京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

地震災害の統合的被害予測手法の開発に向けた検討

樋本圭佑*・向坊恭介**・山田真澄*

＊ 京都大学次世代開拓研究ユニット
** 立命館大学大学院理工学研究科

要　旨

本研究では，地震災害の統合的予測手法開発の端緒として，地震動推定，建物の損壊被害推定，ならびに火災延焼による焼失被害推定の各モデルの入出力条件を整理し，これらの一体的な運用手続きについて検討を加えた。また，本手続きに基づき，花折断層系を震源とする地震が発生した場合の京都市中心市街地が受ける被害の推定を行った。

キーワード: 地震災害，地震動，建物損壊，火災延焼，Google Earth

1. はじめに

地震災害は，地盤崩壊，建物やライフラインの損壊，火災延焼などといった性質の異なる様々な現象が輻輳する複合災害である。これら個別の現象に着目した研究は，被害の発生メカニズムを明らかにし，その軽減策を講じる上で重要である。一方で，複合災害である地震災害に対して総合的な観点から対策を講じるには，被害の全体像を把握することが欠かせない。しかし，こうした包括的な被害推定を目的とした手法の提案例は必ずしも多くない（防災科学技術研究所 2006；FEMA 2009）。

そこで本研究では，地震災害の統合的被害想定手法を開発することを最終的な目標とする。ただし，モデル化の対象となる現象は多岐に渡ることから，可能な限り既に開発され，実績のあるモデルを活用することで，効率的な開発を目指すこととする。ここではその端緒として，地震動，建物損壊，ならびに火災延焼の既存各モデルの入出力条件を整理し，これらの一体的な運用を可能とした。また，本手続きに基づく統合シミュレーションを行い，北白川活動セグメントを震源とする地震が発生した場合の京都市中心市街地が受ける被害の推定を行った。

2. 地震動−建物損壊−火災延焼の統合シミュレーション

本統合シミュレーションの流れをFig.1に示す。地

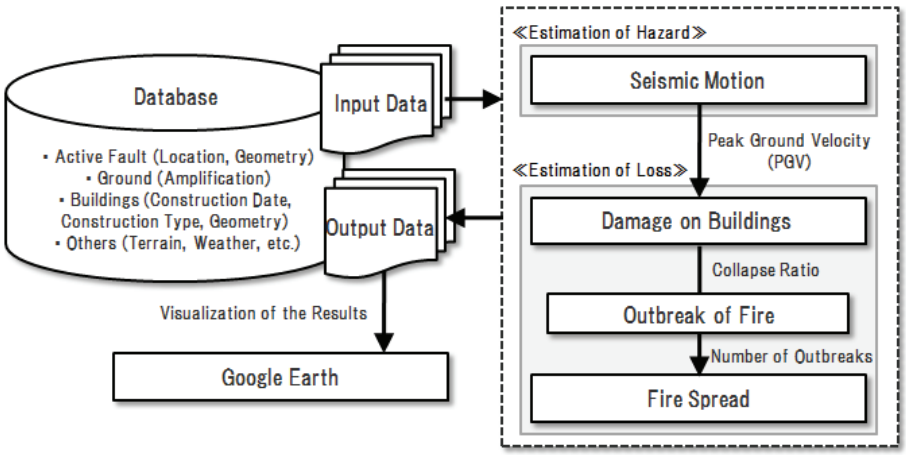


Fig.1 Flow of the integrated simulation considering seismic motion, structural damage on buildings and fire spread.

震動，建物損壊，火災延焼の各モデルは，この順番で直列に繋がっており，単方向の入出力データのやり取りがなされる。ただし，建物損壊モデルと火災延焼モデルの間には，出火モデルが介在しており，建物損壊モデルの出力データを火災延焼モデルの入力データとして変換する。以上の統合シミュレーションに利用する入力条件および計算の出力結果は，モデル間で共通の空間座標もしくは建物IDにより管理する。また，俯瞰的に各被害の状況を把握できるようにするため，Google Earthの3次元地図上に計算結果を表示することとした。個々のモデルの概要は以下のようになる。

2.1　地震動モデル

地震動による外力を決めるにあたっては，距離減衰式と表層地盤の速度増幅度を用いて地震動を推定する。藤原ら（2002）が用いた手法と同様，まず距離減衰式によって工学的基盤面での最大速度（PGV）を評価した後，表層地盤による最大速度の増幅率を乗じることによって地表での最大速度を計算する。

震源の特定には，活断層データベース（産業技術総合研究所）を利用することとし，断層位置を特定した上で断層最短距離を算出する。工学的基盤（S 波速度400m/s 相当層）での最大速度の距離減衰式には，司・翠川 （1999）による提案式を採用した。さらに，地表での最大速度を求めるために，500ｍメッシュ単位の表層地盤増幅率（久保ら 2003）を乗じて表層地盤の影響を考慮した。ここで算出された地表面の最大速度は，市街地の被害推定を行う建物損壊モデルへと受け渡される。

2.2　建物損壊モデル

建物損壊モデルには，兵庫県南部地震の被災調査結果と推定された地震動強さをもとに構築された建物被害率曲線を用いることとする。被害率は，地表面の最大速度V （PGV）に対して次式のように定式化される（林・宮腰 1998）。

$$p(V)=\Phi\left\{\frac{\ln(V)-\lambda}{\zeta}\right\} \tag{1}$$

ここで，Φ は標準正規分布関数，λおよびζはそれぞれ被害率の平均と標準偏差である。

被害率曲線は，倒壊，大破～中波以上，中波～小破以上などの被災度区分ごとに算出される。Fig.2にケーススタディで用いた被害率曲線を示す。

2.3　地震出火モデル

地震直後の出火は，建物の倒壊率に相関があることが過去の事例から知られている。そこで，Fig.3に示す兵庫県南部地震での調査記録（日本建築学会 1998）から求めた以下の回帰式を利用することで，計算対象地域内の出火件数を求める。

$$p_{outbreak}=0.0044\,p_{collapse}{}^{0.6422}\quad\left(R^2=0.76\right) \tag{2}$$

ここで，$p_{outbreak}$ は対象地域内の出火率，$p_{collapse}$ は同倒壊率である。ただし，出火点の位置は対象地域内でランダムに割り振ることとした。

2.4　火災延焼モデル

出火後の市街地火災延焼については，現象の物理的知見に基づき構築された延焼モデルを利用して計算を行う（樋本・田中 2006）。火災延焼モデルの概要をFig.4に示す。本モデルでは，都市火災を複数の建

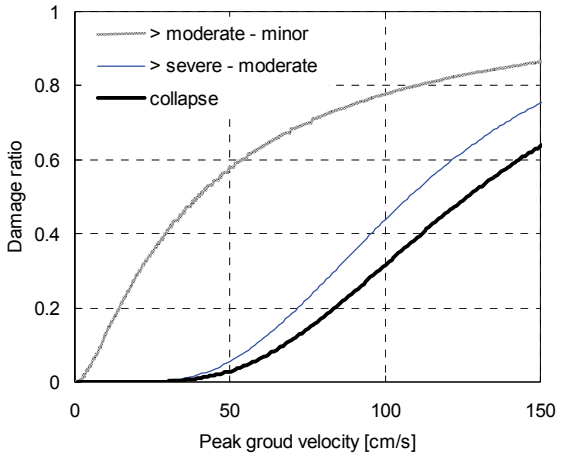


Fig.2 Fragility curve for timber buildings constructed before 1974.

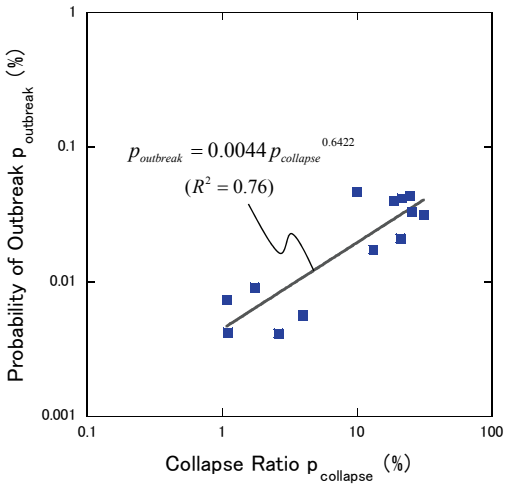


Fig.3 Outbreaks of fire observed in Hyogo-ken Nanbu Earthquake 1995.

物火災の集合と捉え，他の建物火災の影響下における個々の建物火災の燃焼性状を予測することで，市街地全体の火災性状予測を行う。

まず，建物内部の火災性状を予測するにあたっては，建物を構成する各室空間を検査体積とみなし，検査体積ごとに定式化される火災性状の支配方程式を連立して解くことで時々刻々の予測を行う。この場合，任意の検査体積における質量，熱エネルギー，ならびに化学種の質量分率の各保存式は次のように表すことができる。

$$\frac{d}{dt}\left(\rho_i V_i\right)=\dot{m}_{F,i}-\sum_j\left(\dot{m}_{ij}-\dot{m}_{ji}\right) \tag{3}$$

$$\frac{d}{dt}\left(c_P\rho_i T_i V_i\right)=\left(\dot{Q}_{B,i}+c_P\dot{m}_{F,i}T_P\right)-\left\{\sum\dot{Q}_{L,i}+\sum_j\left(c_P\dot{m}_{ij}T_i-c_P\dot{m}_{ji}T_j\right)\right\} \tag{4}$$

$$\frac{d}{dt}\left(\rho_i V_i Y_{X,i}\right)=\dot{\Gamma}_{X,i}-\sum_j\left(\dot{m}_{ij}Y_{X,i}-\dot{m}_{ji}Y_{X,j}\right) \tag{5}$$

また，気体の状態方程式は次のように表わされる。

$$\rho T\cong 353 \tag{6}$$

ここで，c_P は比熱，ρ は密度，T は温度，T_P は可燃物の熱分解温度，V は体積，Y は化学種の質量分率，$\dot{m}_F$ は可燃物の熱分解に基づく可燃性ガスの生成速度，$\dot{m}$ は開口流量，$\dot{Q}_B$ は発熱速度，$\sum\dot{Q}_L$ は開口部や壁などを経由した失熱速度の和，$\dot{\Gamma}$ は化学種の生成速度を表している。また，添え字の ij および ji は検査体積間の気流の方向，O は酸素，F は可燃性ガスを示している。上式(3)～(6)を連立して解くことで，建物内部の気体温度，密度，化学種の質量分率の時系列変化を計算する。

一方，燃焼状態にある建物から周辺の建物への火災拡大は，次のいずれかの要因，もしくはこれらの要因が複合して作用することによってもたらされるものと考える：1)火災室内の高温ガスや開口噴出火炎といった熱源からの輻射熱伝達；2)市街地風によって火災建物の風下側に形成される熱気流からの対流熱伝達；3)市街地風によって飛散する火の粉。この結果，以下の要件が満たされた場合に，火災建物からの熱的影響を受けた建物内部の可燃物の着火，すなわち延焼が起こるものとみなす：1)開口を経由して入射する熱流束が可燃物の着火限界値を超えた場合；2)木質系の外装材温度が木材の着火限界温度を超えた場合；3)十分な熱エネルギーを有する火の粉が可燃物上に落下した場合。

3. 京都市を対象としたケーススタディ

以上の手続きに基づき，京都市の中心市街地を対象とした地震動－建物損壊－火災延焼の統合シミュレーションを行った。ただし，対象としたのは，中心商業施設が集まるJR東海道線以北の市街地である。本検討では，京都市東部を南北方向に縦断する北白川活動セグメントを震源とした地震を想定した。建物損壊および火災延焼の計算に使用した建物データは，都市計画図を基に作成されており，各建物の高さは航空測量の測定結果が与えられている。なお，火災延焼性状に顕著な影響を及ぼす風速については，本検討では考慮せず，無風を仮定した。

まず，距離減衰式を用いた地震動モデルによるPGVの推定結果をFig.5に示す。地盤条件の違いを受けて，PGVが100cm/sを超える領域が京都駅の周辺に確認できる。また，これ以外にも，市街地の広い範囲に渡って大きなPGV値が出力される結果となった。

次に，建物被害率曲線にPGV値を入力することで得られた倒壊建物の分布状況をFig.6に示す。建物倒壊は中心市街地の全域に渡ってはいるものの，PGV値が低く算出されていた対象市域北西部（右京区）の被害は相対的に小さくなっている。建物倒壊率（全建物種別）は対象とした市街地全域で約20%となったが，なかでも，京都駅周辺の地域（下京区，南区）

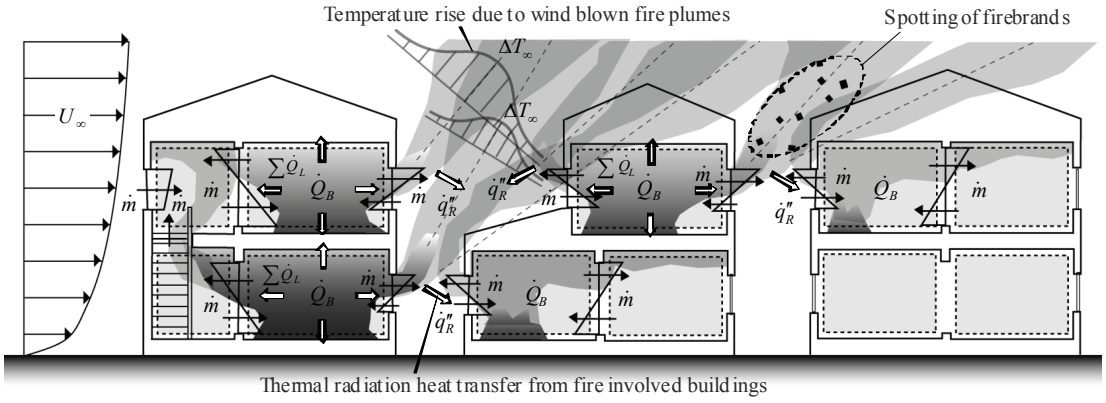


Fig.4 Schematic of the urban fire spread model.

の建物倒壊率は高く，双方とも30%を超える結果となった。

建物損壊の推定結果を踏まえた出火件数は京都市全体で188件，そのうち延焼火災へと発展した火災は37件となった。各出火点から発生した火災について，地震発生から6時間後，および12時間後における延焼状況の推定結果を示したものが，それぞれFig.7とFig.8である。出火から時間が経ち，燃え止まった地域がある一方で，依然として延焼の継続している地域も見られる。PGV値と建物倒壊率，もしくは建物倒壊率と出火率の間に相関が見られることは，モデルの仮定上，当然と言える。ただし，火災による焼失範囲については，建物間の隣接状況などといった周辺の市街地状況に延焼性状が大きく依存するため，必ずしもPGV値や建物倒壊率が大きく推定された地域と一致する結果とはならなかった。

4. おわりに

本稿では，地震動，建物損壊，火災延焼の既存モデルを組み合わせた，京都市中心市街地の地震被害想定を行った。今後は，今回検討を加えた現象だけでなく，ライフライン被害や社会経済的被害など，より多面的な分析が可能な手法へと発展させていく。また，個々の推定モデルの高度化を図ると同時に，特性の異なるモデル間の整合性，ならびにこのことが推定結果に及ぼす影響について分析を加えていく必要がある。

参考文献

久保智弘・久田嘉章・柴山明寛・大井昌弘・石田瑞穂・藤原広行・中山圭子（2003）：全国地形分類図による表層地盤特性のデータベース化および面的な早期地震動推定への適用，地震2，56，pp.21-37.

産業技術総合研究所：活断層データベース (http:// riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/index.html)

司宏俊・翠川三郎（1999）：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文報告集, No.523, pp.63-70.

日本建築学会（1998）：阪神淡路大震災調査報告 建

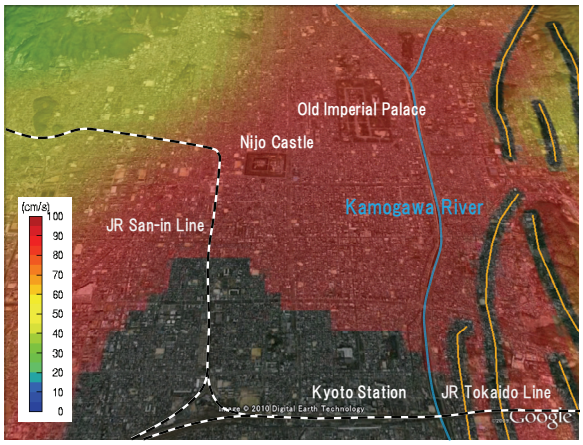


Fig.5 Estimated PGV
(the area with the PGV over 100cm/s is not contoured).

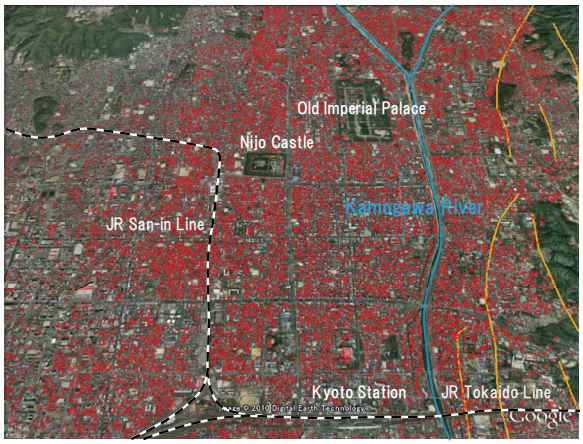


Fig.6 Estimated Collapse of buildings.

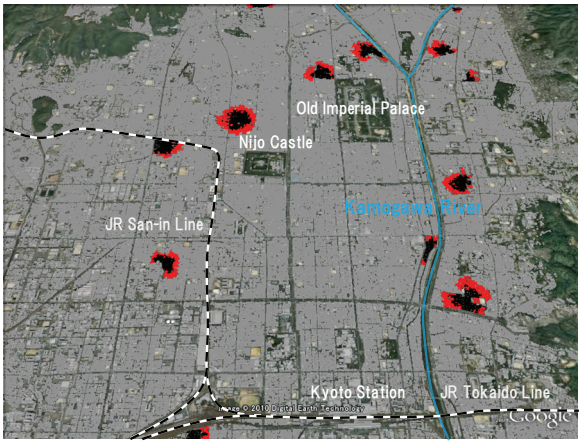


Fig.7 Estimated burnt out area (6hrs after the outbreak).

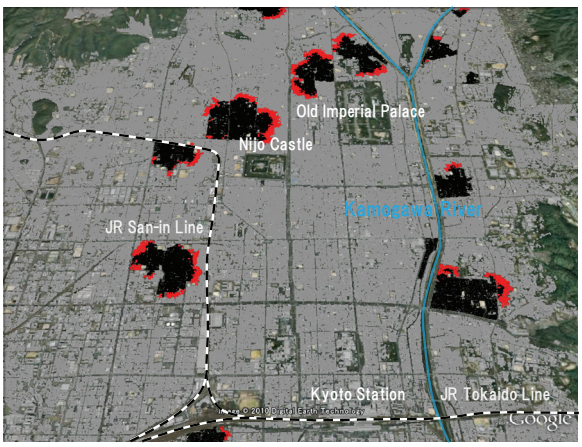


Fig.8 Estimated burnt out area (12hrs after the outbreak).

築偏6，丸善，517pp.
林康裕・宮腰淳一（1998）：兵庫県南部地震における被害率曲線，災害部門PD，地震動の特性と建築物の被害，pp.15-20.
樋本圭佑・田中哮義（2006）：都市火災の物理的延焼性状予測モデルの開発，日本建築学会環境系論文集，No.607，pp.15-22.
藤原広行・河合伸一・青井真・石井透・早川譲・功刀卓・神野達夫・森川信之・小林京子・原温子（2002）：確率論的地震動予測地図作成手法の検討と試作例，防災科学技術研究所研究資料，No.236，187pp.
防災科学技術研究所（2006）：震災統合シミュレーションシステムの開発，文科省大大特プロジェクト総括報告書，52pp.
FEMA (2009): Multi-hazard Loss Estimation Methodology - HAZUS MH MR4 Earthquake Technical Manual, 712pp.

Towards the Development of an Integrated Loss Estimation Method for Earthquake Disasters

Keisuke HIMOTO*, Kyosuke MUKAIBO** and Masumi YAMADA*

* Pioneering Research Unit for Next Generation, Kyoto University
** Graduate School of Science and Engineering, Ritsumeikan University

Synopsis

A preliminary study for integrated loss estimation of earthquake disasters was conducted by applying existing models of spatial distribution of seismic motion, structural damage of buildings, and building-to-building fire spread, sequentially over the target urban area. The procedure was tested by estimating the loss brought to the city of Kyoto due to the earthquake originated from the shift of Hanaore fault. The results were displayed over a 3D map provided by Google Earth enabling comprehensive analysis of the estimation.

Keywords: Earthquake Disasters, Seismic Motion, Collapse of Buildings, Fire Spread, Google Earth

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

洪水による被害推定手法の高度化に関する研究

小林健一郎*・寶 馨

*京都大学 学際融合教育研究推進センター 極端気象適応社会教育ユニット

要 旨

本研究では洪水による直接被害（家屋被害，作物被害）の推定手法について述べる。基本的な考え方としては洪水氾濫シミュレーションを構造格子型で実施し，グリッドセルで出力された浸水深情報を詳細なベクトル型データに属性化することにより，家屋一棟一棟、農地一区画一区画毎の経済被害リスクの推定を可能とする。本稿では，まず，滋賀県竜王町により整備されたベクトル型データを用いた家屋・農作物被害推定手続きを紹介する。その後，佐用川流域全体を対象に構造格子で統合型の降雨流出・洪水氾濫同時解析を実施し，これによる浸水深に基づいた経済被害推定を行い，実態の経済被害と推定経済被害を比較する。本稿の経済被害推定手法の汎用性は高く，かつ構造格子型で広域の降雨流出・洪水氾濫解析の有効性を示すものである。

キーワード: 降雨流出・洪水氾濫解析，家屋被害，作物被害，佐用川，日野川，竜王町

1. 詳細な洪水直接被害推定手法の提案

1.1 ベクトル型データの有用性

図1は滋賀県竜王町により整備されたGISフォーマットのベクトル型デジタル地図である。この電子地図では家屋・構造物，田畑，道路などがポリゴンデータとして整備されている。一見してわかるように，この詳細なベクトル型のデジタルデータによって，構造物や田畑の正確な形状が認識できる。例えば，図1中の赤色の長方形ポリゴンは家屋・構造物を示し，緑色の長方形のポリゴンは田畑を示している。

シミュレーションによる浸水深をグリッドセルで出力し，この浸水深情報を各ポリゴンに属性情報として割り当て，浸水深から被害率を推定し，経済被害額を推定する手続きを以下に述べる。

1.2 ラスター型浸水深情報のベクトル型構造物・田畑データへの属性化

図2は図1のベクトル型デジタルデータに正方形型構造格子で行った洪水浸水深シミュレーション結果を重ねて表示したものである。図3はこの浸水深メッシュデータ情報をベクトル型データの各ポリゴンに属性情報として与えたものである。

この属性付与過程において，複数の浸水深グリッドセル情報が一つのポリゴンにまたがる場合がある。この場合，最大浸水深を代表値として採用する。例えば最小値あるいは平均値なども属性候補となりえるが，最大値を取る場合が洪水防御計画としては安全側で最も妥当だと考える。

この方式であれば図2で浸水深が低い地域でも図3では大きめの浸水が生じる事がある。各区画（ポリゴン）内に障害がないのであれば各区画で浸水深が同一の方が現実により近いと考えられる。また，図3のようにベクトル型で浸水深を表現することにより，各家屋や田畑の所有者は各々の資産が浸水しているかどうか，浸水深はどの程度かを判断しやすくなる。

こうした情報は避難の判断や資産保護にも有用である。

1.3 被害率推定

家屋・構造物及び作物の被害率を推定するための統計値が国土交通省の治水経済調査マニュアル（2005）に示されている。なお，こうした統計値は日本ではほとんど公表されていない。この統計値を用いた構造物・家屋に関する被害率推定手続きは以下のようである。

(1) 被害率とは，洪水により家屋・構造物や作物が評価額に対してどの程度のパーセンテージで被害を

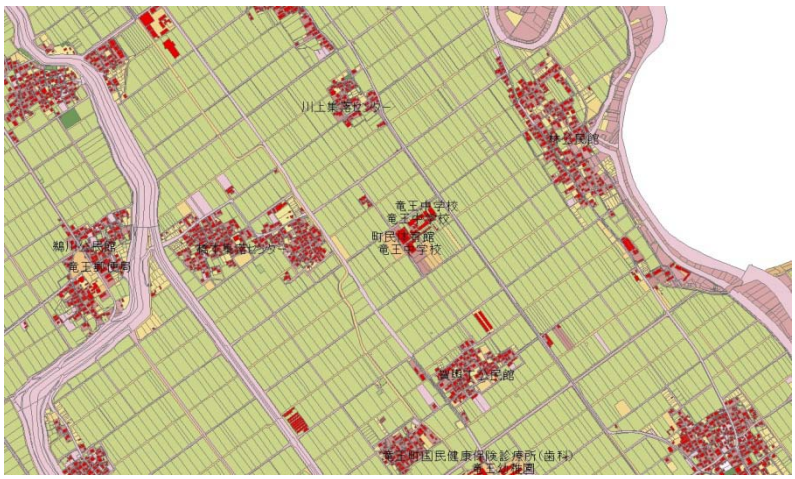


Fig 1 Detailed vector-type data of house and paddy fields (Ryuou Town)

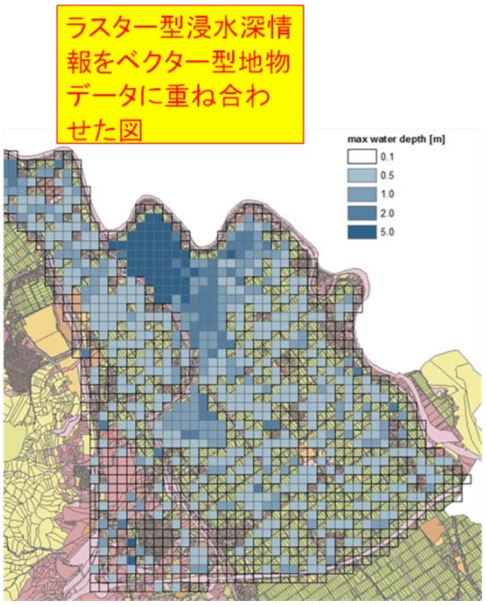


Fig 2 Grid cell inundation depth overlaid on the vector data

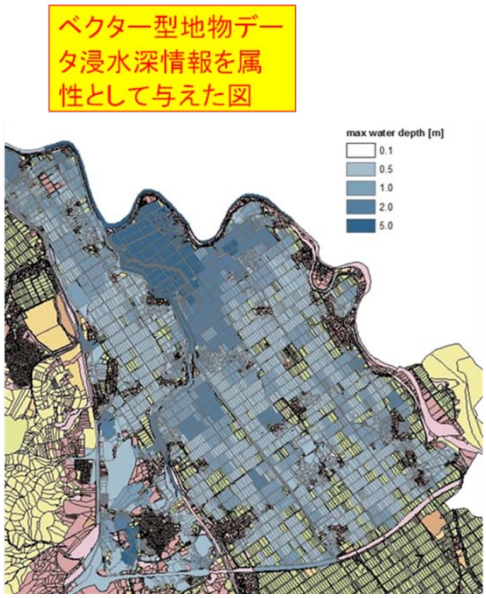


Fig 3 Transfer of the grid cell information to the vector data



Fig 4 The damage ratio of the houses in the region

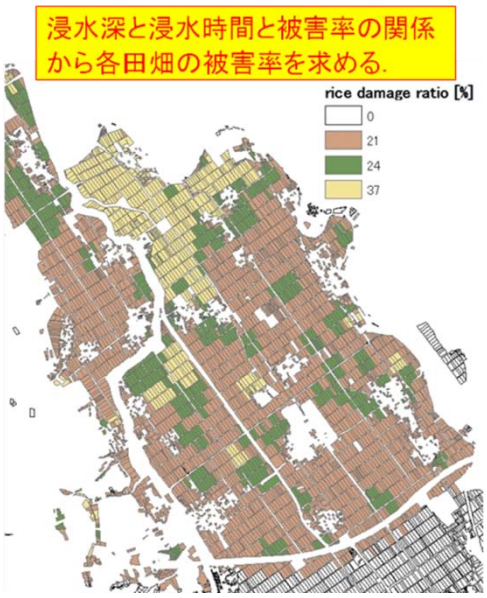


Fig 5 The damage ratio of the crops in the region

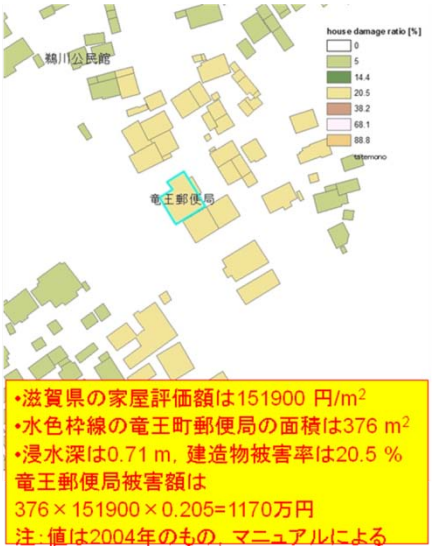


Fig 6 The procedure to estimate the economic loss of the houses

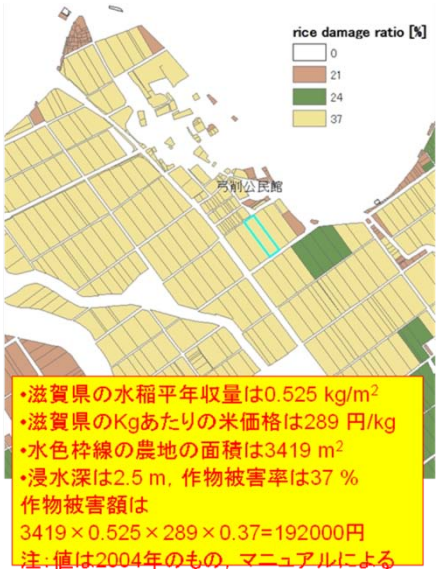


Fig 7 The procedure to estimate the economic loss of the crop fields

Table 1 The relationship between the inundation water depth and the house damage ratio

浸水深 / 地盤勾配	床下	床上					土砂堆積（床上）	
		50cm 未満	50～99	100～199	200～299	300cm 以上	50cm 未満	50cm 以上
Aグループ	0.032	0.092	0.119	0.266	0.580	0.834	0.43	0.785
Bグループ	0.044	0.126	0.176	0.343	0.647	0.870		
Cグループ	0.050	0.144	0.205	0.382	0.681	0.888		

A：1/1000 未満、B：1/1000～1/500、C：1/500 以上

注：1．平成５年～平成８年の「水害被害実態調査」により求められた被害率。（ただし、土砂堆積は従来の被害率）

2．家屋の全半壊についても考慮した数値である。

Table 1 The relationship between the inundation water depth and the crop damage ratio

事項 / 冠浸水深 / 浸水日数 / 作物種類		冠浸水 0.5m 未満				冠浸水 0.5～0.99m				冠浸水 1.0m 以上				土砂埋没 地表からの土砂堆積深		
		1～2	3～4	5～6	7以上	1～2	3～4	5～6	7以上	1～2	3～4	5～6	7以上	0.5m未満	0.5～0.99m	1.0m以上
田	水稲	21	30	36	50	24	44	50	71	37	54	64	74	70	100	100
畑	陸稲	20	34	47	60	31	40	50	60	44	60	72	82			
	甘しょ	11	30	50	50	27	40	75	88	38	63	95	100			
	白菜	42	50	70	83	58	70	83	97	47	75	100	100			
	蔬菜	19	33	46	59	20	44	48	75	44	38	71	84			
	根類	32	46	59	62	43	57	100	100	73	87	100	100			
	瓜類	22	30	42	56	31	38	51	100	40	50	63	100			
	豆類	23	41	54	67	30	44	60	73	40	50	68	81			
	畑平均	27	42	54	67	35	48	67	74	51	67	81	91	68	81	100

注）1.「蔬菜」は、ねぎ、ほうれん草、その他、「根菜」は、大根、里芋、ごぼう、人参、「瓜類」はきゅうり、瓜、西瓜、「豆類」は小豆、大豆、落花生、たまねぎ等である。

2. 土砂埋没の被害率は、河川の氾濫土砂によるものであるので、「土石流」の場合は実情に応じて修正すること。

受けるかを意味している。
(2) 家屋･構造物被害率は図3の浸水深と表1の浸水深と被害率の関係により推定できる。表1の地面勾配は各地域（あるいは各ポリゴン）の地面の勾配を示しており，この地面勾配により流体力（すなわち洪水流速）を陰的に考慮するために分類されている。
(3) 作物の被害率は図3の浸水深と表2の浸水深, 浸水継続時間と作物被害率の関係により推定できる。作物の場合，浸水継続時間も考慮するのがポイントであり，表2に示されるように作物は浸水が生じた後でも浸水時間が短ければより多く生存できる。例えば，浸水深が0.5m以下で浸水継続時間が1～2日の場合，米被害率は21%となるが，浸水継続時間が7日以上の場合，米被害率は50%となる。
(4) この被害率統計値は1993年～1996年に実施された水害被害実態調査から算出されている。

家屋被害率推定例を図4に示す。この地域では平均地面勾配が1/500以上であるから，表1の一番下の行の値を被害率推定に用いる。図4では一部の家屋被害率が最大で88.8%に達しており，68.1%, 38.2%, 5%などの被害率も見られる。各家屋の被害率が明確に示されているので，家屋所有者は各々の資産が洪水によりどのような被害を受けるかの可能性をはっきりと考えることができる。これは洪水浸水シミュレーションのみよりはずっと有用であると考える。

他方，作物被害率（現地の作物種を同定するための情報は一般にはないので，米として考える）の推定例を図5に示す。この場合シミュレーションにより浸水継続時間が1～2日と推定されたので（これは排水を考慮できる洪水氾濫モデルによってのみ可能である），表2の対応する値を被害率推定に用いる。図5に示したように作物被害率としては21%, 24%, 37%が得られた。標高が一番低い地域で最大の作物被害率（37%）が推定された。

1.4 経済被害推定

各家屋や農地の経済被害は被害率とそれぞれの評価額により計算する。詳細なベクトル型データにより各家や農地の面積が正確に算定できる。平成17年における各県のm^2あたりの家屋評価額が国土交通省治水経済調査マニュアルに記載されている。例えば，滋賀県のm^2当たりの家屋評価額は151900円である。面積と面積当たり評価額と被害率がわかるのでこれにより面積×面積当たり評価額×被害率として経済被害を推定する。図6の例では，太枠で囲まれた家屋は当地の郵便局であり，この占有面積は376m^2，面積当たりの評価額が151900円であり，浸水深が0.71m，被害率が20.5%であるので，結果として経済被害は376×151900×0.205=1170万円となる。

田畑被害については，経済被害=田畑面積×面積あたり収量×kgあたり評価額×被害率で求められる。家屋と同様に，田畑面積はベクトル型データから正確に算出できる。日本では作物の各県での平均収穫高が通常算出されており，平成17年において滋賀県では米の平均収穫高は0.525kg/m^2である。kgあたりの米価格は平成17年で289円/kgである。図7の太線で囲った田を例にとると，田面積は3419m^2で，浸水深が2.5m，被害率が37%であるから，結果として経済被害は3419×0.525×289×0.37=19万2000円となる。

一般的に，この手法を採用すると面積当たりでは家屋の被害額の方が田畑の被害額より大きくなる。

1.5 結語

本章では最初に図2のようなメッシュデータ浸水深情報を図3のようなGIS形式のベクトル型データのポリゴンに移行（属性付与）する手続きを示した。ポリゴンに属性情報として与えられた浸水深は地域密着型の洪水災害管理を行うに当たって，住民が洪水をより身近にかつ自分自身の物として感じる事ができるので，非常に有用である。こうしたベクトル型データは洪水災害だけでなく地震や火事災害の被害推定にも利用できる。

家屋・建造物及び作物の洪水被害は図4や図5に示したように，水害実態調査の統計値を使って推定できる。

こうした被害率の研究は大変有用であるが，洪水氾濫モデルなどの物理数値モデルを構築する努力に比べるとあまり進んでいない。広義の脆弱性評価の研究が現在求められていると言ってよい。

なおここで導入した手法は，詳細なベクトルデータがなくても適用可能である。すなわち，対象地域の航空写真などがあれば，ArcGISなどの基本的な機能により被害を受ける地域の輪郭が描けるので，これにより途上国などを対象としてもこの手法を適用できる。ただしそれでは各家屋の被害までを考えることは難しい。また，被害率は国や地域によっても違うので，被害率算定の作業が必要となる。

ここで示した洪水経済被害推定手法は非常に精緻なものの一つであると考えており，今後更にこの研究を進めていく。次節に2009年8月9日～11日の佐用川豪雨災害にこれを適用した例を示す。

2. 佐用川流域を対象とした広域降雨流出・洪水氾濫解析と経済被害推定

2.1 はじめに

2009年8月8日から10日にかけて台風9号による大雨により兵庫県佐用町に甚大な洪水被害がもたらされた。台風第9号の動きに伴い南から暖かく湿った空気が西日本に流れ込み，大気の状態が不安定となり，兵庫県佐用町佐用で89.0ミリなど時間降水量の年間1位の記録が更新された（大阪気象台，2009）。佐用町被害状況（速報）（佐用町，2009a）によると佐用町においては平成21年12月24日時点で，死者18名，行方不明者2名，負傷者1名の人的被害が，また全壊家屋138，大規模半壊269，半壊482，床上浸水156，床下浸水742の人家被害が発生したとある。また同速報[3)]では農作物被害は被害面積が549.4ha，被害額総計が2億456万円とされている。

本節では，この佐用町豪雨災害を再現し，かつ実態経済被害とシミュレーションによる予測経済被害を比較することを試みる。これにより，洪水ハザードのシミュレーション精度を高める事に加え，流域の洪水によるリスクを事前に推定する手法の高度化を図る。最初に洪水浸水深を再現するために，佐用川流域全体を対象に広域の降雨流出・洪水氾濫同時解析を実施した。その後，浸水深に応じた家屋・農地の経済被害を推定し，実態の被害と比較を試みた。なお，広域（流域全体）での降雨流出・洪水氾濫同時解析を実施した理由として，今回の佐用町豪雨災害では，洪水流が河道から溢水しつつ流下したという点がある。通常，物理法則に基づく分布型の降雨流出モデルは，斜面から河道への一方向の水の移動を考えており，河道から堤内地への溢水については考慮していないことから，今回この手法を採用した。

2.2 佐用町の概要

佐用町は兵庫県西部の千種川流域内部に位置し，居住人口は平成22年3月末で20166人，世帯数は7203戸である。本稿では特に被害の多かった円光寺地点（図8）より上流の佐用川流域を対象とする（流域面積191m2）。図8には国土数値情報（国土交通省，2009）より取得した森林・田畑の分布図も掲載している。これによると森林面積は151km2，田畑面積は37km2であった。

2.3 モデル概念

本稿では図9に示すように河川網の流れについては一次元不定流解析を実施し，流域内部の斜面や市街の流れは二次元不定流解析モデルで追跡する。堤内地の流れが河道位置に到達すると越流公式により算定された単位幅流量×節点間距離（60m）に相当する流量が側方流入として河道に流入する (図9のqnode; 実際は全河道網の各節点でqnodeが存在する)。また，逆に河道流の水位が堤防高さを超えた場合にも，河道から堤内地へ同様に越流公式により推定される流量が溢水する。これは氾濫解析手法を流域全体に拡張したとも言えるし，あるいは分布型降雨流出モデルで用いられているkinematic wave法を1次元，2次元不定流モデルに拡張したものとも言える。森林土壌については恩田ら(2005)などを参考に, 25mm/hrの浸透能があり，それ以降表面流が発生するとした。森林土壌の扱いについては今後の課題である。河川網の一次元不定流解析には以下の連続式(1)と，抵抗則にManning 公式を用いたSt.Venant式(2)を適用する。

$$\frac{\partial A}{\partial t}+\frac{\partial Q}{\partial x}=q \tag{1}$$

$$\frac{1}{g}\frac{\partial u}{\partial t}+\frac{u}{g}\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial h}{\partial x}=s_0-\frac{n^2u|u|}{R^{4/3}} \tag{2}$$

ここにAは河道での流水断面積，Qは河道内流量，qはx方向の単位長さあたり横流入出量（流入が正），u = Q/Aは断面平均流速，s0は水路床勾配，nはマニングの粗度係数，Rは径深である。これらの式を特性曲線法で解く。堤内地の流れの解析には以下の連続(3)と2次元浅水流方程式(4)-(5)を用いる。

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial M}{\partial x}+\frac{\partial N}{\partial y}=Q_{in} \tag{3}$$

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\frac{\partial uM}{\partial x}+\frac{\partial vM}{\partial y}=-gh\frac{\partial H}{\partial x}-gn^2u\frac{\sqrt{u^2+v^2}}{h^{1/3}} \tag{4}$$

$$\frac{\partial N}{\partial t}+\frac{\partial uN}{\partial x}+\frac{\partial vN}{\partial y}=-gh\frac{\partial H}{\partial y}-gn^2v\frac{\sqrt{u^2+v^2}}{h^{1/3}} \tag{5}$$

ここにhは水深，M = uh, N = vhでM, Nは流量フラックス，u, vはそれぞれx方向，y方向への流速，Hは水位，qは単位面積当たりの流入出流量である。h, M, Nを千鳥格子状に配置し（staggered grid)，時間方向差分には陽的解法のLeap frog 法を用いる。家屋・農地の経済被害推定については，浸水深に応じた家屋・農地の評価額に対する被害率を治水経済調査マニュアルの統計値により設定し，被害を推定する。例えば小林ら(2010)を参照されたい。

4. 結果と考察

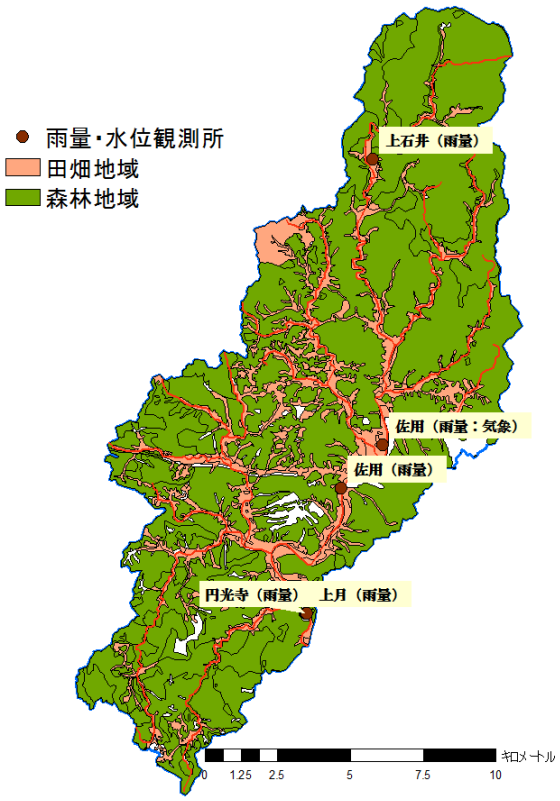


Fig 8 The Sayogawa river catchment

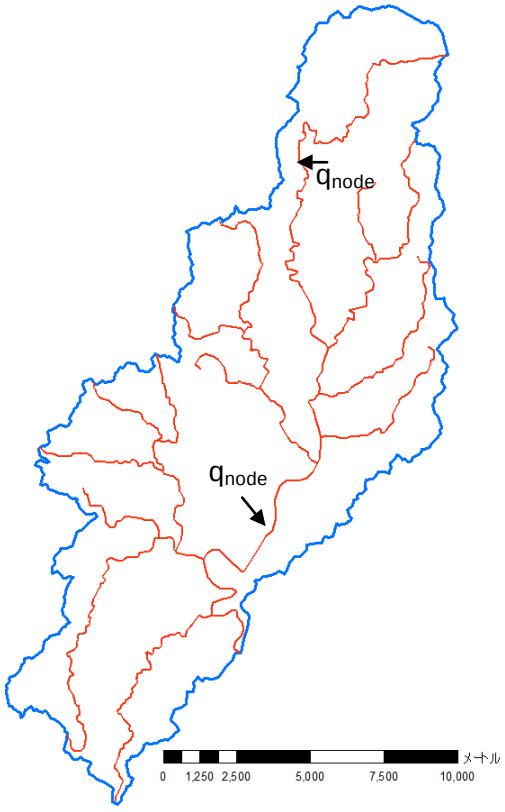


Fig 9 Schematic diagram for the rainfall-runoff/flood inundation simulation

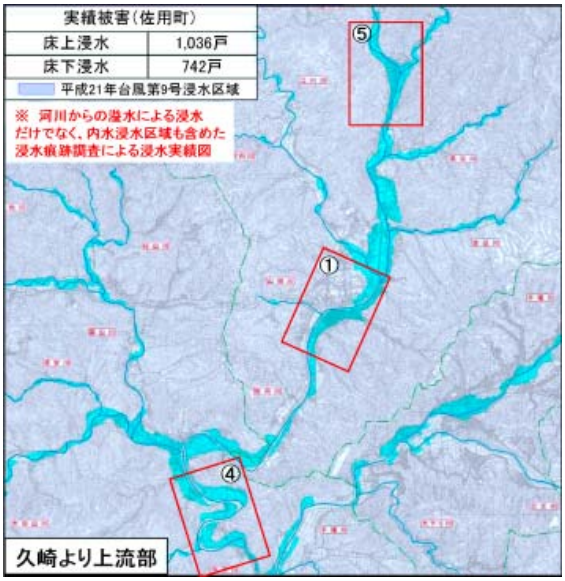


Fig 10 Observed flood inundation area

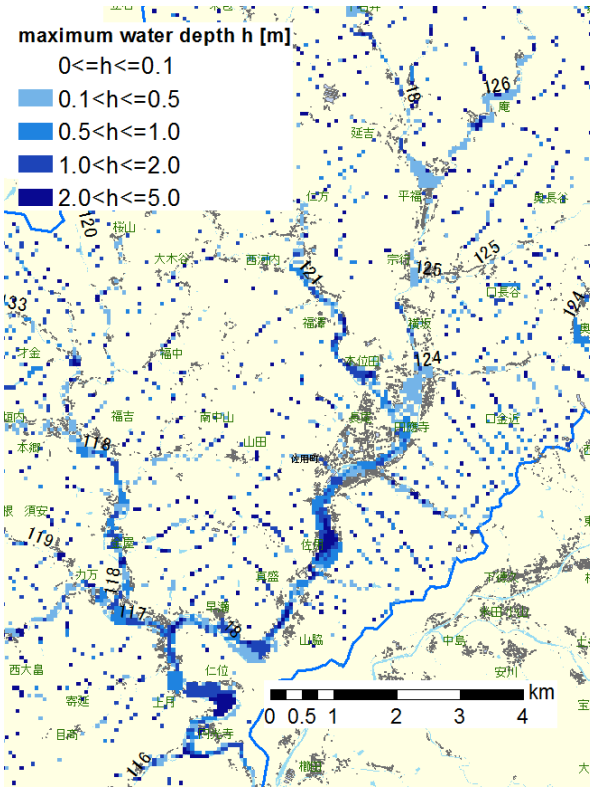


Fig 11 Simulated water depth

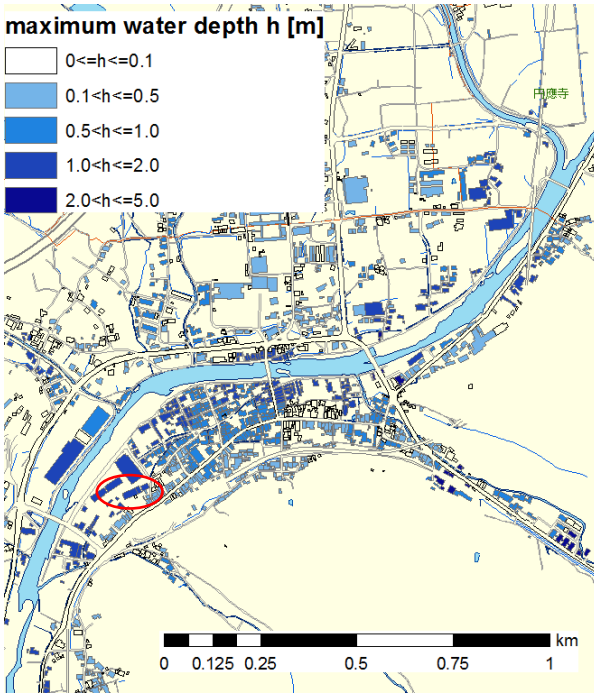


Fig 12 Simulated water depth of each building

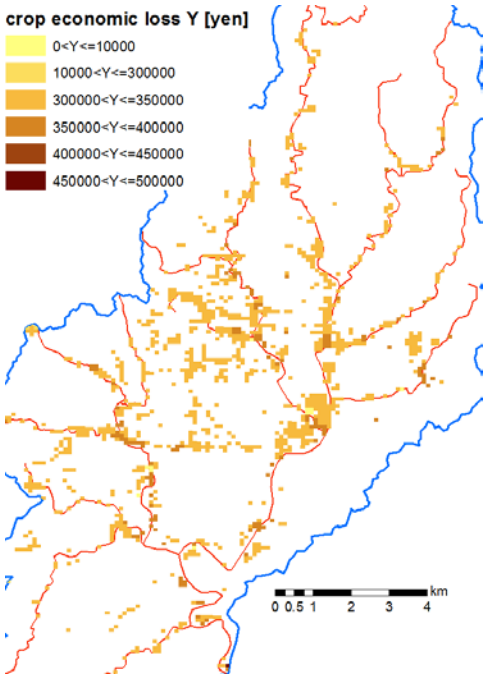


Fig 13 Simulated economic loss of the paddy field

図10に今回の氾濫実績図（佐用町，2009a）を図4にシミュレーションによる最大浸水深を示す。これらの図を比較すると浸水範囲が良く再現されているのがわかる。図12には家屋形状もわかるベクトルデータを用いた家屋毎の最大浸水深を示す。図中丸印にある佐用町総合庁舎のシミュレーションによる最大浸水深は1.16mであった。佐用町追加資料（佐用町，2009b）によると総合庁舎の浸水は1m程度であったとあるので，シミュレーションの再現性は良いといえる。家屋被害推定モデルによると浸水による佐用町総合庁舎の直接被害は3900万円と推定された。今後はこれを実態被害と比較する。農地については，100mメッシュ土地利用情報（国土交通省，2005）を用いて農作物被害を推定した所（図13），7億8000万円となった。佐用町速報（佐用町，2009a）による実態被害額2億456万円よりは大分高い。使っている農地データが小林ら（2010）などに比べると粗い事なども原因と考えられる。今後は現地訪問等を通じて実態被害と計算結果を比較し，モデルの精度を高めたい。

謝　辞

滋賀県，竜王町にはデータや資料を提供して頂きました。また，財団法人河川情報センターの研究助成金の支援を受けました。被害推定手法については株式会社パスコの技術的支援を受けました。ここに記して謝意を表します。

参考文献

大阪気象台（2009）：平成21年8月8日から11日までの台風9号による大雨について，大阪管区気象台管内（近畿・中国（山口を除く）・四国地方の速報，http://www.jma-net.go.jp/osaka/saigai/pdf/h21/sokuji/ks20090812_kanku.pdf

恩田裕一・辻村真貴・野々田稔郎・竹中千里（2005）：荒廃したヒノキ人工林における浸透能測定法の検討，水文・水資源学会誌18(6), pp. 688-694

国土交通省（2005）：治水経済調査マニュアル平成17年度版

国土交通省（2009）：国土数値情報ダウンロードサービス，http://nlftp.mlit.go.jp/ksj/

小林健一郎・寶　馨・中北英一（2010）：全球気候モデル出力と洪水及び経済被害推定モデルを用いた中小河川の水害リスクの将来変動に関する研究，河川技術論文集第16巻，2010

佐用町（2009a）：平成21年台風第9号災害の被害状況等について（速報，平成21年12月24日），http://www.town.sayo.lg.jp/kakuka/saigaifukkotaisaku/saigaifukkou_keikakusakutei/kentouiinnkai/2_kentouiinkai/6_higaizyoukyou.pdf

佐用町（2009b）：台風台9号災害にかかる追加資料について，http://www.town.sayo.lg.jp/kakuka/saigaifukkotaisaku/kensyouiinkai/dai2kai/3_tsuikashiryou.pdf,

Development of an Integrated Rainfall-Runoff/Flood Inundation Simulation Model and the Economic Damage Estimation Framework due to the Flooding

Kenichiro KOBAYASHI* and Kaoru TAKARA

*Educational Unit for Adaptation to Extreme Weather Conditions
and a Resilient Society, Kyoto University

Synopsis

This paper describes a framework to estimate the direct economic damages (e.g. house and crop damages) due to floodings. The basic idea is that: (1) the flood inundation simulations are carried out with a structured grid, (2) the inundation depths output in grid cells from the structured grid are transferred to the house and crop filed vector data as attributes and (3) the economic risk of each house and crop field is estimated using the attributes. In this paper first the example of the economic damage estimation using the vector data prepared by the Ryuou Town is introduced. Then, an integrated rainfall-runoff/flood inundation simulation model with a structured grid is developed and applied to the Sayogawa river catchment which recently experienced severe flood damages due to extreme rainfall. Based on the inundation depths observed and simulated with this model as well as the actual economic loss and estimated, the accuracy of the flood and economic estimation models are investigated. This paper shows the usefulness of the economic risk framework and large-scale integrated rainfall-runoff/flood inundation model.

Keywords: rainfall-runoff/flood inundation, economic risk, house damage, crop damage, the Hinogawa river, Ryuou Town, the Sayogawa river

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

観測データに基づいた耐震補強の有効性に関する実証的研究
―京都大学宇治地区研究所本館を対象に―

宝音図*・松島信一・川瀬博

＊ 京都大学大学院工学研究科

要　旨

耐震改修工事を実施した京都大学宇治地区研究所本館を対象に，耐震補強工事前後に微動観測を行い，その観測データに基づき工事前後の振動特性を抽出して比較を行った。抽出した振動特性と改修図面の情報から建物の振動解析モデルを構築し，京都大学宇治キャンパスの東縁に存在する黄檗断層系の地震による想定強震動を入力し，非線応答解析を行った。耐震補強工事前後の振動解析モデルによる応答を比較することにより，耐震補強の有効性を検証した。その結果，耐震改修前に比べ耐震改修後の共振振動数は低いかほぼ等しくなった。得られた振動解析モデルに黄檗断層系による想定強震動を入力し，非線応答解析を実施した。耐震改修の有効性を検討したところ，階ごとの応答が大きくなった場合と小さくなった場合があり，耐震補強効果が明確に出ていないが，大破壊クライテリオンである最大変形角1/30radを超えないことがわかった。

キーワード:微動観測，耐震補強，振動解析モデル，耐震性評価，共振振動数

1. はじめに

近い将来予想される地震に対する建物被害を軽減するためには，建物に作用する地震動特性と実建物の耐震性能の両者の把握が重要であるが，特に，建築基準法では，1981年以前に建設された構造物はそれ以後の構造物に比べ耐震性能が低いとされ，現在その耐震診断およびそれに従った耐震補強・耐震改修が推奨されている。しかし，実際の耐震補強・耐震改修がどの程度有効であるかについて観測データに基づいて定量的な検討はほとんどなされていない。これは耐震補強の精神が「新耐震設計法なみに性能を向上させる」という経験主義に基づいたものだからである。

そこで本研究では京都大学宇治地区研究所本館の耐震補強工事前後に微動観測を行い，その観測データに基づき工事前後の振動特性を抽出して比較を行った。抽出した振動特性と改修図面の情報から建物の振動解析モデルを構築し，京都大学宇治キャンパスの東縁に存在する黄檗断層系の地震による想定強震動（香川ら，2007）を入力し，非線応答解析を行った。最後に，耐震補強工事前後の振動解析モデルによる応答を比較することにより，耐震補強の有効性について検討した。以下にその報告をする。

2. 対象建物及び耐震補強概要

対象建物の概要及び写真をTable 1およびPhoto 1に示す。宇治地区研究棟本館は南東（M棟），北棟（N棟），東棟（E棟），西棟（W棟）および増築棟からなり，エキスパンションジョイントで縁がつながった鉄骨造5階建ての建物である。Fig. 1にはその2階平面図を示す。本論の対象となる建物である本館の東棟（E棟）は耐震改修前は中央棟（M棟）および北棟（N棟）と接続していた。また，増築棟両側に１階ピロティが二ヶ所ある。

第2次国立大学等施設緊急整備5ヶ年計画内に耐震化率93%, 2015年には耐震化率98%を達成することが目標とされる中で，京都大学においても2006年より耐震化計画が進められている（京都大学，2009）。宇治地区研究所本館は要耐震補強と判定され，2007年夏から耐震・機能改修工事が開始された。京都大

Table 1 Summary of the object building

対象建物	学校名	京都大学　宇治地区研究所本館E棟
	建物区分	校舎
	所在地	宇治市五々庄京都大学宇治構内
	用途	研究施設
設計者	名称	不明
	住所	不明
	設計年月日	昭和　41年
施工者	名称	不明
	住所	不明
	竣工年月日	昭和　45年
建物規模	延べ床面積	6105㎡、平面面積(131.25＊9.75㎡)
	階数(PH)	地上5階(0)
	診断対象面積	6105㎡
	原設計用途	研究施設
	現状用途	研究施設
設計図書等の有無		意匠図、構造図　あり
被災の有無・程度等		構造上特に問題になるような障害は発生していない
改修歴		構造上の改修なし
その他		鉄骨造地上5階建て
		X方向：ラーメン架構
		Y方向：ラーメン架構



Photo 1 The object building before the reinforcement
(Uji campus main research building, east building)

学宇治地区研究所本館の初期竣工部は建築基準法で設計されていない。また，その後の増築部分は，新耐震設計基準には準拠していない建物である。

本研究で検討した対象建物の本館東棟(E棟)の診

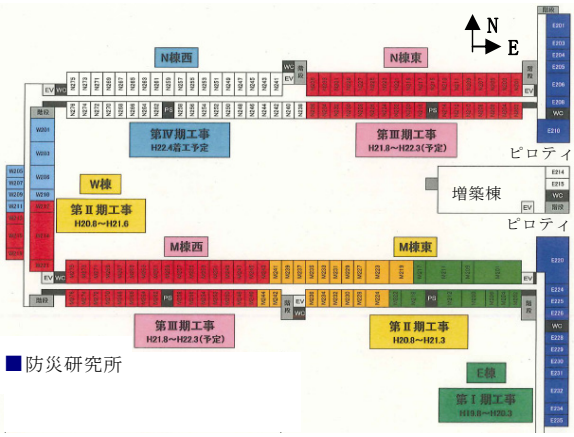


Fig. 1 Uji campus main research building
(The plan of second floor)

断結果及び補強計画をTable 2に示す。耐震診断では，鋼材の錆状況については進行しておらず問題ないと診断されたが，長辺方向(X)は純ラーメン架構で全階で耐力が不足し，短辺方向(Y)は全階qi値が不足していると診断された。1階の剛性が小さいため1階にはブレースによる強度型の補強が必要という診断になった。目標耐震性能はIs値（建物の強度や粘りに加え，その形状や経年状況を考慮した耐震指標）0.7以上，qi値（保有水平耐力：建物が地震による水平方向の力に対して対応する強さ）は1.0以上とされ，建物の使用機能を極力害わないで建物の耐力を増強するために，柱や逆V字形鉄骨ブレースを設け耐力の向上が計られている。ブレースの配置は長辺方向(X)両通りの1階～5階の適所に，短辺方向(Y)の1階には9ヶ所にFig. 2に示すように設置された。柱の配置は短辺方向(Y)の2階～4階には9ヶ所，5階には4ヶ所設置された。また建物の耐震強度を高める工事のほかに，鉄骨柱の耐火性能を向上させるために壁・天井を除

Table 2 Quakeproof diagnosis and quakeproof plan summary of the object building

	補強前				補強後				柱増設	ブレース増設
	Isx	qSt*	Isy	qSt*	Isx	qSt*	Isy	qSt*		
5F	0.325	0.521	0.710	0.861	0.814	1.356	0.844	1.350	4	4
4F	0.325	0.521	0.712	0.863	0.814	1.356	0.844	1.350	9	8
3F	0.325	0.521	0.712	0.863	0.814	1.356	0.844	1.350	9	12
2F	0.325	0.521	0.864	0.864	0.814	1.356	0.844	1.350	9	12
1F	0.390	0.521	0.648	0.864	0.814	1.356	0.810	1.350		21
最小値	0.325	0.521	0.648	0.863	0.814	1.356	0.810	1.350	31	57

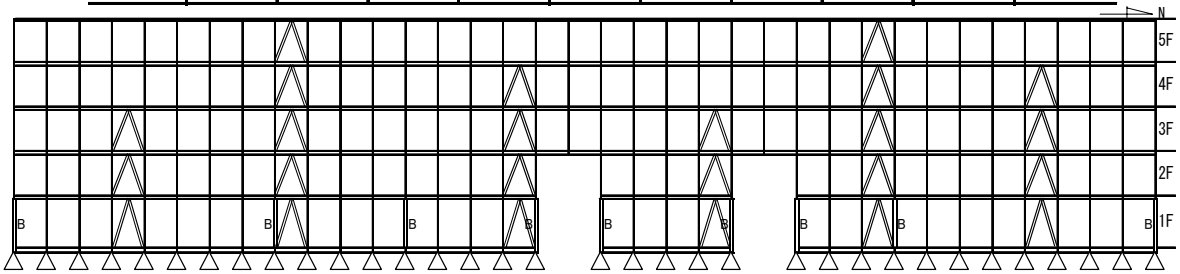


Fig.2 Position of the brace on the east side of east building

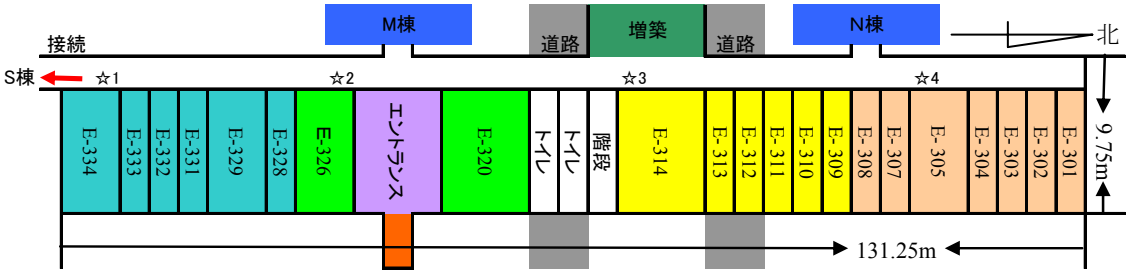


Fig. 3 Uji campus main research building（The plan of the third floor of east building）

去して柱の表面被覆工事も行われている。

補強方法として，長辺方向(X)は全階に鉄骨ブレースで補強することにより，不足していた耐震性能は目標値を上回るように，短辺方向(Y)は1階にブレースを9ヶ所設け，層間変形角を小さくし，2～5階には間仕切り壁内に収まる柱を増設し，建物耐力の向上を計ることを目標とされている。

3. 微動観測及び解析

構造物は耐震診断で補強が必要となった場合には，補強の前と後で，微動観測により構造物の揺れを観測して，補強前後の共振周期の変化により補強効果を確認できることが期待される。耐震補強工事を実施した宇治地区研究所本館のE棟を対象に，耐震改修の影響が振動特性にどのように現れるかについて把握するため，耐震補強工事前後に微動観測を行った。耐震補強前の微動観測は2007年7月から8月かけて観測した大塚ら(2008)による観測データを利用する。耐震改修後は2009年4月20日に耐震補強前の大塚らによる観測に合わせ，同じ観測点で1階から5階で微動計を置いて12分間同時計測した（宝音図，2009）。Fig. 3には耐震改修後の東棟(E棟)3階の平面図及び微動観測した地点（☆）を示す。時刻校正はGPS時刻信号によって行い，各観測地点の同時核性を確保した。☆1～☆4観測地点を盛り替えて，建物の南側から北側において4セット計測を行った。Photo 2には



Photo 2 An example of microtremor measurement site

補強後計測中の微動計の設置例を示す。Fig.4には5階と1階で観測されたUD，NS，EW方向の微動の加速度波形の例を示す。

本研究で用いたデータ解析法を以下に示す。まず，微動観測から得られたデータを50%オーバーラップさせ40.96秒の小区間に切り出した。そしてそのフーリエスペクトルおよび1階に対する2～5階のフーリエスペクトル比を求め，アンサンブル平均値を計算した。次にそのフーリエスペクトル比の1次ピークから，建物の短辺方向(Y)や長辺方向(X)の共振振動数をそれぞれ読み取った。この際，ピークが明瞭でない場合には，位相が0°付近から180°近くまで急激に変化する振動帯域の中で90°付近の振動数であることや，コヒーレンスの急激に低下する振動数であることも振動数判定の補助情報とした。

4. 微動観測による解析結果

耐震補強工事前後での振動特性の抽出にあたっては，1階に対する2階～5階のフーリエスペクトル比の1次ピークから読み取った共振振動数を求めることにより推定した。数式(1)と(2)に示す通り，共振振動数は建物の質量と剛性から決まる最も基本的な動特

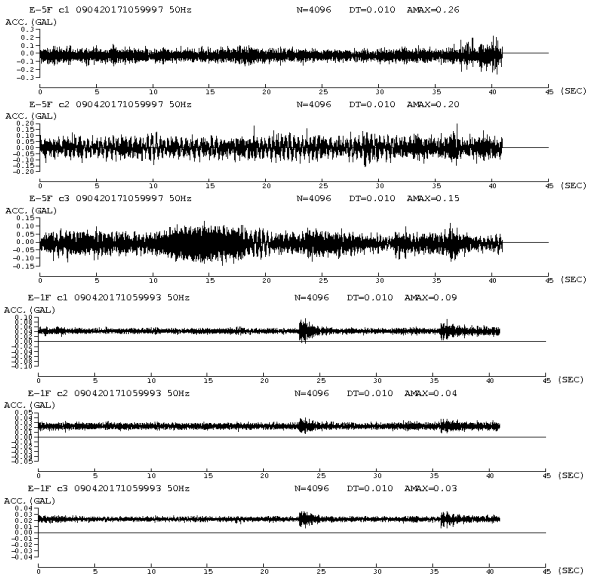


Fig. 4 An example of microtremor accelerograms
(Top figure; 5th floor, bottom figure; 1st floor)

性であり，もし，同じ階数で，質量が同じなら共振振動数の2乗は建物の剛性に比例し，さらに単純に考えて最大耐力に対応する限界変位が一定なら剛性は建物耐力に比例するので，ここで耐震補強前後の微動観測から得られた共振振動数による振動特性を比較することにより，その耐震補強前後の建物耐力の変化について把握することができるといえる。

$$f = \omega/2\pi = \frac{1}{2\pi}\sqrt{\frac{k}{m}} \quad (1)$$

$$k = (2\pi)^2 m f^2 \quad (2)$$

f ：振動数，k ：剛性，m ：質量

微動観測された☆3地点の5階と1階での補強後のフーリエスペクトル及びフーリエスペクトル比の1例をFig. 5に示す。これらのスペクトル比より読み取った建物の共振振動数をTable 3に示す。短辺方向(Y)は東西方向，長辺方向(X)は南北方向を表す。また，大塚らの解析した補強前，補強中の各地点の一次固有振動数も示す（―は欠測を意味する）。ただし，大塚らは建物の階ごとに観測した加速度波形のフーリエスペクトルの垂直方向と水平方向の比の1次ピークから建物の共振振動数を求めているという点が我々の解析とは異なっている。耐震診断解析モデルの補強前の短辺(Y)，長辺方向(X)の1次固有振動数と補強後の短辺(Y)，長辺方向(X)の1次固有振動数も示す。微動による共振振動数が耐震診断解析モデルの振動数よりも高い振動数を示している。これは，微動の振幅と設計時に通常想定している強震，強風時とは振幅レベルに隔たりがあることが挙げられる。さらに，内装材，間仕切など2次部材による影響が考えられる。

補強前の短辺方向(Y)の観測地点ごとの共振振動数が異なったが長辺方向(X)は明確な差がない。補強前の東棟(E棟)は中央棟(M棟)と北棟(N棟)と縁がつながっていたので，E棟の平均共振振動数はその影響を受けていたと推測される。短辺方向(Y)の共振振動数は耐震補強前より下がったが観測点ごとの値はよく一致したことが分かる。これは縁を切り離した影響と推測される。大塚らの結果では耐震改修中も下がっていることはこのことを示唆している。長辺方向(X)の共振振動数は☆1～☆3観測地点では耐震補強前後で近い値が観測され，☆4観測地点以外の点では耐震補強前より振動数が上がった。これは耐震診断解析モデルで補強後の長辺方向の1次固有振動数が上がっている結果と一致する。これより，数式(2)を基に微動観測による長辺方向の耐震補強前後の振動特性の比較から，耐震補強工事後の建物の耐力が強くなったといえる。

5. 振動解析モデルを構築及び耐震性評価

構造物に作用する地震力に対応した変形を知るために地震応答解析を行う必要がある。耐震改修図面から階高さ，設計層せん断力と重量を拾い出し，詳細応答解析モデルを構築した（長戸，2001，2002）。観測された共振振動数を再現できるように，建物剛性を推定し，得られた振動解析モデルの復元力特性を設定した。黄檗断層系における想定強震動（香川ら，2007）を入力し，非線応答解析を実施して，耐震補強を施さなかった場合の層間変形角の応答と比

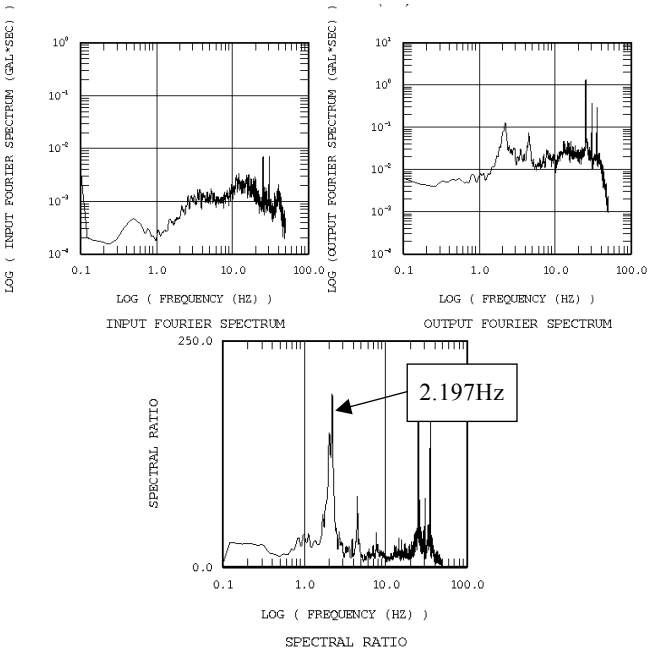


Fig. 5 Fourier spectrum and spectrum ratio
(Top figure; Fourier spectrum of 1st floor on left and 5th floor on right.
Bottom figure; spectral ratio between 5th and 1st floor)

Table 3 Resonance frequency of object building derived from microtremor measurements and the first natural frequency from quakeproof diagnosis

建物	計測回数	耐震工事前		耐震工事後		工事前[1)]	工事中[1)]	耐震診断解析モデル	
		Y_方向	X_方向	Y_方向	X_方向	Y_方向	Y_方向	現状(Y, X)	補強後(Y, X)
E棟	☆1	2.527	2.528	2.206	2.595	2.540	―	Y = 1.908	Y = 1.908
	☆2	2.532	2.530	2.193	2.590	2.540	―		
	☆3	2.816	2.528	2.197	2.575	2.830	―	X = 1.908	X = 1.949
	☆4	2.900	2.601	2.201	2.571	2.930	2.740		

【単位:Hz】

較することにより，耐震補強の効果を検証した。

振動解析モデルを構築においては，補強前と後で，観測を行った4ヶ所の中で振動数の一番低かった点の共振振動数を再現できるような多質点せん断系モデルを構築した。階ごとの剛性は改修図面から拾い出した階ごとの層せん断力とその1階の層せん断力の比を取り，そしてその比と1階の剛性（仮剛性）を掛けて初期標準モデルにおけるその階の剛性とした。観測した振動数を再現できるまで，繰り返して解析を行い，解析モデルの各階の剛性を設定した。減衰は瞬間剛性比例型で，減衰定数は3%とする。振動解析モデルの重量，階高，剛性，一次共振振動数の逆数になる一次共振周期をTable 4に示す。補強後の解析モデルでの重量が5階のみに76%まで減ったことがわかる，ほかの階はあまりに減っていない（1階では94%）。階数ごとの剛性においては補強後がすべて低くなっている。短辺方向の5階では59%まで下がったことがわかる，剛性の一番大きい1階でも66%しかない，長辺方向の5階では83%まで低くなったことがわかる。このように階数ごとに補強前より剛性が低くなった応答解析モデルで，その微動観測で得られた1次共振周期（振動数の逆数）が再現できた。そのほかのモデルパラメターと解析については長戸・川瀬建物群モデル（長戸，2002）に参考した。

香川ら（2007）は京都盆地南東部に位置する黄檗断層近傍の強震動評価を行っている。本研究では，その想定強震動を応答解析の入力地震動として用いる。Fig. 6に宇治地区研究所本館位置におけるメッシュで予測された結果を示す（2通りの断層破壊シナリオによる波形）。その最大水平加速度は，CASE1で約1,500galとなった。これを入力したときの各層の最大加速度応答分布をFig. 7に，最大層間変形角応答分布をFig. 8に，また，解析モデルの最大層間変形角を示した5層の層間変形角時刻歴応答をFig. 9に示す。

Table 4 Model parameters of object buildings before and after seismic reinforcement
(weight, story height, stiffness, and first predominant period)

補強	補強前				補強後			
方向	長辺方向				長辺方向			
階数	重量(tf)	高さ[cm]	剛性[tf/cm]	1次周期(S)	重量(tf)	高さ[cm]	剛性[tf/cm]	1次周期(S)
5	1618.88	330	2277.90		1230.11	330	1899.51	
4	1092.12	330	3240.66		1046.11	330	2909.28	
3	1093.22	330	4010.40	0.396	1030.43	330	3694.32	0.389
2	1123.95	330	4624.99		1059.14	330	4317.09	
1	1126.43	405	5073.29		1055.83	405	4765.81	
階数	短辺方向				短辺方向			
5	1618.88	330	2205.47		1230.33	330	1311.35	
4	1092.12	330	3144.29		1046.46	330	2006.55	
3	1093.22	330	3894.68	0.396	1030.94	330	2546.04	0.456
2	1123.95	330	4494.50		1060.42	330	2973.07	
1	1126.43	405	4932.19		1057.74	405	3279.36	

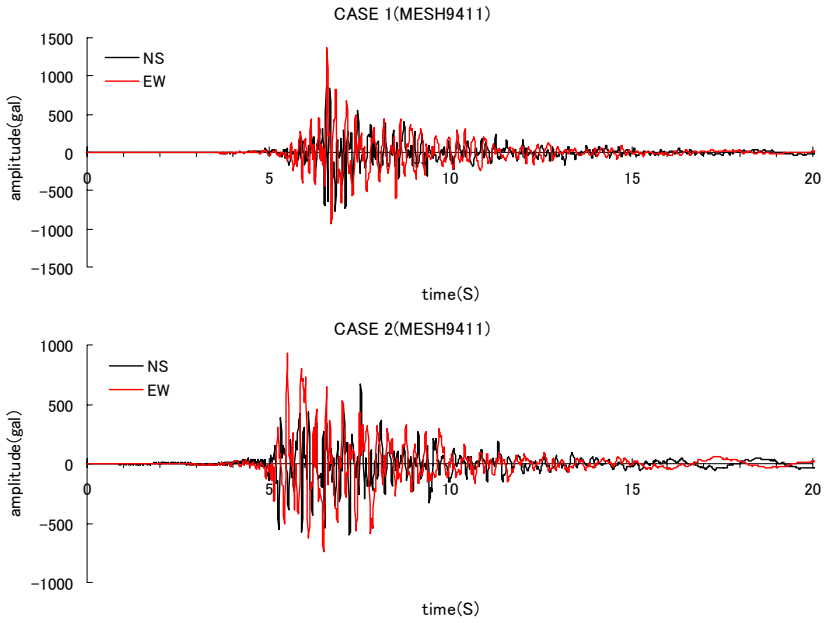
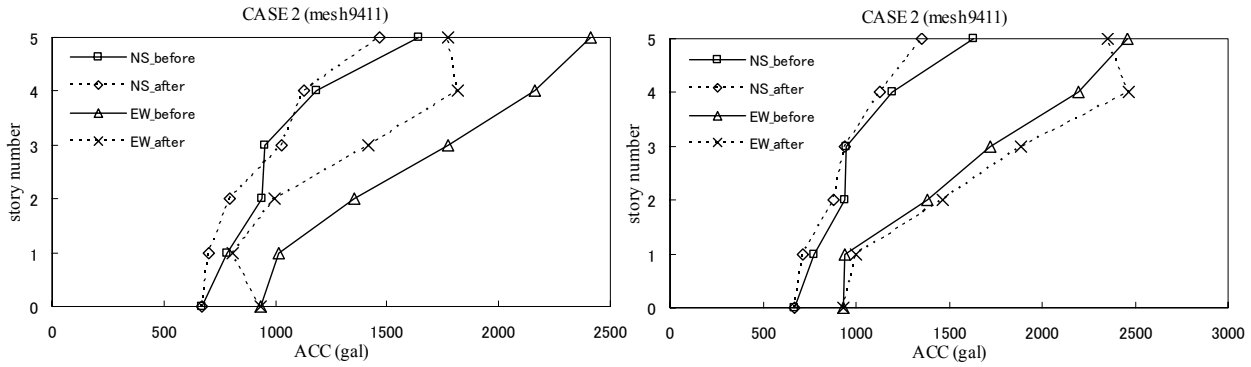


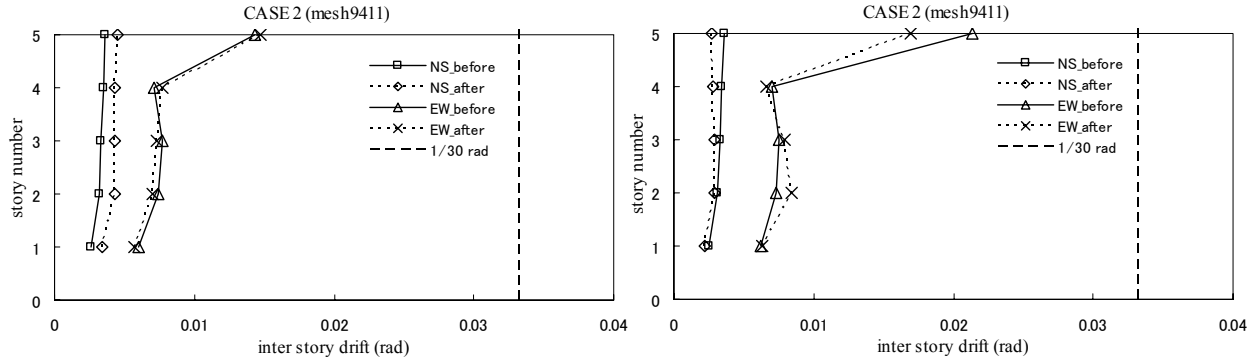
Fig. 6 Acceleration waveform of strong motion predicted by Kagawa et al. (2007)

Fig. 7の最大加速度分布の補強前においてはどのモデルも最上階で2,500gal程度の加速度を生じていることがわかる。補強後においては短辺方向のモデルでは1,800galまで抑えられたが長辺方向のモデルの4階では補強前と同じ程度の加速度が生じることがわかった。Fig. 8の最大層間変形角分布においてどのモデルにおいても5階の応答が大きいことがわかる。短辺方向のモデルにおいては補強後の最大層間変形角は補強前より大きくなったが，これは短辺方向の共振振動数が補強前よりも低下し，初期剛性が耐力に比例するという仮定の元では補強後のモデルの方が弱くなってしまうが，それでも大破壊クライテリオンである最大層間変形角1/30radを超えていないことがわかった。長辺方向のモデルにおいては補強後の最大層間変形角は補強前より小さくなったことがわかる。最大加速度が比較的小さくなるNS方向の強震動を入力した応答解析では最大層間変形角がその解析モデルの1次共振周期の比例結果を表せた。EW方向の強震動を入力した応答解析では階数ごとの最大層間変形角のバラつきのあることがわかる。Fig. 9の最大応答を示している5層の層間変形角時刻歴応答においては，短辺方向の補強前・補強後で有



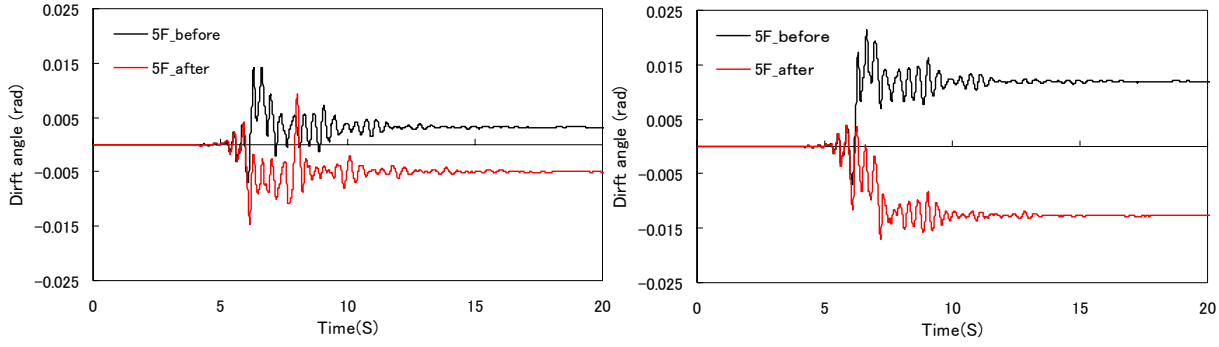
(a) Along width　　(b) Along length

Fig. 7 Maximum acceleration response distribution of each floor



(a) Along width　　(b) Along length

Fig. 8 Maximum inter story drift angle distributions of building models that occupy the largest number of buildings



(a) Along width　　(b) Along length

Fig. 9 Time histories of drift angle of the 5th floor of models before and after seismic retrofitting, which occupy the largest number of buildings

意な差は見られない。ピークを示した最大変形角より小さいところに残留変形が生じているが補強後の残留変形が補強前より大きくなっていることがわかる。長辺方向の補強後においては最大層間変形角時刻歴応答が補強前より小さい。ピークを示した最大変形角に近い残留変形が生じ，補強前後に有意な差は見られないが短辺方向モデルの残留変形角より大きいことがわかった。

6. まとめと今後の展望

耐震改修工事を実施した宇治地区本館東棟(E棟)を対象に,耐震補強工事前後に微動観測を行い,その工事前後の振動特性を抽出して比較を行った。実測データと改修図面から構造物の振動解析モデルを構築し，京都大学宇治地区の東縁に存在する黄檗断層系の地震による想定強震動を入力し,非線応答解析を行った。耐震補強工事前後の振動解析モデルによる応答を比較することにより,耐震補強の有効性を検証した。また,ヘルスモニタリングシステムを構築したことにより,今回の構築した応答解析モデルの適用性を確認する。今後の研究棟の構造物特性の経時変動を把握することができ，大地震時にはその健全性の診断に有効活用できるといえる。その結果は以下のとおりである。

1) 耐震改修前の建物は,共振振動数(特に短辺方向)が観測点で異なった。耐震改修後の建物は，観測点ごとの同じ方向の共振振動数はよく一致した。これは他の建物との剛接合による影響であると考えられる（改修後では，エキスパンションジョイントで切り離した）。
2) 微動計測による耐震改修前後の共振振動数の比較では,耐震改修後の振動数は耐震改修前より低いかほぼ等しいということが分かった。
3) 微動計測による共振振動数を再現できるように,建物剛性を推定し,得られた振動解析モデルに黄檗断層系による想定強震動を入力し,非線応答解析を実施した。耐震改修の有効性を検討したところ,耐震改修後のモデルでは階ごとの応答が大きくなった場合と小さくなった場合があり,耐震補強効果が明確に出ていないが，どこのモデルでも5階より下は応答が小さいことが分かった。
4) 耐震補強前後の解析モデルについて各層の最大加速度応答分布，層間変形角分布，時刻歴層間変形角を示し,大破壊クライテリオンである最大変形角1/30radを超えないことがわかった。また，短辺方向は長辺方向より耐力があることがわかった。
5) 京都大学宇治キャンパス本館は,改修をしてもしなくても,その東側を走っている黄檗断層系における想定地震程度のレベルの地震動では大被害が生じないものと推定された。

微動観測による建物の振動特性を抽出することと並行して，建物の振動特性の経時変化を把握することを目的として，常時地震観測ネットワークの構築を試験的に行っている。データを蓄積することにより，今回構築した応答解析モデルの適用性を確認でき，また今後の宇治地区研究所本館の建物特性の経時変動を把握する。また，同時に，IT強震計と緊急震速報を併用した情報提供システムを開発すると，実験室など危害施設の安全確保に役立つような震災軽減に貢献できることも期待される。

謝　辞

耐震補強前のE棟の微動観測データは大塚らにより観測されたデータを使わせていただきました。また，香川らの想定強震動の波形データをご提供いただきました。さらに，研究室の学生の皆さんに微動観測にご協力を頂きました。ここに記して深く感謝の意を表します。

参考文献

大塚健太・永島弘士・藤原覚太（2008）：耐震改修建物の振動特性変化の観測とその評価，キャップストーン&自主企画プロジェクト成果報告会.

香川敬生・大西良広・岩田知孝・澤田純男（2007）：黄檗断層近傍の強震動評価，日本地震学会2007年秋季大会.

京都大学(2009):京都大学施設の耐震性能(改訂版).

宝音図・川瀬 博・那仁満都拉（2009）：地域別の建物振動特性を考慮した被害予測モデル構築手法の提案，日本建築学会構造系論文集，Vol. 74, No.642, pp. 1433-1441.

今岡克也・清家規・大西貴史・多賀直恒（1996）：微動計測に基づく表層地盤を考慮した建物の地震応答評価に関する研究，日本建築学会構造系論文集，第490号，pp. 101-110.

長戸健一郎・川瀬博（2001）：建物被害データと再現強震動によるRC造建物群の被害予測モデル，日本建築学会構造系論文集，第544号, pp. 31-37.

長戸健一郎・川瀬博（2002）：鉄骨造建物群の被害予測モデルの構築，日本建築学会構造系論文集，第559号, pp. 101-106.

長戸健一郎・川瀬博（2002）：強震動特性と構造物

の被害，月刊 地球／号外NO.37, pp. 203-211.
松島信一・川瀬博（2000）：1995年兵庫県南部地震の複数アスペリティモデルの提案とそれによる強震動シミュレーション，日本建築学会構造系論文集，No.534, pp. 33-40.
包 那仁満都拉・川瀬博（2004）：常時微動計測に基づく中低層RC造建物の振動特性とその耐震性評価，日本建築学会構造系論文集，第577号, pp. 29-36.
八木茂治・飛田潤・福和伸夫（2000）：常時微動計測による低層RC造建物の伝達関数に地盤・建物動的相互作用が及ぼす影響，日本建築学会構造系論文集，第529号, pp. 435-444.
大場新太郎（1978）：常時微動測定による中高層住宅の振動特性，日本地震工学シンポジウム，pp. 1153-1159.
IT強震計研究会（2007）：東京大学地震研究所
鷹野澄・池田泰久（2007）：建物用IT強震計で見た耐震補強前後の2号館の地震特応答の変化，第854回，地震研究所談話会.

A Corroborative Study on the Effectiveness of Seismic Retrofit Based on Observation Data -- Using The Main Research Building in Kyoto University Uji Campus --

Baoyintu*, Shinichi MATSUSHIMA, and Hiroshi KAWASE

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

In order to verify the effect of seismic reinforcement to buildings quantitatively, we observed microtremors of the main building of Uji campus before and after the reinforcement and compared the dynamic characteristics derived from of microtremors. We picked up the mass of from design plan and constructed a numerical model of the building by estimating the stiffness of the building to fit the resonance frequency. Assuming the characteristics of the restoring force for each floor from previous studies and the linear stiffness derived from microtremor measurements, we calculated non-linear response of the building subjected to strong motions predicted for earthquakes occurring at the Obaku fault system. As a result, the response in some floors were bigger and some floors were smaller for the model after the reinforcement. But, in any case, the maximum inter story drift did not exceed the criterion of collapse of buildings.

Keywords: microtremor measurement, seismic reinforcement, vibration analysis model, evaluation of seismic performance, resonance frequency,

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

気候変化が日本の洪水発生に及ぼす影響の推定

立川康人*・滝野晶平*・萬和明*・キムスンミン*・椎葉充晴*

* 京都大学大学院工学研究科

要　旨

気候変化によって洪水発生の発生強度や頻度が変化する可能性のある流域を検出することを目的とし，日本列島全域を対象とする分布型流出モデルを構築して，将来の河川流量の変化を分析した。流出計算の入力に用いたデータは，気象庁気象研究所の全球20km格子大気モデル(MRI-AM20km)によって計算された現在気候実験(1979-2003年)，近未来気候実験(2015-2039年)，21世紀末気候実験(2075-2099年)の気候推計情報である。主要な分析結果として以下を得た。1)洪水流量の明瞭な変化が見られる流域が存在した。2)この変化は日本列島全域で一様に現れるのではなく，大きな地域性が見られた。3)近未来実験でこの変化が見られ，21世紀末実験では一層その変化が明瞭となる傾向にあった。

キーワード： 洪水，地球温暖化，分布型流出モデル，日本列島全流域

1. はじめに

将来の気候を推計する大気大循環モデル(GCMs, General Circulation Models)の空間分解能が著しく高解像度化している。わが国の河川流域を対象とする水工シミュレーションモデルの入力データとして十分利用できるまでになっており，GCM出力データの利用促進が図られている(沖ら, 2008)。将来の気候推計情報と水工シミュレーションモデルを用いて，気候変化によって将来の水災害リスクや水資源が変化する可能性のある地域を検出し，適切な適応策を講じることが重要な課題となっている。

将来の水災害リスクの変化を評価するために，大気大循環モデルが出力する降水量を確率的に評価し，洪水リスクの変化を分析する研究がなされている(たとえば和田ら, 2008)。ただし，気候変化が流域の水災害や水資源に対する影響を分析するためには，降水量だけでは不十分であり，河川流量を分析する必要がある。これにより，河川への直接的な影響が分析され，河川整備や水工施設の運用方法の変更など，適応策を論じることができる。そのためには，気候推計情報を河川流量の情報に変換する必要がある。こうした試みとして，GCM出力データを氾濫モデルや流出モデルへの入力データとし，ある河川流域を対象として洪水リスクの変化や水資源の変化の可能性が分析されている(たとえば東ら，2006; 藤原ら，2006; 佐山ら，2008)。

豪雨やそれに伴う洪水といった極端現象を分析するためには，入力となる降水データの時空間分解能が重要となるため，大気大循環モデルの高解像度化が進められている。気象庁気象研究所の超高解像度大気モデル(鬼頭ら, 2008, 2009, 2010; Kito *et al*., 2009)の場合，全球モデルの空間分解能は約20kmであり，アメダスの観測網に匹敵する空間分解能となっている。さらに雲解像領域大気モデルと組み合わせて5km格子，1km格子の気候推計データが部分的に作成されている。この気象研究所の超高解像度大気モデルによる出力データを直接，流出モデルに与えて，洪水や水資源の変化を分析する研究が実施されている(立川ら, 2009; 佐藤ら, 2009; Kim *et al*., 2009, 2010)。これらは，特定の河川流域を対象としており，日本列島全域を対象とした将来における河川流況の評価は行われていない。

そこで筆者らは，日本列島全域を対象とする分布型流出モデルを構築し，気象研究所の超高解像度全球大気モデルによって計算される気候推計データを入力とした流出計算を実施した(滝野ら, 2010)。本論

では，さらに流量変化の確率的な分析を加え，地球温暖化によって洪水災害の発生が顕著となる可能性のある流域を検出することを目的とする。

2.では分析に用いる大気大循環モデルの出力データとここで用いる流出モデルとの関係を述べる。**3.**では日本列島全域を対象とする全国分布型流出モデルの構成を示す。**4.**では流出シミュレーションに先立ち，気象庁気象研究所の超高解像度全球大気モデルが出力する短時間降水量の変化を分析する。**5.**では日本列島全域の温暖化時の流出シミュレーション結果をもとに，洪水発生の変化を分析する。**6.**は結論である。

2. 流況評価に用いるGCM出力データと流出モデル

将来気候の推計計算は，温室効果ガス排出量の変化シナリオ (IPCC, 2000) に従って温室効果ガスの濃度の時間変化が設定され，その条件のもとで将来の気候が計算される。ここで用いる気象庁気象研究所の全球20km格子の超高解像度気候モデル(以下MRI-AM20kmと略称)では，A1Bシナリオに従って温室効果気体の濃度変化が設定されており，以下の期間のデータが提供されている。

- 1979年1月–2003年12月: 現在気候実験
- 2015年1月–2039年12月: 近未来気候実験
- 2075年1月–2099年12月: 21世紀末気候実験

Fig. 1に流出計算に用いるMRI-AM20km出力データを示す。MRI-AM20kmの陸面水文過程には，土壌4層・積雪3層からなるSiBモデルが導入されており，この陸面水文過程モデルによって蒸発散量，融雪量，表面流出量と基底流出量が計算される。

筆者らは2種類の流出モデルを目的に応じて使い分ける。一つは流域ごとに流況制御を含めてできるだけ実際の流出を再現しようとする詳細な分布型流出モデル(市川ら, 2001; 佐山ら, 2005; 立川ら, 2009)である。この流出モデルでは流域地形を高空間分解能の標高データで表現し，不飽和部の流れを考慮した流量流積関係式を用いてキネマティックウェーブモデルにより流出量を計算する。流出モデルへの入力データは，キャノピー層を通り抜けて無積雪土壌表面に到達する降雨量，積雪層からの融雪量，土壌表面および根系から吸収される蒸発散量である。これらのデータは日平均値が提供されている。これらをそのまま流出モデルに与えると時間単位で見た洪水ピーク流量を再現できないため，降雨量は時間単位

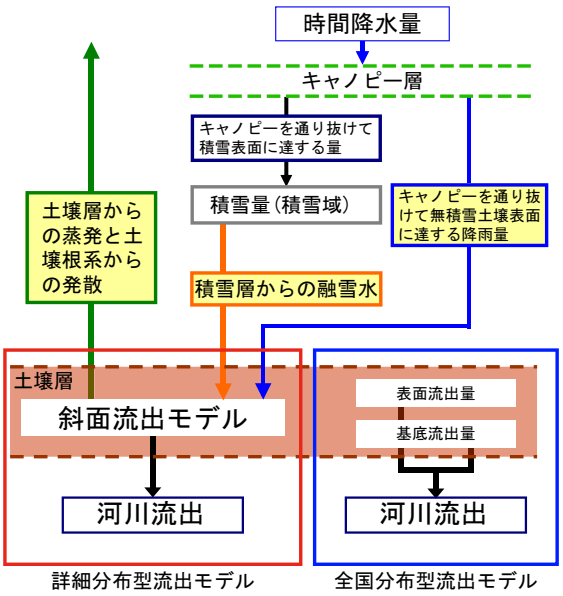


Fig. 1 Hydrologic projection data simulated by the MRI-AM20km and distributed hydrologic models.

のキャノピー層への降水量を用いて，それと同じ比率で時間配分した後に流出モデルに与える。

もう一つは，日本列島全域での河川流況の変化の検出を目的とする全国分布型流出モデル(滝野ら, 2010)である。この流出モデルの役割は全国を対象として流出計算を実施し，河川流況が顕著に変化する可能性のある流域を検出することにある。もし要注意となる流域が検出されたら，その流域を対象として流況制御を含めて上記の詳細分布型流出モデルを適用し，より詳細な分析とそれに基づく適応策を検討することを考えている。全国分布型流出モデルでは，日本列島全流域の気候実験期間75年分の連続流出計算を少しでも計算負荷を減らして実施するために，MRI-AM20kmが出力する日平均の表面流出量と基底流出量のデータを用いる。洪水ピーク流量を再現するために，表面流出量を，時間単位のキャノピー層への降水量を用いて，それと同じ比率で時間配分する。次章で示すように全国分布型流出モデルによる計算結果が詳細分布型流出モデルの計算結果と同様となるようにモデルパラメータを調整する。

MRI-AM20km出力データが有する統計的特性と実際の観測データによる特性が一致するとは限らないため，何らかの手法によってこの違いを取り除いた後で流出計算に用いることが考えられる。ただし，観測データと現在気候実験データを用いてこの違いを補正する手法を得たとしても，それが将来のデータ補正に適用できる保証はない。そこで，ここではMRI-AM20km出力データの補正は行わず，GCM出力データの現在気候と将来気候の違いによる流況変化

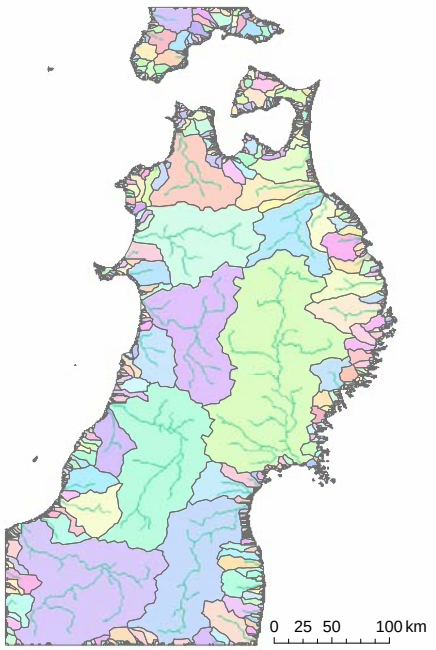


Fig. 2 Delineated catchments generated by the flow direction map at the Tohoku area.

を捉え，現在気候に対する観測値と計算値との相違を見た上で，将来発生する可能性のある流況変化を考察する。

3. 日本列島全域を対象とする分布型流出モデル

日本列島全域を対象とする1km空間分解能のグリッド型の分布型流出モデルを構成し，キネマティックウェーブモデルを用いて，MRI-AM20kmによる出力データを河川流量に変換する。全国分布型流出モデルの開発にあたっては，詳細分布型流出モデルによる計算結果を再現できるようにモデルパラメータを調整する。全国分布型流出モデルでは，自然流況の顕著な変化が現れる可能性のある流域を検出することを目的とするため，ダムによる流水制御や取排水などの効果は流出モデルに導入しない。

3.1 全国分布型流出モデルの構成

全球数値標高モデルGTOPO30 (USGS, 2010)の標高データ(空間分解能30秒, 約1km)を用いて，グリッドごとに周り8方向のうちの最急勾配方向を流水方向と定め，それに従って一次元的に流れを追跡する。Fig. 2は作成した流水方向データを用いて東北地方の流域を示した例である。人工的な流水方向の変更や低平地で流水方向を適切に定められない場合は，地形図を参照しながら流水方向データを手作業で修正した。この流水方向に従ってキネマティックウェーブモデルを用いて流れを追跡する。連続式と運動式は

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_l \tag{1}$$

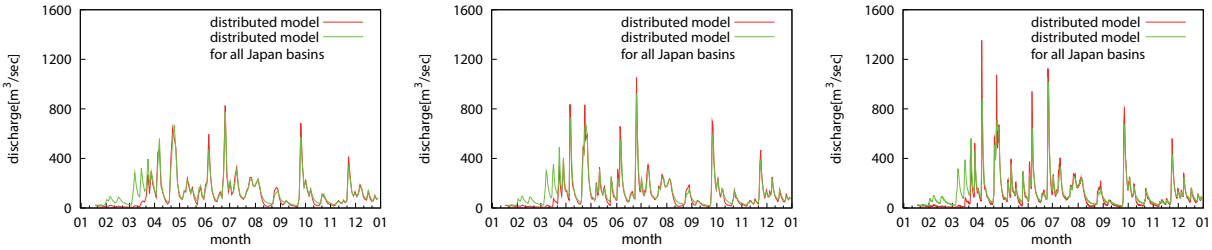
$$Q = \alpha A^m,\ \alpha = \frac{\sqrt{i_0}}{n}\left(\frac{1}{B}\right)^{2/3},\ m = 5/3 \tag{2}$$

である。ここでtは時間座標，xは流水方向に沿った空間座標，Aは通水断面積，Qは流量，q_lは流れ方向の単位幅当たりの横流入強度，i_0は標高データから得られる地形勾配であり，モデルパラメータは等価粗度nと流路幅Bである。

横流入強度q_lには，MRI-AM20kmが出力する表面流出量を時間単位に分解した値と基底流出量の和を与える。次節で示すが，時間分解能で提供される降水量と同じ比率で時間配分した表面流出量データに基底流出量データを足し合わせた値を全国分布型流出モデルに入力した場合，詳細分布型流出モデルで計算される流出量とほぼ同じ結果が得られることを確認している。

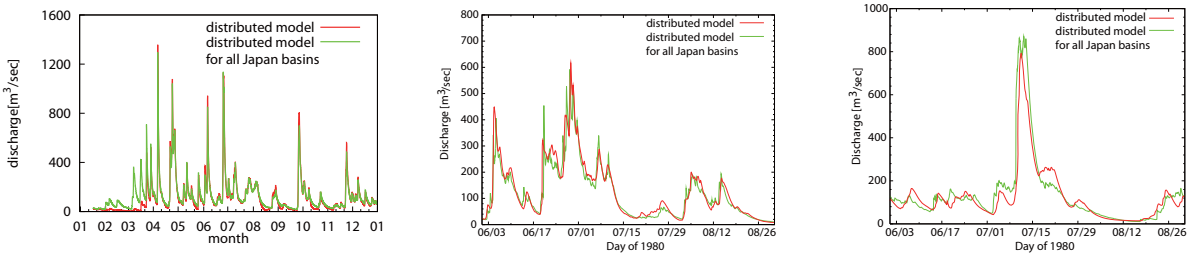
この全国分布型流出モデルは，詳細な流況の再現と予測を目的とするのではなく，GCM出力を河川流量に変換して流況が変化する可能性のある流域を検出することを目的としている。個々の流域でのモデルパラメータを同定することは困難なため，ある方式のもとに同じ基準ですべての流域のモデルパラメータ値を設定する。等価粗度nは集水面積の閾値S_0を定め，それより小さい集水面積をもつグリッドを斜面グリッド，それ以上の集水面積をもつグリッドを河道グリッドとして区別して異なる等価粗度の値を設定する。最上川と吉野川で再現性を確認した詳細分布型流出モデル(立川ら, 2009)の計算結果に適合するようにパラメータ値を決定し，集水面積の閾値S_0を250個(約250km^2)，斜面グリッドおよび河道グリッドの等価粗度nをそれぞれ11.0m$^{-1/3}$s，0.03m$^{-1/3}$sとした。流路幅Bは集水面積Sの関数として与えた。日本列島の主要河川の様々な観測地点で流路幅と流域面積の関係を整理して，$B = aS^c$の関係を設定し，全国共通の値として回帰係数a, cを定めた。

詳細分布型流出モデルを用いた場合，吉野川流域の1年分の流出計算を実行するために，2.5時間程度要する(CPUとして8 core 3.40GHz, RAMとして32GBの電子計算機を使用した場合)。全国分布型流出モデルでは，四国全域での1年分の計算時間は3〜4時間程度で計算することが可能である。吉野川の流域面積が四国全域の20％程度であることを考えると，全国分布型流出モデルは詳細分布モデルの1/4程度の計算量であり，より短時間で日本列島全域を流出計算することができる。



(a) 2 daily mean discharge　(b) daily mean discharge　(c) hourly mean discharge

Fig. 3 Comparisons of discharge data simulated by the detail distributed model and the Japan distributed model at Yoshino River using MRI-AM20km data in 1979.



(a) hourly mean discharge at Yoshino River in 1979　(b) hourly mean discharge at Yoshino River in 1980　(c) hourly mean discharge at Mogami River in 1980

Fig. 4 Discharge simulated by the Japan distributed model.

3.2 全国分布型流出モデルの計算結果の評価

全国流出モデルによる計算流量と詳細分布型流出モデルによる計算流量を比較した結果を，吉野川流域(岩津地点 2,740km^2)を例に示す。MRI-AM20km の日平均の表面流出量と基底流出量を足し合わせた値を入力データとして全国分布型流出モデルを用いて計算した流量と，時間分解した降雨量，融雪量，蒸発散量を入力データとして詳細分布型モデルを用いて計算した流量を比較した。Fig. 3 (a)(b)(c) は 1979 年の MRI-AM20km 出力データを用い，それぞれ 10 分単位で出力した流量計算結果から 2 日平均値，1 日平均値，1 時間平均値を計算した後に比較した図である。q_J，q_D を全国分布型流出モデルと詳細分布型流出モデルの計算流量，N をデータ数として，両者の違いを

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(q_J(i) - q_D(i)\right)^2} \qquad (3)$$

で評価すると，年間で 2 日平均値では 47.6m^3/s，1 日平均値では 52.2m^3/s，1 時間平均値では 59.2 m^3/s であった。年間での違いは 50m^3/s 程度であるが，時間単位で見たピーク流量の違いは最大で 500m^3/s 近くある。

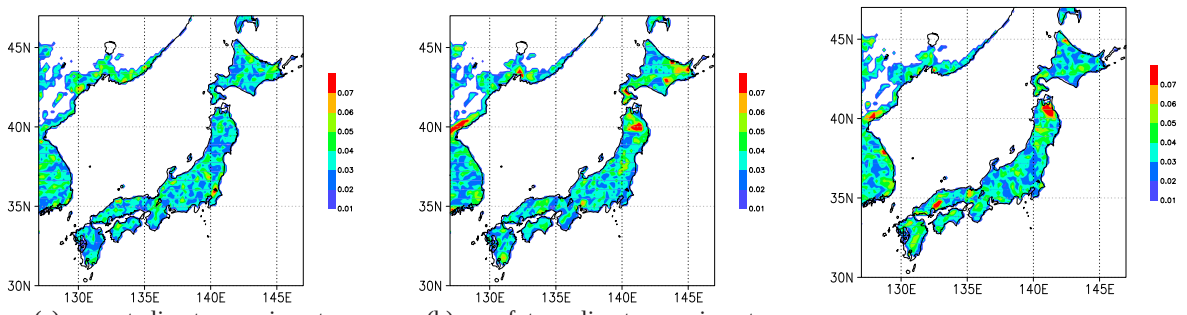
このままでは時間単位でピーク流量を評価できないため，表面流出量をキャノピー層への時間降水量データの時間比率で時間配分し，それに基底流出量を足し合わせたデータを全国分布型流出モデルの入力データとした。これによる時間流量を Fig. 4 (a) に示す。(3) 式の ε の値は 47.5m^3/s となり，ピーク流量の違いは最大で約 50m^3/s にまで減少した。そこで，流況評価の入力データには，以降，このデータを用いることにする。Fig. 4 (b)(c) は同じモデルパラメータの値を用い，1980 年の MRI-AM20km データを入力とした場合に，吉野川同地点と最上川(砂越地点，6,500km^2)での詳細分布型流出モデルと全国分布型流出モデルとの計算結果の違いを示したものである。両流域とも全国分布型流出モデルの計算結果は詳細分布型流出モデルによる計算結果とほぼ同じであることが確認できる。

4. GCM が出力する短時間降水量データの分析

洪水流量の変化を分析するに先立ち，MRI-AM20km による短時間降水量データの統計的特性を分析する。

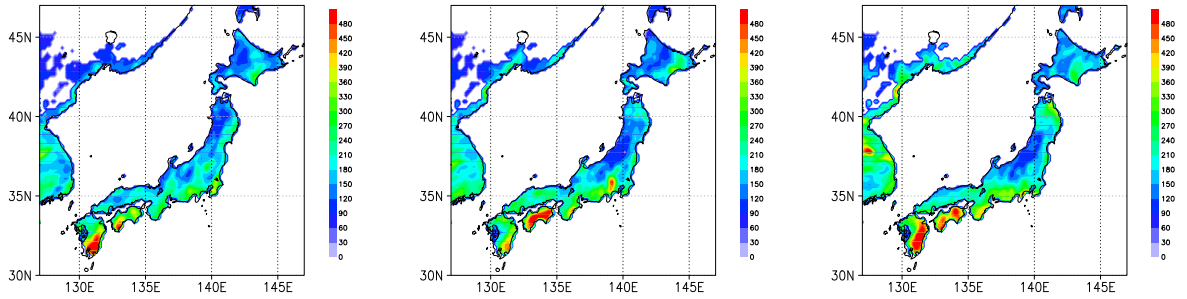
4.1 年最大日降水量

現在気候実験，近未来気候実験および 21 世紀末気候実験の MRI-AM20km 出力データのうち，時間降水量データを用いて年最大日降水量を計算し，それぞれの実験期間ごとに一般化極値 (GEV) 分布を当てはめて頻度解析を実施した。GEV 分布の母数推定には PWM 法を用いた。Fig. 5 に GEV 分布の適合度の評価



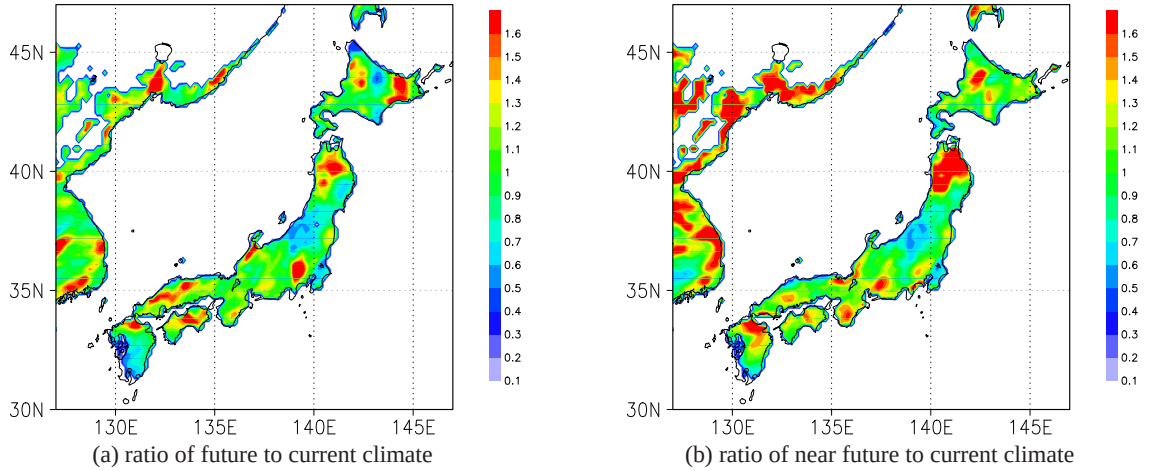
(a) current climate experiment (b) near future climate experiment (c) future climate experiment

Fig. 5 SLSC for fitting GEV distribution to the annual maximum daily rainfall.



(a) current climate experiment (b) near future climate experiment (c) future climate experiment

Fig. 6 The 100-year annual maximum daily rainfall.



(a) ratio of future to current climate (b) ratio of near future to current climate

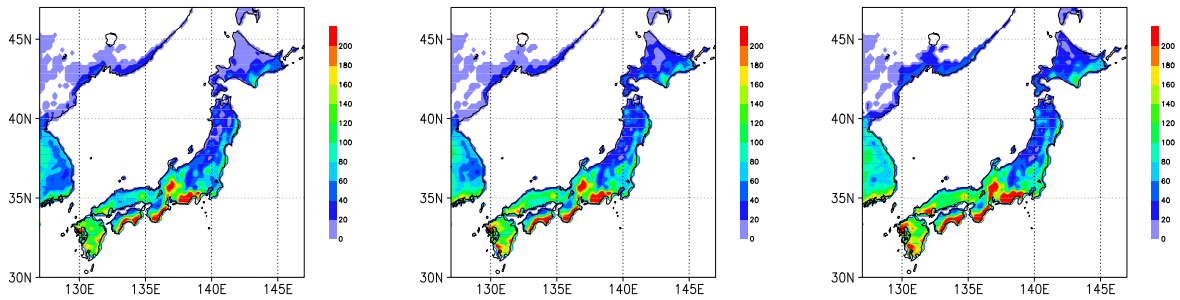
Fig. 7 Change ratio of the 100-year annual maximum daily rainfall.

として標準最小2乗規準(SLSC)を示す。SLSCの値は現在気候実験では0.03～0.04である地域が多く，近未来気候実験，21世紀末気候実験では東北地方および北海道で0.07を超える地域が一部見られたが，概ね適合度は良好であった。Table 1はこのなかで特に石狩川流域，最上川流域，吉野川流域，筑後川流域を対象としてSLSCとCOR (標本クオンタイルと当てはめたGEV分布による理論クオンタイルの相関係数, 池淵ら, 2006) の値を示したものである。

Fig. 6は，この確率分布関数を用いて再現期間100年の年最大日降水量を推定し，各実験期間ごとにその値を示した図である。また，現在気候実験に対す

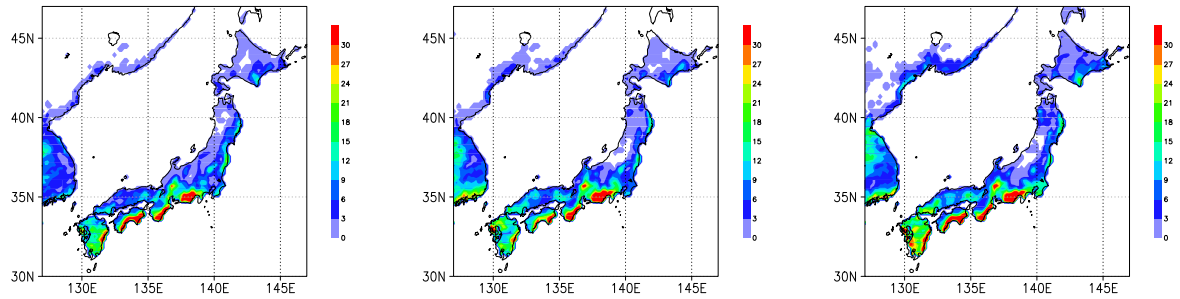
Table 1 Goodness of fitting for appling GEV distribution to the annual daily maximum rainfall.

	current climate	near future	future climate
		Ishikari River	
SLSC	0.031	0.026	0.031
COR	0.985	0.991	0.985
		Mogami River	
SLSC	0.044	0.030	0.039
COR	0.970	0.988	0.980
		Yoshino River	
SLSC	0.043	0.035	0.041
COR	0.976	0.984	0.972
		Chikugo River	
SLSC	0.035	0.036	0.030
COR	0.982	0.981	0.987



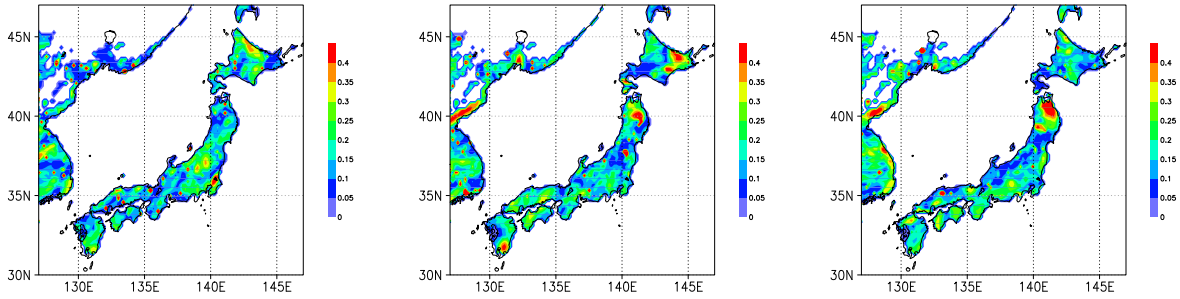
(a) current climate experiment (b) near future climate experiment (c) future climate experiment

Fig. 8 Number of days which have more then 50 mm daily rainfall in 25 years for each experiment.



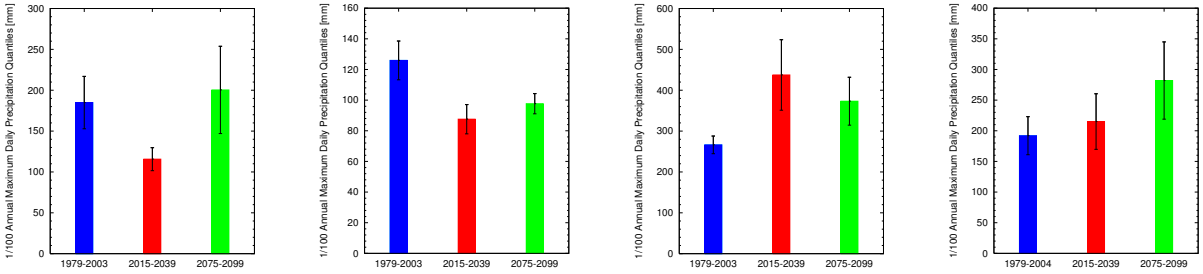
(a) current climate experiment (b) near future climate experiment (c) future climate experiment

Fig. 9 Number of days which have more then 100 mm daily rainfall in 25 years for each experiment.



(a) current climate experiment (b) near future climate experiment (c) future climate experiment

Fig. 10 Estimation error of the 100-year annual maximum daily rainfall using the Jackknife method.

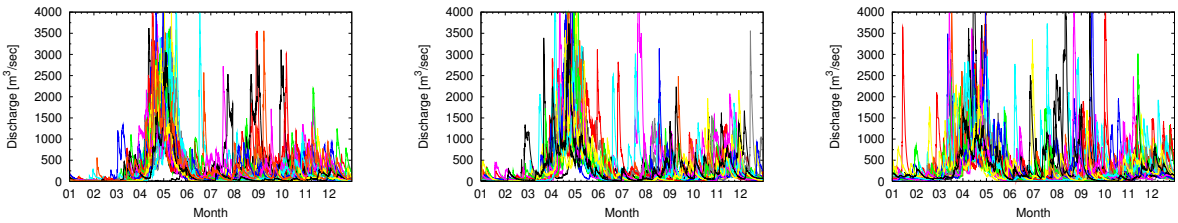


(a) Ishikari River (b) Mogami River (c) Yoshino River (d) Chikugo River

Fig. 11 The 100-year annual daily maximum rainfall and its Jack Knife error estimation.

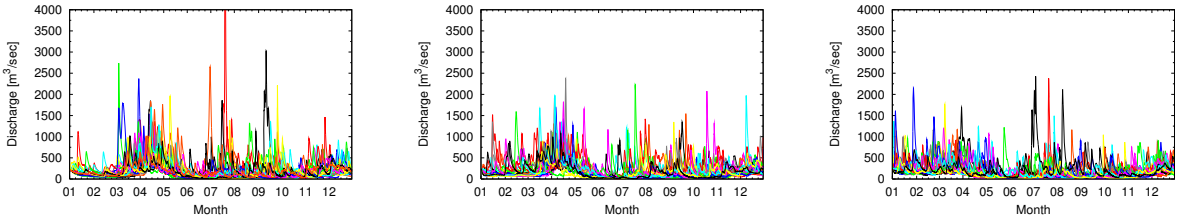
る100年確率年最大日降水量の増加比率をFig. 7に示す。東北地方北部と西日本で増加傾向にあり，特に東北地方北部と九州地方北部では現在気候実験よりも6割近く増加する可能性が見られる。一方で，東北地方南部や北信越地方では減少の傾向が見られ，温暖化に伴う将来の年最大日降水量は，日本列島全域で一様に変化するのではないことがわかる。

次に，日降水量50mm以上および100mm以上の降雨が見られる日数に着目し，それぞれの実験期間25年間の総日数をみた。その空間分布図をFig. 8，Fig. 9に示す。全国的に見て，現在気候，近未来気候，21世紀末気候の順に発生回数が多くなる。特に中部地方以西の太平洋側で日降水量が100mm以上となる日数の増加が見られる。



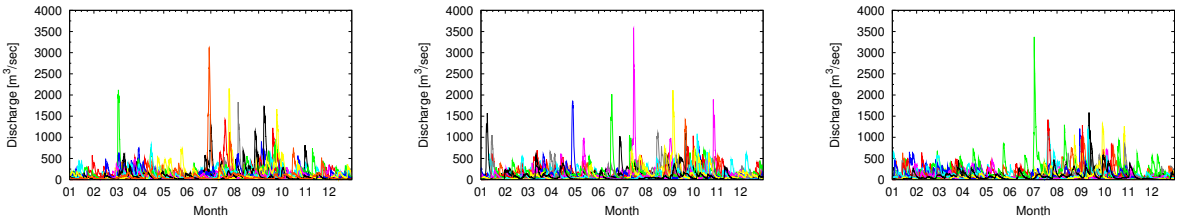
(a) current climate experiment (b) near future climate experiment (c) future climate experiment

Fig. 12 Simulated discharge at Ishikari-Ohashi (12,697km^2) in the Ishikari River basin.



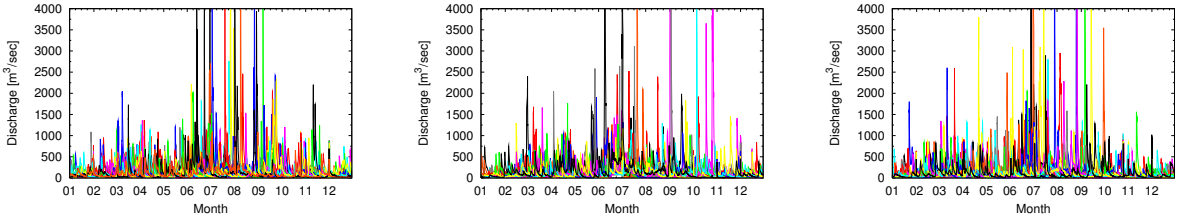
(a) current climate experiment (b) near climate experiment (c) future climate experiment

Fig. 13 Simulated discharge at Sagoshi (6,500km^2) in the Mogami River basin.



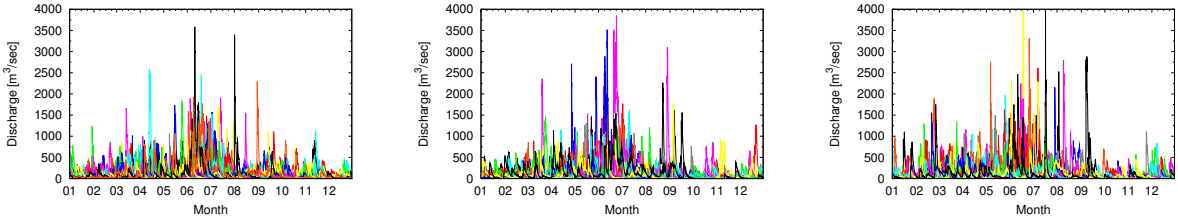
(a) current climate experiment (b) near climate experiment (c) future climate experiment

Fig. 14 Simulated discharge at Fukushima (3,171km^2) in the Abukuma River basin.



(a) current climate experiment (b) near future climate experiment (c) future climate experiment

Fig. 15 Simulated discharge at Iwazu (2,740km^2) in the Yoshino River basin.

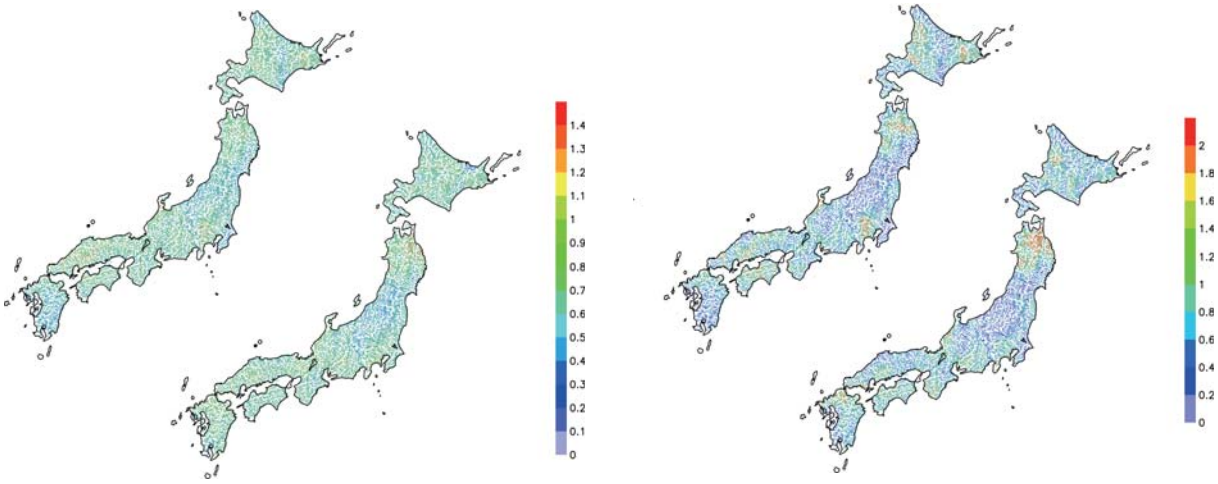


(a) current climate experiment (b) near future climate experiment (c) future climate experiment

Fig. 16 Simulated discharge at Senoshita (2,315km^2) in the Chikugo River basin.

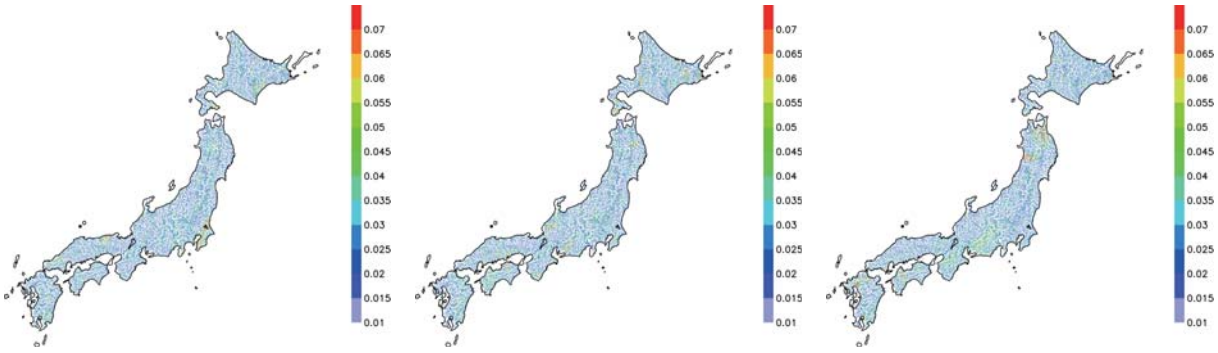
4.2 不確かさの評価

MRI-AM20km 出力データの計算年数が各実験期間で25年であり，サンプル数に限りがあるため，リサンプリング手法の1つであるジャックナイフ法(池淵ら, 2006)を用いて年最大日降水量の推定精度を評価した。Fig. 10 はジャックナイフ推定誤差の空間分布を示したものであり，100年確率年最大日降水量のジャックナイフ推定値に対する推定誤差の比率(変動



(a) mean　　(b) standard deviation

Fig. 17 Change ratio of the annual maximum discharge. Left up: ratio of the near future to the current climate experiment, right down: ratio of the future to the current climate experiment.



(a) current climate experiment　　(b) near future climate experiment　　(c) future climate experiment

Fig. 18 SLSC values for fitting the GEV distribution to the annual maximum discharge.

係数)を示している。また Fig. 11 は石狩川流域，最上川流域，吉野川流域，筑後川流域を対象として100年確率年最大日降水量のジャックナイフ推定値とその推定誤差(標準偏差)を示している。Fig. 7 を合わせてみると，100年確率年最大日降水量が大きな値をとる地点ほど推定誤差が大きくなることがわかる。この推定誤差と気候モデル自身のバイアスを見込んで結果を解釈する必要がある。

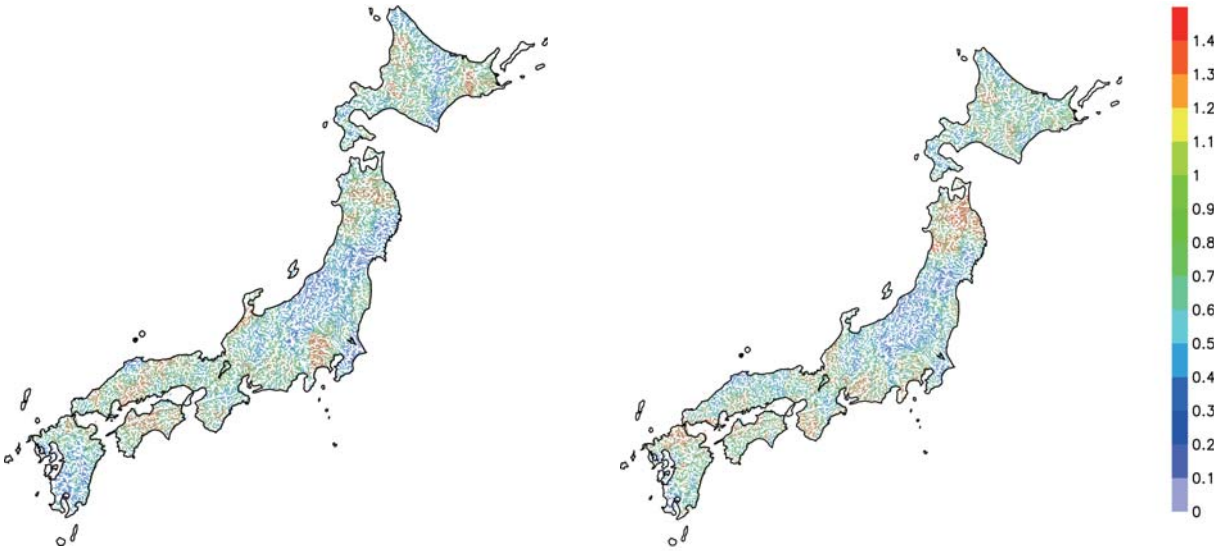
5. 洪水リスクの変化の可能性の分析

5.1 全国的に見た洪水の発生強度・頻度の変化

全国分布型流出モデルによる現在気候実験，近未来気候実験，21世紀末気候実験各3期間合計75年分の流出計算を実施し，約4km分解能で10分単位の流出計算結果を記録した。それぞれの地域の主要な河川での温暖化流出シミュレーション結果を Fig. 12 ～Fig. 16 に示す。それぞれ石狩川(石狩大橋地点，12,697km^2)，最上川(砂越地点，6,500km^2)，阿武隈川(福島地点，3,171km^2)，吉野川(岩津地点2,740km^2)，筑後川(瀬ノ下地点2,315km^2)の流出シミュレーション結果を取り出して表示したものであり，各実験期間において25年分のハイドログラフを重ねて示している。

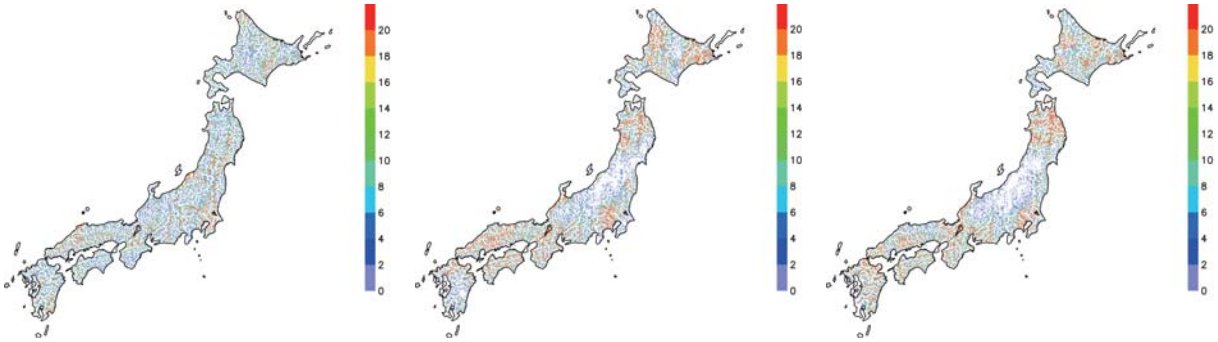
これらのデータから全国の各地点で年最大時間流量を取り出し，各期間ごとにすべての地点で，その平均値と標準偏差を計算した。その結果を Fig. 17 に示す。それぞれ左上図は近未来気候実験と現在気候実験との変化比率，右下図は21世紀末気候実験と現在気候実験との変化比率である。全体的な特徴として，北海道，東北地方北部，近畿地方南部，四国地方，九州地方北部で年最大流量の平均値が大きく，豪雪地帯である東北地方南部の日本海側では小さくなる傾向が見られる。Fig. 13 に示す東北地方南部の日本海側に位置する最上川流域の流量の計算結果にも，この特徴が表れている。この地域は一般に年最大流量が融雪期に発生し，温暖化の進行に伴って積雪・融雪量が減少するため年最大流量が小さくなる傾向にある。

こうした変化の兆候は近未来気候実験に現れ，21



(a) ratio of near future to current climate experiment　　(b) ratio of future to current climate experiment

Fig. 19 Change ratio of the 100-year annual maximum discharge.



(a) current climate experiment　　(b) near future climate experiment　　(c) future climate experiment

Fig. 20 Number of hours for hourly discharge which exceed the 10-year annual flood discharge of the current climate experiment in 25 years for each experiment.

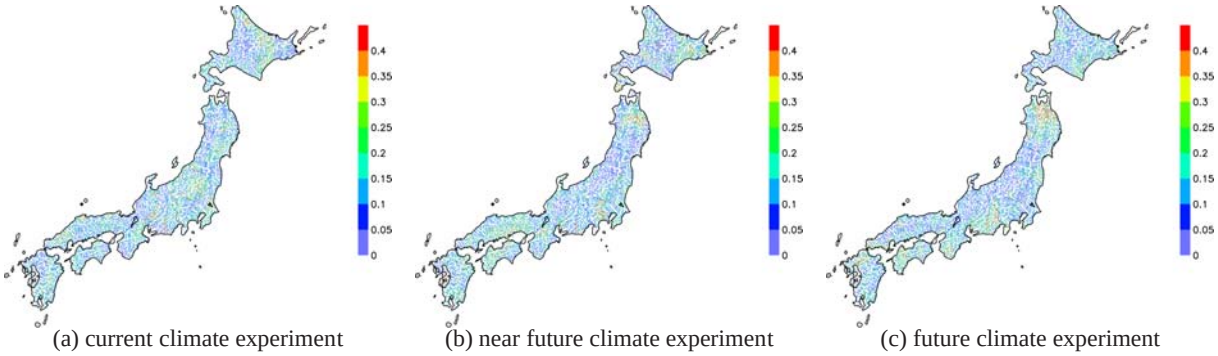
世紀末気候実験ではこの傾向がより明瞭となる。Fig. 17 (b)は年最大流量の標準偏差の比率である。一般に年最大流量の平均値が大きくなる地点ほど，年最大流量の標準偏差も大きくなる傾向にある。これは同じ再現期間であれば，それに対応する確率年最大流量がより大きくなることを意味しており，そうした流域では洪水リスクが増大する可能性があることを示唆している。

次に，それぞれの実験の25年間について，各地点で年最大流量に一般化極値(GEV)分布を当てはめた。母数の推定にはPWM法を用いた。適合度の指標としてSLSCを計算した結果をFig. 18に示す。また，Table 2に代表的な地点でのSLSCおよびCORの値を示す。SLSCが0.06以上を示す地点もあるが，ほとんどの地点で0.02〜0.04程度であり，概ね適合度は高い。Fig. 19はこの確率分布関数を用いて各期間ごとに再現期間100年の年最大ピーク流量を求め，その

Table 2 Goodness of fitting for appling GEV distribution to the annual maximum discharge.

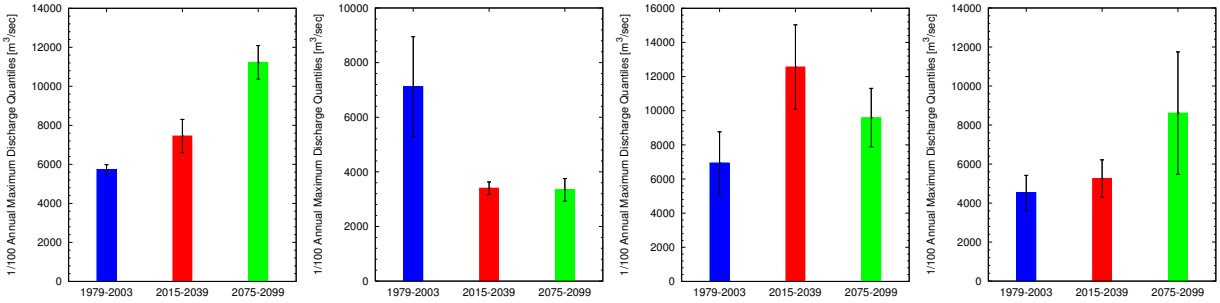
	current climate	near future	future climate
		Ishikari River	
SLSC	0.065	0.032	0.037
COR	0.942	0.986	0.980
		Mogami River	
SLSC	0.024	0.048	0.036
COR	0.996	0.967	0.980
		Yoshino River	
SLSC	0.022	0.048	0.038
COR	0.995	0.963	0.977
		Chikugo River	
SLSC	0.028	0.035	0.038
COR	0.989	0.982	0.989

変化比率を示した図である。Fig. 17に示した年最大流量の標準偏差の変化比率とほぼ同様の空間分布パターンを示しており，北海道，東北地方北部，近畿地方南部，四国地方，九州地方北部で100年確率年



(a) current climate experiment　(b) near future climate experiment　(c) future climate experiment

Fig. 21 Estimation error of the 100-year annual maximum discharge using the Jackknife method.



(a) Ishikari River basin　(b) Mogami River basin　(c) Yoshino River basin　(d) Chikugo River basin

Fig. 22 The 100-year annual maximum discharge and its Jack Knife error estimation.

最大流量が大きくなり，東北地方南部でその値が小さくなっている。その傾向は21世紀末気候実験でより明瞭に表れる傾向にある。

Fig. 20 は各実験期間のすべての時間流量データの中で，現在気候での10年確率年最大流量を超える時間流量の時間数を示した図である。これをみると洪水規模が大きくなる東北地方北部や西日本，九州地方北部で洪水の発生頻度が多くなり，現在気候実験，近未来気候実験，21世紀末気候実験の順に洪水の発生頻度が増加している。また，洪水の発生回数も日本列島全域が一様に増加するのではなく，地域差が見られる．

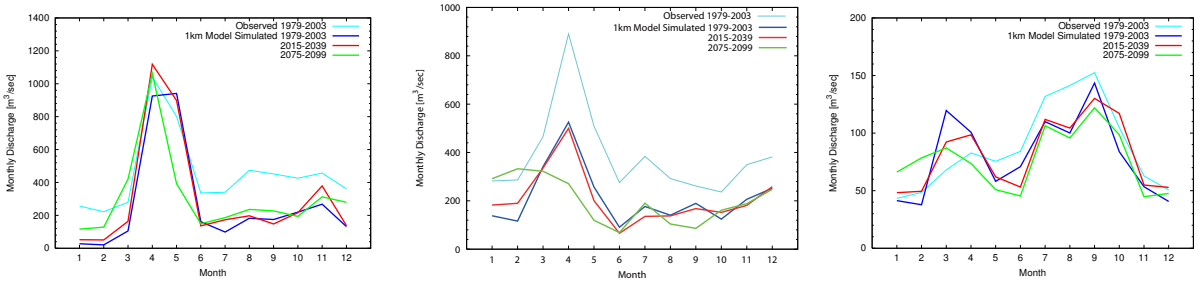
Fig. 21 は，100年確率年最大流量のジャックナイフ推定誤差をジャックナイフ推定値の比として示したものである。流量変化の大きなところは推定誤差が大きくなっていることに注意する必要がある。

5.2　地域的に見た洪水の発生頻度・規模の変化

年最大流量が大きくなる傾向が見られた北海道，四国地方，九州地方北部と年最大流量が小さくなる傾向が見られた東北地方南部に着目し，石狩川石狩大橋地点(12,697km^2)，最上川砂越地点(6,500km^2)，吉野川岩津地点(2,740km^2)，筑後川瀬ノ下地点(2,315km^2)の計算結果を取り出して流量の変化を分析する。Fig. 22 は現在気候実験，近未来気候実験，21世紀末気候実験の100年確率年最大流量の推定値を示した図であり，ジャックナイフ推定誤差を合わせて示す。

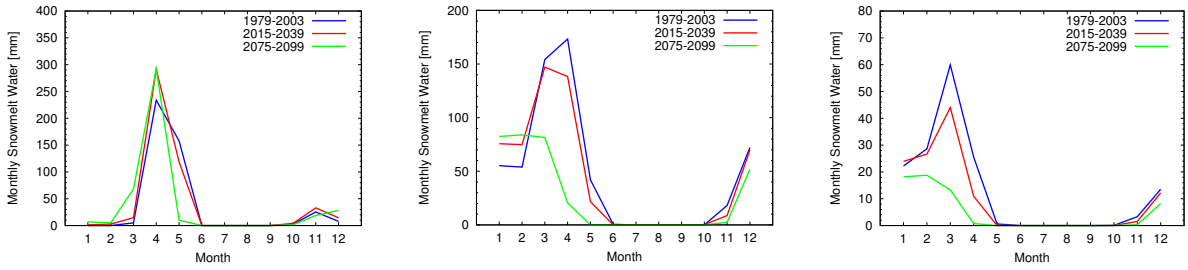
石狩川流域では，現在気候実験の100年確率年最大ピーク流量が近未来気候実験では約1.3倍，21世紀末気候実験では約2倍に増加し，約11,000m^3/sとなった。一方で，最上川流域では現在気候実験に対し，近未来気候実験と21世紀末気候実験では約0.4倍に減少している。これは，温暖化の進行により積雪・融雪の状況が変化するためである。Fig. 23 に石狩川流域，最上川流域，阿武隈川流域における各実験期間の平均月流量を示す。また，MRI-AM20km が出力するそれぞれの流域の月融雪量，月降水量，月降雪量をFig. 24，Fig. 25，Fig. 26 に示す。石狩川流域では温暖化の進行によって4月の融雪量が増加する。また，北海道では4月の月降水量に大きな変化はないが，21世紀末実験では降雪量が大きく減少している。つまり4月の降雨量が増加する。これらの結果，石狩川流域では，4月に発生する洪水ピーク流量が増大する。一方で，東北地方南部の月流量は，温暖化の進行に伴い，融雪量が大きく減少する。このため現在気候実験では4月に発生している洪水ピーク流量が大きく減少する。この様子はFig. 13，Fig. 14 からも読み取ることができる。特に豪雪地帯である最上川流域でその傾向が顕著である。

吉野川流域での100年確率年最大ピーク流量は，近未来気候実験では約1.8倍，21世紀末気候実験では1.4倍に増加して約10,000m^3/s，筑後川流域では近



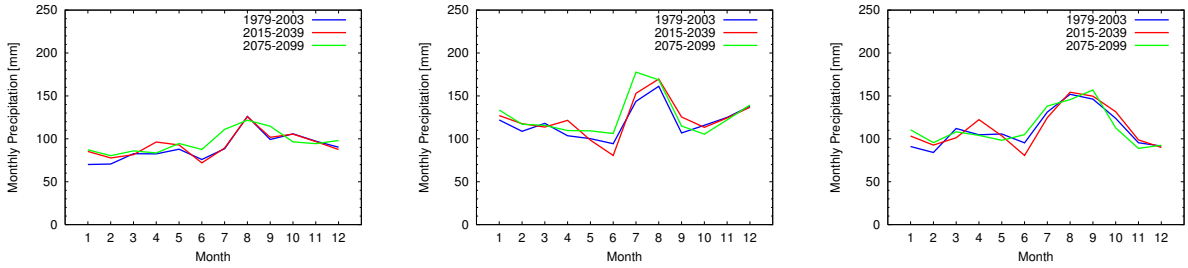
(a) Ishikari River at Ishikari-Oohashi (b) Mogami River at Sagoshi (c) Abukuma River at Fukushima

Fig. 23 Change of monthly discharge at Nothern Japan catchment.



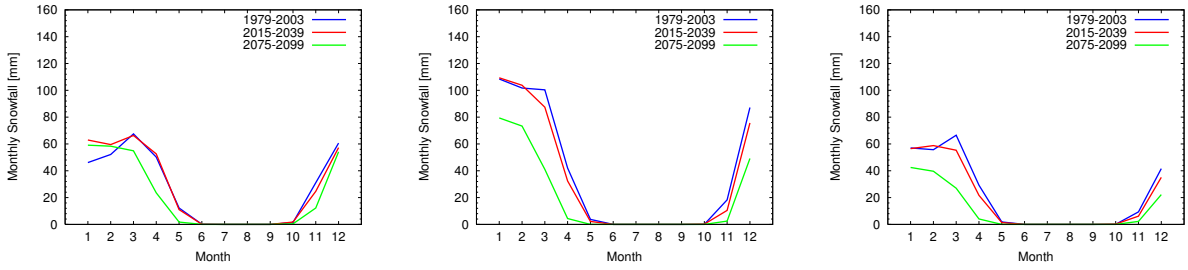
(a) Ishikari River basin (b) Mogami River basin (c) Abukuma River basin

Fig. 24 Change of monthly mean snow melting.



(a) Hokkaido area (b) South West Tohoku area (c) South East Tohoku area

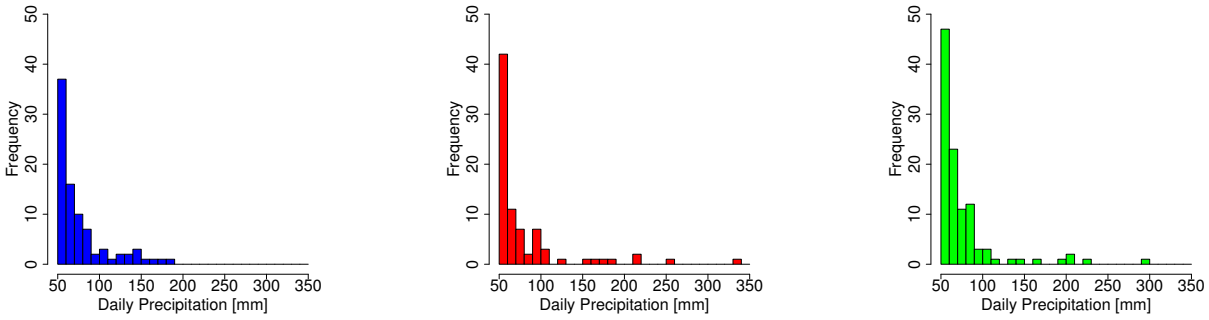
Fig. 25 Change of monthly mean precipitation.



(a) Hokkaido area (b) South West Tohoku area (c) South East Tohoku area

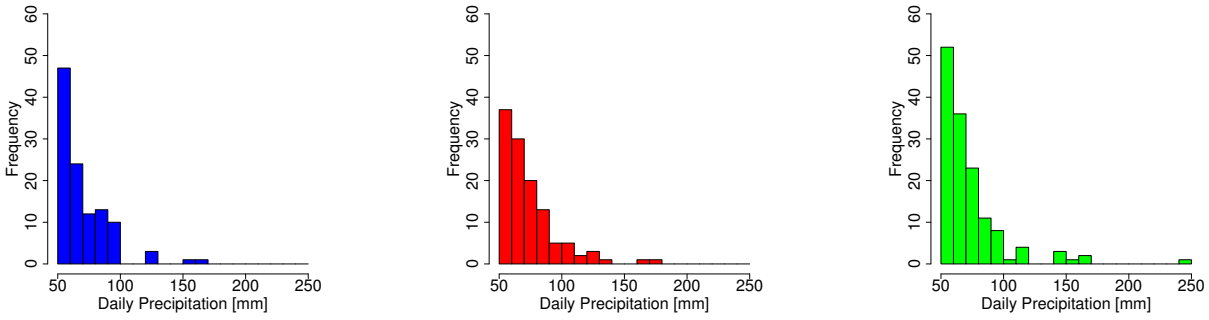
Fig. 26 Change of monthly mean snow fall.

未来気候実験で約1.1倍，21世紀末気候実験では約1.9に増加して約9,000m^3/sとなった。これらは前章で示した短時間降水量の増加が原因である。Fig. 27，Fig. 28に吉野川流域と筑後川流域の流域平均雨量で日降水量が50mm以上あった25年間の総日数のヒストグラムを示す。またFig. 29，Fig. 30に吉野川流域岩津地点と筑後川流域瀬ノ下地点での年最大流量のヒストグラムを示す。吉野川流域では現在気候実験での流域平均した最大日降水量が190mmであるのに対し，近未来気候実験では340mm，21世紀末気候実験では300mmであった。これに伴い近未来気候実験，21世紀末気候実験の年最大流量は現在気候より増大している．同様の傾向は筑後川流域でも見られる。吉野川流域で近未来気候実験での年最大流量が21世紀末実験よりも大きいのは，超大型の台風がこの期間に同流域を通過したためと考えられる。なお，石



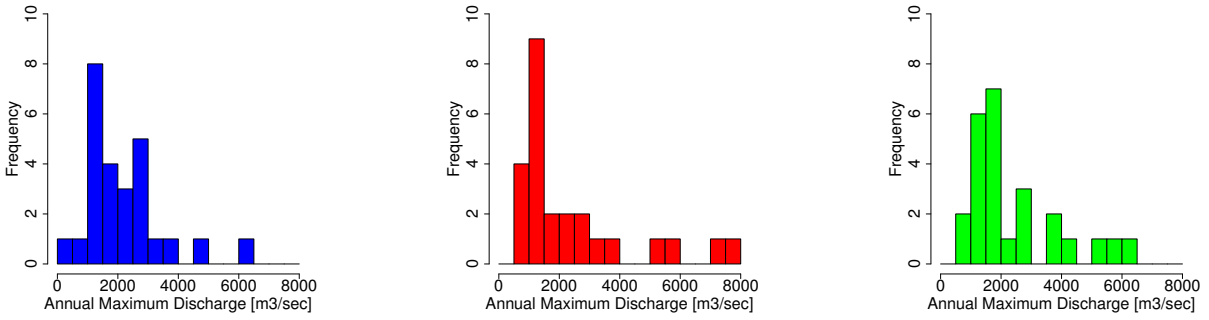
(a) current climate experiment (b) near future climate experiment (c) future climate experiment

Fig. 27 Histgram of catchment average daily rainfall more than 50mm at the Yoshino River basin.



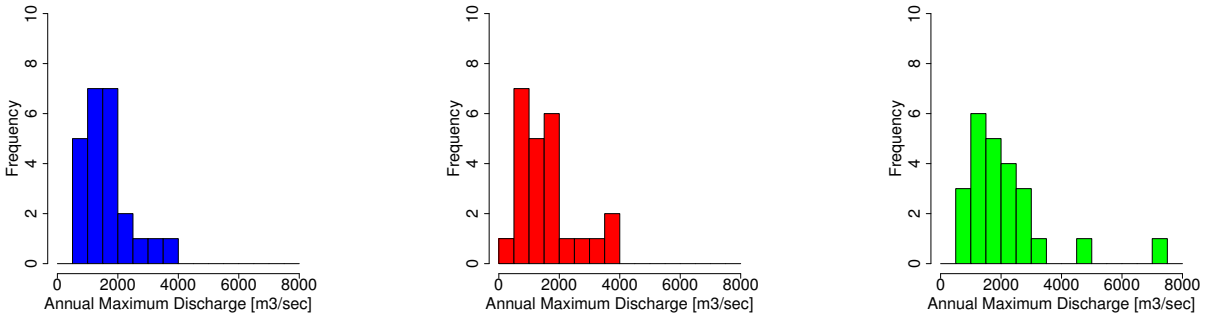
(a) current climate experiment (b) near future climate experiment (c) future climate experiment

Fig. 28 Histgram of catchment average daily rainfall more than 50mm at the Chikugo River basin.



(a) current climate experiment (b) near future climate experiment (c) future climate experiment

Fig. 29 Histgram of annual maximum discharge at Iwazu in the Yoshino River basin.



(a) current climate experiment (b) near future climate experiment (c) future climate experiment

Fig. 30 Histgram of annual maximum discharge at Senoshita in the Chikugo River basin.

狩川流域と最上川流域の洪水流量は融雪によって発生しており，日降水量の変化とは直接関連しない。

Fig. 11，Fig. 22 に示すように，降水量の増加率と流量の増加率は同じ比率で増加しない。吉野川流域では近未来気候実験において100年確率降水量の増加率が1.7倍，100年確率洪水ピーク流量の増加率が1.8倍，筑後川流域においては21世紀末気候実験において100年確率降水量の増加率が1.6倍，100年確

率洪水ピーク流量の増加率が1.9倍である。極端に降水強度が増加すると，一般に河川流量の増加率は降水量の増加率よりも大きな値を示すことに注意する必要がある。

6. おわりに

全球気候モデルの高空間分解能化は著しく，わが国の将来の河川流況を流域単位で評価する時空間分解能を有するようになっている。本研究では1km空間分解能の全国分布型流出モデルを構成し，気象庁気象研究所の全球20km格子大気モデル(MRI-AM20km)の出力データを流出モデルの入力データとして75年間の流出計算を実施した。その計算結果を約4kmごとに記録して，全国の流況の変化を分析した。結果を以下にまとめる。

1) 東北地方北部と西日本で日降水量は増加傾向にあり，東北地方南部や北信越地方では減少の傾向が見られた。また，日降水量50mm以上および100mm以上の降雨が見られる日数は，全国的に見て，現在気候，近未来気候，21世紀末気候の順に増加の傾向が見られた。
2) 東北地方北部，近畿地方南部，四国地方，九州地方北部で年最大ピーク流量の平均値が増加し，豪雪地帯である東北地方南部の日本海側では小さくなる傾向が見られた。また，平均値が増加する地点では標準偏差も増加する傾向が見られた。この結果，100年確率年最大流量が増大する流域が見られた。
3) 年最大ピーク流量の変化は，日本列島全域で一様に現れるのではなく，地域によって異なる特性が見られた。
4) 上記の変化は，近未来実験でその変化傾向が見られ，21世紀末実験では一層その変化が明瞭となった。

これらの分析により，洪水発生の変化の可能性がある地域を検出することができるようになった。こうした分析は，高解像度の気候推計情報をもとに長期の河川流量が計算できてはじめて分析できることであり，今後とも，高解像度の気候モデルと分布型流出モデルを組み合わせた河川流況の変化に関する分析が重要である。なお，本研究で示した河川流量の計算結果は，気候推計情報，流出モデルやパラメータ値の不十分さに起因する不確実性を含むことを念頭に置く必要がある。また，河川流量の変化が許容範囲を超えているかどうかを別途検討し，適応策に結びつける必要がある。

謝辞

本研究は文部科学省21世紀気候変動予測革新プログラム「超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究」によって作成された気候シミュレーションデータを用いた。また，そのサブプログラム「流域圏を総合した災害環境変動評価(代表：中北英一，京都大学)」および京都大学防災研究所一般共同研究 20G-02 (代表：立川康人，京都大学)の補助を得た。

参考文献

池淵周一, 椎葉充晴, 寶 馨, 立川康人 (2006): エース水文学, 朝倉書店.

市川 温, 村上将道, 立川康人, 椎葉充晴 (2001): 流域地形の新たな数理表現形式に基づく流域流出系シミュレーションシステムの開発, 土木学会論文集, 691/II-57, pp. 42-52.

沖 大幹他 (2008): 気候変動将来推計情報の水文分野での利用促進シンポジウム講演集, 東京大学生産技術研究所, 2008年4月3日, http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/cc2008ws/ (参照：2010/6/30).

鬼頭昭雄ら (2008): 超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究, 21世紀気候変動予測革新プログラム, 平成19年度研究成果報告書.

鬼頭昭雄ら (2009): 超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究, 21世紀気候変動予測革新プログラム, 平成20年度研究成果報告書.

鬼頭昭雄ら (2010): 超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究, 21世紀気候変動予測革新プログラム, 平成21年度研究成果報告書.

佐藤嘉展, 森英祐, 浜口俊雄, 田中賢治, 小尻利治, 中北英一 (2009): 気候変動に伴う先行適応のための流域スケールでの洪水および渇水リスク評価. 京都大学防災研究所年報, 52B, pp. 573-586.

佐山敬洋, 立川康人, 寶 馨, 市川 温 (2005): 広域分布型流出予測システムの開発とダム群治水効果の評価, 土木学会論文集, No. 803/II-73, pp.13–27.

佐山敬洋, 立川康人, 寶 馨, 増田亜未加, 鈴木琢也 (2008): 地球温暖化が淀川流域の洪水と貯水池操作に及ぼす影響の評価, 水文・水資源学会誌, Vol. 21(4), pp.296–313.

滝野晶平, 立川康人, 椎葉充晴, 山口千裕, 萬 和明 (2010): 地球温暖化に伴う日本の河川流況変化の推計, 水工学論文集, 第54巻, pp. 475-480.

立川康人, 滝野晶平, 市川 温, 椎葉充晴 (2009): 地球温暖化が最上川・吉野川流域の河川流況に及ぼす影響について, 水工学論文集, 第53巻, pp. 451-456.
東博紀, 大楽浩司, 松浦知徳 (2006): 地球温暖化による豪雨発生頻度の変化と洪水氾濫への影響評価, 水工学論文集，第50巻，pp. 205–210.
藤原洋一, 大手真理子, 小尻利治, 友杉邦雄, 入江洋樹 (2006): 地球温暖化が利根川上流域の水資源に及ぼす影響評価，水工学論文集，第50巻，pp. 367–372.
和田一範, 川崎将生, 冨澤洋介, 楠昌司, 栗原和夫 (2008): 高解像度全球モデルおよび地域気候モデルを用いた地球温暖化にともなう洪水リスクの評価, 水文・水資源学会誌, Vol. 21(1), pp. 12–22.
IPCC (2000): Special Report on Emission Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change, (eds.) Nakičenovič, N., *et al.*, Cambridge University Press, UK, 570 pp, http://www.ipcc.ch/ipccreports/sres/emission/ index.php?idp=0 (参照：2010/5/30).
Kitoh, A., T. Ose, K. Kurihara, S. Kusunoki, M. Sugi and KAKUSHIN Team-3 Modeling Group (2009): Projection of changes in future weather extremes using super-high-resolution global and regional atmospheric models in the KAKUSHIN Program: Results of preliminary experiments, Hydrological Research Letters, Vol. 3, pp. 49–53.
Kim, S., Tachikawa, Y., Nakakita, E., and Takara, K. (2009): Reconsideration of reservoir operations under climate change: case study with Yagisawa dam, Japan, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, vol. 53, pp. 115-120.
Kim, S., Tachikawa, Y., Nakakita, E., and Takara, K. (2010): Hydrologic Evaluation on the AGCM20 Output Using Observed River Discharge Data, Hydrological Research Letters, Vol. 4, pp.35-39.
USGS: GTOPO30, http://www1.gsi.go.jp/geowww/globalmap-gsi/ gtopo30/gtopo30.html (参照日：2010/6/6).

Estimation of Climate Change Impact on Flood Discharge at Japanese River Basins

Yasuto TACHIKAWA*, Shohei TAKINO*, Kazuaki YOROZU*, Sunmin KIM*, and Michiharu SHIIBA*

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The impact of climate change on flood river discharge in Japanese river basins is analyzed by feeding future climate projection data into a distributed rainfall-runoff model. The projection data used consists of daily surface and subsurface runoff data downscaled by hourly precipitation for the current climate experiment (1979-2003), the near future climate experiment (2015-2039), and the future climate experiment (2075-2099), which were simulated by a high resolution general circulation model developed by the Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency. The main findings of runoff simulations are as follows: 1) Clear change of flood discharge were detected; 2) the degree of the changes differs according to location; and 3) the changes appear in the near future climate experiment, which become clearer in the future climate experiment.

Keywords: flood, global warming, distributed hydrologic model, Japanese river basins

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Distributed TOPMODEL Approach for Rainfall-Runoff Routing Modeling in Large-Scale Basins

Roberto V. DA SILVA*, Yosuke YAMASHIKI, Kenichiro TATSUMI and Kaoru TAKARA

* Department of Urban and Environmental Engineering, Kyoto University

Synopsis

The objective of this study is to apply a modified distributed TOPMODEL approach to three large-scale basins as a Rainfall Routing Model (RRM): the Amazon, the Brahmaputra and the Yangtze basins. This modified approach uses a multi-velocities parameterization to routing the flow. The modified model also uses spatially distributed rainfall and evapotranspiration data through a cell-to-cell routing method. Monte Carlo method was used to find the best set of parameters. The modified model obtained Nash-Sutcliffe coefficient values of 0.48, 0.82 and 0.78 for the Amazon, the Brahmaputra and the Yangtze basins, respectively. The simulations showed that the modified TOPMODEL approach seems to be a reasonable hydrological model to estimate stream flow discharges in large-scale river basins.

Keywords: Large-scale, TOPMODEL, GCM, RRM, distributed model, multi velocities

1. Introduction

Global scale hydrological modeling is an important issue in order to promote the understanding of the global water cycle in terms of quantity and quality.

General Circulation Models (GCMs) are the current tool to simulate the global climate system. According to Durcharne *et al*. (2003), GCMs need the discharges from the rivers to model the water cycling through oceans, atmosphere and land.

In the past decade, GCMs using large-scale rainfall routing models (RRMs) have received special attention. The use of RRMs has basically three purposes: (1) to study the freshwater flux into the oceans, which may affect ocean convection, ocean salinity and ice formation, (2) to evaluate the GCM performance and (3) to study the impact of climate change on water resources (Arora, 2001).

RRMs need routing the flow through the river channels until the basin outlet.

According to Ngo-Duc *et al*. (2007), in state-of-the-art global routing models, most of the approaches either assume a constant velocity or use simple formulas that use time-independent flow velocities parameterized as a function of the topographic gradient. In general, these approaches are sufficient to model discharges in monthly or longer time scales. Addressing this issue, Ngo-Duc *et al*. (2007) updated their model, Total Runoff Integrating Pathways (TRIP), to take into account variable velocities in the river channels throughout the basin and, therefore, to model the short-term discharge fluctuations. The attempt to consider variable velocities is also noticed in local distributed hydrological models, as can be seen in Ivanovi *et al*. (2004).

In distributed hydrological models the multi-velocities criteria can be applied to every cell in the grid. However, for lumped models this can be applied to the area-distance function (Rodriguez-Iturbe & Rinaldo, 1996).

TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979; Beven *et al.*, 1995) is a hydrological model based on variable source area assumption. The TOPMODEL framework has two components: (1) the storage component, which is represented by three reservoirs and (2) the routing component, which is derived from a distance-area function and two velocities parameters. Its main parameter is the topographic index derived from a digital elevation model. This index represents the propensity of a cell or region to become saturated.

The TOPMODEL is considered as a semi-distributed model, as it uses distributed topographic information to determine the topographic index and to distribute saturation deficits throughout the basin, as well. However, its main limitation is the impossibility to use distributed input data, such as rainfall and evapotranspiration.

The objective of this study is to apply a modified distributed TOPMODEL approach in three large-scale basins as a RRM: the Amazon, the Brahmaputra and the Yangtze basins. This modified approach uses a multi-velocities parameterization for routing the flow and uses spatially distributed rainfall and evapotranspiration data.

2. TOPMODEL background

The TOPMODEL is a rainfall-runoff model that uses the concept of hydrological similarity based on topography. This similarity is defined by the topographic index λ_j:

$$\lambda_j = \ln\left(\frac{a_j}{\tan\beta_j}\right) \tag{1}$$

where a_j [L] is the upslope contributing area per unit contour length for each cell j in the catchment and tan β_j [-] is the slope of this cell measured with respect to plan distance .

Once a number of classes with the same hydrological similarity is defined, the storage deficit S_i [L] for each class i is:

$$S_i = S + m(\lambda - \lambda_i) \tag{2}$$

where S [L]is the lumped or mean storage deficit for the entire catchment; λ is the mean topographic index (approximated by a weighted average over the areas with the same hydrological similarity); λ_i is the local topographic index and m is a parameter associated with the rate of decline of the catchment recession curve.

For each time step the mean storage deficit is updated following the equation:

$$S_t = S_{t-1} + \left[Q_{b_{t-1}} - Q_{v_{t-1}}\right] \tag{3}$$

where S_t is the updated value of the storage deficit; $S_{t\text{-}1}$ is the storage deficit in the previous time step; $Q_{bt\text{-}1}$ [LT^{-1}] is the base flow in the previous time step and $Q_{vt\text{-}1}$ [LT^{-1}] is the unsaturated zone recharge in the previous time step. This recharge is defined by:

$$q_{Vi} = \frac{S_{UZ}}{S_i T_D} \tag{4}$$

where S_{UZ} [L] is the unsaturated zone deficit and T_D [TL^{-1}] is residence time in the unsaturated zone.

The baseflow Q_b [LT^{-1}] is defined by:

$$Q_b = Q_S e^{\left(\frac{-S}{m}\right)} \tag{5}$$

where Q_S [LT^{-1}] is the discharge when the catchment is saturated and it is calculated by:

$$Q_S = T_0 e^{-\lambda} \tag{6}$$

where T_0 [LT^{-1}] is the soil saturated transmissivity, which is constant for the entire catchment.

In the first time step the mean storage deficit is estimated by:

$$S_{t=0} = -m\ln\left(\frac{Q_0}{Q_S}\right) \tag{7}$$

where Q_0 [LT^{-1}] is the initial discharge at the first time step.

The TOPMODEL uses the Dunne overflow generation mechanism (Dunne & Black, 1970), *i.e.*, when the storage deficit equals to zero.

In the TOPMODEL approach there is a reservoir intended to represent root and vegetation storage. This is called Root Zone reservoir and can be depleted through the following equation:

$$E_a = E_p\left(1 - \frac{S_{RZ}}{S_{RMAX}}\right) \tag{8}$$

where S_{RZ} [L] is the root zone reservoir deficit, S_{RMAX} [L] is the maximum deficit in the root zone reservoir, E_p [LT^{-1}] is the potential evapotranspiration and E_a is the evapotranspiration rate. Its deficit at the first time step is set through a parameter called S_{RO}.

Flow routing is done through a time-area function. This function is derived from a distance-area function (Rinaldo *et al.*, 1995; Rodriguez-Iturbe & Rinaldo, 1996) using the following equation:

$$tc_k = \sum_{k=1}^{N} \frac{l_k}{V} \qquad (9)$$

where tc_k [T] is the time of concentration of a determined class area of the catchment; V [LT^{-1}] is a velocity parameter, as $k = 1$, V is equal to the input parameter V_{CH} [LT^{-1}] and for $k > 1$, V assumes the value of the input parameter V_R [LT^{-1}]. V_{CH} represents the main channel velocity and V_R represents the average velocity of lower order rivers and hillslopes; l_k is the plan flow path length from a class area k to the basin outlet and N is the total number of classes which the area-distance function is composed.

3. Methodology

Study areas and data series

For this study were selected three large-scale basins, the Amazon, the Brahmaputra and the Yangtze basins (Fig. 1). The Amazon is a forest basin located in South America. Its area is roughly 7.05 million km^2. According to Beighley *et al.* (2009), the annual flow of the Amazon basin accounts for approximately one fifth of the all river discharges to the oceans. The Brahmaputra basin has roughly 1.7 million km^2 and it is the fourth largest river in the world in terms of discharge. The Yangtze basin located in China has 1.72 million km^2. It is the third largest river worldwide in terms of discharge.

For all basins the global topographic data were extracted using ETOPO5 data (Fig. 1), from the National Geophysical Data Center (NGDC), National Environmental Satellite (NOAA). Basins boundaries (Fig. 1) and stream networks were acquired from the Global Runoff Data Center (GRDC) and the Global Drainage Basin Database (GDBD), respectively. Although ETOPO5 grid has a 5-minute resolution, the resolution was interpolated to 0.5 degree, in order to match the climate and GRDC data resolutions. The climate daily data were obtained from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP). Observed daily discharges from the GRDC for the Amazon encompass the period from 1990 to 1995 at Obidos station. For the Brahmaputra from 1990 to 1991 at Goalundo station. For the Yangtze basin the period of data used corresponds to the 2004 year at Datong station. The Penman-modified method (Doorenbos & Pruit, 1992) was used to estimate evapotranspiration. Figures 2 and 3 show examples of the spatial distribution of the rainfall and evapotranspiration for a day, respectively.

Model approach modification

This work used a TOPMODEL-GRASS version, implemented in C language (GRASS, 2010).

It is assumed that there is a power law relationship between cumulative area and velocity.

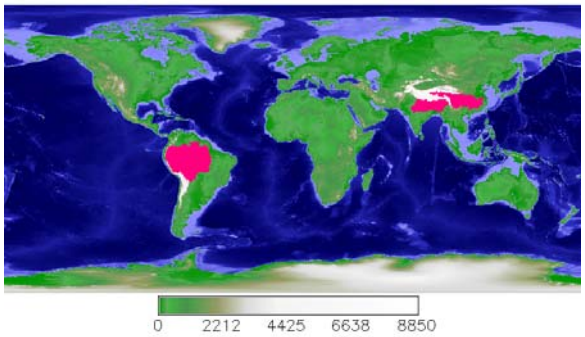


Fig. 1 ETOPO5 data with elevations in meters. For the Amazon basin (South America), the Brahmaputra basin (north of India) and the Yangtze basin (China).

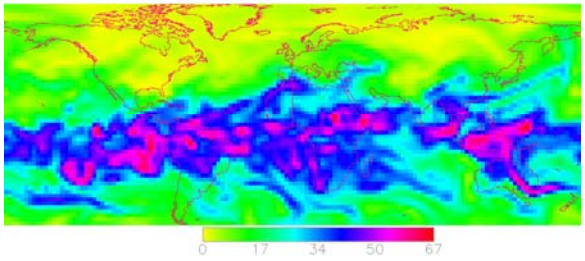


Fig. 2 Spatial distribution of daily rainfall from GCM daily data, 0.5 degree resolution. Units in 0.1 m.

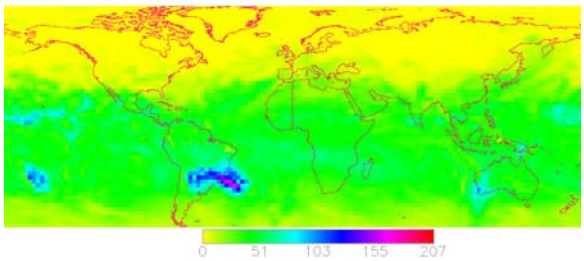


Fig. 3 Spatial distribution of daily evapotranspiration from Penman-modified method and GCM daily data, 0.5 degree resolution. Units in 0.1 mm.

This assumption is supported by the work of Leopold *et al*. (1964). The meaning of the TOPMODEL velocity parameters was modified, instead of representing velocities, the parameters represent coefficients in the following equation:

$$v_K = V_{CH} A_K^{V_R} \qquad (10)$$

where v_K [LT^{-1}] is the velocity of the area-distance class K; A_K [L^2]is the cumulative area of the area class K; V_R is a power law exponent [-]; V_{CH} is a proportionality constant [$L^{-1}T^{-1}$].

Introducing Eq. (10) into Eq. (9), a time-area function can be derived from a distance-area function applying the following equation:

$$tc_k = \sum_{k=1}^{N} \frac{l_k}{V_{CH} A_K^{V_R}} \qquad (11)$$

Equation (11) tries to take into account the spatial distribution of velocities in a basin. Furthermore, this approach tries to distinguish velocities on the river channels and velocities on the hillslopes. According to Lazzaro (2008), these velocities can differ by orders of magnitude and have been recognized as a primary source of the overall variance of the hydrograph. However, Eq. (11), as well as Eq. (9), is temporally invariant, that is, the velocity never changes over the simulation time.

In order to use the spatial distribution of rainfall and evapotranspiration, the water balance calculation was modified. Instead of carrying out the water balance for a certain number of classes, defined previously using the topographic index (usually 20-30 classes in the original approach), the modified approach carries out the water balance for every cell in the basin. In this way, the overland flow can be routed cell-to-cell. However, the saturation deficits for every cell are updated over the simulation using an average deficit. In other words, there is no sub-surface flow from one cell to another cell.

Hydrograph simulations

A Monte Carlo procedure was used to find the best set of parameters from pre-defined ranges. The parameter values were spread according to a uniform distribution of probability. Nash-Sutcliffe coefficient (Nash & Sutcliffe, 1970) was chosen as an objective function to evaluate the stream-flow efficiency with a threshold of 0.2. In this way, it was carried out 1,000 simulations for each basin and all simulations with Nash-Sutcliffe values above or equal to 0.2 were selected to estimate uncertainty bounds.

A normal probability distribution was assumed to delineate the lower and upper uncertainty bounds. These bounds, in this work, encompass 90 percent of all discharges for each time step. Therefore the distance of 1.645 standard deviation from the mean was delimited.

The uncertainty bounds were delimited as a means to evaluate the model performance. Uncertainty limits are useful to identify errors in model structure or in input data.

4. Results and discussion

For the Amazon basin 81 iterations from 1000 iterations stayed above the threshold of 0.2. The Nash-Sutcliffe coefficient for the best set of parameters was 0.48. For the Brahmaputra basin, 90 iterations with Nash-Sutcliffe equal or above 0.2 threshold. For this basin the best set of parameters obtained Nash-Sutcliffe equal to 0.82. For the Yangtze basin after 1000 iterations, 456 iterations stayed above the threshold limit. The best simulation obtained a 0.78 Nash-Sutcliffe coefficient. Table 1 summarizes the results from the simulations.

Looking at Table 1, it is possible to realized that the saturated hydraulic transmissivity parameter (ln

T_0) were quite different among the basins. Also, the velocity parameters (V_{CH}, V_R). This might be explained as in the Yangtze basin there are many reservoirs, and as the model does not take this fact into account, velocities and transmissity try to represent the delay time imposed by the reservoirs. The Amazon basin is fair flat, and this might explain the lower value in the V_R parameter. Velocities values change slightly as the cumulative area increases.

Brahmaputra basin seems to be a intermediate case between the two another basins.

Using the calibrated velocity parameters, the spatial distribution of delay times can be determined, according to Eq. 11. Figs. 4 to 6 show the travel times for each basin. Observing the travel times, also is possible to see the reservoirs effect in the Yangtze basin, whose total travel time, which might be interpreted as the time of concentration, is higher than the another basins (19295 hours). Taking a look at the Figs. 4 to 6 one can see the effect of Eq. 11. Travel times along the river channels are quite different from those in the hillslopes.

Figures 7 to 9 show the hydrograph simulations for each basin. Through Figs. 7 to 9 is possible to notice that the modified TOPMODEL simulated the discharges for all basins in a satisfactory way.

Table 1 Simulation results.

Parameter	Basin		
	Amazon	Brahmaputra	Yangtze
ln T_0 (ln(m^2 h^{-1}))	26.53	0.46	-6.78
m (m)	0.06	0.02	0.08
S_{RMAX} (m)	0.0022	0.0015	0.0019
T_D (h m^{-1})	109.7	1638.63	1224.52
V_{CH} (m h^{-1})	357.66	50.96	5.08
V_R (m h^{-1})	0.06	0.19	0.28
Nash-Sutcliffe	0.48	0.82	0.78

This model obtained 0.48, 0.82 and 0.78 Nash-Sutcliffe for the Amazon, Brahmaputra and Yangtze basins, respectively. These values, show a slight improvement compared to the results obtained by Silva *et al.* (2010) (0.39 for the Amazon basin and 0.65 for the Yangtze basin), despite the raising in the computational time.

It was noticed some discrepancies between observed discharge and simulated discharge.

It could be due to data errors and/or model assumptions.

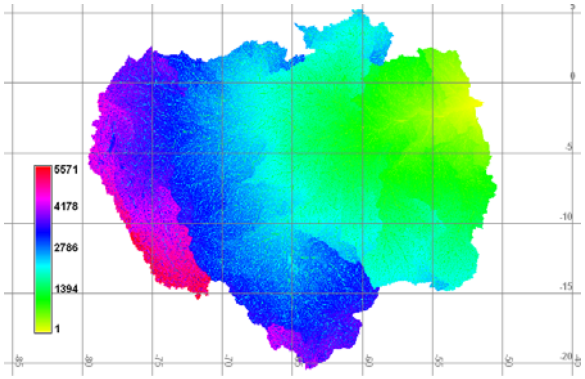


Fig. 4 Travel times in hours in the Amazon basin.

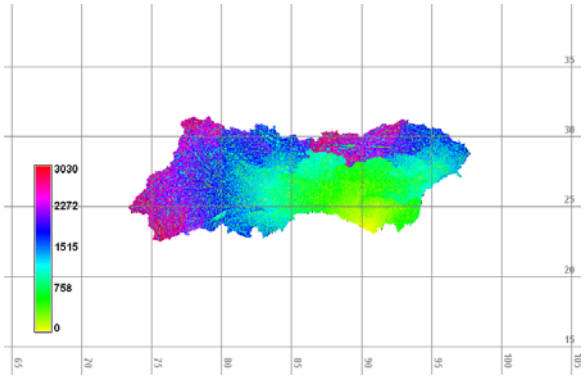


Fig. 5 Travel times in hours in the Brahmaputra basin.

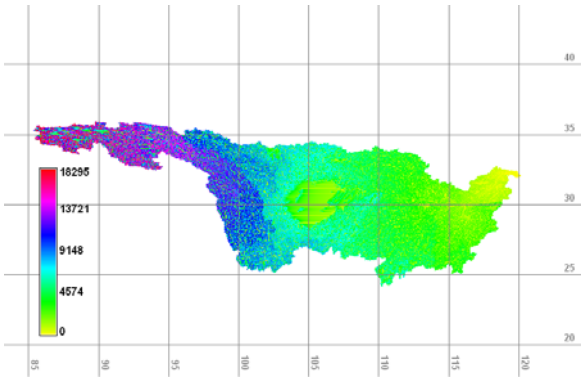


Fig. 6 Travel times in hours in the Yangtze basin.

Observing the uncertainty intervals in the Figs. 7 to 9, it is noticed that the model for the Brahmaputra and the Yangtze basins involved the observed discharges in a better way than in the Amazon river. It is clear that the model could not represent the observed data variance, even using distributed rainfall and evapotranspiration. This problem might be associated to data errors or model limitations.

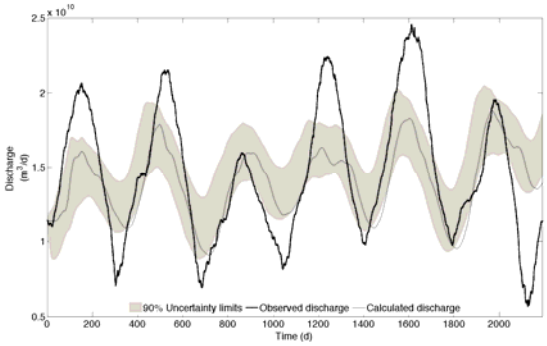


Fig. 7 Hydrograph simulation for the Amazon basin. Calibration period from 1990 to 1995. Observed data at Obidos station.

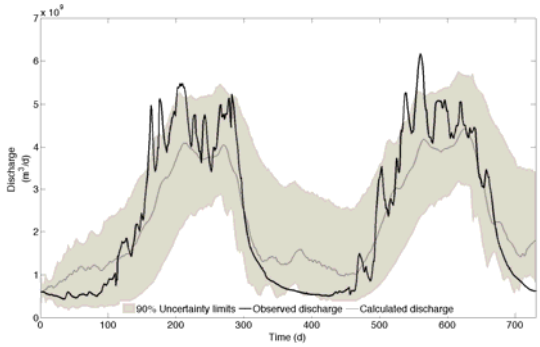


Fig. 8 Hydrograph simulation for the Brahmaputra basin. Calibration period from 1990 to 1991. Observed data at Goalundo station.

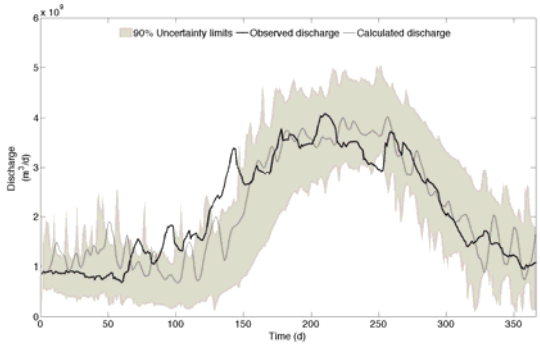


Fig. 9 Hydrograph simulation for the Yangtze basin. Calibration period for 2004. Observed data at Datong station.

For instance, a model limitation would be the model incapacity to model the water storage in the river channels.

5. Conclusions

In this study, three global basins were selected, according to daily data availability, to apply a modified distributed TOPMODEL approach. The velocity parameters in TOPMODEL were modified with the objective to give a more realistic representation of the velocities in the river basins, instead of using only one velocity parameter, which is a usual approach in RRM. In addition, a cell-to-cell approach was implemented to use the spatially distributed data. The method presented here implemented a power law relationship between cumulative area and velocity. Thus, the river velocities were spatially distributed. The global topographic data, basins boundaries and stream network, all them in GIS format, were acquired from the Geophysical National Data Center, the Global Runoff Data Center (GRDC) and the Global Drainage Basin Database (GDBD), respectively. The climate daily data were obtained from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP). Monte Carlo simulations were used to find the best set of parameters in terms of the Nash-Sutcliffe coefficient.

The simulations showed that the modified TOPMODEL approach, using distributed rainfall and evapotranspiration seems to be a reasonable hydrological model to estimate stream flow discharges, despite the increasing in computational time compared to the original approach. Further studies should be carried out in order to identify source of errors and/or improve TOPMODEL approach for large-scale rainfall-runoff modeling through the implementation, for example, of a water storage river channel method.

References

Arora, V. K. (2001): Streamflow simulations for continental-scale river basins in a global atmospheric general circulation model, Advances in Water Resources, Vol. 24, pp. 775-791.

Beighley, R.E., Eggert, K.G., Dunne, T, He Y.,

Gummadi, V and Verdin, K.L. (2009): Simulating hydrologic and hydraulic processes throughout the Amazon River Basin. Hydrological Process, Vol. 23, pp. 1221-1235.

Beven, K.J. and Kirkby, M.J. (1979): A physically-based variable contributing area model of basin hydrology, Hydrol. Sci. Bull., Vol. 24, pp. 43 – 69.

Beven, K.J., Lamb, R, Quinn, P., Romanowicz, R. and Freer, J. (1995): Topmodel. In: Computer Models of Watershed, Singh V.P. (ed). Water Resources Publication, pp. 627 – 668.

Doorenbos, J. and Pruit, W.O. (1992): Crop water requirements. Roma: FAO, 144 p.

Ducharne A., Golaz, C., Leblois, E., Laval, K. Polcher, J., Ledoux, E. and Masily, G. (2003): Development of a high resolution runoff routing model calibration and application to assess runoff from the LMD GCM, Journal of Hydrology, Vol. 280, pp. 207 – 228.

Dunne, T. and Black, R.D. (1970): Partial-area contributions to storm runoff in a small New England watershed. Water Resources Research, Vol. 6, pp. 1296–1311.

Gong, L., Widén-Nilsson, E., Halldin, S. and Xu, C.-Y. (2009): Large-scale runoff routing with an aggregated network-response function. Journal of Hydrology, Vol. 368, pp. 237-250.

GRASS Development Team. Geographic Resources Analysis Support System (GRASS) Software, Version 6.4.0. http://grass.osgeo.org. 2010.

Ivanovi, V.Y., Vivoni, E.R., Bras, R.L. and Entekhabi, D. (2004): Catchment hydrologic response with a fully distributed triangulated irregular network model. Water Resources Research, Vo. 40, pp. 1 – 23.

Lazzaro, M.D. (2008): Correlation between channel and hillslope lengths and its effects on the hydrologic response. Journal of Hydrology, Vol. 362, pp. 260 – 273.

Leopold, L.B., Wolman, M.G. and Miller, J.P. (1964): Fluvial processes in geomorphology. Dover Publications, INC. 522 p.

Nash, J. E. and Sutcliffe J. V. (1970): River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles, Journal of Hydrology, Vol. 10 (3), pp. 282–290.

Ngo-Duc, T., Oki, T. and Kanae, S. (2007): A variable streamflow velocity method for global river routing model: model description and preliminary results. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss, Vol. 4, pp. 4389 – 4414.

Rinaldo, A., Vogel, G., Rigon, R. and Rodriguez-Iturbe, I. (1995): Can one gauge the shape of a basin? Water Resources Research, Vol. 31, pp. 1119 – 1127.

Rodriguez-Iturbe, I. and Rinaldo, A. (1996): Fractal river-basins. Chance and self-organization. Cambridge University Press, New York. 547 p.

Silva, R.V., Yamashiki, Y., Tatsumi, K. and Takara, K. (2010): Large-scale runoff routing modeling using TOPMODEL. Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 54, pp. 91 – 96.

分布型TOPMODELを用いた大規模流域に対する降雨流出解析

Roberto V. da Silva*・山敷庸亮・辰己賢一・寶馨

*工学研究科都市環境工学専攻

要　旨

本研究は修正分布型TOPMODELを３つの大流域（アマゾン川，ブラマプトラ川，揚子江)に適用し，その降雨追跡(流出)モデルとしての特性を評価するものである。修正分布型TOPMODELにおいては，従来のTOPMODELで一定値を利用していた流域内の流下流速を小流域の特性を反映して変化させ，セル毎の降水量と蒸発散量の変化を考慮し，最終的にモンテカルロ法で最適化し決定する。修正分布型TOPMODELではGRDCの日観測流量に対してナッシュ係数でそれぞれアマゾン川 0.48，ブラマプトラ川 0.82，揚子江 0.78 を得ており，本手法が信頼に足る方法であることを裏付けている。

キーワード：大規模流域，TOPMODEL，GCM，降雨追跡モデル，分布型流出モデル，分布型流速

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Assessment of Spatially-Distributed Sediment Budget and Potential Shallow Landslide Area for Investment Prioritization in Sediment Control of Ungauged Catchment: A Case Study on the upper Citarum River, Indonesia

APIP*, Kaoru TAKARA, Yosuke YAMASHIKI, and Agung Bagiawan IBRAHIM**

*Graduate School of Urban and Environment Engineering, Kyoto University
** Research Centre for Water Resources, Department of Public Works, Indonesia

Synopsis

A few internal locations of the catchment are critical and responsible for high amount of soil losses due to surface soil erosion and shallow landslide events. Implementation of best management practices is required in those critical sediment source prone areas of the catchment for controlling the soil losses. Identification of these critical areas is essential for the effective and efficient implementation of catchment management programs. In this study a physically-based distributed hydrological-geotechnical model was developed for an upland catchment (2,310 km^2) and aimed as an assessment tool for identification and prioritization of critical internal locations (sub-catchment scale) to develop an effective management plan. The model consists of two primary components: hillslope sediment-runoff, it considers soil detachments by raindrops and surface runoff; and a stochastic slope instability predictions. Daily streamflow and sediment yield data (2001–2004) as well as the spatial patterns of documented historical landslides (1985–2008) were used for the model verification and application. Critical sub-catchments were identified on the basis of spatially-distributed sediment yield rates and predicted shallow landslide probability. The study revealed that the proposed distributed model could successfully be used for identifying and prioritizing critical internal ungauged locations of the catchment for management purposes.

Keywords: sediment control, soil erosion, slope instability, Citarum River.

1. Introduction

The upper Citarum River catchment (2,283 km^2), West Java, Indonesia was selected as a study area. At the outlet of the upper Citarum River, the Saguling Reservoir was constructed in 1986. The main purpose of this construction is to be a main source of hydropower in Java Island, also of water supply to freshwater fisheries and agriculture. Because of its position as the upper reservoir, most of the gross storage has been already filled with the large amount of sediment materials brought by flood events. If the sedimentation keeps happening without any prevention and controlling actions, it will restrict reservoir functions and its lifetime. Herein, the condition of upper river catchment is an important factor in controlling the water balance, soil erosion, and sedimentation rate.

The upper Citarum River catchment is one of the persistently active landslides occurring in Indonesia. The floods triggering landslides are hit almost in every year and caused extensive damages. Hydrologic characteristics have been changed by land degradation (Agus *et al*., 2003), as a result, flood, debris flow and others landslide types are very frequent during the rainy season. The soils derived from volcanic tuff are easily erodible and prone to landslides. Hillslopes erosion is also a serious problem in this upper area where hillsides are steep. Shallow landsliding as a form of mass movement and surface soil erosions are the main source of catchment sediment yield. Therefore, there was an urgent need to devise countermeasure actions.

Numerous studies have indicated that, for many catchments, a few critical locations are responsible for high amount of the pollution (Lin *et al*., 2008; Dickinson *et al*., 1990). Therefore, it is better to begin management measures from the most critical internal location such as at sub-catchment scale, which makes it mandatory to prioritize the sub-catchment available. The investment area prioritization is thus the ranking of different critical sub-catchments of a catchment according to order in which they have to be taken up for structural or non structural measures. Structural measures can be employed here: vegetative filter, wet pond, reservoir, and land use scenario.

For sediment rate reduction programs, an effective control of soil losses requires implementation of best management practices (BMPs) in critical sediment source prone areas of the catchment. It can be enhanced by the use of physically-based distributed model that can be utilized as an assessment tool in both identifying most vulnerable sediment source prone areas and selecting appropriate management practices.

The research works on identification of critical areas inside a catchment on the basis spatially-distributed sediment yields and shallow landslide potential areas has not appeared much in the literature. Keeping this fact in mind, the current study analyzed hydrological-geotechnical and sediment transport-tation processes at the upland catchment through a modeling system to understand the spatial dynamic sediment yield and transportation, to identify the critical areas according to the level of sediment yield and susceptibility of shallow landslide areas, as well to guide decision making in strategic design related to sediment-runoff and slope instability control. Since there is has the scarcity of gauging stations for surface soil erosion and landslide monitoring, a distributed model is most suitable tool for the estimation of sediment-water balance and slope stability at internal ungauged locations of the upper Citarum River catchment.

A physically-based distributed hydrological-geotechnical model has been developed to consider multiple sources of sediment transport, namely soil detachment by raindrops, soil detachment by overland flow, and shallow landslides which is stochastic in nature. Linking this model outputs and various BMPs scenario algorithms is very useful for making a design of control strategy in controlling sediment-runoff and slope instability. The impact of spatial heterogeneity of sediment transport and varying the spatial scale of target locations on cost effectiveness can be also examined.

2. Study Area

The upper Citarum Catchmet with Saguling Reservoir as the outlet is located in mountainous area of the West Java Province, and total area of the catchment is the 2,310 km^2 lying between 600 to 3000 m. Geographically, the area is lies off $107^o26'E$-$107^o95'E$ and $6^o73'S$-$7^o25'S$ (Figure 1a). The average of slope gradients by using a DEM 90 m resolution range from 0.01^o in the central area to 31.15^o in northern and southern parts.

The current water related problems are floods and landslides in the wet season and droughts in the dry season. The hillslopes areas of this region have been periodically exposed to hazards from shallow landslides and debris flows. Most of those landslides were triggered by a series heavy rainfall. The climate conditions are characterized by tropical monsoon

with two distinct wet and dry seasons. A series of data from BMG specifying that high amount of rainfall is at the beginning of November-December followed by a second peak in March-April, results from the westerly monsoon. The rainfall amount then quickly slackening down in May-October due to dry season as results from the prevailing easterly monsoon. Annually rainfall of the area varies from 1500 mm up to 4000 mm, with almost 80% falling between November and April.

The nature of vegetation on the land surface influences the hydrologic and slope stability conditions. The land use information was produced from LANDSAT7/ETM+ (30 m resolution) satellite images and verified by field investigations. Twelve land use type classifications were applied for land use in 2002. Below 800 m, the land use is mainly covered by paddy fields and settlement areas. At the intermediate altitudes and the steep slopes the land use is mainly farmland (cultivation of annual or tree crops), orchards (perennial trees), forest, grass, and shrub. The urbanized areas also covering the steep slopes although are relatively small and concentrated only in several spot areas which are high susceptibility to landsliding.

The geological formation consists mainly of old quaternary volcanic product with some miocene sedimentary facies, granit, granodiorite, diorite, alluvium, pleistocene volcanic facies, and miocene limestone facies (Takeuchi *et al*., 1995). Due to the influence of the active volcano, the types of soils in the study area are varies and underlined complex. Based on the digitized soil map and derived soil properties provided by FAO-UNESCO, the humic and ochric andosol soils mainly lay on the mountainous area in which was influenced by volcanic eruption. Latosol is stretched along the lembang fault, and alluvial is occupied along side of the river valley. The spatial distribution of soil thickness in study catchment required for performing the hydrological model and the infinite slope stability model is range from less than 10 cm to 150 cm.

The catchment is owing to the limited spatial coverage of ground-based rain gauges and unavailability of real-time rainfall data. The rainfall was measured by using 17 daily rain gauges and only one station available there for automatically recording rainfall intensity. Water level recorders were installed to measure streamflow discharge which are approximated using rating curves. This includes one sediment discharge gauge located at the Inlet of Saguling Reservoir (Nanjung Station). The locations of those hydrological and meteorological stations are shown in Figure 1b.

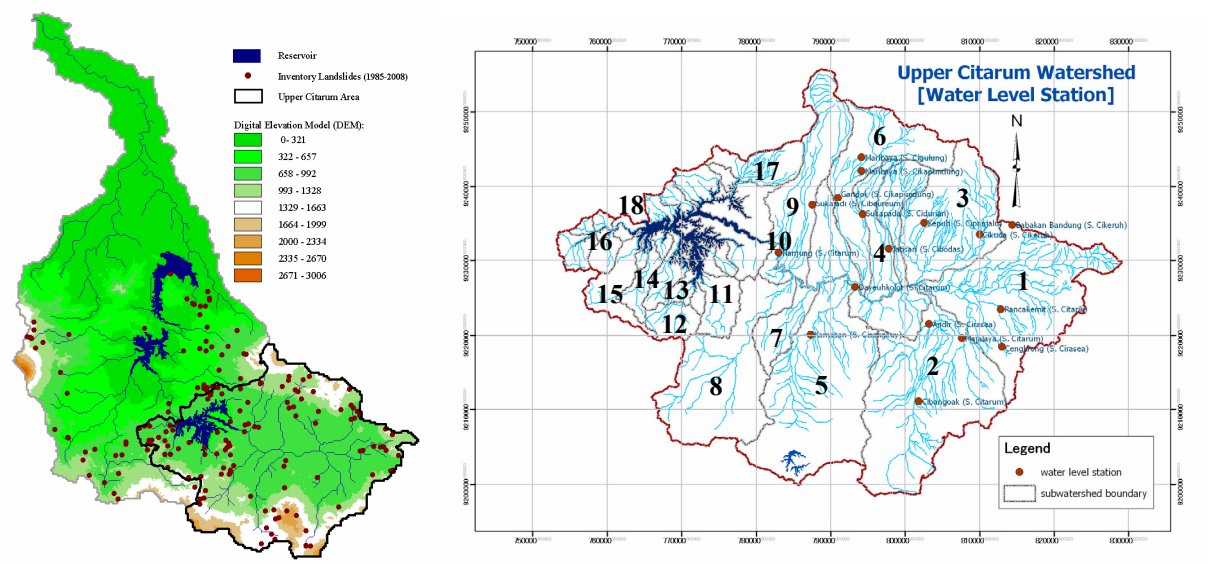


Fig 1. (a) Location of the upper Citarum River catchment over the whole DEM Citarum River watershed. The red points indicate the locations of landslides as inventoried by the Geological Agency of Indonesia, and (b) Sub-catchments (shown by a number) in the upper catchment associated with water level stations.

3. Original Distributed Rainfall-Sediment-Runoff Model

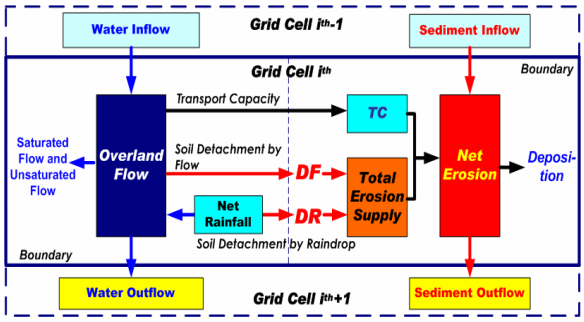


Fig. 2 Schematic diagram of the physically-based distributed sediment-runoff model within a grid-cell scale.

An original distributed rainfall-sediment-runoff model is constructed upon a distributed rainfall-runoff model (Tachikawa *et al.*, 2004). The model simulates three lateral flow mechanisms including (1) subsurface flow through capillary pore, (2) subsurface flow through non-capillary pore, and (3) surface flow on the soil layer. These three flow processes are represented by the following single set of stage-discharge relationships (Equation 1):

$$q=\begin{cases} v_m d_m (h/d_m)^{\beta}, & o \le h \le d_m \\ v_m d_m + v_a (h-d_m), & d_m \le h \le d_a \\ v_m d_m + v_a (h-d_m) + \alpha (h-d_a)^m, & d_a \le h \end{cases} \quad (1),$$

$$v_m = k_m i \ , \quad v_a = k_s i \ , \quad k_m = k_s / \beta \ , \quad \alpha = \sqrt{i}/n \ ,$$

$$d_m = D\theta_m , \quad d_a = D\theta_a$$

where q is discharge per unit width; h is water depth; i is the topographic gradient; k_m is the saturated hydraulic conductivity of the capillary soil layer; k_s is the hydraulic conductivity of the non-capillary soil layer; d_m is the depth of the capillary soil layer; θ_m is the fraction of maximum volumetric water content in the capillary pore (= 0.25), d_a represents the depths of the capillary and non-capillary soil layers, θ_a is the fraction of maximum volumetric water content in the capillary and non-capillary pores (= 0.75); D is a soil depth; β is the exponent constant of unsaturated flow, v_m and v_a are the flow velocities of unsaturated and saturated subsurface flows, respectively, n is the Manning's roughness coefficient which varies in land use type, and m is 5/3.

Soil transport simulation processes was included onto the above mentioned rainfall-runoff model (Apip *et al.*, 2008). Soil detachment processes at interrill and rill are implicitly simulated as raindrop splash and surface flow detachment, respectively (Figure 2). The empirical equation of soil detachment by raindrops d_r is given as

$$d_r = \mu k k_e = \mu k 56.48 r \quad (2),$$

where μ is the soil erodibility; k is a parameter (= 1.0); and k_e is the total kinetic energy of raindrop (J/m^2/hr). The concept of sediment transport capacity was used to determine soil detachment or deposition by surface flow d_f (Foster, 1982):

$$d_f = \alpha (T_c - c) h_{ws} \quad (3),$$

where α is a proportionality coefficient; h_{ws} is the surface flow depth; and T_c is the maximum sediment concentration transport capacity (kg m^{-3}), which determines soil erosion (when $T_c > c$) or deposition (when $T_c < c$). In the present work, the sediment transport capacity was calculated based on the Unit Stream Power (USP) theory (Yang, 1996), is expressed as

$$T_c = \log\{i + j \log((vi - v_{critical}\, i)/\omega)\} \quad (4),$$

where vi is the unit stream power (where v is the surface flow velocity calculated by Equation 1 and i is the slope gradient) and $v_{cr}i$ is the critical unit stream power required at incipient motion (= 0.002 m s^{-1}), in which

$$i = 5.435 - 0.386 \log(\omega d_{50}/\upsilon) - 0.457 \log(U^*/\omega)$$

$$j = 1.799 - 0.409 \log(\omega d_{50}/\upsilon) - 0.314 \log(U^*/\omega)$$

$$\omega = F\left[g d_{50} \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} - 1 \right) \right]^{1/2}$$

where

$$F = \left[\frac{2}{3} + \frac{36\upsilon^2}{(\rho_s/\rho_w - 1) g d_{50}^3}\right]^{1/2} - \left[\frac{36\upsilon^2}{(\rho_s/\rho_w - 1) g d_{50}^3}\right]^{1/2}$$

where vi is the unit stream power (where v is the flow velocity and i is the slope gradient), $v_{critical}\, i$ is the critical unit stream power ($v_{critical}$ is the critical flow velocity), ω is the sediment fall velocity calculated by Rubey's equation, ρ_s is the sediment particle density, ρ_w is the water density, g is the specific gravity, d_{50} is the median grain size (mm), and υ is the kinematic viscosity of the water. $U^*(=\sqrt{g\, i\, h_s})$ is the average shear velocity. There are three model parameters that have to be calibrated μ, α, and D_{50}.

4. Landslide Susceptibility

The method combines the following two model outputs necessary for identifying where and when shallow landslides may potentially occur in the catchment: (1) the time-invariant spatial distribution of areas susceptible to slope instability map, for which the river catchment is divided into stability classes according to the critical relative soil saturation; this output is designed to portray the effect of quasi-static land surface variables and soil strength properties on slope instability; and (2) a produced map linked with spatiotemporally varying hydrologic properties to provide a time-varying estimate of susceptibility to slope movement in response to rainfall. The proposed hydrological model predicts the dynamic of soil saturation in each grid element. The stored water in each grid element is then used for updating the relative soil saturation and analyzing the slope stability. A grid of slope is defined to be unstable when the relative soil saturation becomes higher than the critical level. The following explanation is the basic equations use in the slope stability model.

Shallow Landslide Susceptibility Map Using a Factor of Safety

Engineering geologists often use the relationship between shear stress (the component of stress that operates in the down-slope direction, τ) and shear strength (the properties that resist shear stress, i.e., cohesion + normal stress) to carry out a slope stability analysis. The ratio of shear strength to shear stress is called the factor of safety (FS). For modeling shallow landslides the simplified case of a planar failure on an infinite slope is generally accepted and the FS is calculated by Equation 5 (Montgomery and Dietrich, 1994). When this ratio is greater than 1.0, shear strength is greater than shear stress and the slope is considered stable. When this ratio is close to 1, shear strength is nearly equal to shear stress and the slope is unstable.

$$FS = \frac{c^* + \cos\theta\,[1 - r_u]\tan\phi}{\sin\theta};\begin{cases} c^* = \dfrac{c}{\rho_s\, g\, h} \\ r_u = \dfrac{h_w\, \rho_w}{h\, \rho_s} \end{cases} \quad (5),$$

in which c is the total cohesion (c_r+c_s), c_r and c_s is the effective root and soil cohesion; ϕ is the effective angle of internal of soil; h is the soil depth; h_w is the saturated depth; θ is the slope angle; ρ_s is the mass density of soil at field moisture; ρ_w is the weight density of water. Most of are can be spatially variable but it is assumed that only m (=h_w/h) is time-varying, therefore, the factor of FS is a function of m. Assuming that the value of every term in Equation 5, except for m, is known or can be estimated for each local area/grid, a critical relative saturated depth for a grid m^c can be determined, where m^c_i=FS_i^{-1}(1) (Equation 6).

$$m^c = \left(\frac{h_w}{h}\right)^c = \frac{\rho_s}{\rho_w}\left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi}\right) + \frac{c}{h\, \rho_w\, g \cos\theta \tan\phi} \quad (6).$$

Based upon the concept of critical soil saturation, three slope stability classes can be defined:

1. Theoretically always stable which is expressed by

$$\tan\theta < \tan\phi\left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_s}\right) + \frac{c}{h\, \rho_s\, g \cos\theta} \quad (7).$$

2. Theoretically always unstable, is expressed by

$$\tan\theta \geq \tan\phi + \frac{c}{h\, \rho_s\, g \cos\theta} \quad (8).$$

3. Potentially stable or unstable, predicted by Equation (5)

Land surfaces theoretically always stable are those predicted to be stable even when saturated as well as slope elements theoretically always unstable are those predicted to be unstable even when dry condition. There are four model parameters that have to be calibrated c_r, c_s, ϕ, and ρ_s.

Generate and Extract Susceptibility Maps

To asses the critical sub-catchment on the basis of susceptible shallow landslide area, the Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE) concept is adopted and incorporated into the above deterministic slope stability model to generate 10000 landslide susceptibility maps. The procedures (Figure 3) include a number of steps:

1. Generate a probabilistic distribution and sampling the parameter space of each model parameters using 10000 times of Monte Carlo simulation technique
2. Measurement of model performance
3. Define the criteria for acceptance or rejection of model results.

For each simulation, when the *FS* value for a grid less than 1.0 is defined as shallow landslide would occur, otherwise, stable. The long-term spatial pattern of recorded landslide locations (1985-2008) is overlaid to each susceptibility map. Two objective functions are used to measure the model performance for each susceptibility map namely success rate in predicted unstable grids (SRUG) and success rate in predicted unstable grids associated with success rate in predicted stable grids (SRUG+SRSG) (see Figure 3 for equations). Accordingly, the cumulative probability of predicted landslide and mean *FS* for each grid could be extracted; thus a relative risk measure for landslide potential can be made. The probability of landslide potential on the basis of slope instability index qualitatively is defined as extremely low, low, moderate, high, and extremely high.

5. Space-Borne Real-Time Rainfall Estimates

High temporal and spatial resolution rainfall estimates are required for sediment-runoff and shallow landslide predictions. The use of a rainfall product derived from satellite images is one of the alternatives for poorly gauged areas such as the upper Citarum Catchment. The main data set used in the present study was the CMORPH global rainfall product prepared by the Climate Prediction Center of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), USA.

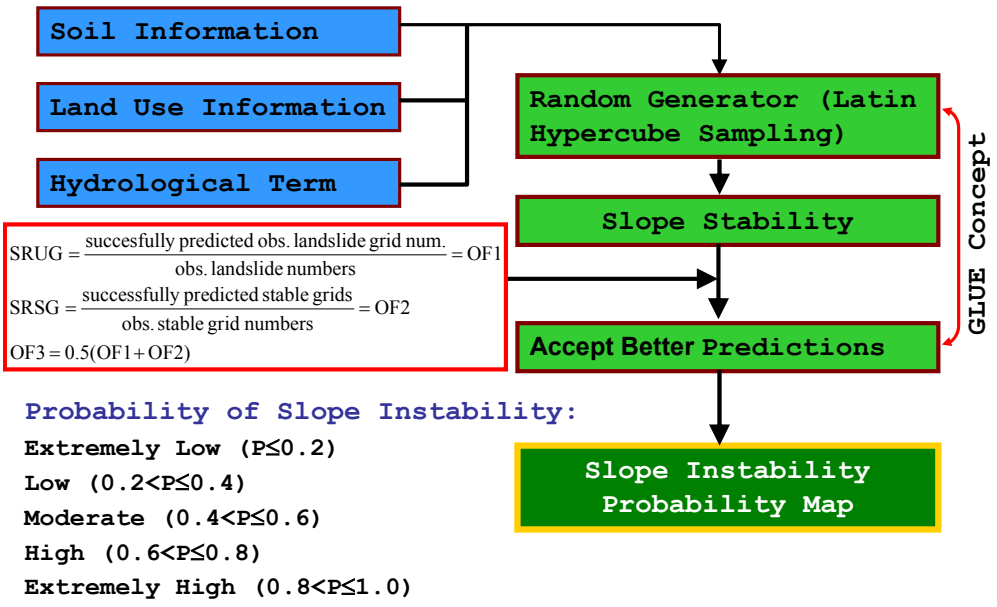


Fig. 3 the stochastic procedure to generate landslide susceptibility areas and predicted landslide probability.

This rainfall product has fine temporal and spatial resolutions and was developed using a new satellite-based technique and algorithm for rainfall estimation called "CMORPH", short for the Climate Prediction Center morphing method. More detail on the CMORPH method that produces satellite-based global precipitation estimates and its validation can be found in Joyce et al. (2004).

The entire CMORPH record at a grid resolution of the 0.07277 degrees lat/lon (8 km at the equator) and regional domain 60° N-60° S was introduced in December 2002 and is available on the NOAA-CPC web site (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/).With regard to spatial resolution, although the rainfall estimates are available on a grid with a spacing of 8 km, the resolution of the individual PMW sensors associated satellites is coarser than that which more on the order of 12 x 15 km. The finer resolution is produced via interpolation. A near real-time version of the half-hourly CMORPH data product with more timely estimates called "QMORPH estimates" has been used in this study. The CMORPH satellite images were processed using ENVI and ER Mapper image-processing software, and the output datasets were then formatted to GIS format and resampled to the same grid resolution and projection system as the data input to the hydrological–geotechnical model.

Evaluation of the hydrological model performance through calibration and validation of a hydrological response was carried out considering long-term and short-term simulations. The years 2001 and 2004 were selected as the calibration and validation periods. Discharge data from six water-level stations at the gauged sub-catchments (see Figure 1b) were used to calibrate and validate the simulated streamflow discharges. The rainfall recorded at 18 daily rainfall stations, distributed in and around the catchment, was utilized to account for the distribution of rainfall. However, only one hourly rain gauge was available, daily rainfall data were disaggregated to hourly values using an approach derived from the analysis of various temporal rainfall patterns of heavy rainfall events at the automatic rain gauge of BMG Station. The total rainstorm event for different time duration during the period 1986-2004 was analyzed. We found that heavy 4-hour rainfalls as the highest density of total rainfall events. The average temporal distribution pattern of heavy 4-hour rainfalls was used as a simple model for generating hourly rainfall series from a daily rainfall (Figure 4). The rain tends to begin from 14:00 local time and continued for 4 hours. Assuming the same proportional distribution for the general temporal rainfall pattern as at BMG Station but conserving the measured volumes as well as considers the tropical rainfall characteristics in Sumatera and Java islands (Wu et al. 2003), the rainfall pattern within a day at a daily rain gauge was achieved by distributing the rainfall to an hourly rainfall sequence. Then the hourly rainfall values were spatially interpolated. Herein, the Thiessen polygon method was used to estimate the spatial rainfall distribution in the catchment. The interpolated and disaggregated data standardized to GIS format then served as the input for the space- and time-varying hydrological model calibration and validation.

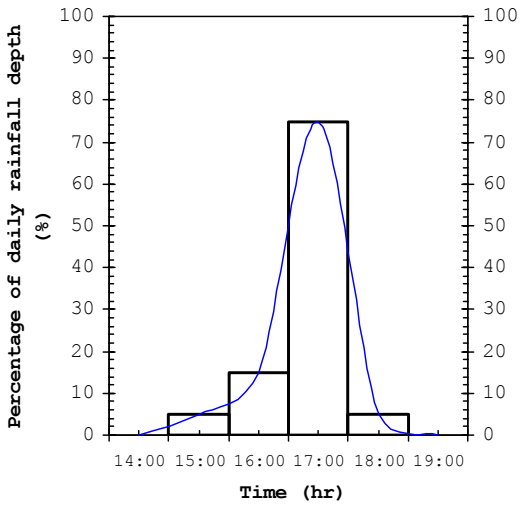


Fig 4. Transformation from a daily rainfall to a hourly sequence in the upper Citarum Catchment.

6. Observed Sediment Yield and Past Landslide Events

The upstream area of Citarum Catchment is surrounded by many mountains, such as Mount Wayang, Mount Calancang, Mount Patuha, Mount

Malabar, Mount Tangkuban Perahu, etc. Therefore, the upstream land area is steeply sloping. This characteristic brings large tendency to soil erosion and sliding if the land lacks in well covering vegetation.

To give a real description of erosion tendency in Citarum upper area, a series of data in two time periods is compared. The monitoring station is at Nanjung, which is located right at upper course of Saguling Reservoir. With annually averaged flow of 92.3 m^3/s, the upper Citarum stream monitored at Nanjung is quite heavy. The flow brought about 1.05 million ton per year of suspended sediment in 1981 to 1982 period. With less covering vegetation on the upstream area, it is noted that the sedimentation rate had increased to 4.80 million ton per year in 2004. In short, there is five times rising of sedimentation rate in almost 20 years period.

The characteristics of landslides in study region can be classified into two types with regard to depth and speed of landslide movement from the aspect of risk: first, is deep and slow landslides, relatively safe for people, no causalities since they allow evacuation even during motion. However, landslide movement can be enough to destroy houses and other buildings with large damaged area, and second, is shallow and rapid landslides, are dangerous especially when many landslides will occur during the same triggering rainfall event, those causing causalities and large numbers of infrastructure damaged. The speed in this type of landslide is very rapid with rock, soil, and debris flows.

As an example, three significant debris flow events occurred, those categorized come from rapid and shallow landslides triggered by heavy rainfall and produced much sediment yield during April 2004 and March 2008 as follows:

- Landslide disaster in West Java at Cililin, Walahir village on 21 April 2004 that caused at least 15 peoples dead, 43 houses collapsed and heavy damaged, 60 Ha of paddy fields have been swept away by the landslides. This landslide mainly was due to heavy rainfall, steep slope, high weathering products, and land-use changed.
- Landslides disaster in West Java at Pangalengan and Cikembang Villages on 15-16 March 2008 that caused 2 residents were believed to have died and 48 houses buried by the landslides. This landslide mainly was caused by heavy rainfall and steep slope.

7. Evaluation of the Model's Performance

Streamflow Discharge and Sediment Yield

The performance of the distributed hydrological model in reproducing observed streamflow and sediment discharges using the calibrated model parameters was evaluated. In principle, the spatial and temporal variations of soil saturation for all internal locations of the catchment should be considered as the target model output for the calibration process. However, spatial and temporal observations were not available for this study region. Therefore, a degree of calibration or adjustment of the parameter values was conducted only to reproduce the observed streamflow and sediment discharges as accurately as possible. The hydrological model includes eight parameters that should be adjusted through a calibration procedure. In this study, only the Manning Roughness coefficient is spatially distributed according to the land-use, whereas other parameters are spatially uniform over the gauged sub-catchments. The physical meaning of each parameter range value was obtained from the literature. The upper and lower bounds of the parameter spaces are given in Table 1. Adjustment of final parameters was conducted by performing Monte-Carlo-type simulations on the basis of best model performance. The physically based distributed model was run using a horizontal 90-m square grid resolution. The DEM was provided from HydroSHEDS global topographic–hydrographic information (http://hydrosheds.cr.usgs.gov).

Observed and simulated hydrographs and these cumulative sediment yields at Nanjung Station are summarized in Figure 5, in which each panel shows the result of calibration and validation. Using the same parameters from the

Table 1 Parameter spaces of the sediment-runoff model used in the model evaluation.

Model Parameter	Description	Parameter Space	Reference
n [$m^{-1/3}$ s]	Manning roughness coefficient for six types of land-use (forest, farmland, orchard field, urban land, paddy field, and river)	0.01-1.50	Morgan *et al*., 1998; Sayama *et al*., 2003; Kojima & Takara, 2003
k_a [mm s^{-1}]	Hydraulic coefficient of saturated soil layer	0.001-0.16	Assumed*
d_a [mm]	Total non-capillary and capillary soil layer depth	100.-500.	Assumed*
d_m [mm]	Capillary soil layer depth	50.-250.	Assumed*
β	Exponent constant of unsaturated flow	2.0-10.0	Assumed*
d_{50} [mm]	Median of sediment grain size	0.01-0.20	Measurement
μ [g J^{-1}]	Soil detachability of raindrop erosion	1.50-3.50	Morgan *et al*., 1998
α	Efficiency factor of soil detachment/deposition by flow	0.90-1.00	Assumed

* Parameter range covers the calibrated values defined by the previous studies (Tachikawa *et al*., 2004; Sayama *et al*., 2003).

Table 2. Parameter ranges used for slope stability model calibration

Model Parameter	Description	Parameter Space
c [kPa]	Soil cohesion	1-11
ϕ [deg]	Internal angle friction	5-34
ρ_s [kg m^{-3}]	Soil density	1300-1415

calibration period, the hydrological model was run for the validation period. The results depicted in Figure 5 indicate that after calibration, the model yielded comparable results with respect to long-term daily streamflow and sediment discharges. The model generally predicted the overall shape of hydrographs and cumulative sediment yields reasonably well. However, the model tended to produce overestimates, especially for low streamflow discharges. The performance of the streamflow model was evaluated using the Nash–Sutcliffe coefficient of efficiency (NSE). The NSE values for the calibration and validation periods were 0.752 and 0.617, respectively, indicating that the model can effectively predict hydrological responses. The model was in a reasonable way for reproducing observed sediment yield at Saguling Dam inlet, in which the flows brought about 1.0-4.0 million ton/year.

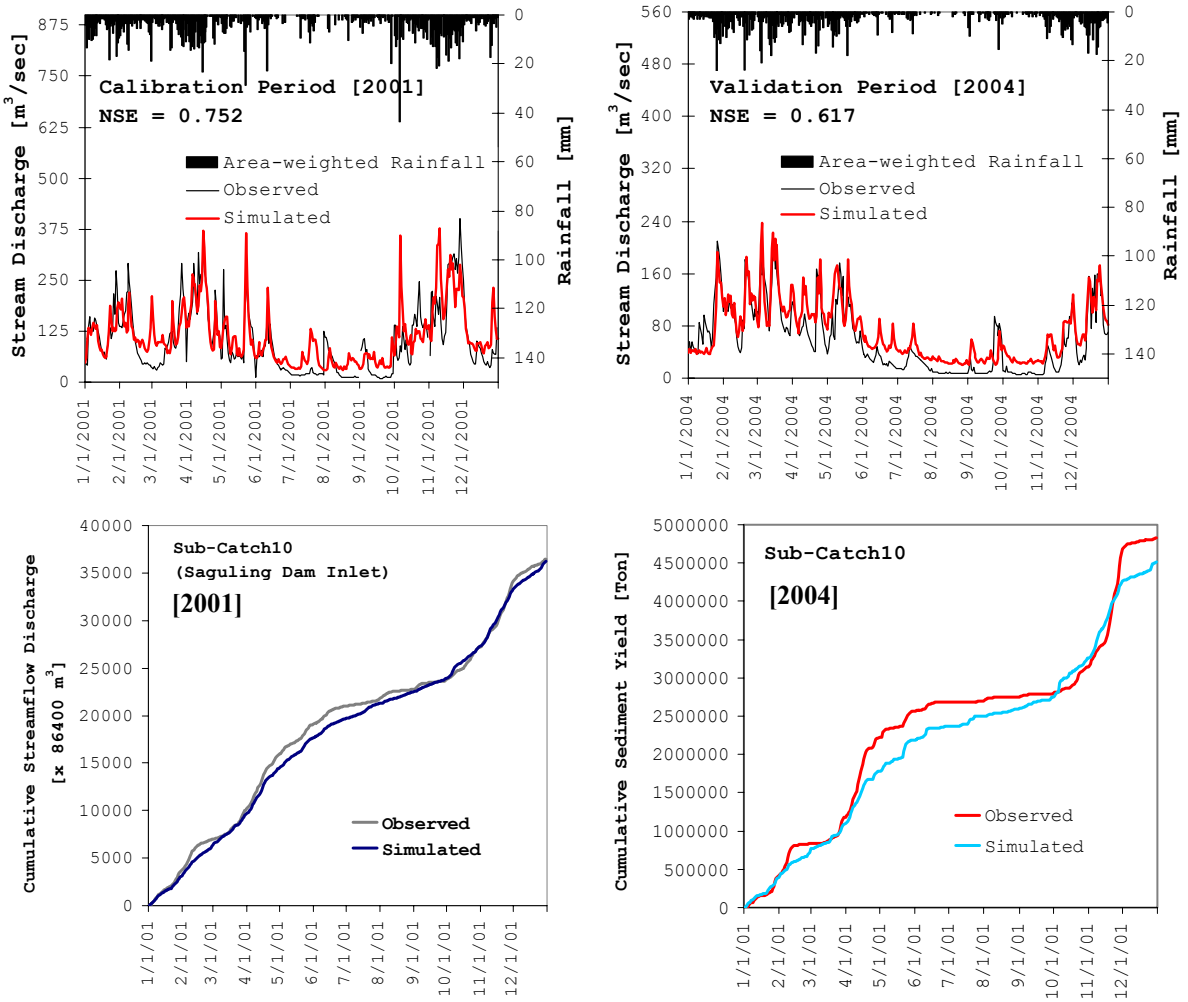


Fig. 5 stream flow and cumulative sediment yield model performance for calibration period (left column) and validation period (right column). Streamflow and sediment discharges were evaluated at the catchment outlet.

Integrate Susceptibility Maps

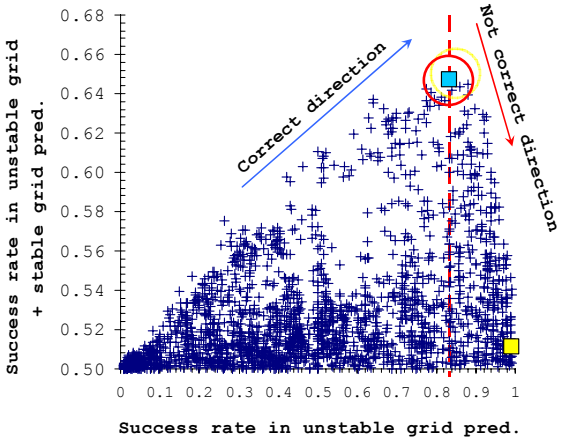


Fig 6. The scatter plot of OF1 againt OF3-derived efficiencies for the 2067 runs.

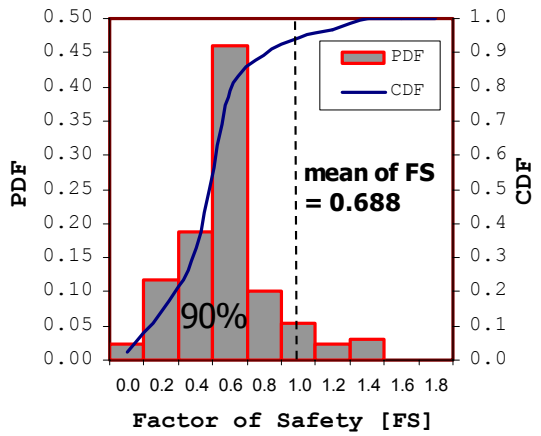
Adjustment of geotechnical parameters was conducted by performing Monte-Carlo-type simulation (MCS) technique and adopted GLUE concept. Initial estimates for feasible ranges of those slope-stability model parameters were estimated on the basis of field and laboratory measurements as well as soil type and soil thickness maps (Table 2).

Following GLUE, we set a reference value for model performance (OF3 ≥ 0.50) to define the behavioural simulations. There are 2067 susceptibility maps belong to the applicable simulations. Here we demonstrate the advantage of using two objective functions; OF1 and OF3 (see Figure 3) to measure model performance and problems in retrieving optimal model outcome. The 2067 top values of model performance derived from OF3 are plotted against the OF1 (Figure 6). A

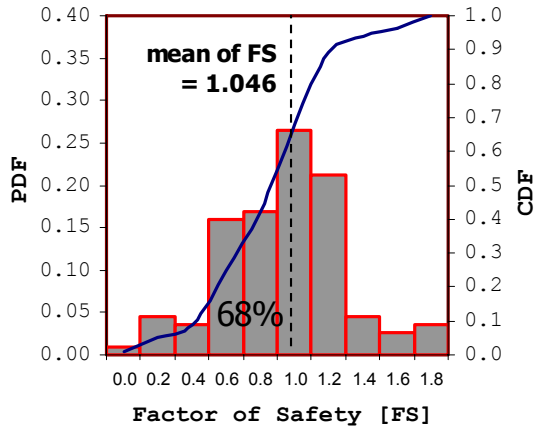
dome-shape distribution is shown between the two objective functions. OF3-derived performance increases together with OF1-derived performance at the beginning. However, when OF3-derived performance reaches a best prediction (0.64) and starts to decrease but OF1-derived efficiencies keep increasing until its best prediction (1.0). The result suggests that OF3-derived performance enables to reduce over prediction.

For probability analysis, we overlap maps and take mean for *FS* values in each grid for the 2067 better predictions. On the other hand we calculate the occurrence probability of $FS < 1.0$ for each grid in the 2067 runs to quantify predicted shallow landslide potential. For each grid we have a mean *FS* value and an occurrence probability for shallow landslide potential (Figure 7).

[a]



[b]



[c]

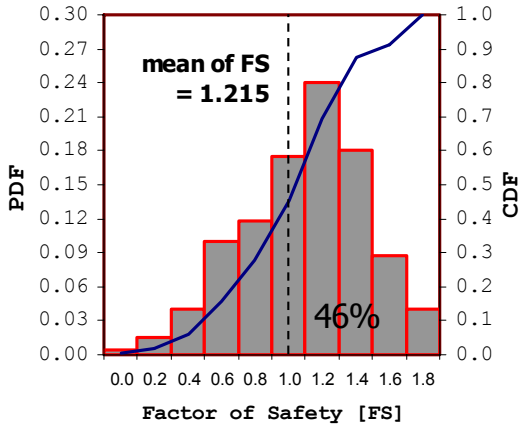


Fig. 7 Probability functions and their cumulative probability of the *FS* values in the three example grids with different mean *FS*: unstable [a]; moderate [b]; and stable [c].

Figure 8 shows the integrated landslide probability map derived from the better 2067 simulations and its spatial distribution of mean *FS* with OF3 equal 0.50. Figure 8 demonstrates the patterns of areas are predicted to be susceptible to shallow landslide as described above along with the general pattern of observed landslide sources. The model reproduced several of the principle clusters in the observed pattern, notably the clusters along an escarpment in the western, southern, eastern, and northern sectors of the catchment. The percentage of catchment area used to simulate the dynamic of susceptible areas to shallow landsliding in response to a rainfall event amounted to 32.1% (636,318 grids).

Two types of error appeared in the estimated time-invariant slope-stability classes map: (1) some grids were predicted as theoretically always stable, but past landslides were mapped in those grids, especially in the northern part of the study region; (2) some grids were characterized as the zone of instability slope, but no scars were observed there. Such errors are typically caused by inaccuracies in model topography. In steep terrain, the 90-m grid DEMs provided by HydroSHEDS for particular internal locations still do not capture the local slope steepness that controls shallow landsliding. Consequently, the model did not represent local topographic controls on potential shallow landsliding.

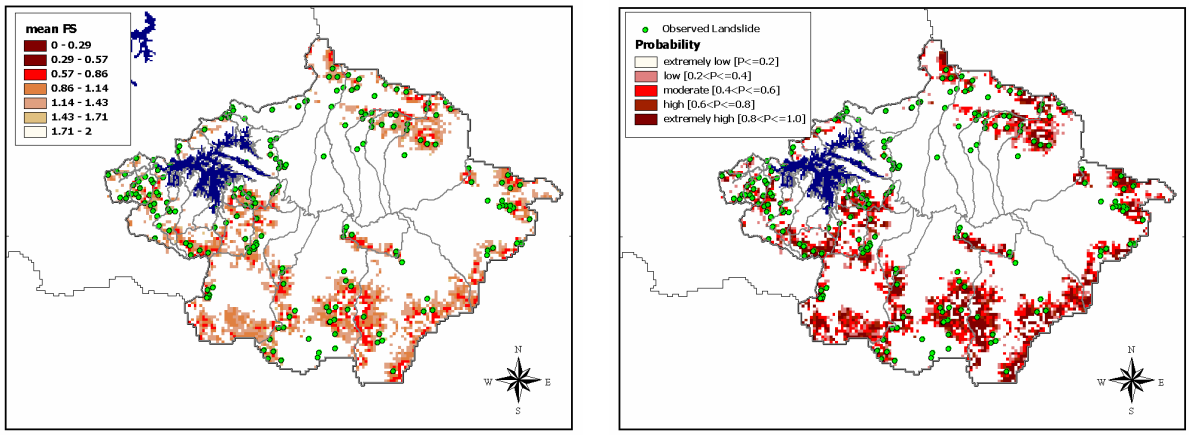


Fig. 8 The mean FS (left column) and integrated landslide probability map (right column) inside the best prediction zone (OF3 values = 0.64) overlaid with a spatial distribution of observed landslide locations.

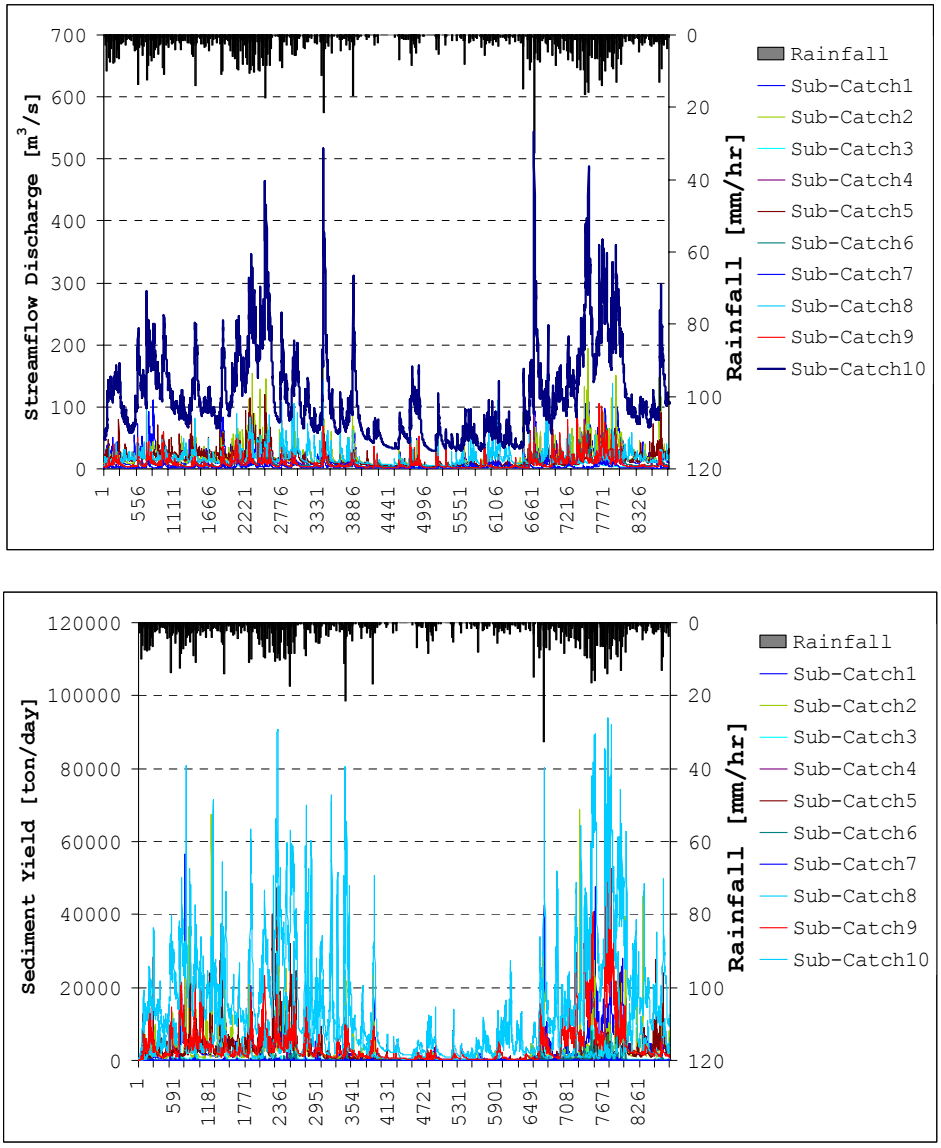


Fig. 9 Hourly simulated runoff (upper figure) and sediment yield (lower figure) for main river and each sub-catchment.

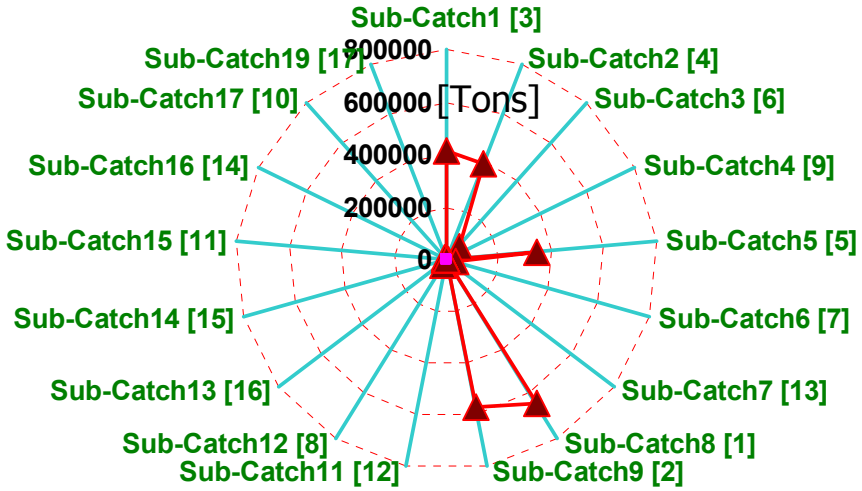


Fig. 10 Model output for identification of the critical sub-catchment for soil erosion in the upper Citarum Catchment. The ranking of critical sub-catchments is shown by the numbers inside bracket.

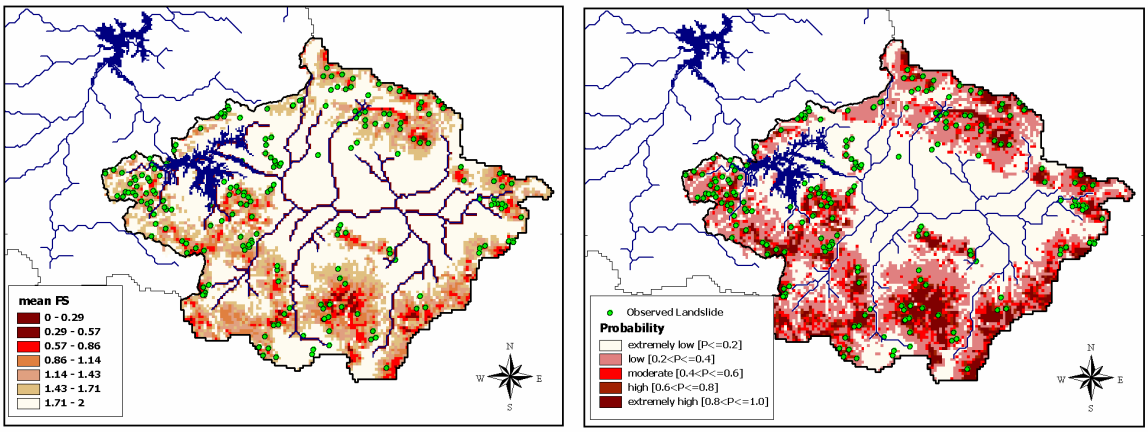


Fig. 11 Model output (mean FS and probability shallow landslide maps) for identification of the critical sub-catchment on the basis of landslide susceptibility area in the upper Citarum Catchment

8. Identification of the Critical Area of Soil Erosion and Shallow Landslide

According to the simulation results obtained for calibration period, the sub-catchment where soil erosion was serious can be identified. On the basis of higher annual sediment yield, the sediment budgets from each sub-catchment show that most sediment materials are generated and transported from the sub-catchments no. 8, 9, 2, and 1 (see Figures 9 & 10). The annual sediment yield in these sub-catchments were found to be critical. After arranging the critical sub-catchments in ascending order, considering the sediment fluxes and yields from each sub-catchment, priorities were fixed. Investment prioritization scenarios can be proposed to each of these sub-catchments. The sub-catchment that comes first (sub-catchment 8) is given the top priority for developing the management plan to reduce the surface soil erosion.

The results suggest that those critical sub-catchments with critical soil erosion also covered by the high probability landslide potential areas especially for the cases of sub-catchment no. 8 and 2 (Figure 11). In order to reduce the sediment yield due to surface soil erosion and slope instability disasters, sub-catchments no. 8 and 2 were selected and recommended to adopt the management measures.

Conclusions

The study confirmed that the proposed physically-based distributed hydrological-geotechnical model could accurately simulate runoff, sediment yield, and the spatial pattern of documented historical landslide events. From catchment-wide perspective, the study also revealed that all the sub-catchments in the study region do not all contribute to the water discharge, sediment yield, and slope instability occurrences. The model could identify the critical sub-catchments, which are major contributors of these variables.

As a further concern, linking the model and various best management practices (BMPs) scenario algorithms will be intended for design of control strategy in trapping and controlling sediment-runoff. It is addressed especially for ungauged sites of internal catchment with high sediment yields. Structural measures of BMPs are employed here: vegetative filter, wet pond, reservoir, and land use scenario.

Acknowledgment

This study was supported by the MEXT Coordination Fund for Promotion of Science and Technology, Japan Science and Technology Agency (PI: Prof. Kaoru Takara, DPRI, Kyoto Univ.).

References

Agus, F. and Wahyunto. (2003): Evaluation of flood mitigation function of several land use systems in selected areas of west java, Indonesia. Paper presented at Japan/OECD Expert Meeting on Land Conservation Indicators, 13-15 May, 2003, Kyoto, Japan.

Apip, Sayama, T., Tachikawa., Y. and Takara, K. (2008): Lumping of a physically-based distributed model for sediment runoff prediction in a catchment scale, *Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE*, Vol. 52, pp 43-48.

Dickinson, W.T., Rudra, R.P., and Wall, G.J. (1990): Targeting remedial measures to control nonpoint source pollution. *Water Resource Bulletin*, AWRA, Vol. 26(3), pp. 499-507.

Foster, G.R. (1982): Modeling the erosion process. In *Hydrologic Modeling of Small Watersheds*. American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph: pp 295-380.

Joyce, R.J., Janowiak, J.E., Arkin, P.A., and Xie, P. (2004): CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of Hydrometeorology*, pp 5: 487-503.

Lin, W.T., Tsai, J.S., Lin, C.Y., and Huang, P.H. (2008): Assessing reforestation placement and benefit for erosion control: A case study on the Chi-Jia-Wan Stream, Taiwan. *Ecological Modelling*, Vol. 211, pp. 444-452.

Montgomery, D.R., and Dietrich, W.E. (1994): A physically-based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, Vol. 30, pp. 1153-1171.

Tachikawa, Y., Nagatani, G., and Takara, K. (2004): Development of stage-discharge relationship equation incorporating saturated-unsaturated flow mechanism. *Annual Journal of Hydraulic Engineering* (JSCE), pp 48: 7-12.

Takeuchi, K., Jayawardena, A.W., Takahashi, Y. (Eds.) (1995): Catalogue of rivers for Southeast Asia and the Pacific — Volume I," The UNESCO-IHP Regional Steering Committee for Southeast Asia and the Pacific, UNESCO-IHP Publication, pp 103-114.

Wu, P., Hamada, J., Mori, S., Tauhid, Y.I., Yamanaka, M.D., and Kimura, F. (2003): Diurnal variation of precipitable water over a mountainous area of Sumatera island. *Journal of Applied Meteorology*, pp 42:1107-1115.

Yang, C.T. (1996): Total load transport. In *Sediment Transport Theory and Practice*. The McGraw-Hill Companies, Inc: USA; pp 141-210.

未観測流域の土砂管理における優先投資区域決定のための土砂収支及び可能浅層地滑り範囲の空間分布の推定-インドネシアのチタラム川上流域を対象として

APIP*・寶馨・山敷庸亮・Agung Bagiawan IBRAHIM**

*京都大学工学研究科都市環境工学専攻
**インドネシア公共事業部門水資源研究センター

要　旨

流域の幾つかの地域は表土侵食や浅層地滑りによる大量の土壌損失の危険に曝されている。土壌損失を効果的に制御するために流域のこれらの地域において最善のマネージメント手法の実施が必要とされている。流域管理計画の効果的・効率的な実施のためにこれらの危険地域の同定が必要不可欠である。この研究では流域上流域 (2,310 km^2) を対象に物理即に基づく分布型の水文地質モデルを開発し，有効な管理計画を実施するために必要な土砂災害危険地域（サブ流域スケール）の同定のためのツールとして用いる。このモデルは二つの要素，すなわち降雨滴と表面流出による土砂の分離を考慮した斜面土砂流出モデルと確率斜面不安定性予測モデルからなる。2001 年～2004 年の日流量と土砂生産高データ及び 1985 年～2008 年地滑り記録がモデルの検証及び適用に使われた。土砂生産高率及び予測浅層地滑り確率の空間分布にもとづいて危険なサブ流域が同定された。これらにより提案した分布型モデルが流域管理の目的で土砂災害危険地域の同定に適用可能である事が示された。

キーワード：土砂管理，土壌侵食，斜面不安定性，チタラム流域

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Assessment of Japanese and Chinese Flood Control Policies

Pingping LUO*, Yousuke YAMASHIKI, Kaoru TAKARA, Daniel NOVER**, and Bin HE

* Graduate School of Engineering ,Kyoto University, Japan
** University of California, Davis, USA

Synopsis

The flood is one of the world's most dangerous natural disasters that cause immense damage and accounts for a large number of deaths and damage world-wide. Good flood control policies play an extremely important role in preventing frequent floods. It is well known that China has more than 5000 years history and flood control policies and measure have been conducted since the time of Yu the great and his father's reign. Japan's culture is similar to China's but took different approaches to flood control. Under the high speed development of civil engineering technology after 1660, flood control was achieved primarily through the construction of dams, dykes and other structures. However, these structures never fully stopped floods from occurring. In this research, we present an overview of flood control policies, assess the benefit of the different policies, and contribute to a better understanding of flood control.

Keywords: Flood control, Dujiangyan, History, Irrigation, Land use

1. Introduction

Floods are frequent and devastating events worldwide. The Asian continent is much affected by floods, particularly in China, India and Bangladesh. As the occurrence of flood events has become common, flood risk and flood prevention have raised public, political and scientific awareness. In recent years, flooding has become increasingly frequently in China and Japan concurrently within the extreme climate changes under global warming. Flood control in China and Japan aims to control the water for municipal and commercial use while preventing flood disasters. China has a long history of flood control measures from Yu the great and his father's flood control policy (Hao Gu, 2006). Dujiangyan Irrigation System is a good flood control measurement case in the long history of China. Dujiangyan is an irrigation infra-structure built in 256 BC during the Warring States Period of China by the Kingdom of Qin. It is located in the Min River in Sichuan Province, China, near the capital Chengdu. It is still in use today and still irrigates over 5,300 square kilometers of land in the region. Dujiangyan has a flood control system, an urban water supply system and a sediment transport system (Shuyou Cao, et. al., 2009). The flood control history of Japan began with the flood control in Yayoi period. In 1960, there was a big effort to get the evidence of the "Green Dam" hydrologic function as opposed to concrete dams in Japan (Kaoru Takara et al., 2004). The Chinese government changed the flood control policy to use structure measurement and non-structure measurement after the 1998's flood event. According to this back-ground, we need a system assessment of flood control policies and measurements with a historical point-of-view. In this research, we present an historical assessment of flood control policies. This historical assessment

will provide some case studies to identify historical, societal, economic, environmental, engineering and hydrological indexes that reflect the impact of flood control policies and find the advantages and disadvantages of the flood control measures.

2. Flood Events in China and Japan

Asian's population and high rate of development make it uniquely vulnerable to high economic loss during flood events. In particular, China with the third and Japan as the second economy country had big effect from the increased flood disaster in recent years.

Flood events have not been stopped in more than 5000 years of Chinese history. The earliest recorded flood disaster was happened around 2000 B.C. As we know, the recent large floods generally happened in the south of China, especially Guangzhou city as a big city on the end of April 2010. Because of this flood event, many flights were canceled, more than 1 million people become homeless and there was a great economy loss. The three floods with the highest death tolls occurred in 1887, 1931, and 1938 during what is known as the black war period of China (Table 1). The death tolls from each of the three flood disasters were over 500,000 people. In the modern era, the death tolls of flood disasters have decreased, but the economic loss has increased, and the main flooding area in China has shifted from the Yellow River basin to the Yangtze River basin as shown in Table 1.

Compared with the China, the Japanese river basins are much smaller and the effect of typhoon is stronger (Nakagawa, H., 1996). The oldest recorded flood event in Japan is called Countries flood and happened around the middle of 6th century. Because of long rainy period, disastrous floods happened once a year during 623 A.D. to 741 A.D. The flood disaster happened in Kyoto and the Barada bank collapsed in 750 A.D. Disastrous floods also occurred in Kinugawa and Aratamakawa in 758 A.D. and 761 A.D. leading to enormous economic loss. The Yodo river flood happened in 772 A.D. and the Barada bank was broken again. During the period from 796 A.D. to 1530 A.D., there were more than 48 flood events in the Kyoto area. Most of 48 flood events, including 19 in Kinki followed a long period of rain. The death and damage of 858, 1231, 1486, and 1530 A.D. floods in the Kyoto area were large. After 1530, floods became much more widespread in Japan. Examples include the 1542 Kamanashikawa flood, 1604 Kantou flood, 1610 Toukaidou flood, 1624 Tonekawa, Arakawa, Chikumakawa flood, 1650 Kyushu Kinki Toukaidou flood, 1681 Takamatsu flood and the 1694 Fujikawa Chikumakawa flood. From 1530 to 1741, countries floods happened more than 100 times, and the deaths in floods were more than ten thousands. In 1742, 2800 people were killed in the Inunomansui flood disaster as shown in Table 1. In 1934, the Muroto Typhoon and in 1959 the Vera Typhoon lead to major floods and more than 3000 people died. In comparison with the paloe-floods in Japan, the recent floods had two characteristics. More recent floods were characterized by frequent large typhoon and record heavy rainfall in a large area.

Table 1 Recent flood events in China and Japan

China			Japan		
Flood Event	Number of death (person)	Economic loss	Flood Event	Number of death	Economic loss (JPY)
1931 China	2,500,000–3,700,000		1742 Inunomansui	2,800	
1887 Yellow river	900,000–2,000,000		1885 Yodo river		
1938 Yellow river	500,000–700,000		1910 Kantou	900	
1935 Yangtze river	145,000	10.0billion CNY	1934 Muroto Typhoon	3066	
1954 Yangtze river	30,000		1938 Hanshin	600	
1998 Yangtze river	3,656	135.4billion CNY	1959 Vera Typhoon	5098	
2009 South China	95	150.0billion JPY	1982 Nagasaki	299	3000 billion

They are also characterized by the change in the relationship between the flooding area and damage caused by the flood. Area of inundation has been reduced according to the development of flood control policy, but damage density has increased five times because of the rapid growth of the economy and the increasing centralization of population.

There are three factors that lead the frequent flood disaster in Japan.

[1] Steep Elevation

Japan's geography is characterized by the relatively narrow islands with steep mountain ridges running down the center making the rivers short and steep in elevation.

[2] High precipitation

The mean rainfall in Japan is approximately 1,700 mm – larger that is higher than the world average of 970 mm (Kazuya Inoue, 2007).

[3] Large, swift floods

Because the areas of the river basins are small, the rivers are short and steep in elevation, and precipitation is high, the floods in Japan start and end comparatively quickly. Flood intensity in Japan is much higher than the world average flood discharge per unit area.

3. Overview of the development history of flood control polices in China and Japan

Following the history of flood events, the governments and researchers of China and Japan are continually improving the flood control policies from the ancient time to present. We found that the flood control technology and policies were vastly improved during periods in which the governments attached importance to reviewing the flood control history in the two countries. An overview of the flood control history will be given in this part.

Flood control history in China began with Yu the great and his father Gun some 4000 years ago. According to the great flood in China, Yu assigned by King Shun was successful in leading the people to control the flood by dredging new channels instead of his father's building dikes. Looking at Chinese history, it is clear that a good leader of the country attached importance to flood control so as to develop flood prevention technology and educate many flood control specialists. "A good leader for the country must first eliminate five victims. In the five victims, flood disaster is taking the first place." said by Guan Zhong(725 BC-645 BC). He encouraged the king of Qi country to pay attention to floods and created many theories according to the environmental conditions and "For the character of water, lead it from high to low." (Hao Gu 2006). Sun Shuao (630 BC -593 BC) in Chu country was an advocate for agricultural water supply which was achieved by building new channels and the artificial lake Quebei that also as storage for the flood season. The "12 Channels quoted from Zhang river" Hao Gu (2006) was constructed by Ximen Bao(445BC-396BC) who is an ancient Chinese government minister and court advisor to Marquis Wen of Wei during the Warring States. Qin Shi Huang as the leader of Qin Country created Qin Dynasty unified the six countries in 221 BC. He trusted on that the development of agriculture could lead the country to prosperity and power. He thought that the water supply and flood control were of primary importance for the development of agriculture.

Li Bing and his father were famous for flood control and were responsible for the design and construction of the Dujiangyan Irrigation System remains in use after 2000 years. "In the positive site to take water, in the side site to irresolute sand" is a part of Li Bing`s flood control theory used in the Dujiangyan Irrigation System. The goal of this system was to reach the flood control aim of "Dividing the flood to reduce the disaster, drawing water to irrigate fields".

Zheng Guo, a hydraulic engineer born at the end of the Warring States period was assigned by Qin Shi Huang to build Zhengguo Canal north of Xian, Shangxi Province at the end of the Han dynasty. Emperor Wu of Han (156BC-87BC) had an important realization about flood disasters and personally conducted the levee breach closure of Huanghe River. Under his supervision, flood control and irrigation greatly expanded and several specialists emerged such as Zheng Danshi, Zhuang Xiong, Shima Qian and Bai Gong. Cao Canal, Longshou Canal, Liupu Canal and Bai Canal were constructed according to the specialists' suggestion. Constructed in the middle ages, Cao Canal was a

very important canal and, for the first time, combined food transportation, flood prevention, and irrigation system (Fig.1). Wang Jing created the "Weir Flow" method to repair Junyi Canal at the Yellow River in the end of the Eastern Han Dynasty. Jiang Shidu in Tang Dynasty was as a officer in one county, and he did his best to control flood in that county. He reopened the Pinglu Canal at Hebei province in 705AD and dug out drains that were used to divide floods at Shangxi province in 714AD. The Tang Dynasty, a feudal society and economic powerhouse, depended on the fast development of agriculture. To facilitate the fast development of agriculture, the government made an irrigation law called Shuibushi (The Laws by the Water Conservancy Department) (Hao Gu 2006) and also considered flood control as a part of checking the officers. In this irrigation law, it includes field irrigation management, channel repair and management, dyke repair and management and so on.

The Song Dynasty was the second strongest economic dynasty and also paid a lot of attention to flood control. Fan Zhongyan was a specialist on flood control in the Song dynasty. He built Fangongdi which is a dyke focused on the flood from the sea and he also considered the water management of Lake Tai, Jiangshu province. Su Shi was one of Eight Great Men of Letters of the Tang and Song Dynasties focused on urban floods and lake management. He constructed Sudi dyke that is used to prevent urban floods at Xuzhou and Sudi dyke that is designed to promote good lake management around Xihu Lake. A complete law on irrigation and water conservation called "Irrigation Constraints" was edited by Wang Anshi and published by the government of Song in 1069AD. In the "Irrigation Constraints", it said that the officers are encouraged and supported to develop irrigation and water conservancy, to improve the condition of abandoned land, plans of repairing irrigation are required to report to the government, and the date, budget and maintenance of flood prevention and irrigation program are needed.

The oldest part of the Grand Canal in China dates back to the 5th century BC, although the various sections were finally combined during the Sui Dynasty. The Grand Canal is also known as the Beijing-Hangzhou Grand Canal which is the longest canal or artificial river in the world. It starts at Beijing, winds through Tianjing, Hebei, Shangdong, Jiangshu and Zhejiang to Hangzhou city. Because the capital was changed to Beijing during the Yuan Dynasty, it completed connecting Beijing and Hangzhou and called the canal the Beijing-Hangzhou Grand Canal after the construction in that period. From the Yuan Dynasty, canals were built to combine flood prevention, irrigation and transportation. Guo Shoujing led the construction of the Beijing-Hangzhou Grand Canal from Shangdong to Beijing, and he improved the measuring technology for flood control. During the Ming Dynasty and during the Beijing-Hangzhou Grand Canal's construction, Bai Ying, a farmer and irrigation specialist suggested the construction of the Gangchengba Dam and Daichunba Dam to control the water so as to keep enough water for boat transportation. Pan Jixun was famous for managing floods on the Yellow River by using "Use water to trash solid in the river bed, reduce the flood". Xu Guangqi (1562-1633) a catholic created "Field self water conservancy system" theory for flood control and irrigation.

In the Qing Dynasty, Emperor Kangxi and Qianlong thought the flood control and irrigation is the most important thing for the country. In the modern ages from 1840 to 1900, Jia Shumei "Bricks Dam" and Wu Dazheng "Reinforce the shoal, Protect Dam" were the best flood control practices. Before 1949, China was in the wars period and the efforts of flood control were almost stopped. After the People Republic of China was established in 1949, the flood control policies and measures were dependent on civil engineer to raise dykes and construct dams.

With the 1998 China flood happened at the Yangtze River, the government had an important realization that the current flood control policies depended on the structure measure that cannot reduce the death and damage during flood disasters. Because much human activity occurs in the river basin area, it led to much land use change in that area. According to the 1998 flood event, the new flood control policies combined structure measures and non-structure measures. These policies were published by the Chinese government to adapt to

the future floods. In the structure measure of the new flood control policies, it includes “To construct the Three Gorges Dam”. Specially, the non-structure measure considers four parts, changing land use, welfare law, moving out prone zone and environmental protection. In the part of changing land use, it includes the changing from agricultural land to lake, agriculture land to forest and urban land to lake.



Fig.1 Development history of flood control in China

In flood control history, some points were found such as the start place of flood control was in the Yellow River called the mother river that is the birth place of the Chinese nation. Some evidence was shown in flood control of Yu the great and his father Gun. The flood control always included irrigation as an important part for agriculture (Chunming Zhao et al., 2005).

According to the remains of drains and embankments, the flood control history in Japan came from the Yayoi period (300BC-300AD). The real flood control efforts were started during the Kofun period. Under the Union political power of Royal prerogative of Yamato was established at Kinai and the floods happened in Yodo and Yamato rivers, Horie canal of Nanba which drained flood from Kawauchi lake to Kawauchi bay was excavated, and in order to fix the Yodo river channel the Mamuta bank was constructed. The Tsu temple ruins in Okayama city is on behalf of the flood control technology of this period. During the early part of the 8th century, Ritsuyo country paid attention to flood control. In Ritsuyo, Kokushi and Kunji officers set up efforts for flood control, the water in river and for irrigation is as public water, and the flood prevention measure and the water use are decided by the government. These flood control policies achieved some good effects. Because the power of Ritsuyo country was lost, the construction of drains and reservoirs in the small scale are used for flood control. For a good example, Mannouike reservoir was built by Kukai in this period. Kanshin Sangha was played important roles in this period.

The return of area and systematic flood control happened during the Azuchi–Momoyama period of the Sengoku period. Bunroku bank in the Yodo River constructed by Hideyoshi Toyotomi and Shingen bank built by Shingen Takeda still remain some ruins. The technology of ring dykes appeared at Kisosansen River from the 13th century.

Entering the Edo period, the flood control was becoming large-scale and popularized. The technology of flood control developed very quickly. The famous flood control in the Edo period was to change the river channel (rapids substitution). This river substitution was started at Yahagi River from 1605, and it also was done at Tone River during the 17th century. Hourekichisui flood control event changed the Kisosansen river channels in the middle of the 18th century. In the end of the Edo period, straightening of river channels and setting up flood plains instead of reservoirs were used for flood control (Fig.2).

In the Meiji period, the new government recommended flood control specialists from Europe and other developed countries. As a good example of flood control in early modern times, the flood control measures of the Netherlands called “Low water flood control” were based on securing flow quantity by installing the spur dike in the river channel, aiming at the stability of the duct, and digging up the river bed (Fig.2). The “Low water flood control” cannot prevent floods on its own. In 1896, Kasen Law was created, establishing the principle that directs flood flow to the sea as soon as possible. After that, “High water flood control” designed to straighten the river channel and build the high bank was becoming the main measure of flood control.

In the Showa period, the economy developed in quickly. Under the influence of the U.S., flood control was beginning to integrate the river and construct the multipurpose dam. After the World

War II, the large flood disasters began to be considered with reference to typhoons. In the 1980s, dam construction began to be optimized to give a constant flow to the river, and natural environment while providing flood defense. The Green dam concept that depends on the forest and grass to control the flood also became an important topic. From the 1990s, the natural flood control and some issues outside of flood control and irrigation became important parts of flood control policy (Fig.2). Meanwhile, the new flood control increasingly had to deal with increased flood damage in urban areas.

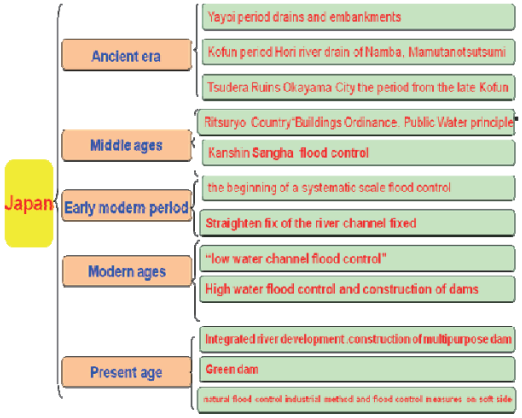


Fig.2 Development history of flood control in Japan

4. Case-study of flood control polices in China and Japan

1. Gun and Yu and the great flood control policy

Gun used dykes to stop floods, because the floods were so big that the dykes can only raise the water. Dykes in that period failed to control the floods although dykes remain a useful way to achieve flood prevention in modern times. Building new channels to lead water to the sea was used by Yu the great instead of dykes. The new channels were able to reduce the level of water and irrigate the fields.

2. Dujiangyan Irrigation System

Dujiangyan, located in the Min River, Sichuan Province, China, is a combined flood control and irrigation system built in 256 BC during the Warring States Period of China by the Kingdom of Qin (Shuyou Cao, et. al., 2009). It is still in use today and still irrigates over 5,300 square kilometers of land in the region.

In the Dujiangyan irrigation system, there are three main constructions.

[1] The main part of this system is Yuzui or Fish Mouth, shown as "A" in Fig.3. It is named for its conical head that is said to resemble the mouth of a fish. It is an important structure that divides the water into inner and outer streams. The division for the inner stream normally is 40% to 60% during floods. It helps the inner stream to carry the river's flow into the irrigation system, and the outer stream drains away the rest, flushing out much of the silt and sediment.

[2] Feishayan or Flying Sand Weir shown as G in Fig.3, is about 200m wide and is designed to direct the water from the inner stream to the outer stream. It cleans the water by drawing out the big sediment to reduce the water level and also ensures against flooding by allowing the flow of the water to drain from the inner to the outer stream. It has replaced Li Bing's original weighted bamboo baskets by with modern reinforced concrete weirs.

[3] Baopingkou or Bottle-Neck Mouth, shown as I in Fig.3, is the final part and main part of this system. It leads the clean water to the irrigation channel. It also works as a check gate, creating the whirlpool flow that carries away the excess water over Flying Sand Weir or the narrow entrance near Bottle-Neck Mouth between Lidui Park (J) and Renzi Dyke (H) (Fig.3) to ensure against flooding.

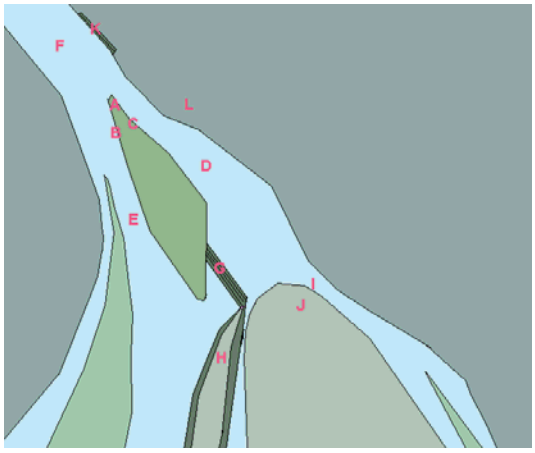


Fig.3 Structure of Dujiangyan irrigation system

A: Fish Mouth. B: Outer River Dike (Jingang Dike). C: Inner River Dike (Jingang Dike). D: Inner River. E:Outer River. F:Mingjiang River. G: Feishayan (Drainage Dam). H: Renzi Dyke. I: Bottle-Neck Mouth. J: Lidui Park. K: Baizhang

Dyke (Dike). L: Erwang Temple.

According to the thoughts of Li Bing and his father, the people summarized its experience in flood control and water usage as: "Harnessing Shoals Deep, Building Dams Lower" or "Keep the weirs low and the sluices deep" (Shuyou Cao et al., 2009). From this system and Li Bing's flood control thought, several good strategies can be identified:

[1] Short and long-term strategy

This system can prevent flood disasters in short-term. If does not require regular repairs although it cannot work in the long term. Li Bing established a major agency guided by one rule that is "Every year the system needs small repairs, every five years need a big repair." This rule helped to manage this system for the long-term.

[2] Combination of flood control and irrigation

Fish Mouth works to "Divide the flow to reduce the flood, draw the water to irrigate the farmland". Bottle-Neck Mouth is an important component that combines flood control and irrigation. As we know, the Lidui Park (J) was connected with Bottle-Neck Mouth (I) by a mountain. Because of this mountain, the flood waters are restricted from flowing. The mountain was cut for drawing the water for irrigation at Bottle-Neck Mouth. The Bottle-Neck Mouth has a mark for controlling the water to prevent flooding during flood season and maintaining water supply for agricultural use.

[3] Co-ordination on Part and whole

When floods are coming, Flying Sand Weir can break so that the water can flow to the outer stream to protect the whole area from flooding.

The headwork structure of ancient Dujiangyan is recognized traditionally as a non-dam intake project. However, historic records show that the division and intake structure actually formed a check-gate dam division system. According to historical records, a temporary low dam and embankment by local natural material that is wood-tripods with bamboo-cages were constructed in ancient times, and used continually in each year's repair until 1974. Bamboo-cages are long sausage-shaped baskets of woven bamboo filled with stones used as a temporary dam under the support of wood-tripods. The structure of bamboo-cages with wooden-tripods is simple and cheap but effective and has been used for over 2000 years.

The new construction of the check-gate at outer stream (Fig.3 - B) not only maintains the stability of the river regime of hydraulic head. The new structure also improves the environment of water diversion and sediment exclusion for this irrigation system.

3. Structure measure and non-structure measure on flood control after 1998.

Since 1998, the Chinese government paid attention to the large flood disasters on the Yangtze River because of the notable human populations. To address the issue, the flood control policies were changed to use structure measure and non-structure measure (Hongtao Wan, 2003).

[1] Structure measure

The construction of the Three Gorges Dam in Yichang city, Hubei Province was discussed by Sun Yat-sen in the period of Nationalist China. It also was discussed by Mao Zedong after the founding of the People's Republic of China. However, there is some trepidation about environmental change after the construction of the Three Gorges Dam. Because some researchers' evidence has shown that the benefits outweigh the costs, the construction of the Three Gorges Dam was confirmed as one of the structure measures after 1998. As a lesson from the devastating floods in 1998, it is recognized that reinforcing levees and regulating river courses are important measures to raise flood control capacity. Accordingly, reinforcing stem levees, constructing high-standard levees and dredging river beds are included in this structure measure policy.

[2] Non-structure measure

Because major floods were coming again and again and the economic loss of the damage in floods was becoming larger and larger, the government realized the flood control cannot only depend on the structure measure. Especially after the 1998 flood event, the non-structure measure is taken to prevent the floods and reduce the damage. The non-structure measures include "Changing land use", "Welfare rule", "Moving out the prone zone" and "Protecting the environment".

"Changing land use" includes changing agricultural fields to forests and agriculture fields to lakes, and urban areas to forests or lakes. One major reason for frequent water disasters in China is the

serious destruction of the ecosystem and environment. Such big lakes as the Dongting Lake and Poyang Lake in the Yangtze River basin have suffered from continuously increasing sedimentation, over 60% of which is from the cultivated slopes in the upper and middle reaches of the river. According to the evidence shown that the forest and grass can release the flood and delay the peak discharge, It is imperative to implement ecological rehabilitation in the upper and middle reaches of the Yangtze River with focuses on water and soil conservation by transforming slope fields into terrace fields, enclosing mountains and planting trees, transforming farmland into forests and grassland on a large scale. The water surface area of key reservoir lakes such as Dongting Lake and Poyang Lake in the Yangtze River was reduced 40% or more in 1998 than before 1949 by building the ring dykes to use the lake for farmland. The function of the key reservoir lakes to storage and release was almost lost. With the realization of the flood control function of these key lakes, transforming fields back into lake area is carried out to reduce floods. In the downstream, changing some part of urban areas will help to reduce the floods.

The “Welfare rule” provided welfare money and equipments for the people who suffered from the flood disaster. It marks the first time to that welfare was provided for victims of flood disasters.

“Moving out of the vulnerable areas” required the people who lived in the prone zone to move to a new city. The government supplied some welfare money and houses for these people. Most of these people were living in the lake prone area. This movement can increase the surface are of lakes and reduce the economic loss and death.

The last part considers the environment and its impact on climate change and flood frequency.

With rapid climate and land use change, the flood control policies need to consider management of extreme flood events urban area floods (Georg Petersen, 2009). The flood disaster insures should be considered to cover in the flood area.

4. The river channels’ straighten fix

According to the Japanese geographic situation, the river channels’ straightening can allow the water to flow very quickly from the upstream to prevent floods, but it cannot hold the water and reduce the sediment.

5. High water level plan and flood control

The maximum water level in each river is counted according to the historical records. The height of dykes depends on this maximum water level. This kind of flood control measure can prevent the flood disaster to some degree. However, the height of dykes is raised again and again because of the sediment accumulation in the river bed. This flood control measure could be enhanced, if it was combined with dredging and the trends in climate change and land use change would be considered.

6. Natural flood control methods

A strong opposition to building construction concrete dams occurred in the 1980s. Green dams were a popular option for natural flood control in that time. Many researchers did some good studies on the flood control capacity of green dams. Takara et al. (2004) reported that the green dam has eight important functions, such as ecosystem function, nutrient cycling function, earth environmental persistence function, flood control function, irrigation function, local environmental persistence function, recreation function and production function. There is some evidence shown that the flood control function of the green dam can relieve the flood in the short-term. If the rainfall continued for more than one week, this function of a green dam would be lost. A combination of green dams and concrete dams is a good way to control floods. Good flood disaster management must be coordinated with a good communication system of flood disaster information, support for the rebuilding and education for evacuation. This information communication system must focus on forecasting the flood disaster, sending the flood disaster information and leading the people to evacuate floods. For the support of the rebuilding, the people must be assisted in rebuilding the cities and homes with money, technology and equipment. Education is a very important part to teach the people how to keep themselves safe during the coming flood.

The recent research on flood control in Japan is focused on the urban flooding, real-time flooding model building, and flooding under extreme climate conditions. According to this recent research, some

new flood control measures are found such as Storing Flood Water in the Retarding Basin Protects the Urban Area, Underground River Reduces Flood Water Damage in the Watershed, and Dissemination of River Information by Mobile Browser Phones (JEIC report, 2009).

5. Conclusion and suggestion

We review flood disasters in China and Japan and identify some flood characteristics in these two countries. The period of flood in China is longer than Japan. The floods in the two countries have not been stopped during the whole history.

Some relationship between Japan and China are shown in the overview history of flood control policies. Some similar technology is used in both countries in the ancient period. This is expected, because of the close contact and communication between the two countries in ancient times. The Chinese government studied some policy approaches to addressing flood control in the recent period.

Some suggestions are given with the comparison between Japan and China. In China, good flood communication systems and education for the citizens is required. In Japan, the Co-ordination on part and whole of flood control can help control flood more successfully.

Acknowledgements

The authors are grateful to the Committee members for DPRI Publications, who made the previous versions of this instruction, and also to the staff of GCOE Human Security Engineer of Kyoto University and my laboratory for giving me much help.

References

Chunming Zhao, Kuiyi Zhou (2005): China's flood control strategy review and prospect, China Irrigation and Water Power Press, 2005, pp.8-19.

Georg Petersen (2009): Managing Extreme Flood Events, International Hydrological Programme of UNESCO, Heft 9, Koblenz 2009, pp. 9-12.

Hao Gu (2006): History for flood control in China(Second Edition), Irrigation and Water Power Press,2006, pp.3-140.

Hongtao Wan (2003): Policies and Measures on Flood Mitigation in China since 1998, The International Conference on Total Disaster Risk Management, 2-4 December 2003, pp.31-36.

Japanese Experiences and International Cooperation (JEIC) online report 2009, http:// www. jice .or.jp/river/river/rive03.pdf

Kaoru Takara, Yasuto Tachikawa, Toshiharu Kojima, Yoshiaki Kani and Shuichi Ikebuchi (2004): Flood control function of mountain slopes covered with forests—Quantitative assessment of the effects of so-called ‘ green dam’ from the viewpoint of basin-scale hydrology, Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No.47B, 2004.

Kazuya Inoue (2007): Flood Disaster in Japan, Journal of Disaster Research, Vol.2No.1, 2007, pp.1-4.

Nakagawa, H., Kawata, Y., Inoue, K. and Tanino, T. (1996): Flooding in Sandwip Island in the 1991 storm surge disasters, Journal of Japan Society for Natural Disaster Science, Vol. 15, No. 2, pp. 151-174.

Shuyou Cao, Xingnian Liu (2009): Dujiangyan Irrigation System - a world cultural heritage corresponding to concepts of modern hydraulic science, Journal of Hydro-environment Research 4 (2010), pp.3-13.

日本と中国の治水政策の評価

羅平平*・山敷庸亮・寶　馨・ダニエルノーバー**・賀　斌

*京都大学工学研究科
**米国カリフォルニア大学デービス校

要　旨

優れた治水政策は，頻繁する洪水を防ぐ為に歴史的に非常に重要な役割を果たしてきた。中国治水史は大禹らの治水対策から始まり，4000年以上の歴史があると考えられる。日本の文化は中国の文化と類似する点が多くあるが，治水に対しては異なるアプローチを用いてきている。 1660年以降の土木技術の高度化で，治水面では主としてダム，堤防，その他の治水施設の建設により達成されている。 しかし，これらの構造物のみに頼る治水政策では洪水被害を完全に食い止めることはできない。本研究では，両国の治水史変遷の相互比較を通じてあるべき治水対策を評価する。

キーワード：治水，都江堰，歴史，潅漑，土地利用

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Long-term Economic Impact of a Disaster
- Focusing on Consequences of Financing in Reconstruction-

Kazuyoshi NAKANO* and Hirokazu TATANO

* Graduate School of Informatics, Kyoto University

Synopsis

This paper aims at pointing out that natural disasters and the associated post-disaster reconstruction efforts can give rise to negative impacts over the long term in affected economies in terms of increase in external debt. We conducted a regression analysis and found that, regardless of the level of development, countries with larger observed disaster losses tend to accumulate more external debt over the long term. We also examined how the level of development affects such longer term factors. Countries in the low income group tended to have higher levels of external debt on average than high income countries, yet these levels were relatively less affected by disasters. Finally, this research indicates that remittance inflows and international aid tend to reduce the external debt burden in disaster prone countries over the long term.

Keywords: long-term effect, reconstruction process, financial position, international aid, remittances

1. Introduction

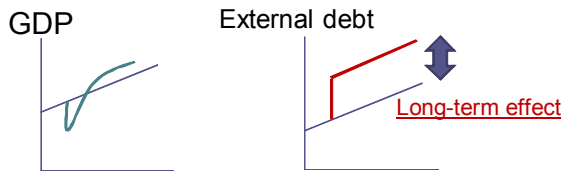
Natural disasters destroy production capital in affected-regions, which leads decreases of economic activity in the regions. It can cause the region's economy face serious setback over the long term. The majority of studies finds disasters to have a detrimental impacts on economic output in the region affected (see Murlidharan and Shah , 2003; Noy, 2009; Benson and Clay, 2004; Cuaresma et al, 2008; Mechler, 2004; Hochrainer 2006, 2009).

On the other hand, a number of empirical surveys point out that the impact is not significantly negative and even positive when the reconstruction process is taken into account (e.g. Dacy and Kunreuther 1969; Albala-Bertrand, 1993; Tol and Leek, 1999; Caselli and Malhotra, 2004; Ellson et al, 1984; Skidmore and Toya, 2002). Some papers suggest the reason for this is that a reconstruction boom postdisaster may increase economic activities in the region (e.g. Tol and Leek, 1999; Horwich, 2000) . A few papers hold that the replacement and renewal of the facilities improves the productivities in the economy leading to a kind of, "creative deconstruction", (e.g. Dacy and Kunreuther, 1969; Tol and Leek, 1999; Skidmore and Toya, 2002; Okuyama, 2003).

Most of this literature has focused on a scale of economic activity, which is indicated by GDP or GRP. What we have to look at is, however, not only GDP/GRP but also the cost of reconstruction efforts. Economic impacts of natural disasters emerge out of the combined effects of external shock on the economy itself as well as the efforts taken with respect to reconstruction in the society affected. Tatano et al.(2000) showed that, in this case, reconstruction cost should be counted as important term in economic loss.

Costs involved in the reconstruction efforts need to be financed by internal savings and capital inflows from outside the affected regions. External borrowing represents one of the most critical alternatives accessing capital inflow (IMF, 2003); yet which can also produce an increase in the amount of debt. Borrowing can affect the economy negatively over the long term even after production recovers (see Fig.1). This suggests that we

could observe the effect of costs of reconstruction as increase in debt over the long term.



(a) production (b) financial position

Fig.1 Where can long-term impact be observed?

Mechler (2004) points out that borrowing in financing reconstruction gives rise to longer-run negative economic impact in financial position in the affected region. Cochrane (1994, discussed in Benson and Clay, 2004) concludes that a disaster can lead to the lowering of a country's credit rating, increase the interest rate on external borrowing. This in turn reduces investment and affects long-term growth. Benson and Clay (2004) in a number of case studies observe that disasters increase indebtedness and thus affect the opportunity cost of future debt-servicing and repayment costs. Rasmussen (2004) finds that public debt increases dramatically during the three years following a disaster. He also suggests that reconstruction efforts could crowd out investment for productive capital and that the interest rate could be raised. Brooks et al. (1998, discussed in IMF, 2003) cited ten low-income countries to illustrate how bad weather can cause debt problems. The IMF (2003) also finds a relationship between exogenous shocks and accumulation of unsustainable external debt in many developing countries. Yang (2008) investigated cases where there had been a hurricane in the Caribbean for the period 1970-2000 and found that official development assistance (ODA), remittances from migrants, foreign lending, and foreign direct investment increased immediately after a disaster. The longer-term implications were, however, not assessed.

Although some studies hold that natural disasters give long-term impacts of natural disasters as changes in financial position, not enough empirical evidence has been accumulated yet. This paper aims to fill this gap, and conducts empirical studies to test whether natural disasters and reconstruction efforts give rise to longer-run negative impacts on the financial position in the affected regional economy as an increase in external debt.

Moreover, this paper discusses how the development situation affects the longer-run impacts. Some studies investigate the relation between development situation and disaster impacts (Tol and Leek, 1999; Freeman et al, 2002; Horwich, 2000; Kahn, 2005; Toya and Skidmore, 2007; Kellenberg and Mobarak, 2008; Okuyama, 2009), but empirical evidence about the relationship between development situation and long-term impacts, especially focusing on financial position, is still insufficient.

The paper is organized as follows: it starts out by looking at two case studies, Japan – an OECD country, and Honduras – a low income country, to provide some insights into the effects disaster can have on key macroeconomic variables. Based on these insights, in section three, this paper defines and conducts a regression analysis in order to assess the long-term economic impacts on the financial position. Section four ends with a discussion of findings.

2. Case Studies of long-term impact of natural disasters

We conduct two case studies of longer-run impact of natural disasters. The one is the 1995 Great Hanshin Earthquake in Japan. The other is Hurricane Mitch in Honduras in 1998. These two cases represent the most severe disasters to the affected countries in decades and caused significant economic impacts to the economy. The results of the two studies are compared in order to gauge how the development situation at the time of the event affects the longer-run impacts.

2.1 High income country case: 1995 Great Hanshin Earthquake, Japan

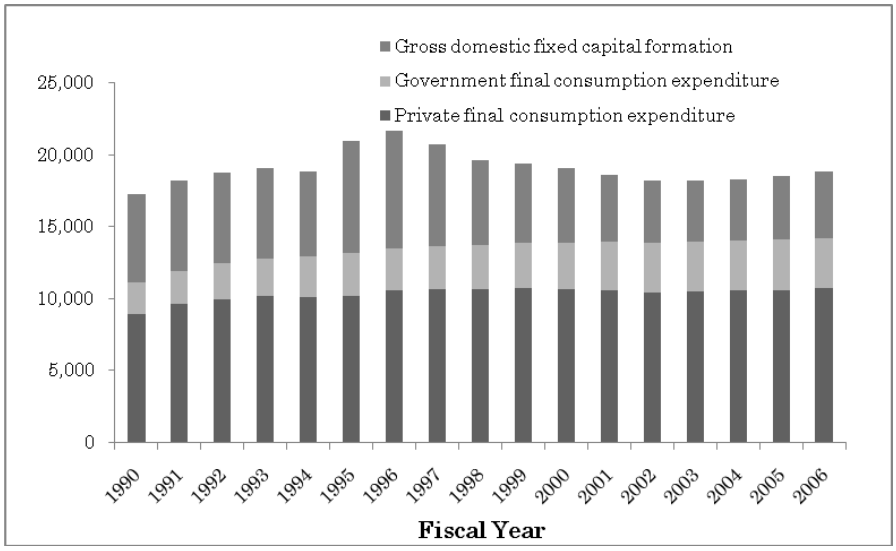


Fig.2 Expenditure Account in Hyogo prefecture (in billion JPY)
(Data Source: SNA data in Hyogo prefecture)

The Great Hanshin EQ struck the Hyogo prefecture in 1995 and represented the most severe disaster in these decades. As the relevant literature has indicated (Horwich, 2000; Nagamatsu , 2007), it was observed that gross product of the prefecture (GRP) increased immediately after the earthquake. Although the economic situation in 1995 in Japan was better than in other years since 1990, when Japan's economy was in a "lost decade" after the collapse of a "bubble", the increase in GRP in 1995 is partly explained as a result of reconstruction activity (Horwich, 2000; Nagamatsu, 2007) .

While investment for reconstruction might contribute to an increase in production in the region, it does not directly mean an improvement of economic welfare. Fig.2 gives the *Expenditure Account* for the Hyogo prefecture and shows both that the final consumption of households is not affected by the earthquake, yet investment increases following the earthquake. This increase in investment can be interpreted as resulting from the investment directed toward reconstruction, a point that was also emphasized by Nagamatsu (2007).

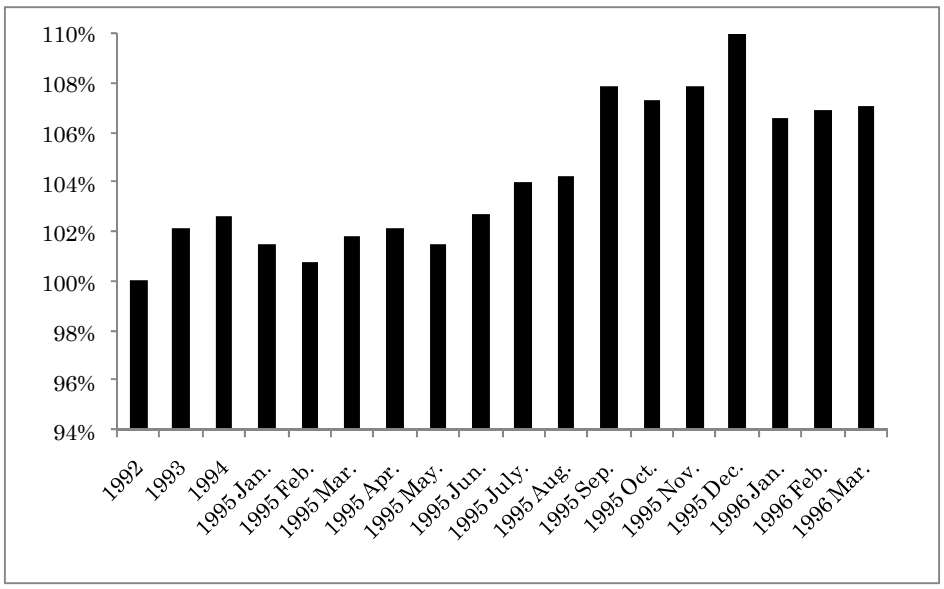


Fig.3 Amount of bank loans in the Hyogo prefecture: ratio to 1992
(Data Source: Kobe branch, Bank of Japan)

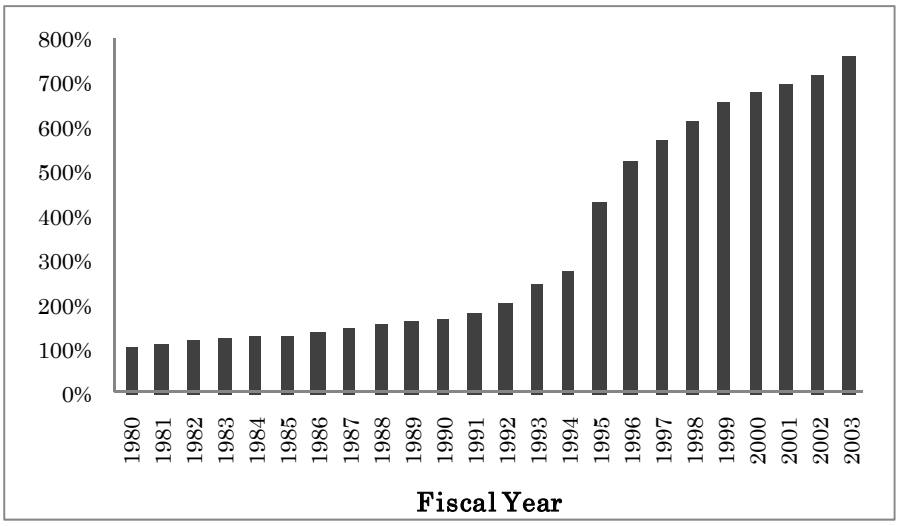


Fig.4 Amount of the public debt of Hyogo prefecture: ratio to FY 1980
(Data Source: Hyogo prefecture)

A key interest of the present paper is on how such an investment in reconstruction may represent the cause behind the increase in external debt and a decrease in monetary asset. In this respect, Nagamatsu (2007) has referred to the report produced by the Central Bank of Japan by showing that the 5 trillion JPY among total reconstruction cost was covered by a transfer from central government, while 4 trillion JPY among total reconstruction cost were derived from a private fund. In addition, Nagamatsu (2007) reports that firms affected covered there 1 trillion JPY of loss by way of existing monetary reserves and through the borrowing of 7-8 hundred million JPY.

Thus, focusing on the indicator representing production alone is unable to capture the long-term effects arising out of an earthquake event. In contrast, we suggest that the long-term impact can be observed by considering the financial position, i.e., by an increase in debt.

Fig.3 illustrates the amount of the loan provided by banks in the Hyogo prefecture (Bank of Japan, 1997). Fig.3 shows that the loan amount increased after September, 1995 onwards. This increase came to 10% in December 1995 compared to 1994. In absolute terms, this amount is significant adding up to an increase of about 1 trillion JPY as compared to the month the year before the earthquake. Fig.4 sets out the amount of public debt of the Hyogo prefecture. Fig.4 implies that the amount of public debt increased in 1995 and kept increasing afterwards. Clearly, there are factors impacting on debt such as raising bond for investment to new public project, yet we may hypothesize that debt increased as a consequence of the event and remained in the economy over the longer-run.

2.2 Low income country case: Honduras

In October 1998, Hurricane Mitch struck Central America and affected Honduras with widespread flooding. Mitch was an event with a return period of less than once in 100 years. 14000 people were killed and economic loss was around US$ 4 billion (EM-DAT, 2008). Fig.5 sets out the trajectory with respect to key economic variables for Honduras: GDP per capita, Gross fixed capital formation (GFCF), and external debt. In 1999, the economy of Honduras faced a serious recession, which can be observed in Fig.5 as a decrease in GDP per capita. Fig.5 also shows that GFCF increased in 1999, which can be explained with the reconstruction efforts leading to heightened demand and this GDP. In this regard, major reconstruction work had taken place in the following month and years (Telford et al., 2004).

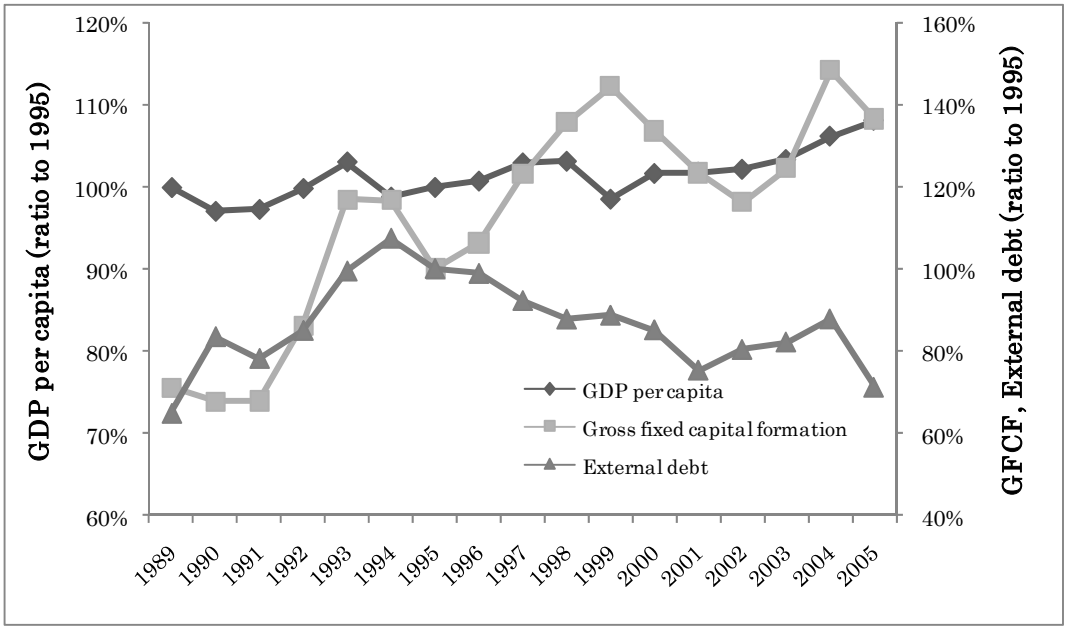


Fig.5 Trajectory of GDP per capita, Gross Fixed Capital Formation and External debt for Honduras
(Data Source: World Development Indicator, 2008)

Honduras had previous been in much debt over a considerable period, however since the early 1990s onwards, the country had made significant progress in improving its financial position by implementing structural reforms and strengthening social policies. This progress temporarily came to a halt in October 1998 as a result of Hurricane Mitch (IMF, 1999). Following the hurricane, external public debt increased by US$ 1.5-5.5 billion (Telford et al., 2004).

Also in Fig.5, it can be observed that the amount of external debt decreased after 1994, while it increased in 1999, which can be explained as the result of structural reforms and reconstruction efforts. In 2000, Honduras was granted debt relief under the Highly Indebted Poor Countries Initiative (HIPC) framework (Mechler, 2004), which led a decrease in the amount of external debt.

Conversely, Fig.5 implies that the change in the amount of external debt after 1998 was not significant part of the decreasing trend. We may hypothesize that the reconstruction financed by external debt remained insufficient, and infrastructure and housing reconstruction remaining incomplete (Telford et al., 2004). Also in Fig.5, it can be observed that GFCF did not increase further beyond 2000. Overall, considering the indebtedness before the disaster, it is suggested that Honduras faced some debt constraint in financing the reconstruction.

2.3 Findings

There is indication that, regardless of level of development, affected regions tend to accumulate external debt during the reconstruction process. This could be explained by the fact that external borrowing provides an important alternative in financing reconstruction. On the other hand, there is indication that increases in debt could be significant in the Japan case, while the amount of external debt did not increase significantly in Honduras after Hurricane Mitch. We could hypothesize the reconstruction was not being financed sufficiently by external borrowing. This might suggest that low income countries tend to be less able to finance reconstruction following a disaster, which could lead to reconstruction not being completed to an acceptable level.

Table 1 Summary of the case studies

	Great Hanshin Awaji EQ, 1995	Hurricane Mitch, 1998
Disaster	Earthquake	Hurricane
Used data	Regional level	Country level
Production	Increased immediately after the disaster	Increased after recession
Capital Formation	Increase	Increase
Increase in debt after disaster	Observed (Significant)	Observed (Insignificant)
Long-term impact	Change in financial position	Inadequate repair

It cannot, however, be concluded that these factors are directly caused by a natural disaster. Many other economic conditions in the countries concerned could also be involved. In the next section, these findings will be further investigated by employing regression analysis.

3. Empirical analysis of the long-term impact on the financial position

3.1 Regression analysis: Increase in external debt

(1) Question and Hypothesis

The studies suggested an increase in debt post disaster in the longer-run. We now investigate this case study finding more rigorously with regression analysis employing data of economic losses of disaster cases. The main issues that will be addressed are: can the long-term impacts in terms of an increase in external debt be observed statistically by using data collected from past disasters, and; can the situation with respect to development have any long-term impact?

The hypothesis can thus be formulated as follows; affected countries experiencing greater losses through disaster will potentially accumulate more external debt as a result of the reconstruction activities and this will continue in the countries affected over the long-term. The hypothesis is therefore, : The amount of external debt over the long-term will be affected by the amount of damage a country has experienced during the past.

(2) Model and data

We developed a regression model as shown in equation (1), in which the dependent variable of country i is referred to as $External\ Debt_i$, independent variable of country i is referred to as $TotalDamage_i$, and residual ε_i. $External\ Debt_i$ represents the amount of External debt in 2004 as evaluated according to current USD[1].

$$\ln(External\,Debt_i) = \alpha + \beta \ln(Total\,Damage_i) + \varepsilon_i \quad (1)$$

The WDI, however, did not posses sufficient data with regard to the external debt of high income countries. For the high income countries, therefore, an alternative dataset from the *Join External Debt Hub* (JEDH) was used. The data for gross external debt from the JEDH database appears on a quarterly basis and the 4th quarter of 2004 was chosen as the data for that year.

We used data of disaster losses from EM-DAT. The EM-DAT disaster database (CRED, 2008) is maintained by the Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED) at the Université Catholique de Louvain. EM-DAT currently provides information on those killed, made homeless and affected as well as financial loss experienced for more than 16,000 sudden-onset (such as floods, storms, earthquakes) and slow-onset (drought) events from 1900 to the present. *Total Damage* was calculated as the sum of the economic loss from natural disasters for the period 1970-2003 with deflated to constant 2005 USD. The economic loss for past disaster cases were summed because debt can accumulate following a past disaster.

[1] In the World Development Indicators database, external debt is defined as the "debt owed to nonresidents repayable in foreign currency, goods, or services. Total external debt is the sum of public, publicly guaranteed, and private nonguaranteed long-term debt, use of IMF credit, and short-term debt. Short-term debt includes all debt having an original maturity of one year or less and interest in arrears on long-term debt. Data are in current U.S. dollars."(World Bank, 2008)

Thus, the total amount of economic loss is able to be correlated with the amount of debt.

Table 2 Overview of data used

Variable	Data source	Time horizon
Damage	EM-DAT	1960-2003
External debt	WDI, 2008;	2004
External debt (HI countries)	JEDH	2004, quarterly 4th
GNI per capita (calculated using the World Bank Atlas method.)	WDI, 2008	2004

The World Bank's criterion for classifying income level of economies was also used, which gives the gross national income (GNI) per capita. In this respect, the World Bank classifies every economy into low income (LI), middle income (MI) or high income (HI). Economies are also divided according to GNI per capita, as calculated using the World Bank Atlas method. These groups consist of: low income, $935 or less; middle income, $936 - $11,455; and high income, $11,456 or more (see Table.4). Moreover, because there are only 23 valid data sets for countries in the HI group, Seychelles, Trinidad and Tobago, Oman, Czech Republic, and Hungary, which represent countries with the highest GNI per capita in the MI group, were added to the HI group for the purpose of regression analysis.

Table 3 World Bank's criterion for income level

countries	Criterion : GNI per capita
Low income (LI)	$935 or less
Middle income (MI)	$936 - $11,455
High income (HI)	$11,456 or more (Seychelles, Trinidad and Tobago, Oman, Czech Republic, and Hungary are added from MI group)

(3) Results of the regression

Table 5 gives the result of the regression analysis. Regardless of the income level, the variable *ln (Total Damage)* is statistically significant with the sign indicating a plus, which means that, countries with larger observed disaster losses tend to accumulate more external debt over the long-term.

The constant for the low income countries is 19.932, which is the largest of the three groups, whereas this is 15.194 for the MI group, and 18.904 for the HI group. The coefficient for the logged Total Damage is 0.166 for the LI group, 0.555 for the MI group, and 0.520 for the HI group. We found that countries in the lower income group tend to have higher levels of external debt on average than high income countries, yet these levels, relatively speaking, were not affected as much by disaster. Furthermore, the value of the R-square is small in low income countries. These results can be explained as arising out of two possible criteria. First, external debt plays a less important role in the financing of the reconstruction in lower income countries, where alternative capital inflows play a more important role in

Table4 Results of the regression

Independent Variables	All samples (N=146)	LI group (N=46)	MI group (N=67)	HI group (N=28)
Constant	16.290***	19.932***	15.194***	18.904***
	(20.223)	(26.015)	(13.171)	(12.511)
ln (Total Damages)	0.520***	0.166**	0.555***	0.520***
	(8.680)	(2.673)	(6.597)	(5.100)
R-Square	0.344	0.140	0.401	0.500

*significant at the 10% level; ** significant at the 5% level; *** significant at the 1% level

reconstruction. Second, low income countries tend to face some borrowing constraints, which can be seen and is implied in the case of Honduras case.

3.2 How do international aid and remittances contribute to reducing the long-term impact?

(1) Questions and Hypothesis

As previous research has indicated, (Charveriat, 2000; Mechler, 2004), ex-post international aid is often insufficient and unreliable for the purpose of reconstruction, and ex-post borrowing may give rise to a long-term negative economic impact on the financial position of a country. As Linnerooth-Bayer and Mechler (2007) have demonstrated, different kinds of alternatives need to be given greater consideration in relation to ex-ante risk financing measures.

In this section, we therefore investigate the role of daily remittances and international aid, which are not related to disaster event but daily economic activities. Such daily remittances and international aid may help those affected save money for the purpose of responding to disasters as well help as finance reconstruction during the aftermath, which implies that less borrowing for financing reconstruction will be required.

Recently, role of remittances has attracted attention as disaster risk financing. The World Bank (2006) has pointed out that remittances from abroad increase subsequent to natural disasters, which play a role as a safety net for those households affected. Similarly, Mohapatra et al.(2009) has suggested that international remittances-receiving households are better prepared to cope with a disaster. Yang and Choi (2006) have found in the case of Philippines, that remittances help compensate for the loss in income due to heavy rainfall. It has also suggested that migrant remittances play an important role for reconstruction of the regions (Suleri and Savage, 2006). Correspondingly, Telford et al.(2004) showed how remittances from abroad in the case of successful reconstruction were one of the main contributors toward reconstruction after Hurricane Mitch.

Contrast to these previous studies, in the present paper, the role of daily remittances for reducing the effects of disasters is assessed from the perspective of a change in the financial position of a country. Thus, the hypothesis is put forward in the current paper that remittances reduce the impact over the long-term of an increase to external debt. In other words, in those countries that receive more daily remittances, the effect of natural disaster on the financial position is less.

Next, the role of daily international aid for reducing long-term impacts will be discussed. If affected countries have been successful in receiving enough daily international aid, population could potentially then save more that could be used to prepare for disasters in that the finance for reconstruction could be obtained through a reallocation of this aid. This would, in turn, serve to reduce an increase in debt. For example, Benson and Clay (2004) have shown that many donors respond to disaster by reallocating resources.

The hypothesis put forward in the present context is therefore as follows: the more the average of annual international aid in a country is, the less the accumulated external debt as a consequence of a natural disaster is. We assume that average of annual international aid can successfully represent the scale of daily international aid in a country. Disasters can be assumed to have little impact on longer-term trends with regards to the total aid flows, as Benson and Clay (2004) pointed out.

(2) Model and data

A regression model is devised as in equation (2). In equation (2), $External\ Debt_i$ represents the same value in (1). $DmmHR_i$ represents the dummy variable and refers to those countries receiving a high level of average annual remittance. Such countries will hereafter be referred to as “high remittance country”. $DmmHA_i$ represents the dummy variable and refers to those countries that receive a high level of average annual international, which is hereafter referred to as a “high aid country”. The variable of $Total\ Damage_i$ in equation (2) is the same value as in (1) .

Table 5 Definition of the variables in WDI
(Source: World Development Indicator, 2008)

Workers' remittances and compensation of employees, received (% of GDP)	Workers' remittances and compensation of employees comprise current transfers by migrant workers and wages and salaries earned by nonresident workers. Workers' remittances are classified as current private transfers from migrant workers who are residents of the host country to recipients in their country of origin. They include only transfers made by workers who have been living in the host country for more than a year, irrespective of their immigration status. Compensation of employees is the income of migrants who have lived in the host country for less than a year. Migrants' transfers are defined as the net worth of migrants who are expected to remain in the host country for more than one year that is transferred from one country to another at the time of migration.
Aid (% of GNI)	Aid includes both official development assistance (ODA) and official aid. Ratios are computed using values in U.S. dollars converted at official exchange rates.

$$\ln(ExtenalDebt_i) = \alpha + \beta_1 \ln(TotalDamage_i) + \beta_2 DmmHR_i * \ln(TotalDamage_i) + \beta_3 DmmHA_i * \ln(TotalDamage_i) + \varepsilon_i \quad (2)$$

The figures for the remittances and international aid are available from the WDI. Table.6 gives the definition for the variables as employed here, which is defined by WDI. We calculated the average value of Remittances and aid. The criterion for a high remittance country was set depending on whether the average remittances (% of GDP) for that country exceed 1%. The criterion for a high aid country was set depending on whether the average of the aid (% of GNI) in the country exceeds 1%).

(3) Results of the regression

Table 8 gives the result of the regression. *DmmHR*ln (Total Damage)* is statistically significant and the sign is negative, which means the hypothesis put forward is validated. Thus, the higher level of remittances countries receive, the less the amount of external debt they tend to accumulate due to disaster loss, which means that remittances contributes to reducing the impact of a natural disaster over the long-term with respect to an increase in debt. *DmmHA*ln (Total Damage)* is statistically significant with the sign indicating negative, which means that high aid countries tend to accumulate less external debt as a result of a natural disaster. This shows that receiving a higher level of daily international aid contributes to reducing the long-term impact of disaster.

Table 6 Role of remittances and international aid for long-term impact

Independent Variables	Coefficient (t-value)
Constant	18.348***
	(26.625)
ln(Total Damage)	0.505***
	(10.359)
*DmmHR*ln(Total Damage)*	-0.067***
	(-2.964)
*DmmHA*ln(Total Damage)*	-0.162***
	(-6.700)
R-Square: 0.590	
(N=144)	

* significant at the 10% level; ** significant at the 5% level; *** significant at the 1% level

4. Discussion and implications of research findings

4.1 Long-term impact and economic loss measuring

This paper aimed to show that natural disasters and the associated reconstruction efforts post disaster can give rise to long-term negative impacts in affected economies in terms of increase in external debt. Two

case studies were carried out with regard to different development situations. In each case, it was observed that the external debt tends to accumulate following a disaster. Furthermore, a regression analysis was also carried out and found that regardless of the development situation, countries with larger observed disaster losses tend to accumulate more external debt over the long-term.

The results of this paper suggest that focusing on production is not sufficient to understand the long-term economic impacts a disaster may have on a region. Natural disaster can have a long-term negative effect on the financial position of country even after production recovers as a result of the reconstruction efforts.

Given that disasters could give positive effect in production and negative effect in financial position, it is not obvious whether the economy was affected negatively or positively in total. In this regard, we need to answer the question "how can the losses caused by a disaster be measured appropriately taking into account change in financial position?" . One possible answer would suggest that economic losses should be measured in terms of economic welfare. GDP, for example, is an indicator for economic activity, not welfare (Tol and Leek, 2000). In this respect, we previously initiated discussion on how to measure economic loss that is consistent with considering economic welfare but involve double counting (Tatano and Nakano, 2008).

4.2 How development situation affects the long-term impact?

We examined how development situation affects the longer-run impact and found that countries in the low income group tend to have higher levels of external debt on average than high income countries, yet these levels are, in relative terms, not affected as much by disasters.

This second point can be explained by two possible facts. First, external debt plays a less important role with regard to financing the reconstruction of lower income countries, whereas, in contrast, alternative capital inflows play a more important role in reconstruction. Second, low income countries tend to face certain borrowing constraints, which could be observed in the case of Honduras.

4.3 Role of international aid and remittances

In the present paper, we found that countries in the group of high remittance countries and high aid countries tend to accumulate less external debt as a result of a natural disaster. This indicates that receiving a higher level of daily remittances and international aid contributes to reducing long-term impact of disaster. This can be explained by the fact that reallocation of remittances and international aid could play an important role in financing reconstruction, which is close to a finding of Benson and Clay (2004).

It can suggest that supporting of the paying remittances over the average period could potentially provide an important alternative with regard to ex-ante risk financing measures. World Economic Social Survey (UN, 2008) suggests that governments should lessen costs for sending remittances and adopt policies to make sure that remittances can be received through official channels.

This paper contributes to starting discussion of long-term impact of natural disaster taking into account the financial position. This, however, needs to be improved more. As discussed in Okuyama (2008) and Skidmore and Toya (2002), what needs to be acknowledged is that data of economic loss of disaster is sometimes low quality. Definition of the economic loss tends to be ambiguous and the process of collecting data of economic losses has not been well developed. Progress in methodology for economic loss measurement will help us improve the result. Moreover, quality of economic data like remittances is also inadequate. The collection of more reliable data on remittances is thus necessary in order that the role of remittances can be investigated in greater detail.

References

Alabala-Bertrand.J.M (1993), The Political Economy of Large Natural Disasters: with special reference to developing countries, Oxford.

Benson.C and Clay.E (2004): Understanding the economic and financial impacts of natural disasters, Disaster Risk Management Series No.4, World Bank.

Brooks.R et al. (1998) External debt histories of ten low-income developing countries- lessons from their experiences, IMF Working paper 98/72.

Caselli, F. and Malhotra, P. (2004). Natural Disasters and Growth: from Thought Experiment to Natural Experiment, Washington DC, IMF.

Cuaresma, J., Hlouskova, J. ,Obersteiner, M (2008). Natural disasters as creative destruction: Evidence from developing countries. Economic Inquiry, 46(2): pp.214-226

Charveriat, C(2000) Natural disasters in Latin America and the Caribbean: An overview of risk, Working Paper 434, Washington DC, Inter-American Development Bank.

Cochrane.H.C (1994) Disasters, Indebtedness and Faltering Economic Growth, Prepared for the 9th International Seminar on Earthquake Prognotics, September 9-23, San Jose, Costa Rica, Hazards Assessment Laboratory, Colorado State University, Boulder.

CRED (2008). EM-DAT: International Disaster Database. Brussels, Belgium, Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, Université Catholique de Louvain.

Dacy.D.C and Kunreuther.H (1969), The Economics of Natural Disasters, The Free Press.

Ellson.R.W., Milliman.J.W, and Roberts.R.B (1984), ”Measuring the regional economic effects of earthquakes and earthquakes predictions”, Journal of Regional Science, 24(4):pp.559-579.

Freeman.P.K., Martin.L.A, Mechler.R, Warner.K and Hausman.P (2002) Catastrophes and Development-Intergating Natural Catastrophes into Development Planning, Disaster Risk Management Working Paper Series No.4, The World Bank.

Hochrainer.S (2006) Macroeconomic Risk Management against Natural Disasters, Wiesbaden, German University Press (DUV).

Hochrainer.S (2009) Assessing the Macroeconomic Impacts of Natural Disasters- Are there any?, Policy Research Working Paper Series 4968.

Horwich.G (2000): Economic Lessons of the Kobe Earthquake, Economic Development and Cultural Change, 48(3):pp.521-542.

IMF(1999) Initiative for Heavily Indebted Poor Countries- Preliminary Document,

Kahn.M.E (2005) The Death Toll from Natural Disasters: The Role of Income, Geography, and Institutions, Review of Economic Statistics, 87(2):pp.271-284.

Kellenberg.D.K and Mobarak.A.M (2008) Does Rising Income Increase or Decrease Damage Risk from Natural Disasters?, Journal of Urban Economics, 63(3):pp.788-802.

Linnerooth-Bayer.J and Mechler.R (2007): Insurance against losses from natural disasters in developing countries, Background paper for United Nations World Economic and Social Survey (WESS)

Mohapatra.S, Joseph.G and Ratha.D(2009) Remittance and Natural disasters- Ex-post response and contribution to ex-ante preparedness, Policy Research Working Paper 4972, World Bank.

Mechler, R. (2004). Natural Disaster Risk Management and Financing Disaster Losses in Developing Countries. Karlsruhe, Verlag für Versicherungswissenschaft.

Mechler, R. (2009) Disasters and economic welfare : can national savings help explain post-disaster changes in consumption ?, Policy Research Working Paper Series 4988, World Bank.

Murlidharan.T.L. and Shah.H (2003) Economic Consequence of Catastrophes Triggered by Natural Hazards, The John A. Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University, Report No.143

Nagamatsu.S (2007): Economic problems during recovery from the 1995 Great Hanshin-Awaji Earthquake, Journal of Disaster Research, 2(5):pp.372-380.

Okuyama.Y (2003) Economics of Natural Disasters: a critical review, Research paper 2003-12, Regional Research Institute, West Virginia University.

Okuyama.Y (2008) Critical Review of Methodologies on Disaster Impact Estimation, paper presented at 55th North American Meetings on Regional Science Association International.

Okuyama.Y and Sahin.S (2009) Impact Estimation of Disasters – A Global Aggregate for 1960 to 2007, Policy Research Working Paper Series 4963, World Bank.

Rasmussen, T.N. (2004). Macroeconomic implications of natural disasters in the Caribbean. IMF Working Paper WP/04/224.

Noy. I(2009) The macroeconomic consequences of disasters , Journal of Development Economics, 88:pp.221-231.

Skidmore and Toya (2004): Do natural disasters promote long-run growth?, Economic Inquiry, 40(4): pp.664-687.
Sulei, Abid Qaiym, and K.Savage(2006) Remittances in crisis: a case study of Pakistan, Overseas Development Institute, London, UK
Tatano, H., Isobe, W. and Okada, N.(2000). Economic Evaluation of Seismic Risks, Proc of 2000 Joint Seminar on Urban Disaster Management, 36-39, Beijing, China
Tatano.H and Nakano.K.(2008): Measuring Economic Impact of a Disaster without Double Counting: a Theoretical Analysis, Proceedings of the 14th WCEE, Beijing ,China, October 23-24, CD-ROM.
Telford.J, Arnold.M, Harth.A and ASONOG (2004): Learning Lessons from Disaster Recovery – The Case of Honduras, Disaster Risk management Working Paper Series, No.8, World Bank.
Tol.R and Leek. F.P.M. (1999), Economic analysis of natural disasters. In Downing. T.E., Olsthoorn. A.A. and Tol. R. (ed) Climate, Change and Risk, , Toutledge, 1999, pp.308-327.
Toya.H and Skidmore.M (2007) Economic Development and the Impacts of Natural Disasters, Economic Letter, 94, pp.20-25.
United Nations (2008) World Economic and Social Survey 2008: Overcoming Economic Insecurity, Department of Economic and Social Affairs, United Nations, New York.
World Bank(2003) Caribbean Economic Overview 2002: Macroeconomic volatility, household vulnerability, and Institutional and Policy response, Report No.24165-LAC (Washington: World Bank).
World Bank (2008). World Development Indicators (WDI), Washington DC, World Bank.
Yang. D. (2008) Coping with Disaster: The Impact of Hurricanes on International Financial Flows, 1970-2002, B.E. Journal of Economic Analysis & Policy: 8(1) (Advances), Article 13.
Yang. D and Choi.H (2006) Are Remittances Insurance ? Evidence from Rainfall Shocks in the Philippines, World Bank Economic Review, 21(2), pp.219-248.

災害が及ぼす経済への長期的影響に関する一考察
―再建時の資金調達に着目して―

中野一慶*・多々納裕一

*京都大学大学院情報学研究科

要　旨

本研究は，災害後の再建活動にかかる資金調達に着目し，災害が負債の増加という形で被災地域に長期的な影響をもたらす可能性を指摘する。そのために近年の災害のケーススタディを行うとともに，過去に受けた災害の被害の大きさと現在抱える負債の大きさの関係について回帰分析を行う。また経済発展の状況の違いによる長期的効果の現れ方の違いについても明らかにする。本研究から，先進国・途上国ともに，過去に大きな災害を受けた地域が長期的に大きな負債を抱える傾向にあることが示唆された。また低所得国のグループでは平均的に大きな負債を有する一方で，それが災害によって増加する効果は高所得国に比べ比較的大きくないことが示唆された。またその影響を軽減するのに国際援助や海外からの送金が貢献する可能性が示された。

キーワード：長期的影響，経済再建過程，資金調達，国際援助，海外からの送金

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Routing Debris Flow with Limestone

Remy Rozainy M. A. Z*, Yosuke YAMASHIKI, Kaoru TAKARA and Wenqian CAO*

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

In the recent decade, several debris flow events have occurred and caused hundreds of deaths, injured people and damaged many facilities. Consequently, there is a strong need to devise a method to evaluate the possible debris flow hazard areas. To comprehend precisely this problem, this study sets up debris flow experimental channel at Ujigawa Open Laboratory. The model apparatus are consisted with three main components: a flume open channel, a deposition board and a water intake box. To understand the particle segregation and movement mechanism of the limestone grain (2.5mm and 6mm) flow, a high-speed video camera (HSVC) is used to capture a video footage during short intervals of 0-40s. Besides using HSVC, video recordings of the tests were performed to analyze debris flow characteristics. This paper presents about the routing of limestone grains at two different slope angles which of 18° (mild) and 25° (steep). Results of the deposition patterns for each case are discussed.

Keywords: debris flow, non cohesive, physical model, limestone

1. Introduction

Debris flows are mass movements consisting of granular solids, water and air moving as a viscous flow, surge down slope in response to gravitational attraction (Iverson, 1997). Debris flows include many events such as debris slides, debris torrents, debris floods, mudflows, mudslides, mudspates, hyperconcentrated flow and lahar (Johnson, 1984). Interaction of solid and fluid forces not only distinguishes debris flow physically but also gives the unique destructive power. Because of their high velocities in the order of several meters per second, they are the most dangerous type of mass movements and cause significant economic loses as well as casualties (Martinez et al., 1995). Debris flow mainly dealt with laboratory study (Bagnold, 1954), modeling trigger and movement mechanisms (Takahashi, 1981 and Takahashi et al., 1992), deposits (Innes, 1985) and case studies of extreme events that caused damage or casualties (Villi and Dal Pra, A. 2002)

This paper was a preliminary study about the routing of the debris flow with limestone. These paper presents and discusses about the routing of limestone grains at two different slope angles which are 18° (mild) and 25° (steep) by conducting a physical model of experimental study. This paper starts with the presentation of the experimental set up which includes material used, data collection and experimental procedure. Comparison results of the deposition patterns for each case will be discussed and finally conclusions of the limestone grains deposition pattern had been made.

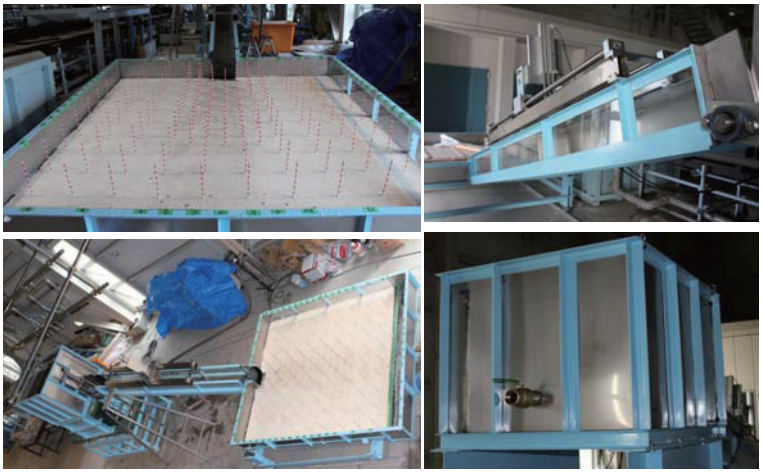


Fig. 1 The debris flow experimental model

2. Experimental Set-up

In order to investigate the debris flow and its deposition process, experiments were conducted in laboratory. They were carried out in an indoor experimental flume near Ujigawa Open Laboratory, Kyoto University. The model consists of three main parts which are debris flow water box, debris flow rectangular flume and the debris flow deposition board. Fig.1 shows the debris flow experimental model.

2.1 Water intake box

At the top end there is storage container (debris flow water box) with 1m long, 0.8m width and 0.7m height can be filled up to 0.56m^3 of water. It is equipped with a gate that can be opened instantaneously by a gate controller. This gate is located at the bottom of the box as a function to supply water through the rectangular flume.

2.2 Rectangular flume

The debris flow rectangular flume dimensions were 20 cm width, 20cm depth and with 300 cm effective flow length. The flume was supported with a moveable prop, which could be moved back and forth to adjust the flume slope ranging from 5° to 33°. Rectangular flume with transparent sidewall closely connected the downstream end of the deposition board. This transparent side wall is very useful during observation and image captured by a video camera.

2.3 Deposition board

The debris flow deposition board with at each side 2m long was divided into grid. The gridding system is different depend on the deposition area. In the middle of the deposition board, the grid size was smaller than other part because in this area the concentration of the materials is higher. The board was designed as an experimental device, so that its slope could be adjusted as one wanted. The board and flume were smoothly connected. The deposition board slope varied from 0° to 7°.

2.4 Materials

In this study, two different sizes of materials were used. Each material can be easily differentiated by looked at the color. The materials were white and black color respectively. The unit weight and mean grain size of black grain were 1.5g cm^{-3} and 6mm respectively; the unit weight and mean size of the white grain were 2.7g cm^{-3} and 2.5mm, respectively. For single run the total weight of each material had been used were 10.1kg (white) and 8.64kg (black). These materials were mixed up before been used for the experimental study.

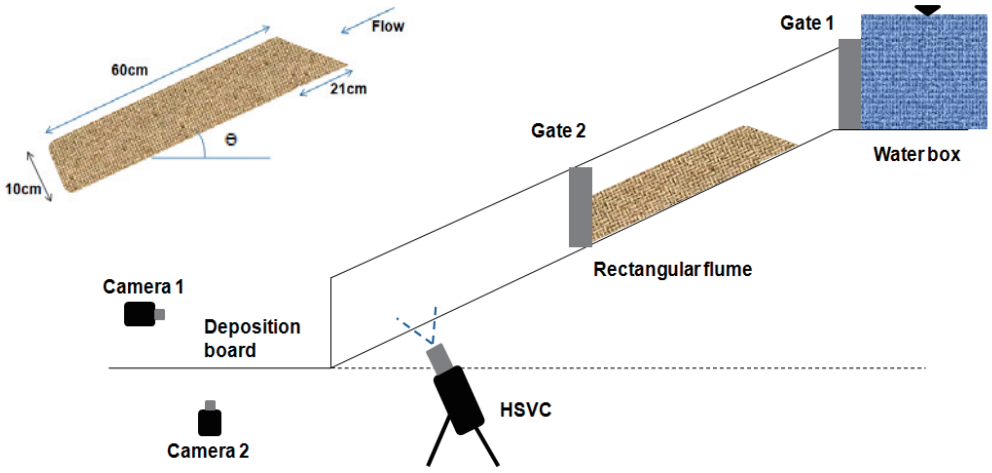


Fig. 2 The diagram of the experimental set-up

3. Experimental Procedure

Two cases of laboratory experiments were conducted in this study with 18° and 25° slope angle. Experiments were conducted separately but the water discharge was set as same for each case. The debris was placed 2m from the bottom of the rectangular flume. The detail of debris load in the rectangular flume is shown in Fig.2. This debris was well mixed up between black and white materials. For each case of study, at least three times the experiments had been made to understand the limestone particle distribution and movements. Discharge was supplied from the upstream end of the channel through Gate 1.

A constant discharge (3.0l/s) was supply within 10s until the water was fully saturated inside the debris materials. When the debris was fully saturated then Gate 2 will be opened. High speed video camera (HSVC) had been placed under the rectangular flume to capture the movement characteristic of the individual particle grain. HSVC can capture a video footage during short intervals time (0-40s). Two video cameras were set at different locations to record continuous and simultaneous process of debris flow deposition process. Video recording of the experiments were performed to analyzed debris flow characteristics and captured the formation of debris flow deposition process. The diagram of experimental set-up is shown in Figure 2.

4. Data collection

In this study, the data collection can be separate to two parts which are sampling of the materials and observation of the material depositions. Fig.3 shows the summarized of the steps taken for data collection.

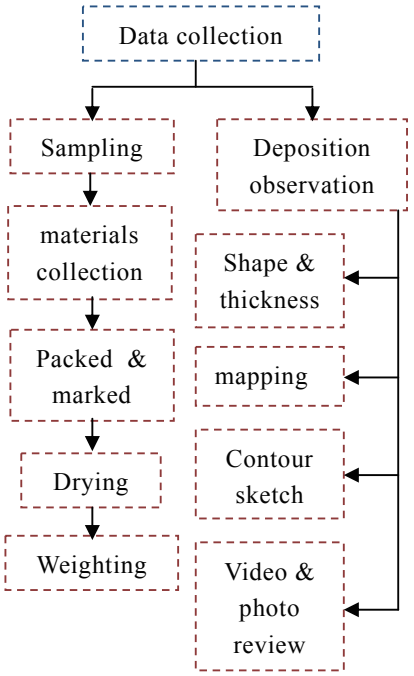


Fig. 3 Steps taken for data collections

3.1 Sampling

The objective of the sampling processes is to get the percentage of materials at different node

at different height. This process involved four steps. First step was materials collection at certain node that been identified. This method was done by using special equipment made by the author. After that, materials at different height had been packed and marked. Then each packed had to be dried at 105°C for 24 hours. The last step just after drying process was by take a weight of each sample.

3.2 Deposition observation

The objectives of this method are to understand the particle characteristics, particle distribution and the physical data of the deposition materials. Observation of the deposition processes included (1) measuring deposit shape and thickness distribution, (2) mapping surface structure, (3) deposition contour sketch and (4) reviewing video and still photographs of the stages of the debris deposition formation. These four processes had to be done and repeated more than once time to get the accurate results.

5. Results and discussions

The deposition formation observation had been done at three stages which were 3s, 5s and final stage.

Figure 4 and Figure 5 shows three stages of material deposition formation for cases 18° and 25° respectively. Fig.4 shows the highest contour was 6cm during 5s and the shape of the deposition looked symmetry at each side. From the results it can be concluded that the slope angle 18 ° did not gave a high impact on the deposition shape however, the materials segregation were well distributed. In case of 25° slope angle, the movements of the materials were much faster than case 18°. This can be seen clearly during 3s observation. The dispersion of the materials in this case was at Row I but for case 18° was just at Row F. This phenomenon exists because of the kinetic energy got from the materials itself.

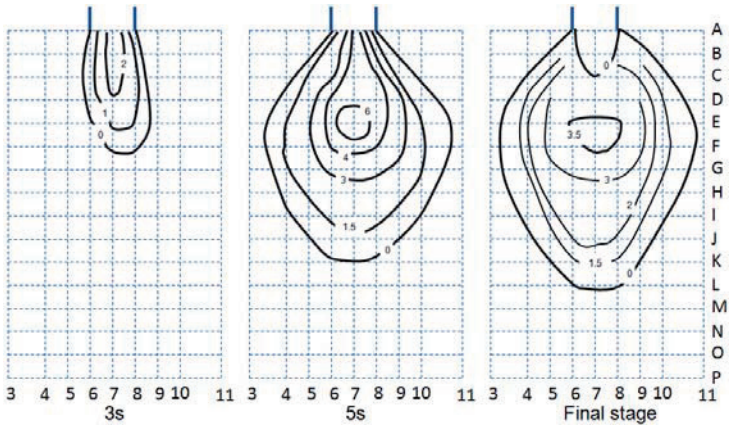


Fig. 4 Three stages of debris formation for case

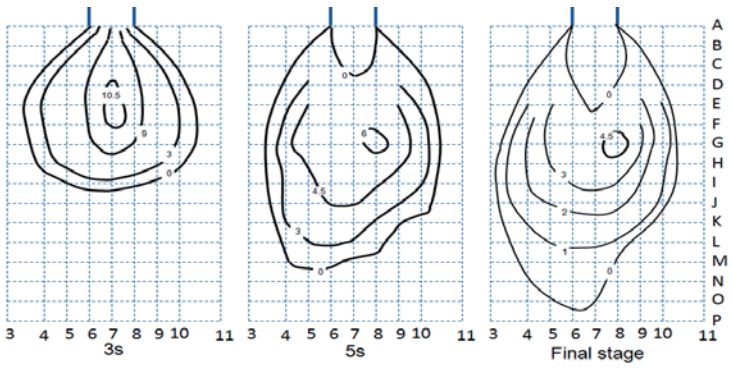


Fig.5 Three stages of debris formation for

Materials placed at higher slope angle have a greater kinetic energy compared to the lower once. Furthermore, occurrence of the high kinetic energy gives a big impact at the materials deposition shape. As a result, the deposition was not symmetry and the debris run out was further then case 18° . Fig.5 shows the three stages of debris formation for case 25°. Table 1 shows the percentage of materials at 18°. For the sampling reason, 10 nodes were selected as marked in yellow color. The trend of white material was decreased from nodes C9 to K 7. In contrast, the black material was increased. The volume of the debris covers up starting from Row A to L and Colum 3 to11. The debris length was 1.13m and the width was 0.9m. Table 2 shows the percentage of material deposition at 25°.

In this case, 9 nodes were selected as marked in yellow color. The length and width of the debris for case 25° was 0.32m longer and 0.1m shorter than the case 18°. Results of the materials distribution for this case can be concluding as no trend. White material so as black material was distributed in the irown characteristic. This situation happen because of the deposition shape was not symmetry affected of high kinetic energy. For future study, more sampling node should be taken to get more data to understand the shape and materials composition distribution. Fig.6 and 7 shows the composition of the materials at different height at each node for case 18° and 25° respectively. The numbers in the bracket means the height (cm) of the deposition.

Table 1 Percentage of materials at 18°

Node	White (%)	Black (%)
C9	75	25
D8	80	20
E9	59	41
E7	67	33
F8	63	37
G9	54	46
G7	54	46
H8	47	53
I7	45	55
K7	35	65

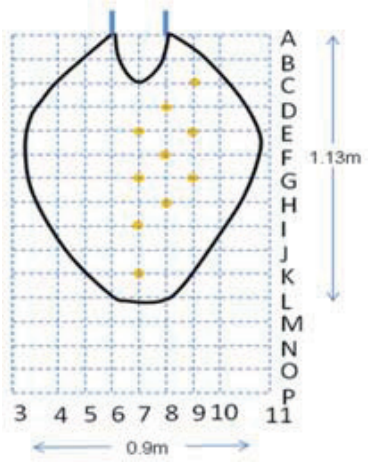
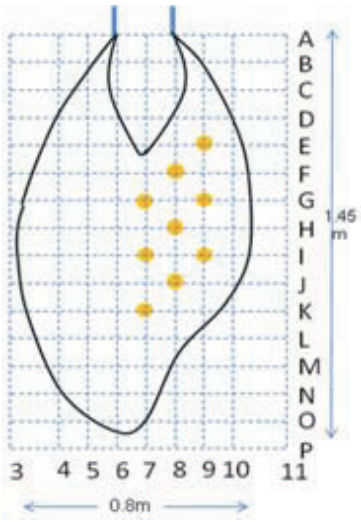


Table 2 Percentage of materials at 25°

Node	White (%)	Black (%)
E9	60	40
F8	69	31
G9	53	47
G7	62	38
H8	60	40
I9	50	50
I7	57	43
J8	44	56
K7	67	33



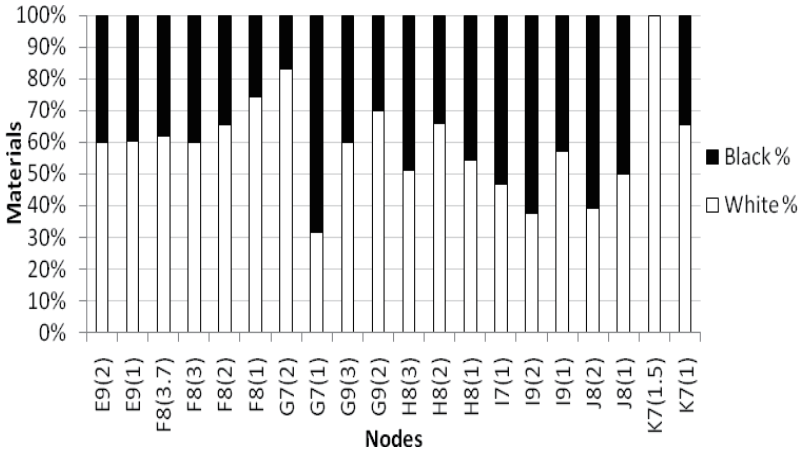


Fig.6 Materials distribution at different height for Case 18°

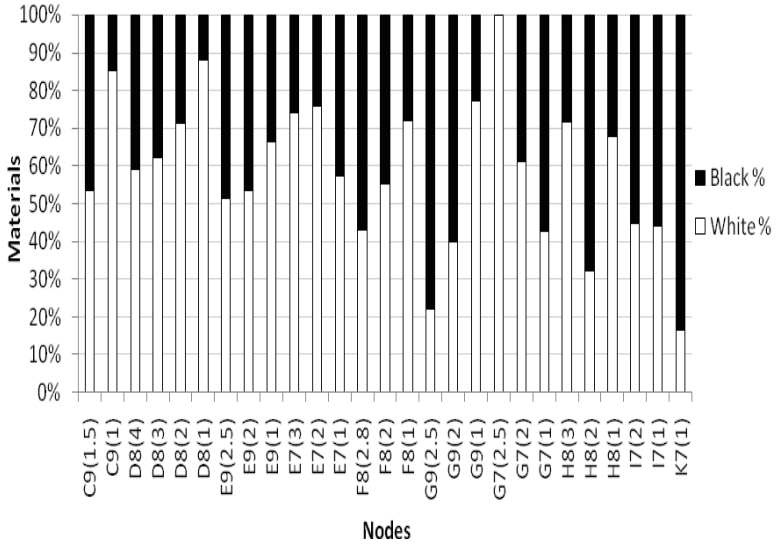


Fig.7 Materials distribution at different height for Case 25°

4. Conclusions

The size of the deposition is represented by the area, length, width and thickness, and it may be affected by rectangular flume base slope. Larger slope angle shows that the deposition run-out length is bigger than the smaller slope angle. On other hand, contrast results for the width of the deposition. The materials composition at deposition area clearly showed the characteristics of the particle segregation. This data can be used as an input data for computational numerical simulation. The following future works will be done for this research. Firstly artificial rainfall will be used to understand in more details about the occurrence of debris flow phenomena. Besides that, different type of materials will be used with combination of different case of studies.

Acknowledgements

This research was carried out with financial support from the Japanese Science and Technology Agency (JST) and also GCOE-HSE, Kyoto University. Also thanks to Mr. Fujiki Shigeo and Mr. Matsumoto Taku for their assistance in performing the experiments.

References

Bagnold R.A. (1954): Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. Proceedings of the Royal Society of London, Vol. 225A, pp. 49-63.

Iverson, R.M. (1997): The physics of the debris flows. American Geophysics Union, Vol. 97RG00426, pp. 245-296.
Johnson, A.M. (1984): Debris flowin slope instability, edited by D. Brunsden and D.B. Prior, John Wiley, New York, pp. 257-361.
Martinez, J.M., Avila, G., Agudelo, A., Schuster, R.L., Casadevall, T.J..and Scott, K.M. (1995): Landslides and debris flows triggered by the 6 June 1994 Paez earthquake, southwestern Colombia. Landslide News 9, pp. 13-15.
Takahashi, (1981): Estimation of potential debris flows and their hazardous zones; soft countermeasures for a disaster. Journal of Natural Disaster Science, Vol. 3, 57-89.
Takahashi, T., Nakagawa, H., Harada, T., and Yamashiki Y. (1992): Routing debris flows with particle segregation, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 118, pp. 1490-1570.
Villi, and Dal Pra, A. (2002): Debris flow in the upper Isarco valley, Italy, 14 August 1998, Bulletin of Engineering Geology and the Environment, Vol. 61, pp. 49-57.

石灰岩を用いた土石流追跡実験

Remy Rozainy M. A. Z *・山敷庸亮・寶馨・Wenqian CAO*

*工学研究科都市環境工学専攻

要　旨

本研究は石灰質による流下土石流と土石流扇状地の形成過程を宇治川オープンラボラトリに設置された急勾配水路を用いて解析を行なったものであり，土石流発生と発達過程における分級および，扇状地における粒度分布解析結果を明らかにするものである。本研究においては混合粒径土石流の分級を議論する基礎実験として二つの異なる流径(2.5㎜と6㎜)を用いた土石流扇状地の形成実験と高速ビデオカメラを用いた粒子追跡を行なった。扇状地の形成過程の初期段階において荒い流径粒子が前方に集中し，これらが扇状地の発達に影響を与える事を明らかにした。

キーワード：土石流，石礫，模型実験，石灰岩

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Influence of the Ane River Basin on Dissolved Oxygen Concentration of Lake Biwa: Sensitivity Study of the Biwa-3D model.

Pedro Luiz Borges CHAFFE*, Yosuke YAMASHIKI, Kaoru TAKARA, Masato KATO* and Maho IWAKI**

* Graduate School of Engineering, Kyoto University
** Graduate School of Human and Environmental Studies, Kyoto University

Synopsis

Due to its importance for the water resources of Japan, Lake Biwa characteristics have been studied by many scientists. So far it is not clear how river discharge from Lake Biwa Basin influences the water quality in the Lake. The objective of the present work was to analyze the influence of the Ane River Basin on the dissolved oxygen (DO) concentration of the Lake Biwa through a sensitivity analysis of the circulation model Biwa-3D. We compared the DO results calculated using Biwa-3D under two different scenarios. First, we ran Biwa-3D model using observed discharge from Ane River as input. Second, we changed the discharge characteristics of the Ane River and tried to compare the influence of this difference in the simulated DO concentration. Despite the fact that the model is sensitive to DO input, there were no clear difference between the two scenarios studied.

Keywords: Lake Biwa, Dissolved Oxygen, Biwa-3D, Ane River Basin

1. Introduction

Due to its importance for the water resources of Japan, Lake Biwa characteristics have been studied by many scientists. Most studies focus in measuring several water quality parameters (Tanaka et al., 2010) of the lake and also in modeling the lake circulation (Akitomo et al., 2009, Yamashiki et al., 2003a) and water quality (Hosoda *et al*, 2009, Yamashiki et al., 2003b). Lake Biwa has experienced many environmental problems such as loss of species habitat and changes in Dissolved Oxygen (DO) concentration (Kumagai et al., 2003).

The physical circulation processes such as stratification and gyre during the summer season and vertical mixing during the winter season in the lake with freshwater were studied by applying and modifying the Biwa-3D model, especially for their turbulent model structure using Mixed Scaling Formulation Model (MSFM) as Very Large Eddy Simulation (VLES) (Yamashiki et al., 2003a). Akitomo et al. (2009a, 2009b) did a complete simulation for predicting temperature and current distribution in the lake and the gyre formation due to a thermocline.

Physical parameters such as temperature are key variables influencing both directly and indirectly ecological aspects of the lake, such as cyanobacterial growth. Other important parameter is the DO concentration. It is known to be largely varied in Lake Biwa and periods of anoxia can persist (Kumagai et al., 2003). Usually cooled water brings oxygen to hypolimnion through *vertical* convection and turbulent diffusion (Hosoda et al., 2009). Lake Biwa is sensitive to climate and changes in air temperature and rainfall may directly

affect the temperature and DO of the Lake. The change in climate may affect transport of oxygen inflow and winter mixing. Another consideration is that dense cold water from snowmelt may intrude directly in the lake have a particular strong influence on hypolimnetic oxygen (Kumagai and Fushimi, 1995, Kitazawa and Kumagai, 2005).

Since the water inside the lake comes from the Lake Biwa watershed, we should try to understand lake-watershed dynamics as a whole. One of the most important basins that contribute to Lake Biwa water quantity and quality is the Ane River Basin, but its influence is not fully understood. Hence, he objective of the present work was to analyze the influence of the Ane River Basin on the dissolved oxygen concentration of the Lake Biwa through a sensitivity analysis of the circulation model Biwa-3D. Successful management depends not only on the understanding of the limnological controls on water quality (Kumagai et al 2003) but also on the hydrological ones.

2. Study Areas

2.1 Lake Biwa

Lake Biwa is the largest freshwater body in Japan. The surface area is 674 km^2 with maximum depth of 104 m in the Northern deep basin. The total catchment area is 3174 km^2 with the outlet located in the Southern shallow basin (Figure 1).

2.2 Ane River Basin

The Ane River Basin is located in the Northeast region of Shiga Prefecture (Figure 1). With and area of 686 km^2 it is the largest contributing basin to Lake Biwa. In the winter, there is snowfall in this region and snowmelt during spring is a big part of total river discharge.

3. Methods

The basic idea of this paper was to compare the DO results of a circulation model (Biwa-3D) considering two different scenarios. First, we ran Biwa-3D model using observed discharge from Ane River as input. Second, we changed the discharge characteristics of the Ane River and tried to compare the influence of this difference in the simulated DO concentration.

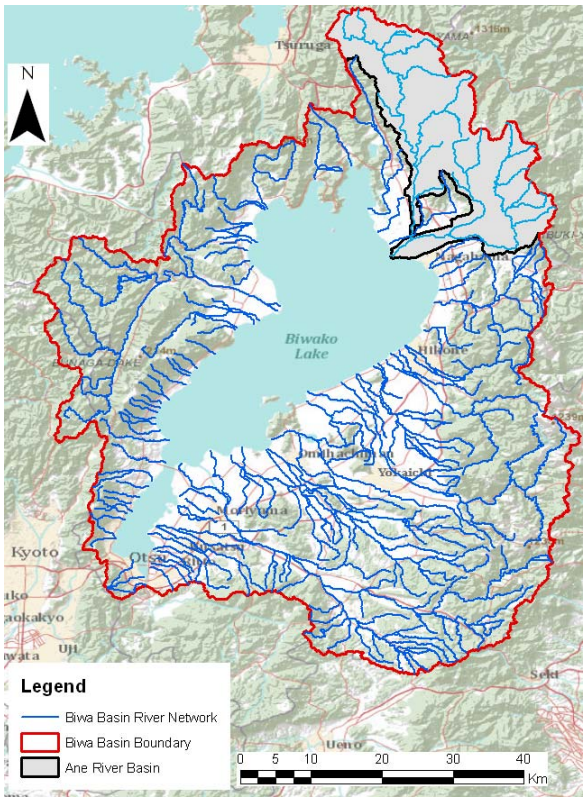


Fig. 1 Lake Biwa and Ane River Basin.

3.1 Biwa-3D Circulation Model

The circulation model used in this study is the Biwa-3D, which is a non-hydrostatic three dimensional model that uses a Mixed Scaling Formulation Model to solve the hydrodynamic component. The grid-filtered, incompressible Navier-Stokes and mass transport equations in a rotating environment can be expressed as follows

$$\frac{\partial \overline{\rho}}{\partial t} + \frac{\partial \overline{\rho}\,\overline{u}_j}{\partial x_j} = 0 \tag{1}$$

$$\frac{\partial(\overline{\rho u_i})}{\partial t} + \frac{\partial(\overline{\rho u}_i \overline{u}_j - \lambda_{ij})}{\partial x_j} = \mu \frac{\partial}{\partial x_j}\left(\frac{\partial \overline{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u}_j}{\partial x_i}\right) - \frac{\partial P}{\partial x_i} + \overline{\rho} F_j \frac{\partial x_3}{\partial x_i} + f\overline{\rho}\left(\overline{u}_2 \frac{\partial x_1}{\partial x_i} + \overline{u}_1 \frac{\partial x_2}{\partial x_i}\right) \tag{2}$$

$$\frac{\partial(\overline{\beta})}{\partial t}+\frac{\partial(\overline{\beta}_i\overline{u_j}-\chi_j)}{\partial x_j}=\frac{\partial}{\partial x_j}\left(\mathrm{K}\frac{\partial\overline{\beta}}{\partial x_j}\right)+Ps \qquad (3)$$

where x_i is eastward(i=1), northward(i=2) and upward(i=3) directions, f is the coriolis parameter, u_i (i=1,2,3)is water velocity for each direction, β is the scalar, μ is the dynamic viscosity and κ =k/ρ_0 where k is the molecular diffusivity of the water and ρ_0 is a reference density of the water, P is water pressure, ρ is water density, F is gravity force, and S is the source term of the scalar (Yamashiki et al. 2003a, 2003b, 2010).

The resolution for computation used was a 500 m regular horizontal grid by 2 m vertical grid spacing corresponding to 83 × 128 × 51 cells in total.

3.2 DO Calculation in Biwa-3D

Two species of nutrients (inorganic nitrogen and inorganic phosphorus), three groups of phytoplankton (diatom, blue-green algae and the other phytoplankton), zooplankton, detritus and dissolved organics, are assumed to be the main components in ecosystems of lakes and reservoirs, henceforth, they are included in the Biwa-3D model variables.

Dissolved oxygen (DO) is also included in the model as an important component that strongly affects the transformation mechanisms. The equations describing DO transformation are:

$$Ps_{DO}=\left(P_{DO}-C_{DO}\right) \qquad (4)$$

$$P_{DO}=Phyto_{DO}+P_{DO\_Surface} \qquad (5)$$

$$C_{DO}=Z_{DO}+COD_{DO}+C_{DO\_Bottom} \qquad (6)$$

in which P_{DO}, C_{DO} is the Production and Consumption term of dissolved oxygen, $Phyto_{DO}$ is DO production term through photosynthesis, $P_{DO\_Surface}$ is the DO production through surface aeration.

3.3 Hydro-meteorological Data

The forcing meteorological dataset used in this study were obtained from the Automated Meteorological Data Acquisition System (AMeDAS). Wind and Temperature from six AMeDAS stations were interpolated and used for the surface boundary condition of the model.

The observed discharge of 22 main rivers around Lake Biwa were used as input to the Biwa-3D model. The model was applied twice with a change made in the Ane river discharge (Figure 2). The Discharge scenario tries to simulate the effect of a dam, where discharge is reduced during snowmelt season and slowly liberated afterwards.

The temperature and DO of the Ane River was the same for both cases, the time series used as input to the Biwa-3D is in Figure 3.

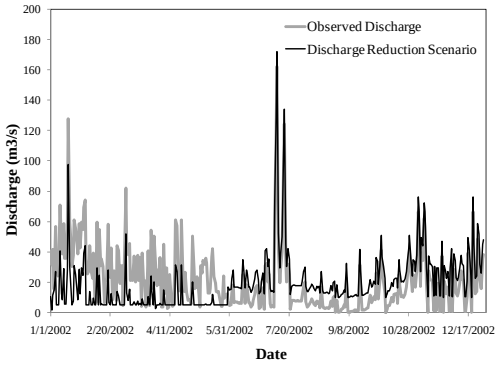


Fig. 2 Lake Biwa and Ane River Basin.

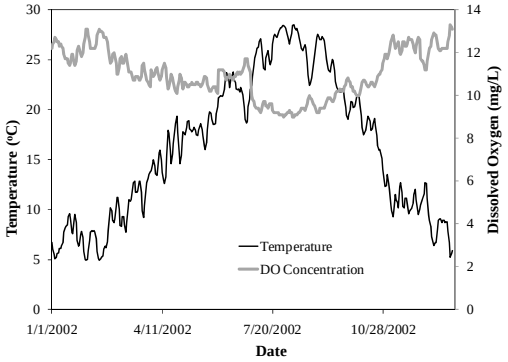


Fig. 3 Lake Biwa and Ane River Basin.

3.4 DO Data

The Biwa-3D model was compared against field DO observation data obtained by the Lake Biwa Environmental Research Institute. This data was measured monthly in ten observation points along a north-south cross-section of the lake in the year 2002. The data was interpolated in 3D using a inverse-distance method so it could be visually compared with the calculated one.

4. Results and Discussions

The DO simulation results for the period of study (2002) are in Figure 4.

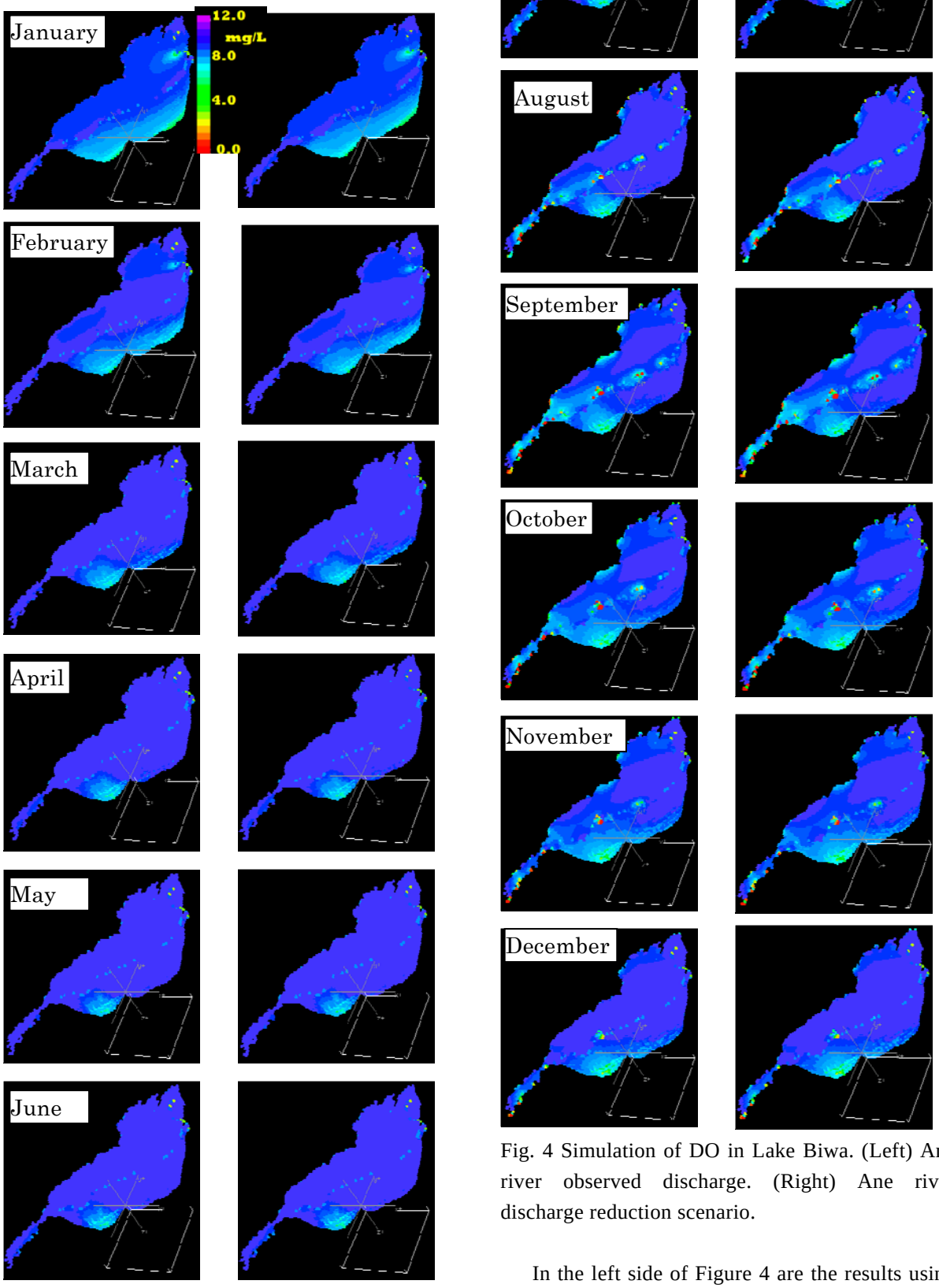


Fig. 4 Simulation of DO in Lake Biwa. (Left) Ane river observed discharge. (Right) Ane river discharge reduction scenario.

In the left side of Figure 4 are the results using observed discharge of the Ane River Basin. In the

right there is the simulation for the reduction discharge scenario. In the first two months we used lower level of DO from Ane River so we can confirm the sensitivity of the model to the discharge input. However, we cannot find significant difference between the two scenarios simulated.

Figure 5 shows vertical distribution of dissolved oxygen calculated by the same model and same condition at the vertical section between Ado River mouse to Maibara city region. At this calculation only slight difference in February has been detected by the model. This may because of either smaller discharge from Ane River compare to the scale of the Lake Biwa or sensitivity of the model.

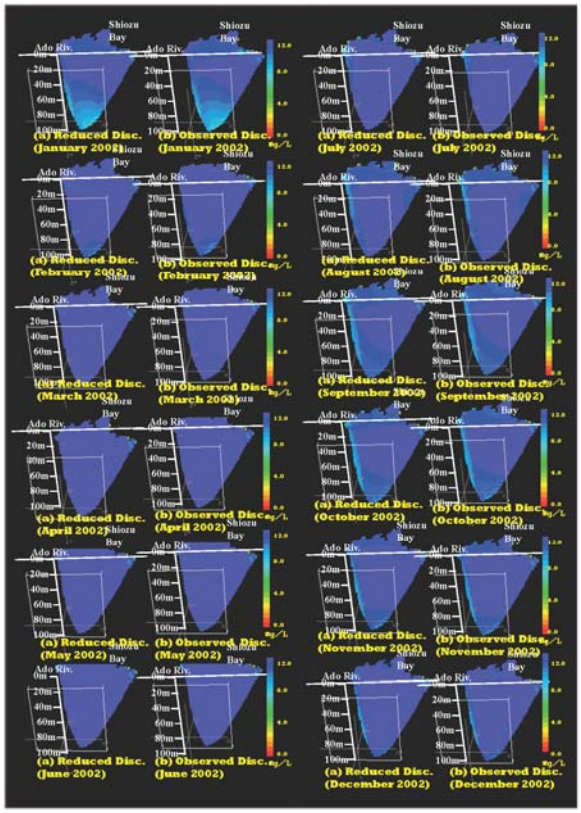


Fig. 5 Simulation of DO in Lake Biwa (Ado-Maibara vertical section). (Left) Ane river observed discharge. (Right) Ane river discharge reduction scenario.

BIWA-3D can simulate the temperature in Lake Biwa but the DO parameters still need to be calibrated. The simulations shown in Figure 4 are point results and may not represent monthly average. Therefore a routine that averages monthly calculation should be implemented.

The input DO and Temperature used for the Ane River discharge were the same, only the discharge was modified. This is problematic since there should be some variation of DO with different discharge scenarios. The discharge scenario created may not be realistic and more careful preparation should be done.

So far, only qualitative comparison through visual inspection was done, but we need quantitative evaluation of the errors.

5. Conclusions

The present study used the circulation model Biwa-3D to analyze the influence of Ane River Basin in the Lake Biwa DO concentration. Despite the fact that the model is sensitive to DO input, there were no clear difference between the two scenarios studied. This might be due to small difference between the observed discharge and DO concentration used as input to Biwa-3D and the discharge reduction scenario utilized. Another cause might be that the discharge from Ane River plays a small role in the Lake Biwa DO, however, more scenarios should be studied to take further conclusions.

The authors would like to stress the limitations of the results presented and that they will be dealt with in future work.

References

Akitomo, K., Tanaka, K., Kumagai, M. and Jiao, C. (2009a): Annual cycle of circulations in Lake Biwa, part 1: model validation, Limnology, Vol. 10, No. 2, pp. 105–118.

Akitomo, K., Tanaka, K. and Kumagai, M. (2009b): Annual cycle of circulations in Lake Biwa, part 2: mechanisms, Limnology, Vol. 10, No. 2, pp. 119–129.

Hosoda, T., Isono, T. and Malembeka, F. P. (2009): Some considerations on numerical experiments of thermal convection in the northern part of Lake Biwa by means of Stochastic Model, Turbulence, Heat and Mass Transfer 6, pp. 893-896.

Kitazawa, D. and Kumagai, M.(2005): Numerical Simulation on Seasonal Variation in Dissolved Oxygen tension in Lake Biwa.

Kumagai, M. and Fushimi, H. (1995): Inflows due

to snowmelt, pp. 129-139. In: Okuda, S., Imberger, J., Kumagai, M. Physical processes in a large lake: Lake Biwa, Japan. Coastal and Estuarine Studies, AGU Washington, D.C.
Kumagai, M., Vincent, W. F., Ishikawa, K. and Aota, Y. (2003): Chapter 1, Lessons from Lake Biwa and other Asian lakes: Global and Local perspectives. Freshwater management, Global versus Local perspectives, Springer-Verlag Tokyo, pp. 1-22.
Tanaka, L.L., Sudo, M. and Ban, S. (2009): The spatial and temporal distribution of rice herbicides in Lake Biwa, Japan. Hydrological Research Letters, Vol. 3, pp. 45–48.
Yamashiki, Y., Kato, M., Takara, K., Nakakita, E., Kumagai, M. and Jiao, C. (2010): Sensitivity Analysis on Lake Biwa under the A1B SRES climate change scenario using Biwa-3D Integrated Assessment Model: part I – projection of lake temperature, Hydrological Research Letters, Vol. 4, pp. 45-49.
Yamashiki Y., Kumagai, M., Jiao, C., Nezu, I. and Matsui, S. (2003a): Numerical simulation of thermally induced gyres in Lake Biwa, Hydrological Processes, Vol. 17, pp. 2947-2956.
Yamashiki, Y., Matsumoto, M., Tezuka, T. and Matsui, S. (2003b): Three dimensional eutrophication model for Lake Biwa and its application for framework design of transferable discharge permits, Hydrological Processes, Vol. 17, pp. 2957-2973.

姉川河川水の琵琶湖水質に及ぼす影響評価:Biwa-3D統合水質モデルを用いた感度分析

Pedro Luiz Borges CHAFFE*・山敷庸亮・寶　馨・加藤雅人*・岩木　真穂**

*京都大学院工学研究科
**京都大学院人間環境学研究科

要　旨

琵琶湖の水質に関して様々な研究が行われてきたが，河川水の湖水への影響を直接評価したものは限られており，その影響は十分に解明されているとはいえない。本研究の目的は琵琶湖の水質，特に溶存酸素に対する姉川の影響を三次元統合水質評価モデルBiwa-3Dを用いて評価することであり，姉川の溶存酸素濃度への影響に対するひとつの解析結果を示すことである。姉川流量として2002年の観測値と，上流に水利構造物が建設されたと仮定した流量を境界条件として用いてBiwa-3Dによる年間の溶存酸素濃度の感度解析を行った。モデルは河川水質変化に対して十分な感度を有していると考えられたが，本計算結果においては両ケースで明らかな濃度変化を見ることはできなかった。

キーワード: 琵琶湖, Dissolved Oxygen, Biwa-3D, 姉川流域

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Impact Assessment of IOD/ENSO in the Asian Region

Netrananda SAHU*, Yosuke YAMASHIKI and Kaoru TAKARA

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Variability of climatic conditions in the tropical Indian and Pacific Oceans are dominated by the Indian Ocean Dipole (IOD) and the El Nino Southern Oscillation (ENSO). The identification of IOD/ENSO events has raised new possibility to make real advance in the predictability of climate variations in those ocean basins. Both have been recognized as an important event of the tropical ocean-atmosphere-continent coupled system of the tropics which brings various climatic impacts across the globe. The objective of this study is to assess the IOD/ENSO impact in the Asian region. The analysis shows that during IOD/ENSO years people killed and affected and the damage of property is very high. Even independent effects of IOD and ENSO have been established in the Asian region though both events occurred in the same year in few occasions. Hence both have strong impacts on the climate of the Asian region. The impacts of natural disasters in recent past are in an increasing and particularly in the South Asian region. During IOD/ENSO years the impact is manifold.

Keywords: Climate variability, El Nino Southern Oscillation, Indian Ocean Dipole, Predictability

1. Introduction

The climate pattern of Indian Ocean rim countries has been influenced by the Indian Ocean Dipole (IOD) and El Nino Southern Oscillation (ENSO) along with Asian Monsoon and other local patterns. Both IOD and ENSO have wide range of environmental and socioeconomic impacts on the global to local climate. Recent studies has found that IOD events have strong influence of the climate of East Asia (Saji and Yamagata, 2003), East Africa and Indonesia (Saji et al., 1999, Behera and Yamagata, 2003), Indian summer monsoon (Shukla and Paolino, 1983; Ashok et al., 2001, 2007), Australia, Brazil and the Mediterranean region (Saji and Yamagata, 2003; Yamagata et al., 2004), the recent southeast Australian “Black Saturday” bushfire in the state of Victoria in February 2009 also caused by the positive IOD (Cai et al. 2009).

Historically ENSO has a strong relationship with Indian Monsoon (Bjerknes, 1969; Wright, 1979, Deser and Wallace, 1987; Neelin et al., 1998; Torrence and Webster, 1999). However, in the last couple of decades the frequent IOD occurrence has weakened the ENSO and Monsoon relationship (Kumar et al., 1999; Saji et al., 1999; Webster et al., 1999; Behera et al., 1999, Behera and Yamagata, 2003). IOD is normally characterized by anomalous cooling of Sea Surface Temperature (SST) in the south eastern equatorial Indian Ocean and anomalous warming of SST in the western equatorial Indian Ocean. ENSO is composed of an oceanic component, El Nino (La Nina) which is characterized by warming or cooling of surface

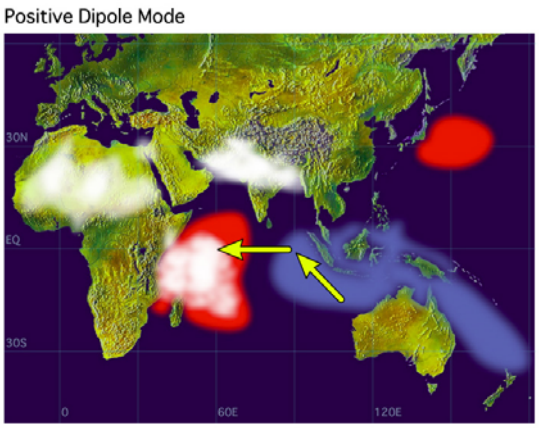
waters in the tropical eastern Pacific Ocean, and an atmospheric component, the Southern Oscillation, which is characterized by changes in surface pressure in the tropical western Pacific.

The two components are coupled: when the warm oceanic phase (El Nino) is in effect, surface pressures in the western Pacific are high, and when the cold phase is in effect (La Nina) surface pressures in the western Pacific are low (Bjerknes, 1969; Deser and Wallace, 1987). Both IOD and ENSO have been recognized as an important event of the tropical ocean-atmosphere-continent coupled system of the tropics. While the ENSO got worldwide attention because of its societal impacts, IOD didn't pay much attention because of the variability of climate and seasonal winds influence.

There are two modes of IOD events like EL Nina and La Nina of ENSO. A positive IOD period is characterized by cooler than normal water in the tropical eastern Indian Ocean and warmer than normal water in the tropical western Indian Ocean. A positive IOD event causes drought in Indonesia, more rainfall in India, Bangladesh and Vietnam and dry and hot summer in Japan, Korea, and Eastern part of China.

A negative IOD year is characterized by warmer than normal water in the tropical eastern Indian Ocean, near Indonesia, and cooler than normal water in the tropical western Indian Ocean, near Africa. A negative IOD sea surface temperature pattern often results in an increase of rainfall over parts of Australia and Indonesia whereas droughts in East of Africa and Indian Subcontinent. An IOD event usually starts around May or June, peaks between August and October and then rapidly decays (Saji et al., 1999; Webster et al., 1999; Behera et al., 1999). Many IOD events in the recent past occurred independently of the El Nino/La Nina. Even independent effects of IOD and ENSO have been established in the Asian region though both events occurred in the same year in few occasions. Hence both have strong impacts on the climate of the Asian region.

(a)



(b)

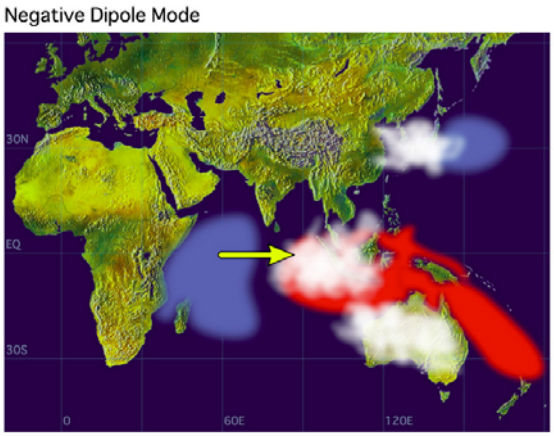


Figure 1 SST anomalies (red: warm anomalies, blue: cold), increased convective activities (white) and anomalous wind directions (arrows) during IOD events (sources: http://www.jamstec.go.jp/frcgc/research/d1/iod/).

In this paper we try to put an assessment of IOD /ENSO impacts and how the IOD has been recognized. The IOD is commonly measured by an index that is the difference between sea surface temperature (SST) in the western (50°E to 70°E and 10°S to 10°N) and eastern (90°E to 110°E and 10°S to 0°S) equatorial Indian Ocean. The index is called the Dipole Mode Index (DMI). If the SST difference between Western and Eastern Indian Ocean is positive it is known as positive IOD.

When the SST difference between the Western and Eastern Indian Ocean is negative it is known as negative IOD.

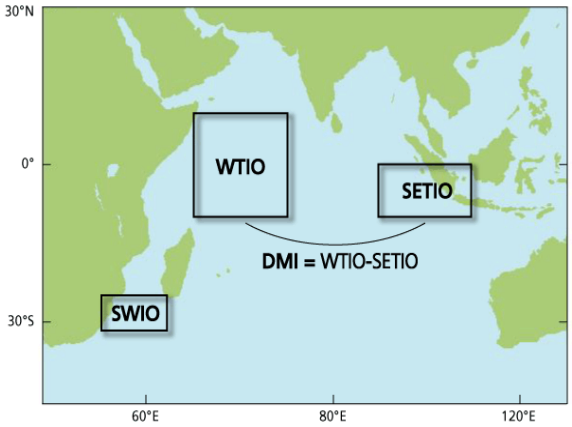


Figure 2. The Dipole Mode Index (DMI) of the Indian Ocean, sources: (www.jamstec.go.jp)

2. Data and Methods

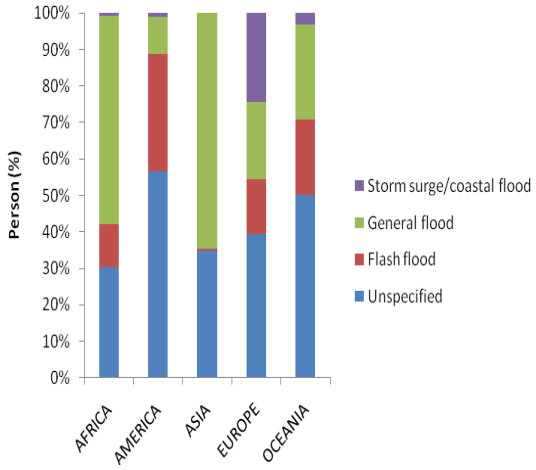
In this paper the IOD/ENSO impacts will be addressed from different view point like number of people killed, total affected and economic loss. For this we have collected 80-100 years of historical records of different types of disasters (general flood, flash flood, cyclone/storm surges and unspecified flood) in various Asian countries from Asian Disaster Reduction Center (ADRC), Center for the Research on the Epidemiology of Disasters (CRED) and other sources as well. The data has been collected from 1975-2008. Some statistical and Correlation methods are used to analyze the data. With the use of Statistical analysis tools different diagrams and figures are made with relation to normal years and IOD/ENSO years. The result of this analysis shows that impact was severe during IOD/ENSO year than to normal years. Different impact assessments are also done independently for IOD and ENSO and clearly show distinct results with impact variability.

3. Results and Discussions

The impacts of natural disasters in recent past are in an increasing trend in the Asian region and particularly in the South Asian region. Whether climate variabilities modes played any role for the increasing disasters is still not very clear, however its also the fact that from the last few decades the extreme IOD and ENSO events had occurred. Due to predominantly developing in nature, highly vulnerable, poor quality of life, one of the densest populated region with increasing growth rate, and lack of advanced technological applications the Asian region is not adequately able to mitigate the natural disasters. The increase frequency of flood, drought and cyclones of various magnitudes affects this region adversely.

If we take a look to the figure 3 (a) which shows that out of total people killed during 1975-2008 maximum percentage are from Asia and followed by Africa. Only in case of unspecified flood case America is the highest and followed by Oceania. Flash flood is highest in America, followed by Oceania, Europe, Africa and Asia. Population killed by storm surges/coastal flood is highest in Europe and followed by Oceania, Africa, America and Asia. However, the total number of people in absolute value (figure 3 (b)), is the highest for the Asia and followed by America, Africa, Europe and Australia.

(a)



(b)

Serial no.	Years of p IOD	Years of n IOD	Years of El Niño	Years of La Niña
1	1961	1958	1963	1964
2	1963	1960	1965	1967
3	1967	1964	1969	1970
4	1972	1970	1972	1971
5	1977	1989	1976	1973
6	1982	1992	1982	1975
7	1994	1996	1986	1988
8	1997	-	1991	-
9	-	-	1997	-
10		2005		
11	2006		2006	2005
12	2007			2007
13	2008			

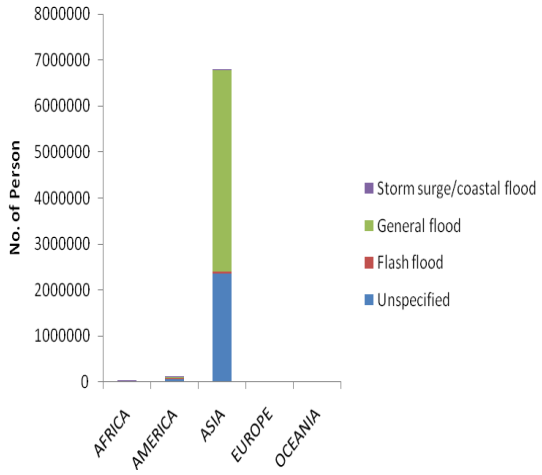


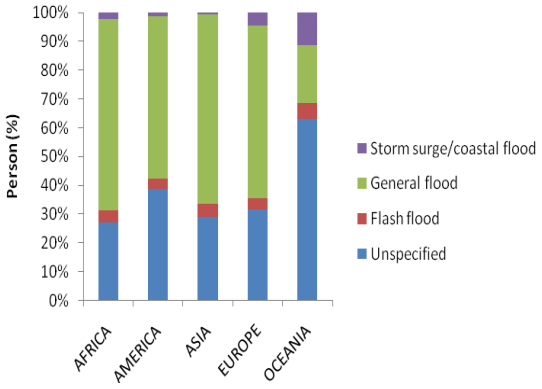
Figure 3 percentage (a) and number (b) of people killed in different continent during the IOD/ENSO years from 1975-2008.

From the table 1 we can see during 1970s and 1980s the occurrence of ENSO events are predominant, however during 1990s onwards the IOD cases are occurred more often. What causes this climate variability mode shifts is still unknown. However, Nobuko et al (2009) in there findings has claimed that the warming of the Western Indian Ocean has played the major role in this mode shift with there study of 115 year coral record from Kenya found that this sfift is because of global warming-induced Indian Ocean Dipole variability.

Table 1 The year of IOD/ENSO from 1958 to 2008, p IOD and n IOD denote positive and negative IOD respectively.

The frequent occurrence of IOD events also raised the question of ENSO- Asian sumer monsoon relationship (Ashok et al., 2001, Behera and Yamagata, 2003). This frequent climate dymanics severely affect the Asian region. The total people affected during the 1975-2008 periods in figure 4 (a), (b) shows that percentage of people in the Africa and Asia continent are severely affected and followed by Europe, America and Oceania. General and unspeciafied flood are the dominant cases in almost all the continents. Flash flood is the higest the Oceania, followed by Europe, Africa, America and Asia. In the total number it affects more to the people of Asia than America, Africa, Europe and Oceania in the same order. But this figure shows that the natural disasters with extreme cliamate dynamics affects more to the Asian region than to other continents as the Asian region is affected by both the Pacific and Indian Ocean climate variabilities.

(a)



(b)

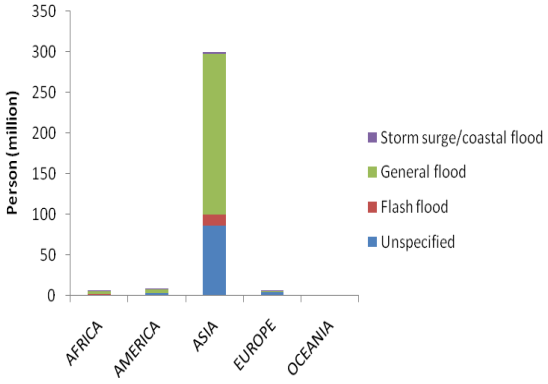
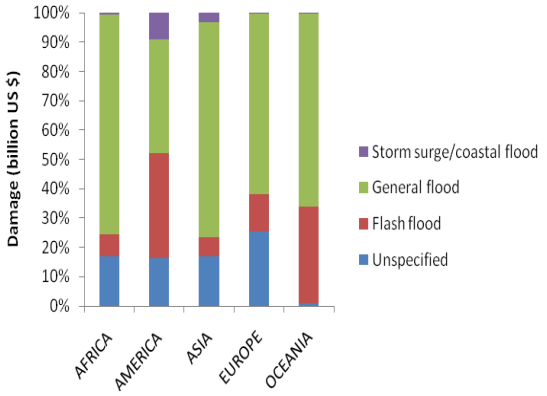


Figure 4 percentage (a) and number (b) of people affected in continent wise during IOD/ENSO years from 1975-2008 in million.

Being the most populated continent, with more than four billion population which consists of above 60% population in the world, around 50 % depends there livelihood on agriculture in the Asian continent. The increasing poopulation, lack of development, poor quality of social life style, and poverty this region is very prone to flood and cyclone disasters. The damage caused by the climate variations modes are severe in Asia compared to other continents. Baring few countries most of this region is based on primary sources of income. Almost the whole of southeast Asia, the densest population corridor of the world suffers the most in the flood and cyclonic activities.

In the recent years the cases of floods are higher in Bangladesh, India, China, Indonesia, Pakistan, Philipines, Thailand, Malyasia and others. All these countries are developing in nature and not taken adequate flood control measures. Poverty is also another major problem in this region. With already poor driven conditions, the occurrence of extreme climate change induced variability modes like IOD/ENSO causes severe socio-economic damages. The figure 5 (a) indicates the damage percentage is highest in the Asia and followed by Africa, America, Europe and Oceania. Where the cases of general flood caused highest damage in all the continents and fallowed by unspecified flood, flash flood and storm surges respectively. The figure 5 (b) denotes the damage in US $, indicates that during the period from 1975-2008 the total economical losses in the Asian continent is more than four fold than the second damage continent Europe. The America, Africa and Oceania placed by third, fourth and fifth respectively.

(a)



(b)

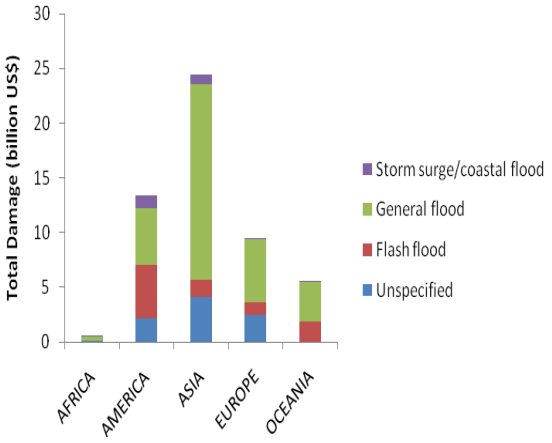


Figure 5 percentage (a) and total property (b) damage in continentwise from 1975 -2008 during IOD/ENSO years in 000 m US$.

4.Conclusion

From last few decades it has been seen that climate variability modes played important role for the large scale environmental and societal effects across the globe. With the unprecedented occurrence of thre IOD events from 2006-2008 also raises many questions about the IOD/ENSO relationship with weekening ENSO events years. The tropical Indo-Pacific region is the main driving force behind these modes. The east and south east Asia are influenced by Pacific dynamics along with Indian Ocean dynamics. Hence this region is totally influenced by the climate change induced

ocean–atmosphere variability modes.

This study shows that the total number of people killed and affected and the total damage in monetary terms are highest in the Asian region, which indicates very prone to the natural disasters The impact assessment analysis shows that the extreme natural events are increasing from last few decades , though causes are still not scientifically proved, however it is a fact that from 1990s onwards IOD dominants with frequent occurrence compared to ENSO in the climate modes history. However, its impact is from regional to global scale. Whether the link of this economic and human losses have direct implications to the IOD/ENSO climate modes needs further scientific investigations. This study will further be extended to regional scale with scientfic analysis across the Asian region taking hydrological and atmospheric coorrelation parameters from different regions..

Acknowledgements

Authors are thankful to the GCOE-HSE Program. Kyoto University. Also sincere appriciation is given to the Asian Disaster Reduction Center (ARDC), Kobe, Japan and the Center for the Research on the Epidemiology of Disasters (CRED), Belgium for the disaster data set.

References

Ashok, K., Guan, Z., and Yamagata,T. (2001): Impact of the Indian Ocean Dipole on the relationship between the Indian Monsoon rainfall and ENSO, Geophys. Res. Lett., 26, 4499-4502.

Ashok, K. and Saji, N. H. (2007): On impacts of ENSO and Indian Ocean Dipole events on the sub-regional Indian summer monsoon rainfall, Natural Hazards, Volume 42, Number 2, pp. 273-285,

Behera, S. K., Krishnan, S., and Yamagata, T. (1999): Unusual ocean-atmosphere conditions in the tropical Indian Ocean during 1994, Geophys. Res. Lett., 26, 3001-3004, 10.1029/1999/GL010434.

Behera, S. K. and Yamagata. T. (2003): Influence of the Indian Ocean dipole on the Southern Oscillation, J. Met. Soc. Japan, 81,1,169-177, doi: 10.2151/jmsj.81.169.

Bjerknes, J., (1969): Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, Mon. Wea. Rev., 97,163-172.

Cai, W., Cowan, T., and Raupach, M. (2009): Positive Indian Ocean Dipole events precondition southeast Australian bushfires, Geophys. Res. Lett.,36,L19710,doi:10.1029/2009GL039902.

Deser, C. and Wallace, J. M. (1987): El Nino events and their relation to the Southern Oscillation:1925-1986, J. Geophys. Res., 92, 14,189-14,196.

Kumar, K. K., Rajagopalan, B., and Cane, M. A. (1999): On the weakening relationship between the Indian Monsoon and ENSO, Science, 284, 2156-2159,doi: 10.1126/science.284.5423.2156.

Neelin, J. D., Battisti, D. S., Hirst, A. C., Jin,F. F., Wakata,Y., Yamagata, T., and Zebiak, S. (1998): ENSO theory, J. Geophys. Res., 103, 14,261-14,290.

Nakamura, N., Kayanne, H., Lijima, H., McClanahan, T. R.,Behera, S. K., and Yamagata, T. (2009): Mode shift in the Indian Ocean climate under global warming stress, Geophys. Res.Lett.,36,L23708,doi:10.1029/2009GL040590.

Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N., and Yamagata, T. (1999): A dipole mode in the tropical Indian Ocean., Nature 401, 360-363.

Saji, N. H., and Yamagata, T. (2003): Possible impacts of Indian Ocean dipole mode events on global climate, Climate Research, 25, 151-169.

Shukla, J. and D. Paolino, (1983): The southern oscillation and long-range forecasting of summer monsoon rainfall over India, Mon.Wea. Rev., 111,1830-1837.

Torrence, C. and Webster, P. (1999): Interdecadal changes in the ENSO-Monsoon systems, J. Clim., 12,2679-2690, doi:10.1175/1520-0442(1999)012.

Wang, B. (1995): Interdecadal changes in El Nino onset in the last four decades, J. Climate, 8, 267-285.

Webster, P. JMoore, A. M., Loschinigg, J. P.and Leben,R. R. (1999): The great Indian Ocean warming of 1997-98: Evidence of coupled oceanic-atospheric instabilities, Nature, 401,356-360.

Wright, P., (1979): Persistence of rainfall anomalies in the central Pacific, Nature, 277,371-374.

インド洋ダイポールモードおよびエルニーニョ南方振動のアジア地域への影響

Netrananda SAHU*・山敷庸亮・寶 馨

*工学研究科都市環境工学専攻

要　旨

インド洋および太平洋地域の気候変動はインド洋ダイポールモード(IOD)およびエルニーニョ南方振動(ENSO)により支配されている。IODおよびENSOは地球規模の気候変化をもたらしうる大気圏・陸域圏・水圏の相互作用として広く認知されており，両イベントを予測できればこれらの地域の気候変化の予測に大きく貢献する事ができる。本研究においては主にアジア地域へのIODの影響について焦点をあてる。近年IODの発生回数が増え，ENSOを弱めているという報告があり，また2006年から2008年にかけて正のダイポールモードが三年連続して発生したが，これは気象史上非常にまれなケースである。検討結果によるとIODおよびENSOの発生年にはより多くの自然災害が発生し，経済的被害が大きく，被災人口がより多くなる傾向があることが分かった。

キーワード：気候変動，インド洋ダイポールモード，エルニーニョ南方振動、

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Flood Risks Reduction in Livelihood Risks: Thoughts and Insights from Mumbai

Hirokazu TATANO and Subhajyoti SAMADDAR

Synopsis

Mumbai, the financial capital of India, came to complete halt due to heavy rainfall in one day on 26th July, 2005.The severest affected areas of 2005 flood are the poorest section of the city who are forced to live in the most vulnerable parts of the city. More than 60 percent of Mumbai populations live in such vulnerable settlement or slum. Limited economic and social resources and capital often put their livelihood itself into risks. The conventional studies on disaster risk management seldom consider linkage between livelihood issues and disaster preparedness. In our study we hypothesize that local community flood risks are very much related with their livelihood issues. The present study shows the impact of flood on the livelihood risks of the slum dwellers of Mumbai and also it shows how the exiting livelihood risks impinge the disaster risks of the people.

Keywords: Mumbai flood, livelihood risks, integrated disaster risks management

1. Introduction and background of the problem

Mumbai city, having an area of 437 Sq. Km with a population of more than 12 million, is the financial capital of India. It generates about 5% of India's Gross Domestic Product (GDP) and contributes to over 25% of the country's tax revenues (Gupta, 2007). The average annual rainfall of Mumbai city is 2050mm. The monsoon rainfall starts from June and continues till October, however, 70% of the annually rainfall occurs during July and august. In July, 2005, the city came to complete halt owing to the unprecedented rainfall of 944 mm during the 24 hours (Fact Finding Committee, Govt. of Maharashtra, 2006; Bhagat et al., 2007). According to Municipal Corporation of Greater Mumbai (MCGM), at least 419 people were killed due to flash flood and landslide only in Mumbai municipal area; moreover, another 216 people were killed due to water born disease during and after the flood. It is reported that 100,000 residential and commercial building were collapsed, 30,000 vehicles were damaged, the entire railway system, telephone line were collapsed and more than 60 % of the city area were directly or partially affected (Shinde, 2010) due to 2005 flood as shown in Figure 1. The local Government, Municipal Corporation of Greater Mumbai (MCGM) became reactive and took counter measures in response to it, however, the city Government has realized that the Government needs to be proactive and also along with structural or engineering measures, the local government must emphasis and encourage individual and household disaster preparedness and local community's capacity building and resource mobilization (Shinde, 2010).

The severest affected areas of 2005 flood are the poorest section of the city that are forced to live in the most vulnerable parts including along the railway track, marshy land, open storm water drain (Bhagat et al., 2007, Pai, 2010). More than 60 percent of Mumbai population lives in such vulnerable settlement or slum locally called as "Jhuggi - Jhopri" (Risbud, 2003). Such settlements are not only severely affected areas of 2005 flood,

but flood is a common annual phenomena along with other disaster risks. Yet limited economic and social resources and capital often put their livelihood itself into risks, for example, living in vulnerable land, engaged in hazardous occupation, unemployment and economic insecurity and illiteracy and poor health condition.

The conventional studies on disaster risk reduction and preparedness often consider disaster risk as an isolated event or in other words, the prescribed counter measures for disaster risks reduction seldom consider linkage between livelihood issues and disaster preparedness. In our study we hypothesize that local community flood risks are very much related with their livelihood issues. We hypothesize that in order to reduce their disaster risks, livelihood risks must be minimized. Therefore, in our study we attempted to examine livelihood status of the communities and the impact of flood on it and vice-versa. The another major outcome of the present study is that till date there is no micro-level filed study has been done on

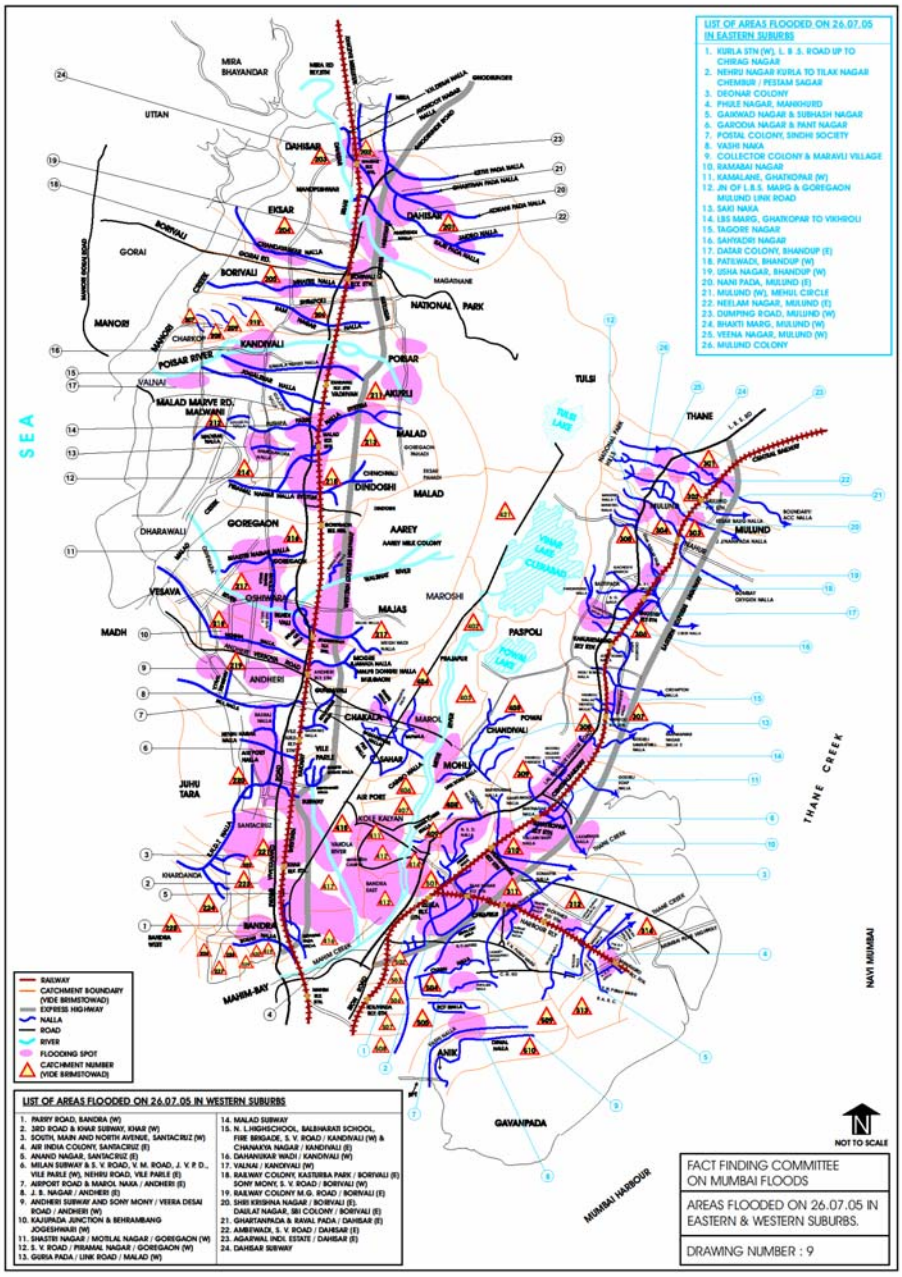


Fig. 1 Flood affected areas of Mumbai (Fact Finding Committee, 2006)

Mumbai floods and its impact on the community, particularly on slum dwellers. Therefore, this study is also an attempt to collect baseline information on flood impact on the slum dwellers at micro hot-spot level in Mumbai. We have taken three flood prone settlements of Dharavi slum, the biggest slum of the Asia situated in Mithi river basin of Mumbai, as our case studies.

2. Methods

This study was conducted in three flood prone settlements of Dharavi slum at G/North Ward of Mumbai. All those three settlements, namely, Premnagar, Parsi-chawl and Rajiv Gandi Nagar were taken as case study area based on the recommendation and suggestion of the field engineers and officers of G/North Ward, MCGM as those areas were designated as low lying and severely flood affected areas, particularly in 2005 Mumbai flood (Pai, 2010). A brief of each of the settlements are given in the next section of the paper.

Since, there is no baseline information or record on those settlements is available or documented by the local government or municipal authority, the study is predominately based on filed survey. In the study, we have collected data of these settlements on socio-economic profile, nature and growth of the settlements, status of physical infrastructure, in addition with extend and magnitude of 2005 flood and its impacts on the livelihoods of the people including job loss, loss of food , cloths, building materials, business raw materials, monitory loss etc. (mentioned preciously in next section) and also we have collected data on injury, death and health problem.

Primary data of the present survey were collected by sample survey by conducting face to face structured and semi-structured interviews. The interviews were conducted by the hired surveyors who were oriented and trained for 3 days prior to the survey. In the orientation of the surveyors, the surveyors were explained about the purpose of the survey, each of the questions were interpreted and elaborated and mock surveys were conducted in order to get more accurate and reliable information. The head of the household was targeted for the interview, however, in case where head of the household were not available, the other member of the household was chosen as respondent. Apart from face to face structured interview, various other filed survey techniques were employed which include observation, unstructured interview of the local political and religious leaders, unstructured interview of the filed engineers, photography etc. Meeting with local leader also help to introduce the area prior to the in-depth survey. Population of the survey was selected randomly. Apart from the hired surveyors, the second author of this paper was also present in order to guide and monitor the filed survey.

Surveys have been conducted in 200 households in Premnagar, 203 households in Parsi-chawl and 208 households in Rajiv Gandhi Nagar. After the survey, all of the questioners sheet were scrutinized to verify the reliability, data-gap, and adequacy of information. After the scrutiny, 182, 203 and 208 household survey from Premnagar, Parsi-chawl and Rajiv Gandhi Nagar respectively were considered as final household sample. The survey was conducted during February and March, 2010.

Majority of the respondents in all three settlements are male members (see Table 1) as our study attempted to interview the head of the households who are mostly male members. In case

Table 1 Respondents at a glance

	Premnagar	Parsi-chawl	Rajiv Gandhi Nagar
Total Surveyed Respondent	200	203	208
Total Valid Respondent	182	202	208
Mean Age of Respondent	40	44	39
Gender (% of Male)	76	58	67
Literacy Rate (%)	76	90	62
Period of stay in the area (%)	22	33	15

of absence of the head, interview was taken from female member of the household. The mean age of the respondents in between 40 to 45 in all three settlements and a good number of them are literate, though the literacy rate of Rajiv Gandhi Nagar is comparatively low (see Table 1).

3. Results and Discussion

Settlement characteristics of the study areas

All three settlements comes under the Dharavi slum, the biggest slum of Asia, in the jurisdiction of G-North Ward considered as one of the flood prone area of Mumbai. A brief of all three settlements are given below in order to understand the causes, origin and nature of disaster and its impact on those areas –

Premnagar is famous for small scale industry, particularly for recycling factory. The settlement is low laying flood prone area very adjacent to the Mithi river. Mixed landuse (commercial and residential) can be observed is this area. Using ground floor for commercial activities and upper floor for residential use are very common in this area. Recycling factory is one of the most popular activities in Premnagar and such activity is responsible for generating garbage mostly thrown into the outfalls of Mithi River. Narrows streets, poor ventilation of building, hazards activities of the factory make the entire settlement prone to various kinds of environmental risks.

Parsi-chawl is also a low lying flood prone area.

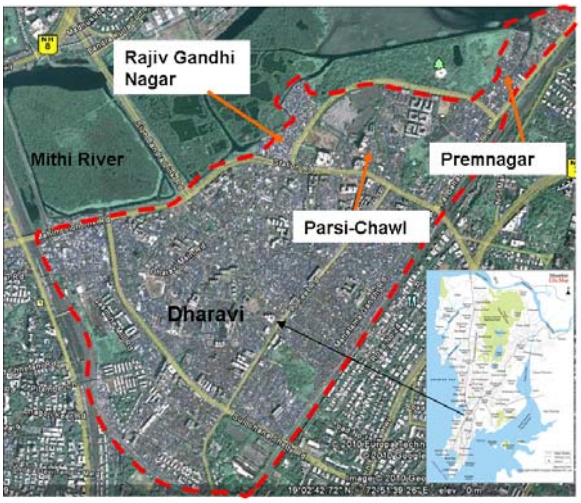


Fig. 2 : Dharavi slum and location of case-study areas

Apart from 2005 Mumbai flood, the water logging or local flood lasting for 1 to 2 hours in every monsoon is very common in the area. It is observed that the area is 4 feet below the road level. Predominantly residential land use is observed in the area. The area is one of the oldest settlements of Dharavi slum. According to the local people, the age of the settlement near about 60 to 70 years. The internal roads, quality of buildings, maintenance of infrastructure and solid waste management are observed as quite satisfactory as compare to other two study areas.

Rajiv Gandhi Nagar is the most recently developed settlement situated in the bank of Mithi River, particularly on the encroached areas of mangrove Forest of Mithi River. The road condition, building structure, solid waste management, daring system and other public and private facilities are observed as worst in this area comparative to the other two settlements. Open drains, narrow internal lanes, garbage dumped on roadside, poor ventilation system characterized the area.

Age and growth of the settlement characteristics

All three settlements were developed in the marshy land which was used to be a mangrove forest surrounded by Mithi River. The process of development of settlement varies in three study areas as the Table 2 shows periods of staying in the area is different in three areas. Table 1 shows that Rajiv Gandhi Nagar is the most recently developed area where majority of the people staying for last 10 to 20 years. Whereas, Parsi-chawl is the oldest settlement where a good number of respondent have been staying in the area for more than 30 years so. During our field survey, the leader and elder citizen of the area informed us that this settlement started to develop 50 to 60 years back and a good number of residents have been staying here since their birth. Table no. 2 also depicts that Premnagar has developed in last 20 to 25 years back. It seems that the development in Rajiv Gandhi is still continuing as there are people who have started to stay in this area for last 10 years only.

Except Parsi-Chawl, migrants are from the nearby states of Maharashtra who presumably

Table 2 Nature of Migration

	Premnagar	Parsi-chawl	Rajiv Gandhi Nagar
Period of Stay			
Up to 10 years	6.5 %	11.9%	22.2
11 to 20 years	41.7 %	20.6%	65
21 to 30 years	42%	29.5%	12.8
31 to 40 years	9.8 %	37.7%	0
Total Respondents	100% (182)	100% (203)	100% (208)
Origin of the Migrants			
Not Migrated (by born)	0	34%	0%
Uttar Pradesh	70%	2%	24%
Maharashtra	3.8 %	60%	7.7%
Tamilnadu	26.2%	0%	61.3%
Others	0%	4%	7%
Total	100% (182)	100% (203)	100% (208)

came to Mumbai in search of job. Like several scholars, Risbud (2004) also found that majority of the slum dwellers in Mumbai are migrated from the underdeveloped provinces of India in search of job. Therefore, it seems that movement of the people from relatively better environmentally secured place to this vulnerable, unhygienic, environmentally areas is mainly due to secure their livelihoods.

Infrastructure facility

A poorer infrastructure facilities comparing to other parts of city are observed in all three settlements. However, all three settlements receive water supply from the municipal corporation (see Table 3). Except Parsi-chawl, the community people depends for water mainly on community drinking water source shared by 4 to 5 households for each tap. In this regard, it is important to note that most of them use such water as drinking water without are very minimal water treatment. Except Parsi-chawl, water scarcity can be observed in other

Table 3 Infrastructure Facility

	Premnagar	Parsi-chawl	Rajiv Gandhi Nagar
Water Supply Source			
BMC Supplied water outside the house (Shared by 4 to 5 households	93%	36.9%	78.8%
BMC supplied water inside the house	6.3%	63.1%	20.2%
Buying water supply from outside	1.2%	0%	1%
Total	100% (182)	100% (203)	100% (208)
Is supplied water enough for you?			
Adequate	20.5%	91.1%	78.3%
Inadequate	79.5%	8.9%	21.7%
Total	100% (182)	100% (203)	100% (208)
Sanitation Facility			
Nearby Community Facility	82.3%	20.7%	58.2%
Own Sanitation System	1.7%	79.3%	18.8%
Open Filed Defecation	16.1%	0%	23.1%
Total	100% (182)	100% (203)	100% (208)

Table 4 Housing Characteristics

	Premnagar	Parsi-chawl	Rajiv Gandhi Nagar
Building Height			
Ground Floor	53.5 %	30.5%	87.5%
Ground Floor + 1	37.2%	69.5%	12.5%
Ground Floor + 2	9.3%	0%	0%
Total	100% (182)	100% (203)	100% (208)
Building Struture			
Pucca House (Pucca house is made of brick cement and iron etc)	61.0%	78.5%	78.8%
Semi-pucca	35.5%	19.4%	11.1%
Mud House	3.5%	2.1%	10.1%
Shack	0%	0%	0%
Total	100% (182)	100% (203)	100% (208)

two settlements, particularly in Premnagar as a good number of respondents reported inadequate water supply (Table 3).

Like water supply system, sanitation facility in Parsi-chawl is comparatively better, but in other two settlements bulk of the population in other two settlements depends on community sanitation facility which is inadequate and poorly maintained as observed during filed survey. Moreover, open filed defecation is still observed (Table 3).

Housing characteristics

In all three settlements, construction of ground floor is permitted; however, Table 5 shows that 2 storied building are also quite common. Moreover, poorly designed building susceptible to collapse in any kind of catastrophic disaster are very common in all three settlement. Majority of the houses are ‘pucca’ house, i.e., made by brick, cement and iron (Table 4).

Table 5 Socio-Demographic Characteristics

	Premnagar	Parsi-chawl	Rajiv Gandhi Nagar
Religion			
Hindu	58.7 %	96.6%	71.2%
Muslim	39.7%	1.5%	17.8%
Others	1.1%	1.9%	11%
Total	100% (182)	100% (203)	100% (208)
Linguistic group			
Hindi	95.7%	21.2%	31.3%
Marathi	2.7%	76.8%	14.4%
Others	1.1%	2.0%	54.3%
Total	100% (182)	100% (203)	100% (208)
Household Size			
Mean household size	6	6	5
Standard deviation	2.78	5	2
Maximum	1	1	1
Minimum	17	15	16
Income (in Rupees)			
Mean	4651	5122	4348
Standard deviation	2755	2672	2721
Maximum	20,000	20000	25000
Minimum	900	1000	1000

Socio-Demographic characteristics

All three settlements are quite homogeneous in terms of language, religion except some religious diversification can be observed in Premnagar. Each of the settlements is dominated by one particular linguistic and religious group (Table 5). Therefore, people having homogeneous social background may prefer to stay together in those settlements. There is not much difference observed among three settlements in regards to average monthly income of the household (see Table 5). Rs. 5000 or slightly more is average monthly income of the respondent all three settlements. It can be said that though they are poor, but their economic condition is relatively better than their native place.

From the above discussion, we found that expect few minor variation, inadequate infrastructure facility, along with fragile and hazardous geographical locations of the settlements and other man-made hazards activities made the entire area become vulnerable or susceptible to various environmental or disastrous risks. However, people have migrated from the others parts of India and decided to or became forced to live in those areas presumably due to secure their livelihood which is in threat in their native place. Reflection of economic betterment can be observed in their income level. Now, it is inevitable to look how the flood has affected the livelihood of those people already vulnerable to disaster and its relation to their disaster preparedness.

Magnitude of flood and its impact on livelihood of the Community

Table 6 shows that average flood level inside the house in all three settlements is between 5 to 6 feet which is quite high and water inside the house continued for around one and half day, in case of Rajiv Gandhi Nagar is slightly higher. Whereas, water outside the house stayed for near about 2 days. Both the flood water level and duration of water logging was slight higher in case of Rajiv Gandhi Nagar.

In Parsi-chawl two people were killed, whereas in other two settlements no human loss has been reported. Number of injured person is not significant; however, a lot of households reported

Table 6 Magnitude of Flood

	Premnagar	Parsi-chawl	Rajiv Gandhi Nagar
Flood level inside the house (in foot)			
Mean	5.87	5.07	5.18
Standard deviation	1.87	1.09	2.28
Maximum	3	3	3
Minimum	12	9	15
Flood level in details			
3 to 5 feet	0%	72.8%	70.5%
6 to 10 feet	51.4%	27.2%	28.5%
11 to 15 feet	48.1%	0%	1%
Total	100% (182)	100% (203)	100% (208)
Duration of flood inside the house (in hours)			
Mean	31.26	35.92	42
Standard Deviation	15.71	18.06	26.75
Minimum	4	6	10
Maximum	78	96	120
Duration of flood outside the house (in hours)			
Mean	37.43	45.94	47.55
Standard Deviation	16.11	21.12	26.75
Minimum	8	12	12
Maximum	96	96	120

water borne disease just after the flood (Table 7). Significantly, Parsi-chawl as mentioned in the previous section having better infrastructure facility and lesser environmentally risky zone has reported lesser number of heath due to flood.

Working day loss due to flood is quite high all three settlement as shown in Table 7. The worst among the three settlements is Premnagar as most the people in this settlement are engaged in small scale industry which was disabled to function due to flood. Since, majority of the people earn on day to day basis, the loss of working days may have direct threat to their livelihood.

It is also observed that total self estimated losses due to flood is also quite high in all three settlements. Damage due to flood was mostly observed on food storage and household durable assets in all three settlements (Table 7). In case of damage of business raw materials is quite significant in Premnagar which is predominantly a commercial area. Damage to cloths is not so reported so significant in all three settlements.

The above mentioned results show that impacts of flood on the livelihood of the people are omnipresent. On the other hand, settlement which is comparatively lesser livelihood risks has been less affected by flood. It is interesting that though the settlements are vulnerable to various kinds of disasters and environmentally, however, people migrated from the rural areas and decided to stay here. It seems that though the people might have lesser environmental risks in their native place, but the livelihood risks might be very high that became a direct threat to their survivability. As a result, though they were forced to stay in those vulnerable places, but staying in such areas might have helped them to improve the livelihood security through getting secured job and as a result they could overcome the risks predominant in their native place. Such findings indicate that considering disaster risks as an isolated event will not provide fruitful insights for the better disaster preparedness. Rather, disaster risk reduction must pay attention to the livelihood security; otherwise any such initiative may not be accepted by the community. During our study, the remarks of few respondents may also strengthen the above mentioned findings. A wage laborer of Rajiv Gandhi Nagar when he was asked that how he thinks about the flood, the person replied *"This is Mumbai darling. People come here in search of job and better life. Where do we get house. Forget about flood. We need to send our children to school and need to run our business. Flood may or may not come , but what's the hell we could do. We are poor people"* . Similarly another respondent of Premnagar replied when he was asked whether or not he will evacuate in case flood come in future – " Flood may come and go, but if property goes , it will never come back. If I evacuate who will take care of my property. I will not evacuate". Such individual feeling echoed that in order to reduce disaster risks it is inevitable to secure the livelihoods of the concerned community.

4. Conclusion and Future Study

Based on the filed survey methods , our study has attempted to shows the impacts of flood on the livelihoods of the slum dwellers of Mumbai as well as the study also shows that how livelihood risks lead the community towards greater disaster risks. We found that community having better infrastructure facilities and better livelihood security was less affected by the flood. Similarly, a significant number of individuals are staying in the disaster prone and environmentally risks areas as because staying they may on the other hand helping the community to improve their livelihood; otherwise their survivability would be in threat. Therefore, planner and policy makers may not consider disaster risks as an isolated event, rather in order to improve community's disaster preparedness; livelihood of the community must be enhanced. The study is also significant as there is no micro-level filed survey has been done on Mumbai flood prone slum areas. Results of the study will also help the local government, researchers and policy makers to get first hand information of the Mumbai flood magnitude and its impact on the slum dwellers.

The future tusk of the study is to measure the livelihood risks or background risks and integrate flood risks reduction with livelihood risk reduction. .

Table 7 Impact of Flood on the Livelihood of the Community

	Premnagar	**Parsi-chawl**	**Rajiv Gandhi Nagar**
Flood level inside the house (in foot)			
No. of Death	0	2	0
No. of persons injured	1	1	5
No. of household reported water borne disease at least one member of the household	60.1 %	40.4%	55%
No. of working days loss			
Mean	30	18	10
Mode	15	11	14
Standard Deviation	14.93	19.83	11.19
% of people reported no working day loss	1.1%	15.8 %	2%
Damage to food storage in house (self-reported)			
Total	54.4	39.9	28.4
Major	26.6	32.5	50
Little	14.2	22.2	16.8
None	3.8	5.4	4.8
Total respondents	100% (182)	100% (203)	100% (208)
Damage to cloths (self-reported)			
Total	16.3%	3.9 %	3.8%
Major	26.1%	18.2%	24%
Little	27.7%	24.1%	44.7%
None	29.3%	53.7 %	27.4%
Total respondents	100% (182)	100% (203)	100% (208)
Damage to household durable assets			
Total	17.9 %	3.0 %	.5 %
Major	50.5%	37.4%	31.3%
Little	15.2%	21.7 %	40.9%
None	15.7 %	21.7 %	27.4%
Total respondents	100% (182)	100% (203)	100% (208)
Damage to building/ house (self-reported)			
Total	1.1%	0%	.5%
Major	7.1%	.5 %	5.8%
Little	39.1%	28.6%	36.5%
None	52.2%	70.9 %	57.2%
Total respondents	100% (182)	100% (203)	100% (208)
Damage to raw materials used for business			
Total	28.4	2.5	8.2
Major	16.3	13.3	8.7
Little	12.5	23.2	34.1
None	41.8	61.1	49
Total Estimated loss (in Rupees) (self estimated)			
Mean	16734	12641	13453
Standard deviation	15581	9368	12678

. **References**

Bhagat, R. B., Guha, M., Chattapadhya, A. (2007): Mumbai after 26/7 deluge: Some issues and concerns in regional planning, Web link: http://www.cicred.org/Eng/Seminars/Details/Seminars/PDE2007/Papers/Mohua-Guha_paperNairobi2007-1.pdf

Government of Maharashtra (2006): Report of the Fact Finding Committee on Mumbai Floods

Gupta, K. (2007): Urban flood resilience planning and management and lessons for the future: A case study of Mumbai, Urban Water Journal, Vol.4 , No. 3, September, 27, pp. 183 – 194

Pai, V. N (2010) : Disaster Management of G-North Ward, Presentation on Workshop on Disaster Management for Megacities , School of Planning and Architecture , New Delhi, January, unpublished.

Risbud, N (2003) : Urban slums report : The case of Mumbai, web link : http://www.ucl.ac.uk/dpu-projects/Global_Report/pdfs/Mumbai.pdf

Shinde, S. S. (2010) : Disaster Preparedness : Mumbai , Presentation on Workshop on Disaster Management for Megacities , School of Planning and Architecture , New Delhi, January, unpublished.

生活リスクの中の洪水リスク軽減：ムンバイからの知見

多々納裕一・Subhajyoti SAMADDAR

要　旨

インドの経済的な中心都市であるムンバイは2005年6月26日に豪雨によって完全に機能を停止した。2005年の洪水でもっとも深刻な被害を受けた地域は，ムンバイの中でももっとも脆弱な区域であり，最も貧しい区域である。ムンバイの人口の６０％以上がそのような脆弱な居住地域やスラムに暮らしている。そうした地域は限られた社会経済的資源，生産資本しか所有しないことにより非常に高いリスクの下で生活を営んでいる。伝統的な災害リスクマネジメント研究は日常生活の問題と災害へのプリペアドネスの間の関係について研究をしてきた。本研究では，地域コミュニティの洪水リスクがその生活リスクに非常に密接に関係していると仮説づける。本研究はムンバイのスラムに暮らす住民の生活リスクに及ぼす洪水の影響を示す。また，現在の生活リスクが住民の災害リスクにどのように影響を与えているのかを示す。

キーワード：ムンバイ洪水，生活リスク，総合的災害リスクマネジメント

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

大陸河川の水質指標策定に関する研究
―ライン川を対象として―

寺本智子*・山敷庸亮・寶馨

＊ 京都大学大学院工学研究科

要 旨

国境をまたぐ大陸河川が地球上には数多く存在するが，それぞれの国によって異なった水質項目や観測手法を用いているために同一流域における水質状況を単純に比較することは困難である。特定の測定可能な水質項目を元に算出された統一指標を用いて水質を客観的かつ同一基準で比較ができれば，より効率的な河川管理政策を行うことが期待できる。現在，国連環境計画地球監視システム淡水部門(GEMS/Water)では地球規模で適用可能な統一水質指標(WQI)の開発が試みられている。本研究では，水質が大幅に改善されたとされるライン川流域に対してWQIを適用し，上流・中流・下流の水質比較をWQIで行いその利点や問題点について言及し，算出に用いた水質項目を個別に削除した際のWQIの感度変化を調べ今後の全球統一指標開発へとつなげる。

キーワード: GEMS/Water, Water quality, Global Water Quality Indices

1. はじめに

国連教育科学文化機関（UNESCO）の“World Water Resources at the beginning of the 21st Century'”によると人口増加によって水需要が増加するといわれている。

一方，水の供給面に関しては気候変動による水資源の偏在化，そして水質汚濁による水供給量の減少が今以上に深刻になると推測されていて，今後水の需要量と供給量の不均衡が生じ，世界の水問題が危機的な状況となる可能性が高いといわれている。

しかしこのような状況に対して水の量的なアセスメントは十分に行われているが，質的なアセスメントは十分であるとは言えない。このような将来の水の危機に備えるために質的なアセスメントを行うことのできる指標が必要であると考えた。質的なアセスメントを行うためには，共通の水質項目の計測を行い，さらに統一した計測方法，同程度の頻度で水質を計測する必要がある。しかし現状は国ごとに水質測定項目や頻度が異なっており，国境をまたぐ大陸河川において水質を比較することは容易ではない。そこで本研究では複数の指標に対し統計分析を行い統一指標の算出を行った。

水質状況を統一した指標で表すことで，複数の指標で水質状況を比較するよりも統括的・明示的に水質状況を把握することができるという利点がある。このことにより，河川管理政策を効率的に行うことができると期待される。

現在，GEMS/Waterではこの水質指標開発に取り組んでいるが，現在開発されている統一指標は環境変化による基準を超えた指標の数，基準を超えた値の総数，またその基準を超えた値と基準値の幅が変化した場合に，統一指標がどの程度の影響があるのかを定量化を行っていない。そのため，基準を超えた指標の数，基準を超えた値の総数，またその基準を超えた値と基準値の幅に関して統一指標がどのように変動するか判断するのが難しい。

そこで本研究では，ライン川を対象とし水質を統一指標で表し，また求められた統一指標を用いて各水質パラメータが統一指標にどのような影響を与え

るのかの感度分析を行い，変動の幅がどのように統一指標に影響するのかを推測することを目的とする。

これによって，不確実な事象に対して，統一指標がどのくらい変動するのが推測することができ，これにより，土地利用変化，人口変化などの外的要因が統一指標に影響するのかが判断できるようになることが期待できる。

2. 研究対象河川

本研究対象河川は，ヨーロッパのスイス・フランス・ドイツ・オランダを流れているライン川である。

ライン川は水運が発達し，その内陸水路と豊富な地下資源によってライン川流域の経済的，人口的に発展していった。しかし，ライン川の水質は流域の人口増加や工業化によって，1970年代にはヨーロッパの下水道と言われるほど水質は悪化していた。このような状況に対しライン川汚染防止国際委員会に関する協定（1963年），ライン川塩化物汚染防止条約（1976年），ライン川化学汚染防止条約(1976年)などの国境をこえた対策がおこなわれていたが，いずれも効果があったとはいえない。しかし，1986 年にスイスのサンドスで起きた化学工場火災に伴う水質事故を契機に，ようやく国際委員会による本格的な取組みが始まり「ライン川行動計画」を立案した。その結果，1980 年代の終わり頃から，ライン川の環境は衛生上良質な例に挙げられるまでに回復した。Fig.1は1979年から1994年までライン川におけるアンモニア汚濁負荷量である。

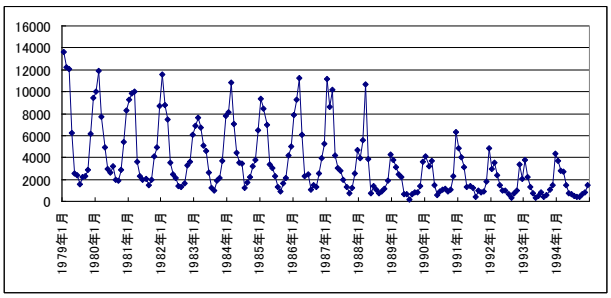


Fig. 1 Ammonia Flux in Rhine River

この表からライン川のアンモニア汚濁負荷量は季節的な変動があるが，1980年代後半にその量が急激に減少し，「ライン川行動計画」の効果があったことがわかる。

本研究では，対象河川をライン川とし，その中から4か所をWQI算出のとして選んだ。その4地点は上流から，スイスのRekingen,ドイツのMaxau,Mainz,オランダのGerman Frontierである。この対象地点4か所の位置をFig.2に示す。

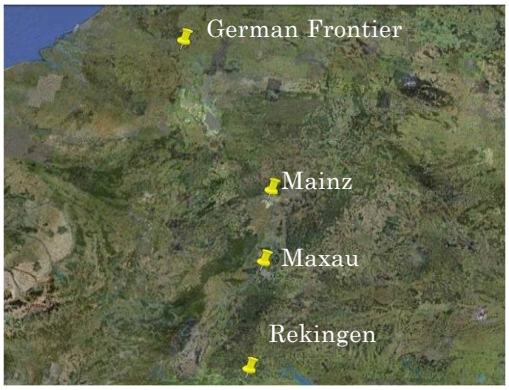


Fig.2 Study Area

3. 研究方法

3.1 国連環境計画地球監視システム淡水部門(GEMS/Water)

GEMS/Waterの参加国は2004年時点で106カ国，水質調査地点は2800以上存在している。Fig.3は，GEMS/Waterの2004年度時点の水質調査地点を表している。

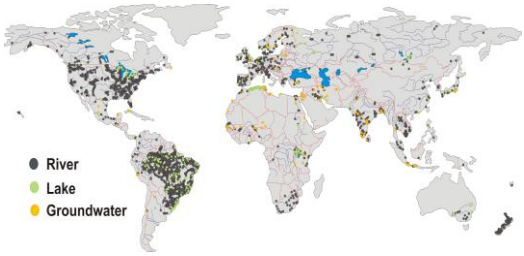


Fig.3 GEMS/WATER Global Network in 2004

また GEMS/Water の設置目的は，①新しい水質管理システムの構築のためにメンバー国の協力関係を築き，また既存のシステムを強化すること②メンバー国間あるいは国内における水質データの妥当性と比較可能性を向上させること，③残留性有機汚染物質による淡水水質汚染の発生と長期的動向を調査することである。

3.2 全球統一指標（WQI）の算出

(1) Water Quality Index(WQI)とは

GEMS/Waterで開発されている水質の評価を行うための統一指標である。また複数の水質項目を設定した基準（例えばWHO水質基準）に対して変動値の

項目数・頻度・幅を統計的に解析し，一つの指標にしたもので，多項目を総合した水質汚濁の程度が，客観的・直観的に明示されることができることがこの指標の特徴である。

(2) WQI算出方法

正確な統一指標を算出するためには，算出する前に基準の選択・適切な水質項目をえらばなければ，ならないために，最初に基準，水質項目の抽出を行い，最後にWQI算出を行う。

はじめに，比較対象となる水質基準を決める。Table.1はWHO飲料水基準とEU，アメリカ，そして日本における水質基準を比較したものである。

Table.1 Comparison of WHO drinking water guidelines for selected parameters against guidelines from the European Union (EU), United States (USA EPA) and Japan

	WHO	EU	USA EPA	Japan
アンモニア	1.5mg/L	0.5mg/L		
塩素イオン	250mg/L	200mg/L	250mg/L	200mg/L
鉄	0.3mg/L	0.2mg/L	0.3mg/L	0.3mg/L
鉛	0.01/mg/L	0.02mg/L	0.015mg/L	0.1mg/L
ヒ素	0.01mg/L	0.01mg/L	0.05mg/L	0.01mg/L
銅	2.0mg/l	2.0mg/L	1.3mg/L	1.0mg/L

本研究では，ほぼすべての水質項目に対し，基準を設定しているWHO飲料水基準を用いた。

次に水質項目・水質地点・対象年度の選択方法を行う。これは指標算出するための水質項目を選択することで自動的に決めることができる。この研究では，世界の水質測定項目の 20%が計測している水質項目を WQI の算出に使用する水質項目とした。その水質項目を Table.2 に示す。

Table.2 Water quality Parameters measured in 20% of all countries

	受容性	健康	微生物
20%	アンモニウム態窒素	ヒ素	大腸菌群
	塩素イオン	ホウ素	
	鉄	カドミウム	
	硫酸イオン	鉛	
	ナトリウムイオン	銅	
	亜鉛	フッ素	
	pH	マンガン	
		水銀	
		硝酸態窒素	
		亜硝酸態窒素	

WHO飲料水基準では，水質測定項目を“許容”，“健康”，“微生物”のカテゴリーに分類している。このカテゴリー分類を利用し，総合的なWQIだけでなく“許容WQI（以下AWQI）”，“健康WQI（以下HWQI）”のといった目的に応じた統一指標の算出も行うことができる。

はじめにAWQIとは，味覚やにおいなどに影響を及ぼす可能性のある水質項目を用いた指標で，“快,不快”を示す統一指標である。

つぎにHWQIは，人体に害を及ぼす可能性のある水質項目を用いた指標で，人体に影響のあるかないかを示す統一指標である。

算出に使用する水質項目数や水質測定頻度に関しては，少なすぎると算出結果が高くなり，正確な結果が出せないという特性から，“4 By 4ルール”という基準を満たしたものを算出に用いる水質項目とした。“4 By 4ルール”とは，1年間に，最低4つの水質項目を測定し，さらに，その項目の測定回数が1年間に最低4回あるというものである。

(3) 算出方法

選択した水質項目に対し，その水質項目の基準と比較し，比較した結果を統計分析し，分析結果を足し合わせ，WQIを算出する。

その算出式は式(1)で与えられる。

$$WQI = 100 - \sqrt{\frac{(F_1)^2+(F_2)^2+(F_3)^2}{3}} \quad (1)$$

この数式におけるF1は基準を超えた水質項目の割合を表し，式(2)で与えられる。

$$F_1 = \left(\frac{\text{基準を超えた水質項目数}}{\text{総水質項目数}}\right) \times 100 \quad (2)$$

またF2は，基準を超えた水質計測数の割合を表し，式(3)で与えられる。

$$F_2 = \left(\frac{\text{基準を超えた計測数}}{\text{総計測数}}\right) \times 100 \quad (3)$$

最後に F_3 は，基準がどのくらい超えているかを表し，まず基準をこえた計測値に対してどのくらい基準値を超えているか（振幅；EX）を算出する。その算出式は式(4)で与えられる。

$$\mathrm{EX} = \frac{\text{計測値}}{\text{基準値}} - 1 \quad (4)$$

さらに求めた EX に対して正規化平方和(nse)を算出する。式(5)で与えられる。

$$nse = \frac{\mathrm{EX}}{\text{総計測数}} \quad (5)$$

この正規化平方和を 1 から 100 までの範囲に変換したものが F_3 である。これは式(6)で与えられる。

$$F_3 = \frac{nse}{0.01nse+0.01} \quad (6)$$

(4) 評価方法

(3)の算出方法を適用し WQI を計算するとその値は 0 から 100 までの数値で算出される。この結果を評価方法と比較して水質の状況を把握する。

Table.3 Index Designation

Designation	Index value	Description
Excellent(大変よい)	95-100	すべての項目が環境基準内に存在している。
Good(よい)	80-94	望ましい状況である
Fair(普通)	65-79	望ましい状況から、しばしば外れることがある程度
Marginal(悪い)	45-64	望ましい状況から、よく外れる
Poor(大変悪い)	0-44	望ましい状況ではない

WQI の評価方法は，95 から 100 までは“Excellent（大変よい）”，80 から 94 までは“Good（よい）”65 から 79 までは“Fair（普通）”，45 から 64 までは“Marginal（悪い）0 から 44 までは“Poor（大変悪い）”までの 5 段階のスケールで評価する。Table.3 は，算出値と評価との対応表である。

4. 研究結果

4.1 研究対象の年と使用した水質項目

WQI算出基準より，1987年・1988年が研究対象の年となった。

Table4にWQI算出に使用した水質項目を示した。4地点では，アンモニア・塩素イオン・ナトリウム・硫酸塩・亜鉛を，またスイスのRekingenを除いた3地点では鉄を使用した。またTable4の●は基準値をこえた水質項目を表している。

Table4. Parameters used to calculate WQI in the Rhine River

	アンモニア	塩素イオン	ナトリウム	硫酸塩	鉄	亜鉛
German Frontier	●	●	○	○	○	○
Mainz	○	○	○	○	●	○
Maxau	○	○	○	○	●	○
Rekingen	○	○	○	○		○

4.2 算出結果

算出式を利用しライン川の4地点のWQIを算出した結果をTable.4に，またそれを折れ線グラフにしたものをFig.4に示す。

Table.5 The result of WQI in Rhine River

	Rekingen	Maxau	Mainz	German Frontier
1987年	100.0	90.3	90.1	87.7
1988年	100.0	90.3	87.1	88.1

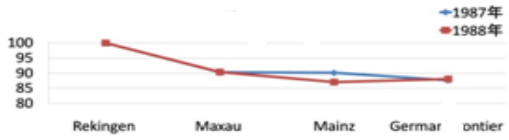


Fig.4 WQI comparison between upstream and downstream in Rhine River

統一指標(WQI)が低い下流では，アンモニア・塩素イオンが基準値を超え，中流の2地点では鉄のみが基準値を超えた。

ライン川の4つの地点における水質の状況は統一指標(WQI)で表すと，望ましい状況ということが分かる。 また下流になるほどWQIが低下しているので，蒸留と比較して下流の水質の状況は悪いということがいえる。

5 感度分析

本研究では，Maxau,Mainz,German Frontierの3地点に対して感度分析を行った。

WQI算出に用いた水質指標を1つ1つ除き，WQIがどのような値になるかを算出し，どの要因がWQIに一番影響を与えている因子であるか分析した。この章では，各地点に対し感度分析を行った結果を示す。

5.1 Maxauにおける感度分析

この地点の各水質項目の水質測定回数，水質基準を超えた回数についてはTable.6に示す。上段は1987年におけるもので，下段は1988年におけるものである。

Table.6 Number of Parameters in Maxau

1987年	アンモニア	塩化物イオン	鉄	ナトリウム	硫酸塩	亜鉛
全測定回数	22	22	21	21	21	27
異常値の数			3			
1988年						
全測定回数	32	17	16	16	17	11
異常値の数			1			

Maxauにおいて年間計測回数はどの水質項目もほぼ同じである。また，基準値を超えた回数は，1987年と1988年を比べると減少したことが判明した。これらのデータを利用し，各水質項目が除いた場合のWQIを算出した結果がTable7である。

Table.7 Comparing Ammonia Removed WQI, Chloride removed WQI, Iron removed WQI Sodium Removed WQI, Sulfate Removed WQI, and Zinc removed WQI

	アンモニア	塩化物イオン	鉄	ナトリウム	硫酸塩	亜鉛
1987年	88.36	88.36	100	88.36	88.36	88.36
1988年	88.43	88.44	100	88.44	88.44	88.44

この地点においてのWQIは，1987年，1988年ともに90.3であった。

基準値を超えた鉄をWQI算出からのぞくとWQIが100となり，この地点におけるWQIと一番離れた数値になった。よって，この地点においては鉄がWQIに影響を与えていることが推測される。

また，F2がWQIに与えている影響を調べるためにアンモニアを除いた1988年のWQIとナトリウムを除いた1988年のWQIの比較を行うと，アンモニアを除いたWQIは88.43，ナトリウムを除いたWQIは88.44である。また，アンモニアの計測総数は32でナトリウムの計測回数の16と比べると2倍あったが，2つのWQIに大きな差はなかった。よってこの地点におけるF2がWQIへ与える影響はないことが推測できる。

5.2 Mainzにおける感度分析

この地点の各水質項目の水質測定回数，水質基準を超えた回数についてはTable.8に示す。上段は1987年におけるもので，下段は1988年におけるものである。

Table.8 Number of parameters in Mainz

1987年	アンモニア	塩化物イオン	鉄	ナトリウム	硫酸塩	亜鉛
全測定回数	53	53	26	26	26	26
異常値の数			8			
1988年						
全測定回数	51	25	25	25	25	25
異常値の数			11			

Mainzでは，アンモニア・塩化物イオンの計測回数が他の4つの水質項目と比べ，2倍計測されていたことが分かった。

これらのデータを利用し，各水質項目が除いた場合のWQIを算出した結果がTable .9である。

Table.9 Comparing Ammonia Removed WQI, Chloride removed WQI, Iron removed WQI Sodium Removed WQI, Sulfate Removed WQI, and Zinc removed WQI

	アンモニア	塩化物イオン	鉄	ナトリウム	硫酸塩	亜鉛
1987年	88.06	88.06	100	88.17	88.17	88.17
1988年	83.61	84.80	100	84.80	84.80	84.80

この地点においてのWQIは，1987年では90.1で，1988年では87.1であった。

基準値を超えた鉄をWQI算出からのぞくとWQIが100となり，この地点におけるWQIと一番離れた数値になった。よって，この地点においては鉄がWQIに影響を与えていることが推測される。

また，F2がWQIに与えている影響を調べるためにアンモニアを除いた1987年のWQIとナトリウムを除いた1987年のWQIの比較を行うと，アンモニアを除いたWQIは88.06，ナトリウムを除いたWQIは88.17となった。また，アンモニアの計測総数は53でナトリウムの計測回数の26と比べると約2倍あったが，2つのWQIには，約1の差が出た。よってこの地点におけるF2がWQIへ与える影響Mainzより大きいことが推測できる。

5.3 German Frontierにおける感度分析

この地点では1988年に対しての感度分析は4 By 4ルールのために行うことができなかった。この地点の各水質項目の水質測定回数，水質基準を超えた回数についてはTable 10に示す

Table.10 Number of parameters in German Frontier

1987年	アンモニア	塩化物イオン	鉄	ナトリウム	硫酸塩	亜鉛
全測定回数	52	52	26	13	10	13
異常値の数	21					

German Frontierでは，アンモニア・塩化物イオンの計測回数が鉄の計測回数と比較すると2倍計測され，またナトリウム・硫酸塩・亜鉛と比較すると3倍計測されていた。

これらのデータを利用し，各水質項目が除いた場合のWQIを算出した結果がTable .11である

この地点においてのWQIは，1987年では87.7であった。

Table.11 Ammonia Removed WQI, Chloride removed WQI, Iron removed WQI Sodium Removed WQI, Sulfate Removed WQI, and Zinc removed WQI

	アンモニア	塩化物イオン	鉄	ナトリウム	硫酸塩	亜鉛
1987年	100	81.69	82.73	82.42	82.67	82.67

基準値を超えたアンモニアをWQI算出からのぞくとWQIが100となり，この地点におけるWQIと一番離れた数値になった。よって，この地点においてはアンモニアがWQIに影響を与えていることが推測される。

また，F2がWQIに与えている影響を調べるために塩化物イオンを除いた1987年のWQIと，鉄を除いた1987年のWQIさらにナトリウムを除いた1987年のWQIの比較を行うと，塩化物イオンを除いたWQIは81.69，鉄を除いたWQIは82.73，さらにナトリウムを除いたWQIは88.17となった。よってこの地点におけるF2がWQIへ与える影響は，計測回数が少なくなるほどWQIが低下することが推測できる。

6. 考察

はじめに水質基準をこえた指標について考察すると，中流のドイツにある2地点のMaxau,Mainzでは，鉄が基準をこえていた。これはライン川の水運を利用した鉄鋼業が河川周辺に立地していたため，工業排水から鉄の溶出が起こっているのではないかと推測される。

また，下流のオランダのGerman Frontierでは，アンモニアが基準を超えていたが，これは同流域で盛んに行なわれている畜産業からの排泄物が原因であると推定される。ライン川流域においては，特にオランダにおいて，畜産排水の規制は厳しくなっているが，その広大な面積故，地下水の硝酸汚染が問題になっている。

上流と下流を比較すると基準を超える水質項目の種類が異なっていているが，下流に行くにしたがって基準を超える回数が増加していることが分かった。この基準値を超えている水質項目，またその測定回数などが統一指標(WQI)に反映されており，統一指標(WQI)は水質を客観的･直観的に明示するのに有効な指標であるといえる。

7. おわりに

WQI算出に関しては，(1)汚濁の総量基準ではなく濃度基準であることで実際の汚濁を正確に反映していない。(2)4 By 4ルールによって，算出できる地点や年が限られてしまい河川の汚濁の経年変化をとらえることができない，(3)水質状況を表すのに多くの国で使われているBOD,COD,DO,SSなどがWQI算出のための水質項目に含まれていないなどの問題がある。この問題を解決し，水質状況を客観的に表すことのできる統一指標作成を行いたいと考えている。

謝　辞

本稿作成にあたり，GEMS/Waterに蓄積されている貴重な水質データ使用することができた。データ提供に協力していただいたGEMS/WaterのDr. Richard Robarts，Ms, Kelly Hodgsonに厚く御礼申し上げる。

参考文献

UNESCO IHP 1999. Summary of the Monograph “World Water Resources at the beginning of the 21st Century”” (http://webworld.unesco.org/water/ihp/db/shiklomanov/summary/html/summary.html)

UNEP GEMS/Water Programme..2007. Global Drinking Water Quality Index Development and Sensitivity Analysis Report (http://www.gemswater.org/publications/pdfs/gwqi.pdf)

CCME. 2001. Canadian water quality guidelines for the protection of aquatic life: CCME Water Quality Index 1.0, User’s manual. In: Canadian Environmental quality guidelines, 1999, Canadian Council of Ministers of the Environment, Winnipeg, Manitoba (http://www.ccme.ca/assets/pdf/wqi_usermanualfctsht_e.pdf)

CCME. 2005. Canadian Environmental Sustainability Indicators. Freshwater Quality Indicator: Data Sources and Methods. Catalogue no. 16-256-XIE (http://www.statcan.ca/bsolc/english/bsolc?catno=16-256-XIE#formatdisp)

UNEP GEMS/Water Programme. 2005. Workshop report: Development and use of global water quality indicators and indices. Vienna, Austria 4-6th May.2005. (http://www.gemswater.org/publications/pdfs/indicators_workshop_report.pdf)

Development of Water Quality Indices for Continental River Basin

Tomoko Teramoto*, Yosuke YAMASHIKI, and Kaoru TAKARA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

A composite index is developed to assess source water quality at global scale. In this study we have

testified application of WQ indices developed by GEMS/Water Program. The approach for development was three-fold: (1) to select guidelines from the World Health Organization that are appropriate in assessing global water quality for human health, (2) to select variables that have an appropriate guideline and reasonable global coverage, and (3) to determine, on an annual basis .The developed index includes frequency and extent to which variables exceeded their respective WHO guidelines, at each individual monitoring station.

Keywords: GEMS/Water, Water quality, Global Water Quality Indices

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

琵琶湖統合水質モデルを用いた気候変動影響評価に関する研究

山敷庸亮・寶馨・中北英一・加藤真人*

＊ 京都大学大学院工学研究科

要 旨

20km の空間解像度を持つ気象研究所 GCM(MRI-GCM)結果を用いて Biwa-3D 統合解析モデルを用いての周辺気候変化に対する湖水温の感度解析を行なった。2099 年の MRI-GCM 結果から作成された高温年(VHY)を境界条件とすると琵琶湖東岸での水温が 34 度以上と計算され，これは湖の水質環境に決定的な打撃を与えうる事が示唆された。現在気候下では 4 月以降でないと見られない水温成層が，高温年では 3 月に確認され，また現在気候では 15-20m 前後とされる成層厚が高温年では 25-30m になる可能性があることが示唆された。

キーワード: ダウンスケーリング， GCM， 琵琶湖， VLES， 地球温暖化

1. はじめに

本研究においては，予測される気候変動に対する中・小規模流域の代表例として琵琶湖を例にあげ，湖の物理的・生物科学的な様々な側面に対して地球規模の環境変化に対する応答をできるだけ高い精度で推定可能なモデルの構築を試み，水温場や溶存酸素濃度場の応答評価を示した。

Matzinger ら(Matzinger et al. 2007)は Orbid 湖の調査を通じて地球温暖化により湖への栄養塩流入が増加する可能性に言及している。Stich and Brinker(2009)は成層形成湖におけるリン濃度は減少するが水温は上昇する可能性があるとしている。琵琶湖は1400万人の人口を支えているが，現在湖は深刻な環境負荷の影響を受けているが，例えば田中ら(Tanaka et al. 2009)は琵琶湖に河川から流入する除草剤について詳細な報告を行なっている。

琵琶湖の物理特性については，例えば山敷ら(Yamashiki (1999, 2000) and Yamashiki et al. (2003a, 2003b))により VLES を用いた，差分加熱による琵琶湖の環流の数値計算の例がある。Shimizu ら (2007)は気象データとして風のみを考慮して環流を発生させることに成功している。Akitomo ら(2009a, 2009b)は RANS を用いて琵琶湖における夏期の半時計回りの環流と冬期の時計回りの環流の生成を試みた。しかしながら地球温暖化影響に特化して進められた研究は数少ない。

湖沼や内湾などの閉鎖性水域に対する温暖化による予想を行なう際，様々な困難が存在する。まず(1)海洋に比較して流域スケールが小さいため，GCM アウトプットにおける対象水域がグリッドサイズ以下となり，空間代表性に乏しい事(2)流域が人間活動の影響を大きく受けるため，その将来予測が困難な事(3)流域スケールの水循環が GCM に比較して小さすぎるためモデル化が困難な事，などがあげられる。本研究においては気象研究所の全球20kmグリッドスケールの GCM アウトプット(MRI-GCM)を用いる事により，(1)の問題を回避できると考えられ，かつ(3)に関しても従来モデルと比較してある程度の空間的信頼性がありうると考えられる。(2)に対しては明確なるモデル化が困難であるため，本研究においては，MRI-GCM を用いて琵琶湖流域の特に気温の上昇と降水量変化に注目し，琵琶湖における現状に比較し

ての温度上昇の予測を試みた。

2. 手法

計算に用いた Biwa-3D は大きく分けて三次元非静水圧の流動解析モジュール，富栄養化解析モジュールから構成される。琵琶湖の初期水温，流入河川データ，気象条件，初期水質項目などを入力すると，年間の水質を予測可能である。水平方向格子サイズは 500m×500m および 250m×250m 鉛直 2m にて計算を実施した。

流動解析モジュールにおいては LES を用いた非静水圧三次元解析により湖流を計算する。本研究においては，(1)琵琶湖研究所らによる 2002 年の現地観測結果を(2)2002 年の気象データ(AMeDAS)を元に再現を試み(河川流入条件は琵琶湖工事事務所による計算値を用いた)，ついで(3)Biwa-3D を用いて MRI GCM 20km grid (A1B)にて計算された 2090-99 年の当該地域での温暖化シグナルを該当地域に適用し，琵琶湖全域の温暖化予測を行なった。MRI GCM アウトプットの琵琶湖面に対する該当グリッド数は丁度６となった。この数はむろん空間平均値を十分に議論するには不十分であるといえるが，AMeDAS の該当観測点が６地点であることなどを考慮すると，許容される数であると考えられる。

3. 数値計算結果

水温場の計算結果は鉛直方向長さを水平方向に比して 100 倍した疑似三次元投影を用いて表示を行い，Fig. 1 に，250m グリッドにおける投影図を示した。また Fig. 2 に (a) 250m グリッドで計算された 2002 年の琵琶湖における Biwa-3D による計算結果と(b)同年の琵琶湖環境科学研究センターによる観測結果の比較を示す。年間の変動はよく再現されているが，夏期の成層が若干弱く再現されている。

Fig. 3 に 500m グリッドを用いた場合の計算結果投影法を示した。500m グリッドでは鉛直方向は水平方向に比して200倍としている。Fig. 4 に現在気候と将来気候における高温年(VHY)における計算結果の比較を，Fig. 5 に同結果の月毎の平均値の比較を示した。将来気候との差異は特に月別平均値の比較で特に顕著であるが，７月／８月の夏期の昇温が特に顕著となっている。

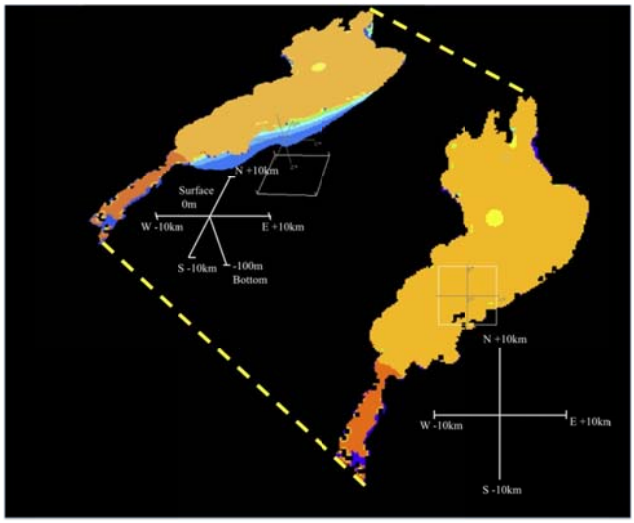


Fig. 1 3D projection for 250m horizontal grid spacing.

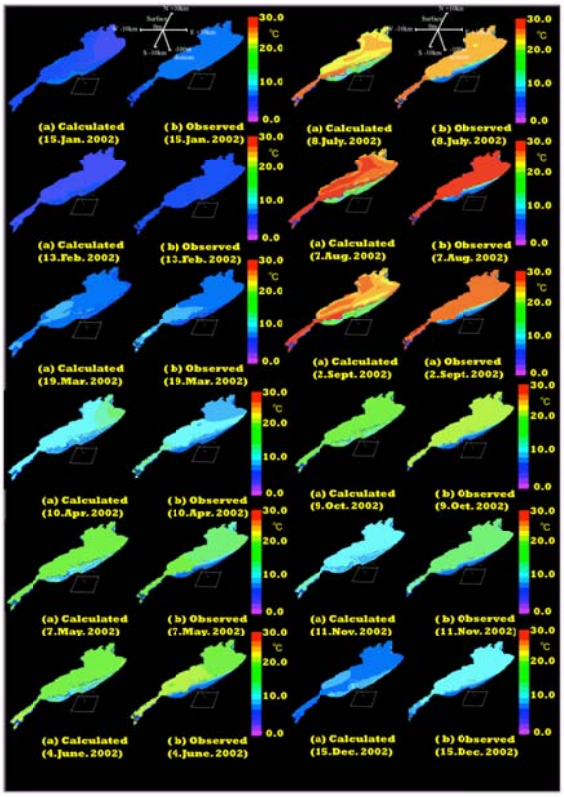


Fig. 2. Comparison with (a) Calculated 3D lake temperature profile on the present-day year (2002) and (b) Observed data by Fine Scale Profiler (LBERI), using 250m horizontal grid spacing.

本計算結果をより詳細に議論するため鉛直断面での昇温状況を Fig. 6 に示した。琵琶湖最深部を含む安曇川-米原測線において，将来高温年においては夏期の成層厚が現在気候の 10-15m から 20-25m へと 10m 程厚くなる事が予想された。

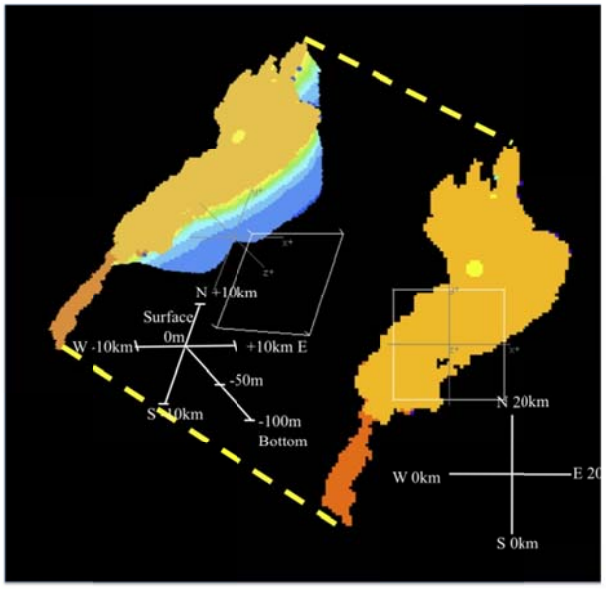


Fig. 3　3D projection for 250m horizontal grid spacing.

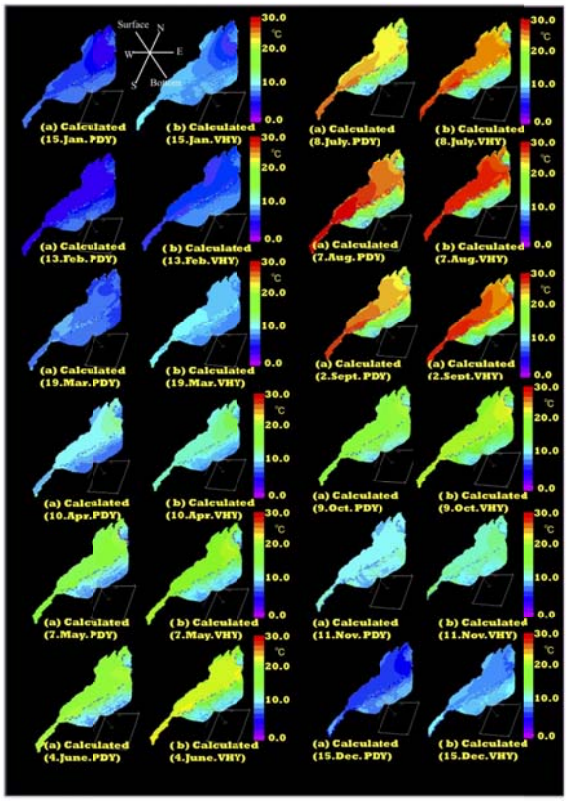


Fig. 4. Temperature in three dimensional projection comparing the present-day year (PDY) and the very hot year (VHY), calculated using MRI-GCM output.

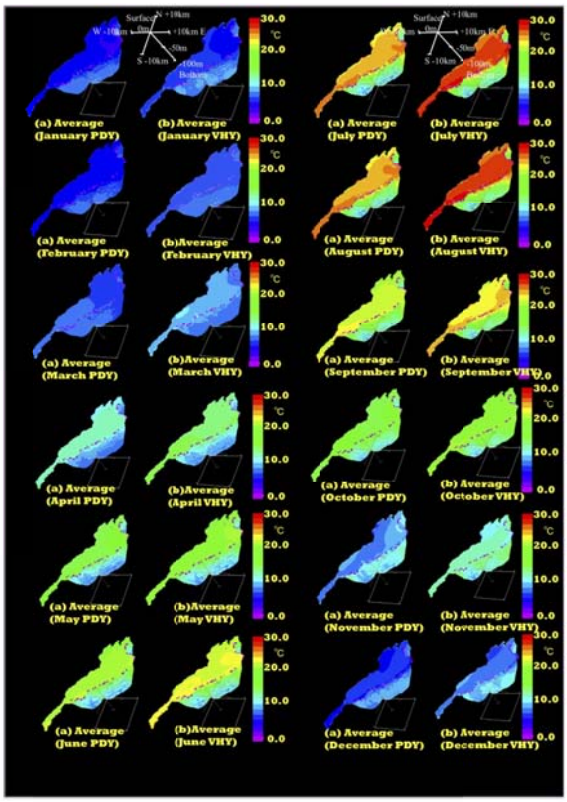


Fig. 5. Averaged monthly temperature in three dimensional projection comparing the present-day year (PDY) and the very hot year (VHY), calculated using MRI-GCM output.

4.　考察

本モデルにおける計算結果において，若干成層強度が弱めに出る傾向が見られたため，実際の形成される成層は温度勾配がより急でシャープなものになる事が予想される。夏期の温度上昇は溶存酸素濃度の著しい低下をもたらすことが予想され，また状況によっては全湖循環が抑制される可能性もある。全湖循環の発生については，深水層の水温による影響を大きく受け，深水層の温度上昇が大きければ表面水温が高くなっても循環は起こりうる。しかし溶存酸素濃度が冬期に回復するかどうかについては，水温上昇に伴う濃度低下も考えられるため新たな解析が必要となる。

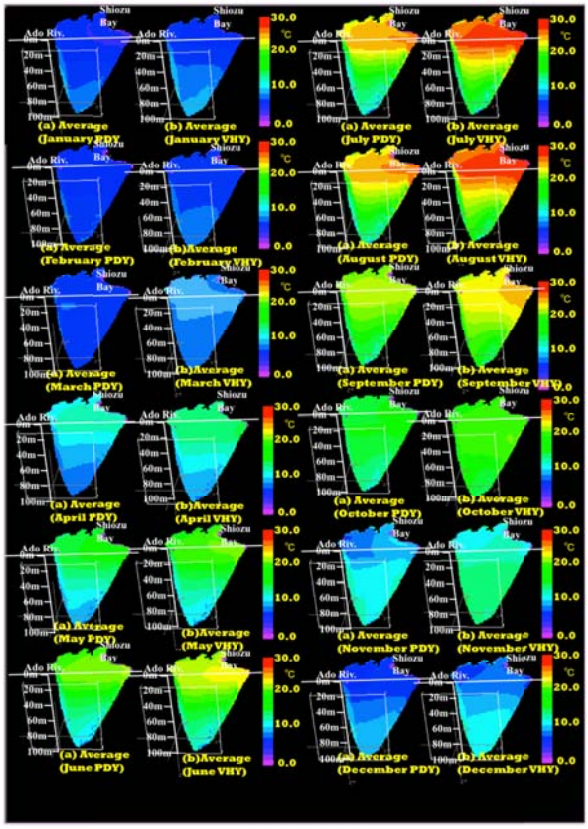


Fig. 6. Vertical distribution along a cross-section (Ado River mouth-Maibara section) of averaged monthly temperature comparing present-day year (PDY) and very hot year (VHY), calculated using MRI-GCM output.

謝　辞

本研究において琵琶湖研究所の熊谷氏・焦氏には貴重なデータを賜り感謝申し上げます。気象研究所の鬼頭氏，仲江川氏らには革新プロジェクトを通じて様々なアドバイスを頂き感謝申し上げます。また防災研究所の辰己氏にはGCMアウトプットの加工をいただき，大変感謝申し上げます。なお本編はYamashiki et al. 2010を日本語にて解説した内容となっています。

参考文献

Akitomo K, Tanaka K, Kumagai M, Jiao C. 2009. Annual cycle of circulations in Lake Biwa, part 1: model validation. Limnology. 10:105-118.

Akitomo K, Tanaka K, Kumagai M. 2009. Annual cycle of circulations in Lake Biwa, part 2: mechanisms. Limnology. 10:119-129.

Kitoh A, Ose T, Kurihara K, Kusunoki S, Sugi M, KAKUSHIN Team-3 Modeling Group. 2009. Projection of changes in future weather extremes using super-high-resolution global and regional atmospheric models in the KAKUSHIN Program: Results of preliminary experiments. Hydrological Research Letters 3:49-53. doi:10.3178/hrl.3.49.

Matzinger A, Schmid M, Sarafiloska EV, Patceva S, Dafina G, Wagner B, Muller B, Sturm M, Wuest A. 2007. Eutrophication of ancient Lake Ohrid: Global warming amplifies detrimental effects of increased nutrient inputs, Limnology and Oceanography 52(1):338-353.

Shimizu K, Imberger J, Kumagai M. 2007. Horizontal structure and excitation of primary motions in a strongly stratified lake, Limnology and Oceanography 52(6): 2641-2655.

Stich HB, Brinker A. 2009. Oligotrophication outweighs effects of global warming in a large, deep, stratified lake ecosystem. Global Change Biology. 16(2):877-888. doi.10.1111/j.1365-2486.2009.02005.x

Tanaka LL. Sudo M, Ban S. 2009. The spatial and temporal distribution of rice herbicides in Lake Biwa, Japan. Hydrological Research Letters 3:45-48.doi 10.3178/HRL.3.45

Yamashiki Y. 1999. Development of a Numerical Prediction Model for Currents and Suspended Particles in Lake Biwa and its Application on Eutrophication Analysis. Doctoral thesis submitted to Graduate School of Engineering, Kyoto University: 226pp.

Yamashiki Y. 2000. Proposed Three Dimensional Hydrodynamic and Ecological Model for Eutrophication Analysis – PAMOLARE3D, WORKING DOCUMENT, EXPERTS' MEETING ON THE STRATEGIC APPROACH FOR THE DEVELOPMENT AND DISSEMINATION OF A NUMERICAL MODEL ON EUTROPHICATION. Proceedings 22-24 March 2000, Davis California USA, IETC Report 11, UNEP-IETC: 48-61.

Yamashiki Y, Kumagai M, Jiao C, Inezu I, Matsui S. 2003a. Numerical Simulation of Thermally Induced Gyres in Lake Biwa. Hydrological Processes 17(14): 2947-2956. doi: 10.1002/hyp.1443.

Yamashiki Y, Matsumoto M, Tezuka T, Matsui S, Kumagai M. 2003b. Three-dimensional eutrophication model for lake biwa and its application to the framework design of transferable discharge permits. Hydrological Processes 17(14): 2957-2973. doi: 10.1002/hyp.1444.

Yosuke Yamashiki, Masato Kato, Kaoru Takara, Eiichi Nakakita,

Michio Kumagai, Chunmeng Jiao. 2010. Sensitivity Analysis on Lake Biwa under the A1B SRES climate change scenario using Biwa-3D Integrated Assessment Model: part I – projection of lake temperature. Hydrological Research Letters 4:45-49.

Impact Assessment of Climate Change on Lake using Lake Biwa Integrated Water-Quality Model

Yosuke YAMASHIKI, Kaoru TAKARA, Eiichi NAKAKITA and Masaya KATO*

* Graduate School of Engineering

Synopsis

Sensitivity analysis on lake temperature has been evaluated by coupling MRI-GCM with 20 km outputs and the Biwa-3D integrated assessment model. A significant temperature increase in surface water, recording more than 34 degrees in the East Coast of the North Basin of the Lake Biwa, has been projected for the simulation for the very hot year (VHY), determined from comparison with MRI-GCM output for the year 2099, which may induce a catastrophic impact on lake water quality during the period. Weak stratification is predicted to start from March in VHY, compared with observations of stratification that doesn't commence until after April in PDY. The thickness of the epilimnion which is around 15–20 m in PDY increases to 25–30 m in August in VHY due to a much higher atmospheric temperature.

Keywords: Downscaling; GCM; Lake Biwa; VLES;Global Warming

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

ヒマラヤのImja氷河湖周辺の現地観測結果

大泉 伝*・山敷 庸亮・寶 馨

＊京都大学大学院工学研究科

要 旨

ヒマラヤの高山域では，氷河湖決壊洪水が大きな問題になっている。しかし多くの氷河湖では十分な気象観測が行われておらず，氷河湖の水収支が明らかでない。そこで氷河湖の水収支モデルを開発する為に，ネパールのImja氷河湖周辺で気象観測を行った。観測の結果から，気温と風速は類似した日周変化を示し，日中の氷河上の風向は南南西から南西の風が卓越していた。氷河を覆うデブリ (土砂混じりの岩屑) のデブリ層中温度 は，デブリが厚くなるほど気温の変動を受けにくくなる結果が得られた。アルベドの観測では，デブリが混じった湖水のアルベドが，氷河上のデブリのアルベドより低くなる結果が得られた。

キーワード: 氷河湖，氷河，ヒマラヤ，氷河湖決壊洪水，Imja氷河湖

1. はじめに

ヒマラヤの周辺国では，氷河の融解が大きな問題になっている (内藤, 2001 ; Bajracharya and Mool, 2009.)。ヒマラヤの高山域の氷河上にできた小さな池が，徐々に池の容量を拡大し，数十年かけてモレーン (氷河の堆積物によって作られた天然の堤体) でせき止められた天然ダムのような巨大な氷河湖に成長している (Sakai et al., 2005, 2009)。そして，氷河湖の湖水をせき止めているモレーンが様々な要因で決壊し，大量の湖水が急激に流れ出して，下流域に甚大な被害を与える氷河湖決壊洪水が大きな問題になっている。例えば1985年に発生したDig Thso氷河湖決壊洪水では，決壊した氷河湖の下流域で人命が奪われ，資産や環境，水力発電所を破壊した事が報告されている (Vuichard and Zimmermann, 1987 ; 山田, 2000) 。

氷河湖決壊洪水の有効な防災対策の一つは，湖水を抜くことであり，既にネパールのTsho Rolpa氷河湖では，排水路の建設が行われ，湖の水位を下げる事に成功している。

氷河湖の水収支を明らかにし，排水路等を設計して湖水を抜く事が，氷河湖決壊洪水に対して有効である事は明らかだが，多くの氷河湖では気象や流入出量等の観測が十分に行われていない。決壊の危険性が高いとされている氷河湖においても，氷河湖の拡大速度や湖の形状を基に定性的に危険性が指摘される事が多く，湖の水収支を考慮した定量的な危険度評価や防災対策の議論は十分に行われていない。

本研究の対象地はネパール・ヒマラヤで最大級の氷河湖の一つであるImja氷河湖 (以下，Imja湖) である。本研究はImja湖で観測を行い，氷河湖の水収支を明らかにするモデルの構築を目的としている。Imja湖では湖水をせき止めているモレーン上での観測 (知北, 2007) や測量 (Sakai et al., 2007) が行われた。Imja湖周辺やImja湖下流のNamche Bazaarでは，Fukui et al. (2008) が自動気象観測機”Field Sarver”を設置し，観測結果をインターネットで公開 (Outburst Flood Monitoring Imja Glacier Lake) している。しかし，氷崖が湖に接し，湖の集水域であるImja氷河上で観測した事例はほとんど存在しない。そこで Imja氷河上とモレーン上で気象観測と層内温度の観測，

氷河湖の流出口付近での流出量の観測を2009年の10月23日から10月30日にかけて観測を行った。

2. 研究対象地

(1) Imja湖とその流域

Imja湖はネパール国の首都カトマンズの北東のクンブ地域 (Fig. 1) に位置している。この地域はエベレストベースキャンプやIsland peakがあり，多くの外国人観光客がトレッキングや登山に訪れている。Imja湖から流れ出すImja Khola (Imja川) の流域はそのトレッキングコースに沿って流れている。

(2) Imja湖概要

Imja湖は，ほぼ東西に横たわる形で標高約5000 mに位置している。Imja湖の西側はImja氷河と接し，東側は，Imja氷河の成長に伴って形成されたモレーンに接し，そして，南北はサイドモレーンに接している。2009年4月26日に陸域観測衛星だいちのAVNIR2 (10m解像度) が撮影した画像とERDAS社のImgine9.3を用いて，おおよその東西と南北の距離を測ったFig. 2 (矢印)。東西方向に約2.03 km，南北方向に約0.58 km，面積は約1.0 km^{2}であった。

3. 観測

3.1 観測項目

今回の調査では，気象観測 (気温，湿度，風向，風速，アルベド) と氷河を覆うデブリ (氷河を覆う土砂混じりの岩屑) の層内温度の観測を行った。流出部にて簡易な方法で流量と流速の観測を行った。

3.2 観測点と観測日時

(1) 気象観測

Imja湖東側のImja氷河上 (標高5046 m) の遮蔽物が少ないFig. 2 (a) で10月23日から10月27日まで観測を行った。観測の様子をPhoto 1 (a) に示す。

Imja湖西側のモレーン (標高5011 m) と湖面の境界付近のFig. 2 (b) で，10月27日から10月30日まで観測を行った。観測の様子をPhoto 1 (b) に示す。

(2) デブリ層内温度の観測

Imja氷河上のFig. 2 (c) で10月27日から10月30日に観測を行った。

(3) 流量観測

湖の流出口の約20 m下に位置するFig. 2 (d) の橋 (橋長2.5 m) の直下の河床横断面積と，表面流速の観測を10月30日に行った。



Fig. 1 Imja glacial lake at the Khumbu Region (Star is Kathmandu, square is location of the Imja lake.)

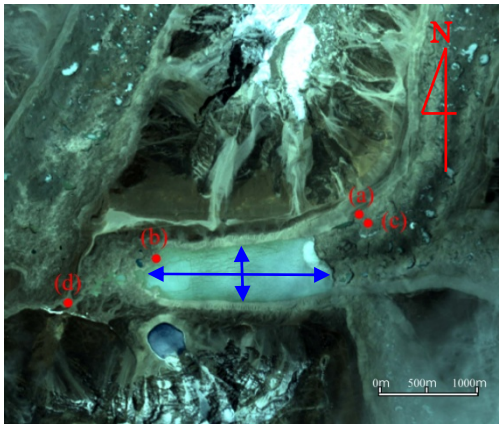


Fig. 2 Meteorological observation points: (a) at the Imja glacier, (b) at the moraine. (c) Observation point of debris subsurface temperature at the Imja glacier. (d) Discharge observation point at the outlet. Arrows are length of the lake east-west and north-south.

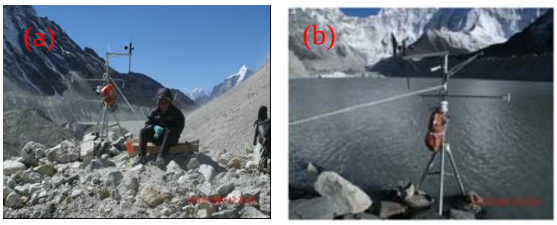


Photo 1 Meteorological observation points: (a) at the Imja glacier, (b) at the Moraine

3.3 観測条件

(1) 気象観測

気象観測器はONSET社の観測機器を用いた。観測条件をTable 1 に示す。

(2) デブリ層内温度の観測

層内温度の観測にはONSET社の小型温度ロガーTIDBITを用いた。観測は氷河上のデブリを掘り起こし，氷河を露出させて，温度ロガーを置き，異なる厚さのデブリを被せ，締め固めて観測を行った。観

測条件をTable 2に示す。温度ロガーのNo. 2は，層内に間隙がある場合と無い場合を比較するために温度ロガーの上に氷河の欠片を置き，欠片が融解した後に層内に間隙ができるようにした。

(3) Imja湖からの流出量の計測

Imja湖の流出口から約20 m下流に位置する橋 (橋長2.5 m) の上から，ポールに巻尺を巻き付けた簡易水深計で水深を計測した。橋長は約2.5 mで，橋長間を 0.5 m毎に水深計で，河床から水面までの水深を計測した様子をPhoto 2 (a) に示す。

表面流速は，橋から5 m上流の位置で14インチの自転車用チューブ (Photo 2 (b) 男性が持っているチューブ) を川の同じ場所に落とし，橋の下を通過する時間をストップウォッチで10回計測した。最大値と最小値を除いた8回の平均値を表面流速とした。表面流速から平均流速を求める為に浮子法で用いる補正係数の0.9を表面流速に掛けた。計測の様子をPhoto 2 (b) に示す。

4. 観測結果

4.1 気温と風速・風向

(1) 氷河上での観測結果

Fig. 3 (a) から氷河上では気温と風速の間で類似した日周変化が見られた。最高気温に達する12時前後に風速も日最大値になる事が確認された。Imja湖近隣のハージェ (海抜4500 m, Imja湖から約10 km下流) で1975年にOhata et al. (1981) が行った観測では，地域の特性として年間を通して谷風が卓越しており，最も風速が強い季節は日射の極大時期とほぼ一致すると報告している。また乾季は気温の日変化が大きく，その日周変化も風速の日変化とほぼ一致している事が報告されている。この事から，ハージェの上流に位置するImja湖でも概ね同じ傾向を示したものと考えられる。

(2) モレーン上での観測結果

Fig. 3 (b) が示すように，氷河上での観測結果と同じく，気温と風速の間で類似した日周変化が見られた。日中の最大風速は約3.5 (m/s) であり，氷河上の最大風速約8.0 (m/s) と比較すると半分以下であった。18時から6時の風速に関しては，25日を除くとほぼ1.5 (m/s) 以下であった。ただし，モレーン上の観測点は，Imja湖の水際にあり，観測点から西に3 mの位置に，高さ5 mのモレーンがあるので，風速は 地形的な影響を受けている可能性がある。

Table 1 Conditions of the meteorological observation

Observation items	Height from ground	Observation interval
・Temperature	70 cm	Record five minutes average. (Observe every minutes)
・Humidity		
・Wind speed	170 cm	
・Wind direction		
・Albedo	150 cm	Record one minutes

Table 2 Conditions of the subsurface debris temperature observation

Temperature logger No.	The debris covered thickness
2	10 cm and ice on the TIDBID
3	10 cm
4	No debris, air temperature observation
5	5 cm
6	20 cm



Photo 2 (a) Water depth measurement, (b) Surface water velocity measurement with 14 inch tire tube

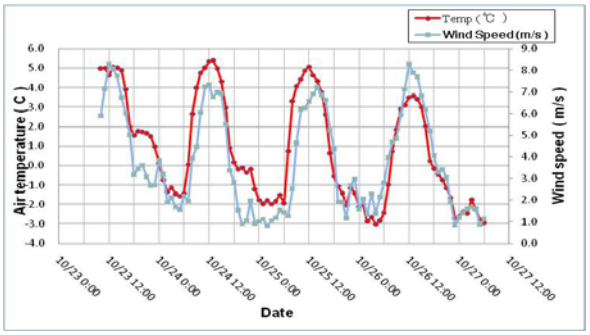


Fig. 3 (a) Wind speed and temperature at the Imja glacier

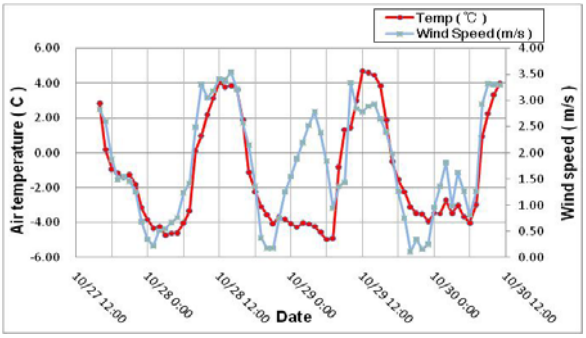


Fig. 3 (b) Wind speed and temperature at the Moraine

(3) Imja湖の凍結

29日の午前中にImja湖のモレーン側から湖の中心に向かって全湖面の約30%が氷で覆われ，水際では厚さ約1 cmの氷が張っていた。27日に氷は無く，28日は観測を行っていないので不明であり，29日の午前中に湖を覆う氷が観測され，翌30日の午前にはこの氷のほとんどが融解していた。

(4) 時間毎の風速と風向の分布

時間毎のImja氷河上とモレーン上の平均風速と平均風向の分布をそれぞれFig. 4 (a) と (b) に示す。氷河上の8時から18時の風向 (北を0度として，時計回りに風向を示す)は，南西から南南西の卓越風が観測された。モレーン上の8時から16時の風向は，南から南南西の卓越風が観測された。ただし前項で前述のように観測機器の側にモレーンがあるので，風向も地形的な影響を受けている可能性がある。

夜間は氷河上，モレーン上，共に風速が弱まり，その結果，風向が発散する様子が観測された。上述したハージェでの観測例でも日中は谷風が卓越し，夜間はランダムな風向になる事が観測されている。

4. 2 アルベド

(1) 氷河上のデブリのアルベド

Imja氷河の上はPhoto 3 (a) のように石と砂に覆われている。また周囲を高い山脈に囲まれており，山影の影響が出やすい地形である。観測の結果をFig. 5 (a) に示す。最小値は12時頃の約0.3であった。

(2) 湖水のアルベド

アルベド計は湖岸から1 mほど湖面に突き出す形で設置した。観測器から西側に3 mの位置に，高さ5 m程度のモレーンが存在している。

氷河湖は氷河が融解する際に，Photo 3 (b) のように融解水にデブリが混入し，湖に流れ込むので灰色に濁っている。観測の結果をFig. 5 (b) に示す。最小値は12時前後の約0.15であった。

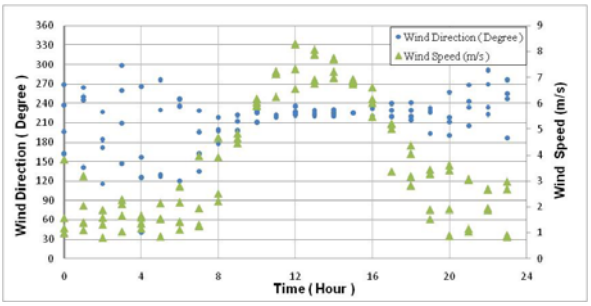


Fig. 4 (a) Wind speed and wind direction at the Imja glacier

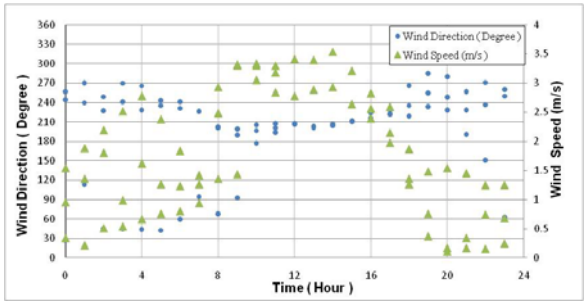


Fig. 4 (b) Wind speed and wind direction at the moraine



Photo 3 Albedo measurements of (a) Debris at the Imja glacier, (b) The glacial lake water

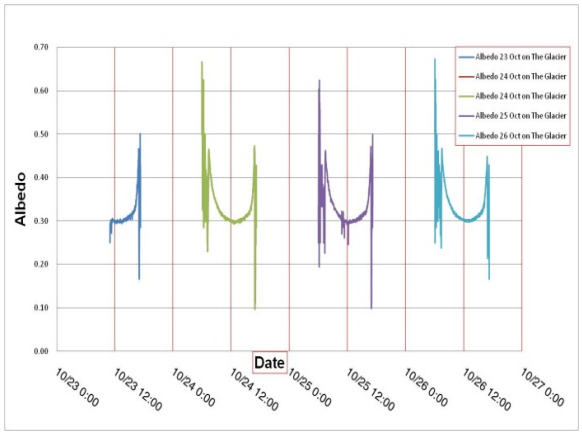


Fig. 5 (a) Debris albedo at the Imja glacier

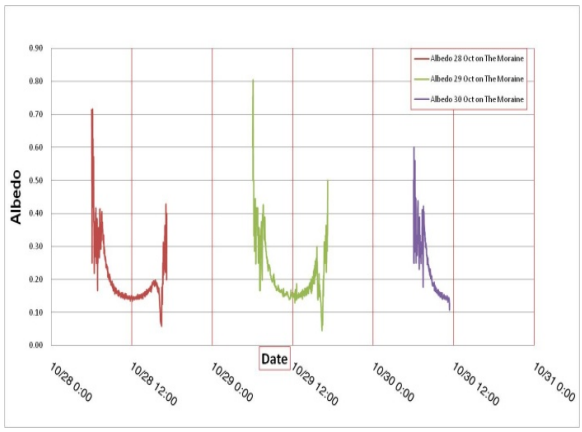


Fig. 5 (b) Albedo of the lake water

4.3 デブリ層内温度の観測結果

Imja氷河上でデブリを掘って氷河を露出させ，小型温度ロガーを置き，デブリの厚さを変えて埋め戻し，層内温度の観測を行った。

デブリに覆われている場合，デブリの厚さが10~15 mmの時が最も氷河の融解速度が速い(Mattson et al., 1993 ; 坂井, 2001) 。Fig. 6 が示すように，デブリの厚さと層内温度の関係では，デブリの厚さが厚いほど層内温度の変動が小さくなる事が観測された。厚さ5 cmのデブリを被せた場合と，厚さ10 cmと20 cmのデブリを被せた場合を比較すると，5 cmの場合は気温が0度を超えると，層内温度も0度を超えるが，10 cmと20 cmのデブリを被せた場合は，日中でも0度に保たれた。

厚さ10 cmのデブリと厚さ20 cmのデブリを比較すると，共に気温が0度超えても層内温度は0度に保たれているが，夜間の温度変動幅は20 cmの方が小さい事が観測された。また温度ロガーの上に氷河の欠片を乗せ，厚さ10 cmのデブリを被せた場合は，氷河の欠片の融解に従って，層内に間隙ができるために気温の影響を受けやすくなる様子が見て取れる。この事から，29日に厚さ20 cmのデブリが，時間が進むにつれて気温の影響を受け始めたのは，埋め戻した際の締め固めが十分で無かったためと推測される。

なお，Imja氷河で露出している自然の状態のデブリの厚さを2か所で測った結果，30 cmから40 cm程度の良く締め固まったデブリであった。

4.4 流出量の計測結果

水深の計測から得られた河床横断面図をFig. 7に示す。表面流速に浮子法の補正係数の0.9をかけて求めた平均流速と平均流量をTable 4 に示す。

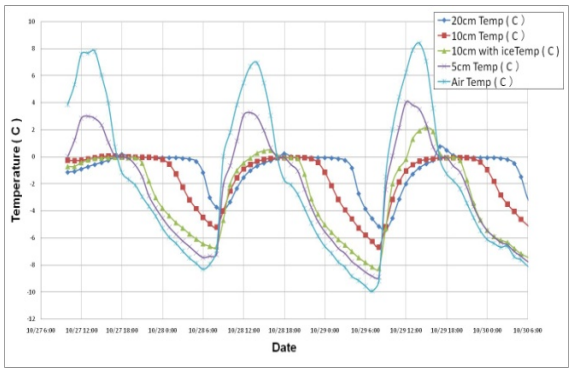


Fig. 6 Relationship between covered-debris thickness and subsurface temperature

Table 4 The minimum water depth, maximum water depth, average water depth, area of the cross-section, water velocity and discharge at the outlet of the Imja glacial lake

Minimum water depth (m)	0.13
Maximum water depth (m)	0.53
Average water depth (m)	0.31
Area of the cross-section (m^2)	3.86
Average water velocity (m/s)	1.36
Average water discharge (m^3/s)	5.25

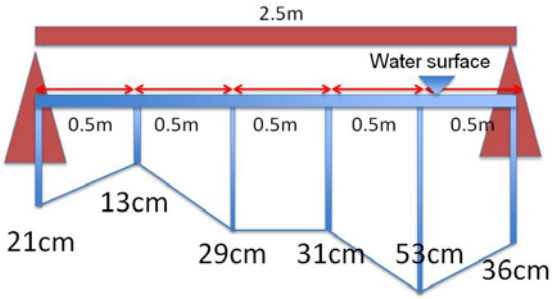


Fig. 7 The cross-section of under the bridge

5. 考察

Imja湖周辺で観測を行った。気温と風速の間では類似した日周変化が見られた。日中の風向はImja氷河上では,南南西から南西の卓越風になり，モレーン上では，南から南南西の卓越風になる事が観測された。夜間は，気温が下がり風速が弱まるので氷河上，モレーン上共にランダムな風向であった。気温と風速の観測結果は，Imja湖下流のハージェでの過去の長期観測結果とほぼ一致した。しかし，日中の風向に関しては，過去の観測結果とはあまり一致しなかった。知北 (2007) がモンスーン期に行った観測結果では，Imja湖の西にある谷方向から吹く西風が卓越している。また，この地域では局地循環を反映した谷風が吹く事が報告されており (安成哲三・藤井理行，1983)，今回の観測結果では，風向と谷の位置が一致せず，過去の観測結果とは異なる傾向を示した。今後はImja湖周辺の風速場のモデリングなどを行い検証する必要がある。

デブリの厚さを変えて測った層内温度と気温の比較から，日中はデブリの厚さが10 cmを超えると，気温の上昇に関わらず，層内温度は0度に保たれた。気温が大きく下がる夜間に着目しても，デブリが厚いほど層内温度の変動が小さくなることが観測された。しかし，夜間には気温の低下に従って層内温度が低下し，日中の気温上昇にもかかわらず層内温度が0度に保たれるのは，温度ロガーを直接氷河の上に置

いたため，氷河の温度の影響を受けた可能性があり，今後は別途実験を行い，再度の検討が必要である。

湖面のアルベドの最小値はImja氷河上のデブリのアルベドより低い値を示した。今回の観測で測定された氷河上のデブリのアルベドは約0.3であり，湖面のアルベドの最小値は約0.15であった。

今回の調査では，過去にあまり観測されていないImja氷河上やポストモンスーン期のImja湖周辺の貴重な観測結果を得ることができた。しかし，課題として氷河湖の水収支という年スケールの解析を行うには，観測期間が短く，今後の課題としては，長期的な観測を行い，観測結果を蓄積する必要がある。

謝辞

防災研究協会から若手研究者研究助成金をいただいた。用いたALOSの衛星画像は，ALOS研究公募(RA) の枠組みでJAXA EORCで作成した高次成果物を使用した。衛星画像はJAXA及びALOS PIの田中賢治准教授にご提供いただいた。ネパール政府の水文気象局からは観測の許可証を発行いただいた。現地ではガイドのサンカル氏とポーターのエカ氏に観測の補助など，ネパールの方々にアドバイスや助力を得た。本研究の一部は，グローバルCOEプログラム「アジア・メガシティの人間安全保障工学」のアドバンスド・キャップストーンプロジェクトとして行われ，助成をいただいた。また，グローバルCOEプログラム「極端気象と適応社会の生存科学」から助成を得た。関係各位に感謝の意を表す。

参考文献

坂井 亜規子 (2001) ： デブリで覆われた氷河の融解過程，雪氷, 63巻2号, pp.191-200.

内藤 望 (2001) ：ネパール・ヒマラヤにおける近年の氷河縮小，雪氷, 63巻2号, pp.207-221.

知北 和久 (2007) ：モレーン堰止型氷河湖の熱循環に与える地形の影響：-ヒマラヤのイムジャ湖とツォー・ロルパ湖との比較-，日本水文科学会誌, 37, pp.93-101.

安成 哲三，藤井理行 (1983) ：ヒマラヤの気候と氷河－大気圏と雪氷圏の相互作用-，東京堂出版，pp.45-50, 90-96.

山田 知充 (2000) ：ネパールの氷河湖決壊洪水，雪氷, 62巻2号, pp.137-147.

Fukui, H., Limlahapun, P. and Kameoka, T. (2008): Real time monitoring for Imja glacial lake in Himalaya --- Global warming front monitoring system, SICE Annual Conference 2008, pp.2578-2581.

Outburst Flood Monitoring Imja Glacier Lake http://de04.gsec.keio.ac.jp:9080/glacier/sensordata.html

Ohata, T., Higuchi, K. and Ikegami, K. (1981): Mountain-valley wind system in the Khumbu Himal, East Nepal, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol.59, No.5, pp.753-762.

Vuichard, D. and Zimmermann, M. (1987): The 1985 catastrophic, drainage of a moraine-dammed lake, Khumbu Himal, Nepal: cause and consequences, Mountin Research and Development, Vol.7, No.2., 7 (2) , pp.91–110.

Sakai, A., Fujita, K., and Yamada, T. (2005): Expansion of the Imja glacier lake in the East Nepal Himalayas, glacier caves and glacial karst in high mountains and polar regions. Ed. B.R. Mavlyudov, Institute of geography of the Russian Academy of Sciences, pp. 74-79.

Sakai, A, Nishimura, K., Kadota, T. and Takeuchi, N. (2009): Onset of calving at supraglacial lake on debris-covered glaciers of the Nepal Himalaya, Journal of Glaciology, Vol. 55, No. 193, pp. 909-917.

Sakai, A., Saito, M., Nishimura, K., Yamada, T., Iizuka, Y., Harada, K., Kobayashi, S., Fujita, K. and C. B. Gurung (2007): Topographical survey of end-moraine and dead ice area at the Imja glacial lake in 2001 and 2002, Bulletin of Glaciological Research, 24, pp. 29-36.

Bajracharya. S. R, and Mool. P., (2009): Glaciers, lakes and glacial lake outburst floods in the Mount Everest region, Nepal, Annals of Glaciology, 50 (53), pp. 81-86.

Mattson. L. E., Gardner. J. S., and YOUNG. G. J. (1993): Ablation on debris covered glaciers: an example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya, Snow and Glacier Hydrology, IAHS Publ, No 218, pp. 289-296.

Field Observation around the Imja Glacial Lake

Tsutao OIZUMI*, Yosuke YAMASHIKI and Kaoru TAKARA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The glacial lake outburst flood is a critical issue at the high mountain region of Himalaya. However, available meteorological observation data are still limited in clarifying the water budget mechanism of the glacial lake. This study has carried out field investigation around the Imja glacial lake in Nepal with the objective of development of a glacial lake hydrological model. The meteorological observation results showed that air temperature had strong relationship with wind speed. These results showed that, during the field observation period, averaged wind direction was south-west at the Imja glacier in the day time. The fluctuation of subsurface temperature of debris was influenced by the covered-debris thickness. It was found that when the thickness of the debris exceeds 10 cm, the subsurface temperature of the debris kept at zero degree in the day time. The observation of albedo indicated that the albedo of glacial water was lower than that of the debris.

Keywords: Glacial lake, Glacier, Himalaya, Glacial lake outburst floods, Imja glacial lake

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Building a Disaster Resilient Community through Ritual Based Social Capital: A Brief Analysis of Findings from the Case Study of Kishiwada

Roshan Bhakta BHANDARI*, Norio OKADA, Muneta YOKOMATSU, and Hitoshi IKEO *

* Graduate School of Engineering, Kyoto University, Japan

Synopsis

This study attempts to analyze the role of social capital developed through ritual events in building a disaster resilient community. Kishiwada city in Osaka is chosen for the case study because of the existence of popular *Danjiri Matsuri* which is celebrated annually as a major ritual event. Questionnaire survey accompanied by interviews with key informants has been used as a methodology for the study. The preliminary findings show that the ritual events are contributing to the development of trust in the community at Kishiwada. Bonding social capital, bridging social capital and trust are found to enhance disaster awareness and self reliance. It is also found that ritual based organizations in Kishiwada are functioning as a social platform that regularly activates residents for collective actions in civic activities. Possible implications of utilizing ritual based organizations to cope with disaster risks are also discussed.

Keywords: social capital, disaster resilience, disaster risk, multiple correlation analysis, rituals

1. Introduction

Most research in the area of hazards and disaster have shifted its paradigm from “loss reduction” model to a more comprehensive model of community resilience based on social systems and community problem-solving approaches. Instead of just preventing loss, resilience focuses on building healthy communities that are able to sustain and rebound from the effects of a hazardous event. Early concept of hazards included the idea of hazards leading to breakdown of existing social system and extreme disorganization. However, it was realized such disorganization and havoc were learning exercise that gave way not to produce social chaos in hazards, and in a number of instances to strengthen communities (Drabek and Key; 1984).This approach focuses on strengthening social systems through cooperation and communication across different organizations, experts and community groups. Moreover, it is also about paying attention to the concept of social capital – a term that encompasses the norms and networks that facilitate collective action. Recently, some disaster researchers have focused on how social capital can help reconstruct disaster affected communities and victims more efficiently (Nakagawa and Shaw, 2004; Dynes, 2005; and Bankoff, 2007). However, little attention has been paid on the significance of social capital in a pre-disaster context and its contribution in building community resilience. Also, it is important to understand how social capital is built over time in a community and in what ways can it contribute in solving local problems and develops a health community. This study takes a typical case of a

ritual based community and analyzes how rituals help in the formation of social capital. It also examines the association between social capital and building disaster resilience through a field study in Kishiwada City, Osaka, Japan.



Photo 1: *Danjiri Matsuri*, Osaka, Japan
(Source: Field Survey, Kishiwada, 2010)

2. Ritual based Community of Kishiwada, Osaka

Kishiwada city is located in Osaka bay of Japan (Fig.1). The city is renowned for an annual ritual event named *Danjiri Matsuri* (Photo 1).

Every September, over half a million people witness this spectacular event. On this occasion, twenty-one participating neighborhoods pull the ritual float (*Danjiri*) from their parish shrines. The uniqueness of the event is an assembly of individual neighborhood processions engaged in competitive aesthetic and athletic display (Dylan, 2006).

Initially, the ritual processions give a sense of inter-neighborhood rivalry, however, towards the end they combine together to form a huge parade, symbolizing a collective identity and mutual coordination among the participating neighborhoods.

According to the City Office, there are 180 major community organizations (referred as *Chonaikai* in Japan) to serve 81,880 households and the total population of 203,371.



Figure 1: Map of Kishiwada City, Osaka, Japan with Danjiri procession route
(Source: Kishiwada City Office, Osaka, Japan)

Each *Chonaikai* in comprised of associations for elderly groups, women's groups, children's groups and hazard protection groups.

Some key facts about the event include; community participation and social inclusion; repetition; social dynamics during rituals such as, sharing roles and responsibilities by community people in the built-in social system named as Chonaikai; loyalty among actors in different levels; the deliberative process of selecting leaders; and spiritual attachment of the residents to the ritual. It can be speculated that each of these factors contribute to the formation and development of social capital.

The primordial concept of community in Japan is said to be emerged from a cooperative social organization developed to fulfill the requirements of wet-field rice cultivation (Dylan, 2006). It is later recreated as neighborhood associations or *Chonaikai*. And, this neighborhood level is precisely the level of social organization involved in ritual. The organizational structure and social virtues of *Chonaikai* helps to understand about how ritual is managed by local people. A resident in Kishiwada learns various facts about the neighborhood while moving through the various levels of this organization over one's life. The levels range from the *kodomokai,* community association for kids up to the age of fifteen to *sodanyaku,* the counterpart for adults over fifty five. Through these *Chonaikai* level hierarchies, all generations are given a function and guidance during ritual. It would allow anyone of the proper age to fulfill the duties of various positions of responsibility (*seikinisha*), even that of *nenban*, the group's year on duty needed to organize and perform the ritual.

Since its origin in 1703, *Danjiri matsuri* has sustained over time with the social and political changes in Japan. A close look on the evolvement of the festival till today gives us a clear picture about various historical, socio-cultural and political facts that surrounded people in the past (Dylan, 2006). *Matsuri* itself is also a kind of indicator that reflects the socio-political and economic changes of Japan. A retrospect of *Danjiri matsuri* reveals that rulers in the *Edo* period started the festival as a way of paying respect to the shrine, *san no Maru Jinja*, a small branch shrine to the *Fushimi Inari* deity on the Kishiwada castle grounds (Dylan, 2006). It also marked the harvest time of the agricultural community in the past. From the beginning, the festival is characterized by a strict social hierarchy and a distancing of the ruling warrior class from the rest of the society. The early *matsuri* were mediocre and held three times a year, in the sixth, eighth and ninth months. From the sixth month of 1745 A.D., people of Kishiwada started to celebrate the *matsuri* in extravagance (Dylan, 2006). This tendency indicates the regional interest of Osaka area in the *matsuri* and the growing prominence of *danjiri*. The grander form of *matsuri* featured paper lanterns hung from the eaves of individual residences that lit on the evening of the eve, and the day of the festival. Colorful flags decorated the *matsuri* and people used drums during the festive procession. Each *chonaikai* competed with each other and spent huge sum of money to construct new and larger *danjiri* with elaborate and intricate carvings (Dylan, 2006). The festival was no longer tied only to the local castle but became a larger urban event. It placed the *matsuri* in a league with some of the prominent traditional festivals in Japan such as the famous *Gion Matsuri* in Kyoto.

There are instances in feudal period of Japan when the ruling dynasty imposed strict regulation among the local people. They were not allowed to spend lavishly and even not allowed to take rest from their work outside the festival day. After the end of the feudal era, the festival got more localized and with improving economic conditions the festival celebrations were enhanced.

2.1 *Matsuri* and Disaster

Several historical facts relate the festival to disasters that occurred in Kishiwada. In 1827, Kishiwada castle was struck by lighting and burnt down. It was reconstructed in 1954 and people celebrated the successful reconstruction of the castle with the traditional *matsuri*. In the late Meiji period, 1903, the *matsuri* had to cancel due to outbreak of cholera epidemic. One of the

participants in the festival from *Nanmatsu-cho*, a neighborhood, was infected by the disease and the police ordered the warehouse of the *cho* and its *danjiri* to be incinerated.

After the feudal era, the improvement in *Danjiri* constructions and the road conditions allowed its speed to increase. It invited many casualties such as human injuries and damages to surrounding houses. The *matsuri* was renowned as dangerous and bloody *"kenka matsuri"*. Modifications were made in the post war period to reduce the risk involved by establishing one way *Danjiri* course and installation of brakes on all *Danjiris*.

At first hand, the role of *matsuri* in terms of reducing natural disaster risk sounds to be trivial. But, it has a hidden significance in building a sense of community and collective efficacy that can be important to cope with natural disasters. Kishiwada is a natural hazard prone area with frequent occurrences of disasters such as heavy rain, flood, typhoon and earthquake (Fig.2). In this context, it is pertinent to understand the value of cultural assets such as rituals in reducing disaster risks.

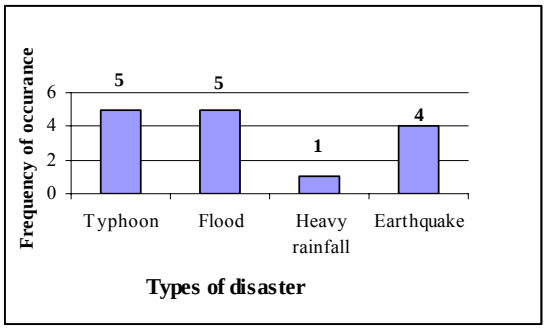


Figure 2. Past record (1940-2010) of Disasters in Kishiwada (Source: Kishiwada City Office, 2010).

2.2. Social Significance of *Matsuri*

Besides its recreational value, *Danjiri matsuri* can be referred as a social occasion. The *matsuri* facilitates interactions among different neighborhoods. One interesting fact is the rivalry that arose among groups in the past holding different *Danjiri* processions. Prior to the renovation of the street that led to Kishiwada Station, today known as *Ekimae Dori*, the *matsuri* ran north and south along narrow alleys. As a result, the procession moving in opposite direction would often collide and social conflict would break out over which procession had the right of way (Dylan, 2006). Nowadays, though such face to face conflict does not exist, still people have neighborhood rivalry to have better *Danjiris* and extravagant processions. Such healthy competition supports in building a sense of commitment towards one's community. Due to this fact, we can observe broad participation of men, women and children of all ages from the entire neighborhood in the display of *Danjiri* float.

The history of *matsuri* during the Second World War is filled with hardships. It was suspended for five years. In 1942, from growing hostilities with China, the *matsuri* became a symbol of fighting spirit and included wartime slogans (Dylan, 2006). In 1944, the residents of each *cho* carried soldiers on *Danjiri* accompanied by shouts of local participants before they departed in front of the Kishiwada station. In the post war period, after surrender in 1945, local administrative organizations at local level or *Chonaikai* were abolished and all *Danjiris* were ordered to be destroyed. Later, with a plead from the local residents the *matsuri* was allow*ed to continue as a recreational activity. The* episodes of hardships of war, defeat, and loss of the *Danjiri* of *Nakanoham-cho* in the air raid in 1945 further generated a communal sense among *Danjiri* loving residents of Kishiwada (Dylan, 2006).

3. *Matsuri,* Social Capital and Disaster Risk Management

Danjiri Matsuri resembles itself as a site for community formation where local people at neighborhood level work together for conducting a safe ritual event. It is repeated annually with preparations beginning nearly a month before the actual event. During this occasion, everyone tries his/her best to fulfill the assigned task within the ritual organization. In this process, the community is expected to develop social capital. It is understood that social structure of the *Chonaikai* is an ideal type where the members are

selflessly oriented toward the goals of the group. Local leaders of *Chonaikai* mentioned that the hierarchically organized group achieves harmony with the help of human relations based on functional diffuseness and trust. The organizational system is expected to operate smoothly as people have mutual trust that everyone is working for the shake of the community. Though vertical relationships are prominent within the social structure, the leaders with their benevolence and support protect the followers at all times regardless of personal cost. In return, subordinating members are expected to express their uncalculating loyalty and devotion. While at the same time horizontal ties and relationships among equals in organizations are established by cooperative interaction among colleagues. It can be claimed that *Danjiri matsuri* inculcates a spirit of local and self initiated action for community's well being. Also, it develops an extended network of organizations outside a community. On this basis, it can be understood that rituals contribute to the development of social capital in the community at Kishiwada.

A tripartite relationship between rituals, social capital and disaster risk reduction can be constructed (Fig. 3).

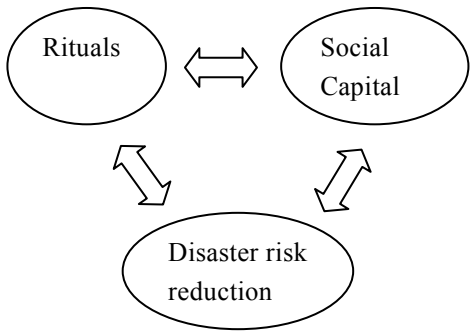


Figure 3: Tripartite relationship between rituals, social capital and disaster risk reduction.

The concept of social capital is defined generally as the norms and networks that enable people to act collectively (Portes, 2000). Robert Putnam, the most prominent advocate of this approach describes it as features of social organizations, such as networks, norms, and trust that facilitate action and cooperation for mutual benefit (Putnam, 1993). The basic idea of social capital is that a person's family, friends, and associates constitute an important asset that can be called in a crisis (Portes, 2000). Those endowed with a diverse stock of social networks and civic associations are in a stronger position to confront poverty and vulnerability, resolve disputes and take advantage of new opportunities (Woolcock and Narayan, 2000).

Lately, the scope of social capital expands to include both the horizontal associations (bonding social capital) within a community and vertical associations (bridging social capital) among organizational entities at different levels. It gives rise to a conclusion that both strong intra-community ties and weak extra-community networks are needed to enhance the efficacy of social capital, and fulfill the broader interest of a community (Woolcock and Narayan, 2000).

Though the field of social capital covers a huge area of research, we find very few researches related to social capital and disaster risk management. Nakagawa and Shaw (2004) describe about the significance of social capital in disaster recovery in the context of earthquake disaster of Kobe, Japan and Gujarat, India. From a disaster management perspective, there is evidence that community structure with decentralized decision making through social networks using trusting and reciprocal normative behavior leads to a more effective disaster response (Neal and Phillips, 1995). Buckland and Rahman (1999) explain that communities characterized by higher levels of physical, human and social capital are better prepared and more effective responders to flood. Also, their findings show that a high level of social capital complicates the decision making process in community development activities.

Dynes (2005) explains that community is the locus of the response to disaster and such social units have the social capital necessary to respond to disasters. He further adds that communities already exhibit considerable resilience in dealing with various types of disaster (Dynes, 2005). His study explores a new dimension on how social capital could be built and enhanced in any community. Earlier researchers paid little attention on how to create social capital that can

be utilized to achieve the desired outcome. Dynes (2005) mentions that the local social system is the logical and viable base for all stages of emergency action and certain specific mechanisms can be utilized to increase community identification and collective responsibility which are the components of social capital. In this context, civic occasions such as anniversaries, disaster memorials and festivities are important. Enhancing the existing community network and social structure makes its convenient for information flow during disasters, and increases the efficiency of decisions within established authority which is crucial in the case of disaster for timely response (Dynes, 2005).

Earlier the disaster management practices focused more on reducing physical vulnerability, however, in recent times it has been realized that enhancing social capacity helps to reduce the human toll. As witnessed in severe disasters such as Kobe earthquake 1995, neighbors and individuals are the first to save the victims as the Government or Non Government Organization has limited capacity to help everyone (Nakagawa and Shaw, 2004). It is found that social capital is crucial to mobilize community efficiently in disaster recovery (Nakagawa and Shaw, 2004). At the same time, the existing networks and associations within a community can play a vital role to keep residents alert in a pre disaster situation and sustain their inbuilt capacity to cope with upcoming uncertainties.

As disasters are simply a fact of life, Japan has developed several advanced structural and non structural measures to deal with these hazards. Though not explored to a greater extent, the ritual based formal and informal associations and networks can be important in mutual assistance during disasters. Every year local people are invigorated with the ritual spirit which renews social bond and relationships that they already possess. In fact, there is a long history in Kishiwada, at the local level, of associations (formal and informal) and networks committed to individual and community welfare that may enhance people's capacity to withstand misfortunes such as disasters. These associations and networks have largely gone unnoticed by disaster professionals who have sought to establish more mono purpose disaster related associations according to their own criteria of what such organization should comprise. Therefore, they often fail to recognize the existence of other multipurpose ones that don't share the same outward form but may fulfill many of the same functions. This paper attempts to correct this oversight by highlighting the possible role of inbuilt social institutions such as the ritual based organization under *Chonaikai* in building the community capacity in a pre disaster context.

4. Research hypothesis

On the basis of the theoretical explanation above, this study proposes the following research hypothesis:

A. Rituals contribute to the development of social capital in the community at Kishiwada.

B. Social capital built through ritual based organization contributes in enhancing awareness and self reliance of people that helps them to cope with disaster risks.

5. Research Methodology

Questionnaire surveys were conducted in two different school districts namely; Habucho junior high school and Omiya elementary school in Kishiwada City. Questionnaires were sent through school children to their respective parents living in Kishiwada. Questionnaires were distributed in a booklet form, informing participants of research aims. It was assured that the survey data would be only analyzed for academic purpose. Overall 1400 questionnaires were distributed with 700 questionnaires on each school district. 485 completed responses were returned, with an overall corresponding rate of 36.4 percent. This survey didn't intend to compare the heterogeneity between areas, as our analytic focus was on the community as a whole rather than individual area.

This research aims to investigate the possible role of rituals in building social capital and how this enhances the disaster resilience of the community Disaster resilience is conceptualized

in terms of building awareness and making local residents more self-reliant. The social capital variables considered for this study are bonding social capital, bridging social capital and trust.

5.1 Measures

The questionnaire survey was comprised of Likert scales. The responses to the perceived gain from the rituals were recorded using sample items such as: it helps to get much closer with people in the community; it helps to build a sense of community; and it helps to understand the local culture. Perceived loss was recorded in terms of disturbances to daily activities, increase in household expenses, crowd and chaos during the rituals. Hazard awareness was measured using sample items such as: frequency of talking with neighbors about disaster related matters; and familiarity with the city hazard map.

The sample items for bonding social capital, bridging social capital and trust were developed by referring to the World Bank list of questionnaires (Grootaert et al., 2004). Bonding social capital focused within a community and sample items include: level of interaction respondents have with their neighbors; number of people in the neighborhood that respondents can interact with; and frequency of greeting or talking with neighbors. Bridging social capital covered networks outside a community and sample items include: frequency of participation in sports groups, religious groups and civic groups such as rotary club, Red Cross, Non Government Organizations and volunteer groups. Sample items for trust include: you trust most people in your neighborhood; most people in this neighborhood are willing to help if you need it; and, in this neighborhood one has to be alert or someone is likely to take advantage of you.

In addition, responses to self reliance were recorded using sample items such as: in your opinion, who is responsible for handling supplies such as drinking water or food during disaster; and in your opinion who is responsible for making evacuation decisions during disasters. All the items listed above showed a high internal consistency (Cronbach α = >0.7).

6. Findings and Analysis

6.1 Sample

Respondents are all from the two school districts in Kishiwada city (Fig. 4,5, 6 and 7).

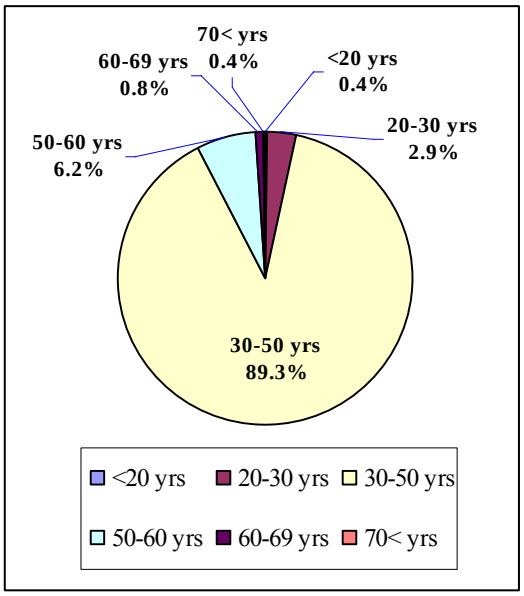


Figure 4: Demographic Characteristics

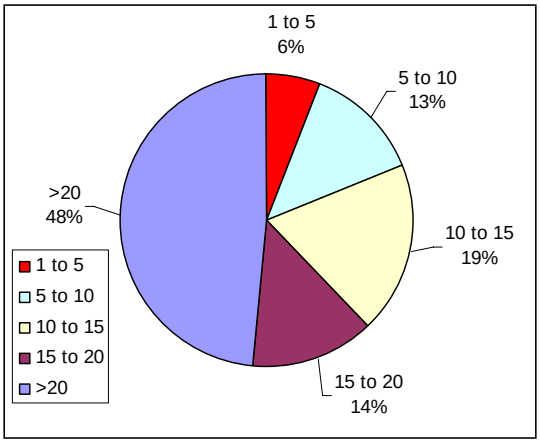


Figure 5: Length of Stay in the Area (no. of years)

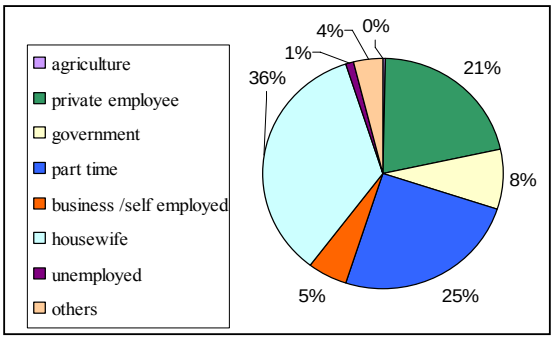


Figure 6: Occupational Characteristics

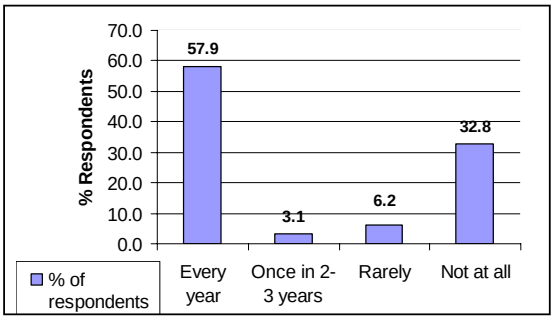


Figure 7: Frequency of ritual participation

Demographic characteristics of the respondents were as follows: gender (female = 83.3 percent; male= 16.7 percent); age (<20 years = 0.4 percent; 20-29 years= 2.9 percent; 30-49 years = 89.3 percent; 50-59 years = 6.2 percent; 60-69 years = 0.8 percent and > 70 years = 0.4 percent); length of stay in the area (> 20 years = 48 percent; 15 to 20 years = 14 percent ; 10 to 15 years = 19 percent; 5 to 10 years = 13 percent; 1 to 5 years = 5 percent and <1 year = 1 percent); occupation (house wife = 35 percent ; private institutions= 28 percent; part time job holders = 26 percent ;government = 9 percent; and unemployed / retired person = 2 percent); and frequency of participation in the ritual event (every year = 57.9 percent; once in 2-3 years = 3.1 percent; rarely = 6.2 percent and not at all = 32.8 percent).

6.2 Analysis

As shown in Table 1, multiple correlation analysis indicates that perceived gain from the rituals is positively correlated with trust (r = 0.28, $p<0.01$). And trust is positively correlated with bonding social capital (r= 0.441, $p < 0.01$) and bridging social capital (r= 0.168, $p < 0.01$). In the mean time, trust is negatively correlated with perceived loss from the rituals (r = -0.193, $p<0.01$).All this explains that people perceiving gain from rituals tend to develop trust among each other. Trust being an important component of social capital, it can be claimed that our Hypothesis 1 that rituals contributes to the development of social capital is supported.

The results of multiple correlation analysis in Table 1 show a positive correlation between bonding social capital, bridging social capital and trust.

The responses about the perceived gain of rituals are shown in Fig.8. It is found that nearly 80 percent of respondents agree that rituals help them to be much closer with the neighbors, develops a sense of community and helps to know about local culture. This finding supports that rituals can contribute to the development of social capital by creating social bonds.

The findings in Table 1 do not show a significant correlation between frequency of participation in ritual events, social capital and disaster variables. These findings are meaningful in several respects. To begin with, only being a passive participant in the ritual event is not necessarily important in terms of building social capital. Instead, how one gets involved and the personal attitude towards the event are important. It is true that every participant mayn't share the same ritual spirit.

Table 1: Multiple Correlation Analysis

	8	**7**	**6**	**5**	**4**	**3**	**2**
1. Trust	**.280****	**-.193****	-.012	**.173****	**.168****	**.441****	**.240****
2. Hazard Awareness	**.147***	.048	-.012	-.004	**.210****	**.254****	
3. Bonding Social Capital	.116	.038	.035	.042	**.390****		
4. Bridging Social Capital	.104	-.059	.073	.033			
5. Self Reliance	.044	.005	-.085				
6. Frequency of Participation	.051	**-.125***					
7. Perceived Loss	**-.263****						
8. Perceived Gain	1						

Pearson's r: *Correlation significant at 0.05 level (2-tailed). **Correlation significant at 0.01 level (2-tailed).

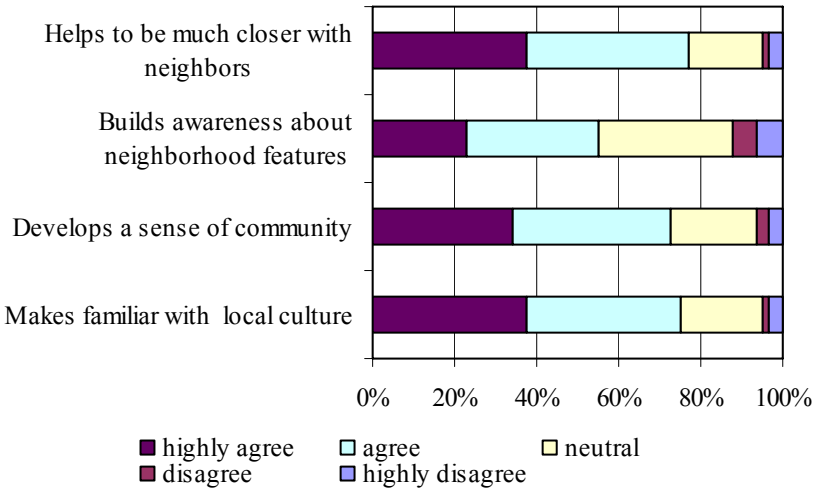


Figure 8: Perceived gain from participating in ritual events

Those who perceive benefit from the event and get actively involved to carry out ritual tasks can obviously contribute to the development of networks and trust which are key components of social capital. The relationship between rituals and disaster risk reduction is latent and this study hypothesizes that rituals develop social capital which helps to enhance disaster resilience.

Besides this, the results in Table 1 also show a negative correlation between frequency of participation and perceived loss from the ritual event ($r = - 0.125$, $p < 0.05$). It indicates that people who participate quite often perceive less loss from the event. It might be because people learn about the significance of the event over time with regular participation.

The findings in Table 1 also reveal that hazard awareness is positively correlated with bonding social capital ($r = 0.254$, $p<0.01$), bridging social capital ($r = 0.21$, $p<0.01$), trust ($r = 0.24$, $p<0.01$) and perceived gain from the ritual ($r = 0.147$, $p< 0.05$) (Table 1). Self reliance is positively correlated with trust ($r = 0.173$, $p<0.01$). It reveals that increase in social capital variables such as bonding social capital, bridging social capital and trust increases the hazard awareness and vice versa. Self reliance increases when trust increases and the latter in turn increases with both bonding and bridging social capital.

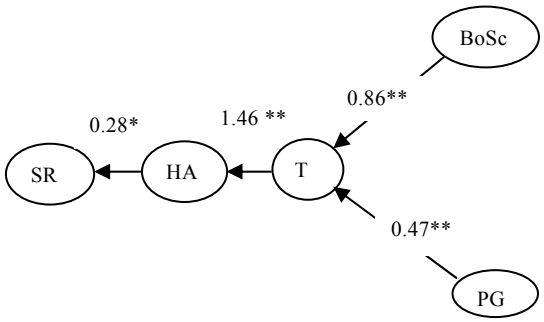


Figure 9. Structural Equation Modeling.

(BoSc-Bonding social capital; PG-perceived gain from ritual; T-Trust; HA-Hazard awareness; SR – Self Reliance) *Significant at 0.05, ** Significant at 0.001

In order to show the path of linkages between social capital, hazard awareness and self reliance variables Structural Equation Modeling (Fig. 9) was performed (Byrne, 2001). Self-reliance was regarded as the dependent variable and casual relations between independent and dependent variable was analyzed. In this study, resilience is understood in terms of enhanced self-reliance. SEM indicated a linear path of linkage from other variables to self reliance.

The path is from trust to hazard awareness and self-reliance. Trust is predicted by both bonding

social capital and perceived gain from ritual. It is revealed that increase in trust results in an increase in hazard awareness and self reliance in the community at Kishiwada. The main conclusion of the model is that we can change the level of self reliance by manipulating the predictor variables. For example, by change in one standard deviation of the predictor variable (hazard awareness) will result in 28 percent change in the standard deviation of the target variable (self reliance). It is important to notice that bonding social capital, perceived gain from rituals and awareness is contributing to self reliance. In order to enhance community resilience in Kishiwada, trust built through ritual participation and social bonds at a neighborhood level are important.

The Goodness-of-Fit statistics for the model are: (x^2 = 106.3, D.F. = 89, p = 0.101), RMSEA = 0.02, GFI = 0.951, NFI = 0.897. The p value of 0.101 indicates that the estimated model is a close fit to the data and the difference between the actual and estimated model is non-significant. The estimated results confirm the validity of the model as a predictor of self reliance in case of disasters.

In view of these findings, Hypothesis 2 is verified. Social capital built through rituals helps to enhance the awareness and self reliance of people in Kishiwada.

7. Implications and Limitations

The analytic component of the study seems to emphasize on general findings. The actual role of social capital in real disaster cases has not been taken into account. As the occurrences of natural disaster are unpredictable, one can't be certain whether the built-in social capital functions as expected in such uncertainties. If baseline data on pre-disaster and post-disaster comparative analysis were available, a more convincing evidence of the use of social capital can be obtained in the case of natural disasters. Further research is necessary in the future.

Besides rituals, other events must have contributed in the development of social capital and ultimately contributed in disaster resilience. Ritual is one of the factors that must have contributed in building social capital in the community.

This study involved response from large number of female respondents and most of them are housewives. It can be doubted that as women are not the main decision makers in the household their opinion can not necessarily include opinion of the household head.

Despite these shortcomings in the study, it can not be ignored that social capital built through communal practices can contribute to the dissemination of disaster information. The higher trust on information from friends, relatives and close neighbors can contribute to the development of awareness and builds individual capacity. Apart from this, a ritual based organization might be a viable base for all stages of emergency action. Using the locally accepted existing authority structure of *Chonaikai* can help in speeding up the decisions during an emergency situation.

It is difficult for local residents to be regularly activated and show their concern for prevalent risk in their locality. Local government trainings and disaster drills for emergency management are equally important. In the mean time, collaborative efforts between ritual based organizations and community based disaster risk management organizations can be quite helpful in sustaining risk reduction efforts and activating the coping capacity of people. Active community based disaster risk reduction initiatives can be found in Kishiwada and it can be further enhanced by strategically using the ritual based organizations.

8. Conclusions

This study examined the impact of ritual based social capital on disaster awareness and self reliance. It revealed two interesting points: a) people perceiving benefit from the ritual event contributed in developing trust b) disaster resilience interpreted in terms of self reliance and hazard awareness were predicted by trust, and trust in turn was predicted by perceived gain from ritual and bonding social capital. This study suggests that disaster resilience is based on social capital and social events such as rituals play a

significant role in building community resilience.

Local people can make use of ritual infrastructure to cope with disaster risk. For instance, ritual store houses can serve as community disaster centers where first aid boxes and other essential items can be stored for compelling immediate needs during response efforts in disaster. Open spaces where people gather during the rituals can serve as convergence points after initial evacuation, and also provide space for medical assistance and rescue in disasters.

A major influence of social capital in enhancing disaster resilience is investigated through this study in a ritual based community of Japan. Our study suggests that it is important to understand the significance of cultural elements such as rituals in building social capital. The findings suggest that social organizations involved in conducting ritual events are viable sources to communicate disaster risk information to the public.

Acknowledgements

The authors are grateful to the teachers of Habu Junior High School and Omiya Elementary School in Kishiwada for their kind assistance during the data collection in January, 2010. Also, special thanks to the staffs at Kishiwada City Office, Osaka for their valuable support during the field research.

References

Nakagawa, H., Kawata, Y., Inoue, K. and Tanino, T. (1996): Flooding in Sandwip Island in the 1991 storm surge disasters, Journal of Japan Society for Natural Disaster Science, Vol. 15, No. 2, pp. 151-174.

Bankoff G. (2007): Dangers to going it alone: social capital and the origins of community resilience in the Philippines, Continuity and Change, Vol.22, No.2, pp. 327-35.

Buckland J. & Rahman M. (1999): Community-based Disaster Management During the 1997 Red River Flood in Canada, Disasters, Vol. 23, No.2, pp.174-191.

Byrne, B. M. (2001): Structural equation modeling with AMOS: Basic concepts, applications, and programming. Mahwah, NJ: Lawrence Erlbaum Associates.

Drabek, T. E. and Key, W. (1984). Conquering Disaster: Family Recovery and Long-term consequences, New York, Irvington.

Dylan E. (2006): Local Tradition and the Construction of Community and Identity in Postwar Japan: The Case of the Kishiwada Danjiri Matsuri, URP Research Paper No.1, in Critical and Radical Geographies of the Social, the Spatial and the Political, Edited by Toshio Mizuuchi, Urban Research Plaza, Osaka City University, Osaka, Japan.

Dynes R. R. (2005): Community Social Capital as the Primary Basis for Resilience, University of Delaware, Disaster Research Center, unpublished paper, 344.

Grootaert C., Narayan D., Jones V.N. and Woolcock M. (2004): Measuring Social Capital: An Integrated Questionnaire, The World Bank, World Bank Working Paper No.1.

Nakagawa Y. and Shaw R. (2004): Social Capital: A Missing Link to Disaster Recovery , International Journal of Mass Emergencies and Disasters, March , Vol. 22, No.1, pp.5-34.

Neal D.M. and Phillips B.D. (1995): Effective emergency management: Reconsidering the Bureaucratic Approach, Disasters, Vol.19, No.4, pp. 327-37.

Portes A. (2000): The two meanings of Social Capital, Sociological Forum, 2000, Vol.15, No.1.

Putnam R.D. (1993): The Prosperous Community: Social Capital and Public Life, American Prospect, Vol.13, pp. 35-42.

Woolcock M. and Narayan D. (2000) “Social Capital: Implications for Development Theory, Research and Policy”, The World Bank Research Observer, August, Vol.15, No.2, pp.225-49.

祭によって形成されたソーシャルキャピタルを通じた災害に強いコミュニティづくり
：岸和田市における事例研究から得られた成果の分析

Roshan Bhakta BHANDARI*・岡田憲夫・横松宗太・池尾仁*

*京都大学工学研究科

要　旨

大阪府岸和田市を対象に行ったフィールド調査から得られたデータを基に, 本稿は祭を通して形成されたソーシャルキャピタルが，災害に強いコミュニティづくりに及ぼす影響を分析する。先行研究からは，祭が岸和田市内に住む住民同士の信頼の形成に貢献しているという結果が得られている。本研究では，結束型ソーシャルキャピタル，橋渡し型ソーシャルキャピタル，そして信頼は防災意識や自助・共助意識を高めることができることを明らかにした。また岸和田市内の祭礼組織が，日ごろから住民を市民活動などに積極的に参加するよう呼びかける社会的組織としての役割を果たしていることも判明した。さらに祭礼組織が災害時において活躍できるのではないかということに関しても，議論の余地がある。

キーワード：ソーシャルキャピタル, 自助・共助，災害リスク，相関分析，祭

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Development of Flood Exposure Map Considering Dynamics of Urban Life

Yuling LIU, Norio OKADA, Dayong SHEN* and Yoshio KAJITANI**

*Department of Computational and Data Sciences, George Mason University, USA
**Public policy studies on disaster reduction, Kyoto University

Synopsis

This paper aims to develop exposure maps by involving the dynamics of urban life. The dynamic exposure map is developed through an overlap of information of people's exposure and flood hazards. The 4th person trip (PT) survey for the Keihanshin Metropolitan Region is used as the data source for human activities on a daily base. The flood hazard map of Kyoto City is used to represent the information of flood hazards.

Two sets of dynamic exposure maps, one for weekend and another for weekday have been generated for the case study in Nakagyo Ward, Kyoto. The analytical results provide useful policy implications to examine time and place dependent conditions for evacuation in urban areas. The paper concludes with in-depth discussions of the findings and a summery of policy implications.

Keywords: population exposure, GIS, urban dynamics, flood hazard, PT survey

1. Introduction

The European Commission's (2000) DG SANCO report defines a risk assessment as comprising hazard identification, hazard characterization, exposure assessment, and risk characterization. The exposure assessment, among the four-step sequence, is defined as the quantitative or semi-quantitative evaluation of the likely exposure of humans and/or the environment to risk sources from one or more media.

The night time population is often used for producing exposure to flood hazards in many researches. Pending-Rowsell et al[2005] used the population within the floodplain as the total exposed population. Barredo et al.[2005] used population density as an input to assess the number of people in danger. Dekay and Mcclelland[1993] estimated the people at risk by multiplying the number of residences with minor or major damaged or destroyed times the average number of persons per residence. Chan and Parker [2006] modeled flood exposure as a measure of the human population, land uses and investment located in flood zones and at risk from flooding.

However, it is noted that people are engaged in different activities at different time and place. The spatial extent of individuals' activities could include the place where they live as residents and the place where they work or travel as non-residents. The spatial- temporal distribution of human activities identifies the extent people are exposed to different types and severities of flood hazards, which significantly affects and constraints people's response to a flood disaster. The activity based dynamic exposure has been mentioned in many researches particularly those related to the analysis on reasons for death by a flood hazard. For example, Ruin et al [2008] analyzed the reason for injury and death by the event in September 2002 in southern France. It was said that "The event started on a Sunday night when there are fewer people on the

roads compared with weekdays. When it is realized that more than 200 school buses transporting 4000 children normally operate on weekdays in this region, it suggests that the consequences could have been worse if the floods had occurred during the week. Additionally, the event occurred in September when far fewer tourists are on holiday in the region than in the summer". Pending-Rowsell et al [2005] also pointed out that at any particular time, people potentially at risk may be outdoors on foot, outdoors in vehicle, indoors in a basement or confined by disabilities to the ground floor, etc. The distribution of people amongst these locations (or the probabilities of particular individuals being a particular location) will vary with nature of the area, the time of day and the time of year, etc.

Therefore, it is very necessary to take into account the time-dependent dynamic characteristics of population in estimating total population exposures to a flood hazard. It will help to understand the situations for evacuation, which are denoted by the place, time, population attributes, engaged activities and flood hazard level etc. Since few research efforts have been made on this issue, this paper intends to study such a dynamic characteristics of population exposure to flood hazards in a city. Given the limitation on data and knowledge, this paper is an attempt to combine a set of activity based trip generation data to estimate the human exposure over space and time. The focus of this article is to map the population exposure derived directly from the PT survey rather than the estimated total human exposure.

This article is structured as follows: Section 2 describes the data flow diagram and data source for generating the dynamic flood exposure maps. The application is demonstrated in Section 3. Concluding remarks are presented in Section 4.

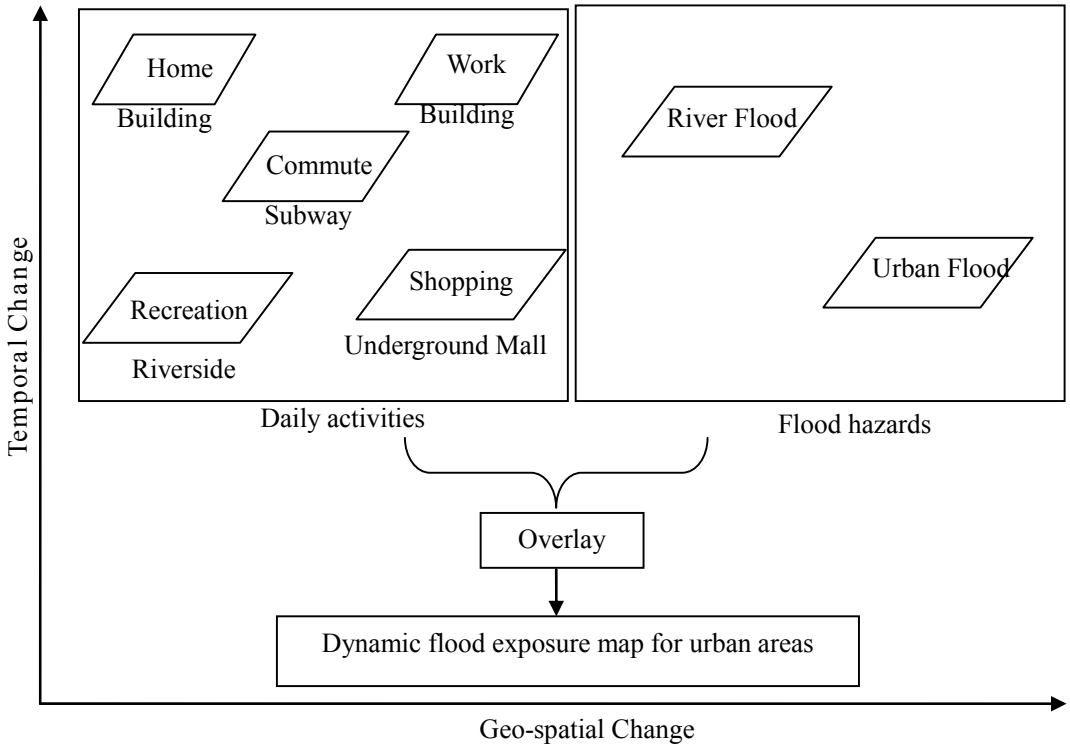


Fig. 1 Flow diagram of dynamic flood exposure map

2. Development of dynamic flood exposure map

2.1 Data flow diagram

Two types of data are required for the development of dynamic exposure map as shown in Fig.1. On the one hand, distribution of people over space and time on a daily basis should be identified; on the other hand, spatial- temporal patterns of flood hazards should also be explored. The flood hazard may vary greatly with seasonal change. For example, a flood usually happens in summer and typhoon seasons in Kyoto. We assume that the

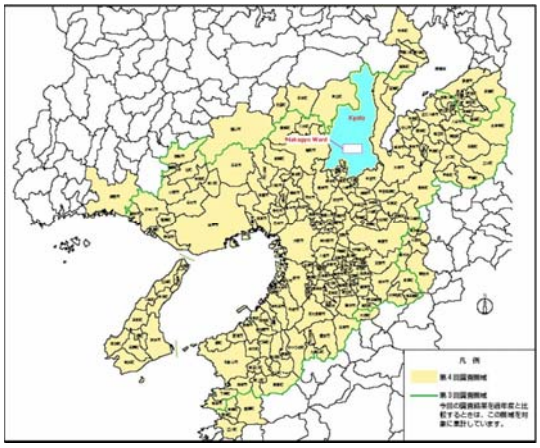
flood hazard is steady within the time of day, and then only spatial pattern of a flood hazard is considered in this research. By overlaying the above two information sets, we can get the visual representation of population attributes, activities, and characteristics of flood hazards at a specific time and place. PT survey provides the data for people's daily activities and the flood hazard map of Nakagyo Ward clearly shows the spatial pattern of a flood hazard in type and severity level.

2.2 Data source

The Person Trip (PT) survey in 2000 for the Keihanshin Metropolitan Region is used as the data source of human activities. PT survey, starting from 1970s, is conducted every ten years for the purpose of the development of comprehensive urban transportation system. The 4th PT survey was carried out in 2000. The Keihanshin Metropolitan Region includes Kyoto Prefecture, Osaka Prefecture, Hyogo Prefecture, Shiga Prefecture, Nara Prefecture, and Wakayama Prefecture as shown in Fig. 2. The PT survey covers all inhabitants, that is, about 19.22 million people who live in the region and are over 5 years old.

The PT data preserve a record of individual person's detailed day trip information in terms of the behavioral agent, time and place of departure, objective of the trip, time and place of arrival, and the means of transportation etc. PT survey data are useful in various ways such as the simulation of expansion of influenza, the bus lane planning etc [TMRTPC]. In the filed of disaster management, the PT survey is found useful for the estimation of victims by earthquake and estimation of those with difficulty in returning home. For example, based on 3rd PT survey, Kajitani Y.(2003) built the people's activity database for the analysis of potential victims by an earthquake disaster in the case area of Nagata Ward, Kobe. But beside this few studies have applied person trip data in the analysis of people's exposure to flood hazards.

A zone is used as the basic spatial unit in the PT survey. The zone has different levels according to spatial scales. There are a total of four levels of spatial zones including big zones, middle zones, small zones and input zones corresponding to a spatial scale from big to small. In the entire Keihanshin Metropolitan Region, there are a total of 19 big zones, 75 middle zones, 250 small zones and 745 input zones. Taking Kyoto as an example, the entire area of Kyoto City corresponds to a big zone, and the central Kyoto City corresponds to a middle zone, the Nakagyo Ward corresponds to a small zone which is further divided into four input zones.



(*Source: Website of the Keihanshin Metropolitan Region Transport Planning Commission, http://www.kkr.mlit.go.jp/plan/pt/index.html)

Fig. 2 The entire areas covered by the 4th PT survey

The PT data contains two separate data sets respectively for weekend and weekday. The data set for weekend record the trip information of 36947 people and the data set for weekday the trips of 429647 people (it is about 2.4% of total population in this region) within the Keihanshin Metropolitan Region.

In the 4th PT survey, the trip information is organized in a master file as shown in Table 1. A person's information includes age, gender, occupation, living place, property, and the number of trips etc. Trip information appears following the person's information and a composite primary key denoted as "Record No" is used to identify a person and the person's trips.

However, as far as exposure is concerned, a data structure focusing on the time period that a person stays at a specific place is required for the calculation, which is not directly shown but can be derived from the original master file. Therefore, the master file is restructured by involving the starting time and ending time of each stay as shown in

Table 1 File structure of the master file

Master File			
Record No	Trip Mount	Trip No	Contents
A	0	0	Person a
B	1		Person b
		1	Trip 1
C	2		Person c
		1	Trip 1
		2	Trip 2

Table 2 Restructured master file

Record No	Place	Starting Time	Ending Time	Master File	
				Person ID	Trip Info
A	Place1	○	○	ID-a	
B	Place 1	○	○	ID-b	
	Place 2	○	○	ID-b	
C	Place 1	○	○	ID-c	
	Place 2	○	○	ID-c	
	Place3	○	○	ID-c	

Table 3 Level of detail for people and trip related information

Elements	Value	Explanation
Age	01	Children(<14 years old)
	02	Adult(15-64 years old)
	03	Senior(>=65 years old)
Gender	1	Male
	2	Female
Trip Objective	1	Go to work
	2	Go to school
	3	Social activities
	4	Business related activities
	5	Go back home

Table 2.

The trip related information is categorized into multiple levels in PT survey data. The objective of a trip, for instance, the primary category is labeled as to work (Code:1), to go to school (Code:2), social activities (Code:3), business related activities (Code:4) and to go back home(Code:5). A breakdown of the information is for social and business related activities. For example, the social activity is further classified as shopping, recreation and others such as picking someone up, to hospital etc. Table 3 shows the level of details on people and trip related information in this research.

3. Case Study

The Nakagyo Ward, located in the central Kyoto City, is taken as the case area. It corresponds to the small zone (No. 3122) which is composed of four input zones as A (No. 31221), B(No. 31222), C (No. 31223) and D (No.31224) in the PT survey as shown in Fig. 3. From the flood hazard map of Nakagyo Ward, the four spatial zones are prone to different types and severity levels of flood hazards.

The spatial zones of A and B are susceptible to the hazard of river flooding by the Kamo River. And there are several underground shopping malls in the B zone. For this reason, the B zone is also under the risk of underground inundation. In the spatial zone of D, a lot of places are located in the areas under inundation risks predicted to occur from 0.5m to 3m. In the spatial zone of C, more than a half of places are covered by previously flooded areas and easily flooded areas, geographically.

The exposed population is a group of people who managed a trip or multiple trips to, or from, or within Nakagyo Ward, Kyoto. The group also involves those residents who live in Nakagyo ward but do not have any trips on the survey day.

3.1 Spatial-temporal Analysis of Population Exposure

The following part introduces how the spatial-temporal analysis of population exposure is carried out for Nakagyo Ward, Kyoto. The temporal analysis is conducted for four periods from 7am to10am, from 11am to 3pm, from 4pm to

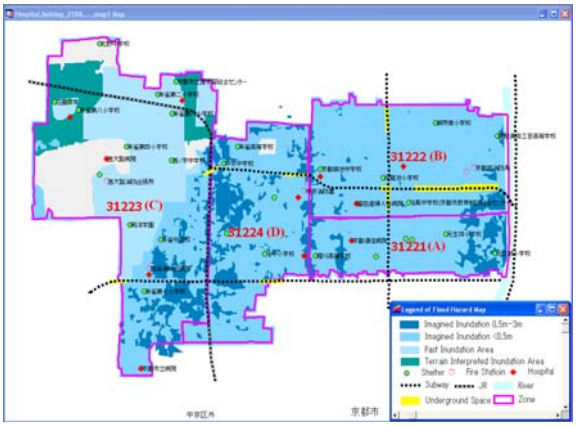


Fig. 3 Input zone based flood hazard Map for Nakagyo Ward in Kyoto City

8pm, and from 9pm to 6am on next day. The spatial analysis is done for each input zones in Nakagyo Ward, Kyoto. For this reason, we define residents and non-residents according to the zone where people live. For example, a person managed a trip to the A zone. If the person lives in the same zone, he or she will be viewed as a resident; otherwise the person will be viewed as a non-resident. In the collective exposure map, the following population's information including total number of people, residents and non-residents, age (kid, adult and senior), gender (male and female) is counted for every spatial zone. In addition, statistical analysis is also performed for their engaged activities. Mapinfo, a GIS software, has been used for data management and mapping in this research.

Fig. 4, Fig.5, Fig.6, and Fig.7 show the dynamic exposure maps for weekend. The overwhelming majority of exposed population is residents in the spatial zones of C and D. However, the pattern is not obvious in the B zone and the reverse situation happens in a zone where the most of the exposed population are non-residents. In addition, there is no obvious increase or decrease of residents over the whole day in the above four zones but for non-residents, there is an obvious increase for the time period from 11am to 3pm and then it stays high till 8pm. After that, there is a sharp decrease of non-residents, which means that people are going back home. This pattern of change is particularly prominent in the zones of A and B. It is found that more than 50 percent of population stay at home for the whole day in the zones of C and D. However, non-residents hold a majority in the A zone, irrespective of time. The reason for the pattern is closely related to the feature of each zone. The zones of A and B are typical business zones but C and D are typical residential zones. In the case of flood disaster, evacuees appear to be not only residents but also non-residents in a mixed group. This distinguishing feature should be well considered in the evacuation planning.

Regarding the activities, common characteristics are such that the majority of people either stay at home or do social activities. Only a few people are found engaged in work related activities. The temporal change of social activities is such that they first increase rapidly from 11am to 3pm and then gradually decrease till 8pm. After 9pm, many people end up their trips by going back home.

In terms of the characteristics of exposure's age, first comes the adults, then the senior and kids. This age structure applies to any zones at any time. As for gender, more females are found in time period from 11am to 3pm than male and they are half-half in other time periods.

Fig.8, Fig.9, Fig.10 and Fig.11 show the dynamic exposure maps for weekday. Compared to PT survey on a weekend, more than 10 times of

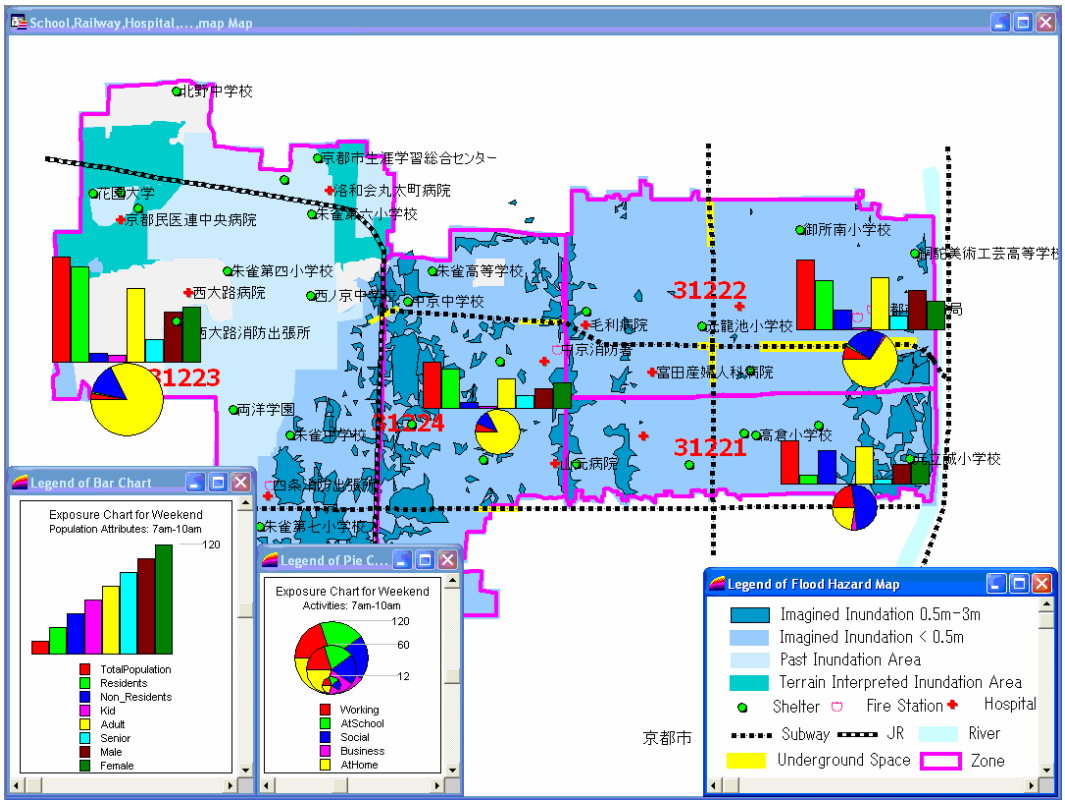


Fig. 4 Dynamic flood exposure map for weekend at the time period of 7am-10am.

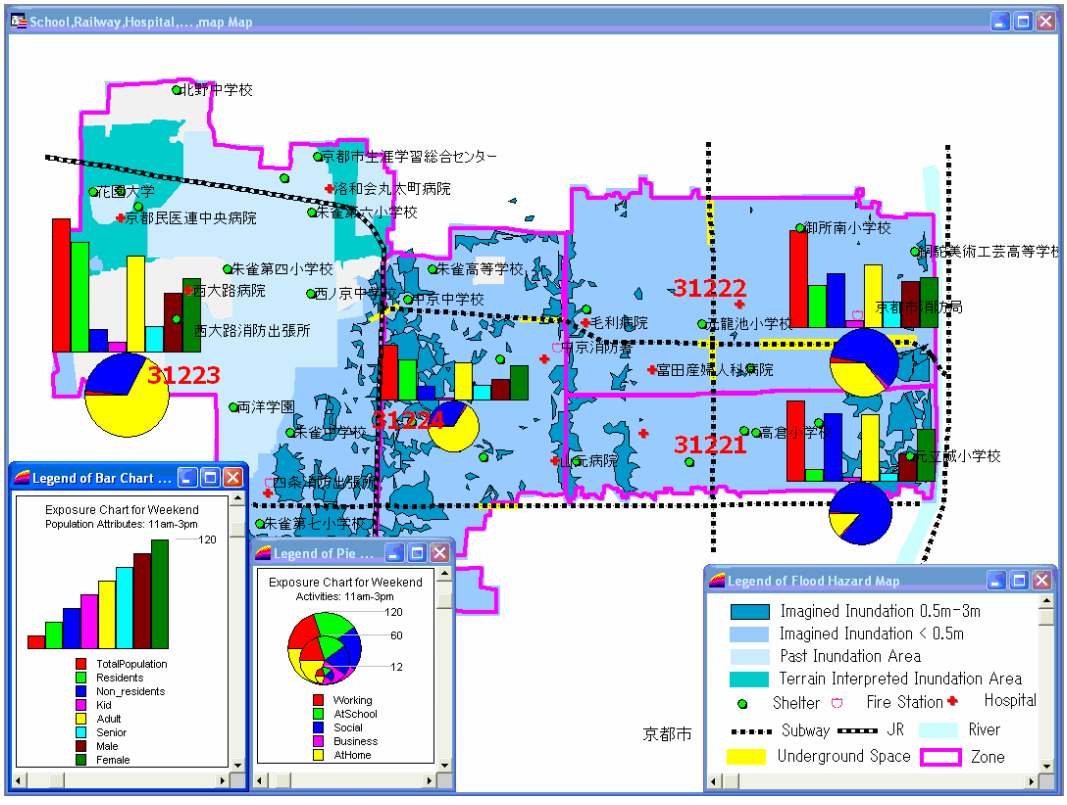


Fig. 5 Dynamic flood exposure map for weekend at the time period of 11am-3pm.

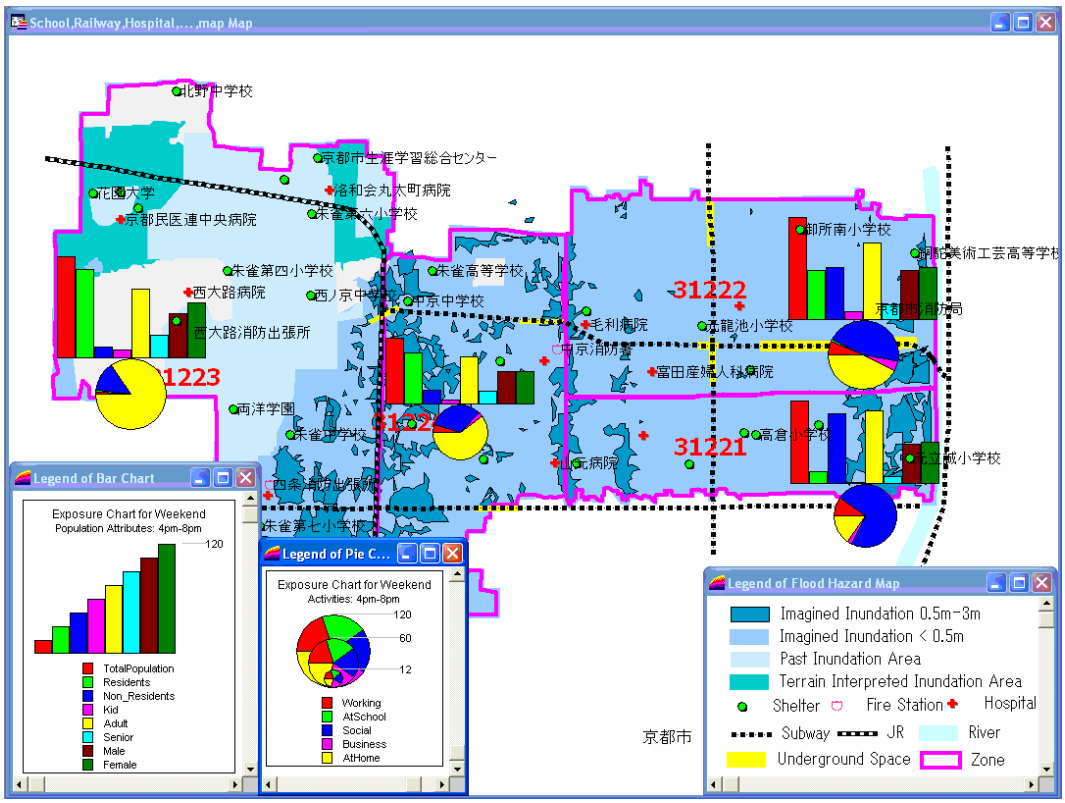


Fig. 6 Dynamic flood exposure map for weekend at the time period of 4pm-8pm.

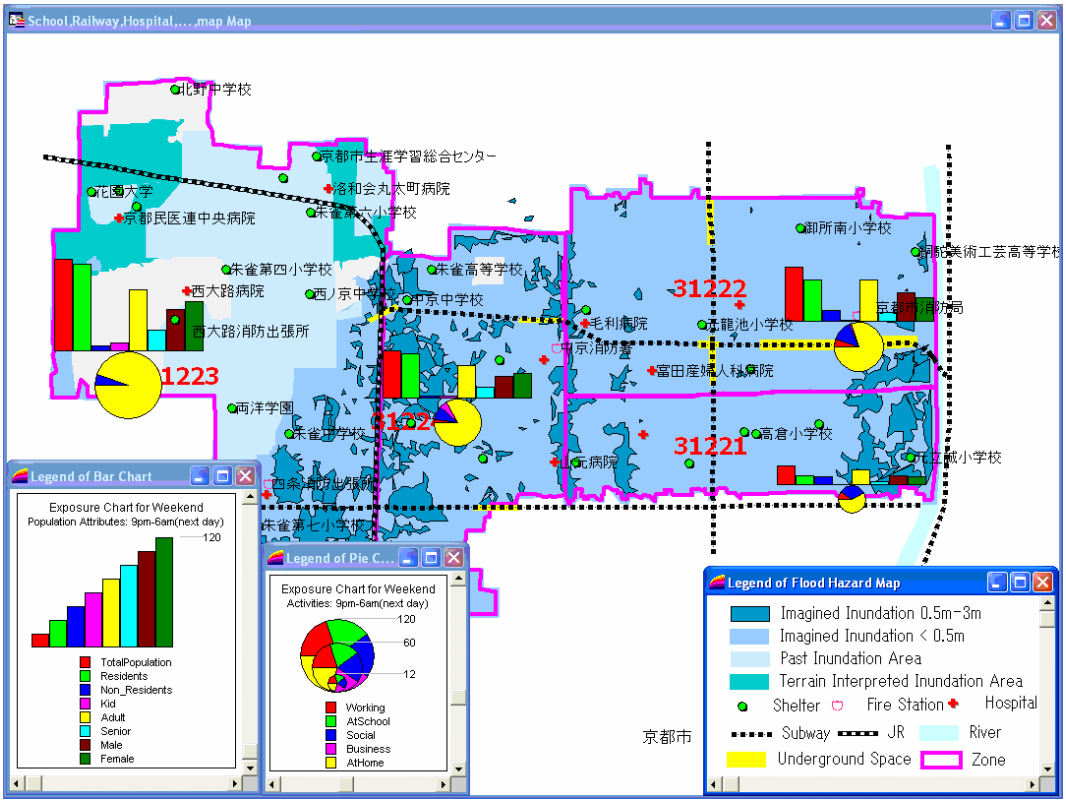


Fig.7 Dynamic flood exposure map for weekend at the time period of 9pm- 6am (Next day).

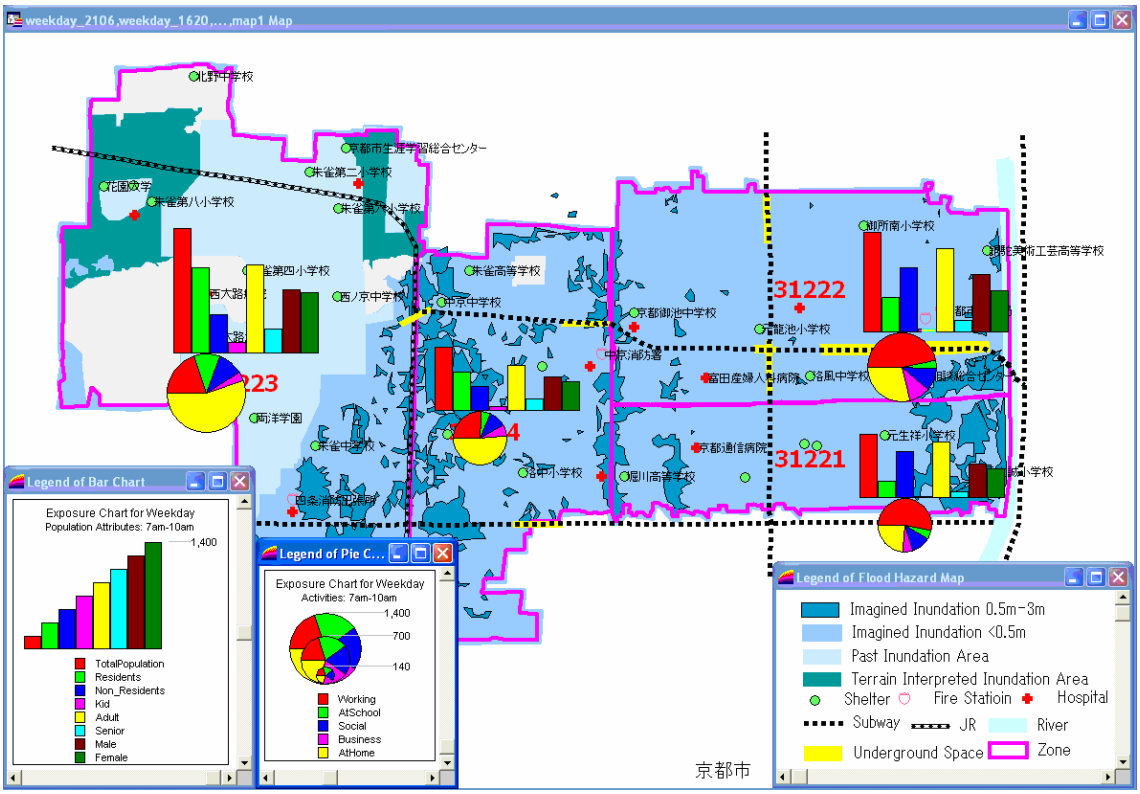


Fig. 8 Dynamic flood exposure map for weekday at the time period of 7am-10am.

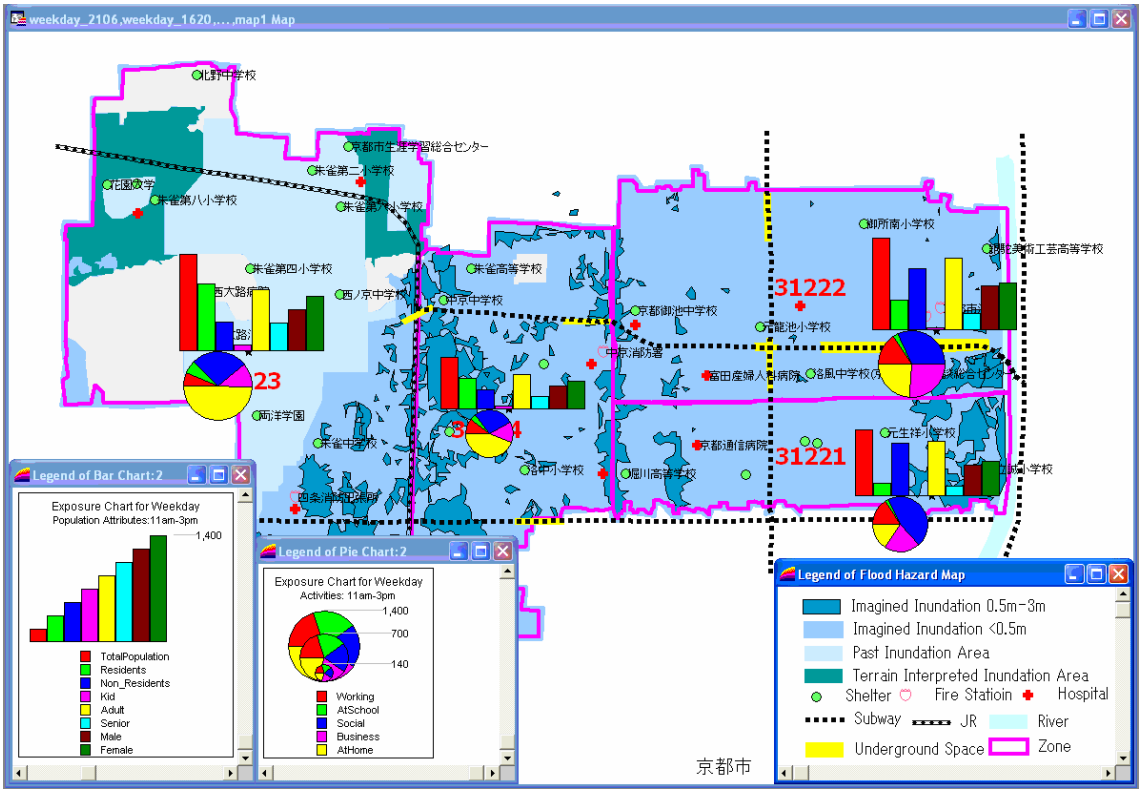


Fig. 9 Dynamic flood exposure map for weekday at the time period of 11am-3pm

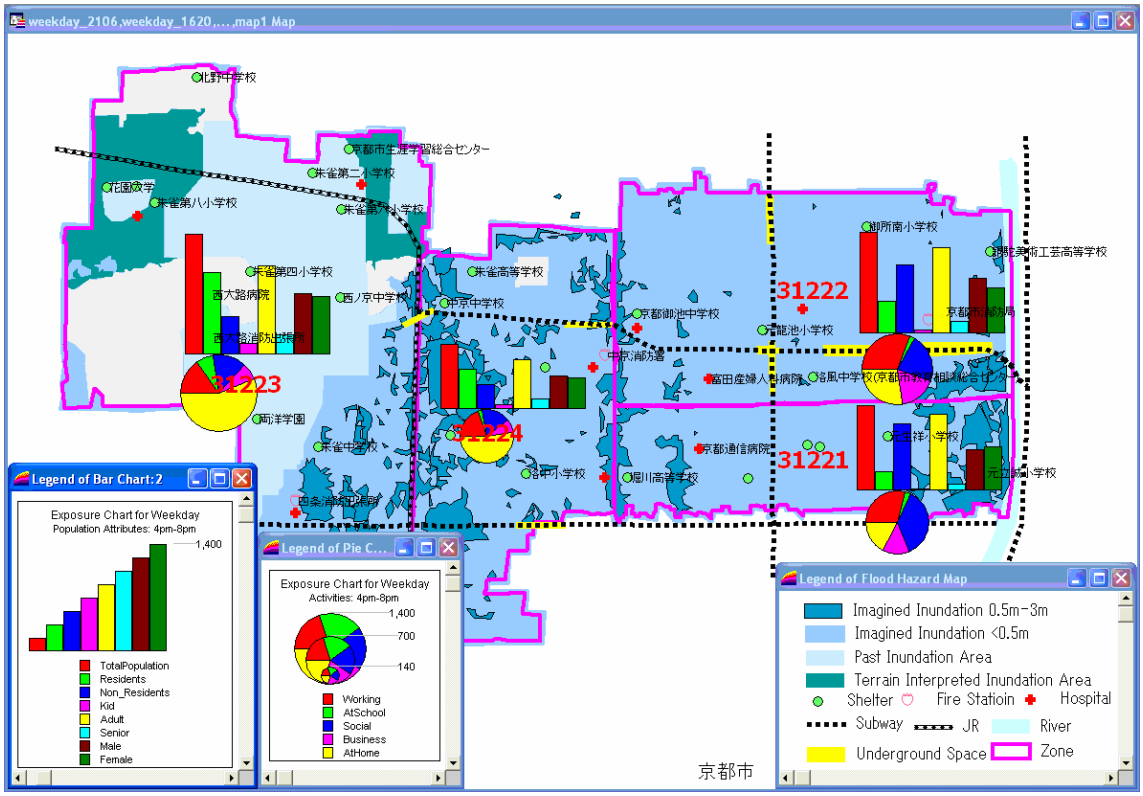


Fig. 10 Dynamic flood exposure map for weekday at the time period of 4pm-8pm

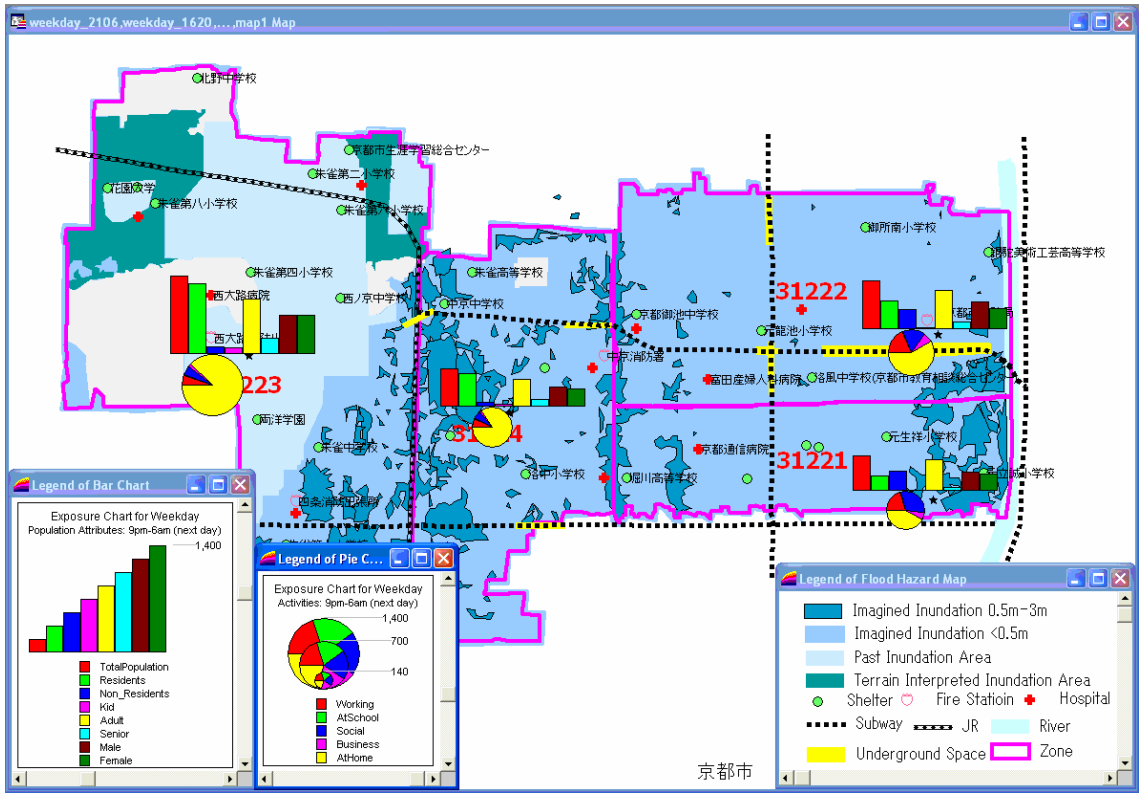


Fig. 11 Dynamic flood exposure map for weekday at the time period of 9pm-6am (next day)

responses in number are found in the data set for weekday. In addition, more exposures appear in rush hours in the morning and evening. A remarkable decrease of exposed population appears at night time from 9pm to 6am on the next day. Among those exposed, more residents are found in the spatial zones of C and D and the reverse situation happens in the spatial zones of both A and B where the most of exposed population are non-residents.

It is also shown that exposed populations have a similar structure of age and gender on weekend and weekday. Regarding the activities, a variety of activities are found in the exposure map for weekday. In the morning, apart of those people who stay at home, a lot of people go to work or school. The trend is clearly shown in the zones of A and B where about 50% people are in the activities of going to work. At noon, social activities and business related activities have a rapid increase in every spatial zone. In the evening, there is a slight decrease of social activities and a slight increase of activities of going back home and working. At night time, the majority of people are found at home even in the business zones of A and B.

4. Discussion and conclusions

The analysis on the dynamic population exposure provides policy implications for local evacuation planning. The discussion revolves around the following aspects: residents and non-residents mixed evacuation, structure of age and gender, time and place concerns.

(1) Residents and non-residents mixed evacuation

From the flood exposure map, the situation of residents and non-residents mixed exposure happens in every spatial zone in Nakagyo Ward, Kyoto. The great majority of exposed individuals are residents in the spatial zones of C and D, while non-residents are the great majority in the spatial zones of A and B. As we know, residents and non-residents may have different level of knowledge on the local environment, which will somehow affect their evacuation behaviors. For this reason, the evacuation planning for Nakagyo Ward should differentiate the two types of zones. For the spatial zones of A and B, evacuation plans should be reinforced for those market places, shopping centers, restaurants as well as transportation stations, etc. The evacuation signs and guidance are essential for these two zones. In addition, as more non-residents show up in the daytime than night time, evacuation plans have to put more efforts on daytime disaster management. For the spatial zones of C and D, self help and mutual aids should be highlighted in the evacuation planning. Disaster education and training will help residents become familiar with the shelter, evacuation route, etc.

Moreover, with information made available related to the spatial-temporal distribution of exposed non-residents, people will find it easier to estimate the timing of evacuation particularly those who are with difficulty getting back home once a flood disaster takes place.

(2) Structure of age and gender

As shown in above exposure maps, among the exposed population, the majority are adults, and then the senior and kids. Gender does not count significantly since male and female are almost always fifty-fifty regardless of zone and time. Therefore, a special consideration goes to those seniors and kids. This is a common problem for those four spatial zones in Nakagyo Ward.

(3) Time concern

The exposure maps show the great difference of exposed population in their characteristics and engaged activities on weekday and weekend. In addition, it shows a typical temporal change in different time periods of the day. Therefore, flood evacuation plans have to consider temporal factors, especially daytime and nighttime differences in order to carry out an effective evacuation and rescue.

(4) Place concern

The activities differ greatly in type for weekend and weekday. Weekend activities focus on at home and social activities but there are diverse activities on weekdays. In terms of the place to stay in, working populations may stay in the office, and students may stay at school. It is necessary to develop evacuation plans for office buildings, shopping malls, public buildings and even some small restaurants. Fortunately, some companies (e.g. St.Claire Inc in USA) have realized the problem and developed an evacuation plan for their office

buildings.

It is noted that some schools in the study are of Kyoto are located in the predicted inundation areas. For example, the Rissei elementary school is under the risk of river flooding from the Kamo River and predicted inundation is at the level of 0.5m-3m. For this reason, it is not suitable as a formal shelter site for a flood disaster. This safety problem of in appropriate location of formal shelters has been identified as an emerging cause for death during flood evacuation. The adaptation of shelters to multi-hazards needs to be examined to address such safety concerns.

As for social activities, it is likely for people to do shopping in an underground town or play by a river. Besides these, a lot of people commute in rush hours by train or subway. Evacuation plans face more severe challenges in these confined or semi-confined places. Individuals have to be aware of possible different flood hazards when they stay at different places. It is significantly important for people to respond to a hazard in a way adaptive to the conditions determined by the time, place and characteristic of hazards. The evacuation plans for underground flooding are different from the ones for surface water flooding in available shelters, evacuation routes etc. The evacuation planning for Oike underground space (EPOUI), for instance, should enforce more in disseminating information and guiding people out of the underground space as quickly as possible.

To sum up, this paper has analyzed the dynamic characteristics of people's exposure to a flood hazard in urban areas based on the PT Survey for the Keihanshin Metropolitan Region in 2000. The time- and place- dependent people's exposure maps have been developed for the case area of Nakagyo Ward in Kyoto City, Japan. The series of exposure maps clearly show the spatial-temporal change of population exposure to a flood hazard. All this implies a more need for analyzing and assessing time and space dependent characteristics when developing more realistic and effective flood evacuation plans in urban areas.

Based on the results developed in this paper, a follow-up research on the estimation of total population exposure will be carried out in the future.

References

Barredo, J.I., Lavalle, C., De Roo, A. (2005) European flood risk mapping. European Commission - Joint Research Centre, Ispra, S.P.I.05.151.EN.

Edmund Penning-Rowsell,W, Peter Floyd,David Ramsbottom And Suresh Surendran (2005), Estimating Injury and Loss of Life in Floods:A Deterministic Framework, Natural Hazards 36: pp.43–64

European Commission (2000), First Report on the Harmonisation of Risk Assessment Procedures, DG Health & Consumer Protection. European Commission, Brussels.

Evacuation planning for Oike Underground Inundation (EPOUI), available at: http://www.zestoike.com/plan_doc/plan_doc.pdf

Isabelle Ruin, Jean-Dominique Creutin, Sandrine Anquetin and Ce´line Lutoff (2008), Human exposure to flash floods – Relation between flood parameters and human vulnerability during a storm of September 2002 in Southern France, Journal of Hydrology, 361, pp.199– 213

Kajitani Y. (2003), Study on potential victims of Earthquake Based on Spatial-Temporal Distribution of Human Activities in Urban Areas, Doctoral Dissertation, Kyoto University.

Michael L. DeKay and Gary H. McClelland (1993), Predicting Loss of Life in Cases of Dam Failure and Flash Flood, RiskAnalysk, Vol. 13, No. 2,pp 193-205,

Nakagawa, H., Kawata, Y., Inoue, K. and Tanino, T. (1996): Flooding in Sandwip Island in the 1991 storm surge disasters, Journal of Japan Society for Natural Disaster Science, Vol. 15, No. 2, pp. 151-174.

Ngai Weng Chan and Dennisj. Parker (1996), Response to dynamic flood hazard factors in peninsular Malaysia, The Geographical Journal, Vol. 162, No. 3, pp. 313-325

St.Claire Inc, available at: http://www.stclaire.com/go/evacuation_plans/example_2/html

Tokyo Metropolitan Region Transport Planning Commission (TMRTPC), available at http://www.tokyo-pt.jp/person/pt_gaiyou.html

都市生活の動態性を考慮したエクスポージャマップの開発

劉玉玲・岡田憲夫・沈大勇*・梶谷義雄**

*米国ジョージメイスン大学
**京都大学社会防災研究部門

要　旨

本研究では都市生活の動態性を考慮したエクスポージャーマップの開発することを目的とする。エクスポージャーマップは，人々の時空間的活動と洪水ハザードの分布情報を重ね合わせることにより求められる。平成12年の京阪神都市圏パーソントリップ(PT)調査から，都市における人々の活動の時空間分布情報を求めた。また京都市の洪水ハザードマップを活用した。これにより本研究では，京都市中京区を対象区域として平日と週末の2つのエクスポージャマップを作成した。これらのマップを活用した分析結果を用いて，都市における洪水避難計画をより実情に即した形で改善するためのいくつかの有用な政策的知見を導いた。

キーワード：人口エクスポージャ，GIS，都市の動態性，洪水ハザード，PT調査

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

韓国高校生を対象とした三段階システム技法による参加型災害シナリオワークショップ

羅貞一*・岡田憲夫

*京都大学大学院工学研究科

要　旨

三段階システムは防災教育において地域コミュニティのリスクコミュニケーションを向上させる参加型ワークショップの技法として活用されている。既存の参加型ワークショップ手法では，個人レベルを対象にした災害リスクの認識や災害時の行動判断などへの気づきに重点を置いていた。コミュニティの減災を目的として，参加者の協働作業で行動計画づくりを実施する三段階システムは，「災害状況の設定」，「三段階図の作成」，「協働会議」，「災害シナリオと行動計画案の発表」から構成されている。三段階図は，災害発生後の 一日・一週間・一ヶ月の三段階の時間系列で分かれている。韓国，三陟市の三陟高校の事例研究では，2002年水害を経験した地域の高校生を対象に三段階システムを活用した災害状況シミュレーションワークショップが行われた。参加者達は，地域コミュニティの復旧・復興を目指して，自ら災害シナリオと対策行動計画案を作成した。

キーワード：三段階システム，災害シナリオ，防災教育，参加型ワークショップ，行動計画，住民防災活動

1. はじめに

近年，地域コミュニティの地域防災力と防災意識の向上のために参加型ワークショップという体験学習のリスクコミュニケーション技法がよく活用されている。自助・共助に代表される地域コミュニティの災害リスクの取り組み能力を平常時から防災活動の備えにつなぐためには災害の特殊性や地域コミュニティの特性を考慮した上に，個人と地域コミュニティの両方の視点を持っている参加型ワークショップは有効である。しかし，既存の参加型ワークショップ手法では，災害後の将来的な地域コミュニティの復旧・復興の行動計画の議論より，災害発生直後の個人レベルの行動判断を学習することが多かった（Na et al, 2009）。つまり，個人の気づきを促すリスクコミュニケーションに重点を置いていたため協働的な行動計画づくりの学習体験までには至らなかった。

また，ワークショップの進行においても，参加者はファシリテーターが事前に設定したシナリオと役割に沿って，個人レベルの災害発生直後の行動判断を行うなど，地域コミュニティの視点は入れなかったため，災害状況の設定においても地域特性を反映することは難しかった。

地域コミュニティの救援・復旧・復興の過程を向上させるためには，現実的な災害シナリオの設定と協働的行動計画の作成が必要な要素の一つである。災害に対するリスク認識は地域コミュニティの取り組み能力の向上のために実践可能な行動につながらなければならない。参加型ワークショップの手法は地域コミュニティの救援・復旧・復興を目的に，住民間のリスクコミュニケーション技術を含む，より効果的な地域コミュニティの行動計画を開発するために活用されることができる。

本研究で紹介する三段階システムは，このような問題意識から2008年に岡田（羅・岡田，2009）により着想・提案された。地域コミュニティの現状を参加者自ら診断と設定しながら，個人と地域コミュニティの両方の視点を持っている実行可能な行動計画案を共同の協働作業で立てるツールやプロセス技術として開発され2008年12月鳥取県智頭町の山郷地区にはじめて導入された(Photo1)。



Photo 1 Sandankai system in Yamasato area of Chizu-cho (2008, 12, 23)

三段階システムは，二つの目的を持っている。一つ目は，地域のリスク現状を理解するために各参加者からの知識と情報の習得，二つ目は地域コミュニティレベルの災害シナリオと協働行動計画案の開発である。

日本の隣国である韓国では，2002・2003年に発生した台風RUSA（2002）と台風MAEMI（2003）で246名と117名が犠牲になった。RUSAの場合、経済的被害も記録的で、自然災害としては韓国歴史上の最大である約6000億円の被害が発生した。全国的な被害を与えた2002・2003年の水害をきっかけに韓国では2004年6月、中央政府機関として消防防災庁が開庁された。国レベルの防災計画・防災対策と共に，地域自律防災団（2005年から）を中心にする住民向けの防災活動も実行されている。しかし，まだ，地域コミュニティの減災を目的にする防災教育のプログラムが体系的に出来ていないため，地域自律防災団の活動は構成員の災害経験に依存する救助活動を主に行っている。また，青少年を対象にする学校の防災教育分野ではリスク認識の向上のための参加型ワークショップは，まだ行ったことがない。

この研究では，韓国の江源道三陟市の三陟高校を対象に地域コミュニティの災害シナリオと行動計画案を作成する三段階ワークショップを行った。そのため，三段階システムワークショップの実施は，参加者の防災分野への関心と防災意識の向上はもちろん，韓国の学校防災教育において，参加型ワークショップの初めての試みの意味を持っている。

2. 三段階システム

本章では，三段階システムの基本的事項や特性について説明する。

2.1 三段階システムの概要

「三段階システム」は，災害の状況を想定して，災害を災害発生後の 一日・一週間・一ヶ月の三段階の時間系列で分けて，参加者の地域コミュニティにはどのような状況が起きるか，またその状況をお互いに乗り越えるためにはどのような対策が必要で参加者は何が出来るかを，個人の視点と地域コミュニティの視点の両方で相互補完的な対策案を議論する参加型リスクコミュニケーションの技法である（Table 1）。

既存の，防災教育向けの参加型ワークショップ手法の多くが，災害状況などを災害発生の直後に限定した個人行動の判断を中心に設定したことに対して，本三段階システムは，時間系列では，災害発生後の直後（一日）の生存領域から， 暫く後（一週間）・さらに後（一ヶ月）の災害後の生活復旧領域まで扱っている。また，行動主体としては，個人から地域コミュニティまでの相互協働の行動対策までを考慮している。さらに，既存の手法の大抵では，参加者はファイシリテーターが事前に決めた状況設定だけに従ったが，本手法では，ファシリテーターが災害発生状況のシナリオの概略を用意するとともに，具体的状況の設定は，参加者に想像させ，ファシリテーターと参加者間の質疑応答を通して特定するやり方をとる特性を持っている。これにより参加者の地域コミュニティにあう状況設定と実現可能な行動対策により近づくことができる。

Table 1 Basic characteristics of the Sandankai system method

Application	Disaster scenario workshop
Objective	Develop disaster scenarios and action plans for enhancing the local community's post disaster coping capacity
Who Decides Scenarios	A facilitator suggests guidelines and participants determine scenarios and planned actions
Participants	Residents from the local community
Facilitator	Specialists
Typical Size	One Team (6 to 30 people); Three Groups (2 to 10 people each)
Outcomes	Disaster scenarios and action plans for the local community

2.2 三段階システムのプロセス

三段階システムは，「災害状況の設定」，「三段

階図の作成」，「協働会議」，「災害シナリオと行動計画案の発表」から構成されている（Fig.1）。

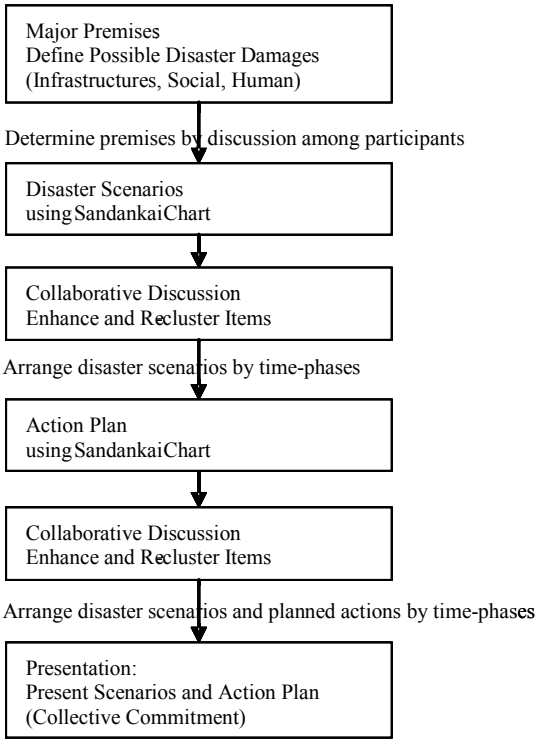


Fig. 1 Process of the Sandankai system method

三段階システムワークショップは，最初「災害状況の設定」から始まる。「災害状況の設定」のアクティビティは，参加者に対象になる地域コミュニティの潜在的災害リスクに対して，参加者間の経験と情報を共有できる機会を与える。参加者は災害規模を定義して，インフラ・人的被害・家屋被害と各被害から回復に必要な期間などを含む災害状況の設定を行う（Table 2）。

Table 2 Major premises of the disaster situation

Contents	Damage Situation and Necessary Time to Recover
When	Around the end of Summer (Typhoon Season）
Electricity	Within two weeks
Water Supply	From one week to one month
LNG Gas	Rural Area uses LPG (not LNG)
Communication	Within two weeks
Roads	Within two days (two months for some roads）
Human Injury	Some people injured
Houses	Shelters (within one week, could last more than one year）

対象地域コミュニティの災害状況・被害状況を考慮して，参加者とファイシリテーターは現実的な状況を想像する。参加者は，災害状況の時間区分に沿って三つのグループに分かれる。その後，各グループの参加者は与えられた時間区分に合う災害シナリオを模造紙（1091mm×788mm）の上に作成する（Fig. 2)。グループ間の協働会議を通して作成した災害シナリオカードは，設定した災害被害状況に合わせて各三段階図に移動させる。

また，参加者は設定した災害状況の中で地域コミュニティの救援・復旧・復興の過程を考慮した行動計画案を作成して三段階図の上に完成させる。一般的には，三段階図の上部には災害シナリオが，下部には行動計画案が配置される。



Fig. 2 Standard patten of the sandankai chart

各グループの災害シナリオと対策行動計画案の三段階図が一旦完成できたら，より現実的な災害状況と行動計画案を立てるために各グループの参加者間の協働会議を行う。

Table 3 Features of the Sandankai system

Current Methods		Sandankai System
Relief activities at one point of time within one or two days after a disaster event.	**Disaster Scenarios and Actions**	Relief, response, and recovery processes after a disaster event: ・within 1 to 2 days, ・within 1 to 2 weeks, and ・within 1 to 2 months
Mainly personal view for relief actions	**Viewpoint for Actions**	Both personal and local community views for relief, response, and recovery actions
Disaster situation proposed by facilitator	**Who determines disaster situation?**	Disaster situation determined by participants and facilitator

最後に「災害シナリオと行動計画案の発表」を通して参加者は全体的計画案を採択するとともに，その協働的な実践を宣言する。

三段階システムは，災害発生後の地域コミュニティが直面する復旧・復興の脅威に対して個人と地域コミュニティの両方の視点を持っている。参加者はファシリテーターのガイダンスによって地域の災害状況を決定する。このような既存の参加型ワークショップの手法と比較した三段階システムの異なる特性を Table 3 に説明している。

3. 韓国，三陟高校の研究事例

3.1 江原道三陟市と自然災害の被害

韓国，江原道三陟市は，江原道の最南部に位置した高地帯山間地域である。面積は，1185.8k㎡（東西45.75km，南北48.60km）で，町面積の89%は，山林で構成されている。人口は，平成22年1月現在，71,453名である。

最近の自然災害に対する被害としては，2002年の台風RUSA(8.30-9.1)で，降雨量　479.8ｍｍ　（最大819 ㎜）から，人名被害は，45名で財産被害が約483億円に至った。また，2003年の台風MAIMI(9.11-9.13，降雨量　401㎜　（最大　540㎜）)からは，5名の人名被害と約16億円の財産被害が発生された。

三陟市の行政は，災害被害経験があるため防災計画には関心を持っている。また，2006年から地域自律防災団の組織が設立されているが，実際的な防災活動はまだ行っていない。三陟高校の三段階ワークショップの実施には，現地の大学で防災分野の博士過程を履修している三陟高校の先生から協力をもらった。

3.2 三陟高校の三段階ワークショップ

2009年12月23日に韓国，江原道三陟市の三陟高校で高校2年生の一クラス（30名）が参加する災害状況シミュレーションワークショップが2時間の計画で実施された。ファシリテーターは，本論文の第一著者が行った。

参加者は，災害シナリオと対策行動計画案の作成を行うために10名ずつ三つのグループに分かれた。「災害状況の設定」の過程を通して，参加者は2002年の台風の被害状況に対して地域コミュニティにどのような災害状況が起きたのを記録したことがなかったことに気付いた（Table 2）。従って，参加者はワークショップのテーマを「地域コミュニティの復旧･復興づくり」にして，災害被害状況の設定とそれに対する災害発生後の 一日・一週間・一ヶ月の三段階の時間系列で行動計画案を作成した。

三陟高校の三段階ワークショップの時間構成は，Table 4 のように実施された。三段階の時間軸は，直後（災害発生後の 1 日目～2 日目）・暫く後（災害発生後の 1 週間～2 週間）・さらに後（災害発生後の 1 ヶ月～2 ヶ月）にした。

Table 4 Timeline of the Samcheok high school sandankai workshop

Time actually spent	Contents
10:45～10:50	Greetings - Open the Workshop
10:50～11:05	How to use the Sandankai method?
11:05～11:10	Divide into groups and determine group leaders
11:10～11:30	Premises of disaster situation (based on personal experience）
11:30~11:50	Create disaster scenarios using the Sandankai Chart (What is our situation?)
11:50～12:30	Develop action plans using the Sandankai Chart (What should we do?）
12:30~12:40	Present and determine components that can be done in an action plan
12:40～12:50	Complete a questionnaire
12:50	Commitment and taking of photos

三陟高校の三段階ワークショップの参加者は，災害当時には小学生であったが，その当時の具体的な事項まで思い出すことができた。その当時の災害などに関する知識は限定されていると思うが,「災害状況の設定」の行う過程の中で，参加者は災害に対する知識と情報をお互いに交換して共有することができた。また，その災害経験以後，災害に対して話したことはないが，三段階ワークショップでは，数多くの災害シナリオと対策行動計画案を作成することができた。

災害被害状況の設定に関しては，2002年・2003年の災害（風水害）の経験を基に，参加者達が，それぞれの被害設定をファシリテーターと質疑応答しながら，自ら行った（Table 2）。三陟市は，市街地と農地が両方存在しているため，自然災害の被害と復旧･復興に関する期間差が存在している。

参加者間の災害状況を共有とまた，災害状況をより具体的に想像させるために，ファシリテーターは参加者の 2002 年災害の個人体験などを質問した。ファシリテーターと参加者間のこのような相互的なコ

ミュニケーションを通じて，降水量・風速などの統計的なデータだけではなく，三陟市の各地域コミュニティの実際の災害状況のイメージが共有できた。

災害被害の状況の設定の後は，各グループ（A, B, C）は，災害状況に対する「対処」を，個人の視点ではなく，地域コミュニティの視点という両方の視点で地域コミュニティの復旧･復興づくりのためにできる行動計画案を作った。「協働会議」後に，全体的に 57 項目の災害シナリオカードと 58 項目行動計画案カードができた。具体的には救援・救急活動を中心にするグループ A・復旧活動を中心にするグループ B・復興活動を中心にするグループ C に，各 21，23，13 項目の災害シナリオと各 22，20，16 項目の行動計画案が三段階図の中でできた（Table 5）。

「災害シナリオと行動計画案の発表」の後に，参加者は地域コミュニティの減災のために自分達ができる行動計画案をさらに選択した。

Table 5 Components of disaster scenarios and action plans of the Samcheok high school sandankai workshop

	Group A: Relief Within 2 Days	Group B: Response Within 2 Weeks	Group C: Recovery Within 2 Months
Disaster Scenarios	21	23	13
Action Plan Components	22	20	16

3.3 地域コミュニティの復旧・復興のための行動計画案

各グループでは，地域コミュニティの救援･復旧・復興のための行動計画が，災害シナリオの時間区分によって行われた。

三陟高校の三段階ワークショップでは，1日～2日の行動計画案では，個人・家族範囲の生存問題解決や健康問題に関する項目が中心。政府主導の支援を求める。1週間～2週間の行動計画案では，外部からの支援が次々入る。それに伴って地域住民も活動の範囲が地域コミュニティに広がる。1ヶ月～2ヶ月の行動計画案では，生存問題から普段の生活に戻るためのインフラ整備だけではなく，災害後の個人のストレスや好み，教育問題，地域コミュニティ活性化の対策まで広がっている（Table 6）。

Table 6 Summary of action plans of the sandankai chart in the Samcheok high school sandankai workshop

Time-Phase	Action Plan
Group A: Action Plan within Two Days (Relief)	Items relating to survival problems in personal and family areas. Residents demand government support.
Group B: Action Plan within Two Weeks (Response)	Support from outside the area. Residents start recovery activities together with volunteers, government, and military.
Group C: Action Plan within Two Months (Recovery)	Actions include psychological care of victims, solving social problems in the local community. Recovery activities are mainly carried out by local people, not outside volunteers.

体表的に地域コミュニティの復興過程を議論するするグループ C の災害シナリオと対策行動計画は Table 7 と Table 8 に書かれている。

Table 7 Disaster scenarios developed by Group C for the recovery process of the local community

Disaster Scenarios	
Within 1 Month To 2 Months	
1	Discovery of the body of an old man who lived alone
2	Unknown condition of the elementary school and the students
3	Medical volunteer group needs to be dispatched
4	Individuals staying in shelters in the local community
5	Buying bottled water for drinking
6	The activities of volunteers from outside (military) end
7	Damage to the government office and the health center
8	Spread of eye disease in the local area
9	Damaged walls and wallpaper
10	Flood victims deceived by a swindler
11	Vehicular traffic blocked by a destroyed bridge
12	An old woman worried about her shelter (container) when it rains
13	A married local woman ran away with a construction laborer who was working on rebuilding the local community

グループ C の参加者は，災害シナリオを解決するための行動計画案を提案した。例えば，Table 7 の最初の災害シナリオ項目である“一カ月後に孤独死の年寄りの死体発見”を解決するために“隣の年寄りの家を訪問”などを計画した（Table 8 の二つ目の項目）。

特に Table 8 では参加者が自ら実践できる行動計画案には下に線を引いてその実践が宣言されている。

Table 8 Components of the action plan developed by Group C for the recovery process of the local community

Action Plan for the Recovery Process of the Local Community	
Within 1 Month To 2 Months	
1	Carry out the special budget of government for the stricken area
2	Visit the homes of elderly men for emotional care
3	School teachers call students
4	Establish volunteer organizations for the local community
5	Get along in a friendly manner with neighbors
6	Local government to restore water service
7	Clean schools
8	Clear destroyed houses
9	Rebuild destroyed houses
10	Manage personal health care
11	Car and electronics companies provide repair services to flood victims
12	Volunteers build new houses
12	Arrest the swindler
14	Build temporary bridges for vehicular traffic
15	Begin reconstruction of bridges
16	Provide ethics education to increase inhabitants' awareness of societal moral

4　結果と考察

4.1　アンケートの結果

三陟高校の三段階ワークショップ後、三段階システムによる災害認識の向上の有用性と三段階システムの理解力を調査するためのアンケートが実施された。

配られた30枚の中で26枚が有効応答として回収された。三段階ワークショップの実施による災害認識の向上を図るためにファシリテーターは，参加者に三段階ワークショップの実施に関する情報を事前に与えなかった。一般的に災害・防災をテーマにする参加型ワークショップに参加する人々はすでに防災に関する関心や災害認識を持っている場合が多いため，手法自体の有用性を判断することが曖昧なものである。従って，教室に入るまで参加者は三段階ワークショップの実施に関して何も知らなかった。

三段階システムワークショップの参加者は，次のような特性をもっている。

(1) 江原道三陟市三陟高校の2年生（30名）で歳は16才または17才である。2002年の災害時は小学生であった。

(2) 96%の学生は災害経験がある(2002年, 2003年)。そのうち，さらに30%の学生は，実際に災害による被害があって避難生活を経験した。

(3) 参加者が防災に対して議論したのは2002年の水害以来、初めてのことである。

三段階ワークショップに関しては，次のような参加者の意見・感想が出た（自由記述）。

(1) 災害・災難の対処に有用である。

(2) 災害時に地域のために出来ることはなんでもやる。

(3) 自然災害に対する関心が高くなった。

(4) 専門用語などは慣れていないため、はじめの説明は難しかった。

(5) 行動計画案は、とても有益である。

(6) このワークショップの参加は意識向上に役に立った。

「災害発生前の平常時・水害発生後に地域コミュニティのためにあなたが出来ることは何がありますか」という質問に対して参加者は12個の活動を答えた（自由記述）（Table 9）。

参加者の88.5%（有効応答数26）は，三段階ワークショップは災害認識の向上・防災分野への関心・災害知識の向上に有効であると答えた。参加者の57.7%は三段階ワークショップの中で各グループ間の「協働会議」の過程が一番面白いと答えた。参加者の80.8%は，もし機会があれば三段階システムのような参加型ワークショップに参加したいと答えた。アンケートの結果から，三段階ワークショップによる参加者の災害認識向上の有用性が示された。

参加者は三段階ワークショップを通して，災害発生後の対処も重要であるが，1) 災害被害発生の事前に，できることを備えるのが重要であることを認識した。また，2) 災害の被害状況を乗り越えるためには個人と個人間の相互的「助け合い」を基に協働することの有効性が体験学習できた。

Table 9 Action components students determined they can do

We can do the following for our local community	
Cooperate with local people	Ask for assistance, bail out waste water
Do not put trash and dirt on the streets to prevent clogging drains	Look after the needs of those who were emotionally hurt by the disaster
Be volunteers for recovery in the local community	Learn about natural disasters
Help with activities for recovery of the local community	Prepare an emergency pack
Participate in house building projects	Provide candles and flashlights for emergency
Learn correct disaster response processes	Stock bottled water

4.2 災害体験から災害知識・情報へ

2003 年の水害時は，参加者は小学生であったが，その以後，災害に関して話をしたこともそれを記録に残したことはない。しかし，今回の三段階システムワークショップに参加して，その時の体験を再認識し，参加者みんなと共有することができた。

また，高校生になった今は，災害時の状況で，自分達ができることは何かを議論する場つくりが出来た。三段階システムワークショップの実施後は，参加者の約 84%が防災意識の向上・防災への関心・防災知識の向上に効果があったと答えた。

ゲーム技法を取り入れた参加型手法で行ったリスクコミュニケーション過程は，参加者に自然災害に対しる興味と関心を与えることができた。また，相互コミュニケーションを通して，自分達の体験を記録して共有することから，防災情報・知識まで発展させることができた。

三段階ワークショップ後，参加者である学生が新しく認識したことは，災害状況発生時に大人−子供で対比される，脆弱者の立場だけではなく自らが地域の復旧・復興のためにできることは何かを認識したことである。

4.3 三段階システムと四面会議システムとの連携と拡張

四面会議システム（Na et al, 2009a, 2009b）の場合，実践的行動計画案の作成のために四つ役割分担と計画実施の予備時間系列の区分があるため，地域コミュニティを対象にする防災計画づくりの行動計画図の作成には適しているが，その前のSWOT分析過程で参加者の問題意識と動機意識の共有することに置いては参加者の意見がどこに視点を置いて行くかによって参加者の理解に混乱が置いたまま進めると全員の理解の認知的斉合性が促進される可能性の問題点（羅・岡田，2009）が挙げられた。それで，自主防災組織などのある程度の動機つけが構成されている小グループの行動計画づくりに適している。しかし，三段階システムを，四面会議システムの地域診断過程であるSWOT分析の代わりに行うことで，参加者は明確な設定の中で地域コミュニティに適合した災害状況をシミュレーションすることができる。その上で具現される対応策を平常時から備えるための防災活動計画づくりにより実感させることができると考える。

このような二つの手法の融合的統合は，地域コミュニティの防災活動において，動機つけと地域現状の把握，潜在的リスクとテーマの設定，具体的な行動計画案の作成までの一連のプロセスがが，有機的に構成できると考えられる。

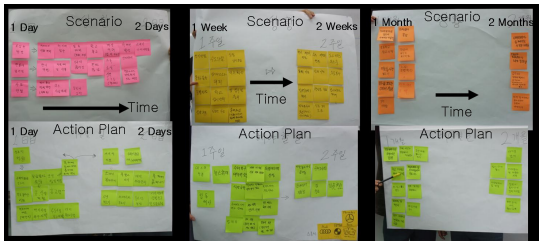


Fig. 3 The sandankai chart in the Samcheok high school sandankai workshop

5. おわりに

本三段階システムワークショップを通して，参加者は災害後の対処行動に関して個人の視点から地域コミュニティという生存生活共同体の視点まで拡大され，役割分担による協働作業で行動計画する体験学習が出来た。また，参加者の防災意識と防災に関する関心が向上されたことがアンケートで明らかになった。つまり，風化されている災害経験を三段階システムのリスクコミュニケーションで，時間上の区分によって体系的に記録しながら再認識することができたことである。従って，三段階システムワークショップによる防災意識の向上と，韓国防災教育への適用が有効であることが示された。

これからの研究課題としては，学生だけはなく，先生や地域住民を入れた先生・学生・学校・地域という四つの多角的な視点と立場を持っている総合的な行動計画案づくりのワークショップの実施が必要

である。新しいワークショップを通して，三段階システムと四面会議システムの融合補完関係などを明らかにすることができる。さらに，このような防災教育の延長と各主体間の連携は，地域コミュニティに密着した実践可能な持続的な防災活動につながると期待できる。

謝　辞

「水害シナリオの行動計画づくり」ワークショップの場を提供した三陟高校のJong-suk KIM　先生に謝意を表するとともに，ワークショップに参加した韓国，三陟市の三陟高校の学生達に感謝する。

参考文献

内閣府（2006）：平成18年版 防災白書。

羅貞一, 岡田憲夫（2009）：地域診断型防災活動支援手法の開発：三段階システム，第24 回春の地域安全学会研究発表会，桑名市，6月5−6日

羅貞一, 岡田憲夫, Liping Fang(2008)：地域防災力の向上のための協働的な行動実践化技法に関する研究，第27回自然災害学会学術講演会概要集，pp. 95-96。

J. Na, N. Okada, and L. Fang, “A collaborative action development approach to improving community disaster reduction using the Yonmenkaigi system. ” Journal of Natural Disaster Science, Vol. 30, No. 2, pp. 57-69, 2009A.

J. Na, N. Okada, and L. Fang, “Collaborative action development for community disaster reduction by utilizing the Yonmenkaigi system method,” Proceedings of the 2009 IEEE International Conference on Systems, Man and Cybernetics, San Antonio, TX, October 11-14, 2009B, pp. 1929-1934.

Disaster Scenario Development Using the Sandankai System for a High School in Korea

Jongil NA* and Norio OKADA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This paper introduces the Sandankai system, a new type of participatory workshop method for disaster education to improve the risk awareness of disaster. The Sandankai system method consists of the four steps: definition of the major premises of the disaster situation, development of disaster scenarios and action plans by completion of a Sandankai chart, collaborative discussion among members of each group, and presentation of the disaster scenarios and action plan of each group. The Sandankai chart has three time-phases: within one to two days, within one to two weeks and within one to two months, after a disaster. As demonstrated in a case study carried out in a class of high school in Samcheok city, Gangwon Prefecture, Korea, this method shows its usefulness to improve the risk awareness of disaster reduction in a community.

Keywords: disaster scenario, disaster education, participatory workshop method, the Sandankai System Method, action plan

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

京都大学吉田地区における関西地震観測研究協議会強震観測点の相対サイト特性

加藤　護*・茂泉　優**・岩田知孝

* 京都大学大学院人間・環境学研究科
** 京都大学総合人間学部

要　旨

関西地震観測協議会の京都大学内２観測点における相対的なサイト特性を求めた。両観測点で共通に観測された70個の地震の波形記録を用いてスペクトルを求めその比を相対的なサイト特性とみなした。KYU観測点（工学部）に比べ，IHS観測点（総合人間学部）では高周波成分の減衰が顕著であることが確認された。両観測点における微動観測を行った結果と比較すると，この差異は地盤に起因するものではなく，観測点が置かれた建物の影響（入力損失）によるものと考えられる。

キーワード: 強震動，サイト特性，関西地震観測研究協議会

1.　はじめに

大学は昼間人口が多く建物密度が高いことなどから，都市型の地震災害に対して脆弱な環境と考えられる。京都大学本部キャンパスのある左京区吉田は木造住宅密集地でもあることから，この地域総体の地震災害の危険度は高いと考えられる。また，この地域は京都盆地の東端に位置し，吉田山や花折断層など地形や地下構造の複雑さが知られている。このような地域において強震動特性を知ることは都市域における地震災害の軽減を考える上でも重要である。

関西地震観測研究協議会（CEORKA）では京都大学吉田地区に２つの強震観測点を設置している。このうちKYU観測点は工学部土木総合館北側の小屋内にセンサーを設置しており，1995年4月から観測が行われていたが，工学部の桂キャンパス移転とこれに伴う吉田キャンパス整備に伴い，2009年8月で観測を終了した。IHS観測点は吉田南2号館地下において2001年2月に観測が開始された。センサーはどちらも速度型強震計である。京都市内は有感地震の頻度が低く，地域の強震動特性を知るために長期間の地震観測を行い記録を収集することが必要となる。京都大学吉田地区における強震動を知る上でもKYU観測点の過去の観測記録とIHS観測点の今後の観測記録を合わせて活用することが重要である。強震波形記録はサイト特性の影響を強く受けることが知られている。KYU観測点のサイト特性は鶴来ら(2002)において，岩盤サイトを基準としたものが求められている一方，IHS観測点については既往の研究例はない。

これらを踏まえ，本研究ではCEORKAのKYU観測点とIHS観測点の観測波形記録を比較検討し，S波について２観測点間の相対的なサイト特性（相対サイト特性）を求めることを試みた。また，観測点周辺における臨時微動観測を行い，得られた相対サイト特性の解釈を行った。

2.　データと手法

本研究では解析対象区間としてKYUとIHSの両観測点で並行に観測が行われている2001年4月から2006年12月を選んだ。この期間に2観測点を共通にトリガーした地震は180個である。この中から遠地地震ではないもの，P波やS波の着信時刻の読み取り精度が十分担保されるものを基準に目視で波形記録を選別し，十分なSN比を持つと考えられる記録70組を選んだ。Fig.1に用いた地震の震央分布を示す。

Fig.2は2観測点での波形記録の例である。設置されている速度形強震計は0.015-30Hzの帯域においてフラットな周波数特性を持っているため，感度だけの補正から速度波形を求めている。特徴として，IHS

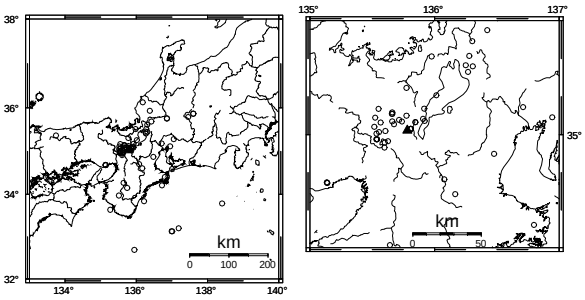


Fig. 1 Epicentral distribution of earthquakes used in this study.

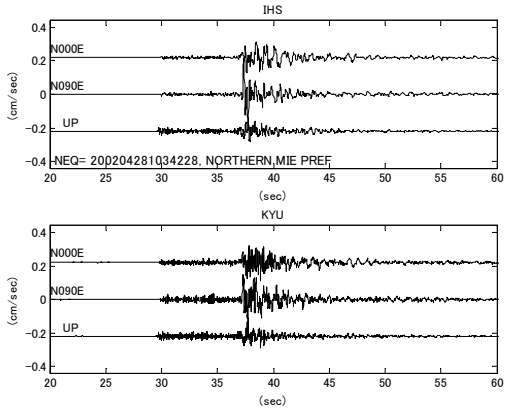


Fig. 2 Example of waveforms used in this study. Top and bottom waveforms are 3 component seismograms at IHS and KYU, respectively.

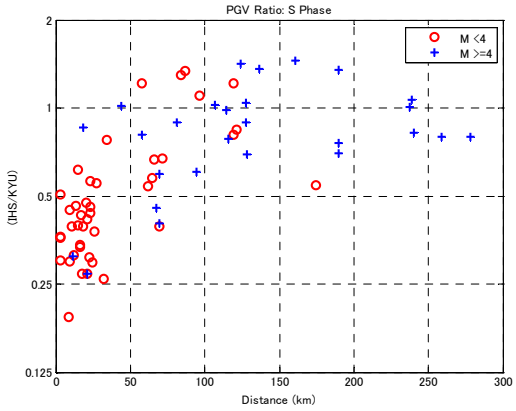


Fig. 3 Ratio of peak ground velocity (PGV) at stations IHS and KYU.

の記録に比べKYUの記録は短周期成分に富んでいることが確認される。また，直達S波の振幅もIHSに比べKYUが大きい。波形の傾向をさらに見るために，70組の波形記録についてS波の最大振幅（PGV）を求めた。PGVは各観測点におけるS波着信から10秒間の水平動波形2成分のベクトル和の最大値として評価した。PGVの比を震央距離の関数としてみると，震源距離が70kmより近い地震に対して， IHS/KYUの振幅比が1より小さくなっていることがわかる（Fig.3）。2つの観測点間距離は0.6km程度であるので，この差はサイト特性によるものと考えられる。

次に，観測波形記録のスペクトル比をとって，周波数領域において2観測点の相対的サイト特性を検討した。強震記録の観測スペクトルは震源特性，伝播特性，サイト特性の積で表現される（たとえば，岩田・入倉，1986）。KYUとIHSは観測点が近接しているため，放射特性を含む震源特性，伝播特性は同一と近似できる。そこで2観測点の波形記録から個々にスペクトルを求め，その比をとると，サイト特性の比，つまり，相対サイト特性とみなすことができる。

スペクトルの推定にはS波到着時から10秒間の波形を用い，両側10%のサイン型テイパーを適用した。スペクトルは各周波数fに対しその上下±10%の計算値を単純相加平均して平滑化した。水平動のスペクトル解析は水平動2成分をベクトル合成した値を用いた。また，P波到着前の10秒間の区間の各成分のスペクトルを求め，SN比評価の参考となるバックグラウンドノイズのスペクトルを推定した。Fig.4 にこのように推定されたスペクトルの一例を示す。スペクトル比を求めるにあたってはKYUを分母とした。これは鶴来ら(2002) の既往研究によって岩盤サイトに対するKYUのサイト特性の評価がなされているためである。

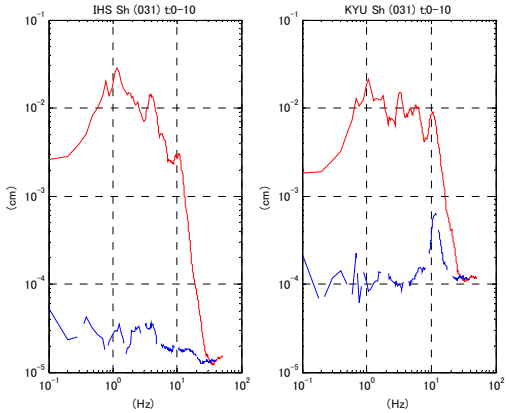


Fig. 4 Comparison of the S-wave velocity amplitude spectra (red) and noise spectra (blue) at IHS (left) and KYU (right).

3. 解析結果

70組すべての直達S波水平動のスペクトル比を平均したものをFig.5に示す。点線は対数正規分布を仮定

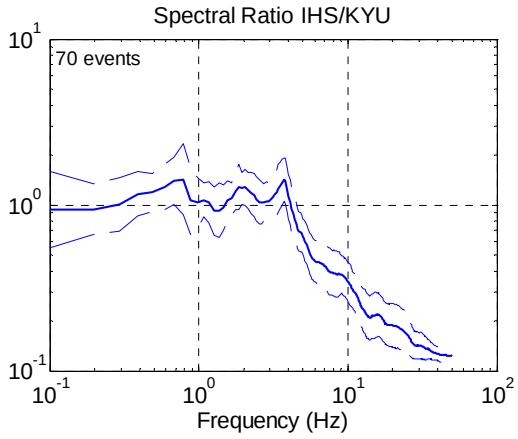


Fig.5 Average spectral ratio between IHS and KYU for all 70 waveform pairs. Dashed lines are 1 σ ranges.

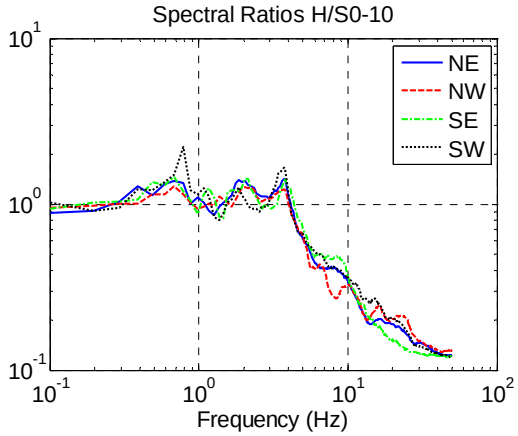


Fig. 6 Dependence of spectral rations on back azimuth from the stations.

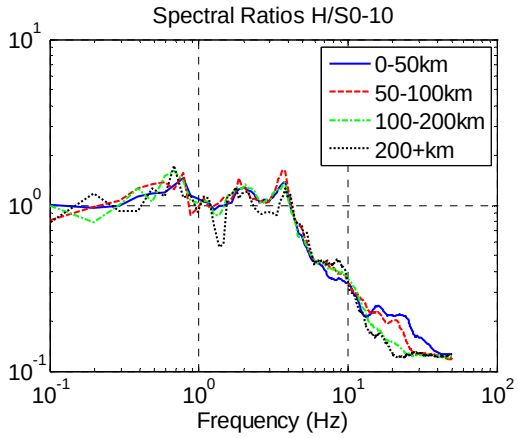


Fig.7 Difference of spectral rations on epicentral distances.

して求めた標準偏差±1σの範囲を示す。求められたスペクトル比は4Hzを境に異なった挙動を示す。低周波数側ではスペクトル比はほぼ1倍程度であるのに対し，高周波側で比が１より顕著に小さくなる。また，周波数が高くなるほどスペクトル比が小さくなる傾向が見られる。低周波数側では３つのやや明瞭なピークが0.8Hz付近，2.5Hz付近，4Hz付近に確認できる。これらの傾向は解析区間を解析時間の長さをS波着信から5秒間にした場合でも同じように確認された。

2観測点間相対サイト特性は震源の方位に大きく依存しない。Fig.6はKYU観測点における入射方向に４象限に区切り，それぞれ象限から入射する地震についてスペクトル比の平均を求めたものである。地震数は北西，北東，南東，南西がそれぞれ27，15，12，16個である。スペクトル比はすべての区分で同じような傾向が見られる。3つのピークのうち，もっとも高周波数側の高さは入射方向が南側のものが北側のものより若干高くなるが，データのばらつきを考慮すると4つの区分で大きな差は見られない。

また，相対サイト特性は震源距離に大きく依存しない。Fig.7はKYU観測点からの震央距離で４分類して，それぞれのグループでのスペクトル比を示した図である。地震数は50km以内，50～100km，100～200km，200km以上が33，15，16，6個である。震央距離が長いグループで1.5Hz程度に比の小さな部分があるが，これは観測数が少ないためのばらつきであると考えられる。

相対サイト特性についてはFig.7のような特徴があることが分かったが，これからFig.3の最大速度振幅比の特徴は次のように解釈することができる。一般に震央距離が遠い地震記録は近い地震記録よりも高周波数が減衰している。また我々が使用しているCEORKA観測点ではトリガー観測をしているので，震源距離が大きい地震は地震規模が大きくなる傾向にあり，それからも震央距離が大きいものほど卓越周波数は低くなっている。IHSとKYUのサイト特性の違いは高周波数帯にあるが，震央距離が小さい地震記録においては，最大速度振幅値は高周波数成分の波で決まっているために，IHSの最大振幅値が小さくなり，Fig.3で示されたような振幅比の震央距離依存性が出ている。

本稿ではとりあげないが，直達S波鉛直動，直達P波鉛直動，直達P波水平動についても，低周波数側と高周波数側で挙動が異なる，という特徴は確認できた。スペクトル比の形状もおおむねFig.5と調和的な結果が得られた。

4. 微動観測

両観測点間のスペクトル比の差異の原因を探るために，観測点および周辺において微動探査を行った。

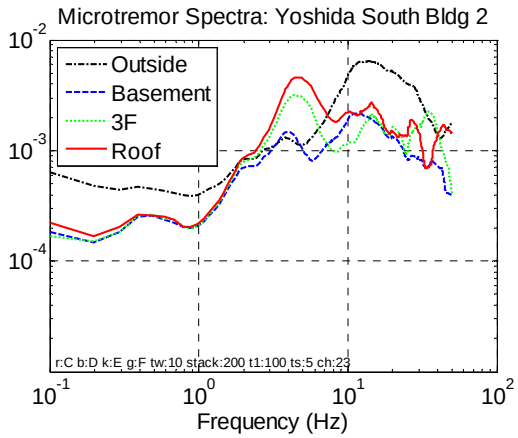


Fig.8 Microtremor spectra at and in the vicinity of Yoshida-South Building 2 which houses station IHS.

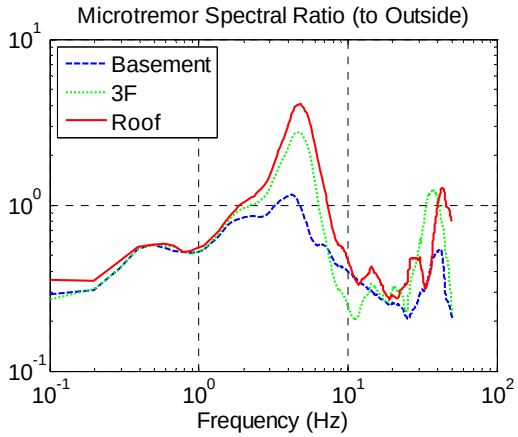


Fig.9 Microtremor spectral rations between sites at and in the vicinity of Yoshida-South Building 2 to the outside site.

KYS観測点周辺における観測では，観測点が設置されている建物の内外や周辺で微動スペクトルに特徴的な差異は見られなかったため，ここではその結果を割愛する。

IHS観測点周辺の微動観測は吉田南2号館（鉄筋RC造，地上4階地下1階）の地下スペース（IHS観測点と同一サイト），同3階，同屋上，および，2号館南側中庭で2008年1月20日の夜間に行った。気象状況は曇天，微風であった。

観測された波形から，周囲の交通に起因すると思われる振幅の大きな部分を除いた後，10秒間の区間に区切ってスペクトルを求めた。スペクトルの評価には水平動２成分のベクトル和を用い，また，各周波数fに対しその周囲±10％の計算値を相加平均して平滑化を行った。ウィンドウは5秒間ずつ移動させながら，計200個のスペクトルを求め，その平均を微動スペクトルとした。得られた各地点の微動スペクトルをFig.7に，建物外（2号館南側中庭）の記録に対するスペクトル比をFig.8に示す。

建物内で観測された微動スペクトルは5Hzにピークを持つ。これはスペクトル比ではより顕著に見られる。上層階になるほど，相対的にピークが高いスペクトル比となっている。この観測結果から，吉田南２号館は約5Hzを固有周期にもつ構造であることが推定される。また，この5Hzは観測記録のスペクトル比の振る舞いが変わる周波数に相当する。

IHS観測点は吉田南２号館地下のコンクリート基礎の上に設置されている。この基礎は建物の柱と接続されている。このことから，IHS観測点のサイト特性は地盤の要素に建物の要素が重なったものと考えられる。微動のスペクトル比の形状と，IHS/KYU観測スペクトル比を考えると，IHS/KYU観測スペクトル比における高周波数側の低減は建物の効果（入力損失）の影響であると考えられる。

5. おわりに

関西地震観測研究協議会（CEORKA）のKYU観測点に対するIHS観測点の相対的なサイト特性を求めた。求められた相対サイト特性は入射地震波の影響をあまり受けず，IHSにおいて，5~6Hz以上で高周波数側が顕著に減衰していることが明らかとなった。微動観測の解析結果と総合すると，この減衰はIHS観測点が位置している吉田南2号館の影響が支配していると考えられる。なおKYU観測点は小屋に位置しており，その影響はほとんどないものと考えられる。

なお，関西地震研究協議会による京都大学吉田地区での強震観測は今後，IHS観測点での観測のみになる。IHS観測点が位置する吉田南2号館は耐震改修を済ませており，その振動特性が今後大きく変わることは予想されない。

謝　辞

本研究では関西地震観測研究協議会による波形記録を用いた。震源要素は気象庁一元化震源を用いた。後藤浩之博士にはKYU観測点に関する情報をいただいた。記して感謝します。

本報告の一部は茂泉優の京都大学総合人間学部卒業研究によるものである。

参考文献

岩田知孝・入倉孝次郎（1986）：観測された地震波から震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み，地震第2輯，第39巻，pp. 151-156.

鶴来雅人・澤田純男・宮島昌克・北浦勝（2002）：関西地域におけるサイト増幅特性の再評価, 構造工学論文集, 第48号A, pp. 577-586.

Relative Site Effects at the CEORKA Strong Motion Stations in Yoshida Campus , Kyoto University

Mamoru KATO*, Yu MOIZUMI**, and Tomotaka IWATA

* Graduate School of Human and Environmental Studies, Kyoto University
** School of Integrated Human Studies, Kyoto University

Synopsis

We estimated relative site effects between IHS and KYU of CEORKA strong motion stations in Yoshoda Campus, Kyoto University. The relative site effects are obtained from the Fourier amplitude spectra of 70 local event records observed at two stations. The relative site effect show almost 1 up to 5 Hz and decreases in the range higher than 5Hz Results of complimentary microtremor observations at two station sites, we found that this difference is due to the input loss at IHS.

Keywords: strong motion, site effects, CEORKA

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

地震波干渉法による西日本の地殻速度構造（１）
―表面波群速度の推定―

山下佳穂里・浅野公之・岩田知孝

要　旨

西日本のF-netの観測点で観測されている連続記録に地震波干渉法を適用し，得られた観測グリーン関数の特徴を調べた。1)観測グリーン関数は周期3秒程度で卓越しており，2～15秒の範囲ではっきりとした信号としてとらえられた。2)上下成分同士の観測グリーン関数の信号部分のparticle motionの特徴は基本モードのレイリー波の特徴を持っていた。3)観測グリーン関数の群速度を求め，本地域の地殻内の1次元地震波速度構造により得られる理論的なレイリー波群速度と比較した。対応はとれているものの，一致しない地域もあった．今後速度構造の地域性との比較を行う必要がある。また，4)観測グリーン関数の構築には長期間のデータを用いることによってSN比が高くなることがわかった．その解析の中で季節によってSN比が違う場合があることが示され，その影響についての精査も必要である。

キーワード: 地震波干渉法，Rayleigh波群速度，西日本の地殻速度構造

1. はじめに

2003 年十勝沖地震では震源域から 200 km 以上も離れた苫小牧市を中心として数多くの石油タンクが被害を受け，そのうち 2 基からは火災が発生した。苫小牧市は厚い堆積層からなる勇払平野に位置し，厚い堆積層で周期 7-10 秒の長周期地震動が生成し，その周期がタンクの固有周期と近かったため共振を起こし, 事故が発生したと考えられている（例えば，畑山ら，2004）。Aoi et al. (2008)は 2003 年十勝沖地震を対象として，震源モデルと大規模地殻構造モデルに基づいて地震波動伝播シミュレーションを行い，巨大地震から生成した地震波が地殻内を減衰せずに伝播し，厚い堆積層で長周期地震動が増幅されることを確認した。

近畿圏では大阪や神戸などの大都市が大阪堆積盆地内に位置している。西南日本の太平洋側のフィリピン海プレート境界では，M8 クラスの南海・東南海地震の発生が逼迫しており，これらの巨大地震が発生した場合には大都市が長周期地震動に見舞われることは確実である。このような巨大地震発生時に生じる長周期地震動の高精度な定量的評価には，震源モデルに加え，震源域からサイトに至る長い伝播経路に対する地殻速度構造モデルが堆積平野・盆地の構造モデルとともに，対象周期帯域の伝播特性を適切に表現できるよう与えられる必要がある。長周期地震動予測や評価に関する地殻速度構造モデル，堆積平野・盆地の速度構造モデルはそれぞれの地域において複数の研究グループが提案しているとともに，文部科学省地震調査研究推進本部において全国版の地殻及び深部地盤の速度構造モデルが集約されつつある(例えば，藤原，2009) 。それらの地殻・深部地盤の速度構造モデルは，強震観測網等（例えば，Kinoshita，1998; Aoi et al., 2000）の実記録データを用いて検証される必要がある。

長周期地震動(2-20 秒)に着目した場合にはその周期帯域で励起される地震動記録が必要であり，そのためには比較的規模の大きい（実用的には M 5 クラス以上）イベントの発生が必要であるが，その発生数が少ないことや，発生域が限られていることから検証できる領域が限られている。近年，連続観測されている微動の相互相関関数を多数回スタックすることにより，一方を仮想震源とし，他方を観測点とする観測点間のグリーン関数を得る地震波干渉法(例えば，Campillo and Paul, 2003)が注目を浴び，地震学の多方面において適用されている。例えば，Ma et al. (2008)は南カリフォルニアでの広帯域地震観測網の連続記録に地震波干渉法を適用して得られた観測

グリーン関数により，SCEC において行われている地震動予測のための地殻速度構造モデルを検証することが行われている。我々はこの地震波干渉法を西日本の F-net 記録に適用して観測グリーン関数を求め，既往の地殻速度構造モデルの検証に用いることを最終的な目標とする。そのために本研究では地震波干渉法を実記録に適用した場合にどのような特徴があるのかについて調べた。

2. 解析手法

解析には（独）防災科学技術研究所が全国に展開している広帯域地震観測網(F-net)の観測点のうち，まず西日本の観測点での広帯域地震計（STS-1及びSTS-2）の記録を用いた。Fig.1に本研究で用いた観測点，線で相互相関関数を計算した観測点ペアを示す。観測点は全部で26点である．連続記録は2008年9月1日から2009年8月31日までの1年間のものを用いた。ここでは計算時間等を考え，相互相関関数のラグタイムは最大100秒とした。観測グリーン関数には主として表面波が卓越すると考えて，観測点間距離は約200 km以内の観測点ペアを対象として相互相関関数を求めた。

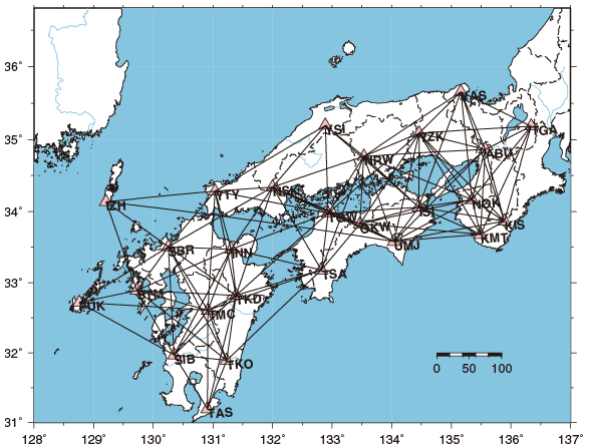


Fig. 1 Map of stations used in this study and lines show station-pairs for estimating observed Green's function

微動データは観測点ペア毎にRadial成分，Transverse成分，Vertical成分に回転させる。つぎに，地震などの振幅が大きい部分の影響を少なくするために，位相情報のみを取り出すone-bit normalization (例えば，Sabra et al., 2005)を行う。これらのデータ処理後，記録長を1時間，最大ラグタイムを100秒として相互相関関数を計算し観測点ペアごとに相互相関関数をスタックすることにより，観測グリーン関数を得る。観測記録を重複して使わない場合，相互相関関数を得る記録長を長くするとスタック回数は減る。これに関しては，Stehly et al. (2008) に従っていくつかの組み合わせについて観測グリーン関数の信号部分のSN比を求め，適切と思われる値として1データ長を1時間としている（山下ら, 2009）。

3. 相互相関関数の特徴

3.1 西南日本内帯を中心とした観測点

ここでは，西南日本内帯を中心とした24ペアで，2009年4月の1ヶ月分のデータから相互相関関数を求めた結果を示す。Fig.2はその中の観測点ABU（阿武山）とNRW（成羽）の全ての成分間での観測グリーン関数を示した。Radial，Transverse，Vertical成分同士やRadialとVertical成分の観測グリーン関数はラグタイムが0秒の軸を挟んで±60–80秒程度のところに信号が確認され，その出現時間も対応している。一方他の組み合わせのところはそのような明らかな信号は見えない。Fig.3には求めた観測グリーン関数を観測点間距離でペーストアップしたものを示している。左から，仮想震源と観測点ともにRadial成分，Transverse成分，Vertical成分を示す。SN比のよい信号波群が各観測グリーン関数に見えており，伝播している様子がわかる。

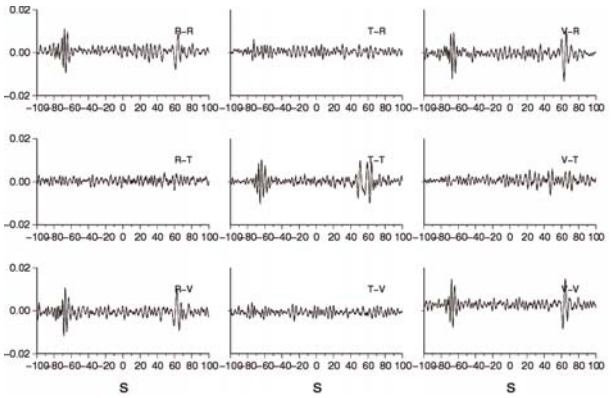


Fig. 2 Observed Green's functions for ABU and NRW pair

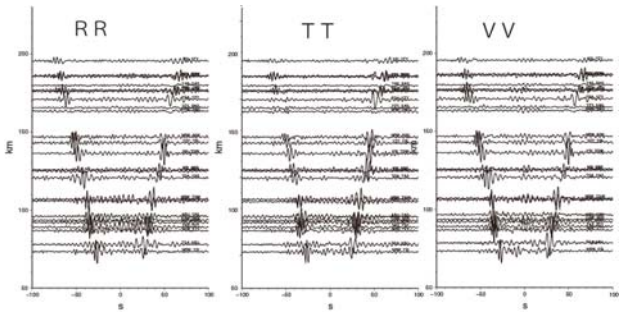


Fig. 3 Paste-up of R–R, T–T, and V–V components of the observed Green's functions

3.2　観測グリーン関数の特徴

前項で得られた観測グリーン関数がどういった波の情報を有しているのかを調べた（例えばCampillo and Paul, 2003）。ABUを仮想震源，NRWを観測点と見なし，ABUのVertical方向に力をかけた場合のNRWでのRadial，Transverse，Vertical成分から信号部分のparticle motionをFig.4に示す。R–Vのparticle motion (Fig.4(左))から，軌跡はRetrogradeの動きをしており，R-Tの図面からは，水平面内ではRadial成分が卓越していることがわかる。この信号はRayleigh波基本モードの特徴を有していると考えられる。

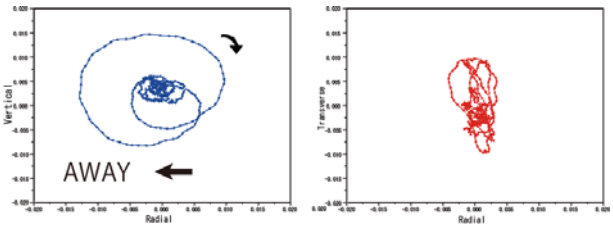


Fig. 4 (left) Particle motion of Radial-Vertical component between ABU (V) and NRW (R and V) statins and (right) Transverse-Radial component between ABU (V) and NRW (R and T)

さらに，ABUとNRWの観測グリーン関数（Vertical-Vertical成分）の振幅スペクトルをFig. 5に示す。信号は0.3 Hz（周期3秒）付近の振幅スペクトルがもっとも大きく，0.05 Hzから0.5 Hzくらいまで（2–20秒）の周波数帯でS/Nがあるように見える。また，1時間の相互相関関数を1年間スタックして得た相互相関関数のスペクトルは1ヶ月分スタックした結果と形状は類似しており，1カ月分スタックしたものに比べてどの周波数帯でもS/Nがよい。

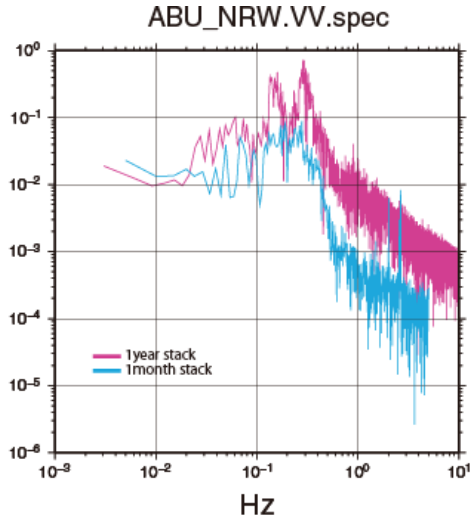


Fig. 5 Amplitude spectra of the observed Green's function of ABU(V) and NRW(V) stacked for one month (blue) and for one year (magenta)

4.　Rayleigh波の群速度推定

3の結果より，信号部分のparticle motionの特徴から，この部分をRayleigh波の基本モードであると仮定し，この信号部分の分散解析からRayleigh波の群速度を求めた。推定された信号部分の振幅スペクトルの特徴から，SN比が十分にあると考えられる周期2–4秒，4–8秒，8–16秒の群速度を推定した。

全ての観測点で観測点間距離が200km以内の相互相関関数を計算した。前章の結果を踏まえて，1年間スタックを最終的な観測グリーン関数とした。Vertical–Vertical成分間の観測グリーン関数に周期2–4秒，4–8秒，8–16秒のバンドパスフィルターをかけエンベロープの最大振幅をとるラグタイムから群速度を求めた。

推定した信号の群速度を各観測点ペアの経路に書いたものをFig.6に示す．観測点ペアによって求められた群速度が異なっていることがわかる。

5.　議論

5.1　既往の速度構造モデルから計算した理論Rayleigh波群速度との比較

観測グリーン関数に卓越している信号部分の群速度の妥当性を検討するため，京都大学防災研究所地震予知研究センターの阿武山，鳥取，徳島観測所が震源決定に用いている1次元地殻速度構造モデルから理論的に計算されるRayleigh波の群速度と観測グリーン関数の群速度と比較した。群速度の計算にはSaito (1988)のプログラムを利用した。Fig.7 に比較をする．観測値は各領域を通る測線の値を代表として示している。観測されている群速度は平均的にはこの地域の速度構造から考えられる群速度と対応しており，観測グリーン関数に現れている波群はRayleigh波の基本モードであると考えられる。しかしながら，観測のばらつきは大きく，それがどういったことに起因しているのかについて今後詳細に調べる必要があると考えられる。

5.2　観測グリーン関数の季節による違いについて

地震波干渉法を用いた研究において，その励起源は波浪と考えられるため，季節変化や到来方向の影響についての研究が行われている（例えばStehly et al., 2008)。ここでは相互相関関数の1ヶ月毎のスタッ

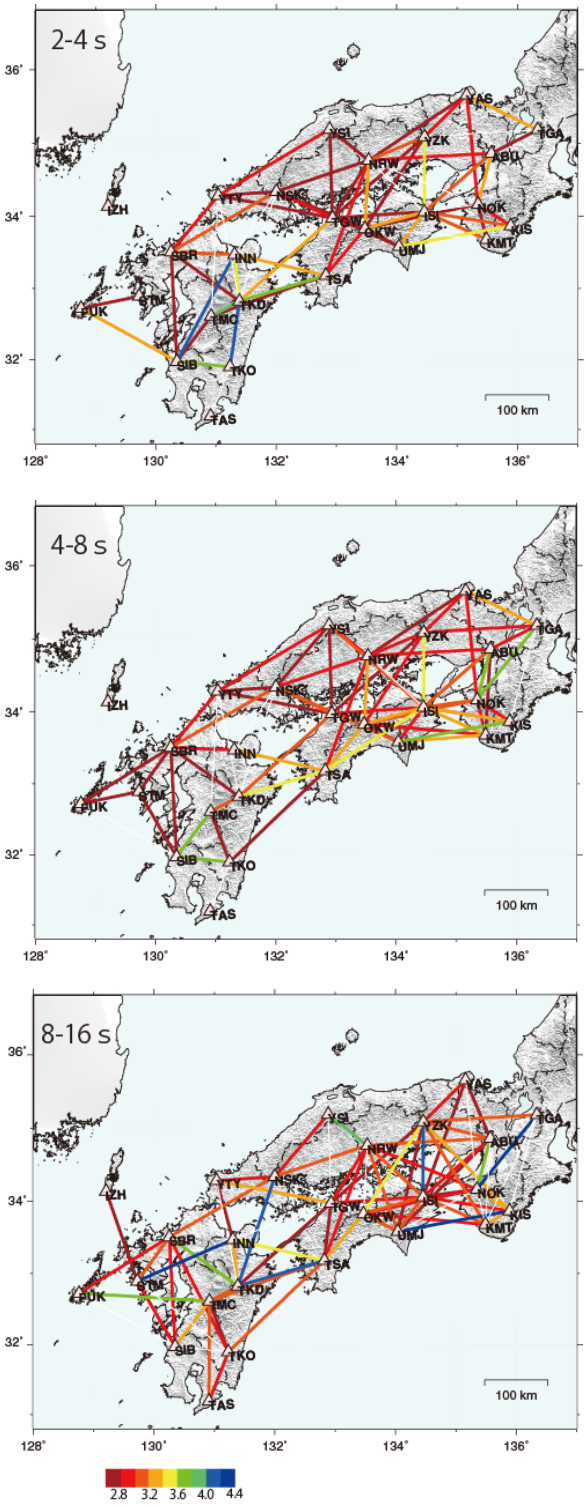


Fig. 6 Estimated group velocities for each station-pair. Color lines indicate group velocities

クと，１年間分のスタックの比較を行い，その季節による影響を調べる。

Fig.8はYTY(豊田)とYSI(吉田)のV成分の観測グリーン関数を１ヶ月毎のスタッキング結果と１年分のスタッキング結果を比較する。震源が均質にある場合には時間ゼロを対称軸とした形状が得られること

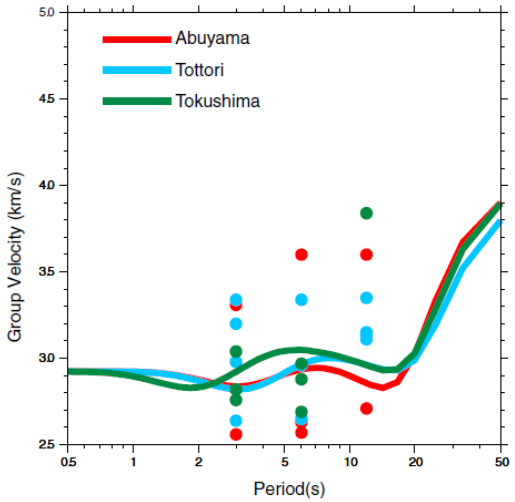


Fig. 7 Comparison between theoretical (lines) and observed (dots) group velocities at three regions, Abuyama, Tottori, and Tokushima area

が期待されるが，冬の期間はマイナス側の信号が，夏の期間はプラス側の信号が強く表れている事がわかる。信号の強弱によって位相が変化する様子は見られない。１年スタックをすると，この観測点ペアの場合は対称性が保たれた信号が得られていることがわかる。こういったことから，本研究で調べているような周期帯域において，SN比のよい観測グリーン関数を得るには，１年間のデータ程度を準備する必要があるのかもしれない。

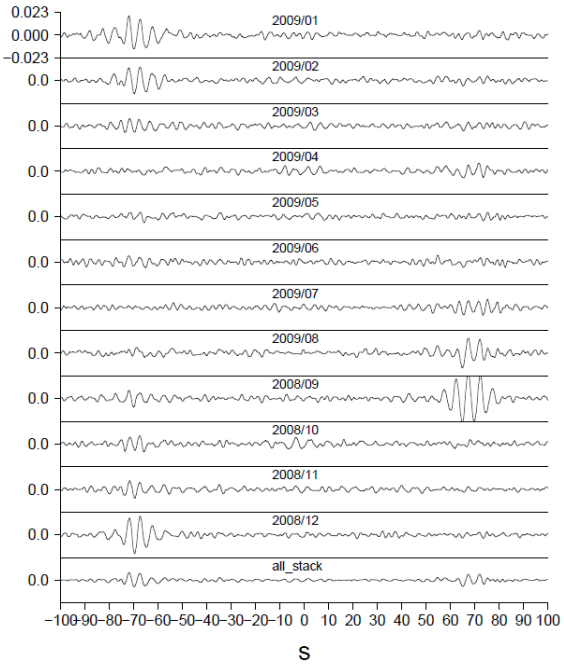


Fig. 8 Observed Green's function using every one month data and one year data (bottommost trace)

6. まとめ

西日本のF-netの観測点で観測されている連続記録に地震波干渉法を適用し，得られた観測グリーン関数の特徴を調べた。観測グリーン関数は周期３秒程度で卓越しており，2～15秒の範囲ではっきりとした信号が見られた，上下動成分同士の観測グリーン関数の信号部分のparticle motionの特徴は基本モードのレイリー波の特徴を持っていた。その波群の観測グリーン関数の群速度を求めた。求められた群速度は各観測点ペアでばらついていた。本地域の地殻内の1次元地震波速度構造により得られる理論的なレイリー波群速度と比較した。対応はほぼとれているものの，観測値にはばらつきが多いため，精査が必要である。観測グリーン関数の構築には長期間のデータを用いることによってSN比が高くなることがわかった。その解析の中で季節によってSN比が違う場合があることが示され，それを踏まえた観測グリーン関数の推定が必要と考えられる。

SN比の影響を踏まえて，群速度推定と速度構造モデルとの比較を行い，観測グリーン関数による速度構造モデルの検証と改良に取り組んで行きたい。

謝　辞

独立行政法人防災科学技術研究所のF-netデータを使用させていただきました。速度構造モデルについては，京都大学防災研究所附属地震予知研究センターの公開データを参考に致しました。記して感謝いたします。

参考文献

畑山　健・座間信作・西　晴樹・山田　實・広川幹浩・井上涼介 (2004): 2003年十勝沖地震による秋季数秒から十数秒の長周期地震動と石油タンクの被害，地震第2輯，第57巻, 2号, pp.83-103.

藤原広行 (2009): 地下構造データの収集・モデル化による地下構造データベースの構築，「統合化地下構造データベースの構築」第3回シンポジウム予稿集，pp.5-14.

山下佳穂里・浅野公之・岩田知孝 (2009): F-net広帯域地震観測網連続記録を用いた地震波干渉法による西南日本の地殻速度構造の推定(1)，日本地震学会2009年秋季大会予稿集, P1-37.

Aoi S., Honda, R., Morikawa N., Sekiguchi H., Suzuki H., Hayakawa Y., Kunugi T. and Fujiwara, H. (2008): Three-dimensional finite difference simulation of long-period ground motion for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake, J. Geophys. Res., Vol. 113, No.7, B07302, doi:10.1029/2007JB005452.

Aoi, S., K. Obara, S. Hori, K. Kasahara and Y, Okada, (2000): New strong-motion observation network: KiK-net, Eos Trans. AGU, Vol.81, No.48, Fall Meet. Suppl., Abstract S71A-05.

Campillo, M. and Paul A. (2003): Long-range correlations in the diffuse seismic coda, Science Vol.299, pp.547-549.

Kinoshita, S. (1998): Kyoshin Net (K-NET), Seism. Res. Lett., Vol.69, pp.309-332.

Ma, S., Prieto, G.A. and Beroza, G.C. (2008): Testing community velocity models for southern California using the ambient seismic field, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.98, No.6, 2694-2714.

Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A. and Fehler, M.C. (2005): Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise, Geophys. Res. Lett., Vol.32, No.3, L03310, doi:10.1029/2004GL021862.

Saito, M. (1988): DISPER80: A subroutine package for the calculation of seismic normal mode solutions, Seismological Algorithms, ed. by Doornbos, D.J., Academic Press, 293-319.

Stehly, L., Campillo, M., Froment, B. and Weaver, R. L. (2008): Reconstructing Green's function by correlation of the coda of the correlation (C3) of ambient seismic noise, J. Geophys. Res., Vol.113, No.11, B11306, doi:10.1029/2008JB005693.

Crustal Velocity Structure in Western Japan Using Seismic Interferometry (1)
Estimation of Surface Wave Group Velocity

Kaori YAMASHITA, Kimiyuki ASANO and Tomotaka IWATA

Synopsis

Seismic interferometry is applied for F-net continuous data in western Japan area to obtain Green's functions between station-pairs for validating crustal velocity structure model. As part 1, we estimated observed Green's functions and see the characteristics. 1) Signals of the observed Green's function have sufficient SN ratio for 2-15 s with station distances up to 250 km. 2) The signals mainly composed by surface waves that were judged by particle motion and group velocity characteristics. 3) The observed Green's functions show seasonal variation.

Keywords: Seismic interferometry, group velocity of Rayleigh waves, crustal velocity structure in western Japan

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

西南日本背弧における海域・陸域での地磁気電位差観測の概要

大志万直人・藤浩明[1),2)]・笠谷貴史[3)]・塩崎一郎[4)]・下泉政志[5)]・吉村令慧
新貝雅文[5)]・藤井郁子[6)]・山口覚[7),11)]・中尾節郎・村上英記[8)]・山崎明[6)]
矢部征・高橋幸裕[6)]・森山多加志[6)]・増子徳道[6)]・清水淳平[6)]・源泰拓[6)]
大和田毅[6)]・豊留修一[6)]・岩瀬由紀[6)]・上嶋誠[9)]・西山陽子[10)]・新村華奈子[10)]
栂裕亮[5)]・平野裕紀[5)]・杉山大輔[5)]・鳥越孝一郎[5)]・伊藤洋輔[4)]・玉井信太朗[4)]
望戸裕司[4)]・高木悠[2)]・南拓人[2)]・丸谷良博[10)]・久田大樹[5)]・姫野康一郎[5)]
安松潤二[5)]・岳田和也[5)]・山本優二[5)]・臼井嘉哉[12)]・寺本万里子[2)]
西村和浩・三浦勉

1）富山大学大学院理工学研究部
2）京都大学理学研究科
3）海洋研究開発機構
4）鳥取大学大学院工学研究科
5）九州職業能力開発大学校
6）気象庁柿岡地磁気観測所
7）神戸大学大学院理学研究科
8）高知大学教育研究部
9）東京大学地震研究所
10）富山大学理学部地球科学科
11）大阪市立大学理学研究科
12）神戸大学理学部地球惑星科学科

要　旨

山陰地方の陸域と海域を含む西南日本背弧の地殻･マントル比抵抗構造モデルを構築するために，2006年から海域・陸域での観測を連携させたMT観測を開始し，主に次の2本の測線に沿った観測を実施してきた。1) 鳥取・兵庫両県境付近沖の海域を含む測線（Profile SW100）と，2) 隠岐諸島周辺海域を含む測線（Profile SW200）である。これらの測線に沿って，海域では海底磁力電位差計（OBEM），および海底地電位差計（OBE）を用いた観測を，また，陸域においては，広帯域MT観測，長周期MT観測を併用した観測を実施してきた。本報告では，2006年から2009年にかけて実施した，日本海での海底観測と，海底観測と連携した陸域での観測の概要と解析結果の概要を報告する。

キーワード: 海洋探査，地震，山陰地域，地球電磁気学，地殻・マントル構造，
下部地殻，比抵抗構造，電気伝導度構造

1. はじめに

西南日本背弧には低周波地震の集中発生場所が存在し（大見，2002a; 2002b; 2002c），Vp および Vs 速度異常域が検出されるなど（e.g. Nakajima and Hasegawa, 2007），プレート境界から地殻にかけて流体が分布していると推測されている。一方，山陰地域の地震は海岸線に平行に線状配列をし，その配列上に三瓶山，大山，氷ノ山などの第四紀火山が分布している。これら火山の成因はプレートからの脱水

や，プレート自体の部分熔融が原因であると考えられている（Kimura et al., 2003）。このように，山陰地域での地震・火山活動がプレートからの脱水に深くかかわりを持っていることになる。

本研究は，地震学的構造情報とは独立な情報で，かつ，流体にきわめて敏感な比抵抗という物理量の広域分布を明らかにし，地震学的構造情報とあわせることにより，地殻・マントル内の流体分布の詳細を求めようとする西南日本背弧での最初の試みである。そして，このような流体に関しての詳細な情報を得ることは，山陰地域での地震発生予測・火山活動予測にとり，重要な意味を持っていると考える。

これまで，山陰地域では陸上での広帯域 MT（Magnetotelluircs）観測による比抵抗構造探査が精力的に実施され（例えば，塩崎他(1999b)；塩崎他(2001)；笠谷他（2002）など），山陰地域に見られる帯状の地震分布に沿って，その地殻下部に平行して低比抵抗領域が存在すること，この低比抵抗領域は大山火山等ではより浅部にまで存在することなどが明らかにされてきている。

また，山陰地域の一部において NTT 電話回線を使った長基線電場計測による超長周期（256 秒-10, 240 秒）の Network-MT 観測が実施されている（塩崎他, 1998；塩崎他，1999a）。この山陰地域でのデータと四国で実施された Network-MT 観測のデータ（Yamaguchi *et al.*, 1999）との合同解析よって，プレートに対応する高比抵抗層が山陰にまで達していることを明らかにされた（首藤, 2003）。但し，上記の広帯域 MT 観測の成果を組み込んだ解析ではないのでプレートに対応する高比抵抗層の深さなどについてはまだまだ検討の余地が残されている。

本研究の最終的な目的は，鳥取・島根沖の日本海海底，および，その測線延長部の陸域で長周期磁場電場観測を実施し，得られた電場・磁場データを基に，MT 法のみならず，GDS 法・VGS 法といった複数の地球電磁気学的構造探査法を併用して，山陰地方での広帯域 MT 法観測により，すでに見出されている陸域の下部地殻に存在する低比抵抗領域の日本海側境界，深さ方向への広がりを高い精度で明らかにすることである。

このような背景のもと，山陰地方の陸域と海域を含む西南日本背弧の地殻・マントル比抵抗構造モデルを構築し，西南日本背弧域における地震活動及び火山分布と比抵抗構造との関係を明らかにすべく，2006 年から日本海の鳥取県沖の海域と陸域での観測を連携させた MT 観測を開始した。現在までに，主に次の 2 本の測線に沿った観測を実施してきた。

1）鳥取県と兵庫県の県境付近沖の海域を含む測線（経度 134.3 ° E に沿った測線：Profile SW100）と，2）隠岐諸島周辺海域の日本海を含む測線（経度 133.4 ° E に沿った測線：Profile SW200）である。これらの測線に沿って，海域では海底磁力電位差計（OBEM），および海底地電位差計（OBE）を用いた観測を，また，陸域においては，広帯域 MT 観測，ULF-MT 観測装置を用いた長周期 MT 観測を併用した観測を実施してきた。

既に，2007 年までの観測概要に関しては，藤他(2008)に報告したが，本報告では，2006 年から 2009 年にかけて実施した，山陰日本海での海底観測，および，海底観測と連携して実施した，陸域での観測の概要を総合的に報告する。

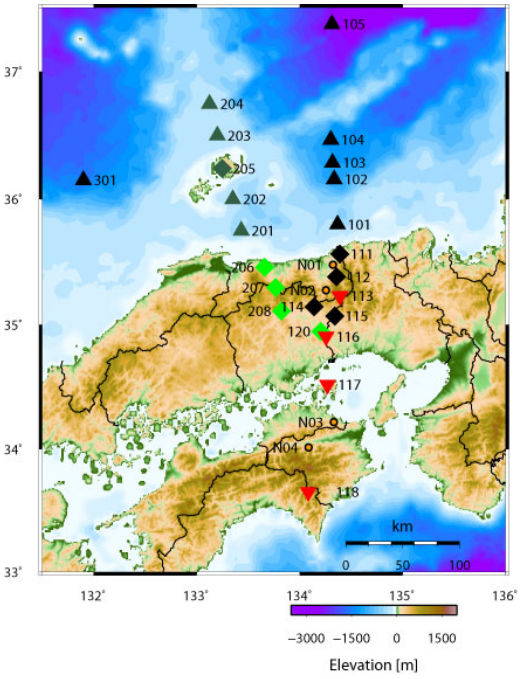


Fig.1 Localities of MT measurement sites in the regions of sea and land beneath the back-arc Region of southwest Japan.

2. 観測の概要

本研究では，山陰地域の海域と陸域で電場磁場観測を実施し，特に長周期側の電磁探査情報データ（見かけ比抵抗・位相の周波数特性情報）を求めることにより，地下の電気比抵抗構造（もしくは電気伝導度構造）を推定する。そのため，海域では OBEM や OBE を海底に数ヶ月間設置して観測を実施すると共に，陸域では主にフラックスゲート磁力計を用いた長周期 MT 観測装置を設置し，それぞれの観測点で電場と磁場変動データを取得した。

2009 年 12 月末までに観測を実施し，構造解析に使用できる探査情報が得られた観測点の分布を Fig.1 に△，◇，及び▽印で示す。最も東の測線が

Profile SW100 であり，大山と隠岐を通る測線が Profile SW200 である。なお, Fig.1 に示された N01, N02, N03, N04 の○印は，山陰地域及び四国で実施された Network-MT 観測のデータ（塩崎他, 1998; 塩崎他, 1999a; Yamaguchi *et al*., 1999）の内，今回の観測線に近い観測ネットの中心点を示している。後の Phase Tensor 図や疑似断面図には, この Network-MT 観測のデータも合わせて表示している。

Fig.1 に示すように日本海鳥取沖の海底観測点は合計 11 地点で，OBEM，OBE をそれぞれの観測地点に設置した。使用した OBEM は，海洋研究開発機構(JAMSTEC)で開発された JM100 型 OBEM および JF 型 OBE（Kasaya and Goto, 2009），京都大学所有の UTHD 型長周期 OBEM，さらに，九州能力開発大学校で開発された KPC-E 型 OBE（姫野他,2008；丸山他,2008）を使用した。

2006 年の海域観測の OBEM および OBE の設置に関しては，鳥取県の海洋練習船「若鳥丸」を，また，回収に際しては，東京大学海洋研究所共同利用の海洋調査船「淡青丸（**海洋研究開発機構**が運航）」の航海を利用した。そして，2007 年と 2008 年の海域観測では，再び「淡青丸」と気象庁の海洋調査船「清風丸」の航海を利用した。

観測線は，山陰沖に当初 3 測線に沿った海底観測を計画し，陸域はその南側を延長する予定であったが，最も西に位置する第 3 測線（観測点 301 を含む測線）に関しては，観測予定海域での漁業活動が非常に活発であること，また，竹島の領有権問題が存在していることなどのため北側への測線延長が現実的に不可能であることから，観測を 1 点のみで断念せざるを得なかった。

Table 1 Summary of locations of MT sites and equipment types used at each site.

Site ID	Latitude (dd:mm:ss.s)	Longitude (dd:mm:ss.s)	Height (m)	Equipment Type
105	37:22:11.9	134:18:49.0	-2576	UTHD
104	36:28:02.6	134:18:11.2	-1159	JF2
103	36:17:13.4	134:19:10.1	-1236	JM102
102	36:01:04.1	134:21:01.8	-650	JF1
101	35:48:01.3	134:22:02.3	-243	KPC-E
111	35:33:51.5	134:23:28.8	360	U43CF
112	35:22:58.4	134:21:30.7	400	U43CF
113	35:13:51.4	134:23:33.2	995	MTU5
114	35:08:35.0	134:08:22.2	330	U43CF
115	35:04:12.5	134:20:28.7	250	U43CF
116	34:54:22.3	134:15:18.4	330	MTU5
117	34:31:12.5	134:16:15.5	660	MTU5
118	33:39:08.3	134:05:01.4	642	MTU5
204	36:44:59.7	133:07:31.0	-231	JM102
203	36:30:00.1	133:12:01.4	-250	JM101
205	36:14:22.0	133:14:49.5	300	U43CF
202	35:59:59.7	133:21:00.4	-170	JM100
201	35:45:05.2	133:25:59.3	-69	KPC-E
206	35:27:29.9	133:39:36.3	128	U43CF
207	35:17:52.9	133:45:55.0	544	U43CF
208	35:06:38.7	133:49:20.7	265	U43CF
301	36:09:01.4	131:54:00.9	-1535	UTHD

海域の観測にあわせて，長周期帯の地磁気･地電位差変動を観測するため，Fig.1 に示すように陸域で，インダクション型磁力計を用いた広帯域 MT 装置(MTU5：Phoenix Geophysics 社製)，および，フラックスゲート型磁力計を用いた MT 観測装置（U43CF：TIERRA TECNICA 社製）を使用して MT 観測を実施した。陸域の観測点は，◇印が長周期ＭＴ観測点を，また，▽印が広帯域ＭＴ観測点を示す。

海域・陸域の観測点の緯度・経度・標高（深さ）をTable 1に示す。上から順にSW100測線の最北の観測点から順に，SW200および，301観測点の順で位置情報が示されている。

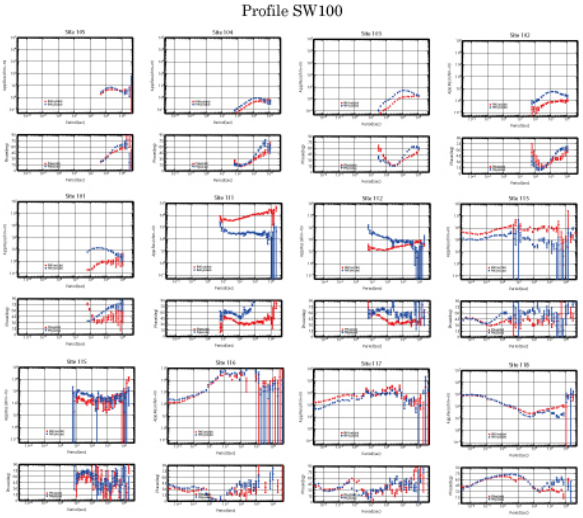


Fig.2(a) Apparent resistivity and phase curves at each MT sites along Profile SW100.

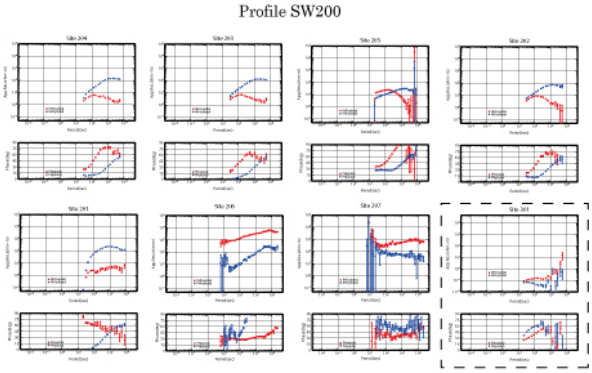


Fig.2(b) Apparent resistivity and phase curves at each MT sites along Profile SW200.

3.　観測結果

2 つの主な測線の内，2006 年から 2007 年にかけて観測を実施した SW100 測線では，海域においては大和海盆西縁にかけての約 150ｋｍの範囲で５観測点を設けた。また，陸域においては 9 観測点を設け，その測線の南端は四国まで達している。しかしながら，陸域の 9 観測点の内，瀬戸内海に近い岡山県内の観測点では，電車の漏えい電流などのノイズのため，見掛け比抵抗・位相曲線の質はそれほど良質ではない。

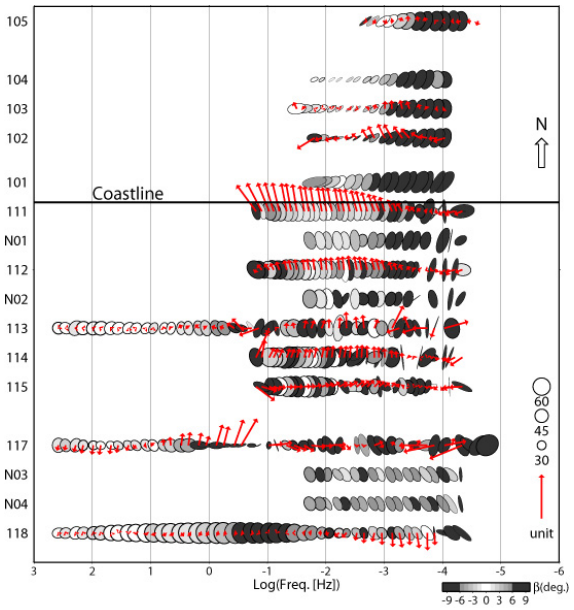


Fig.3(a) Phase tensors and induction vectors at each sites along Profile SW100.

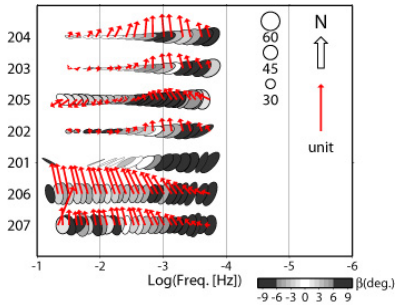


Fig.3(b) Phase tensors and induction vectors at each sites along Profile SW200.

一方，2008 年に海底観測を実施した SW200 測線においては，海域では隠岐ノ島を挟んで 4 観測点を設け，さらに，海域観測を実施するのに合わせて隠岐ノ島で長周期 MT 観測も実施した。また 2009 年には，SW200 測線の陸域側で長周期 MT 観測を 3 観測点で実施した。各観測点で推定された，見掛け比抵抗･位相曲線を SW100 測線と SW200 測線ごとにそれぞれ Fig.2(a)と Fig.2(b)にまとめて示す。なお，Fig.2(b)には 301 測点の見掛け比抵抗・位相曲線も併せて示されている。図中の赤いプロットが ρ_{yx} および θ_{yx}（電場の東成分と磁場の北成分の比から求めた見掛け比抵抗と位相）で，青のプロットが ρ_{xy}

および θ *xy*（電場の北成分と磁場の東成分の比から求めた見掛け比抵抗と位相）である。

Fig.2(a)と(b)を見るとわかるように，SW100，SW200 両測線とも，海域の観測点では，400 sec～10000 sec の周期帯で探査曲線が求まっている。また，陸域の観測点に関しては，瀬戸内地域周辺の観測点以外では，長周期 MT 観測を実施した観測点ではおおむね 10 sec～1000 sec の周期帯での探査曲線が求まっている。また，広帯域 MT 観測を実施した観測点のうち条件のよい四国南端の観測点では，0.025 sec～10000 sec の周期帯で探査曲線が求まっている。Fig.2 には示していないが，瀬戸内周辺の観測点では，人工的な擾乱がひどく，通常の remote reference 法によるノイズ除去法では，残念ながら構造解析に使用できる探査情報を得ることはできなかった。

Fig.3 に各測点での Phase Tensor（Caldwell et al., 2004)の周波数に対する変化を，測線ごとに上から北の観測点から順に示す。なお，Fig.3(a)に示される SW100 測線の結果には，Network-MT 観測の結果を用いた Phase Tensor も併せて示されている。また，図中に示されている矢印は，Induction Vector である。OBE での海底観測点や Network-MT 観測点では，磁場観測データがないため Induction Vector は示されていない。海域の Phase tensor はほとんど同じ傾向を示しているが，大局的な長軸の向きは，観測線 SW100 に沿う観測点では，長周期側では NE 方向をいているが，　測線 SW200 上の観測点では ENE 方向を向く傾向がある。

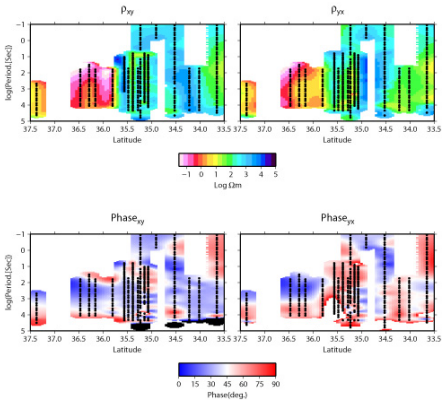


Fig.4(a) Pseudo-sections for the observed data along Profile SW100.

見かけ比抵抗と位相を周期の長い部分を深い情報と見立てた擬似断面図を Fig.4 にそれぞれの観測線ごとに示す。測線 SW100 の擬似断面に関しては，既に上で述べたように，塩崎他,(1998)，　塩崎他(1999a)，Yamaguchi *et al.* (1999）による山陰地域及び四国での Network-MT 観測の解析結果の内，Fig.1 に示された N01, N02, N03, N04 の○印がその観測ネットの中心になるものも合わせて，擬似断面として表示されている。

SW100 測線の位相の *xy* 成分（構造走向が東西であると仮定すると TM モードに対応する）に注目すると，日本海に近い陸域の観測点で，周期約 10 秒から 100 秒にかけて 45 度より大きい位相領域があり，さらに長周期になると再び位相が小さくなることが見て取れ，低比抵抗領域の存在が示唆される。一方，位相の *yx* 成分（構造走向が東西であると仮定すると TE モードに対応する）は，海岸線付近の観測点で位相が非常に大きくなっていることが分かる。これは塩崎他(1999b)や塩崎他(2001)の広帯域 MT 観測の際にも同様の傾向が見られたことと調和的である。一方，SW200 測線では，隠岐の観測点 205 を中心として，位相の *xy* 成分に非常に大きい領域が見られる。位相の *yx* 成分に関しては，SW100 測線と同様な傾向が見られる。

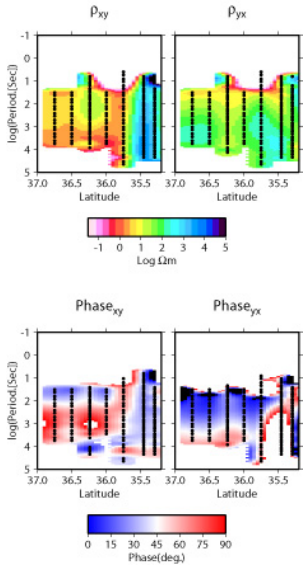


Fig.4(b) Pseudo-sections for the observed data along Profile SW200.

4.　予察的な時系列解析および構造解析の結果

これまで得られた海域と陸域の観測データをもとに，データ解析を行ってきた。海域のデータ解析に関しては，藤他(2008)，南他(2009)がある。

ここでは，その後の解析の概要に関して，以下に簡単に報告する。

隠岐での観測を含む，海域で観測されたデータに関しては，海を薄層導体近似したモデル（McKirdy et al., 1985）を用いて，得られた探査情報中に含まれる海底地形効果を評価し，山陰沖の大局的な地下比抵抗構造の予備的な考察を行った。

Fig.3 にも示されるように，海域の観測点での Induction Vector は 500 秒以上の長周期側では，多くの観測点で，ほぼ N30°E を向く傾向がある。また，位相テンソルのβ角の大きさが，1000 秒以上で 6 度以上の値を示し，比抵抗構造の 3 次元性が強いことが示唆された。しかしながらこういった情報には，高い電気伝導度の値を持つ海水層，つまり，海底地形の上に存在している海の影響が強く反映されている（本報告書ではこれを海底地形効果と呼ぶ）。そこで，上に述べた薄層導体近似モデルを用いて，周期 240~2048s の帯域での海底地形効果の Induction Vector および Phase Tensor への影響を見積もり，それを基に観測値を補正したところ，短周期側と長周期側での補正後の Induction Vector の向きから，この領域においては浅部で南方向に，深部で北西方向に低比抵抗体の存在が示唆される。この短周期側の Induction Vector の方向は，山陰陸域にほぼ海岸線に沿って存在すると指摘されている低比抵抗領域の存在と調和的である。その意味では，Nakajima and Hasegawa（2007）が指摘した Upwelling flow 領域の一部をとらえているとも考えられる。しかし，長周期側のベクトルが北西方向を向くことから，この Upwelling flow 領域の上昇は，日本海の北部領域の深部からの上昇として理解する必要があるかもしれない。事実，以下で示す第 1 測線に沿った大規模比抵抗構造モデルでは，それに対応するような低比抵抗領域が広がっている。いずれにせよ今後の検討が必要である。

一方，山陰沖で観測された，長周期側における位相テンソルのβ角絶対値の増加は，薄層導体近似のモデル計算では再現できなかった。これは，β角の高まりが，地形ではなく地下比抵抗構造に起因することを示唆していると考えられる。

SW100 測線で得られた探査情報を用い予察的な 2 次元構造解析を実施した。この 2 次元構造解析では，地形の影響が少ない TM モードのみによる解析とし，使用した観測点は，海域の OBEM を使用して観測した 3 点，陸観測点は Site112，および，塩崎他(1999b)によって取得された鳥取県境付近の広帯域 MT 測線の 2 点である。Ogawa and Uchida (1996) のコードを海陸対応に改良して構造解析に用いた。解析に用いた初期モデルは地下 10Ωm の一様構造とし，海は 0.3Ωm 固定としている。海底地形は保安庁のデータを使用し，可能な限りモデルに取り込んだ。陸域の地形は考慮されていない。最適モデルの RMS は 0.3 である。得られた比抵抗構造を図示はしないが，その特徴をまとめると以下のようになる。

(A)海域の上部では 50Ωm 程度を示す。

(B)海域の深部では 1Ωm 程度の低比抵抗となっている。

(C)陸域上部地殻は高比抵抗，下部地殻は低比抵抗となり，さらに下位(20-30km 以深)は高比抵抗に転ずる。

(D)陸域の深部はやや高比抵抗となる。

(E)図中央深部に位置している領域(B)に隣り合うやや高比抵抗域(10Ωm 強)は虚像の可能性がある。

陸域の下部地殻付近に確認される低比抵抗領域の下限はおおよそ 20-30km で，Salah and Zhao (2003) で求められた西南日本の地殻の平均的厚さ 30km と概ね一致することから，陸域の上部マントルは比較的高い比抵抗値である可能性がある。ただし，Ueno et al.(2008)で推定されているフィリピン海プレート上面深度を山陰地方沿岸部まで延長すると，おおよそ深さ 100km 程度となるが，得られている 150km 以深の構造の感度があまりないことから，陸域深部の高比抵抗域がフィリピン海プレートの陸域深部延長にあたるかどうかについては議論が必要である。

一方，海域の約 50-60km 以深は低比抵抗となり，これがかなり深部まで続いているように見える。これが Nakajima and Hasegawa (2007)で指摘されている深部マントルからの上昇流を示す S 波の低速度域と同じものである可能性がある。しかしながら，トモグラフィで得られた S 波の低速度域は陸域沿岸部の深部に検出されているのに対し，本解析で得られたこの低比抵抗体の南側の境界は海陸境界付近までしか延びていないという違いがある。これが観測点の配置による構造の検出範囲の違いなのか，山陰地方に見られる地域性なのかは，今後さらに検討する必要がある。

上に述べた SW100 測線に沿った比抵抗構造解析では，磁場と電場を別の場所で観測した場合（OBE を使用して観測した地点での探査情報の場合に対応）に対する改良インバージョン・コードの検証が十分でなかったため，OBE で観測した地点のデータを用いていない。このため，一部の観測点データが使用できなかったこと，陸域側の測線が短いことが，深部構造の解像度不足につながっている可能性がある。従って，今後，改良インバージョン・コードの完全検証を行い，すべての観測データを使用し，可能な限り測線上に均質な観測点配置としたうえで，比抵抗モデルの確度を上げる必要がある。

5. まとめ

2006 年から 2009 年の間に実施した観測結果をまとめると以下のようになる。

- 主に観測線 SW100（鳥取・兵庫県境沖）と観測線 SW200（隠岐諸島周辺）の観測を実施した。

・海域の観測点では，400 sec～10000 sec の周期帯で探査曲線が求まった。
・陸域の観測点に関しては，瀬戸内地域周辺の観測点以外では，長周期 MT 観測を実施した観測点ではおおむね 10 sec～1000 sec の周期帯での探査曲線が求まっている。また，広帯域 MT 観測を実施した観測点のうち条件のよい場合には，0.025 sec～10000 sec の周期帯での探査曲線が求まった。
・瀬戸内周辺の観測点では，人工的な擾乱がひどく，通常の remote reference 法によるノイズ除去法では，構造解析に使用できる探査情報を得ることはできなかった（図示はしていない）。
・海域の Phase tensor はほとんど同じ傾向を示す。しかし，観測線 SW100 では長周期側では NE 方向をいているが， 観測線 SW200 では ENE 方向を向いている。

謝　辞

本研究は，科学研究費（課題番号：19340127），および，平成 18 年度防災研究所の防災研究推進特別事業経費（研究課題：日本海を含む山陰地域での下部地殻と背弧マントルを比抵抗構造で見る），および，平成 20 年防災研究推進特別事業経費（研究課題：浅海を対象とした次世代型海底電位差計の開発および電場データの新ノイズリダクション手法の開発）により研究費のサポートを得た。

本研究の実施に当たっては，陸域に関しては，各観測点の土地所有者の方々には，快く器材の設置許可を頂いた。その暖かい協力に対して謝意を表明したい。また，海域での観測点の選定にあたっては，観測海域に関係する各漁協等の機関（兵庫県但馬県民局，兵庫県漁業協同組合連合会但馬支所，浜坂町漁業協同組合，鳥取県農林水産部，JF鳥取漁業協同組合，JF田後漁業協同組合，日本海かにかご漁業協会，鳥取県かにかご漁業組合，水産庁境港漁業調整事務所，漁業協同組合JFしまね，島根県農林水産部，福井県水産課）には大変お世話になった。これら各機関の協力が無ければ海域での観測を実施できなかった。心よりお礼申し上げたい。

また，日本海沖での海底観測に際しては，2006年の観測機器設置には，鳥取県の海洋練習船「若鳥丸」を，また，観測機器の回収には，東京大学海洋研究所の共同利用である海洋調査船「淡青丸」を使用させていただいた。さらに，2007年および2008年の海底観測機器の設置・回収には東京大学海洋研究所の共同利用である海洋調査船「淡青丸」と気象庁の観測船「清風丸」を使用させていただいた。

最後に，この観測研究実施中に，研究実施に必要な幾種もの申請書類，依頼書類を的確に処理していただいた研究室の大石温子氏に深く感謝の意を表したい。氏のサポートが無ければこれら書類処理に我々研究者自身が多くの時間を費やさなければこの観測研究を実施できなかっただろう。

参考文献

姫野康一郎・安松潤二・新貝雅文・佐藤数美・下泉政志・大志万直人・上嶋誠（2008）：浅海でのOBEM実験，2008年CA研究会論文集，20-26．

笠谷貴史・大志万直人・塩崎一郎・中尾節郎・矢部征・近藤和男・藤田安良・宇都智史・吉田賢一（2002）：兵庫県北部域での地殻比抵抗構造，京都大学防災研究所年報，**45**, B, 571-576.

丸山瑞恵・久田大樹・杉内裕明・姫野康一郎・安松潤二・小玉幸太郎・本田義明・小島佑介・瀬戸口健・浦亜征・佐藤数美・新貝雅文・下泉政志・藤浩明・笠谷貴史・大志万直人（2008）：浅海用OBEの開発，2008年CA研究会論文集，41-46．

南拓人・藤浩明・笠谷貴史・下泉政志・新貝雅文・大志万直人・吉村令慧・塩崎一郎・山崎明・藤井郁子・村上英記・山口覚・上嶋誠（2009）：西南日本背弧における導体地球の長周期応答，2009 年 CA 研究会論文集，p56-63．

大見士朗（2002a）：西南日本内陸の活断層に発生する深部低周波地震，月刊地球，**38**，109-113.

大見士朗（2002b）：鳥取県西部地震の震源域の深部低周波地震，月刊地球，**38**，157-161，2002b.

大見士朗（2002c）：西南日本内陸の活断層に発生する深部低周波地震，京都大学防災研究所年報，**45**，545-553.

塩崎一郎・西垣俊宏・山口高広・村上英記・大志万直人・上嶋誠・山口覚・歌田久司・西田良平・住友則彦（1998）：中国地方におけるネットワークＭＴ法観測，地震研究所彙報，**73**, 319-344.

塩崎一郎・西垣俊宏・大志万直人・村上英記・上嶋誠・山口覚・歌田久司・住友則彦（1999a）:ネットワーク MT 法観測から得られた中国地方東部の電気比抵抗構造（序報），鳥取大学工学部研究報告，**30**, No.1, 49-60.

塩崎一郎・大志万直人・藤原茂樹・福本隆史・西垣俊宏・矢部征・住友則彦（1999b）: MT 法を用いた山陰地方東部の深部比抵抗構造の概要，京都大学防災研究所年報，**42**, B-1, 189-201.

塩崎一郎・大志万直人・足立英二・宇都智史・平井理華子・前田和彦・吉村令慧・村上英記・山口覚・西山浩史・松山和也・野口竜也・矢部征（2001）：広

帯域 MT 法を用いた 2000 年鳥取県西部地震震源域の深部比抵抗構造調査（序報），京都大学防災研究所年報，**44**, B-1, 293-303.

首藤史朗（2003）：電気伝導度から見た中国・四国地方の深部構造，神戸大学大学院自然科学研究科地球惑星科学専攻修士論文，pp.95.

藤浩明・笠谷貴史・下泉政志・新貝雅文・大志万直人・吉村令慧・塩崎一郎・山崎明・藤井郁子・村上英記・山口覚・上嶋誠 (2008): 西南日本背弧の海底電磁気観測，2008 年 CA 研究会論文集，27-34.

Caldwell, T. G., H. M. Bibby, and C. Brown (2004): The magnetotelluric phase tensor, *Geophys. J. Int.*, **158**, 457– 469,

Kasaya, T. and T. Goto (2009): A small ocean bottom electromagnetometer and ocean bottom electrometer system with an arm-folding mechanism (Technical Report), *Exploration Geophysics*, **40**, 1, 41-48.

Kimura, J., T. Kunikiyo, I. Osaka, T. Nagao, S. Yamauchi, S. Kakubuchi, S. Okada, N. Fujibayashi, R. Okada, H. Murakami, T. Kusano, K. Imeda, S. Hayashi, T. Ishimaru, A. Ninomiya, and A. Tanase (2003): Late Cenozoic volcano activity in the Chugoku area, southwest Japan arc during back-arc basin opening and reonotiation of subduction, *The Island Arc*, **12**, 22-45.

McKirdy, D. McA., Weaver, J. T. and Dawson, T. W. (1985): Induction in a thin sheet variable conductance at the surface of a stratified earth – II. Three-dimensional theory, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **80**, 177-194.

Nakajima, J. and A. Hasegawa (2007): Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism, *Earth and Planetary Science Letters*, **254**, 90-105.

Ogawa, Y., and T. Uchida (1996): A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophys. J. Int.*, **126**, 69-76.

Salah, M. and D. Zhao (2003): 3-D seismic structure of Kii Peninsula in Southwest Japan: Evidence for slab dehydration in the forearc. *Tectonophysics* **364**, 191-213.

Ueno, T., Shibutani, T., and Ito, K. (2008): Configuration of the continental moho and Philippine Sea slab in southwest Japan derived from receiver function analysis: relation to subcrustal earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98**, 2416-2427.

Yamaguchi, S., Y. Kobayashi, N. Oshiman, K. Tanimoto, H. Murakami, I. Shiozaki, M. Uyeshima, H. Utada, and N. Sumitomo (1999): Preliminary report on regional resistivity variation inferred from the Network MT investigation in the Shikoku district, southwestern Japan, *Earth, Planets and Space*, **51**, 193-203.

Electromagnetic Observations in Sea and Land to Image Resistivity Structure beneath the Back-Arc Region of Southwest Japan

Naoto OSHIMAN, Hiroaki TOH[1),2)], Takafumi KASAYA[3)], Ichiro SHIOZAKI[4)], Masashi SHIMOIZUMI[5)]
Ryokei YOSHIMURA, Masafumi SHINGAI[5)], Ikuko FUJII[6)], Satoru YAMAGUCHI[7),11)], Setsuro NAKAO
Hideki MURAKAMI[8)], Akira YAMAZAKI[6)], Sei YABE, Kousuke TAKAHASHI[6)], Takashi MORIYAMA[6)]
Norimichi MASHIKO[6)], Junpei SHIMIZU[6)], Yasuhiro MINAMOTO[6)], Takeshi OWADA[6)]
Shuichi TOYODOME[6)], Yuki IWASE[6)], Makoto UYESHIMA[9)], Yoko NISHIYAMA[10)]
Kanako SHINMURA[10)], Yusuke KAKOI[5)], Yuki HIRANO[5)], Daisuke SUGIYAMA[5)]
Kouichiro TORIKOSHI[5)], Yousuke ITO[4)], Shintaro TAMAI[4)], Yuji MOCHIDO[4)]
Yu TAKAGI[2)], Takuto MINAMI[2)], Yoshihiro MARUYA[5)], Hiroki KUDEN[5)]
Kouichiro HIMENO[5)], Junji YASUMATSU[5)], Kazuya TAKEDA[5)], Yuji YAMAMOTO[5)]
Yoshiya USUI[12)], Mariko TERAMOTO[2)], Kazuhiro NISHIMURA, and Tsutomu MIURA

1) Graduate School of Science and Engineering, University of Toyama
2) Graduate School of Science, Kyoto University
3) Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

4) Graduate School of Engineering, Tottori University
5) Kyushu Polytechnic College
6) The Kakioka Magnetic Observatory, JMA
7) Graduate School of Science, Kobe University
8) Research and Education Faculty, Kochi University
9) Earthquake Research Institute, University of Tokyo
10) Faculty of Science, University of Toyama
11) Graduate School of Science, Osaka City University
12) Faculty of Science, Kobe University

Synopsis

In the San-in region, Japan (the Tottori and surrounding region in the northern part of Chugoku district, southwestern Japan), epicenters of seismic activities are distributing within a line belt with a width of about 4-9 km along the coastal line of the Sea of Japan. In order to investigate deep resistivity structure beneath the seismic belt and clarify the relationship between subducting Philippine Sea plate and the deeper resistivity structure beneath the San-in region, we have carried out not only seafloor EM measurements using OBEM and OBE but also longer period MT surveys on land since 2006 along two profiles, SW100 and SW200 passing through almost N-S lines of longitudes, 134.3E and 133.4E, respectively. We report the outline of the measurements in the region of sea and land beneath the San-in region, and preliminary results of the data analysis in this manuscript.

Keywords: marine investigation, earthquake, the San-in region, Geoelectromagnetism, crust, mantle, structure of lower crust, resistivity structure, conductivity structure

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

歪地震記録に現れる偽の地球自由振動モード

森井 亙

要旨

地球自由振動の解析を目的として，スーパーインバール棒や溶融石英管を基準尺とする歪地震計記録のスペクトルを求めるとき，1000 秒を超える周期帯域でノイズの増大が認められる。このノイズの主要な原因は，気圧変動に伴って生じる観測坑道内の気温変化である。その値は，気圧が加重として岩盤を変形させる値よりも 1 桁大きくなる。さらに，まれな事例ではあるが，そのノイズの中に地球自由振動モードの固有周期と等しい周期成分を持つものがある。スペクトル解析の精度を向上させるために，このような偽の信号を含めたノイズの低減を図ることが必要である。

キーワード：歪地震計，気圧変動，地球自由振動

１．はじめに

地球自由振動の解析を目的にスーパーインバール棒や溶融石英管を基準尺とする歪地震計（以後は，固体基準尺型歪計と略記）の記録のスペクトルを求める際には，1000 秒を越える周期帯においてノイズ振幅の増大が顕著である。固体基準尺型歪計の記録では，気圧変動が原因となって生じる観測坑道内の気温変化(森井，2001）による基準尺の熱伸縮が主要なノイズ源になることが明らかになった。しかも，ごくまれな事例ではあるが，これらのノイズの中に地球自由振動のモードに一致する偽のスペクトル・ピークが含まれていることも判明した。

本稿では，京都大学防災研究所附属地震予知研究センター逢坂山観測所（以後は逢坂山観測所と略記）で得られた歪記録と気圧記録を用いて，気圧変動が原因となって生じる偽のピークの存在を示す。また，固体基準尺型歪計によって得られた歪地震記録を気圧計記録に基づいて補正することによって，偽のスペクトル・ピークを除去するとともに，スペクトルの S/N を大幅に改善し，解析の精度を向上させることが出来ることを示す。

２．気圧変動に伴うノイズ

気圧が変動するとボイル・シャルルの法則によって観測坑道内の気温が変化する。気温の変化は坑道周辺の岩盤によって吸収されるので，気圧の変動が短周期である場合には気温変動が大きく，長周期になるほど気温変動は小さくなる。一方，気温の変動が歪計の固体基準尺に伝わる際に時間遅れがあるため，気圧変動が固体基準尺の伸縮に影響する度合いは短周期になるほど小さくなる。

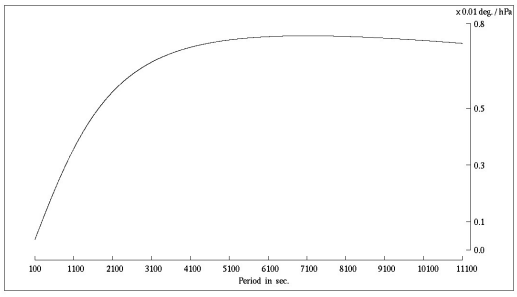


Fig.1 Frequency characteristics of a temperature change of an extensometer's rod caused by the atmospheric pressure change.

Fig.1 は，逢坂山観測所に設置されている固体基準尺型歪計について，気圧の変動によって生じる固体基準尺の温度変化と周期の関係を示している（森井，2001)。逢坂山観測所の歪計に使用している基準尺の熱膨張係数は約 4.2×10^{-7} なので，周期 1000 秒以上の周期帯においては，1 hPa の気圧変動に対して 10^{-9} の桁のノイズが生じることになる。この値は，気圧が加重として岩盤を変形させる値に比べて 1 桁大きくなっている（Trubytsyn and Makalkin，1976)。

３．記録と解析例

解析に使用した逢坂山観測所の記録を Fig.2 に示す。記録の期間は 2009 年 9 月 30 日から 10 月 20 日までの 3 週間である。Fig.2 の上段には気圧計の記録を，中段には気圧計記録から計算した固体基準尺の温度を，下段には面積歪を示している。固体基準尺型歪計と気圧計は，観測坑道入り口から約 350 メートル，土被り約 90 メートルの地点に設置され，いずれの出力信号も計測器のすぐ近くに置かれた A/D 変換機で数値化された後，光ケーブルを介して観測坑道入り口近くの観測棟に伝送される。数値化データの最小分解能は，歪計では 1.4×10^{-12}, 気圧計では 1.4×10^{-3} hPa である。また A/D 変換機のサンプリング周波数は 50Hz であるが，解析対象とする周期帯域が 100 秒以上であることから，1Hz にリサンプリングしたデータを使用した。

図に見られるように，この期間には比較的規模の大きな地震記録が複数含まれている。夫々の地震のパラメータは TABLE1 に示すとおりである。逢坂山観測所から見た夫々の地震の震央方位角は，126 度から 231 度の範囲にある。歪地震計の地震波動に対する感度

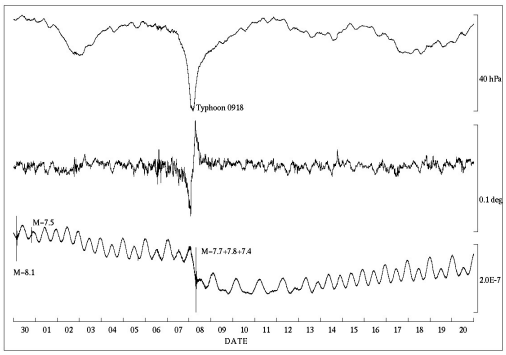


Fig.2 Data analyzed: upper- the barometer record; middle- the temperature change of the extensometer's rod; lower- the extensometer record.

は方位角に依存するので，ここで使用する記録のように方位角の異なる震源から到来する地震波が重なり合っている場合には，感度が方位角に依存しない面積歪を使用するのが妥当であると考えた。また，面積歪が 10 月 8 日に 10^{-7} 程度の大きな変化を示しているが，これは台風 0918 号の接近に伴う大量の降雨の影響である。

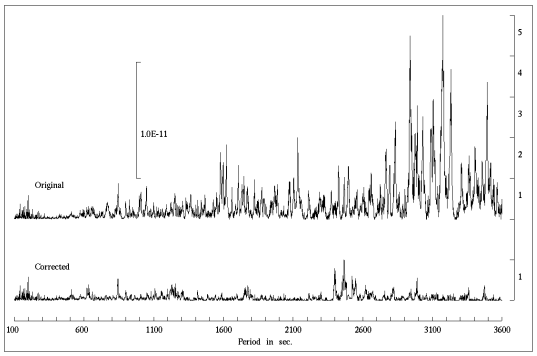


Fig.3 Spectra evaluated from the raw extensometer record (upper) and from the corrected extensometer record (lower).

TABLE 1. The list of earthquakes exhibited in the Fig.2.

DATE(JST)	TIME(JST)	Lat.	Long.	Depth(Km)	Mw
2009/09/30	02:48:10	15.49 S	172.10 W	18	8.1
2009/09/30	19:16:09	0.72 S	99.87 E	81	7.5
2009/10/08	07:03:14	13.01 S	166.51 E	45	7.7
2009/10/08	07:18:51	12.52 S	166.38 E	35	7.8
2009/10/08	08:13:48	13.09 S	166.50 E	31	7.4

Fig.3 に面積歪のスペクトルを示す。上段には補正をしていない記録（以後原記録と略記）から求めたスペクトルを，下段には気圧計記録から計算した固体基準尺の温度に基づい補正した記録（以後補正記録と略記）から求めたスペクトルを示す。なお，スペクトルの計算には共振法(森井, 2000)を使用した。Fig.3 から明らかなように, スペクトルの S/N は長周期帯域においては 14ｄB 以上改善されている。

Fig4 から Fig.6 までに，Fig.3 に示したスペクトルの一部を拡大して示した。いずれの図でも，上段は原記録から求めたスペクトルを，中段は気圧計記録から計算した固体基準尺の伸縮変化（Fig.2 の中段に示した基準尺の温度変化に基準尺の熱膨張係数を掛けたもの）のスペクトルを，下段は補正記録から求めたスペクトルを示す。

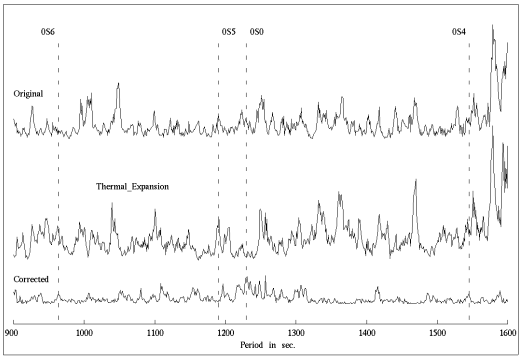


Fig.4 Spectra evaluated from the raw extensometer record (upper), from the thermal expansion of the extensometer's rod caused by the atmospheric pressure change (middle) and from the corrected extensometer record (lower) in the period range from 900 to 1600 seconds.

Fig.4 では，原記録のスペクトルには認められなかった 0S6,0S0,0S4 のモードに対応するスペクトル・ピークが，補正記録のスペクトルには認められることが分かる。これは，補正によって記録の S/N が向上し，スペクトルの解像度が上がった結果であると考えられる。

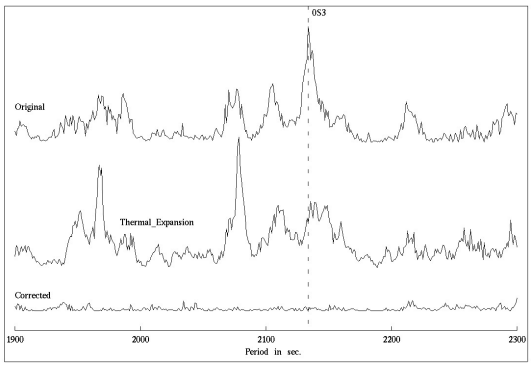


Fig.5 Spectra in the period range from 1900 to 2300 seconds. The layout of the figure is same as Fig.4.

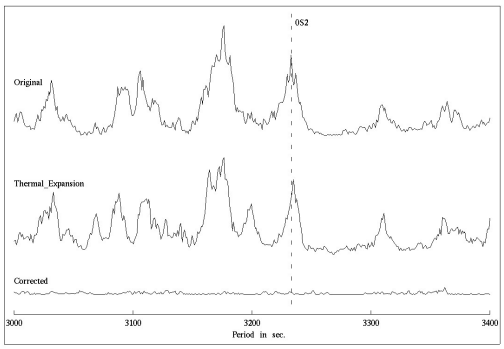


Fig.6 Spectra in the period range from 3000 to 3400 seconds. The layout of the figure is same as Fig.4.

４．偽のスペクトル・ピーク

Fig.4, Fig.5, Fig.6 に示したように，原記録のスペクトルには認められた 0S5,0S3,0S2 のモードに対応するスペクトル・ピークが，補正記録のスペクトルにはまったく現れていない。特に Fig.5 と Fig.6 は，補正後の記録のスペクトルにはほとんどシグナルが存在しないことを示している。また，Fig.5 と Fig.6 の帯域では，原記録のスペクトルと基準尺の伸縮のスペクトルが大変よく似ていることが分かる。以上のことから，原記録に認められた 0S5,0S3,0S2 のモードに対応するスペクトル・ピークは，気圧変動の影響によって生じた偽の信号であると考えられる。

このように地球自由振動のモードに一致する偽の信号が認められる事例が他にもあるかどうかを調べた。

TABLE 2. The list of barometer records containing false signal of 0Sn mode and main earthquakes preceding the start times of the barometer records analyzed.

Interval of the data analyzed (J.S.T.)	False signal contained	Main earthquake preceding (J.S.T)
from 2010/01/20 to 2010/02/09	${}_0S_4$	18.44N 72.57W Mw=7.0 Dep.=13 2010/01/13 06:53:10
from 2008/12/14 to 2009/01/03	${}_0S_3$	01.27N 122.09E Mw=7.4 Dep.=30 2008/11/17 02:02:32
from 2009/02/27 to 2009/03/19	${}_0S_2$	27.42S 176.33W Mw=7.0 Dep.=25 2009/02/19 06:53:45

調べた期間は 2008 年 3 月 5 日から 2010 年 4 月 27 日までである。この期間で，解析区間の開始日時を 1 週間ずつ移動させて，解析区間長 3 週間の気圧計記録のデータを 110 作成した。この気圧記録を固体基準尺の温度に変換して，そのスペクトルを求め，地球自由振動のモードに一致する偽のスペクトル・ピークを探した。0S2,0S3,0S4 の周期に一致するスペクトル･ピークは複数認められたが，ほとんどの場合，近傍に同程度の値のピークが存在し，バックグラウンド・ノイズと考えるべきであると判定した例が多かった。しかし，中には近傍のピークに比べて際立った値を示す例が存在した。もっとも顕著な例は TABLE2 に示した期間のデータに見られた。

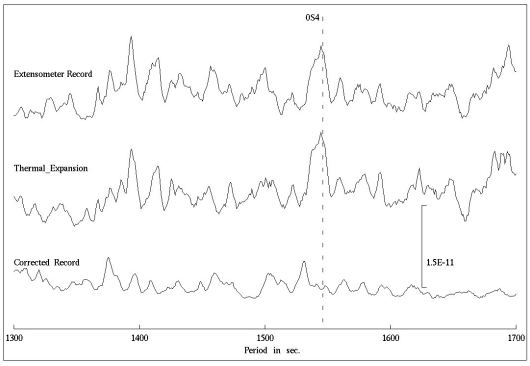


Fig.7 An example of the false spectral peek of the 0S4 mode, caused by the atmospheric pressure change: upper- spectra evaluated from the raw extensometer record; middle- spectra evaluated from the thermal expansion of the extensometer's rod; lower- spectra evaluated from the corrected extensometer record.

これらのデータの解析結果を Fig.7～9 に示す。これらの図の上段は歪計の原記録のスペクトル，中段は気圧計記録から計算した固体基準尺の伸縮変化のスペクトル，下段は歪

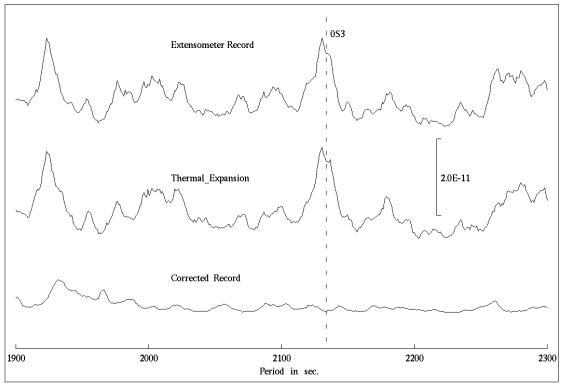


Fig.8 An example of the false spectral peek of the 0S3 mode, caused by the atmospheric pressure change. The layout of the figure is same as Fig.7.

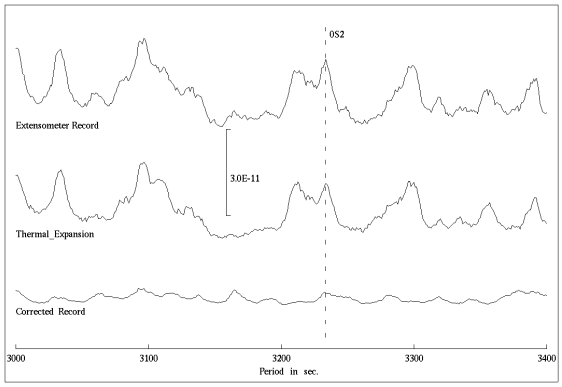


Fig.9 An example of the false spectral peek of the 0S2 mode, caused by the atmospheric pressure change. The layout of the figure is same as Fig.7.

計の補正記録のスペクトルを示している。Fig.7 は 0S4 に対応する偽のピーク，Fig.8 は 0S3 に対応する偽のピーク，Fig.9 は 0S2 に対応する偽のピークの存在例を示している。TABLE2 に示したように，夫々のデータの先頭時刻よりも前にマグニチュード 7.0 を超える地震が発生している。0S4 のピークが認められた事例では 7 日前に Mw=7.0，0S3 のピークが認められた事例では 28 日前に Mw=7.4，0S2 のピークが認められた事例では 8 日前に Mw=7.0，の地震が発生している。従って，スペクトルに現れたピークがそれらの地震によって励起された地球自由振動のモードの存在を示すものであると考えることも出来る。しかし，いずれの場合にも，基準尺の伸縮変化のスペクトルと原記録のスペクトルが良い一致を示し，さらに補正記録のスペクトルには問題にしているモードに対応するピークが全く認められないことから，これらのスペクトル・ピークは気圧変動が原因で生じた偽のピークであると考えられる。

５．まとめ

逢坂山の記録を解析して，以下のことが分かった。1）歪地震計の記録に現れるノイズの主要な原因は，気圧変動に伴う観測坑道内の気温変化による基準尺の熱伸縮である。2）そのようなノイズの中には，地球自由振動モードの固有周期に一致する周期成分を持つものが稀に存在する。

以上のことから，ひずみ地震計の記録を解析する際には，気圧計記録に基づいて，伸縮計の基準尺の熱伸縮を補正することが必須であることが分かった。

参考文献

森井　亙，2000，共振型応答関数を使用したスペクトル推定法開発の試み，地震 2，53，107－113

森井　亙，2001，長大トンネル内の気圧変化に伴う気温変化，測地学会誌，47，231－240

Trubytsyn, A.P. and Makalkin, A.V. , 1976, Deformation of the Earth's Crust due to Atmospheric Cyclones, Izv., Earth Physics, No.5, 94-96

False Signals Similar to Earth's Free Oscillation

Wataru　MORII

Synopsis

In the case of spectrum analysis using with extensometer records, noise ratios in the seismic band often increase remarkably in the period range above 1000 seconds. It was revealed that temperature change in the observation tunnel caused by atmospheric pressure change yielded thermal expansion of extensometer's rods and gave rise to increase in noise ratio. More over, it was revealed that the noise caused by temperature change in the observation tunnel rarely contained false signals having periods coincident with the ones of Earth's free oscillations. In this paper, I will show that it is essential to correct the thermal expansion of extensometer's rods with barometer records in order to reduce noise ratios and eliminate false signals contained in the extensometer records.

Keywords: Atmospheric pressure, Extensometer, False signal, Earth's free oscillation

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

宮崎観測所における測地観測

大谷文夫・寺石眞弘・園田保美・藤田安良・大志万直人

要　旨

宮崎地殻変動観測所では，観測坑道内の地殻変動連続観測と併行して反復光波測量による地殻変動観測を行ってきた。坑道内観測結果が周辺領域の地殻歪の代表値であることを検証・確認することを目的とする。宮崎地区で10測線，延岡地区で４測線，いずれも放射状基線網を基本とする。今後ＧＰＳ基線網に移行するにあたりこれまでの観測結果を報告する。1996年のM6.6地震においてco-seismicな変動の観測にも成功した。伸縮計記録との比較では，最近のデータでは歪の大きさはほぼ同程度であるが，主ひずみ方向まで一致はしていない。宮崎平野南北での違いの可能性もあり，今後のＧＰＳ解析に期待される。

キーワード: 測地測量，日向灘，地殻変動，光波測量，ＧＰＳ

1. はじめに

宮崎地殻変動観測所では，1976年から観測坑道内で伸縮計・傾斜計による地殻変動の連続観測を行っているが，1981年以来，併行して反復光波測量による地殻変動観測も行ってきた。坑道内での観測結果が，単にその場所のみの地殻変動を観測しているのではなくその周辺の広域な領域の地殻歪の代表値であることを検証・確認することが主目的で，国土地理院による三角測量結果との間を埋めるという位置づけで開始した。しかし，光波観測点周辺では主に樹木の生育による視通性の悪化や標石埋設場所の環境の変化により光波測量を継続することが困難になってきたためこの繰り返し光波測量を打ち切ることとした。一方その代替として，充実してきた国土地理院によるＧＰＳ観測網 GEONET のデータを活用するとともに，さらにいくつかの観測点を新設して観測所周辺に独自のＧＰＳ観測網を構築して観測を始めた。これにより，これまで年１回の測量だったのが準連続観測化されることにもなる。そこでこれまでの光波測量結果を報告するとともに新観測網の概要と今後の計画を報告する。

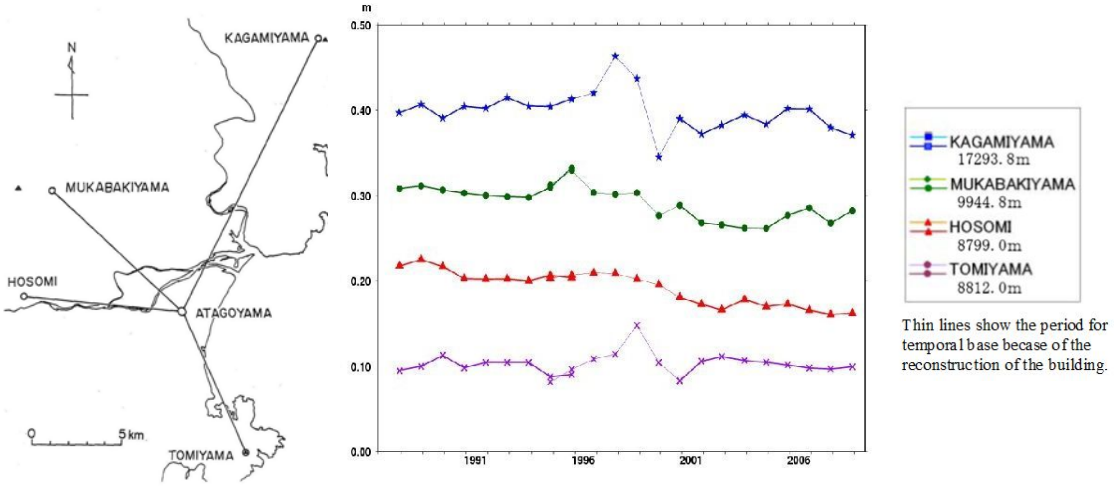


Fig. 1 Electro-optical distance measurements network at Nobeoka region and the results of the repeated survey.

2. 光波測量

宮崎地区および延岡地区で合計14本の測線で繰り返し光波測量を行ってきた。その方法などは高田ら（1982）および大谷ら（1994）にのべた。概略を再録すると1987年まではＡＧＡ社製 Geodimeter６ＢＬを使用したが，数年のつなぎ測量の後，最近に至るまで Wild社製 DI3000 を使用してきた。Geodimeter では受光信号と発光信号の変調位相差を手動で移相器を操作しゼロメソッドで測ったため毎回の測定結果の標準偏差が比較的大きかったが，DI3000 では自動化され操作手腕の影響を受けずに標準偏差の小さい均質なデータが得られていると考えている。このような事情を鑑み，前報の大谷ら（1994）ではつなぎ測量の期間を含む1993年までの結果を示したが，本稿では DI3000 による1987年以降の結果のみを示す。なお，気象補正は測線両端の地上５ｍにおける気温および地上での気圧をそれぞれ平均した値を使用し，測量自体は10回平均値測定を３分間隔で11回繰り返してさらに平均をとっている。測定に30分間かけるのは DI3000 の場合，測距結果を平均するより気象条件の平均値を得るという意味合いのほうが大きい。

延岡地区の測線配置と観測結果を Fig. 1 に示す。延岡では測距儀設置点は愛宕山展望台であるが，立に囲まれており愛宕神社の神域内であることから十分な見通しを確保できず，さらに仮々点を設置したが，特に「行縢山（むかばきやま）」が，仮点での測量結果に大きなばらつきが生じている。旧本点と新本点との結果に系統差が生じている可能性がある。基準点の移動前後は同時期のつなぎ測量の結果が等しくなるようにシフトさせている。他の３測線では，旧本点時と新本点時へと，仮点期を含めてグラフはスムーズに繋がり，測線長の平均時間変化率にも大きな変化はなく，前報で計算した主ひずみパターンと調和的な変化をしている。

宮崎地区の測線配置図と観測結果を Fig. 2 に示す。 宮崎では測線方向が偏っていたため，1993年に空いた方向に２測線を新設した結果，主歪軸が精度よく求まるようになった。当初の測距儀サイトからは，地形上この方向に測線を伸ばせないため，北西方に偏心させている。測線長の時系列グラフを見ると，1995年まで比較的単調に変化してきたが，1996年にステップ状の変化があり，その後数年は伸び縮みの変化が顕著であり，さらにその後2001年ごろからはおおむね単調な変化を続けている。これらの傾向のうち，1995年までの変化は前報で1983年までの変化として報告したものと同じであり，1996年のステップ状の変化はco-sesimicな変動であり次章で述べる。2001年以降の変化については各測線ともにほ

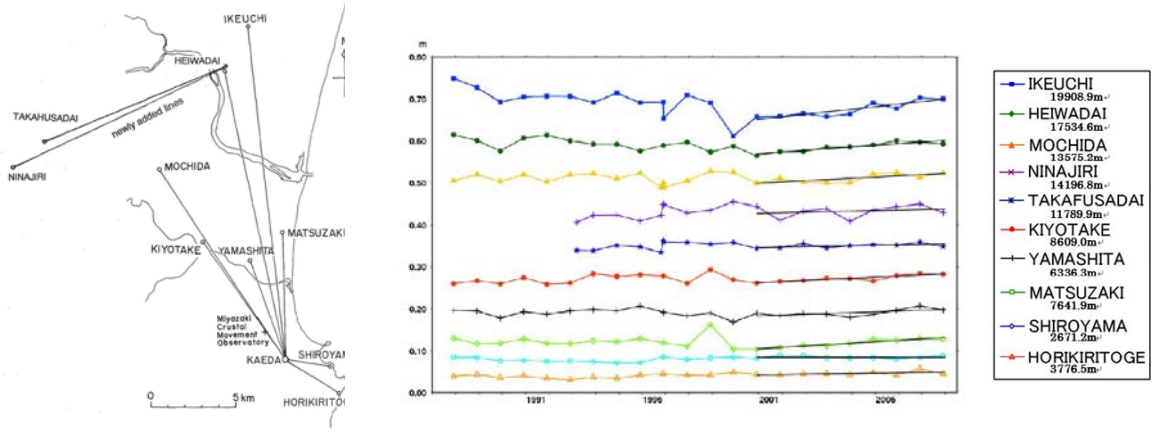


Fig. 2 Electro-optical distance measurements network at Miyazaki region and the results of the repeated survey with recurrence lines after 2000.

ここが1996年から改築工事がなされたためその間は600mあまり南西にある国土地理院の愛宕山三角点に基準点を移し，工事竣工後にもとの展望台へと戻った。コンクリート構造体はそのままであったが最上階床面の構造が変わったため完全に元の位置へ復元はできなかった。その代わり少し偏心した位置ではあるが，基準標識とともに三脚の各石突部の恒久的な受けを設置した。仮点とした三角点は周囲が木ぼ直線的な変化とみなせるので，直線回帰により平均歪レートを求めて，連続観測の伸縮計記録から導出されるものと比較する。Fig. 2 にはこの回帰直線も書き込んでいる。

3. 1996年12月のM6.7地震時のco-seismicな変動

日向灘では1996年に，10月19日と12月３日の１か月半の間隔でM6台の二つの地震が発生した（寺石ら1999； 京都大学防災研究所地震予知研究センター1997）。このうち12月３日の地震の際には前日までに毎年11月末－12月初めに実施している定期測量を完了していたので，地震発生後ただちに再測した。再測したのは南北方向の最長基線「池内」とこれにほぼ直交方向する追加測線の「蜷尻」「高房台」，両者に斜交する「持田」の４本であり長さ10km以上の測線を選んだ。いずれも定期測量のとき以来数日しか経過しておらず気候は安定していたので，地震前後の測量相互で気象補正に起因する誤差の違いは極めて小さいと考えられ，観測された測線長の違いはco-seismicな変動によるものと考えられる。Fig. 2 中に示すように最長測線「池内」が縮み，「蜷尻」「高房台」が伸びを示した。この量を dislocation による測線両端点の変位の差と考えて気象庁の発震機構による断層モデルで計算した変位ベクトルをFig. 3 に示す。モデルによる面積歪パターンも合わせて示す。各測線とも実測された変化と調和的である。

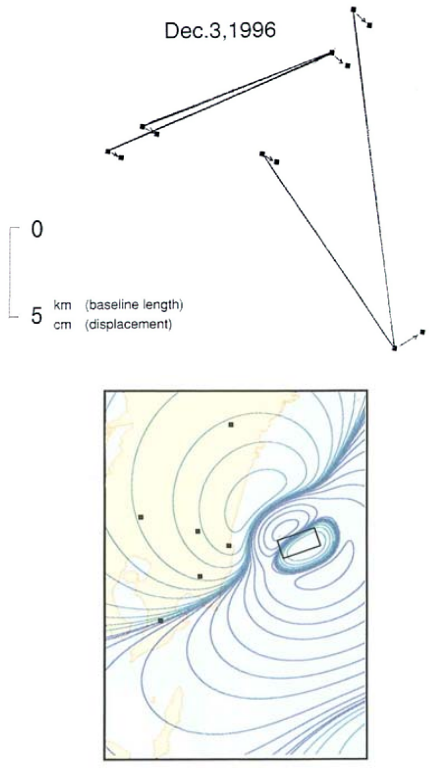


Fig. 3 Calculated co-seismic displacement vectors of end points of the baselines in the Miyazaki survey network on Dec. 3, 1996, at M6.7 Hyuganada earthquake (upper) and areal strain distribution around model fault (lower).

4. 坑道内連続観測結果との比較

当初の目的に従い，各測線の平均歪速度と測線方位から計算した主ひずみ解を連続観測から得られるものと比較する。光波測量からは第２章で述べたように最新８年間を均一歪変化と考えて，かつ宮崎地域の10本の測線が同一歪場にあるものと仮定して最小二乗法で主歪を計算した。この結果をFig. 4 に示す。宮崎観測所伸縮計の2002年－2005年の年毎の主ひずみ解も合わせて示した。光波の結果は両主軸ともに伸びである。一方，伸縮計３成分から求めた値では最小歪が縮みとなる。大きさとしてはいずれも最大で平均、年 3E-7程度であり，ほぼ同じ結果となっている。連続観測結果ではほぼ北東－南西方向にあるE2成分の年間歪レートが約 3E-8 でゼロに近く，３成分からの主値計算では一意的に解が出ることから他の２成分が大きな伸びとなっていても節線がE2方向に近い解となり，最小解としては負の値が出る。これに対して光波測線では北東－南西方向としては後に追加した「蜷尻」「高房台」が最も近い方位で，これが伸びを示しているので全体として全方向が伸びの解となる。したがってこの違いは宮崎平野の南部と北部の差である可能性も否定できない。これらの点は次章で述べる新ＧＰＳ網の観測が進めば明らかになるかもしれない。

寺石ら（2006）による連続観測結果にみる経年変化では伸縮計３成分ともに1994年末と2000年末に経年変化の変化点がある。光波測量では連続観測結果ほど明瞭な変化はみられないが本稿で単調とみなし

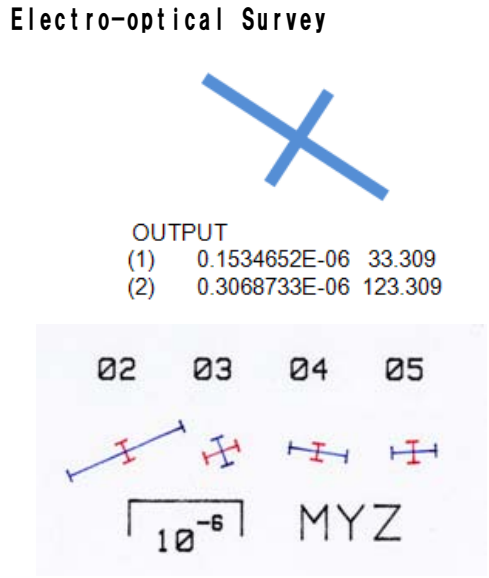


Fig. 4 Principal strain solutions by mean strain rates in the electro-optical distance measurement in Miyazaki network and annual strain rates with extensometers at Miyazaki observatory.

ている時期は変曲点で区切られる第３の時期にあたる。

5. ＧＰＳ観測網

光波測量はman powerを必要とするのと，設立当初は見晴らしのいい場所を選んでいたが30年以上の歳月が視界を遮りがちとなり続行が困難となってきたため，ＧＰＳ観測を取り入れ代替えの観測網とすることにした。前述のようにGEONET点と組み合わして構成している。光波測量データの処理と同様に広域の歪主軸を求めることを念頭に大・小２種の正三角形を形成するようにしたのが特徴で，ＧＰＳ観測網としては珍しい形となっている。(Fig. 5) いわゆる菱形基線網であり，長基線が25213m－21331m，短基線が13349m－12104mである。「佐土原」「田野」がGEONET点，残りの「高岡」「生目」「木花」が今回新たに設置した点である。いずれもステンレス柱の頂部にアンテナを取り付けている。すでに予備的な観測を始めており，現在30秒サンプリングであるが，１Hz収録も取り入れていく予定である。今後第８次地震予知計画事業の中で「日向灘の地震活動と南九州の火山活動の相互作用および応力伝播・物質移動過程のモデル化」課題の中で遂行される予定である。

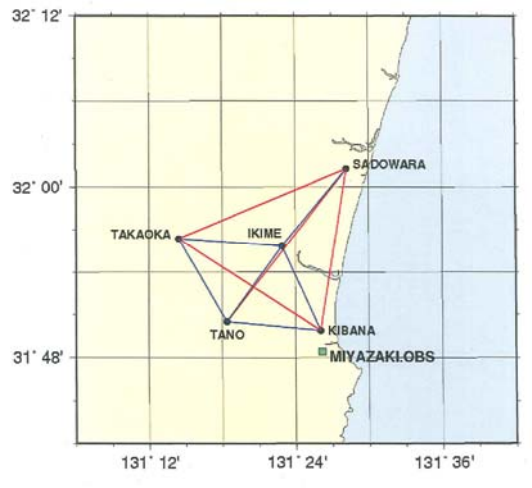


Fig. 5 Newly constructed GPS network including two GEONET stations.

6. 最後に

測地測量網の「世代交代」にあたり，光波測量結果の報告を中心にまとめた。この光波測量は当時の宮崎地殻変動観測所のルーティン観測網として始まり，初代所長の高田理夫，その後，古澤　保の両教授の指揮・指導のもとで行ってきたが，観測点の設置・維持にあたり宮崎市・延岡市を初め関係各位のお世話になってきた。またＧＰＳ観測網では新たに九州電力宮崎支社にもお世話になっている。これまでのご協力にあらためて感謝するとともに，今後のご協力も合わせてお願いする。

また 宮崎観測所にとって，日向灘の北端，豊後水道で周期的に発生するスロースリップイベントは，本稿で特に触れなければならない項目ではないが，宿毛での連続観測に現れることでもあり，観測所の研究対象として重要な現象である。地理院データを系統的にチェックするなど目を離さず独自観測の結果と合わせて解析をおこなっていく必要があると考えている。

参考文献

大谷文夫・寺石眞弘・園田保美・古澤　保（1994）　；九州東南部における光波測量（1981年－1993年），京都大学防災研究所年報，第37号 B-1，233-240.

京都大学防災研究所地震予知研究センター（1997）　；1996年10月19日および12月３日に発生した日向灘の地震（共にM6.6）について，地震予知連絡会会報57号，628-637.

高田理夫・古澤　保・大谷文夫・寺石眞弘・園田保美（1982）　；九州東南部における光波測量（序報），京都大学防災研究所年報，第25号 B-1，23-30.

寺石眞弘・大谷文夫・園田保美・古澤　保（1999）　；日向灘地殻活動総合観測線による地殻変動連続観測　－1996年10月,12月の地震(共にM6.6)に関連した地殻活動－，京都大学防災研究所年報，第42号 B-1，135-142.

寺石眞弘・園田保美・大谷文夫・大志万直人（2006）　；日向灘地殻活動総合観測線における地殻変動連続観測　－最近15年間(1991-2005)の観測結果－，京都大学防災研究所年報，第49号 B-1，253-260.

Geodetic Observation at the Miyazaki Observatory

Fumio OHYA, Masahiro TERAISH, Yasumi SONODA, Yasuyoshi FUJITA and Naoto OSHIMAN

Synopsis

The crustal movement observations by electro-optical distance measurements had been carried out repeatedly at the Miyazaki and Nobeoka region for the purpose of the comparison with the results of the continuous observation by extensometers in the observation vaults. The principal strains solutions in two method are not same completely. Recently GPS network was constructed including neighboring GEONET stations, which consists of some equilateral triangles and that is available in the calculation of the principal strains around the Miyazaki plane.

Keywords: geodetic survey, Hyuganada, crustal movement, electro-optical distance measurement, GPS survey

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

近畿地方中北部における臨時地震観測

三浦勉・飯尾能久・片尾浩・中尾節郎・米田格・藤田安良
近藤和男･西村和浩･澤田麻沙代・多田光弘・平野憲雄・山崎友也
冨阪和秀･辰己賢一･加茂正人・澁谷拓郎・大見士朗・加納靖之

要　旨

2008年11月から，近畿地方中北部におけるひずみ集中帯において，稠密多点臨時地震観測を行っている。本稿では，この稠密多点観測における技術的な側面を報告する。45点の臨時観測点を5年間の長期に渡って維持し，かつデータ処理を行うためには，従来技術だけでは，人的・時間的な制約上困難があった。また，45点の観測網の維持管理や，約2TB/年の大量のデータを扱うことによって生じることが懸念される人的ミスをいかに軽減するかなどの問題もあった。この観測では，京都大学防災研究所付属地震予知研究センターと株式会社近計システムの共同で開発した次世代型地震観測システム及びデータ処理装置を使用した。次世代型地震観測システムの設置，メンテナンスから，データ処理装置を利用して，回収してきた大量のデータを短期間で処理するシステムの構築，さらに観測点情報や設置・メンテナンス・データの履歴を一元管理するデータベースの開発・運用に関することを報告する。

キーワード: 稠密多点，臨時地震観測，データベース，次世代型地震観測システム，近畿中北部

1.　はじめに

日本列島で最も活断層が集中している地域のひとつである近畿地方中北部のひずみ集中帯において稠密多点地震観測を行い，ひずみ蓄積に影響を及ぼす不均質構造を検出し，ひずみ蓄積と地震発生メカニズムとの関連を明らかにすることを目的として，近畿地方中北部における臨時地震観測を開始した。

この観測は，文部科学省の委託業務『ひずみ集中帯の重点的調査観測･研究』の一環として行われた。この重点的調査観測・研究は，ひずみ集中帯の活断層及び活褶曲等の活構造の全体像を明らかにし，震源断層モデルを構築することにより，ひずみ集中帯で発生する地震の規模の予測，発生時期の長期評価，強震動評価の高度化を目指すものである。

2.　近畿地方中北部の地震活動と解析項目

近畿地方は，上述したとおり，活断層が集中している地域のひとつであり，また古くから都があった場所なので，古文書に幾多の地震活動が記録されており，M7程度の地震の記録も多数見られる。

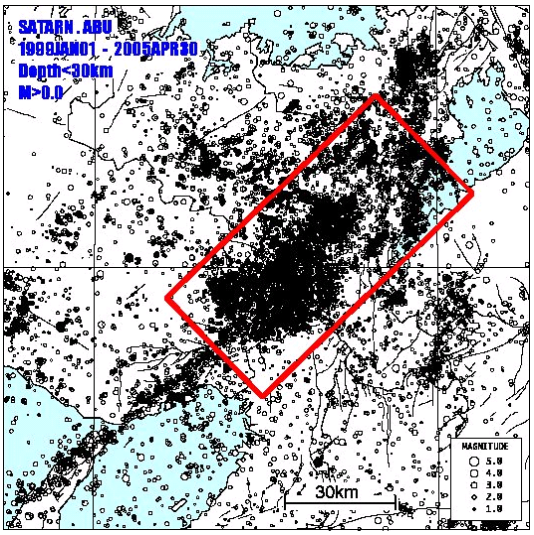


Fig.1 Epicentral distribution
in the northern kinki district. (Jan.1999 - Apr.2005)

1999年1月から2005年4月までの京都大学防災研究所地震予知研究センターの微小地震観測システム（略称SATARN）で記録された地震の震源分布をFig. 1

に示す。震央分布が密である部分と疎である部分とがあるが，図中の赤枠で示した範囲の地震発生頻度が，2003年頃より約30%減となっているとの報告がある。同様の静穏化は，1995年の兵庫県南部地震の前にも見られた。また，同時期に，近畿地方の地殻変動連続観測（逢坂山，天ヶ瀬，屯鶴峯）のデータから，ひずみのトレンド変化についての報告がある（京都大学防災研究所地震予知研究センター，2007）。

本研究は，ひずみ蓄積と地震発生メカニズムの関連を明らかにするために，下記の解析を行う予定である。

- 高精度の震源分布と地震メカニズム解の精細な空間変化等から活断層の深部構造を推定する。
- レシーバー関数・地震波トモグラフィー等により，活断層集中域における不均質構造を推定する。

3. 地震観測

3.1 観測エリアと観測点

Fig. 2の黄色四角の位置に45点の臨時観測点（オフライン）を設置した。赤丸は一緒に取り込んだ73点の定常観測点（オンライン）を印した。データ処理システムにはそれらも合わせて収録した。観測期間は，5年間の予定で，臨時観測点の下見は2008年夏から開始した。また，小型軽量・長期間駆動可能な次世代型地震観測システムを開発したので（詳細は，次節にて報告），今回の観測点探しにおいては，定常観測点（特に防災科学技術研究所の高感度地震観測網（Hi-net）の観測点は，地下約100から200mに設置されており，ノイズレベルは非常に低い）のノイズレベルを下回ることを目指して，大きな人工構造物からできるだけ離れた静かな場所を探した。

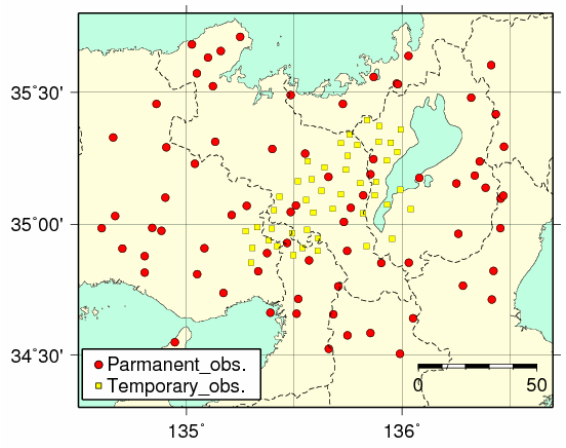


Fig.2 The map of observation stations.
(Yellow:Temporary stations, Red:Permanent stations)







Photo1 Examples of observation stations.

地震計は，ほとんどが小さい集落の外れの露岩上に設置したが，琵琶湖東岸側は沖積低地であるため，設置に適する場所がほとんど無く，一般の公園内などに設置することになった点が多い。また，北部では冬季積雪1mを超えるところもあり，積雪対策を施さねばならないところもあった。積雪対策として，GPSシグナル取得のためアンテナを高くしたり，雪の重みでつぶされないようにU字溝で地震計にカバーをしたりした。また，野生動物等の引き起こす問題もあった。このような点における臨時観測の経験は少なく，試行錯誤で行った部分もあった（詳細は，後述の観測点トラブルの節を参照）。Photo1に示すのは，琵琶湖東岸の公園と北部の積雪地帯での観測風景で，前者は，ハードコンテナをチェーンで縛り，鍵をかける処置を行っている。後者は，雪に埋まったシステムを掘り出した場面である。45点の観測点

Table1 Location of observation stations.

Station Name	Lat.(° E)	Long.(° N)	Height(m)	Station Name	Lat.(° E)	Long.(° N)	Height(m)
BWA1	35.3955	135.8381	307	BWC6	34.9787	135.5606	328
BWA2	35.3414	135.7576	649	BWC7	34.9664	135.4898	330
BWA3	35.3089	135.7165	359	BWC8	34.9158	135.4223	148
BWA4	35.2405	135.5631	230	BWC9	34.8530	135.2996	136
BWA5	35.1645	135.5178	175	BWD1	35.2421	135.9300	328
BWA6	35.1051	135.4326	174	BWD2	35.1620	135.8797	192
BWA7	35.0534	135.4063	320	BWD3	35.1101	135.8734	216
BWA8	34.9883	135.3286	255	BWD4	35.0410	135.8191	284
BWA9	34.9743	135.2756	208	BWD5	34.9459	135.6107	377
BWB1	35.3734	135.8942	223	BWD6	34.8987	135.6095	191
BWB2	35.3017	135.7828	492	BWD7	34.9102	135.5383	335
BWB3	35.2598	135.7488	482	BWD8	34.8827	135.4968	596
BWB4	35.1720	135.5816	379	BWD9	35.1275	135.6279	353
BWB5	35.0931	135.5554	134	BWE1	35.2751	135.9781	497
BWB6	35.0453	135.5884	141	BWE2	35.1315	135.9919	89
BWB7	34.9845	135.3952	259	BWE3	35.0749	135.9317	86
BWB8	34.9387	135.3828	161	BWE4	34.9451	135.9536	128
BWB9	34.9105	135.3058	207	BWE5	34.9162	135.8350	178
BWC1	35.3101	135.9479	214	BWE6	35.2170	135.6415	309
BWC2	35.3140	135.8914	233	BWE7	35.2071	135.7402	349
BWC3	35.1561	135.8067	574	BWE8	35.3593	135.9936	131
BWC4	35.1141	135.7164	266	BWE9	35.0583	136.0407	162
BWC5	35.0579	135.6786	132				

の位置情報をTable1に示す。これらの点の設置は2008年11月から12月の間に完了した。

3.2 観測機材

次に新たに開発した次世代型地震観測システム(Photo2)について述べる。次世代型地震観測システムは,小型軽量地震計(KVS-300:以下,地震計と呼ぶ)と低消費電力記録装置（EDR-X7000:以下，記録装置と呼ぶ）で構成され，株式会社近計システムと共同で開発したものである。詳しくは別稿にまとめる予定であるので，ここでは簡単に紹介する。前者は3成分一体型の地震計で小型軽量化を実現した（106(W)×104(H)×140(D) mm，約1.5kg)。これは，L-22D(MarkProducts社製)と同等以上の実効感度0.8V/kineをもち，固有周波数約2Hz，有効振幅範囲4mmを実現したものである。小型軽量で，かつ実効感度を上げることは動コイル型の速度型地震計では相反する事柄であり，これを可能にした構造については，特許申請を行っている。また，設置時間を短縮する為，露岩上に直接設置できるように水平レベル調整用ネジのストロークを長くしたり，必要に応じて狭小な場所で設置しなければならないので，水平調節ネジを上側から調整可能な構造とするなどの工夫がなされている。表面素材は，耐蝕性に優れたポリカーボネート(ガラス繊維入り)で高強度である。この筐体の保護等級は，IP65相当で，粉塵が内部に侵入せず，水の直接噴流によって有害な影響を受け



Photo2 KVS-300 (right), and EDR-X7000 (left).

ないレベルをクリアしている。また，後者の記録装置も小型軽量化（230(W)×181(D)×68(H)，1.2kg）を実現し，低消費電力化（消費電力0.08w以下），記録容量の増大化（最大24Gbyte:4GByteのコンパクトフラッシュカード（以下，CFと呼ぶ）を6枚挿入時）が可能となった。さらに，地震観測分野で一般的に用いられているwinファイルよりもデータ圧縮率を高め，長期間観測ができるように，CFに独自のバイナリ形式(rawファイル)で記録することにした。また，これまで一番の問題であった時刻精度とGPSシグナル取得頻度の問題（GPSシグナルを多く取得すれば，電力消費量が多くなり，長期間観測が不可能となる）は，水晶時計制御を自己学習させることで，時刻精度を常時1ms以下としながら，GPSシグナル取得頻度を下げることに成功している。この部分についても特許申請を行っている。

記録装置は，商用電源，鉛蓄電池，ソーラーバッテリ等多種な電源を利用可能である。今回は，手軽に入手できる単1乾電池を利用した。単1乾電池は，8本直列電池ホルダーを並列に4個まで接続できるようになっている。単1乾電池8本直列電池ホルダーを4個，およびCF6枚装備して観測できる期間は，ノイズレベルに依存するが，通常8ヶ月以上である。また，この筐体は，防滴構造となっている。記録装置と乾電池はハードコンテナ(380(W)×264(D)×230(H)mm)に収納することができ，可搬性が高く，そのまま観測中は記録装置の保護として使っている。この程度の大きさであるので，観測時に占有する面積も小さくできた。

3.3 観測方法

ここで，今一度“稠密多点観測”について述べておきたい。稠密多点観測では，狭い地域に多くの地震計を設置するため，商用電源が無いところ，冬期の立ち入りが困難となる場所などにも置く場合がある。観測の効率化のため，メンテナンス・データ回収は，半年に一度とした（1年を2期に分け，ファーストシーズン（春から秋），セカンドシーズン（秋から春）とした）。

半年間の観測を行うためにCF（4GB)は5枚，単1乾電池8本直列電池ホルダーを3個並列つなぎとした。

当初，地震計の固着は，シリコンシーラントによる方法を試みたが，後述するトラブルがあり，2009年夏以降は,セメントによる固着に変更した。また，雨滴対策として，従来は地震計カバーを利用していたが，カバーを置くためのスペースを露岩や壁面などの狭小場所で作るためには，岩のはつりや養生作業を必要とし，設置に時間がかかるため，今回は簡便なスポンジをかぶせる方法や，土や苔で覆うなどの処置をしている。しかし，スポンジは鳥類等の巣作りの材料にされるようでくちばしの跡などが残っていたり，抜き取られたりしていることが，南部地域では頻繁にあった。この対策についてはまだよりよい方法が見いだせられていない。地震計カバーが設置できる場所については,U字溝をかぶせるなどの対処をしている。

また，汚れ防止や浸水の影響を受けにくくするためビニール袋をかぶせたりなどもしていたが，風の影響を受けてしまうので，最近では用いていない。

上述のような工夫により，設置場所によっては，30分程度で設置終了するところもあり，従来の方法・機材に比べ，設置に要する時間を大幅に削減することが可能となった。今後は，この方法によるデータの質の分析を行う必要がある。

3.4 観測点トラブル

今回の観測では，新型の地震観測システムを使ったことや，新しい設置方法に関する試みを行ったことなど，稠密多点を目的とする臨時観測おいては，未経験の部分があり，その点に関するトラブルがいくつかあったので報告する。

- **地震計転倒**

  当初地震計は，設置時間を短くするためにシリコンシーラントで岩着させる固定方法を試みた。実際に行う前に予備テストを行い，約半年間以上しっかり固定できた設置実績があった。シリコンシーラントをシリコンガンに装填し，現場で水平レベル調整を行った後，ネジ部にシリコンを付着して地震計を固定した。しかしながら，固着まで時間がかかることや，固着後も木々に積もった雪が地震計へ落下したときの衝撃や，倒木が地震計を転倒させたりする例がみられたこと。また，梅雨時などシリコンが水分を含んだときには，再度やわらかくなり，雨水とともに流され，転倒するケースが何箇所かあった。

  この状況を受けて，すべての点の岩着方法をセメント固着に変更した。また，積雪の多い北部では，地震計にU字溝をかぶせ保護することにした。

- **電池配列時の極性間違い**

  単1乾電池8本直列電池ホルダーを3個利用しているので，観測点では，総数24個の電池を取り外し・取り付けを行う。この時，大量の電池を扱うので極性間違いなどのミスがあった。今までに2例あったが，液漏れを起こし，金属類が腐食していた場合もあった(記録装置に影響はなかった)。

再発防止策として，電池交換は電池ホルダーごと行うことにし，現地での作業を単純化した。電池を電池ホルダーに挿入後は，電圧を確認するなどの処置も行うことにしたので，この後は再発をしていない。

- **ハードコンテナ消失**

  観測を行っているといろいろと考えが及ばないことに遭遇する場合がある。今回もそのひとつで，記録装置を収納していたハードコンテナが消えたことがあった。地震計，記録装置や電池などはそのまま外に放り出されていた。幸いにもこの期間中のデータは無事であったので，防水機能のテストにもなったとも考える。(Photo3)



Photo3 Example of a troubled station.

4. データ処理

4.1 データ回収

2009年12月までに5回のデータ回収を行ってきた。この間，いろいろなトラブルがあったが，データの連続性は，Fig.3に示すとおりである。Fig.3は，各観測点のデータ量を棒グラフで示したものであり，赤の部分がデータの欠測時間を表している。

これらの欠測は，ファームウェアのバグが原因であった。バグには，GPS情報が記録されないとか，ハードウェアのオフセットがデータ記録に影響し，ノイズレベルが小さい場所でも短期間でCFが満杯になるなどがあった。現状では，バグフィックスは行われているので，データ連続性が途切れるのは，CF・電池交換の時間だけとなり，欠測率は0.06%とほとんど欠測が無くなっている。これまでのデータ回収・メンテナンスは，バグフィックスのために行った臨時回(3回)を含め，5回行った。

- 2008年11月　設置
- 2008年12月　1回目データ回収
- 2009年1月　2回目データ回収
- 2009年4月　3回目データ回収
- 2009年8月　4回目データ回収
- 2009年12月　5回目データ回収

また，これらのデータ回収により，この観測における次の経験値が明らかになった。

- CF（4GB)1枚あたりのデータ記録日数は，最大46日間（ノイズレベルの大きい場所でも30日以上は記録できる）。
- 電池電圧は，新品の状態（約12.6V程度）から，夏(4月から8月)期間が1.7～1.9V，冬（12月から4月）期間が0.8～1.0V降下した。

この電圧降下の状況は，記録装置の消費電力が極めて小さいことをよく表している。通常の装置は消費電力が大きいため乾電池の自然放電の影響が問題になることは無く，化学変化の活発な夏の方が電圧降下は小さいはずであるが，本装置では自然放電の影響が顕著であり，温度が高い夏において自然放電がより進みやすく，電圧降下も大きいことが分かる。乾電池使用における装置の最低動作電圧が7.0Vであることと，このような実績を踏まえ，今後は，電池を節約できることがわかった。



Fig. 3 The continuousness of data.

4.2 データ処理システム

Photo4にデータ処理システムを示す。このシステムは，下記の構成となっている。

- OS ：REDHAT Linux Enterprise　64ビット
- システム： 1.86GHz Quad-Core Intel Xeon
- メモリ：4GB
- ストレージ：10TB(RAID5)

CF処理装置には，6個のCFリーダーが装着され，4GBのデータが記録されたCF6枚すべてを，約10分間でストレージに転送可能である。転送後は，rawファイルをwinファイルに変換する。

このrawファイルには，内部時計のドリフト量を記録したGPSファイルも記録されている（Table2：見やすくするためにフォーマットを変更している）。

Table2 GPS file (Edited).
A:Correction interval of GPS signal(hour), B:The drift of inner clock(msec,`-`:gain time).

Recording Time JST	A	B	Internal Temp. (度)	Power supply Voltage (V)
2009/12/2 14:06	0	0	16.5	12.8
2009/12/2 14:15	1	0.000732422	15.9	13.0
2009/12/2 15:17	1	0.090820313	14.1	13.0
2009/12/2 16:18	1	0.102050781	12.7	13.0
2009/12/2 17:19	1	0.124511719	11.5	13.0
2009/12/2 18:20	1	0.155029297	10.3	13.0
2009/12/2 19:22	1	0.103759766	9.4	13.0
2009/12/2 20:32	1	0.038330078	8.8	13.0
2009/12/2 21:41	1	0.013916016	8.0	12.9
2009/12/2 22:42	1	-0.045654297	7.7	12.9
2009/12/2 23:44	1	-0.106933594	7.4	12.9
2009/12/3 0:54	1	-0.173339844	7.1	12.9
2009/12/3 2:04	1	-0.249511719	7.4	12.9
2009/12/3 3:14	1	-0.310546875	7.7	12.9
2009/12/3 4:24	1	-0.386962891	8.0	12.9
2009/12/3 5:34	1	-0.458984375	8.3	12.9
2009/12/3 6:42	1	-0.494873047	8.3	12.9
2009/12/3 7:44	1	-0.476318359	8.6	12.9
2009/12/3 8:46	1	-0.492431641	8.8	12.9
2009/12/3 9:55	1	-0.524658203	8.8	12.9

Fig.4は，Table2をグラフ化したもので，内部時計のドリフト量を示す。また，rawファイルは，winファイルへ変換されるときに，他の観測点の同時刻データとマージされていく。現システムでは，4GBのrawファイルからwinファイルへの変換時間は，約50分なので，1観測点あたり約4時間で変換できる（CF5枚挿入時）。73点の定常観測点のオンラインデータは，常時インターネット回線を通じ，収録を行っている。臨時観測点のデータのwinファイル変換が済むと，このオンラインデータとのマージを行い，地震波形の切り出し，震源決定まで行う。

10TBのストレージには，rawファイル，winファイ

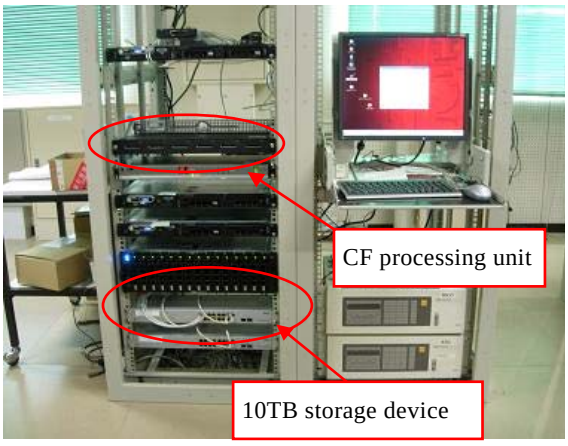


Photo4 Data processing system.

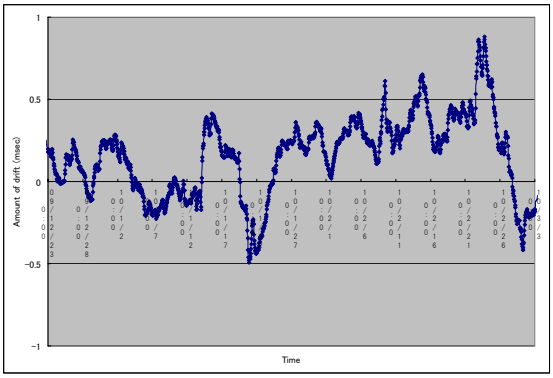


Fig.4　The drift of the inner clock.

ル，GPSファイルなどを記録するが，約2年間のデータしか保持できないので，winファイルに変換した後のrawファイルは，逐次リムーバブルHDDにバックアップを行い，ストレージから削除する。

4.3　データの監視について

データ処理システムは，地震波形データの質の監視を行うために，以下のような機能を有している。

データの質を確認するときは，データ回収時に，観測点の周囲や，機器・ケーブル等に異常が無いかなどの確認を行うが，データが記録されたCFをデータ処理システムに転送後，データ量と記録期間の関係(Fig.5)，ノイズレベルモニター(Fig.6)，地動モニター(Fig.7)を判断材料として確認する。

データ量と記録期間の関係は，CFに記録されたデータ量を全記録日数で割って，1日当たりの平均データ量を算出し，比較を行う。このデータからは，観測期間中のノイズレベルの大きさが傾向として把握できる。

ノイズレベルモニターは，1分間データ(250Hzサンプリングなので15，000個のデータ)の標準偏差を取って1週間のデータとして表示している。このやり方は，定常観測点の監視として公開されているモニターと同じやり方なので，比較ができるとともに，観測点

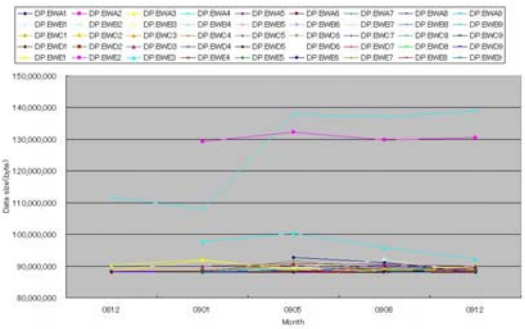


Fig.5 Data size for one day for each station.

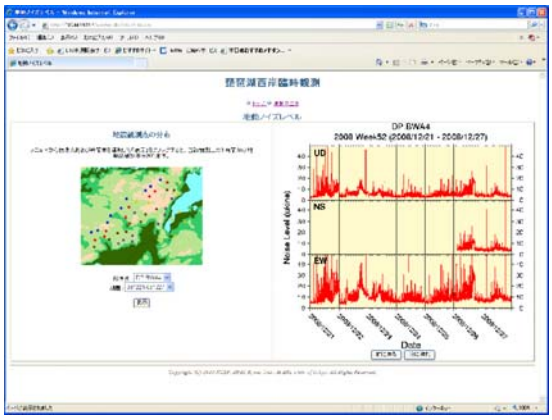


Fig.6　Noise level monitor.

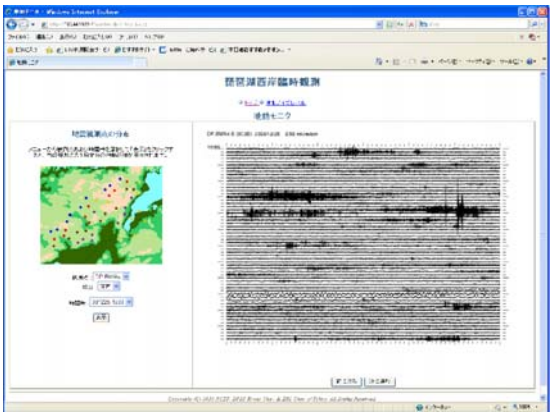


Fig.7 Ground motion monitor.

の状況を一目で理解することができる。上記と比べて1日のノイズレベルの変動の詳細を把握することができる。

地動モニターは，1時間すべてのデータを一括で見られるようにしたものである。winファイルは1分間毎のデータなので，長い時間を通しての地震活動をみるツールはなかった。この機能を使えば，地震活動の様子を1時間通して検討できる。

これらのデータは，データ回収後に逐次更新される。また，データ処理システムに保管されているので，いつでも場所と時間さえ指定すれば，見ることができる。

4.4　データベース

これらのデータの履歴，観測点情報や設置・メンテナンス記録は，従来，それぞれ単独に管理を行い，観測状況とデータの状況は，担当者の記憶によりリンクされる場合が多かった。この情報をまとめたものが点の記(Photo5)である。

このやり方は，観測点が少ない場合は十分運用できるのであるが，観測点が多くなってきた場合，観測点での作業報告をメモして所内に戻ってきたとき

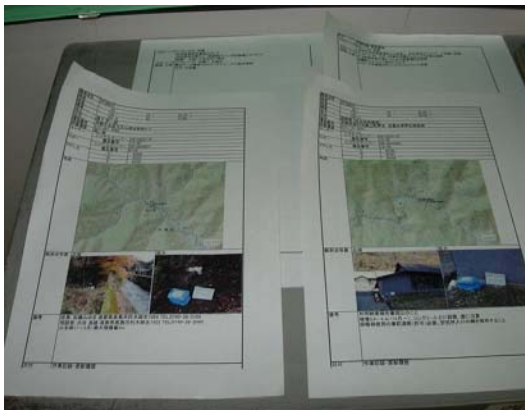


Photo5 Specification catalogue for each station.

の報告業務としては，非常に時間を要し，2度手間となることがあった。

この情報を一元管理するために作ったのが，次のデータベースである（Fig.8）。このデータベースでは，出張報告として“点の記”の観測点メンテナンス記録の更新と観測点の地主や位置情報をまとめたものなどが，web入力・閲覧できるようになっている。また，機材管理・履歴なども入力することができ，今後の別の観測計画があったとしても機材の履歴情報を参照することができる。また，データのバックアップ状況，データ処理の進捗状況，欠測した情報なども一覧できる。Web入力・閲覧ができることにより，観測担当者は，いつでもどこからでもデータベースにアクセスすることが可能となり，ホットな情報のままデータベースの更新ができる。また，更新があった場合は，関係者にメールで配信することができるため，いままで出張報告書に時間をかけていた部分を削減でき，省力化にも役立つことが考えられている。もちろん上述の地動モニターやノイズレベルモニターもリンクしているので，総合的な観測の補助ツールとして期待されている。



Fig.8 Observation database system on data processing system.

5. 地震データ

Fig.9に，2009年1月23日に起こったM0.8(気象庁１元化震源カタログによる)の地震の波形を示す。観測点名の頭に「DP.BW」とあるものが，臨時観測点のデータである。また，この地震のP波初動の押し引きによって求めたメカニズム解をFig.10に示す。通常，M0.8のように小さい地震では，メカニズム解を求めることは困難であるが，このように精度良く求められるのは，稠密多点で地震計を置いたひとつの利点である。また，現在，地震波形の切り出しは，気象庁一元化震源カタログに基づいて行っているが，独自トリガーによる地震の切り出しも今後行っていく

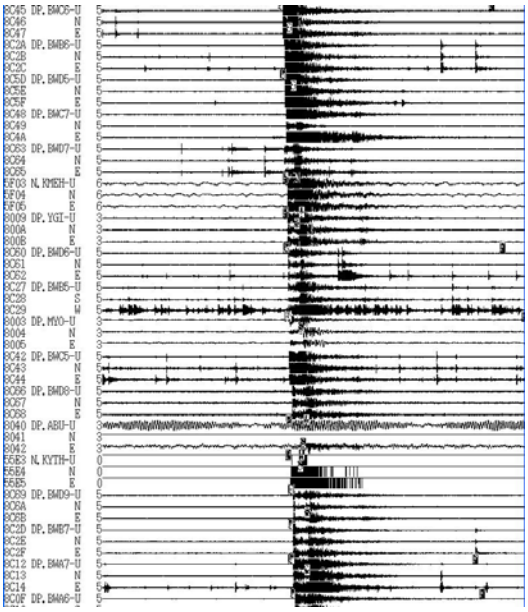


Fig.9 Examples of waveforms of a micro earthquake (2009.1.23).

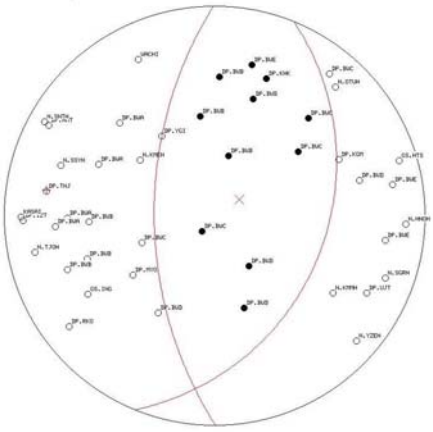


Fig.10 Examples of focal mechanism (M0.8)

予定である。これによって期待される地震の増分は，1.5倍程度と考えており，定常観測点密度の薄い北部を中心に地震の検知率が上がると予想される。また，遠地地震についても切り出しを行う予定としている。

6. 終わりに

この観測を行うにあたって，観測点や付近の住民の皆様には，大変お世話になっているので，観測開始後2年目からは，収録されたデータを解析して得られた地震活動の様子を葉書に記して送ることにした。通常，地主の皆様方は，地元の地震活動に非常に興味を持っておられ，Fig.1で示すような地震分布図を喜ばれることも多く，継続して観測にご協力いただく上で役立つものと考えている。

また，稠密多点に観測点を設置することを行ってきたので，3章で述べたような試行錯誤をしながら進めてきた部分があった。また，記録装置のバグなどもあり，データが欠測した部分もあった。そのような経験から新しいシステムを構築し，運用方法を構築・更新してきた。今後は，作ってきたツールや方法の使い勝手をより高めつつ，稠密多点観測を行ううえでの更なる技術向上を図り，臨時観測点を維持し，質の良いデータをできるだけ多く得る努力をしなければならないと考える。

謝　辞

本観測計画は文部科学省の委託業務『ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究』によるものである。地震計・記録装置の開発において，平成18年度京都大学総長裁量経費および平成19年度防災研究所特別事業費の補助を受けた。

開発時からご尽力･ご協力いただきました株式会社近計システムの西垣丈人社長，高畠一徳氏，大橋善和氏，内田淳氏，本橋恵三氏，サイスモテック株式会社の古屋和男代表取締役，京都電測株式会社の宮村清社長と高田稔幸氏，日本科学冶金株式会社の佃多喜男工場長，上本育夫氏，宮崎真二氏，石川和男氏，㈱エス・ジー・ケイの矢口裕隆氏，大学関係者の松本聡氏、井口正人氏、平原和朗氏、大倉敬宏氏、石川裕彦氏、吉村令慧氏、酒井敏氏、真砂慶一郎氏に深く感謝する。

各観測点の設置に関しては，以下の方々に便宜を図って頂いた。森下伊一郎氏，水谷良雄氏，京都大学芦生研究林の紺野絡氏と小嶋宏和氏，早川良氏，湯浅好洋氏，湯浅義文氏，稲原正典氏，奥村浩氏，関口茂男氏，森田清司氏，大西伯延氏，西島億次氏，土堅昭一氏，土堅俊一郎氏，折谷郁夫氏，藤原由朗氏，長門義明氏，川島淑仁氏，野々村忠良氏，畑中武治氏，古澤征義氏，山本富生氏，橋長文昭氏，西川義人氏，藤野五男氏，玉垣勝氏，藤井真澄氏，波多野喜吉氏，吉岡孝治氏，服部潔氏，木村嘉男氏，大阪府能勢町教育委員会，独立行政法人水資源機構一庫ダム管理所，車武氏，比良岡七郎氏，山庄司宗関氏，光永覚道師，山中宣昭氏，小山忠一氏，高三武夫氏，近藤眞道氏，早栗栄氏，大阪北摂津霊園事務所，今西弘人氏，鵜川地区管理組合の仁賀平次氏，滋賀県庁土木交通部都市計画課，独立行政法人水資源機構琵琶湖開発総合管理所湖南管理所，西村キジロウ氏，西村貞夫氏，渋谷忠一氏，石浦貢氏，石浦勝氏，関西電力，藤木道明氏，吉田繁治氏。

観測の準備やデータ処理に関して，佐々木裕樹氏，秋月（旧姓：福井）美佳氏にお世話になった。

一部図の作成において，Wessel and Smith(1998)によるGMT(Generic Mapping Tools)を使用した。

参考文献

京都大学防災研究所地震予知研究センター(2007)：近畿北部の地殻活動，第173回地震予知連絡会資料2007年5月14日，pp. 6-8.

Wessel, P. and W. H. Smith (1998): New, improved version of Generic Mapping Tools released, EOS Trans. Am. Geophys. Union, 79, 579.

Temporary Seismic Observation in the Northern Kinki District

Tsutomu MIURA, Yoshihisa IIO, Hiroshi KATAO, Setsuro NAKAO, Itaru YONEDA,
Yasuyoshi FUJITA, Kazuo KONDO, Kazuhiro NISHIMURA, Masayo SAWADA,
Mitsuhiro TADA, Norio HIRANO, Tomoya YAMAZAKI, Kazuhide TOMISAKA,
Ken-ichi TATSUMI, Masato KAMO, Takuo SHIBUTANI, Shiro OHMI and Yasuyuki KANO

Synopsis

We installed 45 temporary seismic observation stations in the middle and northern Kinki district, where active faults are concentrated. The seismometers and data loggers used are newly developed. We perform the dense observation for about four years and analyze the data together with those of permanent stations to detect heterogeneous structures related to the strain accumulation process. The purpose of the project is to clarify the relation between the strain accumulation and the earthquake generation. In this report, we described about the observation system, the data processing system, and the database system for this project.

Keywords: dense distribution, temporary earthquake observation, database of observation, new observation system, northern Kinki district

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

初動押し引きから直接精細な応力分布を求める試み

片尾 浩

要 旨

地殻深部における応力場を知るには,多くの地震について初動の押し引きから発震機構を求め,それを基に応力テンソルインバージョンを行うのが通例であるが,精度よく発震機構を求めるのはある程度以上のマグニチュードを持った地震に限られる。このことは空間的および時間的に対象領域を細分化し応力の変化を見ようとする際,大きな制約となっている。 今回は,Horiuchi et al.(1995) によるP波の押し引きから直接応力場を得る方法を応用することで,個々の地震の発震機構を確定する過程を経ずに応力場を推定する可能性を検討した。本手法を 過去の京都大学阿武山観測所系のルーチン験測データに適用し,1995年の兵庫県南部地震発生前の時期に丹波山地の微小地震活動域における地域応力場の時間的変化の検出を試みた。

キーワード: 応力場,微小地震,発震機構,丹波山地

1. はじめに

地震活動の解析や将来の発生予測等の研究には地下の応力状態を知ることが最も重要となるが,現在のところ地下十数kmの地震発生深度において直接地殻応力を計測する手段は存在しない。自然地震はその地域の応力場を反映して発生すると考えられ,その発震機構(メカニズム)を調べることは,間接的に地域の応力場を知る手がかりとなるが,個々の地震のメカニズム解のP軸およびT軸は必ずしも地域応力場の主応力軸と一致するとは限らない。地下の地震発生域における応力場を知るには,まず多くの地震について初動の押し引きから発震機構を求め,次いでそれらを基に応力テンソルインバージョンを行うのが通例の手順である。

しかし精度のよい発震機構解を得るためには,ひとつの地震について20点前後の観測点で明確な初動極性の読み取りが行われることが必要となり,観測点分布密度によって発震機構決定可能な地震の規模(マグニチュード:M)の下限が決まってしまう。例えば,現在の気象庁,大学,防災科技研等による基盤観測網のデータを基に内陸地殻内の地震を対象とする場合,発震機構を精密に求められるのはおよそM２.0以上のものに限られる。

解析可能な地震のMに制限があると,空間的および時間的に対象領域を細分化し精細な応力の変化を見ようとする場合,十分な地震数を得られないケースが出てくる。単独で精度よく発震機構解を求められる地震のみをデータとして採用することは,応力場推定の上で大きな制約となっているとも言える。もし発震機構解を得られないような小地震の押し引きデータも活用できれば,解析データは大幅に増えることになり,これまで解析不可能であった地震活動の低い地域での適用が機体で切る。また,地震活動の高い地域でも,時間的空間的に細かく分割した小領域での解析が可能となる可能性がある。

2. 方法・既存データとの比較

本研究では,Horiuchi et al.(1995)によるP波の押し引きから直接応力場を得るインバージョン法を『額面通り』に使用することを考えた。Horiuchi et al.(1995)のアルゴリズムでは,入力データとしては個々のP波初動の極性を与え,地震ごとに発震機構を確定する過程を経ずに直接応力テンソル解を得ることができる。この方法を適用することにより,押し引きデータが少ないため単独では発震機構をうまく決められない地震のデータをも,応力場の推定に活用できるかもしれない。その可能性を探るため以下のような方法をとった。

藤野・片尾(2009)は,琵琶湖西岸地域において約500個押し引きによるメカニズムを求め,これに小笠原

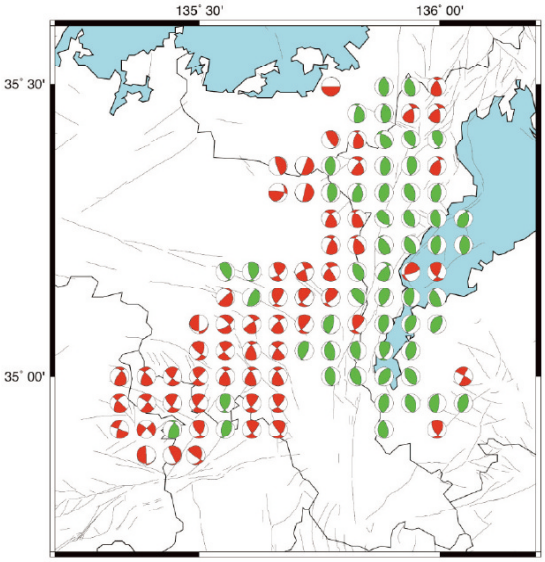


Fig.1 The best solutions of the results of stress tensor inversion shown as mechanism solutions around the Tamba region. Green plots represent reverse fault type stress field. Reds represent other type of stress field.

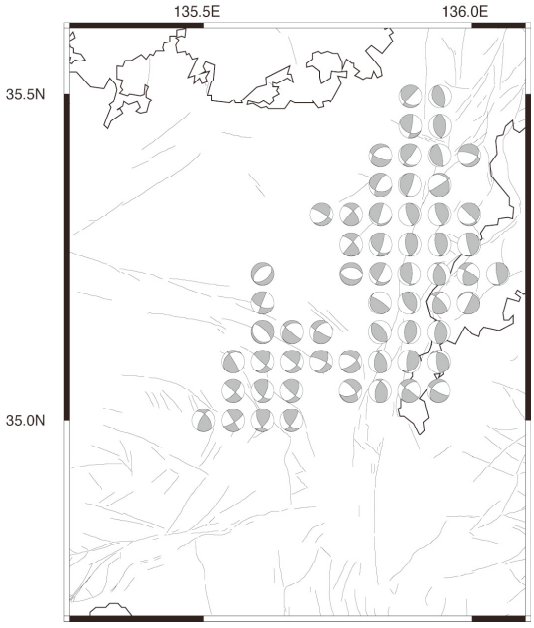


Fig.2 The results of stress tensor inversion based on modified data including small number of P-arrival polarity.

ほか（2006）による丹波山地のメカニズム解データおよそ800個を加え，さらに応力テンソルインバージョンを行い，琵琶湖から丹波山地にかけての応力の空間変化を求めた。（Fig. 1）彼らは地震予知研究センターの微小地震観測網：SATARNの波形データを基に，手動験測でP波の初動センスをすべて読み取り発震機構を求めている。この際，発震機構を精度よく求めることができるMの下限は，防災科学技術研究所の高感度地震観測網（Hi-net）がSATARNに接続された2002年以降はM1.5，大学および気象庁のデータを基にしている2001年以前の時期はM2.0であった。

藤野らによる結果をいわば正当的手法による「お手本」とし，単独で発震機構解を求められないような小地震の押し引きデータを利用した場合をシミュレートして結果を比較してみた。ここでは，藤野・片尾(2009)の基になった１つの地震につき20～30観測点分の初動が読取られているデータを加工し，押し引きデータを強制的に間引いて１つ地震についての10点以下に制限したものを用意した。これで個々の地震の発震機構を単独で決めることは困難な状況設定をシミュレートしている。Fig.1と同様に，応力インバージョンを行う小領域として10km x 10kmの領域を5km間隔で重複して配置している。この辺りでの地震発生層は5～15kmの深さ範囲であるので，個々の小領域は１辺10kmの立方体に準ずると考えてよいだろう。

シミュレーションの結果をFig. 2に示す。各領域で求まった最適の応力テンソルを発震機構の形で表している。これを藤野・片尾(2009)の結果と比較すると，個々の応力軸の方位などには若干の差異が認められるものの，全体的に東西方向の圧縮場であること，琵琶湖西岸における逆断層的な応力場が西方の丹波山地にかけて横ずれ的なものに変化しているなど，藤野らの解析で得られた結果の主要な特徴が再現できていることがわかる。

しかしながらデータの間引きをさらにすすめて，１地震あたり５観測点程度に少なくすると，東西圧縮という特徴も乱れてしまい，意味のある結果を得ることはできなくなることがわかった。

3. 過去の験測データへの応用例

本研究の手法を，1995年以前の京都大学阿武山観測所系のルーチン験測データに応用を試みた。1995年以前の京都大学阿武山系観測網では，観測された近地の地震すべてについて，手動験測により精密な読取り作業が行われており，その高い震源決定精度には定評があった。丹波山地のM1.0以上の微小地震はほぼもれなく検知されている。P波初動の押し引きも可能な限り読み取られているが，これらの手動読み取りは阿武山系直属の12点の観測点のみを対象としているため，押し引きも最大で12点に限られる。（Fig. 3）当時，隣接する観測網の波形データは，隣接データ交換網によるごく一部の点を除けば，収録・処理されていないためである。オフラインで他

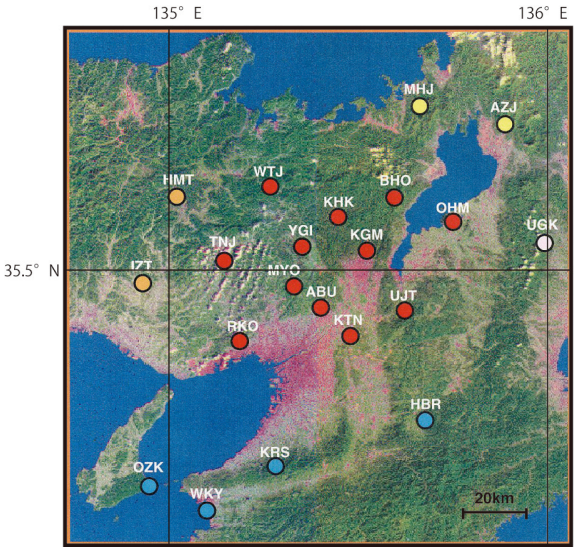


Fig. 3 Station distribution for the microearthquake observation in 1990 around the northern Kinki district.

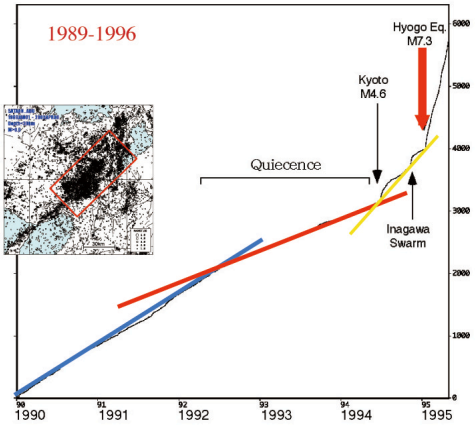


Fig. 4 Cumulative number of earthquake in the Tamba region from 1989 to 1996.

の観測網のデータを収集・追加するなどの作業（例えばIio,1996など）をすることなく，阿武山系のデータ単独で発震機構を決定するには，12点という観測点数は少ないといえる。このようなデータ上の制約は，本研究の方法を実際に適用する対象として最もふさわしい状況であると思われる，

大阪府北部および京都府中部にかけての丹波山地は定常的に微小地震活動が活発な地域である。1995年兵庫県南部地震の発生前の約２年間に，丹波山地の微小地震活動が顕著に低下したことはよく知られている（片尾, 2002）。Fig. 4に丹波山地における積算地震発生数のグラフを示す。赤い直線を重ねている時期が、兵庫県南部地震前の静穏期である。今回は1987年1月～1989年12月の3年間（期間A），1990年1月～1992年6月の2年6ヶ月（期間B），1992年6月～1994年6月の2年間（期間C），ならびに1994年5月～1994年12月の7ヶ月間（期間D）の４つの期間にわけて，本研究の手法を用いて丹波山地の地殻応力場を求めた（Fig. 5）。期間AおよびBは静穏化の始まる前の定常的な活動の時期，期間Cは兵庫県南部地震前の静穏期に，期間Dは静穏化後兵庫県南部地震直前に地震活動が活発化した半年間の時期にあたる。これまでの解析に倣い空間的には１辺10kmの立方体領域を5km間隔で配置し，各々で本研究の手法による応力テンソルインバージョンを行った。

なお，Fig. 5では地震数が20個以下しかなく結果の信頼性が不足している領域についてはプロットしていない（期間Dは例外で，すべての結果を示している）。地震活動自体は図の中心付近，地理的には京都府中部の亀岡市周辺で特に活発である。また，阿武山系の観測点配置からも同地域はちょうどネットの中心付近に位置するため，震源決定精度，発震機構決定精度ともに優れており，本解析でも応力場決定の信頼性が高い場所と云える。その一方で阿武山系観測網の外縁部にあたる地域では，地震数も少なく，観測点配置上も大きな偏りがあり，解析精度については不利な場所であろう。正断層型の解が周縁部に多く見られるが，これは使用している観測点の配置が偏っているために生じたもので，真のものではないと考えられる。

各期間共通して丹波山地において東西圧縮場が卓越していることを示している。過去に決められた発震機構解もほぼ東西のP軸方位分布を示し，南北走向の逆断層型，もしくは北東ー南西および北西ー南東走向の横ずれ断層型が混在している。期間Bの図からは，琵琶湖周辺の逆断層型の応力場が，西方の丹波山地にかけて横ずれ型に変化する様子も読み取れ，藤野・片尾（2009）の結果とほぼ同じ特徴がみられる。

４つの時期を比べると，図の中央部（大阪府北部および京都府中部の北摂・丹波地域）で期間Bでは東西圧縮横ずれ型の応力が卓越しているのに対し，期間A，Cでは同じく東西圧縮ながら逆断層型の応力場に変化しており，期間Dでも同じ特徴が見られる。

信頼性が高いと考えられる丹波山地中央部に注目しても，時期により微妙な応力場の変化がみられるのは興味深い。もともと丹波山地の微小地震の発震機構はP軸が東西であることは共通しているが，横ずれ型と逆断層型が混在して発生している。すなわち σ１は東西方向で揺るぎないものであるのに対して，南北方向の水平応力と垂直応力はほぼ拮抗している状態で，容易にσ2とσ3が入れ替わる状態にあると考えられる。当初，地震活動が静穏化した期間Cに，中央部にて逆断層が卓越するのは，兵庫県南部地震に先行する応力変化があったためかと考えられた。

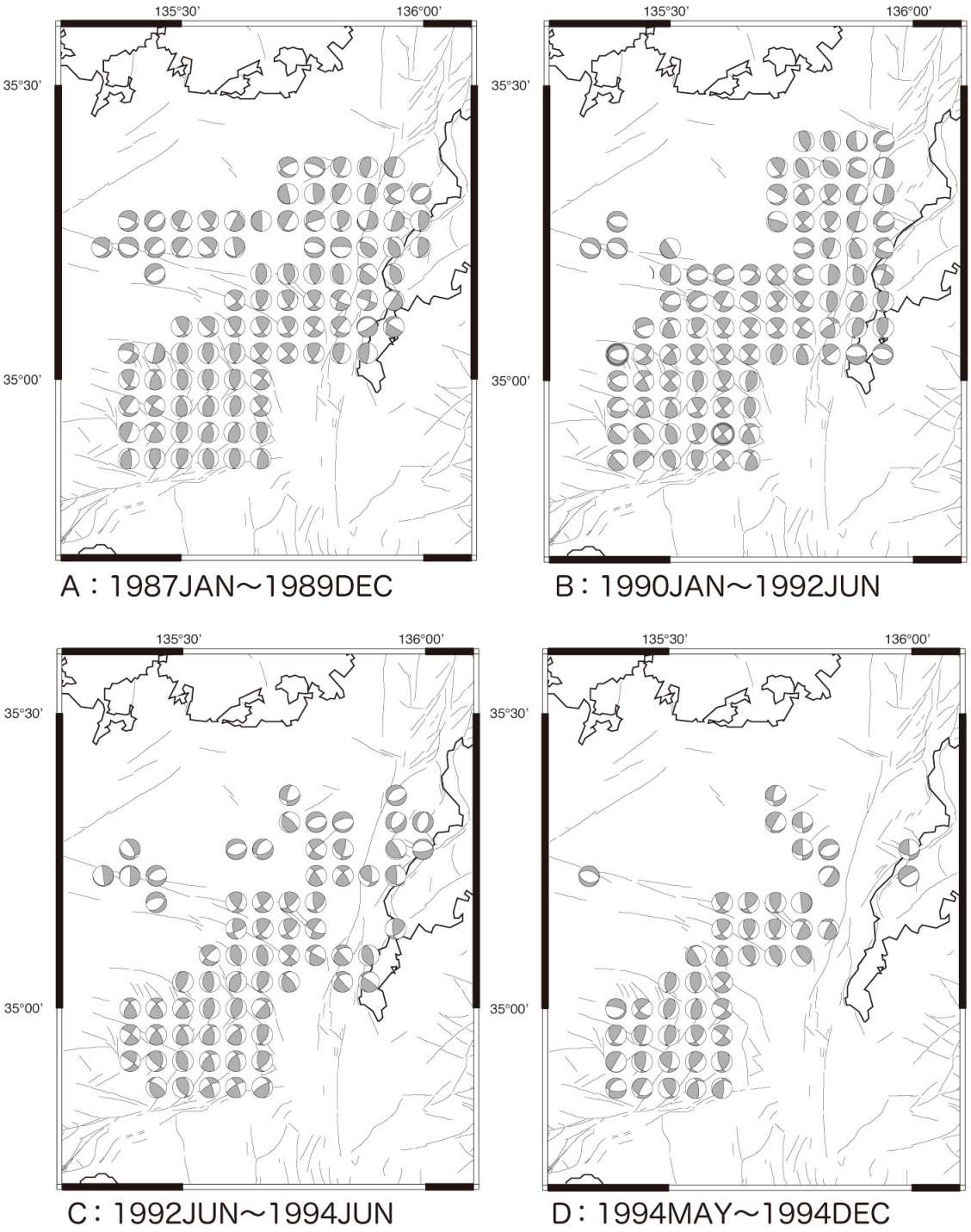


Fig.5 The stress field around the Tamba region　calculated by method of　this study for 4 period before the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake.

しかしながら，期間Ａでも同様に逆断層型が卓越していることがわかった。兵庫県南部地震との関連性は明確ではなくなり，むしろ丹波山地ではこのような微妙な応力場の時間的な変化が半ば周期的に生じているのかもしれないという想像もできる。期間Ａには亀岡市南部にて1987年5月にM5.0の逆断層型の地震が発生し，それに引き続き多数の余震が観測されている。期間Ａの逆断層応力場は，この一連の活動の影響を受けているものかもしれない。少なくともM5.0に続く余震活動が，地震数で他の地域を圧倒して多く存在することは結果に影響を与えている可能性がある。今後，空間・時間範囲をずらして，こ

れらの局所的な活動を除外したデータではどのようになるかを見るなどにより，時間変化の主たる要因は何かを見極める必要がある。

4. 今後の展望と問題点

この方法の応用をすすめていくことにより，Mが小さいためこれまで発震機構解析からは除外されていた微小地震のデータを多数利用して，応力場推定の空間的／時間的分解能を向上させることができるかもしれない。また，「地震活動が極めて低調な地域／時期」「時間的にも空間的にも小さな地震空白域」といった，従来発震機構・応力解析が不可能であった地域や時期についても何らかの応力場の変化を知る手段となり得るかもしれない。処理としては比較的単純な手法であるので，将来微小地震観測網の自動処理に組み込んで地域応力場の時々刻々（新たな地震が発生するたび）のモニタリングを行うことも考えられる。

一方，この方法による結果は，応力軸の方位などで従来の「正攻法」による解析結果との偏差も少なくない，さらに，１つの地震あたりの押し引きデータ数を減らしていく（例えば5個以下）と正しい解が求まらなくなり，その限界の設定には注意が必要である。そもそもこれらの結果が，たまたま少ない観測点数でも発震機構をうまく決めることができた少数の地震に依存している可能性がある。とすればその他の地震については無意味なデータを加えるばかりで，結果を混乱させているに過ぎないということになりかねない。これらの結果の信頼性・誤差および本手法の適用限界についても今後検討を重ねる必要がある。

謝　辞

本研究では，堀内茂木博士による応力テンソルインバージョンプログラムを使用させていただきました。

参考文献

小笠原知彦・片尾浩・飯尾能久（2006）：丹波山地における微小地震のメカニズム解決定と応力場の推定，京都大学防災研究所年報, 49, B, 331-338.

片尾浩（2002）：丹波山地の地震活動，月刊地球，号外38, 42−49.

藤野宏興・片尾　浩（2009）：琵琶湖西岸地域における微小地震のメカニズムと応力場京都大学防災研究所年報, 52, B, 275-284.

Horiuchi, S., G. Rocco and A. Hasegawa (1995): Discrimination of fault planes from auxiliary planes based on simultaneous determination of stress tensor and a large number of a fault plane solutions, J. Geophys. Res., 100(5), 8327-8338.

Iio, Y. (1996): Depth-dependent change in the focal mechanism of shallow earthquakes: Implications for brittle-plastic transition in a seismogenic region, J. Geophys. Res. , 101,　B5, 11, 209-11, 216.。

The Crustal Stress Field Directly Derived from the First Motion Polarities

Hiroshi KATAO

Synopsis

To derive detailed crustal stress field, we tried to calculate regional stress field directly from the first motion polarity data using the algorism by Horiuchi et al, (1995). Especially, the direct calculation method in this study is suitable for the Abuyama's old data to investigate the stress field in the northern Kinki district before the Hyogo-ken Nanbu earthquake in 1995. Because, the data set of the Abuyama Observatory in the last century is very precise, but number of station was too small to derive the focal mechanisms of each earthquakes.

Keywords: stress field, focal mechanism, micro-earthquake, Tamba region

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Relationship Between Major Eruptions and Large Earthquakes: A Comparative Study Between Japan and Indonesia

Md. Mahmudul ALAM, Hiroshi KATAO, Anindya KUMAR* and Masaaki KIMURA**

*Department of Statistics, Rajshahi University, Bangladesh
**Professor of emeritus, University of the Ryukyus, Okinawa, Japan

Synopsis

Now a days eruptive activity and seismicity are increasing significantly, and in the volcanic belt, they are thought to be inter correlated. Japan and Indonesia are frequently affected by earthquakes and eruptions but occurring patterns are not similar in both the countries. The results of time series analysis indicate that the earthquakes follow strong non-stationary property for Indonesia but on the other hand, Japan has seasonal effect. By applying some time series tools ARIMA(3,1,2) and ARIMA(2,0,1)x(1,0,1) models has proposed for forecasting the earthquakes of Indonesia and Japan, respectively.

The criterion for occurrence of a large earthquake based on timing of volcanic eruptions has a time-distance relationship. The results of the analysis strongly suggest that time-distance relations may help to predict an earthquake before it strikes if the epicentral location can be identified in advance and if the activity of the volcanoes is well monitored for both Japan and Indonesia.

Keywords: Time series, Stationary, Seasonal effect, ARIMA, Time-distance relation.

1. Introduction

Currently, earthquake forecasting is similar to weather forecasting. Scientists can predict that an earthquake has a certain probability of occurring within a given time frame, but not one that will definitely take place. Knowledge of past earthquake patterns, the earthquake (foreshock or mainshock) magnitude and the seismic history of the fault on which it occurred are among the important factors that go into forecasting an earthquake. There are many reasons for causing of large earthquakes in the world but most of the reasons become unknown before strike. Although, temporarily we are suggesting volcanic activity is more influential element for causing of earthquakes in the volcanic belt but the problem is to find out the influential volcanoes [2].

Reports of volcanic eruptions and earthquakes originating from volcanoes indicate that seismic activity preceding the eruption is related not only to eruption magnitude and structure of the volcano, but also to viscosity of the lava at the time of eruption [11]. If the eruptions are influenced by the regional tectonic stresses causing earthquakes, some spatial and temporal relations between large interplate earthquakes and eruptions can be expected along the island arc systems [14]. Tectonic strain accumulates in the lithosphere of the preseismic stage and is released by the shocks [9]. Earthquakes have the potential to increase the pressure in magma chambers even at large distances, and a premature eruption may result if a seismic wave accelerates the ascent of magma close to the

critical pressure state [7]. Simultaneous occurrence pattern between large inland earthquakes and the volcanic eruptions, just prior to the great earthquakes or just afterwards suggests that the temporal correlation among the volcanic eruptions, and the great earthquakes is not statistically negligible.

A probable relationship between volcanic activity and large earthquakes was first shown in the Kanto area when Oshima volcano was in active stage and a few years later the two earthquakes occurred concurrently in that region [8]. The space-time relationship among the volcanic eruptions, the large inland shallow earthquakes and the great earthquakes near the trench is useful for long-term earthquake prediction and volcanic eruption in the northern Honshu region [10]. Statistical analysis suggested that the criterion for occurrence of a great earthquake based on timing of volcanic eruptions has a time-distance relationship in Japan [1-3]. By examining the historical record of volcanic eruptions and earthquakes, a statistically significant correlation is found between large earthquakes and volcanic eruptions separated by a distance up to 750 km [6]. Recently, Barren volcano erupted lava and the Narcondum volcano emitted smoke and sand after the occurrence of mega earthquake in Indonesia (December, 2004) which support the interpretation and the hypothesis that the volcanic system is disturbed by earthquakes [12]. Many scientists have pointed out that there exists some physical relation between volcanic activity and tectonic seismicity [15, 17].

Most of the large earthquakes occurred before or after major eruptions in the volcanic belt. I have used here only the major eruptions that occurred before large earthquakes. Two regions (Japan and Indonesia) are selected to show the relationship between volcanic activity and seismicity in this article. Our goal is to develop (i) a time series model for forecasting the earthquake behavior, and (ii) to provide the relationship between major eruptions and large earthquakes in the world and then forecast the upcoming large earthquake depending on the relationship model.

2. METHODOLOGY

The goal of time series analysis is to find out a useful way (a model) to express a time-structured relationship. Such data may be collected at regular time intervals, such as daily, weekly, monthly, quarterly and annually etc that have a unique important place in the field of earthquake data analysis. Autoregressive integrated moving average (ARIMA) model is used for forecasting the earthquake behavior for Japan and Indonesia. This class of models has proved to be useful in representing both stationary and nonstationary time series data. A seasonal ARIMA model is classified as an ARIMA(p,d,q)x(P,D,Q) model, where P=number of seasonal autoregressive (SAR) terms, D=number of seasonal differences, Q=number of seasonal moving average (SMA) terms. In identifying a seasonal model, the first step is to determine whether or not a seasonal difference is needed, in addition to or perhaps instead of a non-seasonal difference [5].

Box-Jenkins forecasting models are based on statistical concepts and principles and are able to model a wide spectrum of time series behavior. There are both statistical tests for verifying model validity and statistical measures of forecast uncertainty. The objective of Box-Jenkins is to identify and estimate a statistical model [4].

Activity of the Oshima volcano is directly related to the occurrence of the great Kanto earthquake in 1923 and Bosooki earthquake in 1953 along the Sagami Trough which shows that time interval decreases as distance increases (Fig. 1). This occurs because variations of time intervals strongly suggest that the crustal strain migrates from the area where crustal rupture may appear in future; this was pointed out using all of the related eruptions and large earthquakes in central Japan [3]. Eruptions and earthquakes pattern in Kanto region are the basis for selection of data in this study.

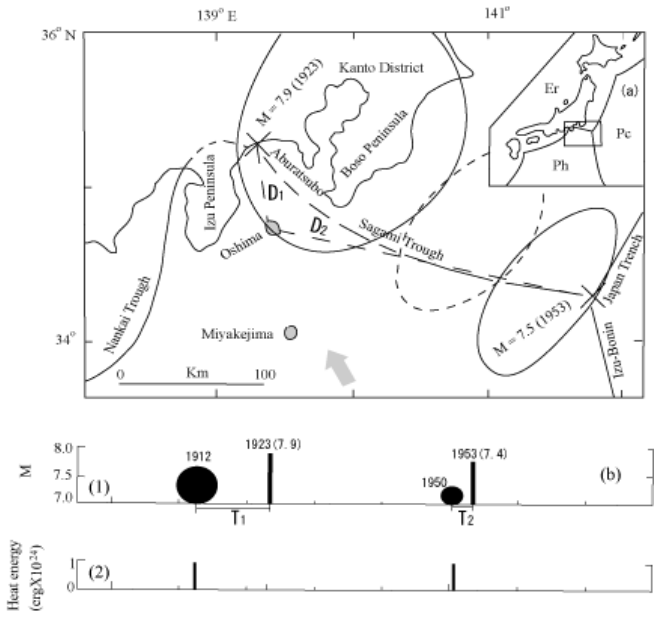


Fig. 1 (a) Large earthquakes (X = epicenter; solid and broken out lines show aftershock areas and seismicity gap) that have occurred along the Sagami Trough since 1880. Direction of slip of the northern Philippine Sea Plate (arrow), Sagami Trough (Sg), Nankai Trough (Nk), Japan Trance (Jp), Izu-Bonin Trence (I-B), Oshima (Os), Miyakejima (My), Aburatsubo (Ab), Boso Peninsula (Bs), Izu Pensinula (Iz), Philippine Sea Plate (Ph), Pacific Plate (Pc) and Eurasian Plate (Er) are shown. D1 and D2 are the distance between the Oshima volcano and the earthquakes of 1923, and 1953.

(b) Relationship between large eruptions (bold circle) and large earthquakes (vertical bars) that have occurred along the Sagami Trough. (1) Record of large earthquakes and eruptions along Sagami Trough; (2) Heat energy discharged by large eruptions of Mihara-yama. T1 and T2 are the time intervals between the Oshima volcano and occurrence of the shocks of 1923 and 1953, respectively.

3D partial correlation coefficient can be written as $r_{xy.z} = \dfrac{r_{xy} - r_{xz}r_{yz}}{\sqrt{(1-r_{xz}^2)(1-r_{yz}^2)}}$, where r_{xy}, r_{xz} and r_{yz} are the respective 2D correlation coefficients between log of distance and time, log of distance and magnitude, respectively. $r_{xy.z}$ represents the correlation between log of distance and time when the influence of magnitude is eliminated. Variables are selected according to their influences on the models that are used for regression analysis. Least squares method is used to estimate the parameters of the regression model,

$$Y=\beta_0+\beta_1 X_1+\beta_2 X_2+\varepsilon \qquad (1)$$

where Y, X_1 and X_2 represent time, log of distance and magnitude respectively; β_0, β_1, β_2 are regression coefficients and ε is the error term. Different statistical testing procedures are applied to verify the adequacy of the model [13].

3. RESULTSAND DISCUSSION

Simple statistical tools and time series analysis are used for analyzing and comparing the earthquake effects between two countries Indonesia and Japan during 1980 to 2007. Earthquakes are classified into different class intervals depending on magnitude and time. Recently, earthquakes and eruptions are increasing significantly all over the world. Earthquakes are also monotonically increasing in both Japan and Indonesia since 1980. Duncan multiple range test suggests the number of occurrences in 2005 significantly differ from other years due to the occurrence of the mega earthquake in Indonesia (December, 2004). But maximum earthquakes occur in Japanese in 2001 though it is not statistically significant compare to other years, probably two large earthquakes (M≥7.0) and some eruptions occurred during this period [1].

3.1 Time series analysis

Stationarity has always played a major role in time series analysis and forecasting. To perform forecasting, most techniques require stationarity condition. Sample autocorrelation function (ACF) and Box-Ljung statistic are typical of a series which indicates that the magnitude of the earthquakes follows non-stationary for Indonesia. Autocorrelation plot function and partial autocorrelation function (PACF) indicates that both MA (moving average) and AR (autoregressive) models are appropriate [4]. There exist no unit roots

after first difference of autocorrelation function which is a sign of stationarity (Table 1). The Box-Pierce (Ljung-Box) Chi-square statistic and p-values are insignificance indicating that there exist no further ARIMA effects (Table 2). Finally, the out sample root mean sum of square error is less than the in sample root mean sum square error, thus the model ARIMA(3,1,2) is selected for Indonesian earthquake and the model can be written as

$$\Delta Y_t = 0.2865 + 0.1367\Delta Y_{t-1} + 0.1452\Delta Y_{t-2} + 0.3352\Delta Y_{t-3} + \varepsilon_t - 0.5996\varepsilon_{t-1} - 0.3935\varepsilon_{t-2}.. \quad (2)$$

Table 1 Parameter estimation and their significance. Coef (coefficient), SD (standard error), T (test statistic), P (probability for significance).

Type	Coef	SD	T	P
AR1	0.1367	0.0590	2.32	0.021
AR2	0.1452	0.0562	2.59	0.010
AR3	0.3352	0.0567	5.91	0.000
MA1	0.5996	0.0250	23.98	0.000
MA2	0.3935	0.0133	29.68	0.000
Constant	0.2865	0.1049	2.73	0.007

Table 2 (Ljung-Box) Chi-Square Statistic. DF indicates degrees of freedom.

Lag	12	24	36	48
Chi-Square	11.1	25.8	27.8	30.4
DF	6	18	30	42
P-Value	0.085	0.105	0.582	0.907

Mean sum of square residual (MSSE) = 7652

The ACF is typical of a series for Japanese earthquakes that follows both non-stationary and weakly seasonality which indicates that at least one order of differences is needed. Depending on the residual ACF and PACF, ARIMA(2,0,1)x(1,0,1) model is statistically significant for forecasting Japanese earthquakes (Table 3-4). The final model is selected as

$$(1 - 1.4134B^s + 0.42B^{2s})Y_t = (1 - 0.9557B^s)\varepsilon_t \quad (3)$$

Table 3 Parameter estimation and their significance

Type	Coef	SD	T	P
AR1	1.4134	0.0525	26.94	0.000
AR2	-0.4200	0.0523	-8.03	0.000
SAR12	0.9884	0.0538	18.39	0.000
MA1	0.9557	0.0127	75.08	0.000
SMA12	0.9437	0.0757	12.46	0.000

Table 4 Box-Pierce (Ljung-Box) Chi-Square statistic

Lag	12	24	36	48
Chi-Square	3.6	13.2	19.8	30.8
DF	9	21	33	45
P-Value	0.937	0.901	0.966	0.948

Mean sum of square residual (MSSE) = 7652

3.2 Relationship between major eruptions and large earthquakes

The correlation coefficient (r = -0.915) between time and log of distance shows a highly significant negative correlation. Coefficient of determination (R^2) is approximately 0.928 indicating that 92.8% variability can be explained by the regression model for Japanese earthquakes and eruptions data. Analytical results (P = 0.00; exact value of $P < 10^{-7}$) suggest that the overall regression is highly significant indicating time may have relation to log of distance and/or magnitude (Table 5). To determine the influence of magnitude on time-distance relationship model, a partial parametric test on individual regression coefficient is applied and found that magnitude, or X_2, contributes significantly ($P<0.01$) to the model given that log of distance or X_1, is in the model (Table 6). So the proposed model for Japan might be:

$$Y = 53.05 - 16.41X_1 - 0.91\ X_2 \quad (4)$$

Table 5 Analysis of variance test. Table showing the mean squares of regression and residual along with F statistic for testing H_0: $\beta_1 = \beta_2 = \beta_3 = 0$. The P-value for the test for significance of regression is reported as P=0.000 (this is a rounded value; the actual P-value<10^{-7}). Sum of Squares (SS), Degrees of Freedom (DF), Mean Sum of Square (MSS).

Source	SS	DF	MSS	F	P	R^2
Reg	2138.33	2	1069.16	490.6	0.0	0.928
Res	398.81	183	2.18			
Total	2537.14	185				

Table 6. Table shows the standard errors of the estimates and intercepts along with the t statistic for testing H_0: $\beta_0 = 0$, H_0: $\beta_1 = 0$ and H_0: $\beta_2 = 0$. The P-values for the test for significance of individual regression coefficients (distance and/or magnitude) are reported. Standard Error (SE), Test Statistic (t).

Predictor	Coefficients	SE	T	P
Constant	$\hat{\beta}_0 = 53.05$	2.97	17.88	0.00
Log distance	$\hat{\beta}_1 = -16.41$	0.52	-31.27	0.00
Magnitude	$\hat{\beta}_2 = -0.92$	0.35	-2.62	0.01

The negative value of the coefficient β_1 indicates that the eruption occurs prior to the concerned shock if the epicenter of the earthquake is nearer to the respective volcano/volcanoes (Fig. 2).

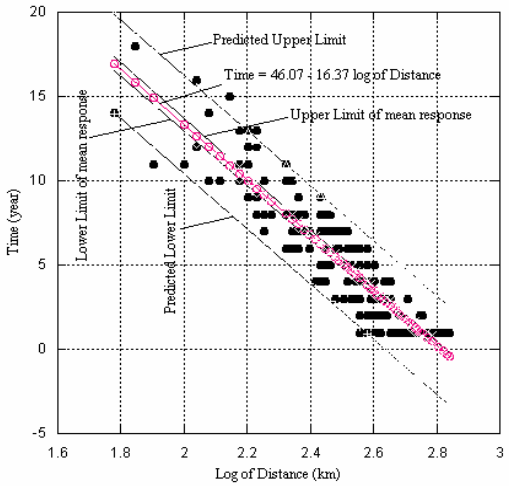


Fig. 2 Time - distance relationship between volcanic eruptions and large earthquakes in Japan. Scattered diagram (bold circle), fitted line (open circle), confidence interval for the mean response and prediction interval for the future observation are shown. The fitted model shows the negative association between time and log of distance, that is, time duration decreases as distance increases.

R^2 is approximately 0.496 indicating that 49.6% variability can be explained by the regression model which is really difficult to make any comment for Indonesian data though the fitted model is almost similar to Japanese (Y = 46.12 – 16.49 log X). Combination of both samples (Japan and Indonesia) and fitting provides a similar model like as Japan (Fig 3). For fitting the time-space relationship model for Japan, I have used the data from 1880 to 2007 but for Indonesia, I have only a data set from 1980 to 2007. Due to the lack of available data, I am unable to make any comment that the model (Fig 3.) is also fruitful for Indonesia. But the proposed model may able to show the primary relation between major eruptions and large earthquakes in Japan and Indonesia.

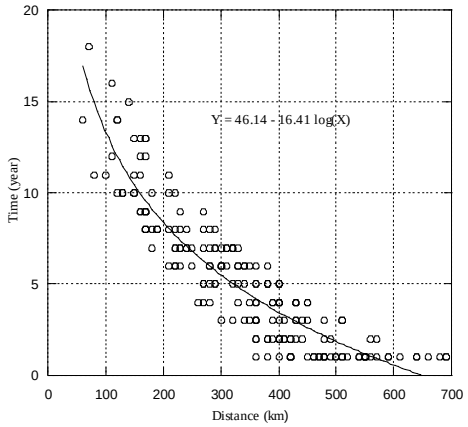
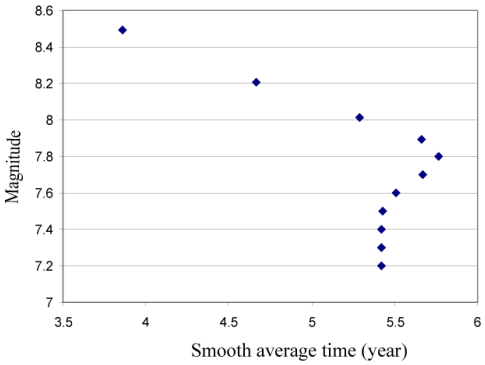
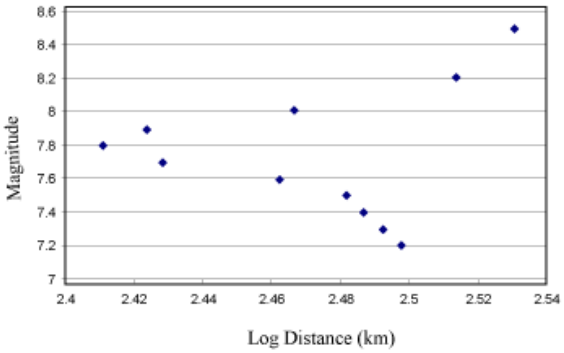


Fig. 3 Time - distance relationship between volcanic eruptions and large earthquakes in Japan and Indonesia.

The ***4253H*** method [16] indicates that if magnitude is less than or equal to 7.4, average time duration between eruptions and earthquakes remain unchanged. Average time duration between eruptions and earthquakes increase as magnitude increases until 7.8 then again average time duration decreases as magnitude increases which means that time duration between eruptions and earthquakes will be smaller for great earthquakes (M>7.8) than that of large earthquakes (M<7.8). That is strain migration will be faster for great earthquakes than that of large one (Fig. 4a).



(a)



(b)

Fig. 4. Robust nonlinear data smoothing pattern. (a) relation between smoothed magnitude and smoothed average time, and (b) smoothed magnitude and smoothed average log of distance.

The arrow shaped figure indicates that distance decreases for large earthquakes (M<7.8) but increases for great earthquakes (M>7.8). That is, strain migration region for large earthquakes are smaller than that of the great earthquakes (Fig. 4b). This decreasing and increasing pattern implies that there may involve some tectonic causes that are responsible for both the volcanic eruptions and earthquakes.

References

[1] M. M. Alam, "Pre and Post Seismic Condition for 2001 Earthquake in Japan," International Journal of Applied sciences and Technology, submitted for publication.

[2] M. M. Alam, "Structural analysis on Arc, special verification of Time-Space relationship between volcanic eruptions and large earthquakes in Japan: Insights from Statistical analysis," Ph.D. dissertation, Dept. of Physics and Earth Sciences, Univ. of the Ryukyus, Okinawa, Japan, 2005.

[3] M. M. Alam, and M. Kimura, "Statistical analysis of time-distance relationship between volcanic eruptions and large earthquakes in Japan," Earth, Planets and Space, vol. 56, no. 2, pp. 179-192, March, 2004.

[4] G. E. P. Box, and D. A. Pierce, "Distribution of the Autocorrelations in Autoregressive Moving Average Time Series Models," Journal of American Statistical

Association, Vol. 65, pp. 1509–1526, 1970.
[5] G. E. P. Box, G. M. Jenkins, and G. C. Reinsel, Time Series Analysis, Forecasting and Control. 3rd ed. Prentice Hall, Englewood Clifs, NJ, 1994.
[6] A. T. Linde, and I. S. Sacks, “Triggering of volcanic eruptions,” Nature, Vol. 395, pp. 888–890, 1998.
[7] A. T. Linde, I. S. Sacks, M. J. S. Johnston, D. P. Hill, and R. G. Bilham, “Increased pressure from rising bubbles as a mechanism for remotely triggered seismicity,” Nature, Vol. 371, pp. 408–410, 1994.
[8] M. Kimura, “Major magmatic activity as a key to predicting large earthquakes along Sagami Trough, Japan,” Nature, Vol. 260, pp. 131–133, 1976.
[9] M. Kimura, “Significant eruptive activities related to large interplate earthquakes in the north western Pacific margin,” J. Phys. Earth, Vol. 26, pp. 557–570, 1978b.
[10] C. Masaaki, “Relationships between eruptions of volcanoes, inland earthquakes (M.GEQ.6.2) and great tectonic earthquakes in and around north-eastern Japan island Arc,” Journal of Geography, Vol. 111, no. 2, pp. 175-184, 2002.
[11] T. Minakami, “Statistical relations between eruptions and earthquakes of Asama volcano,” International Geology Review, Vol. 3, no. 8, pp. 712 – 719, 1961.
[12] O. P. Mishra, O. P. Singh, G. K. Chakrabortty, J. R. Kayal, and D. Ghosh, “Aftershock Investigation in the Andaman-Nicobar Islands: An Antidote to Public Panic?” Seismological Research Letters, Vol. 78, no. 6, pp. 591-599, 2007.
[13] D. C. Montgomery, E. A. Peck, and G. G. Vining, 2001. Introduction to linear regression analysis, 3rd ed. New York, John Wiley and Sons Inc., 2001, pp. 641.
[14] K. Nakamura, “Volcano structure and possible mechanical correlation between volcanic eruption and earthquakes,” Bull.Volcanol.Soc.Jpn., Vol. 20, pp. 229-240, 1975.
[15] P. I. Tokarev, “On the focal layer, seismicity and volcanicity of the Kurile-Kamchatka zone,” Bull. Volcanol., Vol. 35, pp. 230–242, 1971.
[16] P. F. Velleman, “Definition and comparison of robust nonlinear data smoothing algorithms,” Journal of the American Statistical Association, Vol. 75, pp. 609-615, 1980.
[17] I. Yokoyama, “Volcanic eruptions triggered by tectonic earthquakes,” Bull. Geophys. Inst., Hokkaido Univ., vol. 25, pp. 129–139, 1971.

火山噴火と大地震の関係：日本とインドネシアの比較研究

Md. Mahmudul ALAM・片尾　浩・Anindya KUMAR*・木村政昭**

＊　ライシャヒ大学統計学部
**　琉球大学名誉教授

要　旨

近年，地震活動，火山噴火活動が活発化の傾向にあり，火山帯においてそれらは相互相関していると考えられる。日本とインドネシアはたびたび地震や火山の影響を被ってきたが，その発生パターンには両国間に差異がある。時系列解析の結果，インドネシアでは地震は強い非定常性を示すのに対し，日本では季節性の変動を示す。時系列解析モデルARIMA(3,1,2) とARIMA(2,0,1)x(1,0,1)　を各々インドネシアと日本における地震予測に適用した。

火山噴火と大地震には時間と距離に依存した関係がある。インドネシア日本両国において震央位置が迅速に得られ，火山活動が十分モニターされるならば，この時間と距離の相関解析は地震の事前予測に役立つものであることが示唆される。

キーワード: 時系列，定常，季節性，ARIMA，時間・距離相関

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

桜島火山周辺における水準測量（2009年11月および2010年4月）

山本圭吾・園田忠臣・高山鐵朗・市川信夫・大倉敬宏*
吉川慎*・井上寛之*・松島健**・内田和也**

＊ 京都大学大学院理学研究科
** 九州大学大学院理学研究院

要　旨

桜島火山および姶良カルデラ周辺域において，2009年11月および2010年4月に一等水準測量を実施した。これらの結果と，2007年までに実施された水準測量結果とを比較した結果，姶良カルデラを中心とした地盤の隆起現象が進行している事が確認された。桜島北部の地盤における隆起速度は，1996年から2007年の期間の平均的な値と比較して，2007年10月－12月から2009年11月の期間ではその半分以下と比較的小さい，一方2009年11月から2010年4月の期間ではその倍以上とかなり大きい。1993年頃からの山頂噴火活動の静穏化に伴い再開した姶良カルデラ地下の主マグマ溜りにおけるマグマの貯留が現在も継続しており，特に2009年11月から2010年4月の期間内において急速な貯留が生じたものと推定される。

キーワード: 桜島火山，姶良カルデラ，精密水準測量，地盤上下変動

1. はじめに

桜島火山周辺においては，1955年の山頂噴火活動活発化以降，桜島の火山活動に伴う地盤の上下変動を測定するための水準測量が繰り返されてきた（Yoshikawa, 1961；江頭，1967，1971；石原・江頭，1978；江頭ら，1997）。それらの結果から，噴火活動に伴う地盤変動が，桜島北方の姶良カルデラ地下の深さ約10 kmに推定される主マグマ溜りと桜島直下約3 kmの深さに推定される副マグマ溜り内のマグマの貯留と放出に伴う現象として説明されている（江頭，1989）。1973・74年以降の活発な噴火活動によりマグマの放出量が増え，主・副マグマ溜りの減圧によって桜島の北東部から内部にかけての地盤の沈降が継続していたが，1991年～1996年の測量により，噴火活動静穏化に伴って桜島北部の地盤が隆起に転じた事が確認された（江頭ら，1997）。この桜島北部の地盤隆起傾向は，1996年以降も最近まで継続している（山本ら，2008）。一方で，噴火活動としては，2006年6月から始まった昭和火口における活動が近年激化する傾向が見られる。

「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」における課題「桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究」の一環として，2009年11月および2010年4月に桜島火山および姶良カルデラ周辺の水準測量路線において一等水準測量の繰返し観測を実施した。本稿では，これらの測量の概要および結果を示し，前回の測量である2007年10月－12月に第10回桜島火山の集中総合観測の一環として行われた水準測量（山本ら，2008）以降の期間の桜島火山周辺における地盤の上下変動量について報告する。

2. 水準測量

2009年11月に水準測量を実施した路線は，桜島内では海岸線に沿って桜島を一周する桜島一周道路ルート，島内西部山腹のハルタ山登山ルートおよび島内東部の黒神ルート，また桜島外ではBM.2469（旧鹿児島県庁）からBM．2474・J（大崎鼻）間の鹿児島湾西岸ルートであり，総延長は65 kmである（Fig. 1）。これらの路線を，大学合同で3測量班を構成し，2009年11月9日～20日，11月30日および12月3日の日程で測量に当たった。測量に使用した機材は，自動

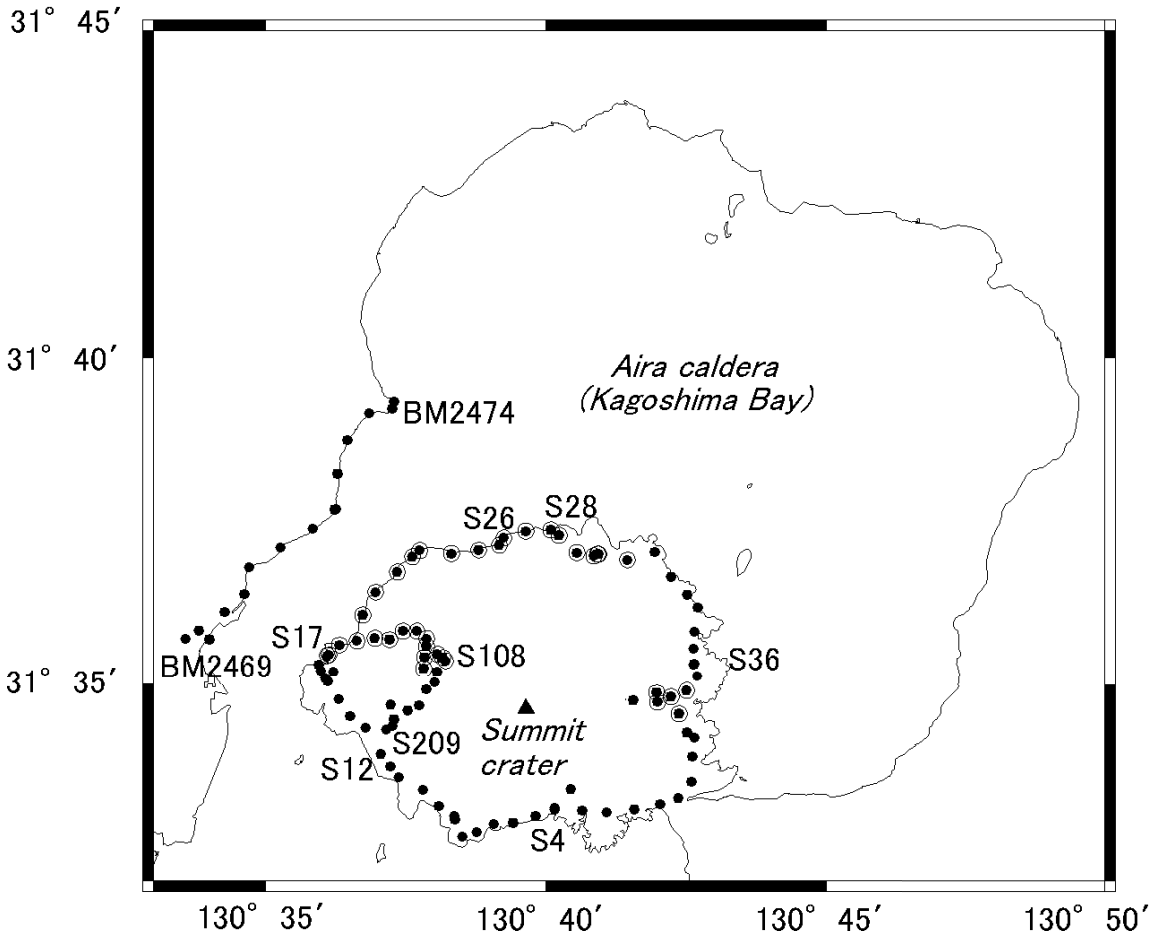


Fig. 1 Leveling bench marks measured in the 2009 survey (solid circles). The 2010 survey measured a part of the bench marks of the 2009 survey, which are marked by the open circles in addition to the solid circles. Solid triangle indicates the location of the active summit crater of Sakurajima volcano.

読み取りディジタルレベル (Wild NA3003, NA3000) およびインバールバーコード標尺 (Wild GPCL3)である。測量方法は，各水準点間の往復測量で，その往復差は水準点間距離をL kmとしたときの一等水準測量の許容誤差である2.5×√L mm以内を，また水準環を形成する路線においては水準環閉塞誤差が水準環路線距離をS kmとしたときの一等水準測量の許容誤差である2.0×√S mm以内を満たすようにした。実際の測量誤差は，1km当りの平均自乗誤差が桜島一周道路ルート，ハルタ山登山ルートおよび鹿児島湾西岸ルートにおいてそれぞれ±0.38 mm/km，±0.36 mm/km，±0.30 mm/km，水準環閉塞誤差は桜島一周道路ルートおよびハルタ山登山ルートにおいて時計回りにそれぞれ-0.6 mm（一周約36 km），-0.9 mm（一周約15 km）であり高精度の一等水準測量と言える。

2010年4月の測量では，桜島内の測量路線の内，桜島一周道路ルート，ハルタ山登山ルートおよび黒神ルートのそれぞれ一部区間において水準測量を実施した（Fig. 1中に二重丸で示した水準点）。これらの路線を，大学合同で2測量班を構成し，2010年4月13日～20日の期間測量に当たった。測量誤差は，1km当りの平均自乗誤差が桜島一周道路ルート，ハルタ山登山ルートにおいてそれぞれ±0.54 mm/km，±0.57 mm/kmであった。

3. 測量結果

桜島西岸の水準点BM.S.17（袴腰検潮室）を不動点（基準）とし，計算された各水準点の比高値を2007年10月－12月，2009年11月および2010年4月のそれぞれに行われた水準測量結果で比較した。Fig. 2に，その結果求められた各水準点における各測量間の1年あたりの上下変動量を水準点BM.S.17からの路線距離に対してプロットして示した。同図には比較のために，1996年10月から2007年10月－12月までの期間の上下変動量（山本ら，2008）も1年あたりの変動量

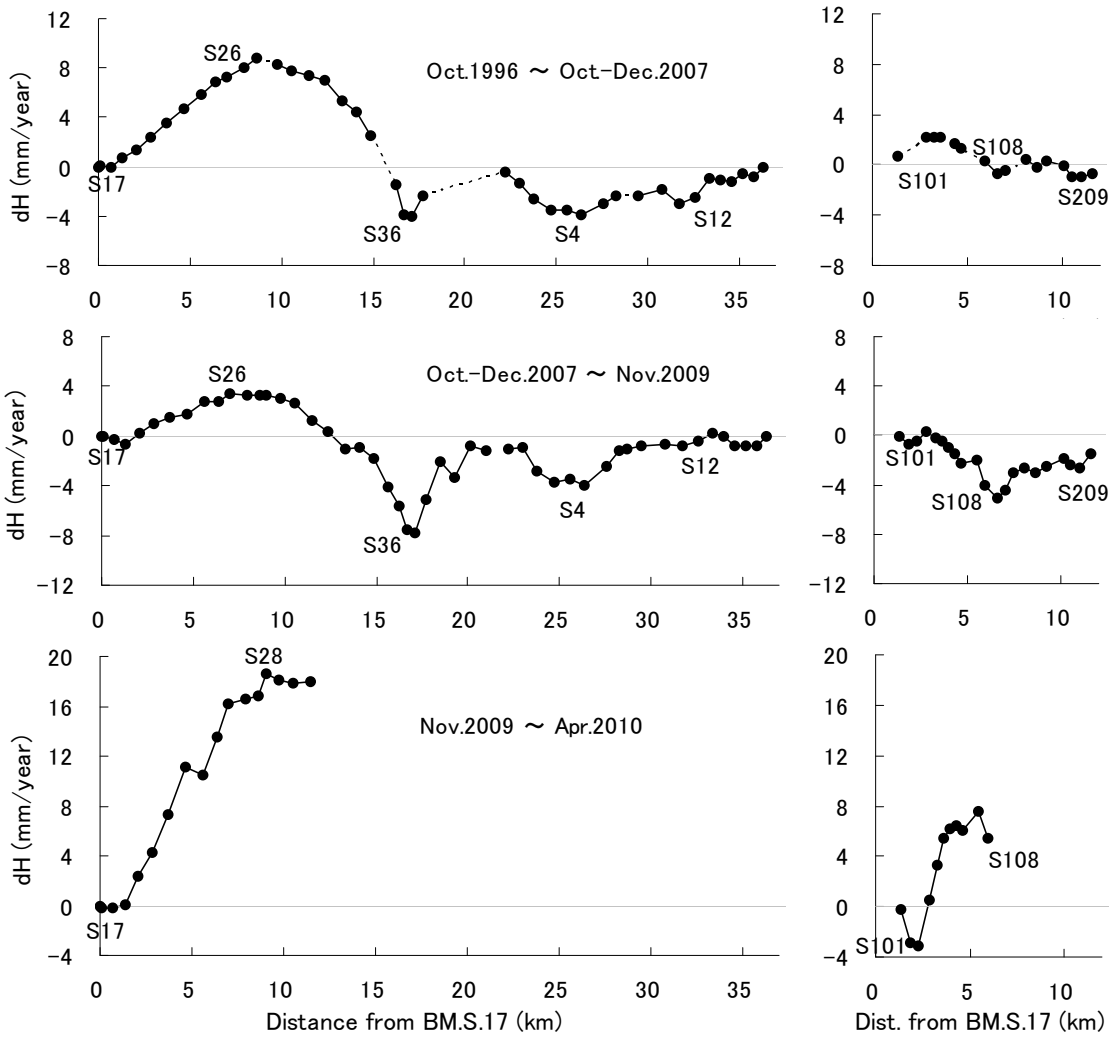


Fig. 2 Vertical displacement rates of bench marks in Sakurajima volcano referred to BM.S.17 which is located at the western coast of Sakurajima. Upper: October 1996 ~ October – December 2007, Middle: October – December 2007 ~ November 2009, Lower: November 2009 ~ April 2010.

に換算し，併せて示した。

2007年10月－12月から2009年11月の期間おける桜島一周道路ルートの上下変動量（Fig. 2の中段）からは，この期間の最大の隆起域が，1996年10月～2007年10月－12月の期間と同様に，桜島北部付近にあることが確認される。その隆起分布のパターンも前回の期間に得られているパターンと概ね似通っているが，2007年から2009年の期間における最大の隆起量は，桜島北部の水準点BM.S.26（松浦神社）において測定された6.8 mmであり，その隆起速度は前回の期間に比べて半分程度以下と比較的小さい。なお，BM.S.36（東部，黒神）およびBM.S.4（南部，有村），BM.S.12（南西部，赤水）付近で認められる局所的な地盤沈降の原因は，それぞれ東部昭和溶岩流，南部昭和溶岩流および野尻川土石流堆積物を除去して積み上げた人工的な堆積丘の荷重による地盤の圧密沈下であると考えられている（江頭ら，1997）。桜島北部の地盤隆起は，姶良カルデラ地下の主マグマ溜りにおける増圧を反映していると考えられ，1993年頃からの山頂噴火活動の静穏化に伴い再開した姶良カルデラ地下の主マグマ溜りにおけるマグマの貯留（江頭ら，1997）が現在も継続しているものと推定される。一方で，桜島中心部に近いハルタ山登山ルートの水準点においては，この期間，地盤の沈降が確認された。これは，桜島直下の副マグマ溜りにおいて，マグマの放出量が供給量を上まったことを示唆しており，昭和火口における活発な噴火活動を反映しているのではないかと思われる。

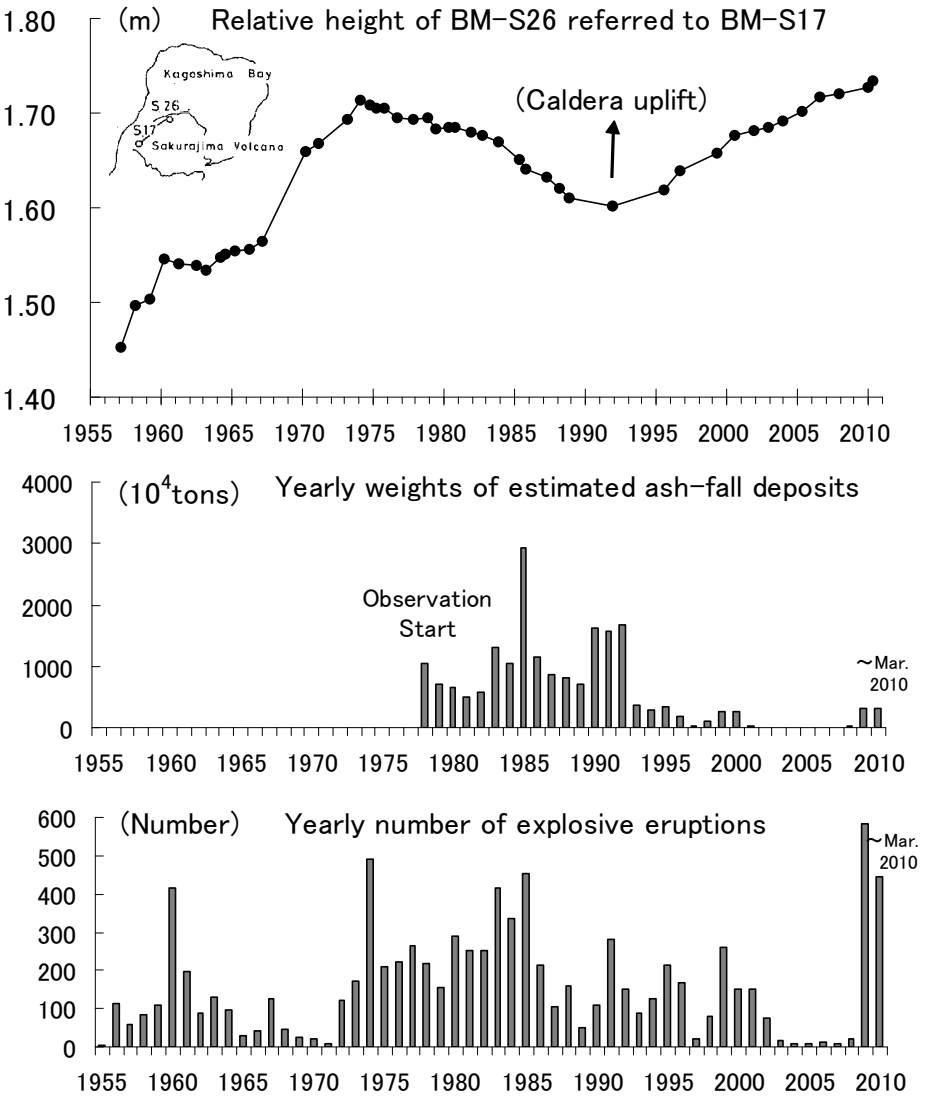


Fig. 3 Relation among secular change of relative heights of BM.S.26 referred to BM.S.17, yearly weights of estimated volcanic ash-fall deposits and yearly number of explosive eruptions at the active summit and Showa craters of Sakurajima volcano.

2009年11月から2010年4月の期間おける桜島一周道路ルートの上下変動量（Fig. 2の下段）からも，この期間の最大の隆起域が，桜島北部付近にあることが確認される。この期間における最大の隆起量は，桜島北部の水準点BM.S.28（白浜）において測定された7.7 mmであり，その隆起速度は姶良カルデラ増圧期の典型例と考えられる1996年～2007年の期間（Fig. 2の上段）と比べて倍以上とかなり大きい。桜島火山周辺において行われているGPS観測によって捉えられた姶良カルデラの地盤の急激な膨張とも調和的であり，姶良カルデラ地下の主マグマ溜りにおけるマグマの急速な貯留が進行したことが示唆される。一方，桜島中心部に近いハルタ山登山ルートの水準点においても，この期間，地盤の隆起が認められる。

4. 地盤変動の経年変化

Fig. 3に，BM.S.17を基準にした桜島北部のBM.S.26（松浦神社）の1957年以降の比高変化，山頂火口および昭和火口から放出された降下火山灰の推定年間総量および山頂火口および昭和火口における年間の爆発的噴火回数を示した。1967年頃からの噴火活動静穏化に伴った主圧力源内の増圧（マグマの貯留）による桜島北部の地盤隆起，1973・74年以降の活発

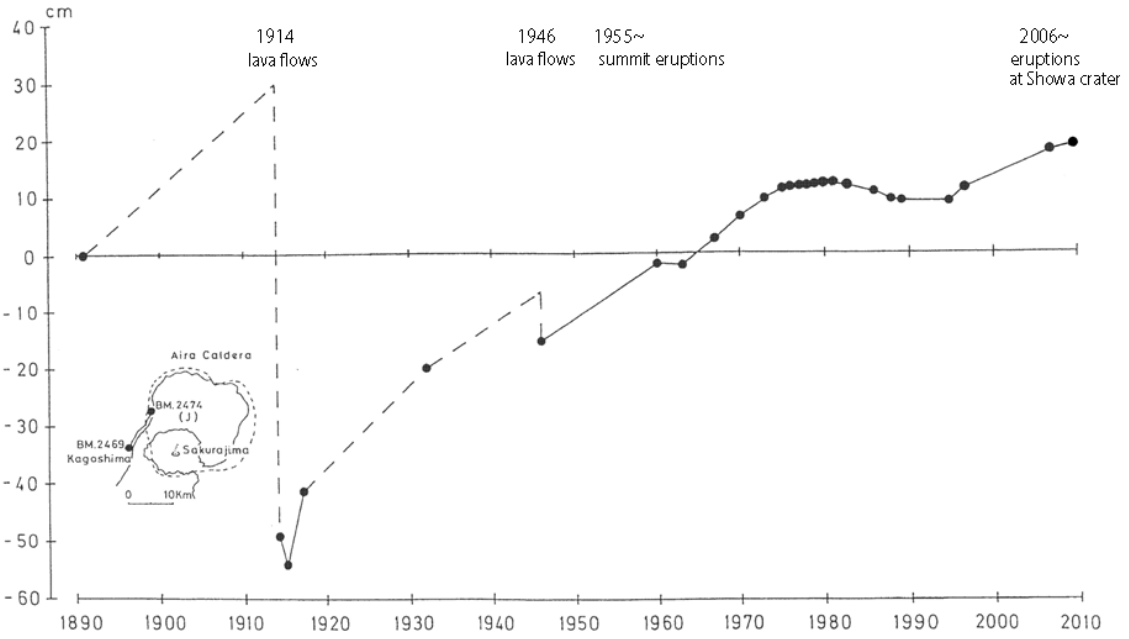


Fig. 4 Secular changes of relative heights of BM.2474 referred to BM.2469 and volcanic activity at Sakurajima (modified from Fig. 1 in Eto et al., (1997)).

な噴火活動（マグマの放出）に伴った主・副圧力源内の減圧による桜島北部の地盤の沈降，および1991年以降の噴火活動静穏化に伴った桜島の北部の地盤の再隆起現象が明瞭に確認される。BM.S.26の隆起状態は，2006年に1973・74年頃の隆起をほぼ回復した後も更に隆起が継続した状態となっている。現在は，1970年代以降に生じた活発な山頂噴火活動と同様な活動を起こすポテンシャルをすでに持っていると言えよう。

鹿児島湾西岸ルートにおいては，1996年に大学合同測量班，1997年に国土地理院がそれぞれ水準測量を行った後はしばらく測量が行われておらず，2006年9月に国土地理院が測量を行ったのに続き，大学合同測量班としては2009年11月の測量が13年ぶりの実施であった。Fig. 4に，BM.2469（旧鹿児島県庁）を基準としたBM.2474（大崎鼻）の比高の経年変化を示した。1891年から120年近くの長きに渡り水準測量データが存在しており，途中1914年の桜島大正大噴火や1946年の昭和大噴火の溶岩流出を経験している。1990年代以降の姶良カルデラ地下の主マグマ溜りにおけるマグマの貯留に伴ったBM.2474付近の地盤の隆起が進み，2009年11月の時点では，大正大噴火の直前において推定されている比高の7割程度を回復した状態となっている。

5. おわりに

「桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究」の一環として2009年11月および2010年4月に一等水準測量を実施した。測量結果の検討から得られた知見は次の通りである。

[1] 前回である2007年までの測量結果に引き続き，桜島北部の地盤の隆起が確認された。隆起分布のパターンは，前回までの期間の分布に概ね似通っている。

[2] 1993年以降，山頂噴火活動の静穏化に伴い再開した姶良カルデラ地下の主マグマ溜りにおけるマグマの貯留が現在も継続していると考えられる。

[3] 桜島北部の地盤における隆起速度は，1996年10月から2007年10月－12月の期間と比較して，2007年10月－12月から2009年11月の期間ではその半分以下と比較的小さい，一方2009年11月から2010年4月の期間ではその倍以上とかなり大きい。

[4] 2009年11月から2010年4月の期間内において，姶良カルデラ地下の主マグマ溜りにおいて，マグマが急速に貯留されたものと推定される。

謝　辞

水準測量の実施に際しては，防災研究所附属火山

活動研究センターのスタッフ諸氏にお世話になった。ここに厚く感謝の意を表します。本研究は文部科学省による「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」の支援を受けました。

参考文献

石原和弘・江頭庸夫（1978）：桜島火山近傍の垂直地盤変動と山頂噴火活動の関係について, 京都大学防災研究所年報, 第21号B-1, pp. 153-162.

江頭庸夫（1967）：火山性地盤変動（III）姶良カルデラ周辺の地盤変動と桜島の火山活動, 火山, 12, pp. 80-88.

江頭庸夫（1971）：火山性地盤変動（V）桜島火山における地殻変動観測, 京都大学防災研究所年報, 第14号A, pp. 97-106.

江頭庸夫（1989）：噴火活動に伴う桜島火山および姶良カルデラ周辺の地盤変動, 京都大学防災研究所年報, 第32号B-1, pp. 29-39.

江頭庸夫・高山鐵朗・山本圭吾・Muhamad Hendrasto・味喜大介・園田忠臣・松島健・内田和也・八木原寛・王彦賓・木股文昭・宮島力雄・小林和典（1997）：姶良カルデラの地盤の再隆起―1991年12月～1996年10月―, 京都大学防災研究所年報, 第40号B-1, pp. 49-60.

山本圭吾・高山鉄朗・山崎友也・多田光宏・大倉敬宏・吉川　慎・松島　健・内田和也・中元真美・平岡喜文・塩谷俊治・根本盛行（2008）：水準測量による桜島火山および姶良カルデラ周辺の地盤上下変動―1996年10月から2007年10月－12月まで―, 京都大学防災研究所年報, 第51号B, pp. 247-252.

Yoshikawa, K. (1961): On the crustal movement accompanying with the recent activity of the Volcano Sakurajima (part 1), Bull. Dis. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 48.

Precise Leveling Surveys in and around Sakurajima Volcano (November 2009 and April 2010)

Keigo YAMAMOTO, Tadaomi SONODA, Tetsuro TAKAYAMA, Nobuo ICHIKAWA,
Takahiro OHKURA*, Shin YOSHIKAWA*, Hiroyuki INOUE*,
Takeshi MATSUSHIMA**, and Kazunari UCHIDA**

* Graduate School of Science, Kyoto University
** Faculty of Sciences, Kyushu University

Synopsis

We conducted the precise leveling surveys in Sakurajima volcano and around the Aira caldera in November 2009 and in April 2010. The obtained survey data are compared with those of the 2007 and the previous surveys, resulting in the ground uplifts around the Aira caldera. The rate of ground uplifts at the northern part of Sakurajima during the period from Oct.-Dec., 2007 to Nov., 2009 is relatively smaller, while that from Nov., 2009 to Apr., 2010 is relatively larger than the typical uplift rate. It is suggested that the magma storage at the primary magma reservoir beneath the Aira caldera, which is thought to begin since around 1993 when the eruptive activity of Sakurajima volcano was gradually decayed, is progressed during the study periods, especially with the rapid rate during the period of Nov., 2009 - Apr., 2010.

Keywords: Sakurajima volcano, Aira caldera, precise leveling survey, vertical ground deformation

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

桜島昭和火口噴火の規模について

井口正人・横尾亮彦*・為栗健

＊ 東北大学大学院理学研究科

要 旨

2006年6月から桜島の昭和火口における噴火活動が再開した。2008年および2009年の爆発的噴火の規模を，爆発地震，空気振動，地盤変動量，火山灰放出量の4つのパラメータについて南岳において発生した爆発的噴火と比較した。いずれの項目についても昭和火口における爆発は1-2桁小さいことが分かった。

キーワード: 爆破的噴火，爆発地震，空気振動，地盤変動，火山灰放出量

1. はじめに

桜島火山においては2006年6月4日に昭和火口における噴火活動が58年ぶりに再開した。2006年と2007年はマグマ水蒸気爆発で噴火の規模も小さかったが，2008年2月3日の噴火以降，火砕流を伴いながら爆発的噴火に移行してきた。爆発的噴火は2008年に18回，2009年は598回発生した。爆発発生回数だけからみると南岳の最盛期の1974年の489回，1985年の452回を超えているが，火山灰放出量は，2008年は10万トン，2009年は320万トンであり，1985年の2900万トンにはるかに及ばない。このことから昭和火口における爆発的噴火の規模は南岳の爆発よりも小さいことが推定できる。本稿では，昭和火口における爆発的噴火を南岳の爆発的噴火と爆発地震，空気振動，地盤変動量，火山灰放出量の4つのパラメータについて比較することにより，その特性を明らかにする。

2. 火山活動

桜島の昭和火口は，南岳の山頂のA火口中心から500m東にある火口である。1939年10月26日に昭和火口において噴火活動が繰り返され，その活動は火砕流を伴いながら11月まで続いた（津屋・水上，1940）。その後も，1941年，1942年，1943年，1945年にも爆発的噴火が繰り返されている（本田，1946）。1946年の1月から爆発的噴火の活動が激しくなり，3月9日には溶岩が流れ始めた（本田，1946）。溶岩流は昭和火口の東の黒神と南の有村の海岸まで達し，流出量は0.18km^{3}と推定されている（石原・他，1981）。1947年と1948年にも小規模な噴火が発生したが，その後，昭和火口における噴火活動は停止していた。

1955年10月13日に南岳において爆発的噴火の活動が始まった。桜島における爆発的噴火の年間の回数と火山灰放出量をFig.1に示す。南岳における爆発的噴火は南岳の北西2.7kmにあるハルタ山観測室に設置されている機械式変位地震計（S-1000，変位倍率400倍，吉川・西，1963）と志田式微気圧計に記録される地震動および空気振動の振幅により判定される。爆発地震の最大振幅が10μ，空気振動が10Pa以上のものが爆発的噴火である。南岳の爆発回数は1960年に414回に達した後，徐々に減少し，1971年には10回まで減少した。ところが，1972年10月2日の爆発を契機に1955年から1971年までの噴火活動よりもはるかに活発な活動に移行した。1972年10月2日の爆発は南岳活動期の爆発の中でも特に爆発的であり，火山岩塊は南岳南麓の古里の海岸の距離3.5kmに達した。年間爆発回数は1974年と1985年にはそれぞれ，489回，452回に達し，1989年，1993年，1997年を除き，2001年まで100回を超えている。火山灰放出量は，鹿児島県が1978年に鹿児島県内53ヵ所に設置した降灰観測点の月別の火山灰量から見積もられたものであるが（石川・他，1981），1985年には2900万トンに達し，特に多いが，それ以外の年でも1992年までは1000万トン程度に達している。しかし，今世紀に入り南岳における爆発回数が激減し，2003年以降，爆発回数10回以下，火山灰放出量1万トン程度の時期が続いた。

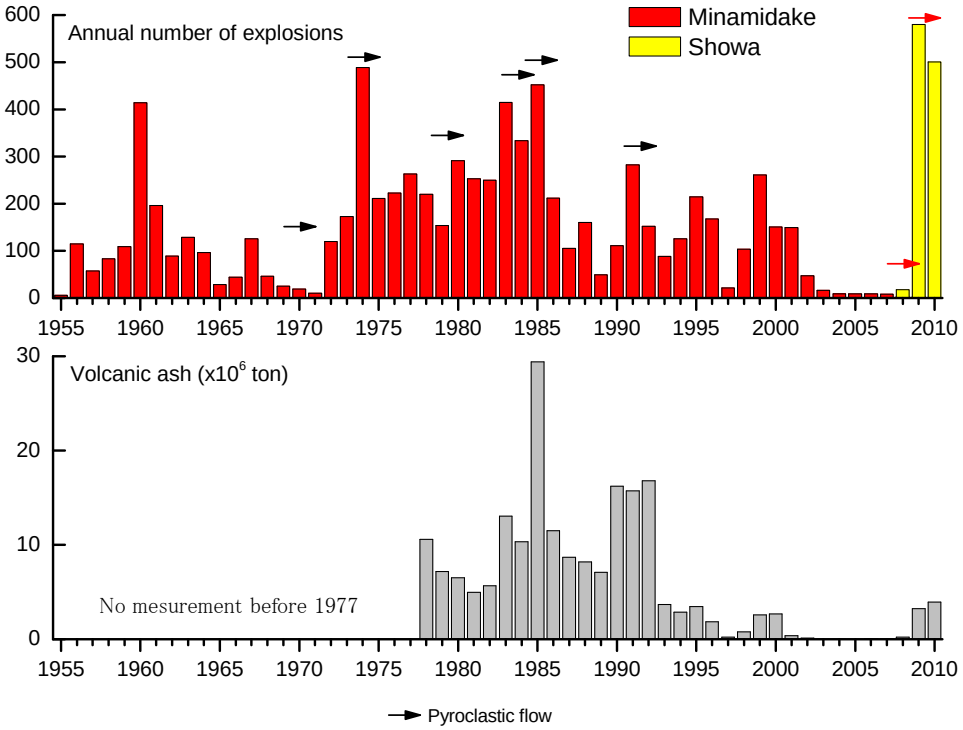


Fig.1 Eruptive activity of Sakurajima volcano. Annual numbers of volcanic explosions at Minamidake and Showa craters (top). Annual weight of volcanic ash ejected from the craters (bottom).

ところが，2006年6月4日に噴火活動が昭和火口において再開することになる。この噴火は最初に高山鐵朗氏により南岳東の黒神より確認されたものである。6月4日の噴火は地震動や空気振動を伴っておらず，噴火開始時刻はよくわからないが，聞き取り調査を行ったところ，11時ごろと推定される。この噴火は10分から数十分程度の間隔をおいて繰り返され，コックステイル状の黒煙を噴出するマグマ水蒸気爆発と考えられる。一連の活動は6月20日ごろに終息した。この活動に前駆する現象は顕著ではないが，南岳活動期においては放熱量が継続的に低下していた（加茂・他，1995）昭和火口周辺の熱活動が，2006年3月には活発化していたことが知られている（横尾・他，2007）。また，2003年11月ごろから桜島の南西部においてA型地震の活動が25年ぶりに活発化したこと（Hidayati et al., 2007），2004年10月から2005年2月まで姶良カルデラ周辺の地盤が膨張していたこと（井口・他，2008）も前駆的活動として指摘できよう。同様の噴火活動は，2007年5月15日からも約1ケ月繰り返された。2006年と2007年の噴火活動に伴う地震動および空気振動は顕著ではなく，噴火活動と地震動，空気振動との対応関係が明確ではないものが多く，認められても地震動にして1μ，空気振動にして3Pa程度であった（井口・他，2008）。

昭和火口における噴火活動が爆発的になったのは，2008年2月3日10時17分の噴火以降である。この爆発によるハルタ山において爆発地震は5μ，桜島火山観測所において空気振動は6.2Paであった。これまでの南岳の爆発の定義では爆発とはならないが，昭和火口は南岳東斜面にあるために，南岳を挟んで反対側の西山麓では空気振動が著しく減少するため，南岳の爆発の定義をそのまま適用するのは適切ではない。そこで，昭和火口の噴火については火口の南2.4kmにある有村観測坑道送信室において空気振動の振幅が10Paを超えるものを爆発的噴火とした。この定義に基づく最初の爆発は2008年2月3日10時17分に発生し，同日の16時54分，2月6日の11時25分にも爆発的噴火が発生した。その後，5月から7月にかけて爆破的噴火が繰り返され，2008年には18回の爆発が発生した。2008年7月28日以降，爆発的噴火は発生しなかったが，2009年2月1日から爆発的噴火が頻繁に発生するようになった。特に爆発が頻発したのは，10月以降であり，10月に106回，11月には74回，12月には136回の爆発が発生した。2009年には578回の爆発が発生している。

3. 爆発の規模

火山爆発の規模は噴火に伴う総噴出物量の体積に基づくVEI（Volcanic Explosivity Index；Newhall and

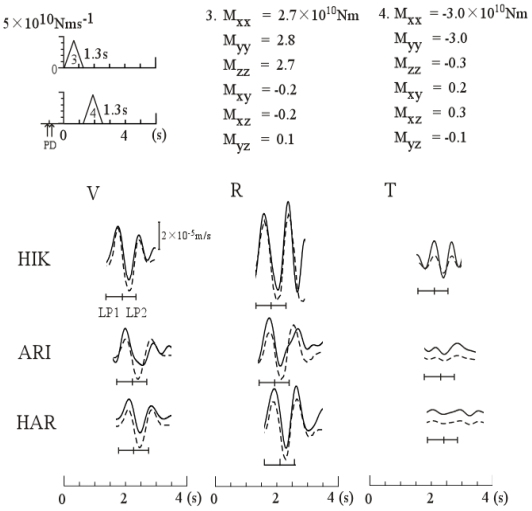


Fig.2 Moment tensor inversion for LP phase of explosion earthquake at 11:25 on February 6, 2008. Source time function (upper-left). Obtained component of moment tensor (upper-right). Fitness of observed and synthetic waveform (bottom). “V”, “R” and “T” are vertical, horizontal radial and horizontal tangential components. Solid and dashed curves represent observed and synthetic waveforms, respectively.

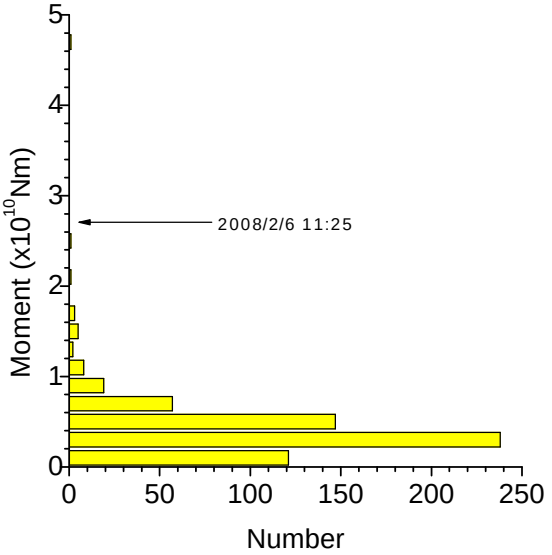


Fig.3 Histogram of moment of LP1 phase of explosion earthquakes at Showa crater

Self, 1982）で評価されることが多いが，南岳の爆発により放出される火山灰量は最大でも40万トン程度であり（石原・小林，1988），VEIにして1程度である。このような小規模な爆発同士をVEIで比較することは見積もり誤差の影響が大きく，また，個々の爆発について火山灰放出量が求められているわけではない。井口・石原（1990）は，火山爆発に伴う爆発地震の最大振幅と空気振動の振幅から桜島の爆発的噴火，BL型地震群発に伴うストロンボリ式噴火，諏訪之瀬島の爆発的噴火の3種類の噴火の規模を評価した。一方，ハルタ山観測坑道に設置した高感度の水管傾斜計や伸縮計により火山爆発に伴う地盤の沈降や収縮が検出される。これは火口直下2-6kmに位置する圧力源の体積収縮によるものと解釈され，収縮量と火山灰放出量の間には相関関係が認められている（Ishihara，1990）。そこで，本稿では爆発地震，空気振動，地盤変動量，火山灰放出量の4つのパラメータについて爆発の規模を評価することとする。

3.1 爆発地震

爆発地震の規模はモーメントにより評価できる。Tameguri et al. (2002)は，南岳において発生する爆発に伴う爆発地震は深さ2kmの等方的な膨張力源とそれに続く円筒形収縮力源，深さ0.3～0.5kmにおける等方的な膨張力源とそれに続く水平方向のみのダイポール成分が卓越する収縮力源からなることを示した。深さ2kmの等方膨張力源のモーメントは5×10^{9}～10×10^{9}Nmであり，収縮力源のモーメントは大きく，5×10^{11}～10×10^{12}Nmとなる。爆発地震の最大振幅は周期2秒程度の長周期のRayleigh波からなるが，この波は深さ0.3～0.5kmにおける膨張および収縮力源により励起されたものであり，モーメント量は5×10^{11}～10×10^{12}Nmとなる。

Fig. 2に昭和火口において2008年2月6日11時25分に発生した爆発地震の波形を示す。南岳の爆発地震と同様に初動のP相，それに続いて引き波のD相，長周期のLP相が表れていることが分かる。LP相について，波形インバージョンを適用し，モーメント量を求めてみた。この爆発地震ではLP相を励起させる膨張力源のモーメントは2.7×10^{10}Nmとなり，南岳直下の爆発地震よりも小さい。昭和火口における爆発地震は南岳の爆発地震のようにP相，D相，LP相が相似的に表れず，同じ位相を比較するのが難しい。そこで，最大振幅のみで評価する。2009年に発生した爆発地震の有村観測坑道地震計室（Δ=2.1km）における最大振幅は2～786μm/sの範囲にある。2008年2月6日11時25分に発生した爆発地震の最大振幅は460μm/sであり，これが，モーメント量2.7×10^{10}Nmの膨張力源によって励起されたものである。これを基準にして最大振幅をモーメント量に換算すると2009年の爆発地震の最大振幅を励起した震源のモーメント量はほとんどが2×10^{10}Nm以下となる。その頻度分布をFig. 3に示す。最大規模のものでも4.6×10^{10}Nmであり，南岳の爆発に伴う爆発地震に比べると1～2桁小

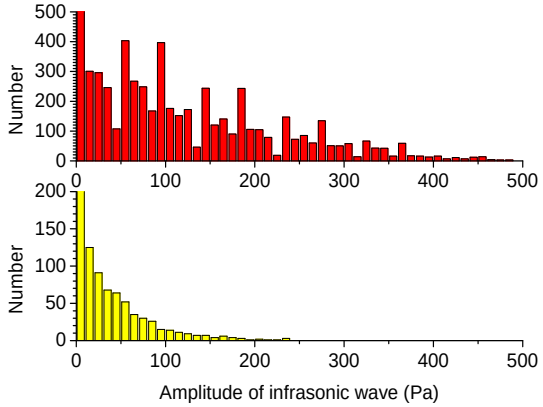


Fig.4 Histograms of amplitude of air-shock of explosions. Top: Minamidake crater. Bottom: Showa crater.

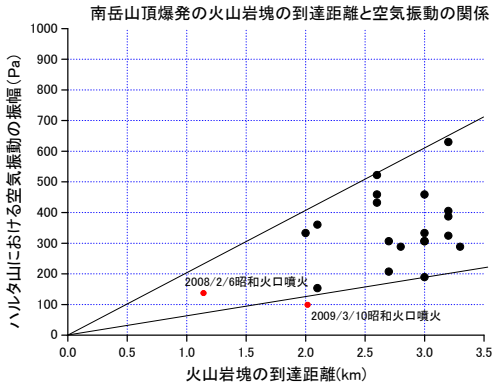


Fig.5 Relationship of flight distance of volcanic bombs and air-shocks. Black and red dots represent explosions occurring at Minamidake and showa craters, respectively.

さい。

3.2 空気振動

昭和火口と南岳山頂火口の爆発に伴う空気振動の最大振幅の分布をFig.4に示す。南岳の爆発はハルタ山（南岳火口からの距離2.7km）において観測されたものである。昭和火口の爆発に伴う空気振動は有村観測坑道送信室（昭和火口からの距離2.4km）において観測された値である。南岳の爆発に伴う空気振動は志田式微気圧計の測定限界470Paを超えてものもあり，黒神（南岳からの距離4.4km）に臨時的に設置した低周波マイクロホンによる観測では1000Paを超えた例もある。南岳の爆発では100Pa以下の小さいものは全体の47%程度であるが，一方，昭和火口の爆発では最大は230Pa程度であり，100Pa以下の小さいものが87%を占める。

有村観測坑道と昭和火口の距離は2.4kmでハルタ山と南岳の距離2.7kmよりも近いにもかかわらず空気振動の振幅は小さい。

Fig. 5に空気振動の振幅と火山岩塊の到達距離の関係を示す。空気振動の振幅と火山岩塊の到達距離の間には正の相関が認められる。南岳では最大3.3kmに達している。井口・他（1983）に基づいて火山爆発に関与した圧力を見積もると72GPaと見積もられる。一方，昭和火口の噴火では火山岩塊の最大到達距離は2009年3月10日の爆発の2.0kmであり，この場合の岩塊の初速度は180m/sとなり，圧力は40GPaと見積もられ，昭和火口の爆発に関与する圧力が小さいことが分かる。

3.3 地盤変動

Fig. 6に昭和火口の爆発発生前後の有村観測坑道における水管傾斜計および伸縮計の記録の例を示す。

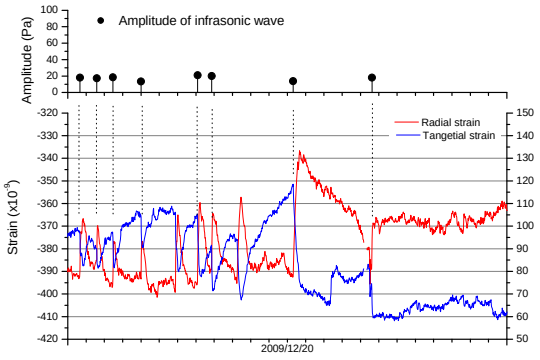


Fig.6 Strain records associated with explosions at Showa crater. Top: amplitude of air-shock to indicate occurrence of explosions. Bottom: strain changes. Red and blue lines indicate radial and tangential components, respectively.

この例に示す2009年12月20日には8回の爆発が発生し，爆発の発生前には火口方向の伸縮計において収縮，火口と直交方向の伸縮計において伸張が観測される。傾斜計では顕著な変動はない。一方，爆発が発生すると火口方向の伸縮計は伸張，火口と直交方向の成分は収縮を示す。南岳の爆発的噴火では爆発の発生前には火口方向の地盤の隆起を示す傾斜変化，火口方向および火口と直交方向のいずれも伸張を示し，爆発が発生すると火口方向の地盤の沈降を示す傾斜変化と収縮に反転する（Ishihara，1990）。昭和火口の爆発に伴う傾斜変化量は，2009年4月9日の爆発のように，50nradに達するものもあるが，多くの場合小さく明瞭に検出できないことが多い。一方，南岳の爆発では傾斜変化量は10～200nradと大きい（Ishihara，1990）。昭和火口の爆発に伴う地盤変動量は伸縮計の火口方向の成分において最大100ナノストレインに達するが，95%が60ナノストレイン以

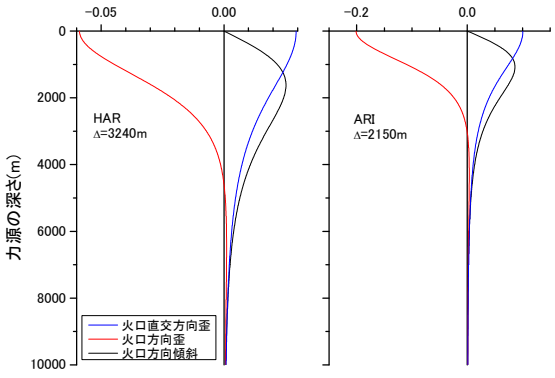


Fig.7 Theoretical tilt and strain of radial and tangential components assuming Mogi's model. Left: Harutayama underground tunnel (Δ=3240 m). Right: Arimura underground tunnel (Δ=2150 m). Black, red and blur lines indicate radial tilt, radial strain and tangential strain.

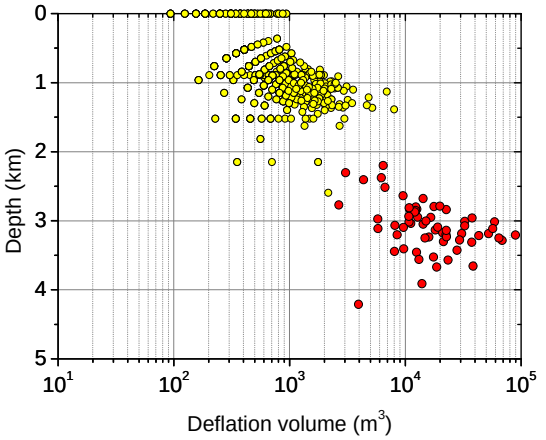


Fig.8 Deflation volumes and depths of pressure source. Red and yellow dots indicate explosions at Minamidake and Showa craters, respectively.

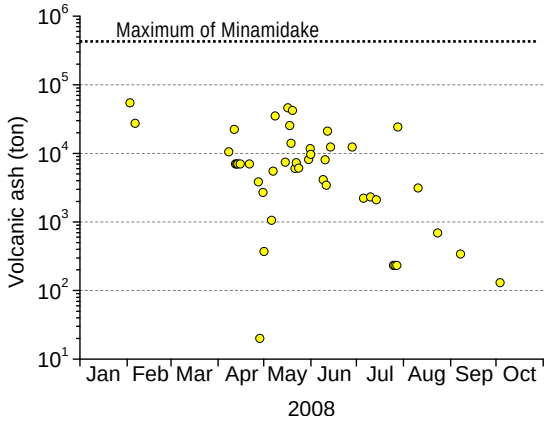


Fig.9 Weight of volcanic ash ejected by individual explosions in 2008

下である。一方，南岳の爆発では，最大70ナノストレインで，98%が60ナノストレイン以下で歪変化量の絶対値でみると昭和火口と南岳の爆発に大差はない。

昭和火口と南岳火口における爆発に伴う地盤変動の特性の違いは，圧力源の深さによるものである。茂木モデル（Mogi, 1958）を仮定すると，火口方向（ε_r）および直交方向（ε_t）のひずみは以下のように記述できる。

$$\varepsilon_r = k\frac{D^2-2r^2}{(D^2+r^2)^{5/2}}, \qquad (1)$$

$$\varepsilon_t = k\frac{1}{(D^2+r^2)^{3/2}}$$

ここで，Dは圧力源の深さ，rは観測点までの水平距離であり，kは圧力源の半径aと圧力変化ΔP，ラメの定数λ，μにより以下のように表わされる。

$$k = \frac{(\lambda+2\mu)a^3\Delta p}{2\mu(\lambda+\mu)} \qquad (2)$$

また，傾斜変化量（δ）については以下のように記述される。

$$\delta = k\frac{3Dr}{(D^2+r^2)^{5/2}}, \qquad (3)$$

Fig. 7に増圧の茂木モデルを仮定したときの圧力源の深さと傾斜，歪変化量の関係を示す。火口と直交方向の歪は，地表面にソースがあるときが最大となり，圧力源が深くなると減少する。火口方向の歪は，深さが水平距離の$\sqrt{2}$倍であるときに0となる。それよりも圧力源が浅い場合は，収縮ひずみとなり，深い場合は伸張ひずみとなる。地表にソースがあるときに負の最大値をとり，火口と直交方向の歪の-2倍となる。火口方向の傾斜量は圧力源からの水平距離と深さの比が$\sqrt{2}$であるときに最大となる。圧力源の深さが水平距離の$\sqrt{2}$倍よりも小さい時は，火口方向と直交方向の歪の極性は逆になり，圧力源が浅いほど傾斜変化量は小さくなる。つまり，昭和火口の爆発に伴う地盤変動を励起する圧力源は浅いことが推定される。そこで，火口方向と直交方向のひずみの比をもちいて，圧力源の深さを見積もった。火口方向と直交方向の歪の比（β）は，以下のようになり，

$$\beta \equiv \frac{\varepsilon_r}{\varepsilon_t} = \frac{D^2-2r^2}{D^2+r^2}, \qquad (4)$$

深さDは次にように求められる。

$$D = \sqrt{\frac{2+\beta}{1-\beta}}r \qquad (5)$$

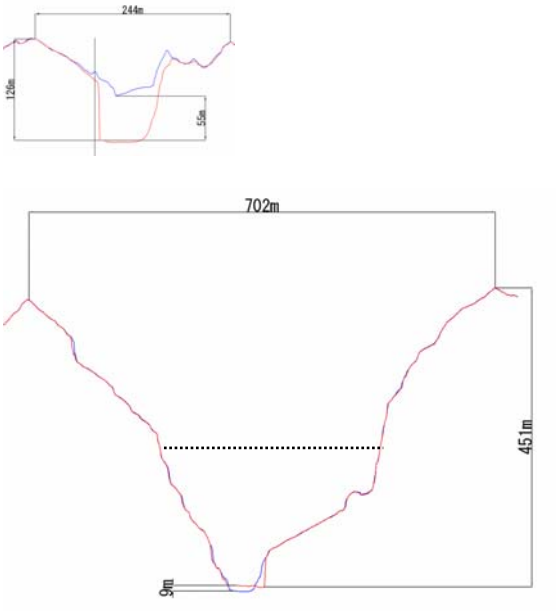


Fig.10 Cross-section of craters in north-south direction. Top: Showa crater. Bottom: Minamidake crater. Red lines indicate topography in November 2008. Dotted line shows elevation of the crater bottom in 1980's when explosions frequently occurred.

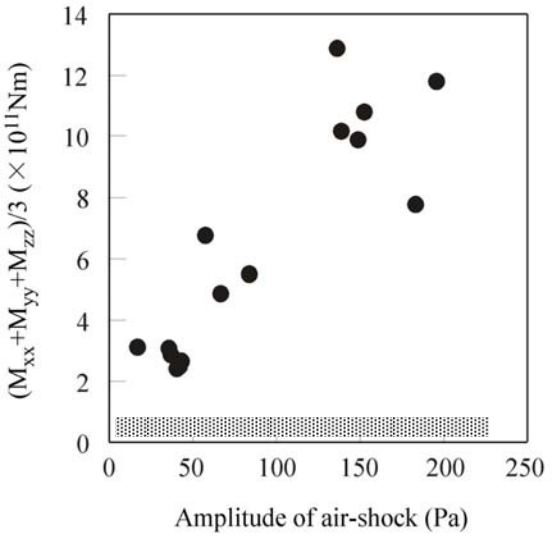


Fig.11 Relationship between moment of LP phase of explosion earthquake and amplitude of air-shock. Dots indicate explosions at Minamidake crater. Moment and amplitude of air-shock of Showa crate plotted in the hatched area.

そこで，爆発に伴う地盤変動を励起する圧力源の体積変化を昭和火口の爆発と南岳の爆発で比較することにする。Fig. 8に昭和火口の爆発と南岳の爆発に伴う地盤変動を励起した圧力源の深さと体積変化量を示す。南岳の爆発に伴う地盤変動を励起した圧力源は立尾・井口（2009）から引用したものである。南岳の爆発では圧力源の深さは2～4km程度と深く，体積変化量は2×10^3m^3～1×10^5m^{3}である。一方，昭和火口の爆発に伴う地盤変動を引き起こす圧力源の深さは0～2kmで，1km程度のものが多い。体積変化量は1×10^2m^3～1×10^4m^{3}である。体積変化量にして約1桁，昭和火口の爆発に伴う地盤変動を引き起こす体積変化が小さい。

3.4　火山灰放出量

火山灰放出量について昭和火口の爆発と南岳の爆発を比較する。1987年11月17日の南岳の爆発では約40万トンの火山灰が放出されたと見積もられている（石原・小林，1988）。同規模の爆発は2000年10月7日にも発生しており，噴煙高度は5000mに達し，約40万トンの火山灰が放出された（井口・他，2008）。南岳の爆発については規模の大きいものを除けば個々の爆発についての火山灰放出量は観測されていないが，1980年代の火山灰放出量は，年間1000万トンから3000万トンであり，その間の爆発回数は100回から450回である。火山灰は火山灰の連続的な放出活動やBL型地震の群発に伴う小規模噴火でも放出されるが，主に爆発的噴火によって放出されたものと仮定すれば，1回の噴火で数万トンの火山灰が放出されたことになる。

昭和火口の爆発的噴火については，個々の爆発について火山灰の堆積量が調べられている。Tajima et al. (2010)は，桜島島内の40か所あまりの降灰観測点における火山灰堆積量から個々の爆発によって放出された火山灰量を見積もっている。Fig. 9に放出火山灰量を示す。昭和火口の爆発では，大きいものでも数万トンであり，多くは1万トン前後である。2009年の昭和火口からの火山灰放出量は320万トンと見積もられる。同様に，2009年の578回の爆発によって火山灰が放出されたものと仮定すれば，1回の爆発で5000トン程度の火山灰が放出されたことになる。おおまかな見積もりではあるが，昭和火口における爆発による平均的な火山灰放出量は，南岳爆発による平均的な火山灰放出量よりも１桁程度小さい。

4.　議論

2008年2月から爆発的になった昭和火口の噴火の規模を南岳の爆発と比較した。爆発の強度を示すVEIは噴出物量から決められるので，本研究で比較に用いたパラメータでは火山灰量がほぼこれに相当する。昭和火口の爆発は10^2～10^4トンであり，最大1×10^5トンと評価見積もられた。これをVEIに換算すると-2

～0になる。南岳の爆発では，最大4×10^5トンの火山灰が放出されているので, VEIは1程度と大きくなる。Fig.8に示したように昭和火口の爆発に伴う地盤変動を励起する圧力源の体積変化は南岳の爆発よりも小さい。火山灰放出量は地盤変動を励起する圧力源の体積変化量と相関があり（井口・田島，2010），昭和火口の爆発では南岳の爆発に比べて1回の爆発に伴うマグマの移動量が小さいことを意味する。マグマの移動量を規定しているのは火道の水平断面の大きさであると考えられる。Fig.10に南岳と昭和火口の断面を示す。南岳の火口の方が昭和火口よりも大きい。火口の大きさがそのまま火道の大きさを示すわけではないが，昭和火口へつながる火道は南岳火口につながる火道よりも小さいことが推定できる。

VEIは本来, プリニー式噴火に適用されているものであり，桜島において発生するブルカノ式噴火のように継続時間は短いが，噴火開始時点において爆発地震と強い空気振動を伴う噴火様式に適用するのは適当でないかもしれない。本研究では，ブルカノ式噴火の特徴である爆発地震と空気振動についても比較した。Tameguri et al. (2002)は爆発地震の代表的な位相として初動のP相，直後の引き波のD相，長周期の最大振幅をもつLP相を抽出しているが，爆発現象に直接関与するのは，LP相を励起する火口底直下深さ300m～500mのガス溜まりの等方的な膨張である。火口底下のガス溜まりの膨張は火口底を押し上げ，破壊へと導く。その過程で空気振動が発生する（Yokoo et al., 2009）。南岳の爆発地震に含まれるLP相のモーメント量と空気振動の間には正の相関関係が認められている（Tameguri et al., 2002）。その相関図において昭和火口の爆発に伴うLP相のモーメントは最も小規模なものに位置する。LP相のモーメントが小さいことは体積増加量が小さいことを意味する。一方，空気振動は南岳の噴火活動の全期間からみるとFig. 4に示すように小さいが，Tameguri et al. (2002)において解析した1999年当時の振幅とほぼ同じである。このことは，昭和火口の爆発では空気振動に比べて地震動へのエネルギーの配分が小さいことを意味する。空気振動は火道の最上部の大気に接触している面からのみ放出されるのに対し，爆発地震のLP相を励起する震源は等方的である。したがって，火道最上部の大きさが小さくなると地震動の大きさは空気振動の大きさに対して相対的に小さくなるものと思われる。

5. まとめ

桜島の昭和火口における爆発的噴火の規模を，爆発地震のLP相のモーメント，空気振動の振幅，地盤変動を引き起こす圧力源の体積変化量および放出火山灰重量について南岳の爆発的噴火と比較した。いずれのパラメータについても１桁以上，昭和火口の爆発よりも南岳の爆発が大きい。この違いは南岳および昭和火口につながる火道の大きさによるものと考えられる。

謝　辞

有村観測坑道における水管傾斜計および伸縮計のデータは国土交通省九州地方整備局大隅河川国道事務所より受託研究の一環として提供を受けたものである。火口域の地形はレーザープロファイラー測量により同事務所により観測されたものである。2008年に発生した爆発によって放出された火山灰量は日本工営株式会社田島靖久氏よりいただいた。本研究には科学研究費基盤B「リアルタイム火山爆発強度指標決定に関する研究」（課題番号20310104）を使用した。

参考文献

井口正人・石原和弘・加茂幸介（1983）：火山弾の飛跡の解析-放出速度と爆発圧力について-，京都大学防災研究所年報，第26号B-1，pp.9-21.

井口正人・石原和弘（1990）：爆発的噴火に伴う地震動・空気振動の比較研究－桜島と諏訪之瀬島との比較－，京都大学防災研究所年報，第33号B-1，pp.1-12.

井口正人・為栗健・横尾亮彦（2008）：火山活動の経過—1997～2007年—, 第10回桜島火山の集中総合観測，pp.1-18.

井口正人・高山鐵朗・山崎友也・多田光宏・鈴木敦生・植木貞人・太田雄策・中尾茂・前野 直・長尾潤・馬場幸二・大重吉輝・放生会正美（2008）：桜島および姶良カルデラ周辺におけるGPS観測，第10回桜島火山の集中総合観測，pp.53-62.

井口正人・田島靖久（2010）：桜島昭和火口噴火に伴う地盤変動と火山灰量, 京都大学防災研究所一般共同研究21G-12報告書「火山噴火の時間発展と噴出物の物質科学的特徴ならびにその地名タイへの影響度の相関に関する研究」研究代表者：嶋野岳人，pp.23-27.

石川秀雄・江頭庸夫・田中良和・植木貞人（1981）：桜島火山の噴火活動史, 自然災害特別研究　研究成果No.A-56-1，pp.153-179.

石原和弘・高山鉄朗・田中良和・平林順一（1981）：桜島火山の溶岩流(1)-有史時代の溶岩流の容積-，京都大学防災研究所年報，第24号B-1，pp.1-10.

石原和弘・小林哲夫（1988）：桜島火山の最近の火山活動，火山，第33巻，pp.269-271.
加茂幸介・西潔・井口正人・高山鐵朗（1995）：赤外線映像による桜島火山の地表温度異常域の調査，第8回桜島火山の集中総合観測，pp.31-36.
立尾有騎・井口正人(2009) ：桜島におけるBL型地震群発活動に伴う地盤変動，火山，53，175-186.
津屋弘達・水上武（1940）：書和14年10月櫻島火山の小噴火，東京大学地震研究所彙報，第18巻，pp.318-339.
本田彪（1946）：1946年3月の櫻島の噴火，験震時報 pp.32-41.
横尾亮彦・井口正人・石原和弘(2007) : 熱赤外映像観測からみた桜島南岳山体斜面の熱活動，火山，第52巻，pp.121-126.
吉川圭三・西潔（1963）：桜島火山に於ける地震観測について(第1報)，京都大学防災研究所年報，第6号，pp.6-12.
Hidayati, S., Ishihara, K. and Iguchi, M. (2007) : Volcano-tectonic earthquakes during the stage of magma accumulation at the Aira caldera, southern Kyushu, Japan, Bull. Volcanol. Soc. Japan, Vol. 52, pp. 289-309.
Ishihara, K. (1990): Pressure Sources and Induced Ground Deformation associated with Explosive Eruptions at an Andesitic Volcano: Sakurajima Volcano, Japan, Magma Transport and Storage (Ed. M.P.Ryan), John Wiley and Sons, pp. 335-356.
Mogi, K. (1958): Relation between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surface around them, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, Vol. 38, pp. 99-134.
Newhall, C. C. and Self, S. (1982): Volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism, J. Geophys. Res., Vol. 87, C2, 1231-1238.
Tajima, Y., Shimomura, S., Tamura, K., Yamakoshi, T., Takezawa, N., Tsune A. and Tsurumoto, S. (2010): Ellipse approximation isopach method for prompt recognition of ash fall distribution: A case study at Sakurajima, Volcano, Jour. Volcanol. Geotherm. Res., submitted.
Tameguri, T., Iguchi, M. and Ishihara, K. (2002) Mechanism of explosive eruptions from source mechanism analyses of explosion earthquakes at Sakurajima Volcano, Japan Bull. Volcanol. Soc. Japan, 47, 197-215.
Yokoo, A., Tameguri, T. and Iguchi, M. (2009) Swelling-up of lava plug associated with Vulcanian eruption at Sakurajima volcano, Japan, as revealed by infrasound record−Case study on eruption on January 2, 2007 −, Bull. Volcanol., 71, 619-630, 2009 doi 10.1007/s00445-008-0247-5.

Intensity of Volcanic Explosions at Showa Crater of Sakurajima Volcano

Masato IGUCHI, Akihiko YOKOO* and Takeshi TAMEGURI

* Graduate School of Science, Tohoku University

Synopsis

Eruptive activity at Showa crater of Sakurajima volcano resumed in June 2006 after 58 years dormancy of the crater. The annual number of explosive eruptions at the Showa crater reached 578 in 2009, exceeding the maximum annual number of explosive eruptions at the summit crater, Minamidake. The following parameters of explosive eruptions at Showa crater were compared with those at the summit crater; 1) moment of LP phase of explosion earthquakes, 2) amplitude of air-shock at the stations 2-3km apart from the craters, 3) volume changes of pressure source causing deflating ground deformation associated with explosive eruptions, 4) estimated weights of volcanic ash ejected from the craters. All the parameters associated with explosive eruptions at the summit crater are larger by 1-2 orders than those at Showa crater. Smaller scale of explosive eruptions at Showa crater may be related to smaller-size of conduit connecting to the crater.

Keywords: volcanic explosion, explosion earthquake, air-shock, ground deformation, volcanic ash

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

桜島火山における反復地震探査（一回目）

筒井智樹[*]・井口正人・為栗　健・上田義浩[**]・大島弘光[***]・植木貞人[****]・
大湊隆雄[*****]・及川　純[*****]・市原美恵[*****]・野上健治[******]・中道治久[*******]・
大倉敬宏[********]・清水　洋[*********]・宮町宏樹[**********]・八木原　寛[**********]・
前川徳光[***]・堀川信一郎[*******]・吉川　慎[********]・園田忠臣・平野舟一郎[**********]・
末峯宏一[**]・林　幹太[**]・加藤幸司[**]・長尾　潤[**]・池亀孝光[**]・
松末伸一[**]・五藤大仁[**]・河野太亮[**]・簗田高広[****]・田中窓香[****]・
渡辺竜一[*]・長岡優[*****]・前原祐樹[******(現在*****)]・吉田沙由美[*******]・
小林由実[*******]・栢橋志郎[*********]

* 秋田大学工学資源学部
** 気象庁
*** 北海道大学大学院理学研究科 ,
**** 東北大学大学院理学研究科 ,
***** 東京大学地震研究所 ,
****** 東京工業大学火山流体研究センター ,
******* 名古屋大学大学院環境学研究科 ,
******** 京都大学大学院理学研究科 ,
********* 九州大学大学院理学府 ,
********** 鹿児島大学理学部 ,

要　旨

鹿児島県桜島火山において火山活動にともなう構造変化の検出を目的とした反復地震探査を行った。桜島火山は 2009 年 10 月以降，噴火活動が昭和火口において活発化している。このような火山活動の推移を背景に 2008 年探査測線の一部を再現して人工地震探査を行った。地震探査測線は 15 点の発破点と 263 点の臨時観測点で構成された。このうち再現された測線は 7 点の再現発破点と 219 点の再現臨時観測点で構成された。測線の再現にあたり，火山地帯特有の困難に直面したが 202 点が同一点への再設置に成功した。同じ薬量の以前の観測と比較すると，今回の発破では 0.6 から 2.9 倍の最大振幅の記録が得られた。今回得られた記録では目立った初動走時の変化は認められないが，北東部における観測記録の一部の後続相の出現様式に系統的な変化が認められる。したがって桜島火山の活動にともなう構造変化の検出につながるデータであることが期待される。

キーワード：桜島火山，人工地震探査，構造変化

1. はじめに

火山とその周辺の地下における物質の移動を知ることは，火山活動を定量的に理解するために重要な事である。1994 年に火山噴火予知計画の一環として始められた火山体構造探査計画によって人工地震探査が推進され，これまでに日本国内の主要な活火山の内部構造が明らかにされてきた。これまでのとりくみでは地震波速度構造などの静的な構造の解明に焦点があてられていた。火山噴火予知の精度を高めるためには，火山内部の物質の移動に伴う構造変化をとらえることによって火山活動に関与する物質の総量や移動速度を直接把握することが鍵である。今後，火山内部における物質の移動を直接監視する方法の確立に向けた取り組

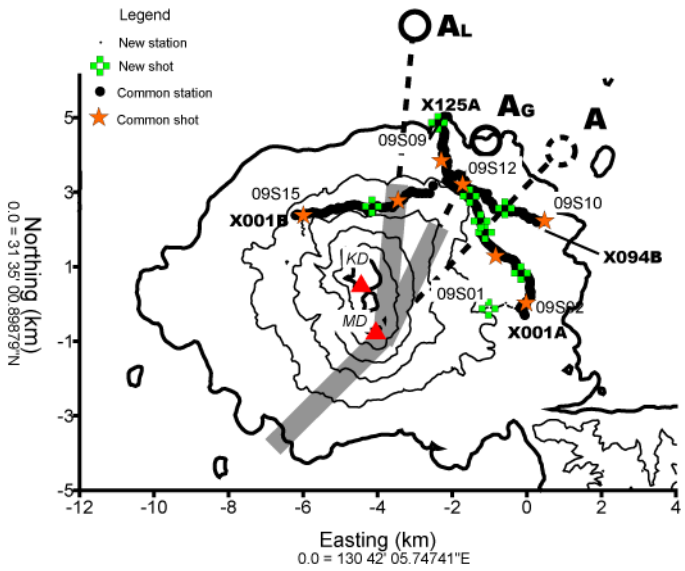


Fig. 1 The 2009 seismic lines. Topography is described by the contour of a 200-m interstice. Asterisks and the block marks show shot points, and black dots show temporal stations. The symbols AL, AG, and A show the pressure sources after Hidayati et al. (2007). The dashed lines and the thick gray lines which were drawn from these sources show the magma supply way expected. KD: Kita-dake and MD: Minami-dake.

みが必要であると考えられる。

地球内部の活動による構造変化の検出の試みは古くからなされてきた（例えば，地質調査所 , 1971; 地質調査所 , 1975; 地質調査所 , 1988 など）。最近では内田ら (2002) や Nishimura et al. (2005) が岩手火山周辺におけるくりかえし人工地震実験によって火山活動にともなう地震波速度変化を議論したほか，また Duputel et al. (2009) が地震波干渉法を雑微動に適用して Piton de la Fournaise 火山の活動にともなう地震波速度変化を議論している。

本研究の最大の特徴は，後続相の変化に注目し反射法地震探査をベースとして構造変化の議論を行うことである。一般に地下におけるマグマの移動に関与する領域はごく狭いものであると考えられる。したがって，地下において物質の置き換えにともなう地震波速度や弾性インピーダンスなどの地震学的特性の変化も小さな領域であることが予想される。このような小さな領域のインピーダンス変化をとらえるためには，反射波を用いることが最適であると考えた。反射法地震探査をベースとした手法を用いて地熱流体の移動にともなう地下構造の時間変化を議論したものに，Matsushima et al. (2004) がある。

桜島火山は後続相に注目した構造変化の研究を行う目的に最適であると考えられる。桜島火山では 1950 年代以降 1990 年代まで山頂火口における爆発活動が継続していたが，2006 年 6 月 4 日に東山腹の昭和火口が活動を再開して以降，山腹火口からの噴火が徐々に活発化している (井口ら , 2008)。さらに，より長い時間スケールで見ると，1993 年以降桜島の北方にある姶良カルデラの中央部に推定される圧力源の増圧が継続中であることから，今後桜島の火山活動がより高いレベルに移行する可能性が指摘されている (井口ら , 2008)。また，2008 年には井口ら（2009）による人工地震探査（以下，これを 2008 年観測と称する）が行われ，桜島火山およびその周辺における地下構造の解明への取り組みが行われており，比較の対象となるデータも充実してきている。このように桜島は地下におけるマグマの移動が確実であり，マグマの移動に伴う地下構造変化の検出を行うフィールドとして最適なのである。

本稿で述べる 2009 年探査が行われた時期は 2009 年 10 月に始まる爆発回数増加の途上の時期であり，桜島北東部を横断する基線の伸張が加速するとともに毎月おおむね 14 万 t ずつ火山灰噴出量が増加していた時期であった（気象庁 , 2010）。2009 年地震探査は上で述べた火山活動の流れの中の一瞬の地下構造を切り取るものである。この観測記録は井口ら (2009）の観測記録とともに，今後実施される予定の探査記録と併せて，桜島火山内部の微速度撮影映像を構成することになるであろう。

Table 1. Shot-point location and the shot times. Altitude denotes the height of a charge head.

2009 shot point	Latitude (WGS84)			Longitude (WGS84)			Altitude	Shot time	2008 shot	Difference from 2008's shot	
	Deg	Min	Sec	Deg	Min	Sec	(m)			Northing	Easting (m)
09S01	31	34	56.66225	130	41	26.955	133.4	2009/12/10 02:27:00.888	-	-	-
09S02	31	35	1.63357	130	42	5.0941	58.8	2009/12/10 01:07:00.768	08S09	5	1.1
09S03	31	35	27.79292	130	41	59.8032	81.33	2009/12/10 02:17:00.423	-	-	-
09S04	31	35	42.4545	130	41	34.0548	94.65	2009/12/10 01:17:00.605	08S10	-0.7	-1.4
09S05	31	36	3.35389	130	41	23.0585	115.7	2009/12/10 00:17:00.539	-	-	-
09S06	31	36	13.05444	130	41	18.6362	128.51	2009/12/10 02:12:00.503	-	-	-
09S07	31	36	34.72538	130	41	7.6828	141.6	2009/12/10 01:12:00.561	-	-	-
09S08	31	37	5.59099	130	40	38.693	83.85	2009/12/10 00:07:00.434	08S12	-2.1	-0.4
09S09	31	37	38.66055	130	40	35.1723	25.9	2009/12/10 01:27:00.612	-	-	-
09S10	31	36	13.09329	130	42	23.7744	28.97	2009/12/10 00:27:00.675	08S06	-3.9	2.2
09S11	31	36	24.25932	130	41	43.5835	83.18	2009/12/10 02:07:00.745	-	-	-
09S12	31	36	44.89158	130	41	0.3721	136.65	2009/12/10 00:12:00.553	08S11	2.2	-1.3
09S13	31	36	30.82384	130	39	54.5606	307.32	2009/12/10 00:22:01.522	08S13	-4.5	7.1
09S14	31	36	25.82365	130	39	28.079	320.05	2009/12/10 01:22:01.717	-	-	-
09S15	31	36	17.80699	130	38	18.1595	360.55	2009/12/10 02:22:01.574	08S15	-2	-1.4

2. 観測

2009 年人工地震探査（以下，2009 年観測と称する）は 2009 年 12 月 7 日～ 12 月 12 日の 6 日間に 35 名の参加を得て実施された。測線は 15 点の発破点を含み，265 点の観測点が展開された。これを 2009 年測線と称する。

2009 年測線のうち 219 点は 2008 年観測測線（井口ら , 2009）の一部である 2 本の反射法測線を再現するように展開された。以下ではこれを再現測線と呼ぶことにする。再現測線は Hidayati et al. (2007) のマグマ供給系モデルの検証を目的として，桜島北東部で交差する Line NS と Line EW の 2 本が設定された。さらに 46 点は新設観測点として 2008 年観測記録（井口ら , 2009）の特徴を考慮して設けられた。

2009 年観測でも 2008 年観測と同様に白山工業製小型データロガー LS8200SD (蔵下ら , 2006) と 4.5Hz 上下動地震計で構成された 1 成分観測臨時観測点を測線全体に展開した。データ収録は分解能 24bit，サンプリング周期 2ms で，2009 年 12 月 9 日 21:00 ～翌 10 日 06:00 頃までの期間の連続記録を行った。臨時観測点の測位は GPS 受信器 (ライカ社製 SR530) を用いて島内の常設 GPS 観測点を基準点としたクイック・スタティック法を行った。すべての観測点位置を Fig. 1 に図示し，座標を Appendix 1 に表として示す。

再現測線は X001A ～ X125A および X192A からなる Line NS と，X001B ～ X094B および X101B からなる Line EW から構成された。このほかに黒神アレイ KAR1 および KAR3 ～ KAR8 も再現された。

再現観測では観測点の正確な再現が必要である。浸食や土石流の流下による地形変化に加えて，土地利用状況の変化や，砂防・治山工事などが完全な観測点再現を妨げる。再現観測点設置作業では 2008 年観測の際に得られた観測点座標 (井口ら , 2009）を用いた市販のハンディ GPS によるナビゲーションに加えて，2008 年観測の際に得られた写真をもとに最終的な位置決めを行った。再現測線では再現選点ランクを定義し，個々の観測点に対して設置時に 2008 年測線の再現状況の記載を行い Appendix 1 のように表示した。

再現選点ランクは作業効率を考慮して以下のように定義された。ナビゲーションに用いた座標および写真を用いてまったく同一点に設置できた場合にはランクを◎，ナビゲーションに用いた座標から 5m 以内（自動車道路脇設置）もしくは 20m 以内（徒歩設置）の場合はランクを○とし，これらに当てはまらない場合は再現設置が不可能な新設点としてランクを N で表記した。再現測線を構成する 219 点のうち, 202 点（◎ 137 点，○ 65 点）が再現に成功し，17 点は砂防または治山工事などにより再現できない点であった。

新設観測点は以下の 3 つの場所に設けられた。1) NS 測線南端付近から鍋山に向けた測線，2) 進行中の砂防工事と重複する区間における再現設置放棄区間，3) Line EW 西端付近における群列配置。1) は観測点 C001 ～ C017 が相当し，2) は B099 および B102, B201 ～ B207 が相当する。3) には D001 ～ D010 が相当する。1), 3) は 2008 年観測記録を補い，人工地震波のより詳細な議論を可能とする目的で設けられ，2) は砂防工事区間によって分断される Line EW 中央部における測線の接続および 09S08 への接続を目的として設けられた。

2009 年観測の 15 カ所の発破作業は 12 月 10 日未明に行われた。2009 年に行われた発破はすべて孔長 10m の単一孔による薬量 20kg の発破であった。以

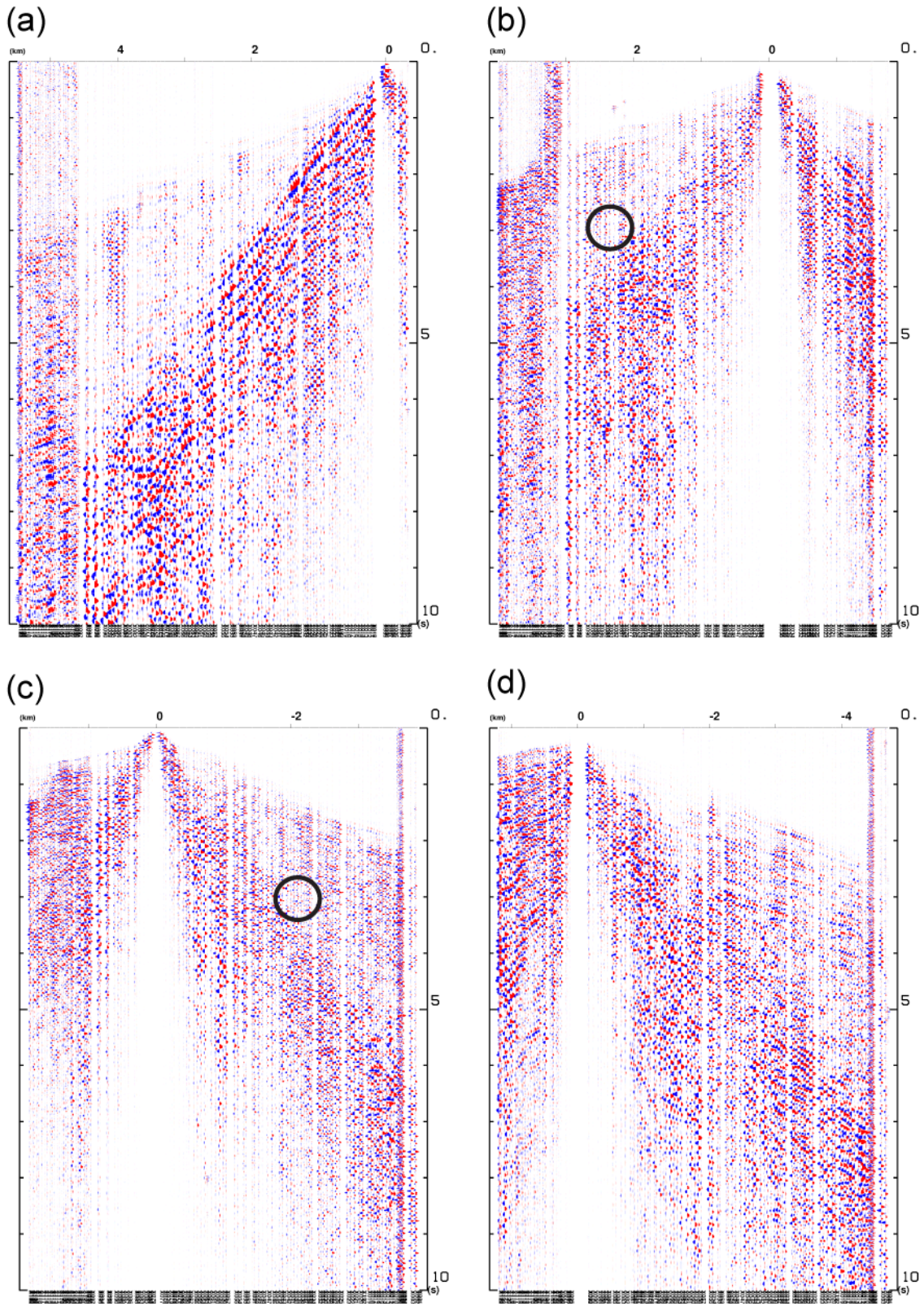


Fig. 2 The 2009 shot shot records along the line NS. (a) 09S02, (b)09S04, (c)09S12, and (d)09S08. The left end of each plot is for the north end. The location of a shot point is shown 0 km. Each waveform has been normalized at each maximum value. Black circle shows the part which a change can be seen as compared with the last observation in 2008 (Fig. 3).

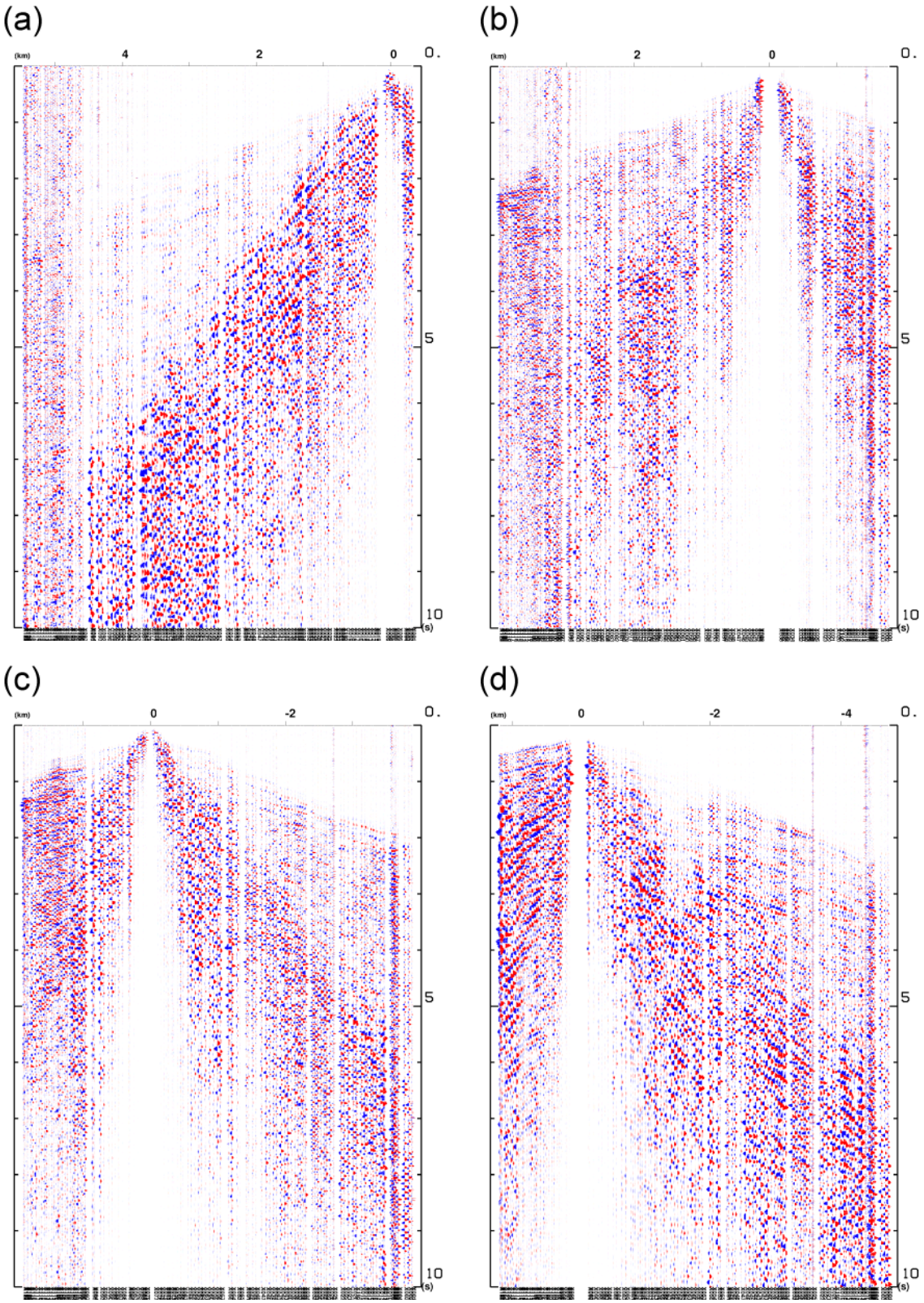


Fig. 3 The 2008 shot records along the line NS. (a)08S09, (b)08S10, (c)08S11, (d) 08S12. Plot style is the same as that of Fig. 2. After Iguchi et al. (2009).

下，本稿では区別のために通称発破点名 (Sxx) の前に西暦年号の下二桁をつけた名前で呼ぶことにする。09Sxx は 2009 年の発破を示し，08Sxx は井口ら (2009) による 2008 年の発破を示す。全 15 カ所の発破点 09S01 ～ 09S15 のうち，再現された発破点は 7 点 (09S02, 09S04, 09S08, 09S10, 09S12, 09S13, 09S15) であった。これらと井口ら (2009) の発破点はそれぞれ以下のように対応される。09S02:08S09, 09S04:08S10, 09S08:08S12, 09S10:08S06, 09S12:08S11, 09S13:08S13, 09S15:08S15 である。それぞれの再現された発破点は 2008 年のそれから 8.5m 以内の場所に設けられた。これら以外の新設発破点は 2008 年観測のデータを補い，より詳細な反射断面を得ることを目的として設置されたものである。すべての発破点位置および発破時刻を Table 1 に示す .

3. データ

再現測線 Line NS の再現発破に対応する記録を Fig. 2 に，対応する 2008 年観測のショットレコードを Fig. 3 に示す。 Fig. 2(a) ～ (d) および Fig. 3(a) ～ (d) は図左端が測線北端，右端が測線南端に相当する。Fig. 2(a) は測線南端付近の発破 09S02 に対する記録を示す。09S02 南側では初動の見かけ速度が次のように分布する。震源から 0.041km 地点まで 0.59km/s, 0.041km 地点から測線南端まで 1.95km/s を示す。これに対して 09S02 北側では 0.29km まで 0.91km/s, 0.29km ～ 4.42km 地点までは 1.89km/s の見かけ速度分布を示す。09S02 の記録には初動の他に見かけ速度が遅い顕著な相が現れている。この相は 09S02 の北側 0.77km 以遠で顕著に表れており，その見かけ速度は 0.62km/s を示す。

発破点 09S02 は西を大正溶岩，北を昭和溶岩に囲まれた軽石質砂層の上に位置する（福山・小野 , 1981)。この軽石質砂層は昭和溶岩および大正溶岩の下にも分布すると考えられる。したがって，09S02 の周辺で現れる 0.59-0.62km/s の速度は軽石質砂層の速度と考えられる。

Fig. 2(b) は発破 09S04 に対する記録を示す。09S04 南側では震源より 0.29km 地点まで 1.44km/s の見かけ速度を示し，0.29km から 1.7km 地点までは 1.74km/s の見かけ速度を示す。これに対して 09S04 北側では 0.22km 地点まで 0.85km/s, 1.76km 地点までは 2.14km/s の見かけ速度を示す。1.76km 地点では約 0.1 秒走時が遅れる初動走時のギャップが見受けられ，これ以遠では 2.12km まで 3.4km/s，3.0km 地点までは 2.70km/s の見かけ速度を示す。

福山・小野 (1981) によると 09S04 は文明溶岩南縁に隣接する昭和溶岩上に堆積した砂礫層上で発破作業が行われていた。このことから，南側で観測される 1.44km/s は昭和溶岩最上部の速度に対応し，北側で観測される 2.14km/s は文明溶岩最上部の速度に対応すると考えられる。また，0.85km/s の速度は昭和溶岩上の砂礫層に対応すると考えられる。

Fig. 2(c) は発破 09S12 に対する再現測線 Line NS 上の記録を示す。09S12 南側では 0.33km 地点まで 1.12km/s を，1.36km 地点までは 4.46km/s を示す。1.36km 地点には走時のギャップが存在し，約 0.2 秒の走時遅れが現れる。この地点から 3.0km 地点までは 1.94km/s の見かけ速度が現れている。これに対して 09S12 北側では 0.47km 地点まで 1.37km/s の見かけ速度を，さらに 8km まで 4.43km/s の見かけ速度を示す。

09S12 は福山・小野 (1981) によると安永溶岩上に位置する。1.12-1.37km/s は安永溶岩最上部の速度を示し，4.43-4.46km/s は安永溶岩中央部の緻密な部分あるいは地下水で飽和した部分の速度を示していると考えられる。

Fig. 2(d) は測線北端部の発破 09S08 の記録を示す。09S08 南側では 1.9km 地点と 3.02km 地点と 2 ヶ所の走時ギャップがあらわれる。初動走時は震源から 0.13km 地点までは 0.61km/s の見かけ速度があらわれ，0.13km ～ 1.81km 地点までては 3.01km/s の見かけ速度を示す。1.9km までの間は初動が不明瞭になるギャップであるが，1.92km ～ 3.02km までの区間では 2.24km/s の見かけ速度を示す。3.02km 地点では約 0.2 秒走時が遅くなり，これ以遠では 4.34km まで 1.90km/s の見かけ速度を，4.72km までは∞の見かけ速度を示す。これに対して 09S08 北側では比較的単純な初動走時を示し，初動は 0.14km 地点まで 0.62km/s，0.42km までは 5.78km/s，1.19km までは 2.54km/s の見かけ速度を示す。

09S08 は福山・小野 (1981) によると割石崎溶岩と安永溶岩とにはさまれた遊砂池で発破作業が行われた。09S08 周辺で観測される 0.61-0.62km/s は遊砂池およびその周辺の軽石質砂層の速度と考えられる。09S08 南側で観測される 3.01km/s は安永溶岩の速度を，それ以遠で観測される 2.24km/s は北岳噴出物 (K7) の速度に相当すると考えられる。09S08 北側で観測される 2.54, 5.58km/s は割石崎溶岩の速度と考えられ，とくに後者は地下水で飽和した部分の可能性が高いと考えられる。

以上が 2009 年観測で得られた Line NS 観測記録の特徴である。2009 年観測の初動走時には Fig. 3 に示される 2008 年観測のそれとの顕著な相違は見られない。

さらに Line EW の再現発破に対応する記録を Fig. 4 に，対応する 2008 年観測のショットレコードを Fig. 5 に示す。Fig. 4 および Fig. 5 はともに図の左端が西側，右端が東側に対応する。Fig. 4(a) は東端の発破 09S10 に対する記録を示す。発破 09S10 に対する走時は複雑

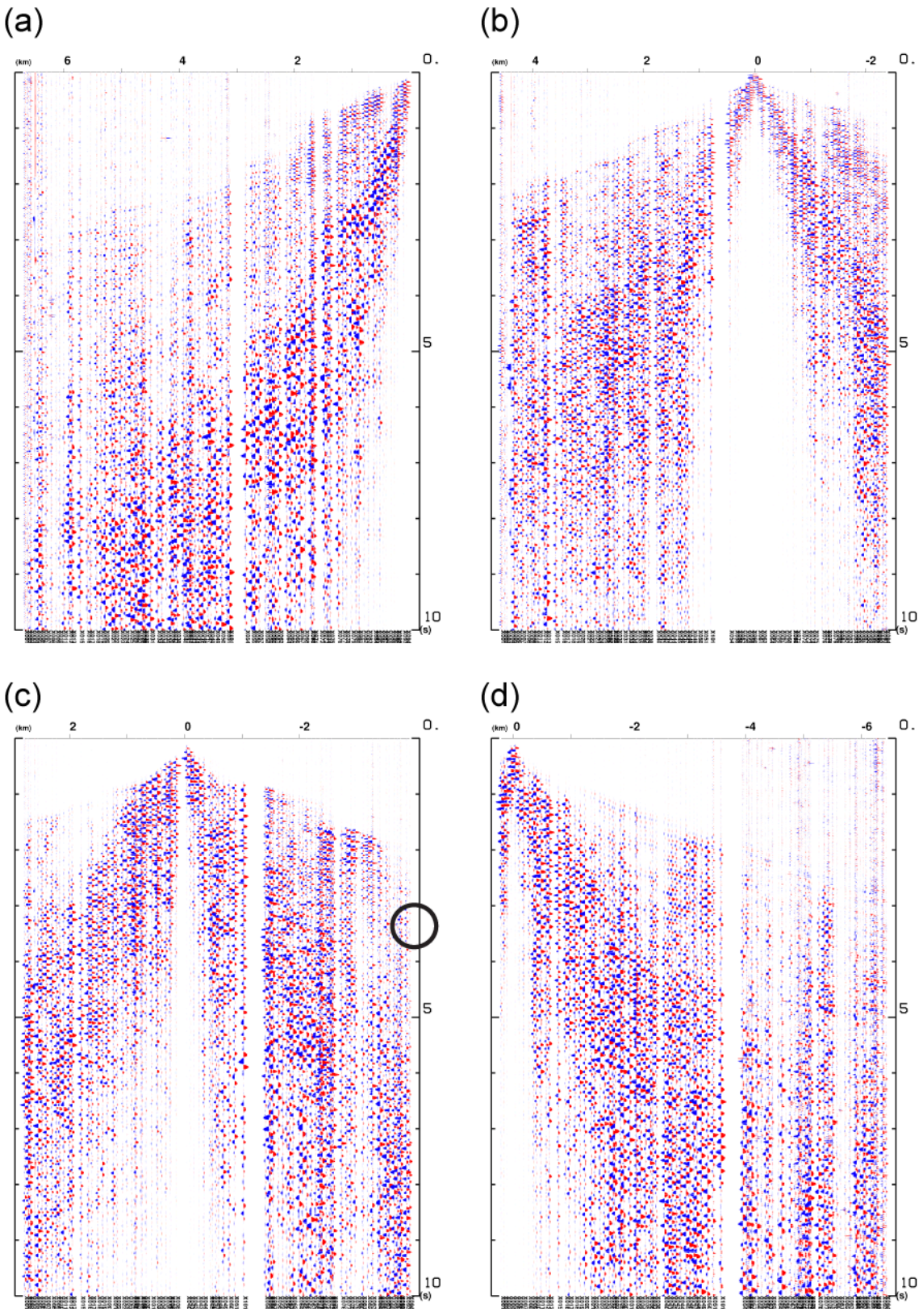


Fig. 4 The 2009 shot records along the line EW. (a) 09S10, (b)09S12, (c)09S13, (d)09S15. The left end of each plot is the west end. The location of a shot point is shown 0 km. Each trace has been normalized at each maximum value. The black circle shows the part which a change can be seen as compared with the last observation.

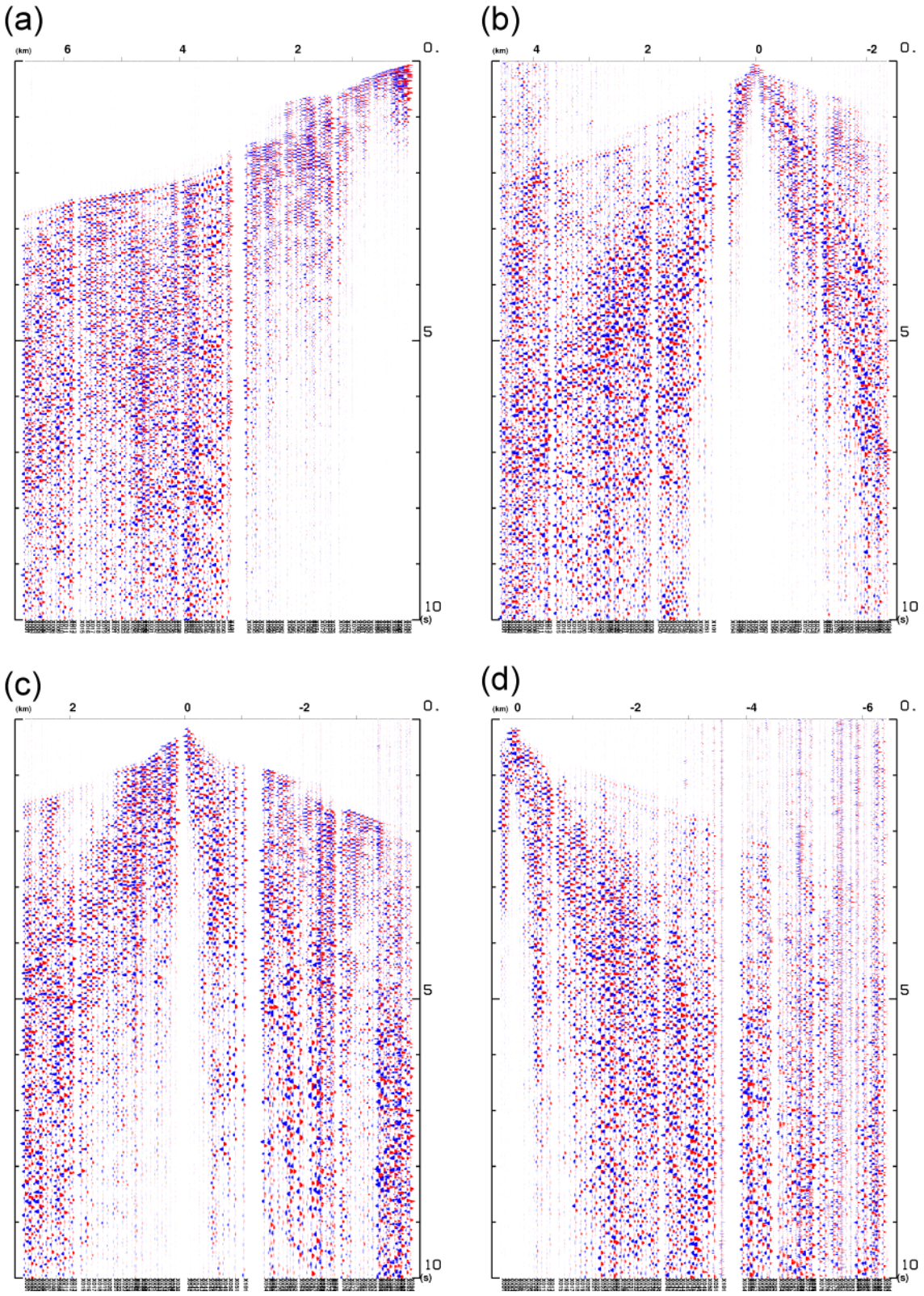


Fig. 5 The 2008 shot record of the linr EW. (a) 08S06, (b)08S11, (c)08S13, (d)08S15. The display style of the panels is the same as that of Fig. 4. After Iguchi et al.(2009).

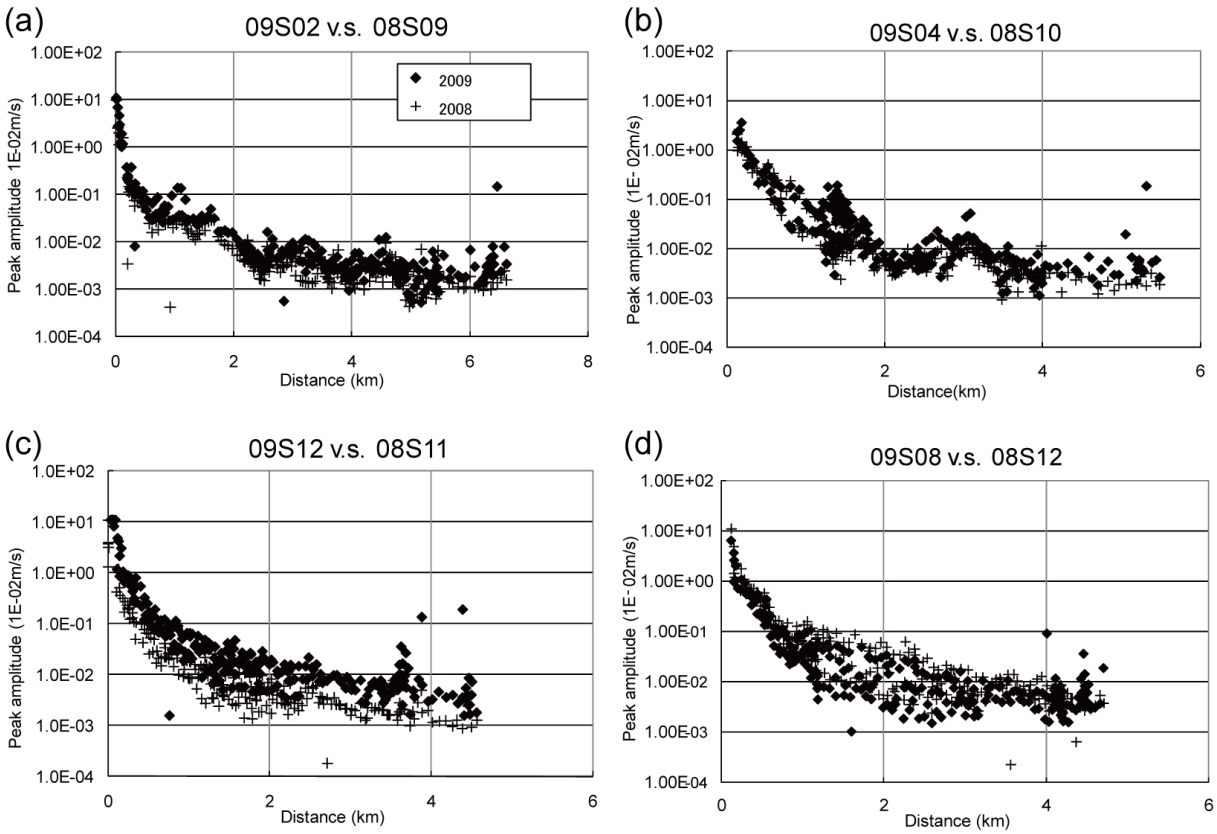


Fig. 6 Peak-amplitude distributions in the line NS. (a) 09S02 and 08S09, (b)09S04 and 08S10, (c)09S12 and 08S11, (d)09S08 and 08S12. A vertical axis shows the logarithm of a peak amplitude and a transverse shows hypocentral distance. Cross symbols are 2008's amplitudes and solid diamonds are 2009's amplitudes.

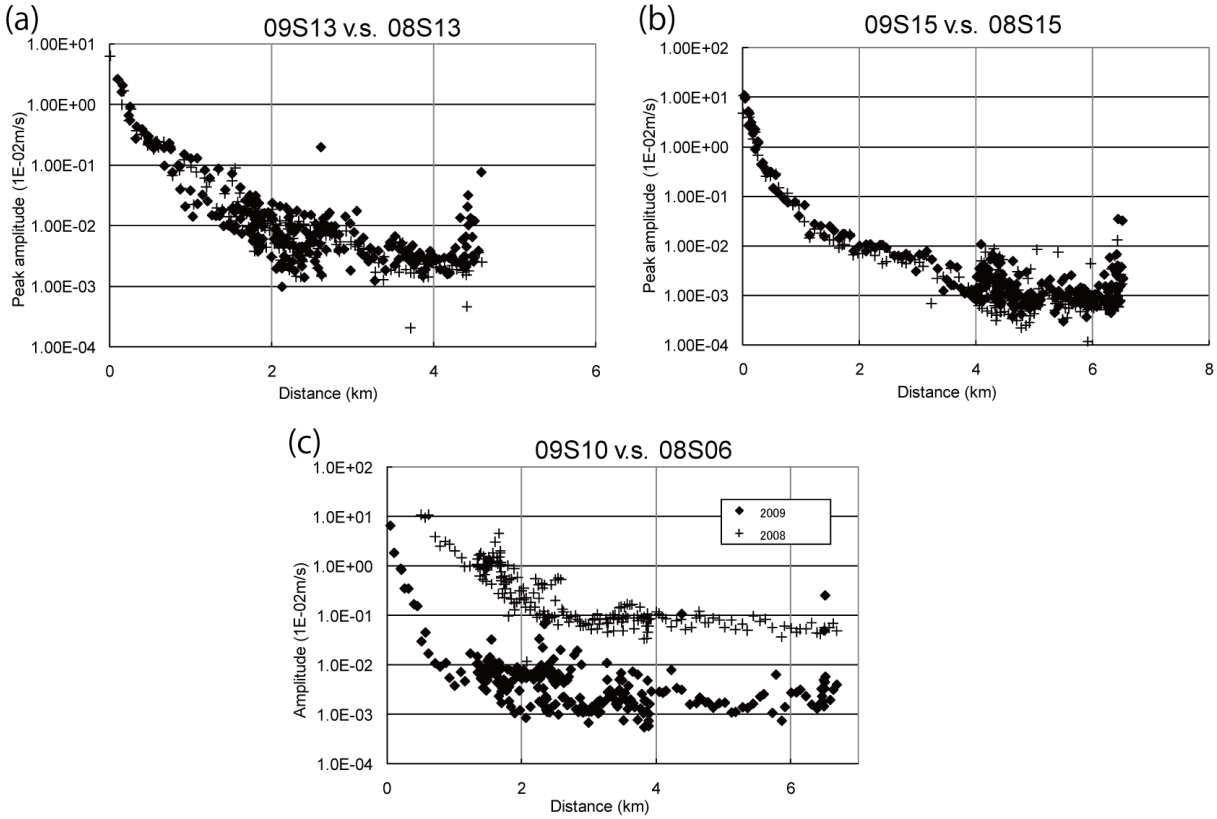


Fig. 7 Peak-amplitude distribution in the line EW. (a)09S13 and 08S13, (b)09S15 and 08S15, (c) 09S10 and 08S06. The style is the same as Fig. 6.

な様相を呈しており，震源から 0.94km までは 3.0km/s の見かけ速度を示した後，1.31km 地点まで 1.49km/s を示す。さらに 2.0km まで 9.93km/s という大きな見かけ速度を示した後，2.92km 地点までは 2.61km/s, 4.57km 地点までは 1.4km/s, 測線西端まで 4.95km/s の見かけ速度を示す。

09S10 は福山・小野 (1981) によると文明溶岩上に位置している。09S10 近傍の 3.0km/s, それより遠方の 1.49km/s は文明溶岩に対応すると考えられる。また，09S12 周辺で観測された 2.64km/s は安永溶岩の速度と考えられる。

Fig. 4(b) は発破 09S12 に対して Line EW 上で得られた記録を示す。09S12 東側の初動は 0.19km まで 1.12km/s を示し，測線東端まで 2.89km/s の見かけ速度を示す。これに対して初動は 09S12 西側では 1.51km 地点まで 1.81km/s を示し，3.07km 地点まで 2.35km/s を，測線西端の 3.94km 地点までは 4.41km/s の見かけ速度を示す。

南北測線における記述と同様に福山・小野 (1981) によれば 09S12 東側の 1.12km/s は安永溶岩最表層部の速度を示していると考えられ，それ以東の 2.89km/s は安永溶岩に対応した速度と考えられる。また，09S12 西側では 1.81km/s は安永溶岩上部に，2.35km/s はその下位の北岳 K6 溶岩に相当する速度であると考えられる。

Fig. 4(c) は発破 09S13 に対する記録を示す。09S13 東側の初動は 0.88km ～ 2.3km 地点まで 4.07km/s の見かけ速度を示した後，2.3km ～ 2.6km で不明瞭になる。2.65km ～測線東端までは 2.02km/s の見かけ速度を示す。これに対して 09S13 西側の初動は 0.06 ～ 0.23km 地点までは 1.26km/s の，0.44km 地点までは 1.14km/s，1.55km 地点までは 2.27km/s, これ以降測線西端まで 3.39km/s の見かけ速度を示す。

発破 09S13 は福山・小野 (1981) によれば北岳 K6 溶岩上の西寄りに位置する。09S13 東側で観測される 4.07km/s は北岳 K6 溶岩に対応する速度と考えられるのに対して，09S13 西側には軽石質砂層が地表に分布しており 1.26-1.14km/s はこの軽石質砂層の下部に対応すると考えられる。

Fig. 4(d) は測線最西端の発破 09S15 に対する記録を示す。09S15 東側の初動は比較的単純な様相を呈している。0.34km 地点までの初動は 0.74km/s の見かけ速度を示し，4.43km 地点までの初動は 2.54km/s の見かけ速度を示す。これに対して 09S15 西側では 0.03km 地点まで 0.29km/s の見かけ速度を，0.22km までは 1.06km/s の見かけ速度を示す。発破点 09S15 は桜島火

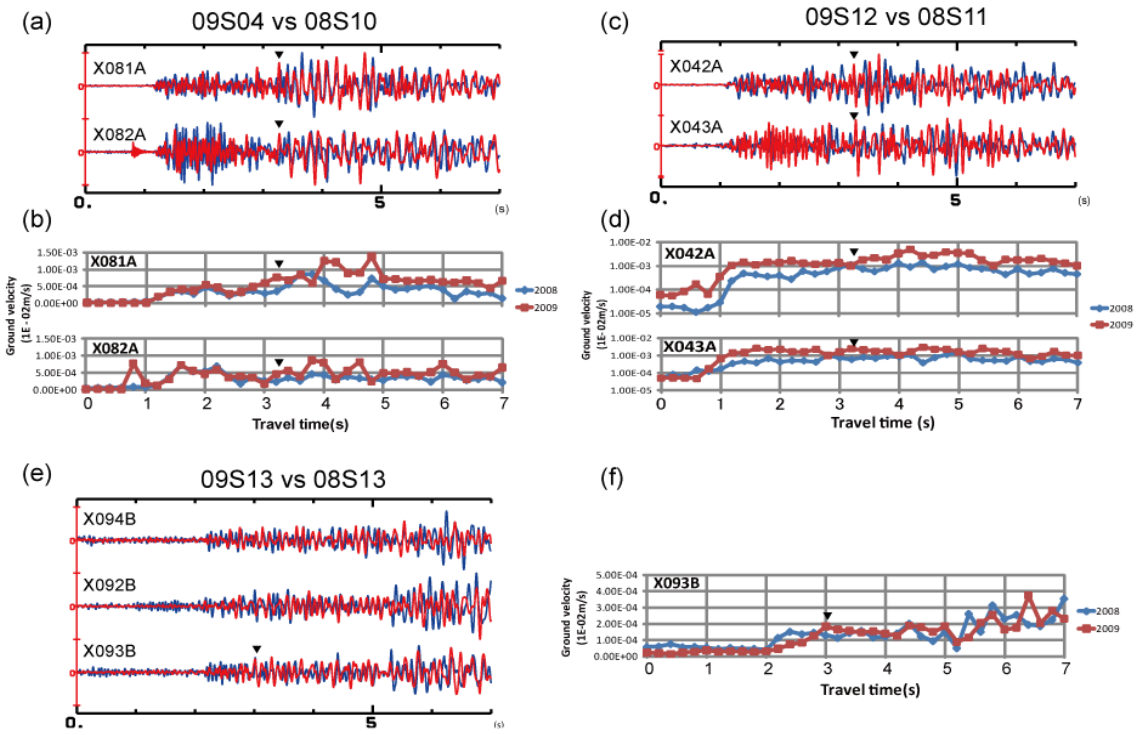


Fig. 8 Examples of traces and their instantaneous rms amplitude (gate width: 0.2 s). The markers point remarkable waveform changes are observed against the previous observation. Amplitude of the waveforms have been normalized for its maximum amplitude. (a) Records at the stations X081A, X082A for the shots 09S04 and 08S10. (b) Instantaneous rms amplitude distribution of (a). (c) Records at the stations X042A, and X043A for the shots 09S12 and 08S11. (d) Instantaneous rms amplitude. A logarithmic vertical axis is applied only in this plot. (e) Records at the stations X092B, X093B, and X094B for the shots 09S13 and 08S13. (f) Instantaneous rms amplitude of X093B.

山北岳北西斜面に位置する北岳 K4 溶岩上に位置しているが，北岳 K4 溶岩は厚く軽石質の砂に覆われており，09S15 周辺の 0.29 ～ 0.74km/s は K4 溶岩表面を覆う軽石質砂層の速度を反映していると考えられる。

以上が 2009 年の観測で得られた記録の特徴である。南北測線の例と同様に，Line EW における初動走時には Fig. 5 に示される 2008 年観測記録との顕著な差は見られない。

本観測によって反復測線上で得られた観測波形の最大振幅の分布を，2008 年観測のそれとともに Fig. 6, 7 に示す。すべてが同方式，同薬量で実施された 2009 年発破だけを取り出してみると，発震の強さは互いにほぼ同じであったと考えられる。2008 年観測で行われた同薬量の発破 (08S09, 08S10, 08S11, 08S12, 08S13, 08S15) に対して，2009 年の発破では 0.6 倍～ 2.9 倍の振幅が得られた (Fig. 6(a) ～ (d), Fig. 7(a) ～ (b))。もともと爆薬震源は波形の再現性が高くないことに加えて，先述のように発破方式および薬頭深度が異なるなどの条件の差異も重なって，2009 年の観測記録と 2008 年のそれとの間にこのような振幅差が発生したと考えられる。観測される人工地震波の振幅が発破薬量におおむね依存するのは自明であるが，発破 09S10 で観測された最大振幅は，その 10 倍の薬量で実施された 08S06 の 0.17 倍であった (Fig. 7(c))。

4. 人工地震波形の変化

Fig. 2 および Fig. 3 の各図の対応するものを比較すると，後続相部分に若干の変化が見いだせるものが 2 つある。 Fig. 2(b) と Fig. 2(c) でマーカーがつけられている箇所である。Fig. 2(b) は，2008 年に同じ地点から発震した記録 Fig. 3(b) と比較して，往復走時 3 秒付近にある見かけ速度の高い位相の振幅が大きくなっている。Fig. 2(c) のマーカーがつけられている場所も，2008 年に同一地点で発震した記録 Fig. 3(c) に比べて見かけ速度の高い位相の振幅が大きくなっている。Line EW における記録 Fig. 4(c) も，それに対応する Fig. 5(c) の同部分で見かけ速度の高い位相が大きくなる傾向にある。マーカーがつけられている箇所の観測点のうち，再現選点ランクが◎であるものを優先的に選び出して波形を拡大した図が Fig. 8 である。2009 年記録では往復走時 3 秒付近で，対応する 2008 年記録に見いだせない位相が現れている。

なお，単孔発破であった 2009 年の記録では見かけ速度の遅い波（表層の直達波や S 波，表面波）に相当する位相の振幅が，2008 年の記録よりも大きくなる傾向にある。これは 2008 年では分割発破点が震源アレイを構成していたために，単孔発破の場合よりも下方への地震波放射が相対的に大きかったことがその理

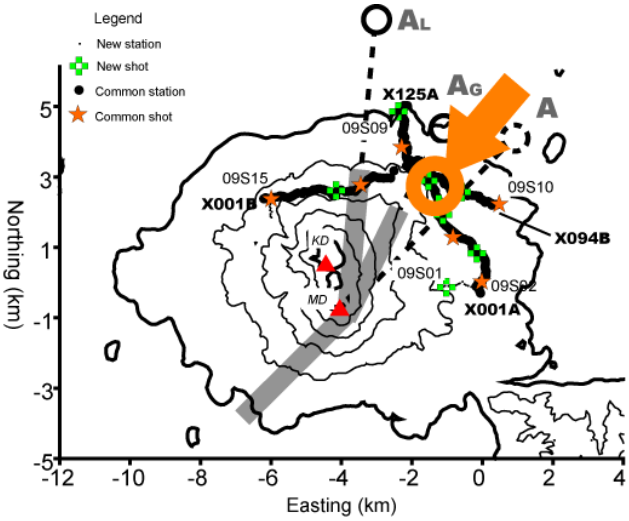


Fig. 9 Estimated position of the reflecting points that remarkable changes appeared. The plot style is the same as that in Fig.1. An orange arrow points to the occurence zone of the remarkable enhancement in later phases around 3s.

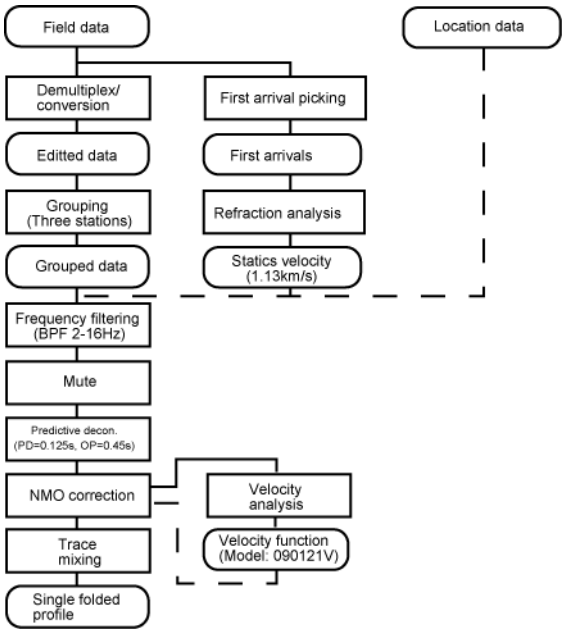


Fig. 10 Processing flow and parameter of the single-folded profiling.

由のひとつとして考えられる。

往復走時 3 秒付近の見かけ速度の高い位相を反射波であると仮定すると，その反射点は Fig. 9 中の矢印で示される一帯であると考えられる。すなわち振幅の増大が認められる記録は Line NS と Line EW の交差点付近に反射点をもつ波線によるものと考えることができる。もし反射点における反射係数の変化が原因であるとすれば，この一帯を反射点とする他の波線による記録にも後続相振幅の異常が観測されるはずである。このような条件に沿った再現測線記録を探すと，Line

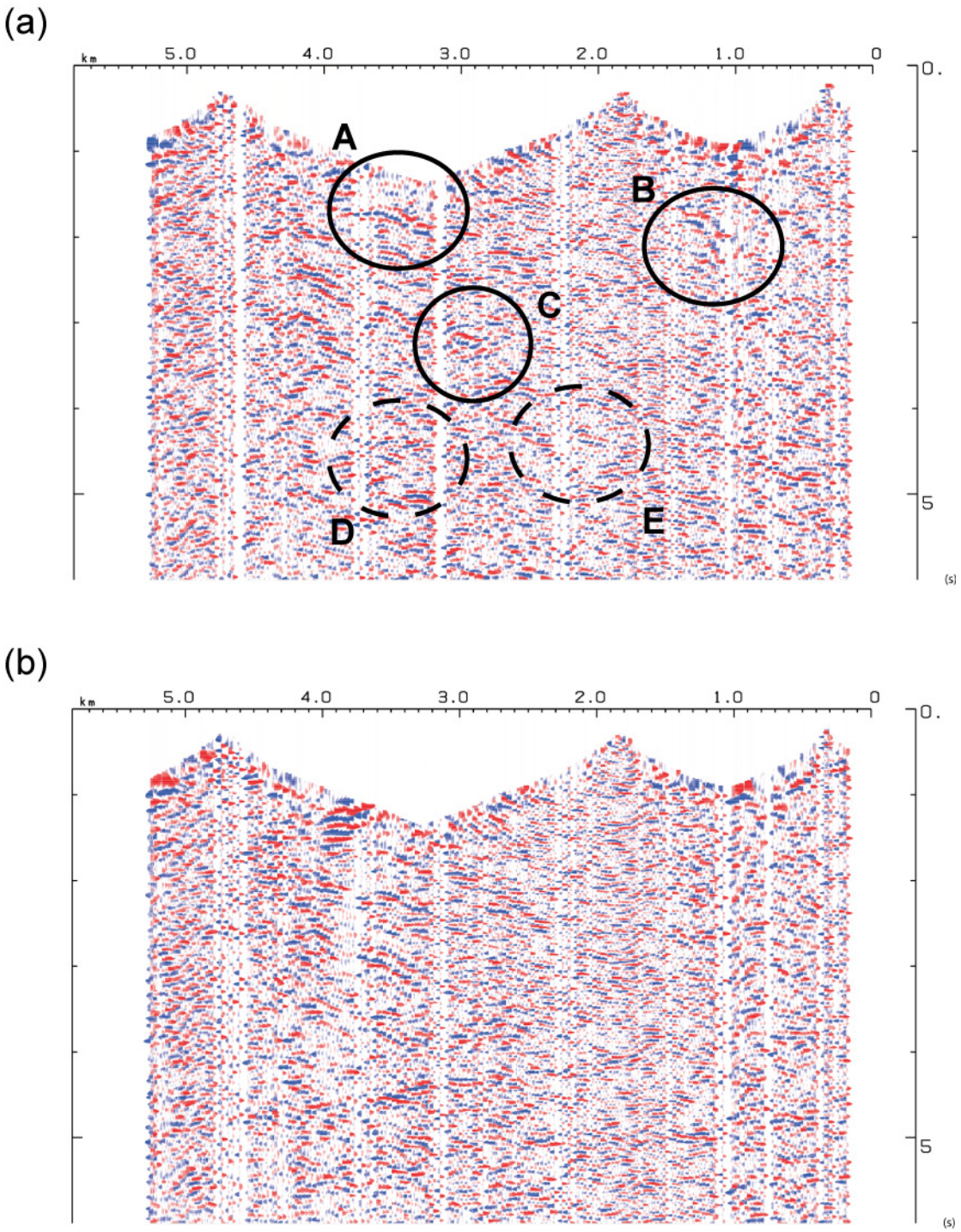


Fig. 11 The single-folded profiles (SFP) of the line NS. (a) SFP by the 2009 data. The circles A-E show the part where the remarkable change is observed. (b) SFP based on 2008 data. The cross section projected along the line which connects the stations X125A to X001A. The origin of a distance is the station X001A. A vertical axis is the normal two-way travel time from the datum. The datum is defined at 162 m in height.

NS では 09S12 に対する観測点 X042A, X043A の組み合わせ (Fig. 8(c)) と，Line EW では 09S13 に対する X092B, X093B, X094B の組み合わせ (Fig. 8(e)) を見いだすことができる。Fig. 8(c) ～ (f) では，Fig. 8(a) ほど明瞭ではないが 2009 年の記録でやはり往復走時 3 秒付近の後続相振幅が大きくなっていることが示されている。

以上のことから，2009 年に取得された地震探査の波形記録には，何らかの地下における変化が記録されている可能性が高いと考えられる。

5. シングルフォールド反射断面解析

上述の波形変化によって地震反射断面に現れる変化を明示的に表示するために，2009 年観測データと 2008 年観測データの両方に Fig. 10 の手順にしたがってシングルフォールド反射法解析を施す。2009 年と 2008 年の両方のデータに対する処理パラメータは Fig. 10 中に示される同一のものを使用した。

得られたシングルフォールド断面 (SFP) を Fig. 11 に示す。Fig. 11 の横軸は観測点 X001A からの距離 (km) を示し，縦軸は基準面 (標高 162m) からの往復走時を示している。Fig. 11(a) は 2009 年データを使用し，Fig. 11(b) は 2008 年データを使用したものである。Fig. 11(a) と (b) とを比較すると，いくつかの点で様相の変化が認められる。Fig. 11 (a) では明瞭な反射波の振幅増加が, 3.2 ～ 3.7km 地点の 1.8 秒付近 (A), 1.2km 地点の 1.7 秒付近 (B)，3.0km 地点の 3 秒付近 (C) に認められる。一方，Fig. 11(a) の D および E で示される区間 2 ～ 4km では，Fig. 11(b) で見えていた 4 ～ 5 秒の部分の反射が目立たなくなっている。特に注目されるのは先述の Fig. 11(a) の C である。C は Fig. 8(a) で指摘された走時 3 秒付近の位相に相当し，NMO 補正に用いた速度を考慮すると基準面から約 3km の深さに相当する走時に現れている。また，B, C に関しては A より浅部の変化を反映していると考えられる。さらに Fig. 11(a) における D, E は Fig. 2 の生記録で表面波などの速度が遅い波の到来と重なる走時に相当することから，今後の多フォールド断面解析を待って議論を進めたい。

また Hidayati et al. (2007) のモデルからは往復走時 5 秒以上（6km 以上の深さに相当）における構造変化が桜島北東部で期待される。しかしこの議論の基準となる 2008 年観測の測線北端における記録 (Fig. 3(a)) において相当する走時の S/N 比が高くないことから，現時点では反射波強度の変化の評価は難しいと考える。2009 年観測を新たな基準として今後得られるデータを待って深部の議論を展開したい。

6. まとめ

鹿児島県桜島火山で火山活動に伴う地下構造変化の検出を目的とした反復地震探査を行った。本報告の地震探査は反復地震探査の第 1 回目として位置づけられる。反復地震探査では 2008 年に実施された地震探査測線の一部を 219 点からなる再現測線として再構築し，7 発破点および 202 観測点の再現が実現した。再現観測による記録では，初動走時に目立った変化が認められなかったが，後続相に変化が認められるものがあった。走時 3 秒付近で後続相の変化が認められる観測記録は，桜島北東部を通る波線で得られたものである。したがって 2009 年観測では地下構造変化の検出につながるデータが得られたと考える。また，5 秒より遅い走時の後続相についての議論は今後のデータの蓄積を待ちたい。

謝　辞

本探査実験は測線に関連する地区の区長諸兄をはじめとする桜島住民の皆様の絶大なるご協力によって無事に実施することができました。国土交通省大隅河川国道事務所には本観測にあたり格別のご配慮をいただき，効率的な測線展開・撤収作業を可能にしていただいた。観測に使用した機材の提供では森田裕一氏（東京大学地震研究所）と片尾　浩氏（京都大学防災研究所）に便宜を図っていただいた。気象庁地震火山部火山課には実施経費の一部を負担していただきました。観測作業の実施ならびに解析にあたって発生した費用は京都大学防災研究所一般共同研究（課題番号 20G-08，代表者：筒井智樹）および文部科学省による「地震および火山噴火予知のための観測研究計画」の支援を受けました。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

井口正人・他 82 名 (2009): 2008 年桜島人工地震探査の目的と実施 , 京都大学防災研究所年報 第 52 号 B, pp. 293-307.

井口正人・為栗　健・横尾亮彦 (2008): 火山活動の経過 , 第 10 回桜島火山集中総合観測報告書 , pp. 1-18

内田直希・西村太志・吉本和生・中原　恒・佐藤春夫・大竹政和・田中　聡・浜口博之 (2002):　1998 年岩手県内陸北部地震前後の地震波速度変化，地震　第２輯 , 第 55 巻 , pp. 192-206.

気象庁 (2010):　桜島の火山活動解説資料 (平成 22 年 3 月), 11pp.

蔵下英司・平田　直・森田裕一・結城　昇 (2006):　高機能小型オフラインデータロガーを用いた高密度地震観測システム，地震　第２輯 , 第 59 巻 , pp. 107-106.

地質調査所 (1971):　爆破地震による地震波速度の変化（第 4 回観測結果報告），地震予知連絡会会報 , Vol. 6, pp. 15-24.

地質調査所 (1975):　川崎付近における地震波速度変化の観測（第 1 回，第 2 回扇島爆破実験），地震予知連絡会会報 , Vol. 16, pp. 60-65.

地質調査所 (1988):　爆破地震による地震波速度変化の観測　－第 5 回東海爆破実験結果概報－，地震予知連絡会会報 , Vol. 40, pp. 322-325.

福山博之・小野晃司 (1981):　桜島火山地質図 , 地質調査所発行 , 8pp.

Duputel, Z., Ferrazzini, V., Brengier, F., Shapiro, N., Campillo, M., and Nercessian, A. (2009): Real time monitoring of relative velocity changes using ambient seismic noise at the Piton de la Fournaise volcano (La Reunion) from January 2006 to June 2007, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 184, pp. 164-173.

Matsushima, J., Yokota, T., Okubo, Y., Rokugawa, S., Tanaka, K., Tsuchiya, T., Narita, N., Tani, K. (2004): Repeated seismic reflection measurements in the Kakkonda geothermal field, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 129, pp. 343-356.

Nishimura, T., Tanaka, S., Yamamoto, S., Sano, T., Sato, M., Nakahara, H., Uchida, N., Hori, S., and Sato, H. (2005): Temporal changes in seismic velocity of the crust around Iwate volcano, Japan, as inferred from analyses of repeated active seismic experiment data from 1998 to 2003, Earth Planets Space, Vol. 57, pp. 491-505.

Appendix 1. Station location. Rank shows a reinstallation rank. Refer to the text for the definition of a reinstallation rank.

Station	Logger	Latitude (WGS84)			Longitude (WGS84)			Alti-tude	Offset to 2008's station		Rank	Note
		Deg	Min	Sec	Deg	Min	Sec	(m)	Northing (m)	Easting (m)		
C 001	1113	31	34	59.05628	130	41	58.69197	74.3	-	-	N	
C 002	1114	31	34	58.8353	130	41	55.47276	75.0	-	-	N	
C 003	1115	31	34	56.92016	130	41	53.71909	77.6	-	-	N	
C 004	1122	31	34	57.90035	130	41	50.45757	86.9	-	-	N	Noisy
C 005	1118	31	34	58.54615	130	41	47.96354	92.6	-	-	N	
C 006	1121	31	34	59.3605	130	41	46.46872	99.2	-	-	N	Bag broken and drowned logger
C 007	1172	31	35	1.73573	130	41	44.37209	118.3	-	-	N	Bag broken and drowned logger
C 008	1120	31	35	0.19139	130	41	41.57452	118.8	-	-	N	Bag broken and drowned logger
C 009	2029	31	34	59.62526	130	41	40.1157	120.4	-	-	N	Bag broken and drowned logger
C 010	1117	31	34	58.89916	130	41	38.26396	122.6	-	-	N	
C 011	3007	31	34	58.12887	130	41	36.24537	125.0	-	-	N	Broken bag, TCAL error
C 012	1119	31	34	57.2576	130	41	33.99981	127.6	-	-	N	
C 013	3003	31	34	57.58099	130	41	31.63115	129.0	-	-	N	
C 014	3006	31	34	57.64137	130	41	29.21169	132.8	-	-	N	Noisy
C 015	3005	31	34	57.77044	130	41	25.52915	138.9	-	-	N	
C 016	1174	31	34	57.16078	130	41	23.39493	141.5	-	-	N	
C 017	1173	31	34	56.38522	130	41	20.61691	145.7	-	-	N	
K AR1	1009	31	34	59.859545	130	42	3.97488	68.8	-	-	○	
K AR3	1007	31	35	0.20667	130	42	6.10868	65.7	-	-	◎	
K AR4	3002	31	35	0.42783	130	42	7.38715	64.0	-	-	○	Noisy
K AR5	1015	31	35	0.64824	130	42	8.90179	59.9	-	-	◎	
K AR6	1003	31	34	58.54062	130	42	6.74149	66.1	-	-	◎	
K AR7	1051	31	34	59.28017	130	42	6.38348	65.3	-	-	◎	
K AR8	1021	31	35	1.23106	130	42	5.62385	66.5	-	-	◎	
X 001 A	1005	31	34	51.13354	130	42	3.69581	80.2	0.9	-2.3	○	Turned logger and sensor, noisy
X 002 A	1008	31	34	52.24549	130	42	3.07997	80.5	-7.4	-4.3	◎	Noisy
X 003 A	1116	31	34	54.30654	130	42	2.14686	80.0	-0.2	0.4	◎	Noisy
X 004 A	1001	31	34	57.29693	130	41	59.03	78.0	15.8	-7.5	○	
X 005 A	3004	31	34	59.86761	130	42	0.96613	72.1	2.9	0.7	◎	Noisy
X 006 A	3008	31	34	59.97571	130	42	3.0396	70.2	-6.6	-4.0	◎	
X 007 A	3001	31	35	0.28926	130	42	4.87717	67.9	0.6	2.2	◎	Noisy
X 008 A	3009	31	35	1.96799	130	42	5.33499	65.7	3.9	-1.8	◎	
X 009 A	1004	31	35	2.83459	130	42	5.21182	64.8	-12.8	-25.2	N	
X 010 A	1084	31	35	6.92496	130	42	9.55121	65.8	0.4	-1.4	◎	
X 011 A	1091	31	35	8.30359	130	42	8.62808	73.5	-1.7	-0.4	◎	
X 012 A	1092	31	35	9.63006	130	42	9.61006	72.8	-1.7	-1.2	◎	Delayed start for 9 s.
X 013 A	5002	31	35	11.38574	130	42	9.82318	89.1	0.2	-0.2	○	TCAL error, noisy.
X 014 A	5003	31	35	13.1693	130	42	9.01374	99.3	0.4	-0.3	◎	
X 015 A	1090	31	35	14.76189	130	42	8.63295	99.2	-0.6	0.5	◎	Broken bag
X 016 A	1083	31	35	16.28122	130	42	8.66279	90.9	0.0	-1.7	◎	
X 017 A	1088	31	35	18.12316	130	42	9.03814	85.2	-47.7	4.5	N	
X 018 A	5005	31	35	19.75844	130	42	9.04624	81.7	2.2	4.7	○	Noisy
X 019 A	1085	31	35	21.49372	130	42	8.77523	85.2	-1.8	7.4	○	
X 020 A	1086	31	35	23.83501	130	42	7.33815	85.4	-3.1	-3.5	○	
X 192 A	6008	31	35	25.11468	130	42	6.45737	88.7	-0.4	-0.7	◎	
X 021 A	1089	31	35	26.01142	130	42	3.25116	91.1	0.1	2.9	◎	Broken bag
X 022 A	6009	31	35	27.38408	130	42	1.47847	92.6	0.6	4.1	◎	
X 023 A	1042	31	35	28.48979	130	42	0.12197	93.7	0.2	3.3	◎	
X 024 A	1087	31	35	30.04524	130	41	58.75881	94.5	0.6	4.0	◎	Failed and no data. Quadruplet flashing indicator ramp.
X 025 A	5001	31	35	30.67985	130	41	56.15912	95.2	0.2	0.3	◎	
X 026 A	6011	31	35	32.01629	130	41	55.01408	95.9	0.9	-0.3	◎	
X 027 A	5004	31	35	33.96655	130	41	54.65407	96.6	0.6	-0.2	◎	Broken bag
X 028 A	6010	31	35	35.53099	130	41	55.05539	97.0	1.1	0.1	◎	
X 029 A	1043	31	35	36.96295	130	41	54.43724	97.8	0.3	-0.4	◎	Delayed start for 33 s.
X 030 A	1096	31	35	38.16848	130	41	53.16768	99.1	0.7	-0.3	◎	
X 031 A	1159	31	35	39.10826	130	41	52.1418	100.1	0.3	-0.2	◎	Delayed start for 9 s.
X 032 A	1165	31	35	39.62289	130	41	50.64947	98.9	-0.6	0.1	◎	
X 033 A	1157	31	35	40.48749	130	41	48.50671	104.5	0.3	-0.6	◎	Failed and no data.
X 034 A	1161	31	35	41.18569	130	41	46.18146	105.3	0.1	-0.3	◎	
X 035 A	1169	31	35	41.4681	130	41	43.8817	106.1	-0.2	0.1	◎	
X 036 A	1160	31	35	42.13022	130	41	42.51067	106.5	0.2	-0.3	◎	
X 037 A	1093	31	35	42.94615	130	41	41.3247	107.0	0.6	-0.6	◎	
X 038 A	1074	31	35	43.88459	130	41	39.95907	107.7	0.2	0.1	◎	
X 039 A	1156	31	35	45.10418	130	41	38.18996	109.0	0.0	0.3	◎	
X 040 A	1164	31	35	46.27136	130	41	36.4897	110.2	0.2	-0.2	◎	
X 041 A	1163	31	35	47.28981	130	41	35.00272	111.3	0.0	0.3	◎	Delayed start for 6s.
X 042 A	1080	31	35	48.50016	130	41	33.23738	112.6	-0.5	0.6	◎	

Station	Logger	Latitude (WGS84)			Longitude (WGS84)			Alti-tude	Offset to 2008's station		Rank	Note
		Deg	Min	Sec	Deg	Min	Sec	(m)	Northing (m)	Easting (m)		
X 043 A	1162	31	35	49.973	130	41	30.76383	114.2	2.0	-2.3	◎	
X 044 A	1026	31	35	50.99754	130	41	29.61591	115.2	-0.3	0.1	◎	
X 045 A	1028	31	35	52.39046	130	41	27.59273	117.3	0.8	-2.7	○	
X 046 A	1022	31	35	53.57833	130	41	25.99643	120.0	0.6	0.0	○	
X 047 A	1177	31	35	55.37303	130	41	24.00829	123.4	1.5	-1.0	○	
X 048 A	1031	31	35	57.58874	130	41	22.51307	125.1	-3.1	2.2	○	
X 049 A	1070	31	35	59.12075	130	41	21.90479	125.4	0.7	-0.3	○	
X 050 A	1183	31	36	1.34859	130	41	21.90709	124.7	1.5	3.0	○	
X 051 A	1181	31	36	2.69653	130	41	22.52458	124.1	3.0	1.4	○	
X 052 A	1002	31	36	5.46186	130	41	20.78266	124.5	0.2	-1.4	○	
X 053 A	1069	31	36	6.4139	130	41	20.1474	124.5	-4.3	1.5	◎	
X 054 A	1066	31	36	9.32533	130	41	19.73372	130.8	2.6	3.3	○	
X 055 A	1176	31	36	10.88493	130	41	19.22286	134.1	2.2	0.0	○	Delayed start for 9s.
X 056 A	1065	31	36	12.96897	130	41	19.03673	135.0	1.9	-0.4	○	Failed and no data
X 057 A	1030	31	36	15.10551	130	41	18.48706	140.7	3.8	-3.9	○	Delayed start for 15 s.
X 058 A	1067	31	36	16.37309	130	41	17.90923	144.6	1.7	-0.6	◎	Noisy
X 059 A	1182	31	36	18.27941	130	41	17.53816	150.4	1.5	3.1	○	Noisy
X 060 A	1023	31	36	20.01881	130	41	16.73895	154.1	2.2	4.7	○	
X 061 A	1029	31	36	21.80295	130	41	15.59016	159.1	-1.4	-0.1	○	
X 062 A	1180	31	36	23.63964	130	41	14.90651	153.7	-0.2	-0.1	○	Noisy
X 063 A	4031	31	36	25.23417	130	41	15.0547	151.0	3.6	6.1	○	Delayed start for 24 s.
X 064 A	4027	31	36	26.8287	130	41	13.76135	149.4	4.4	5.8	○	
X 065 A	1178	31	36	28.12667	130	41	12.6148	148.0	-0.4	-0.2	○	
X 066 A	1179	31	36	29.47449	130	41	11.53114	149.7	0.9	1.0	○	
X 067 A	1064	31	36	32.01152	130	41	10.95263	147.5	1.5	-1.6	○	
X 068 A	4028	31	36	32.87815	130	41	10.05731	148.4	-0.2	0.0	○	
X 069 A	4030	31	36	34.3897	130	41	9.2485	148.1	1.9	-0.9	○	
X 070 A	4024	31	36	35.29775	130	41	6.86066	148.3	0.3	0.5	◎	TCAL error
X 071 A	4025	31	36	35.16904	130	41	5.10502	149.2	-2.1	-0.1	○	
X 072 A	1063	31	36	36.68765	130	41	3.07431	147.3	4.0	-12.3	○	
X 073 A	1072	31	36	37.23625	130	41	2.09853	146.5	1.5	1.7	○	
X 074 A	1071	31	36	38.18918	130	41	0.58519	145.2	-1.0	1.4	◎	
X 075 A	4029	31	36	40.29393	130	41	0.42186	143.2	7.4	0.0	○	
X 076 A	1025	31	36	41.35806	130	41	0.56942	143.5	-0.3	-0.2	◎	
X 077 A	1024	31	36	43.23628	130	41	1.3063	140.7	-0.2	-0.1	○	noisy
X 078 A	4032	31	36	45.11911	130	41	2.10331	139.1	-1.1	-2.5	○	
X 079 A	4026	31	36	46.31218	130	41	2.43992	138.9	-0.5	0.1	○	
X 080 A	4023	31	36	47.86822	130	41	2.98523	140.6	-2.9	6.9	○	
X 081 A	3012	31	36	48.83178	130	41	2.05239	140.5	-0.7	-0.1	◎	
X 082 A	3015	31	36	50.82098	130	41	0.05371	142.8	-1.1	-1.3	◎	noisy
X 083 A	3014	31	36	52.87607	130	40	58.95487	145.3	1.3	-1.2	○	
X 084 A	1185	31	36	53.79346	130	40	55.94311	153.7	-5.8	-3.8	◎	
X 085 A	3013	31	36	52.28308	130	40	51.79982	163.9	-2.3	-0.8	◎	
X 086 A	1184	31	36	53.49991	130	40	48.23384	162.6	-1.0	-0.1	◎	
X 087 A	1131	31	36	54.32523	130	40	46.28417	162.1	0.1	-0.4	◎	
X 088 A	1130	31	36	55.01802	130	40	44.37649	160.4	2.0	0.3	◎	
X 089 A	1036	31	36	56.58288	130	40	43.80242	158.5	1.7	1.2	◎	
X 090 A	1133	31	36	59.11757	130	40	43.52422	157.2	0.8	-1.8	◎	
X 091 A	1132	31	37	1.2435	130	40	44.59937	156.0	-1.7	-0.4	◎	
X 092 A	1034	31	37	3.67887	130	40	44.41561	152.7	31.1	7.9	○	
X 093 A	1127	31	37	4.81931	130	40	45.16101	145.3	-4.9	14.8	○	Delayed start for 12 s.
X 094 A	1061	31	37	8.07157	130	40	43.90267	93.7	-0.2	0.7	◎	Delayed start for 6 s.
X 095 A	1054	31	37	8.17624	130	40	42.27265	92.2	-0.3	-5.3	◎	
X 096 A	1108	31	37	10.09803	130	40	41.80565	93.3	-0.4	1.8	◎	
X 097 A	1153	31	37	11.33476	130	40	40.12811	84.2	-3.4	-9.6	N	Noisy
X 098 A	1151	31	37	13.42047	130	40	41.4545	86.4	0.6	-1.4	N	noisy
X 099 A	1147	31	37	14.73964	130	40	42.05556	87.9	8.3	8.9	N	
X 100 A	1150	31	37	15.57829	130	40	41.27902	85.2	-1.4	4.8	○	F: broken bag and noisy
X 101 A	1050	31	37	17.3115	130	40	40.73016	81.5	-1.3	0.2	◎	
X 102 A	1107	31	37	17.8443	130	40	39.12031	80.0	-17.3	-52.9	N	F: moved about 10cm away.
X 103 A	1052	31	37	18.968701	130	40	39.01376	79.0	-27.3	-65.2	N	
X 104 A	2027	31	37	21.44062	130	40	40.01875	73.4	5.1	-21.0	◎	TCAL error
X 105 A	1155	31	37	22.48158	130	40	40.71697	68.5	0.9	-2.3	◎	Noisy
X 106 A	1154	31	37	24.15335	130	40	41.09123	64.6	0.4	-2.1	◎	periodic burst noise
X 107 A	1111	31	37	25.37163	130	40	41.39318	57.9	-2.6	-1.5	◎	5 minutes interval noise burst
X 108 A	1146	31	37	26.57406	130	40	41.66526	53.3	7.2	2.5	◎	
X 109 A	1175	31	37	27.3984	130	40	41.41663	53.0	1.5	1.0	◎	Noisy
X 110 A	1103	31	37	28.57939	130	40	41.77059	47.4	1.2	0.6	◎	
X 111 A	1056	31	37	29.95277	130	40	41.97757	43.0	7.4	7.6	◎	
X 112 A	1046	31	37	31.336556	130	40	41.20088	42.6	13.4	5.3	N	

Station	Logger	Latitude (WGS84)			Longitude (WGS84)			Alti-tude	Offset to 2008's station		Rank	Note
		Deg	Min	Sec	Deg	Min	Sec	(m)	Northing (m)	Easting (m)		
X 113 A	1149	31	37	32.26763	130	40	40.56904	39.6	1.9	-5.8	◎	Noisy
X 114 A	1110	31	37	32.97822	130	40	39.87483	41.7	0.5	-0.9	◎	Noisy
X 115 A	1105	31	37	34.04971	130	40	38.70223	42.9	3.0	0.4	◎	
X 116 A	1106	31	37	35.02225	130	40	37.59026	45.0	1.3	0.3	◎	TCAL error
X 117 A	1148	31	37	35.96487	130	40	36.28421	43.9	-4.9	-6.2	N	
X 118 A	1062	31	37	37.81917	130	40	36.09117	37.6	1.4	1.3	◎	
X 119 A	1057	31	37	38.89231	130	40	36.70422	31.7	0.3	-0.4	◎	
X 120 A	1059	31	37	40.38888	130	40	36.9724	24.9	-0.6	0.3	◎	Noisy
X 121 A	1152	31	37	41.54559	130	40	38.44712	22.3	-1.7	0.1	◎	
X 122 A	1060	31	37	43.23394	130	40	39.70435	19.4	-0.5	-1.0	◎	
X 123 A	1171	31	37	44.0452	130	40	41.40178	23.3	-25.6	-21.8	◎	Noisy and doubtful location of 2008's station
X 124 A	1058	31	37	44.05366	130	40	43.09564	23.1	-0.1	9.4	◎	Opened bag
X 125 A	1104	31	37	43.94443	130	40	44.90981	22.9	1.2	-0.6	◎	
D 001	1044	31	36	16.57707	130	38	18.43694	366.6	-	-	N	Noisy
D 002	1049	31	36	14.64841	130	38	17.6839	366.6	-	-	N	Noisy
D 003	1140	31	36	13.17312	130	38	17.29204	366.6	-	-	N	
D 004	1144	31	36	11	130	38	16.5	364.2	-	-	N	Noisy
D 005	1167	31	36	9.39402	130	38	17.47745	366.9	-	-	N	
D 006	1195	31	36	7.50691	130	38	16.9675	362.1	-	-	N	
D 007	7003	31	36	6.20435	130	38	18.85979	358.5	-	-	N	Noisy
D 008	1135	31	36	4.10394	130	38	17.36872	355.8	-	-	N	
D 009	1166	31	36	2.10682	130	38	17.23455	353	-	-	N	Noisy
D 010	1190	31	36	0.87665	130	38	18.43465	349.6	-	-	N	Noisy
X 001 B	1048	31	36	18.11603	130	38	10.14141	353.7	6.8	4.2	○	Noisy
X 002 B	4006	31	36	19.07632	130	38	12.16383	363.9	-0.2	-0.6	○	
X 003 B	4013	31	36	18.031759	130	38	13.85247	372.7	2	-9.7	○	
X 004 B	4012	31	36	18.386165	130	38	16.73705	380.8	-2.1	-1.3	◎	Drifting base level
X 005 B	4005	31	36	18.4028	130	38	19.04846	367.7	-5.1	-8.7	○	
X 006 B	1047	31	36	19.416042	130	38	21.30705	366.4	0.4	-0.3	◎	Noisy
X 007 B	1045	31	36	19.72982	130	38	24.28804	368.8	2.6	-2.2	◎	Delayed start for 6 s, and noisy.
X 008 B	1192	31	36	20.81651	130	38	27.67293	361.9	1.8	9.3	◎	
X 009 B	4011	31	36	20.41565	130	38	30.85663	361.7	-2.1	4.8	◎	Bag broken and short receptacle lost
X 010 B	1188	31	36	19.72951	130	38	33.00829	356.1	-0.7	2.5	◎	Broken bag
X 011 B	1189	31	36	19.39421	130	38	35.9285	354.8	0.1	0.4	◎	Noisy
X 012 B	1193	31	36	19.93231	130	38	39.42978	351.7	0	-0.2	◎	Noisy
X 013 B	4007	31	36	20.82907	130	38	41.32499	346.1	0.8	-0.5	◎	
X 014 B	1187	31	36	22.54543	130	38	44.63439	348.2	-0.5	0.5	◎	Noisy
X 015 B	4008	31	36	23.47348	130	38	46.72434	342.9	1.3	1.1	◎	Absolutely noisy
X 016 B	4010	31	36	23.045613	130	38	51.573	346	-1.9	31.3	◎	Noisy, doubtful location of 2008's description
X 017 B	4009	31	36	24.68655	130	38	53.77004	341.2	-0.4	0.3	◎	Noisy
X 018 B	1143	31	36	24.44309	130	38	57.70517	341.4	1.6	6.3	◎	Noisy
X 019 B	1145	31	36	24.88298	130	39	0.86358	343.9	-0.1	-0.5	◎	Noisy
X 020 B	1141	31	36	26.50876	130	39	3.76454	335.3	2.1	-1.3	◎	
X 021 B	4004	31	36	26.97029	130	39	7.83214	329.5	0.9	0.2	◎	TCAL error and noisy
X 022 B	1139	31	36	27.27246	130	39	10.12508	326.9	0.2	0.4	◎	
X 023 B	1138	31	36	26.73189	130	39	13.83431	328.3	9.4	-1.2	N	
X 024 B	2016	31	36	25.7099	130	39	16.911	324	0.7	5.3	◎	
X 025 B	2017	31	36	24.910187	130	39	20.30326	328.4	-0.7	1.7	○	
X 026 B	3025	31	36	22.897775	130	39	23.05417	344.3	-7.2	5.2	○	
X 027 B	2005	31	36	21.40201	130	39	24.43803	352.9	-0.9	-0.1	◎	
X 028 B	3029	31	36	21.822303	130	39	27.85597	354.2	0	0.5	◎	
X 029 B	3023	31	36	23.81771	130	39	27.74407	341.6	-4.9	4.5	N	
X 030 B	3031	31	36	25.359435	130	39	29.80778	325.4	-0.6	1.7	◎	
X 031 B	2012	31	36	26.203506	130	39	33.5765	331.1	4.2	22.9	○	
X 032 B	2004	31	36	24.47104	130	39	38.05074	345.5	-16.8	55	○	Noisy
X 033 B	2002	31	36	24.52499	130	39	38.08006	341.8	4.6	-5.1	○	
X 034 B	2010	31	36	24.922719	130	39	40.8494	340.2	-3.4	-6.3	○	
X 035 B	2014	31	36	25.385567	130	39	44.01296	330.3	-1.2	3.8	◎	Noisy
X 036 B	3028	31	36	25.634676	130	39	47.11829	323.9	-3	3.4	N	
X 037 B	3027	31	36	24.89836	130	39	48.78581	325.2	6.1	-4.2	N	TCAL error
X 038 B	3021	31	36	27.047052	130	39	51.01002	330.5	5.1	-1.4	○	
X 039 B	3022	31	36	29.35194	130	39	53.04261	327.7	1.6	5.4	○	Failed and no data
X 040 B	3024	31	36	29.90272	130	39	55.91369	319.8	-1.2	-4.4	○	
X 041 B	3034	31	36	31.355087	130	39	58.31786	325.7	7.4	2.2	○	
X 042 B	2018	31	36	32.80839	130	40	0.31378	320.3	-12.3	-0.8	○	
X 043 B	2020	31	36	35.64817	130	40	2.41337	313.1	-1.7	-1.2	○	
X 044 B	2019	31	36	37.0122	130	40	5.03679	315.2	9.2	3.7	○	Noisy

Station	Logger	Latitude (WGS84)			Longitude (WGS84)			Alti-tude	Offset to 2008's station		Rank	Note
		Deg	Min	Sec	Deg	Min	Sec	(m)	Northing (m)	Easting (m)		
X 045 B	3033	31	36	39.16868	130	40	8.21703	317.6	14.9	16.6	○	Noisy
X 046 B	2008	31	36	38.19713	130	40	10.78392	318.4	0.6	-1.3	○	
X 047 B	1134	31	36	37.45507	130	40	13.8898	318.4	-1.3	10	◎	
X 048 B	1035	31	36	37.42874	130	40	15.78225	316.1	0.4	0.2	◎	noisy
X 049 B	1128	31	36	37.19175	130	40	19.17712	311.4	0.1	4.5	◎	
X 050 B	1125	31	36	37.38841	130	40	23.02546	300.6	3.2	9.8	◎	
X 051 B	1123	31	36	37.23567	130	40	26.8142	295.6	1	-0.3	◎	Noisy
B 102	1038	31	36	46.87165	130	40	31.2976	231.5	-	-	N	
X 101 B	1041	31	36	43.86756	130	40	30.45348	257.4	1.5	-0.1	◎	
B 100	1040	31	36	41.2902	130	40	30.45592	262.6	-	-	N	
B 099	1124	31	36	39.09285	130	40	28.69899	272.5	-	-	N	
B 207	2007	31	36	48.06218	130	40	33.16639	217.5	-	-	N	Early retrieval
B 206	2013	31	36	48.029	130	40	35.83838	200.2	-	-	N	Early retrieval, periodic burst noise
B 205	3042	31	36	47.19881	130	40	38.55208	189.5	-	-	N	Early retrieval, and 4 minutes interval burst noise
B 204	3043	31	36	46.70172	130	40	40.76206	177.6	-	-	N	Early retrieval, TCAL error, 4 minutes interval burst noise
B 203	3044	31	36	49.03053	130	40	41.43633	176.5	-	-	N	Early retrieval
B 202	3035	31	36	50.34128	130	40	42.35098	172.8	-	-	N	Early retrieval, 1 minutes interval burst noise
B 201	2015	31	36	52.14685	130	40	44.88906	165.3	-	-	N	Early retrieval
X 054 B	3020	31	36	48.34517	130	40	43.94891	160.4	45.8	7.7	N	Delayed start for 6 s, noisy
X 055 B	3018	31	36	46.16529	130	40	47.24699	177.2	0.3	-0.3	○	
X 056 B	1033	31	36	44.69869	130	40	48.91851	174.6	2.9	0	○	Delayed start for 6 s
X 057 B	1037	31	36	43.2541	130	40	51.17904	171.5	0.6	-0.2	◎	
X 058 B	1039	31	36	42.33403	130	40	55.04976	156.8	0.1	0.3	◎	
X 059 B	3019	31	36	43.14387	130	40	57.78741	155.6	-8.3	4.6	○	
X 060 B	1032	31	36	43.9179	130	41	0.34142	144.1	-6.2	-0.5	○	
X 061 B	3037	31	36	43.61897	130	41	2.41541	138.2	0.5	-4.6	◎	
X 062 B	3046	31	36	42.59274	130	41	5.0038	118.6	0.8	0.1	◎	
X 063 B	2009	31	36	40.599	130	41	6.55339	115	2.9	-1.3	◎	Failed and no data
X 064 B	2001	31	36	40.62628	130	41	9.47548	109.7	1.5	-0.5	◎	
X 065 B	4002	31	36	39.92198	130	41	11.90724	106.4	0	-1.9	◎	
X 066 B	3039	31	36	38.48877	130	41	14.76134	104.6	1.1	-8.8	◎	
X 067 B	3036	31	36	38.10195	130	41	17.88228	102.3	2	-3.6	◎	
X 068 B	3049	31	36	37.4046	130	41	20.94556	101.4	1	-8.9	◎	
X 069 B	3050	31	36	36.93444	130	41	25.42401	100.6	3.5	46.8	N	Noisy
X 070 B	2003	31	36	34.13613	130	41	23.64751	103.5	0.7	-13.5	◎	
X 071 B	3040	31	36	32.04122	130	41	24.64749	104.8	-0.7	-0.9	◎	
X 072 B	4001	31	36	30.36313	130	41	28.39478	104.6	-2.7	5.2	◎	Noisy
X 073 B	3041	31	36	28.45477	130	41	30.6472	105.2	0.2	-1	◎	
X 074 B	3045	31	36	26.023733	130	41	31.5593	106	0.3	-7	◎	
X 075 B	3038	31	36	23.34904	130	41	32.76385	108.1	-4.5	0.9	◎	
X 076 B	1170	31	36	21.78826	130	41	37.79661	91.8	5.1	-3.8	○	
X 077 B	6012	31	36	22.96977	130	41	41.23814	91.2	-28.6	-60.9	N	TCAL error
X 078 B	1082	31	36	24.03668	130	41	44.02125	91.5	36.8	71.6	N	
X 079 B	1081	31	36	21.76967	130	41	46.85368	84.4	4.2	2.7	◎	Noisy
X 080 B	1097	31	36	21.04358	130	41	49.7515	83.7	-0.9	-0.5	◎	Noisy
X 081 B	1078	31	36	21.644605	130	41	52.00003	75.8	5.8	-4.6	◎	
X 082 B	1077	31	36	21.206458	130	41	55.22509	75.7	-2.4	0.5	◎	Noisy
X 083 B	1095	31	36	21.116214	130	41	58.21487	74.8	0.1	-0.3	◎	Noisy
X 084 B	1098	31	36	20.574886	130	42	1.96923	66.9	1.8	0.4	◎	noisy
X 085 B	1099	31	36	18.304015	130	42	2.79103	52.9	-1.9	-1.2	◎	
X 086 B	1076	31	36	17.5049	130	42	4.90932	42.4	2	-1.4	◎	Noisy
X 087 B	6014	31	36	16.42653	130	42	6.9927	42.2	0.3	0.8	◎	TCAL error and noisy
X 088 B	1079	31	36	14.86746	130	42	8.64761	39.7	0.2	2	◎	Broken bag
X 089 B	1094	31	36	15.62873	130	42	11.96142	33.6	-2.3	-0.2	◎	Dewed bag inside
X 090 B	1075	31	36	14.45689	130	42	13.84707	34.1	-0.5	-0.8	◎	
X 091 B	1168	31	36	13.85804	130	42	15.57627	40.5	0.8	0.4	◎	
X 092 B	2028	31	36	12.20498	130	42	15.95159	43.1	0	-0.2	◎	
X 093 B	1101	31	36	12.85488	130	42	19.6455	42.5	0.8	2.8	◎	Broken bag and drawed away.
X 094 B	1100	31	36	12.80249	130	42	21.80052	39.6	-0.5	-1.5	◎	

The First Round of the Repeated Seismic Survey in Sakurajima Volcano, South Kyushu, Japan

Tomoki TSUTSUI[*], Masata IGUCHI, Takeshi TAMEGURI, Yoshihiro UEDA[**], Hiromitsu Oshima[***], Sadato UEKI[****], Takao Ohminato[*****], Jun OIKAWA[*****], Mie ICHIHARA[*****], Kenji NOGAMI[******], Haruhisa NAKAMICHI[*******], Takahiro Ohkura[********], Hiroshi SHIMIZU[*********], Hiroki MIYAMACHI[**********], Hiroshi YAKIWARA[**********], Tokumitsu MAEKAWA[***], Shinichiro HORIKAWA[*******], Shin YOSHIKAWA[********], Tadaomi SONODA, Shuichiro HIRANO[**********], Koichi SUEMINE[**], Mikita HAYASHI**, Koji KATO[**], Jun NAGAO[**], Takamitsu IKEGAME[**], Shinichi MATSUSUE[**], Hirohito GOTO[**], Taisuke KOHNO[**], Takahiro YANADA[****], Madoka TANAKA[****], Ryuichi WATANABE[*], Yutaka NAGAOKA[*****], Yuki MAEHARA[******(currently*****)], Sayumi YOSHIDA[*******], Yumi KOBAYASHI[*******], and Shiro KAYAHASHI[*********]

*Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University,
** Japan Meteorological Agency
***Graduate School of Science, Hokkaido University,
**** Graduate School of Science, Tohoku University,
***** Earthquake Research Institute, University of Tokyo,
****** Volcanic Fluid Research Center,Tokyo Institute of Technology,
******* Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University,
******** Graduate School of Science, Kyoto University,
********* Faculty of Science, Kyushu University,
********** Faculty of Science, Kagoshima University,

Synopsis

The repetitive seismic prospecting was performed in Sakurajima Volcano on December 2009, aiming at a detection of the structural change accompanying volcanic activity. A part of the seismic lines of 2008's survey was reconstructed. The seismic lines consisted of 15 shot points, and 263 temporal seismic stations. Among these, the reconstructed line consisted of seven reappearance shot-points, and 219 reappearance temporal stations. In reconstruction of a line, 202 points succeeded in the re-installation to the original point. As compared with the previous observation with the same charge size, 0.6 to 2.9 times of the peak amplitude was obtained by the shots. Although no change in the first-arrival time was observed in the obtained record, a systematic change was observed in later phases of the observation record in a northeast part. It is expected that obtained data may leads to a detection of the structural change accompanying activity of the Sakurajima volcano.

Keywords: Sakurajima Volcano, Artificial explosion experiment, Structure transition monitoring

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

桜島火山大正噴火の準備過程
―磁鉄鉱化学組成からの制約―

中村美千彦*・田村翔**・伊藤嘉紀*・奥村聡*
井口正人・味喜大介

＊ 東北大学大学院理学研究科
** 兵庫教育大学大学院学校教育研究科

要 旨

桜島火山大正噴火に至るマグマ溜まりの噴火準備過程を調べるため,軽石噴出物に含まれる磁鉄鉱斑晶および斜長石内の磁鉄鉱包有物の鉱物化学組成分析を行った。包有物は斑晶よりも，低温側により幅広い組成分布を示す。これは，マグマ溜まりの温度が苦鉄質マグマの段階的な注入によって徐々に上昇していたことを示唆する。また個々の磁鉄鉱斑晶は組成が均質で顕著な累帯構造を示さない一方で,斑晶間の組成のばらつきは累帯構造の組成幅よりも大きい。このように斑晶組成が均質だが不揃いであることは，噴火前のマグマ溜まりには温度や化学組成の不均質構造が存在して,それが噴火直前の数年間の時期には,先駆的な噴火やマグマの注入などで大規模に擾乱されることが無かったことを意味する。大正噴火軽石の磁鉄鉱斑晶は，結晶の稜部で僅かな溶解組織を示すことから，高温マグマの注入が引き金となり，ごく短時間で噴火に至った可能性を検討する必要がある。

キーワード: 桜島火山，大正噴火，磁鉄鉱，マグマ混合，累帯構造，拡散

1. はじめに

桜島火山では継続的な山体の膨張が続いており，マグマの蓄積量が増大していることから，次期の本格的噴火活動に焦点を当てた研究の必要性が高まっている。歴史時代以降，桜島は少なくとも３回の大規模噴火（文明・安永・大正）を繰り返し発生しており（小林，1982），噴火メカニズムを理解するための天然の実験室として学術的にも希有のフィールドである。これまでの研究によって，桜島火山噴出物の化学組成は歴史時代の噴火の度にだんだん苦鉄質に変化していることが報告されている（柳，1991; Yanagi, 1991; 宇都ら, 2005）。さらに，噴出物にマグマ混合の記載岩石学的な証拠が見られることから，少なくとも大局的には，マグマ溜まりへの苦鉄質マグマの供給が続いていると考えられる。マグマ混合現象と火山噴火の開始条件との関係については，後述のようにこれまで多様なモデルが提案されている。我々はこれらの点を考慮し，上記３回の歴史時代噴火のうち直近の爆発的大規模噴火である大正噴火に焦点をあてて，マグマ溜まりへの深部からのマグマの注入過程と噴火との関係について岩石学的な検討を行っている。本稿では，研究の背景について簡単にまとめたのち，途中経過を報告する。

2. 噴火開始条件とマグマ混合の役割

一般に大陸地殻上部では岩石の密度が低下し，マグマは密度中立の状態になってマグマ溜まりが形成される。噴火が開始するには，地表に向けてマグマがマグマ溜まりからさらに上昇を開始する何らかの仕組みが必要である。揮発性成分を多く含む島弧マグマの場合，圧力低下や，冷却による結晶化によってマグマが揮発性成分に飽和し，発泡を開始することに上昇の駆動力が求められる場合が多い。

2.1 マグマ混合の役割

噴火の開始条件に対するマグマ混合の役割については古くから研究が行われている。マグマ溜まりにマグマが注入されるとき，①珪長質なマグマに比較的

苦鉄質なマグマが注入される場合と，その逆に②苦鉄質なマグマに比較的珪長質なマグマが注入される場合の二通りがあり得る。これまでの研究の多くは①に関するものである。

苦鉄質マグマの注入が噴火を引き起こすメカニズムとしては，主に次の三つが提案されている。いずれのモデルでも，苦鉄質マグマは珪長質なマグマよりも密度が大きく，マグマ溜まりに注入されると，底部に溜まって成層マグマ溜まりを形成することが想定されている。(1) 高温の苦鉄質マグマが上部の低温の珪長質マグマによって冷却され，発泡して成層マグマ溜まりが密度逆転を起こした後に上昇を開始する（Huppert et al., 1982）。(2) 珪長質マグマが下部の苦鉄質マグマによって加熱され，熱対流を開始する。対流によってマグマ溜まり上部に運ばれたマグマが圧力の低下によって発泡し，上昇を開始する（Sparks et al., 1977）(3) 低温の珪長質マグマが高結晶度であり，下部の苦鉄質マグマによって加熱されて融解度が上昇し，密度と粘性の低い混合マグマが形成されて上昇を開始する（Pallister et al., 1992; Takeuchi and Nakamura, 2001; Takeuchi, 2004）。一方，低密度の珪長質マグマが注入される②の場合，マグマは速やかにマグマ溜まりの上部まで上昇すると同時にマグマ溜まり内にあった高密度マグマは深部の火道にドレインバックして，マグマ溜まりが減圧し不安定化するモデルが考えられている（Eichelberger et al., 2000; de Silva et al, 2008）。

桜島火山のマグマ供給系では，単調に苦鉄質に向かってきた歴史時代のマグマ組成の変化傾向から単純に考えれば，これまではケース①が起こっていた可能性がある。しかし，噴火ダイナミクスに関しては，(1)～(3) のモデルにあるように，マグマの化学組成そのものよりも，密度の大小関係が重要となる点に注意が必要である。浅部地殻のマグマ溜まりに滞留する安山岩～デイサイト質のマグマは，下部から注入される高温の玄武岩質マグマに比べてしばしば結晶量が多い。また近年，玄武岩質マグマは，かなり高濃度（数wt%以上）の水を含んでいるらしいことが明らかになりつつある（水はメルトの密度を効果的に引き下げる）。そのため，大正噴火以降の噴出物に見られるように，両端成分マグマの全岩組成が接近していて，珪長質側のマグマ溜まりの方が高結晶度になっている場合，新たに注入されたマグマの方が苦鉄質であっても，相対的には低密度となり，②で想定されているようなマグマの深部へのドレインバックやマグマ溜まりの不安定化が起こる可能性も考えられることは認識しておく必要がある。実際，北海道駒ヶ岳1929年プリニー式噴火では，全岩SiO_2量60%の安山岩質マグマに　53～55%の玄武岩質安山岩質マグマが注入されたと考えられるが，厳密な密度評価によれば，両者の密度は誤差の範囲内で差がないことが示されている（Takeuchi and Nakamura, 2001）。

さて，マグマ溜まりにマグマが供給されても，直ちにマグマ混合が起こるとは限らない。特に，新たに入るマグマの方が高密度の場合，注入と同時にマグマ溜まりの底部に広がって成層構造を形成し，上層の低密度マグマとは大規模な機械的な混合を起こさないと考えられる。珪長質と苦鉄質のマグマがそれぞれ上・下に成層している密度成層マグマ溜まりでは，大規模なマグマ混合は噴火の際に火道内で初めて開始し，マグマが火道内を上昇する限られた時間内で終了することになる（Koyaguchi, 1985）。つまり，マグマ混合が噴出急冷前の短い時間で起こったとしても，マグマ溜まりへのマグマの注入が噴火の直前に起こった場合と，注入自体はそれより先行していて成層マグマ溜まりが事前に形成されており，そこから噴火する際に初めて火道内で混合した場合との両方の可能性があり得る。

2.2 桜島におけるマグマ混合

火山活動研究センターの観測によれば，1995年以来，姶良カルデラ中央部の深さ11 kmに推定されるマグマ溜まりは継続的にほぼ一定の割合で膨張を続けている（井口ら，2008）。また歴史時代噴出物の岩石化学的研究（宇都ら, 2005）によれば，桜島火山のマグマは安永噴火以降，時間を追うごとに苦鉄質に向かっている。これら二つの事実を最も単純に解釈すると，姶良カルデラ下のマグマ溜まりには玄武岩質マグマが継続的に供給されていると推定することができる。現在観測されるマグマの供給と，過去の噴出物に見られるマグマ混合とはどのような関係にあるのかを明らかにすることは，本研究の最終的な目標の一つである。地球物理学的な観測と岩石学的な手法による噴出物の研究とを対応づけるために，本研究では，元素拡散による組成の均質化が速い磁鉄鉱を用いて，時間スケールの入った情報を噴出物から引き出すというアプローチをとった。

3. 桜島火山の歴史時代噴火噴出物の記載岩石学的特徴と解析の方針

既に述べたように，桜島火山の文明・安永・大正および昭和の噴火の噴出物には，いずれもマグマ混合の記載岩石学的な特徴が見られる。Yanagi（1991）は，これらの噴出物の岩石学的研究を行い，マグマ混合が起こっていること，苦鉄質端成分マグマの混合比が時代とともに増加していることを示した。そ

の根拠は, (1) 全岩化学組成がSiO_2変化図において直線的トレンドを形成し，文明，安永，大正，昭和の順に塩基性へ向かうこと (2) 斜長石斑晶組成がバイモーダルな頻度分布を示し，かつアノーサイト成分の高い斑晶の割合が噴火の順に増加していること (3) 同様に斜方輝石組成もバイモーダルな頻度分布を示し，エンスタタイト成分の高い斑晶の割合が噴火の順を追って増加していること (4) 斑晶鉱物に融食構造や逆累帯構造が認められること，などである。

斜長石の部分溶解組織や逆累帯構造は，斜長石固溶体を構成するNaSi－CaAlペアの格子拡散が非常に遅いため，一度形成されると数千年の時間スケールでは消えることはない。つまり，一度でもより高温で未分化なマグマとの混合を経験すれば，低温側のマグマに含まれていた斜長石斑晶にこのような組織が残ることになるし，一つの斑晶内に複数の逆累帯や部分溶解組織が見いだされれば，その結晶は複数の温度上昇イベントを経験したと考えられる。また輝石の累帯構造は主にMg値（Mg / Mg+Fe mol%）の不均質によって形成され, Mg-Fe相互拡散の速さは, 安山岩質マグマの温度では，ごく大雑把に言えば，数百年程度の時間スケールで均質化が進行する程度である（e.g., Tomiya and Takahashi, 2005）。これは，桜島の歴史時代の三回の大噴火の間隔に近いので，たとえば一つ前の大噴火時に混合を起こしたマグマの一部がマグマ溜まり内に残っていた場合には，適度に焼き鈍された逆累帯構造が見られる可能性がある。

本報告では，特に磁鉄鉱の化学組成に注目する。上記の珪酸塩鉱物内の元素拡散係数に比べて，磁鉄鉱内の$Fe^{2+}Ti－2Fe^{3+}$の相互拡散係数D（Freer and Hauptman, 1978）は大きいため，短時間で組成の均質化が進行することが特徴である。安山岩質マグマの温度では，100ミクロンの拡散距離 $(Dt)^{1/2}$ を満たす時間スケールt は数ヶ月程度と計算される。従って，磁鉄鉱に累帯構造が記録されている場合には，そのマグマが噴出急冷する比較的直前に，マグマ混合などの温度やマグマ組成が急変するイベントがあったことを示している。逆に言えば，磁鉄鉱斑晶の累帯構造は，数十年程度あればほぼ完全に均質にリセットされる。マグマがゆっくりと分化してゆく場合には，顕著な正累帯構造は形成されずにマグマの化学組成や温度の変化に追従して行く。すなわち，磁鉄鉱の化学組成を調べることで，噴火前の数年間におけるマグマの物理化学的条件の変化を捉えることができる。

他の斑晶内に包有物として取り込まれた磁鉄鉱結晶では，内部の累帯構造は元素拡散によって消滅しても，外界との元素のやりとりは，メルトと接している場合に比べて事実上無視できるほど遅くなる（取り込まれるホストの結晶内の鉄やチタンの元素拡散に律速される）。従って，包有物磁鉄鉱の化学組成を分析すれば，そのマグマが過去にどのような物理化学的条件を経験してきたのか，またその幅はどれくらいかを知ることができる。磁鉄鉱は，幅広い組成・温度範囲のマグマに出現し，チタン鉄鉱と共存する場合には，両者の分配平衡から温度と酸素分圧を求めることができるのも便利である（e.g., Spencer and Lindsley, 1981）。

4. サンプリング地点と分析方法

試料採取は，以下の地点で行った。大正噴火の軽石は，小林（1999）の地点８（湯平山麓，北緯31°35'50"・東経130°37'50"），昭和溶岩は黒神地区の北緯31°35'04"・東経 130°40'55"地点，安永溶岩は第一有村川西岸の北緯31°33'14"・東経130°39'43"地点，文明溶岩は宇土および持木地区の海岸沿い（それぞれ北緯31°35'54", 東経130°42'34" ; 北緯31°31'16"・東経130°37'34"）である。

磁鉄鉱斑晶の組成分析および反射電子像撮影は，波長分散型EPMA（JEOL JXA-8800M）を用い，加速電圧15 kVで行った。定量点分析のプローブ電流値は15 nA，カウント時間はピーク20秒・バックグラウンド10秒で，ZAF法により補正を行った。また線分析はステージスキャンにより，電流値20 nA，dwell time 300 msで行った。包有物磁鉄鉱の化学組成分析は，エネルギー分散型EPMA（JEOL JSM5410 & Oxford Link-ISIS）を用い，加速電圧15 kV，ビーム電流1nA，実カウント時間100秒で行った。

5. 結果

5.1 磁鉄鉱斑晶の記載的特徴

大正軽石に含まれる典型的な磁鉄鉱斑晶の反射電子像とチタン濃度の線分析の結果をFig. 1に示す。磁鉄鉱斑晶は，しばしば結晶の稜部が僅かに溶解し，薄片・研磨面上では角が取れた形状を示す。これは大正軽石に含まれる磁鉄鉱に特徴的である。斑晶は大きさ100～200 μm 程度のものが多く，時に磁硫鉄鉱の包有物を含む。Fig. 1に見られるように，磁硫鉄鉱は石基に接している場合には溶解または分解反応を起こした組織を示す。

5.2 磁鉄鉱斑晶の化学組成と累帯構造

大正軽石の磁鉄鉱斑晶の化学組成は均質であり，Fig. 1(b) に示すように，顕著な累帯構造は見られな

い。磁鉄鉱斑晶の中心部と周縁部（結晶表面から約10 μm内側）のウルボスピネル成分（Usp）をFig. 2に示す。大正軽石の磁鉄鉱斑晶の過半数はUsp値で0.005以下の範囲で均質であり，0.01を超える累帯構造を示すものは希である。その一方，斑晶中心部の化学組成自体は幅広く，Usp値0.356から0.373まで0.017のレンジを持つ。すなわち，個々の磁鉄鉱斑晶は均質だが，マグマ全体としては不均質であったことになる。このような傾向は，大正噴火噴出物に限らず，他の歴史時代噴火のマグマでも顕著に見られる。

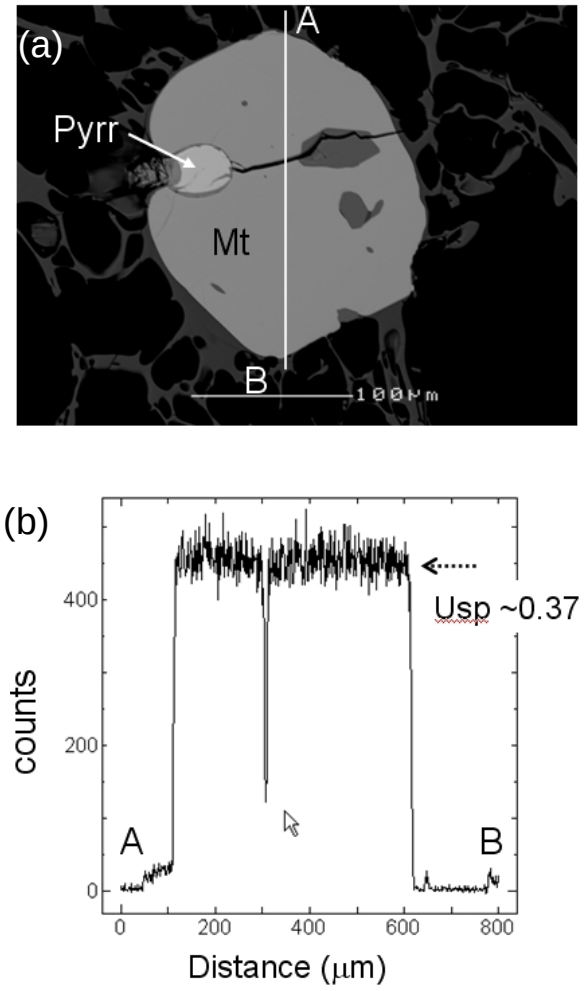


Fig. 1 (a) Backscattered electron image of representative magnetite phenocryst ("Mt") in the pumice of Taisho eruption. "Pyrr" represents pyrrhotite inclusion. (b) Line profile of the titanium Kα X-ray count along the traverse A-B in (a). The magnetite phenocryst has a homogeneous Ti concentration corresponding to the ulvöspinel content (Usp) of 0.37. See text for the detailed analytical conditions.

Fig. 2には，昭和溶岩・安永溶岩・文明溶岩に含まれる磁鉄鉱斑晶組成を同時に示した。文明東側溶岩を除き，大正軽石を含む大部分のデータは1:1の直線上に乗り，Uspで0.015を超えるような顕著な組成累帯は希である。一方で，斑晶中心部の組成レンジは，昭和・安永・文明でそれぞれUsp 0.069, 0.090, 0.074に達する。

ここに示す中で唯一の例外は文明東側溶岩で，明確な累帯構造を示す磁鉄鉱斑晶が多く，結晶周縁部の方が中心部よりも最大で約0.06 Usp値が高い。これは噴火直前のマグマ混合による温度やメルトの化学組成の変化，または噴火時のマグマ上昇による圧力低下・含水量低下のいずれかに応答して，新しい平衡組成の磁鉄鉱が成長する時間的猶予があったことを示す。

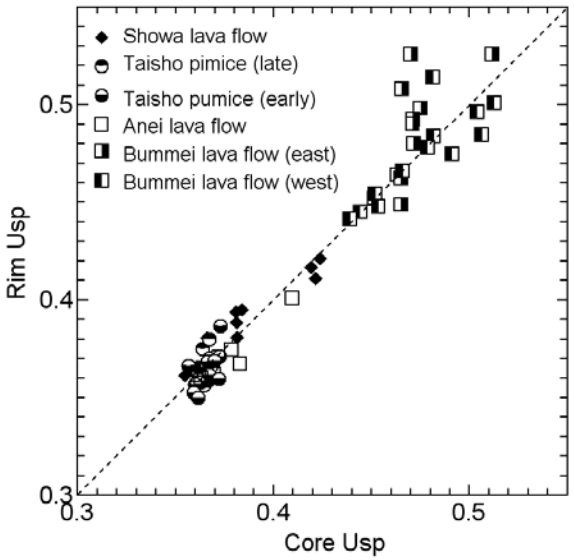


Fig. 2 Core and rim compositions of the magnetite phenocrysts in the pumices of Taisho eruption and lava flows of the three historical eruptions.

5. 3　包有物磁鉄鉱の化学組成

他の斑晶に包有されてメルトとの接触が断たれた包有物は，その後のメルト組成や温度・圧力の変化によって化学組成が改変されにくい。磁鉄鉱の場合，斜長石のように磁鉄鉱の主要構成元素（Fe, Ti）を微量しか固溶しない鉱物に包有された包有物は特に，組成の改変を受けにくいと考えられる。そのため，包有物磁鉄鉱の組成は，噴火に至るまでの間にマグマ溜まりが経てきた物理化学的条件をスナップショットとして凍結していると見ることができる。Fig. 3には，大正軽石の斜長石斑晶に含まれる包有物磁鉄鉱のUsp値を，同時にEDS分析した斑晶中心部組成とともに示す。包有物磁鉄鉱は，Usp 0.30～0.47の組成幅を持ち，Fig.3およびFig.2に示した大正軽石の斑晶

よりも，有意に大きい。このことは，磁鉄鉱斑晶の組成が，その速い拡散速度によって最終的なマグマ溜まりの条件にほぼリセットされているのに対し，包有物の組成は，噴火に至るまでの間にマグマ溜まりが経てきた状態を記録していると考えられる。

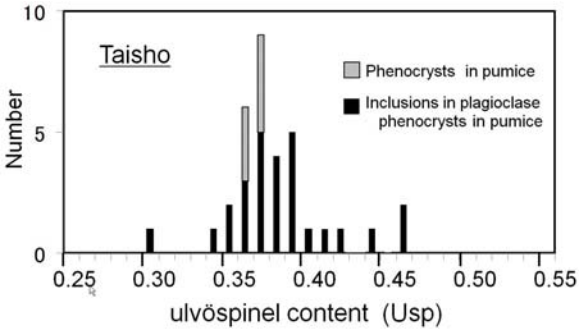


Fig. 3 Frequency distribution of the magnetite inclusions in plagioclase phenocrysts and core compositions of the magnetite phenocrysts in the Taisho pumices.

6. 考察

6.1 磁鉄鉱化学組成の温度依存性

磁鉄鉱斑晶は，チタン鉄鉱斑晶と共存する場合には，両者の交換分配平衡によってその固溶体組成が決定される。平衡定数は温度と酸素分圧の関数である。 700～1000℃程度のマグマ温度で，酸素分圧と温度の関係がNi-NiO緩衝と同じ傾きを持つ場合，磁鉄鉱のウルボスピネル成分は，温度の上昇とともに僅かに増加し，その傾向は低温ほど大きい（Spencer and Lindsley, 1981）。しかし大正噴火のマグマのようにチタン鉄鉱と共存しない場合には，磁鉄鉱組成は温度と酸素分圧の他にメルトの化学組成にも依存し，分配係数は明らかになっていない。

Ghiorso and Sack (1991) のコンパイルによれば，安山岩～流紋岩質のマグマの酸素分圧は，温度が100℃上昇するごとに2～3 log units上昇する。Toplis and Corgne (2002) の実験結果を用いると，玄武岩質メルトと平衡にある磁鉄鉱組成は，一定温度（1068℃）で酸素分圧が2～3 log units上昇すると，ウルボスピネル成分は0.45～0.8と大きく低下することがわかる。この低下幅は，チタン鉄鉱が存在する場合（Spencer and Lindsley, 1981）よりも大きい。また，大正軽石よりも分化した組成を持つ安永溶岩の磁鉄鉱斑晶と比べても，Usp値は低下している。よって，大正噴火のマグマ条件では，磁鉄鉱のUsp値は，高温・苦鉄質になると低下する可能性が高い。より厳密で定量的な理解には，酸素分圧とともに，温度とメルト組成の効果を評価した分配実験が必要である。

6.2 マグマ溜まりへのマグマ注入と噴火開始条件

Fig. 3において，包有物磁鉄鉱は，斑晶磁鉄鉱よりも高いUsp側に広い組成分布を示す。 5.1の考察をあてはめると，この結果は，噴火の準備過程の間に大正噴火のマグマ溜まりの温度が徐々に上昇していったこと，すなわち，高温・苦鉄質なマグマの注入が繰り返し起こっていたこと，しかしそれらの個々の注入は，噴火には直接は結びつかなかったことを示唆する。大正噴火が最終的にはマグマの注入によってトリガーされた可能性はあるが，噴火の発生には，過剰圧やマグマの揮発性成分量などの“注入される側のマグマ溜まりの条件”が整うことが必要であったと考えられる。

6.3 マグマ溜まりの不均質性

磁鉄鉱斑晶が均質でありながら，かつ個々の斑晶間に有意な組成差があることから，大正噴火では（昭和・安永・文明噴火も同様，ただし文明西側溶岩は冷却までに十分な時間があり，逆累帯構造が形成されていると考えられる），マグマ溜まり内に，磁鉄鉱組成に反映される物理化学条件（温度・化学組成・酸素分圧など）の不均質構造が形成されていたと推定される。このことは，大正噴火の準備過程で，繰り返し苦鉄質マグマの注入が起こっていたというモデルと調和的である。さらに，磁鉄鉱に累帯構造がほとんど存在していないということは，マグマ溜まりの大規模な撹拌など，全体の温度構造が乱されるような先駆的なイベントは，噴火前の数年間（磁鉄鉱の拡散時間）には起こらなかったことを示す。それよりも十分に昔にそのようなイベントが発生したかどうかは，もし発生したとしても累帯構造が均質化してしまうため，判断できない。逆に，噴火時のマグマ注入のような，極めて短時間での擾乱は，磁鉄鉱の組成変化として記録されるのが間に合わず，結晶の単純溶解など，もっと高速な化学反応の組織から判断することになる。

6.4 噴火時のマグマ混合

Fig. 1(a) に示したように，大正軽石噴出物の磁鉄鉱斑晶の多くは，稜部が僅かに溶けて角の取れた外形をしていることが特徴である。磁鉄鉱の溶解速度は明らかになっていないが，メルト中の元素拡散が律速すると仮定すれば，溶解にかかった時間は数時間以下程度のごく短い時間と予想される。このことは，噴火の直前に，磁鉄鉱斑晶を含んでいたマグマが，より高温で未分化なマグマと混合を起こした可能性を示す。2.2に述べたように，これが噴火直前のマグマ溜まりへのマグマ注入によるものなのか，長

期間存在していた成層マグマ溜まりから噴火した際の火道内混合によるものかは，慎重に検討する必要がある。

6.5　苦鉄質マグマからのガス供給の可能性

大正軽石に含まれる磁硫鉄鉱は，メルトと接した部分では溶解や反応の組織を示し，最終的に噴出したマグマの中では非平衡であったと考えられる（Fig. 1(a)）。Hattori (1993) は，1991年のピナツボ火山噴火の噴出物中に不安定化した硫化鉱物を発見して，浅部の珪長質なマグマ溜まりが，深部の苦鉄質マグマから供給されたSO_2に富むガスによって酸化されたと結論づけた（硫化鉱物は酸化的なマグマと非平衡）。また近年では，島弧火山のように，苦鉄質マグマが深部に存在することが多いマグマ供給系で，浅部のH_2Oに富むマグマが，CO_2に富んだガス（超臨界流体）のfluxing (flashing) を受けていると考えられる例が多く報告されるようになった（e.g., Blundy et al., 2010）。高温な苦鉄質マグマ起源のCO_2に富む流体は，同時にSO_2にも富んでいることが予想されるため，桜島のマグマ供給系においてもこのような流体の輸送が起こっているかどうか，検討を行う必要がある。高温で酸化的なマグマとの混合によっても，磁硫鉄鉱の不安定化は起こり得る。もしfluxingが起こったとすると，温度やメルト組成の大きな変化を伴わずに酸素分圧のみが上昇することになるので，磁鉄鉱組成の解釈にも影響を与える。

7.　まとめ

桜島火山大正噴火の軽石に含まれる磁鉄鉱の化学組成を分析し，大正噴火に至るマグマ溜まりの準備過程について，以下の知見を得た。

1．　斜長石に含まれる包有物磁鉄鉱の組成幅は，斑晶よりも高Usp側に幅広い。このことから，マグマ溜まりは噴火に至るまでの期間に繰り返し高温・苦鉄質なマグマ溜まりの注入を受けたと考えられる。

2．　磁鉄鉱斑晶はほとんど累帯構造を示さず，一方個々の斑晶間には，一つの斑晶内の累帯構造よりも大きな幅の組成のばらつきが存在する。これはマグマ溜まりに温度とメルト組成の不均質構造が存在していて，それが噴火前の数年間には擾乱されることがないまま，噴火が開始したためと解釈される。このような，斑晶が均質だが不揃いである傾向は，昭和・安永・文明の各マグマにも見られる。

3．　磁鉄鉱斑晶は僅かに溶解しており，噴火とほぼ同時に高温で未分化なマグマとの混合があった可能性がある。

謝　辞

本研究は，平成20年度一般共同研究20G-07の一部として行ったものである。火山活動研究センターのスタッフおよび防災研究所担当事務の方々にはフィールド調査や事務手続きでお世話になった。また黒神町の奥山産業採石場の方々には，度重なる露頭調査にあたって便宜をはかっていただいた。ここに記して感謝申し上げる。

参考文献

井口正人・高山鐵朗・山崎友也・多田光宏・鈴木敦夫・植木貞人・太田雄策・中尾　茂（2008）：GPS観測から明らかになった桜島のマグマ活動，京都大学防災研究所年報，第51号B，pp. 241-246.

宇都浩三・味喜大介・Nguyen, H.・周藤正史・福島大輔・石原和弘（2005）：桜島火山マグマ化学組成の時間変化，京都大学防災研究所年報，第48号B，pp. 341-347.

小林哲夫（1982）：桜島火山の地質－これまでの研究の成果と今後の課題，火山，第27巻，4号，pp. 277-29.

小林哲夫（1999）：桜島火山，高橋正樹・小林哲夫編:フィールドガイド日本の火山⑤，九州の火山，築地書館，pp. 104-121.

柳　哮（1991）：桜島火山のマグマ溜り系の構成と機能，火山，第36巻，2号，pp.311-317.

Blundy, J., Cashman, K.V., Rust, A. and Witham, F. (2009): A case for CO_2-rich arc magmas, Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 290, No. 3-4, pp. 289-301.

de Silva, S., Salas, G. and Schubring, S. (2008): Triggering explosive eruptions—The case for silicic magma recharge at Huaynaputina, southern Peru, Geology, Vol. 36, No. 5, pp. 387-390.

Eichelberger, J.C., Chertkoff, D.G., Dreher, S.T., and Nye, C.J. (2000): Magmas in collision: Rethinking chemical zonation in silicic magmas, Geology, Vol. 28, No. 7, pp. 603-606.

Freer, R. and Hauptman, Z. (1978): An experimental study of magnetite–titanomagnetite interdiffusion. Phys. Earth Planet. Inter. Vol. 16, No. 3, pp. 223–231.

Ghiorso, M.S. and Sack, R.O. (1991): Fe–Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas, Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 108, No. 4., pp. 485-510.

Hattori, K. (1993): High-sulfur magma, a product of fluid discharge from underlying mafic magma: Evidence from Mount Pinatubo, Philippines, Geology, Vol. 21, No. 12, pp. 1083-1086.
Huppert, H.E., Sparks, R.S.J. and Turner, J.S. (1982): Effects of volatiles on mixing in calc-alkaline magma systems, Nature, 297, No. 7280, pp. 554-557.
Koyaguchi, T. (1985): Magma mixing in a conduit. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 25, No. 3-4, pp. 365-369.
Pallister, J.S., Hoblitt, R.P., and Reyes, A.G. (1992): A basalt trigger for the 1991 eruptions of Pinatubo volcano? Nature, Vol. 356, No. 6368, pp. 426-428.
Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H. and Wilson, L. (1977): Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions, Nature, 267, No. pp. 315-318.
Spencer, K.J. and Lindsley, D.H. (1981): A solution model for coexisting iron-titanium oxides, Amer. Mineral., Volume 66, No. 11-12, pp. 1189-1201.
Takeuchi, S. (2004): Precursory dike propagation control of viscous magma eruptions, Geology, Vol. 32, No. 11, pp.1001-1004.
Takeuchi, S. and Nakamura, M. (2001): Role of precursory less-viscous mixed magma in the eruption of phenocryst-rich magma: evidence from the Hokkaido-Komagatake 1929 eruption, Bull. Volcanol., Vol. 63, No. 6., pp. 365-376.
Tomiya, A. and Takahashi, E. (2005): Evolution of the magma chamber beneath Usu Volcano since 1663 – a natural laboratory for observing changing phenocryst compositions and textures, Jour. Petrol., Vol. 46, No. 12, 2395-2426.
Toplis, M.J. and Corgne, A. (2002): An experimental study of element partitioning between magnetite, clinopyroxene and iron-bearing silicate liquids with particular emphasis on vanadium, Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 144, No. 1, pp.22-37.
Yanagi, T. (1991): Petrochemical evidence for coupled magma chambers beneath the Skurajima volcano, Kyushu, Japan, Geochem. Jour., Vol. 25, No. 1., pp. 17-30.

Incubation Processes for the Taisho Eruption of Sakurajima Volcano — Constraints from the Mineral Chemistry of Magnetite —

Michihiko NAKAMURA*, Sho TAMURA**, Yoshinori ITO*, Satoshi OKUMURA*, Masato IGUCHI and Daisuke MIKI

* Graduate School of Science, Tohoku University
** Graduate School of Education, Hyogo University of Teacher Education

Synopsis

In order to examine incubation processes for the Taisho eruption of Sakurajima Volcano, chemical compositions of phenocrystic magnetite and magnetite inclusions in plagioclase phenocrysts were investigated. Compared to the phenocrysts, the inclusions have a wider compositional variation corresponding to the lower temperature. This suggests that magma chamber temperature had increased gradually by repeated injection of hotter magmas. Each magnetite phenocryst was homogeneous in composition, whereas the phenocrysts have significant compositional variation, which is larger than the zoning within each phenocryst. This shows that the pre-eruptive magma chamber was heterogeneous, and this heterogeneity was stable for a few years prior to the eruption, without perturbations by large-scale precursor eruptions or magma injections. The edges and corners of the magnetite phenocrysts show slightly dissolving texture, suggesting that injection of hotter magma immediately led to the eruption.

Keywords: Sakurajima Volcano, Taisho eruption, magnetite, magma mixing, zoning profile, diffusion

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

大規模カルデラ噴火の前兆現象
−鬼界カルデラと姶良カルデラ−

小林哲夫*・奥野　充**・長岡信治***・宮縁育夫****・井口正人・味喜大介

＊ 鹿児島大学大学院理工学研究科
** 福岡大学理学部
*** 長崎大学教育学部
**** 熊本大学教育学部

要　旨

カルデラ噴火に先行する地学現象について調査した。鬼界カルデラでは，1）少なくとも 8000 年間にわたる断続的なブルカノ式噴火，2）数百年前の山体崩壊，3）約百年前の脱ガスした流紋岩質溶岩の噴出，4）噴火中から噴火後にかけて 2 回の巨大地震の発生が認められた。これらの現象は，カルデラ噴火の前に長い休止期間が必ずしも必要ではないこと，カルデラ噴火の引き金は苦鉄質マグマの混合ではなく，脱ガスしたマグマの噴出であったこと，2 回の巨大地震の発生は応力解放のためであることが推定された。一方，姶良カルデラでは顕著な前兆現象は見出されなかった。しかし現在のカルデラ周辺の地盤は過去数千年にわたり 1.3 ㎜/年の割合で上昇しており，この上昇傾向が 3 万年前のカルデラ噴火直後から継続していると仮定すると，現在のカルデラには数 10 km^3 のマグマが蓄積されており，現在も蓄積中であることが推定された。

キーワード: 前兆現象，鬼界カルデラ，姶良カルデラ，地殻応力場

1.　はじめに

噴火に至る過程で発生するさまざまな前兆現象の解明は，噴火のメカニズムを理解するうえで最も重要な研究課題である。最近の大噴火では，多方面からの研究がなされ，その実体が徐々に解明されつつある。たとえば本格的なマグマ噴火に至る過程では，群発地震，山体の膨張・崩壊，噴気活動の活発化や水蒸気噴火の発生などが知られている。大規模なカルデラ噴火においても，同様な地学現象が時系列的に発生し噴火に至るものと推定されるが，それらの証拠は噴火時に破壊されたり，厚いテフラに覆われてしまうことが多いため，詳細な研究はほとんどなされていないのが現状である。

本研究では，完新世に発生した鬼界カルデラの噴火を主な研究対象とし，カルデラ噴火に至るプロセスの 1 つのモデルを提唱する。あわせて鬼界および姶良カルデラの現状をどうとらえるべきかについても言及する。

2.　鬼界カルデラにおける前兆現象

鬼界カルデラは鹿児島県薩摩半島から南方へ約 40 km に位置する海底カルデラであり，カルデラ縁上に薩摩硫黄島や竹島などの小島が点在する。Fig. 1 はカルデラ地形の全貌である。

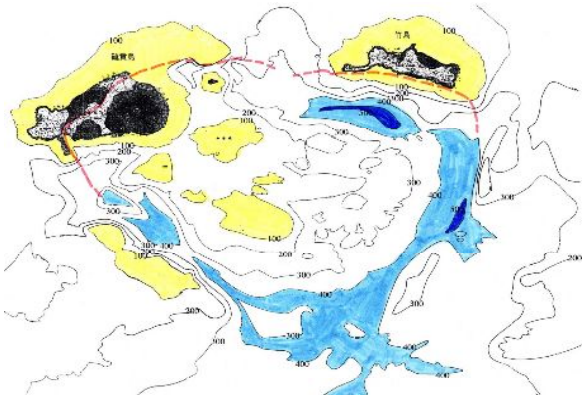


Fig. 1 Bathymetric map of Kikai caldera (Japan Coast Guard, 2000)

カルデラは北西－南東にのびた円形をしているが，特に南側には二重のカルデラ縁を示唆する海底地形が存在する。中心部には大きく隆起したドーム状の地形（再生ドーム）が認められる。それゆえカルデラのタイプではバイアス型に分類される。

鬼界カルデラは他のカルデラと同じく，複数回の大規模火砕流噴火を繰り返してきた（小野ら, 1982）。最も新しいカルデラ噴火は 7.3 cal ka BP（奥野, 2002）に発生した「アカホヤ噴火」である。鬼界カルデラは海底カルデラであり，噴火の全体像を構築するための地質学的データに乏しいと思われていた。しかし最近の研究で，噴火前から噴火後に至る長期にわたり，噴火と関連するさまざまな地学現象が見出されるようになった（成尾・小林, 2002 ; 小林ら, 2006 ; 小林, 2008 a, b）。Fig. 2 はこれら研究の成果を総括したものであり，重要な地学現象を時系列にそって表記した。

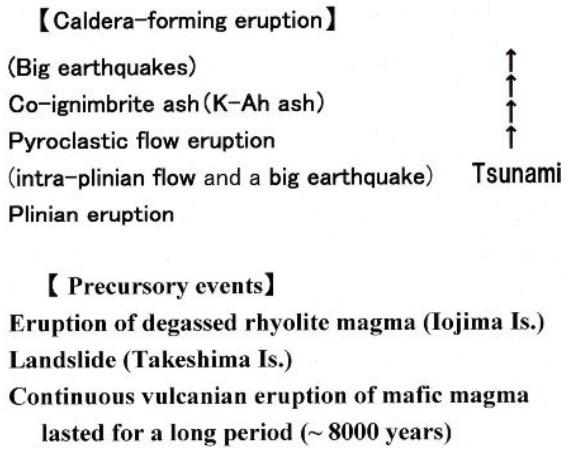


Fig. 2 Sequence of precursory events and Akahoya eruption of Kikai caldera

以下にアカホヤ噴火と成因的な関係があると推定された地学現象について記載する。なお本論中の年代は奥野（2002）による暦年較正年代であり，以下の文中では暦年較正年代を意味する cal BP を省略し，7.3 ka のように表記する。

2.1　苦鉄質マグマの長期にわたる噴出

一般にカルデラ噴火の前には長い休止期が想定され，その間に大規模な珪長質マグマ溜りが形成されるものと考えられている。しかしアカホヤ噴火の前にはブルカノ式噴火が断続的に発生していた。その噴出物は籠港（こもりこう）テフラと呼ばれる砂質火山灰の累層であり，薩摩硫黄島の平家城では 10 m 以上の厚さがある。多数の腐植質土壌のほかに，桜島火山起源の薩摩テフラ（12.8 ka）を挟在する。本テフラ累層の下部と上部に挟在する腐植土の ^{14}C 年代は 16 ka と 9 ka である。しかし本テフラ層はアカホヤ噴火にかなり近い年代まで活動していたと考えられ，実際の活動期間は 8000～9000 年におよぶものと推定される。

2.2　地すべり崩壊の発生

地すべり崩壊はカルデラ縁の一部である竹島において認められた（竹島崩壊堆積物）。堆積物は熱水変質した粘土質の基質中に，一部変質した流紋岩の岩塊や非変質・非溶結の長瀬火砕流堆積物のブロックが包含されている。上位の降下軽石層との間の腐植土壌の厚さから，崩壊はカルデラ噴火の数 100 年前に発生したと推定される。

2.3　脱ガスしたマグマの噴出

脱ガスしたマグマの噴出は薩摩硫黄島付近で発生した。そのテフラは降下軽石層の直下に，わずかの厚さの土壌を介して存在する薄い流紋岩質テフラであり，薩摩硫黄島の西端の長浜溶岩に対比される。長浜溶岩の表面は，土壌を介さずに降下軽石に覆われている。また岩塊の隙間は軽石が充填しているが，溶岩の熱による軽石への影響は認められない。それゆえプリニー式噴火の発生時には，溶岩は軽石に熱的影響を与えない程度に冷却していたことになる。テフラの層準も考慮すると，この溶岩の噴出はプリニー式噴火の 100 年前程度と推定される。地質学的な見地からは，両者はごく短期間に連続的に発生したことになる。長浜溶岩は，アカホヤ噴火のマグマとほぼ同じ化学組成であり，噴火直前で肥大化した珪長質マグマ溜り上部の脱ガスのすすんだ部分から噴出したものと考えられる。

2.4　大規模地震と津波の発生

カルデラ噴火の最中（～噴火後）に少なくとも 2 回の大地震が発生した（成尾・小林, 2002）。また津波の発生も推定されている。これらの現象は必ずしもカルデラ噴火の前兆現象には当てはまらないが，噴火の全体像を理解するうえで重要な地学現象である。

最初の地震は特に激しい震動を伴い，その痕跡はカルデラに近い屋久島，種子島，口永良部島では，噴礫脈あるいは地割れとして認められる。噴礫とは海岸段丘を構成する円礫～亜円礫が，その上位のローム層の割れ目に沿って玉突き状に地表に押し出されたものである。この噴礫は火砕流本体に被覆されているが，それを貫いた例は見られない。また火砕流の基底に存在する特異な岩片集積層（GL: ground layer）が地割れを充填している現象が，口永良部島や屋久島など広い範囲に認められており，これら地

割れや噴礫の発生は，火砕流がその場に到達するよりも前に発生したことは明らかである。さらに最初期の降下軽石層に着目すると，その基底部のみ激しく変形した波状構造を示している。このことは最初の大地震は降下軽石と火砕流噴火の間に発生したことを意味している。

また火砕流噴火によって生じたアカホヤ火山灰の堆積の途中にも，南九州の広範囲で地震による液状化（噴砂）が発生している。さらにアカホヤ火山灰の堆積後にも，霧島火山地域ではがけ崩れや湖底堆積物のスランプ変形などが認められ，噴火後も長期にわたり地震が発生したことがわかる。噴火に関連して大規模な津波が発生しているが，津波堆積物とテフラの関係については現在調査中であり，詳細については追って公表する予定である。

2.5　噴火の引き金

鬼界カルデラで見る限り，カルデラ噴火にとって長い休止期間は必須の要素とはなっていない。逆にカルデラ地域での活発な火山活動の継続は，地殻物質の部分溶融を促進し，珪長質マグマを生産・蓄積するため，カルデラ噴火の遠因となっているものと推測させる。

アカホヤ噴火の直接的な引き金についての証拠は得られていないが，噴火の数百年前には山体崩壊が発生し，約 100 年前には脱ガスした同質の溶岩が噴出している。この溶岩の噴出がマグマの発泡を促し，プリニー式噴火の引き金となった可能性が高い。噴火の引き金としては，玄武岩質マグマが珪長質なマグマ溜りに入り込む「マグマの混合」（Sparks et al., 1977）が一般に受け入れられているが，アカホヤ噴火で見られるマグマ混合現象は，噴火が進行するにつれより深部に存在していた苦鉄質マグマが吸いだされた結果生じたものであり，噴火の引き金とはなっていない（小林ら，2006；小林，2008b）。

アカホヤ噴火に先行した脱ガスした流紋岩質溶岩の噴出は，それまで巨大なマグマ溜りを微妙なバランスの下に維持していた地殻応力場の変化に起因するとみなすべきであろう。

アカホヤ噴火の最中に発生した最初の地震は特に規模の大きな激震であり，プリニー式噴火と火砕流噴火の間に発生した。それゆえこの大地震は，マグマ（降下軽石）の放出に伴う応力解放によって発生したものと考えられるが，その激震がまたマグマ中の気泡の発泡を促進し，その後に続く非常に爆発的な火砕流噴火を引き起こしたものと推定された。

このようにアカホヤ噴火の発生から終息にいたる過程で発生した様々な地学現象は，カルデラを取り巻く地殻応力と密接に関連していたようである。

3.　姶良カルデラにおける前兆現象

姶良カルデラは鹿児島湾の奥部に位置しており，現在は水没した状態となっている（Fig. 3）。約 3 万年前，日本で最大規模の姶良火砕噴火が発生し，南九州一帯に広大な火砕流台地（シラス台地）が形成された。桜島火山はその後に出現した後カルデラ火山であり，現在も盛んに活動を続けている。



Fig. 3 General topographic map around Kagoshima Bay (simplified from Aramaki, 1984). Thick line is the rim of Aira caldera proposed by Matumoto (1943). Stars represent submerged post caldera lava domes.

姶良火砕噴火は，まずプリニー式噴火（大隅降下軽石の噴出）で始まり，ついで妻屋火砕流，最後に大規模な入戸火砕流（亀割坂角礫を含む）を噴出した（Aramaki, 1984）。福島・小林（2000）はプリニー式噴火の初期に，噴煙柱崩壊型の小規模火砕流（intra-plinian flow）が頻発したことを明らかにし，垂水火砕流堆積物と命名した。初期の大隈降下軽石と垂水火砕流の噴火地点は，現在の桜島火山の位置（Aramaki, 1984; Kobayashi et al., 1983）であったが，その後，主要な火口は北東に移り，最大規模の入戸火砕流の噴火は福山沖の若尊カルデラで発生した（Nagaoka, 1988）。

シラス台地は広大な地域を厚く覆っているためか，先駆的現象の顕著な事例は見つかっていない。しかし十万年間という長い時間スケールでみると，姶良カルデラの内部～周辺で，7500 年に一度の頻度で噴火が発生し，姶良火砕噴火直近の 3000 年間は 1000 年に一度の割合に急増している（長岡ら，2001）。Fig.

4 は最近 10 万年間のマグマの噴出量を示す階段ダイアグラムである． 直近の前兆現象ではないが，大規模なカルデラ噴火にむかって徐々にマグマの噴出頻度が増しているのは，注目すべき現象である。

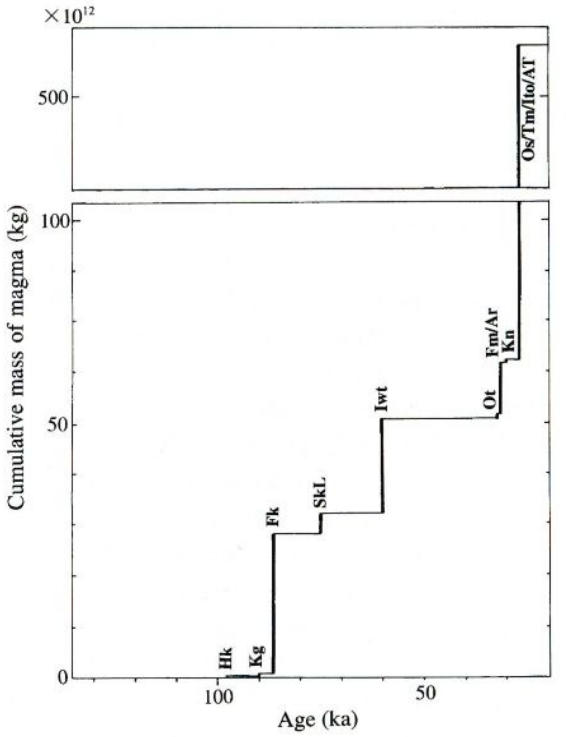


Fig. 4 Cumulative discharge mass of magma from Aira caldera during 100-27 ka (see Nagaoka et al., 2001)

４．カルデラの現状

鬼界カルデラでは，カルデラの中央部に再生ドームが存在しており，アカホヤ噴火（7.3 ka）以降，急激にマグマが充填し膨張したものと推定される。アカホヤ噴火以降に出現した火山が再生ドームの部分にあるかどうかは不明であるが，想定される環状割れ目に沿って薩摩硫黄岳，稲村岳，昭和硫黄島が誕生している。薩摩硫黄岳は流紋岩質の成層火山であり，6 ka には海面上に出現し現在も活動中である。稲村岳は 4-3 ka の短期間活動した玄武岩～安山岩質の小型成層火山である。昭和硫黄島は 1934-1935 年に海底から出現した流紋岩質の溶岩ドームである。陸上に噴出した岩石は玄武岩と流紋岩が卓越したバイモーダルな産出頻度を示す。

このような現状はアカホヤ噴火前の状況と類似した側面もある。すなわち苦鉄質マグマの噴出などは共通した現象と認められ，大きな流紋岩質マグマ溜りとは異なるマグマ供給系が存在するのであろう。しかし流紋岩質マグマはカルデラ中心のマグマ溜まりから供給されているのであろうが，その噴出がカルデラ噴火に結びつくか否かの判断は難しい。

いずれにせよアカホヤ噴火からまだ 1 万年も経っていないが，カルデラ中央には再生ドームが形成されており，次のカルデラ噴火が差し迫りつつあるものかどうか，多面的な研究が望まれる。

一方，姶良カルデラでは，後カルデラ火山である桜島火山の活動が中心であり，その噴火史（発達史）は古期北岳，新期北岳，南岳の３つのステージに区分される。古期北岳の活動は 26 ka から 24 ka までの比較的短期間であり，その後長期にわたる穏やかな時期があった。新期北岳の活動は 13 ka から始まり 5 ka まで続き，約 4 ka からは南岳の活動へと変化した。南岳が成長する過程では，断続的なブルカノ式噴火が 3000 年間にわたり継続し，山麓一帯には厚い火山砂が堆積した（小林，1986）。このテフラ層は鬼界カルデラの籠港テフラ層と酷似しており，また 1955 年以降現在まで続く南岳の山頂火口および昭和火口の噴火でも同様な火山砂層が形成されている。

なお古期と新期北岳の活動の間の 19 ka に，高野ベースサージ（TBS）が発生している。このテフラの正確な噴火地点は不明であるが，マグマの組成は桜島とは異なり，むしろ姶良カルデラのものと類似する。安永噴火時に出現した新島を構成する新島軽石に酷似するが，完全に対比されているわけではない。いずれにせよ，桜島の誕生以降に，姶良カルデラのマグマが噴出したということは，姶良カルデラと桜島火山のマグマ溜りは分離した存在であることを意味している。

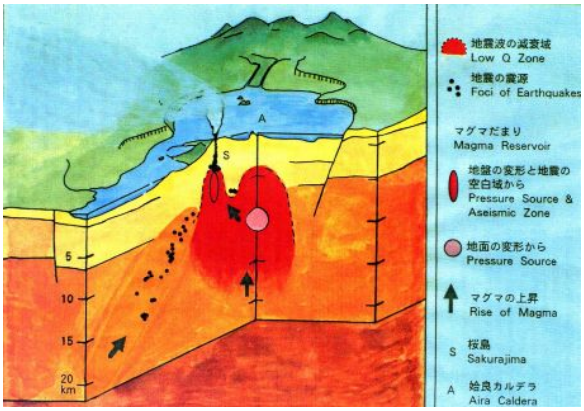


Fig. 5 Illustration of magma plumbing system of Sakurajima volcano (see Kamo, 1989)

Fig. 5 は桜島火山のマグマ供給系のモデルである（Kamo, 1989）。このモデルでは桜島火山のマグマ溜りは 1 つではなく，主要なマグマ溜りは姶良カルデラの中心付近の海面下 5 km 以深に存在しており，そこから桜島直下の浅いマグマ溜り（火口直下数 km）に移動し，ついに噴火すると推定されている。しかし上述したように，カルデラ中心のマグマ溜りには

珪長質なマグマが蓄積されており，桜島で噴出する安山岩質マグマは，その脇を経て桜島直下に移動していると考えるべきである。すなわち桜島においても鬼界カルデラと同様に，カルデラ中央部には大きな珪長質なマグマ溜りが存在し，安山岩質マグマはそこよりやや深い周辺部に別個のマグマ溜りとして存在しているというイメージが最も現実的なモデルではないかと考える。

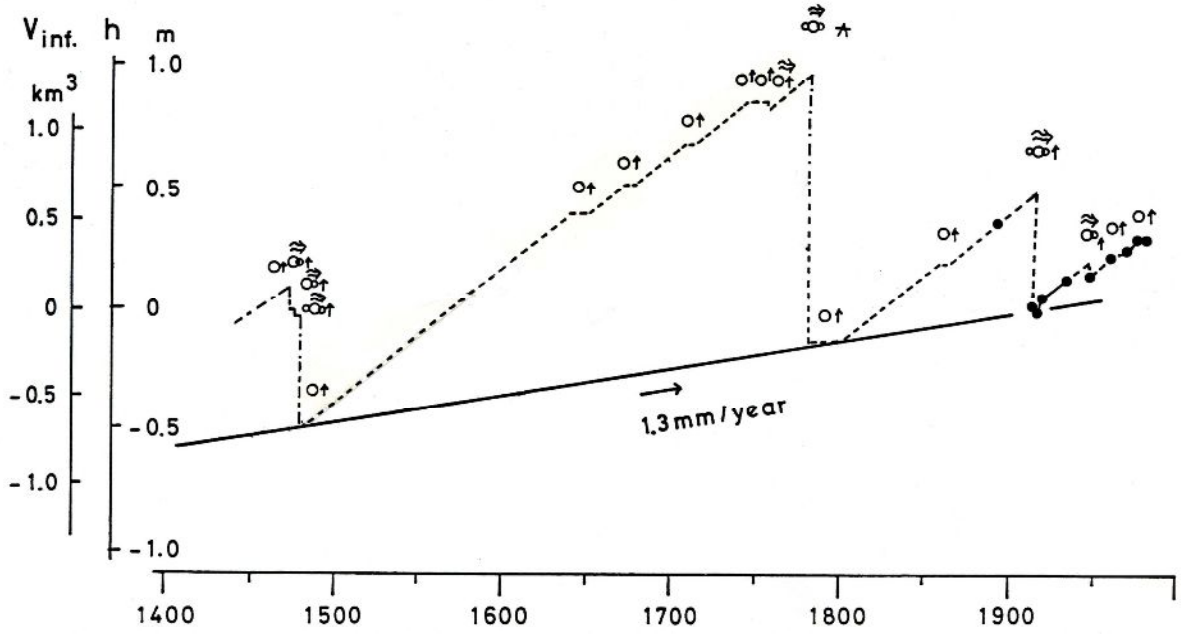


Fig. 6 Estimated elevation change at the rim of Aira caldera through historical time (Kamo and Ishimara, 1980; Izumi et al., 1991). "V_{inf}" and "h" represent the inflated volume of pressure source beneath the Aira caldera at a depth of 10 km and elevation change of the western rim of the caldera relative to Kagoshima city, respectively.

加茂・石原(1980)は桜島火山の噴火に伴う姶良カルデラ周辺の地盤の変動を調べ，15 世紀まで遡った歴史時代の地盤変動量を推定した（Fig. 6）．その結果，噴火で放出したマグマ量に比例して地盤が急激に沈降するが，その後マグマが一定の割合で供給（1000 万 m^3/year）されるために，徐々に隆起回復するという規則性が見出された。しかし噴火後に地盤が元の高さまで沈降することはなく，全体の地盤は 1.3 mm/year の割合で隆起を続けている（泉ら，1991）。このことは，のこぎりの歯のような地盤の大きな変動は桜島火山のマグマ溜りの膨縮を反映したものであり，姶良カルデラ一帯の着実な地盤の上昇傾向（1.3 mm/年）は地下深部（姶良カルデラ）で珪長質マグマが蓄積され続けていることを示唆している。

泉ら（1991）によると，この変化傾向が過去 7000 年間継続したと仮定しても，他の地学現象と大きな矛盾は生じない。もし珪長質マグマが過去 3 万年の間，この割合で蓄積されてきたと仮定すると，現在の姶良カルデラには一定量のマグマ（数 10 km^3 程度か？）が蓄積されていることになる。

５．おわりに

カルデラの地下では，噴火を引き起こす巨大な珪長質なマグマ溜り，そのマグマを生産する熱源としての苦鉄質なマグマ溜り，さらには後カルデラ火山活動（あるいはカルデラ噴火に先行する火山活動）のマグマ溜りが互に独立して存在しているものと考えざるをえない．それゆえ表面的な火山活動が活発であればカルデラ噴火はおこらないというのは迷信であり，地下深部では地殻物質を溶かしながら珪長質マグマを盛んに生産していると考えるべきである。カルデラ噴火の将来予測のためにも，カルデラの実態についての更なる研究が望まれる。

謝　辞

本研究は京都大学防災研究所の平成20・21年度一般共同研究（課題番号20G-10）として実施されたものである．本稿のテーマの一部は，西村光史（産業技術総合研究所），成尾英仁（鹿児島県武岡台高等

学校），稲倉寛仁（西日本技術開発株式会社）の方々との共同研究でもある．記して感謝いたします。

引用文献

泉　拓良・小林哲夫・松井　章・諏訪　浩・江頭庸夫・加茂幸介（1991）：桜島における縄文人の生活と火山災害 - 桜島・武貝塚の発掘調査-. 京大防災研年報, 34 号 A, 81-190.

奥野　充 (2002) :南九州に分布する最近 3 万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, 第 41 巻, 4 号, 225-236.

小野晃司・曽屋龍典・細野武男 (1982)：薩摩硫黄島地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所, 80p.

海上保安庁水路部（2000）薩摩硫黄島地磁気解析報告書. 51p.

加茂幸介・石原和弘 (1980) ：地盤変動からみた桜島の火山活動．桜島地域学術調査協議会調査研究報告，鹿児島県，19-28.

小林哲夫 (l986)：桜島火山の断続噴火によって形成された火山灰層．鹿児島大学南科研資料センター報告特別号，No.1, 1-12.

小林哲夫 (2008a)：鬼界カルデラ・竹島の火山地質．日本火山学会講演予稿集 2008 年度秋季大会, 138p.

小林哲夫（2008b）：カルデラの研究からイメージされる新しい火山像―マグマの発生から噴火現象までを制御するマントルー地殻の応力場―．月刊地球 総特集 カルデラ生成噴火－準備過程の理解に向けて―，海洋出版，号外 60 号, 65-76.

小林哲夫・奥野　充・成尾英仁（2006）：鬼界カルデラ 7.3 cal kyr BP 噴火－カルデラ噴火における玄武岩質マグマと地殻応力の役割－．月刊地球, 第 28 巻, 2 号, 75-80.

長岡信治・奥野　充・新井房夫（2001）：10 万～3 万年前の姶良カルデラ火山のテフラ層序と噴火史．地質雑，第 107 巻, 7 号, 432-450.

福島大輔・小林哲夫（2000）：大隅降下軽石に伴う垂水火砕流の発生・堆積様式．火山，第 45 巻, 4 号, 225-240.

Aramaki, S. (1984): formation of the Aira caldera, southern Kyushu, -22,000 years ago. J. Geophy. Res., Vol. 89, No. B10, 8485-8501.

Kamo, K. (1989): A dialogue with Sakurajima Volcano. Proceedings of Kagoshima International Conference on Volcanoes 1988. 3-13.

Kobayashi, T., Hayakawa, Y., and Aramaki, S. (1983): Thickness and grain-size distribution of the Osumi pumice fall deposit from the Aira caldera. Bull. Volcanol. Soc. Japan, Vol. 28, No. 4, 124-139.

Matumoto, T. (1943): The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu. Jap. J. Geol. Geogr., Vol. 19, Spec. No., 57p.

Nagaoka, S. (1988): Late Quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around Kagoshima Bay, southern Kyushu, Japan. Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ., No. 23, 49-122.

Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H., and Wilson, L. (1977): Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. Nature, Vol. 267, 315-318.

Precursory Events of Large-scale Caldera-forming Eruption - Examples at Kikai and Aira Calderas -

Tetsuo KOBAYASHI*, Mitsuru OKUNO**, Shinji NAGAOKA***,
Yasuo MIYABUCHI****, Masato IGUCHI and Daisuke MIKI

* Graduate School of Science & Engineering, Kagoshima University, Japan
** Faculty of Science, Fukuoka University, Japan
*** Faculty of Education, Nagasaki University, Japan
**** Faculty of Education, Kumamoto University, Japan

Synopsis

The precursory events of caldera forming eruptions at Kikai and Aira calderas in Kyushu were investigated. Examples at Kikai caldera are 1) intermittent vulcanian eruptions of mafic magma for ca 8000

years, 2) sector collapse of the volcano, 3) eruption of degassed rhyolitic magma shortly before the climactic eruption, and 4) severe ground shaking occurred twice during the eruption. These pieces of evidence suggest, 1) the preceding long, dormant period is not necessary for a caldera-forming eruption, and 2) the trigger of the climactic eruption was not the mixing of coexisting mafic and felsic magmas, but was closely related to the decompression of felsic magma. We could not find any precursory event at Aira caldera, but if a steady uplift of 1.3 mm/year measured around the Aira caldera had continued since the 30 ka Aira eruption, felsic magma of several tens km^3 volume would have already accumulated in the magma reservoir.

Keywords: precursory event, Kikai caldera, Aira caldera, crustal stress field

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Seismicity South of Guntur volcano, West Java, Indonesia

Sukir MARYANTO*, Masato IGUCHI, Takahiro OHKURA**,
Muhamad HENDRASTO***, Sri HIDAYATI***,
Agoes LOEQMAN***, Yasa SUPARMAN*** and SURONO***

* Faculty of Science, Brawijaya University, Indonesia
** Graduate School of Science, Kyoto University
*** Center for Volcanology and Geological Hazard Mitigation, KESDM, Indonesia

Synopsis

Guntur is a volcano complex located 35 km SE of Bandung, West Java, Indonesia. Explosive eruptions frequently occurred at Guntur crater during the period from 1690 to the middle of 19th century, however, no eruption has occurred for 167 years after the 1843 eruption. In spite of dormancy of eruptivity, seismicity of the Guntur volcano is high and earthquake swam sometimes occurred. In order to locate the earthquakes in wider area around the volcano, we installed 8 temporary stations around the volcano in addition to the permanent seismic stations operated by CVGHM at volcanoes around Guntur. Hypocenters were aligned from north to south at eastern flank of the Mt. Cikuray volcano, south of Guntur, at depths around 6 km from January to April, 2009. After May, earthquake origins were distributed around Darajat geothermal area at depths 2 – 9 km, showing alignment from NW to SE.

Keywords: Guntur volcano, long-term volcanic eruption prediction, volcano-tectonic earthquake, local tectonic earthquake

1. Introduction

Indonesia is earthquakes and volcanoes prone area. Sumatera and Java islands are the most dangerous regions due to dense population. Project "Multi-disciplinary Hazard Reduction from Earthquakes and Volcanoes in Indonesia (Leader: Kenji Satake, Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Japan side; Hery Harjono, Indonesian Institute of Science (LIPI), Indonesia side)" was adopted in the framework of Science and Technology Partnership for Sustainable Development program by Japan Science and Technology Agency (JST) and Japan International Cooperation Agency (JICA).

Guntur is a volcano complex located 35 km SE of Bandung, West Java, Indonesia. In the summit area, peaks of Mt. Masigit, Parukuyan, Kabuyutan and Guntur crater are aligned from northwest to southeast (Surmayadi et al., 1998). Guntur volcano is the youngest crater in the complex. Minor fumarolic activity has remained at the crater, while large geothermal area with fumarolic activity is located in the Kamojang, about 5km west of the summit of Guntur. The area extends to Darajat caldera about 15 km southwest of Guntur volcano. There are many actives volcanoes around Guntur volcano, such as Papandayan, Galunggung, Tangkubanperahu, Gede, Salak and Ciremai. The main faults; Cimandiri, Lembang and Baribis strike in the center of West Java (Nakamura et al., 1998).

According to historic records, all the eruptions occurred at Guntur crater. The oldest historic eruption occurred in 1690 and eruptions frequently occurred until the middle of the 19th century (Kusumadinata, 1979). After the last eruption in 1843, no eruption has occurred yet. In spite of the recent dormant eruptive activity for 167 years, seismicity of Guntur volcano has been active. Several tens volcanic earthquakes had been observed per month (Iguchi et al., 1998). Guntur volcano is regarded as high-risk volcano due to high eruptivity in historic times and dense population at the flank of the volcano.

Distribution of hypocenter and focal mechanism of volcanic earthquakes was made clear by some previous study (Iguchi et al., 1996; Suantika et al., 1997; Suantika et al., 1998, Sadikin et al., 2007). Hypocenters of volcanic earthquakes are aligned at the summit area, along the volcanic cones from Guntur to Mt. Masigit, from SE to NW at depths of 2-4 km. volcanic earthquakes beneath the summit are shallower (<4km) with normal fault mechanism (Sadikin et al., 2007). The other alignment of hypocenters is recognized from Gandapura caldera to Mt. Gajah. In addition, volcanic earthquakes occur around Kamojang area west of the summit. In the Kamojang area, earthquakes are distributed from Gandapura (NE) to Darajat caldera (SW) at depth of 5-10 km, with the strike-slip focal mechanism, similarly to tectonic earthquakes in inland area. The volcanic earthquakes from Kamojang to Darajat are distributed along the fault south of Guntur volcano (Alzwar et al., 1992). However, the hypocenter distribution in Darajat geothermal region, southwest of the Kamojang has not been well determined due to the insufficient coverage of seismic network.

Seismicity in Indonesia has been monitored by Badan Meteologi, Klimat dan Geofisika and hypocenters and focal mechanism of tectonic earthquakes with magnitude more than 4 are well determined by US Geological Survey (Syahbana et al., 2009). However, micro seismicity has not been grasped yet at any region, especially at around Guntur volcano and its surrounding.

In this study, we determine the hypocenter of local earthquakes, which has not been well identified by only seismic stations at Guntur volcano, by using seismic stations around the volcano. The seismic network with these stations covers the Kamojang- Darajat geothermal areas and triangular Guntur–Papandayan-Galunggung region. In order to extend the seismic network wider and densely, 8 temporary stations have been added in October 2009 and March 2010. Distribution of hypocenters and temporal change of seismicity around the Guntur volcano is discussed on tectonic and geological setting in this region.

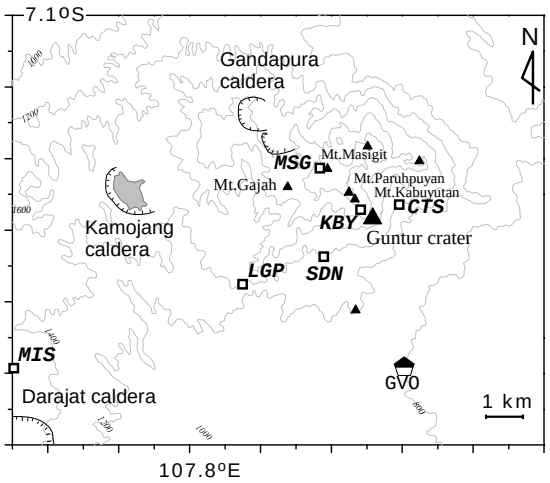


Fig. 1 Locations of seismic stations at Guntur volcano. Squares indicate seismic stations and triangles show peak of cones. GVO is Guntur Volcano Observatory.

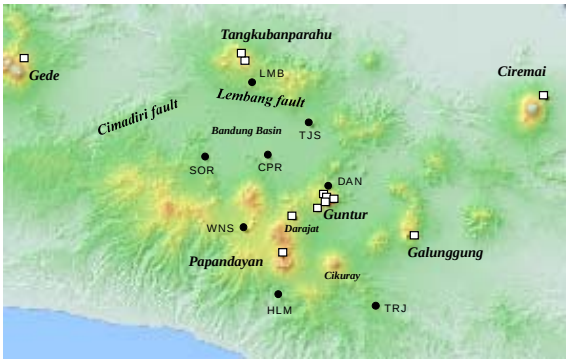


Fig. 2 Location of seismic stations in West Java. Squares indicate permanent stations operated by CVGHM and solid circles show temporary stations installed by this study.

2. Observation

In order to monitor the volcanic activity of Guntur, Volcanological Survey of Indonesia (VSI,

present: Center for Volcanology and Geological Hazard Mitigation; CVGHM) started high gain observation at Cities station 1.1 km east of the Guntur crater in 1989. Sakurajima Volcano Research Center, Disaster Prevention Research Institute of Kyoto University added 3 stations at the southeast to southwestern flank of the volcano to locate hypocenter of volcanic earthquakes in October 1994. CVGHM sometimes updated the seismic network. At present, 6 seismic stations are operated at CTS, KBY, SDN, MSG, LGP and MIS. Fig. 1 shows location of seismic stations. Each station is equipped with short-period (1 Hz; L4C Mark Product) seismometer. Station LGP has 3-componet and the others have only vertical component. The seismic signals are transmitted to Guntur Volcano Observatory (GVO) by FM radio telemeter and transmitted signals are digitized at sampling rate of 100 Hz by analogue-to-digital converter (LS-7000, Hakusan). The digital data based on WIN format are recorded in a PC and simultaneously transmitted to the main office of CVGHM in Bandung via VSAT. Analogue signals from KBY station are recorded on a drum recorder (PS-2 Kinemetrics) continuously for real-time monitoring.

CVGHM has monitoring stations at volcanoes Papandayan, Galunggung, Tangkubanperahu, Ciremai, Salak and Gede in West Java. The seismic stations are available to improve the coverage of seismic network around Guntur volcano. These stations have same specification of station CTS at Guntur volcano.

In order to optimize the seismic network around the Guntur volcano, 8 temporary stations were installed among the permanent stations located at the volcanic region. Stations DAN, WNS, HLM and TRJ were setup in October 2009. And observation started at stations CPR, SOR, LMB and TJS around Bandung Basin in March 2010. The locations of seismic stations are shown in Fig. 2. Each temporary station is equipped with 3-components short-period seismometer (2Hz, *h*=0.7, KVS-300, Kinkei System) and the seismic signals are sampled at a rate of 250 Hz with quasi-24 bits resolution and stored in Compact flash memory cards (maximum 24GBytes) with original format in logging device EDR-X7000. The original format can be converted into WIN format. Power consumption of the data logger is quite low 0.04W. The low power consumption and large capacity of memory enable us to conduct long-term operation.

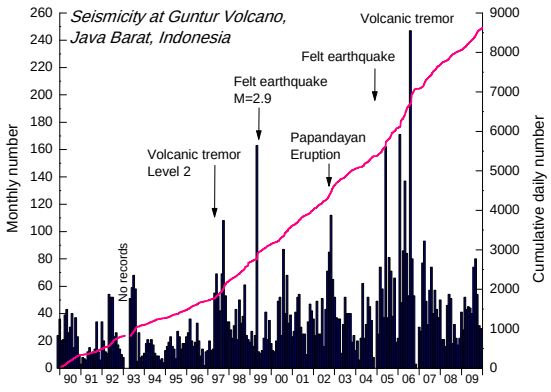


Fig. 3 Monthly number of volcanic earthquakes at Guntur volcano during the period from 1990 to 2009

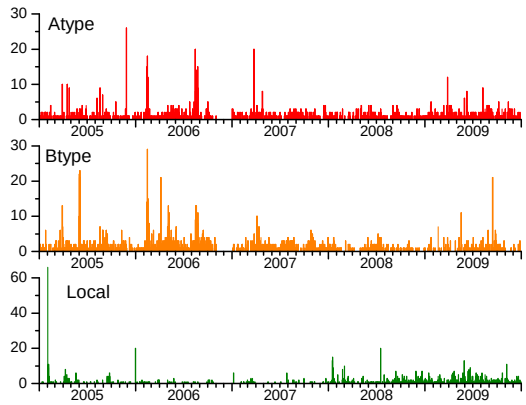


Fig. 4 Monthly number of VA-type, VB-type and local tectonic earthquakes during the period from 2005 to 2009.

3. Seismic activity

3.1 Seismicity of volcanic earthquake

Fig. 3 shows monthly numbers of volcanic earthquakes at Guntur volcano. The monthly numbers have been counted by events with >10μm/s maximum amplitude and <3 s time interval of P and S-wave onsets on the seismograms of station CTS. In normal state of Guntur volcano, the monthly numbers are <20. The monthly numbers sometimes remarkably increased. For example, seismicity of volcanic earthquake increased in May the monthly number attained at

the peak in October counting the number of 108 (Iguchi et al., 1998).

Fig. 4 shows monthly numbers of volcanic and local tectonic earthquake since 2005. CVGHM defines 3 categories based on S-P time interval. VB-type is a type of volcano-tectonic earthquake, however it is difficult to identify S-wave clearly due to quite short S-P time interval. The S-wave is clearly identified in VA-type. In this case, The S-P time interval range from 1 to 4 s. Local earthquakes have S-P time interval between 4 and 10 s. Sadikin et al. (2007) determined the location of VA-type and VB-type earthquakes. Based on their calculation, VB-types are located in the summit area from Mt. Masigit to Guntur crater. On the other hand, VA-type earthquakes are distributed from Gandapura caldera to Kamojang geothermal area. However the hypocenters of local earthquakes have not been well determined well.

Some local tectonic earthquakes were felt around Guntur volcano. It is inferred that hypocenters of the felt earthquake on February 5, 2005 was located northwest of the Guntur volcano; however precise location of the hypocenter was not well determined because the seismic network did not cover the inferred hypocenter location. The felt earthquake was followed by 120 after-shocks. The number of local tectonic earthquakes increased from 2008.

In this study, local earthquakes recorded at the permanent stations in West Java have been selected. Firstly, we picked up earthquakes at station MIS southwest of the Guntur. When the events were recorded at >4 stations, the events is counted for local tectonic earthquakes.

Daily numbers of local earthquakes defined by this study is shown in Fig. 5. The numbers in January and February 2009 ranged from 5 to 12 events per month, however only 4 events identified in March. The seismicity attained at higher level after April and 20-30 events occurred during the period from April to August. The seismicity peaked on May 30 counting 9 events per day. The activity decreased almost 10 events per month after September.

We recognized 189 events as local tectonic earthquakes and selected 101 earthquakes with well defined P and S-wave onset and recorded at among

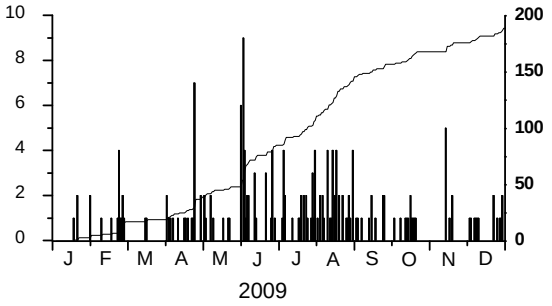


Fig. 5 Daily numbers (left axis) and cumulative numbers (right axis) of local tectonic earthquakes in 2009

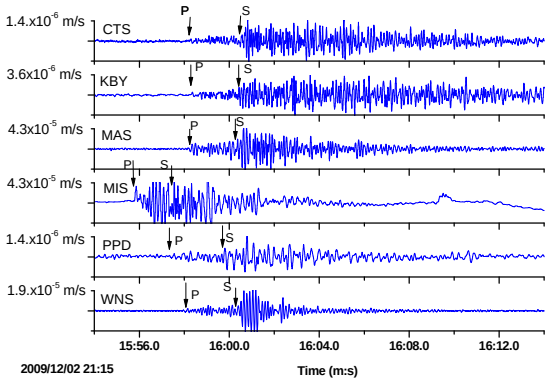


Fig. 6 An example of waveform set of local tectonic earthquake

permanent stations at Guntur, Papandayan, Galunggung and temporary stations (Table 1). These events mostly have S-P time interval shorter than 7s. An example of seismograms of typical local earthquake is shown in Fig. 6. The vertical component seismogram at observed stations shows clear P and S-waves with S-P time interval < 4s.

Magnitude is calculated from seismogram at the station MIS using an empirical relationship of magnitude (M) and duration ($t_{F\text{-}P}$, in second) of the earthquake (Iguchi et al., 1998) as follows;

$$M = 2.024 \log_{10} t_{F-P} - 1.816 .$$

The magnitude ranged from 0.8 to 2.0 in 2009. Earthquake with M>0.8 can be detected by this seismic network.

The seismic energy (E, erg) release was estimated from magnitude by the formula (Gutenberg-Richter, 1956);

$$\log_{10} E = 11.8 + 1.5M .$$

Cumulative seismic energy release in 2009 was 1.5×10^{16} erg.

Table 1 Selected events and results of hypocenter determination

No	Event	Latitude (°)	Longitude (°)	Depth (km)	Lat. err (km)	Long. err (km)	Depth err (km)	N	*M*
1	09011500	-7.3245	107.9078	6.729	0.191	0.048	0.848	5	1.3
2	09011813	-7.3531	107.9117	9.276	0.235	0.074	0.804	5	1.1
3	09011814	-7.3440	107.9126	5.741	0.311	0.106	0.98	5	1.4
4	09012800	-7.3192	107.8846	4.226	0.134	0.080	0.986	5	1.7
5	09020606	-7.3542	107.8847	7.402	0.142	0.078	0.637	6	1.2
6	09021410	-7.3578	107.8332	4.264	0.155	0.096	0.983	6	1.2
7	09021915	-7.3325	107.9037	6.169	0.181	0.058	0.949	6	1.2
8	09022002	-7.4452	107.8405	4.535	0.273	0.112	0.993	6	1.7
9	09022014	-7.3982	107.8382	4.475	0.297	0.134	0.996	6	1.4
10	09022204	-7.3525	107.9090	11.187	0.176	0.051	0.590	6	1.6
11	09022319	-7.3170	107.9053	5.653	0.142	0.056	0.959	6	1.5
12	09022423	-7.3793	107.9169	5.542	0.342	0.112	0.994	6	1.3
13	09031312	-7.3489	107.9049	10.684	0.165	0.045	0.590	6	1.1
14	09031422	-7.3870	107.9215	6.743	0.246	0.072	0.913	7	1.0
15	09032104	-7.3491	107.9104	6.179	0.235	0.068	0.967	6	1.2
16	09033000	-7.3666	107.8956	5.989	0.230	0.080	0.371	6	1.6
17	09033007	-7.4575	107.8573	4.861	0.206	0.065	0.945	6	1.5
18	09033100	-7.3679	107.9095	9.576	0.284	0.066	1.367	6	1.3
19	09040401	-7.3712	107.8352	4.410	0.198	0.100	0.986	5	1.9
20	09040816	-7.3129	107.7569	4.084	0.342	0.433	0.830	4	2.0
21	09041320	-7.4548	107.8129	4.050	0.406	0.190	0.998	6	2.0
22	09042100	-7.3880	107.9145	4.701	0.371	0.138	0.997	6	1.1
23	09042102	-7.4166	107.8513	4.099	0.351	0.152	0.996	6	1.4
24	09042116	-7.3565	107.9057	4.588	0.384	0.137	0.996	5	1.3
25	09042607	-7.3757	107.9170	5.295	0.316	0.116	0.991	6	1.3
26	09043000	-7.3024	107.8927	6.273	0.207	0.067	0.935	4	1.3
27	09051423	-7.3586	107.8430	6.310	0.156	0.084	0.407	5	1.7
28	09051911	-7.2978	107.9007	5.736	0.133	0.056	0.925	7	1.2
29	09052404	-7.3533	107.7531	4.324	0.276	0.273	0.799	7	1.7
30	09052506	-7.2114	107.7321	3.073	0.473	0.643	0.155	6	1.7
31	09052802	-7.3060	107.7009	3.799	0.213	0.226	0.14	7	1.6
32	09052814	-7.2221	107.7412	3.887	0.479	0.629	0.467	6	1.9
33	09052815	-7.2640	107.7362	4.887	0.081	0.191	0.271	6	1.8
34	09053004	-7.2709	107.8038	3.964	0.119	0.138	0.938	4	1.7
35	09053004	-7.2571	107.7486	4.176	0.078	0.280	0.762	5	1.6
36	09053005	-7.2532	107.7257	6.373	0.230	0.543	0.501	6	1.7
37	09053006	-7.2660	107.7527	7.362	0.242	0.503	0.652	5	1.4
38	09053021	-7.2443	107.6975	6.798	0.239	0.563	0.403	6	1.4
39	09053021	-7.2396	107.6970	4.829	0.261	0.656	0.537	5	1.5
40	09053021	-7.2548	107.7414	3.284	0.230	0.826	0.364	5	1.8
41	09053022	-7.2603	107.7564	3.203	0.134	0.450	0.779	5	1.4
42	09053022	-7.2809	107.7006	2.519	0.646	0.638	0.716	5	1.4
43	09053102	-7.2475	107.7084	6.399	0.269	0.648	0.458	5	1.3
44	09053102	-7.2392	107.6884	5.248	0.270	0.664	0.553	5	1.5

45	09053103	-7.2435	107.7017	6.343	0.283	0.667	0.449	5	1.7
46	09060103	-7.2875	107.7393	1.831	0.447	0.624	0.839	5	1.0
47	09060203	-7.3141	107.7566	2.526	0.663	0.336	0.717	5	1.7
48	09060207	-7.3171	107.7743	3.477	0.431	0.147	0.883	6	1.7
49	09060821	-7.1616	107.8435	8.334	0.295	0.199	0.21	6	1.1
50	09060821	-7.1708	107.8426	9.306	0.383	0.271	0.275	6	1.1
51	09060901	-7.1383	107.8262	3.364	0.145	0.089	0.115	5	1.1
52	09061702	-7.2343	107.7384	3.885	0.298	0.461	0.455	6	1.1
53	09061722	-7.2351	107.6701	3.292	0.214	0.750	0.948	6	1.4
54	09061722	-7.2374	107.6741	3.116	0.198	0.725	0.842	6	1.4
55	09062109	-7.2875	107.7203	1.701	0.229	1.921	0.792	5	1.2
56	09062217	-7.2064	107.7424	1.890	0.331	0.378	0.092	6	1.3
57	09062217	-7.2173	107.7378	1.919	0.397	0.562	0.192	6	1.5
58	09062221	-7.1456	107.7864	4.047	0.240	0.134	0.349	5	1.3
59	09070120	-7.2771	107.7228	3.444	0.245	0.274	0.424	6	1.1
60	09070121	-7.3069	107.7473	4.043	0.245	0.312	0.464	6	0.9
61	09071320	-7.2418	107.6441	3.228	0.266	0.869	0.993	7	1.4
62	09071404	-7.2626	107.7488	3.755	0.136	0.436	0.987	6	1.7
63	09071721	-7.2236	107.7533	3.833	0.578	0.738	0.733	5	1.8
64	09071902	-7.2989	107.7627	2.530	0.717	0.245	0.973	5	1.7
65	09071904	-7.3172	107.7291	2.750	0.539	0.582	0.342	5	1.8
66	09072417	-7.2023	107.7222	5.327	0.532	0.654	0.87	5	1.8
67	09072505	-7.3725	107.7951	3.833	0.489	0.212	0.983	6	1.8
68	09072600	-7.2887	107.7378	2.268	0.582	0.693	0.995	6	1.9
69	09072602	-7.2039	107.8067	9.399	0.303	0.220	0.317	6	1.1
70	09072602	-7.1334	107.7821	4.028	0.190	0.106	0.481	6	1.1
71	09072603	-7.2062	107.8025	9.125	0.291	0.214	0.31	6	1.0
72	09073004	-7.2162	107.7201	3.269	0.385	0.572	0.148	6	1.0
73	09081702	-7.2620	107.7337	3.367	0.726	1.170	0.998	5	1.0
77	09082505	-7.1265	107.8025	2.921	0.160	0.103	0.199	5	1.0
78	09082505	-7.1132	107.7949	3.277	0.271	0.144	0.369	5	1.2
79	09090404	-7.2337	107.6632	3.032	0.223	0.836	0.962	6	1.0
80	09090922	-7.3472	107.7928	4.123	0.400	0.209	0.998	6	1.0
81	09091823	-7.2854	107.7205	3.032	0.492	0.463	0.596	6	1.1
82	09091823	-7.3619	107.7877	4.370	0.393	0.222	0.986	6	1.2
83	09091900	-7.2957	107.6943	2.768	0.342	0.244	0.242	7	1.3
84	09091900	-7.2884	107.7379	2.727	0.524	0.52	0.885	6	1.4
85	09100214	-7.2313	107.7350	3.897	0.593	0.89	0.987	5	1.1
86	09100602	-7.2966	107.7524	4.520	0.169	0.215	0.442	6	1.9
87	09101410	-7.2288	107.7631	5.870	0.727	0.902	0.54	5	1.1
88	09102716	-7.2755	107.7036	3.170	0.430	0.334	0.571	6	1.3
89	09110702	-7.2098	107.7341	2.893	0.361	0.476	0.107	6	1.0
90	09110702	-7.2017	107.7210	3.416	0.345	0.458	0.084	6	1.0
91	09110702	-7.2313	107.7356	3.241	0.487	0.872	0.543	6	1.0
92	09110715	-7.2361	107.7687	7.359	0.696	0.866	0.506	5	1.2
93	09110715	-7.2081	107.7323	3.961	0.346	0.459	0.976	5	0.9
94	09110715	-7.2166	107.7407	6.058	0.611	0.765	0.645	5	1.4
95	09111108	-7.2238	107.7467	6.444	0.737	0.928	0.607	5	0.9
96	09111220	-7.2530	107.7392	4.620	0.073	0.214	0.309	6	1.0

97	09112621	-7.2206	107.7374	2.370	0.404	0.604	0.245	6	1.1
98	09112711	-7.2113	107.7577	3.975	0.506	0.600	0.547	5	0.8
99	09120321	-7.2784	107.7153	1.733	0.288	0.578	0.471	5	1.1
100	09120122	-7.2500	107.7260	2.886	0.195	0.714	0.510	5	1.3
101	09120221	-7.1953	107.7046	4.164	0.368	0.517	0.389	5	1.0

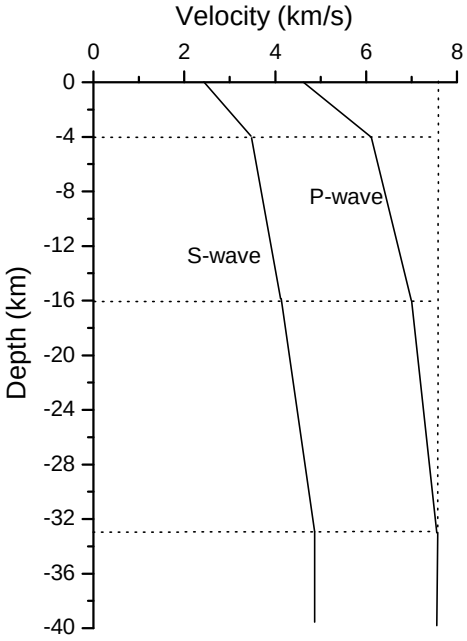


Fig. 7 P- and S-wave velocity structure used for hypocenter determination

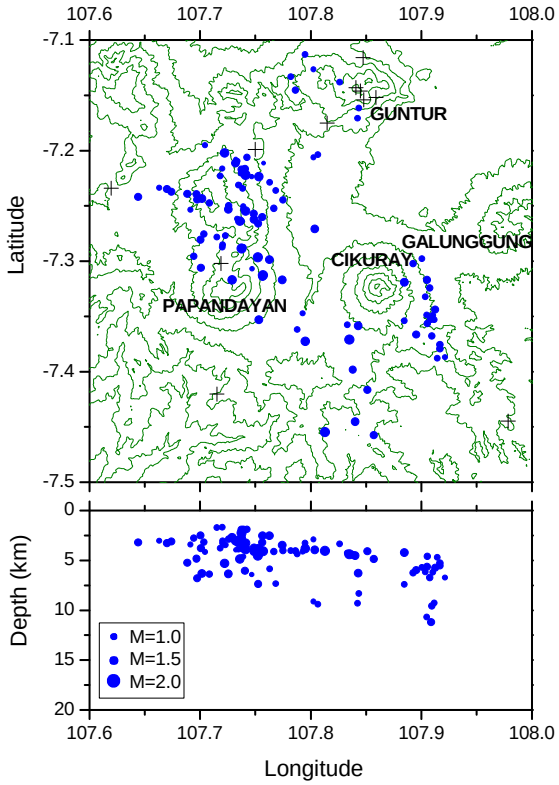


Fig. 8 Hypocenter distribution in area south of Guntur volcano in 2009. Top: Epicenter, Bottom: hypocenters plotted on the vertical cross-section in east-west direction. Dots are hypocenter and crosses are seismic station.

4. Hypocenter distribution

Hypocenters of the local earthquakes were determined by using arrival times of P and S-wave at more than 4 stations. The velocity structure used for hypocenter calculation was adopted from Geophysics and Meteorology Agency of Indonesia. Kartodinomo (1996) studied the velocity structure in West Java and identified three layers. The P-wave velocities in top, middle and bottom layer are 4.3 km/s, 6.1 km/s and 7.0 km/s with thickness of 4km, 12km and 17 km respectively. For S-wave, V_p/V_s=1.73 is assumed. Hypocenters were calculated using "hypomh" software (Hirata and Matsu'ura, 1987). In this program, P and S-wave velocity increase with depth. Then, the parameters in 3 layers obtained by Kartodinomo (1996) are modified as shown in Fig. 7.

Obtained locations of hypocenters are listed in Table 1. The hypocenter distribution in 2009 is shown in Fig. 8. The hypocenters are mainly distributed around Darajat geothermal area and Papandayan volcano. In addition, the hypocenters were located at eastern flank of Mt. Cikuray. The depths distributed around 2-9 km in Darajat geothermal field, and about 2-6 km below Papandayan volcano, while the hypocenters at Mt. Cikuray were identified at depths 4-12 km. From the pattern of epicenter in Fig. 8, 4 clusters are identified. First cluster located at west of the summit of Guntur volcano. This area is known as Kamojang geothermal area. The second and third clusters extended from northwest to southeast at Darajat geothermal field and near Papandayan volcano. The last cluster was found at eastern flank of Mt. Cikuray and the epicenters are aligned from north to south at eastern flank.

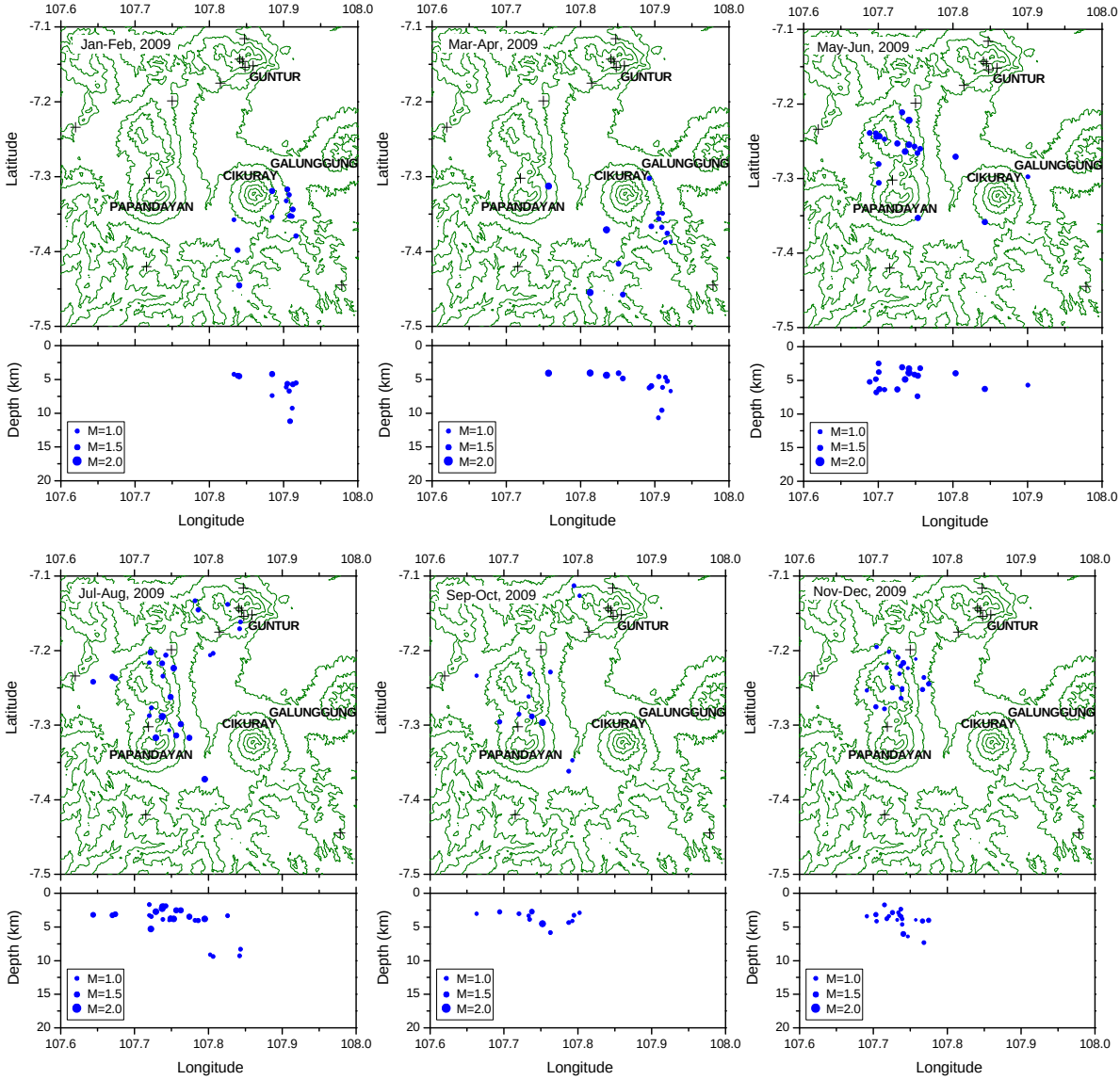


Fig 9 Temporal change of hypocenter distribution

Fig. 9 show temporal change of hypocenter distribution every 2 months. The hypocenter separated into southeast flank and southwest flank of Cikuray volcano at depth of 4-12 km below sea level during the period from January to April. However, in the period of May – July, the seismicity moved to the area from Papandayan volcano to the Darajat caldera and some of them also clustered at Kamojang caldera at depths of 2 – 10 km below sea level. The numbers of events decreased in September and October beneath Papandayan volcano and at Darajat geothermal area. The seismicity resumed in November and December at depth of 2-9 km beneath Darajat geothermal area.

5. Effect of temporary stations

The hypocenters were determined by adding 4 temporary stations (DAN, HLM, WNS and TRJ) from the end of October. Fig. 10 shows the effect of adding the temporary stations in the hypocenter calculation. When one or more of the temporary stations were added to the permanent stations in hypocenter calculation, the epicenter relatively moved toward to the direction of added stations. When stations WNS and TRJ were added in calculation, the epicenter moved to the location near station WNS (top of Fig. 10). Similar effect was recognized when station TRJ was added.

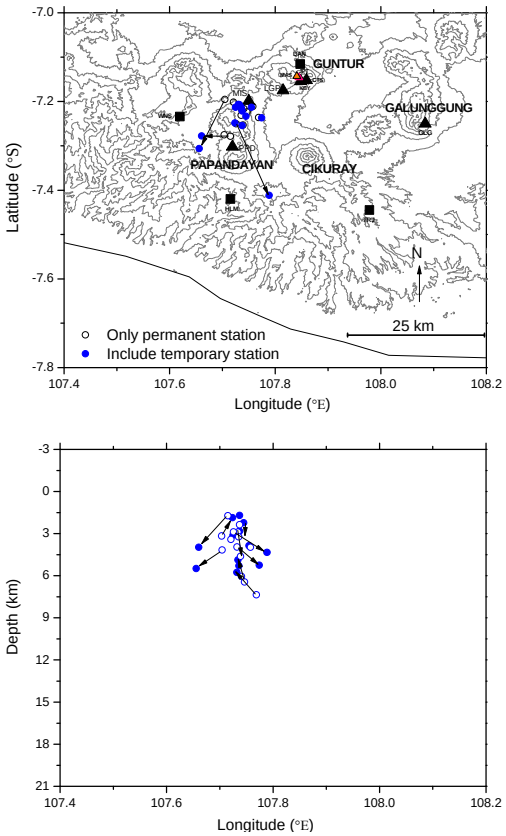


Fig. 10 Effect of adding temporary stations. Open circles indicates hypocenters determined only by permanent stations. Dots are locations determined by adding temporary stations. Top: epicenter. Bottom: vertical cross-section in east-west direction.

Focal depth also changed when the temporary station were added as shown in the bottom of Fig. 10b.

6. Discussion

Distribution pattern of hypocenters beneath the summit area of Guntur volcano was discussed with fault pattern and alignment of cones of volcano in Guntur volcano complex (Sadikin et al., 2007). Volcanic earthquakes beneath the summit area aligned along the volcanic cones; Mt. Masigit, Parupuhyan, Kabuyutan and Guntur crater and paralleling distributed from Gandapura caldera to Mt. Gajah. The latter hypocentral zone coincides with fault of normal fault-type. Distribution pattern of hypocenter distribution in this study is compared with fault pattern south of Guntur volcano complex obtained by Alzwar et al. (1992) as shown in fig. 11.

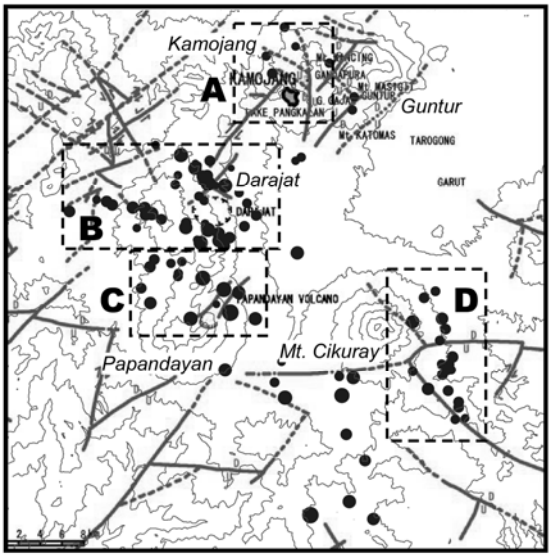


Fig. 11 Relation of hypocenter distribution and fault. Fault pattern was modified from Alzwar et al., (1992). A, B, C, and D regions represent of hypocenter distribution at region of Guntur volcano, Darajat Geothermal field, Papandayan volcano and Cikuray volcano, respectively.

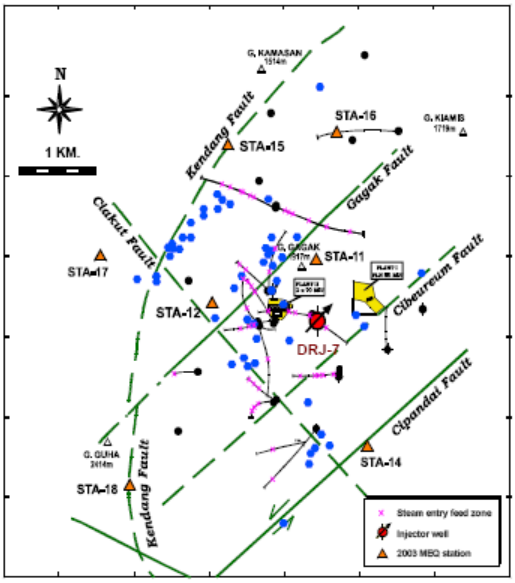


Fig. 12 Micro earthquakes distribution in 1997 and faults around Darajat geothermal field and (Pramono and Colombo, 2005)

Here we divide the hypocenter distribution into 4 regions. Region A is Kamojang area west of the summit of Guntur volcano. Hypocenter distribution was elongated in the direction from northeast to southwest as shown by the previous studies (Iguchi et al., 1998; Sadikin et al., 2007). There are a lot of fumaroles in Kamojang caldera. It is possible that

the earthquakes were triggered by hydrothermal activity. Sadikin et al. (2007) obtained strike-slip fault with N-S extension and E-W contraction for the mechanism in this area. The earthquakes may be affected by tectonic stress.

Region B is the most dense hypocenter zone located at Darajat geothermal field. Pramono and Colombo (2005) shows many faults such as Ciakut, Kendang, Gagak and so on based on the distribution of micro earthquakes as shown in Fig. 12. There are two alignments of hypocenters from northwest to southeast in region B. Longer alignment corresponds to Ciakut fault striking from northwest to southeast; however shorter alignment from northwest to southeast was not recognized by Pramono and Colombo (2005). They interpreted the hypocentral distribution by two pararel faults; Kendang, and Gagak striking northeast to southeast. The shorter alignment of fault in this study may be better to be interpreted by a fault parallel to Ciakut fault striking from northwest to southeast.

Hypocenters in region C are distributed north flank of Papandayan volcano. The hypocenter zone extends from northwest to southwest, similarly to Ciakut fault.

Considering hypocenter distribution by Iguchi et al. (1998) and Sadikin et al. (2007) in Kamojang area and those by Pramono and Colombo (2005) and in this study in Darajat area and its southwestern part, the hypocenters of earthquakes are dominantly distributed from northeast to southwest along Kendang fault. However, distribution pattern changes at Darajat geothermal area. Hypocenters are dominantly distributed from northwest to southeast, conjugating the Kendang fault.

Hypocenters are also distributed in region D around Mt. Cikuray. Rasjid et al. (1989) detected seismic wave propagating from Mt. Cikuray; however the hypocenters were not determined well. In this study, hypocenters of earthquakes were found at eastern flank aligning from north to south at depth around 6 km and southwestern part of the mountain. Cikuray is a quaternary volcano and no historic eruptions were recorded. It is difficult to judge the seismicity was caused by volcanic activity or tectonic stress, however the alignment of hypocenters at eastern flank seems to obey the tectonic fault.

7. Conclusions and future works

Hypocenters of earthquakes south and southwest of Guntur volcano were determined. Hypocenters are aligned in the northeast to southwest direction from Kamojang caldera to Darajat geothermal area. Hypocenter distribution pattern spatially changes at Darajat, aligning from northwest to southeast and 3 chains of hypocenters were recognized from Darajat to Papandayan. Local earthquakes were detected around Mt. Cikuray.

Focal mechanism of earthquakes from Darajat to Papandayan volcano and around Mt. Cikuray has not been determined yet. The focal mechanisms have to be determined to understand tectonic of this area.

Felt earthquakes sometimes occurred north of Guntur volcano, for example in 2000 north of the volcano (east of Bandung city) and in 2005 northwest of the volcano (southeast of Bandung). To grasp the seismicity, we installed 4 stations in Bandung Basin in March 2010 considering effect of tectonic stress due to Cimandiri, Lembang, and Baribis faults.

Acknowledgements

This study is a part of project "Multi-disciplinary Hazard Reduction from Earthquakes and Volcanoes in Indonesia" supported by Science and Technology Research Partnership for Sustainable Development from JST, JICA, RISTEK and LIPI. We would like to extend our gratitude to staff members of Guntur Volcano Observatory attached by CVGHM, who support this study.

References

Alzwar, M., Akbar, N. and Bachri, S. (1992): Geological map of the Garut and Pameungpeuk quadrangle, Jawa. Geological Research and Development Center.

Gutenberg, B. and Richter, C. F. (1956): Magnitude and energy of earthquakes, Ann. Geofis., Vol.9, pp.1-15.

Hirata, N. and Matsu'ura, M. (1987): Maximum-likelihood estimation of hypocenter

with origin time eliminated using inversion technique, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. 47, pp. 50-61.

Iguchi, M., Ishihara, K., Takayama, T., Suantika, G., Tjetjep, W. S., Sukyar, R., Sutawidjaja, I. S., and Suganda, O. K., (1996): Seismic activity at Guntur volcano, West Java, Indonesia. Ann. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 39B-1, pp. 1-11 (in Japanese with English abstract).

Iguchi, M., Ishihara, K., Sutawidjaja, I. S., Suantika, G., Hendrasto, M. and Suganda, O. K., (1998): Evaluation of the 1997 Activity at Guntur volcano, West Java, Indonesia. Proc. Symposium on IDNDR projects-Volcanology, Tectonics, Flood and Sediment Hazards, Bandung, pp. 115-122.

Kartodinomo S. (1996): Seismic velocity structure in West Java and surroundings, Indonesia, For the course of seismology, 1995-1996, International Institute of Seismological and Earthquakes Engineering.

Kusumadinata, K. (1979): Data dasar gunungapi Indonesia. Direktorat Vulkanologi (in Indonesian).

Nakamura, K., Ito, K., Wada, H., Asada, T., Tanaka, T., Setyadi, B., Kuntjoro, W, and Kahar, J. (1998): Gravity survey crossing the Lembang fault and Cimandiri faults. Proc. On the symposium on Japan-Indonesia IDNDR project, 1998, pp. 215-221.

Pramono, B. and Colombo, D. (2005): Microearthquake characteristic in Darajat geothermal field, Indonesia, Proceedings World Geothermal Congress, Antalaya, Turkey, pp. 24-29.

Rasjid, S. A., Kusmana and Samid (1989): Laporan penyelidikan kegempaan Komplek vulkaniki G. Guntur-Papandayan, Januari-Maret 1989, Proyek penyuelidikan gunungapi dan panasbumi, Direktorat Vulkanologi, pp.1-81.

Sadikin, N., Iguchi, M. Hendrasto, M. and Suantika, Gede (2007): Seismic activity of Volcano-tectonic Earthquakes at Guntur volcano, West Java, Indonesia During the Period from 1991 to 2005, Indonesian Physics Journal, Vol. 18, No.1, pp. 21-28.

Suantika, G., Suganda, O. K., Iguchi, M. and Ishihara, K. (1997) Hypocentral distribution and focal mechanism around Guntur volcano, West Java, Indonesia. Ann. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 40, IDNDR, S.I., pp. 5-11.

Suantika, G., Suganda, O. K., Iguchi, M. and Ishihara, K.,(1998) Hypocentral distribution and focal mechanism around Guntur volcano, West Java, Indonesia. Proc. Symposium on IDNDR projects-Volcanology, Tectonics, Flood and Sediment Hazards, Bandung, pp.

Surmayadi, M., Kartadinata, M. N., Budianto, A. and Sasongko, Y. (1998): Geological map of Guntur volcano, West Java, Volcanology Survey of Indonesia.

Syahbana, D. K., Suantika, G. and Solikhin, A. (2009): Earthquake Hazard Map Western Part of Java. Center for Volcanology and Geological Hazard Mitigation.

インドネシア・グントール火山以南の地震活動

Sukir MARYANTO*・井口正人・大倉敬宏・
Muhamad HENDRASTO***・Sri HIDAYATI***・
Agoes LOEQMAN***・Yasa SUPARMAN***・SURONO***

*ブラウィジャヤ大学理学部
**京都大学理学研究科
***インドネシアエネルギー鉱物資源省地質学院火山地質災害軽減センター

要　旨

グントールはインドネシア・西ジャワのバンドン市の南東35㎞にある火山群である。19世紀半ばまで頻繁に山頂のグントール火口において爆発的噴火を繰り返してきたが，1943年の噴火を最後に160年以上噴火が発生していない。一方，火山性地震及び周辺の地震活動は活発であり，今後の火山活動を予測する上で地震活動は重要な指標となる．火山地質災害軽減センターが火山監視用に設置した観測点に加え，グントール火山周辺の8点に地震計を設置した。2009年1～3月まではグントール火山の南にあるチクライ山の東山麓で地震活動が活発であった。5月以降12月まではダラジャット地熱地帯における地震活動が活発となり，地震の震源は北西－南東方向の深さ2-9㎞に配列することが分かった。

キーワード：グントール火山，長期火山噴火予知，火山構造性地震，局地地震

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

海上埋立による更新統互層地盤の応力と変形に関する数値解析

田　炳坤*・三村　衛

＊ 京都大学大学院工学研究科

要　旨

大阪湾泉州沖に海上埋立空港として建設された関西国際空港の基礎地盤は，更新統粘土・砂礫の互層が厚く堆積する構造を有しており，当初から長期沈下問題が懸念されていた。1987年に一期空港島建設が開始され，1994年の開港を経て，1999年から一期空港島から200ｍ沖合に平行滑走路を有する二期空港島が建設され，現在は2つの滑走路を持つ24時間空港として供用されている。本稿では，隣接する2つの空港島建設による更新統互層地盤の長期沈下挙動を総合的に検討する第一段階として，一期空港島を対象として，大規模海上埋立による更新統互層地盤の変形を二次元有限要素法によって解析するスキームを構築する。そのため，更新統砂礫層の透水性を等価透水係数で評価するとともに，更新統粘土の圧密降伏応力（p_c）を評価して擬似過圧密性を考慮したモデルを用いて関西国際空港基礎地盤の二次元弾粘塑性有限要素解析を実施する。また，適用した解析手法の妥当性について実測値との比較を通して議論する。

キーワード:更新統地盤，弾粘塑性有限要素解析，長期沈下挙動，等価透水係数，擬似過圧密

1.　はじめに

近年の急速な都市化によって，生活や移動に利便性の高い沿岸部や大河川の流域の低平地に人口が集中する傾向が高くなっている。こうした地域の地盤は河川による運盤土砂の堆積場となっており，河川中流域では扇状地や後背湿地が，河口部から沿岸部では三角州や軟弱土地盤が広がっている。日本の大都市はこうした軟弱地盤上に展開しており，沈下や側方流動，支持力などの地盤工学的問題が懸念されるケースが多い。

本論文で検討対象として取り上げた関西国際空港は大阪湾泉州沖に海上埋立空港として建設されたものである。関西国際空港の基礎地盤は，更新統粘土･砂礫の互層が厚く堆積する構造を有しており，更新統粘土は氷河などによる明確な過圧密履歴を受けておらず，土質力学的には正規圧密状態と見なすことができる。ところが，更新統粘土に対して圧密試験を行うと，圧密降伏応力（p_c）は現在の有効土被り圧（p_o）よりもやや大きく，およそ 1.1~1.4 程度の軽い過圧密比を示すことが知られている。この見かけの過圧密の要因については，続成作用による構造骨格の形成が考えられている。Mimura et al.（1994）は，こうした関西国際空港の地盤では更新統粘土と砂礫層の顕著な過剰間隙水圧の消散が発生しなくても大きい沈下が生じていることを報告している。この現象は過剰間隙水圧の消散と共に沈下が発生する従来の考え方では表現できないものである。Mimura and Jang（2004） は，大阪湾更新統粘土がメカニカルな過圧密履歴を受けていないという意味で土質力学的には正規圧密粘土であると仮定した。したがって，圧密試験によって得られる圧密降伏応力（p_c）は見かけのものであり，更新統粘土は現応力（p_o）から載荷を受けると直ちに粘塑性ひずみが発生すると仮定した圧縮モデルを提案した。さらにこのモデルを組み込んだ弾粘塑性有限要素解析によって，咲洲，舞洲，夢洲の時間遅れ沈下挙動を的確に表現できることを明らかにした（Mimura and Jang, 2004, 2005a）。関西国際空港のある泉州沖と大阪港のある湾奥部では粘土の特性に若干の違いはあるが，基本的な堆積環境は共通であり，関西国際空港基礎地盤の更新統粘土層でも同じ挙動が起こることが予想される。したがって本稿では，解析にあたり，Mimura and Jang（2004）による解析スキームを適用する。

関西国際空港基礎地盤の変形を考えるにあたり，排水を支配する砂礫層についても十分な検証が求められる。従来の土質力学では，砂礫層は透水層であり，有限の透水係数を有しているとしても，載荷による過剰間隙水圧の発生を考慮しないことが多い。つまり砂礫層は完全排水境界と仮定されている。関西国際空港基礎地盤の更新統層内の砂礫層の特徴は，砂礫質で良好な排水層として機能するものは少なく，一部の層については，層の連続性の欠如，層厚の貧弱さ，細粒分含有率の高さといった排水層としては問題となる特徴を有しており（Ito et al, 2001），大きな埋立荷重を受けて粘土層から大量に排出される間隙水を遅滞なく消散させるかどうかについて問題視されてきた。Jang and Mimura（2005）は，大阪港埋立地の地盤を用いて砂礫層の透水性と砂礫層の透水性と砂礫層内の過剰間隙水圧消散特性の関係を数値実験によって検証している。大阪港近傍の地盤は淀川からほど近いこともあり，陸上からの豊富な土砂供給によって砂礫層が厚く，水平方向への連続性に優れた良好な排水層として存在している。こうした環境下では，通常の透水係数（k=10^{-3}cm/s）を有していれば，埋立による砂礫層内での過剰間隙水圧の発生はほとんどなく，ほぼ完全排水状態と考えて問題がない。しかしながら，層厚が十分ではなく，透水性が低下すると，砂礫層内での水圧消散が遅れ，本来排水層であるはずの砂礫層を介して埋立地外へ過剰間隙水圧が伝播するという現象が生じる。関西国際空港基礎地盤では大阪港に比べて排水層としての砂礫層の品質が極端に悪くなっているため，砂礫層内を伝播する水圧の影響は無視できない。1987年に一期空港建設が開始され，1994年の開港を経て，1999年から一期空港島から200m沖合に平行滑走路を有する二期空港島が建設され，現在は2つの滑走路を持つ24時間空港として供用されている。本稿では，隣接する2つの空港島建設による更新統互層地盤の長期沈下挙動を総合的に検討する第一段階として，一期空港島を対象として，大規模海上埋立による更新統互層地盤の変形を二次元有限要素法によって解析するスキームを構築する。

2. 数値解析に関するモデル化

2.1 解析地盤のモデル化

大阪湾海底地盤は沈降する基盤上に海進，海退によって粘性土と砂礫が交互に堆積するという構造を有している。泉州沖海底地盤も同様の地盤構造となっているが，このあたりには大河川がなく，陸上からの土砂供給が十分ではないことから，大阪湾や神戸沖と比べて砂礫層厚が薄く，連続性に欠け，細粒

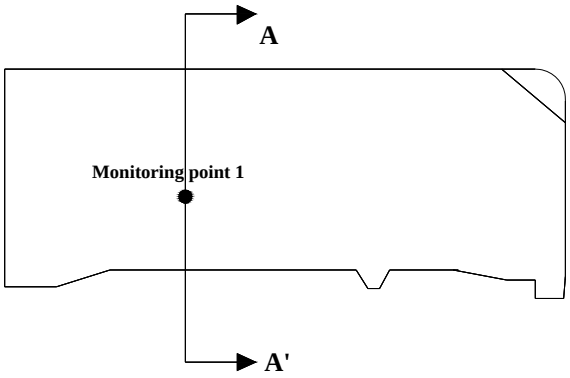


Fig. 1 Plan view of Kansai International Airport (KIA)

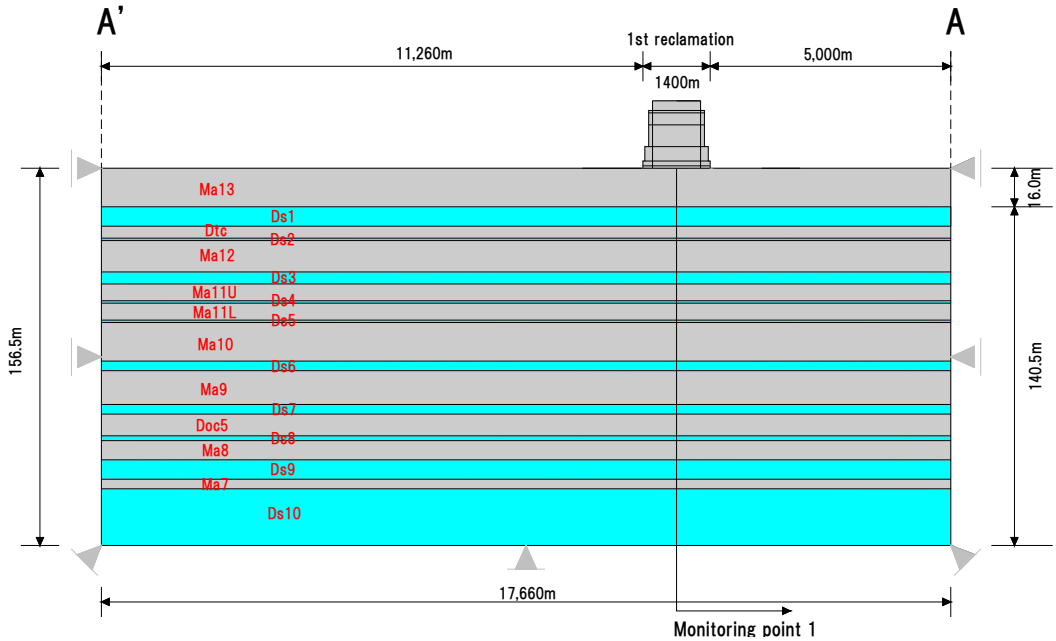


Fig. 2 Model foundation of KIA for finite element analysis

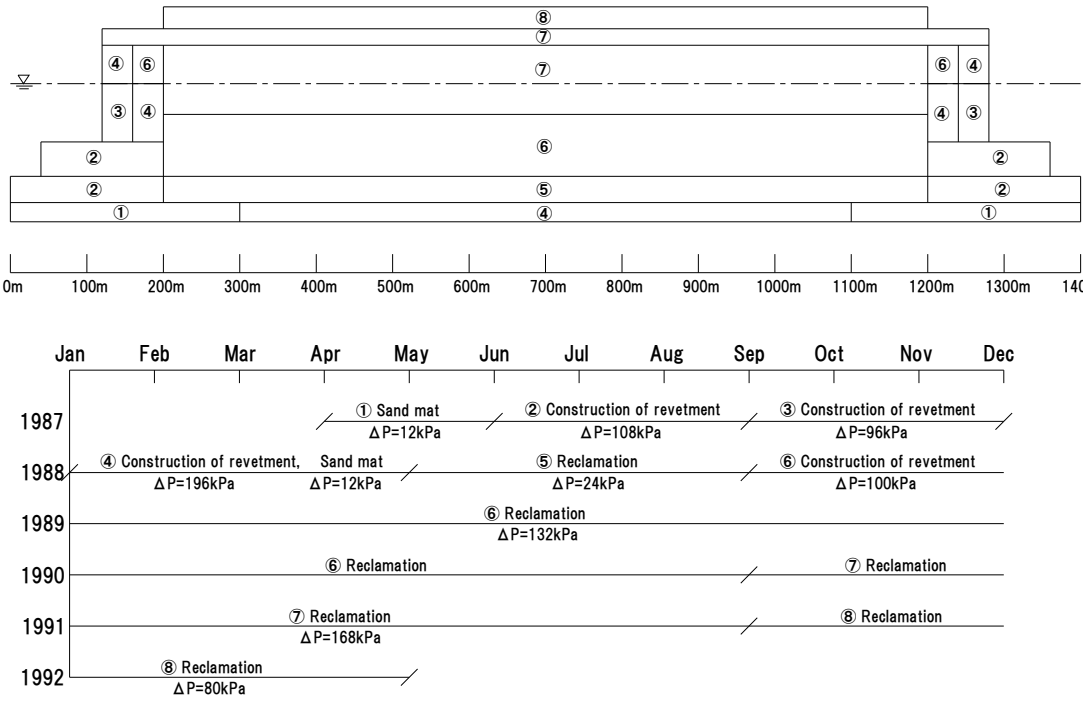


Fig. 3 Sequence of construction for 1st phase island of KIA

分含有率が高いという特徴がある。これは，排水層としての能力に全幅の信頼を置けないということにつながり，粘土層の圧密速度を支配する砂礫層の透水性が強く懸念される。問題の性質上，長期の変形が焦点となるため，一期空港島の層別沈下と過剰間隙水圧が継続的に測定されている1号槽をターゲットとした断面（Fig.1における A-A'断面）を考える。解析に用いた地盤モデルをFig.2に示す。ここで，Maは海成粘土層，Docは非海成粘土層，Dsは砂礫層を表す。Ma13はいわゆる沖積粘土層であり，Dtc層以深は更新統層である。沖積粘土層はサンドドレーンが径0.4m，2.0~2.5mピッチで砂礫層（Ds1）まで打設されている。解析に際し，サンドドレーンによる放射状の集配水機能はマクロエレメント法（関口他，1986）によってモデル化し，断面二次元の有限要素解析であっても三次元的な水の流れを考慮している。Mimura & Jang（2005）は有限要素解析における側方水理境界の影響を検討し，泉州沖のように砂礫層の排水能力に問題のある地盤では，載荷幅の10倍程度の解析領域を採らなければ，圧密の計算に水理境界の影響が現れてしまうことを報告している。本稿ではその成果に基づき，加えて，次のステップでは二期空港建設に伴う二期間の相互作用と両島の長期沈下挙動解析を実施することを念頭に置いて，Fig.2に示すように一期空港島沖側に10,000m，陸側に5000mの領域を有する解析モデルを設定した。関西国際空港基礎地盤は海側に向かって出現深度が深くなる傾斜地盤となっているが，本解析では，一期空港島中央部の層厚を基準として水平堆積地盤と設定し，メッシュ両端の排水条件は粘土層は非排水，砂礫層は排水境界とする地盤モデルを設定した。解析に適用した載荷工程をFig.3に示す。沖積粘土層の塑性変形は載荷履歴の影響を色濃く受けるため，正確な変形モードを再現するためには土砂投入の履歴を正確にモデル化する必要がある。本解析では当該地点の埋立履歴にそって載荷工程のモデル化を行っているが，目的が更新統粘土層の時間遅れ沈下の評価であることから，場所ごとに大きく平均化した埋立荷重を設定した。そのため，埋立の時刻歴という点では正確性をやや欠くものとなっていることを断っておく。

2.2 解析地盤の主な特性とパラメター

大阪湾更新統粘土は続成作用によって見かけの過圧密が発生している。これは，現在受けている土被

Table 1 Values of equivalent coefficient of permeability for the Pleistocene sand gravel layers

砂礫層	Ds1	Ds2	Ds3	Ds4	Ds5	Ds6	Ds7	Ds8	Ds9	Ds10
透水係数(cm/s)	5.0×10^{-2}	8.0×10^{-3}	2.5×10^{-2}	1.6×10^{-3}	4.5×10^{-3}	2.5×10^{-5}	2.5×10^{-5}	2.0×10^{-3}	3.0×10^{-3}	4.0×10^{-3}

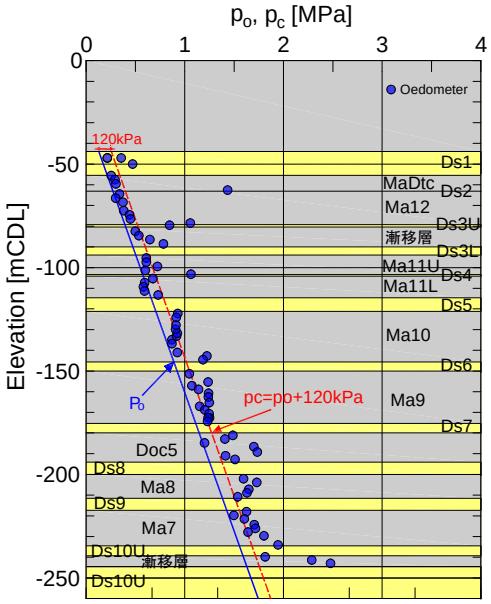


Fig. 4 Profile of p_c for the Pleistocene clays in the foundation of KIA

り圧に対応する間隙比よりも大きな間隙比を有する，「かさばった構造」を持っている。これにより，載荷を受けた時の圧縮しろが大きく，特に続成作用によると思われる構造が破壊されるような載荷をうけると大きな沈下を引き起こす可能性が指摘されてきた。関西国際空港基礎地盤の厚序と標準圧密試験の結果に基づく圧密降伏応力の分布をFig.4に示す。図中灰色で示す部分が粘土層で，見かけの過圧密量としてΔp_c（$=p_c-p_0$）=120kPaが得られることがわかる。本解析では，p_cを更新統疑似過圧密粘土の見かけのものと考え，p_c以下の応力域での非弾性挙動を仮定した（Mimura & Jang,2005）。また，砂礫層は弾性体とし，水平方向に連続しているモデルを採用した。排水層としての能力に関わる層の連続性，厚さ，細粒分含有率の影響は，等価透水係数に反映させる形で表-1に示すように値を各層に対して仮定することによって考慮した。具体的には，連続性に悪さや薄層厚によってマクロな透水性に問題があるとされるDs6，Ds7層は低い等価透水係数を設定し，連続性のよい礫層であるDs1やDs3層は等価透水係数を高く設定した。それ以外の普通の砂礫層と判断した層については実験で得られる10^{-3}cm/sオーダーの値をそのまま用いた。一期空港島建設による荷重履歴は沈下と嵩上げによる埋立層の浮力補正を施したものを海底地盤に作用させた。解析に用いた土質定数は，えられた土質試験結果を用い，Mimura et al（1990）が準拠している手法に沿って合理的に決定した。値の詳細についてはMimura and Jang（2005b）を参照されたい。

2.3　アプローチ手法としての弾粘塑性有限要素解析

本稿で更新統粘土の挙動を表現するために用いられている弾粘塑性構成モデルはSekiguchi（1977）によって提案され，平面ひずみ解析に適用するにあたり，Ko値の予測性に改善とともに修正されたもの（関口他，1982）である。構成モデルの弾粘塑性流動則は以下のように表される。

$$\dot{\varepsilon}_{ij}^{p} = \Lambda \frac{\partial F}{\partial \sigma_{ij}^{'}} \tag{1}$$

ここで，Λは比例定数，Fは粘塑性ポテンシャルであり，次式のように定義される。

$$F = \alpha \cdot \ln\left[1 + \frac{\dot{v}_0 \cdot t}{\alpha} \exp\left(\frac{f}{\alpha}\right)\right] = v^p \tag{2}$$

ここで，αは二次圧縮指数，$\dot{v}_0$は基準体積ひずみ速度，fは有効応力表示の応力関数，v^pは粘塑性体積ひずみである。モデルの詳細構造は Mimura and Sekiguchi（1986） を参照されたい。こうして得られた応力～ひずみ関係は次式のように増分形で有限要素法に組み込まれている。

$$\{\Delta\sigma'\} = [C^{ep}]\{\Delta\varepsilon\} - \{\Delta\sigma^{R}\} \tag{3}$$

ここで，$\{\Delta\sigma'\}$，$\{\Delta\varepsilon\}$は有効応力増分と対応するひずみ増分であり，$[C^{ep}]$ は弾粘塑性係数行列，$\{\Delta\sigma^{R}\}$はひずみ一定条件下で時間の経過とともに増加する緩和応力である。間隙水の流れは等方 Darcy 則に従うとし，透水係数 k は間隙比の変化に対応して次式のように変化する。

$$k = k_0 \cdot \exp\left(\frac{e - e_0}{\lambda_k}\right) \tag{4}$$

ここで，k_0は初期状態における間隙比e_0に対応する透水係数kの値を表し，λ_kは間隙比の変化に伴う透水係数の変化指数を示している。

3.　解析結果による関西空港一期島基礎地盤の応力と変形

3.1　埋立に伴う地盤内の過剰間隙水圧挙動

関西国際空港一期島建設による基礎地盤内の過剰間隙水圧コンターの解析結果をFig.5に示す。図には(a): 埋立完了時点，(b): 埋立 10 年後，(c): 二期空港島埋立直前（一期空港島埋立開始から4800日経過時点）における結果を示している。沖積粘土層（Ma13）では，全面にサンドドレーンが打設されており，この排水効果によって過剰間隙水圧は埋立期

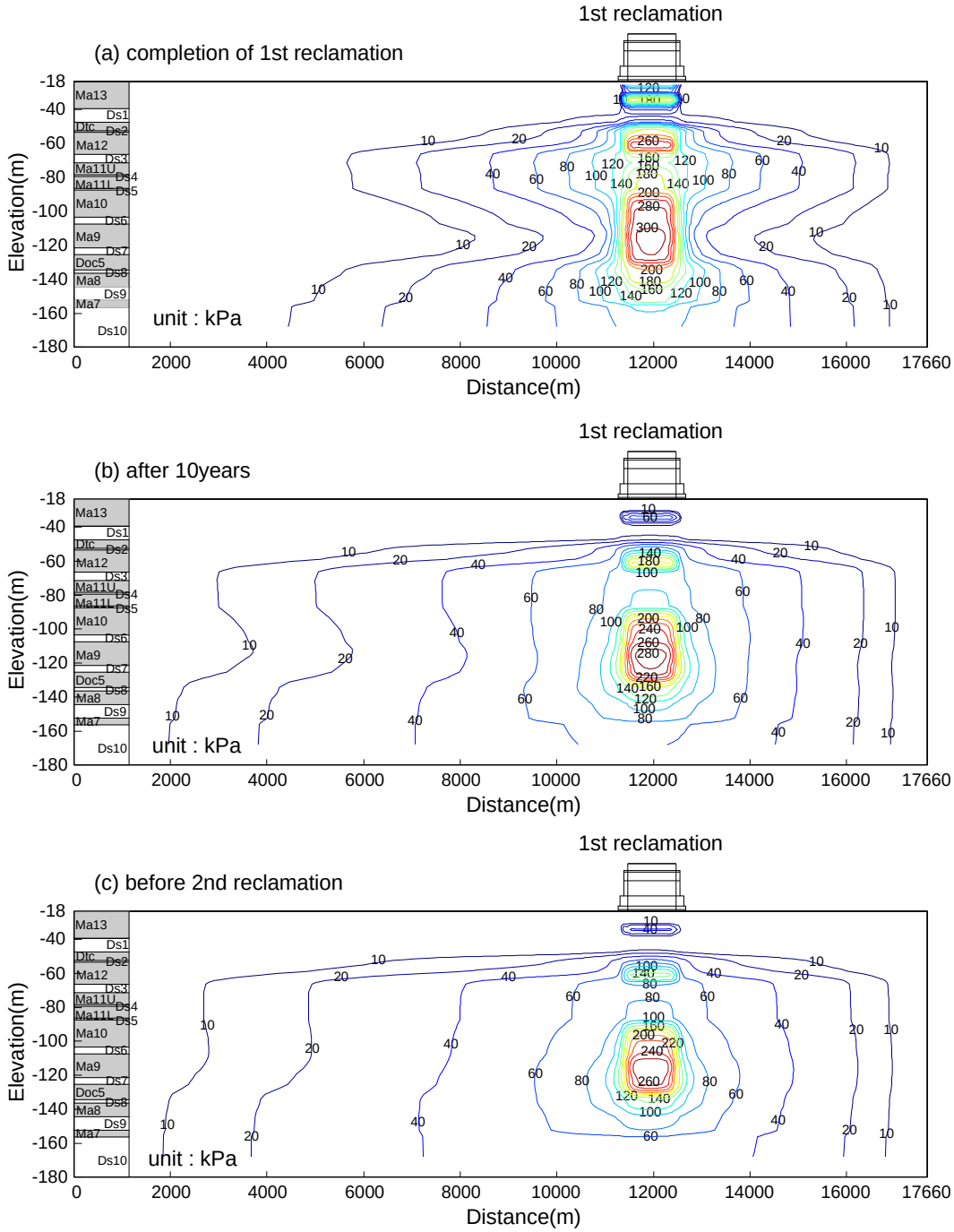


Fig. 5 Calculated contours for the distribution of excess pore water pressure due to reclamation

間中にほぼ消散してしまっていることがわかる。これに対して，深部の地盤改良が不可能な更新統粘土層では大きな過剰間隙水圧が発生し，長期間停留していることがわかる。当然のことではあるが，埋立部直下では非常に大きな過剰間隙水圧が発生する。Ma12, Ma11などの基礎地盤上部の更新統粘土層では排水能力の高い砂礫層（Ds1, Ds3）の効果によって過剰間隙水圧が順調に消散しているのに対し，Ds6, Ds7 という難透水性砂礫層の周辺に体積するMa10, Ma9 といった更新統粘土層を中心とした部分では，過剰間隙水圧の消散が非常に遅れていることが分かる。また，埋立領域外へと過剰間隙水圧が伝播しており，二期空港島建設地点をはじめとする一期空港島周辺では有効応力が減少するという状態が生じている。この埋立領域外への過剰間隙水圧の伝播は，二期空港島が 200m 隣接して埋め立てられる際には，一期島直下部に還流するという，「水枕効果」の存在を示唆するものであり，有効応力的に見て除荷を受ける部分（一期島建設時の二期島予定地）と，除荷・再載荷を受ける部分（一期島直下）とがあり，それぞれの地盤がどのように変形するのかについてはさらに検討しなければならない。

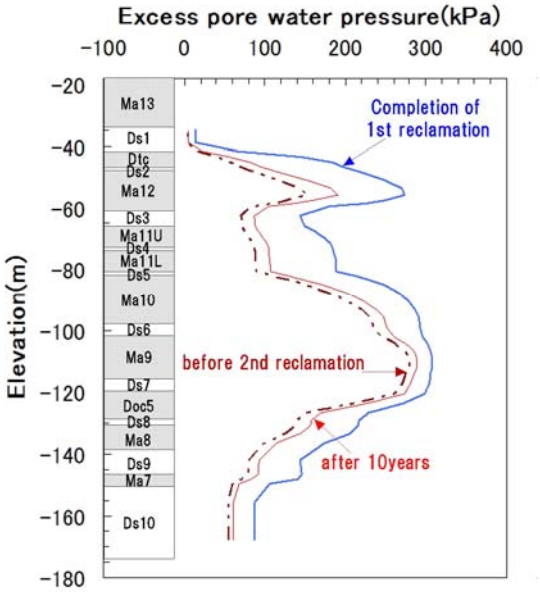


Fig. 6 Distribution of excess pore water pressure with depth at the center of the 1st phase island of KIA

解析断面の中央部（一期空港島1号櫓地点相当）における過剰間隙水圧の深度方向分布をFig.6に示す。表示時点は，Fig.5に準拠して，一期空港島埋立完了時点，埋立10年後，二期空港島埋立直前時点における結果を示した。Fig.5の地盤内の過剰間隙水圧分布コンターでも明らかなように，浅部更新統粘土層 Ma12, Ma11 では埋立によって最大300kPa 近い過剰間隙水圧が発生するものの，その後の時間経過とともに順調に消散して圧密が進行する様子が明確に現れている。この理由としては，Ds1，Ds3 層の高透水性の寄与が大きいこと，またMa11層は砂礫層によって二層に分割され，粘土自身もシルト質で透水係数もやや大きくなっている（Mimura and Jang, 2005b）ことなどがあげられる。これに対して，その下位の更新統層の水圧消散モードは明らかに異なったものとなっている。この領域に堆積する砂礫層，Ds6，Ds7 は泉州沖の地盤でもかなり透水能力に難があると評価された層であり，解析に際しても 10^{-5}cm/sec オーダーの低い等価透水係数を与えている。結果として，Ma10，Ma9 そして非海成のDoc5といった粘土層はあたかも1枚の粘土層（中間に狭在するDs6, Ds7 が存在しないかのような）であるかのような過剰間隙水圧の発生モードを示している。これらの層では埋立から短期間では若干消散するが，10年後～二期空港島埋立直前の時間帯ではほとんど有意な変化を示さない。このメカニズムは以下のようである。すなわち，埋立直後から短期間は，元々静水圧状態であって粘土層に比べると透水性の高い砂礫層に，埋立によって粘土層内に発生する過剰間隙水圧が伝播してくる。そのため，粘土層内の水圧は砂礫層内

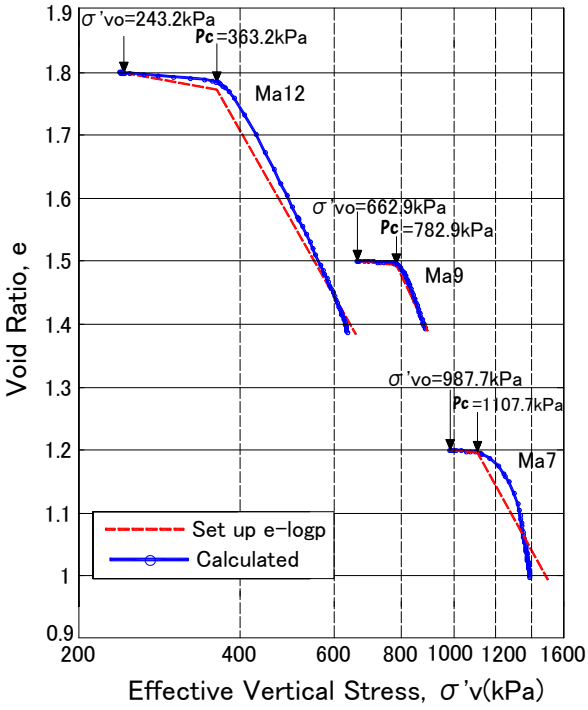


Fig. 7 Advance in stress due to reclamation

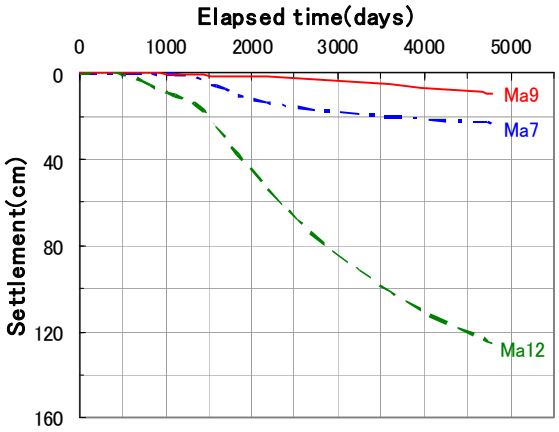


Fig. 8 Typical performance of settlement with time for the Pleistocene differential settlement

に再配分されるために若干軽減される。ところが，砂礫層の低い透水性のために排水が追いつかず，ある平衡状態に達するとその後は劇的な変化が期待できなくなるため，互層全体（Ma10~Doc5まで）が粘土一層であるかのような挙動を示すことになる。

3.2 埋立に伴う沈下挙動

上部（Ma12），中部（Ma9），下部（Ma7）更新統粘土の要素の状態経路をFig.7 に，それぞれの沈下～時間関係をFig.8 に示す。Fig.7 よりすべての粘土層において埋立によって塑性降伏が生じているが，初期応力が小さく，水圧消散も比較的順調なMa12は圧密により大きく圧縮しており，沈下量も二期空港島埋立直前で125cm に達している。これに対して砂礫層の透水性が悪い砂礫層に挟まれているMa9 で

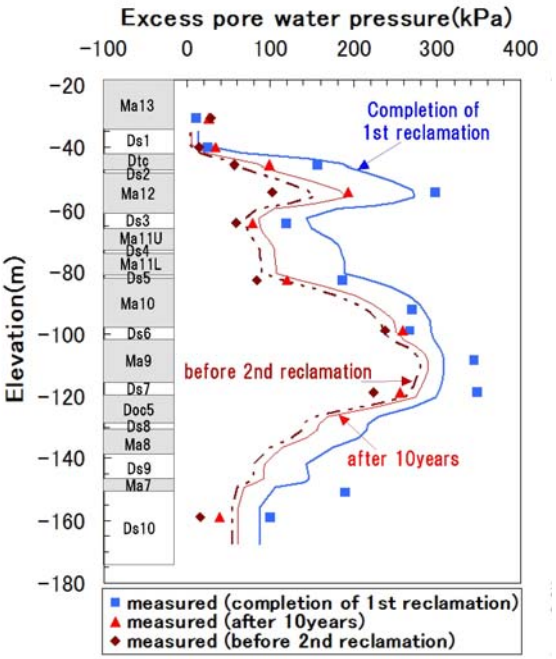


Fig. 9 Comparison of the distribution of excess pore water pressure with depth

は過剰間隙水圧の停留によって圧密の進行が遅く，沈下量も小さくなっていることがわかる。このように，関西国際空港基礎地盤では砂礫層のマクロな透水性によって過剰間隙水圧の停留・消散性状が異なり，それと連動してそれぞれの粘土層が異なる速度で圧密するという現象が生じている。更新統層全体として大きな沈下を生じているが，詳細にみれば，Ds1, 3, 10 という高排水性砂礫層近傍の上部更新統層，下部更新統層では圧密が比較的早く進行するのに対し，Ds6, 7 という難透水性砂礫層に隣接する Ma9 を中心とする粘土層では過剰間隙水圧が大きく残留し，圧密は遅れて進行するというモードになっていることが分かる。

4． 解析結果の評価～実測値との比較～

4.1 過剰間隙水圧の比較

関西国際空港一期島の1号櫓で計測された砂礫層の過剰間隙水圧を本稿で実施した有限要素解析結果と比較してFig.9 に示す。図中，実線は解析結果を，プロットは 1 号櫓における実測値を表している。実測結果より，透水性に優れているDs3, 10層では，埋立載荷時の水圧上昇もさほど顕著ではなく，長期的にも順調に消散している。これに対して，透水層として劣位として低い等価透水係数を与えているDs6,7層では420kPaの埋立応力に対し，300kPaに達するような大きな過剰間隙水圧が発生し，経時的な消散も緩慢で長期間にわたって砂礫層内に停留することが分かる。このような過剰間隙水圧が高く，比較的長期間停留する砂礫層では，埋立領域外に水圧が伝播する傾向が認められ，隣接領域との相互作用が問題となることが懸念される。解析結果はこうした実測結果を妥当に表現し得ていることがわかる。また，解析結果の妥当性を評価するために，Fig.6 で示した解析断面の中央部（一期空港島1号櫓地点相当）における過剰間隙水圧の深度方向分布を実測値と比較してFig.10 に示す。埋立からの経過時間，一期島

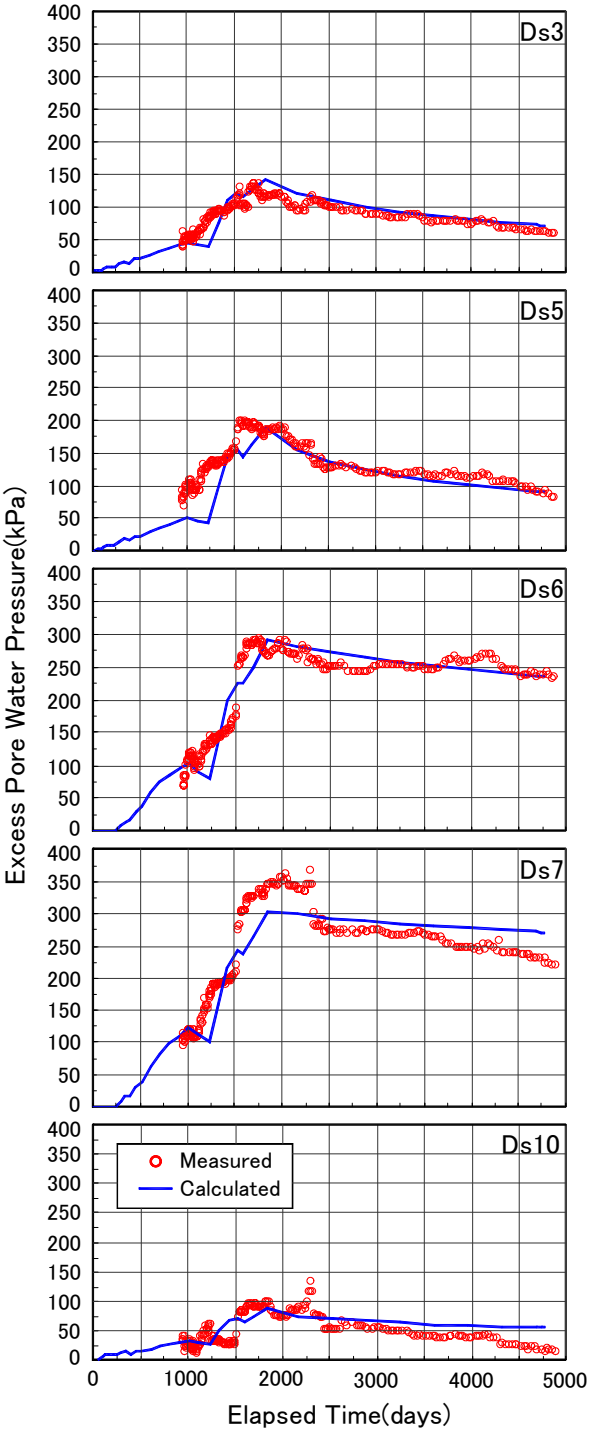


Fig. 10 Comparison of the calculated and measured excess pore water pressure for the Pleistocene sand gravel layers

埋立完了直後，10年，二期島埋立直前における解析結果は概ね実測値を再現できており，設定した地盤モデル，特に更新統砂礫層の等価透水係数の値が妥当なオーダーであったことがわかる。

４．２　更新統粘土層の層別沈下の比較

次に，更新統粘土層～時間関係をFig.11 に示す。本稿で対象とした更新統粘土層は，Fig.2 に示すDs1砂礫層以深でDs10より上の粘土層であり，それぞれの深度を代表する粘土層に対する比較を示している。一期空港島の埋立によって海底地盤に作用するネットの上載応力増分 $\Delta\sigma \fallingdotseq$ 420kPa によってMa7 までの更新統粘土層はp_cを超える状態となる。下位の粘土層になるほど初期応力は大きく，間隙比は小さくなるので，圧縮しろは上部の更新統粘土になるほど大きくなる。更新統層上部のMa12層では一期空港島埋立荷重によって初期から大きな沈下が発生し，二期空港島埋立直前の段階で125cmの沈下量となっている。Ma11, 10 と深くなるにしたがって，沈下の絶対量は小さくなっており，更新統全体の沈下量への寄与率としては上部粘土層が大きい。二期空港島埋立直前の段階での沈下量は，Ma10で43cm，Doc5で25cm，Ma8で32cmとなっている。大水深，大深度における計測のため，測定地の一部に信頼性を欠く挙動が見られるが，実線で示した解析結果は各層の沈下挙動を非常に精度よく表現していることがわかる。

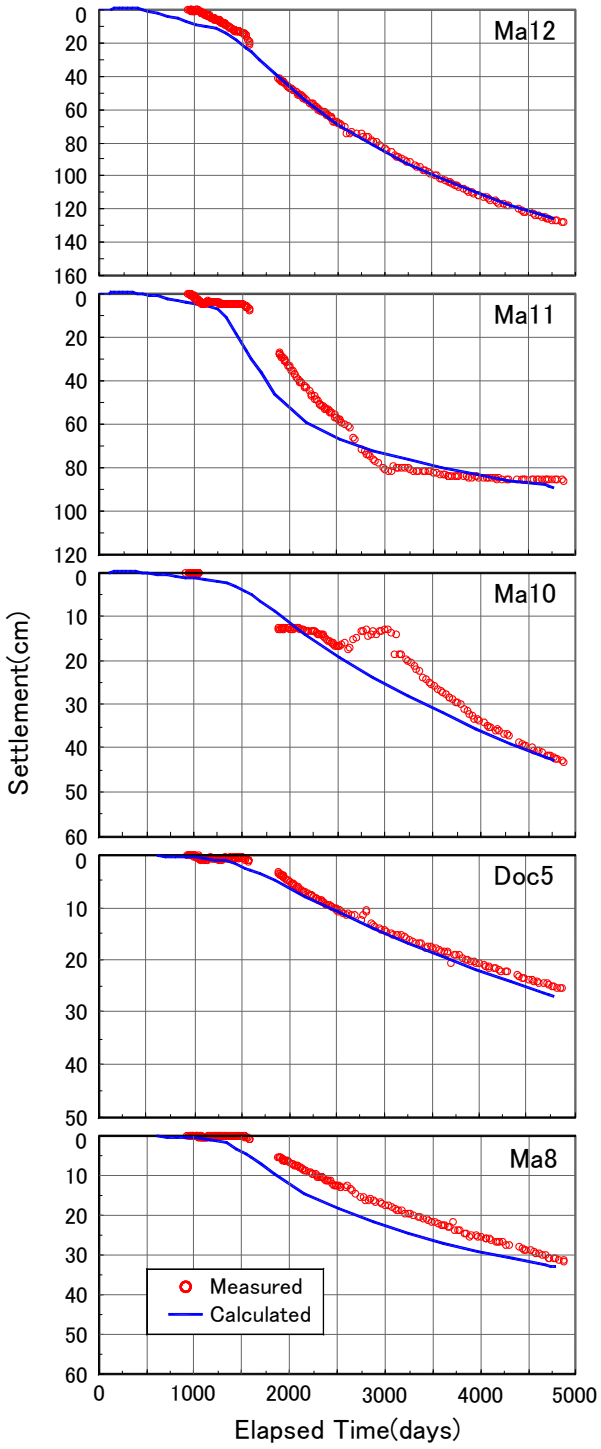


Fig. 11 Comparison of the calculated and measured differential settlement for the Pleistocene clay layers

5.　おわりに

関西国際空港基礎地盤である泉州沖の更新統層は，粘土層と砂礫層の互層構造を有している。こうした更新統砂礫層の特徴としては，このあたりには大河川がなく，陸上からの土砂供給が十分ではないことから，大阪湾や神戸沖と比べて砂礫層厚が薄く，連続性に欠け，細粒分含有率が高いという特徴がある。これは，排水層としての能力に全幅の信頼を置けないということにつながり，粘土層の圧密速度を支配する砂礫層の透水性が強く懸念される。本稿では，各種地盤調査結果に基づいてできる範囲で更新統砂礫層のマクロ透水能を数値化することに苦心した。連続性に優れた砂礫層はDs1 と Ds3 であり，非常に劣悪な砂礫層はDs6 と Ds7 であった。解析にあっては，連続性に悪さや薄層厚によってマクロな透水性に問題があるとされるDs6, Ds7層は低い等価透水係数を設定し，連続性のよい礫層であるDs1やDs3層は等価透水係数を高く設定した。それ以外の普通の砂礫層と判断した層については実験で得られる10^{-3}cm/sオーダーの値をそのまま用いてモデル化を行った。

更新統粘土は全層にわたって軽い過圧密状態であり，空港島埋立荷重によってかなりの深度までの更新統粘土層はp_cを超えて塑性降伏を引き起こす。また，現在受けている土被り圧に対応する間隙比よりも大きな間隙比を有する，いわゆる“かさばった”構造を有しており，一旦その構造が壊れるとその分圧縮しろが大きくなる。この圧縮性を考慮しなければ，現地で起こっている大きな過剰間隙水圧の発生

と停留，およびその条件下での急激な沈下の進行という現象は説明できない。逆に，この圧縮特性を適切にモデル化することによって，現場の特異と思われた挙動を統一的に表現できることがわかった。本稿では，見かけの過圧密量としてΔp_c（$=p_c-p_0$）= 120kPaが標準圧密試験の結果に基づいて得られた。また，解析では，p_cを更新統疑似過圧密粘土の見かけのものと考え，p_c以下の応力域での非弾性挙動を仮定して解析を行った。排水砂礫層が優位な浅部更新統粘土層では，埋立によって大きく正規領域に入り，かつ順調に過剰間隙水圧が消散するという，教科書的な圧密が進行するのに対して，過剰間隙水圧の消散が非常に遅れる中深度の粘土層では降伏に達する時間が大きく遅れるため，擬似過圧密粘土特有のp_c以下の応力域での時間遅れ沈下が過剰間隙水圧残留状態下で起こることになる。

弾粘塑性有限要素解析により，空港島建設によって発生する過剰間隙水圧は，埋立地区直下で非常に大きくなるが，更新統砂礫層内を海側に伝播し，長期的には空港島外の基礎地盤に広がることがわかった。空港島直下地盤では，浅部更新統層においては初期の大きな過剰間隙は時間の経過とともに順調に消散するのに対し，砂礫層の透水能が低い中深度の更新統粘土層では，二期空港島の埋立直前でも250kPaに達する非常に高い水圧が長期にわたって残留し，その分圧密の進行は遅れることになる。

更新統粘土層の沈下～時間関係では，埋立荷重によって大きく正規圧密領域に達する浅部更新統粘土層では，逆 S 字型の沈下曲線となるのに対し，中深度で過剰間隙水圧が長期間停留する粘土層では初期応力レベルが大きいことも相まって直線的な沈下曲線となる。

解析結果の妥当性については，現地における実測値との整合性によって評価される。本稿では，一期空港島 1 号櫓の結果を用いて検討した。更新統砂礫層の透水性を等価透水係数で評価するとともに，更新統粘土の擬似過圧密性を考慮したモデルを用いて関西国際空港基礎地盤の二次元弾粘塑性有限要素解析を実施した結果，一期空港島建設による更新統地盤の過剰間隙水圧と沈下解析結果は現地の層別計測結果を精度よく評価できることが明らかとなった。

このような研究成果は，大規模海上埋立による更新統互層地盤の変形を二次元有限要素法によって解析するスキームを構築し，隣接する二つの空港島建設による更新統互層地盤の長期沈下挙動と過剰間隙水圧の還流現象を把握するためのスキームを提供ができる。これは，空港島の今後の長期間にわたる安定的な供用に資する研究成果が期待される。

参考文献

関口秀雄，西田義親，金井文夫（1982）：粘土の平面ひずみ粘塑性モデルについて，第37回土木学会年次学術講演会概要集， 第3部，pp. 181-182.

関口秀雄，柴田徹，藤本朗・山口博久（1986）：局部載荷を受けあるバーチカル・ドレーン打設地盤の変形解析，第31回土質工学シンポジウム発表論文集，pp. 111-116.

Ito, Y., Takemura, K., Kawabata, D., Tanaka, Y. and Nakaseko, K. (2001): Quaternary Tectonic Warping and Strata Formation in the Southern Osaka Basin Inferred from Reflection Seismic Interpretation and Borehole Sequences, Journal of Asian Earth Science, Vol. 20, pp. 45-58.

Jang, W. Y. and Mimura, M. (2005): Effect of Permeability and Compressibility of Sandwiched Gravelly Sand Layers on Subsequent Settlement of Pleistocene Deposits, Soils and Foundations., Vol. 44, No. 6, pp. 111-119.

Mimura, M. and Jang, W. Y. (2004): Description of Time-dependent Behavior of Quasi-overconsolidated Osaka Pleistocene Clays Using Elasto-viscoplastic Finite Element Analyses, Soils and Foundations., Vol. 44, No. 4, pp. 45-58.

Mimura, M. and Jang, W. Y. (2005a): Verification of the Elasto-viscoplastic Approach Assessing the Long-term Deformation of the Quasi-overconsolidated Pleistocene Clay Deposits, Soils and Foundations., Vol. 45, No. 1, pp. 37-49.

Mimura, M. and Jang, W. Y. (2005b): Long-term Settlement of the Pleistocene Deposits Due to Construction of KIA, Proc. of the Symposium on Geotechnical Aspect of Kansai International Airport., pp. 77-85.

Mimura, M. and Sekiguchi, H. (1986): Bearing Capacity and Plastic Flow of A Rate-sensitive Clay Under Strip Loading. Bulletin of DPRI, Kyoto University., Vol. 36, Part2, pp. 99-111.

Mimura, M., Shibata, T., Nozu, M. and Kitazawa, M. (1990): Deformation Analysis of a Reclaimed Marine Foundation Subjected to Land Construction, Soils and Foundations., Vol. 30, No. 4, pp. 119-133.

Mimura, M., Shibata, T. and Watanabe, K. (1994): Post Yield Modeling of Compression for Pleistocene Clays and its Application to Finite Element Analysis, Proc. Int. Symp. on Pre-Failure Deformation Characteristics of Geomaterials -Measurement and Application-, Vol. 1, pp. 517-522.

Sekiguchi, H. (1977): Rheological Characteristics of Clays, Proc. of 9th ICSMFE., Vol. 1, pp. 289-292.

Numerical Assessment of Stress and Deformation of the Offshore Reclaimed Pleistocene Foundation

Byung-Gon JEON* and Mamoru MIMURA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

A series of elasto-viscoplastic finite element analyses is conducted to assess the stress and deformation of the reclaimed Pleistocene foundations of Kansai International Airport. A large amount of reclamation overburden was applied to the alternating Pleistocene sandy gravel and quasi-overconsolidated clay deposits. Due to the filling for the construction of the reclaimed airport, long-term settlement has been expected to occur in the quasi-overconsolidated Pleistocene clay layers with insufficient dissipation of the excess pore water pressure generated even in the permeable sand gravel layers that are generally considered as drained ones. Propagation of excess pore water pressure through the sand gravel layers is also expected toward the outside of the reclamation area. In the present paper, the assumption of the equivalent permeability coefficient is introduced to model the macro-permeability of the Pleistocene sand gravel layers considering the effect of discontinuity, change in thickness of the Pleistocene sand gravel layers and high content of fine components in them. Non-elastic strain is also assumed to take place in the quasi-overconsolidated Pleistocene clay layers even in the stress range less than the apparent p_c that can be derived by the laboratory experiments on those clays. Calculated performance shows that the remarkable compression takes place in the Pleistocene clay layers associated with insufficient dissipation of the excess pore water pressure even in the permeable sand gravel layers. The validity of the calculation has been confirmed by comparing with the differential settlement for each Pleistocene clay layers and the distribution of the excess pore water pressure in Pleistocene foundations.

Keywords: Pleistocene layers, Elasto-viscoplastic finite element method, Long-term settlement, Equivalent coefficient of permeability of sand gravel layers, Quasi-overconsolidation

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Experimental and FE Analysis of Seismic Soil-Pile-Superstructure Interaction in Sand

Mahmoud N. HUSSIEN*, Tetsuo TOBITA and Susumu IAI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Seismic response of end bearing piles supporting simple structures founded on a homogeneous dense sand layer over rigid rock is studied using a geotechnical centrifuge at DPRI-KU. Experiments are carried out under the centrifugal acceleration of 40G. The pile foundation is excited by a shaking table at the pile tip with and without the superstructure using sinusoidal waves with different amplitudes and different frequencies to investigate the inertial effect of the superstructure on the pile response. Nonlinear dynamic analyses using the 2-D finite element (FE) method are compared to the recorded responses during shaking in the centrifuge. The soil-pile interaction in 3-D is idealized in 2-D type using soil-pile interaction springs with hysteretic nonlinear load displacement relationships. Computed time histories of pile head acceleration and displacement, except for bending moment, were consistent with those obtained from experiments. Numerical analysis tends to under-estimate the maximum value of the bending moment, because of the empirical procedure for the setting of soil-pile interaction springs.

Keywords: Pile, finite element, centrifuge, dynamic bending moment

1. Introduction

In highly seismic areas such as Japan, seismic soil-pile-superstructure interaction (SSPSI) problems have received considerable attention in recent years. Although, the shortage of data from actual earthquakes limits the further progress in this research field, it motivates researchers to perform centrifuge and shaking table model tests. The use of centrifuge tests offers the advantages of modeling complex systems under controlled condition. Also, numerical models procedures can be calibrated and improved or modified for phenomena that may not have been adequately accounted for in a model (Rayhani and El Naggar, 2008). Several numerical and analytical methods have been proposed for the analysis of SSPSI based on simplified interactions models such as the beam on dynamic Winkler Foundation approach (Kagawa and Kraft, 1980; Allotey and El Naggar, 2008), as well as those based on more rigorous FEM (Cai et al., 1996: Rovithis et al., 2009), or BEM (Padrón et al., 2007), formulations. These methods utilize either simplified two-step methods that uncouple the superstructure and foundation portions (Gazetas 1984; Beltrami et al., 2005) or a fully coupled SSPSI system in a single step (Kaynia and Mahzooni 1996; Mylonakis et al., 1997). Although the former provides insights as to the distinct role of inertial and kinematic interaction, the latter gives a direct and more convenient estimation of the complete system response (Rovithis et al., 2009). The coupled 3-D FE approach is most representative of the SSPSI system, but is computationally intensive and time consuming. Ozutsumi et al., (2003) proposed a method to

idealize the soil-pile interaction in 3-D into the 2-D type using soil-pile interaction springs that connect pile elements to 2-D meshes of a soil profile.

This article presents experimental results and analysis of centrifuge tests that were conducted to investigate the SSPSI then the experimental results are used to check the applicability of the 2-D FE program **FLIP** incropating the interaction spring proposed by Ozutsumi et al., (2003). A schematic view of the system under investigation is shown in Fig. 1. Details of centrifuge models with test results and the FE models are briefly summarized. Then the results of the FE and centrifuge models are compared in terms of time histories of soil and structural responses. The test results of centrifuge are presented in terms of prototype unless otherwise stated.

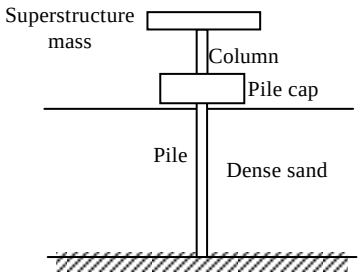


Fig.1 A schematic view of the system under investigation

2. Experimental setups and procedures

The model tests were performed using the geotechnical centrifuge at the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University (DPRI-KU). The centrifuge has a radius of 2.5 m and consists of a balanced arm with dual swing platforms. The maximum capacity is 24 g-tons with a maximum centrifugal acceleration of 200 g. A shake table driven unidirectionally by a servo hydraulic actuator is attached to a platform and it is controlled through a personal computer (PC) on the centrifuge arm. All the equipment necessary for shake table control is put together on the arm. The PC is accessible during flight from a PC in the control room through wireless LAN and "Remote Desktop Environment". The shake table has the capacity of 15 kN, 10g and ± 2.5 mm in maximum force, acceleration and displacement, respectively (Tobita et al., 2006). All tests were carried out in the centrifugal acceleration field of 40g using a rigid soil container with inner dimension of 0.45 m (L) × 0.15 m (W) × 0.29 m (H).

The model ground in this study was made of Silica sand No. 7 having the physical and mechanical properties shown in Table 1 and the particle size distribution curve shown in Fig. 2. A dry sand deposit was prepared by air pluvation. After fixing the pile in a bottom plate in the soil container base, silica sand was rained in 1 g field using a hopper fixed at the specified height until the sand deposit formed 11.6 m thick deposit (290 mm in model scale). The sand deposit was then consolidated in 40 g centrifugal acceleration field for 5 min. By measuring the heights of the ground surface after the consolidation, relative density was obtained as 85%. The soil was instrumented with accelerometers at different depths.

Table 1 Physical properties of Silica sand No. 7

e_{max}	e_{min}	D_{50}(mm)	Uc	Gs
1.19	0.710	0.13	1.875	2.66

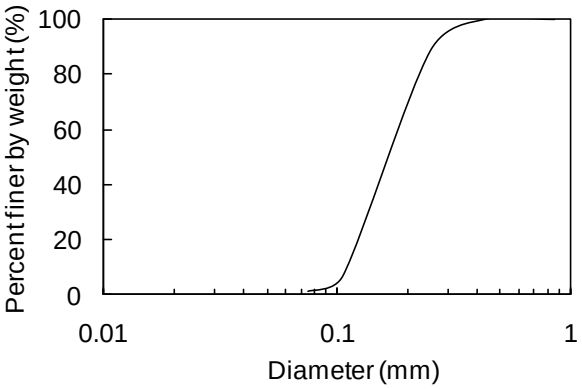


Fig. 2 Particle size distribution curve for Silica sand No.7

The pile was placed in the model before the soil was pluviated, attempting to simulate a pile installed with minimal disturbance to the surrounding soil, as may be the case when a pile inserted into a pre-augered hole. Seven strain gauges were placed at different locations along the pile to measure bending moments. The single pile was supporting a simple structure consisted of pile cap, column, and superstructure mass as shown in

Fig. 1. The pile cap and the superstructure mass were instrumented with LDTs and accelerometers to measure their displacements and accelerations. Material properties of model pile, pile cap, column, and superstructure mass used in this study are shown in Table 2, Table 3, Table 4, and Table 5 respectively. For the pile cap and the superstructure mass, the centrifuge scaling relations were applied based on mass and stiffness.

Four sinusoidal waves as input base accelerations with different amplitudes and different frequencies as shown in Table 6 were applied in series to the system without the superstructure mass. Then the superstructure mass was added and the three input base accelerations were applied to the system with the same previous manner.

Table 2 Properties of pile modeling

	Steel tube		
	Model	Prototype	Units
Length	0.29	11.6	m
Outer diameter	10	400	mm
Wall thickness	0.75	30	mm
Young's modulus	206	206	GPa
Moment of inertia	2.35×10^{2}	6.00×10^{8}	mm^4
Bending stiffness	48.41	1.24×10^{8}	$MN\text{-}mm^2$

Table 3 Properties of pile cap modeling

	Model	Prototype	Units
Mass	0.3792	24231	kg
Moment of inertia	9.0×10^{4}	2.33×10^{11}	mm^4
Bending stiffness	1.85×10^{4}	4.75×10^{10}	$MN\text{-}mm^2$

Table 4 Properties of column modeling

	Steel tube		
	Model	Prototype	Units
Length	0.075	3.0	m
Outer diameter	10	400	mm
Wall thickness	0.75	30	mm
Young's modulus	206	206	GPa
Moment of inertia	2.35×10^{2}	6.00×10^{8}	mm^4
Bending stiffness	48.41	1.24×10^{8}	$MN\text{-}mm^2$

Table 5 Properties of superstructure mass

	Model	Prototype	Units
Mass	0.297	19008	kg
Moment of inertia	1.41×10^{4}	3.61×10^{10}	mm^4
Bending stiffness	2.90×10^{3}	7.42×10^{9}	$MN\text{-}mm^2$

Table 6 Input base motions

Base acceleration	Max amplitude (g)	Frequency (Hz)
1	0.005	0.1
2	0.084	0.5
3	0.317	1.0
4	0.136	2.0

3. Test results and discussion

Fig. 3 shows the time histories of the pile cap displacements for all studied cases: the solid and broken lines correspond to the cap displacements with and without superstructure, respectively. It is

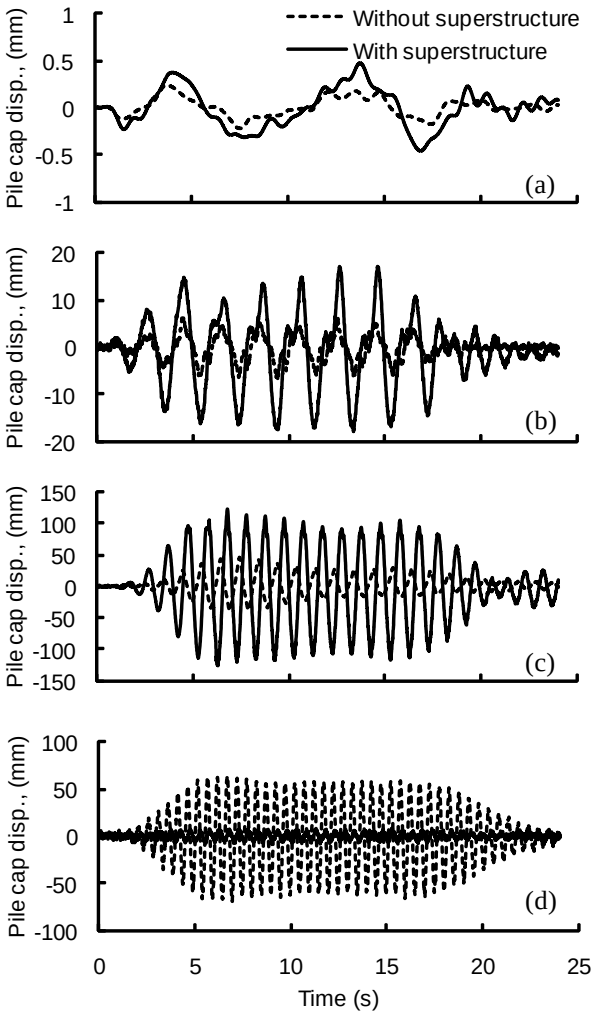


Fig.3 Time histories of pile cap displacement; 0.1 Hz (a), 0.5 Hz (b), 1.0 Hz (c) and 2.0 Hz (d)

worth to note that the effect of the inclusion of the superstructure on the pile cap displacement is not the same for all tested cases but it is frequency dependent. For the first three cases (0.1, 0.5, and 1.0 Hz), the effect of the superstructure is to increase the pile cap displacement. This effect is reversed when the frequency of the input motion is increased to 2.0 Hz.

Fig. 4 shows the maximum amplitudes of pile cap displacement versus the frequency of input motions. The variation of pile cap displacement amplification relative to ground surface (free field) displacement (U_{cap} /Ug) is also shown in Fig.5. From These two figures, the following trends can be noted:

1. The fundamental frequency of the system with the superstructure (approximately about 1.0 Hz) is smaller than that of the system without the superstructure (higher than the range of the studied cases). These values are consistent with the preliminary estimation (modal analysis) of the fundamental frequencies of the systems with and without the superstructure. Research is still on going and therefore experimental cases of input motions with higher frequencies will be conducted later to confirm this observation.
2. At low frequencies, the pile cap displacements of both cases with and without the superstructure is negligable compared to the free field displacement due to the high rigidity of the pile that constrains the pile movement relative to the soil movement especially at low frequencies as shown in Fig. 5. This means that the pile response at low frequencies is controled by its bending rigidity rather than kinematic (from soil) or inertial (from structure) effects.
3. The amplification of the pile cap displacement (with the superstructure) initates at low frequency (about 0.5 Hz) compared to the corresponding pile cap displacement (without the superstruture) that intiates from a frequency close to 0.8 Hz as shown in Fig. 5. This difference between frequencies is due to the inertial effect, comes from the superstructure mass, and it tends to increase the pile cap

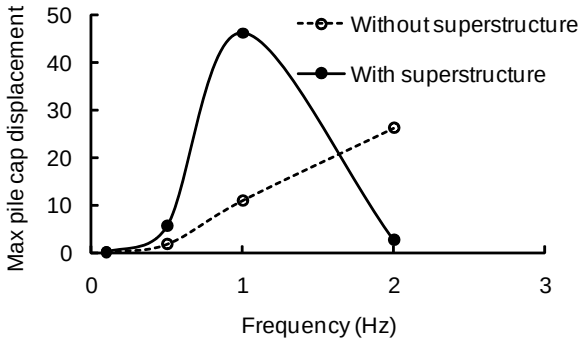


Fig.4 Maximum pile cap displacement variation with frequency

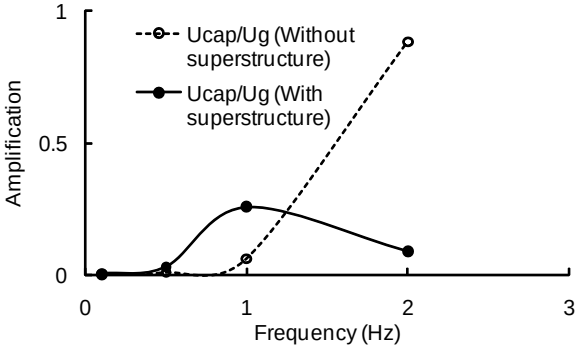


Fig.5 Amplification ratios of pile cap displacement relative to free field displacement

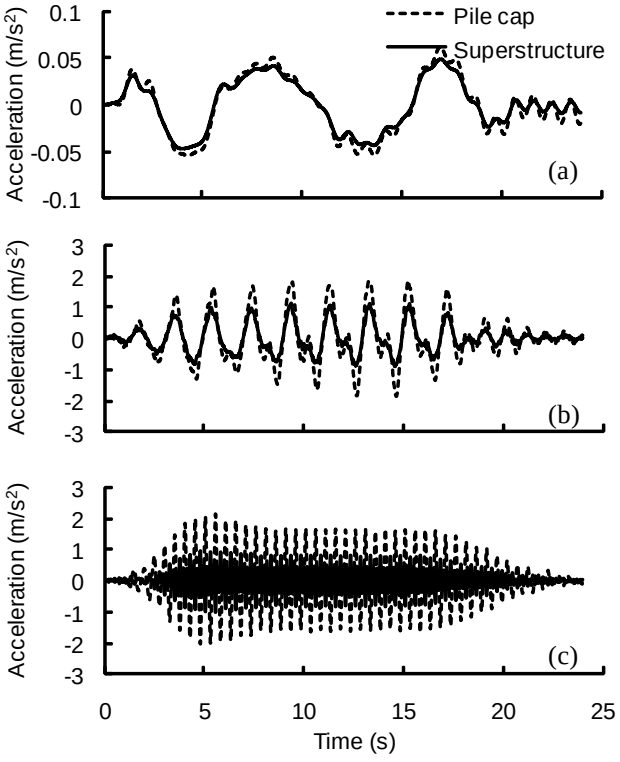


Fig.6 Pile cap and superstructure accelerations time histories; 0.1 Hz (a), 0.5 Hz (b), and 2.0 Hz (c)

displacement relative to the free field displacement up to 1.0 Hz input motion (equal to the fundmental frequency of the system). In this range, its obsarved that the pile cap and superstructure mass accelerations are in phase. After this frequency (1.0 Hz), the pile cap and superstructure mass accelerations are out of phase as shown in Fig. 6 thus the superstructure mass tends to decrease the pile cap displacement.

Fig. 7 illustrates the inertial effect of the superstructure on the peak bending moment profile, calculated as extreams bending moments at different depthes along the pile for 0.5, 1.0, and 2.0 Hz cases. The figure declares that the effect of the superstructure on the bending moment profile is simillar to its effect on the pile cap displacement.

4. Numerical simulation

The 2-D FE program FLIP (Finite element analysis program for LIquefaction Process) (Iai et al. 1992) is employed in this study. Soil is modeled as having the multi-shear mechanism. Parameters for sand used in the FE analysis were determined referring to the results of laboratory tests on Silica sand No. 7 as shown in Table 7. The bulk modulus of the soil skeleton K was determined assuming a Poisson's ratio υ of 0.33. The pile and the column are modeled with Bilinear one-dimensional beam elements. Table 8 defines the model parameters of pile and column elements. Linear plane elements with two degrees of freedom per node were used to model the pile cap and the superstructure mass. The soil-pile interaction in 3-D is idealized in 2-D type using soil-pile interaction springs with hysteretic nonlinear load displacement relationships. While the conventional spring elements used in the analysis of soil-pile interactions are embedded in the same plane of the 2-D FE analysis domain, the soil-pile interaction spring used in this study is a spring that connects a free pile to a 2-D cross section of soil (details of soil-pile spring can be found in Ozutsumi et al. (2003).

5. Comparison of calculated and recorded responses

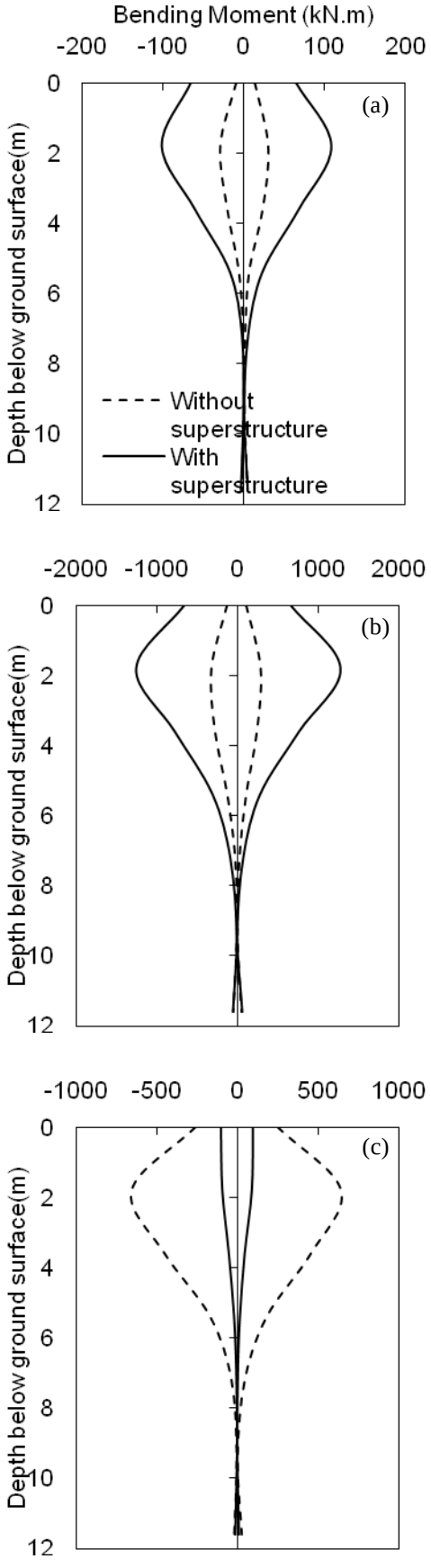


Fig. 7 Peak bending moment profile: 0.5 Hz (a), 1.0 Hz (b) and 2.0 Hz

Table 7 Model parameters for soil elements.

Density, ρ (t/m^3)	G_{ma} (kPa)	υ	σ'_{ma} (kPa)	φ_f (deg)	H_{max}
1.5	5.1×10^4	0.33	57.11	38	0.20

Table 8 Model parameters for pile and column elements.

Gs (kPa)	υ	ρ (t/m^3)	Initial flexural rigidity (kPa)	Flexural rigidity after yield (kPa)
7.75×10^7	0.29	7.9	3.64×10^5	2.47×10^5

Recorded and calculated responses of soil and pile cap for input motion of 0.5 Hz without the superstructure mass are compared in Fig. 8. The computed time histories of ground acceleration, pile cap aceleration, and pile cap displacement are consistent with the recorded ones in terms of their amplitudes and phases. Thus the FE analysis reproduced soil and pile cap responces reasonably well.

Recorded and calculated responses of soil, pile cap, and superstructure mass for the same input motion after adding the superstructure mass are compared in Fig. 9. The general trend of ground acceleration, pile cap aceleration, and pile cap displacement records was satisfactorily predicted in terms of their amplitudes and phases. The computed time history of superstructure acceleration is also consistent with the recorded one.

Figure 10 plots the peak bending moment profiles, calculated as extreams bending-moments at different depthes along the pile for input motions of 1.0 Hz and for both cases with and without the superstructure mass. This figure compares the depths where the maximum moments were measured and computed. The difference between the measured and computed depths of the maximum

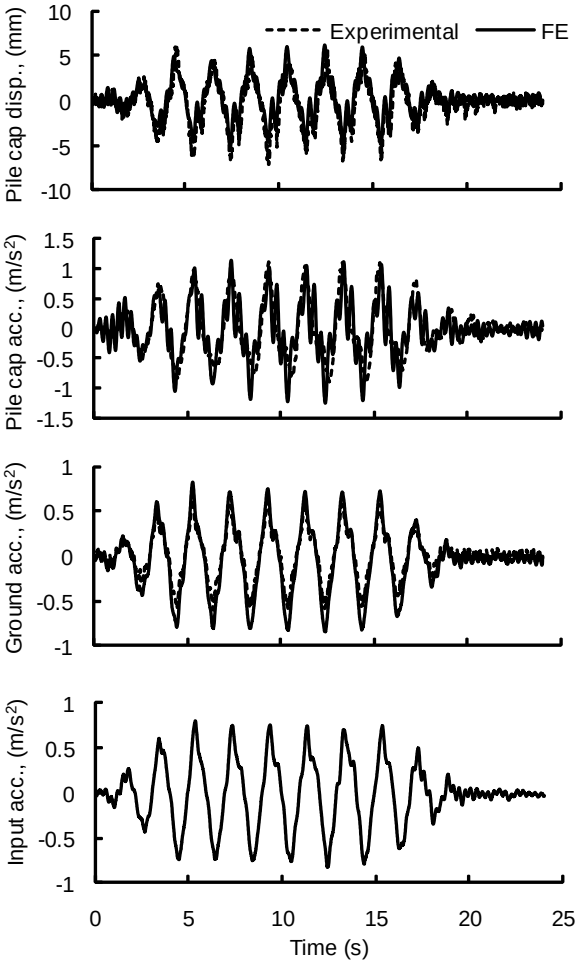


Fig. 8 Comparison of recorded and calculated ground and pile cap responses, without the superstructure, 0.5 Hz

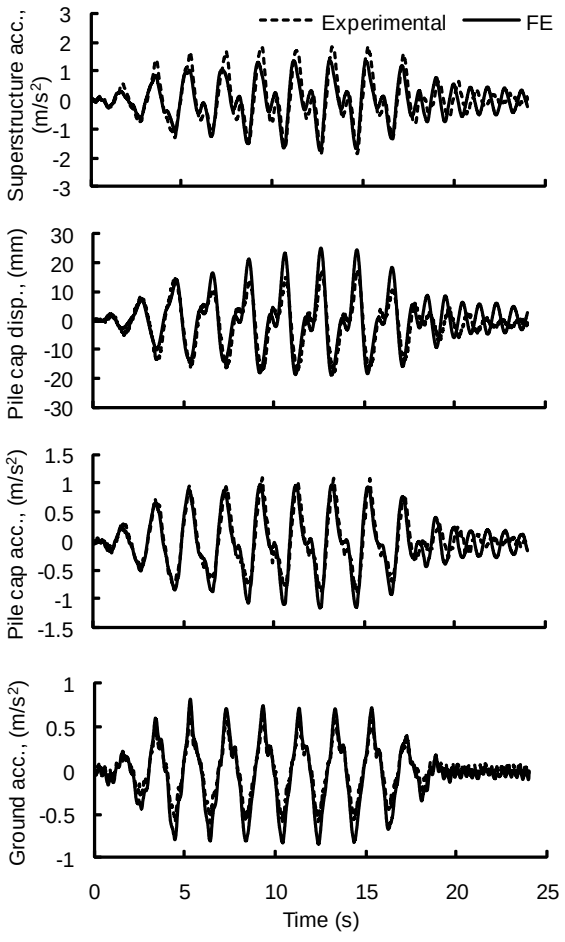


Fig. 9 Comparison of recorded and calculated ground, pile cap and superstructure responses, 0.5 Hz

bending moment was about 1.5 m. The computed depths where the bending moment returned to zero were consistent with the measured ones. The difference between the measured and computed depths was within 1.0 m.. For the system without the superstructure mass, the computed bending moment profile agreed well with the measured one. The FE is also successful at predicting the increase of peak bending moment profile after adding the superstructure mass but the computed increase of bending moment differed from the recorded one. Numerical analysis tends to under-estimate the maximum value of the bending moment and this may be due to the empirical procedure for the setting of soil-pile interaction springs.

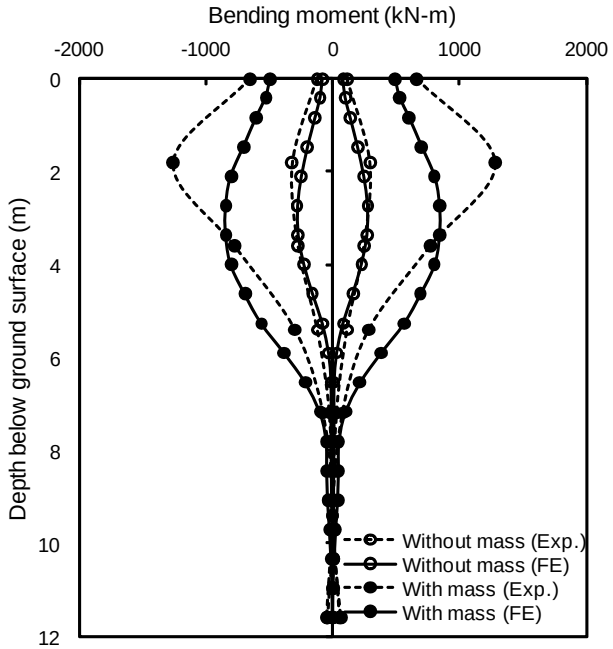


Fig. 10 Comparison of recorded and calculated peak bending moment profile, 1.0 Hz

6. Conclusions

To study the Seismic response of end bearing piles supporting simple structures, centrifuge experiments are conducted. Experimental results show that the inertial effect of the superstructure on the pile response is frequency dependent and the pile response at low frequencies is controled basicaly by its bending rigidity rather than kinematic (from soil) or inertial (from structure) effects. With the increase of the input motion frequency, the inertial effect of the superstructure on pile cap displacement strates to appear and the pile cap displacemnt reaches its maximum value relative to the free field displacement when the frequency of the input motion becomes equal to the fundamental frequency of the system, then the relative displacement of the cap gradually decrease because of the reversion of the inertial force direction.

Numerical analysis based on the effective stress analysis, FLIP, properly simulated ground surface acceleration, pile cap acceleration, pile cap displacement, and superstructure acceleration with a reasonable degree of accuracy. However, numerical analysis tends to under-estimate the maximum value of the bending moment, because of the empirical/internal procedure for the setting of soil-pile interaction springs.

References

Allotey, N. and El Naggar, M.H. (2008): Generalized dynamic Winkler model for nonlinear soil-structure interaction analysis, Canadian Geotechnical Journal, 45(4), pp. 560-573.

Beltrami, C., Lai, C.G. and Pecker, A. (2005): A kinematic interaction model for large diameter shaft foundation: An application to seismic demand assessment of a bridge subject to coupled swaying-rocking excitation. Journal of Earthquake Engineering, 9(2), pp. 355–394.

Cai, Y., Gould, P. and Desai, C. (1995): Numerical implementation of a 3-D nonlinear seismic S-P-S-I methodology, in Seismic Analysis and Design for Soil-Pile-Structure Interactions, Geotechnical Special Publication, 70, ASCE, pp. 96-110.

Gazetas, G. (1984): Seismic response of end bearing single piles. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 3(2), pp. 82–93.

Iai, S., Matsunaga, Y., Kameoka, T., Strain space plasticity model for cyclic mobility. Soils and Foundations, 32(2), 1–15, 1992.

Kagawa, T. and Kraft, L. (1980): Seismic P-Y responses of flexible piles, Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, 106(8), pp. 899-918.

Kaynia, A. M. and Mahzooni, S. (1996): Forces in

pile foundations under seismic loading. Journal of Engineering Mechanics, 122(1), pp. 46–53.

Mylonakis, G., Nikolaou, A. and Gazetas, G. (1997): Soil-pile-bridge seismic interaction: kinematic and inertial effects. Part I: Soft soil. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 26, 337–359.

Ozutsumi, O., Tamari, Y., Oka, Y., Ichii, K., Iai, S. and Umeki, Y. (2003): Modeling of soil–pile interaction subjected to soil liquefaction in plane strain analysis, Proc. of the 38th Japan, National Conference on Geotechnical Engineering, Akita, pp. 1899–1900.

Padrón, J.A., Aznárez, J.J. and Maeso, O. (2007): BEM–FEM coupling model for the dynamic analysis of piles and pile groups, Engineering Analysis with Boundary Elements, 31(6), pp. 473-484.

Rayhani, M.H.T. and El Naggar, M.H. (2008): Seismic response of sands in centrifuge tests, Canadian Geotechnical Journal 45(4), pp. 470-483.

Rovithis, E.N., Pitilakis, K.D. and Mylonakis, G.E. (2009): Seismic analysis of coupled soil-pile-structure systems leading to the definition of a pseudo-natural SSI frequency, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 29(6), pp. 1005-1015.

Tobita, T., Iai, S., Sugaya, M. and Kaneko, H. (2006): Soil–pile interaction in horizontal plane: Seismic performance and simulation of pile foundations in liquefied and laterally spreading ground, Geotechnical Special Publication, ASCE, 145, pp. 294–305

砂地盤における杭－地盤－上部工の動的相互作用問題に関する実験と FEM 解析

Mahmoud N. HUSSIEN*・飛田哲男・井合進

*京都大学大学院 工学研究科

要　旨

40G場の遠心模型実験により，均一で密な砂地盤で下端支持杭を持つ2自由度構造物の動的応答について調べる。上部工の慣性力が杭基礎に与える影響を考察するため上部工の有無，入力正弦波の振幅と振動数を変化させて実験を行う。また，実験結果を2次元非線形動的有限要素解析結果と比較する。ただし，本質的に3次元の問題である杭－地盤の動的相互作用は，応力履歴を考慮できる地盤－杭相互作用ばねを導入し2次元でモデル化するものとする。加速度および変位時刻歴については実験と解析とで良い一致を示したが，曲げモーメントについては今後の検討が必要である。

キーワード：杭，有限要素法，遠心模型実験，曲げモーメント

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

成層圏でのプラネタリー波の反射と関連する帯状風構造

向川均・佐治憲介*・小寺邦彦**

＊ 京都大学大学院理学研究科
** 名古屋大学太陽地球環境研究所

要　旨

近年の観測的研究によって，成層圏から対流圏へ下方伝播するプラネタリー波が異常気象の発生に重要な役割を果たしていることが明らかになった。ここでは，JRA-25/JCDAS再解析データと気象庁より提供された1ヶ月アンサンブル予報データを用いて，プラネタリー波の下方伝播が生じるときの，帯状風構造の特徴について詳しい解析を行った。その結果，下方伝播が生じるときの帯状風構造は，成層圏上層の西風鉛直シアーの大きさと，成層圏中層の西風の強さによって3つのタイプに分類できることがわかった。また，これらの帯状風構造について，成層圏における反射面の存在がプラネタリー波の下方伝播と関連していることがわかった。

キーワード: プラネタリー波，成層圏，反射

1. はじめに

近年，成層圏循環の変動が対流圏に及ぼす影響について数多くの研究が行われている。例えば，Perlwitz and Harnik（2003）は統計的な解析により，成層圏で反射した東西波数1のプラネタリー波が約6日後に対流圏に影響を及ぼすことを示している。さらに，Kodera et al.（2008）は，2007年2月下旬から3月上旬にかけて生じた成層圏突然昇温後のプラネタリー波の顕著な下方伝播イベントについて事例解析を行い，ユーラシア域で上方伝播した惑星波が成層圏で反射し，北米東岸域で対流圏へ下方伝播し，そこで異常低温を引き起こした様子を3次元的に記述することに成功した。しかしながら，このようなプラネタリー波の下方伝播がどのような条件やメカニズムで生じるかは明らかになっていない。

そこで本研究では，北半球冬季における成層圏でのプラネタリー波の下方伝播と帯状風構造との関連を明らかにするために，以下の解析を行った。まず，JRA-25/JCDAS再解析データを用いて，過去の顕著な下方伝播イベントに見られる特徴を，特に帯状風構造に着目して合成図解析により統計的に調べた。その結果，プラネタリー波の下方伝播は，Kodera et al.（2008）で見られたような中部成層圏で西風が極大となる帯状風構造を含む3つの特徴的な帯状風構造のときに生じることが示された。次に，これら3つの特徴的な帯状風構造とプラネタリー波の下方伝播との関連を調べるために，それぞれの帯状風構造が見られた典型事例について，JRA-25/JCDAS再解析データ及び気象庁1ヶ月アンサンブル予報データを用いて詳細に解析した。

2. 使用データと解析手法

本研究では，解析値としてJRA–25/JCDAS再解析データセットを用いた。このデータの水平解像度は1.25度，鉛直層数は1000hPaから0.4hPaまでの23層である。また，予報データとして気象庁1ヶ月アンサンブル予報データを用いた。この1ヶ月予報では，毎週水曜日と木曜日の12UTCを初期値として，1つのコントロールランと24個の摂動ランが，34日間にわたり時間積分されている。気象庁より提供された1ヶ月アンサンブル予報データの水平解像度は2.5度，鉛直層数は1000hPaから1hPaまでの22層である。解析値，予報値ともに6時間毎のデータを日平均して解析を行った。

(a) Type A　　(b) Type B　　(c) Type C

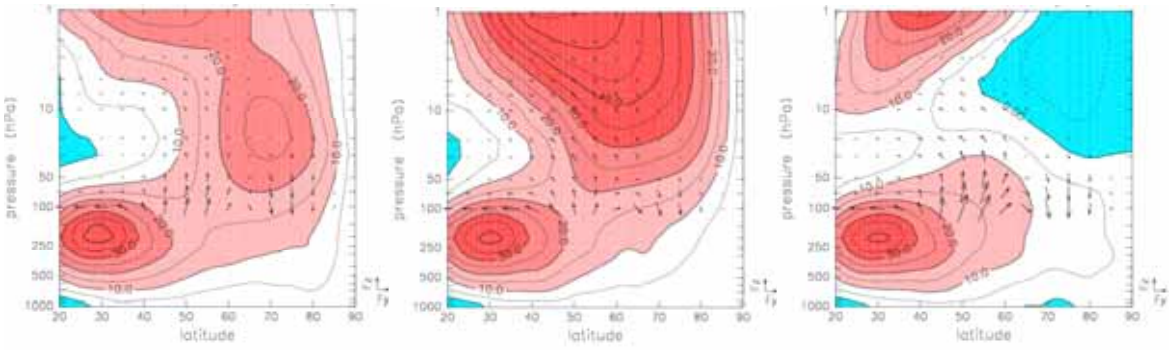


Fig. 1 Composited zonal-mean zonal wind (contours) and E-P flux vector (arrows) for Type A (a), Type B (b), and Type C (c) in latitude-height cross section. Easterly regions are shaded by cool color. Contour interval is 5 m/s, and arrows at the right bottom of each panel indicate E-P flux vector with the magnitude of (5.4×10^4 kg/s^2, 1.0×10^7 kg/s^2).

3.　結果

3.1　プラネタリー波の下方伝播イベントの統計的特徴

過去のプラネタリー波の顕著な下方伝播時に，どのような帯状風構造が見られるかを調べた。期間は1979/80年から2008/09年の冬季（11月-4月）とし，100 hPa–30 hPa, 60˚N–80˚Nで平均したE-P fluxの鉛直成分$\overline{F_z}$が負となるイベントをプラネタリー波の下方伝播イベントとした。

次に，上位30事例の下方伝播イベントについて，60˚N-80˚Nで平均した上部成層圏での帯状風Uの鉛直シアー（$U_{2\mathrm{hPa}} - U_{10\mathrm{hPa}}$）と，60˚N-80˚Nで平均した30 hPaにおける帯状風（$U_{30\mathrm{hPa}}$）に着目して，以下の3つの帯状風構造に分類した。Fig. 1に各々のタイプで$\overline{F_z}$が最初に負となった日で合成したE-P fluxと帯状風の子午面分布を示す。

(a) Type A : 中部成層圏で西風が極大となる帯状風構造（$U_{2\mathrm{hPa}} - U_{10\mathrm{hPa}} < 0$, $U_{30\mathrm{hPa}} > 10$ m/s）。

(b) Type B : 成層圏で強い正の西風鉛直シアーをもつ帯状風構造（$U_{2\mathrm{hPa}} - U_{10\mathrm{hPa}} > 0$, $U_{30\mathrm{hPa}} > 10$ m/s）。

(c) Type C : Type A, B以外で，高緯度成層圏の帯状風が概ね東風となる帯状風構造（$U_{30\mathrm{hPa}} < 10$ m/s）。

各事例数は，Type Aが15事例，Type Bが6事例，Type Cが9事例であった。

3.2　事例解析

前節で述べた3つの特徴的な帯状風構造のそれぞれの典型例について，再解析データおよび気象庁1ヶ月アンサンブル予報データを用いて，プラネタリー波の下方伝播の大きさと，帯状風構造の特徴に関して詳しい解析を行った。以下では，中部成層圏で西風が極大となる構造が見られたType Aの典型例として，2007年3月上旬の事例についての解析結果を記述する。

3.2.1 再解析データを用いた解析

まず，Fig. 2 に顕著な下方伝播が生じた2007年3月4日における帯状風とE-P fluxの子午面分布を示す。帯状風は中部成層圏で極大となり，上部成層圏では負の鉛直シアーが存在している。このように，この事例は，Type Aの典型的な帯状風構造をしていることがわかる。また，全波数E-P fluxベクトルは，成層圏下部の60˚N以北で大きな負の成分を持っており，プラネタリー波の強い下方伝播が生じている。

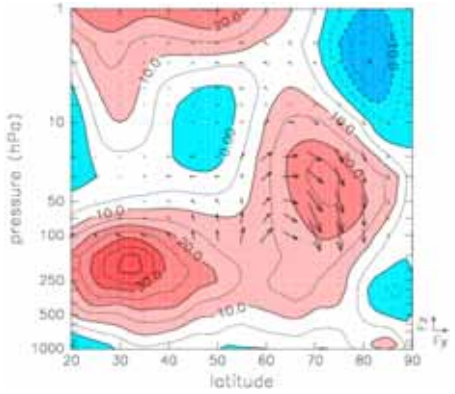


Fig. 2 Latitude-height cross section of zonal-mean zonal wind (contours) and the total E-P flux (arrows) on March 4, 2007. Contour interval is 5 m/s. Arrows at the right bottom indicate the E-P flux vector with the same magnitude of those in Fig. 1.

次に，Fig. 2で示された帯状風構造がプラネタリー波の下方伝播と関連していることを示すために，以下のように定義される東西波数kの定在波$(c_x = 0)$に対する屈折率n_k（Andrews et al., 1987）を計算した。

$$n_k^2(y,z) = \frac{1}{U - c_x}\frac{\partial \bar{q}}{\partial y} - k^2 - \frac{f_0^2}{4H^2N^2}. \qquad (1)$$

ただし，帯状平均場の準地衡風渦位の南北勾配は，

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial y} = \beta - \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} - \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{\rho_0 f_0^2}{N^2}\frac{\partial U}{\partial z}\right) \qquad (2)$$

であり，Hはスケールハイト，Nは浮力振動数，f_0はコリオリパラメータ，ρ_0は密度，バーは帯状平均を表す。

式(1)で示される屈折率n_kは，帯状風$U(y,z)$中でのプラネタリー波の伝播特性を表す指標であり，波は屈折率が正で大きい領域に向かい，負の領域を避けるように伝播する傾向がある。また，この屈折率がなめらかに正から負になるところで，$n_k = 0$で定義される反射面が形成される。この反射面では，波の等位相線は反射面と垂直となり，そこで波は伝播の向きを変え反射する。

さらに，定在波（$C_x = 0$）の伝播特性について次のような考察ができる。式(1)からもわかるように，Uが南北，鉛直方向に変化するとき，式(2)よりUの南北，鉛直方向の2階微分が波の伝播に影響を与える。例えば，西風ジェットの中心付近ではUの分布が凸となるため，n_kはジェットの軸に沿って極大となり，ジェットの周縁部ではn_kは小さくなる。

2007年3月上旬の事例を見ると，3月3日では反射面は10hPaと60°N付近に存在し，3月4日では上層の反射面はなくなっているが，波は屈折率の大きな領域に存在している（Fig. 3）。Fig. 2を見ると，この反射面は中部成層圏に存在する西風の極大域の周縁部に存在していることがわかる。一方，E-P fluxの分布から，西風の極大域に沿って対流圏から上方伝播した波が，60°N–80°Nの狭い領域に捕捉され，10hPa付近に形成された反射面により反射され，下方伝播していることがわかる。

このように，屈折率を用いた考察により，中部成層圏で西風が極大となる帯状風構造は，その曲率の効果により，プラネタリー波を下方伝播させていることが示唆される。

さらに，この事例においてプラネタリー波の3次元的な伝播の様子を示すために，Fig. 4に2007年3月4日の再解析データを用いて計算したPlumb（1985）の3次元波活動度fluxと，60°N–70°N で平均した高度場の東西平均からの偏差を示す。この図から，東（西）半球側では，等位相線が高さとともに西（東）に傾き，波活動度fluxの鉛直成分も正（負）となっていることがわかる。このことから，プラネタリー波は東半球側で対流圏から成層圏に上方伝播し，成層圏で反射されて，西半球側で成層圏から対流圏へ下方伝播していることがわかる。

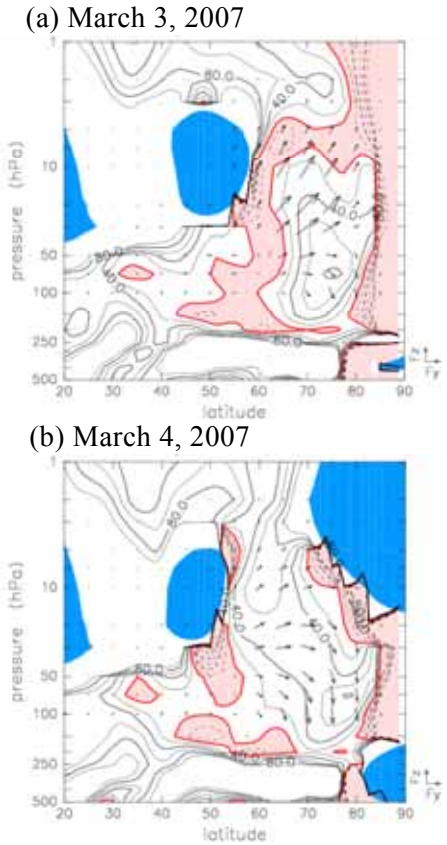


Fig. 3 Latitude-height cross section of E-P flux associated with zonal wave number 1 (WN1) component (arrows) and refractive index squared given by Eq. (1) for stationary WN1 component multiplied by the square radius of the earth (contours). Red lines show the contour of $n_k = 0$. Negative values are shaded by warm color, while easterly regions are shaded by cool color. Arrows at the right bottom indicate the E-P flux vector with the same magnitude of those in Fig. 1. (a) March 3, 2007, (b) March 4, 2007.

3.2.2 予報データを用いた解析

次に，前節の再解析データを用いた解析より得られた，プラネタリー波の下方伝播と帯状風構造との関連をより詳細に調べるために，2007年2月21日，22日を初期日とする1ヶ月アンサンブル予報データを用いた解析結果を示す。特にアンサンブル予報の各メンバーにおけるプラネタリー波の下方伝播の強さ

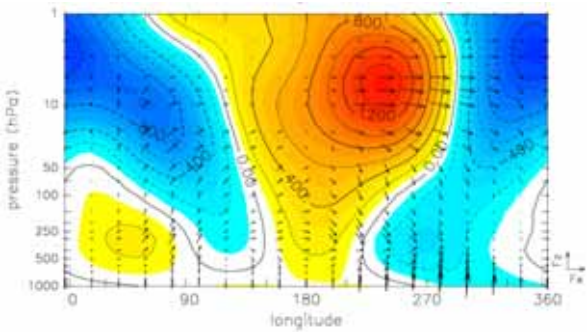


Fig. 4 Longitude-height sections of eddy geopotential height (contour interval: 200 m), and zonal and vertical components of the 3-D Plumb flux (arrows) calculated from WN1 to WN3 components averaged over the latitudes from 60°N to 70°N on March 4, 2007. Arrows at the right bottom indicate zonal and vertical components of the 3-D Plumb flux with a magnitude of (100 m^2/s^2, 0.5 m^2/s^2).

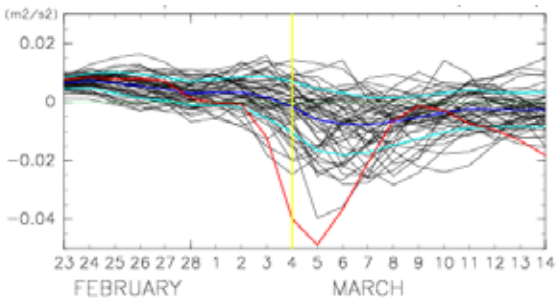
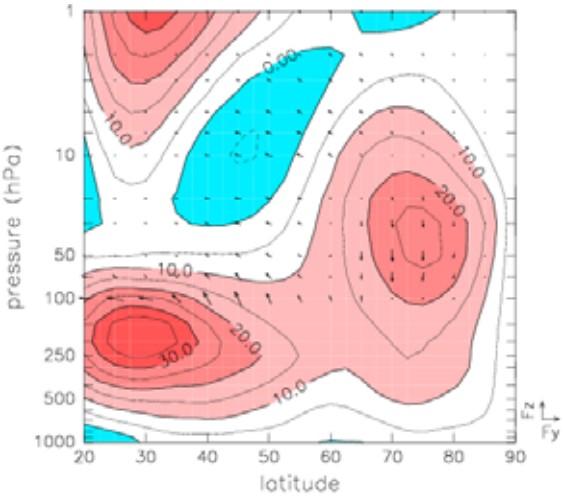


Fig. 5 Time variation of the minimum value of the predicted F_z^{180} for 1-month ensemble forecasts starting from February 21 and 22, 2007. The abscissa denotes the verification date. The black line shows the prediction of each ensemble member, the blue line indicates the ensemble average of 50 members, and the light blue lines denote the value of ensemble average ± 1 std. deviation. The red line is the analysis.

と帯状風構造との関連について詳しく調べることを目的とした。このため，アンサンブル予報データの各メンバーについてPlumb（1985）の3次元波活動度fluxを用いて，プラネタリー波の「下方伝播強度」を以下のように定義した。まず，Fig. 4より，この事例においては，成層圏では波数1の下方伝播が顕著であったことがわかる。このため，まず，100hPa–30hPa，60°N–70°Nで平均したPlumb（1985）の3次元波活動度fluxの鉛直成分 F_z を，経度方向の180度範囲で平均

(a) Group S



(b) Group F

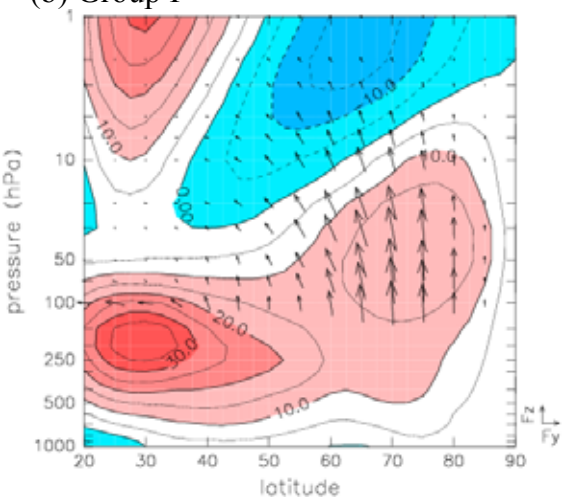
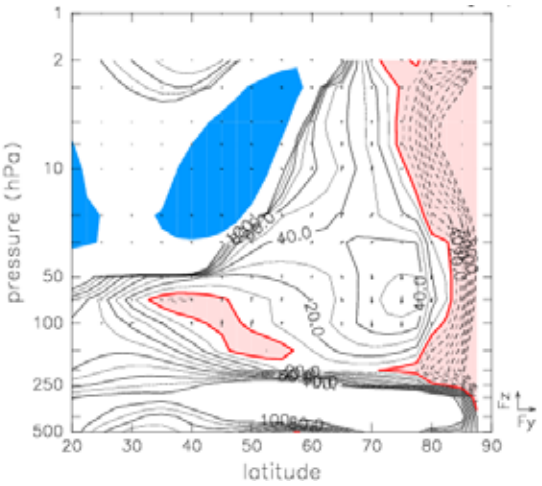


Fig. 6 Latitude-height cross section of the composited zonal-mean zonal wind (contours) and total E-P flux (arrows) on March 4, 2007 for group S (a) and group F (b). Contour interval is 5 m/s. Arrows at the right bottom indicate the E-P flux vector with the same magnitude of those in Fig. 1.

した値 F_z^{180} を求めた。次に，各メンバーでプラネタリー波が下方に伝播する経度範囲が異なることを考慮して，平均する経度範囲を変えることにより F_z^{180} の最小値を求め，その値を下方伝播強度と定義した。

さらに，以下に示すように，各アンサンブルメンバーについて，下方伝播をうまく予測できたメンバーと予測できなかったメンバーにグループ分けを行った。Fig. 5は2007年2月21日，22日を初期日とする1ヶ月アンサンブル予報における F_z^{180} の予測値の時系列を示す。黒線が各メンバーの予測値，青線が全50メンバーのアンサンブル平均値，水色線がアンサンブル平均値±1標準偏差，赤線がJRA-25/JCDASデータに基づく解析値である。この図から，解析値では，

(a) Group S



(b) Group F

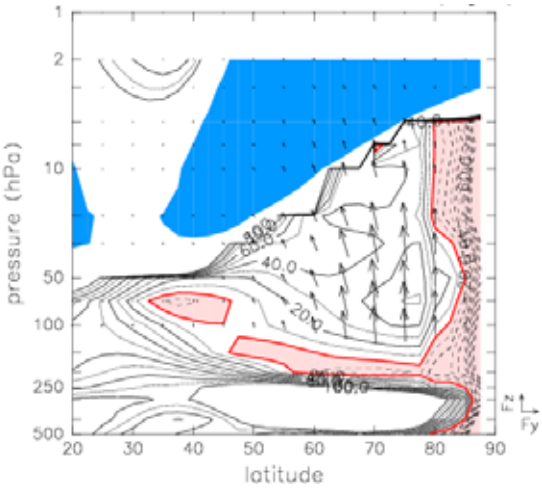


Fig. 7 As in Fig. 3, but for the composited zonal-mean zonal wind of group S (a) and group F (b) on March 4, 2007.

F_z^{180} は3月3日から3月4日にかけて大きく減少し，3月5日に最小となることがわかる。このため，F_z^{180} の1日あたりの減少量が最も大きかった3月4日を基準として，F_z^{180} の予測値が全50メンバーのアンサンブル平均値－（+）1標準偏差を下（上）回るメンバーを，下方伝播を予測できた（予測できなかった）グループに分類した。その結果，下方伝播を予測できたグループ（以下，グループS），予測できなかったグループ（以下，グループF）のメンバー数は，ともに8メンバーであった。以下，この2つのグループの帯状風構造や屈折率の違いを比較することにより，成層圏で帯状風がどのような子午面構造を持つときにプラネタリー波の下方伝播が生じるのかを解析した。

Fig. 6は2007年3月4日の予測値について，グループSとグループFで合成した，帯状風とE-P fluxの子午面断面図である。この図から，グループS （Fig. 6a）ではグループF（Fig. 6b）に比べ，中部成層圏で比較的強い西風が維持されていることがわかる。次に，これらの帯状風構造に対応する東西波数1の定在波に対する屈折率を計算した（Fig. 7）。この図から，グループS（Fig. 7a）ではグループF（Fig. 7b）に比べ，70°N–80°N，30hPa–5hPa付近の反射面の存在が明瞭であり，波数1成分のプラネタリー波は，上方伝播が抑制され下方に伝播している。この反射面の形成は，帯状風が高緯度の中部から上部成層圏で，比較的強い鉛直方向及び南北方向の正の曲率をもっていることに対応している。

以上より，グループSではグループFに比べ，中部成層圏での西風極大域がより明瞭であり，その曲率の効果により，反射面が形成されやすい帯状風構造であることがわかった。

4. まとめ

本研究では，北半球冬季における成層圏でのプラネタリー波の下方伝播と帯状風構造との関連を明らかにするために，JRA-25/JCDAS再解析データ及び気象庁1ヶ月アンサンブル予報データを用いて詳細に解析を行った。

まず，再解析データを用いて，過去の顕著なプラネタリー波の下方伝播イベントに見られる特徴を，特に帯状風構造に着目して合成図解析により調べた。その結果，成層圏上層の西風鉛直シアーの強さと，成層圏中層での西風の強さをもとにすると，下方伝播イベントが発生するときの帯状風構造は以下の3つに分類できることがわかった。Type A: 中部成層圏で西風が極大となる帯状風構造，Type B: 成層圏で強い正の西風鉛直シアーをもつ帯状風構造，Type C: 高緯度成層圏の帯状風が概ね東風となる帯状風構造。

次に，Type Aの典型例として，2007年3月上旬の事例について，再解析データ及び予報データを用いて解析を行った。その結果，このような事例では，帯状風の南北，鉛直方向の曲率の効果により成層圏中で反射面が形成されやすいために，通常は上方に伝播するプラネタリー波が下方伝播した可能性があることが示唆された。

謝　辞

本研究で使用した気象庁1ヶ月アンサンブル予報データは，気象庁と（社）日本気象学会の研究協力の枠組みである「気象研究コンソーシアム」を通じ

て提供された。図の作成には地球流体電脳ライブラリを用いた。

参考文献

Andrews, D. G., Holton, J. R. and Leovy, C. B. (1987): Middle atmosphere dynamics, Academic Press, 489 pp.

Kodera, K., Mukougawa, H. and Itoh, S. (2008): Tropospheric impact of reflected planetary waves from the stratosphere. Geophys. Res. Lett., Vol. 35, L16806, doi:10.1029/2008GL034575.

Perlwitz, J. and Harnik, N. (2003): Observational evidence of stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection. J. Clim., Vol. 16, pp. 3011-3026.

Plumb, R. A. (1985): On three dimensional propagation of stationary waves. J. Atmos. Sci., Vol. 42, pp. 217-229.

Characteristics of Zonal-Mean Zonal Winds Related to the Reflection of Planetary Waves in the Stratosphere

Hitoshi MUKOUGAWA, Kensuke SAJI* and Kunihiko KODERA**

* Graduate School of Science, Kyoto University
** Solar-Terrestrial Environment Laboratory, Nagoya University

Synopsis

Recent observational studies have revealed an important role of downward propagation of planetary waves from the stratosphere for the occurrence of anomalous weather. In this study, the meridional profile of zonal-mean zonal winds which is preferable for the downward propagation of planetary waves is examined using JRA-25/JCDAS dataset and 1-month ensemble forecast dataset provided by the Japan Meteorological Agency. It is found that the meridional profile is classified into three groups by the strength of westerly shear in the upper stratosphere and zonal-mean zonal winds in the middle stratosphere. It is also revealed that the existence of the reflection surface in the stratosphere is related to the downward propagation of planetary waves for these three groups.

Keywords: planetary wave, stratosphere, reflection

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

大気輸送モデルを用いた逆転法により推定された二酸化炭素フラックスの近年の動向

井口敬雄

要 旨

TransCom3 Layer2の逆転法の手法を用い，最新のGLOBALVIEW観測値から新たに作成したデータを入力値として1979年から2008年までの地表面CO_2フラックスの変動を推定した。その結果，陸上よりも海洋からのフラックスの増加が大きいことが示された。陸上からのフラックスの増加は化石燃料燃焼によるCO_2放出量の増加が占める割合が多いと思われ，陸上生態系からのフラックス増加は小さいかむしろ減少している可能性もある。また海洋からのフラックスは中高緯度の海域からのフラックスが増加傾向で特に太平洋北部と大西洋北部の増加率が高かった。その一方，熱帯など低緯度海域のフラックスは弱い減少傾向との結果が出た。

キーワード：二酸化炭素，逆転法，炭素収支

1. はじめに

大気中における二酸化炭素(CO_2)濃度の増加は主として化石燃料の燃焼によるものであるが，1990年から2005年の間，化石燃料の燃焼によって放出されたCO_2の内大気中に蓄積されたのは約半分と見られている(IPCC 2007) (Fig. 1)。その残りは海洋あるいは陸上生態系によって吸収されていると考えられる。

しかしこれらの吸収源については，その能力が将来にわたって維持できるかどうか疑問視する向きがある。Quéré et al. (2007) は従来CO_2の主要な吸収源と思われていた南大洋の実際の吸収量が当初の推定値よりもずっと小さく，さらに近年減少傾向である事を示してこの海域におけるCO_2が飽和状態に近づきつつある可能性を示唆した。また，Schiermeier (2005) は，樹木に長期間にわたって高濃度のCO_2を与え続けてもバイオマス増加の明確な促進は見られなかったという実験結果を紹介している。この実験については議論の余地があるとされているが，今後温暖化の傾向が進めば呼吸による陸上生態系からのCO_2放出速度の上昇は確実なので，陸上生態系全体としてのCO_2吸収力が弱まりさらには放出源に転じる事は十分考えられる。今世紀に入り，化石燃料の燃焼によるCO_2の放出量は新興国の排出量増大によると見られる増加率の上昇 (Fig. 1) を見せており，さらに海洋や陸上生態系の吸収力の低下が起きれば今後の大気中CO_2濃度の変動に加速度的な上昇をもたらす可能性がある。

井口（2008）はCO_2観測データと大気輸送モデルを用いた逆転法により，地表面におけるCO_2フラックス分布の年々変動を2001年まで推定した。本研究では最新のCO_2観測データを用いて逆転法によるCO_2フラックスの推定を行い，今世紀に入ってからの領域別CO_2フラックスの長期的傾向について検証を行った。

2. 逆転法について

逆転法とは，輸送モデルが再現するCO_2濃度分布と実際に観測されたCO_2濃度より，地表面からのフラックスを推定する手法である。

本研究では，TransCom3 Layer2で用いられた逆転法の手法を用いて，領域別地表面CO_2フラックスの年々変動を求めた。

TransComプロジェクトは，出来る限り統一された手法を用いて複数の輸送モデルによるCO_2フラックスの推定を行い，結果を比較する事によって輸送モデルに起因する誤差の分散を求めるものである。TransCom3 Layer2実験では，陸上と海洋それぞれを11に分割した領域(Fig. 2)についてCO_2フラックスを月単位で求め，領域別フラックスの長期変動を調べる事が出来る (Gurney et al., 2004; Baker et al., 2006)。

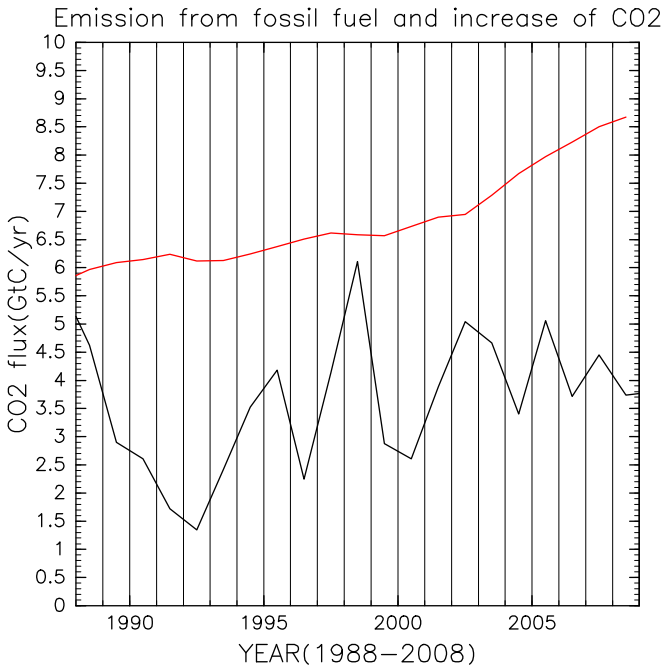


Fig. 1 CDIAC (Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Department of Energy) data of annual CO_2 emission from fossil fuel consumption (Marland et al. 2009) (the red line) and NOAA/ESRL (National Oceanic & Atmosphere Administration / Earth System Research Laboratory) data of annual increase of atmospheric CO_2 (Conway and Tans 2009) (the black line). As for NOAA/ESRL data, CO_2 concentration data was converted by the rate of 1ppm=2.1GtC.

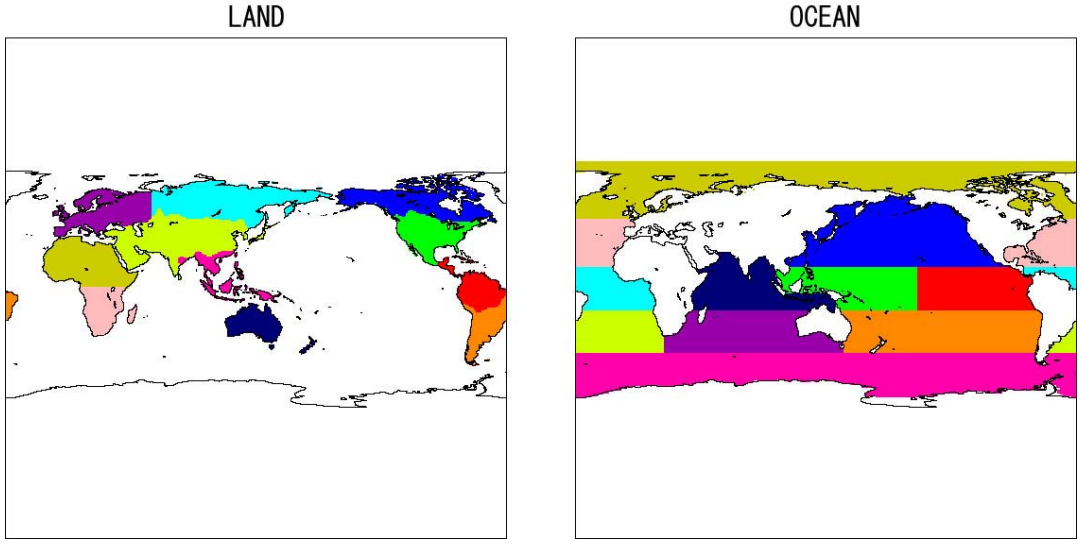


Fig. 2 TransCom3 Layer2 region map of land (left) and ocean (right).

TransCom3 Layer2の手法や必要なデータ，プログラムはTransComホームページ (TransCom 2007) より入手する事が出来る。

TransCom3 Layer2では，(1)予め別の方法によって推定されたCO_2フラックス分布（事前推定）のデータを用いた輸送実験，(2)各領域から単位時間に単位量のCO_2を放出させる輸送実験，の2種類のシミュレーションを行う。その結果から，CO_2のフラックス分布とそれが大気中に作る濃度分布は線形であるとの仮定の下に，モデルの濃度分布と観測値の自乗誤差が最小となるようなCO_2フラックス分布を逆解析によって求める。

CO_2輸送実験を行うための大気輸送モデルには，井口・木田（1999）が開発した三次元の大気輸送モデルを用いた。本モデルは全球のCO_2質量を保存しつつ，大気中の濃度分布を再現する。

3. GLOBALVIEWデータ

2章で述べたTransComのホームページでは，逆転法に必要なCO_2観測データも入手可能である。しかし現在入手できるデータには2001年までの観測値しかなく，今世紀に入って以降のフラックス変動の推定には用いる事が出来ない。そこで，新たにデータを作成する事にした。

使用したデータはNOAA/ESRL (National Oceanic & Atmosphere Administration / Earth System Research Laboratory) (2009) のGLOBALVIEW CO_2データである。本データはモデル研究での使用を目的としたものであり，実際の観測値に対して平滑化などの処理を行っている。実際の観測値は誤差が含まれており，その誤差がたとえば逆転法ではフラックスの推定値に大きな影響を及ぼしてしまうためである。データのタイムステップは年間48ステップで，4ステップ毎に平均して月間値とした。また，観測点についてはTransComホームページで配布しているデータと比較して廃止や追加があるが，なるべく同じ観測点を使用することとし，183地点のデータを使用して逆転法に必要な入力データを作成した。

4. 結果と考察

第2章で説明した手法および第3章で説明したデータを用いて，1988～2008年の21年間についてフラックスの年々変動の推定を行った。その結果について以下に示す。

まず，陸上全体，海洋全体および全球合計したフラックスの年々変動についてFig.3に示す。それぞれのフラックスについて期間内の長期トレンドをTable 1に示した。Table 1によると，陸上よりも海洋からのフラックスの増加が大きい事が分かる。ここで注意しなければならないのは，2001年以降の陸上フラックスには化石燃料からのCO_2放出量の増加分が含まれているということである。化石燃料からのCO_2放出量は他のCO_2フラックスに比べ高い精度で見積もられており (Marland et al. 2009)，TransComの逆転法ではその事前推定値にファクターを掛けることにより陸上フラックスの年々変動に化石燃料起源のフラックスが含まれるのを抑制していた。本研究ではそのファクターを2000年以降は一定値としている。これは，新興国における化石燃料消費量が大きく増加した事により，近年の化石燃料起源CO_2フラックスの分布が事前推定値（1995年のものを使用）に単純なファクターを掛けただけでは得られなくなっていると思われる事と，報告義務のある先進国に比べて比較的分かりにくい新興国からの化石燃料起源CO_2フラックスの伸びが逆転法によって検出されるかどうか確認したいという二つの理由がある。したがって，陸上からのCO_2フラックスが化石燃料起源フラックスの増加を含んでいる事を考慮に入れれば，陸上生態系による吸収量の低下はさらに小さく，逆に増加している可能性もある。

次に，陸上の領域別CO_2フラックスの年々変動をFig. 4に，各領域の長期トレンドをTable 2に示した。Table 2によると，熱帯アメリカ，温帯アジア，熱帯アジアで高い増加率を示した。前述の通り陸上からのフラックスには今世紀に入ってからの化石燃料起源CO_2フラックスの増加が含まれており，ブラジルが含まれる熱帯アメリカや，インドと中国が含まれる温帯アジアでフラックスが増加している事ははこれらの国で化石燃料消費によるCO_2放出量が増加していると見られている事と一致する。また熱帯アジアの領域は中国とインドに近接しており，その影響を受けている可能性がある。但し，熱帯アメリカは森林伐採，熱帯アジアは森林火災によるCO_2放出も大きいと思われ，更に詳細な検討が必要である。それ以外の領域では，アフリカ南部でやや上向きのトレンドが見られた以外はフラックスの目立った増加は無いか，むしろ減少（つまり吸収量の増加）が見られた。この点から見ても，全球的には陸上生態系の吸収量は衰えておらず，むしろCO_2濃度増加に反応して増加している可能性がある。

陸上と同様に海洋領域のフラックス変動と長期トレンドをFig. 5とTable 3に示した。Table 3によると，北半球中高緯度の太平洋と大西洋でフラックスが増大しているという結果が出た。これらの海域は従来CO_2の吸収源と考えられており，今回の結果は吸収力の低下の可能性を示唆している。一方，Quéré et al.

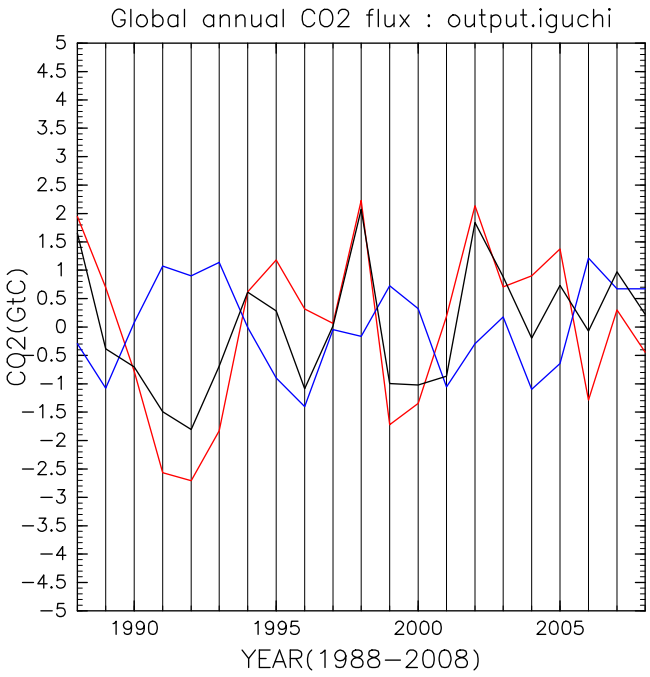


Fig. 3 Interannual variation of annual CO_2 flux from land (the red line), ocean (the blue line) and total globe (the black line) estimated by TransCom synthesis inversion method.

Table 1 Long term trend of global CO_2 fluxes shown in Fig. 3 for the period of 1988-2008.

	Long-term trend (GtC/yr2)**
Total Land	**0.011**
Total Ocean	**0.048**
Total Globe	**0.037**

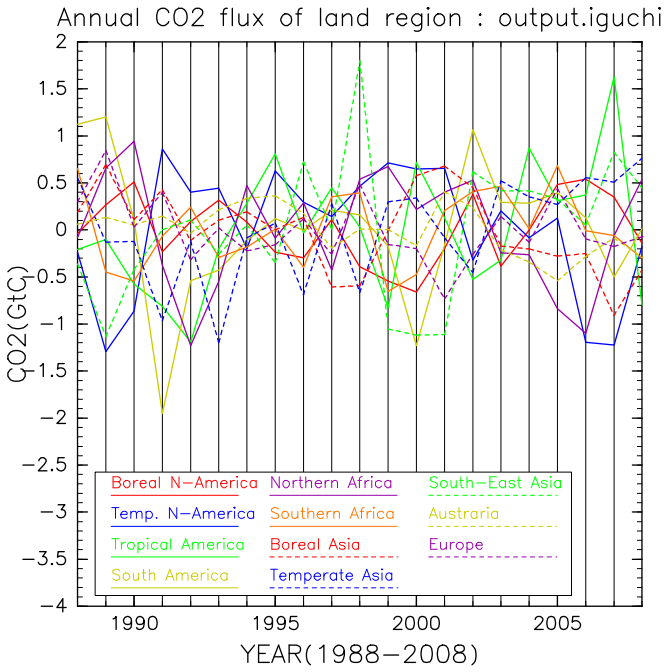


Fig. 4 Interannual variation of annual regional land CO_2 flux estimated by TransCom synthesis inversion method.

Table 2 Long term trend of regional land CO_2 fluxes shown in Fig. 4 for the period of 1988-2008.

Region	Long-term trend	Region	Long-term trend
Boreal North America	**0.001**	**Boreal Asia**	**-0.033**
Temperate North America	**-0.013**	**Temperate Asia**	**0.043**
Tropical America	**0.041**	**South East Asia**	**0.042**
Temperate South America	**0.0**	**Australia**	**-0.023**
North Africa	**-0.013**	**Europe**	**-0.019**
South Africa	**0.010**		

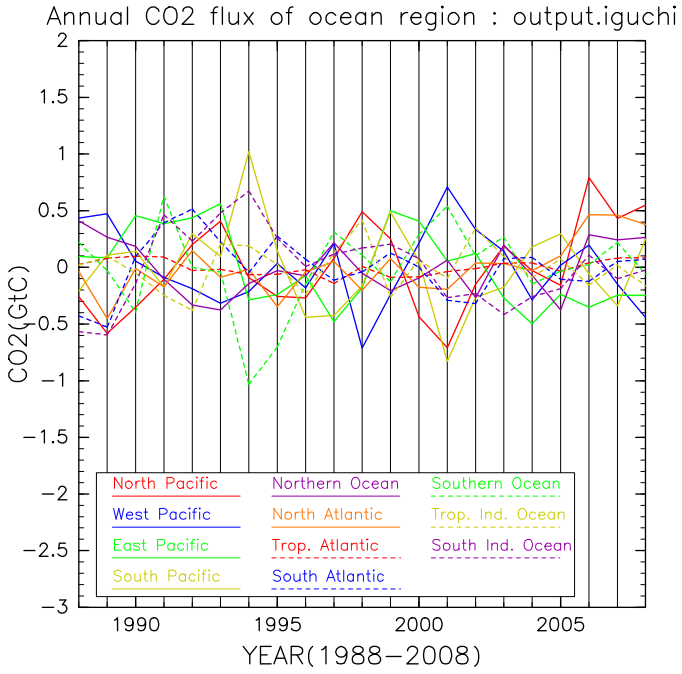


Fig. 5 Interannual variation of annual regional ocean CO_2 flux estimated by TransCom synthesis inversion method.

Table 3 Long term trend of regional ocean CO_2 fluxes shown in Fig. 5 for the period of 1988-2008.

Region	Long-term trend	Region	Long-term trend
North Pacific	**0.028**	**Tropical Pacific**	**0.0**
West Tropical Pacific	**-0.008**	**South Pacific**	**-0.001**
East Tropical Pacific	**-0.030**	**Southern Ocean**	**0.010**
South Pacific	**-0.008**	**Tropical Indian Ocean**	**0.001**
Arctic Ocean	**0.001**	**South Indian Ocean**	**-0.007**
North Pacific	**0.024**		

(2007) でCO_2飽和の可能性が指摘された南大洋は確かに長期的な正のトレンドを示したが，その値は前述の二つの領域よりは小さかった。また海氷の減少が懸念されている北極海では目立ったフラックスの長期トレンドは見られなかった。その一方で，熱帯太平洋東部のようにフラックスが高い負のトレンドを見せた海域もあった。この海域は通常ペルー沖の湧昇流によるCO_2の放出源として知られているが，頻発するエルニーニョによって湧昇流が減少し，CO_2放出量が低下した可能性がある。その他，赤道を含む海域で弱いフラックスの長期的減少が見られた。大気中CO_2濃度の上昇による分圧差の減少が理由として考えられるが，さらなる調査が必要である。

5. まとめ

最新のGLOBALVIEWデータを用いて1979～2008年の期間について逆転法によるCO_2フラックス分布の推定を行った結果，海洋からの放出の増加が陸上からの放出の増加を大きく上回っているという結果が出た。陸上で放出量が増加した領域は化石燃料の燃焼による放出の増加の可能性が高い領域であり，それ以外では微増あるいは減少していた。したがって陸上生態系による大気中CO_2の吸収力は衰えておらず，むしろ高まった可能性もあるが，詳細は陸上の他のフラックス要因も含めて総合的に調べる必要がある。海洋については中高緯度の海域からのCO_2放出が増加しており，特に北半球での増加率が高かった。一方，熱帯を含む低緯度海域からの放出量はやや減少しているという結果となった。

謝　辞

本研究で用いた逆転法の手法に関するプロトコル，データ，解析プログラムはTransComホームページより取得いたしました。逆転法で用いた最新のCO_2観測値データはNOAA/ESRL GLOBALVIEWホームページより取得いたしました。本論文のFig. 1で用いた化石燃料起源CO_2フラックスのデータはCDIACホームページより，大気中CO_2年間残留量データはNOAA/ESRS Global Monitoring Divisionホームページより取得いたしました。逆転法における大気輸送モデルを用いたCO_2輸送実験は京都大学学術情報メディアセンター（全国共同利用）のスーパーコンピューターを使用して行いました。以上の機関に謝意を表します。

参考文献

井口　敬雄，木田　秀次（1999）：3次元輸送モデルを用いた大気中におけるCO_2収支の研究，防災研究所年報，第42号B-1, pp. 385-396.

井口　敬雄（2008）：大気輸送モデルを用いた逆転法による領域別CO_2フラックスとその年々変動の推定，防災研究所年報，第51号B, pp. 399-407.

Baker, D. F., Law, R. M., Gurney, K. R., Rayner, P., Peylin, P., Denning, A. S., Bousquet, P., Bruhwiler, L., Chen, Y.-H., Ciais, P., Fung, I. Y., Heimann, M., John, J., Maki, T., Maksyutov, S., Masarie, K., Prather, M., Pak, B., Taguchi, S. and Zhu, Z. (2006): TransCom 3 inversion intercomparison: Impact of transport model errors on the interannual variability of regional CO2 fluxes, 1998-2003, Global Biogeochemical Cycles, Vol. 20, GB1002, doi:1029/2004GB002439.

Conway, T. and P. Tans (2009), Trends in Atmospheric Carbon Dioxide – Global, www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends.

Gurney, K. R., Law, R. M., Denning, A. S., Rayner, P. J., Pak, B. C., Baker, D. F., Bousquet, P., Bruhwiler, L., Chen, Y.-H., Ciais, P., Fung, I. Y., Heimann, M., John, J., Maki, T., Maksyutov, S., Peylin, P., Prather, M. and Taguchi, S. (2004): TransCom3 inversion inter-comparison: Model mean results for the estimation of seasonal carbon sources and sinks, Global Biogeochemical Cycles, Vol. 18, GB1010, doi:10.1029/2003GB002111.

IPCC (2007): Climate change 2007 – The physical science basis, Cambridge University Press, US.

Marland, G., Boden, T. A. and Andres, R. J. (2009): Global, Regional, and National Fossil Fuel CO2 Emissions, in Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn.

NOAA/ESRL (2009): GLOBALVIEW, http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/globalview/index.html

Quéré, C. L., Rödenbeck, C., Buitenhuis, E. T., Conway, T. J., Langenfelds, R., Gomez, A., Labuschagne, C., Ramonet, M., Nakazawa, T., Metzl, N., Gillett, N. and Heimann, M. (2007): Saturation of the Southern Ocean CO2 sink due to recent climate change, Science, Vol. 316, DOI: 10.1126/science.1136188, pp. 1735-1738.

Schiermeier, Q. (2005): Trees don't suck up carbon dioxide as hoped, Nature News, Vol.2, doi:10.1038/news050822-7/25.

TransCom (2007): The TransCom Experiment, http://www.purdue.edu/transcom/index.php

Recent Trend of Global and Regional Carbon Dioxide Fluxes Estimated by Synthesis Inversion Method using Atmospheric Transport Model

Takao IGUCHI

Synopsis

To estimate recent trend of global and regional annual surface CO_2 fluxes, TransCom3 Layer2 synthesis inversion method was implemented using three-dimensional atmospheric transport model for the period of 1979-2008. For this study, input observational data was revised from GLOBALVIEW CO_2 data set. The result showed that increase ratio of total ocean CO_2 flux was larger than that of total land CO_2 flux. The increasing ratio of land CO_2 flux includes the increasing ratio of emission from fossil fuel, so the increasing ratio of CO_2 flux from terrestrial ecosystem was smaller and maybe minus value. The CO_2 flux from ocean increased at mid and high latitude areas, especially at North Pacific and North Atlantic. On the other hand, the CO_2 fluxes from tropical and low latitude ocean regions slightly decreased.

Keywords: co2, carbon dioxide, carbon budget, inversion method

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

アンサンブル予報データを用いた ブロッキング形成期の予測可能性に関する解析

竹村 和人*・向川 均

＊ 京都大学大学院理学研究科

要 旨

2007年12月に北大西洋～ヨーロッパ域で発生したブロッキングの形成期における予測可能性変動を，JRA25再解析/JCDASデータセット，および気象庁週間アンサンブル予報データを用いて調べた。その結果，このブロッキングの形成日以前を初期日とする予報では，ブロッキング強度の予測可能性が相対的に低くなることが示された。次に，Enomoto et al.（2007）の簡易感度解析，および300hPa高度場のスプレッドの解析より，高周波変動成分に比べ低周波変動成分が，このブロッキング形成時の予測可能性に大きな影響を与えていることが示された。さらに，高周波変動成分に比べ，低周波変動成分に伴う渦度フラックスの収束発散による高度場変化傾向の予測が，ブロッキング強度の予測により有意に関連していることが示された。

キーワード：ブロッキング，予測可能性，アンサンブル予報

1. はじめに

中緯度域の上空では，偏西風と呼ばれる，強い西風が卓越している。しかしながら，ときとして偏西風の南北蛇行が大きく発達し，偏西風によって東進する総観規模擾乱がブロックされた状態が，数日～数週間，長い場合には 1 ヶ月以上持続することがある。このような状態をブロッキングと呼ぶ。ブロッキングは，その強い持続性により，発生域に高温，乾燥，低温，豪雪といった天候を持続させる。このため，ブロッキングの形成の予測は，中長期予報における最も重要な問題の 1 つである。しかしながら，先行研究により，ブロッキング形成期には予報誤差が大きくなることが指摘されている（例えば，Kimoto et al., 1992）。また，Tibaldi and Molteni（1990）や，Mauritsen and Källen（2004）は，数値予報モデルを用いて，ブロッキング形成の予測実験を行い，ブロッキングが形成する数日前からの予測において，ブロッキングの発生頻度が過小に予測される傾向があることを指摘している。しかしながら，ブロッキングの形成期における予報誤差の増大プロセスや，その原因は，完全に解明されてはいない。

一方，ブロッキングの形成メカニズムを調べた先行研究も多く存在する。これらの先行研究によって指摘された，ブロッキングの代表的な形成メカニズムを以下に示す。

[1] 低周波変動によるブロッキングの形成:
準定常ロスビー波のエネルギー伝播が，西風の弱い領域において局所的に阻害され，波活動が収束，蓄積することによって，ブロッキングが形成される（Nakamura et al., 1997）。

[2] 高周波変動によるブロッキングの形成:
総観規模擾乱に伴う渦度フラックスの収束発散による，低周波変動成分へのフィードバック効果によって，ブロッキングが形成される（Nakamura et al., 1997; Nakamura and Fukamachi, 2004）。

[3] 低/高周波変動の相互作用によるブロッキングの形成:
ブロッキング形成域の上流側において，低気圧が急激に発達することによって，その下流側で，低緯度側の低渦位大気が北向きに移流され，ブロッキング

が形成される（Lupo and Smith, 1995）。
これらの研究は，ブロッキングの形成が，複数の周期帯の大気運動が関与する複雑な力学プロセスであることを示している。

本研究では，JRA25 再解析/JCDAS データセット，および気象庁週間アンサンブル予報データを用いて，2007 年 12 月に北大西洋～ヨーロッパ域で発生したブロッキングの形成期における予測可能性変動を詳細に調べた。また，この事例について，先行研究で示された低周波/高周波変動によるブロッキング形成メカニズムのいずれが，ブロッキング形成期の予測可能性により大きな影響を与えるのかを調べた。

2. 使用データと解析手法

2.1 使用データ

1979 年 1 月から 2009 年 2 月までの JRA25 再解析/JCDAS データ（水平解像度: 1.25°，鉛直層数: 1000 hPa から 0.4 hPa までの 23 層，以下，解析値），および，2007 年 11 月から 2009 年 2 月までの気象庁週間アンサンブル予報データ（水平解像度: 1.25°，鉛直層数: 1000 hPa から 100 hPa までの 10 層，以下，予測値）を用いた。ここでは，気候値を 1979 年 1 月～2006 年 12 月の日々の平均値に 60 日の low-pass filter（Duchon，1979）を施した値で定義した。また，予測値のアンサンブルメンバー数は，摂動を加えないコントロールラン 1 個と，SV 法により作成された摂動を含む 50 個の摂動ランの，合計 51 個であり，毎日 9 日間（216 時間）の予測が実施されている。なお，以下の解析では，解析値ならびに予測値の日平均値を用いた。また，両データについて，ブロッキングや準定常ロスビー波列に対応した低周波変動成分を抽出するために，各変数に 5 日移動平均を施した値を用いた。一方，移動性擾乱に対応した高周波変動成分を抽出するために，元の日平均値より 5 日移動平均値を引いた値を用いた。ただし，予測値について，予測 1 日目までは予測値のみでは 5 日移動平均が計算できないため，必要となる初期値よりも前の期間については，解析値（コントロールランの初期値で代用）を用いて，移動平均値を求めた。

2.2 ブロッキングの検出方法

解析するブロッキング事例の検出には，Pelly and Hoskins（2003）の力学的対流圏界面上の温位勾配の逆転を示すブロッキングの指標を用い，2007 年 12 月以降の冬季（12 月～2 月）に発生した事例を検出した。以下では，検出した事例のうち，ブロッキング高気圧に伴う高度場偏差が最も大きな値を示した，2007 年 12 月に北大西洋～ヨーロッパ域で発生したブロッキング事例に着目する。

3. 解析結果

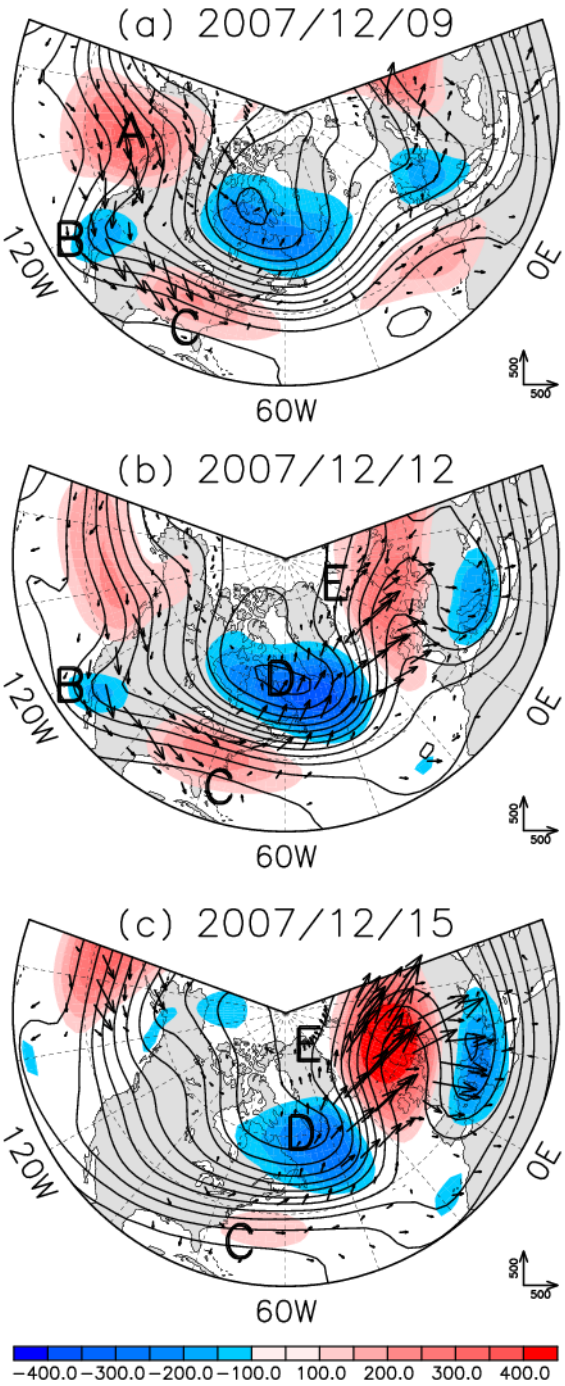


Fig. 1 Time evolution of 5-day mean 300-hPa height fields (contour interval: 120 m), anomalous fields (color shade), and the wave activity density flux (arrows: the reference arrow is 500 m^2/s^2) defined by Takaya and Nakamura (2001). (a) 9 Dec. (b) 12 Dec. (c) 15 Dec. 2007.

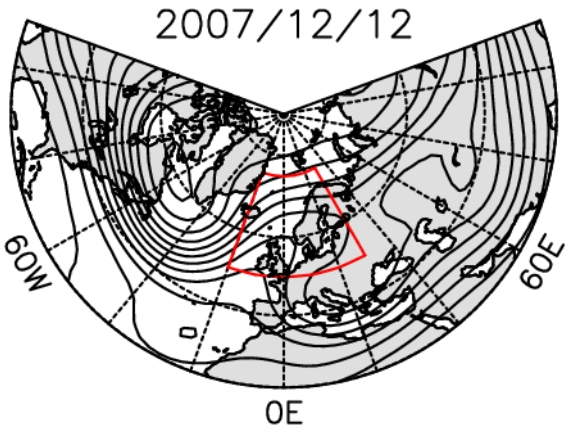


Fig. 2　Definition of blocking region (enclosed by a red carve). Contours show 5-day mean 300-hPa height field on 12 Dec. 2007.

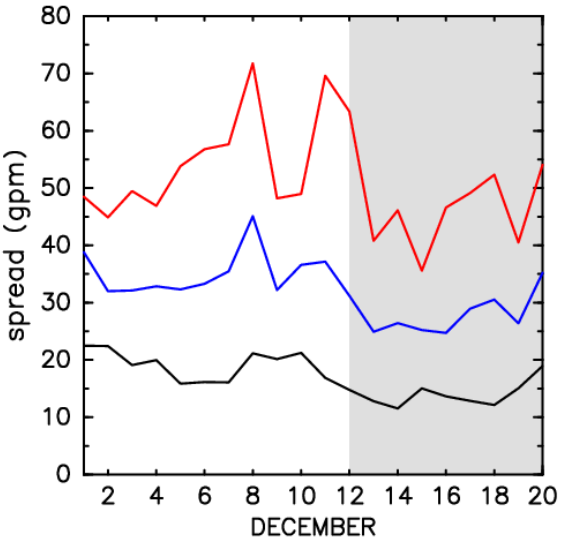


Fig. 3　Day 3 (black line), 5 (blue line), and 7 (red line) spread (m) of forecasted blocking strength from 1 Dec. through 20 Dec. 2007.

この事例におけるブロッキング形成期である，2007 年 12 月 9 日から 15 日までの，3 日ごとの 300 hPa 高度場の低周波変動成分を Fig. 1 に示す。気候値からの偏差場（カラー）に着目すると，北太平洋東部（図中の'A'）～北米西部（図中の'B'），東部（図中の'C'）～北大西洋域（図中の'D'）～ヨーロッパ域（図中の'E'） にかけて，準定常ロスビー波列に対応した高度場偏差が見られ，そのエネルギー伝播が明瞭である（矢印）。これに伴って，ヨーロッパ域においてブロッキング高気圧（図中の'E'）が形成，強化しているように見える。このことは，準定常ロスビー波のエネルギー伝播，すなわち低周波変動成分がブロッキングの形成に寄与していることを示している。以下では，ブロッキング高気圧が発現した 12 月 12 日をブロッキング形成日，ブロッキング高気圧が形成された 50° N～75° N，20° W～30° E をブロッキング領域（Fig. 2 の赤線で囲った領域）と定義し，さらに，この領域における 300 hPa 高度場偏差の低周波変動成分の平均値をブロッキング強度と定義する。

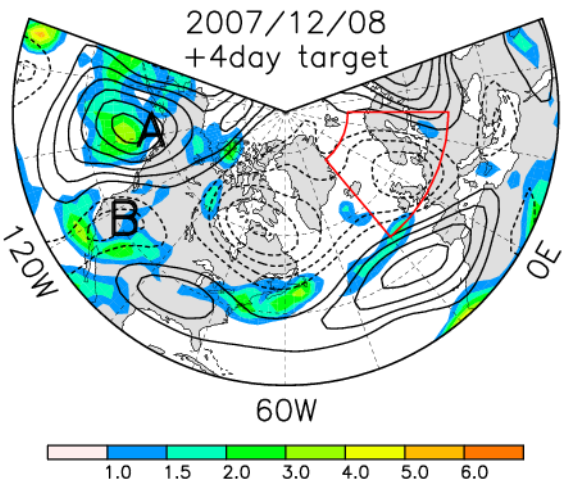


Fig. 4　High sensitivity regions on 8 Dec. 2007 (day-0) for the prediction of the day-4 blocking strength in the blocking region. The total energy is shown by color shades. Contour lines indicate 5-day mean 300-hPa height field on 8 Dec 2007.

はじめに，この事例におけるブロッキング形成の予測可能性を，ブロッキング強度のスプレッドを用いて評価する。ただし，スプレッドは，各アンサンブルメンバー間のばらつきの指標であり，次式で定義される:

$$S \equiv \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(F_i - F_m)^2} \qquad (1)$$

ここで，N はアンサンブルメンバー数，F_i は各アンサンブルメンバーの予測値，F_m はアンサンブル平均を表す。一般に，スプレッドが大きければ予測可能性は低く，小さければ高い。Fig. 3 に，12 月 1 日から 20 日までの，初期日ごとのブロッキング強度予測値のスプレッドの変動を示す。この図より，ブロッキング形成日である 12 月 12 日よりも前の数日間，スプレッドが増大していることが分かる。この結果は，ブロッキング形成期に予報誤差が増大することを示した先行研究（例えば，Kimoto et al., 1992）の結果と整合的である。以下では，スプレッドが大きな値を示した 12 月 8 日を初期日とするアンサンブル予報に着目した解析を行う。

まず，Enomoto et al.（2007）の簡易感度解析により，予測 4 日目（12 月 12 日: ブロッキング形成日）のブロッキング領域における摂動を最も大きくする，すな

わちブロッキング形成の予測に最も大きな影響を与えるような高感度領域を検出した。ここで，摂動はコントロールランからのずれで定義し，解析に用いるメンバーは，コントロールランおよび反相関（摂動の空間パターンは同じで，符号が逆）のメンバーを除く，互いに独立な 25 メンバーを用いた。また，摂動のノルムは乾燥全エネルギーで定義した。すなわち，予測 4 日目のブロッキング領域における乾燥全エネルギーノルムを最大にするような，高感度領域を求めた。

解析結果を Fig. 4 に示す。この図より，高感度領域（カラー）は，北太平洋東部～北米西部にかけて分布しており，その周辺には準定常ロスビー波列に伴う高度場偏差が発達していることが分かる。得られた高感度領域は，高/低気圧性偏差の中心付近（図中の'A', 'B'）とほぼ対応していることから，波列の振幅の違いが，ブロッキング形成の予測に大きな影響を与えた可能性が考えられる。

そこで以下では，準定常ロスビー波列に沿った 300 hPa 高度場のスプレッドの時間変動を調べる。ここで，波列に並行な線を，12 月 8 日から 15 日で平均した，300 hPa 高度場偏差の低周波変動成分（Fig. 5 のコンター）に伴う偏差の中心を結ぶ直線（Fig. 5 の赤点線）で定義した。この線に沿った，300 hPa 高度場のスプレッドの経度-時間断面図を Fig. 6 に示す。さらに，この期間における，波列に沿った 300 hPa 高度場偏差の低周波変動成分の経度-時間断面図を Fig. 7 に示す。Fig. 6 と Fig. 7 の比較より，初期日あるいは予測期間の前半には，110° W 付近の低気圧性偏差の領域にスプレッドの大きな領域が存在するが，予測 4 日目（12 月 12 日）では，より下流側の 70° W 付近，予測 6 日目（12 月 14 日）では，20° W 付近でスプレッドが拡大していることが分かる。また，予測 6 日目（12 月 14 日）のスプレッドの極大域は，検証領域（20° W～30° E）のやや上流側に位置しているが，検証領域でもスプレッドは拡大している。また，Fig. 7 からは，北太平洋東部域からヨーロッパ域への準定常ロスビー波のエネルギー伝播（Fig. 7 の黒点線の矢印）が見られる。一方，Fig. 6 からも，この群速度とほぼ一致する速度で，スプレッドの大きな領域も下流側へ伝播していることが分かる（Fig. 6 の黒点線の矢印）。さらに，スプレッドの極大域における，スプレッドの等値線は，各経度でほぼ時間軸（縦軸）と平行である。このことは，個々のスプレッドの極大域が経度方向に移流されるのではなく，準定在的であることを意味している。また，150° W 付近，および 110° W 付近に見られるスプレッドの極大域は，準定常ロスビー波に伴う高/低気圧性偏差の

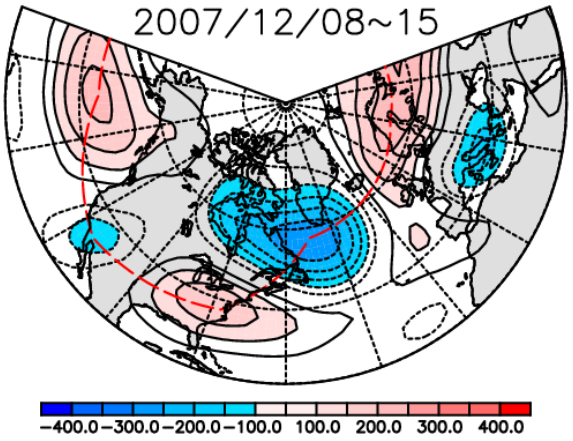


Fig. 5　5-day mean 300-hPa height anomaly averaged from 8 Dec 2007 through 15 Dec. 2007. The red dashed line indicates a path connecting each centers of the anomaly.

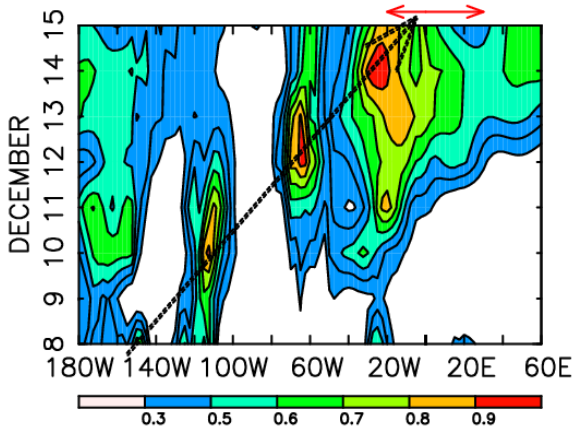


Fig. 6　Hovmöller diagram of the ensemble spread (color shade) of predicted 300-hPa height field along the red dashed line shown in Fig. 5 for the forecast starting from 8 Dec. 2007. The spread for each day has been normalized by its maximum value over the Northern Hemisphere (20° N-90 ° N). A red two-headed arrow indicates the longitudinal domain of the blocking region.

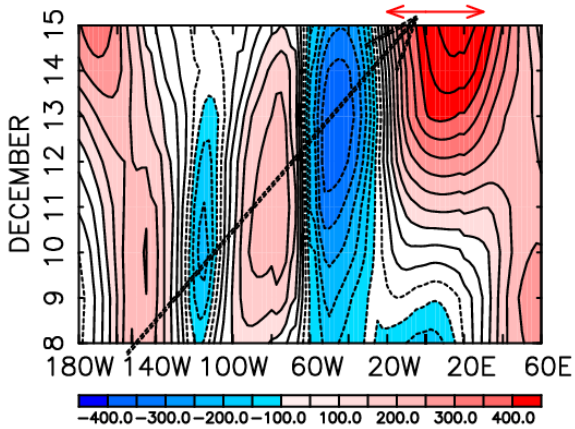


Fig. 7　As in Fig. 6, but for the 5-day mean 300-hPa height anomaly (m) from 8 Dec. 2007 through 15 Dec. 2007.

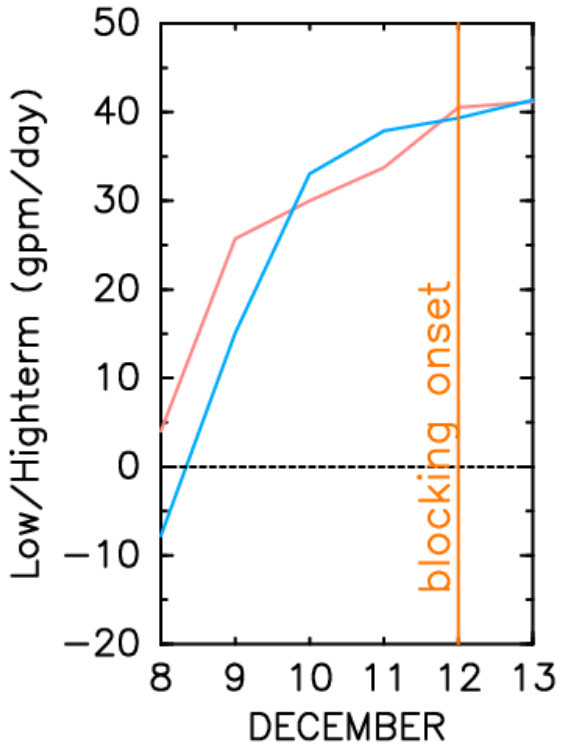


Fig. 8 Time evolution of the observed Low-term/High-term (m day^{-1}, aqua/pink line) averaged over the blocking region from 8 Dec. 2007 through 13 Dec. 2007. Orange line indicates the onset day of the blocking.

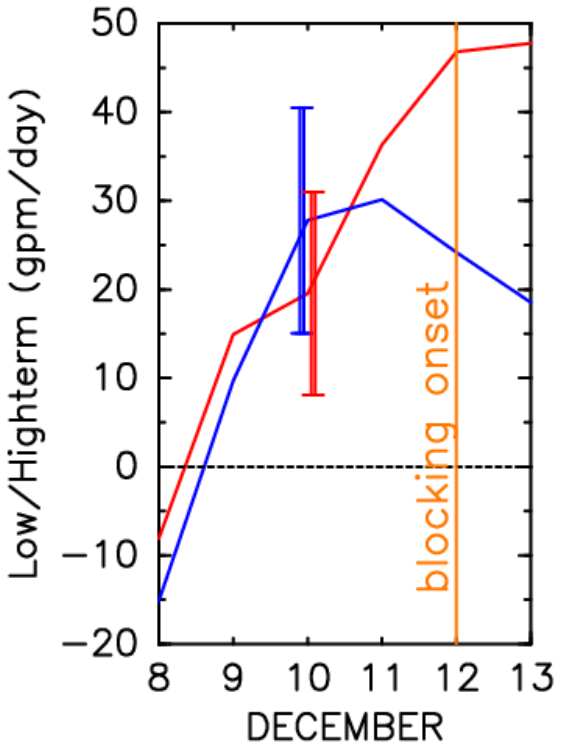


Fig. 9 As in Fig. 8, but for ensemble average of the predicted Low-term/High-term (m day^{-1}, blue/red line) for the forecast starting from 8 Dec. 2007. Blue (red) error bar on day-2 forecast (10 Dec. 2007) indicates ±1 standard deviation from the ensemble average.

中心付近とほぼ対応している。このことは，これらのスプレッドの極大域は，予測された準定常ロスビー波の振幅の各メンバー間での差を示していると考えられる。一方，70° W 付近，および 20° W 付近に見られるスプレッドの極大域の位置は，準定常ロスビー波の節の部分に対応している。このことから，準定常ロスビー波のエネルギー伝播の予測において，各メンバー間でロスビー波の位相に差が生じ，これに伴って，波の節にあたる領域でスプレッドが増大したと考えられる。以上の結果より，準定常ロスビー波のエネルギー伝播, すなわち低周波変動成分を予測できるか否かが，ブロッキング形成の予測に大きな影響を与えている可能性が示唆された。

さらに，ブロッキング強度の予測が，低周波/高周波変動成分のどちらにより鋭敏に依存するのかを，相関解析の手法を用いて定量的に調べた。この解析では，アンサンブルメンバー間で，低周波/高周波変動成分に伴う渦度フラックスの収束発散項（以下では，それぞれ Low-term/High-term と呼ぶ）の予測値と，予測されたブロッキング強度との相関を調べた。ここで，Low-term と High-term は次式で定義される。

$$Low-term = \nabla^{-2}\left[-\nabla\cdot(v_L'\zeta_L')\right]_L$$
$$High-term = \nabla^{-2}\left[-\nabla\cdot(v_H'\zeta_H')\right]_L \qquad (2)$$

ここで，$\boldsymbol{v}$（m/s）は水平風を表すベクトル，ζ（1/s）は相対渦度の鉛直成分，L（H）は変数の低（高）周波変動成分，プライム記号は偏差成分を表す。

12 月 8 日から 13 日までの期間において，解析値に基づいて求められた，Low-term（水色線），High-term（桃色線）の時間変動を Fig. 8 に示す。また，Fig. 9 に，12 月 8 日を初期日とするアンサンブル予報を用いて求めた，Low-term（青線），High-term（赤線）の初期日～予測 5 日目までのアンサンブル平均値を示す。ただし，ここで示した Low-term，High-term の値は，ブロッキング領域（50° N～75° N，20° W～30° E）で式（2）の値を平均した値である。はじめに，解析値の時系列 （Fig. 8）を見ると，予測期間である 12 月 9 日から 12 日の期間では, Low-term（水色線）, High-term（桃色線）はともに正のほぼ同じ値を示していることが分かる。このことは，低周波/高周波変動成分に伴う渦度フラックスの収束発散は，ブロッキング高気圧を

強める効果を持ち，その大きさがほぼ同じであることを示している。一方，12 月 8 日からの予測 2 日目におけるアンサンブル平均値（Fig. 9）は，Low-term（青実線），High-term（赤実線）ともに正の値であるが，両者ともに解析値に比べてやや小さい。また，予測 2 日目における両者のスプレッドは，ほぼ同じであることが分かる（青色，赤色で示したエラーバー）。しかしながら，Low-term （High-term）の 2 日目の予測値と，ブロッキング強度の 4 日目（12 月 12 日: ブロッキングの形成日）の予測値との相関係数 R_L（R_H）を調べた結果，R_L（= 0.77）は R_H（= 0.17）に比べ，かなり高い値を示していることが分かった。しかも，R_L については，99% 以上の有意水準で統計的に有意である。この結果は，この事例において，ブロッキング強度の予測は，Low-term，すなわち低周波変動成分の予測に鋭敏に関連する可能性を示唆している。また，この結果は，上で述べた簡易感度解析，および 300hPa 高度場のスプレッドを用いた解析による定性的な結果と整合的である。

4. まとめ

本研究では，1979 年から 2009 年までの 31 年間の JRA25 再解析/JCDAS データ，および 2007 年 11 月以降の気象庁週間アンサンブル予報データを用いて，2007 年 12 月に北大西洋～ヨーロッパ域で発生したブロッキングの形成期における予測可能性変動について詳しい解析を行った。特に，低周波/高周波変動のいずれが，ブロッキング形成期の予測可能性により大きな影響を与えるのかについて調べた。

はじめに，ブロッキング形成期の予測可能性変動を，気象庁週間アンサンブル予報データを用いて評価した。その結果，ブロッキング形成日以前の数日間を初期日とするアンサンブルメンバー間で，予測されたブロッキング強度（本研究で定義した，ブロッキング高気圧の発達の度合を表す指標）のスプレッドが増大していることが分かった。このことは，ブロッキング形成日以前を初期日とする数値予報では，ブロッキング強度の予測可能性が低いことを示している。また，この結果は，ブロッキング形成期における予報誤差の増大を指摘した先行研究（たとえば，Kimoto et al., 1992）の解析結果と整合的である。

次に，スプレッドが大きな値を示した，ブロッキング形成日以前を初期日とするアンサンブル予報に着目した解析を行った。まず，ブロッキング形成の予測に最も大きな影響を与える高感度領域を，Enomoto et al.（2007）の簡易感度解析により調べた。その結果，ブロッキング形成域の上流側の，北太平洋東部～北米西部付近に，高感度領域が検出され，その領域では，低周波変動成分と対応する，準定常ロスビー波列に伴う高度場偏差が発達していた。このことは，準定常ロスビー波列に伴う摂動が，ブロッキング形成の予測に大きな影響を与えている可能性を示している。さらに，300 hPa 高度場のスプレッドの時間発展を調べた結果，準定常ロスビー波の波活動度が伝播する方向に，群速度とほぼ一致する速度で，スプレッドの大きな領域が下流側に伝播する様子が捉えられた。また，スプレッドの極大域は，準定常ロスビー波列に伴う高度場偏差の中心付近，および波列の節にあたる部分に存在していた。このことから，各アンサンブルメンバー間での準定常ロスビー波列の振幅の差，および波列の位相の差によって，スプレッドが拡大したと考えられる。この結果より，準定常ロスビー波列の伝播をうまく予測できたか否かが，ブロッキング強度の予測に大きな影響を与えていることが考えられる。以上の結果は，ブロッキング形成の予測が，低周波変動成分の予測に鋭敏に関連することを定性的に示していると考えられる。

次に，ブロッキング形成の予測が，予測された低周波/高周波変動成分のどちらにより鋭敏に関連するのかを，低周波/高周波変動成分に伴う渦度フラックスの収束発散量を用いた相関解析により調べた。具体的には，アンサンブルメンバー間で，低周波変動成分に伴う渦度フラックスの収束発散（Low-term）の予測値と，ブロッキング強度の予測値との相関係数 R_L，および，高周波変動成分に伴う渦度フラックスの収束発散（High-term）の予測値と，ブロッキング強度の予測値との相関係数 R_H を求めた。 その結果，R_L（= 0.77）が，R_H（= 0.17）に比べ大きく，また，統計的に有意な値を示していた。このことから，ブロッキング形成の予測が，Low-term，すなわち低周波変動成分の予測により鋭敏に関連することが示唆された。また，この結果は，簡易感度解析，および 300 hPa 高度場のスプレッドの解析による定性的な結果と整合的であった。

謝　辞

本研究では，JRA25 再解析/JCDAS データセットを用いた。このデータセットは，気象庁，および電力中央研究所による，JRA25 長期再解析プロジェクトにより提供された。また，本研究で使用した，気象庁週間アンサンブル予報データは，気象庁と（社）日本気象協会の研究協力の枠組みである「気象研究コンソーシ

アム」を通して提供された。図の作成には，地球流体電脳ライブラリを用いた。開発者の方々に深く感謝する。

参考文献

Duchon, C. E. (1979): Lanczos filtering in one and two dimensions. J. Applied Met., Vol. 18, pp. 1016-1022.

Enomoto, T., Ohfuchi, W,. Nakamura, H. and Shapiro, M. A. (2007): Remote effects of tropical storm Cristobal upon a cut-off cyclone over Europe in August 2002. Meteorol. Atmos. Phys., Vol. 96, pp. 29-42.

Kimoto, M., Mukougawa, H. and Yoden, S. (1992): Medium-range forecast skill variation and blocking transition: A case study. Mon. Wea. Rev., Vol. 120, pp. 1616-1627.

Lupo, A. R. and Smith, P. J. (1995): Planetary and synoptic-scale interactions during the life-cycle of a mid-latitude blocking anticyclone over North Atlantic. Tellus, Vol. 47A, pp. 575-596.

Mauritsen, T. and Källen, E. (2004): Blocking prediction in an ensemble forecasting system. Tellus., Vol. 56A, pp. 218-228.

Nakamura, H. and Fukamachi, T. (2004): Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., Vol. 130, pp. 1213-1233.

Nakamura, H., Nakamura, M. and Anderson, J. L. (1997): The role of high- and low-frequency dynamics in blocking formation. Mon. Wea. Rev., Vol. 125, pp. 2074-2093.

Pelly, J. L. and Hoskins, B. J. (2003): A new perspective on blocking. J. Atmos. Sci., Vol. 60, pp. 743-755.

Takaya, K. and Nakamura, H. (2001): A formulation of a phase-independent wave activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. J. Atmos. Sci., Vol. 58, pp. 608-627.

Tibaldi, S. and Molteni, F. (1990): On the operational predictability of blocking. Tellus., Vol. 42A, pp. 343-365

Predictability of the Onset of Atmospheric Blocking Events Examined by One-week Ensemble Forecast Dataset

Kazuto TAKEMURA* and Hitoshi MUKOUGAWA

* Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

The variation of predictability of the large-scale atmospheric motions during the onset period of atmospheric blocking event occurring over the Euro-Atlantic sector in December 2007 is examined using JRA25/JCDAS data set and one-week ensemble forecast data set provided by the Japan Meteorological Agency. First, it is found that the predictability before the onset of the blocking event is comparatively limited. Second, a simple sensitivity analysis and the time evolution of the spread indicate that low-frequency variations significantly affect the predictability of the occurrence of the blocking event in comparison with high-frequency variations. Finally, the predicted vorticity flux divergence by the low-frequency variation, rather than the high-frequency variation, is found to significantly correlate with the predicted blocking strength.

Keywords: blocking, predictability, ensemble forecast

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

中立に近い大気境界層における組織的乱流構造
—気象研究所気象観測鉄塔での観測例—

堀口光章・林泰一・足立アホロ*・小野木茂*

＊ 気象庁気象研究所

要 旨

安定度が中立に近い大気境界層における組織的な乱流構造について，つくば市にある気象研究所気象観測鉄塔（高さ213m）での乱流観測データを使用して解析を行った。中立に近い安定度の観測例からウェイブレット分散スペクトルにより，高度200mのような上空において大きな時間スケールの風速変動が卓越して存在することが示される。この時間スケール（200秒）の構造をウェイブレット解析により調べると，鉛直方向に拡がった強風の乱流構造が断続的に出現している。この乱流構造中では，下方への運動量輸送が全時間にわたる平均より大きくなり，また乱れ（乱流運動エネルギー）も大きくなっている。

キーワード：大気境界層，気象観測鉄塔，ウェイブレット，乱流構造，運動量輸送

1. はじめに

境界層乱流中に現れる組織構造（ある大きさの領域で現れる，秩序だった動きなどを示す構造）は，熱や運動量の輸送と乱れの生成に対して重要な寄与をなすことが室内実験などにより調べられてきている（Kline et al., 1967; Corino and Brodkey, 1969 など）。この研究で対象とする大気境界層では実験における条件とは異なり，流れが速くその空間スケールも大きくて非常に大きなレイノルズ数（運動方程式の移流と粘性による項の大きさの比に相当する無次元数）となっている。さらに基本的な状態として水平風速の鉛直シアーによる乱流の生成が支配的であり浮力による影響が少ないと考えられる中立に近い安定度における大気境界層を考える。そのような大気境界層において組織的な乱流構造が存在するのか，またその運動量輸送や乱れに対しての役割はどの程度であるのかについて調べることは，例えば地上近くで強風が吹く条件を考える上でも重要な課題である。

このような研究動機により，京都大学防災研究所附属流域災害研究センター潮岬風力実験所（和歌山県東牟婁郡串本町）で 1998 年 11，12 月に行った観測と，京都大学生存圏研究所信楽 MU 観測所（滋賀県甲賀市）で 2001 年 12 月から 2002 年 3 月にかけて行った観測により，比較的大きな時間スケールを持った下降する強風の乱流構造が示され（Horiguchi et al., 2010），実験により調べられてきた組織構造に対応するものと考えられた。

さらに，組織的乱流構造のより詳細な構造と接地層より上の高度を含めての運動量輸送や乱れへの影響を調べるために気象研究所気象観測鉄塔（高さ 213m）（茨城県つくば市）での観測データを解析している（堀口ら，2008）。今回は，この場所での観測データより，新たに解析した観測例についての結果を報告する。

2. 気象研究所気象観測鉄塔での観測とデータの概要

気象研究所気象観測鉄塔は，1975 年に筑波研究学園都市の南部にある気象研究所敷地内に建設された気象観測用の鉄塔で，高さは 213m である。この鉄塔周囲の地形については，その北方約 20km に標高 876m の筑波山が位置しているが，それより近くの地形は比較的平坦である。また鉄塔周囲の大きな建物としては，気象研究所本館（高さ約 41m）が鉄塔の北東約 250m にあり，その方向から風が吹く場合にはかなり高い位置まで観測される乱流へ影響があるものと思われる。さらに観測鉄塔周辺の地表面状態

について見てみると，高さ10〜20m程度の林や建物が散在しており，それらによる風への影響も考えなくてはならない。

観測鉄塔の構造は，一辺が4mの正三角形をしており，6高度（10，25，50，100，150，200m）に鉄塔本体各辺に沿って水平支柱が各高度3本設けられ，鉄塔の端から長さ6m突き出たその先端に観測機器が設置できるようになっている（花房ら，1979）。乱流データについては，各高度に設置された三次元超音波風速温度計によりサンプリング周波数10Hzで観測がなされた。

なお，鉄塔による影響を避けるため，三方向に伸ばされた各水平支柱の先端に同じ測器を設置，高度213m の鉄塔頂部に設置された二次元超音波風速計により測定される風向に応じて切り替えを行い，その風向に向いた位置の測器のデータを記録している。さらに，平均的気象要素の測定のために，各高度にプロペラ型風向風速計，白金抵抗温度計，容量型湿度計が設置され，測定値が記録されている。

建設以降，観測が継続されてきたが，今回は1999年から2002年にかけて収録されたデータのうち，安定度が中立に近い条件での観測例を解析する。

3. 観測例の解析

3.1 大きなスケールの強風の乱流構造

観測データの解析において，乱流統計量の扱いの際の平均化時間を30分としてデータはこの時間（各パート）ごとに処理する。そして，接地層を代表する高度として地表面からそれほど離れていない高さ25mを考え，この高度での超音波風速温度計による乱流測定と白金抵抗温度計による平均気温測定からMonin-Obukhov安定パラメータ（z/L，zは測定高度，LはObukhovの長さ）を求め，観測時の安定度の指標として使用する。Monin-Obukhov安定パラメータは，浮力による乱流生成率とシアーによる乱流生成率の比に対応し，値が0に近い場合は浮力による乱流生成が小さい場合であり，ここで中立に近いというのはこの状況に相当している。

また，同じ方向への風速成分を考えるために，水平面内の平均流方向を上記高度25mの風について求め，その他の高度における平均流方向風速成分（u）もこの高度25mにおける平均流方向についての風速成分を取ることとする。一方，地表面の起伏や超音波風速温度計の取り付け状態により風が風速計の基準面（測器の水平面）から平均的にもある傾斜を持って吹いている（場合によっては吹き上げあるいは吹き下ろしがある）可能性がある。そこで，三次元的に平均流方向を定め，各種輸送量についてはその平均流ベクトルを含む鉛直断面内（超音波風速温度計の基準鉛直軸を含む面）で平均流ベクトルに直交する上向き方向について考える。

ここでは，安定度が中立に近い状態が長時間継続した2000年3月19日14時30分〜18時30分における観測例を示す。これは以前（堀口ら，2008）に示した観測例（2000年2月28日13時30分〜14時30分）とは別の例であり，より長時間のデータについて，またより詳しく解析を行う。この2000年3月19日の天候は，気象研究所に隣接する気象庁高層気象台（館野）での観測によれば（気象庁ホームページ〜「気象統計情報」参照）15時に曇であった。そして，この時のMonin-Obukhov安定パラメータの値は，各パートにおいて−0.04から0.02までの範囲の値であり，中立に近い条件であった。

風の様相として高度25mにおける各パートでの平均風速と風向を見てみると，風速（水平風速）は3.8〜5.3ms^{-1}，風向は185〜199度の範囲にあり大きな変化はなく，また気象研究所本館の影響がないと思われる南寄りの風であった。

この日の例について風速の乱れの高度変化を見ると，高度25mでは（三次元的な）平均流方向風速成分の標準偏差が1.5ms^{-1}であり，上下の高度10mでの1.2ms^{-1}，50mでの1.2ms^{-1}に比較して乱れが大きくなっている。これは，観測鉄塔周辺の粗度物体（林や建物）によりこの高度付近では大きな乱れが引き起こされていることを示唆している。そこで，安定度や（水平面内の）平均流方向を定める際に考える基準高度は，25mではなく50mを使用した方が良いかもしれない。実際に高度50mの測定データからMonin-Obukhov安定パラメータ（z/L）を見積もると−0.21から0.13（8パートのうち2パートでは超音波風速温度計による温度変動データに異常がありz/L値を評価できていない）と多少大きな値が得られる。元来，Monin-Obukhov安定パラメータ（z/L）では同じ輸送量を示す層内でも測定高度（z）によって値が変化するので，高度25mの場合より50mの測定データから評価する場合では広いz/Lの値の範囲を中立に近いものとして考えて良いかもしれない。この点については，他の観測例の場合も合わせてさらに検討する必要がある。また，高度25mと50mでの平均流方向の差は各パートで6.0〜8.3度であり，どちらの高度の平均流方向を使用するかによる各高度のu風速成分の値に与える影響は大きくない。

なお，観測鉄塔周辺における粗度物体（林や建物）による流れへの影響についての指標として，高度25mでの平均風速と運動量輸送量の測定から風速高度分布が対数則を満たすことを仮定して粗度長（z_0）を見積もると，この観測例の8パートの平均値として

2.0mという値が得られる。また乱れの大きい高度25mの代わりに高度50mの測定データから粗度長を見積もり直すと1.1mとなる。なお，より厳密な粗度長の見積りについては，ゼロ面変位d（粗度の大きな地表面で必要となる対数則での高度zの原点についての修正量，zを$z-d$で置き換える）を合わせて見積もることを検討する必要がある。

この日の観測例から，14時30分～15時（パート1）の時間帯における超音波風速温度計による各高度での（水平面内）平均流方向風速成分（u）の時間変化を見る（Fig. 1）。水平方向の風速は鉛直方向の風速に比べてかなり大きく，水平方向の風速を調べる際に三次元的な平均流を考えるかどうかの影響は小さいので，ここでは同じ方向の風速成分を考えるために水平面内での平均流方向（高度25mを基準）の風速成分を使用している。

図を見ると，100～200 秒程度の比較的長い時間スケールを持った強風の風速変動（図中，赤色の矢印でその例を示す）が，鉛直方向に同じような時刻に現れており，鉛直方向に拡がった構造を持っていることが分かる。これより短い時間スケールの風速変動は，鉛直方向での同時性，すなわち鉛直方向への拡がりの程度が小さくなる。

Fig. 1 は一つのパート（30 分間）についての例であったが，その他のパート（時間帯）についても同様な比較的長い時間スケールの強風の風速変動が見られる。

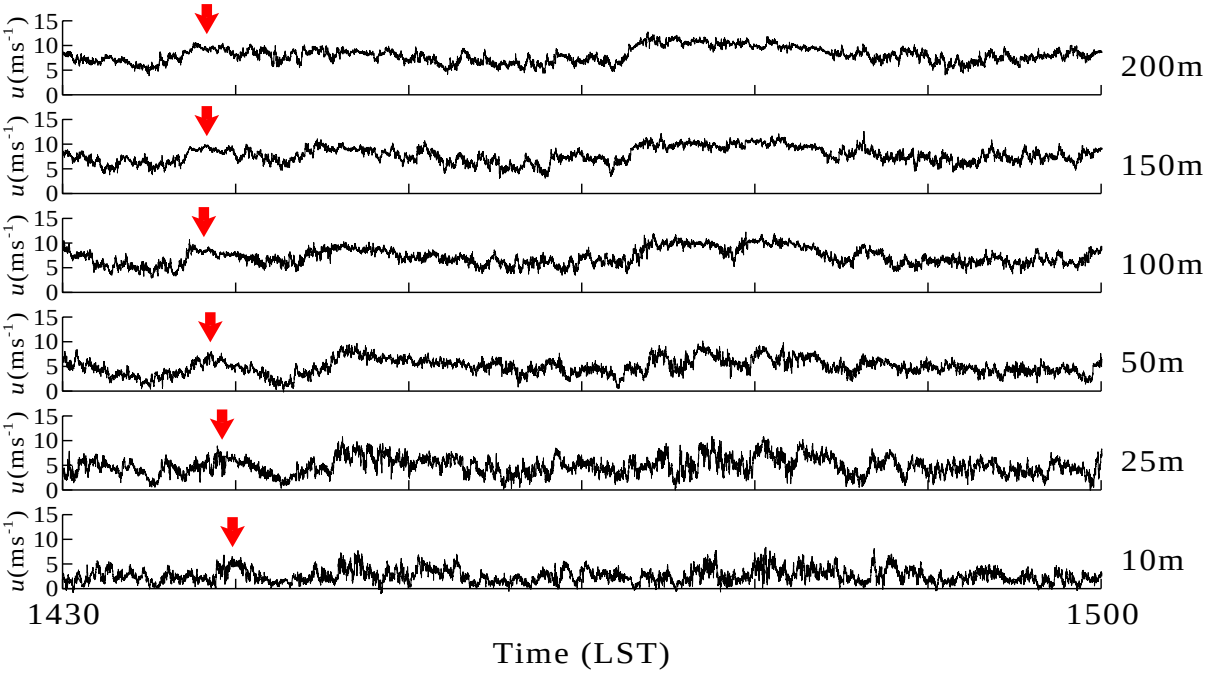


Fig. 1 Time series of the streamwise velocity component (u) observed by sonic anemometers at each level from 1430 to 1500 LST on March 19, 2000 at the meteorological tower of MRI in Tsukuba. Red arrows denote typical large-scale regions of high-speed velocity

ここで，風速の高度分布について見てみる。Fig. 2 は高度 25m の風を基準とした（水平面内）平均流方向風速成分（u）の高度分布について，4 時間にわたる平均を左側の図では高度を普通の線形軸上に，右側の図では高度を対数軸上に表したものである。

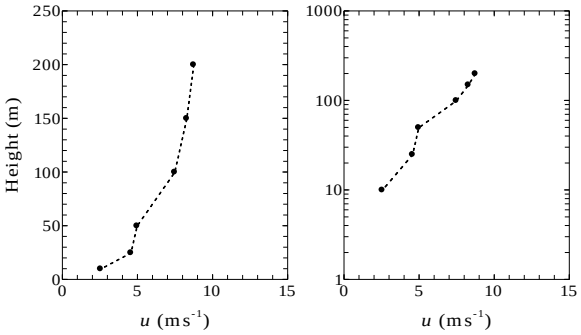


Fig. 2 Mean vertical profiles of the streamwise velocity component (u) from 1430 to 1830 LST on March 19, 2000

この図を見ると，高度 200m の風まで，全体的にはおおよそ対数則に合うような風速高度分布を示しているが，25m 以下と 50m 以上では分布の連続性が低い。高度 25m で大きな乱れが見られることと関連し，それぞれの層でゼロ面変位の値も合わせて風の高度分布の形を考えた方が良いように思われる。これについては，安定度や平均流方向を定める際の基準高度の選び方に関係して，他の観測例も合わせてさらによく調べる必要がある。

ここで，特定の時間スケール（長さ）を持った風速変動を抽出するために（水平面内）平均流方向風速成分（u）の時系列に対して連続ウェイブレット変換を行う。連続ウェイブレット変換は，連続データ中に不規則に現れる変動を抽出するのに使用される解析手法であり，変数 t についてのデータ列 $x(t)$に対して，変動の大きさに対応するスケールパラメータ a, 変動の位置に対応するトランスレーションパラメータ b についてのウェイブレット係数 $T(a, b)$は次式(1)に示す通りである。

$$T(a,b)=\left(\frac{1}{a}\right)\int_{-\infty}^{+\infty}\Psi\left(\frac{t-b}{a}\right)^{*}x(t)dt \qquad (1)$$

ただし，$\Psi(t)$は変数 t についてのマザーウェイブレットであり，＊は複素共役を示す。

実際には，30 分間での平均値からの変動成分（u'）を標準偏差（σ_u）で規格化した時系列データを作成し，さらにスケールのごく小さな変動成分を除くために 20 個ずつのブロック平均を施したデータに対してウェイブレット変換を行っている。また，マザーウェイブレットとしては，これまでの潮岬と信楽における観測結果の解析（Horiguchi et al., 2010）と同様に，次式(2)および Fig. 3 に示す“Mexican Hat”関数を使用する。

$$\Psi(t) = (1-t^2)\exp(-t^2/2) \qquad (2)$$

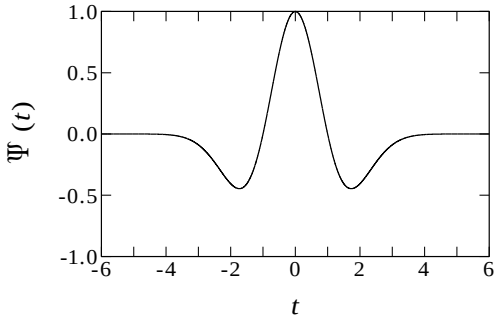


Fig. 3 “Mexican Hat” wavelet function

また，不規則に現れる変動のスケール分布（大きさの分布）をウェイブレット変換により求められるウェイブレット分散スペクトル（$W(a)$）により調べることができる（Collineau and Brunet, 1993; Thomas and Foken, 2007）。その定義は次式(3)の通りである。

$$W(a)=\int_{-\infty}^{+\infty}|T(a,b)|^2 db \qquad (3)$$

Fig. 4に2000年3月19日14時30分～18時30分における観測例についてのウェイブレット分散スペクトルを示す。図の横軸はウェイブレット解析において定義される「時間スケール」で，スケールパラメータaの2倍の大きさであり，“Mexican Hat”関数の場合にはその関数の中心（Fig. 3でt=0）前後の関数値がプラスの範囲の長さに相当する。

結果のウェイブレット分散スペクトルを見ると，上空の高度（150, 200m）では大きな時間スケール（高度200mでは200秒）にウェイブレット分散スペクトルのピークがあり，Fig. 1の平均流方向風速成分の時間変化に見られる比較的長い時間スケールの風速変動に対応すると考えられる。

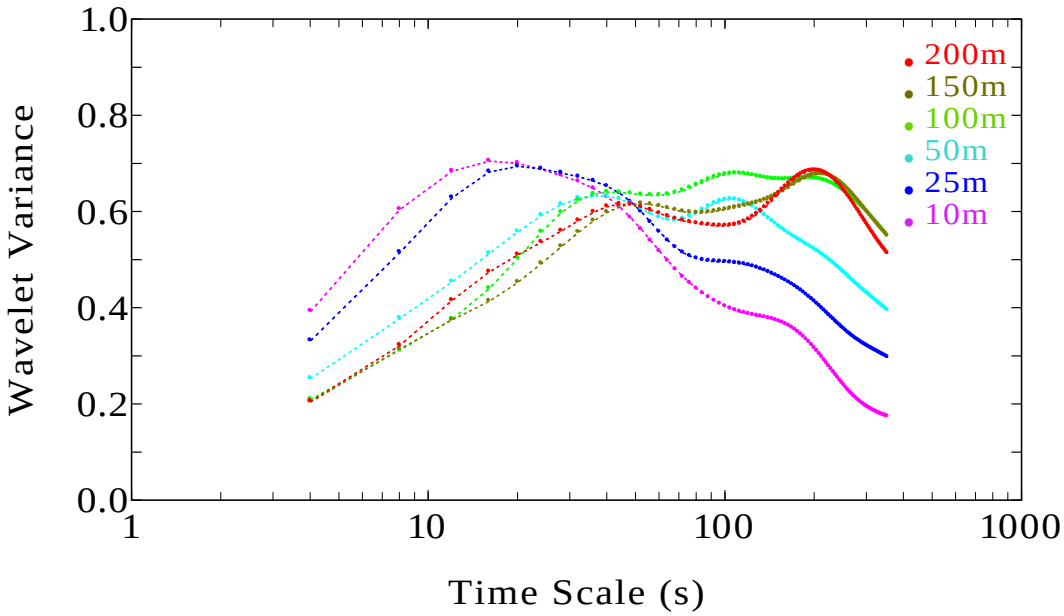


Fig. 4 Wavelet variance spectrum for the streamwise velocity component at each level from 1430 to 1830 LST on March 19, 2000

高度200mのような上空でウェイブレット分散に大きな値が見られる比較的大きな時間スケール（200秒）について，2000年3月19日14時30分～18時30分における各高度の平均流方向風速成分に対するウェイブレット係数から時間高度断面図を作成する。そしてウェイブレット係数にしきい値（ここでは0.5とする）を決めてそれ以上の領域（明るい色で示す）を強風の乱流構造として抽出したのがFig. 5である。

この図を見ると，鉛直方向に拡がった構造が断続的に出現している様子が明瞭に示される。この強風の乱流構造の高度200mにおける平均出現時間間隔は520秒であり，これを同じ高度の平均風速（平均流方向風速成分の平均）8.7ms^{-1}から平均流に乗って乱流構造が流されていることを仮定して（Taylorの凍結乱流の仮説）空間間隔に換算すると4,600mとなる。この平均出現間隔は，潮岬と信楽での観測（Horiguchi et al., 2010）から得られた3,800～5,400mの値の範囲に入っている。

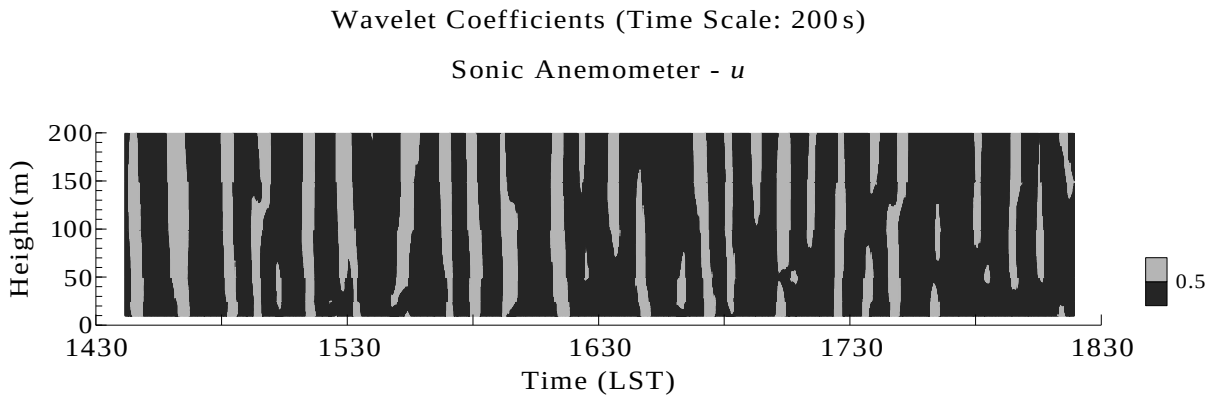


Fig. 5 Time-height cross-section of wavelet coefficients (time scale of 200 s) for the streamwise velocity component from 1430 to 1830 LST on March 19, 2000. Areas of light tone denote the regions in which the wavelet coefficient is larger than the threshold value (0.5)

このように，この解析で示された強風の乱流構造は，これまで潮岬と信楽において高度 350m 程度までのドップラーソーダ観測で示されたもの（Horiguchi et al., 2010）と同様な構造であると考えられる。

3.2 強風の乱流構造による運動量輸送や乱れへの影響

強風の乱流構造において運動量輸送がどのように変化しているのかを調べるために，2000年3月19日の例における強風の乱流構造中での$-u'w'$値（瞬時レイノルズ応力）の平均（乱流による下向きの運動量輸送量に対応）と全時間帯での平均を比較したのがFig. 6である。また，ここでもu'とw'値は三次元的に平均流方向を定める方法により求めている。なお，地表近くに比べて上空の方が風速は強く，平均的に見て運動量の輸送は下向きであり，$u'w'$の値が負である場合，下方に向かっての運動量輸送に寄与することになる。この図を見ると，強風の乱流構造において下向きの運動量輸送は，高度によるが全時間帯での平均より1.5倍程度（最大は高度10m）まで大きくなっていることが分かる。

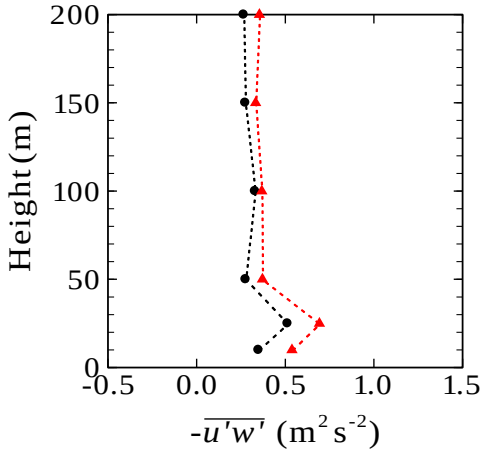


Fig. 6 Comparison between the average values of $-u'w'$ in the high-speed turbulence structures (▲) and the overall average values for the entire period (●) on March 19, 2000

次に運動量輸送に関連して，平均流方向（u）と鉛直方向（w）の風速成分の変動特性を乱流変動の四象限分類により検討する。四象限分類は，乱流変動をu，wそれぞれの平均値からの変動成分の正負により，第 1 象限（$u'\geqq 0$, $w'\geqq 0$），第 2 象限（$u'<0$, $w'\geqq 0$），第 3 象限（$u'<0$，$w'<0$），第 4 象限（$u'\geqq 0$，$w'<0$）に分類するものである。これらのうち，第 2 象限に位置する低速流の上昇運動をイジェクション，第 4 象限に位置する高速流の下降運動をスウィープと呼び，下方への運動量輸送に寄与する乱流運動である。ここでは，これらによる運動量の輸送を比較する。また，ここでも三次元的に平均流方向を定める方法によりu'とw'値を求めている。Fig. 7 は 2000 年 3 月 19 日の例についての解析結果である。

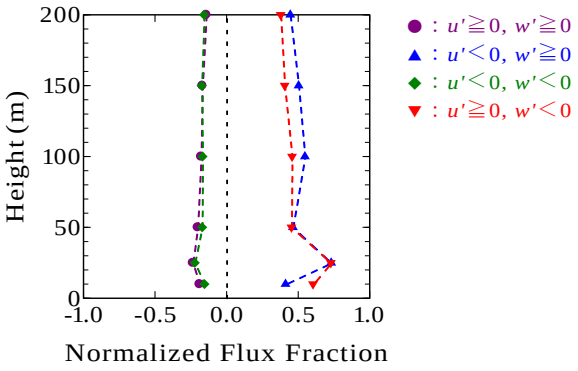


Fig. 7 Profiles of the flux fraction of each quadrant for the velocity fluctuation based on sonic anemometer data from 1430 to 1830 LST on March 19, 2000. Values are normalized with respect to the total $u'w'$ at the 25m level

この図を見ると，上空（高度100mより高い位置）ではイジェクションによる運動量輸送への寄与の方が大きく，高度50mと25mでは同程度，地表に近い高度10mではスウィープによる寄与の方が大きいことが分かる。運動量輸送への寄与についてのこの観測は，地表近くを除きイジェクションによる寄与の方が卓越するというこれまでの数値実験による研究（Lin et al., 1996; Drobinski et al., 2007）と同様な結果を示している。運動量輸送についてイジェクションによる寄与が全般的に大きいが，地表近くの高度では下方への空間が小さい（地表に近い）ので，下方からの運動であるイジェクションによる運動量輸送が小さくなり，スウィープによる方が割合として大きくなるということが説明として考えられる。

ここまで取り扱ってきた強風の乱流構造において，乱れの強度が変化しているのかを調べるために，乱流運動エネルギーe（$=0.5\times(u'^2+v'^2+w'^2)$）（瞬時値）について，強風の乱流構造中での平均と全時間帯での平均とを比較したものがFig. 8である。ただし，v'は平均流に水平面内で直交する方向の風速成分の変動成分である。ここでも三次元的に平均流方向を定める方法によりu', v', w'値を求めて計算したが，その値は（エネルギーの物理量であるから）座標変換によらない。

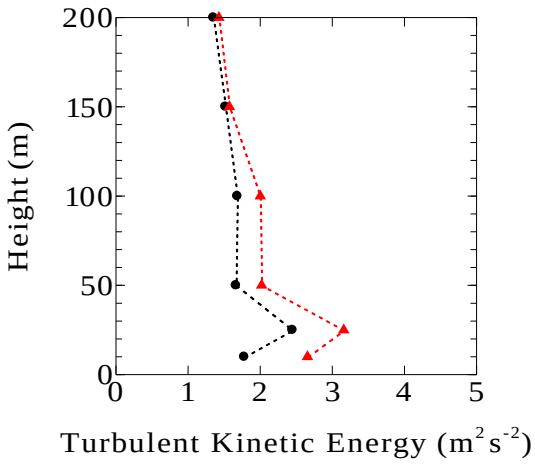


Fig. 8 Comparison of turbulent kinetic energy between the average values in the high-speed turbulence structures (▲) and the overall average values for the entire period (●) on March 19, 2000

この図を見ると，強風の乱流構造中で乱流運動エネルギーは大きくなっていることが分かる。例えば高度50mでは21%増加しており，下層における方がその増加の割合は大きい。

3.3　他の観測例との比較

ここで，同じ中立に近い条件の別の日の状況について見てみる。Fig. 9は3月18日15時30分から19時30分にかけての観測例についてのウェイブレット分散スペクトルである。この図を見ると，3月19日の観測例に見られるような上空（高度200m）での大きなスケールでのウェイブレット分散スペクトルのピークは見られない。ただし，ウェイブレット分散スペクトルは相対的な各スケールでの変動の大きさを示すものであり，上空の高度で大きな時間スケールの構造がないわけではない（分散はある程度の値を持っている）。なお，高度150mでは大きな時間スケールで少し分散の値が大きくなっており，より下層の高度100mでは224秒の時間スケールのところで明瞭なピークが見られている。

同じ中立に近い条件でも，観測例により，上空での大きな時間スケールでの構造についてウェイブレット分散スペクトルで見た時に違いが現れる理由について，今後より詳しく調べていく予定である。

なお，大きなスケールを持った構造による運動量輸送や乱れへの寄与について，いくつかの例で同じようなスケールの構造による寄与を調べようとする際，測定時のサンプリングに基づいた時間スケールで見るのか，平均風速に乗って乱流構造が流されていることを仮定して空間スケールで見るのかということが問題となる。空間スケールを固定し，それを各観測例の平均風速から時間スケールに変換し，その時間スケールの構造を調べるという方法も考えられる。ただし，この場合には平均風速で乱流構造が流されているという仮定がどの程度妥当であるかについて検討する必要がある。

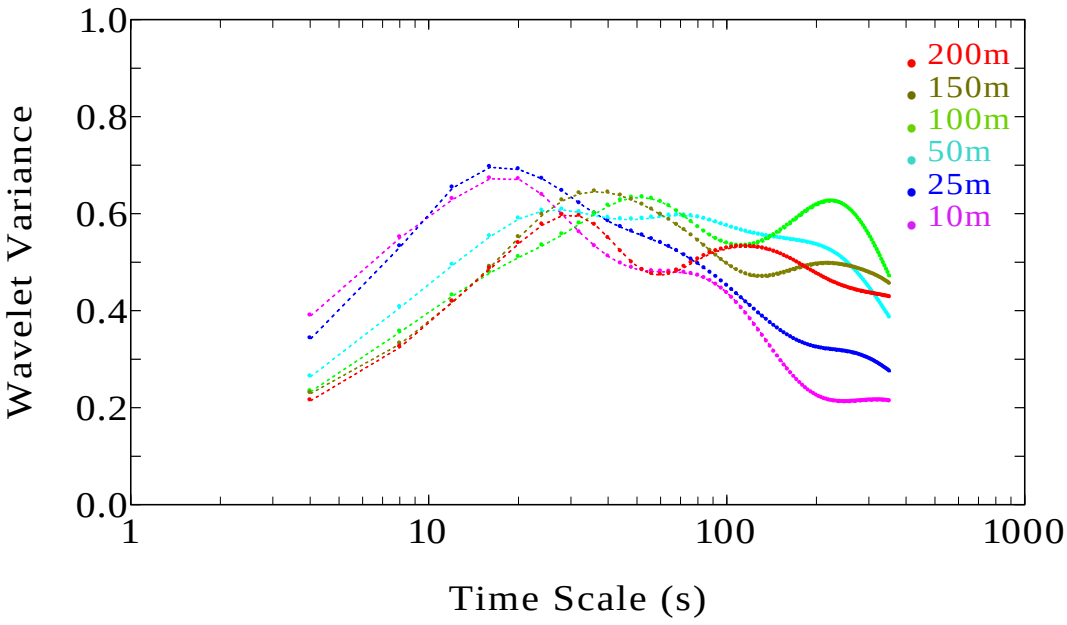


Fig. 9 Wavelet variance spectrum for the streamwise velocity component at each level from 1530 to 1930 LST on March 18, 2000

4. おわりに

今回は気象研究所気象観測鉄塔による観測データより，中立に近い条件での観測例についての解析結果を報告した。今後，多くの似たような状況での観測例を解析し，中立に近い安定度における大気境界層での組織的な乱流構造の様相とその寄与について詳しく調べていく予定である。

参考文献

花房龍男・藤谷徳之助・伴野　登・魚津　博（1979）：筑波研究学園都市に新設された気象観測用鉄塔施設，気象研究所技術報告，第 3 号，50 pp.

堀口光章・林　泰一・足立アホロ・小野木　茂（2008）：大気境界層における乱流構造－気象研究所気象観測鉄塔（つくば）による観測－，京都大学防災研究所年報，第 51 号 B，pp. 449-455.

Collineau, S. and Brunet, Y. (1993): Detection of turbulent coherent motions in a forest canopy. Part I: Wavelet analysis, Boundary-Layer Meteorol., Vol. 65, pp. 357-379.

Corino, E.R. and Brodkey, R.S. (1969): A visual investigation of the wall region in turbulent flow, Jour. Fluid Mech., Vol. 37, pp. 1-30.

Drobinski, P., Carlotti, P., Redelsperger, J.-L., Banta, R.M., Masson, V. and Newsom, R.K. (2007): Numerical and experimental investigation of the neutral atmospheric surface layer, Jour. Atmos. Sci., Vol.64, pp. 137-156.

Horiguchi, M., Hayashi, T., Hashiguchi, H., Ito, Y. and Ueda, H. (2010): Observations of coherent turbulence structures in the near-neutral atmospheric boundary layer, Boundary-Layer Meteorol., Vol. 136, pp. 25-44.

Kline, S.J., Reynolds, W.C., Schraub, F.A. and Runstadler, P.W. (1967): The structure of turbulent boundary layers, Jour. Fluid Mech., Vol. 30, pp. 741-773.

Lin, C.-L., McWilliams, J.C., Moeng, C.-H. and Sullivan, P.P. (1996): Coherent structures and dynamics in a neutrally stratified planetary boundary layer flow, Phys. Fluids, Vol. 8, pp. 2626-2639.

Thomas, C. and Foken, T. (2007): Organised motion in a tall spruce canopy: temporal scales, structure spacing and terrain effects, Boundary-Layer Meteorol., Vol. 122, pp. 123-147.

Coherent Turbulence Structures in the Near-Neutral Atmospheric Boundary Layer –Observation Cases by the Meteorological Tower of MRI–

Mitsuaki HORIGUCHI, Taiichi HAYASHI, Ahoro ADACHI* and Shigeru ONOGI*

* Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

Synopsis

Coherent turbulence structures in the near-neutral atmospheric boundary layer are analyzed using turbulence data observed by the meteorological tower (213-m tall) of the Meteorological Research Institute (MRI) in Tsukuba. Wavelet variance spectra for the observation case in near-neutral stability show dominant wind speed variations with a long time scale at higher levels (e.g. 200-m height). Based on the wavelet analysis with this time scale (200 s), intermittent high-speed turbulence structures with large vertical extent are extracted. These turbulence structures indicate a large contribution to downward momentum transfer and large turbulence (turbulent kinetic energy).

Keywords: atmospheric boundary layer, meteorological tower, wavelet, turbulence structure, momentum transfer

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

詳細地形表現による局地豪雨の100 mメッシュ高解像度計算

竹見哲也

要 旨

近畿地方において局地豪雨をもたらした事例について100 m格子間隔での高解像度数値シミュレーションを行い，地形表現の違いによる降水の強度のモデルによる表現性について調べた。2008年7月28日都賀川増水時の豪雨，2009年8月1日丹波市豪雨，2009年8月9日台風9号に伴う佐用町での豪雨を解析対象とした。事例によりモデルによる再現性は異なり，必ずしもすべての事例でモデルが現実的な豪雨を再現できたわけではないものの，降水の強度別の頻度を解析することにより，モデル地形の違いによる降水量の再現性へのインパクトを調べることができた。100 m規模での微細地形の存在により強雨がより高頻度で出現することがわかった。

キーワード：集中豪雨，地形，数値気象予報，雲解像シミュレーション

1. はじめに

局地的な短時間強雨は，梅雨期や台風期のみならず夏季全般にわたってしばしば発生する。2008年に神戸市で発生した都賀川増水事故を引き起こした豪雨，あるいは2009年に兵庫県佐用町で発生した洪水災害を引き起こした局地豪雨が，近畿地方における最近の事例として記憶にあたらしい。これら局地豪雨は空間スケールが極めて局所的かつ短時間で集中化するため，その発生を精度良く予測することは大変難しい。発生予測の困難さは，局地豪雨の現象そのものの理解がまだ十分でないことを物語っていると言える。

局地豪雨が発生する理由としては，単一の積乱雲がもたらす雨量が極めて多いこと，および同一地点において積乱雲が次々に発生または通過して雨量が増大することの二点が考えられる。総観規模ないし中規模で不安定な大気場が形成されれば，豪雨をもたらす積乱雲が発生しやすい状況となる。ただし，その不安定な大気場は積乱雲スケール（すなわち数kmから数10 kmの水平スケール）よりも大きな水平規模（すなわち数100 kmのスケール）で生じているため，積乱雲は潜在的にはその不安定大気場のどこにおいても同様に確からしく発生しやすいと考えられる。

しかし現実には多くの場合において，ある特定の箇所において雨が集中化している。したがって，雨が集中化・局所化することには何らかの理由があるはずである。この原因のひとつとして，時間・空間的に定常かつ定在の条件を有する地形が関与しているものと考えられる。地形効果の雨の集中化・局所化に係る関与の度合いについての理解が深まれば，局地豪雨の発生の予測をより確度をもって行うことができるものと期待される。

このような認識をふまえて，それでは，降雨の集中化が地形に起因するとすればどの程度なのであろうか，あるいは地形の形状に応じて降雨の集中化の様子はどの程度変化するものなのであろうか。本研究ではこのような目的意識で，地形表現の違いによる気象予報モデル計算の結果がどう変化するものかについて，解像度100 mでの高解像度での数値実験を行うことにより調べる。特に，モデル地形を作成するための標高データとして，高分解能値として国土地理院（GSI）による数値地図50 mメッシュ値，低分解能値として米国地質調査所（USGS）の全球30秒メッシュ値（GTOPO30）の双方を用い，地形表現の違いによる局地豪雨の表現性へのインパクトに着目した。解析の対象事例は，最近の顕著事例として，2008年7月28日兵庫県南部における豪雨，2009年8月1日兵庫県丹波市および周辺地域での豪雨，2009年8月9日兵庫県佐用町での豪雨とした。このうち2008年7月28日の事例では神戸市を流れる都賀川での突発的な増水，2009年8月9日の事例では佐用町での河川の増水が発生し，人命を奪う痛ましい災害となった。

2. 気象モデルの設定と数値実験の手法

本研究で用いた気象モデルは米国国立大気研究センター（NCAR）が中心となって開発を進めているWeather Research and Forecasting （WRF）モデルである。Advanced Research WRF （ARW）バージョン3.0.1.1（Skamarock et al., 2008）を用いた。WRFモデルは気象の素過程についての多様な物理モデル（パラメタリゼーション）が提供されており，ユーザーの意図に応じて自由に設定を変更することができる。本研究では，竹見（2009）と同様にして素過程の物理モデルの設定を行った。また計算領域は入れ子構造で設定可能な多段階ネスティング機能を利用し，本研究では4段階ネスティングにより格子幅を10 km/2.5 km/500 m/100 mと徐々に細密化する設定を行った。ネスティングの際の領域間の側面境界におけるデータのやりとりは，親領域から子領域への一方向のみ（1 way）とした。鉛直の格子点数は40としている。ただし，計算領域については後述の通りに変更している。時間ステップ幅はCFL条件を満たすようにするなど計算不安定を回避するために設定する必要があり，本研究のように地形表現が高精度化した場合にはかなり安全側での時間ステップ幅が必要である。試行錯誤の上，第1領域から第4領域での時間ステップ幅はそれぞれ45秒，15秒，1.5秒，0.15秒と設定した。

本研究ではモデル地形の表現性の違いに着目するため，USGS全球30秒メッシュ値（GTOPO30）およびGSIの50 mメッシュ値（GSI50）の二通りの標高データを用いることにした。GSIデータの処理にはTakemi (2009)およびTakemi et al. (2010)で構築した処理システムを利用した。本システムは，WRFのプリプロセスプログラムであるWPSに組み込んだものである。

数値実験においては，第1および第2領域のモデル地形は共通してGTOPO30を用い，第3および第4領域のモデル地形の作成においてはGTOPO30を利用した場合とGSI50を利用した場合との二通りにしている。低分解能のGTOPO30を用いて第3および第4領域での高分解能モデル地形を作成すると，地形はかなり平滑化されたような場になる。一方GSI50を用いると高分解能格子によりかなり現実的なモデル地形が作成されることになる。一方，土地利用分布の情報はすべての計算領域において全球30秒メッシュ値（米国地質調査所Global Land Cover Characterization; GLCC）を用いた。

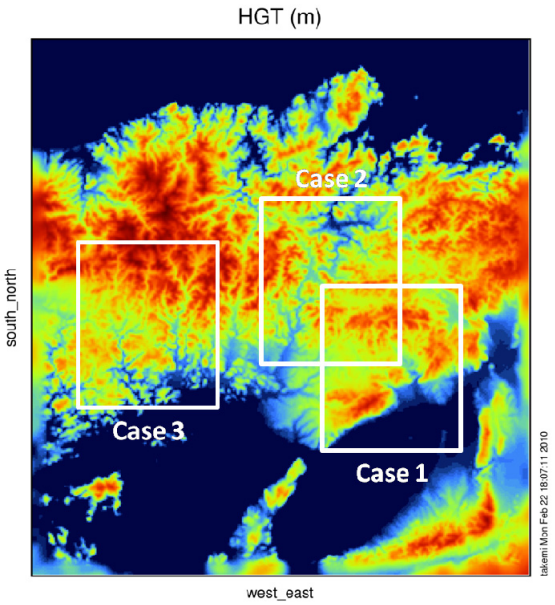


Fig. 1 Computational domains and surface topography for the numerical experiments. Domain 4 (indicated by white rectangles) for each case is nested in Domain 3.

モデル地形の違い以外のモデル設定は数値実験間で同一のものとすることにより，地形の表現性の違いによるインパクトを調べることにする。

初期値・境界値には，気象庁全球モデルGSMによる解析値またはメソモデルMSMによる解析値および米国環境予報センター（NCEP）の最終解析値（FNL）を用い，海面水温には気象庁MGDSSTを用いた。GSM，MSM，FNLは6時間間隔のデータセットであるが，MGDSSTは1日間隔でしかデータが存在しない。よってMGDSSTのデータを時間補間し，6時間間隔で初期値・境界値をモデルに与えた。

解析対象とした顕著な局地豪雨の事例のそれぞれの計算開始時刻および計算時間帯は以下の通りである。2008年7月28日神戸市豪雨（Case 1）では，2008年7月27日1200 UTC（第1および第2領域）または7月28日0000 UTC（第3および第4領域）開始で7月28日0900 UTCまでとした。2009年8月1日丹波市豪雨（Case 2）では，2009年7月31日1200 UTC（第1から第3領域）または7月31日1500 UTC（第4領域）開始で8月1日1200 UTC（第1から第3領域）または8月1日0000 UTC（第4領域）までとした。2009年8月9日佐用町豪雨（Case 3）では，8月8日1800 UTCから10日0000 UTC（第1および第2領域）または9日0000 UTCから10日0000 UTC（第3領域）または9日0600 UTCから9日1800 UTC（第4領域）までとした。

計算領域は，第1領域は，2008年の事例では2200 km×2400 km，2009年の事例では1600 km×1800 kmとして，総観場の特徴をできるだけ把握できる程度の広

さを確保した。これを親領域とし，この領域の初期値・境界値は先述の解析値から得られる。以下，第2領域は410 km×480 km，第3領域は163 km×175 km，第4領域は48 km×51 kmとした。Fig. 1に第3領域および第4領域を示す。またFig. 2には，Case 3における第4領域のGSI50およびGTOPO30によるモデル地形の違いを示す。計算格子間隔はともに100 mであるものの，用いる地形データの空間分解能の違いによりモデル地形の詳細な表現が大きく異なることが分かる。神戸市や丹波市での地形表現も同様に顕著な違いがあり，このような微細地形の表現の違いによる局地豪雨の再現性へのインパクトを調べる。

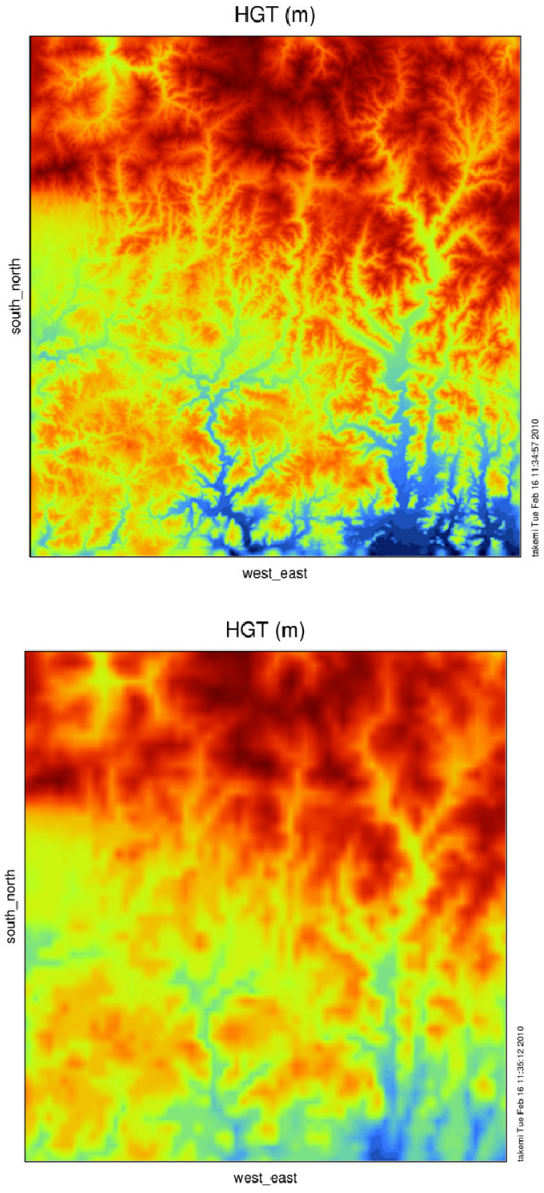


Fig. 2 The surface topography represented in Domain 4 for Case 3. The elevation datasets used are GSI50 (upper panel) and GTOPO30 (lower panel).

3. 計算結果

Fig. 3には，各事例における第3領域での積算雨量の分布を示す。この計算結果を気象庁による観測（気象台・アメダス）と比較すると，Case 1およびCase 2では定量的には若干の違いがあるものの空間分布のパターンはよく再現されており，一方Case 3では定量的にも空間分布においてもあまりよく再現できなかった。

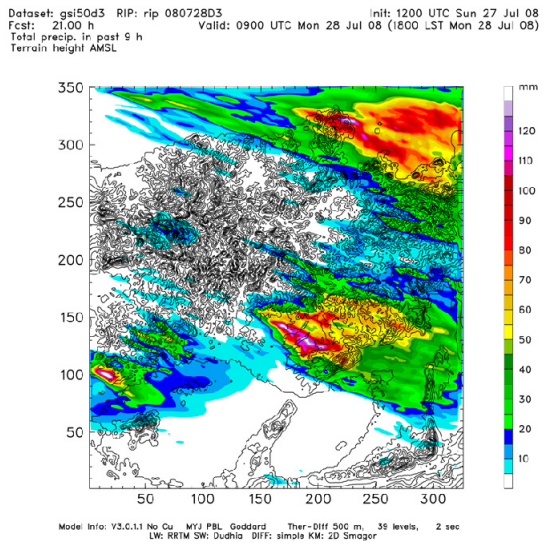
Case 1では，六甲山周辺部での降水の集中化が再現されており，都賀川増水をもたらした強雨分布もよく表現されていることが分かる。また京都府北部の丹後半島を中心とした強雨域もよく現実と対応して再現されている。定量的には，モデル結果が現実に比べて過剰に降水を表現していたものの，この事例では空間分布は良好に再現されていたと言える。

Case 2では，モデル計算結果は定量的にはかなりの過小評価ではあるものの，丹波市周辺部を主として兵庫県での山間部における雨の集中化の様子は良好に再現されていると言える。

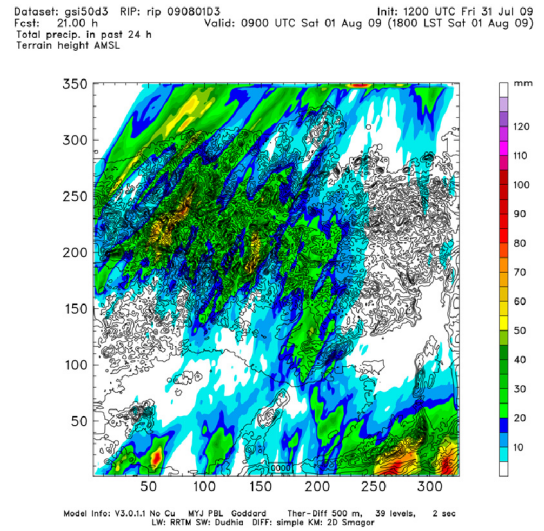
それらに比較してCase 3の再現性はあまり良くなかった。この事例は台風9号の接近に伴う豪雨であったため，本事例の豪雨のモデルシミュレーションにおいては台風9号の径路や強度をまず精度良く再現することが重要である。しかし，台風9号は熱帯低気圧から日本の南海上の比較的本州に近い海域において台風となったものであり，強度や進路の予測が極めて難しい事例であった。こういった台風に伴う豪雨の再現においては，少しの台風径路の再現の誤差が大きな影響を及ぼしてしまう。このことにより，今回対象とした事例のうち2009年佐用町豪雨の再現性が悪くなってしまったと考えられる。

このように豪雨の再現性には誤差があり，定量的な議論には限界がある。1節で述べたとおり，局地豪雨はランダム性の高い現象であり，不安定な大気場においては豪雨が発生するポテンシャルはどこにでも存在する。言い換えると，豪雨発生前の現実大気で生じている現象の再現性が少し異なることで，結果としての豪雨の再現性は大きく変化してしまうのである。しかし一方では，モデル地形の違いによる豪雨表現への影響は，異なる地形間の相対的なものであるため，定量的な再現性にはよらずに定性的には現れるものと期待される。すなわち，地形の違いを調べる感度解析としては，本計算結果は有効に活用できるものと考えられる。そこでここでは，降水量の階級別の頻度を解析することにより，地形表現のインパクトを調べることにした。

(a)



(b)



(c)

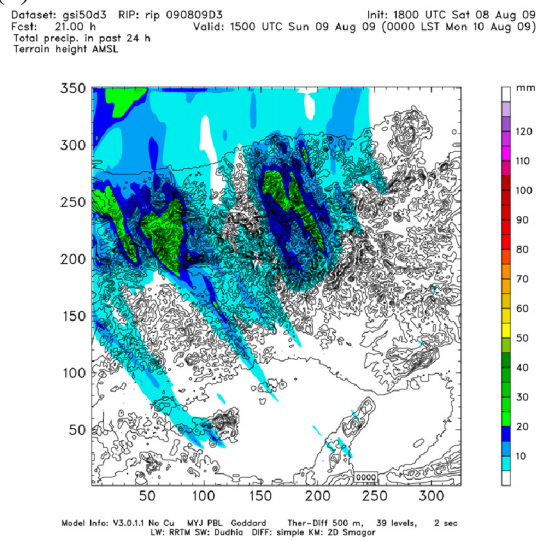


Fig. 3 The simulated total rainfall in Domain 3 for (a) Case 1, (b) Case 2, and (c) Case 3.

Fig. 4は，各事例における降水量の頻度分布を示している。モデル計算結果は1分間隔で出力しており，Fig. 4の上から順に1分間隔での降水強度（時間雨量に換算）・1時間雨量・計算期間での積算雨量であり，全格子点で算出された値からの頻度を示している。Case 1およびCase 2においては，第3領域での各雨量のGSI50およびGTOPO30の場合の雨量はほぼ一致している。Case 3の場合にはモデル地形の違いにより雨量の頻度も異なっているものの，低い数値の側での頻度はGSI50およびGTOPO30の場合で似ている。このことから，500 m規模の格子間隔では，雨量（瞬間的な降水強度および積算での雨量ともに）の表現性にはモデル地形の違いはあまり顕著には現れないものと考えられる。

次に第4領域での雨量表現について見てみる。1分間隔での降水強度は，Case 2でのGSI50およびGTOPO30の場合の頻度分布はほぼ一致している。一方，Case 1およびCase 3では地形の違いによる若干の相違が認められる。1時間雨量では，傾向としてはGSI50のほうがより強い雨の頻度を多めに表現していると言えるが，ばらつきは大きい。積算雨量で見ると，GSI50の結果のほうがGTOPO30の結果よりも大雨の場合により多くの頻度で表現されていることが分かる。

このように地形表現の違いによる強雨の表現へのインパクトは，100 m程度の空間分解能で顕著に現れるものと言える。このように高分解能において地形の影響が認められるのは，微細規模での地形の変動により生じた風速場の違いが関係していると推測される。そこで各事例での計算結果から，地上での風速（水平成分）の頻度を調べてみた（Fig. 5）。雨量の場合と同様に，第3領域ではモデル地形の違いによる頻度の違いは顕著ではない。一方，第4領域においては，GSI50の場合の方がGTOPO30に比べて，より強い風速の場合での頻度が高めに表現されていることが分かる。地形の微細規模での変動性が風速場に影響を及ぼしているものと考えられる。

このような風速場の表現性の結果については，冬季における急発達する低気圧に伴う強風場を高解像度数値シミュレーションにより調べたTakemi (2009) あるいはTakemi et al. (2010)で指摘されたことと整合的である。また2004年台風18号の風速場の再現計算において地形の違いの影響を調べたOku et al. (2010) とも整合的な結果となっている。微細地形による地上風速場への影響は，低気圧や台風といった様々な強風の事例に共通して現れる特徴であると言える。

このように地形の影響が水平風速場に現れるということは，鉛直風速成分にも影響が及ぶものと考えられる。地上での水平風速の収束や発散が鉛直風速

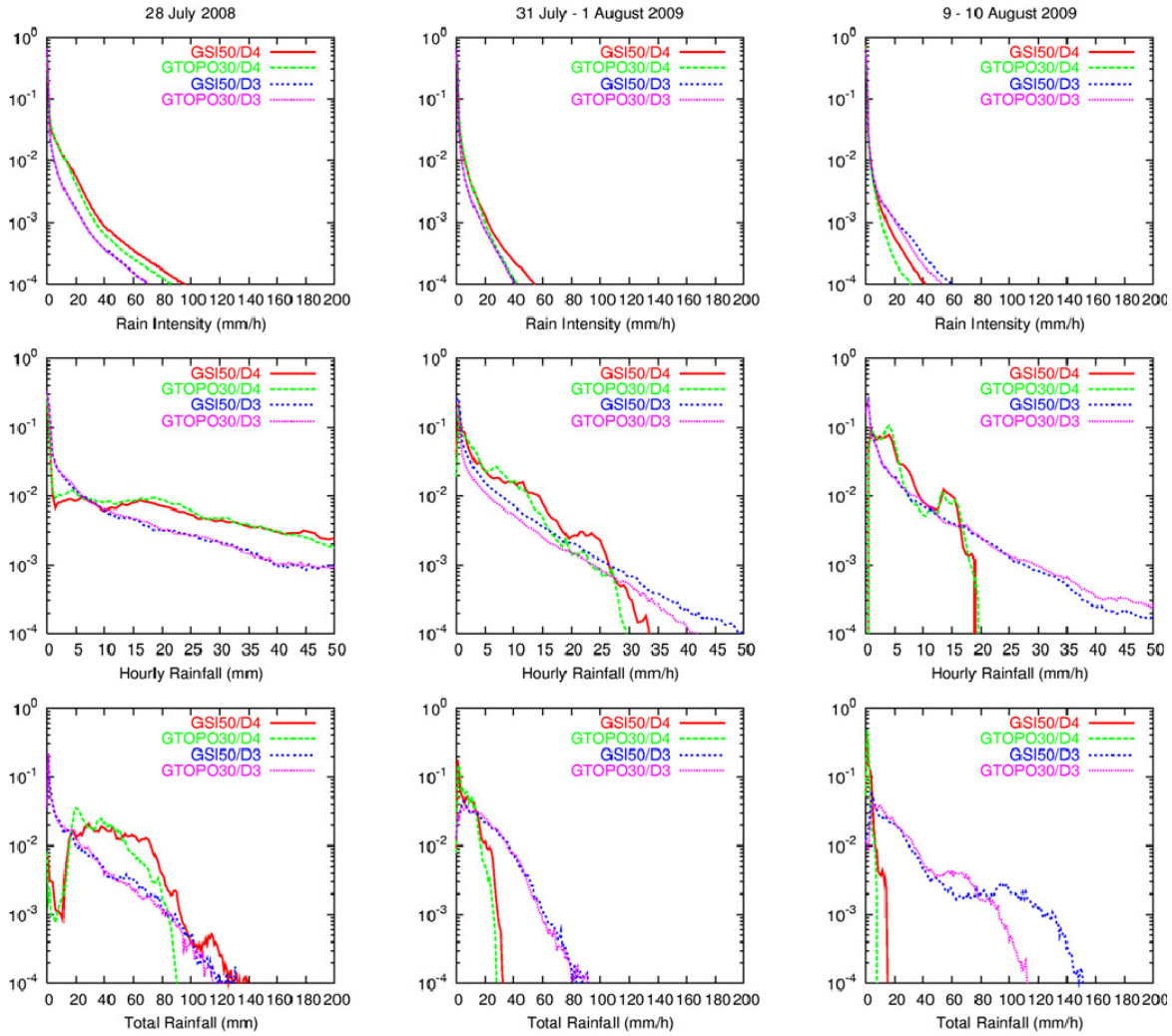


Fig. 4 Frequency distribution of instantaneous rain intensity (the first row), hourly rainfall (the second row), and total rainfall (the third row) in Domain 3 and 4 with the GSI50 or GTOPO30 terrain for the 28 July 2008 case (the left column), the 1 August 2009 case (the middle column), and the 9 August 2009 case (the right column). The frequencies are normalized by the total values.

の変化をもたらすためである。そこでFig. 5と同様に，鉛直風速の頻度を調べてみた（Fig. 6）。第3領域での鉛直風速の頻度にはモデル地形が異なっても大きな違いは認められない。しかし第4領域での鉛直風速の頻度分布を見ると，GSI50の場合のほうがより強い上昇流・下降流を表現していることが分かる。このことは水平風速の表現の違いと整合的であり，地上風系の表現の違いが鉛直風速場にも影響が及んでいるものと言える。

4. まとめ

気象モデルを用いて顕著な豪雨事例について100 mメッシュでの高解像度数値シミュレーションを行った。高分解能標高データである国土地理院数値地図50 mメッシュ値と低分解能データの米国地質調査所の全球30秒メッシュ値の二通りの標高データを用いて100 mメッシュでのモデル地形を作成し，異なる地形表現による豪雨の表現性へのインパクトを調べた。

解析の対象としたのは，近畿地方で最近顕著な豪雨をもたらした3事例（2008年7月28日都賀川増水時の豪雨，2009年8月1日丹波市豪雨，2009年8月9日佐用町豪雨）である。各事例での豪雨の定量的かつ空間的な再現精度には大きな差異があった。特に佐用町豪雨の再現精度が悪く，熱帯低気圧から急発達する夏季台風に伴う豪雨の再現性の困難さをあらためて示したものだと言える。しかしながら，地形表現の違いによる豪雨表現の感度解析においては，本計算結果は有効であると考えられるため，降水の頻度

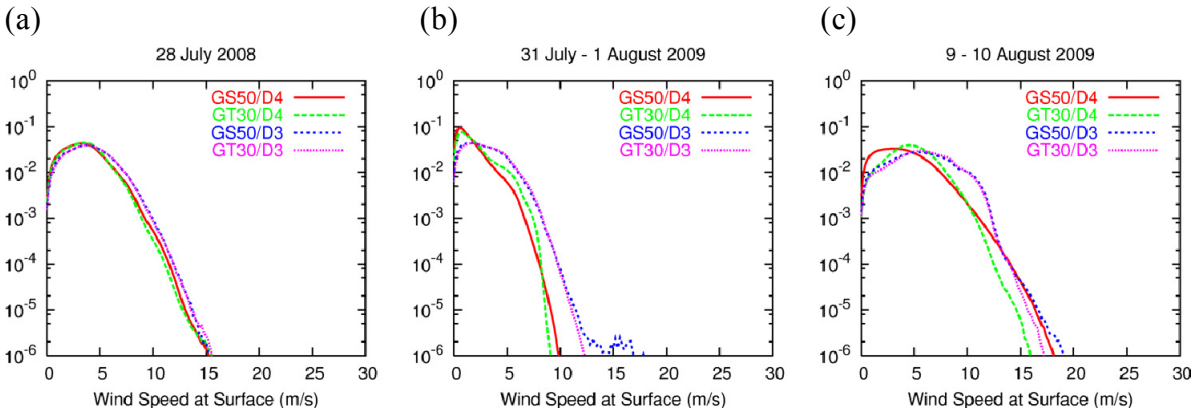


Fig. 5 Frequency distribution of surface wind speed in Domain 3 and Domain 4 with the GSI50 or GTOPO30 terrain for (a) Case 1, (b) Case 2, and (c) Case 3.

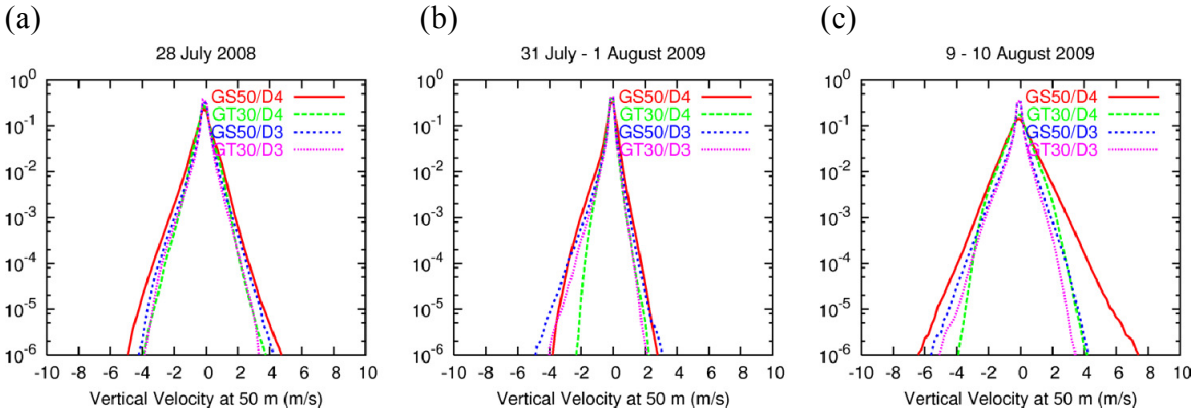


Fig. 6 The same as Fig. 5, except for the vertical velocity.

分布により検討した。100 mの分解能において，地形表現の違いによる豪雨の表現性に違いが現れた。すなわち，高分解能化により極値の表現がより強調されるものと言える。

豪雨の予報という観点からは，豪雨をもたらす積乱雲を不安定大気場において時空間で正確に再現する必要があるため，高解像度化が必ずしも有利には作用しない。このことが，最近の現業の数値気象予報の場においては高解像度化よりもアンサンブル予報による予測精度の向上を目指していることと関連している。本研究で得られた知見としては，高解像度計算のメリットは地形表現の高精度化による極値表現の改善にあるという点である。将来的には，数km格子程度でのアンサンブル計算と高解像度計算とを併用することで，極端事例の予測精度の向上が図れるものと期待される。

謝　辞

本研究は，国土交通省建設技術開発助成制度による研究課題「災害気象・水象のリアルタイム予測技術開発と仮想風速計，仮想雨量計および仮想波高計の構築」（代表・間瀬肇教授）の一部として実施されました。また文部科学省・日本学術振興会科学研究費若手研究(B)19740287による支援も受けました。関係各位に感謝いたします。

参考文献

竹見哲也（2009）：2008年7月28日に近畿・北陸地方で発生した局所的豪雨の高解像度気象シミュレーション，京都大学防災研究所年報，第52号B，pp. 421-430.

Oku, Y., Takemi, T., Ishikawa, H., Kanada, S., and Nakano, M. (2010): Representation of extreme weather during a typhoon landfall in regional meteorological simulations: a model intercomparison study for Typhoon Songda (2004). Hydrologic Research Letters, Vol. 4, pp. 1-5, doi: 10.3178/hrl.4.1.

Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W., and Powers, J. G. (2008): A description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Tech. Note, NCAR/TN-475+STR, 113 pp.

Takemi, T. (2009): High-resolution numerical simulations of surface wind variability by resolving small-scale terrain features, Theoretical and Applied Mechanics Japan, Vol. 57, pp. 421-428.

Takemi, T., Kusunoki, K., Araki, K., Imai, T., Bessho, K., Hoshino, S., and Hayashi, S. (2010): Representation and localization of gusty winds induced by misocyclones with a high-resolution meteorological modeling, Theoretical and Applied Mechanics Japan, Vol. 58, pp. 121-130.

The 100-m-Mesh Numerical Simulations of Severe Local Rainstorms by Representing Complex Terrain Features

Tetsuya TAKEMI

Synopsis

Representations of heavy rainfall in numerical simulations at grid resolutions of *O*(100 m) are investigated. The effects of model terrains reproduced for the simulations on the rainfall representations are specifically focused. Downscaling experiments at 500 m and 100 m grids with the Weather Research and Forecasting (WRF) model are performed with the use of high-resolution and coarse-resolution digital elevation model (DEM) data. Three heavy rain cases that occur in the Kinki district in 2008 and 2009 are examined. Stronger short-term rain intensity is reproduced in the case of high-resolution DEM terrain.

Keywords: local heavy rainfall, topography, numerical weather prediction, cloud-resolving simulation

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

大規模流れ場とメソ対流併合からみた北西太平洋における熱帯低気圧発生の気候学的研究

吉田龍二*・石川裕彦

＊ 京都大学理学研究科

要 旨

北西太平洋上のメソ対流系の併合を伴った熱帯低気圧（Tropical Cyclone，以降TCと称す）の発生について，その発生頻度を背景となる環境場別に明らかにするとともに，上層・下層の環境場について解析を行った。本研究は下層の流れ場の3パターンに分別する客観解析，TC発生前の上層の循環場についての客観解析，メソ対流系併合の有無を判断する主観解析，限定された領域内でメソ対流系のトラック・データを主観解析によって作成し，メソ対流系併合の有無を判断する主観解析を行った。これらからシアラインの下層環境条件で，上層が高気圧性循環に覆われている場においてTCが発生する頻度が高いことを明らかにした。さらに1979 年から2008 年においてこの傾向が同様に言え，30 年の間には大きな長期変動の傾向がないこともわかった。1995 年から2008 年の14 年間の424 事例のTC発生事例のうち，約30%の発生事例で顕著なメソ対流系の併合が見られることを初めて明らかにした。

キーワード:熱帯低気圧，発生，メソ対流系，大規模流れ場

1. 序論

台風は最も激しい気象現象の一つであり，人々の生活にも多大な影響を与える現象である。ゆえに古くから様々な観点で研究がなされており，台風の眼の構造，スパイラルレインバンドの形成と維持や台風の経路に関する研究が盛んに行われてきた。台風の発生についても長く研究が続けられているが，その詳細は未だ十分には理解されていない。太平洋上の島国やフィリピン，インドネシアといった東南アジア諸国は，北西太平洋上の台風が頻繁に発生する地域に近いため，発生するとすぐに被害を受けることもあり，台風の発生は気象災害の防止・軽減の観点からも重要な課題である。台風発生に関する研究の中でも総観スケールの環境場は比較的理解が進んでいる。たとえば，Gray (1968, 1998) は熱帯低気圧（Tropical Cyclone, 以降TCと称す）の発生に必要な条件として次のようにまとめた。TC発生に適した環境場とは，1. 海面温度が26 ℃以上であること，2. 対流圏下層に低気圧性循環が存在すること，3. 対流圏の全層を通して条件付不安定な成層構造であること，4. 対流圏上層で発散場・下層で収束場となっていることである。またEmanuel and Nolan (2004, 2007) はTC発生を評価する別の指標として“GP (Genesis Potential)” を導入した。GP は可能最大強度の理論に基づいて作られた指標である。このような研究から総観スケールでの台風の発生環境場については理解が深まってきているが，水平スケールが2,000 kmよりも小さいメソスケールでの台風の発生環境場の理解は十分でない。

一方，台風の発生発達メカニズムの研究も盛んに行われており，初めに提案された理論はCharney and Elliassen (1964) による第2 種条件付不安定 (Conditional Instability of the Second Kind; CISK)という考え方である。CISK とは発生初期に下層に存在した低気圧性循環が，大気と海面の摩擦効果によって循環の中心付近で流れが収束し，対流圏下層の空気が中～上層へ持ち上げられる。その結果水蒸気が凝結し，凝結熱を放出することで周囲の空気を加熱する。すると水平方向の温度分布の不均一から気圧傾度力が発生して低気圧性循環を強化する。このようなフィードバック効果をもたらす環境をCISK と

呼ぶ。CISK は海面からの潜熱フラックスを考慮していなかったが，Emanuel (1986) はWind-Induced Surface-Heat Exchange (WISHE) という潜熱フラックスを考慮した発達機構を考えた。WISHE によれば下層の空気が低気圧性循環の中心に向かって吹送する間に海面から潜熱の供給をうけ，循環の中心付近で対流圏下層の空気が上昇した際には十分な凝結熱が放出されることで浮力が大きくなり上昇流が強化される。これと同時に鉛直循環の補償流も強化されるため，海面を流れる風の風速が増すことになる。境界層内の水平風速が増せば海面から供給される潜熱も増えるため，さらに循環の中心部で上昇流が強化されることになる。

しかし，CISKやWISHE で説明されるフィードバック効果によって台風が強化・維持していくためには，最初からある程度の低気圧性循環の存在が前提条件となる。そのため，台風の発生機構の理解を完結させるには，初期の低気圧性循環の発生機構の理解が必要となる。そこで，台風の発生は2つのステージに分けて考える；1 つめはメソ対流系（Mesoscale Convective System, 以降MCSと称す）と呼ばれるクラウド・クラスターが複数個集まり，低気圧性循環を伴ったTCへと変質していく組織化ステージ，次にすでに低気圧性循環を伴ったTCがCISK やWISHE で説明される正のフィードバック効果を受けて発達するステージである。本研究では前者を取り扱い，これをTC発生と呼ぶこととする。上記のようにTCの発生を定義すると，その発生過程においてはMCSのスケールが代表的なスケールとなるため，CISKやWISHEのスケールよりも一回り小さな，二千km から数百km のスケールの現象を対象とする.

MCSに関しては，長時間維持するシステムの層状性雲領域において対流圏中層に低気圧性循環が見られるということが分かっているである。この低気圧性循環は，メソ対流渦(Mesoscale Convective Vortex, 以降はMCV とする) と呼ばれており，Bosart and Sanders (1981)，Harr and Elsberry (1996)，Harr et al. (1996)，らがMCSに内在された単一のはっきりとしたMCVが見られることを述べている。近年の研究では，MCV の併合がTC発生に関与している可能性を示唆しているものがある。Ritchie and Holland (1997) は北西太平洋上で発生した台風Irving の形成時に航空機観測を行い，下層渦の併合と500 hPa 高度に低気圧性循環が存在したことを確認した。このことはMCS，およびMCVの併合が台風Irving の形成に関与した可能性を示唆していると述べている。また，Kieu and Zhang (2008) は北東太平洋上で発生したTropical Cyclone Eugene の形成について数値シミュレーションを行っている。彼らは静止衛星画像データとNCEP再解析データから2 つのMCV的な低気圧循環の併合があったことを確認し，NCEP再解析データを初期値とする数値シミュレーションを行い，ストームスケールの絶対渦度は下層から上層へストレッチングする傾向が見られることを報告している。しかし，これらの先行研究は事例解析であり，実際にどの程度の割合で台風の発生時にMCSやMCVの併合が見られるのか，またどのような環境場で併合現象が発生しやすいのかといった事柄はわかっておらず，これを明らかにすることが本研究の目的である。MCSやMCV，およびそれらの併合がどのようにTC発生に寄与を与えるかということについては，2つの仮説が存在する；一つは“Top-Down”と呼ばれる仮説でもう一つは“Bottom-Up”と呼ばれる仮説である。これらの2つの仮説についてはElsberry and Harr (2008) が，以下の様にまとめている。

「Ritchie and Holland (1997) やSimpson (1997) の研究では，MCVに関連した対流圏中層の渦度がどのようにして暖かい熱帯海洋から潜熱と摩擦による収束を得るのか説明するために，MCV 併合のTop-Down メカニズムが用いられている。MCVが降水に伴う下降流によって下層へ伸びていき海面に接地すると，2 次循環に伴う下層のインフロー，収束の中心付近の上昇流，その上層での外出流といった，後に総観スケールのTCの循環に成長していく構造が整えられる。このTop-Down 仮説において，TC発生の位置とタイミングはMCVの地表への到達が，いつ，どこで起きるかということに直接的に依存する。

これに対してBottom-Up 仮説においては，MCSの役割は暖湿で低気圧循環を持ち，対流圏下層部に大きなスケールの鉛直運動を持った環境場を提供することであるー このような環境場において複数のVortical Hot Tower (以降VHT とする) と呼ばれる渦を伴った強い対流が形成される(Montgomery 2006)。そしてVHTの正味の収束が低気圧性循環を強化し，下層風速の強化によって増大した潜熱の放出は，このメソスケール領域にさらに深い対流や強いVHTを引き起こす。したがってBottom-Up 仮説においては，VHT の発生と併合がTCの発生の場所とタイミングを決定する。」

これらの2つの仮説の違いをまとめると，まずTop-Down 仮説においてはTCの発生の前段階として発達したMCV を形成させなければならないが，そのためには活発な対流雲のアンビルを成長させなければならない。そのような環境は比較的大きな鉛直シアが存在する場であり，同時に下層で収束，上層で発散場になることが要求されるため，対流圏上層は高気圧性循環を伴う傾向をもつ。これに対してBottom-Up 仮説では，VHT の発生が最も重要なキー

ポイントとなるが，VHT の発生には深い対流が必要であるため，鉛直シアが小さい環境場が適している。やはり下層には低気圧性循環が存在し上層は高気圧性循環となるが，比較的弱い循環となるかもしれない。この作業仮説に基づくと，上層の高気圧性循環の強さとTop-DownやBottom-Upの発現との関係性を見いだせる。

そこで，実際にMCSの併合が起きる時にどちらの環境場の割合が高いのか確かめるために，MCSやMCVの併合が発生する時の上層の環境場について調べることも本研究の目的とする。具体的には，第1に北西太平洋上のTCの発生にMCSやMCV が与える寄与について研究するために基本的な情報となるMCS併合の発生頻度を調べることを目的とする。長期的に解析を行い，できる限り気候学的な特徴を調べるため，長期間のデータが用意されている静止気象衛星画像を主に使用する。静止衛星の赤外画像では対流圏中層に存在する低気圧性循環そのものを捉えることは難しいので，本研究ではMCSの併合を取り扱うこととする。

第2 の目標として，上記で検出されたMCS併合が発生する事例に関して，上層および下層の環境場について調べる。上層の環境場については，先述のように上層の循環に着目して環境場を評価する。下層環境場を解析するにあたっては，もう一つ作業仮説を立てておく。Holland (1995) は北西太平洋上の下層の流れ場に関して，次のような流れパターンによって説明できるとした；それは(1). 赤道を横切る流れを伴った主に夏期に見られる西風バーストと東風によって形成される下層の合流域，(2). 太平洋上の偏東風，そして(3). 北東の高気圧性循環といった流れパターンである。また，Ritchie and Holland (1999，以降RH99 とする) では，「偏東風波動」，「モンスーン渦」，そしてHolland (1995)の西風と東風の合流域を2 つに分割した，「モンスーン・シアライン」，「モンスーン合流域」に加えて，「すでに存在している台風の辺縁」という5 つの下層の流れ場を考え，TCの発生環境場を評価している。これを踏まえ，3つめの作業仮説として北西太平洋上のTC発生に伴うMCSの併合が起きる下層環境条件についても同様に，下層の流れ場によって説明できると仮定する。ただしRH99によれば，TC発生環境場においてモンスーン・シアライン，モンスーン合流域，および偏東風波動が非常に顕著である。これを受け，本研究ではこの3パターンに分類することでMCS併合環境条件の解析を行う。

第3 の目標は，MCS併合の環境条件を解析する前段階として，北西太平洋上のTCの発生事例について上層および下層の環境場を解析することである。特に下層環境場については，RH99 の主要3 パターンの下層流れ場の解析を最近30 年にまで拡張し，その長期変動を含めて調査する。本研究では上記の目的を達成するために以下の4つの解析を行った；再解析データを用いたTC発生の，(1). 下層環境場の客観解析，(2). 上層の環境場の客観解析，衛星データを用いた，(3).TC発生に伴うMCS併合の発生頻度，(4). 西風バースト周辺のMCSのトラッキングの4種類である。これらの4 種類の解析は対象期間がそれぞれ異なっており，(1)の解析期間は1979 年1 月から2008 年12 月，(2) の解析期間は1979年1 月から2008 年12 月，(3) の解析期間は1995 年6 月から2008 年12 月，そして(4) の解析期間は2006年8 月9 日の00 UTC から同月10 日の14 UTC までとなっている。しかし全ての解析期間はオーバーラップする期間を持つため相互に直接比較することができる。本節の最後になるが本研究における北西太平洋とは北半球で東経180 ° より西側の太平洋と定義しておく。また，対象とするTCはこの領域内で発生した事例のみとし，この外で発生し対象領域に進入してきた事例については取り扱わない。

2. 北西太平洋上の下層環境場（3パターン分別）

本研究では，TCが発生する下層環境場の評価としてRH99で用いられた北西太平洋上におけるTC発生に寄与する下層の流れ場の5 パターン（モンスーン・シアライン，モンスーン合流域，偏東風波動，先行台風の縁辺，モンスーン渦）のうち主要な3パターン（モンスーン・シアライン，モンスーン合流域，偏東風波動）を利用して環境条件を分別する。はじめにRH99 に準拠した，北西太平洋上で見られるTC発生の下層の流れ場3パターンについて説明する。この概念図をFig. 1 に示す。

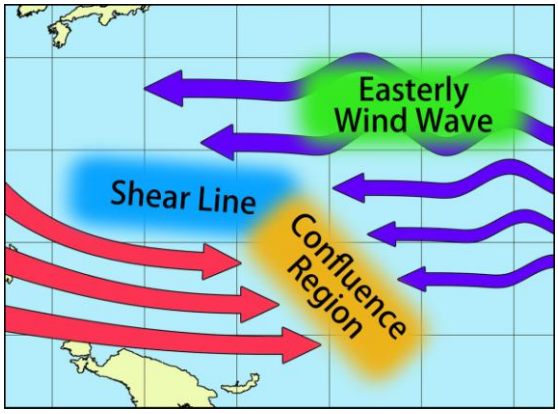


Fig. 1 A conceptual image of 3 flow patterns. Red arrows are westerly wind burst, and blue arrows are easterly wind and its waves.

モンスーン・シアライン：熱帯から亜熱帯の北太平洋に広く分布する偏東風の存在と北半球の夏期に発生するアジアモンスーンのトラフの張り出しに伴う西風バーストによって，東西方向に伸びた低気圧性の渦度を持つシアラインが形成される流れ場である。Fig. 1 の中では青色で示された領域である。

モンスーン合流域：モンスーン合流域とは，モンスーン・シアラインと同様に偏東風と西風によって作られる低気圧性の渦度を持つ水平シアの場であるが，東風と西風が合流する領域で，南北向きに伸びた水平シアの場を形成する流れ場パターンである。Fig. 1 では黄色で示されている。

偏東風波動：北太平洋上で卓越している偏東風の中でみられる，順圧不安定が原因で発生すると考えられる波動があり，これを一般に偏東風波動と呼ぶ。偏東風波動パターンとはこの偏東風波動の発達中のトラフ上でTCが発生する場合である。Fig. 1 で緑色で示された領域で発生しやすい環境場である。

2.1 下層環境場解析のデータと解析手法

ここでは本研究の解析で使用したデータについて説明する。TC発生の下層環境場の解析にあたっては，The Japanese 25-year Reanalysis (以降，JRA-25 とする) とthe JMA Climate Data Assimilation System (以降，JCDAS とする) の再解析データを気象場のデータとして使用した。これらのデータは時間解像度が6時間間隔で，空間解像度は1.25 ° 格子のグリッドデータである。解析にはこのデータセットの中から850 hPa 面における東西風成分，南北風成分を使用した。TCの発生場所と時刻に関するデータとしてはthe Joint Typhoon Warning Center U.S. (以降，JTWCとする) の北西太平洋上のTCに関するベストトラックデータを使用した。JTWCベストトラックデータには様々なパラメータが記録されているが，その中から時刻(6時間間隔)，緯度・経度(0.1 ° 間隔)，そして最大維持風速(1 ノット間隔) を使用した。発生時刻，発生場所は各々の事例における一番最初のトラックデータの時刻と場所として定義している。解析期間の1979 年から2008 年の30 年間には，台風強度に達したものも含めた全てのTC事例は909 事例存在する。

次に解析手法について説明する。RH99 では主に主観解析によって調査が行われたのに対し，本研究では3パターンを抽出することのできるアルゴリズムを作成し客観的手法によって解析を行った。特定のTC発生について3つのうち，どの流れ場パターンの影響を主として受けたかを判断するには，客観的な基準を決めておく必要がある。本研究では，TC発生事例毎に3パターンの全てについて，発生地点への影響の強さを表すスコアを計算し，値が最大のパターンを該当事例の発生に寄与した環境場とする。以下で具体的な解析手法を説明する。

第1に，各事例毎に850 hPa 面上の水平風成分について，TCの発生時刻の66 時間前と72 時間前の時刻における時間平均値を求め，そのデータをもとに下層の流れ場の特徴を抽出する。発生時刻の66 時間前と72時間前という選択はRH99に準拠しており，この時刻ではTC自体の循環はほとんど形成されていず，TC発生直前の環境場を評価できると仮定している。時間平均を用いるのは，比較的大きな時間・空間スケールで変動する流れ場を抽出できるよう，時間平均をとり細かな変動を消すためである。各々のパターン毎に抽出する項目は，その流れパターンが存在する場所の「特徴点」と，特徴の強さを示す「特徴強度」である。モンスーン・シアライン（SL）については，東西風の符号が南北で変化し，かつ発生点から最も近い場所を特徴点とし，特徴強度として特徴点における東西風の2 次の微分量 ($\partial^2 U/\partial y^2$) を計算した値を利用する。ここでUは東西風成分を意味する。モンスーン合流域（CR）については西風が最も強い緯度で東西風の符号が東西で変化する場所を特徴点とし，特徴強度はシアラインと同様に東西風の2次の微分量を計算した値とする。また，偏東風波動（EW）は発生点の緯度を中心に南北に700kmの帯状領域内で，南北風の符号が東西で変化する点とする。ただし東側で南風，西側で北風という配置に限定し，かつ周囲280km四方における平均風で68時間移流された時に最もTC発生点に近い場所を特徴点とする（移流した場合に発生点を越えて西側に行くものは除外する）。特徴強度は東西の南北風の差（$V_{i-1,j} - V_{i+1,j}$）とする。ここでVは南北風成分を意味し，i, j は特徴点の緯度・経度を意味する。

第2にベストトラックに基づいたTCの発生点と先に定義した特徴点の間の距離を計算する。そして，スコアは (1)式に基づいて計算される。

$$SCRn = An \times In \times \exp(-Bn \times Dn) \qquad (1)$$

ここで，An，Bnは任意定数，Inは特徴強度，Dnは特徴点と発生点の間の距離を表し，n＝SL，CR，EWである。任意定数は特徴強度と発生点と特徴点間の距離によって計算されたスコアが，各々の事例でできる限りうまくばらつくように設定するもので，モンスーン・シアラインはA_{SL}= 1.0，B_{SL} =7.0×10^{-4}，モンスーン合流域は A_{CR} = 1.0，B_{CR} =8.0×10^{-5}，偏東風波動はA_{EW} = 2.0×10^{-1}，B_{EW} = 1.0×10^{-2} とする。

ここまで説明した作業を対象期間の全ての事例について行うことで，個々のTC発生に関する3つのパ

ターンの寄与量が算出できる。しかし，異なるパターン間での寄与量の相対的な大小に関しては考慮できていない。そこで全期間を通じてパターンごとに個々の事例のスコアを最大値で規格化（SCRn’＝SCRn / MAXn）することで，スコアが0 から1 の値をとるようにする。最後に全事例について各事例毎に3パターンのスコアを比較し，最も高いスコアを持つパターンを該当事例の環境場として同定する。以上がアルゴリズムによって行われる客観解析手順である。

上記に加えて最終ステップとして主観的品質管理を行う。アルゴリズムによって3パターンのうちから判断された下層の流れ場を，JRA-25（JCDAS）から描いた実際の流れ場を比較して，明らかに異なる場合は「その他の環境場」として主観的に判断する。このとき，主観解析によって3パターンのうちのどれかに入れることはしない。また，全てのスコアがゼロの事例についても，「その他の環境場」と判断する。解析の対象は基本的に1979 年から2008 年のJTWC ベストトラックに掲載されている全ての事例としていたが，1982 年の25 号熱帯低気圧(その他)，1990 年の12 号熱帯低気圧(偏東風波動パターン)，1995 年の23 号熱帯低気圧(その他)，2002 年の22 号熱帯低気圧(モンスーン合流域パターン)の事例については，スコアが非常に高く，規格化時にその他の事例のスコアが引きずられて非常に小さな値にしかならないため本研究では解析対象としなかった。これらの事例はスコアを計算した場合，その値は5 σ を超えた値をとる。さらに，1979 年の1 号熱帯低気圧はデータの期間外であるため解析対象とはしない。したがって，JTWC ベストトラックデータに基づくと1979 年から2008 年のTCの発生事例は909 事例存在するが，上記の5 事例を除くため解析対象は904 事例となる。

2.2 下層環境場解析の結果概要

全904 事例のTC発生について2.1 節で説明した客観解析を行い，777 事例について3 つの下層の流れ場パターンに振り分け，残りの127 事例については「その他のTC発生環境場」として分類した。実際にどのようにパターン分別されているか示すため，Fig. 2 に3パターンの解析例を示す；Fig. 2A はモンスーン・シアライン，Fig. 2B はモンスーン合流域，そしてFig. 2Cは偏東風波動と判断された例を示しており，それぞれの図の左下に描かれた棒グラフは，該当事例の3パターン全てのスコアが表示されている。Fig. 2A のモンスーン・シアラインにおいて，解析アルゴリズムによって抽出されたシアラインが青い点の連続で示されているである。また赤い星印はTCの発生

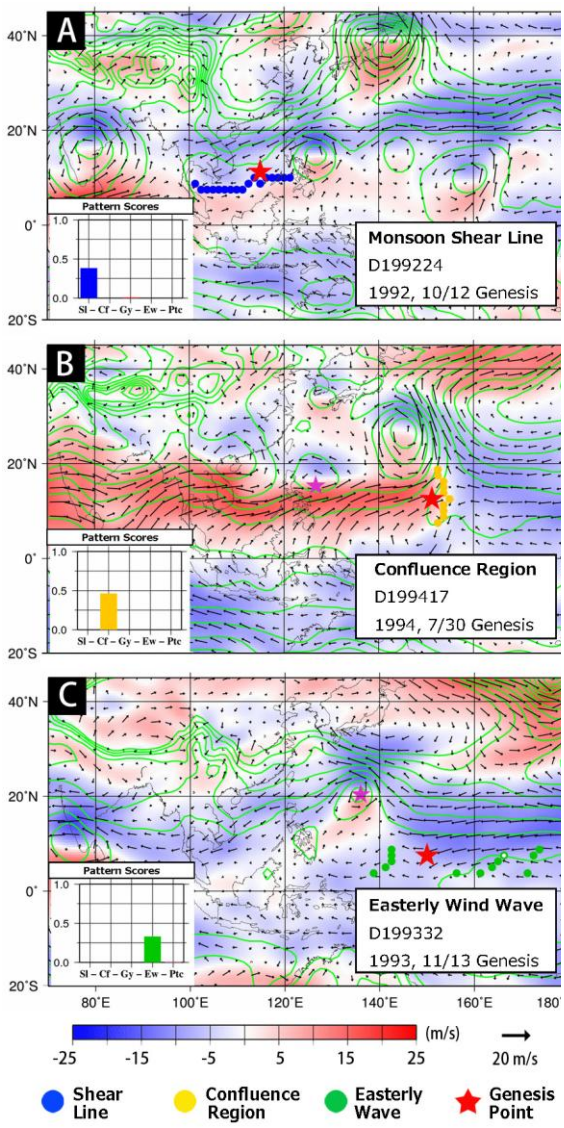


Fig. 2 Examples of objective analyses. Background colors mean zonal wind field at 850 hPa level; red is westerly, and blue is easterly wind. Green contours are geo-potential height.

場所を示しており，東西風のシアラインのすぐそばでTCが発生したことがわかる。同様にFig. 2B のモンスーン合流域においては，東風と西風の境界線が黄色い点の連続によって表され，Fig. 2C の偏東風波動パターンにおいては東風の中のトラフが緑色の点の連続で表されている。それぞれの事例において赤い星印の発生点と抽出された特徴が接近しており，客観解析の結果が主観的に見ても正しいことがわかる。以降，先行研究のRH99 との比較について述べ，そのあと30 年間分の解析結果を用いて北西太平洋上のTCの発生環境場の気候的特徴について述べる。

Table 1 A comparison of 3 patterns categorize

	ALL	SL (%)	CR (%)	EW (%)	OTR (%)
Current (1984〜1992)*	205	99 (48)	41 (20)	51 (25)	14 (7)
RH99 (1984〜1992)*	199	84 (42)	58 (29)	36 (18)	21 (11)
Difference	6	15	-17	15	-7

Table 2 A result of patterns categorize for 30 years

	ALL	SL (%)	CR (%)	EW (%)	OTR (%)
Case	904	388 (43)	188 (21)	201 (22)	127 (14)
Lat (deg)	12.9	12.1	13.5	12.8	15.1
Lon (deg)	143.3	141.7	142	146.1	145.6

2.3 RH99との比較

ここでは先行研究のRH99 との比較結果を紹介する。本研究では1979年〜2008 年の30 年間を対象としているが，先行研究の結果と比較するため，RH99と同じ1989年を除いた1984 年から1992 年を対象に解析結果を再編集したものを用いる。ただし解析方法についてはRH99 は主観解析，本研究は客観解析という違いがある。Table 1 に比較結果を示している。この表ではモンスーン・シアラインをSL ，モンスーン合流域をCR ，そして偏東風波動をEWとし，ALLは全事例を表しており，Differenceは本研究からRH99を引いた事例数を表している。各パターンの割合を比較すると，先行研究はモンスーン・シアラインが42%，合流域が29%，そして偏東風波動が18%となっている。これに対して本研究では，それぞれ48%，20%，25%となっており，両者ともモンスーン・シアラインが最も多く合流域や偏東風波動が続くという同様の傾向が見られる。しかし，本研究ではRH99に比べて合流域よりも偏東風波動と同定される件数が多く，シアラインの同定数が多い。つまり，RH99 は上位からSL，CR，EWという発生頻度順になっているが，本研究ではSL，EW，CRという順になっている。このように本研究の同定結果はRH99 に対して若干の差異が認められるが，TCの発生環境場を解析するにあたっては十分な精度を持っていると考えられる。

2.4 30 年間のTCの発生環境場

(1) 3パターン環境場の発生特徴

1979 年から2008 年の30 年間に関する全解析結果をまとめたものをTable 2 に示す。Table 2 ではTable 1 と同様に3パターンの名前をSL，CR，そしてEWと略式で表現しており，3パターンのうちのどれにも同定されなかった「その他の発生環境場」パターンはOTR と表記している。さらにここではそれぞれのパターンの平均の発生場所の緯度・経度も併せて表記してある。解析対象とした事例数は2.1 節で説明したように全部で904 事例で，その平均的な発生点は北緯12.9 ° ，東経143.3 ° である。全事例904事例のうち3つの環境場のどのパターンにも同定されなかった「その他の発生環境場」は127 事例あり，全体の14%である。3パターンの発生頻度に注目すると，2.3 節で述べた本研究の3パターン分別の特徴と同様のものが確認でき，発生頻度順位は上位からSL，EW，CRとなっている。モンスーン・シアラインとモンスーン合流域はともに偏東風と西風バーストの境界でTCが発生する事例であるため，これらを同一パターンとみなすと，西風バースト由来の2 パターンで北西太平洋上のTC発生の約60%を説明できることがわかる。さらに25%が偏東風波動で説明される。

次に，それぞれのパターンの発生位置の分布をみる。Fig. 3 にモンスーン・シアライン，モンスーン合流域，偏東風波動と同定されたTCの発生位置を対象期間30 年全ての事例についてプロットした。背景のカラーはプロットした事例全てについての850hPa面における東西風をコンポジットしたもので赤色の領域は西風，青色の領域は東風を表している。また緑色のコンターは同様に850hPa 面における等圧面高度のコンポジットを示している。これらの図からモンスーン・シアライン，モンスーン合流域，そして偏東風波動のいずれのパターンに伴うTC発生も北西太平洋上に広く分布していることがわかる。1つ興味深いことは，北緯4 ° 付近にはっきりした発生の南限があり，それ以南では発生数が非常に少なくなっていることである。一方，発生の北限は南限ほどはっきりせず，北緯25 ° 付近より北側では発生数が少なくなっているが，モンスーン・シアラインや偏東風波動のパターンでは北緯30 ° より北側でも発生事例が見られる。

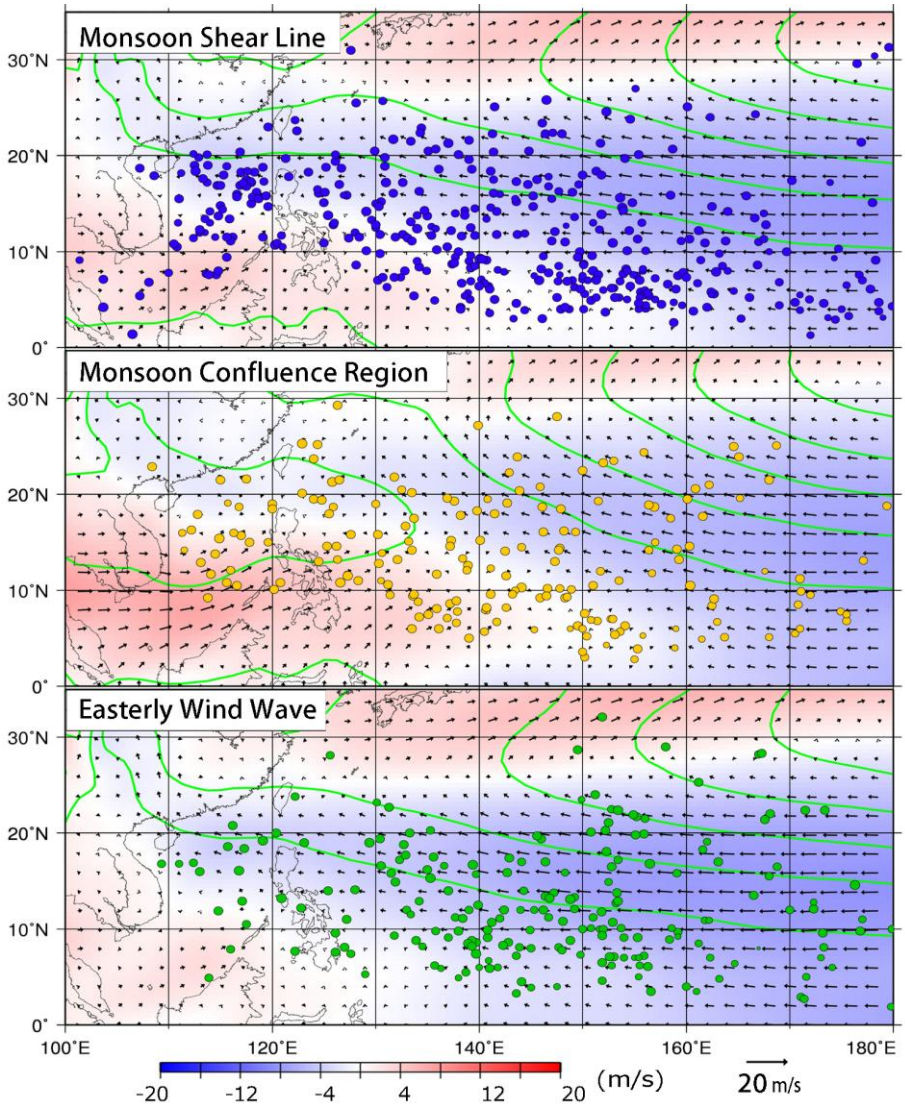


Fig. 3 Distributions of tropical cyclogenesis locations of 3 flow patterns. Background colors mean zonal wind field at 850 hPa level wind composited for all cases about each flow patterns; red is westerly, and blue is easterly wind. Green contours are geo-potential height.

Table 3 Inter-Seasonal variations in 3 patterns

	ALL	SL (%)	CR (%)	EW (%)	OTR (%)
DJF	69	40 (58)	4 (6)	18 (26)	7 (10)
Lat	6.8	5.4	7.0	9.0	8.7
Lon	147.3	148.3	147.2	142.6	149.8
MAM	87	51 (59)	10 (11)	21 (24)	5 (6)
Lat	7.0	7.2	7.7	6.3	12.4
Lon	145.9	146.6	143.8	146.3	135.7
JJA	373	133 (36)	101 (27)	73 (20)	66 (17)
Lat	14.0	13.9	13.4	13.8	16.7
Lon	140.7	139.9	140.6	143.5	142.5
SON	375	164(44)	73 (19)	89 (24)	49 (13)
Lat	12.6	12.3	11.8	13.0	14.1
Lon	144.7	140.8	143.7	148.8	150.2

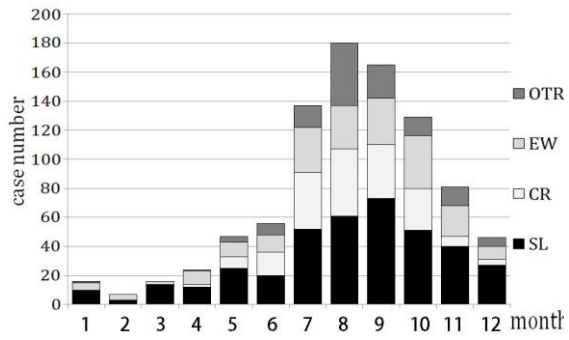


Fig. 4 Inter-seasonal variations of 3 flow patterns. Case numbers are integrated number for 30 years.

(2) 3パターン環境場の季節変化

次に3パターン別のTC発生頻度について季節変化を調べた結果について説明する。Table 3 に3パターンの環境場にその他の環境場を加えた4種類のパターンについて発生事例数の季節変化をまとめている。括弧内は全体の事例数(ALL の欄) に対する割合を示しており，前節と同様に環境場パターンの名前は略称で記述している。また12 月～2 月をDJF，3 月～5 月をMAM，6 月～8 月をJJA，そして9 月～11 月をSON と表記して4 つの季節に分けて示している（この表記は以降の節でも用いる）。それぞれの項目ごとに平均した発生位置の緯度・経度，および各列の合計の事例数を表の最終行に記した。この表によると，どの季節においてもモンスーン・シアラインが最も発生割合が高いことに変わりないことがわかる。しかし残りの2パターンは入れ替わりがあり，DJF，MAM，SON においては偏東風波動で，JJA ではモンスーン合流域の方が頻度が高くなる。つまり，北半球の夏期にだけモンスーン合流域の発生割合が高くなっている。さらに詳しく季節変化を調べるために，Table 3 にまとめた結果をFig. 4に示した。この図では月ごとにまとめたデータを用いて描いている。Fig. 4 を見ると，まずはじめに，TCの発生数は8月に最も多く，2 月に最も少なくなるという年間期の季節変化をしていることに気づく。2.4 節では30年間の統計値として，シアラインが約40%，合流域と偏東風波動が各々約20%の割合で発生すると述べたが，この割合が年間を通じて維持されているのでは無いことがわかる。そもそも，合流域とその他のパターンは現れる季節が限られており，年間を通じて見られるパターンはモンスーン・シアラインと偏東風波動だけであることがわかる。そして，モンスーン・シアラインと偏東風波動のパターンの発生数もやはり8 月から10 月に最も多く，1 月から3 月に最も少ないという年間期の季節変化をしているといえる。一方，モンスーン合流域は6 月から10 月を中心に発生するパターンであり，最盛期の7 月から9 月には発生数が急激に増えて発生割合第2位のパターンになっている。

(3) 3パターン下層環境場の年々変動

この章の最後に４つの環境場の発生頻度について年々変動を調べた結果について述べる。まずJTWCベストトラックデータからわかるTCの発生数についての年々変動について説明する。Fig. 5 にJTWCベストトラックに基づいた1979 年から2008 年の北西太平洋上で発生したTCの事例数を棒グラフで，エルニーニョ指標として使用される西太平洋の海面温度の平年値からの偏差 (NINO-West) を線グラフで表現したものを示す。Fig. 5 をみると数年周期のTC発生数の変動は海面温度の変動とおおよそ連動しているように見える。これはGray (1968, 1975) を含めた多くの台風発生の総観スケールの環境場に関する研究で説明されているように，海面温度が高い方が台風が発生しやすいことと整合的である。また，1983年，1998 年，そして2005 年は他の年と比べて発生数が少なく，逆に1989 年，1993 年，1994 年，そし

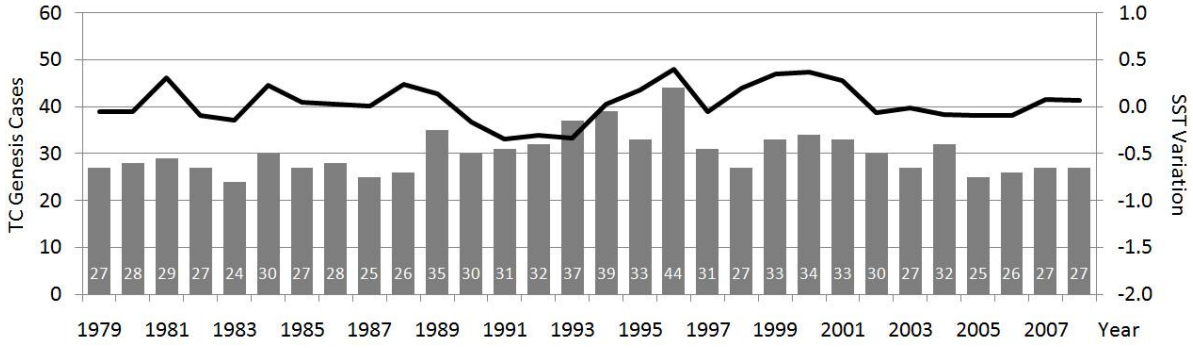


Fig. 5 Inter-annual variations of tropical cyclones genesis numbers. Bars are case numbers, and a line is a sea surface temperature.

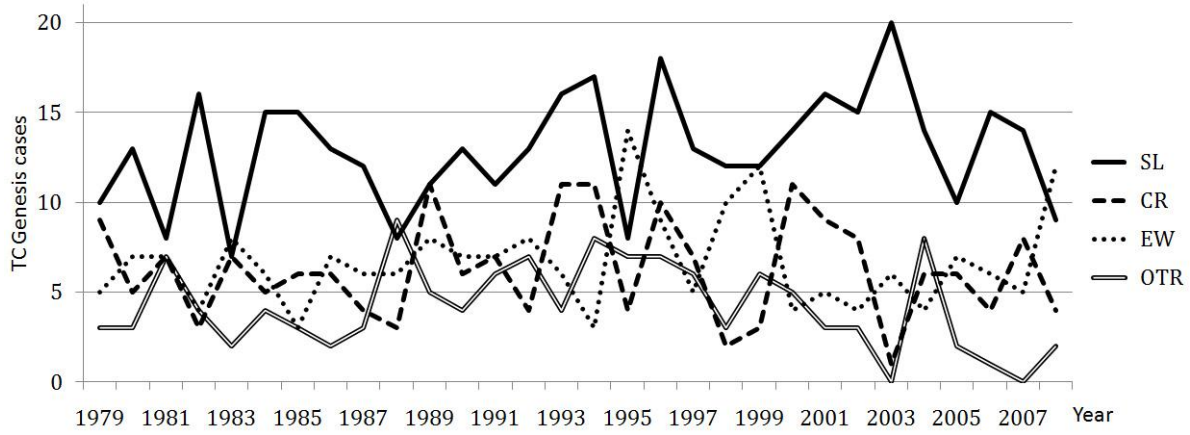


Fig. 6 Inter-annual variations of 3 flow patterns for 30 years.

て1996 年は発生数が多くなっている。そしてこの期間を通してみると，年々徐々にTCの発生数が増えている，または減っているといった長期変動的なトレンドは見られないことがわかる。これらを踏まえて，本節では3パターンの下層環境場の年々変動について議論していく。

Fig. 6 に1979 年から2008 年の間の3パターン下層環境場別の発生事例数の年々変動を線グラフで示している。Table 4 には，Fig. 6 の線グラフで表した内容について実際の数値が示されている。ここでは，3つの下層環境場パターンとともに「その他」と同定された事例数についても記述している。先にも述べたように，30 年間の統計値としては上位からSL，EW，CRという発生頻度順となっており，偏東風波動とモンスーン合流域の発生頻度はほぼ同じである。つまり全ての年において，概ね3パターンの下層環境場別の発生頻度順位には変動が無いといえる。ただし，それぞれのパターンの発生事例数は大きく変動しており，特にモンスーン・シアラインの事例数は年ごとに約10～約18 回の間で大きく変動している。その他のパターンも変動幅は大きく，30 年間の統計値としては発生頻度順位は偏東風波動が第2位，モンスーン渦が第3位としたが年によって順位が入れ替わっており，2位と3位に関しては明確に発生頻度順位を決められないことがわかる。

年々変動の様子としては，モンスーン・シアラインとモンスーン合流域は似た変動の様子をとっていることがわかり，これは両者とも西風バーストに由来する下層環境場であるという共通点を持つためだと考えられる。逆に偏東風波動の変動パターンはモンスーン・シアラインと逆相関をとっているように見える。この期間における４パターンの下層環境場について，長期的な発生事例数の増減といったバイ

Table 4 Inter-annual variations of 3 patterns

	All	SL	CR	EW	OTR
1979	27	10 (37)	9 (33)	5 (19)	3 (11)
1980	28	13 (46)	5 (18)	7 (25)	3 (11)
1981	29	8 (28)	7 (24)	7 (24)	7 (24)
1982	27	16 (59)	3 (11)	4 (15)	4 (15)
1983	24	7 (29)	7 (29)	8 (33)	2 (8)
1984	30	15 (50)	5 (17)	6 (20)	4 (13)
1985	27	15 (56)	6 (22)	3 (11)	3 (11)
1986	28	13 (46)	6 (21)	7 (25)	2 (7)
1987	25	12 (48)	4 (16)	6 (24)	3 (12)
1988	26	8 (31)	3 (12)	6 (23)	9 (35)
1989	35	11 (31)	11 (31)	8 (23)	5 (14)
1990	30	13 (43)	6 (20)	7 (23)	4 (13)
1991	31	11 (35)	7 (23)	7 (23)	6 (19)
1992	32	13 (41)	4 (13)	8 (25)	7 (22)
1993	37	16 (43)	11 (30)	6 (16)	4 (11)
1994	39	17 (44)	11 (28)	3 (8)	8 (21)
1995	33	8 (24)	4 (12)	14 (42)	7 (21)
1996	44	18 (41)	10 (23)	9 (20)	7 (16)
1997	31	13 (42)	7 (23)	5 (16)	6 (19)
1998	27	12 (44)	2 (7)	10 (37)	3 (11)
1999	33	12 (36)	3 (9)	12 (36)	6 (18)
2000	34	14 (41)	11 (32)	4 (12)	5 (15)
2001	33	16 (48)	9 (27)	5 (15)	3 (9)
2002	30	15 (50)	8 (27)	4 (13)	3 (10)
2003	27	20 (74)	1 (4)	6 (22)	0 (0)
2004	32	14 (44)	6 (19)	4 (13)	8 (25)
2005	25	10 (40)	6 (24)	7 (28)	2 (8)
2006	26	15 (58)	4 (15)	6 (23)	1 (4)
2007	27	14 (52)	8 (30)	5 (19)	0 (0)
2008	27	9 (33)	4 (15)	12 (44)	2 (7)

アスは見られない。個々の年ごとの特徴を見ると，1983 年，1988 年，1995 年，そして2005 年はモンスーン・シアラインの発生事例数が少なくなっているのに対し，偏東風波動の発生事例数が増えている。これらの年は，Fig. 5 でみたTCの発生数そのものが少ない年にあたる。逆に1993 年や1996 年はモンスーン・シアラインの発生事例数が多くなっているのに対し，偏東風波動の発生事例数は少なくなっている。そしてこれらの年は，Fig. 5 でみたTCの発生数が多い年にあたる。30 年の解析期間を通してこのような傾向が見られるが，2003 年はこの傾向から大きく外れた特異な年であった。モンスーン・シアラインの発生事例数が非常に多いのに対し，その他の全ての下層環境場の事例数は平年よりも少なくなっている。しかも，この年のTCの発生数自体も少ない。この年はモンスーン合流域の発生事例数も非常に少ないため，単純に西風だけの影響とは考えにくく今後も調査を進めていく必要がある。

3. 北西太平洋上の上層の環境場

3.1 上層環境場解析のデータと解析手法

TC発生の上層環境場の解析として使用したデータは，気象場については2.1節の解析で使用したJRA-25 およびJCDAS を使用した。但しここでは200 hPa 面における東西風成分，南北風成分を用いる。TCの発生場所と時刻に関するデータとしては，気象場と同じく2.1 節の解析で使用した，JTWC ベストトラックデータを使用した。

解析手法は単純で，上層200 hPa 高度の水平風データをもとにTC発生点を中心とする直径1,387 kmの円に沿って循環を計算し，その値の正負を見ることで上層の循環が高気圧性か，低気圧性かどうかを確認するというものである。Sadler (1976, 1978) やHeta (1991) によると，北緯20 ° を付近を，4〜5 日の周期で西進する対流圏上層の擾乱は3,000〜4,000 km の波長を持つ。平均的なトラフ（低気圧性循環），もしくはリッジ（高気圧性循環）の水平スケールは半波長の1,500〜2,000 km ということになる。そこで，このようなトラフ・リッジを捉える目的で直径約1387 km の水平スケールの循環値を計算している。下層環境場の解析と同様に循環を計算するTCの発生時刻の66時間前と72 時間前の200 hPa 高度の水平風の時間平均値を計算しておき，そのデータから循環を計算する。計算された結果を評価するにあたっては，この解析方法によって検出されるトラフとリッジの平年値をあらかじめ求めておく必要がある。平年値の計算方法は，JTWC ベストトラックデータに基づいた北西太平洋上におけるTCの発生点の平

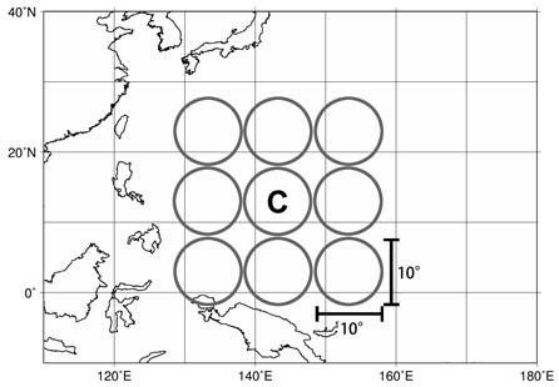


Fig. 7 Nine circles to calculate upper tropospheric circulation. A diameter of each circles is 1,387 km. “C” is a genesis location of averaged for all 904 tropical cyclogenesis cases for 30 years.

均値(北緯12.9 ° ，東経143.3 °) を中心に9 つの直径1,387 kmの円を周囲に約10° の距離をあけて並べ(Fig. 7 に示されている9 つの円が循環を計算する円である)，この9 つの円に沿って高度200 hPa の水平循環を計算する。対象とする期間は1979 年から2008 年である。それぞれの日について00 UTC と12 UTC において循環を計算することとし，これを対象期間中全ての日について行った。

3.2 北西太平洋上における上層の環境場の平年値

北西太平洋上全体において，1979 年から2008 年の30 年間にわたって循環を計算した結果をTable 5 にまとめる。Table 5 においてALL と記述している列は30 年間全季節の計算結果をまとめた結果を表しており，196,974 事例(＝9カ所×2 つの時刻×365 日×30 年) の全てに対する割合(%) で表記されている。その他のDJF，MAM，JJA，そしてSON については30年間の結果を季節毎に分けた結果を表している。また“+”と表記した行は計算された循環の値の符号が正(低気圧性循環・トラフ) であったことを意味し，“−”とした行は符号が負(高気圧性循環・リッジ) であったことを意味している。最後の“case”と表記した行は計算した回数(事例数) を表している。季節毎に計算回数が異なるのは，その季節に含まれる日数の違いによるものである。ALL の列に注目すると，循環の符号が負の方が約80%を占め，非常に高い頻度で対流圏の上層は高気圧性循環（リッジ）に覆われていることがわかる。季節毎の変化を見てみると，DJF に最も高気圧性循環（リッジ)の頻度が高く90%を超え，逆にJJAに低気圧性循環（トラフ)の頻度が高くなって30%を超えている。つまり，平

Table 5 Inter-seasonal variation of upper troposheric circulation for the Environment

	ALL	DJF	MAM	JJA	SON
+	21%	8%	16%	34%	27%
-	79%	92%	84%	66%	73%
Case	196,974	48,564	49,680	49,662	49,068

Table 6 Inter-seasonal variation of upper troposheric circulation for the TC genesis

	ALL	DJF	MAM	JJA	SON
+	27%	30%	14%	27%	29%
-	73%	70%	86%	73%	71%
Case	904	69	87	373	375

均的には北西太平洋上のTC発生が盛んな場所においては対流圏上層は主として高気圧性循環に覆われるが，夏期には比較的低気圧性循環に覆われることも多くなるといえる。

3.3 TC発生の上層環境場

次にTCが発生する直前の上層の環境場について調べた結果について述べる。Table 6 に解析結果をまとめたものを記述しており，2.4 節と同様の30 年間にわたる北西太平洋上で発生したTC事例全てについて解析した結果を示している。表示している値も，全904 事例に対する該当事例の割合(%) で示している。全事例の項目をみると，前節の平年値と同様に負の値を持つ循環(高気圧性循環)の割合が高い。しかし，その割合は約70%と平年値に比べると低くなっている。高気圧性循環に覆われる環境条件がTC発生に都合がよいという結果は, Gray (1968,1975) で提唱されている「上層が発散場で下層が収束場」であり，「下層に低気圧性循環」という条件に整合的な結果だと考えられる。しかし，同時にこの条件は絶対的な条件ではなく，上層にトラフが入り込んでいる環境でもTCは発生できることが本研究の解析結果からわかる。特に，平年値に比べて低気圧性循環に覆われている割合が高いことから，上層低気圧性循環という条件をTC発生が積極的に選択している可能性も考えられる。次に季節変化をみると，MAM では上層が高気圧性循環の環境条件で発生しているTCの割合が比較的高いことを除けば，特に大きな季節変化はないと言える。ただし，平年値の季節変化と比べると，DJFでTC発生の上層環境条件は低気圧性循環が30%の割合を保っていることに対し，平年値の方は低気圧性循環に覆われる割合が10%を下回っている。このようにDJFにだけ平年値とTC発生における上層環境が大きく異なることは興味深く，今後さらに調べる必要がある。

3.4 TC発生と上層環境場の年々変動

最後に，北西太平洋上における平年値の上層のトラフ・リッジの事例数の年々変動，およびTC発生直前についての上層環境場の年々変動について述べる。Fig. 8に1979 年から2008 年までの30 年間すべてについての結果を記載している。ここで“TC”と記している項目はTC発生の直前における上層の環境条件，“ENV”の項目は北西太平洋上における平年値，“CASE”はTCの発生事例数についてそれぞれ示している。また，“+”と記されたカラムは計算した循環の値の符号が正(トラフ) であった事例，“−”と記されたカラムは循環の値の符号が負(リッジ) であった事例についての結果をそれぞれ意味している。また，この図では，平年値とTC発生における環境場を比較するために割合の値を描いている。Fig. 8 から平年値は高気圧性循環が約80%，低気圧性循環が約20%という割合をほぼ崩さず，ほとんど年々変動を持たないことがわかる。そして，このような特徴はこの30 年の期間については全く長期変動的なバイアスは持っていないことがわかる。一方，TC発生についての上層の環境条件は，かなり大きく変動していることがわかる。平年値の上層環境場，TC発生の上層環境条件，およびTC発生事例数の変動パターンを比較してみると，それぞれの間には特に関係性がないことがわかる。例えば1998年は平年値の高気圧性循環の割合は減っているが，TC発生に関する上層の高気圧性循環の割合は増えている。また，平年値と同様にこの特徴は，本研究の解析期間については長期変動的なバイアスは持っていないことがわかる。つまり，ほとんどの年において先の3.3節で述べたように，長期的な特徴としてTC発生の上層循環場が低気圧性循環に覆われる頻度は，平年値に比べれば約10%高いといえる。

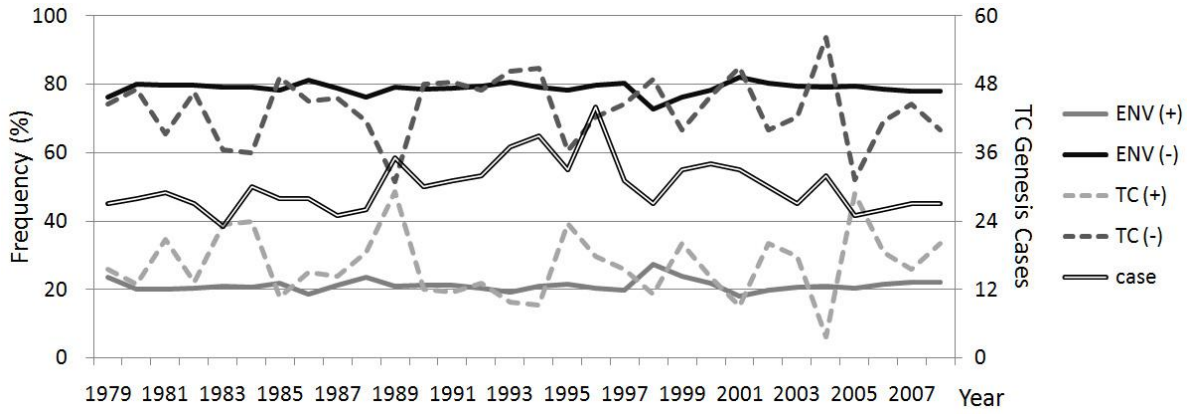


Fig. 8 Inter-annual variations of upper troposheric circulations about environments and tropical cyclogenesis cases. "+" means cyclonic, and "-" means anti-cyclonic circulation cases.

4. MCS併合の発生頻度

4.1 MCS併合の解析データと解析手法

TCの発生に伴うMCS併合の同定にあたっては，長期間の解析を行うために気象庁の静止軌道衛星GMS-5，MTSAT-1R，およびNational Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) のGOES-9 の赤外1 チャネル(IR1) データを合わせ用いた。データは，GMS-5 : 1995 年の6 月から2003 年の1 月まで，GOES-9 : 2003 年の5 月から2005 年6 月まで，そしてMTSAT-1R : 2005 年の7 月から2008 年の12 月までの期間，それぞれの衛星データを利用している。つまり，衛星データがアーカイブされているのは，1995年の6 月から2008 年の12 月であり，この期間を解析対象とした。どの衛星のデータも時間解像度は1 時間間隔で，空間解像度は0.05 ° 格子に変換したグリッドデータである。この期間全体で432事例のTCの発生事例があるが，そのうち8 事例はデータの欠損，もしくはエラーデータのため解析から除き，残りの424 事例について解析を行った。

次にTC発生に伴うMCSの併合を解析する手法について説明する。解析手法はおおまかには，まずJTWC ベストトラックデータをもとに対象とするTCを探し，次にTCの雲システムが発生時刻付近でMCSの併合を経験しているかどうか確認するという方法である。以下でその詳細について説明する。

第1にJTWC ベストトラックデータの発生時刻の前後の96 時間分(発生前72 時間, 発生後24 時間) の静止軌道衛星のIR1 画像を1時間毎に作成し，トラック情報に合致する雲域を探す。そして，ベストトラックの発生時刻から72 時間にわたってさかのぼりながら，同一の雲域が移動していく経路を主観解析で同定する。この間に対流システムスケール(100 km 以下) での雲域の消滅・再発生を繰り返すことは許すが，それ以上のスケールで雲域が存在していなかった場合には経路の同定を止める。

第2にMCS併合の確認をする。先に同定した雲域の経路上で，同じ1 時間毎の静止軌道衛星のIR1 画像を用いて，MCSの併合が起こっているかどうかを主観解析で同定する。この解析におけるMCSの定義は，208 K よりも低い等価黒体放射温度(Temperature of Black Body; 以降TBB とする) を持つ領域で，その領域の長辺が100km 以上の大きさを持ち，かつ3 時間以上にわたって維持される雲域と定義する。また，MCSの併合は上記のように定義されたMCSが複数(典型的には2 個) 存在し，これらのMCSが互いに接近し，融合する現象とする(併合時に互いに回転しながら併合しても，衝突するように併合しても構わない)。ただし，併合後も2 時間以上は，208 K 以下のTBB をもつ領域が100 km 以上の水平スケールを持って維持されることを条件とし，併合直後に消えたものは除外する(そのような例もかなり見られた)。併合の有無を判断する期間は，TCの発生時刻の24 時間前から発生3 時間後までとする。これらのMCS，およびその併合の定義は，6.1 節の定義とは異なることに注意して欲しい。静止気象衛星のIR1 画像は1時間間隔しかデータがないが，上記で説明したように本研究では数時間にわたって維持される雲域を対象としているため，1時間間隔のデータを用いても解析に問題は無いといえる。

主観解析でMCSの併合を同定する際には，「併合のあり・なし」という判断ではなく併合の顕著さに応じてランクをつける作業を行う。具体的には，ランク1 : 単一の雲域しか存在せず，それが大きく発達していく，ランク2 : 複数の雲域が存在するが併合は見られない，ランク3 : 複数の雲域が存在し併合するが，雲頂高度があまり高くない，もしくは併合後に分離する，ランク4 : はっきりと併合が確認できる，

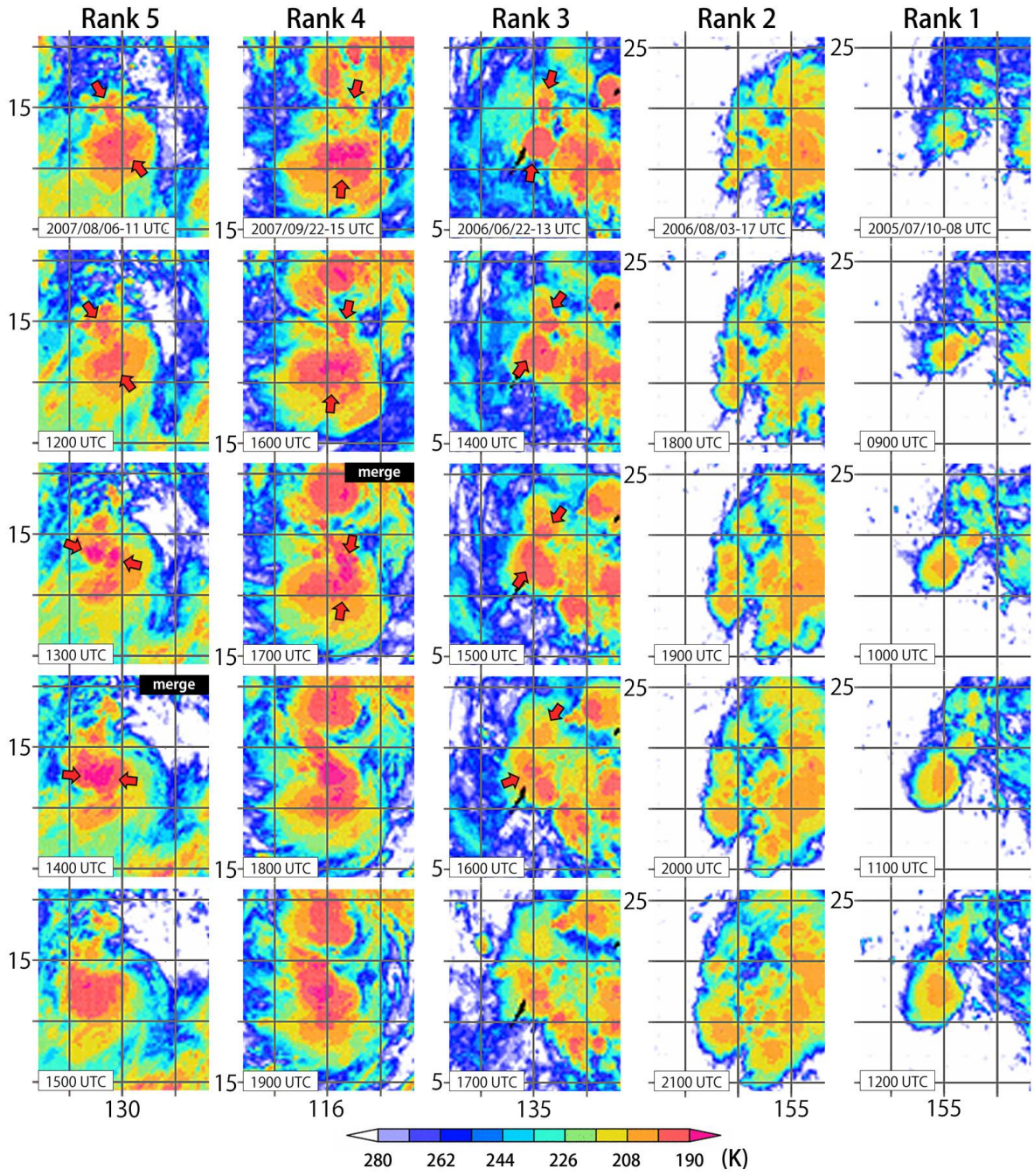


Fig. 9 Examples of subjective analysis about MCSs merger accompanied tropical cyclogenesis. IR1 channel images of MTSAT-1R are drown, time series is going from top to bottom. Scales of latitude and longitude are 2 degree interval.

ランク5 : 併合がはっきりと見え，雲頂高度も高く大きなシステムの併合である。この5 つのランクの解析例を示したFig. 9を参照して欲しい。Fig. 9 は，MTSAT-1R によって観測されたIR1 データを描いており，5 つの列はそれぞれ異なる値のランクをもつ事例である。最も左の列は，ランク5の2007 年の8 号熱帯低気圧の発生事例である（2007 年8 月6 日18 UTC 発生）。この図で矢印で示された208 K 以下のTBB 領域をもつ2 つの雲域は先の定義に基づいてMCSと同定されるものである。2 つの雲域は互いに反時計回りに回転しながら接近していき(1100 UTC から1400 UTC の期間)，最終的には1500 UTC までの間に併合に至っている。2007 年の8 号熱帯低気圧の事例では反時計回りに回転しながら併合に至ったが，ときおり回転せずに直線的に移動しながら接近して併合に至ることもある。左から2 番目の列は，ランク4の2007 年の15 号熱帯低気圧の発生事例である（2007 年9 月22 日18 UTC 発生）。1500 UTC において2 つの矢印で示されたMCSが接近し，1700 UTC までに併合している。真ん中の列は2006 年3

Table 7 A frequency of MCS merger accompanied TC genesis

Category	Merger	Num (%)	Lat (deg)	Lon (deg)
All	Yes	124 (29)	12.6	138.2
All	No	300 (71)	13.7	140.0
TY	Yes	65 (32)	11.2	142.8
TY	No	141 (68)	12.6	144.1
TS	Yes	35 (29)	14.7	131.2
TS	No	85 (71)	14.5	134.9
TD	Yes	17 (25)	13.7	134.8
TD	No	50 (75)	15.5	137.2

号熱帯低気圧の事例で，ランクは3 が与えられている。矢印で示した雲域は1400 UTC から1600 UTC の期間は208 K 以下のTBB を持つ雲域を共有するが，その後離れていってしまう。右から2番目の列はランク2の2006 年9 号熱帯低気圧の事例であり，いくつかの208 K 以下の背の高い雲域の発達・衰退を見ることはできるが，MCSの併合は認識できない。最も右の列はランク1の2005 年5 号熱帯低気圧の発生事例で，2005 年7 月10 日の1200 UTC (最も下段の図の時刻) に発生した。この事例の場合，単一の雲域がそのまま発達しており，MCSの併合が無かったと考えられる。本研究ではこのような基準で主観解析を行い，それぞれのTC発生事例にランクをつけた。その後，Ritchie and Holland (1997) やKieu and Zhang (2008) で報告されているような顕著なMCSの併合を対象とするため4 以上のランクもつ事例を「MCSの併合あり」と定義しなおし，4 未満の事例については「MCSの併合なし」と定義しなおす。つまり，Fig. 9 において左の2 列のような事例だけが「MCSの併合」と見なされる。

4.2 MCS併合が起きる頻度の一般的な特徴

はじめに424 事例全てについて行ったMCS併合に関する解析結果の概略がTable 7 に示されている。Table 7 では，個々のTCがその一生のうちに達した最大強度別に解析結果が示されている。この表の中でMerge の列がYes と表記されている行は顕著なMCSの併合を経験した事例で，No と表示されている行は顕著なMCSの併合を経験しなかった事例を表している。まず全事例を示した項目に注目すると，解析対象とした424 事例中，124 事例において発生前に顕著なMCSの併合を経験していることがわかり，これは全体の約30%にあたる。最大強度別に見てみると，TY 強度に達したTC事例は全部で206 事例あり，そのうち約32%がMCSの併合を経験している。TS 強度に達した事例は120 事例中29%が併合を経験し，TD 強度にしかならなかった事例は全部で67事例存在し，そのうち25%が併合を経験している。したがって，最大到達強度が強い事例ほど発生時期にMCSの併合を経験している，あるいはMCS併合を経験した事例ほど最大到達強度が強いことがわかる。Fig. 10 に解析対象とした424 事例の発生点の分布図を示した。この図の中で黒丸で表されているのが，MCSの併合を経験しなかったTC発生で，白丸で表されているのがMCSの併合を経験して発生したTC発生の位置であり，その他はFig. 3と同様である。このFig. 10 によれば，MCS併合を伴って発生したTCの発生位置は，図に示された領域の西側で比較的多く見られる。特にコンポジットした東西風の西風と東風の境界付近に集中して見られることがわかる。このことは，MCSの併合が下層環境場の水平シアが強い領域で発生しやすい傾向をもつことを示唆している。

4.3 MCS併合の発生頻度の季節変化と年々変動

次にTable 8 にMCSの併合を伴ったTC発生の頻度を季節別に示した。このTable 8 によれば，事例数で見るとDJF，MAM，JJAと北半球の夏期に近づくにしたがって，TCの発生事例が増え，それにつれてMCS併合を伴ったTCの発生事例も増えている。しかし，発生割合で見るとDJF に発生割合が低いことを除けば，季節間の割合変化はほとんど無いといえる。ただし，これらの結果は衛星データの都合上解析できた事例数の割合が年ごとに異なるため，正しく評価されていない可能性があり，今後も検証を続けていく，もしくは解析手法，データを変更する必要がある。最後にMCS併合の年々変動をみる。Table 9 にMCS併合の有無に分けて年々変動を示している。併合があった事例はMerge の項目がYes となっている行である。Sum の行は各年の解析対象とした総事例数を示しており，括弧内の数値はSum に示した事例数に対する割合を100 分率で表している。Table 9 では解析対象期間の1995 年から2008 年までの事例数を表示しており，データの欠損やエラーデータの事

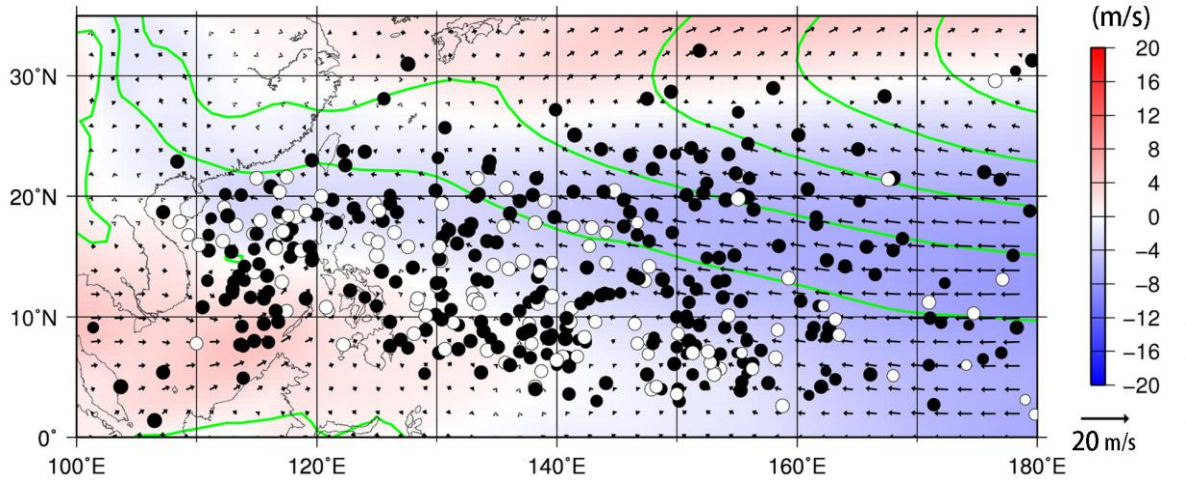


Fig. 10 Distributions of tropical cyclogenesis locations for MCSs merger accompanied tropical cyclogenesis. White dots mean cases of genesis with MCSs merger, and black dots are cases of no merger. Background colors mean zonal at 850 hPa level wind composited for all cases about each flow patterns; red is westerly, and blue is easterly wind. Green contours are geo-potential height.

Table 8 Inter-seasonal variation of MCS merger

Merger	ALL (%)	DJF (%)	MAM (%)	JJA (%)	SON (%)
Yes	124 (29)	8 (23)	15 (33)	53 (31)	48 (28)
No	300 (71)	27 (77)	30 (67)	117 (69)	126 (72)
Sum	424	35	45	170	174

Table 9 Inter-annual variations of MCS merger

Merger	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
Yes	2 (14)	11 (39)	6 (30)	3 (20)	9 (39)	10 (40)	9 (39)
No	12 (86)	17 (61)	14 (70)	12 (80)	14 (61)	15 (60)	14 (61)
Sum	14	28	20	15	23	25	23

Merger	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008
Yes	6 (35)	17 (63)	10 (43)	9 (38)	12 (48)	11 (50)	9 (36)
No	11 (65)	10 (37)	13 (57)	15 (63)	13 (52)	11 (50)	16 (64)
Sum	17	27	23	24	25	22	25

例については含まれていないため, 1995 年, 1998 年, そして2002 年において事例数が少なくなっている。この表によると2003 年と2007 年を除く全ての年において, MCSの併合があったTC発生事例はMCSの併合が無かった事例よりも少ない。年々の変動幅は大きく，発生割合の標準偏差は約12%と計算されている。そして大きな特徴として，この表の期間においてMCS併合ありの事例が増加しているという傾向がある。近似曲線を引くと，その傾きは1 年ごとに約1.7 事例の増加を示すものとなった。この増加傾向が何に起因するものかは，ここまでの解析ではわからない。また，対象期間が14 年だけということもあり，長期的に増加傾向にあるものなのかもわからないが，非常に興味深い結果である。この年々変動については次の第5 章において再度触れる。

5. MCS併合の環境条件

この章では「第2 章の3パターン分別」と「第3章の上層の循環場」，及び「第4章のTC発生に伴うMCS併合」との相互関係を調べる。ここでの解析期間は第4 章にあわせて静止衛星データの使用できる1995 年の7 月から2008 年の12 月であり，データの欠損とエラーデータを除いた，424 事例を対象とした。

Table 10 Relationships between 3 flow patterns and MCS merger

Merger	ALL [%]	SL (%)	CR (%)	EW (%)	OTR (%)
Yes	124 [29]	60 (48)	27 (22)	27 (22)	10 (8)
No	300 [71]	128 (43)	56 (19)	74 (25)	42 (14)

5.1 3パターンの下層環境条件とMCSの併合

この節では3パターンの下層環境条件とMCSの併合の有無を比較することで，MCS併合を伴うTC発生の環境条件を調べる。Table 10 に3パターン分別とMCSの併合の発生頻度をまとめている。各項目に事例数と同時に発生率も括弧内に示しているが，これは全事例数に対する「併合あり・併合なし」の事例数の割合を示している。まず，「併合あり」の場合の3パターンの下層環境条件の発生事例数をみると，2.4 節と同様にモンスーン・シアラインの事例が最も多く，モンスーン合流域と偏東風波動の事例が続いている。そして同様の傾向が「併合なし」の場合も見られる。各下層環境条件ごとに併合あり・なしで発生率を比較すると，モンスーン・シアラインとモンスーン合流域のパターンについては，MCS併合があった事例の方が発生率が高くなっており，偏東風波動の下層環境条件においてはMCSの併合が無かった事例の方で発生率が高くなっている。このことから，MCSの併合は西風バーストに関係した環境条件で発生しやすく，偏東風の中では発生しにくいと言える。つまり，北西太平洋上のMCS併合を伴ったTCの発生事例は，夏期の西風バーストに伴って形成されるシアラインや東西風の合流域に接近した場所で発生しやすいといえ，顕著なMCSの併合は下層シアの強い環境で発生しやすいと考えられる。これらの結果はMCSの併合が下層水平シアか鉛直渦度を持った下層渦に関係したプロセスであることを示唆していると考えられる。

次に3パターン分別とMCS併合を指標にそれらの季節変化について説明する。Fig. 11 に，この季節変化についてまとめている。Fig. 11は3パターンの下層環境条件に「その他」を加えた4種類の環境条件に対して，「併合あり・なし」のそれぞれの14年間の積算事例数を表している。Fig. 11 によると，若干の差はあるがどの季節にも「併合なし」における4種類の環境場の発生割合はよく似ていることがわかる。これに対して併合ありのTCの発生は，6月～8月を除く全ての季節で，「併合なし」に比べてモンスーン・シアラインの発生率が高くなっている。特に3月～5月においてモンスーン・シアラインの環境条件での併合発生率が非常に高い。さらに，モンスーン・シアラインに加えて，モンスーン合流域を含めて西風

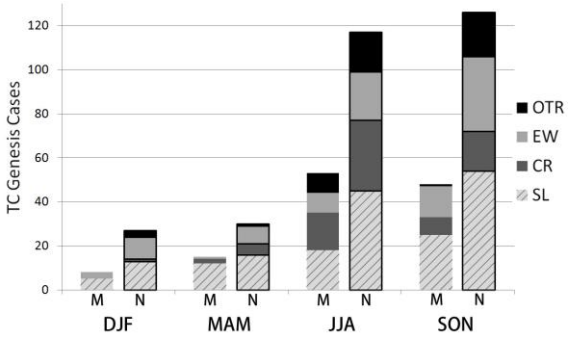


Fig. 11 Inter-seasonal variations of 3 flow patterns and MCSs merger. Each bars means integrated case numbers for 14 years. Bars annotated as “M” is MCSs merger cases, and “N” is no merger cases.

バーストに由来する環境場として評価すれば，MCS併合を伴ったTCの発生率が，どの季節においても3分の2 以上の割合を持っていることがわかる。この結果も先にも述べたように，MCSの併合は下層の水平シアに強く依存した現象であることを示唆している。

最後に3パターンの下層環境場とMCS併合を指標にTCの発生数の年々変動について説明する。Fig. 12 は3パターンの下層環境場に「その他」を含めた4種類の環境場について発生事例数と年をプロットした線グラフを示してある。上段はMCSの「併合あり」，下段は「併合なし」の事例について描いており，それぞれの図においてモンスーン・シアラインのパターンについてのみ近似直線を描いている。Fig. 12 によれば，Table 10 で確認したようにMCSの併合の有無に関わらず，モンスーン・シアラインの事例が最も多く，次いでモンスーン合流域と偏東風波動が多いという発生頻度順位の特徴は年によって変化することはない。また2003 年を除けば，MCSの併合の有無に関わらず，モンスーン・シアラインとモンスーン合流域の年々変動はよく似ている。一方，偏東風波動の年々変動の様子はMCS併合ありの事例ではモンスーン・シアラインと似た変動をしているが，併合なしの事例では逆相関を持ったような変動をしていることがわかる。つまり，おおまかにはMCS併合を伴ったTC発生の事例数の変動は，下層の流れパターンによって大きく異なることはない。これは，MCS併合を伴ったTCの発生に関して，下層の流れ場とい

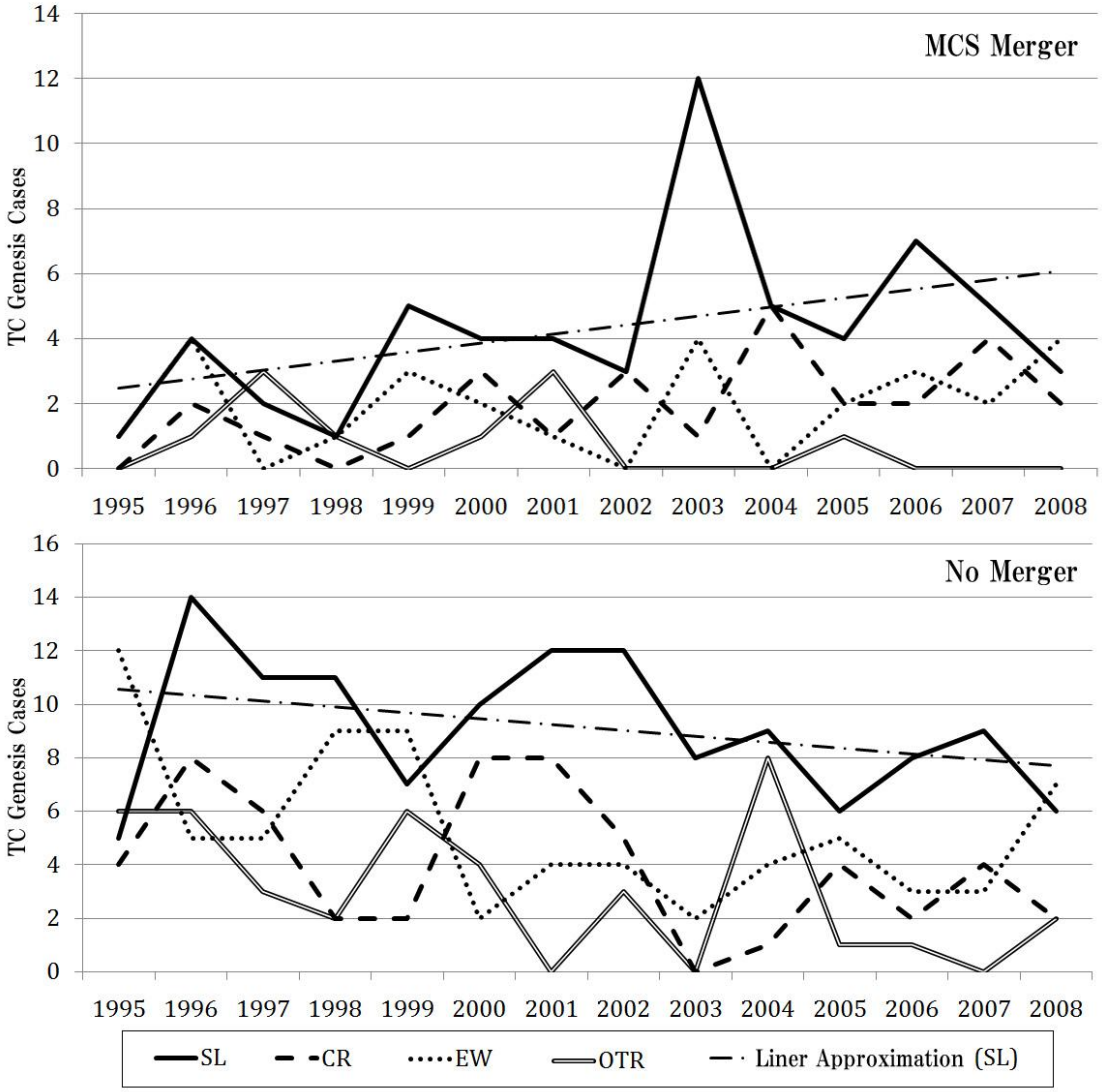


Fig. 12 Inter-annual variations of 3 flow patterns related with MCSs merger. Case numbers are integrated for each years. The upper panel is MCSs merger cases, and the bottom panel is no merger cases. Liner approximation is displayed only about monsoon shear line (SL), but the others also have same biases for this 14 years.

う環境以外の条件が併合現象に影響を及ぼしている可能性を示唆している。

さらに興味深いことには，モンスーン・シアラインについてひいた近似直線を見ると，MCSの併合ありの事例数はこの解析期間14年間中は増加傾向にあることがわかり，逆にMCSの併合なしの事例数は減少傾向にあることがわかる。そして，同様の傾向がモンスーン合流域と偏東風波動についても見られる。これは北西太平洋上におけるTCの発生形態が年々変化しつつあることを示している。この結果が何によるものなのか，また今後も続く傾向なのかということは本研究からはわからないが，今後調べていかなければならない重要な課題である。

5.2 上層のトラフ・リッジとMCSの併合

この章の最後にMCSの併合と上層の環境場の比較を行う。MCS併合ありのTC発生事例は1995年から2008年の14年間のうちに124事例あり，そのうち35事例（28%）が対流圏上層を低気圧性循環に覆われていた事例で，残りの89事例（72%）が高気圧性循環に覆われていた事例である。これに対し，MCS併合なしの事例は14年間に300事例あり，そのうち81事例（27%）が上層を低気圧性循環に覆われていた事例で，残りの219事例（73%）が高気圧性循環に覆われていた事例である。つまり，MCSの併合の有無によって上層循環の出現頻度には変化がなく，上層が高気圧性循環に覆われる割合が約70%という特徴は共通して見られることがわかる。したがって，北

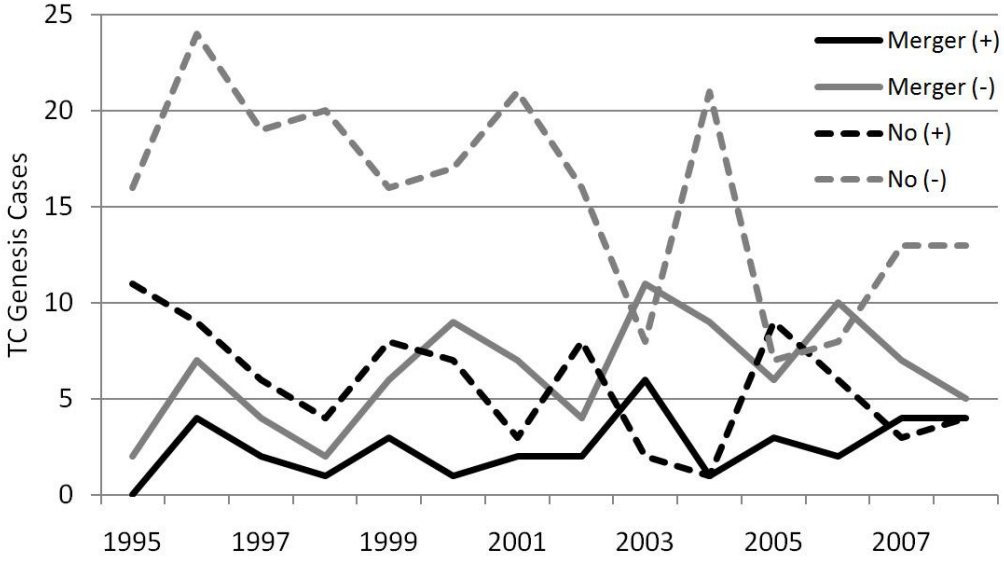


Fig. 13 Inter-annual variations of upper tropospheric circulations related with MCSs merger. Case numbers are integrated for each years. “+” means cyclonic, and “-“ means anti-cyclonic circulation cases.

西太平洋上におけるTC発生に伴うMCS併合の発現に対して，上層のトラフ・リッジは特に環境条件として影響を及ぼさないことがわかった。

Fig. 13 にはMCS併合の有無と上層の循環の符号で場合分けした時の，TC発生事例数について年々変動を示す。“Merger (+)”はMCS併合あり・上層低気圧性循環，“Merger (-)”は併合あり・上層高気圧性循環，“No (+)”は併合なし・上層低気圧性循環，そして“No (-)”は併合なし・上層高気圧性循環の環境条件をそれぞれ意味している。Fig. 13 によれば，併合ありで上層環境条件が低気圧循環という事例よりも，併合ありで上層環境条件が高気圧性循環の事例の方が解析期間を通じて多いことがわかる。同様に，併合なしで上層が低気圧性循環という事例よりも，併合なしで上層が高気圧性循環という事例の方が多い(ただし，2005 年は除く)。また，4.3 節でも述べたが，MCSの併合に増加傾向が見られることがこの図からもわかる。さらに興味深いことは，“No (-)”で示された上層が高気圧性循環という環境条件でMCS併合を伴わないTC発生の事例が他の環境条件の発生事例よりも顕著に減少していることである(この図は割合ではなく，事例数を描いているため実際に数が減っている)。この原因は本研究の解析からはわからないため今後調査していく必要がある。

6. 西風バースト周辺のMCS

ここでは，MCSの併合がTCの発生に重要な現象なのかどうかを再検証する。4.2 節において，北西太平洋上のTCの発生事例では30%の事例で顕著なMCSの併合が起きたことを明らかにし，「30%」の割合をもってTCの発生にとってMCSの併合は重要な特徴であると結論づけたが，厳密にはTCの発生とは無関係に北西太平洋上でのMCSの併合がどの程度の割合で発生しているのか調べた上で，この30%という値を評価しなければならない。そこで，この章では北西太平洋上の西風バーストの周辺領域においてMCSのトラックデータを作成し，TCの発生とは無関係にMCSの併合事例を解析した結果について説明する。

6.1 MCSトラッキングのデータと解析手法

西風バースト周辺のMCS併合に関する解析では，静止軌道衛星MTSAT-1R のIR1 のデータとGSMaP-MVK の降水量データを用いた。MTSAT-1RのIR1 データは時間解像度が1 時間間隔で，空間解像度は0.05 ° の格子データに変換したグリッドデータを利用している。GSMaP-MVK は南緯59.95 ° から北緯59.95 ° ，および東経0.05 ° から西経0.05 ° までの領域において，0.1 ° 格子の空間解像度で，1 時間降水量を記録したデータである。GSMaP-MVK はマイクロ波放射計のデータ(一度に観測される範囲が狭く時間間隔が非常に荒いデータ) を静止軌道衛星の赤外情報(一度に非常に広い領域を観測できる1 時間間隔のデータ) を用いて1 時間間隔に時間補間されており，広い範囲にわたる高い時間解像度の降水量データを得ることができるプロダクトである。対象領域は北緯0 ° から20 ° ，東経110 ° から160 ° とし，この領域内で2006 年8 月9 日の00 UTC から10 日の00 UTC の間に発生した

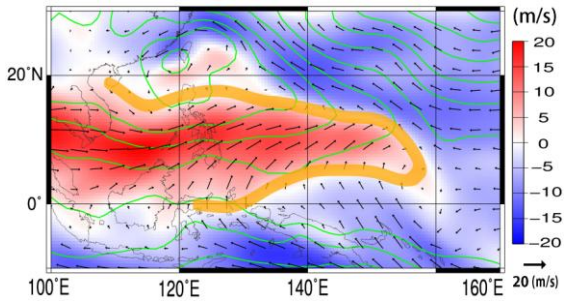


Fig. 14 Zonal wind at 850 hPa level averaged from 00 UTC-9 Aug 2006 to 23 UTC. Background colors mean zonal at 850 hPa level wind composited for all cases about each flow patterns; red is westerly, and blue is easterly wind. Green contours are geo-potential height.

MCSをトラッキングする。その結果，使用したデータ期間は2006 年8 月9 日の00 UTC から10 日の14 UTC の期間となった。この対象期間中，Fig. 14 に示したように北緯12 ° 付近，東経110 ° 付近から東経160 ° 付近に強い西風が吹いており，その周囲にシアラインが形成されていることがわかる。

解析手法は大まかには，解析対象領域の雲域のトラックを作成し，そのトラック毎に併合の有無を確認するというものである。第1にMTSAT-1RのIR1 データとGSMaP-MVK の降水量データをプロットした図を1 時間毎に作図し，その図をもとに以下で説明する雲域の定義にしたがって，主観解析によって雲域トラックの作成を行う。ここでは雲域の大きさを2 段階に区別してトラックデータを作成する。1つめはMCSであるが，4.1 節とは異なる点があるため注意して欲しい。208 K よりも低いTBB を持ち，さらに5 mm/hour 以上の降水量を伴う雲域で，その長辺が100 km 以上の大きさを持ち，かつ3 時間以上にわたって維持された雲域をMCSと定義する。この5 mm/hour 以上という降水量は，対象期間における全てのデータ中の上位1%を占める降水量である。2 つめはメソ対流複合体（Mesoscale Convective Complex, 以降MCCと称す）である。MCCはMCSと同様の208 K 以下のTBB を持ち，5 mm/hour 以上の降水量を伴う領域持ち，その長辺が300 km 以上の大きさを持っており，なおかつ3 時間以上にわたって維持された雲域として定義する。これらのMCS，およびMCCに関する定義はChen et al. (1996)，およびChen and Houze (1997) に基づいており，208 K というTBBを用いた場合に100km の水平スケールを持つ雲域はTOGA-COAREの期間中，最も多く見られたものであり，300 km 以上の水平スケールを持つ雲域はChen et al. (1996) において“super convective systems” と呼ばれるもので，中緯度のMCCよりはかなり大きい雲域を指すことになる。また，Chen and Houze (1997) によると，208 K というTBB の閾値は西太平洋上における深い対流の降水強度の強い領域の境界として近似的に使用できるものであると説明されている。この解析においては，雲域の中のどの位置をトラックするかということがたいへん重要である。MCSの雲域の存在の確認にIR1 データを使用するが，トラックポイントの決定にはGSMaP の降水データを使用することで活発な対流域を意識したトラッキングを行う。雲域だけでトラックしている時には，雲域の下に降水システムが存在しない可能性があり得るが，上記のように解析することで確実に降水システムをトラックできるようになる。

第2に先述の解析で作成したトラックデータから同時刻に近接して(50 km 以内) 存在する2 つ以上のMCSを探す。さらに1 度近接した後，再び離れていく例もあるためトラックデータに加えてIR1 データと降水量データを用いて，本当に併合しているかどうかをチェックする。ここでのMCS及びMCCの併合を定義は，2 つ以上のMCSもしくはMCCと同定される領域が互いに接近し，208 K 以下のTBB でかつ，5 mm/hour 以上の降水量を領域が融合する現象とする。併合時に雲域が互いに回転しながら併合しても，衝突するように併合しても構わない。ただし併合後も2 時間以上は，対象とする雲域が100 km 以上の水平スケールで維持されるとする。併合前にMCC (300km 以上の水平スケール) であった雲域が併合後にMCS (100 km 以上の水平スケール) となっても構わない。

6. 2 解析結果の概要

ここでは西風バースト周辺のMCS・MCCについて解析した結果において，併合現象以外の特徴について説明する。はじめに，Fig. 15 に2006 年8 月9 日64 号MCSについてのトラッキングの例を示している。この64 号MCSは8 月9 日12 UTC にMCSとしてはじめて同定され，13 UTC には対象とする雲域が隣の雲域と重なり，MCCとして同定されるようになり，そして同日17 UTC に消滅した。Fig. 15 のなかで，緑色もしくは水色の丸印で示されているのがトラックされたポイントであり，ひとかたまりの雲域の中で最も降水量の多い場所である。次に2006 年8 月9 日の00 UTC におけるMTSAT-1R のIR1 データの様子をFig. 16 に示している。先にも述べたようにFig. 14 をみると，赤色で示された強い西風の領域が東経160 ° 付近まで伸びていることがわかり，この西風に伴うモンスーン・シアラインを表した薄い黄色の線からわかるように，解析期間中はモンスー

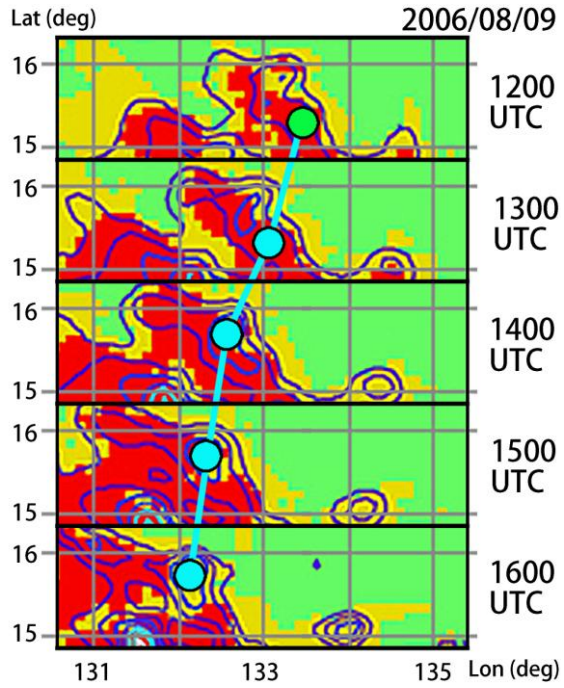


Fig. 15 An example of MCS tracking (64th MCS, 9 Aug, 2006). Background colors are IR1 channel images of MTSAT-1R, and red region has TBB less than 208 K. Contours are precipitation from the GSMaP, and dark blue line is 2 mm/h, blue is 5 mm/h, sky blue is 10 mm/h, and white is 14 mm/h.

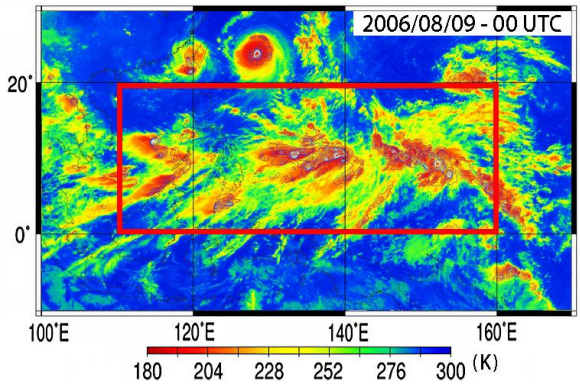


Fig. 16 IR1 channel images of MTSAT-1R at 00 UTC 9 Aug. 2006. An area indicated a red rectangle is target area of MCS tracking.

ン・シアラインが解析できる環境場であった。Fig. 16 で赤い枠で示された領域がMCSのトラッキング解析の対象領域である。Fig. 16 によれば，北緯10 ° ～12 ° 付近を中心に背の高い雲域が集中しており，解析領域の中に3 つの非常に大きなシステムが確認できる；東経110 ° から120 ° 付近のフィリピンのすぐ西側に広がるもの，東経130 ° から140 ° 付近に広がるもの，そして東経145 ° から155 ° 付近に広がるものの3 つである。解析期間は24 時間という短い時間であり，北西太平洋上の限られた領域内だけであるが，127 事例ものMCSを同定し，そのトラックを作成することができた。Fig. 17 に127 事例全てのMCSのトラックが描かれている。MCSスケールと同定された各点の間は直線で結んでいるが，その線の色はMCSの事例毎に色を変えている。IR1 データを描いたFig. 16 では北緯12 ° 付近を中心に雲域が広がっていたが，このFig. 17 においても東経130 ° 付近から160 ° 付近までの領域において，トラックの分布に同様の傾向が見られる。そして時間関係が表示されていないためFig. 17 からはわからないが，個々のMCSはほとんどが西進している。

6.3 西風バースト周辺におけるMCS併合

ここでは西風バーストの周辺で見られたMCSの併合ついて説明する。はじめに，解析の中で見られたMCS併合の例を紹介しておく。Fig. 18 に2006 年8 月9日の07 UTC に北緯13.3 ° ，東経132.5 ° において見られたMCSの併合事例を示す。この図は2006 年8 月9 日の02 UTC から同日10 UTC までの期間における1時間間隔の図で，208 K 以下のTBB をもつ雲域を赤色のシェードで，1 時間降水量が5mm 以上の領域を明るい青色のコンターで表されている。この図の中でA の矢印で示されたMCSは01 UTC において初めてMCSと同定されている。また，B の矢印で示されたMCSは04 UTCになって100km 以上の水平スケールを持つ雲域に成長し，この時刻に初めてMCSとして同定されている。この2 つのMCSは徐々に接近していき，07 UTC には激しい降水域を共有するシステムになっている。208 K 以下の背の高い雲域が併合するするのは少しあとの09 UTC になってからであるが，今回の解析では降水ピークをターゲットにしてトラッキングしているため，先の07 UTC を併合した時刻としている。併合後のMCSは208 K 以下の雲域を拡大させ，10 UTC にはMCCとして同定された。その後，同日15 UTC までほぼこのスケールのまま維持された。各事例毎に併合の様子に違いはあるが，おおよそこのような現象をMCSの併合として同定した。

ここでMCS併合の事例数に話をもどす。前節で説明したように本研究の解析によって24 時間の間に127 事例のMCSが同定されたが，その中で併合現象が見られたのは6 事例しかなかった；つまり合計で12 事例(6×2) のMCSが関与しているー 3 個以上の併合は今回は見られなかった。これは全体の9.4%で1 割にも満たない数のMCSしか併合を経験していないことになる。5.1 節によれば，北西太平洋上でモンスーン・シアラインの下層環境場において発生するTCの発生に伴うMCSの併合事例はこのパター

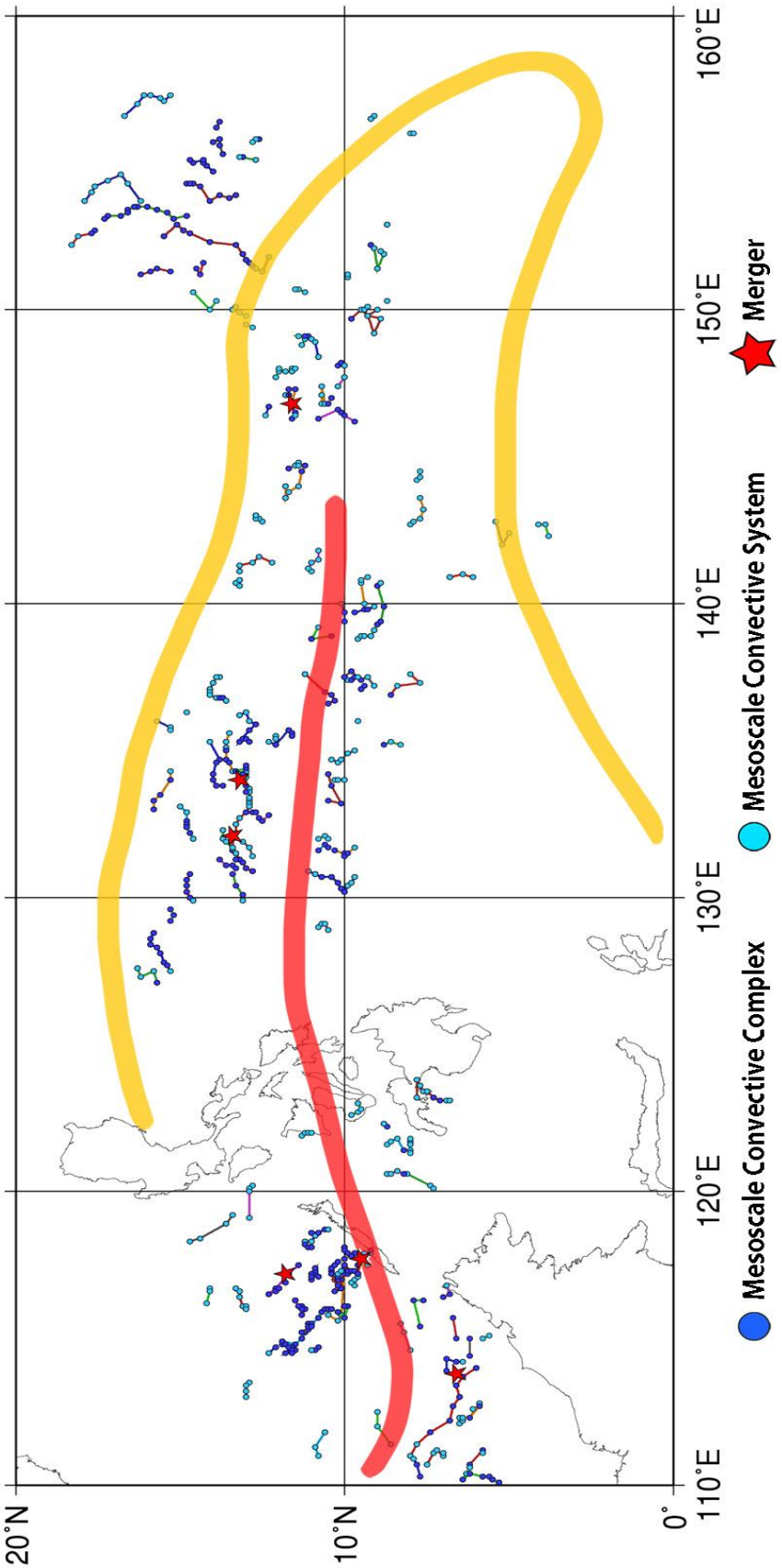


Fig. 17 MCS tracks : 00 UTC -- 23 UTC, 9 Aug. 2006. Colors of lines connecting each dots are changed by case. A yellow thick line indicates shear line of westerly and easterly wind, and a red thick line is strong westerly wind area. These line are identified subjectively.

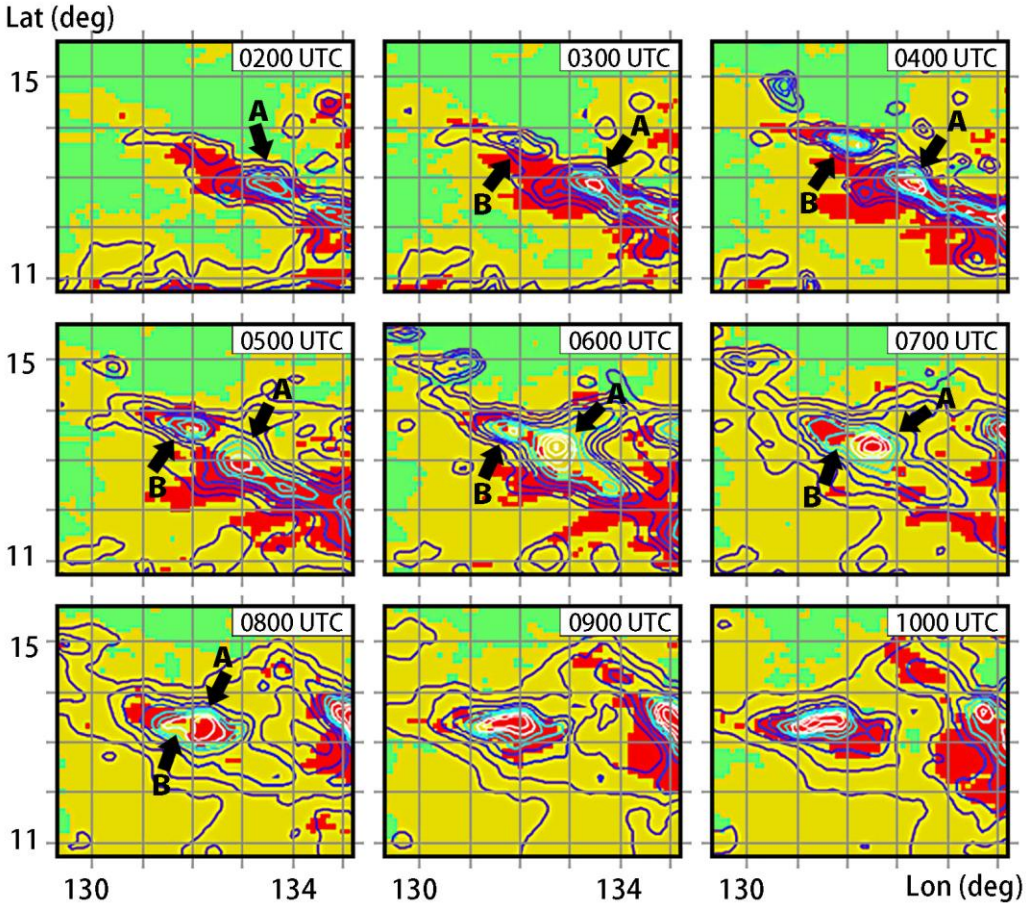


Fig. 18 An example of MCSs merger case: 07 UTC, 9 Aug. 2006. “A” and “B” arrows indicate MCSs, and these 2 MCSs are merged until 08 UTC. Background color is IR1 channel images of MTSAT-1R, and red region has TBB less than 208 K. Contours are precipitation from the GSMaP, and dark blue line is 2 mm/h, blue is 5 mm/h, sky blue is 10 mm/h, and white is 14 mm/h.

ンの全事例：188 事例のうち60 事例のTC発生で2つのMCSによる併合が見られたため，全部で308個のMCSが対象となり，120個のMCSが併合を経験したので，38.9%で併合が見られる。一方，TC発生と無関係に解析したモンスーン・シアラインの下層環境場のもとで発生するMCSの併合事例は，全事例：127 事例のうち6 事例，つまり12個のMCSが併合を経験したので約9%の事例で見られるー この第6 章で解析した期間は24 時間だけであるが，母集団の数としては十分に用意できていると考える。したがって，TC発生に絡んで見られるMCSの併合事例の方が3 倍以上，発生率が高いということが言える。つまり，TCはMCSから発達することを考慮すれば，TC発生というイベントの発現はMCSの併合事例を積極的に選択していることになる。そうでなければ，TC発生に伴うMCSの併合事例の方が低い発生率になるはずである。本研究では顕著なMCSの併合だけを取り扱っているので，この結果はその範疇に制限されるが，静止衛星の赤外画像やGSMaP の降水量といったデータから併合が確認されたような場合は，TCへ発展する可能性が非常に高いことがわかり，4.2節の結論を裏付ける結果を得られた。このような特徴が北西太平洋上のMCSの併合事例について普遍的なものかどうかを確かめるためにさらなる解析が必要である。

7. まとめ

ここで本研究で得た解析結果をまとめの結論として述べておく。まず，本研究では北西太平洋上のTC発生に関して，RH99 に準拠した3パターンの下層流れ場にカテゴリー分別するという解析を1979 年から2008 年の30 年間にわたって行った3パターンの下層流れ場とは，モンスーン・シアライン(SL)，モンスーン合流域(CR)，そして偏東風波動(EW)の3種類である。先行研究は主観解析であったことに対し，本研究ではこれらの解析を実現するアルゴリズムを作成して客観解析を行った。先行研究のRH99 では，SL が最も発生頻度が高く40 %を超え，つづいてCR，EWと発生頻度が高いと報告されている。これに対しRH99 と同じ解析期間における，本研究の解析でも

ほぼ整合的な3パターンの下層環境場の出現頻度は結果を得た。さらに，解析期間を延長することで，上記の発生頻度順位が1979 年から2008 年の30 年間においても同様に言えることがわかった。また，解析期間が延長されたため，年々変動についても考察を加えることができ，3パターンの下層環境場の発生事例数は年ごとに大きく変動するものの，この30年間の間に大きな気候変動の傾向がないこともわかった。本研究では，TC発生時の上層の環境場についても調査し，200 hPa 面における循環を計算することで上層の環境がトラフに覆われているかリッジに覆われているかを判断した。この解析から北西太平洋上におけるTCは，上層が高気圧性循環（リッジ）に覆われている環境場において発生することが多いという結果を得た。これは，多くの総観スケールでの台風発生環境場について述べた先行研究と整合的な結果である。

次に，静止気象衛星の赤外画像を用いた主観解析によって，TC発生前に顕著なMCSの併合が見られるかどうか同定を行った。その結果として北西太平洋上における1995 年から2008 年の14 年間の424 事例のTC発生事例のうち，約30%のTCの発生事例で顕著なMCSの併合が見られることがはじめてわかった。これは本研究で第1 目標とした事柄に対する解答となる結果である。これに補足するかたちで，このMCS併合の発生率30%という数値が高いのか低いのか判断するために，北西太平洋上の西風バースト周辺においてMCSの127 事例のトラックデータを作成し，このトラックデータに基づいてMCS併合の発生頻度を調べた。この解析によって，TCの発生に関わらずMCSの併合を探した場合，約9%のMCSについて併合現象が見られることがわかった。これらの結果からMCSの併合現象はTC発生に絡んで見られる可能性が非常に高いと結論づけた。

さらに，3パターンの下層環境場についての解析，上層環境場についての解析とMCS併合の発生頻度についての解析を組み合わせることで，MCS併合を伴ったTCの発生環境場についても考察を加えた。MCS併合を伴ったTCの発生は，下層環境場がモンスーン・シアライン，およびモンスーン合流域の場合に発生頻度が高く，上層の環境場がトラフであってもリッジであっても，MCSの併合自体の発生率には影響がないことがわかった。このようにTC発生に伴うMCSの併合を3パターンの下層環境条件によって分類できたため，最初に設定したTCの発生に関する下層環境場がTC発生に伴うMCSの併合についても有効であるという作業仮説は証明された。本研究ではこれらの解析結果を総合することで以下の様に結論づける。北西太平洋上のTCの発生メカニズムにおいて，MCSの併合という現象は重要な特徴の一つである。またモンスーン・シアラインやモンスーン合流域といった西風バーストに関係して形成される，下層で水平シアが強い，もしくは正の鉛直渦度が大きい環境場においてTCが発生する場合に，特にMCSの併合現象が発生しやすい。しかし，TC発生の上層環境場がトラフであるかリッジであるかという条件はMCSの併合の発生頻度に影響を及ぼさない。したがって，TCの発生メカニズムのなかで，MCSの併合の有無によって，TCの発生がTop-Down 仮説で説明されるメカニズムに基づくか，Bottom-Up 仮説で説明されるメカニズムに基づくかというような場合分けはできない。つまり，TCの発生過程のなかでMCSの併合は，どちらの仮説に基づいていても発現し得る現象であると言える。

この他に興味深い結果としては2003 年という年を挙げることができる。この年は5 パターンの下層環境場の出現頻度が特異な年であった。モンスーン・シアラインの環境場と判断されたTC発生事例が非常に多く，その他の環境場でのTCの発生はほとんどなかった。また，1979 年から2008 年の全体的な傾向としてはモンスーン・シアラインの発生数が多い年には，その年のTCの事例数も多くなるが，この年は，モンスーン・シアラインの発生事例数が非常に多いにも関わらず，年間を通したTCの発生事例数は平年よりも少なかった。さらに，MCSの併合に関して1995 年から2008 年の間の特徴としてMCSの併合を伴ったTCの発生事例数の方が併合を伴わないで発生する事例数よりも少ないことが言えるが，2003 年は例外で併合を伴って発生したTCが大変多かった。このように2003 年が特異な年となり得た理由についても今後研究を進めて行く必要がある。今後は，MCSの併合とはどのようなシステムの併合現象なのか，またMCSの併合がTC発生のどのようなステージで発生するのか，そしてTCの発生という現象にどのように寄与を及ぼすものなのかといったことを明らかにする必要がある。

謝　辞

この研究を行うにあたってサポートしていただいた研究室の方々に感謝する。また，この研究にはGSMaPプロジェクトによって作成・管理されているGSMaPデータ，気象庁によって作成されたJRA-25，およびJCDAS のデータ，暴風雨・気象環境研究分野で受信・アーカイブされている衛星データを使用させていただいた。ここに感謝を申し上げる。最後に，研究中に様々なことで支えてくれた家族や友人に感謝する。

参考文献

Bosart L. F., and F. Sanders, 1981: The Johnstown flood of July 1977: A long-lived convective storm. J. Atmos. Sci., 38, 1616–1642.

Charney J. G., and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. J. Atmos. Sci., 21, 68–75.

Carr L. E., and R. L. Elsberry, 1995: Monsoonal interactions leading to sudden tropical cyclone track changes. Mon. Wea. Rev., 123, 265–289.

Chen S. S., R. A. Houze Jr., and B. E. Mapes, 1996: Multiscale variability of deep convection in realation to large-scale circulation in TOGA COARE. J. Atmos. Sci., 53, 1380–1409.

Chen S. S., and R. A. Houze Jr., 1997: Diurnal variation and life-cycle of deep convective systems over the tropical Pacific warm pool. Q. J. R. Meteorol. Soc., 123, 357–388.

Elsberry R. L., and A. Harr: 2008 Tropical cyclone structure (TCS08) field experiment science basis, observation platforms, and strategy. Asia-Pacific J. Atmos. Sci., 44, 0–0.

Emanuel K. A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. J. Atmos. Sci., 43, 585–604.

Emanuel K. A., and D. S. Nolan, 2004: Tropical cyclones and the global climate system. In preprints for 26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami, Florida. Amer. Meteorol. Soc: Boston.,

(Available it's abstruct from "http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/75463.pdf").

Emanuel K. A., and D. S. Nolan, 2007: Tropical cyclogenesis sensitivity to environmental parameters in radiative convective equilibrium. Q. J. R. Meteorol. Soc., 133, 2085–2107.

Gray W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. Mon. Wea. Rev., 96, 669–700.

Gray W. M., 1998: The formation of tropical cyclones. Meteorol. Atmos. Phys., 67, 37-69.

Harr P., and R. L. Elsberry, 1996: Structure of a mesoscale convective system embedded in Typhoon Robyn during TCM-93. Mon. Wea. Rev., 124, 634–652.

Harr P., M. S. Kalafsky, and R. L. Elsberry, 1996: Environmental conditions prior to formation of a midget tropical cyclone during TCM-93. Mon. Wea. Rev., 124, 1693–1710.

Heta Y., 1990: The origin of tropical disturbances in the equatorial pacific. J. Meteor. Soc. Japan, 68, 65–77.

KIEU C. Q. , and D. L. ZHANG, 2008: Genesis of Tropical Storm Eugene (2005) from Merging Vortices Associated with ITCZ Breakdowns. Part I: Observational and Modeling Analyses. J. Atmos. Sci., 65, 3419–3439.

Lander M. A., 1994: Description of a monsoon gyre and its effects on the tropical cyclones in the western north pacific during august 1991. Wea. Forecasting, 9, 640–654.

Ritchie E. A., and G. J. Holland, 1997: Scale interactions during the formation of typhoon Irving. Mon. Wea. Rev., 125, 1377–1396.

Ritchie E. A., and G. J. Holland, 1999: Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the western Pacific. Mon. Wea. Rev., 127, 2027–2043.

Sadler J. S., 1976: A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development. Mon. Wea. Rev., 104, 1266–1278.

Sadler J. S., 1978: Mid-Season typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough. Mon. Wea. Rev., 106, 1137–1152.

Simpson J., E. A. Ritchie, G. J. Holland, J. Halverson, and S. Stewart, 1997: Mesoscale interactions in tropical cyclone genesis. Mon. Wea. Rev., 125, 2643–2661.

A Climatological Study on Tropical Cyclone Genesis in the Northwestern Pacific Basin in Sight of Large Scale Flow Field and Merger of Mesoscale Convective Systems

Ryuji YOSHIDA* and Hirohiko ISHIKAWA

* Graduate school of science, Kyoto University

Synopsis

Recently, it is known that the merger of MCSs (mesoscale convective systems) or MCVs (mesoscale convective vortices) sometimes accompanies with TCG (tropical cyclone genesis) and is investigated as a possibility trigger of TCG. We investigate the preferable lower and upper tropospheric flow field for TCG. We consider 3 flow patterns of Lower tropospheric flow, which are monsoon shear line (SL), monsoon confluence region (CR), and easterly wave (EW). For each of tropical cyclogenesis in 30 years (1979-2008), we defined the dominant large scale flow pattern with an objective way. We also investigate upper tropospheric circulations as an upper tropospheric environment for TCG. It is found that the SL is the most preferable location for tropical cyclogenesis throughout different years and seasons. The TCG frequencies at CR and EW depended on seasons. In addition, these characteristics do not have much variations and any trend in 1979 - 2008. For a upper troposphere, anti-cyclonic circulations is the preferable environmental flow for TCG.

The frequency of MCS merger during TCG is also investigated using infrared image from geostationary satellites. About 30 % of TCG in the north-west pacific basin accompany MCV merger. The merger occurs more frequent in boreal summer. The frequency of MCSs merger seems to have increasing trend in 14 years (1995 -- 2008).

Keywords: Tropical Cyclone, Cyclogenesis, large-scale flow patterns, Mesoscale Convective System

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

将来の極端台風の複数経路計算による可能最大被害予測

奥 勇一郎・吉野 純*・石川 裕彦・竹見 哲也・中北 英一

＊ 岐阜大学大学院工学研究科

要 旨

台風によってもたらされる被害の規模や地域は台風の経路に大きく依存する。本研究では，気象庁・気象研究所の超高解像度全球大気モデル（水平解像度約20km）の温暖化予測実験で再現された21世紀末における日本に最も影響が大きい台風を対象とし，その異なる経路による可能最大の被害を詳細に予測することを目的としてダウンスケール実験を行った。東京都心を対象とし，台風がいわゆる「最悪のルート」をたどった場合の期間中の地上風速や降水量の最大値がどれだけ大きくなるかを調べた。

キーワード：台風，渦位逆変換法，気候変動，超高解像度全球大気モデル，力学的ダウンスケール，影響評価

1. はじめに

21世紀気候変動予測革新プログラム「超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究」では，強風雨等の極端現象に着目し，気象庁・気象研究所の超高解像度全球大気モデル（水平解像度約20km）を用いた温暖化予測実験を行っている。京都大学防災研究所では，この温暖化予測実験の結果を用いて，日本の土砂災害，洪水・氾濫災害，渇水災害，高潮・高波災害，強風災害の環境変化の予測を行う。

イベント型災害による影響評価を正確に行うためには，より時空間的に密なデータが必要であり，領域気象モデルを用いた力学的ダウンスケールを行う必要がある。しかし，計算機資源の制限により全期間においてダウンスケール実験を行うのは困難であり，あらかじめ強風雨をもたらす顕著事例を選択し，その前後の期間において実験を行うことになる。既往事例のダウンスケール実験では，被害報告に基づき事例の選択ができるが，温暖化予測実験ではそれができない。奥ら(2009)では，全球モデル出力の格子点データから客観的に定めたリスク指標を用いて極端気象を抽出する方法を提案した。この方法により，全球モデルによる現在気候計算と21世紀末気候計算それぞれ25年分の積分結果から求めたリスク指標を比較したところ，21世紀末気候で現在気候よりも大きなリスク指標の事例が計算されていることがわかり，21世紀末気候におけるリスク指標の最大事例は図1の台風であることがわかった。一般に，台風は日本のはるか南の海上で発達するが，この台風は日本列島のすぐ近くの東海地方の沖合約500kmの海上で発達した。最盛期には920hPaまで中心気圧が低下し，その勢力が急激に衰えることなく房総半島に接近した。その後，東日本の太平洋岸に沿って北上し，

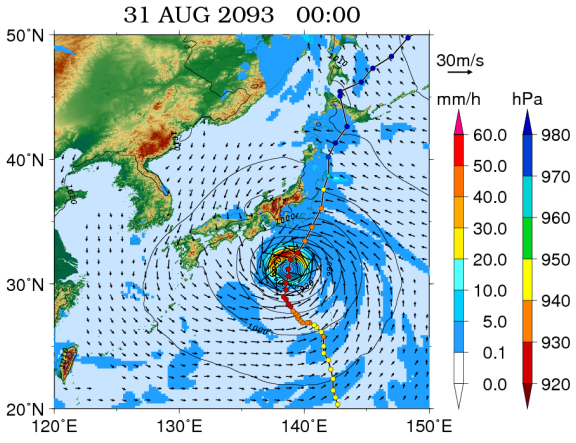


Fig 1: A typhoon simulated by 20km-mesh JMA/MRI AGCM future climate experiment. Wind speed (vector), sea level pressure (contour), and hourly precipitation (shaded color) at 00UTC on August 31, 2009 are depicted. Circles with color indicate a time series of the minimum pressure at the center of this typhoon every 6 hour.

Table 1: Model configuration

model	WRF/ARW version 3.1.1
horizontal resolution	5km
number of grids	453×453×50
time step	30s
initial time	0600UTC, 30 Aug. 2093
end time	0000UTC, 2 Sep. 2093
boundary data	20km mesh JMA/MRI GSM
cumulus scheme	Kain-Fritsch
microphysics scheme	WSM6
PBL scheme	MYJ Level 2.5

980hPa前後の中心気圧で北海道を南北に縦断した。関東地方に上陸こそしなかったものの，首都圏は台風による強風にさらされたため，この台風による災害リスク指標が21世紀末気候計算の期間25年間において最大となった。

台風によってもたらされる被害の規模や地域は台風の経路に大きく依存する。この台風の場合，経路が少しでも西にそれると関東地方に上陸することになり，その結果，東京都心では全球モデルにおける経路をたどった場合に比べてより強い風が吹き，より被害が甚大になることが想像できる。したがって，ある極端台風による可能最大の影響評価を行う場合，全球モデルからの力学的ダウンスケールを行うだけでは，その極端台風による一シナリオの影響評価をするにすぎず，不十分である。ゆえに，可能最大の影響評価は全球モデルで計算された経路だけでなく，様々な経路をたどった場合の強風雨を見積もり，その最大値でもってなされるべきである。

一方で，領域気象モデルを用いて力学的ダウンスケールを行う以上，モデルにおける物理法則を逸脱して台風の経路を操作することはできないが，計算初期時刻における台風の位置を操作しダウンスケール実験を行うことで結果として台風の経路が変わることが期待できる。本研究では，渦位逆変換法（Davis and Emanuel, 1991; 吉野ら, 2003）を用いた台風ボーガシング手法による計算初期時刻における台風の位置の操作を行い，可能最大の影響を定量的に見積もることを目的としたダウンスケール実験を行った。

2. 力学的ダウンスケール

この台風の特徴を維持したままで経路が異なる台風の気象場を詳細に得るために，領域気象モデルを用いたダウンスケール実験を行う。通常のダウンスケール実験では計算開始時刻における親モデルの気象場を領域気象モデルに初期値として与えるが，台風の初期位置を操作することで様々な経路をたどる台風のダウンスケール実験ができると期待される。従前の方法では，台風中心からある程度の範囲の風速場や温度場を直接移動させることで，台風の初期位置の操作を行ってきた。しかしこの方法では，風速・温度・気圧の物理的バランス関係が崩れてしまい，特に台風とその周辺場における接続部分では物理的整合性がとれなくなる。ゆえに，台風の特徴を維持したままの移動が困難であり，実験初期における誤差の原因ともなりえる。そこで，風速・温度・気圧から渦位を求め，その渦位場において台風の初期位置の操作を行う。風速場や気圧場では，台風中心から遙か遠方まで台風の影響が及んでしまうので客観的に台風を抽出するのが難しいが，渦位場は台風から少しでも離れると急激に0になるという特徴があるので台風を抽出することが容易である。台風位置の移動は，台風の高渦位を移動させることに相当する。操作した渦位場は渦位逆変換法を用いて風

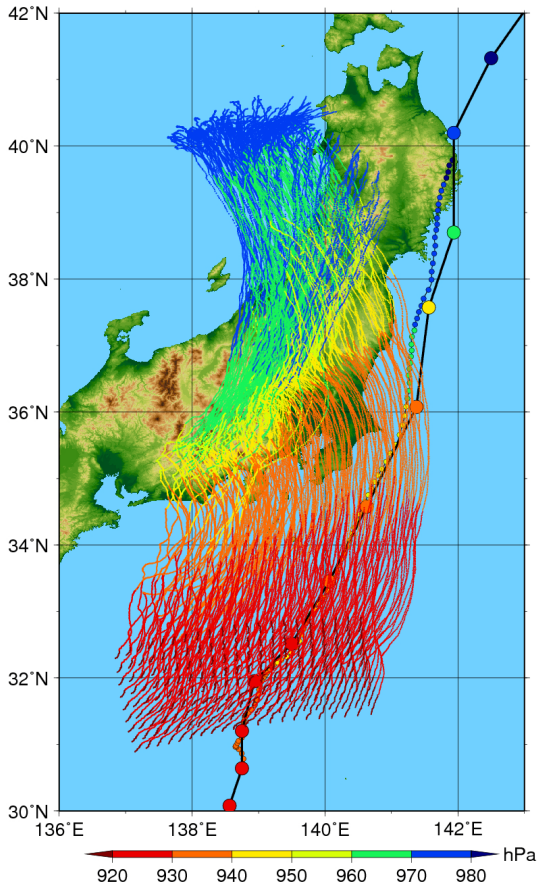


Fig. 2: Thin black line with a smaller circle is the typhoon track downscaled from AGCM run by using the spectral nudging method. Other color lines are same but modified a typhoon location in its initial time (189 members). Thick black line with a larger circle is the typhoon track simulated by 20km-mesh JMA/MRI AGCM.

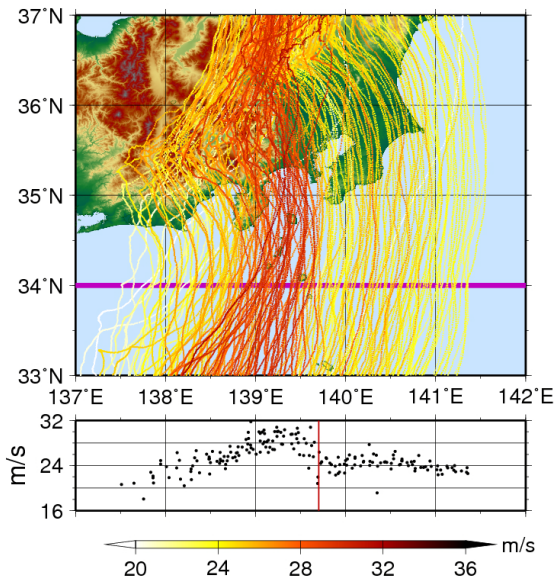


Fig. 3: The upper panel shows typhoon tracks with the maximum wind speed at the central Tokyo during this event with a color depicted in the scale. A purple horizontal line indicates 34ºN. The lower panel shows the relationship the maximum wind speed at the central Tokyo during this event and the longitude when the typhoon has passed at 34ºN. A red vertical line indicates the longitude of the central Tokyo.

速・温度・気圧の気象場に変換を行い，これらを初期値としてダウンスケール実験を行う。

領域気象モデルはWRF/ARWを用いた。実験設定を表1に示す。全球モデル21世紀末気候計算における2093年8月30日06UTCの当該台風の中心位置から東西に各50km，北に40kmの範囲内で5km毎の中心位置を移動させて，合計189個の初期値を用意した。台風の中心位置は海面気圧の最低値で定義した。このほかに初期値操作を行わず，スペクトルナッヂングを用いて全球モデルにおける台風の経路と同じ経路をたどる台風のダウンスケール実験も行った。これら190通りのダウンスケール実験で得られた台風の経路を図2に示す。図2の太実線（大きな丸印）が全球モデルにおける台風の経路，細実線（小さな丸印）がスペクトルナッヂングを用いたときの経路，そのほかの線は初期値における台風位置の操作を行って計算された経路を示している。スペクトルナッジングは空間的に波長の長い成分をナッジングさせる手法であり，領域気象モデルの予報値に親モデルにおける大規模場の変動を反映させることができる。台風のダウンスケール実験の際にこれを用いると，領域気象モデルにおける台風の経路が親モデルのそれとほぼ同じになる。図2でもその傾向が見て取れる。一方，初期時刻において台風の位置を操作することによって，全球モデルでは関東地方に上陸しない経路をたどった台風が，東日本の太平洋沿岸の各地に上陸している様子がわかる。

3. 東京都心における「最悪ルート」

21世紀末気候において最もリスク指標の高い台風が，東京都心に対して最も影響を及ぼす経路，いわゆる「最悪のルート」について数値実験の結果から調べる。

この台風の通過期間中における地上風速の最大値は，全球モデルでは28.1 m/sであった。数値実験の結果，最悪のルートをたどった場合の地上風速の最大

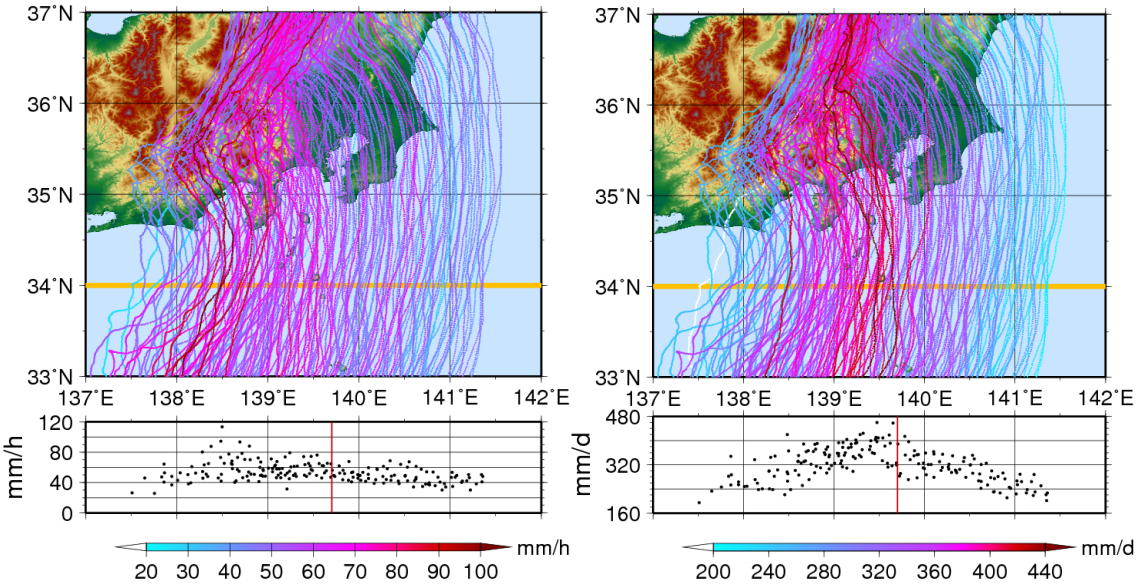


Fig. 4: Same as Fig. 3, but hourly precipitation (left) and daily precipitation (right).

値は31.8m/sと約1.1倍になった。台風の経路と東京都心における地上風速の最大値との関係を図3に示す。対象とした台風は，数値実験の結果も含めて関東地方周辺をほぼ真北に向かう経路をたどっていたので，東京都心から約150km南の北緯34度における台風中心の通過位置と東京都心における地上風速の最大値との関係についても図示している。最悪のルートは台風中心が相模湾のほぼ中央を北上する経路であり，伊豆半島東部から三浦半島までの地域に上陸する経路の場合に強風がもたらされることが図3から見て取れる。一般に，台風に吹き込む風の向きと台風本体の移動の向きが重なる台風進行方向の東側において強風がもたらされる傾向があるが，同じ傾向が今回の結果からも得られた。

一方，台風の通過期間中における1時間降水量の最大値は全球モデル24.4mmに対して，最悪のルートの場合113.3mmに達することがわかった。さらに24時間積算降水量では全球モデル206mmに対して，最悪のルートの場合459mmになることがわかった。全球モデルの経路と最悪のルートとの差がこれだけ大きいのは，全球モデルとダウンスケール実験との空間解像度の差が原因の一つとなっている。全球モデルの空間解像度は約20km，ダウンスケール実験のそれは5kmであり，後者の方が地形性の降水域や台風のレインバンドによる降水帯をより詳細に表現できるためである。そこで，同じ空間解像度での比較をするために，スペクトルナッヂングを用いて全球モデルと同じ台風の経路でダウンスケール実験した結果を解析したところ，1時間降水量は43.1mm，24時間積算降水量は298mmであった。それでも，最悪のルートの1時間降水量の最大値は全球モデルの経路の2.6倍，24時間積算降水量は1.5倍に達することがわかった。

24時間積算降水量での最悪のルートは，三浦半島寄りの相模湾を北上する経路をたどっており，地上風速での最悪のルートとよく似た傾向を示している。最悪のルート以外でも，伊豆半島東部から三浦半島までの地域に上陸する経路の場合に24時間積算降水量が400mmを超えることが図4からわかる。しかし，1時間降水量では，駿河湾を北上する経路が最悪のルートとなっている。最悪のルート以外でも，東京都心に強い降水をもたらす傾向がある経路は，駿河湾から伊豆半島西部の地域に上陸するものであることがわかった。

4. まとめ

気候変動による社会への影響評価を行う上で大切なのは，影響の最も大きな事例が発生する確率とその事例がもたらす影響の大きさの両方を定量化することである。ここでは後者に着目し，最も影響が大きいイベントにおける可能最大の被害を予測することを目的として将来の極端台風のダウンスケール実験を行った。一例として東京都心を対象とし，台風がいわゆる最悪のルートをたどった場合の期間中の地上風速や降水量の最大値がどれだけ大きくなるかを調べた。結果から得られた数値は，あくまでこの事例のみにおける限定的なものであり，普遍的なものではないが，21世紀末気候条件にける全球大気モデルを用いた気候実験の一シナリオにおける地上風速や降水量の可能最大値を算出することができた。経験的あるいは統計的手法によらず，物理的整合性を維持した過程を経て得られたこれらの計算結果は，強風雨災害や高潮高波災害など災害影響評価研究における基礎資料となる。

謝　辞

本研究における全球モデル温暖化実験は文部科学省21世紀気候変動予測革新プログラム「超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究」のもと，地球シミュレータを用いて行われました。ダウンスケール実験は京都大学学術情報メディアセンターの大型計算機システムでなされたものです。

参考文献

奥 勇一郎, Sunmin Kim, 中北 英一 (2009): 超高解像度全球大気モデルの温暖化予測実験データを用いた日本陸域の極端気象現象の抽出方法. 京都大学防災研究所年報, 第52号B, pp. 439–444.

吉野 純, 石川 裕彦, 植田 洋匡 (2003): Piecewise Potential Vorticity Inversion を用いた中緯度における台風9918 号の衰弱・再発達過程に関する診断的解析. 京都大学防災研究所年報, 第45号B, pp. 423–442.

Davis, C. A. and Emanuel, K. A. (1991): Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. Mon. Wea. Rev., Vol. 119, pp. 1929–1953.

Maximum Damage Estimation by Multi-Track Approach of Extreme Typhoon in Future Climate

Yuichiro OKU, Jun YOSHINO*, Hirohiko ISHIKAWA, Tetsuya TAKEMI, and Eiichi NAKAKITA

* Graduate School of Engineering, Gifu University

Synopsis

It is important to estimate a probable maximum damage due to an extreme typhoon, which has a potential to cause severe atmospheric disasters by its strong wind or heavy precipitation, in terms of disaster prevention under the future climate. For this purpose, the most disastrous typhoon which approaches Japan in the future climate simulated by JMA-MRI 20km-mesh atmospheric general circulation model (AGCM) has been identified, and then a multiple dynamical downscaling of this typhoon with modified initial conditions to control its track has been conducted to estimate a probable maximum damage.

Keywords: typhoon, potential vorticity inversion, climate change, 20km-mesh AGCM, dynamical downscale, impact assessment

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

アンサンブル予報に基づく気象災害軽減のための判断支援システムの試作

大塚成徳*・余田成男*

＊ 京都大学大学院理学研究科

要　旨

気象災害軽減のための統合データベース・判断支援システムを試作した。本システムはアンサンブル数値天気予報データを気象災害軽減のために高度利用することを焦点としている。アンサンブル予報データの解析のためのスパゲティ図やプリューム図の描画機能を実装し，確率情報を利用できるようにした。サイクロンNargisのアンサンブル予報実験データを用いてシステム上での解析例を作成し，対話的に操作可能な解析画像集を用意してシステムの利用手引書とした。この利用手引を用いて，アンサンブル予報データの解析に関する学習を行うことができる。

キーワード: 判断支援システム，アンサンブル数値天気予報，確率情報

1. はじめに

アンサンブル数値天気予報は，初期値の誤差や数値モデルの不完全性，大気のカオス的振る舞いによる不確実性を評価するために，複数の初期値やモデルを用いて予報を行う手法である（たとえばKalnay 2003）。今日では多くの予報センターでアンサンブル予報が実施されており，予報の不確実性を定量化するのに必要不可欠な手法となっている。

計算機能力の指数関数的向上により，パソコン等の小型計算機でも数値モデルが実行可能となってきたことで，東南アジア諸国においても，各地域に合わせた領域数値天気予報を独自に行うことが可能となってきた（余田ほか 2008）。東南アジア地域は，熱帯低気圧による洪水・強風・高潮や集中豪雨等の気象災害の危険にさらされており，これらの現象の影響を適切に予測し，対策を評価する必要がある。降水過程の不確実性の大きさを考えると，将来的には，東南アジア地域においても領域モデルによるアンサンブル予報の実施が必要と思われる。

アンサンブル予報では，決定論的な予報に比べて情報量が増えるので，そのままでは一般社会への情報提供には不向きであり，伝える相手に応じて事前にわかりやすい表現への加工が必要となる。判断支援システムとは，数値天気予報を行う側から，受け手となる社会的・経済的・日常的判断を行う側へ，適切に加工された情報を渡すためのシステムである。特に，社会的・経済的観点では，起こる確率が低いものの，起これば大きな経済的損失が生じる現象についての判断が求められるため，信頼できる確率論的予報が必要とされている(Palmar 2002)。従って，アンサンブル予報の結果を有効活用するには，予報システムの構築とともに，この判断支援システムの構築についても考えなければならない。

このような社会的要請に応えるべく，文部科学省科学技術振興調整費「東南アジア地域の気象災害軽減国際共同研究」(http://www-mete.kugi.kyoto-u.ac.jp/project/MEXT/)の一環として，気象災害軽減のための判断支援システムの試作を行ってきた。アンサンブル予報データを統合データベースに格納し，予報から得られた確率情報を，目的に応じて様々な形に加工するためのツールの開発を行ったので，ここではその概要を紹介する。

2. テストデータ

サイクロンNargisは2008年5月にミャンマーを襲った。死者は13800人以上，被害額は100億ドルと伝えられている。これはミャンマーにおける歴史上最悪の自然災害である(Webster 2008; Fritz et al. 2009)。ま



Fig. 1 Data finder on Gfdnavi. Left panel shows data tree. Right panel shows items in the selected folder.

ずはこの気象災害についての解析事例を示すことで，気象災害の発生が予測されるときに，どのように予報データを解析すれば災害軽減の判断に資するような情報を得られるかを提示する教材として利用できるようにした。

Nargisに関するアンサンブル予報実験(Kuroda et al. 2010; Saito et al. 2010)データを気象庁気象研究所に提供頂き，判断支援システムのテストデータとして用いた。大気モデルは気象庁非静力学モデル(JMA-NHM, Saito et al. 2007)で，2008年4月30日12 UTCから5月3日12 UTCまでの期間，水平格子間隔10 kmで計算した。NHMによるアンサンブル予報の初期値・境界値は，気象庁全球客観解析・全球予報に気象庁週間アンサンブル予報の最初の10メンバから抽出した擾乱成分を加えて，または減じて作成し，21メンバで積分している。また，高潮の計算にはPrinceton Ocean Model (POM, Blumberg and Mellor 1987)を用い，POMへの入力にはNHMの出力（地上10 mの風，海面更正気圧）が用いられた。POMの水平格子間隔は3.5 kmである。詳細についてはKuroda et al. (2010)及びSaito et al. (2010)を参照されたい。

3. 判断支援システムの試作

3.1 統合データベース・可視化サーバ

判断支援システムの試作はGfdnavi (Horinouchi et al. 2010; Nishizawa et al. 2010)を用いて行った。これは，地球流体データをネットワーク上で配布・共有したり，個人でデータを管理したりするためのデータベースサーバで，ウェブブラウザ上で動作する可視化・解析ツールを備えており，無料で配布されている (http://www.gfd-dennou.org/arch/davis/gfdnavi/index.en.htm)。Gfdnaviは一次元図や二次元図などの基本的な解析・可視化機能をあらかじめ備えており，数値天気予報データの基本的な解析，平均等の計算，可視化などを行うことが出来る。

データの選択は，Fig. 1のようにツリー表示を用いて行う。左側のパネルでデータセットを選択すると，右側のパネルに利用可能な物理量が表示されるので，その中から解析に用いる物理量を選んで解析・可視化画面に移る。

可視化は，Fig. 2のようにグラフィカルユーザーインターフェースを用いて行う。左側のパネルに描画のために必要なパラメータを決めるための選択肢が用意されている。まずは，作成したい図の種類を左下の選択肢から選び，描画に用いる次元を選んだ後に，左上のスライダーで座標軸の範囲を指定し，描画を実行する。詳細なパラメータは，画面を下方にスクロールすると現れるパネルの中で指定できる。解析結果の図は画面右側に現れる。

3.2 アンサンブル予報データの可視化

Gfdnaviの基本機能に加え，我々はアンサンブル予報データに特有の図を描画する機能を実装した。これにより確率情報を活用することが出来るようになる。以下でその機能について説明する。

(1) アンサンブル情報の一次元図

プリューム図とは，ある物理量の一次元図をすべてのアンサンブルメンバについて重ね描きしたものである。初期時刻には各アンサンブルメンバ間の差は微小であるが，時間とともに各メンバ間の差が開いていく（予報の信頼性が低下していく）ため，重ね描きした線が時間とともに広がっていく。この様

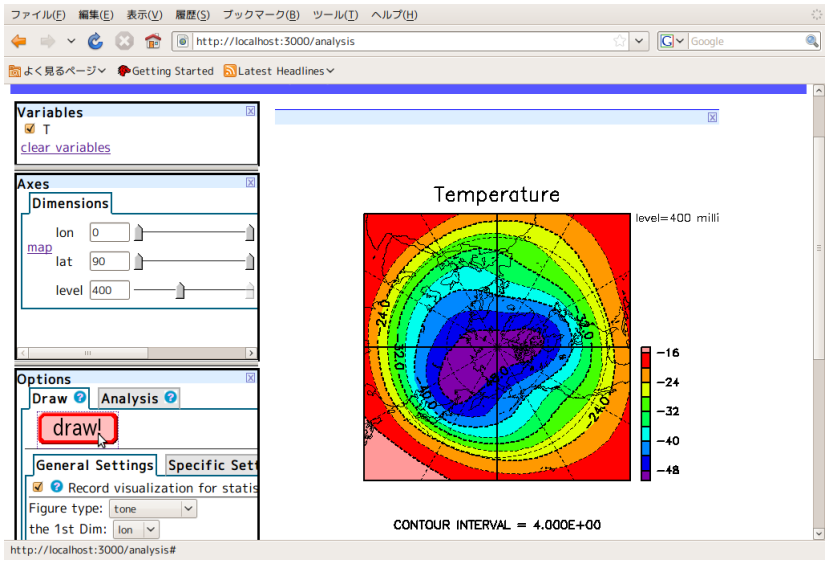


Fig. 2 Visualization window on Gfdnavi. Control panels are located in the left column. Right panel shows the results.

子が煙突の煙のように見えるので，プリューム図と呼ばれ，アンサンブル予報データの一次元時系列データの表示にしばしば用いられる。

箱ひげ図（box plotもしくはbox and whisker plot）とはTukey (1977)が導入したグラフ表示方法である。5つの統計量を一度に示す手法で，基本形はひげで最大値・最小値，箱で75%値・25%値，線で中央値を示す。いろいろな派生がある。

ここでは試作した判断支援システム上でPOMによる潮位予報値の解析を行った例を示す。Fig. 3は全時間ステップ・全アンサンブルメンバ間での最高潮位の水平分布を示す。イラワジ川（エーヤワディー川）河口で潮位が最も高く計算されている。以下ではこの最高潮位を示したイラワジ川河口の東経95.07度，北緯16.1度における潮位の時間変化を見る。

Fig. 4左上はイラワジ川河口での潮位のプリューム図である。最高潮位を示したメンバを赤で示している。メンバ間で最高潮位の値や最高潮位を示す時刻に大きなばらつきがあることが分かる。Fig. 4右上は同じ情報をアンサンブル平均とスプレッド（アンサンブル平均に対する標準偏差）で表したものである。アンサンブル平均の潮位の高い時間帯にスプレッドが大きいことが分かる。Fig. 4左下は同じ情報を箱ひげ図で表したもので，ここでは最大値・最小値・スプレッドを示している。スプレッドだけでは見ることのできない極端値（外れ値）の分布を見て取ることができる。Fig. 4右下は同じ情報を確率密度として表したものである。例えば，5月2日00UTC頃はほとんどのメンバが潮位1 m程度である一方，一部のメンバが4 m近い潮位を示していることが分かる。一方，それ以降の時間は，高い潮位を示すメンバから低い

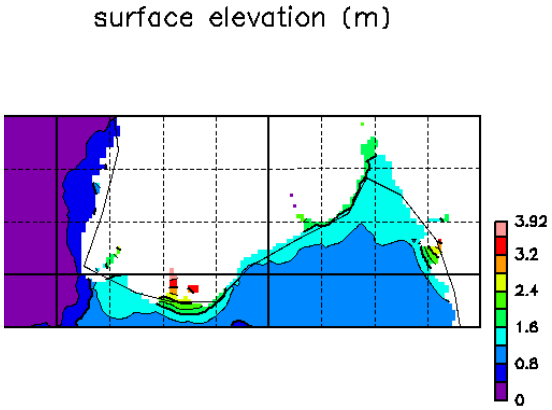


Fig. 3 Maximum sea surface height simulated by POM and computed using all the ensemble members and all the time steps.

潮位を示すメンバまで幅広く存在していることが分かる。このように，同じアンサンブル予報データの一次元図でも，複数の描画方法を用いることで，多くの異なる情報を読み取ることができる。

(2) アンサンブル情報の二次元図

アンサンブル情報の二次元作図機能としては，3種類の作図法を用意している。アンサンブル平均とスプレッドの図，スパゲッティ図，閾値を超える確率の分布図である。このうちスパゲッティ図とは，ある決められた等値線をすべてのメンバについて重ね描きする方法のことである。これにより，線がまとまっている部分は予報の信頼性が高く，線がばらついて皿の上のスパゲッティのように見える部分は信頼性が低いことを示すことができる。例えばKalnay (2003)の表紙絵では，500 mb面上でのジオポ

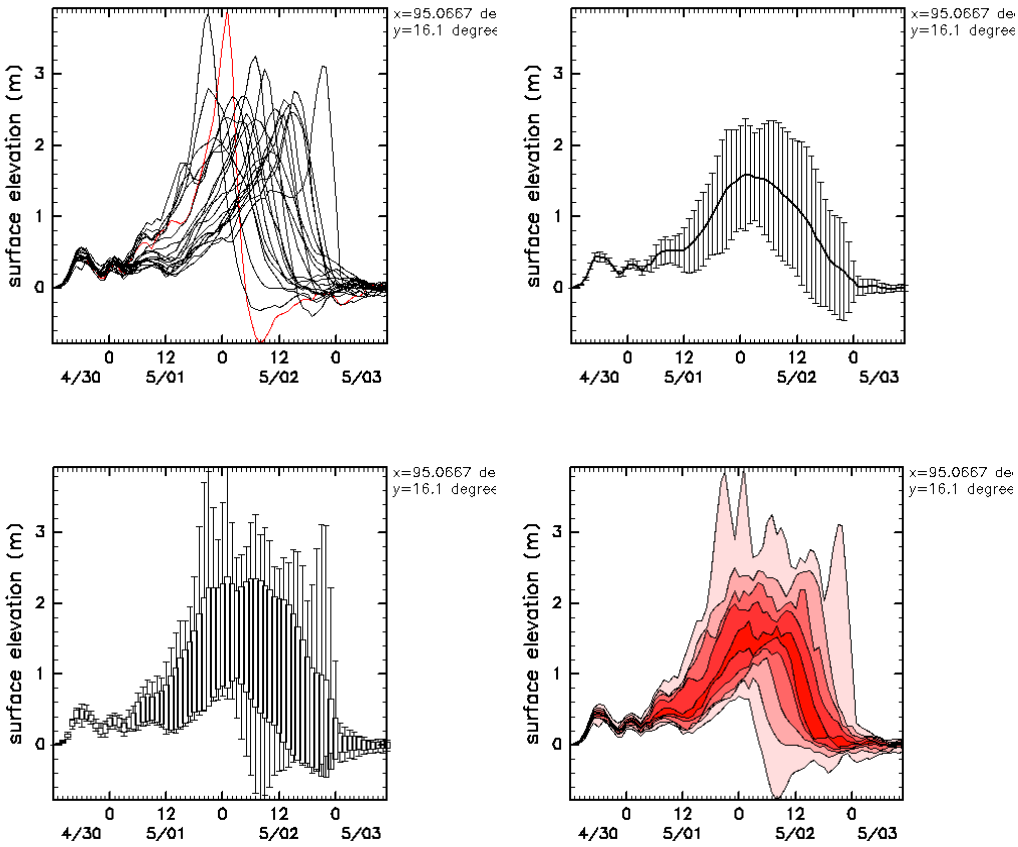


Fig. 4 Sea surface height at the mouth of river Irrawaddy (95.07E, 16.1N). Top left: plume diagram. Top right: mean and spread. Bottom left: box plot. Bottom right: percentile.

テンシャル高度56400 mの等高線を用いたスパゲティ図が示されている。

ここでは，試作した判断支援システム上で，NHMで予報した海面更正気圧のデータに適用した例を示す。Fig. 5は各アンサンブルメンバに対して1000 hPaの等値線を描いたスパゲッティ図である。計算開始時刻，24時間後，48時間後を示す。時間とともにサイクロンNargisに対応する気圧の低い領域が拡大するとともに，メンバ間のばらつきが大きくなっていく様子が分かる。特に，サイクロンの東進が早いメンバと遅いメンバに分かれる様子が分かる。その違いが最高潮位やそれを記録する時刻の違いになる。

3.3　判断支援システムの利用手引

試作した判断支援システムをどのように利用してアンサンブル予報データから防災に必要な情報を抽出するかを示す，対話的に操作可能な利用手引を作成した。

利用手引は，システム上での作図法全般に関する系統的な解説から構成される。一般的な作図法のうち，一次元図としてはライン・マーカー・棒グラフ，二次元図としては等値線図・塗り分け図・ベクトル矢羽根図，統計図としては散布図・頻度分布図が用意されており，それぞれの描画方法についての記述を行った。特に，緯度・経度・高度・時間・アンサ

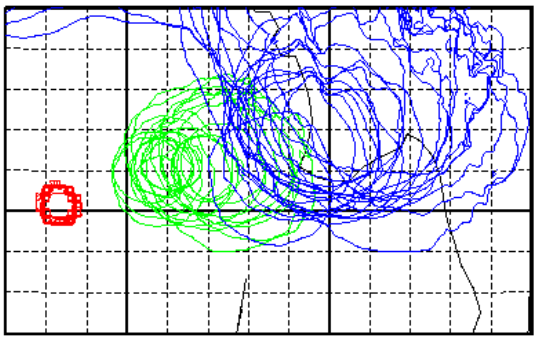


Fig. 5 Spaghetti diagram of sea level pressure of NHM. Each contour shows 1000 hPa in each ensemble member. Red: initial time. Green: t=24 h. Blue: t=48 h.

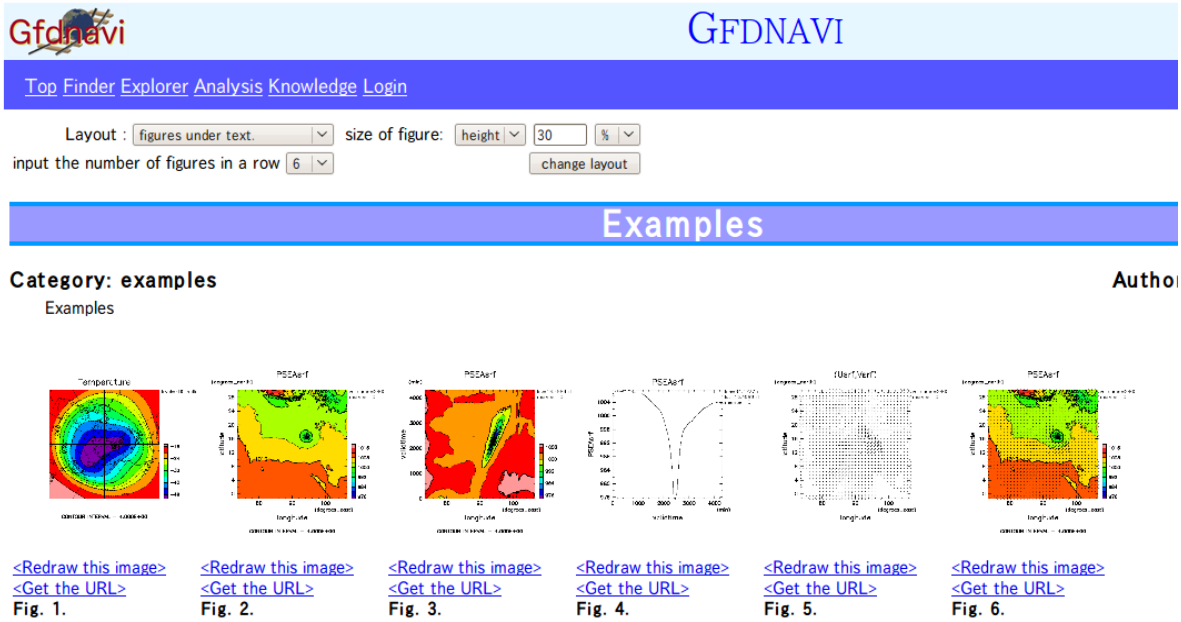


Fig. 6 Examples of the diagrams in the interactive document on the decision support system.

ンブルメンバという5つの座標軸を持つデータが与えられたとき，どの座標軸に沿ってデータを切り出すかにより，どのような情報が得られるかを系統的に例示した。

アンサンブル予報に特有の作図法としては，前節で示したプリューム図等の一次元図，スパゲッティ図等の二次元図について解説している。また，簡単な数学演算を伴う作図としては，アンサンブル平均・スプレッド等の計算方法について解説している。

これらの手引の中で示した作図例は，Gfdnaviの大きな特徴でもある知見情報データベースを利用し，対話的に操作可能なサンプル作図集としても用意した（Fig. 6）。これを用いることで，例えば，作図例を見ながら，自分で描画パラメータを変更して再描画できる。また，作成した図を自分でデータベースに保存し，保存した図に解説を加えることができる。この機能を用いることで，予報データの解析・解釈に必要な知識の蓄積・共有が可能であり，多くの解析事例を蓄積すれば，アンサンブル予報データを取り扱う専門家の解析ツールとして，あるいは非専門家のための学習教材として使えるようになる。

4. まとめ

統合データベース・可視化ツールのGfdnaviを基に気象災害軽減のための判断支援システムを試作し，アンサンブル予報データの可視化・解析を簡単に行うことができる機能を実装した。サイクロンNargisのアンサンブル予報実験データをテストデータに用いて，本システムを用いた解析例を示し，対話的に操作可能なサンプル作図集を含む利用手引書を作成した。今後，コンテンツの拡充を行い，さまざまな気象災害の解析事例を集めることで，さまざまなレベルで災害軽減のための判断を行う人にとって有益な情報を提供できるシステムにしたいと考えている。

謝　辞

気象庁気象研究所の斉藤和雄博士・黒田徹博士には，サイクロンNargisの予報実験データを提供いただいくにあたり，大変お世話になった。また，アンサンブル予報データの取り扱いに際し，西澤誠也博士の作成したプログラムを元に開発を行った。本研究は科学技術振興調整費（科学技術協力の戦略的推進）「東南アジア地域の気象災害軽減国際共同研究」の下で行われた。

参考文献

余田成男・斉藤和雄・竹見哲也・西澤誠也 (2008): 東南アジア地域の気象災害軽減に資する国際共同研究の新展開，天気，第55巻，8号，pp. 705-708.

Blumberg, A. F. and Mellor, G. L. (1987): A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, Three-Dimensional Coastal Ocean Models, American Geophysical Union, pp. 1-16.

Fritz, H. M., Blount, C. D., Thwin, S., Thu, M. K., and Chan, N. (2009): Cyclone Nargis storm surge in Myanmar, Nature Geoscience, Vol. 2, pp. 448-449.

Horinouchi, T., Nishizawa, S., Watanabe, C., Tomobayashi, A., Otsuka, S., Koshiro, T., and GFD Dennou Club (2010): Gfdnavi, web-based data and knowledge server software for geophysical fluid sciences, part I: web application, Lecture Notes in Computer Science, in print.

Kalnay, E. (2003): Atmospheric Modeling, Data Assimilation, and Predictability, Cambridge University Press, 341 pp.

Kuroda, T., Saito, K., Kunii, M., Kohno, N. (2010): Numerical simulations of Myanmar cyclone Nargis and the associated storm surge part I: forecast experiment with NHM and simulation of storm surge, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 88, pp. 521-545.

Nishizawa, S., Horinouchi, T., Watanabe, C., Isamoto, Y., Tomobayashi, A., Otsuka, S., and GFD Dennou Club (2010): Gfdnavi, web-based data and knowledge server software for geophysical fluid sciences, part II: RESTful web services and object-oriented programming interface, Lecture Notes in Computer Science, in print.

Palmer, T. N (2002): The economic value of ensemble forecasts as a tool for risk assessment: From days to decades, Quarterly Journal of Royal Meteorological Society, Vol. 128, pp. 747-774.

Saito, K., Ishida, J., Aranami, K., Hara, T., Segawa, T., Narita, M., Honda, Y. (2007): Nonhydrostatic atmospheric models and operational development at JMA, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 85B, pp. 271-304.

Saito, K., Kuroda, T., Kunii, M., Kohno, N. (2010): Numerical simulations of Myanmar cyclone Nargis and the associated storm surge part II: ensemble prediction, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 88, pp. 547-570.

Tukey, J W. (1977): Exploratory Data Analysis, Reading, Mass: Addison-Wesley Publishing Co., 688 pp.

Webster, P. J. (2008): Myanmar's deadly daffodil, Nature Geoscience, Vol. 1, pp. 488-490.

Development of Decision Support System for Prevention and Mitigation of Meteorological Disasters Based on Ensemble NWP Data

Shigenori OTSUKA* and Shigeo YODEN*

* Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

A unified database and decision support system for prevention and mitigation of meteorological disasters is developed. The decision support system focuses on how to utilize ensemble numerical weather prediction (NWP) data for prevention and mitigation of meteorological disasters. We implemented specific functions for ensemble NWP data such as spaghetti diagrams and plume diagrams, with which we can utilize probabilistic information. We produced an interactive document on how to use those functions to extract required information from ensemble NWP data for prevention and mitigation of meteorological disasters, using an experimental ensemble NWP on cyclone Nargis. This document can be used for training of experts of disaster prevention and mitigation.

Keywords: decision support system, ensemble numerical weather prediction, probabilistic information.

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

数値的に生成された竜巻状の渦の性質

丸山 敬

要 旨

竜巻の渦内の気流性状や渦と物体との相互作用を明らかにすることを目的に, 数値計算手法を用いて竜巻状の渦の作りだす数値シミュレーターを作成し, 計算条件を変化させて, 種々の形態をもった竜巻状の渦を作り出した。本報では, 作り出された渦の生成条件や渦内の気流性状について報告する。

キーワード: 竜巻状の渦, 数値シミュレーター, 気流性状, 生成条件

1. はじめに

竜巻の渦内の気流性状や渦と物体との相互作用を明らかにすることを目的に, 丸山（2008）は数値計算手法を用いて竜巻状の渦の作りだす数値シミュレーターを作成した。このシミュレーターはChurchら（1979）や文字ら（1982, 1983）が用いた竜巻発生装置に準じ, Fig.1に示すような対流域と収束域をもち, 解析領域の形状や境界条件などの計算条件を変化させて, 種々の形態をもつ竜巻状の渦を作り出すことができる。本報では, 作り出された種々の渦の生成条件や渦内の気流性状について報告する。

2. 数値シミュレーターの概要

数値計算には差分法を用いて支配方程式を離散化し, Fig.2に示すような直交座標系を用いている。乱流モデルにはラージエディシミュレーション（LES）を用い, 計算コードにはRIAM-COMPACT（内田ら 2004）を一部改造したものを用いた。解析領域は竜巻発生装置を模擬したもので, 上部に吸い出し口をもつ円筒形の対流域, 下部に正方形水平断面をもつ直方体の収束域をもつ。計算条件, すなわち, 上部吸い出し口の大きさ R_t や風速 W_0, 円筒形状の対流域の高さ H_c や半径 R_{cvt}, 収束域との繋ぎ目の開口部の半径 R_{ud}, 収束域の高さ H_d, および幅 $2D$。また, 収束域の側面境界条件, すなわち, 固体壁面境界（non-slip boundary）条件, 自由流入出境界（free boundary）条件, および風速を与える境界（Dirichlet boundary）条件を組み合わせることによって種々の性質をもった竜巻状の渦を作り出すことができる。なお, Churchら（1979）や文字ら（1982, 1983）, その他多くの実験室における竜巻発生装置では, 渦形成のための速度シアーをガイドベーンにより収束域へ供給しているが, 本シミュレーションでは収束域の側面境界条件により速度シアーを供給しており, ガイドベーンは用いていない。計算手法の詳細は丸山（2008, 2009）を参照されたい。

3. 作り出された渦

解析領域の形状や収束域の側面境界条件を変化させることにより種々の形態をもった竜巻状の渦を発生させることが可能である。Fig.3に対流域の半径 R_{cvt} による渦の変化の例を挙げる。

R_{cvt} が最も小さく0.15mのとき, 渦は3.1節に述べるような１セル型の渦となるが, R_{cvt} を大きくしていくと図に示すように接線風速は小さくなり, 接線

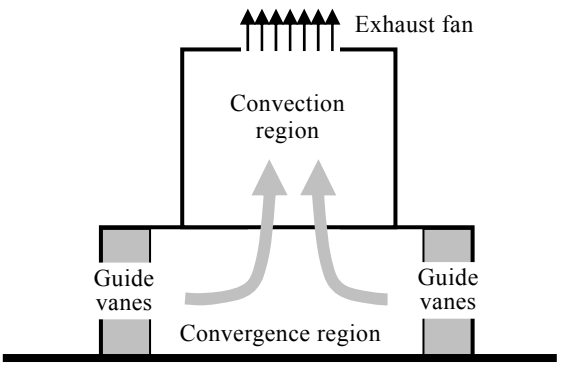


Fig. 1 Laboratory tornado simulator

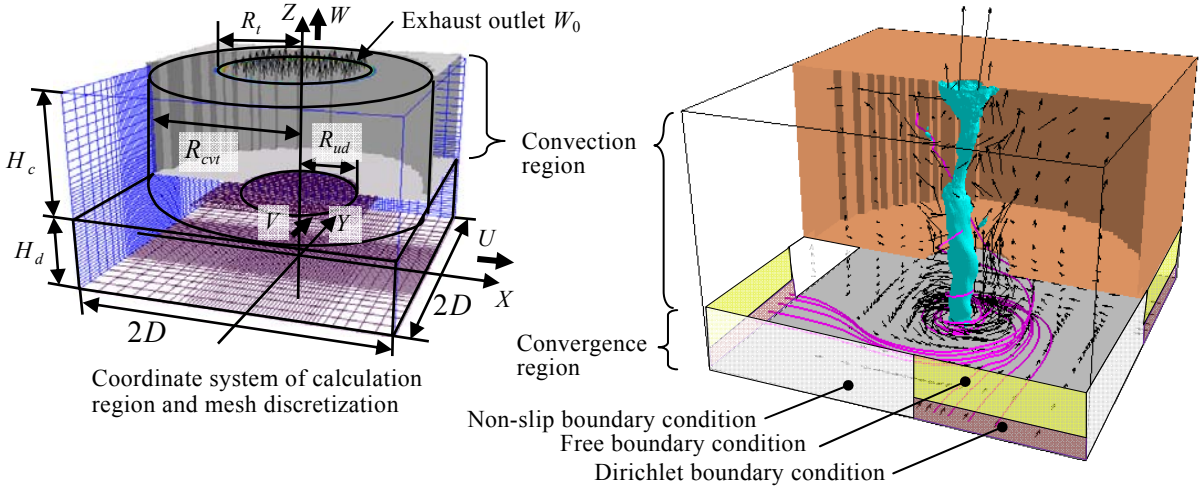
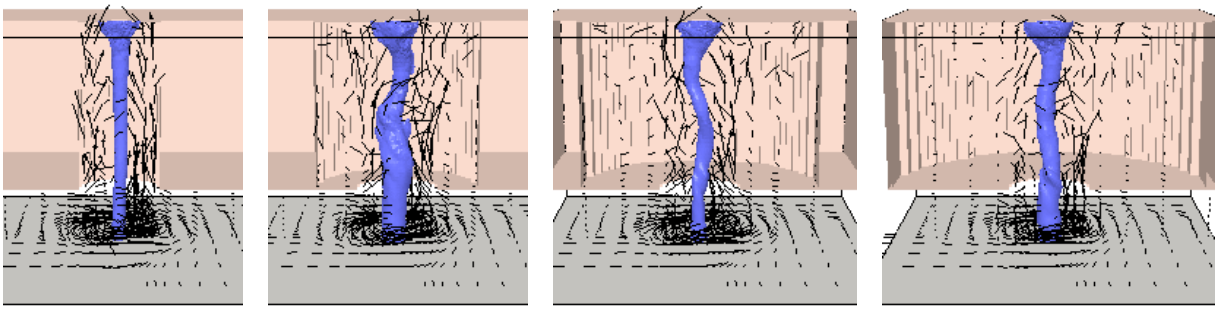
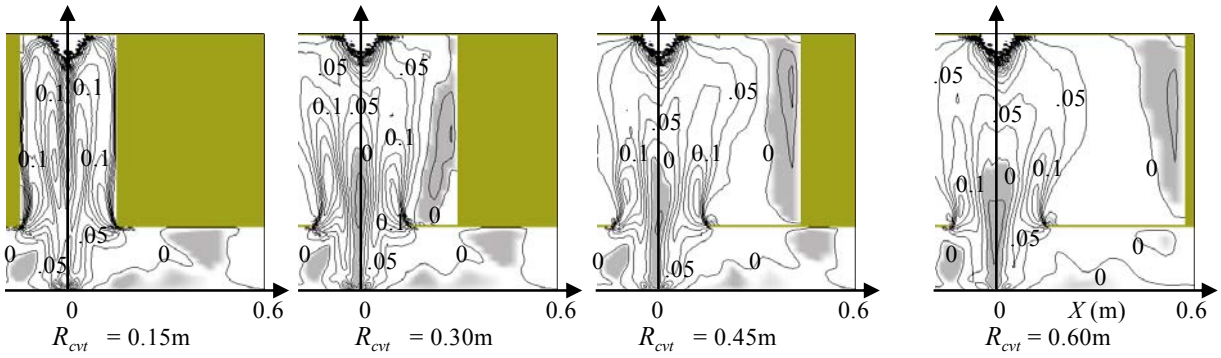


Fig. 2 Configuration of numerical tornado simulator



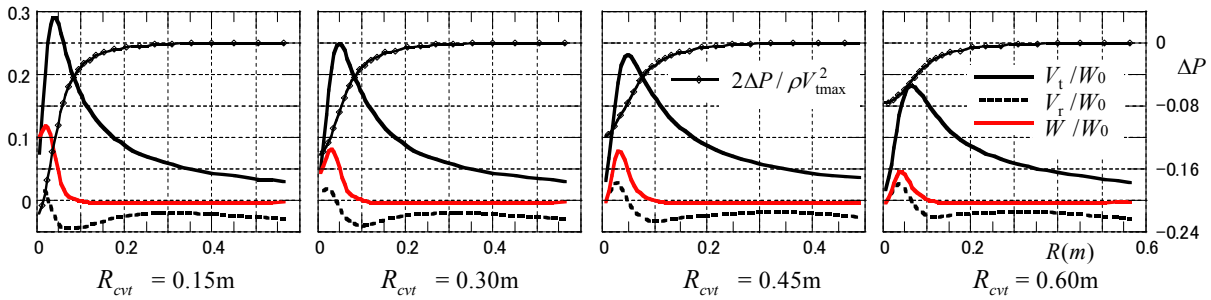
R_{cvt} = 0.15m R_{cvt} = 0.30m R_{cvt} = 0.45m R_{cvt} = 0.60m

a. Snapshots of instantaneous contours of low pressure regions and wind vectors



R_{cvt} = 0.15m R_{cvt} = 0.30m R_{cvt} = 0.45m R_{cvt} = 0.60m

b. Variation of mean vertical wind speed W/W_0 distribution in a vertical center plane



R_{cvt} = 0.15m R_{cvt} = 0.30m R_{cvt} = 0.45m R_{cvt} = 0.60m

c. Variation of azimuthally averaged mean values of tangential speed V_t, radial speed V_r, vertical speed W and differential pressure ΔP from the surrounding mean pressure as a function of radial distance R at Z=0.015m

Fig. 3 Variation of wind fields with the width of convection region

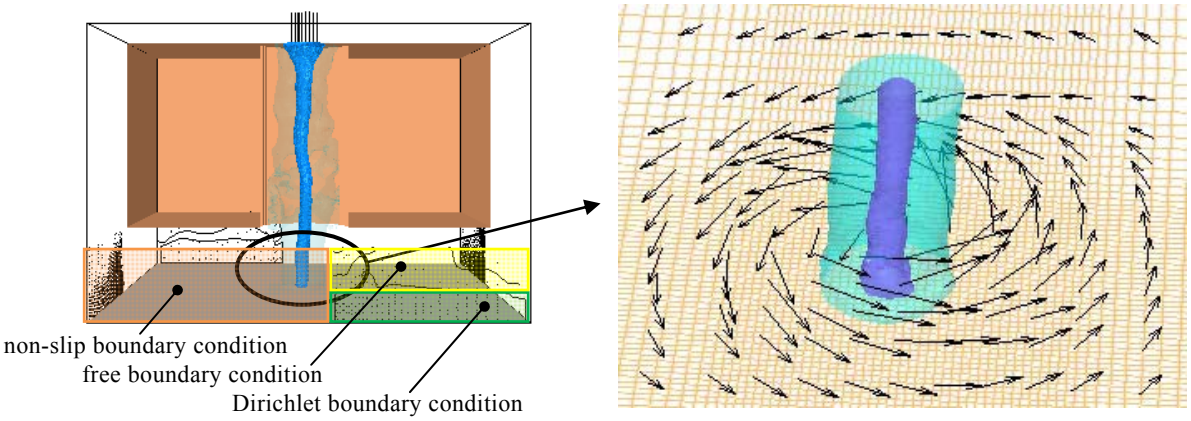


Fig. 4 Configuration and boundary conditions of calculation region with plots of instantaneous contours of low pressure regions and wind vectors near the ground ; single core type without mean down flow region in the core
Rt=0.05m, Rcnv=0.15m, Rud=0.15m,Hc=0.6m, Hd=0.2m, D=0.6m, Wo=1.0m/s, Vtmax=0.31m/s, Sw=0.4, Re=620

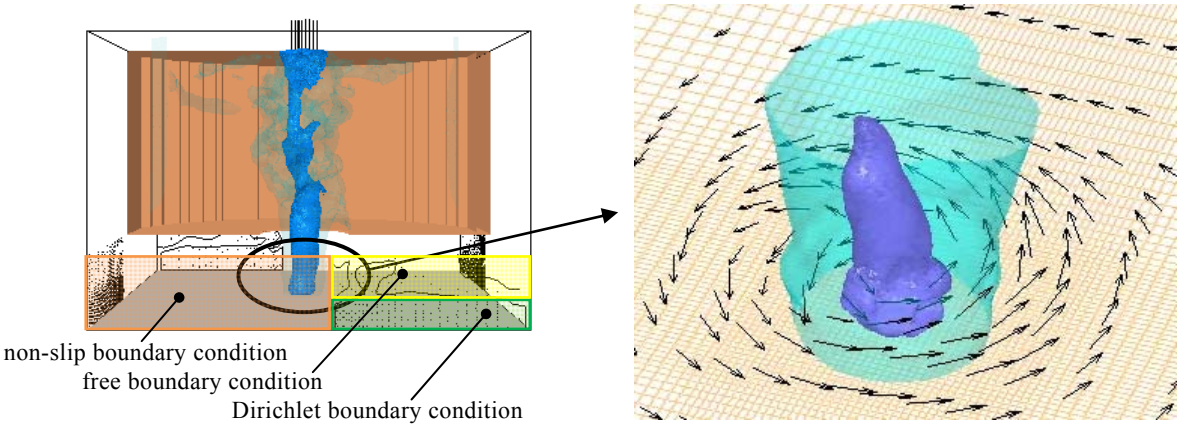


Fig. 5 Configuration and boundary conditions of calculation region with plots of instantaneous contours of low pressure regions and wind vectors near the ground ; single core type with mean down flow region in the core
Rt=0.05m, Rcnv=0.6m, Rud=0.15m, Hc=0.6m, Hd=0.2m, D=0.6m, Wo=1.0m/s, Vtmax=0.25m/s, Sw=0.5, Re=760

風速の最大値をとる半径はわずかに大きくなる。渦中心部においても R_{cvt} が大きくなるにつれて時間平均風速の下降流域もFig.3b中明るい灰色の領域で示すように大きくなって，3.2節に示す２セル型の渦に変わっていく。

以下では，生成された渦のうち，代表的な形態をもった渦を概観する。

3.1　１セル型の渦

渦の中心部に風速の時間平均値で鉛直方向 W 成分が負の値をもたず，下降流となる領域をもたない，いわゆる１セル型と呼ばれる渦が，Fig.4に示すような計算領域の形状と，収束域の側面境界条件により生成される。計算領域の形状，および収束域の側面境界条件はキャプションの通りで，計算領域内の最大接線風速 V_{tmax} および最大接線風速半径 R_{tmax} により $\pi R_{tm}^2 V_{tmax} / \pi R_t^2 W_0$ と定義されたスワール比 Sw , およびレイノルズ数 $\mathrm{Re} = V_{tmax} R_{tmax} / \nu$ の値を示す。ここで，ν は空気の動粘性係数で1.5×10^{-5}とした。

この形態の渦では，図中渦中心部分の低圧部分を示した青色の等値面が，地面から上部の吸い出し口までほぼ一定の径をもった円筒形となり，途中の曲がりも小さく，渦の中心もほぼ一定の位置にとどまって時間的な変動も少ない。地面付近の風速ベクトルもほぼ定常で，乱れも小さい。

3.2　２セル型の渦

渦の中心部に風速の時間平均値で鉛直方向 W 成分が負の値をもち，下降流となる領域をもつ，いわゆる２セル型と呼ばれる渦が，Fig.5に示すような計算領域の形状と，収束域の側面境界条件により生成される。

この形態の渦では，渦中心部分の低圧部分の等値面が地面から対流域に少し入ったところまでほぼ一定の径をもった円筒形となっているが，それより上方では乱れて時間的に変動している。また，地面付

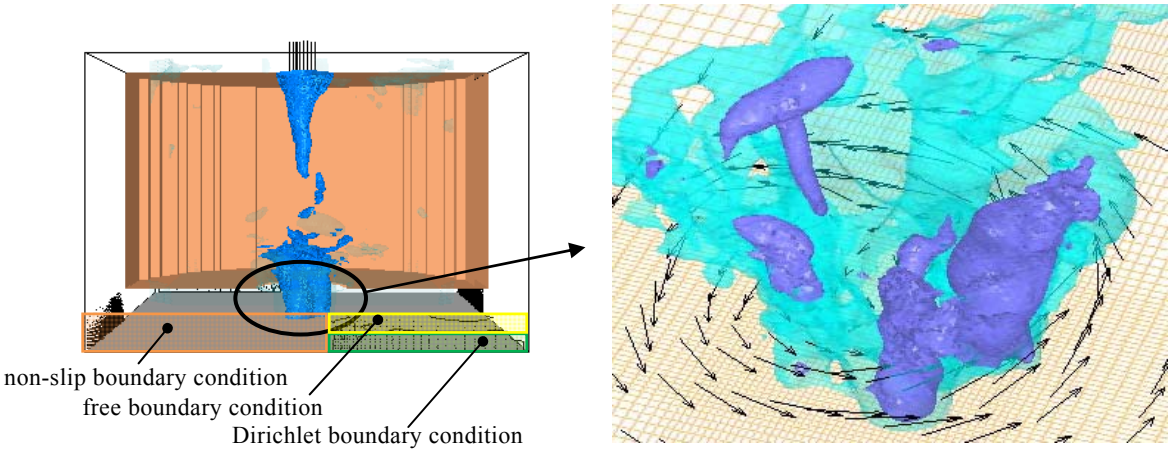


Fig. 6 Configuration and boundary conditions of calculation region with plots of instantaneous contours of low pressure regions and wind vectors near the ground ; multiple core type
Rt=0.05m, Rcnv=0.60m, Rud=0.15m, Hc=0.8m, Hd=0.1m, D=0.6m, Wo=1.0m/s, Vtmax=0.28m/s, Sw=1.5, Re=1800

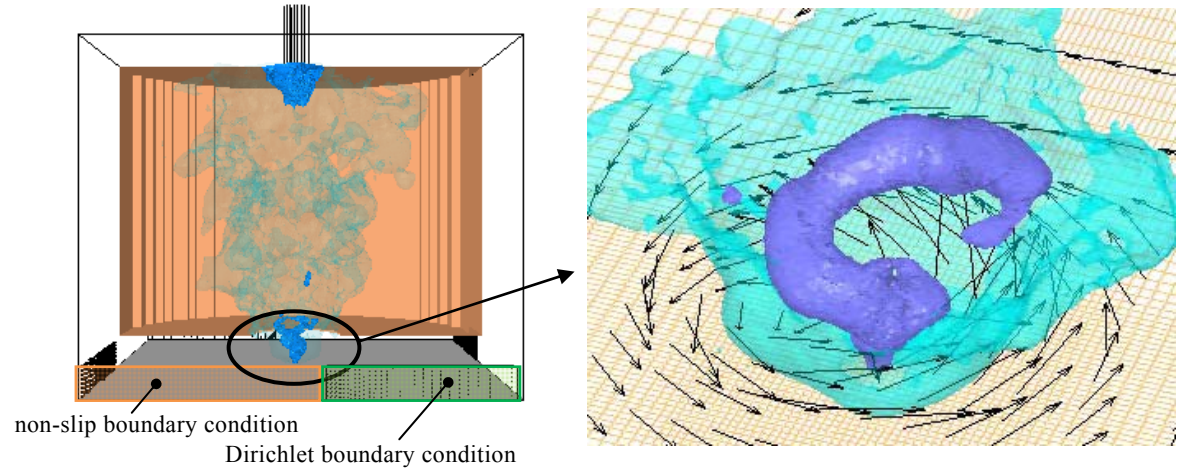


Fig. 7 Configuration and boundary conditions of calculation region with plots of instantaneous contours of low pressure regions and wind vectors near the ground ; swirling core type
Rt=0.05m, Rcnv=0.60m, Rud=0.15m, Hc=0.8m, Hd=0.1m, D=0.6m, Wo=2.0m/s, Vtmax=0.36m/s, Sw=1.1, Re=1660

近でも低圧部分の中心は時間的に移動し，周囲の風速ベクトルも変動が大きくなっている。

3.3　多重渦型の渦

渦の中心部に圧力の低圧部が複数存在する多重渦型の渦が，Fig.6に示すような計算領域の形状と，収束域の側面境界条件により生成される。

この形態の渦では，計算領域の中心部分に圧力の低圧部分が複数発生し，時間とともに渦の回転方向に回転している。局所的な低圧部分は地面付近でそれぞれ核を形成しているが，その数は時間とともに２から５程度に増減している。この低圧部分の核周りに副次渦の形成が観察されるが，水平方向の最小計算格子間が副次渦の直径の約1/10程度であるため，副次渦内の渦が明瞭に判別できるほどの風速ベクトルは得られていない。また，地面付近の風速ベクトルは前述の１セル，２セルの渦に比べて風向風速ともに大きく変動している。

3.4　渦中心付近の低圧部の等圧面が螺旋状にねじれた渦

渦中心付近の低圧部の等圧面が，螺旋状にねじれた渦がFig.7に示すような計算領域の形状と，収束域の側面境界条件により生成される。

この形態の渦では，計算領域の中心部の低圧部分が螺旋状に渦の回転方向に回転している。時間平均的にみると，流は地面付近で渦中心に向って吹き込み，螺旋状の低圧部分に沿って上方外側に向って広がりながら吹き出している。その内部，渦中心付近には上空で下降流の領域が存在する。地面付近の風速ベクトルは渦中心付近で風向風速ともに大きく変動している。

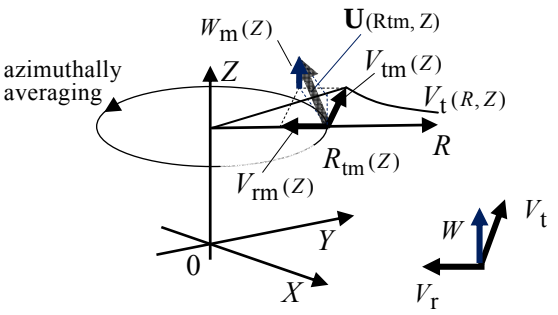


Fig. 8 Coordinate system and the definition of variables

4. ２セル型の渦内の気流性状

前述の種々の形態の渦のうち，自然界では3.2節で取り上げた２セル型の渦が多く観察されると考えられるので，本章では２セル型の渦内の気流性状について詳しくみる。

地面付近の渦内外の気流性状を，Fig.8に示すように接線方向風速 V_t ，半径方向の風速 V_r ，鉛直方向風速 W で評価し，時間平均値および最大値，最小値の鉛直面内の分布を調べる。各値は円周方向に平均した値，および，円周方向の最大値，最小値を求め領域内の最大接線風速 V_{tmax} により，各軸は最大接線風速半径 R_{tmax} により無次元化してFig.9に示す。

図より，接線方向風速 V_t ，鉛直方向風速 W ともに，地面から少し離れたところで最大値をとるが，半径方向風速 V_r はそれよりも地面近くで最も強くなり，その向きは渦の中心に向う風向（負の値）となっている。また，接線方向風速が最大値をとる付近では中心から外向きに向い，対応してFig.9bに示すように径方向からの風向角 α が90度よりも小さくなる。その他の部分，すなわち，地面付近および渦中心部の大部分では，風向角が90度より大きくなり風向は渦中心に向う。また，半径方向風速 V_r の最大値が生じる高度は接線方向風速，鉛直方向速が最大値をとる高度よりも上方になる。各高さで，接線方向風速が最大値をとる半径 R_{tm} は地面付近で高さとともに大きくなる（Fig.9cに破線で示す）が，Z/R_{tmax} =0.8付近で最大値をとったあと少し小さくなり，Z/R_{tmax} =1.2以上ではほぼ一定の値を取る。鉛直方向風速が最大値をとる半径は R_{tm} よりも少し小さいが，R_{tm} とほぼ同様の分布を示す。Fig.9f-kに示す接線方向，半径方向，鉛直方向各風速成分の最大値，最小値の分布をみると，いずれの成分でも最大値（正の値）は各方向風速の平均値が最大値をとる半径付近で生じているが，接線方向および鉛直方向風速の最小値（負の値）は渦中心部で，半径方向風速の最小値（負の値）は地面付近で，それぞれ生じている。また，渦の中心付近では接線方向風速は最小値が負の値をとるので，瞬間的に渦の回転方向と反対になることがあるが，外側では接線方向風速は瞬間的にも負の値になることはない。

過去に実験室で行われた竜巻状の渦の研究によると，渦の形態はレイノルズ数による変化よりも，スワール比（Swirl ratio）による変化の方が大きいので，スワール比で整理されることが多い。その際，ガイドベーンで与えられる風向角，および上部の吸出し口と流入面のアスペクト比によりスワール比が定義されることが多いが，本研究では収束域に流入する風速はガイドベーンで調整されておらず，基準となる風向角を定義できないうえに，流入面の配置も一定ではないので上述のスワール比が定義できない。上部で吸出した流れを回流させ，収束域の周囲に吹き下ろして渦を発生させる形式の実験装置でも事情は同じで，収束域に流入する風向角を評価することが難しく，その際には高さ Z において接線方向風速が最大値をとる半径 $R_{tm(Z)}$，R_{tm} における接線方向風速の最大値 $V_{tm(Z)}$，および上方から吸出される運動量 $Q=\pi R_t^2 W_0$ でスワール比 S を $\pi R_{tm}^2 V_{tm}/Q$ と定義することがあるが（Kuai et al., 2008），本報でも同様の定義を用いる。したがって，ここではスワール比 S は高さ Z の関数として表され，Fig.10に $S_{(Z)}$ の分布を半径 R_{tm} における風速各成分 $V_{tm(Z)}$（接線方向成分），$V_{rm(Z)}$（半径方向成分），$W_{m(Z)}$（鉛直方向成分）とともに示す。

図より半径 R_{tm} におけるスワール比 S は地面付近で高さとともに大きくなり，Z/R_{tmax} =0.8付近で最大値をとったあと少し小さくなり，Z/R_{tmax} =1.2以上ではほぼ一定の値を取る。半径 R_{tm} の鉛直方向の分布形状も S の分布を同様な変化を示す。最大接線風速 V_{tmax} は Z/R_{tmax} =0.3付近で発現し，R_{tm} が最大値を示す Z/R_{tmax} =0.8付近では接線風速の最大値 V_{tm} は極小値0.75を示し，それより上方ではほぼ一定値約 V_{tm}/V_{tmax} =0.8となる。半径 R_{tm} における半径方向風速 V_{rm} は地面付近では負の値（中心に向う風向）をもつが，高さとともに大きくなって，一度正の値（外側に向う風向）をとった後，上方ではほぼ零となる。半径 R_{tm} における鉛直方向風速 W_m は正の値でほぼ一定値（W_m/V_{tmax} =0.1～0.2）をとる。

次に最大接線風速の発現する高さ $Z=0.3R_{tmax}$ における水平方向の圧力および風速の分布をみる。Fig.11に示すように，圧力 ΔP は最大接線風速 V_{tmax} による速度圧 $\rho V_{tmax}^2/2$ で割った風圧係数で最小-2.5程度，最大接線風速半径 R_{tmax} の位置で-1.5程度の値となる。接線方向風速 V_t は R_{tmax} より内側で渦中心か

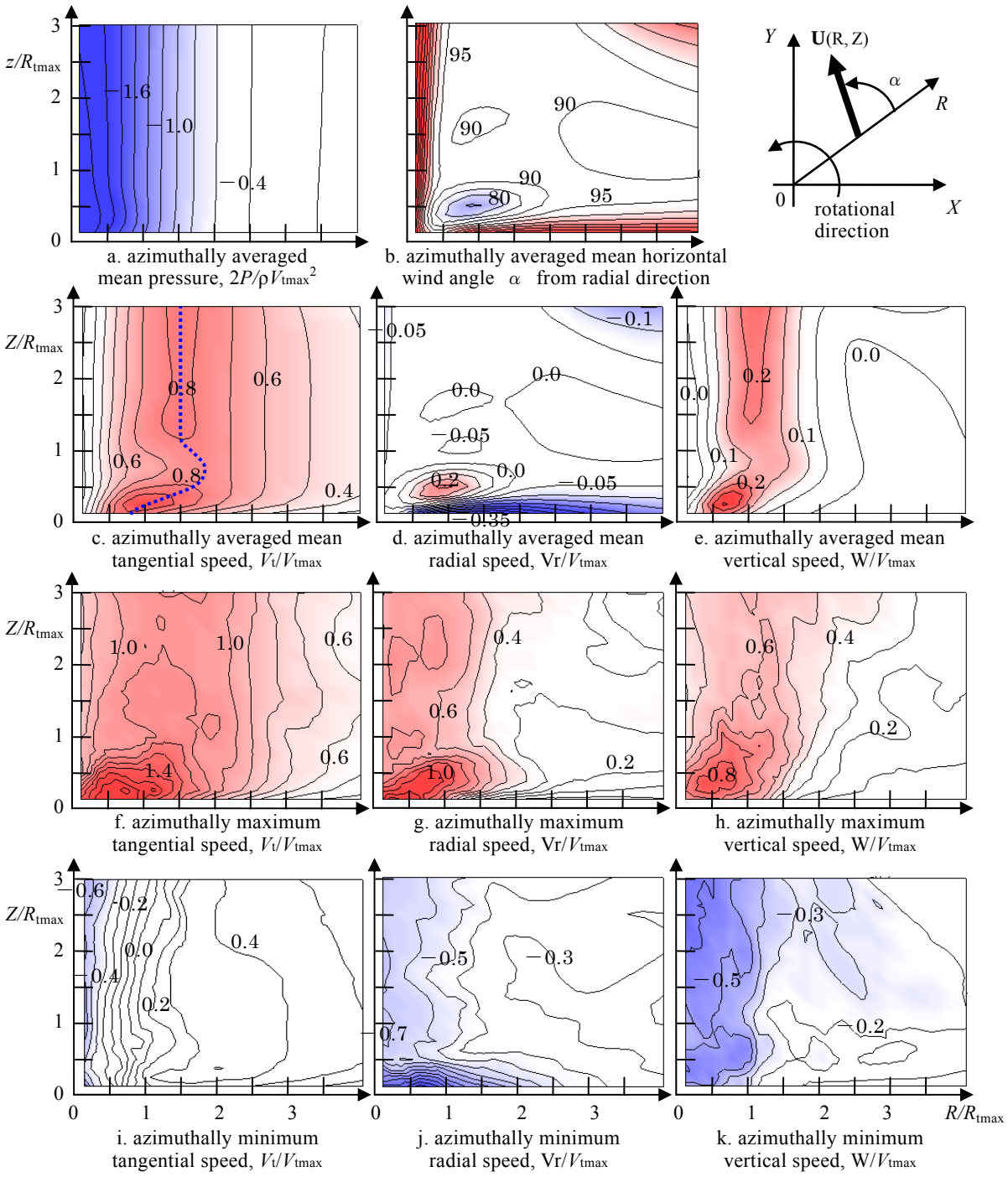


Fig. 9 Distributions of azimuthally averaged mean velocity and pressure field in a vertical plane. Mean (time averaged) value of single core two cell type in Figure 4

らの距離 R にほぼ比例し，外側では R^{-1} にほぼ比例するランキン渦の分布に近くなっている。半径方向風速 V_r は中心付近で正（外側へ向かう風向），$0.7\,R_{tmax}$ より外側では負の値（中心に向う風向）となっており，$2R_{tmax}$ 付近で最小値をとる。鉛直方向風速 W は $0.7R_{tmax}$ 付近で最大値をとったあと外側に向うにつれて小さくなりほぼ零となる。

5. 渦内の平均風速と圧力分布

最後に，竜巻通過時の耐風設計用に重要となる渦内の気流性状について，平均風速と平均圧力分布を渦の形態別に調べる。Fig.12に示すように，最大接線風速が発現する高さにおける水平方向の平均風速と平均圧力分布をみると，多重渦型の渦では渦中心部分で平均圧力が少し上昇する。渦中心付近の低圧部

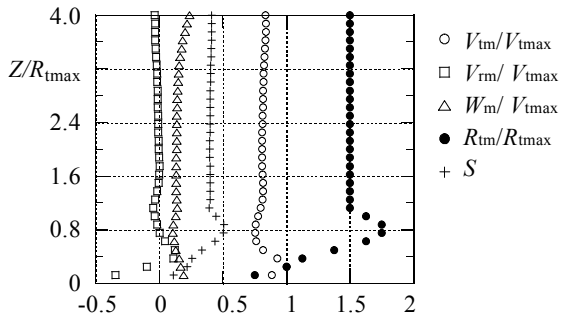
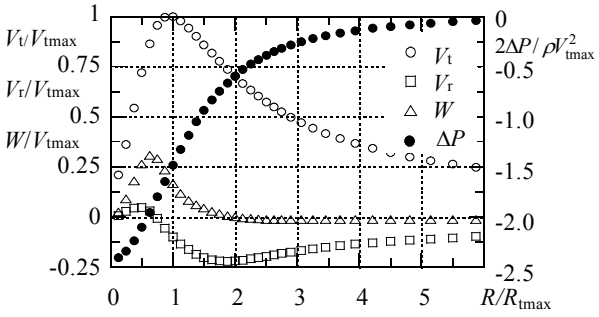
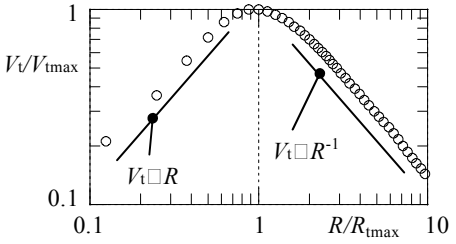


Fig. 10 Profiles of azimuthally averaged mean values of maximum tangential speed V_{tm}, the maximum tangential speed radius R_{tm} at which V_{tm} occurs, the radial speed V_{rm}, the vertical speed W_m and Swirl ratio S at R_{tm}



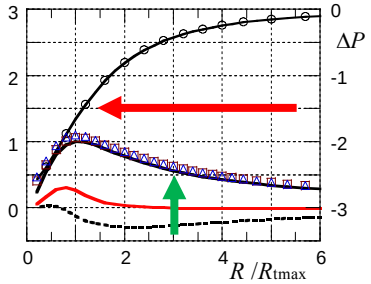
a. radial profiles of velocity and pressure



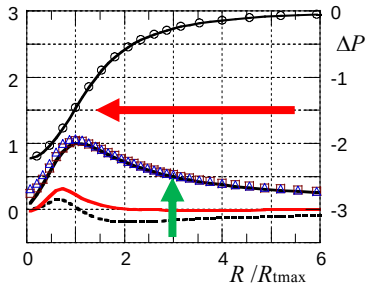
b. log-linear plot of tangential wind speed

Fig. 11 Variation of azimuthally averaged mean values of tangential speed V_t, radial speed V_r, vertical speed W and differential pressure ΔP from the surrounding mean pressure as a function of radial distance R at $Z = 0.3\ R_{tmax}$.

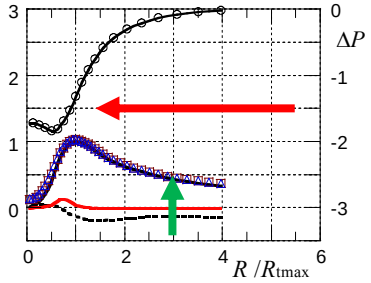
の等圧面が，螺旋状にねじれた渦では，中心付近の鉛直方向および半径方向の風速成分が大きく，風速絶対値の分布と接線方向風速成分の分布が異なる。等の違いがあるが，渦の形態によらず，最大接線風速発現位置における圧力降下は，最大接線風速で無次元化された風圧係数で周囲の気圧から1.5程度低くなること，渦中心から最大接線風速半径の3倍離れた位置では，接線風速が最大接線風速の約半分になること，がわかる。



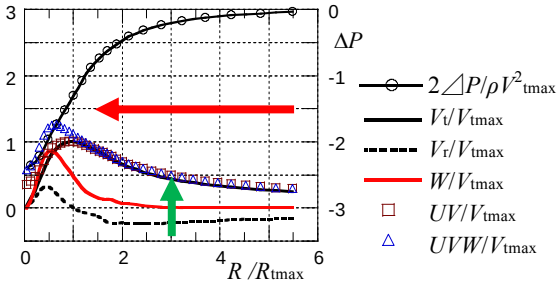
a. single core type without mean down flow regionin the core



b. single core type with mean down flow region in the core



c. multiple core type



d. swirling core type

Fig. 12 Variation of azimuthally averaged mean values of tangential speed V_t, radial speed V_r, vertical speed W, horizontal speed UV, absolute speed UVW and differential pressure ΔP from the surrounding mean pressure as a function of radial distance R at the height where the maximum tangential speed occurs

6. おわりに

上部に吸い出し口をもつ円筒形の対流域，下部に正方形水平断面をもつ直方体の収束域をもつ竜巻発生装置を模擬した数値トルネードシミュレーターを作り，計算条件を変更することによって，種々の渦

を生成することができることを示した。生成された渦の中から，代表的な形態をもつものを取り上げ，渦内の気流性状を明らかにした。また，形態の異なる渦の共通の特徴として，１．最大接線風速発現位置における圧力降下は最大接線風速で無次元化された風圧係数で周囲の気圧から1.5程度低くなること，２．渦中心から最大接線風速半径の3倍離れた位置では，接線風速が最大接線風速の約半分になること，がわかった。一方，風速の鉛直方向成分および半径方向成分，最大接線風速半径内の圧力分布は渦の形態により複雑に変化した。

謝　辞

本研究は科研費（20560519）の助成を受けたものである。

参考文献

内田孝紀・杉谷賢一郎・大屋裕二（2004）：一様流中に置かれた急峻な単純地形まわりの気流性状の評価，日本風工学会論文集，No.100，pp.35-43.

丸山　敬（2008）：ラージ・エディ・シミュレーションによる竜巻状の渦を作る試み，京都大学防災研究所年報，第51号Ｂ，pp.481-488.

丸山　敬（2009）：数値トルネードシミュレーターの特性，第23回数値流体力学シンポジウム論文集ＣＤ，12，G1-4.

文字信貴（1982）：竜巻渦の室内実験，京都大学防災研究所年報，第25号A，pp. 27-45.

文字信貴・光田寧（1983）：竜巻実験装置を用いた１セル及び２セル渦の研究，京都大学防災研究所年報，第26号B-1，pp. 393-401.

Church, C.R., Snow, J.T., Baker, G.L. and Agee, E.M.（1979）: Characteristics of tornado-like vortices as a function of swirl ratio，J. Atmos., Sci., Vol.36，pp.1755-1776.

Kuai, L., Haan, F. L., Gallus, W. A. Jr. and Sarkar, P. P. (2008) : CFD Simulations of the flow field of a laboratory-simulated tornado for parameter sensitivity studies and comparison with field Measurements, Wind and Structures, 11(2), 75-96.

Characteristics of Numerically Generated Tornado-like Vortex

Takashi MARUYAMA

Synopsis

A numerical tornado simulator was developed and a tornado-like vortex was generated numerically by Large Eddy Simulation. The tornado simulator consists of a convection region and a convergence region. A series of unsteady flow fields of vortex were generated and examined the flow characteristics with varying the inflow conditions, the boundary conditions, and the configuration of calculating domain. Some of the typical vortices ; single core type without mean down flow region in the core, single core type with mean down flow region in the core, multiple core type and swirling core type were presented. The flow characteristics of the single core type with mean down flow region in the core were examined. The common future of these vortices was summarized as, 1. The differential pressure ΔP from the surrounding mean pressure decreases to the value of $2\Delta P/\rho V_{t\max}^2$ 2=-1.5 at the position where the maximum tangential wind speed occurs, where ρ is the air density, $V_{t\max}$ the maximum tangential wind speed. 2. The tangential wind speed decreases to the half of $V_{t\max}$ at three times of the maximum tangential wind speed radius.

Keywords: tornado-like vortex, numerical simulator, flow characteristics, condition of generation

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

３次元正四角柱の後流の流れ場の構造について

河井宏允・奥田泰雄*・大橋征幹**

*建築研究所
**国土技術政策総合研究所

要　旨

アスペクト比2.7の3次元角柱の後流の流れ場の構造をPIVによる流速測定によって調べた。PIV測定では，画像を剥離剪断層外側の流速変動に同期して抽出することにより，カルマン渦の形成・成長過程における角柱後流の3次元時空間構造を検討した。時間平均流場のみならず角柱の後流でカルマン渦が形成される非定常流場でも，角柱の後流にはアーチ型渦が形成される。アーチ型渦の頂点は，カルマン渦の形成・成長のどの段階でも，角柱のすぐ背後に位置する。したがって，カルマン渦が風下へと移動する時，アーチ型渦の軸は頂部付近で大きく流下方向に引き延ばされる。アーチ型渦を流れが外側から中央に向けて巻き込むように下降する結果，後流には互いに反対方向に回転する流れ方向の渦度の塊が形成される。カルマン渦が後流に放出される時には，流れ方向の渦度もカルマン渦とともに後流へと流される。

キーワード: 3次元角柱，PIV，後流，カルマン渦，アーチ型渦，条件付き画像抽出

1.　はじめに

近年，CFDやPIV技術の発達及び普及によって，様々な物体周りの流れ場の様子が調べられている(Sakakibara et al. (2001), Hori et al. (2004), Ito et al.(2005), Wang, H.F. et al.(2009))。しかし，建築物に代表されるような３次元物体の周りの流れは複雑で，その詳細については必ずしも明らかになっているとは言えない。特に，頂部を超える流れと側面から剥離した流れの非定常な干渉については，これまで様々な試みがなされてきたにもかかわらず，その状況は依然として解明されていない。

本論文では，乱れの小さい一様流中に置かれたアスペクト比2.7の正四角柱の後流の流れ場を，2次元および3次元PIVによって測定した結果に基づいて，後流中の非定常流れ場，特に側面からの流れと頂部を超える流れ場の干渉に伴うカルマン渦の3次元構造について検討したものである。本測定では，複数の測定断面におけるPIVの測定画像を，剥離剪断層の外側に設置した熱線風速計の信号に同期して抽出し，カルマン渦形成・成長・放出段階における複数の測定断面の画像を重ね合わせて，非定常流れ場の構造を調べた(Kawai et al. (2009))。その結果，時間平均流場と同様に，カルマン渦の形成・成長のどの段階でも，側面から生じる鉛直の軸を持つ剥離渦は頂部を超える水平な軸を持つ渦と繋がりアーチ型渦を形成する。このアーチ型渦はカルマン渦が発達し風下へと移動するにつれ，頂部付近で渦軸が流れ方向にねじれるように大きく引き延ばされ，これに伴い，頂部付近外側から中央付近に回り込む強い下降流が生じ，大きな流れ方向の渦度の塊が形成される。

2.　測定方法

3次元角柱のPIV測定は独立行政法人建築研究所の乱流境界層風洞（測定部断面:3m×2.5m）で行った。風洞床面に発達する境界層の影響を避けるため，風洞測定部の床面から30cmの位置に新たな地面板を設置し，地面板の先端から80cmの位置に幅(D)が 50mm，高さ(H)が135mmのアクリル製正四角柱模型を風向に正対させて設置した。Fig.1は模型設置位置での平均風速および乱れ強さの鉛直プロファイルを示したものである。模型を地面版の先端から80cm風下に置いたため，地面板から4cm(z/H=0.3)程度まで地面板上

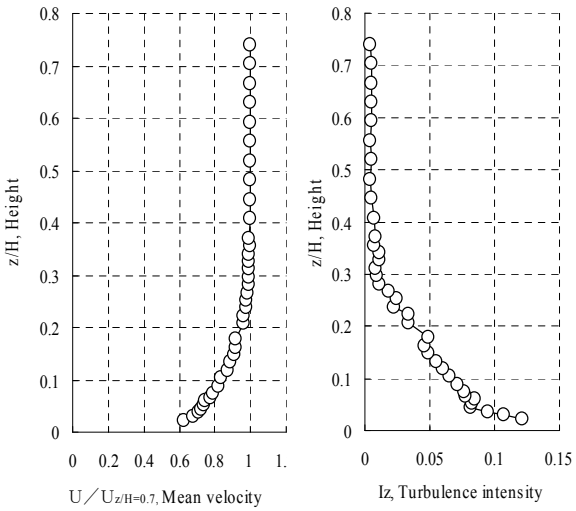


Figure 1 Profiles of mean velocity and turbulence

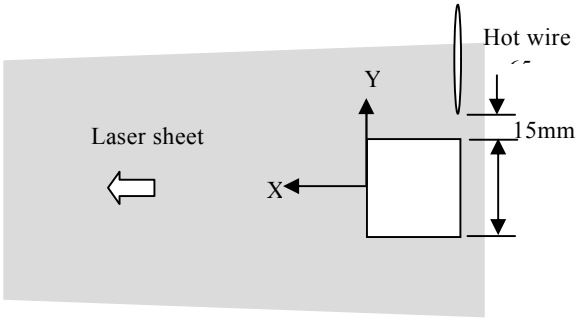


Figure 2　2D-PIV Experimental arrangement

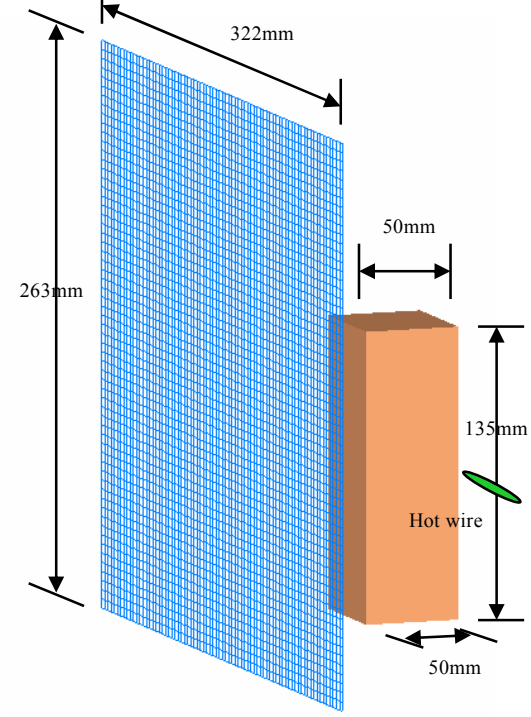


Figure 3　3D-PIV Experimental arrangement

に発達する境界層の影響が認められるが，境界層の外側では流れ場はほぼ一様で，乱れ強さも1%未満である。実験時の風速は境界層の外側で3m/s(PIV測定及び5m/sec（ステレオPIV測定）に設定した。PIVによる流れ場の測定は，Fig.2に示したように，角柱の後方あるいは角柱の上方から水平あるいは垂直にレーザーシートを当て，角柱後流のトレーサー粒子の動きを高速度ビデオカメラで撮影することによって行った。測定断面は，地面板上10mmから10mm間隔で170mmまでの水平断面，及び，角柱の中央から左右に5mm間隔で±40mmまでの垂直断面である。測定では，0.25msec間隔で取られた2枚の画像から，63×63点の瞬間速度ベクトル場を生成した。一つの計測につき，それぞれの断面の2次元瞬間速度ベクトル場は1/30sec間隔で508枚作成される。それぞれの断面での非定常な測定結果から，カルマン渦形成時の非定常な流れ場全体の様子を調べる為，Fig.2に示したように熱線風速計を角柱風上面角から15mm離れた位置に設置し，風速変動の出力信号に同期してPIV画像を抽出した。

ステレオPIV測定では，Fig.3に示したように，角柱の上方からレーザーシートを当て，流れ直交方向断面の流速の３成分を測定した。測定断面は角柱の背面から角柱後流の60mm(x/D=1.2)まで10mm(0.2D)間隔，60mm(x/D=1.2)から120mm(x/D=2.4)までは20mm(0.4D)間隔，120mm(x/D=2.4)から200mm(x/D=4)までは40mm(x/D=0.8D)間隔の計12断面である。ステレオPIVでは，それぞれの断面の瞬間速度ベクトル場は1/500sec間隔で2727枚作成される。

カルマン渦放出時の流れ場は，Fig.4に示すように熱線風速計によって測定した風速変動を基準として各断面のPIV画像を抽出し，そのアンサンブル平均を求めることによって把握した。したがって，3.2節に示す非定常流れ場は，カルマン渦形成のある段階の瞬間流れ場のアンサンブル平均である。

3.　測定結果

3.1 時間平均流れ場

Fig.4は，2次元PIVで測定した水平17断面の内から代表的な7断面の時間平均流線を示したものである。時間平均流線は508枚の瞬間速度ベクトルの平均より求めた平均速度ベクトルによるものである。図に示されているように，角柱の後流では，z/H=0.074～0.96の断面で，互いに反対方向に回転する一対の対称な渦と流れの分岐点が観測される。角柱の底部及び頂部近くでは，渦の中心は角柱側面より内側にあるが，角柱の中央付近では，渦の中心は角柱側面の外側にある。角柱上面から5mm離れたz/H=1.04の流線図には，角柱風下面のごく近傍で一対の渦の影響が見られるが，z/H=1.04の流線図ではこれらの影響はほとんど認められなくなる。

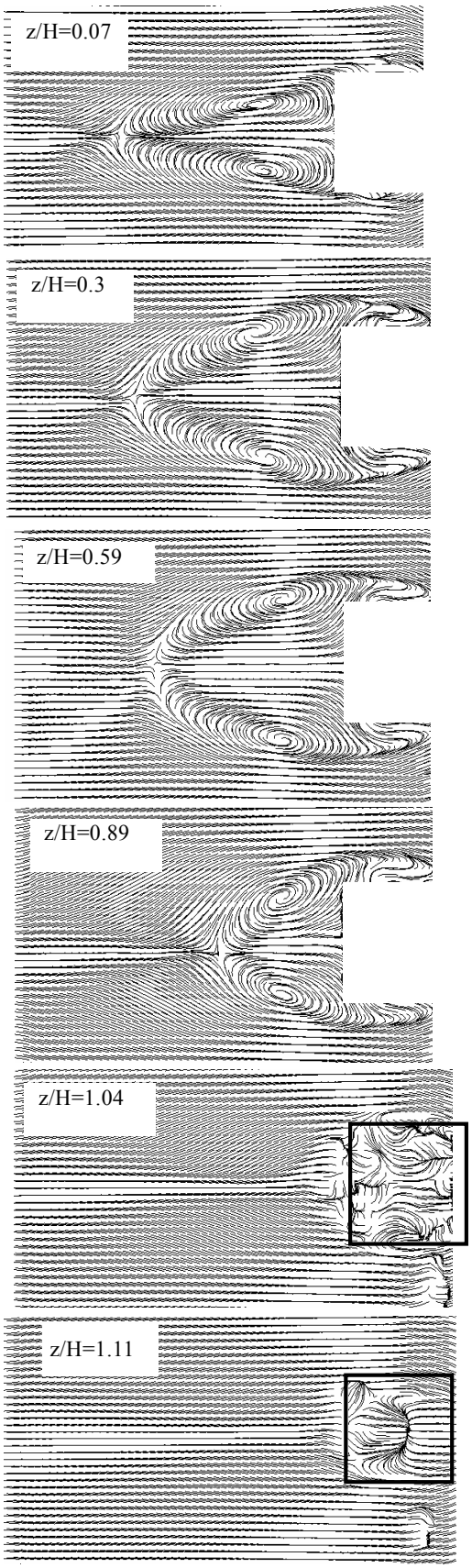


Figure 4 Stream lines of time averaged flow for horizontal sections.

z/H=1.11における角柱の上面の直ぐ上の流線図には，風上からの流れが角柱の中央付近で角柱の上面

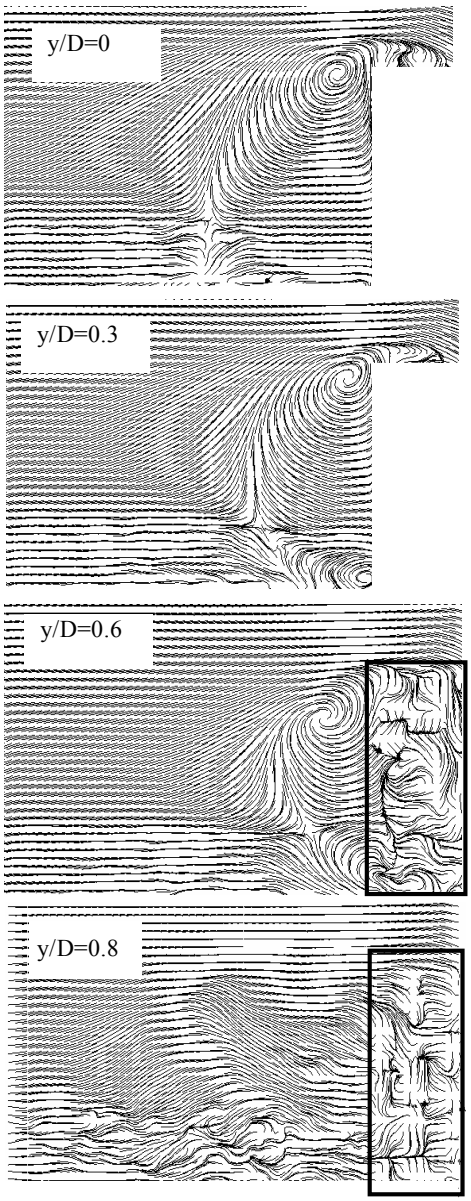


Figure 5 Stream lines of time averaged flow for vertical sections.

へと引き込まれるような特異線が存在する。この特異線は,この位置で角柱の頂部前縁から剥離した剪断層をレーザーシートが横切ることから発生したものと推測される。この特異線は角柱の外側ほど風下に向かっていることから，剥離剪断層は角柱の外側に向かう程角柱上面に近づいていることが窺える。z/H=1.04の流線図は剥離剪断層の内側の領域の流れ場の様子を表している。剥離剪断層の内側では側面からの流れの引き込み等の影響による流れの収束・発散に対応して多くの特異点が生じ，流線は極めて複雑な様相を示す。

Fig.5は2次元PIVの4つの代表的な鉛直断面の平均流線を示したものである。角柱の後流，頂部近傍に水平に軸を持つ渦が観測される他，x/D=1.7,z/H=0.3の位置に流れの分岐点があり，角柱を超える流れは

底面(地面板)に再付着せずに後流へと流れることが分かる。この分岐点に向かって，底面からの流れは風上および風下へと流れる。中央断面から外側に向かうにしたがって，流れの分岐点は角柱に近づく。角柱の側面から外側のy/D=0.6の断面においても，角柱の頂部付近の渦が観察されるとともに，角柱の底部付近にも渦状の流れ場が観測される。y/D=0.6の断面の流線図はかなり複雑であり，流れ場を想像することは容易ではない。y/D=0.8の断面では，3つないしは4つのセル状の流線場が観測されているが，これは剥離流線が鉛直方向に波うっている結果生じているものであろうと推定される。しかし，本計測の断面間隔では側面に発達する剥離流の詳細な構造までを解析することは難しい。

Fig.6に水平断面の流線図から求めた渦中心の風下方向の位置と分岐点位置の鉛直方向の変化を示した。z/H=0.07～0.22までは，渦中心の位置はx/D=0.75程度であるが，z/H=0.22を超えると徐々に角柱に近づき，z/H=0.37～0.66までは，渦中心の位置はx/D=0.55とほぼ一定となる。その後，z/H=0.8付近では渦中心はやや角柱から離れたあと，角柱頂部に向かうにつれ，急速に角柱に近づく。分岐点流線位置はz/H=0.5付近まではx/D=1.75程度はほぼ一定であるが，その後角柱頂部に向かうにつれ，角柱に急速に近づく。

Fig.7は渦中心の流れ方向と流れ直角方向位置の関係を示したものである。Fig.4の流線図に示されているように，角柱の底部及び頂部付近では渦中心は角柱の側面より内側にあり，中央部付近では角柱の外側にあるが，その間では，渦中心位置が螺旋を描くように変化することが分かる。

Fig.8は3次元PIVによって測定した流れに直角な断面内(x/D=0.6D，1.0D，1.6D，2.0D)の流速ベクトルと流れ方向の渦度を示したものである。渦中心位置のx/D=0.6で角柱の頂部に見られた互いに反対方向に回転する一対の流れ方向の渦度は，後流へ行くにしたがって下降しながら大きくなり流れの分岐点x=1.6Dで最大となったあと急速に拡散する。Fig.9は

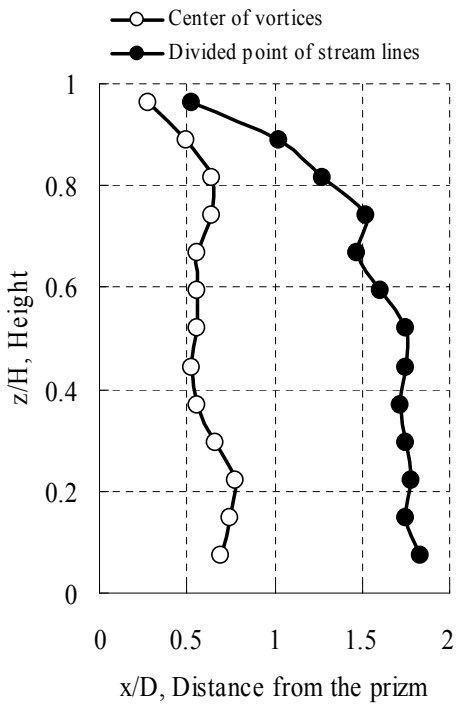


Figure 6 Stream-wise position of center of vortex and crossing point of dividing stream lines.

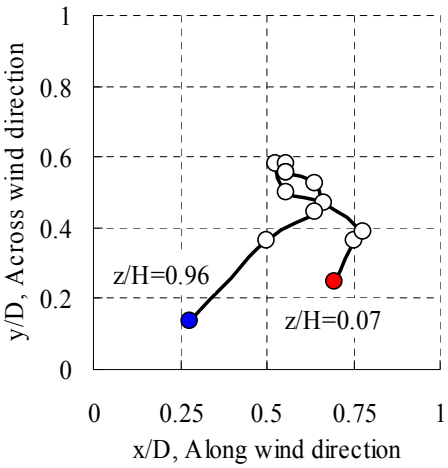


Figure 7 Projective position of center of vortex.

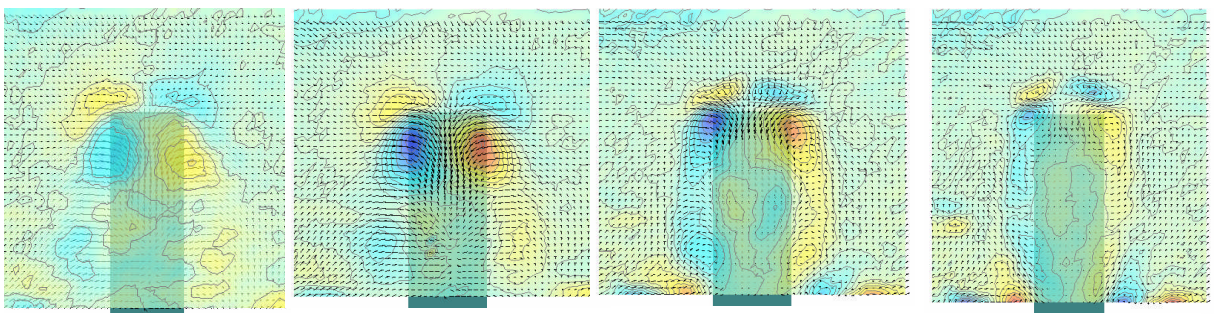


Figure 8 Longitudinal vorticity contour and velocity vector of time averaged flow in perpendicular sections to mean flow.

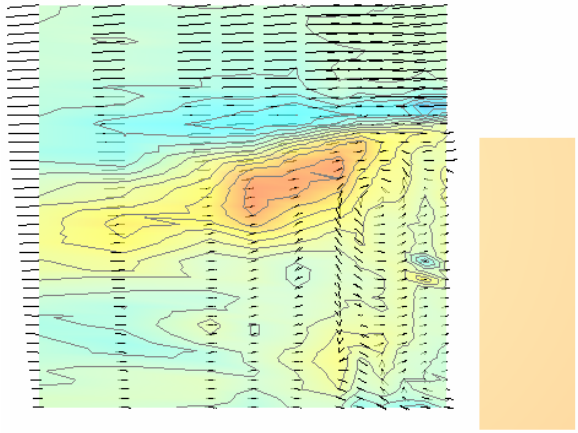


Figure 9 Longitudinal vorticity contour and velocity vector of time averaged flow in parallel section at y/D=0.5.

y/D=0.5の流れ方向断面における流れ方向の渦度を示している。流れ方向の渦度の等値線から，赤色で示した反時計周りの渦度が流れの分岐点近くで最大になること，及び反時計周りの渦度の上方にはこの渦に誘起された青で示した時計周りの渦度が下流に向けて伸びていることが分かる。

Fig.10は角柱の真後ろから見た角柱の近傍の3次元流線図を示したものである。図に示されているように，角柱の背後にはアーチ型の渦が形成される。Fig.6に示した渦中心位置から分かるように，渦は底面近くでは中央に近づき，底面から1Dより上ではほぼ鉛直であることが分かる。

Fig.11は，角柱の背面から見た渦度の等値面をx/D=1.6Dにおける流速ベクトルとともに示したものである。角柱の外側の鉛直方向の渦度の等値面(橙色と黄土色)が鉛直方向の渦度，青色の等値面が流れ方向の渦度，緑色が流れ直交水平方向の渦度である。流れ方向の渦度を包むようにして水平方向の渦度が広がっていること，流れの分岐点で水平方向の渦度の等値面がくびれるようになり，渦度が弱まることなどが分かる。

3.2 非定常流れ場

(1) 瞬間流れ場

一様流中に置かれた角柱の後流の流れ場はアスペクト比によって影響されるが，本実験の角柱（アスペクト比2.7）では，側面からの流れの剥離に伴う剪断層はほぼ規則的に後流中で巻き込まれ，カルマン渦となって後流へと放出される。Fig.12は2次元PIVによって生成された各瞬間の水平断面(z/H=0.3)の2次元流速ベクトルから算定した疑似流線を示したものである。後流の流れは極めて複雑であるが，剥離流が規則的に巻き込まれて放出されている様子が捕

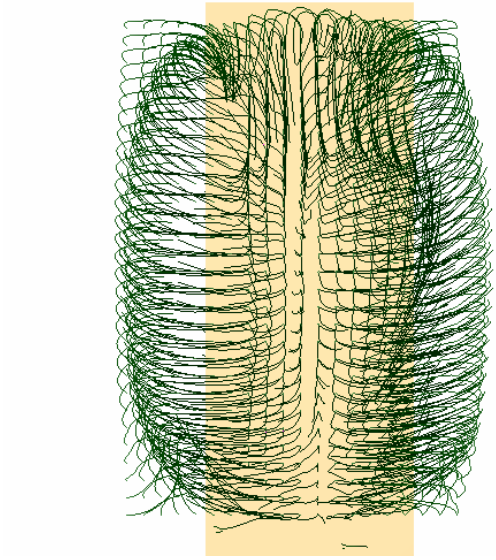


Figure 10 3D stream lines in the wake

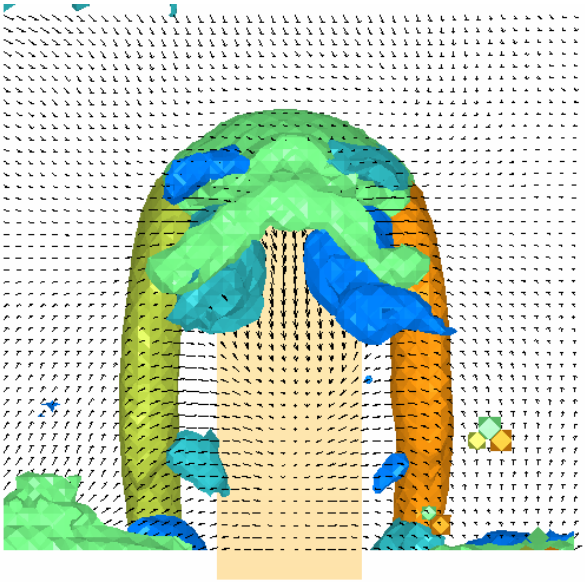


Figure 11 Iso-surface of lomgitudinal, lateral and vertical vorticities.
Blue longitudinal, green lateral and orage is vertical.

らえられている。図の赤の領域は反時計方向の渦度が強い領域，青が時計方向の渦度が強い領域を表している。Fig.12には，角柱の側面風上側で剥離した剪断層に沿って，渦度の大きい塊が離散的に並び，次第に成長する様子が示されている。また，角柱の背後で剥離剪断層が巻き込まれるとともに，渦度の塊も巻き込まれ，渦中心に向かうことも分かる。

また，Fig.12には疑似流線が収束および発散する多くの特異点及び特異線が観察される。これらの特異線，特異点は，流れがこの場所で収束および発散し，上下方向に動いていることを示していると推察され

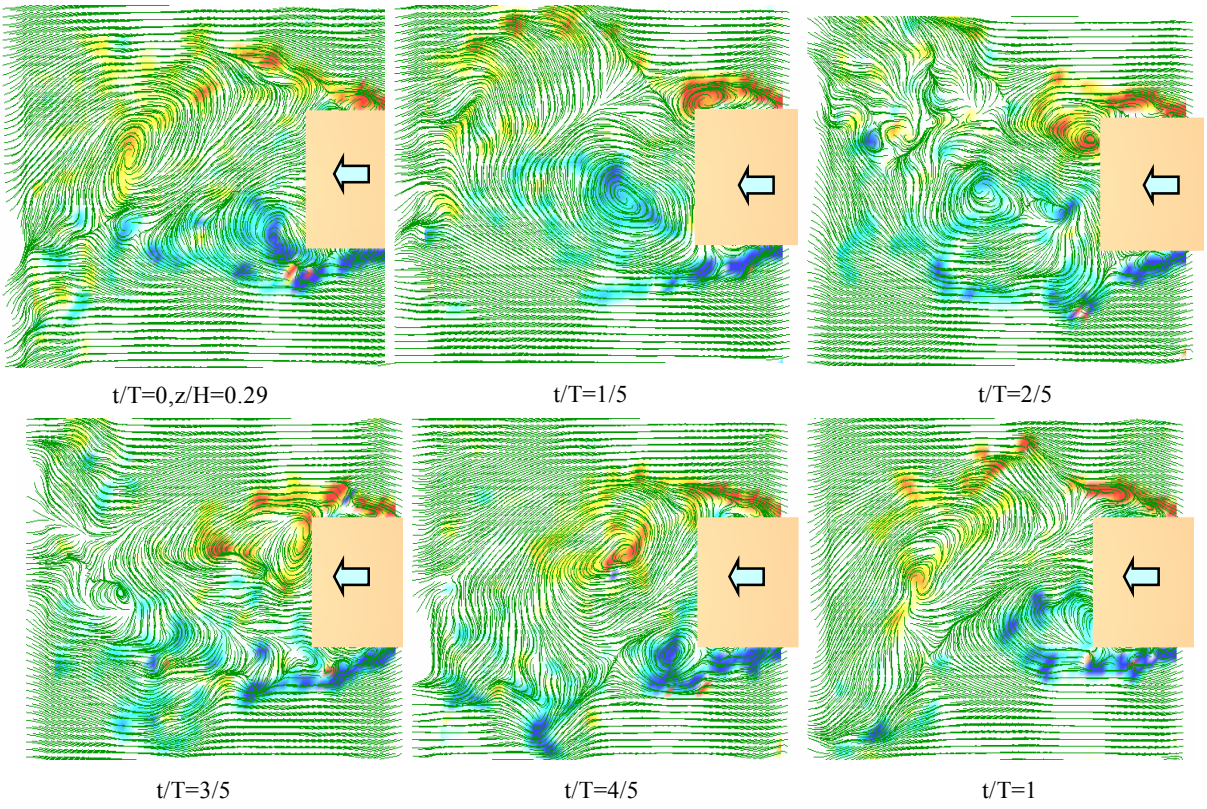


Figure 12 Instantaneous stream line during Karman vortex shedding in a horizontal plane at z/H=0.3

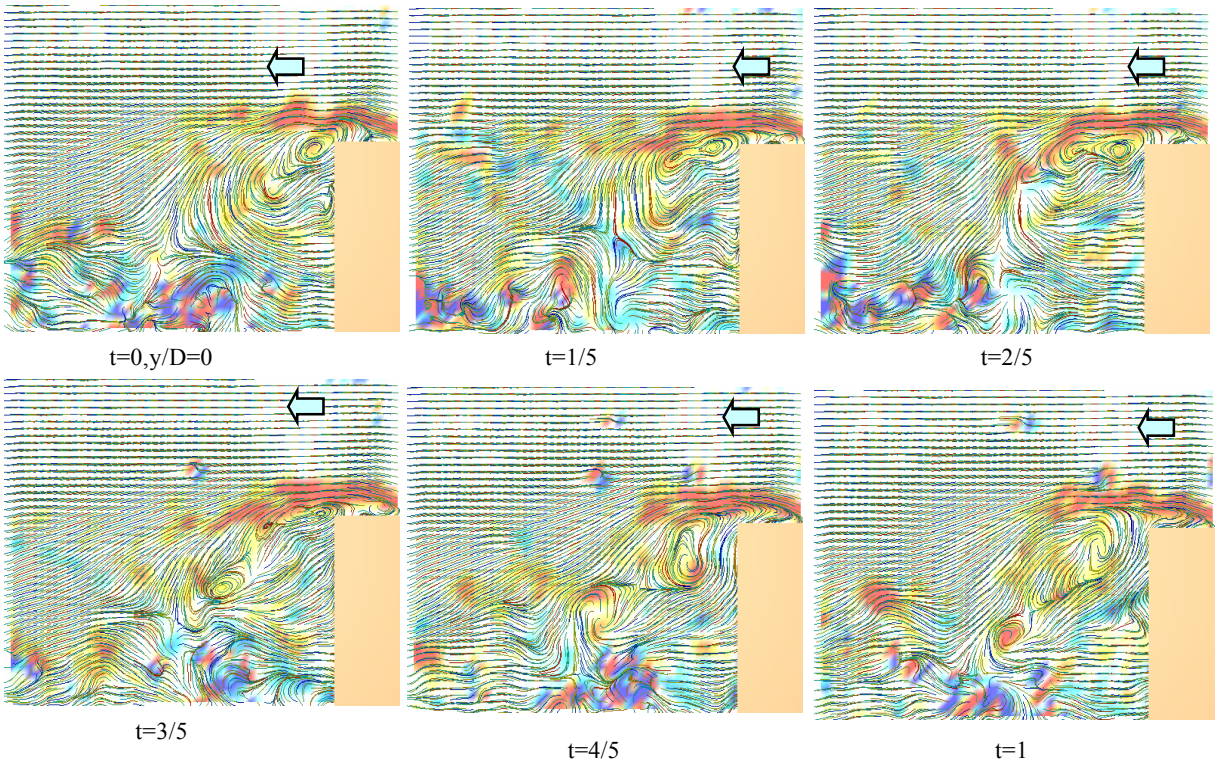


Figure 13 Instantaneous stream line during Karman vortex shedding in avertical plane at y/D=0

る。

Fig.13は2次元PIVによって生成された各瞬間の流れ方向鉛直断面(x/D=1.0)の疑似流線を示したものである。この図は，水平断面の場合と同様に，カルマン渦放出の一周期を示したものである。水平断面と同様に瞬間疑似流線は収束・発散に伴う多くの特異

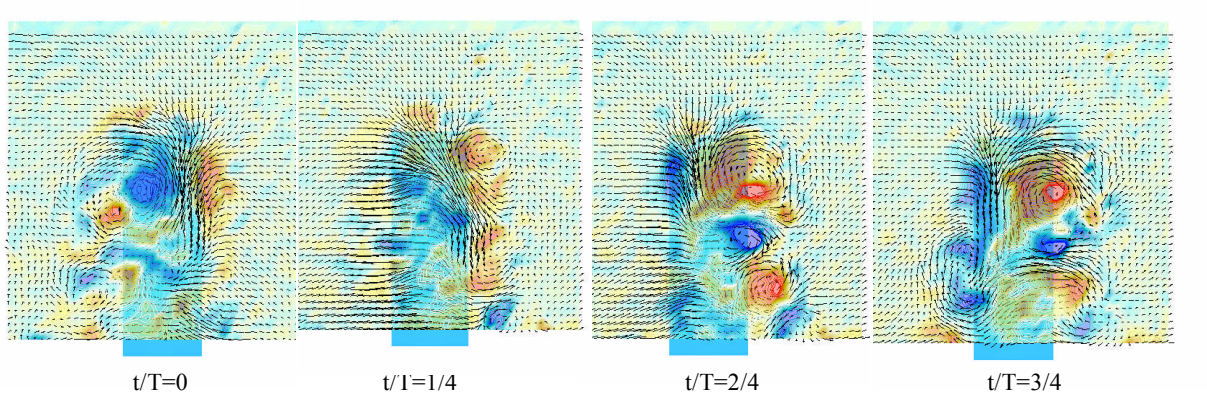


Figure 14 Instantaneous stream line during Karman vortex shedding in a perpendicular plane at x/D=1.0

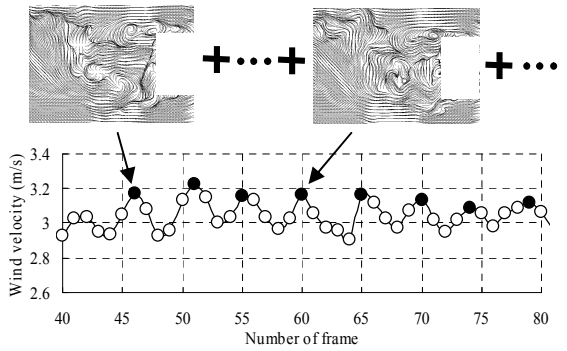


Figure 15 Conceptual diagram of the conditional sampling of PIV images

点を持つ極めて複雑な様相を示してはいるが，大局的には各図に大きな違いはないと考えられる。即ち，角柱の背後の頂部付近には，どの瞬間でも，角柱の頂部風上側前縁から剥離した剪断層の巻き込みによる渦が観察され，疑似流線の分岐はほぼ同じ位置で生じている。渦度の大きい塊は，水平断面と同様に，剥離剪断層に沿って並ぶが，水平断面とは異なり，渦度の大きな塊が角柱背後の渦に巻き込まれる様子は見えない。

Fig.14はx/D=1における流れ直交断面の流れ方向の渦度を流速ベクトルとともに示したものである。左側からカルマン渦が放出される時（t/T=0），角柱の中央から左側頂部にかけて大きな渦度の塊が生じ，それに沿うように，流れが左側頂部から右側に流れが巻き込まれ下降する。カマルン渦が放出された直後から右側の渦度の塊が成長し，右側から左側への流れの巻き込みが顕著になる。

(2) カルマン渦放出に伴う流れ場の変化

PIVでは一つの断面内における流速ベクトルの2成分が測定される。ステレオPIVでも計測される流速ベクトル成分が3つとなるだけであり，3次元空間内の全ての流速ベクトルを同時計測することは基本的にはできない。時間平均流れ場の場合，計測された全断面の流速ベクトルをそのまま組み合わせることに

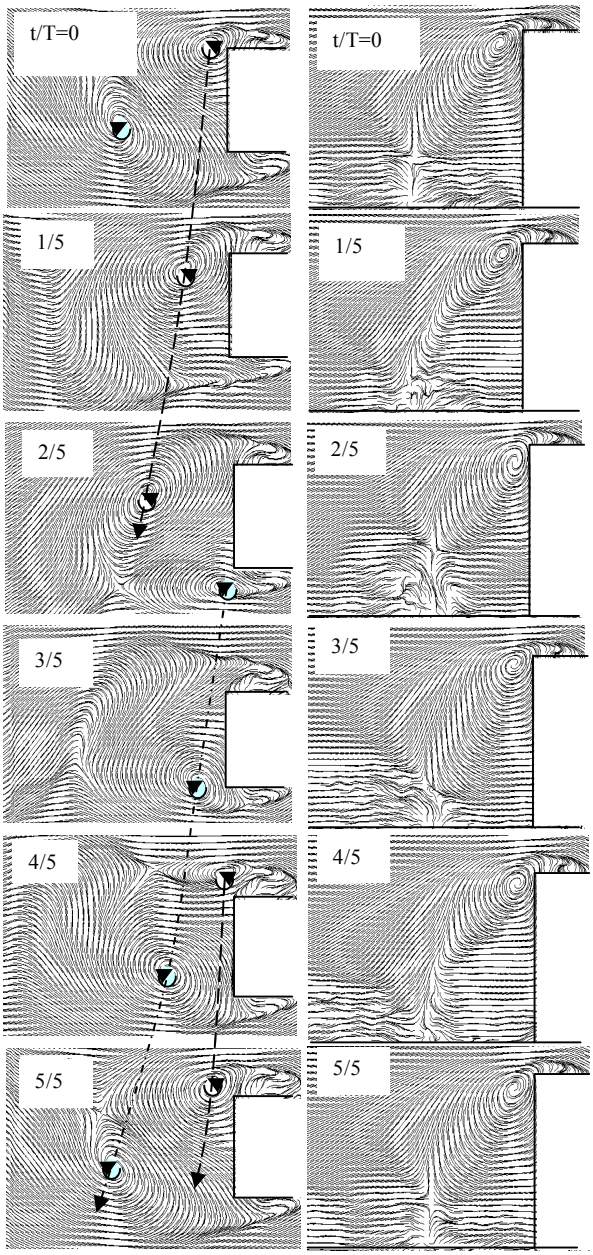


Figure 16 Stream lines in horizontal section at z/H=0.3 and in vertical section at y/D=0 during Karman vortex formation in a cycle.

よって流れの空間的な構造を知ることが可能である。しかし，非定常流れでは，ある断面のある時間で測定した画像は，基本的に他の断面のどの画像とも同期せず，流れの瞬間的な空間構造を知ることは不可能である。そこで，Fig.15の模式図に示したように，熱線風速計の出力を基準として各瞬間の風速ベクトルを抽出し，これをアンサンブル平均することによって，カルマン渦形成の一周期の各段階における平均流れ場を抽出した。

Fig.16は流線の分岐点高z/H=0.3における水平断面及び角柱中央線に沿った鉛直断面におけるカルマン渦の一周期の流線の変化を示したものである。水平断面の流線図から，剪断層の巻き込みは角柱の背面の近くで始まり，渦は次第に成長しながら，また中心線に接近しながら流れの分岐点近くまで流下し，後流へと放出される。Fig.16の丸印はカルマン渦の位

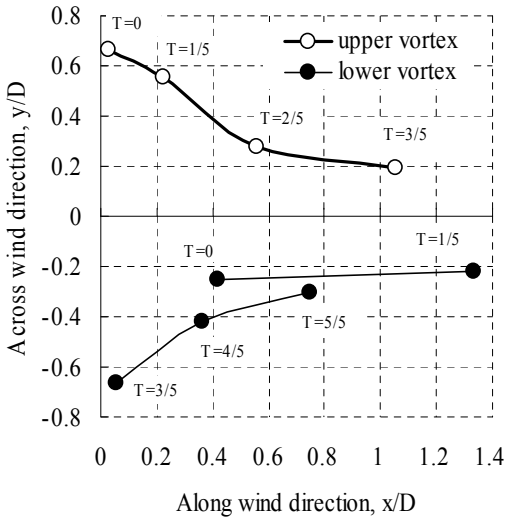


Figure 17 Position of Karman vortex during its formation in a cycle.

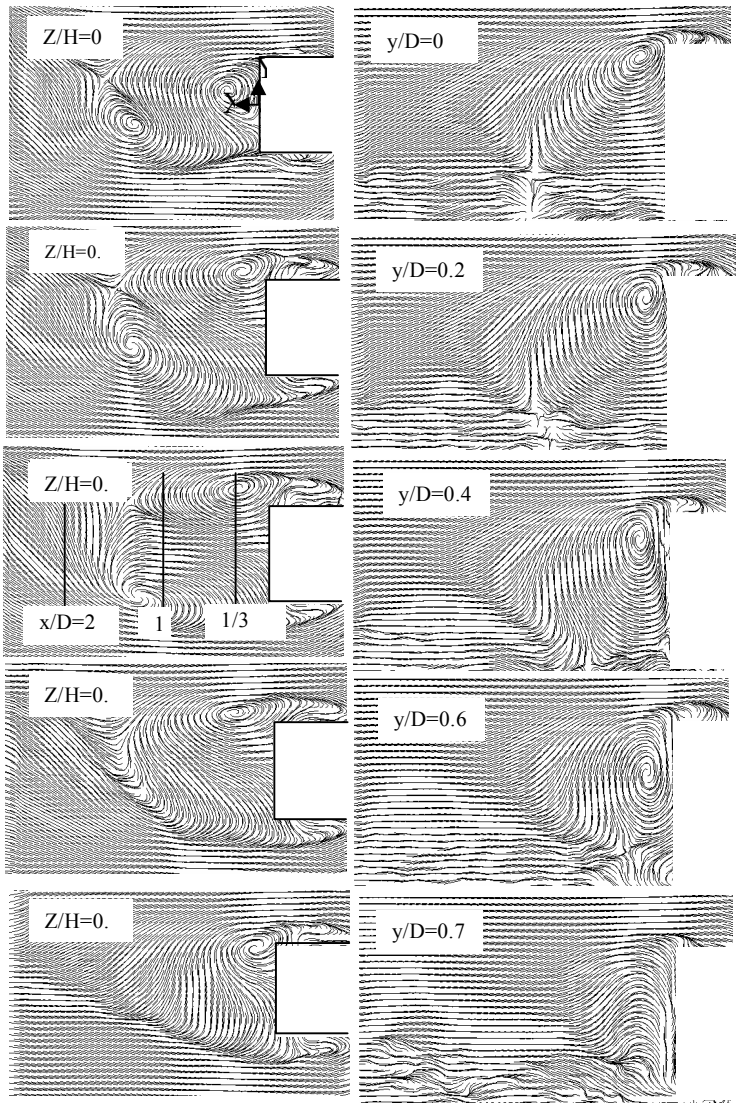


Figure 18 Stream line in horizontal sections at various heights at t/T=0/5.

Figure 19 Stream line in vertical sections at various transverse positions at t/T=0/5. Right figures show the upper side and left figures show the lower side of Figure 18.

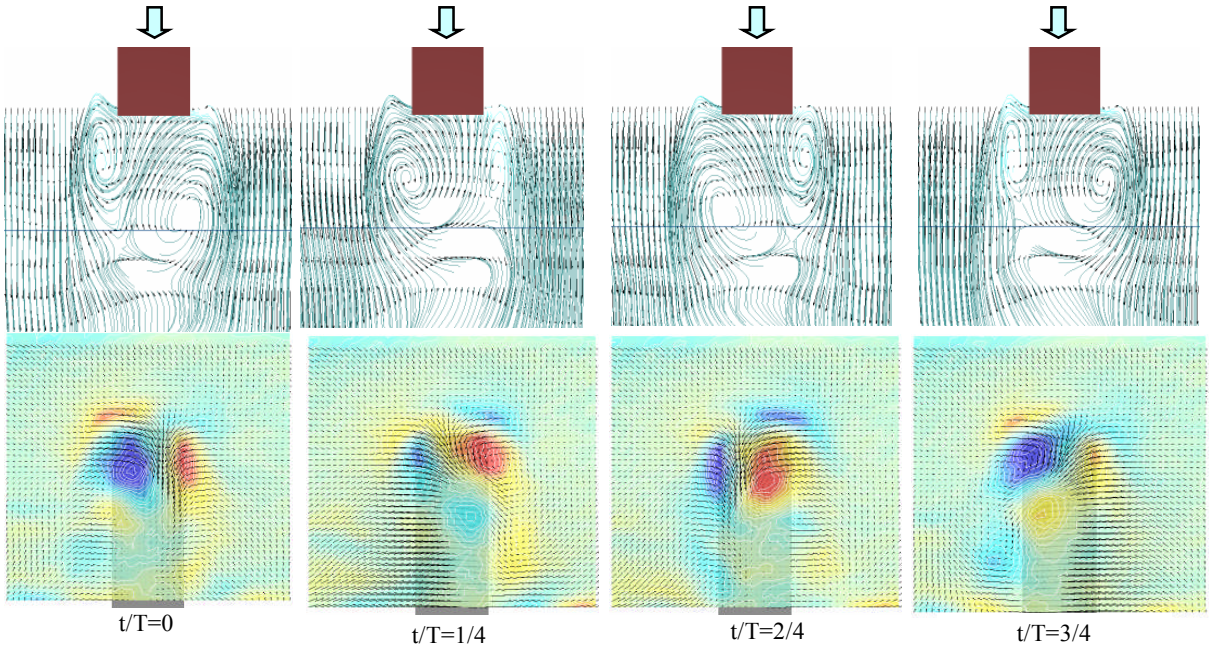


Figure 20 Longitudinal vorticity contour and velocity vector in a perpendicular section(x/D=1.2) to flow.

置を示している。画像は30Hzで取られているので，渦の周期は約1/5秒となる。実験時の平均風速は3m/sであるから，ストローハル数は0.083である。

Fig.16の右に示した鉛直中心断面(x/D=0)の流線図から分かるように，剪断層が交互に巻き込まれ成長するどの過程においても，角柱の頂部付近には水平な軸を持つ明瞭な渦が観測される。渦の形および流れの分岐点位置はカルマン渦の成長過程で若干変化するが，流れ場全体の様子はほとんど変わらない。

Fig.17は，流線の分岐点高z/H=0.3におけるカルマン渦一周期の渦位置を示したものである。角柱の背後で剪断層が巻き込み始めた時には，カルマン渦は角柱よりも外側にあり，ゆっくりと風下へと移動するが，中央に近づき始めると渦の移動速度が急速に増加し，後流へと放出される。

Fig.18は，t/T=0における流れ場の状況が高さとともにどのように変化するかを調べたものである。角柱の底部近くでは，渦は角柱背面中央線近くに形成されているが，上方に向かうにしたがって，渦は中央線から離れとともに大きくなる。また，z/H=0.74以上では下側の渦が見えなくなる。

Fig.19は，t/T=0における鉛直断面の流線である。左側の断面図がFig.18の上半分，右側の断面図がFig.18の下半分を示す。渦が角柱の近傍に形成されている時には，角柱の背後には水平な軸を持つ渦が形成されるが，渦が後流へと移動すると，角柱の中央から離れるにしたがって水平な軸を持つ渦は引き延ばされ，ついには2つに分離するようになる。

Fig.20は，カルマン渦放出の1周期における流れ直交方向断面（x/D=1.2）の流れ方向の渦度の等値線と流速ベクトル図を，z/H=0.5における水平断面の流線図とともに示したものである。渦度は赤色が反時計方向，青色が時計方向を示している。t/T=0，t/T=1/4は，図の右側の渦が後流へと放出され，左側の渦が成長する過程における流れ場の変化を表しているが，この場合には，角柱の頂部で左側から右側に流れが巻き込まれるように下降する。角柱の頂部付近には互いに反対方向に回転する一対の流れ方向渦度の大きな塊が表れる。右側で渦が放出される瞬間のt/T=0では，流れ方向渦度の塊は左側で強く，渦が放出さ

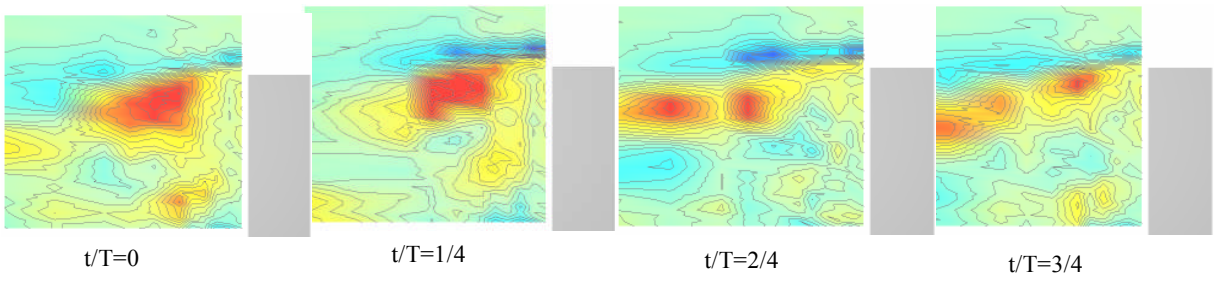


Figure 21 Longitudinal vorticity contour in a parallel section (y/D=0.5) to flow.

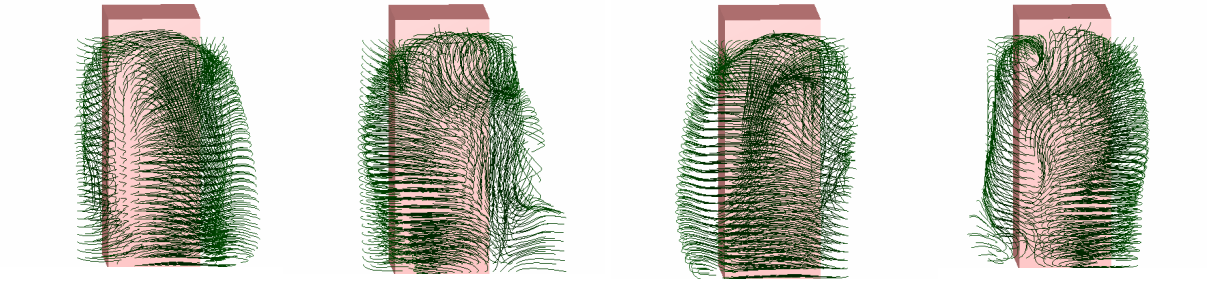


Figure 22 3D stream lines in the wake during Karman vortex formation

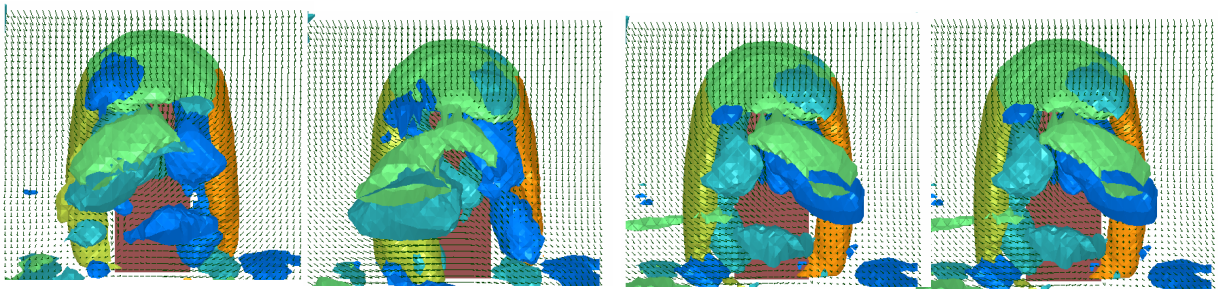


Figure 23 Iso-surface of 3 components of vorticity. Blues longitudinal, green lateral and oranges are vertical.

れた後左側の渦が成長する過程では右側の渦が強くなる。左側で渦が後流へと放出された後，右側で渦が成長しはじめると，流れは頂部右側から左側に巻き込まれるように下降するようになる。

Fig.21は流れ方向断面における流れ直交方向の渦度(y/D=0.5)の変化を示したものである。下側の渦の成長に伴って，渦度の大きい領域が次第に風下方向に広がり，渦が後流へと放出されると，流れ方向の渦度も後流へと放出されることが分かる。

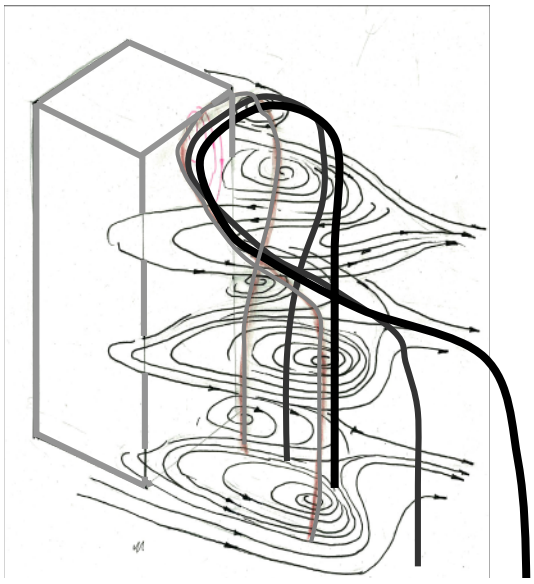


Figure 24 Schematic diagram of wake of unsteady flow during Karman vortex formation behind 3D square prism

(3) 非定常流れ場の３次元空間構造

非定常流れ場の3次元空間構造を調べるため，３次元流線を算定しFig.22に示した。Fig.22は，x/D=0.4D, x/D=1.0Dにおける流れ直交方向の断面から流体粒子を追跡することによって描いた流線を示している。Fig.22に示されているように，流線はカルマン渦形成・成長のどの段階でも，時間平均流線と同様にアーチ型に繋がっていることが分かる。

Fig.23は，流れ方向，水平方向及び鉛直方向の渦度の等値面がカルマン渦の形成・成長段階でどのように変化するかを，角柱の真後ろから見たものである。左右の橙色と草色の等値面は鉛直方向の等値面，緑色は流れ直角水平方向の等値面，青色と水色は流れ方向の等値面である。鉛直方向の等値面は側面からの剥離剪断層に沿って角柱の両側に広がる。カルマン渦の形成・成長に伴い，渦度の等値面は規則的に左右に揺れながら拡大，縮小を繰り返す。一方，水平方向の等値面は，後流に行くにしたがって次第に下降し，カルマン渦が後流へと放出されるとともに，カルマン渦とともに移動する。流れ方向の渦度の等値面は，水平方向の渦度の等値面の下側にあり，カルマン渦の形成・成長とともに左右に揺れながら流れ方向に伸び縮みする。

4. 考察

以上の測定結果から，３次元角柱のカルマン渦の形成・成長・放出時における流れの構造は大凡以下のように推測できる。角柱側面と角柱上面から流れの剥離によって形成された剥離剪断層は，後流で一体となって巻き込まれアーチ型の渦を形成する。アーチ型渦の柱の部分は，２次元流れ場と同様に逆対称となり規則的に後流へと放出される。片側で渦が成長しながれら後流へと移動する過程で，アーチ型渦の頂部付近は常に角柱の直ぐ背後にとどまり続けるため，成長した渦の頂部では渦は流れ方向に大きく引き延ばされる。渦が後流へと放出されると，アーチ型渦は引きちぎられ，別のアーチ型渦が角柱の背後で形成される。Fig.24は以上の考察に基づいて，アーチ型渦の中心がどのように変化するかを推測したものである。

5. 結論

2PIV及びステレオPIVによって，3次元正四角柱の後流における流れの構造を解析した。その結果，

1. 角柱の後流の平均流れ場では，角柱頂部背面近に頂点を持つアーチ型渦が形成される。アーチ型渦の形成に伴って，水平断面内では互いに反対方向に回転する一対の渦が観測されるとともに，角柱から1.75D離れた位置に流れの分岐点が表れる。また，アーチ型渦の軸は底面から頂点に向かって螺旋を描く。
2. 角柱の中央鉛直断面内では，底面からz/H=0.3，角柱からx/D=1.75離れた位置に平均流れの分岐点が形成される。即ち，頂部を超える平均流れは，底面に再付着することはなく後流へと流れ去る。底面上の流れは分岐点の真下の特異点に集まり，上方の分岐点へと向かい，分岐点を境に風上側（角柱に向かう側）と風下側へと流れる。
3. 平均流場では，角柱の後流で，流れ方向に軸を持ち互いに反対方向に回転する一対の縦渦が形成される。この縦渦は，アーチ型渦による頂部からの下降流に伴って誘発されたものであると考えられ，流れの分岐点付近（x/D=1.75）で渦度が最も大きくなる。
4. 剪断層の交互の巻き込みに伴うカルマン渦の形成過程においても，カルマン渦形成領域にはアーチ型渦が形成される。このアーチ型渦の頂部は，カルマン渦の形成・成長過程のどの段階においても，角柱の直ぐ背後に留まる。したがって，アーチ型渦の軸はカルマン渦の流下に伴って，頂部付近で大きく流下方向に引き延ばされねじれた状態となる。流下方向に引き延ばされたアーチ型渦は，カルマン渦が後流に放出されるとき，カルマン渦とともに後流へと流れさる。
5. 非定常流の場合でも，アーチ型渦に伴う頂部からの下降流によって，流れは片側からもう一方の側へと巻き込まれながら下降し，その結果，流れ方向の渦度の極めて強い塊が形成される。この塊は，カルマン渦が放出されるとともに，後流へと流される。

参考文献

Ito, Shinji, Yasuo Okuda, Masamiki Ohashi, Yasuhito Sasaki (2005), Tetsuo Matsuyama, Hitomitsu Kikitsu: Synchronous Measurement of Wind Flow and Wind Pressure around a Cubic Model -Instantaneous Reattachment on Surface, Proceedings of 11th International Conference on Wind Engineering (ICWE XI)

Hori, T., J. Sakakibara (2004), High Speed Scanning Stereoscopic PIV for 3D Vorticity Measurement in Liquids, *Measurement Science and Technology*, Vol.15, No.6, pp.1067-1078.

Kawai H., Y. Okuda and M. Ohashi (2009), Three dimensional structures of flow behind a square prism, The Seventh Asia-Pacific Conference on Wind Engineering, November

Sakakibara, J., K. Hishida, W.R.C Phillips (2001),On the vortical structure in a plane impinging jet, *Journal of Fluid Mechanics*, 434, pp. 273-300

Wang, H.F. and Zhou, Y. (2009), The finite-length square cylinder near wake, *Journal of Fluid Mechanics* , Vol.638, pp453-490.

Three Dimensional Structure of Flow behind a Square Prism with aspect ratio of 2.7

Hiromasa KAWAI, Yasuo OKUDA *and Masamiki OHASHI**

* Building Research Institute
** National Institute for Land and Infrastructure Management

Synopsis

Three dimensional structures of steady and unsteady flows behind a square prism with aspect ratio of 2.7 in a smooth flow, are investigated by PIV technique synchronizing with velocity measurement by a hot wire anemometer. It was seen that an arch-type vortex is formed behind the prism. A stagnation point is observed in the wake at a location of 1.75D behind the prism and 0.3H above the floor, where D is width and H is height of the prism. Therefore flow over the prism does not attach on the floor but runs away some distance above the floor. When separated shear layers are rolled up to form Karman vortex in a wake, the arch-type vortex is still keeping its form in the formation region though the vortex line is twisted very much. As the vortex is growing and moving downstream, the vortex line is stretched in a stream-wise direction near the tip of the vortex which does not move and locates stationary just behind the prism at any instant.

Keywords: 3D square prism, wake, PIV, Karman vortex, arch-type vortex, conditional image sampling

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

フラップゲート式可動防波堤の波浪・津波応答に関する模型実験

木村雄一郎*・新里英幸**・仲保京一**・安田誠宏・間瀬　肇

＊ 京都大学大学院工学研究科
** 日立造船株式会社

要　旨

フラップゲート式可動防波堤は，通常海底に倒伏し，津波あるいは高潮発生時には浮力を利用して浮上し，短時間で港口を閉鎖できる可動式の防波堤である。本研究は，フラップゲートの実用化に向けて，海底倒伏状態あるいは浮上状態のフラップゲートの波浪応答特性を模型実験により評価するものである。実験は，長さ50m，幅1mの2次元造波水槽を用いて，模型縮尺1/30で実施した。実験模型は，水深13mの実海域を対象とした実機を模型化したものである。実験では，規則波および段波性の津波をフラップゲート模型に作用させ，波圧，扉体角度などについて計測を行った。実験の結果，倒伏した扉体の係留特性およびフラップゲート特有の動揺特性や波圧特性を評価することができた。

キーワード: フラップゲート，津波，模型実験，係留特性，波圧，扉体動揺

1. 緒　論

わが国は四方を海に囲まれ，沿岸の平野部に人口および中枢的な諸機能が集中する。このため，わが国における自然災害の中で，津波災害および高潮災害は極めて重大な被害をもたらす。津波は他の自然災害と比較して発生の頻度が少ない。そのため，大津波をきっかけとして集中的な研究がなされ，その都度対策が講じられてきた。しかし，その発生数の少なさゆえ津波の実体について明らかでない点も多く，また対策費用にも制限があるため，防災対策は遅れがちである。一方，高潮は，気象予報技術の進歩に伴い，近年では高い精度でその発生が予測できるようになってきた。とはいえ，台風0416号，台風0418号あるいは台風0423号等による高潮被害は，わが国の広い地域で深い爪跡を残したことも事実である。

津波あるいは高潮に対する沿岸防災施設には，防波堤および水門等がある。津波対策の防波堤は，特に津波防波堤と呼ばれ，大船渡，釜石あるいは須崎などで整備が進められ，港口の遮蔽率を高め港内水位の上昇を低減させることを目的とする。一方，水門については，津波対策水門あるいは高潮対策水門の双方の施設があり，それぞれゲートの形式に特徴があるものの，河川あるいは水路を横断して設置される施設である。本研究が対象とするフラップゲート式可動防波堤（以下，フラップゲート）は，津波防波堤および水門，双方の機能を有する施設である。

フラップゲートは，扉体，函体およびテンションロッドを主要な部材として構成される。フラップゲートの構造については次章においてその詳細を示すが，扉体は通常海底に倒伏した状態で保持され，津波・高潮の発生が予測される際には浮力を用いて浮上し，短時間で港口を閉鎖できる。従来の津波・高潮防災施設は，海水交換を妨げ港内の水質を低下させる，景観設計上支障をきたす，あるいは大型施設の構築が困難となる等の課題を有していた。しかし，フラップゲートは通常海底に倒伏しているため，海水の交換を妨げず，景観への影響も小さい。また，フラップゲートの扉体部は，海底に設置された水平軸を回転中心として起伏するため，港口部の径間に対する制限がない。さらに，フラップゲートは，従来の施設と比較して，建設費用ならびに維持管理費用の大幅な削減が可能である。

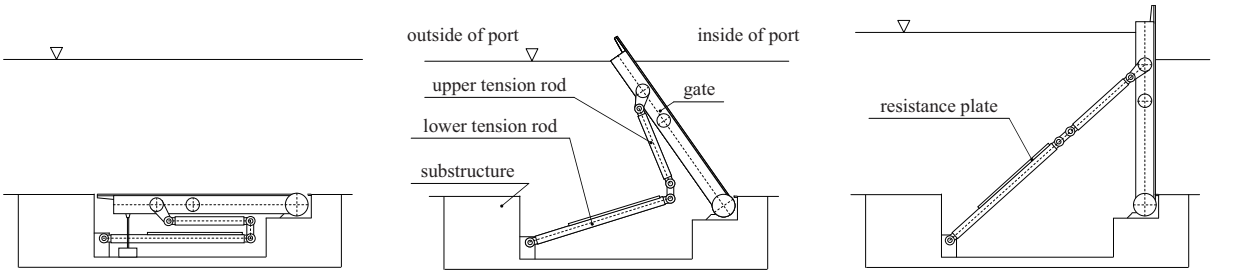
このように，フラップゲートは従来の防災施設と比較して多くの利点を有している。これまでに，白井ら（2005；2006）によって，フラップゲートの防災施設としての有用性については確認されているも

のの，製品としての機能を保証する上で，いくつかの検討すべき課題も残されている。本研究は，フラップゲートを実用化する上で，製品の機能保証に必要なデータを収集し評価するものである。従来，浮体式カーテンウォール（中野ら，2000）あるいは浮消波堤（肥後ら，2002）など作用波に追従して動揺する構造物や，固定式の構造物（例えば，水谷ら，2000；池野ら，2005）を対象とした波力評価に関する研究は多くなされている。しかしながら，フラップゲートとは波力に対する支持方式が異なる上，海底に倒伏する構造物を対象とした研究例はみられない。本研究では，①波浪による海底の圧力変動が倒伏したフラップゲートに与える影響の評価，②浮上したフラップゲートの周期波に対する動揺特性および波圧特性の評価，ならびに，③浮上したフラップゲートの津波に対する応答特性の評価を行うことを目的とし，2 次元造波水槽を用いた水理模型実験を実施した。以下，フラップゲートの構造および各模型実験の内容について示す。

2. フラップゲートの構造および運用の方法

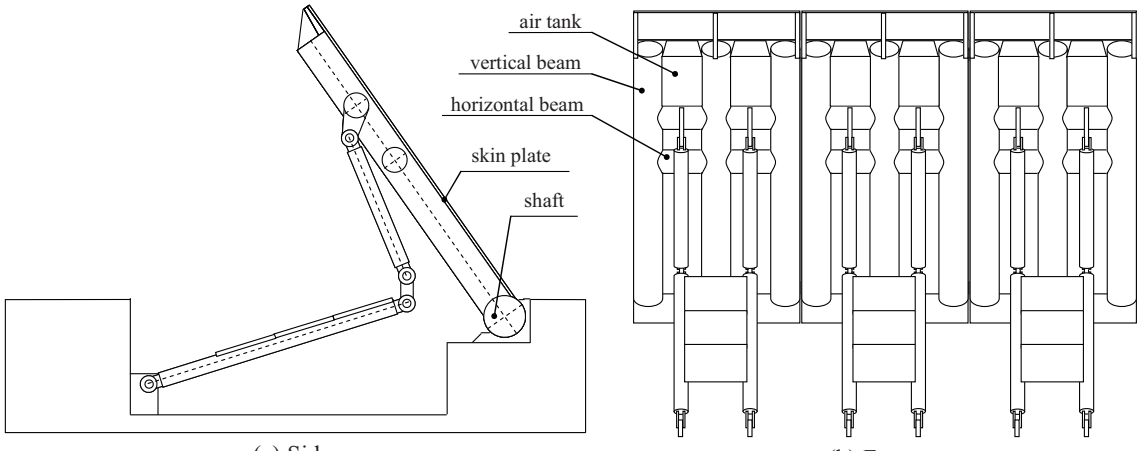
フラップゲートが浮上･起立する様子を Fig.1 に示す。フラップゲートの扉体は通常海底に倒伏した状態に保持され，津波あるいは高潮の発生が予測される際には，浮力を用いて浮上し港口を閉鎖する。その後に生じる港外水位の上昇により，扉体は所定の角度まで起立して連続壁をなす。テンションロッドは，上部ロッドおよび下部ロッドの 2 つの部材からなり，扉体が起立した際には，扉体に作用する水圧荷重を支持する。また，下部テンションロッドには抵抗板が設置され，その流体抵抗により扉体の急激な起立動作を抑制できる。函体は扉体を格納するとともに，扉体回転軸およびテンションロッドを介して，扉体が受ける水圧荷重を地盤内に伝達する。

扉体は，Fig.2 (b) に示すように，隣接する扉体との間に所定の隙間を持たせて，水路を横断する方向に連続して配置される。津波対策のフラップゲートでは，扉体間の隙間は，扉体幅の 1%を目安に設計される。実機の扉体幅は 10m を標準とするため，実機における扉間の隙間は 10cm に相当する。フラップゲートを高潮対応として使用する場合は，ゴム製の膜を用いて扉体間の隙間を止水し，扉間からの漏水を抑制する。隣接する扉体の先端同士は，ワイヤロープを用いて接続され，各扉体が独立して動揺しないような構造が採用される。これにより，斜めから入射する波が扉体に作用した場合でも，扉体間の隙間は増大しない。扉体は，縦主桁，水平桁，回転軸およびスキンプレートにより構成される（Fig.2 (a) および (b) 参照）。縦主桁間には，扉体に浮力を与える 1 対の空気室が設けられる。万一，空気室の一方が浸水した場合であっても，他方の空気室の浮力および



(a) Lying down on a seabed　(b) Floating across a sea surface　(c) Standing due to high water of outside

Fig.1 Behavior of the flapgate rising up from a seabed



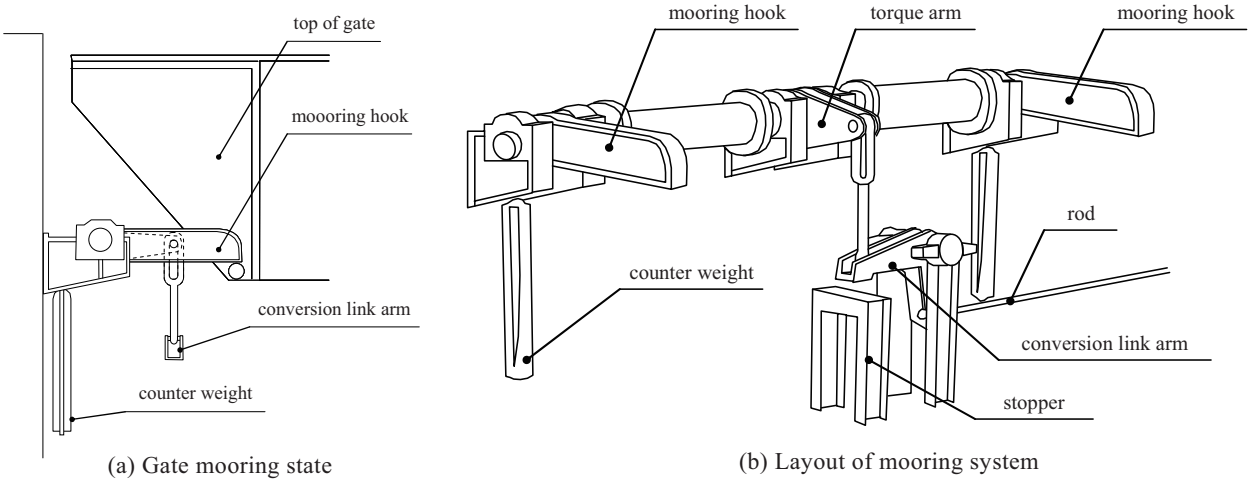
(a) Side　(b) Front

Fig.2 Structure of gates

隣接する扉体から接合されるワイヤロープによる牽引力によって，扉体は浮上することができるよう設計される。テンションロッドは，一端が上部水平桁に接合され，他端は函体に接続される。

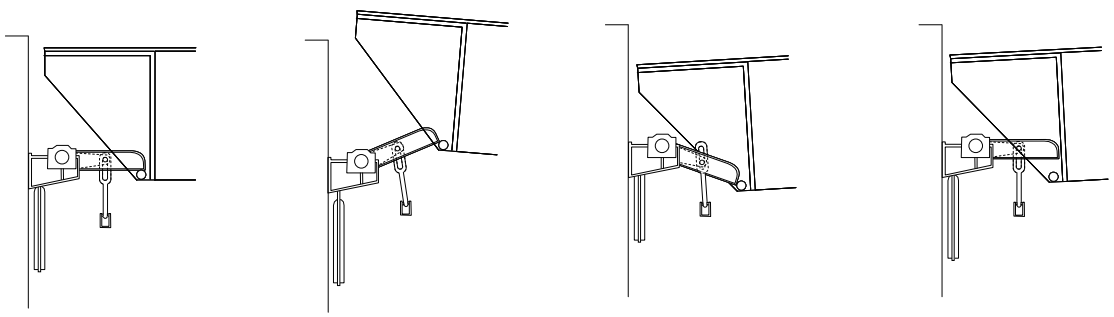
扉体は常時浮力を有した状態に保たれ，係留装置によって扉体の先端に下向きの荷重を加えることで，扉体の倒伏状態は保持される。扉体空気室への空気送入を通常時に行い，常時から扉体に浮力を与えることで，津波発生時の浮上に要する時間を短縮できる。さらに，扉体の係留に必要な荷重を常時監視することにより，扉体の持つ浮上力を常に担保でき，浮上動作に対する信頼性を高めることができる。空気室への送気は，空気室直下の配管より気泡状の空気を供給することで行われる。また，空気室からの排気については，扉体先端付近に設置された排気バルブを開放することで行う。係留機構はFig.3に示すように，係留フック，トルクアームおよび転向リンクアーム等により構成される。扉体の倒伏は，扉体先端に掛かる係留フックによって保持されている。係留フックの操作は，トルクアーム，転向リンクアームおよびロッドを経て，フラップゲートの側部に設置される機械室にて行われる。

通常，扉体はFig.4 (a) の状態で係留されている。扉体の浮上は, Fig.4 (b) に示すように係留フックを緩めることにより行う。フックによる係留が解除された後は，浮力と自重が均衡する角度まで扉体は浮上する。津波あるいは高潮が収束した後，扉体先端部の排気バルブから空気室内の空気を排除することで，扉体は倒伏を始める。扉体は係留フックを押し下げて（Fig.4 (c) 参照）着底し，係留フックはカウンターウェイトの重みにより水平位置に復帰する（Fig.4 (d) 参照）。その後，扉体空気室への給気により，扉体はFig.4 (a) の状態まで浮上し，通常係留状態となる。扉体が海底で保持されている状態においても，フラップゲート上を通過する波浪による水圧変動によって，扉体には流体力が作用する。そのため，係留フックを所定の角度で完全に固定して扉体を係留すると，非常に大きな荷重が局所的にフックに作用することとなる。係留フックに作用するこれらの荷重を軽減するために，フックは所定の範囲内で動揺できるよう，扉体の浮力に相当する初期張力を与えたコイルバネを介して支持されている。コイルバネは，係留フックを操作する機械室内に設けられており，その変位量は作用荷重とともに常時監視されている。



(a) Gate mooring state　　(b) Layout of mooring system

Fig.3 Gate mooring system



(a) Uasual mooring state　(b) Just before release　(c) Pushing down a hook　(d) Touching a bottom

Fig.4 Way of releasing moorage system and re-moorage

3. 海底に倒伏した扉体の係留特性評価

本章にて記載する模型実験は，係留機構の最適設計のため，倒伏状態の扉体に作用する波浪流体力を評価するものである。以下，実験の方法，実験結果と考察について述べる。

3.1 実験の方法

実験は，長さ 50m，幅 1m の造波水槽を用いて，模型縮尺 1/30 で実施した。実験装置全体の概略を Fig.5 に示す。実験模型は，水深 13m の実海域を対象とした実機を模型化したもので，実機の扉体一門の高さは 22m，扉体幅は 10m であり，対応する模型の扉体高さは 71.7cm，扉体幅は 32.5cm に相当する。水槽幅は 1m であるため，実験模型は扉体 3 門を有した構造とした。3 門の扉体は，それぞれ独立して可動でき，隣接する扉体間の隙間は 3mm とした。外側の扉体と水槽壁面との隙間も 3mm となるように，アクリル板を用いて水槽幅を調整した。隣接する扉体間および扉体と水槽壁面との隙間面積は，扉体面積に対して約 1%に相当する。実験模型は，SUS 鋼を用いて作成し，扉体の浮力および慣性モーメントは，ウレタン製の浮力体を用いて実機の条件と合うように調整した。各扉体の係留は，扉体回転軸から 62.0cm の位置に設けた治具より，SUS 製のワイヤロープにて下方に荷重を加えることで行った。

倒伏した扉体の上を波浪が通過する際，水深が浅いほど扉体に作用する圧力変動は大きい。実験水深は，干潮時を想定し，平均水位 13m より 2m 水位が低下した水深 11m の実海域を対象とした（実験では 35.9cm に相当する）。実験では，実海域のスケールで周期が 4s～16s の規則波を用いた。規則波の波形勾配（$=H/L$）は 0.01～0.04 とした。規則波の諸元を Table 1 に示す。ここで，H は波高，L は波長を示す。

波高の計測には，入射波と反射波を分離するために，2 台の容量式波高計を用いた。波浪によって扉体に作用する浮上力は，波の入射方向にわたって扉体の上面（P1～P3）および下面（P4～P6）に 3 箇所ずつ一列に設置した圧力計より算出した。具体的には，上面と下面の圧力計より差圧を求め，3 点の差圧を用いて最小二乗法により直線近似した関数を導き，扉体回転軸からの距離を関数に乗じた上で，扉体長さにわたって積分したものを波浪流体力によるモーメントと定義した。扉体に作用する浮上力に抵抗するための係留力は，各扉体を係留するワイヤロープの他端をそれぞれロードセルに接合することで，荷重の計測を行った。実機では，所定の扉体動揺量を許容するために，係留装置にバネを用いる。実験模型においても，ワイヤロープとロードセルの間にコイルバネを挿入し，扉体の動揺を許容できる構造とした（Fig.6 参照）。コイルバネは，バネ定数が 0.80N/mm，3.27N/mm，8.65N/mm，および 15.5N/mm の 4 種類のものを使用した。各扉体の先端と函体の間には隙間がある。この隙間の幅を調整するための調整板を扉体先端に設置した。実験では，調整板を用いて，扉体先端と函体との隙間を 7mm，17mm，および 27mm の 3 条件に設定した。それぞれの隙間面積は，扉体の面積に対して 1.0%, 2.5%, および 4.0%に相当する。ロードセルにて計測する係留力についても，回転軸から係留点までの距離 L_M（= 62.0cm）を乗じることで係留力によるモーメントとして定義し，波浪流体力によるモーメントと比較できるようにした。流体力によるモーメントおよび係留力によるモーメントは，静水圧 ρgh（=3.52kPa，ρ：水の密度，g: 重力加速度，h: 水深），扉体長さ L_G（=71.7cm）および扉体幅 B（=32.5cm）を用いて無次元化を行った。扉体の回転角度は，ロードセルにて計測した作用荷重をバネ定数で除することにより算出した。

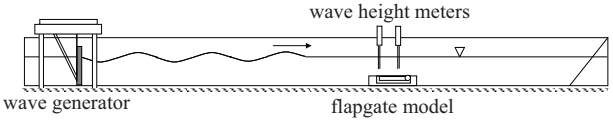
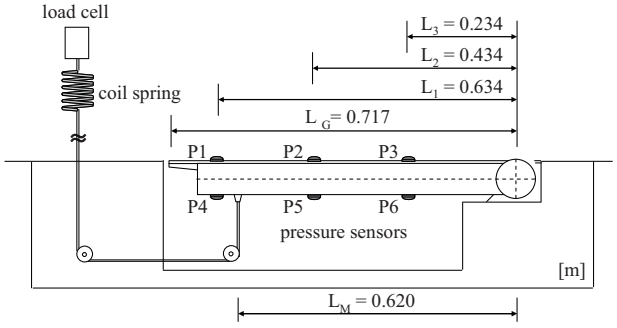


Fig.5 Two-dimensional water channel in mooring gate experiment

Table 1 Wave condition in model experiment

prototype	experimental model				
wave period [s]	wave period [s]	wave height [cm]			
		H/L =0.01	H/L =0.02	H/L =0.03	H/L =0.04
4.0	0.722	0.815	1.63	2.44	3.26
6.0	1.083	1.77	3.55	5.32	7.09
8.0	1.444	2.81	5.63	8.44	11.3
10.0	1.806	3.80	7.61	11.4	15.2
12.0	2.167	4.76	9.51	14.27	19.0
14.0	2.528	5.69	11.37	17.06	22.7
16.0	2.889	6.60	13.2	19.8	26.4



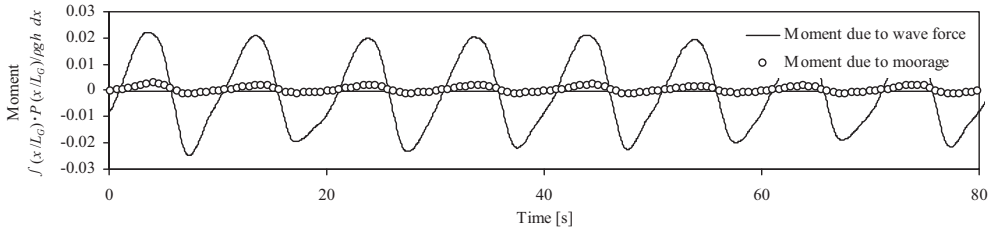
weight of gate in water：-0.196 kg

gravity center of gate： 0.364 m from shaft

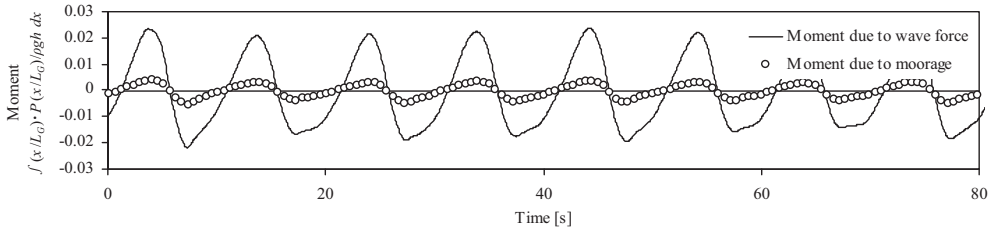
Fig.6 Arrangements of load cell and pressure sensors to evaluate moments due to wave and moorage forces

3.2 実験結果と考察

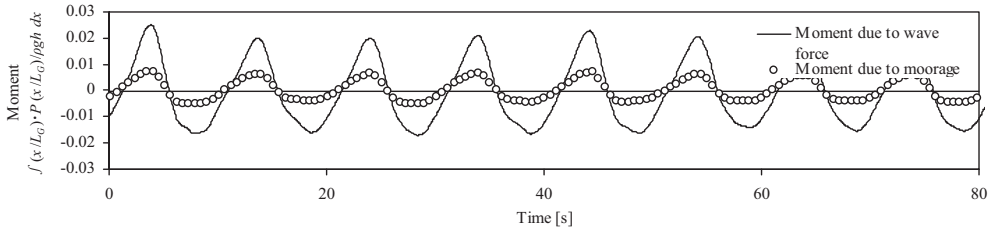
Fig.7 は，扉体先端の開口率を 4%に調節したフラップゲートに，周期 10s，波形勾配 0.04 の規則波を作用させた際に生じる波浪流体力によるモーメントおよび係留力 T_m によるモーメントの時間変化を示したものである。ここで，横軸は実海域スケールでの時間，縦軸は無次元化したモーメントを示す。Fig.7 より，流体力および係留力によるモーメントは，作用する規則波の周期と同期して変動した。Fig.8 に，Fig.7 と同一の条件の規則波をフラップゲートに作用させた際の，(a) 流体力によるモーメントの最大値および (b) 係留力によるモーメントの最大値を示す。Fig.8 では，横軸に扉体先端の開口率，縦軸には無次元化したモーメントを示す。Fig.7 および Fig.8 より，扉体の係留にバネ定数の大きいバネを用いるほど，係留力によるモーメントは増大した。また，扉体先端の開口率を大きくすると，流体力によるモーメントおよび係留力によるモーメントは共に増加した。Fig.9 は，(a) 0.80N/mm および (b) 15.5N/mm のバネ定数のバネを用いて扉体を係留したフラップゲートに，周期 4s～16s，波形勾配 0.04 の規則波を作用させた際の流体力によるモーメントの最大値を示したものである。Fig.9 では，横軸に実海域スケールでの波周期，縦軸には無次元化したモーメントを示す。Fig.9 より，特定のケースでモーメントの最大値が若干落ち込んでいるものの，作用する規則波の周期が長くなるにつれて，流体力によるモーメントの最大値は増加する傾向がみられた。Fig.10 に，Fig.9 と同一の係留バネを用いたフラップゲートに，Fig.9 と同一の規則波を作用させたときの扉体の回転動揺振幅を示す。Fig.10 では，横軸に実海域スケールの波周期を，縦軸に弧度を示す。この図からわかるように，硬い



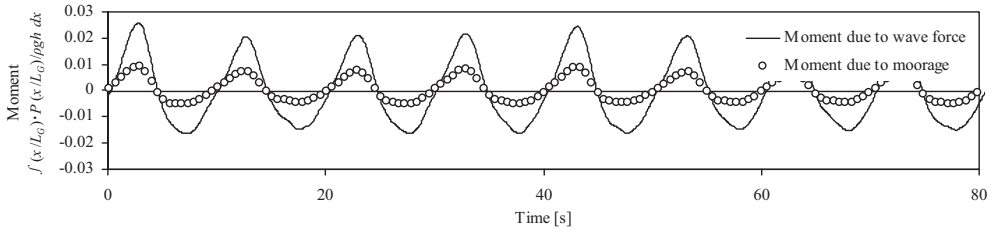
(a) Spring constant: 0.80 N/mm



(b) Spring constant: 3.27 N/mm



(c) Spring constant: 8.65 N/mm



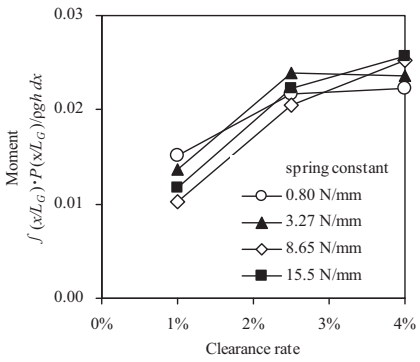
(d) Spring constant: 15.5 N/mm

Fig.7 Time series of moments acted on gate due to wave and moorage forces in regular waves (T=10, H/L=0.04)

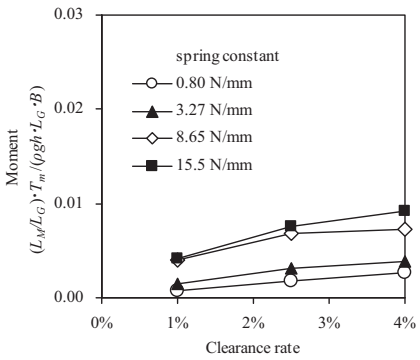
バネを用いた実験ケースほど動揺角度は小さくなり，作用する規則波の周期が長くなるにつれて動揺角度が増加した。扉体に生じる流体力によるモーメントは，扉体の上面および下面の圧力差に起因する。扉体上面の圧力は，その地点の静圧に依存し，扉体下面の圧力は，扉体の先端あるいは扉間の隙間から伝播する圧力に依存する。扉体の先端部の開口率がゼロである場合を仮定すると，扉体下側の圧力は，扉体上面の静水圧が扉間から下方に伝播するだけであるため，扉体の上下面で圧力差は生じない。扉体先端の開口率が扉間の開口率と比べて大きい場合，扉体下側の圧力は，扉体先端の開口部から伝播する圧力に支配されるため，扉体の上下で圧力差が生じやすい状態となる。扉体上の波高計で計測した水位および扉体に作用する流体力によるモーメントの時系列データを比較すると，扉体先端の開口部の水位が，扉体上の水位より高いとき，つまり，扉体上の水面の勾配が負となるとき，作用するモーメントの値が正となる事が確認できている。これらの結果より，扉体先端の開口率が大きいほど，扉体に生じる流体力によるモーメントは増大すると考えられる。

扉体に生じる流体力によるモーメントが，扉体上下の圧力差によって生じることは先に述べた。Fig.9 (a) および (b) の開口率 4.0%の実験ケースを比較すると，柔らかいバネを用いて係留することで，係留力によるモーメントは約 6 割に減少している。これは，扉体が動揺したことにより，扉体下側の圧力上昇を緩和できたためである。(a) および (b) のバネに，同一の荷重を作用させると，(a) のバネは (b) のバネの約 20 倍変位する。前者のバネに作用する荷重が，後者のバネに作用する荷重の 6 割であれば，前者のバネは，後者のバネの約 12 倍の変位を生じるはずである。しかし，Fig.10 (a) および (b) の開口率 4.0%の実験ケースを比較すると，(a) のケースの動揺角度は，(b) のケースの動揺角度の約 8 倍でしかない。これは，係留機構以外の抗力が扉体の起立を抑制していることを示している。Fig.10 は，扉体の先端の開口率が小さいケースほど，扉体の動揺角度はより小さく，扉体の起立を抑制する抗力が大きくなる事を示す。これらの結果より，扉体の起立を抑制しているのは，扉体の開口部から流入出する水の抵抗であると推察できる。つまり，扉体先端の開口率を小さくし，扉体の動揺を許容する係留機構を用いることで，係留部材に生じる負荷を軽減させることができる。

扉体先端部の真上の波高に対する波浪流体力によるモーメントの位相差を Fig.11 に示す。Fig.11 より，扉体に生じるモーメントは，扉体上の水面の波形が $\theta=\pi$ に差し掛かった付近で最大値を示している。これは，正弦曲線の勾配は，$\theta=\pi$ において負の傾きが

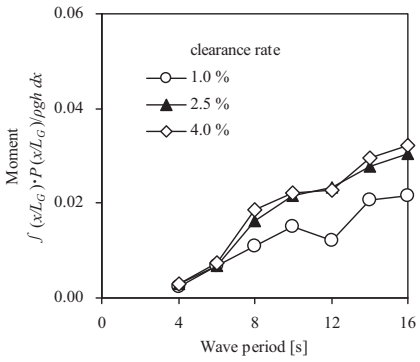


(a) due to wave force

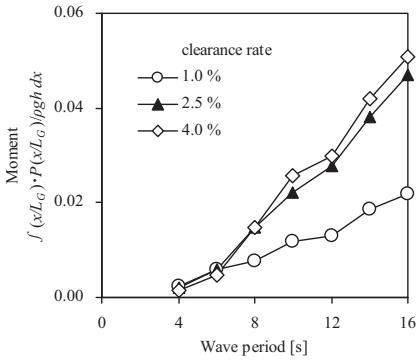


(b) due to moorage force

Fig.8 Maximum moments acted on gate



(a) Spring constant: 0.80 N/mm



(b) Spring constant: 15.5 N/mm

Fig.9 Maximum moments acted on gate due to wave forces

最大となるためである。本研究の実験条件において，周期 4s の規則波の波長は，扉体の長さと同程度であり，扉体に大きなモーメントを作用させることはない。波長が扉体長さに対して十分に長い正弦波形については，波形勾配が同一であった場合，扉体上の水面勾配（あるいは，負の水面勾配）の最大値は一定値に近づくはずであり，扉体に生じる流体力によるモーメントの最大値も一定値に近づくはずである。しかし，扉体に生じるモーメントは，Fig.9 に示すように増加する傾向を示す。周期の長い波を水槽で造波すると，波の峰は切り立ち，波の谷は平滑化されて，正弦曲線から徐々に外れる。このような波形の波では，$\varphi=\pi$ で負の勾配が最大とはならず，位相は $\varphi=\pi/2$ の方にずれ，勾配もより急峻となる。Fig.11 より，波周期が長くなるほど，流体力によるモーメントの位相が $\varphi=\pi$ から $\varphi=\pi/2$ の方に徐々にずれていることからも，この現象は明らかである。これらの結果より，本実験の条件では，周期の長い波ほど，最大勾配を与える位相が波の峰側に近づき，波形の最大勾配が増大するため，扉体に生じる波浪流体力によるモーメントも増加すると考えられる。

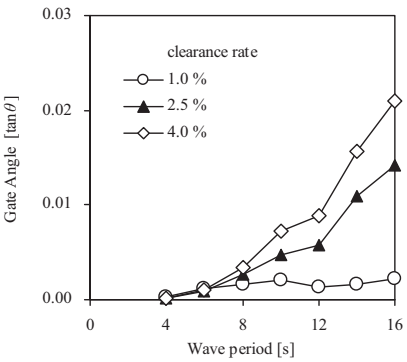
4. 水面に浮上した扉体の動揺・波圧特性評価

本章にて記載する実験は，扉体の経済設計のため，浮上状態の扉体に規則波を作用させ，扉体の動揺特性および波圧特性について評価するものである。以下，実験の方法，実験結果と考察について述べる。

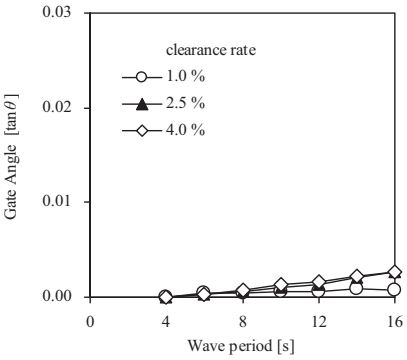
4.1 実験の方法

実験は，3 章にて使用した造波水槽およびフラップゲート模型を用いて実施した。実験装置全体の概略を Fig.12 に示す。実験では，抵抗板を設置したケースならびに抵抗板を設置しないケース，双方の模型を対象とした。抵抗板は，下部ロッド長さの 3/4 に相当するものを使用した。実機では，隣接する扉体の先端をワイヤロープ等により緩く連結することで，扉体のバラつきが抑制される。実験模型においても実機の状態を再現し，扉体の先端を同様に連結した。

実験で対象とした規則波は，3章にて使用した入射波と同一の条件のものである（Table.1参照）。波高の計測は，入射波と反射波を分離するため，フラップゲートの沖側と岸側にそれぞれ2台ずつ設けた容量式波高計により行った。波圧の計測には，扉体の沖側に水深方向一列に設置した計6個の波圧計を用いた。波圧計の設置状況をFig.13に示す。扉体角度は，扉体回転軸上に設置した加速度計を用いて算出した。静水状態で水面に浮上静止した扉体の初期角度は θ_0 =43.6度であった。



(a) Spring constant: 0.80 N/mm



(b) Spring constant: 15.5 N/mm

Fig.10 Maximum angle of gate motion in waves

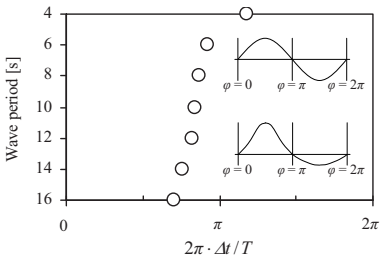


Fig.11 Phase difference of maximum moment due to wave force from wave profile

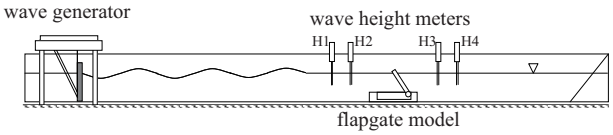


Fig.12 Two-dimensional water channel in floating gate experiment

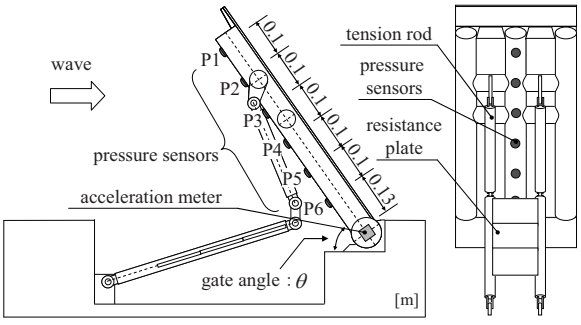


Fig.13 Arrangement of pressure sensors and acceleration meter

4.2　実験結果と考察

抵抗板を設置しないフラップゲートに関して，規則波作用時の扉体角度と波周期の関係を Fig.14 に示す。図の縦軸は，初期状態から最大扉体角度までの増分（θ_{max} -θ_0）を入射波振幅で除した単位振幅あたりの動揺角, 横軸は実機換算波周期である。図より，波周期 10s 以下ではいずれの波形勾配に対しても同等の値を示しているが, 10s 以上では単位振幅あたりの動揺角は増加しており，その傾向は波形勾配によって異なることがわかる。これは，入射波に応じて扉体動揺の非線形性が強い領域と弱い領域があることを示している。なお，周期 4s～16s に扉体動揺のピークはなく，この範囲に固有周期が存在しないことがわかる。

抵抗板を設置しないフラップゲートおよび抵抗板を設置したフラップゲートにおいて，扉体角度の時間変化一周期分を Fig.15 に示す。ここで扉体角度とは，海底倒伏状態を 0 度とした水平面に対する扉体の角度を指す。Fig.15 において，(a) および (c) は抵抗板を設置しないケース，(b) および (d) は抵抗板を設置したケースを示し，それぞれ，実海域のスケールで周期 6s あるいは 16s の規則波を作用させた際の実験結果である。また，これらは，波形勾配 0.04 の

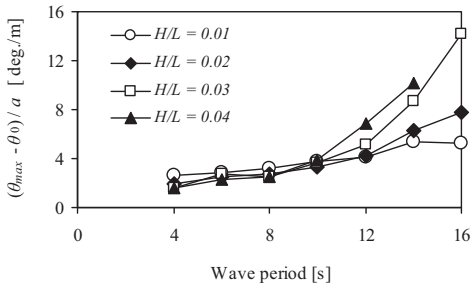
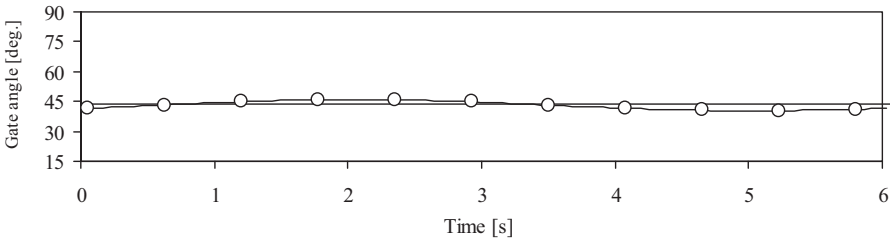
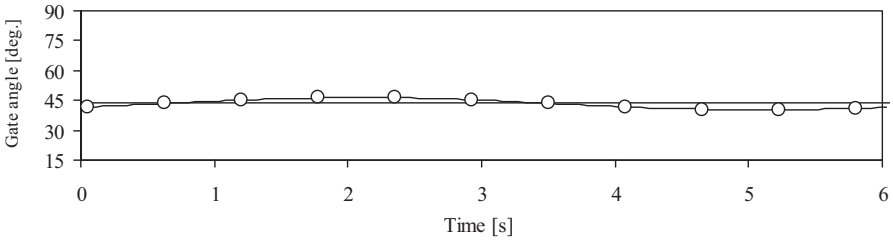


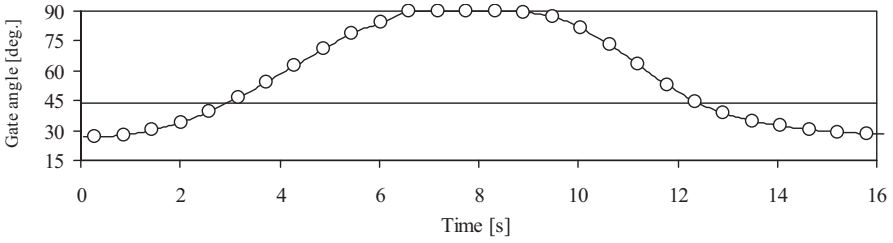
Fig.14 Angle of gate motion in waves



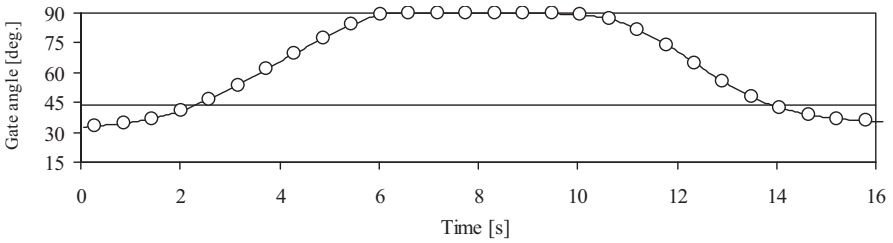
(a) Wave period: 6 s (without resistance plate)



(b) Wave period: 6 s (with resistance plate)



(c) Wave period: 16 s (without resistance plate)



(d) Wave period: 16 s (with resistance plate)

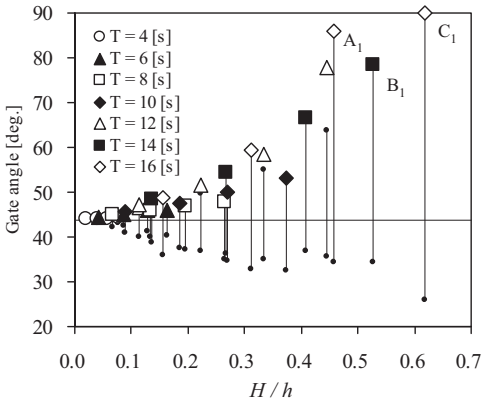
Fig.15 Time series of gate angle in regular waves

入射波を対象としたケースであり，図中の水平の直線は静水状態での扉体の釣合い角度（= 43.6 度）を示す。Fig.15 (a) および (b) のケースを比較すると，両者の扉体角度の変化に顕著な違いは見られない。扉体動揺量の小さい領域では，抵抗板の有無が扉体動揺特性に与える影響は小さいことがわかる。一方，(c) および (d) のケースを比較すると，両者に明確な違いがみられる。抵抗板を設置したフラップゲートは，設置していないケースより短時間で扉体が 90 度まで起立し，扉体が 90 度で起立している時間も長いことがわかる。また，扉体角度の最小値については抵抗板を設置していないケースの方が小さく，抵抗板の設置により，扉体の動揺範囲が起立側にスライドしたように見受けられる。

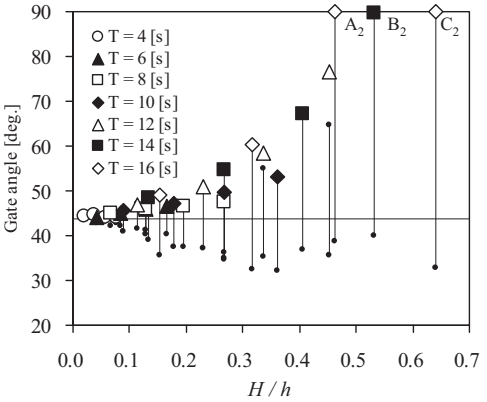
作用波の周期と波高水深比（=*H/h*）により扉体角度の最大値および最小値を整理したものを Fig.16 に示す。Fig.16 において，(a) は抵抗板を設置していないケース，(b) は抵抗板を設置したケースにおける結果を示すものである。また，実験データを識別するために，作用波の波高水深比の大きい 3 つのデータに対して，A_1〜C_1，あるいは A_2〜C_2 の記号を振り当てた。

Fig.16 (a) より，*H/h* が 0.4 以下の条件については，扉体の釣合い角度である 43.6 度を中心として，動揺振幅は波高水深比に対して概ね線形的に増加した。このとき，起立側（>43.6 度）と倒伏側（<43.6 度）の動揺幅は同程度であった。Fig.16 (b) の抵抗板を設置したケースについても，*H/h* が小さい条件においては，扉体の動揺幅は (a)の結果 と同程度であり，抵抗板の設置による扉体の動揺角度の変化は確認できなかった。一方，作用波の波高水深比が比較的大きいケース（*H/h* が 0.4 を越えるようなケース）では，*H/h* が増大するにつれて起立側の動揺幅は 2 次関数的に増加したが，倒伏側の動揺幅については限定的であり，実験ケースによっては動揺幅が減少するものもあった。また，作用波の周期が長いケースほど，起立方向への動揺量が大きくなる傾向も確認できた。このとき，Fig.16 (a)，(b) のいずれにおいても，C の実験ケースでは，扉体の最大角度は 90 度に達した（C_1=C_2=90 度）。また，A あるいは B の実験ケースについては，双方とも扉体動揺角の最大値が A_1<A_2（=90 度），B_1<B_2（=90 度）となっており，抵抗板の設置により扉体の最大角度が増加している様子が確認できた。一方，倒伏側の動揺幅については，抵抗板を設置することで小さくなる傾向がみられ，Fig.15 (c) および (d) の扉体角度の時間変化と同様の結果を示した。

静水域において浮上状態の扉体は，自重によって倒伏方向に作用するモーメントと浮力によって起立方向に作用するモーメントが均衡した状態にある。港外水位の上昇による静水圧の増加あるいは港外からの作用波力によって扉体角度が大きくなると，扉体重心位置と扉体回転中心の水平距離が短くなるため，扉体の自重によって倒伏方向に作用するモーメントは減少する。その結果，扉体角度が大きくなるほど，港外からの外力に対して扉体は起立方向に動揺し易い状態となる。*H/h* > 0.4 となるような，作用波の波高水深比が比較的大きい条件下では，扉体の自重によるモーメントが十分に小さくなり，扉体は起立側に動揺し易い状態であったと考えられる。また，扉体に作用する入射波の波高が同一であっても，周期が長くなるにつれて扉体への波力の作用時間は長くなるため，運動抵抗の小さい起立側への動揺幅はより増大する。扉体は入射波の周期と同期して運



(a) without resistance plate



(b) with resistance plate

Fig.16 Angle of gate motion in waves

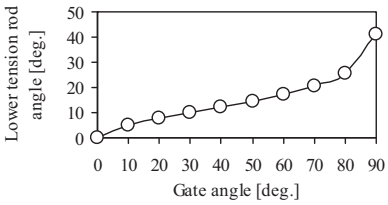


Fig.17 Relationship of angle between gate and lower tension rod

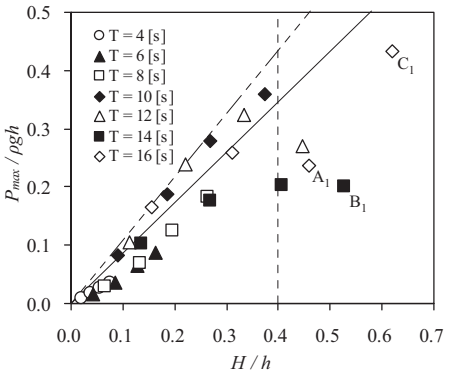
動する。扉体の起立側への動揺幅が大きくなると，倒伏方向への運動に遅れが生じ，倒伏方向への運動の途中で次の入射波が扉体に作用することとなる。その結果，扉体の往復運動の中心は，運動抵抗の小さい起立側にスライドし，倒伏方向への動揺角が若干減少したと推測できる。

Fig.17 は，扉体と下部テンションロッドとの角度の関係を幾何学的に算出したものである。テンションロッドの角度は，水平面となす角として表示している。Fig.17 より，下部テンションロッドは，扉体が 80 度から 90 度に起立する際に大きく変位する。扉体角度が 80 度程度に達するケースでは，下部テンションロッドに設置した抵抗板が扉体の動揺特性に及ぼす影響が大きくなることがわかる。その結果，抵抗板の作用により，扉体角度の最大値が 80 度を越える A_1～C_1 のケースと A_2～C_2 のケースとでは，それぞれ動揺角に差異が生じたと考えられる。抵抗板は扉体の運動に対する抵抗となるものの，扉体角度が 90 度に接近し，扉体の自重による倒伏方向へのモーメントが非常に小さくなった状態では，扉体の起立方向への運動を抑制する効果は軽微である。一方，倒伏方向への運動時には，抵抗板が扉体運動に対する抵抗となり，倒伏方向への変位量を減少させる。この結果，扉体の往復運動の中心は起立側に移動することとなり，扉体の動揺範囲も起立側にスライドしたと考えられる。

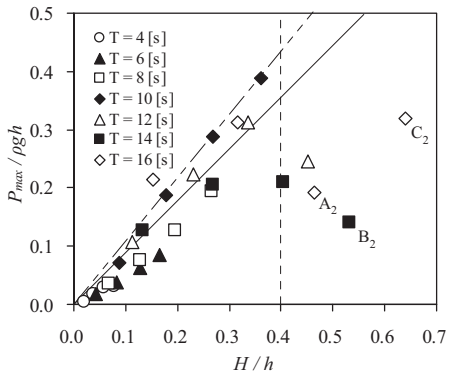
規則波作用時において，扉体に作用する最大波圧を Fig.18 に示す。縦軸に示す波圧は，実験水深における静水圧（$=\rho gh$）を用いて無次元化したものである。また，Fig.18 では，Fig.16 と同様に (a) は抵抗板を設置していないケース，(b) は抵抗板を設置したケースを示し，各図とも横軸は波高水深比とした。破線は起立方向への動揺幅が線形的な関係から外れて増加する閾値となった $H/h=0.4$ を，直線は $H/h<0.4$ の実験データに対する近似曲線を，2 点破線は固定壁に作用する最大波圧をそれぞれ示したものである。

Fig.18 より，H/h が 0.4 以下のケースでは，フラップゲートに作用する最大波圧は，固定壁に作用する最大波圧と比較して 20%前後減少した。扉体の起立方向への動揺幅が大きくなる H/h が 0.4 を越えるケースでは，扉体に作用する最大波圧は，固定壁に作用する最大波圧と比較して大幅に低下した。自重によって倒伏方向に生じるモーメントが減少し，扉体の起立方向への動揺幅が大きくなるケースでは，扉体は小さな外力によって起立方向に変位する。そのため，扉体自身が入射波から受ける力積が減少し，扉体への作用波圧も低下したと考えられる。

Fig.16 において A～C の記号を振り当てた，作用波の波高水深比の大きい 3 ケースについて，抵抗板



(a) without resistance plate



(b) with resistance plate

Fig.18 Maximum pressures acted on gate in waves

を設置した Fig.18 (b) は，(a) と比較して扉体に生じる最大波圧が減少している様子が確認できる。Fig.16 にて示されたように，抵抗板を設置したケースでは，扉体の動揺範囲が起立側にスライドした。扉体に作用する波圧は，倒伏方向に運動する扉体を起立方向に押し上げるときに最大となる。扉体の動揺範囲が起立側にスライドしたケースでは，扉体が持つ自重によるモーメントが低下しているため，比較的小さい外力によって扉体を起立方向に押し上げることができる。このため，抵抗板を設置したケースでは，扉体への最大作用波圧が減少したと考えられる。

5. 津波に対する扉体の応答特性評価

本章では，浮上状態の扉体に段波津波を模擬した孤立波を作用させた実験を実施し，扉体の津波応答について評価を行う。以下，実験の方法，実験結果と考察について述べる。

5.1 実験の方法

実験は，長さ 50m，幅 1m の造波水槽において，規則波実験と同一のフラップゲート模型を用いて実施した。ここでは，下部テンションロッドに抵抗板を設置したフラップゲートおよび抵抗板を設置して

いないフラップゲートに加えて，扉体を 90 度に固定した固定式ゲートに作用する波圧についても計測を行った。段波津波は，引波津波によって水位が低下したときに発生すると想定し，模型設置位置における水深は，実海域のスケールで 7m とした（実験のスケールでは水深 22.8cm）。段波津波を作成するため，水槽内には，砂と半透過性のマットを用いて傾斜面を構築した。傾斜面は，1/10 勾配の斜面を 4m 作成し，その後，1/100 勾配の斜面を 10m にわたって作成した。傾斜面の背後にフラップゲート模型を設置し，模型の周囲は砕石によって構築した。実験装置全体の概略を Fig.19 に示す。

波高の計測には，計 8 台の波高計を用いた。使用した波高計を沖側から順に H1～H8 とした。H1 は 1/10 勾配の沖側，H2 は 1/10 勾配の開始位置，H3 は 1/10 勾配と 1/100 勾配の境界，H4 および H5 は 1/100 勾配域をそれぞれ 3 等分した位置，H6 は模型の直前，H7 は模型の直後および H8 は H7 の 4m 背後に，それぞれ設置した。波圧の計測には，規則波実験にて使用した扉体沖側の 6 個の波圧計を用いた（Fig.13 参照）。計測のサンプリングは 1ms（1000Hz）とした。

実験では，波高が水深とほぼ同一となるように調整した段波津波を使用し，模型直前で砕波する砕波段波と，模型より十分に沖側で砕波して到来する波状段波を用いた。実験で使用した砕波段波および波状段波の時間波形を Fig.20 に示す。Fig.19 では，横軸を実海域スケールの時間，縦軸を波高水深比とした。

5.2　実験結果と考察

Fig.21 および Fig.22 は，フラップゲートあるいは固定式ゲートに砕波段波および波状段波を作用させた際の，扉体に作用した最大波圧の鉛直分布を示したものである。(a) は段波がフラップゲートに到達した時，(b) は扉体角度が 90 度に達し起立が完了した時における，扉体への作用波圧を示す。扉体は津波による波力を受けながら起立するため，段波到来時と起立完了時において，扉体に設置した波圧計の設置高さが変化する。これらの波圧は，波圧計の水深変化に伴う静圧変動分を除いたものである。固定式ゲートについては，扉体を 90 度で固定しているため，(b) においてのみ結果を表示した。縦軸は，水深で無次元化した鉛直高さを示す。

Fig.21 (a) および Fig.22 (a) より，段波がフラップゲートに到達した際の，扉体作用波圧の鉛直分布については，抵抗板の設置による波圧の違いはみられない。この時点では，扉体および抵抗板は運動を始めておらず，かつ，浮上状態における抵抗板の位置は函体の天端面より低い。したがって，段波到来時においては，抵抗板による扉体作用波圧への影響は限定的である。

一方，Fig.20 (b) および Fig.21 (b) では，実験ケース毎に特徴がみられた。抵抗板を設置していないフラップゲートと抵抗板を設置したフラップゲートを比較すると，後者のケースでは，扉体に作用する最大波圧を 1/3～1/4 程度に低減できた。抵抗板の流体抵抗により，起立動作中に扉体が得る角速度は抑制される。起立完了時，付加質量分の水塊による慣性力が扉体に作用するが，扉体の角速度が抑制されたこ

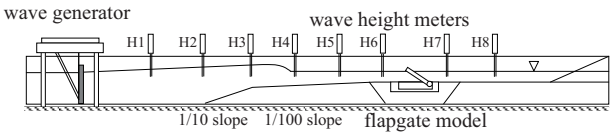
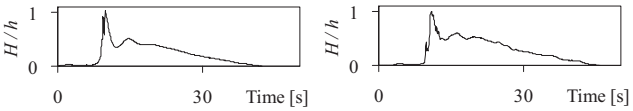
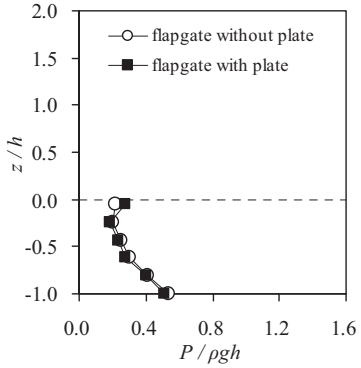


Fig.19 Two-dimensional water channel in tsunami experiment

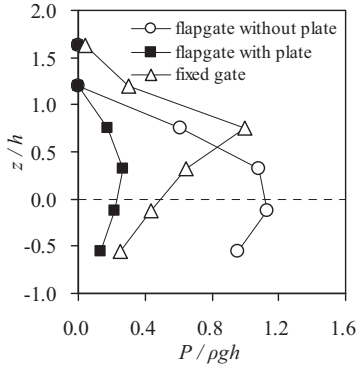


(a) Breaking bore　　(b) Undular bore

Fig.20　Time series of water level in acting tsunami



(a)　in time of having arrived

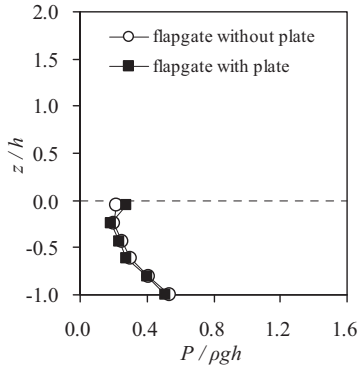


(b)　in time of having stood

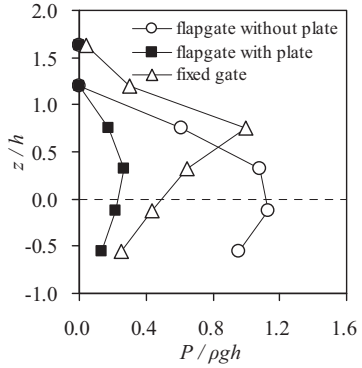
Fig.21　Vertical distribution of maximum pressure acted on flapgate and fixed gate in breaking bore

とで，これらによる慣性力も軽減される。これにより，扉体に作用する最大波圧は減少したと考えられる。フラップゲートでは，z/h = -0.5～0.5 において扉体に最大波圧が作用するが，固定式ゲートでは，z/h = 0.5～1.0 において作用波圧が最大となった。ここで，z/h とは，最大津波高で無次元化した鉛直座標を示す。フラップゲートおよび固定式ゲートに，最大波圧が作用した際のスナップショットを Photo 1 に示す。Photo 1 の (a) および (b) を比較すると，フラップゲートに段波を作用させたケースでは，水面の乱れが小さいのに対して，固定式ゲートに段波を作用させたケースでは，水面に大きな乱れがみられる。前者のケースでは，扉体の起立動作に伴って，段波の流れが海底部に向かったため，水面形状に大きな乱れが生じなかったと推測できる。一方，後者のケースでは，ゲートとの接触により段波の流れが上方に向かい，水面上に飛沫を舞い上げたと考えられる。このような両者の違いにより，フラップゲートに作用する最大波圧は，固定式ゲートに作用する波圧と比較して，低い位置に生じたと推測できる。抵抗板を設置したフラップゲートに作用する波圧は，固定式ゲートに作用する波圧と比較して，z/h = 0 より低い位置の計測点においては大差ないものの，z/h = 0.5 より高い位置の計測点においては十分に小さい値となった。

砕波段波あるいは波状段波の 2 種類いずれを使用した場合でも，結果の傾向に大きな差はみられなかった。

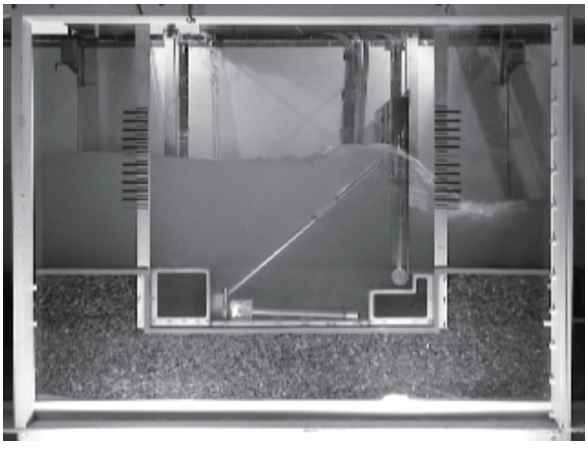


(a) in time of having arrived

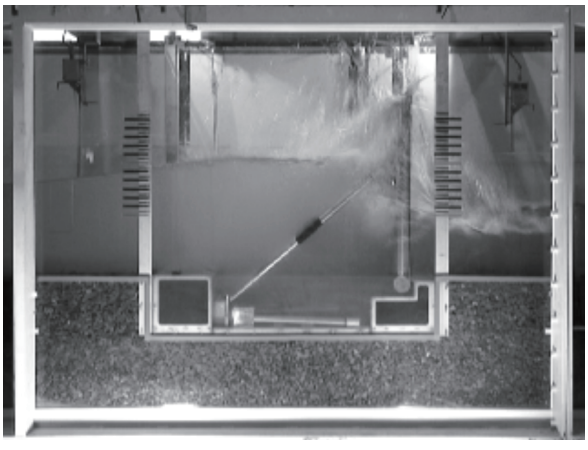


(b) in time of having stood

Fig.22 Vertical distribution of maximum pressure acted on flapgate and fixed gate in undular bore



(a) flapgate



(b) fixed gate

Photo 1 Aspects around flapgate or fixed gate in acting undular bore

6. 結　論

本研究では,2 次元造波水槽を用いてフラップゲート模型に規則波あるいは津波を模擬した孤立波を作用させ，扉体の係留特性，動揺特性および波圧特性を評価した。以上の実験を通して得られた主要な結論を，それぞれの実験ごとに示す。

6.1　倒伏扉体に対する規則波作用実験

① 扉体に生じる波浪流体力による扉体回転軸周りのモーメントは扉体上の水面勾配に依存する。
② 扉体先端の開口を扉間の開口と比較して狭くすることで，扉体に生じる流体力によるモーメントを低減できる。
③ 扉体の動揺を許容できる係留機構を採用することで，扉体の係留に必要な係留力を低減できる。

6.2　浮上扉体に対する規則波作用実験

④ 周期 10s 以上の作用波に対しては，単位振幅あたりの扉体動揺角は増加し，その傾向は波形勾配が大きいほど顕著である。
⑤ フラップゲートに規則波を作用させた際に扉体に生じる最大波圧は，固定壁への作用波圧と比較して減少する。
⑥ 波高水深比 H/h が 0.4 を越える規則波をフラップゲートに作用させた場合，扉体の動揺角は増加するが，扉体への作用波圧は固定壁に作用する波圧と比較して大幅に減少する。

6.3　浮上扉体に対する段波津波作用実験

⑦ フラップゲートに段波津波が作用する際，下部テンションロッドに抵抗板を設置することで，扉体への作用波圧を 1/3〜1/4 に低減できる。
⑧ 段波作用時において，フラップゲートの扉体に生じる波圧の鉛直分布は z/h = -0.5〜0.5 で最大となり，固定ゲートでは z/h = 0.5〜1.0 で最大となる。
⑨ 段波作用時において，抵抗板を設置したフラップゲートに生じる波圧は，固定式ゲートに作用する波圧と比較して同程度か，あるいは小さくなる。

一連の模型実験を通して，フラップゲートの機能を確認し，実用化のための必要なデータを計測・評価することができた。今後は，流体と構造体を練成して解析できる数値計算モデルを構築し，スケールアップに伴う問題を検討すること，および，実海域における実証試験を実施し，製品としての最終的な検証を行う予定である。

参考文献

池野正明，松山昌史，榊山　勉，柳沢　賢（2005）：ソリトン分裂と砕波を伴う津波の防波堤に作用する波力評価に関する実験的研究，海岸工学論文集，第 52 巻，pp.751-755.

池谷　毅，朝倉良介，藤井直樹，大森政則，武田智吉，柳沢　賢（2005）：浮体に作用する津波波力の実験と評価方法の提案，海岸工学論文集，第 52 巻，pp.761-765.

木村雄一郎，仲保京一，伊壇昭一郎，柳　浩敏（2007）：高潮・津波対策用フラップ式可動ゲート津波低減性能に関する模型実験（その 2）－起立安定化プレートの力学特性の把握－，海洋開発論文集，第 23 巻，pp.93-98.

木村雄一郎，新里英幸，仲保京一，安田誠宏，間瀬肇（2009）：倒伏状態の津波・高潮対応フラップ式可動ゲートの係留特性に関する実験的研究，海洋開発論文集，第 25 巻，pp.93-98.

木村雄一郎，新里英幸，仲保京一，安田誠宏，間瀬肇（2009）：フラップゲート式可動防波堤の波浪応答特性に関する実験的研究，海岸工学論文集，第 56 巻，pp.806-810.

白井秀治，永田修一，藤田　孝，新里英幸，仲保京一，高橋和夫（2005）：高潮・津波対策用のフラップ式可動ゲートの開発，海洋開発論文集，第 21 巻，pp.109-114.

白井秀治，木村雄一郎，藤田　孝，山口映二，仲保京一（2006）：高潮・津波対策用フラップ式可動ゲートの伝達波低減機構の開発，海洋開発論文集，第 22 巻，pp.583-588.

白井秀治，藤田　孝，木村雄一郎，山口映二，仲保京一（2006）：フラップ式可動ゲートの津波低減性能に関する模型実験，海洋開発論文集，第 22 巻，pp.577-582.

中野　修，田中伸和，榊山　勉，興野俊也，大熊義夫（2000）：ALE 法による 2 次元動揺数値解析を用いた浮体式カーテンウォールの動揺・波力特性評価，海岸工学論文集，第 47 巻，pp.851-855.

肥後　靖，岩下英嗣，神田雅光，中川寛之，小林正典（2002）：没水平板型消波堤に働く流体力と動揺特性に関する研究，関西造船協会論文集，第 237 号，pp.119-126.

水谷　将，今村文彦（2000）：構造物に作用する段波波力の実験，海岸工学論文集，第 47 巻，pp.946-950.

Hydraulic Model Experiments on Response of Flapgate Breakwater to Wave and Tsunami

Yuichiro KIMURA*, Hideyuki NIIZATO**, Kyoichi NAKAYASU**, Tomohiro YASUDA and Hajime MASE

* Kyoto University Graduate School of Engineering
** Hitachizosen Corporation

Synopsis

A flapgate breakwater is a new type structure for coastal disaster reduction; the flapgate usually lies down on the seabed and rises up through a sea surface with its buoyancy when tsunami or storm surge occurs. This study examines wave response of the flapgate motion of lying down and floating by carrying out hydraulic model experiments. The experiments were conducted using monochromatic waves and bore type tsunamis in a two-dimensional water channel under the condition of the model scale of 1/30 targeting a sea of 13 m in depth. The characteristics of mooring forces and wave pressure of the flapgate lying on the sea bed and moving away from the sea bed were clarified from a series of experiments.

Keywords: flapgate, tsunami, model experiment, mooring characteristic, wave pressure, gate motion

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

高耐波安定性消波ブロックの開発および性能照査に関する実験的研究

安田誠宏・間瀬　肇・高橋真弘*・松下紘資**・徳永誠之**

＊ 関西電力株式会社
** 日建工学株式会社

要　旨

種々の既存ブロックを対象に，単体空間占有率という観点から，耐波安定性に優れたブロックの形状について分析した。本研究で提案する高耐波安定性消波ブロックは，中心軸の両端に３本の放射状の脚を持つ形状である。水理模型実験により新型ブロックの安定数算定式を決定した。設計条件に対するブロックの所要重量について，既存の高耐波安定ブロックと比較した結果，ほぼ同じ機能を有することがわかった。加えて，新型ブロックの方が空隙率が大きいために，同条件での所要個数が少なくて済み，経済性の面でも優れていることがわかった。

キーワード: 高耐波安定性，単体空間占有率，安定数，所要重量，所要個数，経済性

1.　はじめに

四方を海に囲まれている我が国において，消波ブロックは，国土保全上欠かすことのできないものであり，多くの地域で用いられている。近年の防波堤の大水深化や設計波の見直しに伴い，設計波高が大きくなり，消波ブロックの大型化が進んでいる。このような条件下においては，一般的によく用いられる放射型のブロックでは，所要重量が100t を超えるようなものが必要となる場合がある。しかしながら，大重量のブロックは，製造や設置時の安全面を考えるといくつかの課題があるため，所要重量を軽減できる耐波安定性に優れたブロックの開発が望まれる。

本研究では，種々の既存ブロックの分析を行うとともに，「単体空間占有率」というブロックの安定性の傾向を計るための特性値を用いて，ブロック相互のかみ合わせ効果が大きく，耐波安定性に優れたブロック形状の検討を行う。さらに，水理模型実験により新型ブロックの安定数算定式を決定し，消波工としての耐波安定性および経済性を評価する。

2.　既存ブロックの分析

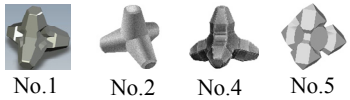
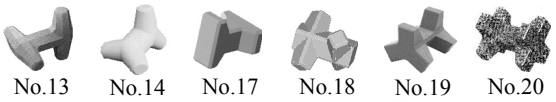
2.1　既存ブロックの種類・分類

我が国および世界の消波ブロックの種類は様々で，我が国だけでもその種類は100を超えている。これまで，多様な用途に応じて様々なブロックが開発されてきたが，それらを形状毎に大別したものをTable 1 に示す。放射型，中空型，有脚軸型（軸がありその両端に脚部を持つ形状，もしくは軸がありその両端に加え軸部にも脚部を持つ形状）の3種類に分類した。なお，表中のブロック図は，代表的なものを任意にピックアップして掲載したものである (日本消波根固ブロック協会, 2009)。

2.2　各種数値と耐波安定性との関係

消波ブロックには，空隙率やK_D値といった，各ブロック固有の数値が存在する。K_D値とは，その値が大きいほどブロックの安定性が高いとされる定数であり，詳しくは後述する。これらの数値は，ある決められた方法で同じ条件の下に算出されたものではなく，そのほとんどが各開発メーカーが独自に実験を行って算出したものであり，当然，その方法や条件は異なっている。まず，これらの値から傾向を見出すことを試みた。また本研究では，Fig.1に示すような，対象とするブロックの最大の縦L，横B，高さHの長さの直方体のうち，ブロック体積の占める割合を単体空間占有率と定義し，同じ条件の下に表される特性値として検討に加えた。

Table 1.　Type of wave absorbing blocks

radiation type	hollow type	axis having leg type
 No.1 No.2 No.4 No.5 No.7 No.9 No.10 No.11	 No.12	 No.13 No.14 No.17 No.18 No.19 No.20 No.21 No.22 No.24

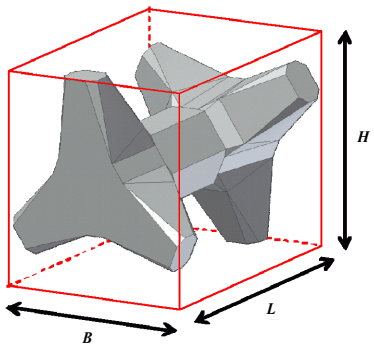


Fig.1　Occupancy space of unit block

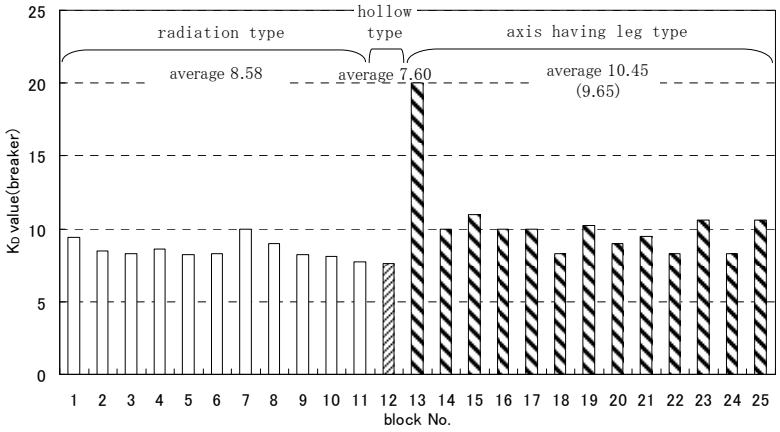


Fig.2　Relationship between block type and K_D

ブロック形状の種類とK_D値の関係をFig.2に示す。ここでは25種類のブロックを対象とした。放射型や中空型に比べ，有脚軸型の方がブロック相互のかみ合いが期待でき，安定性が高いことは周知であるが，図に示すようにそれぞれの形状におけるK_D値の平均は，放射型8.58，中空型7.60，有脚軸型10.45となっており，やはり有脚軸型は安定性が高い傾向にあることがわかる。有脚軸型のブロックNo.13が突出してK_D値が大きいが，たとえこのブロックを除外したとしても，有脚軸型の平均値は9.65であり，他の種類よりも安定である。

Fig.3は，横軸に単体空間占有率をとり，左縦軸をK_D値，右縦軸を脚数として，有脚軸型の値をプロットしたものである。消波ブロックは，端となる部材が先細り形状であるほど相互がかみ合い，安定性が高い傾向があるようである。例えば，放射型をみると，脚の太さが付根と先でほとんど変わらないNo.10および11のブロックのK_D値はそれぞれ，8.1，7.7であるが，脚が先細り形状であるNo.1および2のK_D値はそれぞれ，9.44，8.3であり，前者よりもK_D値は大きい。有脚軸型も同様であり，No.18よりもNo.13や14の方がK_D値は大きい。

部材が細長くなるほど単体空間占有率は小さくなるが，Fig.3左縦軸のK_D値との関係をみると，単体空間占有率が約15%と非常に小さいブロックのK_D値はとても大きいが，25%以上になるとK_D値に顕著な差はみられなくなる。次に，右縦軸の端部の脚数との

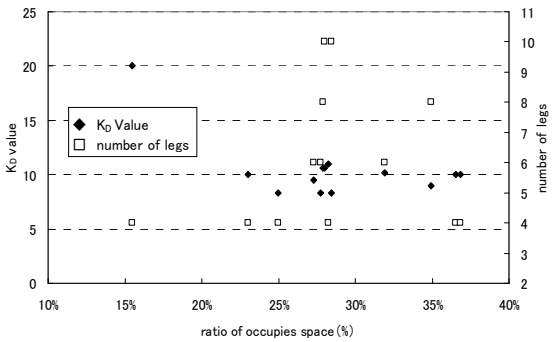


Fig.3　Relationship between occupancy space of unit block and K_D

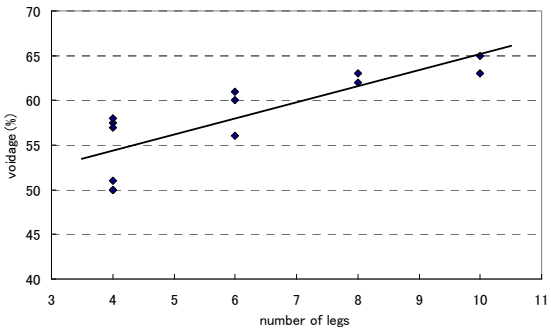


Fig.4　Relationship between number of block legs and voidage

関係に着目してみると，脚数と単体空間占有率に有意な関係は見出せなかった。さらに，K_D値と脚数にも目立った相関はなかった。

その他の様々な比較の中で傾向の現れたものとして，有脚軸型の脚数と乱積空隙率の関係をFig.4に示す。乱積空隙率は，その値が大きいほどブロック所要個数が少なくなり，コスト縮減や省資源化に繋がるので，経済性の評価において参考になる。図をみると，脚数が増えるほど，乱積空隙率は大きくなる傾向にあることがわかる。

3.　水理模型実験の方法および条件

3.1　新型ブロックの形状

前章の分析結果から得られた知見に加えて，施工性等の要求事項を考慮して，新型ブロックの形状を決定した。

プロトタイプはPhoto 1(a)に示すような有脚軸型で，両端の脚の数はそれぞれ3本である（3-3型ブロック）。さらに比較対象として，Photo 1(b)に示すような軸の両端脚数2本の形状も考案した（2-2型ブロック）。

上記2種類の新型ブロックについて水理模型実験を実施し，耐波安定性および経済性の評価を行った。

3.2　実験方法および条件

実験水路は京都大学防災研究所宇治川オープンラボラトリーの長さ50m，幅1m，深さ1.5mの2次元造波水路を用いた。水路の一端には，反射波吸収型不規則波造波装置が設置されている。実験断面は，Fig.5に示すような勾配のない平坦な水平床地形上に，5～6層程度，乱積形式でブロック模型を設置した。中詰材は，ブロックと同程度の空隙となるように自然石を設置した。模型縮尺は1/50であり，プロトタイプの3-3型ブロックは12t型と16t型の2種類，2-2型ブロックは12t型である。模型のコンクリート比重は2.3g/cm^3，のり面勾配は1:1.5とした。

大水深を想定して，マウンド法先水深が50cm，ブロック被覆の法先水深が45cmとなるようにし，波が模型堤体に作用するまで砕波しないような波浪条件にした。作用波浪は，Table 2に示すような，沖波波形勾配が0.02～0.04となる不規則波で，スペクトル形はBretschneider-光易型スペクトルを有する。実験では波数Nが2000波まで行い，Photo 2に示すように，500波，1000波および2000波造波後にそれぞれブロックの移動個数をカウントした。

4.　耐波安定性検討実験結果

4.1　安定数算定方法

被覆石および被覆消波ブロック，消波ブロックの所要重量Mの算定にあたっては，Hudson式が用いられる。



(a) 3-3 block　　(b) 2-2 block

Photo 1.　Shape of proposed block

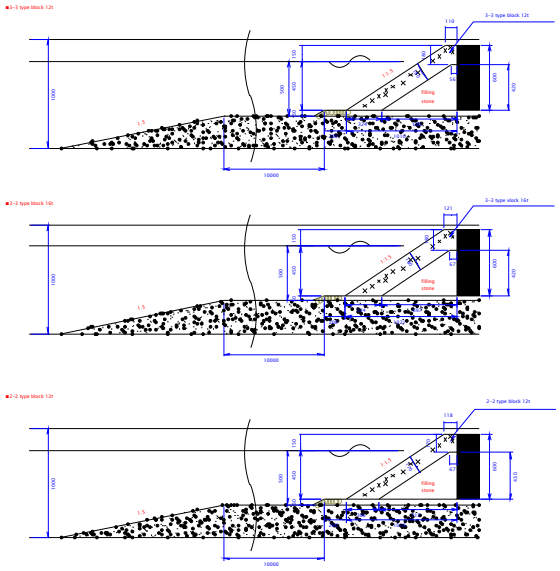
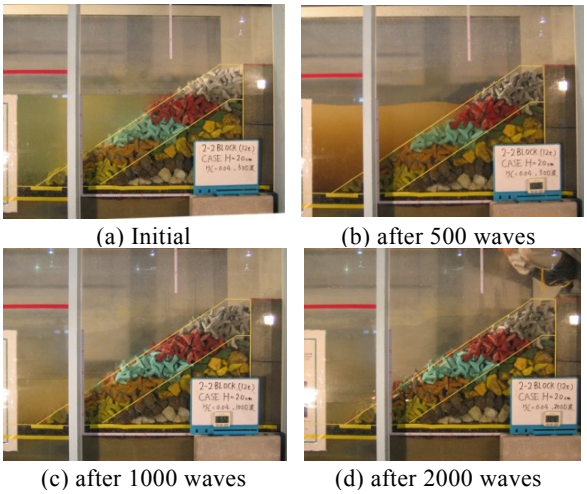


Fig.5　Cross sections of model experiments

Table 2.　Experimental conditions

CASE	Wave Steepness H/L	Offshore Wave Height(cm) $(H_{1/3})_0$	Sig. Wave Height(cm) $H_{1/3}$	Wave period(s) $(T_{1/3})_0$
CaseH20HL4	0.04	22.83	17.63	1.7
CaseH15HL4	0.04	15.62	8.76	2.0
CaseH15HL3	0.03	13.06	12.60	2.0
CaseH15HL2	0.02	13.88	8.73	1.7
CaseH10HL4	0.04	10.29	8.69	1.3
CaseH10HL2	0.02	10.11	8.96	1.3



(a) Initial　　(b) after 500 waves

(c) after 1000 waves　　(d) after 2000 waves

Photo 2.　Cross sectional view of blocks movement

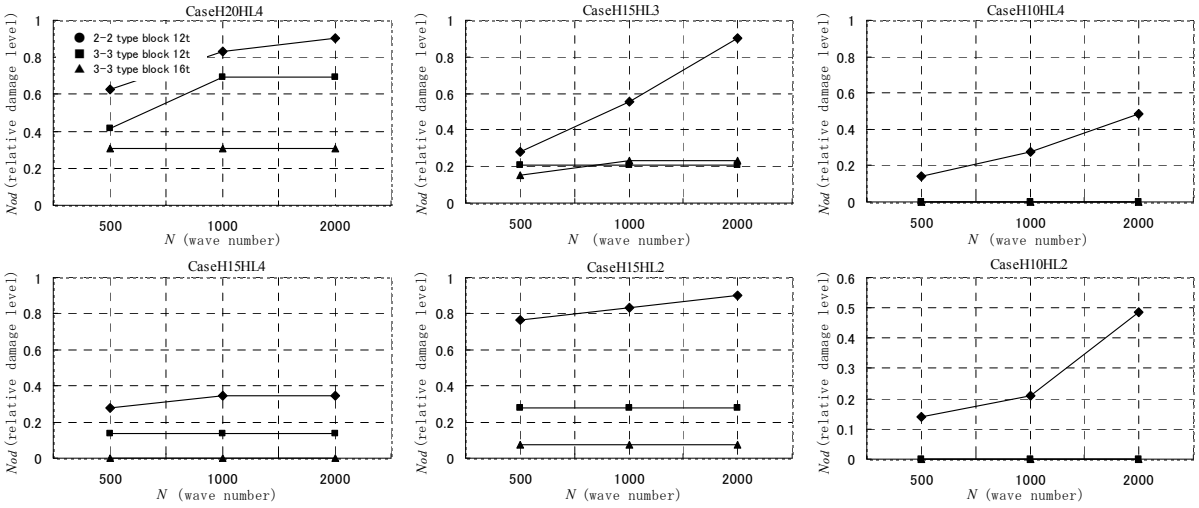


Fig.6　Relationship between wave number N and damage rate N_{od}

$$M = \frac{\rho_r \cdot H^3}{K_D (S_r - 1)^3 \cot\alpha} \tag{1}$$

$$N_S{}^3 = K_D \cot\alpha \tag{2}$$

$$M = \frac{\rho_r \cdot H^3}{N_S{}^3 (S_r - 1)^3} \tag{3}$$

ここで，Hは波高（不規則波の場合には有義波高を用いる），ρ_rは被覆石あるいはブロックの密度，S_rは被覆石あるいはブロックの水に対する比重，K_Dは主として被覆材の形状および被害率等によって決まる定数，αは被覆法面が水平面となす角，N_Sは被覆材の形状，勾配や被害率等によって決まる安定数である。式(1)は，式(3)を式(2)と考えることによって導かれた式である。

K_D値を用いた式(1)は，斜面被覆材の所要質量算定式として使用実績も多い。ただし，従来，混成堤マウンドの被覆材算定式として用いられていることや，潜堤など他の施設の被覆材についても用いられていることなどから，安定数N_Sを用いた式(3)の方がより一般的な式とされている。

式(3)そのものを書き直せば，式(4)のようになる。

$$N_S = H / \left\{ (S_r - 1)(M/\rho)^{1/3} \right\} = H / (\Delta D_n) \tag{4}$$

直立壁の前面をほぼ全断面にわたって覆っている乱積み消波ブロックの安定性に関して，高橋ら(1998)は以下の式を提案している。

$$N_S = H_{1/3} / (\Delta D_n) = C_H \left\{ a \left(N_{od} / N^{0.5} \right)^c + b \right\} \tag{5}$$

ここで，N_{od}は被災度であり，防波堤法線方向の幅D_n（=ブロックの代表径）における移動したブロックの個数を表す。また，C_Hは砕波状態を表す係数で，非砕波の場合C_H=1.0，砕波の場合C_H=1.4/（$H_{1/20}/H_{1/3}$）である。aおよびbはブロックの形状や斜面勾配によって定まる係数である。

式(5)では，被害の大きさについては，被災度N_{od}を考慮することで取り入れられる。また消波工の変形は，高橋ら(1998)，van der Meer(1987)や鹿島ら(1993)によると，波の作用直後に大きく，時間の経過とともに落ち着く傾向があり，波の継続時間の1/2乗に近似的に比例するとされている。本研究でもそれにならい，$N_{od}/N^{0.5}$の形で安定数算定式へ取り込むものとした。

4.2　実験結果

波数Nと被災度N_{od}との関係をFig.6に示す。通常，消波ブロックは初期の段階では表面のブロックが崩れやすいが，波が繰り返し作用し，ブロックが揺すられ微動を繰り返していくうちに，次第にブロック相互がかみ合い，被災度は小さくなり安定に向かう。2-2型ブロックは，波数の増加に伴って被災度も増加，または増加後一定となっていることから，こうした傾向が顕著に現れたものと考えられる。

3-3型ブロックにはこうした傾向はみられず，ほぼ一定の値を示している。このことから，3-3型ブロックは構造的にブロック相互のかみ合わせが良く，最初に積み上げた状態でもブロックが崩れにくく，安定していることがわかる。

縦軸に実験結果の波高とブロック代表径より求めた安定数N_Sを，横軸に被災度を波数の1/2乗で割った値$N_{od}/N^{0.5}$を取った結果をFig.7およびFig.8に示す。それぞれ3-3型ブロック，2-2型ブロックの場合の結果である。

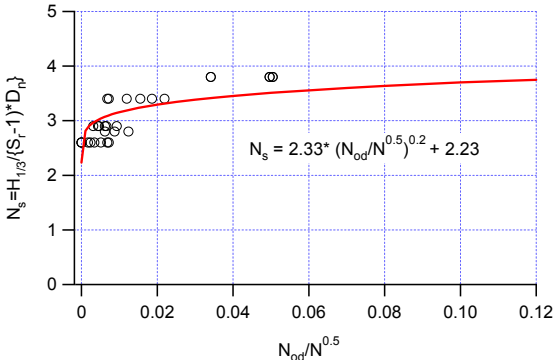


Fig.7　Relationship between stability number and damage rate for 3-3 type block

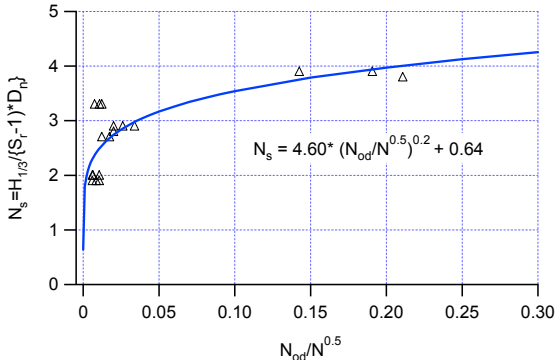


Fig.8　Relationship between stability number and damage rate for 2-2 type block

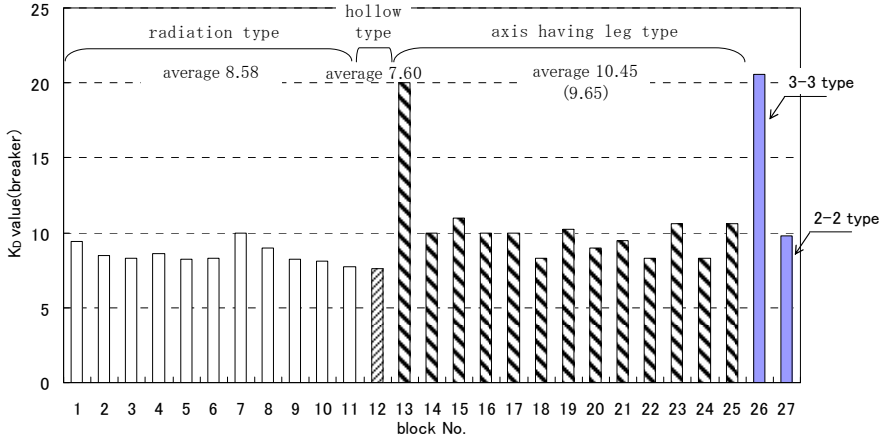


Fig.9　Relationship between block type and K_D

図中の近似曲線は，係数cを0.20とし，係数aおよびbを最小2乗法により求めたものであり，その係数および安定数算定式は以下のとおりである。

3-3型ブロック　a=2.33，b=2.23

$$N_S = C_H \left\{2.33\left(N_{od} / N^{0.5}\right)^{0.2} + 2.23\right\} \qquad (6)$$

2-2型ブロック　a=4.60，b=0.64

$$N_S = C_H \left\{4.60\left(N_{od} / N^{0.5}\right)^{0.2} + 0.64\right\} \qquad (7)$$

5.　耐波安定性および経済性の評価

5.1　所要重量による安定性評価

C_H=1.0（非砕波）として，一般的な設計に用いられる被災度N_{od}=0.3，波数N=1000の条件（日本港湾協会，2007）を適用して，前項で示された係数を式(6)に代入し，3-3型ブロックの安定数N_Sを求めると3.14が得られた。さらに式(2)より，K_D値を求めると20.6となった。同様に，式(7)と式(2)から2-2型ブロックのK_D値を求めると，9.8となった。

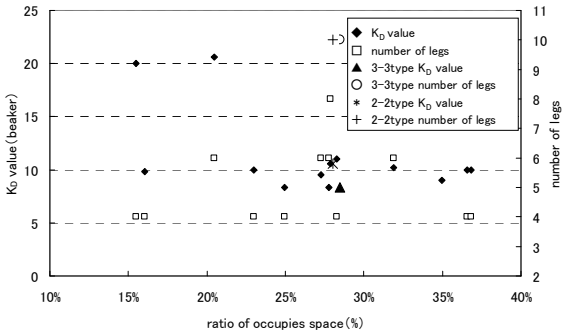


Fig.10　Relationship between cubic capacity, K_D and number of legs

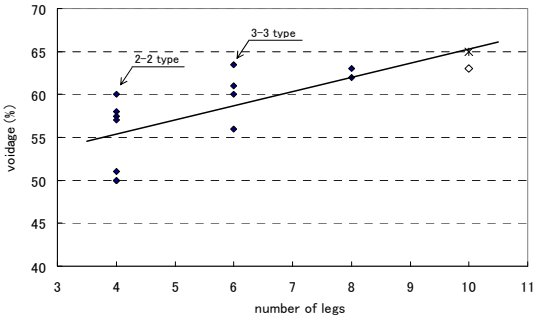


Fig.11　Relationship between number of legs and voidage

先に示したFig.2, 3および4に，3-3型ブロックと2-2型ブロックの値をプロットしたものを, Fig.9, 10および11に示す。

式(1)からわかるように，K_D値は，その値が大きいほど所要重量が小さくなるので，安定性が高いと判断される。Fig.2における既存の消波ブロックの中でも突出してK_D値の大きい，No.13のブロック（以下，ブロックD）のK_D値が20であることから，3-3型ブロックは消波ブロックの中でも最も安定性の高いものの一つであることがわかる。以下では，K_D値の近いブロックD（有脚軸型, 脚数4, 単体空間占有率15.5%, 乱積空隙率57.5%）と3-3型ブロックの比較をしていく。

ρ_rを2.3，S_rを2.23，斜面勾配を1:1.5として，式(1)より設計波高$H_{1/3}$に対する所要重量M (t)を比較したものをFig.12に示す。図より，3-3型ブロックの所要重量はいずれの条件においてもブロックDと同程度であり, 同等の安定性を有していることがわかった。

5.2 経済性評価

消波ブロックのコストを評価するために，3-3型ブロックとブロックDの，空立米（ブロック設置容積）あたりの所要個数と，モデル防波堤を消波ブロックで被覆するとした際の所要個数を考える。ブロック規格は40t型とした。モデル防波堤の断面をFig.13に示す。天端幅は各ブロックの標準値, 斜面勾配は1:1.5, 水深h=15mとした。

計算結果をそれぞれFig.14および15に示す。いずれの比較においても，3-3型ブロックの所要個数はブロックDよりも少ないことがわかる。その割合は，いずれの条件においても空立米比較で0.83，モデル防波堤比較で0.76であることから，3-3型ブロックはブロックDよりも所要個数が少なく, 経済性の面でも優れていることが確認された。

5.3 補修用被覆ブロックとしての有用性

消波ブロック被覆堤は，全断面に同一のブロックを設置したものが主流であるが，より経済的に施工を行うために，補修時に表層に安定性の高いブロックを用いる被覆形式も今後増えていくものと推測される。放射型のブロックNo.1（K_D=9.44 ; Table 1およびFig.2参照）を全段面に設置した場合（安田ら, 2008）と，ブロックNo.1の表層に層厚2.2hで3-3型ブロックを設置した二層被覆形式の場合の耐波安定性を比較した。Fig.16にその結果を示す。全断面放射型ブロックの場合（破線）よりも，表層を3-3型ブロックで被覆した場合（実線）の方が，耐波安定性は非常に高いことがわかる。よって，被災した消波ブロック被覆堤を補修する場合，既存の放射型ブロックを積み増しするよりも，より安定性の高いブロックで被覆する方が，耐波安定性を格段に高めることができ，ライフサイクルコストを考えると経済的になる可能性が高い。

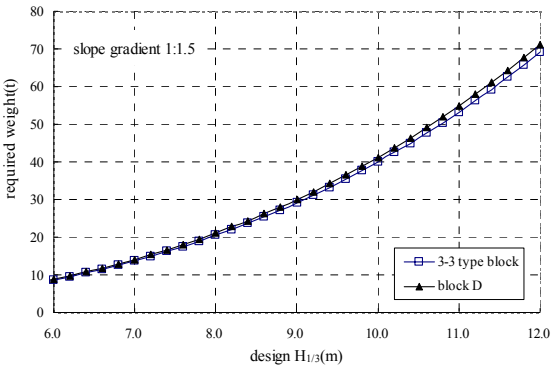


Fig.12 Required block weight against design wave height

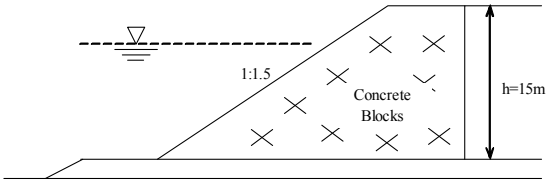


Fig.13 Cross section of model breakwater

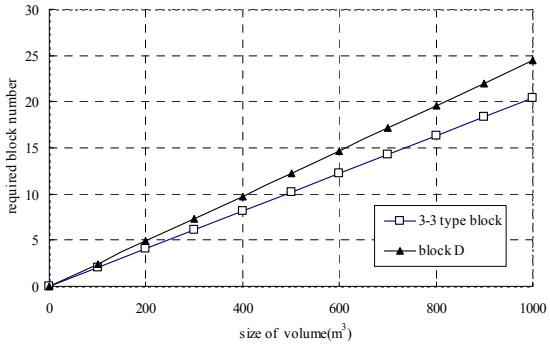


Fig.14 Required block numbers against ratio of occupies space

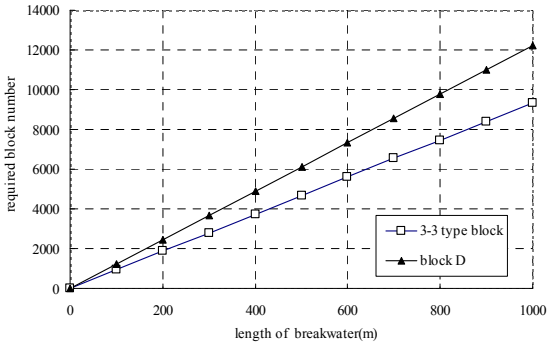


Fig.15 Required block numbers against model breakwater

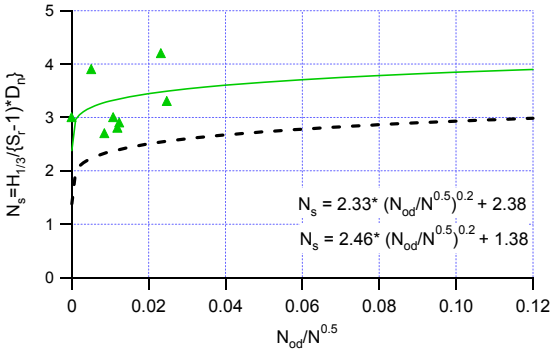


Fig.16　Comparison of stability curve between whole radiation type block No.1 and covered by 3-3 type block

6.　おわりに

本研究では，既存の消波ブロックの分析から得られた知見等に基づき，耐波安定性に優れた新しい消波ブロックの開発を行い，水理模型実験を実施して安定数算定式として用いる係数を求め，耐波安定性および経済性を評価した。

その結果，有脚軸型で両端にそれぞれ3本の脚を持つブロックを考案した。また，実験結果から，既存の消波ブロックに比して，耐波安定性が非常に高いことがわかった。さらに経済性について，空立米比較およびモデル防波堤比較において，同程度の安定性を持つ従来ブロックよりも所要個数を減らすことができ，コスト縮減および省資源化に寄与できることがわかった。

謝　辞

本研究を実施するにあたり，現西日本旅客鉄道(株)の小西秀誉氏，関西大学の池田有希氏および西岡直樹氏をはじめ，京都大学防災研究所沿岸災害研究分野の学生諸氏に多大なるご協力をいただいた。ここに記して感謝の意を表す。

参考文献

鹿島遼一，榊山 勉，清水琢三，関本恒浩，国栖広志，京谷 修(1993): 不規則波に対する消波ブロック被覆工の変形量評価式について，海岸工学論文集，第40巻，pp.795-799.

社団法人日本港湾協会(2007): 港湾の施設の技術上の基準・同解説.

高橋重雄，半沢 稔，佐藤弘和，五明美智男，下迫健一郎，寺内 潔，高山知司，谷本勝利(1998): 期待被災度を考慮した消波ブロックの安定重量 - 消波ブロック被覆堤の設計法の再検討，第1報 - ，港研報告，第37巻，第1号，pp.3-32.

日本消波根固ブロック協会(2009): http://www.shouha.jp/.

安田誠宏，間瀬 肇，小西秀誉，松下紘資，徳永誠之(2008): 新しい消波ブロックの安定数算定実験および波形勾配と砕波の効果に関する一考察，海洋開発論文集，第24巻，pp.519-524.

van der Meer, J.W.(1987): Stability of breakwater armor layer design formulae, *Coastal Eng.*, Vol.11, pp.219-239.

Development and Performance Check of High Stability Wave Dissipation Block

Tomohiro YASUDA, Masahiro TAKAHASHI*, Hajime MASE,
Hiroshi MATSUSHITA** and Seishi TOKUNAGA**

* The Kansai Electronic Power Co., Inc., Japan
** Nikken Kogaku Co., Ltd., Japan

Synopsis

A new type of high stability wave dissipation block was developed by analyzing some existing blocks from the viewpoint of a volume ratio in a rectangular parallelepiped. The new high stability wave dissipation block has a shape with three legs at both ends of the axis. Hydraulic experiments were conducted to examine the block stability. The stability number formula was determined from the experiments. Required weight of present high stability block against design waves is almost the same as a typical standard high stability block due to the effective interlocking between the blocks. New high stability wave dissipation blocks are able to decrease a required number and contribute to the cost reduction since the void ratio is large.

Keywords: high stability wave dissipation block, ratio of occupies space, stability number, required block weight, required block number, cost reduction

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

海洋表層鉛直混合におよぼす波浪の影響

森　信人・鈴木崇之*・木原直人†

*横浜国立大学 大学院工学研究科
†（財）電力中央研究所 地球工学研究所

要　旨

沿岸域における台風時の強風時の表層近くの強混合鉛直混合を対象に着目し，現地観測と数値計算を実施した。両者の解析結果から台風接近時に顕著な水温の低下が観測され，極浅海で生じる低温水が沖に輸送されて沿岸部の水温を低下される。海面での海面粗度や TKE フラックスを波浪のスペクトルから与えることにより，台風最接近時の水温低下が再現されている。

キーワード： 台風，海洋表層，強混合，波浪，砕波

1. 序　論

台風などの暴風時の海面境界過程は，吹送流，鉛直混合，波浪の発達と減衰等に密接に関連する（例えば，森・木原，2008）。25m/s を超える強風時に，海面抵抗係数がこれまで考えられてきた線形の関係を満たさないことが明らかにされており，ハリーケーンの集中観測結果 (CBLAST) では，熱輸送やエントロピーフラックスも運動量同様にバルク係数の見直しが必要であることが指摘されている（Black, 2007）。特に，ハリケーンの発達には海面における乱流エネルギー（TKE）フラックスが重要であり（Zhang, 2008），これらのパラメタリゼーションには，強風時における大気・海洋両側の海面境界過程の観測と理解が必要とされている。

例えば，鉛直断面 2 次元の定常な状態 ($\partial\eta/\partial t = 0$) を考えると，水平方向の流速 u は以下の様に表される（コリオリ力は無視）。

$$\frac{Du}{Dt} = -g\frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial u}{\partial z}\right) \tag{1}$$

ここで，z は鉛直上向き座標，K_z は，鉛直方向の渦動粘性係数である。一般的に，海洋モデルにおける z_0 および TKE フラックスは，一般的な Charnok の式と Craig・Banner(1994) の式 (CB) で与えられる。

$$z_0 = \alpha_{CH} u_*^2/g \tag{2}$$

$$K_k \frac{\partial k}{\partial z} = \alpha_{CB} u_*^3 \tag{3}$$

ここで，u_* は摩擦速度，k は乱流エネルギー，K_k は TKE についての鉛直方向の拡散係数，α_{CH} および α_{CB} は経験定数である。強風時の鉛直混合では，鉛直方向の渦動粘性係数や K_k が重要であり，風波やうねりなど一般的な気象条件や浅海砕波の影響を含む沿岸部において，海面における TKE フラックスの境界条件として CB 式が妥当であるかどうかはほとんど検証されていない。

以上のような背景をもとに，本研究では，強風時における表層近くの物理過程の中で特に鉛直混合に着目し，台風接近時における沿岸部における海水混合についての現地観測を実施し，数値モデルを用いて，海水混合における風混合と波浪の影響について明らかにする。

2. 研究の概要

2.1 現地観測の概要

現地観測は，「沿岸災害減災に向けた大気・海洋相互作用としての砕波観測プロジェクト」（防災研・電中研）の一部として防災研・田辺中島高潮観測塔を用いて和歌山県田辺湾で実施した。観測期間は，2009 年 9 月中旬〜10 月末であり，観測中に日本に上陸した台風 200918 号/Melor（Fig. 1）をターゲットに解析を行った。計測項目は，大気圧，風速，気温，比湿，海塩粒子，海面温度，水温，波高，流速，CO_2 フラックスである。風速は，超音波風速計を用い，水温は水深 3m〜30m に 8 台設置した水温計，流速は ADCP を用いて計測を行った（Fig. 2）。

2.2 計算モデルの概要

上記の観測期間に対応する田辺湾の数値計算には，プリミティブ方程式を支配方程式とする準３次元海洋モデル

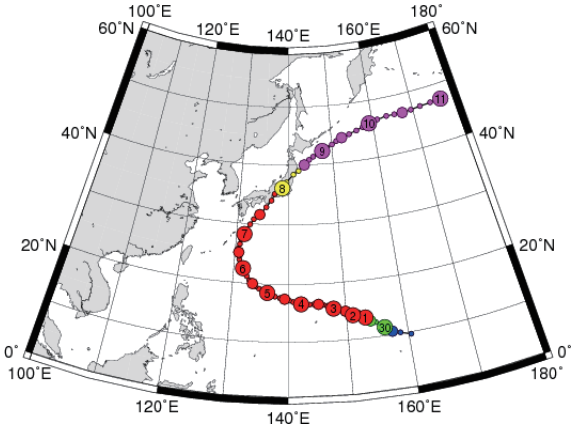


Fig. 1 Track of typhoon 200918/Melor (from Digital Typhoon Data)

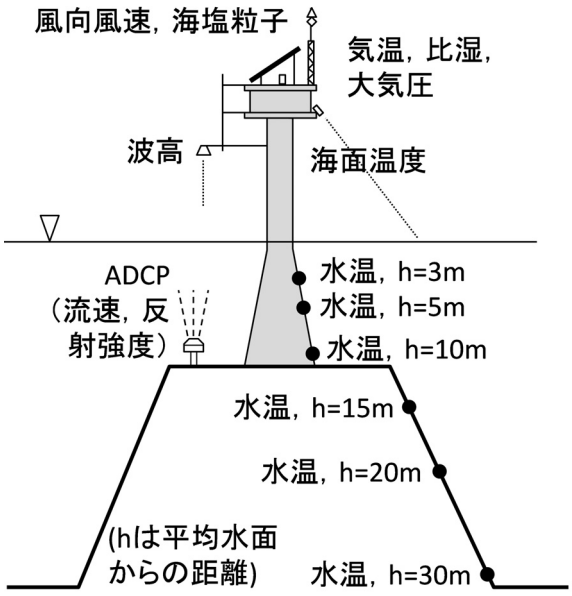


Fig. 2 Illustration of observatory tower and instruments

である ROMS (Shchepetkin ら，2005) を用いた。潮汐，乱流混合，短波・長波の熱交換の物理過程に加えて，大気圧による水面変化および TKE フラックスを考慮した。これに併せて，ROMS とスペクトル型波浪モデル (SWAN) とを双方向結合し，波浪による海面粗度や TKE フラックス，ラディエーション応力等の物理過程についても考慮した計算を実施した（ROMS-SWAN; 詳細は森ら，2009)。水平方向はデカルト座標系，鉛直方向は σ 座標系を用い，計算範囲は，白浜を中心として東西約 30km ×南北 30km，空間解像度は水平方向 100m，鉛直方向 20 層とした。

乱流モデルについては，$k-\varepsilon$ モデルを用い，海面における境界条件として CB 式，SWAN-ROMS では後述するように，波砕波エネルギーから TKE フラックスを与えた。表層での熱フラックスは，COARE-3.0 ベースのバルク式を用い，気象条件は，気象庁の MSM-GPV データ（長波放射量のみアメダスデータ）を与えた。開境界条件として，自由表面は Sommerfeld 境界条件，3 次元流速には放射条件を与え，潮汐には TPXO 7.2 のデータを用いた。これらの条件下で，海面における熱収支が安定するように，温度成層が安定するまで 2 週間スピンアップした後，台風来襲時の計算を行った。

3. 結果と考察

3.1 観測結果

Fig. 1 に示したように，台風 200918 号は紀伊半島をかすめ，三重県に上陸した。紀伊半島への最接近は 10 月 8 日 0 時頃であり，Fig. 3 は，田辺湾における台風上陸前後の大気圧，潮汐，風向・風速，$H_{1/3}$ および $T_{1/3}$ の時間変化である。台風最接近時は干潮時に重なり，このときの高潮偏差は 50cm，気圧は 970hPa，風速は約 30m/s であった。以下では，10 月 6 日より前を通常時，7 日を台風最接近直前，8 日 0 時前後を台風最接近時，9 日以降を通過後と表記する。Fig. 3 からわかるように，最低気圧観測直後に潮位偏差および風速のピークが出現している。このとき，風向は西から東に短時間で変化しており，これは台風の中心が田辺湾の東側を通過したことに対応している。波浪については，Fig. 3 からわかるように，風速の時間変化が単一ピークを示しているのに対し，有義波高のピークは 2 つあり，最接近の約 12 時間前の 7 日正午に波高 3.2m，周期 15 秒のうねりが観測されている。有義波高の最大値は風速の最大値より数時間前に出現しており，最接近前日の 7 日午後には周期 15 秒を超えるうねりが来襲している一方で，周期は，台風最接近時直前に急激に短くなり，最接近後には 7 秒まで短くなっている。

Fig. 4 に示すのは，観測塔付近で計測した水温の鉛直分布の時間変化である。台風接近前の通常時は，中層（$h=10$m）の水温が最も高く，これより上下層では 0.5〜1.0 度ほど低い。これは，外境界から流入している海流の影響であると考えられる。一方，台風の通過に伴い，全層において台風の通過前後で約 1 度の水温低下が観測されている。台風最接近時の水温の鉛直分布は，全層の温度が均一化し，この混合（均一化）は，台風最接近の 18 時間前（7 日 6 時）から起こっており，通過後 12 時間程度持続している。また，特に最接近時に短時間で約 0.5 度の低下が見られるのが特徴的である。このため，以下では，主に水温の鉛直分布について考察していく。さらに，Fig. 3 に示したように，風速が増加したのは台風最接近直前であり，18 時間前から生じている水温の混合を風速

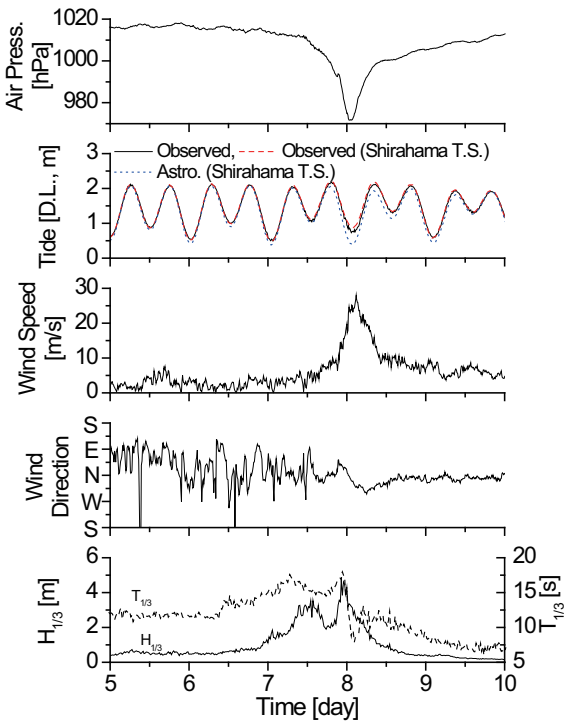


Fig. 3 Time history of weather condition in Tanabe bay

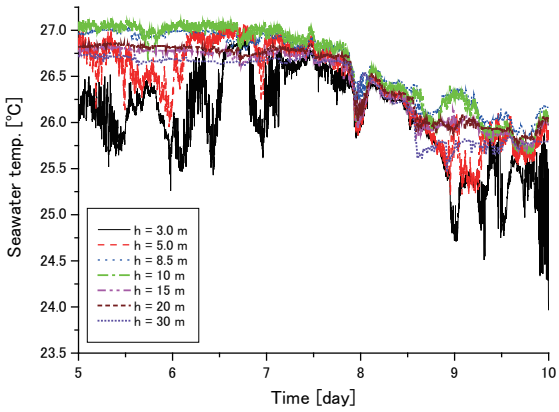


Fig. 4 Vertical distribution of water temperature at the towper

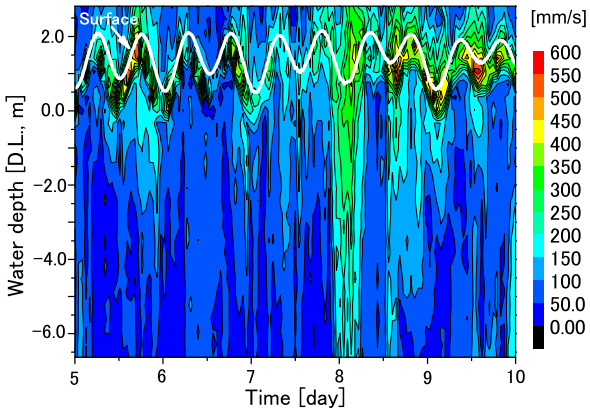


Fig. 5 Vertical distribution of water velocity at the towper

だけで説明することは難しい。台風接近前の海水混合の原因としては，外界からの移流効果と風以外の外力による混合が考えられる。以下では，主にこれら水温鉛直分布の変化に絞って考察を進める。

Fig. 5 に示すのは，ADCP で計測された流速の鉛直分布の時間変化である。通常時の水深 2m 以深では見られない 30cm/s 以上の速い流れが，台風最接近直後に計測されている。水温が一斉に低下した 8 日 0 時の最接近時に流速が最も大きくなっており，最接近前後の海水混合が風速依存の鉛直混合によるものであることがわかる。しかし，流速のデータを見る限り，台風最接近の 18 時間前から起こった第 1 回目の水温の混合に対応する急激な変化は見られない。一方，Fig. 3 に示した台風接近前日に来襲したうねりのピークが第 1 回目の水温の混合とほぼ同時刻であるため，うねりが海水混合におよぼす影響について検討を行った。Fig. 6 に示すのは，Srokosz・Longuet-Higgins (1983) の方法に従って，水面変位の周波数スペクトルから砕波率を求めた結果（上段）と ADCP の反射強度（下段）である。ADCP の反射強度の図に示されている 2 本の実線は，水面変位と，波高の 3 倍の水深である。ADCP の反射強度は，音波の伝達距離と水中の浮遊物質に依存するものであり，水面近傍においては砕波により混入する気泡密度に大きく依存する。最接近時に水面近傍の ADCP 反射強度（下段）が最も大きくなるが，その 24 時間前から反射強度の顕著な増加が見られ，この変化は砕波率（上段）の時間変化と良く対応している。これらの結果から，台風接近 24 時間前の混合には，うねりの砕波による気泡混入の影響が示唆される。

以上，台風 200918 号の観測結果より，台風による水温鉛直混合には，一般的な風応力による直接混合に加えてそれ以外の外力による混合があることが示唆された。定点観測結果からは，移流の影響について議論できないため，以下では，数値モデルによる計算結果と対比し，水温の鉛直混合に関する総合的な議論を行う。

3.2 数値計算結果

観測データの流速，水温および ADCP 反射強度の関係に見られた，台風最接近時の風による強混合とその前日に生じていた 2 種類の混合について理解するため，海洋モデルを用いた数値計算を行った。観測データで見ら

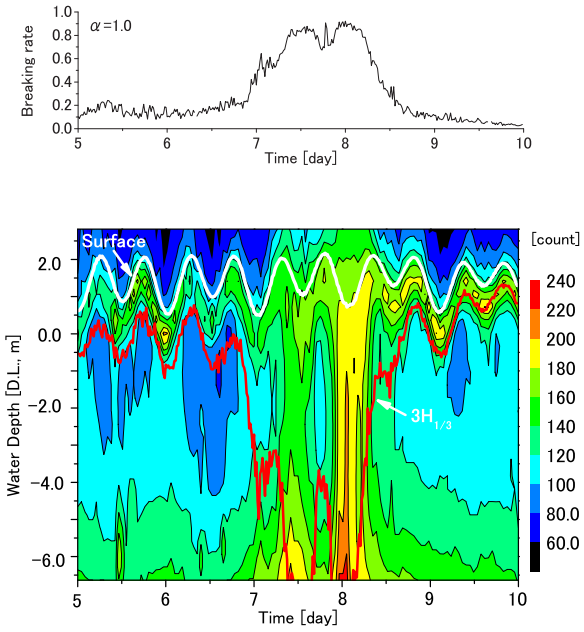
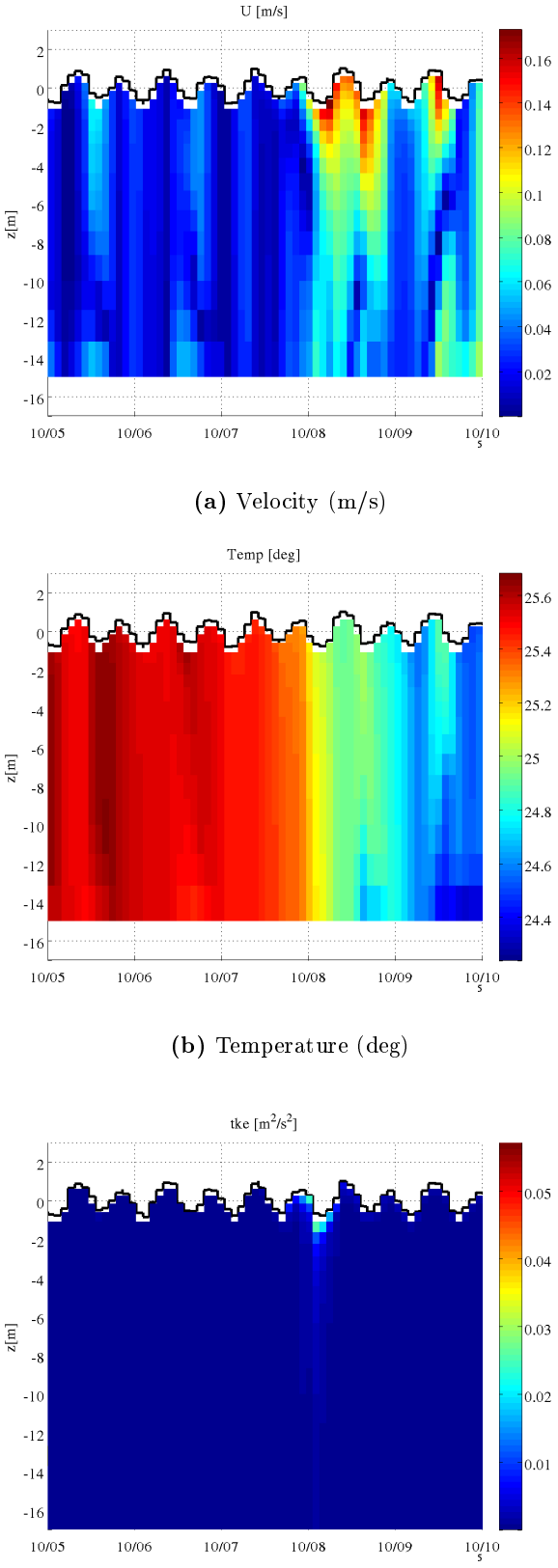


Fig. 6 Time history of wave breaking probability (upper panel) and ADCP signal intensity (lowper panel) at the towper

れた台風接近に伴う水温の鉛直混合について理解するため，海洋モデルを用いた数値計算を行った。Fig. 7 に示すのは，海洋モデル単独による計算結果であり，観測塔に最も近い計算格子における流速，水温および TKE の鉛直分布である（鉛直深さが観測データと異なることに留意）。流速は，通常時において最大でも 15cm/s であるのに対し，最接近時には約 2 倍の 30cm/s まで大きくなっている。水面近傍極表層（$h < 30$cm）を除くと，流速の鉛直分布の計算結果は観測結果と近いものとなっている。通常時に観測された水温は，観測値が中層でもっとも暖かく，表層と底層温度が 1 度ほどこれより低い。気温が SST より低いため，温度分布が表層で不安定となっているのが特徴である。一方，計算の方では，外境界から流入する海水の温度分布を考慮していないために，通常時の温度が鉛直方向にほぼ一様になっている。この境界条件の違いにより，観測に比べて計算モデルの方が水温の鉛直混合が起きにくい状態となっている。紙面の関係上図には示さないが，TKE の鉛直分布は，最接近時に瞬間的に大きくなっているが，これ以外の時間帯ではほとんど 0 に近い。

それでは観測された水温の低下は，どこから来るのであろうか。Fig. 8 は，最接近時における流速と SST の空間分布である。図からわかるように，地形依存の複雑な流況を示しており，南西にある反時計回りの渦と，北風による沿岸風による渦が見られる。沖に比べて沿岸部では SST が低く，岸から起きに向かう流速の大きな収束域において低温な SST の移流が顕著に見られ，この水塊は

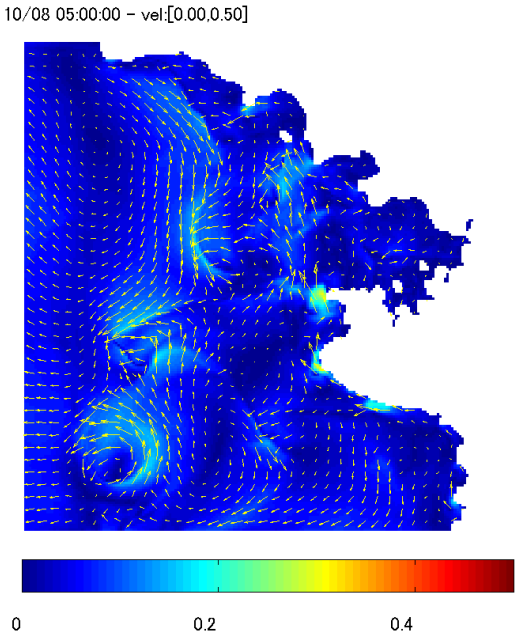


(a) Velocity (m/s)

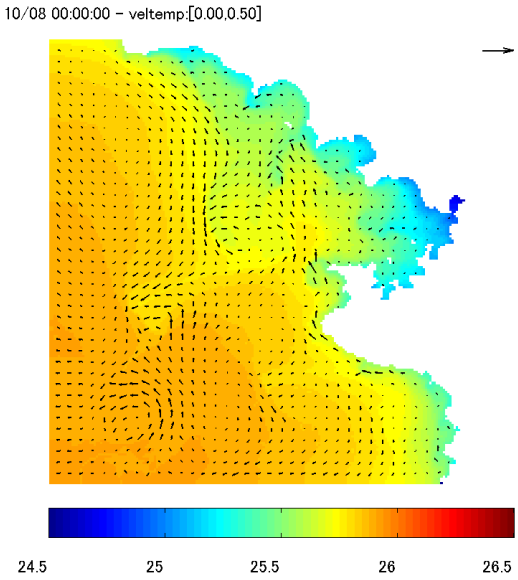
(b) Temperature (deg)

(c) TKE (m^2/s^2)

Fig. 7 Time histories of vertical distribution of velocity, temperature and TKE by ROMS



(a) Surface velocity (m/s)



(b) SST (deg)

Fig. 8 Snapshot of velocity and SST at 0:00, Oct. 8

周辺温度と比較して最大で 0.75 度程度低い．底層の流速と温度についても解析した結果，外海からの低温水の移流は見られず，沿岸部で冷やされた低水温の移流が，観測塔で記録された水温の低下と鉛直混合に対応している．他の時刻についても SST の空間分布を解析した結果，今回対象とした季節・時間スケールでは，SST の変化は風波による温度躍層の混合よりも，沿岸方向からの低温水の沖側への拡大が支配的であることがわかった。これは，水深に応じた熱容量の差により浅海域のほうが大気温度の変化に鋭敏に反応するためと考えられる。風波の変化による TKE フラックスの鉛直混合への影響を見るため，式 (3) の係数 α_{CB} を 1400 から 56000 へ 40 倍増加させた計算を行った。

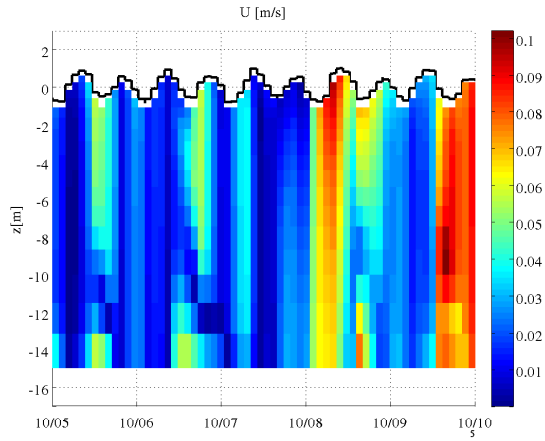
Fig. 9 は，観測塔位置における流速・水温および TKE 鉛直分布の時間変化である。α_{CB} を大きくすることにより，海面での TKE フラックスを増加させることになり，これにより水温の鉛直混合と流速分布自体が大きく変化し，おおよそ 10 %程度流速が小さくなる。しかし，CB の式を使う限り，鉛直分布の大きさを変化させることは可能であるが，最接近時の水温低下と最接近前に見られたような風速と無関係な鉛直混合を評価することは難しいことがわかった。一方，通過後の流速と水温の変化は，α_{CB} の値により大きく変化しており，これは強風時の混合の慣性によるものと考えられる。

風波だけでは表現できなかった水温の鉛直混合に波浪が与える影響を見るため，海洋・波浪結合モデルを用いた計算を実施した。結合モデルにおける z_0 と TKE フラックスは，H_s と砕波エネルギー散逸率 ϵ_{wdiss} を用いて以下のように定義される。

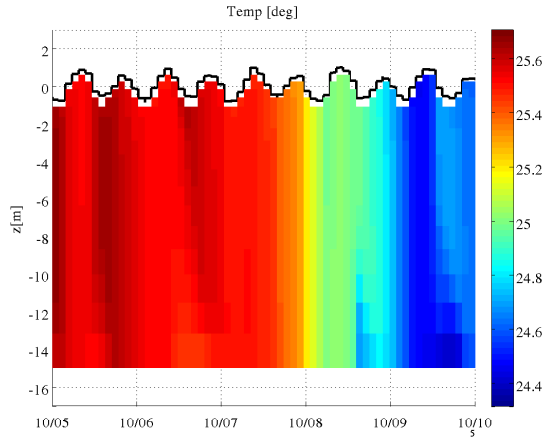
$$z_0 = \alpha_{zos} H_s \tag{4}$$

$$K_k \frac{\partial k}{\partial z} = \alpha_{wdiss} \epsilon_{wdiss} \tag{5}$$

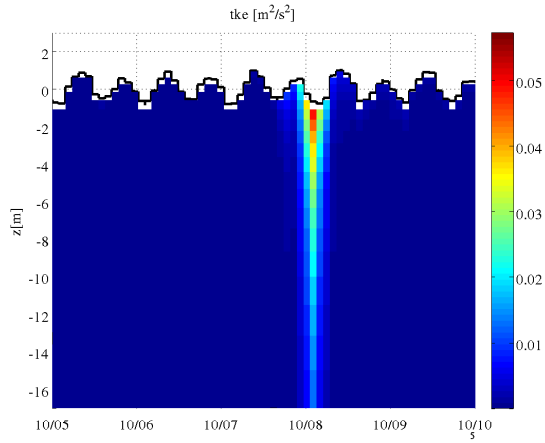
ここで，α_{zos} および α_{wdiss} は係数であり，Terray ら (1996) と Feddersen ら (2005) に従い，$\alpha_{zos} = 1/2$ および $\alpha_{wdiss} = 1/4$ となる条件で計算を行った（これらの係数は経験的に与えられており，確定値ではないことに留意)。結合モデルでは，境界条件を変化させて 1）風波のみを考慮， 2）風波とうねりを考慮した場合の 2 ケース行った。Fig. 10 はその結果であり，海洋モデル単独の結果である Fig. 7 の場合と比べて，式 (4) および式 (5) を用いて海面境界条件を波浪から与えた場合，通常時の流速が小さく，最接近時の流速の鉛直分布が急峻になり，観測結果に近い分布となっていることがわかる。一方，水温については，観測結果で見られた最接近前日の混合と，最接近時に一時的に低下する水温の鉛直分布の変化の両者を再現できており，海洋モデル単独の結果を大きく改善している。さらに，TKE については，鉛直方向の分布がかなり異なり，結合モデル方が値も大きく，その進入深さも深い。



(a) Velocity (m/s)

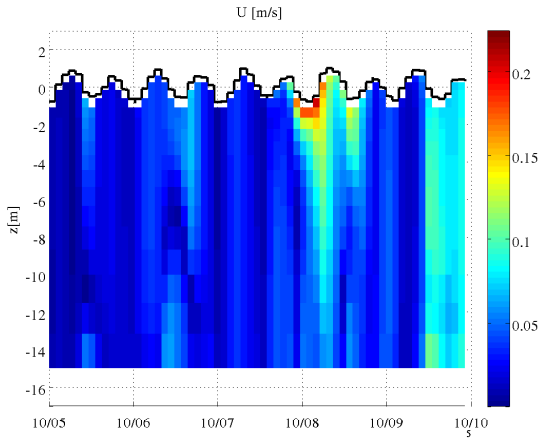


(b) Temperature (deg)

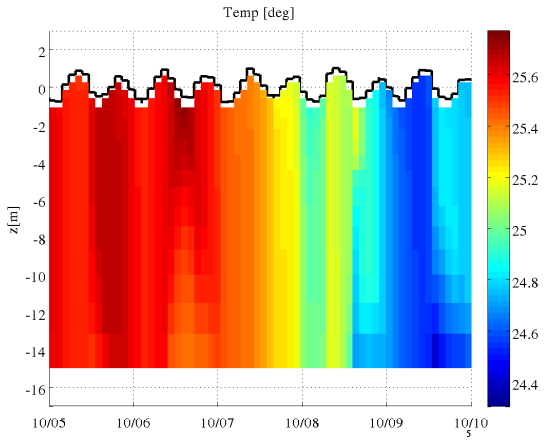


(c) TKE (m^2/s^2)

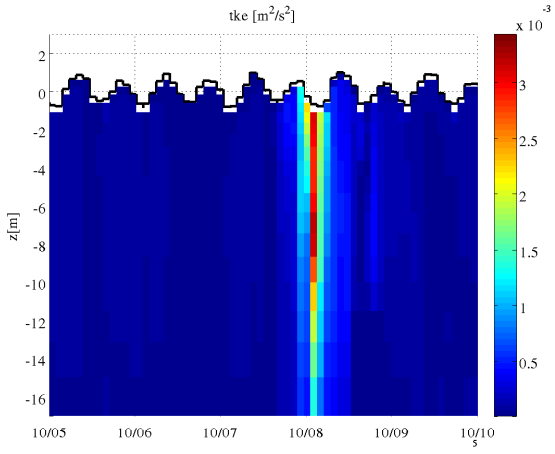
Fig. 9 Time histories of vertical distribution of velocity, temperature and TKE by ROMS in the case of $\alpha_{CB} = 56000$



(a) Velocity (m/s)



(b) Temperature (deg)



(c) TKE (m^2/s^2)

Fig. 10 Time histories of vertical distribution of velocity, temperature and TKE by ROMS-SWAN coupling model

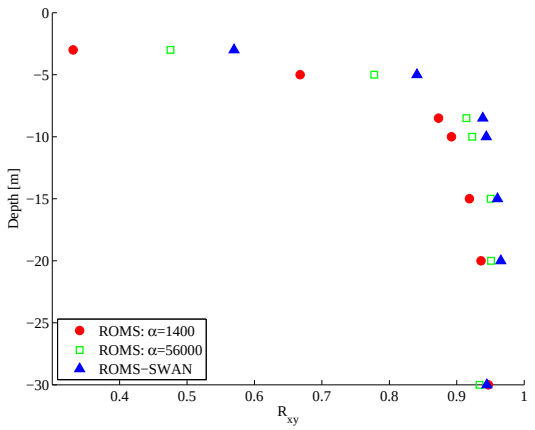


Fig. 11 Correlation between observed temperature and simulated one (●: ROMS with $\alpha_{CB} = 1400$, □: ROMS with $\alpha_{CB} = 56000$, ▲: ROMS-SWAN)

最後に Fig. 11 に示すのは，観測と再現計算の水温の時系列の相関係数の鉛直分布である．概して相関係数は表層で低く，低層で高いが，これは低層での時間変化が小さいための見かけ上のものである．図からわかるように，海洋モデル単独の計算では，α_{CB} の値を通常より大きくしたほうが，全層において水温変化の再現性は高い。これは，砕波の影響を強くした方が表層での水温の変化をよく表すことができることを示唆している．一方，結合モデルの結果は，単独モデルと比較して $z = 3$m および 5m の表層付近における相関係数を大きく改善する．特に $z = 5$m では，単独モデルと比較して相関係数を最大 0.2 以上増加させ，観測との対応は非常に良くなっている．

4. 結　論

本研究では，沿岸域における台風時の強風時の表層近くの強混合鉛直混合を対象に着目し，現地観測と数値計算を実施した。

台風接近時に顕著な水温の低下が観測され，極浅海で生じる低温水が沖に輸送されて沿岸部の水温を低下されることがわかった。また，海面での海面粗度や TKE フラックスを波浪のスペクトルから与えることにより，台風最接近時の水温低下が再現できた。

今回は流速と水温のみについて検討を行ったが，運動量および熱フラックスの評価も重要であり，今後詳細な観測とこれを踏まえたモデル化を実施していきたい。

謝辞

本研究を行うに当たり，防災研究所武藤裕則准教授，(財) 電力中央研究所 平口博丸上席研究員，松山昌史上席研究員，坪野考樹主任研究員には大変お世話になった。ここに感謝の意を表す。また，本研究は，京大防災研共同研究費および科学研究費補助金による成果である。

参考文献

森　信人・木原直人 (2008)：地球環境における大気・海洋相互作用，混相流学会誌，22 巻，1 号，pp.42–49.

森　信人・高田理絵・安田誠宏・間瀬　肇・金　洙列 (2009)：強風時の表層鉛直混合が高潮および物理環境へおよぼす影響，海岸工学論文集，第 56 巻，pp.241-245.

Black et al. (2007) Air-sea exchange in hurricanes: Synthesis of observations from the Coupled Boundary Layer Air-Sea Transfer experiment. , Bull. Amer. Meteor. Soc., 88, pp.357-374.

Craig, P.D. and M.L. Banner (1994) : Modeling wave-enhanced turbulence in the ocean surface layer, JPO, Vol.24, No.12, pp.2546–2559.

Feddersen, F. and J. H. Trowbridge (2005) : The effect of wave breaking on surf-zone turbulence and alongshore currents, pp.2187-2203.

Mellor, G. L., (2003) : The three-dimensional current and surface wave equations, JPO, 33, pp.1978–1989.

Powell et al. (2003) : Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. Nature, 422, 279-283.

Shchepetkin, A.F., and J.C. McWilliams (2005): The regional oceanic modeling system, Ocean Modeling, Vol.9, pp.347–404.

Srokosz, M.A. (1986) : On the probability of breaking in deep water. JPO, 16, p.382-385.

Terray, E.A. *et al.* (1996) : Estimation of kinetic energy dissipation under breaking waves, JPO, Vol.26, pp.792-807.

Umlauf, L., and H. Burchard (2003) : A generic length-scale equation for geophysical turbulence models , Journal of Marine Research, 61(2), pp.235–265.

Zhang (2009) : First direct measurements of enthalpy flux in the hurricane boundary layer: The CBLAST results, Geophys. Res. Lett., 35, L14813, doi:10.1029/2008GL034374.

Wave Effects on Upper Ocean Mixing under Strong Wind Condition

Nobuhito MORI, Takayuki SUZUKI* and Naoto KIHARA**

* Yokohama National University

** Central Research Institute of Electric Power Industry

Synopsis

Since major driving forces of vertical mixing processes are wind and wind wave mixing, the boundary condition of turbulent kinetic energy flux at the ocean face is formulated as cubic of friction velocity by Craig-Banner relation. It is not well verified in general conditions including wave conditions and shallow water environment. This study estimates effects of wave conditions on vertical mixing processes at the ocean upper layers in the stormy condition. The field observation was conducted during typhoon Melor in 2009. The observed water temperature distributions indicate importance of wind and wave induced mixing in the nearshore. The numerical results show that the wave induced vertical turbulent flux significantly influences on the water temperature and the current, respectively.

Keywords: typhoon, ocean upper layer, strong mixing, ocean wave, breaking wave

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

最新型偏波レーダーを用いた氷相降水粒子タイプの混在状態推定に関する研究

中北英一・隅田康彦*・山口弘誠**・鈴木賢士***・中川勝広****・川村誠治****

* 京都大学工学研究科
** 京都大学生存基盤科学研究ユニット
*** 山口大学農学部
**** 情報通信研究機構

要 旨

最新型の偏波レーダーは，降水粒子の大きさや形，向きなどの特性に敏感であるため，降水粒子タイプの判別が可能である。しかし，上空の降水粒子を直接観測することは大変困難であり，観測に基づく降水粒子タイプの推定法はこれまでほとんど例がなかった。本研究は，ビデオゾンデと偏波レーダーの同期観測を実施することで，レーダーが走査している上空のそのポイントでどのような降水粒子が存在しているのかを明らかにし，偏波レーダー観測によって降水粒子の混在状態を推定することが目的である。ファジー理論に基づいて，多くの降水事例を組み合わせたメンバーシップ関数を作成し，降水粒子の混在状態を推定することが可能となった。その中で降水粒子の混在状態を評価する手法を提案し，その精度評価を行った。また，伝播位相差変化率 K_{DP} の氷相粒子に対する影響の検討や，降水粒子の混在する指標の感度分析を通じて精度の向上を図った。そして，様々な事例に対応するメンバーシップ関数を作成し，種類の混在を表現する降水粒子の判別手法を構築した。

キーワード： 偏波レーダー，ビデオゾンデ，降水粒子判別，ファジー理論，伝搬位相差変化率

1. 研究の背景と目的

近年，長時間にわたる記録的な集中豪雨や，短時間のうちに急激に積乱雲が発達し局所的な大雨が頻繁に発生するようになってきている。昨年2009年7月には，中国地方や九州北部において1時間・24時間の降水量が観測史上最多となる大雨を記録した。また，2008年の夏季には全国各地で局所的集中豪雨が頻発し，急激な増水によって多くの人命が失われる悲惨な災害が多発した。地球規模で起こっている気候変動や都市部におけるヒートアイランド現象などが要因となっており，このような豪雨災害をもたらす降水現象は今後も発生すると考えられる。激しい降水現象をとらえ，正確な降雨予測・降水量推定のためには，空間・時間的にきめ細かな情報を得ることができる気象レーダーの役割がますます重要となってきている。しかし，電波の反射強度のみを受信する現在のコンベンショナルレーダーでは，反射強度から降水強度を推定するのに必要な降雨の雨滴粒径分布や降水粒子のタイプをリアルタイムで推定することは不可能であり，地上雨量計ネットワークとタイアップすることによって精度向上が図られてきた（牧原，2007）。しかし，雨滴粒径分布は時々刻々と変化するため，その精度向上は限界に達している。

そこで，降雨の粒径分布や，雨や雪，あられといった降水粒子の種類を特定することができる次世代の気象レーダーである偏波レーダーの研究開発が進められている。偏波レーダーの特徴は，偏波間の受信電力の差だけではなく，電波の位相差，偏波間の相

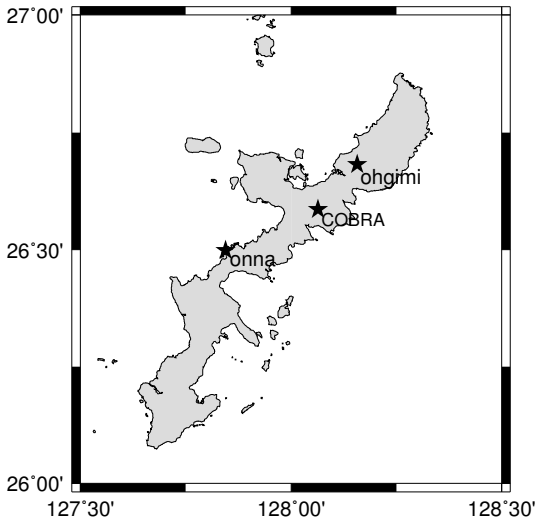


Fig. 1 Locations of COBRA, Onna site and Ohgimi site

関係数も観測できることである。特に，偏波間位相差が観測できることにより，降雨減衰の影響を補正し，精度よく粒径分布を推定できるため，より正確に降水量の観測が可能となる（中北ら，2007）。そして，偏波レーダーは，降水粒子の大きさだけではなく形や向き，相，落下形態などの特性に敏感なため，降水粒子の種類の識別に用いることが可能であると考えられている。

これまで，降水粒子判別の手法としては主にファジー理論を適応した手法が数多く提案されている（Straka et al.，2000 ; Liu and Chandrasekar，2000 ; Zrnic et al.，2002 ; Lim et al.，2005 ；岩波，2008 ; Park et al.，2009 等）。しかし，その手法の多くは氷相粒子の粒径分布や密度を仮定して計算された偏波パラメータの値を用いて，メンバーシップ関数の形を推定する手法が一般的であった。これは，上空の氷相降水粒子を観測することは困難であり，直接観測によって降水粒子の種類を推定する手法を構築するのに耐えうるだけのサンプル数を確保できないことによる。さらに重要なこととして，上空の氷相域では様々な降水粒子（種類，粒径，形，傾き，濃度）が存在し，レーダーのサンプルボリューム内にこれらの降水粒子が混在しているが，これまでの降水粒子判別手法では，判定する降水粒子の種類が増えるだけで降水粒子の種類の混在を推定するものはなかった。

上空の氷相降水粒子の種類分布を明らかにすることは極めて重要であるが，それを直接観測することは非常に困難である。そこで，2007～2009年度の3年間，独立行政法人情報通信機構が沖縄亜熱帯計測技術センターに導入したCOBRA（**C**-band **O**kinawa **B**istatic polarimetric **RA**darの略，中川ら，2002）と呼ばれるCバンド偏波ドップラーレーダー（以下，COBRA）を核に，ビデオゾンデとの同期手法を構築し，集中観測を実施してきた。このビデオゾンデは，レーダーが電波を出して走査している“ 上空のまさにそのポイントで ”いったいどのような大きさや種類の降水粒子がどれ程そこに存在するのか，搭載したビデオカメラで直接撮影することができる特殊なゾンデである。本研究では，ビデオゾンデによって観測された降水粒子の種類がどのように分布し，混在しているのかを明らかにし，そのような降水粒子が存在するときどのような偏波パラメータを取り得るのかを分析する。そして，様々な種類が混在する氷相降水粒子を含め，降水粒子の種類の推定手法を構築すると共に，同期観測の情報を用いてその推定精度の検証を行う。

2. 沖縄集中観測の概要と偏波レーダーに関する諸因子

2.1 沖縄集中同期観測

沖縄集中同期観測は2007～2009年の3年間にわたって行われた。観測期間および対象となる降雨は，

2007年11月15日～11月28日：台風および前線

2008年5月28日～6月21日：梅雨前線

2009年5月17日～6月20日：梅雨前線

である。観測体制としては，独立行政法人情報通信研究機構(NiCT)沖縄亜熱帯計測技術センターを拠点とし，京都大学防災研究所，情報通信研究機構，山梨大学，名古屋大学，山口大学，ハワイ大学，宇都宮大学，筑波大学，電力中央研究所などの様々な大学，機関のあわせて40名以上の水文学・気象学・電気工学の観測，モデルの研究者や学生が連携して実施してきた。

この観測では，COBRAを核として，ビデオゾンデとの同期や，様々な地上観測装置を用いて雨滴粒径分布の検証などを行った。Fig. 1において，COBRAと観測施設の位置関係を示す。COBRAは沖縄本島にある多野岳の名護降雨観測施設に設置されており，恩名村にある沖縄亜熱帯計測技術センターと1.5Mbpsの専用回線によって接続されている。沖縄亜熱帯計測技術センターと大宜味大気観測施設においては，２次元ビデオディスドロメータ（2DVD），インパクト型ディスドロメータ，パーシバル雨滴計，マイクロレインレーダ，レーザ雨滴計（LD)，光学式雨量計，転倒枡式雨量計などの地上設置装置が設置されている。また，ビデオゾンデの放球は恩名村にある沖縄

亜熱帯計測技術センターで行われ，ここでCOBRAの遠隔操作も行っている。

COBRAとビデオゾンデとの同期手法は，ビデオゾンデの飛行位置をGPSによって特定し，COBRAでその方位のRHIスキャンを行うというもので，同期を行っている。これは，“ レーダーが上空で何を見ているのか?”，これまでどうしてもできなかった“ 夢のような同期観測 ”であり，世界ではじめて実現された同期観測である。同期観測の手法については中北ら（2008）に詳しく述べているのでここでは割愛する。

2.2 偏波レーダーに関する諸因子

気象レーダーは，電磁波のもつ直進性，等速性，散乱性を利用した無線装置である。レーダーのアンテナから放射された電磁波は，目標である降水粒子に当たって散乱し，散乱した一部の電磁波が同一のアンテナに受信される。レーダーはこの電磁波を受信し，アンテナの向きと電磁波の往復に要する時間から目標の位置を測定し，反射波の強さ（レーダーエコー）から目標の性質や大きさを測定するものである。

しかし，従来の気象レーダーによる単一偏波の送受信では後方散乱信号によって，形状や向きといった降水粒子の形態に関する情報を得ることができない。一方，偏波の向きによる散乱特性の違いは標的の形状や粒子の向きに依存するため，複数の偏波を用いれば，形状や粒子の向きに関する情報を得ることができる。二重偏波レーダーは，偏波面が地面に平行な水平偏波と偏波面が地面に直交する垂直偏波の2つの直線偏波を送受信し，様々なパラメータを得ることが可能である。偏波レーダーによって得られる偏波パラメータには以下のようなものがある。

(1) レーダー反射因子差 Z_{DR}

レーダー反射因子差Z_{DR}は水平偏波Z_{HH}と垂直偏波Z_{VV}の比として表現され，次式で表される。

$$Z_{\mathrm{DR}}[\mathrm{dB}] = 10\log_{10}\left(\frac{Z_{\mathrm{HH}}}{Z_{\mathrm{VV}}}\right)。 \tag{1}$$

Z_{DR}は水平及び垂直偏波面に対する粒子形状，すなわち粒子の縦横比に関するパラメータである。降雨粒子は落下時の空気抵抗を受け横長に扁平し，その扁平度は直径が大きいほど大きくなる。したがって粒径が大きくなるにつれて，Z_{DR}は大きな値をとるようになる。また，Z_{DR}は傾き具合にも影響され，雪やあられの場合は，回転したり大きく振動しながら落下するため，0dBに近い値をとる。一方，板状や樹氷状の氷晶は長軸を水平方向に向けながら落下していくため，Z_{DR}は比較的高い値(< 6dB)をとることがある。また，雷をもたらすような氷晶は鉛直に方向付けられており，このような氷晶が卓越する領域では，Z_{DR}は負の値をとりうる。融解層においては氷粒子が徐々に溶け出し表面を水の膜が覆うようになる。雨滴は粒径がある大きさ以上になると分裂してしまうが，融解層においては氷粒子の表面に付着しているため大きな粒径でも分裂せず，レーダーでは大きな雨滴として認識されるためZ_{DR}は極大値をとる。

(2) 偏波間相関係数 ρ_{HV}

水平偏波Z_{HH}と垂直偏波Z_{VV}の受信信号の相関係数である偏波間相関係数ρ_{HV}は，

$$\rho_{\mathrm{HV}} = \frac{|\langle n s_{\mathrm{VV}} s_{\mathrm{HH}}^{*}\rangle|}{\langle n\,|s_{\mathrm{HH}}|^2\rangle^{1/2}\langle n\,|s_{\mathrm{VV}}|^2\rangle^{1/2}} \tag{2}$$

と表される。ここで$\langle n s_{\mathrm{VV}} s_{\mathrm{HH}}^{*}\rangle$は水平偏波と垂直偏波の共分散であり，$\langle n\,|s_{\mathrm{HH}}|^2\rangle$, $\langle n\,|s_{\mathrm{VV}}|^2\rangle$はそれぞれ水平偏波と垂直偏波の分散である。$\rho_{\mathrm{HV}}$は粒径の縦横比が変化する度合いに関するパラメータであり，雨のような単一の降水粒子だけが存在する場合は縦横の比に相関があり，1に近い値を示す。一方，様々な粒子の種類や形が存在する場合や，山岳等の地表面によって電波が散乱される（グランドクラッター）場合は相関が小さくなる。また，液体と固体が共存する融解層においては，ρ_{HV}は非常に小さくなり最低値をとる。後にこの特性を利用して融解層を特定するためにρ_{HV}を用いる。

(3) 伝搬位相差変化率 K_{DP}

電波が散乱体積内を伝搬するとき，一般には位相のズレが生じる。水平偏波，垂直偏波のそれぞれについてレーダーと対象標的間の往復で生じる位相変化を$\phi_{\mathrm{HH}}, \phi_{\mathrm{VV}}$とするとき，等方散乱標的であれば両偏波間で位相変化に差は生じないが，非等方性散乱標的では両者は異なる値をとる。粒径の大きい雨滴のような扁平粒子では，水平偏波による位相遅れが垂直偏波の場合に比べて大きくなるため，$\phi_{\mathrm{HH}} > \phi_{\mathrm{VV}}$となる。両者の差を$\phi_{\mathrm{DP}}$とすると，

$$\phi_{\mathrm{DP}}[^{\circ}] = \phi_{\mathrm{HH}} - \phi_{\mathrm{VV}} \tag{3}$$

となり，これを偏波間位相差と呼ぶ。

ϕ_{DP}の距離に対する変化率が伝搬位相差変化率K_{DP}である。大気のような均質媒質体中でレーダー電波が伝搬する場合，K_{DP}は伝搬系路上の2点間を往復する間に生じる偏波間位相差ϕ_{DP}の単位距離当たりの差として，

$$K_{\mathrm{DP}}[^{\circ}/\mathrm{km}] = \frac{d\varphi_{DP}}{dr} \simeq \frac{\phi_{\mathrm{DP}}(r_2) - \phi_{\mathrm{DP}}(r_1)}{2\,(r_2 - r_1)} \tag{4}$$

で与えられる。ここで，r_iはレーダーアンテナからの距離である。

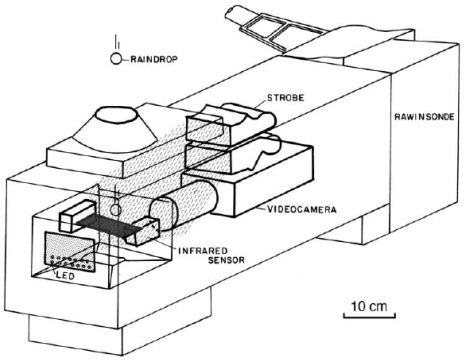


Fig. 2 Videosonde

伝搬位相差変化率K_{DP}は，振幅の情報を用いないため減衰の影響を受けることが無く，強雨時の降雨量推定に有力であるとされている。K_{DP}は，Z_{DR}と同様に降水粒子の縦横比に関するパラメータであり，扁平の度合が大きくなるほど，K_{DP}は大きな値を取るようになる。また，誘電率の値にも影響される。

2.3 ビデオゾンデの概要

ビデオゾンデは，センサーのついたビデオカメラを気球に吊り下げ，雲の中の粒子を直接観測する装置であり，Takahashi and Keenan (2004)，Takahashi (2006)，鈴木ら（2006）により，東アジアモンスーン地域の様々な場所で200台以上が放球されている。Fig. 2にビデオゾンデの概観を示す。

ビデオゾンデは気球から50m下方に吊り下げられ，ゾンデの上昇速度が約5m/sとなるように気球の浮力が調整されてから放球される。ビデオゾンデには，直径0.5mm以上の粒子が通ったことを検知する赤外線センサーがついており，粒子がセンサーを横切るとフラッシュが焚かれ，真っ黒なスクリーンが一瞬明るくなり粒子が撮影される。通常，直径0.5mm以下の粒子はセンサーで検知されないが，大きな粒子とともにセンサーを横切るときに撮影されることがある。ビデオカメラによって写される視野は奥行×幅×高さが$30 \times 20 \times 16\ \mathrm{mm}^3$となっており，奥行30mmが赤外線センサーのビームの幅である。フラッシュを1度焚くと充電時間が必要なため，フラッシュは1秒間に最大5回まで焚くことができる。撮影された映像は1,680MHzの無線で送信され，10Hz～1MHzに変調されて地上のモニターに映し出されビデオテープに録画される。

ビデオゾンデで撮影された降水粒子は，雨滴（Raindrop），あられ（Graupel），氷晶（Ice crystal）および雪片（Snow flake）の4種類に分類している。このような降水粒子の種類に区分した理由は数値気象モデルの雲微物理モデルの予報変数と対応付けることを目的としているからである。これらの粒子の判別では表面の様子や形，サイズ，色の濃淡などを基準にして一つ一つ目視で粒子のタイプを判定している。Fig. 3にはビデオゾンデで観測される降水粒子の例を示す。

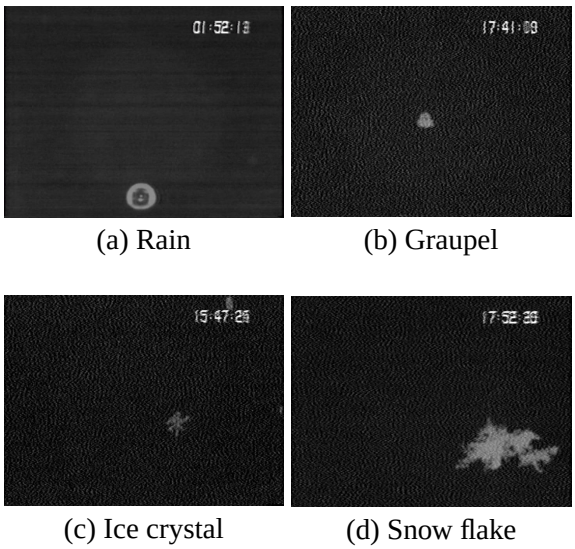


Fig. 3 Precipitation perticles detected by pictures with Videosonde

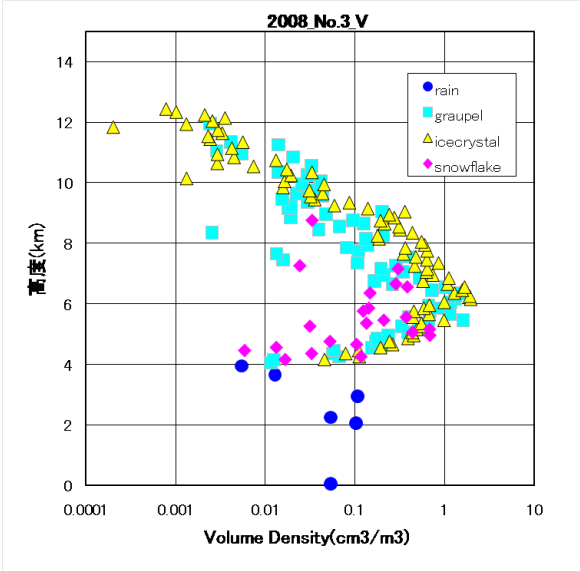


Fig. 4 Volume density of precipitation particle in Videosonde No.3, 2008

以上のようにして判別した粒子の空間的な分布を把握するために，各種濃度の計算を行った。撮影された画像をもとに，降水粒子の直径は長軸と短軸の平均とし，その形を球であると仮定して降水粒子の体積を求めている。粒子の形状はビデオゾンデで撮影される画像からしか判断することができず，平板状の氷晶などでは映っている粒子の角度によって大

Table 1 Observation period

Date	Videosonde	Start time	All particle	Rain	Graupel	IceCrystal	SnowFlake
2007/11/26	2007No.1	18:37	255	17	125	107	6
2007/11/26	2007No.2	20:57	1960	10	447	1487	16
2007/11/26	2007No.3	21:53	131	42	38	45	6
2007/11/26	2007No.4	22:57	24	21	2	1	0
2007/11/27	2007No.5	01:51	106	91	8	7	0
2007/11/27	2007No.6	02:36	274	132	78	64	0
2008/05/29	2008No.1	10:15	286	92	34	147	13
2008/06/06	2008No.3	18:31	8208	7	745	7417	39
2008/06/12	2008No.5	04:12	336	65	37	168	66
2009/06/11	2009No.10	08:54	830	406	112	310	2
2009/06/12	2009No.11	21:27	1853	292	256	1303	2
		Sum	14263	1175	1882	11056	150

きくその体積が異なってしまう可能性があり，不確定性はあるものの，上述の仮定のもとで体積を求めている。また，粒子の密度はそれぞれ雨滴1.0，あられ0.3，氷晶と雪片は0.1 $\mathrm{g/m^3}$ とする。

これらの情報を元に高度100 mごとに体積濃度（ビデオゾンデのサンプリングボリューム中の降水粒子の体積割合）の計算を行った結果がFig. 4である。雨と氷相粒子（あられ，氷晶，雪片）の存在する範囲は一定の高度で分かれていることがわかる。融解層より上空においてはあられ，氷晶，雪片が混在していることがわかる。雪片は主に雨と氷粒子の境界より上層の狭い範囲で観測されている。これは粒子表面が融け併合しやすくなっていることを示している。また，あられと氷晶はほとんど同じような分布をしているが，氷晶のほうがより上空まで観測されており，高度が下がるにつれて氷晶に着氷し，あられが成長してその数や大きさが増加している。

2.4 データセット

本研究で解析の対象とするデータはTable 1 の通りである。Table 1 を見ると，3年間のビデオゾンデ同期観測を通じて数多くの降水粒子を観測観測できた。しかし，あられや氷晶のサンプル数は数千個以上存在しているが，雪片の観測粒子数はせいぜい数百個と極端に少ない。また，雪片のサンプルの大半は2008年の事例であり，2009年の事例では雪片がほとんどサンプルされていない。この雪片のサンプル数の少なさ・偏りに係る問題については，以降の章において再び取り上げることとする。

3. 降水粒子タイプの判別とその評価

降水雲内の粒子種類分布を知ることは次のような理由で重要である。1）降水過程の理解，2）地上レーダーや人工衛星搭載の降水レーダー・マイクロ波放射計による降水量推定精度の向上，3）数値気象モデルにデータ同化することによる短時間降水予測精度の向上，4）雨雪判別にる道路や河川の災害の軽減，5）あられ判別による雷の予測（高橋，2009），などが挙げられる。

これまで，偏波レーダーの情報を用いた降水粒子タイプの推定に関して様々な方法が試みられているが，いくつかの問題点が指摘されている。すなわち，1）それぞれの降水粒子と偏波パラメータの関係が十分に解明されていない，2）統計的に十分な量の観測により判別法を構築する必要があるが，それに耐えるだけの観測が行われていない，3）降水粒子はある境界値できれいに分けられるものではなく混ざり合った状態で存在しているが，そのあいまいさを表現できない，などである。

そこで本研究では，3年にわたって数多くのビデオゾンデと偏波レーダーとの同期観測を行い，この

同期観測の結果を用いて，上空の降水粒子の状態を推定する手法を構築する。そして，降水粒子タイプの判別結果が正しいものであるのかを検証するために，ビデオゾンデの観測結果をもとに評価する手法を示す。

3.1 偏波レーダーを用いた粒子タイプの判別

降水粒子判別における偏波パラメータが取りうる値の曖昧さや降水粒子の混在具合をファジー理論を用いて表現する。ファジー理論とは,「暑い」や「高い」などあいまいさを含んだ情報をあいまいなまま理解し，あいまいな形で判断する人間の思考方法をモデル化し，これを定量的に取り扱う手法のことである。

ファジー理論において，ある偏波パラメータ[1]がある粒子タイプ[2]に属する度合をメンバーシップ関数μ_j^xによって表現する。メンバーシップ関数の値が1に近いほど降水粒子タイプjに属している度合いが高いことを示し，反対に0に近ければ属する度合いが低いことを示している。

(1) メンバーシップ関数の作成

降水粒子をファジー理論で推定するにあたって，入力とするデータは，COBRAによって得られるレーダー反射因子Z_{HH}，レーダー反射因子差Z_{DR}，偏波間相関係数ρ_{HV}，伝搬位相差変化率K_{DP}とビデオゾンデの高度hの情報である。また，推定する降水粒子の種類は雨，あられ，氷晶および雪片の4種類である。

メンバーシップ関数には台形関数を用いている(Fig. 5)。この台形関数は，大きさが1で一定の値を持つ平らな部分と直線的に漸減する裾野の部分を持つ。ある降水粒子タイプjによく属する偏波パラメータの値xは幅を持っており，この偏波パラメータの領域を台形関数が一定値を持つ部分に対応させた。また，降水粒子が存在し得ない偏波パラメータの範囲では0の値をとる。そして，0 ～ 1の間の境界部分は台形関数の裾野の部分を対応させる。この台形関数のメンバーシップ関数は4つのパラメータa, b, c, dによって決定される。これらのパラメータは台形関数の各頂点の偏波パラメータxの値を表しており，裾野および水平な部分の幅を決めている。この4つのメンバーシップ関数の境界のパラメータは，ビデオゾンデで観測された降水粒子数によって決定する。

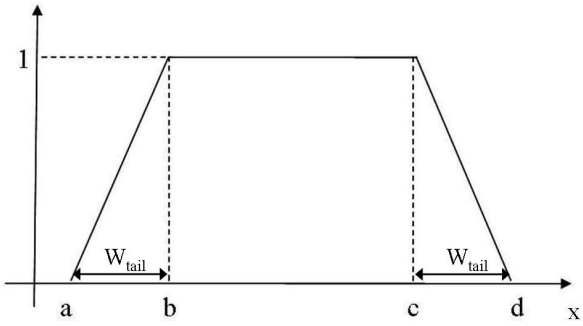


Fig. 5 Example of trapizoid membership function. A horizontal axis x shows the value of polarimetric parameter.

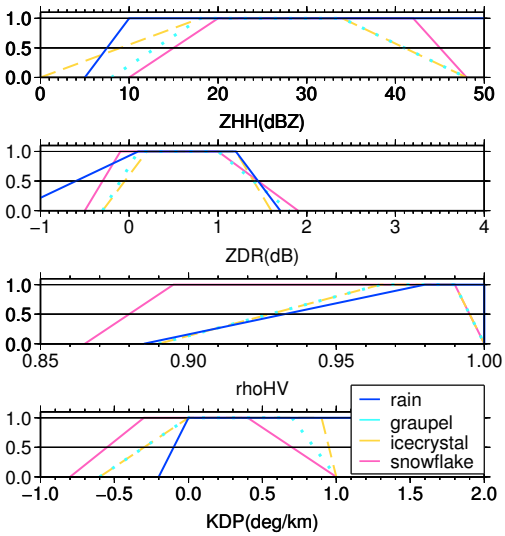


Fig. 6 Membership function μ_j^x

この台形関数の境界値を決める4つのパラメータは今回ビデオゾンデで観測された降水粒子を全て積算し，その出現頻度によって決定した。各偏波パラメータxおよび各粒子タイプjごとにヒストグラムを作成し，その上限値および下限値から10 %の範囲を台形メンバーシップ関数の裾野の部分に対応付ける。このような方法をとったのは粒子の数が少なくなるxにおいて粒子に属する度合いは下がり,その間の値では広く粒子が分布していると考えられるためである。以上のようにして，すべての同期観測の結果から作成したメンバーシップ関数をFig. 6 に示す。

ここで台形関数の裾野幅に対応する上･下端10 %という値W_{tail}は，仮に与えているものであり，降水粒子の混在状態を表現する上で重要なパラメータである。そのため次章において裾野幅に関するパラメータW_{tail}に対する感度分析を行う。

また，レーダー情報のみにより，雨と氷相粒子の領域を判別するため偏波間相関係数ρ_{HV}によって各

[1]以下，ある偏波パラメータの一つを表すときxと表現する。

[2]以下，ある粒子タイプの一つを表すときjと表現する。

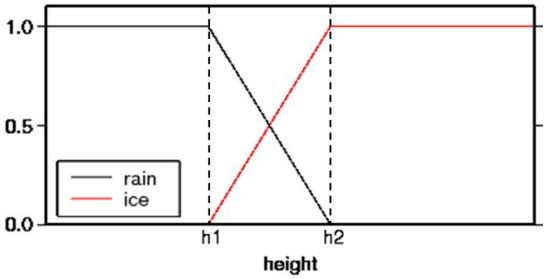


Fig. 7 Membership function of melting layer height μ_j^{MLH}. $h1$ and $h2$ show the bottom of melting layer and the top of melting layer, respectively. Ice shows frozen particle such as graupel, ice crystal and snow flake.

鉛直断面における融解層を特定し，融解層高度に関するメンバーシップ関数μ_j^{MLH}を作成した。融解層高度メンバーシップ関数のモデル図をFig. 7に示す。融解層高度に関するメンバーシップ関数の作成方法は中北ら（2008）に述べているので，ここでは省略する。

(2) ファジー理論による降水粒子タイプの判別

以上のようにして決定されたメンバーシップ関数を用いて，降水粒子ごとの評価値Q_jを

$$Q_j = \mu_j^h(h) \times \left(\mu_j^{Z_{HH}}(Z_{HH}) + \mu_j^{Z_{DR}}(Z_{DR}) + \mu_j^{\rho_{HV}}(\rho_{HV}) + \mu_j^{K_{DP}}(K_{DP})\right) \quad (5)$$

と定める。この評価値Q_jをもとに降水粒子のタイプを決定するが，前述したようにビデオゾンデの観測では，融解層を含む上空では異なるタイプの降水粒子が混在していることがわかっており，降水粒子のタイプの判別の過程で1種類に降水粒子のタイプを決定してしまうのは適切ではない。また，ある1種類の降水粒子の評価値Q_jが突出している部分ばかりではなく，複数降水粒子の評価値Q_jが同じであったり，非常に近い値を取っている領域も多く存在する。そこで，氷相降水粒子の混ざり具合を表現するために，式（5）の評価値Q_jの大きさの違いに着目して降水粒子の混在状態の推定を行う。

降水粒子の混在を表現する区分として追加するのは，あられ＋氷晶，あられ＋雪片，氷晶＋雪片の2種類の降水粒子が混在する区分と3種の氷相降水粒子すべてが存在しうる区分である。これら降水粒子の混在と判別するため，氷相降水粒子の評価値Q_jの大きさを比較する。最大となる評価値Q_{max}と2番目，3番目に大きい他の氷相降水粒子の評価値Q_{2nd}，Q_{3rd}との差が0.1以内となる場合は粒子が混在しているとして判別する。一方で，評価値Q_jが小さいにもかかわらず無理に降水粒子のタイプを特定すると不合理な判別を行ってしまうため，評価値Q_jが3以下となる領域は判別不能（NC）と表現する。ただし，融解層では融解層高度メンバーシップ関数の積がとられ評価値Q_jの値が小さくなるため，NCの判別は行わない。つまり，降水粒子が混在および判別不能となるための条件は以下の通りである。

$$\begin{aligned}
&\text{if } (Q_{\max} \le 3)\\
&\quad \text{then particle type : NC}\\
&\text{else if } (Q_{\max} - Q_{3\text{rd}} \le Q_{\text{thresh}})\\
&\quad \text{then particle type : } j_{\max} \text{ and } j_{2\text{nd}} \text{ and } j_{3\text{rd}}\\
&\text{else if } (Q_{\max} - Q_{2\text{nd}} \le Q_{\text{thresh}})\\
&\quad \text{then particle type : } j_{\max} \text{ and } j_{2\text{nd}}\\
&\text{else if } (Q_{\max} - Q_{2\text{nd}} > Q_{\text{thresh}})\\
&\quad \text{then particle type : } j_{\max}
\end{aligned} \quad (6)$$

ここで，Qr_{thresh}は氷相降水粒子の混在を許す閾値であり，0.1としている。

降水粒子の混在および判別不能を含んで降水粒子タイプの推定をおこなった結果をFig. 8に示す。Fig. 8はビデオゾンデが存在する位置における降水粒子の連続的な変化を見るために時系列データになっている。1分毎に存在するRHI画像のそれぞれにおいて，ビデオゾンデが位置する場所を中心として水平1km幅の鉛直断面を切り出し，その一つの断面を1分間として時間順に並べていったものである。図中の○はビデオゾンデの飛行位置を示している。灰色はRHIスキャンが行われておらず，欠測していることを示す。また，降水粒子の判別を行ったのは，レーダー反射因子Z_{HH}が5dB以上の領域であり，5dB未満の領域は空白となっている。

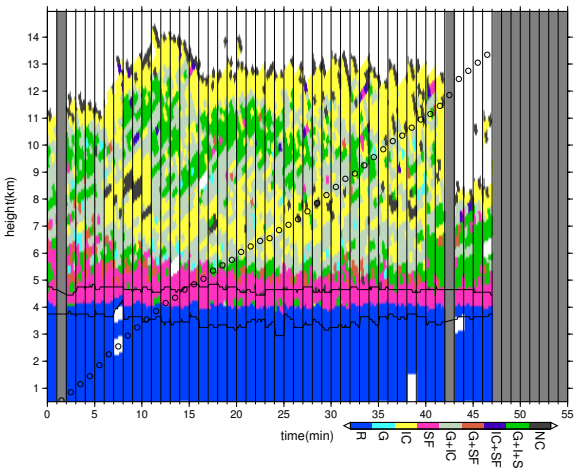


Fig. 8 Hydrometeor classification in Videosonde No.3, 2008. In this figure, R, G, IC and SF show rain, graupel, ice crystal and snow flake, respectively, and NC shows no classification.

Fig. 8を見ると，融解層より上空において，氷晶やあられ，雪片が混在しているという判別がなされている。また，融解層を中心に雪片が卓越している領

域が見られる。ビデオゾンデの飛行位置での降水粒子判別の結果はFig. 4の結果と大きく異ならないことがわかる。しかし，かなり上空まで3種の氷相降水粒子の混在が見られ，過剰に雪片と判別がなされていると考えられる。

評価値Q_jの変化がどの程度まで混在状態とするかを決めるQr_{thresh}の値0.1は，ここで仮に与えている数値である。Qr_{thresh}の値は混在状態を表現する上で重要なパラメータであるため，この数値の評価については次章以降で議論する。

3.2 降水粒子判別の評価法の導入

上空の降水粒子を直接観測することは大変困難であるため，これまで検証は飛行機観測による定性的な比較や地上観測による検証がほとんどであった。そこで，本研究ではビデオゾンデの観測結果に基づき，偏波レーダーによって推定される上空の降水粒子タイプ判別の結果を定量的に評価する。

特に本研究の降水粒子判別においては，降水粒子の混在状態も考慮して降水粒子タイプの判別を行っているため，ビデオゾンデの観測結果においても同じように混在しているという状態を表現しなければ，判別結果を評価することはできない。そこで，ビデオゾンデの観測結果から得られた降水粒子の体積濃度の値（Fig. 4）を用いて，体積濃度の最大値と2番目の体積濃度の値が半オーダー以内[3]であるならば粒子が混在しているとして，ビデオゾンデで観測された降水粒子の混在を表現した。また，3種の氷相降水粒子がすべて半オーダー以内に収まるのであれば，3種の混在として表している。この体積濃度はサンプルボリュームの中でどれほどの体積を降水粒子が占めているかを表し，空間的な混在状態を表している。

以上のようにして観測された降水粒子の混在状態を表現し，ビデオゾンデの飛行位置での降水粒子判別の結果と観測結果を比較したものが，Table 2である。ここで比較している降水粒子の個数は，Table 1におけるすべての事例の積算である。

Table 2を見てもわかるように，降水粒子の混在状態を含めて完全に表現することは非常に困難である。また，今回は降水粒子の有無について正確に推定することが目的であるため，推定値，観測値それぞれの混在状態の一部だけでも他方の粒子の種類が含まれていれば得点を与えることにする。つまり，Table

[3]2種類の降水粒子の体積濃度をVD_{j_1}，VD_{j_2}としたとき（$VD_{j_1} > VD_{j_2}$），$\log_{10} VD_{j_1}/VD_{j_2} \leq 1/2$となること。

Table 2 Comparison between hydrometeor observed by Videosonde (column) and the result of hydrometeor classifications by radar (line).

Radar \ VideoSonde	R	G	IC	SF	G+I	G+S	I+S	ALL	NC
R	163	7	0	1	0	2	1	0	0
G	0	5	1	0	5	0	0	0	0
IC	0	10	15	0	20	2	1	0	0
SF	0	6	0	2	8	0	0	6	0
G+I	0	1	11	0	23	0	0	0	0
G+S	0	0	0	0	0	0	0	1	0
I+S	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ALL	0	15	4	0	34	3	0	3	0
NC	0	1	5	0	2	0	0	0	0

Table 3 Scoreboard of hydrometeor classification.

Radar \ VideoSonde	R	G	IC	SF	G+I	G+S	I+S	ALL	NC
R	1	0	0	0	0	0	0	0	0
G	0	1	0	0	1/2	1/2	0	1/3	0
IC	0	0	1	0	1/2	0	1/2	1/3	0
SF	0	0	0	1	0	1/2	1/2	1/3	0
G+I	0	1/2	1/2	0	1	1/4	1/4	2/3	0
G+S	0	1/2	0	1/2	1/4	1	1/4	2/3	0
I+S	0	0	1/2	1/2	1/4	1/4	1	2/3	0
ALL	–	–	–	–	–	–	–	1	0
NC	0	0	0	0	0	0	0	0	0

3のような得点表を用いて，降水粒子のタイプ推定の精度を得点率として評価する。ここで，Table 2においてレーダーでの推定結果を表すインデックスをi $(i = 1, 9)$，ビデオゾンデで観測された粒子の種類を表すインデックスをj $(j = 1, 9)$[4]と表現し，表中の各要素の個数N_{ij}と表し，Table 3の各要素の得点をi，jを用いてS_{ij}として，得点率は次式で求める。

$$\text{得点率} = \frac{\sum_{i=1}^{9}\sum_{j=1}^{9} S_{ij}N_{ij}}{\sum_{i=1}^{9}\sum_{j=1}^{9} N_{ij} - \sum_{j\neq 8} N_{8j}}。 \quad (7)$$

i，jの8は3種の氷相降水粒子が混在している区分であり，3種の粒子が混在しているという判別が増加することによって得点率が上昇する事を避けるため，正答となるN_{88}以外は式7の右辺分母において観測数から除いている。ここで用いる得点表の得点は目的に応じて設定することができ，今回は降水粒子の有無や混在状態を評価するためにTable 3ような得点表を用いた。例えば，雷の検出のためあられを正確に特定したければあられの得点を高めに設定することなどが考えられる。

Fig. 6のメンバーシップ関数を用いて降水粒子判別を行ったとき，式（7）の得点率は0.778である。しかし，本研究では氷相降水粒子の分布を正確に推定する事を目的としており，氷相降水粒子のみに着目し雨の判別を除くと，得点率は0.512とあまり高い値と

[4]ここでi，jの数字は，1: 雨，2: あられ，3: 氷晶，4: 雪片，5: あられ+氷晶，6: あられ+雪片，7: 氷晶+雪片，8: あられ+氷晶+雪片，9: 判別不能を表す。

ならない。Table 2では，ビデオゾンデの降水粒子を的確に答えている判別結果も数多く見られるが，あられ+氷晶と観測されている領域で3種の粒子混在と判別しているところが最も多く，また誤って雪片単独と判別している領域も少なからず存在するため，精度よく推定できていない。そこで次章では，この過剰に雪片と判別される結果を検証し，降水粒子判別法の修正を試みる。

4. 降水粒子の混在状態判別手法の構築

4.1 雪片のメンバーシップ関数の見直し

前章の降水粒子判別では過剰に雪片と判別されていることについて述べたが，その原因は，第1に雪片のサンプル数の少なさに起因しているものと考えられる。Table 1を見るとあられや氷晶のサンプル数が数千個以上存在しているのにもかかわらず，雪片はせいぜい100個程度である。第2に，雪片のサンプルの多くは2008年の事例であり，他年の観測事例を加えてもメンバーシップ関数の形状は2008年の降水事例の影響を強く受けてしまう。このような要因で，雪片のメンバーシップ関数の適切な形状を求めることができず，雪片のメンバーシップ関数は広い偏波パラメータの範囲で他の降水粒子よりも大きな値をとり，判別結果は多くの領域で雪片中心となってしまったと考えられる。そこで，雪片のメンバーシップ関数の形状を変化させることで，推定精度の向上をはかる。

ここで変化させるのは，メンバーシップ関数の裾野の幅W_{tail}である。メンバーシップ関数の裾野幅W_{tail}を変化させるとメンバーシップ関数の値が1となる上底の部分が変化し，降水粒子判別の結果に大きな影響を及ぼす。裾野幅W_{tail}を増加させると，上底部分は狭まり，その降水粒子に属する度合いは低下する。雪片は過剰に判別されてしまっているため，雪片の裾野の幅W_{tail}を現在の10％から20％に増加させることによって，雪片と判別される領域を減少させることを目指した。このように雪片のメンバーシップ関数の裾野を修正したメンバーシップ関数（以下では，snowメンバーシップ関数と表す。）をFig. 9に示す。また，snowメンバーシップ関数を用いて降水粒子判別を行った結果をFig. 10に示す。Fig. 10では，3種の氷相降水粒子と推定されていた多くの領域であられ＋氷晶という判別になっていることがわかる．この結果を反映して，snowメンバーシップ関数を用いた降水粒子判別での得点率は0.593（雨の判別を加えた得点率は0.780）であり，推定精度が向上している。

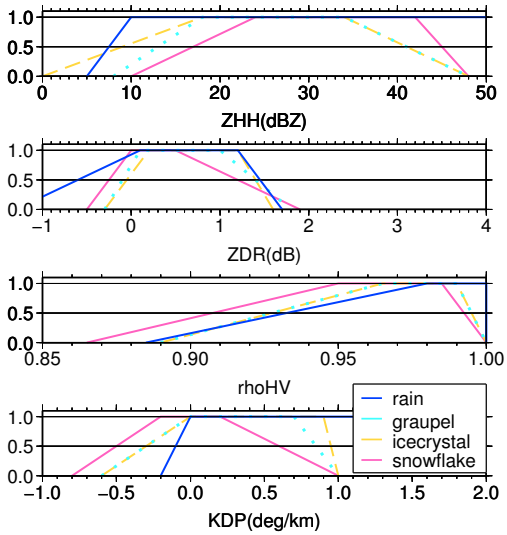


Fig. 9 Membership functions of which tail width W_{tail} of Snowflake are modified.

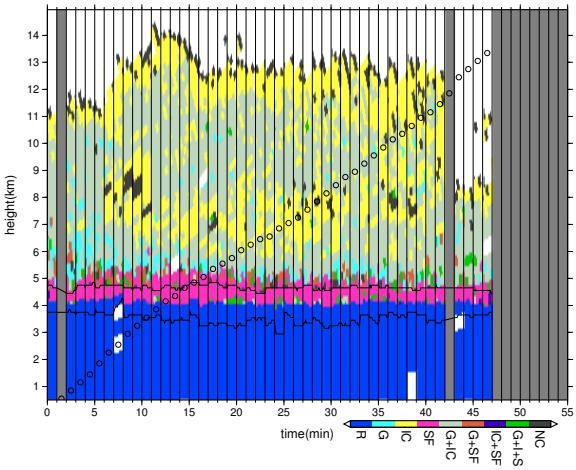
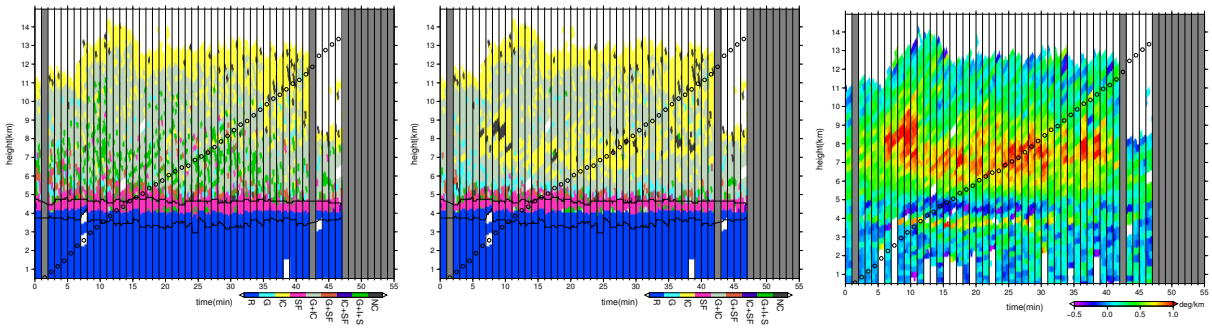


Fig. 10 Hydrometeor classification when membership functions of Snowflake are modified.

4.2 位相差変化率K_{DP}の感度と有効範囲

位相差変化率K_{DP}は降雨減衰の影響を受けることがなく，降水量推定に大変有効なパラメータとして期待されている。しかし，降雨において低Z_{HH}の部分ではK_{DP}はノイズの影響を受け，観測精度が期待できないといわれている。既往研究（中北ら，2007）では，降雨においてK_{DP}の感度が期待できるZ_{HH}およびK_{DP}の閾値は，CバンドレーダーにおいてZ_{HH}が40dBZ以上，K_{DP}が0.2°/kmであるとしている。また，K_{DP}の氷相降水粒子との関係は未だ不明な点が多く，得られたメンバーシップ関数の値をそのまま使い降水粒子判別を行うことは，K_{DP}の感度の点で危険である。

そこで，K_{DP}の降水粒子判別への影響を考慮するためにK_{DP}を説明変数から除外して判別した結果



(a) classification without K_{DP}　(b) classification modified K_{DP}　(c) K_{DP}

Fig. 11 Comparison of hydrometeor classifications by difference of K_{DP}.

をFig. 11の（a）に示した。具体的には，K_{DP}の値を0°/kmとして判別した。何故ならばK_{DP}が0°/kmであるとすべての粒子の種類でメンバーシップ関数の値が1となっているため粒子判別に影響を与えないためである。

この2008ビデオゾンデNo.3事例のFig. 10とFig. 11の（a）を見比べると，前者では氷晶が卓越する領域を確認することができるが，後者ではそれが見られない。この領域は，K_{DP}が高い値をとっており（Fig. 11の（c）），ビデオゾンデで観測された粒子は，氷晶をはじめ数多くの氷相粒子が確認されている。つまり，K_{DP}が高い値をとっている場合は，十分に降水粒子の状態を把握することができていることがわかる。

そこで，K_{DP}の閾値を0.2°/kmとして，閾値未満の値は0°/kmとし説明変数から省くようにした。このようにして粒子判別を行った結果がFig. 11（b）である。Fig. 11（b）のようにK_{DP}の閾値を適切に設ければ，降水粒子の判別に大きく影響を与えない。また，雲頂付近で判別不能とされていた領域が減少している。これは，K_{DP}が負値をとりK_{DP}が正確な観測なされていない領域で，K_{DP}が説明変数から取り除かれることで正しく降水粒子を推定できるようになったためである。

4.3 裾野幅W_{tail}および混在評価値の幅Qr_{shresh}の感度分析

ここでは，さらに降水粒子タイプの混在状態推定精度を高めるために，メンバーシップ関数の裾野幅を決めるパラメータW_{tail}および降水粒子の混在状態を決める評価値の幅Qr_{shresh}の感度分析を行う。ターゲットとなるのはTable 2において，あられ＋氷晶と観測されているがあられや氷晶単独と判別している部分および，反対にあられや氷晶単独と観測されているがあられ＋氷晶の混在と判別している部分

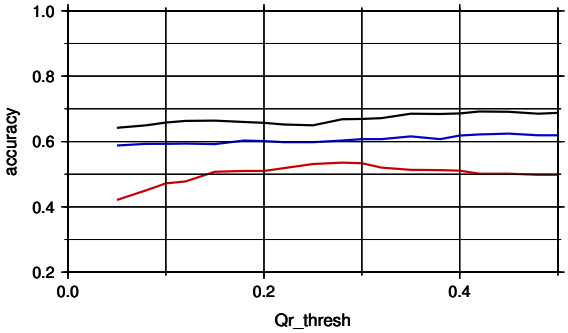


Fig. 12 Sensitivity test of Qr_{shresh} and W_{tail}. Red line: W_{tail} = 20 %, Blue line: W_{tail} = 10 %, Black line: W_{tail} = 5 %

である。

Fig. 12は，メンバーシップ関数の裾野幅W_{tail}および，混在を決める評価値の幅Qr_{shresh}を変化させたときの得点率の変化を表している。ここで変化させる裾野幅W_{tail}は，雪片以外のあられ，氷晶の裾野の幅である。Fig. 12の横軸は混在を決める評価値の幅Qr_{shresh}をとっているが，裾野幅W_{tail}の変化に比べ，得点率の増減はあまり見られない。Qr_{shresh}の値が大きくなると，得点率の値が微増しているが，これは3種に混在するという判別が増え分母が小さくなり，見かけ上得点率の値を上昇させているためである。また，混在している判別を単独と判別するには，Qr_{shresh}の値を小さくすることが考えられるが，Qr_{shresh}を減少させた影響は限定的であり，得点率もやや減少している。この理由は，粒子が単独で存在している領域であっても，評価値Q_jはあられや氷晶で同じ値をとっている場合が大半であり，ファジー的にどちらかの粒子が存在するとしか言えないためである。

一方，メンバーシップ関数の裾野幅W_{tail}を小さくすることは，メンバーシップ関数の1の値をとる上底

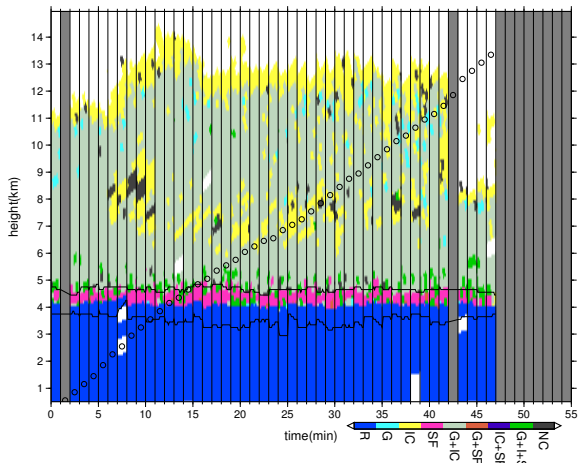


Fig. 13 Hydrometeor classification when the technique proposing here is used.

の範囲が広くなることであり，混在を促すことにつながる。これは降水粒子が単独と判別していたものを混在と判別することにつながっている。Fig. 12 を見ると，裾野幅 W_{tail} の値を小さくするにつれて得点率は大きく向上している。このことは，十分に粒子数が確保されているあられや氷晶では，正確にメンバーシップ関数を作成することができていることを示している。

4.4 降水粒子の混在状態判別手法の提案

ここで降水粒子判別推定の精度向上に向け検討してきた点について整理する。

1. 雪片のメンバーシップ関数の裾野幅 W_{tail} を 10 %から 20 %に修正を施した。この修正によって過剰に雪片と判別されていた部分を正しく判別できるようになった。
2. 位相差変化率 K_{DP} の有効範囲の検討。数多くの氷晶が集まり卓越している領域において，K_{DP} が高い値を示し，閾値 $K_{\mathrm{DP}} \geq 0.2^{\circ}/\mathrm{km}$ では，降水粒子判別に不可欠である。
3. 裾野幅 W_{tail} および混在評価値の幅 Qr_{shresh} の感度分析を行った。最適となる Qr_{shresh} および W_{tail} の値は，それぞれ 0.1 と 5 %である。

これらの検討をもとに降水粒子判別を行ったものが Fig. 13 である。また，ビデオゾンデの観測と降水粒子判別の結果を比較したものを Table 4 に示す。Table 4 を見てわかるとおりすべての領域・事例において完全に降水粒子の混在状態を推定できているわけではないが，外れている部分でも混在の一部を再現できていることがわかる。ここで提案する手法によって得点率は 0.658（雨の判別を含む場合 0.816）と高い精度で再現できている。つまり，この手法によって

Table 4 Comparison between hydrometeor observed by Videosonde (column) and the result of hydrometeor classifications by radar (line) when the technique proposing here is used.

		VideoSonde								
		R	G	IC	SF	G+I	G+S	I+S	ALL	NC
Radar	R	163	9	0	1	0	2	1	0	0
	G	0	6	0	2	3	0	0	0	0
	IC	0	7	8	0	9	0	0	0	0
	SF	0	1	0	0	3	0	0	3	0
	G+I	0	21	24	0	76	4	1	6	0
	G+S	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	I+S	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	ALL	0	1	0	0	1	1	0	1	0
	NC	0	0	4	0	0	0	0	0	0

様々な事例に対応するメンバーシップ関数を作成でき，種類の混在を表現する降水粒子の判別手法を構築することが可能となった。

5. 結論

本研究は，直接観測することができない上空の氷相降水粒子の分布を偏波レーダーの観測によって推定することを目指している。偏波レーダーとビデオゾンデとの同期観測を通して上空の降水粒子がどのように分布しているのかを明らかにするとともに，偏波レーダーによってどのように降水粒子が観測されるのか，降水粒子タイプの推定手法を開発することで詳しく調べた。この降水粒子判別手法の特徴は，粒子の混在状態を表現できることであり，3 年間にわたる同期観測の中で，数多くの降水タイプの同期観測を行い，様々な降水事例において降水粒子判別法の検証・評価を行った。そして，降水粒子の判別を綿密に検証していく中で，様々な降水事例にも適応可能な降水粒子の混在状態推定手法を構築した。

偏波パラメータは降水粒子の形状や大きさに関係したものであり，降水粒子自身を見ているため，どのような降水システムにおいても共通のメンバーシップ関数によって降水粒子判別を行うことができると考えられる。しかし，多くの降水事例で降水粒子判別が可能となった一方で，メンバーシップ関数を作成するに当たっては，まだ課題も残っている。例えば，雪片のサンプル数は十分ではなかったため，メンバーシップ関数の修正が必要であった。また降水事例という点から見れば，沖縄のみの観測のため，降雪事例は観測されていない。今後，本州の降雪地帯でのビデオゾンデの観測によって降水粒子判別によって表現可能な降水粒子の幅を広げ発展させる必要がある。そして，最終的な目標は降水粒子の有無だけではなく，そこに降水粒子がどれだけの量（混在の割合や降水粒子の濃度）で存在するかレーダー

観測によって推定することにある。何故なら，偏波レーダーの情報を数値気象モデルに同化することで短時間降水量予測精度の向上が期待されているが，偏波レーダーの観測値そのものは気象モデルの予報変数と大きくかけ離れており，データ同化を行うためには降水粒子の量的な情報が不可欠である。そのため，本研究での4つの降水粒子タイプは数値気象モデルへのデータ同化を目指した区分になっている。偏波レーダーは量的推定まで行う能力を十分秘めており，本研究はその可能性を示す第一歩である。

参考文献

岩波越（2008）：Xバンド偏波レーダーによる降雪雲の粒子判別，天気，55(9)， pp.780-781.

中川勝広・花土弘・佐藤晋介・井口俊夫（2002）：沖縄偏波降雨レーダー(COBRA)の開発，通信総合研究所季報，44(2)，pp.203-209.

中北英一・竹畑栄伸・中川勝広（2007）：最新型Cバンド偏波レーダを用いた降雨量推定精度の検証，土木学会水工学論文集，第51巻，CD-ROM，pp.325-330.

中北英一･山口弘誠･隅田康彦･竹畑栄伸･鈴木賢士･中川勝広･大石哲･出世ゆかり･坪木和久（2008）:Cバンド偏波レーダーを用いた降水粒子識別とビデオゾンデを用いた集中同期検証観測，京都大学防災研究所年報，第51号B，CD-ROM，pp.519-533.

牧原康隆（2007）：気象レーダーを利用した短時間の降水土砂災害予報と気象業務改善の歩み，天気，54，pp.21-33.

Lim, S.， Chandrasekar, V. and Bringi, V.N. (2005) :Hydrometeor classification system using dual-polarization radar measurements: Model improvements and in situ verification，$IEEE\,Trans.\,Geosci.\,Remote\,Sens.$, Vol.43，No.4, pp.792-801.

Liu, H. and Chandrasekar, V.(2000): Classification of Hydrometeors Based on Polarimetric Radar Measurements: Development of Fuzzy Logic and Neuro-Fuzzy Systems, and In Situ Vertification, $J.\,Atmos.\,Oceanic\,Technol.$, Vol.17, pp.140-164.

Park, H., Ryzhkov, A.V., Zrnic, D.S., and Kim, Kyung-Eak(2009): The Hydrometeor Classification Algorithm for the Polarimetric WSE-88D: Description and Application to an MCS, $Weather\ and\ Forecasting$, Vol.24, pp.730-748.

Straka, J.M.， Zanic, D.S. and Ryzhkov, A.V. (2000) :Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations，$J.\,Appl.$, $Meteor.$, Vol.39，pp.1341-1372.

Suzuki, K.， Shigenaga, Y.， Kawano, T. and Yoneyama, K. (2006) :Videosonde observations during the R/V mirai MR04-08 cruise，The Marine Meteorological Society, UMI to SORA，Vol.82，No.2, pp.29-38.

Takahashi, T. and Keenan, T.D. (2004) :Hydrometeor mass,number,and space charge distribution in a ”Hector” squall line，$J.Geophs.Res.$, Vol.109.

Takahashi, T. (2006) :Precipitation mechanisms in east Asian monsoon: Videosonde study，$J.Geophs.Res.$, Vol.111.

Zrnic, D.S., Ryzhkov, A., Straka, J., Liu, Y., and Vivekanandan, J.(2002): Testing a Procedure for Automatic Classification of Hydrometeor Types, $J.\,Atmos.\,Oceanic\,Technol.$, Vol.18, pp.892-913.

Estimation of Mixed Hydrometeor Types in Ice Phase Using the Latest Polarimetric Radar

Eiichi NAKAKITA, Yasuhiko SUMIDA*, Kosei YAMAGUCHI**, Kenji SUZUKI***,
Katsuhiro NAKAGAWA**** and Seiji KAWAMURA****

*Graduate School of Engineering, Kyoto University
**Institute of Sustanability Science, Kyoto University
***Faculty of Agriculture, Yamaguchi University
****National Institute of Information and Communications Technology

Synopsis

Polarimetric radar has a possibility of measurements of types, shapes, and drop size distribution of hydrometeors. Therefore, polarimetric radar measurements can be used effectively to identify hydrometeor types and amounts. In this research, a synchronized observation of C-band polarimetric radar, COBRA and videosonde was carried out at Okinawa, Japan. From this campaign, we could reveal " What dose radar see in the sky? ". Then, hydrometeor classification method based on fuzzy logic is developed. The hydrometeor classification method chooses from four types of hydrometeors (rain, graupel, ice-crystal, and snow-flake) and also can express the mixing condition of some types of hydrometeors. The result of mixed hydrometeor classification is evaluated in detail.

Keywords: polarimetricrader, video-sonde, hydrometeor classification, fuzzy logic, specific differential phase

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

地形性降雨を考慮したレーダー短時間降雨予測へのエラーアンサンブルの導入

中北英一・吉開朋弘*・キムスンミン*

＊ 京都大学大学院工学研究科

要 旨

本研究は，地形性降雨を考慮したレーダー短時間降雨予測手法に，エラーアンサンブル予測手法を導入することにより，短時間降雨予測精度の向上を目指すものである。エラーアンサンブル予測手法の導入により，これまでの地形性降雨算定手法では算定されなかった，山岳域における強雨域の停滞を予測することができ，精度の向上が見られた。また，エラーアンサンブル平均フィールドの値を地形性降雨算定モデルパラメータ上昇風速へ代入することで，物理プロセスに基づいた地形性降雨算定量の精度を向上させることができた。

キーワード：レーダー短時間降雨予測，地形性降雨，アンサンブル予測

1. はじめに

1.1 研究の背景

山岳域が多く存在する我が国では，地形の影響を受けて同じ地域に数時間にわたって強い雨域が停滞する地形性降雨という降雨現象が起こりやすい．これにより大量の雨が数時間から数日のうちに山の斜面の広い範囲で降るため，斜面崩壊や土石流などによる土砂災害，河川の増水や堤防の決壊による浸水や洪水といった水害が起こることがある．この現象による集中豪雨を数時間前から定量的に予測することができれば，山岳域における水害や土砂災害の軽減につながるであろう．そのため，地形性降雨を考慮した短時間降雨予測は必要不可欠である．本研究は，椎葉ら(1984) により開発された，位置の一次式で移流ベクトルを設定して降雨強度分布を外挿するオリジナルの移流モデル(運動学的手法) に，中北・寺園(2009) により開発された，水蒸気収支や雲水量の変化などを考慮した地形性降雨の算定手法(物理学的手法)と，Kim et al.(2009) による，予測誤差を用いたアンサンブル予測手法(確率的手法)の 2 つを結合することで地形性降雨を予測し，山岳域における短時間降雨予測精度の向上を目指すものである。

1.2 本研究が目指す降雨予測モデル

本研究が目指す具体的な予測手順は，まず物理プロセスを考慮した移流モデルに，予測誤差フィールドを用いたアンサンブル予測手法を導入し，バイアス補正による決定論的予測を行う。次に予測誤差の性質を分析することで，様々な誤差の発生原因の中から地形性降雨の影響による誤差を推定する。さらにこれを利用し地形性降雨算定モデルの物理パラメータ補正を行うことで，物理プロセスに基づいた地形性降雨予測の精度向上を図るというものである。なお，解析に用いる降雨事例は，2004 年に日本に上陸した台風 6 号の降雨事例を用い，また対象地域を近畿地方とした。

2. 移流モデルを用いた短時間降雨予測手法

2.1 移流モデルの概要

本節では,本研究で行う降雨予測の基礎手法である，位置の一次式で移流ベクトルを設定する移流モデル(椎葉ら，1984) についての概要を示す。

このモデルはレーダー情報から得られた降雨強度分布$R(x, y)$を移流ベクトル$(u_r(x, y), v_r(x, y))$ に沿って

移流させながらδ(x, y) で発達・衰弱させるモデルで，20～30分先のメソγスケールの降雨予測や，1～2時間先のメソβスケールの降雨予測などのごく短いスパンでの予測に適している。本手法では，降雨分布の変化が移流方程式

$$\frac{\partial R(x,y)}{\partial t}+u_r(x,y)\frac{\partial R(x,y)}{\partial x}+v_r(x,y)\frac{\partial R(x,y)}{\partial y}=\delta(x,y), \qquad (1)$$

によって表現されるものとする。ただし，雨域の移流ベクトル$(u_r(x, y), v_r(x, y))$，単位時間当たりの発達・衰弱量 $\delta(x, y)$ は

$$u_r(x,y)=c_1x+c_2y+c_3, \qquad (2)$$

$$v_r(x,y)=c_4x+c_5y+c_6, \qquad (3)$$

$$\delta(x,y)=c_7x+c_8y+c_9, \qquad (4)$$

のように位置の一次式として表現できると仮定し，式(1)と合わせて線形最小自乗法問題に定式化して，時々刻々と得られる降雨強度分布$R(x,y)$から$c1$～$c9$を推定する。予測では，算定された移流ベクトルに沿って，解析的に逆追跡することにより予測時刻の降雨を算定する。同時に，移流ベクトルに沿って移流した際の発達・衰弱量の積分値も解析的に算定し，移流元の降雨量を修正する。

2.2 地形性降雨を考慮した短時間降雨予測手法

本節では，前節で述べた移流モデルに，立平モデル(立平，1976) を用いた物理的地形性降雨算定手法を導入した降雨予測手法について述べる。

(1) 立平モデルを用いた地形性降雨算定手法

本研究では，1976 年に立平によって提案された計算手法を用いる。気塊が斜面に沿って上昇することによって生じた水蒸気凝結量(雲水量)を L[g/m^3]とする。雲粒の速度が空気の速度に等しいとすれば，気塊中の L の時間変化は共存する雨滴による補足を考慮すると，

$$\frac{dL}{dt}=-cL-a\left(L-L_c\right)+WG-WL\left(\partial\ln\rho_v/\partial z\right) \qquad (5)$$

と表すことができる。ここで，c は上空からの降水雲粒補足（Seeder Feeder 機構による）の割合，a は雲粒自身による降水への成長（Auto Conversion）の割合，L_c は降水へと転換する限界の雲水量[g/m^3]，W は斜面による気塊の上昇速度[m/s]，G は気塊が単位距離上昇する間の水蒸気凝結による L の増加量，ρ_v は水蒸気量[g/m^3]を表す。右辺第一項と第二項は，降水へ転換することによる雲水量の減少を表し，右辺第三項は気塊の上昇による水蒸気の凝結を，右辺第四項は大気の圧縮性による見かけ上の L の変化をそれぞれ表す。右辺第四項は第三項に比べて 1 オーダー小さいので無視し，この式を流れに沿って時間的に積分すると，

$$L=\frac{WG+aL_c}{c+a}+\left(L_0-\frac{WG+aL_c}{c+a}\right)e^{-(c+a)\Delta t} \qquad (6)$$

となる。ここで，L_0 はメッシュへの流入側の雲水量，Δt は気塊が 1 メッシュを通過する時間[s]である。また，地形性降雨強度 R_O [mm/h]は，メッシュからの流出側での雲水量 L，メッシュ内を気塊が通過する間に凝結し増加した雲水量 $WG\Delta t$，そして流入する雲水量 L_0 の収支を考えると，

$$R_O=\frac{L_0+WG\Delta t-L}{\Delta t}\times 3.6\times H \qquad (7)$$

となる。ここで H は上下方向に物理量を一様と考える層厚[m]である。このような理論をもとに，地形性降雨を算定する。

(2) レーダー情報用いた地形性降雨算定手法

本項では，レーダー観測値から地形性降雨を算定し，地形性降雨と非地形性降雨に分離する手法を示す。(5) 式によると，地形性降雨 R_O の強度が非地形性降雨 R_N によって増すのは，上空からの降水雲粒捕捉（Seeder Feeder 機構）によるものである。中北・寺園(2009) の研究では，地形性降雨の非地形性降雨に対する非線形効果を考慮し，レーダー観測降雨 R_{radar} を地形性降雨と非地形性降雨の和であるとみなし，

$$\begin{cases} c=0.6778R_N^{\,0.731}\times10^{-3} & (8)\\ \dfrac{dL}{dt}=-cL+WG & (9)\\ R_{radar}=R_0+R_N & (10)\end{cases}$$

の 3 式を連立することで地形性降雨を算定する。(8)

式は立平の論文の中で示されている捕捉率 c と非地形性降雨強度 R_N の値をフィッティングすることにより得られた式である。(9) 式は雲水量の連続式であり，(10) 式はレーダー情報が地形性降雨と非地形性降雨の合成であると仮定した式である。具体的な解法はここでは省略するが，(8) 式を(9) 式へ代入し，(9) 式を積分して得られる L の値を(7) 式へ代入し，そこへ(10) 式を代入することで，地形性降雨 R_O を非地形性降雨 R_Nの関数として算定している。

(3) モデルの物理量の算定方法

ここでは，立平モデルに用いる各物理量の算定方法について述べる。

座標系に関しては，高度をあらわす変数 z の代わりに，s 座標系(σ 座標系)と呼ばれる座標系を用いて，Fig。 1 に示すように地上から高度が 200m，400m，1000m，2000m，3000m，4000m，5000m における風速，水蒸気量，飽和水蒸気量を代表値として，それぞれの層厚を 200m，200m，1000m，1000m，1000m，1000m，1000m とし地形性降雨の算定を行った。

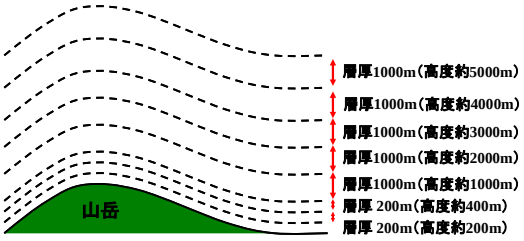


Fig. 1　Supposing of multi layers

地形データは，国土数値情報を Gauss-Krueger 図法で 3km メッシュ，123×123 グリッドへ投影したものを用い，レーダー情報は全国合成レーダー情報から得られる 5 分後との降雨強度分布，風速場および水蒸気量の初期値については，気象庁による数値予報結果の格子点データである GPV 情報から GPV・AMeDAS 合成風，水蒸気量 ρ_v，飽和水蒸気量 ρ_s，飽和気塊の単位距離上昇したときの L の増加量 G を読み込んで用いた。これらの情報を Nakakita et al(1996) の推定方法を用いて，層ごと，グリッドごとの初期値に変換した。

(4) 予測の手順

この節では，中北・寺園(2009) が用いた地形性降雨の算定手順について詳しく説明する。まず，レーダーで観測された降雨が図 2.2 に示した最下層，すなわち地上からの高度が約 200m の降雨 R_1 であると仮定し，2.2 節(1)項に示した方法により地形性降雨 R_{O1} と非地形性降雨 R_{N1} の分離を行う。ここで算定された非地形性降雨 R_{N1} は，その直上の層における地形性降雨と非地形性降雨の合成 R_2 であるとし，これを同じ方法で地形性降雨 R_{O2} と非地形性降雨 R_{N2} へ分離する。($R_{N1} = R_2 = R_{O2} + R_{N2}$)，この操作を上層にむけて地上からの高度が約 5000m までの 7 層で繰り返す。最後に各々の層での地形性降雨を積算することで地形性降雨を算定する。

$$R_{O,total} = \sum_{i=1}^{7} R_{Oi} \qquad (11)$$

その結果算定された地形性降雨 $R_{O,total}$ は Fig. 2 に示す Ro を積算した値となる。

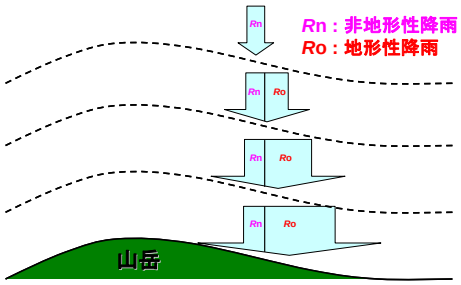


Fig. 2 method of calculating orographic rainfall

(5) 予測の手順

ここでは，これまでに述べた地形性降雨の算定手法と移流モデルを用いた降雨予測手順について述べる。Fig.3 に示すとおり，まず，予測開始時刻とその 5 分前および 10 分前の合計 3 枚のレーダー観測降雨を(8)～(11) 式に示した物理的手法により，最下層から上層へ向けて計算し，地形性降雨 R_O と非地形性降雨 R_N に分離する。次に，地形の影響を受けない非地形性降雨 R_N のみを初期時刻から予測先の時刻まで移流モデルを用いて移流させ，予測非地形性降雨を算定する。この予測非地形性降雨を用いて，(8)～(11) 式より新たな予測地形性降雨を上層から算定し，予測非地形性降雨と予測地形性降雨の和を予測降雨とした。以下ではこの手法を，地形性を考慮した移流モデルと呼ぶことにする。

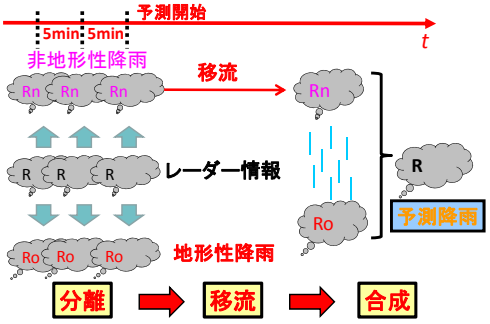


Fig. 3 methodology of prediction considering orographic rainfall

2.3 エラーフィールドを用いたアンサンブル予測手法

ここでは，Kim et al.(2009) による，予測誤差フィールドを用いた予測手法について述べる。ただし，予測対象領域が M 行×N 列個のメッシュで構成されているとした時，以下に示すフィールド(例：$\mathbf{R}_{p,k}$)とは，MN 次元の列ベクトルの意味で用いる。

[1] まず予測計算の初期値となる過去のレーダー情報を Δt [min]間隔(今回は $\Delta t = 5$ [min])で用意し，予測開始時刻 t_0 と予測先までの時間間隔 ΔT [min]を決定する。

[2] Fig. 4 のように，時刻 $t_0 - \Delta T$ から Δt [min]ずつ遡って初期時刻を設定し，それぞれ ΔT [min]先を予測した n 枚の予測降雨分布 $\mathbf{R}_{p,k}$ $(k = 1,2,...,n)$ を用意する。

[3] 予測降雨分布 $\mathbf{R}_{p,k}$ $(k = 1,2,...,n)$ と同時刻に観測された降雨 $\mathbf{R}_{o,k}$ $(k = 1,2,...,n)$ を用意し，式 (12) のようにエラーフィールド $\mathbf{E}_k$ $(k = 1,2,...,n)$ を算定する。

$$\mathbf{E}_k = \mathbf{R}_{o,k} - \mathbf{R}_{p,k} \quad (k = 1,2,...,n) \tag{12}$$

[4] 得られた n 枚のエラーフィールド $\mathbf{E}_k$ から，エラーのアンサンブル平均フィールドと標準偏差フィールドを求める(Fig. 5).

$$\bar{\mathbf{E}} = \frac{1}{n}\sum_{k=1}^{n}\mathbf{E}_k \tag{13}$$

$$\sigma_{E_{i,j}} = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{k=1}^{n}(E_{k,i,j} - \bar{E}_{i,j})^2} \tag{14}$$

[5] 予測開始時刻 t_0 から移流モデルを用いて予測した予測降雨 $\mathbf{R}_p$ (Deterministic Prediction Field)に，このエラーアンサンブル平均フィールド $\bar{\mathbf{E}}$ を加えることで，バイアス補正を行った決定論的予測降雨 $\mathbf{R}_{s,0}$ が得られる。

$$\mathbf{R}_{s,0} = \mathbf{R}_p + \bar{\mathbf{E}} \tag{15}$$

この方法では，得られた標準偏差フィールドを用いて，確率的にエラーフィールドをアンサンブル発生させることも出来るが，レーダー画像上で精度評価を行う際に用いるのはアンサンブル平均を取った 1 枚の予測フィールドである。しかしこの値は，アンサンブル平均を 0 として乱数発生させた場合にはバイアス補正を行った決定論的予測降雨フィールドと同じ値になってしまう。そのためここでは省略する。

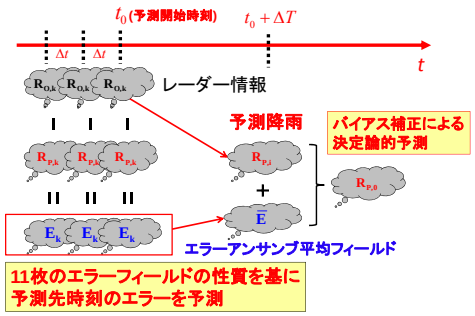


Fig. 4 methodology of error ensemble prediction

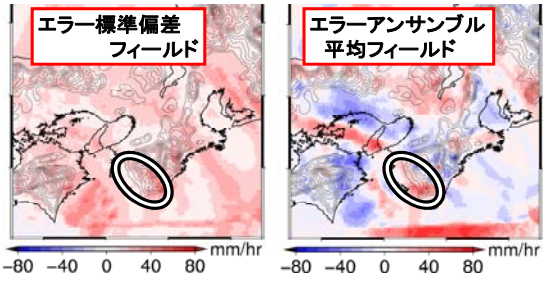


Fig. 5 Error StDev field and Error ensemble mean field

3. アンサンブル予測結果とエラーフィールドの分析

3.1 事例への適用

本節では，前節で説明したエラーアンサンブル予測手法を，2004 年の台風 6 号事例へ適用した結果を示す。レーダーデータは，国土交通省が作成した全国合成レーダー情報のレーダー雨量を用いた。用いた範囲は，経度 23 度 20 分 (2800 メッシュ) ×緯度 23 度 (1840 メッシュ) である。本研究ではこの緯度，経度のメッシュデータを，レーダーデータの中心（東経 136 度 30 分・北緯 35 度 40 分）を投影中心としてガウス・クリューゲル図法にて投影を行い，3km メッシュのデータとした。予測の初期時刻は午前 11：00 とし，1 時間先を予測した。エラーフィールドの作成には地形性降雨を考慮した移流モデルを用い，10：10～11：00 までの 5 分間隔，計 11 枚のフィールドを作成した。

Fig. 6 には，予測先時刻における実況降雨と地形性降雨を考慮した移流モデルによる予測結果を示し，Fig. 7 には，そのモデルによる予測から得られたエラーアンサンブル平均フィールドと，エラー標準偏差フィールドを示す。Fig. 8 には，Fig. 7 のエラーアンサンブル平均フィールドを用いてバイアス補正を行った予測結果と実況降雨の差を示す。そしてFig. 9 には，オリジナルの移流モデルと，地形性降雨を考慮した移流モデル，及びそれぞれのアンサンブル予測結果について，地形性降雨発生地点である紀伊半島南西部におけるCSI(Critical Success Index)を用いて評価した結果を示す。制度評価の結果，対象とする山岳域において，移流モデルへ物理プロセスと確率プロセス，及びその両方を導入することで予測精度の向上が見られた。

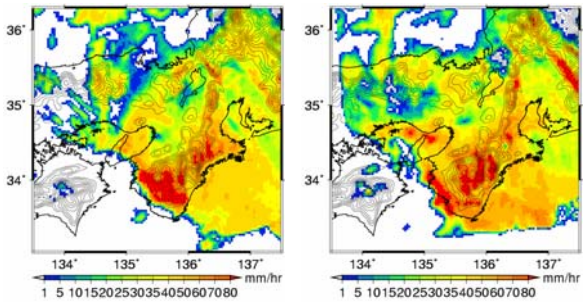


Fig. 6 Observed rainfall field and predicted rainfall field (Considering orographic)

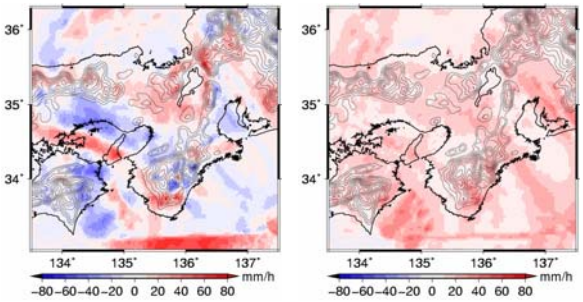


Fig. 7 Error Ensemble mean field and Error StDev. Field

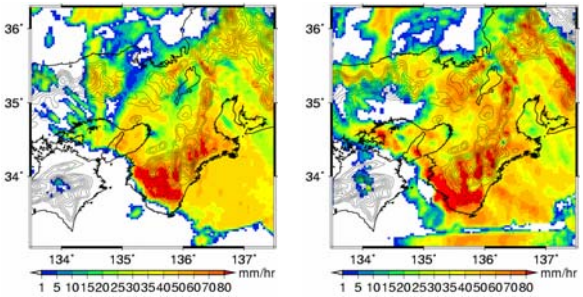


Fig. 8 Observed rainfall field and predicted rainfall field (Ensemble method)

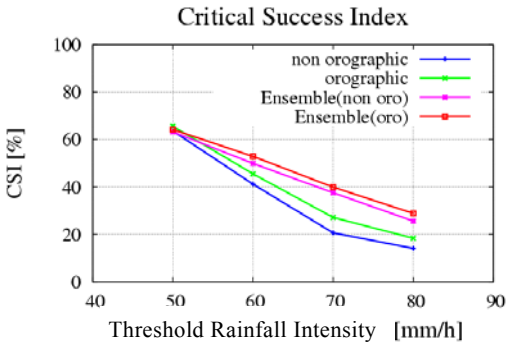


Fig. 9 Accuracy estimation by Critical Success Index

3.2 エラーフィールドの分析

本節では，予測により得られたエラーフィールドの物理的意味について，Fig.10 を用いて考察する。エラーフィールドの算出方法は，(12) 式により，観測降雨の値から予測降雨の値を引いたものである。そのため，図中の赤色で表示された領域は，観測降雨が予測降雨よりも強く出ている領域，すなわち過小評価領域である。逆に青色で表示された部分は，予測降雨が観測降雨よりも強く出ている部分，すなわち過大評価領域である。

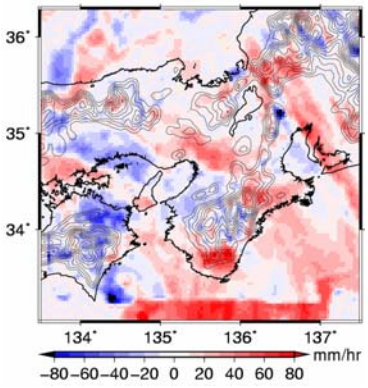


Fig. 10 Error Field by orographic prediction

赤色(青色)のエラーが生じる原因としては,

[1] 実況降雨の停滞成分を予測では移流させているため

[2] 実況降雨の雨域の発達(減衰)

[3] 雨域の移動速度が予測の移流速度よりも速い(遅い)

ということが考えられる。このようにエラーの原因としては様々な原因が考えられる。本研究の対象である地形性降雨という観点から考えると，エラーフィールドを時間ごとに見ていき，山岳域の風上側斜面において赤色(青色)成分が停滞している部分が, 地形性降雨によるものであると考えられる。なぜなら現在の地形性降雨算定モデルでは，全体的に見て実際の地形性降雨を十分に算定しきれていないので，山岳域において赤色の停滞成分が見られる地域が，実際の地形性降雨をモデルで算定できていないことの影響によるエラー成分であると考えられるためである。

次に Fig.7 のエラーアンサンブル平均フィールドとエラー標準偏差フィールドの意味について考察する。まず，エラーアンサンブル平均フィールドについて述べる。これは予測初期時刻である午前 10 時までの 5 分間隔の 11 枚のエラーフィールドについて，式(13) に従い, グリッドごとに 11 個のエラーの値を用いて算術平均を取ったものである。このエラーアンサンブル平均フィールドの特徴として，上記のエラー原因の[3]，つまり移流速度の違いによるエラー成分が打ち消されるということが挙げられる。なぜなら移流速度の違いによるエラーは，赤色と青色のバンド状のエラー成分が並んで移動していくため，アンサンブル平均を取るとキャンセルされるためである。つまりこのフィールドで赤色(青色)の部分は 11 枚のエラーの総和が正(負) ということであり，初期時刻までの 50 分間では過小(過大) 評価傾向にあるということを示している。そのため，このエラーアンサンブル平均フィールドの値を初期時刻からの予測降雨分布に加えることで，エラーの発生傾向の空間分布を考慮した予測結果が得られる。

次に，エラー標準偏差フィールドの意味について述べる。この図はグリッドごとの 11 個のエラーの値について, 式(14)に従い各グリッドの標準偏差を計算した値であり，アンサンブル平均値からのばらつきの大小を示している。この図の解釈の仕方として，エラーの不確実性の空間分布と見ることができる。色の濃い地域ほど，エラーの不確実性が大きいということであり，その地域に関する予測精度が低いということがいえる。

3.3 エラーモニタリング手法

前節で述べたように，エラーアンサンブル手法で得られる 3 種類のエラーフィールドの性質は以下のように考えられる。

・エラーフィールド … エラーの量, 時間変化, 空間分布。

・エラーアンサンブル平均フィールド … エラー傾向の空間分布。

・エラー標準偏差フィールド … エラーの不確実性の空間分布。

これらの特徴をとらえることで予測によるエラーの原因を追究し，物理モデルのパラメータ補正等により，短時間降雨予測モデル自体の予測精度向上に活かすことができる。例えば Fig.7 の紀伊半島南西部に着目すると，エラーアンサンブル平均フィールドでは過小評価傾向を示しており，標準偏差フィールドでは色が薄く，平均からのばらつきが少ないことを示している。そのためこの地域のエラー原因は，地形性降雨による強雨域の停滞によっていつも過小評価となっていることであると推定できる。よってこの地域のエラーを地形性降雨算定モデルのパラメータ補正等で減少させることができれば，モデル自体の精度が向上し，物理プロセスの再現性が向上したといえる。

このように, エラーフィールドの分析を行い, 様々な要因が考えられるエラーの中から地形性降雨に起因するエラーを推定し，それを地形性降雨算定モデルにフィードバックすることで地形性降雨の算定精度を向上させる手法を，本研究ではエラーモニタリング手法と呼ぶことにする。次章では，このエラーモニタリング手法を適用するモデルパラメータの決定と，実際に適用した結果について示す。

4. 地形性降雨を考慮したエラーアンサンブル予測手法の提案

4.1 物理パラメータの感度分析

本節では，前節のエラーモニタリング手法を用いて物理モデルへのパラメータ補正を行うに当たり，どの物理パラメータが地形性降雨算定量に大きく影響を及ぼしているかを調べるため，立平モデルパラメータの中の，捕捉率 c，水蒸気量 ρ_v，上昇風速 W をそれぞれ 1.5 倍にした予測を行い，地形性降雨算定量について感度分析をおこなった。適用事例は 2004 年台風 6 号事例である。立平モデルの各パラメータの値を変えることにより，地形性降雨算定量やその分布，またエラーアンサンブル平均フィールドの値にどのような影響が出るかを調査した。感度分析ケースは以下の通りである。

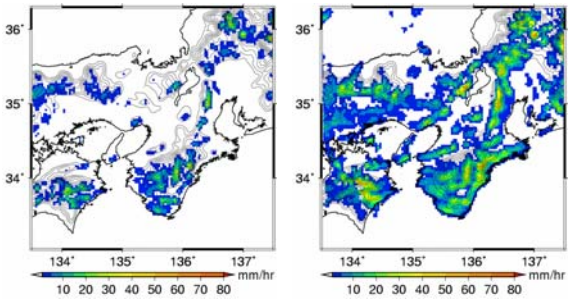
[1] 従来手法(基準ケース)

[2] 捕捉率 c 1.5 倍

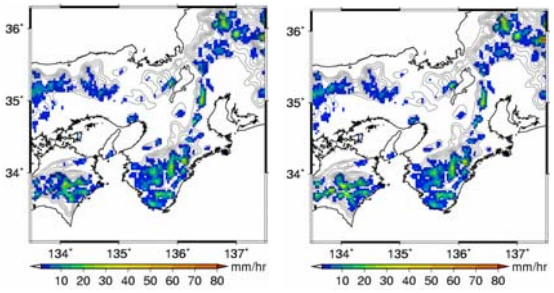
[3] 水蒸気量 ρ_v 1.5 倍

[4] 上昇風速 W1.5 倍

Fig. 11 に，各ケースにより算定された地形性降雨分布を示す。またFig.12 には，各ケースにより得られたエラーアンサンブル平均フィールドを示す。Fig. 13 には，(7)〜(10) 式においての捕捉率，非地形性降雨強度，上昇速度の３つのパラメータの値と地形性降雨強度の関係をグラフに表したものを示す。

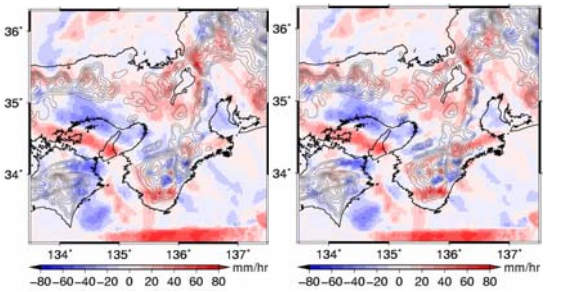


Standard case　　water vapor x1.5

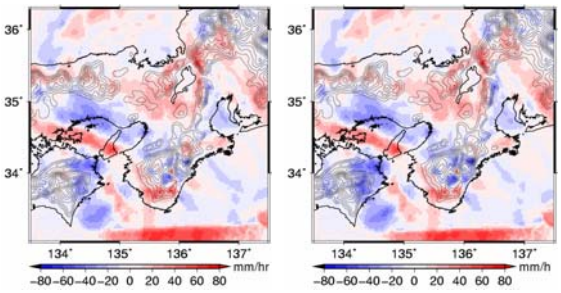


Capture ratio x1.5　　vertical wind x1.5

Fig. 11 Calculated Orographic rainfall fields

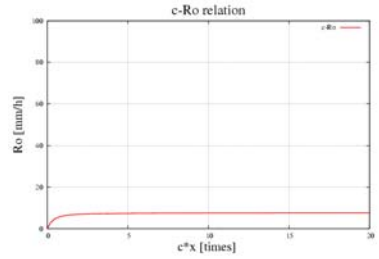


Standard case　　water vapor x1.5

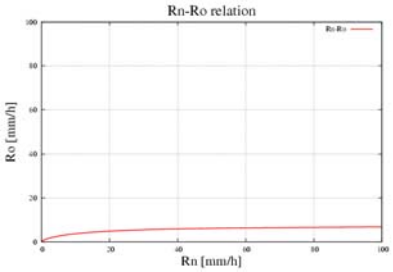


Capture ratio x1.5　　vertical wind x1.5

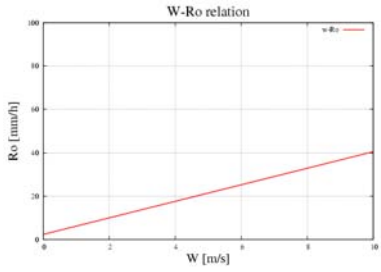
Fig. 12 Calculated Error Ensemble Mean fields



C - Ro relation



Rn - Ro relation



W - Ro relation

Fig. 13 results of physical parameter sensitivity test

この結果から，上記のどのパラメータの値を増加させても地形性降雨算定量は増加するが，それぞれのパラメータの影響には異なる特徴があることがわかった。上昇風速 W と捕捉率 c は，地形性降雨算定地域の空間分布にはそれほど影響がなく，地形性降雨の量的な変化をもたらし，水蒸気量 ρ_v は地形性降雨の空間分布と量の両面に大きく影響するということがわかった。また Fig. 13 から，計算の際に上昇風速 W と捕捉率 c が地形性降雨算定量に与える影響をみると，明らかに W の方が大きく，立平モデルによる地形性降雨算定量への影響としては捕捉率 c よりも上昇風速 W の方が大きいということがわかった。またエラーアンサンブル平均フィールドへの影響については，どれもケース(a)との顕著な差は見られず，地形性降雨算定地点において若干の増減を示している。エラーの発生原因やモデルパラメータとの関係については更なる検討が必要であり，その考察については次節に述べる。

4.2 補正パラメータの決定

ここでは，前節の感度分析結果と，3.3 節のエラーモニタリング手法から，エラーフィールドの値を用いて立平モデルのどの物理パラメータに対して補正を行うかを決定する。

エラーフィールドの値を用いてパラメータ補正を行うに当たり，重要な点が 2 点ある。ひとつは局所的な補正が可能であること，もう 1 点は量的補正が可能であることである。エラーフィールドの値は場所によって大きく異なるため，補正にはこの 2 点がとても重要である。

そこで前節の感度分析結果を踏まえ，どのパラメータが補正に適しているかを決定する。地形性降雨算定量と空間分布に関して最も影響があるパラメータは水蒸気量 ρ_v であったが，領域全体に地形性降雨が算定されてしまうため，局所的な補正が困難であると考えた。また局所的な補正を行うにしても，水蒸気量を場所ごとに変化させるという補正の方法は現実的ではないため，今回の補正には不向きであると考えた。また捕捉率 c についても，上空の非地形性降雨による雲粒の捕捉という点で指向性に欠け，Fig.13 からもわかるように，地形性降雨算定量により敏感なパラメータは上昇風速 W であるから，今回の補正には上昇風速 W を用いることにした。一見消極的な選択に思えるが，上昇風速 W をエラーモニタリング手法に適用する利点は非常に多く，立平モデルを用いて行う補正パラメータとしては最適な選択であるといえる。この W を補正パラメータとして用いることによる利点を以下に示す。

[1] 対流性降雨を表わすパラメータとしても考えられる。

[2] 地形勾配が無い所でのエラー値は W に影響しない。

[3] エラーの原因として，風向・風速の誤差が原因であると考えやすい。

[4] ベクトル量としての補正が可能

[1] に関しては，上昇風速 W を用いる最大の特徴と言ってよい。実際の台風などの降雨は主に対流性降雨であり，層状性の降雨とは上昇速度が大きく異なると考えられる。そのため，エラーフィールドの値を利用した対流パラメータという形で W を変更することで，これまで立平モデルで考慮されなかった対流現象を表現することが可能となり，今後大幅な精度の向上が期待できる。

[2] は，上昇風速 W の値が地形勾配に依存しているため，地形勾配が無い海上や平野部におけるエラー成分の影響を受けないということである。地形勾配が無い部分のエラー原因は主に移流ベクトルによるものであると考えられるが，ここで W を用いて補正を行うことにより，地形勾配が無い地点(W=0)のエラー成分が自動的にカットされ，求めたい地形性に関するエラー成分だけを取り出すことができる。

[3] は，予測誤差や測定誤差として，風向・風速が原因となる可能性が高いということである。予測先の物理量(水蒸気量，雲水量，地形勾配，風向，風速)には，初期時刻の物理量をそのまま用いているが，実際に 1 ～2 時間先においても物理量が変化しないということは考えにくい。物理プロセスに基づいた地形性降雨算定量の誤差に，それらの物理量の誤差が影響していることは言うまでもない。そこでエラーフィールドを用いて物理量の誤差を補正すると考えた場合，時間空間的に最も変化しやすい風向・風速を補正することが最も妥当だと考えられる。

[4] に関しては，上昇風速 W は GPV 情報からの水平風速値から算定されるため，ベクトル量としての修正が可能であるということである。例えば初期時刻の風向と地形勾配が直交している地点では，現在の立平モデルを用いて地形性降雨を算定することができない。しかし，エラーモニタリング手法により，その地点で地形性降雨が発生していると判明した場合，風向を変更して地形性降雨を算定することが可能となる。

以上のような理由で，本研究では地形性降雨算定モデルのパラメータの中から上昇風速 W を，エラーアンサンブル平均値を用いた補正パラメータとして選ぶことにする。

4.3 事例への適用

ここでは，実際にエラーアンサンブル平均フィールドの値を用いて，上昇風速 W を変化させた場合の結果について示す。今回は簡易的に，エラーアンサンブル平均フィールド $\overline{\mathbf{E}}_{\mathbf{i,j}}$ を用いて，

$$W_{i,j}=\begin{cases} W_{i,j}\bar{E}_{i,j}\times\dfrac{1}{10} & (\bar{E}_{i,j}>0) \\ W_{i,j} & (\bar{E}_{i,j}\le 0) \end{cases} \qquad (16)$$

という式を用いて上昇速度 W に代入した。これは，過小評価傾向の地域においては，地形性降雨算定量を増加させるために，エラーアンサンブル平均値に応じて上昇速度 W を増加させ，過大評価傾向の地域においては変化させないという意味である。ここで，経験的にエラーアンサンブル平均値の範囲は約 0~100[mm/h], 上昇速度 W の値は約 0~2[m/s]であり，実際に台風を構成している積乱雲の対流速度の目安は 10~20[m/s]であるため，オーダーを合わせる為に 1/10 を掛けた。

予測の手順は，3.1 節と同じ事例について，初期時刻 09 時 10 分～10 時までの 5 分間隔, 合計 11 ケースの予測で作成したエラーアンサンブル平均フィールドの値を式(16)に従い上昇風速 W へ与え，再び同じ 11 ケースの予測を行った。

予測精度を表す指標には，予測雨量の量的な一致度を示す 2 乗平均誤差(RMSE)，量，場所を総合的に評価する相関係数，また強雨域の予測的中率を表わす CSI(Critical Success Index) を用いた。 2 乗平均誤差(RMSE)は，X を予測雨量，Y を実況雨量，N をデータ数(メッシュ数) として，

$$RMSE=\sqrt{\frac{\sum(Y-X)^2}{N}} \qquad (17)$$

と算定した。

相関係数は RMSE と同様に X を予測雨量，Y を実況雨量とすると，

$$r=\frac{(X-\bar{X})(Y-\bar{Y})}{\sqrt{(X-\bar{X})^2}\sqrt{(Y-\bar{Y})^2}} \qquad (18)$$

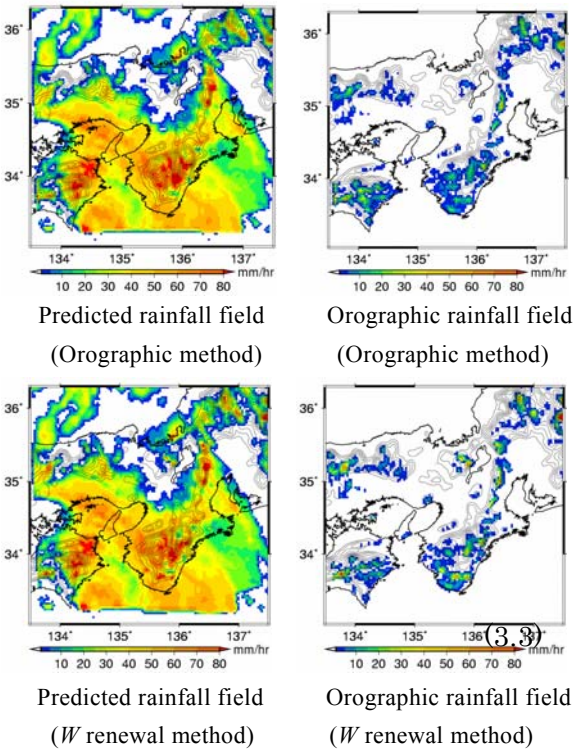
と算定した。

CSI は，ある降雨強度の域値を設定し，グリッドごとに，観測と予測の値がともにその域値以上であれば X，観測値のみ域値以上であれば Y，予測値のみ域値以上であれば Z とし，

$$CSI=\frac{X}{X+Y+Z}\times 100\ \ (\%) \qquad (19)$$

と算定した。精度評価の対象範囲は Fig. 16 に示す予測対象領域の山岳域である大台ケ原，養老山地，紀伊半島南西部とした。

Fig.14 は従来手法と上記の新手法に関して予測した予測降雨と，算定された地形性降雨である。この図を見ると，エラーアンサンブル平均フィールドを上昇風速 W へ代入する手法において，従来手法よりも地形性降雨の算定量が増加したことがわかる。また，Fig.15 のエラーアンサンブル平均フィールドを見ると，従来方法でエラーアンサンブル平均値が過小評価している領域に関して，上記手法を用いた予測では，過小評価分が減少したことがわかる。Fig.17 の紀伊半島南西部における CSI による評価を見ても，若干ではあるが上昇速度更新手法において精度の向上が見られた。また Table 1 に示す相関係数の値においても，パラメータ更新手法による精度向上が見られた。式(16)の代入方法をより洗練していくことで，今後さらなる短時間降雨予測の精度向上につながることが期待できる。



Predicted rainfall field (Orographic method) | Orographic rainfall field (Orographic method)

Predicted rainfall field (W renewal method) | Orographic rainfall field (W renewal method)

Fig.14 Predicted rainfall field and orographic rainfall field by using orograpic method and W renewal method

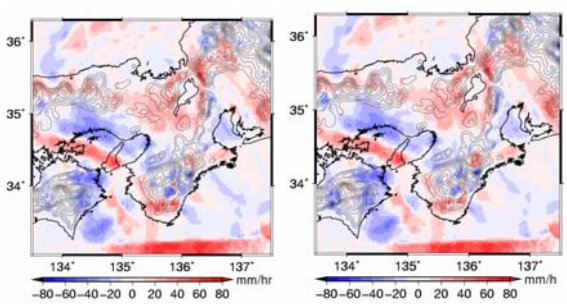


Fig. 15 Calculated Error Ensemble Mean field by using orograpic method and *W* renewal method

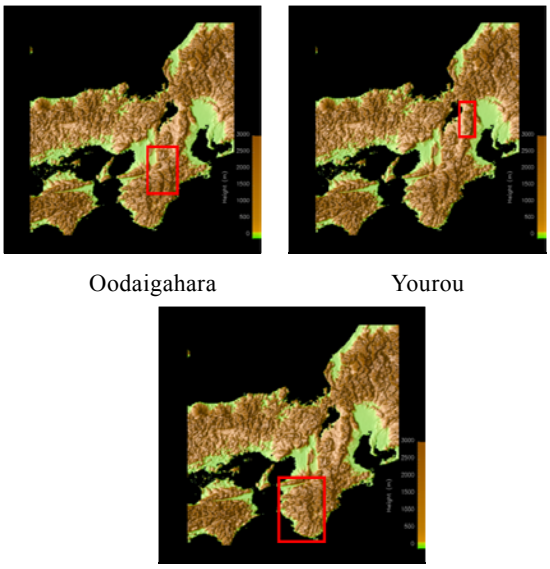


Fig. 16 Accuracy estimation areas

Table 1 Accuracy estimation by RMSE and Correlation coefficient

	Oodaigahara		Yourou	
	RMSE	Co	RMSE	Co
Translation (Non-Orographic)	23.51	0.47	18.06	0.35
Translation (Orographic)	23.56	0.52	17.21	0.41
Translation (*W*renewal)	24.08	0.54	17.38	0.44

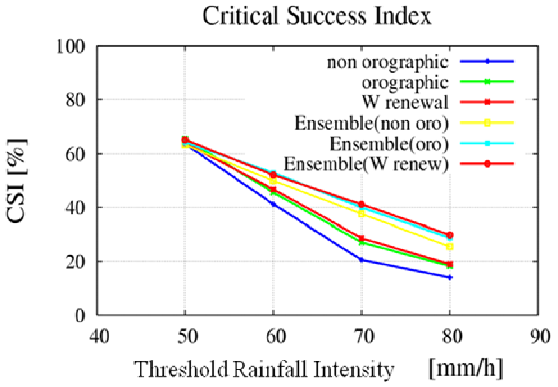


Fig. 17 Accuracy estimation by Critical Success Index

5. おわりに

本章では，これまでの結果を考慮し，地形性降雨を考慮した移流モデルへエラーアンサンブル予測手法を導入することの意義，今後の展望について述べる。

本研究は，椎葉ら(1984) によるオリジナルの移流モデルをもとに，現状では予測が困難な地形性降雨を予測する手法として，既往研究の 2 つの手法を紹介した。地形性降雨の非地形性降雨に対する非線形性を考慮した立平モデル(物理プロセス)と，エラーフィールドを用いたアンサンブル予測(確率プロセス)手法である。

物理プロセスを用いた地形性降雨算定手法については，既往研究において実況降雨の地形性降雨を十分に算定できていないことを踏まえ，モデルパラメータの感度分析を行い，地形性降雨の算定にはどの物理的要素が影響しているかを追究した。その結果，地形性降雨算定地点の空間分布に影響する要素は，水蒸気量 ρ_v，地形性降雨強度に大きく影響を与える要素は上昇速度 *W* であるという結果が得られた。どちらも期待通りの結果であり，地形性降雨算定手法が物理プロセスを忠実に表現していることを再確認できた。この感度分析により，今後立平モデルを用いて地形性降雨をよりよい精度で算定する際にどのパラメータを変化すべきかの指標ができたという点で，意義のある感度分析結果が得られたと思う。

また，確率プロセスを用いたエラーアンサンブル予測手法については，実際の降雨事例に適用した結果，オリジナルの移流モデルでは予測しきれなかった強雨域が，エラーアンサンブル予測手法でバイアス補正を行うことにより精度よく予測され，大幅な予測精度の向上が見られた。しかし，地形性降雨を考慮する場合と考慮しない場合の予測精度の差はほ

とんどなく，敢えて物理的地形性降雨算定手法とエラーアンサンブル予測手法を結合する必要は無いように思えた。

しかし，エラーアンサンブル予測手法にはもう 1 つの特徴がある。すなわち，予測によって得られるエラーフィールド，エラーアンサンブル平均フィールド，エラー標準偏差フィールドを分析することにより，エラーの性質を分析することが可能であることがわかった。このエラーモニタリング手法を用いることで，多様なエラー原因の中から地形性降雨に関するエラーを推定し，そのエラー成分を用いて地形性降雨算定手法の物理パラメータ更新に活かすという新たな方法を見出した。

この手法と物理パラメータの感度分析の結果から，4.3 節においてエラーアンサンブル平均フィールドの値を実験的に立平モデルの上昇速度 W の補正に利用し，2004 年台風 6 号事例について予測を行った。その結果，従来手法よりも地形性降雨算定量が増加し，紀伊半島南部の山岳域において顕著であったエラーの赤色成分，すなわち地形性降雨の過小評価領域が減少した。これにより，地形性降雨算定手法へのエラーフィールドからのフィードバックが実現し，今後の予測精度向上につながることが大いに期待される手法が提案できた。今後この手法を用いて，地形性降雨算定手法のみに限らず，様々な予測モデルの精度評価に利用できることが期待され，同時にエラーの時間変化を取り入れたリアルタイム予測などの，新たな予測手法の提案などにも利用できると考えられる。

謝　辞

本研究を進めるにあたり終始変わらぬ御指導，御鞭撻を賜りました，京都大学中北英一教授，城戸由能准教授，キムスンミン講師，山口弘誠先生に感謝申し上げます。加えて，京都大学防災研究所気象・水象災害研究部門水文気象災害研究分野の諸氏に，心より感謝を申し上げます。

参考文献

1) 椎葉充晴・高棹琢馬・中北英一(1984): 移流モデルによる短時間降雨予測の検討,土木学会水理講演会論文集, 第 **28** 巻, pp.349-354.
2) 立平良三(1976):雨滴成長を考慮した地形性降雨の計算，天気，Vol.**23**，No2，pp.27-32.
3) 中北英一・寺園正彦(2009): 地形性降雨を考慮した移流モデルによる短時間降雨予測手法の精度向上に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第 **52** 号, pp.527-537.
4) Kim, S., Y. Tachikawa, T. Sayama, and K. Takara(2009): Ensemble flood forecasting with stochastic radar image extrapolation and a distributed hydorologic model, Hydorol. Process., **23**, pp.597-611.
5) Nakakita, E., S. Ikebuchi, T. Nakamura, M. Kanmuri, M. Okuda, A. Yamaji and T. Takasao(1996): Short-term rainfall prediction method using a volume scanning radar and GPV data from numerical weather prediction, Journal of Geophysical Research, Vol.**101**, No. D21, pp.26181-26197.

Application of Error-Ensemble Method to a Short-term Rainfall Prediction with Transration Model Considering Orographic Rainfall

Eiichi NAKAKITA, Tomohiro YOSHIKAI* and Sunmin KIM*

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

It is very difficult to predict Orographic Rainfall by using Translation Model. We have applied physical processes such as vapor balance, condensation, evaporation and so on, but a Short-term Rainfall Prediction with Translation Model is still not accuracy enough. So, now we are going to apply Stochastic Error-Ensemble Method to the model. This method is monitoring the Prediction Error Field, and generating Stochastic Error-Field by Ensemble Forecasting prediction. This method is expected to improve a Short-term Prediction accuracy and adjust the physical parameter to predict Orographic Rainfall better.

Keywords: short-term rainfall prediction, orographic rainfall, ensemble forecasting prediction

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Reproducibility of AGCM20 Precipitation Output and Its Dependency on Topography

Sunmin KIM* and Eiichi NAKAKITA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This study provides evaluation results on the precipitation output of the AGCM20 by comparing the present climate condition (1979~2003) output with the AMeDAS observation. Amount and spatial pattern of annual mean precipitation from the AGCM20 showed considerably good match with the AMeDAS observation. However, the clear spatial pattern of the observed precipitation was presented in smoothen way in the AGCM20 precipitation output. It is mainly because of topographic information in the AGCM20, which also has 20-km averaged elevation values. The effect of the averaged elevation in the AGCM20 was also investigated by using the GTOPO30 topographic data.

Keywords: AGCM20, reproducibility, precipitation, topography

1. Introduction

Rapid evolution of general circulation models (GCMs) in the last three decades allows us to expect reasonable hydrologic dataset from the model output. In 2007, Japan's Ministry of Education, Culture, Sports, Science, and Technology launched the Innovative Program of Climate Change Projection for the 21st Century (Kakushin21), and have developed a super-high-resolution atmospheric model having 20-km spatial and 1-hour temporal resolution (hereafter AGCM20). The AGCM20 provides two terms of future projection run output based on the A1B climate change scenario (IPCC, 2007; Nakicenovic et al., 2000), which are near-future term (2015~ 2039) and future term (2075~2099). The controlled run using an observed sea surface temperature (SST) provides the present term (1979~2003) atmospheric data.

This paper provides basic analysis results on the reproducibility of the AGCM precipitation output. First, the controlled simulation output from the AGCM20 was evaluated using the AMeDAS observed precipitation data. The AMeDAS data has long enough duration to provide reliable precipitation pattern over the Japan with its very fine observation network. The evaluation was carried out in two aspects; spatial distribution pattern of seasonal amount and reproducibility of extreme events such as hourly and daily maximum precipitation amount. Understanding the characteristics and limits of the AGCM20 precipitation output, topographic effects on the simulated precipitation was also investigated.

The next section describes in more detail this evaluation procedure, introducing the AGCM20 and its output. The third and fourth section illustrates the analysis results on the model reproducibility and topographic effects on the precipitation output, respectively. The last section summarizes this study and offers conclusions.

2. Data and Methodology

AGCM20

The Japan Meteorological Agency (JMA) and Meteorological Research Institute (MRI) of Japan have developed a prototype of the next generation of global atmospheric models for use in both climate simulations and weather predictions (Mizuta et al., 2006). AGCM20 is the state-of-the-art atmospheric general circulation model with super-fine resolution.

The model conducts simulations using triangular truncation at wave number 959 with a linear Gaussian grid (TL959) in the horizontal based on 1920 × 960 grid cells about 20 km in size and 60 levels in vertical, and provides hourly precipitation output. AGCM20 uses the HadISST1 dataset (Rayner et al., 2003) for observed monthly mean climatologic sea surface temperature (SST) for a boundary condition of controlled simulation. The HadISST1 provides global sea ice and sea surface temperature (GISST) datasets from 1871, uniquely combining monthly, globally complete fields of SST and sea ice concentration on a 1° latitude × 1° longitude grid. Test run output during the model development showed advantages in simulating orographic rainfall and frontal rain bands, as a result of its very fine spatial resolution. Refer to Mizuta et al. (2006), Kitoh and Kusunoki (2007) and Kusunoki and Mizuta (2008) for more details on the model description and its characteristics.

AMeDAS Observation

Automated Meteorological Data Acquisition System (AMeDAS) is a high-resolution surface observation network developed by JMA for gathering regional weather data and verifying forecast performance. Point gauged AMeDAS precipitation data have converted into spatial averaged values that is equivalent type of the AGCM20 output as following procedures.

1) Define the center of the 20km resolution grid of the AGCM20 output, and also define four other points that apart ±5km from the center of the grid.
2) Estimate rainfall amount of each point from the nearest three AMeDAS station using the inverse distance method, at every time step.
3) Get an arithmetic mean of the five points in the grid box at every time step.
4) If there is missing data at a certain station, next nearest station value is adopted.
5) If the nearest one is over 30km apart, the value of the point is excluded.
6) If all the five points' values are not available, the value of the grid is marked as "missing".

3. Reproducibility of AGCM20

Seasonal Pattern AGCM20 Output

Reliance on GCM output, especially on the projection run output can be achieved through an evaluation of the model reproducibility for the current climate condition. Before the projection output was analyzed in this paper, the 25 years of controlled run output of AGMC20 was evaluated using the AMeDAS observation data. For a reasonable comparison, the point-gauged AMeDAS data was converted into the 20-km grid-based spatially averaged data as the AGCM20 output format. Inverse-distance weighting factor method was adopted for the AMeDAS data conversion.

First of all, annual mean precipitation was estimated from the converted AMeDAS observation data and the AGCM20 output data (see Fig. 1). According to the AMeDAS observation, annual mean precipitation during 1979 and 2003 is 1684.3 mm, and the AGCM20 output shows 1703.8 mm of annual mean for the same duration, which shows very good consistency. Spatial distribution pattern of the annual mean precipitation also shows considerably good match between the AGCM20 output and the AMeDAS observation, showing 0.78 of pattern correlation.

Winter precipitation such as heavy snowfall in Hokuriku mountainous area along the northern seashore of Kanto and Tohoku region is showing successful reproducibility. Summer heavy rainfall in Kyushu, Shikoku and Kansai region, which is mostly due to frontal rain-band and Typhoon, is also well presented in the model output.

However, it is noticeable that the clear spatial pattern of the observed precipitation is presented in somewhat smoothen way in the AGCM20 precipitation output. It is mainly because of topographic information in the AGCM20, which also has 20-km spatially averaged elevation values. The averaged topographic data would have rather flattened shape comparing to the original topography. Even though there is several physical parameterization schemes are applied in the AGCM20 to properly consider the influence of flattened sub-grid scale topographic data, the performance of the atmospheric model still shows some limitations.

The AGCM20 output for the present shows smoothen rainfall concentration in both winter season (see Fig. 2) and summer season (see Fig. 3). It seems that the characteristics of the AGCM20 precipitation output is related to topographic data used in the atmospheric model. Although there are several physical parameterization schemes are applied in the AGCM20 (Mizuta et al., 2006) to properly consider the influence of flattened sub-grid scale topographic data, the atmospheric model still shows noticeable limits on a rough geographic shape.

Extreme Events

Reproducibility of daily and hourly maximum precipitation of each grid was evaluated by checking maximum precipitation of the AGCM20 controlled run output and the AMeDAS observed one within the same period. The 100 maximum values of daily and hourly precipitation were selected by choosing 4 maximum values of each year during 25 years. As shown in Fig. 4, a regression coefficient was calculated using one pair of 100 maximum values on each grid. Desirable reproducibility on the extreme value will be showing 1.0 regression coefficient. If it is less than 1.0, it means that the AGCM20 output has generally unde-restimated extreme values compared to the observation and vice versa. Regression coefficient is depending on the choosing sample numbers however, this simple evaluation method

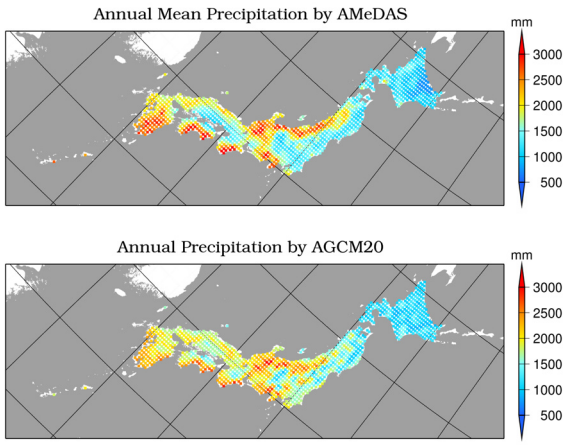


Fig. 1 Annual mean precipitation of 1979~2003 in Japan, observed by the AMeDAS (up) and simulated by the AGCM20 (down).

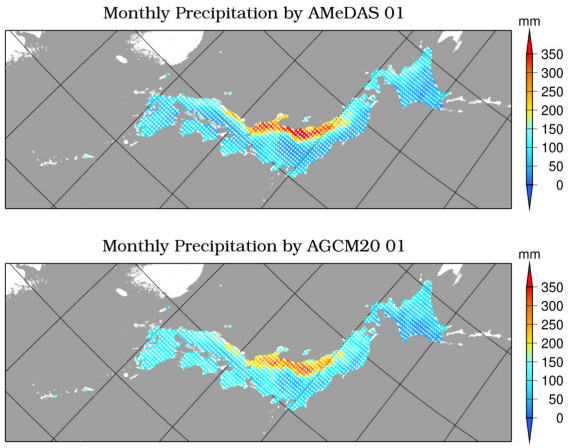


Fig. 2 Monthly mean precipitation (January), observed by the AMeDAS (up) and simulated by the AGCM20 (down).

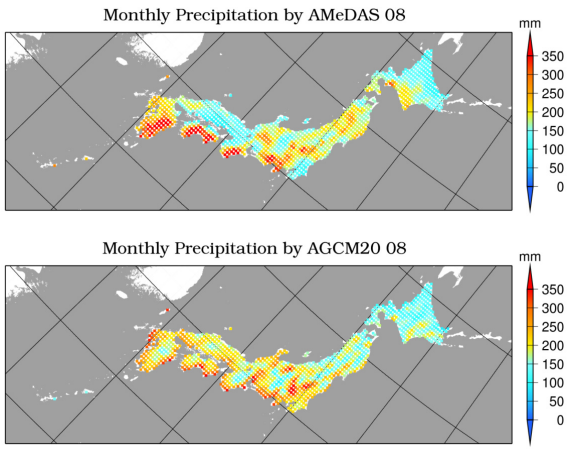


Fig. 3 Monthly mean precipitation (August), observed by the AMeDAS (up) and simulated by the AGCM20 (down).

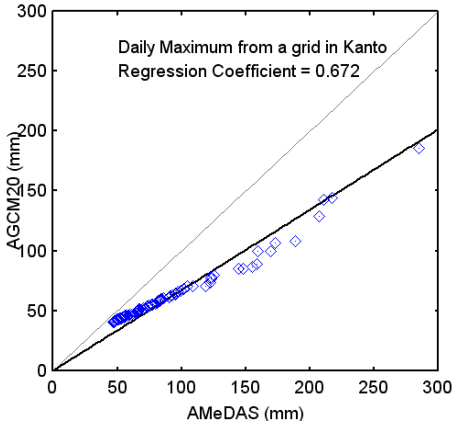


Fig. 4 Examples of the regression coefficient calculation with daily maximum precipitation values of AGCM20 output and AMeDAS.

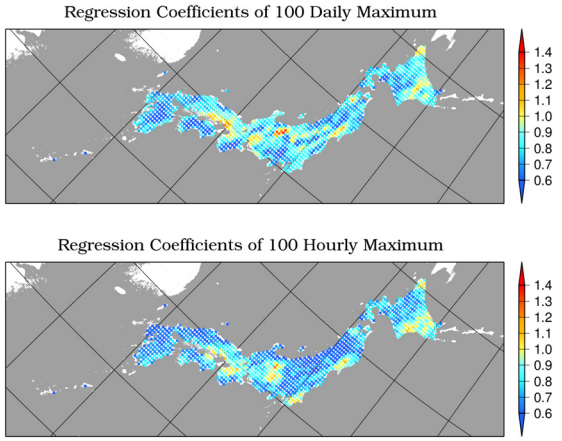


Fig. 5 Regression coefficient of daily (up) and hourly (down) maximum precipitations of the AGCM20 output to the AMeDAS observation.

provides direct and clear understanding on the overall model performance related to extreme values.

In Fig. 5, which expresses the regression coefficients on each grid, it is clear that the AGCM20 output has underestimated daily and hourly maximum in most part of Japan. The same characteristics on the controlled run output of the AGCM20 was also found in the precipitation analysis of Takara et al. (2009) and river flow reproducibility analysis of Kim et al (2010) over the Tone River basin. This underestimation on the extreme precipitation values reveals that the 20-km spatial resolution might be still insufficient to simulate sophisticated sub-grid scale orographic rainfall.

4. Dependency on Topography

Smoothen Orographic Effects

Orographic effect is well known phenomena, especially in mountainous area of Japan (Oki et al., 1991). AGCM20 output shows a limitation to simulate clear orographic effects mainly due to its 20-km resolution topographic data. This characteristic of the AGCM20 output can also be founded in the elevation dependency of the simulated precipitation amount.

Fig. 6 shows the annual mean precipitation of each 20-km grid in Kyushu area that is corresponding to the topographic information of its own grid; the mean and standard deviation of elevation of the GTOPO30 in the 20-km grid window. First of all, annual mean precipitation amount of AMeDAS which was spatially averaged in each 20-km grid was plotted with the mean elevation of its own grid to see the elevation dependency of the precipitation amount. For a comparison, annual mean precipitation amount from the AGCM20 output was also plotted in the same scatter-gram (see the upper scatter gram of Fig. 6).

Even though it is not very clear to see the elevation dependency in the figure, it was able to see the difference between the observed and simulated annual precipitation amount; the observed one shows more dependant behavior to the elevation. High elevation has more precipitation amount. This elevation dependency can be more clearly found in the scatter-gram with the summer season precipitation amount (the upper one of Figure. 7)

Elevation Variance and Precipitation

The precipitation amount may be related not only to the elevation itself, but also to the variation of elevation in the 20-km grid window. Here, the variation of elevation was simply measured by calculating the standard deviation of elevation in each 20-km grid. The original topographic information data comes from the GTOPO30 data (global DEM data provided by the U.S. Geological Survey), which offers 1-km fine resolution data of elevation.

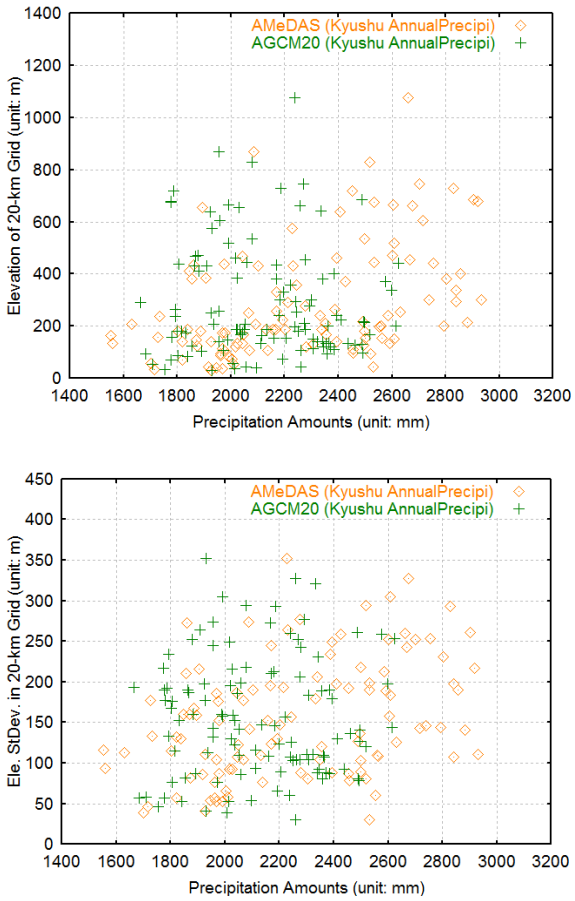


Fig. 6 Annual mean precipitation of each 20-km grid in Kyushu area, corresponding to the topographic information of the own grid; mean elevation (up) of the GTOPO30 in the 20-km grid window and standard deviation (down) of the elevation in the window.

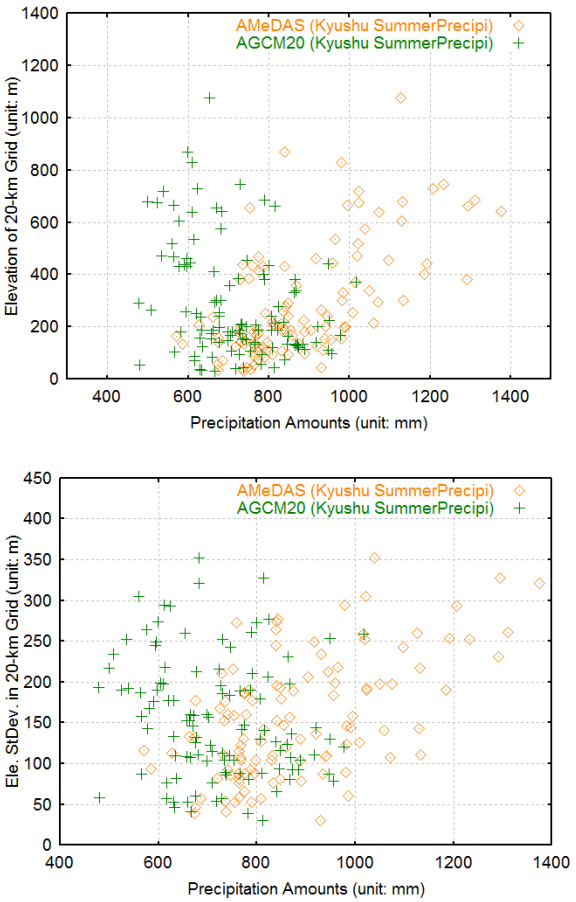


Fig. 7 Summer precipitation of Kyushu area, corresponding to the topographic information of the own grid; mean elevation (up) and standard deviation (down) of the elevation in the window.

The standard deviation was calculated using the original 1-km elevation values of the GTOPO30 data for a 20-km grid window. Higher standard deviation values stands for a severe change of elevation in a given window. And the severe change of elevation in a certain area can provides more chance of existing steep topography, which may cause an abrupt boosting the atmosphere.

Under this consideration, we can imagine a positive correlation between precipitation amount and the degree of variance in elevation, which was quantified the standard deviation in a 20-km grid window in this study. As shown in the lower scatter-gram in Fig. 6 and Fig. 7, which is showing the annual precipitation and summer precipitation amount to the standard deviation of each grid in Kyushu area, a grid of higher variance of elevation has a tendency to have more precipitation amount, especially in the summer season. While the summer precipitation amount in Kyushu area shows very strong relationship with the elevation variance, the elevation dependency of precipitation was not clearly expressed in the AGCM20 precipitation output.

The AGCM20 conducts its simulation on a TL959, which has about 20-km grid resolution topographic data. The model adopts various parameterization schemes to compensate its rough resolution and to provide realistic rainfall generation. However, the model output certainly shows some limitation on a simulation of extreme events and it was also not able to show proper elevation dependency of summer precipitation.

5. Concluding Remarks

The precipitation output of the AGCM20 was evaluated using the AMeDAS observed data, and reproducibility of the model was discussed in two aspects, seasonal and spatial pattern of precipitation and extreme events. Firstly, AGCM20 precipitation output for the present term was evaluated with a comparison to the AMeDAS observation over the Japan Island. Annual mean of precipitation shows very good match, however, spatial distribution of annual precipitation amount from the AGCM20 output shows smoothened spatial pattern comparing to the observation one.

The topographic data having 20-km resolution, which was based on the AGCM20 has rather flattened topographic information while detailed topographic information is spatially averaged within the 20-km grid. The precipitation output of the AGCM20 shows some limitation on a simulation of extreme events and it was also not able to show proper elevation dependency of summer precipitation.

Further research is under going to figure out a proper bias correction method to improve the accuracy of the precipitation output, especially considering the sub-scale orographic effects to precipitation amount.

Acknowledgements

This work was done within the framework of the "Integrated assessment of climate change impact on watersheds in a disaster environment (PM: Prof. Eiichi Nakakita, DPRI, Kyoto University)" supported by the Kakushin Program of the Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology of Japan (MEXT).

References

Intergovernmental Panel for Climate Change (IPCC, 2007): Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K.

Kim, S., Tachikawa, Y., Nakakita, E. and Takara, K. (2010): Hydrologic Evaluation on the AGCM20 Output Using Observed River Discharge Data, Hydrologic Research Letters, Vol. 4, pp.35-39.

Kitoh A. and Kusunoki, S. (2007): East Asian summer monsoon simulation by a 20-km mesh AGCM, Climate Dynamics, DOI 10.1007/ s00382-007- 0285-2.

Kusunoki S. and Mizuta, R. (2008): Future Changes in the Baiu Rain Band Projected by a 20-km Mesh Global Atmospheric Model: Sea Surface Temperature Dependance, Scientific Online Letters on the Atmosphere (SOLA), The Meteorological Society of Japan, Vol. 4, pp. 85-88.

Mizuta, R., Oouchi, K., Yoshimura, H., Noda, A., Katayama, K., Yukimoto, S., Hosaka, M., Kusunoki, S., Kawai, H. and Nakagawa, M. (2006): 20-km-mesh global climate simulations using JMA-GSM model -Mean climate states. Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 84, pp. 165-185.

Nakicenovic, N., Alcamo, J., Davis, G., de Vries, B., Fenhann, J., Gaffin, S., Gregory, K., Grubler, A., et al. (2000): Special Report on Emissions Scenarios, Working Group III, IPCC, Cambridge University Press, Cambridge.

Oki, T., Musiake, K. and Koike T.: Spatial Rainfall Distribution at a Storm Event in Mountainous Regions, Estimated by Orography and Wind Direction, Water Resources Research., Vol. 27, no. 3, pp. 359–369, 1991.

Rayner, N. A., Parker, D. E., Horton, E. B., Folland, C.K., Alexander, L.V., Rowell, D.P., Kent, E.C. and Kaplan, A. (2003): Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, Journal of Geophysical Research, Vol. 108, No. D14, 4407, doi:10.1029/ 2002JD002670.

Takara, K., Kim, S., Tachikawa, Y. and Nakakita, E. (2009): Assessing Climate Change Impact on Water Resources in the Tone River Basin, Japan, using Super-High-Resolution Atmospheric Model Output, Journal of Disaster Research, Vol. 4, pp. 12-23.

地形の影響を考慮したAGCM20降水出力の再現性に関する考察

キム スンミン*・中北英一

*京都大学工学研究科

要　旨

GCMから出力された降水量の再現性の検証を行うために，アメダスの観測データーとの比較し評価を行った。アメダスの地点観測をGCM出力の形式である20kmグリットの空間平均に変換した後,GCMの再現期間25年間（1979～2003）の出力データと比較した。検証の結果，GCMからの降水量の計算結果は地域毎の降水量の分布はおおむね表現出来たが，降水量の空間分布は緩慢な変化を見せている。これはGCMでモデリングに用いた20kmメッシュの地形が実際の地形を緩慢に表現するため，モデルの地形では降水の発生が低減されている可能性があると考える。

キーワード:超高解像度大気モデル，再現性，降水出力，地形依存性

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

地形発達過程と流域地形則との関係に関する研究

中北英一・杉谷祐二*

＊ 京都大学大学院工学研究科

要 旨

河川流域上における水文現象の把握のためには，降水・流出過程の解析だけでなく，流域地形に関する検討も重要である。本研究では地形発達過程の視点から流域地形の定量的評価について考察した。本研究ではTuckerらによって開発された物理的な地形発達モデルGOLEMを用いた流域模擬発生を行い，発生された複数の流域河道網の分岐比と河道長比を算定した。分岐比と河道長比について河道数が十分に多い流域において実流域の統計的期待値を満たしていることがわかった。次に，地形発達過程における降水量の空間分布が流域地形特性へ与える効果を検証するために標高に依存した降水分布をあたえるシミュレーションを行った。結果，十分に時間が経過した後の平衡地形において上流部での河道網形状の相違が見られた。

キーワード: 地形発達，河道網，流域地形則

1. はじめに

河川流域上における水文現象は，降水特性，流域地形特性，流出特性によって支配される。例えば，流出過程は，流域上にもたらされる降水と，その降水が地表面や地中において流れる経路，すなわち地形や地質の分布特性の合成として表現される。また，降水分布は山地などの地形の影響を受けて変化する。地形もまた逆に，流水による土砂運搬作用によって長い時間スケールで変化する。このように，流域上での水文現象は，降水，地形，流出の相互作用によって成り立つシステムと捉えることができる。

そのため，流域の水文現象について統一的な理論の構築のためには，従来行われてきた流出や降水の解析手法のみではなく，流域の地形特性に着目することが重要である。流域を1つの単位として見た場合に，流域の河道網構造や高度分布などが流域地形特性の指標として考えられる。本研究では，流域の河道網特性を定量的に把握し，水文過程と関連づけることで，河川流域上の水文システムにおける流域地形の役割を，理論的に分析・解明していくことを大きな目的としている。

流域河道網の定量化に関する研究はHorton（1945）の研究から始まった。以降，様々な研究により河道パターンの定量的指標が提案されてきたが，Hortonが提案し，Strahler（1952）が改良した河道位数の概念が，その後の研究で最も多く扱われている。

この指標に関して，石原ら（1969）は流域の河道網構造をトポロジー的に捉え，河道網形成のランダム性を仮定して，Horton数の統計的期待値を導出した。

また，中北・前田（2005），中北・松田（2007）は，流域地形を模擬発生させるモデル開発し，発生流域におけるHorton数やStrahlerのHypsometric曲線といった流域地形パラメータと流出特性との関係を分析した。

流域地形特性を把握するためには，現実の流域地形の特性を把握する手法もあるが，仮想の流域地形を模擬発生させる手法も考えられる。流域地形特性を任意に指定して発生させることや，同条件でのシミュレーションを多数実行することができることから，流域地形特性に関する理論的研究を行う上で現実の流域を扱う手法には無い利点がある。ただし，同条件の流域模擬発生であっても自然に起こりうるランダム性の考慮や，現実にありうる特性を備えた流域地形を発生させることが重要な点となる。中北・松田の模擬流域発生手法はHortonの提案した浸食による河道網形成プロセスを仮定し，同条件での

模擬流域発生においても様々な河道網パターンがランダムに発生されるように工夫されている。中北・杉谷（2009）は，中北・松田の模擬流域発生手法において，斜面と河道の地形発達過程を導入し，現実に発生しうる流域地形に近づけた上で，地形発達の時間概念を模擬流域発生モデルに導入した。

以上の研究では，流域の地形特性としてHorton数やHypsometric曲線に着目してきた。しかし，これらが流域の水文システムにおいて流域地形特性を表現する定量的な指標であるかは分からない。Kirchner（1993）は，Hortonの法則は河道位数の提唱による直接的な結果であり，ほとんどの河道網構造において成り立つものであるとして，ある流域固有の特性を表現する指標としては不十分としている。したがって，模擬発生させた流域が実際に起こりうる流域地形特性に適合しているかを判断することは困難である。

本研究では以上のような流域模擬発生における問題点を解決するための手法として，地形発達の物理モデルを用いて，流域地形を模擬発生させる手法を用いる。本研究では，Tucker.et.al.（1997）によって開発された地形発達モデルGOLEMを基本としたモデルを用いる。長期的な地形発達過程において地形発達と水文現象との物理的な相互作用を考慮したモデルを用いて流域を模擬発生させることによって，流域地形特性と水文現象特性との関係を理論的に解明することが本研究のねらいである。

本研究ではその先駆けとして，Hortonの流域地形則やStrahlerのHypsometric曲線との関係を分析し，さらに降水分布の空間分布特性を考慮した地形発達シミュレーションによって降水分布が流域地形特性に及ぼす効果について分析する。

2.　流域地形量と地形発達過程

河川流域地形特性の定量的な評価を考える際に，流域地形を特徴づける因子が何であるかを考える必要がある。本章では長年にわたり流域地形特性の指標として利用されてきたHortonの河道位数の概念を基盤とする諸指標とStrahlerのHypsometric曲線について述べ，それらの指標に関する研究について述べる。また，本研究で用いる地形発達モデルに関連する研究について述べる。最後に，近年開発されてきた模擬流域発生モデルと地形発達モデルによる手法の比較を行う。

2.1　流域地形量に関する諸法則

流域地形を定量的に表現する試みとして最も代表的なものが，Hortonの研究によって開発された指標

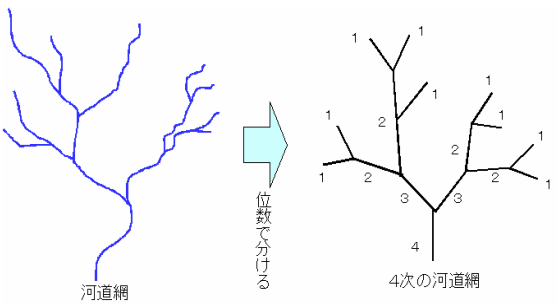


Fig. 1 Stream order (Horton and Strahler)

である。本節ではHortonによって提案された位数の概念とそれに関するHortonの法則と呼ばれる諸法則，またStrahlerによって提案されたHypsometric曲線の概念について説明する。

(1) 位数

中北・前田，中北・松田による一連の研究の中で，流域の河道網構造を表現する代表的なパラメータとして，Hortonが提唱しStrahlerが改良した位数が挙げられる。以下，Fig. 1を参照しながら，位数について説明する。

位数とは河道に付けられる等級である。水源に端を発する河道はすべて位数１である。その位数１の河道どうしが合流すると，それより下流は位数2の河道となる。位数2の河道に位数1の河道が合流しても位数は2のままだが，位数2の河道と位数2の河道が合流するとそれより下流での位数は3となる。このように，「その河道より位数の小さい河道が合流しても位数は変わらず，同じ位数の河道が合流すると位数が１上がる」というルールですべての河道に位数を振り与えると，1つの河道網の中で河道がいくつかの等級に分類される。

また，河道網の最下流に位置する河道は河道網内で最大の位数となるので，最下流の位数は流域の規模を表す指標にもなる。

(2) Hortonの法則

Hortonの法則とは位数の概念を基礎としたもので，多くの流域を計測することで期待値的に得られた次の4つの経験式を指す。

$$N_u = R_b^{k-u} \qquad (R_b = N_u / N_{u+1}) \tag{1}$$

$$\overline{L_u} = \overline{L_1} R_l^{u-1} \qquad (R_l = \overline{L_{u+1}} / \overline{L_u}) \tag{2}$$

$$\overline{A_u} = \overline{A_1} R_a^{u-1} \qquad (R_a = \overline{A_{u+1}} / \overline{A_u}) \tag{3}$$

$$\overline{S_u} = \overline{S_1} R_s^{1-u} \qquad (R_s = \overline{S_u} / \overline{S_{u+1}}) \tag{4}$$

ここで，k はその河道網における最大位数である。また，N_u は位数 u の河道数，$\overline{L_u}$ は位数 u の平均河道

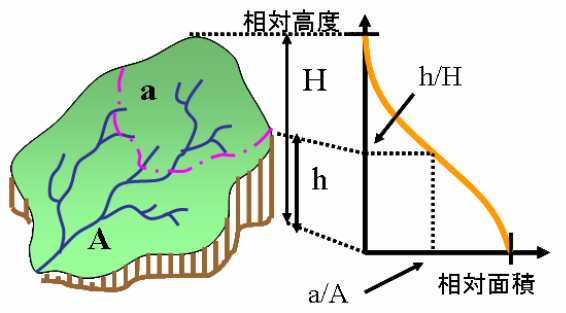


Fig. 2 Hypsometric curve

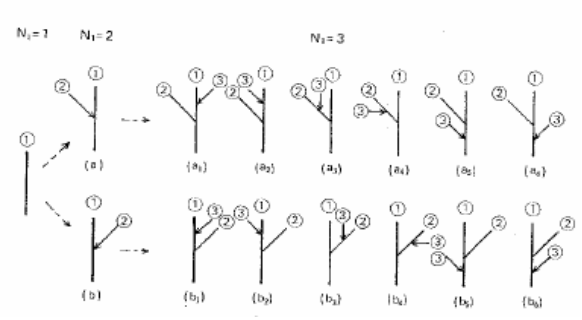


Fig. 3 The concept of channel development (石原ら)

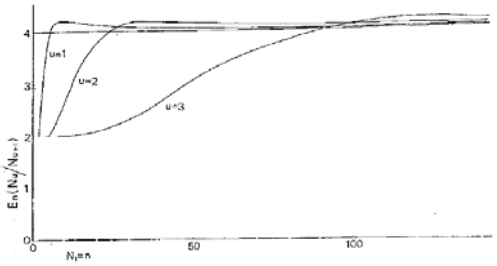


Fig. 4 Variation of expected value of bifurcation ratio for $N_1 = n$, numbers of first order stream（石原ら）

長，$\overline{A_u}$ は位数 u の河道の平均集水面積，$\overline{S_u}$ は位数 u の平均河道勾配である。R_b，R_l，R_a，R_s はそれぞれ，分岐比，河道長比，集水面積比，河道勾配比である。上記の式(1)，(2)，(3)，(4)はそれぞれ河道数則，河道長則，集水面積則，河道勾配則と呼ばれる地形則である。これらの法則は，1 つの流域内において各位数間における河道数，河道長，集水面積，河道勾配の比が同じ値をとるというものである。また，流域内の地質的な特性などによって異なる場合もあるが，平衡状態にある場合は異なる流域でもR_b，R_l，R_a，R_sの値はそれぞれほぼ同じ値をとることが実測的な研究から知られている。

(3) StrahlerのHypsometric曲線

Hypsometric曲線とはStrahler（1952）が考案した概念で，Fig. 2に示すように，縦軸に流域全体の標高差で正規化した高度を，横軸にその高度以上の地点の面積が流域全体の面積に占める割合を，それぞれにとって描く曲線である。また，面積高度比積分値はHypsometric曲線の積分値である。この曲線形と積分値から流域の高度分布の特性がわかる。

2.2　統計則導出に関する既往研究

経験則であるHortonの法則が広まったのを契機に，この法則に関する理論的考察を試みる研究が盛んに行われた。この理論的研究は，水系発達を規則的・周期的現象と捉えたものと，水系発達を確率論的な偶発的・非周期的現象と考えたものの大きく2つに分かれる。しかし，現象を確率的に捉えた後者の方が分岐比の値などで実測値に近い期待値を導出しており，これは自然現象では非周期的でランダムな河道網発達が生じていることを示唆している。また，このような研究が進んだことで，分岐比，河道長比，集水面積比，河道勾配比についてそれぞれ確率的な期待値が得られた。

さて，Hortonの法則に関して確率に基づいて統計的に導出された法則を統計則と呼ぶ。石原らは河道網パターンに着目してランダムな河道発生を仮定することで確率的にHortonの河道数則を説明した。これにより分岐比の期待値が4になるという結論を得たことから，統計則としてこれを1/4則と名づけた。

石原らは統計則導出に際して，河道の合流がトポロジカルにランダムに生じるという概念を用いた。石原らの考えたトポロジカルにランダムな河道網の発達過程とは，Fig. 3に示されるように新たな河道の発生位置は河道網上の全ての河道区分の右岸側・左岸側から等確率で選択されるとするものである。このような過程で形成される河道配列それぞれの分岐比を調べることによって，分岐比の期待値を導出することができる。位数1の河道数N_1と分岐比の期待値の関係を表したものがFig. 4である。これによって，分岐比の期待値が4に近づくことがわかる。

2.3　模擬流域発生に関する既往研究

中北・松田は実際の流域地形特性を満たす流域を発生させる手法として，流域地形形成過程に着目した模擬流域発生手法を開発した。中北・松田の研究で導入された地形発達の理論は，Hortonによる河道網形成理論に基づいている。

Hortonの河道および流域の浸食発達過程を，Fig.5を参照しながら説明する。

まず流域発達の初期段階として流域一様な斜面を設定する。降水によって初期斜面上に表面流が発生し，その表面流は斜面勾配の方向に流下するとともに斜面を浸食するため，初期斜面には勾配方向に幾筋もの平行な溝(rill)が生じる(Fig. 3の平面cbb'c')。

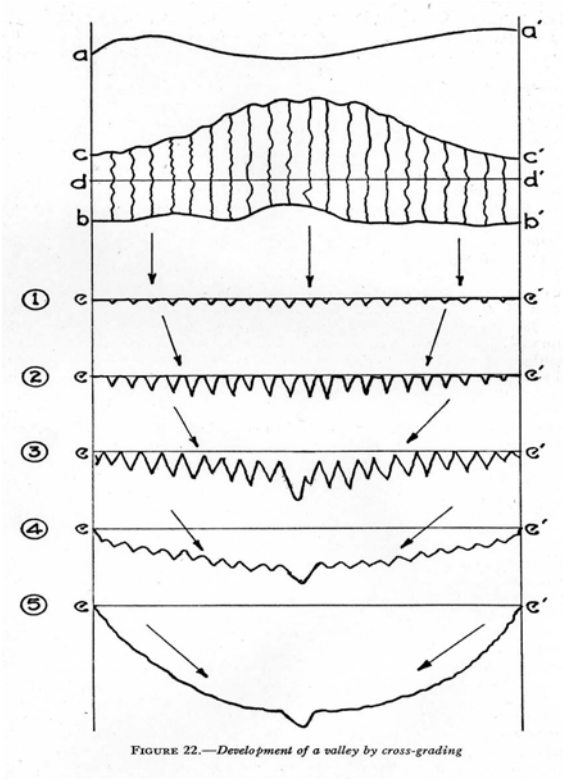


FIGURE 22.—*Development of a valley by cross-grading*

Fig. 5 Development of a valley by cross-grading (Horton)

このrillは，長いものほど浸食強度が大きいため広く深いrillとなる（③）。斜面上の最長のrillは周囲のrillより浸食が卓越するため，やがて周囲のrillから水流が越流して流入し，斜面全体の流れは最長のrillへ集中し，最長のrillはさらに浸食される（④）。こうして，最長のrillを中心として両側に斜面ができ，V字谷ができあがる（⑤）。

こうして一様な斜面は1つの河道（谷）とその両側の2つの斜面に変化する。次にこの2つの斜面上で，上記のような過程が繰り返され，新たな谷が形成される。その結果河道は分岐を持つようになり，このプロセスが繰り返されることで流域地形は河道網とともに発達していく。

以上の河道網形成過程を踏まえて，中北・松田は模擬流域発生手法として，

①初期斜面領域を決定する。
②浸食による流域発達の進行（河道の浸食，斜面の浸食）。
発生させる新河道の位置をHortonの河道網発達過程に基づいて決定する。
[1]新河道を決められた鉛直浸食速度と谷頭浸食速度に従って浸食する。
[2]同時に河道横斜面の浸食も行う。
[3]谷頭浸食が新河道の上流端に達した時点で，[1]のように次の河道を決定する。

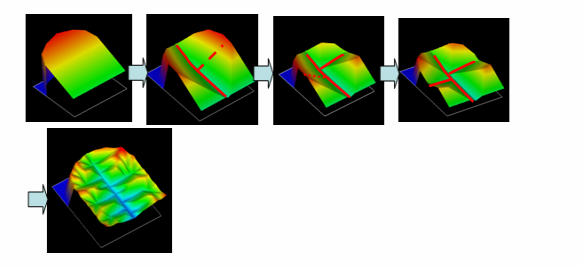


Fig. 6 Method of generating virtual drainage basin
（中北・松田）

上記の[1]から[3]を繰り返す。
③設定した条件（最大位数，発生河道数，総タイムステップ数）のどれかを満たしたところで，流域発達を止める。
④生成した流域地形情報を出力する（模擬流域の完成）。

という手順での模擬流域発生手法を開発した。ここでのHortonの河道網発達過程とは，流域上での落水線の中で，最長の落水線の90%以上の長さを持つ落水線の中からランダムに選択し，新河道として浸食することを言う。この手法をFig. 6にまとめる。

この手法によると，河道は1本ずつ浸食されていくことになる。これは必ずしも実際の河道発達過程を表現しているわけではないが，石原らの統計則導出過程に基づいてHorton則を満たす河道網を発生させるためである。ただし，実際の河道網の形成過程を考慮すれば，河道は複数の河道が同時に広がっていくことが通常考えられるため，実際の時間発展の概念の考慮はできない。

中北・杉谷は，中北・松田の手法に流域の斜面，河道の標高分布の発達過程の数理モデルを導入し，時間の概念を考慮できる模擬流域発生手法を開発した。ここでの斜面・河道の発達過程の数理モデルとは，平野（1972），野上（1981）によって提案された移流拡散型の偏微分方程式である。Fig. 7に両側を河道点に挟まれた山体の発達過程を示す。この斜面発達過程では，両側の河道の浸食力と山体斜面上での外的営力による移流拡散型方程式で表現される浸食作用と，内的営力による山体の一様な隆起の作用が働いており，時間が経過すると山体は内的営力と外的営力がつりあう動的平衡状態となる。Fig. 8に河道縦断形の発達過程を示す。河道においては河道最下端を標高ゼロとし，最上流端を勾配一定と考えることによって境界条件を定めると，指数関数型の曲線に収束することがわかる。これは実際の河川縦断形に見られる特性と合致する。

以上のような河道網発達過程，斜面発達過程，河道縦断形発達過程を組み合わせた模擬流域発生手法

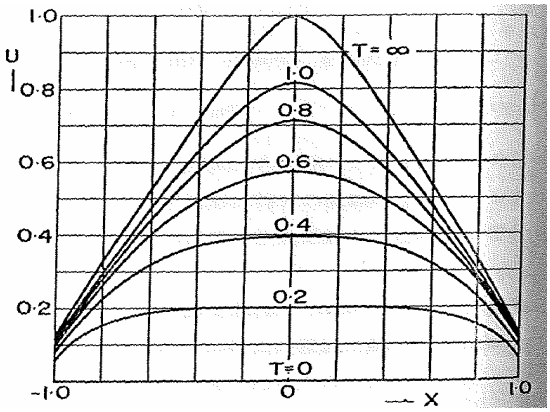


Fig. 7 Development of slope (平野)

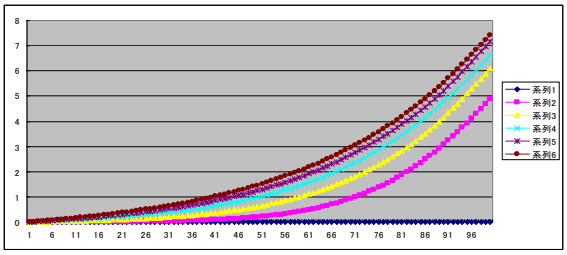


Fig. 8 Development of river longitudinal profile （野上）

を示す。まず，標高ゼロの水平面領域を初期状態として仮定する。流域の下流端を標高ゼロの一定値，その他の流域境界を法線方向の勾配ゼロとして境界条件を与える。流域の中心部を走る落水線を河道とし，流域内の河道部は，河道縦断形発達過程の偏微分方程式によって計算する。その河道と流域界を境界条件として，その他の斜面領域を斜面発達過程の偏微分方程式を適用して計算する。河道と斜面の1タイムステップごとの計算を繰り返すと，やがて平衡状態に到達する。この時点で，Hortonの河道網形成理論より，2本目の河道を決定する。すなわち，平衡状態の流域における最長落水線の90%以上の長さを持つ落水線からランダムに1本抽出し，次の河道位置とするのである。新河道の位置が決定した後，再び初期状態と同じ水平面地形に標高データをリセットし，新たに河道・斜面の発達を進め，平衡地形を得るまで計算を繰り返す。このような過程を繰り返して流域の河道数を増加させて，任意の河道数を有する流域を発生させるのである。中北・杉谷の模擬流域発生手法をまとめたものがFig. 9である。

2.4　地形発達モデル

地形発達過程に関する研究では，1990年代から地形発達シミュレーションモデルの開発が盛んに行われてきた。本節ではまず地形発達過程について説明

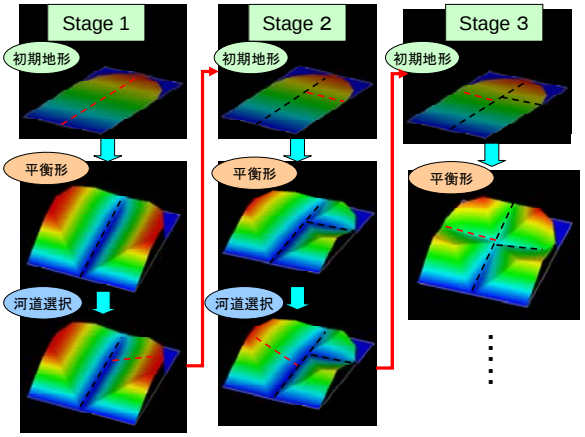


Fig. 9 Method of generating virtual drainage basin （中北・杉谷）

し，地形発達モデルとそれを利用した研究について述べる。

(1) 地形発達過程

地形の形成に及ぼす過程は，以下に示すとおり様々な過程がある。また，時間スケール。空間スケールによって地形に影響を与える発達過程も異なる。

地形の形成に及ぼす過程は，内的営力と外的営力に分けられる。内的営力は，地殻，マントルなどの地球内部の活動によって表面地形が隆起や沈降を起こすことによる地形発達である。この内的営力による作用は，隆起による山脈の形成，沈降による盆地や湖の形成などの大規模な地形パターンを形成する。また，日本の地形においては断層による地形パターンも特徴的な地形を形成する。外的営力は降水や流水の作用，風化，ソイルクリープ，斜面崩壊による作用などが挙げられる。風化とは，土壌中や地表に露出した基岩などが化学変性作用を受けて浸食や崩壊の起こりやすい地質となることを意味している。ソイルクリープとは土壌が自重によってゆっくりと時間をかけて斜面を下る過程であり，丘陵地の地形発達過程などのスケールでは無視できない過程である。水流浸食は主に表流水の存在する場所で作用する過程であり，河川地形を構成する主要な過程といえる。斜面崩壊は，隆起の激しい場所で起こりやすい。また，山地の河川流域スケールでの地形発達過程では，斜面に働く外的営力としては斜面崩壊の効果が支配的である。

地形発達過程では，気象現象などと同様にスケールによって支配因子が異なる。例えば0次谷や1次谷のスケールでは土地利用，植生，地質の影響が大きくなる。このため拡散型のソイルクリープや風化の過程の影響は大きい。また，数100kmの大規模な空間スケールでの地形分布特性は，隆起・沈降，プレ

ートテクトニクスによる内的営力の効果に支配される。そして，本研究で扱うような複数の流域スケールにおいては，隆起の作用と水流浸食力のバランスが地形分布特性に大きな影響を与える。

(1) 地形発達モデル

流域スケールでの地形発達を表現するためのモデルは19世紀の研究以来様々なものが提唱されてきた。さらに近年の計算機資源の発展によって，流域スケールでの地形形成を表現するシミュレーションモデルが開発されるようになった。Willgoose. et. al.（1991）は，河道網の形成過程を活性・抑制物質による化学反応現象とのアナロジーと考えることで，河道網の発達を表現した。しかし，物理過程が異なるため，アナロジーを仮定することの妥当性は不十分である。

Howard（1994）は地形変化が浸食によってのみ起こるモデルを提案した。このモデルによって実流域に見られるものに近い複雑な河道網構造をシミュレーションによって発生させることが可能となった。Howardの地形発達モデルは以後の地形発達シミュレーションモデルの基礎となるものである。

Tucker. et. al.（1997）は，浸食のみでなく，内的営力や気候パラメータ，流水の水理機構に関するスキームを組み合わせることによってできるシミュレーションモデルGOLEM (Geomorphic/Orogenic Landscape Evolution Model) を開発した。GOLEMはHowardの地形発達モデルをより発展させ自由度を高めたものと見ることができる。発達地形学の分野では，GOLEMをベースとした研究が多く行われている。

(3) 地形発達モデルGOLEM

地形発達モデルGOLEMについて説明する。GOLEMにおいて地形発達シミュレーションを行うためには，計算開始時の初期地形標高データファイル，地層構造や地層ごとの浸食強度，層厚などを記録した地層データファイル，計算時間やグリッド間隔，浸食速度式や風化，ソイルクリープの考慮やパラメータについて記述された計算条件設定ファイルを用意しなければならない。地層構造に関しては，基盤と土壌を区別して用いることができる。

GOLEMで考慮可能な地形発達過程に作用する営力には，以下のようなものがある。

内的営力には，領域一様な隆起速度を考慮することができる。また，計算開始から一定の時間までで隆起作用を止めることもできる。また，正断層，逆断層上の隆起特性を考慮したスキームも存在する。

外的営力としては，風化，ソイルクリープ，斜面崩壊，そして水流浸食を考慮することが可能である。風化は，基岩層表面が時間とともに土壌層に変換される過程として表現される。また，ソイルクリープは土壌層上での拡散方程式として表される。すなわち，標高をz，時間をtと表すと，

$$\frac{\partial z}{\partial t} = D\nabla^2 z \tag{5}$$

となる。ここで，Dは拡散係数とする。また，斜面崩壊過程は閾値以上の勾配を持つ斜面を，閾値以内の勾配に修正することで表現される。

(3) 地形発達モデルを用いた河道群形成機構の分析

地形発達モデルを用いた研究の中で，河道群の平面的な分布特性について論じたものに，Perron. et. al.（2008）の研究がある。Perron. et. al.は，谷が等間隔に配置している丘陵地の地形に着目し，谷の間隔が自律的に形成される様子を地形発達モデルを用いてシミュレーションした。Perron. et. al.が用いたモデルはGOLEMをベースにしたものである。ただし，表現する地形は拡散過程としてソイルクリープが卓越し，隆起速度も領域一様に作用し，また2つの大きな河川に挟まれる丘陵地を想定している。したがって，地形発達過程は，以下の単一の式に簡略化できる。

$$\frac{\partial z}{\partial t} = D\nabla^2 z - K(A^m|\nabla z|^n - \theta_c) + E \tag{6}$$

ここで，zは標高，tは時間，Dはソイルクリープによる拡散係数，Kは浸食係数，Aは集水面積，θ_cは限界浸食強度，Eは隆起速度である，m，nは係数である。

なお，Perronらの研究では，式(6)のパラメータの係数と計算領域スケールとの関係を調べるため，それらの比によって表されるPeclet数を用いて，等間隔に形成される谷の間隔について分析している。Peclet数は，

$$Pe = \frac{Kl^{2(m+1)-n}}{D\zeta^{1-n}} \tag{7}$$

で表される。ここで，lは領域の東西方向の距離，ζは平衡状態に達した時の尾根の標高である。

このPeclet数を変えながら地形発達シミュレーションを行うと，Peclet数が約300以下の場合は谷が形成されず，300から約1000の時は谷間隔がPeclet数の増加に伴って減少する結果が得られた。また，Peclet数がおよそ1000以上になると等間隔に形成された谷に分岐が生じ，その分岐を含めた河道網は再び間隔を広げることがわかった。Fig. 10は，Peclet数の違いに応じた河道群の生成パターンを示している。①はPe=450，②はPe=700，③はPe=1800，④はPe=3900を示している。

以上の研究成果は，河道の平面的な分布特性を解明するための手がかりとなりうるものであり，本研究の目的に通ずるものである。

(3) 地形発達モデルと模擬流域発生モデルの比較

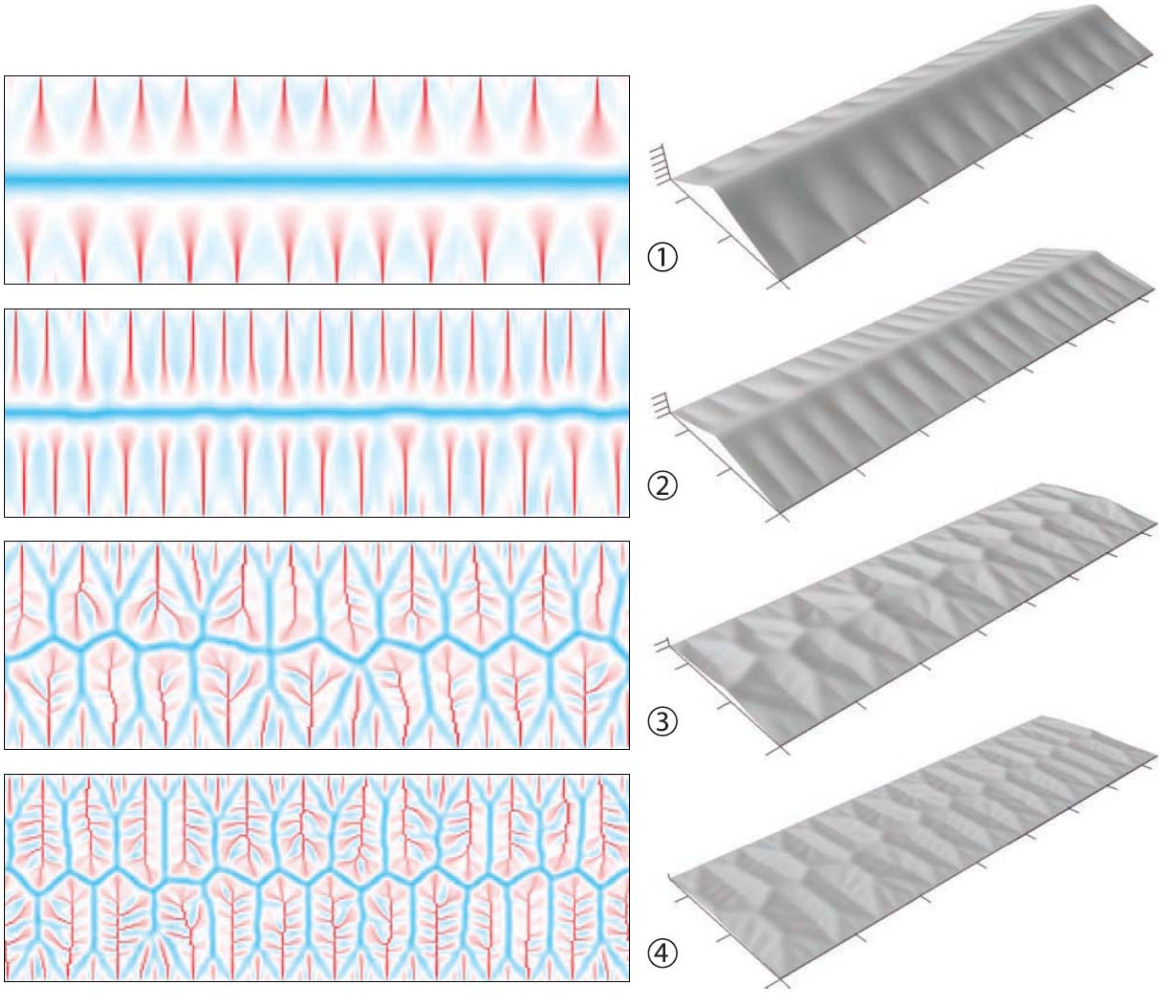


Fig. 10 Four solutions of the simulation using different initial parameters (Perron. et. al.)

中北・杉谷が開発した模擬流域発生モデルと地形発達モデルGOLEMの計算手法とでは，計算過程での時間の考慮の仕方の点から，大きく異なる。しかし，両モデルの相違点を集約すれば，河道網構造の平面的分布の決定方法に集約される。中北・杉谷の手法ではHortonの河道網形成理論を考慮して河道が陽に決定される。一方地形発達モデルGOLEMでは，斜面と河道の区別を陽に扱うことなく地形発達を計算することが可能である。GOLEMの手法では集水面積の大きなグリッドが水流浸食によって地面が削り取られ，より大きな集水域を獲得するという，正のフィードバック機構が働く。これによって谷となる点と斜面となる点の集水面積が明瞭に分かれるため，集水面積の閾値を設けてその閾値以上の集水域を持つグリッドを河道点と決定すれば，河道網構造を把握することができる。

また，中北・杉谷の開発した模擬流域発生モデルは，単一の流域を形成するためのモデルであり，流域界形状はあらかじめ決定されるものであった。しかし，実際の流域において流域界形状は隣接した流域との流域界の争奪よって自律的に形成されるものである。GOLEMによるシミュレーションでは，複数の流域地形が形成される条件で計算を行えばそのような自律的な流域界の形成が可能である。

3. 模擬発生地形の流域地形特性

3.1 地形発達シミュレーション

本章では，地形発達モデルGOLEMを用いて流域地形を模擬発生させる。

本章では初期条件として，標高をゼロとした水平面地形からシミュレーションを開始し，隆起作用と水流浸食の作用によって流域地形が発達する過程を表現する。ただし，流域河道網形状が形成されるには，初期平面地形に微小な凹凸をつける。

(1) 初期条件と境界条件

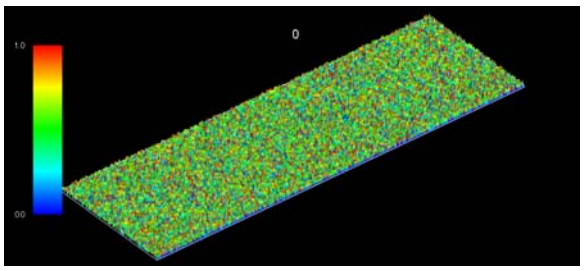


Fig. 11 Sample of initial state of landscape

本章では計算領域として東西10[km]，南北30[km]の長方形領域を考える，グリッド間隔は100[m]である。

本研究では初期条件として，標高をゼロとした水平面地形からシミュレーションを開始し，隆起作用と水流浸食の作用によって流域地形が発達する過程を表現する。ただし，流域河道網形状が形成されるには，初期平面地形に微小な凹凸をつける。この初期地形につける凹凸は，標高0[m]から標高1[m]までの，空間無相関のランダム値を各グリッドに与えるものとする。Fig. 11に初期地形の例を示す。

境界条件として，東西辺(30[km]にわたる境界)を常に標高ゼロとする。これは東西辺に海や大きな河川が存在し，流域から供給された土砂を全て流してしまう力が働くことを想定している。また，南北辺は周期境界条件とし，南縁の地形と北縁の地形が接続されていることを仮定する。このような境界条件を想定することで，領域上で複数の流域形状が自律形成されていく様子を表現する。

(2) 内的営力

地殻変動に伴う内的営力は，領域に一様の隆起作用が常に働くことを想定する。隆起速度は，日本の山地地形において一般的な0.3[mm/year]とした。この隆起速度を流域一様に作用させることを想定する。

(3) 外的営力

外的営力には風化，ソイルクリープ，水流による浸食・運搬・堆積過程がある。本研究では領域を10[km]×30[km]として，複数の流域地形が発生するシミュレーションを行う。このスケールでのシミュレーションにおいては，水流浸食の作用および斜面崩壊の作用が卓越すると考えられるため，本章ではその2つの作用を外的営力として考慮する。

水流浸食は，モデル上では流量及び斜面勾配の関数として算出される。流域に一様な降雨強度が分布していると仮定した場合，領域上のある点での流量はその点の集水面積と降雨強度の積で表される。ある点における集水面積をA[m^2]，降雨強度をP[m/year]とすると，流量Q[m^3/year]は

$$Q = PA \tag{8}$$

と表される。この流量Qと，その点における勾配Sを用いて，底面せん断応力τが求められる。

底面せん断応力は，

$$\tau = kQ^{\frac{1}{3}}S^{\frac{2}{3}} \tag{9}$$

ただし，kは浸食係数であり，地表面地質，植生などによるパラメータである。

以上によって底面せん断応力が求められる。浸食速度は，せん断応力τに比例する形で求められる。ただし，ある閾値以上にならないと浸食が生じないと想定することも可能である。これはHortonの河道網形成理論におけるBelt of no erosionの概念と同様に見ることができる。

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -k_t(\tau - \tau_c) \tag{10}$$

ただし，k_tは定数係数である。τ_cは浸食の閾値であり，この値を越えるせん断応力が働かないと浸食されない。

また，斜面崩壊の作用として，ある時刻において勾配が45°以上となる斜面は，45°となるように上流グリッドの標高を修正することとする。

(4) 流域地形発生例

上記のような条件で流域地形を模擬発生させた。計算タイムステップ間隔は500[year]とした。Fig. 12に地形発達過程の一例を示す。なお，各図の上の数字はシミュレーション上での経過時間を示している。

3.2 模擬流域における流域地形量

本節では地形発達モデルによって発生した流域地形について流域地形量を抽出する。本研究で算定する流域地形量は，河道位数の分岐比と河道長比，Hypsometric曲線である。河道網構造を特定するために，集水面積の閾値を決定し，閾値以上の集水面積を持つグリッドを河道点とした。

(1) 河道網構造の解析手法

河道網構造を算定するために，河道の上流探索による河道位数の算定スキームを開発した。

まず領域の東西辺を探索し，流域の下流端となる河道点を探索する。河道点が見つかった場合，その近傍に河道点があるか探索していく。上流探索をしていくときに，各点が河道の分岐点である場合にはその点を記憶しておく。このように上流を探索して，河道上流端に到達する。河道上流端に到達した後その河道区分に番号をつけ，位数1をつける。そして上流探索した経路を逆に探索しながらその河道区分の長さを求める。分岐点に到達した場合，もう一方の河道への上流探索を開始する。その分岐点の上流河

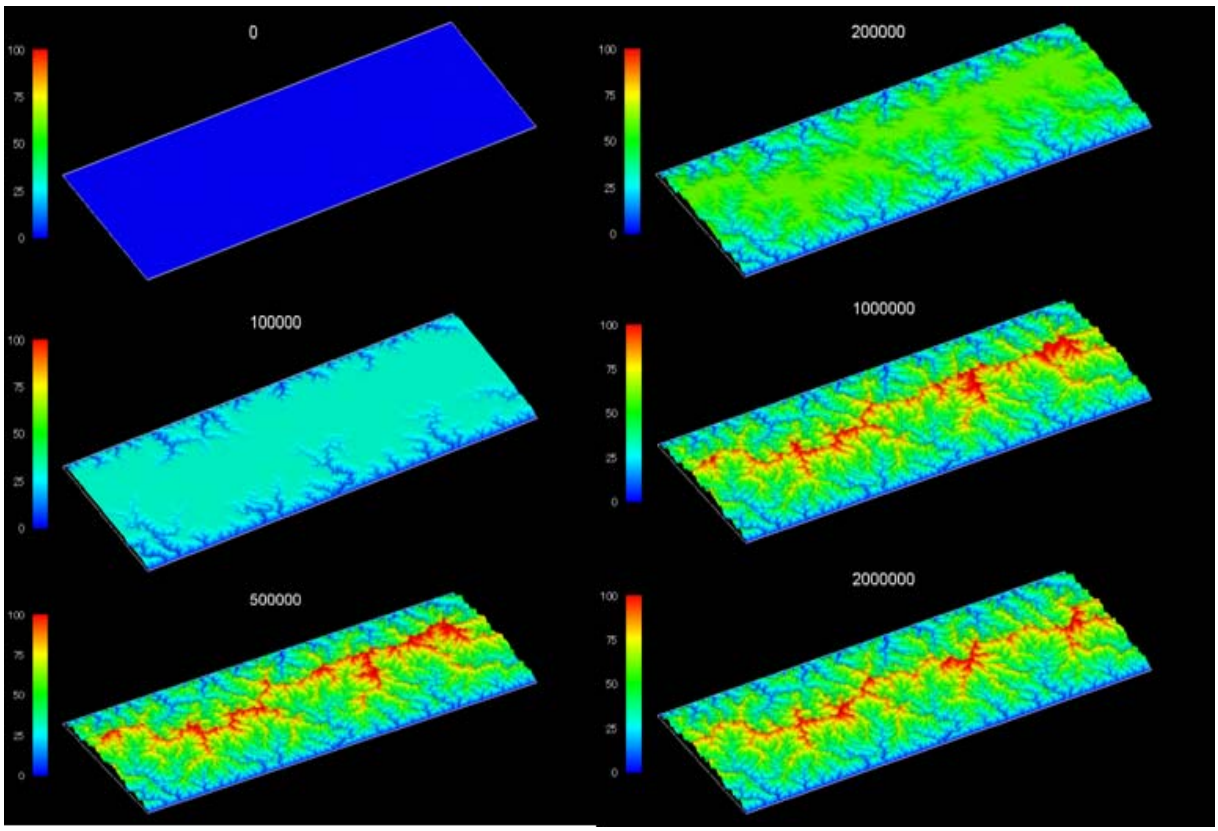


Fig. 12 Sample of result of simulation of landscape evolution

道全ての探索が終了した際に，直下流の河道区分番号をつける。分岐点の直上流河道区分の位数を比較して，2河道の位数が等しい場合には分岐点直下流の河道区分の位数を1加算する。また，直上流河道区分の位数が異なる場合，直下流河道区分の位数は直上流河道区分の最大位数を継承する。

このようにして下流方向への探索によって領域東西辺に位置する流域最下流端に到達するまで河道の探索を行い，流域河道網の河道区分ごとの河道位数，河道区分長のデータを求める。また，Strahler型の河道の定義ごとのデータにするため，隣接する河道区分で位数が同一であるものを結合する。この結果，Strahler型の河道ごとの位数，河道長のデータが揃う。このデータから河道位数ごとに河道数，平均河道長を求めることで，分岐比，河道長比を求めることができる。

(2) Hypsometric曲線の算定手法

Hypsometric曲線を算定するには，1つの流域内の各グリッドの標高値を降順に並べ，その標高値群を流域最大標高で除する。このことで，流域の標高値が正規化される。

(3) 分岐比と河道長比の算定結果

模擬発生させた流域河道網の分岐比および河道長比を算定した。ここで地形発達モデルで発生させたのは，3.1節のシナリオにおいて，初期地形のランダム値の異なる5つのケースである。この5つの各ケースの平衡状態到達時の地形をFig. 13に示す。

これらの地形における分岐比の頻度分布はFig. 14のようになった。ただし，石原らの研究より，位数1の河道数が小さい流域においては分岐比が統計的期待値に収束しないため，位数1の河道が10以上である流域のみを抽出した。また，Fig. 14に示した分岐比は，位数uの河道数をN_uとすると，N_u/N_{u+1}をu=1から最大位数まで算定し，それぞれの位数に関する分岐比を同等の重みで平均したものである。

また，位数1と位数2の河道に関する分岐比をFig.15に示す。

すべての位数に関する分岐比の結果は，おおむね4に収束する結果が得られた。また，位数1と位数2の河道の分岐比に関しては，石原らの統計的期待値としては4に収束するが，本研究の地形発達シミュレーションでは5に収束するという特徴が見られた。実際にシミュレーションによって発生した地形においては，上流部において位数1の河道が比較的多く形成されているために，分岐比が大きくなったものと考えられる。この上流部での位数1の河道の増加は，流域界争奪によって奪取した地形において顕著にみられる。これは地形発達モデルの特性とも考えられる。

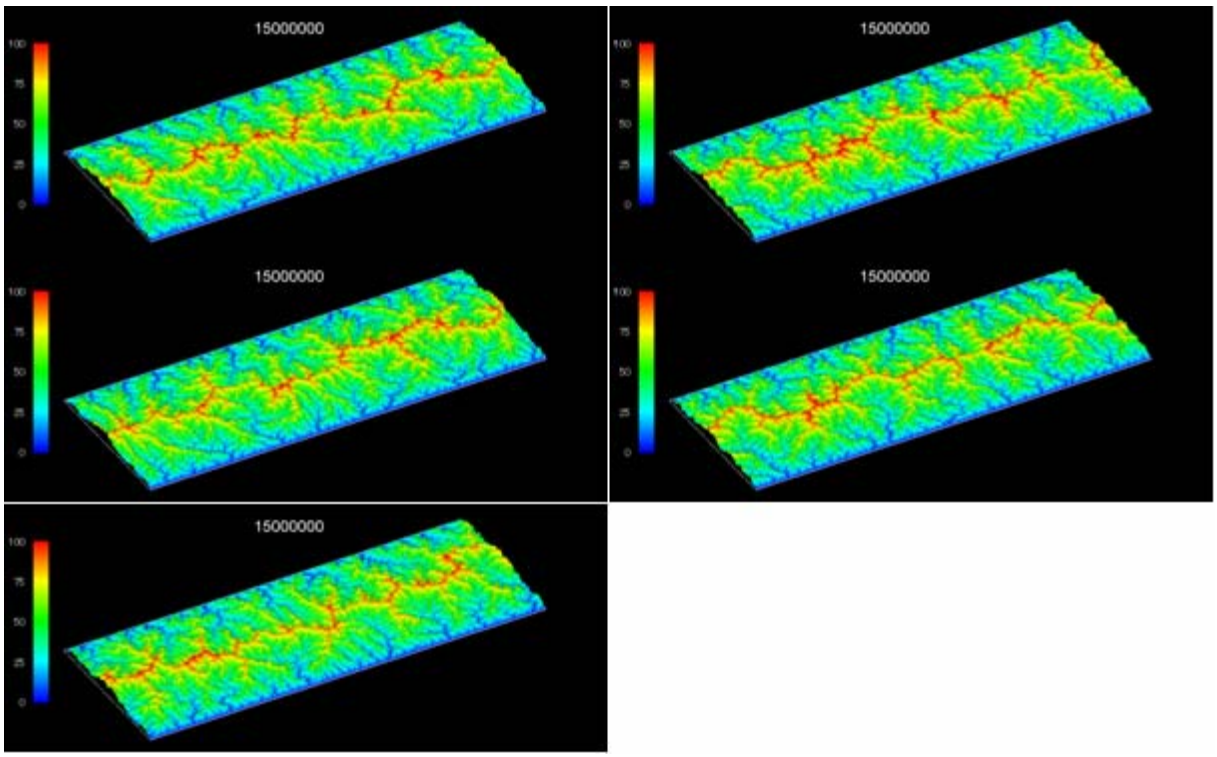


Fig. 13 Five samples of equilibrium state of landscape

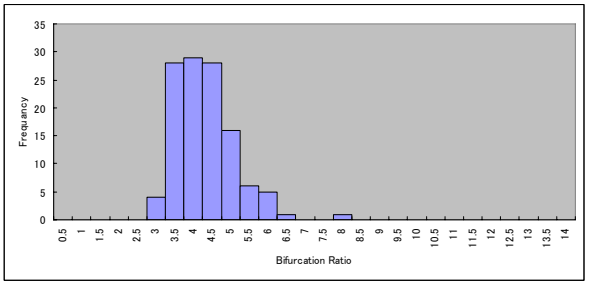


Fig. 14 Bifurcation ratio

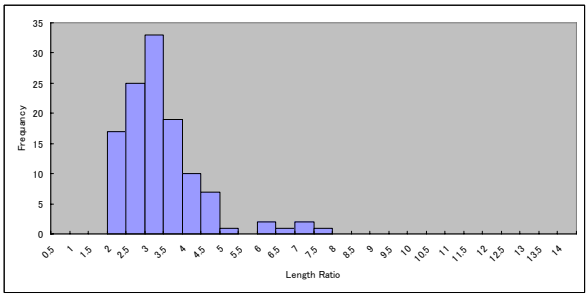


Fig. 16 Length ratio

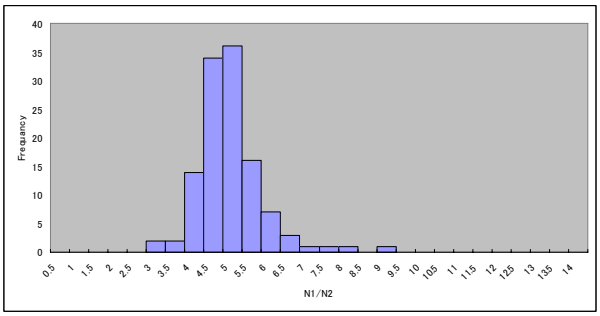


Fig. 15 Bifurcation ratio (N_1/N_2)

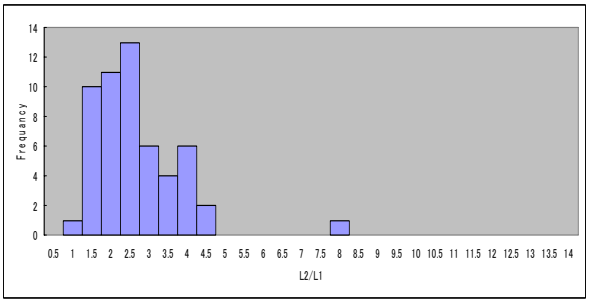


Fig. 17 Length ratio (L_1/L_2)

分岐比と同様に，流域の河道長比および位数1と位数2の河道についての河道長比を算定した。Fig. 16は河道長比の頻度分布，Fig. 17は位数1と位数2の河道の河道長比である。結果は，位数1と位数2の河道についての河道長比に関しては2に収束する特性が見られたが，全ての位数における平均値はほぼ3に収束する結果となった。

(4) Hypsometric曲線の算定結果

本節で発生させた模擬流域について，全ての流域におけるHypsometric曲線を算定した。Fig. 18に発生

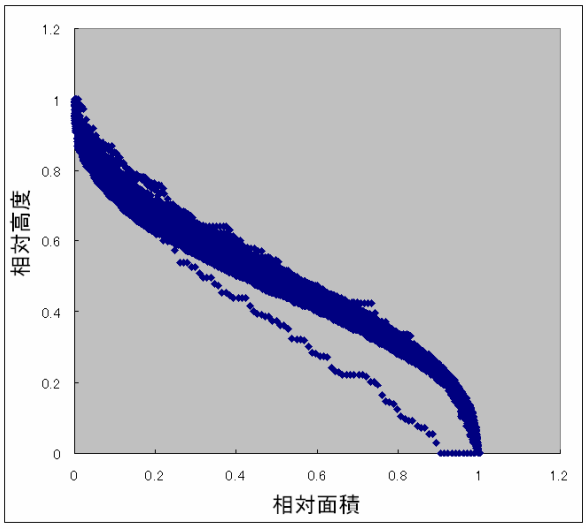


Fig. 18 Hypsometric curve of generated basins

した模擬流域における各流域のHypsometric曲線を重ね合わせたものを示す。ただし，流域面積が1[km^2]以下である流域については除外した。

結果Hypsometric曲線は積分値として0.5程度の形状にほぼ収束し，外的営力と内的営力の釣り合う動的平衡状態における流域地形の特性として見られる，壮年期地形の特性と一致する結果を示すことがわかった。つまり流域の高度分布について，地形発達モデルでの実流域特性の再現性は高いことが示された。

3.3　地形発達シミュレーションにおける落水線の発達

地形発達モデルを用いることで，中北・杉谷の模擬流域発生モデルでは表現できない河道網構造の時間的な発達過程の問題も扱うことが可能となった。本節では，地形発達シミュレーションにおける落水線の発達過程について考察する。

3.1 節のシミュレーション結果から，領域内に複数の流域地形を自律形成させることができた。流域の形成過程を観察すると，初期地形のランダムな標高値が，形成される流域地形に大きな影響を与えることがわかる。初期条件の地形を変えた複数のシミュレーションでは異なる流域地形が発生し，反対にすべて条件でのシミュレーションではランダム性の考慮が無いため同じ流域地形が形成されるためである。

領域の落水線構造は，地形発達の初期段階においてほぼ決定される箇所もあるが，その後平衡状態に至るまでに長い時間をかけて落水線構造が変わる箇所もある。そのような箇所では，流域界近傍における浸食力に差が生じることによる流域界の争奪が起こっている。

このような流域界争奪は，主に流域面積が他の流域に比べて大きい流域が，より小さな流域によって争奪されるように見える。Fig. 19 は，地形発達シミュレーションの中での流域下流端からの流下距離を色で示したものである。赤い地点は下流端までの流下距離が長く，青い地点は短い。Fig. 19 から明らかに，流路が著しく長い領域が，流路が短い周囲の流域によって争奪されることがわかる。これは，ある

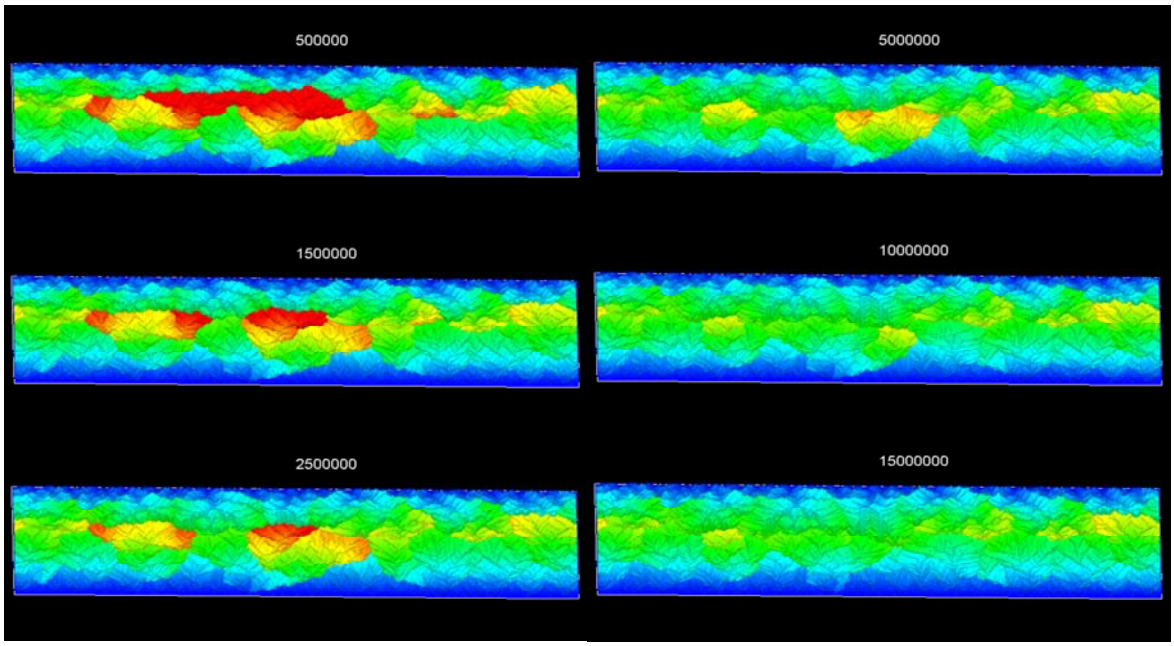


Fig. 19 Distance of the flow-path to drainage basin outlet

分水嶺において長い流路を持つ方向は勾配が小さく，短い流路を持つ方向は勾配が大きいために，短い流路の方向の浸食力が大きくなるためだと考えられる。

また，本章のシミュレーションにおいては，計算開始から約 50 万年までの発達初期においては，流域の面積スケールのばらつきが大きく，領域のほとんどを占める流域も存在するが，やがて流下距離が短い周囲の流域による流域界争奪が生じ，それぞれの流域は面積を収束させていく。すなわち，初期地形に起因する落水線形成過程と，流域界争奪によって領域固有の面積へと流域を収束させる外的営力による効果が，平衡地形を決定する要因である。ここでの領域固有の面積は，計算領域に設けた境界条件に左右される。本章のシミュレーションでは東西辺の標高をゼロとする境界条件であるため，東西の幅によって流域の固有の面積が決定される。

石原らの研究による河道数則の統計的期待値の導出過程において用いたトポロジカルにランダムな河道形成過程は，河道網は風化や雨水による外的営力の作用によって成り立ち，内的営力による作用は小さいという前提のもとに成り立っている。本研究のシミュレーションによると，領域上の落水線構造は，初期地形の段階である程度決定されており，平衡状態に到達するまでほとんど変化の無い領域も見られる。すなわち，これは外的営力が作用する以前の微地形や内的営力の作用による構造地形が，河道の平面的分布に与える効果が大きいということである。

4. 流域地形発達と降水分布の関係

3章において行った流域模擬発生において，河道網の発達過程に影響を大きく及ぼすのは，初期地形の凹凸であった。領域一様な降水を想定すると，同じ初期条件においては形成される地形は1通りである。GOLEMなどの地形発達モデルを用いたシミュレーションによる研究では，地形発達過程は水文過程と比較して非常に長い時間スケールとなるため，地形発達に作用する降水は領域一様とされているものしか見られない。しかし，降水は地形の影響を受け，長期間の積算降水量であっても空間一様と考えることはできない。

本章では地形の形成過程において同じ初期条件でも異なる地形が形成される可能性を考え，地形発達過程に作用する降水の空間分布を変化させてシミュレーションを行う。

4.1 標高依存降水分布を考慮したシミュレーション

本章では，降水が標高の線形関数として与えられるシナリオを想定し，一様な降水を与えたシナリオとの比較を行う。

降水分布特性は，標高ゼロのグリッドでは2000[mm/year]とし，標高500[m]では4000[mm/year]となるように設定する。すなわち，標高zに依存する年間降水量$P(z)$は，

$$P(z) = 4z + 2000 \tag{11}$$

で与えられる。

GOLEMでは，空間的に一様な降水量を想定して各グリッドでの流量が計算されるようになっているが，降水分布を考慮可能とするために流量計算スキームの改良を行った。GOLEMでは，各グリッドにおける集水面積を，上流の落水線を探索することによって計算し，集水面積に一様な降水量を乗じて流量としている。本章では，落水線を探索する際に各グリッドの集水面積とそのグリッドの降水量を乗じた値を加算していく手法によって，各グリッドの流量を計算した。

計算領域は10[km]×30[km]で，グリッド間隔は100[m]とした。その他のパラメータは3章のシミュレーションのものと同じとした。

また，比較として領域一様に2000[mm/year]の降水量が与えられる場合と，計算タイムステップごとに平均標高を計算し，その平均標高を式(11)に代入して得られた降水量を領域一様に与えるシナリオを比較対象として用いた。領域一様に2000[mm/year]の降水量が与えられる場合をシナリオ1，降水強度の空間分布を考慮した場合をシナリオ2，平均標高を式(11)に代入して得られた降水量を領域一様に与えるシナリオをシナリオ3とした。

4.2 シミュレーション結果

Fig. 20はシナリオ1によって発生した平衡状態の地形であり，Fig. 21はシナリオ2によって発生した平衡状態の地形である。両者を比較すると，特に図の右部において標高分布が異なることがわかる。また，Fig. 22はシナリオ1の標高地形上に，シナリオ1の標高からシナリオ2の標高を差し引いた値を色で表現したものである。河道網構造については，Fig. 23, Fig. 24に示すように，シナリオ1の平衡地形とシナリオ2の平衡地形とでは平面形状の違いが見られた。

またFig. 25はシナリオ1とシナリオ3の平衡形比較である。結果，シナリオ1とシナリオ3の河道網構造もわずかに異なっていることがわかった。これは降水の時間的な変動による作用である。

4.3 地形発達に作用する過程の考慮の重要性

4.2節におけるシミュレーションの結果から，降水

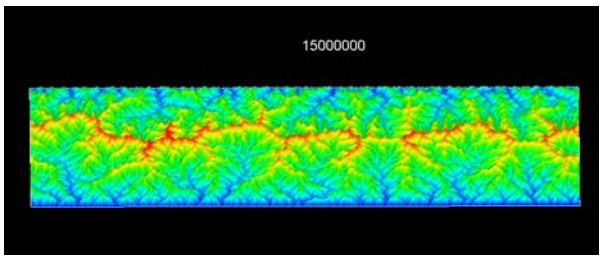


Fig. 20 Equilibrium state of the landscape which is given uniform precipitation field (2000[mm/year])

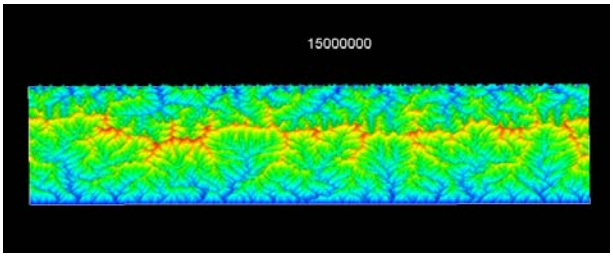


Fig. 21 Equilibrium state of the landscape which is given orographic precipitation

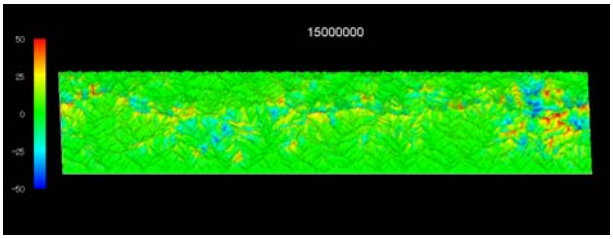


Fig. 22 Difference of elevation of Fig. 19 to Fig.20

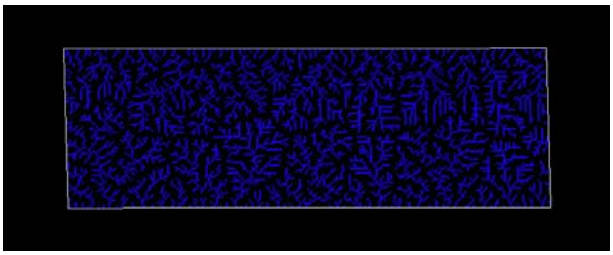


Fig. 23 Equilibrium state of channel network of Scenario 1

の空間的な分布が河道網特性に影響を与えることがわかった。これは，地形発達の長期的なシミュレーションにおいて降水の空間分布を一様と考えることが，必ずしも妥当ではないことを示している。実際に，長期間の積算降水量は一般に標高に依存することが知られている。

地形発達においては降水以外にも様々な要素が空間的に分布しており，それらの分布特性が複雑に関連していることが予想される。このため，地形発達過程に働くランダム性として，初期条件や構造的な

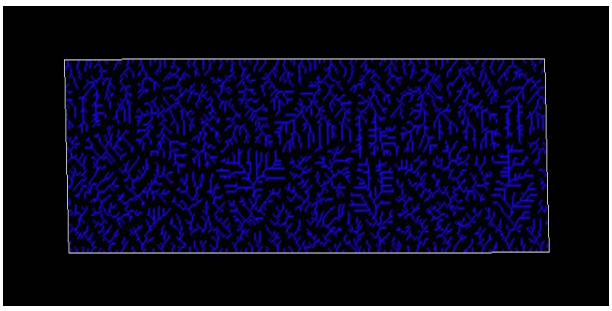


Fig. 24 Equilibrium state of channel network of Scenario 2

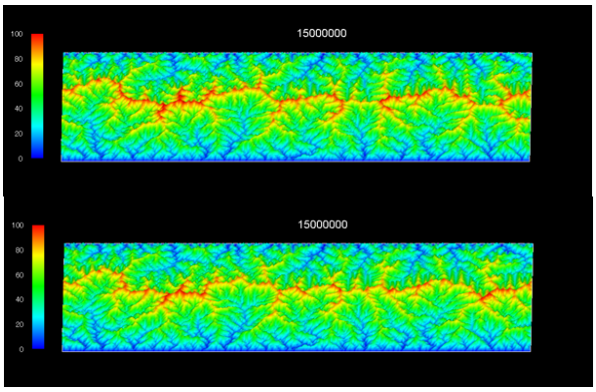


Fig. 25 Comparison of Scenario 1 and Scenario 3

微地形によるランダム性のみではなく，降水をはじめとした，発達過程において作用する営力の空間的なランダム性も無視できない効果となる可能性が考えられる。前節の結果はその可能性を示す重要な結果である。

5. 結論

本研究では流域スケールでの水文過程において，降水－流域地形－流出の相互関係を統一的に解明するために，地形発達モデルを導入した手法によって河川流域地形の定量的な評価について検討した。

第2章では，流域地形を定量的に表現するためのパラメータについて説明し，さらにそれらのパラメータについての諸研究について述べた。さらに，地形発達過程に関する研究を紹介した。

第3章では，地形発達モデルを用いた流域模擬発生手法を紹介し，発生した河道網の特性について述べた。地形発達モデルを用いた流域模擬発生においても河道網構造は実流域の特性を有しており，流域の高度分布も流域の平衡状態において実流域の特性が表現されていることがわかった。また，地形発達モデルにおける流域形状の自律形成機構について，流域界において下流端までの流下距離の差を緩和する方向に流域争奪が進行することがわかった。

第4章では，地形発達モデルを用いた流域模擬発生における降水分布の影響について述べた。その結果降水分布の空間的な分布を考慮することで河道網構造の一部が変化することがわかった。このことから，河道網の空間分布特性に地形形成営力の空間分布が影響することがわかった。

以上述べたように，本研究では流域上の水文過程の統一的な解明に向けて，流域地形特性の定量的指標の分析に関する実験的アプローチを試みた。次に，本研究の発展性について述べる。流域地形特性の定量的な理解のためには，河道網形状に関する特性と地形形成に働く営力との関係を追求することが重要である。このことから，本研究で取り上げていない地形形成営力について，地形形成過程におけるランダム性の効果も含めて深い分析をすることが今後の研究の発展の一つの方向である。また，発生された流域地形において，流出モデルや模擬降水発生モデルを用いることによる研究も，水文現象と流域地形特性の関係の理論的解明のために必要であり，本研究テーマの発展の大きな方向性である。

参考文献

石原藤次郎・高棹琢馬・瀬能邦雄（1969）：河道配列の統計則に関する基礎的研究, 京都大学防災研究所年報，第12号B，pp.345-365.

中北英一・杉谷祐二（2009）：斜面・河道発達過程の数理モデルを導入した模擬流域発生手法の開発，土木学会水工学論文集，第53巻，CD-ROM, 6pp.

中北英一・松田周吾（2007）：浸食過程を考慮した模擬流域発生手法と流域地形量－降雨･流出特性に関する基礎的研究－，京都大学防災研究所年報，第50号, pp. 549-568.

平野昌繁（1972）：平衡形の理論，地理学評論，45-10, pp. 703-714.

野上道男（1981）：河川縦断面形の発達過程に関する数学モデルと多摩川の段丘形成シミュレーション，地理学評論，54-2, pp86－101.

前田妙子（2005）：流域地形量をパラメータとした模擬流域発生と分布型降雨情報の有効性に関する研究，京都大学大学院修士論文.

Horton, R. E. (1945) : Erosional Development of Streams and their Drainage Basins; Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology, Bulletin of the Geological Society of America, Vol.56, pp.275-370.

Howard, A. D.(1994) : A detachment-limited model of drainage-basin evolution, Water Resources Research, 33, pp2261-2285.

Kirchner, James, W. (1993) : Statistical inevitability of Horton's laws and the apparent randomness of stream channel networks, Geology, 21, pp591-594.

Perron, J. T., Dietrich, W. E. & Kirchner, J. W. (2008) : Controls on spacing first-order valleys, Journal of Geophysical Research, Vol. 113, 21pp.

Strahler, Arthur, N. (1952) : Hypsometric (Area-Altitude) Analysis of Erosional Topography, Bulletin of the Geological Society of America, Vol.63, pp.1117-1142.

Tucker, G & Slingerland, R (1997) : Drainage basin responses to climate changes, Water Resources Research, 33, pp2031-2047.

Willgoose, G, Bras, R. L. & Rodriguez-Iturbe, I (1991) : A coupled channel network growth and hillslope evolution model. 1. Theory, Water Resources Research, 27, pp1671-1684.

A Study on the Relation between Landscape Evolution Process and Laws of Drainage Net Composition

Eiichi NAKAKITA and Yuji SUGITANI*

* Graduate school of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The investigation of the integrated natures of hydrological system and geomorphic characteristic of drainage basin is a present problem to be solved. In this research, we focused on the characteristics of drainage basin. We generated virtual landscape using physical landscape evolution model and analyzed

drainage basin parameters such as Horton’s ratios and hypsometric curve. The generated drainage networks almost correspond to Horton’s law of bifurcation ratio if the number of streams is large enough. We also analyzed the difference of spatial distribution of precipitation, and we revealed that channel net composition can be decided not only by initial condition but also the distribution of parameters related to landscape evolution process.

Keywords: landscape evolution, channel network, laws of drainage net composition

京都大学防災研究所年報 第53号B 平成22年6月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

京都盆地水系における地下水水質の空間特性の解析とその経年変化

バトル アブドレイム*・城戸由能・粟津進吾*・中北英一

*京都大学大学院工学研究科

要　旨

京都盆地水系における将来的な水資源の利用可能性や水環境保全を検討する上では，表流水のみならず地下水の水量・水質特性を明らかにするとともに，その利用状況や汚染源の把握が重要となる。本研究では11年間の地下水水質観測データをもとに，ヘキサダイアグラムとトリリニアダイアグラムを用いて観測各地点の溶存イオン特性に基づいた水質類型の判定を行い，次いで他の水質項目を加えたデータについて主成分分析およびクラスター分析を行い，水質特性の類型化を行った。以上の結果から地下水水質の空間分布特性および経年的な類型変化について解析し，水質特性を形成する要因について考察した。

キーワード: 京都盆地，地下水質，時間空間分布特性

1.　はじめに

京都盆地は南北約30km，東西約15kmの広さで，周辺山地は主に砂岩・泥岩・チャート・緑色岩などの丹波帯中・古生層と盆地北東方に分布する北白川花崗岩からなる。盆地縁の丘陵地は主に大阪層群からなり，東部の深草地域と西部の西山地域に分布する(新関西基盤，2007)。基盤構造調査によると，京都盆地の地下水帯は盆地南部の巨椋池干拓地以南で最大深度となり，盆地南西部の大山崎・男山付近で滞水層基盤深度が30～50m程度と浅く，この部分がダム堤体のような構造となっている(楠見，2007)。このため盆地内部のの地下水は停滞性が強く，一旦汚染された地下水は容易には地下水盆からは流出せず，水質回復には多大な労力と非常に長い時間を要する。

本研究では，京都盆地水系において重要な域内水源である地下水の将来的な水質保全策の検討および地下水利用可能性を検討するための基本的な情報を得ることを最終的な目標と位置づけ，その第一段階として過去の観測データの水質解析を行うことで，京都盆地の地下水水質の時間・空間分布特性を明らかにするとともに，水量・水質の涵養特性と地形・地質等の流域特性との関係性を考察することで，水質特性の要因を明らかにすることを目的とする。

2.　地下水水質に関する既往調査研究

(1) 地下水利用と地下水水質

地下水水質は，地形・地質の成り立ちや地下水の涵養源，流動特性，気候・生態系などの自然条件の影響を受け，その地域性や帯水層の深さによって大きく異なる(地下水水質の基礎，理工図書，2000)。自然界の地下水水質は本来多様な理化学的特性を持っており，地下水水質は主要な溶存イオンに加え，電気伝導度・水温・pHなどの水質項目を用い，必要に応じて用途や関係する水質基準項目を加味した上で評価される。

地下水利用の利点として以下の四項目が挙げられる(国土交通省，2007)。

①簡易性：帯水層まで井戸を掘削し，ポンプなどの揚水施設を設置すれば，容易に良質な水が得られること。

②経済性：地下水の取水のための経費として，井戸の掘削，ンプなどの揚水施設の設置などの初期費

用とポンプの電気代などのランニングコストが必要となるが，他の水資源利用に比べて一般に安価であること。

③良好な水質：地下水は，長期間かけて地層中に賦存しているものであり，帯水層に到達するまでに不純物質の多くは土壌に付着・ろ過されることから，一般的に水質は良好であり，適度にミネラル分を含有していること。

④恒温性：地下水の水温は地域によって差異はあるものの，年間を通じてほぼ一定で，表流水に比べて夏は冷たく，冬は暖かいこと。

地下水の利用にあたり大規模な貯水・取水・供給施設を必要としないため，その利便性から高度経済成長期には大量の地下水が揚水され，都市部を中心に地下水位の低下・井戸枯れ・地盤沈下などの問題が発生した。そのため，1970年代以降，揚水規制と地下水位および地盤沈下の監視が行われ，全国的には顕著な水位低下や地盤沈下の進行は鈍化しているが，いまだに地下構造物の建設工事やトンネル掘削によって周辺の地下水位の低下や井戸枯れが起こる例も見られる。また，近年一部の地域では規制以前の地下水位以上となったために建築物基礎部の浮上や地下構造物中への漏水などの問題が発生している(田中他，2009)。現在の地下水年間使用量は全国で約124億m^3にのぼり，都市用水および農業用水全体の約13％を占めている(田中他，2009)。多量の揚水の影響は顕在化しにくいことも考慮すると，地下水の水量面での問題も考慮する必要がある。

現在，京都盆地の西部を流れる桂川流域には，紡績・化学・製紙・製薬・酒造・電気器具および機械などの大小の工場が操業を営んでおり，種々の水利用を行っているが，そのほかにも水道水源・かんがい用水源・一般民生用水あるいは舟運用水としてきわめて，多量の水利用が行われている(楠見：京都の地下水)。これらのなかでとくに問題となるのは，京都盆地南部に立地する工場等による地下水揚水である。京都盆地には，桂川を水源とする工業用水が整備されているが，その利用は計画水量に及ばず，洛西・洛南に位置する多くの事業者が掘井戸あるいは打込井戸によって地下水を利用している。

一方，水質保全の観点から1989年より水質汚濁防止法に基づき地下水水質の汚染状況を常時監視するようになり，環境基準超過検体数などが公表されている。これまでにも，有機塩素系溶剤等の化学物質による地下水汚染については汚染源の特定と曝気による汚染水処理と防止策が進められてきた(馬場，2005)。また，農地および公園・ゴルフ場等で使用された農薬による硝酸性窒素による地下水汚染についても，使用農薬の質と量の制御により汚染状況は改善されつつあるが，現在でも全国で汚染が確認されており，多くの調査報告事例がある。環境省の2001年度調査では，1975年度から2000年度末までの土壌汚染の総事例が1，903件，調査事例が1,097件，土壌環境基準の超過事例が574件であり，地下水汚染については1989年度から2001年度までに発見された事例数が3,401件となっている(環境省環境管理局水環境部，2002)。つまり，多くの汚染土壌・地下水が未発見のまま放置されている可能性が高いといえる。ただし，地下水の汚染源は主に地表から混入する人間活動由来のものに加えて，地表あるいは地層土壌や火山活動などの自然由来のものもあるので，その汚染対策を考える上では，制御可能な人為影響による汚染を時空間的に把握する必要がある。

地下水水質の空間分布に関する既往研究では，主に塩水や温泉水の侵入，河川水との交流現象の解析を目的として，地下水の基本的な水質特性を示す溶存イオン成分を用いた解析がおこなわれている。藤原ら(藤原他，2001)は2年間4回の観測データを用いて多変量解析を行い，地下水水質特性の解析を行い，海水侵入や施肥の影響を受けていることを明らかにしている。栃本ら(栃本他，2005)も伊豆大島を対象として同様の手法を用いて海水侵入と火山活動の影響強く受けていることを明らかにしている。これらの研究では空間的に密度の高い観測を長期間実施することが困難なため，1～2年程度の限られた観測期間に実施された数回の限られた観測データに基づいた解析にとどまっている。

(2) 地下水水質に関する既往調査研究

京都盆地の地下水は古来から清浄で豊富で，醸造業・染色業等の産業や茶道・華道などの文化を支える重要な水資源として利用されてきた。そのため，名水・名井として有名な井戸・湧水が多く存在するが，近代以降枯渇したものも多く，水質の悪化のために地下水利用を中止して水道水へ転換せざるを得ない場合も見られた(総合研究開発機構，1986)。1980年代には大山崎町が管理する水源井戸の一部から水銀が検出されたため，その対策として大山崎町全域および長岡京市の一部を対象にした地下水水質についての調査が実施され，汚染源は過去の水銀含有の農薬であることが示唆されたが明確化されず，汚染井戸の採水深度の改良工事による対策が実施された(大山崎町・応用地学研究所，1982)。平成19年度の水質調査においても砒素・水

Table 1 Groundwater environmetntal standards on water pollution excess points of Kyoto basin

汚染物質	地点数
砒素	京都市:3地点
水銀	宇治市、八幡市:各1地点
テトラクロロエチレン	京都市:3地点、宇治市:3地点、長岡京市:1地点
硝酸性・亜硝酸性窒	京都市:5地点、宇治市:1地点
ほう素	八幡市の1地点

銀・窒素等の環境基準を超過している地点が存在している(Table 1)(環境省, 2008)。

斉藤ら(斉藤他, 2005)は桂川右岸域を対象とした1991年と2004年の2回の水質調査に基づき, 電導度・陰イオン性界面活性濃度等の主として生活排水に関係する水質項目に関しては小畑川流域の地下水水質および小畑川の河川水質が改善していること, 2回の観測期間の間に水質分布が大きく変化していることを明らかにした。黒田ら(黒田, 2008)は京都盆地中央部の地下水位とCaイオン, N/P比等に基づいた水質の経年変化を解析している。向井ら(向井, 2009))は京都盆地中央部で一般に水利用が公開されている井戸の1回の採水試料の化学分析を行い, 溶存化学成分の構成比率の特性について解析を行っている。

日本では農地での農薬利用は減少してきたが, 1980年代までに多用された農薬が現在も土壌残留されている。しかし, 農地以外でも公園・ゴルフ場等で農薬は利用されており, NO3-N等が地下水に浸透して, 地下水中で拡散されている。平成20年3月京都盆地地下水質環境基準超過確認地点は表1で示す。砒素, 水銀, 窒素等が環境基準を超過した地点が多い。地下水中のNO3-Nと農業生産活動に関する報告は多い。日本では地下水汚染の自然的原因により基準を超過する可能性が高い物質は, ヒ素・鉛・フッ素およびホウ素の4種類の重金属等である。また, 水銀・カドミウム・セレンおよび六価クロムについても, 自然的原因により基準を超過する可能性がある(松坂, 2003)。

地球温暖化に伴う気候変動を考慮すると, 渇水発生頻度の増大により, 地表水取水量が制限され, これに伴う地下水への依存度が高まることによる地下水の水量・水質に及ぼす悪影響や地下水基盤沈下の増大が懸念される(宮下, 2007)。さらに, 海水上昇より沿岸部地下水の塩分化が拡大し, 飲料水等地下水利用への支障も懸念されている。日本を含む中緯度域においては渇水の発生頻度が高まるので, 水資源の確保は重要であり, 地下水への依存の拡大により, 地下水の量・質的管理は重要な課題となっている。

食料生産・消費は環境への窒素の流出を引き起こし, 地下水や河川水の汚染の大きな原因となる。わが国の窒素流出についてのモデル推定結果によると, 1980 年代後半までの人口の増加と一人当たりの食料需要の増大に伴って, 肥料や食料輸入による国土への窒素流入量が増大し, 同時に環境への窒素流出が増加したこと, 1990 年以降は, 窒素肥料の使用量が減少したことにより, 流出量は減少傾向にあることが示された(新藤他, 2009)。一方で, 環境へ流出した窒素による地下水や河川水中の窒素濃度の地域変動を推定した結果では, 人口密度の高い大都市とその周辺や畜産の盛んな地域で高いことが示されている(新藤他, 2009)。日本では平成 11 年に地下水の硝酸性窒素及び亜硝酸性窒素の濃度に環境基準が設定されたが, その後現在まで継続的に全国の約5%の井戸で環境基準を超過している。

地下水質は, 主要溶存化学成分9項目, 陽イオン(ナトリウムNa, カリウムK^+, カルシウムCa^{2+}, マグネシウムMg^{2+}), 陰イオン(重炭酸HCO_3^-, 塩素Cl^-, 硫酸SO_4^{2-}, 硝酸NO_3^-, シリカSiO_2)に加え, 電気伝導度, 水温, pH などにより判断され, 必要に応じて用途や関係する水質(環境)基準項目を加味した上で評価される自然の地下水質は, 元来多様な理化学的特性を持つ。

一般に水質汚染とは, 自然の地下水質が人為的に汚染された(＝水質基準に不適合の検査項目がある)人為由来のものを指す。自然由来の汚染は主に深層の地下水で, 人為由来の汚染は主に浅層の地下水で発生する。深層の地下水汚染は除去が困難であり, 水資源として利用することができない。地下水中のNO_3－N と農業生産活動に関する報告は多い。中村らによれば(中村他, 2008), 窒素安定同位体比の測定により, 甲府盆地東部の果樹栽培の盛んな地域における地下水中のNO_3－N の起源が, 施肥によると報告している。また, 地下水中濃度が2mg/L を越える場合, 人為的な影響があると指摘されている。四つの地点でSO_4^{2-}濃度の高い, 平均濃度が30mg/L を超え, 甲府盆地周辺井戸で濃度の高い傾向が観察される。特に濃度の高い地点は果樹地帯に隣接する。富士山北麓に位置する地点の地下水中のSO_4^{2-}イオンの起源は, 岩石や地質, 温泉水や工場排水の混入などが指摘されている。濃度の高い二つの地点のCl^-の起源は地質などの自然要因や人為的要因が指摘されている。温泉地に近い地点のNa やC1⁻濃度が高い(中村他,

2008)。島田允堯(2003)らの研究で，地下水から基準値を超えてヒ素が検出される事例は，最近になって日本の各地から数多く報告されるようになったが，そのほとんどが自然由来と考えられる。

現在京都盆地の西部を流れる桂川流域には，紡績・化学・製紙・製薬・酒造・電気器具および機械などの大小の工場が操業を営んでおり，種々の水利用を行っているが，そのほかにも水道水源・かんがい用水源・一般民生用水あるいは舟運用水としてきわめて，多量の水利用が行われている。これらのなかでとくに問題となるのは，京都盆地における工業用地下水の減少することだ。京都盆地のうち桂川の左岸の部には，京都市上水道・が普及しているが，そのほかの大部分では自由面地下水を掘井戸あるいは打込井戸によって利用している。 このほか桂川およびその支流鴨川の沿岸には，京都洛西および洛南の工場群が多量の地下水を揚水している。

ヒ素の慢性中毒症として，皮膚病変，鳥足症，末梢血管病変，皮膚がん等があげられます，水道水中の塩化物イオン(Cl-)は天然由来のものが多く，特に海に近い場所では海水の浸透・風送塩の影響を受けやすく，海岸地帯では多くふくまれる。また，原水中に生活排水・工場排水が多量に混入すると塩化物イオンが増加することもある。また，水道水中の塩化物イオンは，浄水処理で凝集剤であるPACや消毒剤である次亜塩素酸ナトリウム，塩素の使用により増加する。

水中のカルシウム塩及びマグネシウム塩は主として石灰岩・チョーク等の堆積岩からくるものであるが，海水・工場排水・下水などの混入によることもある。

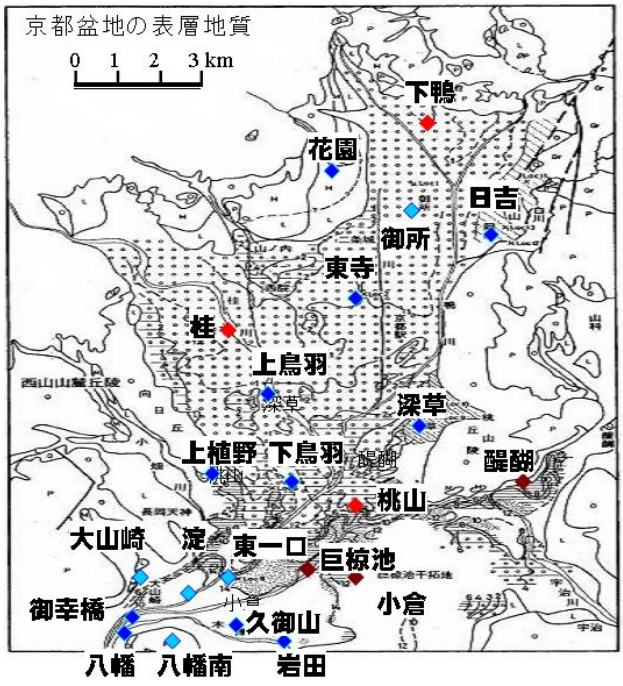


Fig.1 Groundwater observation well spot of analysis area

3. 解析対象データと解析手法

京都盆地内には，国土交通省による地下水観測が行われており，時間水位および年数回の採水水質分析が行われている(Fig.1)。このうち 1992～2002 年の水質データについて解析を行った(田中他，2009)。観測は年4回(2・5・8・11 月)，毎年8月に主要な溶存イオン類を含む 26 項目の水質分析が行われ，他の3回は電気伝導度等の 17 項目に限定されている。そのため，今回の分析には8月の分析結果のみを用い，欠測等により 22 地点について解析を行う。時空間密度が高いことが本解析の特徴のひとつである。まず，各地点の8月の全観測期間平均値を用いて，地下水水質特性を解析する基本的な手法であるヘキサダイアグラム・トリリニアダイアグラムによる水質空間分布特性を解析した。次に，溶存イオン成分に窒素・リン等の他の観測項目を加えたデータの期間平均値について主成分分析をおこない，主成分得点を対象としたクラスター分析を行い水質特性の類似する観測地点の空間分布を解析した。これらの結果をもとに，地層・地質特性との関係性について検討した。さらに，各年度の観測値について，ヘキサダイアグラム・トリリニアダイアグラムによる水質類型の経年変化について考察した。

4. 京都盆地地質特性

第四紀(200 万年前以降)，数回にわたって大阪湾を通じて京都盆地内にも海水が浸入して海域になり，海成層が堆積した。この時代の地層は大阪層群に相当する。京都盆地丘陵地で 150～200mある。

地下構造調査で基盤岩堆積層は，主に段丘堆積層や大阪層群に属する砂礫，砂，粘土などよりなり，堆積物の形成年代を特定するために重要な指標となる火山灰層や，海域に堆積した海成粘土層(Ma3～Ma6，Ma9)などが確認された。これにより，京都盆地では，過去において大阪湾が盆地にも拡大していた時期が少なくとも5回あったことが確認された(新関西基盤，2002)。

京都盆地は琵琶湖の南西，大阪平野の北東に位置する東・西・北方を山地に囲まれた小規模な盆地であり，京都府の南東端にあたる。盆地の大部分を占める京都市の人口は，京都府全体の半数以上にのぼる。

山地ほとんどは，砂岩・泥岩・チャート・緑色岩な

どから構成される丹波帯の中・古生層からなる。

丘陵地の大阪層群は，主に半固結の粘土・シルト・砂・礫から構成された。その層厚は，京都盆地の丘陵部で 150～200m あり，大阪の丘陵部で 400m や地下での 1500m に比べると，全般に薄い。

深草地域の丘陵に露出する大阪層群は，層厚 130m で砂礫層を主とし，4 枚の海成粘土層，ピンク，山田，アズキ，深草，八町池など 5 枚火山灰層を挟んでいる。挟まれる海成粘土層の準は，火山灰層との層位関係から，Ma3，Ma4，Ma4，Ma6 層に対比されている。Ma3 層の下位には，連続の良い粘土層が挟まれるが，いずれも淡水成層である。

京都盆地の段丘は北部発達するほか，西山丘陵の東麓や東山の西麓にみられる。河川成あるいは扇状地成の段丘構成層であり，礫層を主体とする。

扇状地・沖積低地とその地下：京都盆地内の低地部は，南部で標高 10～20m であり，巨椋池干拓地付近が最も低くなる。ここを中心にして，沼沢地や後背湿地で堆積したとみられる軟弱な粘土・シルト層が分布する。沖積層厚は北から南へ増加しているが，東西方向でほぼ同様である。そして南部地域地下水中で有機物が多い。

京都盆地東方にある東山山地に境されて，標高 20～50mの山科盆地が位置している。これらの低地部には，扇状地成の砂礫層を主とする堆積物が分布する。

堆積層は，主に段丘堆積層や大阪層群に属する砂礫，砂，粘土などよりなり，堆積物の形成年代を特定するために重要な指標となる火山灰層や，海域に堆積した海成粘土層(Ma3～Ma6，Ma9)などが確認された。地質粒子に分類：礫の粒径2mm以上，砂の粒径は2mm～1/16mm，シルトの粒径は1/16mm～1/256mm，粘土粒径は1/256 mm下になっている。桂川小畑川沿いは未固結堆積物である「泥がち堆積物」により，構成されている。

丘陵部には，一部半固結堆積物の「粘土・砂互層が見られる」。礫がち堆積物は，桂川ならびに中小支流河川の現河川と，その流域平地の大部分は細砂と粘土の細互層である。「泥がち堆積物」は 沖積平地のかなりの部品にみられれるものであえい，深さ 10m前後までは砂を挟むが，主として池沼性粘土と泥炭よりなっている。粘土・砂互層大阪層群下部層の上に連続的に堆積した，大阪層群上部層で，主に花崗岩質砂と粘土の互層である。

京都盆地は内陸性の盆地であり，東，西及び北の三方を山地または丘陵地によって囲まれ，南に開いている。盆地内では北縁，北大路付近の基盤標高が最も高く地表の勾配も急である。盆地南に向かうにつれて基盤標高は低くなり，地表勾配も緩やかになる。三川合流地点は基盤標高は低くなって，地表とほぼ水平になる。

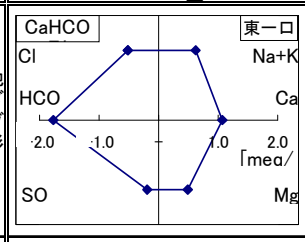
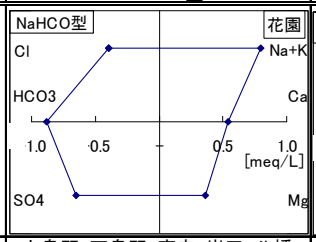
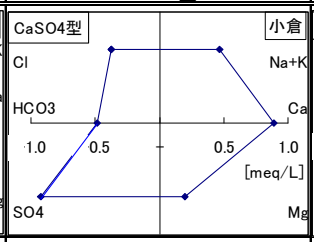
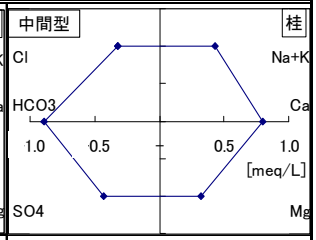
京都盆地周辺部とは京都盆地を取り囲む山地及び丘陵地と京都盆地の境界部分であり，この地域の基盤は，ほとんどの場所に大阪層群が出現することが特徴である。盆地内側北部は地形的みれば段丘と扇状地で，粘土層は薄い，礫層は地表近くから堆積している。盆地南部は地形的みれば，桂川，宇治川及び木津川の氾濫原であり，緩い砂及び軟らかい粘土が互層もしくは単独で表層部を厚く覆っている。盆地南部の支持層も礫が主体であるが，盆地北部に比べて粘土や砂をかなり大きく割合で含んでいる。特に木津川沿いでは砂層の比率が高くなっている。

5. 解析結果

(1) ヘキサダイアグラム分析結果

ヘキサダイアグラムは陽・陰イオンの当量濃度(meq/L)のバランスから陽・陰それぞれのイオンの主要成分から水質特性を分類する方法である。22地下水観測点1992～2002年8の月の地下水陰，陽イオン濃度当量イオン濃度(meq/l)に変換してヘキサダイアグラム分析した。形状あるいは記入した点の位置により水質の特性を視覚的に比較することができる。主要7成分(ナトリウムイオン，カリウムイオン，マグネシオムイオン，カルシウムイオン，炭酸水素イ

Table 2 Classification result by the hexadiagram

類型	CaHCO3型	NaHCO3型	CaSO4型	中間型
代表地点のダイアグラム形状				
分類地点名	淀，大山崎，八幡南，御所，東一口	上鳥羽，下鳥羽，東寺，岩田，八幡，日吉，深草，花園，上植野，久御山，御幸橋	醍醐，小倉，巨椋池	桂，桃山，下鴨

オン，硫酸イオン及び塩化物イオン）に硝酸イオンを加えた8成分を用いて，水質の特性を視覚的に比較することができる。分類結果をTable 2に示す。全22地点中11地点が$NaHCO_3$型に分類され，多くが盆地中央部の沖積層堆積地域に存在する，これらの地下水水質が河川水と類似した特性を示しており，河川からの涵養が主要な地下水特性を表している，盆地周辺丘陵部に位置する日吉・上植野・深草等の地点では，河川水の影響と丘陵部浸透水の影響が混在する。盆地中央の沖積層堆積物と丘陵部の洪積層堆積物の影響も混在する。盆地南部の醍醐・巨椋池・小倉の3地点は$CaSO_4$型を示しており，表層地質図からこの付近には丘陵部や宇治川断層付近の粘土・砂層が堆積していることが確認できたので，地質の影響を示していると推定した。

(2) トリリニアダイアグラム分析

トリリニアダイアグラムもヘキサダイアグラムと同様に主要な陽・陰イオンの当量濃度のバランスからキーダイアグラムと呼ばれる菱形グラフのプロット位置から水質特性を分類する方法である。Na・K・Mg・Ca・HCO_3・SO_4・Cl・NO_3 の8つのイオン成分を用いてトリリニアダイアグラムを作成し（Fig.2），基本的な5つの類型に分類した。

Ⅰ型は $Ca(HCO_3)_2$ 型（重炭酸カルシウム型）とよばれ，日本の循環性地下水の大半がこの型に属し，特に石灰岩地域の地下水は典型的にこの型を示すといわれているが，観測地点でこれに属するものは見られなかった。Ⅱ型は $NaHCO_3$ 型（重炭酸ナトリウム型）とよばれ，河川水・浅層地下水の特徴を示し，盆地中央部の 11 地点（桃山・大山崎・御所・上鳥羽・淀・岩田・八幡南・下鳥羽・東寺・東一口・桂）がこの型に属する。Ⅲ型は $CaSO_4$ あるいは $CaCl_2$ 型（非重炭酸カルシウム型）とよばれ，停滞的な環境にある地下水，特に温泉水・鉱泉水および化石塩水等がこの型に属する。一般的な河川水・地下水ではまれで，温泉水や工業排水等の混入が考えられる。対象領域ではストレーナー深度が最も深い八幡のみがこの型に属している。Ⅳ型は $NaSO_4$ あるいは NaCl 型（非重炭酸ナトリウム型）で，海水および海水が混入した地下水・温泉水等がこの型に属する。地形的に東山山麓部に位置する日吉・深草の2地点がこの型に属する。この2地点を結ぶように花折断層・桃山断層が通っており，深層地下水あるいは温泉水の影響を受けている可能性がある。Ⅴ型は中間型とよばれ，Ⅰ～Ⅴ の中間的な型で，河川水・伏流水および循環性地下水の多くがこの型に属する。8地点がこの型に属するが，久御山のみがⅢ型に近く，醍醐・小倉・巨椋池はⅠ型，下鴨・上植野・御幸橋・花園はⅡ型とⅣ型の中間に位置する。

盆地中央部の多くの地点は河川水の影響を強く受けており，周辺丘陵部の地点は地層や地質等の影響を受けて，多様な水質特性を示している。

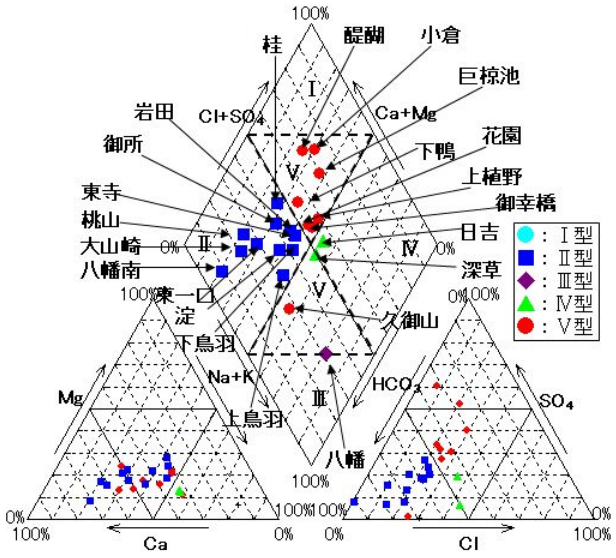


Fig.2 The result of Trillinear diagram

多変量解析の手法のうち主成分分析とクラスター分析は水質特性を解析するために用いられることが多い。主成分分析とは多数の変数を少数の情報（主成分）に要約する分析手法であり，多種多様な水質指標で表される水質特性を集約し，主成分を総合指標あるいは合成指標として用いることで水質特性を明らかにできる。さらに，各地点の主成分得点に対してクラスター分析を行うことで，水質特性が類似する地点を階層的に分類できる。本研究で分析に用いた水質項目は，上記の溶存イオンに pH・電気伝導度・溶存酸素量・COD・総窒素・総リンを加えた 13 項目について 11 年間の8月期観測データ平均値を対象として主成分分析を行った。巨椋池地点はデータの欠測により分析から除外している。第4主成分までの累積寄与率は 84.4％であり，京都盆地の地下水水質はこれらの主成分でその特性を集約できることが明らかになった。第1・第2主成分の主成分負荷量を Fig.3 に示す。第1主成分は DO 以外の溶存成分全てが正の負荷量となることから総合的な水質特性を示す軸と解釈した。第2主成分は2価のイオンが負の負荷量，正の負荷量をもつ水質項目はリン・窒素等の地表負荷となる肥料成分や表流水を特徴付ける炭酸イオン等なので，正は肥料等表面負荷を負は停滞性の強い地下水の影響の強さを示していると解釈した。第3・第4主成分については明確

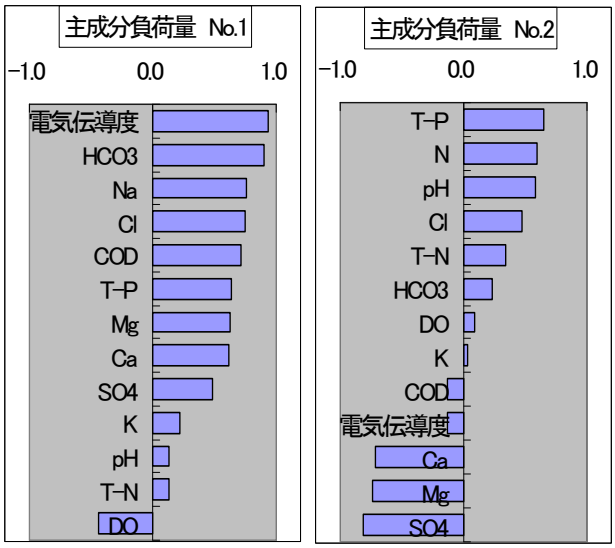


Fig.3 The result of quantity load by principal component(1)

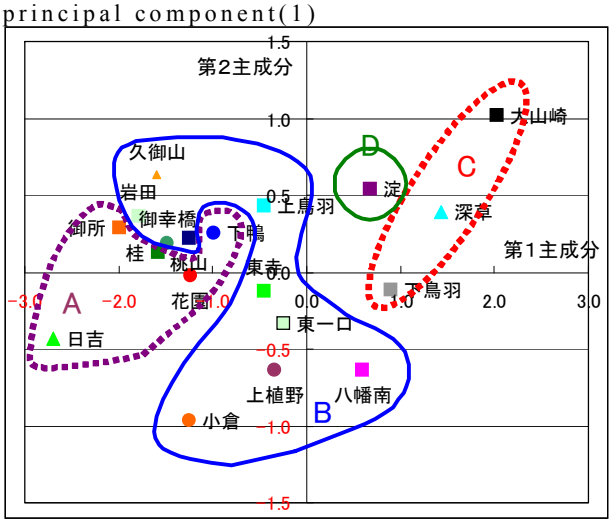


Fig.4 Result by cluster analysis(1)

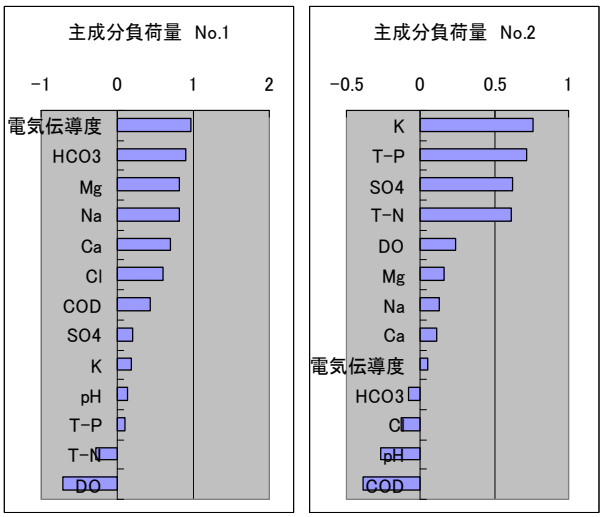


Fig.5 Result of quantity load by principal component(2)

な意味を解釈するのは困難であった。

第4主成分までの主成分得点を対象としてクラスター分析を結果を Fig.4 に示す。図は第1・第2主成分得点を両軸に配置したプロット図であり，おおよそ上位2つの主成分軸で水質特性が分類されている。クラスターB については第3・第4主成分が反映されて，図では入り組んだグループとなっている。なお，醍醐と八幡については主成分得点が極端に大き-く，図の範囲外にあり，それぞれ独立したクラスター(E・F)として分類されている。クラスターA は盆地北部の丘陵地に近い平地に位置し，扇状地形上に位置しているのが特徴である。クラスターC は桃山丘陵部付近から南西の大山崎までほぼ直線上に並んでいる。多くの地点が属するクラスターB は盆地中央部から宇治川を越えて南部域まで広がっている。

主成分の意味をより明確にし，観測地点の地下水水質の特性を解析するために，分析対象とする水質項目の取捨選択を行った。まず，溶解性鉄と溶解性Mnの相関係数が高く，SO_4^{2-}とMgの相関係数も高いので，これらの物質については汚染源が同じと考えられ，分析から除外した。また，NaイオンとT-Pも相関係数が高いが，両項目の汚染源は通常異なり，リンは肥料汚染来源，Naは自然界に存在する地質由来と考えられるので，この影響が反映されるようにここでは両項目を分析対象としている。

醍醐と八幡を含んだ21地点の主成分およびクラスター分析では項目の増減にかかわらず，醍醐と八幡は独立のグループに分類されたので，これら二地点を除いた19地点について主成分分析を行った。相関係数が高い項目を一つずつ除いた計10ケースの主成分クラスター分析のうち，特徴的な5ケースについての結果を以下に示す。

ケース1は15項目に対して主成分分析を行ったものであり，第一主成分は地質影響を受け，かつ比較的長期間，帯水層内でイオン交換が進んでいる状態の特徴を示す。第二主成分は，河川水の影響影響を受けている主成分である(Fig.5)。クラスター分析より分類結果はFig.6に示す。グループ1：花園，下鴨，小倉，上植野，日吉，御所，桂，桃山，御幸橋，久御山，岩田，グループ2：大山崎，八幡南，上鳥羽，東一口，東寺，下鳥羽，グループ3：淀，グループ4：深草となった。

ケース2は溶解製鉄と溶解性Mnを除いた分析結果である。Mg，電気伝導度，SO_4が正の主成分負荷量をもっており，地質の影響が考えられる。また，HCO_3とCODも正になっており，それは地下水の影響と考えられ，第一主成分は地下水と地質の総合影響を受けていると解釈する。 第二主成分負荷量はK，T-P，T-N等が正になっているため，第二主成分が肥料の影響を受けていると解釈する(Fig.7)。

クラスター分析結果をFig.8に示す。グループ1：花園，下鴨，小倉，日吉，御所，桂，グループ2：桃山，御幸橋，久御山，岩田，グループ3：上植野，上鳥羽，八幡南，東一口，東寺，下鳥羽，グループ4：大山崎，深草，グループ5：淀となった。

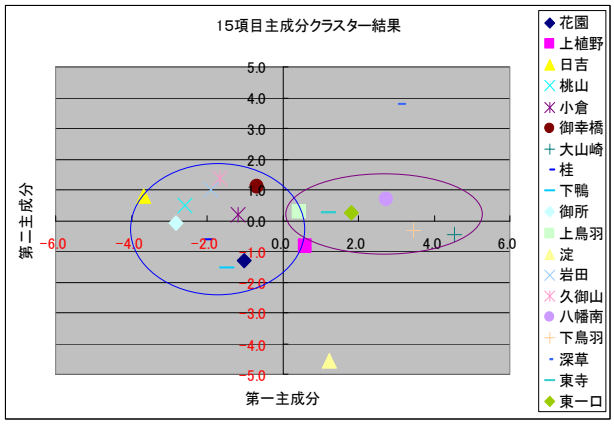


Fig.6 Results of cluster analysis(2)

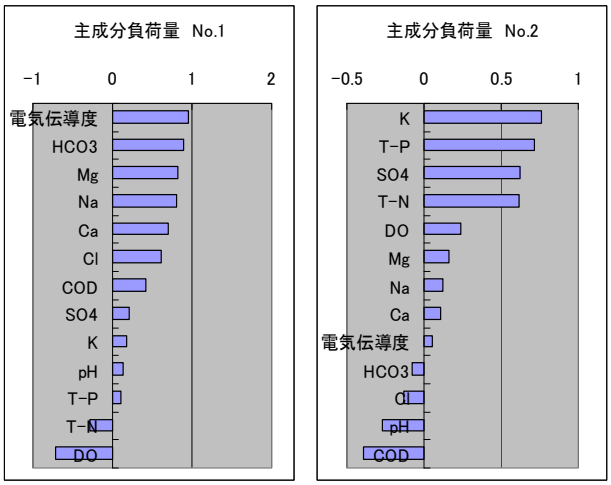


Fig.7 Results of quantity load by principal component (3)

ケース3は溶解性鉄と溶解性Mnに加えて，これらとの相関が比較的高いMg，Na，Caを除いた。第一主成分ではHCO_3の主成分得点が正，DOが負になっていることから，地下水中のイオン交換が進んだ状態を示していると解釈した。第二主成分はK，T-P，T-Nが正になっていることから，肥料汚染の影響を受けていると解釈した。クラスター分析結果はFig.9に示す。グループ1：花園，下鴨，日吉，御所，桂，グループ2：桃山，久御山，岩田，グループ3：上植野，上鳥羽，小倉，御幸橋，東一口，東寺，八幡南，下鳥羽，グループ4：大山崎，深草，グループ5：淀となった。

ケース4はヘキサダイアグラム・トリリダイヤグラム分析の分析対象と同じ7イオンについての結果である。第一主成分は全項目の負荷量が正であり，総合的な地下水の水質特性を示していると考えられり。第二主成分負荷量はSO_4，Mgが正になっており，これは温泉等地質の影響，またNa，Clも正になっているので塩水の影響を受けていると解釈できる。クラスター分析結果をFig.10で示す。グループ1：花園，御幸橋，下鴨，小倉，桂，上鳥羽，日吉，桃山，久

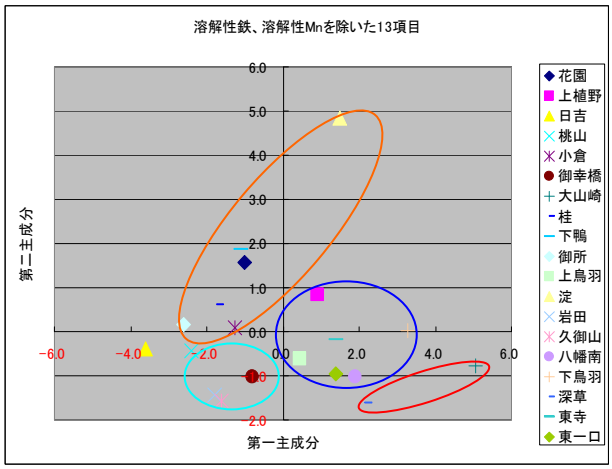


Fig.8 Result of cluster analysis (3)

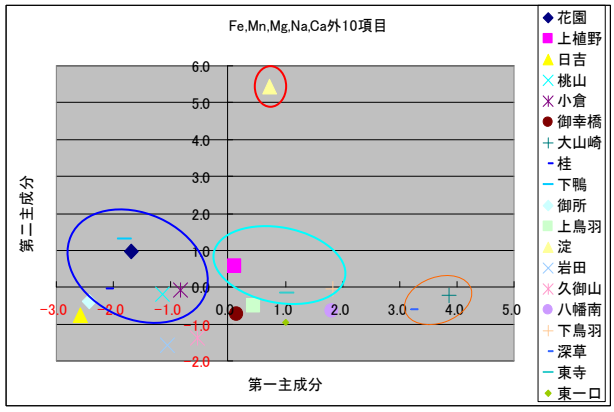


Fig.9 Result of cluster analysis (4)

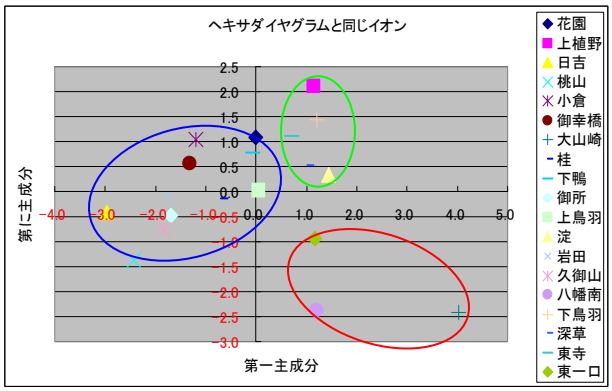


Fig.10 Result of cluster analysis (4)

御山，御所，岩田，グループ2：上植野，東寺，下鳥羽，深草，淀，グループ3：大山崎，八幡南，東一口となった。

(4) 地下水水質の空間分布特性の考察

以上，3つの解析方法で分類された結果を，ヘキサダイアグラム・トリリニアダイアグラムによる分類の順番で整理し Table 3 にまとめる。当然ではあるが，分析データや分析の視点が共通する両ダイアグラムの分類結果は同じ組み合わせになる地点が多い。ヘキサダイアグラムで炭酸型，トリリニアダイアグラムでⅡ型に分類された地点は盆地中央部に位置し，

基本的に河川と類似した水質特性を示すタイプに分類されている。しかし，ヘキサダイアグラムで $NaHCO_3$ 型に分類された観測地点のうち，トリリニアダイアグラムでは河川水に近いと分類されたⅡ型（上鳥羽・下鳥羽・東寺・岩田）と停滞的な地下水であるⅢ型（八幡），温泉水や海水などに近いと分類されたⅣ型（日吉・深草）も存在する。主成分分析＋クラスター分析では，イオン項目以外の水質分析値も解析に加えているので，さらに細かい分類となっている。この内，下鳥羽地点は多変量解析の結果は丘陵部の深草や盆地南西部の大山崎などと同じクラスターに分類されている。下鳥羽の観測井戸のストレーナー深度は地表から約 50m と深く，この付近のボーリングデータでは地表から約 60m 以深に洪積世の火山灰層と粘土層が堆積しているおり（新関西基盤，2002），その影響で溶存イオン類以外の水質指標を加えた総合指標（主成分）により丘陵部の河岸段丘や大阪層群の地質の影響が強く表れている深草などと類似した水質特性を示している。クラスターF に分類された八幡地点も同様で，比較的深い地下水を採水していると考えられる井戸の場合，周囲の地層・地質の影響とともに表層から鉛直方向に連続した帯水層が存在することで河川水の影響も強く表れていると推定される。

3つの解析手法の結果を複合して考察することで，帯水層の構造や負荷源となりうる地層・地質などを推定することが可能である。

6. 地質の地下水質に与える影響

京都盆地北部地域は，丹後半島を北端とし，地質は花崗岩が発達し，新第三紀層・三畳紀層等からなる。淀川流域（南部地域）は，淀川の 3 支川である桂川・宇治川・木津川の流域に京都盆地・亀岡盆地など比較的広大な平坦地を形成し，地質は秩父古生層・花崗岩・洪積層からなっている。花崗岩中の降水起源の地下水は基本的に，浅部では弱酸性-中性の $Ca\cdot Na-HCO_3$ 型であり，深部では弱アルカリ性の $Na-HCO_3$ 型である。盆地中心と南干拓地の地下水質は $Na-HCO_3$ 型と $Ca\cdot Na-HCO_3$ 型になっている。

京都盆地地下水質観測データから，花園1999年8月のSO_4^{2-}濃度は64.4mg/L。醍醐の11年間平均SO_4^{2-}濃度は204.24mg/Lで，最高値は1995年8月SO_4^{2-}543 mg/L。上植野11年間平均SO_4^{2-}濃度は32.5mg/L。小倉11年間平均SO_4^{2-}濃度は44.24mg/L，最高値は1993年8月のSO_4^{2-}濃度は210mg/L。巨椋池2002年8月のSO_4^{2-}濃度は35.7mg/L。下鴨1996年SO_4^{2-}濃度41.2g/L，1997年37.1g/L。淀2000年SO_4^{2-}濃度は30.7g/L。長岡京11年間平均SO_4^{2-}濃度は57.97mg/L，全時期30mg/L以上。下鳥羽1993年SO_4^{2-}濃度は30.4mg/Lで， 1994年SO_4^{2-}濃度は32.9mg/L。深草1993年SO_4^{2-}濃度は32.2mg/L。東寺1993年30.6mg/L，1994年33.4mg/Lなっている，これらの地点では，特に地下水質は地質の影響を強く受けていると推定した。

Table 3 Result of three classification analysis

地点名	ヘキサダイヤグラム	トリリダイヤグラム	多変量解析
上鳥羽	NaHCO3型	Ⅱ	B
岩田	NaHCO3型	Ⅱ	B
東寺	NaHCO3型	Ⅱ	B
下鳥羽	NaHCO3型	Ⅱ	C
八幡	NaHCO3型	Ⅲ	F
日吉	NaHCO3型	Ⅳ	A
深草	NaHCO3型	Ⅳ	C
花園	NaHCO3型	Ⅴ	A
上植野	NaHCO3型	Ⅴ	B
御幸橋	NaHCO3型	Ⅴ	B
久御山	NaHCO3型	Ⅴ	B
桂	中間型	Ⅱ	A
桃山	中間型	Ⅱ	B
下鴨	中間型	Ⅴ	A
御所	CaHCO3型	Ⅱ	A
八幡南	CaHCO3型	Ⅱ	B
東一口	CaHCO3型	Ⅱ	B
大山崎	CaHCO3型	Ⅱ	C
淀	CaHCO3型	Ⅱ	D
小倉	CaSO4型	Ⅴ	B
醍醐	CaSO4型	Ⅴ	E
巨椋池	CaSO4型	Ⅴ	

醍醐地点は山科東部から発達した扇状地にあたる。大阪層郡が地表面近くに出現しており，洪積層である礫層と粘土層が繰り返す互層が見られる。醍醐以南～六地蔵までは，宇治川の蛇行の外側にあたるため，山科川は宇治川に流れ込むことができず，この地域で河川が停滞し，氾濫を繰り返していたと考えられる。

八幡付近の表層は沖積層粘土・砂で非常に厚い。井戸の深度は非常に深く，洪積層礫層から水を取っている。このため近隣の御幸橋より採水深度が大きく異なり，その結果クラスター分析の結果，異なるグループに分類された。これは採水帯水層の地層が異なる影響だと考えられる。

桂川，宇治川，木津川合流する三川合流点周辺は，河川がつくった氾濫原と自然堤防の裏側にできる排水不良の湿地からなる低平地である。

御幸橋付近の表層は沖積層層粘土・砂で，非常に厚い。井戸の採水深度は八幡と異なる層から水を取っている。木津川が花崗岩地帯を流れくるために花崗岩質の砂が広く堆積している。

上鳥羽観測点付近はボーリングデータで地表から 75m下に火山灰層があることが確認されている。

井戸のストレーナの位置は非常に深く，井戸深度は58mと非常に深い。しかし，トリリダヤグラムと主成分分析の結果では河川型になっており，河川水の影響が火山灰層よりも強くなっていると判断する。

桃山地点の井戸水深は浅く，沖積層に位置する。ストレナ位置も浅いが，礫・砂・粘土が混在している洪積層にあたり，洪積層が比較的表層近くに現れている。水質特性は河川の影響が強い。桃山付近で粘土・砂互層が顕著に見られるので，桃山西縁互層と呼ばれる。粘土層・砂層・礫層か数mごとに互層状に堆積している。

日吉付近の地質は大阪層群の粘土層に位置している。日吉は山科盆地の西に位置して，西側の丘陵地に花山断層があり，これに対して，西側の東山が上昇し，山科盆地が沈降していることも起因すると考えられる。西側に見られる粘土優勢な地層は市原編(1993)では，大阪層郡の粘土層であることが明らかになった。水質特性分類の結果では温泉水に分類されており，このことからも地質と断層の影響が強いと推定できる。

深草付近の地質は洪積層粘土層が主であり，礫層もすこし混在している。深草地点の井戸採水深は洪積層礫層に位置し，深いところは粘土層である。ボーリング図から見ると日吉のボーリング図と類似しており，水質特性分類の結果ではグループで，地質の影響が河川より強いと推定できる。小倉付近の地質は表層は沖積相当層の細粒層で，下層は洪積層の分布深度が最も深い。

淀地点は沖積層粘土層から水を取っているため，特に河川の影響が強く現れている。また，下鴨観測点の井戸取水層も礫層であり，同様に河川水の影響が強い。

岩田地点の取水帯水層は非常に深く，大阪層群に当たるが，水質特性分類の結果からは河川型になっており，河川水の影響が強い。同様に，御所地点の取水帯水層も洪積層砂礫層にあたるが，やはり河川水の影響が強い特性を示している。

上植野付近の地質は洪積層で，取水帯水層は礫層に位置している。また花園付近は地形的に見れば段丘であり，粘土層及びシルト層が比較的厚く分布している。

7. 各地点のイオン濃度の経年変化の特徴

観測データの経年変化を分析すると，特定の年だけ各イオン濃度が変化する地点が見られたが，その傾向や原因を個別に明らかにしても，その地点の水質特性の時間変動特性を説明することは困難であった。そこで，まず毎年の8月期データについてヘキサダイアグラムを用いた類型分類を行い，その経年変化を確認した。盆地中央部の地点は全期間を通じてほぼ $NaHCO_3$ 型と $CaHCO_3$ 型の類型に属して経年変化は見られず，盆地周辺丘陵部の地点で期間内に類型が変化する地点(醍醐・日吉・深草・上植野)が見られた。これらの地点と比較のために全期間を通じて同一類型と判定された淀地点について，11 年間の8月期データのトリリニアダイアグラムにもとづく水質類型を確認した(Table 4)。

醍醐地点は山科盆地に属し，京都盆地中央部とは地形・地質的に異なる特性を持つ。1994 年まではⅡ型と $CaHCO_3$ 型に分類される年もあるが，96～97 年にはⅣ型や $NaSO_4$・$MgSO_4$ という特殊な類型が見られ，その後はⅠ型と $CaSO_4$ 型で安定している。時間の経過とともに河川水影響から停滞性地下水あるいは土壌土質の影響が強くなってきたと考えられる。1996～1997 年には醍醐付近では地下鉄工事が行われており，その影響で水質特性が一時的に攪乱された可能性が高い。

日吉・深草・上植野は盆地周辺丘陵部に位置し，河川水と丘陵部浸透水が涵養源であり，盆地中央の沖積層堆積物と丘陵部の洪積層堆積物の影響が混在すると考えられる。日吉は全期間中でⅤ型に属する年が多く， $NaHCO_3$ 型と $NaHCO_3$ 型なので，基本的には河川水の影響が強いと考えられるが，Ⅰ・Ⅱ・Ⅳ型や MgCl 型など海水由来を思わせる類型も現れる，日吉観測井戸の深度は地表から約 16

Table 4 Tempolal variation of the diagram classification at five observation points

各年観測値に基づくダイヤグラム分類の経年変化（上段:トリリニアダイアグラム，下段:ヘキサダイアグラム）											
	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002
日吉	Ⅴ	Ⅴ	Ⅱ	Ⅳ	Ⅴ	Ⅴ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅴ	Ⅴ	Ⅰ
	ND	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	MgCl
深草	Ⅳ	Ⅳ	Ⅳ	Ⅴ	Ⅳ	Ⅴ	Ⅳ	Ⅴ	Ⅳ	Ⅳ	Ⅳ
	NaCl	NaHCO3型	NaCl	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaCl	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	ND
上植野	Ⅴ	Ⅴ	Ⅴ	Ⅴ	Ⅴ	Ⅳ	Ⅴ	Ⅴ	Ⅳ	Ⅴ	Ⅴ
	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaSO4	NaSO4	NaSO4	NaHCO3型	NaSO4	NaHCO3型	ND
淀	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ
	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	ND
醍醐	Ⅱ	Ⅰ	Ⅱ	Ⅰ	Ⅳ	Ⅰ	Ⅰ	Ⅴ	Ⅴ	Ⅰ	Ⅰ
	CaHCO3型	CaSO4型	CaHCO3型	CaSO4型	NaSO4	MgSO4	CaSO4型	CaSO4型	CaSO4型	ND	CaSO4型

mとそれほど深い井戸ではないが，地層・地質データから洪積世海成堆積層が地表付近に存在しており，これが塩分供給源となっている可能性が高い。

深草地点はヘキサダイアグラムによる分類では主にⅣ型が現れ，1995～1999 年の間に1年おきにⅤ型に分類される。トリリニアダイアグラムでは 1998 年までは NaCl 型が現れる年もあるが，多くの年で $NaHCO_3$ 型に分類される。丘陵部の海生堆積層の影響と河川水の影響が数年間隔で変動していることが考えられる。上植野は中間型のⅤ型から地下水の特性を表すⅣ型へ，河川影響を示す $NaHCO_3$ 型から $NaSO_4$ 型へ経年的に移行しており，河川の影響が経年的に小さくなっている可能性がある。

淀地点は 11 年の全期間でトリリニアダイアグラムのⅡ型に属しており，河川水の影響を強く受け，水質の経年的変化は小さい。淀地点と同様に桃山・桂・御所・下鳥羽・八幡南・上鳥羽・岩田・東一口・東寺の9地点でもは全期間を通して8年以上Ⅱ型と分類された。

8. 結論

京都盆地水系の地下水水質観測データを用いて，ヘキサダイアグラムとトリリニアダイアグラム，および多変量解析を用いた水質特性の類型分類をおこない，その時空間分布特性と地層・地質等の要因との関係について考察を行った。その結果，盆地中央部の平地部の地下水帯は河川表流水の影響を強く受けており，また深度の深い井戸においても河川水の影響がみられ，帯水層が表層から比較的深い層まで連続しているこ場所があることが明らかとなった。また，盆地周辺の丘陵部では，段丘堆積物や洪積層堆積層の影響を受け，温泉水や停滞性の強い地下水の特性が見られた。さらに，10 年程度の期間では，多くの観測地点の水質特性はほぼ同類型であるが，地下構造物建設等により一時的に水質特性が変動する場合も明らかとなった。以上の解析結果をもとに，水質特性から見た地下水帯水層の構造をモデル化したり，涵養源・汚染源を特定するなどに利用して，地下水の持続的な利用可能性や汚染対策を検討・評価するための地下水水質モデル解析を行う上で，涵養源や負荷源のパラメータを時空間的に与えるための有効な情報となりうる。

参考文献

関西地盤情報活用協議会(2007)：新関西地盤－京都盆地。

楠見晴重：城陽市の地質と地下水流動特性について，第 6 回城陽市環境フォーラム講演資料，2007。

日本地下水学会編(2000)：地下水水質の基礎，理工図書。

田中幸夫・城戸由能・中北英一(2009)：京都盆地を対象とした地下水流動および水質解析，京都大学防災研究所年報，Vol.52， pp.607-624.

馬場俊幸・江頭和彦(2005)：化学工場等における土壌・地下水汚染の発生原因と防止対策，九大農学芸誌，Vol.60，No.1，pp.35-47。

環境省環境管理局水環境部(2002)：平成12年度土壌汚染調査・対策事例及び対応状況に関する調査結果。

藤原拓・大年邦雄・唐心強・山辺敬介(2001)：沿岸施設園芸地帯における地下水水質の多変量解析による類型化に関する研究，水環境学会誌，Vol.24，No.11，pp.724-732。

栃本博・関山登・矢口久美子・瀬戸博(2005)：多変量解析による伊豆大島水源地下水の水質特性の解明，水環境学会誌，Vol.28，No.12，pp.759-767。

総合研究開発機構(1986)：地下水管理における「京都方式」の研究，㈱システム科学研究所報告書。

大山崎町・応用地学研究所(1982)：地下水汚染に関する調査委託報告書。

環境省(2008)：中央環境審議会総合政策部会公害防止計画小委員会第18回会合，環境省中央環境審議会，https://www.env.go.jp/council/02policy/y022-18a.html(参照2010/02/15)。

斉藤卓弥・米田稔・森澤真輔(2005)：桂川右岸地下水の水質分布変化に関する研究，環境工学研究論文集，Vol.42，pp.81-90。

黒田和男(2008)：地下水位・地下水水質年表から見る地下水動態の変遷と課題--京都盆地中央部の事例，地下水技術，Vol.50， No.10，pp.9-22。

向井浩・治田隆宏・田中里志(2009)：井水の化学成分に基づく京都盆地北部市街域の地下水系の解析，地球化学，Vol.43，pp.45-57。

国土交通省河川局監修：地下水年表，地下水技術協会，1994～2004。

宮下規(2007)：地下水利用及び基盤沈下対策の現状と課題，水環境学会誌，Vol.30， pp.2-6。

新藤純子， 岡本勝男， 佐藤洋平(2009)，農業環

境技術研究所，食料生産・消費に伴う環境への窒素流出と水質汚染の変化を推定するモデルを開発－将来の食料需給や農業生産の変化が環境に与える影響の予測への利用が期待－，農業環境技術研究所，発表日：2009 年 8 月 18 日，http://www.niaes.affrc.go.jp/techdoc/press/090818/press090818.html。
島田 允堯(2003)：ヒ素に汚染された地下水の起源と問題点，資源地質，Vol.53，No.2，pp.161-172。
国土交通省(2007)：今後の地下水利用のあり方に関する懇談会」報告 2007.3。
楠見晴重：京都の地下水，NHK スペシャル『アジア古都物語/京都-千年の水脈 』，p.84。
松坂総一郎(2003)：土壌・地下水汚染調査と浄化事例，資源地質，53(2)，pp.153～160。
中村高志，長田淑美，風間ふたば(2008)：水素・酸素および窒素安定同位体組成からみた甲府盆地東部地下水の涵養源と硝酸イオン濃度分布特性，水環境学会誌，Vol.31，pp.87～92。

Analysis of Spatial and Temporal Distribution Characteristics of Groundwater Quality in Kyoto Basin

Batuer Abudoureyimu*, Yoshinobu KIDO, Shingo AWADSU* and Eiichi NAKAKITA

*Graduate school of Engineering, Kyoto University

Synopsis

It is important to investigate and analyze the water budget and the material balance in comprehensive basin-wide for conservation and utilization of the water resources. Especially, it refers to water resource management for the future and emergency water supply, too. In this study, groundwater quality in Kyoto basin is analyzed in order to classify water quality characteristics with concentration of some anion, kation and other pollutants. These results show spatial and temporal distribution characteristics of groundwater quality and they can be used for identification of aquifer and calibration and verification of hydrodynamics of groundwater flow model and water quality model in Kyoto Basin.

Keywords : Kyoto basin, groundwater quality, spatial and temporal distribution characteristics

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

京都盆地水系における表流水－地下水間の水・物質収支に関する観測調査

城戸由能・粟津進吾*・バトル アブドレイム*・鳥井宏之*・中北英一

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

京都盆地水系の地下水は古来より飲料用や産業用に利用され, その良好な水質は多くの名水・名井として保全・活用されてきた。高度経済成長期の過剰な揚水による盆地南部域での地盤沈下は，その後の規制により沈静化してきたが，現在も湧水の消失や散布肥料・工場排水等による水質汚染などの問題がみられる。本研究では，京都盆地の地下水動態を明らかにし，今後の地下水利用の適正化を図ることで，持続可能な水資源としての利用を進めるために，表流水と地下水間の水・物質挙動の解析を行った。まず京都盆地における地下水の既存の水質観測データ, および独自の連続観測のデータからヘキサダイアグラムによる水質分類を行い，表流水の地下水への影響を評価した。次に連続観測のデータを用いて数値シミュレーションモデル計算結果のフィードバックを行い, 水収支と汚染物質動態の両面からモデルの改良を試みた。

キーワード: 地下水，水位・水質連続観測，流動・水質モデル解析，京都盆地水系

1. はじめに

将来的な水資源の確保や災害時の緊急用水利用のためには，地域内の水資源となる河川表流水や地下水の動態と利用可能性を検討する必要があり，河川流域における水・物質循環を水系一環としてとらえ，その経年的変化や将来予測を行うことが重要となる。本研究では，京都盆地における地下水の重要度に着目して，既存の地下水観測データの分析を行うとともに，水質特性を把握するための地下水水位と水質の連続観測を開始した。さらに，平面二次元飽和地下水流動モデルと移流・分散を基本とする水質モデルを用いた地下水解析を行って流動および水質特性を明らかにした。

2. 研究対象領域と観測研究の経緯

京都盆地は丹波高地南縁と滋賀県や大阪府との境界付近に展開する山地山麓およびこれらに囲まれた山間盆地であり，六甲山地殻変動・地盤変動により内陸盆地として形成された。周囲を囲む山脈とその内部への海水の侵入と海域の後退をくり返すことで，洪積層の上部に盆地床のもととなる厚い堆積層が形成され，これらの地層内に地下水帯水層が存在する。その後，桂川・宇治川・木津川など諸河川の流入により扇状地や三角州などの沖積低地が発達してきた。

京都盆地では，国土交通省・京都府・京都市による河川水・地下水観測が実施されており，自記水位計による連続的水位観測，および定期的な水質観測が行われている。河川の水質観測は月に一度の採水分析，地下水質は基本的に年４回実施され，そのうち８月期においては各種イオン類を含む多項目，他の３回については限定項目についての分析が実施されているが，河川と地下水で共通する分析項目は少ない。著者らは2003年以降，京都盆地鴨川水系における晴天時・雨天時の河川水質観測を実施しており，特に2005年には鴨川上流部扇状地（出町橋以北）において，湧水の河川流入確認地点を中心に河川水および地中水の水位・水質観測を実施した。また，2005年から桂川右岸の西羽束師川流域において水位・水質の連続観測を開始しており，これまで京都盆地の表流水系と河床地中水系に関する流動と水質特性の解析を進めてきた（城戸他，2004；Kido et al, 2006；城戸，2008；城戸他，2009）。京都盆地において重

要な水資源である地下水については，上述の公共機関による観測データや各種地盤データなどに基づいた流動解析を実施し，地下水流動特性を明らかにしてきた(城戸他, 2007；田中他, 2009；Kido et al, 2009)。

以上の観測調査を踏まえて，京都盆地内部の地下水水質が周辺地質の影響を強く受けていることにもとづき（バトル他，2010），地下水と河川水等の表流水間の水および物質挙動特性を解明するために桂川・鴨川・宇治川に挟まれた伏見桃山地区の盆地南部域を主対象として自記水位計および自動水質計を井戸に設置して連続観測を実施2009年末から開始した。本研究では，既存観測データと独自の連続観測データに基づき，地下水と表流水の水質分布特性を解析し，地下水－表流水間の水および物質挙動についてモデル解析を実施した。

3. 地下水・表流水観測データの解析

3.1 解析の視点と手法：

京都盆地水系内の地下水の主要な水量涵養源は河川や地表からの涵養とともに，上流部山地域地層内を長期間通過してきた地下水が挙げられる。盆地中央部の平地では地下水位が降水量や河川水位に強く影響を受ける地域が存在するとともに，地下水揚水が多い盆地南部域ではその影響が強く，盆地周辺の山麓部および河岸段丘部では，周辺地域の堆積地層地質の影響を受けていることが推定される。このように，地下水は地表地形・土地利用，揚水，帯水層の基盤地形･土壌特性, などが影響を及ぼしている。特に，地下水と河川水との間の水交換現象は，近年「交流現象」と呼ばれ，河床からの河川水の浸透と扇状地扇央および先端部での地下水から河川水あるいは地表への流出（湧水）の両現象が同じ領域で水位変動に伴い発生することが注目されている。

汚濁負荷源としては，浮遊大気汚染物質等を含む降水負荷，下水道処理水等の排水を含む河川水中汚濁物質，晴天時降下物や路面堆積負荷，農地農薬等の人為活動に伴う散布物質，さらに帯水層内の土壌成分由来の土壌地質負荷が挙げられる。地表から供給される汚濁負荷は基本的に降水の地表浸透と河床からの浸透に伴い流入するので，上述の水量涵養源と関係性が深い。また，地下水帯水層内の移流・拡散等によって長時間地下水帯水層内を通過してきた地下水中の汚濁負荷は，移動中に帯水層内土壌成分と物理・化学的反応による溶出や吸着および分解現象を伴うので，土壌土質特性が汚濁負荷源として重要な役割を果たす。

地下水の流動および水質特性を解析する上では，表流水および土壌堆積構造を考慮して，水・物質挙動を解析する必要があり，表流水からの一方向の涵養現象のみで表現することは不十分である。帯水層通過中に水・河川水との交流現象で涵養・湧出する成分，地表からの涵養により供給される成分，土壌土質との物質交換まで考慮して，水量と物質量の両者の収支にもとづいて流動・水質特性を解析すべきである。

そのため，まず，既存観測および独自観測データを用いて地下水および河川水の水質特性を類型化することで，時間・空間分布特性を明らかにする。さらに，観測対象地域を絞り込んだ集中的な観測データの解析を通して得られる特性に基づいて地下水流動および水質モデルの構造とパラメータの同定を実施する。

3.2 水質観測データの解析方法

京都盆地内には，国土交通省による地下水観測が行われており，時間水位および年数回の採水水質分析が行われている（Fig。1）。このうち1992～2002年の水質データについて解析を行った（国土交通省, 1994～2004）。観測は年４回(2・5・8・11月)，毎年８月に主要な溶存イオン類を含む26項目の水質分析が行われ，他の３回は電気伝導度等の17項目に限定されている。そのため，今回の分析には８月の分析結果のみを用い，欠測等により22地点について解析を行う。時空間密度が高いことが本解析の特徴のひとつである。まず，各地点の８月の全観測期間平均値を用いて，地下水水質特性を解析する基本的な手法であるヘキサダイアグラム・トリリニアダイアグラムによる水質空間分布特性を解析した。両手法は，溶存する陽イオン(Kation)と陰イオン(Anion)の構成比率に基づいた分類法であり，地下水の水質特性を分析する上で多用されている。

さらに，独自観測対象領域では，地下水とともに周辺河川水の採水分析も行っており，地下水と河川水の水質類型についても考察する。

3.3 水質類型の解析結果

トリリニアダイアグラムにより地下水水質類型は主に次の５つの類型に分類される。

○Ⅰ型［$CaSO_4$,$CaCl_2$型（非重炭酸カルシウム型）］：温泉水･鉱泉水および化石塩水等の影響が大きい。一般的な河川水・地下水ではまれであり，温泉水や工業排水等の混入の可能性が考えられる。

○Ⅱ型［$Ca(HCO_3)_2$型（重炭酸カルシウム型）］：河川水の影響を強く受けた循環性の地下水に特徴的な類型である。日本の地下水は大半がこの型に属する。特に，石灰岩地域の地下水に多く見られる類型である。

○Ⅲ型［$NaHCO_3$型 （炭酸ナトリウム型）］：停滞性の強い地下水に見られる類型であり，地表から比較的深い地下水がこれに属する。
○Ⅳ型［$NaSO_4$,NaCl型（非重炭酸ナトリウム型）］：温泉水や海水に強く影響を受けた地下水の類型であり，沿岸域の海水が混入した地下水等で多く見られる。
○Ⅴ型［中間型］：Ⅰ～Ⅳの中間の類型であり，河川水・伏流水，循環性地下水の多くが属する。

京都盆地水系内の22地点の観測井戸の８月期採水分析結果の11年間の平均値を用いてトリリニアダイアグラムによる類型分析を行った。分析結果をFig.1に，その空間分布をFig.2に示す。多くの地点の地下水はⅡ型(図中黄色)に分類されており，その空間分布は盆地中央部を北東から南西に向かう，鴨川の流下方向と一致している。これは，鴨川・桂川沿いに河川水の影響を強く受けた地下水が存在していることを示しており，先行研究（Kido et al.,2009）でも確認された地下水流動特性と一致している。さらに，久御山等（Ⅴ型；図中緑色）を挟んで宇治川・木津川沿いの八幡南と岩田の２地点がⅡ型に属している。鴨川・宇治川の影響域と木津川の影響域がそれぞれ存在し，巨椋池付近ではその影響が小さくなっていることが推定できる。Ⅴ型に類型化された地点の内Ⅱ型に近いもの（水色）とⅣ型に近いもの（緑色）が存在し，前者は盆地周辺の東山山麓部に位置しており，後者は盆地南部の東西の丘陵部と巨椋池周辺に位置している。両者とも河川からやや離れた地点であり，河川よりも地層地質由来の影響を受けていると推定できる。深草は温泉水・海水の影響が示唆されるⅣ型（図中青色）に分類された唯一の地点である。この地点が温泉水・海水の影響が強いとは考えにくく，イオン構成をみると，陰イオンではClやSO_4陽イオンではNaとKが高い濃度を示しており，下段段丘性の堆積層に海水侵入期に堆積した塩分類が存在する可能性があるが，これについては文献等で確認することはできなかった。なお，醍醐地点はⅠ型（図中赤色）に分類され，山科盆地内に位置しており，温泉水や工場排水等の混入の可能性が考えられる。

トリリニアダイアグラムによる水質分類の結果，盆地中央部に河川水の影響を強く受けている地下水が存在し，盆地周辺部では，河川水の影響は小さく，地層地質の影響や停滞性の強い地下水特性を示すことが明らかとなった。

3.4　連続観測の結果

本節では現在実施中の地下水位・水質の連続観測と月２回の採水分析結果の概要をまとめる。対象領域は，表流水・地下水間の交流現象が見られると推定した盆地南部の伏見・桃山地区とした。京都市内には，現在「京都市災害時協力井戸制度登録井戸」（現在570件以上）を含めて多くの井戸が，家庭用・産業用として利用されている。現地踏査の結果，現在使用中の井戸の多くは，ケーシングパイプを埋め込みその上部にポンプを固定したものが多く，直接計測器を設置することができなかった。そこで，地域内で掘り込み式井戸を探し，それぞれの所有者に観測許可をもらい観測機器を設置した。連続観測井

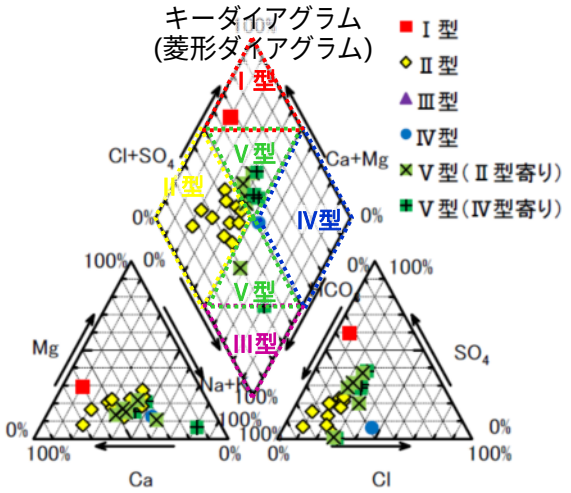


Fig.1 Result of tri-linear diagram analysis

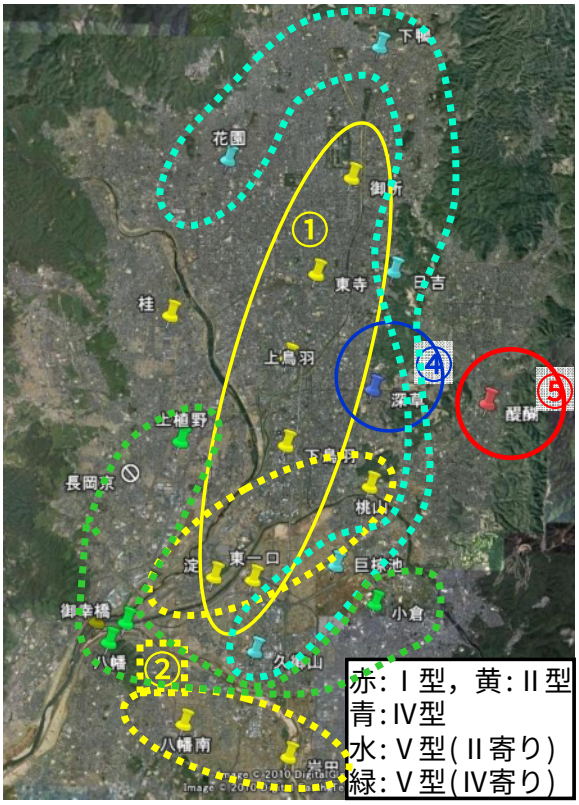


Fig.2 Spatial distribution of water quality type
(Background picture referred from Google Earth)

戸は５カ所，随時採水分析が可能な井戸は８カ所，河川水観測地点を４カ所設定した。水位観測は自記水位計（HOBO社製のU20－001）であり，計測項目は水圧，水温，大気圧であり，圧力差から水深が測定できる。測定間隔を10分とした。水質観測は自動水質計（堀場製作所社製のW－23XDを用いた。計測項目はpH，電気伝導率，濁度，溶存酸素，水温，水深，塩分，全溶存固形物量，海水換算時比重，酸化還元電位[ORP], Cl^-, NO_3^-, Ca^{2+}であり，メモリー容量を考慮して測定間隔は20分に設定している。さらに，自動計測データの回収時に井戸水を直接採水し，実験室において機器分析を行った。採水分析項目は有機態炭素[TOC, POC, DOC]，窒素[T-N, P-N, D-N, NH_4-N, NO_2-N, NO_3-N],陽イオン[Na^+,Li^+,K^+,Mg^{2+},Ca^{2+}]，陰イオン[PO_4^{2-},F^-,Cl^-,Br^-,SO_4^{2-},HCO_3^-]，浮遊性粒子状物質[SS]である。分析装置は全有機態炭素計（島津製作所製:TOC－V/SCN）およびイオンアナライザー（島津製作所製：PIA-1000）である。

3.5　観測データによる河川水と地下水の水質類型の解析

ヘキサダイアグラム法は水平の3本の軸と1本の垂直軸を設け，水平軸上の左右それぞれに地下水水質で特徴的な陽イオン(Kation)・陰イオン(Anion)の当量値(mEq/L)をプロットし，各点を結んだ六角形のダイアグラムによって，水の組成や傾向を比較する方法である。図の形状から水質組成や傾向が，図の大きさから溶存イオン濃度構成比率の特性をそれぞれ判定でき，図形が単純なため比較的容易に分類することが可能である（Fig.4）。2009年12月から開始した独自観測領域での河川水・地下水採水分析結果と領域内国土交通省観測井戸観測データに基づくヘキサダイアグラムによる水質類型分類を行った(Fig.5)。河川表流水は概ね陽イオンはCaが卓越し，陰イオンはCl，HCO3，SO4型が混在する類型となった。鴨川・宇治川はCaCl型，東高瀬川はCaSO4型，琵琶湖疎水はCaHCO3またはCaSO4型となり，河川規模や水系の連続性とは関連の無い特性を示した。一方，地下水は国土交通省観測井の1992～2002年の期間平均値に基づく分析では，陽イオンはCaが卓越し，陰イオンはCl，HCO3，SO4型がそれぞれ卓越する類型を示した。また，独自観測井戸では殆どがCaHCO3型であり，D地点のみCaS04型となり，停滞性の強い地下水であることが推定できた。

3.6　地下水連続観測結果

水位連続観測結果をFig.6にしめす。D地点は桃山丘陵部の裾野に位置し，他地点とは地表標高が高いため地下水水深が低い。12月～５月までの期間のた



Fig.3 Map and sign label of cooprated well in emergency water use （京都市，2010）



Photo 1 Observation well

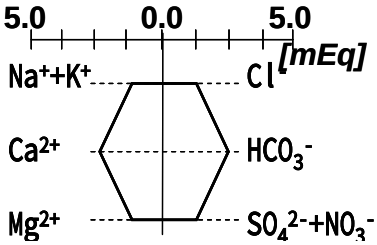


Fig.4 Sketch of Hexa-diagram analysis in this study

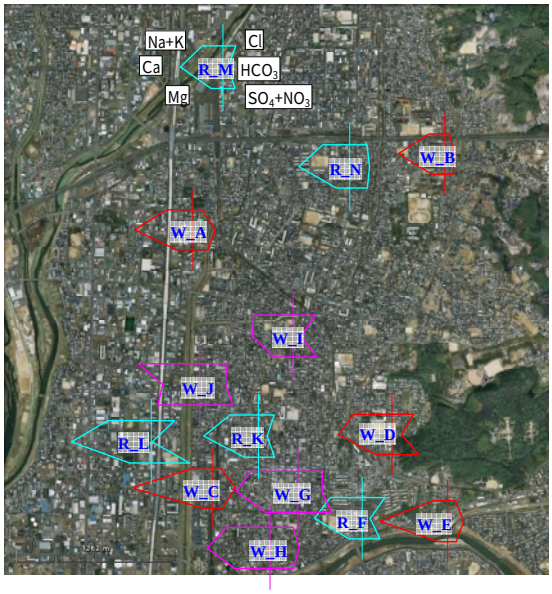


Fig.5 result of Hexa-diagram analysis
(Background picture referred from Google Earth)

め全体的に降水が少ないが２月以降徐々に水深が浅くなってきていることがわかる。特に，D地点は３月に入り急激に水深が浅くなっている。降雨に対しては数時間から12時間程度の遅れで水位上昇が確認できた。

この期間の採水分析結果の各物質平均濃度をFig.7～10に示す。連続観測井戸と河川の採水試料数は３～10検体，随時観測井戸では１～３検体である。有機態炭素は地点BとCで高く，窒素分は地点Dで高い結果となり，有機態炭素は河川水質とほぼ同等であり，窒素については一部の地点では井戸水の方が高い結果となった。河川水の有機態炭素と窒素については，壕川・疎水・東高瀬川で高く，鴨川から分岐している東高瀬川が鴨川本川よりも高濃度であった。鴨川と宇治川を比較すると，有機体炭素は同等であり，窒素分がやや宇治川が高濃度であった。空間的には，疎水・下極楽橋が井戸Bと近接しており，有機体炭素・窒素の両水質値はそれぞれ他地点と比べて高濃度であり，河川水から地下水への水質影響が強く，ヘキサダイアグラムによる類型分類結果とも整合した結果となっている。随時観測井戸では井戸F・G・Iの３地点，連続観測井戸では井戸Dの窒素が最も高く，周辺河川水に比べても高い値となり，他の井戸の窒素濃度は相対的に低かった。なお，地下水水質基準が設定されているNO3-Nについては基準値10mg/Lと比べて超過した井戸水検体はなかった。溶存イオン成分については，井戸水と河川水質の濃度は一部を除いてほぼ同等であるが，随時観測井戸のF・G・Hの３点のMgについては窒素と同様に他の井戸および河川水質と比べて高い値となっている。NO_3-Nは施肥等地表からの侵入が供給源と考えられ，Mgについては土壌中に多く存在し，帯水層内で供給されるものと考えられるので，共通性はなく，随時観測井戸がポンプ揚水されていることを考えると，比較的深層部の帯水層から揚水している可能性があり，所有者へのヒアリング等で確認する必要がある。

採水分析の各地点平均値の相関分析を行ったところ（Table 1），各態の有機体炭素や窒素の間で相関係数が高いのは当然であり（表中の斜字体），それを除く項目間の相関係数をみると，SO_4とMgおよびCl，HCO_3とH_2PO_4の間の相関係数が0.8を越えて高く，ClとMg，DOCとCaおよびH_2PO_4の相関もやや高くなっている。冬季から春季までの限定的な採水分析の結果であり，今後，特に降水量が増加する梅雨期・台風期における地表面および河川からの涵養の影響を受けた各観測地点の井戸水水質の変動を追跡することで，より詳細な検討を進める予定である。

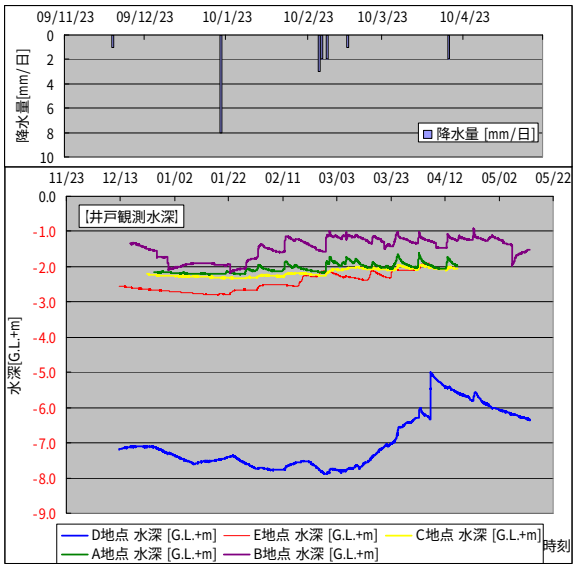


Fig.6 Groundwater depth in study area

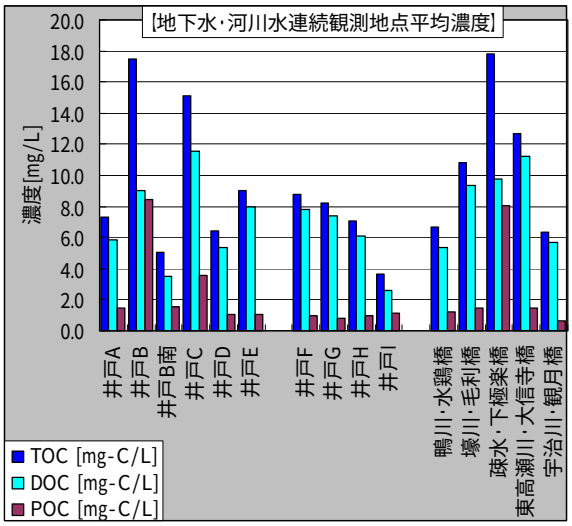


Fig.7 Carbon concentration of observed well & river

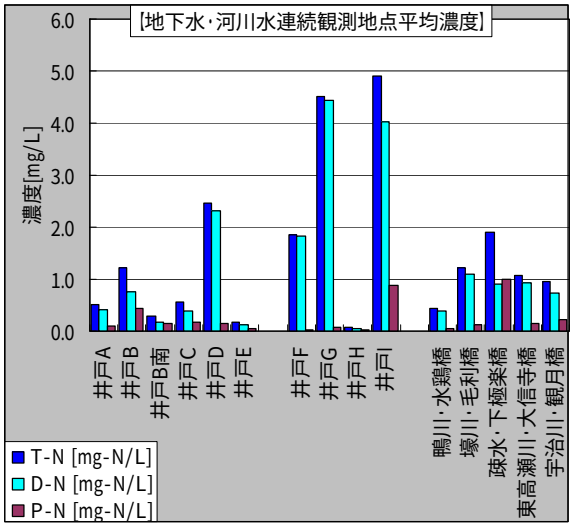


Fig.8 Nitrogen concentration of observed well & river

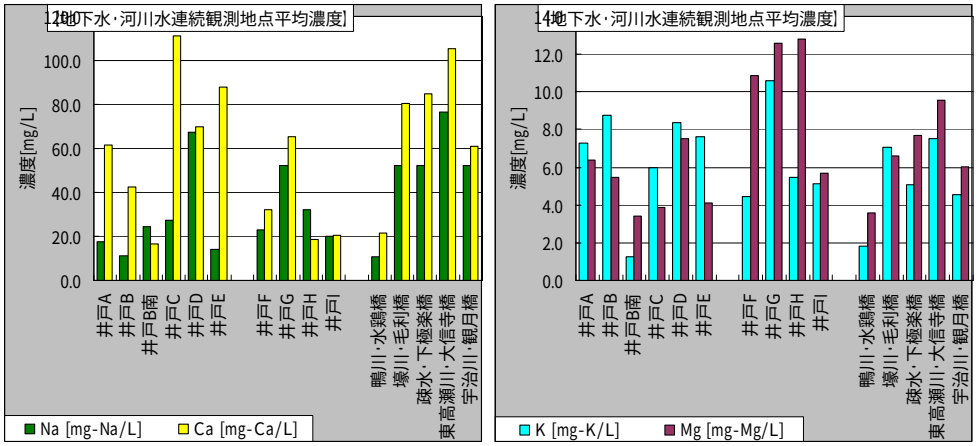


Fig.9 Kation concentration of observed well & river

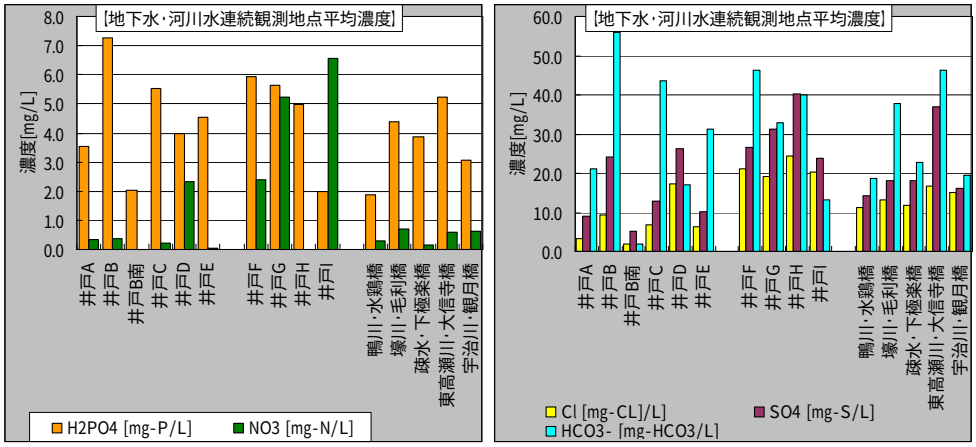


Fig.10 Anion concentration of observed well & river

Table 1 Correlation coefficient between water quality

	TOC	DOC	POC	POC[%]	T-N	D-N	P-N	P-N[%]	Na	NH4	K	Mg	Ca	H2PO4	F	Cl	N02	NO3	SO4	HCO3	SS
TOC	1.000																				
DOC	*0.859*	1.000																			
POC	*0.843*	0.450	1.000																		
懸濁態率C	0.480	0.012	*0.825*	1.000																	
T-N	-0.182	-0.249	-0.056	0.093	1.000																
D-N	-0.268	-0.259	-0.195	-0.044	*0.980*	1.000															
P-N	0.322	-0.046	0.611	0.655	0.459	0.276	1.000														
懸濁態率N	0.386	0.079	0.591	0.606	-0.454	-0.576	0.383	1.000													
Na	0.117	0.308	-0.119	-0.362	0.233	0.249	0.011	-0.289	1.000												
NH4	0.523	0.266	0.634	0.327	0.080	-0.066	0.692	0.323	0.215	1.000											
K	0.316	0.405	0.125	-0.029	0.355	0.400	-0.071	-0.305	0.340	-0.109	1.000										
Mg	-0.014	0.144	-0.177	-0.381	0.330	0.394	-0.167	-0.550	0.447	0.055	0.405	1.000									
Ca	0.570	**0.781**	0.175	-0.207	-0.097	-0.104	-0.005	0.001	0.518	0.225	0.514	-0.043	1.000								
H2PO4	0.642	**0.705**	0.381	0.087	-0.023	0.019	-0.198	-0.105	0.101	-0.069	0.663	0.459	0.371	1.000							
F	-0.245	-0.360	-0.050	0.058	-0.250	-0.268	-0.008	0.545	0.041	0.070	-0.535	-0.338	-0.248	-0.469	1.000						
Cl	-0.204	-0.078	-0.274	-0.293	0.504	0.536	0.042	-0.638	0.388	-0.052	0.183	**0.771**	-0.213	0.196	-0.474	1.000					
N02	0.412	0.142	0.569	0.597	0.122	0.105	0.121	0.220	-0.169	-0.111	0.433	-0.003	-0.108	0.548	-0.144	-0.051	1.000				
NO3	-0.398	-0.390	-0.285	-0.042	*0.953*	*0.967*	0.287	-0.540	0.085	-0.163	0.273	0.313	-0.230	-0.089	-0.263	0.531	0.030	1.000			
SO4	0.063	0.178	-0.077	-0.149	0.347	0.386	-0.048	-0.472	0.461	-0.077	0.408	**0.840**	-0.047	0.473	-0.479	**0.865**	0.156	0.334	1.000		
HCO3	0.641	*0.763*	0.318	0.065	-0.141	-0.107	-0.208	-0.121	0.029	-0.131	0.501	0.391	0.345	**0.915**	-0.595	0.256	0.433	-0.167	0.503	1.000	
SS濃度	0.466	0.275	0.525	0.372	0.023	-0.018	0.195	0.001	-0.215	0.267	0.030	0.200	-0.140	0.534	-0.176	0.115	0.426	-0.058	0.126	0.486	1.000

4. 地下水流動解析と水質解析

4.1 飽和平面二次元地下水流動モデル

本研究の地下水流動モデルには，先行研究にならい飽和帯だけを対象とした飽和平面二次元の地下水流動モデルを用いた。基礎式は以下の式で表される。

$$\lambda\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left\{k(h-s)\frac{\partial h}{\partial x}\right\}+\frac{\partial}{\partial y}\left\{k(h-s)\frac{\partial h}{\partial y}\right\}+\frac{\varepsilon}{\Delta x\Delta y} \quad \cdots\cdots\cdots(4.1)$$

ここで，λ：有効間隙率，h：地下水位，k：透水係数，s：帯水層基盤標高，ε：涵養量，x，y：空間座標，t：時間とする。この式で示される涵養量には地表面および河川河床部からの浸透とともに揚水量が含まれており，揚水量については前述の統計データと土地利用データに基づいて地下水からの引き抜き量として与えている。今回，浸透量についてはできるだけ物理的現象を組み込むことを目的として後述するサブモデルを組み込んだ。また，運動方程式はDarcy則に従うとし，流速および流量は以下の式で表される。

$$v_x = -k_x \frac{\partial h}{\partial x} \quad \cdots\cdots(4.3)$$

$$v_y = -k_y \frac{\partial h}{\partial y} \quad \cdots\cdots(4.4)$$

$$q = kiA = -k_x \frac{\partial h}{\partial x} A_x - k_y \frac{\partial h}{\partial y} A_y \quad \cdots\cdots(4.5)$$

ただし，q：流量，A：通過断面積とする。数値計算の境界条件としては，領域部の基盤標高の高低差に従って流出入を算定する分水嶺境界条件と流量境界条件の二種類の条件を用いている。初期条件は基盤標高に一定の水位を足した状態で数年間のスピンアップ計算を行い，その後，揚水量等の入力条件下で本計算を実施した。空間差分間隔は100(m)，時間差分間隔はCFL条件の考え方に基づき 3,600(s)を与えた。また，くり返し前後の水位差の収束判定条件を以下とした。

4.2 地表からの地下水涵養量算定方法

先行研究では地表からの地下水涵養量を土地利用毎に降雨浸透率を与えることで表現している。また，一定量以上の強降雨時には表面流出が卓越するため，40(mm/日)以上の降雨は表流水系へ流出し，40(mm/日)分のみが地下浸透すると設定している。さらに，標高90(m)以上の山地域では，斜面流下過程でのいわゆるパイプ流などの地表面浅層部の中間流出が卓越することを考慮して，地下水浸透が無いものとしている。これらの設定は，既往調査研究に基づいてはいるが，降雨浸透現象を簡略化することで地下水流動へ影響を及ぼすこと，また地下水水質を考えた場合，重要な供給源である地表面負荷の評価に影響を及ぼす可能性が高い。そこで本研究では，より物理的なプロセスを表現できるHortonの浸透能式に基づいて涵養量の評価を行った。Hortonの提唱によると，地面は土質や地被条件に応じて決まった浸透能の挙動性質をもっており，地面に到達した雨水はここで浸透分と地表流下分に分けられる。降雨によって浸透能は低下し，降雨強度が浸透能を越すようになると，浸透しない部分は地表流下となり，浸透能以上の降雨の地下水への涵養は起こらない。今回用いた浸透能式は，状況によって３つの式で表されるものとする。

Ⅰ：降雨強度が浸透能より小さいとき

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c) e^{-\frac{f_c}{Sm} t} \quad \cdots\cdots(4.6)$$

Ⅱ：降雨強度が浸透能より大きいとき

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c) e^{-\frac{f_0}{Sm} t} \quad \cdots\cdots(47)$$

Ⅲ：降雨がないとき（浸透能の回復）

$$f(t) = f_0 + (f_c - f_0) e^{-\frac{f_0}{10Sm} t} \quad \cdots\cdots(4.8)$$

ここで，f：浸透能，f_0：初期浸透能，f_c：最終浸透能，Sm：最大表層水分保留量，t：降雨時間である。雨水浸透能の評価のために，初期浸透能，最終浸透能，最大表層水分保留量については，文献（Robert et al., 1939；平良他，2003）を参考にして土地利用毎に一定の値を定めた。ただし，水田においては灌漑期と非灌漑期を考えて，５～８月は雨水による浸透はほとんどないものとした。

地面が乾いているとき，初期降雨は地中の水分として保留され，地下に涵養しないので，これを初期損失で表現した。初期損失量は，浸透域と不浸透域を考慮し，土地利用毎に設定した。ただし，１度の降雨イベント時間を考えて，１日あたり設定した初期損失量が発生するものとする。

今回の計算では，殆どが山地斜面を形成する地表標高90m以上の区域での降雨涵養はないという条件設定で行った。この条件を設定した理由として，ボーリングデータを確認したところ山地部の基盤分類として岩盤が多く，しかも地表付近の比較的浅い深度に存在していることが挙げられる。つまり，岩盤という不透水層が地表近くに出ていることにより，山地斜面部の透水層厚が薄くなっているとともに，勾配が急なため地表付近の浅層部を速く流下するため表面流になる可能性が高く，河川に流出して地下帯水層への浸透が非常に少なくなるためである。さらに，クラックの存在により地下空間内に滞留して自由地下水として存在しなくなる可能性も十分に考えられるので，一定標高以上の山地部からの地下帯水層への浸透をカットした。これは，ポテンシャルの高い流れをカットすることに繋がるので，水位を下げることに寄与すると考えられる。伏見桃山地区においても，深草付近の桃山丘陵部の北部の基盤標高は高く，地表標高との差である帯水層厚も40m程度であり，西部の平地部との差異は小さい。ただし，桃山丘陵部南部の基盤標高は平地部との差異が小さく帯水層が厚くなっている。そのため，90m以上の山地部での降雨涵養をゼロと見なした。

4.3　河川と地下水間の交流現象モデル

河川メッシュ上では，河川水の一部が地下に涵養すると考えられる。本研究では，成戸ら（2000）が用いたモデルを参考にして涵養量を計算する。このモデルは，河床に薄い難透水層が存在することを仮定して，その透水係数から河川の鉛直浸透量を評価する。Fig.11に示す河川水面と地下水面の水位差を Δa ，難透水層の厚さ $\underline{a}$ ，難透水層の透水係数 k_m をパラメータとして，次式を用いて鉛直浸透量 q_m を求める。

$$q_m = k_m \frac{\Delta h}{\Delta a} \qquad \cdots\cdots\cdots(4.9)$$

地下水位が河川水位よりも高くなり，Δh が負の値になるときは，逆に地下水から河川に流出しているとして，河川・地下水間の双方向の水のやり取りを表現した。また，成戸らは Δa =0.1[m]，k_m=0.4 [m/h]としているが，成戸らが対象とした河川と研究対象領域の桂川・宇治川では河川の規模が異なるので，この数値を基本として感度解析を実施する。上述の河川涵養モデルを適用するためには，計算時間ごとに変動する河川水位を全ての河川メッシュで決める必要があるので，対象領域内の河川メッシュの判定を細密数値情報により厳密に行い，国土交通省水文水質データベースから対象領域内の河川観測所の水位観測値を内挿補間して全河川の水位を算定した。また，河床標高については，厳密な測量が行われている地点がほとんどないので，その他の地形情報等から推定した。

4.4　揚水量等の設定

工場揚水量に関しては京都府の統計データを基に1975年から2005年までの各年における京都府の市区町村別揚水量を算定した（田中ら，2009）。本研究では，工業用水が平日のみに揚水されるものとして算定するよう修正した。上水道地下水揚水量については，京都府統計データを基に工業揚水と同様に算定した。京都市では地下水利用がなされていないので，他の市町村区域においてのみ揚水が存在するものと仮定している。ただし，上水用井戸地点を特定することができなかったので，対象市町村全域面積で除して各メッシュに割り当てている。農業用水に関しては，農林水産省の農業用地下水の利用実態調査データ(1993)を用い，月別の水田およびその他農地に区分した地下水利用量をもとめた。現実の揚水用ポンプの存在地点を特定できなかったので，計算上は水田・農地が存在するメッシュに割りあてている。

4.5　結果と考察

今回のモデル計算では，気象庁京都地点のアメダス1時間雨量データを用いて，1989年から1998年までの10年間の地下水流動シミュレーションを行い，観測結果の再現性を評価した。

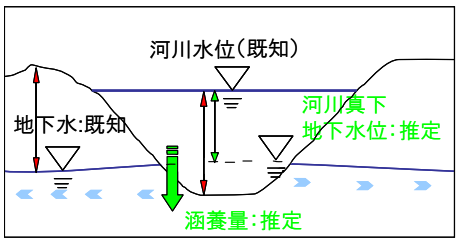


Fig.11 Sketch of groundwater and river water flow model

また，地表データ・基盤データ・土地利用データを用いて，京都盆地水系における計算条件を設定し，そこに1981年から1988年の期間の降雨量を与え，年内変動が定常状態になるまでスピンアップ計算を行い，その後あらためて，1989年から1998年までの期間についての地下水流動モデルの計算を行い，井戸水位観測値と比較・検証した。1989年から地下水位シミュレーション行った理由としては，1989年以前の５年から10年程度の降水データを用いて1989年からの経年的な地下水位変化を同定するのが理想的であるため，1981年から1988年の降水データをスピンアップのために用いたことと，水文水質データベースの河川水位データが1989年からしかないことが挙げられる。得られた結果は10年間という経年的かつ全体的な地下水流動特性を示しており，本研究の目的を満たすものと考えた。対象領域内に含まれる井戸観測地点は，国土交通省の地下水観測地点である上鳥羽・下鳥羽・深草・桃山の４地点，本研究の観測地点５地点である。ただし，本研究の観測はまだ短期間のため，地下水位の評価は主として国土交通省の観測井戸のデータで行う。

本研究の特徴として，表流水の地下水への影響を評価するため，先行研究のモデルに雨天時の地表涵養量を算定する計算と，河川からの涵養量を算定する計算を追加導入したことがあげられる。それらに関して，どのように出力値に影響を与えるのかを調べるため，感度分析を行った。その際，十分なスピンナップを繰り返し，その最終時点での計算値を初期値として評価期間の計算を行っている。

まず，降雨時の地表涵養の初期損失の有無について比較した。初期損失を設定した場合，設定していないものと比べて全体的に水位が低下し，また，少量の雨では涵養しなくなったため，降雨時の水位の変動が緩やかになっており，河川に比べて水位変動が小さい地下水位の特徴に近くなった。ただし，観測値と比べても降雨に対する反応が小さくなりすぎているため，改善する必要がある。

次に河川涵養の大小の影響について評価した。式

(4.9)に示すように，河川涵養量は河川水位と地下水位の差に，難透水層の透水係数・難透水層厚の逆数を与えることによって決まる。その影響を調べるため，透水係数・難透水層厚をパラメータとして変動させた。河川涵養の影響が大きくなるケースでは，地下水水位の絶対値が高く，降雨による影響がほとんど現れない。これは，河川からの涵養は降雨量の有無に関係なく常に起きているので，河川涵養量と降雨による涵養量とのスケールが違いすぎると，降雨時もその影響が見られなくなるためだと考えられる。逆に，河川涵養量が降雨による涵養量と比べてスケールが小さすぎる場合は，ほとんど降雨のみの影響になってしまう。また，三川合流付近などでは，地下水位が河川水位を上回り，涵養量が負の値になる，すなわち地下水から河川に水が流入する交流現象も見られた。このこともふまえて，地下水からどの程度のスケールの河川涵養量設定が良いかは，水位だけでなく水質の観点からも，今後検討していく課題である。

地表標高は100mメッシュで設定されているため，河床の掘り下げで周りよりも標高が低い河川を含むメッシュ上でも，標高が周りとの平均値で与えられて過大評価していると考えられる。このため，先行研究（田中ら，2009）では河川メッシュで一律標高を-8mした上で，その標高に河川変動幅を与えたものを地下水位としていた。本研究では河川涵養量を考慮するため，この河川メッシュの標高補正を考え直す必要がある。そのため，標高補正を行わない場合と，河川メッシュで一律標高を-4mしたものを比較した。河川メッシュの標高補正をしていない場合は，降雨に対する反応が小さい。河川涵養量は式(4.9)のパラメータの他に，河川水位と地下水位の差で決まるので，河川水位が過大評価されている場合，河川涵養の影響が大きくなりすぎるためだと考えられる。また，先行研究（田中ら，2009）では降雨時は河川の変動幅がそのまま地下水位に影響を与えるのに対し，本研究では河川涵養を考えることで，降雨時の地下水の影響は河川水位変動による河川涵養量の増加によるものになる。そのスケールを比較すると，同じ降雨時に河川水位変動の方が河川涵養量増加による地下水位への影響よりも，10～100倍ほど大きいことが分かった。そのため，河川涵養を考えるときは，日平均雨量や日平均河川水位を使うのではなく，変動幅の大きい時間平均のデータを使用する必要があると考えられる。

以上の感度解析を踏まえてパラメータ調整を行った結果をFig.12に示す。地下水水位標高の絶対値のバイアスについては，本研究で用いたモデルおよびパラメータ設定値では改善できなかった。その理由の

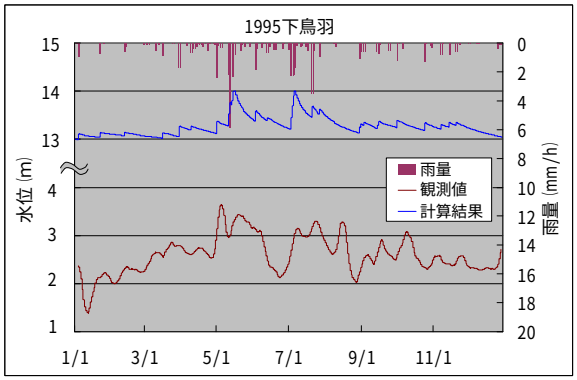


Fig.12 Calibration of groundwater level

ひとつは観測井戸の地表標高とモデルの100mメッシュの代表標高が必ずしも整合しておらず，100mメッシュの平均水位が観測地点のピンポイントの水位とは比較することが困難なことが考えられる。また，観測データに記載されている観測地点標高値に誤記がある可能性があり，現地での標高測定を行う必要がある。本研究での独自観測井戸については，現在気圧標高計を用いた観測を実施し，測量標高代表点との比較から地表標高を確定し，地下水水位標高を算定する予定である。

4.6　地下水水質計算

水質計算では文献値を元に地表涵養水の全窒素濃度等を設定して計算した。局所的に濃度数値が大きくなるが，全般的に観測値と比べて濃度数値が１オ

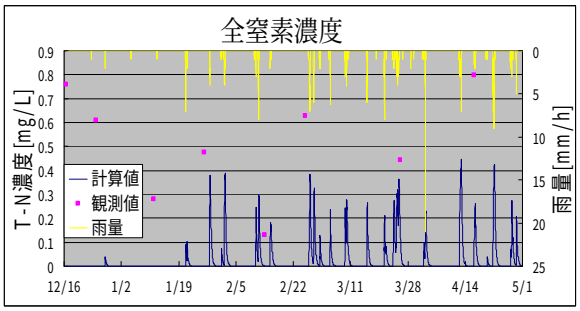


Fig.13 Simulation of groundwater quality

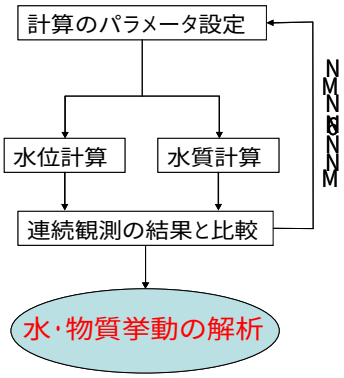


Fig.14 Model improvement process

ーダー小さい結果となった。そのため水質モデルとともに流動モデルの改良が必要で，独自の連続観測データに基づいて水質再現計算を行っている。しかし，現段階では水量および物質（窒素）の収支バランスが悪く，水質計算結果は，降雨時の涵養＝窒素負荷の侵入により極端な水質変化を示している(Fig.13)。今後は連続観測データを用いて，水質モデルにおける地表涵養と河川涵養による水・物質の供給，移流拡散による移動，グリッド内での物質変換のバランスを整合させつつ，流動および水質計算パラメータの見直しや，サブモデルの追加といったモデル調整を循環的に行っていく(Fig.14)。

5．結論

観測データから京都盆地南部の表流水と地下水の水質特性の類似性を明らかにし，地下水流動・水質モデルによる解析を行った。現在実施中の連続観測で得られる時空間的に密な水位・水質データに基づいて，水収支および汚濁物質収支を算定評価して地下水流動・水質モデルの再現性を確認し，最終的に京都盆地全体の地下水動態を定量的に評価する。

謝　辞

本研究調査にあたり，こころよく所有井戸での観測を了解いただいた関係者の方々に深く謝意を表します。

参考文献

城戸由能・井口貴正・深尾大介（2004）：河床底泥が河川水質に及ぼす影響，京都大学防災研究所年報，Vol.47B，pp.809-818。

城戸由能・川久保愛太・井口貴正・田中幸夫・中北英一(2007)：鴨川における河川水と地下水間の水・物質循環の解明，京都大学防災研究所年報，Vol.50(CD-ROM)，pp.579-594。

城戸由能(2008)：西羽束師川流域の水文・環境観測と水･汚濁負荷流出解析, 京都大学防災研究所年報，Vol.51(CD-ROM)，pp.549-564。

城戸由能・鳥井宏之・中北英一(2009)：賀茂川水系の汚濁負荷流出過程の解析，京都大学防災研究所年報，Vol.52(CD-ROM)，pp.625-636。

KG-NET・関西圏地盤情報協議会（2007）：関西圏地盤情報データベース，2006年度版。

国土交通省河川局編(1992～2002)：地下水水質年表。

田中幸夫・城戸由能・中北英一(2009)：京都盆地水系を対象とした地下水流動および水質解析，京都大学防災研究所年報, Vol.52B(CD-ROM), pp.607-624。

成戸章典・岡太郎・石井将幸(2000): 高知県春野町における地下水塩水化の平面二次元解析，海岸帯水層中の塩水の有効利用に関する研究報告書，pp. 57-69.

バトルアブドレイム･城戸由能･粟津進吾･中北英一(2010)：京都盆地水系における地下水水質の時空間特性解析，土木学会環境工学論文集(投稿中)。

平良康貴・藤村和正(2003)：乞田川流域におけるGISデータを用いた洪水流出解析，第30回土木学会関東支部技術研究発表会講演概要集.

Kido, Y., Fukao, D. and Nakakita, E.)2006): Pollutant Runoff Impacts on a Urban River Environment through the Combined and Separate Sewerage System, Proc. of the 6th Japan-Taiwan Joint Seminar on Natural Hazard Mitigation , pp.Session B-7-1 ～ Session B-7-11.

Robert E. Horton(1939): Analysis of runoff-plot experiments with various infiltration-capacity. Trans. Amer. Geophys. Union，pp. 693-711.

Yoshinobu KIDO, Yukio Tanaka, Aita KAWAKUBO and Eiichi NAKAKITA(2009): Water Budget Analysis by Combination Modeling of Groundwater and River water flow in Kyoto Basin, Proc. of 4th Conf. of the APHW，pp.348-353.

Investigation on Water Budget and Pollutant Balance between Surface Water and Groundwater in Kyoto Basin

Yoshinobu KIDO, Shingo AWADSU*, Batuer Abudoureyimu*, Hiroyuki TORII* and Eiichi NAKAKITA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The groundwater in Kyoto basin has been utilized for the domestic and industrial use, because of stable water temperature and good water quality. The ground subsidence in the southern part of the Kyoto basin by an excessive pumping during the high economic growth period has been made quiet by the legal restriction afterwards, but there remain some problems such as spring water depletion and water pollution in present. In this study, water budget and pollutant balance between surface water and groundwater in Kyoto basin are observed and analyzed for sustainable utilization of groundwater resources. The groundwater flow is simulated by the two-dimensional saturation groundwater model, and ground water quality is also simulated by the advection and diffusion water quality model. These numerical simulation models are improved by feedback loop between each model output for the concordance of water budget and pollutant balance.

Keywords: groundwater, continuous observation of water level and water quality, model analysis, Kyoto Basin

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

地表面水文過程に基づいた作物生長モデルの構築

萬和明*・藤園順哉*・立川康人*・椎葉充晴*

*京都大学大学院工学研究科

要　旨

水資源管理上重要となる農業用水の把握を目的として，SWIM (Soil and Water Integrated Model) に組み込まれている作物生長モデルを既開発の陸面過程モデル SiBUC (Simple Biosphere including Urban Canopy) に組み込み，地表面水文過程に基づいた作物生長モデルを構築する。作物生長モデルでは気温と光合成有効放射 PAR (Photosynthetically Active Radiation) を入力とし，PAR に応じて増加するバイオマス量と，バイオマス量の関数で表現される葉面積指数 LAI (Leaf Area Index) を日単位で出力する。SiBUC で計算された PAR と，実蒸発散量と可能蒸発散量の比で定義する作物生長の水ストレス項を SWIM に与え，SWIM で計算された LAI を SiBUC に受け渡すことで両者を結合させ，地表面水文過程に基づいた作物生長モデルを構築した。

キーワード：地表面水文過程，作物生長モデル，陸面過程モデル，葉面積指数

1. 序論

今世紀は「水の世紀」と言われ，地球規模での水問題に注目が集まってきている。地球温暖化に起因して降水パターンが変化しつつあると指摘されており，局地的な洪水や渇水への対策，農業用水や生活用水の安定供給といった水資源管理の適応が急務となっている。Shiklomanov (2000) によると，現在，世界の水消費の 80 % 以上が農業用水であり，Döll and Siebert (2002) によると，世界の食糧生産量の 40 % 以上が灌漑農地で生産されていると推定されている。そのため，水資源問題に取り組むにあたり，農業用水，あるいは灌漑で消費される水量を正確に見積もることが不可欠であり，作物の成長過程を把握することが重要となる。

灌漑水量を推定するためのひとつの手法として，Yorozu et al. (2004) は陸面過程モデルを応用する手法を提案した。Yorozu et al. (2004) が用いた陸面過程モデルは，京都大学防災研究所で開発されてきた SiBUC (Simple Biosphere including Urban Canopy) (Tanaka, 2004) である。SiBUC はその名が示すように SiB (Simple Biosphere) (Sellers et al., 1986) をベースとしたモデルで，植生の他に都市キャノピーと水体を考慮できるモデルである。また，SiBUC では，灌漑による水操作をモデル化しており，水田を地表面状態のひとつとして考慮できる。そこで Yorozu et al. (2004) は，灌漑操作をモデル化しているという SiBUC の特徴を活用し，作物を最適に生育させるために必要となる灌漑水量の全球分布を推定している。さらに萬ら (2006) は，陸面過程モデルの入力値である降水量，パラメータである植生指標，出力値である灌漑水量の相関分析から，気象変動に対する農業システムの耐性・脆弱性を指摘しうることを示している。

しかしながら，SiBUC では植生の季節変化は時間変化するパラメータで表現しており，作物も含めた植生全体の生長過程はそのパラメータに強く依存する。そのため，将来気候条件下での数値計算や気象条件などに対する感度実験に対して，植生の状態がどの程度変化するか，あるいは不変とするか，など，適切に条件設定する必要がある。

そこで本稿では，作物が時々刻々生長する過程を既開発の陸面過程モデルに組み込み，地表面水文過程に基づいた作物生長モデルを構築する。作物生長モデルが適用されれば，前述の問題が解消するだけ

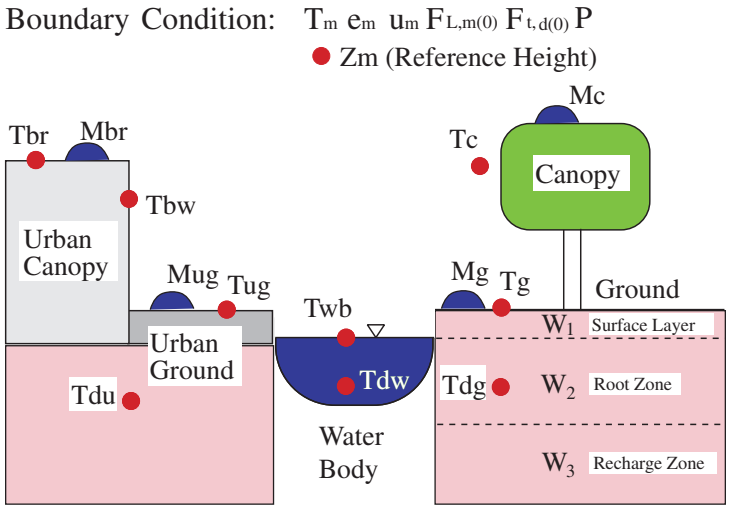


Fig. 1 Schematic image including prognostic variables of SiBUC

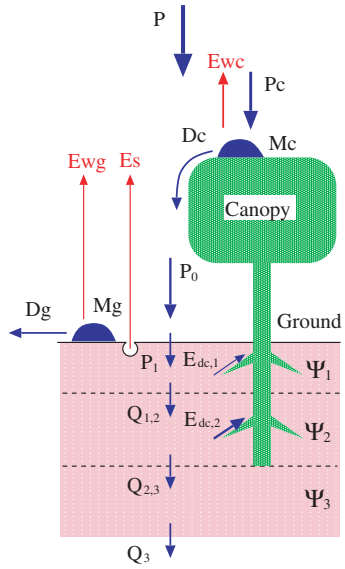


Fig. 2 Schematic image of water budjet in vegetation sub model of SiBUC

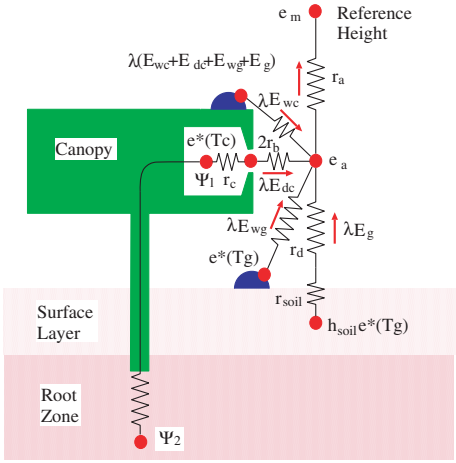


Fig. 3 Schematic image of latent heat fluxes transfer in SiBUC

でなく，水資源量のみならず作物生産量に関する議論も可能となる。

2. 陸面過程モデル SiBUC

2.1 概要

SiBUC は SiB (Simple Biosphere) をベースに開発されてきた陸面過程モデルである。SiBUC で表現される地表面要素は，複数の植生ばかりでなく，都市域や河川・湖沼等の水体にも及ぶ。FAO 統計値 (Food and Agriculture Organization of the United Nations, available at http://faostat.fao.org/) と Turner et al. (1993) によると，全球規模で考えれば，陸域に占める都市・水体の割合は，それぞれ約 1.8%，2.7%であり，植生割合に比べ都市・水体の割合は小さく，従来の陸面過程モデルでは都市や水体は表現されずに省略されてきた。しかし，都市・水体の水・熱収支特性は植生地とは全く異なるため，水・熱収支へ与える影響が小さいとは言い切れない。

そこで，陸面過程モデルの精度を向上させることを目的に，従来まで考えられてきた植生モデルに都市・水体の効果を加えたモザイクモデルとして開発されたのが SiBUC である。Fig. 1 に SiBUC の概念図と予報変数を示す。

Table. 1 List of varibles used in eq. (1)-(5)

Variable	Definition	Unit
W_i	soil moisture of *i* th layer	–
D_i	soil depth of *i* th layer	m
$\theta_{\rm s}$	soil porosity	–
$\rho_{\rm w}$	density of water	kg m^{-3}
ρ	density of air	kg m^{-3}
$E_{\rm s}$	direct evaporation from surface soil layer	kg m^{-2}s^{-1}
$E_{{\rm dc},i}$	abstraction of soil mopisture by transpiration	kg m^{-2}s^{-1}
P_1	infiltration of precipitation into surface soil layer	m s^{-1}
$Q_{i,i+1}$	water flow between soil layer	m s^{-1}
Q_3	gravitational drainage from recharge layer	m s^{-1}
$C_{\rm p}$	heat capasity of air	J kg^{-1} K^{-1}
γ	psychrometric constant	hPa K^{-1}
$e_*\,(T)$	saturated water vapor pressure on T	hPa K^{-1}
$W_{\rm c}$	moistening ratio of canopy	–
$W_{\rm g}$	moistening ratio of soil ground	–
$r_{\rm b}$	bulk canopy boundary layer resistance	m s^{-1}
$r_{\rm c}$	bulk canopy resistance	m s^{-1}
$r_{\rm d}$	aerodynamic resistance between ground and canopy air space	m s^{-1}
$r_{\rm soil}$	bare soil surface resistance	m s^{-1}
$h_{\rm soil}$	relative humidity on soil surface	–

2.2 基礎式

SiBUC における大気境界条件は他の陸面過程モデルと同じである。すなわち，参照高度における気温，比湿，気圧，風速，降水量，短波放射量，長波放射量である。それらを入力値として，温度，遮断水分量，土壌水分量に関する支配方程式を解く。本稿では，主に議論の対象となる土壌水分量に関する支配方程式について以下に記す。

SiBUC では土壌は 3 層で表現され，各層の土壌水分量は Richards 式 (Richards, 1931) によって表現されており，各層における支配方程式は以下の通りである。

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{1}{\theta_{\rm s} D_1}\left\{P_1 - Q_{1,2} - \frac{1}{\rho_{\rm w}}(E_{\rm s} + E_{{\rm dc},1})\right\} \quad (1)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\theta_{\rm s} D_2}\left(Q_{1,2} - Q_{2,3} - \frac{E_{{\rm dc},2}}{\rho_{\rm w}}\right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{1}{\theta_{\rm s} D_3}\left(Q_{2,3} - Q_3\right) \quad (3)$$

ただし，使用されている変数の説明は，式 (4), (5) で使用されている変数とともに Table. 1 に示す。式 (1)-(3) から，土壌水分 W_i は，地表面からの土壌への浸透 P_1，土壌中の浸透 $Q_{1,2}$, $Q_{2,3}$，基底流出 Q_3，地表面からの蒸発 E_s，蒸散に伴って根から吸い上げられる水分 $E_{{\rm dc},1}$, $E_{{\rm dc},2}$ によって決定されることがわかる。ここで，蒸発散量は，抵抗に反比例しポテンシャル差（水蒸気圧差）に比例する形で定式化されており，次のように表現されている。

$$\lambda E_{\rm s} = \left(\frac{r_{\rm soil} + r_{\rm d}}{1 - W_{\rm g}}\right)^{-1} \times \frac{\rho\, c_{\rm p}}{\gamma}\Big\{h_{\rm soil}\, e_*(T_{\rm g}) - e_{\rm a}\Big\} \quad (4)$$

$$\lambda E_{\rm dc} = \left(\frac{r_{\rm c} + 2r_{\rm b}}{1 - W_{\rm c}}\right)^{-1} \frac{\rho\, c_{\rm p}}{\gamma}\Big\{(e_*(T_{\rm c}) - e_{\rm a}\Big\} \quad (5)$$

ただし，使用されている変数の説明は，式 (1)-(2) で使用されている変数とともに Table. 1 に示す。なお，$r_{\rm b}$, $r_{\rm c}$, $r_{\rm d}$ については，計算時点での気象条件と植生の活性度合いを示すパラメータである LAI (Leaf Area Index: 葉面積指数) に従って決定される。

SiBUC の植生モデルにおける水収支と潜熱フラックス輸送を概念的に図示すると，それぞれ Fig. 2 , Fig. 3 のようになる。

3. 作物生長モデル

3.1 概要

本稿では，作物生長モデルとして，水文植生水質統合型モデル SWIM (Soil and Water Integrated Model)

(Krysanova et al, 2000) で用いられている作物生長モデルを用いる。SWIM は数百から数万 km^2 の流域を対象とした分布型水文植生水質モデルである。蒸発散，表面流出，融雪過程などを含む水文過程，作物生長過程，窒素動態，土壌浸食，河道流出の 5 つのサブモデルから構成されている。

3.2 基礎式

SWIM における作物生長モデルでは，積算気温で作物の生育度合いを表現しており，光合成有効放射量の積算量からバイオマス量を推定している。

作物の生育段階 I_s は次式で表される。

$$I_\mathrm{s} = \frac{\sum_t \{T(t) - T_\mathrm{b}\}}{P_\mathrm{h}} \tag{6}$$

ここで，$T(t)$ は日時 t における日平均気温 [K]，T_b は作物の生長に必要な基準温度 [K]，P_h は作物が成熟するための積算温度 [K] である。

作物の総バイオマス量 B_t[10^4 kg m^{-2}] は以下のように表される。

$$B_\mathrm{t} = \sum_t B_\mathrm{e}\, R_\mathrm{pa}\, S_\mathrm{g} \tag{7}$$

$$R_\mathrm{pa} = 0.5\, S_\mathrm{d}\{1 - \exp(-0.65 I_\mathrm{l})\} \tag{8}$$

ここで，B_e はエネルギーとバイオマスの変換効率 [10^{10} J^{-1} kg] で作物毎に固有の値であり，R_pa は光合成有効放射量 [10^6 J m^{-2}]，S_g は生長ストレス，S_d は短波放射量 [W m^{-2}]，I_l は葉面積指数 LAI である。

LAI は $0 \le I_\mathrm{s} \le I_\mathrm{m}$ では単調増加関数（式9），$I_\mathrm{m} \le I_\mathrm{s} \le 1$ では単調減少関数（式10）で表現される。ここで，I_m は作物が成熟し LAI が減少し始める段階を表す。

$$I_\mathrm{l} = \frac{I_\mathrm{lm}\, B_\mathrm{g}}{B_\mathrm{g} + \exp(9.5 - 0.0006 B_\mathrm{g})} \tag{9}$$

$$I_\mathrm{l} = 16\, I_\mathrm{lm}\, (1 - I_\mathrm{s})^2 \tag{10}$$

ここで，I_lm は作物毎に決定される LAI の最大値，B_g は地上のバイオマス量 [10^{-4} kg m^{-2}] である。B_g は B_t と I_s の関数として表される。

$$B_\mathrm{g} = \{1 - (0.4 - 0.2 I_\mathrm{s})\}\, B_\mathrm{t} \tag{11}$$

3.3 生長ストレス

作物生長モデルでは，生長ストレス項を導入することにより，水不足や日照不足といった気象条件による作物生長の違いを考慮することが可能である。SWIM の作物生長モデルでは，生長ストレスとして，水分，気温，窒素，リンの 4 項目が考慮されている。本項では気象要素に着目し，水分と気温ストレスを扱う。

水分ストレス S_w は蒸発散量と可能蒸発散量の比で定義される。

気温ストレス S_t は，作物の生育に最適な温度 T_o を定義し，$T(t) \le T_\mathrm{o}$ の場合は式(12)で，$T(t) T_\mathrm{o}$ の場合は式(13)を用いてそれぞれ求める。

$$S_\mathrm{t} = \exp\left\{\ln(0.9)\left(\frac{T_\mathrm{o} + T_\mathrm{b}}{T_\mathrm{o} - T_\mathrm{b}} \times \frac{T_\mathrm{o} - T(t)}{T(t)}\right)^2\right\} \tag{12}$$

$$S_\mathrm{t} = \exp\left\{\ln(0.9)\left(\frac{T_\mathrm{o} - T(t)}{2T_\mathrm{o} - T(t) - T_\mathrm{b}}\right)^2\right\} \tag{13}$$

4. 地表面水文過程に基づいた作物生長モデル

本稿では，陸面過程モデル SiBUC と水文植生水質統合型モデル SWIM の作物生長モデルとを結合し，地表面水文過程に基づいた作物生長モデルを構築する。以下にその手順を示す。

SiBUC に対する大気境界条件は，気温，比湿，気圧，風速，降水量，短波放射量，長波放射量である。このうち，短波放射量の可視波長成分（SiBUC では短波放射量の半分として計算する）が光合成有効放射量である。また，式(4)，(5) から蒸発量，蒸散量が計算されるが，土壌水分が飽和状態にあるとしてこれらの式を解くことで，可能蒸発散量を求めることができる。

SWIM の作物生長モデルにおける入力気象要素は，日平均気温と短波放射量である。ただし，短波放射量は式 (8) にしたがって光合成有効放射量に変換される。そこで，本稿で構築する作物生長モデルでは，光合成有効放射量は式 (8) は使用せずに SiBUC で計算する値を用いる。さらに，作物生長の水分ストレス項は，SiBUC で計算される蒸発散量と可能蒸発散量の比で与える。作物生長モデルからは，バイオマス量から計算される LAI が SiBUC に与えられる。

5. 構築したモデルの適用例

5.1 対象地と使用するデータ

本節では，本稿で構築したモデルの適用例を示す。詳細な気象データを得ることができることから，対象地域を日本の農地に定める。モデルによる LAI 推定値の検証のためには，広大な農地が展開している地域が適切であるので，本稿では新潟県の水田地帯を対象とする。新潟県では，概ね 5 月中旬に田植えを実施し，9 月中旬に収穫することが知られている。

入力する気象データは，新潟気象台の観測値から，椎葉ら (1999) が提案した手法に基づいて作成する。対象とする期間は 2003 年から 2007 年である。LAI 推定値の検証には，MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) センサにから得られる推定値を用

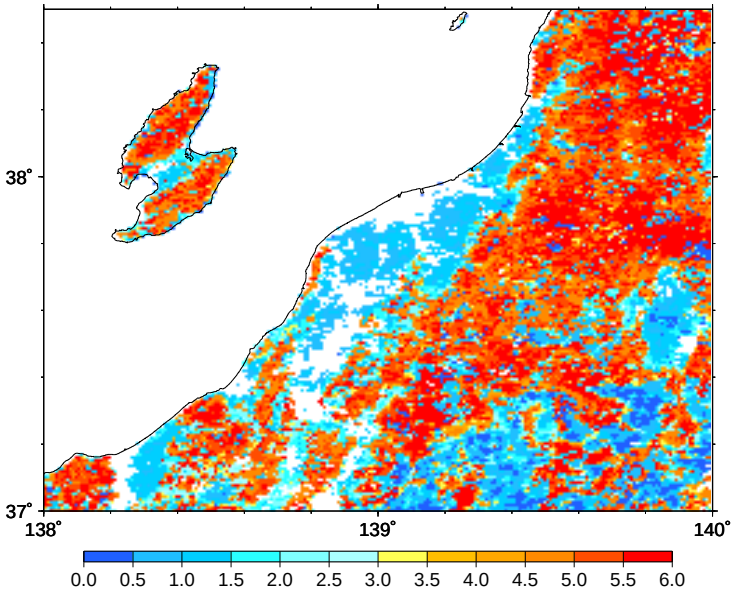


Fig. 4　Leaf Area Index around Niigata prefecture

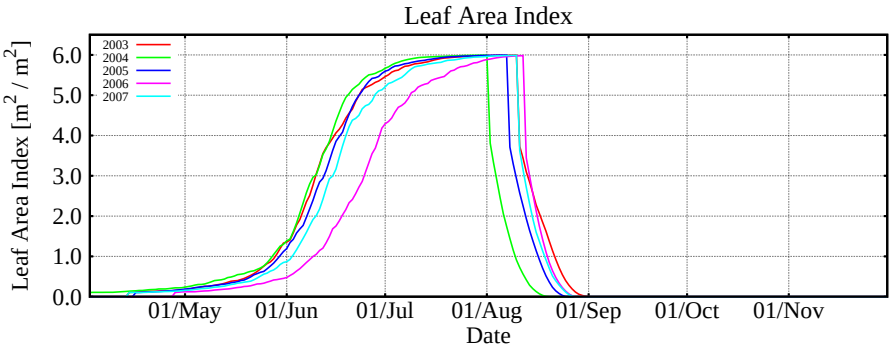


Fig. 5　LAI estimation using original parameter derived from user manual

いる。本稿では Terra 衛星と Aqua 衛星に搭載された MODIS センサから得られた LAI 推定値の 8-days composite である MCD13A2 プロダクト（空間解像度 1km）を使用する。ただし，プロダクトの作成過程では，土地利用として水田が考慮されていないため，解析時には注意が必要である。モデルの適用に先立ち，国土地理院の国土数値情報を元に新潟気象台近辺で水田が広がっている地点を特定し，北緯37度55.6分，東経139度16.7分の地点における LAI の衛星推定値を検証に用いる。Fig. 4 に，新潟県付近における LAI の分布を示す。

5.2　オリジナルパラメータを用いた適用例

3.2 項で述べたように，SWIM では作物の生長を表現するために複数のパラメータを設定する必要がある。本節では，SWIM の User Manual に記載されているパラメータ (Krysanova et al., 2000) を用いて LAI を推定した。具体的には，作物の生長に必要な基準温度 $T_{\mathrm{b}} = 283.15$ [K]，作物が成熟するための積算温度 $P_{\mathrm{h}} = 1500$ [K]，エネルギーとバイオマスの変換効率 $B_{\mathrm{e}} = 25$ [10^{10} J^{-1} kg]，作物が成熟し LAI が減少し始める段階 $I_{\mathrm{m}} = 0.8$，LAI の最大値 $I_{\mathrm{lm}} = 6.0$，作物の生育に最適な温度 $T_{\mathrm{o}} = 293.15$ [K] である。これらの値を用いて推定した LAI の結果を Fig. 5 に示す。同図で，線色の違いは年による違いを表している。

同図より，LAI のモデル推定値は5月中旬以降に大きく増加していることから，作物の生長開始時期については妥当な結果が得られた。しかしながら，LAI 推定値は7月下旬から8月上旬にかけてピークに達しており，成熟時期が早く推定されていることが分かる。加えて，ピークに達した後，LAI は急激に減少し1ヶ月程度の期間で 0 になる様子がみてとれるが，実際は2ヶ月程度の期間で減少していく。これらは，作物生長モデルのパラメータを調整することで改善が見込まれるため，次項でパラメータの再設定を実施する。

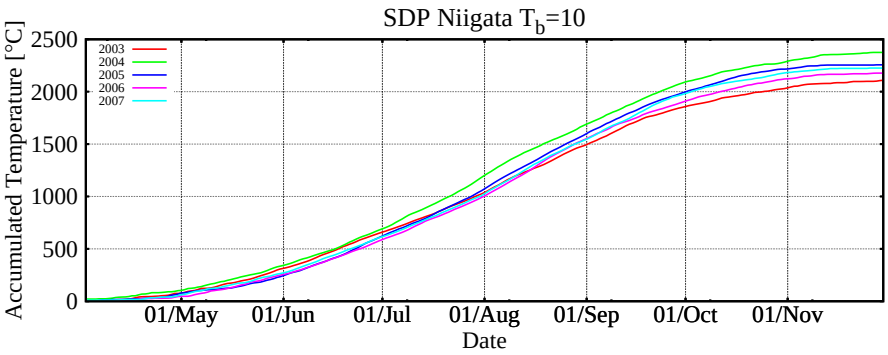


Fig. 6　Accumulated daily average temperature more than 10 °C

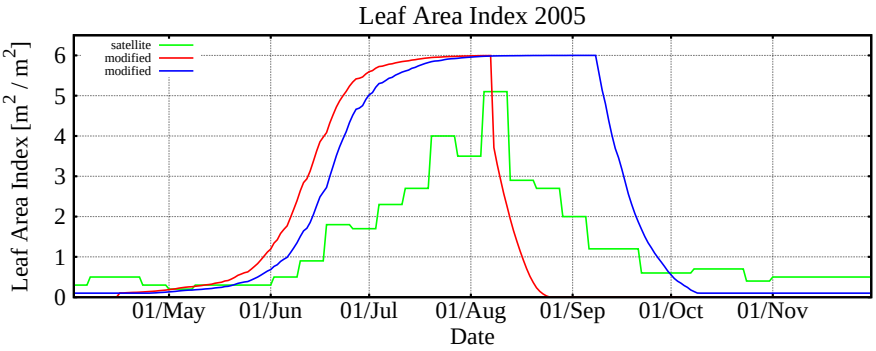


Fig. 7　LAI estimation using improved parameter

5.3　パラメータの再設定

LAI がピークに達するまでの時間に関係するパラメータは P_h，I_m，そして B_e である。Fig. 6 に，解析対象期間における日平均気温が T_b 以上の積算温度を示す。本稿では，I_m と B_e は SWIM の User Manual の値を用い，LAI モデル推定値のピーク時期が 9 月中旬となるように P_h の値を調整することとした。Fig. 6 から，9 月上旬から中旬の積算温度の値に基づいて，$I_\mathrm{s} = I_\mathrm{m}$ において積算温度が 1700 [K] となるよう，$P_\mathrm{h} = 1700/I_\mathrm{m}$ [K] とした。また，式 (9) と式 (10) の不連続性を解消するために，式 (10) における I_lm はパラメータとして与えるのではなく，$I_\mathrm{s} = I_\mathrm{m}$ において式 (9) で推定される LAI の値を与える。

以上のように修正したパラメータならびに基礎式を用いて，LAI を再推定した結果が Fig. 7 である。同図は 2005 年を対象に，衛星推定値を緑線で，パラメータに SWIM の User Manual の値を用いた推定結果を赤線で，修正したパラメータを用いた推定結果を青線で，それぞれ示している。同図から，LAI のピーク時期が 9 月以降となり，また，LAI の減少速度が緩やかになっていることがわかる。紙面の都合上，2005 年の結果のみを示すが，他の年でも同様に良好な LAI の推定結果が得られている。なお，**5.1** で述べたように，本稿の事例では衛星推定値は植生の季節変化を適切にできていないことがわかる。

6.　結論

本稿では，陸面過程モデル SiBUC と水文植生水質統合型モデル SWIM (Soil and Water Integrated Model) の作物生長モデルとを結合させ，地表面水文過程を考慮した作物生長モデルを構築した。

両モデルの結合は，SiBUC で計算される蒸発散量と可能蒸発散量の比を作物生長の水分ストレス項として，また，光合成有効放射量を気象入力として作物生長モデルに与え，作物生長モデルは受け取った値を基に LAI を計算し SiBUC に渡すことで実現している。

構築した結合モデルを日本の新潟県の水田を対象に適用したところ，SWIM のオリジナルパラメータを用いる場合には，LAI の推定精度は十分ではなかった。そこで，作物生長モデルの基礎式を修正し，パラメータのチューニングを実施したことで，精度よい LAI モデル推定値を得ることができた。

今後の課題としては，作物生長モデルによって推定されるバイオマス量を収穫量に換算し，作物収穫

量への応用を目指すこと，他の地域や他の作物へ適用することなどが挙げられる。

謝辞

京都大学大学院工学研究科 Kim Sunmin 講師には深い議論を通して有意義なコメントをいただきました。

参考文献

椎葉充晴, 立川康人, 田中賢治, 市川温, 金澤瑞樹: 大気・陸面過程モデルと山腹斜面水文モデルの結合, 京都大学防災研究所年報, 第42号, pp.169-176, 1999.

萬和明, 田中賢治, 池淵周一: 全球灌漑要求水量と降水量の相関分析, 水工学論文集, 第50巻, pp.535-540, 2006.

Döll, P., and S. Siebert: Global modeling of irrigation water requirements, *Water Resour. Res.*, Vol.38, No.4, pp.8.1-8.10, 2002.

Krysanova, V., D-I Muller-Wohlfeil, A. Becker: Development and test of a spatially distributed hydrological/water quality model for mesoscale watersheds., *Ecol.Model.*, Vol.106, pp.261-289, 1998.

Krysanova, V., F. Wechsung, J.Arnold, R. Srinivasan and J. Williams: SWIM (Soil and Water Integrated Model) User Manual, 2000.

Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models, *J. Atmos. Sci.*, Vol.43, pp.505-531, 1986.

Shiklomanov, I. A.: Appraisal and assessment of world water resources, *Water Int.*, Vol.25, pp.11-32, 2000.

Tanaka, K. (2004): Development of the new land surface scheme SiBUC commonly applicable to basin water management and numerical weather prediction model, doctoral dissertation, Kyoto University.

Turner, B.L., R. H. Moss and D. L. Skole (1993): Relating Land Use and Global Land-Cover Change: A Proposal for an IGBP-HDP Core Project, *IGBP Report*, No. 24.

Yorozu, K., K. Tanaka, S. Ikebuchi (2005): Creating a global 1-degree dataset of crop type and cropping calendar through the time series analysis of NDVI for GSWP2 simulation considering irrigation effect, Proc. of 85th AMS Annual Meeting, 19th conference of Hydrology, 6.8 (CD-ROM).

Development of Crop Growth Model Based on Land Surface Hydrological Processes

Kazuaki YOROZU*, Jyunya FUJIZONO*, Yasuto TACHIKAWA* and Michiharu SHIIBA*

*Graduate school of engineering, Kyoto University

Synopsis

Land surface scheme (SiBUC: Simple Biosphere including Urban Canopy) is applied to discuss water resources vulnerability by previous studies. In these studies, it is important to assess crop growth state because agricultural water use is dominant to total water consumption whole the world. To describe crop growth by numerical simulation, we develop and introduce crop growth model into land surface scheme. Introduced crop growth model (SWIM: Soil and Water Integrated Model) is able to estimate the state of crop growth and calculate LAI seasonal and inter-annual variation. PAR (Photosynthetically Active Radiation) which is input data for SWIM is calculated by SiBUC considering the reflection, transmission, absorption and emission of direct and diffuse radiation in the visible wavelength intervals. The ratio of evapotranspiration to potential evapotranspiration which is time-varying parameter for SWIM is also calculated by SiBUC considering transfer of the soil moisture to the atmosphere through the root-stem-leaf system of the vegetation. Exchanging PAR, potential evapotranspiration, evapotranspiration and LAI, connection SiBUC with SWIM is achieved.

Keywords: Land Surface Processes, Crop Growth Model, Land Surface Scheme, Leaf Area Index

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

気候変動に伴う流域内の斜面崩壊危険度の変化

藤田正治・大塩清太郎*・堤大三

＊ 西日本旅客鉄道株式会社

要　旨

斜面崩壊の予測は一般的に降雨データに基づいて行われる。ある地域内で斜面崩壊の発生を判定する手法として，たとえば時間降雨量と積算雨量の平面上に崩壊発生限界線を決め，降雨量がその線を越えるか否かで判定する方法が使われるが，先行降雨量によって限界雨量は異なるし，その地域内に崩壊が発生するか否かだけの情報しか得られない。気候変動に伴い継続時間が長く，積算雨量の大きな豪雨の発生が増加すると，限界雨量を超えた後の連続する斜面崩壊のプロセスの情報が警戒避難システムに重要である。本研究では，実斜面を対象にして，様々な地形条件，降雨条件のもとに斜面崩壊シミュレーションを行い，個々の斜面の土層内水分量がその斜面の崩壊発生を判定する指標として適切であることや崩壊規模と降雨特性の関係を示したうえで，この指標や解析結果を重要な情報とした斜面崩壊プロセスについて，気候変動による将来の降雨条件を想定して検討する。

キーワード：斜面崩壊，気候変動，避難警報，崩壊危険度

1. はじめに

2009年8月7日から9日にかけて，台湾では台風MORAKOTによる異常豪雨により甚大な土砂災害が発生した(Chjeng-Lun Shieh, et al. , 2009)。降雨継続時間は約90時間，その間の平均降雨強度は30mm/hであり，強い雨域は台湾の南半分を覆うほど広範囲であった。総雨量は3,000mmにも達し，3日間降雨量は世界記録に匹敵するものであった。高雄県甲仙郷小林村では，降雨開始後，土石流による橋梁の破壊，土石流の氾濫堆積に起因する浸水により，村外への避難が困難な状況下で裏山に深層崩壊が発生し，崩壊土砂が集落を直撃しただけでなく，その土砂が河道を閉塞し天然ダムを形成した。その約40分後，この天然ダムが決壊したため洪水が発生し，結果的に170軒近くあった集落を2軒だけ残して跡形も無く壊滅した。このような複合土砂災害により一つの村が壊滅した。

気候変動により降雨の極端現象が増加することが危惧されており，とりわけ上述のような積算雨量の極めて大きい豪雨による複合土砂災害に対する警戒避難体制を整備することが重要となっている。これまで，土砂災害の予測は降雨量の基準値に基づく場合が多い。たとえば，斜面崩壊の予測方法には，物理モデルによるもの（例えば，道上，小島, 1981; Yagi, Yatabe, Yamamoto, 1983; 高橋，中川, 1986; 道上，藤田, 1990）や統計モデルによる方法（例えば，高橋，松岡，瀬尾，荒木，古川，水山, 2000）などがあり，どの方法もある程度斜面崩壊を予測することができ，それをもとに基準雨量が決定できる。しかし，避難する側にとってみれば，基準値を超えてから地域の中で，いつ，どのような形態の土砂移動現象がどのような規模で発生するのかを知りたい。そのためには，個々の斜面の崩壊危険度を表す指標と崩壊に対する限界値の提示およびそのモニタリング手法の開発が重要である。

本研究は，土砂災害を引き起こす現象のうち斜面崩壊に着目し，まず，斜面崩壊の危険度を表す指標に関して数値シミュレーションに基づいて検討する。手法には，前述したような降雨浸透解析と斜面安定解析から崩壊予測するモデルがあるが，堤，藤田，林(2007) も飽和不飽和浸透解析と斜面安定計算からなるモデルを提示しており，地盤情報を適切に評価することでより精度のいい解析が可能となっている。そこで，本論文では，妥当性が検証されている堤らの解析手法を使う。つぎに，気候変動の結果想定さ

れるような豪雨に対して，この指標や解析結果を使った流域内の連続する斜面崩壊プロセスや崩壊特性について述べる。

2. 斜面崩壊の危険度を表す指標

2.1 現在の指標

降雨時の斜面崩壊の発生は斜面内の地下水位に大きく支配されるので，通常，その危険度は地下水位の変動と関連の深い降雨量に基づいて行われる。降雨特性値には色々な時間スケールの雨量や実効雨量などが使われるが，特性値として積算雨量と時間降雨量を選んだ場合，両者の平面上に斜面崩壊限界線（CL）を引き，実績降雨量を使って描かれるスネーク曲線がこの限界線を越えるか否かで斜面崩壊の発生の判定が行われる。Fig. 1はその概念図を示したものである。同じ地質の地域に対して，地域内の斜面崩壊の実績から一つのCLが設定され，降雨の状態がR_Cになりこの線を越えると，この地域のどこかで斜面崩壊が発生すると予想される。しかし，より効果的な避難システムを構築するためには，降雨イベントが終了する(R_E)までに，その地域全体でどのような規模の崩壊がいつ起こるのかを予測することが重要である。気候変動によって気象の極端現象として積算雨量の大きな豪雨が発生するようになれば，R_CからR_Eまでの間が長くなり，ますますその間で何が起こるのかを把握しておく必要がある。地域内の各斜面の斜面崩壊に対する危険度の予測が可能になれば，時々刻々変化する土砂移動の状況，斜面崩壊の発生順番，崩壊規模などの重要な情報発信と連動したより高度な避難システムの構築が可能になる。本研究では，個々の斜面の崩壊に対する危険性を表す指標について，数値シミュレーションにより検討する。

2.2 シミュレーション方法

本研究では，斜面方向と鉛直方向の2次元平面に対して斜面崩壊のシミュレーションを行う。シミュレーションには，Richards式に基づく降雨浸透解析法および簡易Janbu法からなる斜面安定解析法を用いる。すべり面は動的計画法（DP法）を用いて探索する。すなわち，斜面内の想定されるすべり面の中から，DP法を用いて最少安全率の面を探索し，もしその安全率が１以下になる面が探索されたときそれをすべり面とする。解析では，斜面上流端，土層底面では不透水条件，斜面下流端では大気開放とし浸透水が排出されるものとした。計算に必要なデータは，基岩勾配，斜面勾配，斜面長，土壌水分特性曲線，飽和透水係数，内部安息角，粘着力である。このシミュレーション手法については，堤，藤田，林(2007)に詳細に述べられている。また，この手法の妥当性についてもこの論文で検証されている。

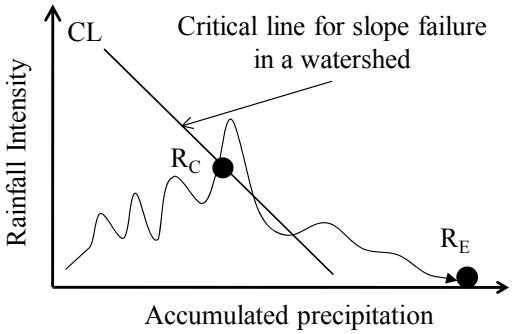


Fig. 1 Occurrence of slope failures during a rainfall event



Photo 1 Collapsed slope in Senoguchi, Taketa city, Ohita prefecture

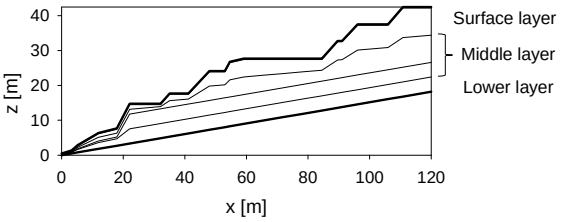


Fig. 2 Longitudinal slope surface profile and the layer structure in Senoguchi, Taketa

Table 1 Hydraulic characteristics of the soil of the slope in Senoguchi, Taketa city

	Surface	Middle	Lower
θ_s [m^3/m^3]	0.646	0.595	0.682
θ_r [m^3/m^3]	0.477	0.441	0.577
ψ_m [cm]	-792	-595	-797
σ [-]	0.875	1.36	1.02
K_s [cm/s]	2.42×10^{-2}	3.32×10^{-3}	5.69×10^{-4}

2.3 対象斜面

地質の異なる２つの実斜面を対象として斜面崩壊シミュレーションを行い，斜面崩壊危険度の指標について検討する。一つの斜面は大分県竹田市瀬ノ口

の火山堆積物からなる比較的厚い土層の斜面で，もう一つは山口県防府市真尾の花崗岩からなる比較的浅い土層の斜面である。

竹田市瀬ノ口の斜面は，2005年の台風14号による既往最大総雨量の豪雨のとき深さ15mで崩壊した。Photo 1は竹田市瀬ノ口の対象斜面の崩壊後の様子を示したものである。この斜面の崩壊前の斜面縦断形状と基岩形状はFig. 2のようである。地層は火山噴出物の堆積年代によって3層に分かれており，Fig. 2には表層，中層，下層の境界の位置も示されている。表層は新規ローム層，中層はAso-4火砕流堆積物，下層はAso-３火砕流堆積物で形成される硬質粘土である。Table 1は各層内の土の水理特性値を示したものである。ここに，θ_sは飽和体積含水率，θ_rは残留体積含水率，ψ_m は有効飽和度が50％のときの圧力水頭，σ は孔隙径分布の標準偏差, k_sは飽和透水係数である。また，各層で土質強度定数は異なると考えられるが，通常の値の範囲で土質強度定数を変化させて崩壊シミュレーションを行った結果，すべての層で内部摩擦角 ϕ = 0.30rad (17deg)，粘着力 c =1.96×10^{4}N/m^2 (2.0×10^{3}kgf/m^2)と仮定しても崩壊現象がよく説明できた（堤・藤田・林，2007）。本来は異なる値を用いるべきであるが，結果的に崩壊現象が説明できたので，本研究でもこの値を全層に対して用いる。

Table 1の各土層の飽和体積含水率および残留体積含水率を見ると，それらが非常に大きいことが分かる。これは，空隙率の大きな土層であると同時に，圧力水頭が低下しても高い含水率を維持することを示している。また，一般的な不撹乱森林土壌のψ_mがψ_m>-200cmであるのに対して，瀬ノ口の値は非常に小さく，土層内に含まれる空隙径は小さい。一方，表層，中層，下層の透水係数を降雨強度に換算すると871mm/hr，120mm/hr，21mm/hrであり，とくに表層と中層は空隙径が小さいにもかかわらず飽和透水係数は大きい。以上のことから，下層を除いて，この斜面の土層は高い保水性と透水性を有する土質である。

防府市真尾の斜面は2009年の梅雨性の豪雨により表層崩壊した。Photo 2は防府市の対象斜面の崩壊の様子を示したものである。この斜面の崩壊前の斜面縦断形状と基岩形状はFig. 3のようである。土層の厚さは約2.5m程度である。Table 2は各層の水理特性を示したものである。また，内部摩擦角および粘着力はマサ土斜面における値を参考に，ϕ=0.58rad (33.5deg), c=0.49×10^{4}N/m^2 (0.5×10^{3}kgf/m^2)と仮定する。Table 2より，竹田市瀬ノ口の斜面と比べると，飽和体積含水率，残留体積含水率ともに小さいが，両者の差は竹田市瀬ノ口の斜面より大きく，単位体積当たりの水の貯留量は竹田市瀬ノ口の斜面より多い。



Photo 2　Collapsed slope in Manao, Hohfu city, Yamaguchi prefecture

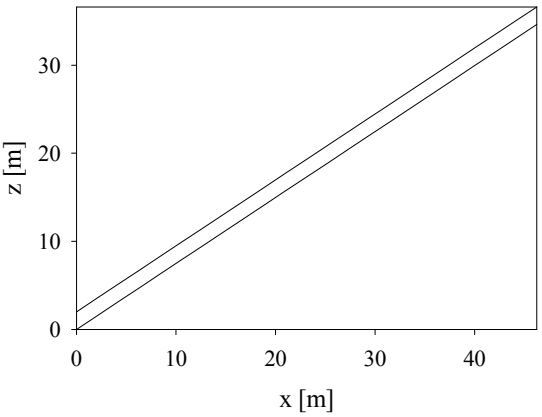


Fig. 3　Longitudinal slope surface profile and the layer structure in Manao, Hohfu city

Table 2　Hydraulic characteristics of the soil of the slope in Manao, Hohfu city

	Soil layer
θ_s[m^3/m^3]	0.387
θ_r[m^3/m^3]	0.128
ψ_m[cm]	-91
σ[-]	2.27
K_s[cm/s]	6.71×10^{-3}

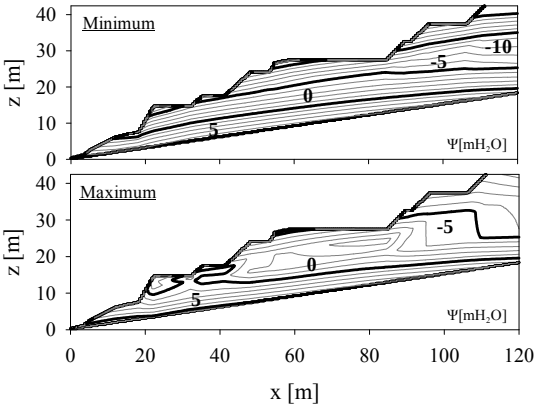


Fig. 4　Initial pressure distributions for minimum water content and maximum water content

2.4　斜面崩壊危険度の指標と限界値

同じ斜面であっても先行降雨条件の違い，すなわち初期水分状態の違いによって崩壊発生のための降雨条件は異なることは当然である。言い換えると崩壊に必要な積算雨量は先行降雨条件によって異なる。そこで，2.3で述べた２つの斜面に対して，異なる初期水分状態を仮定して，一定降雨強度の降雨を与えたときの斜面崩壊のシミュレーションを行い，積算雨量に代わる適切な指標がないか検討する。降雨強度は10mm/hrから100mm/hrまで10mm/hr刻みで増加させた。

解析開始時の土層内の初期水分状態は，以下のようにして設定する。まず，計算の安定のため土層に微量の降雨を与えた後5日間無降雨状態にし，その後，竹田市瀬ノ口の斜面では2004年9月1日から2005年9月1日までの実測降雨を与え，2005年の春期から梅雨期（降雨期）の間で斜面土層内水分量が最小になるときと最大になるときを探し，それらを初期条件にした。ここに，斜面土層内水分量とは斜面土層内に貯留されている水の体積を表す。Fig. 4は斜面内の初期圧力水頭分布を示したもので，上図は初期水分量が少ない場合，下図は多い場合に対応する。防府市真尾の斜面でも同様に，2008年7月19日から2009年7月19日までの実測降雨を与え，2009年の春期から梅雨期（降雨期）の間で水分量が最小になるときと最大になるときを探し，それらを初期条件にした。

まず，降雨強度一定の条件で崩壊発生に必要な積算雨量について考察する。Fig. 5は竹田市瀬ノ口の斜面に対して，２つの異なる初期水分状態から崩壊発生に必要な積算雨量を求めた結果を示したものである。当然のことながら初期状態でより湿潤状態の方が少ない積算雨量で崩壊が発生している。また，降雨強度が約40㎜/hrより大きいとき，ほぼ一定の積算雨量のとき崩壊しているのに対し，20mm/hrより小さい時はより多量の降雨量が必要であることがわかる。Fig. 6は降雨強度に対する崩壊時の斜面土層内水分量を示したものである。斜面土層内の水分量分布は降雨強度に支配されるので，崩壊発生時の斜面土層内水分量は降雨強度により若干異なる。しかし，Fig. 5 と比べると，初期水分状態と関係なく斜面土層内水分量が31,750m^3～31,900m^{3}程度のとき崩壊が発生している。換言すれば，この斜面は31,750m^3～31,900m^{3}程度の地下水をためるだけの耐力を持っていると評価できる。

Fig. 5から降雨強度が大きい時，積算雨量がある一定の限界値を超えると崩壊が発生しているが，初期水分状態によってその限界値は異なることがわかる。また，降雨強度が小さい時，限界値は大きくなっている。降雨強度がおよそ20mm/hrより小さい時，とく

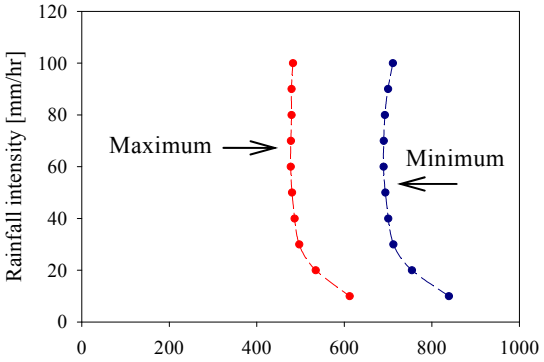


Fig. 5　Critical cumulative rainfalls for slope failure under constant rainfall intensity (Senoguchi)

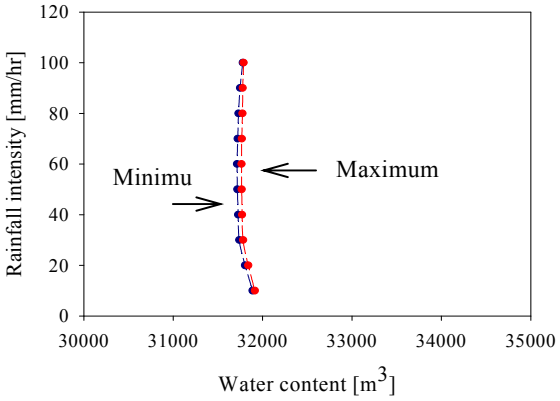


Fig. 6　Critical water contents in the slope layer for slope failure under constant rainfall intensity (Senoguchi)

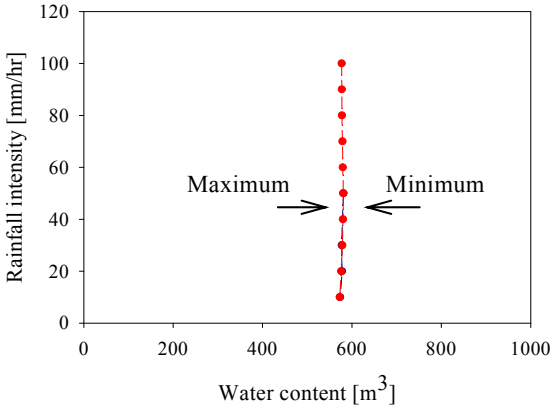


Fig. 7　Critical water contents in the slope layer for slope failure under constant rainfall intensity (Manao)

に斜面崩壊発生のために多量の降雨量が必要になるのは，土層の透水性と関係している。すなわち，前述したように下層の透水係数は21mm/hrと小さいが，降雨強度が20mm/hrより小さいと降雨の多くは下層に浸透することができる。したがって，積算雨量が同じでも下層部に貯留される水の割合は大きい。そ

のため，崩壊発生までにより長い時間を要し，斜面からの流出流量も多くなるからである。これに比べて，斜面土層内水分量の崩壊発生時の値はほぼ一定であり，崩壊発生の便利な指標になりえる。

Fig. 7は防府市の場合の崩壊時の斜面土層内水分量を示したもので，この図においても斜面土層内水分量がほぼ一定のとき崩壊が発生している。この図によると，この斜面は580mm^{3}程度の水を貯える耐力があると評価できる。崩壊発生時の飽和度は97%～98%であり，ほぼ土層が飽和した状態で崩壊しているので，水分量がほぼ一定で崩壊している。

以上のことから，各斜面は崩壊に対してほぼ一定の水分量を貯留する耐力があることが示唆され，斜面土層内水分量が崩壊予測の有望な指標となりうることが分かる。土層の飽和度や含水率も同様に指標として用いることができるが，住民にとって水量で表した方が分かりやすいと考え，ここでは斜面土層内水分量を崩壊発生の指標として用いる。

3. 指標限界値に及ぼす地形条件の影響

内田，森ら(2009)は，地形データや土層データの収集が崩壊予測精度に与える影響について検討しているが，地形・地盤条件のデータの量と質が崩壊シミュレーションの結果を左右することは言うまでもない。これらのパラメータが崩壊発生にどのように影響するかは重要な研究課題であるが，ここでは，それについて深く研究するものではない。ここで考えている避難システムの構築においては，異なる斜面勾配，基岩勾配，斜面長，土層厚，土質特性などに対する崩壊発生の限界斜面土層内水分量を知ることが基本となる。実際にこれを行うことは容易ではないので，ここでは，避難システムへの情報として具体的にイメージするために，限定的ではあるが，基岩勾配，斜面勾配，斜面長をパラメータにして崩壊シミュレーションを行い，限界斜面土層内水分量や崩壊規模，発生時刻がどのように異なるのかを例示的に示す。

3.1 基岩勾配の影響

竹田市瀬ノ口の斜面の表面形状は階段状になっているが，Fig. 8のように，これを直線化した斜面に対して斜面崩壊シミュレーションを行う。基岩面勾配の影響をみるために，Fig. 8に示すように，斜面勾配は同じにして，基岩勾配を16.9°，14.2°，11.4°，8.6°，6.5°，4.3°，2.2°に変化させる。なお，元の基岩面勾配は8.6°である。基岩から地表面までの層厚は増減するが，各層の土層厚もそれと同じ比率で増減させた。降雨は，2.4で説明した無降雨状態から，降雨強度を10mm/hrから100mm/hrまで10mm/hr刻みで増加させて与えた。ここでは、基岩面勾配の変化が斜面崩壊に及ぼす影響として，崩壊発生に必要な継続時間と崩壊発生時の斜面土層内水分量に着目する。

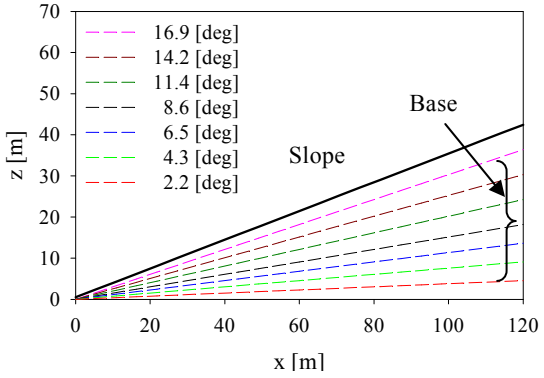


Fig. 8 A linearly approximation of the surface profile and the bed rock locations (dotted lines are bed rock) (Senoguchi)

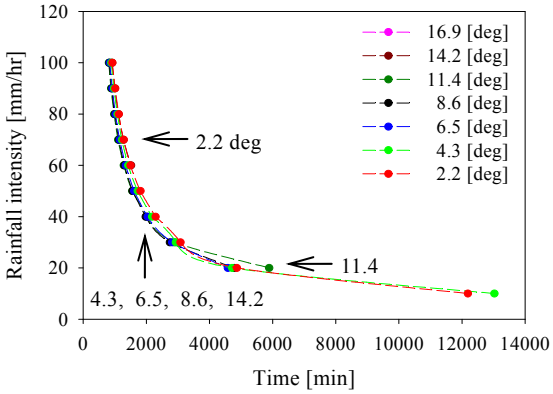


Fig. 9 Time necessary for slope failure under Constant rainfall intensity (Senoguchi)

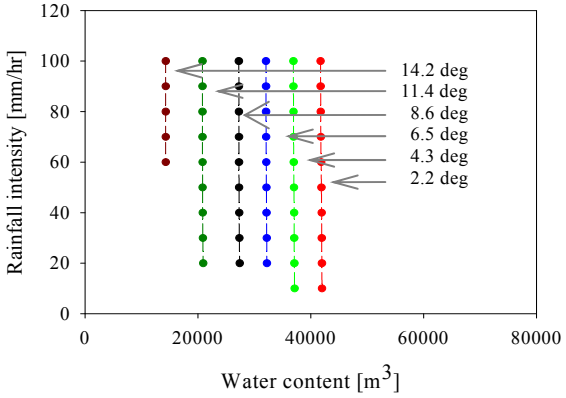


Fig. 10 Critical water contents in the slope layer for slope failure under constant rainfall intensity (Senoguchi)

まず，基岩面勾配が16.9°の場合には崩壊が発生しなかった。これは，土層厚が薄く，自重が軽いためであると考えられる。崩壊が発生しうる危険斜面は基岩勾配の限界値は14.2°から16.9°の間にある

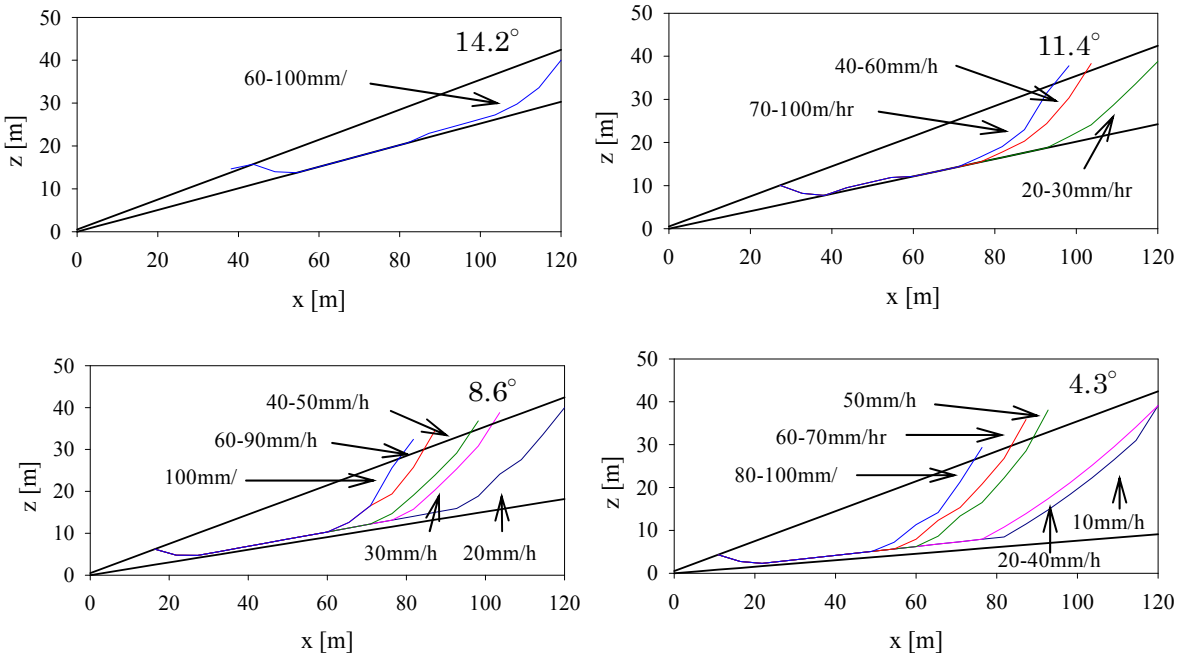


Fig. 11　Sliding surface profiles (Senoguchi)

ことが推測される。Fig. 9は，基岩面勾配を変化させた場合の崩壊発生に必要な継続時間を示したものである。この図から，降雨強度が高い降雨の方が崩壊発生までの時間が短いことが分かる。しかし，基岩面勾配が変化しても崩壊発生に必要な継続時間は変化していない。すなわち，斜面の基岩勾配が異なっても，ほぼ同時に崩壊が発生することになる。このこと自体はこの斜面の地盤特性の結果によるもので，一般的な傾向ではないと思われる。Fig. 10は，基岩面勾配ごとの崩壊発生時の斜面土層内水分量を示したものである。基岩勾配が一定であれば，降雨強度にかかわらず，水分量が一定のとき斜面崩壊が発生している。もちろん，この地盤条件では，基岩面勾配が急なほど土層厚さが薄くなるので，限界水分量は小さくなる。崩壊発生時の飽和度は，基岩面勾配が2.2°～14.2°に増加するに従って，約60.5%～62.8%に増加する。したがって，基岩面勾配が急なほど崩壊時の水分状態はより湿潤である。Fig. 11は基岩面勾配ごとの崩壊形状を示したものである。この図からわかるように，基岩面勾配が14.2°の場合を除いて，降雨強度により複数の崩壊形状が現れている。傾向としては，降雨強度が大きい場合には崩壊規模が比較的小さく，降雨強度が小さい場合には崩壊規模が大きく，ほぼ斜面全体で崩壊が発生している。崩壊形状が降雨強度に影響される理由は，3層構造の土層の透水性の違いにある。前述したように，表層の透水係数は降雨強度に換算すると871mm/hrと非常に高く，中層では120mm/hr，下層で

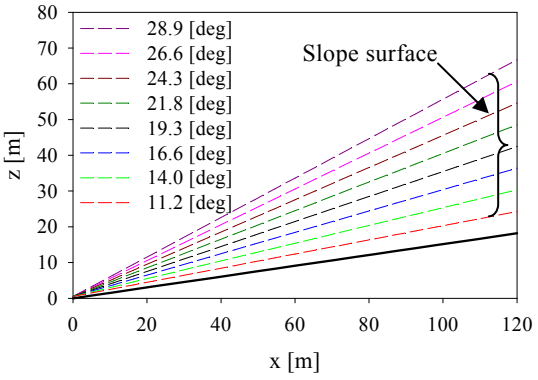


Fig. 12　A linearly approximation of the surface profile and the slope surface locations (dotted lines are slope surface)　(Senoguchi)

は21mm/hrである。したがって，降雨強度が20mm/hr以上の場合，供給した雨のうち，下層に浸み込まずに中層または表層の透水性の良い層を流れるものが多くなる。したがって，斜面土層内の水分分布は全体的に斜面下方偏る。一方，降雨強度が20mm/hrより小さい時，供給された降雨は下層にまで十分浸透し，斜面上下方で水分状態はより一様になる。このことから降雨強度が大きい時は斜面下方がより不安定になり小さい崩壊が生じ，降雨強度が小さい時は反対に大きな崩壊が発生する。

3.2　斜面勾配の影響

3.1と同様の斜面崩壊シミュレーションを行うが，

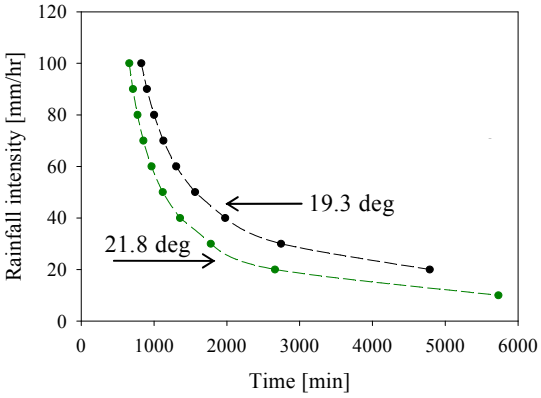


Fig. 13　Time necessary for slope failure for constant rainfall intensity (Senoguchi)

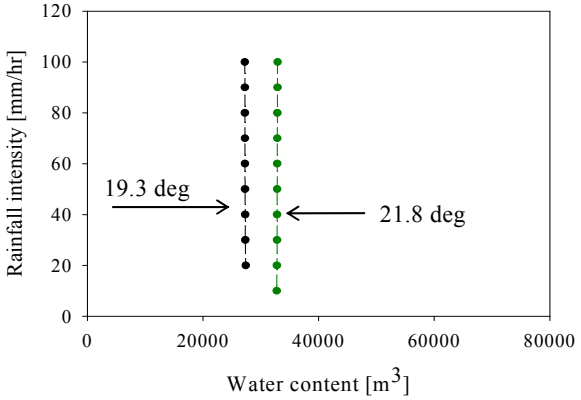


Fig. 14　Critical water contents in the slope layer for slope failure under constant rainfall intensity (Senoguchi)

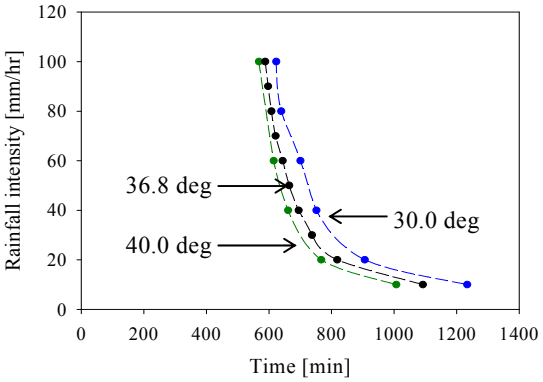


Fig. 15　Time necessary for slope failure for constant rainfall intensity (Manao)

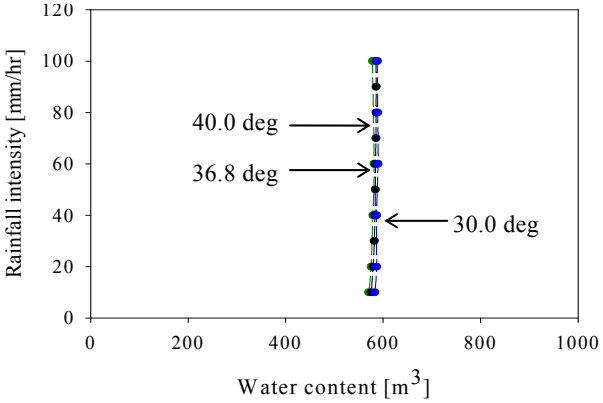


Fig. 16　Critical water contents in the slope layer for slope failure under constant rainfall (Manao)

ここでは，斜面勾配の影響をみるために基岩面は実斜面と同じにして，斜面の表層面勾配を28.9°，26.6°，24.3°，21.8°，19.3°，16.6°，14.0°，11.2°に変化させる。Fig. 12に解析に用いた斜面形状を示す。なお，実斜面の表層面勾配は19.3°である。各層の厚さおよび降雨の与え方は3. 1と同様である。

まず，表層面勾配が28.9°，26.6°，24.3°の場合には解析開始の段階で安全率が1.0を切っており、自立できない斜面であることがわかった。また，表層面勾配が14.0°，11.2°の場合には崩壊が発生しなかった。これは、土層厚が薄すぎるためと考えられる。

Fig. 13は，表層面勾配を変化させた場合の崩壊発生に必要な継続時間を示したものである。この図に示すように，降雨強度が同じとき，斜面勾配が急なほど崩壊発生までの時間が短い。すなわち，降雨強度が等しいとき，急勾配の斜面のほうが早く崩壊することになる。Fig. 14は，基岩面勾配ごとの崩壊発生時の斜面土層内水分量を示したものである。表層勾配が一定であれば，降雨強度にかかわらず，水分量が一定のとき斜面崩壊が発生している。また，表層面勾配が緩いほど土層厚さが薄くなるので，限界水分量は小さくなる。

つぎに，山口県防府市真尾地区の実斜面の斜面勾配を45°，40°，36.8°，30°，25°，20°，15°，10°，5°に変化させた。なお、実斜面の斜面勾配は36.8°である。入力降雨は3. 1と同じである。

まず，斜面勾配が45°の場合には解析開始の段階で安全率が1.0を切っており，自立できない斜面であることがわかった。一方，斜面勾配が25°以下の場合には崩壊が発生しなかった。Fig. 15は，斜面勾配を変化させた場合の降雨強度と崩壊発生時刻の関係を示したものである。この図から，斜面勾配が急になれば崩壊が早期に発生することがわかる。Fig. 16は，斜面勾配を変化させた場合の斜面崩壊発生時の土層内水分量を示したものである。それぞれの斜面では，降雨強度に関わらずほぼ一定の土層内水分量で崩壊が発生している。このように，斜面勾配が急になるほど早期にかつ少ない降雨量で崩壊が発生することがわかる。

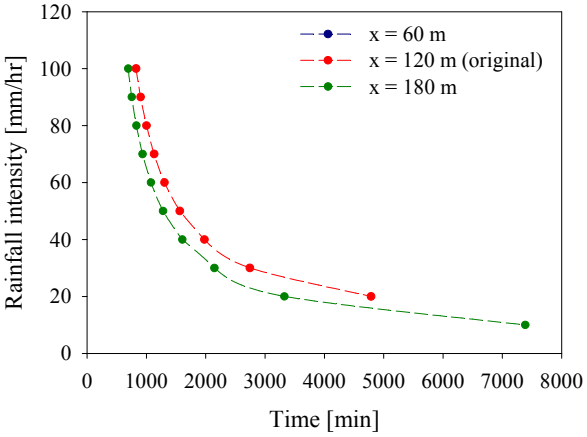


Fig. 17　Time necessary for slope failure for constant rainfall intensity (Senoguchi)

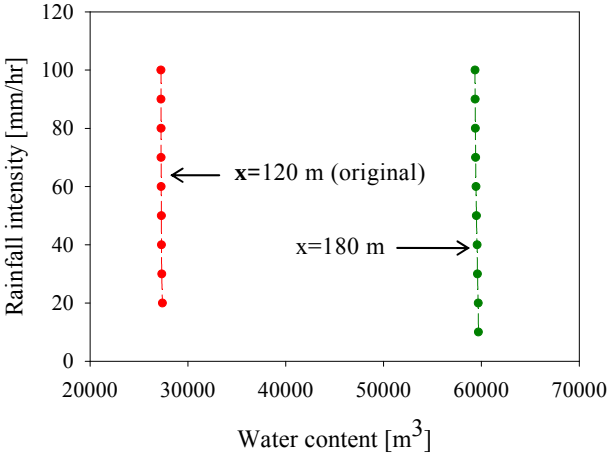


Fig. 18　Critical water contents in the slope layer for slope failure under constant rainfall intensity (Senoguchi)

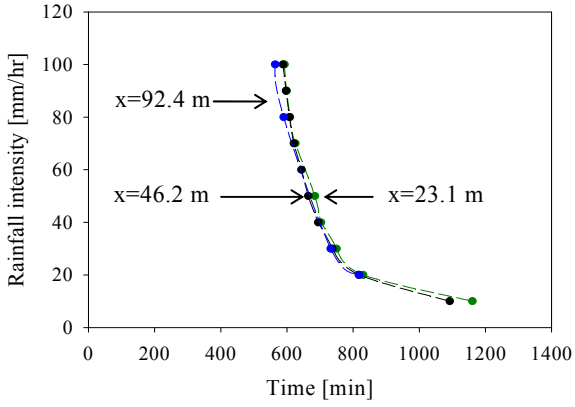


Fig. 19　Time necessary for slope failure for constant rainfall intensity (Manao)

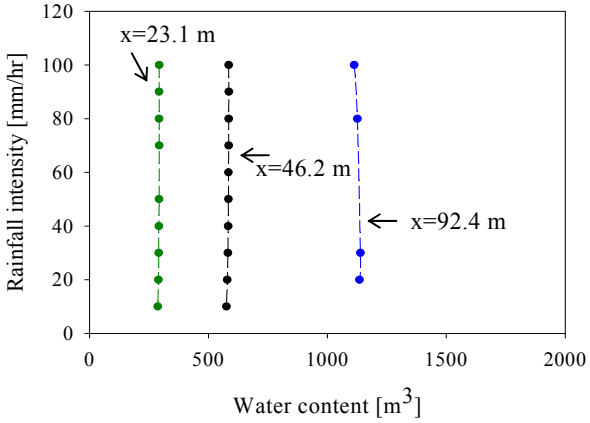


Fig. 20　Critical water contents in the slope layer for slope failure under constant rainfall intensity (Manao)

3.3　斜面長の影響

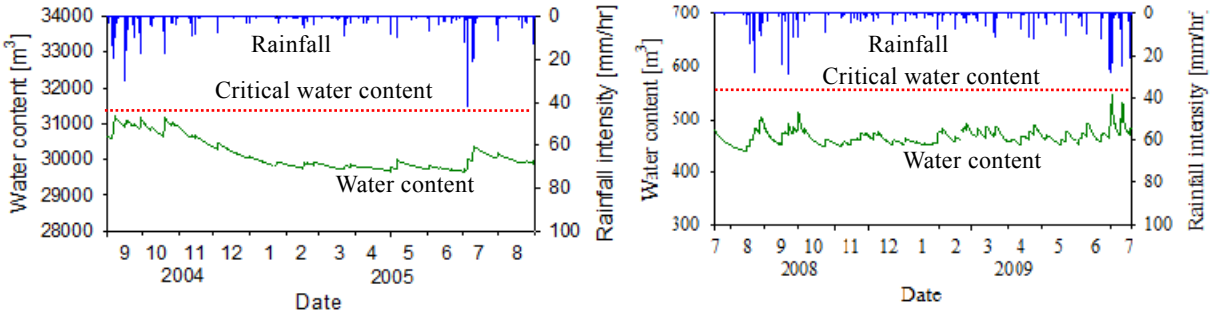
大分県竹田市瀬ノ口地区の地表面形状を直線にモデル化した斜面の斜面長を下端は固定して，同じ勾配で伸縮させることにより，60m，120m，180m，240mの斜面長を作成した。なお，元の斜面の斜面長は120mである。このような斜面に対して，3.1と同様の斜面崩壊シミュレーションを行う。

まず，斜面長が60mの場合には崩壊が発生しなかった。これは，斜面長が短い場合には土層の体積が小さくなり，自重が減少するためだと考えられる。一方，斜面長が240mの場合には解析開始の段階で安全率が1.0を切っており，自立できない斜面であることが分かった。Fig. 17は斜面長を変化させた場合の崩壊発生に必要な継続時間を示したものである。斜面長が長くなると崩壊発生までの時間が短くなっている。とくに，降雨強度が低い降雨に対してはその差が顕著に現れている。Fig. 18は，斜面長を変化させた場合の崩壊発生時の斜面土層内水分量を示したものである。それぞれの斜面では降雨強度に関わらずほぼ一定の土層内水分量で崩壊が発生している。

ついで，山口県防府市真尾地区の斜面の斜面長を0.5倍，1.0倍，2.0倍に変化させ，23.1m，46.2m，92.4mとする。Fig. 19は，斜面長を変化させた場合の崩壊発生に必要な時間を示す。斜面長が変化しても崩壊発生時刻あまり変化していない。Fig. 20は，斜面長を変化させた場合の崩壊発生時の土層内水分量を示す。それぞれの斜面で，降雨強度に関わらずほぼ一定の土層内水分量で崩壊が発生している。また，斜面長と崩壊発生時の土層内水分量の間には，斜面長が長い斜面ほど崩壊発生時の土層内水分量が多くなるという関係性が見られる。

3.4　結果

以上のことから，崩壊発生時の積算雨量と時間降



From September 2004 to September 2005 in Senoguchi　　From July 2008 to July 2009 in Manao

Fig. 21　Precipitation and the change of water content in the slope layer

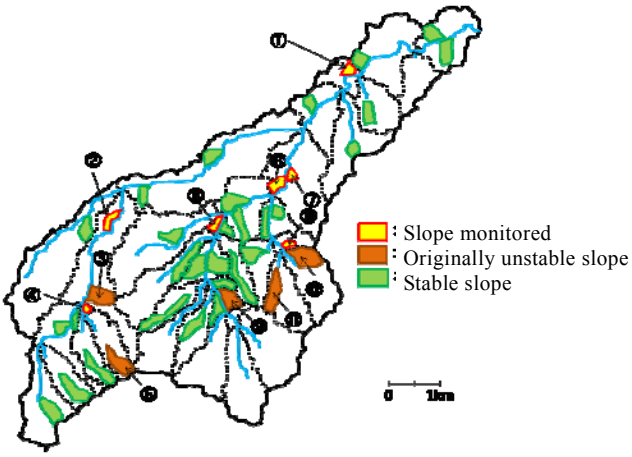


Fig. 22　A model basin for application

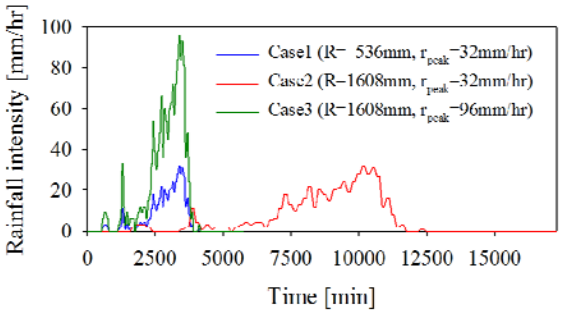


Fig. 23　Precipitation conditions

Table 3　Occurrence time, collapsed sediment volume of slope failures

Case2			Case3		
Slope No.	Time of occurrence [min]	Sediment volume [m³]	Slope No.	Time of occurrence [min]	Sediment volume [m³]
6	9711	16.0×10^6	6	3147	3.72×10^6
2	9974	23.5×10^6	4	3185	2.27×10^6
4	10050	4.71×10^6	2	3208	8.03×10^6
10	10400	2.19×10^6	10	3296	1.49×10^6
			1	3454	6.92×10^6
			7	3494	4.17×10^6

雨量の関係は，初期水分状態によって大きく影響されるのに対し，崩壊発生限界に対する斜面土層内水分量にはその影響が少ない。また，土層内水分量がほぼ一定値に達すると斜面崩壊が発生している。したがって，斜面土層内水分量は崩壊発生を予測する便利な指標となりえる。しかし，崩壊限界水分量は各斜面で異なるので，あらかじめそれぞれの斜面に対して求めておかなければならないし，崩壊規模と降雨特性の関係もあらかじめシミュレーションで調べておく必要がある。

4. 流域の斜面崩壊の危険度評価

4.1　斜面土層内水分量の変化と危険度評価

Fig. 21は，竹田市瀬ノ口の 斜面および防府市真尾の斜面に対して，それぞれ2004年9月および2008年7月から1年間の降雨を与えたときの斜面土層内水分量の時間変化の計算値を示したものである。瀬ノ口の斜面の下層，中層，表層の飽和含水率と残留含水率の差は0.11，0.15，0.17であり，この数値で表される空隙に水分が貯留されることになる。この斜面は透水性が高いため，降雨が少なくなる秋から春にか

けて水分量が徐々に小さくなるが，保水性も高いため29,800m^{3}程度の水分量を保持している。防府市真尾の斜面の飽和含水率と残留含水率の差は0.26であり，瀬ノ口の斜面より大きな貯水容量を持っている。瀬ノ口の斜面と同様秋から水分量が減少するが，斜面層厚が薄いため急激に減少している。このような水分量の時系列は初期値と降雨データから計算され，観測をしなくても常時モニタリングすることができる。

3章の結果より，ある流域内の斜面ごとに崩壊に対する限界斜面土層内水分量が決定され，瀬ノ口の斜面の崩壊限界水分量は31,300m^3，真尾の斜面の崩壊限界水分量は570m^{3}であった。Fig. 21の左図は瀬ノ口の斜面の2004年9月の崩壊直前から，崩壊がなかったとして計算した水分量の変化である。この水分量変化と崩壊限界水分量から，2005年の梅雨時（雨期）はこの斜面は極めて安全であると判断できる。一方崩壊が発生した2004年9月には水分量が崩壊限界水分量に達している。右図は真尾の崩壊直前の2009年7月19日までの一年間の水分量の変化であるが，2008年の8月から9月にかけて少し危険な状態に近づいているが，崩壊に至るような状態にはなっていない。2009年には6月と7月上旬の雨で水分量が増加し，7月最初には一度かなり危険な状態になっている。その後水分量が下がりきらないうちに7月21日の豪雨に見舞われて，Fig. 21には示されていないが，水分量が限界値を超えて崩壊が発生した。先行降雨が崩壊に影響していたと考えられる。

4.2 気候変動による豪雨を想定した流域内の連続した崩壊プロセス

Fig. 22は瀬ノ口の斜面を含む流域である。この流域に対して，気候変動によって積算雨量が増大することを想定して，各斜面の崩壊危険度評価と連続する崩壊プロセスについて検討する。

この流域において，崩壊危険斜面の地盤条件を調査し，崩壊限界水分量をシミュレーションにより求め，常時水分量を数値計算によりモニタリングしておけば，各斜面の崩壊危険度が時々刻々評価できる。しかし，地域内の斜面の地盤条件は様々であり，それによって崩壊発生時刻や規模は異なる。ここでは，この流域の斜面条件を調べることは困難なので，次の様な仮定のもとに例示的に検討を進める。

① 基岩勾配は瀬ノ口の斜面と同じにする。
② 土層構造は瀬ノ口の斜面と同じ３層構造とし，厚さの比も瀬ノ口の斜面と同様にする。
③ 土質強度，浸透特性も瀬ノ口の斜面と同じにする。

このような仮定により，各斜面の危険度の変化，崩壊規模は斜面長と斜面勾配に依存する。また，Fig. 22に示すように，降雨を与える前の先行計算で崩壊する斜面や飽和状態でも崩壊しない斜面もある。そこで，ここで崩壊危険度を検討したのはFig. 22の黄色い斜面である。それぞれの斜面の崩壊限界斜面土層内水分量は，斜面長と斜面勾配に関して3章の結果を内挿または外挿することで求めた。

Fig. 23は与えたハイエトグラフである。 Case 1は2005年の台風14号による既往最大総雨量の豪雨のデータ，Case 2, 3は総降雨量をCase 1 の3倍としたものである。Case 2では時間雨量が最大32mm/hrとそれほど大きくない長雨タイプ，Case 3は最大時間雨量が96mm/hrと大きいタイプである。

Case 1の降雨ではこの流域で崩壊が発生しなかった。瀬ノ口の斜面はこの降雨で崩壊し，堤・藤田・林 (2007) の研究ではそれが再現されている。ここで再現できなかった理由は，内挿，外挿による崩壊限界斜面土層内水分量のずれによるものと思われる。

Table 3はCase2およびCase3の降雨で崩壊した斜面番号，発生時刻，発生規模（土砂量）を示したものである。Case 2のような総降雨量の大きい長雨タイプの降雨では，斜面番号6, 2, 4,10の順に，降雨開始から162時間後から11時間にわたって崩壊が発生している。また，斜面6や2では10^{7}m^{3}のオーダーで大規模に崩壊している。

次にCase3のような降雨強度も大きい降雨では，斜面番号6, 4, 2, 10, 1, 7の順に，降雨開始から52時間後から6時間にわたって，崩壊が発生している。また，崩壊規模は10^{6}m^{3}のオーダーであり，Case 2に比べて小規模の崩壊が，短時間にたくさん発生している。

降雨予測データをもとに各斜面の土層内水分量の予測を行えば，上記のような流域内での崩壊の発生場所の順番，タイミング，規模の情報が得られる。これはより高度な避難情報の発信に有用であると考えられる。水分量のモニタリングは，地形データ，土質データ，地盤構造データ，降雨データなどを入力データとして，浸透解析モデルを用いて行うことができるが，現地での土中水分量観測により，その結果を補正するのが好ましいと思われる。

5. おわりに

大分県竹田市瀬ノ口および山口県防府市真尾の斜面を対象に，降雨特性や先行降雨，地形条件が斜面崩壊に及ぼす影響について検討を行った。これらの検討より，個々の斜面には固有の崩壊限界土層内水分量が存在し，土層内の水分量がその限界値を上回ると崩壊が発生することが明らかとなった。このことより，斜面土層内水分量は崩壊発生予測の便利な

指標になりえる。この限界値は地形・地質などの地盤条件のよって決まるので，これらの条件の探査が重要な問題になる。これについては，レーダーや電探などの機器の使用も考えられるが，革新的な技術の発展が必要である。

台湾の小林村での土砂災害のように，総降雨量が極めて大きな降雨イベントが起こると，その間で，様々な規模や形態の斜面崩壊が発生することが考えられ，そのプロセスを考慮した避難システムの構築が望まれる。本研究で提示した方法により，ある地域内で規模の異なる斜面崩壊が順番に起こるプロセスを簡便に予測することができる。実用化には，その予測精度の向上や地盤条件の収集法の開発など多くの問題が残されているが，本研究の成果はこのような土砂災害に対する避難システムの構築に有用であると考えられる。

参考文献

内田太郎・盛伸行・田村圭司・寺田秀樹・瀧口茂隆・亀江幸二（2009）：場の条件の設定手法が表層崩壊発生箇所の予測に及ぼす影響，砂防学会誌，Vol.62, No.1, pp.23-31.

三森利昭・坪山良夫（1990）:浸透現象を考慮した斜面安定解析法に関する研究，新砂防，Vol.43, No.4, pp.14-21.

高橋保・中川一（1986）：豪雨性表層崩壊の発生とその生産土砂量の予測，第30回水理講演会論文集，pp.199-204.

高橋透・松岡充宏・瀬尾克美・荒木義則・古川浩平・水山高久（2000）:地形特性を考慮した土石流警戒避難基準雨量の設定，砂防学会誌，Vol.53，No.1，pp.35-46.

堤大三・藤田正治・林雄二郎（2007）: 2005年台風14号により大分県竹田市で発生した斜面崩壊に関する数値シミュレーション，水工学論文集，Vol.51，pp.931-936.

道上正規・小島英司（1981）：豪雨によるがけ崩れ発生の予知について，第17回自然災害科学総合シンポジウム論文集，pp.131-134.

Chjeng-Lun Shieh, Chun-Ming Wang, Wen-Chi Lai, Yun-Chung Tsang, Shin-Ping Lee (2009): The composite hazard resulted from Typhoon Marakot in Taiwan, Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering, Vol.62, No.4, pp.61-65.

Michiue, M. and Fujita, M. (1990): Method for Predicting Slope Failure, Journal of Natural Disaster Science, Vol.12, No.1, pp.49-62.

Yagi, N., Yatabe, R. and Yamamoto, K. (1983): Slope Failure Mechanism due to Rain Water, Proc.7th, ARCSMEE, Vol.1.

Effect of Climate Change on Slope Failure Risk Degree in River Basin

Masaharu FUJITA, Seitaro OHSHIO* and Daizo TSUTSUMI

*West Japan Railway Company

Synopsis

Slope failure is predicted based on rainfall data. For example, a critical line for slope failure in an area is drawn on coordinates of hourly and cumulative precipitations, and we can predict that slope failure occur somewhere in the area when rainfall condition crosses the critical line. However, it is important to provide information on successive slope failure process if an extreme rainfall event occurs frequently with climate change. In this paper slope failure was simulated under different geographical and rainfall conditions and the simulation results indicate that water content in an individual slope-soil layer is an adequate index for predicting slope failure. The characteristics of sediment disaster such as the relationship between slope failure magnitude and rainfall condition is discussed and an idea for an evaluation system for successively occurrence of slope failure is presented considering a prospective rainfall event due to climate change.

Keywords: slope failure, climate change, warning and evacuation system, slope failure risk

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Bank Erosion Model along Banks Composed of both Cohesive and Non-Cohesive Material Layers

Hiroshi TAKEBAYASHI, Masaharu FUJITA and Puji HARSANTO

Synopsis

It is often observed banks which have the alternate layers between cohesive sediment layers and non-cohesive sediment layers in natural rivers (ex. the Sesayap River, East Kalimantan Province, Indonesia and so on). In this study, mathematical model of bank erosion process for banks with both the cohesive and the non-cohesive layers is developed. Furthermore, the model is installed into the horizontal two dimensional channel deformation model. The governing equations of the channel deformation model are written in boundary fitted moving general coordinate system. The results indicate that the horizontal shift speed of banks changes with time very much. When the bottom layer is not exposed to the flow, the speed of bank erosion is very slow. However, when bed near the bank is eroded with time and bottom layer starts to be exposed to flow, the bank erosion rate increases rapidly and it is considered that a severe disaster is caused. The calculated horizontal shape of bank lines is not so smooth and local curvature of bank lines becomes small.

Keywords: bank erosion, cohesive material, numerical analysis, moving general coordinate system

1. Introduction

It is often observed banks which have the alternate layers between cohesive sediment layers and non-cohesive sediment layers in natural rivers. The top sediment layer of banks in the Sesayap River, East Kalimantan Province, Indonesia has cohesive characteristics. On the other hand, the bottom layer of the banks and the bed material are composed of coarser material and does not have cohesive characteristics. The Kushiro River, Hokkaido, Japan also has two kinds of layers in banks. The top sediment layer is made of peat and includes vegetable fibers. Hence the erosion rate of the sediment is very slow. However, the bottom layer of banks and the bed material are composed of sand and do not have cohesive characteristics.

In this study, mathematical model of bank erosion process for banks with both the cohesive and non-cohesive layers is developed. In the model, it is assumed that the top layer has cohesive characteristics and both bottom layer and bed has no cohesive characteristics as we can often observed in rivers all over the world. Hence the bottom layer in banks is eroded by the landslide due to the bed degradation near the bank. The top layer in banks is eroded directly by the flow and indirectly by bank failure due to the erosion of bottom layer. Furthermore, the model is installed into the horizontal two dimensional channel deformation model and channel deformation process is simulated. The governing equations of the channel deformation model are written in boundary fitted moving general coordinate system.

2. Example of natural river bank composed of both cohesive and non-cohesive materials

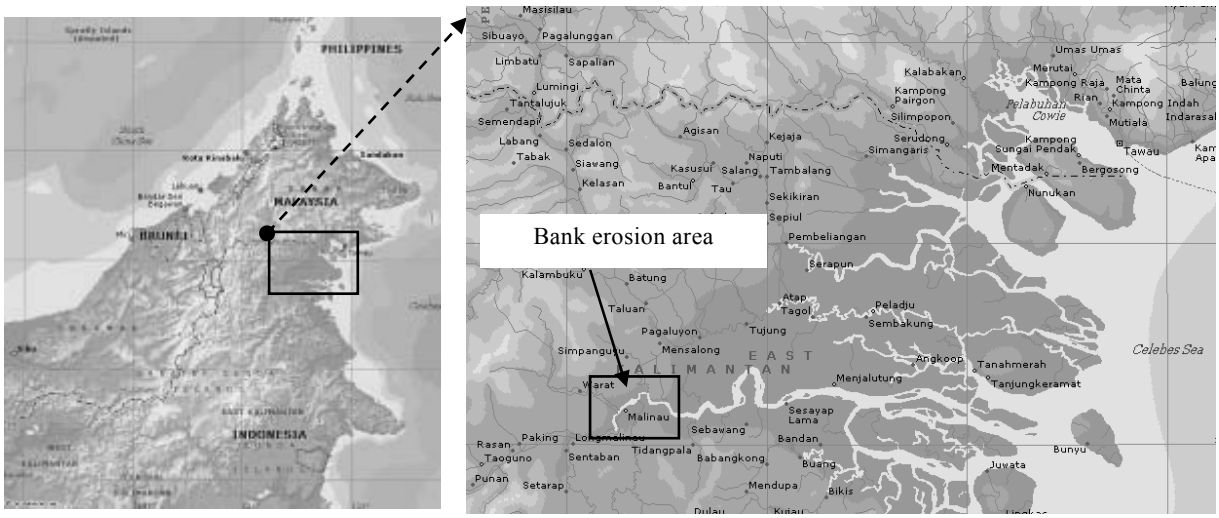


Figure 1 Location of Malinau at Sesayap River



Figure 2 River bank failure and flood at Seluwing Malinau

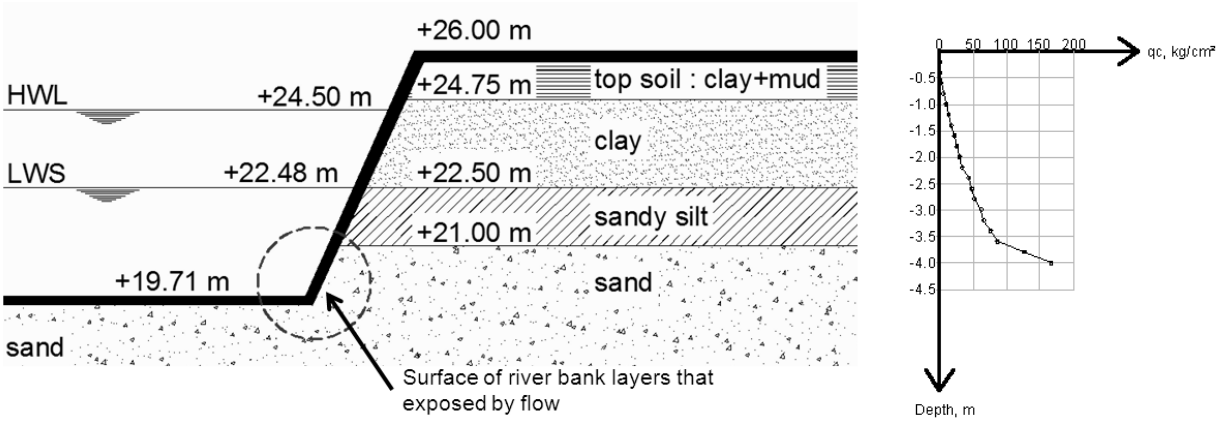


Figure 3 Cross section and water surface elevation at river bend

Sesayap River is located at East Kalimantan Indonesia. The river is 279 km long and the catchment has an area of about 18158 km^2. Sesayap River works as a navigation channel which conducts between Malinau, Nunukan and Tarakan. The estuary of Sesayap River is located at Celebes Sea around 70 km from Malinau.

The surveyed area is Seluwing bend on the river reach that located at Malinau (Figure 1). The river bed material is composed of coarse gravel, cobbles and sand. Riverbank around these reach was collapsed on April and September 2008. They give huge damages on the road structure (Figure 2). On November 2008, flood was occurred with 30 cm depth on the floodplan (Figure 2).

The surveyed area is influenced by tide from Celebes Sea that creates a diurnal water level fluctuation. However, the flow is always on the

downstream direction. Fluctuation of water level is around 1-3 meters. The higher water level is around 24.50 m and 22.50 m at the lower condition (Figure 3). The fluctuations of water level make wet condition on the bank surface. At the middle of the channel, there is sediment deposition whose bed level is 23.00m. Elevation at the toe of the riverbank is 19.71 m and at the top of bank is 25.00 m.

River bed elevation is measured using Garmin GPS-MAP 178 Sounder for 12 km long. Sediment data is obtained at 2 locations in the riverbank by cone penetration test and hand boring. The results from soil test indicate that the bank consist of finer grain size, which lie on four layers. The first top layer is composed of soil, which is 1 m thickness. The second layer has 1.75 m thickness. These soil layers have specific gravity, angle of internal friction and cohesion, respectively, 2.6, 10°, 9 kN/m^2. The third layer is sandy silt, which has specific gravity, angle of internal friction and cohesion, respectively, 2.65, 32.5°, 5 kN/m^2. The bottom layer is composed of sand.

3. Numerical analysis method

3 1. Governing equations

Computation of surface flow is performed using the governing equation of the horizontal two dimensional flow averaged with depth. The conservation of mass, i.e., inflow and outflow of mass by seepage flow, is taken into consideration as shown in the following equation [10].

$$\Lambda\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{z}{J}\right)+\frac{\partial}{\partial\xi}\left(\left(\frac{\partial\xi}{\partial t}+U\right)\frac{h}{J}\right)+\frac{\partial}{\partial\eta}\left(\left(\frac{\partial\eta}{\partial t}+V\right)\frac{h}{J}\right)+\frac{\partial}{\partial\xi}\left(\left(\frac{\partial\xi}{\partial t}+U_g\right)\frac{h_g}{J}\right)+\frac{\partial}{\partial\eta}\left(\left(\frac{\partial\eta}{\partial t}+V_g\right)\frac{h_g}{J}\right)=0 \quad (1)$$

where, ξ and η are the coordinates along the longitudinal and the transverse directions in generalized coordinate system, respectively. x and y are the coordinates in Cartesian coordinate system, respectively. t is the time, z is the water surface level. Surface flow depth is represented as h, seepage flow depth is h_g. U and V represent the contravariant depth averaged flow velocity on bed along ξ and η coordinates, respectively. U_g and V_g represent the contravariant depth averaged seepage flow velocity along ξ and η coordinates, respectively. Momentum equations of surface water are as follows.

$$\begin{aligned}
&\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{hU}{J}\right)+\frac{\partial}{\partial\xi}\left(U_t\frac{hU}{J}\right)+\frac{\partial}{\partial\eta}\left(V_t\frac{hU}{J}\right)\\
&-\frac{hu}{J}\left(\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial\xi}{\partial x}\right)+U_t\frac{\partial}{\partial\xi}\left(\frac{\partial\xi}{\partial x}\right)+V_t\frac{\partial}{\partial\eta}\left(\frac{\partial\xi}{\partial x}\right)\right)\\
&-\frac{hv}{J}\left(\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial\xi}{\partial y}\right)+U_t\frac{\partial}{\partial\xi}\left(\frac{\partial\xi}{\partial y}\right)+V_t\frac{\partial}{\partial\eta}\left(\frac{\partial\xi}{\partial y}\right)\right)\\
&=-gh\left(\frac{1}{J}\left(\left(\frac{\partial\xi}{\partial x}\right)^2+\left(\frac{\partial\xi}{\partial y}\right)^2\right)\frac{\partial z_s}{\partial\xi}\right)\\
&\quad-gh\left(\frac{1}{J}\left(\frac{\partial\xi}{\partial x}\frac{\partial\eta}{\partial x}+\frac{\partial\xi}{\partial y}\frac{\partial\eta}{\partial y}\right)\frac{\partial z_s}{\partial\eta}\right)-\frac{\tau_{b\xi}}{\rho J}\\
&\quad+\frac{1}{J}\left(\frac{\partial\xi}{\partial x}\right)^2\frac{\partial}{\partial\xi}\left(h\sigma_{xx}\right)+\frac{1}{J}\frac{\partial\xi}{\partial x}\frac{\partial\eta}{\partial x}\frac{\partial}{\partial\eta}\left(h\sigma_{xx}\right)\\
&\quad+\frac{1}{J}\frac{\partial\xi}{\partial y}\frac{\partial\eta}{\partial x}\frac{\partial}{\partial\eta}\left(h\tau_{yx}\right)+\frac{1}{J}\frac{\partial\xi}{\partial y}\frac{\partial\xi}{\partial x}\frac{\partial}{\partial\xi}\left(h\tau_{yx}\right)\\
&\quad+\frac{1}{J}\frac{\partial\xi}{\partial x}\frac{\partial\eta}{\partial y}\frac{\partial}{\partial\eta}\left(h\tau_{xy}\right)+\frac{1}{J}\frac{\partial\xi}{\partial x}\frac{\partial\xi}{\partial y}\frac{\partial}{\partial\xi}\left(h\tau_{xy}\right)\\
&\quad+\frac{1}{J}\left(\frac{\partial\xi}{\partial y}\right)^2\frac{\partial}{\partial\xi}\left(h\sigma_{yy}\right)+\frac{1}{J}\frac{\partial\xi}{\partial y}\frac{\partial\eta}{\partial y}\frac{\partial}{\partial\eta}\left(h\sigma_{yy}\right)
\end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned}
&\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{hV}{J}\right)+\frac{\partial}{\partial\xi}\left(U_t\frac{hV}{J}\right)+\frac{\partial}{\partial\eta}\left(V_t\frac{hV}{J}\right)\\
&-\frac{hu}{J}\left(\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial\eta}{\partial x}\right)+U_t\frac{\partial}{\partial\xi}\left(\frac{\partial\eta}{\partial x}\right)+V_t\frac{\partial}{\partial\eta}\left(\frac{\partial\eta}{\partial x}\right)\right)\\
&-\frac{hv}{J}\left(\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial\eta}{\partial y}\right)+U_t\frac{\partial}{\partial\xi}\left(\frac{\partial\eta}{\partial y}\right)+V_t\frac{\partial}{\partial\eta}\left(\frac{\partial\eta}{\partial y}\right)\right)\\
&=-gh\left(\frac{1}{J}\left(\frac{\partial\xi}{\partial x}\frac{\partial\eta}{\partial x}+\frac{\partial\xi}{\partial y}\frac{\partial\eta}{\partial y}\right)\frac{\partial z_s}{\partial\xi}\right)\\
&\quad-gh\left(\frac{1}{J}\left(\left(\frac{\partial\eta}{\partial x}\right)^2+\left(\frac{\partial\eta}{\partial y}\right)^2\right)\frac{\partial z_s}{\partial\eta}\right)-\frac{\tau_{b\eta}}{\rho J}\\
&\quad+\frac{1}{J}\frac{\partial\eta}{\partial x}\frac{\partial\xi}{\partial x}\frac{\partial}{\partial\xi}\left(h\sigma_{xx}\right)+\frac{1}{J}\left(\frac{\partial\eta}{\partial x}\right)^2\frac{\partial}{\partial\eta}\left(h\sigma_{xx}\right)\\
&\quad+\frac{1}{J}\frac{\partial\eta}{\partial y}\frac{\partial\xi}{\partial x}\frac{\partial}{\partial\xi}\left(h\tau_{yx}\right)+\frac{1}{J}\frac{\partial\eta}{\partial y}\frac{\partial\eta}{\partial x}\frac{\partial}{\partial\eta}\left(h\tau_{yx}\right)\\
&\quad+\frac{1}{J}\frac{\partial\eta}{\partial x}\frac{\partial\xi}{\partial y}\frac{\partial}{\partial\xi}\left(h\tau_{xy}\right)+\frac{1}{J}\frac{\partial\eta}{\partial x}\frac{\partial\eta}{\partial y}\frac{\partial}{\partial\eta}\left(h\tau_{xy}\right)\\
&\quad+\frac{1}{J}\frac{\partial\eta}{\partial y}\frac{\partial\xi}{\partial y}\frac{\partial}{\partial\xi}\left(h\sigma_{yy}\right)+\frac{1}{J}\left(\frac{\partial\eta}{\partial y}\right)^2\frac{\partial}{\partial\eta}\left(h\sigma_{yy}\right)
\end{aligned} \quad (3)$$

where $U_t=\frac{\partial\xi}{\partial t}+U$, $V_t=\frac{\partial\eta}{\partial t}+V$, g is the gravity, $\rho$is the water density. Λ is a parameter related to the

porosity in the soil, wherein $\Lambda = 1$ as $z \geqq z_b$, and $\Lambda = \lambda$ as $z < z_b$, where z_b is the bed level and λ is the porosity in the soil. Seepage flow is assumed as horizontal two-dimensional saturation flow. $\tau_{b\xi}$ and $\tau_{b\eta}$ represent the contravariant shear stress along ξ and η coordinates, respectively. u_* is the friction velocity as follows.

$$u_*^2 = \frac{u^2 + v^2}{\left(6 + 2.5 \ln \frac{h}{k_s}\right)^2} \tag{4}$$

where, k_s is the roughness height. u_b and v_b represent velocity near the bed surface along x and y coordinates, respectively. Velocities near the bed are evaluated using curvature radius of streamlines as follows.

$$u_b = u_{bs} \cos\alpha_s - v_{bs} \sin\alpha_s \tag{5}$$

$$v_b = u_{bs} \sin\alpha_s + v_{bs} \cos\alpha_s \tag{6}$$

$$u_{bs} = 8.5 u_* \tag{7}$$

$$v_{bs} = -N_* \frac{h}{r} u_{bs} \tag{8}$$

where, $\alpha_s = \arctan(v/u)$, N_* is 7.0 [4] and r is the curvature radius of stream lines obtained by depth integrated velocity field as follows [9].

$$\frac{1}{r} = \frac{1}{\left(u^2 + v^2\right)^{3/2}} \left\{ u\left(u\frac{\partial v}{\partial x} - v\frac{\partial u}{\partial x} \right) + v\left(u\frac{\partial v}{\partial y} - v\frac{\partial u}{\partial y} \right) \right\} \tag{9}$$

σ_{xx}, σ_{yy}, τ_{xy} and τ_{yx} are turbulence stresses, κ is the Karman constant. When the water depth of surface flow becomes less than the mean diameter of the bed material, the surface flow is computed only in consideration of the pressure term and bed shear stress term in the momentum equation of surface flow [7]. Grain size distribution is evaluated using the sediment transport multilayer model as follows [11]:

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{c_b E_b f_{bk}}{J} \right) + (1-\lambda) F_{bk} \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{z_b}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{\partial \xi}{\partial t} \frac{c_b E_b f_{bk} r_b}{J} + \frac{q_{b\xi k}}{J} \right) \frac{\partial}{\partial \eta}\left(\frac{\partial \eta}{\partial t} \frac{c_b E_b f_{bk} r_b}{J} + \frac{q_{b\eta k}}{J} \right) = 0$$

$$\begin{cases} F_{bk} = f_{d1k}, & \partial z_b / \partial t \leq 0 \\ F_{bk} = f_{bk}, & \partial z_b / \partial t \geq 0 \end{cases} \tag{10}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{E_{d1} f_{d1k}}{J} \right) - F_{dk} \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{E_{d1}}{J} \right) = 0$$

$$\begin{cases} F_{dk} = f_{d1k}, & \partial z_b / \partial t \leq 0 \\ F_{dk} = f_{bk}, & \partial z_b / \partial t \geq 0 \end{cases} \tag{11}$$

In the formulae above, f_{bk} is the concentration of bed load of size class k in the bed load layer, f_{dmk} is the sediment concentration of size class k in the mth bed layer, c_b is the depth-averaged concentration of bed load. E_{be} is the equilibrium bed load layer thickness; it is estimated by the following equation [3]:

$$\frac{E_{be}}{d_m} = \frac{1}{c_b \cos\theta\left(\tan\phi - \tan\theta\right)} \tau_{*m} \tag{12}$$

where d_m is the mean diameter of bed load, ϕ is the angle of repose, and τ_{*m} is the non-dimensional shear stress of mean diameter. E_{sd} is the sediment layer thickness on cohesive sediment bed. E_b is the bed load layer thickness, $q_{b\xi k}$ and $q_{b\eta k}$ are the bed load of size class k in ξ and η directions, respectively, q_{bxk} and q_{byk} are the bed load of size class k in x and y directions, respectively as follows [1, 2 and 6].

$$q_{bxk} = q_{bk} \cos\beta_k \tag{13}$$

$$q_{byk} = q_{bk} \sin\beta_k \tag{14}$$

$$q_{bk} = 17 \frac{\rho u_{*e}^3}{(\rho_s - \rho) g} \left(1 - \sqrt{K_c} \frac{u_{*ck}}{u_*}\right) \left(1 - K_c \frac{u_{*ck}^2}{u_*^2}\right) f_{bk} \tag{15}$$

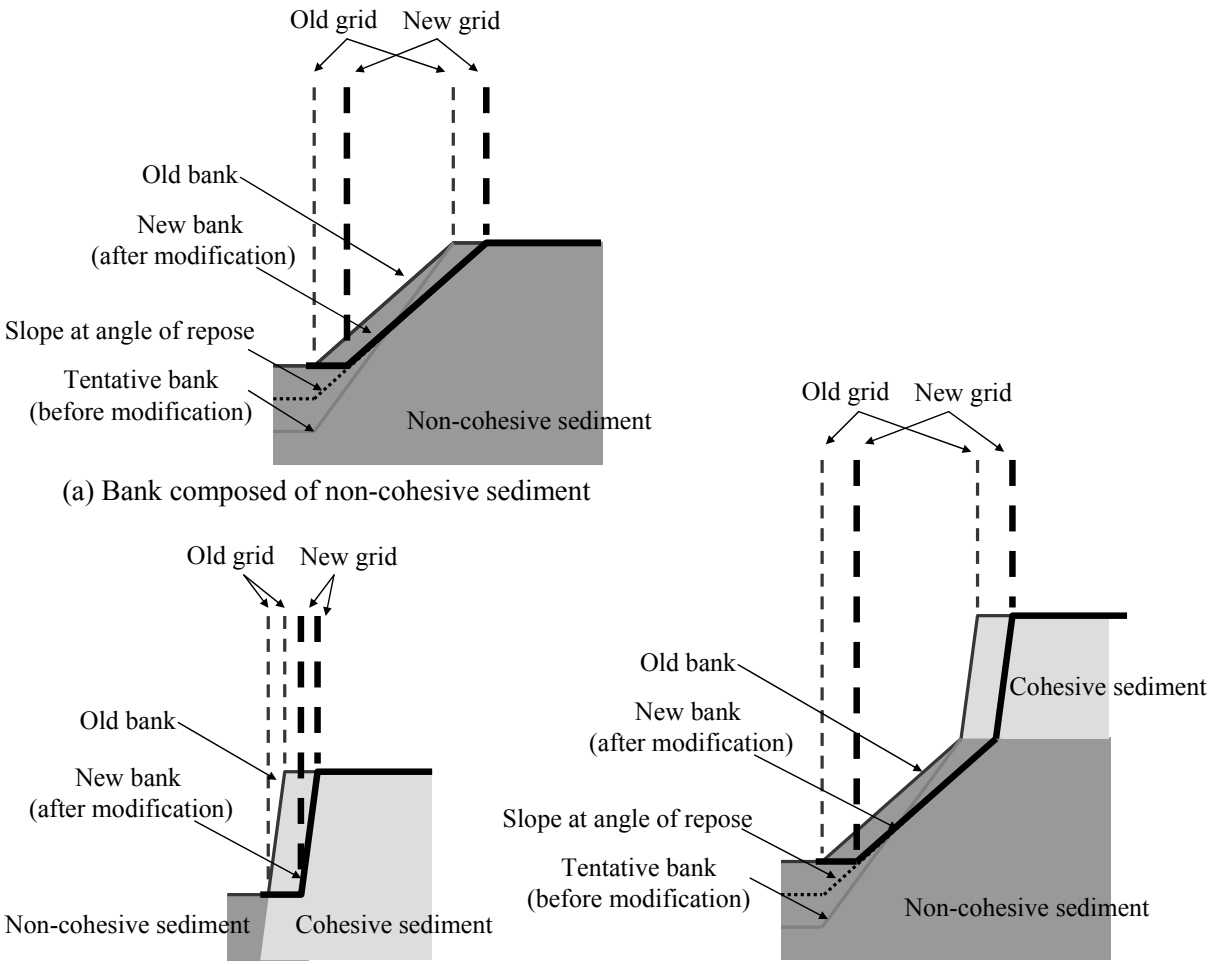
Therein, ρ_s is the sediment density, u_{*e} is the effective shear velocity, the non-dimensional critical friction velocity of size class k is evaluated as follows [1].

$$u_{*ck}^2 = u_{*cm}^2 \left[\frac{\log_{10} 19}{\log_{10}(19 d_k / d_m)} \right]^2 \frac{d_k}{d_m} \quad d_k / d_m \geq 0.4 \tag{16-1}$$

$$u_{*ck}^2 = 0.85 u_{*cm}^2 \qquad d_k / d_m \leq 0.4 \tag{16-2}$$

Iwagaki's formula [5] which is formulated for uniform bed material is used for evaluating u_{*cm}. K_c is a correction factor due to the influence of bed inclination on sediment motion.

$$K_c = 1 + \frac{1}{\mu_s} \left[\left(\frac{\rho}{\rho_s - \rho} + 1 \right) \cos\alpha \tan\theta_x + \sin\alpha \tan\theta_y \right] \tag{17}$$



(a) Bank composed of non-cohesive sediment

(b) Bank composed of cohesive sediment

(c) Bank composed of cohesive and non-cohesive sediment

Figure 4 conceptual diagram of bank erosion model

where α is the angle of deviation of near-bed flow from the *x* direction as follows.

$$\alpha = \arctan\left(\frac{v_b}{u_b}\right) \tag{18}$$

μ_s is the coefficient of static friction. θ_x and θ_y are bed inclinations in the *x* and *y* directions, respectively. These inclinations are evaluated as follows,

$$\theta_x = \arctan\left(\frac{\partial \xi}{\partial x}\frac{\partial z_b}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial x}\frac{\partial z_b}{\partial \eta}\right) \tag{19}$$

$$\theta_y = \arctan\left(\frac{\partial \xi}{\partial y}\frac{\partial z_b}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial y}\frac{\partial z_b}{\partial \eta}\right) \tag{20}$$

Hence, the local bed slope along direction of bed load of sediment mean diameter (θ) is obtained as follows.

$$\sin\theta = \cos\beta_m \sin\theta_x + \sin\beta_m \sin\theta_y \tag{21}$$

where β_m is the deviation angle of bed load of mean diameter to the *x* direction. The deviation angle of bed load of size class *k* to the *x* direction (β_k), which depends on the flow near bed and inclination of the bed, is calculated by the following relation.

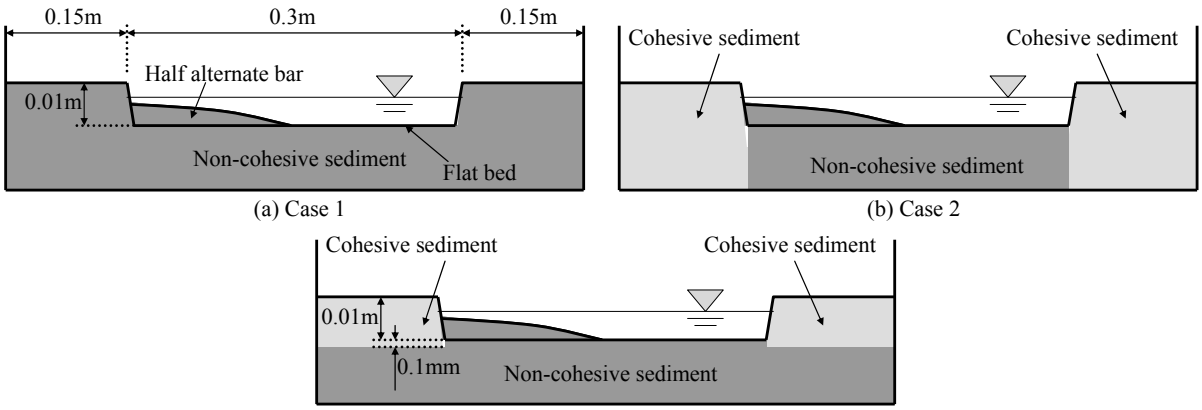
$$\tan\beta_k = \frac{\sin\alpha - \Pi\Theta_y\left(\frac{u_{*ck}^2}{u_*^2}\right)\tan\theta_y}{\cos\alpha - \Pi\Theta_x\left(\frac{u_{*ck}^2}{u_*^2}\right)\tan\theta_x} \tag{22}$$

$$\Pi = K_{ld} + 1/\mu_s \tag{23}$$

$$\Theta_y = \frac{1}{1+\tan^2\theta_x + \tan^2\theta_y} \tag{24}$$

$$\Theta_x = \Theta_y + \frac{\rho}{\rho_s - \rho}\cos^2\theta_x \tag{25}$$

Evolution of bed elevation is estimated by means of following formulae.



(a) Case 1 (b) Case 2

(c) Case 3

Figure 5 Initial cross-sectional shapes of channels

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{c_b E_b}{J}\right)+(1-\lambda)\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{z_b}{J}\right) + \frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{\partial \xi}{\partial t}\frac{c_b E_b}{J}+\sum_{k=1}^{n}\frac{q_{b\xi k}}{J}\right) + \frac{\partial}{\partial \eta}\left(\frac{\partial \eta}{\partial t}\frac{c_b E_b}{J}+\sum_{k=1}^{n}\frac{q_{b\eta k}}{J}\right)=0 \tag{26}$$

In them, n represents the number of the size class of sediment.

3. 2. Bank erosion model

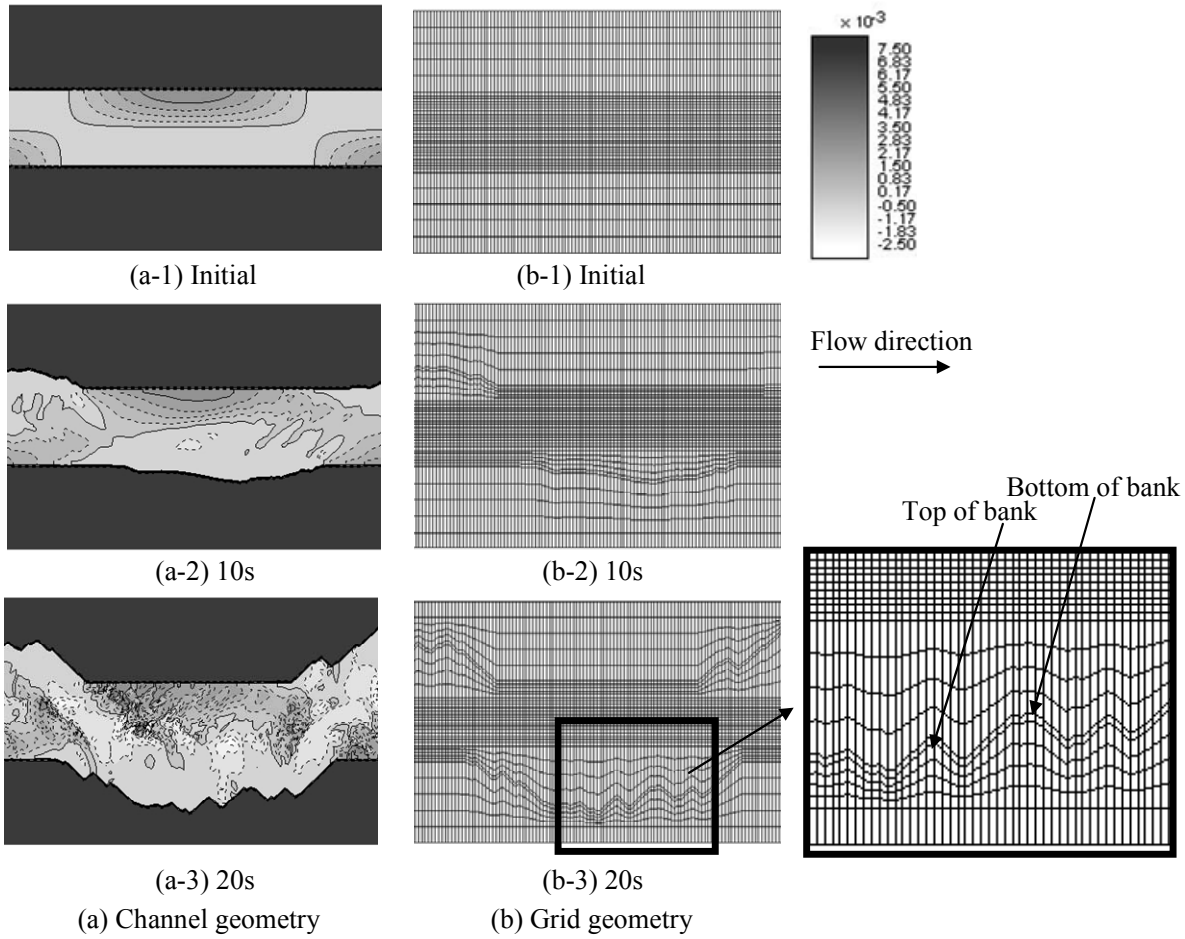
Figure 4 shows the conceptual diagram of bank erosion model. When bank is composed of non-cohesive material and bed near the bank is eroded, the bank line is shifted with keeping the slope geometry at the angle of repose. The location of numerical grids will be shifted as shown in Figure 1(a). When bank is composed of cohesive material, bank line is shifted at the speed of erosion velocity of the cohesive material. The erosion velocity of cohesive sediment (V_e) is estimated as follows [8].

$$V_e = \alpha_c R_{wc}^{2.5} u_*^3 \tag{27}$$

where, α_c is the coefficient related on kinds of cohesive sediment, R_{wc} is the water content rate. When bank material is composed of cohesive material, the bed degradation near the bank does not affect on the bank erosion. Here, for simplicity, it is assumed that the eroded cohesive material is transported to downstream area immediately and does not affect on bed deformation. When bank material is composed of both non-cohesive material and cohesive material, the treatment of the bank erosion becomes more complex. In the present research, the bank which has upper bank layer composed of cohesive material and lower bank layer with non-cohesive material, as shown in Figure 4 (c), is treated. When the bed level near the bank is higher than the bottom level of cohesive material layer, the entire bank is composed of cohesive material. Hence, the bank erosion process is the same as Figure 4 (b). When the bed level near the bank is lower than the bottom level of cohesive material layer, the lower part of bank is composed of non-cohesive material. Hence, the bank erosion process is the same as Figure 4 (c). The bank composed of non-cohesive material forms the slope at the angle of repose. Hence, the cohesive layer will be overhanged because of the erosion of lower layer composed of non-cohesive material and it is assumed here that the overhanged cohesive material is collapsed immediately.

3. 3. Hydraulic conditions

The simulated domain is a 7.5 m long rectangular and straight open channel. The width of the simulated domain is 0.6m. At the center of the simulated domain, a channel which has 0.3m wide and 1cm depth is made as shown in Figure 5. Periodical alternate bar with 1.8m wavelength and 0.75cm wave height is formed on the initial bed geometry in the channel. Here, the troughs of the alternate bars are made flat in order to clarify the effect of bed degradation on bank erosion. The initial longitudinal bed slope is 1/70. The bed materials are treated as non-uniform sediment with the mean diameter of 0.43 mm. Water discharge is 0.75l/s and normal flow depth is about 0.67cm. The hydraulic condition in the channel is located in the



(a-1) Initial (b-1) Initial

(a-2) 10s (b-2) 10s

(a-3) 20s (b-3) 20s

(a) Channel geometry (b) Grid geometry

Figure 6 Temporal changes of channel geometry and numerical grid geometry

formative conditions of alternate bars. In Case 1, both the bed and the bank material are treated as non-cohesive material. In Case 2, the bed material is non-cohesive material, but bank material is cohesive material. In Case 3, the upper bank material with 1.01cm thickness is cohesive material and the lower bank material is non-cohesive material. Hence, at the initial condition, entire bank is composed of cohesive material in Case 3, but after bed is eroded in 0.1mm depth, the non-cohesive layer exposed at the bottom of the bank.

4. Results and discussio

Figure 6 shows the temporal changes of channel geometry and numerical grid geometry. Grid geometry around banks is transformed with the shift of bank lines. Here, the transverse distance of grids between bottom of bank and top of bank is kept constant with time to keep the accuracy to estimate the angle of repose constant. If the distance of grids between bottom of bank and top of bank becomes wider with widening of river width, the accuracy to estimate the angle of repose decreases with time. As a result, the bank erosion velocity becomes slower because of the rough grids and it is very difficult to discuss the bank erosion process.

Figure 7 shows the temporal change of channel geometry in Cases 1, 2, and 3. At the initial stages, horizontal shapes of all channel geometries are straight. After 5s, bank is started to be eroded in Case 1 (non-cohesive). Banks of both Case 2 (cohesive) and Case 3 (non-cohesive and cohesive) are also eroded at 5s. However, the erosion velocity of cohesive material is slower than the bank erosion velocity with non-cohesive material. Hence the shifts of bank in Cases 2 and 3 are invisible at 5s. Here, in Case 3, the bottom level of cohesive material is still lower than the bed level near the bank. After 10s, bank is shifted more in Case 1. The shift of bank in Case 2 is still invisible at 10s. In Case 3, the shift of bank becomes visible at 10s.

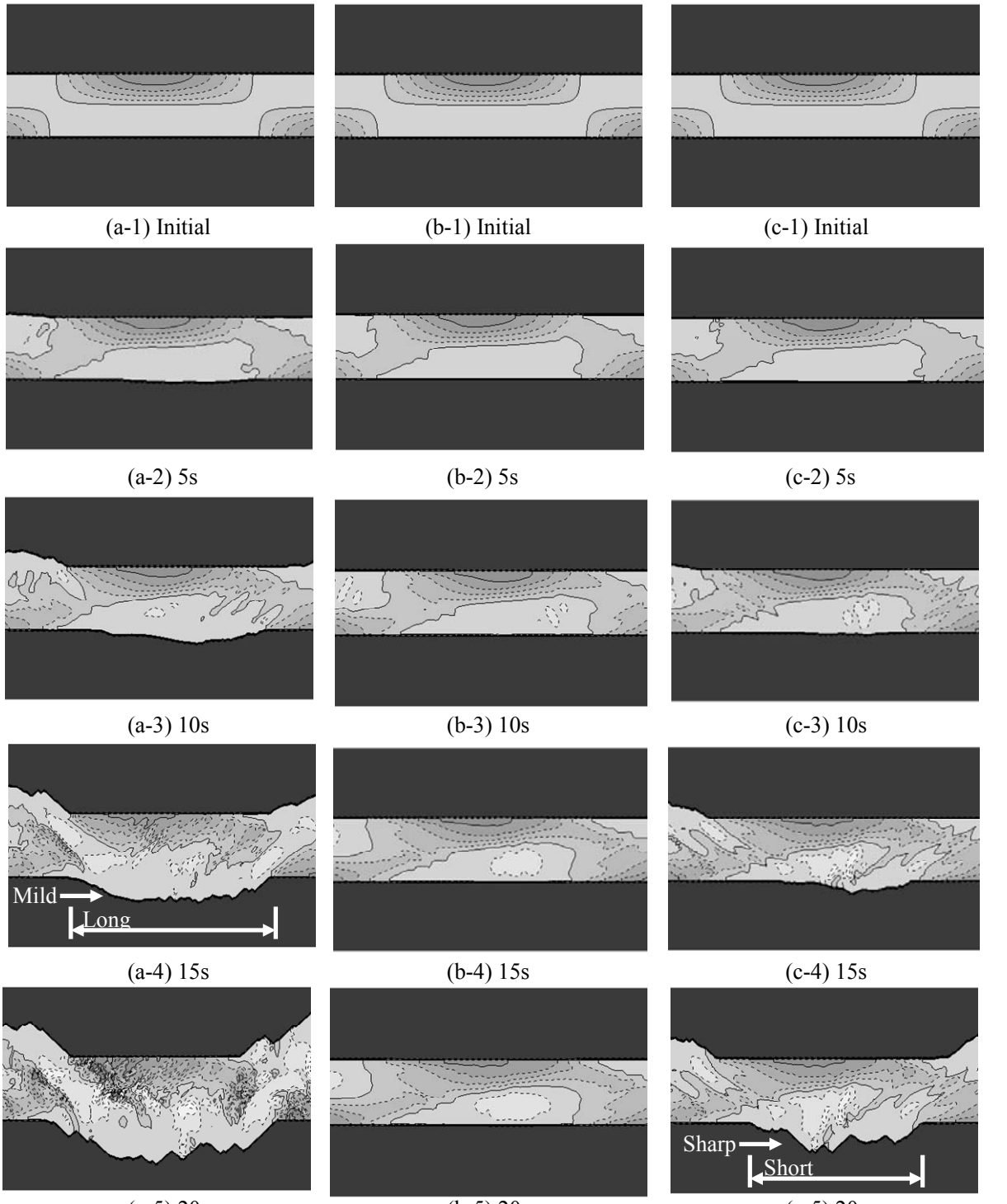


Figure 7 Temporal changes of channel geometry

This means that the bed level near the bank becomes higher than the bottom level of cohesive material at some areas. After 15s, bank is shifted more in Case 1. In Case 3, bank erosion velocity increased rapidly. Here, apparently, the bank erosion velocity depends on the landslide of non-cohesive sediment to keep the angle of repose. These results indicate that in case that upper and lower bank materials are composed of cohesive material and non-cohesive material, respectively, the bank erosion rate increases rapidly. The rapid temporal change of bank erosion velocity tends to cause severe disaster due to bank erosion, because residents near the bank cannot predict such a rapid

change of erosion velocity. In Case 2, the bed near bank is decreased with time, but the bank erosion rate does not increase with time, because the entire bank is composed of cohesive material. After 20s, banks are shifted more with time in Cases 1 and 3. Here, shape of bank line in Case 3 at 20s is compared to that in Case 1 at 15s. The maximum transverse distance of bank erosion in Case 1 at 15s is the same as that in Case 3 at 20s. However, the shapes of the bank lines are different. The longitudinal length of bank erosion area in Case 1 is longer than that in Case 3. Furthermore, the shape of the bank line in Case 1 is milder than that in Case 3. The temporal change of longitudinal distribution of bed along bottom of bank causes the difference. As mentioned above, the erosion velocity of cohesive material is slower than the erosion velocity of bank with non-cohesive material. If bed near bank is eroded and lower layer with non-cohesive material is exposed to flow locally, the bank is only eroded faster. Hence, the horizontal shape of bank lines in Case 3 is sharp and local curvature of bank lines becomes small.

5. Conclusion

In this study, mathematical model of bank erosion process for banks with both the cohesive and non-cohesive layers is developed. Furthermore, the model is installed into the horizontal two dimensional channel deformation model. The results indicate that the horizontal shift speed of banks changes with time very much. When the bottom layer with non-cohesive material is not exposed to the flow, the speed of bank erosion is very slow. However, when bed near the bank is eroded with time and bottom layer starts to be exposed to flow, the bank erosion rate increases rapidly and it is considered that a severe disaster is caused. The calculated horizontal shape of bank lines with both cohesive and non-cohesive materials is not so smooth and local curvature of bank lines becomes small.

Acknowledgements

This work is funded by Grant-in-Aid for Scientific Research (A) (Representative: Yasuyuki Shimizu), Grant-in-Aid for Scientific Research for young researchers (B) (Representative: Hiroshi Takebayashi), RIC Research Fund (Representative: Hiroshi Takebayashi), Research Fund from Foundation of River & Watershed Environment Management (Representative: Hiroshi Takebayashi), STC Research Fund (Representative: Hiroshi Takebayashi), and GCOE Global Center for Education and Research on Human Security Engineering for Asian Megacities (Representative: Yuzuru Matsuoka).

References

[1] Ashida, K. and Michiue, M. Study on hydraulic resistance and bed-load transport rate in alluvial streams, *Proc. of JSCE*, No. 206, pp.59-69, 1972.

[2] B. Y. Liu Study on Sediment Transport and Bed Evolution in Compound Channels. *Thesis presented to Kyoto University*, 1991.

[3] Egashira, S. and Ashida, K. Unified view of the mechanics of debris flow and bed-load, *Advances in Micromechanics of Granular Materials*, (Edited by H.H.Shen et al.) Elsevier, pp. 391-400, 1992.

[4] Engelund, F. Flow and bed topography in channel bends. *Jour. of Hy. Div. ASCE*, Vol. 100, No. HY11, 1974.

[5] Iwagaki, Y. Hydrodynamic study on critical shear stress. *Proc. of JSCE*, No. 41, pp. 1-21, 1956.

[6] Kovacs, A. and Parker, G. A new vectorial bedload formulation and its application to the time evolution of straight river channels. *J. Fluid Mech. Vol.* 267, pp. 153-183, 1994.

[7] Nagata, N. Numerical analysis of the 2-dimensional unsteady flow using a generalized coordinate system, *The lecture collection on the computer use in hydraulic engineering, the Japan Society of Civil Engineers*, pp. 51 – 76, 1999.

[8] Sekine, M., Nishimori, K., Fujio, K. and Katagiri, Y. On erosion process of cohesive sediment and erosion rate formula, *Annual Journal of Hy. Eng. JSCE*, Vol. 47, pp. 541-546, 2003.

[9] Shimizu,Y. and Itakura,T. Calculation of flow

and bed deformation with a general non-orthogonal coordinate system, *Proc. of XXIV IAHR Congress*, Madrid, Spain, C-2, pp.41-48, 1991.
[10] Takebayashi, H. River Configuration in Middle-Lower Reach of River Basin, *Journal of Japan Society of Fluid Mechanics*, Vol. 24, pp. 27-36, 2005.
[11] Takebayashi, H., Egashira, S. and Okabe, T. Braided streams formed on beds with non-uniform sediment, *Proc. 3nd IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, pp.787-798, 2003.

粘着性土と非粘着性土が混在した河岸の浸食解析モデル

竹林洋史・藤田正治・プジハルサント

要　旨

実河川では，粘着性土と非粘着性土が互層になっている河岸がよく見られる（例えば，インドネシア・カリマンタン島のセサヤップ川等）。本研究では，河岸の上層が粘着性土，下層が非粘着性土で構成された河岸の浸食過程の数理モデルを構築した。さらに，構築した河岸浸食モデルを移動一般座標系の平面二次元河床変動解析モデルに導入し，解析を試みた。その結果，粘着性土と非粘着性土が混在した河岸では，河岸の浸食速度を時間的に大きく変化することが明らかとなった。つまり，河床の洗掘が十分でなく，下層の非粘着性土が流れに露出していないときは，河岸の浸食速度は非常に遅くなる。一方，河床の洗掘が進み，非粘着性土が流れに露出し始めると，河岸浸食速度は急激に速くなる。このような浸食速度の急激な変化は，河岸の質に関する情報が無い場合は予測が難しく，河川近傍の住民の河岸浸食対策が遅れがちになり，大きな災害を引き起こす可能性が高い。

キーワード：河岸浸食，粘着性土，数値解析，移動一般座標系

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

山地流域における音響法を用いた流砂量観測

堤 大三・平澤良輔*・水山高久**・志田正雄・藤田正治

* 国土交通省国土交通省 中部地方整備局 浜松河川国道事務所
** 京都大学大学院農学研究科

要 旨

土砂災害の防止･軽減や山地域から河口にいたる流砂系の総合的な土砂管理を実践するためには，流砂量の把握が不可欠であり，そのためには有効な流砂量観測技術の確立が重要となる。ハイドロフォン流砂量計は，河床に設置した金属パイプにマイクロフォンを内蔵した，掃流砂を計測する装置である。岐阜県高山市に位置する京都大学防災研究所附属流域災害研究センター穂高砂防観測所では，観測対象流域である足洗谷の5箇所に掃流砂の総合的な観測を目的としてハイドロフォン流砂量計を設置している。2009年の出水期には，設置した5箇所全てのハイドロフォンで，同じ出水イベントの掃流砂パルスが正常に観測され，流域全体の土砂動態の検討か可能であることが示された。また，単粒径土砂や混合粒径土砂を用いた現地キャリブレーション実験によって，ハイドロフォンパルスと掃流砂量の関係を求め，それを用いてある程度正確に流砂量を算出できることを示した。

キーワード: ハイドロフォン，掃流砂，山地流域，キャリブレーション実験

1. はじめに

土砂災害の防止・軽減や，山地から河口へとつながる流砂系の総合的な土砂管理のためには，河川要所での流砂量を把握する必要がある。中下流域においては，河床に十分な量の土砂が堆積しているため，流砂量式を用いて流量から流砂量を計算することが可能である。一方，山地域においては，河床に堆積している土砂量に限りがあり，土砂供給量が上流域における土砂生産に支配される場合が多いことや，山地河川特有の複雑な河床形状を表現することが難しいことから，流砂量式によって正確な流砂量を計算することができない。そのため，特に山地流域において流砂量を計測することが重要である。

流砂量計測手法は，大きく直接法と間接法に分けられる。前者においては，土砂を河床から直接採取するため，定量的な計測が可能である。しかしながら，計測機器が大型であることや計測を行うためには多大な労力を必要とするなどの問題がある。一方，後者では，流砂量は間接的な信号に変換されて定量的な計測となるが，連続的な計測が可能なことや，計測に必要な労力が軽減されるなどの利点がある。間接法の一つとして，ハイドロフォン流砂量計を挙げることができる。ハイドロフォンの計測原理は，河床に設置した金属管に掃流砂が衝突する音をパイプ内のマイクロフォンが検地し，そのパルス数をカウントすることで流砂量の相対的な大小を知ることができるというもので，20年程前から，日本やヨーロッパにおいて開発・検討されてきている。（Baezinger and Burch, 1990; Richenmann, 1992; 水山ら, 1996）。

岐阜県北東部に位置する京都大学防災研究所附属流域災害研究センター穂高砂防観測所の観測流域である足洗谷においても，このハイドロフォン流砂量計を各所に5個設置し，出水イベント中における山地流域での掃流砂動態の解明を目的に計測を行っている(堤ら, 2008)。足洗谷はその源流に活火山焼岳をもち，流域における土砂が活発であると同時に，土砂流動が非常に活発な流域である。設置された2箇所のハイドロフォンを用いて現地キャリブレーション実験を行い，掃流砂量とハイドロフォンパルスの関係を求めた。これらの関係を，2009年に発生したいくつかの出水イベントに適用した結果，ある程度の精度で流砂量が再現できた。これらの結果から，間接



Fig. 1 Location of Ashiaraidani watershed in Northeast region of Gifu prefecture, Main Island, Japan

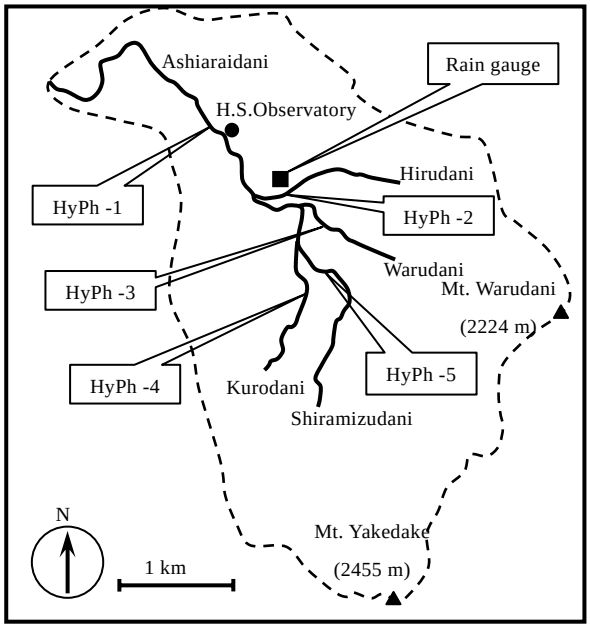


Fig. 2 Map of the Ashiaraidani watershed and location of the hydrophones in the watershed.

法であるハイドロフォン流砂量計を用いて，定量的な流砂量計測が可能であることが示された。

2. 観測流域

岐阜県の北東部に位置する足洗谷流域をFig. 1に示す。流域の周囲は標高3,000 m級飛騨山脈に囲まれており，その源流部には，活火山である焼岳（標高2,455 m）や割谷山（同2,224 m）がそびえている。足洗谷の流域面積は約7 km^{2}であり，南東方向から北西方向に向かって流下し，標高1,050 mで蒲田川に合流

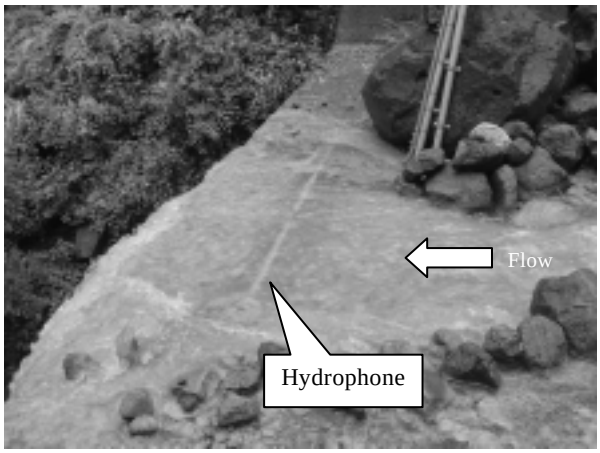


Fig. 3 The hydrophone installed on the dam site of Shiramizudani.

している（Fig. 2参照）。流域内には多数の裸地斜面が散在しており，活発な土砂生産活動に伴ってそれらの斜面から大量の土砂が流域に供給され，融雪出水時や梅雨・台風による降雨出水時には，活発な土砂移動が見られる。足洗谷には，ヒル谷，割谷，白水谷，黒谷という4支川があり，本川の足洗谷と4支川の合計5箇所にハイドロフォンが設置されている。（Fig. 2参照）。足洗谷本川では，長方形コンクリート水路の末端にハイドロフォンが設置され，その直下流には，ピット掃流砂採取装置が連続して設置されている。割谷，白水谷，黒谷においては，ハイドロフォンはそれぞれ砂防ダムの水通し部に設置されている。ヒル谷においては，ハイドロフォンは試験堰堤上流の沈砂池流入部のコンクリート上に設置されている。白水谷を例に，ハイドロフォンの設置状況をFig. 3に示す。センサー部はステンレス製のパイプで，その内部にマイクロフォンが設置されており，センサー部に衝突する土砂の音を感知できるような構造になっている。ハイドロフォンセンサー部のパイプは川の流下方向と直角に設置され，下半分は河床のコンクリートに埋設され，上半分は流水中に露出している。ハイドロフォンセンサー内のマイクロフォンはデータロガーに接続されており，検地された流砂パルスはロガーに記録される。

3. 観測されたハイドロフォンパルス

2009年の6月から9月にかけて複数回の降雨イベントが起こり，それぞれのイベントごとにハイドロフォンパルスが観測された。6月22日から26日にかけて，5箇所全てのハイドロフォンにおいて観測されたパルスを降雨強度と水位の変動とともにFig. 4に示す。この降雨イベントにおける積算降雨量は73 mmで，最大降雨強度は21 mm/hrであり，近年，足洗谷にお

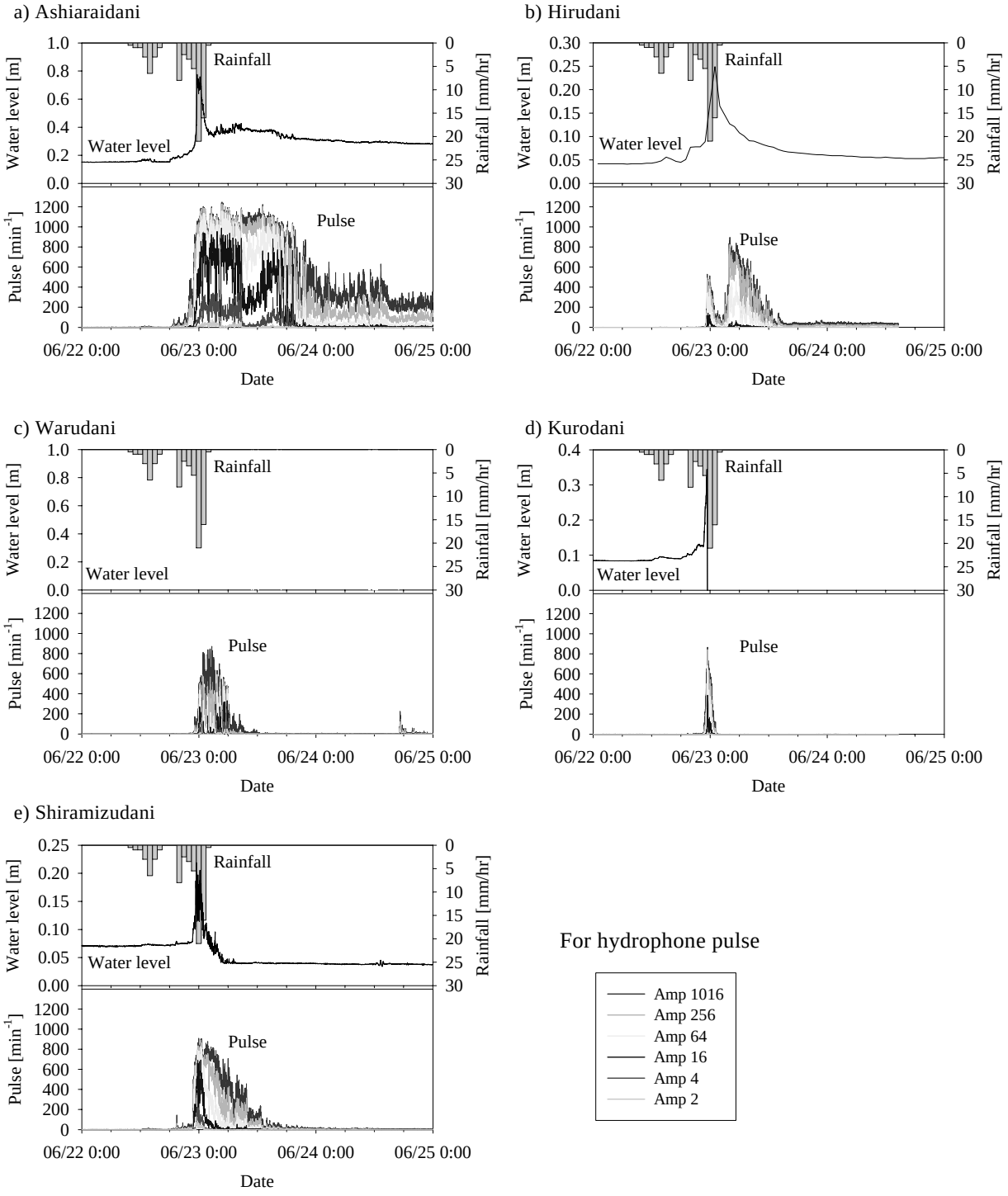


Fig. 4 Temporal changes of the observed rainfall intensity, water level and hydrophone pulses for each observation sites; a) Ashiaraidani, b) Hirudani, c) Warudani, d) Kurodani and e) Shiramizudani, from 22 to 25 of June, 2009

いては年に1回程度起こるような中程度の降雨イベントであった。足洗谷本流と4支川のハイドロフォンパルスは，降雨ピークと水位変動のピークの直後から検出され始め，すぐに最大値に達した後，降雨の停止とともに徐々に減少していく共通した傾向が見られる。しかし，詳細に比較すると，地点ごとに降雨に対してハイドロフォンパルスが異なる応答を見せていることが分かる。5ヶ所のハイドロフォンの中では，足洗谷本川におけるハイドロフォンにおいて，最多のパルス数が検出されている。4支川の中では，白水谷のハイドロフォンにおいて最多のパルスが検出されている。黒谷のハイドロフォンにおいては，極端にパルス数が少ないが，これはハイドロフォンセンサーと水位計が降雨ピークの直後に発生したと

考えられる土石流によって破壊されたことが原因である。ハイドロフォンパルス検出期間について比較すると，足洗谷本川でのハイドロフォンパルスが最長であり，降雨停止後に2日間以上もパルスが検出されている。

ハイドロフォンパルスの記録においては，検出されたパルスを6段階の増幅率に拡大し，一定の閾値をそれぞれの増幅率において越えたパルス数を記録している。そのため，増幅率を小さく設定した検出パルスは，大きな衝突エネルギーを持った礫のみが検出されており，逆に増幅率を大きく設定した検出パルスは，小さな衝突エネルギーをもった小径土砂をも検出している。この増幅率に注目して5ヶ所のハイドロフォンパルスの記録を比較すると，足洗谷と白水谷では，より小さな増幅率でのパルスも検出されているが，ヒル谷では，より大きな増幅率のパルスしか検出されていない。この結果は，足洗谷と白水谷では，より大きな径の礫が流下し，ヒル谷では，小径の土砂のみが流下していたものと考えることができる。これらの増幅率と検出パルス数の傾向から定量的に粒径を予測することができれば，足洗谷観測点に流下した大粒径の土砂がどの支流に起因しているかを知ることも可能となる。

2009年のその他の降雨イベントにおいても，ここで示したようなハイドフォンパルスが計測されており，ハイドロフォン流砂量計が，流域全体の土砂動態を定性的に把握することに非常に有効な手法であることが示されている。

4. ハイドロフォンパルスと掃流砂量との関係の現地キャリブレーション実験

ハイドロフォンパルスの検出による流砂モニタリング法は，山地河川において土砂動態を把握することに有効な手法であることが示されたが，これは定性的な情報に過ぎない。ハイドロフォンパルスから定量的な流砂量を得るための方法として，設置されたハイドロフォンに粒径と量の既知である土砂を供給してそのときのハイドロフォンパルスを検出し，両者の関係を求めるキャリブレーション実験が有効である。現地キャリブレーション実験を白水谷と足洗谷のハイドロフォンを用いて実施した。実験には，数種類の単粒径土砂とそれらを混合した混合粒径土砂を用いた。

4.1 単粒径土砂

3種類の単粒径土砂を用意し，キャリブレーション実験に用いた。平均粒径はそれぞれ10.6，16.7，24.8 mmである。これらの単粒径粒子は，ハイドロフォン

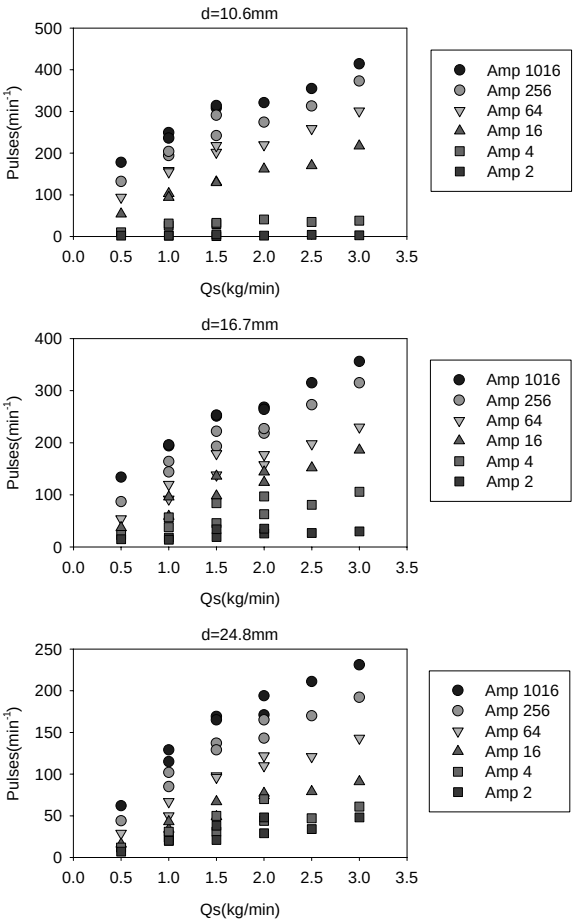


Fig. 5 Relationship between sediment load and hydrophone pulses obtained by calibration experiments

上流約1 mの地点から人力によって供給され，そのときのハイドロフォンパルスが記録された。土砂の供給においては，流砂量が0.5，1.0，1.5，2.0，2.5，3.0 kg/minとなるようにその速度を調整した。

足洗谷のハイドロフォンにおけるキャリブレーション実験の結果をFig. 5に示す。それぞれの粒径において，流砂量の増加に伴いパルス数が増加し，また検出パルスの増幅率の増加と共に全体的に多数のパルスが検出される結果となっている。流砂量とパルス数は，ほぼ比例の関係を示している。等しい流砂量で比較した場合，粒径が小さいほど検出されるパルス数が多い傾向が見られる。これは，流砂量が同じであれば，粒径が小さい程，個数が多いためである。小粒径の場合は，小さな増幅率では，検出されない場合がほとんどである。これらの流砂量対ハイドロフォンパルス関係を用いれば，単粒径の流砂に対して定量的に流砂量を求めることは可能である。

全体の流砂に対してどの程度の土砂がハイドロフォンによって検出されているかを知るため，ハイドロフォンパルスを実際の土砂個数で除した検出率を，足洗谷におけるハイドロフォンキャリブレーション

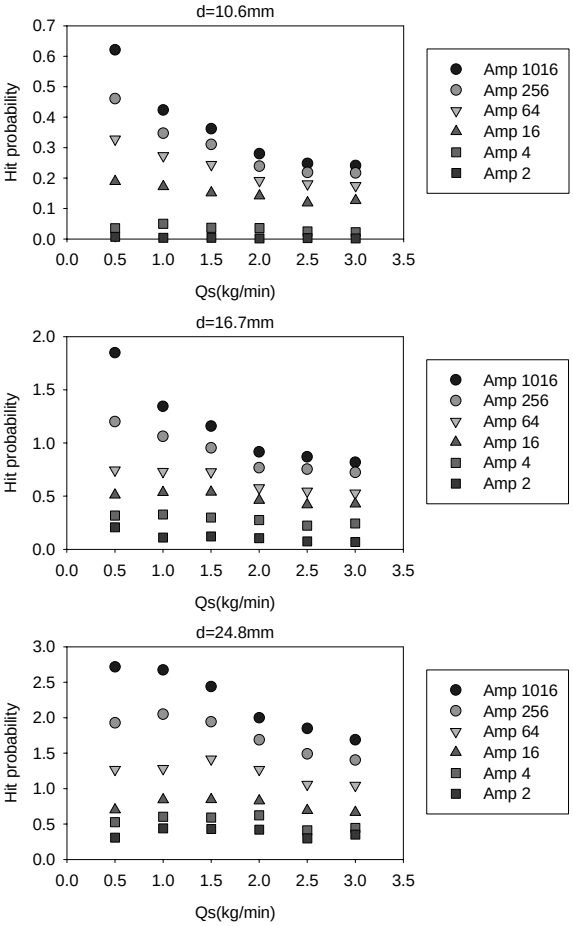


Fig. 6 Relationship between sediment load and hitting probability on the hydrophone

実験の結果から算出し，Fig. 6に示す。この結果によると，大きな増幅率の場合は，流砂量の増加に伴い検出率が減少していく。これは，流砂量が多いと土砂粒子数が多く，ハイドロフォンに衝突する音が飽和状態になり，個々のパルスを分離して検出することできなくなるため，検出パルス数が減少するという理由によるものと考えられる。しかし，中程度の増幅率であれば，流砂量が増加したとしても検出率はほぼ一定であり，これは，どのサイズの粒径でも同様な傾向を示す。このことから，流砂量の多く土砂粒子数が多い場合に発生するパルス飽和の問題を回避するためには，中程度の増幅率での流砂量対ハイドロフォンパルス関係を用いて流砂量の定量化を行うことが合理的である。

4.2 混合粒径土砂

一般的に，自然河川を流下する土砂は，異なる粒径の混合砂であり，単一の粒径である場合は少ない。そのため，前節で示したような単粒径の土砂を用いた流砂量とハイドロフォンパルスの関係では，足洗谷流域における流砂量を求めることはできない。混

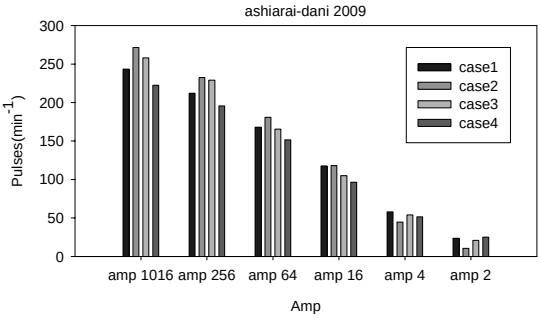


Fig. 7 Outputs of hydrophone pulse for mixed sized sediment (from Case 1 to 4) obtained by the field experiments.

合砂の流砂量を計測できるように，足洗谷と白水谷において混合砂を用いた現地キャリブレーション実験を実施した。用いた混合砂は，3種類の単粒径の土砂を混合したもので，それぞれの粒径は10.6，16.7，24.8 mmである。4つの異なる混合比で混合砂を調整し，それぞれCase 1では1:1:1， Case 2では2:1:1，Case 3では1:2:1 Case 4では1:1:2とした。混合砂を用いたキャリブレーション実験では，流砂量を1.5 kg/minとした。 実験の結果をFig. 7に示す。この結果から，全てのケースにおいて流砂量は一定であるにもかかわらず，検出されたハイドロフォンパルスは異なる応答を示している。平均的な粒径が小さなCase 2の場合，高増幅率での検出パルス数が多く，逆に平均的な粒径が大きなCase 4の場合，低増幅率での検出パルス数が多くなる傾向が見られる。この傾向は，単粒径のキャリブレーション実験の結果とも整合するものである。

5. 掃流砂量計算結果

キャリブレーション実験の結果から，各増幅率において，異なる粒径によるハイドロフォンパルスへの寄与を足し合わせたものが，全体の検出パルスになると考えることができる。このことから，式（1）のように，各増幅率における検出パルスを定義する。

$$P(a)=\sum_{i=1}^{k}R_i(a)N_i \tag{1}$$

ここで，aはハイドロフォンの増幅率，kは土砂の粒径界数，$P(a)$は増幅率aのときの検出ハイドロフォンパルス，$R_i(a)$は粒径界iの土砂粒子が増幅率aのときのハイドロフォンに検出される検出率，N_iは粒径界iの土砂粒子の実際の粒子個数である。式（1）に異なる増幅率を適応して連立し，全ての粒径界iに対

してN_iを求めるためには，k個の式が必要となる。ここで用いているハイドロフォンの増幅率は6段階であることから，土砂粒子の粒径は最大で6種類まで分割することができる。

式（1）を解くために必要な，ハイドロフォンパルスの検出率は，Fig. 6に示すキャリブレーション実験から得られており，その値をTable 1に粒子個数Nと共に示す。上記，3種類の単粒径土砂の混合土砂を用いた実験の4ケースについて，3種類の増幅率についての連立式を解き掃流砂量と混合比を求め，Fig. 8に示した。全てのケースについて，掃流砂量は精度良く計算されている。Case 4においては，中粒径の土砂が計算されていない。しかし，全体的に見ると，混合比率もそれなりに良く計算されている。

6月22日から26日に起こった降雨出水イベント（Fig. 4参照）に対して，粒度分布が実験で用いた混合土砂と同様のものと仮定してこの計算手法を適用して掃流砂量を計算した。算出された総流砂量の時間変化をFig. 9に示す。この計算結果を実際の流砂量と比較してハイドロフォンパルスから計算される流砂量の精度検証を行う必要があり，そのような検証はまだ十分に行えていないが，ハイドロフォンパルスから流砂量を算出できるということが示されている。

6. まとめ

京都大学防災研究所附属流域災害研究センター穂高砂防観測所の観測流域である足洗谷流域において，５ヶ所にハイドロフォン流砂量計が設置され，2009年にいくつかの降雨出水イベント中のパルスが観測された。また，掃流砂量とハイドロフォンパルスの関係を求めるための現地キャリブレーション実験も実施された。ハイドロフォンパルスの観測と現地シミュレーション実験の結果から，以下の事項が明らかとなった。

1)　山地河川において，土砂動態を定性的に把握するためにはハイドロフォン流砂量計は有効な手段である。
2)　現地キャリブレーション実験によって求められた掃流砂量とハイドロフォンパルスの関係は，ハイドロフォンパルスから流砂量を定量的に求める手段として有効である。
3)　山地河川において，流下する土砂の粒度分布を適切な粒経界に分類することができれば，ハイドロフォン流砂量計による定量的な流砂量観測が可能である。

Table 1 Parameters for the equation obtaining the bed load from the hydrophone pulses.

Amplification rate	Sediment size class [mm]		
	10.6	16.7	24.8
256	0.13	0.60	1.50
64	0.011	0.23	0.73
16	0.00	0.0042	0.16
N [kg^{-1}]	573	145	45.6

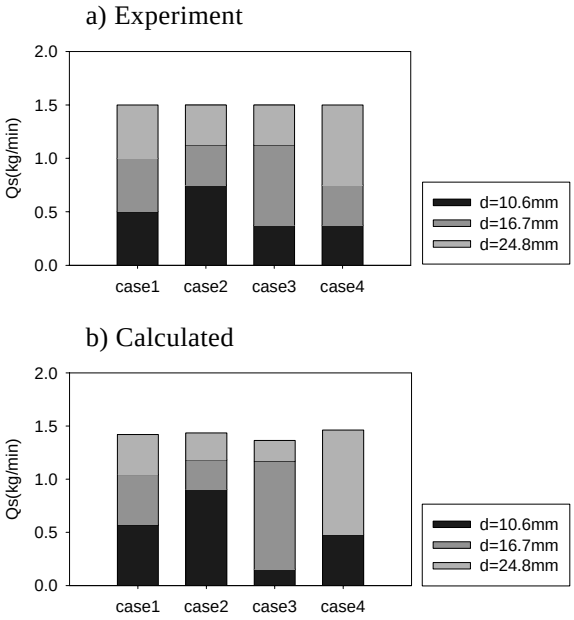


Fig. 8 Size classification of sediment load using hydrophone pulse; a) sediment ratio used in the experiment, b) calculated result

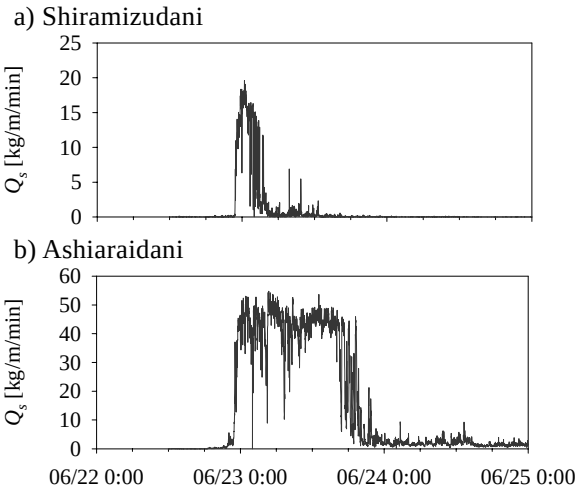


Fig. 9 Calculated bed load from 22 to 25 of June, 2009 for a) Shiramizudani and b) Ashiaraidani

以上の様に，ハイドロフォン流砂量計は，山地河川での流砂量観測に有効な手法であることが示され

たが，その一方で，土石流などの大規模な土砂移動現象が起こった場合にセンサー部が破壊されてしまう恐れがあり，山地河川での耐久性に問題がある。そのため，ハイドロフォンを用いた観測においてはその維持管理に労力を必要とする場合がある。さらに定量的な流砂量観測のためには，流砂量対ハイドロフォンパルスの関係式を発展させて，実際の河川内に存在す土砂粒子の粒度分布を適切に表現する混合粒径を仮定する必要がある。

謝　辞

本研究は，その一部を砂防・地すべり技術センター研究開発助成を受けて実施した。また，本研究を推進するにあたり，株式会社ハイドロテックの野中理伸氏には多大な協力を頂いた。ここに謝意を表します。

参考文献

水山高久，野中理伸，野中伸久（1996）：音響法（ハイドロフォン）による流砂量の連続観測，砂防学会誌，49(4)，p.34-37.

堤 大三，水山高久，野中理伸，藤田正治，志田正雄（2008）：山地流域における土砂動態の定量的モニタリング手法の開発，京都大学防災研究所年報，第50号B, pp. 661-668.

Baezinger, R and H. Burch (1990): Acoustic sensors (hydrophones) as indicators for bed load transport in a mountain torrent, Hydrology in Mountain Regions, 1-Hydrological Measurements; the Water Cycle, Proceedings of two Lausanne Symposia, August 1990, IAHS Publ. No. 193.

Rickenmann, D. (1992): Bedload transport and discharge in the Erlenbach, stream. COMTAG Meeting and Workshop.

Bed Load Observation in a Mountainous Watershed by Hydrophone Equipments

Daizo TSUTSUMI, Ryosuke HIRASAWA*, Takahisa MIZUYAMA**, Masao SHIDA and Masaharu FUJITA

* Chubu Regional Bureau, Ministry of Land, Infrastructure and Transport
** Graduate School of Agriculture, Kyoto University

Synopsis

In mountainous watershed, because the amount of sediment deposits on riverbed is limited and sediment supply is mainly controlled by sediment production, sediment load cannot be calculated theoretically in relation with water discharge. Therefore, it is important to measure sediment load in aspects of mitigating sediment related disasters and integrated sediment control for total sediment transport system from mountain to river mouth. The hydrophone equipments, which measures bed load by detecting hitting sound of sediments on the sensor in riverbed, are installed in five locations in the Ashiaraidani watershed, which is a mountainous stream located in northeast district of Gifu prefecture, Japan. Series of pulses of sediment are observed by every hydrophone simultaneously during several storm events in 2009. Calibration experiments are conducted to obtain a relationship between hydrophone pulses and sediment load consist of several sediment size, and the sediment loads are appropriately calculated for an event by using the relationship.

Keywords: hydrophone, bed-load observation, mountainous stream, calibration experiment

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

地球温暖化が全国の裸地斜面の凍結融解特性に与える影響評価

泉山寛明*・堤大三・藤田正治

＊ 京都大学大学院工学研究科

要 旨

凍結融解による風化基岩からの土砂生産現象は我が国の山間部の裸地斜面で多くみられる。土砂生産量を定量的に把握することは下流での土砂災害の防止・軽減のために重要である。そこで日本全国を対象に，熱伝導計算により地中温度の推定を行い，凍結融解特性，そして土砂生産量の推定を試みた。熱伝導計算を行う際は，同時に地表面熱収支を考慮することで一般的な気象データを入力データとして計算を行うことが出来る。そこで各都道府県の代表的な地点を選定し，同地点の気象データを用いて計算を行った。さらに気温上昇が凍結融解現象に与える影響を考察するために気温を2℃上昇させた場合の計算を行った。計算の結果，凍結融解特性ならびに土砂生産量の全国分布が得られ，気温上昇により凍結融解特性・土砂生産量は概ね減少することが予想された。

キーワード: 凍結融解，裸地斜面，風化基岩，地球温暖化

1. はじめに

我が国の山間部では凍結融解による風化基岩からの土砂生産現象が多く見られる。凍結融解による土砂化は小規模ながらも毎年繰り返し発生するため，長期的に見れば膨大な土砂が生産されると考えられる。

よって土砂生産量を定量的に予測することは下流での土砂防災の防止・軽減のために重要である。さらに将来的に地球温暖化が与える影響を把握することは喫緊の課題となっている。

凍結融解による風化基岩の土砂化現象を把握するためには，まず地中温度を精度良く予測する必要がある。そこで堤ら（2009）は裸地斜面を対象に地中温度推定モデルを開発した。このモデルの特徴は，地表面熱収支を考慮することで，入力データとして日本全国で観測されている気温，日射量，風速等の一般的な気象データを用いることができ，汎用性が高い点である。

そこで，本研究では地中温度推定モデルの利点を活かし，気象庁が収集している気象データを用いて日本全国の裸地斜面の凍結融解特性を計算によって求め，さらに気温上昇が凍結融解現象に与える影響を考察した。また，凍結融解による土砂生産量を経験的に算出し，同じく日本全国の土砂生産量分布を求め，気温上昇による変化を検討した。

2. 計算方法

2.1 熱伝導計算モデル

熱伝導計算モデルにおける基礎式を以下に示す。

$$\frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda\frac{\partial T_G(z)}{\partial z}\right)+\rho_i L_w\frac{\partial\phi}{\partial t}=\rho_G c_G\frac{\partial T_G(z)}{\partial t} \tag{1}$$

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial t}\left(D\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)-\frac{\rho_i}{\rho_w}\frac{\partial\phi}{\partial t} \tag{2}$$

$$\begin{aligned} &T_G(z)=0.0 && (0.35\le\theta)\\ &T_G(z)=(\theta-0.35)/0.6 && (0.05\le\theta\le0.35)\\ &T_G(z)=(\theta-0.0583)\times60 && (0.025\le\theta\le0.05)\\ &T_G(z)=-2.0 && (\theta\le0.025) \end{aligned} \tag{3}$$

ここで，$T_G(z)$は地中温度，θ，ϕはそれぞれ体積含水率，体積含氷率，λ，c_G，D，ρ_G はそれぞれ基岩の熱伝導度，比熱，水分拡散係数，密度，ρ_i，ρ_wはそれぞれ氷と水の密度，L_w は水の融解潜熱である。$T_G(z)>0$℃では含氷率は一定（$\phi=0$）のため式(1),

(2)は独立に解くことができるが，$T_G(z) \leq 0$℃では独立には解くことができないため，温度と不凍水含水率の関係式が必要となる。そこで本研究では Jame and Norum(1980)が提案している経験式(3)を用いる。これは土壌における実測値に基づいて得られたものであり，この経験式が風化基岩に対しても適用可能であると仮定した。

なお，風化基岩は間隙が発達しているためにある程度の透水性を有しているが，土壌と比較すれば一般的に透水性は小さいと考えられる。よって簡単のために式(2)の水分拡散係数 $D = 0$ と仮定して，代わりに基岩中の水分移動を無視した式(4)を用いる。

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\rho_w\theta+\rho_i\phi\right)=0 \tag{4}$$

熱伝導計算は式(1)，(3)，(4)を連立して有限要素法により解く。具体的には，まず a) 時刻 $t = 0$ における，$T_G(z)$，θ，ϕ に初期値を与える，b) 時間Δt の間では含氷率は変化しないと仮定して（$\Delta\phi = 0$），式(1)から $T_G(z)$を求める，c) $T_G(z)$を式(3)に代入してθを求め，式(4)からϕを求める，d) 新たに定まった$\Delta\phi$を用いて式(1)を解く，b)～d)の手順を T_Gが収束するまで繰り返し計算し，$t = t + \Delta t$ における解を得る。以上のような方法で各時刻の $T_G(z)$，θ，ϕを求め，時刻をΔt ずつ進めて $T_G(z)$，θ，ϕを求める。

熱伝導計算を行う際は境界条件として地表面温度を与える必要がある。しかし，地表面温度の計測は一般的には行われないことから，次節で説明するように熱収支を考慮して一般的な気象データから地表面温度を推定する。

2.2 熱収支基礎式

地表面を境界とし，それより上部の大気部分と下部の地盤における放射収支，熱収支を考慮し，バルク式，ステファン・ボルツマンの法則を用いることで，地中伝導熱 Gは式(5)のように表すことができる。なお，G>0 なら地中温度は上昇，G<0 なら地中温度は低下する。

$$G = S\downarrow - S\uparrow + \sigma T_a^4 - \sigma T_G(0)^4 - c_p\rho C_H U\left(T_G(0)-T_a\right) \tag{5}$$

ここで，$S\downarrow$，$S\uparrow$はそれぞれ下向き，上向き短波長放射量，σはステファン・ボルツマン定数，$T_G(0)$は地表面温度，T_a は気温，$c_p\,\rho$は空気の体積熱容量，C_Hはバルク係数，Uは風速である。なお，風化基岩が凍結するような気象条件では地表面からの蒸発量は少ないと考えられるため，地表面からの蒸発は無視している。

一方，地盤内の温度変化は地表面からの熱伝導によってもたらされるため，地盤内温度分布の変化からも G を表現することができる。凍結融解現象を取り扱っているため，水の凍結による潜熱の発生も同時に考慮することにより G は

$$G = \int_0^{De}\frac{d\left(c_G\rho_G T_G(z)\right)}{dt}dz - \int_0^{De}\frac{d\left(\rho_i L_w\phi\right)}{dt}dz \tag{6}$$

となる。ここで，$c_G\rho_G$は基岩の体積熱容量，De は熱伝導を無視できる十分な深さである。式(6)右辺第一項は地中温度を上昇させる熱エネルギー，第二項は水を氷に相変化させる際の潜熱エネルギーである。式(5)，(6)より

$$\begin{aligned} G &= \int_0^{De}\frac{d\left(c_G\rho_G T_G(z)\right)}{dt}dz - \int_0^{De}\frac{d\left(\rho_i L_w\phi\right)}{dt}dz \\ &= S\downarrow - S\uparrow + \sigma T_a^4 - \sigma T_G(0)^4 - c_p\rho C_H U\left(T_G(0)-T_a\right) \end{aligned} \tag{7}$$

となる。ここで風速 U には観測値を，下向き短波長放射量（日射量）$S\downarrow$には後述する斜面日射量を，上向き短波長放射量 $S\uparrow$として地盤のアルベドを $S\downarrow$に乗じたものを与える。なお，アルベドの値は田上山地裸地斜面における観測結果より 0.15 とした。また空気の体積熱容量 $c_p\rho$には 1 気圧・20℃での値 1210J /K /m^3，バルク係数 C_Hには平らな裸地での値 0.0015 を与えることとした（近藤純正，1994）。式(7)の左辺は地表面温度 $T_G(z)$が求まれば熱伝導計算により求めることができる。よって両辺に $T_G(z)$の仮定値を与え，両辺が等しくなるよう繰り返し計算を行うことで地表面温度と地中温度分布が求められる。

2.3 斜面日射量の計算

一般に，日射量 $S\downarrow$の観測値は水平面へ入射したときの値（水平面日射量）であるため，斜面へ適用する場合は斜面向きや勾配による補正を行う必要がある。ある方角と勾配をもつ斜面に対する斜面日射量は式(8)に示すように日射の入射角 i が分かれば大気透過率と太陽定数を仮定し，水平面日射量の関数として求めることができる。

$$\cos i = \cos\zeta\sin h + \sin\zeta\cos h\cos\left(A_s - A\right) \tag{8}$$

ここに，ζ: 斜面勾配，h :太陽高度，A_s :太陽方位角，A :斜面の方角である。

2.4 計算条件

裸地斜面を仮定し，斜面は勾配 45 度，北向きおよび南向きの 2 パターンで計算を行った。計算期間は

2008 年 7 月から 2009 年 7 月とし，一般気象データはこの期間中の 1 時間ごとのデータを用いる。データは全て気象庁のホームページで公開されているものである。さらに温暖化条件として，単純に気温が 2 ℃上昇すると仮定した計算を行った。なお，積雪は考慮していない。しかし積雪は断熱作用を有するため重要であり，今後の検討課題である。

気象データは Table 1.に示すように県全体の代表値を用いるが，以下のような方法で算出した。まず県内にある全ての気象観測地点ごとに月平均気温を算出し，更にそれらを全地点で平均したものを県全体の月平均気温とする。各地点の月平均気温の変化傾向が県全体の月平均気温のそれと最も近似している地点を代表地点とし，この地点での気温データを用いた。このとき，各地点の月平均気温と県全体のそれとの偏差平方和を厳冬期である 2008 年 11 月から 2009 年 5 月までを対象に求め，これが最小となる観測点を代表地点とした。気温データはさらに，100m 上昇するごとに 0.65℃減少すると仮定して標高 500m 地点に標高補正した。風速および日射量は県の代表地点での値を用いるが，欠測の場合は県内の別の地点で観測された値を用いた。

地中にある計算領域の下端の境界条件は，地下水温がその地点の年平均気温とほぼ等しいと考えられることから（阿部ら，1964），県の代表地点の2008年における年平均気温を用いた。基岩の物性値として，間隙率n は0.48，含水率θは0.4，熱伝導率λは3.0W/m/K，比熱cは921J/kg/Kとした。これらは風化花崗岩での物性値であり，間隙率は滋賀県田上山地の風化花崗岩裸地斜面の地表面近くで得られた実測値である。

3. 計算結果と考察

3.1 計算結果の例

Fig.1は岡山県の代表地点の気象データを用い，斜面が南向きであると仮定して得られたものである。Fig.1a)の左側に示すのが計算期間全体での-1℃等温線であり，本研究ではこれを凍結融解進行曲線と呼んでいる。これは，風化基岩内の間隙水が-1℃に達すれば十分に凍結し，氷となっていると考えられるからである。凍結融解進行曲線を2009年の2月の一ヶ月で見たのがFig.1b)である。Fig.1b)を見れば分かるとおり凍結融解進行曲線は下に凸の曲線形状の集まりである。下に凸の曲線の一つ一つが凍結融解を1回経験したことを表していると考える。

Fig.1a)の右側の図は，計算期間全体で凍結融解回数の総和をとったものである。そして凍結融解回数を深度方向に足しあわせたものを凍結融解強度指数と呼ぶ。既往の研究で，凍結融解作用による風化基岩の土砂生産量は凍結融解回数と凍結深さの両方に依存することが分かっていることから（堤ら，2009），

Table 1. Representative observatory, mean temperature for 2008 and elevation

Prefecture	Observatory	Mean temperature for 2008 [degree C]	Elevation [m]
Hokkaido	Monbetsu	6.7	16
Aomori	Rokkasho	9.4	80
Iwate	Tono	10.0	273
Nagano	Tateshina	10.3	715
Akita	Iwamisannai	10.6	41
Yamagata	Oguni	10.8	140
Fukushima	Funehiki	10.8	421
Miyagi	Zao	11.4	112
Tochigi	Imaichi	11.7	414
Gunma	Nakanojo	12.1	354
Yamanashi	Furuseki	12.2	552
Gifu	Hagiwara	12.6	425
Niigata	Maki	13.2	2
Ishikawa	Nanao	13.5	58
Nara	Kamikitayama	13.5	334
Toyama	Tonami	13.7	69
Ibaraki	Mito	13.9	29
Okayama	Fukuwatari	14.1	63
Tottori	Iwai	14.1	19
Shimane	Tsuwano	14.2	165
Hiroshima	Hongo	14.2	331
Shiga	Torahime	14.5	90
Fukui	Harue	14.5	5
Saitama	Tokorozawa	14.6	119
Kyoto	Maizuru	14.8	2
Tokushima	Anabuki	14.8	160
Hyogo	Miki	15.0	145
Shizuoka	Kikugawa-makinohara	15.0	191
Yamaguchi	Iwakuni	15.1	70
Chiba	Yokoshibahikari	15.1	6
Aichi	Okazaki	15.6	47
Mie	Toba	15.6	2
Kumamoto	Mashiki	15.6	193
Kanagawa	Odawara	15.6	28
Oita	Bungotakada	15.8	5
Kagawa	Hiketa	15.8	12
Wakayama	Kawabe	15.8	84
Osaka	Hirakata	16.0	26
Ehime	Saijyo	16.0	4
Saga	Kawasoe	16.1	2
Kochi	Gomen	16.4	12
Nagasaki	Ishida	16.5	12
Fukuoka	Dazaifu	16.6	27
Miyazaki	Miyakonojo	16.6	154
Tokyo	Oshima-kitanoyama	16.7	38
Kagoshima	Nakakoshiki	18.3	10
Okinawa	Ashimine	23.7	3

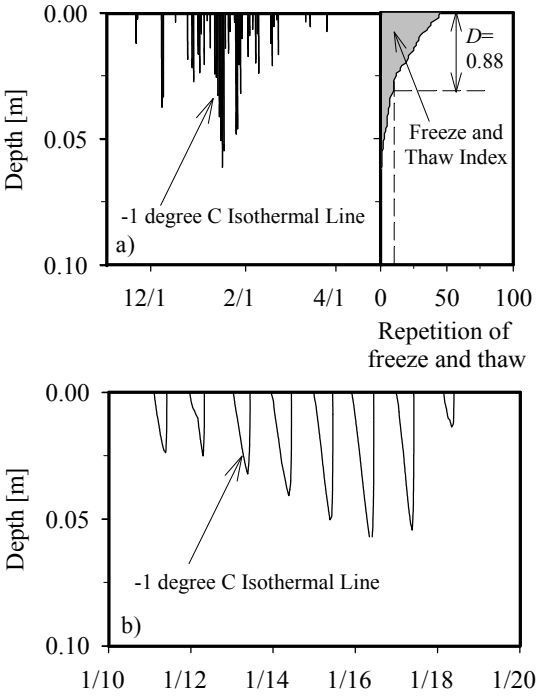


Fig.1 Time series variation of frozen zone and Freeze and thaw index from a) Nov.1 to May.1, b) Jan.10 to Jan.20 on a slope facing south using the meteorological data for Okayama Prefecture. D = 0.88[m] expresses newly created sediment layer due to freeze and thaw action.

凍結融解強度指数は当該地点の土砂生産量の可能性を示すと考えられる。今の場合，凍結融解強度指数は0.031[m]である。

さらに，滋賀県田上山地の裸地斜面での研究結果より，凍結融解作用による土砂化は凍結融解を10回程度，経験する必要があるという結果（堤ら，2007）とを応用して，計算対象地点の土砂生産量を算出する。今の場合，凍結融解を10回経験した深さは0.88[m]であるから，土砂の密度が2650[kg/m^3]であると仮定すると土砂生産量は

$$2650\times 0.88\times(1-0.48)=2332[\mathrm{kg/m^2}] \qquad (9)$$

となる。

3. 2 凍結融解強度指数および土砂生産量の全国分布

Fig.2は斜面が南向きであると仮定したときの凍結融解強度指数の全国分布である。Fig2a)は現状の気温を入力データとして得られた凍結融解強度指数（I_{SP}）であり，Fig.2b)は気温が2℃上昇したと仮定して計算した時に得られた凍結融解強度指数（I_{S2}）である。また，Fig.3は気温が2℃上昇したときと現状の気温の場合の凍結融解強度指数の差（I_{S2} - I_{SP}）である。

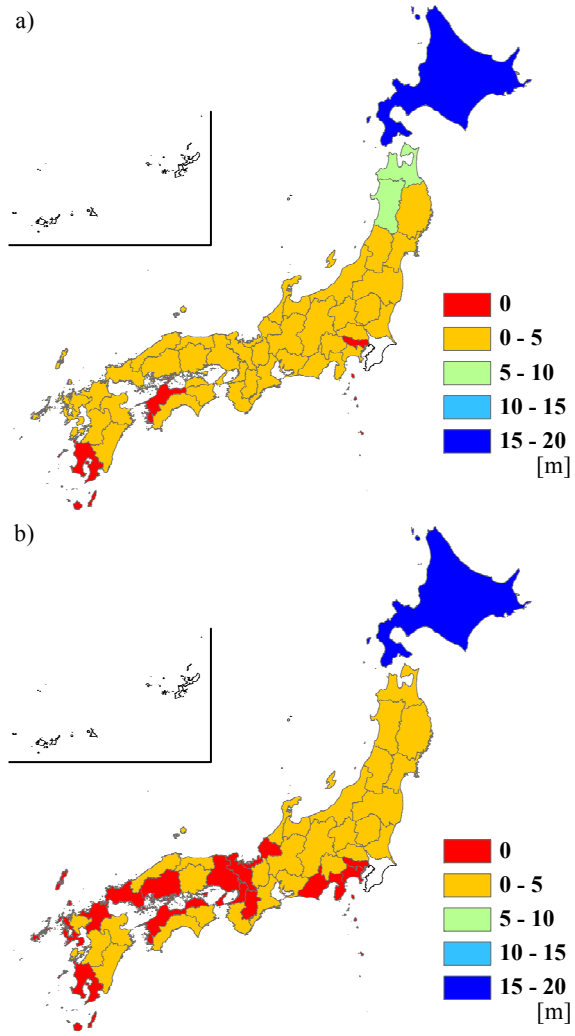


Fig.2 Distribution of freeze and thaw index across the Japan islands calculated using a) present temperature data, b) 2 degree C higher than present one on slopes facing south with an angle of 45 degree

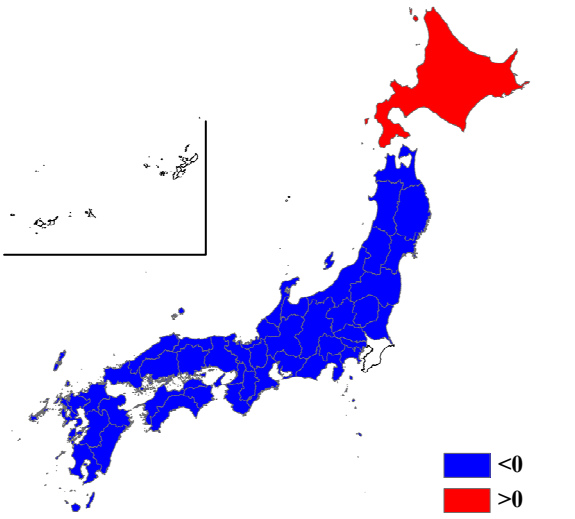


Fig.3 Distribution of the difference of freeze and thaw index between hypothetically 2 degree C higher condition than present condition and present condition on slopes is facing south with an angle of 45 degree.

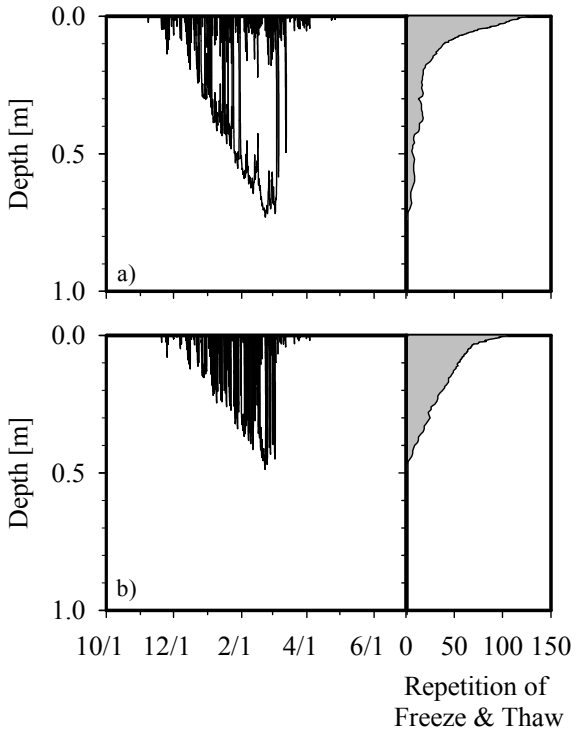


Fig.4 Time series variation of frozen zone and Freeze and thaw index of Hokkaido, using a) present temperature data, b) 2 degree C higher than present one on slopes facing south with an angle of 45 degree.

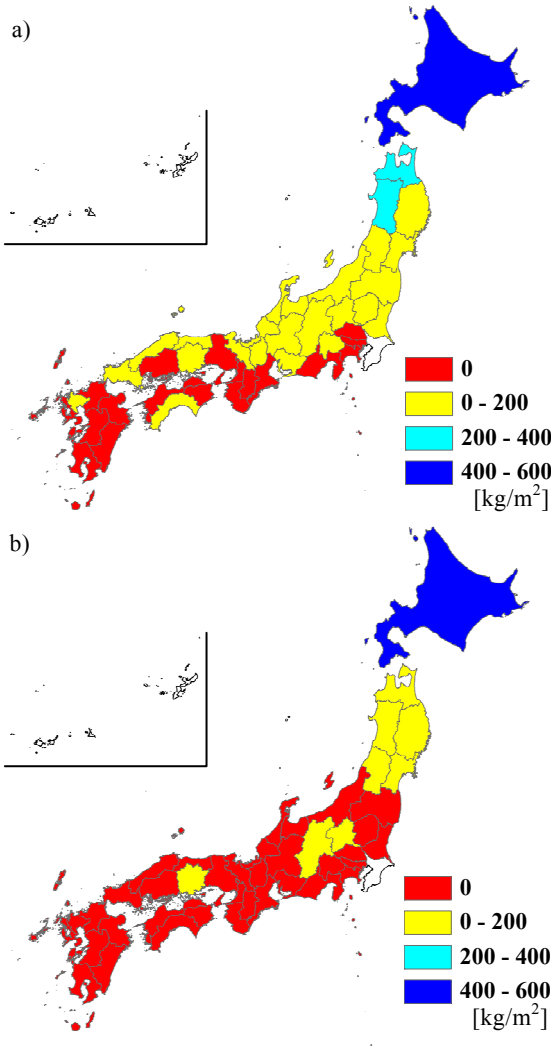


Fig.5 Distribution of sediment production across the Japan islands calculated using a) present temperature data, b) 2 degree C higher than present one on slopes facing south with an angle of 45 degree. The amount of sediment production is obtained assuming the layer of weathered bedrock which experiences 10 cycles of freeze and thaw action becomes sediment layer.

Fig.2a)，b)を見ると，北海道で大きな値を示し，現状の気温を用いた場合は青森，秋田でも比較的大きな値となっていることが分かる。これは，これらの県が高緯度帯に位置し，寒冷な気候であることに起因する。

気温が2℃上昇したことによる変化の一つとして，現状の気温では全く凍結融解のしない都道府県は東京，香川，鹿児島，沖縄の4県であったのが，15県に増加していることが挙げられる。つまり，凍結融解作用による土砂生産現象は，気温上昇により概ね発生しにくくなることが予想される。ただし，今回の計算では積雪を考慮していないため，実際とは様相が異なる可能性がある。

さらにFig.3から分かるように，多くの都道府県で凍結融解強度指数が小さくなっていることが分かる。ただし北海道のみ気温上昇により凍結融解強度指数が増加している。これは現状の気温では地中温の低下が大きく，風化基岩の凍結が長く継続し融解があまり発生しなかったのが，気温上昇により地中温の低下が緩和され，融解が発生するようになったためと考えられる（Fig.4）。Fig.5は斜面が南向きと仮定した場合の土砂生産量の全国分布である。Fig.5a)は現状の気温を入力データとしたとき（S_{SP}）の，Fig.5b)は気温が2℃上昇した場合の結果（S_{S2}）である。これを見ると北海道・東北地方で大きな値を示し，それより南の地域では小さな値となっており，先の凍結融解強度指数の分布とほぼ同様の傾向を示している。しかし，凍結融解強度指数が0以上であっても凍結融解回数が10回以上でないと土砂化しないとして算出しているために，土砂生産量が0[kg/m^2]の都道府県が多いことが相違点である。またFig.6の気温が上昇したと仮定した場合の結果と現状の気温の場合の結果の差をとったもの（$S_{SP}-S_{S2}$）を見ると，全ての都道府県で気温上昇により土砂生産量が減少することを示している。北海道で土砂生産量が減少しているのは，凍結融解を10回経験する深さが0.42[m]から0.39[m]と浅くなったためである。

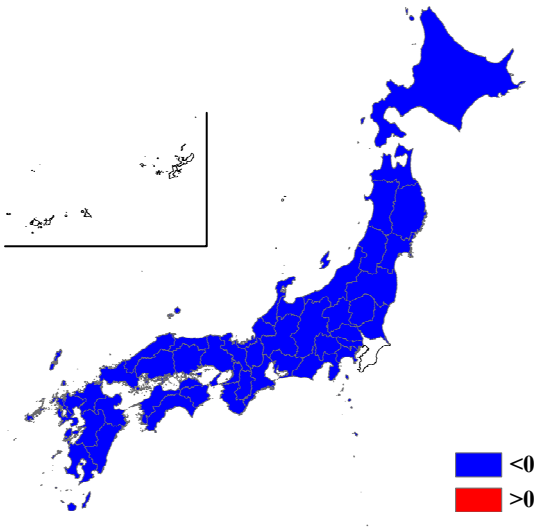


Fig.6 Distribution of the difference of sediment production between hypothetically 2 degree C higher condition than present condition and present condition on slopes is facing south with an angle of 45 degree. The amount of sediment production is obtained assuming the layer of weathered bedrock which experiences 10 cycles of freeze and thaw action becomes sediment layer.

Fig.7は斜面が北向きと仮定した場合の凍結融解強度指数の全国分布である。Fig7a)は現状の気温を入力データとして得られた凍結融解強度指数（I_{NP}）であり，Fig.2b)は気温が2℃上昇したとして計算した時に得られた凍結融解強度指数（I_{N2}）である。また，Fig.8は気温が2℃上昇したときと現状の気温の場合の凍結融解強度指数の差（$I_{N2}-I_{NP}$）である。Fig.7を見ると斜面向きが南向きの場合とほぼ同様に北海道・東北地方で値が大きく，それより南側の都道府県では小さな値となっている。Fig.8を見ると全ての都道府県で凍結融解強度指数は気温上昇により減少している。

Fig.9は斜面が北向きと仮定した場合の土砂生産量の全国分布である。Fig9a)は現状の気温を入力データとして得られた土砂生産量（S_{NP}）であり，Fig.2b)は気温が2℃上昇したとして計算した時に得られた土砂生産量（S_{N2}）である。また，Fig.10は気温が2℃上昇したときと現状の気温の場合の土砂生産量の差（$S_{N2}-S_{NP}$）である。Fig.9を見るとFig.7と同様に北海道・東北地方で大きな値を示し，それより南側の都道府県では小さな値となっている。Fig.10を見るとほとんどの都道府県で土砂生産量は減少しているが，北海道のみ増加している。この要因を知るためにFig.11の北海道の凍結融解回数の深度方向分布を見てみると，凍結融解を10回経験する深さが気温上昇により深くなっていることが分かり（0.27[m]→0.34[m]），これが要因であると考えられる。これは

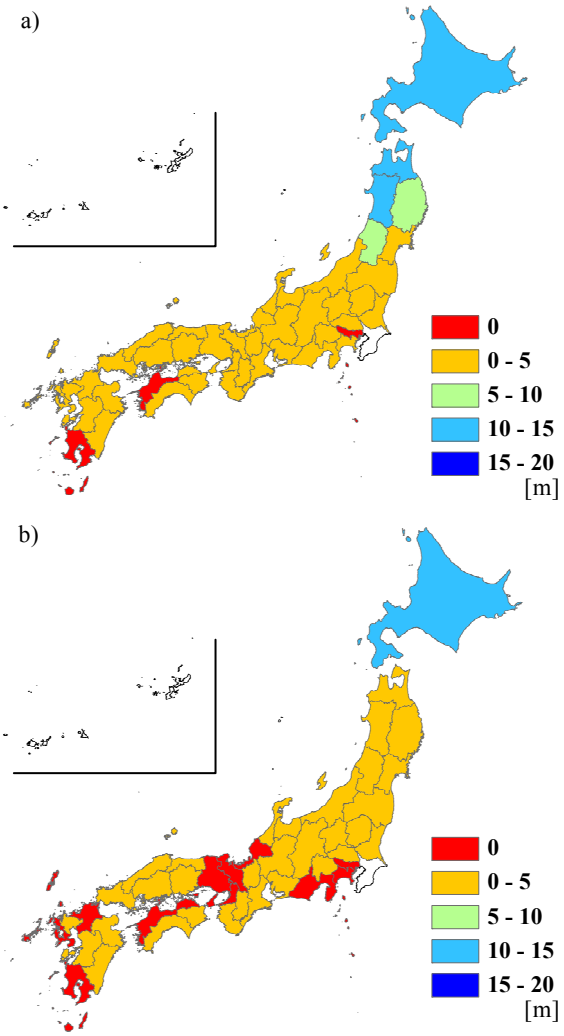


Fig.7 Distribution of freeze and thaw index across the Japan islands calculated using a) present temperature data, b) 2 degree C higher than present one on slopes facing north with an angle of 45 degree.

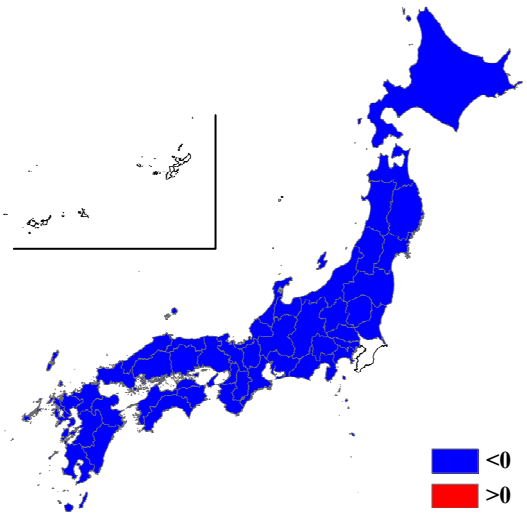


Fig.8 Distribution of the difference of freeze and thaw index between hypothetically 2 degree C higher condition than present condition and present condition on slopes is facing north with an angle of 45 degree.

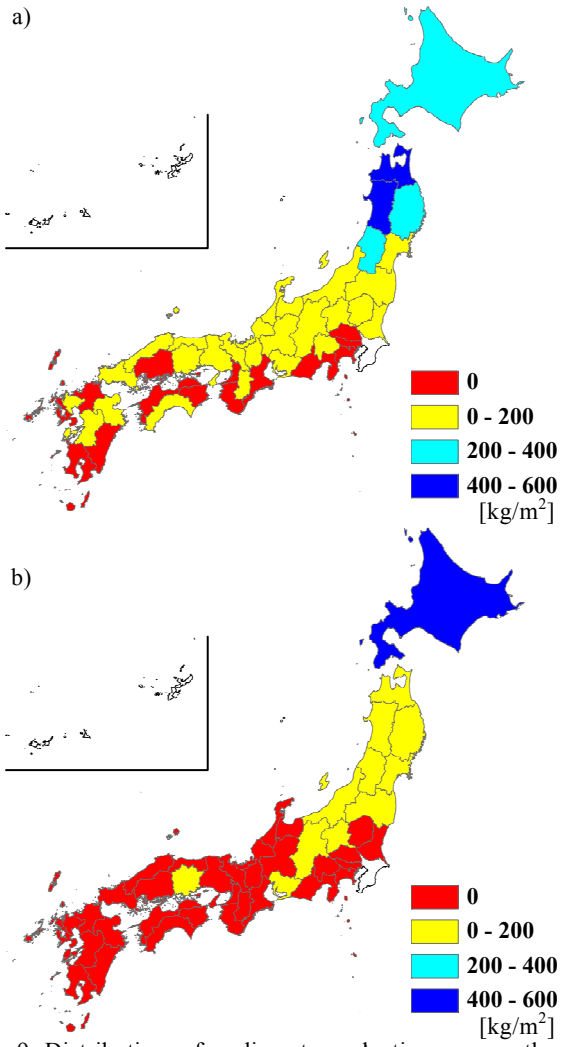


Fig.9 Distribution of sediment production across the Japan islands calculated using a) present temperature data, b) 2 degree C higher than present one on slopes facing north with an angle of 45 degree. The amount of sediment production is obtained assuming the layer of weathered bedrock which experiences 10 cycles of freeze and thaw action becomes sediment layer.

気温上昇により，地中深くにおいて融解が多く発生するようになったためと考えられる。

3.3　凍結融解強度指数と土砂生産量の関係

Fig.12は各都道府県の代表地点での現状の気温を用いたときに得られる凍結融解強度指数と土砂生産量の関係を見たものである。これを見ると南向き，北向き斜面の両方で高い正の相関関係があると考えられる。実際，相関係数は斜面向きが南向きで0.97，北向きで0.98である。よって，場所により土砂化に必要な凍結融解回数が今回設定した10回とは異なりFig.12の結果がそのまま全国に適用できないものの，凍結融解強度指数が分かれば土砂生産量の大小がある程度推定できると考えられる。

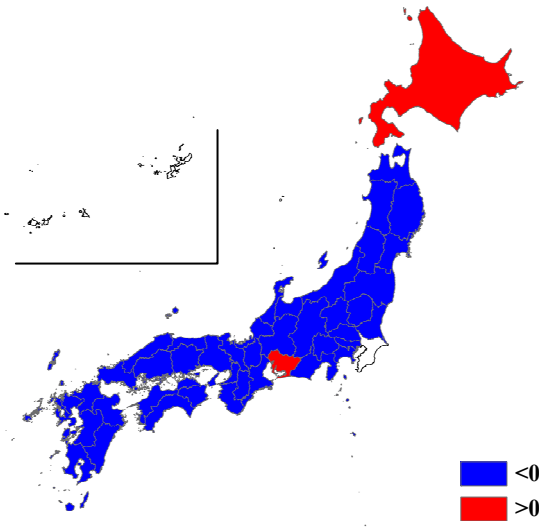


Fig.10 Distribution of the difference of sediment production between hypothetically 2 degree C higher condition than present condition and present condition on slopes is facing north with an angle of 45 degree. The amount of sediment production is obtained assuming the layer of weathered bedrock which experiences 10 cycles of freeze and thaw action becomes sediment layer.

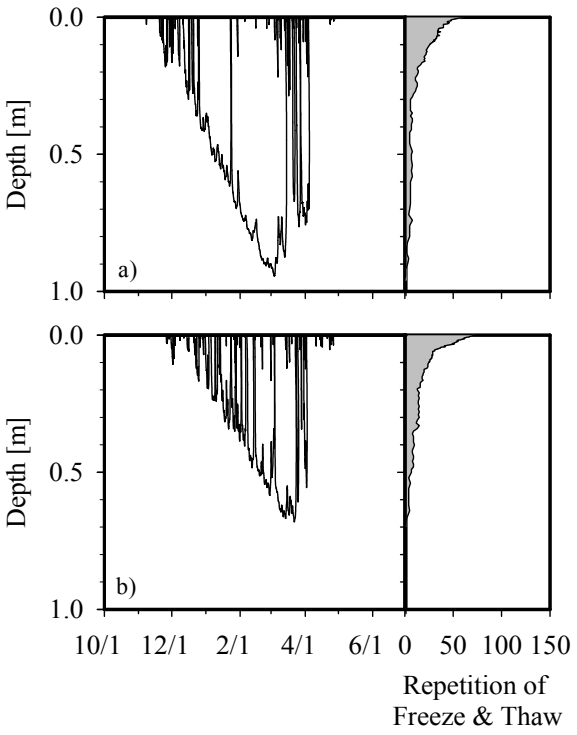


Fig.11 Time series variation of frozen zone and Freeze and thaw index of Hokkaido, using a) present temperature data, b) 2 degree C higher than present one on slopes facing north with an angle of 45 degree.

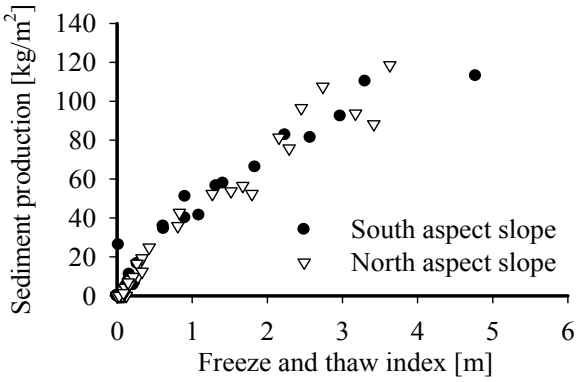


Fig.12 Relation between freeze and thaw index and sediment production across the Japan islands. The amount of sediment production is obtained assuming the layer of weathered bedrock which experiences 10 cycles of freeze and thaw action becomes sediment layer.

4. おわりに

本研究により日本全国の凍結融解強度指数が分かり，さらに気温上昇により凍結融解強度指数は減少することが分かった。これより，凍結融解作用による土砂生産量は気温上昇により減少することが予測される。

ただし本研究での計算には積雪の影響が反映されていない。積雪は断熱作用を有することから，地中温度の変化傾向に大きな影響を与えると考えられることから，考慮しなければならない。さらに，土砂生産量を算出する際，凍結融解を10回経験すれば土砂化するという条件を用いたが，この値はあくまで滋賀県田上山地の風化花崗岩の検討結果より得られたものであり，地質が異なれば必然的に異なってくると考えられる。今後は地質の影響を考慮する予定である。

参考文献

阿部雅雄，ニノ方兼武，河原田礼次郎（1964）：シラス地帯の地下水特性に関する研究（第2報），鹿児島大学農学部学術報告　No.15，pp.281-294.

近藤純正編著（1994）：水環境の気象学, pp.128-159, 朝倉書店.

堤大三，藤田正治，伊藤元洋，手島宏之，澤田豊明，小杉賢一朗，水山高久（2007）：凍結融解による土砂生産に関する基礎的研究―田上山地裸地斜面における現地観測と数値シミュレーション―, 砂防学会誌59(6)，pp.3-13.

堤大三，藤田正治，泉山寛明（2009）：気温上昇による土砂生産に対する凍結融解の影響変化予測, 水工学論文集　第53巻，pp.649-654.

Jame Y. W. and Norum D. I. (1980): Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium, Water Resources Research, 16, pp. 811-819.

Influence Evaluation of Global Warming on Freeze and Thaw Process of Bare Slopes in Japan

Hiroaki IZUMIYAMA*, Daizo TSUTSUMI and Masaharu FUJITA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

To elucidate the effect of the freeze and thaw action on sediment production, a thermal conductivity analysis is conducted. Considering heat balance at a ground surface in this analysis, meteorological data, which are commonly observed, are used for input data. To analyze the current effect of freeze and thaw action on sediment production through the Japanese islands, meteorological data which is representative for each prefecture is selected. Moreover, the hypothetically 2 degree C higher air temperature than the present one is also used to investigate an impact of future climate change on freeze and thaw action. As a result, distributions of effect of freeze and thaw action are obtained across the Japan islands for both the present and hypothetical future climates. It is predicted that sediment production due to freeze and thaw action may decrease by the simple temperature rise.

Keywords: Freeze and Thaw Action, Bare Slope, Weathered Bedrock, Global Warming

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

水没した自動車からの避難の難しさ

馬場康之・石垣泰輔*・戸田圭一

＊ 関西大学環境都市工学部

要　旨

集中豪雨によって，都市域では短時間で溢水氾濫や内水氾濫が引き起こされるケースが頻発している。氾濫水が，地下駐車場や道路・鉄道下のアンダーパスに浸入した際には，車内から人が脱出できない事態が発生する。本報は，水没した車からの脱出避難がどれほど厳しいかを明らかにするために，実物大の車模型を用いた体験実験を実施し，成人の避難限界を求めたものである。セダンタイプの小型自動車の場合，車内に水が浸入しないとの条件の下で，地上水深70～80㎝が運転席からの成人の脱出限界であることがわかった。またドアの面積の違いから，後部ドアの方が前部ドアよりも脱出しやすいという知見も得られた。クルマ社会の中，水害時のドライバーの自助意識の向上が重要である。

キーワード：都市水害，水没車，避難実験，実物大模型

1. はじめに

都市部を中心に局地的に時間雨量50mmを超えるような非常に激しい雨が頻発している。ゲリラ豪雨とも呼ばれるこのような集中豪雨により，中小河川や都市河川の流域では短時間のうちに溢水氾濫や内水氾濫が発生することがある。ひとたび氾濫が発生すると，地上での氾濫被害に加えて地下空間にも氾濫水が浸入して，甚大な被害をもたらすことがある。地下空間で浸水が発生した場合，人命に関わる危機的な状況の発生が予想され，迅速な避難行動が重要となる。そのため，体験実験による地下浸水時の避難に関する研究成果が示されてきている（武富ら，2001；石垣ら，2006；大西ら，2007；大西ら，2008）。

氾濫には至らなくとも，河川内や下水道内での流量の急増のために、思わぬ事故がもたらされる危険性もある。記憶に新しいところでは，2008年 7月の神戸の都賀川や同年 8月に発生した東京都の下水道での痛ましい水難事故が挙げられる。また，相対的に低い場所に位置する地下駐車場や，道路・鉄道の高架下のアンダーパスの浸水による被害も報告されている。2008年の7月，8月には京都，栃木でアンダーパスの冠水による自動車浸水被害が発生した。7月の京都での浸水被害は，京都府向日市のJR東海道線下のアンダーパスで発生した。浸水深は深いところで1.5mに達し，幼稚園の送迎バスと乗用車が被災した。幸い，乗用車の運転手は自力で脱出しており，送迎バスは車高が高いことが幸いして，幼稚園児は座席に立った状態で救助を待つことができた。一方，8月に栃木県鹿沼市の東北自動車道下のアンダーパスで発生した浸水事故では，水深が最大約2mにも達し，不幸にも軽自動車内の1名が水死する結果となった。同じ場所では，上記の事故の30分ほど前にも浸水事故が発生しており，その際は何とか自力で脱出して，最悪の事態は免れている。これらの事故は，自動車が水没することにより生じる危険性を如実に示している。

上に述べた水難事故以外にも，洪水氾濫時には過去にも自動車の水没による被害が多数発生している。古くは1982年7月の長崎豪雨水害時に，長崎市内で，水没した自動車により多くの人が犠牲となっている（高橋・高橋，1987）。

本研究は以上のような背景を踏まえて，自動車水没時の危険性，避難困難度について，実物大の自動車（セダンタイプ）を使用した体験実験により検討したものである。本実験は，アンダーパスのように相対的に低い場所が冠水して自動車が水没した状況を想定しており，水の流れがない状態で車外の水深を変化させた条件での避難実験および押し開け力の計測を行った。

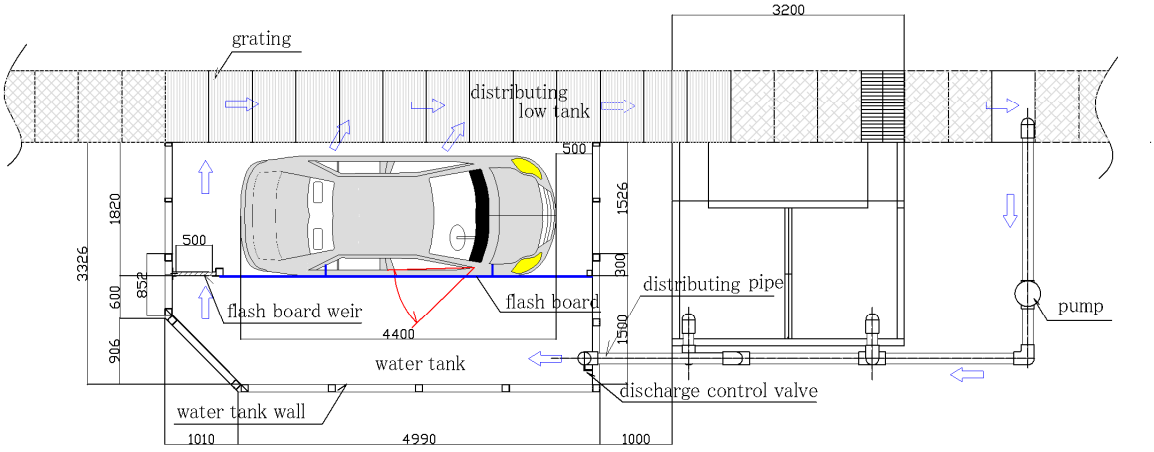


Fig. 1 Experimental set-up



Photo 1 Real sized car model



Photo 2 Measurement of force to open the door

過去の被災例や実験等では，水没初期に自動車が浮く状況や水没の進行に伴い車内への浸水が生じることが報告されている。実験方法の制約などもあり，本実験では，これらの条件までは考慮せずに，車外に一定以上の水深があり，なおかつ車内への浸水が進行していない状況（水没の比較的初期段階）での実験的検討を実施した。

2. 実験装置および力の計測

2.1 実験装置の概要

実験に用いた装置の概要をFig. 1に示す。また装置の全景写真をPhoto 1に示す。装置はセダンタイプの自動車と浸水状況を再現するための水槽および給排水設備から構成され，京都大学防災研究所宇治川オープンラボラトリー内に設置されている。

設置された自動車模型は4ドアの小型自動車（長さ4.4m，幅1.6m）であり，床面に固定されている。自動車のエンジン部等，本実験に不要な部分は，あらかじめ取り外されている。乗車スペース内には水抜き穴が用意され，車内に浸水した水が速やかに排水されるようになっている。また，前部・後部のシートは防水加工が施されており，浸水実験の繰り返しによる内装の劣化をできるだけ少なくするようにしている。

水槽（長さ6.0m，幅1.5m）は自動車の運転席側に位置しており，水深は床面から最大1mまでの間で設定できる。自動車と水槽の間には止水壁があり，水槽への湛水時にタイヤ部分等からの水漏れが起こらないような処置が施されている。水槽内の水深は，水槽の一部に設置された角落しの高さを変えることにより調節が可能であり，角落としから越流した水は低水槽に戻り，ポンプにより再び水槽に循環される。水を循環した状態で実験を行うことにより，ドア開閉時の水深の変動を最小限に抑えて，可能な範囲で一定に近い条件下で実験を実施できるようにしている。

2.2 ドアの押し開け時に要する力の計測

先ず，水没した自動車のドアを押し開ける際に必要となる力を，前部および後部のドアそれぞれについて計測した。実験ではPhoto 2に示すように，ドア

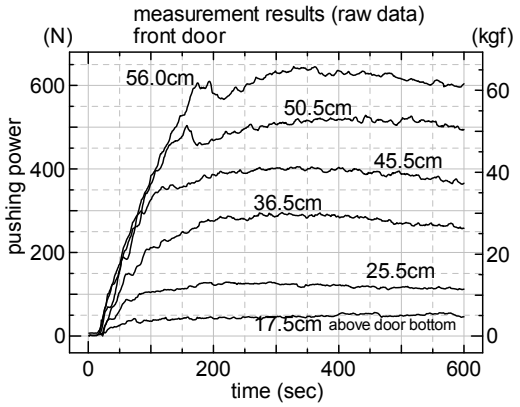


Fig. 2 Force measurement results (front door)

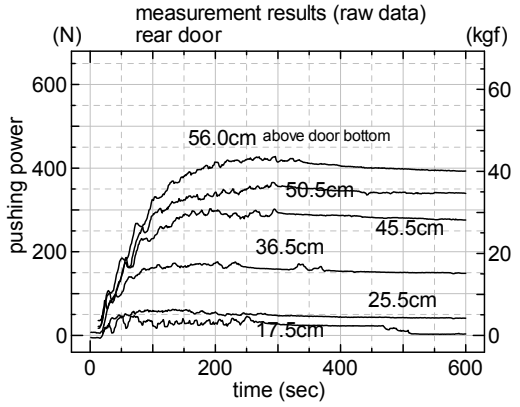


Fig. 3 Force measurement results (rear door)

の押し開けに必要な力の計測にロードセル（写真中，白い四角状の装置）を用い，ジャッキにて機械的にドアを押し開ける場合の力を計測した。ロードセルからの出力電圧は10Hzで計測され，事前に検定された出力電圧と力の関係により変換される。また，実験中はビデオ撮影も行い，ドアが開いた時点の判定に用いた。Fig. 2，Fig. 3は，前部および後部ドアの押し開け時の計測結果であり，各2回ずつ実施された計測の平均値を示している。図に示す水深はドア下端からの値で，32cmを加えると床面からの水深となる。力の計測と並行して撮影されたビデオ画像より，ドアが開き始めるのは，押し開け力が最初のピークに達するタイミングであることを確認している。押し開けに必要となる力の計測結果より，浸水深が大きくなるに従って，押し開けに必要となる力が大きくなること，ドアを開けた後も水圧に応じた力が継続的に作用することがわかる。

Fig. 4はドアが開いた時点に計測された力を，ドア下端からの水深で整理したもので，ここに示された力は計測結果のほぼ最大値に相当している。図中の点線は，水深の二乗に比例する近似曲線である。ジャッキを用いた機械的な計測結果から，自動車ドアの押し開けに必要となる力は，水深の二乗に比例する形で急激に増大することがわかる。これは，ドアに作用する水圧が水深の二乗に比例して増加する状況に対応するものであり，浸水深の増加に従って安全に避難できる状況が急激に変化することを示している。

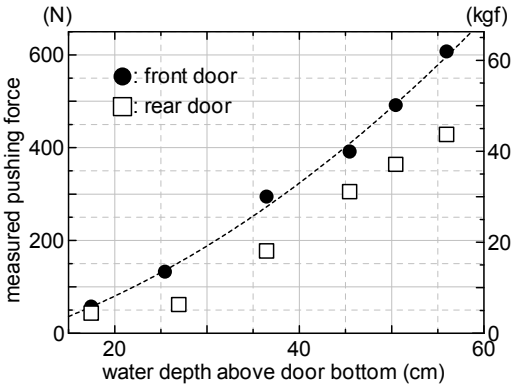


Fig. 4 Force required to open the front and rear doors

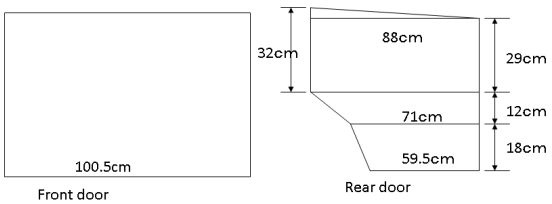


Fig. 5 Door area (front door and rear door)

また，前部ドアと後部ドアの押し開けに必要となる力の計測値を比較すると，後部ドアの押し開けに必要となる力は，前部ドアの6～7割程度となる結果が得られた。この結果は，実験に使用した自動車の前部ドアと後部ドアの形状（面積）の違いによりドアに作用する水圧が異なるためであり，前部ドアからの避難が困難な場合でも，後部ドアからの避難には可能性が残されていることを示すものである。参考までに，車模型の前部・後部のドア面積の概略寸法図をFig. 5に示す。

3. 水没時の自動車からの避難実験

3.1 脱出避難限界

ここでは，自動車の浸水状況を変化させた条件下での避難実験の結果について示す。避難実験の様子を Photo 3，Photo 4 に示す。ある程度まとまった人数の被験者を集めた避難実験を，これまでに2回実施しており，その概要は以下のとおりである。



Photo 3 Evacuation experiment (front door)



Photo 4 Evacuation experiment (rear door)

●避難実験その1（以下，実験1）
被験者数：14名（全員男性）
年齢構成：20歳代×5名，40歳代×4名，50歳代×3名，60歳代×2名

●避難実験その2（以下，実験2）
被験者数：35名（男性33名，女性2名）
年齢構成：20歳代×35名

計測項目はいずれの実験とも同じで，被験者がドアを開けて自動車から脱出避難できるかどうかの判定と避難に要した時間の計測の二つである。ここで“避難に要した時間”はドアを押し始めてから体が完全に車外に出た瞬間までの時間であり，車外に出た時点の判断を同一とするため，計測は同一人物により行われている。

最初の避難実験（実験1）は，被験者数が少ないものの，幅広い年齢構成の基に実験が行われている。この実験結果は，2回目の実験（実験2）結果と合わせて示すのでここで詳細には触れないが，浸水深の増加とともに，避難に要する時間が増大し，合わせてドアを開けて避難できる人数が減少する結果となった。

実験2は，全被験者が20歳代という条件下ではあるが，30名以上の被験者（女性2名を含む）を得て実施

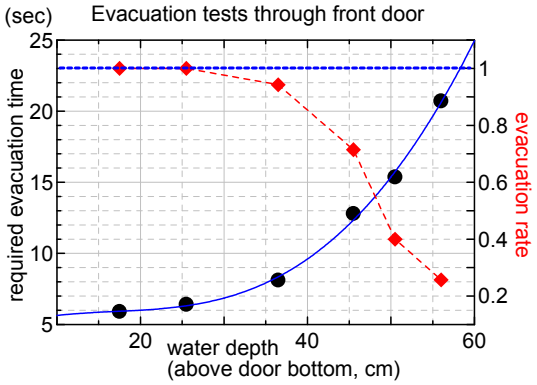


Fig. 6 Evacuation time and evacuation rate through the front door (Experiment 2)

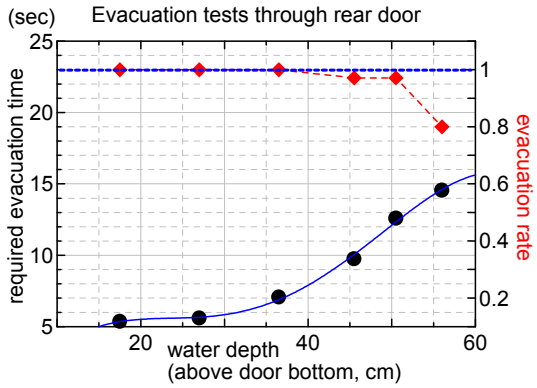


Fig. 7 Evacuation time and evacuation rate through the rear door (Experiment 2)

されている．被験者は設定された浸水深の条件下で，前部および後部ドアからの避難実験を行い，避難の可，不可ならびに避難の際の所要時間が計測されている。

実験2における，前部ドア下端からの浸水深と，避難に要した時間および避難成功率の関係を示したものがFig. 6である。避難成功率は，総被験者数のうち，脱出避難ができた人数の割合である。また，避難の所要時間は，実験で設定した各浸水深において，避難に成功した被験者の所要時間の平均値である。

図に示すように，浸水深の増加に伴い，避難に要する時間が急速に増大している様子が認められる。避難の所要時間は，最終的にドアを押し開けて避難ができた被験者の結果であり，ある程度の浸水状況でも避難の可能性はあるものの，避難に要する時間は浸水深の小さい状況に比べてはるかに長い時間となることに留意する必要がある。図中赤色で示した避難の成功率に着目すると，浸水深の小さい条件から大きい条件に変化するに従って，成功率が急激に減少する様子が確認できる．すなわち，自動車の浸水状況が進行するに従って，避難の可能性が著しく狭まるとともに，仮に避難ができたとしても所要時

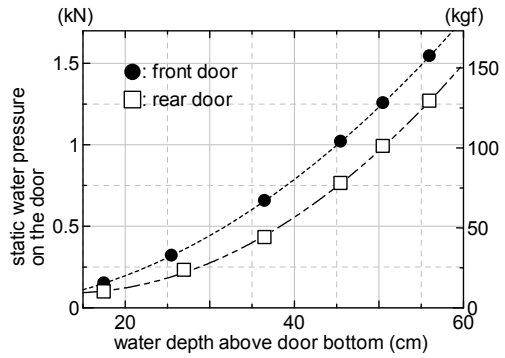


Fig. 8 Hydrostatic pressure acting on the front door and rear doors

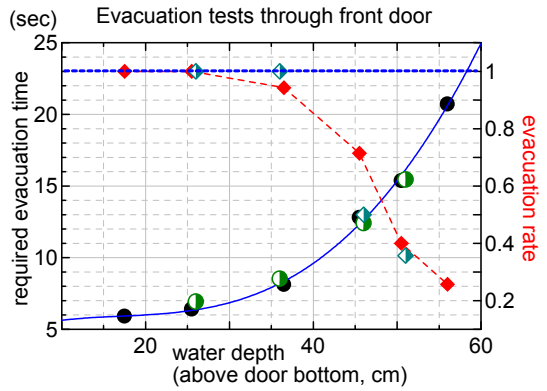


Fig. 9 Evacuation time and evacuation rate through the front door (Experiment 1 and Experiment 2)

間が増えることを考え合わせると，浸水条件下でのドアからの避難は，浸水状況の進行に伴って容易ではなくなることがわかる。

Fig. 7に，後部ドアからの避難に要した時間と避難成功率を合わせて示す。前出の前部ドアの結果と同じく，浸水深の増加に応じて，避難に要する時間が増加している様子が確認できる。ただ，所要時間の増加の割合は前部ドアの場合に比べて相対的に少なく，ドアからの避難成功率も実験条件の大半でほぼ被験者の全員が避難できる結果となった。

これは，今回の実験に使用した車種では，後部ドアが前部ドアに比して面積が小さく，同じ浸水状況での浸水面積が小さいために，ドアの押し開けに要する力が少なくて済んだためと考えられ，Fig. 4の結果と対応している。

Fig. 8に，計測されたドアの寸法と水深から求めたドアに作用する静水圧と水深の関係を示す。図中の点線，二点鎖線はいずれも2次の近似曲線であり，ドアに作用する水圧が水深の二乗に比例して増加する様子が認められる。後部ドアに作用する水圧は前部ドアにかかる水圧よりも小さく，浸水深の小さい場合（図中の20～40cm付近）において，両者の増加傾向にやや違いが見られる。本実験で使用した乗用車の後部ドアは，後輪に近い位置にあり，そのため低い位置でのドア幅が前部ドアよりもかなり小さい形状となっている。そのために，浸水深の小さい条件で作用する水圧が前部ドアに比べて小さくなる結果となっている。ただし，前部ドアと後部ドアに作用する水圧の差異は，車種，ドアのタイプ・形状等によって異なる特性を示すものと思われる。

前部ドアからの避難実験について，実験1と実験2の実験結果を合わせて示したのが，Fig. 9である。実験1（総勢14名，年齢構成20～60歳代）の避難に要する時間の平均値（図中緑丸）は，実験2の実験結果と極めてよく一致している。本実験での被験者総数は約50名程度にとどまっているが，ここで示した2回の実験が，異なる時期に，異なる対象者により実施されていることを考慮すると，本実験から得られた結果は，ドアからの避難に要する時間と浸水深の一般的な関係に近いものを表していると考えられる。

一方，避難成功率については，実験1の結果（図中緑菱）は実験2の結果と同様の傾向を示すものの，実験1の方が実験2よりも急に減少する傾向を示している（図中，45cm付近）。これは，実験1では比較的高齢の被験者を含むことが影響していると考えられる。実験1では約1/3が50歳以上の被験者であるのに対し，実験2では女性を2名含むものの全員が20歳前半の被験者である。

避難成功率に両者の差が確認できるドア下端からの水深45cm付近は，前部ドアからの避難成功率の変化率が最も大きく，急激に低下する状況であることが実験結果（Fig. 9）からわかる。すなわち，本実験における“ドア下端からの水深45cm付近”という実験条件は，前部ドアからの避難限界の範囲内と考えられ，そのような厳しい条件下の実験において年齢による体力差が避難成功率の差として如実に現れたものと考えられる。被験者の年齢，性別に起因する個人差が避難実験の結果に影響することはある程度予想されることであり，本避難実験の被験者の年齢層，性別を幅広く設定するに従って，避難の所要時間，避難成功率がある程度の幅をもって分布することは止むを得ないと思われる。

実験1と実験2を合わせた結果から，浸水状況がある程度大きくなると，ドアを押し開けての避難行動が急激に困難になる状況が明確に認められる。水没した自動車からの一般的な避難限界に当たる数値を示すことは難しいところであるが，本実験の結果では地表面からの浸水深が70～80cm程度になると，ドアからの避難行動が難しくなる状況がわかる。

高橋・高橋（1987）は，1982年の長崎豪雨水害後，自動車修理工場でのヒアリングや氾濫に遭遇したド

ライバーへのアンケート調査結果をまとめており，そのなかで，「水位がドアの半分で，ドアが水流と水圧のために開けにくい」と記している。ドアの半分の水位は地上水深60cm程度と推察される。

また，クレーンで吊り下げたミニバンを水槽に降ろしていく方法を用いた避難実験によると，水深90cmで運転席も後席スライドドアもびくともせず，開けることができなかったことが報告されている（JAFユーザーテスト，2010）。

これらの参考事例を踏まえれば，地上面からの浸水深70～80cm程度が避難限界という今回の実験結果は概ね妥当ではないかと考えられる。

3.2 被験者の体験アンケート

この実験に参加した被験者を対象にアンケートを実施し、実験体験後の水没事故に対するイメージなどについて調査した。ここでは以下の3項目の質問についての調査結果を示す。

（質問）

１． 実験に参加する前と，した後では自動車の水没事故に関してどのようにイメージが変化しましたか？

２． 実際にあなたが水没した車両の中にいる場合を想定したとき，あなたは冷静に判断して行動できると思いますか？

３． その他，実験に参加して感じたこと，考えたことがありましたら自由にお書きください。

まず，実験後の水没事故に対するイメージの変化であるが，実験前と後では，後のほうがより事故への恐怖心が高くなっており，危険を感じている者が多数いることがわかった。また，ドアを開くための力が想像以上に必要であったという回答も多くみられた。実験を行う前では，水没時にドアを開くことの困難さはあまり認識されていない，もしくはその想像は難しいということがいえるであろう。

続いて，実際に水没した際に冷静に判断できるかどうかを調査したところ，やはり多数の回答者が「冷静には判断できない」と答えた。体験により，ある程度は冷静に行動できるであろうと答えた者もいたが，車ごと水の中へ突入してしまった場合などはその限りではない等，状況によってはパニックに陥る可能性が高いことを示唆した意見も多かった。

その他，実験を通しての感想や意見を尋ねたところ，スライドタイプのドアでの実験の必要性や電気系統が正常に作動する限界の指標などについての意見があった。全体的には，水没した自動車からの避難に対する危険度の認知が一番重要であろうという意見が多かった。豪雨により浸水したアンダーパスに誤って車が進入するのを防ぐような様々な対策も必要であるが，水に対する車の脆弱性，危険性をドライバーが認識し，注意深い行動をとることが重要である。

4. おわりに

本研究は，自動車水没時の避難について実験的に検討したものである。実験では一般的なセダンタイプの自動車を使用し，約50名の成人の被験者による避難実験を行った。本実験の結果から得られた主要な結論は以下のとおりである。

１．浸水深の増加に伴って避難に要する時間が急激に増大する。

２．地上面からの浸水深が70～80cm程度になると，被験者の避難成功率が急激に低下する。この浸水深の範囲が成人の避難限界と考えられる。

３．ドアの形状の違いにより作用する水圧の大きさが変化するため，同じ浸水状況では前部ドアに比べて後部ドアが避難に有利となる。

ただし，ドアを通じての脱出避難状況は車種，ドアのタイプによって異なることが予想され，避難行動に際しての被験者間の個人差も考慮に含める必要性があるので，避難限界などの指標がある程度の幅を持つことに留意する必要がある。子供や高齢者では避難限界の浸水深が下がるのは明らかである。

今後，本装置を活用して追加で行う実験としては，スライドタイプのドアでの実験と，車に接続する水槽内で流れを与えての実験が挙げられる。

自動車水没時の避難行動について示した資料（例えば，相川，2009）には，ドアからの避難，窓ガラスを割っての避難，さらには車内に水が入った際に車内の水深がある程度まで上昇するのを待って，ドアを押し開けて避難する方法が示されている。本実験の結果からも明らかなように，ある程度の浸水深に達するとドアからの避難が困難になることが予想される。その次の避難方法として考えられるのが窓ガラスを割っての避難であるが，自動車の窓ガラスは一定以上の強度を有するために，割るのは容易ではない。避難用に窓を割るためのハンマーや類似の先端の固いもので，窓ガラスの端部を叩くと割ることができるので，水難事故対策の一つになり得ると思われる。

自動車内への浸水が始まった場合，車内側の水深がある程度まで上昇するのを待つと，車内，車外の水深差が小さくなり，ドアに作用する水圧差がある程度軽減した状態になると予想される。そのような状態での避難も考えられなくはないが，パニック状態に陥るような状況の下，大変な危険を伴うのは言

うまでもない。

また，浸水時には，車のパワーウインドーなども正常に機能しなくなることが実験で確認されている（JAFユーザーテスト，2010）。自動車水没時の避難は予想以上に厳しいものであることを，車を利用する誰もが正しく理解しておくことが大切である。

謝辞

本研究の一部は，科学研究費補助金（基盤研究（B）No.20310096）の補助を受けて実施した。協力いただいた青柳政樹君（当時関西大学学生），大渡慎也君（当時京都大学学生）に感謝の意を表します。また実験に被験者として参加いただいた方々，ならびに関係者の皆様にも謝意を表します。

参考文献

相川潔（2009）：自然現象・災害による緊急事態に遭遇したときの対処法（特集　クルマにおける危機管理・対処法），自動車工業（JAMAGAZINE），43（508），pp.2-8.

石垣泰輔・戸田圭一・馬場康之・井上和也・中川　一（2006）：実物大模型を用いた地下空間からの避難に関する実験的検討，水工学論文集，第50巻，pp.583-588.

大西良純・石垣泰輔・馬場康之・戸田圭一（2007）：地下空間利用者の避難困難度と利用者の水防意識について，水工学論文集，第51巻，pp.559-564.

大西良純・石垣泰輔・馬場康之・戸田圭一（2008）：地下空間浸水時における避難困難度指標とその適用，水工学論文集，第52巻，pp.841-846.

高橋和雄・高橋裕（1987）：クルマ社会と水害ー長崎豪雨は訴えるー，九州大学出版会，182 pp.

武富一秀・館健一郎・水草浩一・吉谷純一（2001）：地下空間へ流入する氾濫水が階段上歩行者に与える危険性に関する実験，土木学会第56回全国大会講演概要集，II-122.

JAFユーザーテスト（2010）：冠水時と水没時，車はどうなる，JAFMate，第48巻，第5号，pp.22-25.

Difficulty of Evacuation Behavior from a Submerged Vehicle

Yasuyuki BABA, Taisuke ISHIGAKI* and Keiichi TODA

* Faculty of Environmental and Urban Engineering, Kansai University

Synopsis

Many cities in Japan are located in alluvial plains, and the vulnerability of urbanized areas to flood disaster is highlighted by flood attack due to heavy rainfall or typhoon. Underground inundation inflicts severe damage when urban flood occurs. In a similar way, low-lying areas like bowl-shaped depression and underpasses under highway and railroad bridges are also prone to floods. The underpasses are common sites of accidents of submerged vehicles, and severe damage including human damage occasionally occurs under flooding conditions. We show some experimental results of evacuation tests from a submerged vehicle and discuss the limit for safe evacuation though the doors of vehicle. From the results, it is found that a required time for evacuation and risk to safe evacuation increase rapidly as a water depth rises. The water depth of 70-80cm from the ground surface is the safe evacuation limit.

Keywords: urban flood, submerged vehicle, evacuation experiment, real scale model

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

大潟海岸における海底面形状および底質に関する現地観測

馬場康之・内山　清・関口秀雄・中川　一

要　旨

大潟波浪観測所では，桟橋沿いの海底地形計測を原則として月に１回実施され，桟橋周辺の底質採取も年数回実施されてきた。2008年夏に観測桟橋が撤去され，海上の船舶から測深器を使っての海底地形計測および底質採取を継続することとなった。

今回の観測は，大潟波浪観測所の旧観測桟橋周辺で，沿岸方向に約700m，岸沖方向に約600mの領域である。海底面形状の計測では，GPS機能付きの測深器を用いて，対象範囲内における緯度，経度，水深のデータを収集した。計測された結果を補間することにより，対象範囲内の海底面形状を面的に把握することができた。並行して海底底質の採取も行い，採取された底質の粒度分析結果より，底質の岸沖方向の分布特性に関する情報を得た。

キーワード: 海浜形状，底質分布，現地観測

1.　はじめに

大潟波浪観測所は，上越市郷津から柏崎米山に至る全長約27kmの上越大潟海岸のほぼ中ほどに位置している（Fig. 1）。観測桟橋近傍では，近年海岸侵食が顕著であり，海岸全体においても侵食傾向が確認されている。大潟波浪観測所では，波浪，海上風に関する現地観測に加えて，桟橋に沿った岸沖方向の沿岸地形の計測，および海底底質の採取を実施している（観測桟橋は，2008年夏に撤去）。

ここでは，2009年10月に実施された海底形状の計測結果と旧観測桟橋周辺で実施された海底底質の調査結果について報告する。観測桟橋撤去により，桟橋沿いの海底断面形状（岸沖方向）を密に計測することは出来なくなったが，今回の観測では調査範囲を桟橋周辺の海域に拡大し，海底面形状の観測を行った。また，海底底質の調査では，（弧状）沿岸砂州の頂部付近および接合部付近の岸沖方向2測線における底質採取を行い，粒度分析を実施した。

2.　現地観測の概要

今回の観測における海底形状の計測は，2009年10月15日に実施された。旧観測桟橋を使った海底断面形状の計測は月に１回実施され，桟橋周辺の底質採取も年数回実施されてきた。2008年夏に観測桟橋が撤去され，同桟橋を援用した観測作業を継続することは出来なくなったため，海上の船舶から測深器を使っての海底地形計測および底質採取を継続することとなった。

計測範囲は，旧観測桟橋周辺の沿岸方向に約700m，岸沖方向に約600mの領域であり，旧観測桟橋沿いの測線が当該領域のほぼ中央に位置している（Fig. 2）。また，この観測範囲は，沿岸方向西側を潜堤，東側を離岸堤に挟まれた領域となっており，後で示す汀線付近の観測結果で極端に浅い領域が見られるのは

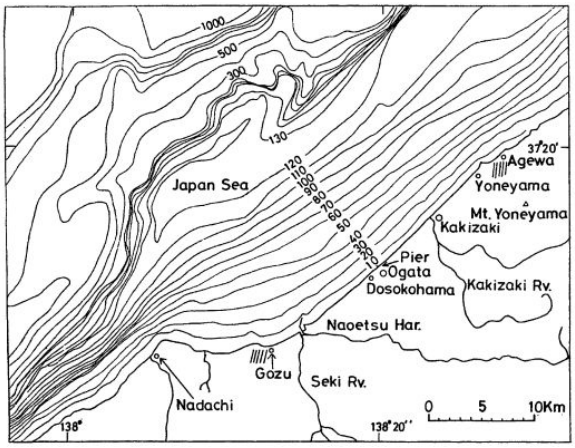


Fig. 1 Joetsu-Ogata coast and Ogata wave observatory
（OWO is located at “Pier”）

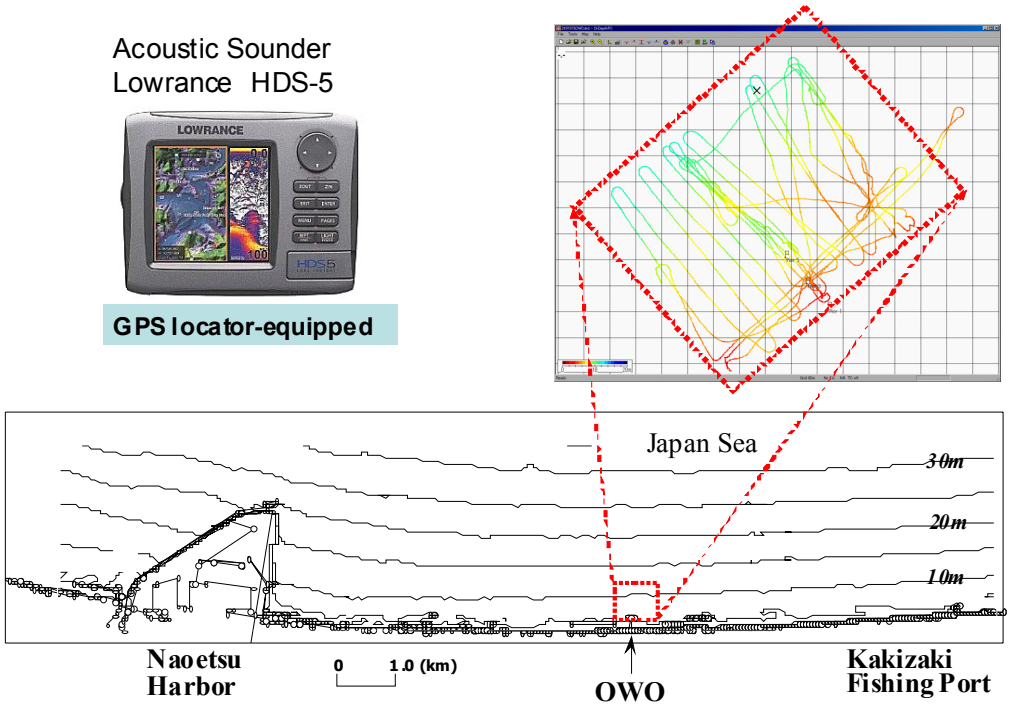


Fig. 2 Field observation site (bottom), ship track (upper right) and an acoustic sounder (upper left)

潜堤近くを計測した結果を表している。

今回の計測では，GPS機能付きの測深器（Lowrance社　HDS-5）を使用した。本計測器は本体（Fig. 2）および発信部分から構成され，発信部分を海中に没した状態で使用する。GPS機能が搭載されているので，測深器を搭載した船舶の位置（緯度，経度）と水深を同時に計測することができる。計測した結果（生データ）を表示すると，使用した船舶の航跡がプロットされ，さらに水深に応じて色分けされている様子が確認できる。（Fig. 2）今回の観測では，最も浅い領域が汀線側の水深約3m，深い領域は沖側は水深約11mの地点までが計測されている。

海底面計測に使用した測深器から得られる値は，発信部（船舷から水中に突き出している）から海底までの距離である。従って，計測された値は水深を直接示す値ではなく，実際の水深との差を確認しておく必要がある。

観測作業中，船舶がほぼ停止した地点（10地点）において，測深器の計測値と実際の水深の比較のために，錘（Lead）を使って水深を実測した。水深の実測値と測深器の計測値の比較の結果，10地点の平均で測深器の計測値と水深の実測値に0.833mの差があること確認された（計測値に補正値を加えると実測値となる）。

上に示した航跡の生データに色付けした図（ship track in Fig. 2）に補正値を加えて修正し，修正された測深結果から推定される等深線図がFig. 3である。図中，３つの旗印は旧観測桟橋の橋脚位置を示している（Pier5：最も沖側の橋脚，Pier1：最も岸側の橋脚）。観測結果から，旧観測桟橋の汀線近くと，観測範囲左下（旧桟橋から，沿岸方向南西向き）の２ヶ所に水深の浅い部分が認められる。このうち，観測範囲左下にある浅い部分は，潜堤が設置された領域を示している。旧桟橋の汀線近くにも水深の浅い領域が見られる。旧桟橋周辺が浅い状態は，2004年辺りから確認されている土砂堆積が継続していることを示すものである。

なお，計測作業が数時間に及ぶため，潮位変化に関する補正も必要となるが，詳細データが未入手であること，計測期間中の潮位変化が10cm程度であることから，本報告内では潮位変化による補正は行っていない

3.　海底地形の計測結果

Fig. 3に示した等深線図を，北東～南西方向に俯瞰した図がFig. 4である（俯瞰の方向はFig. 3の矢印方向）。Fig. 4には，Fig. 3と同様に旧観測桟橋の橋脚位置（旗印3ヶ）も示している。

汀線近くにある丸い領域は，筆者らが計測した汀線位置を示している。汀線位置の計測には小型GPS機を使用し，波消しブロックの頂部またはブロックの海側に位置する汀線位置を計測した。

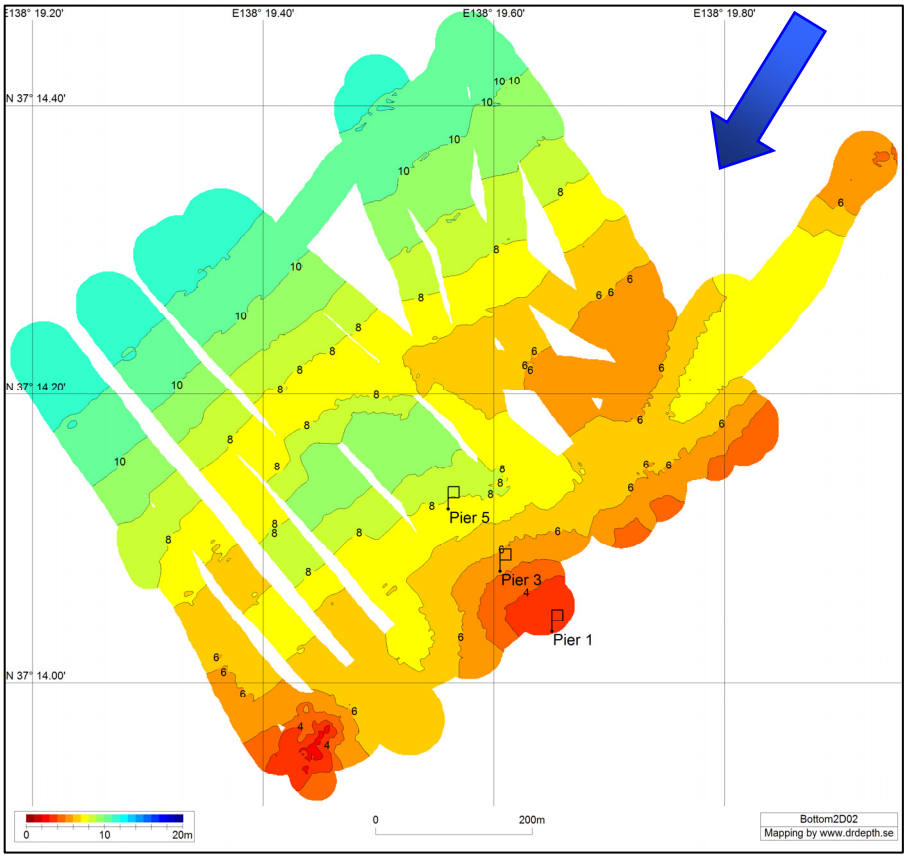


Fig. 3 Bottom contours estimated by measured data (latitude, longitude and depth)

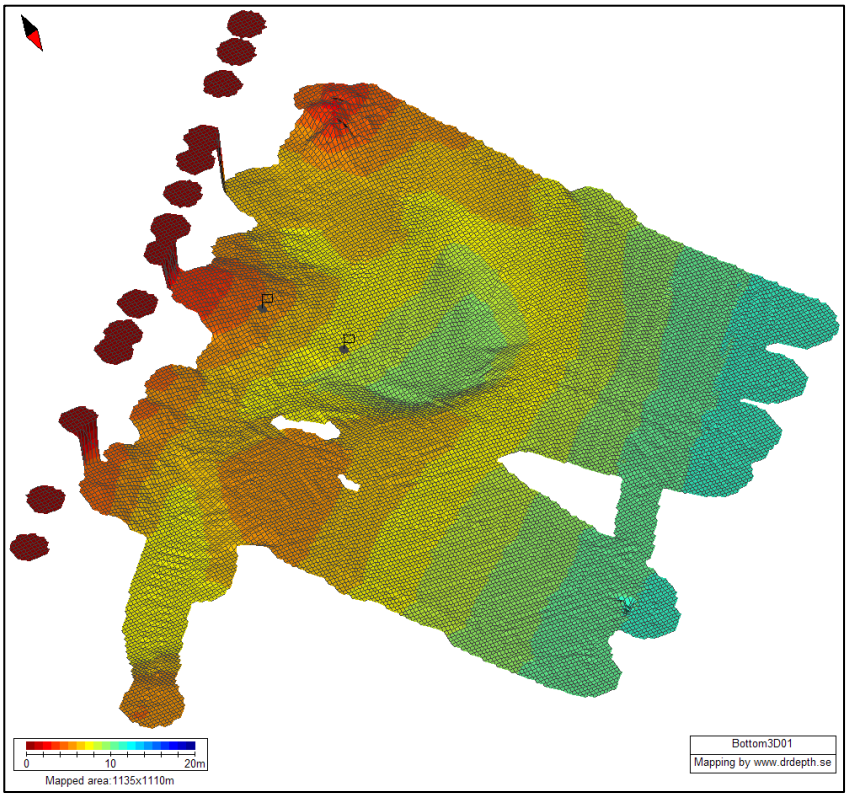


Fig. 4 Three dimensional bottom profile (overhead view of Fig. 3)



Photo 1 Shore line in front of wave dissipating concrete blocks at the location of the old observation pier

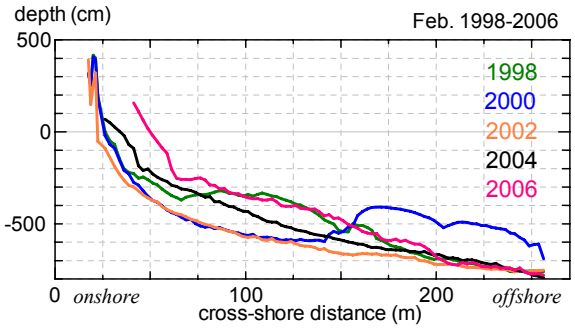


Fig. 5 Comparisons of cross-shore bottom profiles along the old observation pier

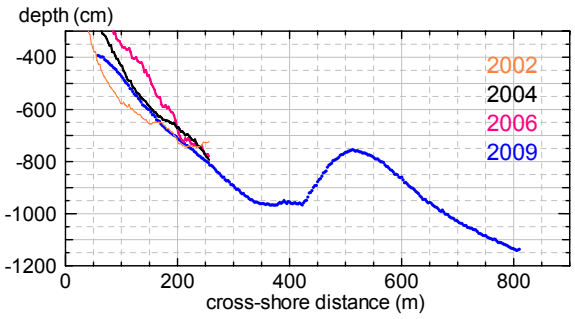


Fig. 6 Comparisons of cross-shore bottom profiles along the old observation pier
(blue: measured by GPS-equipped acoustic sounder)

旧観測桟橋付近では，2004，2005年頃から局所的な堆積傾向が確認されている。その結果，波消しブロックの海側にわずかながら砂浜が存在する状況が継続しており，2009年10月時点でも同様の砂浜がブロック海側に確認されている（Photo 1）

船舶による計測結果と汀線までの距離が大きい部分では，汀線位置と海底面形状が乖離した形になっているが（Fig. 4），旧桟橋に近い領域で示されているように，汀線から水深3～4m付近まではわずかな岸沖距離の間に急に深くなっている様子が確認できる。Fig. 4から，観測範囲内にはbar-troughの存在が確認される（旧観測桟橋橋脚の沖側）。平面図，俯瞰図の結果を合わせると，barの形状が半円状になっている様子が確認できる。この状況は，2008年，2009年に実施された計測結果（東ら，2009）からも確認されている。

Fig. 4から，旧観測桟橋の位置は汀線からtroughに至る斜面上に位置していることが確認できる。Fig. 5には旧観測桟橋に沿って計測された海底断面地形の経年変化を示す（縦軸の深さは，旧観測桟橋床板からの距離，上向き正）。Fig. 5における経年変化から，旧観測桟橋沿いの断面形状は2000年，2002年辺りで汀線が最も後退している様子が確認できる（計測されている位置は消波ブロック）。その後，経年的に堆積の傾向が認められ，2006年には汀線が25m程度前進する結果となっている（馬場ら，2008）。ただし，この堆積傾向は旧観測桟橋周辺の局所的なものと考えられており，同様の傾向がFig. 4，Fig. 5からも類推される。

今回（2009年10月）の計測結果の中で，旧観測桟橋に沿った岸沖方向の測線に最も近い計測結果と桟橋から計測された断面地形を合わせて示したものがFig. 6である。2009年の結果は旧観測桟橋の延長線上に沿って計測された結果であり，旧桟橋における計測結果とは計測位置について水平方向にある程度のずれがあることを先に申し述べておく。

先に述べたように，旧観測桟橋沿いの計測結果は汀線からtrough間の範囲に留まっていることがわかる。旧桟橋での計測内容と，今回の計測結果には計測位置にズレがあるため単純な比較はできないが，旧観測桟橋周辺の断面地形の状況が2004年の状況に近いこと（Fig. 6），汀線付近の波消しブロック海側での砂の堆積が継続していること（Photo 1）から，旧観測桟橋周辺における近年の堆積傾向はその程度を弱めつつも継続していることが確認できる。

4. 採取された底質の粒度分析結果

先に示した海底形状の計測と並行して，海底表面の底質採取も行われた。

底質の採取は，Photo 2に示すエクマンバージ型採泥器を使用し，岸沖方向に設定された2測線上で実施した。岸沖方向の測線は半円状の沿岸砂州の形状に合わせて，①砂州半円部の頂点付近を通る測線（旧

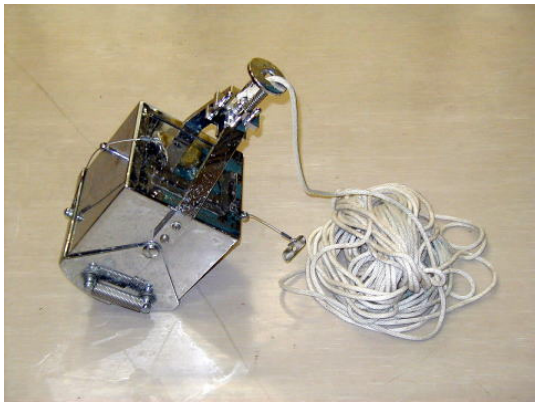


Photo 2 Sediment sampler

観測桟橋延長線に近い測線）と②砂州の接合部（測線①の東側で，砂州の延長線が汀線と交差する付近）とした。

Fig. 7に，測線①（旧観測桟橋の延長線に近い付近）で採取された底質の粒度分析結果を示す。採取された砂は十分に乾燥させた後，20分間のふるい分けを行った。ふるい分けされた底質の最大粒径と頻度（重量比）を対数正規確率紙上にプロットしたものがFig. 8であり，それぞれ沿岸砂州の沖側，Trough内，および汀線寄りの測点に分けて示している。

なお，対数正規確率紙上へのデータのプロットには，累積頻度分布図作成アドイン（早狩　進　氏作）を使用した。

Fig. 7中に示されている数字は，採取された各底質の粒度分布から推定される50%粒径であり，沖側の測点では細かく（Fig. 7上），汀線に近い測点では50%粒径が大きくなっており（Fig. 7下），底質が岸沖方向に淘汰されていることがわかる。また，沿岸砂州の沖側と汀線に近い測点では，計測された底質の粒度が類似の分布形を持つのに対して，Trough内では測点ごとに分布形に違いが見られる。

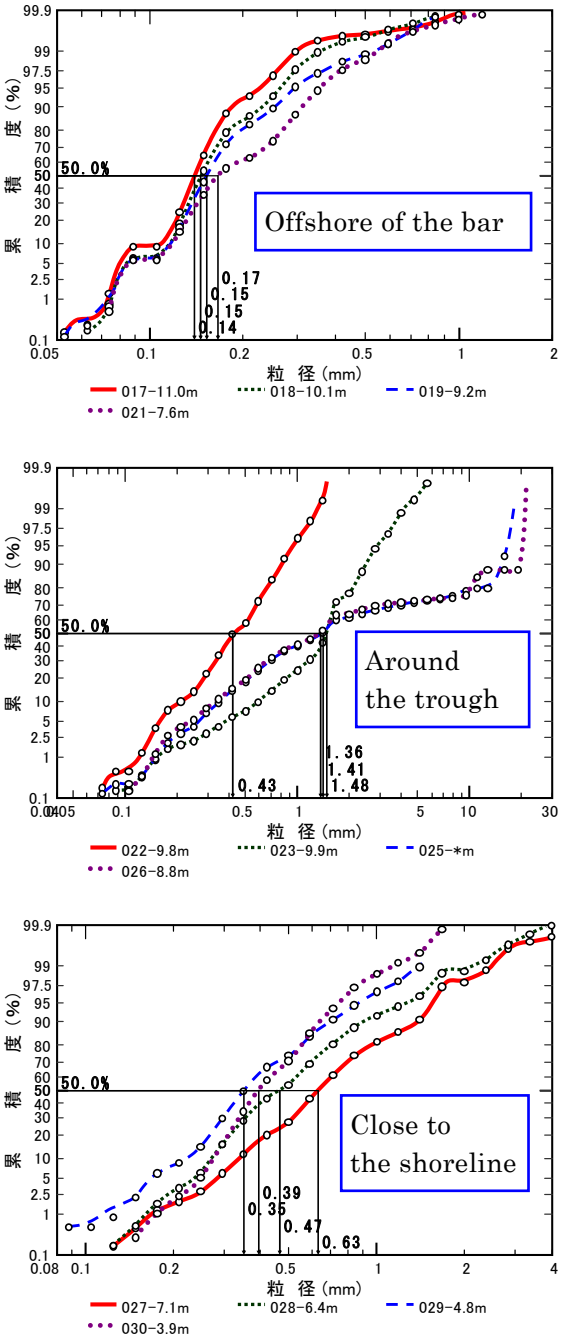


Fig. 7 Cumulative frequency distributions of collected sediments

Fig. 8は，旧観測桟橋沿いまたは周辺の測点で採取された底質の粒度分布（2006年，2008年，2009年）を示したものである。各計測年における測点の位置や水深は必ずしも一致しないが，いずれの図においても旧桟橋先端付近（水深7m程度）から水深4m程度までの地点で採取された底質の分析結果が示されている。

2006年は旧観測桟橋周辺での堆積傾向が顕著（Fig.5）な時期である。その後も，波消しブロックの海側に規模は小さいながらも砂浜が確認されるなど，Fig. 8に示した期間は総じて堆積傾向が継続している期間と考えられる。

いずれの図においても，底質の分布形は直線に近い分布となっており，粒径の対数値に対する重量頻度が正規分布に近いことを示している。このような分布は流体の作用で堆積した細粒な岩屑の多くに見られるとされており（井口，1975），図中に示された底質が波や流れによる分級，淘汰の影響を受けて堆積したものであることが類推される。

図中に示された50%粒径はいずれも1.0mm以下で，多くが0.5mm前後の値となっている。ただし，経年的に50%粒径が減少する傾向にあり，最も浅い地点

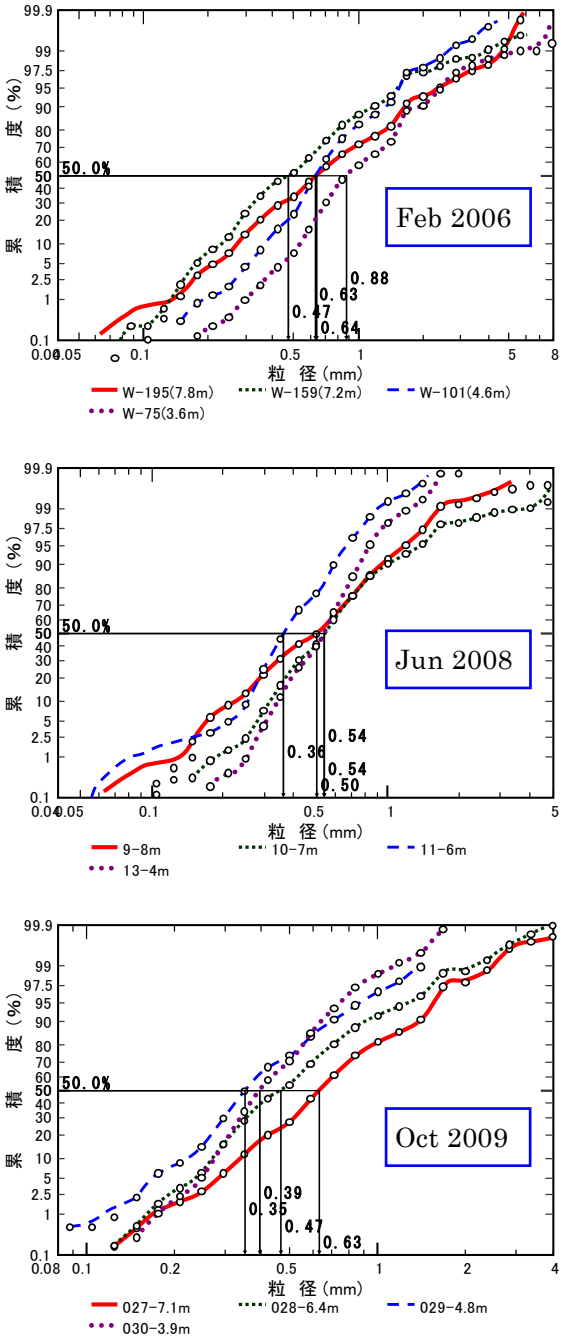


Fig. 8 Cumulative frequency distributions of collected sediments (close to the shoreline)

の50%粒径は0.88mm（2006年），0.54mm（2008年），0.39mm（2009年）と推移している。

5. おわりに

ここでは，2009年10月に実施された海底面形状の計測結果と旧観測桟橋周辺で実施された海底底質の調査結果について示した。従来，旧観測桟橋から海底の断面形状（岸沖方向）が継続的に計測されてきた。2008年に観測桟橋が撤去となったため，海上の船舶から測深器を使っての海底地形計測および底質採取を継続することとなった。

船上からの地形計測には，GPS機能付き測深器を用いて，観測船の航跡上での緯度，経度，水深を計測した。計測した結果より，旧観測桟橋周辺の海底面形状が面的に得ることができた。従来は観測桟橋上，または周辺の3測線程度の計測から海底面形状を推測していたが，今回の計測により旧桟橋の沖に砂州が存在すること，また砂州の形状が半円状であることが確認された。

測深器による底面形状の計測と並行して，底質の採取も行われた。底質採取は岸沖方向の２測線上で行われ，水深約1mごとの底質を採取した。底質採取の測線は，沿岸砂州（半円状）の頂部と，砂州の延長線が汀線と交差する付近を通る2測線である。

沿岸砂州頂部を通る測線で採取された底質の粒度分析結果から，底質の粒径は沖側で小さく，岸に近くなるほど大きくなっており，波，流れの影響を受けて淘汰されている様子が見られる。

また，沿岸砂州沖側や汀線寄りで採取された底質は，粒径に若干の差が見られるものの粒径別の頻度分布は類似した形状となっているのに対し，Trough（砂州岸側の水深の大きい部分）では分布形状が大きく異なることが確認された。

過去に旧観測桟橋に沿って採取された底質と，今回の観測で採取された底質を比較したところ，いずれの底質においても50%粒径はいずれも1.0mm以下で，多くが0.5mm前後の値となっている。また，粒径別の頻度分布の形状には大きな差は見られない。

ただし，経年的に50%粒径が減少する傾向が認められており，今後の経過を継続的に観測する必要がある。

謝　辞

本研究は，科研費（基盤研究C，21560540）の助成を受けたものである

参考文献

東良慶，関口秀雄，蔡曙伍，渡邉康司：漂砂系土砂収支把握に向けた浅海域高解像度海底地形計測の試み，海岸工学論文集，第56巻，pp.1431-1435，2009.

井口正男（1975）：漂砂と流砂の水理学，古今書院，pp.79－122.

馬場康之・内山 清・関口秀雄，中川 一：観測桟橋周辺の海底底質調査と海浜形状変化，京都大学防災研究所年報B，Vol.51，669-673，2008.

Field Observation on Bottom Topography and Sediment in Ogata Coast

Yasuyuki BABA, Kiyoshi UCHIYAMA, Hideo SEKIGUCHI and Hajime NAKAGAWA

Synopsis

This paper shows some results of a field observation carried out in Oct. 2009 in Joetsu-Ogata coast. In this field observation, two measurements have been conducted; (1) bottom profile measurement with depth sounder and (2) collection of the samples of bottom sediment. It is found in the 2D bottom profile that a crescent-shaped sandbar exists. As a result, the former observation can be confirmed at the pier near the bow spit, an extension of the old pier was to ensure that they are located near the crest of the spit arc.

The grain size analyses of the observed samples of bottom sediment also have carried out. It is observed the differences in particle size distribution in cross-shore direction. Differences in particle size distribution in the offshore sandbar and the shore side, obtained information about the state of the direction distribution of the sediment off the coast.

Keywords: bottom profile, grain size distribution, field observation

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Glacial Lake Outburst due to Moraine Dam Failure by Seepage and Overtopping with Impact of Climate Change

Badri Bhakta SHRESTHA, Hajime NAKAGAWA, Kenji KAWAIKE, Yasuyuki BABA and Hao ZHANG

Synopsis

Due to impact of climate change, flood and sediment disasters caused by Glacial Lake Outburst Flood (GLOF) are frequently occurred in the Himalaya of South Asia or glacier regions of the world. GLOF poses a serious threat of flood disasters at downstream valley. Outburst of glacial lakes typically occurs due to moraine dam failure caused by glacier mass movement leading to a rapid rise of water level, seepage flow and a surge. The outburst of glacial lake due to moraine dam failure has been investigated. The moraine dam failure by seepage flow and overtopping due to water level rising has been investigated though a series of flume experiments. Numerical analysis of seepage and moraine dam failure has been also performed. The simulated results are compared with the experimental results. The impact of global climate change on glacial lakes is also analyzed. The empirical relationship to predict GLOF discharge has been also developed based on the recorded GLOFs discharge.

Keywords: flood disasters, GLOF, impact of climate change, moraine dam failure, numerical analysis

1. Introduction

Rainfall is a primary cause of floods and debris flow in most parts of the world. However in the Himalaya and glacier regions having glacier feed streams, glacial lake outburst is another vital cause for floods/debris flow. A study of the International Centre for Integrated Mountain Development identified about 15, 000 glaciers and 9,000 glacial lakes in Nepal, Bhutan, India, Pakistan and China, out of which 200 glacial lakes are identified as potentially dangerous in the Himalaya (Bajracharya et al., 2007a). Impacted by global warming, flood/debris flows frequently occurred in mountainous areas due to glacier outburst floods in recent years. Climate change and retreating glaciers constitute a major hazard in the Himalayas, and in similarly glacier region of the world. The Himalayan glaciers are rapidly melting due to climate change. Melting glaciers contribute to the development of glacial lakes, which may eventually glacier outburst flood for a variety of reasons, thereby causing enormous damage to surrounding communities (Osti and Egashira, 2009).

Glacial Lake Outburst Floods (GLOFs) typically occur by lake water overflowing and eroding the moraine dam. A trigger mechanism such

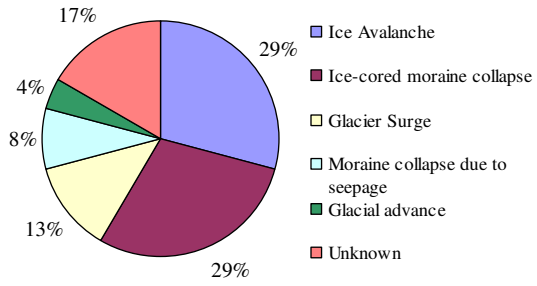


Fig. 1 Causes of 24 recorded GLOFs in the Himalaya (Data sources: Yamada (1998) and Bajracharya et al. (2006))

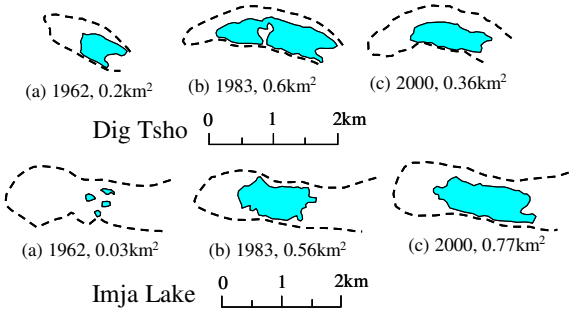


Fig. 2 Growth of Dig Tsho and Imja Glacial Lakes, Nepal (Modified from Bajracharya et al., 2007b)



Fig. 3 Satellite image of Imja Lake, Nepal (Source: Google Earth)

as displacement wave from an ice or rock avalanche, or disintegrating ice-core within the dam, or seepage/piping in the dam, or water level rising is normally required. Fig. 1 shows the causes of recorded GLOFs in the Himalaya. GLOFs pose threats of debris flow and flash floods in downstream areas (for examples, outburst flood of Ayaco glacial lake, Tibet in 1970; Zhangzangbo glacial lake, Tibet in 1981; Dig Tsho lake, Nepal in 1985; Chubung lake, Nepal in 1991; Tampokhari glacial lake, Nepal in 1998; Kabache lake, Nepal in 2003). They constituted a severe hazard to people, infrastructure and property. The studies on glacial lake outburst floods and their flood or sediment disasters in downstream areas are very limited. Therefore, there is pressing need mechanism approaches to compute the phenomenon of glacier outburst floods, downstream flooding and their preventive measures.

In this study, the outburst of glacial lake due to moraine dam failure has been investigated. The moraine dam failure by seepage flow and

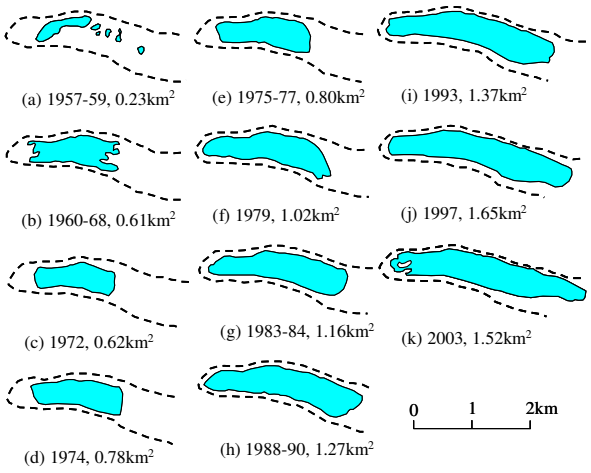


Fig. 4 Growth of Tsho Rolpa Glacial Lake in Rolwaling valley, Nepal (Modified from Horstmann, 2004)

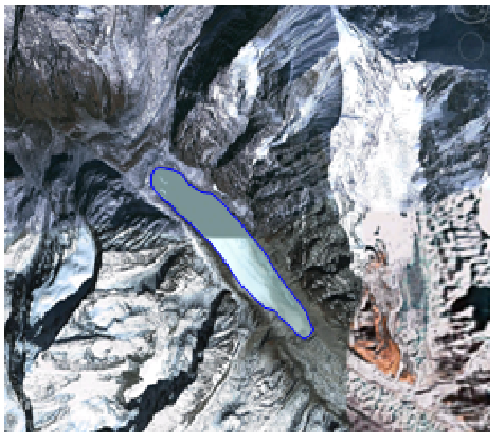


Fig. 5 Satellite image of Tsho Rolpa Lake, Nepal (Source: Google Earth)

overtopping due to water level rising has been investigated though a series of flume experiments. Numerical analyses of seepage and moraine dam failure have been also performed. The impact of global climate change on GLOF events is also analyzed. The empirical relationship to predict GLOF discharge has been also developed based on the some recorded GLOF discharge.

2. Impact of Climate Change on Glacial Lake

Glacial lakes form due to glacial melt or retreat caused by global climate change. Global warming has accelerated glacial retreat, which results the formation or expansion of glacial lakes and constitutes a major hazards in the Himalaya. The

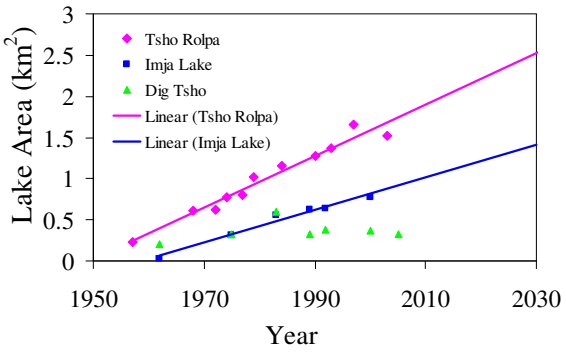


Fig. 6 Trend of lake area expansion of some glacial lakes of Nepal

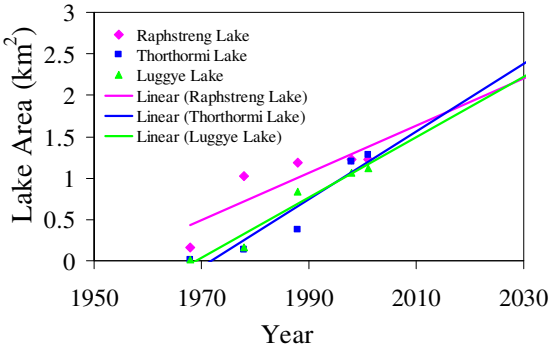


Fig. 7 Trend of lake area expansion of some glacial lakes of Bhutan

warming in the Himalayas in last three decades has been between 0.15˚C-0.6˚C per decade. Fig. 2 shows the growth of Dig Tsho and Imja Lakes in the Himalaya of Nepal, in which Dig Tsho Lake was outburst in 1985 when it attained the area of about 0.6km^2. After the outburst, the lake size of Dig Tsho is almost same as 0.36 km^2. The Imja Lake had an area about 0.03 km^2 in 1962 and 0.77 km^2 in 2000. Imja Lake is growing at a rate of 74m/year in length (Bajracharya et al., 2007a). Fig. 3 shows the satellite image of Imja Lake. Figs. 4 and 5 show the rapid growing of lake size and satellite image of Tsho Rolpa Lake, respectively. Fig. 6 shows the trend of expansion of lake area of Tsho Rolpa, Imja and Dig Tsho (outburst in 1985) lakes of Nepal and rapid expansion of lake area may cause the outburst of lake. Similar trends of rapid expansion of lake area of some glacial lakes of Bhutan are also shown in Fig. 7. The GLOF events may pose the catastrophic flooding or disasters in downstream areas. Thus, the prediction and countermeasures of flood and sediment disasters caused by GLOF events are very urgent.

3. Empirical Relationship of GLOF Discharge

Several GLOF events have occurred in the Himalaya region in the past and many of the GLOF remain unnoticed due to remoteness of its location (Dwivedi, 2005). Table 1 shows the measured discharge of some recorded GLOF events in the Himalaya of Nepal. From the regression analysis of measured discharge data of Table 1, we can get following relationship.

$$Q = 0.000850 * V * e^{-0.001822*d} \qquad (1)$$

where Q is the GLOF discharge in m^3/sec at d distance downstream from lake, V is the volume of lake water release in m^3 and d is the distance from lake in km. Fig. 8 shows the comparison

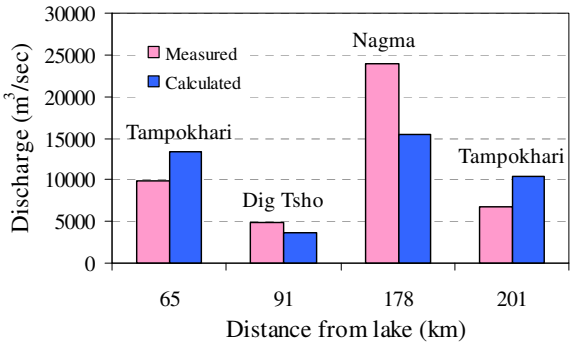


Fig. 8 Measured and calculated GLOF discharge of some glacial lakes of Nepal

Table 1 Measured GLOFs discharge

Glacial lake	Gauging station	Lake water release V (m^3)	Distance from lake d (km)	Discharge Q (m^3/sec)	Remarks
Nagma	Chatara Kothu st. 695	25,000,000	178	24,000	DHM, 2004
Dig Tsho	Rabuwa st. 670	5,000,000	91	4,800	DHM, 2004
Tampokhari	Rabuwa st. 670	17,660,000	65	9,800	DHM, 2004
Tampokhari	Chatara Kothu st. 695	17,660,000	201	6,800	DHM, 2004

Data Source: Dwivedi, 2005

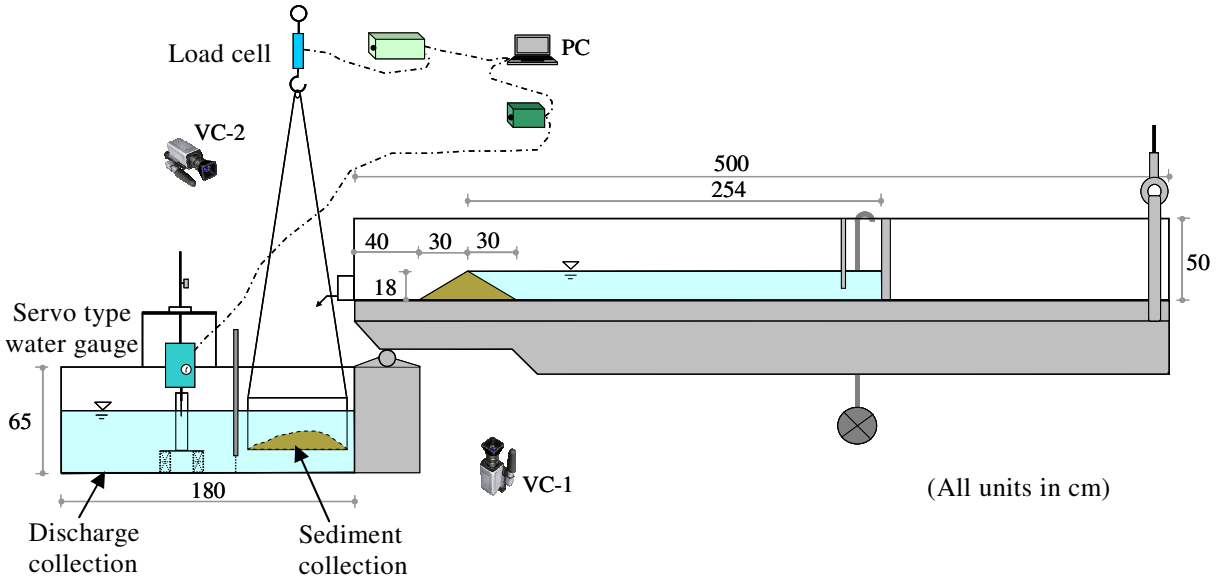


Fig. 9 Experimental flume setup

between the calculated discharge using Eq. (1) and measured GLOF discharge. Due to limited number of measured discharge and other various factors, there are some variations in the results. The maximum GLOF discharge depends on various factors such as dam characteristics, failure mechanisms, river morphology and others. So the empirical relation of maximum GLOF discharge (Eq. (1)) can be used only for rough calculation for planning infrastructures in the river.

4. Moraine Dam Failure and Outburst Discharge

4.1 Laboratory flume experiments and methods

The failure mechanism of moraine dam due to water level rising and seepage flow is investigated through the flume experiments. A 500cm long, 30cm wide and 50cm deep flume is used for the experiments. The horizontal length of upstream end of the lake reservoir from the axis of dam crest is 254cm and the length of downstream end of the flume from the axis of dam crest is 70cm as shown in Fig. 9. A dam body is made by silica sand (Sediment mix 1-6 and Sediment mix 1-7). The sediment material of sediment mix 1-6 is prepared by mixing uniformly distributed silica sand S1, S2, S3, S4, S5 and S6 in equal proportion and sediment mix 1-7 is prepared by mixing silica sand S1, S2, S3, S4, S5, S6 and S7 in equal proportion. Fig 10 shows the particle size distribution curve of the sediment materials. The mean diameter (d_m) of sediment mixes 1-6 and 1-7 are 1.4mm and 1.04mm, respectively. The maximum particle size ($d_{\max}$) and sediment density (σ) of both sediment mixes 1-6 and 1-7 are 4.75mm and 2.65g/cm^3, respectively.

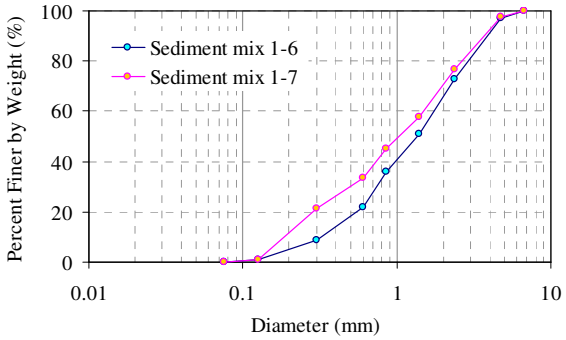


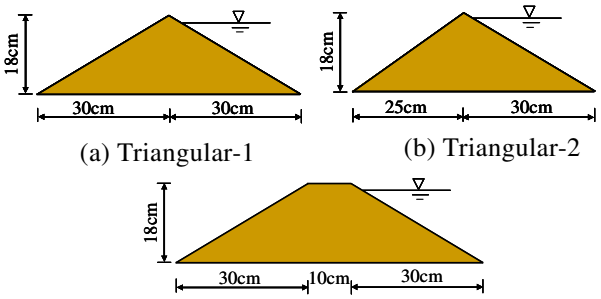
Fig. 10 Particle size distribution curve of sediment materials of the dam body

The lake water is filled by supplying a constant water discharge from the upstream end of the lake. In the case of moraine dam failure by overtopping due to water level rising, the constant water discharge is supplied continuously from upstream end of the lake to overtop the dam and erode it. However, in the case of moraine dam failure by seepage, the lake water is filled up to about 16cm in depth by supplying constant water discharge from the upstream end of the lake. Table 2 shows the

Table 2 Experimental conditions

S.N.	Case	Supply discharge Q (cm^3/sec)	Discharge supply time (sec)	Sediment mixture	Dam shape	Failure mode	Initial moisture of dam (%)	Remarks
1	Case-I	975	230	Mix 1-6	Trianguler-1	Overtopping	0.21	Exp.2
2	Case-II	975	230	Mix 1-6	Trianguler-1	Overtopping	6.67	Exp.3
3	Case-III	975	230	Mix 1-6	Trianguler-1	Overtopping	5.54	Exp.6
4	Case-IV	755	255	Mix 1-6	Trianguler-1	Overtopping	0.21	Exp.7
5	Case-V	975	230	Mix 1-6	Trapezoidal	Overtopping	0.21	Exp.9
6	Case-VI*	975	230	Mix 1-6	Trianguler-1	Overtopping	0.21	Exp.24
7	Case-VII	927	128	Mix 1-6	Trianguler-2	Seepage	4.25	Exp.11
8	Case-VIII	895	128	Mix 1-7	Trianguler-2	Seepage	5.11	Exp.13

*Erosion through initially prepared channel on the left side of dam (width=10cm and depth=1cm).



(a) Triangular-1 (b) Triangular-2

(c) Trapezoidal

Fig. 11 Details of different types of dam body

detail of the experimental conditions. The details of the dam body are shown in Fig. 11.

The outflow discharge and sediment discharge are calculated by using servo type water gauge and load cell, respectively. The temporal variations of the shapes of dam body due to erosion are captured by two video cameras located at the side and the top of the flume.

To measure the moisture movement in the dam body, the experimental cases shown in Table 2 are repeated with similar conditions. The moisture movement in the dam body is measured by using the Water Content Reflectometers (WCRs).

4.2 Experimental results and discussions

(1) Moraine dam failure by water overtopping

To investigate the moraine dam failure by overtopping and seepage, a series of flume experiments are carried out with different hydraulic conditions. Fig. 12 shows the outburst discharge at the downstream end of the flume due to moraine

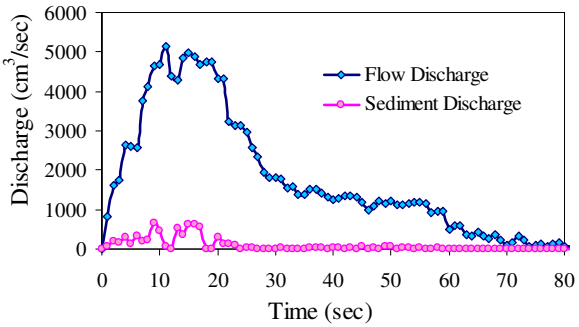
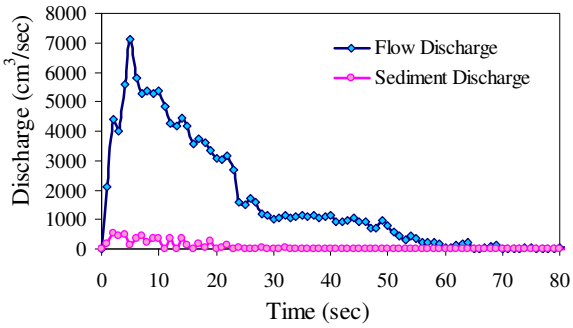
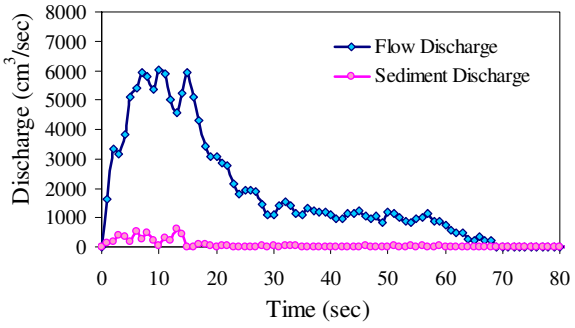


Fig. 12 Outburst discharge due to moraine dam failure by overtopping, Case-I, dry sediment case, Initial moisture content of the dam=0.21%



(a) Case-II, Initial moisture content of dam=6.67%



(b) Case-III, Initial moisture content of dam=5.54%

Fig. 13 Outburst discharge due to moraine dam failure by overtopping with initially some various moisture content in the dam

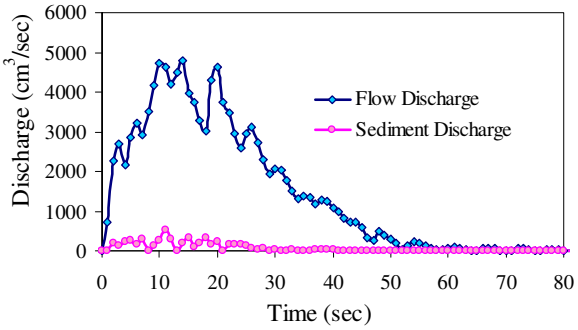


Fig. 14 Outburst discharge due to moraine dam failure by overtopping, Case-IV, Initial moisture content of dam=0.21%

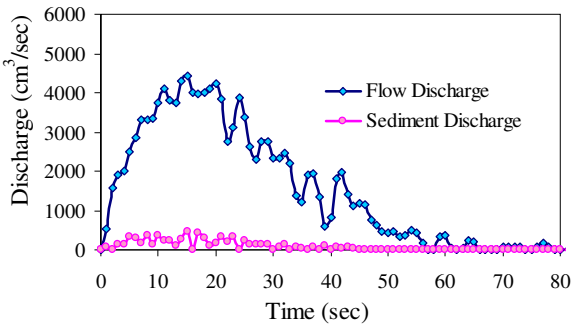


Fig. 15 Outburst discharge due to moraine dam failure by overtopping, Case-V, Initial moisture content of dam=0.21%, Trapezoidal shape of dam

dam failure by water overtopping in the experiments (Case-I). The constant discharge 975cm^3/sec is supplied from the upstream end of lake area as shown in Fig. 9. In this case, the initial moisture content of dam body is about 0.21%. Fig. 13 shows the outburst discharge due to moraine dam failure by overtopping with various initial moisture content of dam body. By comparing the results of Figs. 12 and 13 it is shown that the peak discharge is higher in the cases of 6.67% and 5.54% initial moisture content of dam than the case of 0.21% initial moisture content, which may be due to higher rate of breaching or erosion of dam with increase in moisture content. The peak discharge is increased with increase in initial moisture content of the dam body. The sediment discharge is very low with compared to the total flow discharge because the sediment volume of dam body is very smaller than volume of the lake water released (i.e., sediment volume of dam is about 1/8th of volume of lake water). The sediment concentration in the flow is due to erosion of dam surface only. However in the actual field case, the sudden release of outburst discharge from the glacial lake can rapidly erode the bed and bank along the downstream valley and poses threats of debris flows and flash floods in downstream areas.

The similar experimental results of outburst discharge due to moraine dam failure by overtopping for Case-IV and Case-V are shown in Figs. 14 and 15, respectively. By comparing the results of Figs. 12, 14 and 15 it is clear that the peak discharge of outburst is higher in the case of triangular shape of dam body than trapezoidal shape. Lake water is drawdown rapidly in the case of

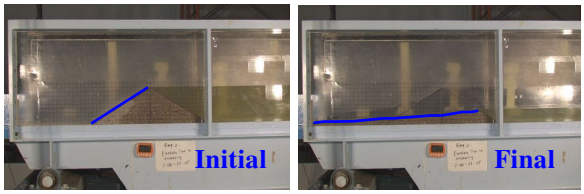
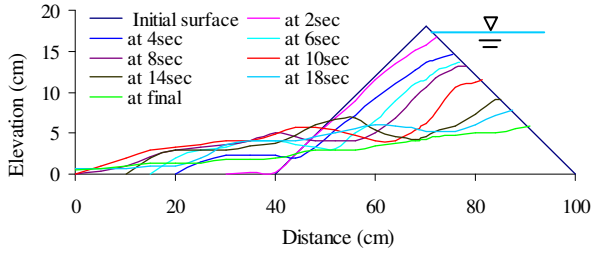
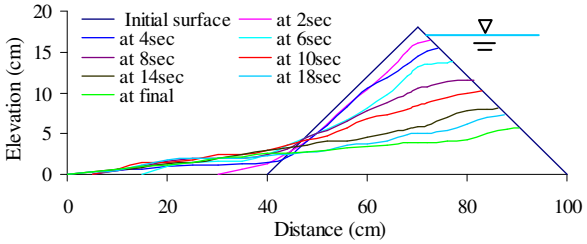


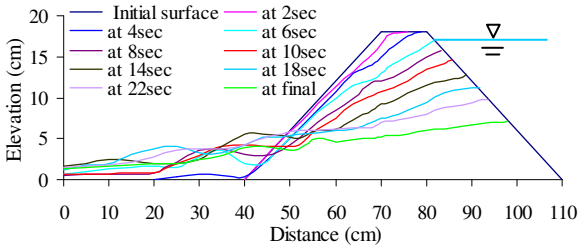
Fig. 16 Dam surface erosion in the experiment, Case-I



(a) Case-I, Triangular-1 shape dam



(b) Case-II, Triangular-1 shape dam



(c) Case-V, Trapezoidal shape dam

Fig. 17 Temporal variations of the shape of moraine dam due to erosion by overtopping

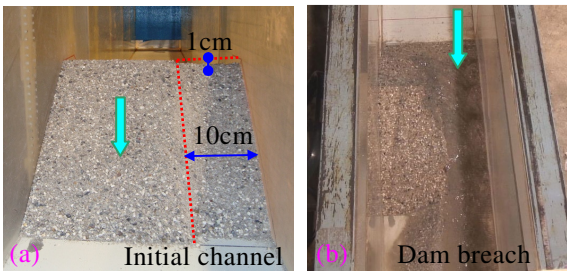


Fig. 18 (a) Partial channel on the left side of dam (width=10cm and depth=1cm) and (b) final shape of dam body due to erosion, Case-VI

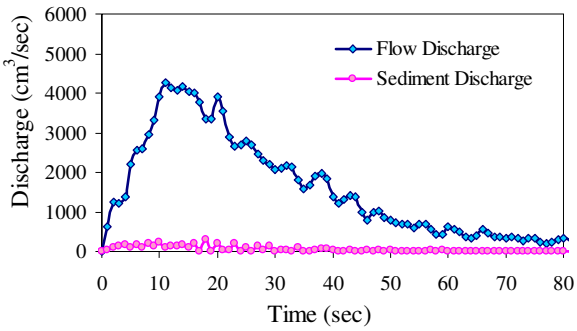
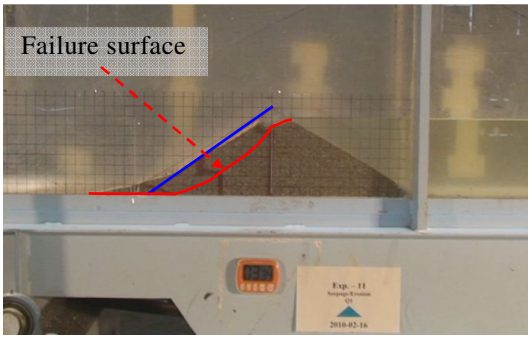
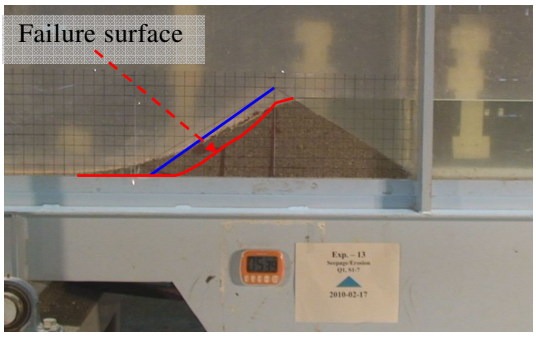


Fig. 19 Outburst discharge due to moraine dam failure by overtopping, erosion through partial channel on the left side of dam (width=10cm and depth=1cm), Case-VI



(a) Case-VII, Sediment mix 1-6



(b) Case-VIII, Sediment mix 1-7

Fig. 20 Moraine dam failure due to seepage and critical failure surface, upstream water depth is about 16cm

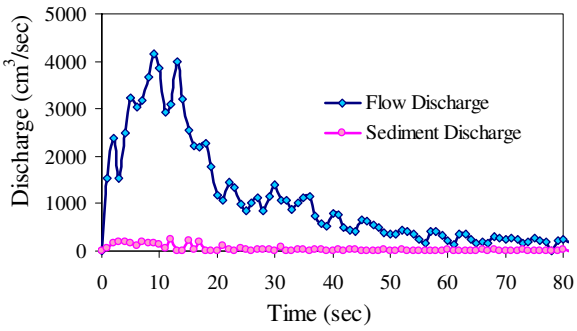
triangular shape of dam.

Fig. 16 shows the photographs of dam surface erosion in the experiment and Fig. 17 shows the temporal variations of the shapes of moraine dam due to erosion by lake water overtopping. After the water overtopping the crest starts to rapidly erode the dam. The triangular shape dam is eroded rapidly than trapezoidal dam body. Lake water overtopping onto the moraine dam can rapidly erode the dam and cause the failure of dam with resulting rapid drawdown of lake water. The outburst discharge from the lake may cause the catastrophic flooding in downstream areas.

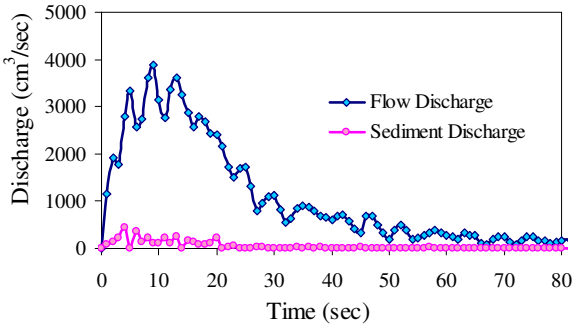
The flume experiments are also carried out with breaching of dam through partial channel width. In this case, initially a channel of 10cm width and 1cm deep is made at the top surface of the dam on the left side from the crest of dam as shown in Fig. 18a. The channel starts to erode the dam by water level rising. The dam body is eroded vertically as well as laterally through the channel. However, the dam is eroded rapidly in vertical direction than lateral enlargement. The final shape of the moraine dam is shown in Fig. 18b. The outburst discharge due to moraine dam breach through partial channel width by overtopping is shown in Fig. 19.

(2) Moraine dam failure by seepage

Seepage is also one of the important trigger mechanisms for the failure of moraine dam. The flume experiments are also carried out to investigate the moraine dam failure due to seepage. The moraine dam collapse due to seepage and critical failure surface are shown in Fig. 20 for both sediment mixes 1-6 and 1-7 cases. The depth of critical failure surface is higher in the case of sediment mix 1-6 than the case of sediment mix 1-7. Thus, the depth of failure surface is strongly affected by sediment particle size. Immediately after failure of moraine dam, the lake water overtops the dam and erodes it, which results the rapid drawdown of lake water. The results of outburst discharge at the downstream end of the flume due to moraine dam failure by seepage are shown in Fig. 21 for the cases of both sediment mixes 1-6 and 1-7. The temporal variations of the



(a) Case-VII, Sediment mix 1-6



(b) Case-VIII, Sediment mix 1-7

Fig. 21 Outburst discharge due to moraine dam failure by seepage

shapes of dam due to erosion after the dam failure are shown in Fig. 22. The erosion rate of dam is smaller in the case of sediment mix with more fine sediment particles (i.e., sediment mix 1-7 case), which may be due to the effect of suction in the sediment mass of the dam.

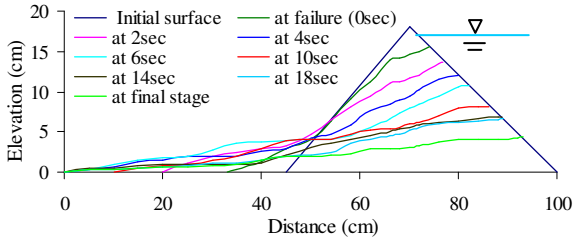
5. Numerical Analysis of Seepage and Moraine Dam Failure

5.1 Seepage flow model

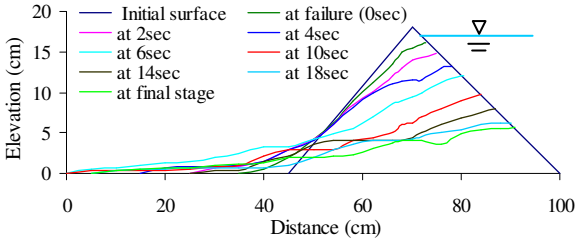
The change in pore water pressure through unsaturated-saturated soils of the moraine dam is computed by using Richards' equation as follows:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x \frac{\partial \psi}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_z\left(\frac{\partial \psi}{\partial z}+1\right)\right)=C\frac{\partial \psi}{\partial t} \qquad (2)$$

where ψ is the water pressure head, K_x and K_z are the hydraulic conductivity in x and z directions, $C\ (=\partial\theta/\partial\psi)$ is the specific moisture capacity, θ is the volumetric water content of the



(a) Case-VII, Sediment mix 1-6



(b) Case-VIII, Sediment mix 1-7

Fig. 22 Temporal variation of the shape of moraine dam due to erosion after dam failure by seepage

soil, x is the horizontal spatial coordinate, z is the vertical spatial coordinate taken as positive upwards and t is the time.

The water storage coefficient and the coefficient of permeability are required to solve transient seepage problem associated with a unsaturated-saturated soil system using Eq. (2). Thus, the constitutive relationships given by van Genuchten (1980) are used to compute the water storage coefficient and the coefficient of permeability as follows:

$$S_e=\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}=\begin{cases}\dfrac{1}{\left(1+|\alpha\psi|^{\eta}\right)^m} & if\ \psi<0\\ 1 & if\ \psi\geq 0\end{cases} \qquad (3)$$

$$K=\begin{cases}K_s S_e^{0.5}\left[1-(1-S_e^{1/m})^m\right]^2 & if\ \psi<0\\ K_s & if\ \psi\geq 0\end{cases} \qquad (4)$$

where S_e is the effective saturation, θ_s and θ_r are saturated and residual moisture content of the sediment mix respectively, α and η are parameters related with matric potential of soil and are determined by using a curve fitting of soil-water retention curve, K_s is the saturated hydraulic conductivity and $m=1-1/\eta$. By differentiation of

Eq. (3), the relationship of the specific moisture capacity can be described as

$$C = \frac{\partial \theta}{\partial \psi} = \begin{cases} m\{1+(|\alpha\psi|)^{\eta}\}^{-m-1}\eta(|\alpha\psi|)^{\eta-1}\alpha(\theta_s-\theta_r) & if\ \psi<0 \\ 0 & if\ \psi \geq 0 \end{cases} \quad (5)$$

5.2 Slope stability model

A potential failure surface of the dam body can be computed by equating the resisting forces and driving forces applied along the failure surface. The factor of safety F_s for slip surface is defined by using the simplified Janbu's method as follows:

$$F_s = \frac{\sum R_i}{\sum T_i} \quad (i = 1, 2, 3, 4, \ldots\ldots n) \quad (6)$$

where R_i is the total normal force in each slice and T_i is the mobilized shear force in each slice. These forces can be expressed as follows:

$$R_i = \frac{cl_i\cos\alpha_i + (W_i - u_i l_i\cos\alpha_i)\tan\phi}{\cos^2\alpha_i(1+\tan\alpha_i\tan\phi/F_s)} \quad (7)$$

$$T_i = W_i\tan\alpha_i \quad (8)$$

in which c is the cohesion of the material of the dam body, l_i is the length of the base of each slice, α_i is the slope of the bottom of each slice, W_i is the weight of each slice including surface water, u_i is the average pore water pressure on the bottom of each slice and ϕ is the effective angle of internal friction.

The dynamic programming method is used to compute the critical slip surface. To minimize the factor of safety, F_s, the following subsidiary function G is defined as (Takahashi, 1991)

$$G = \sum(R_i - F_s T_i) \quad (9)$$

The minimization of factor of safety F_s is equivalent to the minimizing the function G and the minimization of function G is carried out as

$$G_m = \min G = \min\left\{\sum(R_i - F_s T_i)\right\} \quad (10)$$

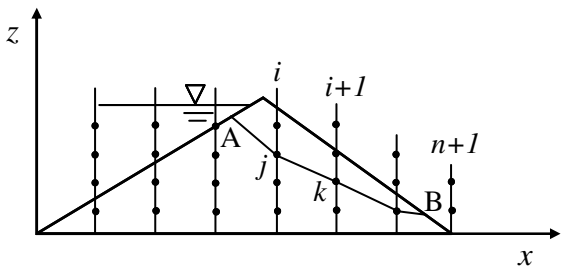
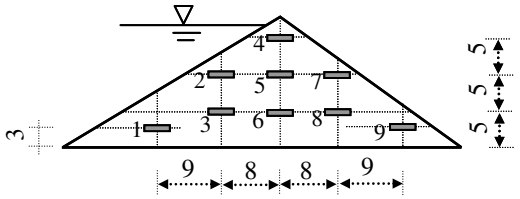


Fig. 23 Schematic figure of stages, states and critical slip surface



All dimensions in cm

Fig. 24 Position of 1 to 9 WCRs in the dam body

where G_m is the minimum of the function G to determine critical slip surface when F_s is less than 1.0. Initially the value of F_s is assumed and the exact value of F_s is obtained by iteration. To obtain the initial slip surface by dynamic programming method, the dam body is divided into n slices as shown in Fig. 23 and each slice boundary is divided into m_i states. An arbitrary line jk which connects points (i, j) and $(i+1, k)$ is considered as a part of assumed slip surface (Fig. 23). R_i and T_i on the surface jk are obtained from Eqs. (7) and (8) and the return function is calculated as follows:

$$DG_i(j,k) = R_i - F_s T_i \quad (11)$$

If $H_i(j)$ is the minimum value of G from the point A to the point (i, j), the minimum G value from A to $(i+1, k)$ is described as

$$H_{i+1}(k) = \min\left[H_i(j) + DG_i(j,k)\right] \quad (i = 1 \sim n, j = 1 \sim m_i, k = 1 \sim m_{i+1}) \quad (12)$$

The boundary conditions of this equation are described as

$$H_1(j) = 0, \qquad j = 1 \sim m_1 \quad (13)$$

$$G_m = \min G = \min\left[H_{n+1}(j)\right]; (j = 1 \sim m_{n+1}) \quad (14)$$

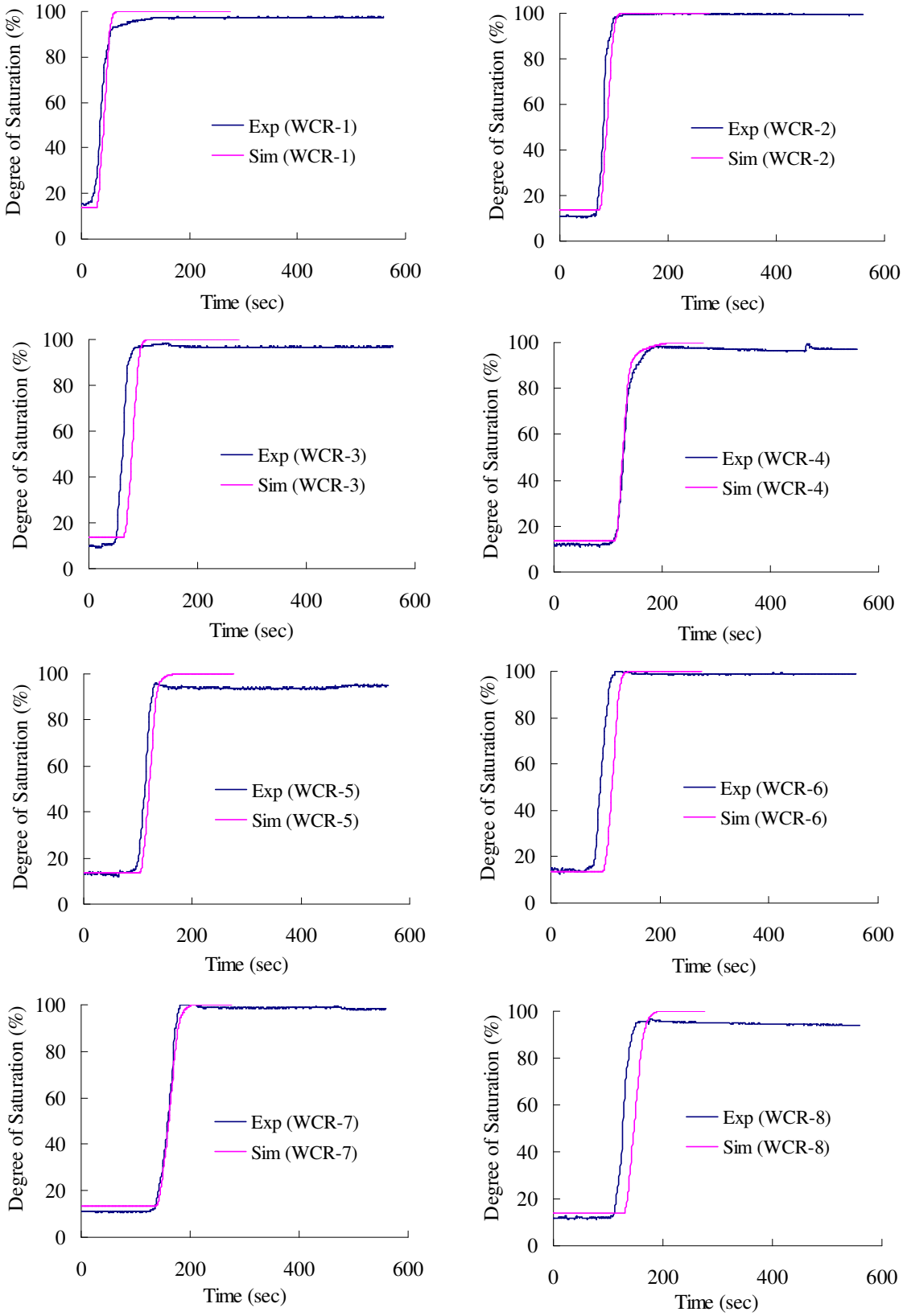


Fig. 25 Comparison of the simulated and experimental moisture content profile, Case-VII

5.3 Results and discussions

The simulated results of seepage analysis are compared with the experimental results. The moisture movement in the dam body is measured by using 9 WCRs in different location as shown in Fig. 24. The parameters of numerical analysis are as

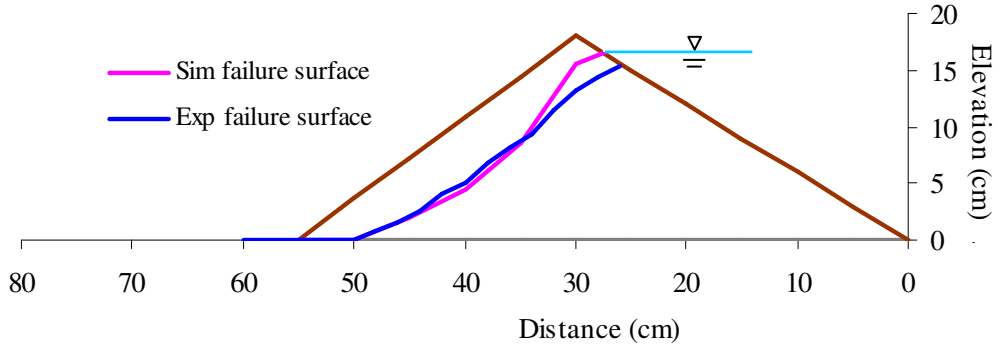


Fig. 26 Slip surface of moraine dam failure due to seepage, Sediment mix 1-6, Case VII

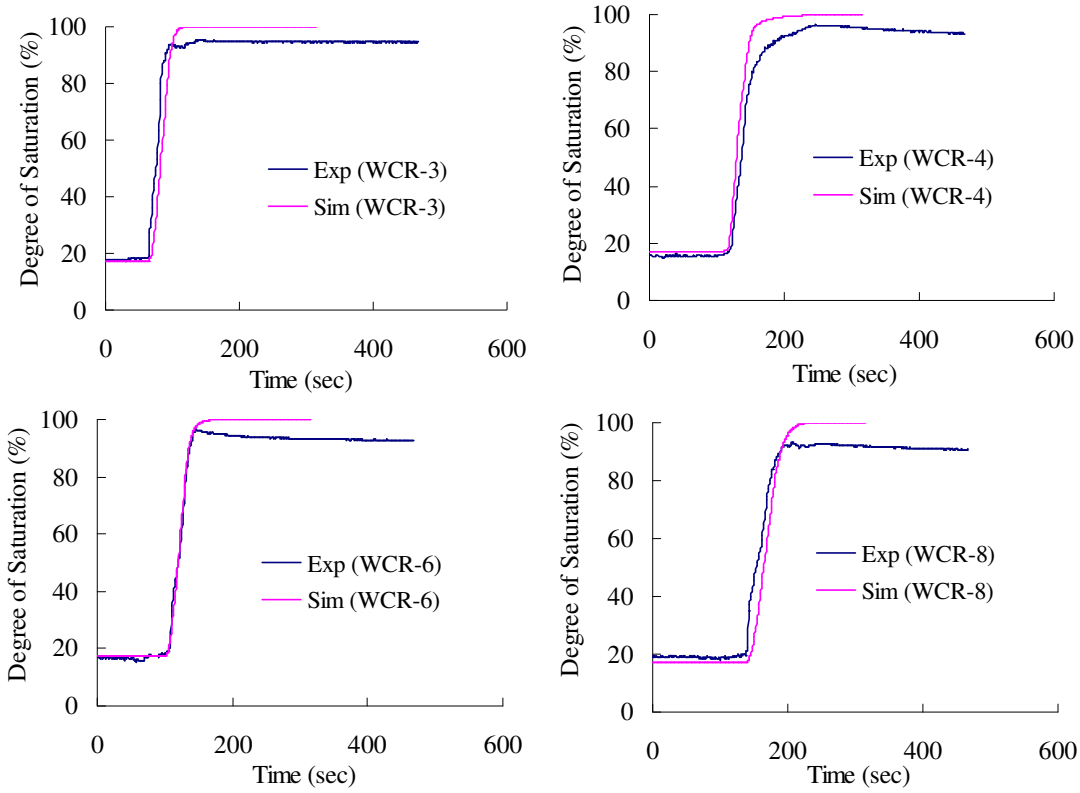


Fig. 27 Comparison of the simulated and experimental moisture content profile, Case-VIII

follows; the grid sizes $dx = 1cm$ and $dz = 0.5cm$, time interval $dt = 0.004\,\text{sec}$, the measured saturated hydraulic conductivity and saturated moisture content $K_s = 0.00055m/\text{sec}$ and $\theta_s = 0.312$ for sediment mix 1-6 and $K_s = 0.0003m/\text{sec}$ and $\theta_s = 0.296$ for sediment mix 1-7. The values of soil parameters of van Genuchten relations for sediment mix 1-6 ($\alpha = 9.6$, $\eta = 2.74$) and for sediment mix 1-7 ($\alpha = 5.5$, $\eta = 3.2$) are used as Awal (2008). The equations of seepage flow model are solved by Line Successive Over Relaxation (LSOR) scheme with an implicit iterative finite difference schemes as used by Freeze (1971, 1978). The simulated and experimental results of moisture profile in the dam are shown in Fig. 25. The simulated results are agreeable with the experimental results. The moisture movement in the dam body is due to the depth of the lake water in the upstream. The relationships of water storage coefficient and the coefficient of permeability are very important to compute the moisture movement in the unsaturated region. The moisture movement in the earth soil strongly depends on the saturated hydraulic conductivity.

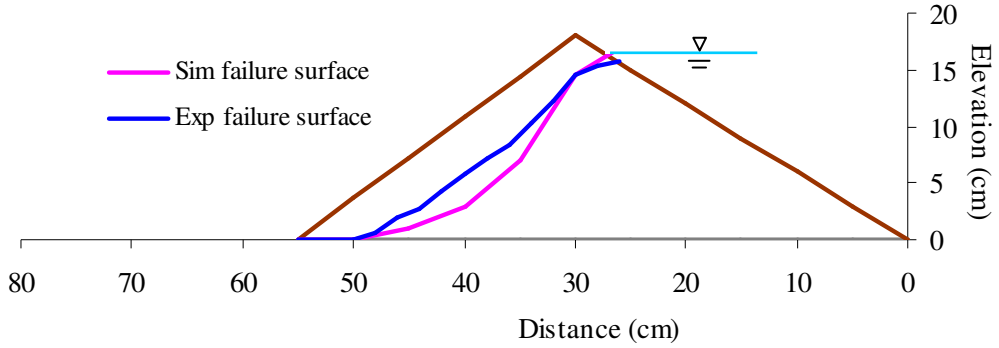


Fig. 28 Slip surface of moraine dam failure due to seepage, Sediment mix 1-7, Case VIII

Fig. 26 shows the comparison of the simulated and experimental slip surface of moraine dam failure due to seepage. In the downstream part of the dam simulated result of slip surface is very good agreement with the experimental result. However in the upstream part of the dam, there is some variation in the simulated result with compared to the experimental result, which may be due to the effect of suction in the soil strength that is not considered in the slope stability analysis and other factors. In overall, the simulated slip surface of the moraine dam failure is fairly agreeable with the experimental slip surface.

The results of moisture profile and critical failure surface with sediment mix 1-7 (Case VIII) are shown in Figs. 27 and 28, respectively. The simulated results of moisture profile are agreeable with the experimental results in this case too. However there is some variation between simulated and experimental failure surface, which may be due to the effect suction stress in the soil mass. Thus, it is also necessary to improve the slope stability model by considering suction and other factors.

6. Conclusions

The warming in the Himalayas in last three decades has been between 0.15˚C-0.6˚C per decade. The area of glacial lakes in the Himalaya is rapidly increasing in trend due to impact of global climate change, which may cause outburst of glacial lake. Hazards/disasters due to GLOF are likely to increase in intensity with the impacts of climate change. The analysis of GLOF problem in the mountainous regions of the world due to global climate change is very urgent.

The moraine dam failure due to seepage flow and water level rising are investigated through a series of flume experiments. Lake water overtopping onto the moraine dam can rapidly erode the dam and cause the failure of dam. The result of the moraine dam failure is catastrophic downstream flooding. From the analyses of experimental results, it is found that the peak discharge in the case of triangular shape dam body is higher than trapezoidal shape case. The rapid drawdown of lake water is also faster in triangular shape dam than trapezoidal shape. The empirical relation of GLOF discharge is also developed based on the observed GLOFs discharge, which can be useful for rough calculation for planning infrastructures in the river.

The numerical analyses of seepage and failure of moraine dam are also carried out and the simulated results are agreeable with the experimental results. The moisture movement in the dam body strongly effects on the stability of the dam by decreasing the shear strength of the sediment mixture of the dam body.

An integrated numerical model has been also developing to simulate the outburst discharge of glacial lake due to moraine dam failure by seepage and overtopping. In future research, the characteristics of flood disasters and hazardous zone caused by outburst of most potential dangerous glacial lakes Imja and Tsho Rolpa of Nepal will be prepared by using numerical model

and Geographical Information System (GIS) tools with various scenarios.

Acknowledgements

The authors are grateful to the GCOE program 'Sustainability/Survivability Science for a Resilient Society Adaptable to Extreme Weather Conditions' of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University for providing financial support for this research work and also for providing Young Scientist Research Grant to the first author. The authors are also wish to thank Mr. Satoshi Kohda for his help in translation of English synopsis into Japanese.

References

Awal, R. (2008): Study on landslide dam failure due to sliding and overtopping, Doctoral Thesis, Kyoto University.

Bajracharya, S. R., Mool, P. K., and Shrestha, B. R. (2006): The impact of global warming on the glaciers of the Himalaya, International Symposium on Geo-disasters, Infrastructure Management and Protection of World Heritage Sites, Nepal Engineering College, Ehime University and National Society for Earthquake Technology Nepal, pp.231-242.

Bajracharya, S. R., Mool, P. K., and Shrestha, B. R. (2007a): Impact of climate change on Himalayan glaciers and glacial lakes, case studies on GLOF and associated hazards in Nepal and Bhutan, ICIMOD and UNEP, pp.1-119.

Bajracharya, B., Shrestha, A. B. and Rajbhandari, L. (2007b): Glacial lake outburst floods in the Sagarmatha region, Mountain Research and Development, Vol. 27, No. 4, pp.336-344.

Dwivedi, S. K. (2005): Downstream impacts of glacier lake outburst flood in the Himalaya, Proceedings of International Conference on Monitoring, Prediction and Mitigation of Water-Related Disasters (MPMD-2005), Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, pp.387-393.

Freeze, R. A. (1971): Influence of the unsaturated flow domain on seepage through earth dams, Water Resources Research, Vol. 7, pp.929-941.

Freeze, R. A. (1978): Mathematical models of hillslope hydrology, In M. J. Kirkby, (ed), Hillslope Hydrology, John Wiley, pp.177-225.

Horstmann, B. (2004): Glacial lake outburst floods in Nepal and Switzerland－new threats due to climate change, Germanwatch, pp.1-11. http://www.germanwatch.org/download/klak/fb-gl-e.pdf (accessed 26 April 2010).

Osti, R. and Egashira, S. (2009): Hydrodynamic characteristics of the Tam Pokhari glacial lake outburst flood in the Mt. Everest region, Nepal, Hydrological Processes, Vol. 23, pp.2943–2955.

Takahashi, T. (1991): Debris flow, Monograph Series of IAHR, Balkema.

van Genuchten, M. T. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Science Society of America Journal, Vol. 44, pp.892-898.

Yamada, T. (1998): Glacier lake and its outburst flood in the Nepal Himalaya, Data Center for Glacier Research, Japanese Society of Snow and Ice, Monograph No. 1, pp.1-96.

気候変動に伴う浸透と越流によるモレーンダム破壊に起因する氷河湖の決壊

Badri Bhakta SHRESTHA・中川一・川池健司・馬場康之・張浩

要　旨

気候変動に起因する氷河湖決壊洪水（GLOF）による洪水災害と土砂災害は南アジアのヒマラヤ地域やその他の氷河地帯においてたびたび発生し，下流において深刻な洪水災害をもたらす脅威となっている。氷河湖の決壊の主な原因は，氷塊の移動が急激な水位上昇や浸透流，氷河サージを引き起こし，それによってモレーンダムが破壊されることである。本報は，モレーンダムの破壊に起因する氷河湖決壊を研究したものである。浸透流と水位上昇による越流がもたらすモレーンダム破壊を一連の実験によって検証し，浸透とモレーンダムの破壊について行った数値解析結果と比較した。また，氷河湖に与える全球気候変化の影響も解析し，観測記録にもとづいて氷河湖決壊洪水流量を予測する経験的関係を導いた。

キーワード：洪水災害，氷河湖決壊洪水，気候変動，モレーンダム決壊，数値解析

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Experimental Study on Glacial Lake Outburst Floods Due to Waves Overtopping and Erosion of Moraine Dam

Ripendra AWAL, Hajime NAKAGAWA, Masaharu FUJITA, Kenji KAWAIKE, Yasuyuki BABA and Hao ZHANG

Synopsis

Glacial lake outburst floods (GLOFs) may cause floods of great magnitudes in the downstream river reaches. About 80% of GLOFs (based on 20 cases with known failure mechanisms) were initiated by displacement waves from ice avalanches that collapsed into the lakes from hanging or calving glaciers and rock avalanches. Therefore, an integrated model is essential for the i) prediction of waves generated by ice/rock avalanche, ii) prediction of outflow hydrograph due to waves overtopping and erosion of moraine dam and iii) flow and sediment routing in the downstream for flood risk assessment. Toward development of an integrated model, this study focuses on experimental study of moraine dam failure due to waves overtopping and erosion. Extensive laboratory experiments are carried out by varying size of ice/rock avalanche, shape of the dam, dam material and lake water level. The outflow hydrographs produced by waves overtopping and erosion consist multiple peaks. For the same falling block and lake water level, the initial peaks are similar for both triangular and trapezoidal dams. However, magnitude and timing of subsequent peaks are different according to dam shapes and dam materials.

Keywords: GLOF, waves overtopping, erosion, outflow hydrograph, laboratory experiment

1. Introduction

Glacial lake outburst flood (GLOF) is a release of an enormous amount of stored water in the glacial lake due to failure or breach of ice or moraine dam. Moraine dam failure and GLOF are phenomena closely related to climate change. These events may cause floods of great magnitudes, loss of life, properties and sediment disaster in the downstream river reaches. Moraine dammed lakes and GLOFs are common in different glacierized regions of the world (Lliboutry et al., 1977; Haeberli, 1983; Costa and Schuster, 1988; Yamada, 1998; Clague and Evans, 2000; Richardson and Reynolds, 2000). In the Himalaya, a study carried out jointly by International Centre for Integrated Mountain Development (ICIMOD), United Nations Environment Programme/Regional Resource Centre for Asia and the Pacific (UNEP/RRC-AP) and Asia-Pacific Network for Global Change research (APN) between 1999 and 2003 estimated about 9000 glacial lakes and more than 200 potentially dangerous glacial lakes (see Table 1) in Bhutan, Nepal, Pakistan and selected basins of China and India (Bajracharya et al., 2008). Thus monitoring of glaciers, glacial lakes, installation of early warning systems and different hazard mitigation measures are required for proper management of potential GLOF events.

Moraine dams are distinct ridges and mounds of debris lay down directly by a glacier or pushed up by it at the point of its greatest progress. Some moraine dams contain dead glacier ice. A lake formed as a glacier recedes from its terminal

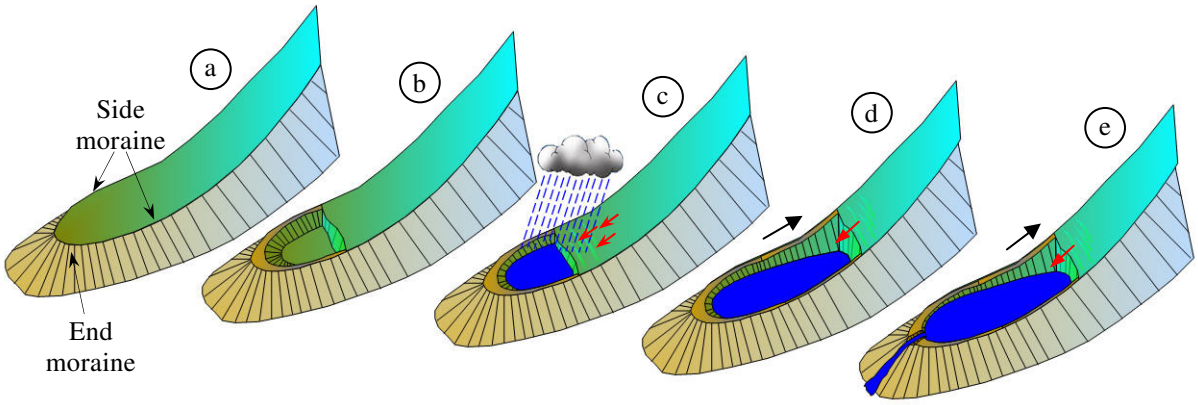


Fig. 1 Formation of moraine-dammed lake.
(a) As a glacier advances down a slope, the ice pushes boulders and soil like a bulldozer, (b) When the glacier subsides, in times of warmer climate, it leaves the rocky debris in a pile called a moraine at the point of the glacier's greatest progress and a gouged-out basin behind the debris line, (c) Rainwater and melt water tend to collect in that basin, dammed by the moraine, (d) Glacier retreat increases size of the lake and (e) Overtopping (Most of the moraine dams are stable for normal overtopping if the inflow discharge in the lake is small).

Table 1 Summary of glacial lakes and potentially dangerous glacial lakes in the Himalaya

S. No.	Country	River basin	Glacial lakes		Reference
			Number	Potential danger	
1	Nepal	Koshi, Gandaki, Karnali and Mahakali	2323	20	Bajracharya et al. (2008)
2	Bhutan	Amo Chu, Wang Chu, Puna Tshang Chu, Manas River, Nyere Ama Chu and Northern basins	2674	24	" "
3	Pakistan	Indus River basin	2420	52	" "
4	India	Tista river, River basin of Himachal and Uttaranchal	549	30	" "
5	China	Ganges Basin	824	77	" "
		Total	**8790**	**203**	

moraine is known as moraine-dammed lake. The formation process of moraine-dammed lake is shown in Fig. 1. Moraine dams generally fail by overtopping and incision. Potentially dangerous lakes typically require a trigger mechanism to initiate a flood. The triggering event is most frequently an ice avalanche from the toe of the retreating glacier which generates waves that overtop the dam. Failure of dam slopes, melting of ice cores and piping are other failure mechanisms which may cause self destruction of moraine dam. Earthquake is also an external trigger which may cause settlement of the moraine dam and lake outburst. About 80% of GLOFs were initiated by displacement waves from ice avalanches that collapsed into the lakes from hanging or calving glaciers and rock avalanches (see Fig. 2). NEA (2005) compiled thirty three historical GLOF events that occurred in Nepal and Tibet (China). The causes of failure of thirteen events were unknown. The cause of failure of Dig Tsho was mentioned as rock avalanche however other studies (Vuichard and Zimmermann, 1987; Yamada, 1998) have shown that the failure was due to ice avalanche. Thus, in this study, the cause of failure of Dig Tsho is classified as ice avalanche. The main causes of glacial lake outburst floods are shown in

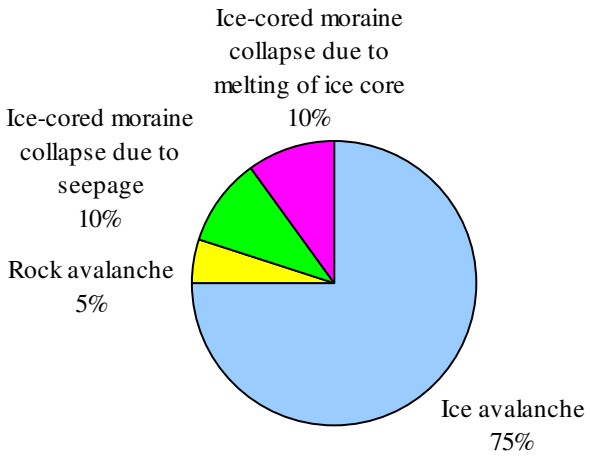


Fig. 2 Causes of glacial lake outburst floods (Based on 20 cases with known failure mechanisms).

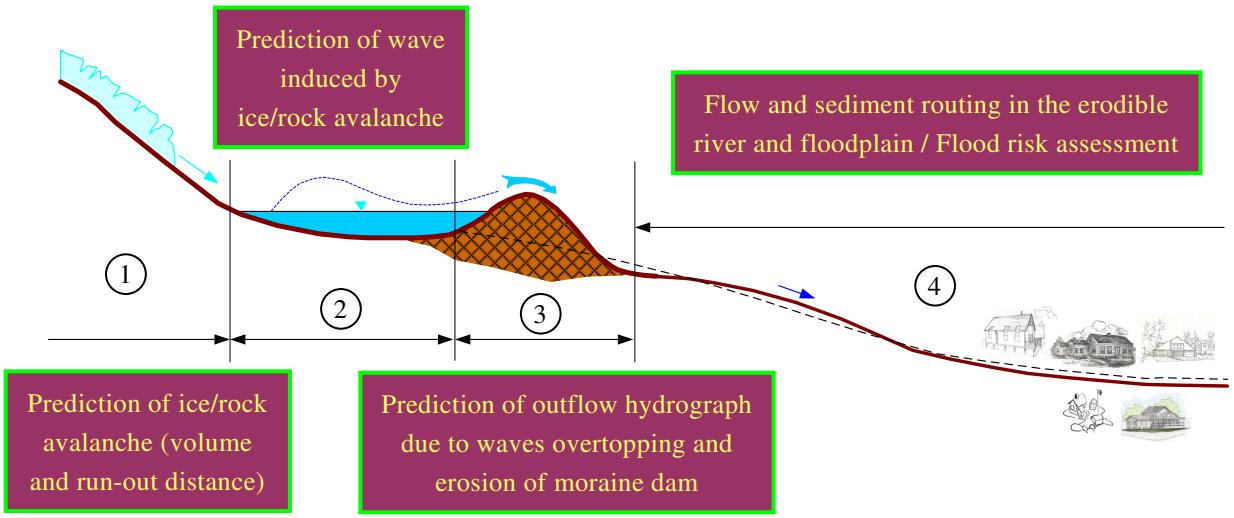


Fig. 3 An integrated model to predict glacial lake outburst flood (GLOF) due to waves overtopping and erosion.

Fig. 2 based on twenty cases of glacial lake outburst floods (with known failure mechanisms) which occurred in Nepal and Tibet (China). Ice avalanching is a common trigger for moraine dam failure because many glaciers have retreated up steep rock slopes and toes of such glaciers are heavily crevassed and wet, and thus prone to failure (Clague and Evans, 2000). The volume of ice avalanche/rock fall may as large as 1/4 to 1/2 of the lake volume (Xu and Feng, 1994). The recent study of one of the potentially dangerous glacial lake in Nepal (Imja glacial lake) by Watanabe et al. (2009) recommended to study overtopping of potential surge waves from terminal moraine that may generate by 43m high ice cliff.

The material comprising most moraine dams is silty, sandy, bouldery till, with minimal clay content. Most of the moraine dams are steep sided (some exceeding 40^{o}). Moraine dams are made of loose, easily erodible materials that are incorporated in the outburst flood, commonly resulting in a debris flow immediately downstream. There are two methods to predict probable peak discharge from potential failure of natural dams. Many empirical relationships are derived to determine peak discharge from data set of historic dam failures for landslide, glacier and moraine dams (Costa, 1988; Walder and O'Connor, 1997). However, these empirical relationships are derived from limited number of cases. The other method employs computer implementation of physically based mathematical models. Several researchers have developed physically based models (Fread, 1991; Takahashi and Nakagawa, 1994; Awal et al. 2008). However, most of the models are applicable for overtopping and erosion of the dam. Integrated model developed by Awal et al. (2008) is applicable for dam failure due to sliding and overtopping. The mechanism of moraine dam failure in many cases is different from simple overtopping due to snowmelt or precipitation. The high amplitude waves generated by ice/rock avalanche produce rapid erosion of moraine dam. Thus, the released water from breached moraine dam will be highly dependent on size, shape and location of initiation of ice/rock avalanche, height and speed of wave generated. However, an integrated model to predict waves, outflow hydrograph and downstream flooding for such type of failure mode is still lacking. In this context, this study has proposed an integrated model for the i) prediction of waves generated by ice/rock avalanche, ii) prediction of outflow hydrograph due to waves overtopping and erosion of moraine dam and iii) flow and sediment routing in the downstream for flood risk assessment. The general outline of proposed model is shown in Fig. 3. Some of the recent studies on glacial lake outburst floods used BREACH model (Fread, 1991) to predict outflow hydrograph (Bajracharya et al., 2007; Wang et al. 2008). However, this model has limitation to represent batter slopes of dam greater than 11^{o} (Davies et al., 2007) and does not consider waves overtopping due to ice/rock avalanches.

An experiment on moraine dam failure

provides an opportunity to observe failure mechanisms as the failure of a moraine-dammed lake has never been directly witnessed. Most of the experimental studies are focused on prediction of waves generated by landslide/rock avalanche (Fritz et al., 2004; Zweifel et al., 2007). However, very few studies focused on dam breaking by wave-induced erosional incision (Balmforth et al., 2008; Balmforth et al., 2009).

In-depth knowledge of the mechanism of the moraine dam failure by waves overtopping and measured data are still lacking. Extensive laboratory experiments are carried out to study such triggering event and failure mechanism by varying size of ice/rock avalanche, shape of the dam, dam material and freeboard between the crest of the dam and lake water level.

2. Experimental Method

The schematic diagram of the flume and other accessories used in the experiments are shown in the Fig. 4. The rectangular flume of length 500cm, width 30cm and depth 50cm was used. The shapes of the moraine dam used in the experiments are trapezoidal with flat crest and triangular. The crest width of trapezoidal dam was 10cm. The height of all dams was 15cm. In general, most of moraine dams are steep-sided and narrow crest, however some moraine dam has wider flat crest.

Rigid dam of wood and mixed silica sand (Mix: 1-6 and Mix: 1-7) were used to prepare dam in the flume. The mixed silica sand Mix: 1-6 was prepared by mixing silica sand S1, S2, S3, S4, S5 and S6 in equal portion. Similarly, Mix: 1-7 was prepared by mixing silica sand S1, S2, S3, S4, S5, S6 and S7 in equal portion. The mean dia. of sediment Mix: 1-7 and Mix: 1-6 were 1mm and 1.15mm respectively. The grain size distribution of sediment mixtures are shown in Fig. 5. In general, moraine dams comprise loose, poorly sorted, stratified to massive sediment deposited directly form glacier ice. Some moraine dams consist largely of coarse, blocky and bouldery material with a matrix of sand and gravel where as other moraine dams consist of silty and sandy diamicton and sandy gravel (Clague and Evans, 2000). However, details of grain size distribution of most of moraine dams are unknown. Therefore in this study mixed sediments prepared from silica sand were used.

Ice or rock avalanche is a very complicated physical phenomenon. However, for simplicity, in this study block of definite shape was used. A wave was initiated in the lake by falling a rigid block. The volume of Block A was 1/8 of the lake volume (L = 25cm, B = 30cm) and weight was 18.2kg.

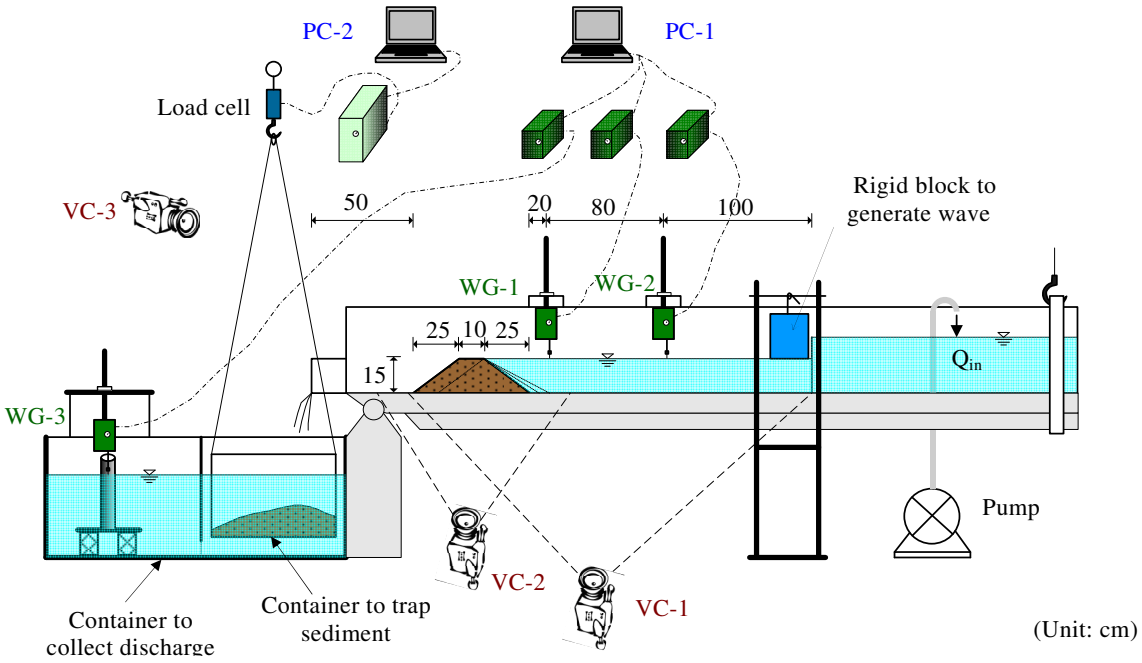


Fig. 4 Experimental setup.

Similarly, the volume of Block B was 1/4 of the lake volume (L = 50cm, B = 30cm) and weight was 33.5kg. Servo-type water gauges, WG-1 and WG-2, were used to measure wave height in the lake at two locations as shown in Fig. 1. WG-1 and WG-2 are located at 130 cm and 210cm respectively from end of the flume.

Load cell and servo-type water gauge (WG-3) were used to measure sediment and total flow in the downstream end of the flume. The arrangement to measure outflow hydrograph both sediment and total discharge at the channel outlet can be achieved by employing container to trap sediment and servo-type water gauge in the downstream tank. The submerged weight of the sediment trapped in the container is measured with the help of load cell at fixed time interval. Three video cameras were used to capture eroded shape of the moraine dam and propagation of waves.

The summary of experiments is shown in Table 2. Basically experiments can be divided into three categories: (i) waves overtopping over rigid dam, (ii) waves overtopping and erosion from full channel width and (iii) waves overtopping and erosion from partial channel width (central and side channel breach).

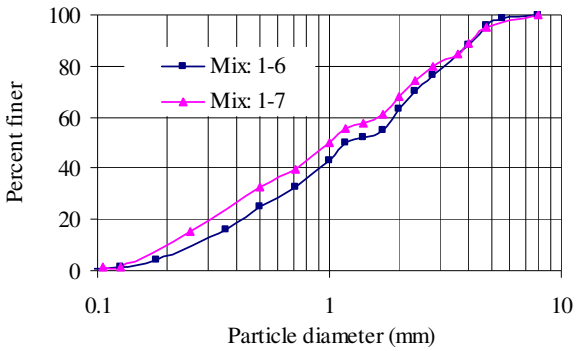


Fig. 5 Grain size distribution of sediment mixes.

Table 2 Summary of experiments.

Expt. No.	Dam shape	Flow condition	Slide mass	Free-board (cm)	Dam material	Remarks
1	Trapezoidal	FCW	Block A	0	Rigid	
2	Trapezoidal	FCW	Block A	2	Rigid	
3	Trapezoidal	FCW	Block B	0	Rigid	
4	Trapezoidal	FCW	Block B	2	Rigid	
5	Triangular	FCW	Block A	0	Rigid	
6	Triangular	FCW	Block A	2	Rigid	
7	Triangular	FCW	Block B	0	Rigid	
8	Triangular	FCW	Block B	2	Rigid	
9	Trapezoidal	FCW	Block A	0.5	Mix: 1-7	Failed by making channel in the left side
10	Trapezoidal	FCW	Block A	2	Mix: 1-7	Stable
11	Trapezoidal	FCW	Block B	0.5	Mix: 1-7	
12	Trapezoidal	FCW	Block B	2	Mix: 1-7	Failed by making channel in the left side
13	Triangular	FCW	Block A	0.65	Mix: 1-7	
14	Triangular	FCW	Block A	2	Mix: 1-7	
15	Triangular	FCW	Block B	0.65	Mix: 1-7	
16	Triangular	FCW	Block B	2	Mix: 1-7	
17	Triangular	FCW	Block B	2	Mix: 1-7	Upstream Slope 3:7 (V:H)
18	Triangular	FCW	Block B	2	Mix: 1-7	Upstream Slope 1:3 (V:H)
19	Trapezoidal	FCW	Block A	2	Mix: 1-6	Stable
20	Trapezoidal	FCW	Block B	2	Mix: 1-6	
21	Triangular	FCW	Block A	2	Mix: 1-6	
22	Triangular	FCW	Block B	2	Mix: 1-6	
23	Trapezoidal	PCW-C	Block A	2	Mix: 1-7	Stable
24	Trapezoidal	PCW-C	Block B	2	Mix: 1-7	
25	Triangular	PCW-C	Block A	2	Mix: 1-7	
26	Triangular	PCW-C	Block B	2	Mix: 1-7	
27	Trapezoidal	PCW-C	Block A	2	Mix: 1-6	
28	Trapezoidal	PCW-C	Block B	2	Mix: 1-6	
29	Triangular	PCW-C	Block A	2	Mix: 1-6	
30	Triangular	PCW-C	Block B	2	Mix: 1-6	
31	Triangular	PCW-S	Block A	2	Mix: 1-7	
32	Triangular	PCW-S	Block A	2	Mix: 1-6	

Cont.

Note: FCW = Full channel width, PCW-C = Partial channel width (Central channel breach), PCW-S = Partial channel width (Side channel breach), FB = Freeboard

3. Results and Discussions

A wave was initiated in the reservoir by dropping different size blocks. The reservoir was filled with water up to a depth according to desired freeboard. The water was then left to seep through the dam. The block was dropped from height close to water surface when seepage flow reached downstream toe. Propagation of waves generated by falling Block A and Block B (FB = 2cm) are shown in Fig. 6 and Fig 7 respectively. The waves measured at two locations in the upstream reservoir by using servo-type water level gauge and video captured from side of the flume are shown in Fig. 8 and Fig. 9. The amplitude of waves generated by Block B was higher than Block A. Wave amplitude

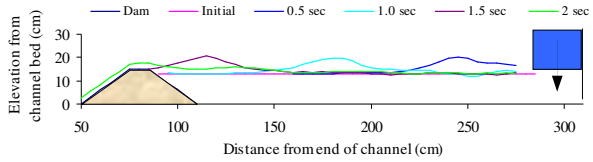


Fig. 6 Propagation of waves generated by falling block (Block A).

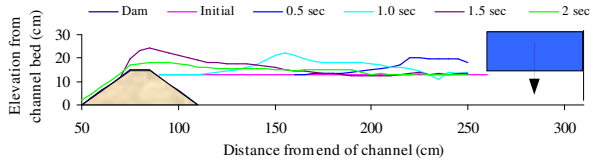


Fig. 7 Propagation of waves generated by falling block (Block B).

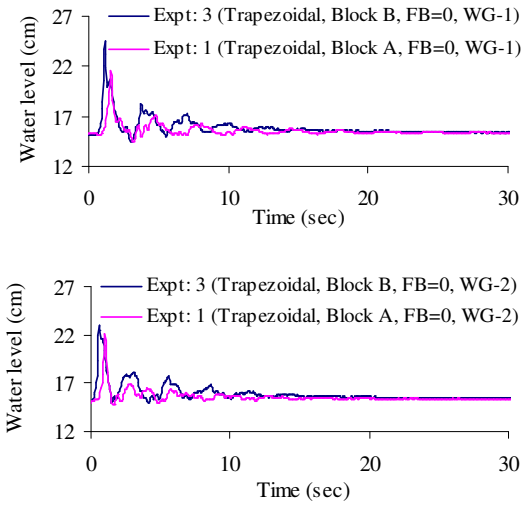


Fig. 8 Waves measured at different locations in the upstream reservoir for FB = 0.

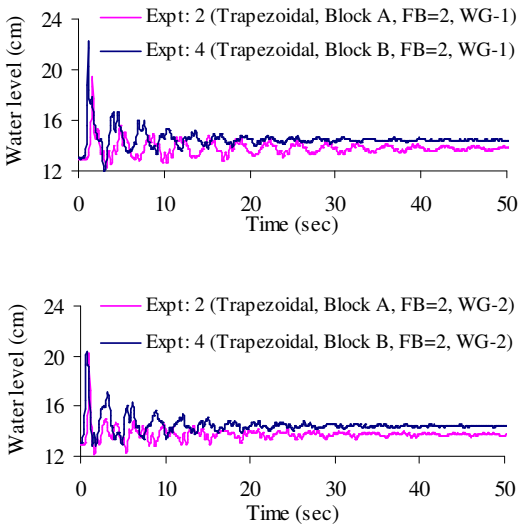


Fig. 9 Waves measured at different locations in the upstream reservoir for FB = 2cm.

decreased quickly when the water level was almost full (FB = 0) in the reservoir (Fig. 8), however it took long time to stabilize the wave amplitude in the reservoir with freeboard of 2cm (Fig. 9).

In all experiments wave was initiated by employing same method and measured using servo-type water level gauge.

Overtopping waves may carry enough water over stable moraine dam. Rigid dams of wood are used to make stable dam. Most of the glacial lakes are narrow in the width. If the volume of ice/rock avalanche is very big, overtopping may occur from whole width of end moraine. However, most of the wave overtopping occurs from partial width of end moraine from existing channel. Therefore, in this study, we have considered following three cases:

3.1 Outflow hydrograph due to waves overtopping over rigid dam

Fig. 10 shows the outflow hydrographs due to waves overtopping over rigid dams. The resulting peak discharge in the trapezoidal and triangular rigid dams were similar for different initial water depths in the lake and blocks used to generate waves. The total volume of water drained from the lakes with freeboard of 0cm was almost equal in both shaped dams. However, in the case of freeboard of 2cm the total volume of water drained in the triangular dam was 8 to 15% higher than trapezoidal dam.

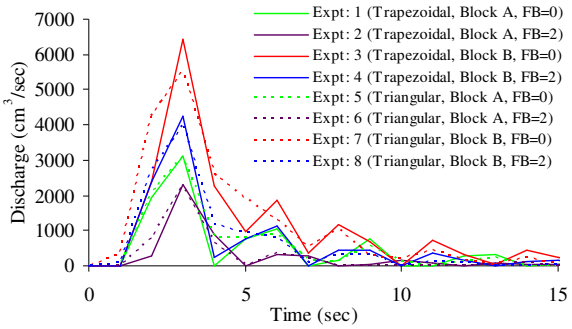


Fig. 10 Outflow hydrographs due to waves overtopping over rigid dam.

3.2 Outflow hydrograph due to waves overtopping and erosion of moraine dam (Full channel width)

Numbers of experiments were done to study the effects of shape of the dam, freeboard, dam material and upstream slope of the dam on outflow hydrograph.

(1) Effect of shape of the dam on outflow hydrographs

Trapezoidal dam with freeboard of 2cm was stable for waves generated by Block A. Fig. 11 shows the outflow hydrographs due to waves overtopping and erosion of the moraine dam for flow from full channel width. The waves generated by dropping a block in the lake overtopped moraine dam and produced initial peak discharge in the downstream. Flow was reduced during runback of waves. The reflected waves repeatedly overtopped the dam and produced multiple peaks. Breaching of moraine dam and rapid lowering of lake water level occurred after erosion of crest and overtopping of

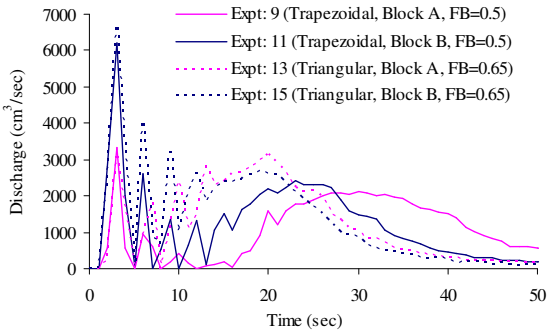


Fig. 11 Outflow hydrographs due to waves overtopping and erosion of moraine dam (for dam with different shapes).

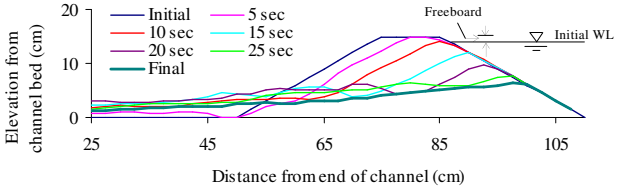


Fig. 12 Dam surface erosion (Expt: 11).

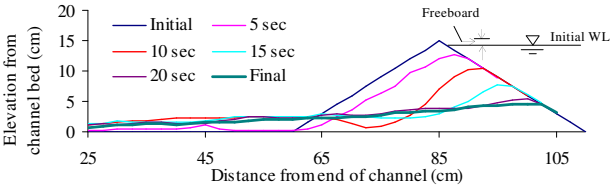


Fig. 13 Dam surface erosion (Expt: 15).

reflection waves many times. The initial discharge produced by both rigid blocks, Block A and B in both shape of the dams were similar. However, peak discharge produced after erosion of the dam in the triangular dam was higher and occurred earlier compare with trapezoidal dam. The small difference in freeboard (1.5mm) between two shapes of the dam caused only minimal influence on outflow hydrographs. Erosion of the dam was started from outer face in both shapes as shown in Fig. 12 and Fig. 13. However, it took some time to erode flat crest of the trapezoidal dam, so peak discharge occurred earlier in the case of triangular dam. Thus narrow dams are more vulnerable to overtopping and erosion.

(2) Effect of freeboard on outflow hydrographs

Volume of water drained from the lake and amplitude of wave generated in the lake depends on depth of water in the reservoir. When freeboard is low, the overtopping water depth in the dam crest due to waves is higher and erode dam body very

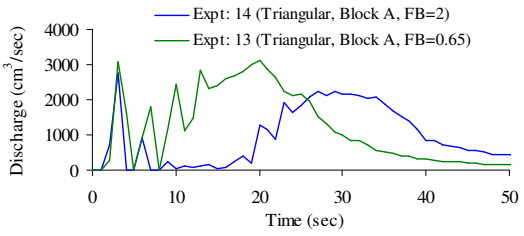


Fig. 14 Outflow hydrographs for dam with different freeboards.

fast, so peak discharge occur earlier and magnitude of peak discharge is also higher as shown in Fig. 14. Therefore the lake with little freeboard is more vulnerable to overtopping and erosion by displacement waves from ice/rock avalanches.

(3) Effect of dam material on outflow hydrographs

Sediment mixes 1-6 and 1-7 were used to prepare dam. The mean diameter of Mix: 1-6 was bigger than Mix: 1-7. However, shear strength due to suction plays vital role in erosion of unsaturated fine sediments. This is the main reason for rapid erosion of the dam prepared from Mix: 1-6 compared with dam prepared from Mix: 1-7 even if the mean diameter of sediment is bigger (see Fig. 15).

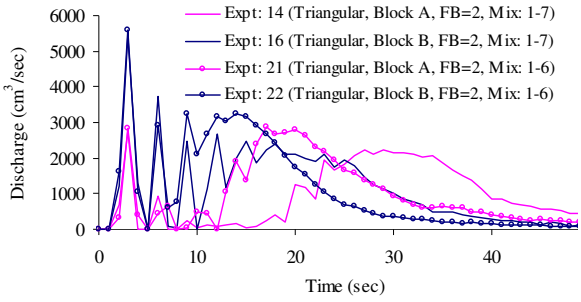


Fig. 15 Outflow hydrographs for dam of different sediment mixes.

(4) Effect of upstream slope of the dam on outflow hydrographs

The longitudinal profiles (see Fig. 16) of some of the potentially dangerous glacial lakes in Nepal

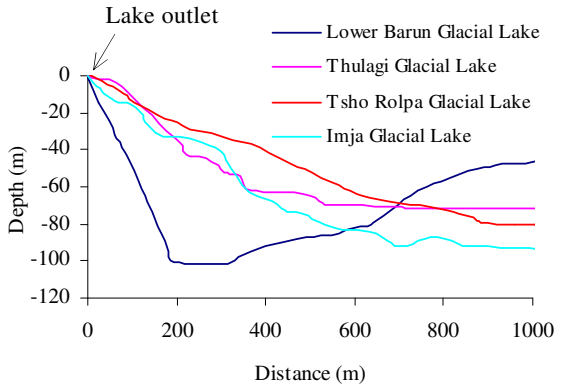


Fig. 16 Longitudinal profiles of potentially dangerous glacial lakes in Nepal.

(Tsho Rolpa, Imja, Thulagi and Lower Barun) derived from Mool et al. (2001) shows that the upstream slope of end moraines are flatter (9 to 17 degree). The result of experiments 16, 17 and 18 showed the effect of slope of inner face of the moraine dam in outflow hydrographs. Multiple peak discharges due to waves overtopping and erosion of the dam was higher in the dam with steeper slope of inner face (see Fig. 17). The total volume of water drained from the lake was also higher in the dam with steeper slope of inner face.

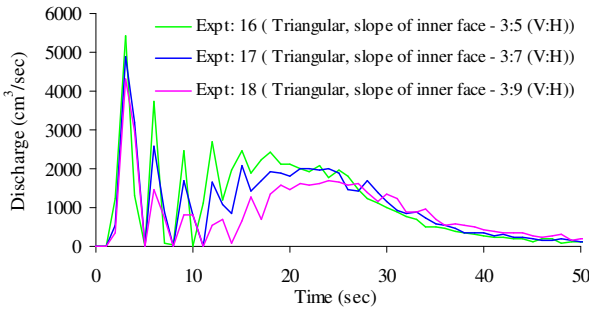
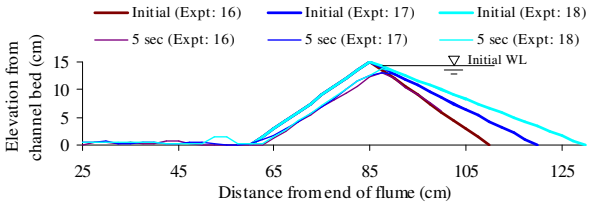
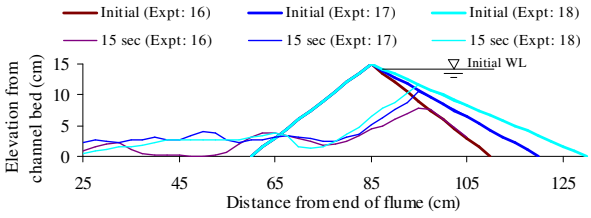


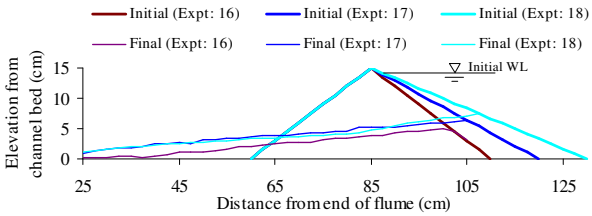
Fig. 17 Outflow hydrographs for dam with different upstream slopes.



(a) At 5 sec



(b) At 15 sec



(c) Final shape

Fig. 18 Dam surface erosion.

The temporal changes of dam shape for different upstream slopes of the dam are shown in Fig. 18. The eroded slope of outer face of the dam continued to migrate backwards and the height of the eroded dam decreased rapidly in the dam with steeper slope of inner face, so the multiple peak discharges and total volume of water drained from the lake were higher in the dam with steeper slope of inner face.

The multiple peaks in all cases (1), (2), (3) and (4) are due to overtopping and erosion of the dam from reflected waves. The magnitude of multiple peaks will be also affected by size (length and breadth) of the reservoir. However, in this study, the size of the reservoir used in all cases is same.

3.3 Outflow hydrograph due to waves overtopping and erosion of the moraine dam (Partial channel width)

Notch of the width 10cm and depth 0.8cm was incised at the center (Experiments with flow condition: PCW-C) and side (Experiments with flow condition: PCW-S) of the dam crest and downstream face of the dam. In the beginning, overtopping occurred from full channel width. The reflected waves generated in the later stage caused channel breaching. The trapezoidal dam of experiment 23 was stable for waves generated by block A even if overtopping occurred in the beginning. The breaching of channel in the triangular dam was faster compare with trapezoidal dam as shown in Fig. 19. Similarly, breaching of the dam prepared from Mix: 1-6 was faster compare with Mix: 1-7 for both channel breach at center and side of the dam (see Fig. 19 and Fig. 20). In the

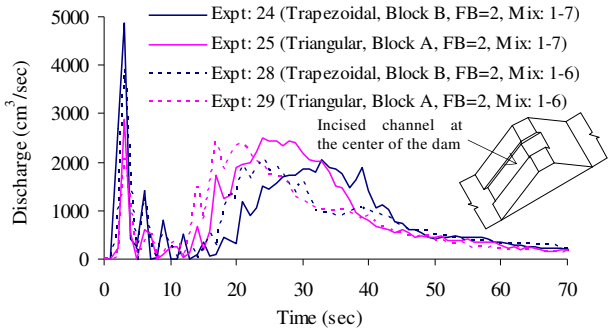


Fig. 19 Outflow hydrographs due to waves overtopping and erosion of moraine dam (Partial channel width - center).

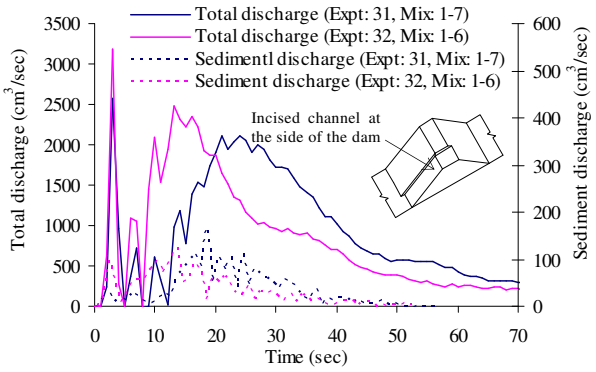
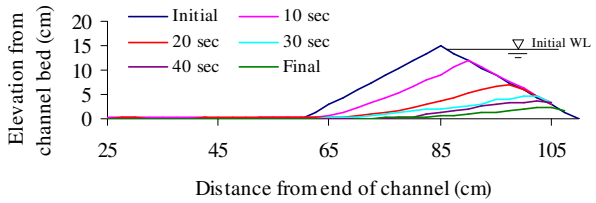
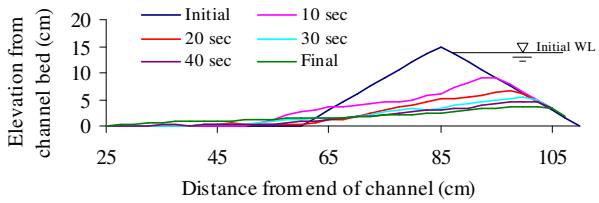


Fig. 20 Outflow hydrographs due to waves overtopping and erosion of moraine dam (Partial channel width - side).



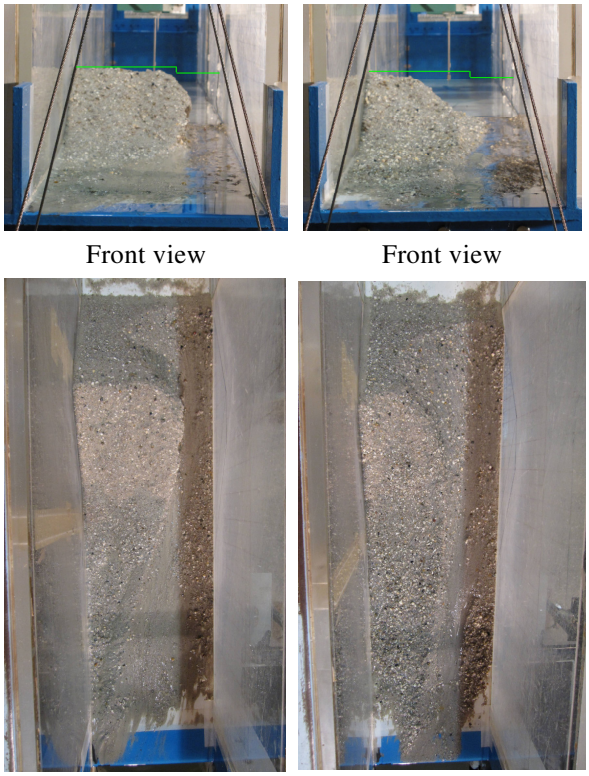
(a) Side channel breach (Expt: 31, Mix: 1-7).



(b) Side channel breach (Expt: 32, Mix: 1-6).

Fig. 21 Longitudinal profile of breached channel at the flume edge.

case of side channel breach, longitudinal profile of breached channel is derived from snaps captured by video camera positioned in the side of the flume. The temporal change of longitudinal profile of breached channel is shown in Fig. 21, which shows rapid incision of dam prepared by using sediment Mix: 1-6. The section of breached channel at crest was almost vertical (overhanging in some cases) in the dam prepared by using sediment Mix: 1-7. Armouring effect was also negligible compare with dam prepared by using sediment Mix: 1-6. This is the main reason for higher depth of breached channel in the dam prepared by using Mix: 1-7. The shape of breached channel (Front view and top view) for dam prepared by using sediment Mix: 1-7 and Mix 1-6 are shown in Fig. 22.



Front view Front view

Top view Top view

(a) Side channel breach (Expt: 31, Mix: 1-7). (b) Side channel breach (Expt: 32, Mix: 1-6).

Fig. 22 Shape of breached channel.

4. Conclusions

About 80% of GLOFs were initiated by displacement waves from ice avalanches that collapsed into the lakes from hanging or calving glaciers and rock avalanches. However, an integrated model to predict waves and outflow hydrograph for such type of failure mode is still lacking. Therefore, an integrate model is essential for the i) prediction of waves generated by ice/rock avalanche, ii) prediction of outflow hydrograph due to waves overtopping and erosion of moraine dam and iii) flow and sediment routing in the erodible river and floodplain in the downstream for flood risk assessment.

Extensive laboratory experiments were performed to study moraine dam failure due to waves overtopping and erosion. The outflow hydrographs produced by waves overtopping and erosion consist multiple peaks. For the same falling block and lake water level, the initial peaks produced by overtopping were similar for both triangular and trapezoidal dams. However, magnitude and timing of subsequent peaks were different according to dam shapes and dam materials. The shape of outflow hydrograph also depends on upstream slope of the dam. Multiple peak discharges due to waves overtopping and erosion of the dam was higher in the dam with steeper slope of inner face. Trapezoidal dam with sufficient freeboard was stable for waves generated by ice/rock avalanche of 1/8 of lake volume. The outflow hydrograph depends on many factors such as dam shape, freeboard, dam material, size of ice/rock avalanche, size of the lake etc, so further study should be directed towards development of numerical model to predict outflow hydrograph resulting from waves overtopping and erosion of moraine dam.

Acknowledgements

This work was supported by the Japan Society for the Promotion of Science Postdoctoral Fellowship Program (grant-in-aid P 09080). The authors wish to thank Atsushi Shimizu for his help to prepare abstract in Japanese.

References

Awal, R., Nakagawa, H., Kawaike, K., Baba, Y. and Zhang, H. (2008): An integrated approach to predict outflow hydrograph due to landslide dam failure by overtopping and sliding, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 52, pp. 151-156.

Bajracharya, B., Shrestha, A.B. and Rajbhandari, L. (2007): Glacial lake outburst floods in the Sagarmatha region – Hazard assessment using GIS and hydrodynamic modeling, Mountain Research and Development, Vol. 27, No. 4, pp. 336-344.

Bajracharya, S.R., Mool, P.K. and Shrestha, B.R. (2008): Global climate change and melting of Himalayan glaciers, in Ranade, P. S., ed., Melting glaciers and rising sea levels: Impacts and implications, The Icfai's University Press, pp. 28-46.

Balmforth, N. J., von Hardenberg, J., Provenzale, A. and Zammett, R. (2008): Dam breaking by wave-induced erosional incision, Journal of Geophysical Research, Vol. 113, F01020,

doi:10.1029/2007JF000756.

Balmforth, N.J., von Hardenberg, J. and Zammett, R.J. (2009): Dam-breaking seiches, J. Fluid Mech., Vol. 628, pp. 1-21.

Clague, J.J. and Evans, S. G. (2000): A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia, Quaternary Science Reviews, Vol. 19, pp. 1763-1783.

Costa, J.E. and Schuster, R.L. (1988): The formation and failure of natural dams, Geol. Soc. America Bull. 100, pp. 1054-1068.

Costa, J.E. (1988): Floods from dam failures, Flood Geomorphology, V. R. Baker, R. C. Kochel, and P. C. Patton eds., John Wiley, New York, pp. 439-463.

Davies, T.R., Manville, V., Kunz, M. and Donadini, L. (2007): Modeling landslide dambreak flood magnitudes: case study, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 133(7), pp. 713-720.

Fread, D.L. (1991): BREACH: an erosion model for earthen dam failures, U.S. National Weather Service, Office of Hydrology, Silver Spring, Maryland.

Fritz, H. M., Hager, W. H. and Minor, H.-E. (2004): Near field characteristics of landslide generated impulse waves, J. Waterway, Port, Costal and Ocean Eng., Vol. 130(6), pp. 287-302.

Haeberli, W. (1983): Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps, Annals of Glaciology, Vol. 4, pp. 85–90.

Lliboutry, L., Morales Arno, B., Pautre, A. and Schneider, B. (1977): Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. I. Historical failures of morainic dams, their causes and prevention, Journal of Glaciology, Vol. 18, pp. 239–254.

Mool, P.K., Bajracharya, S.R. and Joshi, S.P. (2001): Inventory of glaciers, glacial lakes and glacial lake outburst flood monitoring and early warning systems in the Hindu Kush-Himalayan region – Nepal, ICIMOD.

Nepal Electricity Authority (2005): Upper Tamakoshi Hydroelectric Project Feasibility Study, Final Report, Volume 3, Appendix D, Glacial Lake Outburst Flood Risk Assessment Study.

Richardson, S.D. and Reynolds, J.M. (2000): An overview of glacial hazards in the Himalayas, Quaternary International, Vol. 65/66, pp. 31-47.

Takahashi T. and Nakagawa, H. (1994): Flood/debris flow hydrograph due to collapse of a natural dam by overtopping, Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 12, No. 2, pp. 41-49.

Vuichard, D. and Zimmerman, M. (1987): The catastrophic drainage of a moraine-dammed lake, Khumbu Himal, Nepal: cause and consequences, Mountain Research and Development, Vol. **7**, pp. 91–110.

Walder, J.S. and O'Connor, J.E. (1977): Methods for predicting peak discharge of floods caused by failure of natural and constructed earthen dams, Water Resources Research, Vol. 33, No. 10, pp. 2337-2348.

Wang X., Lui S., Guo W. and Xu J. (2008): Assessment and simulation of glacier lake outburst floods for Longbasaba and Pida lakes, China, Mountain Research and Development, Vol. 28, No. 3/4, pp. 310-317.

Watanabe, T., Lamsal, D. and Ives, J.D. (2009): Evaluating the growth characteristics of a glacial lake and its degree of danger: Imja Glacier, Khumbu Himal, Nepal, Norsk Geografisk Tidsskrift (Norwegian Journal of Geography), Vol. 63, pp. 255-267.

Xu D. and Feng Q. (1994): Dangerous glacier lakes and their outburst features in the Tibetan Himalayas, Bulletin of Glacier Research, Vol. 12, pp. 1-8.

Yamada, T. (1998): Glacier lake and its outburst flood in the Nepal Himalaya, Japanese Society of Snow and Ice, Data Centre for Glacier Research, Monograph No.1**,** 96 pp.

Zweifel, A., Zuccala, D. and Gatti, D. (2007): Comparison between computed and experimentally generated impulse waves, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 133(2), pp. 208-216.

越流波とモレーンダム侵食による氷河湖決壊洪水の実験的研究

Ripendra AWAL・中川一・藤田正治・川池健司・馬場康之・張浩

要　旨

氷河湖決壊洪水はその下流域において大規模な洪水を引き起こす恐れがあり，その80%は氷河や氷河湖（モレーンダム湖）内に浸水する氷河先端部の崩壊に起因する波によって生じる，統合型数値モデルの開発に向けて，(1)氷河の崩壊によって生じる波の予測，(2)越流およびモレーンダム侵食による流出ハイドログラフの予測，(3)洪水危険度評価のための下流域の洪水と堆砂過程の予測は不可欠であり，本研究では越流波と侵食によるモレーンダムの決壊に着目し室内実験を行った。室内実験では，氷河の崩壊規模，堤体形状と材料，ダム湖の水位を変化させ，越流波と侵食による流出ハイドログラフが複数のピークを有することを確認した。さらに，崩落規模とモレーンダム湖の水位が同様の条件のもと三角形形状と台形形状の堤体ではともに流出ハイドログラフの初期ピークは同様の傾向を示したが，その後のピークの規模と時刻は堤体形状と材料に応じて異なることを確認した。

キーワード：氷河湖決壊洪水，越流波，侵食，流出ハイドログラフ，室内実験

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Morphological Changes induced by River Training Structures: Bandal-like structures and Groins

Hiroshi TERAGUCHI, Hajime NAKAGAWA, Kenji KAWAIKE, Yasuyuki BABA and Hao ZHANG

Synopsis

This paper is focused on the investigation of the characteristics of flow patterns and bed deformation around river training structures like groins with emphasis on the so-called bandal-like structures. Through laboratory experiments and numerical simulations, the complex sediment transport mechanism influenced by bandal-like structures is clarified. The experimental studies were conducted in a straight flume with two structures positioned on one side of channel for the measurements of the velocity field and deformed bed level near the structures under lived-bed scour condition. A morphological model based on unstructured meshes was developed to simulate the flow patterns and bed variation around the structures, which solves the RANS (Reynolds-averaged Navier Stokes) equations for 3D flow calculation with the standard k-ε model for turbulence closure, and the sediment transport calculation considering the bed load transport rate through the mass-balance equation. The experimental and numerical results for flow velocity distributions and deformed bed level around the structures field were analyzed and the applicability of bandal-like structures as a low cost alternative method compared to the conventional structures as groins is discussed.

Keywords: groins, bandal-like structure, unstructured meshes, non-submerged condition

1. Introduction

Nowadays, there are a variety of structures that can be called as river training structures as spur-dikes, groins, revetments, weirs, etc. Groins are usually used to create narrower and deeper river channel for navigation purposes, minimize bank erosion, and recently, restoring fish habitat to degraded streams and enhancing the diversity of the river ecosystem because diversified flow around groins creates conditions suitable for riverbank vegetation and aquatic biota (Carling et al, 1996; Schwartz and Kozerski, 2003). The flow field at a groin is coupled with a complex 3D separation of approach flow at upstream and periodic vortex shedding downstream of the structure. The complexity of flow increases with the development of the scour hole. The groin may be used in a channel to control the scour of riverbank and its development in the main channel direction. The scour estimation has attracted considerable research interest, and different prediction methods have been developed.

Most of the researchers have focused on scour at a conventional impermeable groin (or spur dike), such as Ahmad (1953), Garde et al. (1961), Gill (1972), Richardson and Stevens (1975), Rajaratnam and Nwachukwu (1983a), Shields et al. (1995), Kuhnle et al. (1999), Kothyari and Ranga Raju (2001) and Bharbhuiya and Dey (2004).

The researchers mainly focused on the local scouring depth and velocity distribution of a stable flow. Those two factors as well as the stability of structures are crucial parameters for its application.

Kwan (1989) and Kwan and Melville (1994) used hydrogen bubble technique to measure the 3D flow field in a scour hole at an abutment. It was observed that a primary vortex, which is similar to the horseshoe vortex at piers, associated with a downward flow being the main cause of scouring at abutments. Barbhuiya and Dey (2003) studies flow field in scour hole around abutments in straight channels. The 3D flow field at a vertical wall abutment was studied by Dey and Barbhuiya (2006). Studies of velocity profiles and scouring process in the vicinity of submerged dikes were performed by Elawady et al. (2000, 2001) and Nagy (2005), but more detailed investigation under submerged condition and considering different types of structures is also needed.

Review of literature shows that in spite of the importance of conventional structures as impermeable groins, less attention have been paid to study other types of structures as permeable groins (Mioduszewski et al., 2003) that can be used to minimize the occurrence of erosion around the structure due to the passage of flow through the structure and to reduce the flow velocity near the riverbank.

Other type of structure that was studied in details during this investigation due to the particular characteristics is the so-called bandal-like structure, i.e. local low cost structures commonly applied to improve or maintain the flow depths for navigation during low flow season in alluvial rivers of Indian Sub-Continent region like Bangladesh was studied. The essential characteristics of bandal-like structures are that there is an opening below (permeable part) to allow the passage of flow with reduced velocity through the structure and the sediment deposition near the riverbank, and the blockage of upper portion (impermeable part) to towards the near surface flow to the main channel direction.

Few studies including field investigations (Sharmin et al., 2007) and laboratory experiments were realized to verify the applicability of bandals in alluvial rivers. Rahman et al. (2004, 2006) verified the characteristics of flow patterns and sediment transport process around these structures in comparison with conventional impermeable groins under non-submerged condition. Furthermore it was studied the applicability of an analytical formula to predict the local scour around the structures including the erosion in the main channel. The basic features of bandals in terms of flow and sediment control were clarified under clear-water scour condition. However, investigations with different bandal spacing and alignment, experiments under lived-bed scour condition, and also the effect of submergence during flood events is required to obtain the detailed information about the applicability of the bandals.

To better understand the mechanisms by which the bandal-like structure affect the flow dynamics and river channel morphology, an assessment of river training structures was accomplished by laboratory experiments and numerical model simulations. The experiments were conducted in a straight flume with movable bed to study the influence of two hydraulic structures on the flow field and bed deformation under non-submerged condition. It was used impermeable and permeable groins and the bandal-like structures. These results, when interpreted in conjunction with numerical and field studies, can provide important information for the advanced, environmentally oriented design of bandal-like structures.

2. Laboratory experiments

2.1 Experimental set-up

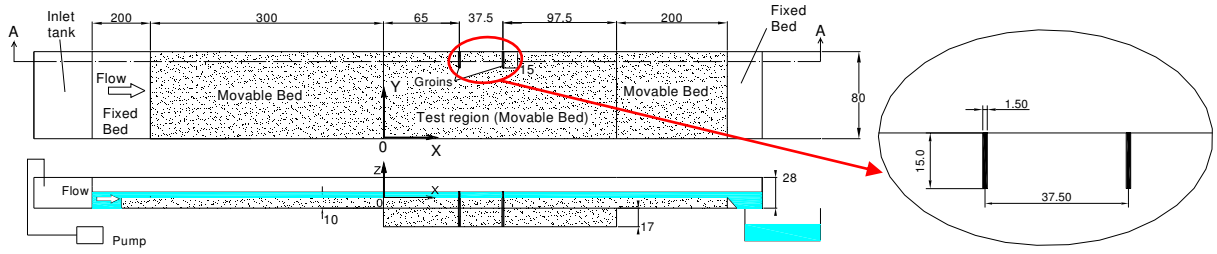


Fig.1 Experimental setup (plan-view: top; section A-A: bottom; right side: detail of structures) (Unit:cm)

The experimental studies were carried out at Ujigawa Open Laboratory, DPRI, Kyoto University, in a straight flume with 10m-long, 0.80m-wide and 0.28m-deep (0.45m-deep in the test region). The detailed sketch of the experimental set-up is shown in Fig.1. The channel slope was adjusted to be 1/800. The structures having a streamwise length (L) of 0.015m was embedded in a coal (powdered anthracite) recess with 8.50m long, 0.80m wide and 0.10m deep (0.27m deep in the test region), which retained coal (d_{50}=0.835mm and ρ_s=1410kg/m^3). The groins were attached to the steel-wall of the flume according to the Fig.1. The coal recess was located 2.0m downstream of the flume inlet. A false floor at an elevation of 0.10m from the flume bottom and 1.0m long was fixed at the upstream before the movable part to reduce the water surface variation. A calibrated V-notch weir, fitted at the inlet of the flume, was used to measure the inflow discharge. The water depth in the flume was adjusted by a steel tailgate located at the downstream end. A vernier point gauge with an accuracy of ±0.5 mm was used to measure the water levels.

2.2 Experimental procedure

The hydraulic conditions adopted for the experiments are given in Table 1. Before starting each experimental run, the flume was slowly filled up with water by a plastic pipe from the downstream end. Once the required water depth was reached and the correct discharge was adjusted, the experiment was run under live-bed scour condition. The approach flow depth (h) varies depending on the studied case. The Shields diagram was used to determine the critical shear velocity u_{*c} for the sediment (coal) material.

The experiment was run for a period of 6 hours that is the required time to achieve the dynamic equilibrium condition accordingly to the previous tests. Then, the flow discharge was reduced gradually to prevent any undesirable movement of the bed material. In order to determine the final bed deformation contour, the remaining water was carefully draining out from the flume and the scour depths at different cross-sections were measured using a laser displacement sensor (Model: LK-2500). After the deformed bed level measurements, an instant cement powder was spread uniformly over the scoured bed to fix it. The sediment sufficiently impregnated with the cement powder was left to dry for a period of 24 h.

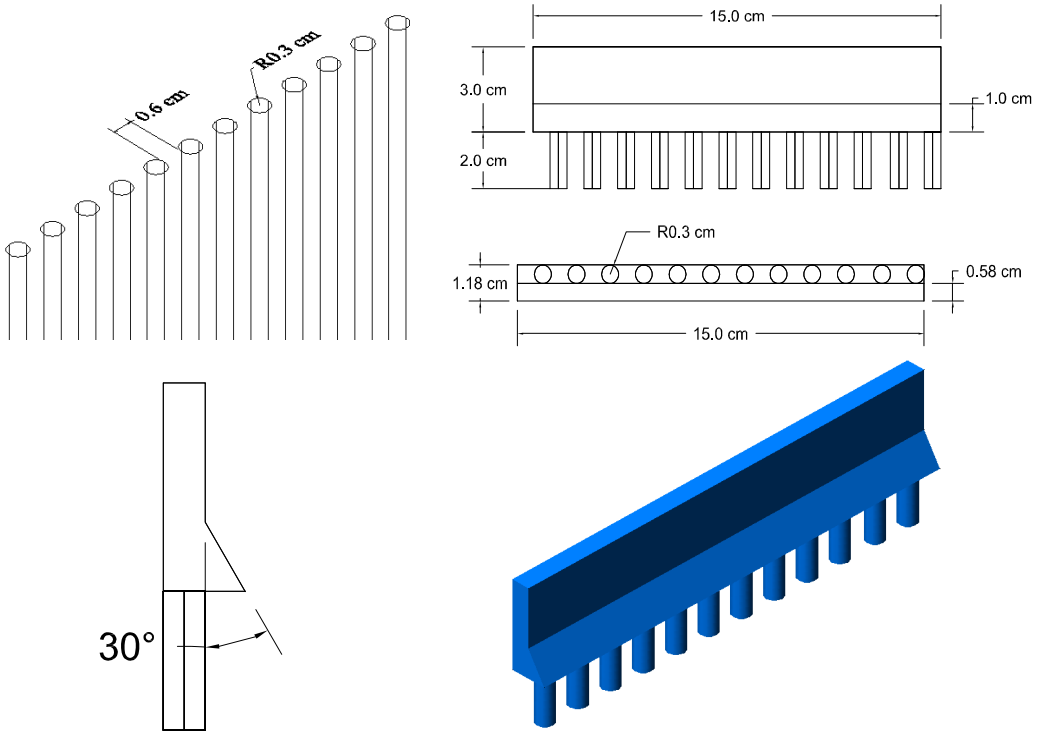


Fig.2 Details of permeable groin (top-left side) and bandal-like structure (geometry:top-right and bottom-left sides; isometric view:bottom-right side)

Having dried further up to 24h, the scoured bed profile became rock hard, facilitating the flow velocity measurements. The complex three-dimensional velocity components were measured by electromagnetic current meters (Model: ACM250-A, Alec Electronics Co., LTD). The current meter comprised one probe with I-shape to measure the velocity in horizontal direction (plane X-Y) and another probe with L-shape to measure the velocity in the vertical direction (planes X-Z or Y-Z), connected to an analogical/digital signal converter. The probe (I or L shapes) are positioned into the water and fixed by a Vernier point gauge to determine the velocity on the desired position and then connected to a notebook through a data logger card to store the measured data. The water surface velocity measurements was realized using the PIV technique (Fujita et al., 1998) through the acquisition of flow pattern images using a video camera and PVC powder as a tracer.

The X-axis starts from the beginning of the test region (movable bed), the Y-axis from the right side wall of the flume and the Z-axis from the initial flat bed level. The impermeable groins were made of wooden cuboids with 1.5cm thickness, while the permeable groins were made with a series of steel round sticks with a diameter equal to 0.6cm-each and designed to have a permeability of 50%. The bandal-like structures are made using the permeable groins configuration and blocking the upper half part with a steel plate to represent the bended plate (see Fig. 2).

Table 1 – Details of experimental conditions

Type of groin*	I	P	BS
Cases	1	2	3
Submergence	Non-submerged		
Discharge Q(l/s)	7.76		
Mean velocity u(cm/s)	24.25		
Flow depth h(cm)	4.00		
Shear velocity u_*(cm/s)	2.22		
Shear velocity ratio u_*/u_{*c}	1.91		
u_*/w_s	0.573		
Reynolds number, Re	7,406		
Froude number, Fr	0.387		

*I–impermeable groin; P–permeable groin; BS–bandal-like structure

3. Numerical modeling

3.1. Hydrodynamic Model

The governing equations for the flow calculations are based on the 3D RANS (Reynolds-averaged Navier-Stokes equations) and the continuity equation, which can be expressed in a Cartesian coordinate system with the tensor notation as follows.

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial u_j} = F_i - \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_j} + \frac{1}{\rho}\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_i} \quad (1)$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0 \quad (2)$$

where u_i=time-averaged velocity components (i = 1, 2, 3); x_i=Cartesian coordinate component; ρ =density of the fluid; F_i=body force; p=time-averaged pressure; ν=molecular kinematic viscosity of the fluid; $\tau_{ij} = -\rho\overline{u_i' u_j'}$, are the Reynolds stress tensors, and u_i' is the fluctuating velocity component. The k-ε model is used for the turbulence closure. The Reynolds tensors are acquired through the linear constitutive equation.

$$-\overline{u_i' u_j'} = 2\nu_t S_{ij} - \frac{2}{3}k\delta_{ij} \quad (3)$$

where k=turbulence kinetic energy; δ_{ij}=the Kronecker delta; ν_t= eddy viscosity and S_{ij}=the strain-rate tensor and ε is the dissipation rate of the turbulence kinetic energy k. The model constants are used as suggested by Rodi (1980). A detailed presentation about the numerical schemes, discretization methods, solution methods, equation solvers and the convergence criteria is given by Zhang et al. (2006). In the simulation, the inlet boundary is considered as a Dirichlet boundary and all the quantities are prescribed. The outlet boundary has been set far from the groin area, a Neumann boundary with zero gradients is assumed there. The wall function approach is adopted near impermeable boundaries and each pile (permeable groin) and bandals (upper bended plate and lower permeable opening) is expressed with some fine meshes in the simulation. The simulation sequence follows the SIMPLE (Semi-Implicit Method for Pressure-Linked Equations) procedure.

3.2. Sediment Transport Model

The sediment transport in open-channels is

governed by the sediment mass-balance equation integrated over the water depth h, described below.

$$(1-\lambda)\frac{\partial z_b}{\partial t}+\frac{\partial(q_{Tx})}{\partial x}+\frac{\partial(q_{Ty})}{\partial y}+(E-D)=0 \quad (4)$$

where z_b=local bed level above datum; λ=porosity of the bed material and q_{Tx}, q_{Ty} =components of the total-load sediment transport in the x and y directions, respectively, E=the upward near-bed flux and D=the downward near-bed flux. For calculating the sediment transport rate, it is subdivided into bed load and suspended load.

1) Bed load transport

The bed load transport is calculated by using the Ashida-Michiue's empirical formula.

$$\frac{q_b}{\sqrt{(s-1)gd^3}}=17\tau_{*e}^{\frac{3}{2}}\left(1-\frac{u_{*c}}{u_*}\right)\left(1-\frac{\tau_{*c}}{\tau_*}\right) \quad (5)$$

where q_b=bed load; s=specific gravity of sediment; d=diameter of sediment; τ_*, τ_{*c}, τ_{*e}=dimensionless shear stress, critical shear stress and effective shear stress, respectively; u_*, u_{*c}=friction velocity and critical friction velocity, respectively. In the bandals simulations, the deformed bed from the experimental results was used as a fixed bed during the flow calculations.

4. Results and Discussions

4.1 Velocity distributions

1) Velocity distribution around the structures in X-Y plane at water surface (horizontal plane)

The measured and calculated flow velocity distributions results around the different types of structures in horizontal plane are shown in Figs. 3, 4, and 5. When the flow approaches the upstream groin in Case 1 (Figs. 3a and 3b) the obstructed flow towards to the main channel creating a mixing zone in front of the groin head. This flow travels to downstream which creates recirculation flow in between region of groins and also at downstream of groins near the riverbank. Comparing the measured and simulated results, the flow structures are quite similar around the structures. Due to the refinement of mesh used in the calculations, the recirculation flow is clearly observed between the two groins and also the flow separation at upstream groin head.

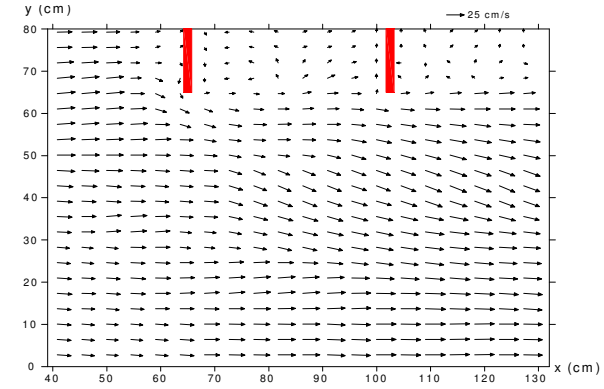


Fig.3a Flow velocity (u,v) on water surface by PIV in Case 1 – Impermeable groins (Experiment)

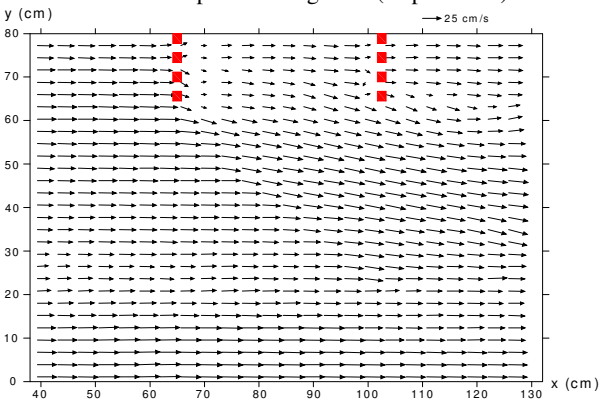


Fig.3b Flow velocity (u,v) on water surface in Case 1 – Impermeable groins (Simulation)

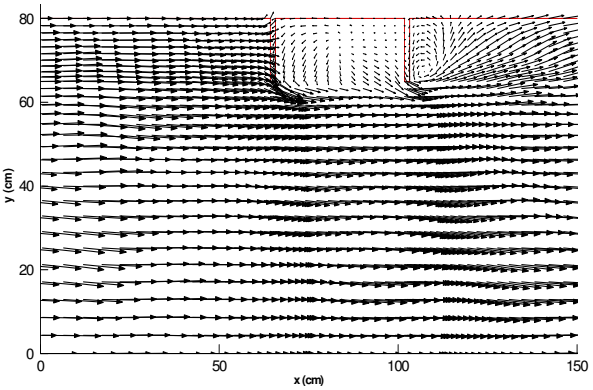


Fig.4a Flow velocity (u,v) on water surface by PIV in Case 2 – Permeable groins (Experiment)

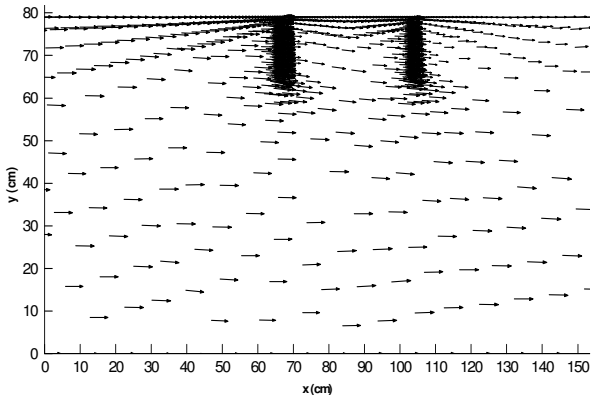


Fig.4b Flow velocity (u,v) on water surface in Case 2 – Permeable groins (Simulation)

The permeable groins (Figs. 4a and 4b) show that the flow direction is not greatly changed resulting practically parallel to the channel direction. It is quite different compared to the impermeable groins case. The flow direction towards to the main channel at groins head in both experimental and simulation results, however with small intensity due to the groins permeability. At the downstream of the upstream groin, reduction of velocity occurs near the bank and after the flow passing the downstream groin the reduction becomes more significant. This reduction is important to the riverbank protection and can contribute to the sediment deposition near the groins field.

Observing the case of bandal-like structures, it is possible to observe differences of flow patterns especially in the area between the two structures due to the passage of flow through the lower opening of bandal. In Figs. 5a and 5b, it can be seen that the flow after passing the upstream structure towards to the main channel direction, which prevents the formation of recirculation currents over there. Also a reduction of velocity magnitude occurs due to the flow separation caused by the upper half bended plate that deviate the near surface flow to the main channel direction.

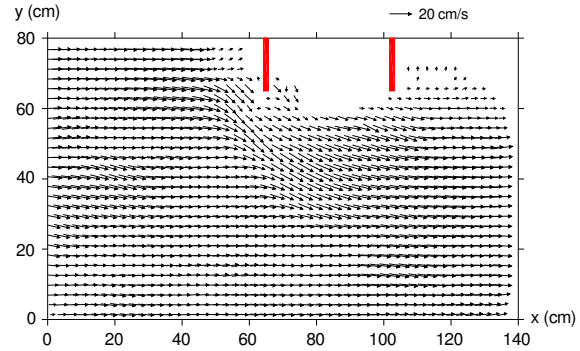


Fig.5a Flow velocity (u,v) on water surface by PIV in Case 3 – Bandal-like structures (Experiment)

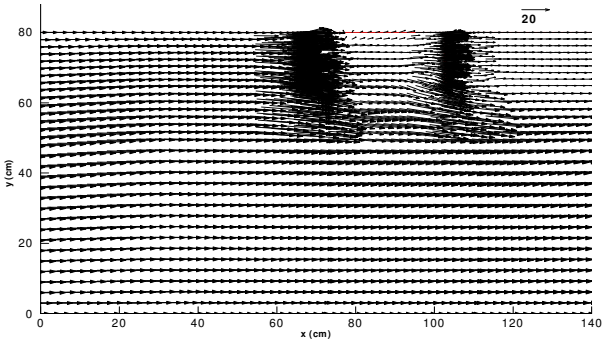


Fig.5b Flow velocity (u,v) on water surface by PIV in Case 3 – Bandal-like structures (Simulation)

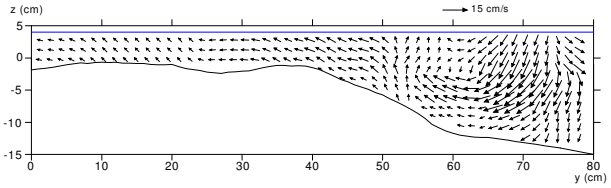


Fig.6a Flow velocity (v,w) at x=62.0cm in Case 1 – Impermeable groins (Experiment)

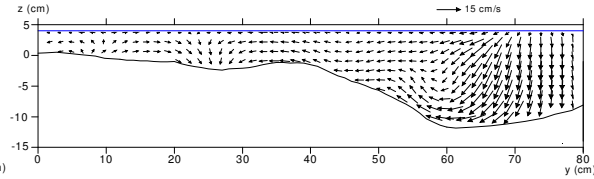


Fig.6b Flow velocity (v,w) at x=62.0cm in Case 1 – Impermeable groins (Simulation)

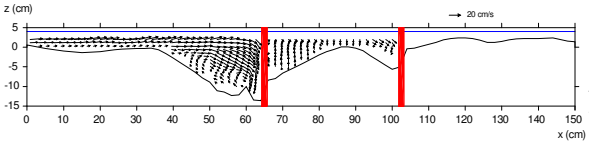


Fig.7a Flow velocity (u,w) at y=72.0cm in Case 1 – Impermeable groins (Experiment)

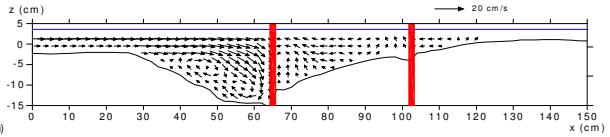


Fig.7b Flow velocity (u,w) at y=72.0cm in Case 1 – Impermeable groins (Simulation)

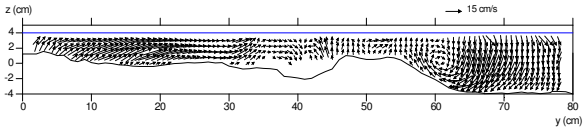


Fig.8a Flow velocity (v,w) at x=62.0cm in Case 3 – Bandal-like structures (Experiment)

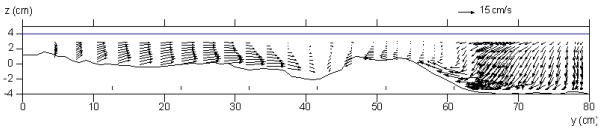


Fig.8b Flow velocity (v,w) at x=62.0cm in Case 3 – Bandal-like structures (Simulation)

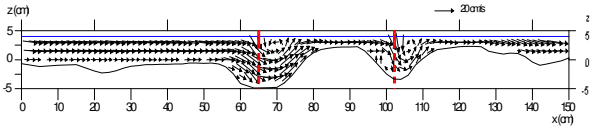


Fig.9a Flow velocity (u,w) at y=72.0cm in Case 3 – Bandal-like structures (Experiment)

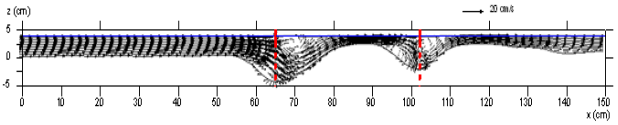


Fig.9b Flow velocity (u,w) at y=72.0cm in Case 3 – Bandal-like structures (Simulation)

2) Velocity distribution at sections in Y-Z and X-Z planes (vertical direction)

More detailed insight into the complex 3D flow velocity distribution around the structures can be obtained by analyzing the velocity profiles at the cross-section (Y-Z plane) and longitudinal-section (X-Z plane) showed in Figs. 6, 7, 8, and 9. The comparison was made between the bandal-like structures and the impermeable groins cases (Cases 1 and 3) due to the facility to distinguish the influence of these structures on flow patterns**.** The described sections are positioned at x=62.0cm (cross-section), just 2.25cm upstream of the upstream structure (looking from downstream to upstream) and y=72.0cm (longitudinal-section) in the middle part of the structures (length=15.0cm).

Verifying the experimental results, the vertical vortices formed near the upstream structure caused by the downward flow is quite similar to the computed results in both cases. However, the bandal case shows higher flow velocity near the surface deviated to the main channel which is more effective than the impermeable groins case due to the effect of upper bended plate which directs the near surface flow to the main channel minimizing the effect on the bed near the structure. This point is an important characteristic of bandal that will be discussed in details during the analysis of bed deformation results. The longitudinal-section shows clearly the downward flow at upstream of both bandals that induces the formation of vortices at upstream of structure. At the downstream of each structure, the flow passing through the lower permeable part with reduced velocity show similar vertical vortex with small magnitude that can increase the deposition process over there.

4.2 Bed deformation

The comparisons between the experimental and simulated results of bed level contours at equilibrium condition in Cases 1 and 2 are shown in Figs.10 and 11. In the bandals case (Case 3), only the experimental result is showed in Fig.12.

The mostly used impermeable groins (Case 1) showed the similar results studied by Rajaratnam and Nwachukwu (1983a; 1983b) and Melville (1992) with a huge erosion at upstream of groin, in this case the upstream one, when compared to the permeable groins and bandal-like structures (Cases 2 and 3). The previously described formation of downward flux due to the blockage of flow in Case 1 is the main reason for the deepest erosion at the upstream region and it's possible to verify this characteristic in the simulated results (Fig. 10b).

In Case 3 with bandals, the upper bended plate towards the near surface flow with high velocities to the main channel direction and the flow passing through the lower part (piles) minimize the effects of the downward flux, and the same effect is observed in the permeable groins (Case 2), where the resulted erosion is very small than the other cases in both experiment and simulation (Figs. 11a and 11b) due to the small reduction of flow velocity compared to the bandal-like structure case.

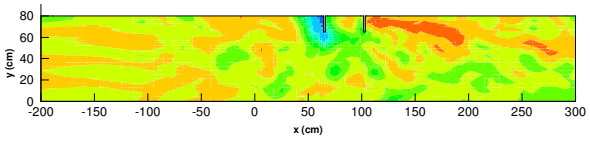


Fig.10a Bed level contour in Case 1 – Impermeable groins (Experiment)

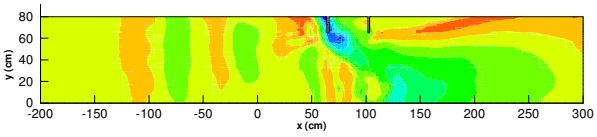


Fig.10b Bed level contour in Case 1 – Impermeable groins (Simulation)

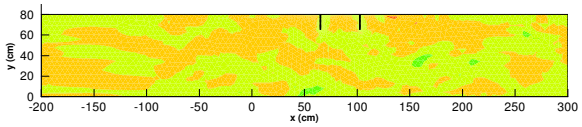


Fig.11a Bed level contour in Case 2 – Permeable groins (Experiment)

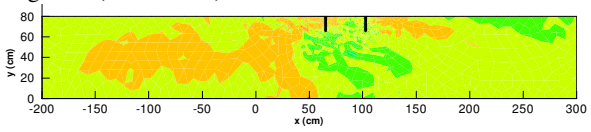


Fig.11b Bed level contour in Case 2 – Permeable groins (Simulation)

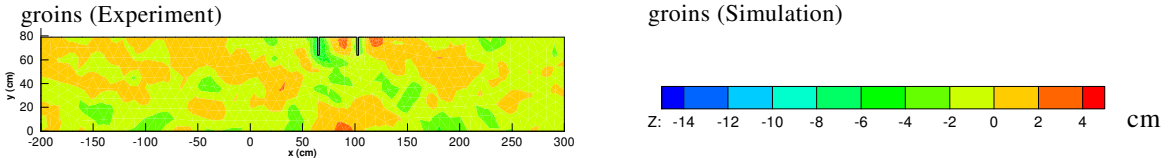


Fig.12 Bed level contour in Case 3 – Bandal-like structures (Experiment)

The flow separation that can be seen very clearly in Case 1 (Fig. 4a) is responsible for the formation of recirculation currents in the region between the groins causing the erosion near the riverbank observed in Figs 10a and 10b. At downstream of groins, the return currents with low velocities formed near the bank side cause the deposition of sediment that is clearly verified in Fig. 10.

Similar flow separation occurs in the bandal-like structures (Figs. 5a and 5b), however due to the effect of upper bended plate at upstream and the flow passing through the lower permeable area at downstream of structure, the recirculation currents can't be formed reducing the probability of erosion near the bank. Therefore, this structure can be used as a riverbank protection.

The deposition process around the bandal-like structure shows promising results compared to the other structures in between and at downstream of the structures field. The reduction of flow velocity passing through the lower opening (piles) in both structures (Fig.9) contributes to the deposition of sediment carried by the flow at the downstream of structure and near the riverbank. On the other hand, in Case 2 (permeable groins) the same phenomenon can be observed, however the deposited volume of sediment is very different because only a little reduction of flow velocity occurs and the sediment transported by the flow is carried to the downstream of channel. In this case the deposition area is distributed throughout the channel with a small concentration at downstream of groins.

5. Conclusions

This study provided us detailed information regarding to the flow patterns and bed deformation around bandal-like structures under lived-bed scour and non-submerged conditions. Under the same hydraulic conditions, the conventional structures like impermeable and permeable groins were investigated to verify the similarities and the differences between them and the bandal-like structures, considering the flow velocity distributions and bed deformation around the structures. The analysis of these results clarified the mechanism of sediment transport process influenced by the presence of bandal-like structures and showed us promising results when compared with the other two types of structures, i.e. the small erosion around the structures and the deposition especially near the bank can serve to protect the riverbank from erosion, and a strong tendency to erode the main channel can be useful to the formation of deeper channel for navigation purposes in rivers.

The numerical model results show a reasonable agreement analyzing the flow patterns in all cases, especially the flow around the complex structures as permeable groins and bandal-like structures. The sediment transport calculations showed satisfactory estimation of bed deformation considering only bed load transport, however the occurrence of suspended sediment near the structures observed during the experiments need to be investigated with the inclusion of suspended sediment calculation in the sediment transport model. Also, movable bed simulations of bandal-like structures are expected to be done in the next step to validate the numerical model proposed. Simulations under submerged conditions are expected to be done with the same structures in the future investigations.

References

Ahmad, M. (1953): Experiments on design and behavior of spur dikes, Proceeding of International Hydraulic Convention, ASCE, New York, pp. 145-159.

Ashida, K. and Michiue, M. (1972): Studies on bed load transportation for nonuniform sediment and river bed variation, Disaster Prevention Research Institute Annuals, Kyoto University, No. 14B, pp. 259-273 (in Japanese).

Barbhuiya, A. K., and Dey, S. (2003): Vortex flow field in a scour hole around abutments, International Journal of Sediment Research, Vol. 18, No. 4, pp. 310-325.

Barbhuiya, A. K., and Dey, S. (2004): Local scour at abutments: A Review, Sadhana, Vol. 29, Part. 5, pp. 449-476.

Carling, P.A., Kohmann, F., and Golz, E. (1996): River hydraulics, sediment transport and training works: their ecological relevance to European rivers, Archiv. Hydrobiol. Suppl., Vol. 113, No. 10, pp 129-146.

Demuren, A. O., and Rodi, W. (1986): Calculation of flow and pollutant dispersion in meandering channels, Journal of Fluid Mechanics, Cambridge, U.K, Vol. 172, pp. 63-92.

Demuren, A. O. (1989): Calculation of sediment transport in meandering channels, Technical Session A, Proc. 23rd IAHR Congress, International Association for Hydraulic Research, Delft, The Netherlands.

Dey, S., and Barbhuiya, A. K. (2006): Velocity and turbulence in a scour hole at a vertical-wall abutment, Flow Measurements and Instrumentation, Vol. 17, pp. 13-21.

Einstein, H. A. (1950): The Bed-Load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows, Technical Bulletin No. 1026, United States Department of Agriculture.

Elawady, E., Michiue, M., and Hinokidani, O. (2000): Experimental Study of Flow Behavior around Submerged Spur-dike on Rigid Bed, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 44, pp. 539-544.

Elawady, E., Michiue, M., and Hinokidani, O. (2001): Movable Bed Scour around Submerged Spur-Dikes, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 45, pp. 373-378.

Fujita, I., Muste, M., and Kruger, A. (1998): Large scale particle image velocimetry fro flow analysis in hydraulic engineering applications, Journal of Hydraulic Research, vol. 36, No. 3, pp. 397-414.

Garde, R. J., Subramanya, K. and Nambudripad, K. D. (1961): Study of scour around spur-dikes, Journal of Hydraulic Division, ASCE, Vol. 87, No. 6, pp. 23-38.

Gill, M.A. (1972): Erosion of sands beds around spur dikes, Journal of Hydraulic Division, ASCE, Vol. 98, No. 9, pp. 1587-1602.

Ishigaki, T., and Baba, Y. (2004): Local scour induced by 3D flow around attracting & deflecting groins, Proc. 2nd Int. Conf. on Scour and Erosion, Meritus Mandarim, Singapore, pp. 301-308.

Itakura, T., and Kishi, T. (1980): Open Channel Flow with Suspended Sediments, Journal of Hydraulic Division, ASCE, Vol.106, No. 8, pp. 1325-1343.

Klaassen, G. J., Douben, K. and van der Waal, M. (2002): Novel approaches in river engineering, River flow 2002, Bousmar & Zech, eds., Swets & Zeitlinger, Lisse, pp. 27-42.

Kothyari, U. C., and Ranga Raju, K. J. (2001): Scour around spur dikes and bridge abutments, Journal of Hydraulic Research, Vol. 39, No. 4, pp. 367-374.

Kuhnle, R. A., Alonso, C. V., and Shields, F. D. (1999): Geometry of scour holes associated with 90o spur dikes, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 125, No. 9, pp. 972-978.

Kuhnle et al. (2002): Local scour associated with angled spur dikes, ASCE, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 128, No. 12.

Kwan, T. F. (1989): A study of abutment scour, Report No. 451, School of Engineering, University of Auckland, Auckland, New Zealand.

Kwan, T. F., and Melville, B. W. (1994): Local scour and flow measurements at bridge abutments, Journal of Hydraulic Research, Vol. 32, No. 5, pp. 661-673.

Melville, B.W. (1992): Local scour at bridge abutments, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 118, No. 4, pp. 615-630.

Melville, B. W., and Coleman, S. E. (2000): Bridge Scour, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado.

Mioduszewski, T., Maeno, S., and Uema, Y. (2003): Influence of the Spur Dike Permeability on Flow and Scouring during a Surge Pass, International Conference on Estuaries and Coasts, Hangzhou, China, pp. 380-388.

Nagata, N., Hosoda, T., Nakato, T., and Muramoto, Y. (2005): Three-dimensional numerical model for flow and bed deformation around river hydraulics structures, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 131, No. 12, pp. 1074-1087.

Nagy, H. M. (2005): Hydraulic evaluation of emerged and submerged spur-dikes: temporal bed evolution and equilibrium state characteristics, Alexandria Engineering Journal, Vol. 44, No. 2, pp. 279-290.

Onda, S., Hosoda, T., Kimura, I., and Iwata, M. (2007): Numerical simulation on local scouring around a spur dyke using equilibrium and non-equilibrium sediment transport models, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 51, pp. 943-948.

Peng, J., Tamai, N., Kawahara, Y., and Huang, G. (1999): Numerical modeling of local scour around

spur dikes, Proceedings of 28th IAHR Congress, Graz, Austria.

Rahman, M. M., Nakagawa, H., Khaleduzzaman, A. T. M., Ishigaki, T., and Muto, Y. (2004): On the formation of stable river course, Annuals of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, No. 47B, pp. 601-616.

Rahman, M. M., Nakagawa, H., Ito, N., Haque, A., Islam, T., Rahman, M. R., and Hoque, M. M. (2006): Prediction of Local Scour Depth around Bandal-like Structures, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 50, pp. 163-168.

Rajaratnam, N, and Nwachukwu, B. A. (1983a): Erosion near groyne structures, Journal of Hydraulic Research, IAHR, Vol. 21, No. 4, pp. 227-287.

Rajaratnam, N, and Nwachukwu, B. A. (1983b): Flow near groyne-like structures, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 109, No. 3, pp. 463-480.

Richardson, E. V., and Stevens, M. A. (1975): The Design of Spurs for River Training, Proceeding of the 15th Congress of the International Association for Hydraulic Research, IAHR, Basil, Vol. 2, pp. 382-388.

Rodi, W. (1980): Turbulence models and their application in hydraulics – a state of art review, University of Karlsruhe, Germany.

Schwartz, R. and Kozerski, H. (2003): Entry and deposits of suspended particulate matter in groyne fields of the middle Elbe and its ecological relevance, Acta Hydrochim. Hydrobiol., Vol. 31, No. 4-5, pp 391-399.

Sharmin, R., Rahman, M. M., Martin, A., Haque, E., Hossain, I., and Razzak, A. (2007): Effectiveness of Bandalling and dredging for the maintenance of navigation channel in the Jamuna River, Int. Conf. on Water & Flood Management, March 12-14, Dhaka, Bangladesh, pp. 125-133.

Shields, F. D., Cooper, C. M., and Knight, S. S. (1995): Experiments in stream restoration, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 121, No. 6, pp. 494-502.

Shields, F. D., Jr., Copeland, R. R., Klingeman, P. C., Doyle, M. W., and Simon, A. (2003): Design for stream restoration, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 129, No. 8, pp. 575-584.

Surian, N., and Rinaldi, M., 2003, Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy, Geomorphology, Vol. 50, No. 4, pp. 307-326.

Tominaga, A., and Matsumoto, D. (2006): Diverse riverbed figuration by using skew spur-dike groups, River flow 2006, Lisbon, pp. 683-691.

Uijttewaal, W. S. J. (2005): Effects of groin layout on the flow in groin fields: laboratory experimental, Journal Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 131, No. 9, pp. 782-791.

Van Rijn, L. C. (1987): Mathematical modeling of morphological processes in the case of suspended sediment transport, Delft Hydr. Communication, No. 382.

Wang, S. S. Y., and Adeff, S. E. (1986): Three-dimensional modelling of river sedimentation processes, Proc., 3rd International Symposium on River Sedimentation, University of Mississippi, Missouri.

Wu, W., Rodi, W., and Wenka, T. (2000): 3D numerical modeling of flow and sediment transport in open channels, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 126, No. 1, pp. 4-15.

Zhang, H. (2005): Study on Flow and Bed Evolution in Channels with Spur Dykes, Doctoral Dissertation, Kyoto University.

Zhang, H., Nakagawa, H., Muto, Y., Baba, Y. and Ishigaki, T. (2006): Numerical simulation of flow and local scour around hydraulic structures, River flow 2006, pp. 1683-1693.

バンダル及び水制による河床形態への影響

Hiroshi TERAGUCHI・中川一・川池健司・馬場康之・張浩

要　旨

本論文ではバンダル水制がもたらす流れおよび河床形成について着目し，移動床実験と数値解析によってバンダル水制周辺の複雑な流砂メカニズムを明らかにした。移動床実験では片側に２基の水制を設置した直線水路を用い，流れおよび局所洗掘された水制周辺の河床高計測をおこなった。数値計算で用いた河床変動モデルは非構造格子を用いており，流れは３次元のRANS(Reynolds-averaged Navier Stokes)方程式と標準k-εモデルを解き，掃流砂の連続方程式により河床高変化を計算している。水制周辺の河床形状と流速分布の実験および計算結果を解析し，従来の水制構造物に比べて安価なバンダル水制の適用性について考察を行った。

キーワード: 水制，バンダル，非構造格子，非越流

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Inundation Flow considering Overflow due to Water Level Rise by River Structures

Dongkeun LEE*, Hajime NAKAGAWA, Kenji KAWAIKE,
Yasuyuki BABA and Hao ZHANG

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

River structures such as bridges and spur dykes cause water level rise during flood situations. Flood analysis considering this effect is very important for an accurate prediction of inundation flow. In this study, a numerical model is proposed and applied to a river channel with river structures and a river channel connected with floodplain. The numerical model is carried out on the unstructured meshes with finite volume method. The standard k-ε turbulence model and the volume of fluid (VOF) method are adopted for the turbulence closure and the free-surface modeling, respectively. The numerical simulations are carried out about the river channel with structures and the river connected with a floodplain. The proposed model is compared with the results of the experiment and another simulation. The results show tendencies of the overflow from the river and effects by the river structures with reasonable accuracy.

Keywords: inundation flow, flood analysis, river channel, floodplain, river structures

1. Introduction

Flood disasters caused by typhoon and heavy rainfall are frequently occurring all over the world. In urban area, the flood disasters divided into the river water flooding like levee overtopping and the inundation due to insufficient drainage capacity of the sewer. In the former case, the estimation of overflow discharge from the river channel is very important for the reduction of the flood damages. Many inundation analysis models have been suggested, but there are few or no models considering complicated flow within river as well. The river structures such as bridge and spur dyke generate the water level rise during a flood situation. Therefore, the consideration of the water level rise by river structures is necessary for exact prediction of flood inundation area. Three-dimensional (3D) model is required for exact prediction of the overflow discharge by river structures because two-dimensional (2D) model is not sufficient to estimate the flows around river structures. In this study, in order to analyze the river water flooding exactly, the proposed numerical model is evaluated through the simulations of the overflow from a river and the water level rise by river structures.

The simulation of the flow around river structures is related to the flow with the free surface. Most of the numerical simulation of open channel flow has usually replaced the free surface with a rigid lid. This approximation is reasonable if the free water surface is simple. This approximation will generate nonphysical errors for rapidly changing free surface. There are many computing methods available to simulate the free surface. One of the most successful methods is volume of fluid (VOF) method proposed by Hirt and Nichols (1981). This method has great advantages like convenience of operation, computational accuracy and efficiency. The VOF method is a powerful approach, but it is

not known to have been implemented on the unstructured meshes. Several researchers have been used to compute the free surface on the structured meshes. However, instances of non-physical deformation of the free surface shape also have been reported (Ashgriz and Poo, 1991; Lafauie et al., 1994; Ubbink, 1997). Therefore, in this paper, a differencing scheme proposed by Ubbink and Issa (1999) is used to improve the computation of the free surface. The proposed methodology is applied to two cases of a river connected with a floodplain and a river with river structures.

2. Numerical model

In this study, 3D Reynolds-Averaged Navier-Stokes (RANS) model proposed by Zhang et al. (2005) is employed and improved to simulate the free-surface flow. The model is carried out on the unstructured meshes with finite volume procedure. The proposed model is applied to estimate the flows considering the overflow from the river channel without structures and the water level rise in the river channel with structures. The results of the former case are compared with the results by 2D horizontal (2DH) model proposed by Zhang et al. (2006) and the latter case is compared with the experimental results.

2.1 Governing equations

3D modeling in engineering practice is built upon the RANS equations with the turbulence closure method. 2DH model can be used with advantage in case of the mean flow quantities varying but little in the vertical direction. The governing equation is obtained by integrating those in 3D model from the riverbed to the free-surface.

(1) 3D RANS model

The governing equations for continuity and momentum with the tensor notation are as follows:

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0 \tag{1}$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = g_i - \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_j} + \frac{1}{\rho}\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} \tag{2}$$

where t is the time; u_i is the time-averaged velocity; x_i is the Cartesian coordinate component; ρ is density of the fluid; g_i is body force; p is the time-averaged pressure; ν is molecular kinematic viscosity; τ_{ij} are the Reynolds stress tensors; α is volume fraction function. The standard k - ε model is used for the turbulent flow field. The Reynolds stress tensors are acquired through the linear constitutive equation:

$$\tau_{ij} = -\overline{u_i u_j} = 2\nu_t S_{ij} - \frac{2}{3}k\delta_{ij} \tag{3}$$

where k is the turbulent kinetic energy; δ_{ij} is the Kronecker delta; ν_t is the eddy viscosity and S_{ij} is the strain rate tensor defined as:

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & if \quad i = j \\ 0 & if \quad i \neq j \end{cases} \tag{4}$$

$$\nu_t = C_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \tag{5}$$

$$S_{ij} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i}\right) \tag{6}$$

where ε is dissipation rate of turbulence kinetic energy. The two transport equations are employed to estimate k and ε:

$$\frac{\partial k}{\partial t} + u_j \frac{\partial k}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j}\left[\left(\nu + \frac{\nu_t}{\sigma_k}\right)\frac{\partial k}{\partial x_j}\right] + G - \varepsilon \tag{7}$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + u_j \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j}\left[\left(\nu + \frac{\nu_t}{\sigma_\varepsilon}\right)\frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j}\right] + (C_{1\varepsilon}G - C_{2\varepsilon}\varepsilon)\frac{\varepsilon}{k} \tag{8}$$

where G is the production rate of the turbulent kinetic energy k and is defined as:

$$G = -\overline{u_i' u_j'}\frac{\partial u_i}{\partial x_j} \tag{9}$$

The constants in equations (5), (7) and (8) take the values suggested by Rodi (1980) and generally the universal values are as follows:

$$C_\mu = 0.09 \quad C_{1\varepsilon} = 1.44 \quad C_{2\varepsilon} = 1.92$$

$$\sigma_k = 1.00 \quad \sigma_\varepsilon = 1.30 \tag{10}$$

(2) 2DH model

Integrating the governing equations in 3D model from the riverbed to the free-surface, one obtains the following equations:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial hu}{\partial x} + \frac{\partial hv}{\partial y} = 0 \tag{11}$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} = -g\frac{\partial H}{\partial x} + \frac{1}{\rho h}\left[\frac{\partial h\tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial h\tau_{xy}}{\partial y}\right] - \frac{\tau_{bx}}{\rho h} + D_{xx} + D_{xy} \tag{12}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} = -g\frac{\partial H}{\partial y} + \frac{1}{\rho h}\left[\frac{\partial h\tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial h\tau_{yy}}{\partial y}\right] - \frac{\tau_{by}}{\rho h} + D_{yx} + D_{yy} \tag{13}$$

where H is water stage (i.e. $H=h+z_b$); h is water depth; z_b is bed elevation; x and y are Cartesian coordinate components; u and v are depth-averaged flow velocity components in the x and y directions, respectively; τ_{xx}, τ_{xy}, τ_{yx} and τ_{yy} are depth-averaged turbulent stresses; τ_{bx} and τ_{by} are bottom shear stresses; D_{xx}, D_{xy}, D_{yx} and D_{yy} are dispersion terms due to vertical non-uniformities of the mean flow. The turbulent stresses are related to the depth-averaged eddy viscosity. The two quantities k and ε are solved from their transport equations as follows:

$$\frac{\partial k}{\partial t} + u\frac{\partial k}{\partial x} + v\frac{\partial k}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\nu_t}{\sigma_k}\frac{\partial k}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\nu_t}{\sigma_k}\frac{\partial k}{\partial y}\right) + P_h + P_{kv} - \varepsilon \tag{14}$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + u\frac{\partial \varepsilon}{\partial x} + v\frac{\partial \varepsilon}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\nu_t}{\sigma_\varepsilon}\frac{\partial \varepsilon}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\nu_t}{\sigma_\varepsilon}\frac{\partial \varepsilon}{\partial y}\right) + C_{1\varepsilon}\frac{\varepsilon}{k}P_h + P_{\varepsilon v} - C_{2\varepsilon}\frac{\varepsilon^2}{k} \tag{15}$$

where

$$P_h = \nu_t\left[2\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + 2\left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}\right)^2\right] \tag{16}$$

$$P_{kv} = \frac{u_*^3}{hC_f^{1/2}} \tag{17}$$

$$P_{\varepsilon v} = \frac{C_{2\varepsilon}C_\mu^{1/2}}{(e_*\sigma_t)^{1/2}C_f^{3/4}}\frac{u_*^4}{h^2} \tag{18}$$

in which σ_t is Schmidt number expressing the relation between the eddy viscosity and the diffusivity for scalar transport (σ_t=1.0); e_* is dimensionless diffusivity coefficient.

2.2 Free-surface modeling

In the 3D simulation, the conservative form of the scalar convection equation for the free-surface modeling with the tensor notation as follows:

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} + \frac{\partial \alpha u_i}{\partial x_i} = 0 \tag{19}$$

where α is volume fraction function. The density and dynamic viscosity in the equations of motion are computed with the constitutive relations as follows:

$$\rho = \alpha\rho_1 + (1-\alpha)\rho_2 \tag{20}$$

$$\mu = \alpha\mu_1 + (1-\alpha)\mu_2 \tag{21}$$

where the subscripts 1 and 2 stand for the different fluids. The volume fraction function α is defined as follows:

$$\alpha(x,t) = \begin{cases} 1 \\ 0 \\ 0 < \alpha_\delta < 1 \end{cases} \tag{22}$$

where δ is small finite thickness. The values of α are associated with each fluid and is defined as 1 for the point (x,t) inside fluid 1, 0 for the point (x,t) inside fluid 2 and 0<α<1 for the point (x,t) inside the transitional area.

(1) Advection algorithm

The discretised transport equation for the volume fraction function α is obtained by

discretising eq. (19) as follows:

$$\alpha_P^{t+\Delta t} = \alpha_P^t + \frac{\Delta t}{V_P}\sum_f \alpha_f^* F_f \tag{23}$$

where F_f is the volumetric flux at the face. α_f^* is the approximation of the time-averaged volume fraction value at the face.

In order to calculate eq. (23) precisely, the advection algorithm to minimize the numerical diffusion of α_f^* at the face is needed. In other words, a numerical scheme to calculate α_f^* is obtained by appropriate interpolation of the value of the cell center so that maintain the boundary side of sharp gradient with the boundedness of the value. In general, the scheme is combined form of upwind differencing with and downwind differencing. The former scheme guarantees the boundedness of the value, but has large numerical diffusion. The latter is not guaranteed the boundedness of the value, but has a characteristic to conserve the boundary side with sharp gradient. The donor-acceptor scheme used generally in VOF method is using this combined form to calculate α_f^* effectively. But, this scheme has defect that shape of free-surface is deformed. Therefore, a numerical scheme is needed to avoid the numerical diffusion and non-physical deformation of the interface shape on unstructured meshes.

(2) CICSAM differencing scheme

The scheme proposed by Ubbink and Issa (1999) is employed to simulate the free-surface. The whole domain is treated as a mixture of water and air. The volume fraction is used to get the mixture properties such as density and viscosity. Most of the methods applied in volume fraction convection employ the fractional steps or operator-splitting method. Ubbink and Issa (1999) proposed CICSAM (Compressive Interface Capturing Scheme for Arbitrary Meshes) method, in which through semi implicit disposal the convection equation of the volume fraction can be solved. Particularly, this method is efficient even with unstructured meshes. The concept of normalized variable diagram and the main idea of Hirt and Nichols (1981) are employed to select diffusive scheme or dispersion scheme according to the direction of interface in this method. And, a switch parameter between diffusive and dispersion scheme is introduced to improve the accuracy of diffusive and dispersion scheme. The volume fraction at a face can be written as:

$$\alpha_f^* = (1-\beta_f)\frac{\alpha_D^t + \alpha_D^{t+\delta t}}{2} + \beta_f \frac{\alpha_A^t + \alpha_A^{t+\delta t}}{2} \tag{24}$$

where α_D is volume fraction value in donor cell; α_A is volume fraction value in acceptor cell; β_f is weighting factor.

All boundary criteria are not always satisfied even if eq. (24) is applied. According to a case, α can appear smaller than 0 or larger than 1. To revise such values, the donor-acceptor scheme used in VOF method solved by replacing non-physical values compulsorily as 0 and 1. But, revising non-physical values affect the equation of motion and cause the error of conservation quantities. In CICSAM differencing scheme, it is solved by calculating α due to predictor and corrector solution procedure. The predictor solution procedure consists of calculation of the weighting factor and volume fraction values. In order to decrease the effort of the calculation, the corrector solution procedure is executed when computational results have non-physical values.

2.3 Discretisation method

The finite volume method based on the unstructured mesh is employed and the governing equations are integrated over a number of polyhedral control volumes covering the whole domain in the finite volume method, the general form is as follows:

$$\frac{\partial}{\partial t}\int_V \varphi dV + \int_S \varphi u \cdot n dS = \int_S \Gamma \nabla\varphi \cdot n dS + \int_V b dV \tag{25}$$

where V is the volume of the control volume; S is the surface of the control volume with a unit normal vector n directing outwards; φ is the general conserved quantity representing either scalars or vector and tensor field components; Γ is the

diffusion coefficient and b is the volumetric source of the quantity φ.

The equation system is mesh independent and is valid for arbitrary polyhedral control volumes. The conserved equations are discretised on a collocated unstructured mesh. The surface fluxes are calculated from the Rhie-Chow (1983) interpolation to avoid the checkerboard variable distribution, which has caused the slow acceptance of the use of collocated mesh. The second order implicit Crank-Nicolson scheme is employed in the temporal integral. The continuity equation does not include the pressure information explicitly, but provides constraints for the velocity field. The widely used SIMPLE (Semi-implicit method for pressure-linked equations) algorithm is used for the coupling of the pressure and the velocity.

2.4 Solution methods

The final algebraic equation system resulted from the discretisation process for the iteration step n may be written as follows:

$$a_P \phi_P^n = \sum_{nb} a_{nb} \phi_P^n + b_P \tag{26}$$

Krylov subspace iterative methods considering the sparseness and non-symmetry characteristics of the coefficient matrices are preferred in this study. The iterative solver works with a suitable preconditioner. Two solvers are integrated in this study: a Bi-CGSTAB (Bi-conjugate gradient stabilized method) solver and a preconditioned GMRES (Generalized minimal residual method) solver together with an ILUTP (Incomplete LU factorization with threshold and pivoting) preconditioner (van der Vorst, 1992; Sleijpen and Fokkema, 1993; Saad, 2003).

2.5 Boundary conditions

The boundary conditions include the inlet, the outlet, and the impermeable wall.

For the inlet boundary, it is generally considered as a Dirichlet boundary and all the quantities have to be prescribed. The turbulence quantities such as k and ε are also set as constant and Neumann boundary with zero gradients is applied to the pressure. At the outlet, Neumann boundary with zero gradients can be assumed.

Near the impermeable wall, the flow velocity is assumed to be parallel to the wall. The standard wall function approach is used to link the turbulent domain with the near-wall area. The turbulence kinetic energy k and the dissipation rate ε are specified corresponding to a viscosity ratio and taking the turbulence intensity 8%. In order to represent the computational domain accurately, the unstructured meshes consist of hexahedra and quadrilateral.

3. Flood analysis of river connected with floodplain

The numerical simulations are carried out to represent the flow in a river connected with floodplain without river structures on 2D and 3D mesh, respectively. The 3D numerical results are compared with 2D numerical results and estimate the water level and the velocity.

3.1 Computational domain and conditions

The computational domain consists of a river channel and floodplains. The width of the river channel is 40cm, the width of the floodplain is 10cm and the height of the floodplain is 4cm. The initial water depth of river channel is 3cm and initial inflow discharge is $0.002 m^3/s$. The total number of mesh is 6000 quadrilateral in 2D model and 36000 hexahedra in 3D model. The discharge hydrograph expecting the overflow into the floodplain is considered by increasing the inflow discharge linearly from the initial inflow discharge and is used as inlet boundary condition. Fig. 1 and Fig. 2 show the inflow discharge hydrograph and the computational domain, respectively.

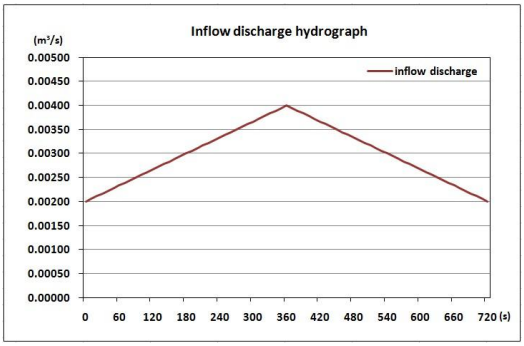


Fig. 1 Inflow discharge hydrograph

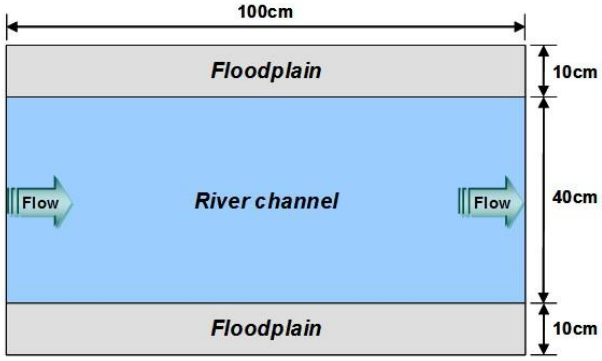


Fig. 2 Computational domain

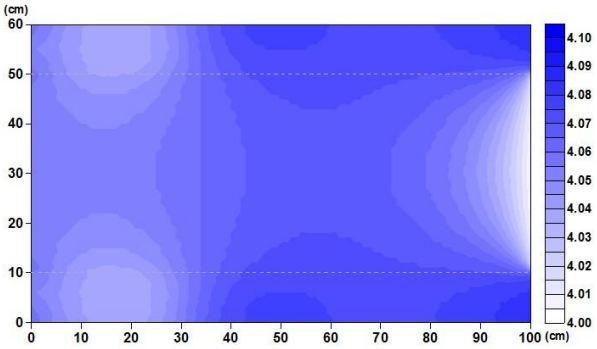


Fig. 5 Result of water level (2D model)

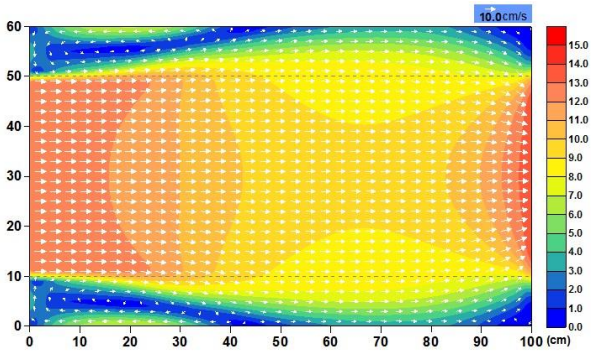


Fig. 3 Result of velocity (2D model)

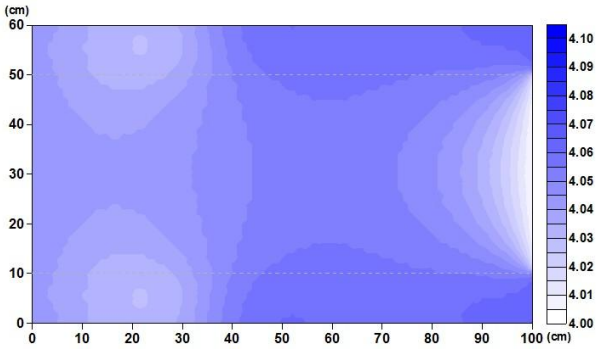


Fig. 6 Result of water level (3D model)

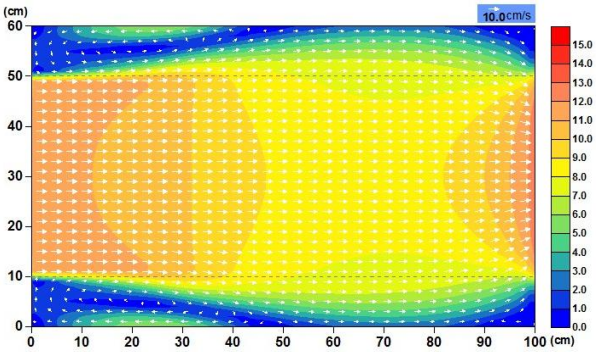


Fig. 4 Result of velocity (3D model)

3.2 Computational results

The results of the water level and the velocity obtained in the 2D and the 3D simulations are compared in this section. Figs. 3-6 are the computational results when water level overflowed from river by the increase of the inflow discharge. Fig. 3 and 4 show the results of the velocity in 2D and 3D model, respectively. Fig. 5 and 6 show the results of the water level in 2D and 3D model, respectively. In the 3D numerical simulation, the result of velocity shows by depth-averaged velocity to compare with the 2D result.

From the computational results, it is shown that the results of the velocity and water level in the 2D are slightly larger than those of the 3D, but it is judged that the results of the 2D and the 3D model have generally good agreements.

4. Flood analysis of river with structures

In the situation without considering river structures, 2D model is useful, but otherwise 2D model is not sufficient. Since 2D model is difficult to reproduce exactly the flows around river structures such as bridge pier and girder, the consideration of 3D model is necessary. In this chapter, the proposed 3D model is evaluated whether it has the reasonable accuracy for reproduction of the water level rise by the effects of river structures.

4.1 Laboratory experiments

The objective of the laboratory experiment is to compare the variations of flow according to a kind of river structures under the same hydraulic conditions. And, the laboratory experiment is

performed to compare with the numerical results.

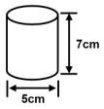
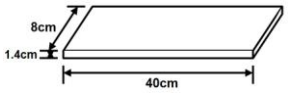
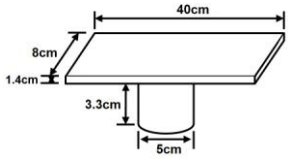
The experimental channel used in this study is located at Ujigawa Open Laboratory, DPRI, Kyoto University and is straight channel of width 40cm, depth 23cm, and length 14.6m. The detail of the experimental conditions is described in Table 1. The experimental cases are shown in Table 2.

Case-1, Case-2 and Case-3 are the experiments to consider the effect of water level rise by the pier, girder and bridge, respectively. In the laboratory experiments, the distributions of velocity are measured at the free water surface and the depth z=2cm measured from the bottom. And, the water level is also measured for the shape of free water surface. The water gauge of servo type is used for the measurement of the shape of free water surface. The distribution of velocity at the depth z=2cm measured by using the electromagnetic velocity meter. The velocity of free water surface measured by using the PIV (Particle Image Velocimetry) method (Fujita et al., 1998). The PIV measurement is a method to determine the velocity by demanding a mean transferring distance of tracer for each measuring point based on a similarity of tracer shape between continuous pictures on the inspection domain. The PVC (Polyvinyl Chloride) powder of mean diameter 50μm is used as tracer in these experiments. The measuring domain is the range of each 50cm in the upstream and downstream side from the center of river structures. The spatial interval of measurement is 2cm.

Table 1 Hydraulic conditions (uniform flow)

Parameters	Symbols(unit)	Values
Flow discharge	$Q(l/s)$	7.00
Water depth	$h_0(cm)$	4.76
Slope	I	1/987
Mean velocity	$u_m(cm/s)$	36.80
Reynolds number	Re	17,517
Froude number	Fr	0.54

Table 2 Experimental cases

	Structures	Figure
Case-1	Cylinder pier	
Case-2	Girder	
Case-3	Cylinder pier + Girder	

4.2 Computational results

The simulated results are compared with the experimental data. The computational domain is shown in Fig 7. The domain for comparison of the water level and the velocity at z=2cm is the range of each 150cm in the upstream and the downstream side from the center of the river structures. And, the domain for comparison of the velocity at the free water surface is the range of each 50cm in the upstream and the downstream side from center of the river structure.

(1) Results of water level

The results of plane distribution of the water level are compared in this section. Fig. 8, Fig. 9 and Fig. 10 show the results of Case-1, Case-2 and Case-3, respectively. Case-1 is not considering the overtopping flow over the river structures. Case-2 and Case-3 is considering the overtopping flow over the river structures.

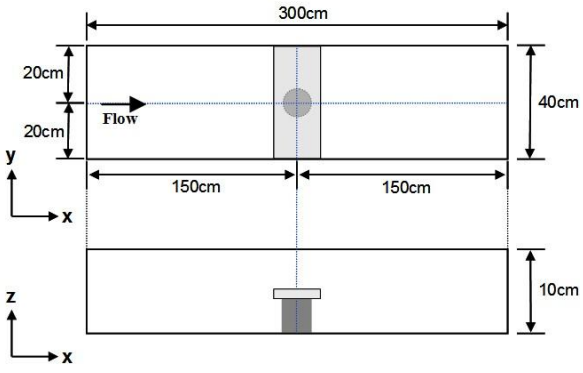


Fig. 7 Computational domains

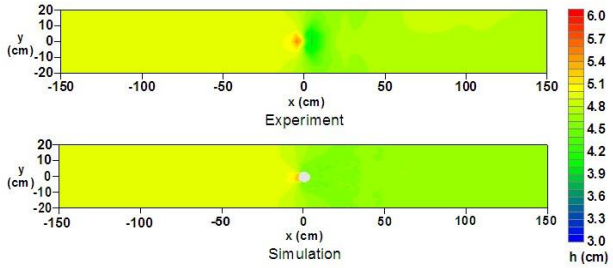


Fig. 8 Results of water level (Case-1)

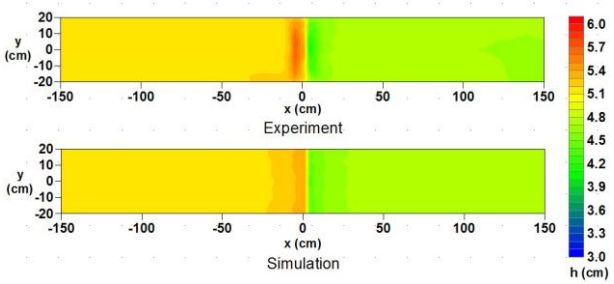


Fig. 9 Results of water level (Case-2)

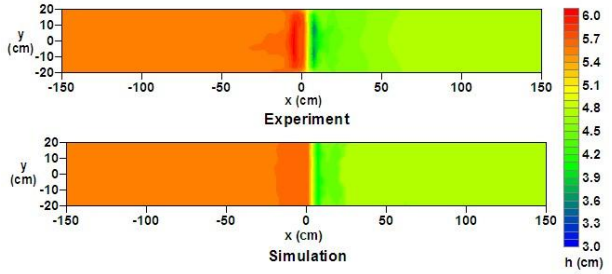


Fig. 10 Results of water level (Case-3)

In Figs. 8-10, the upper one is experimental results and the lower one is computational results. From the computational results, it is judged that the effect of backwater and water level rise by the river structures generally have good agreements although the computational results underestimate the results of water level a little than the experimental results. And, it is shown that the occupied area of the river structures in a river affects the water level rise. It is found that tendency of the water level profile can be expressed around the river structures.

(2) Comparison of water level

The water levels along the center line of the flume (y=0) in each case are shown in Figs. 11-13, respectively. The computational results of the water level are also compared with the experimental results.

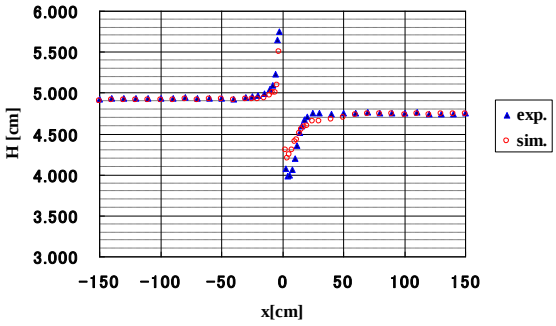


Fig. 11 Results of water level (Case-1, y=0)

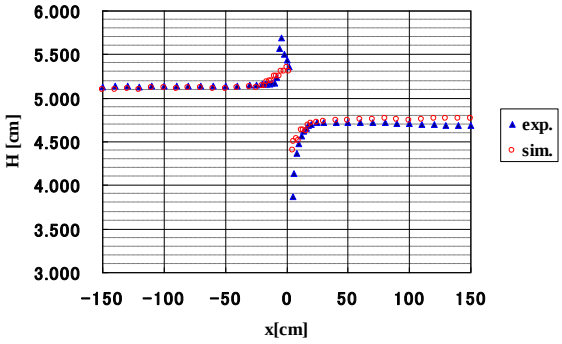


Fig. 12 Results of water level (Case-2, y=0)

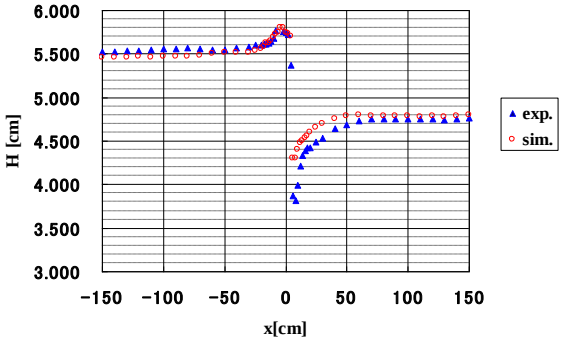


Fig. 13 Results of water level (Case-3, y=0)

In Figs. 11-13, the blue triangle is the experimental results and the red circle is the computational results. From the obtained results, it is found that the computational results of the water levels generally have good agreements with the experimental results. And, it is judged that the effect of the backwater and the water level rise by the river structures is well represented in the numerical simulations.

(3) Comparison of velocity

The computational results of the velocity at z=2cm from the bottom are compared with the experimental results as shown in Figs. 14-16.

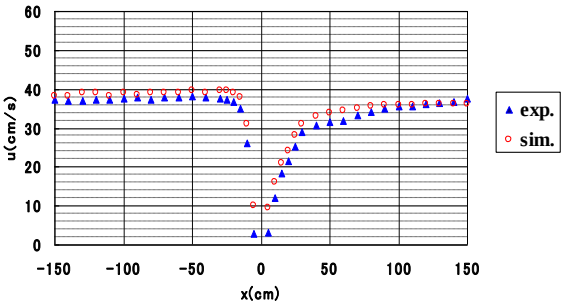


Fig. 14 Results of velocity at z=2cm (Case-1, y=0)

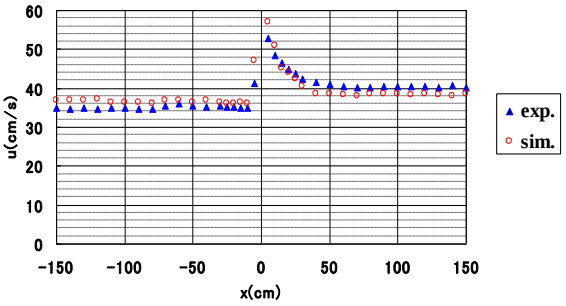


Fig. 15 Results of velocity at z=2cm (Case-2, y=0)

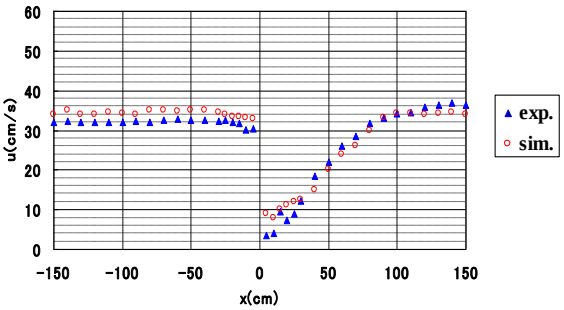


Fig.16 Results of velocity at z=2cm (Case-3, y=0)

From the above mentioned numerical results, the velocities generally have good agreements with the experimental results. In the numerical results considering river structures, the variations of velocity around the river structures could be seen.

In view of the results so far achieved, it is found that all the results generally can reproduce well the effect of the river structures, but the numerical model slightly underestimates the water level. The main causes of those under-predictions seem to be in the modeling of the turbulence. The turbulence model employed in this study is the standard k - ε model, which has several problems as pointed out by Speziale (1991), for example the inability to properly account for the streamline curvature, rotational strains and other body force effects and the neglect of the non-local and the effects of the Reynolds stress anisotropies. In order to correct these problems, the consideration of model by introducing non-linear constitutive relation between the mean strain rate and the turbulence stresses is required.

5. Conclusions

In this study, the numerical simulation was conducted to estimate the flow of a river connected with a floodplain and the effects of water level rise by the structures within a river. The proposed numerical models were treated on an unstructured mesh with finite volume method. The standard k - ε model was used for turbulence model and the volume of fluid method proposed by Hirt and Nichols (1981) was used to represent the free water surface. The differencing scheme proposed by Ubbink and Issa (1999) is also employed to compute the free water surface in unstructured mesh.

The prediction of the overflow by the river structures is very important from the viewpoint of flood disaster. The present study shows that the numerical model used in this study can be used to simulate the changes of the flow field on the river connected with floodplain and the river with structures although the results of the numerical model with the river structures underestimate the water level rise around the river structures. In order to improve the model proposed in this study, further researches considering different turbulence models, laboratory experiments and various flow conditions are necessary.

References

Ashgriz, N. and Poo, J. Y. (1991): Flux line segment model for advection and interface reconstruction, Journal of Computational Physics, Vol.39, pp.449-468.

Fujita I., Muste M., and Kruger A. (1998): Large-scale particle image velocimetry for flow analysis in hydraulic engineering applications, Journal of Hydraulic Research, Vol. 36, No. 3, pp.

397–414.
Hirt, C. W. and Nichols, B. D. (1981): Volume of fluid (VOF) method for dynamics of free boundaries, Journal of Computational Physics, Vol.39, pp.201-225.
Lafauie, B., Nardone, C., Scardovelli, R., Zaleski, S. and Zanetti, G. (1994): Modelling merging and fragmentation in multiphase flows with SURFER, Journal of Computational Physics, Vol.113, pp.134-147.
Rhie, C. M. and Chow, W. L. (1983): A numerical study of the turbulent flow past an isolated airfoil with trailing edge separation, AIAA Journal, Vol.21, pp.1525-1532.
Rodi, W. (1980): Turbulence models and their application in hydraulics-a state of the art review, University of Karlsruhe, Karlsruhe, Germany.
Saad, Y. (2003): Iterative methods for sparse linear system (second edition), Society for Industrial & Applied Mathematics.
Sleijpen, G. L. G. and Fokkema, D. R. (1993): BiCGSTAB (l) for linear equations involving unsymmetrical matrices with complex spectrum, Electronic Transactions on Numerical Analysis, Kent State University, Vol.1, pp.11-32.
Speziale C. G. (1991): Analytical methods for the development of Reynolds-stress closures in turbulence, Annual Review of Fluid Mechanics, Vol. 23, pp. 107–157.
Ubbink, O. (1997): Numerical prediction of two fluid systems with sharp interfaces, Ph.D. thesis, University of London.
Ubbink, O. and Issa, R. I. (1999): A method for capturing sharp fluid interfaces on arbitrary meshes, Journal of Computational Physics, Vol.153, pp.26-50.
van der Vorst, H. A. (1992): Bi-CGSTAB: a fast and smoothly converging variant of Bi-CG for the solution of non-symmetrical linear systems, SIAM Journal on Scientific and Statistical Computing, Vol.13(2), pp.631-644.
Zhang, H., Nakagawa, H., Ishigaki, T., Muto, Y. (2005): A RANS solver using a 3D unstructured FVM procedure, Annuals of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, No.48 B.
Zhang, H., Nakagawa, H., Muto, Y., Touchi, D. and Muramoto, Y. (2006): 2D numerical model for river flow and bed deformation based on unstructured mesh, Journal of Applied Mechanics, JSCE, Vol.9, pp. 783-794.

河川構造物による水位上昇を考慮した氾濫流

Dongkeun LEE*・中川一・川池健司・馬場康之・張浩

*京都大学大学院工学研究科

要　旨

橋や水制のような河川構造物は洪水時に水位上昇の原因となり，この影響を考慮した洪水解析は氾濫流の正確な予測のために重要である。本研究では，このような流れ場を計算するための数値モデルを提案し，河川構造物を有する河川水路および河川水路と氾濫原が一体となった領域に適用する。この数値モデルでは非構造格子を用いた有限体積法によって計算を実行しており，乱流モデルには標準$k-\varepsilon$モデルを，自由水面のモデル化にはVOF法を用いている。提案された数値モデルは実験結果や既往の数値モデルの解析結果と比較し，検討を行った。その結果，河川構造物の影響と河川水路からの氾濫流の傾向を，妥当な精度を持って表現できることを確認した。

キーワード：氾濫流，洪水解析，河川水路，氾濫原，河川構造物

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Two and Three Dimensional Slope Stability Analysis of Landslide Dam Failure due to Sliding

Ram Krishna REGMI*, Hajime NAKAGAWA, Kenji KAWAIKE, Yasuyuki BABA and Hao ZHANG

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Water flow in unsaturated porous media is water- air two-phase flow problem. To incorporate the effect of pore air flow in the soil seepage analysis a water-air two-phase flow model, based on the multi-phase flow theory is used. Slope stability analysis of land slide dam has been carried out using pore water pressure and moisture content calculated by only a conventional water-phase flow model as well as the water-air two-phase flow model so as to predict the failure of dam due to sudden sliding. Janbu's simplified method as well as extended Spencer method based on limiting equilibrium considerations is used in slope stability analysis. Overall simulation results obtained by considering two-phase seepage flow combined with extended Spencer method of slope stability analysis are comparatively in good agreement with the experimentally observed results.

Keywords: two-phase flow, variably saturated soil, landslide dam, slope stability

1. Introduction

Landslide dams (i.e., the natural blockage of river channels by hill slope-derived mass movements, Costa and Schuster, 1988) are natural phenomena with great relevance on geo-morphological conditions and on the safety of people. In areas placed upstream, respect to the river dammed section, waters blocked by the dam may provoke floods spreading for kilometers, causing damage to human activities and interrupting communication lines. Catastrophic outburst floods and/or debris flows can be triggered by a rapid dam failure with exceptional rates of sediment erosion and deposition along the downstream part of the valley.

Landslide dams commonly form in mountainous areas of high relief (Costa and Schuster, 1988), where there is sufficient input from both tectonic (earthquakes, hill slope gradients, relief) and climatic (precipitation, snowmelt) controls. About 90% of some 390 landslide dams examined worldwide were triggered by either rainstorms/snowmelts or earthquakes (Schuster, 1993), although other less common causes, such as volcanic (e.g., Umbal and Rodolfo, 1996; Melekestsev et al., 1999) or even anthropogenic activity (e.g., Asanza et al., 1992), have been documented.

Landslide dams fail by a variety of processes including overtopping, piping, overtopping by a landslide-generated wave, slope failure of upstream or downstream face, and the effects of human activity, usually an attempt to excavate a spillway over the debris dam. Many landslide dams fail shortly after their formation (Costa and Schuster, 1988). Figure 1 shows the dam longevity curve constructed considering sample of 73 documented

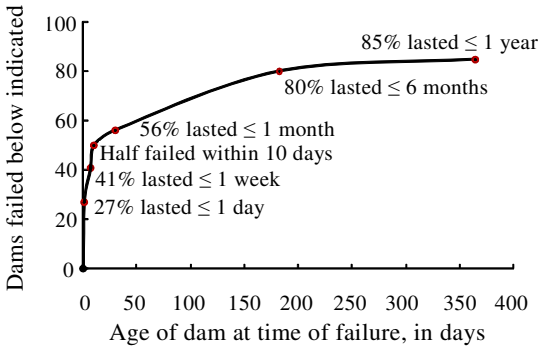


Fig. 1 Survival time before the failure of landslide dams, based on 73 cases from the literature and the authors' experience (Source: Costa and Schuster, 1988)

landslide dam failures; 27 percent of the landslide dams failed less than one day after formation, while 85 per cent within a year. Schuster (1993, 1995) argued that about 55% of some 187 investigated examples worldwide had failed within one week of their formation, whereas 89% failed after one year.

Landslide dam failure has been frequently studied as an earthen dam failure despite of their differences in geometry, dimensions and material properties. In depth knowledge of the failure mechanisms of the landslide dam and measured data are still being lacked. Numerical models from international literature allow to roughly computing the hydrograph resulting from the dam failure, (Fread 1991; Giuseppetti and Molinaro, 1989; Macchione and Sirangelo, 1988) however not giving any indications regarding the whole dam stability. Very few models are developed for landslide dam failure that can treat both the sediment and debris flow. Most of the existing models are applicable to overtopping failure of landslide dam. A numerical model has been developed (Awal et al., 2008) that can predict the time at which landslide dam may fail and also detect the failure mode either due to overtopping or due to sliding as well as the resulting out flow hydrograph.

Numerical and experimental studies were performed to investigate the mechanism of landslide dam failure by sliding (Awal et al., 2007, Awal, 2008). The pressure based Richards' equation descritized by finite difference technique was used in seepage flow model to determine moisture movement in the dam body. This model was then combined with transient slope stability model to get the dam failure time and the geometry of the failure surface.

Traditional methods of slope stability analysis assume that the soil is fully saturated. However, throughout much of the world, slopes exist in residual soil deposits. Such soils are often unsaturated, and the traditional saturated approach to assessing these slopes is inadequate. In looking at the behaviour of unsaturated soils, some authors (e.g. Dakshanamurthy et al, 1984) incorporate airflow within the soil, and it is clear that this aspect can be significant to the overall behaviour of the soil.

In this study conventional water-phase as well as water-air two-phase seepage flow numerical simulation models are developed individually for seepage calculation inside the body of landslide dam. Seepage flow model is then combined with transient slope stability model to predict the failure of dam due to sudden sliding. Simulation results are compared with the experimental measurements carried out by Awal (2008).

2. Numerical Modeling

Numerical models can be valuable tools in the prediction of seepage and the slope stability analysis. In the present analysis single-phase seepage flow model calculates the pore water pressure and moisture content inside the dam body where as the two-phase model calculates the pore water pressure, pore air pressure, and moisture content. Slope stability model uses the pore water pressure and moisture content obtained by the seepage flow model as in put data to calculate the critical slip surface and the corresponding factor of safety simultaneously.

2.1 Seepage flow Model

Seepage analysis may be required in volume change prediction, ground water contamination control, slope stability analysis, and the design of earth structures such as dykes or dams. To develop the seepage flow model, the governing equations are solved by line successive over relaxation (LSOR) scheme used by Freeze (1971, 1978) by an implicit iterative finite difference scheme.

(1) Single-phase flow model

Awal (2008) has used the following two and three dimensional pressure based Richards' equations to calculate the change in pore water pressure in variably saturated soil.

Two dimensional equation:

$$C\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(K_x\frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z\left(\frac{\partial h}{\partial z}+1\right)\right) \quad (1)$$

Three dimensional equation:

$$C\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(K_x\frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_y\frac{\partial h}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z\left(\frac{\partial h}{\partial z}+1\right)\right) \quad (2)$$

where, h is the water pressure head; K_x, K_y and K_z are the hydraulic conductivity in x, y and z directions respectively; $C = \partial\theta/\partial h$ is the specific moisture capacity, θ is the soil volumetric water content; t is the time; x and y are the horizontal spatial coordinates; and z is the vertical spatial coordinate taken as positive upwards.

In order to solve the equations (1) and (2) following constitutive relationships proposed by Van Genuchten (1980) are used for establishing relationship of moisture content and water pressure head (θ-h), and unsaturated hydraulic conductivity and moisture content(K-θ):

$$S_e = [1 + (|\alpha h|)^{\eta}]^{-m} \quad (3)$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (4)$$

$$K = K_s S_e^{0.5}[1 - (1 - S_e^{\frac{1}{m}})^m]^2 \quad (5)$$

where, S_e is the effective saturation; α and η are empirical parameters; θ_s and θ_r are saturated and residual moisture content respectively; K_s is the saturated hydraulic conductivity; and m=1-1/η.

(2) Two-phase flow model

Water flow in variably saturated soils is two-phase flow problem. The expedient approximation that air pressure is constant leads to the Richards' equation. To fully and accurately model variably saturated soils, both the air and water phases should be treated separately, with pressure and flow of both of these phases tracked within the model. In this study following two and three-dimensional equations are derived for the simultaneous flow of water and air based on the one-dimensional flow equations derived by Touma et al, (1986):

Two dimensional equations can be described as follows.

Water-phase equation is

$$C\left(\frac{\partial h_a}{\partial t} - \frac{\partial h_w}{\partial t}\right) = \frac{\partial}{\partial x}\left(K_{wx}\frac{\partial h_w}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_{wz}\left(\frac{\partial h_w}{\partial z}+1\right)\right) \quad (6)$$

Air-phase equation is

$$\left((Ø-\theta)\frac{\rho_{0a}}{h_0} - \rho_a C\right)\frac{\partial h_a}{\partial t} + \rho_a C\frac{\partial h_w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(\rho_a K_{ax}\frac{\partial h_a}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\rho_a K_{az}\left(\frac{\partial h_a}{\partial z}+\frac{\rho_a}{\rho_{0w}}\right)\right) \quad (7)$$

Three dimensional equations can be described as follows.

Water-phase equation is

$$C\left(\frac{\partial h_a}{\partial t} - \frac{\partial h_w}{\partial t}\right) = \frac{\partial}{\partial x}\left(K_{wx}\frac{\partial h_w}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_{wy}\frac{\partial h_w}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_{wz}\left(\frac{\partial h_w}{\partial z}+1\right)\right) \quad (8)$$

Air-phase equation is

$$\left((Ø-\theta)\frac{\rho_{0a}}{h_0} - \rho_a C\right)\frac{\partial h_a}{\partial t} + \rho_a C\frac{\partial h_w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(\rho_a K_{ax}\frac{\partial h_a}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\rho_a K_{ay}\frac{\partial h_a}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\rho_a K_{az}\left(\frac{\partial h_a}{\partial z}+\frac{\rho_a}{\rho_{0w}}\right)\right) \quad (9)$$

where, h_w is the water pressure head; h_a is the air pressure head; h_0 is the atmospheric pressure expressed in terms of water column height; $C = \partial\theta / \partial h_c$ is the specific moisture capacity, $h_c = h_a - h_w$ is the ; ρ_a is density of air; ρ_{0a} is density of air at the atmospheric pressure; ρ_{0w} is density of water at the atmospheric pressure; K_{wx}, K_{wy} and K_{wz} are the hydraulic conductivity in x, y and z directions respectively; K_{ax}, K_{ay} and K_{az} are the air conductivity in x, y and z directions respectively; $C = \partial\theta / \partial h$ is the specific moisture capacity, Ø is the porosity of soil; θ is the soil volumetric water content; t is the time; x and y are the horizontal spatial coordinates; and z is the vertical spatial coordinate taken as positive upwards.

In order to solve the equations (6), (7), (8) and (9) following constitutive relationships proposed by Van Genuchten (1980) are used:

$$S_e = [1 + (\alpha_a h_c)^{\eta_a}]^{-m_a} \quad (10)$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (11)$$

$$K_w = K_{ws} S_e^{0.5} \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m_a}}\right)^{m_a}\right]^2 \quad (12)$$

$$K_a = K_{as}(1 - S_e)^{0.5} \left[\left(1 - S_e^{\frac{1}{m_a}}\right)\right]^{2m_a} \quad (13)$$

where, S_e is the effective saturation; α_a and η_a are empirical parameters; $m_a = 1 - 1/\eta_a$; θ_s and θ_r are saturated and residual moisture content respectively; K_{ws} is the saturated hydraulic conductivity; K_{as} is the saturated air conductivity.

$$K_{as} = K_{ws} \frac{\mu_w}{\mu_a} \quad (14)$$

where, μ_w and μ_a are dynamic viscosity of water and air. $\mu_w = 1.002 * 10^{-3}$ NS/m^2 and $\mu_a = 1.83 * 10^{-5}$ NS/m^2 at 20°c.

2.2 Slope Stability Model

The stability of a slope depends on its geometry, soil properties and the forces to which it is subjected to internally and externally. The numerous methods currently available for slope stability analysis provide a procedure for assigning a factor of safety to a given slip surface, but do not consider the problem of identifying the critical conditions. Limit equilibrium method of slices is widely used for slope stability analysis due to its simplicity and applicability. In the method of slices, the soil mass above the slip surface is divided into a number of vertical slices and the equilibrium of each of these slices is considered. The actual number of the slices depends on the slope geometry and soil profile. The limiting equilibrium consideration usually involves two steps; one for the calculation of the factor of safety and the other for locating the most critical slip surface which yields the minimal factor of safety. Methods by Bishop, Janbu, Spencer and Morgenstern and Price are now well known.

In this study Janbu's simplified method as well as Spencer method has been incorporated into an effective minimization procedure based on dynamic programming by which the minimal factor of safety and the corresponding critical non circular slip surface are determined simultaneously. Janbu's simplified method only satisfies force equilibrium for the entire sliding mass and assumes resultant inter-slice forces horizontal where as Spencer/extended Spencer method satisfies both the force and moment equilibrium and assumes resultant inter-slice forces are at some angle to the horizontal. Fig. 2 shows the two dimensional general slip surface and forces acting on a typical slice and Fig. 3 shows the three dimensional general slip surface and forces acting on a typical column.

2-D and 3-D expressions of factor of safety F_s for Janbu's simplified method are as follows:

For 2-D Case;

$$F_s = \frac{1}{\sum_{i=1}^{n} W_i \tan\alpha_i} \times \sum_{i=1}^{n} \left\{ \frac{c l_i \cos\alpha_i + (W_i - u_i\, l_i \cos\alpha_i) \tan\emptyset}{\cos^2\alpha_i \left(1 + \frac{1}{F_s}\tan\alpha_i \tan\emptyset\right)} \right\} \quad (15)$$

where W_i is the weight of each slice including surface water, l_i is the length of the base of each slice, u_i is the average pore water pressure on the base of the slice, α_i is the inclination of the base to the horizontal, n is the total number of slices, and c and Ø are the Mohr-Coulomb strength parameters.

For 3-D Case;

$$F_s = \frac{\sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{n}\frac{\left[(c - u_{ij}\tan\emptyset)\Delta x\Delta y + (W_{ij} + P_{ij})\tan\emptyset\right]}{\left[\left(\frac{1}{J} + \frac{1}{F_s}\sin\alpha_{xzij}\tan\emptyset\right)\cos\alpha_{xzij}\right]}}{\sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{n}(W_{ij} + P_{ij})\tan\alpha_{xzij}} \quad (16)$$

where, $J = \left(1 + \tan^2\alpha_{xzij} + \tan^2\alpha_{yzij}\right)^{\frac{1}{2}}$, W_{ij} is the weight of column, P_{ij} is the vertical external force acting on the top of the column, Δx and Δy are discretized widths of the columns in x and y directions respectively, α_{xzij} and α_{yzij} are the inclination angles of the column base to the horizontal direction in the xz and yz planes respectively, m and n are the total number of columns in x and y directions respectively, and c and $\emptyset$ are the Mohr-Coulomb strength parameters.

The factor of safety expressions for Spencer method (Bardet, et al., 1989) and extended Spencer method (Jiang et al., 2004) in cases of 2-D and 3-D respectively are as follows:

For 2-D Case;

$$F_f = \frac{\sum_{i=1}^{n}\left\{\frac{cl_i + (W_i\cos\alpha_i - u_i\, l_i)\tan\emptyset}{m_\alpha}\right\}}{\sum_{i=1}^{n}\left\{\frac{W_i\sin\alpha_i}{m_\alpha}\right\}} \quad (17)$$

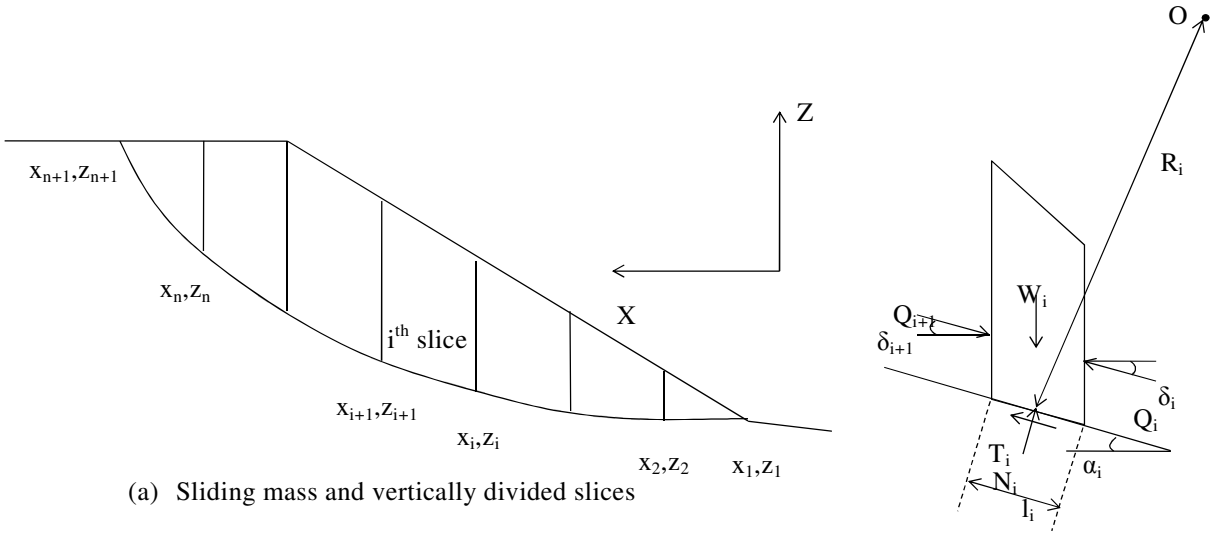
$$F_m = \frac{\sum_{i=1}^{n}\left\{\frac{cl_i + (W_i\cos\alpha_i - u_i\, l_i)\tan\emptyset}{m_\alpha}\right\} R_i\cos(\theta_i - \delta)}{\sum_{i=1}^{n}\left\{\frac{W_i\sin\alpha_i}{m_\alpha}\right\} R_i\cos(\theta_i - \delta)} \quad (18)$$

where, F_f = factor of safety with respect to force equilibrium, F_m = factor of safety with respect to moment equilibrium, $m_\alpha = \cos(\alpha_i - \delta)\left(1 + \frac{1}{F_f}\tan(\alpha_i - \delta)\tan\emptyset\right)$, δ= inclination of inter-slice forces to the horizontal, R_i = distance from the base centre of the slice to an arbitrary reference point, and θ_i = angle between the vertical direction and the R_i direction.

F_f and F_m can separately be computed from the equations (17) and (18) for several appropriately given values of δ. Then, two curves showing the relationships of $F_f - \delta$ and $F_m - \delta$ can be plotted so that the intersection of these two curves leads to a required value of factor of safety F_s, satisfying both force and moment equilibrium.

where, $m_\alpha = (1 + \tan\delta\tan\alpha_{xzij})/J + (\sin\alpha_{xzij} - \tan\delta\cos\alpha_{xzij})\tan\emptyset/F$ with $F = F_f$ for Eq. (19) and F_m for Eq. (20), δ = inclination of inter-slice forces to the x-axis, R_{ij} = distance from the axis of rotation to the base centre of a column in xz plane, and θ_{ij} = angle between the horizontal direction and the R_{ij} direction in the xz plane.

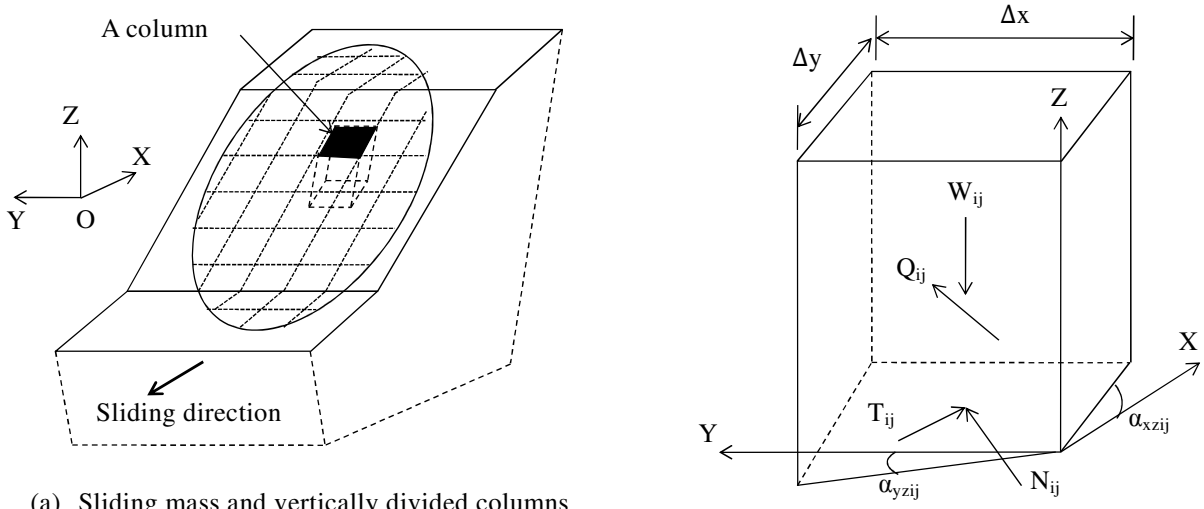
Factor of safety F_s, satisfying both force and moment equilibrium can be computed as mentioned in the case of 2-D.



(a) Sliding mass and vertically divided slices

(b) Forces acting on the slice i

Fig. 2 Two dimensional general slip surface and forces acting on a typical slice



(a) Sliding mass and vertically divided columns

(b) Forces acting on a the column ij

Fig. 3 Three dimensional general slip surface and forces acting on a typical column

For 3-D Case;

$$F_f = \frac{\sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{n}\left[\begin{array}{l}\left(c - u_{ij}\tan\emptyset\right)\sec\alpha_{xzij}\,\Delta x\,\Delta y + \left(W_{ij}\right.\\ \left.+P_{ij}\right)\left\{\begin{array}{l}\left(\sec\alpha_{xzij} - \tan\delta\,\sin\alpha_{xzij}\right)\\ \tan\emptyset + F_f\tan\delta\dfrac{\tan^2\alpha_{xzij}}{J}\end{array}\right\}\end{array}\right]}{m_\alpha}}{\sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{n}\left(W_{ij}+P_{ij}\right)\tan\alpha_{xzij}} \quad (19)$$

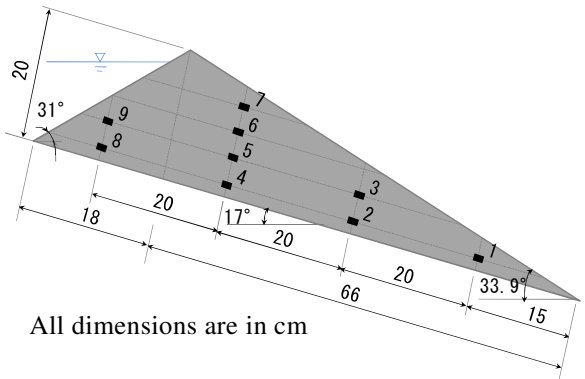
$$F_m = \frac{\sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{n} R_{ij}\left[\begin{array}{c}\left(c - u_{ij}\tan\emptyset\right)\sec\alpha_{xzij}\,\Delta x\,\Delta y\\ \sin\left(\theta_{ij}+\delta\right)/\cos\delta + \left(W_{ij}+P_{ij}\right)\\ \cos\left(\theta_{ij}+\alpha_{xzij}\right)\\ \left\{\begin{array}{l}\tan\emptyset\,\tan\left(\theta_{ij}+\alpha_{xzij}\right)\\ +F_m\sec\alpha_{xzij}/J\end{array}\right\}\end{array}\right]/m_\alpha}{\sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{n}\left(W_{ij}+P_{ij}\right)R_{ij}\cos\theta_{ij}} \quad (20)$$

3. Experimental Test

Experimental results obtained by Awal (2008) are compared with the simulation results so as to evaluate the capability of the model. In his study (Awal, 2008), he considered constant water level and the steady discharge in the upstream reservoir in case of two-dimensional experiments and sready discharge in the upstream reservoir in case of three-dimensional experiments.

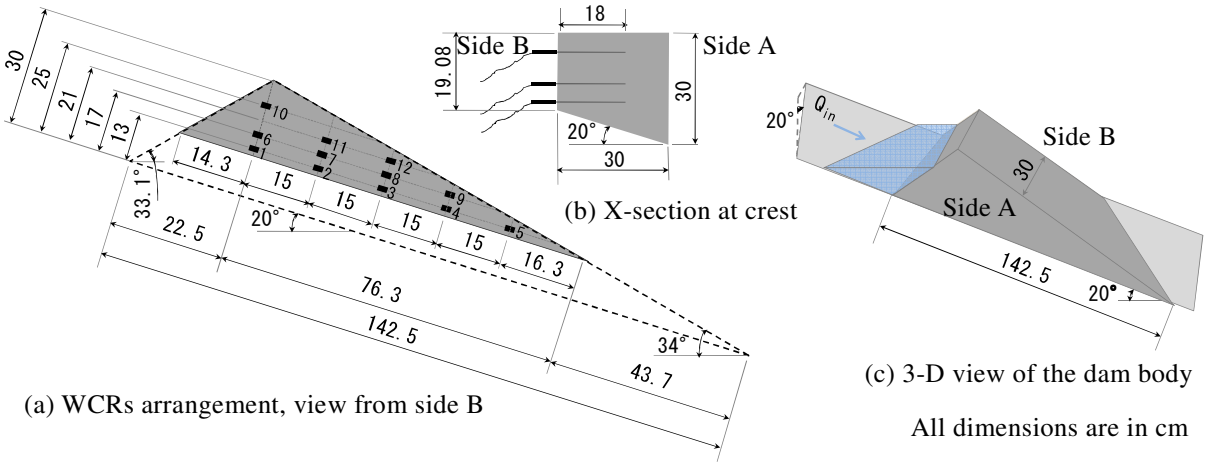
In case of two-dimensional experiments a rectangular flume of length 5m, width 20cm and depth 21cm was used. The slope of the flume was set at 17°. A rectangular flume of 5m long, 30cm wide and 50cm deep was used in case of three-dimensional experiments. The slope of the flume was set at 20°. The rectangular shape of the flume was modified to make cross slope of 20° so that the height of the dam is 30cm in one side and decreased uniformly towards other side to 19.08cm.

Triangular dam was prepared on the rigid bed of flume by placing mixed silica sand (Mix 1-7) on the flume. Water content reflectometers (WCRs) were used to measure the temporal variation of moisture content during seepage process. Red colored sediment strips were placed in the dam body at the flume wall face so as to measure the movement of the dam slope during sliding. The two-dimensional and three-dimensional landslide dams with the arrangement of WCRs are schematically shown in Figure 4 and Figure 5 respectively.



All dimensions are in cm

Fig. 4 Two dimensional dam body shape and size with the arrangements of WCRs (1-9)



(a) WCRs arrangement, view from side B

(b) X-section at crest

(c) 3-D view of the dam body

All dimensions are in cm

Fig. 5 Three dimensional dam body shape and size with the arrangements of WCRs (1-12)

4. Results and Discussions

In two dimensional analysis numerical simulation has been carried out with space step of 2 mm and time step of 0.004 second in seepage flow model and longitudinal space step (parallel to dam base) of 6 cm and time step of 1 second in slope stability model. In three dimensional analysis numerical simulation has been carried out with space step of 1 cm and time step of 0.01 second in seepage flow model and longitudinal space step of 5 cm, lateral space step of 3 cm and time step of 1 second in slope stability model.

In case of 2-D experiment with constant water level in the upstream reservoir, water level at 16 mm below the crest level of the dam was maintained in 25 seconds and the sudden sliding of the dam was observed at 255 seconds. The simulated failure time using Janbu's simplified method of slope stability analysis is 222 and 231 seconds in conventional and water-air two-phase seepage flow considerations respectively where as the failure time using Spencer method of slope stability analysis is 248 and 257 seconds in conventional and water-air two-phase seepage flow considerations respectively. Figure 6 shows the simulated and experimental moisture content profiles at WCR-4, WCR-6 and WCR-8 and Figure 8 shows the simulated and experimental slip surfaces.

In case of 2-D experiment with steady discharge in the upstream reservoir, 39.8 cm^3/sec discharge was maintained and the sudden sliding of the dam was observed at 350 seconds. The simulated failure time using Janbu's simplified method of slope stability analysis is 305 and 304 seconds in conventional and water-air two-phase seepage flow considerations respectively where as the failure time using Spencer method of slope stability analysis is 323 and 322 seconds in conventional and water-air two-phase seepage flow considerations respectively. Figure 7 shows the simulated and experimental moisture content profile at WCR-4, WCR-6 and WCR-8 and Figure 9 shows the simulated and experimental slip surfaces.

In case of 3-D steady discharge in the upstream reservoir, 29.8 cm^3/sec discharge was supplied and the sudden sliding of the dam was observed at 930 seconds. The simulated failure time using Janbu's simplified method of slope stability analysis is 768 and 777 seconds in conventional and water-airtwo-phase seepage flow considerations respectively where as the failure time using extended Spencer method of slope stability analysis is 793 and 802 seconds in conventional and water-air two-phase seepage flow considerations respectively. Figure 10 shows the simulated and experimental moisture content profile at WCR-2, WCR-4 and WCR-8 and Figure 11 shows the simulated and experimental slip surfaces.

Simulated and experimental moisture profiles are satisfactorily in agreement although results comparison shows some simulated results have faster moisture movement than that of experimental one and some have slower movement. Also the simulated failure shapes are matching satisfactorily with experimental failure shapes of all considered cases. From the view point of safety before and

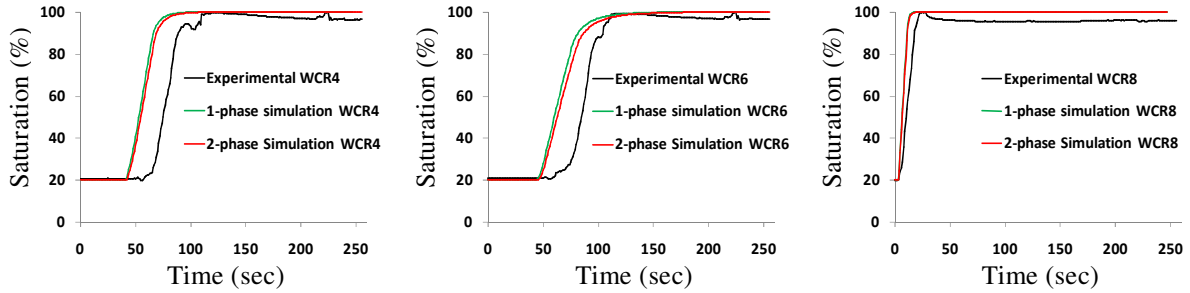


Fig. 6 Simulated and experimental moisture content profiles for constant head in upstream reservoir (2D case)

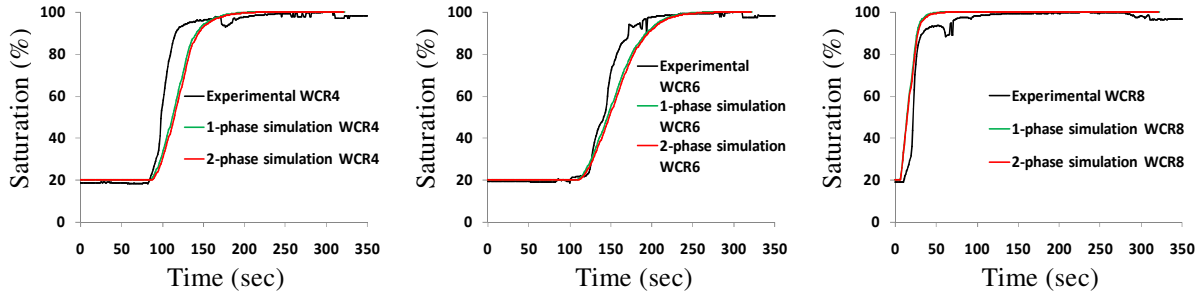


Fig. 7 Simulated and experimental moisture content profiles for steady discharge in upstream reservoir (2D case)

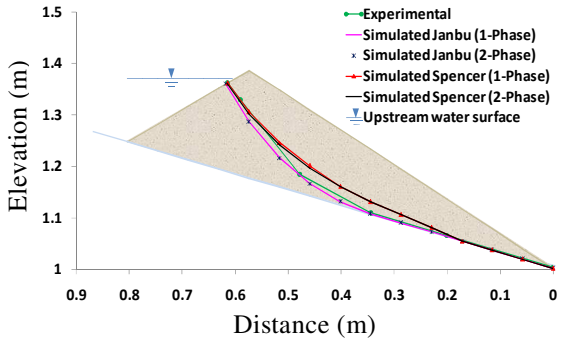


Fig. 8 Simulated and experimental critical slip surfaces for constant head in upstream reservoir (2D case)

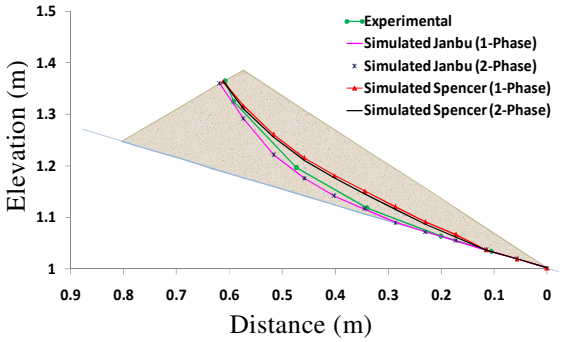


Fig. 9 Simulated and experimental critical slip surfaces for steady discharge in upstream reservoir (2D case)

after the failure of dam the most important is the prediction of dam body failure time rather than the failure shape. In all the cases, failure time computed by Spencer/extended Spencer method is quite closer to the experimentally observed failure time than the failure time computed by Janbu's simplified method.

Saturated hydraulic conductivity Ks is a key parameter for guiding the moisture profile and failure time of dam body which depends on the sand mix and its compaction. It is difficult to ensure uniformity of sand mix and its compaction during Ks test and formation of experimental dam body. So it is better to have record the temporal variation of upstream reservoir head during experiment so that Ks value can be played during simulation to get more accurate simulated reservoir head that may lead simulated moisture movement and dam failure time quite closer to experimental one.

Actually air become trapped in the voids by the infiltrating water from the upstream reservoir, initially causing compression of the air phase, leading to a reduction in the rate of water infiltration. The air pressure will increase until it reaches a sufficient value for the air to escape by bubbling. This phenomenon has not been

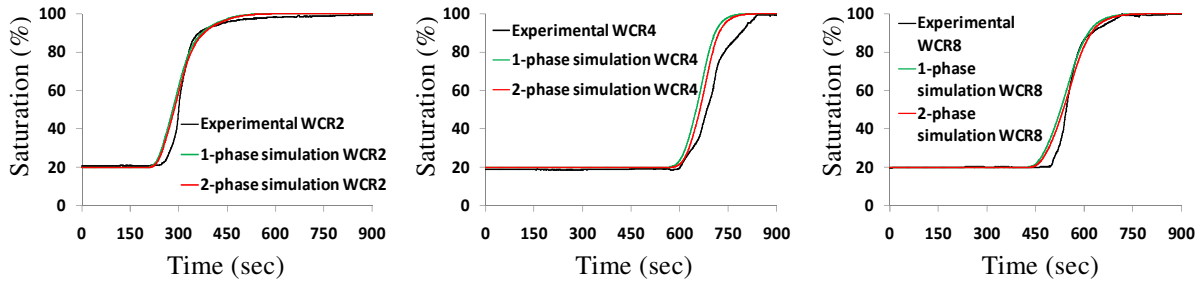


Fig. 10 Simulated and experimental moisture content profiles for steady discharge in upstream reservoir (3D case)

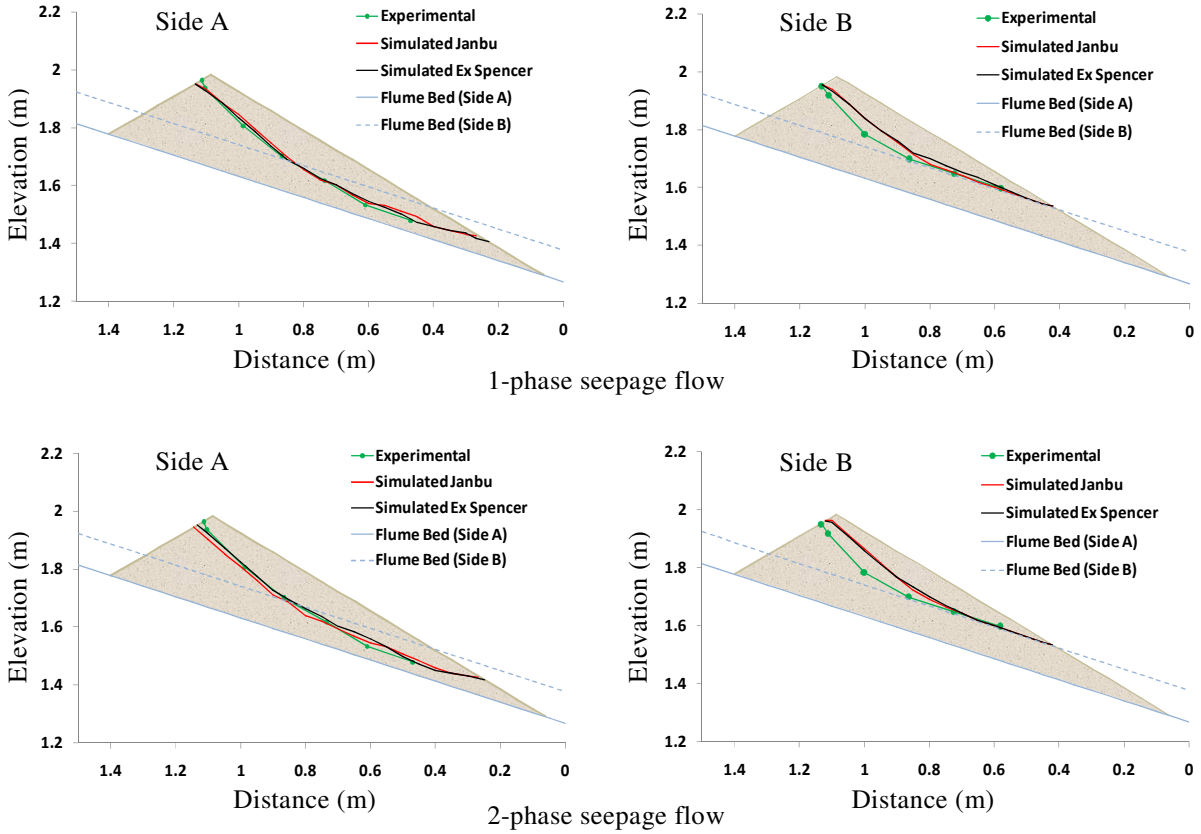


Fig. 11 Simulated and experimental critical slip surfaces for steady discharge in upstream reservoir (3D case)

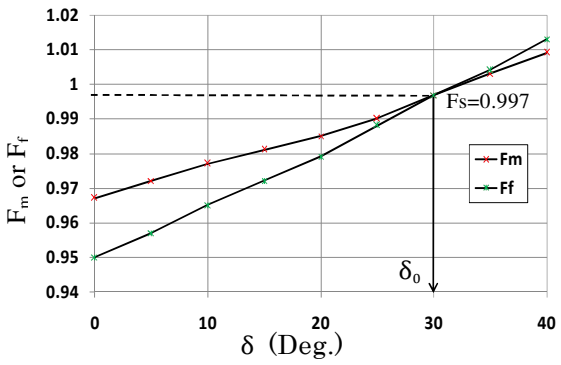


Fig. 12 Typical relationships of F_m-δ and F_f-δ

considered in conventional seepage flow model but the water-air two-phase flow model has been considered it. Hence simulated moisture profiles obtained by the two-phase seepage flow model are slightly delayed than that of conventional seepage flow model. Ultimately, failure time of the dam body has also found to be delayed while considering two-phase seepage flow in Janbu's simplified method as well as Spencer/extended Spencer method in the cases of 2-D constant head and 3-D steady discharge. Since there was flow path for the air phase in the dam body laterally

toward downstream and vertically up beyond the reservoir water ponding reach, the difference of predicted failure times considering only one-phase and two-phase seepage flow is not so much large.

It is already mentioned in section 2.2 that Janbu's simplified method only satisfies force equilibrium for the entire sliding mass and assumes resultant interslice forces horizontal where as Spencer/extended Spencer method satisfies both the force and moment equilibrium and assumes resultant interslice forces are at some angle δ_0 to the horizontal. Hence the factor of safety calculated by the Janbu's simplified method is less than that of Spencer/extended Spencer method in a given condition, resulting failure time of the dam body earlier in case of Janbu's simplified method. Choosing δ values from 0^0~40^0 at 5^0 intervals, required δ_0 value was evaluated for calculating factor of safety F_s using Spencer/extended Spencer method as mentioned in section 2.2. The F_m- δ and F_f- δ relationships obtained during simulation of 3D case, considering two-phase flow seepage analysis, are typically shown in Fig. 12. Required δ_0 along with the corresponding Fs is also presented in the same figure.

5. Conclusions

The comparison of experimental and simulated results shows that the results obtained by water-air two-phase seepage flow model and extended Spencer method of slope stability analysis is more closer to the experimental results than that of conventional seepage flow model and Janbu's simplified method of slope stability analysis even though simulated failure time is much earlier than that of experimental in steady discharge cases of 2-D and 3-D. More experimental studies as well as sensitivity analysis are necessary to get experimental and simulated results quite close. The performance of the model can further be improved by incorporating more rigorous method of slope stability analysis that also considers the influence of pore air pressure in the soil slope stability. It is recommended to carry out the experimental measurement of air pressure at different points inside the dam body so that the result that may be obtained by the simulation can be verified.

References

Asanza, G.P., Yepes, H., Schuster, R.L., Ribadeneira, S. (1992): Landslide blockage of the Pisque River, Northen Ecuador, In Bell DH (ed) Landslides, Glissements de terrain, Proceedings of the sixth international symposium, Christchurch, 1229–1234.

Awal, R., Nakagawa, H., Baba, Y. and Sharma, R. H. (2007): Numerical and experimental study on landslide dam failure by sliding, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol.51, pp.7-12.

Awal, R., Nakagawa, H., Kawaike, K., Baba, Y. and Zhang, H. (2008): An integrated approach to predict outflow hydrograph due to landslide dam failure by overtopping and sliding, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 52, pp.151-156.

Awal, R. (2008): Study on Landslide Dam Failure Due to Sliding and Overtopping, Doctoral Thesis, Kyoto University.

Bardet, J.P. and Kapuskar, M.M. (1989): A simplex analysis of slope stability, Computers and Geotechnics, 8, 329-348.

Costa, J.E. and Schuster R.L. (1988): The formation and failure of natural dam, Geological Society of America Bulletin 100, 1054–1068.

Costa, J.E. and Schuster, R.L. (1991): Documented historical landslide dams from around the world, US Geological Survey Open File Report, 91–239.

Dakshanamurthy, V., Fredlund, D.G. and Rahardjo, H (1984): Coupled three dimensional consolidation theory of unsaturated porous media, Proceedings of the fifth international conference on expansive soils, Adelaide, South Australia.

Fread D. (1991): The NWS dambrk model: theoretical background/user documentation, National Weather Service, NOAA: Silver Spring, Maryland.

Freeze, R.A. (1971a): Three dimensional transient, saturated unsaturated flow in a groundwater basin, Water Resour. Res., Vol.7, pp.347-366.

Freeze, R.A. (1971b): Influence of the unsaturated flow domain on seepage through earth dams, Water Resour. Res., Vol.7, pp.929-941.

Freeze, R. A. (1978): Mathematical models of hillslope hydrology, in Kirkby, M. J., ed., Hillslope Hydrology, John Wiley, pp. 177-225.

Giuseppetti, G. and Molinaro, P. (1989): A mathematical model of the erosion of an embankment dam by overtopping, Proceedings of International Symposium on analytical evaluation of dam related safety problems, Copenhagen.

Jiang, J.-C. and Yamagami, T.(2004): Three-dimensional slope stability analysis using an extended Spencer method, Soils and Foundations, Japanese Geotechnical Society, Vol. 44, No. 4, 127-135.

Macchione, F. and Sirangelo, B. (1988): Study of earth dam erosion due to overtopping, Proceedings of technical conference of hydrology of disasters, WMO, Ginevra.

Schuster, R.L. (1993): Landslide dams—a worldwide phenomenon, In Proceedings annual symposium of the Japanese Landslide Society, Kansai Branch, 27 April, Osaka, 1–23.

Schuster, R.L. (1995): Landslide dams—a worldwide phenomenon, J Jpn Landslide Soc 31(4), 38–49.

Touma, J. and Vauclin, M.(1986): Experimental and numerical analysis of two-phase infiltration in a partially saturated soil, Transport in Porous Media, 1, 27–55.

Umbal, J.V., Rodolfo, K.S. (1996): The 1991 lahars of southwestern Mount Pinatubo, Philipines, and evolution of the lahar-dammed Mapanuepe Lake, In Newhall CG, Punongbayan RS (eds) Fire and mud eruptions and lahars of Mount Pinatubo, University of Washington Press, Philippines sattle, pp. 951–970.

Van Genuchten, M.T. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Soc. Am. J., Vol.44, pp892–898.

地すべりによる天然ダム決壊の二次元および三次元斜面安定解析

Ram Krishna REGMI*, 中川一・川池健司・馬場康之・張浩

*京都大学大学院工学研究科

要　旨

不飽和多孔質媒体内の流れは，水と空気の２相流れの問題となる。本研究では間隙内空気の流れの効果を考慮するために，多相流理論に基づき水と空気の２相流モデルの導入を行った。これまで天然ダムの斜面の安定解析では，突然の決壊を予測するために，間隙水圧と含水率を解く従来の水相流モデル，水と空気の２相流モデルによって解析されており，そのモデル内はJanbuの簡易的な方法だけでなく，平衡状態に基づいた拡張Spencer法などが用いられている。本研究では，拡張Spencer法を用いて２相流れを解析しており，実験結果とも比較的良く一致した結果が得られている。

キーワード: ２相流，飽和土，天然ダム，斜面安定

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

観測桟橋近傍の海底地形と海底底質の粒度組成
―海底地形の変形と海底底質の粒度組成の岸沖方向変異―

内山　清

要　旨

大潟海岸の中央部に位置している京大観測用桟橋の沖側に，弧状沿岸砂州が形成されている。この弧状沿岸砂州の変異を考察するために，深浅測量と海底底質採取を，2005年3月6日と2005年9月28日に行った。深浅測量は，汀線から約200ｍ沖の沿岸方向の１測線と，弧状沿岸砂州中心部と接合部の２測線を通る岸沖方向の測線で行った。また，海底底質採取は水深約1ｍごとに，深浅測量と同じ岸沖方向の２測線上で行った。なお，弧状沿岸砂州中心部の測線は，桟橋の南西側の縁に合致しているため，桟橋の根元から先端にかけて採取した底質試料を採用した。それは，2005年3月6日と9月28日に一番近い時期である，2005年3月15日と9月16日の底質試料を採用した。海底地形の変形と海底底質の粒度組成の岸沖方向変異の考察から，変則的な動きをしていることがわかった。また，海底底質と海岸砂丘砂との相関関係も示された。

キーワード:弧状沿岸砂州，離岸流，沿岸流，分級作用，移動限界水深

1. 緒　言

大潟海岸は，上越市郷津から柏崎市米山に至る全長約27kmのほぼ直線状の砂・礫海岸である。大潟波浪観測所の観測桟橋は，この海岸線のほぼ中央に位置している（Fig.1）。直江津港防波堤の延伸による漂砂系の分断と関川からの土砂の遮断により，直江津港より北東，桟橋付近までは海岸侵食が顕著で，海浜が消滅してしまった。自然の節理に従って，あらゆる要素と緊密に，そして微妙にバランスをとりながら動作する事から鑑み，ミクロからマクロへと考察し，熟考することこそが，新しく，重要な知見を得る方法である。この意味において，今回は，大変困難とされる，冬季の３月で，船による深浅測量を行って得た海底地形と海底底質の粒度組成をしっかりと考察することだ。また，それより，半年後の９月でのそれら，との比較による変異に，多大なる知見が得られるであろう。そのうえ，前回，2004年11月（内山，2005）のそれらと比較しながら，しっかりと考察することである。それに加えて，海岸砂丘砂がどのような関与の仕方をするか。上述のことを確実に実行することこそが，海岸侵食の原因解明に資するものと考える。

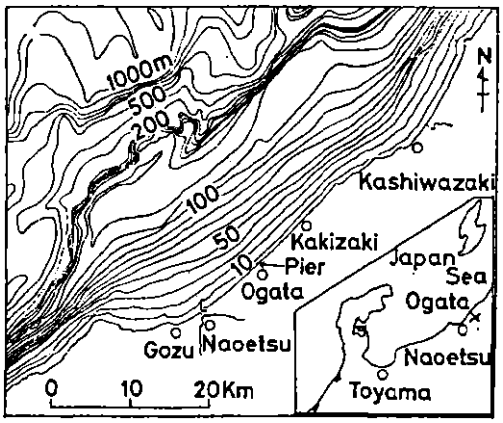


Fig.1　Positional topography of Ogata's coast

2.　汀線から沖へ約200mの地点を汀線に沿っての海底地形と岸沖方向の海底地形

2.1　汀線に沿った海底地形

Fig.2の①に示すように，汀線から沖へ約200mの地点，つまり，桟橋先端の抗と桟橋の岸から沖へ4本目の抗の中間点をSWからNEの方向へ，汀線に沿って深浅測量を行った海底地形である。

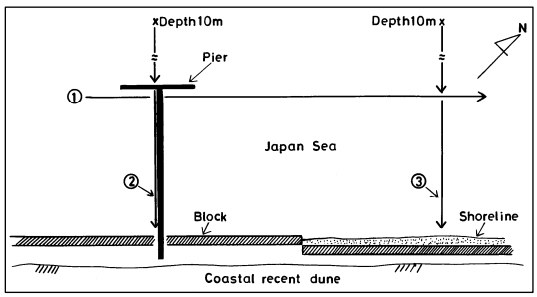


Fig.2　The measuring lines on a coastal sketch-map

今回は，2005年3月6日（Fig.3）と9月28日（Fig.4）がその海底地形図である。平年ですと，冬季である3月は，まだ，季節風である北西の風が強く吹いて，波も高い状態が毎日続く。到底，船による深浅測量ができない。それが2005年3月6日には，運よく，深浅測量と海底底質採取もできた。その半年後の9月にも同様な事を行った。これに，ともなって，両者を比較した時の差異とその過程の動作を考察していきたい。それに加えて，前回の2004年11月の海底地形図（内山，2005）（Fig.5）と今回の比較での差異と動作についても考察するに，大変興味がある。

(1)　2005年3月6日の海底地形図

Fig.3をみると，桟橋の中心0から南西へ約100mの地点に谷があり，水深は約7.0mである。この地点を通る岸沖方向での測線が，弧状沿岸砂州の中心部と思われる。0～0から北東へ約100mの地点間に小高い山があって，何らかの砂の堆積があったようだ。0から北東へ約300mの地点に，一番高い山があり，弧状沿岸砂州の接合部における極浅部と思われる。この地点の水深は約4.0mで，前述の中心部の谷との比高は約3.0mとなる。

一方，南西側へ目を向けると，0から約350mの地点に二番目に高い山があり，水深が約5.0mで，弧状沿岸砂州接合部の極浅部にあたる。0から南西へ約100mの地点の谷との比高は，約2.0mである。

上述の二つの論点と（Fig.5）の海底地形図より，桟橋の中心から南西側と北東側にある，二つの接合部の間の距離は約650mで，頂点であるBarが，桟橋の先端から沖へ約130mの地点にある。もし，水をなくして，真上から見た時に，沖側が凸の放物線を描くように，きれいな弧状沿岸砂州であることがわかる。

(2)　2005年9月28日の海底地形図

Fig.4をみると，桟橋の中心0から南西へ約100mの地点に谷があり，水深は約8.0mで，3月6日の海底地形図(Fig.3)のこの地点より，約1.0m程水深を増した。この地点を通る岸沖方向での測線が，弧状沿岸砂州中心部と思われる。0～0から北東へ約100mの地点間に小高い山があって，3月6日の海底地形図（Fig.3）による同地点と比べて水深は微妙に増したことになる。0から北東へ約350mの地点に一番高い山があり，弧状沿岸砂州接合部の極浅部と思われる。この地点の水深は約4.5mで，前述の中心部の谷との比高は約3.5mである。

一方，南西側へ目を向けると，0から約250mの地点に二番目に高い山があり，水深が約5.0mで，弧状沿岸砂州接合部の極浅部にあたる。0から南西へ約100mの地点の谷との比高は，約3.0mとなる。

上述の二つの論点と（Fig.7）の海底地形図から，桟橋の中心より南西側と北東側にある，二つの接合部の間の距離は約600mで，頂点のBarが，桟橋の先端から沖へ約150mの地点にある。この様なことから，前述と同様に，きれいな弧状沿岸砂州であることがわかる。

(3) Fig.3とFig.4の比較

Fig.3とFig.4を比較して，半年間における変異を考察する。まず，前者から後者へ変異するための要因を述べる。ひとつは，北西からの季節風で，波が発達して，どういう経過で岸にやって来るかの問題です。これに付随して，どういう水の流れが発生するか，という事です。ふたつめは，測量時に，直江津港防波堤の延伸がどこまで完成していたか，の問題です。

前者の測量日は，2005年3月6日であって，それ以後の3月31日までは，冬季であるため，北西からの季節風が吹いて，10～15m/sの風の強さであった回数は，5回と記録されている。ただし，1回は，2～3日位，その方向と強さが続いたものとする。つぎに，4月1日から9月27日の間においては，一応，夏季と判定する。この期間は，西からの風が8回程吹き，強さが10～15m/sである。この中で2回は，15～20m/sの風の強さを示している。この日，以外の夏季においては，北あるいは北東からの風の頻度が高い。この場合，最大風速は10m/s前後が常道である。

もうひとつの変異のための要因として，直江津港防波堤の延伸について延べる。全長が2.5kmであって，完成したのが2007年度であったと聞いている。この事からして，測量日の2005年3月6日には全体の3分の2は完成していたと言える。また，2005年9月28日には全体の4分の3まで完成しつつあったのではないか。

(4)　測量日の前者から後者への変異

ここで，測量日の前者から後者への変異について，それぞれの海底地形図（Fig.3，4）を精査し，上述の要因等を加味しながら述べる。両者の弧状沿岸砂州接合部において，前者から後者へ，どのように変異したかというと。微妙に水深が増したうえ，桟橋より南西側に位置する接合部が約100m程，北東側に位置するそれが約50m程，それぞれ北東側へ動いた。

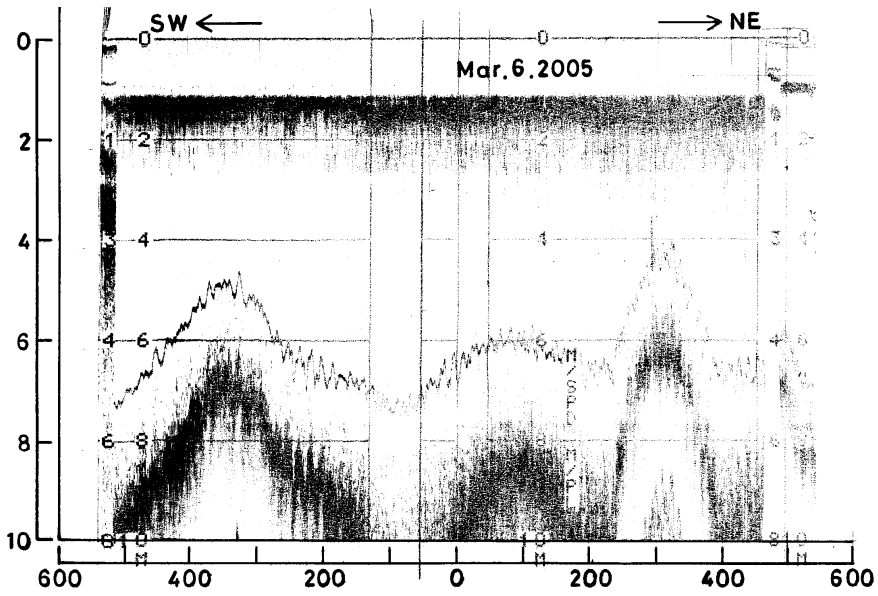


Fig.3 Bottom profile, from south west to north east, 200m offshore along the shoreline, on

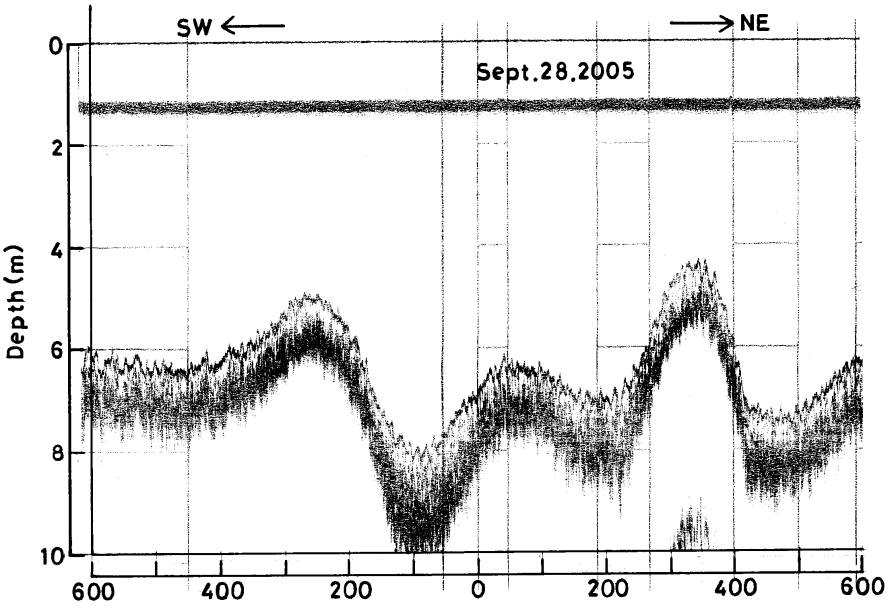


Fig.4 Bottom profile, from south west to north east, 200m offshore along the shoreline, on

接合部と接合部の間にある，ひとつの小高い山とふたつの谷は，約50cm程，それぞれ水深を増している。特に，南西側の谷については約1.0m近く，水深を増した。

(5)　各海底地形の変異

上の各海底地形の変異の状態からして，下述の事が起った可能性がある。後述の海底底質の粒度組成を加味しながら論ずると，明瞭な水の流れが見えてこようが，ここでは，海底地形の変異のみで考察する。2005年3月6日から31までは，まだ冬季で，北西からの風の頻度が高い事から，風速で10～15m/sだと最大波高で3.0～4.0mとなる。しかも，直江津港防波堤が全体の3分の2位の完成度から，その先端で波が屈折して，ちょうど，土底浜付近に波が集中する。そのうえ，土底浜より南西側に人工リーフの既設で，この上にやって来た波が砕波しないで，急激に発達するのである。波が立ったままの状態で，海浜の後浜に形成している，海岸砂丘砂に襲いかかり，侵食して，海に流出する。人工リーフで，隣りとの間の海底がちょうど水路のようになって，大きなベクトルを持った激流が砂を押し出して，そのすぐ沖側に砂州として堆積する。波および，その他いろいろな要因で発生する沿岸流が，それにより，水路のような様相を呈して発達し，南西から北東の方向へ，砂を運ぶ。2005年4月1日から9月27日までは夏季で，北あるいは北東からの風が吹く頻度が高くなり，その他，いろいろな要因で，沿岸流も北東から南西へ向う頻度が増す。その中で，数少ない回数の西から吹く風で，このうち，2回も15～20m/sの風が吹いた。これと，その他，いろいろな要因があって，南西から北東へ向う沿岸流が大きなベクトルを持って，そのうえ，北東から南西へ向う沿岸流よりも優勢に作用する。この事から，桟橋より南西側に位置する，弧状沿岸砂州接合部の極浅部を約100mも北東側へ動かし，また，運んで来た砂を堆積したのだろう。桟橋の中心より南西側へ約100mの地点の谷が，岸沖方向でいうと，弧状沿岸砂州中心部にあたるため，大きなベクトルを持った離岸流が発生する。特に，沖から集中して，発達した波が波消しブロックにあたって反射し，もどり水として，離岸流になって海底を沖へ流れ出る。この時，離岸流の沖方向ベクトルと沿岸流の南西から北東へ向う方向ベクトルを合成した時，ちょうど真北の方向ベクトルになる。この合成されたベクトルの水の流れが，北東から南西へ向う沿岸流よりも優勢に作用し，桟橋より北東側に位置する，弧状沿岸砂州接合部の極浅部が約50m，北東側へ動いたのである。

2.2　岸沖方向の海底地形図

Fig.2の②，③に示すように，桟橋の南西側の縁を沖方向へ延長した，水深10mの地点から岸へ向って，水深3.0mの地点まで深浅測量を行った。これらの海底地形図（Fig.5，7）は，Bar型の断面形状をしており，弧状沿岸砂州中心部であることがわかる。また，もう一方の海底地形図（Fig.6，8）は，桟橋の中心から北東側へ約300m，350mのそれぞれの地点を，水深10mの地点から水深3.0mの地点まで，沖から岸へ向って深浅測量を行ったものである。これらの海底地形図は，2005年3月6日と9月28日にそれぞれ深浅測量を行ったもので，Step型の断面形状をしていて，弧状沿岸砂州接合部である。

(1)　各海底地形図の比較

それぞれの海底地形図において，2005年3月6日Fig.5と9月28日Fig.7の両者を比較してみると，要所，要所の位置に変化がないように見える。しかし，Trough，Barで約30～50cm，後者の方が水深を増している。TroughとBarの比高は，それぞれ約2.0m，1.7mである。

Fig.6とFig.8では，要所，要所の位置には変化がない。唯一，水深10mの地点がやや沖側へ動いた。沖側斜面で，砂の堆積があったように思える。後者の方が極深部と極浅部で，それぞれ約1.0m，水深を増している。極深部と極浅部の比高は，それぞれ約2.0m，2.0mということになる。

(2)　各変異の要因

このように，それぞれの変異に対しての要因を論述すると，主因は，離岸流と沿岸流である。離岸流は，いろいろな要因のもとで，猛烈に発達し，弧状沿岸砂州中心部のNearshoreやTroughを削り，また砂・礫を運びながら岸側斜面を追上って進む。当然，Barの頂上の砂も削り，流れ進む。

ここで，前項で述べた，南西から北東へ向う強烈な沿岸流と離岸流との合成になった，方向ベクトルの強烈な水の流れが，真北あるいは北東の方向へ流れ行く。北ないし北東からの風と波の他，いろいろな要因で発生する北東から南西へ向う沿岸流よりも優勢であることにより，桟橋より北東側に位置する弧状沿岸砂州接合部を約50m，北東側へ動かした。そのうえ，沖側斜面に砂の堆積を行い，水深10mの地点を沖側へ動かしたことである。

2005年3月6日と9月28日の両日において，桟橋の中心から南西側へ約350m，約250mに，それぞれ位置する弧状沿岸砂州接合部が，沖から岸へ向って深浅測量と海底底質採取をされていなかった事が大変残念であった。このため，海底地形に関しては，断片的にしか論述できない。また，そのうえ，今回の後半に出て来る，海底底質の粒度組成の変異に関しては，

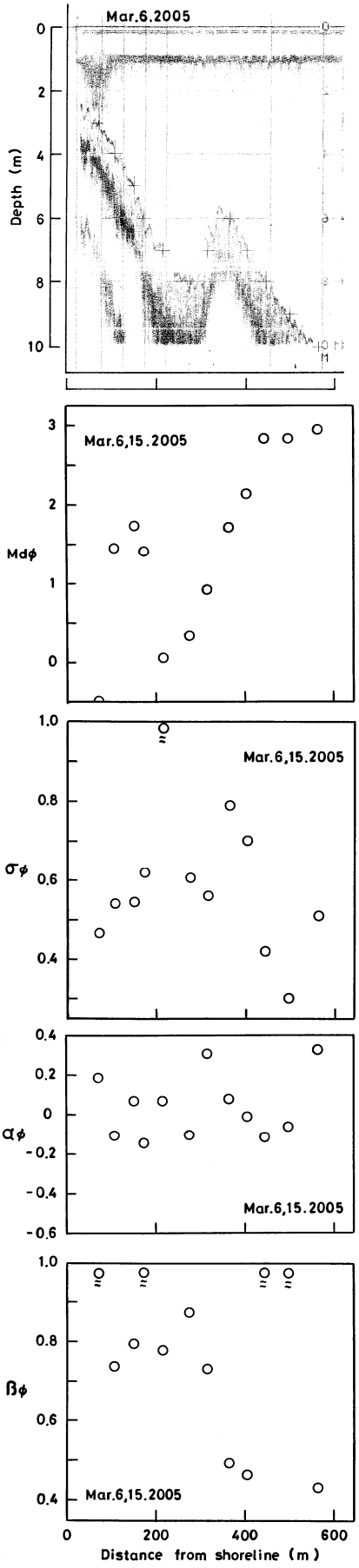


Fig.5 At the central measuring line on the crescent-shaped bar, on Mar.6,15.2005.

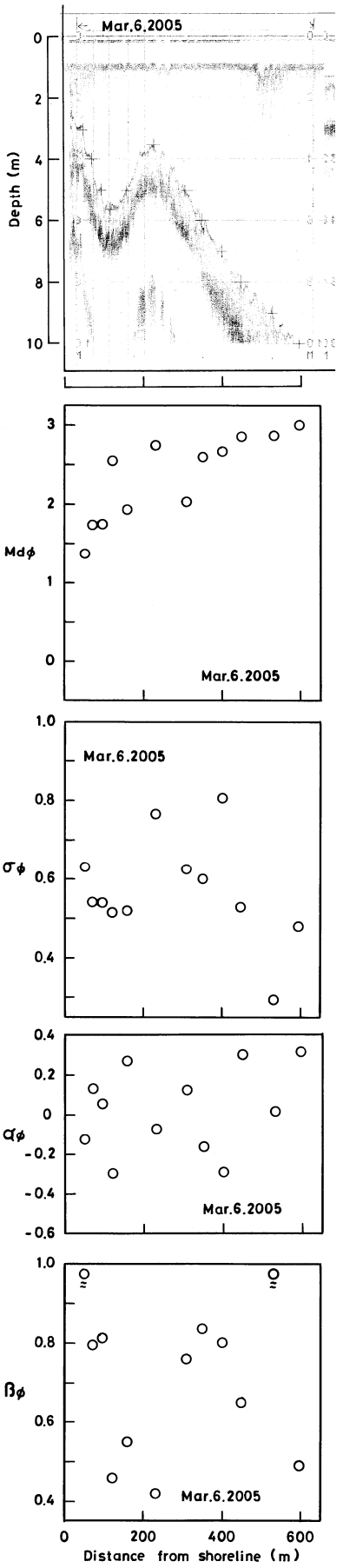


Fig.6 At the jointed measuring line on the crescent-shaped bar, on Mar.6. 2005.

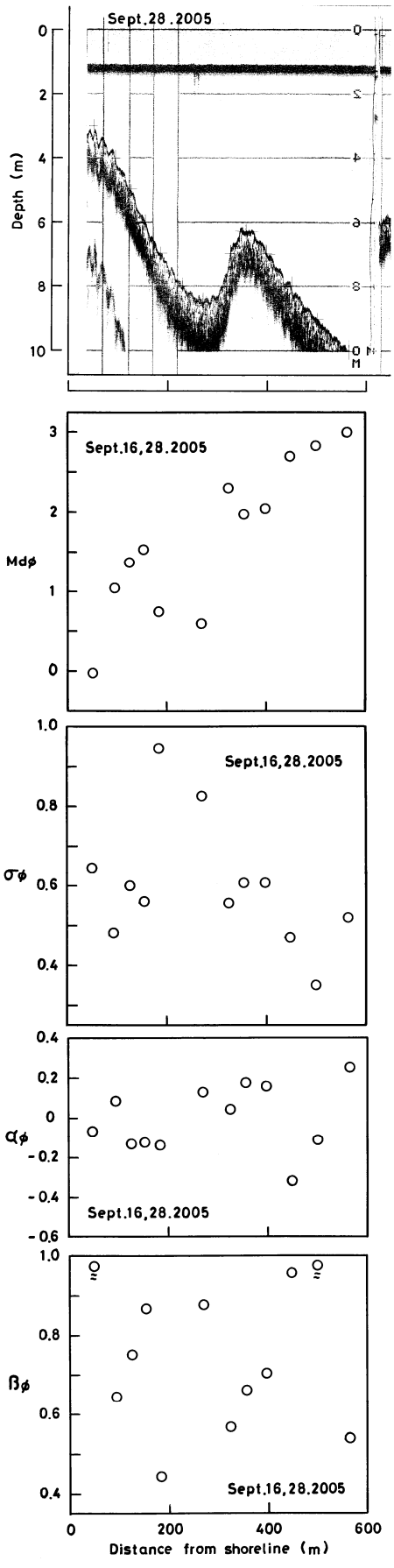


Fig.7 At the central measuring line on the crescent-shaped bar, on Sept.16,28.2005.

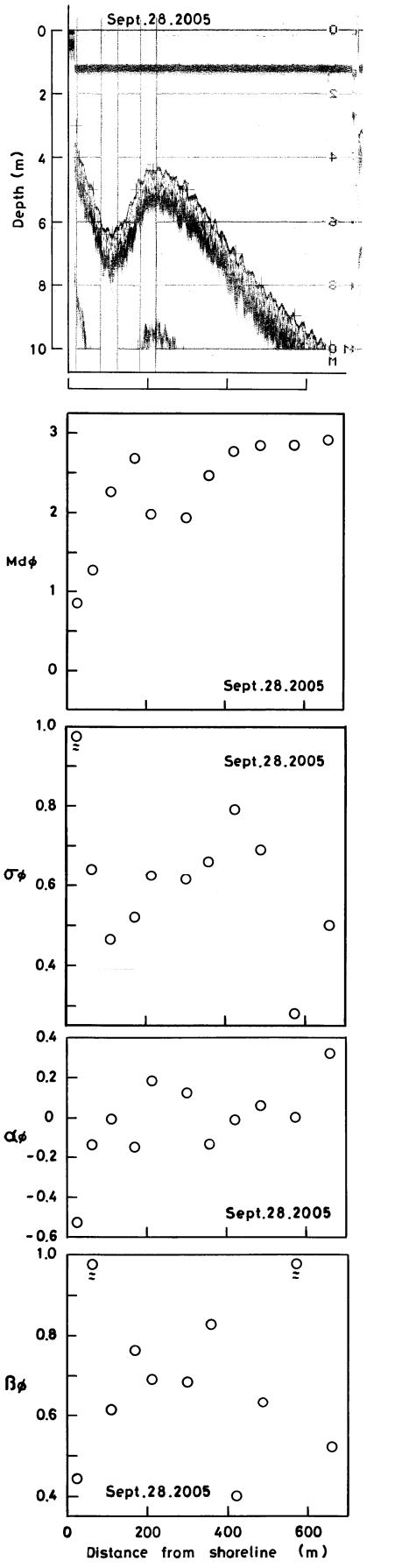


Fig.8 At the jointed measuring line on the crescent-shaped bar, on Sept.28.2005.

重要な論点を考察できなかった，ゆえに次の機会には，是非，この測線において，深浅測量と海底底質採取を行うよう心掛ける。

2.3　2004年以降の海底地形の変異

前回（内山，2005）の2004年11月10日から，今回の2005年3月6日までに，海底地形図で，どのように変異したかを考察する。また，この後に，変異のためのいくつかの要因について論述したいと思う。

(1)　測線①沿いの地形の変異

Fig.2の①において，深浅測量をした海底地形図で，2004年11月10日（内山，2005）－Fig.5（前者）と2005年3月6日―Fig.3（後者）を比較する。まず，後者において，0から南西側へ約350mの地点にある二番目に高い山で，弧状沿岸砂州接合部の極浅部は，前者に，測量してないのでない。前者で，0から南西側へ約50mの地点にあった谷が，後者では，0から南西側へ約100mの地点に存在する。南西側へ約50m移動したことと，水深は変わりなく，約7.5mである。前者において0から北東側へ約50mの地点～約100mの地点間に，頂上が平になった小高い山がある。後者には，それが，0から南西側へ約50mの地点～0から北東側へ約150mの地点間に，“お椀”をかぶせた様な状態で，丸みを帯びて存在する。これの頂点の位置が，0から北東側へ約80mの地点にあって，水深が約6.0ｍを示す。前者のここでの水深が約6.5mなので，約50cmの砂が堆積した事になる。つぎに，前者の海底地形図で，0から北東側へ約350mの地点にある，一番高い山は，弧状沿岸砂州接合部の極浅部にあたる。この山を，後者のそれと比べた時，その位置が，約50m程，南西側へ寄っている。しかも，山の形状はゴツゴツしている。頂点の水深が約30～50cm程，深くなっていて，南西側の斜面は急になっている。北東側からの強い水の流れによって，この山が削られて，南西側の斜面に堆積するという行動で，南西側へ移動の最中ではないだろうか。この行動により，山の南西側すぐ隣りにあった，前者で，浅くて，幅の広い谷が，なくなりそうになり，代って，後者でその南西側隣りの小高い山が，砂の供給を伴い，丸みを帯びて，幅広くなり，全体的に南西側へ動いたと思う。

(2)　測線②，③沿いの地形の変異

Fig.2の②③において，沖から岸へ向って深浅測量をした海底地形図で，2004年11月10日（内山，2005）－Fig.10，11（前者）と2005年3月6日－Fig.5，6（後者）を比較する。まず弧状沿岸砂州中心部で，前者のFig.10から後者のFig.5へと，どのように変異したかと言うと。全体的に，後者の方が約50m程，岸側へ寄っていて，傾斜が急になった。特に，岸側斜面では，断崖の様に落ち込んでいる。前者の（Fig.10）の海底地形図で，汀線から沖へ約100ｍの地点～沖へ約300mの地点まで，棚ができていて，傾斜が緩かだが，後者のFig.5では傾斜が急である。汀線付近で，前者のFig.10は急傾斜なのに，後者の（Fig.5）は緩かだ。後者のFig.5のTroughとBarに若干の砂の堆積が見られる。

弧状沿岸砂州接合部で，前者の（Fig.11）から後者の（Fig.6）へと，どのように変異したか，述べる。全体的に，後者の方が約50m程，岸側に寄っていて，傾斜が急になった。極深部と極浅部で，若干の砂の堆積がみられる。

(1)と(2)で述べた，それぞれの変異の状態を，しっかり考察したのち，いくつかの，その要因を論述する。まず，(1)と(2)項で述べた，変異の状態を整理すると，要所，要所の各地点において，2004年11月11日から2005年3月5日までの間に，南西側へ，および岸側へそれぞれ約50m程，移動したという事である。この事から，主因として考えられるのは，沿岸流ということだ。

この期間は，冬季の真最中であって，当然北西からの季節風が強烈に吹く。一応，前述の条件のもとで，北西から風が吹いた日数を調べたら，約23回であった。また，西から風が吹いた回数が約13回である。波については，直江津港防波堤がこの期間で，全体の3分の2の完成度からして，発達し，その先端で波が屈折することで，やや，南西側へ曲がって進むことになるだろう。2005年3月6日の弧状沿岸砂州中心部の海底地形図（Fig.5）において，岸側斜面が急傾斜になっており，猛烈に発達した，離岸流が岸側斜面を削ったものと思われる。しかし，風は，西寄りからよりも北西からの方の頻度が高いゆえ，当然，桟橋付近では，汀線に対して直角に波が入って来ることになる。桟橋の中心から北東へ約60mの地点～約1000mの地点間で，離岸提が既設されていて，離岸提と離岸提の間，あるいは離岸提と汀線の間が水路のように化する。また，前述の風と波の諸条件と相まって，その他いろいろな条件により，北東あるいは，北寄りから南西へ向っての沿岸流が猛烈に発達することになるだろう。この沿岸流こそが，南西から北東へ向う沿岸流，あるいは弧状沿岸砂州中心部における離岸流，もしくは，両者の方向ベクトルを合成した，水の流れよりも優勢に作用し，弧状沿岸砂州全体を約50m程，南西側へ，あるいは岸側へと移動したことになる。

3.　海底底質の粒度組成（岸沖方向変異）

3.1 海底底質採取と粒度分析

冬季には激しい季節風，大きな波が毎日のように続くため，船を出して，海底底質採取はできない。今回，運よく，条件がよく整って，冬季の終りに近いとはいえ，2005年3月6日にそれができた。桟橋先端から岸側については，桟橋の上からの海底底質採取地点が重複することになり，3月6日に一番近い3月15日の海底底質試料を採用した。つぎに，夏季の終りに近い，2005年9月28日に，船による海底底質採取を行った。上と同様に，桟橋の先端から岸側については，9月28日に一番近い，9月16日の海底底質の試料として採用した。これで，両者を比較することにより，冬から夏にかけて，粒度組成がどのように変異したか，考察することによって，新しい，重要な知見が得られるだろう。また，前回の（内山，2005）で，船による海底底質採取の2004年11月10日および上述と同様に桟橋先端から岸側については，2004年11月14日に桟橋の上から採取した海底底質の各々の粒度組成を比較する事も有益であろう。

それぞれ，上述の条件のもとで，一定量採取した試料を自然乾燥し，均質に処理して，1/4φ間隔で標準フルイを用いて慎重に，かつ，精度の高い粒度分析を行った。また，以下において，解析時すべてに，ウェントワースの粒径区分に従って表現する。

3.2 近似計算による粒度組成（中央粒径：*Mdφ*，標準偏差：*σφ*，歪度：*αφ*，尖度：*βφ*）

(1) 2005年3月6日

弧状沿岸砂州中心部（水深：3.0，4.0，5.0，6.0，7.0mでの粒度組成の各パラメータは，2005年3月15日に桟橋から採取した海底底質の粒度組成）において（Fig.5），Mdφは，汀線付近で－1.0～0φの値を示し，極粗砂で組成する。汀線から沖へ約100mの地点～約200mの地点間のNearshoreで1.0～2.0φの値を示し，中砂で組成している。汀線から沖へ約200mの地点～約350mの地点間のTrough，砂州岸側斜面で，0～1.0φの値を示して，粗砂で組成する。汀線から沖へ約350mの地点～約400mの地点間のBar，砂州沖側斜面で，1.5～2.5φの値を示し，中砂・細砂で組成する。汀線から沖へ約400mの地点～約600mの地点間で，3.0φに近似の値を示し，微砂に近い細砂で組成している。σφは，汀線から沖へ約50mの地点～約200mの地点間で，岸から沖へ向って，値が序々に大きくなっている。通年だと汀線付近に堆積している礫成分が強い離岸流によって，沖側へ運ばれる事により，Trough前後で，値が大きくなる。しかし今回は，冬季の終わり頃といった事情もあり，離岸流が弱く，汀線付近に堆積の粗粒成分の極粗砂が序々に沖側へ移動し，堆積した。ゆえに，この地点間で，沖へ行くにつれ，極粗砂の混合の度合いを増して行く事になり，値も少しづつ沖へ行くにつれて，大きくなって行った。汀線から沖へ約200mの地点で，Troughに一番近い地点は，極度に値が大きく，淘汰が悪い。これは，汀線付近から弱い離岸流によって移動した，小礫・極粗砂が，この地点に堆積し，混合する事によって，値が大きくなったのだろう。汀線から沖へ約250mの地点～約350mの地点間のTrough，砂州岸側斜面で，値が小さい。これは，二箇所で粗砂を混合していて，堆積しやすく，移動しやすい性質があること（内山，2002）。後述になるが，両箇所共に，分級作用が顕著であるがゆえに，値を低くしたのである。汀線から沖へ約350mの地点～約400mの地点間のBar，砂州沖側斜面で，値が大きくなっている。これは，前の箇所である，Trough，砂州岸側斜面で分級作用を受けた細粒成分の中砂・細砂の堆積場所である。今回の場合，岸側へ，あるいは南西側へ移動の事から，沿岸流の上手側の砂州接合部の沖側に堆積する細粒成分が運ばれて，堆積し，それらと混合したのだろう。これが，値を大きくする所以である。汀線から沖へ約400mの地点～約600mの地点間のOffshoreで，値が小さい。この箇所は，微砂に近い細砂が主に堆積していて，水の流れは，ある程度速いが，砂の移動はほとんどない。つまり，移動限界水深となるだろう。それで，値が小さく，一定なのである。αφは，汀線から沖へ約50mの地点～約300mの地点間で，正にシフトする点と，負にシフトする点が半々となる。汀線から沖へ約300mの地点～約600mの地点間は，Troughから沖側という事で，正にシフトする点が半分以上となる。このように，負側あるいは正側にシフトするのは，主要成分よりさらに粗粒な，あるいは細粒な，微量な成分が分布曲線の負あるいは粗粒側に，正あるいは細粒側に，その反対側よりも長い“tail”をもつことが，その方に歪む要因なのである。βφは，汀線から沖へ約50mの地点～約300mの地点間で，岸から沖へ向って，大きな値から序々に小さな値へと変化している傾向を示す。汀線から沖へ約350mの地点～約600mの地点間は，２点を除いて，小さい値を示して，安定している。βφは，理論上からいって，値の面で，σφとは逆相関になる傾向なのだが，この図では，その傾向は見られない。

弧状沿岸砂州接合部において（Fig.6），Mdφは，汀線から沖へ約50mの地点～約200mの地点間で，1.0～2.0φの値を示し，中砂で組成する。しかし，この地点間で，汀線から沖へ約150mの地点に位置する，極深部のみ，2.5～3.0φの値であって，細砂で組成している。汀線から沖へ約200mの地点～約600mの地

点間で，2.5～3.0φの値を示し，微砂に近い細砂で組成する。汀線から沖へ約300mの地点の沖側斜面で，2.0φの近似値を示し，細砂寄りの中砂で組成している。この測線は，全体的に細粒な傾向を示していて，沖側から，あるいは北東側からの砂の供給があって，この図のごとくとなったのだろう。つまり，極深部と極浅部には，沖側からの砂が堆積し，岸側，沖側の両斜面には，北東側からの砂が堆積しているようだ。σφは，汀線から沖へ約50mの地点～約200mの地点間で，値が小さく安定している。この地点間は，北東あるいは北からの大きいベクトルを持った沿岸流によって，激しい分級作用が起り，沖側へ向って徐々に細粒な砂を堆積していった。特に，極深部において，沖側からの砂の供給で，細粒側へ分級作用を受けたため，値を小さくしたのである。汀線から沖へ約200mの地点～約600mの地点間で，沖へ向って値が小さくなっている。上の地点間の中で，汀線から沖へ約250mの地点と約400mの地点の２地点において，値が大きく，淘汰が悪い事から，分級作用があまり行われなかったのだろう。その上，沖側からの細粒な砂が移動して来て混合したのではないか。こういった状況のもとで，全体的に南西側へ，あるいは岸側へ少し移動したものといえる。αφは，汀線から沖へ約50mの地点～約250mの地点間で，負，正の値を示す点は半々である。汀線から沖へ約300mの地点～約600mの地点間は，圧倒的に正の値をとる点が多い。上で論述した，負あるいは正側へ歪む要因と合せて，もうひとつの知見としては，αφの値で，負あるいは正側に歪む事は，σφの値を固定的な概念でとらえる淘汰度ではなく，先見的な概念に立った，動的な見知からとらえる事ができるのではないか。つまり，σφの値とαφの負あるいは正側へのシフトによって，分級作用がどれだけの頻度で，そして，粗粒側なのか細粒側なのか見通せるのではないか。βφは，汀線から沖へ約50mの地点～約100mの地点間で，値が大きい。汀線から沖へ約100mの地点～約250mの地点間で，値が小さい。汀線から沖へ約300mの地点～約600mの地点間で，値が大きく，沖へ行くにつれて，値が小さくなっている。汀線から沖へ約550mの地点の水深9.0mの点を例外とすれば，ちょうど，負の三次関数のグラフのような感じだ。いずれにしても，σφの値とは逆相関のような気がする。

(2)　2005年9月28日

弧状沿岸砂州中心部（水深：3.0，4.0，5.0，6.0，7.0mでの粒度組成の各パラメータは，2005年9月16日の桟橋から採取した底質の粒度組成）において（Fig.7），Mdφは，汀線から沖へ約50mの地点で，0φに近似の値を示し，粗砂に近い極粗砂で組成する。汀線から沖へ約100mの地点～約300mの地点間で，0.5～1.5φの値を示し，粗砂・中砂で組成している。これは，海底地形の変異の項で論述したように，西からの数回の強風によって，あるいは，その他いろいろな条件により，南西から北東へ向う沿岸流のベクトルが大きく発達した。そのため，沿岸流の上手側のNearshoreに滞留していた，侵食済みの海岸砂丘砂が運ばれて堆積したようだ。特に，Troughやこの岸側手前の地点では，中砂に近い粗砂の組成で堆積している事から，これは，新砂丘砂の主要成分である。以前，このふたつの地点では，礫成分の堆積がみられたが，糸魚川地域のいくつかの河川から流出した礫が，直江津港防波堤の延伸により，沿岸流が遮断したことで，流れて来なくなったからである。汀線から沖へ約300mの地点～約600mの地点間は，2.0～3.0φの値を示し，細砂で組成している。この測線は，離岸流が猛烈に発達することからして，沖へ向って細粒側へ分級作用を受けて，細粒化して行くことになる。全体的にみて，正の相関関係を示し，岸から沖へ向って，細粒化している。また，水の流れも同順なようだ。σφは，汀線から沖へ約50mの地点～約200mの地点間で，値が小さい。離岸流によって，粗粒側へ分級作用を受けたようだ。汀線から沖へ約200mの地点～約300mの地点間は，値が大きく，淘汰が悪い。これは，堆積のみで，分級作用が行われなかったように思える。汀線から沖へ約300mの地点～約600mの地点間で，値が小さく，淘汰が良い。水深，8.0，9.0mの地点で，値が安定している事から，移動限界水深であろう。αφは，汀線から沖へ約50mの地点～約200mの地点間で，負にシフトし，汀線から沖へ約100mの地点の１点のみが正にシフトしている。汀線から沖へ約250mの地点～約400mの地点間は，正にシフトする。汀線から沖へ約450mの地点～約600mの地点間で，2点が負に，１点が正に，それぞれシフトしている。このように，負側へ，あるいは正側へ歪むのは，前述の要因からであって，これらの結果から重要な知見が得られる事になる。βφは，全体的にみて，明瞭な傾向は見られないが，強いていえば，σφの各々の値に対して逆相関しているような気がする。

弧状沿岸砂州接合部において（Fig.8），Mdφは，汀線から沖へ約25mの地点～約100mの地点間で，0.5～1.5φの値を示し，粗砂・中砂で組成する。汀線から沖へ約100mの地点～約200mの地点間で，2.0～3.0φの値を示し，細砂で組成している。これは，前項の海底地形の変異で論述したように，弧状沿岸砂州中心部と共に接合部も沖側へ若干，北東側へ約50m程，移動した事である（Fig.4）。また，接合部において，3月6日（Fig.6）と9月28日（Fig.8）の岸沖方

向の海底断面形状を見比べると，後者の方が丸みを帯びていて，各箇所共に，水深が0.5～1.0m程深い。また，極深部では，その幅が広いという事と，沖側斜面からOffshoreにかけて，なだらかになっている。上述した，いくつかの論点からすると，前者は，北東あるいは北から，大きなベクトルを持った沿岸流によって，南西側および岸側へ押された事となる。一方，後者は，南西からの沿岸流および離岸流によって，および，そのふたつの水の流れの合成により，大きなベクトルを維持した，それぞれの水の流れが，北東側へ約50mおよび沖側へ向って微少，押したのである。これで，各地点において，堆積している海底底質の粒度組成に，納得がいく。汀線から沖へ約200mの地点～約300mの地点間で，2.0φ近似の値を示し，細砂に近い中砂で組成し，沿岸流の上手側に位置する，弧状沿岸砂州中心部から，斜面を追上って，堆積したものとみられる。汀線から沖へ約350mの地点～約700mの地点間で，2.5～3.0φの値を示し，細砂で組成する。移動限界水深は，8.0mか9.0mであろう。σφは，汀線から沖へ約25mの地点で，値が極めて大きく，淘汰が悪い。粗粒成分の混合により，そうなったのであろう。汀線から沖へ約100mの地点で，値が極めて小さく，淘汰が大変よかった事を示している。この地点は，極深部にあたり，北東側へあるいは沖側への沿岸流が顕著だった事と，分級作用もそうであろう。この地点～汀線から沖へ約450mの地点間で，沖へ向って次第に値が大きくなって，極大値を示す。これは，海底断面図（Fig.8）で見る限り，沖側へ大きなベクトルを持った水の流れがあり，粗粒側へ分級作用を行って，粗粒成分の混合により，値を除々に大きくした。汀線から沖へ約500mの地点～約700mの地点間は，沖へ向かって，値が小さくなっている。この地点から沖側は，ほとんど水の流れがないのではないか。また，大部分が，細粒成分の堆積となるので，この辺が移動限界水深とみるべきだ。αφは，汀線から沖へ約25m，約50m，約175m，約350mの４地点で，負にシフトする。他の７地点で，0か，または正にシフトしている。このように，負側，あるいは正側に歪むのは，前述の要因からであり，この事より重要な知見を得る事になる。βφは，全体的にみて，明瞭な傾向はみられないが，強いていえば，σφの各々の値に対して，逆相関しているような気がする。

(3) Mdφとσφ，αφの相関関係（Fig.9）

まず，(Fig.9)内の記号を説明すると，大別して，○：弧状沿岸砂州中心部（中心部），●：弧状沿岸砂州接合部（接合部）である。(a)：Nearshore，(b)：Troughおよび極深部，(c)：岸側斜面，(d)：Barおよび極浅部，(e)：沖側斜面とそれぞれ明記する。また，(a)～(e)の各々の地点で，描点に使われたパラメータは，以下に記述する年，月，日に船上からエクマンバージ採泥器で海底底質を採取し，高精度で粒度分析を行って，算出した値である。それは，2003年8月23日および2003年10月7日，2004年10月7日，2004年11月10日，2005年3月6日，2005年9月28日であって，ただし，2003年8月23日は，桟橋から沖側のみ底質採取を行い，2003年10月7日は接合部のみ底質採取を行ったものである。そのうえ，中心部でのNearshoreに描点のパラメータは，桟橋上から空缶によって，海底底質採取を行った試料を粒度分析をして，算出したもので，年，月，日は船上からのそれと，非常に近いものを使った。パラメータそのものの質も，両方類似しているものとみなす。桟橋上から底質採取をして，そのパラメータとして使用したものの年，月，日は，2003年8月19日，2004年10月18日，2004年11月14日，2005年3月15日，2005年9月16日とする。

(a)の区分では，Mdφが－1.0～2.0φの値を示し，極粗砂・粗砂・中砂で組成して，値の幅が広い。接合部における点は，粗砂・中砂に収まっているのに対して，中心部の点は，極粗砂・粗砂・中砂と値の幅が広くなっている。σφとの関係でみると，細粒側へ向って，徐々に分級作用が顕著になっている。それと共に，接合部の点は，中心部の点よりも上段に位置して，粗粒から細粒に組成する場合に急激に分級作用が進む事がわかる。一方，中心部の点は，下段に位置し，幅広い粒径区分を呈し，細粒側へ組成するにつれて，ゆっくりと分級作用が進む。しかし，接合部では，分級作用の行動自体は顕著である事がわかる。つぎに，αφとの関係でみると，接合部の点は，粗粒側へシフトする点がやや多い。この地点には，もともと，細粒成分が堆積し，混合している。斜沖あるいは横からの沿岸流に作用されて運ばれて来た，移動しやすい，また堆積しやすい（内山，2001），粗粒成分である粗砂が堆積して混合する。この事から，前述で負側へあるいは正側へ歪む理由と合わせて考えると，この地点で，負側へシフトする傾向がある事で納得がゆく。中心部の点も，粗粒側へシフトするのがやや多い。この地点は，離岸流のみが作用して，礫成分も汀線付近から移動して来て，堆積し，混合する。ここで，離岸流の水の流れで，分級作用が起り，先程の理由も加わり，負側へシフトする傾向となる。

(b)の区分では，Mdφが－0.5～2.5φの値を示して，極粗砂・粗砂・中砂・細砂で組成し，粒径の値の幅が広い。中心部における点は－0.5～1.0φの値を示し，極粗砂・粗砂の粗粒成分での組成であって，粒径の値の幅が広い。これは，汀線付近やNearshoreに堆積している海底底質が離岸流によって運ばれて，

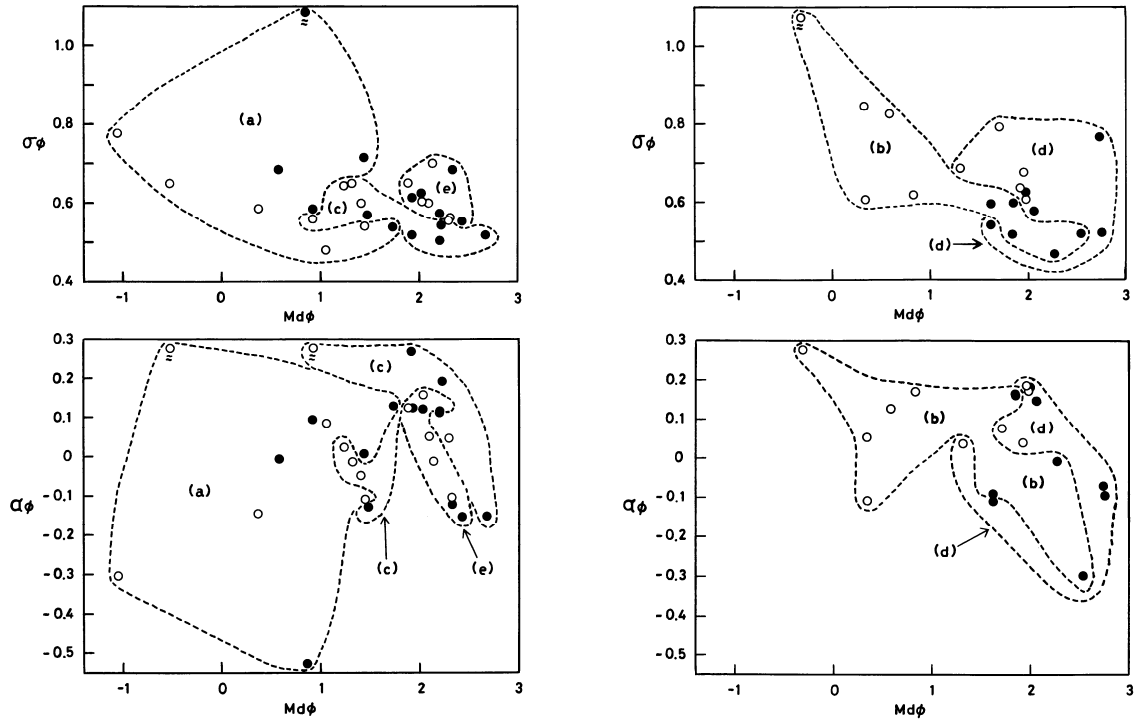


Fig.9　The correlation between $Md\,\phi$ and $\sigma\,\phi$, $\alpha\,\phi$, in the sediment of the sea bottom.

堆積したものと言える。つまり，この地点は，いろいろな箇所から運ばれて来て，堆積の場であることがわかる。当然，主要成分が極粗砂・粗砂の海岸砂丘砂も含まれている事だろう。一方，接合部における点は，1.5～2.5φの値で，中砂・細砂で組成している。この地点では，細粒成分が主要を成しているため，沖側から運ばれたか，あるいは，横から分級作用を受けて運ばれての堆積であろう。σφとの関係でみると，中心部では，細粒になるにつれて，分級作用も顕著に行われるようだ。接合部では，粒径の範囲が狭くまとまっていて，分級作用も中心部より極度に激しく行われる。αφとの関係でみると，中心部では，細粒側へ大部分がシフトしていて，接合部で，その逆となっている。前述の負側あるいは正側と，どちらかに歪む要因と合せて考えた時に，この場合，どちらかにシフトする側へ向って，分級作用が進む事がわかる。

(c)の区分では，Mdφが1.0～3.0φの値を示して，中砂・細砂で組成する。粒径の値の範囲がやや広く，それぞれ２点づつを例外として，中心部では中砂を，接合部では細砂を，組成している。σφとの関係では，この区分全体として，(b)の区分の接合部の分級作用の度合いと類似する。いずれにしても顕著に行われる事は，間違いない。粗粒成分で組成する大部分の中心部の点から，細粒成分で組成する大部分の接合部の点の方へ，負の相関関係を示すように，ゆるやかに，分級作用の度合いを増して行っている。αφとの関係では，中心部と接合部に，極度に値が大きい点と，やや，それの大きい点がそれぞれ１点づつあり，この事とともに，細粒側にシフトする点が多い。また，前述の歪む要因とを加味して考えた時に，両測線とも，細粒側へ向けて分級作用を受けた事になる。

(d)の区分では，Mdφが1.0～3.0φの値を示し，中砂・細砂で組成している。中心部は，全点が中砂で，接合部は，１点が中砂で，他の点は細砂で，それぞれ組成することになる。σφとの関係でみると，σφの値にある程度の幅があり，全体的な傾向として，細粒側へ向って，右肩下りで，ゆっくりと分級度を増している。中心部のBarで，分級作用にやや緩慢さがみられるのは，離岸流が沿岸流によって，流れの鋒を曲げられる場合があるからである。つまり，Nearshoreから激流となって流れ下ってきて，Troughの直前位から，沿岸流とベクトルの合成により，水の流れの勢いと方向が分散してしまう。このため，直進する流れは，岸側斜面を追上って，ゆるやかに，Barに対処するため，このような緩慢さにつながりやすい。また，分散された流れは，岸側斜面の縁に沿って，回り込むように北東へ進む。ある流れの都合で，南西側へ回り込む場合もある。接合部の極浅部では，１点を除いて，激しく，分級作用が行われるようだ。この地点は，細粒成分の堆積が主で，沖側からと横からの水の流れによって，運ばれる細粒成分と粗粒成分の混合で，分級作用が活発となる。αφとの関係でみると，中心部のBarでは，全点が正にシフトしているが，接合部の極浅部では，半分以上

の点が負にシフトしている。Barでは，Troughや岸側斜面で，激しく分級作用を受けて，中砂よりさらに細粒な成分が追上って，堆積し，混合することにより，正にシフトすること，と共に，細粒側へ分級作用が進む所似である。極浅部では，沖側から細粒成分が，横から粗粒成分が，それぞれ，この地点に運ばれて，堆積し，混合することにより，また，分級作用も粗粒側へ優勢に作用することで，負側へ半分以上シフトすることに，つながる。

(e)の区分では，Mdφが1.75～2.5φの値を示し，細砂で組成する。しかし，一部分で，細砂に近い中砂で組成の砂も存在する。粒径の幅も狭く，全体が小さくまとまった粒度組成をしている。σφとの関係をみると，分級作用の度合を示す値の幅も狭く，(e)の区分全体が(c)の区分全体の点の上段に，乗っているようだ。前述のように，(c)の区分は，いろいろな方向から，強烈な水の流れの作用を受けることによって，分級作用は，５つの区分のうち，一番顕著に行われる。二番目として，(e)の区分が活発に行われることである。αφとの関係をみると，正側に中心部と接合部でそれぞれ３つづつの点がシフトしていて，負側にそれぞれ点が２つづつ，そうなっている。つまり，この区分では，沖側からの水の流れの作用を受ける頻度が大であることから，ここに堆積している主要成分より，もっと細粒な成分が運ばれてきて，混合することで，正側にシフトすることがわかる。また，横からの水の流れによって，運ばれて来た，粗粒成分が混合することで，負側にシフトすることになる。要は，この地点で，細粒側へ分級作用を受けることが，やや優勢であると言える。

3.3　構成正規分布集団による解析

一般に，流体の作用のもとで堆積した細粒な岩屑の多くは，粒径の対数値に対する重量頻度がしばしば正規分布か，またはそれに近い分布をすることが経験的に知られている。しかし，実際には，多くの堆積物は正規確率紙に累積頻度曲線を描いた場合に，屈曲の変換点を示し，オーバーラップした複数の正規分布集団から構成されている。すなわち，粒径区分がいくつかの正規分布集団の合成からなっている。いくつかの図は，粒度分析の結果を，正規確率紙の横軸にφ値をとり，縦軸に重量頻度の累積頻度曲線を描いた。つぎに，屈曲の変換点の位置を的確に見出すために，重量頻度分布曲線によって，２つの集団がオーバーラップする粒径を吟味した。２つの変換点の間が構成正規分布集団の１つとして，小さな黒点を描点し直線を引く。数本の直線が引かれ，構成正規分布集団の分離が行われたことになる。

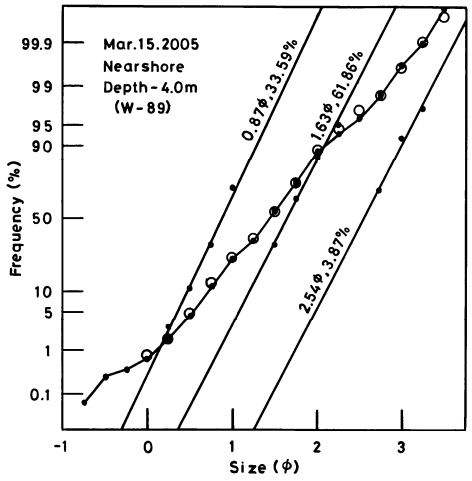
分離した構成正規分布集団を図上で再び合成して，もとの累積頻度曲線と比較して正確に分離が行われたかどうかを検討した。白丸は，分離した構成正規分布集団の示す直線を図上で再び合成した描点である。白丸は，もとの累積頻度曲線の上に大体よくのっており，構成正規分布集団の分離がよい精度で行われたことを示している。また，粒度分析も高い精度で行われたことがわかる。

今回は，2005年3月6日，9月28日の２回，船上から海底底質を採取した試料をもとに集団解析をする。ちょうど，観測用桟橋を半円の弧で取囲むように，弧状沿岸砂州が形成されている。このため，砂州中心部は，桟橋の南西側の側面に沿って，および，その沖への延長としての測線と桟橋の中心から北東側へ約300mおよび約350m程行ったところに形成している砂州接合部の２測線の岸沖方向で集団解析を行った。なお，砂州中心部におけるNearshoreで水深が4.0mの地点の集団解析は，都合上，2005年3月15日および2005年9月16日に桟橋の上から空缶で海底底質採取の試料を用いて集団解析を行った。今回は，弧状沿岸砂州の２測線のうちで，岸，沖側斜面の，２地点を付け加えて解析することにした。要は，この２地点は，水の流れが一番強い場所で，そのうえ分級作用が最も顕著であるために，これらを解析することによって有益な，かつ重要な知見が得られるからである。

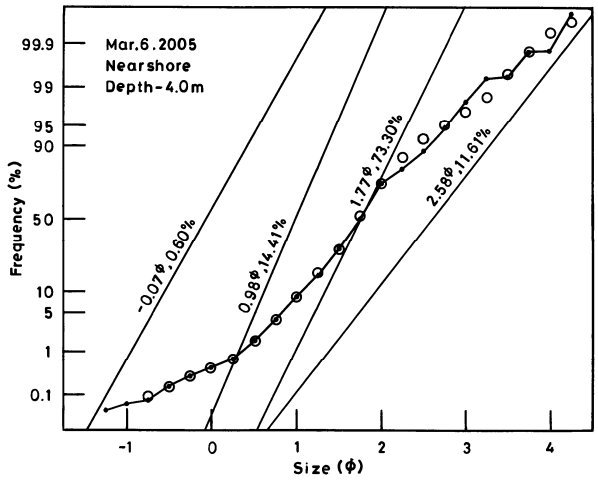
(1)　2005年3月6日，15日

弧状沿岸砂州中心部（Fig.10）において，Nearshore(a)では，Mdφが，0.9φの粗砂を33.6%，1.6φの中砂を61.9%，2.5φの細砂を3.9%で，それぞれ構成している。Trough(b)では，Mdφが，－1.2φの小礫を2.5%，－0.3φの極粗砂を26.1%，0.5φの粗砂を62.6%，1.6φの中砂を7.4%，2.6φの細砂を1.1%で，それぞれ構成する。岸側斜面(c)では，Mdφが，0.7φの粗砂を66.6%，1.6φの中砂を29.9%，2.7φの細砂を3.1%で，それぞれ構成する。Bar(d)では，Mdφが，0.9φの粗砂を24.5%，1.8φの中砂を57.4%，2.8φの細砂を17.5%で，それぞれ構成している。沖側斜面(e)では，Mdφが，0.9φの粗砂を6.2%，1.9φの中砂を55.7%，2.8φの細砂を34.7%，3.4φの微砂を3.1%で，それぞれ構成する。

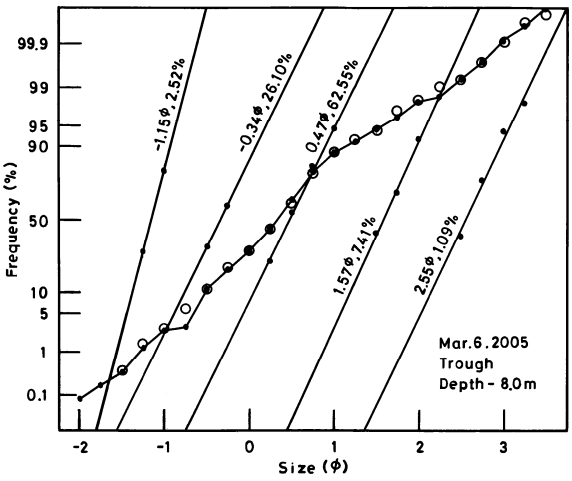
この測線では，一見，全体的に前回（内山，2005）のこの測線（2004年11月10日）に比べて，細粒化している。この事は，沖側からと，また，北東からの水の流れの作用を受けた事は明白であろう。この事実として，この測線しかり，次に述べる，接合部においても，南西側へ約50mあるいは，岸側へ少しの距離だけ移動しているからである。前回から2005年3月6日までの期間は，冬季の真最中であって，北西の季節風の洗礼を強烈に受けたことだろう。この事か



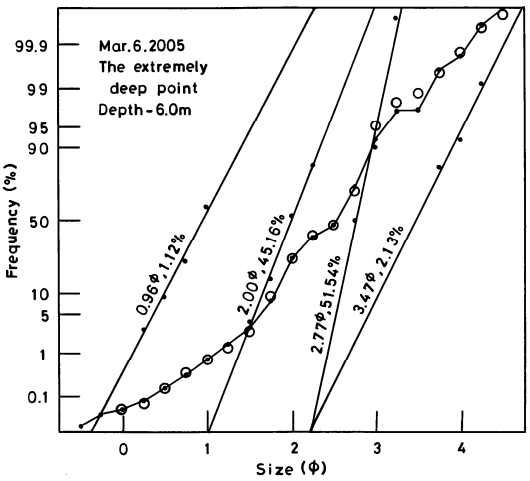
(a) On the nearshore



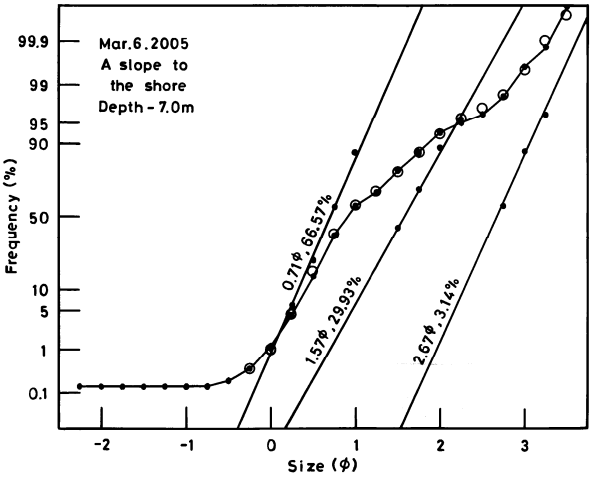
(f) On the nearshore



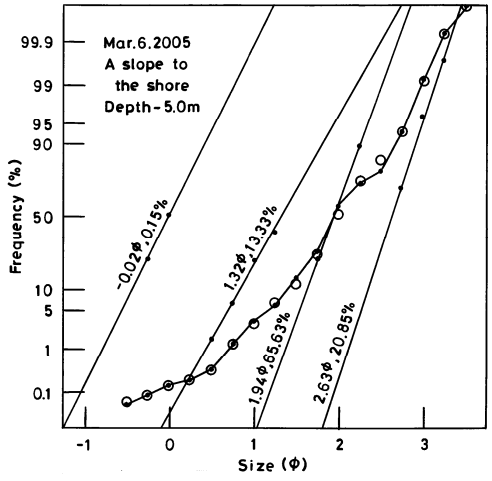
(b) On the trough



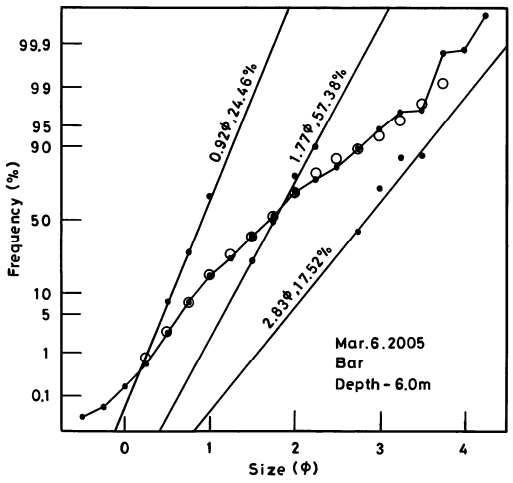
(g) On the extremely deep point



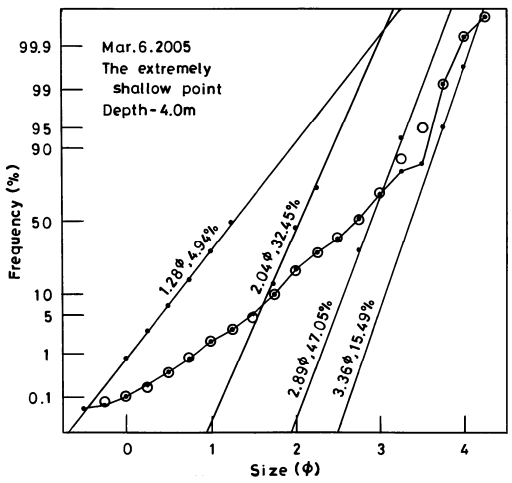
(c) On a slope to the shore



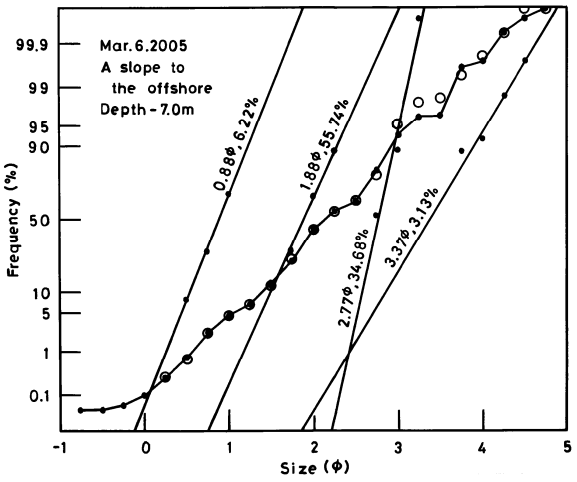
(h) On a slope to the shore



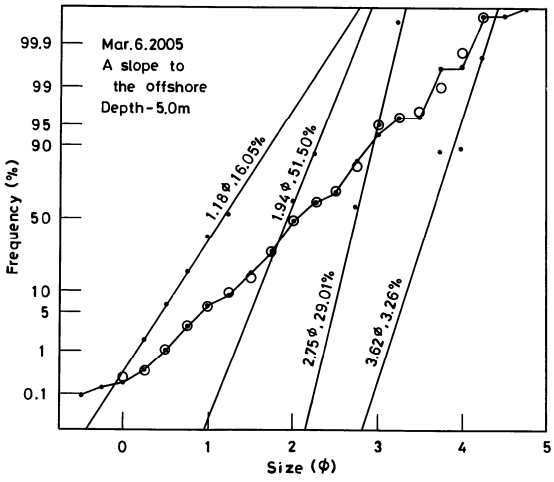
(d) On the bar



(i) On the extremely shallow point



(e) On a slope to the offshore



(j) On a slope to the offshore

Fig.10 － (a),(b),(c),(d),(e) At the central measuring line on the crescent-shaped bar, on Mar.6,15. 2005.

Fig.11 － (f),(g),(h),(i),(j) At the jointed measuring line on the crescent-shaped bar, on Mar.6. 2005.

Fig.10,11 Cumulative probability curve and constituent subpopulations derived by partitioning from the curve. Circles are the cumulative plots constructed from the partitioned constituent subpopulations, in the sediment on the sea bottom.

ら，冬季における北西からの季節風は，北東からの沿岸流を，他のいろいろな条件も加わって，極度に発達させるのではないか。桟橋より北東側に位置する，既設のいくつかの離岸提によって，ちょうど水路を流れるかのように，北東から南西へ向う沿岸流を，前述の条件も加味して，強烈に発達することになる。南西から北東へ向う，少し沖を流れる沿岸流は，離岸堤の手前で，回り込むように，流れの向をやや岸方向へと変えるのだろう。この事から，南西から北東へ向う水の流れや離岸流よりも優勢に作用して，このような正規分布集団の構成となったのである。

ここで，前回（内山，2005）のこの測線（2004年11月10日）と正規分布集団の構成を大まかに比較してみる。ただし，前回は，岸，沖側斜面については，解析がないので，比較できない。Nearshoreにおいて，前回は，極粗砂・粗砂で98.3%と，主要成分の混合比の頻度が高いが，今回は，粗砂・中砂で95.5%と，主要成分の混合比の頻度の構成になっている。しかも，半分以上の混合比の頻度の構成が，極粗砂から中砂へと，極度の細粒化であって，礫成分の混合比の頻度の構成はなにもない。Troughにおいて，前回

は，極粗砂・粗砂で60.3%の主要成分の混合比の頻度の構成だが，今回は，極粗砂・粗砂で88.7%の主要成分の混合比の頻度の構成となっていて，礫成分も23.8%から2.5%と，極度に混合比の頻度の構成を減じて，細粒化した。Barにおいて，前回は，粗砂・中砂で，92.4%の主要成分の混合比の頻度の構成だが，今回は，粗砂・中砂で81.8%と，主要成分の混合比の頻度の構成をしている。二つで主要成分を構成しているが，頻度の高い方が，細粒側に転じた。細砂が20%近くの混合比の頻度の構成となっていて，いずれも，細粒化した事がよくわかる。

弧状沿岸砂州接合部（Fig.11）において，Nearshore(f)では，Mdφが，－0.1φの極粗砂を0.6%，1.0φの粗砂を14.4%，1.8φの中砂を73.3%，2.6φの細砂を11.6%で，それぞれ構成している。極深部(g)では，Mdφが，1.0φの粗砂を1.1%，2.0φの中砂を45.2%，2.8φの細砂を51.5%，3.5φの微砂を2.1%で，それぞれ構成する。岸側斜面(h)では，Mdφが，－0.02φの極粗砂を0.1%，1.3～1.9φの中砂を79.0%，2.6φの細砂を20.9%で，それぞれ構成する。極浅部(i)では，Mdφが，1.3φの中砂を4.9%，2.0～2.9φの細砂を79.5%，3.4φの微砂を15.5%で，それぞれ構成する。沖側斜面(j)では，Mdφが，1.2～1.9φの中砂を67.6%，2.8φの細砂を29.0%，3.6φの微砂を3.3%で，それぞれ構成している。

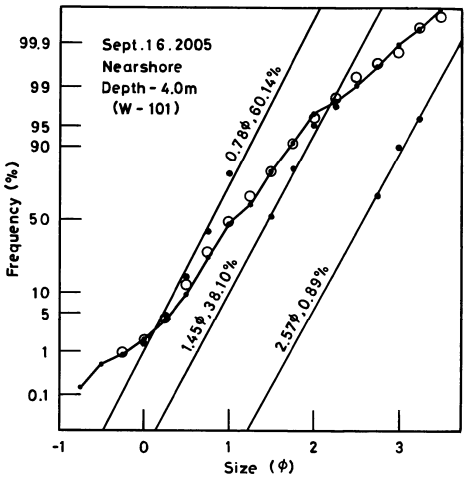
この測線では，全体的に，前回（内山，2005）のこの測線（2004年11月10日）に比べて，一段と細粒化している。また，この測線自体，2004年11月10日から2005年3月6日の間に，南西側へ約50m程，移動した事になり，極浅部も岸側へ少し動いているようだ。この期間は，前述のように，冬季の真最中であるため，北西から強烈な季節風の洗礼を受ける頻度が高い。夏季には北から，時には北東からの風が吹く頻度が非常に高く，この最大風速も精々10m/s前後である。このときの沿岸流が，風と，その他いろいろな条件と相まって，北東から南西へ向って，強く発生する。今回の冬季における，強烈な北西からの季節風が，夏季での沿岸流を発生させるのと，類似した処条件を作り出すことにより，このような実体となるのではないか。

ここで，前回（内山，2005）のこの測線（2004年11月10日）と正規分布集団の構成を大まかに比較してみる。今回は，岸，沖側斜面と２つの斜面での解析を行ったが，前回はないので比較できない。Nearshoreにおいて，前回は，粗砂・中砂で86.8%を，主要成分の混合比の頻度の構成だが，今回は，中砂のみで，73.3%の主要成分の混合比の頻度の構成であって，沖側あるいは横側から細粒成分の供給で，混合比の頻度を増した事だろう。極深部において，前回は，中砂のみが88.7%の主要成分の混合比の頻度を構成しているが，今回は，細砂のみで，96.7%の主要成分の混合比の頻度の構成であって，一段と細粒化した事になる。極浅部において，前回は，細砂のみで，83.4%の主要成分の混合比の頻度の構成だが，今回も同じく，細砂のみで，79.5%の主要成分の混合比の頻度を構成し，微砂も15.5%の混合比の頻度の構成であって，沖側からの細粒成分の供給を受けて，混合比の頻度を増したことになる。

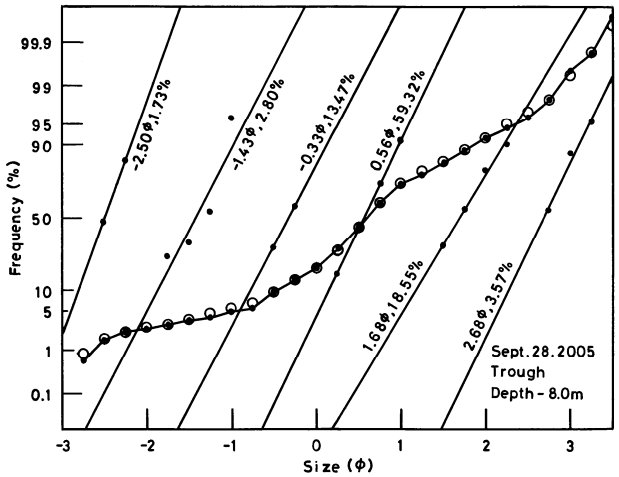
(2) 2005年９月16日，28日

弧状沿岸砂州中心部（Fig.12）において，Nearshore(a)では，Mdφが，0.8φの粗砂を60.1%，1.5φの中砂を38.1%，2.6φの細砂を0.9%で，それぞれ構成している。Trough(b)では，Mdφが，－2.5φの中礫を1.7%，－1.4φの小礫を2.8%，－0.3φの極粗砂を13.5%，0.6φの粗砂を59.3%，1.7φの中砂を18.6%，2.7φの細砂を3.6%で，それぞれ構成する。岸側斜面(c)では，Mdφが，1.4φの中砂を5.8%，2.0～2.8φの細砂を91.1%，3.8φの微砂を3.0%で，それぞれ構成する。Bar(d)では，Mdφが，1.3～2.0φの中砂を73.4%，2.7φの細砂を23.8%，3.3φの微砂を2.4%で，それぞれ構成している。沖側斜面(e)では，Mdφが，1.3～2.0φの中砂を70.4%，2.8φの細砂を26.8%，3.3φの微砂を2.8%で，それぞれ構成する。

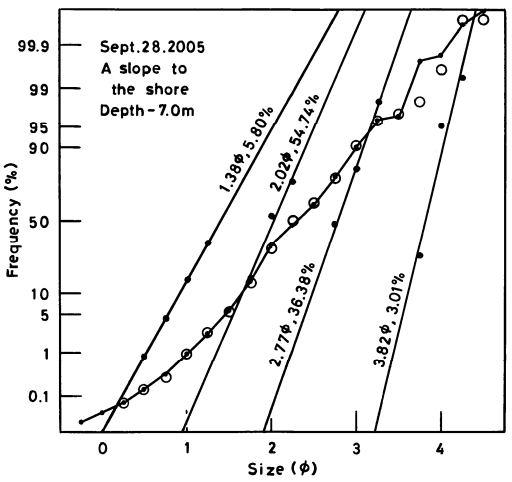
この測線では，先述であるが，Fig.3とFig.4の海底断面図を比べて，位置は変っていないが，水深が1.0m程，深くなっている。この事から，相当，離岸流が発達し，この測線のNearshoreを削ったものと思われる。また，Barの位置についても，（Fig.5）と（Fig.7）を見比べる限り，微妙に沖側へ移動したのではないか。今回は前回（2004年11月10日）と違って，桟橋より南西側へ約600m程の地点から北東へ向って，汀線に沿い，深浅測量を行った事から，桟橋の両側に位置する，弧状沿岸砂州接合部の確認ができた。これによると，3月6日から9月28日までの約6ヶ月間に，桟橋より南西側のそれは，北東側へ約100m，桟橋の北東側に位置するそれは，北東側へ約50mと，それぞれ移動したことになる。このような，海底地形の変異と合せて，水の流れを考える。まず，それが発生し，発達するための，いくつかの要因のうちのひとつ，風についてである。6ヶ月間のうち，3月7日から31日までは，まだ冬季間のため，毎日のように，北西からの季節風で，15m/s前後の風が吹いて，波高も，最大で5m前後であった。この後，4月1日から9月27日までは，夏季としてみるが，7～8回位の西からの風が吹いて，最大15m/s前後で，波高も4～5m位の最大波高であった。その他の期間は，北からか，あるいは北東からの風で，最大10m/s前後で，最大波



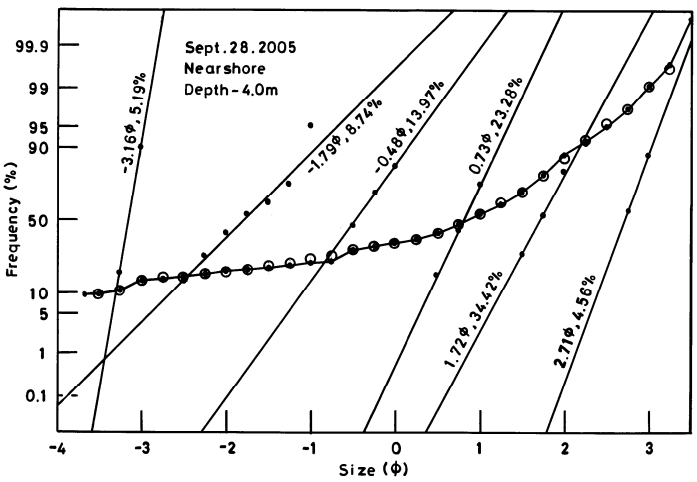
(a) On the nearshore



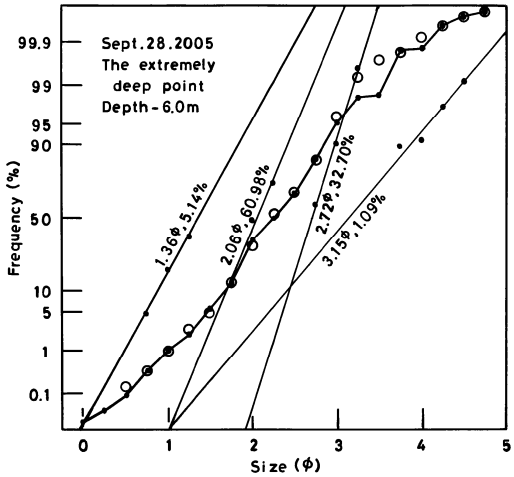
(b) On the trough



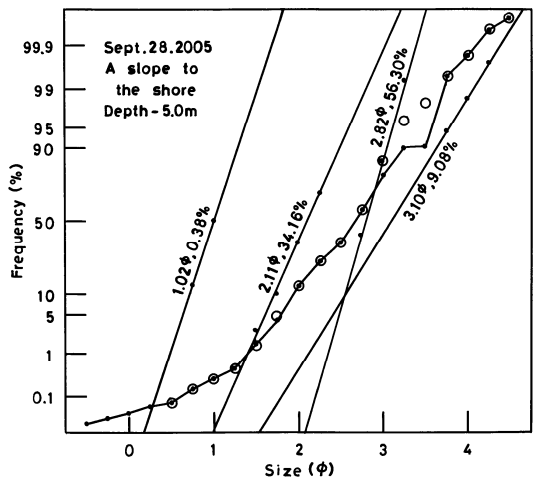
(c) On a slope to the shore



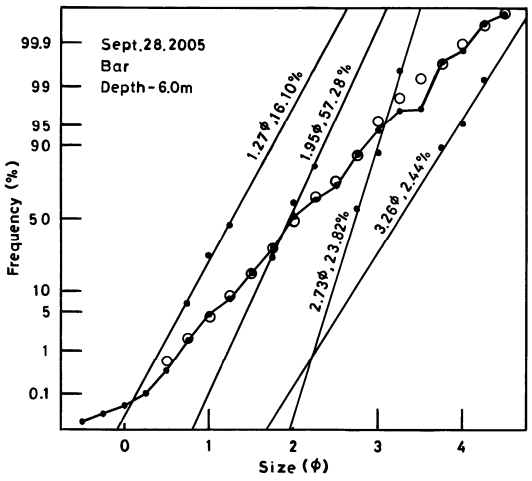
(f) On the nearshore



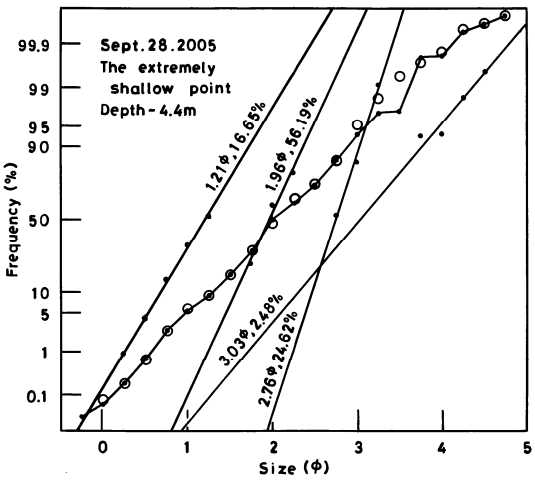
(g) On the extremely deep point



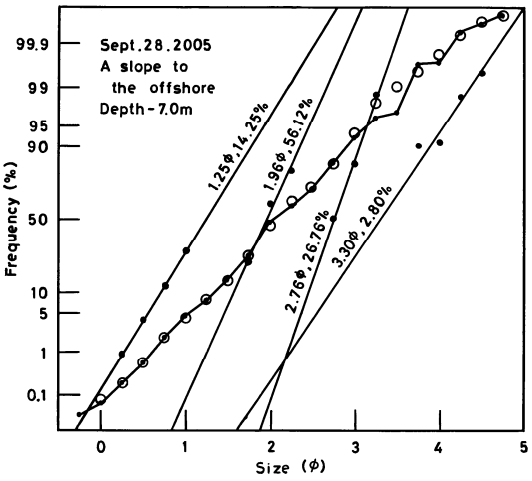
(h) On a slope to the shore



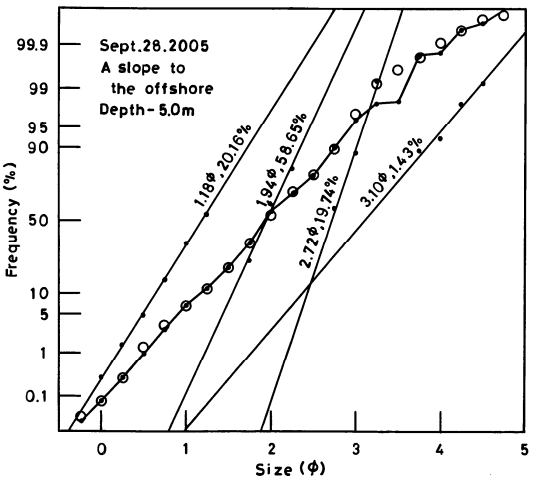
(d) On the bar



(i) On the extremely shallow point



(e) On a slope to the offshore



(j) On a slope to the offshore

Fig.12 － (a),(b),(c),(d),(e) At the central measuring line on the crescent-shaped bar, on Sept.16,28. 2005.

Fig.13 － (f),(g),(h),(i),(j) At the jointed measuring line on the crescent-shaped bar, on Sept.28. 2005.

Fig.12,13 Cumulative probability curve and constituent subpopulations derived by partitioning from the curve. Circles are the cumulative plots constructed from the partitioned constituent subpopulations, in the sediment on the sea bottom.

高も1.5m位なものである。上の事から，夏季になると，西からの風が15m/s前後と吹き，波高も4～5mとなる事によって，また，その他，いろいろな要因と合せて，南西から北東へ向う沿岸流が発生するのではないか。桟橋より南西側に既設の人工リーフによって，それの岸側と沖側で，また，それの近傍で，ちょうど水路のようになって，猛烈に発達するようだ。人工リーフと人工リーフの間の狭い箇所が水路のようになって，強烈な流れで，侵食した砂丘砂や砂・礫を吸い出すようにして流出し，それらの沖側に滞留することになる。これらの滞留物を，猛烈に発達した南西から北東へ向う沿岸流が運び，最初にぶち当る接合部に堆積させ，100m位も移動することになる。つぎに，離岸流と合流し，ベクトルの合成で，やや北寄りへの流れとなる。この水の流れが，北寄りからと北東から南西へ向う二つの水の流れよりも優勢に作用することになる。これで，Barにおいては，微妙に沖側へ移動となり，接合部の極浅部は沖側へ，また，それ自体は約50m程北東側へ移動となるのである。上述のシナリオと合せて，構成正規

分布集団の解析を論述すると，詳細な知見を得られると思う。

この測線において，正規分布集団の構成を大まかに解析，比較（3月6日，15日と）する。Nearshoreにおいて，前回（3月6日，15日）は，粗砂・中砂で95.5%の主要成分の混合比の頻度の構成で，しかも，細粒側の中砂が61.9%の混合比の頻度の構成である。先に論述したが，冬季でありながら，北寄りから，あるいは北東からの水の流れが，この地点の細粒化に寄与したのである。一方，今回は，前回と同様に，粗砂・中砂が98.2%と，主要成分の混合比の頻度の構成であるが，二つで主要成分の混合比の頻度を構成しているうち，頻度の高い方と低い方の成分が，前回と逆転している。つまり，粗砂が60.1%と，混合比の頻度の構成をしており，粗粒化した事になる。この事は，先に論述した事だが，数回の西からの強風で，そして，他に，いくつかの条件が重なって，南西から北東へ向う沿岸流が発生，発達する。しかし，夏季であるがために，西からの強風のある日，以外の日には，毎日，北あるいは北東からの風が吹いて，この他，いろいろな条件が重なって，北東から南西へ向う沿岸流が，発生，発達する事になる。上述のように，この時点・地点で，方向の相反する二つの猛烈に発達した沿岸流が発生するが，北東から南西へ向う沿岸流がやや優勢に作用して，9月28日の接合部のこの地点に多量に堆積している礫成分・粗粒成分が細粒側への分級作用によって，水の流れの下手側の中心部のこの地点に移動し，堆積することで，粗粒成分の粗砂の混合比の頻度を高めたのである。Troughにおいて，前回は，極粗砂・粗砂が88.7%と，主要成分の混合比の頻度の構成で，今回も，同様に，主要成分の混合比の頻度の構成が，72.8%である。しかし，今回は，それを構成する混合比の頻度が低い。この分，礫成分の混合比の頻度が4.5%と，あるいは，中砂の混合比の頻度が18.6%と，それぞれ増加した事が，上述の事情から考えて，頷けるのである。岸側斜面において，前回は，粗砂・中砂が96.5%と，主要成分の混合比の頻度の構成であるが，今回は，細砂が単独で91.1%と，それを構成し，極端に細粒化した。この測線で常道といえるだろう，離岸流の猛烈な発達により，先述のごとく，この地点では，分級作用が最も顕著に行われた事になる。これゆえに，この地点よりも岸側から運ばれて来た，粗粒成分の中砂等は，この地点で混合するが，粗粒側へ分級作用を激しく受け，追上って，Barや沖側斜面に堆積となる。Barにおいて，前回は，粗砂・中砂で81.8%と，主要成分の混合比の頻度の構成で，今回は，中砂・細砂で97.2%と，それを構成している。前回では，水の流れが，沖側からと，あるいは横から，離岸流よりも優勢に作用するために，二つの主要成分の混合比の頻度の構成が，この前の地点の岸側斜面のそれと逆転し，細粒化した。一方，今回は，離岸流の猛烈な発達によって，二つの主要成分の混合比の頻度の構成が，前の地点の岸側斜面と比べて，この地点で逆転し，粗粒化した。前回のこの地点に比べて，二つの主要成分の混合比の頻度の構成のうち，二番目の頻度の構成である粗砂が，細砂に入代ったことで，非常に細粒化した。沖側斜面において，前回は，中砂・細砂が90.4%と，主要成分の混合比の頻度の構成であるが，今回も同じく，中砂・細砂が97.1%と，それの構成である。しかし，二つの主要成分の混合比の頻度の構成で，今回は粗粒側の混合比の頻度が前回に比べて高い。

弧状沿岸砂州接合部（Fig.13）において，Nearshore(f)では，Mdφが，−3.2φの中礫を5.2%，−1.8φの小礫を8.7%，−0.5φの極粗砂を14.0%，0.7φの粗砂を23.3%，1.7φの中砂を34.4%，2.7φの細砂を4.6%で，それぞれ構成する。極深部(g)では，Mdφが，1.4φの中砂を5.1%，2.1〜2.7φの細砂を93.7%，3.2φの微砂を1.1%で，それぞれ構成している。岸側斜面(h)では，Mdφが，1.0φの中砂を0.4%，2.1〜2.8φの細砂を90.5%，3.1φの微砂を9.1%で，それぞれ構成する。極浅部(i)では，Mdφが，1.2〜2.0φの中砂を72.8%，2.8φの細砂を24.6%，3.0φの微砂を2.5%で，それぞれ構成している。沖側斜面(j)では，Mdφが，1.2〜1.9φの中砂を78.8%，2.7φの細砂を19.7%，3.1φの微砂を1.4%で，それぞれ構成する。

この測線では，先述のごとく，Fig.3とFig.4を比べて，3月6日から9月28日の期間に，約50m程，北東側へ移動したことになる。これは，夏季ではあるが，南西から北東へ向って強烈な沿岸流が発生し，砂・礫を運んだ事は明白である。また，今回のNearshoreと中心部のTroughの両地点で，礫成分が，約19.2%，約4.5%とそれぞれ，混合比の頻度を構成しているのが気になる。これは，夏季には毎日のように北寄りから，あるいは北東からの風が吹く。最大風速は，10m/s前後で，そんなに強風にはならない。その他，いろいろな条件が加わって，北東から南西へ向って，沿岸流が発生，発達する。この沿岸流の上手側に離岸提が既設してあって，汀線とこれとの間が，ちょうど水路の様になって，猛烈に発達する事になる。この沿岸流のさらに上手側に位置する，礫成分の供給源の米山を源流とした河川がいくつかある。これらの河川から流出した礫成分は，前述のように，２つの方向からの風と，その他いろいろな要因によって発生する，北東から南西へ向う沿岸流に乗って，ゆっくりと運ばれることになる。その移動の途中に

位置する，上下浜海岸のNearshoreに多量，滞留している（内山，2004）。特に，弧状沿岸砂州接合部のその地点で，正規分布集団の構成の頻度が高い。このようにして，移動して来た礫成分は，今回の砂州中心部と接合部のNearshoreに堆積し，混合する。そこで，今度は，先述のように，夏季においても，西からの強風が数回と，その他のいろいろな条件により，南西から北東へ向う沿岸流が発生し，人工リーフ付近では，猛烈に発達する事になる。これに，ともなって，砂州中心部における，離岸流が発生・発達する。よって，Nearshoreに堆積し，混合していた礫成分は，分級作用を受けながら，Troughに移動して堆積・混合する。それゆえに，Nearshoreには，礫成分の正規分布集団の構成が皆無となる。一方，砂州接合部のこの地点では，沖へ向う水の流れがないため，Nearshoreに滞留し，混合する事になる。強いて言えば，若干，北東側へ押し戻されるのだろうか。

ここで，この測線の各地点において，前回の3月6日と比較しながら論述する。Nearshoreにおいて，前回は，中砂の単独で73.3％と，主要成分の混合比の頻度の構成で，今回は，粗砂・中砂で57.7％と，それを構成している。極深部において，前回は，細砂単独で96.7％と，主要成分の混合比の頻度を構成しているが，今回も同じく，細砂で93.7％と，それを構成する。しかし，前回と比べて，二番目に混合比の頻度の高い成分の微砂が，中砂に入代っている。これは，前述の事と合せて，南西から北東へ向う沿岸流が，細砂において，粗粒側に分級作用を施して，追上ってこの地点に堆積し，混合したのであろう。岸側斜面において，前回は，中砂・細砂で99.8％と，主要成分の混合比の頻度の構成で，しかも，二つの主要成分の構成のうち，粗粒側の中砂で79.0％と，混合比の頻度が高い。今回は，細砂・微砂で99.5％と，それを構成する。つまり，混合比の頻度の構成が前回と比べて，今回は，細粒成分のそれが圧倒的に高い。沖側から，あるいは横から，水の流れの作用を受けた事と，先述のように，この地点では，一番，分級作用が顕著なために，このような頻度の構成となろう。極浅部において，前回は，細砂・微砂で95.0％と，主要成分の混合比の頻度を構成する。今回は，中砂・細砂で97.5％と，それを構成する。今回は，粗粒側の中砂のそれを構成する頻度が圧倒的に高い。これは，前回のこの測線で，ひとつ前の地点の岸側斜面では，中砂が主要成分を高い頻度で構成している事から，この成分が移動したのではないか。つまり，今回は，この地点が若干沖側へ，また約50m程北東側へ移動している事からして，前述の事が言えるのである。沖側斜面において，前回は，中砂・細砂で96.6％と，主要成分の混合比の頻度を構成しているが，今回も，中砂・細砂で98.6％と，それを構成する。いずれも，粗粒側の中砂が，68～78％と，混合比を構成する頻度が圧倒的に高い。これは，前の地点と同様な事が言えるが，それに加えて，今回の砂州中心部のBarと沖側斜面で，中砂の混合比の頻度が高い事から，沿岸流が，この地点を回り込むようにして，二つの地点から，この砂を運んで来たように思える。

4. 海岸砂丘砂と内陸に堆積している新砂丘砂

海岸砂丘砂は，海浜の後浜基部に形成している新砂丘砂である。潟町砂丘といって，４層に分れているうちの最上位の新砂丘砂で，これが，土砂供給の遮断された今，密接に関与している。この地層の成因は，冬季に到来するきびしい季節風が，汀線の後退した海岸から砂・礫を運んで，堆積したものと言われている。また，この成因の時期は，縄文前期～鎌倉時代以後ではないかと言われている。この事から，海岸線近くは地層が厚く，粗粒な傾向がある。一方，内陸では，地層が薄く，細粒な傾向を示す（内山，2002）。

海岸砂丘砂は，観測桟橋のすぐ後部に形成されている新砂丘砂で，これが海へ流出しているのが，明白である。構成正規分布集団の解析（Fig.14）によると，Mdφが，－1.1φの小礫を1.8％，－0.1φの極粗砂を38.0％，0.6φの粗砂を44.8％，1.6φの中砂を14.3％，2.7φの細砂を0.7％で，それぞれ構成する。一方，内陸に堆積の新砂丘砂（Fig.16：観測桟橋より南東側の内陸）では，Mdφが，－0.3φの極粗砂を5.1％，0.7φの粗砂を42.5％，1.6φの中砂を40.5％，2.6φの細砂を8.8％で，それぞれ構成している。ヒストグラム（Fig.15）において，粗砂，中砂にそれぞれモードを示し，二峰分布になっているが，実際には，極粗砂・粗砂で主要成分を組成し，粗砂の方が混合比の頻度が高い。一方，内陸に堆積の新砂丘砂のヒストグラム（Fig.17）をみると，粗砂，中砂にモードを示し，明瞭な二峰分布である。中砂の方が，粒度組成の混合比の頻度が高い。観測桟橋後部に形成の海岸砂丘砂と上下浜の海岸砂丘砂（内山，2004）の正規分布集団の構成をそれぞれ比べてみると，両方とも，極粗砂・粗砂で主要成分の混合比の頻度を構成しているが，前者が細粒側の粗砂で，後者が粗粒側の極粗粒で，それを構成する混合比の頻度がそれぞれ高い。この事から，明らかに，

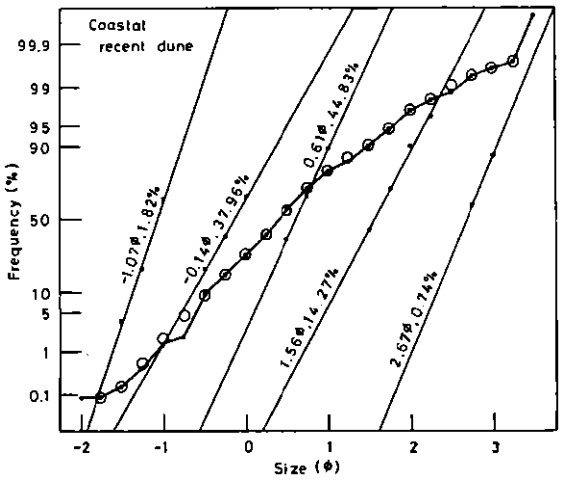


Fig.14 Cumulative probability curve and constituent subpopulations derived by partitioning from the curve. Circles are the cumulative plots constructed from the partitioned constituent subpopulations, on the coastal recent dune

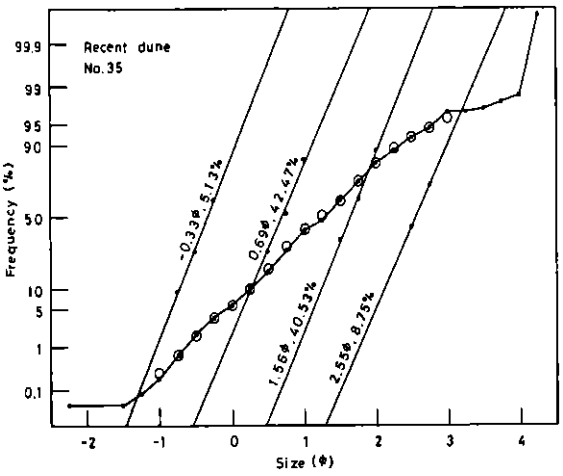


Fig.16 Cumulative probability curve and constituent subpopulations derived by partitioning from the curve. Circles are the cumulative plots constructed from the partitioned constituent subpopulations, on the recent dune

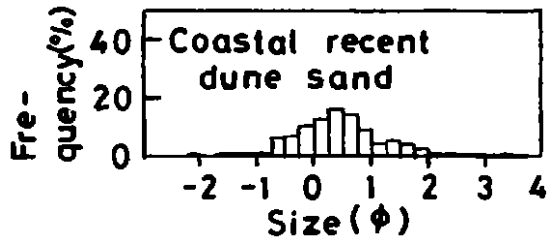


Fig.15 An example of grain size distribution of the coastal recent dune.

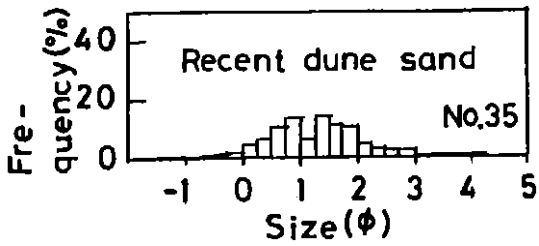


Fig.17 An example of grain size distribution of the recent dune.

潟町，四ツ屋浜近辺は，上下浜に比べて，北西の季節風が強く吹いて，粗粒成分の小礫，極粗砂を遠くへ運んだのではないか。これにより，観測桟橋後部の海岸砂丘砂で，粗粒成分に比べて多量に細粒成分が残留し，粒度組成の混合比の頻度を細粒側に高くしている。

5. 結語

自然の節理に従って，あらゆる事象はバランスをとりながら，常に動いている。針の穴くらいの微小な，バランスのくずれから始まり，不安定化が進んで行って，人間生活の営みに拘るようになると，自然災害に到達ということになる。すべて，観測・調査は，人の手で行った。深浅測量や海底底質の採取は，桟橋の上で行った。その際，5kgの重りが海底に到達する間際に，急激に流される状況から，水の流れの方向と強さが，大体，把握できた。また，今回のように，船上からの海底底質の採取は，大変な作業であった。この粒度分析においても，変質するのを防ぐために，陰干しで，自然乾燥し，均質に処理して，1/4φの標準フルイを用いて，高精度で，丁寧に行った。図面に関しても，人の手で描いている事から，描画中に海水，底質の動きを熟考しながら描いた。これらを考察するに当っては，いろいろな分野の知識を頭に置きながら，研究に焦点を当てて，考察・熟考した。このような姿勢からして，真実に限りなく近い知見が得られたのではないか。また，自信のある論述ができたのである。

(1) 沿岸流，離岸流

桟橋の南西側に人工リーフ，北東側に離岸提と，それぞれ既設されている。この二つの人工構造物の中間に観測桟橋がある。桟橋を半円の弧で囲むように，弧状沿岸砂州が発達している。沿岸砂州の移動やそれぞれの地点での粒度組成から考察して，変則的な水の流れをしている事がわかった。

冬季には，北西からの季節風が強く吹き，これに

従って，波向，波高が決まってくる。そこで，冬季における風向を調べたところ，どうも近頃では，北西からよりも，真北に近い方向からの頻度が高いようだ。この他，いろいろな条件が加わって，北東から南西へ向う沿岸流が発生し，そのうえ，その上手側にいつくかの離岸提が水路のような役目を担って，猛烈に発達する。この沿岸流が，南西から北東へ向うそれよりも優勢に作用することになる。一方，夏季においては，毎日のように，真北から，あるいは北東からの風が吹いて，最大風速も10m/s前後である。その他，いろいろな条件も加わって，北東から南西へ向う沿岸流が発生する事になる。この夏季のうちで数回だが，西からの風が吹く場合がある。特に，秋に近くなった頃に，回数も多くなってくるとともに，風速も15～20m/sにもなる。この事と，その他いろいろな条件が加わって，南西から北東へ向う沿岸流が発生することとなる。この沿岸流の上手側に人工リーフが，いくつか既設してあって，水路のような役目を果すことになる。この箇所で，猛烈に発達し，弧状沿岸砂州中心部では，離岸流との方向ベクトルの合成も行われる。この沿岸流が北東から南西へ向うそれよりも優勢に作用する事になる。

弧状沿岸砂州中心部での離岸流は，常時発生している。2003年頃，汀線付近に波消しブロックが施設してあり，これに当り，反射して，もどり水として海底を沖へ流れ下る。また，発達する機会が増加したといえる。

上述の事情のもとで，砂・礫を動かし，弧状沿岸砂州をも移動させている事が明確になったといえる。

(2) Mdφとσφ，αφの相関関係

弧状沿岸砂州中心部は岸側から，接合部は沖側からのそれぞれ水の流れの関与を反映して，粒度組成の主要成分を示す，各区分の点は粗粒側，および細粒側に位置している傾向がある。

Mdφとσφの関係で，粒径が細粒化に進むにつれて，分級作用も顕著に行われる傾向を示す。要は，右肩下りの負の相関関係を示している。

αφとの関係で，主要成分を細粒成分で組成しているものについては，負あるいは粗粒側にシフトして，また，それの逆転の立場となる傾向のようだ。つまり，シフトする側の方へ向って，分級作用を受けるというかっこうだ。

上述の二つの相関関係から，σφとは，主要成分の組成に従って，分級作用の度合をみることができる。αφとは，分級作用の度合に従って，どちらかシフトした側へ分級作用が進む事が，傾向として明瞭になった。

(3) 海岸砂丘砂

直江津港防波堤の延伸による，水の流れの変動とともに，関川からの土砂の供給の遮断が常になった。このことから，直江津港から北東側に位置する海岸において，土砂収支のバランスがくずれ，指数関数的に海岸侵食がおこってきた。海浜の後浜基部に形成する海岸砂丘砂（潟町砂丘で最上位の新砂丘砂）が，大きな波により削り取られて，海へ流出していることは，明白である。

海岸砂丘砂は，Mdφが，－0.1φ，0.6φの極粗砂・粗砂が82.8%と，主要成分の混合比の頻度の構成をしている（Fig.14）。弧状沿岸砂州中心部のTroughでは，主要成分の混合比の頻度の構成がやや類似しているが，しかし，細粒側の頻度が高い。このことからして，海へ流出した海岸砂丘砂は，中心部において，Nearshoreに滞留し，分級作用を受けながら，離岸流によって沖へ運ばれることになる。その他の地点では，中砂が主要成分の混合比の頻度を構成する一対をなし，場合によっては頻度の高い構成で，堆積となる。また，接合部では，中心部より全体的に水深が浅いため，横から，および沖側から，分級作用を受けながら追上って堆積することになる。全地点において，中砂・細砂が主要成分の混合比の頻度の構成であるが，一段と分級作用を受けたことがわかる。上述のごとく，海岸砂丘砂が弧状沿岸砂州中心部を核にして，多量に堆積していることに確証を得た。

(4) 礫成分の堆積過程

大潟海岸では，土砂の供給遮断とともに，礫成分においても，同様な現象がおきている。以前は，糸魚川で，いくつかの河川から，多量の礫成分が海へ流出し，南西から北東へ向う沿岸流によって運ばれて来て，海浜，Nearshore，Trough，極深部の各地点に堆積していたのが，底質採取の際に確認できた。しかし，近頃では，直江津港から桟橋付近までの海底には，ほとんど見られなくなった。むろん，海浜は侵食でなくなっている。

上述の事柄を踏まえて，今回，海底底質の粒度分析をし，解析して，わかった。本論でも論述したが，米山地区には，米山を源流とするいくつかの河川から，海へ流出した礫成分は，北東から南西へ向う沿岸流によって運ばれて来ることがわかった。それも，主に夏季に集中していて，特に，夏季の終り頃の8，9月頃が顕著である。

上述の確証を得た実体はというと，今回で，礫成分の堆積がみられるのは，2005年3月6日の弧状沿岸砂州中心部のTrough（Fig.10－b）である。それは，Mdφが，－1.2φの小礫を2.5%と，混合比の頻度の構成であることがわかる。つまり，冬季に，礫成分は皆無といってよい程，運ばれて来る事はない。一方，夏季にあたる，2005年9月28日の弧状沿岸砂州中

心部のTrough（Fig.12－b），接合部のNearshore（Fig.13－f）に少量ながら堆積している。それは前者（Fig.12－b）で，Mdφが－2.5φ，－1.4φの中礫・小礫を4.5%，後者（Fig.13－f）で，Mdφが－3.2φ，－1.8φの中礫・小礫を13.9%と，それぞれ混合比の頻度の構成をしている。

上述の事からまとめると，次のようなシナリオが考えられる。米山地区において，いくつかの河川から礫成分が海へ流出する。夏季の始めの頃で，沿岸流の北東から南西へ向う水の流れによって，発達しない段階なので，ゆっくりと南西へ向って運ばれる。桟橋近辺の海岸に来るまでの余中の上下浜海岸（2001年8，9月）（内山，2004）のNearshore，Trough，極深部に多量の堆積がみられる。上下浜海岸と桟橋近辺の海岸の間には，いくつかの離岸提が既設のため，猛烈に発達した沿岸流が上下浜海岸に堆積の礫成分を運ぶ。よって，今回の砂州中心部と接合部のNearshoreに堆積する。今度は，数回の西からの強風，とその他いろいろな要因によって発生する，南西から北東へ向う，そして，人工リーフにより猛烈に発達した沿岸流によって，砂州接合部ではNearshoreに滞留しながら，そのもの自体が約50m程北東へ移動。また，砂州中心部では離岸流によって，Troughへ移動となる。以上が，真実に限りなく近い実情ではないか。

(5)　移動限界水深

Fig.5，6，7，8で，近似計算による各パラメータは，水深9.0m（Offshore）あたりから安定してくる。また，構成正規分布集団の解析でも，Mdφが2.7～3.0φの微砂に極めて近い細砂で，90%前後の混合比の頻度の構成となる。よって，どこから考察しても，安定してくるため，水深9.0m（Offshore）が移動限界水深といえる。

以上の事から，総合的に結論を言うと，他のどの箇所よりも先行して，変則的な，不穏な動きが，水深9.0m（Offshore）より岸側の海底で，海岸侵食の前兆として始まるということである。この事により，今後の課題として，今まで，海岸に既設の人工構造物の見直しと，鵜の浜から北東側の海岸で，水深9.0m（Offshore）より岸側の海底を注視して行く必要があるのではないだろうか。

参考文献

荒巻　孚（1971）：海岸，犀書房，pp.1－404.

井口正男（1975）：漂砂と流砂の水理学，古今書院，pp.79－122.

内山　清（2001）：海底底質と海浜底質の粒度組成―桟橋に沿った海底底質とビーチカスプにおける海浜底質―，京都大学防災研究所年報，第44号B－2，pp.361－374.

内山　清（2002）：桟橋に沿った海底底質と上下浜での海底底質の粒度組成―両者の粒度組成による差異―，京都大学防災研究所年報，第45号B，pp.467－478.

内山　清（2003）：大潟海岸・上下浜における海底底質の粒度組成―ビーチカスプの性質と粒度組成との関係―，京都大学防災研究所年報，第46号B，pp.637－649.

内山　清（2004）：大潟海岸・上下浜における海底地形と海底底質の粒度組成―海底地形の変形と海底底質の粒度組成の岸沖方向変異―，京都大学防災研究所年報，第47号B，pp.641－663

内山　清（2005）：観測桟橋近傍の海底地形と海底底質の粒度組成の変化，京都大学防災研究所年報，第48号B，pp.775－792.

大森晶衛・星野通平・茂木昭夫（1970）：浅海地質学，東海大出版会.

早津賢二・新井房夫・白井　亨（1982）：新潟県高田平野の中位段丘と古砂丘―形成時代についての火山灰編年学的考察―，地学雑誌，pp.1－16.

The Profile of the Sea Bottom and the Grain Size Composition of the Sediment on the Sea Bottom, around Neighborhood the Observational Pier
—— The Change of Both the Profile of the Sea Bottom and the Grain Size Composition of the Sediment on the Sea Bottom, from Shoreline to Offshore ——

Kiyoshi UCHIYAMA

Synopsis

The observation pier which belongs to DPRI., Kyoto Univ. is located at the center of Ogata coast, Japan. A crescent-shaped bar exists off the observation pier, and its shape is like an arc of a half circle.In order to investigate the temporal change of the position of the bar, the author has carried out the field observations on March 6th and September 28th in 2005. The field observations include depth sounding and sediment collection.The depth sounding has been conducted on 3 measurement lines, and some sediment samples have been taken from the sea bottom at 1m deep interval on the same measurement sections of the depth sounding. As a result, it is found that the change of bottom profile and grain size composition in cross-shore direction have considerable magnitude during the observation period. The correlation between sediment of the sea bottom and adjacent coastal dune is also shown in this paper.

Keywords: crescent-shaped bar, rip current, littoral current, sorting function, natural point

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

孤立砂丘形態を用いたバイモーダルな風況の推定法
--交互二方向流下での水路実験から--

谷口圭輔*・遠藤徳孝**・関口秀雄

* 同志社大学理工学部環境システム学科
** 金沢大学理工学域

要 旨

水路実験をもとに，風成砂丘の形態から，流向変化を伴う季節風変動の特徴を読み取る手法を開発した。移動可能な砂粒子の少ない場に見られる，孤立砂丘を対象とすることで，バイモーダルな季節風変動を持つ風況について，砂丘形態に影響を与えている二つの風の向きと強度比とを推定することが可能となった。この新しい風況推定方法の妥当性を示すため，風況データのそろっているサハラ砂漠西部を対象に，衛星写真に写った孤立砂丘をもとに風況の推定を試み，既存の風況データと一致する推定結果を得た。

キーワード: 孤立砂丘，水槽実験，バルハン砂丘，セイフ砂丘

1. はじめに

風成砂丘は，多様な形態を持つことで知られる。その多様性は，底面と周囲流体双方の状態の影響によって現れる(Bagnold, 1941)。例えば, Hack (1941) は，植生・風・砂の供給という3つの要素と砂丘形態との関係を，三角ダイヤグラムの形で示した。一方，Wasson and Hyde (1983) は，植生の影響のないフィールドでの砂丘について，流れの一方向性とフィールドを覆う砂の量という2つのパラメータを用いて2次元の相図を示した。これら形成視条件既知の砂丘は，火星面などの直接観測が困難な場所では，流況推定の有力なツールとして用いられてきた（例えば，Sagan et al., 1973; Tsoar et al., 1979）。

従来の研究が深く扱ってこなかった条件として，フィールドの一部のみが砂で覆われた状況（貧砂状況）と，流向変動が周期的に繰り返される流れ場（変動流体場）の二つが挙げられる。前者は砂漠の辺縁部などに広く存在するものであり，後者もまた，季節風変動により普通に観測されうる気象条件である。

貧砂状況に見られる代表的な砂丘は，三日月型の平面形態を持つバルハン砂丘と，平均流向とほぼ平行する直線的な峰線を持つセイフ砂丘という，2種類の孤立砂丘である。バルハンは一方向流下で，セイフは斜交する二方向の流れの下で観測されることが知られている（Wasson and Hyde, 1983）。

従来の研究の問題点は，流向変化を伴う条件について，“流れの一方向性”を表す一次元のパラメータ（RDP/DP[1]。Fryberger, 1979 にて定義）を用いたことである。そのため，複数の全く異なる風況が，相図の上で同じ点にプロットされることになった。このことは，孤立砂丘の形態が高い多様性を持つにもかかわらず，バルハンとセイフという2種類の砂丘についてしか風況と形態の対応付けが行えなかったことの原因であろう。

筆者らは，変動流体場での孤立砂丘形態が，どのような流れの条件に依存して変化するのかに注目し，研究を実施した。変動流体場には様々な流況が考えられるが，最も単純でかつ広く観察されている条件として，バイモーダルな季節風変化を想定し，交互二方向の流況に対象を絞ることとした。

本研究では，水路実験による地形発達の全過程観測を実施した。水路内の小型地形を対象とすることで，フィールドでは数10～100年といったタイムスケールで起きる現象を，数時間のうちに観測すること

[1] DP(Drift potential) は，その方角からの風によって年間に移動しうる砂の量に比例する値である．RDP/DP は，全方位の DP の和の絶対値（RDP）を全方位の DP の絶対値の和で割った値で，RDP/DP の値が 1 に近いほど流れの一方向性が強い．

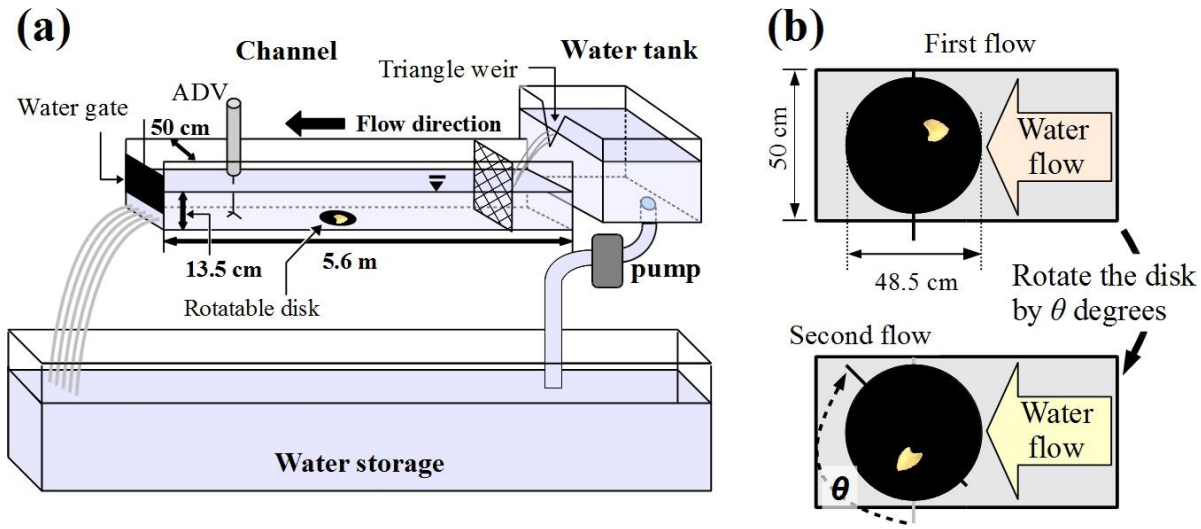


Fig. 1 (a) Schematic diagram of the water flume used in this study. (b) Schematic diagrams how bidirectional flows were generated in the experiments. These diagrams were written from the top of the channel.

ができる。さらに，サイズが10～数100 m にも及ぶ砂丘を，10 cm 程度の小型地形で観測できるという点も，水路実験のメリットである。

風成砂丘と水成の小型地形との間に，相似則が成り立つのかは，しばしば問題とされる。孤立砂丘に関しては，バルハン地形の最小サイズを，砂粒子の跳躍距離（または，それに比例する “satulation length”）でスケーリングする手法が知られている (Sauermann et al., 2001)。すなわち，周囲流体と地形を構成する粒子との密度比，及び構成粒子の粒径によって決定される最小サイズよりも大きければ，長期間維持される孤立砂地形が存在できる。本研究で用いた砂地形のサイズは，水中での最小サイズを十分に上回っているため，地形の発達過程を見るに十分な大きさである。

本稿では，まず，水路実験の結果を示し，ふたつの流れの角度変化量と強度比を軸に取った，新しい相図を紹介する。次に，この相図を用いた流況推定を実施し，過去の文献に示された風況データとの比較を行う。

2. 水路実験

2.1 実験装置

実験には，宇治川オープンラボラトリー所有の 50 cm 幅実験水路（Fig. 1 (a)）を用いた。この水路は，水路部（幅 50 cm, 高さ 50 cm, 長さ 5.6 m）と，それに水を供給する上部・下部のふたつの水槽，及びポンプからなり，一方向流のみを発生させることができる。本実験では水深を13.5 cm とした．ポンプによって下部水槽から上部水槽へと揚水し，三角堰を通じて水路部に給水し，水路部下流端から排水された水は再び下部水槽へと戻る。対象地形周辺の底面の粗度を一定とするため，水路部の底面には塩化ビニール製の板を敷設した。この板の一部は直径 48.5 cm の円盤状にくりぬかれている。この円盤の上に対象地形をおくことで，斜交する二方向流の条件を再現する。

2.2 初期地形と実験方法

中央粒径 80 μm のケイ砂 15 g を秤量し，水路底面の円盤の上に円錐形に設置したものを初期地形とした。

一方向流のみ発生可能なこの水路で，任意の角度変化量を持つ流況を再現するために，以下の手順を用いた。まず，円盤上の対象地形に対して，流速 22 cm/s （底面から 0.6 cm 上での値。超音波流速計・ADV を用いて測定）の水流をt_f 分間作用させた（第1の流れ，Fig. 1 (b) 上の画像）。ゆっくりと流れを止めた後，対象地形を変形させないよう注意して，円盤を角度 θ 回転させた。続いて，再び流速 22 cm/s の水流をt_s 分間作用させた（第2の流れ，Fig. 1 (b) 下の画像）。以上を，対象地形とともに回転する系から見れば，成す角 θ で流向変動する二方向流となる。以上を 1 サイクルとし，地形変化の傾向が明らかになるまで継続した。各試行の最大サイクル数 n は，20~23 回であった．

Table 1 Experimental conditions.

Run No.	*tf* [min.]	*ts* [min.]	α	θ [degrees]	n	Type of the topography
1	2	2	1.00	15	20	Barchan-type
2	2	2	1.00	30	20	Barchan-type
3	2	2	1.00	45	20	Dome-type
4	2	2	1.00	60	20	Dome-type
5	2	2	1.00	75	20	Transitional dome-type
6	2	2	1.00	90	20	Transitional seif-type (splitting)
7	2	2	1.00	105	20	Seif-type
8	2	2	1.00	120	20	Seif-type
9	2	2	1.00	135	20	Seif-type
10	2	2	1.00	150	20	Seif-type
11	2	2	1.00	165	20	Reversing-type
12	2	2	1.00	180	20	Reversing-type
13	2.5	1.5	0.60	135	20	Seif-type
14	2.5	1.5	0.60	180	20	Reversing-type
15	3	1	0.33	60	20	Dome-type
16	3	1	0.33	90	20	Transitional dome-type
17	3	1	0.33	120	20	Seif-type
18	3	1	0.33	150	20	Reversing-type
19	3.5	0.5	0.14	75	20	Transitional dome-type
20	3.5	0.5	0.14	135	20	Seif-type
21	3.5	0.5	0.14	180	23	Splitting-type
22	5.5	0.5	0.09	90	20	Transitional seif-type with a sinuous crest
23	5.5	0.5	0.09	150	20	Reversing-type

Table 1 に，試行ごとの実験条件を示した。角度変化量 θ は，15° ごとに 0～180° の範囲で変化させた。パラメータ α は，ふたつの流れの強度比を示すものである。本実験では流速を一定であるため，その値はふたつの流れの継続時間比t_s/t_f で定義された。α の値が 1 であればふたつの流れの強度は等しく，0 に近づくほど 第2の流れ の強度が相対的に小さい条件となる。

3. 水路実験の結果と考察

本章では，水路実験の結果を示し，バイモーダルな流況と孤立砂丘形態との関係について述べる。

3.1 流向変化時の峰線の変化

流向変化の際に見られる地形の変形様式には，角度変化量 θ への依存性が見られた。地形上の峰線は，その線の上流側の緩斜面（掃流様式で移動する砂が斜面上向きに移動）と，下流側のスリップフェイス（砂のなだれ落ちにより形成される安息角と同程度の傾斜を持つ急斜面）との境界に位置する線である。この峰線の消長に注目すると，次の 3 種類の変化過程が存在することが分かった。

「クレスト共有型」の変化過程は，θ が30° 以下の試行においてのみ観測された。流向変動後も変動前と同じ峰線が同じ向きに活動する。僅かな流向変動のため，峰線の移動方向は変化するのだが，その変化による峰線の特徴の変化は見られない。

「独立型」の変化過程は，θ が 45～135° の範囲で見られた。流向変動後，既存の峰線とは異なる位置に，新たに峰線が形成される変化過程である。

「反転型」の変化過程では，既存の峰線に沿って，流向変動前とは逆向きのスリップフェイスが形成され，峰線の移動方向が反転する。この変化過程が見られるのは，θ が 90° 以上の場合である。

90° ≦ θ ≦135° の試行では，「独立型」「反転型」の2つの変化過程が同時に起きる。流向変動の後，既存の峰線の，（平均流向に対する）下流方向に位置する部分では，「反転型」の峰線変化過程が観測され，同時に，地形の上流側では「独立型」の変化過程によって新たな峰線が形成される。両者は発達の過程で結合され，ともに下流方向へと移動する。

3.2 流向変動が繰り返されて発達する，孤立砂丘地形の分類

(1) θ に依存する典型的な4種類の地形

二方向流のサイクルを繰り返し作用させた場合，前節で紹介した峰線変化過程の違いに起因して，4種類の異なる形態を持つ地形が発達した。その地形とは，「バルハン型」「ドーム型」「セイフ型」「リバーシング型」の4種類である。本稿で紹介するこの4種類の地形は，それぞれ対応する自然の風成砂丘の名称にちなんでいる（Fig. 2 を参照）。

「バルハン型」地形は，「クレスト共有型」の峰線変化過程によって，θ ≦30° の条件下で発達した。形態は，一方向流下のバルハン地形とほぼ同じで，三日月型の平面形態及び峰線を持つ。平均の下流方向へ前進するという特徴もバルハンと共通していた。30° 以下という僅かな角度変化量では，発達する地形の種類に影響を与えることができないものとみられる。

「ドーム型」地形は，45° ≦ θ ≦75° の場合に見られた，「独立型」の峰線変化過程による地形である。バルハン型地形と比べると，丸みの強い平面形態を持ち，バルハンでは顕著に見られる 2 本のホーンが見られないという，フィールドのドーム砂丘と共通する特徴がある。

「セイフ型」地形はで，「独立型」と「反転型」のふたつの峰線変化過程が同時に起きる。90° ≦ θ ≦135° の条件下で観測された。平均流向に対する上流側には，「独立型」の峰線変化過程によって作られる扇形の地形が，下流側には，「反転型」の過程による棒状の地形がそれぞれ発達した。下流側の棒状地形は，流向変動の度に移動方向が反転する峰線を持ち，その峰線の向きは平均流向とほぼ一致している。そうした峰線の側方移動と同時に，平均の下流方向へと棒状地形全体が伸長する。これらの棒状地形の特徴は，フィールドのセイフ砂丘のそれと一致する。

「リバーシング型」地形は，θ ≧150° の試行で見られた。「反転型」の峰線変化過程のみが見られ，ほぼ正反対に近いふたつの流れの下で，各々の流向に垂直な方向を向いた直線状の峰線が発達する。

ある試行で発達する地形の種類は，角度変化量 θ の値に依存して決定されていた。一方，強度比 α については，α が大きいときには直線状の峰線が，α が小さいときには屈曲した峰線が，それぞれ発達するという以外，発達する地形の種類に影響を与えなかった。

(2) α 依存性の強い特殊地形

一部の角度変化量の下では，前項で述べた典型的な地形と異なり，強度比の変化とともに発達する地形の形態が変化する，特殊な地形が発達した。ドーム型とセイフ型の 2 地形の境界にあたる 75° ≦ θ ≦90° の条件下で見られる遷移地形と，180° の角度変化量で見られる地形の分裂現象とがそれにあたる。

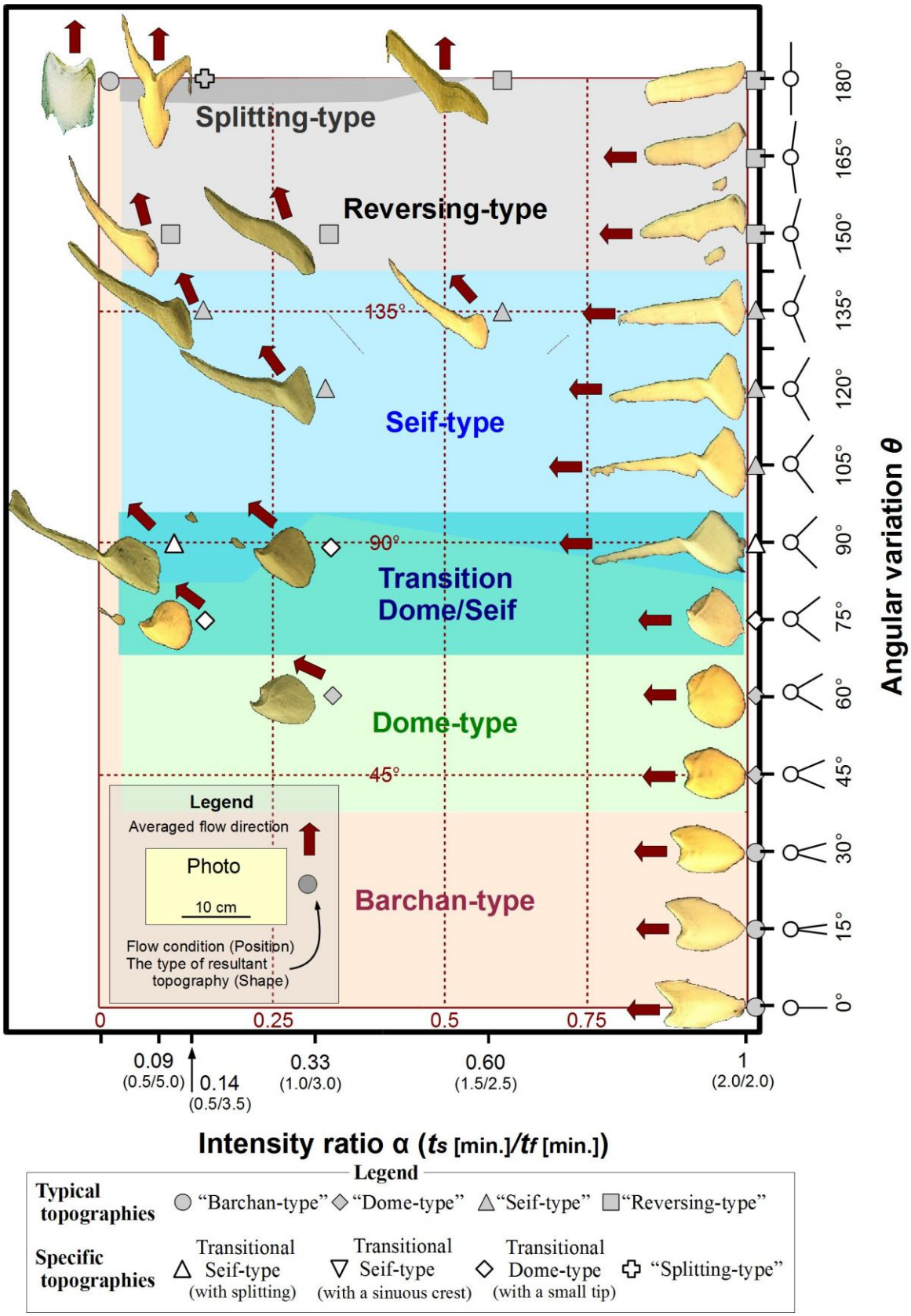


Fig. 2 A phase diagram of the shape of isolated san topographies under bidirectional flow conditions between the angular variation θ and intensity ratio α.

(a) ドーム型とセイフ型との遷移地形

ドーム型とセイフ型との遷移地形には，分裂現象を伴う遷移的セイフ地形，蛇行する峰線を伴う遷移的セイフ地形，及び小突部を伴う遷移的ドーム地形の3種類が存在した。

分裂現象を伴う遷移的セイフ地形は，通常のセイフ型地形と同様に，扇形の部分と棒状の部分とを持つが，両者の境界でしばしば地形が分断される点が特徴である。分断された地形は，数サイクルの内に再び連結される。θ が90°，α が 1 に近い条件で観測された。

遷移的ドーム地形に見られる小突部は，セイフ地形の下流側の棒状地形と同じ，反転型の峰線変化過程によるものであった。しかし，この反転型の変化過程が見られるサイクルと見られないサイクルがあるため，この小突部は棒状地形にまで成長しない。この種の地形は，θ が75°の試行と，θ が90°，α =0.33 の試行で観測された。

θ が90°の試行で，α =0.09 まで 第2の流れの影響が小さくなると，地形の分裂は起きず，棒状地形上に蛇行した峰線が発達した。このような地形が，蛇行した峰線を伴う遷移的セイフ地形である。

(b) θ = 180°で見られる分裂現象

θ = 180°の場合，流向変動時には「反転型」の峰線変化過程が起きる。α が 0.6 より大きい場合はリバーシング型地形が形成されるが，α が 0.6 より小さくなると，α に依存した形態を持つ特殊な地形が観測される。

θ = 180° で見られる特殊な地形には，S 字型に屈曲した峰線が見られる。屈曲の変曲点が α に依存して変化するため，峰線の形態から α の値を推定できる。α が大きくなるほど変曲点は地形の中心線に近く，小さくなるほど側方に近くなる。α の値がさらに0 に近づくと，第2の流れの影響が次の 第1の流れで完全に打ち消されるようになる。そのため，地形の特徴は一方向流下のバルハン地形と同様（Fig. 2, 左上端の地形の写真を参照）となる。

3.3 孤立砂丘形態とバイモーダルな風況との関係を示す相図

一連の水路実験から，バイモーダルな角度変化をする交互二方向流下での孤立砂丘形態が，二方向流の角度変化量と強度比とを2軸に取った相図にまとめられることがわかった(Fig. 2)。従来，砂丘地形は長期間の平均流向や，撮影（または計測）の直前の流向のみを示すものとして利用されてきたが，今回我々が示した相図を用いることで，バイモーダルな流向変動が長期にわたり繰り返されている流れ環境についても，推定が行えるようになった。

Table 2 The locations and RDP/DP values at the observation points in Western Sahara and Mauritania.

Place	Latitude	Longitude	RDP/DP
Port-Étienne	20°56'N	17° 1'W	**0.90**
Akjoujt	19°43'N	14°23'W	0.68
Atar	20°30'N	13° 2'W	0.64
Fort-Gouraud	22°39'N	12°44'W	0.67

この相図は，バイモーダルな季節変動をする場所に用いることができる。観測される孤立砂丘地形の種類によって，その砂丘の発達に寄与している，2つの流れの流向が推定できる。さらに，一部の角度変化量の場合に見られる特殊な地形を用いれば，推定された 2 つの流れの強度比が推定できる。α の値が非常に小さい場合，実際の観測データでは，イレギュラーな風向の成分の中に第2の風が埋もれてしまうケースが起こりうるが，砂丘地形からの推定方法であれば，このような場合にもバイモーダルな風況であることを正しく推定できる。

4. フィールドへの適用

4.1 サハラ砂漠西部の孤立砂丘

実験から得た風況推定用の相図を，風況のデータが参照可能な地域に対して適用し，この方法の妥当性を示す。本稿では，サハラ砂漠の西端部，モーリタニアと西サハラの国境付近を対象地域とした。この地域については，RDP/DP による “流れの一方向性”の記録がなされているためである（Fig. 3 中のローズダイヤグラム，Breed et al., 1979 より）。それによると，最も海岸に近い Port-Étienne （現在の地名は Nouadhibou）では北風が卓越する一方向性の風況（RDP/DP ≒ 0.90）であるのに対し，内陸側の Atar

Table 3 Details of the dune fields.

Field No.	Latitude	Longitude	Type of the topography
1	21°23' N	16°58' W	Barchan-type
2	21°21' N	16°47' W	Transitional seif-type with a sinuous crest
3	21°18' N	16°36' W	
4	21°20' N	16° 4' W	Dome-type or Transitional dome-type
5	21°20' N	15°43' W	
6	21°21' N	15°31' W	
7	21°25' N	14°57' W	
8	20°45' N	14° 1' W	Barchan-type
9	20°47' N	13°12' W	Barchan-type

や Fort-Gouraud では北東～東北東の平均流向を示す，RDP/DP～0.65 の流況となっている（Table 2）。

Breed et al.(1979)が扱った，モーリタニアと西サハラの国境付近には，多くの孤立砂丘が存在している。それらは砂丘列を形成しており，同じ砂丘列の中には，概ねよく似た風況を示す孤立砂丘が分布している。Google Earth の衛星画像の中から 9 つの砂丘列を選択し，それぞれの砂丘列のなかに典型的に見られる形態の砂丘をスケッチした (Fig.4 (a)-(f), それぞれ左側と中央の絵)。そのスケッチをFig. 2 の相図と比較して（同右側の写真），風況推定を行った（Table 3）。

4. 2　砂丘形態の変化に基づく風況推定

最も海岸に近い砂丘列1では，北からの風の影響を示すバルハン砂丘が見られる（Fig. 4(a)）。一方，最も内陸側にある砂丘列 8, 9 は，北東～東北東の風の影響を示すバルハン砂丘となっている（Fig. 4(f)）。その中間に位置する砂丘列 2～7の形態は，バイモーダルな風況を示し，最も影響の大きい風向が北風から東風に漸移していることが読み取れる。

砂丘列 2・3 に見られる砂丘は，いずれも蛇行する峰線を伴う遷移的セイフ型地形である（Fig. 4(b)）。この種の地形は，θ＝90°で，α が非常に小さい場合に観測される。このことから，砂丘形成に最も強い影響を与えている風（第1の風）は，砂丘列1と同様に北風だが，第2の風向成分である東風の影響が地形に現れ始めたことが分かる。

砂丘列 4 では，ドーム型地形が見られた。地形状の峰線がやや屈曲していることから，この地形は実験において θ＝60°，α＝0.33 の条件で見られたドーム型地形に近い（Fig. 4(c)）。砂丘列 3 の風況と比較すると，第1の風の向きが少し東よりに変化しているほか，第2の風である東風の強度が増していることを示す。

砂丘列 5・6 ではドーム型地形や小突部を伴う遷移的ドーム型地形が見られる（Fig. 4(d)）。平面形態が円に近くなるなど，砂丘列 4 よりも第2の風の強度が増し， α の値がほぼ1に近づいていることが示唆される。

砂丘列 7 に見られる地形もドーム型地形と思われるが，砂丘列 6 までに見られるものに比べ2本の突部が顕著になり，バルハン型地形に近い平面形態となっている（Fig. 4(e)）。この特徴から，砂丘列7では砂丘列6よりも θ の値が小さくなっている（45°）と推定される。

砂丘列1は Port-Étienne の，砂丘列9は Atar のそれぞれ近傍である。両観測地点間で空間的に漸移す

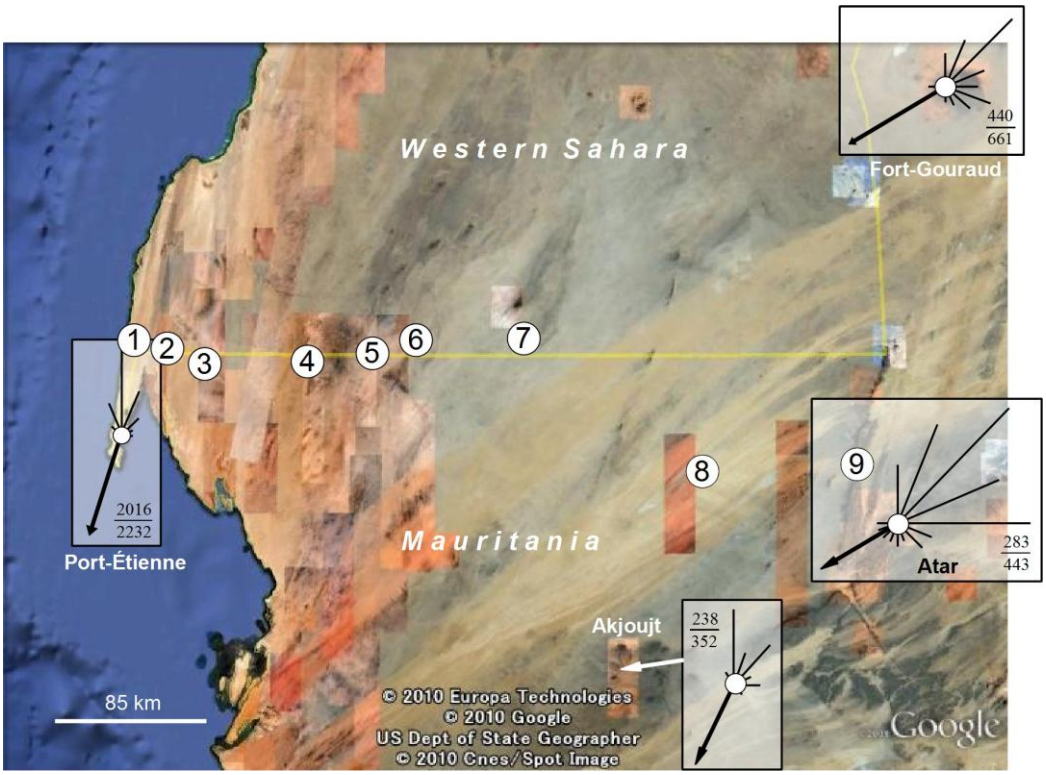


Fig. 3　Locality map of dune fields in the study area. 4 rose diagrams indicate annual flow regime and RDP/DP (modified from Breed et al., 1979). Symbols numbered from 1 to 9 show the location of the dune field (See Table 3).

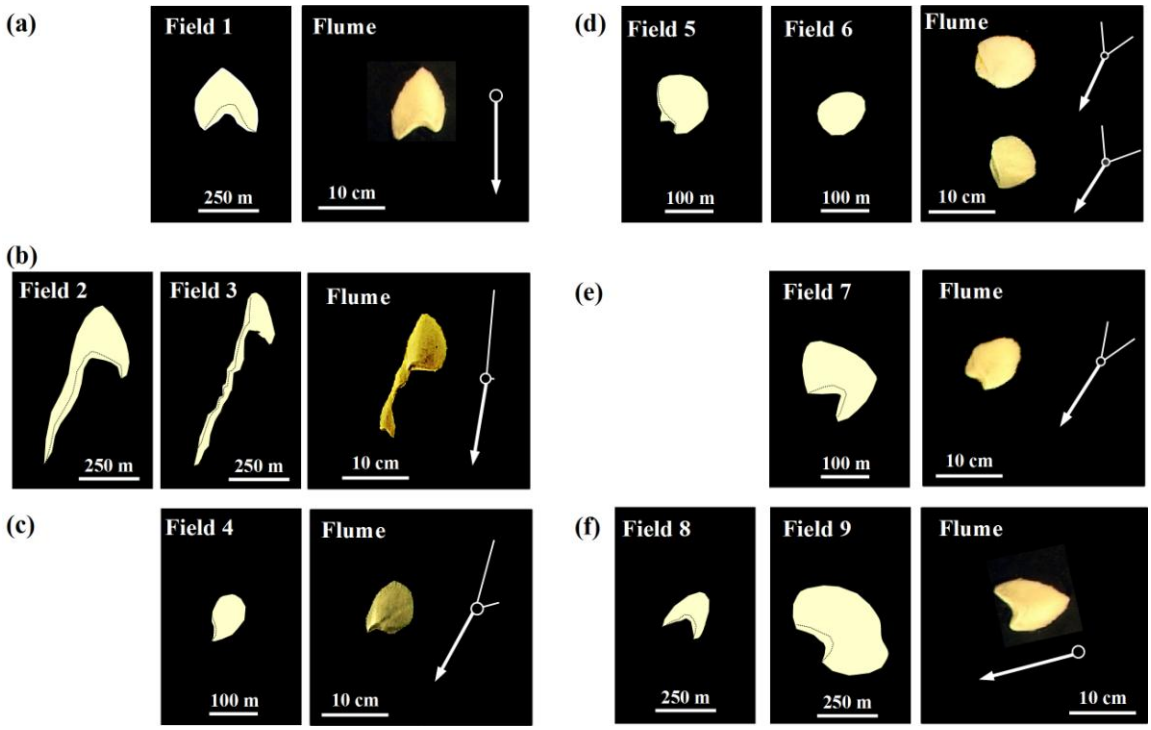


Fig. 4: Comparison of the shape of isolated sand topographies between field and flume experiments. The left-hand (and middle) images show the sketch of isolated dunes from satellite images. The dotted line indicates the crest line. The right-hand images are the photographs showing the same type topographies as the left-hand images. White rose diagrams indicate the bimodal wind conditions estimated by the topography. (a) Barchan-type topography in field 1. (b) Transitional seif-type topographies (with a sinuous crest) in field 2 and field 3. (c) Dome-type topography in field 4. (d) Typical and transitional dome-type topographies in field 5 and field 6.. (e) Dome-type topography in field 7. (f) Barchan-type topographies in field 8 and field 9.

るバイモーダルな風況が，孤立砂丘形態からの推定によって捉えられたと考えられる。Port-Étienne から内陸へ進むと，まず，第2の風向成分として東風の影響が現れ，その強度は次第に強くなった（砂丘列6まで）。さらに内陸へ進むと，角度変化量が小さくなる変化が起き，北東～東北東の平均流向を示すバルハン型地形が見られる風況へと変化した。

5. おわりに

一連の水路実験の結果，バイモーダルな流向変動を持つ風況のもとで形成される孤立砂丘の形態が，2つの流れの角度変化量と強度比という 2 つのパラメータに依存していることが明らかになった。この関係を基に作成した相図を用いることで，バイモーダルな季節変動を示す風況について，砂丘地形から従来よりも多くの情報を引き出すことができるようになった。

サハラ砂漠西部への応用についても，既存のデータと矛盾することなく，従来よりも詳細に風況に関する情報を孤立砂丘地形から得ることができた。火星をはじめとした継続的な気象観測が困難な地域に応用することで，多くの成果が上げられるものと期待される。

参考文献

Bagnold, R.A. (1941) : The Physics of Brown Sand and Desert Dunes, Methuen, London, 265p.

Breed, C.S., Fryberger, S. G., Andrews, S., McCauley, C., Lennartz, F., Gebel, D., and Horstman, K. (1979) : Regional studies of sand seas, using LANDSAT(ERTS) imagery. In: McKee, E. D. (Ed.), A study of global sand seas, USGS Professional Paper, Vol. 1052, pp. 305-397.

Fryberger, S. G. (1979) : Dune forms and wind regime. In: McKee, E. D. (Ed.), A study of global sand seas, USGS Professional Paper, Vol. 1052, pp. 137-169.

Hack, J. T. (1941) : Dunes of the western navajo county, Geographical Review Vol. 31, pp. 240-263.

Sagan, C., Veverka, J., Dubisch, R., French, R.,

Gierasch, P., Quam, L., Lederberg, J., Levinthal, E., Tucher, R., and Eross B. (1973) : Various features on Mars, 2, Mariner 9 global results, Journal of Geophysical Research, Vol. 78 no. 20, pp. 4163–4196.

Sauermann, G., Kroy, K. and Herrmann, H. J. (2001), Continuum saltation model for sand dunes, Physical Review E, Vol. 64, 031305.

Tsoar, H., Greeley, R. and Peterfreund, A. R. (1979) : Mars : The north polar sand sea and related wind patterns, Journal of Geophysical Research, Vol. 84, pp.8167–8180.

Wasson, R. J., and Hyde, R. (1983) : Factors determining desert dune type, Nature, Vol. 304, pp.337–339.

A New Method for Estimating Bimodal Annual Wind Conditions Using the Shape of Isolated Sand Dunes:

Based on the Flume Experiments under Bidirectional Water Flows

Keisuke TANIGUCHI*, Noritaka ENDO** and Hideo SEKIGUCHI

* Faculty of Science and Engineering, Doshisha University
** College of Science and Engineering, Kanazawa University

Synopsis

Based on a series of flume experiments, a new method for estimating bimodal annual wind conditions was developed. The method using a phase diagram of isolated sand dunes can indicate the angular variation θ and intensity ratio α of the bidirectional flows. The shape of resultant topography after repetition of the bidirectional flows primary depends on the angular variation, because the deformation processes of the crest line after the change of flow directions depend on the angular variations. In the cases of $75° \leqq \theta \leqq 90°$ and $\theta = 180°$, specific topographies, which are affected by the intensity ratio α, are formed. In order to confirm this method, we attempt to apply this method to some dune field in Western Sahara and Mauritania, the wind condition of which is known.

Keywords: isolated dune, barchan dune, seif dune, flume experiment

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

和歌山県田辺湾口における気象海象観測(2007年-2009年)

鈴木崇之*・久保輝広・武藤裕則

＊ 横浜国立大学大学院工学研究院

要 旨

紀伊水道に面した和歌山県南部に位置する田辺湾口に1993年, 沖合での気象海象観測を目的として田辺中島高潮観測塔が建設された。本報では，2007年1月から2009年12月までの3年間の観測データを統計解析し，田辺湾口における気象・海象の季節変動，および頻度分布を取りまとめた。解析の結果，冬季には北北西風が卓越し，波の周期は11秒以下が支配的であったけれども，夏季になると東風，南風が卓越し，周期が11秒以上の割合が高くなることがわかった。加えて，顕著気象じょう乱として，2007年7月，および2009年10月に日本に接近した台風通過時の気象・海象データを合わせて示す。

キーワード: 田辺中島高潮観測塔，季節変動，気象，海象，現地データ

1. はじめに

紀伊水道に面し和歌山県南部に位置する田辺湾では，1961年に白浜海洋観測塔が設置されて以来，気象海象に関する様々な研究がなされてきた（例えば，国司ら，1967；中村・芹沢，1987，1994）。さらに，1993年に白浜海洋観測塔に代わる総合観測塔として，田辺湾口に田辺中島高潮観測塔（以下，観測塔）が設置された。この観測塔での取得データおよび集中観測などによるデータを用いて，現在までにも様々な研究成果が報告されている。吉岡ら（1998）や仁木ら（2004）は，夏季における海水交換のメカニズムについての検討を行っており, また, 田中ら（1999）は観測塔での取得データに加えて，田辺湾内の水質，およびプランクトン調査を実施し，これらのデータベース化を実施した。水谷ら（2001）は観測塔で取得された風と波浪のデータ, および数値計算により，風と波の相関について報告し, Sugihara *et al*.（2007）は観測塔からWebカメラにより撮影された画像を用いて，白波被覆率についての検討を行っている。さらに，Shimada *et al*.（2009）は観測塔に設置されている超音波風速計により取得されたデータの解析を行い，田辺湾上における年平均，月平均の風向風速等について報告している。

このように観測塔の建設により，沖合におけるさまざまな気象海象データの取得が可能となり，多くの研究が進められるようになった。しかし，この田辺湾口における気象海象の季節変動について，詳細な形では取りまとめられていない。そこで，本報では2007年1月から2009年12月までの観測塔において取得された気象海象データを取りまとめ，これらの季節変動，および頻度分布を示す。加えて，顕著気象じょう乱として2007年7月, 2009年10月に来襲した台風通過時の観測データを合わせて示す。

2. 観測概要

2.1 観測地点および施設

和歌山県田辺湾は，湾口幅4.05 km，面積17.95 km^{2}の西方に開けた湾である。湾口部周辺の水深は約30 mであり，海底地形はおおむね平坦である。また，田辺湾の干潮位，平均潮位，満潮位はそれぞれD.L., 0.0 m，1.0 m，2.0 mである。ここで，高さの基準は田辺湾文里港基本水準面（T.P., -1.1 m）である。

田辺湾口の中心付近には，中島と呼ばれる水深10 mの浅瀬をいただく急峻な孤立海底山がある。この海底山の上に1993年，田辺中島高潮観測塔（京都大学防災研究所白浜海象観測所所属）が設置された（北緯33° 42′ 20″, 東経135° 20′ 08″; Fig. 1, Photo 1）。この観測塔は沖合総合気象海象観測施設の役割を果たしており，現在，波高，潮位，海水温，海水面温度，大気圧，湿度，風向，風速の気象海象を定常的

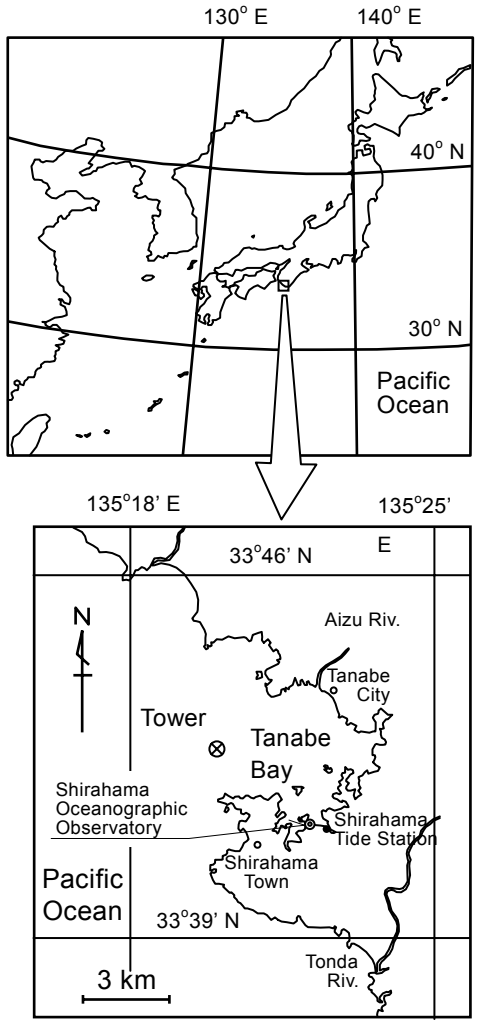


Fig. 1 Location of the Tanabe-Nakashima Oceanographic Observation Tower and the Shirahama Oceanographic Observatory



Photo 1 Tanabe-Nakashima Oceanographic Observation Tower

に観測している。

2.2 解析データ

観測塔にて計測されたデータは，観測塔内のデータレコーダに収録される．加えて，白浜町堅田に位置する白浜海象観測所（Fig. 1）にもデータは逐次転送され，観測所内においてもデータレコーダに収録されている。

本解析では，2007年1月から2009年12月までの3年間のデータのうち，サンプリング間隔1秒で観測された風向風速，水深5 mおよび10 mにおける海水温，気温，湿度，大気圧，およびサンプリング間隔0.1秒で観測された波高を用いることとした。それぞれの計測器の配置をFig. 2に示す。

2.3 ノイズ処理

波高は，観測塔のD.L., 10 mの地点に設置された超音波式波高計（US-500，(株)カイジョー）により観測が行われている。そのため，観測データには潮位成分も含まれている。取得されたデータのうち，2007

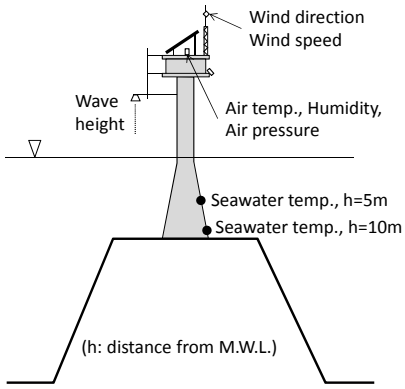


Fig. 2 Arrangement of the instruments on the tower

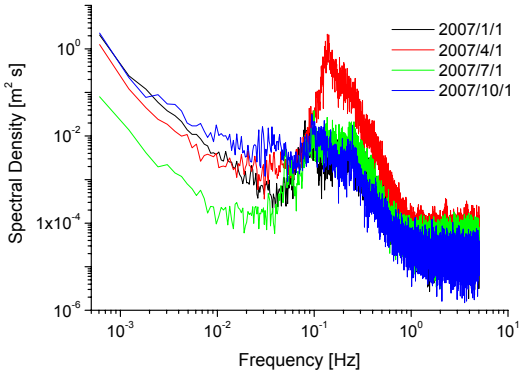


Fig. 3 Spectral densities of significant wave heights

年1月1日，4月1日，7月1日，10月1日の午前0時から1時間分のデータを用いて算出されたパワースペクトルをFig. 3に示す。どの季節のデータにおいても，周期10秒前後にピークが表れていることがわかる。また，30秒以上の長周期成分領域にも大きなエネルギーを有していることがわかる。

本解析では，波の波動成分を対象とした検討を行うことから，30秒以上の長周期成分，およびピーク周波数の約10倍となる1秒以下の短期周期成分を排除して解析を行うこととした。波高データは観測塔から空中発射式波高計により取得されていることから，釣り船等の停泊や波高計の真下を通過したことに伴う異常値も含まれている。これら異常データについては，適宜排除し解析を行った。

3. 気象海象データの統計

本章では，観測塔において観測された風向・風速，波高・周期，水温，気温，湿度および大気圧についての統計結果を示す。季節毎の統計値算出においては，冬季を12月，1月，2月，春季を3月，4月，5月，夏季を6月，7月，8月，秋季を9月，10月，11月と定義して解析を行った。

3.1 風向・風速

風向風速データは，観測塔の高さD.L., 21 mに設置された風車型風向風速計（N-262LV，(株)日本エレクトリック・インスルメント）により，サンプリング周波数1.0秒で取得されている。このデータを用いて，10分間ごとの平均値を算出し，毎正時前10分間の値を1時間平均値として解析に使用した。

はじめに，各月の平均風速とデータ取得率を示す（Fig. 4）。1月，11月，12月のデータ取得率がそれぞれ85 %，72 %，68 %とやや低くなっているけれども，その他の月はほぼ100 %であった。風速については，明瞭な季節変動が見られた。1月から3月は平均風速が6.0 m/sを超えており，強風日が多いことを示している。4月以降は徐々に風速は低下し，6月から10月にかけては4.0 m/s前後となる。さらに，11月以降になると風速は増加し，12月には6.0 m/sを超える値となっていた。

通年のデータを用いた階級別風速出現頻度分布，および階級ごとの割合をFig. 5に示す。年間平均風速は5.2 m/sであり，ピーク値は3.3 m/s，最大値は26.8 m/s（2009年10月8日4時）であった。

次に，季節毎に算出した風向・風速別出現頻度をFig. 6～9に示す。冬季（12月，1月，2月 ; Fig. 6）は，北北西風がもっとも支配的であり，その頻度は31.5 %であった。北西から北までの風が占める割合は全体の62.1 %であり，また，このうち24.2 %が風速10.0 m以上であった。これは，冬型の気圧配置である西高東低に伴う季節風であると考えることができる。冬季の平均風速は6.1 m/sであった。

春季（3月，4月，5月 ; Fig. 7）になると，北北西方向からの頻度は減少し，それに伴い東風の頻度が増加する。しかし，10.0 m/s以上の強風については冬季と同様に全体の62.7 %が北西から北の風となっていた。東風は冬季に比べ頻度は大きくなったものの，風速は5.0 m以下が69.7 %を占めていた。春季の平均風速は3.2 m/sであった。

夏季（6月，7月，8月 ; Fig. 8）は，北北西方向からの頻度が大幅に減少し，その一方で東風と南風が春季よりも増加している。南風に関しては，春季の5.2 %から13.2 %まで増大している. 10.0 m/s以上の強風はほぼなくなり（2.3 %），平均風速は2.5 m/sであった。

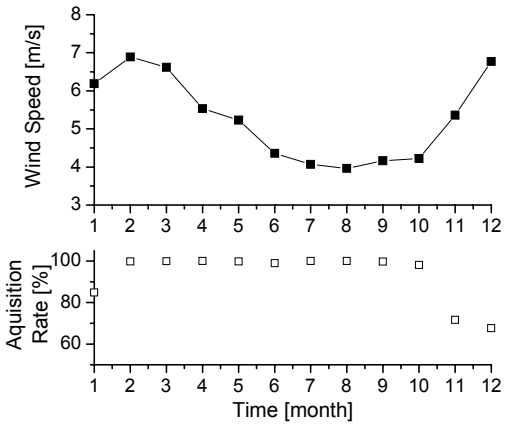


Fig. 4 Monthly averaged wind speed and data acquisition rate

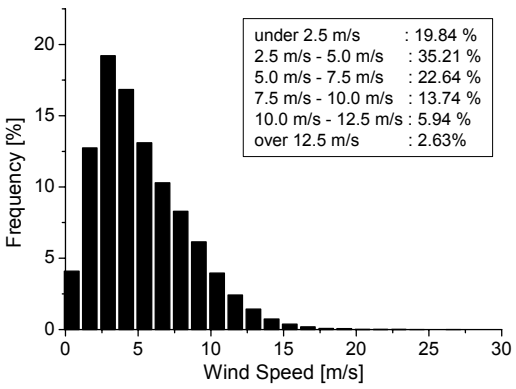


Fig. 5 Frequency of wind speed according to rank

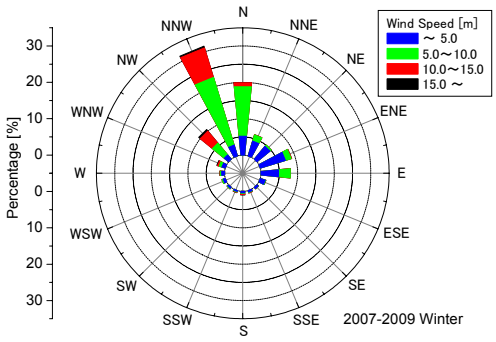


Fig. 6 Distribution of occurrence rate of wind speed and wind direction (winter; Dec., Jan. and Feb.)

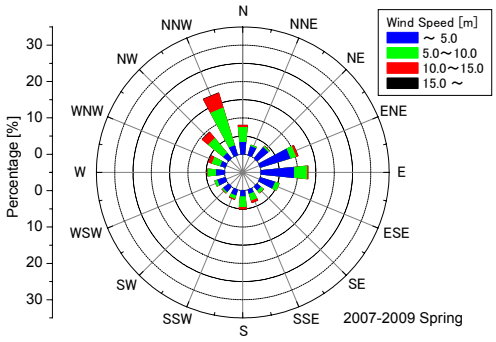


Fig. 7 Distribution of occurrence rate of wind speed and wind direction (spring; Mar., Apr., and May)

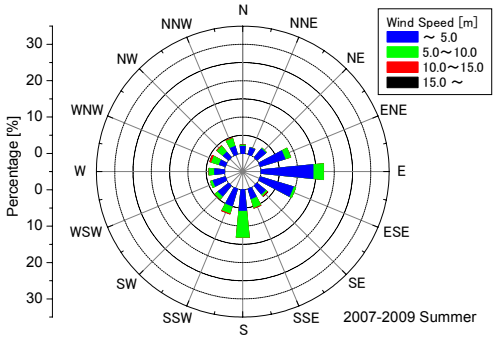


Fig. 8 Distribution of occurrence rate of wind speed and wind direction (summer; June, July and Aug.)

秋季（9月，10月，11月；Fig. 9）になると，依然東からの風の頻度が高いものの，北北西および北風の割合が増加してくることがわかる。さらに，10.0 m/s以上の強風についても，特に北北西風において見られるようになっている。秋季の平均風速は2.7 m/s

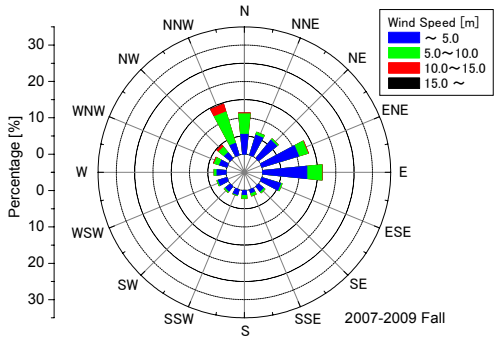


Fig. 9 Distribution of occurrence rate of wind speed and wind direction (fall; Sep., Oct. and Nov.)

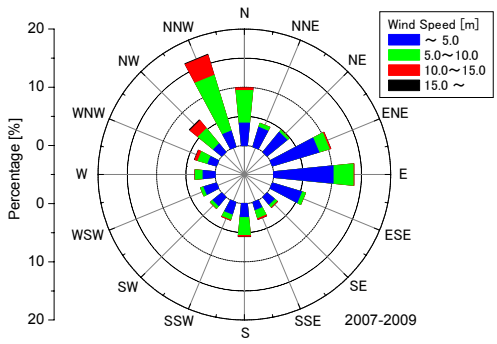


Fig. 10 Distribution of occurrence rate of wind speed and wind direction (full year)

であった。

最後に，3年間分のデータを用いて算出した，通年の風向・風速別出現頻度分布をFig. 10に示す。頻度を見ると，主に冬季に卓越する北北西，北風と，主に夏季，秋季に卓越する東北東，東風の割合がそれぞれ26.6 %，24.2 %と高いことがわかる。10 m/s以上の強風は，主に北西，北北西から吹いており，両方向からの風で全体の67.1 %を占めていた。

3.2　波高・周期

波高データはノイズ処理された連続データを用いており，さらに，解析では20分間ごとのデータを用いて算出した有義波高（H_s）と有義波周期（T_s）のうち，正時から20分間の値を1時間平均値として用いることとした。

有義波高，有義波周期の月別平均値，およびデータ取得率をFig. 11に示す。1月，11月，12月は欠測日がやや多く，データ取得率はそれぞれ89 %，71 %，68 %に留まっている。しかし，他の月ではほぼ100 %

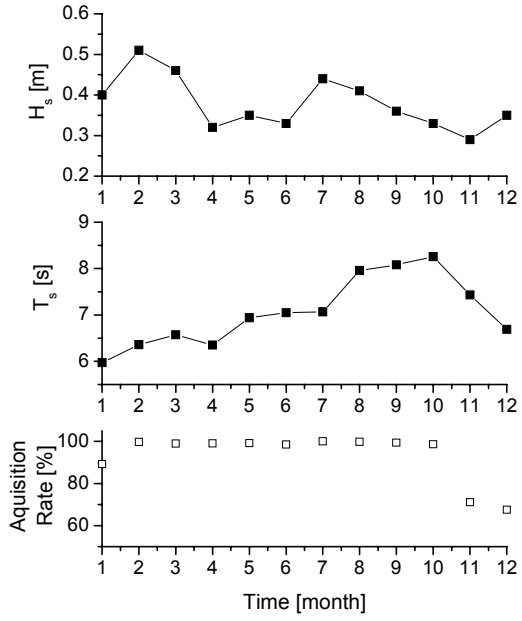


Fig. 11 Monthly averaged significant wave height and wave period, and data acquisition rate

の取得率となっている。

有義波高は，季節変動として明確な傾向は見られないものの，12月から3月，および7月から9月が他の月に比べるとやや高い値となっている。12月から3月までは冬季の季節風（北北西風）による影響，7月から8月は台風の影響であると考えられる。一方，有義波周期に関しては1月がもっとも周期が短く，6.0 sであった．1月以降10月にかけて，周期は長くなる傾向が見られる（10月，8.3 s）。8月から10月にかけて周期が長くなっているけれども，これは台風の通過に伴いうねり性波浪が来襲したことなどによるものであると考えられる。11月以降は周期が短くなっているけれども，これは北北西風による風波の割合が増加したためと考えられる。

次に，有義波高，および有義波周期の通年データを用いた階級別出現頻度分布と階級ごとの割合をそれぞれFig. 12，13に示す。有義波高の平均値およびピーク値は, それぞれ0.38 m, 0.19 mであった。また，最大値は6.86 m（2007年7月15日3時，台風4号）であった。一方, 有義波周期の平均値およびピーク値は，それぞれ7.07 s，5.8 sであった。また，最大値は20.17s（2008年3月2日20時）であった.

季節毎に算出した波高・周期別出現頻度をFig. 14～17に示す。冬季（12月，1月，2月；Fig. 14）の周期はおおむね11 s以下であり，波高についても1 m以下が支配的である。この時期は，北北西の季節風が卓越することから（Fig. 6），これに伴う風波が観測された主であると考えられる。冬季の平均有義波高，

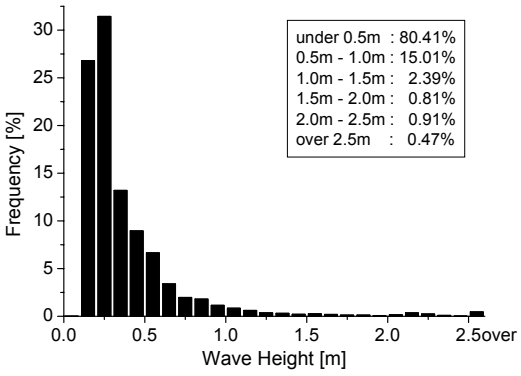


Fig. 12 Frequency of significant wave height according to rank

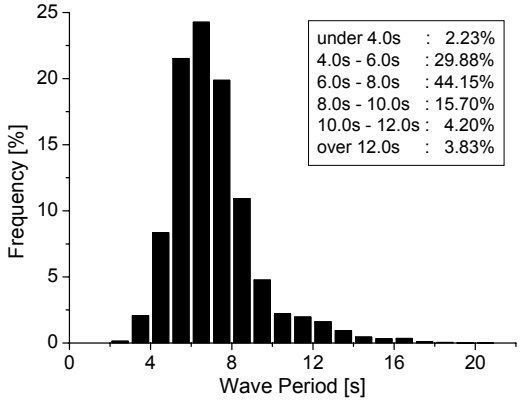


Fig. 13 Frequency of significant wave period according to rank

有義波周期はそれぞれ0.42 m，6.34 sであった。

春季（3月，4月，5月；Fig. 15）は，周期が11 s以上のうねり性波浪が見られるけれども, 11 s以下の分布形状については冬季とほぼ同一である。春季の平均有義波高，有義波周期はそれぞれ0.38 m，6.62 sであった。

夏季（6月，7月，8月；Fig. 16）は，冬季や春季に比べて高波浪，長周期の波の頻度が増加している。これらは，台風の通過に伴いうねり性波浪が紀伊水道の南から伝播してきたものと考えられる。夏季の平均有義波高，有義波周期はそれぞれ0.39 m，7.36 sであった。

秋季（9月，10月，11月；Fig. 17）についても，夏季と同様に長周期の波が観測されているけれども，高波浪の頻度は低下している。秋季の平均有義波高，有義波周期はそれぞれ0.33 m，7.92 sであった。

3年間のデータを用いて算出した通年の波高・周期別出現頻度をFig. 18に示す。頻度としては，有義波高0.4 m, 有義波周期7.0 s辺りが最も高くなっている。

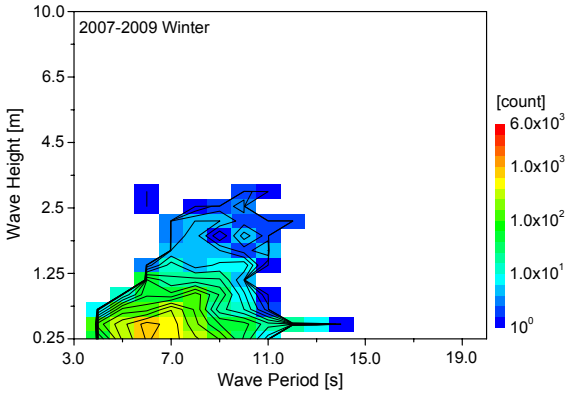


Fig. 14 Distribution of occurrence rate of significant wave height and wave period (winter; Dec., Jan. and Feb.)

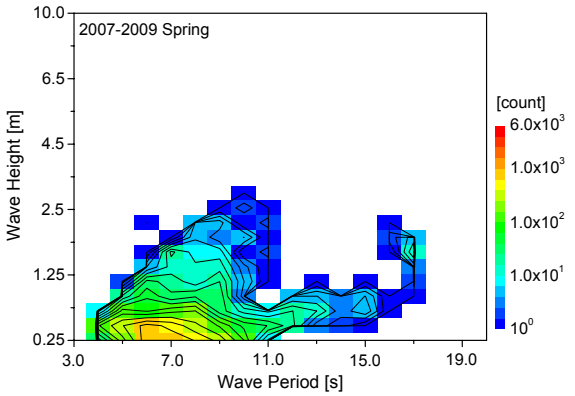


Fig. 15 Distribution of occurrence rate of significant wave height and wave period (spring; Mar., Apr. and May)

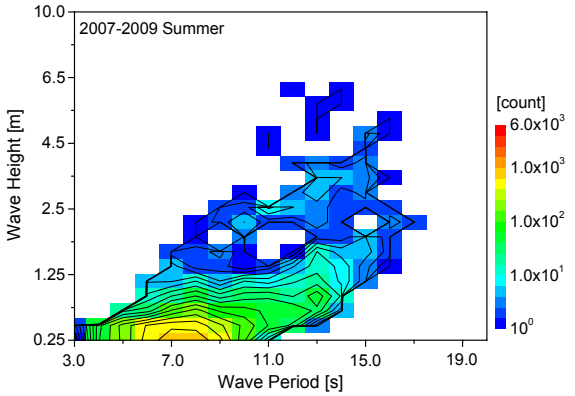


Fig. 16 Distribution of occurrence rate of significant wave height and wave period (summer; June, July and Aug.)

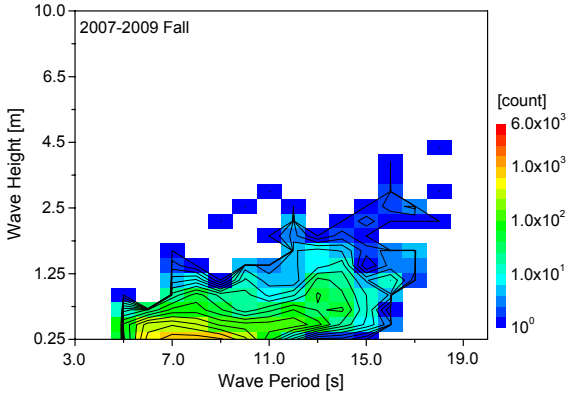


Fig. 17 Distribution of occurrence rate of significant wave height and wave period (fall; Sep., Oct. and Nov.)

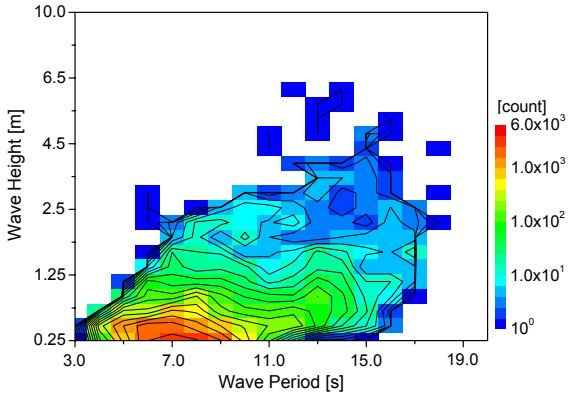


Fig. 18 Distribution of occurrence rate of significant wave height and wave period (full year)

観測塔は西側に開けた田辺湾の湾口に立地していることから（Fig. 1），高波浪は台風や低気圧の通過に伴い西側の紀伊水道方向より来襲するうねり性波浪が主となる。また，冬季には北北西の季節風が卓越することから，これによる風波も卓越することとなる。

3.3 海水温，潮位，気温，湿度，および大気圧

海水温データは，観測塔に沿わせて海中にまで設置されている円柱管内に設置された水温計により取得されている。水深5 m（D.L., -5 m），10 m（D.L., -10 m）における月別平均海水温，およびデータ取得率をFig. 19に示す。データ取得率は1月が85 %，7月，8月および11，12月の取得率が70 %程度とやや低くなっているけれども，他はほぼ100 %である。

海水温の変動は両水深ともにほぼ同一の傾向を示しており，2月に最低水温，8月に最高水温を記録し

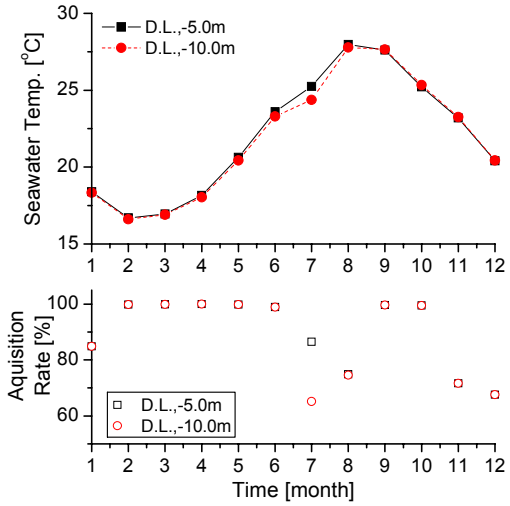


Fig. 19 Monthly averaged seawater temperatures and data acquisition rates measured at D.L, -5.0 m and -10.0 m

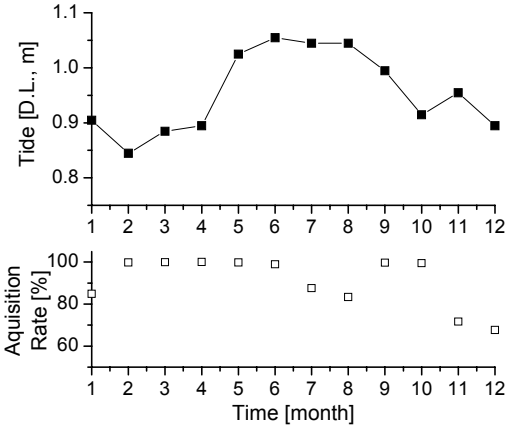


Fig. 20 Monthly averaged tide level and data acquisition rate

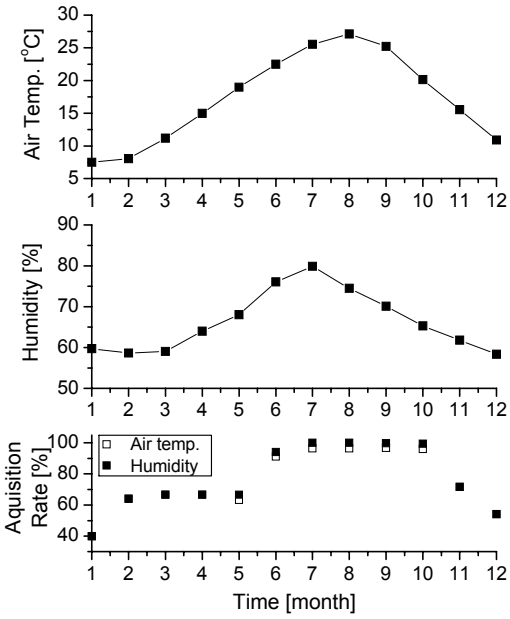


Fig. 21 Monthly averaged air temperature, humidity and data acquisition rates

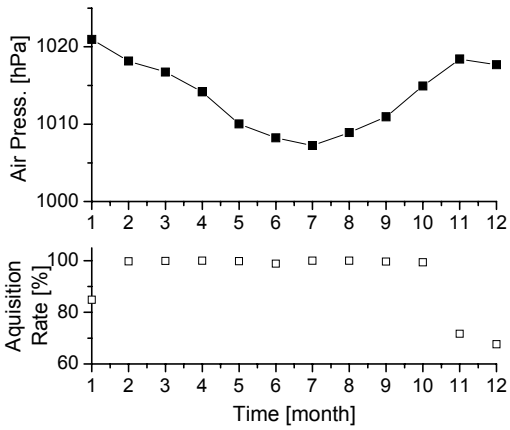


Fig. 22 Monthly averaged air pressure and data acquisition rate

ている。水深5 m，10 mにおける2月，8月の平均水温はそれぞれ16.70 ℃，16.61 ℃，および27.97 ℃，27.78 ℃であり，2月と8月の水温差はそれぞれ11.27℃，11.17 ℃であった。

潮位データは，水温計と同様に観測塔に沿わせた管内に設置された潮位計（QW-8，明星電気(株)）により取得されている。月別平均潮位，およびデータ取得率をFig. 20に示す。1月から4月，および10月から12月にかけて潮位は低く，5月から9月にかけては約0.15 m高くなる季節変動を有している。これは，秋季，冬季になると気圧が高く気温が低くなり，また，地球が公転軌道の近地点付近にあるため，太陽の影響がより強くなるためと考えられる。

次に，気温と湿度の月別平均値，およびデータ取得率をFig. 21示す。気温湿度計（HMP45A-D，ヴァイサラ(株)）は観測塔上D.L., 16 mの地点に設置されている。気温については，1月に最低値となる7.48 ℃，8月に最高値となる27.11 ℃を記録し，その温度差は19.63℃であった。一方，湿度は2月に最低値となる58.7 %，8月に最高値となる79.9 %を記録し，変動差は21.2 %であった.

最後に，大気圧の月別平均値，およびデータ取得率をFig. 22示す。大気圧計（PTB100Aヴァイサラ(株)）は観測塔小屋内に設置されている。冬季に高く，夏

季になると低くなる季節変動を有しており，最低値は7月の1007.2 hPa，最高値は1月の1021.0 hpaであった。

4. 顕著気象じょう乱時の観測時系列データ

解析を行った2007年1月から2009年12月までの間に発生し顕著な気象じょう乱となった，2007年7月に来襲した台風4号（MAN-YI），および2009年10月に来襲した台風18号（MELOR）来襲時の観測時系列データを示す。ただし，図面の作成において，有義波高，有義波周期は20分毎の解析値（1時間に3データ），また，風速，風向，大気圧，潮位，水温については，10分平均値（1時間に6データ）を用いることとした。

4.1 2007年7月台風4号（MAN-YI）

台風4号（MAN-YI）の経路をFig. 23に示す。台風4号は，2007年7月4日カロリン諸島近海で発生した。13日には沖縄本島西海上を北上し，14日に鹿児島県大隅半島に上陸した。台風はその後四国沖を通過し，本州南海上を東進し，16日に本州東海沖にて温帯低気圧となった。

日本に接近した2007年7月12日～16日まで（計5日間）の有義波高，有義波周期，風速，風向をFig. 24に示す。表示期間中における最大有義波高は，台風が田辺湾に接近した7月15日2:20に7.20 mを観測した。一方，最大有義波周期は，台風が沖縄本島西海上に位置していた，7月13日4:00に16.16 sを観測した。最大風速については，7月14日22:20に21.06 m/s（南東風）を観測した。

次に，大気圧，潮位，海水温をFig. 25に示す。大気圧の最低値は7月15日4:00に973.46 hPaを記録し，このときの潮位偏差は0.86 mであった。ただし，潮位データについては，台風通過後においても天文潮位の値と一定の差が生じていることから，通過後のデータについてはシフトしていると考えられる。ま

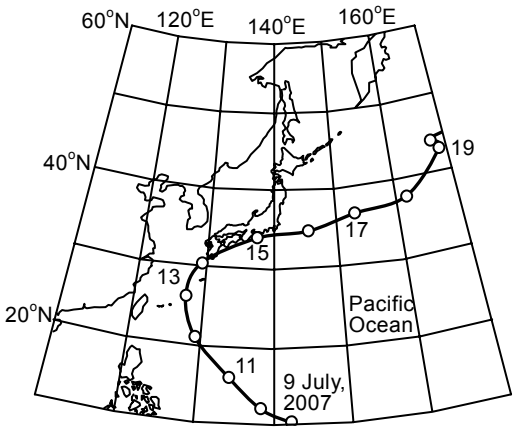


Fig. 23 Typhoon track of MAN-YI (T200704)

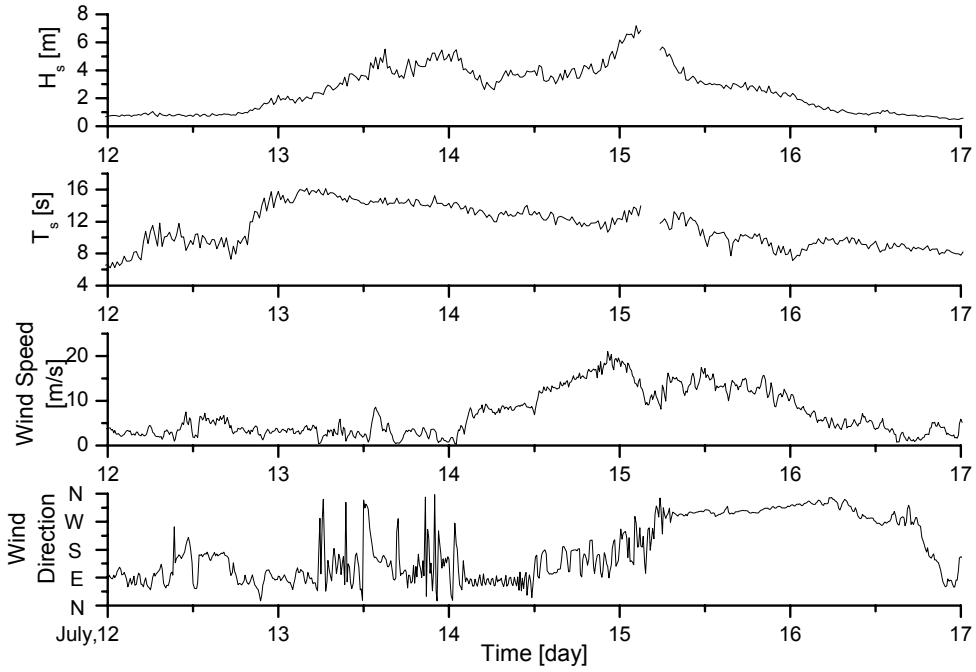


Fig. 24 Time series data of significant wave height, significant wave period, wind speed and wind direction (Typhoon MAN-YI)

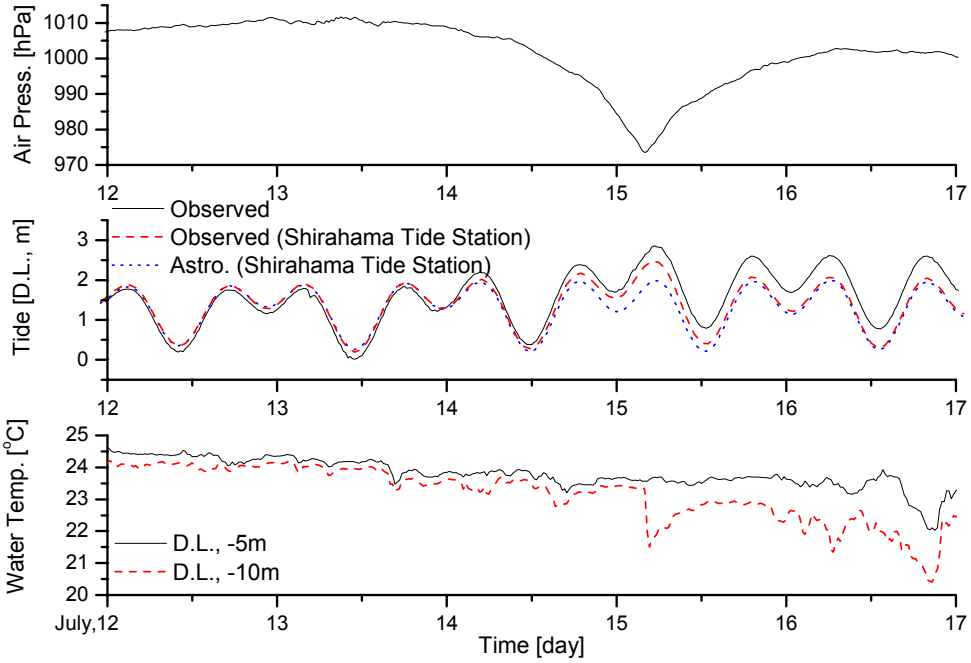


Fig. 25 Time series data of air pressure, tide levels and seawater temperatures (Typhoon MAN-YI)

た，台風接近時，D.L., -10 mに設置されている水温計において，1.85 ℃の急激な水温低下が見られた。

4.2 2009年10月台風18号（MELOR）

台風18号（MELOR）の経路をFig. 26に示す。台風18号は，2009年9月30日にマーシャル諸島近海で発生した。10月6日に沖縄本島東海沖北上し，10月7日に本州紀伊半島に接近した。台風は紀伊半島東岸沖を進み，8日早朝に愛知県知多半島に上陸した。その後，本州を北東に縦断し，東北東海上にて温帯低気圧となった。

日本に接近した2009年10月5日～9日まで（計5日間）の有義波高，有義波周期，風速，風向をFig. 27に示す。表示期間中における最大有義波高は，台風が田辺湾に接近した10月7日22:20に4.72 mを観測した。最大有義波周期についてもほぼ同時刻となる，10月7日22:40に17.43 sを観測した。最大風速については，10月8日3:50に28.03 m/s（北西風）を観測した。

次に，大気圧，潮位，海水温をFig. 28に示す。大気圧の最低値は10月8日1:40に971.69 hPaを記録し，このときの潮位偏差は0.49 mであった。また，台風の最接近合わせて，D.L.,-5 m，および -10 mに設置された水温計で約0.45 ℃の水温低下が見られた。

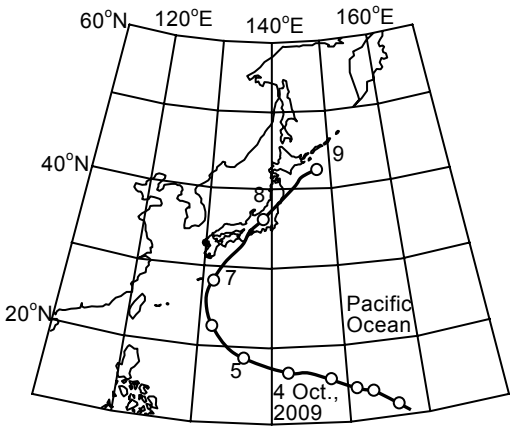


Fig. 26 Typhoon track of MELOR (T200918)

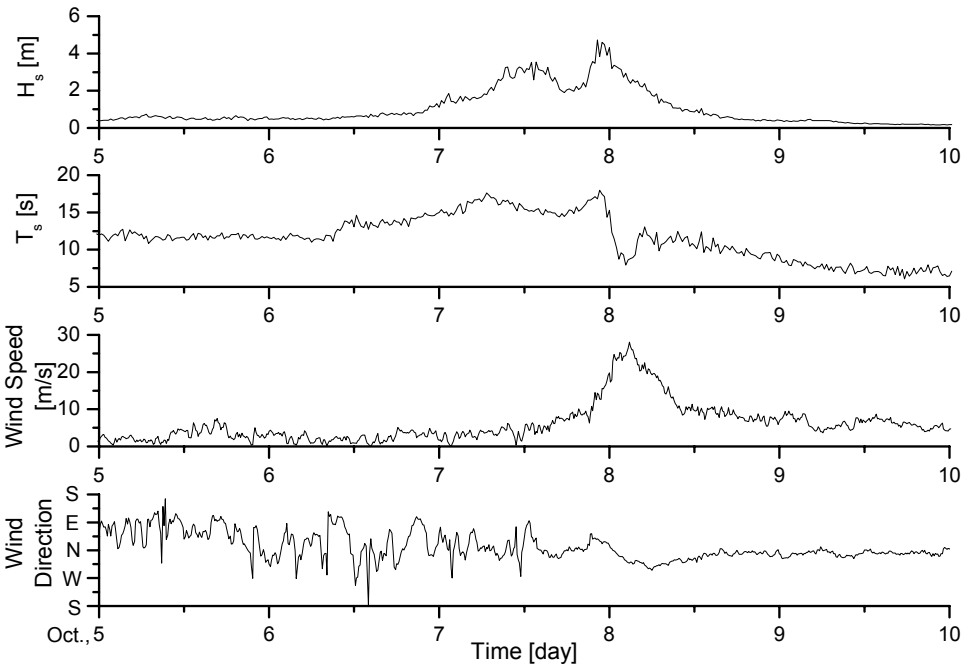


Fig. 27 Time series data of significant wave height, significant wave period, wind speed and wind direction (Typhoon MELOR)

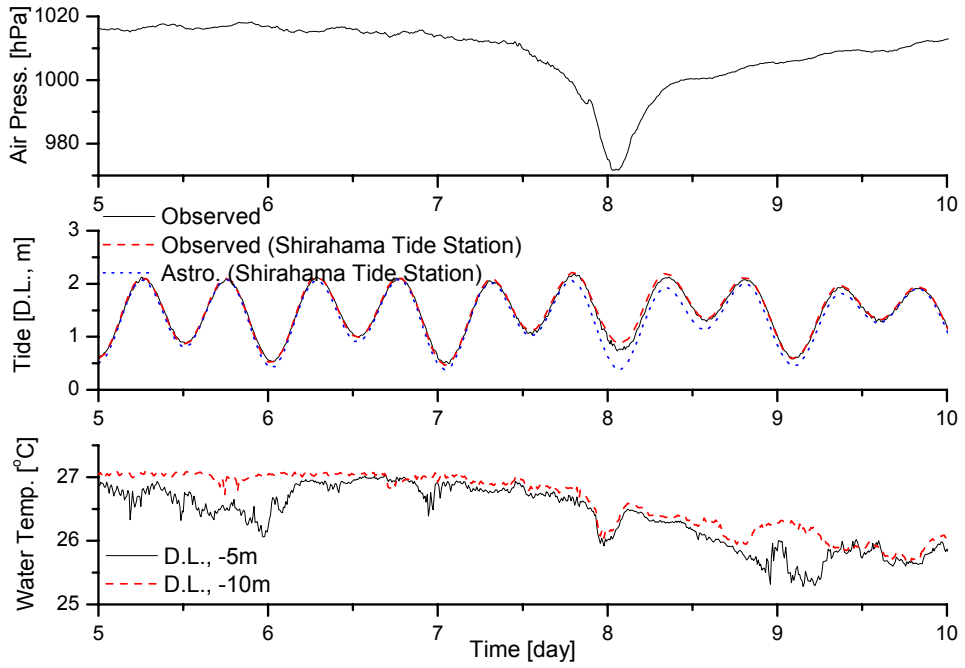


Fig. 28 Time series data of air pressure, tide levels and seawater temperatures (Typhoon MELOR)

5. おわりに

和歌山県田辺湾口に立地する田辺中島高潮観測塔にて観測された，2007年1月から2009年12月までの3年間の気象海象データを用いて統計処理を行い，季節変動，および頻度分布について検討した。

本報告に取りまとめられた気象海象統計値，あるいは気象じょう乱時の気象海象時系列データの成果

が，今後の気象・海洋に関する研究等に用いられれば幸いである。

謝　辞

本解析データは，田辺中島高潮観測塔にて芹沢重厚元助教，米田格技術職員を始めとした観測所勤務の職員の尽力により取得されたものである。ここに感謝の意を表する。

参考文献

国司秀明・西 勝也・鈴木 徹（1967）：田辺湾における海況変動の観測，京都大学防災研究所年報，No. 108，pp. 305-311.

田中祐志・芹沢重厚・吉岡 洋・山下隆男・加藤 茂・山根 猛・土井 崇・菅原 亘（1999）：田辺湾における海象，水質およびプランクトン個体数の観測（1998年）：TOO+WAP98，京都大学防災研究所年報，第42号B-2，pp. 415-419.

中村重久・芹沢重厚（1987）：白浜海洋観測塔周辺海域に対する台風8506号の影響，京都大学防災研究所年報，第30号，B-2，pp. 695-710.

中村重久・芹沢重厚（1994）：白浜海洋観測塔とその周辺の海象長期変動，京都大学防災研究所年報，第37号，B-2，pp. 881-890.

仁木将人・山下隆男・芹沢重厚・山口弘誠・福神和興（2004）：田辺湾における夏季成層時の海水交換過程，海岸工学論文集，第51巻，pp. 896-900.

水谷法美・吉田達哉・番場豊和（2001）：GPVを利用した海上風の数値計算と観測資料に基づく風と波の相関に関する研究，海岸工学論文集，第48巻，pp. 206-210.

吉岡 洋・芹沢重厚・高山知司・田中祐志（1998）：夏季田辺湾における内部急潮による海水交換，海岸工学論文集，第45巻，pp. 456-460.

Shimada, S., Ohsawa, T., Serizawa, S. and Yoneda, I. (2009): Characteristics of Offshore Winds at Shirahama Oceanographic Observatory, Proc. 19th Int. Offshore and Polar Engineering Conf., pp.424-428.

Sugihara, Y., Tsumori, H., Ohga, T., Yoshioka, H. and Serizawa, S. (2007): Variation of whitecap coverage with wave-field conditions, J. Marine Systems, Vol. 66, pp. 47-60.

Three-year Statistics of Meteorological and Oceanographic Variables at Tanabe-bay, Wakayama (2007-2009)

Takayuki SUZUKI*, Teruhiro KUBO and Yasunori MUTO

* Department of Civil Engineering, Yokohama National University

Synopsis

Three-year meteorological and oceanographic variables are analyzed by using the data observed at the Tanabe-Nakashima oceanographic observation tower. The tower is settled at the mouth of the Tanabe bay, Wakayama. The results indicated that in the winter season, the dominant wind direction was the north-northwest, and wave periods were mostly less than 11 s. In the summer season, the dominant wind directions were the east and south, and the percentage of the wave periods larger than 11 s became larger than the winter season. Also, meteorological and oceanographic variables during extremely sever sea status, which are during typhoon MAN-YI (2007. 7) and typhoon MELOR (2009. 10), are presented.

Keywords: Tanabe-Nakashima oceanographic observation tower, seasonal change, meteorology, oceanography, field data

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Hydrological Simulations in Red River Basin Using Super High Resolution GCM Outputs with Geostatistical Processes

Mukta SAPKOTA*, Toshio HAMAGUCHI, Yoshinobu SATO and Toshiharu KOJIRI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This study uses a physically-based distributed hydrologic model, Hydro-BEAM to simulate the observed runoff for the Red River Basin, based on the modified GCM precipitation and temperature. Statistical bias correction method is applied to improve the raw GCM. Then adjustment factors at each grid point are estimated from the correction factors found out at observed points using kriging interpolation method. The present result of the study supports bias correction method. Kriging method applied for interpolation has soundly distributed the adjustment factors required to correct the GCM data. Further study will show an improved reproduction of basin level runoff observations with bias corrected GCM input.

Keywords: GCM output, Bias correction, Kriging, Hydrological simulation

1. Introduction

South-east Asia is one of the most frequently affected regions by flood. Many of the cities in these regions are vulnerable to floods due to their geographic locations in floodplains of large rivers (Dutta and Herath, 2004). Hanoi, the capital of Vietnam, is one of such cities, which is located in the Red River delta with average elevation less than 20m and highly vulnerable to flood (Tran et al., 2007). The Red River Delta is one of the largest deltas in Vietnam, seriously threatened by flood (Hansson et al., 2008). The Red River Delta is the area with all the characteristics of a region in distress, i.e., increasing numbers of floods, dense and increasing population and a low land location (Hansson and Ekenberg, 2002; Hansson et al., 2008). The problem has been compounded in recent years by a number of changes, such as environmental degradation, global climate change, sedimentation and degradation of the existing extensive system of dykes (Hansson and Ekenberg, 2002). In order to address these problems, there is need for studying the hydrological system and simulating different extreme events to visualize the probable floods that would exceed the flood control design standards.

However, in the context of developing countries, there is always limited data. GCM (Global Climate Models) data has been used here for simulation to overcome the data limitation.

2. Study Area

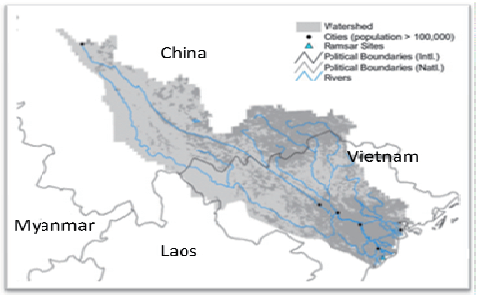


Figure 1. Location map of the Red River Basin

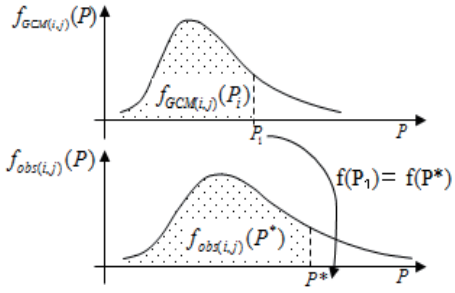
The Red River basin (Fig1) is located in South East Asia (from 20°00 to 25°30 North; from 100°00 to 107°10 East) and drains an area of 156,451 km2, of which 50.3% in Vietnam, 48.8% in China and 0.9% in Laos (Le et al., 2007).

3. Methodology

3.1 GCM Data and Bias Correction

GCM data used here is the super high resolution (20km spatial and hourly temporal) GCM outputs based on A1B scenario of IPCC SRES AR4. AGCM20 has been chosen here to bridge the temporal and spatial resolution gap between the GCMs and hydrologic use. Moreover, it has advantage in simulating orographic rainfall and frontal rain bands. Also it has the advantages of avoiding conventional problem on a spatial scale, not requiring further regional or statistical downscaling (Kim et al., 2009 and Kaoru et al., 2009). GCM data used here are precipitation and temperature. However GCMs are often characterized by biases that limit their direct application for basin level hydrological modeling (Sharma et al., 2007). Bias correction method, based on Pearson Type iii distribution, has been applied to improve the raw GCM output. Basic concept behind the data correction is the existence of correlation between GCM outputs, observed and estimated value. The statistical bias correction method used here is based on the initial assumption that both simulated and observed values are well approximated by same probability function as shown in Fig. 2.

Conversion function f(PGCM) is determined based on the assumption that the non-exceedance probability of the GCM output is same as that of observed. With this, adjustment factors at each observed point are calculated. Ratio-based and difference-based corrections are applied to precipitation and temperature respectively. Scale factor for precipitation is found out by dividing corrected GCM output by raw GCM output while shift factor for temperature is found out as a difference of corrected GCM output and raw one. Then adjustment factors at each grid points are estimated from the correction factors found out at observed points. For this Kriging interpolation method is used. This is then applied to get the corrected GCM precipitation and temperature at each grid. Observed daily rainfall from 65 stations for the period of 1979-2000 is used for bias correction for GCM precipitation, while for temperature; observed monthly average temperature from 11 stations for the period of 1996-2000 is used.



$f_{GCM(i,j)}(P)$:probability distribution function of monthly precipitation of GCM output (grid:i, month:j)

$fobs(i,j)(P)$:probability distribution function of monthly precipitation of obs. output

Figure 2. Basic concept of data correction (eg. monthly precipitation)

3.2 Kriging Method for Interpolation

Kriging is an interpolation technique in which the surrounding measured values are weighted to derive a prediction for an unmeasured location. Weights are based on the distance between the measured points, the prediction locations, and the overall spatial arrangement among the measured points. This includes both trend and randomness while interpolating. Various combinations of trend models and covariance models are used to find out the best fit model using Akaike's Information Criterion (AIC). The AIC methodology attempts to find the model that best explains the data with a minimum of free parameters. Covariance models used for the analysis are 1-D and 2-D Spherical, Exponential and Gaussian models. Trend models used are trend in mean, polynomial trends of 1 degree of 1-D of XY axis and 2-D of XY plane.

Adjustment factors from observed stations are distributed using kriging interpolation technique. As there are different models available for kriging method, best fit model is found out using AIC Criterion. Then the same model is used for getting

these factors at each grid point.

3.3 Hydrological Simulation

A physically-based distributed model, Hydro-BEAM (Hydrological River Basin Environment Assessment Model) has been used for rainfall runoff simulation. The model consists of grid cells with DEM and four soil layers (Kojiri et al., 2008). The lateral flow from soil layers A, B and C except D (Fig. 3) can discharge into the river, and the soil moisture can move down and up among the four layers with a no-flux boundary condition at the base of layer D. The model also includes the representation of the hydrologic processes of evapotranspiration, runoff from paddy fields, surface runoff, ground water flow, and flow routing in channel and intake/ release. For considering the variations of infiltration due to the land cover changes, five types of land cover are defined in the model. They are mountainous areas, paddy fields, dry fields, urban lands and water-body surfaces.

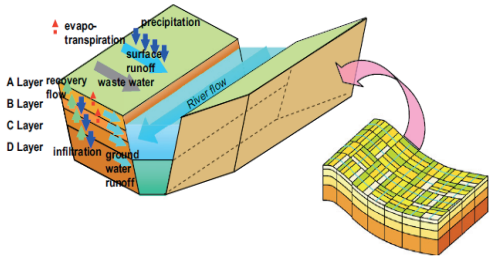


Figure 3. Schematic structure of Hydro-BEAM

Thornthwaite method has been used to calculate potential evapotranspiration in the model as follows:

$$E_p = 0.553 D_0 \left({}^{10T_i}/_{J}\right)^a \quad (1)$$

$$a = 0.000000675J^3 - 0.0000771J^2 + 0.1792J + 0.049293 \quad (2)$$

$$J = \sum_{i=1}^{12} \left({}^{T_i}/_{5}\right)^{1.514} \quad (3)$$

$$E_a = M.E_p \quad (4)$$

Where Ep is the potential evapotranspiration at month i(mm/day), and D_0 is the feasible sunshine duration (h/12 h).a and J are the power index and a heat parameter, and are computed using Equations (2) and (3), respectively. T_i is the monthly averaged temperature at month i (˚C). E_a is the actual evapotranspiration (mm/day), and M is a parameter for representing available moisture vapor.

Stream routing modeling is done by using the Kinematic wave approximation (Eq. 5 and 6)

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h}{\partial t} = r(x,t) \quad (5)$$

$$q = \alpha h^m \quad (6)$$

Where h is the discharge depth (m), and $r(x,t)$ is the effective rainfall (m/s) at location x and time t. α and m are parameters for computing q.

Surface runoff is calculated using the integrated kinematic wave approximation. This assumes real discharge rate, q_r, to be composed of overland flow rate, q_s, and interflow rate, q_A (Eq. 7).

$$q_r = v_r.h = \begin{cases} q_A & when\ h \le d \\ q_{A|h-d} + q_s & when\ h > d \end{cases} = \begin{cases} \beta h & when\ h \le d \\ \beta h + \alpha(h-d)^m & when\ h > d \end{cases} \quad (7)$$

Where, v_r is the velocity of real flow, h is the net depth of water flow, d is net depth of flow in saturation level, α, β and m are parameters for computing q_r.

The linear storage model is used to evaluate the subsurface water in the target area (Eq. 8 and 9)

$$\frac{dS}{dt} = I - O \quad (8)$$

$$O = (k_1 + k_2)S \quad (9)$$

Where, I and O are input and output discharges, respectively. S is storage and k_1 and k_2 are tank coefficients.

Complex tank model has been used to simulate the runoff process in paddy field.

3.4 Data Details

DEM (Digital Elevation models) of 90 m resolution has been used from CGIAR_CSI SRTM database. Land use map of 1 km resolution has been used from GLCC (Global Land Cover Characteristics) data version 2.0. Boundary data of 1 km resolution from HydroSHED has been used.

3.5 Data Preparation

9 km by 9km grid size has been used for the analysis. Longitude and latitude of boundary data were extracted using arc GIS. Boundary for the river basin has been shown in Fig. 4. Flow direction map obtained from DEM has been shown in Fig. 5. GLCC has 24 land use types while in Hydro-BEAM only 5 are considered. Most of the area was found to be forest (61.02 percent) and dry field (31.77 percent). Paddy filed, urban area and water body are found to be 6.54, 0.11 and 0.56 percent respectively. Fig 6 shows the land use distribution.



Figure 4. Red river basin boundary

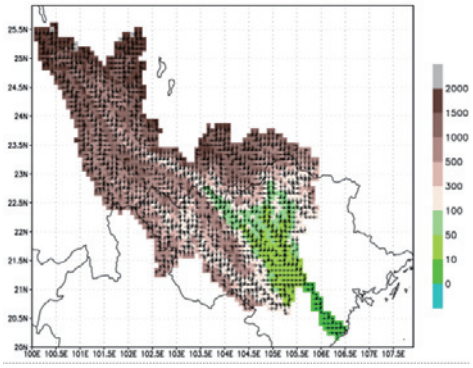


Figure 5. Flow direction map

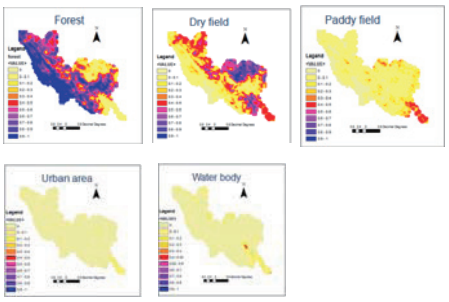


Figure 6. Land use maps

4. Findings and Analysis

4.1 Bias Correction

Bias correction at each observed station for rainfall and temperature is calculated. Results (Fig.7) shows GCM data which over predicts the rainfall scenario for dry season while under predicts the scenario for wet season.

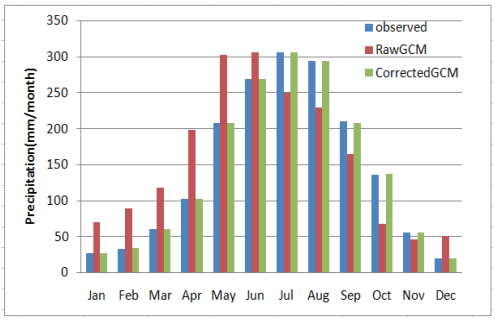


Figure 7. Comparison of observed, raw GCM and bias-corrected GCM (for rainfall)

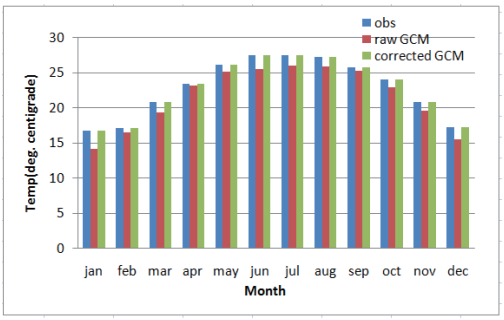


Figure 8. Comparison of observed, raw GCM and bias-corrected GCM (for temperature)

In case of temperature, GCM data is found to be under predicted. Fig 8 can be referred for this.

4.2 Kriging Interpolation

Estimated parameters and evaluated AIC related to different trends and covariance models have been presented in Tables 1, 2 and 3 in the case of

precipitation in January. For January 1-dim spherical model was found out to be suitable.

Similar analyses were done for all months for precipitation and temperature. Table 4 and 5 respectively shows the selected models along with parameters for precipitation and temperature. Then interpolation is done. Scale and shift factor distributions for the month, January have been shown in Figs. 9 and 10 respectively.

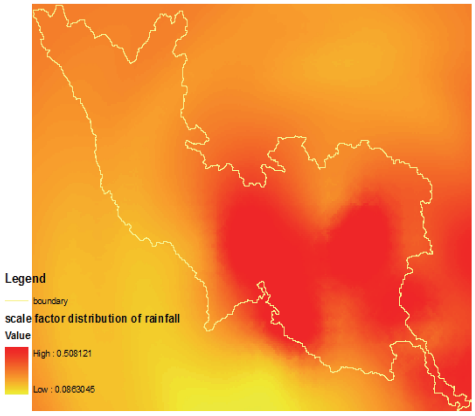


Figure 9. Scale factor distribution (Jan)

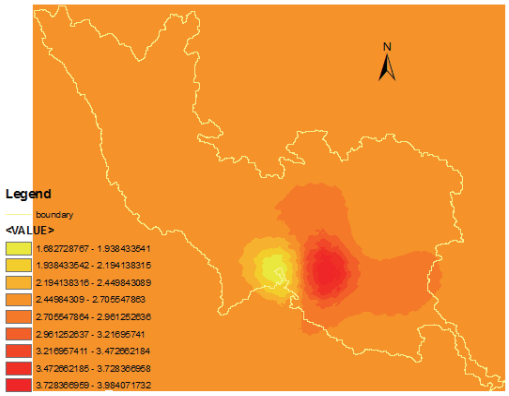


Figure 10. Shift factor distribution (Jan)

In case of precipitation combination of exponential or spherical covariance models with trend function of fixed mean is found to be the best model. While for temperature almost all data best fit in 1-D Spherical models with trend function of fixed mean. Gaussian models are found to be unsuitable in all the cases. The problems of the models are non-convergence or very high value of AIC.

Table 1 Estimated parameters and evaluated AIC related to the trend of b_1 (for precipitation of January)

Covarinace fxn model	Trend fxn $m(x)=b_1$	Covariance fxn C(h)			MLL	AIC
	b_1	σ^2	a_1	a_2		
1-Dim Exponential	3.11E-01	1.33E-02	5.92E-01		2.61E-04	6.001E+00
1-Dim Gaussian						
1-Dim Spherical	2.94E-01	5.59E-02	3.66E+00		1.91E-04	**6.000E+00**
2-Dim Exponential	3.29E-01	2.30E-04	2.23E-01	4.92E-02	2.19E+03	4.380E+03
2-Dim Gaussian						
2-Dim Spherical	3.29E-01	1.93E-03	8.52E+00	1.31E+00	2.42E+03	4.842E+03

Table 2 Estimated parameters and evaluated AIC related to the trend of $b_{1+}+b_2 R_{xy}$ (for precipitation of January)

Cov. fxn. model	Trend fxn $m(x)=b_1+b_2x+b_3y$			Covariance fxn C(h)			MLL	AIC
	b_1	b_2	b_3	σ^2	a_1	a_2		
1-Dim Exponential	-3.16E+00	2.60E-02	3.40E-02	1.25E-02	5.57E-01		2.73E-04	1.00E+01
1-Dim Gaussian								
1-Dim Spherical	-1.10E+01	9.65E-02	5.20E-02	5.48E-02	3.65E+00		2.05E-04	1.00E+01
2-Dim Exponential	1.14E+00	-1.16E-02	1.89E-02	2.20E-04	1.81E-01	4.61E-02	2.13E+03	4.28E+03
2-Dim Gaussian								
2-Dim Spherical	-4.20E+00	4.31E-02	-2.59E-03	1.93E-03	8.54E+00	1.31E+00	2.40E+03	4.82E+03

Table 3 Estimated parameters and evaluated AIC related to the trend of $b_{1+}+b_2$ x $+b_3$ y (for precipitation of Jan)

Covariance fxn. model	Trend fxn $m(x)=b_1+b_2R_{xy}$		Covariance fxn C(h)			MLL	AIC
	b_1	b_2	σ^2	a_1	a_2		
1-Dim Exponential	-2.30E+00	2.42E-02	1.27E-02	5.64E-01		3.76E-04	8.00E+00
1-Dim Spherical	-1.01E+01	9.67E-02	5.52E-02	3.67E+00		1.32E-04	8.00E+00
2-Dim Exponential	2.14E+00	-1.68E-02	2.20E-04	1.89E-01	4.65E-02	2.16E+03	4.33E+03
2-Dim Spherical	-4.47E+00	4.42E-02	1.93E-03	8.54E+00	1.31E+00	2.40E+03	4.82E+03

Table 4 Models chosen for different months and estimated parameters (precipitation)

month	model	Trend fxn $m(x)=b_1$	Covariance fxn C(h)			MLL	AIC
		b_1	σ^2	a_1	a_2		
jan	1-Dim Spherical	2.94E-01	5.59E-02	3.66E+00		1.91E-04	6.00E+00
feb	1-Dim Spherical	2.93E-01	6.03E-02	4.37E+00		1.74E-04	6.00E+00
mar	1-Dim Spherical	4.09E-01	7.37E-02	4.64E+00		2.29E-04	6.00E+00
apr	1-Dim Exponential	4.75E-01	6.03E-02	1.59E+00		7.86E-05	6.00E+00
may	2-Dim Exponential	7.18E-01	-6.25E-02	-4.18E+01	-2.00E+00	8.17E-05	8.00E+00
jun	1-Dim Exponential	9.49E-01	1.59E-01	4.03E-01		1.62E+01	3.85E+01
jul	2-Dim Exponential	1.25E+00	-1.21E-01	-3.00E+01	-1.79E+00	6.08E-04	8.00E+00
aug	1-Dim Exponential	1.42E+00	2.16E-01	3.22E-01		3.02E+01	6.65E+01
sep	2-Dim Spherical	1.37E+00	-7.89E-02	-2.21E+00	-1.81E+00	1.69E-04	8.00E+00
oct	1-Dim Exponential	2.08E+00	2.00E+00	1.94E-01		1.09E+02	2.24E+02
nov	1-Dim Exponential	1.48E+00	1.15E+01	4.36E-01		1.54E+02	3.14E+02
dec	1-Dim Spherical	2.76E-01	6.06E-02	4.00E+00		1.54E-04	6.00E+00

Table 5 Models chosen for different months and estimated parameters (temperature)

month	model	Trend fxn		Covariance fxn C(h)		MLL	AIC
		b_1	b_2	σ^2	a_1		
jan	1-Dim Spherical	2.65E+00		2.21E+00	5.17E-01	1.92E+01	4.45E+01
feb	1-Dim Spherical	7.49E-01		2.29E+00	5.34E-01	1.94E+01	4.49E+01
mar	1-Dim Spherical	1.21E+02	-1.12E+00	2.78E+00	5.17E-01	2.05E+01	4.90E+01
apr	1-Dim Spherical	2.11E-01		4.09E+00	6.93E-01	2.25E+01	5.10E+01
may	1-Dim Spherical	9.94E-01		1.94E+00	8.28E-01	1.83E+01	4.26E+01
jun	1-Dim Spherical	1.94E+00		1.51E+00	7.89E-01	1.70E+01	3.99E+01
jul	1-Dim Spherical	1.44E+00		1.55E+00	8.74E-01	1.70E+01	4.00E+01
aug	1-Dim Spherical	1.24E+00		1.72E+00	8.16E-01	1.77E+01	4.14E+01
sep	1-Dim Spherical	3.47E-01		2.23E+00	7.76E-01	1.91E+01	4.43E+01
oct	1-Dim Spherical	1.06E+00		2.57E+00	5.21E-01	2.01E+01	4.62E+01
nov	1-Dim Spherical	1.09E+00		2.65E+00	5.29E-01	2.02E+01	4.65E+01
dec	1-Dim Spherical	1.73E+00		2.68E+00	5.09E-01	2.03E+01	4.66E+01

4.3 Hydrological Simulation

Simulation is carried out using the Hydro-BEAM. While calibrating the model, roughness coefficients, peak discharge coefficient and hydraulic conductivity are found to be more sensitive parameters. Further work on calibration is yet to be completed.

5. Conclusions

Bias correction method, based on Pearson Type iii distribution, effectively reduces the biases from raw GCM precipitation and temperature. Kriging method efficiently distributes correction factors at each grid point. AGCM are suitable for hydrological simulation because of its high spatial and temporal resolution. Moreover, the study findings indicate that precipitation and temperature scenarios developed with bias-correction provide an improved reproduction of basin level runoff observations. Further study will come up with a soundly calibrated and validated model which will be able to precisely simulate the discharge at the point of interest.

Acknowledgements

The authors are grateful to the KAKUSHIN Program of the Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology of Japan (MEXT) for providing the GCM data and Global Center for Education and Research on Human Security Engineering for Asian Megacities for supporting this work.

References

Dutta, D. and Herath, S. (2004): Trends of floods in Asia and Flood Risk Management with Integrated River Basin Approach, Proceedings of the 2nd International Conference of Asia Pacific Hydrology and Water Resources Association, Singapore, Volume I, pp. 55-63.

Hamaguchi, T. (1998): Studies on inverse problems relating to design for underground dam through new modeling for groundwater flow with moving boundaries, Doctoral dissertation, Kyoto University.

Hansson, K. and Ekenberg, L. (2002): Flood Mitigation Strategies for the Red River Delta, Commons in an Age of Globalisation", the Ninth Conference, 2002 - dlc.dlib.indiana.edu

Hansson, K., Danielson, M. and Ekenberg, L. (2008): A framework for evaluation of flood management strategies, Journal of Environment Management, Vol. 86, Issue 3, pp. 465-480.

Kaoru, T., Kim, S. Tachikawa, Y. and Nakakita, E. (2009): Assessing Climate Change Impact on Water Resources in the Tone River Basin, Japan, Using Super-High-Resolution Atmospheric Model Output, Journal of Disaster Research Vol. 4, No. 1, pp. 12-23.

Kim, S., Tachikawa, Y., Nakakita, E. and Kaoru, T. (2009): Climate Change Impact on Water Resources Management in the Tone River Basin, Japan, Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 52B, pp 587-606.

Kojiri, T., Hamaguchi, T. and Ode, M. (2008): Assessment of global warming impacts on water resources and ecology of a river basin in Japan, J. of Hydro-environment Research, Elsevier, Vol.1, pp.164-175.

Le, T.P.Q., Garnier, J., Gilles, B., Sylvian, T. and Minh, C.V. (2007): The changing flow regime and sediment load of the Red River, Vietnam. Journal of Hydrology, vol. 334, pp. 199-214.

Sharma, D., Gupta, A.D. and Babel, M.S. (2007): Spatial disaggregation of bias-corrected GCM precipitation for improved hydrologic simulation: Ping River Basin, Thailand, Hydrol. Earth Syst. Sci., Vol. 11, No. 4, pp. 1373-1390.

Tran, V.A., Masumoto, S., Raghavan, V. and Shiono, K. (2007): Spatial Distribution of Subsidence in Hanoi Detected by JERS-1 SAR Interfeormetry, Geoinformatics, vol.18, no.1, pp.3-13.

地球統計学的に処理した超高解像度GCM出力を用いた紅河流域の水文シミュレーション

Mukta SAPKOTA*・浜口俊雄・佐藤嘉展・小尻利治

*京都大学大学院工学研究科

要　旨

本研究は，バイアス補正したGCM(地球大循環モデル)出力の降水量と気温を基にして，ベトナム紅河流域の観 測流量をシミュレーションするために分布型水文モデルのHydro-BEAM(流域水文環境評価モデル)を用いる。本稿では，数々のGCMを水文学的に利用する際に存在する時空間的なズレを埋めるため，AGCM20という地球温 暖化シナリオを選んだ。ポアソンⅢ型分布を基にしたバイアス補正法を生のGCM出力値の修正に適用している。格子点ごとの補正値は，観測点で算出した補正値からクリギング補間法を用いて空間的に分布推定されている。本稿で示す結果はGCM出力データに使われるバイアス補正法が使えることを示している．空間補間に適用するクリギング法はGCM出力データ補正に必要とされる調整値の空間分布をうまく確実に算出していた。今後は補正されたGCMを入力値として流域の観測流量の再現結果を向上させていく予定である。

キーワード: GCM出力，バイアス補正，クリギング，水文シミュレーション

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Flash Flooding Simulation Using Hydrological Modeling of Wadi Basins at Nile River Based on Satellite Remote Sensing Data

Mohamed SABER*, Toshio HAMAGUCHI, Toshiharu KOJIRI and Kenji TANAKA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

In the arid regions, flash floods are the most devastating hazards for human life and infrastructures. Due to the scarcity of observational data, GSMaP precipitation was applied to simulate the flash floods at wadi basins of the Nile River in Egypt. Throughout the comparison of GSMaP precipitation with the monitored data of GPCC, it is founded that GSMaP has a systematic seasonal bias as overestimated or underestimated. Hydro-BEAM (Hydrological River Basin Environmental Assessment Model) linking with the corrected GSMaP precipitation is used to simulate several flash flood events in the target basin. The simulation has been successfully carried out indicating that the proposed model can be used to predict the flash floods in such areas. The behaviors of flash floods have been depicted revealing that the warning time of flash floods is very short. Water contribution of wadi basins to the Nile River during the flash flood events was assessed as new water resource which would be properly utilized. GSMaP precipitation can be reasonably used with Hydro-BEAM to predict the flash floods at wadi system.

Keywords: flash flood, the Nile River, hydrological modeling, arid regions, GSMaP, GPCC

1. Introduction

Infrequent surface water flow in wadi system may cause natural flash flood hazards but it can be managed to be valuable water resources throughout an appropriate decision support based on effective methodologies. The term 'flash flood' identifies a rapid hydrological response, with water levels reaching a peak within less than one hour to a few hours after the onset of the generating rain event (Creutin and Borga, 2003; Collier, 2007; Younis et al., 2008). In other words, flash flood is a natural phenomena which occurring in arid or semi-semi arid regions within short duration (several hours to a few days) and rapidly rising water flow level (reaching maximum peak flow in a few hours) due to the causative event of intense rainfall or dam failure resulting in a greater danger to human life and severe structural damages. Responsible factors for the short duration of the flash flood include intense rains that persist on an area for a few hours, steep slope, impermeable surfaces, and sudden release of impounded water (Georgakakos, 1986). Additionally, particular hydrological characteristics such as small basins, steep slopes and low infiltration capacity combined with a meteorological event contribute to the flash flood formation.

The main problem of flash floods is that warning time is very short, leaving typically only a few hours for civil protection services to act. Moreover, the most important challenge to calibrate and simulate flash floods in arid regions is hampered by the lack of good observational

networks of both rainfall and discharge. Flood occurrences are complex since they depend on interactions between many geological and morphological characteristics of the basins, including rock types, elevation, slope, sediments transport, and flood plain area. The hydrological factors, such as rainfall, runoff, evaporation, and surface and groundwater storage can also affect floods (Farquharson et al., 1992; Flerchinger and Cooly 2000; Şen 2004; Nouh, 2006). According to Few et al., (2004), each flood acquires some particular and inherent characteristics of the occurrence locality such as flow velocity and height, duration, and rate of water-level rise.

Long-term rainfall data and their analysis are limited in most of arid regions due to the lack of adequate network of monitoring stations, the paucity of high quality data, and the lack of the effective database management and analysis. The lack of observations in most of the flash flood prone basins necessitates the development of a methodology to simulate and forecast flash flood in the severe current situation. The need for water in such areas increases daily due to population growth, economic development, and urbanization. Consequently, water management using all the available resources is becoming crucial. Furthermore, the danger also comes from the rarity of the phenomenon, which demands a new observation strategy, as well as new forecasting methodology.

Vulnerability to flash floods will probably increase in the coming decades due to evolving land use and the modification of the pluviometric regime associated with the evolution of the climate (Parry et al., 2007; Palmer and Raisanen, 2002; Rosso and Rulli, 2002). As pointed out by many authors, the quality of any flood prediction that is based upon hydrological simulations depends to a high degree upon the quality of the measurements and forecasts of precipitation. Also, it must be emphasized that the early warning system is indispensable for the reduction in damages associated with flash floods.

The influence of rainfall representation on the modeling of the hydrologic response is expected to depend on complex interactions between the rainfall space-time variability, the variability of the catchment soil and landscape properties, and the spatial scale (i.e. catchment area) of the problem (Obled et al., 1994; Woods and Sivapalan, 1999; Bell and Moore, 2000; Smith et al., 2004). River hydrograph forecasts are very dependent upon the input rainfall data used.

Ascribable to the aforementioned problems and characteristics of flash floods in the arid regions, effective water management and utilization of wadi surface flow of flash floods based on using remote sensing data are desperately needed. Thus, the main objectives of this research are summarized as follow: (i) Using remote sensing data for flash flood simulation at wadi basins of the Nile River to overcome the challenge of data paucity in arid regions, (ii) Assessment and evaluating of contributed water flow of wadi basins towards the Nile River during the flash flood events to utilize flash flood water as a significant water resource in the arid areas, and (iii) Determination of the prone areas for flash floods of vulnerability to the hazards and damage in the urbanized regions as trial to reduce the human being loss and damage of their properties.

2. The Target Wadi Basin

The Nile River is the longest international river system in the world. It flows about 6700 km through ten countries before reaching the Mediterranean Sea. Its headwaters are in Lake Victoria at about 4º S latitude. It has a drainage area of about 3.35 million km^2, which covers 10% of the African continent, roughly equivalent to half the area of the continental United States. Egypt and the Sudan are the two major users of this river, while Ethiopia is the primary contributor to the bulk of runoff (Beyene, et al. 2007).

The UNEP Executive Director stated that in the future, it was most likely that the complaints and problems caused by the shortage of water supplies would be a cause of conflict amongst nations. Furthermore, the world is heading towards a water crisis in several regions, notably in the Middle East and North Africa, where the available water per capita is 1,247m3/year (UNEP, 2000).

In this study, the Nile River Basin in Egypt (Fig. 1) is selected due to its significant as the main water resources for domestic and agricultural and

industrial purposes. The majority of population and agriculture fields are spreading along the Nile River and at the Nile Delta. The whole selected basin is starting after Aswan High Dam to the entrance of Nile Delta. It is located between : 35°00′ E & 28°00 W′ and lat: 32°00′ N & 22°00 S′ . The total catchment area of the Nile River is 184000 km^2 and it has many sub-catchments of wadi basins which flow toward the main channel of the Nile River from both Eastern and Western deserts.

Egypt occupies a portion of the arid to semi-arid belt of Africa. The climate is characterized by a long dry summer and a short temperate winter with a rainfall period from October to March (Saleh, 1980).

3. Data Availability and Analysis

The most important factors affecting the hydrological behavior of wadi basins is rainfall, its duration, intensity, distribution, and return periods are major influences. This climate pattern can be described by considering various air masses that affect rainfall distribution (Subyani, 2009). As well known, the hydrological modeling for flash flood forecasting in arid regions has no enough data for the current research however it is urgent needed.

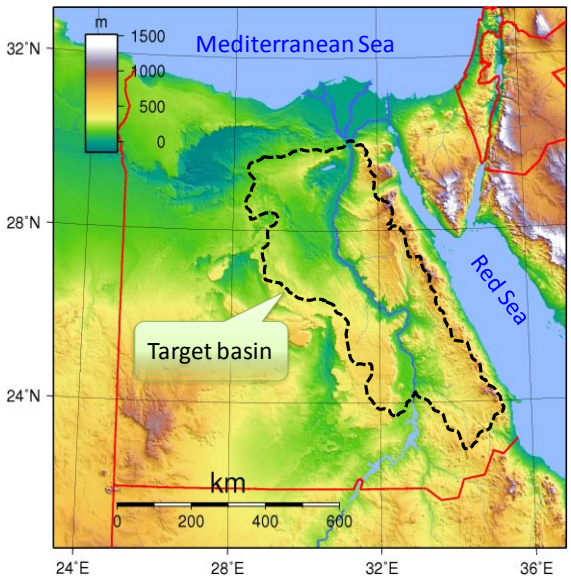


Fig. 1 Location Map of the Nile River Basin in Egypt (Source: http://en.wikipedia.org/wiki/File:Egypt_Topography.png)

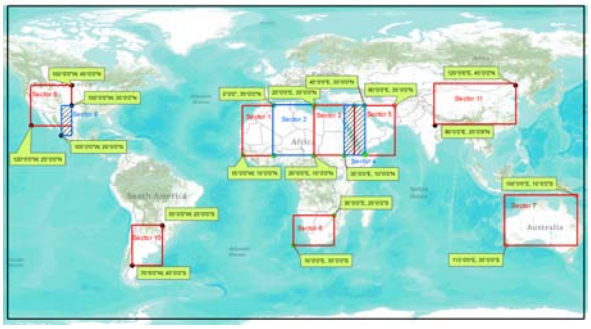


Fig. 2 Global map showing the selected sectors of arid zones

Therefore, remote sensing data is the optimal way to overcome such problems. An attempt has been done to discuss GSMaP data for its feasibility for use to flash flood simulation in such areas.

The Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) has been used in this simulation due to the paucity of data in arid regions (http://sharaku.eorc.jaxa.jp/GSMaP_crest/). There are two kinds of horizontal resolution of GSMaP product are 0.1 x 0.1 lat/lon degree grid and 0.25 x 0.25 lat/lon degree grid.

GSMaP and the monitored data of Global Precipitation Climatology Center data (GPCC; http://gpcc.dwd.de) have been compared in the arid regions all over the world to assess the bias of GSMaP product. GPCC products, gauge-based gridded monthly precipitation data sets for the global land surface, are available free for public with spatial resolutions of 0.5° x 0.5°, 1.0° x 1.0° and 2.5° x 2.5°.

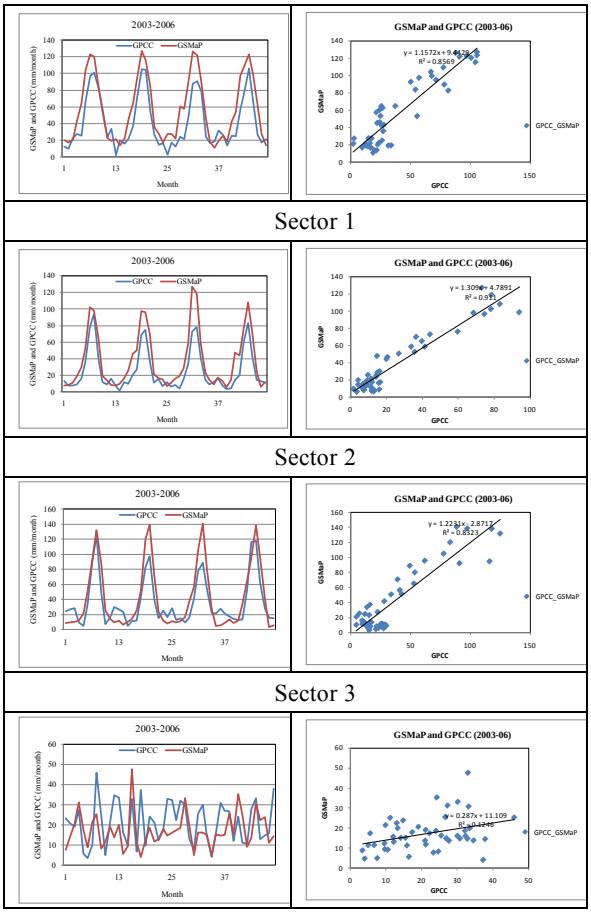
Towards using of GSMaP product in this study, eleven arid-zone sectors are selected as illustrated in the world map (Fig. 2). Statistical analysis has been performed for the GSMaP data as comparison with GPCC data, both of them are monthly data and 1.0° x 1.0° spatial resolution. For this analysis the data from 2003 to 2006 has been used with considering threshold greater than 3 mm/month.

The results in most of the arid regions all over the world based on the eleven selected sectors show a systematic-seasonal bias as overestimated or underestimated based in GSMaP product. GSMaP is overestimated in the summer and in the winter, it means all the year but with different value of bias at sector number 1 (North-West of Africa) as declared in Table 1 and Fig.3. For instance, from June–Oct,

the bias is 2. 04 indicating t hat GSMaP i s overestimated a bout 50 pe rcent a nd during the period from Nov. to May, the averaged bias is 1.41.

Table 3 Statistical analysis r esults o f b ias correction of GSMaP

Sector	Months (2003-2006)												R2
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
1	1.41					2.04					1.41		0.86
2	1.83					1.58					1.83		0.91
3	0.54					1.65					0.54		0.832
4	0.70					1.25					0.70		0.124
5	0.70					1.26					0.70		0.74
6	1.40					0.78					1.40		0.837
7						0.65					1.18		0.91
8	1.87					1.14					0.70		0.55
9	1.84					0.97							0.66
10	0.89					1.88					0.89		0.344
11	0.72					0.96					0.72		0.94



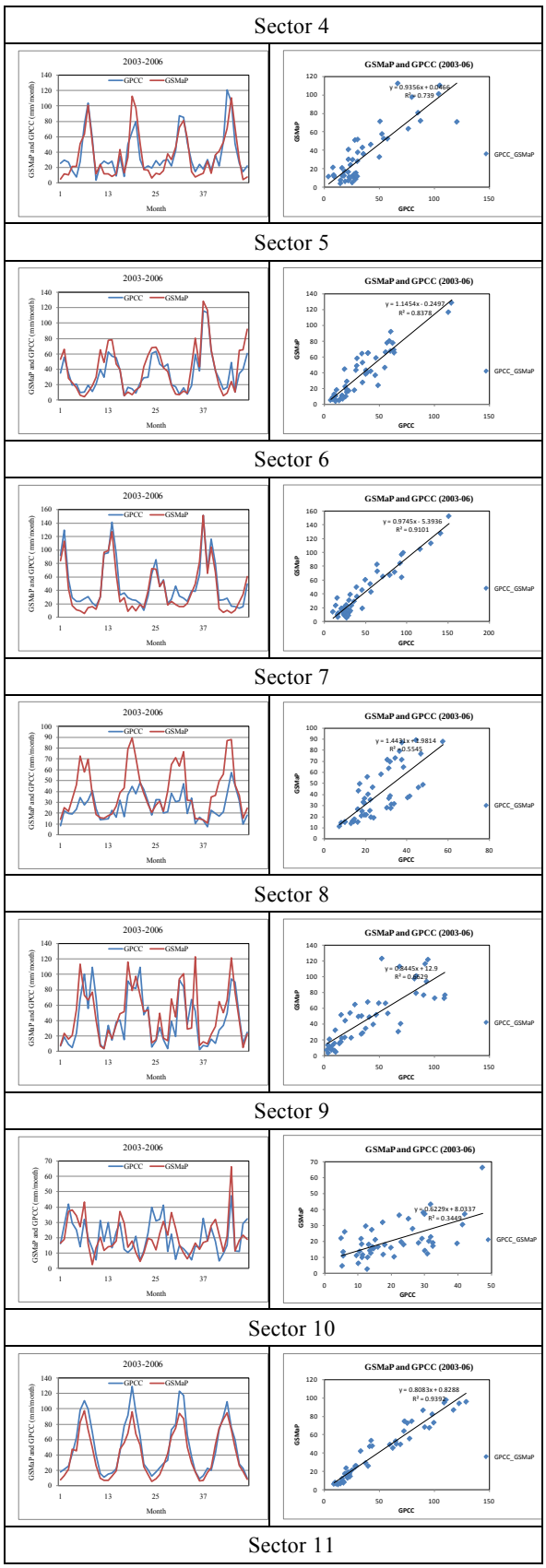


Fig.3 H ydrographs a nd scatter p lots for t he comparative b etween G SMaP an d G PCC Data at the selected eleven sectors

In other regions, the averaged bias of GSMaP is underestimated all of the year with variable values, for example at sector number 11 (China), the averaged bias is 0.964 (very small value) during the period from March to June and the bias is 0.722 from July to Feb., it means that GSMaP has underestimated bias all the year.

Moreover, in some areas, there are bias values as overestimated in the period from April to Oct and underestimated in the period from Nov. to Mach, such as sectors 3 and 4 (Fig.3). In South Africa; sector number 6, GSMAP is averagely underestimated during the period from (Mar. to Aug.) and the bias is about 0.783 but it is overestimated during the period from Sept. to Feb. and the bias is about 1.4 as shown in Fig. 3. From these results as shown in details in Table 1 and Fig.3, GSMaP product can be used after bias correction at any arid regions with referring to the calculated results of this study.

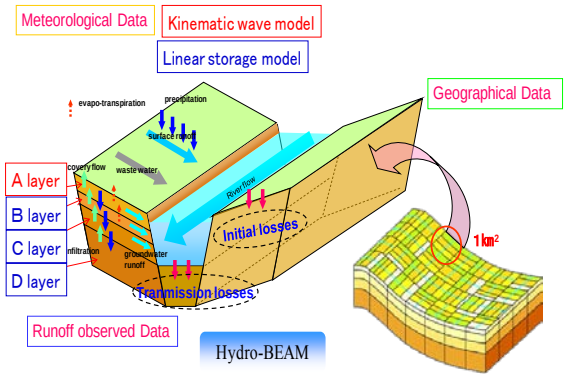


Fig. 4 Conceptual model of Hydro-BEAM

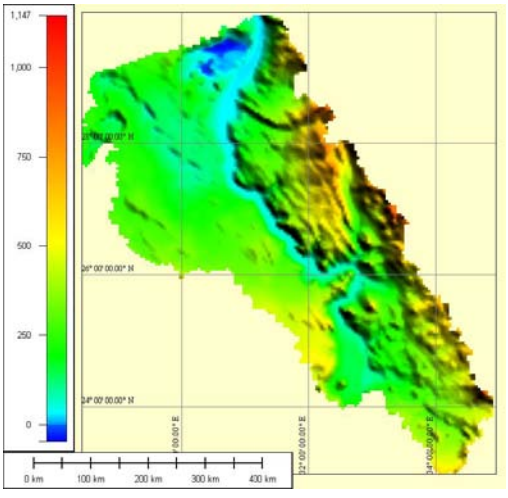


Fig. 5 Digital Elevation model of the Nile River basin

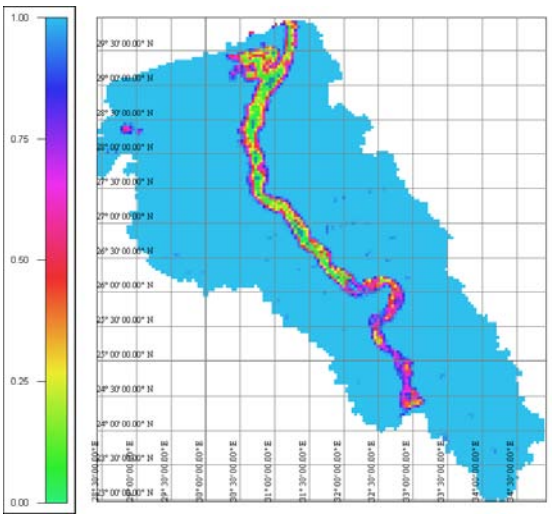


Fig. 6 Land use distribution map of desert in the Nile River basin

4. Methodology and Model components

A physical-based distributed hydrological model; Hydro-BEAM (Hydrological River Basin Environmental Assessment Model) to simulate flash floods at wadi basins has been introduced. It was originally developed by Kojiri, et al. (1998). Hydro-BEAM (Fig.4) was adopted and calibrated in the arid regions, throughout the comparative study of surface and subsurface modeling in some Arabian wadi basins such as wadi El-Khoud in Oman, wadi Assiut in Egypt, and wadi Ghat in Saudi Arabia (Saber et al. 2010).

The proposed approach can be summarized in the following main parts; the watershed modeling using GIS technique is processed, surface runoff and stream routing modeling based on using the kinematic wave approximation is applied, the initial and transmission losses modeling is estimated by using SCS (1997) method and Walter's equation (1990) respectively, and groundwater modeling based on the linear storage model is used.

4.1. Watershed modeling

Remote sensing and GIS techniques were used to assist in the modeling process as watershed modeling. In the distributed models, major input parameters are based on the spatial information of the watershed such as rainfall, land use, soils, topography etc. Therefore, based on the characteristics of constructed database, appropriate

analysis techniques could be adopted to accomplish the overall goals of watershed modeling.

The data of digital elevation model (DEM); (Shuttle Radar Topography Mission), 90 m spatial resolution has been used to delineate and determine the watershed and stream networks in the studied wadi basins (Fig.5).

The data are distributed free of charge by USGS and are available for download from the USGS server at (http://dds.cr.usgs.gov/srtm/). Data are also available through the USGS seamless server at (http://seamless.usgs.gov/).The land use data of the world, GLCC (Global Land Cover Characterization, http://edc2.usgs.gov/glcc/glcc.php) and also ECOCLIMAP Data (a global database, http://www.cnrm.meteo.fr/gmme/PROJETS/ECOCLIMAP/frame_text_ecoclimap.html#licence) were used to identify the land use types. In the target basin, most of land use is desert and the others such as field, urban, water are rarely distributed in the catchment except along the Nile River as shown in Fig.6.

4.2. Climatic data

As the aforementioned descriptions of data availability and analysis part, the Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) has been used in this simulation due to the paucity of data in arid regions after the bias correction relying on its comparison with the monitored data of GPCC.

4.3. The kinematic wave model

The kinematic wave runoff model is applied for surface runoff and stream routing modeling under the assumption of the river channel triangle cross section. In Hydro-BEAM, the integrated model of kinematic wave is used for overland flow and A-layer flow as expressed in equations (1), (2), and (3).

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial q}{\partial x}=r(x,t) \tag{1}$$

$$q=\begin{pmatrix}\alpha(h-d)^m+ah\\ ah\end{pmatrix},\quad when\begin{pmatrix}h\geq d\\ h<d\end{pmatrix},\ d=\lambda D \tag{2}$$

$$\alpha=\frac{\sqrt{\sin\theta}}{n}\left(Manning\ Eq.\right),\quad a=\frac{k\sin\theta}{\lambda}\left(Darcy\ Eq.\right) \tag{3}$$

Where, h is the water depth (m), q is the discharge per unit length of flow [m^3/m.s], r is the effective rainfall intensity [m/s], t is the time [s], x is the distance from the upstream edge, and α, m is constant concerning frictions, λ is the porosity, D is the thickness (m), and d is the saturation pondage (m).

4.4. Linear storage model

Linear storage model as given in equation 4 is used for modeling of groundwater in layers B, C, and D layers in each mesh of the studied wadis.

$$\frac{dS}{dt}=I-O,\ \text{where,}\quad O=(k_1+k_2)\cdot S \tag{4}$$

Where S is storage amount [m], I is inflow [ms-1], O is outflow [ms-1], k_1, k_2 are outlet coefficients.

4.5. Initial and transmission losses model

Due to the importance of the loss in the arid areas, the initial and transmission losses models were incorporated to Hydro-BEAM.

4.5.1. Initial losses

The SCS method is adopted to calculate initial losses in the target basin. Runoff in sub-basins occurs after rainfall exceeds an initial abstraction (I_a) value. Rainfall excess, P_e, is related to the effective potential retention value (S) as given in equation (7). The optimum values of λ were obtained in the least squares fitting procedure were around 0.05 for most experimental plots which were observed by Hawkins et al. 2002. Therefore, it was decided to set it as 0.05 in this study. The initial abstraction λ is a function of potential maximum retention S. S is a function in curve number (CN) which can be evaluated based on the land use or soil types as given in equations (5) and (6).

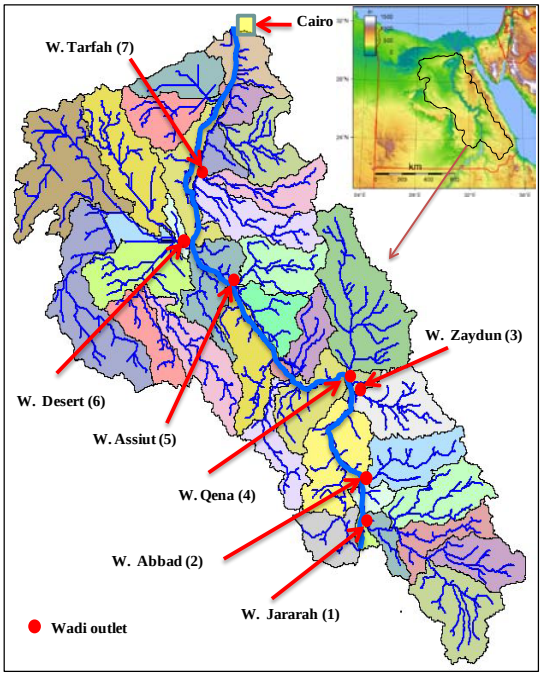


Fig.7 Wadi catchments of Nile River Basin in Egypt showing the target wadi outlets for flash flood simulation

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a) + S} \quad (5)$$

$$CN = \frac{25400}{254 + S} \quad (6)$$

$$I_a = \lambda S \quad (7)$$

Where P is the depth of rainfall (mm), P_e is the depth of runoff or excess rainfall (mm), I_a is the initial abstraction (mm), S is the maximum potential retention after runoff begins (mm), λ is a dimensionless parameter varying from 0 to 1, and CN is the curve number.

4.5.2. Transmission losses

A regression model form was developed to assess transmission losses) as given in equation (8). Unit of the equation was converted from (acre-ft) into metric unit (cubic meter). The equation was adopted in this study to estimate transmission loss in each mesh based on the flow direction from the upstream to the downstream point.

$$V_1 = 0.026 V_A^{0.872} \quad (8)$$

Where V_1 is the transmission loss for first kilometer (m^3), V_A is the upstream flow volume (m^3).

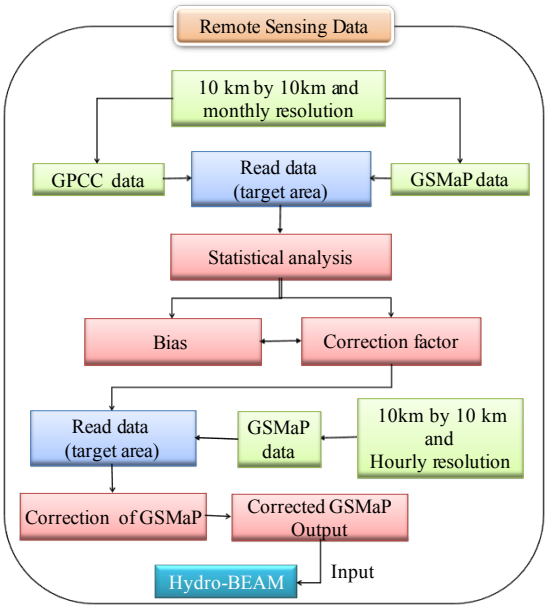


Fig. 8 Flow chart for linking GSMaP with Hydro-BEAM

5. Flash floods Simulation

GSMaP precipitation has been used with Hydro-BEAM to simulate the flash floods at the wadi basins of the Nile River (Fig.7). The simulation has been done to the flash floods events of Feb., 2003; Dec., 2004; Apr., 2005, and Jan., 2010, using spatial resolution 10km×10km because GSMaP Product is only available in this resolution.

The calculation processes for accomplishment of hydrological simulation of flash floods are summarized as follow: (1) picking up of GSMaP data of the target basins, (2) determination and delineation of the catchments and setting of the spatial resolution of modeled meshs, (3) Statistical analysis for bias correction of GSMaP product using GPCC product, and (4) using Hydro-BEAM for simulation, as depicted in the flow chart of

calculation processes (Fig.8).

The simulated results of flash flood events in the studied wadi basins exhibit the following characteristics of flash floods: i) it takes a few hours to reach to the maximum peak and then gradually reducing until cessation of the event. In other words, it is showing extremely steep and rapid rising to maximum flow within a few hours, ii) Duration of the flash flood is short, and iii) the discontinuity of flow in the target basins.

The results of simulation of the event of Jan. 18-20, 2010 show that flash flood characteristics are highly variable from one location to the others in terms of flow rate and time for each the maximum peak. For instance, at the outlet of wadi Qena, the flow is very severe flow about 502.7m^3/s and the time to reach to peak is 11 hours. The flow at wadi Assiut outlet is about 2.9m^3/s and the time to peak is 5 hours.

On the other hand, there are some others wadis which have no flow at the same event such as W. Tarfah as shown in Fig.9. In terms of evaluation of wadi basins as water contribution into the Nile River, the flow volume of water which can reach to the downstream point of each wadi during the flash flood event has been calculated and listed in Table 2. Moreover, because the significant of time to peak and flow duration in flash flood analysis, they have been listed in Table 2.

The simulation results of the event of Feb.11-14, 2003 exhibit that the occurrence of variability of flow rate in space and time in the target wadi basins of the Nile River as well as the time to reach the maximum peak of discharge is also changeable from one position to another. In this event, wadi Assiut show discharge about 103.4m3/s and time to peak is 15 hours but in wadi Qena it is about 69.5m3/s which means that it is smaller than that of W. Assiut however the same time to peak as declared in details in Fig.10.

Contribution of wadi basins water into the Nile River, the flow volume of water which can reach to the downstream point of each wadi has been calculated and listed in Table 3. The time to peak and the flow duration of water flow have also been listed in Table 3.

Additionally, the simulation of the flash flood event of Dec.18-22, 2004 is also carried out (Fig.11) and it shows that wadis of Jararah, Abbad and Zydun have no flow in this event but they have flow in the other events of 2003, and 2010, and 2005. This is an implication for the effect of spatiotemporal variation of rainfall in arid regions. The time to reach the maximum discharge peaks is changeable in the range of 11 in Assiut to 15 hours in Qena. Time to peak and flow duration and contribution of wadi basins water into Nile River have been calculated (Table 4).

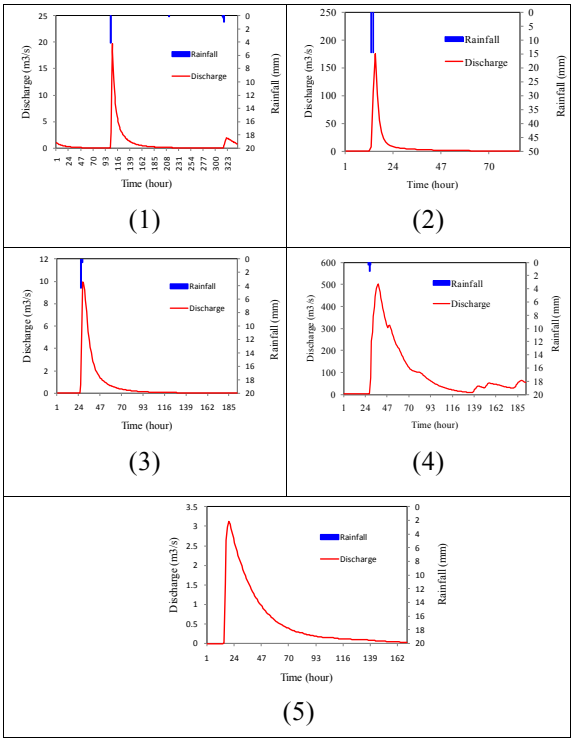


Fig. 9 Simulated flash flood of event (2010/Jan.18-20) at several wadi outlest; 1) w. Jararah; 2) w. Abbad; 3) w. Zaydun; 4)w. Qena; 5)w. Assiut; 6)W. Western Desert; 7)w. At-Tarfah

Table 2 Simulation results of event (2010/Jan.18-20)

Wadi Name	Location	Time to peak (hours)	Peak disch. (m^3/s)	Flow Volume (m3)
Jararah (1)	32.9E, 24.5N	4	19.7	8.01921E+05
Abbad (2)	32.9E, 24.9N	3	174	2.27200E+06
Zaydun (3)	32.8E, 25.9N	3	9.97	4.24185E+05
Qena (4)	32.7E, 27.3N	11	502.7	6.85286E+07
Assiut (5)	31.3E, 27.2N	5	2.9	3.02180E+05
W. Desert(6)	32.0E, 26.1N			
At-Tarfah (7)	30.7E, 28.4N			
Total				7.23289E+07

The flash flood event of Apr.22-26, 2005 is also simulated (Fig.12) for more discussion of flash flood events in the target basin. The time to reach the maximum discharge peaks is changeable in the range of 9 at W. Zaydun to 15 hours in Qena. Time to peak and flow duration and contribution of wadi basins water into Nile River have been calculated and listed in Table 5. From the results of simulation, most of the wadis have flow due to the overall distribution of rainfall effect during this event.

The distribution maps of daily accumulated GSMaP precipitation (Figs. 13, 14, 15, 16) of the events of (Feb., 2003; Dec., 2004; and Apr., 2005, Jan., 2010;) in the whole catchment of the Nile River in Egypt parts show that there are highly variation of the rainfall distribution in space and time. The rainfall events of Feb., 2003 and Dec., 2004 are mainly concentrated on the downstream part of the whole catchment but the event of Apr., 2005 is more spreading on the middle and downstream of the catchment. The last event of Jan., 2010 affects the upstream area near to Aswan Dam.

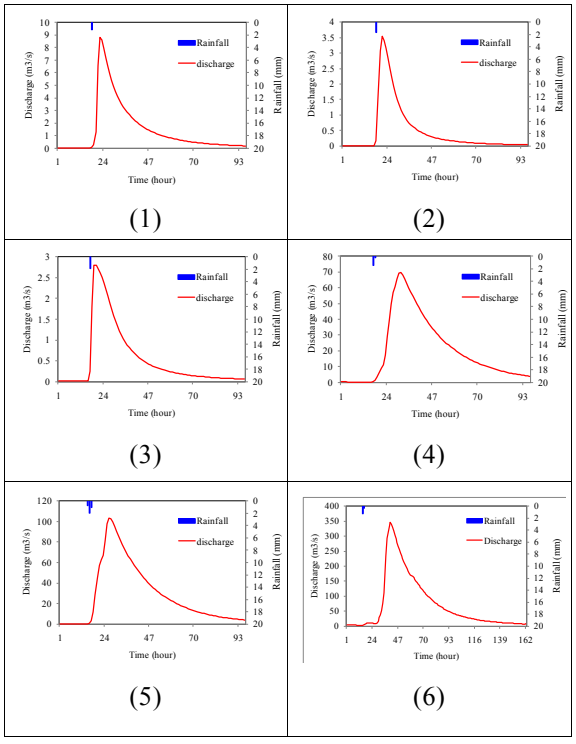


Fig. 10 Simulated flash flood of the vent (Feb.11-14, 2003) at several wadi outlest; 1) w. Jararah; 2) w. Abbad; 3) w. Zaydun; 4)w. Qena; 5)w. Assiut; 6)w. Western Desert.

Table 3 Simulation results of the vent (Feb.11-14, 2003)

Wadi Name	Location	Time to peak (hours)	Peak discharge (m^3/s)	Flow Volume (m3)
Jararah (1)	32.9E, 24.5N	5	8.8	4.889609E+05
Abbad (2)	32.9E, 24.9N	5	3.5	1.581304E+05
Zaydun (3)	32.8E, 25.9N	3	2.79	1.819197E+05
Qena (4)	32.7E, 27.3N	15	69.5	7.137293E+06
Assiut (5)	31.3E, 27.2N	12	103.4	9.437274E+06
W. Desert (6)	32.0E, 26.1N	23	333.4	4.016920E+07
At-Tarfah (7)	30.7E, 28.4N			
Total				5.75728E+07

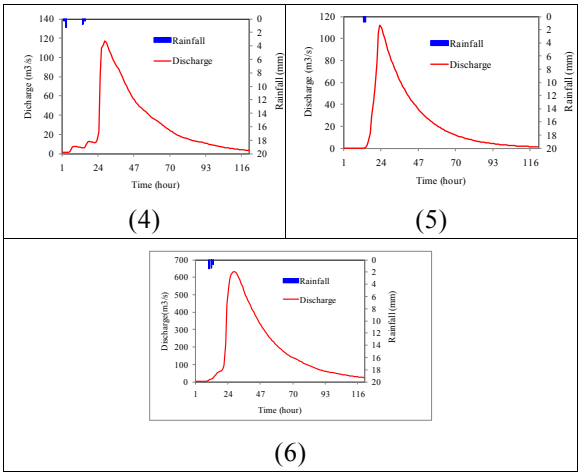


Fig. 11 Simulated flash flood of the vent (Dec.18-22, 2004) at several wadi outlest; 1) w. Jararah; 2) w. Abbad; 3) w. Zaydun; 4)w. Qena; 5)w. Assiut; 6)w. Western Desert; 7)w. At-Tarfah

Table 4 Simulation results of the vent (Dec.18-22, 2004)

Wadi Name	Location	Time to peak (hours)	Peak discharge (m^3/s)	Flow Volume (m3)
Jararah (1)	32.9E, 24.5N			
Abbad (2)	32.9E, 24.9N			
Zaydun (3)	32.8E, 25.9N			
Qena (4)	32.7E, 27.3N	17	114.9	1.278597E+07
Assiut (5)	31.3E, 27.2N	11	112.1	9.288250E+06
W. Desert(6)	32.0E, 26.1N	18	632.9	7.436089E+07
At-Tarfah (7)	30.7E, 28.4N			
Total				9.64351E+07

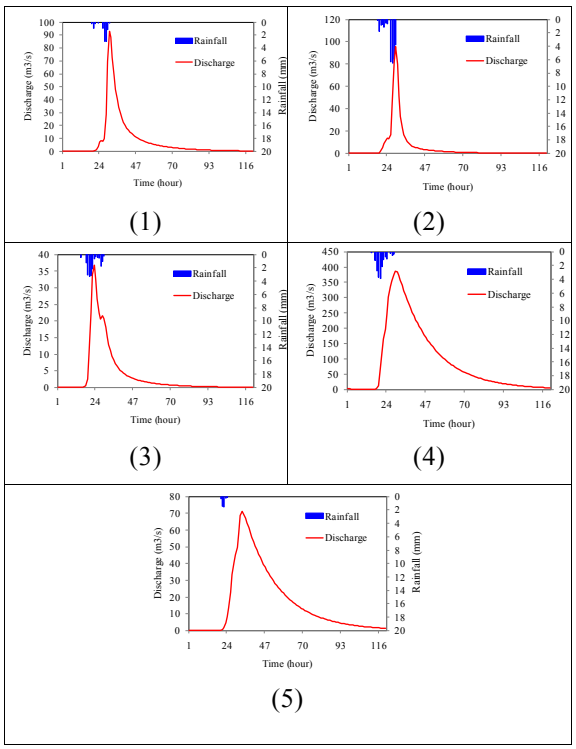


Fig. 12 Simulated flash flood of event (Apr.22-26, 2005) at several wadi outlest; 1) w. Jararah; 2) w. Abbad; 3) w. Zaydun; 4)w. Qena; 5)w. Assiut; 6)w. Western Desert; 7)w. At-Tarfah

Table 5 Simulation results of event (Apr.22-26, 2005)

Wadi Name	Location	Time to peak (hours)	Peak disch. (m^3/s)	Flow Volume (m3)
Jararah (1)	32.9E, 24.5N	12	93.0	3.432220E+06
Abbad (2)	32.9E, 24.9N	12	95.6	2.215871E+06
Zaydun (3)	32.8E, 25.9N	9	36. 9	1.457313E+06
Qena (4)	32.7E, 27.3N	15	385.8	3.781495E+07
Assiut (5)	31.3E, 27.2N	14	71.0	6.675108E+06
W. Desert(6)	32.0E, 26.1N			
At-Tarfah (7)	30.7E, 28.4N			
Total				1.95474E+08

As consequence of rainfall distribution, the flash floods distribution in the target basin is mainly affected by the wadi catchments characteristics such as area, slope, geology, soil types and land use as well as the rainfall distribution. The event of Jan 18-20, 2010 is concentrating in the upstream part of the whole catchments near to Aswan and Qena cities. It reveals the high variability of discharge distribution due to the spatiotemporal variability of rainfall during the four events as depicted in Figs. 17, 18, 19, and 20 are illustrating the hourly distribution of flash floods of the four events (Feb., 2003; Dec., 2004; and Apr., 2005, Jan., 2010;). Moreover, the flow distribution in the target basin is affected by catchments areas and geomorphologic conditions of wadi catchments. Also, it can show discontinues surface flow in the whole catchment, especially during the beginning and ending of the flash flood event.

It is obvious from these distribution maps of rainfall and corresponding discharge in the whole catchment that they are scattering with highly variation in space and time. For instance both of the events (2003 and 2004) are spreading in the northern and middle of the catchment as shown in Figs.13, 14 for rainfall and Figs.17, 18 for discharge. The event of 2005 is scattering in the whole basin as illustrated in Figs.15 and Fig.19 representing of rainfall and discharge. The event of 2010, it concentrating in the southern part near to Aswan and Qena cities as shown in Fig.16 for rainfall and Fig.20 for discharge.

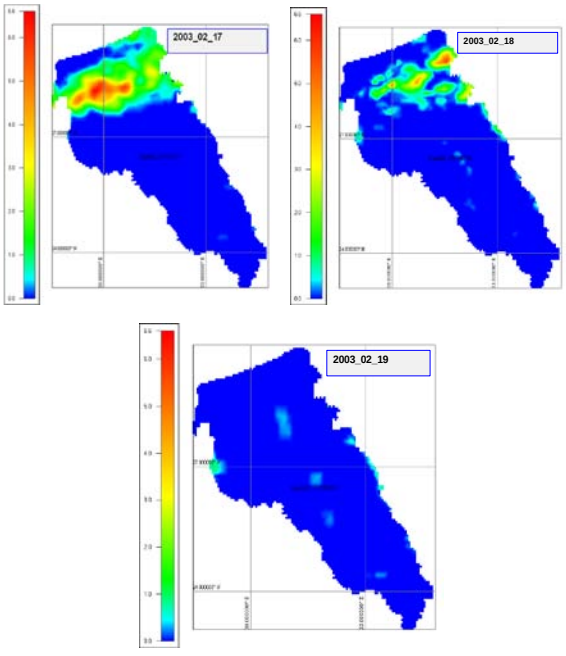


Fig. 13 Distribution maps of rainfall GSMaP (mm/h) product at the Nile River basin in Egypt during the two event of Feb (11-12) and (17-18) of 2003.

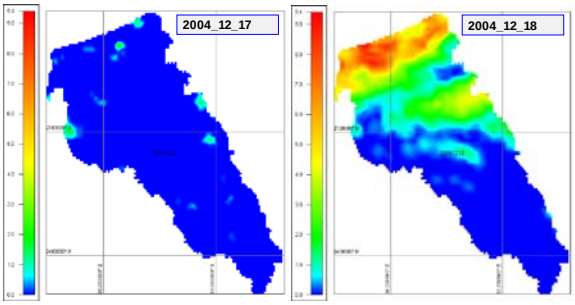


Fig. 14 Distribution maps of rainfall GSMaP (mm/h) product at the Nile River basin in Egypt during the event of Dec (17-22) of 2004.

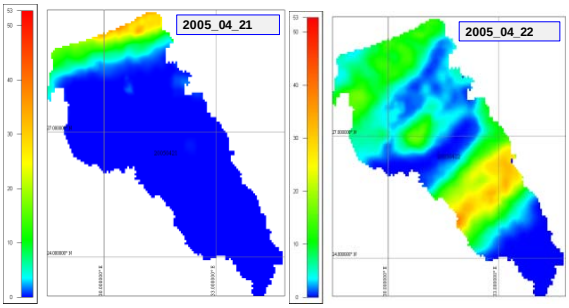


Fig. 15 Distribution maps of rainfall GSMaP (mm/h) product at the Nile River basin in Egypt during the event of Apr. (20-23) of 2005.

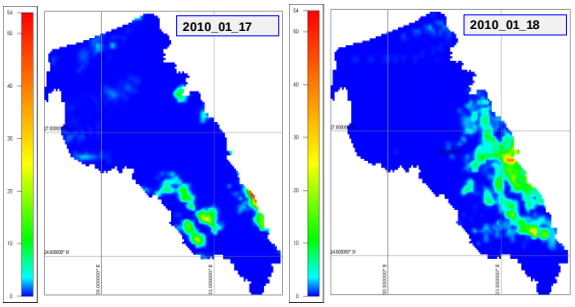
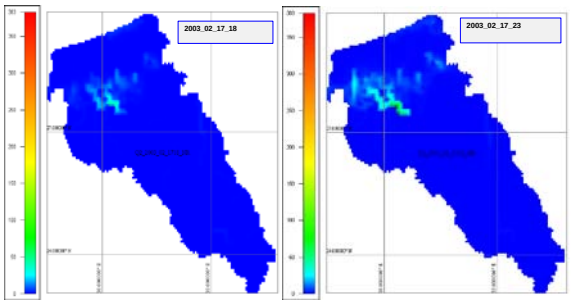
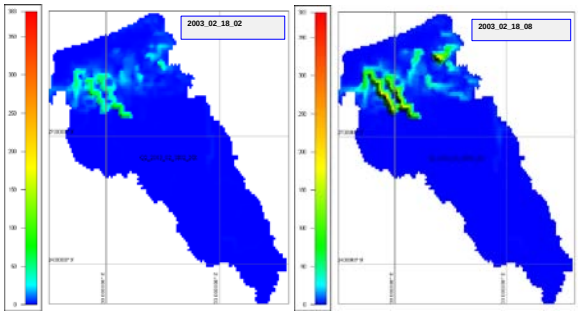
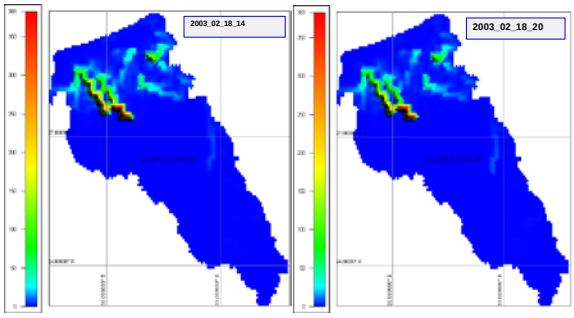


Fig. 16 Distribution maps of rainfall GSMaP (mm/h) product at the Nile River basin in Egypt during the event of Jan. (17-18) of 2010.







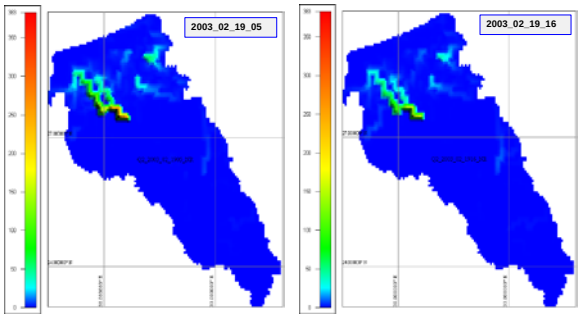
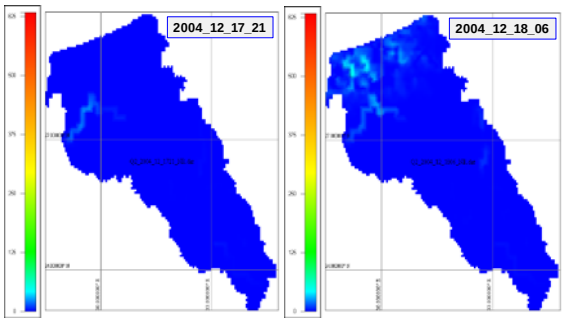
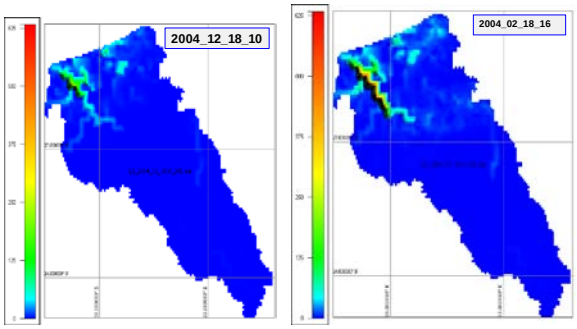


Fig. 17 Distribution maps for discharge (m^3/s) at the Nile River basin in Egypt during the event of Jan 17-19 of 2003 showing the high variability of surface runoff in space and time.





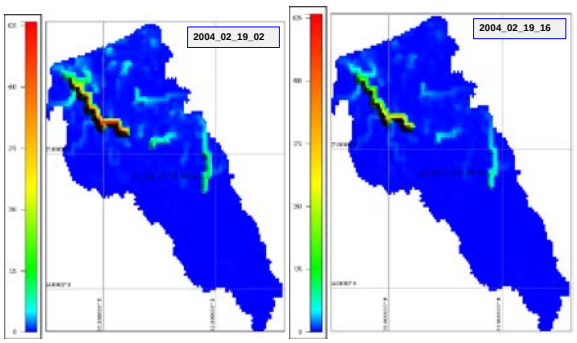
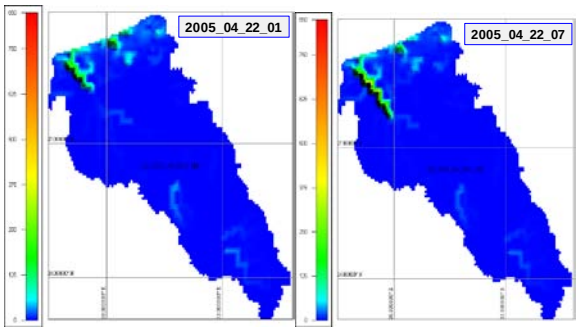
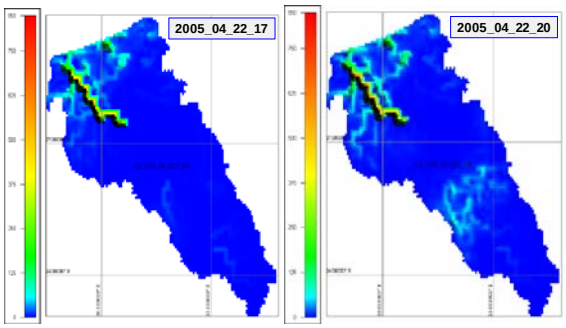


Fig. 1 8 Distribution maps f or di scharge (m^3/s) at the Nile R iver basin in E gypt during the e vent o f J an 17-19 o f 2004 showing t he hi gh variability of s urface runoff in space and time.





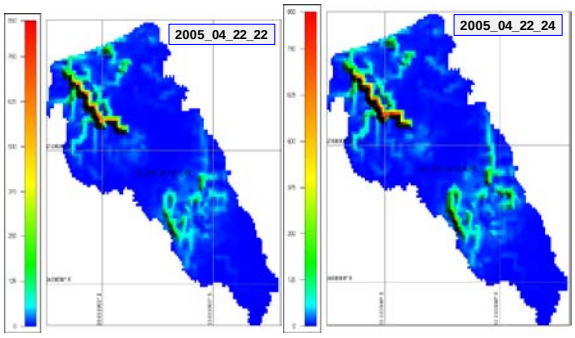


Fig. 1 9 Distribution maps o f d ischarge (m^3/s) at the Nile R iver basin in E gypt during the event of Jan 20-22 of 2005.

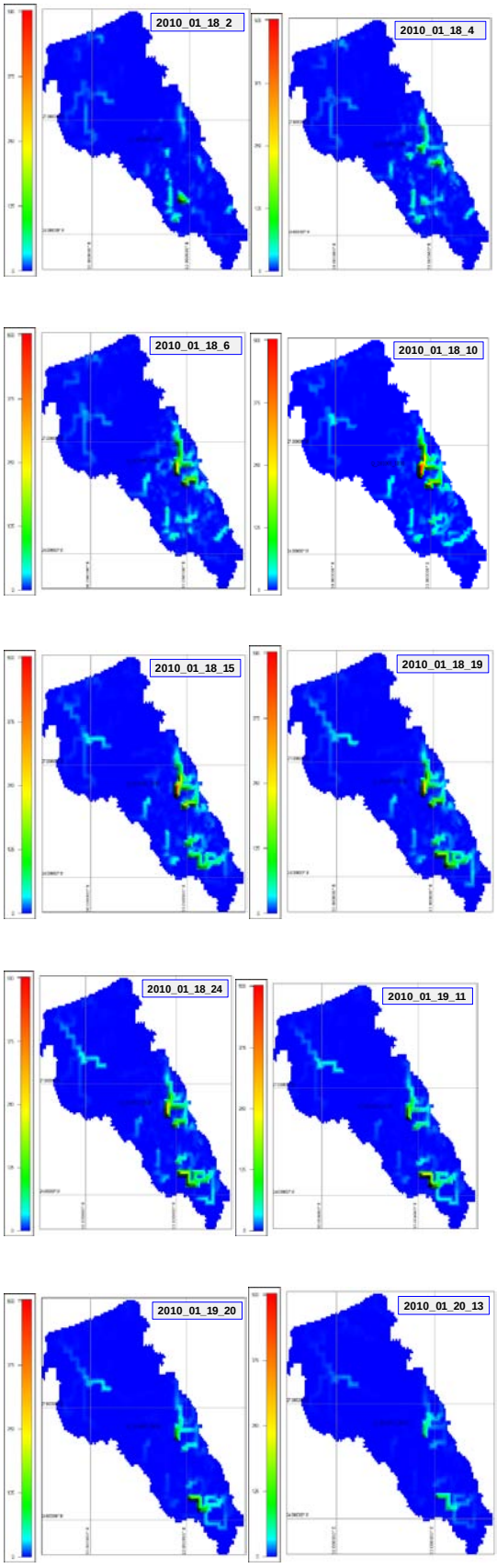


Fig. 20 Distribution maps for discharge (m^3/s) at the Nile River basin in Egypt during the event of Jan 18-20 of 2010.

6. Flash flood as new water resources

Water resources management are so crucial and important in arid regions due to the shortage of rainfall and high evaporation an transmission losses, that is pushing us to think about a practical way to solve this problem as well as protecting people form flash flood and proposing good management system for water resources evaluation and the best way for utilization it. Egypt is one of several arid and semi-arid countries that suffer from the flash flood threat and water resources scarcity. It is beginning to outstrip available water supply due to its increasing population, coupled with civilization. There is an urgent need to secure and utilize new supplies of water in order to sustain the minimum water base.

However, flash floods are devastating and represent as a big threat for human live and their properties, flash flood water can be utilized and managed in a proper way to be useful as water resources in arid regions with proposing the powerful management system or scenarios. The main water resource in Egypt is the Nile River. In this study, one of our significant targets is to evaluate the flash flood water as water resource by assessment wadi basins contribution of water to the Nile River. The water contribution of some wadi basins into the main channel of the Nile River is numerically estimated during the event from (Jan., 2010; Feb., 2003; Dec., 2004; and Apr., 2005) are listed in Tables 2, 3, 4, and 5 with identification of the outlet points and wadi names. It is varying from one wadi to the others. From these results, it is clear that how much of flash flood of wadi can contribute into the Nile River as additional water resources however its difficulty to control and management it to avoid or avert the devastating effect at the downstream areas along the Nile River.

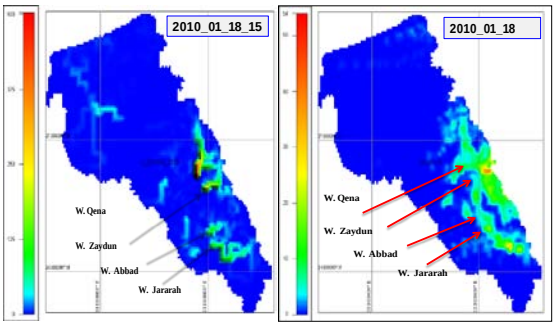
7. Flash flood threat evaluation

Simulation results of flash flooding in the Nile River basin show how much the big threat of flash flood in wadi basins. It is investigated that form the distribution maps of flash floods is highly variable from one wadi to another, relying on the rainfall events spatial and temporal distribution,

geomorphologic a nd t opographic c onditions in wadi c atchments. It s eems that the m ost affected region in every wadi basin is the downstream area while t he f lash f lood w ater is accumulated i n t hat regions and the flow volume is so big.

The r emarks of t he spatial variability of fl ash flood occurrence is i llustrated in t he flash f lood event of J an, 2010 where on ly wadi Q ena, wadi Zaydun, wadi Abbad, a nd wadi J araah as shown in Fig.21. The most affected areas in this event are the downstream o utlet o f wadi Q ena, wadi Zaydun, wadi A bbad, and w adi Jaraah as illustrated i n Fig.22. Most of downstream regions are urbanized cultivated regions which have b een suffering from this f lash f lood. The r easons why these r egions a t the do wnstream are vulnerable to the f lash floods are t he s teepness slope o f the cat chments which make the t ravel t ime i s short t o t he do wnstream area. T he wadi b ed c hannel i s not so p ermeable which doe s not give a c hance f or i nfiltration process during the flash flood event due to the high velocity of flow. T he l ast r eason i s t he e ffect o f heavy r ainfall throughout short p eriod a ffecting o n this r egions. In t he r eal s ituation, the ar ea ar ound Aswan c ity which is representing in w adi A bbad and wadi J araah have be en a ffected b y t his flash flood. The Egyptian government announced that more t han 14 pe rsons ha ve been killed in Aswan and S inai Peninsula as well as t housands o f people becomes homeless. The r esults o f this work illustrate that the proposed model can successfully predict t he f lash f loods in s uch regions as well a s the evaluation of t he most affected regions a s depicted in the results of distribution maps.

The s imulated r esults d edicate t hat wadi Qena and wadi A bbad s how f low rate a bout 502 (m^3/s) and 174 (m^3/s) and total f low volume a bout 6.85286E+07 m^3 and 2.27200E+06 m^3 which can reach to the downstream area during the flash flood event, b ut the f low rate a nd flow v olume at wadi Jararah a nd wadi Zaydun less t han those of the other t wo wa dis. Therefore, t hese r esults i ndicate that the possibility of estimating spatiotemporal flow volume of the flash flood affecting the target regions a nd consequence, the r isk maps a nd t he prone areas o f flash flood can be easily detected in wadi basins as illustrated in this work.



(a) (b)

Fig. 21 Distribution maps o f flow discharge (m3/s) (a) and rainfall (mm/h) of the event of Jan, 2010 at t he N ile R iver Basin s howing the affected regions.

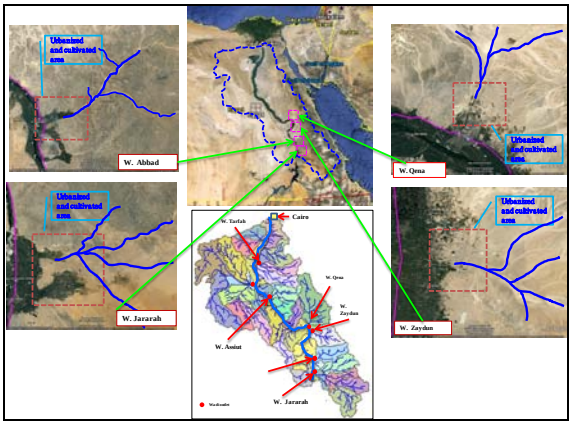


Fig. 22 The Nile R iver B asin a nd downstream areas of the affected wadis maps during the flash flood of J an, 2010 s howing the most prone regions for flash floods.

8. Conclusion

Referable to the s carcity of high qua lity observations, a n a ttempt i s made to us e Global Satellite M apping of Precipitation (GSMaP) f or flash f lood s imulation in the wadi b asins a t N ile River in Egypt. GSMaP product has been compared with the monitored d ata o f Global P recipitation Climatology Centre (GPCC). The r esults of the comparison between GSMaP and GPCC reveal that an overestimated o r underestimated s ystematic seasonal b ias is occurred. H ydro-BEAM as a hydrological physical-based model i s used t o simulate v arious flash flood events at wadi outlets of the Nile River using GSMaP data.

The simulation has been carried out to the flash flood e vents o f F eb. 2003, D ec. 2004, Apr. 2005,

and Jan. 2010 . The simulated results present remarkable characteristics of flash flood hydrograph as reaching to maximum peak flow within a few hours. Additionally, the distribution results of flash flood corresponding to rainfall data show that there are high variability in occurrence of flash flood in space and time in terms of wadi characteristics and the time of the flash flood event. The findings and advantages of this study are summarized as follow: i) Simulation of flash flood has been successfully achieved in wadi basins in the Nile River basin, Egypt, ii) GSMaP is analyzed and calibrated in order to simulate the flash floods to overcome the problem of data paucity in arid regions, and iii) The contributed water from the wadi sub-catchments towards the Nile River during the flash floods has been estimated.

In conclusion, GSMaP precipitation is very effective in use with the physical-based hydrological model (Hydro-BEAM) to predict the flash floods at wadi basins of the Nile River. It could be applied in wadi basins at different arid regions. Currently, developing of a comprehensive flash flood warning system to minimize the human life loss and infrastructure damage causing by flash floods is desperately needed.

Acknowledgment

This work was performed via Doctoral Scholarship Award funded by Ministry of Higher Education of Egypt for the first author. It was also supported by Global COE Program "Sustainability Science for a Resilient Society Adaptable to Extreme Weather Conditions".

References

Beyene, T., Lettenmaier, D.P., and Kabat, P., (2007): Hydrologic Impacts of Climate Change on the Nile River Basin: Implications of the 2007 IPCC Climate Scenarios, publication of University of Washington and ALTERRA, Wageningen University,http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Publications/Tazebe_Nile_Aug07.pdf, assessed on 19-10-2008.

Collier, C. (2007): Flash flood forecasting: What are the limits of predictability? Quarterly J. of the Royal Meteor. Society, 133: 622A, pp. 3–23.

Creutin, J .D. and Borga, M . (2003): Radar hydrology modifies the monitoring of flash flood hazard. Hydrol. Processes 17(7): pp. 1453–1456

DEM: http://dds.cr.usgs.gov/srtm/

DEM: (http://seamless.usgs.gov/)

Farquharson, F .A., Meigh, J .R. and Sutcliffe, J .V. (1992): Regional flood frequency analysis in arid and semi-arid areas. J. Hydrol., 138: pp. 487–501.

Few, R., Ahern, M., Matthies, F . and Kovats, S . (2004): Floods, health and climate change: a strategic review. Tyndall Centre: Norwich; 138.

Flerchinger, G.N. and Cooly, K .R. (2000): A ten-year water balance of a mountainous semi-arid watershed. J. Hydrol 237: pp. 86–99.

Georgakakos, K.P. (1986): On the design of natural, real-time warning systems with capability for site-specific, flashflood forecasts. Bulletin Amer. Meteor. Soc., 67: pp. 1233–1239.

GLCC: http://edc2.usgs.gov/glcc/glcc.php

GPCC; http://gpcc.dwd.de

GSMAP http://sharaku.eorc.jaxa.jp/GSMaP_crest/

Hawkins, R . H ., J iang, R ., W oodward, D. E ., Hjelmfelt, A.T., Van Mullem, J.A., and Quan, Q.D. (2002): Runoff Curve Number Method: Examination of the Initial Abstraction Ratio, in: Proceedings of the Second Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference, Las Vegas, Nevada, U.S. Geological Survey, Lakewood, Colorado, ASCE.

Kojiri, T ., T okai, A., and K inai, Y. (1998): Assessment of river basin environment through simulation with water quality and quantity. Annuals of DPRI, Kyoto Univ., No. 41 B -2, pp. 119-134 (in Japanese).

Nouh, M . (2006): Wadi flow in the Arabian Gulf states. Hydrol. Process., Vol. 20, pp. 2393-2413.

Obled, C., W endling, J . and B even, K . (1994): Sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns: An evaluation using observed data, J. Hydrol., 159, pp. 305–333.

Palmer, T.N. and Raisanen, J . (2002): Quantifying the risk of extreme seasonal precipitation events in a changing climate, Nature, 415, pp. 512–514.

Parry, M., Canziani, O ., Palutikof, J ., van der Linden, P ., and H anson, C . (2007): Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability, Cambridge University Press, 840 p.

Rosso, R. and Rulli, M.C. (2002): An integrated simulation method for flash flood risk assessment: 2. Effects of changes in land-use under a historical perspective; Hydro. & Earth Syst. Sci., 6(3), pp. 285–294.

Saber, M., Hamagutchi, T., Kojiri, T., and Tanaka, K. (2010): Hydrological modeling of distributed runoff throughout comparative study between some Arabian wadi basins. Annual J. of Hydraulic Eng., JSCE, Vol.54, pp. 85-90.

Saleh, M.F., (1980): Some hydrogeological and hydrochemical studies on the Nile Delta, M. Sc. Thesis, Fac. of Sci., Ain Shams Uni., Cairo, Egypt.

Şen Z (2004): Hydrograph Methods, Arid Regions, Saudi Geological Survey (SGS), Technical Report.

Soil Conservation Service (1997): Hydrology. National Engineering Handbook, Chapter 5, Stream Flow Data, USDA: Washington, DC, USA.

Smith, M.B., Seo, D.J., Koren, V.I., Reed, S.M., Zhang, Z., Duan, Q., Moreda, F. and Cong, S. (2004): The distributed model intercomparison project (DMIP): motivation and experiment design, J. Hydrol., 298, pp. 4–26.

Subyani, A.M. (2009): Hydrologic behavior and flood probability for selected arid basins in Makkah area, western Saudi Arabia. Arab J Geosci (Springer). DOI: 10.1007/s12517-009-0098-1

Topographic map of Egypt: http://en.wikipedia.org/wiki/File:Egypt_Topography.png.

UNEP/DEWA/GRID (2000): Water Sharing in the Nile River Valley, PROJECT GNV0 11 UNEP, Nairobi.

Walters, M.O. (1990): Transmission losses in arid region. J. of Hydraulic Eng., 116, 1, pp. 127-138.

Woods, R.A. and Sivapalan, M. (1999): A synthesis of space-time variability in storm response: Rainfall, runoff generation and routing, Water Resour. Res., 35, pp. 2469–2485.

Younis, J., Anquetin, S. and Thielen, J. (2008): The benefit of high-resolution operational weather forecasts for flash-flood warning. Hydro. and Earth System Sciences and Discussion 5: pp. 345–377.

衛星観測データを基にしたワジ水文モデリングによるナイル川流域の鉄砲洪水シミュレーション

Mohamed SABER*・浜口俊雄・小尻利治・田中賢治

*京都大学大学院工学研究科

要 旨

乾燥地において，鉄砲洪水は人間生活や生活基盤に最も甚大な被害を及ぼす災害である。しかし降水の地上観測データが乏しいため，衛星観測データのGSMaPを利用して，エジプト・ナイル川にある複数のワジ流域での鉄砲洪水シミュレーションを行った。そのデータはGPCCの観測データとの比較から統計解析されてきたものである。続いて，2003年2月・2004年12月・2005年4月・2010年1月に起きた4つの鉄砲洪水シミュレーションを水文モデルであるHydro-BEAMで計算した。シミュレーション結果から，短時間で最大ピーク流量に達する鉄砲洪水の顕著な特徴が見て取れる。加えて，流量や降雨の分布結果から，１つのワジ流域から他のワジ流域へ時空間に大きな変動が発生しているのが見える。最終的に鉄砲洪水発生時のワジ流域からナイル川への流出量まで算出している。以上から，ワジ流域の鉄砲洪水を予測する際，GSMaP降水量はHydro-BEAMで使うには大変効果的であると言える。

キーワード： 鉄砲洪水，ナイル川，水文モデル化，乾燥地, GSMaP, GPCC

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

CMIP3マルチ気候モデルにおける日本の気候の再現性比較

道広有理・佐藤嘉展・鈴木靖

要 旨

気候変動に関する政府間パネル（IPCC）の第4次報告書で用いられた第3次結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP3）による複数気候モデルの現在気候再現実験結果を解析し，日本周辺における気候モデルの再現性を主要な水文気象要素について評価した。モデルの解像度が粗いため日本列島は十分に表現されておらず，日本の周辺領域を陸域および４つの海域に五区分して解析した。気象要素によっては気候モデルごとに結果が大きくばらつき，特に降水量については領域間の分布傾向だけでなく季節変動についても再現できていない気候モデルも存在することが明らかとなった。水文分野での利用を目的としたダウンスケーリングなどCMIP3のデータを用いる場合の問題点が示唆された。

キーワード: 気候モデル，CMIP3，日本の気候，再現性

1. はじめに

気候変動に関する政府間パネル（以下「IPCC」という）による第4次報告書では，第3次結合モデル相互比較プロジェクト（以下「CMIP3」という）において世界各国の研究機関で開発された複数の気候モデルによる実験結果が用いられている（Meehl et al., 2007）。IPCC（2007）によるとこれら気候モデルの全球平均値では，21世紀末は20世紀末と比較し，大気中の温室効果ガス濃度が2000年の値で一定ならば気温上昇は0.6℃，エネルギー源のバランス重視が前提とされ大気中の温室効果ガス濃度が21世紀末頃に20世紀末の約2倍となるA1Bシナリオならば気温は2.8℃上昇するとされている。

CMIP3のデータはPCMDI（Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison）によりWEB上で公開されており，様々な研究の基礎データとして用いられている。これら気候モデルの水平格子間隔は数100km程度であるため，地域気候を議論する際は力学的あるいは統計的なダウンスケーリングにより時空間的な詳細化が行われることが多いが，予め元データである気候モデルの出力値について現実の気候の再現性を把握しておくことは重要である。そこで本研究では，日本周辺の領域を対象に水文・水資源分野において重要な気象要素について，CMIP3による複数の気候モデルを用いて再現性の精度を比較検証する。

2. CMIP3マルチ気候モデルの比較手法

2.1 気候モデル概要と対象領域

CMIP3マルチ気候モデルのうちPCMDIにより公開されているモデルは24あり，モデルによっては複数のアンサンブルランを行っていることから，20世紀再現実験では延べ77ランのデータが存在する。各モデルの水平格子間隔は大気部分で約100～450kmであり，日本国内における地域別の気象現象を表現するには解像度は粗く不十分であるため，日本周辺を陸域および4海域に五区分し，領域別に各要素を平均して解析を行った。

気候モデルの各格子には陸面割合の情報が付随しており，ここでは陸面割合50%以上の格子を陸面，それ以外を海面として定義した。しかしながら気候モデルによっては，全く見当違いの場所を陸面として扱うなど現実の地形との矛盾がみられるため，予め国土数値情報のうち土地利用種別データを用いて1次メッシュ区画単位で基準となる領域の定義を行った（Fig. 1）。次に各気候モデルの格子中心位置が含まれる1次メッシュ区画の海陸判定を参照し，気候モデルの陸面（海面）定義と一致した格子についてのみ陸面（海面）として扱うこととした。この判定手法は，気候モデルの解像度が粗いことにより，沿岸部分など海陸の判別が現実と異なっている場合において解析対象から除外することを意味している。多くのモデルにおいて陸域に該当する格子は数個で

あり，CMIP3マルチ気候モデルのうち大部分は，日本の気候について地域特性を論じることは実質的に不可能であることがわかる（Fig. 2，Table 1）。解析対象としたモデル名と解像度については，Table 2に示すとおりである。

Table 1　Number of land grids

number of land grids	number of models	number of runs
0～ 5	13	41
6～10	5	18
11～15	3	8
16～20	1	8
21～	2	2
Total	24	77

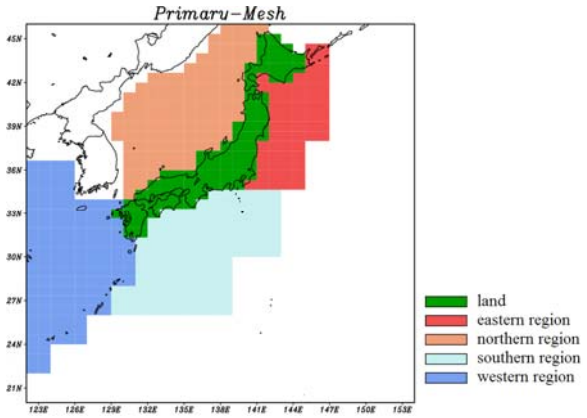


Fig. 1　Area definition by primary mesh

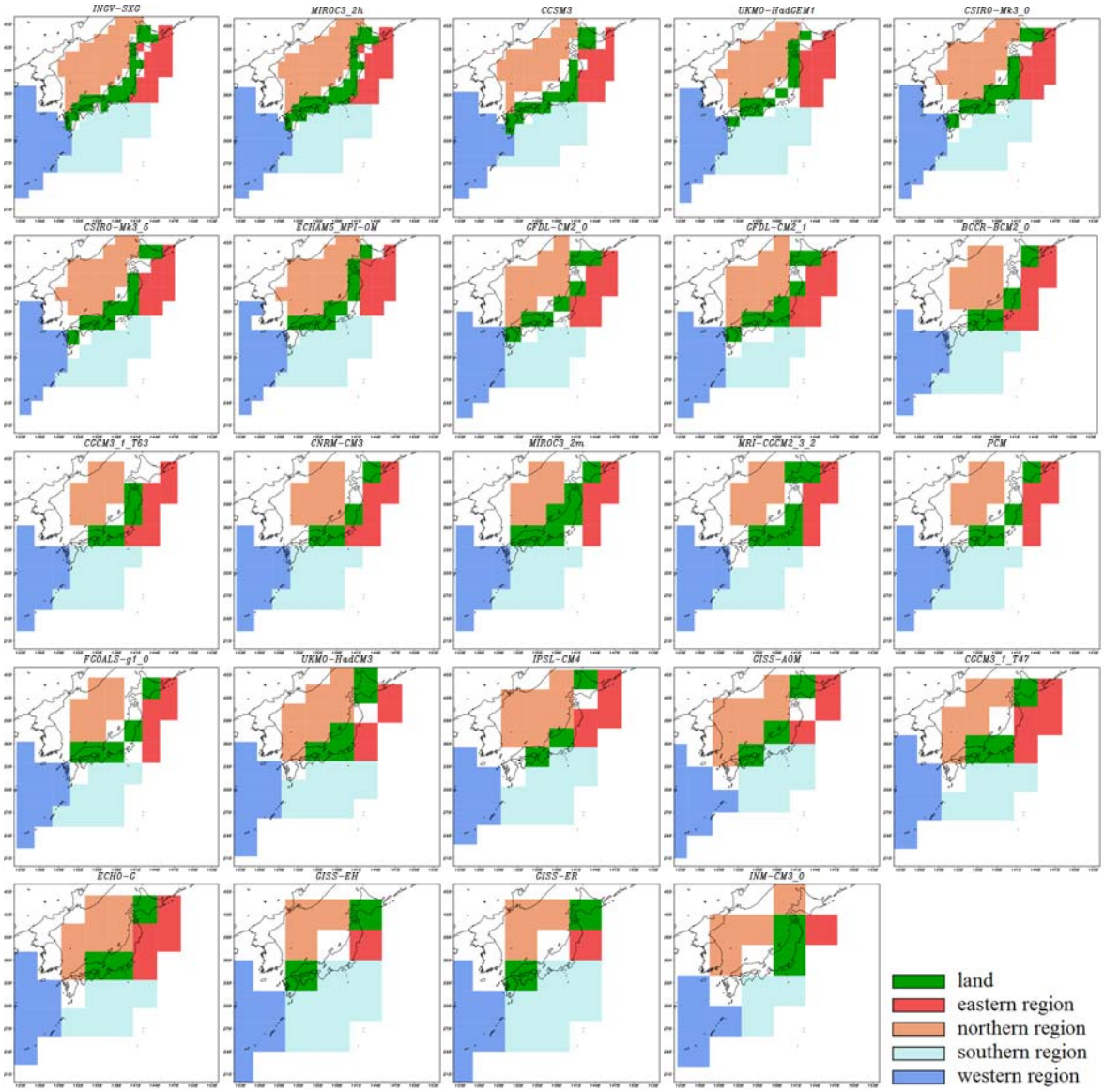


Fig. 2　Area definition in CMIP3 multi models

Table 2　Resolution of CMIP3 models

model	number of grid			grid distance in lat. (km)
	lon.	lat.	total	
INGV-SXG	320	160	51,200	125
MIROC3.2(hires)	320	160	51,200	125
CCSM3	256	128	32,768	156
UKMO-HadGEM1	192	145	27,840	138
CSIRO-Mk3.0	192	96	18,432	208
CSIRO-Mk3.5	192	96	18,432	208
ECHAM5/MPI-OM	192	96	18,432	208
GFDL-CM2.0	144	90	12,960	222
GFDL-CM2.1	144	90	12,960	222
BCCR-BCM2.0	128	64	8,192	313
CGCM3.1(T63)	128	64	8,192	313
CNRM-CM3	128	64	8,192	313
MIROC3.2(medres)	128	64	8,192	313
MRI-CGCM2.3.2	128	64	8,192	313
PCM	128	64	8,192	313
FGOALS-g1.0	128	60	7,680	333
UKMO-HadCM3	96	73	7,008	274
IPSL-CM4	96	72	6,912	278
GISS-AOM	90	60	5,400	333
CGCM3.1(T47)	96	48	4,608	417
ECHO-G	96	48	4,608	417
GISS-EH	72	46	3,312	435
GISS-ER	72	46	3,312	435
INM-CM3.0	72	45	3,240	444

2.2　対象期間，要素

20世紀再現実験データのうち，いわゆる平年値期間である1971～2000年を解析対象期間とした。対象とする気象要素は，水文気象分野で必要性の高い14要素とし，気温については気温減率（0.0065℃/m）による標高補正を行った。なお，モデルによっては提供されていない気象要素も存在する（Table 3）。

2.3　基準データ

気候モデルの出力値を検証するための基準データとして，気象庁および電力中央研究所による長期再解析プロジェクトにより提供されているJRA-25を利用した（Onogi et al., 2007）。JRA-25の水平格子間隔はTable 2で示したCMIP3の各気候モデルの中で最も解像度が高いものと同一である。領域の区分については前述した手法を踏襲しているが，海陸判定についてはJRA-25の格子に付随している情報をそのまま用いた。さらに，陸域については全国の地上気象官署147地点における観測平年値も検証データとして利用する。

JRA-25の陸域の定義と地上気象官署の位置をFig. 3に示す。気象官署における観測要素のうち比湿については，気候モデルの出力要素とあわせるために式(1)により推定した。

$$s = 622\frac{e}{p - 0.378e} \qquad (1)$$

ここで，　s　：比湿　　（g/kg）

p　：現地気圧　　（hPa）

e　：蒸気圧　　（hPa）

Table 3　Number of runs and weather observation stations by meteorological elements (Obs. St.: weather observation stations)

	meteorological element	CMIP3	JRA-25	Obs.St.
1	precipitation	77	1	135
2	convective precipitation	77	1	-
3	snowfall (water equivalent)	77	1	-
4	air temperature	77	1	137
5	surface temperature	77	1	-
6	wind speed	61	1	108
7	specific humidity	52	1	134
8	latent heat flux	73	1	-
9	sensible heat flux	77	1	-
10	downwelling shortwave flux	75	1	58
11	upwelling shortwave flux	75	1	-
12	downwelling longwave flux	62	1	-
13	upwelling longwave flux	58	1	-
14	sea level pressure	77	1	130

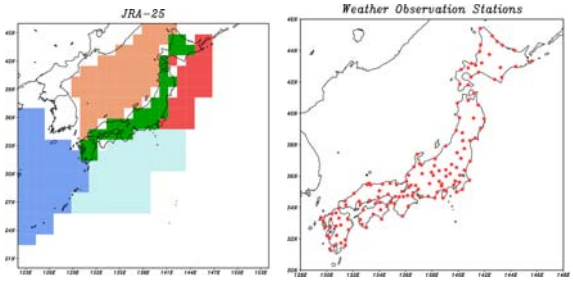


Fig. 3　Area definition in JRA-25 (left panel) and position of weather observation stations (right panel)

3.　再現性の評価

3.1　同一モデルによるラン

CMIP3マルチ気候モデルの実験結果は延べ77ランのデータが存在するが，初期条件などを変更した同一モデルによる複数のアンサンブルランも含まれるため，全てを同列に扱うと特定のモデルに偏りが生じる可能性がある。例としてFig. 4に全てのランについて降水量および気温の期間平均値を示したが，どの気象要素で比較しても同じモデルによる複数ランの結果は似通っている。図中の縞状の色分けは同一モデルによる結果であることを意味し，左端のモデルが最も解像度が高く，右に行くほど粗い。同一モデルによるアンサンブルランは結果が非常に似通っているため，気候モデル間の違いを把握するという観点から考えると，全てのランを同列に扱うことにあまり意味はない。したがって以降では，各気候モデルから一つのラン（原則としてラン1）を選択し，比較することとした。

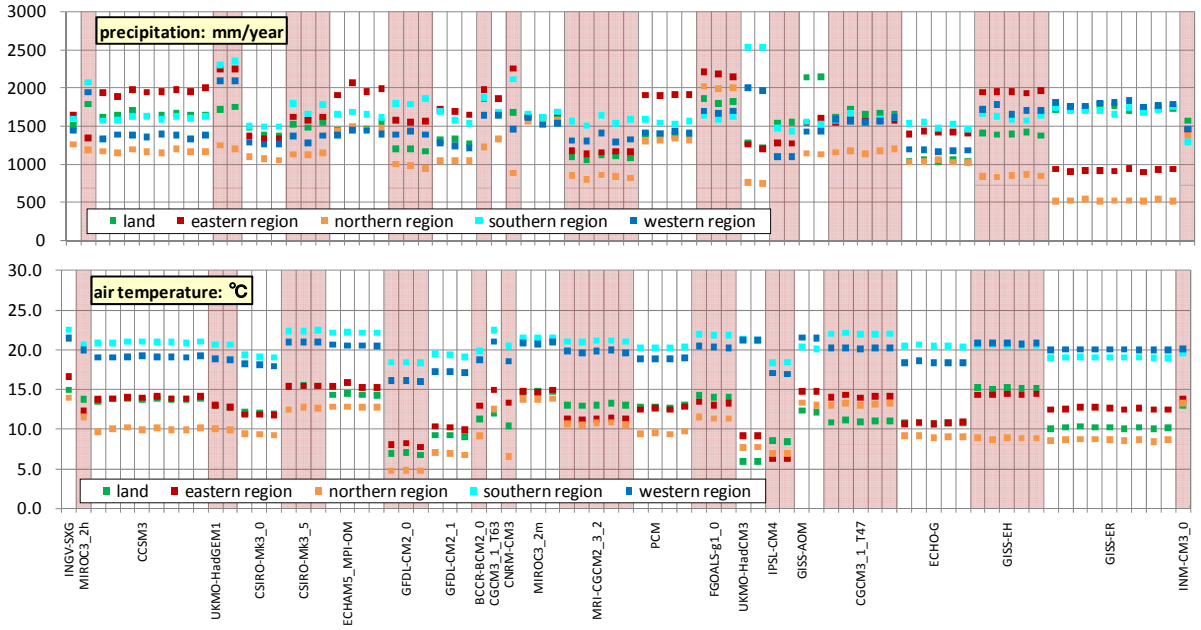


Fig. 4　Mean precipitation and air temperature in each run of CMIP3 multi models over Japan (stripe pattern shows the same model)

3. 2　平均値の評価

(1) 観測値との比較

Table 4に陸域における各気候モデルの出力値，JRA-25による再解析値および気象官署の観測データ平均値を示す。いずれの気象要素についても気候モデル間でばらつきが存在するが，特に対流性降水量および降雪水量については最大で10倍以上の開きがある。

Table 4　Comparison of model outputs, JRA-25 and observation values

meteorological element	unit	CMIP3			JRA -25	Obs. St.
		Ave.	Max.	Min.		
precipitation	mm	1555	2140	1042	1250	1654
convective precipitation	mm	611	1653	114	478	-
snowfall (water equivalent)	mm	133	289	21	66	-
air temperature	℃	12.0	15.4	6.0	13.4	13.9
surface temperature	℃	11.2	15.4	6.3	12.0	-
wind speed	m/s	1.9	3.3	1.1	0.8	3.0
specific humidity	g/kg	8.2	10.4	6.3	8.0	8.1
latent heat flux	W/m^2	69	97	48	53	-
sensible heat flux	W/m^2	17	41	-7	24	-
downwelling shortwave flux	W/m^2	152	171	127	191	147
upwelling shortwave flux	W/m^2	23	29	15	32	-
downwelling longwave flux	W/m^2	319	337	296	304	-
upwelling longwave flux	W/m^2	372	395	349	378	-
sea level pressure	hPa	1015	1018	1011	1015	1014

ただし，気象官署の観測値とJRA-25を比較した場合においても気象要素によっては隔たりがあることにも注意が必要であり，気象官署のデータは沿岸部も含めて平均していることや観測地点の立地条件なども誤差要因として考えられる。JRA-25の水平格子間隔は100km以上あり，観測値と比較した場合ある程度のバイアスは避けられない。なお, 筒井ら (2005) によるとJRA-25は他のどの再解析データよりも月平均降水強度の空間分布は現実的であるとされている。

(2) 領域別の分布傾向

5領域別の分布傾向（領域間の大小関係）に着目すると，特定の気象要素について気候モデル間のばらつきが非常に大きい結果となった。Fig. 5に示すように，降水量および降雪水量は領域間の分布傾向を再現できているとは言い難く，気温などの気象要素は南北の大局的な分布はある程度再現できている。他にも，顕熱・潜熱フラックスや海面気圧などはモデルによる分布傾向のばらつきが大きい。なお，Fig. 5は解像度の最も高いモデルを左に置き，右に行くに従って解像度が低くなるように並べているが，気候モデルの解像度（水平格子間隔）が計算結果に与える影響は顕著ではない。

一方，全モデルを平均するとJRA-25に比較的類似した分布が得られ（Table 5），複数のモデルを用いたアンサンブル平均を採用するという方法論には，日本周辺の領域についても一定の有効性が認められる。

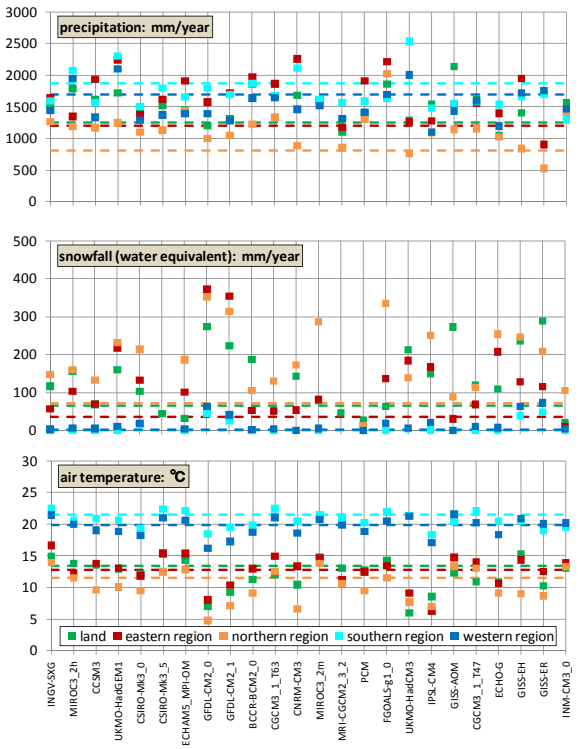


Fig. 5　Mean values in 24 models over 5 regions

Table 5　Average of 24 models over 5 regions (upper: model average, lower: JRA-25)

meteorological element	unit	land	eastern region	northern region	southern region	western region
precipitation	mm	1555 (1250)	1654 (1208)	1156 (810)	1725 (1872)	1520 (1690)
convective precipitation	mm	611 (478)	705 (347)	381 (233)	984 (1191)	846 (1064)
snowfall (water equivalent)	mm	133 (66)	123 (37)	190 (72)	8 (0)	17 (2)
air temperature	℃	12.0 (13.4)	12.7 (12.8)	10.3 (11.6)	20.7 (21.6)	19.6 (19.9)
surface temperature	℃	11.2 (12.0)	15.4 (13.9)	12.9 (13.2)	22.7 (23.5)	21.5 (21.6)
wind speed	m/s	1.9 (0.8)	4.3 (3.1)	3.9 (3.2)	3.6 (2.9)	3.9 (3.6)
specific humidity	g/kg	8.2 (8.0)	8.4 (8.3)	7.4 (7.7)	12.9 (13.5)	12.6 (12.6)
latent heat flux	W/m^2	69 (53)	151 (109)	113 (98)	164 (173)	159 (154)
sensible heat flux	W/m^2	17 (24)	64 (39)	65 (46)	37 (36)	39 (37)
downwelling shortwave flux	W/m^2	152 (191)	151 (185)	155 (195)	176 (204)	177 (201)
upwelling shortwave flux	W/m^2	23 (32)	12 (11)	12 (11)	11 (11)	12 (10)
downwelling longwave flux	W/m^2	319 (304)	325 (309)	311 (296)	370 (358)	363 (353)
upwelling longwave flux	W/m^2	372 (378)	390 (389)	378 (384)	432 (440)	426 (430)
sea level pressure	hPa	1015 (1015)	1013 (1014)	1014 (1014)	1015 (1014)	1015 (1015)

3.3　季節変動の再現性評価

(1) 比較するための指標

JRA-25を基準データとして各気候モデルにおける季節変動の再現性を評価する。JRA-25を基準とした理由は，再解析値という性格上気候モデルと同じ要素データが格子点データとして揃っており，比較に際しての親和性が高いことである。評価指標は相関係数およびRMSE（平均二乗誤差）とし，全期間の月別平均値（12個）を用いて気候モデルごとに算出した。RMSEの計算においては各要素をまとめて扱うことが可能なように，JRA-25のデータの変動幅を用いて要素ごとに式(2)で示すように規格化した。

$$Vn(i,m)=\frac{V(i,m)-VJ_{\min}(i)}{VJ_{\max}(i)-VJ_{\min}(i)} \qquad (2)$$

ここで，$V(i,m)$：モデルm，要素iの月別平均値
$Vn(i,m)$：規格化した月別平均値
$VJ_{\max}(i)$：JRA-25における最大値
$VJ_{\min}(i)$：JRA-25における最小値

(2) 季節変動の再現性

JRA-25を基準とした相関係数および規格化したRMSEを求め，気象要素別に全モデルで平均したものをTable 6に示す。地上気温，地表面温度，比湿，下向き短波放射量，下向き長波放射量および上向き長波放射量については，相関係数は0.9以上，RMSEは0.5未満となっており，再現性が高い。これらの気象要素は太陽高度の季節変動が主要な境界条件となり，緯度に応じて現実的な値に落ち着いていると考えられる。一方で，降水量，対流性降水量，風速，上向き短波放射量および海面気圧については相対的に相関係数が小さい。降水量や風速はCMIP3の格子で考えるとサブグリッドスケールの現象に起因する物理量であるため，気候モデルによる再現性が低いものと考えられる。上向き短波放射量および海面気圧については一部の気候モデルの再現性が低いため，全体的な相関係数は小さくなっている。領域別にみると相対的に陸域において再現性は低く，日本列島は四方を海に囲まれた非常に複雑な地形であることが予測の困難さを招いているものと予想される。

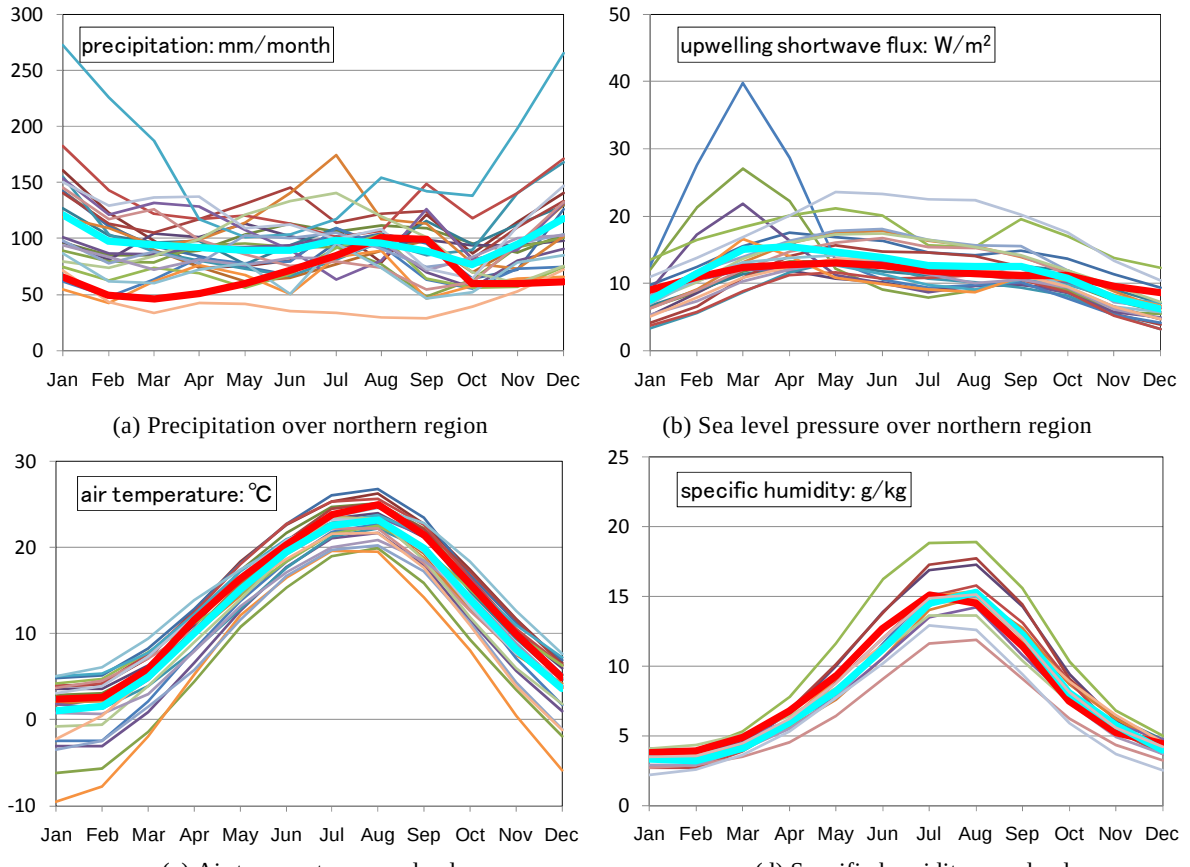
特徴的な例として，Fig. 6に北側海域における降水量および降雪水量（再現性：低）と陸域における気温および比湿（再現性：高）の月別変化のグラフを示した。前者は季節変動の傾向および絶対値ともにモデル間で大きくばらついており，後者は変化傾向については各モデルで非常によく一致しているものの絶対値にはばらつきがある。いずれの場合につい

てもモデル間で平均をとるとJRA-25に近く現実的な値となっているのは注目すべき結果であり，ここでも複数モデルを用いたアンサンブル平均の有効性が認められる。

次に気候モデル別の再現性を評価するために，全てのモデルにデータが存在する6つの気象要素（降水量，対流性降水量，気温，地表面温度，顕熱フラックスおよび海面気圧）について，相関係数およびRMSEを平均して比較した（Table 7）。相関係数>0.9もしくはRMSE<0.2という条件にあてはまる個数で評価すると，最も再現性の高いモデルはMRI-CGCM2.3.2，次いでMIROC3.2（hires）であり，日本の研究機関で開発したモデルが上位を占める結果となった。なお，ここでも気候モデルの解像度が再現性に与える影響は顕著ではない。

Table 6　Average of correlation coefficient and RMSE by elements over Japan (R: correlation coefficient, yellow cell: R<0.9, pink cell: RMSE>0.5)

meteorological element	number of models	land		eastern region		northern region		southern region		western region	
		r	RMSE	r	RMSE	r	RMSE	r	RMSE	r	RMSE
precipitation	24	0.721	0.318	0.168	0.864	0.033	0.776	0.428	0.385	0.437	0.295
convective precipitation	24	0.873	0.318	0.405	0.826	0.284	0.516	0.801	0.327	0.875	0.265
snowfall (water equivalent)	24	0.963	0.473	0.936	0.947	0.959	0.573	-	-	-	-
air temperature	24	0.995	0.109	0.990	0.135	0.994	0.134	0.991	0.127	0.993	0.107
surface temperature	24	0.993	0.116	0.990	0.193	0.983	0.167	0.991	0.133	0.991	0.107
wind speed	18	0.900	1.056	0.932	0.318	0.957	0.229	0.575	0.370	0.737	0.312
specific humidity	15	0.994	0.089	0.984	0.112	0.990	0.110	0.991	0.123	0.989	0.100
latent heat flux	23	0.402	0.415	0.987	0.363	0.967	0.285	0.975	0.118	0.975	0.142
sensible heat flux	24	0.548	0.360	0.988	0.295	0.983	0.204	0.991	0.105	0.989	0.125
downwelling shortwave flux	23	0.963	0.270	0.981	0.219	0.977	0.225	0.954	0.241	0.971	0.217
upwelling shortwave flux	22	0.866	0.607	0.862	1.079	0.860	0.777	0.834	1.158	0.904	1.068
downwelling longwave flux	21	0.994	0.133	0.991	0.161	0.991	0.149	0.983	0.163	0.985	0.144
upwelling longwave flux	20	0.994	0.122	0.989	0.175	0.979	0.187	0.989	0.184	0.990	0.135
sea level pressure	24	0.874	0.241	0.655	0.400	0.878	0.240	0.957	0.200	0.988	0.099



(a) Precipitation over northern region　(b) Sea level pressure over northern region

(c) Air temperature over land　(d) Specific humidity over land

Fig. 6　Monthly change of meteorological element and region (red heavy line: JRA-25, aqua heavy line: average of models, other line: each model)

Table 7　6 elements average of correlation coefficient and RMSE by models over Japan (R: correlation coefficient, ◎: R>0.9, ◆: RMSE<0.2)

model	land		eastern region		northern region		southern region		western region	
	r	RMSE	r	RMSE	r	RMSE	r	RMSE	r	RMSE
INGV-SXG	◎0.969	0.204	0.779	0.346	0.678	0.309	0.860	0.202	◎0.908	◆0.162
MIROC3.2(hires)	◎0.944	◆0.166	0.879	0.235	◎0.937	0.208	◎0.910	◆0.177	◎0.915	◆0.121
CCSM3	0.837	0.206	0.675	0.493	0.720	0.258	0.781	0.204	◎0.915	◆0.146
UKMO-HadGEM1	0.862	0.251	0.723	0.750	0.769	0.321	0.838	0.227	0.830	◆0.171
CSIRO-Mk3.0	◎0.936	◆0.156	0.723	0.316	0.530	0.419	◎0.904	0.243	◎0.920	◆0.186
CSIRO-Mk3.5	◎0.947	◆0.194	0.771	0.456	0.578	0.406	◎0.931	◆0.145	◎0.963	◆0.141
ECHAM5/MPI-OM	◎0.919	0.201	0.699	0.471	0.747	0.327	◎0.946	◆0.128	◎0.950	◆0.115
GFDL-CM2.0	0.634	0.265	0.616	0.385	0.529	0.318	◎0.931	0.212	0.840	0.225
GFDL-CM2.1	0.681	0.226	0.749	0.418	0.618	0.290	◎0.928	◆0.183	0.874	◆0.187
BCCR-BCM2.0	◎0.907	0.321	0.706	0.624	0.627	0.438	0.857	0.204	◎0.942	◆0.143
CGCM3.1(T63)	◎0.920	0.249	0.798	0.388	0.577	0.379	0.811	0.232	0.818	◆0.189
CNRM-CM3	◎0.907	0.286	0.790	0.873	0.857	0.316	0.884	0.223	◎0.950	◆0.149
MIROC3.2(medres)	◎0.905	0.208	0.856	0.296	0.755	0.427	◎0.917	◆0.169	0.875	◆0.159
MRI-CGCM2.3.2	◎0.912	◆0.188	0.821	0.247	◎0.913	◆0.186	◎0.942	◆0.165	◎0.915	◆0.129
PCM	0.383	0.292	0.601	0.663	0.596	0.440	0.882	0.231	0.821	◆0.157
FGOALS-g1.0	0.698	0.299	0.649	0.595	0.708	0.673	0.702	0.235	0.798	◆0.187
UKMO-HadCM3	◎0.948	0.202	0.823	0.211	0.810	◆0.185	◎0.960	◆0.190	◎0.959	◆0.128
IPSL-CM4	◎0.925	0.280	0.459	0.443	0.665	0.313	0.850	0.297	0.785	0.256
GISS-AOM	0.752	0.393	0.577	0.614	0.419	0.507	0.855	0.228	◎0.967	◆0.155
CGCM3.1(T47)	◎0.910	0.245	0.801	0.304	0.787	0.311	0.697	0.242	0.883	◆0.154
ECHO-G	◎0.949	0.224	0.717	0.274	0.802	0.241	0.858	0.215	0.778	0.209
GISS-EH	0.439	0.369	0.448	0.692	0.748	0.207	0.737	0.254	0.801	0.225
GISS-ER	◎0.908	0.217	0.524	0.396	0.569	0.248	0.735	0.271	0.716	◆0.179
INM-CM3.0	0.820	0.212	0.594	0.361	0.676	0.422	◎0.918	0.229	◎0.968	◆0.117

4. まとめ

CMIP3に参加した24の気候モデルの現在気候再現実験データを用いて，日本周辺における再現性について再解析値であるJRA-25を基準として比較，評価した。特に降水量については平均値および季節変動のいずれについても気候モデルごとに出力値は大きく異なり，現実の季節変動とほとんど相関のないモデルも存在する。気温など太陽高度が支配的な役割を果たす気象要素については，季節変動の再現性は高い傾向にあった。どの気象要素についても絶対値のずれは少なからず存在するため，何らかのバイアス補正が不可欠なことも明らかとなった。

一方，全てのモデルを平均することで，どの気象要素についても平均値および季節変動ともに現実的な値に近づくため，複数の気候モデルを用いたアンサンブル平均という手法の有効性が示唆された。また，CMIP3マルチ気候モデルにおいては，気候モデルの解像度が再現性に与える影響は顕著ではないことが明らかとなった。

本研究においては水文気象分野で重要な地上の気象要素について月別平均値を用いて日本周辺の再現性を評価したが，手法が異なれば気候モデルの評価も当然変わってくるものと思われる。完全な気候モデルは存在しないため，利用目的にあわせて評価手法を検討し，気候モデルの実験結果について十分に理解しておくことが肝要である。

今後は，気候モデルの結果に対するバイアス補正や統計的ダウンスケーリングの手法を検討し，気候変動評価のための基礎データを整備していく予定である。

謝　辞

本研究の一部は環境省地球環境研究総合推進費S-5-2 による。

参考文献

筒井純一，初鹿宏壮，門倉真二，和田浩治，2005：全球気象データの長期再解析－JRA-25再解析データの仕様と品質の中間評価－，研究報告V04014，電力中央研究所

IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC, http://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_ipcc_fourth_assessment_report_wg1_report_the_physical_science_basis.htm, （参照：2010/04/26）.

Meehl G.A., Covey C., Delworth T., Latif M., McAveney B., Mitchell J.F.B., Stouffer R. and Taylor K.E., 2007: The WCRP CMIP3 multimodel dataset. Bulletin of American Meteorological Society, 88, 1383 - 1394.

Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira (2007) : The JRA-25 Reanalysis. J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 85, pp. 369-432.

Accuracy of Climate of Japan in the CMIP3 Multi-Models

Yuri MICHIHIRO, Yoshinobu SATO and Yasushi SUZUKI

Synopsis

The accuracy of the current climate simulations of Japan was tested, using the CMIP3 multi-model dataset and focusing on major hydro-meteorological elements. The study analyzed the area surrounding Japan including the territorial waters, by dividing it into five regions (a land region and four ocean regions), as the rough grids in the multi-model dataset did not well represent the Japanese terrain. The result obtained in this study showed that the accuracy of the outcomes from each model depends on the meteorological element tested. In particular, some models were not accurate in simulating precipitation, not only in regard to the distribution by roughly divided area, but also in seasonal change. It indicates significance of confirming accuracy in using the CMIP3 multi-model dataset (e.g. downscaling for hydrologic applications).

Keywords: climate model, CMIP3, climate of Japan, accuracy

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

全球気圧高度分布情報を用いた長期降水予測とその貯水池操作への利用性に関する基礎的検討

野原大督・岡田知也*・堀智晴

＊ 京都大学大学院工学研究科

要 旨

本稿では，500hPa気圧高度分布を利用した二種類の流域降水量予測モデルを構築し，その精度比較を行った。また，予測モデルによって得られた二種類の降水予測状況を渇水被害の軽減を目的とした貯水池放流意思決定に反映させ，それぞれの予測情報が放流意思決定の効率化に寄与する程度を比較した。その結果，ブライアー・スコアによる降水予測精度比較では，二つの予測モデル間に精度の差異が認められたものの，放流意思決定の効率化への寄与の程度に関しては，渇水被害の軽減量に予測精度に見られたほどの差異は見られなかった。

キーワード：全球気圧高度分布，降水予測，貯水池操作，渇水

1. はじめに

貯水池の効率的な管理を行おうとするとき，将来の管理流域の降水量に関する情報が得られることは重要である。特に渇水を対象とする低水操作では，渇水という現象が流域における少雨傾向が比較的長期間にわたって継続する場合に生じるものであることから，事前にその規模を予測して放流量を適切に制御し渇水による被害を最小限に止めるといった管理行動を考えるとき，数週間～数か月先の流況が予測できれば，適切な操作の選択を行うことができ，好都合であると考えられる（永井ら，2003）。

こうした長期の予測に対して有用な情報をもたらす可能性があるものに，近年世界的に整備が進んでいる広域気象情報がある。一般に，気象現象は空間スケールが大きいほど，その時間スケールも大きいことが知られており，惑星規模の現象であれば，その時間スケールは数か月を超えるものもある（小倉，1984）。 このため，広域気象情報はその空間的・時間的スケールから，流域の比較的長期の将来における水動態に関する情報を含有している可能性が大きい。これらの広域情報から流域スケールの予測に有用な情報を取り出し，将来の流域の状態について定量的な評価方法を確立することは，効率的な水資源管理の実現に大きく貢献するものと期待される。

この観点から，これまでにも全球を対象として出されている気象情報を用いて，流域の水文循環に対する全球規模の気象現象の影響を考慮した長期降水予測手法の開発が行われている。櫻井（1996）は，一般的に日本の長期的な降水量に影響を与えるとされる北半球500hPa気圧高度分布と日本近海・南海およびエルニーニョ現象監視領域における海面水温分布に関する情報を用いつつ，それらの分布状況を入力として遺伝的アルゴリズムやファジィ・ニューラルネットワークを用いて，日本各地における3か月先までの長期降水予測を行っている。また，野原・小尻（2006）は，治水・利水連続貯水池操作支援システムの構築の中で，同様の気象情報と気象庁の中・長期気象予報をファジィ・ベイズ理論によって組み合わせた長期降水予測手法を提案している。しかし，これらの手法では，分布情報の集約化にあたってある特定のクラスタリング手法のみを用いており，個々の気象情報から将来の流域降水量の推定に役立つ情報を最大限に取り出すことができているのかという点については未だ不明である。また，上述の研究では長期降水予測精度によって情報の利用性を評価しようとしているが，これらの情報が利水放流決定の効率化にどのように役立つのかについての比較検討はなされていない。

そこで，本稿では，こうした点を明らかにするこ

Table 1 Three latitudinal regions in which pressure height distributions are considered in this study

Area	Latitudinal range	Longitudinal range
Low-latitude	0°N - 30°N	All range
Mid-latitude	30°N - 60°N	All range
High-latitude	60°N - 90°N	All range

とを目的として，全球に渡って提供されている気象情報のうち，全球気圧高度分布情報を利用した二種類の長期降水予測モデルを構築し，予測精度の比較分析と，利水放流決定へ反映させた場合における操作性能の比較を行うためのシミュレーションを行う。具体的には，全球気圧高度分布情報のうち，500hPa気圧高度分布情報を利用し，観測・解析された気圧高度分布状況にベクトル量子化を施した上で，量子化された気圧高度分布と流域の将来降水量との統計的関係を利用して，3か月先までの月降水量を予測する手法を構築する。ただし，500hPa気圧高度分布情報の量子化にあたっては，外的基準無しに気圧高度分布状況を分類するクラスタリング手法と，続いて観測された降水量の多寡に応じて分布状況を分類する方法との二種類を用い，これらの手法の違いが長期降水予測精度に及ぼす影響について考察を行う。さらに，これら二種類の予測手法による降水予測情報をそれぞれ考慮した長期貯水池操作のシミュレーションを行い，予測手法の違いが利水放流意思決定へ与える影響についても考察を行う。

2. 予測・操作シミュレーションの概要

2.1 500hPa気圧高度分布情報

本研究では，全球気圧高度分布情報として月平均500hPa気圧高度分布情報を用いる。500hP気圧高度分布情報を用いるのは，当該気圧高度面が，対流圏のほぼ中間高度にあたり，大気全体の流れを代表しているとみなされ，また，地上気温等との相関が高いことから，長期予報作業において多用されているからである（古川・酒井，2004）。利用するデータは，NCEP/NCAR再解析データである。NCEP/NCAR再解析データは，アメリカ合衆国のNOAA/ESRIのウェブサイトで公開されている空間解像度の2.5°の全球格子点データであり，毎月更新されている（Kistler et al., 2001）。ただし，解析時にはこのデータをさらに平年偏差分布に変換して利用する。本研究では，まずは日本の河川流域における降水量との関係を考えるため，このうち北半球の気圧高度分布を用いることにし，さらにこれを緯度方向に高緯度，中緯度，低緯度のそれぞれ南北幅30°の3つの異なる帯領域に分割して考えた。Table 1 に本研究で考える北半球における3つの帯領域の範囲を示す。

2.2 操作モデルの概要

本研究では，3か月先までの月降水量を予測するそれぞれ異なる予測手法に基づいた二種の長期貯水池操作モデルを構築する。

一つは，500hPa気圧高度分布状況の教師無し分類結果を利用して3か月先までの月降水量の確率的予測を行い，当該予測を利用して確率DPにより最適放流計算を行う操作モデルである（以後，単に確率DP操作モデルと呼ぶ）。この操作モデルでは，あらかじめ月降水量をその多寡により5つのカテゴリー（以後，降水ランクと呼ぶ）に分けておき，教師無し分類によってあらかじめ6つの分類された各気圧高度分布パターンが観測された場合における各降水ランクの条件付き生起確率を利用して3か月先までの月降水量の確率的な予測を行う。そして，上記の過程で算出された降水ランクの生起確率分布を用い，確率DPによって3か月先までの放流戦略を決定する。ここでの気圧高度分布状況の分類は教師無し分類であり，望ましい分類結果，例えば，各気圧高度分布パターンの生起とその次の1か月間における各月降水量ランクの生起が1対1に対応するような分類結果に一致するように分類するのではなく，気圧高度分布の特徴そのものを使ってこれを最大限区別するよう分類する。そのため，このモデルでは気圧高度分布の分類精度は後述するモデルと比較して良いと考えられる。ただし，分類された気圧高度分布の各パターンが特定の降水量カテゴリーとよく対応するとは限らないという性質も持つ。

もう一方のモデルは，500hPa気圧高度分布状況の教師有り分類結果を利用して3か月先までの月降水量の決定論的予測を行い，当該予測を利用して決定論的DPにより最適放流計算を行う操作モデルである（以後，単にDP操作モデルと呼ぶ）。この操作モデルでは，気圧高度分布を，過去の統計データを使ってその分布の観測後に引き続いて観測された降水量が5つの降水ランクのうちのどのランクに属するかに1対1に対応するように，5つのパターンに分類しておく。予測時には，観測された気圧高度分布が

Table 2 Categorized precipitation ranks used in this paper (described with percentile for normal value of monthly precipitation)

Rank 1	Rank 2	Rank 3	Rank 4	Rank 5
0 - 72.5	72.5 - 91.5	91.5 - 114.5	114.5 - 133.5	133.5 -

分類されたパターンに対応する降水ランクに属する降水が3か月先までの各月に生起するものと考える。そして，上述で決定論的に予測された降水量を用い，決定論的DPによって3か月先までの最適な放流戦略を決定する。ここでの気圧高度分布状況の分類は教師有り分類であり，望ましい分類結果，例えば，各気圧高度分布パターンの生起とその次の1か月間における各月降水量ランクの生起が1対1に対応するような分類結果に一致するように5つのパターンに分類する。そのため，このモデルでは気圧高度分布の分類精度は前述の確率DP操作モデルにおける分類精度と比較して悪いと考えられるが，分類された気圧高度分布の各パターンはそれぞれ1つの降水量カテゴリーと1対1に対応するため，予測の分かりやすさという点で優位性を持つと考えられる。

3. 気圧高度分布の教師無し分類を用いた確率降水予測に基づく確率DP操作モデル

3.1 500hPa気圧高度平年偏差分布のパターン分類と降水・流入量予測

このモデルでは，まず，500hPa気圧高度平年偏差分布をMacQueenのK平均法（MacQueen, 1967）を使って6つの典型的なパターンにクラスタリングする。一方，対象流域における月降水量についても，その多寡により5つの降水ランクに分類する。本研究における降水ランクの分類をTable 2 に示す。続いて，分類された500hPa気圧高度平年偏差分布の各パターンが観測された場合に，続く3か月間に各降水ランクに属する月降水量が生起する確率をそれぞれ統計的に算出する。500hPa気圧高度平年偏差分布の観測情報が新たに得られたときには，観測分布を6つのパターンのうちの一つに分類し，分類されたパターンが持つ降水ランクの条件付き生起確率分布を使って3か月先までの各月における5つの降水ランクに属する降水事象の生起確率分布を算出する。

次に，パターン分類手法について以下に簡単に述べる。詳細については，野原ら（2008）を参照されたい。

気圧高度平年偏差分布の特徴は，その分布に含まれる正偏差域および負偏差域の中心の位置により表現する。まず，過去20～30年間ほどの観測データを使い，1～12月の各月における気圧高度平年偏差分布をそれぞれ6つの典型的なグループ（以下，クラスターと呼ぶ）にK平均法を使ってクラスタリングする。K平均法を用いるにあたっては，クラスター間の距離を表わす距離関数を定義する必要があるが，本研究ではこれを偏差域中心の位置を用いて以下のように定義する。すなわち，分布パターンmと分布パターンm'との距離を考えるとすると，次式のように決める。

$$D_r(m,m') = \max\left\{D_p(m,m'),\ D_n(m,m')\right\} \qquad (1)$$

ここで，$D_r(m, m')$ はパターンmとパターンm'との距離，$D_p(m, m')$ はパターンmの正偏差域全体とパターンm'の正偏差域全体との距離，同様に，$D_n(m, m')$ はパターンmの負偏差域全体とパターンm'の負偏差域全体との距離である。

次に，式(1)により算出された距離関数に基づき，各月における気圧高度平年偏差分布を6つのクラスターに分類する。分類は前述した北半球の3つの帯領域それぞれについて月ごとに行う。分類の結果，各クラスターに属するメンバー（分布パターン）が決まり，そのクラスターに属する全てのメンバーの平均分布をもってそのクラスターの代表パターンと定義する。

続いて，500hPa気圧高度平年偏差分布の各クラスターが観測された場合における続く3か月間の流域月降水ランクの条件付き生起確率分布を，統計データをもとに算出する。降水予測では，この月降水量の条件付降水ランク確率分布を利用して，3か月先までの降水ランク確率分布の予測時系列を求める。

さらに，得られた降水ランク確率分布の時系列から統計回帰モデルを利用して3か月先までの流入量予測を行う。流量予測についても，降水予測が5降水ランクの確率分布の形式で与えられることを反映して，同様に3か月先までの月平均流量の確率分布として与えられる。

3.2 確率流量予測を用いた確率DP操作モデル

本研究では，操作目的として低水管理に着目し，操作の最適化問題を需要水量に対する供給不足によって生じる被害を最小化する問題として考える。い

ま，T期先までの貯水池操作を最適化することを考えると，この最適化問題の目的関数は次のように定義できる（Nohara et al., 2009）。

$$\min_{r_t} \sum_{t=1}^{T} H_t, \quad H_t = \begin{cases} (d_t - q_t)^2 / d_t & (d_t > q_t) \\ 0 & (d_t \le q_t) \end{cases} \qquad (2)$$

ここで，r_t は第 t 期 $(t = 0, \cdots, T)$ における貯水池からの放流量，H_t は第 t 期において当該流域が受ける渇水被害を表わす被害関数，d_t は第 t 期の下流流況評価地点における需要量，q_t は第 t 期の下流流況評価地点における流量である。

確率DP操作モデルでは，将来の流況が確率的に記述され，将来の渇水被害の期待値が最小化される。貯水池操作のための確率DPモデルの関数方程式は，一般的に次式のように記述される（Faber et al., 2001）。

$$f_t(s_t) = \min_{R_{\min} \le r_t \le R_{\max}} \mathrm{E}_{q_t} \left\{ H_t(q_t) + \mathrm{E}_{i_t} \left[f_{t+1}(s_{t+1}) \right] \right\} \qquad (3)$$
$$(s_{t+1} = s_t + i_t - r_t)$$

ここで，$f_t(s_t)$ は第 t 期における将来被害関数（Future Damage Function, FDF），i_t は第 t 期における貯水池の流入量，s_t は第 t 期期首における貯水量，R_{min} 及び R_{max} はそれぞれ放流量の最小値及び最大値である。第 T 期 から第1期まで遡って全ての期間に対する $f_t(s_t)$ を計算したのち，第 t 期期首における貯水量から最適放流量 r_t^* を次式により算出する。

$$r_t^* = \min_{R_{\min} \le r_t \le R_{\max}} \mathrm{E}_{q_t} \left\{ H_t(q_t) + f_{t+1}(s_{t+1}^*) \right\} \qquad (4)$$

ここで，s_t^* は第 t 期期首における最適貯水量である。

4. 気圧高度分布の教師有り分類を用いた決定論的降水予測に基づくDP操作モデル

4.1 500hPa気圧高度平年偏差分布のパターン分類と降水・流入量予測

初めに，500hPa気圧高度平年偏差分布の統計データを，その後に同じ月降水ランクに属する降水量が観測されたサンプル同士が同じ偏差分布パターンに属するように，5つのパターンに分類する。降水ランクには，前章で用いられたものと同じ5つのランクを使用する。観測された偏差分布データのパターン分類は，1～12月の月毎に行い，これらの月からその後3か月先までに実際に生起した1か月ごとの降水ランクに基づいて行う。この結果，5つの月降水ランクにそれぞれ1対1で対応する5つの気圧高度偏差分布パターンが，向こう3か月に至るまでの1か月ごとに求まる。

降水予測時には，まず，新たに観測された気圧高度平年偏差分布を上で作成した5つのパターンのうちの一つに分類する。このとき，分類に用いる距離関数には，式(1)の距離関数を利用する。そして，各パターンが代表する3か月先までの各月の降水ランクに属する月降水量がそのまま実現すると予測する。すなわち，3か月先までの月降水ランクの予測値がただ一つの時系列として求められる。さらに，算出した3か月先までの月降水ランクの予測時系列から，3か月先までの月平均予測流量時系列を，統計回帰モデルを用いて算出する。

4.2 決定論的流量予測を用いたDP操作モデル

続いて，前節で得られた流量予測時系列から決定論的DPを用いて3か月先までの放流戦略を最適化し，決定する。前章と同じ変数を用いて記述すると，このDP操作モデルにおける関数方程式は次式のように記述できる。

$$\begin{aligned} f_T(s_T) &= \min_{r_T} H_T(q_T) \\ f_t(s_t) &= \min_{r_t} \{ H_t(q_t) + f_{t+1}(s_{t+1}) \} \qquad (t = 1, \cdots, T-1) \end{aligned} \qquad (5)$$

全ての期に対する $f_t(s_t)$ を算出した後，最低放流量 r_t^* を次式により求める。

$$r_1^* = \min_{r_1} \{ H_1(q_1) + f_2(s_2) \} \qquad (6)$$

第2期から第T期における最適放流量についても同様にして求めることができる。

5. 操作シミュレーションと考察

5.1 適用した貯水池流域

吉野川流域早明浦ダムを対象に提案操作モデルを用いたシミュレーションを行った。早明浦ダムは，吉野川水系における水資源開発の中核をなすもので，洪水調節，各種既得用水の安定取水を図るとともに，新規用水開発による四国四県への供給および発電を行っている（水資源機構，2004）。早明浦ダム流域は流域降水量が周辺より多いことから，計画された供給量も多いが，降水の年々変動率や日単位の集中度が大きく，少雨時には貯水量が急激に減少し，そのため渇水が頻発している（藤部ら，2008）。

Table 3 Specs of applied reservoir

Capacities		Specs
Active storage capacity		289,000,000 m^3
Water use capacity		173,000,000 m^3
Flood control capacity	Flood season (July 1^{st} – Oct. 10^{th})	90,000,000 m^3
	Dry season (Oct. 11^{th} –June 30^{th})	80,000,000 m^3
Power generation capacity	Flood season (July 1^{st} – Oct. 10^{th})	26,000,000 m^3
	Dry season (Oct. 11^{th} –June 30^{th})	36,000,000 m^3
Designed release discharge		2,000 m^3/sec
Maximal release discharge in no flood situation		800 m^3/sec

Table 4 Brior scores of two prediction methods of precipitation

Model	1 month ahead	2 month ahead	3 month ahead	Average
Unsupervised use of PHD	0.876	0.852	0.862	0.863
Supervised use of PHD	1.565	1.455	1.429	1.513

早明浦ダムの諸元をTable 3 に示す。前述のように，早明浦ダムは利水，治水，発電など，多目的ダムとして操作されているが，本研究では特に利水補給時の貯水池操作に着目して検討を行うため，これらの操作のうち，治水操作を制約とし，利水操作のみを最適放流決定の対象と仮定した。すなわち，洪水時には操作規則に定められた操作を行いながら，原則としてダム下流の評価地点における水不足量，すなわち渇水被害を最小化することを目的として操作を行い，発電による便益は評価しないものとした。

また，早明浦ダム流域のモデルとしては，DP手法を適用するため，利水操作を中心に行うことを念頭に置き，単純化したモデルを考えた。すなわち，流況の評価地点を早明浦ダムの直下流として考えた。ここで，状態量として考えるものは，早明浦ダムの流入量及び貯水量，決定量は早明浦ダムからの放流量，すなわち評価地点における河川流量である。

本適用計算では利水操作のみを対象としているため，最適化計算の対象となる貯水量には利水容量のみを考えた。最適化問題の制約条件は，Table 1 に示した貯水池諸元の物理的あるいは規則上の制約を用いて，以下のように記述される。

$$0(\mathrm{m}^3) \le s_t \le 173\times10^6(\mathrm{m}^3) \tag{7}$$

$$\begin{aligned} &0 \le r_t \le 2000(\mathrm{m}^3/\mathrm{sec}) && (\textit{for flood situation}) \\ &0 \le r_t \le 800(\mathrm{m}^3/\mathrm{sec}) && (\textit{for no flood situation}) \end{aligned} \tag{8}$$

ここで，洪水時とは，早明浦ダムへの流入量が800 m^3/sec 以上である状態を指し，非洪水時とは流入量が800 m^3/sec 未満である状態を指す。

以上の条件の下，2001年から2002年までの2年間についてシミュレーションを行った。

5.2 降水量予測結果

降水量の予測精度評価には一般にカテゴリー予測の評価に用いられるブライアー・スコア（Brior Score）を用いた。ブライアー・スコアは次式で定義される。

$$BS = \frac{1}{N}\sum_k (P_k - E_k)^2 \tag{9}$$

ここに，BS はブライアー・スコア，N は予測回数，P_k はランクk に属する降水の予測生起確率，E_k は予測通りランクk に属する降水が観測された場合には1，それ以外の場合（予測が外れた場合）には0を取る関数である。

提案した二つの降水予測モデルによってそれぞれ3か月先までの月降水量を予測した結果をTable 4に示す。ここに示す値は，前述の北半球を3つに分けた帯領域における500hPa気圧高度偏差分布を使って二種類の降水予測手法によりそれぞれ実施した降水予測結果のうち，各予測リードタイムにおいてそれぞれ最も予測精度が良かったものを示している。また，表中の「average」は，予測値を気候値とした場合を表わし，気圧高度平年偏差分布の教師無し分類を用

Table 5 Damages caused by water deficits as a result of optimized water release

Model	Averaged Damage (m^3/sec)
SDP with unsupervised use of PHD	5.455
DDP with supervised use of PHD	5.787

いた降水予測手法では5つの降水ランクの気候的確率生起分布を予測値として，教師有り分類を用いた降水予測手法ではその期待値を予測値としたものである。

Table 4 に示す通り，500hPa気圧高度平年偏差分布の教師無し分類を利用した降水予測手法の方が，教師有り分類を用いた降水予測手法と比較して全般的に精度が良い結果となった。この理由については以下のように考えられる。気圧高度平年偏差分布の教師有り分類を使って構築された降水予測モデルでは，気圧高度平年偏差分布パターンが観測されてから3か月間の各月降水量がどの降水ランクに属するかによって5つのパターンの初期グループを決定したが，予測段階において観測された気圧高度平年偏差分布を5つのパターンに分類する際には，先験的に設定した分類指標（パターン間の距離関数）を用いている。初期のグループの作成とその後のパターン分類において異なる分類基準を用いていることから，予測時のパターン分類においては，必ずしも意図した分類，すなわち流域で見込まれる降水量の多寡に応じた分類になっていない可能性が大きく，このことが分類精度の悪化をもたらし，ひいては降水予測精度の悪化につながったのではないかと考えられる。この点については，パターン分類指標を逆問題として統計的学習などの手法により統計的に推定することによって，分類精度が向上し，予測精度を改善できる可能性がある。また，今回のシミュレーションでは，いずれの予測手法も気候値を予測値とした場合と比較して，予測精度があまり改善しておらず，この点も今後の課題と考えられる。

5.3 貯水池操作結果

500hPa気圧高度平年偏差分布の教師無し分類による降水予測を利用した確率DP操作モデルと，同平年偏差分布の教師有り分類による降水予測を利用したDP操作モデルの二つのモデルを用いて，前述の仮定条件の下，供給水量不足に伴う被害の最小化を目的として早明浦ダムの操作シミュレーションをそれぞれ行った。前節で得られた予測降水量から流量予測への変換は，あらかじめ統計データから推定した線形重回帰式を用いて行った。二つの操作モデルによる各操作シミュレーションにおいて実施された放流操作による渇水被害の算出結果をTable 5 に示す。降水予測精度の算定結果を反映して，500hPa気圧高度平年偏差分布の教師無し分類による降水予測を利用した確率DP操作モデルの方が，渇水被害が抑えられる結果となった。しかし，降水予測のブライアー・スコアでは両モデル間に大きな差があるにも関わらず，渇水被害についてはそれほど大きな差は見られなかった。このことは，一般に確率予測やカテゴリー予測において予測精度評価に用いられるブライアー・スコアによる評価のみでは，当該予測の貯水池への利用性という観点からの評価としては不十分である可能性があり，予測の操作への利用性を考える際には，予測の精度や予測形式と貯水池放流における意思決定過程とを総合的に考慮する必要がある可能性があることを示唆している。しかし，本研究におけるシミュレーションは，対象とした期間についても流域についてもごく限られたものであることから，一般的な結論に向けてはさらなるシミュレーションによる検討が必要であり，今後の課題としたい。

6. おわりに

本稿では，500hPa気圧高度平年偏差分布 を利用した二種類の長期降水予測モデルを構築し，その精度比較を行った。また，予測結果として得られた二種類の将来降水状況を渇水被害の軽減を目的とした貯水池放流操作意思決定に反映させ，放流決定の効率化に与える効果を比較した。その結果，ブライアー・スコアによる降水予測精度の比較では，二つの予測モデル間に精度の差異が認められたものの，放流意思決定の効率化への寄与の程度に関しては，渇水被害の軽減量に予測精度に見られたほどの差異は見られなかった。このことは，予測の操作への利用性を考える際には，予測の精度や予測形式と貯水池放流における意思決定過程とを総合的に考慮する必要がある可能性があることを示唆している。しかし，本研究におけるシミュレーションは，対象とした期間についても流域についてもごく限られたものであることから，一般的な結論に向けてはさらなるシミュレーションによる検討が必要である。本研究で得られた結果を踏まえつつ，今後さらに検討を行いたい。

謝　辞

本研究は科研費（20760328）の助成を受けたものである。また，流域データは，独立行政法人水資源機構吉野川局池田総合管理所より提供していただいた。関係者の皆様に対し，ここに深く謝意を表する。

参考文献

小倉義光（1984）：一般気象学，財団法人東京大学出版会，pp.158-202.

櫻井健一郎（1996）：時空間パターン分類化手法による少雨現象分析と渇水対策，岐阜大学大学院修士論文, 39 pp.

永井明博・田中丸治哉・角屋睦（2003）：ダム管理の水文学，森北出版株式会社，p.126.

野原大督・岡田知也・堀智晴（2009）：地球規模気象情報を利用した渇水時貯水池操作のための長期降水予測に関する研究，水工学論文集，第54巻、pp.541-546.

野原大督・小尻利治(2006) : 地球規模気象情報を考慮した学習型貯水池操作支援システム，水文･水資源学会誌，第19巻，第1号, pp.25-43.

藤部文昭・村上正隆・越田智喜・吉田一全（2008）：早明浦ダム周辺の降水量とダム貯水量の変動特性，天気，55巻，6号，pp.21-25（469-473）.

古川武彦・酒井重典（2004）：アンサンブル予報―新しい中・長期予報と利用法―，株式会社東京堂出版，pp.16-22.

水資源機構（2004）：輝く21世紀のくらしと水～四国の水資源～，独立行政法人水資源機構吉野川局，p.13.

Faber, B. A. and Stedinger, J. (2001): Reservoir optimization using sampling SDP with ensemble streamflow prediction (ESP) forecasts, Journal of Hydrology, Vol. 249, pp. 113-133.

Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., Dool, H.V.D., Jenne, R. and Fiorino, M. (2001): The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation, Bull. Amer. Meteor. Soc., 82, 247-267.

MacQueen, J. (1967): Some methods for classification and analysis of multivariate observations, 5th Berkeley Symp. Math. Statist. Prob., edited by L. Le Cam and J. Neyman, Volume 1, pp.281-297.

Nohara, D., Tsuboi, A. and Hori, T. (2009): Long-term reservoir operation optimzed by DP models with one-month ensemble forecast of precipitation, Proceedings of Symposium JS.4 at the Joint Convention of IAHS and IAH, IAHS Press, pp.284-295.

Fundamental Study on Long-term Precipitation Prediction Using Information on Global Pressure Height Distribution and Its Availability for Reservoir Operation

Daisuke NOHARA, Tomoya OKADA* and Tomoharu HORI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Long-term reservoir operation scheme is proposed by use of pressure height distribution (PHD) with real-time data searching process in this study. Distribution of 500 hPa pressure height is utilized as global PHD, and considered in the long-term prediction of precipitation in the target basin for the coming three months. Two methods of precipitation prediction using PHD are introduced in this study. Long-term reservoir operation strategy which mainly focuses on drought management for water use are searched and optimized in real-time based on the current observed hydrological situation and predicted one in the future. Proposed operation schemes are applied to Sameura reservoir, and the difference of the operation results was analyzed.

Keywords: global pressure height distribution, precipitation prediction, reservoir operation, drought

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

分布型流出モデルを用いた流域スケールでの水利用環境の評価

平井基弘*・野原大督・堀智晴

＊ 京都大学大学院工学研究科都市環境工学専攻

要 旨

持続可能な水利用環境を考えるためには，流域スケールで，日あるいは旬といった単位で，水の移動と収支・水利用の関係を，表流水・地下水の両社を含めて，定期的に把握することが重要になってくる．そこで，本研究では時空間分布を考慮できる分布型流出評価モデルHydro-BEAM（Kojiri，2006）を用いて，地下水取水を加味した長期流出解析を行った。これにより，実際に観測することが困難である地下水を降雨量，河川水，蒸発量といった水収支から計算し，流域スケールでの地下水の時空間分布特性の把握を行うことで，流域内の表面流出・中間流出・地下水流出を統合的に捉え，地下水取水による水利用環境の評価を試みた。

キーワード：水資源，水利用，水収支，分布型流出モデル，地下水，表流水

1. はじめに

近年，河川表流水に加え，地下水の利用も含めた統合的水利用政策が重要になってきている（武田，2008）。専ら水資源を表流水に頼っている地域においては，地下水は気候変動による渇水リスクの増大に対する適応策として活用できる可能性があり，水質的にも優れた水資源である。地下水を安定的に利用するためには，地下水アセスメントが必要不可欠である。一般に，工場の設置など新たに比較的大規模な地下水取水を行う場合には，取水による地下水面変動がどのようになるかという点について，揚水試験等を行って確認されることが多い。こうした解析では，主に近隣の既存の井戸に悪影響を及ぼさないかどうかといったことに主眼が置かれており，考慮期間は短く，また，考える範囲も限定的であることがほとんどである。地下水は河川が流域を持つように，広域の地下水流域を持ち，鉛直方向だけではなく水平方向にも広く移動する。また，地下水の流速は0.1m/day～10m/dayと遅い。そのため，大規模な地下水取水が行われれば，かなり離れた下流域にまでその影響が及んだり，あるいは影響が時間的に遅れて現れたり，長期に渡って続いたりすることも考えられる。したがって，持続可能な水利用環境を考えるためには，流域スケールで，日あるいは旬といった単位で，水の移動と収支・水利用の関係を定期的に把握することが重要になってくる。

土中の水の流れを詳細に追跡するには，土壌，地盤などの地質データに基づき，地下水の流域，流速，流出方向などを正確に表現する地下水流の方程式を解かなければならない。しかし，三次元で地下水の流動を追跡する手法は，地下構造の推定精度や計算負荷の点から，困難なことが多い。一方，流域全体といったスケールでの水利用の影響を考える場合には，細かいスケールで地中水の流動を見ることよりも，流域全体の状態をマクロに把握することが重要になることも多い。流域全体を取り扱うことに関しては，特に表面流出や中間流が，河川表流水となって流出してくる過程をシミュレートする。いわゆる降雨・流出モデルがいくつか提案されている。洪水流を解析対象とする場合には，蒸発や地下浸透などは一定の損失としての取り扱いをされることが多いが，長期の流出を取り扱う場合には，地下への浸透や地下での水の流れを貯留タンクのように概念的に構成して結合したものが用いられることがある。こうしたモデルでは，地下部分の流動は詳細な物理則に基づいて計算されるわけではないが，プロセスを単純化することにより，表面流，中間流，浅い地下水流出，深い地下水流出を統一的に，しかも流域スケールで一定程度とらえることができるという特徴

がある。したがって，こうしたモデルで流域全体の降水流出過程を地下浸透・流動まで含めてシミュレートできれば，大規模な水利用が，流域の水環境に及ぼす影響を時間的，かつ空間的に定量化して把握できる可能性がある。

そこで，本研究では時空間を顧慮できる空間分布型流出評価モデルHydro-BEAM（Kojiri，2006）を用いて，地下水取水を加味した長期流出解析を行った。これにより，実際に観測することが困難である地下水を降雨量，河川水，蒸発量といった水収支から計算し，流域スケールでの地下水の時空間分布特性の把握を行うことで，流域内の表面流出・中間流出・地下水流出を統合的に捉え，地下水取水による水利用環境の評価を試みた。

2. 流域スケールでの表面流・中間流・地下水流の統合的把握

流出シミュレーションでは，各メッシュに地理特性・気象特性を加味した地理メッシュデータ・気象メッシュデータを入力として与えた。

地理メッシュデータの作成には，国土交通省の国土数値情報の河道・非河道の50mメッシュデータ，流域非集水域，土地利用の100mメッシュデータと国土地理院のDEMデータ（標高50mメッシュ）を用いた。これにより，流域界，河道メッシュ位置，メッシュ標高，斜面勾配，河道勾配，落水方向，土地利用区分・被覆率の情報を加味した地理メッシュデータを作成した。地理メッシュデータ作成のフローチャートをFig. 1に記載する。

気象メッシュデータの作成には，地域気象観測システム（AMeDAS：Automated Meteorological Date Acquisition System）の1時間単位の降水量と気温データ，地上気象観測網（SDP：Surface Daily Product）データの日別の風速，大気圧，水蒸気圧，日照時間データを用いた。これにより，降水量，融雪量，実蒸発散量を内挿した気象メッシュデータを作成した。蒸発散に関しては，ポテンシャル蒸発散量を計算した後（近藤，徐，1997），A層の土壌水分に応じた蒸発効率を乗じるといったタイプのモデル化を行っている（近藤，1994）。積雪・融雪についてはSVATモデルによって考慮している（佐藤，2009）。気象メッシュデータ作成のフローチャートをFig. 2に記載する。

作成した作成した地理メッシュデータ，気象メッシュデータを入力として，雨水の流出を追跡する。地表面およびA層はkinematic wave法で，B～D層は，線形貯留法で水量を追跡する。B，C層では貯留水量が層厚に達し飽和状態になると，溢水量は上層に復

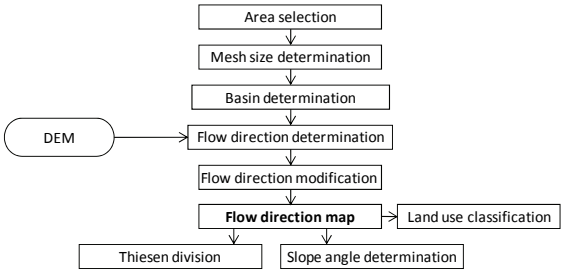


Fig. 1 Procedure for building geographical mesh data

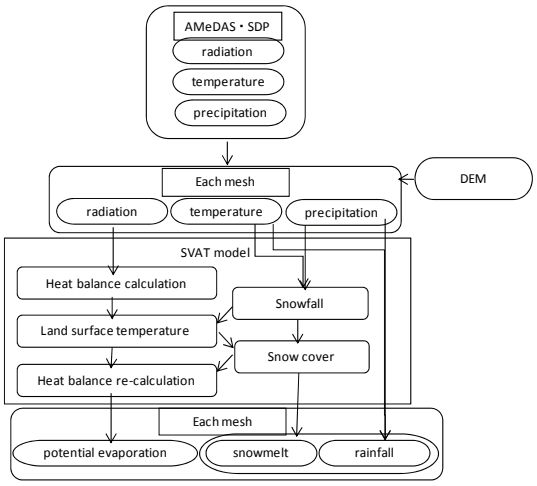


Fig. 2 Procedure for preparing meteorological mesh data

帰流として流入する。地表面およびA層については畑地，山林，市街地，水田，水域の土地利用別に流出計算を行う。水田からの流出は，kinematic wave法で追跡された用水路流として河川まで運ばれる。河道流に関してもkinematic wave法を用いる。また，蒸発散量は，A層から差し引き，A層の水量が0のときは，それ以上は蒸発しないものとする。 kinematic wave法は，流域をある程度細分化して，それぞれの斜面および河道の初期条件，境界条件，パラメータを与え，雨水流下現象を水流の運動法則と連続式の関係を用いて水理学的に追跡するものであり，流域の土地利用条件が一様でない場合，あるいは変化した場合にも容易に対応できる点で大きな特長を有している。パラメータの大部分が流域の条件である程度推定できることから，水文資料の不足しているような流域でも概ねの結果が得られる。

地下水流動を詳細に表現するためには，土壌，地盤などの地質データに基づき，飽和・不飽和浸透流解析を行う必要がある。しかし，ここでは，流域全体の地下水流動を把握することに重点を置き，線形貯留法によって追跡する。線形貯留法によって浅層および深層の地下水流を表現するため，特に深層地

下水流出に以下の仮定を置いた。

（仮定１）流域内の地下水流速は一様にもっとも一般的な値である1.0m/dayとする。

（仮定２）地下水流出方向は河川の落水方向と同じとする。

（仮定３）地下水流域は河川流域と一致する。

この仮定に基づき，流出シミュレーションを行う。

以上2つのモデルを組み合わせることにより，流域を表面流出，中間流出，地下水流出を追跡する。メッシュ内の水の挙動と水流追跡方法の図をFig. 3に記載する。

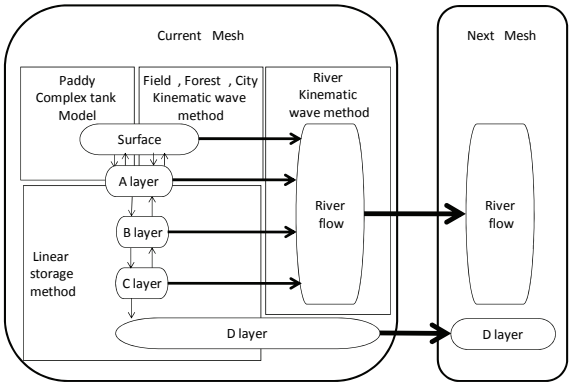


Fig. 3 Water movement and runoff routing in a mesh

3. 地下水取水とその影響評価指標

地下水取水においては，「流域内に地下水取水施設が建設され，日量x m^{3}の地下水取水が行われるようになった」状態を考える。ここで，地下水の取水は，D層から行われ，D層の地下水位が0mになったときにはそれ以上の取水は行わないものとする。本研究では，取水を行うメッシュの位置と日量の地下水取水量xm3を組み合わせ，複数パターンでの流出シミュレーションを行う。これにより計算された各地下水位と，地下水取水を行わなかった計算地下水位の差を求め，その差を低下地下水位と定義し，それを用いて地下水取水に伴う水利用環境の評価を行う。

同一量の取水であっても，流域のどの位置で取水が行われるかによって，その影響は異なるものになることが予想される。そこで，上流域，中流域，下流域，それぞれに取水箇所を設置し，その影響の比較を行うことにする。

具体的には計9地点の取水地点（上流5地点，中流3地点，下流1地点）を選定し，2つの取水期間（5年間と全期間（30年））で，計6パターンの取水（0, 1,000, 5,000, 10,000, 50,000, 100,000 ton/day）を行った。解析を行うメッシュは取水メッシュを含めて，落水方向10メッシュとする。Fig. 4に取水メッシュと影響メッシュを示す。流出シミュレーションを行えば，各メッシュについて，流出量や各層の水位といった水文量を表す物理量が計算される。こうした水動態から，水利用のインパクトを適切に，かつシンプルに表現することは，水利用環境を評価する上で有益である。そこで，ここでは，流出シミュレーションから得られるデータを用いて，地下水利用の影響を表す指標をいくつか提案する。

1) 地下水位低下率

本モデルにおいて，地下水層を表すのは，D層の水位である。しかし，このD層の水位は必ずしも，地下水の涵養量を正確に表すものとはいえない。そこで，解析の際には地下水の取水を加味した流出シミュレーションの出力地下水位と地下水取水を行わなかった出力地下水位の差である低下地下水位 f_d（m）を用いる。これはD層の水位の変化量に関しては，有意性があると考えたからである。さらにこの取水低下地下水位と地下水取水の行われなかった出力地下水位の比を地下水位低下率 F_d（%）とし，今回の解析指標として用いる。

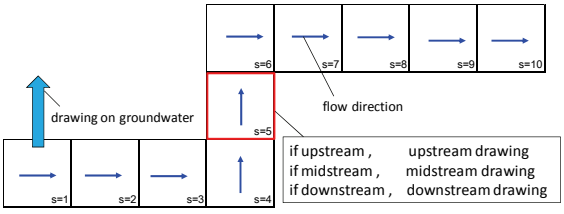


Fig. 4 Intake mesh and affected meshes

2) 取水耐久日数，最大地下水位低下率・日

どの程度の期間であれば，地下水の取水が可能であるかを把握できたら，地下水利用のマネジメントに有益であると思われる。この取水耐久日数は，そのメッシュの持つ涵養能力により，大きく異なると考えられる。そこで，本研究は取水を行い，そのメッシュの低下地下水位比が0, 1, 5, 10, 25, 50, 100%に達するまでの日数を取水耐久日数として指標化した。また，取水期間における地下水位低下率の最大値を最大地下水位低下率，そのときの日数を最大地下水低下日と定義した。

3) 5年間取水回復日数

取水により減少したメッシュ内の地下水がどのくらいの期間で再び，どのくらい回復するのかを把握することは，継続的に，かつ計画的に地下水を利用するためには必要であると考えられる。そこで，本研究では，5年間の取水を行い，減少した低下地下水

位比が100，50，25，10，5，1，0%に回復するまでの日数を5年間取水回復日数として指標化した。

4. 日野川流域への分布型流域水利用モデルの適用

4.1 適用流域日野川の概要

日野川流域は主に鳥取県西部に位置する流域面積870km2，河川延長77kmの一級河川である。Fig. 5に日野川流域図を示す。近年，流域東部に位置する大山の豊富な地下水を求め，複数の飲料水メーカーの工場が進出しており，その将来的な影響が懸念されている。

4.2 日野川流域における流出シミュレーションの結果

流出シミュレーションの適用結果を示す。キャリブレーション期間は2002年～2004年の3年間，流出シミュレーションの評価を行うバリデーション期間は2006~2007年の2年間とする。

同定後のパラメータセットを用いたキャリブレーション期間における計算流量と観測流量のグラフをFig. 6に，バリデーション期間における計算流量と観測流量のグラフをFig. 7に，キャリブレーション期間・バリデーション期間の評価指標の値をTable 1に，それぞれ示す。

キャリブレーション期間の流出再現は，Fig. 6から全体的な挙動は捉える事ができていると判断できる。傾向として，計算流量が観測流量に対して，洪水時には，小さく出力され，低水時には大きく出力される傾向がある。これは，洪水の再現に対して用いるRMSEと，低水の再現に対して用いるMREの両方を用いた結果であると考えられ，問題はない。しかし，400日，780日周辺の計算流量の値が観測流量に対して，小さく出力されている。これに関しては，Fig. 8より融雪量が1，2，12月に多く出力されていることに原因があると思われ，今後，改善が必要である。バリデーション期間の流出再現においても，図-7から全体的な挙動は捉えることができている。しかし，200日周辺の流出に関しては観測流量に比べて，計算流量が約300m^3/s小さく出力されている。これは，キャリブレーション期間中に経験していない流出が生じたためであると思われる。用いているパラセットはキャリブレーション期間中の流出に最適化するように決定されたパラセットであるため，今回のように大きく異なる条件が入力されたときには流出シミュレーションの再現性が低下したと考えられる。評価指標の値に関しては，MREを除いて多少の悪化が見られるが許容範囲内と判断した。

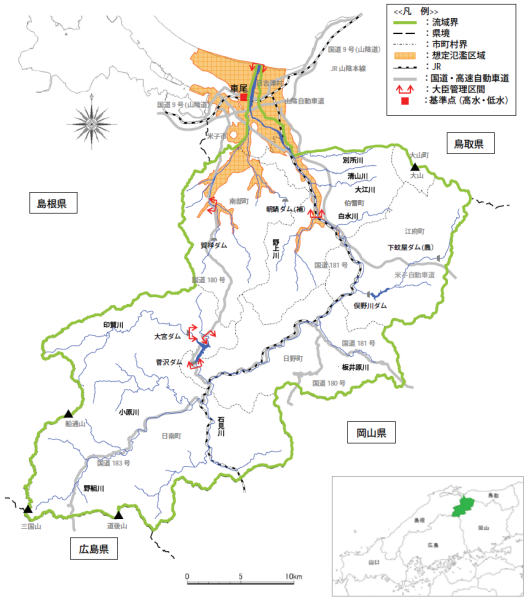


Fig. 5 The Hinogawa River Basin (reprinted from river improvement plan of Ministry of land, infrastructure and transportation)

Table 1 Calibration results of runoff model at Kuzumo gauging station

index	for calibration	for validation
WBE	0.05	0.20
MRE	0.83	0.47
RMSE	25.5	30.5

以上の結果から河川流出に関しては，適切に表現できたと判断し，この流出シミュレーションから地下水取水を行った。

4.3 日野川流域における地下水取水に伴う水利用インパクトの結果

取水地点として，上流取水メッシュを5メッシュ（u1～u5），中流取水メッシュを3メッシュ（m1～m3），下流取水メッシュを1メッシュ（d1）とし，計9メッシュをできるだけ散らばるように選定した。取水メッシュから取水メッシュを含めた落水方向10メッシュ（10km）を取水影響メッシュと定義し，解析対象とした。Fig. 9に取水メッシュと影響範囲メッシュを記した図を示す。なお，上流取水メッシュ，中流取水メッシュ，下流取水メッシュは定義した。取水量は日量0，1000，5000，10000，50000，100000m3の6パターンとし，流出計算単位10分ごとに日量の取水量を均等に分割して取水をおこなった。取水期間

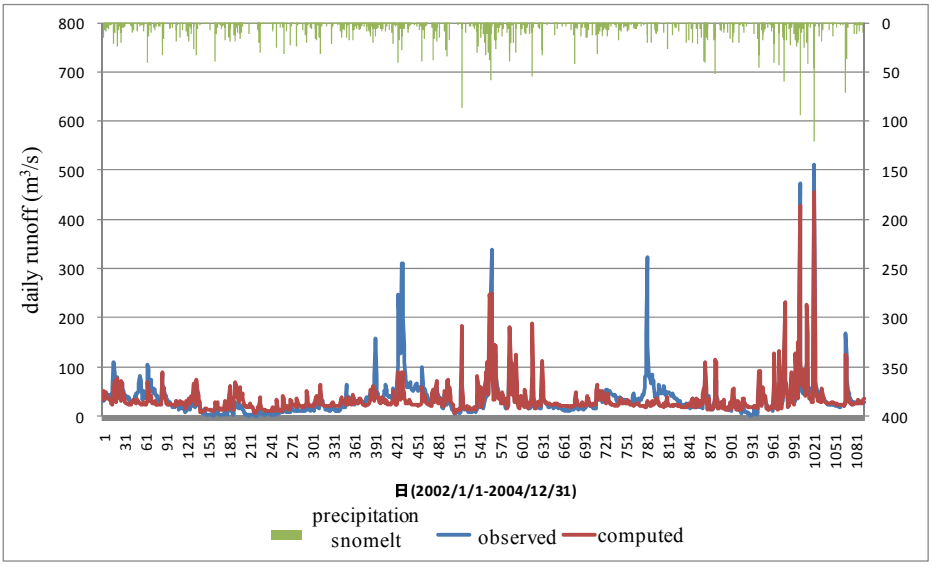


Fig. 6 Computed and observed hydrograph at Kuzumo gauging station for calibration period

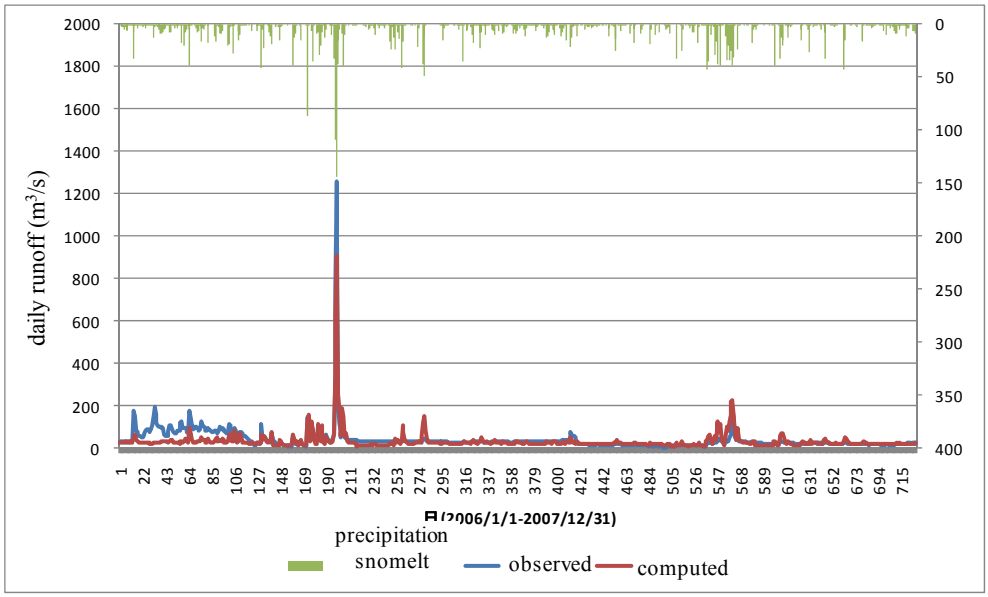


Fig. 7 Computed and observed hydrograph at Kuzumo gauging station for validation period

はシミュレーション期間30年間（1978~2007年）の全期間と開始5年間（1978~1982年）の2パターンとした。u1・m1・d1メッシュにおける10,000m3の取水時の取水メッシュと影響メッシュの地下水位低下率のグラフをそれぞれFig. 10に示す。これより，取水メッシュから落水方向の影響メッシュに，取水の影響が徐々に伝わっていく様子がわかる。また，地下水位低下率は下流へといくにしたがって，徐々に小さくなっていくことが分かる。u1の取水メッシュから影響メッシュ（s=4）までの安定地下水低下日は4541，6922，8715，9619日と徐々に遅くなり，安定地下水位低下率はそれぞれ28.54，26.9，24.79，21.92%と下がっている。つまり，本流出シミュレーションでは取水の影響は離れた場所ほど，ゆっくり生じ，かつその影響は小さくなるという実現象を表現できているということがわかる。これは，m1，d1においてもいえることから，上流・中流・下流全てにおいて同様の傾向が見られる。また，u1，m1，d1いずれにおいても下流の影響メッシュが30年で安定していないことから，流域全体の解析には，更に長期の流出計算が必要であるといえる。

全取水メッシュにおける取水耐久日数をTable 2に

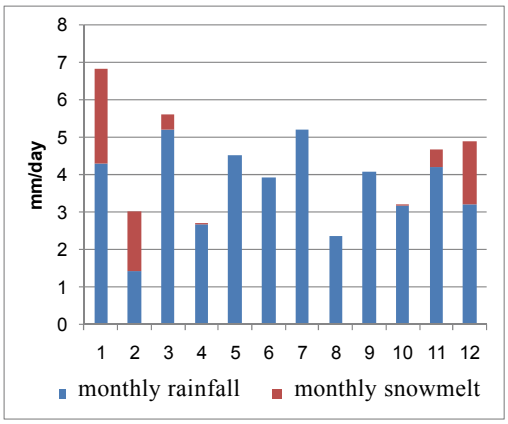


Fig. 8 monthly-averaged daily input (rainfall and snowmelt) in year 2002.

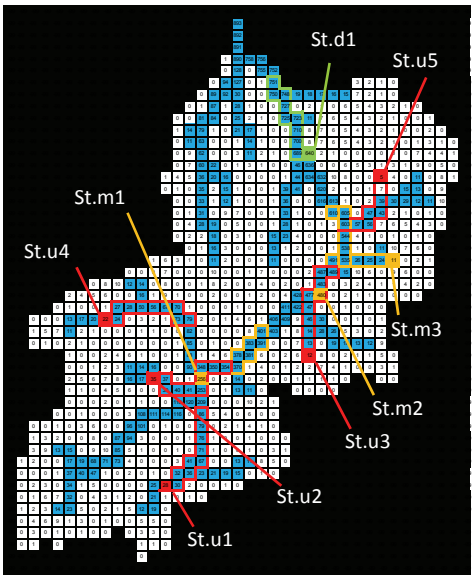


Fig. 9 Intake mesh and affected areas

記載する。Table 2の結果から上流メッシュ数が少ない取水メッシュほど最大地下水位低下率が大きいことが分かる。地下水層であるD層の涵養源は，上層であるC層からの浸透と，上流メッシュからの横流入の2種類である。上流メッシュ数が多いということは，上流メッシュからの涵養が多いということを意味する。その為，上流メッシュ数の多い取水メッシュは取水の影響が小さかったと考えられる。このことから，取水箇所（メッシュ）選定の際には，上流メッシュ数が多い涵養が豊かなメッシュを選定することが望ましい。

u1における10,000m3取水時（5年間）の取水メッシュ（s=1）と影響メッシュ（s=2）のグラフをFig. 11に示す。Fig. 11より，最大地下水位低下率は取水メッシュが24.1%で影響メッシュが16.0%，10%回復日数は，取水メッシュが890日，影響メッシュが1373日である。このことから，取水時には取水メッシュに比べ，影響が小さかった影響メッシュの方が地下水位の回復に時間を要しているということが分かった。このれは，取水メッシュは，直接的な取水期間が終わった後には，取水の影響がない上流からの流入により涵養されるのに対して，影響メッシュ（s>1）では，取水の影響をまだ改善できていない上流からの流入により涵養された為だと考えられる。ここから予測される仮説として，影響メッシュの主な涵養源が取水メッシュとは異なる他の上流メッシュである場合，このような涵養の回復の遅れは生じないかもしれない。この結果から，取水の際には，取水メッシュだけではなく，下流メッシュの空間情報（上流メッシュ数等）を把握することも重要であるといえる。この検討は時空間的検討を行うことができる分布型モデルを用いた為に行うことができたもので

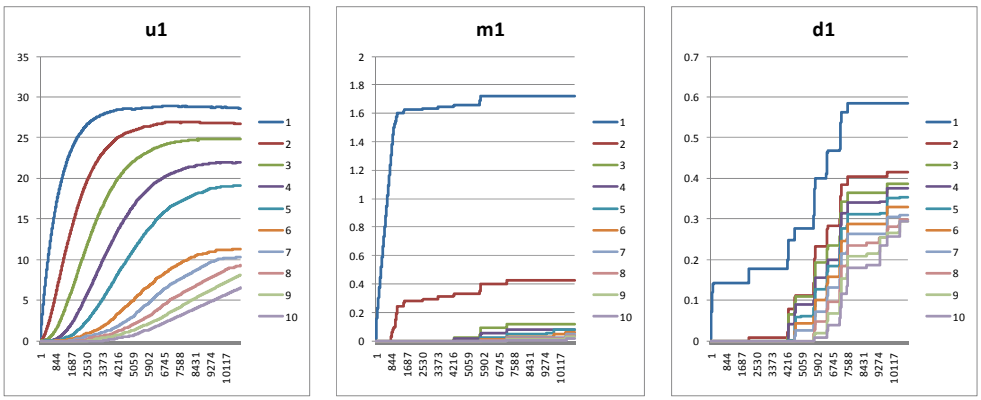


Fig. 10 Groundwater level decreasing rate at intake and affected grids for 10,000 cm/day intake. (left: u1, middle: m1, right: d1)

Table 2 Endurance days for water withdrawal

intake mesh	number of upper meshes	maximum subsidation of groundwater level		endurance days for water withdrawal						
		rate (%)	day	0%	1%	5%	10 %	25 %	50 %	100 %
u5	5	100	1704	0	8	41	85	228	521	1704
m3	11	69.4	4644	0	14	73	153	439	1247	
u3	12	67.1	4646	0	15	78	163	468	1370	
u4	22	35	5688	0	28	153	335	1239		
u1	28	28.9	6982	0	35	191	430	2022		
u2	35	21.6	6410	0	46	263	625			
m2	480	0.2	10957	0	637					
d1	640	0.58	10957	0						

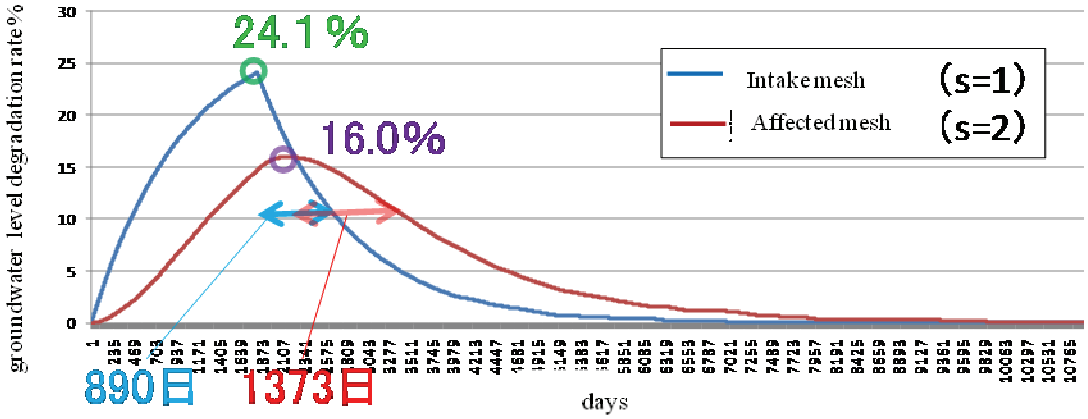


Fig.11 Degradation rate of groundwater levels at intake and affected grids for five years withdrawal of 10,000 cbm at u1 grid.

あり，地下水を含めた水利用アセスメントにおいて分布型モデルはある程度，有効であったと考えられる。

5. 結論

流出シミュレーションに関しては，融雪量の関係から4月，5月の流出量の再現に少し，違いがあったものの，概ねの挙動を捉え，水収支の再現をすることができた。また，今回は日野川流域における地質データを組み込まずに，一般的値を与えることによりシミュレートしたが，一部に流域による地質特性を組み込むことにより精度を上げることが可能かもしれない。

地下水の取水による環境評価に関しては，本研究の目的である流域スケールでの時空間での解析を行うことができた。地下水の挙動は非常に時間スケールが長いため，今回解析を行った10メッシュ（10km）でも，30年間の解析で，その影響の最終的な状態を掴むことはできなかった。このことから，流域スケールの地下水の解析を行う際には更に長いスケールの解析が必要になることがわかった。また，分布型

モデルを用いた本解析では，上層からの浸透に比べて，上流の地下水層からの流入量の積算値が地下水の涵養を大きな割合で支配していることが分かった。本研究では，当初，渇水期や豊水期など季節による取水の影響も考察しようと考えていたがこのモデルでは季節による取水の影響評価はできないということがわかった。取水メッシュの影響メッシュでは取水をやめた後にも，上流の水位低下の影響から，その流入量が減少するため，涵養能力が低下し，回復までに時間を要するケースがあるということがわかった。これは影響メッシュの上流メッシュ数中の取水メッシュの上流メッシュ数の割合により，異なった結果が生じるかもしれない。

本研究では，今後，地下水と河川水の統合水利用計画の必要性が増加すると予測されることから，地下水を安定的に利用するためには，流域での地下水のアセスメントを試みた。従来の研究では，大規模な地下水取水に対してのアセスメントとして，近隣への影響を考えたものが多かった。しかし，本研究では空間分布型流出評価モデルを用いることにより，下流域への影響や，影響が時間的に遅れて現れたり，更に，長期に渡って続いたりすることへの時空間的な検討を行うことができた。持続可能な水利用環境を考えるための流域スケールでの地下水を含めた水利用環境の評価として，空間分布型流出評価モデルは有効性があると思われる。

参考文献

近藤純正・徐健青(1997)：ポテンシャル蒸発量の定義と気候湿潤度，天気第44巻12号，pp.875-88.

佐藤葦展(2009)：気候変動に関する先行適応のための流域スケールでの洪水及び渇水リスク評価，京都大学防災研究所年報，第52号B.

武田建紀(2008)：地下水利用のトレンドと問題点 設備と管理，巻:39号, pp.39-52.

Kojiri,T.(2006)：Hydrological River Basin Environment Assessment Model(Hydro-BEAM), Watershed models, eds: Singh, V.P. and Frevert, D.K., 613-626, Taylor & Francis, CRC Press, U.S.A.

Water Use Environment Assessment at Basin-wide Scale using Distributed Runoff Model

Motohiro HIRAI*, Daisuke NOHARA, and Tomoharu HORI

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Combined use of surface water and ground water is recently getting more important. Appropriate management is indispensable for effective and sustainable ground water use. In order for proper management of ground water use, basin-wide understanding of water balance in time and space is important as well as detailed water flow analysis in rather small influence zone of well pumping. From this view point, long term runoff simulation has been carried out with the combination of surface, subsurface, and ground water. Then the spatial and temporal impact of water withdrawal on ground water environment is estimated by several cases.

Keywords: water resources, water use, water balance, distributed runoff model, groundwater, surface water

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

気候変動に伴う木曽三川流域の流況予測

佐藤嘉展・道広有理・鈴木靖・中北英一・小尻利治

要 旨

将来の気候変動に伴う木曽三川流域の流況変化を明らかにするため，IPCCのA1Bシナリオに基づく超高解像度全球大気モデル(MRI-AGCM20)と分布型流域環境評価モデル(Hydro-BEAM) を用いて，近未来(2015-2039年)と21世紀末(2075-2099年)における流況の変動予測を試みた。その結果，木曽三川流域の平常時の流況は，降水量と蒸発散量の水収支に大きく規定され,近未来では流量が増加するが,今世紀末には逆に減少するという結果が得られた。同様に，極端現象時についても，洪水や渇水のリスクが時期により大きく変化するという結果が得られた。さらに，温暖化による融雪量の減少と蒸発散量の増加に伴って，河川流量の季節変化が平滑化されることも示された。

キーワード: 気候変動，木曽三川流域，流況予測，MRI-AGCM20，Hydro-BEAM

1. はじめに

木曽川水系は,長野県木曽郡の鉢盛山(2446m)を源とする木曽川と，岐阜県郡上市の大日ヶ岳(1709m)を源とする長良川,岐阜県揖斐郡の冠山(1257m)を源とする揖斐川を基幹とし，濃尾平野を南下し，下流域では海抜ゼロメートル地帯を天井川となって流れ,最終的には伊勢湾に注ぐ,流域面積約9100km^{2}の流域であり，木曽・長良・揖斐の三川をまとめて木曽三川と呼ばれている。木曽三川流域の河川表流水は，名古屋などの大都市への水道用水や，木曽川用水，濃尾用水，愛知用水などの農業用水への貴重な水源となっており，また，中京圏の自動車産業や航空宇宙産業などにとっても重要な役割を担っている(国土交通省河川局，2007)。

流域地形は，上流域の傾斜がきわめて急峻であるのに対し，下流域では高低差がほとんどないため，河川の通水能力が低く，急激な出水時には，下流域で深刻な洪水被害が頻繁に発生している一方，生活用水・工業用水の需要増加に伴って，水不足の問題も深刻化しており，木曽三川流域では，治水・利水の両面からの総合的な河川管理が求められている。

このような状況の下，流域内の気候が将来どのように変化し，それに伴って，流域環境がどのように変化し，さらに，洪水や渇水などの災害リスクがどのように変化するのかを明らかにすることは，流域内の水資源をより適切に管理し，将来予測される災害の被害を軽減するためにも重要な課題といえる。

そこで本研究では，高解像度の全球気候モデルと分布型流出モデルを用いて，気候変動に伴う木曽三川流域の流況解析を実施し，将来の河川災害リスクの変動予測を試みた。

2. 手法

2.1 解析の概要

本研究では，木曽三川流域を対象に，分布型流域環境評価モデルHydro-BEAM (Kojiri, 2006)を用いて，空間解像度1kmで1時間ごとの流出計算を実施した。

流出計算の精度検証には，入力気象データとして地上気象観測データを利用し，現在気候条件下での実測流量をできるだけ良好に再現できるようにパラメータ(土壌透水係数・流出係数等)を調整した。将来の流域環境の予測と災害リスクの変動評価については，IPCC(気候変動に関する政府間パネル)のA1Bシナリオに基づいた気象庁気象研究所の超高解像度気候変動推計情報 (MRI-AGCM20) を利用した。

2.2 対象流域と河道網の抽出

Hydro-BEAMで流出解析を実施するための対象流域の抽出には，国土数値情報の流域・非集水域メッシュ(W07_52M)を用い，メッシュ内に一部でも対象流域が含まれれば，そのメッシュは流域内とするようにして流域メッシュを抽出した。この条件で抽出

された木曽三川流域の全メッシュ数は8993で，その総面積は約9409km^{2}となり，実際の木曽三川の全体の流域面積(約9100km^2)よりもやや大きくなったが，ここでは特にメッシュ数の調整は行わず，そのままの値を用いることにした。

河道網については，流域内の全メッシュを対象にDEM(国土数値地図50m標高データ)のみから抽出しようとすると，標高差が小さくなるにつれ，実際の河道位置と大きくずれたり，窪地が生じたりすることがある。そこで，まず流域内メッシュから主河道となるメッシュの位置を抽出し，次に，それ以外のメッシュの落水方向と河道勾配を決定することにした。主河道位置の抽出には，国土数値情報の流路延長(W06-52M)を用いた(Fig. 1)。この方法を適用することにより，ほとんど標高差のない木曽三川下流域についても，実際の河道位置が忠実に再現され，上流端から河口まで連続して流れを追跡することが可能となった。

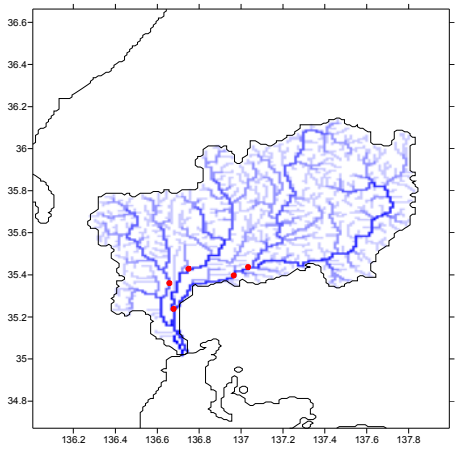


Fig.1 Channel network of the Kiso three river basin.

2.3 地上気象観測値

気象要素の観測値として用いたのは，地域気象観測システム(AMeDAS: Automated Meteorological Data Acquisition System)と地上気象観測網(SDP: Surface Daily Product)データである。AMeDASデータからは1時間単位の降水量と気温データを利用し，気温についてはそこから日平均，日最高，日最低値を抽出して，日単位データとして整理したものを用いた。積雪・融雪・蒸発散量については，熱収支モデルから別途算出するために必要な気象要素(風速，大気圧，水蒸気圧，日照時間)をSDPの日別データから抽出した。

木曽三川流域で用いた地上気象観測地点の位置をFig. 2に示す。これらの離散データは，距離逆数加重平均(IDW)法により，1kmグリッドメッシュデータに内挿し，流出解析モデルの入力値として用いた。なお，気温については，各地点における値を標高補正係数(0.61℃/100m)で海面気温に換算し，IDW法を用いてグリッド海面気温に内挿後，グリッド平均標高値を用いてグリッド平均気温に修正した値を用いた。

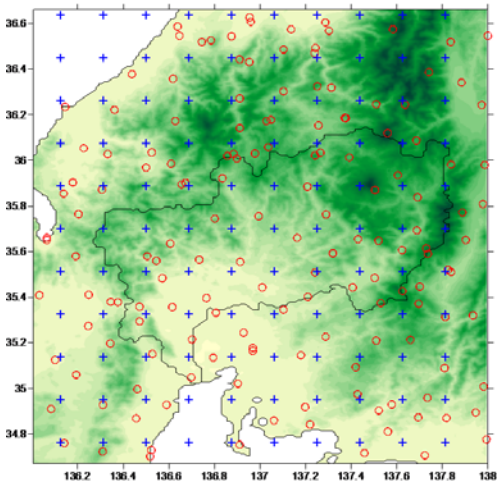


Fig. 2 Location of ground meteorological observation (AMeDAS/SDP) stations (○) and GCM's output points (+) around the Kiso three river basin.

2.4 地表面熱収支モデル

地上気象観測値には，融雪量や蒸発散量の観測値がないため，長期の流出解析を行うためには，入手可能な気象観測要素から地表面熱収支モデルを用いて，融雪量および蒸発散量を推定する必要がある。そこで，ここでは，構造が比較的単純で精度のよい解析が可能なSVATモデルを用いることにした。

特に冬季の流出解析を行う場合，各グリッドセル内に供給される降水が雨か雪かによって，それが土壌中にそのまま供給されるか，積雪層として地表に一時保持され，その後融解して土壌に供給されるかが異なり，それが流出過程に大きな影響を及ぼす。そこで，ここでは，気温データを用いて雪と雨の分離を行い，地上気温が2℃以下になると雪になるようにした(気象庁気象研究所物理気象研究部, 1984)。

一方，夏季の流出解析を行う場合，降雨直後のピーク流量からの低減過程は，各グリッドセルからの蒸発散量に大きく規定される。そこで，ここでは，近藤・徐(1997)の「ポテンシャル蒸発量」を基準蒸発量として用いることにした。

本研究で用いた地表面熱収支(SVAT)モデルの概要については，佐藤ら(2009)に詳しくまとめられている。

2.5　気候変動推計情報（MRI-AGCM20）

将来の気候変動推計情報として流出解析モデルへの入力気象データに用いたのは，気象庁気象研究所が開発した超高解像度全球大気モデル(MRI-AGCM20, TL959)である。このモデルは全球を経度方向に1920分割，緯度方向に960分割しており，空間解像度は約20kmである。

このモデルは，現在気候条件(1979-2003年)では，月単位の平均海表面温度(SST)を境界条件とし，地形性降雨や梅雨前線に伴う降雨を良好に再現できることが確認されている(Kitoh *et.al.*, 2009)。

一方，将来気候条件(近未来：2015-2039年；21世紀末：2075-2099年)については，IPCC第4次報告書(AR4)の温室効果ガス排出シナリオ(SRES)のA1Bシナリオの SSTを境界条件として与えている。なお，A1Bシナリオは，21世紀末までの全球平均の気温上昇が約2.8℃であり，様々な温暖化予測シナリオ(1.8～4.0℃)の平均的な気温上昇を想定するシナリオとなっている。

本研究では，AGCM20の出力要素(以下GCMデータとする)のうち，1時間単位の降水量と気温，日単位の地上到達雨量，融雪量，地面蒸発量および蒸散量を用い，1時間ごとの正味入力降水量(地上到達雨量＋融雪量)と日蒸発散量を流出解析モデルの入力要素として用いた。ここで，地上到達雨量とは，降水量から植生による樹冠遮断損失量を差し引いた値のことで，流出に寄与する降雨成分のことである。

Fig. 2に木曽三川流域周辺のGCMデータの出力地点を示す。それぞれのデータは，地上気象観測値の場合と同様にIDW法で1kmグリッドメッシュスケールに内挿して解析に用いた。

2.6　流出解析モデル（Hydro-BEAM）

流出解析については，土地利用や土壌の鉛直多層構造を考慮し，洪水解析だけでなく，渇水リスクや物質循環，生態環境等，様々な流域環境を総合的に解析することが可能な分布型流域環境評価モデル(Hydro-BEAM: Hydrological River Basin Environment Assessment Model; Kojiri, 2006)を用いた。

本研究で用いたHydro-BEAM (佐藤ら, 2009)では，森林地・草地/農地では，表層土層の飽和度に応じて表面流が発生し，その残差が下層土壌層へ浸透し，中間流や規定流成分となる。一方，都市部では下方浸透はほとんど発生せず，水域では表面流のみが発生するようにしている。また，水田部では，実際の水田の維持水深を再現するように，不足水は河道から取水するようにし，余剰水は河道へと排水されるようにした。

Fig.3 に本研究で用いたHydro-BEAMの概要を示す。斜面土壌の鉛直構造は，A～C層までを考慮し，D層は不透水層とした。斜面流出過程は，表面流と中間流を考慮したKinematic waveモデルで追跡し，B層とC層は線形貯留関数モデルで解析した。

蒸発散には，まずはA層の水を利用し，A層の水がなくなった時点でB層，B層の水がなくなるとC層の水を利用するようにした。

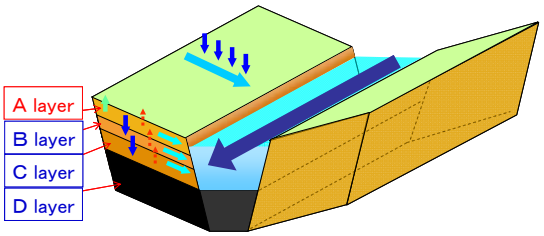


Fig. 3 Basic structure of the Hydro-BEAM.

2.7　水文時系列の傾向変動解析

気温や降水量などの水文量の時系列は，傾向成分(トレンド)と周期成分および確率的変動成分の和として表現される。傾向成分は，水文量が経年的に増加傾向にあるのか減少傾向にあるのかを意味し，周期成分としては，季節変動や多雨年と少雨年あるいは猛暑年と冷夏年が交互に繰り返される場合の周期変動などが挙げられる。これら2つの変化を取り除けば，確率的な変動成分が得られる(西岡・寶，2003)。

長期的な傾向については，IPCC第4次評価報告書によると，20世紀後半に急激に気温が上昇しており，21世紀後半までにさらに上昇すると予想されている。また，北半球の高緯度地域で年平均降水量が増加し，その変動も大きくなると予測されている。

そこで，本研究では，まず木曽三川流域の過去から現在までの流域気候の実態を把握するため，ノンパラメトリック法のひとつであるMann-Kendall検定によって流域の水文量変動解析を試みる。

Mann-Kendall検定では，ある水文量の時系列に対して，それが独立で同一の確率分布にしたがうという帰無仮説が成立するかどうかを検定する手法である。この仮説が棄却されると，その水文時系列は変化傾向があるとみなされる。Mann-Kendall検定の帰無仮説H0は，「n個のデータ(x1,x2,…,xn)が独立で同一の確率分布に従う」というものである。

Mann-Kendall検定では，統計量Sを以下のように定義する。

$$S=\sum_{k=1}^{n-1}\sum_{j=k+1}^{n}\mathrm{sgn}\left(x_j-x_k\right) \tag{1}$$

$$\sin(\theta)=\begin{cases}1 & \theta>0\\ 0 & \theta=0\\ -1 & \theta<0\end{cases} \quad (2)$$

統計量Sの平均E[S]と分散Var[S]は，以下の式で表される。

$$E[S]=0 \quad (3)$$

$$Var[S]=\frac{1}{18}\left[n(n-1)(2n+5)-\sum_{j=1}^{k}t_j(t_j-1)(2t_j+5)\right] \quad (4)$$

ここで，tjは，データを大きさ順に並べ替えたときに，同じ値が連続して出現する個数を表し，kはその同じ値が発生する組（グループ）数を表している。これらから,Sを基準化した標準統計量Zは，以下の式で算定される。

$$Z=\begin{cases}\dfrac{S-1}{\sqrt{Var[S]}} & S>0\\ 0 & S=0\\ \dfrac{S+1}{\sqrt{Var[S]}} & S<0\end{cases} \quad (5)$$

ここで，有意水準をαとすると，標準正規変量|Z|＞Zα/2が満たされるとき，帰無仮説H_0が棄却され，S>0のとき，時系列データは増加傾向があり，S<0のとき減少傾向があることになる。

3. 結果と考察

3.1 気温と降水量の長期変化傾向

Fig. 4に，1979年から2003年までの25年間における長良川流域と木曽川流域の年平均気温と年間降水量の変化を示す。

長良川流域の多年平均気温は12.2℃，木曽川流域は，9.2℃であり，木曽川流域の方が約3℃低い。これは，主に木曽川の平均標高が長良川流域よりも高いことに起因する。

流域平均気温の変化傾向については，Mann-Kendall検定の結果，各流域ともに95%以上の信頼度で有意な上昇(温暖化)傾向があることがわかった。10年あたりの気温上昇のトレンドは各流域とも約0.4℃で，このままなら，100年後には各流域の平均気温が約4℃上昇することになる。

一方，流域平均降水量は，長良川流域が2183mm(標準偏差：319mm)，木曽川流域が2050mm(標準偏差：363mm)で，各流域ともやや減少(長良川流域：-2.2mm/y；木曽川流域：-5.4mm/y)していたが，統計的に有意な傾向は検出されなかった。つまり，木曽三川流域で，この25年間の間に，降水量が有意に増加したり減少したりする傾向はみられないという結果が得られた。

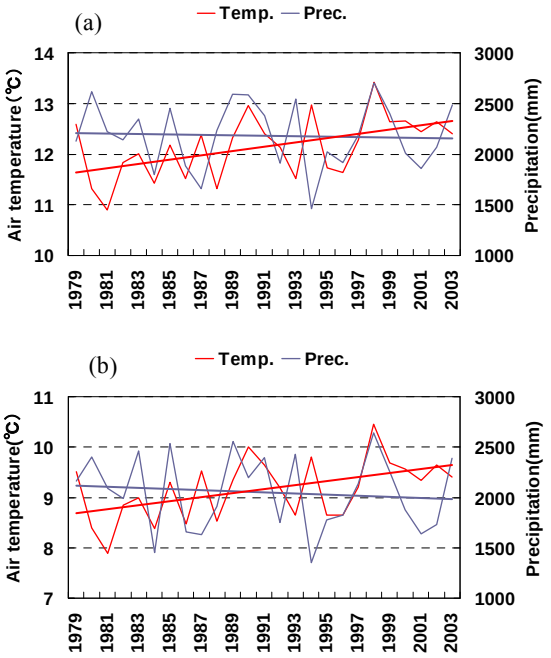


Fig. 4 Long-term trend of air temperature and precipitation in (a) Nagara and (b) Kiso river basin.

3.2 現在気候の再現結果

Hydro-BEAMなどの分布型流出モデルを用いて河川流況の解析を行うためには，入力データとして，1kmグリッドメッシュ単位の正味降雨量(地上到達降雨量)，融雪量，蒸発散量が必要となる。過去から現時点までの河川流量の再現計算については，地上で実測された気象観測値と，熱収支計算を実行することにより，流出解析に必要な入力データを得ることができるが，将来の流況を予測する際には，地上気象観測値がないため，GCMによる将来予測情報を用いることになる。GCMから出力される気象要素のデータは，あくまで物理的な根拠に基づく様々なモデルから得られる計算値であり，実際の地上観測値と完全に一致するわけでない。

そこで，ここでは，現在気候条件下でGCM出力データと実際の地上気象観測データとの差異(バイアス)がどの程度あるのかを検証することにした。

Fig.5 は，現在気候条件(1979-2003年)における地上気象観測値とAGCM20による木曽三川流域の気温について多年(25年)平均の空間分布を比較した結果を示している。気温の空間分布は標高依存性が高いことと，本研究で用いたGCMデータの空間分解能が高いことなどにより，流域内気温の空間分布はGCMでも良好に再現されていることがわかる。しかし，流域平均値でみると木曽三川流域ではGCMの方が約1℃気温が過小評価となっていた。

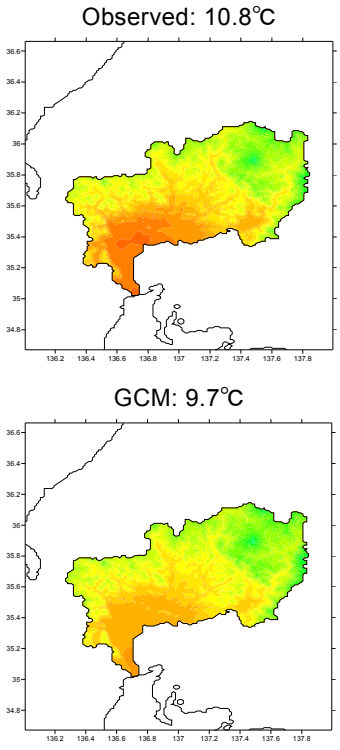


Fig. 5 Spatial distributions of air temperature in the Kiso three river basin (1979-2003).

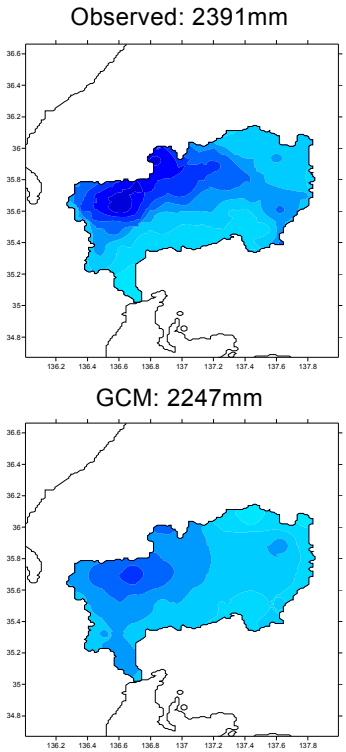


Fig. 6 Spatial distributions of annual precupitation in the Kiso three river basin (1979-2003).

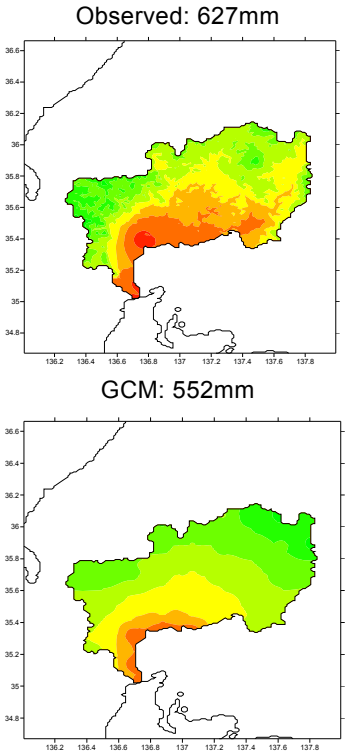


Fig. 7 Spatial distributions of annual evapotranspiration in the Kiso three river basin (1979-2003).

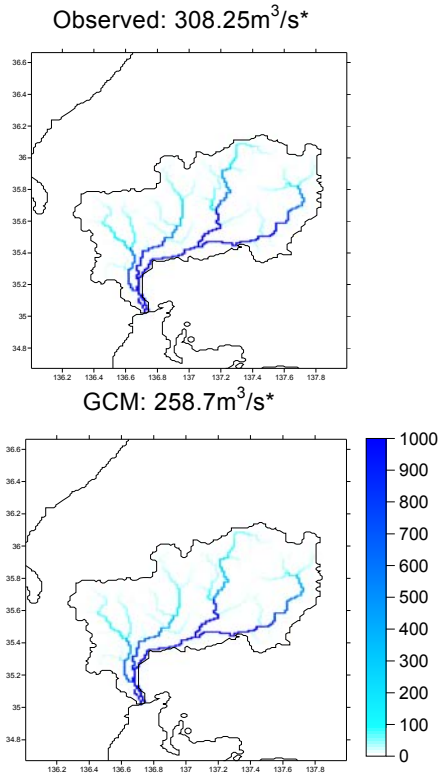


Fig. 8 Spatial distributions of annual mean river discharge in the Kiso three river basin (1979-2003).
* Inuyama observation point

同様に，Fig.6は年降水量の再現性を示している。気温の場合と同様に，流域内で降水量が多いところや少ないところなどの空間分布はGCMでもある程度は再現されているが，GCMによる再現値は，144mm(約6%)過小評価となった。

Fig. 7は，蒸発散量の空間分布を示している。蒸発散量については，前述したように地上気象観測値(実測値)がないため，2.4の地表面熱収支(SVAT)モデルによる計算結果とGCM出力結果を比較した。

SVATに比べるとGCMの蒸発散量が75mm少なく見積もられた。これは今回用いたGCMでは流域の気温が約1℃低く見積もられていることと，モデルの違い(SVATはポテンシャル蒸発量でAGCM20は実蒸発散量)の影響が大きいと考えられる。このため，現時点では，GCMの値が過大評価なのか過小評価なのかについての結論は出せないが，SVATモデル出力値を実蒸発散量に修正することで，この差異はある程度まで縮小できると考えられる。それでも解消されない差異は，SVATモデルによる結果を基準としたバイアス補正を行って修正する必要がある。

Fig. 8にHydro-BEAMによる木曽三川流域の流出解析結果を示す。この図は，現在気候における流域内の多年平均流量の空間分布を示している。図中の数値は，木曽川の犬山地点の流量を表している。はじめに，入力気象データとして地上気象観測値を用いて，モデルパラメータを調整(キャリブレーション)した結果，実測流量(305.3m^3/s)との誤差を1%以内で流量を推定することができた。しかし，GCMを用いた場合は，モデルに入力される降水量，蒸発散量，さらに融雪量のそれぞれに，観測値(もしくは熱収支モデル推定値)との間に差異(バイアス)が含まれるため，全く同じパラメータ設定で流出解析を行っても，得られる結果が異なってしまうことになる。Fig. 8の場合，GCMを用いた場合の年平均流量が約50m^3/s過小評価となった。この結果は，流出量が，蒸発散量の寄与と降水量の寄与のバランス(水収支)で決まることを示しており，将来の河川流量の予測には，単純に降水量や気温だけなく，蒸発散量や融雪量のバイアス補正も重要になることを示唆している。

3.3 現在流況の再現結果

Fig. 9に1996年1月1日から1998年12月31日までの木曽三川流域主要4地点 (揖斐川：万石，長良川：忠節，木曽川：今渡・犬山) における河川日流量の再現結果を示す。このキャリブレーション期間は，土地利用データ(1997年)を含む前後1年間とした。図中の青線が実測値，赤線が地上気象観測値を用いた場合のモデル(Hydro-BEAM)による計算値である。

期間中の水収支誤差(TWBE)は，実測流量をQobs，計算流量をQcalとするとTWBE(%)={｜ΣQcal-ΣQobs｜/ΣQobs}×100で表される。TWBEの値は，万石で15.5%，忠節で3.6%，今渡で3.6%，犬山で0.9%となり，揖斐川の万石以外は5%以内の誤差に抑えられた。万石の誤差については，流域面積の影響が大きいと考えられるが，今回の河道網モデルでは問題を十分に修正できなかった。これは河道網を作成する際に必要となる基準点における河川断面形状(川幅，計画高水位)および集水面積のデータが十分に得られなかったため，揖斐川の河道網の形状について十分な調整が行えなかったことが主な原因と考えられる。国内主要水系の諸元については，(社)日本河川協会の日本河川図などから必要な情報が得られるが，それ以外の河川流域については，河川整備基本計画などに断面形状等のデータはあっても，集水面積に関する情報までは得られないため，今後さらに別の情報を収集して河道モデルの精度向上を図る必要がある。

Table 1に各地点の期間平均流量とその誤差(相対誤差)を示す。平均流量の相対誤差の値は水収支誤差と一致するが，符号が付くため，計算値が過大評価か過小評価になっているのかについての判断もできる。

Table 1 Annual mean river discharge of Kiso three river basin (1996-1998)

Basin	Ibi	Nagara	Kiso	Kiso
Point	mangoku	chusetsu	imatatari	inuyama
Observed	88.6	124.6	264.4	305.3
Calculated	102.3	129.0	254.9	308.3
Error (%)	+15.5	+3.6	-3.6	+0.9

Unit: (m^3/s)

次に，1979年から2003年までの25年間の平均流量の再現性をTable 2に示す。(揖斐川万石は誤差が大きく，木曽川今渡はデータ欠損が多いため除外) この結果から，本研究で用いたモデルが長期間の河川流量についても良好に再現可能であることがわかる。

Table 2 Annual mean river discharge of Kiso three river basin (1979-2003)

Basin	Nagara	Kiso
Point	chusetsu	inuyama
Observed	111.1	270.5
Calculated	106.3	272.4
Error (%)	-4.3%	+0.7%

Unit: (m^3/s)

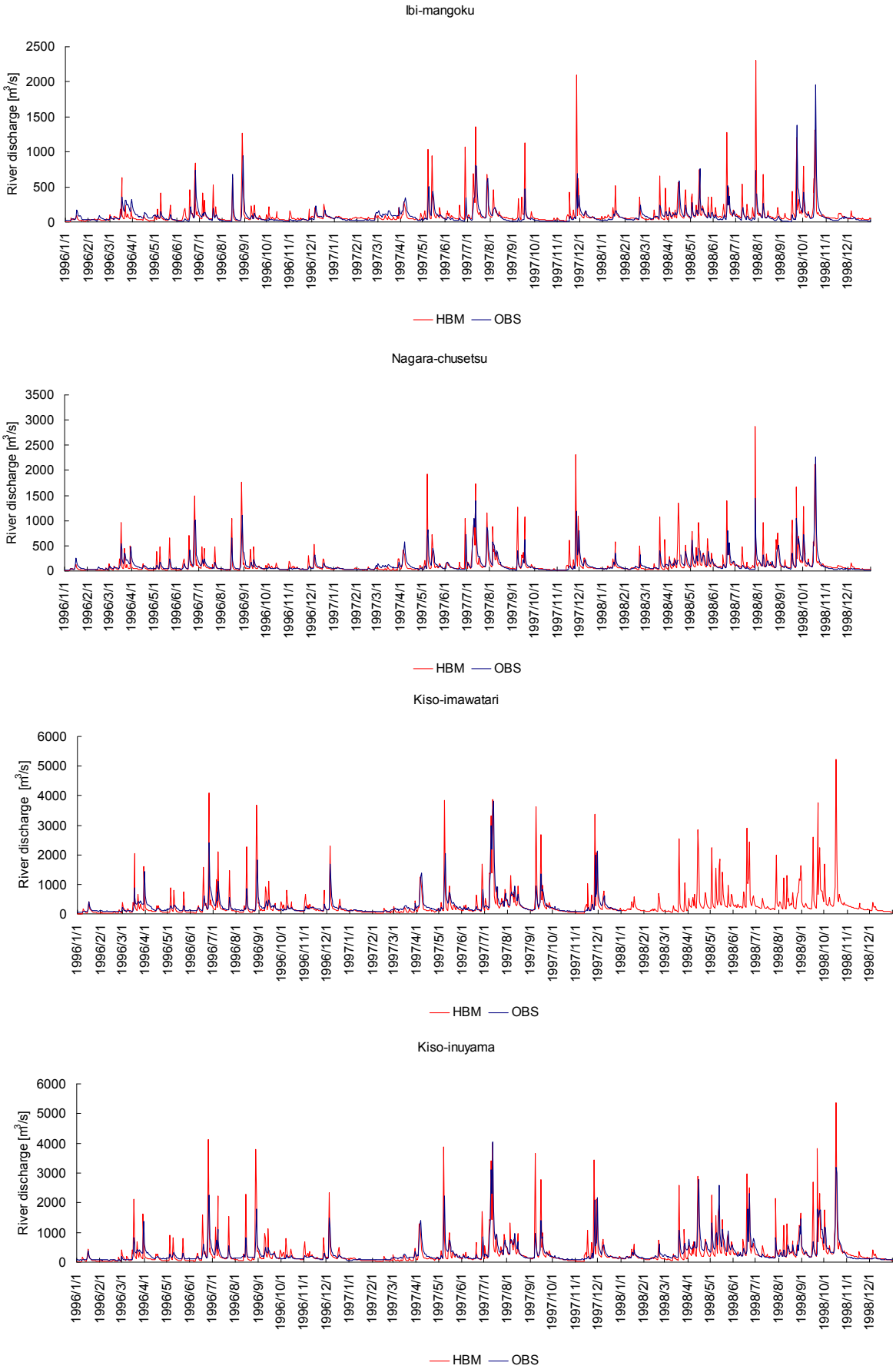


Fig. 9 Daily average river discharge in the Kiso three river basin (1996-1998).

Fig. 10は，長良川の忠節と木曽川の犬山の1979年から2003年までの25年間を対象にした長期流出計算の結果を示している。この図からも，月平均流量ベースで，各流域とも長期間にわたってその特性が良好に再現できていることがわかる。

Fig. 11は，長良川と木曽川の月平均流量の季節変化を示している。各流域とも冬～春(12～4月頃)にかけて，計算値が過小評価になっており，夏～秋(8~11月頃)にかけては逆に過大評価になっていることがわかる。

河川流量の実測値と比較して計算結果が過小評価になる要因としては，融雪量を過小に推定していることが挙げられ，過大評価となっている要因としては，蒸発散量を過小に推定していることが考えられる。融雪量と蒸発散量の推定誤差については，本研究で用いた地表面熱収支(SVAT)モデルの精度を向上させる必要があり，実際に積雪・融雪量や蒸発散量の実測データのある地域を対象としたモデルパラメータのさらなる調整が必要と考えられる。

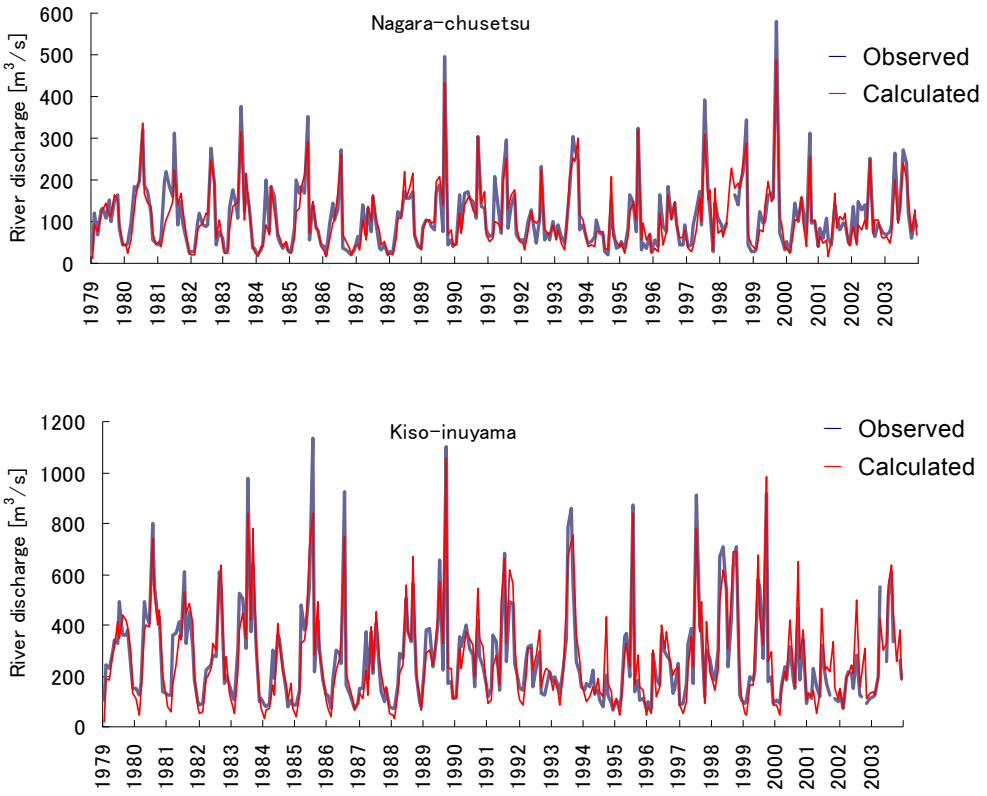


Fig. 10 Monthly average river discharge in the Kiso three river basin (1979-2003).

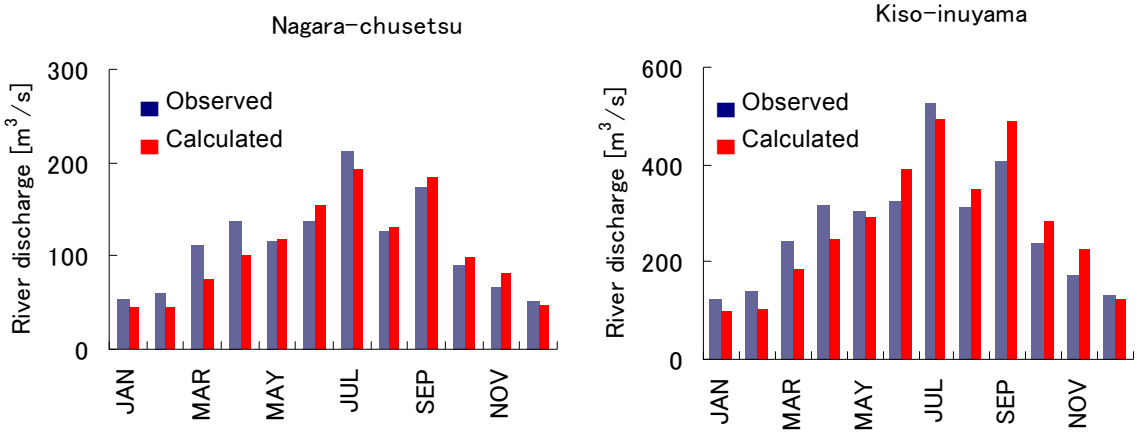


Fig. 11 Seasonal change of river discharge in the Kiso three river basin (1979-2003).

また，木曽川流域では，流域内に岩屋ダム(150×10^6m^3)や味噌川ダム(55.0×10^6m^3)，阿木川ダム(44.0×10^6m^3)などにより流量が人為的に操作されているため，放流時や貯水時の流量を過小あるいは過大評価している可能性が高い。また，木曽川流域では，木曽川用水(上流部・下流部)や濃尾用水，愛知用水などが取水されており，そのほかにも名古屋市をはじめ，愛知県や岐阜県が河川から直接取水を行っているため，その分の計算流量が過大評価になっていることも挙げられる。これらの影響を厳密に考慮するためには，実際の流域内の各地点における取水の実態やダム操作の実態といった人為的な要因を考慮した木曽三川流域の総合的な水資源管理モデルを構築していく必要がある。しかし，本研究では，流域平均の誤差が5%以下の精度で河川流量を予測できているので，敢えて人為的な影響は考慮せず，将来の気候変動に伴う影響評価の解析を行うことにした。

3.4　将来気候の予測結果

Fig.12(上側3段)は，AGCM20による木曽三川流域における将来気候の予測結果を示している。

木曽三川流域の平均気温は，近未来(2015-2039年)で約11℃，21世紀末(2075-2099年)には約13℃に上昇すると予想されている。流域の温暖化に伴って，流域内からの蒸発散による年間損失水量も増加し，現在気候に対して，近未来で年間約21mm，21世紀末には年間87mm蒸発散量が増加すると予想されており，流域内の水資源がその分減少することを意味している。一方，温暖化すると蒸発散量が増加するだけなでなく，大気中に含まれる水蒸気量も増加するため，全球的には降水量も増加すると予想されている。しかし，降水量については，地形や大気の循環など様々な要因の影響で変化の大きさの地域差が蒸発散量の場合よりも大きく，気温増加に伴って一様に増加しないことが多い。

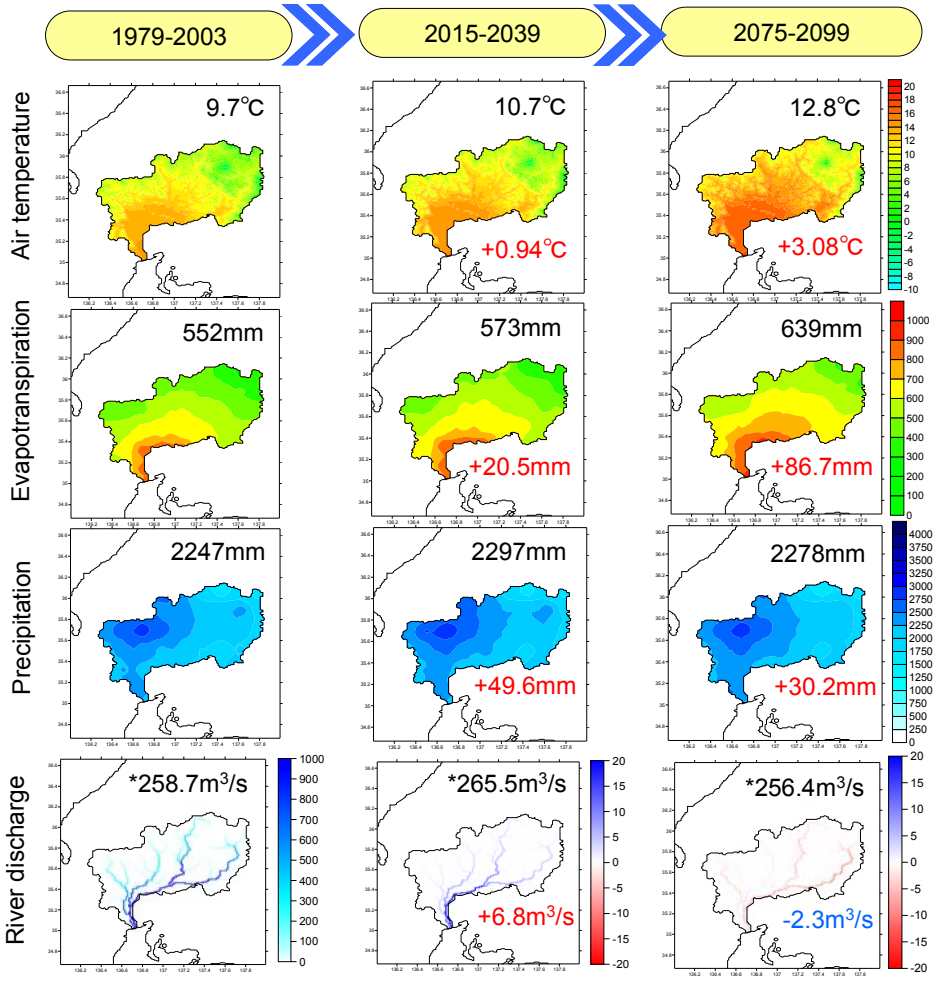


Fig. 12 Projection of future climate and river flow in the Kiso three river basin.
*Inuyama observation point

そのため，気候変動(主に温暖化)に伴う流域内水資源量の変化を正確に予測するためには，蒸発散による損失量と降水による供給量の両者のバランスを考慮した長期水収支解析が不可欠となる。

木曽三川流域の場合，近未来では，温暖化に伴う蒸発散量の増加量よりも降水量の増加量のほうが多いため，流域内の水資源量は相対的に増加すると予想されたが，21世紀末になると，蒸発散量は，約87mm増加するが，降水量が31mmしか増えないので，近未来とは逆に流域内の水資源量は現在より減少すると予想された。

Fig. 13は，長良川と木曽川流域の河川流出に大きな影響を及ぼす気象要素の季節変化を示している。各流域ともに，温暖化に伴って，融雪量が顕著に減少し，その発生時期が早期化していることと，年間を通して蒸発散量が増加すると予想されたが，降水量については明確な変化はみられなかった。

3.5　将来流量の予測結果

Fig. 12(最下段)は，AGCM20を入力した場合のHydro-BEAMによる木曽三川流域の流量変化の計算結果を示している。図中の数値は木曽川犬山地点の多年平均流量を示しているが，現在気候条件下で実測流量(305.3m^3/s)よりも約15%過小評価となっていることに注意する必要がある。これはAGCM20の降水量が，実測よりも少ないことに起因すると考えられるが，それ以外にも，日降水量や時間降水量の発生頻度が異なることなども要因として考えられる。

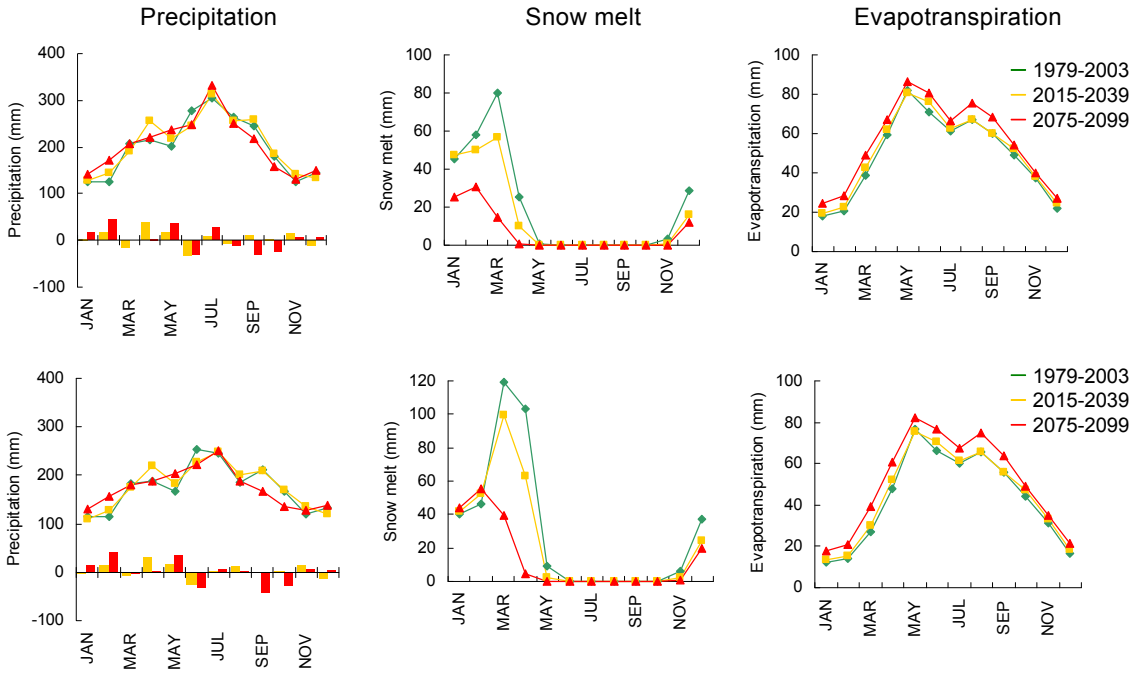


Fig. 13 Future climate change of the Kiso three river basin.
Upper: Nagara river, Lower: Kiso river

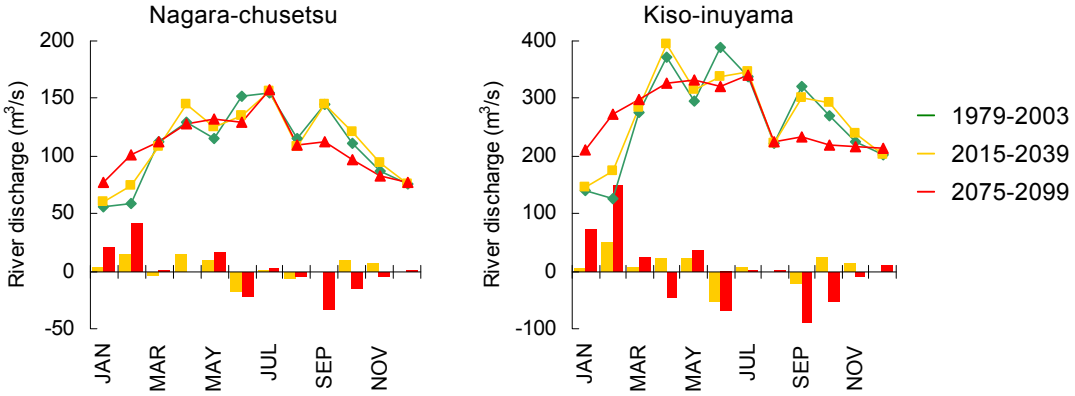


Fig. 14 Change of seasonal river flow in the Kiso three river basin.

一般にGCMで出力される降水量データは，比較的ばらつきが少なく，実際の降水現象と比較すると極端な大雨や少雨の発生頻度が少ない傾向があり，小～中規模の雨が長く続くことが多いため，流域内の土壌層は現実よりも湿潤な状態になっていると考えられる。このため，各降雨時の初期損失が少なく，地上到達降雨量の大部分が流出するケースが多くなると考えられる。しかし，実際の降水現象の発生頻度とGCMで出力される降水特性の違いや，その差異の補正，および流域内土壌水分の乾湿状態の時空間分布と流出特性の関係性などについての詳細については，現時点ではまだ不明な点が多いため，ここではこれ以上議論しない。したがって，本研究で得られた将来の計算流量の絶対値そのものは将来の影響評価には使えないが，変化量(差)の情報は，将来の木曽三川流域における流況変化の予測に有益な情報を提供すると考えられる。

Fig. 12からは，木曽川犬山地点の流量が，近未来には現在よりも6.8m^3/s増加し，21世紀末には2.3m^3/s減少するという結果が得られた。この原因は，前述したように，各時期の水収支の違いによるものであると考えられ，木曽三川流域では，時期に応じて異なる水資源管理を行っていく必要があることが示唆される。

Fig. 14は，長良川(忠節)と木曽川(犬山)における，月別河川流量の将来変化を示している。各流域ともに，冬季(12~3月頃)の流量が増加し，秋季(9~11月頃)の流量が減少しており，結果として，一年を通じた河川流量の季節変動幅が小さくなり，流況が平滑化されていくことがわかった。これは，Fig. 13の結果から，温暖化に伴う融雪量の減少と融雪時期の早期化，および蒸発散増加による影響が大きいと考えられた。

3.6　極端水文現象の予測

Fig. 15は，流況曲線による木曽三川流域の将来流況の予測結果を示している。図中で黄色の枠で示した部分が，豊水流量から低水流量までの間の流域の平均的な(平常時の)流量の変化を示しており, Fig. 12の結果と同様に，近未来では流量が増加し，21世紀末では減少することがわかる。

Table 3に，木曽三川流域の主要地点における現在流況に対する近未来と21世紀末の流況の変化率を整理した結果を示す。この結果からも，木曽三川流域の平常時の流況は，近未来では1.6～2.4%増加するが，21世紀末には1.3~3.1%減少することがわかる。

一方，洪水や渇水時など極端現象時の流況は，豊水流量以上および低水流量未満の流況変化を調べることで影響評価を行うことができる。

Fig. 15の赤枠で示された部分が，木曽三川流域の洪水時および渇水時における流況の変化率を示している。この図からは,近未来では渇水が深刻化するが,21世紀末には逆に渇水時の流量が増える(渇水リスクが緩和される)ことがわかる。

一方，洪水のリスクについては，近未来では顕著な変化は見られないが，21世紀末では各流域ともに現在よりも洪水時の流量が増加する(洪水リスクが増加する)ということがわかった。

Table 3の各流域の豊水以上および低水未満の流況の変化を整理した結果からも，渇水のリスクは，近未来では木曽川を除いて深刻化(低水流量未満の平均流量が1.7~2.1%減少)するが，21世紀末には各流域ともに流量が1.9~6.5%増加(渇水リスクが緩和)すると予想された。

一方,洪水のリスクについては，豊水流量以上の流量を平均化した場合，近未来で0.7~1.1%，21世紀末で1.0~2.0%増加すると予想され，木曽三川流域では現在に比べ将来は洪水のリスクが徐々に高まっていくと予想された。

これらの結果は，今後木曽三川流域で治水と利水の両面から総合的な流域の管理を行っていくためには，時期に応じて，極端な気象現象に伴う災害時と平常時で異なる管理を実施していく必要があることを示唆している。

Table 3　Relative change of river flow in the Kiso three river basin

	2015-2039			2075-2099		
Basin	Ibi	Nagara	Kiso	Ibi	Nagara	Kiso
Point	mangoku	chusetsu	inuyama	mangoku	chusetsu	inuyama
High flow	+0.7%	+1.1%	+1.0%	+1.0%	+2.0%	+1.6%
Normal flow	+1.6%	+2.2%	+2.4%	-2.3%	-3.1%	-1.3%
Low flow	-2.1%	-1.7%	+0.1%	+2.7%	+1.9%	+6.5%

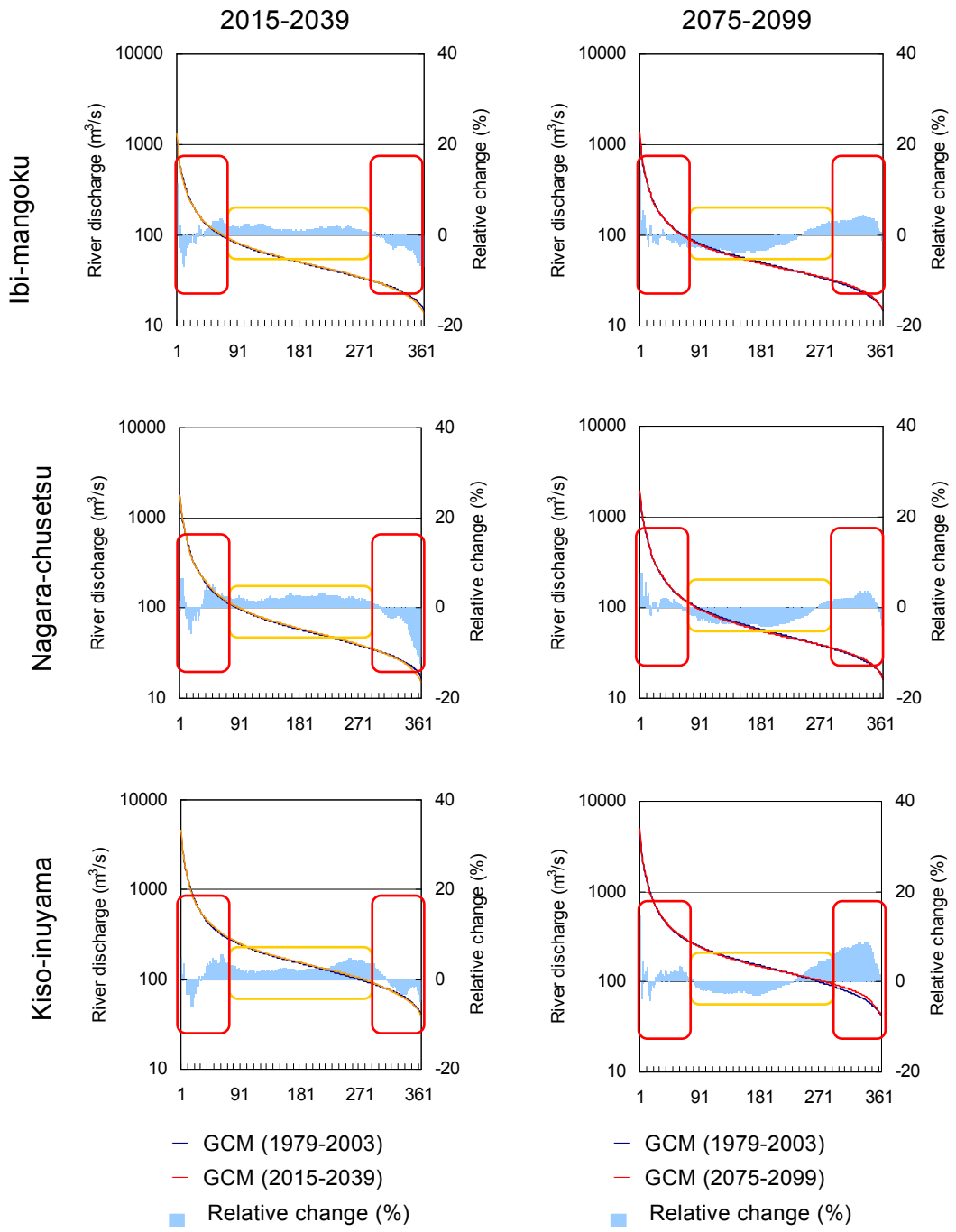


Fig. 15 Change of flow duration curve (FDC) in the Kiso three river basin.

4. おわりに

将来の気候変動に伴う木曽三川流域環境の予測とその影響を明らかにするため，高解像度の全球気候モデルと分布型流出モデルを用いて，将来の河川流況の変動予測を試みた。

木曽三川流域の気温については統計的に有意な温暖化傾向が検出されたが，降水量については，統計的な有意性は認められなかった。

GCMの再現性については，空間分布特性については地上気象観測値によく対応していることがわかったが，定量的な評価を行うためには，気温や降水量だけでなく，蒸発散量や融雪量のバイアス補正が不可欠であることがわかった。

本研究で用いた分布型水文モデル(Hydro-BEAM)は，1979年から2003年までの木曽三川流域の長期平均流量を誤差5%以内の精度で推定できることがわかった。しかし，月別流量の季節変化については，ダム貯水池の人為的な操作や取水量の実態を考慮し

たさらなる解析が必要であることがわかった。

木曽三川流域の将来気候については，21世紀末までに約3.1℃の温暖化が予想され，それに伴って，蒸発散量の増加や融雪時期の早期化，融雪量の減少などが予想された。

温暖化に対する降水量の変化率は一定ではなく，時期により降水量と蒸発散量の変化が異なるため，状況にあわせてより適切な水資源管理を行う必要があることが示唆された。

木曽三川流域の将来流況は，平常時流量は近未来では1.6～2.4%増加し，21世紀末には1.3~3.1%減少すると予想された。豊水流量以上の流量は近未来で現在よりも0.7～1.1%増加し，21世紀末も1.0～2.0%増加すると予想されており，木曽三川流域では将来は洪水のリスクが高まると予想された。低水流量以下の流量は，近未来では揖斐川と長良川で1.7~2.1%減少して渇水リスクが増すが，21世紀末には各流域で1.9~6.5%増加する(渇水リスクが緩和される)と予想された。

さらに，温暖化に伴う融雪時期と融雪量の変化および蒸発散量の増加に伴って，月別河川流量の季節変化幅が小さくなり，年間を通して流況が平滑化されると予想された。

これらの結果は，単一の将来気候予測推計情報(AGCM20)の単一シナリオ(IPCC A1Bシナリオ)に基づいた将来予測のひとつに過ぎないが，木曽三川流域内の将来の水資源管理を行う際のひとつの有効な参考情報となることが期待される。

謝　辞

本研究の一部は，名古屋市上下水道局の受託研究費を用いて行われた。また，本研究で解析に用いたデータの一部は，文部科学省21世紀気候変動予測革新プログラム「超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究」のもと，地球シミュレーターを用いて行われた。ここに記して謝意を表す。

参考文献

気象研究所物理気象研究部 (1984)：大気中における雪片の融解現象に関する研究，気象研究所技術報告，第8号，1-80.

国土交通省河川局 (2007): 木曽川水系河川整備基本方針, 1-24.

近藤純正・徐　建青 (1997)：ポテンシャル蒸発量の定義と気候湿潤度，天気，44：875-882.

佐藤嘉展・森英祐・浜口俊雄・田中賢治・小尻利治・中北英一 (2009)：気候変動に対する先行適応のための洪水および渇水リスク評価, 京都大学防災研究所年報　第52号B, 573-586.

西岡昌秋・寶　馨 (2003)：Mann-Kendall検定による水文時系列の傾向変動, 京都大学防災研究所年報第46号B, 181-192.

Kitoh A, Ose A, Kurihara K, Kusunoki S, Sugi M, and KAKUSHIN Team-3 Modelling Group (2009): Projection of changes in future weather extremes using super-high-resolution global and regional atmospheric models in KAKUSHIN Program: Results of preliminary experiments. Hydrological Research Letters 3: 49-53. doi:10.3178/HRL.3.49.

Kojiri T. (2006): Hydrological River Basin Environment Assesment Model (Hydro-BEAM). In Watershed models, Singh VP, Frevent DK. (eds). Taylor & Francis, CRC Press: Florida; 613-626.

Hydrological Impact of Climate Change in the Kiso Three Rivers Basin

Yoshinobu SATO, Yuri MICHIHIRO, Yasushi SUZUKI, Eiichi NAKAKITA and Toshiharu KOJIRI

Synopsis

In order to clarify the hydrological impacts of climate change in the Kiso Three River basin, a super-high resolution atmospheric general circulation model (MRI-AGCM20) based on IPCC SRES-AR4-A1B scenario were used as input parameter for a distributed Hydrological River Basin Environment Assessment Model (Hydro-BEAM). The results obtained in this study showed that long-term trend of air temperature and precipitation estimated by the non-parametric Mann-Kendall test and change of future river flow regimes by the flow duration curves (FDCs).

Keywords: climate change, Kiso three river basin, river discharge, MRI-AGCM20, Hydro-BEAM

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

ワジ洪水の移動通過損失量に関する経験モデルと水文学モデルの理論的整合性評価

浜口 俊雄・Mohamed SABER* ・小尻 利治

*京都大学大学院工学研究科

要 旨

本研究は，ワジ流出に対する既往の経験モデルを一般化した上で，同モデルに水文モデルを用いて理論的解釈を行ったときに得られる両者間の関係式を導出した。初期損失量の経験モデルは漸近的に理論と合致することを確認し，移動通過損失量の方は浸透強度の整合条件式を水文モデルの諸パラメータで表現できた。これらから，ワジ流出に対する初期・移動通過損失量の経験モデルは水文モデルと理論的整合がある，もしくは条件式によって整合性を取れると判った。さらにその理論的考察から，水文パラメータと経験モデルパラメータの関係式を得ることができ，その関係式から必要なパラメータを定めることができると判った。

キーワード：ワジ流出，初期損失，移動損失，水文モデル，経験モデル

1．序論

北半球の乾燥地・半乾燥地は冬季のみに降雨イベントがあり，そのときだけ表面流が発生するワジ(wadi)という現象がある。その流出斜面や河道は幅広で全体に浅く，普段は水涸れを起こしており，河道においては水無川の様相を呈している。日本でよく見る酷似した現象に，表面が土で覆われた公園で，降雨時に水たまりとともに地面を浅く削りながら排水口や側溝に流れていく表面水がある。この現象のスケールが数十倍から数百倍あるいは数千倍，数万倍に大きくなったものがワジ流出と考えれば想像に難くない。その流出したワジは，流出した表面流が斜面から河道へと集まり，下流に向かうにつれて合流しながら短時間に勢いのある大流量の流れとなって，最後には鉄砲洪水(flash flood)のかたちで主河川や海へ流れ込む。その鉄砲洪水は流下途中で居住地も通過することがあるため，家屋倒壊や死者を伴う被害をもたらすことも多い。そうした乾燥地の洪水挙動を把握するために，ワジの挙動に適合した流出モデルを用いて洪水シミュレーションを事前に遂行することが重要であるが，既往研究ではその挙動を表現できる分布型モデル自体が存在していなかった。そこで筆者らは，ワジ洪水特有の機構としてワジ流出時の初期・移動時の通過損失量を考え，それらを表す経験式(SCS, 1985; Walters, 1990)をHydro-BEAMという分布型モデルに組み込んでモデル化(Saberら, 2010)した。本稿では，その経験式を水文学的に解釈した場合の経験モデルパラメータの意味と定め方について検討する。

2．ワジ洪水のモデル化

2.1 ワジ流出

ワジ流出機構は水文モデル化の際にとても厄介な一面を有している。すなわち，「浸透性・吸水性が高い地表面上を流れる」「流れ出すと，一気に大量の表流水が移動し

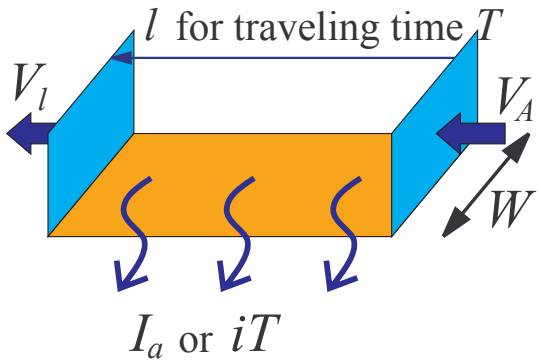


Fig.1 Schematic view of initial and transmission losses in wadi runoff

ていく」という相反する2つの特徴をモデル化しなければならない。またその両者が空間的に離れた場所で同時に起こることも想定し，表流水が不連続で流れていくことも表現できることを目指す。本稿ではこれらを踏まえて，初期流出時には前者の特徴が卓越するために初期損失挙動をモデル化し，表流水発生時には後者の特徴が卓越するので，移動損失挙動をモデル化し，それぞれを既往の流出モデルに組み込むことを目指す。

Fig.1にこれらのワジ流出時の概念を表す。ただし，図中の文字数は後述の式展開で使われるものと同一の意味をなすものとする。

2.2 初期損失挙動

まず初期損失挙動のモデル化について検討する。乾燥地・半乾燥地の表層部は出水前の水涸れしたワジ河道も含めて，その表面の透水性が高く乾燥した状態にある。そのため降雨で表面に水が供給されても乾燥した土層はなかなか飽和状態に達しない。降雨開始直後では表層に大量の吸水が始まり，ある程度の水分が溜まりはじめても下層には表層と同程度に乾燥した土層が存在しているため，更に吸水状態が続き，下方浸潤量は地表から近い場所ではしばらくほぼゼロのままとなる。また地表が乾燥しているため，吸水と同時に蒸発も大量に発生する。この挙動が湿潤地との大きな違いであり，出水する程度に地面が潤うには土層への大きな吸水量が必要になることは想像に難くない。土層が吸水開始時から飽和状態に至るまでの総浸透量は，ワジ流出の観点では初期損失量として定義されている。同量に関しては式(1)〜(3)に示すSCS(Soil Conservation Service)法で算出する(SCS, 1985)。これは観測・経験的に提案されたもので既往研究では同式によって算出されることが多い。

$$I_a = \lambda S \tag{1}$$

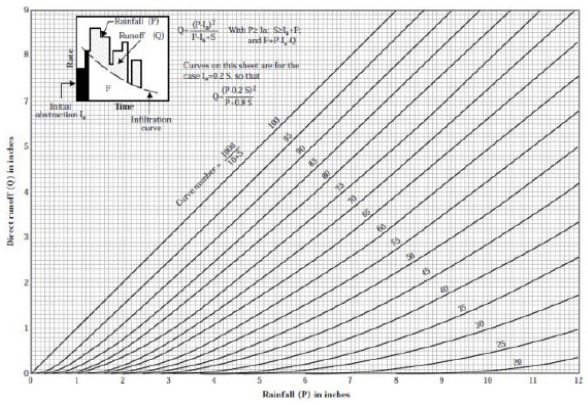


Fig.2 Curves of soil conservation service

$$S = 25.4\left(\frac{1000}{CN} - 10\right) \tag{2}$$

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \tag{3}$$

ここにそれぞれ単位面積当たりのI_a：初期損失量(mm)，S：最大保留量(mm)，λ：初期損失係数，CN：流出曲線番号，Q：累積流出量(mm)，P：累積降雨量(mm)である。なお初期損失係数λは観測データから通常0〜0.26の範囲で定めればよく，CN値は地質・土地利用・水文条件・先行湿潤度に依存して定め得る。いま，CNを変化させて表れる曲線群をFig.2に示す。最大保留量に対する累積保留量の比と初期損失後の累積降雨量に対する累積流出量の比が常に等しいという仮定式(4)と水量保存式(5)を基に式(3)導かれる。

$$\frac{F}{S} = \frac{Q}{P - I_a} \tag{4}$$

$$P = Q + F + I_a \tag{5}$$

ところで水文モデルで頻繁に用いられる流出率fは

$$f = \frac{Q}{P} \tag{6}$$

に等しい。いま

$$p = \frac{P}{S} \tag{7}$$

$$i_a = \frac{I_a}{S} \tag{8}$$

とおいて無次元化パラメータを用いると，式(3)は式(9)になる。

$$f = \frac{p\left(1 - \frac{i_a}{p}\right)^2}{p\left(1 - \frac{i_a}{p}\right) + 1} \tag{9}$$

いま，SCS法で示されたモデルが実挙動を踏襲することを示す。少雨で表面に全く出水しない場合を考えると，

$$p \approx i_a \tag{10}$$

となって，式(9)は

$$f \approx 0 \tag{11}$$

が成り立つ。また少雨で表面に少し出水する場合を考えると

$$i_a \ll p \ll 1 \tag{12}$$

となって，式(9)は

$$f \approx p \tag{13}$$

が得られる。さらに大雨で表面に出水する場合では

$$p \gg i_a, \quad p \gg 1 \tag{14}$$

となって，式(9)は

$$f \approx 1 \tag{15}$$

となる。この結果は経験モデルが実挙動と合致しており，かつ，流出率を用いた水文モデルとの併用時にも流出率から初期損失量の整合性が検討できるため，どちらのモデルで検討しても結果は等価になることを示している。ゆえにワジ流出時に初期損失量式(1)〜(3)は適していると言える。

2.3 移動損失挙動

地表面の吸水挙動がしばらく続き，徐々に土中の空隙が水で占め尽くされ出すと，降雨強度が地表面の飽和浸透強度を上回った時点で地表面上にワジ流出が始まり，ワジ河道を経て，涸れることのない主河川へ流出していく。その流出過程において，ワジ表面流やワジ河道流では，高透水性の地表(斜)面または河床面を通過していくため，その下流への移動通過過程で大量に浸潤して失われていく。或る時間内に或る区域(区間)で下方浸潤した総量が移動通過損失量として定義される。

ワジ流出後の移動通過損失量に関しては，或るワジ流域の観測結果から得られた経験式(16)が提案されている(Walters, 1990)。

$$V_1 = 0.026{V_A}^{0.872} \tag{16}$$

式(16)で表される経験モデルは，基準断面を通過した流量$V_A(\mathrm{m}^3)$と1km離れた先の断面を通過するまでの移動通過損失量$V_1(\mathrm{m}^3)$との統計的相関から求められた統計式である。なお，参考文献に挙げられているオリジナルモデルの式は「1マイル(mile)離れた先の断面を通過するまでの移動通過損失量V_m」ならびに「流量の単位にエーカーフィート(Acre·ft)」を用いて

$$V_m = 0.103{V_A}^{0.872} \tag{17}$$

で提案されていたため，筆者らが上記式(16)のように流量の単位を立方メートル(m^3)，検討場所までの距離を1(km)に変換した(Saberら, 2010)。しかしながら，その式(16)は参考文献で観測地域の浸透特性と同じ土地にのみ有効なパラメータ値であるため，一般性があるとは言い難い。そこで本稿では一般化するための拡張式を考える。式(16)左辺を一般化して考えると，距離に応じて移動した流量の微分量とすればよく，同右辺は式(16)と同じ統計的規則に(モデル構造)でワジ流量が基準断面から下流方向に距離xまで減少すると仮定し，損失が生じるのでマイナス量になると考え，式(18)のように定義した。

$$\frac{dV}{dx} = -C_1 V^{C_2} \tag{18}$$

ここに，x：河道に沿う曲線座標(原点は基準断面V_Aの位置)，V：基準断面から下流にx(km)先の断面を通過した河川累積流量，C_1,C_2：累積流量パラメータ(>0)を表す。なお詳細は後述に示すが，式(16)では$C_1 = 0.026, C_2 = 0.872$に相当する。いま，距離ℓ(km)先の累積流量V_ℓは式(18)を積分して

$$\int_0^\ell dx = -\int_{V_A}^{V_\ell} \frac{dV}{C_1 V^{C_2}}$$

$$\Leftrightarrow \quad \ell = \frac{1}{(1-C_2)C_1}\left({V_A}^{1-C_2} - {V_\ell}^{1-C_2}\right) \tag{19}$$

これをV_ℓに関して整理すると式(20)のようになる。

$$V_\ell = \left\{{V_A}^{1-C_2} - (1-C_2)\,C_1\ell\right\}^{\frac{1}{1-C_2}} \tag{20}$$

よって，一般化された移動通過損失量V_dを求めると式(21)のようになる。

$$\begin{aligned} V_d &= V_A - V_\ell \\ &= V_A\left[1 - \left\{1-(1-C_2)\,C_1\ell {V_A}^{C_2-1}\right\}^{\frac{1}{1-C_2}}\right] \end{aligned} \tag{21}$$

一般的に，C_1は1に比べて非常に小さい定数，かつ，C_2が1に近い定数のため，$1-C_2$は-1から0の間に含まれる絶対値の小さな定数となる。そこにV_Aが他に比べて大きな数字であることを鑑みると，

$$1 \gg (1-C_2)C_1\ell {V_A}^{C_2-1} \tag{22}$$

が成り立つ状況は非常に多いと思われる。この場合，テイラー近似によって

$$V_d \approx C_1\ell {V_A}^{C_2} \tag{23}$$

が得られる。両辺をℓで割れば明らかな様に式(23)は式(18)を差分化して線形近似した結果に等しい。特に$\ell = 1$を考えれば，式(16)で示される事例も含められる結果であることが窺え，一般化に成功していると判断できる。この結果から先述のとおりC_1とC_2が式(16)の係数に匹敵していることが言える。以上から，近似条件式(22)は式(18)の差分近似計算の成立条件に等価であることもわかる。

3．水文モデルとの整合性

いま斜面においても河道においてもワジ流出断面形状は水深の浅い矩形で，かつ，ワジ洪水挙動がキネマティックウェーブ近似されると仮定すると，表面流出は運動方程式(24)と連続式(25)を考えればよい。

$$Q_R = \frac{\sqrt{I}}{n} W h^{\frac{5}{3}} \tag{24}$$

$$\frac{\partial(hW)}{\partial t} + \frac{\partial Q_R}{\partial x} = r_e \cdot W \tag{25}$$

ただし，h:水深(m)，W:河道幅(m)，Q_R:流量$(\mathrm{m}^3/\mathrm{sec})$，$r_e$：有効降雨強度$(\mathrm{m}^3/\mathrm{sec})$，$n$：等価粗度，$I$：斜面勾配である。ここに，$T$を基準断面から$\ell$(km)先の断面まで

の通過所要時間(sec)としたとき，Q_R は

$$Q_R = \frac{V_A}{T} \tag{26}$$

で与えられている。ここで，式(24)と式(25)を変数分離した等価式は，

$$\frac{dx}{dt} = \frac{d}{dh}\left(\frac{\sqrt{I}}{n}h^{\frac{5}{3}}\right) = \frac{\sqrt{I}}{n}h^{\frac{2}{3}} \tag{27}$$

$$\frac{dh}{dt} = r_e \tag{28}$$

と書ける。式(28)を時間tで積分すると，

$$h = h_0 + (r-i)t \tag{29}$$

を得る。ここに，r：降雨強度(m^3/sec)，i：浸透強度(m^3/sec))，h_0：V_A を計測した地点の水深(m)である。ただし，r_e は $r-i$ に置き換えて展開している。これを式(27)に代入する。

$$\frac{dx}{dt} = \frac{\sqrt{I}}{n}\{h_0 + (r-i)t\}^{\frac{2}{3}} \tag{30}$$

上式を $t=0$〜T，$x=0$〜ℓ において積分し，

$$\ell = \frac{3\sqrt{I}}{5n(r-i)}\{h_0 + (r-i)T\}^{\frac{5}{3}} \tag{31}$$

となる。これを T について解くと，

$$T = \frac{1}{r-i}\left[\left\{\frac{5n(r-i)\ell}{3\sqrt{I}}\right\}^{\frac{3}{5}} - h_0\right] \tag{32}$$

を得る。この結果を運動式(24)に代入すると，

$$V_A = \frac{W\sqrt{I}h_0{}^{\frac{5}{3}}}{n(r-i)}\left[\left\{\frac{5n(r-i)\ell}{3\sqrt{I}}\right\}^{\frac{3}{5}} - h_0\right] \tag{33}$$

を得る。同様にすれば，基準断面から ℓ(km)先の断面累積流量は

$$V_\ell = \frac{5W\ell}{3}\left[\left\{\frac{5n(r-i)\ell}{3\sqrt{I}}\right\}^{\frac{3}{5}} - h_0\right] \tag{34}$$

が得られ，$V_d = V_A - V_\ell$ より，

$$V_d = W\left\{\frac{\sqrt{I}h_0{}^{\frac{5}{3}}}{n(r-i)} - \frac{5}{3}\ell\right\}\left[\left\{\frac{5n(r-i)\ell}{3\sqrt{I}}\right\}^{\frac{3}{5}} - h_0\right] \tag{35}$$

となる。飽和浸透強度 i が考察区間(例えば計算要素)と移動所要時間の時空間平均値 i_0 で考えても水文モデルの式群が成り立つ場合，

$$i_0 = \frac{V_{d0}}{W\ell T_0} \tag{36}$$

である。ここに，T_0 とは式(32)において $i=i_0$ とした T の値，V_{d0} とは式(35)の V_d において $i=i_0$ とした V_d の値である。いま，式(36)に式(32),(35)を代入することで

$$i_0 = \left\{\frac{\sqrt{I}h_0{}^{\frac{5}{3}}}{n(r-i_0)} - \frac{5}{3}\ell\right\}\frac{r-i_0}{\ell} \tag{37}$$

が求まる。これを i_0 について解くと，

$$i_0 = \frac{5}{2}r - \frac{3\sqrt{I}h_0{}^{\frac{5}{3}}}{2n\ell} \tag{38}$$

となる。式(38)を経験モデルの水文モデルに対する適合条件として満たすことで，ワジ流出の経験モデルと水文モデルの理論的整合性がもたらされることになる。なお飽和透水係数も飽和浸透強度に等しいため，浸透強度の代わりに透水係数で検討しても整合性がとれることになる。

得られた i_0 値を用いて一般化近似経験式(23)を考えると，

$$i_0 W\ell T = C_1 \ell {V_A}^{C_2} \tag{39}$$

となる。ここに式(32),(33)を代入して整理すると，

$$i_0 = C_1\left(\frac{\sqrt{I}h_0{}^{\frac{5}{3}}}{n}\right)^{C_2}\cdot\left\{\frac{Wnl}{3\left(\sqrt{I}h_0{}^{\frac{5}{3}} - nr\ell\right)}\right\}^{C_2-1} \times\left[\left(\frac{5}{2\sqrt{I}}\right)^{\frac{3}{5}}\left(\sqrt{I}h_0{}^{\frac{5}{3}} - nr\ell\right)^{\frac{3}{5}} - h_0\right]^{C_2-1} \tag{40}$$

を得る。よって，式(38),(40)の連立条件式を満たす C_1,C_2 を定めることにより，現地観測が無くても経験モデルパラメータ C_1,C_2 は同定できると言える。その逆も言え，経験モデルパラメータが観測データから判れば水文モデルパラメータ i_0 や h_0 を推測することが出来る。結論として，式(38),(40)の連立条件式が経験モデルと水文モデル両者の整合性を相補的に満たしてくれると言える。

4．結論

本稿では，ワジ流出に対する初期・移動通過損失量の経験モデルは水文モデルと理論的整合がある，または整合性を取ることができた。さらにその理論的考察から，水文パラメータと経験モデルパラメータの理論的整合式を得ることができ，その関係式から両者のパラメータを定めることができると判った。今後はA層も同時に検討できる統合型キネマティックウエーブモデルでも展開していく予定である。

参考文献

Saber, M., Hamaguchi, T., Kojiri, T. and Tanaka, K.：Hydrological Modeling of Distributed Runoff Throughout Comparative Study between Some Arabian Wadi Basins，水工学論文集第54巻，土木学会水理委員会，pp.83–90，2010.

Soil Conservation Service (SCS): National Engineering Handbook, section 4: hydrology, US Dept. of Agriculture, SCS, Engineering Division, Washington, DC, 1985.

Walters, M. O.: Transmission losses in arid region. *J. of Hydraulic Engineering*, Vol. 116, 1, pp.127–138, 1990.

Theoretical Consistency between Empirical and Hydrological Models of Transmission Losses in Wadi Floods

Toshio HAMAGUCHI, Mohamed SABER* and Toshiharu KOJIRI

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This paper builds up the mathematical relationship between the generalized empirical model and the hydrological one concerning wadi runoff through the theoretical approach of the empirical equations to the hydrological ones. The empirical model of initial losses approximately agrees with hydrological behavior in several key cases. When the empirical model of transmission ones fillfulls with a compatibility equation of infiltration intensity incorporating hydrological model parameters, both models can fit with each other. Through the resulting equations, the relationship between empirical model parameters and hydrological ones can be derived. And then it can be shown that the parameters of one model to be necessitated are determined from the others based on the parameter compatibility.

Keywords : Wadi runoff, Initial losses, Tranmission Losses, Hydrological model, Empirical model

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

河川流出が東京湾の水域環境に及ぼす影響について

鈴木靖・佐藤嘉展・道広有理

要 旨

河川源流域から沿岸部までの流域圏全体の水循環と物質循環を統合的に評価するツールとして，流域圏（河川・沿岸）統合モデルの開発を進めている。本モデルは，分布型流域環境評価モデル（Hydro-BEAM）と，3次元海洋循環モデル（RIAMOM）から構成され，両者を河口部で結合することにより，流域圏全体のシミュレーションを可能としている。東京湾を対象としたモデル構築を行い，河口部の河川流量を接続することにより東京湾内に流出した河川水の循環を計算し，観測データとの比較検証を行った。計算事例ではT8610号に比べて降雨量が少なかったため，湾内の循環は河口部で限定されているものの，河川流出の大まかな傾向が再現できた。

キーワード：流域圏統合モデル，Hydro-BEAM，海洋循環モデル，RIAMOM

1. はじめに

温室効果ガスの排出による地球温暖化は地球環境全体に様々な影響を及ぼすことが懸念されている。その影響は海面上昇などの観測事実として，既に表れ始めている。IPCC 第 4 次報告書によると，1993 年から 2003 年までの 10 年間で観測された海面上昇量 1.8±0.5 mm/year のうち，約 6 割の 1.1±0.5mm/year が熱膨張や氷床融解などの気候変化の影響と見積もられている。我が国は，洪水時の河川水位より標高が低い土地（全国土の約 10%）に，約 50%の人口と，約 75%の資産が集中している。IPCC が予測する平均海面の 59 cm の上昇により，三大湾（東京湾，伊勢湾，大阪湾）のゼロメートル地帯の面積と人口は約 5 割増加すると見積もられており，地球温暖化は河川下流域から沿岸部により大きな影響を及ぼすことになる。特に，人間生活に欠かせない水資源への影響を様々な観点から研究し，その影響を定量的に評価することが，温暖化に対する緩和策を検討する上でも重要となる。

Fig. 1 は地球温暖化が水資源に与える影響を国交省水資源部（2009）がとりまとめたものである。このうち，濁水の発生，水質悪化，地下水塩水化，河川取水障害などは，河川だけの問題ではなく，沿岸部の海洋循環を含めた水域環境全体の問題である。

河川から流出した土砂は海浜の形成維持に重要な役割を果たしており，各地で問題となっている海岸侵食の対策を図る上でも，その供給量と沿岸部における土砂の循環を把握することが必要である。河川からは土砂のみならず，農地への施肥や生活排水にともなう栄養塩が流出し沿岸域へ供給されることにより，湾内の水質や漁業へ影響を及ぼすことが考えられる．湾内では潮汐・風・日射・水温・塩分濃度などの影響により，土砂や栄養塩は複雑な循環をしており，その挙動を把握するためには海洋の循環をモデリングする必要がある。

また，地球温暖化による集中豪雨の増加や台風の巨大化により，将来は洪水と高潮が同時に生起する可能性も指摘されている。防災的な側面からそのリスクを評価し，十分な適応策を実施する必要がある。

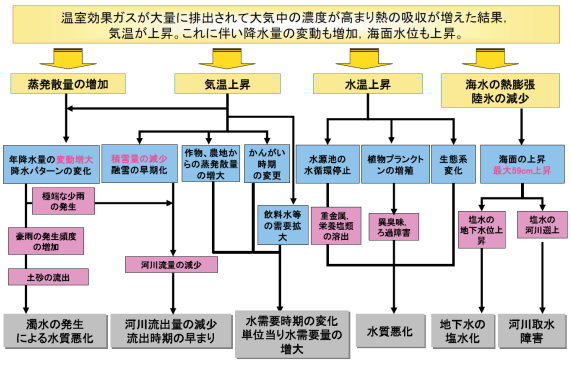


Fig. 1 Effects of global warming on water resources (quoted from Water resources in Japan, 2009)

防災的な側面と総合的な環境管理の両面から，河川源流域から沿岸部までの流域圏の水と物質循環を統合的に評価するツールとして，流域圏統合モデルの開発を進めている。本論文では関東平野から東京湾を対象エリアとして流域圏統合モデルを構築し，計算結果を検証した成果をとりまとめる。

2. 1986年台風10号による土砂の流出

河川から流出する土砂を例にして，流域圏を統合的に取り扱う必要性を考察する。

1986年の台風10号は関東・東北地方に記録的な大雨を降らせ，多くの浸水災害を東日本にもたらした。茨城県では桜川，小貝川，那珂川など出水，氾濫し，小貝川上流では380mmもの総降雨量を記録している。栃木県の茂木町，福島県の阿武隈川沿いの浸水被害や，宮城県仙台市の工業団地や周辺の穀倉地帯の冠水など，各地で大きな被害が出た。被害地域は1都15県に及んでいる。この時に記録した仙台市の総降雨量402mmは二十数年経てもなお，観測史上第1位の記録となっている。東日本の太平洋側各地の総降雨量は400mmを超える記録的な雨量となり（Fig. 2），水戸，福島，宇都宮などでも24時間雨量の記録はいまだに破られていない。

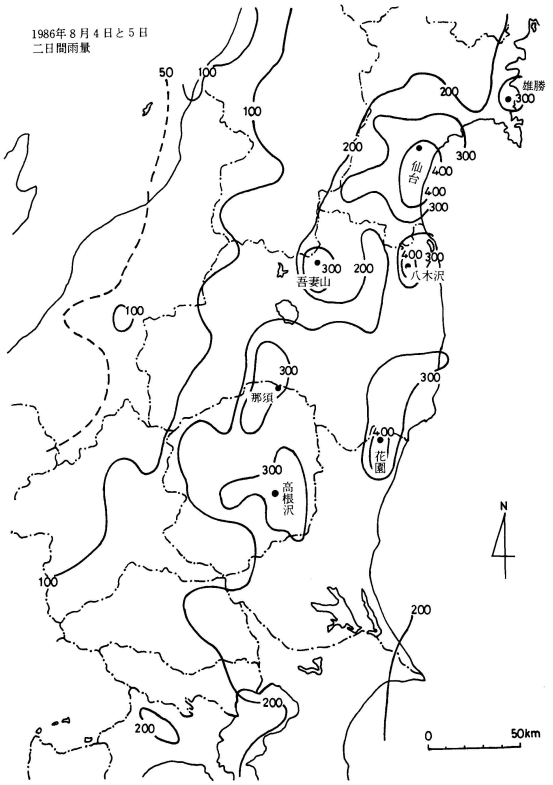


Fig. 2 Total rainfall amount during T8610 (quoted from Disaster survey report on T8610, 1987)

Photo 1は台風10号通過直後の8月6日にLANDSAT5衛星が撮影した東京湾北部の画像である。荒川や多摩川から東京湾に流れ込む濁水が鮮明に写し出されている。河川流出水の速度が東京湾の表層水よりも速いためにシアー不安定が発生し，河川水と海洋水の境目に波状の渦列が形成されている。この濁水は河川から流出した土砂によるものと考えられる。同じ日に茨城県那珂川河口周辺を撮影した画像をPhoto 2 に示す（科学技術庁国立防災科学技術センター，1987）。画像中央を東に向かって流れる那珂川と，その北部を流れる久慈川の河口から，土砂を含む濁水が海岸部から沖合へと拡散している様子が分かる。その広がりは一様ではなく，北から南へ向かう沿岸流により，南向きに偏っていることが特徴的である。那珂川河口から流れ出た土砂が鹿島灘に供給され，海岸部の砂浜の維持に寄与しているものと考えられる。海が河川に及ぼす影響として，那珂川では満潮と重なったため，河川水が逆流し，4,244戸が浸水する過去最悪の被害となった。



Photo 1 LANDSAT 5 image of Tokyo Bay after T8610 passage (1986/8/6 JAXA/RESTEC)



Photo 2 LANDSAT 5 image of Nakagawa river and Kujigawa river after T8610 passage (1986/8/6 JAXA/RESTEC)

3. 流域圏統合モデル

流域圏（河川・沿岸）統合モデルで対象とする流域圏は，Fig. 3 に示すように河川源流域から河口沿岸部までとする。地球温暖化により，流域圏では豪雨頻度の増加による流出土砂の増加，河川・湖沼の水温上昇，海面上昇による海岸侵食や地下水の塩水化など，その影響は多岐にわたると考えられる。

本研究で開発する流域圏統合モデルは，河川水文分野で用いられている分布型流域環境評価モデル(Hydro-BEAM)，および海洋分野の 3 次元海洋循環モデル(RIAMOM)の 2 つから構成される。

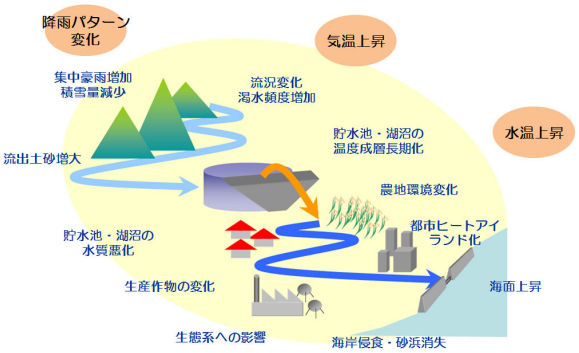


Fig. 3 Subject area of the integrated model of river basin and coastal area

3.1 Hydro-BEAM

Hydro-BEAM は Kojiri (2006)によって開発された分布型流域環境評価モデルである。河川流域は河道網とそれに接続する斜面の集合体として表される。流域は各セルに分割され，セル毎に降水，蒸発散，融雪，流出，浸透の水文過程を計算する。各セルは Fig. 4 のようにセルの中心をとおる 1 本の河道と，それに接続する 2 つの斜面からなるセル集中型モデルで表現されている。流域内の降水は，一旦そのすべてが斜面に供給される。蒸発散により大気中に戻った残りが地表流とさらに下層の地下水流出成分に分離され，それぞれがキネマティックウェーブモデルおよび貯留関数モデルにより計算される。

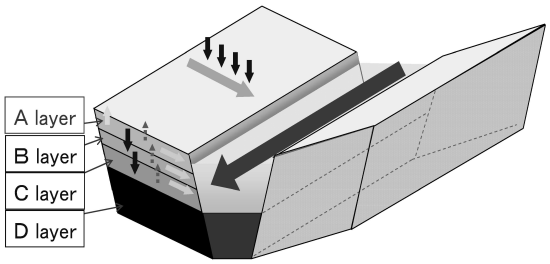


Fig. 4 Subject area of the integrated model of river basin and coastal area (Sato et al., 2009)

各セルの河道からの流出は，河道網によって上流から下流へと接続される。河道網は，国土地理院の 50m メッシュ標高データから作成した落水線と河道勾配にしたがって下流まで接続されている。

各セルにおける水文過程を計算するためのパラメータ（粗度，アルベド，含水率，透水性，土壌間隙率等）は，土地利用区分ごとに設定されている。本モデルでは，森林・草地・水田・都市・水域の 5 つの土地利用区分に対してパラメータを設定した。

過去の河川流出再現計算には，アメダス及び気象官署の地上気象観測データを用いる。アメダスの 1 時間毎の降水量と気温をデータを用いるとともに，熱収支モデルによる積雪・融雪・蒸発散計算を行うために，気象官署の風速・気圧・水蒸気圧・日照時間を用いる。気象観測データは，Hydro-BEAM で計算される 1km メッシュ上に，距離の 2 乗の重みを利用して内装補間した後に入力される。気温は高度補正も考慮する。

現段階ではまだ考慮されていないが，土砂の生成・混合などのプロセスを組み込むことにより，河川による土砂の輸送量を推定するモデルへと発展させることが可能である。

3.2 RIAMOM

3 次元海洋循環モデル(RIAMOM)はプリミティブ方程式を数値計算するモデルで，九州大学応用力学研究所が開発したモデルである（Lee and Yoon, 1994）。日本海の海況予報モデルとして，1997 年に島根県沖で発生したナホトカ号重油流出事故の解析や，水産関係者への日々の海況予報の提供などの実用化が図られている。

基本方程式は，運動方程式・連続の式・静水圧近似式・トレーサーの移流方程式からなり，予報変数は流速 3 成分・圧力（海面高度）・水温・塩分である。

モデルは，静水圧平衡のもとでのブシネスク近似を仮定し，3 次元，非線形，自由水面のプリミティブな Navier-Stokes 方程式を解くものである。非線形項の差分に Arakawa スキームを用いることにより，運動エネルギーとポテンシャル エンストロフィを同時に保存させ，低周波から高周波への疑似的なエネルギー輸送を防止している (Mesinger and Arakawa, 1976)。また海底地形に沿った斜め移流により，急勾配な海底斜面での水平運動量の鉛直移流の計算精度を向上させている(Ishizaki and Motoi, 1999)。トレーサー方程式の移流項では MSQUICK スキームと呼ばれる高次移流スキームによる高精度化が図られてい

る。

本モデルは自由表面を持つが，それは外部重力波の扱いを伴うことになり，きわめて小さなタイムステップが必要となる。この問題を避けるために，支配方程式を，外部（順圧）モードと内部（傾圧）モードに分割し，2 つの異なるタイムステップを用いている。

海表面を通した境界条件として必要なのは，海表面水温と気象要素（海面気温，風，気圧，湿度，総雲量及び低層雲量，太陽放射熱）であり，気象庁 GPV データを与えた。熱輸送を計算するとき大気の安定性と海洋表層のスキンレイヤーおよび日射による日々の表層昇温層の形成を考慮している。海底の下部境界では海底摩擦を与える。側面の境界条件として，外洋では潮汐変化（国立天文台の潮汐モデル）と全球海洋モデルの境界値を与える。ここでは全球海洋モデルとして，JAMSTEC の JCOPE モデルによる緯度経度 1/10 度間隔の計算結果を用いた。東京湾と相模湾を含む 3 段階の領域をネスティングにより接続し，最も細かな東京湾内のモデルは水平解像度が約 280m で，鉛直 66 層である（Fig. 5）。

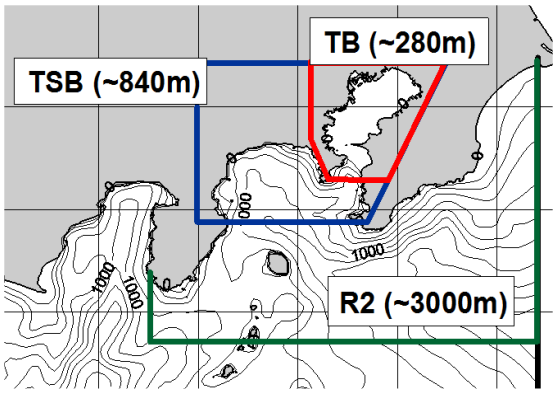


Fig. 5 3 steps nested calculation area for Tokyo Bay

3. 3　河口部における結合

Hydro-BEAMと東京湾RIAMOMとは，河口を表現するメッシュを設定することにより結合する。モデルでは東京湾に注ぐ荒川，江戸川，多摩川，相模湾に注ぐ相模川からの淡水流入を仮定している。河口メッシュでは河川からの流入方向をパラメータとして与え，予報変数をHydro-BEAMによる計算値で置き換える。RIAMOMの流速ベクトルはHydro-BEAMによる河川流量により置き換える。水温はHydro-BEAMによる計算を行っていないため，海洋モデルの直近の格子で置き換え，塩分は淡水として零とする。現段階では，河川から海洋への1方向接続であり，河川と海洋との水位差は計算できず，河川への海水遡上は考慮されていない。

4.　事例計算結果

Hydro-BEAM による計算は，利根川・荒川・江戸川・多摩川・相模川を対象とした実施した．Fig. 6 には利根川・荒川・多摩川についての，1996 年から 1998 年までの日流量の計算値と観測値の比較を示す。本計算では標準的なパラメータを用いており，パラメータ調整を行っていないにもかかわらず，概ね変化傾向はよく捉えられている。ただし，全般的に計算値は観測値よりも大きめで，ピーク流量の差異が特に顕著である。モデルはパラメータ調整が必要であることと，さらにはダム等の貯水池における操作をモデル化する必要があると考えられる。

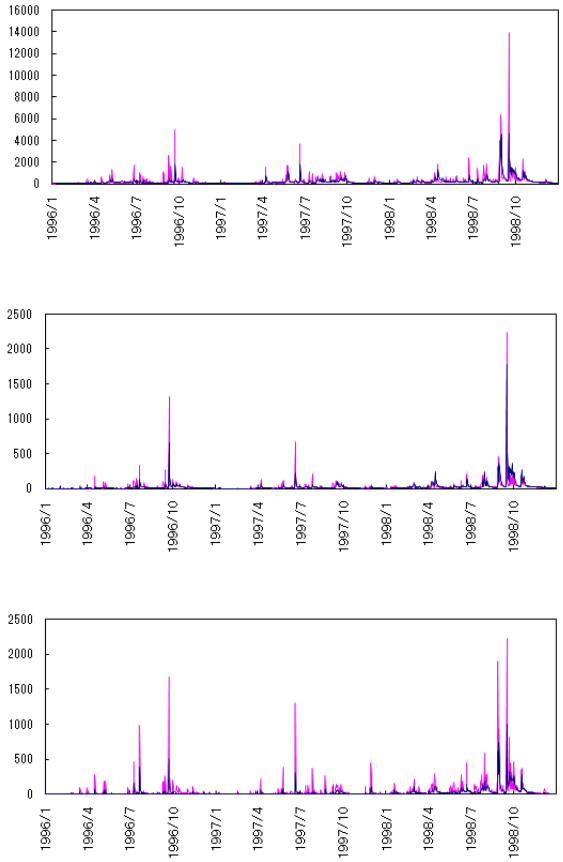


Fig.6 River discharge of Tonegawa (top), Arakawa (middle) and Tamagawa (bottom) rivers (blue: observation, red: calculattion)

4. 1　2006 年 9 月 26 日の事例

Hydro-BEAM の基本的な性能を確認したのち，2006 年 9 月 26 日を対象として，流域圏統合モデルの事例計算を行った。本事例は，東京海洋大学の「海鷹丸」により房総半島から伊豆半島までの水温・塩分・流速の断面観測が実施された日である。

Fig. 7 にはメッシュサイズが RIAMOM の計算結果に及ぼす影響を示す。東京湾の循環を調べるためには，少なくとも数百 m 以下のメッシュサイズで計算する必要のあることが分かる。Fig. 7 下図には，外洋から侵入した水温の低い海水が，湾内をくさび状に北上する様子が計算されている。

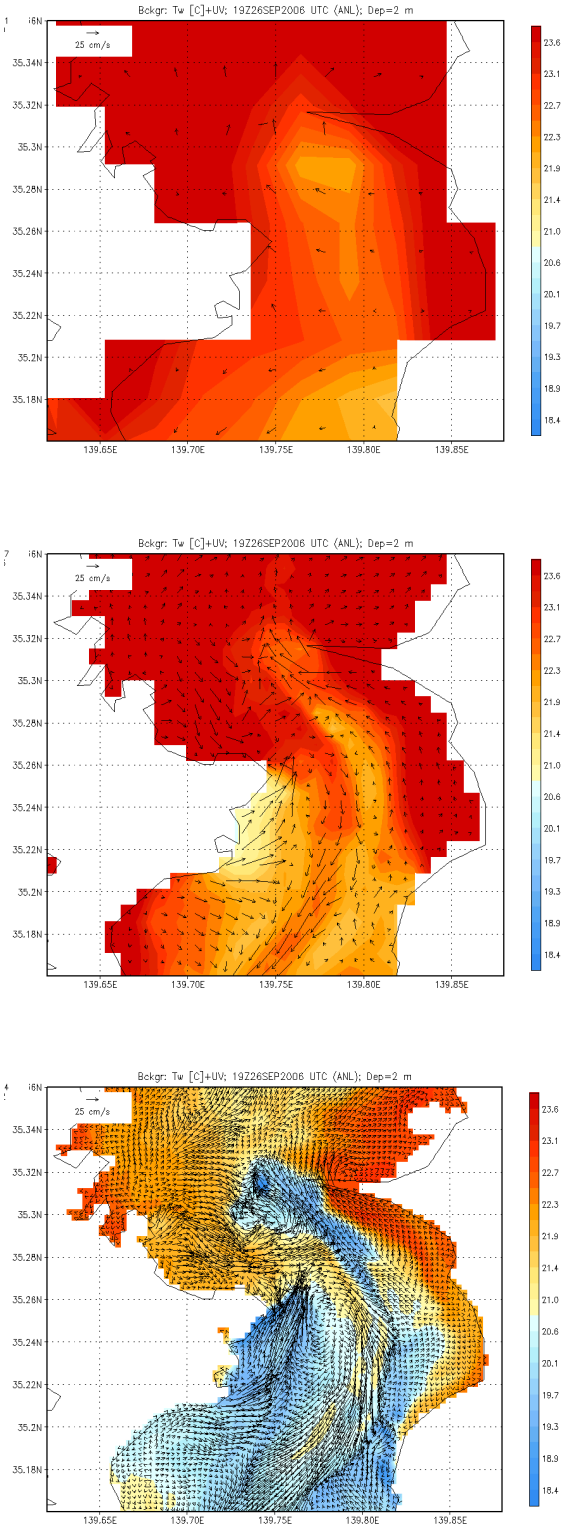


Fig. 7 Surface current and temperature at 19UTC on 26/Sep/2006 in relation to mesh size (3000m: top, 840m: middle, 280m: bottom)

4. 2　河川水の湾内への広がり

Fig. 8 には東京湾 RIAMOM の計算結果から，河川水の影響を見るために，表層水の第一層について，東京湾北部を拡大した分布図を示す．塩分濃度をカラーバーで示し，青色から赤色になるに従って淡水から塩水へと濃度が高くなっている。また，流速分布を矢印で示し，その長さは流速に比例している。河川水は淡水として与えているため，塩分濃度の変化で河川水の広がりを把握することができる。多摩川・荒川・江戸川から東京湾へと流入した河川水は東京湾北部に循環するが，その影響は河口部周辺に限られることがわかる。

Photo 1 の台風 8610 号通過後の河川水の広がりと比較すると，湾内への広がりは小さい。計算対象日の 2006 年 9 月 26 日の東京（大手町）での日降水量は 69mm と比較的まとまった降雨が見られているが，荒川流域全体でまとまった降雨とはなっていない。それに対して，台風 8610 号の際の東京における日降水量は 185mm にも達し，荒川上流域では 200mm を超える降雨が広範囲で見られている。その結果，河川からの流出量がはるかに大きくなり，河川流量の差異が東京湾内における河川水の広がりの違いをもたらしているものと考えられる。

5.　おわりに

河川源流域から沿岸部までの流域圏全体の水循環と物質循環を統合的に評価するツールとして，流域圏（河川・沿岸）統合モデルの開発を進め，東京湾を対象とした事例計算を実施した。Hydro-BEAMとRIAMOMを河口部において接続することにより，河川水が東京湾に流出し，循環する様子を概ね把握することができた。

しかしながら，その定量的な検証はまだ不十分であり，台風8610号などの大雨事例による大規模な濁水の流出を再現することが今後の目標である。そのためには，土砂の生成，混合，流出などの新たなプロセスをモデル化することが必要である。

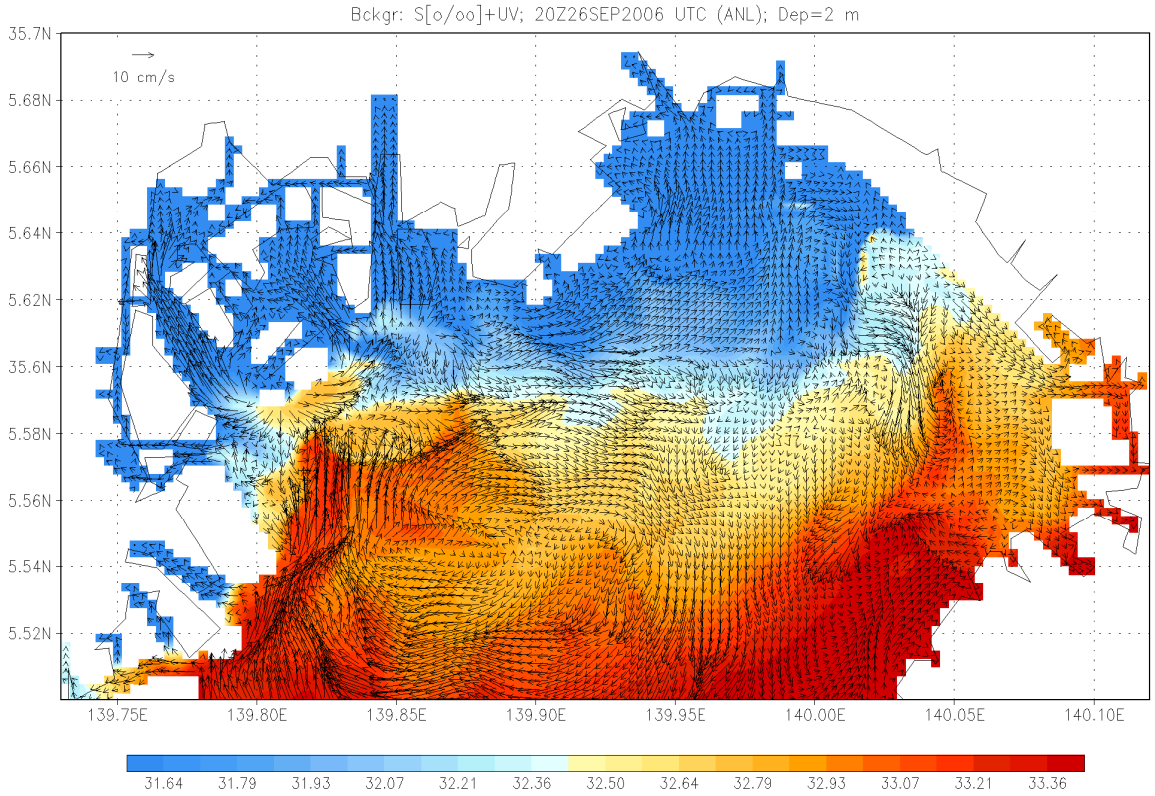


Fig. 8 Surface salinity (blue: fresh water, red: salt water) and current distribution (arrows)at 20UTC on 26/Sep/2006

謝　辞

東京湾のRIAMOMによるモデル化とその成果は，日本気象協会による平成18年度日本財団助成事業「総合的な海況情報に関する研究」の成果を利用させていただいた。モデル開発にあたりご指導いただいた九州大学応用力学研究所の尹教授およびセルゲイ博士ならびに，ご協力いただいた日本気象協会の方々に感謝する。

参考文献

科学技術庁国立防災科学技術センター（1987）：1986年8月5日台風10号の豪雨による関東・東北地方の水害調査報告，主要災害調査第27号，155 p.

国土交通省土地・水資源局水資源部（2009）：平成21年版日本の水資源, 279 p.

日本気象協会（2007）：総合的な海況情報に関する研究報告書，104 p.

Ishizaki, H., and T. Motoi (1999): Reevaluation of the Takano-Oonishi scheme for momentum advection of bottom relief in ocean models, *J. of Atmos. and Ocean. Tech.*, **16**, pp. 1994-2010.

Kojiri, T. (2006): Hydrological river basin environment assessment model (Hydro-BEAM). In: *Watershed models* (ed. by V. P. Singh & D. K. Frevent), pp. 613-626, Taylor & Francis, CRC Press, USA.

Lee, H. C., and J. H. Yoon (1994): On the free surface OGCM, *Proc. of fall meeting the Japan Oceanogr. Soc.*, pp. 225-226.

Mesinger, F., and A. Arakawa (1976): Numerical methods used in atmospheric models, *Global Atmospheric Research Program Publication Series*, **1**, 62 p.

Sato, Y., K. Tanaka, T. Hamaguchi, E. Nakakita and T. Kojiri (2009): Practice for impact assessment by a distributed hydrological model using GCM data, *Proc. of 19th IHP Training Course in 2009*, pp. 179-190.

Impact of River Outflow on Water Environment of Tokyo Bay

Yasushi SUZUKI, Yoshinobu SATO and Yuuri MICHIHIRO

Synopsis

A coupled river discharge and ocean circulation model was developed, in order to study the impact of river outflow on water environment of Tokyo Bay. A distributed Hydrological River Basin Environment Assessment Model (Hydro-BEAM) and RIAM ocean circulation model (RIAMOM) are connected at the river mouse as boundary conditions of river outflow. River outflow from Arakawa, Edogawa, Tamagawa and Sagamigawa are concerned. Case studies for typhoon are simulated and the model results are verified with the observation of river current, ocean current, sea surface temperature and salinity. A result from case study simulation shows that fresh waters from river outflow are distributed in the north-west part of Tokyo Bay.

Keywords: integration of river basin and coastal area, Hydro-BEAM, ocean circulation model, RIAMOM

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

ダム堆砂の進行に伴う貯水池生態系の有機物起源の変化

角　哲也・内藤淳也*・竹門康弘

＊ 工学研究科

要　旨

ダム貯水池では滞留時間が増加し，河川環境とは異なる水環境が形成される。特に，落葉由来などの重い有機物が沈降するほか，水温成層の形成や表層付近での植物プランクトンの増殖，富栄養化などが起こり，有機物の質と量がともに変化する。水中の有機物が変化することは当然それを利用する生態系に影響を与えることになる。

天然の湖沼の水環境を考えるときに，湖沼間の条件の違いとして浅い湖と深い湖の違いなどはよく着目される。しかしそのような湖沼の様々な条件の違いをダム貯水池に適用した事例は極めて少なく，特に，大規模な貯水池を持つ従来型のダムだけではなく，堆積した土砂によって経年的に滞留時間が短くなった貯水池の長期的な特性変化に着目した研究はほとんどない。そこで本研究ではこれらの観点からダム貯水池を類型化し，特に堆砂進行に伴う貯水池生態系の有機物起源の変化について検討を行った。

キーワード: 貯水池，ダム堆砂，一次生産，富栄養化，POM，安定同位体比

1. はじめに

ダムはその運用目的のために流入した水を貯留し，止水環境を形成する。そのため，ダム湖では水の滞留時間が増加し，水温成層の形成や植物プランクトンの増殖，富栄養化などが起こり，河川環境とは異なる水環境が形成される。そのようにしてダムが河川の連続性を遮断することでダムが上下流の河川に及ぼす環境影響に関しては多く研究なされてきた。例えば，流況の変化，冷水放流，濁水長期化によって下流の底生動物の個体数や集組成に変化を与えることが知られている（谷田・竹門，1999)。

河川連続体仮説（Vannote et al.,1980）によると，河川では上流から下流へ進むにつれて，川幅や水深などの物理的条件が連続的に変化するのに対応して有機物も上流から輸送されるが，ダム湖はその連続性を遮断する。ダム湖では表層付近で植物プランクトンの増殖が起こるほか，河川と比較して流速が低下するために，落葉由来などの重い有機物が沈降するなど有機物の質と量がともに変化する。水中の有機物が変化することは当然それを利用する生態系に影響を与えることになる。例えば，ダム湖の下流でシマトビケラ科やブユ科の幼虫などが増加することがあるのはそれらの生物がダム湖で生産されたプランクトンを餌資源とするためと考えられている（谷田・竹門，1999)。このようにしてダムはダム湖内や下流での生物多様性の低下を引き起こす。

天然の湖沼の水環境を考えるときに，湖沼間の条件の違いとして浅い湖と深い湖の違いなどはよく着目される。しかしそのような湖沼の様々な条件の違いをダム湖に適用した事例はほとんどない。大規模な貯水池を持つ従来型のダムだけではなく，堆積した土砂によって滞留時間が短くなったダム，洪水時のみ流量を調節して平常時は全く貯留を行わない流水型ダム(穴あきダム)のようにダム湖にはさまざまな形態があり，その形態によって貯水池内の物理学的，化学的，生物学的な現象は異なる。ダムが上下流の河川に与える環境影響を考える際にはそのようなダム湖ごとの特性の違いを考慮する必要があると考えられる。

そのため本研究ではこれらの観点からダムを類型化し，その類型の違いによって貯水池内での有機物変化にどのような違いがあるのかについて検討した。ここでは，特にダムの堆砂進行に伴う貯水池形態の変化に着目し，九頭竜川水系真名川ダムおよび雲川ダムを対象にその特性について考察を行う。

2.　ダムの類型化と貯水池影響の変化

2.1　ダム堆砂の進行と貯水池特性の変化

ダムは河川をせき止めて水を貯留するため，従来の河川環境と異なる止水環境を作り出す。そのために生じる水理的な変化としては水の滞留時間が長くなることや，夏季に表層水面が大気との熱交換により温められ水温成層が形成されると上下の層の混合が起こりにくくなることなどを挙げることができる。そして，その結果として富栄養化現象，冷水放流，濁水長期化現象などが引き起こされる。成層化の起こりやすさを示す指標としては,Table1 に示すように年平均回転率 α，7 月回転率 α_7，平均的内部 Froude 数 F_Dなどが用いられる(水理公式集, 1999)。

Table 1　Classification of reservoir stratification by hydraulic and hydrologic parameters（水理公式集, 1999）

Parameter	α	α_η	$F_{D\eta}$
Stratified	<10	<1	<0.01
Intermediate	10-20	1-5	0.01-0.03
Mixing	>20	>5	>0.03

Fig.1 に示すように，日本国内のダムには滞留時間の長い成層型のダムから，滞留時間の短い混合型のダムまである。規模の小さいダムは貯水池寿命が短いため，建設された時期に応じて，現在は堆砂率が高くなっている。それらのダムの堆砂による現在の貯水容量を考慮すると滞留時間は短くなっていると考えられる。本研究ではこれらのダムを，(1)貯水ダム，(2)半貯水ダム，(3)堆砂進行ダムに分類した。

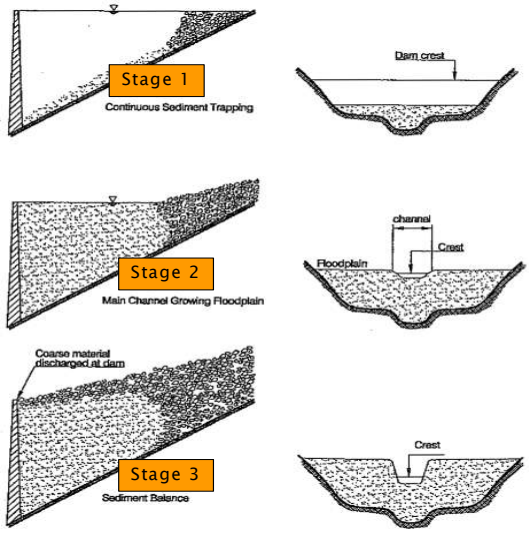


Fig.2 Three stages of reservoir sedimentation progress（Morris & Fan, 1997）

堆砂の進行は以下に示す 3 つのステージに分類される（Fig.2）(Morris & Fan, 1997)。

Stage 1：　ダムの背水では流速が低下し粗粒分が堆積していく。細粒分はさらに貯水池内へ侵入し，まず湛水下の旧河道部にたまり，その後堆砂の継続により湛水の幅いっぱいに広がる水平の堆積土砂層を底部に形成する。

Stage 2：　貯水池が継続的な堆積から堆積と洗掘が混合した状態に移行する。水平だった底部の土砂が移動し流路，氾濫原を形成する。水位低下時の洗掘によって流路から土砂は除去されるが，氾濫原からは除去されない。そのため流路の高さは余水吐きの高さによって決定されるが，氾濫原の高さは徐々に上昇していく。

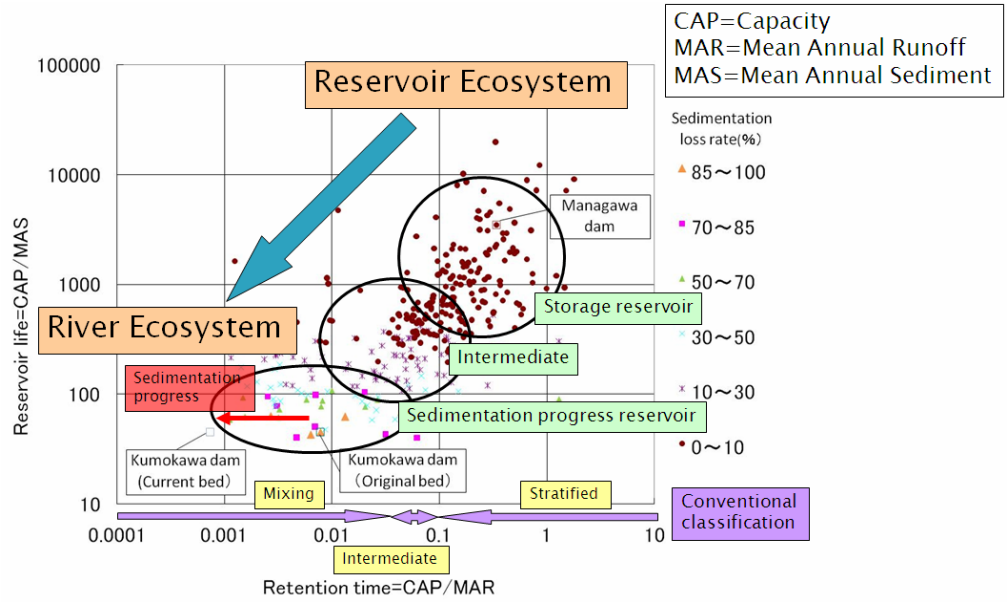


Fig.1 Retention time, Reservoir life, Sedimentation loss rate

Stage 3： 貯水池に流入する土砂の量と粒径分布が流出するものと均衡した状態になる。そのときはデルタ堆積土砂がダムに到達し，余水吐きの越流部付近では大規模な水位上昇が生じ，粗粒堆積土砂も排出される。

2.2 貯水池内の植物プランクトンの一次生産（村上ら，2004）

ダム湖では一般に植物プランクトンが一次生産者の中で卓越する。植物プランクトンの現存量はしばしば以下のように要約される。

$$B_t = (A_i + GP) - (A_0 + R + G + S + M) \quad (1)$$

ここに，B_t は t 時間に変化した植物プランクトン量，A_i は移流による流入量，GP は植物プランクトンの総生産量，A_0 は移流による流出量，R は呼吸量，G は捕食量，S は沈降量，M はその他の死亡量や消失量である。

植物プランクトン生産に影響を与える要因には水温，光，栄養塩がある。同様に滞留時間も植物プランクトン量に影響を与える。回転率が藻類の増殖率を上回れば，細胞が流失するため現存量が減少し，それゆえ藻類の生産力が制限されると考えられる。そのような制限が起こるのは水の平均滞留時間が 1 週間より短い場合と言われる。そのようなダムでは回転率が植物プランクトンの生産量と種組成に関係していると考えられる。

その際，貯水池全体の回転率が低くても，一次生産の起こる有光層における回転率が高ければそのような阻害が起こる。植物プランクトンの生産力に影響を与える移流や滞留時間には閾値があり，閾値を超えると生態系の構造や機能が大きく変化すると推定されている。

ダム湖では上流から下流へ行くにつれて環境が変化し，植物プランクトンの生産力と現存量の空間的分布が著しく不均一である。ダム湖は，上流から下流へと，ダム湖上流部の流水環境である流水帯，ダム湖下流のダムサイト近くの止水帯，そして両者の中間である遷移帯の三つの区域に分けられる。

流水帯では移流により栄養塩が供給されるが，ダムサイトに近づくにつれて移流による供給は少なくなり，ダム湖内部からの供給が主となる。また，流水帯では濁度が高く透明度が低いため表層の光条件が悪いが，ダムサイトへと進むにつれ濁質が沈降し光条件が良くなる。そのため三つに分かれた区域のうち遷移帯で最も生産が活発な場合もある。

ただし，この区分を三つとも識別できないダム湖もある。たとえば回転率が大きく，流速の速い川のようなダム湖に濁度の高い水が流入する場合は，ダム湖の上流部から下流部まで全体にわたって流水帯に特徴的な様相を示すと考えられる。平均滞留時間が長い貯水用ダム湖の場合は，流入河川からはほとんど懸濁土砂や栄養塩の負荷を受けず，植物プランクトンの生産量が光制限を受けることも多くなく，流水帯や遷移帯と比較して，止水帯が卓越することになる。

2.3 貯水ダムと堆砂進行ダムの特性の相違

貯水ダムと堆砂進行ダムの違いは Fig.3 のように考えられる。ダム堆砂の進行が生態系に与えると考えられる影響として，堆砂の進行により滞留時間が短くなったダムは，完成当初と比較して河川生態系に近くなることが挙げられる。また，堆砂進行ダムでは，貯水池の末端部に土砂が堆積し，浅い湿性水域が形成されるとともに，堆積した土砂や有機物によって嫌気的な環境が形成され，その堆積物が浅い水深のために巻き上げられ水質に影響を与える可能性がある。さらに，嫌気的な環境では堆積土砂が還元的になり栄養塩の溶出などが起こりやすくなる。

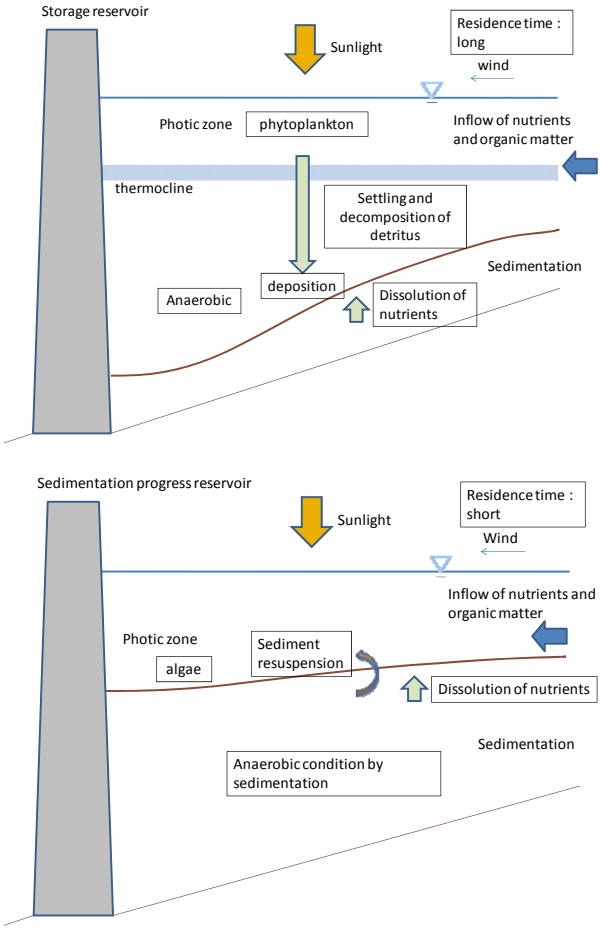


Fig.3 Differences between storage reservoir and sedimentation progress reservoir

堆砂が進行したダムは河川生態系に近づくと考えられるが，ダムなしの場合や河川環境に近いと考えられる流水型ダムと比較すると水面の標高が高く，川幅もダムなしの状態と比較して広い。そのため湖面に到達する日射量が多くなり，系全体での一次生産が活発になることが考えられる。

Fig.2 に示した堆砂のステージが変化する速度は，ダム総貯水池容量（CAP）に対する年間平均流入土砂量（MAS）の比率（Fig.1 の縦軸）で異なるが，いずれにしても，これら堆砂の進行に伴い水深が浅くなり滞留時間が短くなることで，植物プランクトンの生産は起こりにくくなり，一方，貯水池内の河床での藻類の生産が起こるなど，従来の貯水池は河川生態系に近づくと想定される。また嫌気的な底泥の巻き上げにより水質変化を生じることも考えられる。

3. 安定同位体比分析による有機物起源特定

3.1 調査地点

真名川ダムは昭和 40 年 9 月に起こった奥越豪雨を契機として，昭和 54 年に洪水調節，灌漑，発電を目的として作られた，九頭竜川水系真名川の上流部に位置する多目的ダムである。年間発生電力量は 66,000MWh, 平成 16 年 7 月の福井豪雨では流入量ピーク約 1,000 ㎥/s をほぼ全量カットした。総貯水容量は 115,000 千㎥で，年間平均回転率は 9.3 回/年，7 月回転率は 0.97 回/月であり，Table 1 によると成層型となり，本研究では貯水ダムに分類される。

雲川ダムは真名川への流入河川である九頭竜川水系雲川に位置している。1957 年に完成し，現在は発電を主な目的としている。雲川ダムは現在堆砂率が 90%に達する満砂状態であり，2007 年から 2009 年の流入量と現在の貯水容量から求めた年間平均回転率は約 1367 回/年, 7 月回転率は約 132 回/月であり，Table 1 によると混合型となり，本研究では堆砂進行ダムに分類される。

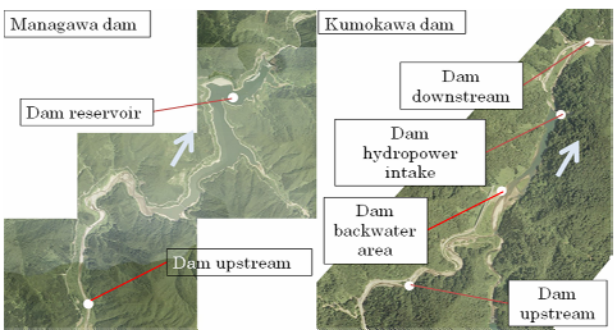


Fig.4 Study sites on Managawa and Kumokawa reservoirs

3.2 調査方法

Fig.4 に示す各貯水池上下流の各地点で粒状有機物(POM, Particulate Organic Matter)・藻類・付着層・落葉などをサンプリングし、窒素・炭素安定同位体比を測定した。陸上由来の落葉，河川由来の藻類の２起源，もしくはそれらに湖内由来の植物プランクトンを加えた３起源の混合モデルを用いて，採集した粒状有機物に対する各起源と考えられる有機物の寄与率を計算した。

粒状有機物（POM : Particulate Organic Matter）は浮遊している有機物 (Suspended POM , SPOM)，河床に堆積している有機物 (Benthic POM , BPOM)をそれぞれ採集した。そして，ふるいを用いて粒径 25μm～1mm の FPOM（Fine POM），粒径 1mm 以上の CPOM(Coarse POM)に分けた。以下では SFPOM（Suspended Fine POM）のように記述することがある。他には陸上落葉や藻類，付着層を採集した。また貯水地では底泥も採集した。

SPOM は河川内の流心部で POM ネットを用いて採集した。BPOM は BPOM サンプラーを用いて河川内のたまりなどの止水域の河床に堆積している有機物を掃き取った（竹門ら、2007)。落葉は河川の淵から分解が起こっていないものを選んで採集した。藻類や付着層は瀬にある巨石や岩から採集した。付着層はブラシを用いて石の表面の有機物をこすり取って採集した。底泥はエクマンバージ採泥器を用いて採集した。サンプルはその場でクーラーボックスに入れて研究室に持ち帰り，冷凍庫で保存した。

3.3 安定同位体比分析

同位体比分析のための前処理として 60℃で 24 時間乾燥させた後，メノウ鉢で粉砕し，スズ箔に入れ，元素分析計付き質量分析計（コンフロ: Finnigan MAT delta-S）を用いて安定同位体比を測定した。

重い元素と軽い元素の比では値が小さいため，炭素・窒素安定同位体比はそれぞれ、

$$\delta^{13}C = \{(^{13}C / {}^{12}C_{試料}) / (^{13}C / {}^{12}C_{PDB}) - 1\} \times 1000 \quad (2)$$

$$\delta^{15}N = \{(^{15}N / {}^{14}N_{試料}) / (^{15}N / {}^{14}N_{空中窒素}) - 1\} \times 1000 \quad (3)$$

のように千分率（‰）で表される。炭素はベレムナイトと呼ばれる生物化石，窒素は大気中の N_2 ガスの同位体比を基準としている。

粒状有機物はいくつかの異なる起源をもつ有機物の混合物であると考えられる。安定同位体比分析では，その起源となる有機物の安定同位体比の違いを利用して粒状有機物に対するそれぞれの有機物が占める割合を求めることができる（Fry，2006)。ダム湖においては現地性有機物として植物プランクトン

を，異地性有機物として陸上植物を端成分に用いる。

混合モデルではある混合物に対して二つの起源があると考えるとき，次式によって両起源の寄与率を求めることができる。

$$\delta X_{sample} = f_A \cdot \delta X_A + f_B \cdot \delta X_B \quad (4)$$

$$f_A + f_B = 1 \quad (5)$$

δX_{sample} は混合物試料の安定同位体比，δX_A と δX_B は各起源と考えるものの安定同位体比，f_A と f_B は試料中に占める各起源の寄与率である。本研究では窒素と炭素の二つの安定同位体比があるので，端成分間を結んだ直線に試料の点を投影した交点の値から求めた。

有機物の起源が 3 つある場合は，次式によりそれぞれの起源の寄与率を求めることができる。

$$\delta^{13}C_{sample} = f_A \cdot \delta^{13}C_A + f_B \cdot \delta^{13}C_B + f_C \cdot \delta^{13}C_C \quad (6)$$

$$\delta^{15}N_{sample} = f_A \cdot \delta^{15}N_A + f_B \cdot \delta^{15}N_B + f_C \cdot \delta^{15}N_C \quad (7)$$

$$f_A + f_B + f_C = 1 \quad (8)$$

混合モデルでは端成分の安定同位体比間に差がない場合は寄与率を求めることができず，小さい場合は計算結果に誤差を多く含むので注意が必要である。

3.4 分析結果

真名川ダムにおける安定同位体比の結果を Fig.5 に示す。3 ソースモデルによって貯水池内で採集した有機物に占める河川内生産物，湖内生産物，陸上生産物の寄与率を計算した。湖内生産物としてダムからの発電放流（五条方）地点のプランクトン（plankton），陸上生産物として落葉(TP)とヨシ(reed)の平均値を選んだ。河川内生産物としては貯水池の直上流地点の付着層(epilithon)と藻類(algae)の二つが考えられたが，ここでは付着層を端成分とした。その結果, Table 2 のように各起源の寄与率が得られた。

Table 2　Relative contributions of the three sources in Managawa dam

	TP+Reed	Plankton	Algae
SFPOM	8.2%	72.6%	19.2%
SCPOM	46.6%	52.3%	1.1%
Sediment	21.5%	65.3%	13.3%

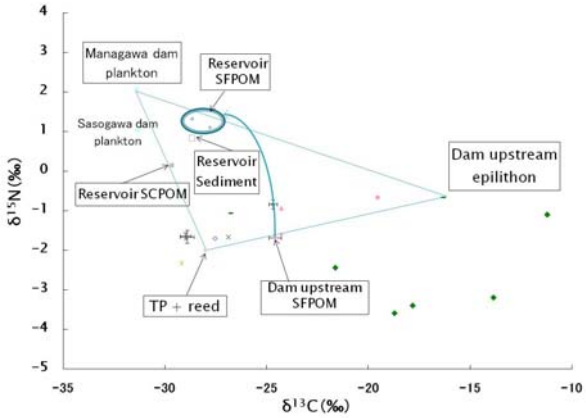


Fig.5　Stable isotope analysis at Managawa dam

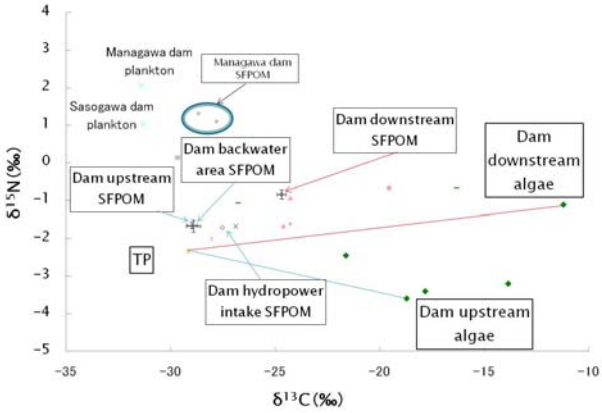


Fig.6　Stable isotope analysis at Kumokawa dam

真名川ダム貯水池内の SFPOM のうちプランクトン由来の有機物の占める割合は約 70%程度という結果であった。一方，SCPOM に占める落葉の寄与率は 50%近くに達した。陸上起源落葉は密度が高いために貯水池背水で流速が低下すると藻類などと比較して早めに沈降してしまうと考えられるが，実際には浮遊しているものも多く存在することを示している。

一方，真名川ダムと比較して雲川ダムでは，Fig.6 に示すように粒状有機物の $\delta^{13}C$ 値が低く，陸上植物の落葉の影響を強く受けていることが分かる。SFPOM に注目すると雲川ダム上流地点から下流に進むにつれて $\delta^{13}C$ 値が高くなっている。陸上生産物と河川内生産物が SFPOM に占める寄与率を 2 ソースモデルで計算した。ただし，陸上生産物として真名川ダムと同様に落葉とヨシの平均値を用いると雲川ダムの POM の多くがそれよりも小さい $\delta^{13}C$ 値を示すために寄与率を計算できない。そのため陸上生産物としては落葉のみを用いた。

雲川ダムの上流からダム湖，ダム下流へと進むにつれて，藻類の寄与率が徐々に大きくなっていく結果となった。これは次第に陸上植物の寄与率が低下し，河川内で生産された藻類の影響が強くなってきていることを示す。その理由として，下流に進むほ

ど川幅が広くなり，山林の影響が薄まっていくためと考えられる。また雲川ダムは貯水池内に細粒分が堆積した湿地生態系になっている。そのために，ダムのない状態と比較して河床標高が上昇して川幅も広くなり，両岸の山の影響が低下して日射量が上昇し湖内の一次生産が活発になっている可能性がある。

一方，雲川ダム湖の SFPOM の安定同位体比の値は窒素・炭素とも陸上植物の値と非常に近い値を示し，雲川ダム湖内で生産されたプランクトンの影響は無視できると考えられる。

4. 貯水池鉛直２次元シミュレーション

4.1 モデル計算

貯水池鉛直２次元生態系モデル(ＷＥＣモデル)を真名川ダムおよび雲川ダムに適用し，2007 年のデータを用いて，主にダムサイト表層のクロロフィル a 濃度を検討した。雲川ダムでは堆砂進行に伴い水深を３ケースで変化させることで，堆砂が植物プランクトン生産に与える影響を調べた。

貯水池鉛直２次元の生態系モデルの基礎式を以下に示す((財) ダム水源地環境整備センター，2001)。

・水の連続式

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}=0 \tag{9}$$

ここに，x,y は流れ方向及び鉛直方向の座標，u,v は x,y 方向における流速である。

・運動量保存則

$$\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x}+\frac{\partial}{\partial x}(A_x\frac{\partial u}{\partial x})+\frac{\partial}{\partial y}(A_y\frac{\partial u}{\partial y}) \tag{10}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+u\frac{\partial v}{\partial x}+v\frac{\partial v}{\partial y}=-g-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y}+\frac{\partial}{\partial x}(A_x\frac{\partial v}{\partial x})+\frac{\partial}{\partial y}(A_y\frac{\partial v}{\partial y}) \tag{11}$$

ここに，A_x, A_y は x,y 方向における渦動粘性係数である。

・水温収支式

$$\frac{\partial T}{\partial t}+u\frac{\partial T}{\partial x}+v\frac{\partial T}{\partial y}=\frac{\partial}{\partial x}(D_x\frac{\partial T}{\partial x})+\frac{\partial}{\partial y}(D_y\frac{\partial T}{\partial y})+\frac{H}{\rho C_w} \tag{12}$$

ここに，D_x, D_y は x,y 方向における拡散係数，H は発生熱量，C_w は水の比熱である。

・濃度収支式

$$\frac{\partial c}{\partial t}+u\frac{\partial c}{\partial x}+v\frac{\partial c}{\partial y}=\frac{\partial}{\partial x}(D_x\frac{\partial c}{\partial x})+\frac{\partial}{\partial y}(D_y\frac{\partial c}{\partial y})+S \tag{13}$$

ここに，c は水質濃度，S は発生及び消滅濃度である。

また植物プランクトンの変化量は以下で計算する。

・植物プランクトン濃度式

$$\frac{\partial P}{\partial t}=(G_P-D_P)P \tag{14}$$

ここに，増加項 G_p は次式で示される。

$$G_p=R_P\cdot F_t\cdot F_1\cdot\frac{C_{IN}}{K_{IN}+C_{IN}}\frac{C_{IP}}{K_{IP}+C_{IP}} \tag{15}$$

$$F_1=\frac{I_y}{I_S}\exp(1-\frac{I_y}{I_S})\exp(-\mu_s p) \tag{16}$$

$$F_t=\left[\frac{T}{T_a}\exp(1-\frac{T}{T_a})\right]^n \tag{17}$$

また，減少項 D_p は次式で示される。

$$D_P=R_{RP}\theta_{CP}^{T-20}+C_gK_{PP}\frac{1}{K_{PP}+P}z+\frac{V_{CP}}{\Delta y} \tag{18}$$

ここで，

P:クロロフィル a 濃度(μg/l)

C_{IN}：無機態窒素濃度(mg/l)

C_{IP}：無機態リン濃度(mg/l)

I_s：最適照度(lux)，I_y：照度(lux)

T_s：最適水温（℃），T：水温（℃）

R_P：植物プランクトン最大増殖速度

μ_s：スペース効果係数

R_{RP}：植物プランクトンの死滅速度

θ_{CP}：死滅率の温度補正係数

C_g：植物プランクトンの濾過率

Z：動物プランクトン濃度(mg/l)

K_{IN}，K_{IP}：無機態窒素、無機態リンに対する Michaelis 定数(μg-chla/l)

K_{PP}：飽食効果に対する Michaelis 定数(μg-chla/l)

V_{CP}：沈降速度(m/day)，ｎ：尖り定数　である。

4.2 計算結果（真名川ダム）

本研究で対象とした真名川ダムと雲川ダムで貯水池内の鉛直方向の水温や水質のなどの観測値があるのは真名川ダムだけであったため，まず真名川ダムにおいて計算を行い水温とクロロフィル a の再現性を確認した。

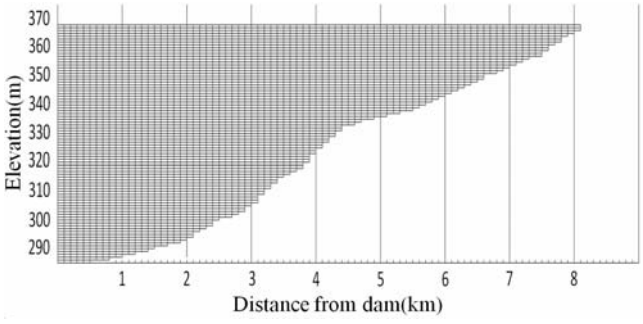


Fig.7　Reservoir model of Managawa dam

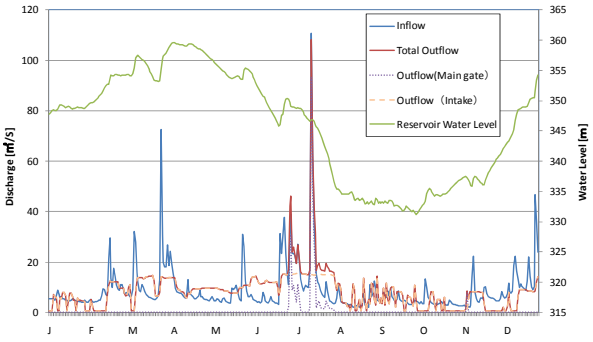


Fig.8　Inflow, outflow discharges and water level of Managawa dam in 2007

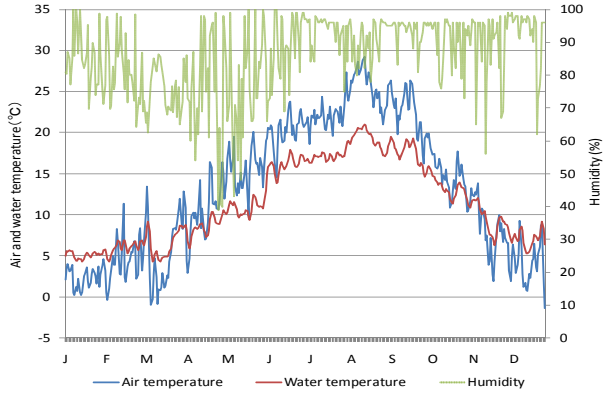


Fig.9　Air and water temperature and humidity at Managawa dam in 2007

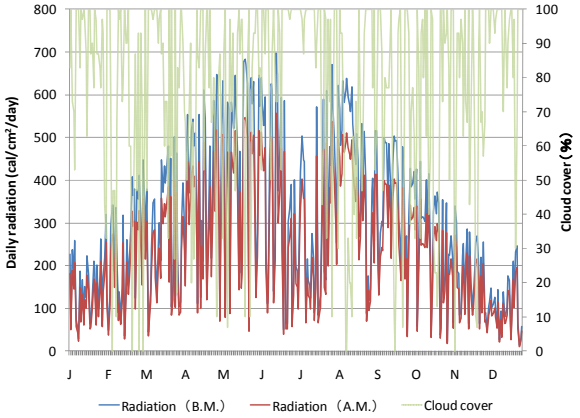


Fig.10　Radiation and cloud cover at Fukui in 2007

計算メッシュは Fig.7 のようであり，メッシュサイズは縦断方向が Δx=100(m)，鉛直方向は Δy=1(m)である。流入量，放流量，貯水位は 2007 年の観測データを用いて Fig.8 のように与えた。気象条件のうち気温，湿度，風速は真名川ダム地点の観測値を用い（Fig.9），日射量，雲量は福井地方気象台の観測値を用いた（Fig.10）。水温は既往の研究から気温との関係式，式(19)，(20)で算出した(井口，2007)。

融雪期：流入水温=0.43×気温 + 4.14　　(19)

融雪期以外：流入水温=0.57×気温 + 4.63　(20)

流入水質に関する L-Q 式のパラメータは測定データがないため他のダムで使われた値を参考にして与えた。クロロフィル a 濃度は同地域の上流域の事例を参考に，流量に関わらず一定値で 1.0（μg/l）を与えた。また，水温と水質の初期条件は流入水温，水質から貯水池内に一様に与えられ，1 か月程度の助走計算を行った。

当初の計算では水温の計算結果が観測値よりも大きくなったため，ダム地点が山間地であることを考慮して日射量を補正（A.M.）し Fig.11 を得た。また，クロロフィル a 濃度の計算結果も実測値と隔たりがあったので生産率 R_P の補正を行い Fig.12 を得た。以上より，真名川ダムでの再現性を確認した。

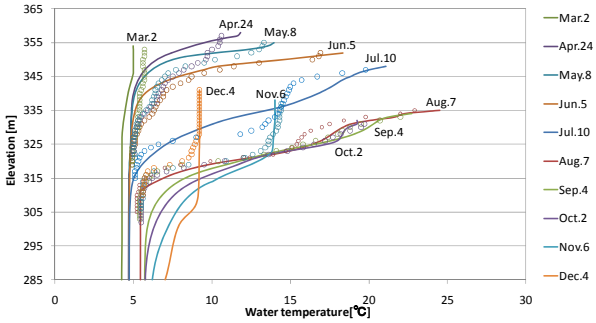


Fig.11　Calculated water temperature at Managawa dam

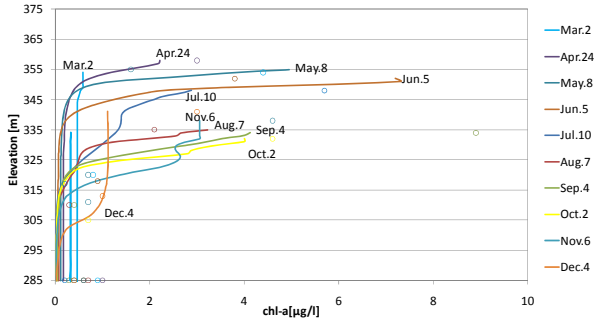


Fig.12　Calculated Chl-a at Managawa dam in 2007

4.3　計算結果（雲川ダム）

雲川ダムについては，堆砂前（元河床）と堆砂後（現河床）とその中間の 3 ケースでダムサイト表層のクロロフィル a 濃度を比較検討した。

Fig.13 に計算メッシュと堆砂前・後，中間の河床高を示した。メッシュサイズは真名川ダムと同様に縦断方向が Δx≒100(m)で，鉛直方向は Δy=1(m)である。流入量，放流量，水位は Fig.14 のように真名川ダムと同様に 2007 年のデータを用いた。気象条件は真名川ダムと同様の観測値を与えたが，気温はダムサイト地点間の標高差を基に補正した値を用いた。

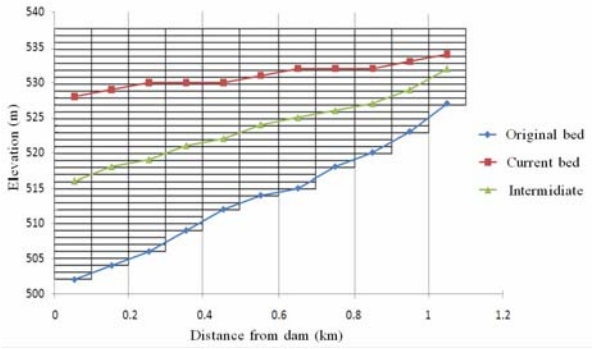


Fig.13　Reservoir model of Kumokawa dam based on 3 Stages of sedimentation progress

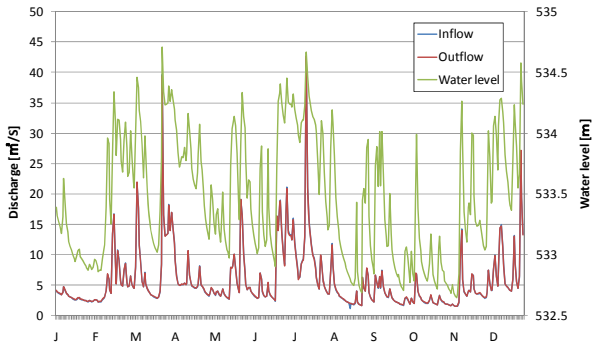


Fig.14　Inflow, outflow discharges and water level of Kumokawa dam in 2007

流入水温は，真名川ダムと同様に式（19），（20）で求めた。L-Q 式のパラメータ，貯水池内水温，水質の初期条件も真名川ダムと同様に与え，1 か月程度の助走計算を行った。

Fig.15 に，堆砂前の雲川ダムのダムサイト表層のクロロフィル a 濃度の計算結果を真名川ダムと比較して示す。雲川ダムでは，真名川ダムと比較して値がかなり小さいことがわかる。一年間のクロロフィル a 濃度の変動を見ると，1 月 1 日から計算を始めて 4 月までは流入させた 1.0（μg/l）を下回った。4 月下旬から増殖が起こり始めるが，6 月下旬から 7 月中旬にかけて増殖は見られなかった。7 月下旬ごろから再び増加傾向を見せ 8 月 19 日にピークを迎え，10 月末までは 1.0（μg/l）程度まで落ち込むことも何度かあるが増殖は起こっている。11 月以降は 1 月から 4 月と同様に 1.0（μg/l）を下回っている。

次に，雲川ダムの堆砂状況の差に着目すると，Fig.16 に示すように，生産がほとんど起こっていないと考えられる 1 月から 4 月までは堆砂後が堆砂中間，堆砂前よりもクロロフィル a 濃度が高かった。生産が比較的活発な 5 月から 9 月までは堆砂前が最も濃度が高いことが多い。9 月下旬にそれまで堆砂前，堆砂中間，堆砂後の順で高かった関係が変化し，その後は堆砂後が最も高くなる。

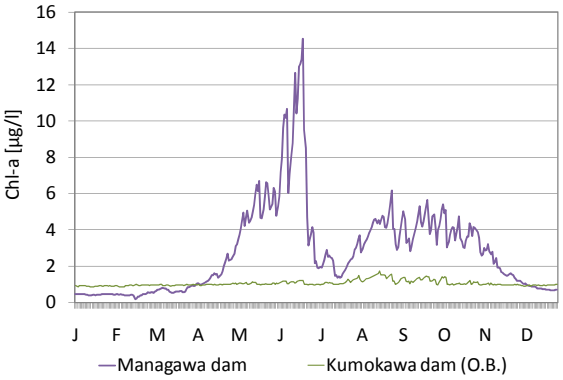


Fig.15　Concentration of chl-a in Managawa and Kumokawa dams

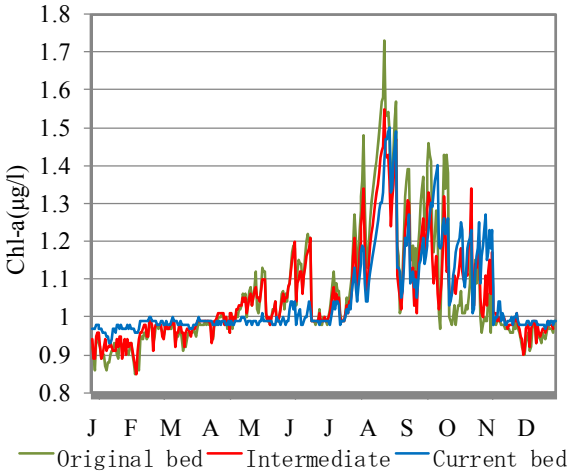


Fig.16 Concentration of chl-a in Kumokawa dam based on reservoir sedimentation progress

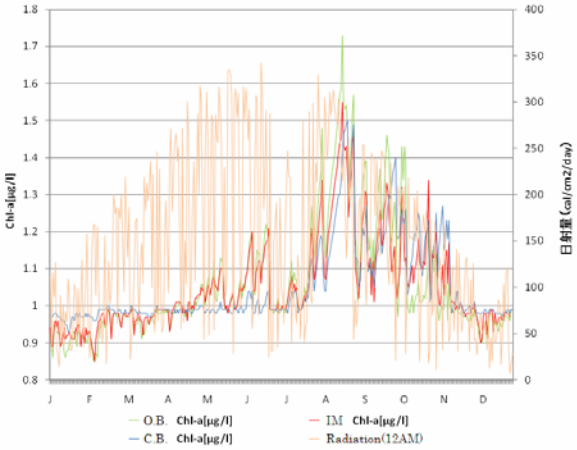


Fig.17 Relation between concentration of chl-a and radiation in Kumokawa dam

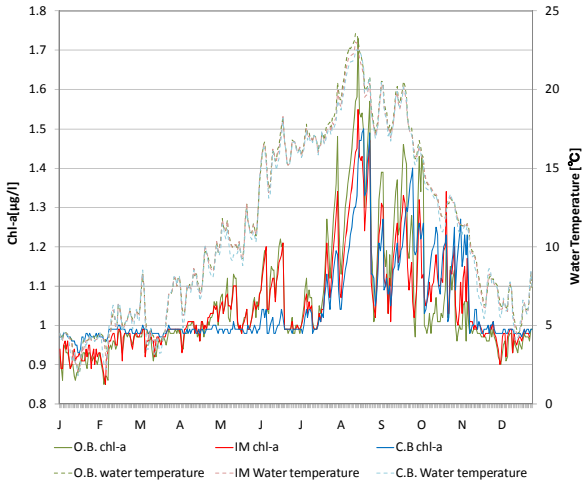


Fig.18 Relation between concentration of chl-a and water temperature in Kumokawa dam

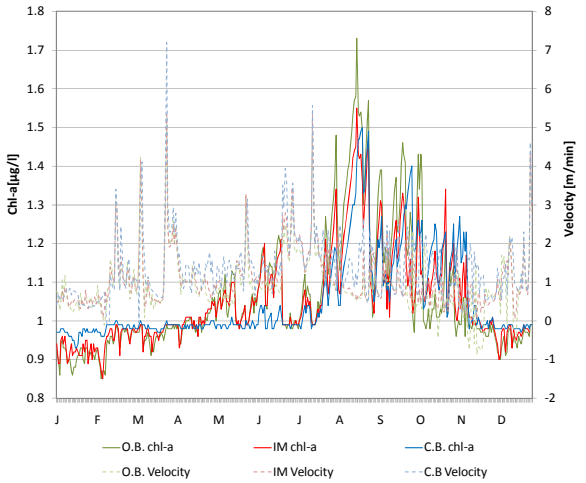


Fig.19 Relation between concentration of chl-a and water velocity in Kumokawa dam

生産量の大小を決定する要因として水温，日射量，栄養塩濃度，そして流速がある。Fig.17, Fig.18 から年間のクロロフィル a 濃度の変動は日射量，水温と対応していることが分かる。また，Fig.19 からクロロフィル a 濃度と貯水池表層の流下方向流速は反比例していることが分かる。これは流速が速いときは，貯水池内で生産されたクロロフィル a が下流へと流されてしまい，クロロフィル a 濃度の値は上昇しにくいことによると考えられる。以上のことを踏まえて以下ではそれらの要因がどのように季節や堆砂状況によるクロロフィル a 濃度の変化に影響を与えたかを考察する。

6 月から 10 月のクロロフィル a 濃度，流速，水温の変動を検討した。生産が活発になり始めたと考えられる 5 月頃から 9 月中旬まではおおむね堆砂前，堆砂中間，堆砂後の順でクロロフィル a 濃度が高い。これは堆砂前，堆砂中間，堆砂後の順で流速が遅いことに関係していると思われる。その間でも特に 6 月中旬から 7 月中旬にクロロフィル a 濃度が堆砂形状に関わらず低い値をとるのは梅雨のために日射量が少ないこと，流量が比較的多いために流速が速いことに対応していると考えられる。

例えば 8 月を見ると（Fig.20）堆砂前が最も水温が高く，堆砂後が最も水温が低い。これは堆砂前に最も流速が低く，熱交換によって表層が温められるためである。流速が直接クロロフィル a 濃度に影響を与えるだけでなく，流速によって水温が変化し，それがクロロフィル a 濃度に影響を与える。

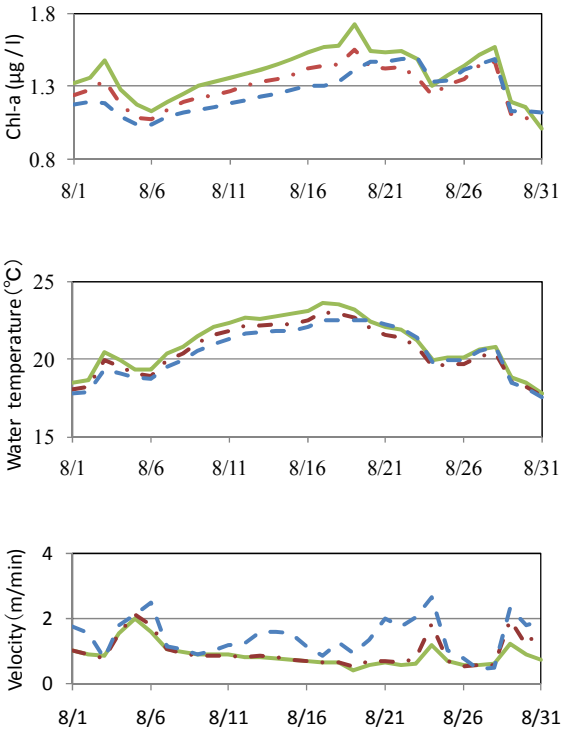


Fig.20 Concentration of chl-a, water temperature, water velocity in August

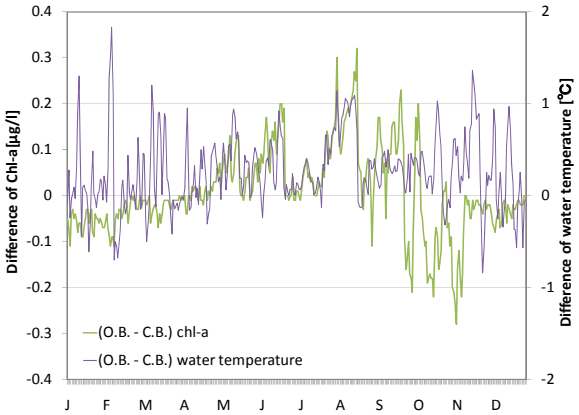


Fig.21 Relation between concentration difference of chl-a and difference of water temperature before/after sedimentation in Kumokawa dam

水温の影響をより明らかにするために，堆砂前と堆砂後の表層水温の差とクロロフィル a 濃度の差の年間変動を Fig.21 に示したが，6 月から 8 月ごろの間はよく対応していることがわかる。すなわち，この時期には堆砂前と堆砂後のクロロフィル a 濃度の差は水温の値が異なることによってもたらされていると考えられる。一方でそれ以外の時期ではむしろ反比例しているように見える時期もあり，水温以外の要因によってクロロフィル a 濃度が変動していると考えられる。

クロロフィル a 濃度を制限する要因としてＷＥＣモデルの中には日射量，水温，栄養塩濃度，そして流速の四つがある。これらのうち堆砂状態を変化させるときに影響があると考えられるのは水温，栄養塩濃度，流速の 3 つである。

堆砂状況間の滞留時間の長短の関係は季節を問わず等しいと考えられ，流速も堆砂が進むほど速くなると考えられる。そのため流速は堆砂前のクロロフィル a 濃度を高くし，堆砂後を低くする方向に働く。比較的生産の活発な 5 月から 9 月中旬までの堆砂状況によるクロロフィル a 濃度の違いは流速によると言える。そして，流速が直接クロロフィル a 濃度に影響を与えただけでなく，流速により水温が変化した効果もあると考えられる。

しかし，計算の結果 9 月下旬以降はそれまでと逆転して堆砂後が最もクロロフィル a 濃度が高かった。これは堆砂後のダムで秋季にクロロフィル a 濃度が特別に上昇したわけではなく，堆砂前の夏季にクロロフィル a 濃度が低かった下層部と混合することによって表層が希釈されたためと考えられる。すなわち堆砂前のダムはその環境がより湖沼的であるがゆえに，夏季は表層での水温上昇の影響を受けて生産がより多くなり，秋季は循環期となるため表層でのクロロフィル a 濃度の上昇が抑えられている。一方で，堆砂が進行すると鉛直方向の変化は小さくなり堆砂前のようなクロロフィル a 濃度変化は示さなかった。堆砂が進行すると年間を通して流入水のクロロフィル a 濃度の値である 1.0(μg/l)と近く，より河川的な環境条件が維持されていると考えられる。

冬は全ての堆砂形状でクロロフィル a 濃度が 1.0(μg/l)を下回っていた。上流河川からの流入量を湖沼で下回り，堆砂前が堆砂後よりも低下しているため，流入したクロロフィル a が湖に拡散した結果，希釈された，または死滅が上回ったと考えることができる。

5. おわりに

本研究では一般的な貯水ダムである真名川ダムと，満砂ダムである雲川ダムという二つのダムにおいて，回転率や堆砂率による植物プランクトンの一次生産の違いを検討した。

安定同位体比解析の結果，真名川ダムにおいては湖内生産の植物プランクトンが湖内の粒状有機物の約 70%を占めるが，雲川ダムにおいては陸上起源の有機物が支配的であり，植物プランクトンの生産レベルは低く，湖内の粒状有機物に対して大きな影響を持たないことが示された。

次に，貯水池鉛直 2 次元シミュレーションを用いて，真名川ダムおよび雲川ダムの堆砂の進行レベルを変えた場合のそれぞれについて，植物プランクトンの生産についてシミュレーションした結果，真名川ダムに比べて雲川ダムでは植物プランクトンの生産レベルは低く，また，堆砂が進行するにつれて夏季の植物プランクトンの生産レベルはより低下する結果となった。その理由は，小さな洪水流入でも貯水池表層の流速がすぐに応答して増加しやすいことと，その結果として表層水温の上昇が抑えられることが想定された。

また，現地調査時に，同時に真名川ダムと雲川ダムの上下流の生物を採集して分析した結果，雲川ダム下流ではダム上流との共通種が比較的多く，種組成はすでに自然河川のものに近いと考えられた。一方，真名川ダム下流では河床付着藻類の過度の発達により生息環境条件が悪化し生物多様性の低下が見られた。

以上の安定同位体比分析，貯水池鉛直２次元シミュレーションの結果から，満砂ダムである雲川ダムでの植物プランクトンの生産レベルは真名川ダムと比較して低く，有機物の変換機能は小さいと考えられた。

本研究において満砂ダムは河川生態系に近づくことが示されたが，嫌気的な底泥が水質に与える影響や背水区間で湿地が形成される影響などの評価は今後の課題である。個別の課題について列挙すると以下のとおりである。

Fig.1 には成層型分類の境界だけでなく，植物プランクトンの閾値を加えることができる。既往の知見では植物プランクトンの増殖速度は 0.12 日から 7.5 日の範囲にあり，約一週間程度から移流により押し出す効果があると言われている。それを考慮する必要がある。ただしこの場合の滞留時間は水の平均滞留時間であり，植物プランクトンの生産に直接関係するのは有光層での水の滞留時間として評価する必要がある。

安定同位体比分析で用いた混合モデルではそれぞれの端成分の C/N 比が異なる場合，試料中にそれぞれ端成分が占める C の割合と N の割合は異なるため，それを考慮に入れたモデルを用いることでより正確な寄与率が計算できると考えられる（Phillips & Koch, 2002）。また，堆砂がもたらす効果は滞留時間の変化だけでは評価することができない。貯水池内は流下方向に特徴が異なることはすでに述べたが，堆砂形状が違えば川幅や水深などの状況が変わるため，貯水地内での空間的な特性も異なる。今回の現地での調査地点は限定されているので，貯水池内の流下方向や鉛直方向のより多くの点でサンプリングを行う必要がある。

今回調査を行った雲川ダムでは堆砂後も最大で 5～6m 程度の水深があったが，さらに浅くなった貯水地ではより河川生態系に近づき植物プランクトンの一次生産はほとんど起こらないと考えられる。堆砂進行ダムと流水型ダムは，共に滞留時間が短いという点で近い存在であり比較検討を今後行う予定である。特に水深の差異のみならず，貯水池内に堆積している土砂の特質（粒径や有機物含有量など）の影響がポイントになると考えられる。

雲川ダムは完成した当初から滞留時間の短いダムであり堆砂することによる変化は比較的小さかった。しかし，より大規模で滞留時間の長いダムで，将来的に堆砂が進行していったときには，ダムの類型が変化し流域の水環境に与える影響はより大きく，さらに大きな研究課題になると思われる。またそのようなダムでは広大な背水区間が湿地生態系を形成し生産が活発になることが予想される。このように湿地生態系が新たに形成されて，生物多様性が豊かになり，元来そこにあった環境とは異なる環境ができる可能性がある。

本研究の結果，雲川ダムでは植物プランクトンの生産という点では河川に近づき有機物変換機能は小さいことが示唆されたが，そのような異なる生態系ができる場合には，この観点からの環境影響評価を行う必要がある。さらに，同じ堆砂量であっても Fig.22 に示すように貯水池縦断方向の堆砂形状の違いによって水の流動，有光層の回転率が異なると考えられ，植物プランクトンの生産を含めた貯水池の水環境にもどのような影響が出るのか検討が必要である。

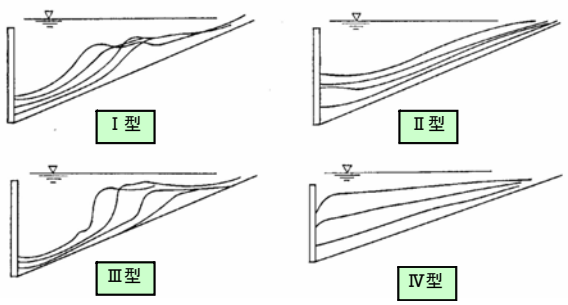


Fig.22　Typical patterns of reservoir sedimentation（芦田ら，1983）

最後に，シミュレーションに関しては，植物プランクトンの世代交代のサイクルよりも滞留時間が短い場合は貯水池内に植物プランクトンはほとんど発生しないと考えることができる。回転率の短さが植物プランクトンの生産に影響を与えるには閾値があり，それを超えると植物プランクトンの生産に阻害を与えるような計算条件の設定が想定される。また，雲川ダムのような河川に近いダムでシミュレーションを行うためには，背水区間の浅水域における河床での藻類生産などもモデルの中に入れることが望ましい。これにより，藻類やプランクトンの寄与率を求めた安定同位体比解析の結果とシミュレーションを直接関連付けることができる。

謝　辞

真名川ダムおよび雲川ダムにおける現地調査に関して，国土交通省近畿地方整備局九頭竜川ダム統合管理事務所の協力を得た。また，貯水池鉛直２次元の生態系モデルに関して，（財）ダム水源地環境整備センターの協力を得た。ここに記して謝意を表する。

参考文献

芦田和男，高橋保，道上正規（1983）：河川の土砂災害と対策，pp.157-159，森北出版.

芦田和男，江頭進治，中川一（2008）：21 世紀の河川学　安全で自然豊かな河川を目指して，pp.75-76，京都大学学術出版会.

井口真生子（2007）：微細粒土砂の堆積・侵食に着目した貯水池土砂管理手法に関する研究，京都大学博士学位論文.

梅田信，和泉恵之（2008）：：ダム湖の植物プランクトン予測，応用生態工学，Vol.11,No.2,pp.213-224.

竹門康弘，今井義仁，高津文人，池淵周一（2007）：増水低減過程における微細土砂・粒状有機物・底生動物の河床分布動態.

谷田一三, 竹門康弘（1999）：ダムが下流の底生動物へ与える影響，応用生態工学，Vol.2，No.2，pp.153-164.
（財）ダム水源地環境整備センター（2001）：ＷＥＣモデル説明書, 2001 年 3 月版.
土木学会水理委員会編（1999）：水理公式集　平成 11 年改訂版. 1999
永田俊,宮島利宏（2008）：流域環境評価と安定同位体，水循環から生態系まで，京都大学出版会，pp.240-244, pp.251-253, pp.288-289.
村上哲生, 林裕美子, 奥田節夫, 西條八束（2004）：ダム湖の陸水学, pp.105-122, 生物研究社.
山田佳裕, 吉岡崇仁（1999）：水域生態系における安定同位体解析，日本生態学会誌, Vol49, pp.39-45.
Fry, B (2006) : Stable isotope ecology, SpringerVerlag, PP139-149
Morris, G. and J. Fan（1997）: Reservoir sedimentation handbook, McGraw-Hill New York, pp.2.1-28.
Phillips, D. and P. Koch （2002）: Incorporating concentration dependence in stable isotope mixing models，*Oecologia*, Vol.130, No.1, pp.114-125.
Vannote, R.L., Minshall,G.W., Cummins, K.W., Sedell, J.R. and Cushing, C.E. （1980）: The river continuum concept, *Canadian journal of fisheries and aquatic sciences* , Vol.37, No1, pp.130-137.

Change of Organic Matter Sources in Reservoir Ecosystem According to Progress of Reservoir Sedimentation

Tetsuya SUMI, Junya NAITO* and Yasuhiro TAKEMON

* Graduate School of Engineering

Synopsis

In reservoirs, stratification of water temperature and primary production of phytoplankton may cause change of organic matter sources in downstream rivers. These impacts are largely depending on reservoir characteristics such as retention time, average depth and etc. In this study, sources of particulate organic matter (POM) and macro invertebrate at downstream of Managawa and Kumokawa reservoirs are analyzed by the three sources model based on the stable isotope ratios of delta C-13 and delta N-15. Primary production of phytoplankton is also simulated by 2D reservoir numerical model to evaluate the effect of reservoir sedimentation progress.

Keywords: dam reservoir, reservoir sedimentation, primary production, eutrophication, POM, stable isotope ratios

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

貯水ダムの生態系影響を軽減するための河床地形管理に関する研究

竹門康弘・中井健太郎*・角　哲也

＊ 京都大学工学部地球工学科

要　旨

河床地形の生態的機能評価手法を開発するために，河道の流下粒状有機物に占めるプランクトンの寄与率の流程変化を測定することによって河床地形の有機物捕捉効率を推定し，これを河床の生態機能の指標に用いた。地形条件の異なるダム下流河川において現地調査を行ない，有機物捕捉効率と河床地形要因との関係を回帰分析した結果，単位水面面積あたりの水際線長さおよび平均水面幅が有機物捕捉効率の有意な説明変数であることがわかった。すなわち河道の粒状有機物の捕捉効率は水際線長さが長いほど指数関数的に増加し，水面幅が狭いほど反比例的に高まると考えられる。

キーワード:流下粒状有機物，プランクトン，河床地形，有機物捕捉効率，炭素窒素安定同位体比

1.　はじめに

貯水ダムによる土砂供給の遮断は，上下流域の河床地形の変化を通じて流下粒状有機物の動態や底生動物群集の種多様性に影響している。その影響過程には，１）河床の砂州形状，河床の起状，河道の蛇行度などの地形変化を通じて生態系の機能の劣化を結びつく過程と，２）貯水池で生産されたプランクトン由来の有機物が流下し，石表面の有機物沈着や河床間隙の閉塞などの環境変化を通じて生態系の機能の劣化を結びつく過程が区別されている（池淵, 2009）。１）による環境問題を解決するには土砂動態の適性化が，２）の過程の根本的な改善のためには，貯水池の水質改善か清流バイパス対策が必要とされている。

本研究では，貯水ダム下流河川の生態系の機能劣化の現状評価法の開発とその機能を修復改善するために必要な管理手法の提案を目的としている。その具体化のためには，「生態系の機能を何に着目してどのように評価するか」が重要なポイントとなる。本研究では，河川生態系の評価軸として生物多様性尺度（Biodiversity measures）と物質循環尺度（Material cycle measures）を考え，それらを河床地形尺度（Riverbed geomorphic measures）に読替える手法を検討した(Fig. 1)。生物多様性尺度と物質循環尺度には多くの候補がありうるが，ここでは底生動物群集の多様性尺度と粒状有機物の生産起源と捕捉効率尺度を利用することにした。これらの尺度を相関や回帰で連結することによって，ダムにより劣化した河川生態系を改善するために必要な河床地形条件を追究した。本研究の最終目標は，ダムの流況変動操作（Flow regime operation）と土砂供給操作（Sediment supply manipulation）により，生態機能を発揮する生息場の形成維持を目指した河床地形管理の手法を確立することにある（Fig. 1）。

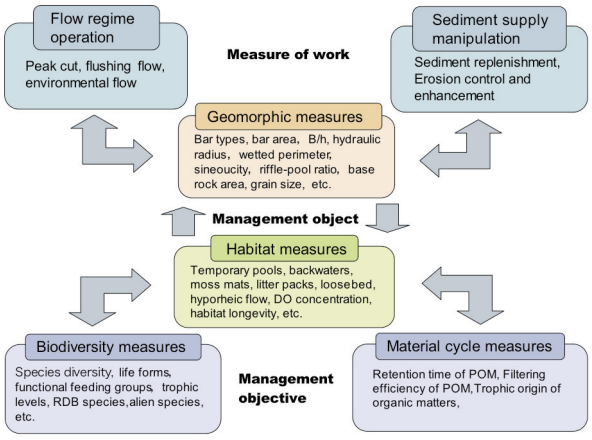


Fig. 1 Conceptual framework of the riverbed geomorphology management

2. 調査地

現地調査地として，和歌山県古座川水系の七川（しちかわ）ダム，福井県九頭竜川水系真名川流域の真名川ダムおよび雲川ダム，そして淀川水系木津川支川布目川流域に位置する布目ダムの４つのダム流域（Fig. 2）を選び各流域のダム直下流地点・ダム下流数 km 地点，ならびにダム上流ないし下流の支川にダム影響のない参照地点を設定した。

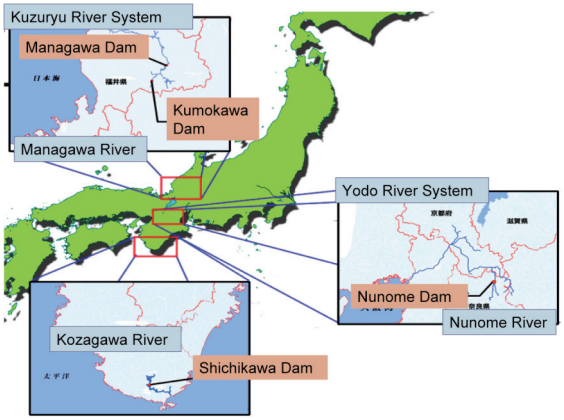


Fig. 2　Map of the study area selected at four dam sites.

調査を行った４ダムの概要と調査対象とした下流河川の特徴は以下の通りであった。

・七川ダム：1956 年竣工（調査時点で満 53 年）の発電・治水を目的とした重力式コンクリートダムであり，集水流域面積は 102.0 ㎢，有効貯水容量は 25,400 千㎥である。発電用水放流口から佐本川の合流部まではが河岸が露出した岩盤となっている部分が多い。下流に向かうにつれ，河岸の一部に河原が発達や河道内での砂州の形成が見られるようになる。

・真名川ダム：1977 年竣工（同満 42 年）の発電・洪水調節・不特定用水を目的としたアーチ式コンクリートダムであり，集水流域面積は 223.7 ㎢，有効貯水容量は 95,000 千㎥である。平水時はダムからの放流の多くが下流の五条方発電所に送水され，ダム直下には 0.67 ㎥/s 程度の環境維持流量が放流されている。

・雲川ダム：真名川ダムの上流部に位置し，七川ダムと同時期である 1957 年竣工（同満 52 年）の発電専用である重力式コンクリートダムであり，集水流域面積は 58.8 ㎢，有効貯水容量は 1,490 千㎥と比較的小規模である。貯水池は上流からの土砂が溜まりほぼ満砂状態になっている（平成 8 年の時点で堆砂率 88.6%）。すぐ上流は背水部となり，土砂の堆積が進んで砂河川の様相を呈している。

真名川ダムでは貯水池から取水した発電用水を約 3.5km 下流の五条方発電所まで送水管により直接送水している。ダム直下への環境維持流量は平水時 0.67 ㎥/s である。雲川ダムからの発電用水は，同じく真名川上流の別系統支川に位置する笹生川ダム（1957 年竣工。同満 52 年）からの発電用水と合流し中島発電所を経由したのちに五条方発電所に送水される。

・布目ダム：４ダムの中で最も新しく 1992 年に竣工（同満 17 年）した洪水調節・水道用水・不特定用水が目的の重力式コンクリートダムであり，集水流域面積は 75 ㎢，有効貯水容量は 15,400 千㎥である。今回の調査対象となる河川に位置するダムの中では最も新しいため，ダムによる下流河床の粗粒化の程度は比較的進行していないと予想される。

・置土による土砂還元の実施状況：４ダムのうち真名川ダムでは平成 16 年度および 20 年度に，また布目ダムでは 16 年度から毎年，ダムからのフラッシュ放流による置き土流下試験を実施し，下流への土砂供給を行っている。置土地点は真名川の GD~YB 間，布目川の ND1~ND2 間である。

3. 調査方法

3.1 環境条件の測定

各調査地点では水質環境条件として，水温・電気伝導度・塩分濃度・溶存酸素濃度（DO）・pH・NO_3^-・NH_4^+・PO_4・化学的酸素要求量（COD）の9項目の水質を計測した。計測結果は表2.3に示した。また，底質環境条件として，ライントランセクト（8.5~10m×3本）の調査を行った。

3.2 資料採集の方法

サンプリングは河川内の粒状有機物（POM, Particulate Organic Matter）・藻類・石面付着層・陸上植物・水生動物を対象とした。POMは水中を流下するSPOM（Suspended POM）と止水域において河床に堆積したBPOM（Benthic POM）とで別々に採取した上で，さらに粒径が1.0mmより小さなものをFPOM（Fine POM），大きなものをCPOM（Coarse POM）として分画し，全部でSFPOM，SCPOM，BFPOM，BCPOMの4種類を採取した。なお，本稿における藻類とは，アオミドロ類やカワシオグサなどの糸状緑藻類や糸状ラン藻類であり，石面付着層は，ケイ藻類・ラン藻類・緑藻類やデトリタス等の有機物とシルトや粘土を含む石面付着物である。

各調査地点において，SPOM の採集は流れが速い早瀬や平瀬の流心部において，巻き上げられた河床堆積物が混入しないよう水深が 30cm 以上ある地点において採集を行った。一方 BPOM は河道脇のわんどや

たまりといった水深の浅い止水域において有機物のよく堆積している場所を見つけて採集した。藻類，石面付着層は流れの速い瀬の礫や巨石の上面から採取した。陸上植物については，木本は河道内の流水部に近い場所で採取し，草本は可能な限り水中に存在するものを選んだ。

SPOMはPOMネット（口径30cm・100 μmメッシュ）を用い，約２分間流水中に入れて濾し取られたものを採集した（竹門ほか 2006）。BPOMは加工した樹脂製容器にプランクトンネットを装着した設備で，周囲の砂やシルトを巻き上げないよう刷毛で掃き取って採集した（図 2.4.3 に採集の様子，採集方法については竹門 ほか 2007）。SPOMとBPOMはそれぞれ口径 1mm と 100 μmの２種類のふるいを用いて，1mm のふるいに残ったものを CPOM，1mm のふるいを通過して100 μmに残ったものをFPOMとして分画しサンプルとした。真名川・雲川，布目川では各 3 サンプルずつ採取し，古座川では分画は行わずSPOM，BPOMの２つのサンプルとした。

藻類は直接手やピンセットを用いて剥ぎとって採取，石面付着層は歯ブラシで擦り取って採取した。陸上植物は河道内の調査地点付近の樹木から直接，また水中の落ち葉を収集して採取した。またツルヨシなどのヨシ科植物とコケ植物も採取した。なお，各地点では作業時間が極力同じになるように注意してサンプリングを行った。

底生動物は採集用ネット（口径 40cm，網目サイズ 1mm（対角 1.3mm））によって捕獲した。また，採取した石面に付着した個体を直接ピンセットで剥がしとるなどして採集した。

3.3　採集した試料の同定

動物サンプルについては川合・谷田(2005)，Wiederholm(1983)，鈴木・佐藤(1994)，林(1992)，川那部・水野(1989)，紀平ほか(2003)，藤谷(2006)を基に可能な限り種レベルないし属レベルまで同定したのち，種数を計数するとともに，Merritt & Cummins(1996)・竹門(2005)を参考にして生活型・摂食機能群・餌型に分類した。これらは底生動物の生活要求に基づいて生物種を分類したもので，底生動物群集間の比較を行うことによる河川生態系の構造を把握する手法として用いられる(竹門 2005)。今回は種組成情報をダム間での生物群集の違いの分析に用いた。多くの研究でダム河川での底生動物群集が空間的に変化することがわかっており（谷田・竹門 1999），その変化は種々の河川特性や流域内の位置など様々な条件に影響される（Armitage 1987）。なお布目ダム下流の調査区域内では2000，2005年度に河川水辺の国勢調査が行われ底生動物群集が把握されているため，そのデータも参考に用いた。また波多野ほか(2005)，玉・竹門(2008)が行った同ダム直下地点での底生動物のサンプリング結果も用いた。現地で採取したサンプルは保冷容器に入れて持ち帰り，冷凍庫に保管した。

3.4　安定同位体比分析

水生動物は同定した上で，大きな個体に関しては消化管などを除去し，また植物・藻類は蒸留水で洗浄した後で，乾燥機において 60℃で約 24 時間乾燥させた。この時，乾燥重量で 0.1mg に満たない場合は分析対象から外し，種組成分析のみに用いた。POMは出来る限り植物プランクトンを抽出し沈殿後に上澄みを捨てた後，他のサンプルと同様に乾燥させた。その後分析用にエッペンドルフ社製のマイクロテストチューブに入れ，POM・藻類・陸上植物・水生動物消化管内容物を有機物サンプルとし，水生動物を動物サンプルとして，分析日まで乾燥ケースにて別々に保管した。なお，複数個体のサンプルは擂り鉢を用いて十分粉末化し，個体差が出ないように処理を行った。

得られた安定同位体比分析の結果は分析機器に接続されたコンピュータで解析されδ値として出力されているが，水トラップ交換などの分析条件の違いによって測定誤差が生じる。これを補正するため，ワーキングスタンダードサンプルであるアラニンの安定同位体比分析値と実際の安定同位体比値との差を求め，その補正値を加えることにより全データの同位体比の値を補正した。

得られた全試料の安定同位体比のデータから，ダム下流河川の有機物起源をダム貯水池内一次生産物由来のもの(plankton)と下流河川内での一次生産物である付着藻類(algae)，河川周辺の陸上植物(t.plant)の３つと仮定し，それぞれの起源として最も代表していると思われるサンプルを代表値として選定した。図に全有機物サンプルとエンドメンバーの安定同位体比の値をC-Nグラフにプロットした。なお，これらのエンドメンバーはそれぞれの起源としてそれ自身のみ含有すると仮定した。寄与率を計算するサンプルにおける窒素，炭素のδ値を$\delta_{N,sample}$，$\delta_{C,sample}$とおくと，

$$\delta^{13}C_{sample} = f_{dam} * \delta^{13}C_{dam} + f_{algae} * \delta^{13}C_{algae} + f_{plant} * \delta^{13}C_{plant} \quad (1)$$

$$\delta^{15}N_{sample} = f_{dam} * \delta^{15}N_{dam} + f_{algae} * \delta^{15}N_{algae} + f_{plant} * \delta^{15}N_{plant} \quad (2)$$

$$f_{dam} + f_{algae} + f_{plant} = 1 \quad (3)$$

と表せる。ここで，f_s は起源ｓの寄与率，$\delta_{N,s}$，$\delta_{C,s}$

はそれぞれ起源 s の窒素，炭素の安定同位体比である(起源 s は plankton，algae，terrestrial plant)。この 3 元 1 次連立方程式を解くことによって，各サンプルについて貯水池由来，付着藻類由来，陸上植物由来の有機物の寄与率を求めた。この寄与率の変化によって，POM のダム影響および下流河川での一次生産，陸上植物由来の比率を推定することができる。なお，寄与率の計算結果が負の数，あるいは 1 を超える数が出る場合がある。これは，図に示したように，3 つの起源有機物により描かれる三角形の内部に入らないサンプルに見られる。この場合寄与率は，サンプルの値と最も遠い場所にある起源はそのサンプルにまったく含まれていないとして，最大値と最小値をそれぞれ 1 と 0 に圧縮した値に修正した。

3.5　河床地形分析

河床地形要因として，水面幅・裸地面積・水面面積・水際線長さ・区間直線距離・河川勾配・地点集水面積を測定した。水面幅・裸地面積・水面面積の測定には航空写真（NTT ネオメイト発行，50cm ピクセルオルソデータ）および画像編集アプリケーションソフト Adobe Photoshop CS4 を用い，水際線長さ・区間直線距離の測定には航空写真（同上）および描画ソフト Adobe Illustrator CS4 を用いた。河床勾配および地点集水面積は国土地理院発行の数値地図 50m メッシュ（標高）および ESRI 製の地理情報ソフトウェア ArcGIS を用いて計測した（Fig. 3）。なお，航空写真の撮影日はそれぞれ古座川流域が 2004 年 10 月 22 日 11 時ごろ，真名川・雲川流域が 2006 年 8 月 11 日 9:00ー11:00，布目川流域が 2007 年 4 月 10 日 14:00ー15:00 である。

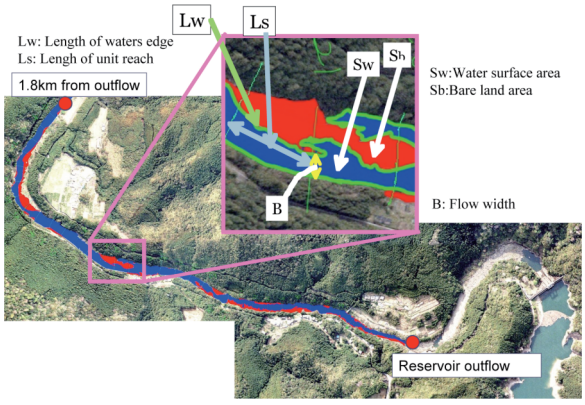


Fig. 3　An example of GIS analysis on riverbed geomorphology in the tail waters of the Kozagawa Dam.

それぞれの河床地形要因の定義と測定方法を下に示す。

・裸地面積，水面面積：航空写真から水面と裸地河原を判読，50m（真名川では 100m）毎に画素抽出機能を用いて水面部面積および河原面積を計測した。なお樹冠などにより地形の判読が著しく困難な場合，その区間は測定の対象から除外した

・水面幅（*B*）：調査区間内の区間境界部の水面幅を 50m（真名川では 100m）間隔で「ものさしツール」を用いて計測した。水面幅は流線に垂直な方向と定義した。

・水際線長さ，区間直線距離：50m（真名川では 100m）毎に，パス長さ計測機能を用いて求めた。河道内の砂州，露出した岩の水際線もできる限り含めた。区間直線距離は水面幅の中間点同士を直線で結んだ長さを計測した。

・河川勾配：各調査地点における標高を求め，区間長で割ることにより算出した。

・地点集水面積：各調査地点間の区域に流入する集水域をそれぞれ抽出し，ピクセル数から集水域面積を算出した。

これらから平均水面幅・水際線長さ比・裸地率・平均河床勾配・支川合流比，単位水面面積あたり水際線長さを求め，これらを河床地形要因として統計分析に用いた。それぞれの定義は以下のものとする：

・平均水面幅：区間ごとに測定した水面幅の平均をとった。

・水際線長さ比：区間ごとに水際線長さを区間直線距離で割り，その平均をとった。

・裸地率：裸地面積の全区間合計を裸地面積と水面面積の和の全区間合計で割って算出した。

・平均河床勾配：調査区間のうち最上流地点と最下流地点の標高差を流程距離で割った。

・支川合流比：最下流地点の集水面積を用いた。

・単位水面面積あたり水際線長さ：水際線長さの全区間合計を水面面積の全区間合計で割った。

・単位区間面積あたり水際線長さ：水際線長さの全区間合計を水面幅と区間直線距離の積で割った値の全区間合計で割って算出した。単位水面面積あたり水際線長さとの値の比較を行った。

・水面面積に対する水際線長さ比の平均：区間ごとに水際線長さを水面面積で除した値を全区間で合計し算出した。

3.6　統計分析

得られた測定値間の違いを確認するため，正規性の仮定できるデータについては分散分析と t 検定を行い，有意水準を 5％として判定した。なお検定の際には，正規性と等分散性を改善するために対数変換した値を用いた。河川地形要因と有機物起源寄与率の流程変化率との間で各種関数関係を想定して回帰分析を行った。さらに互いに内部相関が小さいと予

想される要因のうち回帰係数の高いものを選んで重回帰分析を行った。

4. 貯水池由来有機物の流程変化

4.1 ダム下流河川の有機物起源特性

各地のダム上下流における SPOM，BPOM，藻類，陸上植物などの有機物サンプルの炭素・窒素安定同位体比の散布図として布目川の結果を Fig.4 に示す。図中に楕円で囲った部分は，貯水池プランクトン，付着藻類，陸上植物の値を示しており，これら３つを起源物質（エンドメンバー）に設定した。

Fig.4 には各サイト別に色分けして全有機物サンプルをプロットした。布目ダム下流の有機物サンプルは，NU（布目上流部）のサンプル群および他の３つのサイトに比べ炭素のδ値が低く，窒素のδ値が高く，値の分散値が大きかった。布目ダム下流で窒素の安定同位体比が高い原因としては，布目ダム上流の流域人口が多いことから生活排水に含まれる人為起源の有機物や農地から流出した化学肥料起源の窒素が影響したと考えられる。計測した水質のうちアンモニウムイオン濃度が他のダムサイトに比べ高い値を示していたこともこの可能性を示唆していた。また，これらのサンプルから，有機物起源の代表となるサンプルを選出しそれを用いて寄与率計算を行った。

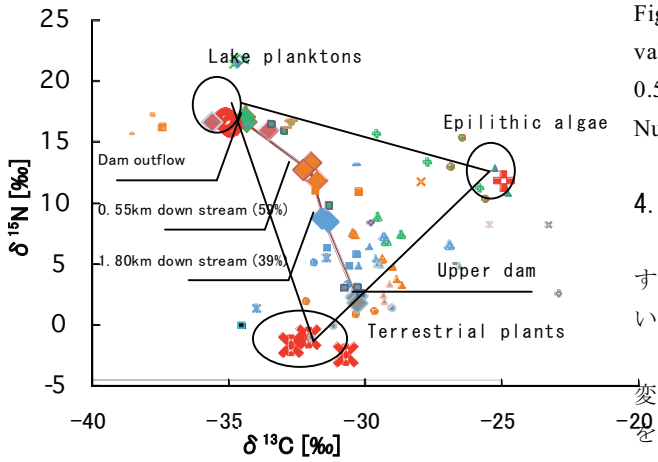


Fig. 4 Biplot map of carbon and nitrogen stable isotope values of organic matters collected at upper dam (gray), outflow site, 0.55km below and 1.80km below the Nunome Dam. The large diamond symbols indicate the mean values of SPOM.

Three Source Model で求めた粒状有機物 POM（SFPOM・SCPOM，BFPOM・BCPOM）の起源組成のサイトごとの流程変化を Fig. 4 に示した。SFPOM，SCPOM では貯水池起源の有機物の寄与率はダム下流域の流下とともに全調査地点において減少していた。ダム堤体の放流口から 0.55km の間に SFPOM の貯水池由来有機物の寄与率が 59.3%にまで減少していた。これは，ダムから流下してきた有機物はどの調査区間においても順次トラップされていることを示している。また，BFPOM の貯水池由来の寄与率は 0.55km 地点ではまだ 1.1%とゼロに近く，ダム直下から 1.8km 地点において漸く 14.0%に増加した。

なお，ヒゲナガカワトビケラ，シマトビケラ科の体組織でも同様の寄与率変化が得られ，ダム影響の指標としてのこれら水生昆虫の有用性が示唆された(Fig.5)。雲川では，貯水池の浮遊粒状有機物は植物プランクトン起源ではなく陸上植物由来であったが，流下とともに付着藻類由来に置き換わった。

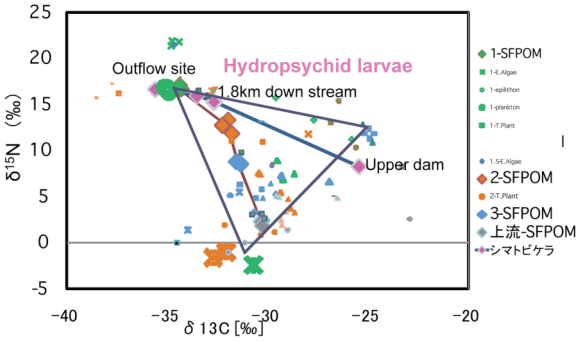


Fig. 5 Changes in carbon and nitrogen stable isotope values of hydropsychid larvae collected at outflow site, 0.55km below, 1.80km below and upper site of the Nunome Dam.

4.2 貯水池由来物質寄与率の距離変化率

有機物起源の寄与率の流程変化を区間ごとに比較するため，貯水池由来・陸上植物由来の寄与率について区間距離で割った距離変化率を求めた(Fig. 6)。

SFPOM のダム由来有機物は，-0.582～0.390 の幅で変化率を示した。雲川ダム KR～KD の値のみ特異な値を示したが，これを除外すると値の幅は-0.582～-0.020 であった。この中で真名川 GS～GD と布目 ND1～ND2 における値が高かった。前者は発電所放流口から本川流入直後までの短い区間での急激な変化であるが，これは放流管内の射流が水面幅の広い河道内に流入する際の大きな速度変化によるものと考えられる。後者は河川内に植生の茂った比較的大きな砂州があるため，砂州での有機物捕捉によってダム由来有機物の減少が起きたと考えられる。

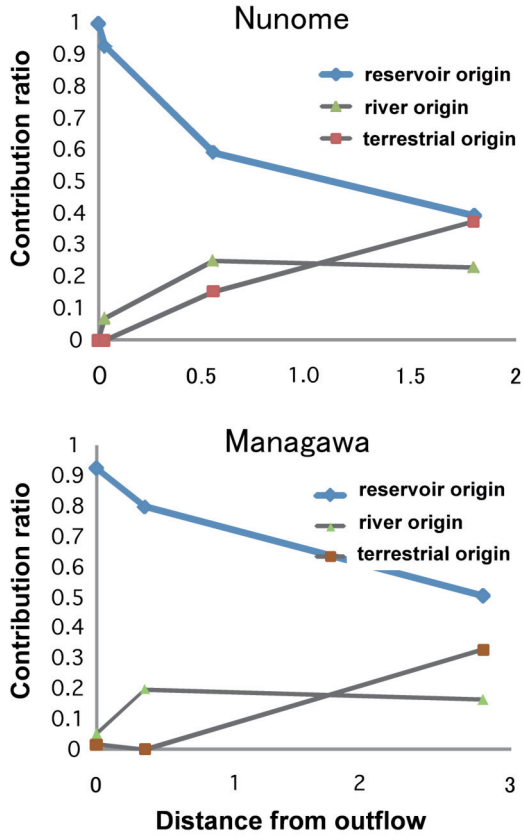


Fig. 6 Dwnstream changes in the contribution of each trophic origin of the suspended particulate organic matter in the tail water reaches of the Nunome Dam and the Managawa Dam.

BFPOM のダム湖由来有機物の距離変化率は 3 河川とも下流区間で正の値を示した。これは流程において捕捉された有機物が堆積して BFPOM となっているためと考えられる。逆に陸上植物由来の BFPOM はダム直下で増加し，次の下流側の区間で減少した。特に雲川ダムの直下では，ダム上流からきた分解済みの陸上植物が多いと考えられ，直下で順次トラップされる結果下流側区間で減少したのかもしれない。

各調査点間の区間での距離変化率を比較した結果，おおむねダム直下の区間の方が下流側区間よりも寄与率変化率が高かった。このことから，貯水池由来の有機物はダム下流で指数関数的に減少することが予想され，また実際にその指数関数モデルをもとに SFPOM の流化距離を推定した研究もある（Ock ほか. 2008）。この想定をもとにダムごとに寄与率の流程変化を指数関数で近似し，低減係数を求めた（Fig.7）。なおこの図に用いた雲川の値は，ダム湖由来のプランクトンの影響がほとんどなく貯水池で採取された SFPOM の多くが陸上植物由来であったため，ダム湖由来の有機物として陸上植物を選び，藻類との 2 起源による寄与率を採用した。その結果，

4 ダム下流域における貯水池由来物質の寄与率の流程変化は，古座川と真名川で低減率が小さく，布目川と雲川で高いことがわかった（Fig. 7）。

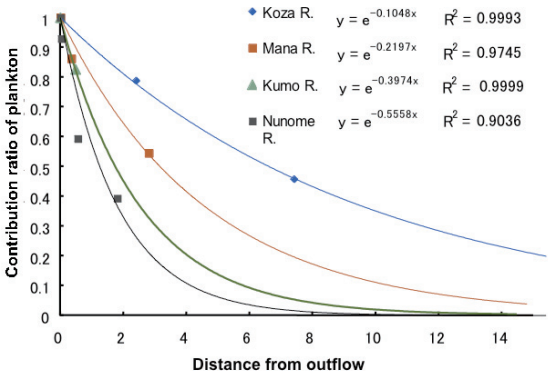


Fig. 7 Comparison of downstream changes in the contribution of reservoir originated plankton to the suspended particulate organic matter in the tail water reaches of the four dams studied.

低減率は古座川が 0.105，真名川が 0.220，雲川が 0.397，布目川が 0.556 となった（図 3.1.5）。最も低減率が低い古座川と最も高い布目川との間にはおよそ 5 倍の差がある。なおこの低減係数の逆数を求めることにより，平均流下距離を推定することができる（Young 1978）。平均流下距離はそれぞれ古座川で 9.52km，真名川で 4.55km，雲川で 2.52km，布目川で 1.80km であった。例えば，布目川では調査区間最下流の ND3 付近が平均流下距離にあたり，ND3 でのダム貯水池由来の有機物は 40%程度であったことに対応している。

5. 河床地形が有機物の捕捉効率に及ぼす影響

5.1　ダム下流域の河床地形条件

各調査地における河床地形の調査結果を Table 1 にまとめた。古座川と雲川を比較した場合，古座川は平均水面幅が大きく，平均河床勾配・裸地率・水際線長さ比・単位水面面積当たり水際線長さが小さかった。雲川では平均水面幅が雲川の半分程度で，平均河床勾配・裸地率・水際線長さ比・単位水面面積当たり水際線長さは大きかった。真名川は河床地形要因の値が真名川と雲川の中間になっており両者の中間の地形特性を示していた。単位水面面積あたり水際線長さは水際線長さ比から水面幅の影響を除いたものであり，この値が大きいほど流下粒状有機物が水際に接触する頻度が高いと考えられる。ここで雲川と布目川を比較した場合に裸地率は雲川が上回っているのに対し単位水面面積あたり水際線長さ

Table 1 Results of GIS measurements on the riverbed geomorphic parameters in the tail-water reaches of the four dams studied and regression coefficients between each parameter and the retention coefficient of SPOM obtained in Fig 7.

River name	Retention coefficient (k)	Distance studied (km)	Mean channel width (m)	Mean bed slope in each segment	Bareland ratio in the active channel	Shore length /unit distance	Shore length /water surface area
Koza-gawa	0.105	7.4	24.2	0.0037	0.26	1.18	0.096
Mana-gawa	0.220	2.8	14.4	0.0151	0.37	1.40	0.183
Kumo-kawa	0.397	7.1	12.1	0.0213	0.56	1.95	0.241
Nunome-gawa	0.556	1.8	9.0	0.0087	0.46	1.28	0.273
Correlation coeffcient (R^2)			0.9737*	0.0956	0.5260	0.1855	0.9976*

Note: * indicates the regression coefficient is statistically significant at 5% level.

が布目川の方が大きいのが興味深い。航空写真による地形分析の際の観察での印象では，布目川には一部区間で中州が発達していたもののその内部に植生が存在しており裸地には該当しなかったことや護岸により低水敷面積が全体的に小さくその低水敷も植生に覆われていたこと，雲川には水面から露出した巨石や岩が多く見られた区間があった一方でコンクリート護岸によって水際線が単調になっている区間も多かったことや一部区間でコンクリート護岸がなくなり河岸が広い河原になっていたこと，が特徴としてあげられる。

5.2　有機物の捕捉効率と河床地形条件の関係

流下粒状有機物の貯水池由来プランクトンの寄与率の低減係数を流下粒状有機物の捕捉効率の指標とし，河川ごとの地形条件との間で回帰分析を行った。今回分析対象とした地形要因のうち，単位面積当たり水際線長さおよび平均水面幅に低減係数との間で有意な傾向が見られた。平均河床勾配・裸地率・水際線長さ比・支川合流比との間には有意な関係は見られなかった（Table 1，黄色に塗りつぶした河床地形要因は回帰係数が統計的に有意性であることを示す)。有意性が見られた単位面積当たり水際線長さおよび平均水面幅を説明変数として横軸に，低減係数を縦軸にプロットした図を示す（Fig.8)。水面面積に対し水際線が長く，また平均川幅が小さいほど，捕捉効率は高くなることがわかった。水際線長さ/水面面積の回帰曲線は原点を通らず，水際線が流心線に等しいような水路状の河川においても一定の低減率があることがわかるが，これは沈降，付着や水生生物の摂取などで有機物量が減少したことが関連していると思われる。低減係数 k と河床地形要因との回帰分析の結果，「水面面積/水際線長さ」および「平均水面幅」と低減係数 k との間で統計的に有意な回帰式が得られた（Fig.8)。 これは川幅が小さく複雑な水際線を持つ河川が高い捕捉効率を持つことを示している。 このような河床地形の例としては，副流路の発達した網状河川などが考えられる

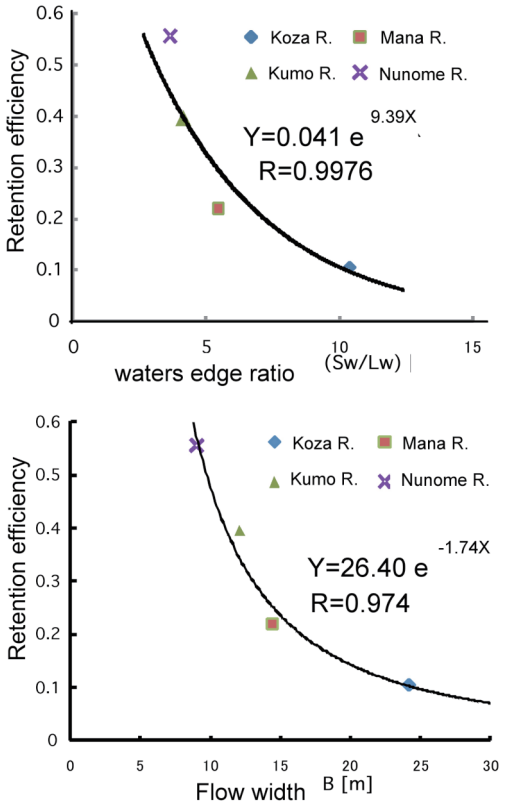


Fig. 8 Relations of retention efficiency of SPOM to waters edge ratio (upper figure) and to flow width obtained in the tail water reaches of the four dams.

6.　考察

6.1　河床地形要因と有機物捕捉効率の関係

真名川と布目川を比較した場合，水際線長さがほぼ同じ長さであるが水面幅が狭いため，低減係数が真名川で0.22であるのに対し布目川では0.556と高い値になっている。これは，水面幅が狭くなること

により流水中の流下粒状有機物が河岸でトラップされる機会が増えることを示す。また，真名川と雲川では水面幅がほぼ同じ広さであるが雲川がより複雑な水際線を有しているため，低減係数が真名川で0.22であるのに対し雲川では0.397と2倍以上高くなっている。これは，水際線が複雑になることにより流下粒状有機物が河岸部と接触した際のトラップ率が高いことを示す。これらのことから，水際線が長く，水面幅が狭い河川ほど有機物が早くトラップされることが示唆された。今回は4つのダム河川の下流地域に１河床地形要因を設定し４つのプロットにより回帰分析を行ったが，これは全国の河川に適用するための一般的な法則とするにはまだサンプル数が不十分であり，より多くの事例を調査する必要がある。また各河川において指数近似を行う際に２点ないし３点の寄与率データを用いたが，より正確な捕捉効率を得るためには流程方向の調査地点数を増やすことが望ましい。またその際には，貯水池由来物質の減少が著しいダム直下付近において下流よりも間隔を密に取るのが良いであろう。

河川の有機物捕捉効率と河床地形要因との回帰分析の結果，水際線長さと水面幅が有機物捕捉効率と有意な関係を示すことが分かった。これらの結果は，同じ流量の河道であれば川幅が狭く水面に対して水際線が複雑であればあるほど有機物が捕捉されやすいことを示している。この結果をより信頼性の高いものにするためにより多くのデータを取る必要があるが，今回の結果を利用し河川生態系をより自然河川の豊かさに近づけていくための指針として，ダム貯水池由来有機物を下流河川でより多く捕捉させその影響を早く低減ためには水際線を長くする対策を施し水面幅を狭くすればよいことが考えられる。水際線長さを増加させるための河床地形の目標像には，網状流路やうろこ状流路があげられる。これらの河床地形は河道内に砂州が多く存在する結果，水際線が著しく増加するのに加え，単流路の蛇行流と比べて分岐する分各流路の水面幅が小さくなるからである。すなわち河道の平面形状の複列化や砂州の形状を促進する程度に土砂供給量を増やすことがダム下流河川の環境対策に際して目標となる。今後の研究としては，具体的にどの程度の土砂供給量によってこうした河床地形変化が生じるかについて予測可能なモデルを示すことが課題となる。また，本研究で用いたプランクトン低減係数kは，土砂還元対策の結果形成された河床地形の生態機能を評価するための指標として有効であると考えられる。今後の研究では，より正確な生息場構造の把握のため，さらに多くの河川でのデータ収集により今回の結果の補強や適用条件の確認を行うとともに，流量変化が有機物捕捉率に及ぼす影響や平面形状と水深方向の河床地形との関連性を調べることが求められる。同時に，川幅や水際線長さのほかに生息場環境を有効に評価しうる河床地形パラメータを見つけ，それに基づく評価指標パラメータを構築すること，また結果として得られた生態機能に望ましい土砂環境を実現するための土砂管理手法の確立も今後の課題として挙げられる。

6.2　水生動物によるダム影響評価

造網性トビケラのような濾過食者は，水中の流下有機物と違い有機物環境の時間的な履歴をもつので，流量条件などで変動しうる SFPOM や微地形条件の影響を受けやすい BFPOM よりも河川の持つ有機物動態の特性を平均的な値を反映する可能性がある。もし造網性トビケラの体組織が実際に履歴を的確に反映するとすれば，前節で述べたプランクトン低減係数の値を求める際の材料として造網性トビケラが優れている可能性がある。

そこで本研究では，真名川で行ったヒゲナガトビケラ胃内容物の安定同位体比の値が SFPOM と同じ流程変化を示したことでヒゲナガカワトビケラに関して餌の濃縮係数を求めた。ただし今回ヒゲナガカワトビケラの胃内容物は真名川でしか採取せず，河川間比較はできなかった。シマトビケラ科本体に関しては SFPOM による本体有機物の寄与率推定が SFPOM の寄与率変化に比較的近かった。シマトビケラ科本体のダム上流―ダム直下における寄与率変化はダム影響の流程方向の低減を示していたが，ダム直下において $\delta^{13}C$ 値が SFPOM より低い値を示すなど SFPOM 寄与率変化との差が大きく，シマトビケラ内の種間の値の違いが影響していることも考えられる。これらより，シマトビケラの安定同位体解析が寄与率変化からの有機物捕捉効率評価に有効かどうかは今回の結果では判断できないと思われる。

今後の調査では，ヒゲナガカワトビケラおよび種をなるべく限定したシマトビケラ科を選択して採取を行い，他の河川においても胃内容物とSFPOMがほぼ同じ値を示すかどうかを確認する必要がある。それと同時に他のFPOM食者についても同様の比較を行うことによって，ダム影響の評価指標として適した材料を見いだせることが期待される。

7.　まとめ

古座川，真名川，布目川では，プランクトン生産由来の粒状有機物が流下とともに付着藻類由来に置き換わった。また，雲川では，貯水池の浮遊粒状有機物は植物プランクトン起源ではなく陸上植物由来であったが，流下とともに付着藻類由来に置き換わ

った。４ダム下流域における貯水池由来物質の寄与率の流程変化は，上図のように古座川と真名川で低減率が小さく，布目川と雲川で高いことがわかった。また，河床地形との関係を分析した結果，蛇行度や水面に対する水際線長比が大きいほど捕捉効率が高いことが予想された。

本研究の成果を一般化するためには，大きく２つの課題が残されている。１）河床地形の尺度が不足している。調査河川数および地点数，標本数を増やして今回の結果を補強し，他の河床地形要因も分析して地形条件から粒状有機物の捕捉効率の予測ができるようにすることが必要である。２）今回用いた低減係数kは距離の次元を含んだ値であるため，汎用性を高めるためには地形のみの特性値として変換した指標を開発する必要がある。

謝　辞

本研究の野外調査の際には，木津川上流河川事務所，淀川ダム統合管理事務所，九頭竜川ダム統合管理事務所，角研究室の皆様，ハビタットロジー研究会の皆様にたいへんお世話になりました。ここに厚く御礼申し上げます。また，安定同位体比測定の際に適切なご指導を賜りました京都大学生態学研究センター准教授・陀安一郎先生ならびに角研究室の玉基英氏に深く感謝いたします。本研究を進めるにあたり，科研費基盤（B）19360224，科研費基盤（A）21254003，水源地生態研究会による委任経理金の一部を使用した

参考文献

池淵周一編著（2009）:ダムと環境の科学Ⅰ，京都大学学術出版会, 285pp.

香川尚徳（1999）：河川連続体で不連続の原因となるダム貯水による水質変化，応用生態工学，2(2), pp.141-151.

河川事業環境影響評価研究会編（2000）：ダム事業における環境影響評価の考え方，（財）ダム水源地環境整備センター.

川合禎次編（1985）：日本産水生昆虫検索図説，東海大学出版会, 409pp.

川合禎次，谷田一三共編（2005）：日本産水生昆虫科・属・種への検索，東海大学出版会, 1360pp.

川那部浩哉，水野信彦編（1989）：山溪カラー名鑑日本の淡水魚，山と溪谷社, 720pp.

紀平肇，内山りゅう，松田征也（2003）：日本産淡水貝類図鑑 1，ピーシーズ, 159pp.

玉基英，竹門康弘（2008）：河川地形が微粒状有機物の流下距離に及ぼす影響，京都大学防災研究所年報, 51 号 B, pp815-828.

高津文人，河口洋一，布川雅典，中村太士(2008)：炭素，窒素安定同位体自然存在比による河川環境の評価，応用生態工学 **7**(2), pp.201-213, 2005

白川直樹（2006），日本の中規模多目的ダムにおける河川環境攪乱頻度の人為的変化，水工学論文集，第 50 巻.

鈴木廣志，佐藤正典（1994）：淡水産のエビとカニ，西日本新聞社, 137pp..

竹門康弘（2005）：底生動物の生活型と摂食機能群による河川生態系評価，日本生態学会誌, Vol.55, pp.189-197, 2005.

竹門康弘（2007 a）：生息場の科学としての応用生態工学，応用生態工学, Vol.10, pp.41-46, 2007a.

竹門康弘（2007b）：土と基礎の生態学 6.砂州の生息場機能，土と基礎 Vol.55, pp63-75, 2007b.

竹門康弘，山本佳奈，池淵周一（2006）：河川下流域における懸濁態有機物の流程変化と砂州環境の関係，京都大学防災研究所年報，B 49(B), pp.677-690.

竹門康弘，今井義仁，高津文人，永田俊，池淵周一:（2007）増水低減過程における微細土砂・粒状有機物・底生動物の河床分布動態，京都大学防災研究所年報,Vol.50, pp773-780.

谷田一三，竹門康弘（1999）:ダムが河川の底生動物に与える影響，応用生態工学, Vol.2, pp.153-164.

対馬孝治，天野邦彦，傳田正利，時岡利和(2007)：下流の河川生態系への有機物供給に関する研究，水工学論文集, **51**, pp.1117-1122, 2007.

土居秀幸（2007）：安定同位体を使って河川食物網を調べる:樹冠の有無による水生昆虫の餌資源の違い,安定同位体を使って河川食物網を調べる樹冠の有無による水生昆虫の餌資源の違い，河川, 736 号, pp.70-72.

永田俊，宮島利弘（2008）：流域環境評価と安定同位体，京都大学学術出版会, 476pp.

波多野圭亮，竹門康弘，池淵周一（2005）：貯水ダム下流の環境変化と底生動物群集の様式，京都大学防災研究所年報，第 48 号, pp.919-933.

藤谷俊仁（2006）：日本産コカゲロウ科（カゲロウ目）の 7 属への検索および所属する種の分類と分布･ハビタットに関する情報，陸水学雑誌, 67, pp.185-207.

古屋八重子（1998）：吉野川における造網性トビケラの流程分布と密度の年次変化,とくにオオシマトビケラ(昆虫,毛翅目)の生息域拡大と密度増加について，陸水学雑誌，Vol.59 ，No.4, pp.429-441.

Doi, H., Takemon, Y., Ohta, T., Ishida, Y. and Kikuchi, E.: (2007) Effects of reach scale canopy cover on trophic pathways of caddisfly larvae in a mountain stream, Japan, Marine and Freshwater Research, Vol.**58,** pp811-817.

Huang, I., Y. Lin, Chen, C. and Hsieh. H. (2007): Food web structure of a subtropical headwater stream, Marine and Freshwater Research, Vol.**58,** pp596-607.

Katano, I., Negishi, N,J., Minagawa, T., Doi, H., Kawaguchi, Y. and Kayaba, Y. (2009): Longitudinal macroinvertebrate organization over contrasting discontinuities: effects of a dam and a tributary, Journal of the North American Benthological Society, Vol. 28, No.2, pp.331–351.

McCutchan, J. H., Lewis, W. M., Kendall, C., and McGrath, C. C. (2003): Variation in trophic shift for stable isotope ratios of carbon, nitrogen, and sulfur, Oikos, 102, pp.378–390.

Merritt, R. W. and Cummins, K. W. (1996): An Introduction to the Aquatic Insects of North America, Kendall/Hunt Publishing Company, 862pp.

Post, D. M (2002): Using stable isotopes to estimate trophic position: models, methods, and assumptions,Ecology 83, pp703–718.

Takemon, Y., Imai, Y., Kohzu, A., Nagata, T. and Ikebuchi, S. (2008): Spatial distribution patterns of allochtonous and autochtonous benthic particulate organic matter on the riverbed of a mountain stream in Kyoto, Japan, Proceedings of Water Down Under 2008, 2393.

Young, S., Kovalak, W. and Del Signore, K. (1978): Distances travelled by autumn-shed leaves introduced into a woodland stream, The American Midland Naturalist, 100, pp217-222.

Studies on Management of Riverbed Geomorphology for Restoration of Reservoir Dam Impacts on Tail Water Ecosystem

Yasuhiro TAKEMON, Kentaro NAKAI* and Tetsuya SUMI

* Faculty of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Reservoir dams are known to degrade the ecological functions of riverbed in the tail water reaches by intercepting sediment in the reservoir. This paper aims at finding out a target image of riverbed geomorphology to recover the ecological functions in the reaches. An ability of riverbed for retention of lentic plankton was adopted as an indicator for the ecological functions of riverbed and the contribution rate of plankton to suspended particulate organic matter was measured using the stable isotope techniques in the four dam tail water reaches different in riverbed geomorphology. The result showed that the retention efficiency was higher in the Nunome and Kumokawa River than the Kozagawa and Managawa River. Relations of the retention efficiency to the channel configuration indicated that more meandering and narrow channel with longer shoreline would increase the retention efficiency.

Keywords: suspended particulate organic matter, plankton, riverbed geomorphology, POM retention efficiency, carbon and nitrogen stable isotope

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

Roles of Riffle and Pool Structures in Particulate Organic Matter Dynamics in the Downstream Reaches of Dam Reservoirs

Giyoung OCK, Yasunori MUTO, Tetsuya SUMI and Yasuhiro TAKEMON

Synopsis

The present study aims to elucidate the functions of riffle and pool structure in retention process of the drifting plankton supplied from dam outlets, and to find better configuration of the geomorphic features for increasing the retention efficiency. Two dam tailwater reaches with different riffle and pool structures were selected and relative contributions of three source origins to particulate organic matter (POM) were estimated by means of a stable isotope mixing model. The relative contribution of the plankton was reduced at riffles and that of terrestrial plant decreased in pools. In addition, the amount of reduction in the contribution of plankton was in proportional to the length of riffle, but the retention efficiency was higher in short riffles than in long riffles. The results indicate that riffle and pool structure and their morphological configuration have roles in POM dynamics in stream ecosystem according to its source origins. Some recommendations of geomorphological management for restoration of dam tailwater reaches were discussed.

Keywords: particulate organic matter, plankton retention, stable isotope, channel geomorphology

1. Introduction

River geomorphology and particulate organic matter (POM) are indispensable to aquatic organisms as matrix of habitat and primary energy resource, respectively. Despite dam contributions to water resources supplies, security from flooding and generation of electricity, after several decades of dam construction, modification of flow regimes and interrupting the continuity of sediment transport by dam reservoirs have brought negative downstream effects on channel geomorphology and the quality and quantity of POM. Herein, ecological deteriorations derived from the effects have been pointed out as a social issue and restoration measures to make river ecosystems healthy are increasingly required in the world.

Dam tailwater ecosystems below dam reservoirs are continuously disturbed by input of large amount of plankton from dam outflows (Richardson and Mackay 1991; Akopian et al., 1999; Doi et al., 2008), and the nearest ecosystem from dam outlets is supposed to be highly reliant on the plankton as energy source (Tanida and Takemon 1999; Hatano et al., 2005). Therefore, the retention efficiency of lentic plankton, an ability of the channel to reduce the drifting plankton, is critical for recovering a normal state of trophic structure in the stream ecosystem. However, the factors affecting or controlling the retention efficiency in dam tailwater ecosystems have not been understood enough despite their applicable importance for river managements.

In our previous study, we estimated the mean transport distance of lentic plankton as an indicator of the retention efficiency in dam and lake tailwater reaches and found that simplified channel geomorphology (i.e., riverbed degradation, channel

incision, loss of riffle-pool structure and disappearance of bar structure) by dam impacts can lead to reduce the retention efficiency of lentic plankton (Ock and Takemon 2008; 2010). Ock *et al.* (2009) also tried to elucidate deposition processes in detail depending on the falling velocity of POM particles and bed morphology through a hydraulic experiment using pine pollens as surrogates, showing that the deposition density of each pollen was significantly different according to bed morphology such as a damming pool and an alternative bar channels. These finding indicates that the retention efficiency is highly related with the channel geomorphological conditions, and also suggests that geomorphological management is required for recovering or restoring the degraded tailwater ecosystem. In the present study, we focus on understanding retention processes of particulate organic matter (POM) and finding better configuration of geomorphic features for increasing the retention efficiency.

Riverine POM in ordinary natural rivers is trophically the mixture comprised of two sources; the allochthonous terrestrial inputs and the autochthonous instream production, and the fractional contribution of allochthonous to autochthonous provides a fundamental understanding on material cycling, food web structure, biodiversity (Wallace et al., 1982; Webster and Meyer 1997) and functional feeding groups (FFGs) of benthic invertebrates (Merritt and Cummins 1996; Takemon 2005). Estimation of the fractional contribution of the two sources has been developed by application of stable isotopic two-sources mixing model using single $\delta^{13}C$.

In dam tailwaters, the POM is supposed to be three sources mixture due to introduction of lentic plankton, which means 'dam originated source', together with allochthonous inputs and autochthonous production. Thus effect of lentic plankton on tailwater ecosystems can be quantified by its relative contribution to POM. The present study aims to estimate the relative contribution of lentic plankton in the tailwater POM by means of the three-sources mixing model using combined dual $\delta^{13}C$-$\delta^{15}N$, to investigate the longitudinal retention properties in riffle and pool structures, and finally to suggest recommendation for geomorphological management of riffle and pool structure in the tailwater ecosystem.

2. Materials and Methods

2.1 Site description

The filed study was conducted in two dam tailwater channels with different riffle and pool structures in the Yodo River system in central Japan; the first is Uji River reaches (34°52′ N, 135°49′ E) below the Amagase Dam (the arch dam with 73 m height and 26.3 million m^3 storage capacity) constructed in 1964 (Photo 1). The other is Nunome River reaches (34°42′ N, 135°58′ E) below Nunome Dam (the concrete gravity dam with 72 m height and 17.3 million m^3 storage capacity) constructed in 1992 (Photo 2). The flow discharges in both channels are stably regulated by dam operation (Fig.1a). The climate of the basin is typical monsoon and the basin is surrounded of mountain forest.

The study sites in the both rivers were selected at each border of riffle and pool within 2 km reaches of distance from dam outlets. The longitudinal profiles of the reaches and sampling sites in the field are shown in Fig.1. The Uji River is morphologically characterized by a combination of short riffles and long-deep pools (Fig.1b) probably due to riverbed degradation as a dam



Photo1 Amagase Dam in the Uji River and its downstream channel with long pool



Photo 2 Nunome Dam in the Nunome River and its downstream channel with long riffle

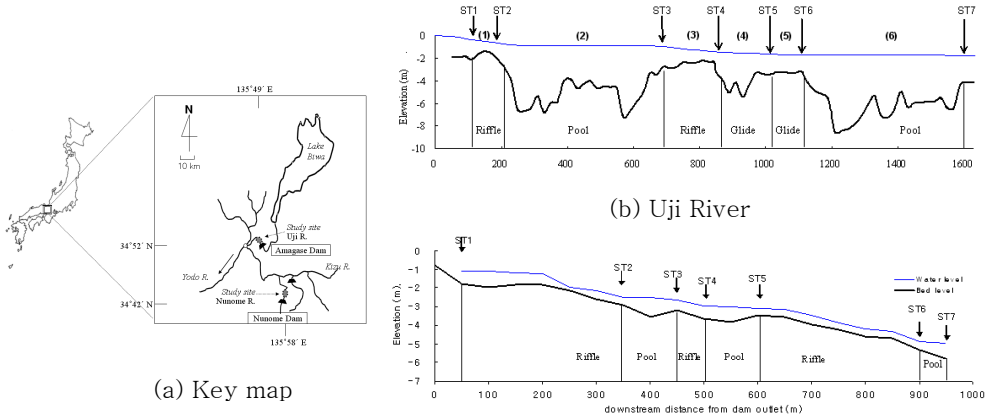


Fig.1 Map of study sites in the downstream reaches of the Uji River and Nunome River. Seven sites were established at the border of riffle and pool in each river

impact, whereas the Nunome River is characterized as long riffles and short-shallow pools (Fig.1c), as a result of peakcut dam operation and partially of artificial sediment replenishment works conducted for 6 years before the present study as shown in Fig 2.

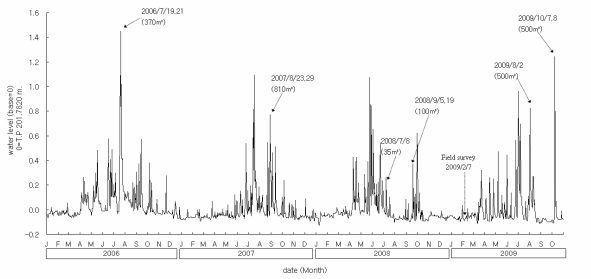


Fig.2 Temporal information about the date and volume of the replenished sediment since 2006 and filed survey in the Nunome River. The values below dates represent amount of supplied sediment in the day.

2.2 Field survey

Suspended POM samples were collected 7 sites for each river using a POM net sampler with 100 ㎛ in mesh size and 30cm in diameter of flame size in January to February 2009. Three replicates were collected at each site. Each suspended fine POM (S-FPOM) samples was filtered in situ using the sieve of 1.0 ㎜ mesh size to separate it from suspended coarse POM (S-CPOM).

Terrestrial plant leaves, epilithic algae and lentic phytoplankton were also collected as potential POM source origins. Special care was paid to when taking epilithic algae, because of difficulty for separating pure algae from biofilm including other several materials (Finlay 2001; Hamilton et al. 2004). The collected epilithic algae were washed several times in the river water and rinsed using distilled water in laboratory to remove impurities. The purity was confirmed using a microscope in laboratory. Samples for lentic plankton were taken in the nearest site from dam outlet and then the lentic plankton was extracted from other seston particles by means of repetitive settling process where rapidly sinking particles were repetitively excluded in a settling chamber. After that the extraction were also confirmed using a microscope. For preventing from decomposition before analysis, collected samples for stable isotope analysis were preserved in a ice box during transportation to the laboratory.

2.3 Stable isotope analyses and a concentration weighted three-source mixing model

All isotopic samples were dried at 60℃ for 24 hours and then ground to homogenized bulk samples with a mortar and pestle in the laboratory. Stable isotope ratios of carbon and nitrogen were measured by a continuous-flow isotope ratio mass spectrometry system with an elemental analyzer

composed of EA1108 (Fisons, Milan, Italy), ConfloII and Delta-S (Finnigan MAT, Bremen, Germany). The concentration of organic carbon and nitrogen were measured simultaneously. Stable isotope ratios are expressed by the standard δ notation as the following equation (Eq.1):

$$\delta^{13}C \text{ or } \delta^{15}N\ (‰) = (R_{sample}/R_{standard} - 1) \times 1000 \quad (1)$$

where R is $^{13}C/^{12}C$ for $\delta^{13}C$ or $^{15}N/^{14}N$ for $\delta^{15}N$. The standards were PeeDee Belemnite for $\delta^{13}C$ and atmospheric nitrogen for $\delta^{15}N$. DL-alanine was used as working standard and the analytical precision was ±0.2 ‰ for the $\delta^{13}C$ and the $\delta^{15}N$.

We assumed that POM drifting in dam tailwater ecosystem is a mixture comprised of three origins; lentic plankton supplied from dam reservoir, terrestrial plant products and instream epilithic algae. In order to estimate relative contribution of each source, the concentrated-weighted three sources mixing model using dual $\delta^{13}C$-$\delta^{15}N$ were applied since the elemental (C-N) concentrations is distantly different among the three end members (Phillips and Koch, 2002). The following equations (Eq.2,3,4) were modified from Phillips and Koch (2002) and Newsome et al. (2004).

$$\begin{aligned} f_{B,p} + f_{B,t} + f_{B,s} &= 1 \\ f_{C,p} + f_{C,t} + f_{C,s} &= 1 \\ f_{N,p} + f_{N,t} + f_{N,s} &= 1 \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} f_{C,i} &= \frac{f_{B,i} \times [C]_i}{\sum_i \left(f_{B,i} \times [C]_i\right)} \\ f_{N,i} &= \frac{f_{B,i} \times [N]_i}{\sum_i \left(f_{B,i} \times [N]_i\right)} \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \delta^{13}C_{POM} &= \sum_i \left(f_{C,i} \times \delta^{13}C_i\right) \\ \delta^{15}N_{POM} &= \sum_i \left(f_{N,i} \times \delta^{15}N_i\right) \end{aligned} \quad (4)$$

where $f_{B,i}$, $f_{C,i}$ and $f_{N,i}$ represents a fractionation of biomass, carbon and nitrogen, respectively, contributed to the POM by source i ; herein, composed of lentic plankton (p), terrestrial plant (t) and instream algae (s). Values of $f_{C,i}$ and $f_{N,i}$ were given by the concentration-dependent mass balance equations. In addition, $[C]_i$ and $[N]_i$ represents the C and N concentration, which is a percentaged fraction of elemental mass to total mass in the source i, respectively. POM source combinations were considered to be feasible solutions if the predicted POM isotopic signatures $\delta^{13}C_{POM}$ and $\delta^{15}N_{POM}$ matched the observed values.

2.4 Retention efficiency of lentic plankton

For quantitative analysis of downstream reduction patterns of lentic plankton, the relative contribution of lentic plankton at the uppermost site was set to 100% and then relative ratios were calculated longitudinally. It is known that concentration of FPOM particles decreased exponentially downstream (Jones and Smock 1991; Cushing *et al.* 1993; Thomas *et al.* 2001), indicating that the fraction of lentic tracer plankters would follow a negative exponential function with channel distance as shown in Eq.5.

$$F(x) = exp(-kx) \quad (5)$$

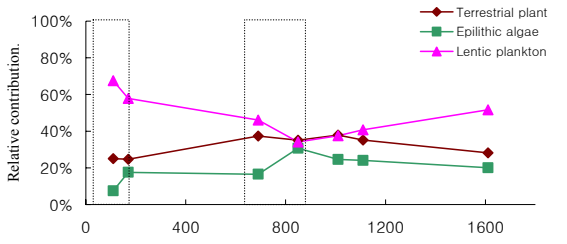
where $F(x)$ is the fraction remaining at downstream sites, x is downstream distance and k is the longitudinal loss rate. In the study, the k value was used as a retention coefficient, which is related to the proportion of contribution diminishing per metre, for indicating 'retention efficiency of the river channel'. Larger values of k indicate higher rates of retention.

3. Results and Discussion

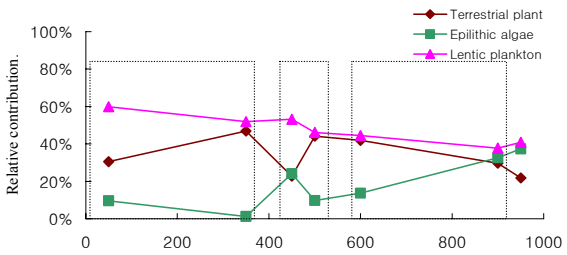
3.1 Longitudinal changes in the relative contribution of three sources along riffles and pools.

The contribution changes of S-FPOM along both channels showed spatial trends according to riffle and pool structures. In the Uji River, it was found that even within a distance of a few reaches's scale of 1.6 km, S-FPOM composition can be dynamically changed being strongly affected by the riffle and pool structure. During passing through both riffle zones, $f_{B,p}$ decreased about 9.7% points

from 67.5 to 57.8% in St1-St2 and 11.9% points from 46.1 to 34.2% in St3-St4. In contrast, $f_{B,s}$ increased 10.1 and 14.1% in the riffles respectively. There were little variations in $f_{B,t}$ in the riffles and in the glide zone (St5-St6) made of partially exposed bedrock. In the pool zones, on the other hand, $f_{B,t}$ showed various patterns in the Pool1(St2-St3) and Pool2 (St6-St7). $f_{B,t}$ increased 12.6% points during passing the Pool1, whereas it decreased 7.0% points in the Pool2 (Fig.3a).



(a) Uji River



(b) Nunome River

Fig.3 Downstream changes in relative contributions of the three sources to S-FPOM in the Uji River and Nunome River. Dotted-rectangulars represent the riffle zones.

In the Nunome River, the contributions of lentic plankton decreased in all riffles, where those of terrestrial plant increased in two of the three riffles probably due to supply from adjacent forest and riparian plant. However, the contributions of terrestrial plant decreased in all pools. But the contribution of instream algae showed an increase in the short pools but no trend in the long riffles. The relative contribution of lentic plankton decreased 6.8-8.0% points during passing riffles, whereas that of the terrestrial plant source decreased 2.3-24.1% points during passing pools (Fig.3b). Unlike the Uji R., however, any certain patterns in contribution of autochthonous epilithic algae along reaches was difficult to be found in association with riffle and pool. The contribution of epilithic algae, however, gradually increased along reaches irrespective of riffle and pool.

Reduced contribution of lentic plankton in the riffles may be attributed to both physical filtering by substrate and biological filtering by filter-feeding animals. Also reduced contribution of allochthonous terrestrial source during passing pools could be due to settling down by comparatively deep depth and low velocity. These findings can provide an interesting implication that riffles tend to remove lentic plankton, and pools can trap the terrestrial plant particles, consequently riffle-pool sequences in dam tailwater channels may play a role in spatially different contributions of S-FPOM according to its source origins.

3.2 Retention efficiency of lentic plankton depending on riffle-pool structure

Reduction patterns of contribution of lentic plankton were compared between the two rivers. Although both rivers revealed overall downstream decreasing pattern along channel, the retention coefficient (k) was approximately 2 times larger in Nunome R. (0.491) than in the Uji R. (0.243) as shown in Fig.4. The result means that the downstream channel of the Nunome R with relatively long riffles-short pools structure has higher retention efficiency than that in the Uji R. with short riffle-long pool structure, implying that configuration of geomorphic features is also important for retention efficiency of drifting plankton.

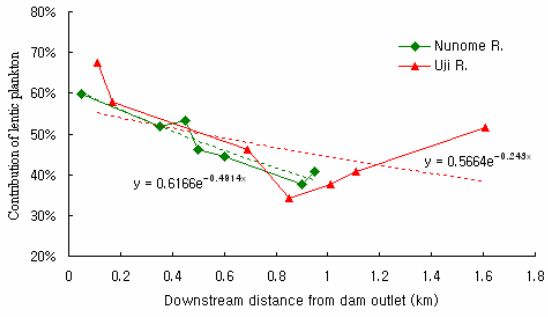


Fig.4 Reduction patterns in contribution of lentic plankton between the Uji River and the Nunome River. The retention coefficient (k) in Uji R. and Nunome R. were calculated as 0.243 and 0.491, respectively.

In the study, differences in the configuration of riffle-pool feature can be characterized by some morphological indices (Table 1); Riffle fraction in reaches (F_R), which represents the relative size of riffle to pool can be quantified by the ratio of the riffles distance to the total distance, characterize the longitudinal configuration to influence the filtering rate of riffle for drifting plankton. The F_R in the Nunome R. (68.4%) was much higher than that in the Uji R. (15.5%). In addition, the depth ratio of pool and riffle (h_P/h_R) characterize the vertical configuration to affect the settling rate of pool for terrestrial plant particles. The h_P/h_R in the Nunome R. (1.76) was much less than that in the Uji R. (3.30). Subsequently increasing F_R and reducing h_P/h_R can lead to decrease the values of hydraulic radius (R_h), which characterize the cross sectional difference. R_h of the Nunome R. was 0.34 m, which was 5.5 times lower than that of the Uji R. of 1.87 m.

Such configuration differences between the two rivers characterized by longitudinal, vertical and cross sectional indices may attribute the driving factors to the degree of river-bed degradation and sediment management in the two rivers. The Amagase Dam in the Uji River has stopped the bed-load transport over 40 years since its construction so that the downstream reaches has been degraded in bed to an extent of bedrock exposure and pool may deepen and lengthen. Ock and Takemon (2010) showed that more simplified changing channel cross-section represented by lower R_h can lead to increase the mean transport distance of lentic plankton indicating of the low retention efficiency. In contrast, the downstream reaches of the Nunome Dam has shallow-short pool and long riffle maybe due to diminishing flood flushing by peakcut dam operation and partially the sediment supplies artificially by sediment replenishment works. Higher retention efficiency in the Nunome R. can partially attribute to effect of the sediment replenishment and consequently it will be a necessity and importance for sediment management for downstream ecosystem.

3.3 Geomorphological management for increasing retention efficiency of lentic plankton

Recently, some mitigation measures through sediment management are increasingly planed or already implemented in dam tailwaters to restore continuity of sediment transport and budget between upstream to downstream of dams for restoration of geomorphology as well as ecology in dam tailwaters. For instance, the sediment replenishment, a sediment bypass tunnel and the flood mitigation dam without impoundment (Sumi, 2005). However, assessing the effects of the mitigation measures on downstream ecosystems were hardly implemented yet due to ambiguity of ecosystem response and lack of its quantification methods. Our results derived from the present study can provide conceptual criteria for evaluation the measures and also give practical suggestions in designs for increasing the retention efficiency.

(a) Riffles were found to have higher filtering capacity than other features. Therefore, in order to increase the filtering capacity of riffles, it is more efficient to increase the fraction of riffles (F_R) in channel (Table 1). In case the F_R is fixed or same condition, the length, numbers of riffles and their arrangement in channel should be considered. In both of the two rivers, the short riffles with high velocity appeared to be highest retention efficiency ($\Delta f_{B,p}$/m) than those in riffles with longer distance (Table 2). Thus several numbers of short riffles will be more efficient than one long riffle when the total channel length is limited. However, since the maximizing F_R may result in adverse effect on

Table 1 Comparison of retention coefficient and hydromorphological parameters between the Uji River and Nunome River

	Retention coefficient k (km^{-1})	Riffle Fraction F_R (%)	Depth Riffles h_R (m)	Depth Pools h_P (m)	h_P/h_R	Hydraulic radius R_h (m)	Mean velocity u (m/s)
Uji River	**0.243**	**15.5**	0.67	2.20	**3.30**	**1.87**±0.91	0.61±0.23
Nunome River	**0.491**	**68.4**	0.34	0.61	**1.76**	**0.34**±0.13	0.47±0.15

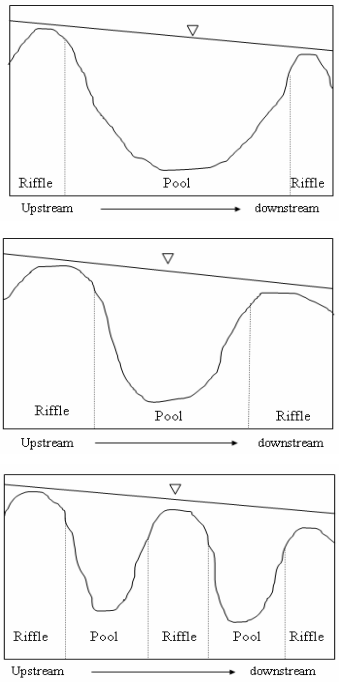
Table 2 Variation of retention rate and efficiency of plankton in the riffles between Uji River and Nunome River

	Reaches	Geo-morph ologic features	Length (m)	Water surface velocity (m/s)	Water surface gradient (%)	Retention rate (%) $\Delta f_{B,p}$*	Retention efficiency (%/m) $\Delta f_{B,p}$/m**
Uji R.	St1-St2	Riffle	**68**	0.93	0.43	9.7	**0.14**
	St3-St4	Riffle	180	0.78	0.28	11.9	0.07
Nunome R.	St1-St2	Riffle	300	0.41	0.48	8.0	0.03
	St3-St4	Riffle	**50**	0.69	0.69	7.1	**0.14**
	St5-St6	Riffle	300	0.53	0.60	6.8	0.02

*$\Delta f_{B,p}$: retention rate means the reduction rate of $f_{B,p}$ in the riffle

**$\Delta f_{B,p}$/m : retention efficiency means the reduction rate per metre of $f_{B,p}$ in the riffle

habitat for benthic communities due to loss of pools, the optimum F_R adjusted in the channel should be applied (Fig. 5).



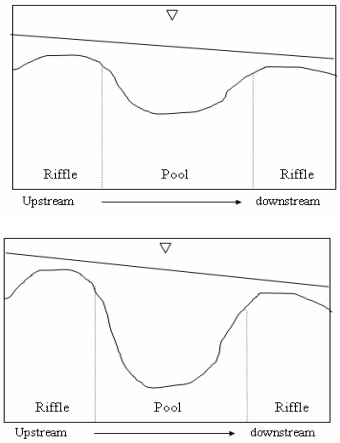
(a) F_R=(1+1)/10=0.2

(b) F_R=(3+3)/10=0.6

(c) F_R=(2+2+2)/10=0.6

Fig.5 Management of the fraction of riffles (F_R) for increasing retention efficiency. The higher F_R with long riffles and short pool (b) is efficient for retention of lentic plankton relative to short riffles and long pool (a). If the F_R is constant, several numbers of short riffles and short pools are efficient for retention for the plankton (c).

(b) Pools were found to be a settling place of terrestrial plant due to relatively heavy specific weight compared with the lentic plankton. If the deposition of terrestrial plant particles is required, a depth and low velocity enough for settling should be sustained. In particular, if an appropriate structure of pools were restored or created, sustainable management is required not to progress the river bed degradation (Fig. 6).

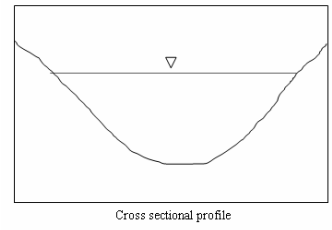


(a) low h_P/h_R

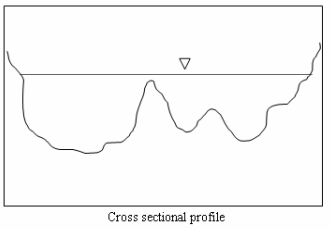
(b) high h_P/h_R

Fig.6 Management of the depth of pools for increasing retention efficiency. High h_P/h_R is efficient for retention for terrestrial plant source.

(c) The hydraulic radius (R_h) defined by the ratio of cross sectional area to wetted perimeter showed a positive correlation with the mean transport distance. It indicates that the retention efficiency for lentic plankton increases with decreasing R_h. Hereby in order to decrease the R_h, the cross sectional area should be either decreased by reducing flow discharge or lengthen a wetted perimeter by complicating river bed (Fig. 7).



(a) high R_h



(b) low R_h

Fig.7 Management of hydraulic radius for increasing retention efficiency. If a maximum depth is constant, the low R_h with complex wetted perimeter is efficient for retention for lentic plankton

4. Conclusion

Retention is the process of which removes matters from transport within the reaches so that it can make available for reduction the suspended materials and for utilization by stream biota. In dam tailwater ecosystem, the retention of lentic plankton is important for recovering from trophically reservoir dependant state to a normal state of lotic ecosystem. The present study focused on elucidating the retention processes in relation to channel geomorphology, particularly in riffle and pool structure. Results showed that the relative contribution of lentic plankton was generally reduced within the riffle zone and that of terrestrial plant was decreased in the pool zone. Although the reduction rate in the contribution of lentic plankton was in proportional to the riffle fraction (F_R) in the channel, the retention efficiency (k *or* $\Delta f_{B,p}$/m) can be higher in several short riffles than in the long riffle when the total channel length is limited. The results indicate that riffle and pool structure has an important role for transport and retention of POM in downstream reaches below dam reservoir, and moreover riffle-pool structure contributes to increase spatial heterogeneity of POM according to its source origins. Nowadays channel geomorphology in downstream reaches of dam reservoirs is altered to more simplified such as the loss of riffle-pool structure and sand/gravel bar structure by dam impacts. In this sense, the present study provides some practical suggestions in sediment management in dam tailwater channels for sustaining and enhancing the ecosystem.

Acknowledgement

The authors are grateful to Dr. Yoshikazu Kato and Ms. Hiromi Uno for their assistance with field works. Stable isotopes analysis was conducted using Cooperative Research Facilities of Center for Ecological Research, Kyoto University. This work was partially supported by Grant-in-Aid for Scientific Research No.19360224 and MLIT grant for the construction technology development program.

References

Akopian, M., Garnier, J. and Pourriot, R. (1999): A large reservoir as a source of zooplankton for the river: structure of the populations and influence of fish predation. Journal of Plankton Research, Vol. 21, pp.285-297.

Cushing, C., Minshall, G. and Newbold, J. (1993): Transport dynamics of fine particulate organic matter in two Idaho streams. Limnology and Oceanography, Vol.38, pp.1101-1101.

Doi, H., Chang, K., Ando, T., Imai, H., Nakano, S., Kajimoto, A. and Katano, I. (2008): Drifting plankton from a reservoir subsidize downstream food webs and alter community structure. Oecologia, Vol. 156, pp.363-371.

Finlay, J. (2001): Stable-carbon-isotope ratios of river biota: implications for energy flow in lotic food webs, Ecology, Vol. 82, pp.1052-1064.

Hatano, K., Takemon, Y. and Ikebuchi, S. (2005): Characteristics of benthos community and habitat structure in the downstream reaches of reservoir dams. Disaster Prevention Research Institute Annuals, Kyoto University, Vol. 48, pp.919-933. (in Japanese)

Jones, J.B., and Smock, L.A. (1991): Transport and retention of particulate organic matter in two

low-gradient headwater streams, Journal of the North American Benthological Society, Vol. 10, pp.115-126.

Hamilton, S., Tank, J., Raikow, D., Siler, E., Dorn, N. and Leonard, N. (2004): The role of instream vs allochthonous N in stream food webs: modeling the results of an isotope addition experiment. Journal of the North American Benthological Society, Vol. 23, pp.429-448.

Merritt, R.W., and Cummins, K.W. (1996): An introduction to the aquatic insects of North America, Kendall/Hunt, Dubuque, Iowa.

Newsome, S., Phillips, D., Culleton, B., Guilderson, T. and Koch, P. (2004): Dietary reconstruction of an early to middle Holocene human population from the central California coast: insights from advanced stable isotope mixing models, Journal of Archaeological Science, Vol. 31, pp.1101-1115.

Ock, G. and Takemon, Y. (2008): Relation of channel morphology to FPOM transport distance in tailwaters, Disaster Prevention Research Institute Annuals, Kyoto University, Vol. 51, pp. 815-828. (in Japanese)

Ock, G., and Takemon, Y. (2010): Estimation of transport distance of fine particulate organic matter in relation to channel morphology in tailwaters of the Lake Biwa and reservoir dams, Landscape and ecological engineering, Vol. 6, pp.161-169.

Ock, G., Takemon, Y., Kanda, K., Muto, Y., Zhang, H., Nambu, Y., Samoto, Y. and Nakagawa, H. (2009): Experimental study on deposition of fine particulate organic matter affected by river channel morphology, Disaster Prevention Research Institute Annuals, Kyoto University, Vol. 52, pp.913-922.

Phillips, D. and Koch, P. (2002): Incorporating concentration dependence in stable isotope mixing models, Oecologia, Vol. 130, pp.114-125.

Sumi, T. (2005): Sediment flushing efficiency and selection of environmentally compatible reservoir sediment management measures, International symposium on sediment management and dams, Tokyo, Japan, pp.9-29

Takemon, Y. (2005): Life-type concept and functional feeding groups of benthos communities as indicators of lotic ecosystem conditions. Japanese Journal of Ecology, Vol. 55, pp.189-197. (in Japanese)

Tanida, K. and Takemon, Y. (1999): Effects of dams on benthic animals in streams and rivers, Ecology and Civil Engineering, Vol. 2, pp.153-164. (in Japanese)

Thomas, S., Newbold, J., Monaghan, M., Minshall, G., Georgian, T. and Cushing, C. (2001): The influence of particle size on seston deposition in streams, Limnology and Oceanography, Vol. 46, pp.1415-1424.

Richardson, J.S. and Mackay, R.J. (1991): Lake outlets and the distribution of filter feeders: an assessment of hypotheses. Oikos, Vol. 62, pp.370-380.

Wallace, J., Webster, J. and Cuffney, T. (1982): Stream detritus dynamics: regulation by invertebrate consumers, Oecologia, Vol. 53, pp.197-200.

Webster, J. and Meyer, J. (1997): Stream organic matter budgets: an introduction, Journal of the North American Benthological Society, Vol. 16, pp.3-13.

貯水ダム下流河川の粒状有機物動態における瀬と淵の役割

玉　基英・武藤裕則・角　哲也・竹門康弘

要　旨

貯水ダム下流域の劣化した河川生態系を修復する上で不可欠となる貯水池由来物質の定量化方法を検討して河床による粒状有機物の捕捉効率と河道地形条件との関係を研究した。宇治川の天ヶ瀬ダム下流域と土砂還元が実施されている布目川の布目ダム下流域を調査対象として，炭素−窒素の安定同位体混合モデルを用して，粒状有機物を構成する３種起源物の寄与率が瀬−淵による変化を検討した。瀬ではダム由来プランクトンの捕捉率と付着藻類の放出率が高く、淵では逆にプランクトンの捕捉率が低く陸上植物の捕捉率が高いことを明らかにするともに，瀬淵の長さ，深さ，径深，水面勾配，流速などの水理地形特性がその捕捉率と強い相関を持つことを見出した。本論文は河道の粒状有機物の起源推定の定量的な手法の確立に寄与するともに，貯水ダムの河川生態系への影響を軽減する際に，目標となる河床地形や土砂供給量設定するための基礎を提供する。

キーワード：粒状有機物，プランクトン捕捉率，安定同位体，　河床地形

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

食物連鎖を考慮した鴨川の生態・水辺環境評価に関する研究

小尻利治・鈴木淳史*・川口智哉**

*京都大学大学院工学研究科
**株式会社日水コン

要 旨

従来の水辺環境評価は水環境の一側面しか見ておらず,バランスのとれた流域環境を構築するには不十分であった。本研究では,水辺環境をGES環境システムとして捉えエコ項目として底生動物,魚類,鳥類を,ソシオ項目として印象に着目し水辺環境評価を行う。エコでは,水中内生態系の食物連鎖を考慮して,水生生物の体の生存可能性と化学物質の体内蓄積の影響を検討する。ソシオでは,人々の印象と底生生物群集による環境評価の関係を明らかにする。なお,京都の賀茂川流域で適用を行い,提案している方法論の検証を行う。

キーワード: CASM-Riverモデル,PBPKモデル,食物連鎖,生態リスク評価,鴨川

1. はじめに

1997年に河川法が改正され,環境保全が河川整備の目的となった以降,各地の河川で多自然型川づくりが行われるようになった。横浜市を流れるいたち川では,多自然型川づくりとして低水路工事が行われ,自然の趣を取り戻すなど成功している事例がある。一方,多自然型川づくりレビュー委員会(2006)によると,施工事例の9割が工事区間内を一律の標準横断系となっているなど,その生態系を考慮した河川のあり方が重要な要素として認知されておらず,施工にも十分に反映されていないのが現状である。この要因として,事例の前後において環境評価が適切になされていないことが指摘されている。

生態系は,多くの場合,生物同士が捕食関係によって結び付けられ構成されている。捕食関係によって,人間活動などによりもたらされる化学物質が生態系上位の生物に濃縮される生物濃縮が進行する。特に河川などの水界では,化学物質の流入が頻繁にあり,一度流入すると排出されにくいため,生物濃縮の作用が大きく濃度が低くとも汚染が広がりやすい。内分泌撹乱物質,いわゆる環境ホルモンは生物濃縮により雄の雌化など様々な影響を与えることが知られている。そのため,環境基準により河川への排出が厳しく制限されている。

京都市内を流れる鴨川は,津田(1944)によって戦前より水生昆虫などの生態調査が行われた。そのため水生昆虫学の発祥の地となっており,昔から鴨川は生態的な視点で捉えられていると言える。本研究で鴨川の生態系を対象にシミュレーションを行うことは,それら過去の知見と照らし合わせることを可能にし,将来の整備等において有益な情報を与えることとなり,今後の流域のあり方に有意義な指標となろう。

2. CASM-Riverモデル

水界の生態系モデルとして,De Angeliらが開発したCASM(Comprehensive Aquatic System Model)モデルを取り扱う。日本では,内藤らは諏訪湖にCASMを適応させたCASM -SUWAモデルを提案している(Naito *et al.*, 2002)。CASM-SUWAモデルは諏訪湖に生存する多種にわたる動植物の食物連鎖を考慮して,それらの生物量をモデル化し,その上で化学物質によるリスク評価を生物量で表したものである。水循環上でターゲットとする物質を炭素に換算し,炭素基準で食物連鎖の炭素循環を捕食過程ごとに算出する。それぞれの種の炭素量は生物量(バイオマス)を表す指標と考え,微分方程式によって食物連鎖関係を表し,それを解くことで炭素量の変動を追いかける

ことになる。植物の生産(光合成)速度はリン・窒素・ケイ素などの栄養分，また光や温度に制約される。動物が餌を食べる速度は餌の量に比例するというLotka-Volterra型で表された最も単純化されたモデルを採用する。

鴨川における生態モデルの構築には，CASM モデルやCASM-SUWA モデルを河川系に表現し直す必要がある。しかし，両モデルとも生態面では，流れ場では存在し得ないプランクトン成分など，湖沼とは異なる河川特有の生態系を表現できていない。物理面でも，湖沼がよどんだ衰退でほぼ閉鎖場とみなせる環境に存在するのに対して，河川は上流から下流へ大きな流れを有している環境に存在しているため，物理条件(流速や流量)の加味が必要となる。河川をひとつの場として捉えるには大きすぎるため，通常は河川を離散化して分割した要素単位で生態面と物理面を計算する。それゆえ，河川に対しては要素単位で考察できるモデルが必要となる。そこで，分布型流出モデル（例えば，Hydro-BEAM(Kojiri *et al.*, 2002)）により得られた時空間的流量を利用し，水質はHydro-BEAMとCASMモデルをリンクさせることで河川の生態モデル，CASM-Riverの構築を目指す。

2.1 モデルの構造

CASM-Riverモデルでは河川を対象とするため，プランクトン成分を除外し，底生昆虫などの餌となる付着藻類を生態系に加える。すなわち，雑食魚3種，魚食魚1種，底生昆虫2種，底生大型無脊椎生物1種を消費者として，それらの炭素量を追跡する(Fig 1)。本研究では，鴨川を対象とするため，底生動物としてユスリカ幼虫，イトミミズ，大型底生動物としてザリガニ，雑食魚としてカワムツ，フナ，コイ，魚食魚としてバスを対象とする。

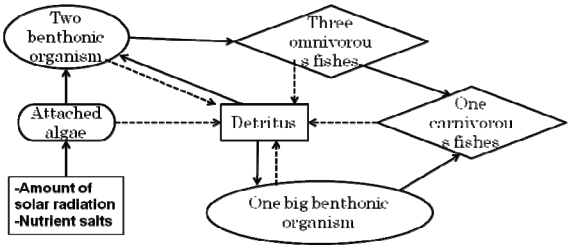


Fig. 1 Ecological network in CASM-River

2.2 CASM-Riverの定式化

生態系における階層の低いものからi，j，kと添字を設定し，i種はj種とk種に捕食され，j種はk種に捕食されるとする。このときの捕食-被食関係を定式化すると，河道内の各生物の炭素量は式(1)～式(3)により表される。捕食者は被食者の同化率分を対象に捕食し，同化に使われない余剰分は捕食の際に生じた残物として沈降により系外へ移行する。河川を対象とするため，流下方向への単位長さあたりの容積となる流水断面積A(m^2)を両辺に乗じることにより計算を行う。

$$\frac{\partial(AB_i)}{\partial t} = AB_i\left\{\mu_i(1-U_i) - D_i - R_i h_{2i}(t) - B_j\mu_j - B_k\mu_k\right\} \quad (1)$$

$$\frac{\partial(AB_j)}{\partial t} = AB_j\left\{\mu_j(1-U_j) - D_j - R_j h_{2j}(t) - B_k\mu_k\right\} \quad (2)$$

$$\frac{\partial(AB_k)}{\partial t} = AB_k\left\{\mu_k(1-U_k) - D_k - R_k h_{2k}(t)\right\} \quad (3)$$

ここで，A：河道の流水断面積(m^2)，B_i：i種の炭素量(gC/m^3)，B_j：j種の炭素量(gC/m^3)，B_k：k種の炭素量(gC/m^3)，m_i：i種の環境収容力(gC/m^3)，m_j：j種の環境収容力(gC/m^3)，m_k：k種の環境収容力(gC/m^3)，μ_i：i種の捕食による増殖速度(1/d)，μ_j：j種の捕食による増殖速度(1/d)，または，減少速度(1/d)，μ_k：k種の捕食による増殖速度(1/d)，または，減少速度(1/d)，U_i：i種の排泄率(-)，U_j：j種の排泄率(-)，U_k：k種の排泄率(-)，D_i：i種の死滅速度(1/d)，D_j：j種の死滅速度(1/d)，D_k：k種の死滅速度(1/d)，R_i：i種の呼吸速度(1/d)，R_j：j種の呼吸速度(1/d)，R_k：k種の呼吸速度(1/d)，$h_{2i}(t)$：i種の水温による呼吸速度の変化率(-)，$h_{2j}(t)$：j種の水温による呼吸速度の変化率(-)，$h_{2k}(t)$：k種の水温による呼吸速度の変化率(-)，t：水温(℃)である。なお，j種とk種の捕食による増殖速度は次式で表される。

$$\mu_j = \mu_{j\max} h_{1j}(t)\frac{p_{j,i}w_{j,i}B_i}{B_j + w_{j,i}B_i} \quad (4)$$

$$\mu_k = \mu_{k\max} h_{1k}(t)\frac{p_{k,i}w_{k,i}B_i + p_{k,j}w_{k,j}B_j}{B_j + w_{j,i}B_i + w_{j,k}B_j} \quad (5)$$

ここで，$\mu_{j\max}$：j種の最大増殖速度(1/d)，$\mu_{k\max}$：k種の最大増殖速度(1/d)，$h_{1j}(t)$：j種の水温による増殖の変化率(-)，$h_{1k}(t)$：k種の水温による増殖の変化率(-)，$p_{j,i}$：j種のi種に対する収率(-)，$p_{k,i}$：k種のi種に対する収率(-)，$p_{k,j}$：k種のj種に対する収率(-)，$w_{j,i}$：j種のi種への選択性(-)，$w_{k,i}$：k種のi種への選択性(-)，$w_{k,j}$：k種のj種への選択性(-)である。

k種とj種の被食によるi種の減少速度は次式で表される。

$$\mu_j = \mu_{j\max} h_{1j}(t)\frac{w_{j,i}}{B_j + w_{j,i}B_i} \quad (6)$$

$$\mu_k = \mu_{k\max} h_{1k}(t_k)\frac{w_{k,i}}{B_k + w_{k,i}B_i + w_{k,j}B_j} \quad (7)$$

k種によるj種の減少速度は次式で表される。

$$\mu_k = \mu_{k\max} h_{1k}(t_k) \frac{w_{k,j}}{B_k + w_{k,i}B_i + w_{k,j}B_j} \quad (8)$$

ところで，増殖速度と呼吸速度は水温により変化し，各生物種の増殖速度の変化率は次式で表される。

$$h_{1i}(t) = \left(\frac{T_{1i} - t + 10}{10}\right)^{1.5} \exp\left(1.5 - 1.5 \cdot \frac{T_{1i} - t + 10}{10}\right) \quad (9)$$

$$h_{1j}(t) = \left(\frac{T_{1j} - t + 10}{10}\right)^{1.5} \exp\left(1.5 - 1.5 \cdot \frac{T_{1j} - t + 10}{10}\right) \quad (10)$$

$$h_{1k}(t) = \left(\frac{T_{1k} - t + 10}{10}\right)^{1.5} \exp\left(1.5 - 1.5 \cdot \frac{T_{1k} - t + 10}{10}\right) \quad (11)$$

ここで，T_{1i}：i 種の最適増殖温度(℃)，T_{1j}：j 種の最適増殖温度(℃)，T_{1k}：k 種の最適増殖温度(℃)である。ただし，各生物種の呼吸速度の変化率は次式で表される。

$$h_{2i}(t) = \left(\frac{T_{2i} - t + 10}{10}\right)^{1.5} \exp\left(1.5 - 1.5 \cdot \frac{T_{2i} - t + 10}{10}\right) \quad (12)$$

$$h_{2j}(t) = \left(\frac{T_{2j} - t + 10}{10}\right)^{1.5} \exp\left(1.5 - 1.5 \cdot \frac{T_{2j} - t + 10}{10}\right) \quad (13)$$

$$h_{2k}(t) = \left(\frac{T_{2k} - t + 10}{10}\right)^{1.5} \exp\left(1.5 - 1.5 \cdot \frac{T_{2k} - t + 10}{10}\right) \quad (14)$$

ここで，T_{2i}：i 種の最適呼吸温度(℃)，T_{2j}：j 種の最適呼吸温度(℃)，T_{2k}：k 種の最適呼吸温度(℃)である。

3. BCFとBAF

化学物質の暴露を，水中に存在する化学物質をエラ呼吸により取り込む場合と化学物質に汚染された餌を捕食することにより取り込む場合の 2 つの経路で考える。餌経路の暴露が生物濃縮に大きく寄与するため，餌経路の暴露があるかどうかで生物濃縮性は表現される。餌経由の曝露の寄与は含まない条件下での魚体内濃度と水中濃度との比をBCF(Bio-concentration)，餌経由の暴露の寄与を含む魚体内中濃度と水中濃度との比はBAF(Bio-accumulation)と呼ばれる。BCF は水中の化学物質のえらや皮膚を介した濃縮や蓄積を表し，実験室条件下で得られるものである。これに対して，BAF はそれに加えて餌経由の曝露，すなわち，食物連鎖の寄与をも含んだ濃縮や蓄積を表し，実際の環境条件下で得られるものである。

生物の体内濃度は，OECDの基本式に餌からの取り込み量(αFC_f)を追加した次式で表される。

$$\frac{dC_b}{dt} = k_1 C_w - k_2 C_b + \alpha F C_f \quad (15)$$

ここで，C_b：生物体内濃度(μg/kgw)，C_w：水中濃度(μg/l)，k_1：水中から生物体内への取り込み速度(l/kgw･d)，k_2：生物体内からの排泄速度(1/d)，α：餌からの化学物質吸収率(-)，C_f：餌中濃度(μg/kg)，F：摂餌速度(kg/kgw･d)である。

いま，生物体内濃度C_bが定常であると仮定すると次式を得る。

$$\frac{C_b}{C_w} = \frac{k_1}{k_2} + \frac{\alpha F C_f}{k_2} \frac{1}{C_w} \quad (16)$$

結局，BCF，BAF は次式で表される。

$$BCF = \frac{C_b}{C_w} = \frac{k_1}{k_2} \quad (F = 0) \quad (17)$$

$$BAF = \frac{C_b}{C_w} = \frac{k_1}{k_2} + \frac{\alpha F C_f}{k_2} \frac{1}{C_w} \quad (F > 0) \quad (18)$$

ここに，BCF：餌経由の曝露の寄与なしの生物濃縮係数(l/kgw)，BAF：餌経由の曝露の寄与ありの生物濃縮係数(l/kgw)である。式(18)において，生物や対象とする化学物質の物性から，化学物質の代謝が活発であり，餌からの化学物質吸収率αが0となるような状況となればBAFはBCFに等しくなる。

4. PBPKモデルと齢構成モデル

PBPK(Physiologically Based Pharmacokinetic Model)モデルは生物体内の生理機構をモデル化し，化学物質の摂取から体内での循環・蓄積・排泄までを取り扱うものである(Nichols, *et al.*, 1990)。これにより，体内の各臓器での化学物質蓄積濃度を推定することができ，化学物質の作用機構に応じた魚体への影響推定を行うことができる。現状の化学物質評価においては，暴露濃度を一定とした実験による急性毒性・慢性毒性データの収集を行っている（日本環境毒性学会，2003）が，PBPK モデルの活用により暴露濃度の時間変化に対応することができる。

一般に，水生生物が有害化学物質を体内に取り込む経路としては，エラや体表面を介した経路と餌生物の体内に蓄積している物質を取り込む経路の二つが考えられる。モデルでは，その両経路からの蓄積，言い換えると，生物濃縮に関しては，雑食魚が大型無脊椎底生動物を捕食する場合と魚食魚が大型無脊椎底生動物と雑食魚を捕食する場合の生物濃縮を考える。

生物の個体群において，それを構成する個体の中での，さまざまな成長段階のものの割合のことを齢構成というが，魚類は齢により化学物質の魚体内濃度が異なることが知られている。さらに，化学物質

による生態影響は仔魚や稚魚の生存率に対する影響が成魚に対し，極めて高いことが知られている。ここで，齢構成モデル(Leslie Matrix)を導入し，これより化学物質による影響が最も大きい齢を明らかにする。次いで，この齢の魚類を想定し，実環境下に対応すべく食物連鎖による生物濃縮を評価するため，PBPKモデルを導入し魚体内濃度を推定する。

4.1 PBPKモデルの構築

魚類を対象にしたPBPKモデルに，食物連鎖に伴う化学物質の経口摂取を追加して体内濃度を推定する(Fig.2)。

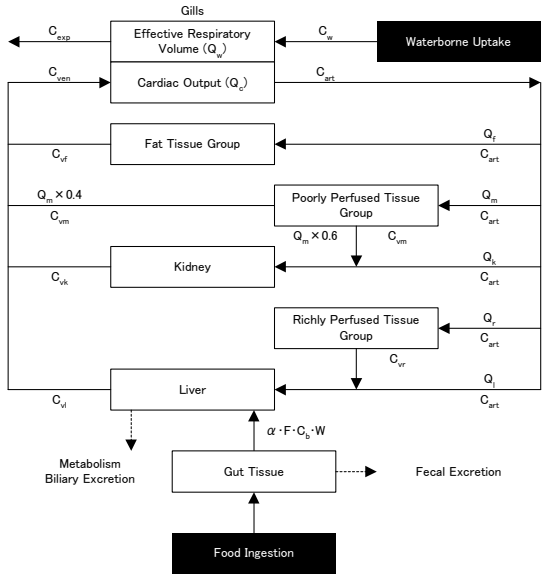


Fig. 2 Flow network of toxic-chemical in PBPK

魚類の各器官の化学物質濃度は以下の式で表現される。

1)血液

・ 動脈(C_{art}(μg/l))

$$C_{art} = C_{ven} + \frac{F_g}{Q_c}, \quad F_g = \min\left(Q_w, Q_c \cdot H_{bw}\right)\left(C_w - \frac{C_{ven}}{H_{bw}}\right) \tag{19}$$

・ 静脈(C_{ven}(μg/l))

$$Q_c \cdot C_{ven} = Q_f \cdot C_{vf} + 0.4Q_m \cdot C_{vm} + \left(0.6Q_m + Q_k\right)C_{vk} + \left(Q_r + Q_l\right)C_{vl} \tag{20}$$

2)血流量組織群

・ 血流量大(C_{vr}(μg/l))

$$V_r \frac{dC_r}{dt} = Q_r\left(C_{art} - C_{vr}\right), \quad C_{vr} = \frac{C_r}{H_r} \tag{21}$$

・ 血流量小(C_{vm}(μg/l))

$$V_m \frac{dC_m}{dt} = Q_m\left(C_{art} - C_{vm}\right), \quad C_{vm} = \frac{C_m}{H_m} \tag{22}$$

3)腎臓(C_{vk}(μg/l))

$$V_k \frac{dC_k}{dt} = Q_k \cdot C_{art} + 0.6Q_m \cdot C_{vm} - \left(Q_k + 0.6Q_m\right)C_{vk}, \quad C_{vk} = \frac{C_k}{H_k} \tag{23}$$

4)脂肪組織(C_{vf}(μg/l))

$$V_f \frac{dC_f}{dt} = Q_f\left(C_{art} - C_{vf}\right), \quad C_{vf} = \frac{C_f}{H_f} \tag{24}$$

5)肝臓(C_{vl}(μg/l))

$$V_l \frac{dC_i}{dt} = Q_l \cdot C_{art} + Q_r \cdot C_{vr} - \left(Q_l + Q_r\right)C_{vl} - k_l \cdot V_l \cdot C_{vl} + \alpha \cdot F \cdot C_b \cdot W, \quad C_{vl} = \frac{C_l}{H_l} \tag{25}$$

ここで，Q_w：有効呼吸量(l_w/hr)，Q_c：心臓からの血流量(l_b/hr)，H_{bw}：血液と水との分配平衡定数((μg/l_b)/(μg/l_w))，Q_i：各器官へ流入する動脈の血流量(l_b/hr)，C_i：各器官の化学物質濃度(μg/l_t)，C_{vi}：各器官の血中化学物質濃度(μg/l_b)，V_i：各器官の容積(l_t)，H_i：各器官と血液との分配平衡定数((μg/l_t)/ (μg/l_b))，k_l：肝臓での分解速度(1/hr)，C_{insp}：えらから取り込む水中の化学物質濃度(μg/l_w)，α：餌からの化学物質の吸収率(-)，F：魚類の摂餌速度((kg_{fd}/kg_{fs})/hr)，W：魚類の重量(kg_{fs})，C：餌の化学物質濃度(μg/kg_{fd})，r：血流量が大きな組織を表す添字，m：血流量の小さな組織を表す添字，k：腎臓を表す添字，f：脂肪組織を表す添字，l：肝臓を表す添字，w：水を表す添字，b：血液を表す添字，t：器官を表す添字，f_s：魚類を表す添字，f_d：餌を表す添字である。化学物質の魚類への暴露が十分であると仮定すると，式(19)～(25)に対して $dC/dt = 0$ となる。すなわち，器官の血中化学物質濃度は次の 7 元 1 次連立方程式を解くことにより得られる。

$$A\vec{C} = B \tag{26}$$

$$A = \begin{pmatrix} 1 & \frac{\min\left(Q_w, Q_c \cdot H_{bw}\right)}{Q_c \cdot H_{bw}} - 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & Q_c & -Q_f & -0.4Q_m & -\left(0.6Q_m + Q_k\right) & -\left(Q_r + Q_l\right) & 0 \\ 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & -1 \\ 1 & 0 & 0 & -1 & 0 & 0 & 0 \\ Q_k & 0 & 0 & 0.6Q_m & -\left(0.6Q_m + Q_k\right) & 0 & 0 \\ 1 & 0 & -1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ Q_l & 0 & 0 & 0 & 0 & -\left(Q_r + Q_l + k_l \cdot V_l\right) & Q_r \end{pmatrix},$$

$$B = \begin{pmatrix} \frac{\min\left(Q_w, Q_c \cdot H_{bw}\right)}{Q_c} \cdot C_w \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ -\alpha \cdot F \cdot C_b \cdot W \end{pmatrix}, \quad \vec{C} = \begin{pmatrix} C_{art} \\ C_{ven} \\ C_{vf} \\ C_{vm} \\ C_{vk} \\ C_{vl} \\ C_{vr} \end{pmatrix}$$

得られた血中化学物質濃度と，各器官と血液の分配平衡定数から各器官の化学物質濃度を求める。式(26)を解くために必要な，魚種ごとのパラメータは Nichols らが提案している(標準値と魚の重量との関

係から得ることができる。なお，体内濃度 C_{fish} (μg/l) は器官加重平均によって得る。

$$C_{fish}=\frac{C_l\cdot V_l+C_f\cdot V_f+C_m\cdot V_m+C_r\cdot V_r+C_k\cdot V_k}{V_l+V_f+V_m+V_r+V_k} \quad (27)$$

4.2 齢構成モデル(Leslie Matrix)

生態系保全の目標は生物の個体の存続ではなく，個体群以上の階層のエンドポイントを対象にした存続とするのが妥当である。生物の個体群において，それを構成する個体の中での，さまざまな成長段階のものの割合を表したものを齢構成と呼ぶ。個体群レベルの評価として，この齢構成を用いて評価する齢構成推移行列(Leslie Matrix)を利用した方法がある。すなわち，個体群密度の上昇によって，個体や個体群に現れる影響，いわゆる密度効果がないときの個体数の増殖は次式で表される。

$$\frac{dN}{dt}=rN \quad (28)$$

N：個体数，r：内的自然増加率(Malthusian parameter)(1/s)である。ここに定義される個体数は，齢や発育段階による違いを考慮しない集団全体の個体数である。多くの生物種では個体群はあらゆる齢の個体から構成されており，齢構成を持つ個体群の増殖は齢構成モデルにより表すことができる。いま，ある時刻 t における，ある個体群の i 齢別の個体数を $n_i(t)$ とすると，第i齢から第$i+1$齢になるまでの生存率 p_i と繁殖率 f_i(第i齢の個体から生成される新規個体のうち1期間内に生存する個体の総数)から次式を得る。

$$\vec{n}(t+1)=A\vec{n}(t) \quad (29)$$

$$\vec{n}(t)=\begin{pmatrix} n_0(t)\\ n_1(t)\\ n_2(t)\\ \vdots\\ n_k(t)\end{pmatrix},\quad A=\begin{pmatrix} f_0 & f_1 & \cdots & f_{k-1} & f_k\\ p_0 & 0 & \cdots & 0 & 0\\ 0 & p_1 & \cdots & 0 & 0\\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots\\ 0 & 0 & \cdots & p_{k-1} & 0\end{pmatrix}$$

個体群の増殖率lは行列Aの最大固有値と等しく，安定齢分布の個体数wは固有ベクトルに相当する。

$$A\vec{w}(t)=\lambda\vec{w}(t) \quad (30)$$

λ は個体群が安定齢分布の定常状態に到達したとき，どの齢の個体数も期間毎にλ倍になることを意味する。すなわち，λ は密度効果が無視された条件下で得られた生存率と繁殖率から推定されたものである。一般的に，魚類の生存率に対する化学物質の影響は成魚よりも仔魚や稚魚に大きいことが知られている。λ は内的自然増加率 r と次式の関係があり，化学物質による曝露の影響がライフサイクルのどの部分(低齢部，高齢部)に及ぶかを評価できる。

$$\lambda=\exp(r) \quad (31)$$

年齢別，性別ごとに次の齢までの生存率や死亡率を示したものは生命表と呼ばれるが，こうした生命表を利用した個体群レベルの評価方法は，生命表評価法(life table evaluation)と呼ばれる。生命表評価法の最も大きな課題としては，多くの種に対する生命表を得るのは現実的でないことである。最近では，この問題に対応するための簡易評価手法が提案されている（勝川他，2004)。

ここでは，化学物質による影響がどの齢の繁殖率や生存率に最も顕著に現れるか明らかにするために，内的自然増加率rの減少分を指標として，魚齢を対象に感度分析を行う。

$$\ln\left(\frac{\lambda_0}{\lambda}\right)=r_0-r=\Delta r \quad (32)$$

添字0は化学物質の生態への影響がない場合を指す。Δrが最も大きい，すなわち，化学物質の影響が最も大きな魚齢をPBPKモデルの対象として採用する。

4.3 PBPKのパラメータ設定

齢構成モデル(Leslie Matrix)に必要な最大齢，生存率，繁殖率を勝川らの提案した手法により行う。設定プロセスをFig.3 に示す。

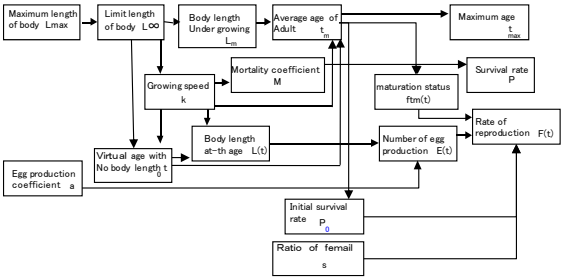


Fig. 3 Decision procedures of parameters in PBPK

各パラメータを求める諸式は以下のとおりである。

・極限体長L_∞(cm)：

$$\log(L_\infty)=0.044+0.9841\times\log(L_{\max}) \quad (33)$$

・成長速度k(1/yr)：

$$\log(k)=0.567-0.658\times\log(L_\infty) \quad (34)$$

・体長が0となる仮想齢t_0(yr)：

$$\log(-t_0)=-0.3922-0.2752\times\log(L_\infty)+1.038\times\log(k) \quad (35)$$

・t齢での体長$L(t)$(cm)：

$$L(t)=L_\infty\left[1-\exp\{-k(t-t_0)\}\right] \quad (36)$$

・成熟時の体長L_m(cm)：

$$\log(L_m) = 0.9469 \times \log(L_\infty) - 0.1162 \tag{37}$$

・平均成熟齢t_m(yr)：

$$t_m = t_0 - \frac{1}{k}\ln\left(1 - \frac{L_m}{L_\infty}\right) \tag{38}$$

・最大齢t_{max}(year)：

$$\log(t_{\max}) = 0.5496 + 0.957 \times \log(t_m) \tag{39}$$

ここでは，増殖率 l（内的自然増加率 r)が次式を満足するように設定する。

$$\lambda = \exp(r) = \exp\left(\frac{0.28}{t_m}\right) \tag{40}$$

魚の重量 W(g)は体長 L(cm)から次式で推定する。

$$W = 0.01 \times L^3 \tag{41}$$

4.4 鴨川流域での適用と考察

(1) 対象流域の概要

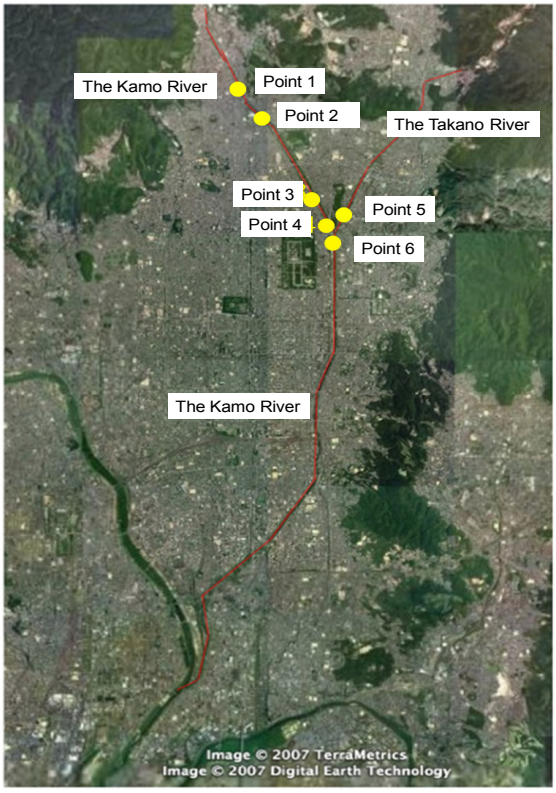


Fig. 4 Applied area of the Kamo River Basin

本研究では，鴨川に分布型流出モデルである Hydro-BEAM を適用し，1999 年の鴨川の河川流量を表現することにより，1994 年から 2003 年のシミュレーションを行う。研究対象として京都市内を流れる鴨川流域を選定する。鴨川は京都市北西部の桟敷が岳を源流とし，雲ヶ畑で鞍馬川と，出町付近で高野川，四条大橋上流で白川と，最終的に桂川と合流し，淀川へとつながっていく淀川水系の 1 級河川である。その流域面積は，約 207.7km^2，幹川流路延長は約 33km であるが，近畿地方の河川の平均河床勾配が約 1250 分の 1 であることから，急流な河川といえる。流域の 7 割が山地であり，3 割の平地に京都市の市街地が形成されている(Fig. 4)。鴨川は観光都市京都を流れる河川であり，春には桜，夏には納涼床などを目当てに多くの人々が訪れる。河川敷も整備され，バードウォッチングやウォーキングなどの憩いの場として地域住民からも親しまれている。

(2) 分布型流出モデル(Hydro-BEAM)の適用

落水線は国土数値情報の 50mDEM データ，流域・非集水域メッシュデータ(W07_52M)，流路延長メッシュ(W06_52M)，土地利用メッシュ(L03_09M)を用い，淀川流域を対象に 1km メッシュで作成した。対象となる鴨川流域の落水線は Fig.5 のようになる。

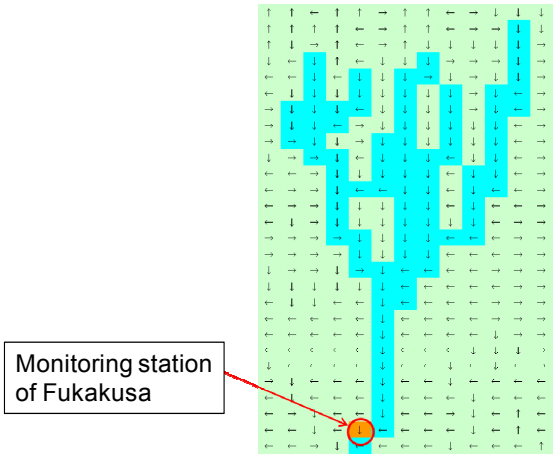


Fig. 5 The channel network of the Kamo River

Hydro-BEAM の適用結果を Fig.6 に示す。深草地点での 1999 年の流量観測値と概ね一致した結果が得られた。

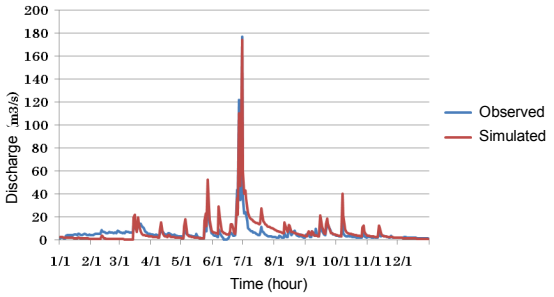


Fig. 6 Comparison of hydrographs between observed and simulated data

(3) CASM-River モデルの流域への適用

化学物質の影響のない場合の CASM-River 適用結

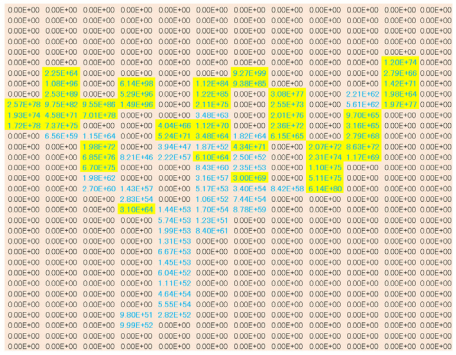
Table 1 Biological parameters on CASM-River

Organism speciest		Initial value (Bo gC/m3)	Propagation rate (μmax 1/d)	(T1 °C)	Breathing rate (R 1/d)	(T1 ° C)	Elimination rate (U)	Death rate M (1/d)
Macro-invertebrates	Larva of chironomid	0.0055	0.25	22	0.017	32	0.06	0.03
	Sludgeworm	0.012	0.27	23	0.018	30	0.04	0.055
Big macro-invertebrates	Cambaroides japonicus	0.0001	0.11	23	0.015	25	0.04	0.02
Omnivorous fishes	Loche	0.025	0.14	20	0.024	22	0.055	0.022
	Crucian	0.015	0.1	25	0.009	28	0.057	0.015
	Carp	0.01	0.1	25	0.008	28	0.052	0.015
Carnivorous fishes	Bass	0.0033	0.03	16	0.004	18	0.035	0.005

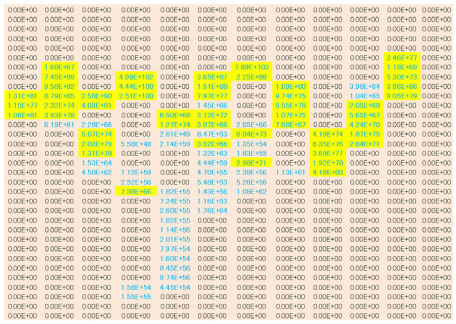
Table 2 Parameters of yield and selection

	Larva of chironomid	Sludgeworm	Cambaroides japonicus	Loche	Crucian	Carp	Bass
Larva of chironomid	—						
Sludgeworm		—					
Cambaroides japonicus			—				
Loche	0.5	0.5		—			
Crucian	0.5	0.5			—		
Carp	0.5	0.5				—	
Bass			0.5	0.5	0.5	0.5	—

果を示す。モデルで扱う各生物種の初期値，最大増殖速度などのパラメータを Table 1 に，収率および選択性の値を Table 2 に示す。



(a) Larva of chironomid in Summer

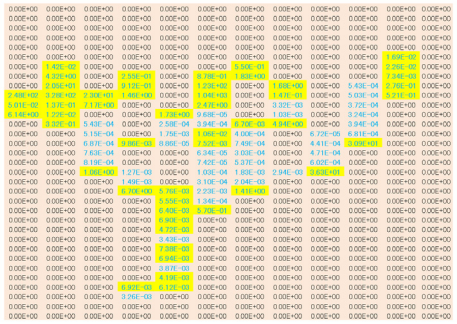


(b) Larva of chironomid in Winter

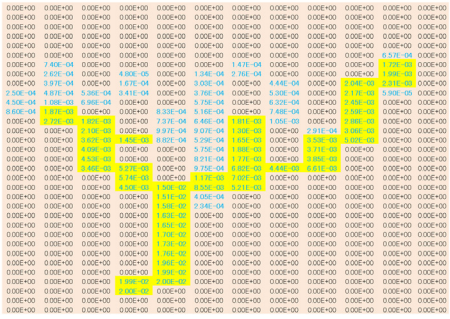
Fig. 7 Averaged number of aquatic organisms of larva of chironomid without Nonylphenol (gC/m^3)

適用はユスリカ幼虫，イトミミズ（底生動物），大型ザリガニ（底生動物），カワムツ，フナ，コイ（雑食魚），バス（魚食魚）で，ノニルフェノールの暴露を対象に行う。なお，結果はユスリカ幼虫，フナ，バスの夏と冬だけを空間的に図化表示する。

ユスリカ幼虫やイトミミズ，ザリガニなど魚類の餌になる生物種は上流部や中流部で各季節とも生物量が多く認められる傾向があった(Fig.7)。魚類は，各季節とも中流部と下流部で生物量が多くなる傾向が認められた(Fig.8, 9)。食物連鎖の捕食被食関係を

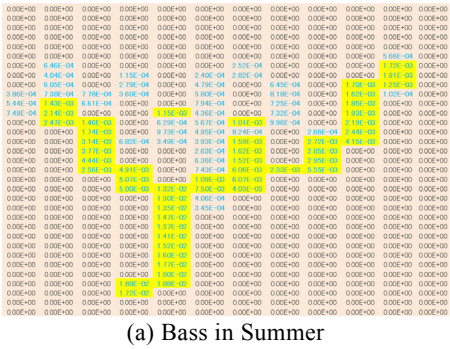


(a) Crucian in Summer

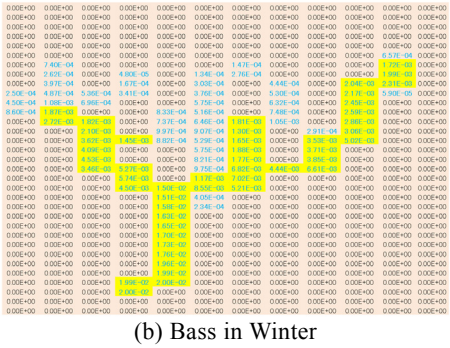


(b) Crucian in Winter

Fig. 8 Averaged number of aquatic organisms of crucian without Nonylphenol (gC/m^3)



(a) Bass in Summer



(b) Bass in Winter

Fig. 9 Averaged number of aquatic organisms of Bass without Nonylphenol (gC/m^3)

考慮すると妥当といえる。さらに，2007 年の鴨川での底生動物調査によれば，合流点付近の中流部で多くの種の底生動物が数多くいたことが示されており，中流部で底生動物の生物量が多い本シミュレーショ

ン結果は妥当といえる。

(4) Leslie 行列の設定

PBPK モデルで対象となる魚類(カワムツ，フナ，コイ，バス)の Leslie 行列を設定する。各魚種の最大体長と産卵係数は文献等から得た値を用い，雌比率は各魚種で 0.5 と仮定した。初期生存率は Leslie 行列より得られる最大個体値(増殖率)と増殖率が等しくなるよう，手動でイテレーションすることにより算出した(Table 3)。

Table 3 Applied parameters on crucian and bass

	Crucian	Bass
Maximum length of body	20	40
Limit length of body	21.1	41.74
Growing rate	0.496	0.317
Vitual age with no body length	−0.0846	−0.044
Body length under maturation	13.73	26.2
Average age of adult	2.036	3.076
Maximum age	7.001	10.38
Mortality coefficient	0.851	0.555
Survival rate	0.427	0.574
Egg production coefficient	9	0.18
Ratio of femail	0.5	0.5
Initial suevival rate	0.00022	0.00112

このLeslie行列の固有値λと内的自然増加率rはλ = 1.148，r = 0.138となる。式(33)～(39)よりフナとバスの齢別の体長，年間産卵数はTable 4, 5で示される。

Table 4 Leslie matrix for crucian and bass

Crucian									
	1	2	3	4	5	6			
1	0	0	4.414	6.006	7.14	7.896			
2	0.427	0	0	0	0	0			
3	0	0.427	0	0	0	0			
4	0	0	0.427	0	0	0			
5	0	0	0	0.427	0	0			
6	0	0	0	0	0.427	0.427			
Bass									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	0	0	0	2.749	3.704	4.523	5.19	5.716	6.12
2	0.574	0	0	0	0	0	0	0	0
3	0	0.574	0	0	0	0	0	0	0
4	0	0	0.574	0	0	0	0	0	0
5	0	0	0	0.574	0	0	0	0	0
6	0	0	0	0	0.574	0	0	0	0
7	0	0	0	0	0	0.574	0	0	0
8	0	0	0	0	0	0	0.574	0	0
9	0	0	0	0	0	0	0	0.574	0.574

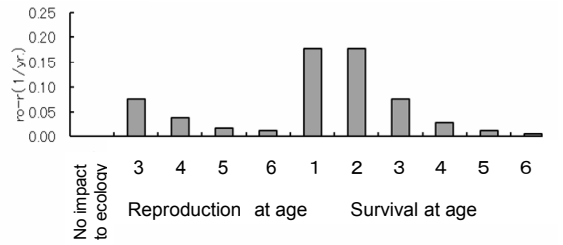
Table 5 Body length and survival rate for crucian and bass

Crucian				
Age	Length of body	Number of spawning	Growing rate	Reproduction rate
0	0.867	5.873	0	0
1	8.782	6095	0	0
2	13.6	22640	0	0
3	16.54	40690	1	4.414
4	18.32	55350	1	6.006
5	19.41	65810	1	7.14
6	20.07	72780	1	7.896
7	20.48	77250	1	8.382
8	20.72	80070	1	8.687
9	20.87	81810	1	8.877
10	20.96	82890	1	8.993
Bass				
Age	Length of body	Number of spawning	Growing rate	Reproduction rate
0	0.578	0.035	0	0
1	11.75	292.2	0	0
2	19.89	1417	0	0
3	25.83	3100	0	0
4	30.15	4931	1	2.749
5	33.29	6643	1	3.704
6	35.59	8113	1	4.523
7	37.26	9310	1	5.19
8	38.48	10250	1	5.716
9	39.36	10980	1	6.12
10	40.01	11530	1	6.647

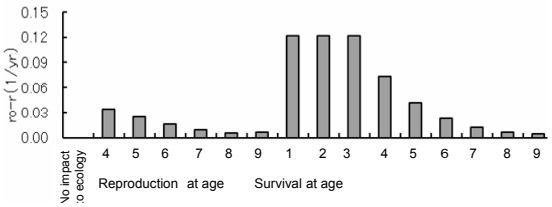
この Leslie 行列の固有値λと内的自然増加率 r はλ = 1.095，r = 0.091 となる。

(5) 化学物質の影響についての魚齢感度分析

化学物質による生態影響がどの齢の繁殖率や生存率に顕著に表れるか感度分析する。感度分析のシナリオは，化学物質の生態影響による繁殖率，生存率が 50%減少するとした。生態影響なしを含めて，フナの場合は 11 ケース，バスの場合は 16 ケースの固有値λを求める。次いで，式(32)から Δr を求め，生態リスクの最も大きな魚齢を明らかにする。PBPK モデルには魚齢に応じた重量が反映される。



(a) Crucian



(b) Bass

Fig. 10 Sensitivity of fishes for age against toxic-chemical

バスでは 3 齢までの生存率の Δr が最も大きい。フナの成熟齢は 3, バスの成熟齢は 4 であることから，成熟齢前の魚齢を持つ魚に化学物質の影響が最も大きいことがわかる。PBPK モデルでは，成熟齢ひとつ前の魚齢を想定した魚種の魚体内濃度を算出することにより，個体群単位の化学物質の影響を推定する。つまり，成熟齢ひとつ前の魚齢を想定した魚の体長を式(36)より求め，その結果を式(40)に適用することにより，PBPK モデルの適用に必要となる体重のパラメータとする。すなわち，式(40)と齢別パラメータ, および以下の平均体重(Table 6)を用いて算定する。

Table 6 Applied weight of fishes

	weight (g)
Dark chub	4.171
Crucian	25.15
Carp	342.4
Bass	172.2

(6) 水温と化学物質濃度

化学物質はノニルフェノールを対象とする。ノニルフェノールは，暴露により雌雄両性個体の出現がみられるなど内分泌撹乱物質，いわゆる環境ホルモンとして内分泌撹乱作用が疑われている物質である。そのため生態影響の観点から，海洋汚染及び海上災害の防止に関する法律で規制対象がなされ，特定化学物質の環境への排出量の把握及び管理の改善の促進に関する法律(PRTR 法)の対象となっている。ノニルフェノールは，自然界に存在せず，人為的発生源から環境中へ排出される。主に，繊維業界や金属加工業などから排出される。用いた水温と化学物質濃度を付記に示す。

Table 7 Parameters of PBPK and BAF

Organ	Dark chub	Crucian	Carp	Bass
Liver C	364.1	364.1	364.1	365.6
Fat tissue Cf	11053	11053	11053	11080
Poorly perfused tissue Cm	414.8	414.8	414.8	415.9
Richly perfumed tissue Cr	364.6	364.6	364.6	365.5
Kidney Ck	405.8	405.8	408.8	406.8
Average in body	1453	1453	1453	1457
BAF	290.7	290.7	290.7	291.4
Weight	0.0042	0.0252	0.3424	0.172
Concentration of exposure	μg/liter-w			

ノニルフェノールの河川水濃度を 5μ g/l と仮定し，Table 6 で得られた重量を用い各魚種のパラメータを設定し，PBPK モデルに適用したときの雑食魚の BCF と魚食魚の BAF を示す(Table 7)。雑食魚は河川水濃度に暴露し，魚食魚は河川水濃度と雑食魚に捕食することから暴露すると仮定する。BCF と BAF の値が(カワムツ)<(フナ)<(コイ)<(バス)となり，雑食魚については重量が大きい魚ほど BAF が大きい値をとった。魚食魚であるバスは，体重はコイより小さいものの，BAF は大きい値をとったことから PBPK モデルは生物濃縮を示せているといえる。

(7) 生態影響係数の推定

高濃度 C_x の毒性試験条件下の生態影響係数 E_x を求める。生物種間の被食を無視し，生物量を増加させるための諸条件(餌，光，温度など)は十分であり，生物量を減少させるのは自然死などと仮定すれば，バイオマス(炭素)量 B は次のように定式化される。

$$\frac{dB}{dt}=(\alpha-\beta)B \rightarrow B_{off}=B_0\exp\{(\alpha-\beta)t\} \qquad (42)$$

B：バイオマス量(gC/m^3)，α：増加速度(1/s)，β：減少速度(1/s)，off：暴露前を表す添字，B_0：バイオマス量の初期値(gC/m^3)である。

生態影響係数 E_x は暴露濃度 C_x と生物種に依存するパラメータである。暴露後のバイオマス量は，この E_x を用いて次のように定式化される。

$$\frac{dB}{dt}=\left(\frac{\alpha}{E_x}-\beta E_x\right)B \rightarrow B_{on}=B_0\exp\left\{\left(\frac{\alpha}{E_x}-\beta E_x\right)t\right\} \qquad (43)$$

on：暴露後を表す添字である。

一方，毒性試験結果からは暴露条件(時間 T，濃度 C_x)とバイオマス量の残存率 x が得られ，これより次式を得る。

$$\frac{B_{on}}{B_{off}}=\frac{\exp\left\{\left(\frac{\alpha}{E_x}-\beta E_x\right)T\right\}}{\exp\{(\alpha-\beta)T\}}=\left(1-\frac{x}{100}\right) \qquad (44)$$

式(44)は E_x の 2 次式となり解の公式から求められる。

$$E_x=\frac{-s+\sqrt{s^2+4\alpha\beta T^2}}{2\beta T}\quad(\geq 0),$$
$$s=(\alpha-\beta)T+\ln\left(1-\frac{x}{100}\right) \qquad (45)$$

毒性試験は試験に要する時間が短いことから，毒性試験時において生物濃縮はないと仮定する。OECD テストガイドライン 305 では，魚中と水中の化学物質濃度が平衡に達するまで 28 日間を基本とし，最長 60 日間にわたり魚を化学物質に暴露することになっている。

実際の環境条件を想定した暴露濃度 C_r の生態影響係数を求める。暴露がない条件での生態影響係数を 1，濃度が C_x の暴露を受けているときの生態影響係数をとし，両者に線形関係を仮定すれば次式を得る。

$$E_r=\frac{(E_x-1)}{C_x}C_r+1 \qquad (46)$$

このときの暴露濃度 C_r は，底生動物や大型底生動物については生物濃縮を考慮しないことから河川水濃度と，魚類については PBPK モデルから得られた魚体内濃度と等しいとする。ノニルフェノールの毒性試験の結果を Table 8 に示す。この結果より毒性試験の条件化で得られる生態影響係数 E_x を Table 9 に示す。

Table 8 Toxicity values with Nonylphenol

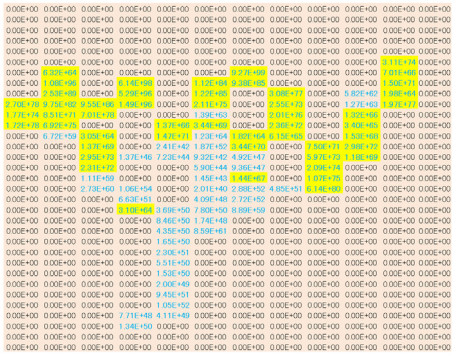
		Toxicity value mg/l
Macro-invertebrates	Larva of chironomid	0.119
	Sludgeworm	0.119
Big macro-invertebrates	Cambaroides japonicus	0.17
Omnivorous fishes	Loche	0.135
	Crucian	0.29
	Carp	0.29
Carnivorous fishes	Bass	0.209

Table 9 Impact coefficient of Nonylphenol on ecology

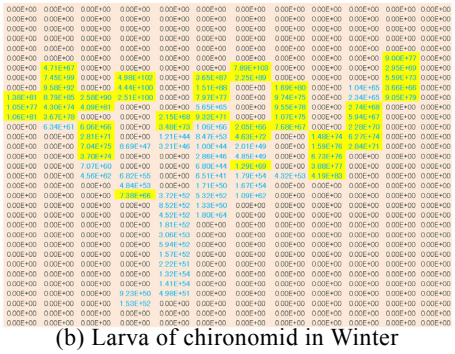
	Larva of chironomid	Sludgeworm	Cambaroides japonicus	Loche	Crucian	Carp	Bass
Time	336	336	96	96	96	96	96
Evaluation method	LC	LC	LC	LC	LC	LC	LC
γ%	50	50	50	50	50	50	50
Toxicity mg/l	0.119	0.119	0.17	0.135	0.29	0.29	0.209
α1/d	0.25	0.27	0.11	0.14	0.1	0.1	0.03
β1/d(D)	0.03	0.055	0.02	0.022	0.015	0.015	0.005
β1/d®	0.047	0.073	0.035	0.046	0.024	0.023	0.009
td	14	14	4	4	4	4	4
Ex	1.193	1.162	3.666	2.808	4.903	5.048	17.116

実環境下では，式(46)を用いて，C_r に次の暴露濃度を設定し，生態影響係数 E_r を求める。

- 底生動物，大型底生動物：河川水濃度
- 雑食魚：PBPK モデルによる魚体内濃度の器官加重平均濃度
- 魚食魚：PBPK モデルによる魚体内濃度の器官加重平均濃度



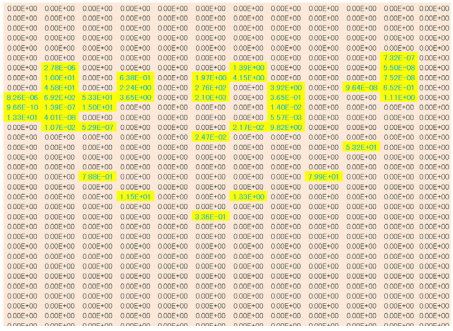
(a) Larva of chironomid in Summer



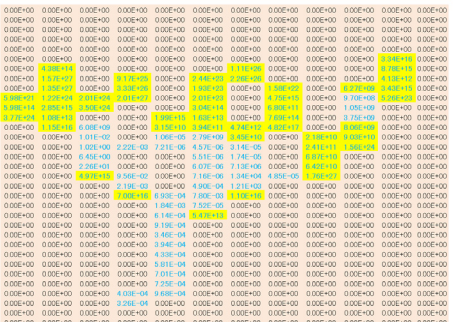
(b) Larva of chironomid in Winter

Fig. 11 Averaged number of aquatic organisms of larva of chironomid with Nonylphenol (gC/m^3)

ノニルフェノールの暴露の影響を考慮した各生物種の炭素量を以下に示す。魚類以外のユスリカ幼虫，イトミミズ，ザリガニについては，生物量の減少があったメッシュもあるが，生息場所の分布に大きな違いは現れなかった(Fig.11) 魚類は，冬以外の季節で生物量が 0 となるメッシュが，数多く現れ，ノニルフェノールの影響が顕著に示された。冬では，生物量はノニルフェノールの影響のない場合より減少しているが，その生息分布は影響のない場合ほぼ同じである。つまり，魚類はノニルフェノールだけではなく，水温の生物量への影響も大きいことが，本シミュレーションで示されているといえる。

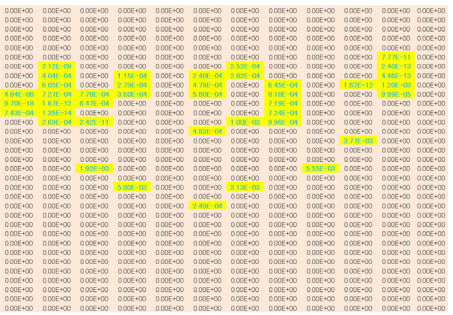


(a) Crucian in Summer

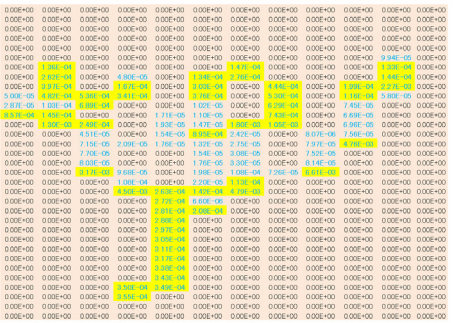


(b) Crucian in Winter

Fig. 12 Averaged number of aquatic organisms of crucian with Nonylphenol (gC/m^3)



(a) Bass in Summer



(b) Bass in Winter

Fig. 13 Averaged number of aquatic organisms of Bass with Nonylphenol (gC/m^3)

(8) 長期間でのノニルフェノールの影響

1994 年から 2003 年の期間におけるシミュレーション結果を，生物種別に日単位で全メッシュのバイ

オマス量の和をとり，長期間でのノニルフェノールの生態影響を示す。

ユスリカ幼虫，イトミミズ，ザリガニは，ノニルフェノールの影響のある場合のグラフは，ない場合のグラフと比較してもほとんど変わらず，影響が顕著に現れなかった(Fig.14)。魚類では，ノニルフェノールの影響はより明らかになった。カワムツでは，定常状態に減衰するまでの期間がノニルフェノールの暴露があることにより短くなっている。フナとコイでは，グラフの変動がノニルフェノールの影響のありなしで大きく変化しないが，生物量の最大値が，ノニルフェノールの影響があることにより抑えられている(Fig.15)。バスにもその傾向は認めら，最大値の減少がより顕著に現れている(Fig.16)。

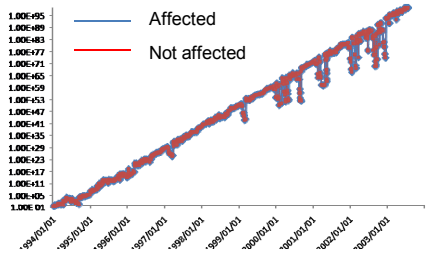


Fig. 14 Variation of number of larva of chironomid from 1994 to 2003

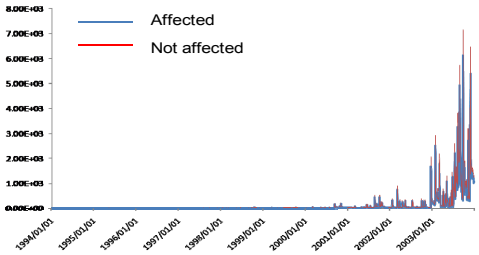


Fig. 15 Variation of number of crucian from 1994 to 2003

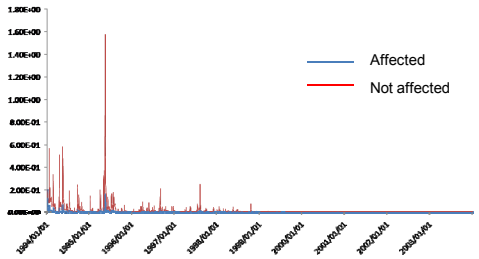
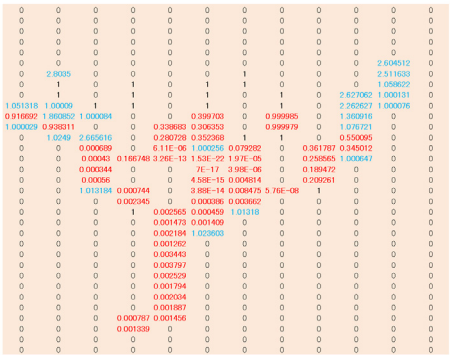


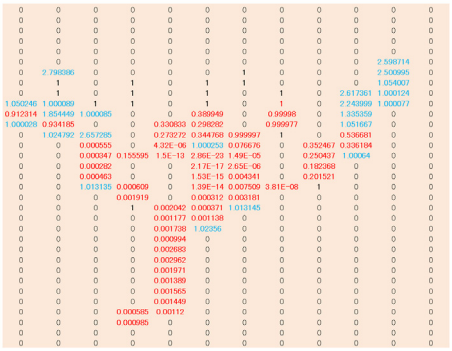
Fig. 16 Variation of number of bass from 1994 to 2003

(9) ノニルフェノールの生態リスク評価

ノニルフェノールの影響により生物量が減少することを示した。その結果より，メッシュごとに生物量の減少が大きく認められるメッシュとそうでないメッシュがあることがわかった。そこで，(生物量が大きく減少するメッシュ)=(生物量の減少をもたらす要因のあるメッシュ)，すなわち，生物量が大きく減少するメッシュは生態リスクが高いメッシュと捉え，生態リスク評価を行う。ノニルフェノールの各生物種への各メッシュの炭素量について(ノニルフェノールの影響がある場合)/(ノニルフェノールの影響がない場合)を生態リスクの指標とし，生態リスク評価を行う。生態リスクの高いメッシュは，リスクの要因を取り除く目的で，整備対象となりえる。



(a) Larva of chironomid in Summer



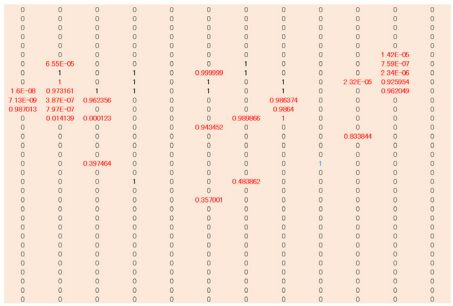
(b) Larva of chironomid in Winter

Fig. 17 Seasonal ecological risk for larva of chironomid with Nonylphenol

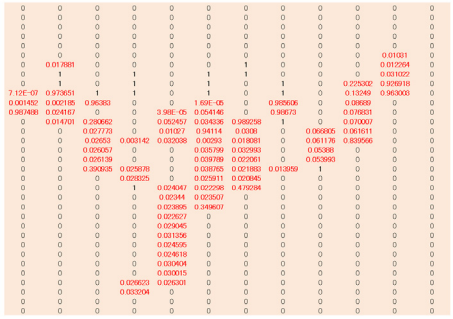
Fig.17～19 にシミュレーション結果を示す。ユスリカ幼虫，イトミミズ，ザリガニは，多くのメッシュで生物量が減少していることが示された。暴露後に生物量が増加しているメッシュも特に上流部で認められた。これは，ノニルフェノールの暴露により生物量の減少がもたらされるよりも，捕食者が減少したために捕食される機会が少なくなったためだと考えられる。魚類は，生物量の結果から示されている結果と同じように，比が 0 を示すメッシュが多く現れた。中下流部は，多くの生物種でその比が小さくなっており，ノニルフェノールの生態への影響を抑える何らかの対策をすべき区間だといえる。

生態系を判断するとき，生態系に存在するすべての生物種を確認することなく，指標生物を用い，指標生物の状況より生態系の状況を判断することが多い。シミュレーションの結果より，底生動物を指標として評価する場合，生態ピラミッドにおける上位

生物が存在しないために，底生動物の数や種類は多く認められる可能性があり，注意を必要とすることが示された。

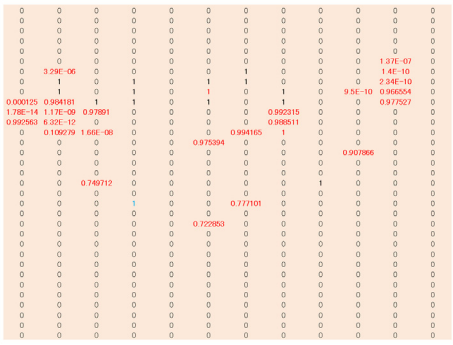


(a) Crucian in Summer

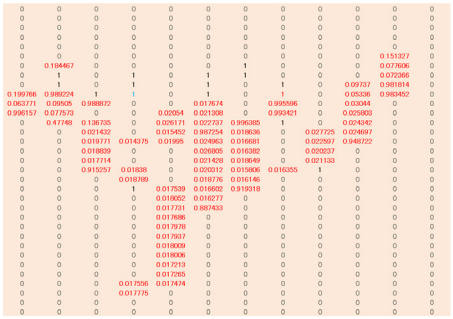


(b) Crucian in Winter

Fig. 18 Seasonal ecological risk for crucian with Nonylphenol



(a) Bass in Summer



(b) Bass in Winter

Fig. 19 Seasonal ecological risk for bass with Nonylphenol

5. 人々の視点から見た底生動物の評価

5.1 印象による水辺環境評価

水辺を利用している人は，水質を知らずに水がきれいか汚いかを，生態数を数えずに生息数が多いか少ないかを主観的に判断している。これらがその水辺に対する印象を構成し，その水辺を利用したり，存在を嬉しく思ったりする。水辺環境から印象（自然な感じ，品がないなど）が構成され，それらがさらに水辺のイメージ(像)を構成していると(Fig.20)。この水辺像は，場所や季節により変化し，流域環境の一部を人々がどう認識しているのかを表しているといえる。「印象」は水辺を定量的でなく感性的に捉えるものであり，流域環境のひとつの総合評価指標とみなすことができる。

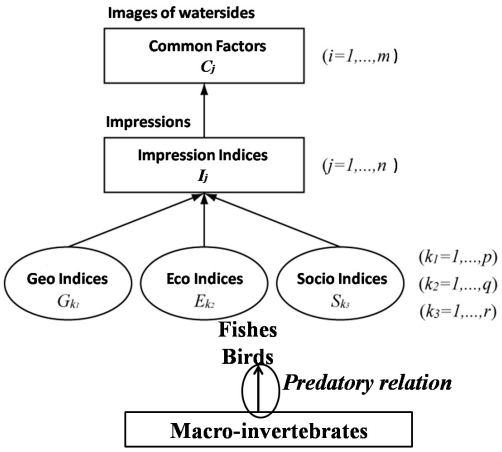


Fig. 20 Evaluation structure for waterside environment with human impression

人々の水辺での印象を調査するためにアンケート調査を実施する。アンケートは，景観や水のきれいさなど物理的環境についての項目，木や花についての生物的環境についての項目，遊ぶ場所や人の利用があるかなどの社会的環境についての項目，そして，印象についての項目より構成されている。

印象とそれぞれの環境について関連があるかどうかをクラメールの関連係数（Cramer, 1946）を用いて明らかにする。クラメールの関連係数は 2 つの項目間の関連を表し，次式で表現される。

$$\phi = \left\{ \frac{\chi^2}{n(q-1)} \right\}^{\frac{1}{2}} \tag{47}$$

ここに，χ^2：カイ 2 乗値，n：サンプル数，q：2 項目のカテゴリー数(選択肢の数)の少ない方の数である。χ^2 値は 2 つのグループ間の独立性の検定に使用されるが，クラメールの関連係数は χ^2 値をカテゴリー数とサンプル数の違いによらず比較できるよう計算を施した値である。これは 0.00 から 1.00 の範囲で，2

つの要因が完全に独立なときは 0.00 となり，完全な関連のときは 1.00 の最大値をとる。

水辺像を得るために 9 つの印象項目を用いて奥野ら(1976)が記した探索的因子分析を行う。

5.2 底生動物による環境評価

評価として，個体数とタクサ数を用いる。ユスリカ科などの一部で種名の同定までいかず，属名までで止まっているものがあるため，分析には種数の代わりに種，属，科などの総称としてタクサ数を用いる。

底生動物を用いた環境評価として，ザブロビ指数法(Pantle and Buck, 1955)，多様度指数法(Shannon and Wiener, 1963)を用いる。ザブロビ指数法とは，底生動物を種ごとにどの汚濁階級に棲息するかを定めたザブロビ値を用いて，水質を評価する生物学的水質判定法のひとつである。

$$PI = \frac{\sum s \cdot h_s}{\sum h_s} \tag{48}$$

ここに，PI：ザブロビ指数，s：ザブロビ値，h_s：ザブロビ値 s に対応する個体数である。ザブロビ値は汚濁階級指数ごとに次の Table 10 のように定められている。

Table 10 Saprobic criteria

Saprobic criteria	Water pollution level
1	os（oligosaprobic）
2	β-m（mesosaprobic）
3	α-m（mesosaprobic）
4	ps（polysaprobic）

多様度指数法は，種数と個体数をともに考慮したうえで，個体群の多様性を求める手法である。多様度が高い環境ほど，多様な群集が構成されていると言え，多様な群集を育む多様な環境といえる。

$$H' = -\sum \frac{n_i}{N} \times \log_2\left(\frac{n_i}{N}\right) \tag{49}$$

ここに，H'：多様度指数，n_i：i 種の個体数，N：全個体数である。

5.3 印象による水辺環境評価の流域への適用

アンケート調査は，賀茂川の御薗橋，高野川の高野橋から本川の四条大橋の間の区間で，2006 年 11 月から 2007 年 10 月に年間を通じて行った。各区間は橋間を基本とし，現地の水辺環境の特徴により Fig.21 のように分類した。調査方法は，京都大学と仏教大学の教員と学生が現地において観察し，橋間ごとに水辺の印象を 5 段階で記入した（例：親しみやすい～親しみにくい）。このとき同時に，魚・鳥の多さと印象項目を調査している。底生動物については，人々が水の中に入らない限り直接印象にあまり影響を与えないと考えられるため，調査の対象とはしていない。

得られたデータのうち，賀茂川と高野川の合流点付近である北山大橋～葵橋，高野橋～河合橋の区間で 2007 年 6 月から 8 月に取ったデータを用いることとする。サンプル数はそれぞれ 81，61 である。



Fig. 21 Field survey area for questionnaire in the Kamo River

印象のプロフィールを Fig. 22 に示す。プロフィールの横棒は算術平均からの標準偏差を表しており，欠損データを持つサンプルは除外した。賀茂川での印象は「落ち着いた」,「開放的な」という傾向が認められた。他の項目は中央付近にあり，回答が分かれている。高野川での印象は「寂しい感じ」,「落ち着いた」,「単調な」という傾向である。他の項目ではやや「自然な」,「平凡な」という傾向が見られる。賀茂川も高野川も「寂しい」,「落ち着いた感じ」という傾向が見られる点が共通している。

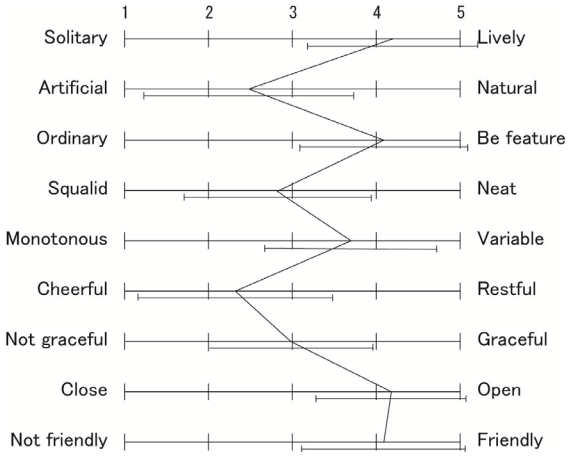


Fig. 22 Profile of impression

一方で「特色」と「開放感」においては，高野川の方が単調で閉鎖的な印象である点で異なっている。これは，整備の状況と地形的な違いが影響していると考えられる。すなわち，賀茂川には遊具，芝生，公園などが高野川に比べて多数設置され，川幅と河川敷がともに広い。高野川には遊具はほとんどなく，河川敷のすぐ側に木や建物が立っていて周囲への視界が狭まっており，これらの違いが印象に影響していると考えられる。

(1) クラメールの関連係数を用いた関連分析

回答の片寄りを明確にするために 5 段階の回答を「1，2」,「3」,「4，5」の 3 カテゴリーにしてクラメールの関連係数を計算する。そして，サンプル数とカテゴリー数を考慮し，関連があるといわれる 5%有意を基準にクラメールの関連係数が 0.2 以上 0.3 未満をやや関連があるとし，0.3 以上を関連があるとする。Table 11 に関連分析結果を示す。ただし，クラメールの関連係数が 0.2 以上 0.3 未満を○，0.3 以上を●としている。

Table 11 Relationship of impression with Cramer

		Lively	Natural	Be featur	Neat	Variable	Restful	Graceful	Open	Friendly
upper -Kamo	fishes	○	●	●	○	○	●		●	●
	birds	●		●	●	●	○			●
Takano	fishes		●			○				
	birds		●							

賀茂川では魚，鳥ともに多くの印象項目と関連がある。単純集計で鳥の回答が分かれていたため，鳥の印象の違いが水辺環境の印象に影響している可能性が大きいと考えられる。高野川では関連のある項目が少ない。関連のある項目はともに「自然な」である。プロフィールを見るとやや「自然な」に寄っており，高野川では魚と鳥は自然を感じるかどうかに影響していると考えられる。

(2) 因子分析の結果

得られた共通因子の解釈を行ったものを Table 12 に示す。賀茂川と高野川で p 値はそれぞれ 0.331，0.382，RMSEA はそれぞれ 0.0558，0.0553 である。賀茂川では共通因子として【鴨川らしさ】,【なじみ】,【しっとり】,【すっきり】が得られた。賀茂川には遊具，ベンチ，広場などが多数設置され，落ち着いて開放的である。それらの設備や広々とした様子が表されていると考えられる。因子負荷量と関連分析から，魚と鳥はどの共通因子にも関連している。

高野川では共通因子として【しとやか】,【なじみ】,【特徴的な】が得られた。高野川のあまり遊具などがなく落ち着いてやや単調な印象が表されていると考えられる。因子負荷量と関連分析から，魚と鳥は【しとやか】に関連している。

Table 12 Extracted items for factor analysis analysis

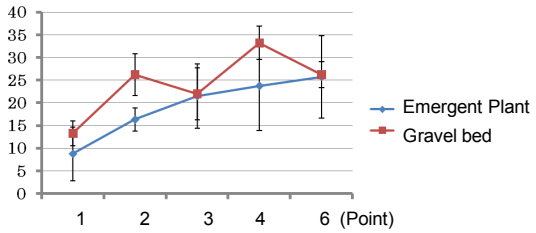
	Factor and interpretation (contribution rate)	Item (factor load)
Kamo (upper)	Factor1:Identity of the Kamo River(20.7%)	Be feature(0.821), Variable(0.695), Graceful(0.475), Natural(-0.440)
	Factor2: Familiarity(15.0%)	Open(0.658), Friendly(0.586), Graceful(0.548)
	Factor3: Quietly(13.7%)	Lively(0.831), Restful(-0.677)
	Factor4: Refreshed(12.6%)	Neat(0.954)
Takano	Factor1: Modest(26.3%)	Restful(0.882), Graceful(0.711), Natural(0.595), Lively(-0.578), Neat(0.522)
	Factor2: Familiarity(15.6%)	Friendly(0.926), open(0.575)
	Factor3: Be feature(14.4%)	Variable(0.710), Be feature(0.706)

5.4 底生動物を用いた環境評価

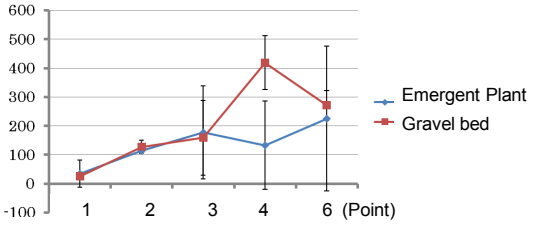
調査は 2007 年 5 月から 7 月にかけて行った。底生動物群集は，時間単位での変化は大きくなく，本研究では，調査時間は特に定義していない。調査地は賀茂川で 4 地点, 高野川で 1 地点を選定した(Fig.4 の point 参照)。賀茂川では，上賀茂神社西側（地点 1），上賀茂橋上流（地点 2），出雲路橋（地点 3），出町柳（地点 4）の 4 地点で行った。高野川では，下鴨神社東側（地点 5）の 1 地点で調査を行った。さらに合流後の鴨川出町柳付近（地点 6）でも調査を実施した。

多くの都市河川では，上流ほど人為的影響が少なく，自然度が高いことが多いが，賀茂川の上流部よりも高野川と合流する下流部の出町柳付近の方が底生動物群集の種多様性や群集多様度が高く，かつ汚濁の程度が低いことを示していた。地点 1 と地点 2 では，タクサ数と個体数ともに少ない傾向が認められた。両地点の多様度指数は，とくに礫底で低い傾向が認められた。ところが，ザブロビ指数は出雲路橋で，高い傾向が認められた。これらから，上流部では，種の多様性，多様度がともに低く，河川の健全度も良くないことがわかった(Fig.23)。

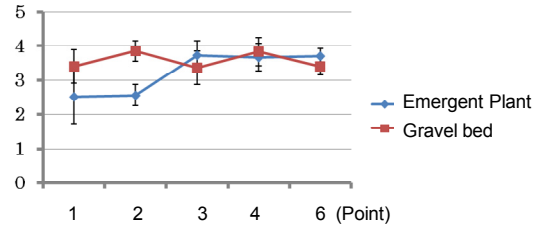
地点 4，地点 5，地点 6 について調査結果を，25cm×25cm あたりの平均をとり，各評価を適用し，合流点の環境評価を行った。賀茂川と高野川は京都市出町柳付近で合流し，鴨川と表記を変える。タクサ数と個体数について，いずれも礫底では賀茂川に多い傾向が，抽水植物帯では高野川に多い傾向が見られた。鴨川の結果は，ちょうど賀茂川と高野川の結果の中間であった。賀茂川と高野川では，抽水植物帯と礫底の結果の差が大きかった。多様度指数は，3 地点であまり差は見られなかった。ザブロビ指数



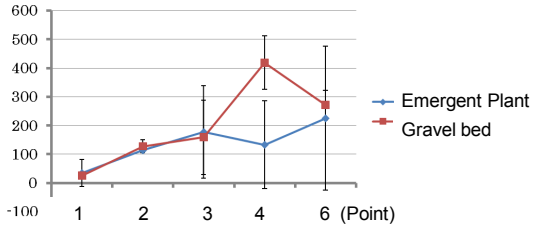
(a) Number of taxa



(b) Number of individuals

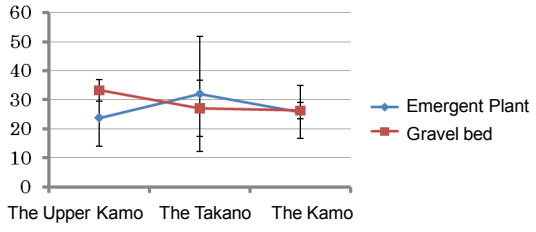


(c) Index of diversity

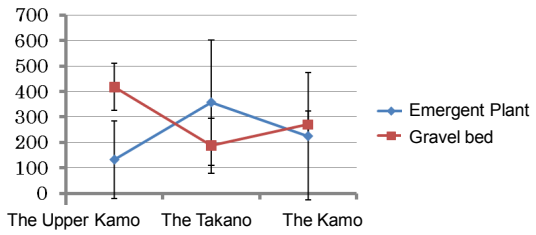


(d) Pantal-Buck pollution index

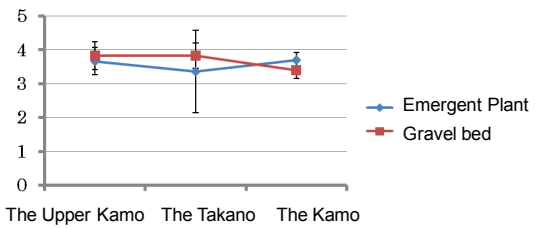
Fig. 23 Evaluated results for environment in the Kamo River



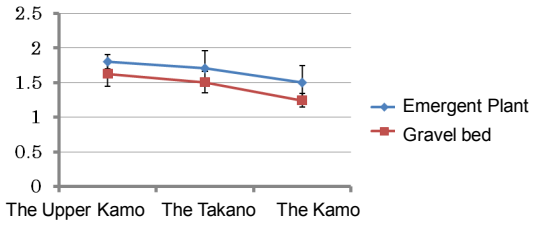
(a) Number of taxa



(b) Number of individuals



(c) Index of diversity



(d) Pantal-Buck pollution index

Fig. 24 Evaluated results for environment at the confluence point of the Kamo River

は，いずれの 3 地点も抽水植物帯の方が礫底よりも大きな値を示した(Fig.24)。

以上の結果より，鴨川には底生動物が存在し，その種類や個体数から都市を流れる河川として豊かな底生動物群集を有していることが明らかになった。

5.5 印象に関する考察

水辺の印象を分析し，水辺の印象における魚類と鳥類の位置づけを行ったところ，賀茂川と高野川の魚類と鳥類は共通因子【鴨川らしさ】,【しとやか】などいずれも好ましいと思われる共通因子を構成する要因であることがわかった。つまり，魚類と鳥類は水辺にとって重要な要素であることが言える。

魚類と鳥類は，調査によって底生動物を捕食するものが認められた。特に賀茂川，高野川の魚類の多くは底生動物を主に捕食しているようである。これから，底生動物を保護することは，魚類や鳥類を守ることにつながり，最終的に人々の水辺の印象を高めることにつながると考えられる。

6. 生態系と人々の視点から見た水辺の整備計画

6.1 対象地点の適用条件

人々の視点を考慮するために，水辺での印象がどのような環境から作り上げられるのかを，アンケート調査の結果に数量化理論□類を適用する。整備方針として，ノニルフェノールの暴露による影響が大きい地点に，優先的に生態系の維持回復を重視した

整備方針を提案する。 CASM-River の対象期間が 1994 年から 2003 年，アンケート調査を行ったのは 2006 年から 2007 年であり，その期間が異なっている。実際の水辺整備とは異なる点がある可能性をはらんでいるが，手法を提案する上で問題ないと考える。

整備対象となる場所は，アンケート調査を行った区間と一致させるために鴨川の四条大橋から賀茂大橋までの区間とする。対応する CASM-River の河道メッシュを橋間の距離より，Fig.25 に示すように A～C と定める。

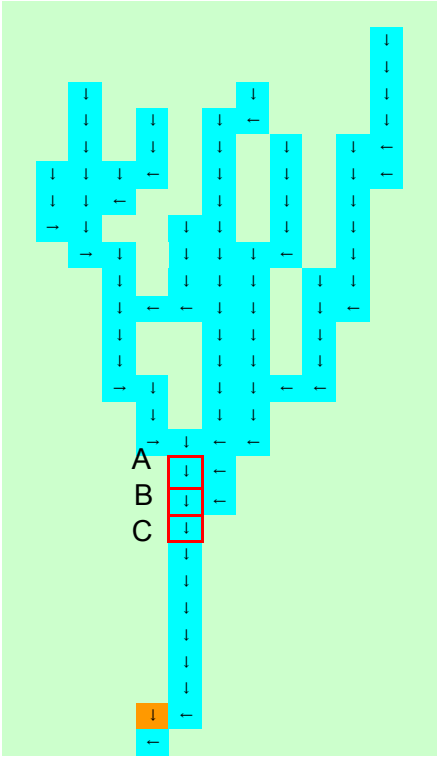


Fig. 25 Designated meshed for modification through the proposed methods

魚類でノニルフェノールの影響が認められた。メッシュ A，B，C，いずれでも，春，夏，秋で炭素量が 0(gC/m^3)となった。すなわち，メッシュ A，B，C ではまず生態系保全を優先した水辺整備の方針を提案する。

6.2 水環境における印象と環境との関係

数量化理論Ⅱ類により，外的基準を印象という質的変数に設定した。まず，ダミー変数 $x_{ia}(jk)$を次のように定める。

$$x_{i\alpha}(jk)=\begin{cases}1 & (\text{第}i\text{群の}\alpha\text{番目の個体がアイテム}j \\ & \quad \text{カテゴリー}k\text{に反応したとき}) \\ 0 & (\text{その他のとき})\end{cases} \quad (50)$$

このとき，j アイテムの k カテゴリーにカテゴリー数量 b_{jk} を導入し次の判別式 Y により，どの群に属するかを判別する手法が数量化理論Ⅱ類である。

$$Y=b_0+\sum_{j=1}\sum_{k=1}b_{jk}x_{i\alpha}(jk) \quad (51)$$

なお，各アイテムのカテゴリー数量 b_{jk} の最大値と最小値の差はレンジと呼ばれ，そのアイテムの目的変数の寄与を表している。

アンケート調査は，2006 年 11 月から 2007 年 10 月に，賀茂川の賀茂大橋から御薗橋の区間，高野川の賀茂大橋から高野橋の区間，合流後の鴨川の四条大橋から賀茂大橋までの区間で行った。その中から，鴨川の四条大橋から賀茂大橋までの区間を対象としたアンケート結果を用い，整備区間とする。得られた調査結果に数量化理論□類を適用したが，データの精度のために，結果は区間 1，区間 2 でのみしか得られなかった。

区間 1 は，周辺に繁華街が広がっており，夏には数多くの納涼床が設置されるなど人々の利用が多い水辺である。河川敷も整備され，河川敷に座り込んで人々が談笑している様子も頻繁に目にすることができる。しかし，河道はほぼ直線で，河道内に植生はほとんどなく単調な環境のため，多様な生態系は多様な環境に支えられていることを考えると生態系にとっていい環境にあるとは言いにくい。現状は人々の視点では満足いく河川環境だが，生態系にとっては不十分な環境と言える。

区間 2 は，河川敷は広く整備され，グラウンドやベンチなどが点在する。そのため，スポーツや散歩，ジョギング，昼寝など地元の人々の利用が多い区間である。河道内には人々が河道内に足を踏み入れることができる飛び石があり，夏には子供たちが飛び石の周辺で遊んでいる様子が見られる。河道内は絶えず流れがあり，両岸の植生が流速の速い場所と遅い場所を生み出すなど，流れに変化をもたらしているため，直線状の河道にも関わらず多様な環境が生まれている。現状で区間 2 には，大きな問題はないと考えられるため，整備の提案として，人々の視点と生態系にとって，現状を発展させるような水辺整備の提案を行う。

区間ごとに得られた印象を外的基準，アンケートに記載している様々な環境を人々が感じるかどうかを説明変数とし，計算を行った。

6.3 各区間での適用結果

- 区間 1

区間 1 の「全体的にいい印象」の単純集計を見ると，「全体的にいい印象」の回答数は 81，「全体的にわるい印象」の回答数は 98 であった。区間 1 の「全体

的にいい印象」はどの個別の印象と関連があるかを示すために，「全体的にいい印象」を目的変数，個別の印象を説明変数とし，数量化理論□類を適用する。すべての印象の項目を説明変数として計算した他に，説明変数と目的変数との相関比の中で 0.25 以上の説明変数を再び対象とし，再度数量化理論□類を適用する。多重共線性が現れた場合は項目を減らして繰り返し計算を行った。区間 1 では，Table 13 示すように「風景や景観がよい」,「特色がある」,「品がある」,「親しみやすい」,「眺めていたい」を説明変数とした。得られたカテゴリースコアとそのレンジを Table 13 に示す。その値が大きい順に，「眺めていたい」,「風景や景観がよい」,「品がある」項目のレンジが 0.5 以上と他と比較して大きく，「全体的にいい印象」の項目について寄与していた。すなわち，カテゴリースコアから，「眺めていたい」と思わせ，「風景や景観がいい」,「品がある」と感じさせるような，水辺環境がこの区間では「全体的にいい印象」と人々に感じさせていた。

「眺めていたい」はどのような環境に寄与されているか明らかにするために，「眺めていたい」項目を目的変数とし，様々な環境を説明変数として，同様に数量化理論□類を適用した。「眺めていたい」項目について，その単純集計では，「眺めていたい」の回答は 62，「品がない」の回答は 126 であった。一度，計算した後，同様に相関比が 0.25 以上となる説明変数を対象とし，多重共線性が認められた場合は項目を減らして，繰り返し計算を行った。結果を示す。0.5 以上を示すレンジから「堤防が緩やか」,「水際まで降りやすい」項目が「眺めていたい」項目に寄与していた。つまり，カテゴリースコアから，「堤防が緩やか」で，「水際まで降りやすい」水辺環境が「眺めていたい」印象を人々に持たせているといえる。

「風景や景観が良い」について，同様に数量化理論□類を適用した。単純集計では，「風景や景観が良い」の回答は 78，「品がない」の回答は 113 であった。0.5 以上を示すレンジから「休む場所が多い」,「草が多い」項目が区間 1 では「品がある」項目に寄与している。つまり，カテゴリースコアから，「休む場所が多く」,「草が多い」水辺環境が「風景や景観が良い」印象を持たせることに寄与している。

「品がある」について適用する。単純集計では，「品がある」の回答が 55，「品がない」の回答が 110 であった。レンジから「休む場所が多い」,「いやな臭いがしない」項目が「品がある」印象に寄与していることが示された。基準化されたカテゴリースコアから，「休む場所が多く」,「いやな臭いのしない」水辺環境が「品がある」印象を人々に持たせる傾向がある。

- 区間 2

単純集計では区間 2 の「全体的にいい印象」の回答は 219，「全体的に悪い印象」の回答は 19 であった。計算方法は区間 1 と同じである。印象のカテゴリースコアとそのレンジを Table 14 に示す。その値が大きい順に「特色がある」,「眺めていたい」,「品がある」,「すっきりしている」,「風景や景観がよい」項目のレンジが 0.5 以上と大きく，「全体的にいい印象」にそれらの項目が寄与していた。すなわち，基準化したカテゴリースコアより，「特色があり」,「眺めていたい」と思わせ，「品がある」と感じさせ，「すっきりしている」,「風景や景観がよい」と印象を持たせるような水辺環境がこの区間では「全体的にいい印象」と人々に感じさせていた。

「特色がある」を目的変数，様々な環境を説明変数とし数量化理論□類を適用した。レンジはいずれも 2 以上を示し大きな値をとり，両項目とも「特色がある」印象に寄与していることが示された。基準化したカテゴリースコアから，「トイレに困り」,「歩きやすい」水辺環境が，区間 2 の「特色ある」印象を持たしていると言える。

「眺めていたい」について同様に適用をした。0.5 以上を示すレンジから，「水に入りたくなる」項目が「眺めていたい」印象に寄与していた。すなわち，「水に入りたくなる」水辺環境が，「眺めていたい」印象を

Table 13 Applied results at the section 1 under the objective function of totally good impression

	n	score	range	%
good scenery	27	0.518	0.734	88.9
bad scenery	65	-0.215		12.3
unique	51	0.187	0.419	56.9
mediocrity	41	-0.232		7.32
elegant	24	0.49	0.662	87.5
not elegant	68	-0.173		16.2
familiar	24	0.0386	0.0522	95.8
not familiar	68	-0.00136		13.2
watchable	23	0.686	0.915	95.7
not watchable	69	-0.229		14.5

Table 14 Applied results at the section 2 under the objective function of totally good impression

	n	score	range	%
watchable	104	0.106	1.33	97.1
not watchable	9	-1.23		66.7
good scenery	107	0.00364	0.685	96.3
bad scenery	6	-0.649		66.7
unique	104	0.123	1.55	97.1
mediocrity	9	-1.43		66.7
refreshed	106	0.0531	0.857	96.2
dirty	7	-0.804		71.4
elegant	104	0.103	1.3	97.1
not elegant	9	-1.19		66.7

区間 2 では形成しているに関与しているといえる。

「品がある」については(表 5.8), 0.5 以上を示すレンジから，その値が大きい順に「いやな臭いがしない」,「水際まで降りやすい」項目が「品がある」項目に寄与していた。すなわち，基準化したカテゴリースコアから「いやな臭いがしない」,「水際まで降りやすい」水辺環境が「品がある」印象を優先的に人々に持たせていると言える。

「すっきりしている」について適用を行った。0.5 以上のレンジを取る項目は，順に「ゴミが少ない」,「水がきれい」,「いやな臭いがしない」であり，「すっきりしている」に寄与していた。カテゴリースコアから，「ゴミが少なく」,「水がきれい」で「いやな臭いがしない」水辺環境が「すっきりしている」印象を人々に持たせているといえる。

「風景や景観がよい」について適用を行った。レンジの値の大きい順に「ゴミが少ない」,「堤防が緩やか」の項目が 0.5 以上の値をとり，「風景や景観がよい」項目に寄与していた。すなわち,「ゴミが少なく」,「堤防が緩やかな」水辺環境が「風景や景観がよい」印象を人々にもたらしているといえる。

6.4 新しい整備計画の提案

前述の結果より各区間で整備計画を次のように提案する。

- 区間 1

区間 1 は周辺に繁華街が広がり，多くの人々が自然と集まる環境にある。河川敷も広く整備され，さらには夏には納涼床と呼ばれる建物が設置されるために，人々が河川敷に集まって談笑するなど憩いの場となっている。右岸に腰を落ち着け，京都盆地を囲む山々の景観を楽しむ人々も多い。緩やかな堤防に人々が座り談笑している姿を認められること，休む場所がある水辺環境が「風景や景観がよい」,「品がある」という印象を持たせている。これを考慮すると，落ち着いて河川の傍にいられること，そこから歴史的な寺社仏閣を眺められることを求めて区間 1 では人々が水辺に訪れ，いい印象を持っているといえる。

生態系保全を考慮した整備の提案として，景観の大きな改変を要しないことが重要である。そのため，河道を改変させることにより生態系を考慮した環境整備を行う場合，現状を維持，あるいは，現状以上の人々が落ち着いて水辺にいられる環境を作り上げる必要がある。そこで，堤防の形を変えることにより河道を改変するのではなく，河道内に植生を定着させることにより河道の改変を行う。堤防の上に人々が座ることもあるため，堤防上には発達させない。三条大橋と四条大橋の付近は特に人々の利用が多いため，その区間に植生は定着させない。それ以外の場所においても，右岸は多くの人々が河川敷に落ち着いていることが多いことから，左岸を中心に発達させる。左岸から認められる景観の多くはビルなどの人口構造物のため，景観を楽しむ人も多くはない。そこで，左岸の河川敷を従来より狭くすることにより，植生を発達させる場所を確保することも考えられる。定着させて放置してしまうと，無造作に成長し，景観を損ねてしまう可能性が生まれることから，定期的な刈り取りを行う。ちょうど植生と植生の間に支流を生み出し，生態系にとっての新たな環境を生み出すように植生を発達させることを目標とする。

水質としてノニルフェノールの影響を押さえる対策を行う。ノニルフェノールは，自然界では処理できないため下水処理施設による対策が必要である。区間 1 では新たな取水口を設けることは景観の改変を伴うことや，上流部で水質対策を行う方がその効果が高いため，区間 1 の上流部で下水処理場へとつながる取水口を建設することが考えられる。

- 区間 2

区間 2 は，散歩やジョギング，昼寝といった地元の方々の利用が多い区間である。水に濡れることなく河道内に立つことができる飛び石があり，夏には飛び石を利用するなどをして水の中に入って子供たちが遊んでいる光景も頻繁に目にすることができる。そのため，歩きやすい環境と水際まで降りやすい環境作りにが，特色があり，眺めていたいと思わせ，品を感じさせる水辺環境となっているようである。また，地元の方々による清掃活動などが頻繁に行われている結果，ゴミが少ない環境が生まれており，水辺を利用している人々に良い印象を持つように作用している。

この区間で行う生態系保全の対策のひとつとして，現在の歩きやすくゴミが少ない水辺環境を維持しつつ，水際に近付きやすい環境を，植生を発達させることによりさらに広げることが考えられる。現在，この区間は河岸両岸に植生が広がり，河道内の生物にとっては卵や稚魚や小さな生物が棲息することができる止水域を生み出し，陸上の生物にとっては昆虫たちには身を隠す場所となり，鳥たちには体を休め，餌を得る場所となっている。底生動物にとっては，植生のために様々な生息環境が生み出され，多くの種類の底生動物が定着することとなる。賀茂大橋の付近の植生は十分であるが，下流に行くにつれて減少する傾向にあることから，下流を中心に発達させるように整備を行う。

この植生の生態系への効果を維持拡大させると同時に，人々がより水際まで近付けられるようにする。そこで，現在の堤防をより緩やかにし，堤防に植生が定着させることが考えられる。アンケート結果によると，この区間では「堤防が緩やか」の回答が 188，「堤防が急勾配」の回答が 100 であり，堤防が緩やかと感じている人々が多い。だが実際は，水際に容易に近付けることが可能なのは飛び石のある周辺だけである。堤防を緩やかにすると洪水の危険性が高まることが考えられるが，高規格堤防のように，堤防の起点をより河道から離れた位置に定め，河川敷と堤防が一体となった水辺環境を作り上げることにより，対応できると考えられる。高規格堤防では，河道内に植生を定着させるだけでなく，堤防上に芝生程度の草を定着させることで，ベンチなどを設置せずとも堤防全体が，人々が落ち着ける場所となるであろう。また，水位も下がり，水際により近付きやすくなることも，人々の視点でいい効果を発揮するであろう。

堤防の改変により，河道を蛇行させることも可能であろう。現在，荒神橋の付近に流量観測所が設置されているため，高規格堤防を導入することにより川幅を拡幅することは可能であるが，荒神橋の直上流で蛇行による河道の改変を行うことは困難である。そこで，荒神橋の下流で蛇行により河道の改変を行う。蛇行している区間では，河道の外側は流速が速くなり内側は遅くなるが，内側に植生を定着させることで生態系にとって止水域の環境を充実させる。ここでも区間 1 と同様，景観の維持を考慮すると植生の刈り取りを行う必要がある。

ノニルフェノールなどの水質の問題は，「風景や景観がよい」という印象が，区間 1 と同様にいい印象につながっていることから，より上流部での対策が必要となる。

7. 結論

本研究では，生態系と人々の視点から見た流域環境評価を行うために，河川生態系において，食物連鎖による生物濃縮を表現するためのシミュレーション，および，そのリスク評価を行った。整備に向けて，人々の視点として印象による環境評価を導入し，底生動物が整備において重要な要素であることを示した。さらに，シミュレーションの結果と，新たに数量化理論Ⅱ類を印象のアンケート調査に適用したものとを合わせて，実流域での整備案作成を行った。以下に得られた成果と課題をあげる。

i. 河川生態系において，食物連鎖による生物濃縮を表現するために河川生態系のモデルとして CASM-River モデルを，生物濃縮の過程を表現するためのモデルとして PBPK モデルを導入し，両モデルをカップリングした。

ii. 生態ピラミッドにおける上位の生物種に化学物質の影響が顕著に現れる結果を得られた。場所によるその影響の違いから，整備対象となるメッシュを示した。化学物質の影響により，生物量が増える底生動物には，生態系評価における指標生物の曖昧さが存在していることを示した。デトリタスを始めとする水質の挙動をモデルに組み込むことや PBPK モデルの微分方程式を追跡することが今後必要である。

iii. 人々の視点として印象を用いて，人々が河川を捉える範囲，すなわち，水辺空間を対象として環境評価を行った。印象による水辺環境評価と，底生動物による環境評価を結びつけた。底生動物は鳥と魚と捕食関係で結びつけられ，鳥，魚が人々の水辺での印象を形成する要因となることから，底生動物が，水辺からでは人々により認識されないが，水辺環境における印象を形成する上で，重要な要素であることが示された。

謝　辞

本研究を進めるにあたり貴重なアドバイスをしてくださった萩原良巳京都大学名誉教授，石田裕子摂南大学都市環境システム工学科講師に深く感謝いたします。

参考文献

Application of an ecosOECD : テストガイドライン 305（生物濃縮（魚による流水式試験））

Cramer, H (1946): Mathematical Methods of Statistics, Princeton Univ. Press

Kojiri, T., Y. Kinai and J-H. Park (2002): Integrated River Basin Environment Assessment On Water Quantity And Quality By Considering Utilization Processes, Proc. of International Conference of Water Resources and Environment Research, Vol.I, pp.396-401.

Wataru Naitoa, Ken-ichi Miyamotob, Junko Nakanishib, Shigeki Masunagaa (2002): Steven M. Bartellc, ystem model for aquatic ecological risk assessment of chemicals for a Japanese lake, Water Research Vol.36, pp.1-14.

Nichols, J.W., Mckim, J.M., Andersen, M.E., Gargas, M.L., Clewell, H.J. III, and Erickson, R.J. (1990): A

Physiologically Based Toxicokinetics Model for the Uptake and Disposition of Waterborne Organic Chemicals in Fish, Toxicology and Applied Pharmacology: Vol.106, pp.433-447.
Pantle, R. und Buck, H. (1955): Die biologische Uberwachung der Gewasser und die Darstellung der Ergebnisse. Gas- und Wasserfach Vol.96, pp.604.
Shannon, C. E. ans Wiener, W. (1963): The mathematical theory of communication. University of Illinois Press, Chicago, Illinois.
奥野忠一ほか著(1976)：続多変量解析法，日科技連.
勝川木綿・宮本健一・松田裕之・中西準子(2004)：魚類個体群の生態リスクの簡易評価手法，保全生態学研究 Japanese Journal of Conservation Ecology, Vol.9，pp.83-92.
多自然型川づくりレビュー委員会(2006)：多自然型川づくりへの展開（これからの川づくりが目指すべき方向性と推進のための施策）.
津田松苗：鴨川水系の動物群集と該河水汚染との関係，京都大学生理生態業績，Vol.7, 1944, pp.161-171.
日本環境毒性学会(2003)：生態環境試験ハンドブック，朝倉書店.

Environment Assessment of the Kamo River from Ecology and Waterside through Food Chain in Aquatic Creatures

Toshiharu KOJIRI, Atsunori SUZUKI* and Tomoya KAWAGUCHI**

*Graduate School of Kyoto University
**Nohon Suido Consultants Co., Ltd

Synopsis

Since the traditional waterside assessment has been employed from the water environment viewpoint, the sound river basin management was not completed. In this paper, introducing the concept of GES system, benthic organisms, fishes and birds for ecological system and impression of human being for social system are proposed. The sustainability of aquatic creatures and the accumulation impacts of toxic-chemicals in fish bodies are considered through flood chain. The human impression waterside against environment evaluation is formulated. Finally, the Kamo River is applied for verification.

Keywords: CASM-River，PBPK，Food chain, Evaluation of ecological risk, the Kamo River

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

上下流域における生活者参加型の水辺環境マネジメント

河野真典*・野原大督・堀智晴・萩原良巳**・萩原清子***

*京都大学大学院工学研究科
**京都大学名誉教授
***佛教大学社会学部

要　旨

上下流域の水辺環境の違いを反映した水辺環境マネジメントのために，本研究では上下流域の地域住民の水辺環境に対する認識をもとにした水辺環境マネジメントのプロセスの一部分を示した。まず，調査対象流域の地域分類をふまえて選定された地域において社会調査を実施し，各地域の住民の水辺環境に対する認識を明らかにした。続いて，調査項目間の関連分析を援用して各地域の調査結果を図示し，各地域の特徴と違いを明確にした。特に，上流域における生活状況の重要性が示された。ついで，水辺環境認識の違いが地域の水辺環境評価に与える影響を明らかにするために地域環境評価関数を作成し，その結果をもとに地域ごとに代替案作成のための方針を得た。最後に，代替案作成方針を上下流関係に着目して考察し，上下流域の地域環境評価を向上させる代替案が実現可能であることを示した。

キーワード: GES環境，上下流域，生活者参加，流出解析

1. はじめに

近年，水辺環境の整備等に際して住民の意見を取り入れる機運が高まっている。例えば，1997年に改正された河川法では，第1条で治水と利水の他に環境の整備と保全が河川管理の目的に加えられ，第16条の2で関係住民の意見を反映させるための措置を講じなければならないと言及している。

具体的な取り組みとしては，例えば，淀川水系流域委員会は近畿地方整備局長からの諮問に対してその具体的な方法を提言している（淀川水系流域委員会，2007）。しかし，その方法に決定的なものはなく，いまだに模索されている段階である。河川法でも，関係住民の意見を反映させるための手段は「公聴会の開催等必要な措置」と述べているのみで，その具体的な方法については言及されていない。淀川水系流域委員会の行った方法でも，意見をあまり発言しない人の意見は聴取しがたい。

そのため，意見募集を呼び掛けて受動的に意見を聴取するだけではなく，積極的に意見とその他の情報を得るよう努める必要がある。住民は意見だけでなく，「～だなぁ」と何となく抱く印象も持っていると考えられるため，意見だけでなく，住民が対象とする水辺環境をどう感じているか明らかにすることも重要である。

積極的に住民から情報を得るためには，住民にとって適切な調査が必要となる。1つの流域をとってもその中には様々な地域があり，抱えている問題等も様々である。例えば，同じ流域内でも上流域と下流域では異なる。

以上のことを踏まえ，筆者らはこれまで，上下流域における総合的な水辺環境マネジメントのための「生活者から得た情報をもとにした」かつ「地域の多様性を反映した」水辺環境評価を行ってきた（例えば，萩原ら，2008；河野ら，2009；萩原ら，2009a）。本稿では，その評価方法で具体的な代替案の評価を試みる中で，上下流域における生活者参加型の水辺環境マネジメントにおける課題や上記の水辺環境評価の意義を明らかにすることを目的とする。具体的には，上記の水辺環境評価においてあまり言及できなかった上流域と下流域（もしくは地域間）との関係を，治水代替案を想定することで考察する。

なお，水辺環境マネジメントの方法として，システムズ・アナリシスをベースとした適応計画方法論（萩原，2008）の考え方に依拠する。適応計画方法論は，①問題の明確化，②調査，③分析Ⅰ，Ⅱ，④代替案の設計，⑤評価，⑥コンフリクトマネジメント，という流れで示される意思決定を支援する問題解決のプロセスの合理化を目的としている。ここで“水辺環境マネジメントのための”水辺環境評価とは，代替案の設計のための指針を与えるための評価を行うという意味である。

また，「生活者」（萩原（編著），2009）という言葉は，上述した水辺環境評価が，単に住民からの情報を水辺環境のマネジメントに反映させることだけを目的とした方法ではなく，自分が関わりをもつ水辺環境の計画等へ生活者が参加する機会と方法を提供するものである，という意味で用いた。

2. 生活者参加型の水辺環境評価

本研究でこれまでに行った水辺環境評価の概要を述べる。この方法は，社会調査をベースとした方法であり，主に地域住民に対するアンケート調査をもとに行われたものである。

2.1 社会調査の概要

社会調査の概要について述べる。なお，本調査のより詳しい内容は，萩原ら（2008），萩原ら（2009b）にも記載されている。

調査対象流域は，京都市の鴨川流域とした。鴨川は京都市北西部の桟敷が岳を源流とし雲ヶ畑を経て鞍馬川と合流した後，出町付近で北東の大原から下ってきた高野川と合流し南下していく。流域面積は約207.7km^2，幹線流路延長は約33kmである。上流域は森林に覆われた山間部を流れ，上賀茂より京都盆地へ流れ出た後は，直線的に市街地を南下していく。下流の市街地から10kmほど上流が森林に囲まれた渓流河川となっているため，上下流域の調査を比較的行いやすい。流域内外からの関心も高く，生活者の参加をテーマの1つとする本研究の対象流域として適切であると思われる。

調査対象地域の選定は，京都の65元学区を対象とし，1985年と2005年の国勢調査による社会経済データを用いた20年間の社会環境変化に着目した主成分分析による地域分類に基づいて行った（萩原ら，2009c）。地域の相対的な位置づけを考慮し，流域内の地域の多様性を失わないように，調査対象地域として下流域から「銅駝」，上流域から「大原」と「雲ヶ畑」を選定した。

調査対象地域の概要を述べる。調査対象地域の位置関係をFig.1に示す。下流域の「銅駝」は高野川の合流点から1kmほど下流に位置し，鴨川本川に隣接している。周辺の河川敷は歩道，ベンチなどが整備され多くの人々に利用されている。上流域の「大原」と「雲ヶ畑」はそれぞれ高野川，鴨川の最上流に位置している。大原は雲ヶ畑より開けた場所にあり観光が盛んであるが，雲ヶ畑は急勾配の谷に沿って民家が並び観光は盛んではない。

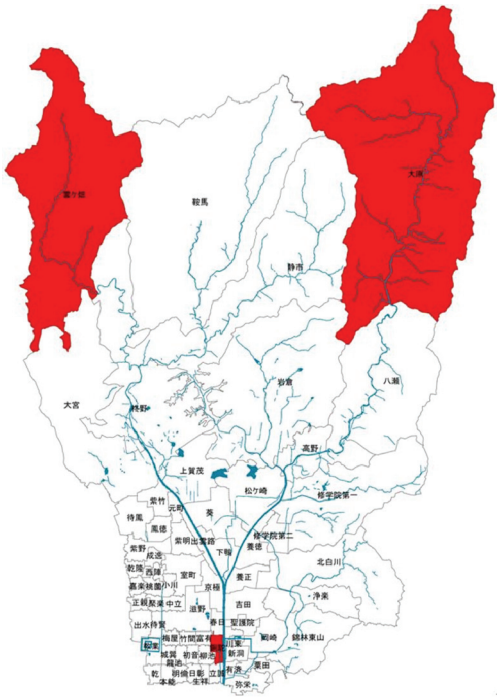


Fig.1 Regions at which a social suvey conducted

調査項目は，現地調査とヒアリングを行った上でブレインストーミング等により各地域の調査課題を抽出し，KJ法とISM法を用いて設定していった。結果として，調査項目としてジオ項目，エコ項目，ソシオ項目，および印象項目を設定した。印象項目以外の項目は，本研究のおいて環境をジオ・エコ・ソシオ環境（萩原，2008）と認識していることを反映している。印象項目は，ジオ・エコ・ソシオ環境の総合評価と考えられる項目として設定し，「親しみにくい □□□□□ 親しみやすい」のように5段階評価とした。エコ項目ではエコ環境の感性評価として鳥，魚，植物，虫，その他動物に対する「すき・きらい」を調査項目として設定している。ソシオ項目では「まつり」，「まもり」，「なりわい」，「あそび」，上流域の「生活」に関する項目を設定した。現地調査をふまえて「生活」は上流域のみ，「なりわい」は大原のみで設定されている。

調査の実施に当たっては町内会や自治会に調査票配布の了解を得た後，銅駝では2006年11月，大原と

雲ヶ畑では2007年11月に調査票をポスティングした。銅駝は世帯数が多いため，銅駝内の末丸町の全戸にポスティングし，雲ヶ畑も全戸にポスティングした。大原では観光が盛んなため観光客が多く訪れる地区にポスティングした。

結果として，末丸町，大原，雲ヶ畑でそれぞれ61件，61件，45件(回収率はそれぞれ44%，28%，63%)の回答を得た。大原で回収率が極端に低い理由はアンケート調査が頻繁に行われていたこと，また末丸町ではセカンドハウス住民と高齢者が多いことが考えられる。

単純集計結果からは，各地域で問題になっていると想定された項目が実際に問題視されていることが確認でき，地域間比較からは地域の相対的な特徴を表す項目が明らかとなった。あそび項目からは，各地域の環境に合わせたあそびが行われていることが分かった。生態のすききらい項目からは，トビとオオサンショウウオの結果に地域の抱える問題を垣間見ることができた。

2.2　環境評価関数を用いた水辺環境評価

2.1の社会調査結果，特にジオ・エコ・ソシオ項目をもとにした地域ごとの水辺環境評価を行った（河野ら，2009）。この方法は，環境評価関数を作成して行うものである。Fig.2にその構成手順を示す。

まず，最も下に位置するジオ・エコ・ソシオ項目から数量化理論Ⅲ類を利用して少数個の評価軸を設定する。本研究の場合は，3地域とも3つずつの評価軸を得ることができた。ついで，数量化理論Ⅲ類の結果として算出される寄与率を重みとして評価軸を足し合わせることで，環境評価関数が作成される。環境評価関数の構造をみることにより，結果として，「どのジオ・エコ・ソシオ項目」が「どのように」，「どれだけ」地域の水辺環境の評価に影響するか知ることができる。

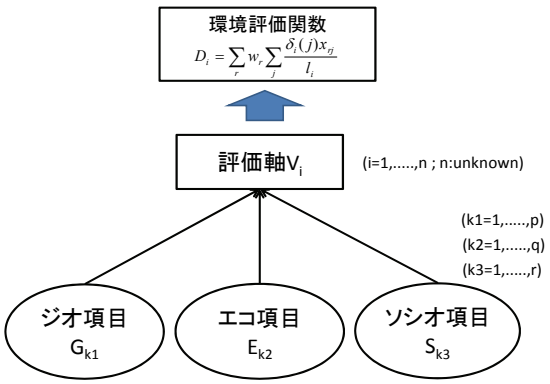


Fig.2 The structure of the environment valuation function

上記の方法により算出されたジオ・エコ・ソシオ項目が地域の環境評価に与える影響を表す数値をTable 1-Table 3に示す。これらはそれぞれ末丸町，大原，雲ヶ畑の結果である。3つの評価軸それぞれにおけるジオ・エコ・ソシオ項目の影響を示す数値とそれらの合計値が示されている。このため，合計値はジオ・エコ・ソシオ項目が地域の環境評価へ与える総合的な影響の大きさと方向（値の正負）を示していると考えられる。

Table 1 The points scored (Suemarucho)

j	項目名	利用時の不安感・不満感	洪水の不安感	季節感	合計値
1	河川敷の広さ十分	0.918	-0.187	0.086	0.818
2	洪水の危険を意識	-0.465	-2.556	0.443	-2.578
3	ソメイヨシノ好き	0.559	0.393	-0.166	0.786
4	外来種絶滅すべき	1.046	-0.063	-0.263	0.719
5	トビ被害の知識	-2.553	-0.355	-0.321	-3.230
6	休息	-2.114	0.405	-1.646	-3.355
7	花を見る	-1.746	0.244	1.034	-0.467
8	犬の糞	-0.981	0.760	0.670	0.448
9	ホタル観賞楽しみ	-0.084	0.929	0.706	1.551
10	送り火楽しみ	0.351	-0.178	-0.137	0.036
11	清掃作業を見た経験	0.430	-0.065	-0.043	0.322
12	草すっきりが好き	1.163	0.158	-0.294	1.027

Table 2 The points scored (Oohara)

j	項目名	水辺の楽しさ	暮らしにくさ	下流への不満感	合計値
1	水がきたない	-0.791	-0.722	0.409	-1.105
2	水際に降りやすい	4.250	-0.728	-0.223	3.298
3	洪水の危険意識する	0.563	-0.523	0.467	0.506
4	植生雑木林増やす	0.801	-0.092	-0.013	0.697
5	オイカワ	-0.683	0.998	0.380	0.695
6	散歩	0.048	1.209	-1.136	0.120
7	不法投棄	-0.784	0.983	-1.203	-1.003
8	八朔踊り楽しみ	0.486	1.091	0.489	2.066
9	高齢化	-0.474	0.190	0.165	-0.118
10	日常の医療	-1.430	-1.075	0.249	-2.256
11	日常の買い物	-0.093	-1.897	-0.799	-2.788
12	伝統の継承	0.538	1.039	0.478	2.055

Table 3 The points scored (Kumogahata)

j	項目名	暮らしにくさ	水辺の楽しさ	地域への不満感	合計値
1	水がきれい	0.517	1.548	-0.718	1.347
2	水際に降りやすい	1.351	2.142	0.102	3.594
3	洪水の危険意識する	0.639	-0.217	0.358	0.781
4	植生：雑木林を増やす	0.396	-1.139	-2.253	-2.995
5	シャクナゲ好き	0.683	-1.498	0.090	-0.725
6	ゴリ好き	1.052	-0.903	0.406	0.555
7	シカ困る	0.749	0.328	0.561	1.637
8	松上げ楽しみ	-0.067	0.073	0.432	0.438
9	高齢化	-1.083	0.413	-0.781	-1.452
10	日常の医療	-2.466	-0.078	0.479	-2.065
11	日常の買い物	-1.724	-0.862	0.372	-2.214
12	救急医療	-2.073	0.933	0.025	-1.115

2.3　環境評価関数を用いた水辺環境評価の意義と課題

Fig.2の手順で構成された環境評価関数を用いた水辺環境評価の意義は，まず地域の個性を反映した評価となっている点である。これは，調査票の設計段階でジオ・エコ・ソシオ項目が地域に合わせて設定されていることや，地域の特徴を反映するように数量化理論Ⅲ類に用いる説明変数を選択していることによる。

ついで，2.2の評価構造に基づいて代替案の設計が

可能と考えられる点である。これは，環境評価がジオ・エコ・ソシオ項目と関係づけられていることによる。これらのことより，2.2の方法は地域の個性を反映した水辺環境マネジメントに貢献すると考えられる。

しかし，上下流域の総合的な水辺環境マネジメントにどのように貢献可能かはこれまで検討していない。例えば，上流の人口の少ない地域で個性を反映した代替案を独自に実行することは困難な場合が多いと考えられる。

そこで，以降の章では，水辺環境マネジメントにおいて不可欠な治水代替案を鴨川流域において想定し，2.2で述べた方法でその評価を試みる中で，この方法が上下流域の総合的な水辺環境マネジメントにどのように貢献できるか検討する。まず，3で鴨川流域における治水代替案の想定を行う。

3. 治水代替案の設定

治水は水辺環境マネジメントに欠くことのできない要素である。本研究で行った社会調査でもすべての地域で洪水に関する調査項目が設定されている。

ただし，想定される治水代替案は鴨川で検討する上で適切なものでなければならない。そこで，まず鴨川のこれまでの治水整備と現状について述べる。その上で，適当と思われる治水代替案を設定する。

3.1 鴨川のこれまでの治水整備と現状

現在の鴨川が形作られる契機となったのは，1935年6月29日の大水害である。気象庁(2010)によれば，この日は京都地方気象台における日降水量の中で，観測史上（1880年11月～）2位の281.6mmを記録し，鴨川の沿川では，死者12名，浸水家屋24,000棟以上，橋梁32橋が流出した。

この水害を契機に1936年から1947年にかけて鴨川の約17.9㎞と高野川の約5.2㎞の改修が行われた。改修に当たっては，風致維持の関係上相当の考慮を必要とされたため，京都の景観との調和に配慮されたものとなっている。当初計画されていた京阪電車と琵琶湖疏水の地下化は，この時点では実現されなかった（京都府，2010）。この整備の結果，京都地方気象台における日降水量の中で，観測史上1位の288.6mmを記録した1959年8月13日には，下流域において外水氾濫は起こらなかった。

その後，1980年代の終わりから1990年にかけて，100年に1度起こり得る降雨による洪水に対応するためのダム建設計画が持ち上がった。この計画は，鴨川ダム建設反対連絡会の地道な活動を契機として反対運動が広がっていき，1990年に撤回されるに至っている。

近年では，1936年から1946年の改修では実現されなかった京阪電車と疎水の地下化が1987年に完成したことを受け，河道拡幅・護岸整備などの改修が1992年から1999年にかけて行われた。併せて，四季折々の花木や水面を眺めながら散策できる「花の回廊」が整備された。

今後の整備計画としては，約30年間を対象期間とする鴨川河川整備計画が2010年1月に策定された。治水に関しては，長期的には100年に1度起こり得る降雨による洪水に対応できることを目標としつつも，当面は概ね30年に1回起こり得る降雨による洪水を流下させることを目標と設定している。

3.2 想定する代替案と検討課題

想定する代替案は，鴨川のこれまでの治水を踏まえダムとする。ダム建設は鴨川において1990年頃に問題となり，多くの批判を受け建設が断念されたことがあったため，実際に鴨川ダム問題時に出ていた批判をもとに，代替案としてのダムを評価する際の課題を挙げることができる。

鴨川ダムに対する主要な批判は，「建設計画の進め方」と「ダムの必要性への疑問」にあった。前者は情報の非公開など不透明な計画の進め方を批判し，後者はダム建設の根拠となる基本高水流用の合理式による算出方法（1,500m^3/sec）に関するものである。

「ダムの必要性への疑問」については，流出シミュレーションによる評価が必要となる。合理式による基本高水流量の算出方法に対する批判は，計算の曖昧さに関すること，特に流出係数が大きすぎること，および合理式を適用するには鴨川流域は大きすぎることであった（田中，1992）。

4. 流出シミュレーションによる評価

近年は計算に必要な情報が充実し計算機の能力が向上しているため，3.2で挙げた検討課題「ダムの必要性の疑問」の批判に応え得る流出モデルが開発されつつある。そこで，本研究では，分布型流出モデルを用いてこれらの批判に実際にどの程度応えることができるか検討した。

4.1 流出モデルの概要と流出シミュレーション

ここでは，「Hydro-BEAM」と呼ばれる流出モデル（小尻ら，1998；佐藤ら，2009など）を用いる。このモデルはメッシュ型多層モデルであり，流域を1kmのメッシュに分割して降水等の追跡計算を行うものである。個々のメッシュはA層～D層の4層の鉛

直構造を有しており，A層～C層の水平流出は河川に流入し，D層は河川流量には影響を及ぼさない地下水層となっている。河川にはKinematic Wave Modelを適用し，地表面およびA層は中間流出を考慮したKinematic Wave Modelが適用されている。B層～D層は，線形貯留モデルが採用されており，B, C層では，貯留水量が層圧に達し，飽和状態になると溢水量は上層に復帰流として流入する。蒸発散量はA層から差し引き，A層の水量がゼロのときはA層から，さらにB層の水量がゼロの時はC層から差し引く。

次に，流出モデルの選択理由を示す。このモデルは土地利用ごとにパラメータを設定することができるため，3.2で挙げた流出係数が大きすぎるという点については詳しく検討することができる。そのため，流出係数設定の曖昧さは軽減されると思われる。

また，流域の大きさに関係なく用いることができ，時間変化を考慮することができるため，「合理式を適用するには流域面積が大きい」点についても検討することができると思われる。

4.2 パラメータ同定方法とその結果

計算時の曖昧さを軽減するために，ここではパラメータ同定を機械的に行った。具体的には，観測日流量と計算日流量のRMSEを最小化することを目的とし，反復計算により同定する方法（ここでは，二分法と呼ぶ）で設定した。

二分法の手順を以下に示す。ここで，p_i はパラメータ i（$i=1,\ldots,n$）の値を表す。$i=1$ から手順①を始める。なお，$rmse_{\min,1}$ の初期値には大きな値（例えば，9999.0）を与えておく。

① ［初期値の設定］
パラメータ i の初期値 $p_{i,o}=p_i$ を与える。

② ［RMSE の算出］
$p_i^{\min}=0.9p_i$，$p_i^{\max}=1.1p_i$ とし，それぞれのパラメータを用いた場合の RMSE，$rmse1$ と $rmse2$ を算出する。

③ ［パラメータ i の収束判定］
$|rmse1-rmse2|\le 0.01$ の場合，$rmse1<rmse2$ なら $p_i=p_{i,1}$ とし，$rmse1>rmse2$ なら $p_i=p_{i,2}$ として，⑤へ進む。$|rmse1-rmse2|>0.01$ の場合は④へ進む。

④ ［$p_i^{\min}$ または $p_i^{\max}$ の更新］
$rmse1<rmse2$ の場合 $p_i^{\max}=(p_i^{\min}+p_i^{\max})/2$ とし，$rmse1>rmse2$ の場合 $p_i^{\min}=(p_i^{\min}+p_i^{\max})/2$ として，②に戻る。

⑤ ［パラメータの収束判定］
パラメータ i の最適値 $p_i^*=p_i$ として，パラメータ i に関する計算を終了する。$i\neq n$ の時 $i=i+1$ として①に戻る。$i=n$ の時，パラメータの組み合わせ $(p_1^*,p_2^*,\ldots,p_n^*)$ による RMSE（$rmse_{\min,2}$）を算出し，$|rmse_{\min,1}-rmse_{\min,2}|>0.1$ ならば，$(p_{1,o},p_{2,o},\ldots,p_{n,o})=(p_1^*,p_2^*,\ldots,p_n^*)$ として①に戻る。$|rmse_{\min,1}-rmse_{\min,2}|\le 0.1$ ならば，$(p_1^*,p_2^*,\ldots,p_n^*)$ を最適なパラメータの組み合わせとする。

Table 4 Values of parameters

パラメータ		初期値	設定値1	設定値2	単位
等価粗度	畑	0.30	0.30	0.30	$m^{-1/3}s$
	山林	0.70	0.70	0.70	$m^{-1/3}s$
	市街地	0.03	0.03	0.03	$m^{-1/3}s$
	河道：水路勾配1/1000以上	0.04	0.04	0.04	$m^{-1/3}s$
	河道：水路勾配1/1000未満	0.25	0.25	0.25	$m^{-1/3}s$
表面流出率	畑	0.30	0.30	0.30	—
	山林	0.55	0.55	0.55	—
	市街地	0.85	0.85	0.85	—
層厚	A層	0.30	0.84	0.61	m
	B層	0.50	0.78	1.18	m
	C層	2.50	2.50	2.50	m
	D層	10.00	10.00	10.00	m
運動式定数	斜面	1.667	1.667	1.667	—
	河道	1.333	1.333	1.333	—
差分間隔	空間差分	500	500	500	m
	時間差分	300	300	300	s
透水係数	A層透水係数	1.0×10^{-4}	1.0×10^{-4}	1.0×10^{-4}	ms^{-1}
間隙率	A層間隙率	40	40	40	%
	B層間隙率	40	40	40	%
	C層間隙率	30	30	30	%
	D層間隙率	30	30	30	%
線形貯留モデル定数	B層水平流出係数	0.0700	0.0490	0.0270	d^{-1}
	C層水平流出係数	0.0030	0.0094	0.0012	d^{-1}
	D層水平流出係数	0.0400	0.0400	0.0400	d^{-1}
	B層鉛直流出係数	0.0700	0.0895	0.1051	d^{-1}
	C層鉛直流出係数	0.0100	0.0285	0.0236	d^{-1}
	D層鉛直流出係数	0.0000	0.0000	0.0000	d^{-1}

RMSE算出に用いる観測日流量と計算日流量には深草観測所（京都市伏見区深草向河原町地先）地点のものを用いた。パラメータ同定期間は1990年-1996年とし，同定結果の確認期間は1997年-2003年とした。1990年以降をパラメータ同定および同定結果確認の期間とするのは，流出モデルに考慮されていない鴨川運河の工事の影響が1990年以前の観測値にあると考えられるためである（京都新聞社(編)，1990）。

Table 4にパラメータ同定結果を示す。同定は，網掛け部分の6つのパラメータについて行った。これらの値は土壌に関するものであり，観測されたデータが少なく，流域によって大きく異なると思われるためである。パラメータの初期値は過去に他の流域で適用されたものを用いた。設定値1と設定値2は4.2の方法でパラメータ同定されたものである。設定値1は同定期間のすべての日の観測値を用いてRMSEを算出した結果であり，設定値2は$50m^3/sec$以上の日流量が観測された日の観測値のみを用いてRMSEを算出した結果である。

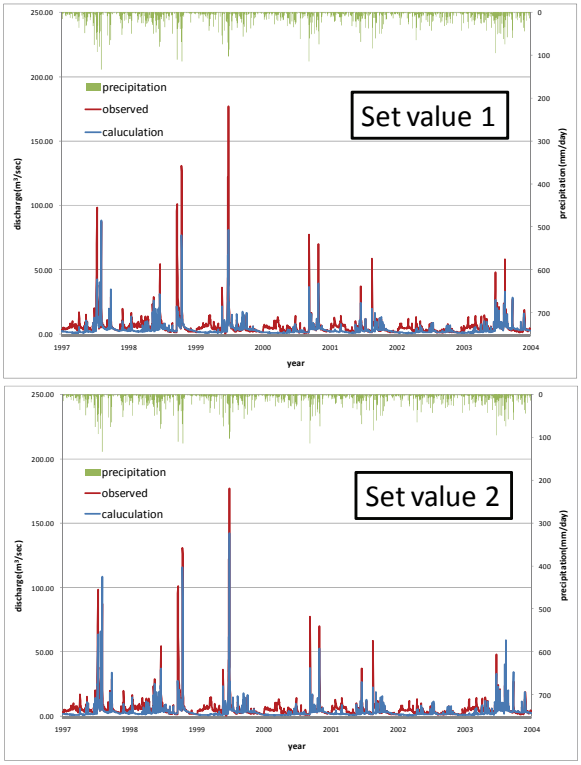


Fig.3 Hydrograph of 2 set values

設定値2の同定を行ったのは，設定値1によるハイドログラフにおいて流量が大きな日の再現性があまり良くなかったためである。実際に，同定確認期間のハイドログラフ（Fig.3）において，設定値2の方が設定値1よりも流量の多い日の再現性が良い。

4.3　100年確率降雨による流出シミュレーション

1/100確率日雨量による流出シミュレーションを行い，合理式により算定された1,500m^3/secと比較する。なお，1/100確率日雨量として，合理式算定の際に京都府から提供された資料に記載されていた日雨量285.5mmを用い（田中（1992）内に引用されている値），降雨強度の時間分布は3通り（一様；三角形・頂点中心型；三角形・頂点後半型）でシミュレーションを行う。

シミュレーションの結果をFig.4に示す。ピーク流量が最も大きくなるのは，設定値1と設定値2共に降雨強度が三角形・頂点後半型の時であり，それぞれ757m^3/sec，664m^3/secであった。どちらも1,500m^3/secよりは小さい。どちらの結果が正しいかは現時点で不明であるが，流量の多い日の再現性が良い設定値2の方がピーク流量が小さい結果となっていることから，パラメータ同定に用いた観測値の影響でピーク流量が小さいわけではないと考えられる。

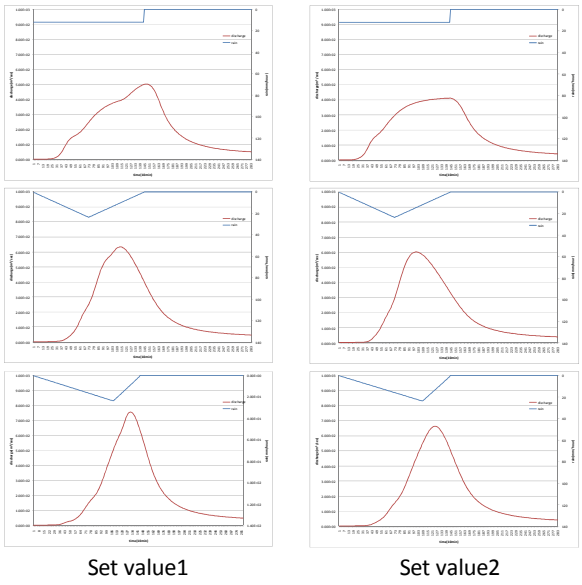


Fig.4 Simulation of 2 set values

4.4　考察

(1) 流出シミュレーション結果の1,500 m^3/secとの比較と妥当性

合理式により算定された1,500m^3/secよりFig.4の結果は小さいものとなったが，京都地方気象台における日降水量の中で，観測史上1位の288.6mm（1959年8月13日）の推定流量は715 m^3/secとされている（京都府，2010）。推定方法については触れられていないために詳細を検討するには至っていないが，この値とFig.4の結果は近い値となっている。

しかし，結果の妥当性については検討の余地が多く残っている。例えば，本研究においては，初期の各層の水位が高い状態から計算を始めており，初期条件は流出量が多くなりやすい状態にしている。また，降雨分布は三角形型で与えたのみであるため，降雨強度の最大値は約23.5mm/hourに過ぎない。近年は50mm/hourを超える降水が多く観測されるようなっており，ピーク流量を過小評価している可能性は高い。以上のことから，本研究の結果にはまだ検討の余地が多く残っていること，及び即座にダムの必要性を否定するものではないことをここで指摘しておきたい。

(2) 計算結果に伴う曖昧さを排除することの限界

流出シミュレーションの持つ問題として，ダム建設問題時に批判されたような計算結果に伴う曖昧さを0にすることはできないだろうという点が挙げられる。今後も計算に必要な情報はますます充実し計算機の能力も向上していくと考えられるが，上流域の森林等に手を加えることへの抵抗感がなくなるわけではなく，批判を受けることは避けられないと思われる。

このことは，上下流域の水辺環境マネジメントにおいて治水に関する代替案を評価する際にも流出シミュレーションの結果のみを根拠とするべきでない可能性を示唆している。設計された代替案が上流域と下流域の水辺環境評価に与える影響を示すことが重要となる。

ただし，上述したようにまだ流出シミュレーションの曖昧さを減少させる上で検討すべき余地が残っている。今後は，計算結果が厳しい批判を受けるとの視点から，パラメータを合わせる方法などをどのようにするべきか検討しなければならない。

(3) 流出シミュレーション結果と社会調査結果との関係

流出シミュレーション結果と本研究で行ってきた社会調査結果のつながりは，ジオ・エコ・ソシオ項目の中でもジオ項目「洪水の危険」が最も直接的に関係している（Fig.5参照）。流出シミュレーションの結果がジオ項目「洪水の危険」に与える影響を設定することができれば，流出シミュレーション結果の影響を水辺環境評価構造の中で検討することができると考えられる。

ただし，本研究の流出シミュレーション結果の妥当性に検討の余地が数多く残っている。そのため，流出シミュレーション結果を根拠としてジオ項目「洪水の危険」にどう影響するか設定するのは現時点では行うべきでないと考えられる。

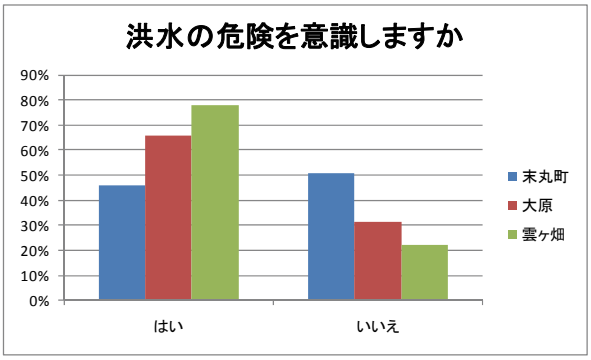


Fig.5 Total of “about flood risk”, Geo item

5. 生活者参加型水辺環境評価構造をもとにした評価とその意義

2.2で述べた生活者参加型の水辺環境評価構造をもとに，治水代替案としてのダムの評価を試み，4.の流出シミュレーションの結果を踏まえた考察を行う。なお，ダムは上流域に建設されるものとする。

5.1 水辺環境評価構造をもとにした代替案としてのダムの評価

(1) 末丸町

末丸町におけるジオ・エコ・ソシオ項目の得点（水辺環境評価への影響）はTable 1に示されている通りである。ダムは上流域に建設されるため，末丸町への直接的な影響は「洪水の危険」の軽減にあると考えられる。末丸町では数量化理論Ⅲ類による評価軸の設定の時点でも洪水の危険に関する軸が得られており，水辺環境の総合的な評価に対する影響も大きい。

(2) 大原

大原におけるジオ・エコ・ソシオ項目の得点（水辺環境評価への影響）はTable 2に示されているとおりである。ダムは上流域に建設されるため，大原では洪水の軽減効果はあまり期待できないと考えられる。ダム建設により大原の水場環境評価を向上させるには，ダムに付加的な価値を見出さなければならない。そこで，水辺環境評価に大きく影響するジオ・エコ・ソシオ項目をもとにどのような価値を見出せばよいか考察する。

まず，ダム建設に伴ってあそびやすさの向上を目的とした水辺環境整備が行われれば，大原の水辺環境評価を向上させることができると考えられる。なぜなら，大原の水辺環境評価を向上させる項目の中でも，「水際への降りやすさ」の値が大きいからである。「水際への降りやすさ」は「あそぶスペースの必要性」との関連があることから，水辺でのあそびやすさを向上させることで大原の水辺環境評価を向上させることができると考えられる。

次に，大原の水辺環境評価を減少させる項目をみると，「日常の医療」と「日常の買い物」の絶対値が大きい。ダム建設に伴って大原に病院と買い物をできる場所を作ることは難しいかもしれないが，観光資源として活用できる可能性はある。例えば，観光が盛んになり，下流の市街地と大原とを結ぶバスの本数が増えれば，上記の項目による暮らしにくさは軽減されると考えられる。

(3) 雲ヶ畑

雲ヶ畑におけるジオ・エコ・ソシオ項目の得点（水辺環境評価への影響）はTable 3に示されている通りである。雲ヶ畑も上流域にあるため，大原と同様に，水辺環境評価に大きく影響するジオ・エコ・ソシオ項目を見てダム建設にどのような価値を見出せばよいか考察する。

雲ヶ畑の水辺環境評価を向上させる項目をみると，大原と同様に「水際への降りやすさ」の値が大きい。しかし，「水際への降りやすさ」と「あそぶスペースの必要性」の間に関連が認められず，かつ単純集

計ではあそぶスペースを必要としない人の方が多かった点が大原と異なっている。そのため，雲ヶ畑ではあそびやすさの向上を目的とした水辺環境整備は必ずしも求められてはいないと思われる。

その一方で，水辺環境評価を減少させる項目をみると，「日常の医療」，「日常の買い物」の絶対値が大きい。大原と異なり観光が盛んな地域ではないが，ダム建設に伴い交通機関の整備等を明示的に行うように代替案を設計すれば，これらの点が軽減され雲ヶ畑の水辺環境評価を向上させると考えられる。

5.2 水辺環境評価構造をもとにした評価の意義

(1)流域内の地域ごとに評価可能のため目的の追加につながる

上流域と下流域でそれぞれ評価軸が設定されているため，上下流域の水辺環境評価をともに向上させるように代替案としてのダムを設計することができる。つまり，下流域の治水に加えて，上流域の水辺環境評価の向上を目的の1つとして明示することができる。流出シミュレーション結果に伴う曖昧さを0にすることができない可能性を考えると，この点は重要であると考えられる。

鴨川流域の場合，下流域の治水や利用のしやすさに関する整備が行われてきている一方で，上流域の水辺環境整備はあまり行われていない。生活の不便さも考慮すると，下流域の市街地との差が様々な面（年齢構成や人口など）で開くばかりであり，上流域の水辺環境評価の向上を重視する必要性が高いということができるだろう。

しかし，上流域は人口が少ないため，水辺環境整備の対象として優先的に考えられることはあまりないと思われる。つまり，上流域だけで行える代替案を設計し実行することは困難である。そのように考えると，下流域の治水と併せて上流域の水辺環境評価の向上を考えることのできる治水代替案は，上流域にとって重要と考えられる。本研究が行ってきた水辺環境評価構造をもとにした評価は，治水代替案に上流域の水辺環境評価の向上を組み込む必要性に説得力を与えていると考える。

(2)「建設計画の進め方の不透明さ」を改善できる

流出シミュレーション結果に新たに目的を加えて明示することができるため，鴨川ダム問題時に批判された「建設計画の進め方の不透明さ」を改善することができると思われる。例えば，下流域の治水を改善できるという点だけでなく，上流域の水辺環境評価を向上させることができることを社会調査の分析結果によって示すことができる。また，地域住民から得た情報をもとにしている点も「建設計画の進め方の不透明さ」を改善することに貢献しているといえるだろう。

6. おわりに

本論文では，鴨川流域において治水代替案としてのダムを想定し，その評価を「流出シミュレーション」と「生活者参加型の水辺環境評価」をもとに行った。

「流出シミュレーション」をもとにした評価では，計算結果の曖昧さを0にすることが困難であることを問題点として指摘した。流出シミュレーション結果をもとにした評価は計算機の能力の向上等により今後もより正確なものになる可能性が高いと思われるが，その結果にはどうしても曖昧さが残ってしまうと思われる。河川流量による評価は必要だが，曖昧さを持つ結果をもとに設計された代替案が地域住民等に受け入れられるかどうかは定かではない。

そこで，「生活者参加型の水辺環境評価」をもとにした評価では，流出シミュレーション結果の曖昧さを踏まえた意義を考察した。意義として，「上下流域それぞれの評価が可能であることにより，地域に合わせた目的を追加して設定できる点」，「建設計画の不透明さを改善できる点」について言及した。

今後の課題としては，代替案の設計を生活者参加型の水辺環境評価をもとに作成することである。今回は，上下流域の違いを考慮する上で生活者参加型の水辺環境評価が有用であることを示すために治水代替案としてダムを想定したが，社会調査をベースとした代替案の設計をまだ行えていない。したがって，生活者参加型の水辺環境評価をもとに代替案を設計することが今後の課題となる。

参考文献

河野真典，萩原良巳，萩原清子（2009）：上下流域の水辺GES環境評価に関する一考察, 環境システム研究論文集37，pp.395-401.

気象庁(2010) : 気象庁 Japan Meteorological Agency, http://www.jma.go.jp/jma/index.html，2010年1月アクセス.

京都新聞社(編)（1990）：琵琶湖疏水の100年，京都市水道局.

京都府（2010）：鴨川河川整備計画，http://www.pref.kyoto.jp/kamogawa/，2010年1月アクセス.

佐藤嘉展・森英祐・浜口俊雄・田中賢治・小尻利治・中北英一（2009）：気候変動に対する先行適応のための流域スケールでの洪水および渇水リスク評

価，京都大学防災研究所年報第52号，pp.573-586.
小尻利治，東海明宏，木内陽一（1998）：シミュレーションモデルでの流域環境評価手順の開発，京都大学防災研究所年報第41号，pp.119-134.
田中真澄（1992）：ダムと和尚―撤回させた鴨川ダム―，北斗出版.
萩原清子（編著）（2009）：生活者が学ぶ経済と社会，昭和堂.
萩原清子・萩原良巳・柴田翔・河野真典（2009a）：印象による水辺環境評価システムに関する考察，水文・水資源学会誌　Vol.22，pp.441-455.
萩原良巳（2008）：環境と防災の土木計画学，京都大学学術出版.
萩原良巳・萩原清子・松島フィオナ・柴田翔・河野真典・松島敏和（2008）：生活者の印象による水辺GES環境評価，京都大学防災研究所年報第51号，pp.675-694.
萩原良巳・萩原清子・河野真典（2009b）：上下流域の地域特性に基づいた水辺環境マネジメントに関する一考察，京都大学防災研究所年報第52号，pp.885-897.
萩原良巳・萩原清子・松島敏和・河野真典（2009c）:鴨川流域の社会･生態環境の変化，京都大学防災研究所年報第52号，pp.831-850.
淀川水系流域委員会（2007）：答申　住民参加のさらなる進化に向けて，淀川水系流域委員会.

Environmental Management on Waterside with Public Participation between Up and Down Stream Regions

Masanori KAWANO*, Daisuke NOHARA, Tomoharu HORI, Yoshimi HAGIHARA**
and Kiyoko HAGIHARA***

* Graduate School of Engineering, Kyoto University
**Professor Emeritus, Kyoto University
*** Faculty of Sociology, Bukkyo University, Japan

Synopsis

In a basin, the environment on waterside in upstream and downstream regions is very different. The environmental valuation by local residents is important in the environmental management. To give a consideration to differences among regions in the environmental management on waterside, the authors aim to clarify the environmental valuation on waterside based on local residents' perception and impression. To clarify the characteristics of the regions which are chosen from up and down stream regions in a basin, a social survey is conducted there. The characteristics of the regions are shown in diagrams which show that life circumstances are important for upstream regions. Using the diagrams, regional environmental valuation functions are made to clarify effects of the characteristics. Secondly, with the aid of Cramer's coefficient of contingency and factor analysis, the environmental valuation on waterside through local residents' impressions are composed. These functions and the valuation through impression analysis give plans to make alternatives. Finally, flood control alternatives are reevaluated with the emphasis on upper and lower streams conflict, so that the environmental management on waterside should be done in view of 'diversity and integration.'

Keywords: Geo-, Eco- and Socio- Environment, up and down stream regions, public participation, runoff analysis

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

生活者視点での水辺環境の多基準評価モデル構築に関する基礎的研究

坂本麻衣子*・佐藤亮**・萩原清子***

＊ 長崎大学工学部
** 長崎大学大学院生産科学研究科
*** 佛教大学社会学部

要 旨

公共事業評価で一般的に用いられる費用便益分析や費用効果分析に対して，環境資源の単一の貨幣価値への変換および評価における生活者の視点の不在という課題を克服するために，本研究では，生活者視点での水辺環境の多基準評価モデルを構築するための方法論を示すことを目的とする。京都の鴨川と高野川周辺の生活者に対して実施された川に関するアンケートを用いて，生活者の川に対する印象と川に行く頻度と滞在時間との関連を分析し，さらに川に対する印象を構成する要素について分析する。最終的には多基準分析の枠組みで，これらの一連の分析を生活者視点での水辺環境に対する階層的な多基準評価モデルとして定置する。

キーワード：多基準分析，生活者参加，水辺環境整備，公共事業評価，コンフリクト

1. はじめに

現在，費用便益分析や費用効果分析などが一般的な公共事業評価手法として用いられている。その中で，環境資源も多くの公共事業で評価の対象となっているが，便益（経済的価値）の測定，環境の保全や創造による便益の測定は難しい問題とされている。環境の経済的価値を評価する手法について多くの研究や実証例が示されているが，環境の評価そのものに関して十分に信頼のおけるものとはなっていないとされているのが現状である。

河川整備においては，環境要素を含む水辺整備事業を評価するにあたり，費用便益分析では貨幣価値として評価しにくいものを貨幣価値に変換しなければならないという問題点がある。また，ひとつの川の中でも上流と下流では川の特徴が異なるため，その区域の特徴に適した河川整備がなされるのが望ましいが，上流で流況の変化が起こった場合に，その影響が下流に波及する可能性や，草木や生物などの自然的価値および河川敷整備に関する価値などを流域全体での視点で評価することも重要である。さらに，国や地方公共団体などの行政の視点だけで評価するのでなく河川流域の生活者の意見が反映されるような生活者参加型の評価方法の整備も重要である。

本研究は，ヨーロッパを中心として環境政策の評価において適用が広がる多基準分析を用いて，上記の課題解決に資するような水辺環境の評価モデルを構築するための方法論を示すことを目的とするものである。

2. 生活者の印象認知システムと水辺環境整備のかかわり

国内の公共事業の評価において一般的に用いられている費用便益分析（ナス, 2007）は，所与の計画（または一連の計画）のすべての関連する（すなわち直接，間接の）社会的便益および費用の体系的数量化および評価を表すものである。基本的には，ある年次を基準年とし，事業が行われる場合(with)と行われない場合(without)について，一定期間の便益額，費用額を算定し，事業に伴う費用の増分と便益の増分を比較することで事業評価を行う方法である。環境評価においては，自然環境の価値や快適性などの貨幣単位ではほとんど表せない環境上の影響も明確な単一の貨幣的次元に変換されなければならないため，環境評価手法として適当でないという批判もある。

自然環境や快適性などの市場で取り引できない財（効果）の価値を計測しようとするときには，アンケート調査を用いて人々に支払意思額等を尋ねることで便益を計測する手法である仮想的市場評価法（CVM：Contingent Valuation Method）が一般的に用いられる。しかしながら，アンケートによって環境の変化に対する支払意思額を尋ねて環境の価値を評価する方法であるため，環境の状態を的確に回答者に伝えられなければ回答者は適切に支払意思額を答えられないなど，回答に対する種々のバイアスが問題とされている。

多基準分析（ネイカンプら，1989）は，ウェイト付け体系に基づいて代替案の系列から最も望ましい計画を選択しようとするものであり，選択は計画の効果を貨幣価値のみで評価することで行われるのではなく，それ自身の次元によって表された多数の基準に基づいて行われる。利点は，異なる単位のものや関連する基準をすべて考慮に入れられることがあげられる。単一の貨幣価値だけではない多元的な評価が行えるという点で，費用便益分析の問題を克服しうると考えられるが，元（クライテリア）の選定，各クライテリアにおける評価の仕方，クライテリアのウェイト付けなどについては，理論的根拠が整備されていないため，分析の結果は分析者の恣意性に大きく影響を受けるという批判を免れない。

水辺環境整備においては，環境の質をどのように評価するか，整備にまつわるコンフリクトをどのようにマネジメントするかなどの一意的な解決が困難でありながらも本質的な課題がある一方で，どのように生活者の意見を整備方針に取り込んでいくかについても早急に議論が進む必要がある。昨今，○○まちづくりという言葉が流行りとなっているが，水辺まちづくりとでも言うべきか，生活者・行政・専門家のトライアングルのもとで地域のニーズに即して整備がなされるのが理想であることは水辺環境の整備でも同様である。

このような理想的なまちづくりのプロセスが実行されたとして，専門家のアドバイスのもと国や地方公共団体が計画の代替案を作成し，生活者に計画の代替案が提示されるわけだが，このとき生活者は何をもって代替案の良し悪しを判断するのだろうか。生活者は提示された専門的な数値や説明をみて科学的に判断するのではなく，代替案によって変化する水辺に対する印象で評価するのではないだろうか。そして，その場所の印象が行動を左右し，印象が変わることは行動（人がある場所に行く，利用する）の変容につながると考えられる。したがって，生活者が川に対して感じる印象と，それに及ぼす影響要因を印象認知システムとして捉え，この構造を理解することが生活者の意見を計画作成に反映するためには重要であると考えられる。結果的に，生活者の視点に立った水辺環境整備では，治水・利水等の土木工学的な最低要件はクリアしつつ，生活者の水辺に対する印象（治水に対する恐怖心なども含め）を良好にすることで水辺とふれあう機会をより多くするということが整備計画の目的となると考えられる。

萩原ら（2009a）は，本研究と同様の問題意識にもとづき，鴨川流域3町の生活者の水辺に対する印象を構成するGES（Geo, Eco, Socio）環境要素と，印象の背後にある感覚的因子を分析することで，生活者視点での階層的な水辺環境評価システムを構築している。また，萩原ら（2009b）では，鴨川流域3町における水辺・自然・日常生活に関するアンケート調査を用いて，各町の地域環境を評価する関数を数量化理論Ⅲ類により構成し，生活者がより満足する地域環境を創造するための代替案の作成指針を述べている。これらの研究では，幾重かの分析を経て水辺整備の目的が明らかになるのに対し，本研究では，整備の目的を水辺周辺の生活者の水辺利用頻度や滞在時間をより多く・長くすることと明示し，これらをgoal変数として生活者視点の水辺環境評価システムを構成している点が大きく異なる。

3. 水辺とのふれあい行動と印象の関連分析

3.1 対象地域

本研究では，京都市の鴨川流域を対象に，生活者の川に対する印象認知システムを多基準評価モデルとして構成することを考える。

萩原ら（2009b）は，主成分分析を用いて鴨川流域の地域分類を行い，この結果から行政単位としては過疎とはいえないが少子高齢化がより進行し，生活機能の低下が著しい上流地域として雲ヶ畑と大原，下流の市街地にあり鴨川本川と広範囲に接している銅駝地域（末丸町）を鴨川上・下流流域における代表的な地域としている。本研究でもこの選定指針に準じ，高野川における大原と，賀茂川と高野川が合流してからの鴨川における銅駝地域をそれぞれ上・下流の代表地域として選定し，対象地域とすることとする。

本研究では，2006年11月に鴨川流域の末丸町で，2007年11月に高野川流域の大原で，河川周辺の生活者に対して実施された川に関するアンケート結果（萩原ら，2009b）を用いて以後の分析を行う。得られたサンプル数は鴨川で64，高野川で61である。鴨川でのアンケートでは，水辺とのふれあい行動，形，生態，あそび，まもり，印象，プロフィールに関する44の質問について聞いている。高野川でのアンケ

ートでは，水辺とのふれあい行動，形，生態，あそび，印象，プロフィールに関する45の質問を聞いている。

各アンケートにおいて，川に対する印象についてはTable 1に示す9つの印象項目に関して5段階で質問しており（ex. にぎやかな感じ□□□□□寂しい感じ），水辺とのふれあい行動に関しては，頻度（週1回以下，週2～3回，週4～5回，ほぼ毎日の4肢選択式）と滞在時間（ちょっと，30分くらい，1時間以上の3肢選択式）で質問している。

3.2 頻度と滞在時間に及ぼす印象の相違

生活者の川に対する印象の質問項目を用いて，生活者の水辺環境に対する多基準評価モデルを構築するため，本研究では，数量化理論Ⅱ類により，生活者が川に対して感じる印象と水辺とのふれあい行動（川に行く頻度や滞在時間）との関連を分析する。

鴨川で行ったアンケートを用いて，行く頻度を被説明変数，川に対する印象を説明変数として数量化Ⅱ類で分析を行った結果をTable 2に，滞在時間を被説明変数，川に対する印象を説明変数とした分析結果をTable 3に示す。

Table 2より，「2：自然な - 人工的な」「7：品がある - 品がない」の偏相関係数の値が他の印象項目に比べて大きく，この2項目が鴨川に行く頻度に大きく関連していることがわかる。一方で，「5：変化に富んだ感じ - 単調な感じ」「6：落ち着いた感じ - 華やいだ感じ」「9：親しみやすい - 親しみにくい」の偏相関係数の値は他の印象項目に比べて小さく，鴨川に行く頻度の増減との関連は相対的に小さいとわかる。

Table 3について，「4：すっきり - ごみごみ」「9：親しみやすい - 親しみにくい」の偏相関係数の値が他の印象項目に比べて大きく，この2項目が鴨川での滞在時間の長さに最も大きく関連していることがわかる。一方で，「6：落ち着いた感じ - 華やいだ感じ」の偏相関係数の値は他の印象項目に比べて小さく，鴨川での滞在時間の長さとの関連は小さいとわかる。

偏相関係数の大きな項目に着目すると，Table 2より，「7：品がある - 品がない」「2：自然な - 人工的な」の偏相関係数の順位が1，2位であり，この2項目が鴨川での「行く頻度」と特に大きく関連していることがわかる。同様に，Table 3より，「4：すっきり - ごみごみ」「9：親しみやすい - 親しみにくい」の2項目が鴨川での「滞在時間」に大きく関連していると考えられる。

一方，偏相関係数の小さな項目に着目すると，Table 2，Table 3の「6：落ち着いた感じ - 華やいだ感じ」の偏相関係数の順位はともに9位で，「行く頻度」

Table 1 A List of Impression Items

	印象
1	にぎやかな感じ - 寂しい感じ
2	自然な - 人工的な
3	特色がある - 平凡な
4	すっきりしている - ごみごみしている
5	変化に富んだ感じ - 単調な感じ
6	落ち着いた感じ - 華やいだ感じ
7	品がある - 品がない
8	開放的な感じ - 閉鎖的な感じ
9	親しみやすい - 親しみにくい

Table 2 A Result of Discriminate Analysis by Quantification Theory (II) on Residents Visiting Frequency to a River in Kamo River Basin

	印象項目	偏相関係数	順位
1	にぎやかな感じ - 寂しい感じ	0.23	3 位
2	自然な - 人工的な	0.32	2 位
3	特色がある - 平凡な	0.16	5 位
4	すっきり - ごみごみ	0.17	4 位
5	変化に富んだ感じ - 単調な感じ	0.07	7 位
6	落ち着いた感じ - 華やいだ感じ	0.01	9 位
7	品がある - 品がない	0.33	1 位
8	開放的な感じ - 閉鎖的な感じ	0.11	6 位
9	親しみやすい - 親しみにくい	0.05	8 位
判別的中率		0.73	
相関比		0.19	

Table 3 A Result of Discriminate Analysis by Quantification Theory (II) on Residents Staying Time at a River in Kamo River Basin

	印象項目	偏相関係数	順位
1	にぎやかな感じ - 寂しい感じ	0.23	8 位
2	自然な - 人工的な	0.35	5 位
3	特色がある - 平凡な	0.25	7 位
4	すっきり - ごみごみ	0.46	1 位
5	変化に富んだ感じ - 単調な感じ	0.36	4 位
6	落ち着いた感じ - 華やいだ感じ	0.12	9 位
7	品がある - 品がない	0.31	6 位
8	開放的な感じ - 閉鎖的な感じ	0.40	3 位
9	親しみやすい - 親しみにくい	0.45	2 位
判別的中率		0.81	
相関比		0.26	

「滞在時間」に対して関連が小さいことがわかる。これは「行く時間」と「滞在時間」に影響を与えない共通の印象項目と考えることができる。川を憩いの場と考えたとき，「落ち着いた印象」や「華やいだ印象」が「滞在時間」に関連しないという意外な結果である。

また，「行く頻度」と「滞在時間」との関連が異なる印象項目に着目すると，Table 2，Table 3より，「1：にぎやかな感じ - 寂しい感じ」の偏相関係数の順位が「行く頻度」との関連度合いとして3位，「滞在時間」との関連度合いとして8位であり，「7：品がある - 品がない」の偏相関係数の順位が「行く頻度」との関連度合いとして1位，「滞在時間」との関連度合いとして6位であり，「9：親しみやすい - 親しみにくい」の偏相関係数の順位は「行く頻度」との関連度合いとして8位，「滞在時間」との関連度合いとして2位である。このように，同じ鴨川でも，「行く頻度」に関しては影響があると考えられても「滞在時間」に関しては影響があまりない項目もある一方で，「行く頻度」に関しては影響があまりないと考えられても「滞在時間」に関しては影響があるという項目もあることがわかる。

したがって，「行く頻度」を増やすような水辺環境整備をするのか，「滞在時間」を長くするような水辺環境整備をするのか，あるいは「行く頻度」と「滞在時間」の両者を増やすような整備をするのかによって，評価における基準やウェイト付けをする際の分析結果の使い方は異なることになる。

3.3　上・下流の滞在時間に及ぼす印象の相違

ここでは，鴨川と高野川で行ったアンケートを用いて，滞在時間を被説明変数，川に対する印象を説明変数として数量化理論Ⅱ類で分析を行い，上・下流での印象と水辺とのふれあい行動との関連を比較分析する。高野川でのアンケートに対して分析を行った結果をTable 4に示す。

Table 4について，「3：特色がある - 平凡な」「5：変化に富んだ感じ - 単調な感じ」「7：品がある - 品がない」「9：親しみやすい - 親しみにくい」の偏相関係数の値が他の印象項目に比べて大きく，この4項目が高野川での滞在時間の長さに大きく関連していることがわかる。一方で，「1：にぎやかな感じ - 寂しい感じ」の偏相関係数の値は他の印象項目に比べて小さく，高野川での滞在時間の長さとの関連は小さいとわかる。ただし，「5：変化に富んだ感じ - 単調な感じ」「7：品がある - 品がない」と「9：親しみやすい - 親しみにくい」の偏相関係数の順位は1，2位であるが，「1：にぎやかな感じ - 寂しい感じ」を除く他の印象項目の偏相関係数と比べても大きな差はなく，8つの印象項目全般に高野川での「滞在時間」に関連していることがわかる。

Table 4 A Result of Discriminate Analysis by Quantification Theory (II) on Residents Staying Time at a River in Takano River Basin (Upstream)

	印象項目	偏相関係数	順位
1	にぎやかな感じ - 寂しい感じ	0.26	9 位
2	自然な - 人工的な	0.71	5 位
3	特色がある - 平凡な	0.79	4 位
4	すっきり - ごみごみ	0.62	7 位
5	変化に富んだ感じ - 単調な感じ	0.81	1 位
6	落ち着いた感じ - 華やいだ感じ	0.66	6 位
7	品がある - 品がない	0.80	2 位
8	開放的な感じ - 閉鎖的な感じ	0.62	7 位
9	親しみやすい - 親しみにくい	0.80	2 位
判別的中率		0.88	
相関比		0.43	

次に、Table 3の鴨川での滞在時間に関する分析結果とTable 4の高野川での滞在時間に関する分析結果を比較すると，「9：親しみやすい - 親しみにくい」の偏相関係数の順位は鴨川と高野川ともに2位であり，「滞在時間」に関連する共通の印象項目と考えることができる。また，「1：にぎやかな感じ - 寂しい感じ」の偏相関係数の順位は，鴨川では8位，高野川では9位であり，「滞在時間」に関連しない共通の印象項目と考えることができる。すなわち，川に滞在する時間に関して上・下流ともに「にぎやかさ」「さびしさ」の印象の変化は大きく影響を及ぼさないといえる。

一方，Table 3，Table 4の「4：すっきり - ごみごみ」の偏相関係数の順位が鴨川では1位，高野川では7位となっている。鴨川では「すっきり」しているか，「ごみごみ」しているかが「滞在時間」に対して関連があるが，高野川では「すっきり」しているか，「ごみごみ」しているかは「滞在時間」に対して，あまり関連がないとわかる。したがって，「4：すっきり - ごみごみ」は「滞在時間」の変化に対して，鴨川と高野川では影響の大きさの異なる印象項目と考えることができる。

3.4　考察

前節までに示したように，鴨川での「行く頻度」と「滞在時間」，鴨川での「滞在時間」と高野川での「滞在時間」に対する9つの印象項目の関連の大きさを分析したことによって，「行く頻度」「滞在時間」に対して同じように影響を与える印象項目と異

なった影響を与える印象項目が明らかとなり，また，鴨川と高野川での「滞在時間」に対して影響の大きさが異なる印象項目についても明らかとなった。

このように上流の高野川と下流の鴨川で水辺とのふれあい行動に異なる影響を及ぼす印象項目に対して，これを特に強調するような水辺環境整備の代替案が提示された場合には， 2つの流域の生活者間にコンフリクトが起こる可能性がある。具体的には，「4 : すっきり - ごみごみ」という印象について，上・下流の生活者が水辺とのふれあい行動との関連で異なる反応を見せるため，たとえば鴨川周辺の生活者の意向を反映して，鴨川～高野川において統一的にすっきりとした河川風景となるように整備をした場合，鴨川周辺の生活者は，より長い時間を鴨川で過ごすようになる一方で，高野川周辺の生活者の川での滞在時間はあまり変化しないことになる。鴨川周辺の生活者はすっきりしている河川風景を好み，高野川周辺の生活者はごみごみしている河川風景を好むというような明示的な価値観の対立構造があるわけではないので（1位と7位の違いがあるだけで，重要性の程度が違いこそすれ，価値観が真っ向から逆方向に対立しているわけではない），すっきり感を強調した水辺環境整備が直接的に上・下流の生活者の間にコンフリクトを引き起こすことになるとは考えられないが，高野川周辺の生活者にとってはあまり価値を感じられない方針で水辺環境整備がなされるということは，高野川周辺の生活者が好む方針（たとえば，変化を強調した水辺環境整備の方針）での水辺環境整備に対して資金が割り当てらないことになり，結果的に高野川周辺の生活者が好む状態の非実現性に対して機会費用が発生することになる。

このような潜在的な費用の負担が一方の側の生活者に積み重なれば，無駄な公共事業ばかりがなされる，という公共事業への不信感が当該河川流域の生活者の中に形成されてしまうかもしれず，このような行政に対する不信感こそ，生活者参加型の事業（○○まちづくりに代表されるような）の最大の敵となると言っても過言ではない。

水辺環境整備において，流域の生活者間で好みの齟齬をできるだけ少なくする上で最も合理的な方法は，流域区域ごとに異なる整備方針を採用することである。しかしながら，そのような整備は河川における水辺環境の連続性を損なうことになりかねない。上流から下流まで，ふれあいたくなる水辺が続き，また，そこで生活している人々が水辺を行き交うことで生活が織り込まれるような状態こそが理想的な河川風景ではなかろうか。

4. 印象構成要素の分析

4.1 クラメールの関連係数の算出

ここまで，川に対する印象が「行く頻度」「滞在時間」に及ぼす影響を分析したが，果たして，人が印象を形成する要因となる要素は同様なのだろうか。ここでは，鴨川周辺の生活者と高野川周辺の生活者の川に対する印象を構成する要素（鳥や草木などの自然的要素、堰や飛び石などの人工的要素など）をクラメールの関連係数を用いて明らかにする。

まず，鴨川に関して，生活者の川に対する印象とアンケート項目のクラメールの関連係数を算出し，上位3つの質問項目と関連係数の値をまとめたものをTable 5に示す。

鴨川における「滞在時間」と印象の関連分析（Table 3）で上位であった印象項目，「4 : すっきりしている - ごみごみしている」「8 : 開放的な - 閉鎖的な」「9 : 親しみやすい - 親しみにくい」に着目すると，「4 : すっきりしている - ごみごみしている」については，草刈りや河床整備といった川の美化に努めることや整備事業と関連が強く，川の美化や整備事業を行うことで「4 : すっきりしている - ごみごみしている」という印象が変わると考えられる。

「8 : 開放的な - 閉鎖的な」については，飛び石があることに対する嗜好が開放感に関連していると考えられる。

「9 : 親しみやすい - 親しみにくい」については，川を利用する際に困ったことや迷惑な点があるかどうか，虫に刺されたといった経験が親しみやすさに関連していると考えられる。

次に，高野川に関して，生活者の川に対する印象とアンケート項目のクラメールの関連係数を算出し，上位3つの質問項目と関連係数の値をまとめたものをTable 6に示す。

高野川における「滞在時間」と印象の関連分析（Table 4）で上位であった印象項目，「5 : 変化に富んだ - 単調な」「7 : 品がある - 品がない」「9 : 親しみやすい - 親しみにくい」に着目すると，「5 : 変化に富んだ - 単調な」については，観光客との会話した経験や，どの季節の川が好きかという質問と関連があるという結果が出ている。これは，川を利用している際に観光客と接することができる機会や，季節によって川の様相が変わることが「5 : 変化に富んだ - 単調な」という印象に影響を与えているのと考えられる。

「7 : 品がある - 品がない」については，将来の植生，川の鳥，森のまもりなど，動植物の保護といった自然要素に対する意識と関連があることがわかる。「9 : 親しみやすい - 親しみにくい」については，固

Table 5 A Result of Influence Analysis of Factors on Impression Variation by Cramer's V coefficient for Residents Living in Kamo River Basin

	1 位	2 位	3 位
印象 1 にぎやかな感じ - 寂しい感じ	川での草刈り	飛び石での遊び	河床整備
	0.519	0.511	0.486
印象 2 自然な - 人工的な	洪水の危険性	清掃活動	飛び石での遊び
	0.436	0.424	0.408
印象 3 特色がある - 平凡な	季節の移ろい	五山の送り火	外来魚の駆除
	0.588	0.558	0.429
印象 4 すっきり - ごみごみ	洪水の危険性	災害時の避難	清掃活動
	0.467	0.403	0.398
印象 5 変化に富んだ感じ - 単調な感じ	河川敷の広さ	川での草刈り	川のまもり
	0.486	0.423	0.417
印象 6 落ち着いた感じ - 華やいだ感じ	外来魚の駆除	川のまもり	利用時の迷惑なこと
	0.411	0.410	0.385
印象 7 品がある - 品がない	水質	清掃活動	川のまもり
	0.625	0.453	0.430
印象 8 開放的な感じ - 閉鎖的な感じ	飛び石の存在	納涼床	洪水の危険性
	0.402	0.372	0.341
印象 9 親しみやすい - 親しみにくい	利用時の迷惑なこと	災害時の避難	虫の被害
	0.410	0.401	0.331

Table 6 A Result of Influence Analysis of Factors on Impression Variation by Cramer's V coefficient for Residents Living in Takano River Basin

	1 位	2 位	3 位
印象 1 にぎやかな感じ - 寂しい感じ	虫の被害	大原の人口について	川の草の様子
	0.423	0.400	0.339
印象 2 自然な - 人工的な	生活への不安	観光客との会話	川の哺乳類等について
	0.462	0.413	0.397
印象 3 特色がある - 平凡な	虫の被害	生活への不安	地すべりの危険性
	0.456	0.434	0.422
印象 4 すっきり - ごみごみ	地すべりの危険性	虫の被害	季節性
	0.517	0.516	0.486
印象 5 変化に富んだ感じ - 単調な感じ	観光客との会話の経験	季節性	地すべりの危険性
	0.534	0.474	0.442
印象 6 落ち着いた感じ - 華やいだ感じ	観光客との会話の経験	水質	季節
	0.524	0.463	0.456
印象 7 品がある - 品がない	将来の植生について	川の鳥について	森のまもり
	0.422	0.411	0.379
印象 8 開放的な感じ - 閉鎖的な感じ	処理場等について	生活への不安	洪水の危険性
	0.544	0.447	0.415
印象 9 親しみやすい - 親しみにくい	外来種の駆除	川の存在	生活への不安
	0.434	0.406	0.403

有種を脅かす外来種がいること，川がそばにあることにうれしさを感じているかで親しみやすさに影響を与えているとわかる。

4.2 考察

鴨川において「滞在時間」に最も関連のある印象は「4：すっきり - ごみごみ」であったが，高野川では7位となっていた。「4：すっきり - ごみごみ」については両河川で共通して，災害の危険性についての意識，虫による被害の経験，河川敷の災害時における広域避難場所としての利用についての知識など，被害を伴うような要素が印象に対して大きな関連があるという結果が示されているのは興味深い。「4：すっきり - ごみごみ」という印象は，一見，河川風景のビスタなどの景観的な要素のみと関連するように想像されるが，川の周辺で生活する人々は，「すっきり」あるいは「ごみごみ」という印象と物理的な被害の想起が関連するようである。したがって，「4：すっきり - ごみごみ」という印象の変化を特に強調したような水辺環境の整備は，人々が物理的被害を想起しがたい，あるいは実被害を受けにくくなることに配慮することでも可能となると考えられる。このように配慮された整備は両河川流域で共通して「4：すっきり - ごみごみ」の印象を変えると考えられるため，整備の指針は一致することになる。

しかしながら，「4：すっきり - ごみごみ」という印象と「滞在時間」との関連度は，鴨川では1位であり，高野川では7位であるため，すっきり感を重視した整備は鴨川周辺の生活者の意向を偏重する施策になる。そこで，両河川流域の生活者の意向を総合的に捉えれば，「6：落ち着いた感じ - 華やいだ感じ」（鴨川で4位，高野川で1位）か，「9：親しみやすい - 親しみにくい」（鴨川で2位，高野川で2位）を重視した整備が行われるべきであると考えられる。

「6：落ち着いた感じ - 華やいだ感じ」に着目した場合，鴨川では河川敷の広さに関する満足，川での草刈の認知，川のまもりに対する満足などの川の環境の質に係る要素が印象に関連している一方で，高野川では，観光客との接触経験や季節性など，どちらかといえば歓楽的な要素が印象に関連していることがわかる。

「9：親しみやすい - 親しみにくい」に着目した場合，鴨川では利用時に迷惑と思うことの多少，河川敷の災害時における広域避難場所としての利用についての知識，虫による被害の経験などのいわゆるnuisanceが少ないことが親しみやすさと関連がある一方で，高野川では外来種の駆除，川がそばにあること，生活への不安要素の多さなど，多様な要素が関連していることがわかる。

以上の考察を踏まえれば，川の環境の質の向上に努めつつ，歓楽的要素を配置することで，「6：落ち着いた感じ - 華やいだ感じ」の印象に係る演出を施すような水辺環境の整備を行い，これが上・下流域周辺の生活者が水辺とのふれあい行動を増えやすことにつながり，上・下流域全体で見たときにも最も適切な水辺環境の整備指針となると考えられる。

5. 多基準評価モデルとしての定置

前章では，数量化理論Ⅱ類とクラメールの関連係数を用いて，水辺とのふれあい行動と大きく関連する印象と，印象を構成する要素について分析し，上・下流域全体で見たときに最も適切な水辺環境の整備指針について考察した。ここでの定性的な考察の流れを，多基準分析の理論的枠組みを用いて多基準評価モデルとして以下で整理する。

多基準分析では，ある決定問題に対する実現可能な計画Aの全体集合に属するI個の代替計画案$a_i (i = 1, \cdots, I)$の中から，1つを選択する際の合理的な判断情報を提示することが目的である。各計画iの結果がJ次元ベクトルp_iで表すことができると仮定したとき，このベクトルの元は基準（クライテリア）を意味し，すべての関連基準に関するすべての代替計画案の結果は，計画インパクト行列Pに含まれる。

$$P = \begin{pmatrix} p_{11} & \cdots & p_{1I} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ p_{J1} & \cdots & p_{JI} \end{pmatrix} \tag{1}$$

ここで，Pの代表的要素であるp_{ji}は，i番目の計画に対するj番目の基準の結果を表している。ある基準の結果は，何らかの適当な測定単位で表すことができる。代替案の選択にあたっては，各基準に別々につけられた選好スコアが必要となる。すなわち，基準jにつけられた相対的選好ウェイトw_jによって構成されるベクトル$w = (w_1, \cdots, w_J)$が必要である。

ここで，J次元の基準を前章までの分析における9つの印象項目と考えれば，このときベクトルwは数量化理論Ⅱ類における偏回帰係数を用いて構成することができる。一方で，印象の構成要素と9つの印象との関係を行列Kとすれば，これはクラメールの関連係数を用いて構成できる。代替計画案が印象構成要素に与える影響を行列Aで表現できるとすれば，行列PはAKとなる。言い換えれば，印象と代替計画案の関係Pは，印象と印象構成要素，印象構成要素と代替計画案の関係として分解的に理解できる。つまり，前章までの一連の分析は，生活者の印象認知システムを多基準分析の枠組みで階層的な多基準評価モデルとして構成する手順を示していることになる。

6. まとめ

本研究では，生活者参加型の水辺環境の多基準評価モデル構築を目的として，鴨川，高野川の生活者に対して実施された川に関するアンケートを用いて，数量化理論Ⅱ類により，「川に行く頻度」「川での滞在時間」と川に対する9つの印象の関連を分析した。また，9つの印象それぞれを構成する自然的・人工的要素についてクラメールの関連係数を用いて分析した。最終的には，一連の分析を多基準分析の枠組みを用いて，生活者の川に対する印象認知システムを階層的な多基準評価モデルとして定置した。

実際の水辺環境整備にあたっては，治水効果，利水効果，費用，生態環境への影響など，考慮するべきことは諸々あるが，水辺環境整備のひとつの目標を人々による水辺の利用とするならば，施策者である行政やアドバイザーである専門家が生活者の印象認知システムについて理解することは重要である。普段の生活で川を利用する生活者の視点に立った事業の評価情報が取り込まれることで，水辺整備が行われた後には生活者や川を訪れる人々により利用しやすい水辺になると考えられる。

今後の課題としては，異なる価値観を持つ主体がいるような複数のウェイト付け体系がある際に，多基準評価モデルを用いてコンフリクトマネジメントを実施するための方法論の構築（理論的な整備ならびに実務的な課題の検討）を行うことがあげられる。

謝辞

本稿を執筆するにあたってご協力頂いた，萩原良巳教授（京都大学名誉教授），河野真典氏（国土交通省）に，この場を借りて謝意を表します。

参考文献

ナス, T.F.（2007）：費用・便益分析―理論と応用，勁草書房.

ネイカンプ, P., ヴァン・デルフト，リートヴェル, P.（1989）：多基準分析と地域的意思決定，勁草出版.

萩原清子・萩原良巳・柴田翔・河野真典（2009a）：印象による水辺環境評価システムに関する考察, 水文・水資源学会誌，Vol.22, No.6, pp. 441-455.

萩原良巳・萩原清子・河野真典（2009b）；上下流域の地域特性に基づいた水辺環境マネジメントに関する一考察, 京都大学防災研究所年報，第52号 B, pp. 885-887.

A preliminary Study on Composing Evaluation Model of Waterside Environment with Multi-criteria Analysis from a Standpoint of Residents

Maiko SAKAMOTO*, Ryo SATO** and Kiyoko HAGIHARA***

* Department of Civil Engineering, Nagasaki University
** Graduate School of Science and Technology, Nagasaki University
*** School of Sociology, Bukkyo University

Synopsis

Cost benefit analysis (CBA) is generally used to evaluate social investment validity in Japan, although those techniques are pointed that they involve lots of problems. In this study, a methodology to compose a multi-criteria model for evaluating waterside environment from a stand point of residents is proposed to overcome a part of the problems of CBA, which is difficulty to transform environmental values into monetary values and absence of residents' viewpoint in evaluation. With questionnaire results which were conducted in Kamo river basin, how residents' impressions regarding rivers are related to frequency to visit rivers and stay time at rivers is analyzed. Ultimately, the above mentioned analysis procedure is disposed as a multi-criteria evaluation model employing the framework of multi-criteria analysis.

Keywords: Multi-criteria analysis, public involvement, waterside environment management, social investment evaluation, conflict

京都大学防災研究所年報 第 53 号 B 平成 22 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 53 B, 2010

River Morphology and Sediment Management Strategies for Sustainable Reservoir in Japan and European Alps

Sameh A. KANTOUSH and Tetsuya SUMI

Synopsis

Sustainability of Alpine reservoirs is severely threatened by sedimentation resulting from natural geomorphologic processes. Management of sedimentation in Alpine reservoirs cannot be apprehended by a standard generalized rule or procedure. The paper aims at identifying, measuring technique to assess the risk of reservoir siltation with and without countermeasures in Japanese and European Alps. Furthermore, analyzing how human interventions and climate changes may alter sediment fluxes, morphological patterns and in river basin system. Maintaining the "Healthy Life of the River Basin" is the ultimate goal of the paper by applies integrated sediment management, to realize the sustainable utilization of water resources and ecological environment protection, and achieve harmony between humans and nature. The results show that, the successful reservoir sediment management proceeds from a permanent change in river management. This may involve strategies to enhance water and sediment release by a combination of several countermeasures. In big Alpine reservoirs, turbidity currents are often the governing process in reservoir sedimentation by transporting fine materials in high concentrations.

Keywords: Alpine reservoirs, reservoir sedimentation, sediment management in reservoir, sediment control strategies, sustainable reservoir, dam impacts

1. Introduction

Sediment transport and deposition in alpine rivers is responsible for numerous problems related to reservoir sedimentation, river training and flood protections. Dams and their reservoirs are constructed and operated for multipurpose including power generation, flood protection, drinking water, agricultural water supply, recreation, fishing, and others. Until now the common engineering practice has been to design and operate reservoirs to fill with sediment. With such an approach, the consequences of sedimentation and project abandonment are left to be taken care of by future generations. For many dams this future has already arrived. Therefore we need to develop ingenious solutions for integrated sediment and water management; unless we will lose the struggle to enhance the available water resources and ecological environment.

Necessary elements of sediment management strategies for sustainable reservoirs are to collect enough data of deposited sediment for evaluation and select a suitable management technique for case by case. Furthermore, it is important to establish techniques for redeveloping existing dams, by construction of sediment bypass, and to develop environmental impact assessment approaches. These techniques minimize the minus impacts such as water quality change, and maximize the plus impacts such as the recovery of sediment routing.

Considering a sediment movement zone from alpine mountainous regions through coastal areas, a comprehensive approach has already been started in

Japan to recover a sound sediment circulation in the sediment transport system. Reservoir sedimentation management is placed as one of the top priorities; therefore, the meaning of reservoir sedimentation management should be widely shown.

Reservoir sedimentation problems are common in all countries, whether they are developed or developing countries. Therefore, it is necessary to exchange knowledge and collaboratively work for a solution with countries having the same problems. Schleiss et al., (2008) presented the reasons, problems of reservoir sedimentation, and possible measures against sedimentation. Putting its experience to use, Japan intends to make great international contributions to the promotion of reservoir sedimentation management in the field of technological development in future.

1.1 Alpine region conditions

Alpine environment are characterized by high energy potential and characteristic landform elements, high elevations, steep slopes, rocks, and availability of snow and ice (Barsch and Caine, 1984). In respect of sediment transport processes the specific hydrologic, geomorphologic, and climatic conditions of alpine regions are regarded as the major driving forces.

Japan has geologically young mountains, steep and short rivers with flashy flow regimes, and densely populated floodplains (Oguchi et al., 2001). Generally, the Pacific side of Japan has heavy rain in June and July (rainy season) and between August and October (Typhoons) (Matsumoto, 1993). The combination of steep catchments and heavy storms results in widespread hill slope failures and landslides and extensive flood discharges (Oguchi, 1996). On the other hand, from a topographical point of view, many rivers in Japan are very steep which run down over a short distance from mountains of 2,000 to 3,000 meters above sea level to lowland areas (Fig.1). This figure illustrates the relative steepness of Japanese rivers. Although the Shinano River (Fig.1) is the longest river in Japan, its gradient is still greater than most of the rivers in other countries. The annual average precipitation is approximately 1,700 mm, and, sometimes, intensive rainfall such as 100 mm in an hour or 200 to 500 mm in a day can be recorded. These topographical, geological and hydrological conditions have great impacts on sediment yield in river basins, and consequently reservoir sedimentation has been accelerated especially in Chubu and Hokuriku region which is located in the center of the main island.

For the European Alps the annual precipitation can reach values of more than 3.000 mm in high ranges while transpiration may drop to 100 mm over snow covered areas. Significantly higher values for precipitation of 6.000 mm per year or even more are reported from gauging stations from other parts of the world (Schaedler and Bigler, 1992). While the intensity of rain-/ snowfall together with the presence and condition of snowfields mainly affects the short-term run-off, seasonal changes of storage or release of water from snowfields affects the annual discharge.

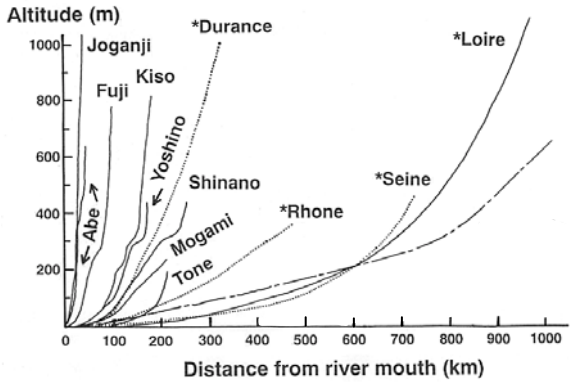


Fig. 1 Longitudinal profiles of Japanese and European rivers (Takahashi and Sakaguchi, 1976)

1.2 Dam impacts

Regardless of their purpose, all multipurpose dams trap sediment and inevitably lead to physical and ecological changes downstream of the reservoir site, as well as in the reservoir itself, and in some cases also upstream. Kondolf (1997) has described that, by changing flow regime and sediment load, dams can produce adjustments in alluvial channels, the nature of which depends upon the characteristics of the original and altered flow regimes and sediment loads. Downstream impacts develop through discontinuity in downstream gradients, e.g., sediment supply, water quality, temperature, flow and sediment regimes. Sediment deficit is not only an environmental issue but also a socio-economic problem, for instance due to loss of

reservoir capacity (e.g., Fan and Springer, 1993; Morris and Fan, 1998). In addition, dams alter the downstream flow regime of rivers (Williams and Wolman, 1984), which controls many physical and ecological aspects of river form and processes, including sediment transport and nutrient exchange (Poff et al., 1997).

Morphological effects on the river channel (e.g., Kondolf and Matthews, 1993; Kantoush et al., 2010) that includes riverbed incision, riverbank instability, upstream erosion in tributaries, groundwater over drafting, damage to bridges, embankments and levees (e.g., Kondolf, 1997; Batalla, 2003), and changes in channel width. Hydrological effects caused by dams include changes in flood frequency and magnitude, reduction in overall flows, changes in seasonal flows, and altered timing of releases.

2. Sediment rates

Today's worldwide annual mean loss of storage capacity due to sedimentation is already higher than the increase of the capacity by construction of new reservoirs (Boillat et al., 2003). Thus, sustainable use of the reservoirs is not guaranteed on the long term. The time evolution over the last century of the water storage capacity and volume losses due to reservoir sedimentation in Japan, Switzerland and France are presented in Fig.2. To maintain the existing dams and their facilities over the long term becomes an essential policy issue.

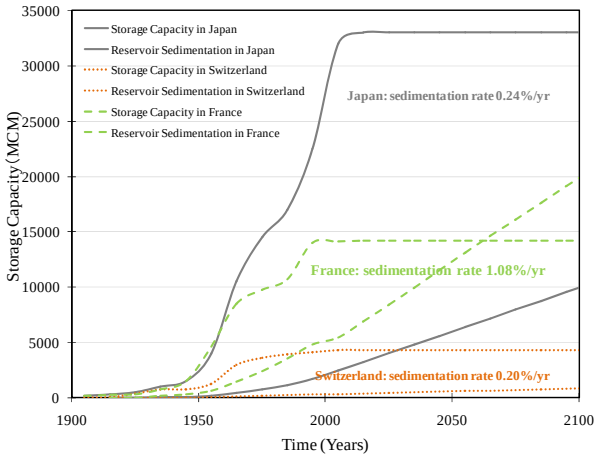


Fig. 2 Development and estimated evolution of installed water storage capacity and volumes lost due to reservoir sedimentation in Japanese and European countries.

Because of the following reasons: sedimentation is proceeding more than expected in many dams; the share of the dams having a design life of more than 50 years, such as multi-purpose dams where maintaining storage capacity is absolutely necessary, will rapidly increase in the future; and due to social changes in environment-conscious trend and an era of low-growth economy. Figure 2 shows the relationship between the changes in the reservoir storage capacity and the storage capacity loss due to sedimentation in Japan. While the storage capacity is being increased by the construction of new dams, it is being lost by an average rate of 0.24 %/year. The figure shows that the average in Switzerland about 0.2% of the storage capacity and in France is 1.08%. The evolution in Switzerland of the water-storage volumes lost due to reservoir sedimentation, and that of the installed water-storage capacity over the last century with the estimated future development are also presented in the same Fig.2. The lower sedimentation rate in Switzerland is due to the geologic characteristics, mainly rocky mountains, of the catchment areas at high altitudes.

There are no accurate data on the rates of reservoir sedimentation worldwide, but it is commonly accepted that about 1–2% of the worldwide storage capacity is lost annually (Jacobsen, 1999). A detailed collection of sedimentation rates in regions all over the world can be found in Fig.3. The volumes of water-storage capacity lost due to reservoir sedimentation and the volumes of installed water-storage capacity in the world are presented in Fig.3. The graph shows the evolution over the last century, and the predicted future development.

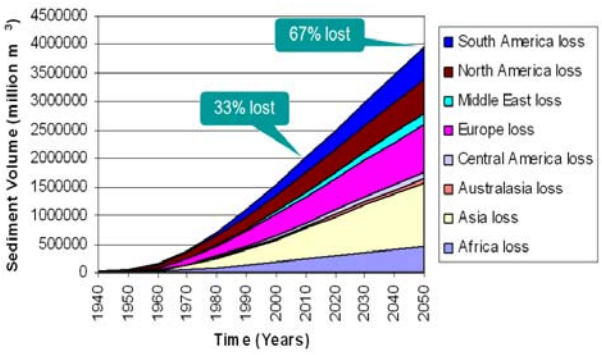


Fig. 3 Global reservoir sedimentation rates (Basson, G. 2009).

3. Sustainability of reservoirs

The concept of sustainability applied to agriculture developed, ground water development, and road engineering. The optimization of sediment removal methods as a dam group is inexpensive if a dam group was linked with each other for sediment management. The essential concept of sustainable development is that the welfare of future generation should logically figure into the project decision-making (Morris et al., 2008). Reservoirs arguably represent today's class of non-sustainable infrastructure. The objective of management is to minimize the adverse effect that deposition in a reservoir has on its operations. The sustainability of reservoir should seek to balance sediment inflow and outflow across the reservoir while maximize the long-term benefits, the concept of sustainability is shown in Fig.4.

This may involve strategies to minimize sediment inflow, enhance sediment release, or combination of several countermeasures for coarse and fine sediments. Examples of each facilities and proper maintenance sustainable reservoir management under the limited budget are presented. Technically, efficient economically and environmentally countermeasures, the coordinating sediment management of multiple reservoirs in a river basin, are discussed. The main development patterns for reservoirs and sustainable development are summarized in Fig.4. Several methods for sediment management are available and have been implemented in practice.



Fig. 4 Concept of a sustainable alpine reservoir.

The latter essentially implies that the current generation uses resources in a consumptive manner, leaving the problems of dealing with its remains to future generations without providing resources to do so. The ultimate objective is to achieve a master plan for sustainable countermeasures for sedimentation in reservoir, integrated strategy for management assessment, and stochastic sediment inflow, which includes variable levels of social, environmental and climatic impacts on river basin system management. Integrated models of sediment flow and morphological dynamics in both regulated and free flowing rivers are necessary. Integration of different skills and approaches through provision of effective reservoir sediment management system to prolong the reservoir lifetime as illustrated in Fig.5, should allow the research to obtain some significant advances in the understanding of dam impacts.

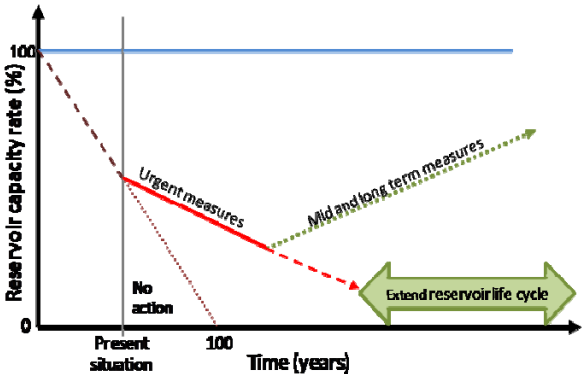


Fig. 5 Illustration of prolongation of the reservoir lifetime.

Definitions of sustainable development have proliferated, but the following basic concepts are most relevant from the standpoint of water resources infrastructure:

[1] Guaranty security and acceptable functioning of the infrastructure for its purposes (drinking water, irrigation, energy production, etc);

[2] Today's patterns of infrastructure development should preserve the capacity of the reservoir and maximum possible time of functioning. Not compromise the ability of future generations to access these same resources;

[3] Produce minimum impact to the environment and maintain biological diversity;

[4] Minimize the potential for catastrophic disasters resulting from infrastructure failure;

[5] Avoid activities that create a legacy of

environmental restoration or infrastructure rehabilitation obligations that disproportional on future generation;

[6] Take into account all processes: hydrological regime (floods and drags), soil erosion, climate change, environment and associated ecosystems, water & sediment continuity.

Requiring a reservoir life measured in terms of thousands years instead of decades will demand new methods of analyzing costs and benefits. For all these reasons, developing new techniques to evacuate the fine and coarse sediment to maintain the functionality, and at the same time ecologically rehabilitating the involved landscape would be economically and environmentally beneficial for all types of reservoirs.

4. Sediment management of alpine reservoirs

According to the time scale of sediment management, we can distinguish three phases: (1) short term phase requiring immediate corrective actions to improve conditions that are getting worse (Corrective management), (2) medium term phase with management direct at prevention of creation of problems (Preventive management), (re-suspend the sediment and optimal reservoir geometry), and (3) long-term phase that include accountability for future generations sustainable management.

Among the several methods hypothesized for maintaining water reservoir volumes and for keeping satisfactory levels of functionality, the periodical removal of sediments is one of the most common engineering techniques.

4.1 Why sediment management is needed?

The need for the reservoir sediment management in Japan can be summarized into the following three points:

[1] To prevent the siltation of intake facilities and aggradations of upstream river bed, accompanied by the sedimentation process in reservoirs, in order to secure the safety of dam and river channel;

[2] To maintain storage function of reservoirs, and realize sustainable water resources management for the next generation;

[3] From a perspective on comprehensive sediment management in a sediment transport system, to release sediment from dams.

The point in [1], as stated above, became major concerns in the middle-scale hydroelectric dams constructed in early years and the following measures were then taken: to install sediment scouring gates and locally discharge sediment accumulated in front of the intake facilities, or to use spillway to accelerate traction and discharge of sediment deposited at the end of reservoir.

The point in [2] is an important issue in the future. As shown in Figs.2 and 3, the reservoirs in Japan are now facing a critical question of sedimentation. The point in [3] represents a new policy in Japan. The amount of sediment supplied from rivers to coasts was radically reduced with construction of erosion control dams or storage dams in mountain areas and acceleration of the aggregate excavation from riverbed after World War II.

As a result, various problems rose up including riverbed degradation at downstream, oversimplification of river channel, and retreat of shoreline due to the decrease in sediment supply to the coast. The sediment budget throughout Japan is outlined in Fig.6. Sediment of approximately 200 million m^3 (MCM) is produced from mountain areas every year. A volume of 100 MCM is deposited in reservoir or others, and the remaining 100 million m^3 is discharged into downstream rivers. In the latter, 4 MCM is allocated for gravel excavation.

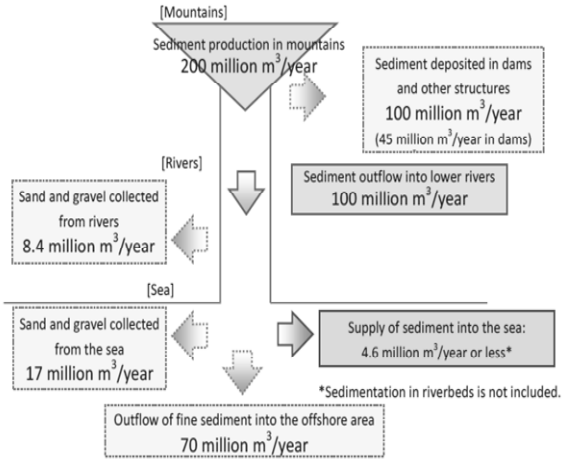


Fig. 6 Sediment budget in Japan (Sumi 2003).

In the years from 1950 to 1960, however, a

considerable amount of aggregate was taken, so that the amount of sediment supplied to coasts through estuaries was remarkably reduced. Regarding the sediment budget for the sand fraction which constitutes coasts, erosion (350 thousand m^3) surpasses deposition (250 thousand m^3) and therefore coastal erosion is still proceeding. At present, it is said that eroded coasts account for approximately 60 % of the Japanese shoreline of about 34 thousand km.

Furthermore, approximately 40 % of that erosion is involved in the decrease in the amount of sediment supplied from rivers, including reservoir sedimentation. A sediment transport system represents a target region for management, in which attention is focused on the movement of sediment in the range form mountainous region to coastal region, compared to a water system representing the conventional movement of water. The need for management of sediment, which covers from the sediment supply mountain through the downstream river and coastal region, has been growing.

4.2 Strategies of sediment control

Controlling reservoir sedimentations means in fact the control of sediment deposition in reservoir. It consists of three basic strategies:

[1] *Sediment yield reduction*: to reduce sediment inflow to reservoirs. Apply erosion control techniques to reduce sediment yield from tributary catchments. These techniques will typically focus primarily on soil stabilization, and revegetation.

[2] *Sediment routing*: to pass sediment inflow around or through the reservoir so as not to accumulate in reservoirs, by employing techniques such as drawdown flushing and turbidity release.

[3] *Sediment removal*: to remove sediment accumulated in reservoirs by dredging or excavation or hydraulically.

Fig.7 shows how sediment management is undertaken and classified. And some representative dams and examples from Europe and Japan, which exercise sediment management, are listed. Further studies needed for the improvement of reservoir sediment management (De Cesare & Lafitte, 2007).

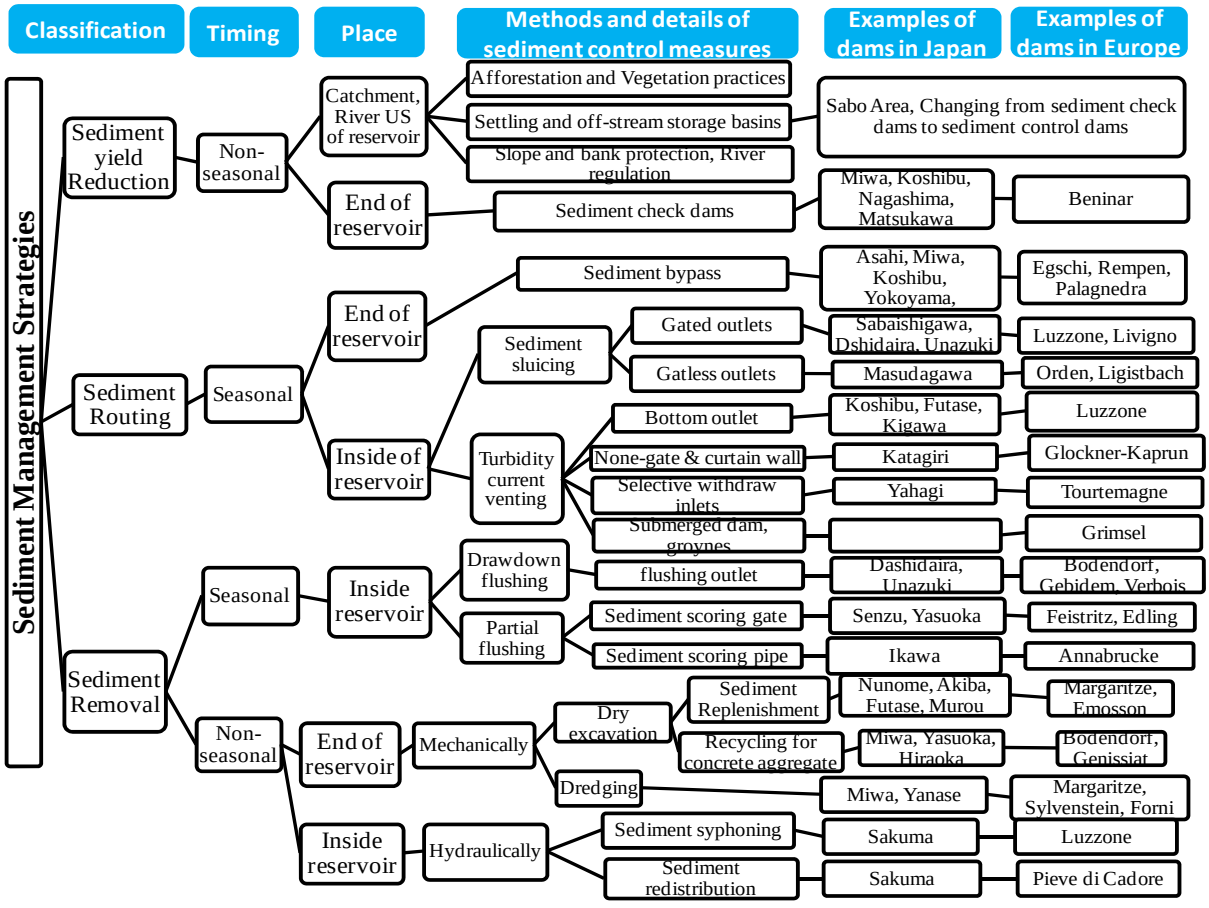


Fig. 7 Classification of strategies of sediment control in Japanese and European reservoirs.

(1) Sediment yield reduction into reservoirs

A reduction of sediment yield by soil stabilization in the catchment area can be very effective, and can solve the reservoir sedimentation problem in a sustainable way. Where the climatic conditions allow vegetation practices, the soil can be protected from erosion by afforestation or vegetation screens. In catchment areas without vegetation, as for example the high Alpine catchment areas, erosion protection can only be achieved with engineering measures such as gully control, as well as slope and bank protection works on rivers. If the reservoir is supplied by water diverted from neighboring catchments, careful attention will be needed to trap the sediment from the intake. This will include settling of coarse grain sizes in the impoundment by a diversion dam or weir and providing settling basins to remove suspended sediment (Boillat et al., 2003). One example of settling basins from Switzerland is shown in Fig.8.

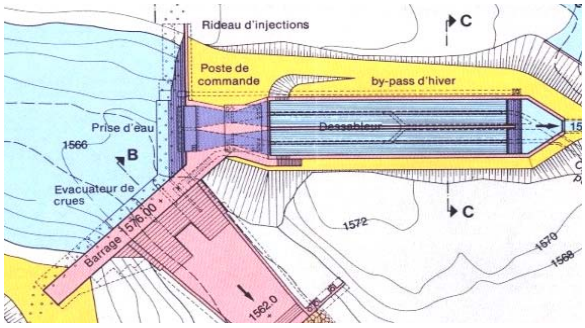


Fig. 8 Plan view of the water intake of La fouly, part of the hydroelectric scheme of Emosson (Switzerland) (Boillat et al. 2003)

There are two techniques to reduce the amount of transported sediment: 1) countermeasure to control sediment discharge which covers entire basin including the construction of erosion control dams; and 2) countermeasure to forcibly trap sediment by constructing check dams at the end of reservoirs. Although the catchment areas of dams have high forest cover rates, a remarkable amount of sediment is produced in the watershed where landslides frequently occur due to the topographical and geological conditions. When sediment yield is also expected from side slopes surrounding dam reservoirs, a project to buy and preserve a certain plot of forest as a greenbelt has been implemented by dam administrator itself. On the other hand, check dam is effective to stop sediment and prevent from sediment disasters downstream. Open check dams can be divided into two categories, beam dam and slit dams characterized by a different management of sediment transport: beam dams are characterized by wide openings.

To be more precise, the erosion control dams in the upstream region are planned to be converted to slit dams with notches, which are so designed as to pass, not to trap, as much fine sediment carrying less risk of sediment disaster as possible. Photo 1 shows the upstream check dam of Koshibu reservoir, which was constructed in 1978. The sediment deposited at check dams should be excavated and disposed regularly (Sumi 2000). Open check dams assembled from steel pipes (Photo 2) or concrete dams having slit are built to stop sediment only at times when sediment outflow is great and to let sediment rundown into lower basins when water and sediment outflow is small. The accumulated sediment can be excavated on land except for flood time, and the removed sediment is utilized effectively as concrete aggregate.



Photo 1 Upstream check dam of Koshibu dam Japan (Sumi et al., 2006)



Photo 2 Slit check dam from steel pipes
http://www.dpri.kyoto-u.ac.jp/rcfcd/sabo/index.htm

A private plant for taking aggregate is shown in Photo 2. Securing of both a financial source and a

disposal method becomes absolutely necessary in order for check dams to fulfill their primary function in a sustainable way.

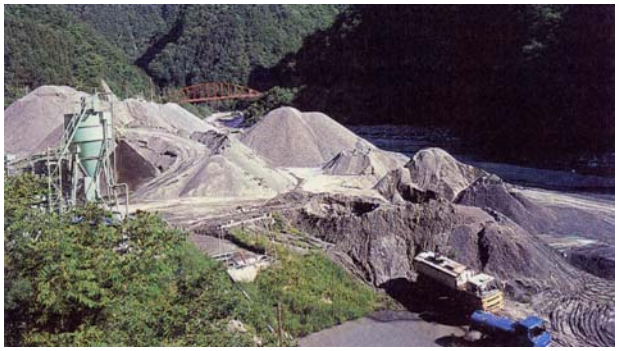


Photo 3 Private plant for taking aggregate (Japan)

(2) Sediment routing in reservoirs

Another possible approach to sediment management, next to the reduction of sediment inflow itself, is to route sediment inflow so as not to allow it to accumulate in reservoirs. In Japan and Europe the following techniques are adopted: 1) sediment bypass by directly diverting sediment transport flow, and 2) turbidity current venting by using a nature of high-concentration sediment transport flow.

In Japan, it is sediment bypass tunnels that have been studied most exhaustively. Although this technique involves high cost caused by tunnel construction, it is also applicable to existing dams; it does not involve drawdown of reservoir level and therefore no storage capacity loss; and it has relatively small impact on environment because sediment is discharged not so rapidly as sediment flushing, which is described later. The subjects of designing sediment bypass tunnels are to secure the safety of sediment transport flow inside tunnels and to take countermeasures for abrasion damages on the channel bed surface. Among factors that significantly relate to these problems are grain size, tunnel's cross-sectional area, channel slope, and design velocity.

Table 1 shows some examples of existing sediment bypass tunnels and the ones under construction and study. It should be understood that design condition becomes increasingly hard if higher velocity and larger grain size will be expected. Density current venting, on the other hand, is a technique to use a nature of high-concentration sediment transport flow, which runs through relatively deep reservoir with original channel bed of steep slope as a density current with less diffusion, and to discharge it effectively through outlets in timing of reaching dam. In both techniques, the main target is fine-grained sediment such as suspended sediment and wash load. In the multiple-purpose dams in Japan that usually have high-pressure bottom outlets for flood control; the effective operation of these facilities during flood season can increase a chance to actively discharge fine-grained sediment.

Table 1 Comparison of sediment bypass tunnels in the Japan and Europe

Name of Dam	Country	Tunnel Completion	Tunnel Shape	Tunnel Cross Section (B×H(m))	Tunnel Length (m)	General Slope (%)	Design Discharge (m^3/s)	Design Velocity (m/s)	Operation Frequency
Asahi	Japan	1998	Hood	3.8×3.8	2,350	2.9	140	11.4	13 times/yr
Miwa	Japan	Under construction	Horseshoe	2r = 7.8	4,300	1	300	10.8	-
Matsukawa	Japan	Planning	Hood	5.2×5.2	1,417	4	200	15	-
Egshi	Switzerland	1976	Circular	r = 2.8	360	2.6	74	9	10days/yr
Palagnedra	Switzerland	1974	Horseshoe	2r = 6.2	1,800	2	110	9	2～5days/yr
Pfaffensprung	Switzerland	1922	Horseshoe	A = 21.0m^2	280	3	220	10～15	～ 200days/yr
Rempen	Switzerland	1983	Horseshoe	3.5×3.3	450	4	80	～14	1～5days/yr
Runcahez	Switzerland	1961	Horseshoe	3.8×4.5	572	1.4	110	9	4days/yr

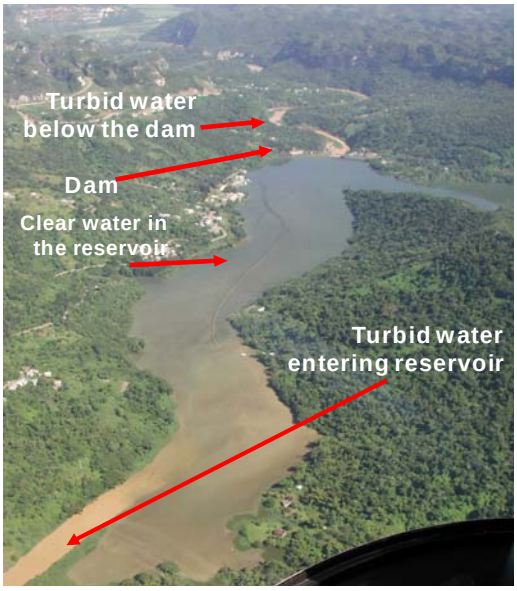


Photo 4 Turbidity current passing through (Morris and Fan, 1998)

In Grimsel reservoir (Photo 5), in Switzerland, an ongoing design project consists of heightening the two existing dams by 23 m (Spitallamm Arch Dam 114 m; Seeuferegg Gravity Dam 42 m). The excavation and demolition works necessary for the planned heightening generate approximately 150'000 m^3 of rock material. This large amount of materials has to be stored somewhere near the construction site. This led to the idea of building some kind of obstacle in the form of a submerged embankment dam to prevent sediment deposition due to the turbidity currents in the area near the intake structures. A case study is presented to investigate the occurrence and impact of turbidity currents on the reservoir sedimentation and to check the efficiency of such submerged obstacles to retain the sediments (Oehy 2003).


Photo 5 Grimsel reservoir (1909 m.a.s.l., 108 m^3) (Bühler, J., 2009)

The release of sediment laden water through power intakes and turbines is a promising possibility to manage the long term problem of the sedimentation process in reservoirs. In order to get the suspended sediments entrained into the power intake, they need to be in suspension right in front of the water intake. At Laboratory of Hydraulic Construction (LCH), Swiss Federal Institute of Technology (EPFL), Jenzer (2009), experimentally investigates an innovative technique to keep the turbid water in suspension (Fig.9). Therefore an upward flow to lift the sediments and to maintain them in suspension is required. Jenzer (2009) tested several series to provide attractive methods which allow these processes using a minimum of external energy by making use of the affluxes of water transfer tunnels feeding the reservoir. The water of the transfer tunnels is caught and introduced into jet nozzles fixed at a definite position in the reservoir close to the power intake.

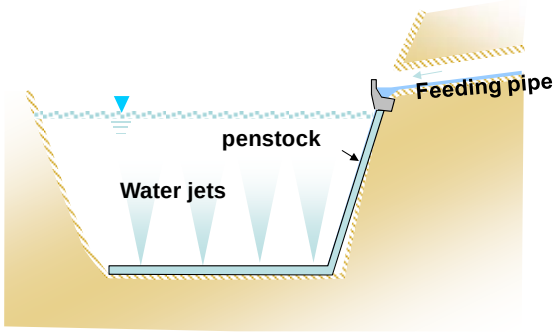


Fig. 9 Schematic view of the water jets supplied by the feeding pipe coming from water transfer tunnels (LCH, EPFL, Switzerland, Jenzer, 2009)

In addition, as countermeasures for long-term turbid water discharge problem, selective withdrawal works are installed at many dams. And, in Katagiri dam at Tenryu River, curtain wall is installed in front of a non-gate outlet conduit to discharge water from the bottom layer of reservoir. Discharge of fine-grained sediment using these facilities can also be classified in density current venting. Furthermore, Flood mitigation dam (FMD) is a gateless outlet dam designed only for the purpose of flood control which provides long-term and efficient protection against floods. Its bottom outlets are installed at the original river bed to facilitate the sediment transport during flood and flush out the deposited sediment at the end of flood.

In USA flood mitigation dams are called “Dry dam”, in Europe “flood retention basins”, (“Hochwasserrückhaltebecken” in German), in Japan “in stream flood control dam” (Ryusuigata dam, Japanese), others “flood mitigation dam”. Therefore, FMD have less influence on reservoir sedimentation than a storage dam. FMD is one of good solutions in dam engineering for sustainable management of reservoirs, downstream river environment, and sediment transport. FMD is expected as environmentally friendly, since almost all incoming sediment during flood periods can pass through dam bottom outlets that designed at the original river bed level and there will be fewer impacts to downstream river environment.

Kantoush and Sumi (2010) have classified FMD based on outlet arrangement: 1) installing regulating gates in bottom outlets or not and 2) securing continuity of the river through these outlets or not. Photos 6 and 7 present two examples of FMD from Europe, Ligistbach dam in Austria and Orden dam in Switzerland, respectively. Because of geographical conditions, there is large difference between both dams.



Photo 6 Flood mitigation dam of Ligistbach, Styria, Austria



Photo 7 Flood retention basin of Orden dam, Switzerland

Another example of from Japan is Masudagawa dam, is shown in Photo 8. Silts are installed for flushing sediment from the stilling basin and achieve fish passage functions. The stilling basin of Masudagawa dam dissipates the energy by hydraulic jump type equipped with an endsill to obtain appropriate tailwater depth. This type of energy dissipater is the most widely used in Japan where downstream water depth is usually small. The width of the stilling basin was designed according to the width of the downstream river.



Photo 8 Masudagawa flood mitigation dam, Shimane Prefecture, Japan

In response, a future research project is established to study updated planning, designing and operating of flood retention dams. In the frame work of a research project, the FMD individualized and characterized for three parts, inlet upstream of the dam, outlets, and stilling basin with downstream reach of the dam. The approach appeared efficient to help flow and sediment practitioners, and ecologists work together, and find technical solutions complying with both flood mitigation and biodiversity preservation requirements. The effects of the geometry will be investigated with systematic physical experiments, numerical simulation, and field data. This will allow identifying the optimal stilling basin shape of the flood mitigation dam that dissipate more energy, minimizes the deposition and reduces the number of horizontal recirculation cells. The results will help to understand the influence of geometry on the flow stability, sediment deposition and flushing process in order to design the stilling basin geometry. The prediction of sediment profile lies in the prediction of flow pattern and, in turn, sediment deposits were able to change the flow structure.

(3) Sediment removal accumulated in reservoirs

Basically, there are two types of systems for accumulated sediment removal from reservoirs:

[1] *Hydraulically*: This comprises sediment flushing, siphoning (HSRS) and redistribution of the sediment inside the reservoir. Hydraulic flushing involves the opening of bottom outlet to completely empty the reservoir and allow stream flow to scour a flushing channel. Basically, there are two types of flushing operations with, and without drawdown, and optional techniques can be used with the complete drawn flushing as shown in Fig.10 (Kantoush et al., 2010).

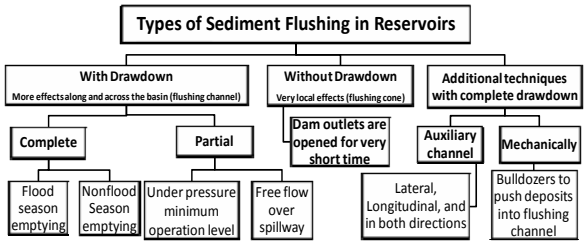


Fig. 10 Classification of sediment flushing techniques

[2] *Mechanically*: This approach is regarded as a last resort in case sediment is accumulated in reservoirs in spite of various efforts being done: 1) mechanically excavating sediment accumulated in the upstream region of reservoirs, and 2) dredging sediment accumulated at the middle and downstream regions. As for excavation and dredging techniques, it is important that the removed sediment should be treated properly and reused.

On the other hand, sediment flushing is a technique to restore tractive force in a reservoir beyond its critical force by means of drawdown of reservoir level, and flush the deposits though bottom outlets in the dam body with inflow water, mainly in an open channel flow condition, to the downstream of dam.

When the amount of sediment inflow is significantly large, man-powered techniques such as excavation and dredging are hard to be adopted because of problems involving transportation and dump site. In such a case, however, sediment flushing can be a permanent measure if conditions are met. Traditionally in Japan, sediment flushing facilities such as flushing sluices and outlets were installed at small-scale hydroelectric dams or weirs for the purpose of discharging sediment deposited in the vicinity of intake. In contrast, at Dashidaira-Unazuki dams in the Kurobe River, where a large amount of sediment is discharged, and sediment flushing is implemented in coordination of upstream and downstream dams (coordinated sediment flushing). The effects of sediment flushing in the Kurobe River should be evaluated. The suitable condition to perform the flushing operation is the taking place of a natural flood more than a constant scale.

Table 2 Comparison of sediment flushing dams in the Japan and Europe

Name of Dam	Country	Dam Height (m)	Initial Storage Capacity (CAP) (Mm^3)	Mean Annual Sediment Inflow (MAS) (Mm^3)	1/(Mean Annual Runoff) (=CAP /MAR)	Reservoir Life (= CAP/ MAS)	Average Flushing Discharge (m^3/s)	Flushing Duration (hrs)	Flushing Frequency (1/ yr)
Dashidaira	Japan	76.7	9.01	0.62	0.00674	14.5	200	36	1
Unazuki	Japan	97	24.7	0.96	0.014	25.7	300	48	1
Gebidem	Switzerland	113	9	0.5	0.021	18.0	10	45	1
Verbois	Switzerland	32	15	0.33	0.00144	45.5	600	36	3
Barenburg	Switzerland	64	1.7	0.02	0.000473	85.0	90	20	5
Ferrera	Switzerland	28	0.23	0.008	0.00018	28.8	80	12	5
Genissiat	France	104	53	0.73	0.00467	72.6	600	36	3
Gmund	Austria	37	0.93	0.07	0.00465	13.3	6	168	N.A.

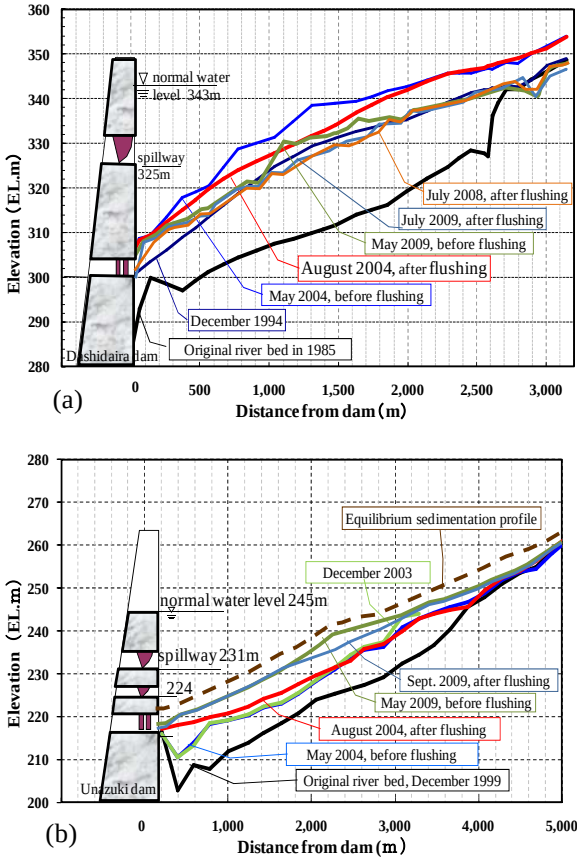


Fig. 11 Actual field longitudinal bed profiles variations in time along (a) Dashidaira reservoir; (b) Unazuki reservoir (Sumi and Iguchi, 2005)

The previous and present longitudinal sediment profiles of Dashidaira and Unazuki dams are shown in Figs.11(a) and 11(b), respectively. Dashidaira dam was constructed fourteen years before Unazuki dam. Therefore, the Dashidaira Dam is currently at an equilibrium state in terms of its sediment, and the quantity of passing through is approximately one million cubic meters yearly.

However, sediment is still being accumulated at the Unazuki Dam. While the majority of sediments of grain size larger than 2 mm are trapped at the reservoir, about 70% of the sediment that has grain size smaller than 2 mm, is sluiced. High sediment deposition is formed in May 2004 within Dashidaira reservoir as shown in Fig. 11(a). Afterward in August 2004, by continuous sediment flushing another bed profile is formed. Longitudinal profiles before and after flushing in 2009 are shown in Figure 11(a). On the other hand in Figure 11(b), the sedimentation in Unazuki dam progresses mainly by the coarse sediment inflow from both sediment flushing of Dashidaira dam and a tributary river. The flushing efficiency calculated from the water consumption including the discharge during drawdown and the sediment volume flushed out is about 2%. For this reason, it can be estimated that sediment flushing by using a natural flood discharge in the rainy season is executed regardless of the previous year's amount of sedimentation to prevent the sediment from changing in quality in the reservoir every year, and in that case while doing an enough dilution.

5. Case studies of sediment replenishment technique at Nunome Dam Japan and Sylvenstein Germany

In Japan, it is common practice to remove accumulated coarse sediment by excavation and dredging, and to make effective use of the removed sediment. Sediment replenishment method is one of new measures of sediment management. In this method, trapped sediment is periodically excavated and then transported to be placed temporarily downstream of the dam. In a manner decided according to the sediment transport capacity of the channel and the environmental conditions. Therefore, the sediment is returned to the channel downstream in the natural flooding processes. The procedure of the experiments consists of four steps: (1) extracting mechanically the accumulated sediment at check dam; (2) transporting it by truck to downstream river; (3) placing the sediment with specific geometry (Fig.12), and (4) monitoring flow, sediment, and environmental parameters.

5.1 Sediment Replenishment Projects in Japan

Large Japanese rivers are often trained to a large extent, to maintain services such as navigation, hydropower generation and flood defense. Okano et al., (2004) summarized sediment replenishment projects in Japanese Rivers, such as Tenryu, Ota-kine, Abukuma, Ara, Oi, Naka, Kuzuryu, Yodo, Kanna, and Tone, have been conducted by Minis-try of Land, Infrastructure and Transport (MLIT). Kantoush et al. (2010) investigated the morphological evolution and corresponding flow field during replenishment experiments in Uda River, Japan. Sediment treatment system is applied

by Sumi et al. (2009), to produce appropriate grain sized material with less turbidity.

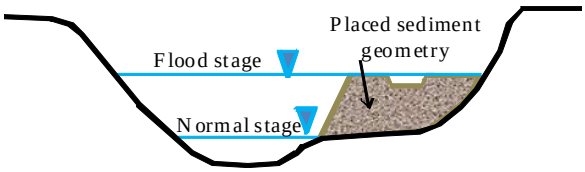


Fig. 12 Concept of sediment replenishment and placed sediment geometry on the bank of Nunome River.

Sediment transport and associated channel bed mobility are recognized as key processes for creating and maintaining physical habitats, aquatic and riparian ecosystems. In Japan, sediment replenishment projects are undertaking with different configurations and characteristics of sediment and discharges. Fig.13 summarizes factors that influence the sediment replenishment research. These factors are classified in six groups as shown in Fig.13.

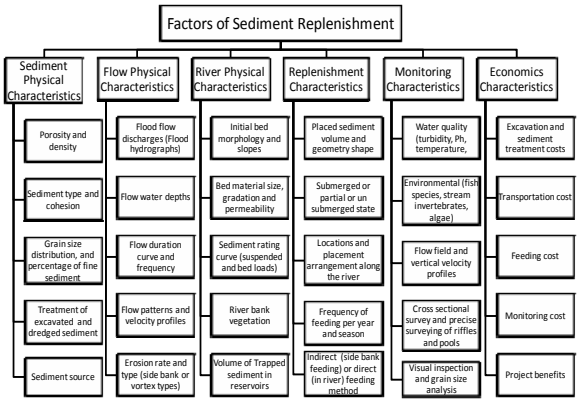


Fig. 13 Main groups of sediment replenishment characteristics and managing factors.

Several significant gaps in the scientific understanding of these processes remain, particularly concerning how riverbed deposition and geometry are influenced by variability in water and sediment release. Sediment replenishment scenarios may, induce undesirable morphological and ecological consequences as well as significant channel adjustments that can result in failure of the restoration project itself. That is, it is necessary to better understand reversibility, direction and time scale of changes, and the sustainability of replenishment intervention before is implemented.

5.2 Field experiment for sediment replenishment in Nunome River

Yodo River (Yodo-gawa) system is 75 km in length, located in the central part of Japan. There are five completed dams in the Kizu River System, Nunome, Shourenji, Hinachi, Takayama, and Murou dams. Nunome dam is a gravity dam for flood control and water supply, completed on 1994, 16 years ago. The test site is placed by the Japan Water Agency (JWA) on the left side bank of Nunome River (Fig.14). The sediment is located in the down-stream reach at 300 m from the Nunome dam. Planning, design, implementation and longterm monitoring of tests are guided by JWA. Fig.14 shows the location map of the placed sediment and reservoir shape.

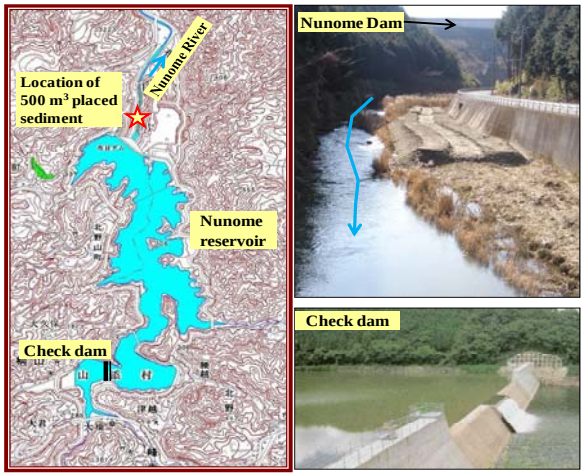


Fig 14 Map of Nunome reservoir, dam, and placed sediment. Photo of geometry and check dam.

5.3 Results of Replenishment DS of Nunome Dam

The evolving of bed topography and grain size distribution is monitored, along with water surface, velocities and rate of sediment transport at the downstream end of the Nunome River. Fig.15 shows the remained sediment of 2008 and during the heavy rain with peak discharge of 81 m^3/s. When the discharge exceeds $8m^3/s$, the erosion starts and about 40 m^3 of sediments are trans-ported. Figure 8 shows the photos of field tests phases. All of the remained sediments are removed, and then new dredge sediments are placed. To understand the process of erosion and deposition of the placed sediment during flood, series of pictures are taken at different time and discharges are shown in Fig.16.

The erosion at the base of the placed sediment causes the sand mass of placed sediment bank to slide downward and deposit. Deposited sand mass is then eroded due to water flow. Deposition occurs when the bottom shear stress is less than the critical shear stress. Only sediment with sufficient shear strengths to withstand the highly disruptive shear stresses in the near bed region is deposited and adheres to the bed. The erosion region developed from a straight bank line into the alcove shaped as seen in Fig.16 (b). At the peak discharge the water level increased at 11h50 produces a greater erosion area and the water submerges the placed sediment as shown in Fig.16(c).

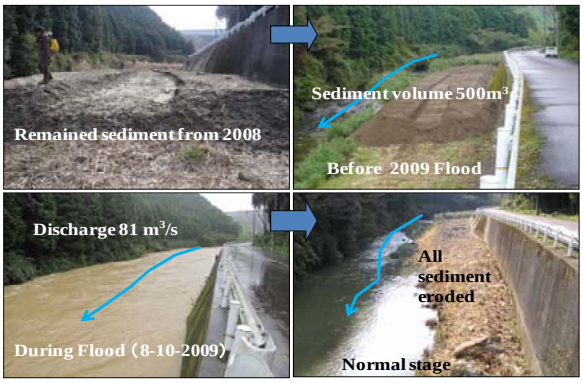


Fig. 15 Evolution of sediment replenishment experiment

The peak discharge is lasted for two hours and permits a deeper cut in the inner side bank. With peak flow, the eroded volumes increased in the range of 45 percent. Reduction of flood discharge reduces the erosion rate, therefore 50 m^3 of the placed sediment remains as shown in Fig.16(d). By using satellite imagery and aerial photos a map of Nunome River in 2009 is constructed for 1 km below the dam. The river channel, island, point bars, and vegetation area are identified and distinguished by color as shown in Figure 10. The downstream reach of the dam, first 150 m from dam, experienced the greatest change in channel structure and loss of bars and islands.

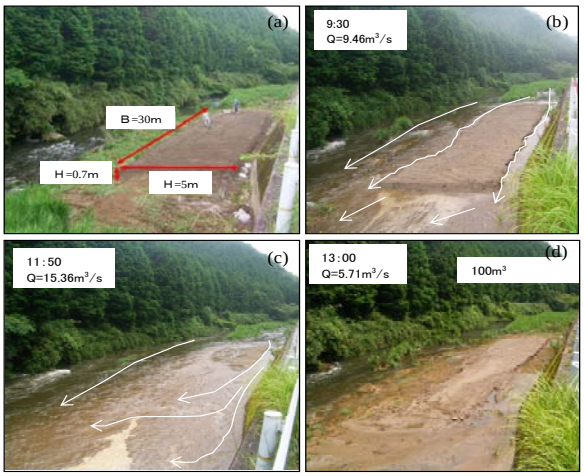


Fig. 16 Processes of erosion and deposition of the placed sediment during flood

The surface flow area in the first reach is greater than the bars and vegetation areas. Between fourth and seventh cross sections, 300 m from dam, reach exhibits variable patterns of channel change and intermediate in loss of island and vegetation. The reach after cross section 7, has a small sand bars, islands, and riparian vegetations.

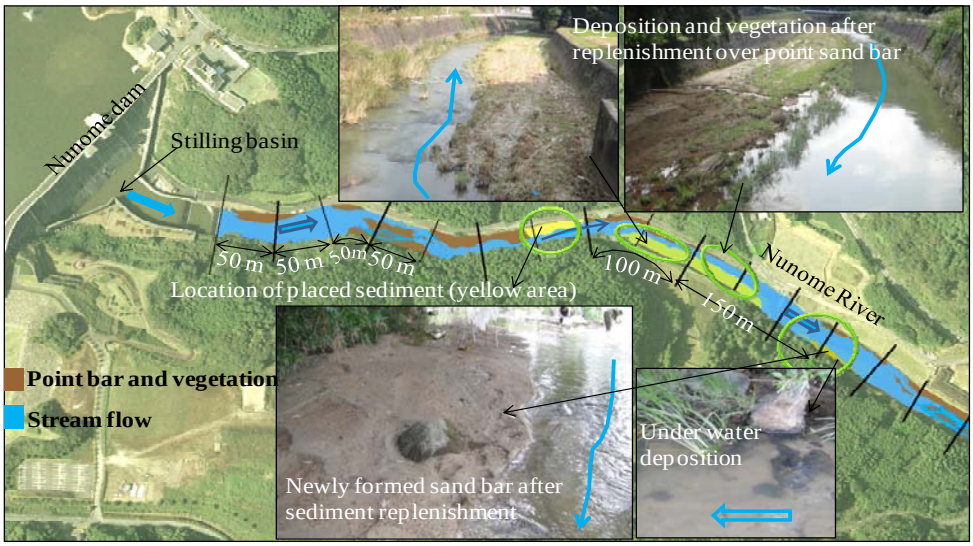


Fig. 17 Processes of erosion and deposition of the placed sediment during flood

The replenishment processes are efficient to restore the bed load transport and the associated habited by coupling reintroduction with floodplain habitat restoration. In Fig.17 along the Nunome River, several cross sections are identified to survey after replenishment. Newly depositions over sand bars and in the river channel are shown in Fig.17. Moreover, a completely new sand bar is formed after 600 m from dam. With the field experiments the processes are directly visible, and will be used for validation of numerical models.

The effects of sediment replenishment are investigated for cross section bed deposition, flow velocity, grain size distribution, water quality and organisms. Eleven monitoring points are shown in Fig.18. The distribution of river bed materials are analyzed by visually determining the sizes of river bed material in quadrate of 1 to 2 m in dimensions and preparing a two dimensional map, which enabled changes in distribution before and after sediment replenishment to be compared.

Fig.18 shows bed material size in three different monitoring times and 10 observation points along the river. By comparing Fig.18(a) and 18(b), a significant riverbed changes can be identified from cross sectional surveys, and visual inspections such as at section No. 1 and No. 11.

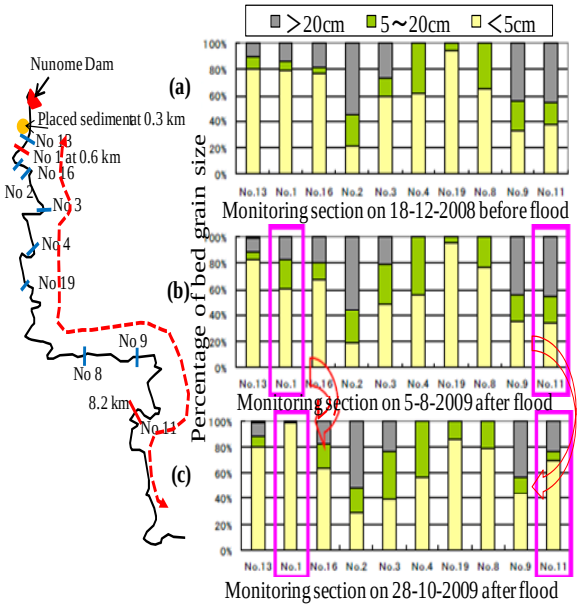


Fig. 18 Variations of river bed material size at 10 cross sections along the Nunome River

After 600 m from the dam the survey at point No. 1 shows that the rate of gravel of less than 50 cm in-creased after natural flood, grace to the replenishment. Similar sediment grain sizes are found at point No 11 after 8200 m from dam point. Before sediment replenishment in point No 1 and No 11, the material is coarser gravel than in the middle points No 4 and No 19 (Fig.18(a)). After flood, the fine material content of the channel deposits strongly increased. The sediment deposition in point No 1 and No 11 after replenishment consist of a nearly continuous layer of fine sand, but no change occurs from No 2 to No 9 (Fig.18(b)). But after second flood where another placed sediment conducted, the bed material is transported and much of the coarsest sediment is supplied to point No 1, and No 11 (Fig.18 (c)).

5.4 Sediment Replenishment in Isare River Germany

(1) ALPRESERV project

In the frame of an international established project called Sustainable Sediment Management of Alpine Reservoirs considering ecological and economical aspects ALPRESERV. Within the EU Interreg IIIB project, ALPRESERV 17 project partners from 5 alpine countries worked together to develop and evaluate a sustainable sediment management and economic issues, and de-sedimentation options. The project aims on a wise management of sediments on basis of experiences gained on national level to establish trans-national guidelines taking into account the EU Water Framework Directive and spatial development needs to preserve existing reservoirs and to avoid uncontrolled exploitation by constructing new storage capacity.

As flood protection is a major task and of high public interest trans-national strategies are needed to implement a sustainable management aiming on a dynamic balance to avoid reservoir sedimentation as well as degradation processes of rivers in the peri-alpine belt to reduce the risk of floods and to avoid severe damages to infrastructure and private property. Accumulation in reservoirs reduces valuable morphological processes of rivers downstream affecting biologic diversity and ecologic dynamics.

As achievement a comprehensive guidelines on sedimentation processes in the Alpine region for

enhanced training of water authorities, local administrations and private businesses.

Seven typical Alpine reservoirs were selected for pilot projects ranging from a high region facility directly influenced by glacier activity down to peri-alpine belt river reservoirs to cover most sedimentation problems in the Alpine region. The activities are focused on different strategies to transfer or remove sediments in a larger scale taking into consideration the fragile environment of the Alps. Immediate information of local authorities and all relevant interest groups (inhabitants, fishermen, land owners) can reduce disputes significantly. Experiences of how to encourage locals to join the planning process will be shared within the partnership and published as recommendations to administrations and reservoir owners.

(2) Reuse and deposition of sediments

Technical measures are mostly using different dredging techniques (Photo 9) to either relocate the material into the downstream section or deposit it outside of the water body. All options, especially technical measures, encounter additional problems in the alpine environment compared to lowland applications. The specific conditions described in ALPRESERV project affect time, duration and costs of sediment removal.

For example, Lake Margaritze, a small artificial reservoir in the Austrian Grossglockner region at an altitude of 2.000 m (6.560 ft), is accessible by a paved road. It needs more than 15 truck loads to carry a small water injection dredger, disassembled in parts, to the site. 6 – 8 weeks are necessary to assemble the equipment at the lake before it is operational.



Photo 9 Excavation activities in reservoirs: Suction dredger and floating pipeline at the pilot action Margaritze (left) and conventional hydraulic excavator at Sylvenstein (right) (ALPRESERV project).



Photo 10 Gravel replenishment into Isar at the Oberfohringer Wehr: Transport of excavated material by truck and deposition in the river bed as depots (left) and naturally distributed gravel material after minor flood events after 3 months (right) (ALPRESERV project)

Due to climatic conditions transportation to the lake is limited to spring time, while disassembling and transport downhill has to be finished before the freezing period. Thus operation is limited to the summer months. Beside logistic difficulties (preparation, operation, supply) and resulting costs

administrative issues have to be taken into consideration, too. As alpine regions are sensitive environments high elevated areas are often protected as National Parks resulting in restrictions to minimize the impacts of technical measures like noise, exhaust, possible contamination, etc. One good example had been replenishment of more than 100.000 m^3 of gravel material in the river ISar at the Oberfhringer Wehr (Photo 10). A further example of sediment replenishment is documented for pilot action Forni in the ALPRESERV publication.

6. Conclusions

Various integrated management strategies of water and sediment incorporation to preserve river environments downstream of dams in Japan are presented. Water management measures are presented as “Flexible Dam Operation” and instream flow which discharge rate is defined to maintain habitats of river biota, water quality in the each studied section of the rivers depending on each season. For sediment management measures are reservoir flushing, sediment replenishment, bypass tunnel, and flood mitigation dams are discussed.

The present problem for maintaining river health is to determine the adaptive range of the river system to the flow and sediment regimes, which is the basic of all the measure. In detail, it is necessary to find out flow and sediment release which can meet demands of various functions based on data of hydrology, water quality, ecosystem, etc. Furthermore, the integrated management measure for flow and sediment should be researched further, which means how to realize the reasonable and order exploitation and how to regulate and control reasonably by large hydropower project. The sediment flushing of the Kurobe River is extremely important from both sides of the sustainable management of dam reservoir and the securing of the sediment mobility in the sediment routing system. By replenishing sand at different locations of the Nunome and Managwa Rivers within the downstream reaches, the replenishment may direct future supplements for a more widespread dispersal of suitable sand for fish spawning.

Reservoir sedimentation management in Japan is entering a new era. Although there still technical problems to be solved, we believe that the importance of pursuing sediment management will increasingly grow. Assessing issues, depending on each case, of dam security, sustainable management of water resources and sediment management in a sediment transport system, we have to draw up an effective sediment management plan with a limited budget and take specific action. Needless to say, of course, our best endeavors should be exerted to minimize negative environmental impacts involved in sediment management.

Reservoir sedimentation problem has been a challenging issue for many countries all over the world, however only a limited number of countries have been actively playing roles in reservoir sedimentation management. Under the present situation, for those countries which have progressively developed various techniques and possess example cases, key questions are not to put off dealing with this problem but to make continuous effort of further developing techniques and putting them into practice, and to widely share the resulting information and knowledge with every country in need of them.

Acknowledgements

The first author gratefully acknowledges the Swiss National Fund for Science (SNSF), Switzerland, which provided fellowship funding to stay at Kyoto University.

References

ALPRESERV project, http://www.alpreserv.eu/.

Batalla, R.J. 2003. Sediment deficit in rivers caused by dams and instream gravel mining. A review with examples from NE Spain. Cuaternario y Geomorfología 17 (3–4):79–91.

Basson, G., (2009):General Reporter, ICOLD 2009, Brasilia, Brazil.

Barsch, D., and Caine, N., (1984): The nature of mountain geomorphology, Mountain Research and Development, 4, pp. 287-298.

Boillat, J.-L., Oehy, Ch. and Schleiss, A., (2003): Reservoir sedimentation management in Switzerland, 3rd World Water Forum, Japan, pp.

143 – 158.

Bühler, J., (2009): Turbidity currents in an alpine pumped-storage reservoir, International workshop on the sediment management options for regulated rivers, May 2009, Catalonia, Spain.

De Cesare, G. and Lafitte, R., (2007): Outline of the historical development regarding reservoir sedimentation, 32nd IAHR Congress, Harmonizing the Demands of Art and Nature in Hydraulics.

Fan, S., and Springer., F.E., (1993): Major sedimentation issues at the federal energy regulatory commission, In: Fan, S., Morris, G. (Eds.), Notes on Sediment Management in Reservoirs. Water Resources Publications, Colorado, USA, 1–8.

Ikebuchi, S., Sumi, T., Kobayashi A., and Oomoto, I., (2007): Dams and environmental flows: concept and implementation in Japan, 10th International River Symposium, Brisbane.

Jacobsen, T., (1999): Sustainable reservoir development: The challenge of reservoir sedimentation, Conference Proc. Hydropower into the next century, Gmunden, Austria, pp. 719–728.

Jenzer Althaus, J. M. I., (2009): Cyclonic circulation created by water jets in reservoirs allowing the release of fine sediments through intakes, Proc. of the 33rd congress of IAHR, J. F. Kennedy Student Paper Competition, Canada.

Kantoush, S. A., (2008): Experimental study on the influence of the geometry of shallow reservoirs on flow patterns and sedimentation by suspended sediments. Communication 37 of the Laboratory of Hydraulic Constructions (LCH), Ed. A. Schleiss and PhD Thesis, No 4048, École Polytechnique Fédérale de Lausanne, Switzerland.

Kantoush, S. A. and Schleiss, A. J., (2009): Channel formation in large shallow reservoirs with different geometries during flushing, journal of environmental technology, 30(8): 855-863.

Kantoush, S. A., and Sumi, T., Kubota, A. and Suzuki., T., (2010): The impacts of sediment replenishment below dams on flow behavior and bed morphology of river channel and river mouth, First International Conference, Alexandria, Egypt.

Kondolf, G.M., (1997): Hungry water: effects of dams and gravel mining on river channels. Environmental Management, 21(4): 533–551.

Kondolf, G.M., Matthews. W.V.G., (1993): Management of coarse sediment in regulated rivers of California, University of California, Water Resources Center, Davis, CA.

Matsumoto, J., (1993): Global distribution of daily maximum precipitation. Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo 25, pp. 43–48.

Morris, G. L. and Fan, J., (1998): Reservoir Sedimentation Handbook: Design and Management of Dam, Reservoirs and Watersheds for Sustainable Use. McGraw-Hill Book Co., New York.

Morris, G. L., Annandale, G., Hotchkiss, R., (2008): Reservoir Sedimentation. Chapt. 12 of revised Manual 54, Sedimentation Engineering, Edited by Garcia M., ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 110.

Okano, M., Kikui, M., Ishida, H. and Sumi. T., (2004): Reservoir sedimentation management by coarse sediment replenishment below dams, proceedings of the ninth international symposium on river sedimentation, Yichang, China, 1070-1078.

Oguchi, T., Saito, K., Kadomura, H. and Grossman, M., (2001): Fluvial geomorphoogy and paleohydrology in Japan, Geomorphology 39, pp. 3–19.

Oguchi, T., (1996): Hill-slope failure and sediment yield in Japanese regions with different storm intensity. Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo, 28, pp. 45–54.

Oehy, C., (2003): Effects of obstacles and jets on reservoir sedimentation due to turbidity currents, PhD thesis, No. 15, Swiss Federal Institute of Technology, Lausanne, Switzerland.

Poff, N.L., Allan, J.D., Bain, M.B., Karr, J.R., Prestegaard, K.L., Richter, B.D., Sparks, R.E. and Stromberg. J.C., (1997): The natural flow regime: a paradigm for river conservation and restoration. Bioscience 47(11):769–784.

Schleiss, A., De Cesare, G., Jenzer, J. (2008): Reservoir sedimentation and sustainable development, Presented in CHR Workshop Erosion, Transport and Deposition of Sediments, Berne, Switzerland.

Sumi, T. (2003): Reservoir sedimentation management in Japan, The 3rd World Water Forum, The 3rd World Water Forum,

Kyoto-Chiga-Osaka., Japan.
Sumi, T. (2000): Future perspective of reservoir sediment management, Proc. of International workshop on reservoir sedimentation management, 145-156.
Sumi, T., Murasaki, M., Fujinaga, K., Nagura, Y. and Tamaki, H., (2004): Study on Measurement of Erosion-Deposition Process of Reservoir Sediment during Flushing Operation, Annual Journal of Hydraulic Eng., Vol.48, 1147-1152.
Sumi, T., Murasaki, M., Nagura, Y., Tamaki, H. and Imaki, T., (2005): Study on Measurement of Erosion Deposition Process of Reservoir Sediment during Flushing Operation (Part 2), Annual Journal of Hydraulic Eng., Vol.49, 1033-1038.
Sumi, T. and Iguchi M., (2005): Technical Feasibility Study of Sediment Flushing in Reservoirs using the RESCON Model. Journal of Japan Society of Dam Engineers, 15(2), 92-105.
Sumi, T. and Kanazawa. H., (2006): Environmental study on sediment flushing in the Kurobe River. 22nd international congress on large dams, Barcelona, Q.85-R.16, 219-242.
Sumi, T., Kobayshi, K., Yamaguchi, K. and Takata. Y., (2009): Study on the applicability of the asset management for reservoir sediment management. International Congress on Large Dams, Brasilia, Q.89-R.4.
Takahashi and Sakaguchi, (1976): Takahashi and Y. Sakaguchi, Rivers in Japan. Kagaku 46 (1976), pp. 488–499 (in Japanese)

日本およびヨーロッパアルプスにおける河川形態および持続可能な貯水池土砂管理計画

Sameh KANTOUSH・角　哲也

京都大学防災研究所

要　旨

ヨーロッパアルプス地域のダム貯水池は，流入河川がもたらす土砂の堆積作用によって，その持続可能性が著しく脅かされている。このような貯水池に対する土砂管理計画を，一般化された基準や方策で記述することはなかなか難しい。本報では，日本とアルプス地域のダムにおける土砂堆積に伴うリスクを定義し，これを適切に計測することを目的としている。特に，総合土砂管理の導入によって，水資源の持続的利用，生物環境の保全，さらには，人間と自然の調和を図るために，健全な河川流域を如何に維持するかが最終的な目的である。土砂管理を成功させるためには，河川マネジメントから根本的に変える必要があり，これには，いくつかの対策の組み合わせにより，ダムを通過する水量と土砂量をバランスさせることが重要である。アルプスの大規模貯水池では，密度流が細粒土砂を高濃度で輸送する現象がしばしば観察され，これを適切に制御することが求められる。

キーワード：アルプス貯水池，ダム堆砂，貯水池土砂管理，土砂管理計画，持続可能な貯水池，ダム影響