2008年7月都賀川増水における局地的大雨の頻度解析・流出解析 と事故防止に向けた技術的課題について

立川康人*・江崎俊介**・椎葉充晴*・市川 温***

* 京都大学大学院工学研究科
** 京都大学工学部地球工学科
*** 山梨大学大学院医学工学総合研究部

要旨

2008年7月28日,神戸市灘区を流れる都賀川において,極めて短時間に集中した大雨に よって水位が急上昇し,5名の人命が失われた。都賀川は,行政と住民が一体となって市 街地の中に潤いのある親水空間を構築することに成功したモデル的な河川であるが,その 親水空間において増水事故が発生した。本論では今回の大雨の頻度解析および流出解析を 実施し,大雨の頻度とそれが河道に流出する経路を明らかにする。次に,流出解析の結果 をもとに水難事故を防止するための技術的課題と対策を考察する。

キーワード:都賀川,出水,頻度解析,流出解析,分布型流出モデル

1. はじめに

阪神地区では昭和13年の阪神大水害や昭和42年の 大水害などを初めとして,しばしば集中豪雨による 被害を受けており,河川改修が進められてきた。そ の中で,平成7年に発生した阪神・淡路大震災では, 都賀川の河川水が消火用水や生活用水の水源となり, 都市河川の機能が再認識された。そのため治水機能, 親水機能に加えて,地震などの災害時の水利用や河 川空間の避難経路としての機能が考慮され,より都 賀川に近づきやすい空間構築が意図されて河川改修 が進められてきた。こうして構築されてきた河川空 間において,水遊びや移動などで河道内にいた住民 が,集中豪雨とそれに伴う急激な水位上昇によって 流され,5名の人命が失われた。

本論では今回の集中豪雨の頻度解析と流出解析を 実施し,その結果をもとに,こうした水難事故を防 止するための技術的課題と対策を考察する。

2. 都賀川流域と増水事故の概要

Fig. 1 に都賀川流域の位置, Fig. 2 に都賀川流域 の流域図を示す。流域面積は8.57km² であり, Fig. 3 に示すように,河床勾配は河口から国道2号線付近ま でが1/60から1/200, そこから甲橋までが1/35, 甲橋 より上流は1/20であり, 表六甲河川特有の急勾配河 川となっている。川幅は15m から20mである。Photo 1 は甲橋下流から都賀川を上流に向かって写した写 真である。Fig. 2 の赤くハッチを付けた部分は市街 地であり, 流域の約25%を占める。市街地は雨水排 水幹線網が整備されており, 市街地の雨水の大半は 下水道を通して都賀川に流入する。

Fig. 4 に都賀川流域およびその周辺域でもっとも 降雨量の大きかった鶴甲地点での10分雨量の時間変 化と甲橋での水位の時間変化を示す。14時40分から 50分の間の10分間に,降雨の発生に遅れることなく 約1.3mの水位上昇が生じている。甲橋水位観測点の すぐ下流では,神戸市によるモニタリングカメラが 河川の状況を捉えており,14時42分には水位が上昇 し始め,44分にはほぼ最高水位に近い水位に達して いる様子が捉えられている。つまり,1m近い水位上 昇が2分で発生していたことがわかる。

この突然の水位上昇により,篠原橋付近で児童2 名,都賀野橋付近で園児と女性,JR高架橋付近にい たと思われる男性が流されて亡くなった。他にも河 道内にいた多くの人が流され,灘警察署によれば11 名が救助され,自力で避難した人は41名であった(藤 田,2009)。



Fig. 1 The Toga River basin and the Omote-Rokko river basins. Source: Hyogo Prefecture handout at the presentation on August 22, 2008.



Fig. 2 The Toga River basin and hydrologic monitoring and observation stations. Source: Fujita (2009).

3. 降雨の頻度解析

鶴甲地点での10分雨量を用いて発生規模とその頻 度を分析する。最大10分雨量は14時40分から50分の 間の24 mm,最大60分雨量は44 mmであった。同地点 の降雨観測は開始から数年しか経過していないため, 長期間の10分雨量データが蓄積している神戸気象台, 姫路気象台の観測データに照らし合わせて今回の豪 雨の頻度を評価する。Table 1 は神戸,姫路の各気象 台の観測開始以降の上位10位の10分雨量と今回の豪



Fig. 3 Longitudinal sectional view of the Toga River. Source: Hyogo Prefecture handout at the presentation on August 22, 2008.



Photo 1 The Toga River taken at the down stream of the Kabuto-bashi Bridge.



Fig. 4 Observed water level at the Kabuto-Bashi station and observed ground rainfall at the Tsurukabuto station.

雨を比較したものである。10分雨量は神戸気象台の データで第3位, 姫路気象台のデータでは第1位に相 当し, 極めて大きな降雨であったことが分かる。こ れを1時間雨量でみると, 姫路気象台のデータでは第 8位に位置するものの, 神戸気象台の1時間雨量では 10位に入らない。

Table 1 Comparisons of the heavy rainfall at the Tsurukabuto station on July 28, 2008 and the top ten historical observed rainfall records at the meteorological observatories of Kobe and Himeji.

神戸	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	データ期間
R ₁₀ (mm)	28.0	24.5	23.5	23.4	23.0	22.0	22.0	22.0	21.0	20.0	1937/1~2009/2
R ₆₀ (mm)	87.7	75.8	61.5	60.8	56.5	55.0	52.5	50.3	50.2	50.2	1897/1~2009/2
姫路	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	データ期間
R ₁₀ (mm)	23.5	23.0	22.5	20.6	20.0	20.0	20.0	19.5	19.5	19.0	1949/2~2009/2
$R_{60}(mm)$	70.5	53.0	50.5	50.0	48.1	45.5	45.5	43.0	42.5	42	$1949/2 \sim 2009/2$
		Ú									0

R10:日最大 10 分間降水量(mm), R60:日最大 1 時間降水量(mm)

Table 2 Estimated return periods of ten minutes rainfall and 1 hour rainfall of the heavy rainfall at the Tsurukabuto station on July 28, 2008.

神戸10分雨量	3 母数	対数正規	規分布, \$	SLSC=0.	032			
再現期間(年)	400	200	150	100	80	50	30	20
確率水文量(mm)	30.8	28.9	28.2	27.1	26.4	25.1	23.8	22.4
姫路10分雨量	3 母数	対数正規	蜆分布, \$	SLSC=0.	025			
再現期間(年)	400	200	150	100	80	50	30	20
確率水文量(mm)	27.3	25.7	25.1	24.1	23.6	22.5	21.2	20.2
神戸1時間雨量	3 母数	対数正規	規分布, S	SLSC=0.	029			
再現期間(年)	80	50	30	20	10	5	3	2
確率水文量(mm)	69.9	65.2	60.1	56.1	49.1	41.9	36.3	31.2
姫路1時間雨量 3 母数対数正規分布, SLSC=0.021								
再現期間(年)	80	50	30	20	10	5	3	2
確率水文量(mm)	65.5	61.0	56.2	52.4	46.1	39.8	35.0	30.9

Table 2 は神戸, 姫路の各気象台の年最大10分雨量, 年最大1時間雨量を用いて頻度解析を行い, 今回の都 賀川の集中豪雨がそれぞれに対してどの程度の再現 期間となるかを調べたものである。神戸気象台, 姫 路気象台とも1961年から2007年のデータを用い, 年 最大資料を3母数対数正規分布に当てはめた。SLSC はいずれも0.03程度あるいはそれ以下となった。こ の3母数対数正規分布を用いると, 10分雨量の再現期 間は神戸気象台のデータで30年から50年, 姫路気象 台のデータで80年から100年, 1時間雨量の再現期間 はどちらも5年から10年程度となった。この結果から も, 今回の豪雨は1時間雨量で評価すればそれほど大 きな雨量ではなかったが, 10分雨量は稀な事象であ ったことがわかる。

一般に前線や台風では、1時間雨量が大きければ10 分雨量も大きな値を示す。こうした場合は、事前に 相当の降雨があり予測情報も合わせて、河道内に住 民が入る可能性は低く、今回のような水難事故が発 生する可能性は小さいと考えられる。今回の豪雨で は、事前に大雨・洪水警報が発令されていたとはい え,直前まで降雨がなく急激に大雨が発生した。こ の状況が水難事故の大きな要因と考えられる。

4. 詳細分布型流出モデルによる流出解析

4.1 流域と分布型流出モデルの概要

Fig. 2 に示すように都賀川流域 (8.57km²)の上流 域は六甲山地,下流域は雨水排水幹線網が整備され た市街地であり,山地域が流域の約75%,市街地が 約25%を占める。この流域を対象として50m分解能の 分布型流出モデル(椎葉ら(1999),市川ら(2001))を 構築し,降雨流出の発生過程を分析した。

流域地形は国土地理院が発行する数値地図50mメ ッシュ(標高)を用い、50mの空間分解能で斜面の流れ 方向を一次元的に決定する。Fig. 5 に50mメッシュ標 高データを用いた流域モデルを示す。河道の接続状 況と土地利用状況に応じてサブ流域を9つ設定した。 下流部のサブ流域1, 2, 3, 4は市街地,それ以外の サブ流域は山地である。流域は50m分解能で設定さ れた矩形の斜面要素の集合体と、それが流出する河



Fig. 5 Topographic representation of the watershed model for the Toga River basin. The sub-basins 1, 2, 3 and 4 are the residential area, and the other is mountainous area.

道網によって表現される。流域周辺には Fig.2 に示 す観測設備が設置されており,六甲川と杣谷川の合 流地点下流のサブ流域2の河道下端が甲橋水位観測 局の設置位置に対応する。

流れ方向に従って、すべての矩形斜面要素での流 れを逐次追跡して河道への流出量を算定し、次に、 河道での流れを追跡して河川流量を求める。Fig. 3 に示すように、甲橋上流では流域の大半が勾配1/20 以上の急勾配斜面である。そこで、雨水流出の追跡 計算には斜面流出、河道流出ともにキネマティック ウェーブモデルを用いる。

斜面部の土層は,重力水が発生する大空隙部分と 毛管移動水の流れの場であるマトリックス部分から 構成されると考える(立川ら,2004)。マトリックス部 の最大保水量を水深で表した値をd_c,重力水を含め て表層土壌中に保水し得る最大水深をd_sと考え,流 量流積関係式(1)を仮定する。この流量流積関係式と 連続式(2)を用いて上流の斜面要素から順次,雨水を 追跡する。河道においては矩形断面を仮定し土層厚 をゼロとして表面流のみを考える。

$$q = \begin{cases} v_c d_c (h/d_c)^{\beta}, & 0 \le h \le d_c \\ v_c d_c + v_a (h - d_c), & d_c < h \le d_s \\ v_c d_c + v_a (h - d_c) + \alpha (h - d_s)^{m}, & d_s < h \end{cases}$$
(1)

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \tag{2}$$

ここで t は時間, x は斜面上端からの距離, q は単 位幅当たりの流量, h は水深, r は降雨強度である。 また, i を斜面要素の勾配として

$$v_c = k_c i, v_a = k_a i, k_a = \beta k_c, \alpha = \sqrt{i} / n$$

であり、モデルパラメータは流量流積関係式を決定 する $n, k_a, d_c, d_s, \beta o 5$ つとなる。n は地表面流が 発生する場合の等価粗度, k_a は重力水が卓越するA 層内の透水係数, β は重力水部と不飽和水部との飽 和透水係数の比である。

Table 3 Model parameter values of the distributed hydrologic model.

Parameter	Mountainous area	Residential area
$n ({ m m}^{-1/3}{ m s})$	0.3	0.06
$k_a ({ m m/s})$	0.01	-
$d_{s}(m)$	0.4	0.0
$d_{c}(\mathbf{m})$	0.2	0.0
β(-)	6.0	-



Fig. 6 Observed water level and simulated discharge at the Kabutobashi station.

市街地は雨水排水幹線網が整備されていて,市街 地への降雨の大半は都賀川に流入する。そこで市街 地は土層厚をゼロとして地表面流型のパラメータを 設定し,等価粗度は河道と同等の値を設定した。ま た,山地域のパラメータはわが国の他の山地流域で 適合するような代表的な値を設定した。Table 3 に設 定したモデルパラメータの値を示す。当流域では流 量観測データは存在しないので,これらのパラメー タの値は,同じ分布型流出モデルを他の流域に適用 してよく適合するパラメータ値を参考とした。

4.2 流出解析

Fig. 6 に甲橋水位観測地点 (サブ流域2の下端)で の河川流量の計算値と甲橋水位局の水位観測データ を合わせて示す。Fig. 7 は流出解析に用いた神戸市 の降雨レーダーによる雨量の時間変化であり,流域 全体の流域平均値と流出に支配的であったと考えら れるサブ流域4 (市街地)の流域平均値を示している。 降雨レーダーの空間分解能は250m,時間分解能は2 分30秒であり,レーダーアメダス合成雨量によって 補正されている。降雨レーダーによる流域平均値を 14時20分から16時まで積算すると43.0 mmとなった。 この値は Fig. 4 の鶴甲地上観測雨量による同時間 帯の積算雨量が 46 mmであり,レーダー雨量は妥当 な値と考えられる。



Fig. 7 Radar rainfall for distributed hydrologic simulation. The green line shows the catchment mean rainfall for sub-basin 4, which is believed to be a dominant source of the discharge. The red line shows the catchment mean rainfall derived from the radar data.

この流域では河川流量は測定されていないため, 一般的に適合する代表的なパラメータ値を用いてい るが, Fig. 6 に示す計算流量ハイドログラフは,概 ねピーク流量の発生時刻を再現している。このとき のピーク時の推定河川流量は40.2 m³/sとなった。藤 田(2009)はビデオ映像から表面流速を推定し,新都賀 橋下流の横断表面流速分布を推定している。それに よると河道中央部での表面流速は5m/sを越え,この 表面流速分布から推定される河川流量は30m³/sから 40m³/s 程度としている。また,洪水到達時間を10分 とし,市街地からの雨水流出が支配的であると想定 すると,合理式を用いてピーク時の河川流量は

$$Q = \frac{1}{36} fRA = 36 \text{ m}^{3/\text{s}}$$

と推定される。ここで,市街地は雨水排水幹線網が 整備されているのでf=1.0,レーダー雨量による10分 間の平均雨量強度の最大値としてR=60 mm/hr (Fig. 10 参照),市街地の面積としてA=2.2 km²とした。こ れらの観測情報を合わせて考えると,ピーク流量が 30 m³/sから40 m³/s 程度というのは妥当と考えられ, Fig. 6 の流出計算結果は妥当なものと考えられる。

なお、合理式において流域面積として都賀川全域 の8.57 km²を用い、全流域から流出があったと想定す ると、ピーク流量は160 m³/s に近い値となる。甲橋 地点での水位上昇が1.3m、断面幅が約18mであるこ とを考えると、断面平均流速が7m 近い値となり、 表面流速の推定値が 5m/sであることと比べると、明 らかに過大である。レーダー雨量観測によれば、山 地域も同様に降雨が観測されているが、山地からは 流出が少なかったとしなければ、ピーク流量の値を 説明することが難しい。



Fig. 8 Discharge from each sub-basin. The red line is the river discharge at the Kabutobashi station.

合理式によるピーク流量の推定では、市街地から の流出が支配的であったと想定しているが、これが 妥当であるかを確認する必要がある。Fig. 2 に示す 観測施設の一つとして、都賀川流域には河川流・土 石流をモニターするために、国土交通省六甲砂防事 務所による監視ビデオカメラ(ITVカメラ)が山地域 の3箇所に設置されている。このビデオ画像によれば、 杣谷川の妙楽ITVカメラでは水位の上昇を確認でき るが、残りの2ヵ所のITVカメラでは豪雨の時間帯を 通して河道内の流れは見られず、山地からの流出量 は極めて小さかったことが確認されている(藤田 (2009))。

Fig. 8 は Fig. 6 の推定流量とともに、そのときの 各サブ流域から河道への流出量を示した結果である。 この計算結果によれば、市街地であるサブ流域4から の流出が出水の立ち上がり時のほぼすべての流量を 占めており、全流量の多くの部分を占めていること がわかる。サブ流域(5~9)は山地として設定した流域 からの斜面流出の計算結果である。Fig. 7 に示すよ うにレーダー雨量観測によれば、山地域にも相当の 降雨があったにも関わらず、山地からの流出量の計 算値は極めて小さな値であった。これは監視ビデオ カメラによる観測結果とも符合している。

このことをさらに確かめるために,流域すべての 斜面に Table 3 の市街地のパラメータ値を設定した 場合の甲橋地点における想定流出量をFig. 9 に示す。 この場合は土層厚をゼロとしているために降雨が地 表面流となってすぐに流出する。このため,サブ流 域からの流出量の時間変化パターンはそれぞれのサ ブ流域への降雨の時間変化パターンとほぼ等しい。 この場合の甲橋での想定河川流量は160 m³/sに近い 値となる。これは上の合理式によるピーク流量の推 定において,全流域から流出があると想定する場合 のピーク流量とほぼ同様の結果となり,明らかに過 大であることがわかる。



Fig. 9 Discharge from each sub-basin in the case that the parameter values of all sub-basins are set to the type of the residential area. The red line is the river discharge at the Kabutobashi station in the case.

これらの観測データによる分析と流出解析の結果 から、山地域にも相当の降雨があったにも関わらず、 流域の約7割以上を占める六甲山地からの流出はほ とんどなく、急激な水位上昇をもたらした流出は市 街地からの直接流出によって構成されると考えるこ とが妥当である。

4.3 レーダー雨量の有効性

Fig. 10とFig. 11 は、分布型流出モデルにレーダー 雨量を入力データとした場合と、最も大きな降雨が 観測された鶴甲地点の地上雨量データを与えた場合 の計算流量の違いを示したものである。上述したよ うに、降雨レーダーによる流域平均雨量の14時20分 から16時までの積算雨量は43 mm、同時間帯の鶴甲 地上観測雨量の積算雨量は43 mm、同時間帯の鶴甲 地上観測雨量の積算雨量は46 mmであり、積算雨量 で見た場合の両者の違いはほとんどない。時間雨量 で見た場合の両者の違いはほとんどない。時間雨量 で見たも、14時から15時の降雨は26mmと同じ値とな る。しかし、10分雨量で見るとレーダー雨量から推 定した流域平均雨量と甲橋地点での地点雨量の時間 変化は大きく異なる。また、その違いによって、推 定したハイドログラフの時間変化やピーク流量も大 きく違いが現れる。

流域が小さい場合は降雨から流出への時間遅れが 極めて短い。また,市街地であるか山地であるかと いった土地形態の違いが降雨流出に敏感に反応する。 そのため,降雨強度の時間空間分布の少しの違いが 流出開始時刻やピーク生起時刻,ピーク流量,ハイ ドログラフの形状に大きく影響する。一地点の雨量 情報だけでは,こうした市街地の流出現象の再現が 難しいことがわかる。特に流出が降雨に鋭敏に反応 する都市の小流域では,レーダー雨量観測と分布型 流出モデルを用いて詳細に雨水流れを追跡しないと, 洪水予測の向上には結びつかない。



Fig. 10 Simulated discharge at the Kabutobashi station using a distributed hydrologic model with radar rainfall.

5. まとめ

降雨の頻度解析の結果,今回の集中豪雨は10分雨 量において30年から50年程度の事象であることがわ かった。また,観測データの分析と流出解析の結果, 山地域にも相当の降雨があったにも関わらず,流域 の約7割以上を占める六甲山地からの流出はほとん どなく,急激な水位上昇をもたらした流出は,市街 地からの直接流出であると推定された。以上から得 られた結果をもとに事故防止のための技術的課題と 対策を考えると,以下のことが挙げられる。

- 1) 今回の降雨は最大1時間雨量が44 mm,1日雨量に して46 mmであり、山地流域では洪水とはならな い程度の降雨で、急激な出水が発生した。出水 は市街地への降雨が急激に流出したものと考え られる。豪雨による急激な水位上昇をできるだ け抑えるためには、降った場所で雨水を一時的 に貯留するなど、流域での対応を考えなければ、 対処が難しい。
- 2) 一般に台風や前線性の降雨では、10分雨量が大きければそれを含む1時間雨量も大きな値を示す。こうした場合は、事前に相当の降雨があり予測情報とも合わせて、河道内に住民が入る可能性は低く、今回のような水難事故が発生する可能性は低いと考えられる。今回は事前に大雨・洪水警報が発令されていたとはいえ、直前まで降雨がなく、急激な豪雨が発生した。この状況が水難事故の大きな要因であったと考えられる。空振りとなっても、注意報あるいは警報が発令されたら河川には近づかないなどを地域住民の共通認識とする必要がある。
- 3)都市小流域の急激な流出を再現するためには地 点雨量では不十分である。また、流域条件を一 様とすると流出現象を再現できない。レーダー



Fig. 11 Simulated discharge at the Kabutobashi station using a distributed hydrologic model with the Tsurukabuto ground observed rainfall.

雨量と詳細な地形,土地利用を反映することが できる分布型流出モデルの利用が有効である。

4) 水難事故防止のためには、現況を把握するだけでは限界がある。降雨と流出の時間差はほとんどない。また、今回の豪雨では上流域からの流出はほとんどなく、上流で河道の状況をモニターするだけでは、下流の水難事故防止には役立たない。ピンポイント的な集中豪雨を予測する技術を向上させる必要がある。

謝 辞

本研究は(社)土木学会都賀川水難事故調査団によ る調査研究の一環として実施されたものである。本 研究を進めるにあたり,国土交通省六甲砂防事務所, 兵庫県,神戸市から水文データや地理情報の提供を いただいた。また,データ取得においては神戸大学 大学院工学研究科の藤田一郎教授,宮本仁志准教授 に多大な協力を頂いた。記して謝意を表する。

参考文献

- 市川 温,村上将道,立川康人,椎葉充晴: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,No. 691/II-57, pp. 43-52, 2001.
- 椎葉充晴, 市川 温, 榊原哲由, 立川康人: 河川流域 地形の新しい数理表現形式, 土木学会論文集, No. 621/II-47, pp. 1-9, 1999.
- 立川康人, 永谷 言, 寶 馨: 飽和不飽和流れの機構を 導入した流量流積関係式の開発, 水工学論文集, vol. 48, pp. 7-12, 2004.
- 藤田一郎:都賀川水難事故調査について,平成20年 度河川災害に関するシンポジウム, pp. 1-7, 2009.

Frequency Analysis and Rainfall-Runoff Analysis of the Toga River Flush Flood in July 2008 to Prevent the Water Accident

Yasuto TACHIKAWA*, Shunsuke ESAKI**, Michiharu SHIIBA* and Yutaka ICHIKAWA***

* Department of Urban and Environmental Engineering, Kyoto University
 ** Undergraduate School of Global Engineering, Kyoto University
 *** Department of Civil and Environmental Engineering, University of Yamanashi

Synopsis

The sudden water level rising caused by the severe rainstorm at the Toga River in July 2008 claimed five people. To prevent the water accident, a distributed rainfall-runoff analysis is conducted to understand the sudden runoff phenomena. The rainfall-runoff analysis and observed camera images revealed that discharge which caused the sudden water level rising came from the residential area and contribution from the mountainous area was quite small. It is proposed that only to monitor the discharge at the upper reaches is insufficient to prevent the accident; detailed distributed rainfall-runoff analysis with radar rainfall is essential to predict the runoff phenomena at the urbanized small catchment; and to foster the common view to keep off from the river at the alert of heavy rainfall warning is indispensable to avoid the accident.

Keywords: Toga River, flush flood, rainfall frequency analysis, runoff analysis, distributed rainfall-runoff model

Study on Early Warning System for Shallow Landslides in the Upper Citarum River catchment, 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

In this study we focus on water-induced landslides in the Upper Citarum River catchment aiming for development of a shallow landslides early warning system. The method combining two necessary components to identify shallow landslides potential: (i) a time-invariant spatial distribution of the land surface susceptible to slope instability, where the catchment area is characterized into stability classes according to the critical relative soil saturation, designed to portray the effect quasi-static of land surface factors on shallow landsliding, and (ii) the produced map is then linked with spatiotemporal varying hydrologic and soil strength properties to provide a time-varying estimate of slope movement susceptibility in response to rainwater. Coping with real-time satellite-derived rainfall products, the applicability of hydrological-slope stability model for real-time flood and landslide forecasting at the catchment scale could be explored.

Keywords: Shallow landslides, sediment, hydrology, slope stability, early warning, Citarum River.

1. Introduction

Geographical location of Indonesia causes most of the islands have experiencing with high rainfall and numerous active volcanoes. Having those characteristics, Indonesia is found to have high vulnerability to various natural disasters such as flood, various landslide types, droughts, earthquake, tsunami, and volcano eruption. Flood and landslides as the most widespread natural hazard cause casualties and millions of dollars in property damages almost annually. As the population increases and the social society become more complex, the economic and social cost of flood associated landslides will continue to rise unless there is a significant intervention and action. Indonesian Government has several policies and strategic plans for natural disasters preparedness and mitigation by promoting structural and non structural measures program.

The Upper Citarum River catchment, West Java is one of the persistently active landslides occurring in Indonesia. The flood 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. As suggested by field investigation, the type of landslide occurrence mainly

is rapid shallow landslides (debris flow). According to the Geological Agency of Indonesia, since 1990 over 250 big landslides reported to have occurred there. Catchment erosion is also a serious problem in the upper river catchment where hillsides are steep. Shallow landsliding, as a form of mass movement, is one of the sources of hillslope erosion and catchment sediment yield. Therefore, there was an urgent need to devise countermeasure against frequent disasters. Herein, a new and innovative technology related disaster warning system as one of the most effective ways of nonstructural measures to minimize the damages caused by water-induced disasters could be introduced. As there is no operational integrated flood-landslides forecasting and warning system in place in the Upper Citarum River catchment, this study focuses on development а hybrid physically-based distributed hydrological and slope stability models as well as to explore its application using near real-time satellite-derived rainfall products for hydrological estimation and shallow landslide forecasting or warning system. This paper describes the preliminary results of this study on early warning system development.

2. Study Area

The Citarum River catchment is the largest river on the West Java Island. Total area of the Upper Citarum Catchment is around 2,283 km². The 269 kilometers Citarum River originates from Wayang Mountain with elevation of 2198 m above mean sea level south Bandung. In the first 25 km, the river follows a steep slope of 0.033 then flows onto the middle part of the basin with slope of 0.0033 starting at Bandung for another 169 km. In the lower parts, the river meanders across an alluvial plain for about 75 km before reaching the Java Sea. There are three cascading reservoirs in the Citarum river basin namely Saguling, Cirata and Jatiluhur. Those reservoirs are built not only for generating hydropower, water supply for irrigation, industrial and domestic but also uses to regulate and traps of sediment. Geomorphology of the catchment consists catchments which have very steep slopes flow into upstream of Citarum River. Flood and associated

upstream of Citarum River. Flood and associated landslides are frequent during the rainy season. Figure 1 shows the whole Citarum catchment area and spatial distribution of the investigated landslides history according the data collected from the Geological Agency of Indonesia.

of volcanic cone, Tuff, Tuff Sand, Lapili, Breccia

Aglomerat, Breccia and lahar, Breccia, Lava Andesit,

Geophysical Agency, the Citarum River catchment

has an average monthly temperature of 22.8 to 26° C, average annual rainfall of 1500 - 4000 mm, average

monthly wind speed about 2 to 9 knot and average

monthly evaporation rate between 120 mm to 150

mm. The population in the Upper Citarum catchment

is rapidly growing with the urban area expanding

around Bandung, the capital of West Java. In the

upper Citarum River catchment, there are 12 river sub

Based on the record of Meteorology and

Tuff Breccia lahar, and lava, Andesit and Dasit.



Fig.1 The map of Citarum River catchment and investigated landslide sites (1985-2008).

3. Past Landslide Events

Landsliding can be triggered by a variety of mechanism such as heavy rain, rapid runoff at hilly slopes, flash flood, erosion, rapid melting of volcanic debris during eruption, and earthquake. Two triggering thresholds that relate to different time scale need to be considered namely an antecedent rainfall threshold and a storm intensity duration threshold. These two thresholds can indicate a different level of potential hazards.

Landslide failures typically occur on steep slope and when rainfall infiltrates through a block of soil. The block of soil gradually saturates, pore water pressure increase and the shear strength decrease. Landslide problems can be caused also by land mismanagement, particularly in mountain, like upstream Citarum River catchment.

In areas burned by forest and brush fires, a lower threshold of precipitation may initiate landslides. Land-use zoning, professional inspections, and proper design can minimize many landslide, mudflow, and debris flow problems. A complete prediction of the shallow landslides process would include assessments of "where", "when", and "how big". There are some factors which usually controlling landslides namely, rainfall, earthquake, volcanic eruption, vegetation, geological condition, and morphology.

The characteristics of landslides in Indonesia can be categorized into first is slow movement, creeping and no causalities but large damaged area and second is rapid movement with rock, earth, and debris flows with causalities and large numbers of damaged. From data collection, there is several landslides disaster induced by heavy rainfall in the Upper Citarum River catchment.

- Landslide disaster in West Java at Cikalong Wetan, Bandung District on 16 September 2003 that caused at least 13 peoples feared dead and 7 homes have been swept away by the landslide.
- 2. Landslide disaster in West Java at Cililin, Walahir village on 21st of April 2004 that caused at least 15 peoples dead, 43 houses collapsed and heavy damaged, 60 Ha of paddy fields and more than 70 goats have been swept away by the landslides. This landslide mainly is due to very steep slope, high weathering products, land-use changed and high intensity of rainfall.
- Landslide disaster in West Java at Leuwigajah, Cimahi on 21 February 2005 that caused at least 123 peoples are dead and 70 homes have been flattened by the landslide.
- 4. Landslide disaster in West Java at Rongga, Bandung District on 3 March 2005 that caused at

least 2 peoples dead and a car overturned and dragged along the river.

 Landslide disaster in West Java at Cikembang Village, on 16 March 2008 that caused at least 2 people dead and 48 homes were damaged by debris flow.

4. Rainfall thresholds



Fig. 2 Rainfall thresholds-triggered landslides for the Citarum River catchment.

To know when shallow landslides are likely to occur, an antecedent rainfall and storm intensity thresholds needs to be developed. duration Observed landslides data from 2003 to 2005 and rainfall data monitoring are used as references to develop rainfall thresholds in the Upper Citarum River catchment. Observations of daily rainfall at the closest stations to landslide locations are selected. The rainfall distribution patterns of Bandung Hourly Automatic Rainfall Station are used for disaggregating the daily rainfall data of the selected rainfall stations. The plots of the relationships between rainfall durations and cumulative rainfalls at each date of landslides occurred can be constructed and analyzed for developing rainfall thresholds and the results can be seen in Figure 2. This rainfall intensity duration thresholds can be used to indicate different levels of potential hazards. A lower threshold identified a rainfall level below which significant shallow landslides hazards are considered unlikely, and above which shallow landslides are likely. An upper threshold represents a rainfall level above which abundant landslide large enough to destroy infrastructures.

5. Landslide Susceptibility

The second step is creating a susceptibility map based on geology, soil, slope, land use and rainfall information. The susceptibility maps were created through an iterative process from two kinds of information. Firstly is quasi-static map which consist of land use map, geology map, slope map, distribution of soil movement and landslide image. Secondly is dynamic map which consist of rainfall map, earthquake, or eruption of volcano. By analyses of GIS, those maps can be superimposed so that the resultant maps of relative susceptibility represent the best estimate generated from available inventory data can be produced.

Time-Invariant Shallow Landslide Susceptibility Map Using 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 (S)) 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 1 (Montgomery and Dietrich, 1994). When this ratio is greater than 1, 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.

$$FS = \frac{C + \cos\theta \left[1 - r_{w}\right] \tan\phi}{\sin\theta}; \begin{cases} C = \frac{C_{r} + C_{s}}{H\rho_{s}g} \\ r_{w} = \frac{h_{w}\rho_{w}}{H\rho_{s}} \end{cases}$$
(1)

in which C_r and C_s is the effective root and soil cohesion; ϕ is the effective angle of internal of soil; His 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 1, 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 $m_i^c = FS_i^{-1}(1)$ (see Figure 3 and Equation 2).

$$m^{c} = \frac{h_{w}^{c}}{H} = \frac{\rho_{s}}{\rho_{w}} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi} \right) + \frac{C_{r} + C_{s}}{H\rho_{w}g\cos\theta\tan\phi}$$
(2)

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

1. Theoretically always stable which is expressed by

$$\tan\theta < \tan\phi \left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_s}\right) + \frac{C_r + C_s}{H\rho_s g\cos\theta}$$
(3)

2. Theoretically always unstable, is expressed by

$$\tan\theta \ge \tan\phi + \frac{C_r + C_s}{H\rho_s g\cos\theta} \tag{4}$$

3. Potentially stable or unstable, predicted by Equation (1)

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.



Fig. 3 Landslide susceptibility map based on static land surface factors compared to the spatial distribution of investigated landslides (1985-2008).

Applied the model to the past landslides historical data, the time-invariant landsliding susceptibility map shows good agreement in covering the spatial patterns of investigated landslide history (1985-2008).

Assessing Dynamic Map of Shallow Landslide Susceptibility Using Hydrological and Slope Stability Models

On shallow landslide occurrence, soil moisture plays an important control; increased soil water content increases the shear stress or decreases the shear strength of the soil mass. Therefore, an accurate estimation of rainfall on slopes and calculation of the dynamic sub-surface water flows are the important factors in prediction of landslide susceptibility. The combined physically-based distributed hydrological model (including soil erosion and sediment transport) and slope stability model has been developed by authors. The hydrological model considers three principal water flux pathways within a catchment: subsurface flow through unsaturated flow (capillary pore), subsurface flow through saturated flow (non-capillary pore), and surface overland flow. The soil water amount calculated with its model is then used for slope stability analysis. Herein, the factors of safety, which represents the ratio of shear strength to shear stress of soil mass, are used to characterize slope stability. Slopes having safety factors smaller than one are considered unstable.

The National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), USA, provided global precipitation data at very high spatial and temporal NOAA-QPC Morphing resolution. Technique (QMORPH) rainfall estimates are available within 3 hours of real time and available on a grid with a spacing of 8 km. These data are then used in combination with the global coverage data sets of land surface characteristics (e.g., land use, DEM) from hydroSHEDS (http://hydrosheds.cr.usgs.gov/).

In this study, the integrated application of the QMORPH-based satellite precipitation estimation and a hybrid hydrological-geotechnical modeling system

is addressed. In addition, the goal is establishing shallow landslides and sediment disasters early warning systems based on real time satellite data.

A physically-based distributed hydrological and erosion-sediment transport model has been developed to determine the dynamic of soil moisture, runoff hydrograph and sedimentation graph (Apip *et al*, 2008). This model was used as tool to predict m^c at any locations inside study site (Figure 4). As further stage, the failure condition for each grid square can be written in terms of the time-varying relative saturated depth: for $m_i \le m_i^c$, the slope is safe; and for $m_i > m_i^c$, the slope is unsafe.



Fig. 4 Methodology for spatiotemporal dynamics of landslide potential prediction.

The application of the system for a past shallow landslides shows that the model successfully predict the effect of the rainfall movement and intensity on spatiotemporal dynamics of hydrological variablestriggered shallow landslides (Figure 5). The warning could be issued several hours before timing of landsliding initiation. In addition, the performance of the hydrological model shows good agreement in reproducing observed streamflow discharge at the catchment outlet (Figure 6). These results show that the potential exists for application of the system in improving the lead-time of disseminating shallow landslide disaster warning.

16/4/2008:16



16/4/2008:21





[a]

16/4/2008:19

16/4/2008:10



16/4/2008:10



16/4/2008:19







16/4/2008:16



Fig. 5 Spatiotemporal dynamics of (a) the saturated excess overland flow and (b) slope stability condition for Cikembang's landslide in response to CMORPH satellite-based rainfall estimates on March 2008.



Fig. 6 Hydrological model performance for (a) calibration (NSE=0.752) and (b) validation (NSE=0.617) periods. Streamflow discharges are evaluated at the catchment outlet.

6. Predictions of Shallow Landslide, Debris Flow, and Sediment Yield



Fig. 7 Schematic diagram of the physically-based distributed sediment runoff model within a grid-cell scale.

As first stage of the model development, physically- based distributed sediment runoff model has been developed to determine hydrologic and sediment yield components generated from any temporally-spatially varied rainfall event or continuous rainfall data input (Apip et al, 2008). The modeling approach is deterministic. physically-based, empirical, spatially distributed and dynamical in time. Dynamic spatial of water movements, erosion patterns and sediment rates can be predicted at any location inside the catchment as well. The concept of physically-based distributed sediment runoff modeling is shown in Figure 7. A sediment transport algorithm is newly added to the rainfall runoff model. Sediment runoff simulation can be divided in two parallel phases: runoff generation and soil detachment.

Splash and flow erosion models as well as sediment transport models are incorporated to the distributed rainfall-runoff model (Morgan et al, 1998). It includes multiple sources of soil erosion, namely soil detachment by raindrop (DR) and hydraulic detachment or deposition driven by overland flow (DF). Soil detachment processes at interrill and rill are implicitly simulated as raindrop splash and flow detachment respectively. The erosion and deposition rates are calculated as a function of the hydraulic properties of the flow, the physical properties of the soil and the surface characteristic. The detachment by raindrop DR is a function of the energy imparted to the soil surface by the individual drops. The basic assumption of this model is that the sediment is transported and yielded when overland flow occurs. The transport capacity of overland flow also has to be specified to simulate sediment transport processes.

Integrating this model with the shallow landslide information (spatial water, sediment, and rock movements) will allow for making prediction system on sediment yields, landslide susceptibility map, and real-time forecasting (see Figure 8).



Fig. 8 Hydrologic-shallow landslide-debris flow conceptual model.



7. Real-Time Early Warning System

Fig. 9 The activities required for the flood associated landslides forecasting and warning.

The general procedures and activities required for the flood and shallow landslide forecasting and warning operations can be seen in Figure 9. All activities should be undertaken promptly utilizing the most up-to-date and reliable data and information. The Citarum River Flood and Shallow Landslide Forecasting and Warning System (FDFWS) should comprise a computerized database system for the storage/retrieval of hydrometeorological data, the computerized shallow landslide forecasting procedure and ground movement data. The latter will be linked to the database storage system only to the extent that it will access data in continuous real-time which is being transferred from the established hydrometeorological network of rainfall, water level monitoring sites and ground movement monitoring sites.

Conclusions

- 1. Debris flow and landslides always occur every year in the Upper Citarum River catchment. The upper Citarum River basin has high susceptibility of debris flow-landslides.
- The satellite-based rainfall products are capable of detecting a particular rainfall event within the Upper Citarum River catchment. Distributed hydrological model can reproduce the hydrograph well.
- The spatial distribution of investigated landslides history is capable represented by slope stability model
- 4. Integrated distributed hydrological-slope stability models and near real-time satellite-derived rainfall estimates represents the effect of the rainfall movement and intensity on spatiotemporal dynamics of hydrological variables triggering shallow landslides.
- 5. More accurate (quantitatively) and highresolution data are necessary for reasonable flood and landslide predictions.
- 6. With real-time satellite-derived rainfall products, the hydrological-slope stability model could be examined for applicability of real-time flood and landslide forecasting at the catchment scale.

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.

- Montgomery DR. and Dietrich, WE. (1994): A physically-based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, Vol. 30,pp. 1153-1171.
- Morgan, R.P.C., Quinton, J.N., Smith, R.E., Govers, G., Poesen, J.W.A., Chisci, G., and Torri, D. (1998): The European soil erosion model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Process and Landforms*, Vol. 23, pp. 527-544.

インドネシア・チタラム川上流域の表層崩壊早期警戒システムに関する研究

APIP*・宝 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

表層崩壊早期警戒システムの開発のためインドネシア・チタラム川上流域の水誘因の斜面災害の研究を行った。 適用した手法においては表層崩壊可能性を同定するために必要な以下の二つの要素を統合している。(1)斜面不 安定性に影響を及ぼす斜面表層の空間分布(時間不変):ここでは表層崩壊に対する斜面表層要素の準静的効果を 明瞭にするために相対土壌飽和度臨界値に従って流域を安定性階級ごとに分類を行なった。(2)作成されたマッ プは降雨に対する斜面流動鋭敏性の時間変動を推定するために時空間変動する水文学的そして土壌強度特性に関 連づけられる。衛星から得られる実時間降雨情報を用いて,流域レベルで実時間洪水と土砂災害予報のための水 文学的斜面安定モデルの適用性を検討する事が可能である。

キーワード: 表層崩壊, 土砂, 水文学, 斜面安定性, 早期警戒システム, チタラム川

洪水氾濫シミュレーションによる農地の作物被害の推定

小林健一郎*·寶 馨

*京都大学生存基盤科学研究ユニット

要 旨

洪水問題について考える場合,ハザード(洪水現象)の定量的な評価に基づくリスクの 同定が必要であるという立場に立って,洪水氾濫シミュレーション(ハザードの同定)か ら作物被害(リスク)の推定を行った。従来あまり考慮されてこなかった湛水継続時間を も推定できるような氾濫モデルを本研究において構築し,浸水深・浸水時間と作物被害率 の関係表を用いて作物被害率を推定し,単位面積あたりの作物収量と単位重量あたりの作 物小売価格を利用して損害額を推定した。対象地域は滋賀県日野川流域とその流域内部の 竜王町とした。本研究によって,降雨,流出,内水・外水氾濫,排水,被害という一連の 過程を計算する枠組みが概ね完成できた。

キーワード:降雨流出,内水・外水氾濫,作物被害推定,日野川,竜王町

1. はじめに

洪水氾濫とそれによる被害の問題を考える際に物 理則に基づいて浸水深を推定し例示することは(例 えば現時点の市町村が発行している多くの浸水想定 区域図),重要であるが十分とは言えない。浸水深 の大きさと人的・物的被害が必ずしも比例するわけ ではないからである。つまり物理計算結果をより有 効に解釈・利用するために,ここでは浸水深や流速 と被害の関係を定性・定量的に把握することが必要 になる。このような因果関係は最近浸透しつつある リスクガバナンス(狭義にはリスクマネージメント) の概念を通じても考えることができる。リスクガバ ナンスではリスクを以下のような定義で考えること ある。

- [1] 日本リスク研究学会(編) (2006):
 ある有害な原因(障害)によって損失を伴う危険 な状態(peril)が発生する時,「リスク=損失× その損失の発生する確率」と表現される。
- [2] International risk governance council (2005) :

自然あるいは人間災害と脆弱な状態の相互作用 から生じる害のある結果,すなわち予期される生 命・負傷者・資産・生活の損失,経済活動の損害 の確率。リスクは慣例的に「リスク=ハザード× 脆弱性」と表現される。

[3] Kaplan, S. and B. Garrick (1981):

リスク三重項 (risk triplet) 「Risk=f(Si, Pi, Di)」 Si:起こりうる事象のシナリオ, Pi:その事象がど の程度の頻度で起こりえるか, Di:起こった場合の ダメージ

ここでの[2]にもあるが慣例的には「リスク(Risk) =ハザード(Hazard)×脆弱性(vulnerability)」と いう定義をすることが多い。この考え方に沿うと, 洪水氾濫そのものはハザードに相当する。翻って, これまでの洪水研究はこのハザード研究に相当する ものが大きな割合を占めてきた。物理則に基づいて 洪水氾濫の浸水深や流速を推定することはハザード を定量化していると言える。

他方で、このリスク概念に沿えばハザードが如何 ほどであっても、社会が脆弱でなければ(脆弱性が 低ければ)、実際のリスクは低いということになる。 リスクが低いのであれば、ハザードが大きくても、 そのハザードには応分の対処さえすれば良い。従っ て、社会の安全・安心を守るためにはハザードにつ いてのみ研究するだけは不十分で、脆弱性をどのよ うに低下させるかをより真剣に考えるのが良いのだ が、こうした脆弱性の定性・定量的な研究はこれま であまり進んでいない。人口・社会資本データなど を時空間でデジタルに可視化するのが難しかったこ



Fig. 1 The Yodogawa and Hinogawa River catchments



Fig.2 The Hinogawa River catchment

ともその一因と考えられる。

しかしながら,最近GISで利用できる社会資本デー タの蓄積が急速に進み,これをうまく利用すれば災 害を時空間軸に沿って立体的に把握することができ るようになってきた。これを用いれば,これまでの ように洪水災害(ハザード)を未然に防ぐためのハ ード対策に加えて,災害が生じたとしても土地利用 の工夫(脆弱性を下げておく)などソフト対策を通 じて,最終的なリスクを低下させておくことができ



Fig.3 Enlarged view of Ryuou Town

こうした点に留意し、本稿では降雨流出解析、洪 水・内水氾濫解析によりハザードの定量化を行い、 それによる農作物被害(リスク)について考えた。 従来あまり考慮されてこなかった湛水継続時間をも 推定できる氾濫モデルを構築し、浸水深・浸水時間 と作物被害率の関係表(定量化された脆弱性)を用 いて作物被害率を推定し、単位面積あたりの作物収 量と単位重量あたりの作物小売価格を利用して損害 額を大まかに推定した。対象地域は滋賀県日野川流 域と流域内部の竜王町とした。

2. 滋賀県日野川と竜王町

る。

淀川流域全体図とその内部の滋賀県日野川流域を Fig.1に示す。日野川は鈴鹿山脈の綿向山(標高1100 m)を源流とし,淀川水系に属する一級河川(流域 面積207.1 km²,流路延長42.2 km)である。日野川流 域は日野町,東近江市,竜王町,近江八幡市,湖南 市,野洲市の4市2町に及ぶ。Fig.2に日野川流域の概 要を示す。日野川は上流部は勾配が急で土砂流出が 激しく,中下流部で河床上昇に伴う洪水氾濫を防止 するために長い年月をかけて堤防の嵩上げ工事が繰 り返されてきた。結果として,日野川中下流は天井 川となっており,沿川住民はたびたび洪水被害を被 ってきた(滋賀県,2008a)。なお日野川上流には日 野川ダム(多目的ダム:治水,灌漑,Fig.2)と利水 ダムの蔵王ダム(灌漑)がある。

竜王町 (Fig. 2, Fig. 3) は日野川の中下流部に位

置し,東部の雪野山,西部の鏡山,南部の丘陵地帯 と北部の日野川で町の大部分が囲まれており,町面 積44.52 km² に人口13674 人(男7529 人,女6145 人) 5045 世帯(平成20 年3 月1 日現在)が居住する(滋 賀県,2008b)。中央部から北部にかけて居住区や田 園地帯が広がり,町では石器時代の名残を残す出土 品なども発見されている。町内には日野川に加えて, その支流である善光寺川,祖父川,惣四郎川,中津 井川,新川,大洞川(Fig.3) などが貫流する。なお 氾濫解析については日野川,善光寺川,名神高速を 分水界とみなし,これらで囲まれた領域(図中赤線 内部)で行った。

3. 分布型降雨流出モデル

分布型降雨流出モデルはOHyMoS(目的指向型水 文モデル構築システム,椎葉(1999),市川(2001), 立川(2004),小林・宝(2008))を用いて構築す る。

3.1 流域地形モデル

流域地形のモデリングの手順は以下のようである。

- [1] 国内で整備されている国土数値情報(流路位置フ アイルKS-272,河川単位流域台帳KS-271)をもと に当該対象地域の河道網点列データセットを作 成する。
- [2] 国土地理院が発行する数値地図メッシュ(標高) データで[1]の河道網点列データを覆う範囲を切り出し、標高データの各格子点に最近傍の河道点 が一致するように河道網を修正する。
- [3]各格子点の標高を基に各河道に流出する斜面要素を決定し、各斜面での流れ方向を上流の始点から最急勾配方向を取るように一次元的(落水線)に決定する。

この手順に従い250mメッシュ(標高)を用いて流域 地形をモデル化した。モデル化された流域の落水線 をFig.4に示す(座標原点は北緯34°,東経134°地点を UTM座標に変換した位置とする)。

3.2 分布型降雨流出モデル

斜面流の追跡

流域モデルで決定された各落水線上を流れる斜面 流はKinematic Wave法で追跡する。基礎方程式は以 下のようである。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \tag{1}$$



Fig. 4 The drainage path of the Hinogawa River catchment in the rainfall-runoff simulation

ここにtは時間, xは斜面上流端からの距離, hは水深, qは単位幅流量を表す。単位幅流量の計算については 以下の流量流積関係式を用いる。この概念図をFig. 5 に示す。

$$q(h) = \begin{cases} v_m d_m \left(\frac{h}{d_m}\right)^{\beta}, \ (0 \le h \le d_m) \\ v_m d_m + v_a (h - d_m), \ (d_m < h \le d_s) \\ v_m d_m + v_a (h - d_m) + \alpha (h - d_s)^{\frac{5}{3}}, \ (d_s < h) \end{cases}$$
(2)

ここにDは土層厚, d_s は土層厚から固体の土粒子相 当を除いた厚さ, $d_a(=d_s-d_m)$ は重力流発生部に相 当する厚さ, d_m は毛管流発生部に相当する厚さであ

る。
$$v_m = k_m i$$
, $v_a = k_a i$, $\alpha = \sqrt{i}/N_{slope}$ で, v_m は毛管流の流速, k_m は毛管帯の飽和透水係数, i は斜面

勾配(斜面要素ごとに異なる値をとる), v_aは地中の大空隙での重力流の流速, k_aは大空隙の飽和透水

係数, N_{slope}は斜面等価粗度である。ここで,流量

流積関係の $h = d_m$ での連続性を満たすように $\beta k_m = k_a (2 \le \beta \le 6)$ とする。

この流量流積関係式から伝播速度

$$c = \frac{\partial q}{\partial h} \tag{3}$$

をもとめ、連続式を



Fig. 5 The stage-discharge relationship

$$\frac{\partial q}{\partial t} + c \frac{\partial q}{\partial x} = cr(t) \tag{4}$$

と変形し差分解法によりqを求める。この時モデルパ ラメータはD, d_a , d_m , k_a , β , N_{slope} , N_{river} の6つとなる。

河道流の追跡

河道流に関してもKinematic Wave法で追跡する。 基礎方程式は以下のようである。

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q(t) \tag{5}$$

ここにtは時間,xは各河道区分の上流端からの距離, Wは河道流断面積,Qは河道流量,q(t)は斜面から河 道への単位長さあたりの流入量である。流量流積関 係がマニング則に従うと仮定すると

$$Q = \frac{WR^{\frac{2}{3}}I^{\frac{1}{2}}}{N_{river}}$$
(6)

を得る。ここに *N_{river}* は河道の粗度係数,*R*は径深, *I*は河道勾配である。*R*,*I*は河道区分ごとに異なる 値をとる。径深*R*を定数*Z*,及び定数K₁を用いて,

 $R = K_1 W^Z$ として式(6)に代入し,(5)式と連立さ

せて差分解法によりQ を求める。河道流では河道粗 度係数 N_{river} がモデルパラメータである。結局,斜面 流と合わせて7つのパラメータを最適化アルゴリズ ムを用いて同定する。

3.3 ダムモデル

日野川ダムによる洪水調節機能を考慮するため, ダム操作を計算アルゴリズムに組み込み,ダムから の放流量を操作規則に従い計算できるようにした。

日野川ダムは滋賀県所管のダムとしては最小級の ダムであり,洪水調節機能はそれほど高くないと想 定されているが,現存しているためモデル化する必 要がある。本稿では継続時間が一日前後の降雨イベ ントを対象とするため,中長期の天候予測に基づい た事前の予備放流などの操作過程はモデル化せず, 迎洪水位を予備放流水位(EL.204 m)として計算を 始める。これは日野川ダムの過去3度の操作事例(昭 和46年(1971年)8月台風23号,昭和47年(1972年) 年9月台風20号,平成2年(1990年)年9月台風19号で の操作に大筋一致する。

操作に関しては平常時操作,ピークカット操作, 但し書き操作の3過程をモデル化している。概要はそ れぞれ以下のようである。

[1] 平常時操作: ダム上流からの流入流量が平常時

流量から日野川ダム規定の洪水流量160 m³/sに至 るまでは流入量=放流量の操作を行う。ただし, ピークカット・ただし書き操作後は以下の[2][3] の操作に従う。

- [2] ピークカット操作:ダム上流からの流入流量が 160 m³/sを超えた場合、ダム貯水位がただし書き 操作開始水位(EL.208.2 m)に達するまではダム からの放流量を一定量160 m³/sとしたピークカッ トを行う。この一定放流は水位が迎洪水位に低下 するまで行う。
- [3] ダム貯水位がただし書き操作開始水位を超えた 場合はただし書き操作に入る。この状況では流入 量=放流量とする。ただし書き操作終了後も,水 位が迎洪水位に至るまでは一定量160m³/sの放流 を行う。

3.4 分布型降雨流出モデルの検証

分布型降雨流出モデルのパラメータ同定と, その パラメータによる流出・ダムモデルの検証を1990年 (平成2年)9月の台風19号による降雨時系列を入力 情報とし(Fig. 6),ダム地点での実測流入・放流量 を計算値と比較することにより行った。パラメータ 推定は著者らが京都府由良川流域を対象に行った際 にも用いたLevenberg-Marquardt法により行っている (小林・宝(2006))。計算されたダムへの流入量 とダムからの放流量,およびそれらの実測値をFig.6 に示す。ダムへの流入量を見ると,計算値は実測値 とよく一致しており、ダム上流の集水過程を良く再 現しているのがわかる。また実測放流量を見ると実 際にダムがピークカット(洪水流量160m³/sを超えた 場合に余剰流量をダムに貯留する)を行っている様 子,また計算放流量からダムモデルがこの状況を良 く再現しているのがわかる。この際同定されたモデ ルパラメータは $D=1.14 \text{ m}, d_a=0.229 \text{ m}, d_m=0.452$

m, $k_a = 0.029$ m/s, $\beta = 4.04$, $N_{slope} = 0.153$ m^{-1/3}/s,

N_{river} =0.01 m^{-1/3}/sであった。以降,これらのパラメ
 ータを流域一様に与える。

Fig. 7には観測貯水位と計算貯水位を示す。計算値 については流入量と放流量はピークカットが行われ るまでは完全に等しいため水位の変動は起こらず, ピークカットに至り貯水位が上昇している。他方, 実測値については実際の操作では人為的な影響があ りピークカット時以外でも流入量が放流量より大き いことがあるため貯水位は計算値よりも高い。こう した人為的な不確定性はモデル化するのは難しい。 計算結果は全体の傾向を大よそ把握していると考え られるため,以降このモデルを用いる。



Fig. 6 The rainfall, observed/simulated inflow and outflow at the Hinogawa Dam during 19-20 Sep. 1990



Fig. 7 The observed/simulated water stage at the Hinogawa Dam during 19-20 Sep. 1990

3. 洪水・内水氾濫+排水モデル

洪水・内水氾濫解析についてはまず解析範囲内の 河道(日野川,善光寺川,祖父川,惣四郎川,中津 井川,新川,大洞川)の水位・流量を一次元不定流 解析で追跡する。なお,流出解析では小河川の中津 井川,新川,大洞川は考慮してない。河道網の上流 端では降雨流出モデルにより計算された流量ハイド ログラフを入力する。2川が合流して1川となるよう な合流点では2つの下流端と1つの上流端により構成 される3端点の水位が等しく,流入量の合計が流出量 に等しいとする。

一次元不定流解析における最下流端の水位は,最 下流端とすぐ上流側の計算断面の諸値を用いて外挿 計算して与えた。つまり最下流端については,それ より下流の影響は上流に伝播しないとして取り扱っ た。日野川と善光寺川の合流点より上流の河道網で は下流端の水位が上流断面より高くなる場合に生じ る水位上昇の上流側への伝播,所謂堰上げの効果を 考慮できる(Kinamatic Wave 法ではできない)。な お,これまでに日野川流域では中津井川など日野川 支川の日野川への排水不能による溢水氾濫が発生し ており,このような現象を再現するためには,今後 はこうした小河川まで考慮していく必要がある。

溢水は河道内の水深が堤防高さを上回った場合に 起こるとし,越流公式により溢水流量を計算する。 これらの溢水流量を浅水流方程式による二次元氾濫 解析モデルに与える(小林・宝(2008))。なお, この氾濫解析モデルでは,降雨による内水,あるい は河道から堤内地に溢れた水が河道に(再)流入し て湛水が引けて行く様子もシミュレーションできる ようプログラムしている。この(再)流入量も越流 公式により計算する。以下に適用した支配方程式を 記述する。

4.1 河川網の一次元不定流解析

連続式と,抵抗則にManning 公式を用いたSt. Venant 式を適用する。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \tag{7}$$

$$\frac{1}{g}\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{g}\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial x} = s_0 - \frac{n^2 u |u|}{R^{4/3}}$$
(8)

ここにAは河道の流水断面積,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, s_0 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。

4.2 堤内地での二次元洪水氾濫解析

堤内地の氾濫解析には二次元浅水流方程式を用い る。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = Q_{in} \tag{9}$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial u M}{\partial x} + \frac{\partial v M}{\partial y} = -gh\frac{\partial H}{\partial x} - gn^2 u \frac{\sqrt{u^2 + v^2}}{h^{1/3}}$$
(10)

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial u N}{\partial x} + \frac{\partial v N}{\partial y} = -gh\frac{\partial H}{\partial y} - gn^2 v \frac{\sqrt{u^2 + v^2}}{h^{1/3}}$$
(11)

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_{in} は単位面積当たりの溢水流量である。ここ では数値解を得るために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。



Fig. 8 The rainfall pattern from 9 to 12 and the simulated discharge at the Hinogawa/Hokyojigawa confluent

5. 作物被害推定法

浸水深,浸水時間と建造物被害あるいは作物被害 の関係を統計的に定量化している例はほとんどない。 ここではその数少ない一つである建設省河川砂防技 術基準(案)同解説ー調査編の関係表を被害率推定 に用いることにする。この被害率がいわゆる脆弱性 指標である。前述の降雨流出・洪水氾濫モデルによ り堤内地の浸水深と浸水時間を計算し、これに基づ き関係表から各地点での作物の被害率を求める。な お本稿では作物をすべて米として計算する。その後, 農林水産省統計(平成20年産水稲の作付面積及び予 想収穫量,農林水産省(2008))により得た滋賀県 の水稲の単位面積あたりの予想収穫量(滋賀県の作 物高は0.530 kg/m²) に、米穀の流通・価格・需給情 報(米穀安定供給確保支援機構, 2008)によるコメ の小売価格(407.1円/kg)を乗じて、全資産額を推 定し、これに被害率を乗じることにより被害額を推 定する。要約すると、作物被害額=0.530 *セルサイ ズ *407.1* 作物被害率により被害額を試算する。

6. 結果と考察

6.1 想定する降雨入力条件:

滋賀県により日野川流域の50年,100年,150年確 率日雨量は、それぞれ204.8 mm,228.7 mm,242.9 mm と推定されている。全雨量が50年,100年,150年確 率日雨量のいずれかに相当し、それぞれの確率日雨 量に対して4つの異なる時間分布を持つ合計12パタ ンの降雨波形を降雨流出計算の入力条件とした。Fig. 8に150年確率日雨量に相当する場合の降雨波形4パ タン (パタン9~12)を示す。Fig.8にあるように、 パタン9は矩形(一定強度)の降雨波形(ピーク降雨 強度:11.0 mm/hr)でパタン10,11,12は中央にピーク をもつ降雨波形でそれぞれピーク降雨強度が20.2, 40.5,81.0 mm/hrである。50,100年確率日雨量につい ても同様な降雨パタン(パタン1~8)を設定した(図 省略)。

6.2 降雨流出解析結果

Fig. 8に分布型降雨流出モデルに150年確率日雨量 4パタンの降雨波形を入力して計算した日野川と法 教寺川合流部(Fig. 3参照)での日野川河道流量を示 す。図からわかるように入力降雨のピーク降雨強度 が高いほど,ピーク洪水流量が高くなる。ピーク流 量はパタン9~12で順に300 m³/s, 350 m³/s, 634 m³/s, 1076 m³/sであった。

6.3 洪水氾濫解析結果

日野川本川の流量ハイドログラフ,および惣四郎 川,祖父川,善光寺川の流量ハイドログラフを上流 端境界条件として,外水・内水氾濫計算を行った。 特にパタン9(150年確率雨量)に相当する降雨イベ ントが起こった場合の計算浸水深分布をFig.9に示 す。同図には氾濫実績範囲も示している。この氾濫 実績範囲は竜王町が住民の聞き取り調査を行い同定 したものを著者らがデジタル化したものであり,過 去数度の浸水範囲を重ね合わせたものである。この 氾濫実績範囲は実際の何時の降雨に対応しているも のかわからないため再現計算はできない。しかしな がら,日野川河川改良全体計画書(1997)によると S57.9.12の台風18号,S61.7.10の前線,H7.5.12の低気 圧による降雨で,竜王町より下流に位置する日野川



Fig.9 The simulated water depth (pattern 9) and digitized observed inundation areas

の桐原橋地点で450 m³/s, 400 m³/s, 350 m³/s の流量が 記録された際に日野川流域で浸水が生じたと記録さ れている。今回パタン9の降雨により同桐原橋地点で 430 m³/sの流量が推定されたため,パタン9程度の降 雨により浸水実績程度の浸水が生じると考えパラメ ータを調節した。なお,計算結果は降雨による内水 浸水も含んでいるため,氾濫解析範囲全体に浅い浸 水が生じているが,弓削や西横関付近など標高が低 く窪地になっている地域に大きな浸水が生じている 様子は実績氾濫と一致しているため,洪水・内水氾 濫モデルは概ね適当であるとみなしている。なお, 計算では浸水は中津井川,新川,大洞川の日野川へ の排水不能による溢水と降雨により生じている。

6.4 被害額推定結果

各降雨に対する浸水深を計算し、それに基づき米 (等価)被害率を推定した結果をFig. 10~11に示す。 Fig. 10はパタン9について、Fig. 11はパタン12につい ての米被害率である。なお、この計算では河川ネッ トワークにより排水されない地域の湛水時間を特に 一週間以上と仮定しており、それらの地域では作物 被害率が70%以上になっている。標高が低い地域(弓 削,西横関など)では浸水深が大きくなるため作物 被害率が高くなっている。また、パタン9とパタン12 の比較により、総降雨量が同じでも、降雨の時間分 布により被害の広がりが大きく異なることがわかる。

こうして算定された作物被害率を基に,作物被害 額を試算した(Table.1)。これらの計算結果から, 降雨の総量よりも降雨波形に被害額が依存すること が判る。ピークが明瞭でない降雨の場合(パタン1,



Fig. 10 The distribution of the simulated rice damage ratio (pattern 9)



Fig.11 The distribution of the simulated rice damage ratio (pattern 12)

5,9),被害額は2億円程度,大きなピークを持つ降 雨波形の場合(パタン4,8,12)3.5億円以上になる ことが推算できた。

降雨のピーク強度,日野川と法教寺川合流部にお けるピーク流量,被害額の4パタン間での増加率を計 算すると,150年確率日雨量の場合,パタン9に対し て例えばパタン12では降雨は7.4倍,流量は3.6倍,被 害額は1.7倍の増加となる。つまり,ピーク降雨強度 が増えても被害はそれほどには増えないことがわか る。

7. おわりに

降雨,降雨流出,内水・外水氾濫,排水,被害と いう一連の過程を計算する枠組みが概ね完成できた。

イベント	確率日雨量	ピーク降雨強度	日野川·法教寺川合流部	被害額 [億円]
	[mm/day]	[mm/hr]	のピーク流量[m ³ /s]	
パタン1	204.8	9.3	227	1.97
パタン2	204.8	17.1	266	2.28
パタン3	204.8	34.1	476	2.88
パタン4	204.8	68.3	799	3.56
パタン5	228.7	10.4	272	2.09
パタン6	228.7	19.1	316	2.44
パタン7	228.7	38.1	571	3.04
パタン8	228.7	76.2	96	3.71
パタン9	242.9	11.0	300	2.18
パタン10	242.9	20.2	350	2.51
パタン11	242.9	40.5	634	3.12
パタン12	242.9	81.0	1076	3.75

Table 1 Estimated economic loss due to rice damages in the region

滋賀県, 竜王町との共同により,より詳細な家屋デ ータ,土地利用データを入手できるので,今後はさ らに厳密な解析を行い,実被害額データなどと比較 することによりモデルのさらなる精緻化に努め,地 域住民と情報を共有することにより,リスクマネー ジメントについて考える。

謝 辞

滋賀県河港課,河川開発課,竜王町役場にはデー タや資料を堤供して頂きました。ここに記して感謝 いたします。

参考文献

- 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, No. 691/II-57, pp. 43-52
- 建設省(1997):建設省河川砂防技術基準(案)同 解説-調査編,山海堂, pp.544-545
- 小林健一郎・宝 馨(2009):雨域の移動が流域の 降雨流出・洪水氾濫過程に及ぼす影響,水工学論 文集, Vol. 53. pp. 841-846
- 小林健一郎・宝 馨・立川康人(2006):最適化手
 法による分布型降雨流出モデルのパラメータ推定,
 水工学論文集, Vol. 51, pp. 409-414
- 立川康人・永谷言・宝 馨(2004): 飽和不飽和流 れの機構を導入した流量流積関係式の開発, 水工

学論文集, Vol. 48. pp. 7-12

- 椎葉充晴・市川温・榊原哲由・立川康人(1999): 河川流域地形の新しい数理表現形式,土木学会論 文集, No. 621/II-47, pp. 1-9
- 滋賀県(2008a):淀川水系東近江圈域河川整備計画
- 滋賀県(2008b):滋賀県の人口と世帯数
- 滋賀県(1997):日野川河川改良全体計画書
- 農林水産省(2008):農林水産省統計(平成20年産 水稲の作付面積及び予想収穫量)

http://www.maff.go.jp/j/tokei/

米穀安定供給確保支援機構(2008):米穀の流通・ 価格・需給情報

http://www.komenet.jp/komedata/kakaku/2004/data14. html

- 日本リスク研究学会 (2006): リスク学事典, pp. 16-17, 阪急コミュニケーションズ
- International Risk Governance Council (IRGC) (2005): White Paper on Risk Governance,, Vol. 1, pp. 5-8.
- Kaplan, S and B. Garrick (1981): On the quantitative definition of risk, Risk Analysis, 1(1), pp. 11-28

Economic Loss due to Crop Damages by Flood Inundation: an Integrated Flood Risk Assessment Framework

Kenichiro KOBAYASHI* and Kaoru TAKARA

*Institute of Sustainability Science, Kyoto University

Synopsis

Identifying the agricultural risk by flooding based on the quantified hazard is vital when addressing the flood disaster problem. This paper carries out the crop damage (risk) estimation by flood based on the flood inundation (hazard) simulation. The flood inundation model developed here can simulate not only the flood inundation by bank overtopping and rainwater, but also the drainage process through the river network system. After simulating the flood inundation process, the crop damage by flood is estimated using a vulnerability index, that is, the relationship among the crop damage ratio, the inundation depth and the inundation duration. Afterwards, the economic loss is estimated with the average crop yield per area and the retail price of the rice per weight (kg) of Shiga Prefecture. The Hinogawa River, Shiga, Japan and Ryuou Town in the catchment are selected as case study sites. This paper has established a framework to assess flood risk in a river basin from rainfall, rainfall-runoff, flood inundation, drainage and the economic loss estimation.

Keywords: rainfall-runoff, inundation, crop damage, economic loss, the Hinogawa river, Ryuou Town

世界流域データベースの利用による

大陸河川における流出解析に関する研究

山敷庸亮* · 鈴木琢也*** · Roberto V. DA SILVA ** · 辰己賢一* · 寶馨*

*京都大学大学防災研究所 **京都大学大学院工学研究科 ***千葉県庁県土整備部君津地域整備センター建設課

要 旨

本研究の目的はSRES A1Bシナリオにおける河川流量予測モデルを構築することであ る。まず河川の重要性を考慮し11の大流域(Amazon, Brahmaputra, Congo, Danube, Indus, Mekong, Mississippi, Orinoco, Parana, Niger, and Rhine)を選定した。 また大陸スケールの河川モデルにはTOPMODELをGIS上に適用したものを用いた。キャ リブレーションにはCRU水文データとGRDC流量データを用いた。世界流域データベー ス(GDBD)を用いて河道網を計算した結果はGRDCを用いた場合よりナッシュ係数が上 昇し適合性がよくなった。SRES A1Bの代表的なGCMアウトプット(HadGEN, MIROCと CCSM)を用いて将来流量を予測したが、それぞれの結果が顕著に異なった。平均化す ることも重要ではあるが、それぞれのGCMアウトプットの特性をそのままメッセージ として伝える事も流域の適合能力を高める上で重要であると考えられる。

キーワード: 世界流域データベース, CRU, GCM, SRES, TOPMODEL

1.はじめに

現在、世界的に急激な人口増加による農業用水需 要の増大や、都市開発、産業発展などの社会的要因、 また地球温暖化に代表される気候変動によって水問 題は一層深刻なものになると懸念されている。水問 題の要因は広域にわたっており、解決には自然科学 から社会科学にわたり包括的に要因を考慮した流域 から地球規模の統合的な研究や解析と、それに基づ く管理や対策の実施が必要であると考えられる。こ のような背景を踏まえ、独立行政法人国立環境研究 所地球環境研究センターデータベース事業の一環と して、世界流域データベース (Global Drainage Basin Database: GDBD) が開発された。GDBD は自然科 学から社会科学にわたる幅広い情報を格納した 6 つの GIS データ(流域界データ、河道位置データ、 流量観測所データ、自然湖データ、人工湖データ、 表面流向データ)から構成されるデータベースであ る。GDBD は水に関連した様々な分野へ基礎情報を 提供し、水問題の解決に向けた研究や解析に応用さ れることが期待されている。

前述の懸念に対し適切に対処するためには、的確 な将来展望を持つことが不可欠であるといえる。そ こで本研究では将来の水資源利用可能量に対し、温 暖化を考慮した気候モデルを利用し、GDBDの河道 網を利用した流出解析を行い世界主要河川における 流量として推定を行うことを目的とする。

2.GDBDの概要

GDBD は以下の6つの GIS データより構成される。 (1)流域界(basins)データ(ベクターデータ;ポリゴン)(2)河道位置(streams)データ(ベクターデータ; ポリゴン)(3)流量観測所(stations)データ(ベクター データ;ポイント)(4)自然湖(lakes)データ(ベクタ ーデータ;ポイント)(5)人工湖(dams)データ(ベク ターデータ;ポイント)(6)表面流向(fdr)データ(ラ スターデータ)

GDBD の特徴として以下の3点が挙げられる。第1 に、地理的に整合性を持った6 つの GIS データ(流域 データ、河道位置データ、流量観測所データ、自然 湖データ、人工湖データ、表面流向データ)から構成 され、それらに地形や人口、土地利用/被覆など自然 科学から社会科学にわたる幅広い情報が格納されて いる点、第2に、様々な精度検証を行い、高精度で あることが検証されている点、第3に、 ArcGISGeodatabase フォーマットを用いて開発され、 ArcGIS だけでなく Microsoft Access を用いてデータ の閲覧、編集が可能であり、水問題に関わる多くの 利害関係者、政策決定者、研究者がデータベースを 利用できる点である。以上の点をもって GDBD は水 に関連した様々な分野へ基礎情報を提供し、水問題 の解決に向けたな研究や解析に応用されることが期 待されている。

3. GRDC 及び GDBD 流域界を利用した河道データ セットの作成

代表的河川の流量比較を行なうにあたって河川流 域に対し河道データセットを作成する必要がある。 必要となるデータは各河川を 50~100 分割し、それ ぞれにおける源流地点からの距離とその河川の全流 域におけるその地点の上流流域の占める割合である。 本研究ではまず全球流出量データセンター(Global Runoff Data Centre;GRDC)の提供する流域界を利用 した河道網データを作成し、次に GDBD の流域界の 属性情報を利用した河道網データを作成した。

3.1 GRDC 流域界を利用した河道データ

必要となる河川の源流からの距離とその上流面積 比を求めるため、以下の手法によりデータセットを 作成した。

1. GIS ソフト GRASS に DEM である ETOPO5 を組み 込む。ETOPO5 データセットは、米国コロラド州ボ ールダーの米国地球物理データセンター (NGDC) が原データを作成したものであり、現存の5分及び 10分のデジタルデータを統合したもので、有用な デジタル地勢データとなっている。データセットで は、地球を緯度経度5分(約9平方 km の空間分解 能、1度あたり12×12ピクセル)で区切って1m単 位で標高値が与えられている。

2. GRASS 上で GRDC 流域界を表示させ MASK をか ける。MASK は GRASS で利用できるメカニズムで、 MASK はラスター型データの特殊なファイルであり, 他のラスターファイルを読む時に,不透明なフィル ターとなる。MASK が設定されていると,図に示し たように,MASK 中で No-data (データなし,カテゴ リー値 0) となっているセルは,もとの実際の値に かかわらずデータなし (つまり,ゼロ) に対応づけ られる。逆に,MASK 中でデータあり (カテゴリー 値 1) となっているセルは,もとの値通りに対応づ ける.このことにより,様々な形で取り扱う領域を 限定することが可能となる。



図1 MASK の概念図

3.GRASSの計算コマンドであるr.mapcalcを使って流 域面積及び総河川長を計算する。

4.河川上に任意に数点取りDEMを利用し標高を調べ、 上流からの距離を計算する。

5.流域に対し指定した点の標高より高い地点の面積 を計算し、全流域に対する割合を計算する。

6.3.で得られた流域面積及び河川長を GRDC の提供 する流域面積、河川長に合わせる。その倍率に合わ せ 4.5.で得られたデータに対し変換を行う。

3.2 GRDC 流域界を利用した河道データ

GDBD の属性情報の Pfafstetter code[3]を利用して データセットを作成する。

1. MicroSoft Access より対象流域の流域界及び河道 位置データの属性情報を抽出する。

2.流域界の属性情報で、最下流域の Dwn_Pfa_Code は-1 であるので、Dwn_Pfa_Code が-1 である単位流 域を見つけ、GDBD_ID と、Accum_Area を取り出す。

ここで最下流域の Accum_Area は流域全体の面積を示している。

3.最下流域の Pfa_code に等しい Dwn_Pfa_Code をも つ流域界を見つける。 Pfafstetter_Code の性質上 Pfa_code に等しい Dwn_Pfa_Code をもつ流域界は複 数存在するが、そのうちで Accum_Area が大きいも のを主流として考え、その流域界に対して同様なプ ロセスで上流域界を追跡する。 Pfa_Code に対応する Dwn_Pfa_Code が存在しなければその上流域界が存 在しない最上流域となり、そこで終了する。それぞ れの流域界に対して GDBD_ID と、Accum_Area を取 り出し、それぞれの Accum_Area に対して作業2で 得られた Accum_Area に対する割合を計算する。

4. 河道位置データの属性情報で、作業2、3で得ら

れた GDBD_ID に対応する Shape_Length を取り出し、 最上流域からの累積河川長を計算する。

6040 10	Pagion NO	SubPersion NO	Pacia NO			Accum Area
0000_10		Suche Store Inc.		Cour	Contra Conc	Account Sulca
63534			6	10000000		1.75E+10
63535	6	1	6	2000000	1000000	2.44E+09
		- 1 E		1		
63536	6		6		10000000	
60507						
63537	0	1	0	40000000		1,800+09
63538		· · · · i · · · · · · · iı		5000000	0000000	9:49E+09
63542	6	1	6	7000000	\$0000000	4:77E+09
					souddada	3 76F100
03333				01000000	5000000	5.702405
63541	6	1	6	6300000	61000000	2:08E+09
					\sim	
63540	6	1	6	62000000	61000000	1.05E+09
63544	6	4	6	9000000	7000000	1-79F+09
		1		: :		:
63543	6	; ;1	6	80000000	70000000	1;56E+09
: 63545 :	: 6	: :1	: 7	: 10000000	: -1	5;37E+09

図 2. Pfafstetter Code の利用

以上の手法によりデータセットを作成した。

Amazon 流域に対しては 107 回の Pfa_Code の追跡 により最上流域へたどり着いた。これは、Amazon 流域界を 108 分割したことにつながる。本研究で選 択した 11 河川では、49~124 分割したデータセット を得た。

4. TOPMODEL

本章では、流量の計算に使用した流出モデルと入 カデータについて説明する。本研究では流出モデル として TOPMODEL を利用した。

4.1 TOPMODELの概要

流出解析は大きく分布定数型と集中定数型に分け られ、前者は流域の物理的特性をある程度考慮でき るという特長を持ち、後者は計算が比較的簡便であ るという特長をもつ。本研究ではその両特長を併せ 持つ準分布型モデルである TOPMODEL[4]を用いた。 TOPMODEL では地表流出および地下水涵養までを 含めた土壌部分は面的に分割されたグリッドごとに 分布定数型で計算し、植物の根などが存在している 表層、および地下水貯留部の水収支は集中定数型で 計算する。このモデルの特長は、流域を二次元グリ ッドで分割し、各グリッドの標高から得られる DEM(Digital Elevation Map)をもとに計算される各グ リッドの地形指標から地表流型の変動流出寄与域を 割り出し、流出量を空間的に算定できる点にある。

4.2TOPMODELの基礎式(Bevenet al.,1995)

地表下における地下水の流れは次式で表現できる ものとする。

$$q_i = T_{0,i} e^{-\frac{S_i}{m}} \tan \beta_i \tag{1}$$

$$T_i = T_{0,1} e^{-\frac{S_i}{m}}$$

ここで、qi:単位等高線長あたりの斜面地中流速度 [m²/h]、Ti:地点 i の側方の透水量係数[m²/h]、T_{0,i}:地点 i の側方の飽和透水量係数[m²/h]、Si:地点 i の土壤の 不足貯留量[m]、m:モデルパラメータ[m]流出に寄与 する流域の有効土層の厚さを表す。この2式は①地 下水位は地表勾配と平行であること、②透水量係数 は貯留不足量と指数関数の関係があることを意味し ている。各時間ステップにおいて疑似的に定常状態 が成立すると考え、単位等高線長あたりの集水面積 をa[m]、空間的に均質な涵養速度をr[m/h]とすれば、

$$q_i = ra_{i(3)}$$

$$S_i = -m \ln \frac{ra_i}{T_{0,i} \tan \beta_i}$$

 Imp;
 (4)

 流域の平均貯留不足量Sは、上式を全流域面積A[m²]

 について積分し、Aで除すると次式のようになる。

$$\overline{S} = -\frac{1}{A} \sum \left(-m \ln \frac{ra_i}{T_{0,i} \tan \beta_i} \right)$$
(5)

この式は湛水状態(Si< 0)でも成立すると仮定する。 r は流域全体に渡って一定であると仮定すると、式 (4)、(5)よりrを消去して、次式を得る。

$$\overline{S} = S_i - m \left(\gamma - \ln \frac{a_i}{T_{0,i} \tan \beta_i} \right)$$
(6)

$$\ln rac{a_i}{T_{0,i} aneta_i}$$
は地質・地形指標であり、

$$\gamma = \frac{1}{A} \sum \left(\ln \frac{a_i}{T_{0,i} \tan \beta_i} \right) \quad \text{Total}$$

また、流域全体の平均的な側方浸透量係数 Te は次式のように定義される。

$$\ln T_e = \frac{1}{A} \sum \left(\ln T_{0,i} \right)$$

(7)

$$\frac{\overline{S} - S}{m} = \left(\ln \frac{a_i}{\tan \beta_i} - \gamma \right) - \left(\ln T_0 - \ln T_e \right)$$
(8)

 $\lambda = \frac{1}{A} \sum \left(\ln \frac{a_{i}}{\tan \beta_{i}} \right)$ であり、流域全体の平均的な 地形指標を表している。

式(8)は、流域の任意の地点iにおける貯留不足量が、 地形指標の偏差と局所的な透水量係数の偏差で説明 されることを示している。仮に透水量係数が空間的 に均質であれば、式(8)の右辺第2項(lnT0-lnTe)=0となり、局所的な貯留不足量が右辺第1項の地形指標のみで表されることになる。

TOPMODEL の計算手順

TOPMODEL はメッシュごとに根群域(root zone)、不 飽和域(unsaturated zone)、飽和域(saturated zone)の3 つの貯留部分をもつ。実際のモデル計算では計算時 間短縮の観点から適当な階級に地形指標を分類し、 各階級ごとに計算を行う。

(a) 根群域(root zone)

降水量、実蒸発散量の収支は根群域のみで考える。 ここで過剰になった水分は、ただちに不飽和域に供 給される。ここで Srz は根群域貯留不足量(m)、Srmax a は根群域水分利用可能量(m)、P は降水量(m/h)、E は蒸発散量

$$S_{rzt+\Delta t} = S_{rzt} + (E - R)\Delta t \tag{9}$$

(b)飽和域(saturated zone)

飽和域の水分貯留は流域単位の集中量として扱われる。流域全体からの地下水流出量 q_b(m/h)は次式によって計算される。

$$q_b = T_e e^{-\gamma} e^{-\frac{S}{m}} \tag{10}$$

(c)不飽和域(unsaturated zone)

不飽和域は根群域と飽和域を結ぶ領域で、一時的な水の貯留場となる。

Suz,i は不飽和域の水分量(m)、Si は貯留不足量(m)、 qv,i は不飽和域から飽和域への水分供給量[m/h]、i は 地形指標の各階級クラスを表す添え字である。この 領域は分布型として計算される。計算開始時点の流 域平均貯留不足量 S は(4.10)式から初期観測流量を Q0 とすると次式で与えられる。

$$S_i = -m \ln \left(\frac{Q_{\circ}}{T_e e^{-e}} \right)$$
(11)

この式と(8)式から地形指標をもとに各クラスの Si が計算され、Si<0 であればそのクラスは飽和とみな される。したがって根群域からの流入水は復帰地表 流 q0, f, i となる。Si が正の場合には、根群域からの 流入水はいったん Suzi に加えられる。不飽和帯から 飽和帯への鉛直方向のフラックス(地下水涵養 量)qv,i[m/d]は次式で計算される。

$$q_{\nu,i} = \frac{S_{u,zi}}{S_i T_d} \tag{12}$$

ここで、td は滞留時間を意味するパラメータ[m/h]である。

(d)地表流 地表流の追跡計算は、次式によって行う。

$$T_p = \sum \frac{x_i}{RV \tan \beta_i}$$

(13)

ここでTpは流域内の任意の地点Pからの地表流が流 域末端まで到達するのに要する時間、RV は地表流の 流下速度を表す定数[m/h]、N は流下グリッド数、xi は地表流の流下方向に含まれているグリッドでの最 大傾斜方向 k への距離[m]である。

以上の計算時刻 t で行い、飽和域の水収支から次の 時刻 t+Δt における流域平均貯留不足量を次式で計 算する。

$$\overline{S}_{t+\Delta t} = \overline{S}_t - \sum q_{v,t} + q_b \tag{14}$$

入力データとパラメータ

本節では流出モデルに必要となる入力データおよび パラメータについて説明する。

水文データ

必要となるデータは雨量、蒸発散量、観測流出量で ある。本研究ではモデルのキャリブレーション用に 雨量として CRU(Climate Research Unit)の提供してい る解像度 0.5 度 x0.5 度、月単位のデータの CRU TS 2.1 を利用する。蒸発散量は Penman 法を用いて推定を行 った。将来計算用には NIES,NCAR,UKMO による GCM モデル出力結果を利用する。詳しくは 6.1 節に て説明する。

観測流量は GRDC の提供している観測データを用いる。

地形データ

必要となるデータは地形指標 ln(a/tan β)と河川の源 流からの距離とその上流面積比である。河川の源流 からの距離とその上流面積比は(3.2)節で作成したも のを用いる。

パラメータ

本研究で使用するパラメータについて説明する。 lnT0:側方への飽和透水量係数の自然対数

m :モデルパラメータ

Sr0 :根群域(root zone)の初期空容量

Srmax:根群域(root zone)の貯留最大値

Td :飽和域(saturated zone)への鉛直方向の排水の 遅れ時間を表すパラメータ

Vch :水路の流速

Vt:斜面表面流の流速

地形解析

地形指標 $ln(a/tan \beta)$ を流域の標高データをもとに算

定する。計算には multiple flow direction algorithm[5] を用いた。このアルゴリズムでは、各正方形グリッ ドは8個の隣接するグリッドを持ち、そのうち当該 グリッドから下り勾配をもつすべての周囲グリッド に分配して落水すると考える。図(1)のように各グリ ッドの流下方向は直行方向と対角方向の2種類に分 けられる。



図 3 multiple flow direction algorithm における 2 種類 の落水方向

隣接する2つのグリッド間の標高差をΔE、正方形グ リッドの辺長をdとし、グリッドiの流下方向k(k=1 ~8)への局所勾配 tan β を次式で与える。

$$\tan \beta_{ik} = \frac{\Delta E}{d}$$
(15)
$$\tan \beta_{ik} = \frac{\Delta E}{\sqrt{2}d}$$
(16)

ここで、(4.15)式は直行方向(4.16)式は対角方向の勾 配を示している。流下方向 k への流下成分の集水面 積ΔAik はグリッド i における全集水面積 Ai を用い て、次式で定義する。

(16)

$$\Delta A_{ik} = A \frac{\tan \beta_{ik} L_k}{\sum (\tan \beta_{ij} L_j)}$$
(17)

jは流下方向を表す添え字、Ljは流下方向 jへの重 みである。Lj は流下方向 j への重みである。Lj は流 下方向の等高線幅に相当し、図(1)における L1、L2 に対応する。Li は次式で定義される。

$$L_j = L1 = \frac{d}{2} \tag{18}$$

$$L_j = L2 = \frac{\sqrt{2}}{4}d\tag{19}$$

以上を用いると、当該グリッド i における平均勾配 tan Biは次式で与えられる。

$$\tan\beta_{i} = \frac{\sum \left(\tan\beta_{ij}L_{k}\right)}{\sum L_{j}}$$
(20)

このグリッド i の地表面勾配 tan β i から、地形指標 は次式で求められる。

$$\ln\left(\frac{a_i}{\tan\beta_i}\right) = \ln\frac{Ai}{\sum\left(\tan\beta_{ij}L_k\right)}$$
(21)

5. 将来予测

キャリブレーションにより得られたパラメ ータを利用して将来計算を行う。

入力データ

IPCC(気候変動に関する政府間パネル)第4次 評価報告書(AR4)のプロジェクト IPCC Data Distribution Center の配布している AR4 GCM data から、NIES(National Institute for Environmental Studies)による GCM モデル MIROC 3.2 medres & UKMO(UK Met. Office) による GCM モデル HadGEM1 と NCAR (National Centre for Atmospheric Research)による GCM モデル CCSM3 の3つの出力結果を用いる。 シナリオは SRES の分類の高成長型社会シナ リオ A1 のなかで、各エネルギー源のバランス を重視する A1B を用いる。対象とした年は

比較に用いる観測データは GRDC の提供す る各河川の各月の平均流量を用いる。ここで いう平均とは、表 5.1 に示す GRDC 提供する流 量データの各月平均であり、各河川対象年月 は異なっている。

2003年から2099年までの97年とした。

各流域ごとのシミュレーション結果と考察 ここではそれぞれの流域に関してシミュレー ション結果について考察を行う。

掲載したグラフに関しては、平均観測流量を 青色、2010 年から 2019 年までの各月平均流 量を赤色、2090年から2099年までの各月平 均流量を 2090 年から 2099 年までの各月平均 流量を黄緑色で示している。

Amazon River



⊠ 4.1 Amazon HadGEM1



🗵 4.2 Amazon MIROC3.2medres



🗵 4.3 Amazon CCSM3

Amazon の Em は 0.77 であった。3 つのグラフを比 較すると、HadGEM1 では 2010-19 年は常に観測値よ り大きい値をとり 2090-99 年は 5 月 6 月において観 測値より少なく、全体的に 2010-2019 年よりも流量 は少ない。MIROC3. 2medres と CCSM3 ではともに計算 流量は観測値より常に小さく、3-9 月において流量 が増えない。2010-19 年より 2090-2099 年の方が流 量が多い。すべての GCM において全体的に月毎の 流量変動が緩やかである。

Brahmaputra River



⊠ 5.1 Brahmaputra HadGEM1



⊠ 5.2 Brahmaputra MIROC3.2medres



🗵 5.3 Brahmaputra CCSM3

3 種の結果すべてに対し 2-3 月において観測値よ り大きい値をとっており 2010-19 年より 2090-99 年 のほうが流量が増加していることが言える。個々の GCM モデルの特徴として HadGEM1 では 6-9 月の値が 観測値より小さく、MIROC3. 2medres と CCSM3 では1 年を通して、特に 7-9 月に流量が大きくなっている ことがいえる。

Indus River



図 6.1 Indus HadGEM1



🗵 6.2 Indus MIROC3.2medres



⊠ 6.3 Indus CCSM3

HadGEM1 と CCSM3 において増加傾向がある。 HadGEM1 は 4、5 月にもうひとつのピークが表れてい る。CCCSM は 8、9 月の観測値のピークがさらに増加 する傾向がみられる。MIROC3. 2medres では観測値に おける 6 月から 9 月のピークが緩やかになっており 観測値より少ない。 Niger River



図 7.1 Niger HadGEM1



⊠ 7.2 Niger MIROC3.2medres



⊠ 7.3 Niger CCSM3

3 種ともに 2090-99 年において 9、10 月のピーク となる流量が多くなっている。また、2010-19 年は 観測流量に近い値をとっている。

Parana River



🗵 8.1 Paraná HadGEM1



🗵 8.2 Paraná MIROC3.2medres



🗵 8.3 Paraná CCSM3

HadGEM1、CCSM3 では1年を通して観測流量より多 くなっており、MIROC3. 2medres では逆に1年を通し て観測流量よりも小さい値をとっている。また、 HadGEM1、CCSM3 では2090-99 年の方が流量が大きく なるのに対し、MIROC3. 2medres では逆に2090-99 年 の方が流量が小さくなっている。

本研究においては、3つの異なる GCM アウトプ

ットを用いて河川毎の近未来(2010-2019)と将来 (2090-2099)における流量の月毎の平均値の比較を行 なった。その際、比較データとして過去 10-30 年の GRDC 観測データの月平均値を用いた。それぞれの GCM におけるアウトプットの傾向が大きく異なり、 全体の傾向については述べにくいものの、目立った のは世界における2大 GCM といわれる HadGEM1 (イギリス/ハドレーセンター) と CCSM3 (アメリ カ/国立大気圏研究センター)の傾向が大きく異な ることである。CCSM3 はソースコードを公開してお り、日本においては地球シミュレータを用いて電力 中央研究所と共同で温暖化計算を行なっている。一 方ハドレーセンターのモデルは有名であるがソース は非公開で、詳細な物理過程などは不明な点が多い。 いずれも IPCC レポートにおいてはそれぞれ最も信 頼のおけると考えられるモデルである。しかしアマ ゾン川においては HadGEM1 においては現状流量と あまりかわらない結果がでたが、CCSM3 と MIROC の結果においては流量が現状値よりおおきく減少し ている。逆に Brahmaputra 川においてはハドレーでは 減少しているが CCSM3 と MIROC3.2 では大きく増 加している。これらのモデルの解像度は、IOD や ENSO を解析するには荒く、このようなモデルの傾 向についての物理的解釈は困難である。しかしなが らこれらの GCM 毎のアウトプットの違いの傾向を ユーザーに提供し、その上で適切な結果の解釈を行 なってゆく事が必要であろう。ただし Mekong 川流 域や Mississippi 川流域のようにそれぞれの GCM ア ウトプットの傾向が近いものも存在する。

これらの結果を三つのモデルの平均値を用いて解釈 するのは困難であり、これらの特徴が相殺されてし まう。従って、もしこれらの結果から一つのメッセ ージを出す必要があるとすれば、平均値とモデル毎 の変動値およびその物理的解釈を適切に行なってゆ く事が重要である。

Yuji Masutomi, Inui Yusuke, Kiyoshi Takahashi, and Yuzuru Matsuoka (2007) Development of highly accurate global polygonal drainage basin data.*Hydrological Processes*.

Yuji Masutomi, Inui Yusuke, Kiyoshi Takahashi, and Yuzuru Matsuoka(2007):Global Drainage Basin Database(GDBD) User's Manual.

Pfafstetter, O. (1989): Classification of Hydrographic Unpublished Basins: Coding Methology. Manuscript, DNOS. August18, 1989, Rio de Translated by J.P.Verdin,U.S.Bureau of Janeiro: Reclamation, Brasilia, Brazil, September 5,1991.
Beven, K., et al. : Ch.18 TOPMODEL, Computer Models of Watershed Hydrology (Edited by Singh, V.P.), WRP, pp.627-668 (1995).

Wolock, D.M., McCabe Jr., G.J., 1995. Comparison of single and multiple flow directionalgorithms for computing topographic parameters in TOPMODEL. Water Resources Research, 31(5): 1315-1324.

Mitchell T. D. and P. D. Jones. 2005. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. International Journal of Climatology 25, 693-712.

Nash,J. E. and J.V.Sutcliffe(1970):River flow forecastiong through conceptual models part 1 A discussion of principles, *Journal of Hydrology*,10(3),282-290.

IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J. T.,Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. I. Johnson(eds.)]. Cambridge University Press, UK, 881pp.

Continental Runoff Analysis through the use of Global Drainage Basin Database

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

*Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University **Department of Urban and Environmental Engineering, Kyoto University ***Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The goal of this study is to develop global-scale river basin model to forecast the river discharge under the climate change scenario of SRES A1B. In this study we select 11 large rivers, Amazon, Brahmaputra, Congo, Danube, Indus, Mekong, Mississippi, Orinoco, Parana, Niger, and Rhine considering the magnitude of average discharge and the importance for human activities for the region. For the continental- scale hydrological model, the TOPMODEL, converted into the open GIS system, is employed and linked with the Global Drainage Basin Database (GDBD) network developed by NIES and Kyoto University. Calibration has been carried out using the CRU precipitation dataset and GRDC observed discharge. The resulting Nash coefficient improved significantly by using GDBD river dataset in comparison with that of GRDC river drainage mapset. The monthly discharge set has been calculated for SRES A1B scenario using three GCM outputs (HadGEN, MIROC and CCSM) and compared with the current discharge obtained by GRDC. The outputs using three GCM datasets results differsignificantly. Even though the averaged discharge for all three normalized in such cases, the message from each GCM output should be transferred in appropriate manner to obtain better adaptation mean for those basins.

Keywords: GDBD, CRU, GCM, SRES, TOPMODEL

ヒマラヤにおける氷河湖決壊洪水の防災のための 氷河湖成長拡大機構のモデル化に関する研究 --Imja氷河湖を対象として--

大泉伝*・山敷庸亮・寶 馨

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

近年ヒマラヤ周辺国で大きな問題になっている氷河湖決壊洪水の防災のために、氷河湖 の成長拡大機構をモデル化し、周辺国地域における防災計画の一助となる事を目的として いる。ネパールでは氷河湖決壊洪水は、同国で最も懸念される災害である。しかし氷河湖 の拡大成長機構はいまだ明らかでなく、防災対策や決壊時期の予測に必要な水位の将来予 測が出来ていないのが現状である。本研究では危険性が指摘されているネパールのImja氷 河湖を対象として氷河湖の成長拡大機構のモデル化を試みた。氷河湖が拡大する原因の一 つである氷河湖に接する氷河のCalving(氷塊分離)に着目し、その原因である氷河湖内の 水温分布の予測を三次元非静水圧流動解析モジュールBiwa-3Dを元に改良をしたImja-3Dを 用いて計算を行った。結果、氷河に接する面で比較的高い水温分布が観測され、氷河湖の 形状がCalvingを引き起こしている可能性を示した。

キーワード: 氷河湖決壊洪水,氷河,ヒマラヤ,水温分布,Biwa-3D

1. はじめに

本研究は近年ヒマラヤ周辺国で大きな問題になっ ている氷河湖決壊洪水(Glacier Lake Outburst Floods: 以下GLOFs)の防災のために,氷河湖の成長拡大機 構をモデル化し,周辺国地域における防災計画の一 助となる事を目的としている。GLOFsが特に注目さ れ始めたのは,1985年にネパールで大きな被害をも たらしたDig Tsho氷河湖が決壊し発生したGLOFsで ある。Vuichard・Zimmermann(1987,1987)はその下 流で人命やその資産が失われ,そして一基の水力発 電所,橋などのインフラ施設の破壊を報告した。

その後、過去に起こった洪水の原因調査でネパー ルでは平均するとGLOFsが3年に1度の頻度の発生し ている事が分かった。

近年,様々な研究によってヒマラヤの氷河の質量 収支は少しずつ明らかになってきている。例えば藤 田(2000)はチベット高原で氷河が存在できるのは, 降水が融解期である夏季に集中しており,夏季の降 水の一部が降雪として降り,表面のアルベドが高く 維持されている事により、融解が制限されているあ る事を明らかにした。松田(2008)はヒマラヤの氷 河の融解量が他地域の氷河より多い原因は、温暖化 による降雪量の減少が特に大きな原因である事を明 らかにした。

近年,危険度が高い氷河湖であるImja湖や下流地 点であるNamche Bazaarの気象観測データがリアル タイムに手に入るようになった。"Monitoring Imja Glacier Lake"というプロジェクトでは、Imja湖周辺 と下流のNamche BazaarにField severを設置し、観測 した気温や湿度,日射量など観測結果がインターネ ット通してリアルタイムに遠隔地で取得できる取り 組みが始まっており、そのデータの一部が一般にも 公開されている。データは観測点によって異なるが、 最も早いものは2007年の11月から公開されており、 観測時間は概ね5分間隔である。

この様に氷河を中心とした研究は広く行われてい るが、防災の観点からのヒマラヤのGLOFsの研究例 はほとんどない。これはヒマラヤの現地観測データ を得るのが難しいこと、氷河湖のモレーンの内部構 造が明らかでない事等が原因ではないかと考えられ る。GLOFsは天然ダムの決壊と比較されることが多 い。どちらも自然に構築された堤体がある日突然決 壊し,鋭いピーク流量を描く点は似ている。しかし 堤体が氷河の成長に合わせて数百年規模で構築され る点と,発生する土石流が氷の塊含む「氷石流」で ある点が大きく異なる。

現在GLOFsを防ぐ最も有効な手段は、水位を下げ ることであり、ヒマラヤ最大の氷河湖Tsho Rolpa氷河 湖では水門を建設し水位を約5m下げる事に成功し た。しかし標高4580mでの水門の建設には約1億円 が必要と言われており、危険度が高い全ての氷河湖 で工事を行う事は難しい。また水位を低下させるた めに氷河湖への流入量を明らかにする事が非常に重 要であるが、観測データの入手が非常に困難である ために、この分野の研究はまだほとんど行われてい ない。その為氷河湖への流入量が明らかでないため に、正確な水位の将来予測ができず、決壊予測は困 難である。氷河湖決壊洪水を防ぐ最も有効な手段は 水位を下げることであり、防災計画の観点からも氷 河湖の成長拡大速度機構を明らかにする事は非常に 重要である。

そこで,本研究は流入量を推定し,氷河湖の成長 拡大機構をモデル化し,将来の水位を予測する事を 試みる。

2. 目的

本研究では決壊の危険性が最も強く懸念されてい るネパールの Imja 氷河湖 (以下 Imja 湖とする) 周辺 を研究対象地域とし,三次元非静水圧流動解析モジ ュール Biwa-3D を元に改良を行なった Imja-3D をべ ースとして,氷河湖成長拡大モデルを開発し,水位 の将来予測を行う。モデルを開発するために、(1) リアルタイム観測データを基に Imja-3D で Imja 湖の 水温分布の解析を行い、水温の上昇による氷河湖に 接する氷河からの融解量を推定する。(2)過去の衛星 画像から氷河湖の表面積と外周の長さを計測し、形 状の経年変化のモデル化を行う。(3)ネパールとイン ド政府が Imja 湖下流やヒマラヤで観測している気象 データを基に Imja 湖上流部の気象データを推定し, 上流部の氷河の水文モデルの構築を行い、氷河から の Imja 湖への流入量を計算する。以上3つのアプロ ーチから氷河湖成長拡大モデルの開発を行う。

本稿では最初のアプローチとしてリアルタイム観 測データと Imja-3D を用いて水温分布を解析し,氷 河湖拡大の関連を明らかにする事を目的としている。

3. 研究対象地域

本研究の研究対象地域は、ネパール国のヒマラヤ に位置するImja氷河湖である。東経86°56'57",北緯 27°53'93"に位置している。標高は5010mである。 Imja湖は1962年ごろ、最初は小さな池として観測さ れている。その後急速な成長を続け、現在ではGLOFs の危険性が非常に高い氷河湖として注目を集めてい る。Imja湖の下流には、ヒマラヤ登山やトレッキン グの中心地であるNamche Bazaarがあり、この地域の 中心的な町として機能している。地球陸域観測衛星 (以下:ALOS)より得られた画像で研究対象地を Photo.1に示す。

ALOSで観測された2006年12月のImja湖の画像を Photo 2.に,2008年10月に観測された画像をPhoto 3.に 示す。それぞれの画像には位置情報が与えられてお り, ERDAS社のImagine9.3を用いて湖面の最長距離 の計測を行った。最長距離は目視判読で両岸の最も 離れている点を結んだ距離とした。計測の結果はと もに2047mであった。しかし湖の氷面積が拡大した 事は明らかである。



Photo.1 研究対象地域, 2008年10月24日観測



Photo.2 Imja氷河湖, 2006年12月4日観測

4. 手法

本研究では、三次元非静水圧流動解析モジュール Imja-3Dと現地の観測データを基に仮想した気温と 風速,風向データを用いてImja湖の水温分布の再現 を試みた。

4.1 水温分布の解析

三次元非静水圧流動解析モジュールBiwa-3Dを元 に改良を行なったImja-3Dをベースとして,水温分布 の解析を行った。Biwa-3Dは山敷ら(2000)により京 都大学環境質制御研究センターにて開発された後, 国交省琵琶湖工事事務所にて改良がおこなわれた三 次元三次元非静水圧流動解析モジュールである。

本研究ではImja湖の湖盆図からデジタイズした DEMとImja湖周辺の気温,風速,風向を入力し水温 分布を解析した。

4.2 入力データ

(1) 湖盆図

Sakai el al. (2007) の10m間隔の頭深線を持つ湖図 を基にGISソフトArc GISを用いてデジタイズし, DEMを作成した結果をFig.1に示す。

湖盆図は18mグリッドを作成し,それぞれX,Y方向 に(106,44)グリットに分けて計算を行った。

(2) 気温データ

近年のMonitoring Imja Glacier Lake というImja湖 周辺と下流のNamche BazaarでField severを用いて 気温や湿度などを観測した結果がインターネット通 して公開される取り組みが始まっている。一部のデ ータが公開されている。データは観測点によって異 なるが,最も早いものは2007年の11月から公開され ており,観測時間は概ね5分間隔である。

本研究では、Namche Bazaarで観測しているField Sever Himalaya01のデータを基に、Imja湖の仮想気 温データを作成した。あえてImja湖周辺ではなく himalaya 01のデータを用いたのは、(1) Imja湖周 辺の観測データは2008年の5月から6月に限られてお り、モデルで計算するのに十分なデータ量が得る事 が出来ない為。(2) Namche BazaarとImja湖の2008 年5月の1カ月間の気温の変化を比較するとFig.2のよ うな概ね似ている外形を示したことにより、Namche BazaarとImja湖では気温が変化するパターンは近似 していると仮定し、Namche BazaarとImja湖の平均気 温差10℃を引いた値を仮想的なImja湖周辺のデータ とした。

欠測期間に関しては,1時間のデータのみが欠けて いる場合は前後の気温の平均値を欠測期間の気温と 仮定した。2時間以上の長期間の欠測期間では,同一 時刻の過去二日分,もしくは翌2日分の平均気温を観 測気温と仮定した。1時間平均気温は5分間隔のデー タを1時間分積分し,その値の平均値を1時間の平均 気温と仮定した。2008年5月にImja湖で観測された気 温と仮想気温の比較結果をFig.3に示す。Imja湖で観 測されたデータの欠測箇所はNamche Bazaarの気温 データと同様に前後のデータを用いて補正を行った。



Photo.3 Imja氷河湖, 2008年10月24日観測



Fig.1 Imja湖の湖盆図



19.2 Inflame Valience Bazaaiの観例気温の日平均 気温の比較



Fig.3 2008年5月のImja湖の現地観測気温と仮想気温 の比較

外形からは概ね一致する様子がうかがえるのでこの データを仮想気温として用いる。

(3) 風速

Imja湖の湖面,もしくは周辺で常時風速は観測さ れておらず,データを入手する事は極めて困難であ る。知北(2007)は1996年6月と1997年7月に現地観 測を行った結果,Imja湖の水温観測データが表面付 近い温度躍層が存在する事に注目し,Imja湖におけ る風に対する遮蔽効果を検証するため,周辺の地形 を考慮した気流に関する3次元数値実験を行った。 Imja湖では風速5.06(m/s)の風速を与えた時に,湖 面上では平均(2.98m/s)になるという結果を得て いる。本研究ではこの結果を参考に仮想的な風速を 与えた。なお通年通して風速は得られないので,年 間通して一定の風速があるものと仮定した。仮定し た風速の観測点をそれぞれFig.4に示す。また各観測 点の位置と仮定した風速の範囲をTable.1に示す。

(4) 風向データ

風速データ同様,風向データも定期的に観測され ていない。Chikita et al.. (2000) が1997年7月にImja 湖のエンド・モレーンで観測した結果によれば,ほ ぼ湖長軸に沿う東向きの風で,時々反対の西向きの 風が吹くことが観測されている。

本研究では風向は主に東東北,東,東南東の風向 をランダムで与え,夜間2,3時間に一回ずつ,南南 西から北北西の風をランダムで与えた。また7月以外 の観測データがないので,年間を通して同一の条件 で計算を行った。

5. 結果

本研究はImja湖周辺を研究対象地域とし、三次元 非静水圧流動解析モジュールBiwa-3Dを元に改良を 行なったImja-3Dをベースとして、氷河湖成長拡大モ デルを開発し、水位の将来予測を行う事を目的とし ている。氷河湖成長拡大モデルを開発するために、 まずリアルタイム観測データを基にImja-3Dで水温 分布の解析手法の開発を行った。

Imja湖周辺で定期的な、気温、風速、風向そして 水温分布の観測はなされていないので、下流で定期 的な観測がなされているNamche Bazaarの気温デー タから10℃引いた値を仮想的なImja湖の仮想気温と した。

風速と風向は既往の研究で行われた観測結果と研 究成果を基に仮想的な風速と風向を与えた。

仮想的な気温,風速,風向と18mグリッドの湖盆 図を入力データとしてImja-3Dで計算を行った。計算 期間は2008年1月1日から5月31日である。 18mグリットでの計算結果をFig.4に示す。Imja湖 の水温分布を6時間で1stepとした時の、50step目から 50stem毎に増加していった時の湖の北側からとらえ た水温分布の図をFig.5に、南側からとらえた図を Fig.6に示す。

初期の水温を湖面で約11℃と湖底で約7.5℃と比較的高く設定したために,混合に時間がかかったが, 100日前後の4月に突然湖西の方を中心に混合が始まった。知北ら(2000)が1997年7月15日と18日の午前 に行った水温観測では湖面に温度躍層が確認されている。本研究結果でも4月上旬に急激な混合が現れる までの期間は,湖面に温度躍層が確認されていた。

水温分布は湖の東西の両岸で高い値を示した。こ の結果から氷河に接する面(図では緑色に表示)の 水温が高い事が示されている。これは両岸に接する モレーンと氷崖の高さが湖面から約25mあり,あま り風の影響を受けないからではないかと考えられる。 山田(2000)は氷河湖の長さ方向の拡大は湖に接す る末端の氷河の下部が融解し,上部の重さに耐えら れなくなるCalving(氷塊分離)に起こっているとし ており,本研究結果で得られた東西の両岸の特に東 部の低層では水温が高く,ALOSより得られたPhoto.2 とPhoto3の比較からも湖面の変化も東部が変化して おり,水温が比較的高く維持されることにより Calvingしたと推測できる。



Fig.4 18mメッシュのImja湖の湖盆図と風速観測点

Table1. 観測点の位置と仮想風速(18mグリッド)

	原点からの距離(m)		仮想風速 (m/s)		
	X (m)	Y (m)	(6時から17時)	(18時から5時)	
А	176	416	0.5から1.5 (m/s)	0から0.5 (m/s)	
В	336	480	1から3 (m/s)	0から1 (m/s)	
С	832	160	1から6 (m/s)	0から2 (m/s)	
D	816	544	1から6 (m/s)	0から2 (m/s)	
E	528	400	1から5 (m/s)	0から2 (m/s)	
F	1008	352	1から5 (m/s)	0から2 (m/s)	
G	1344	384	1から3 (m/s)	0から1 (m/s)	
Н	1536	64	0.5から1.5 (m/s)	0から0.5 (m/s)	



Fig.5 計算結果。Imja 湖北側から見た水温分布



Fig.6 計算結果。Imja湖北側から見た水温分布

6. 結論と今後

本研究ではImja-3Dを用いて水温分布の再現を試 みた。結果既往の研究で示されたように表面の温度 躍層は表現された。しかし,混合が始まった後は, 観測データがなく仮定として与えた初期水温が約10 度と1月にしては高かった可能性があり,今後は現在 得られている既往の研究で得られている6月の水温 を初期水温に用いて計算をしていく必要がある。

水温分布では両岸に高い水温分布層が存在する事 が確認できた。特に東岸の形状は衛星画像が示すよ うに変化が激しく、その原因は接する氷河のCalving と推測されており、本研究の結果からも同様の傾向 が得られた。

今後は解像度が高い7.5mグリッドの湖盆図を用い て,初期水温と風速のパターンや観測位置を変えて 観測結果と近い結果が得られるよう改良していく。

7.5mグリッドの湖盆図と、観測位置をFig.7と Table.2に示す。





	原点からの)距離(m)	仮想風速	(m/s)
	X (m)	Y (m)	(6時から17時)	(18時から5時)
Α	136	414	0.5から1.5 (m/s)	0から0.5 (m/s)
В	231	414	1から3 (m/s)	0から1 (m/s)
С	707	115	1から6 (m/s)	0から2 (m/s)
D	700	584	1から6 (m/s)	0から2 (m/s)
E	476	353	1から5 (m/s)	0から2 (m/s)
F	966	292	1から5 (m/s)	0から2 (m/s)
G	1319	251	1から3 (m/s)	0から1 (m/s)
Н	1516	54	0.5から1.5 (m/s)	0から0.5 (m/s)

Table.2 観測点の位置と仮想風速(7.5mグリッド)

本研究で用いた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ました。衛星画像を提供していただいたJAXA及びALOS PIの田中賢治准教授に篤く御礼申し上げます。

参考文献

- 松田好弘 (2008):名古屋大学大学院博士論文 pp.52-54,
- 藤田耕史(2000):チベット高原における大陸性寒 冷氷河の質量収支に関する研究,名古屋大学大学 院博士論文, pp.56-58,
- 山敷庸亮・松井三郎・禰津家久・熊谷道夫:琵琶湖 還流の数値シミュレーション(2000):水工学論 文集,第44巻, pp.975-980,
- Chikita, K., Joshi, S. P., Jha, J. and Hasegawa, H.,
 (2000): Hydrological and thermal regimes in a supra-glacial lake: Imja, Khumbu, Nepal Himalaya, Hydrological Sciences Journal, 45, 507-521

Monitoring Imja Glacier Lake :

http://www.rsgis.ait.ac.th/~honda/FS_Himalaya.htm

- SAKAI, A., SAITO, M., ISHIMURA, K., YAMADA, T., IIZUKA, Y., HARADA, K., KOBAYASHI, S., FUJIT, K., C.B. GURUNG, (2007) : Topographical survey of end moraine and dead ice area at Imja Glacial Lake in 2001 and 2002, Bulletin of glaciological research, Vol, 24, pp.29-36.
- Vuichard, D., and Zimmermann, M., (1986): The Langmoche flash-flood, Khumbu Himal, Nepal, Mountain Research and Development, Vol. 6(1), pp.90-94.
- Vuichard, D., and Zimmermann, M., (1987):The 1985 catastrophic drainage of a moraine-dammed lake, Khumbu Himal, Nepal: cause and consequences.Mountain Research and Develop, Vol. 7, pp. 91-110.

Development of Glacial Lake Grows and Expansion Model for Disaster Prevention of Glacial Lake Outburst Floods in Himalaya

Tsutao OIZUMI*, Yosuke YAMASHIKI and Kaoru TAKARA

*Department of Urban and Environmental Engineering, Kyoto University

Synopsis

The glacial lake outburst floods is one of the most concerned disaster in the NEPAL. However the mechanism of glacial lake growth and expansion is not well understood, therefore it is very difficult to predict the water level in future for the disaster mitigation plan and the disaster prediction. This study targets the Imja Glacial Lake in NEPAL and tries to develop the model of glacial lake growth and expansion in the Imja Glacial Lake. This study also focused on the glacial carving which is one of the causes of glacial lake expansion. The carving is occurred by water temperature increase. The water temperature distribution analysis in the lake is the one of the most important factor for predicting carving. In this study we use Imja-3D, based on Biwa-3D. The results indicate, the temperature of the part of touch the terminal glacial is higher than the other part. From this result, it is expected that the form of glacial lake contribute to the occurrence of the carving.

Keywords: Glacial Lake, Glacial, Himalaya, water temperature distribution, Biwa-3D

Selection of Regional Frequency Distribution using Simulated Flood Data

Binaya Kumar MISHRA*, Kaoru TAKARA, Yosuke YAMASHIKI and Yasuto TACHIKAWA*

*Graduate school of Urban and Environmental Engineering, Kyoto University

Synopsis

Regional flood frequency analysis (RFFA), which utilizes regional hydrologic characteristics, is used for estimating design floods. Selection of regional frequency distribution is one of the important elements of the RFFA. Presence of adequate hydrometric stations is essential in each of the hydrologic regions for reliable selection of regional frequency distributions. However, there are only two hydrometric stations in two of the five hydrologic regions. This study deals with selection of regional frequency distributions in each of the five hydrologic regions, using the L-moment ratio diagrams with emphasis on the regions that have inadequate hydrometric stations. Simulated floods have been employed to address the observation data inadequacy in the two hydrologic regions. A rainfall-runoff model SimHyd enabled the generation of simulated flood data. Generalized extreme value and lognormal (3-parameter) distributions were found to be fitting well in all of the hydrologic regions.

Keywords: regional distribution, SimHyd, rainfall-runoff model, L-moment

1. Introduction

Estimation of maximum discharge of different return periods is required in design and planning of various hydraulic structures. The maximum discharge is also called as design flood. Usually, at-site flood frequency analysis is used for estimation of design floods at the locations which have long periods of flood record. However, such locations rarely coincide with the locations at which design flood estimation is required. In such situation, regional hydrologic characteristics can be used for estimation of design flood. Regional flood frequency analysis methods use regional hydrologic characteristics for estimating the design floods.

At present, direct regression method and index flood method are widely used regional flood frequency procedures. While the former was extensively used in the U.S., the latter seems to be gaining interest among researchers. Research on index flood method has been increased noticeably after the development of L-moments based tests.

Numerous studies (for example, Parida et al., 1998; Kumar et al., 1999) are found on design flood estimation for different countries using the regional flood-frequency analysis methods. In Nepal case, study on design flood estimation is extremely limited. Water and Energy Commission Secretariat of Nepal (WECS) is a frequently used method for estimating design flood in ungauged basins of Nepal (Sharma and Adhikari, 2004). The WECS method is based on the direct-regression based regional flood frequency analysis. All the Nepalese river basins were considered in one hydrologic region in the WECS method. However, all the Nepalese basins should not be considered in one hydrologic homogeneous region since there is large physiographic/climatic variability among the rivers basins. Hence, the Nepalese river basins were divided into five hydrologic regions in the previous study (Mishra et al., 2009). The hydrologic regions were proposed by superimposing NRCS runoff curve number incorporated sample river basins map over a long-term monsoon rainfall map. The proposed hydrologic regions were tested using the L-moment based method of regional hydrologic homogeneity test.

This study is aimed for selecting regional frequency distributions in each of the five hydrologic regions using the L-moment ratio diagrams. The selection of regional frequency distribution is an important element of index flood-based regional flood frequency analysis method. In the index flood method, the basic relationship for estimating design flood (Q_T^i) of return period *T* at site *i* is expressed as Eq.(1) (Dalrymple, 1960):

$$Q_T^i = q_T \mu_i \tag{1}$$

Where q_T and μ_i are regional frequency distribution factor and index flood respectively.

The regional frequency distribution factor (growth factor) is a dimensionless quantile which remains same throughout a hydrologic region for a specific return period T. The regional frequency distribution is governed by the values of flood moment coefficients such as coefficient of variance, skewness and kurtosis of various stations in the region.

There should be enough hydrometric stations in a hydrologic region for reliable selection of regional frequency distributions. Although numerous authors (for example, Parida et al., 1998 and Kumar et al., 1999) have investigated on selection of regional frequency distributions, the in-depth analysis in relation to number of hydrometric stations in a hydrologic region is limited to Hosking and Wallis (1997). They found that the rate of decrease in the RMSE (Root Mean Square Error) is close to $n^{-1/2}$ where n represents number of sites in a hydrologic region. Their analyses showed that the RMSE in growth factor gets largely decreased when the numbers of hydrometric stations are increased from 2 to 5. According to 5T guideline (Burn and Goel, 2000), a minimum of 5 times T flood values should be available in the concerned hydrologic region for reliable estimation of *T*-year return period design flood.

In Nepal case, there are only two hydrometric stations in two of the five hydrologic regions. The availability of only two hydrometric stations in a hydrologic region is inadequate for reliable selection of regional frequency distributions. The limitations of observation hydrometric data were addressed by generating synthetic flood data in some ungauged basins.

The synthetic flood data were generated using the climatic (rainfall, evapotranspiration) data of the ungauged basins. A conceptual rainfall runoff model SimHyd (Podger, 2004) was used to generate synthetic flood data after the calibration process. The L-moment ratio diagrams were used to select regional frequency distributions (Hosking and Wallis 1997; Hosking 2005).

2. Study area and data analysis

Selection of regional frequency distribution is intended for hydrologic homogeneous regions of Nepal which is situated between China in north and India in remaining three sides. It has a length of 885 km east–west and width of 145 to 248 km north–south. Within this relatively small latitudinal extent, altitude rises from 60 m in south to 8848 m (Mount Everest, the world's highest peak) in North. Physiographically, the country is divided into five regions: Terai (Plain), Siwalik Hills, Middle Mountains, High Mountains and High Himalayas (Fig.1).

Annual rainfall varies from 250 mm in the rain-shadow areas of north-west to about 5000 mm on the windward slopes. Western parts receive less rainfall in the monsoon than that of central and eastern parts. During the winter, however, rainfall is more reliable in the west than in the east. More rainfall occurs on the south-eastern slopes which act as windward side to monsoon winds during the summer. The hilly areas of western and north-western slopes as well as those behind the high mountains receive little rainfall. Isohyets of 1500 to 2500 mm cover most of the eastern and central hilly regions while those in the western region are between 1000 to 1500 mm (Sharma, 2005).

Mahakali, Karnali, Narayani and Koshi are the

major river systems of Nepal. Although the geographical area of Nepal is 147,181 km², Nepal drains the discharge from more than 194,000 km²; the additional area being mainly in Tibet (Sharma and Adhikari, 2004). Floods in Nepal are primarily dominated by the monsoons characterized by high precipitation during the summer monsoon from June to September. The remaining period receives only about 20% of the annual precipitation.



Fig. 1 Physiographic regions map of Nepal.

Mishra et al. (2009) has identified five hydrologic homogeneous regions inside the Nepalese territory (Fig.2). The hydrologic regions 1, 2, 3, 4 and 5 cover 16.24%, 14.67%, 33.20%, 24.63% and 11.26% land area of the total Nepalese territory area respectively.



Fig. 2 Hydrologic regions of Nepal with regions 1, 2 and 5 spreading over different area.

There are 7, 10 and 24 hydrometric stations in regions 1, 3 and 4 respectively whereas there are only two stations in each of the region 2 and 5. Department of Hydrology and Meteorology (DHM), Nepal is responsible for distributing hydrologic/climatic data in Nepal. Annual maximum streamflow data were collected for 49 stream gauging stations of Nepal (Fig.2). Out of 49 stations, 46 stations possess more than 10 years of annual maximum discharge series. The daily discharge data

of hydrometric station 296 was collected for calibrating the conceptual rainfall runoff model SimHyd. The precipitation stations (Table 2): 208, 214, 412, 1119, 1120, 1226 and 1319, were used for collecting daily rainfall data whereas the agrometrological stations: 405, 409, 419, 1215 and 1319 were used for collecting monthly evapotranspiration data.

Screening of flood data was started by visual inspection. The flood data series being homogeneous and stationary are the basic assumptions in flood frequency analysis. The flood data series was tested for homogeneity and stationarity using the method of Mann and Whitney (1947). All the data series were found homogeneous and stationary at 5% significance level.

Presence of outliers in the data causes difficulties when fitting a distribution to the data; hence outliers should be removed before performing flood frequency analysis. The GB test (Grubbs and Beck 1972; Rao and Hamed 2000) was used to detect outliers. Approximate relationship proposed at 10% significance level by Pilon and Harvey (1993) was used in calculating the GB statistic. The study found one outlier at 14 stations (station indices: 267, 404.6, 438, 439.8, 445.3, 465, 530, 570, 589, 602, 620, 627.5, 650 & 660), 2 outliers at station index 447.9 and three outliers at station index 241 (Fig.3). Except one (station index 241), all these outlier stations were found situated in high rainfall region when their spatial positions were observed.



Fig. 3 Outlier hydrometric stations of Nepal.

3. L-moment ratio diagram

In this study, the L-moment ratio diagram has been employed to select regional frequency distribution.

$$\tau_4 = (1 + 5\tau_3^2) / 6 \tag{2}$$

$$\tau_4 = 0.10701 + 0.11090\tau_3 + 0.84838\tau_3^2 - 0.06669\tau_3^3 + 0.00567\tau_3^4 - 0.04208\tau_3^5 + 0.03763\tau_3^6$$
(3)

$$\tau_4 = 0.12282 + 0.77518\tau_3^2 + 0.12279\tau_3^4 - 0.13638\tau_3^6 + 0.11368\tau_3^8 \tag{4}$$

$$\tau_4 = 0.1224 + 0.30115\tau_3^2 + 0.95812\tau_3^4 - 0.57488\tau_3^6 + 0.19383\tau_3^8 \tag{5}$$

$$\tau_4 = \tau_3 (1 + 5\tau_3) / (5 + \tau_3) \tag{6}$$

The L-moment ratio diagrams are plot of L-moment ratios (L-coefficient of variance (t), skewness (t_3) and kurtosis (t_4)) of various hydrometric stations in a region on the theoretical relationships of the frequency distributions. A diagram based on L-skewness (τ_3) versus L-kurtosis (τ_4) can be used to identify appropriate regional frequency distributions.

For a given region, the sample L-moment ratios t_3 and t_4 for each station as well as their regional average are plotted on the L-moment ratio diagram. A suitable parent distribution is that which averages the scattered points closely. Relationships (Rao and Hameed, 2000) for constructing the L-moment diagram for the generalized logistic (GLO), generalized extreme value (GEV), lognormal (LN3), Pearson type III (PT3) and generalized Pareto (GPa) distributions, which have been used in this study as probable regional frequency distributions, are given respectively by Eqs. 2-6.

4. Hydrologic simulation

The regional frequency distribution is selected from the values of moment ratios: coefficient of variance, skewness and kurtosis at various stations in the region. Hence, there should be enough hydrometric stations in each of the hydrologic regions for reliable selection of regional frequency distributions.

There are five numbers of hydrologic homogeneous regions inside the Nepalese territory. Out of these five hydrologic regions, there are 7, 10 and 24 hydrometric stations in regions 1, 3 and 4 respectively; whereas there are only two stations in each of the region 2 and 5 (Fig.3).

Use of simulated flood data is intended to address

the gauged data limitation in the two hydrologic regions. Simulated flood data is the annual maximum daily discharge obtained from hydrologic simulation. A rainfall runoff model can enable generation of synthetic flood data after suitable calibration. Rainfall-runoff models are used for various applications, ranging from the estimation of basin water yield to the estimation of land use and climate change impacts on runoff characteristics. Most rainfall-runoff models can be calibrated successfully to reproduce the recorded runoff; however it is difficult to determine appropriate parameter values to use for modeling runoff in an ungauged basin. This section describes the application of the lumped conceptual daily rainfall-runoff model SimHyd in generation of synthetic flood data.

4.1 Rainfall runoff model: SimHyd

SimHyd, a lumped conceptual rainfall runoff model, simulates daily runoff using daily rainfall and areal potential evapotranspiration (PET). SimHyd is one of the most commonly used rainfall-runoff models in Australia (Chiew and Siriwardena, 2005). The model is a component of the rainfall runoff library (RRL) produced by Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology (CRCCH) (Podger, 2004). This is a mass balance model that is based on conceptual relationships. The structure of SimHyd and the algorithms describing water movement into and out of the storages are shown in Fig. 4. The nine parameters of SimHyd are shown in red color.

In this model, daily rainfall first fills the interception store which is emptied each day by evaporation. The excess rainfall is then subjected to an infiltration function that determines the infiltration capacity. The excess rainfall that exceeds the infiltration capacity becomes infiltration excess runoff.

Moisture that infiltrates is subjected to a soil moisture function which diverts the water to the stream (interflow), groundwater store (recharge) and soil moisture store. Interflow is first estimated as a linear function of the soil wetness (soil moisture level divided by soil moisture capacity). Groundwater recharge is estimated as a linear function of the soil wetness. Evapotranspiration from the soil moisture store is estimated as a linear function of the soil wetness, but can not exceed the atmospherically-controlled rate of areal potential evapotranspiration. The soil moisture store has a finite capacity and overflows into the groundwater store. Baseflow from the groundwater store is simulated as a linear recession from the store.

The model therefore estimates runoff generation from three sources: infiltration excess runoff, interflow (and saturation excess runoff) and base flow.



Fig. 4 Structure of rainfall runoff model SimHyd.

4.2 Calibration and validation

Generation of synthetic flood data is intended in regions 2 and 5. Hence, model calibration should be performed in each of these regions using relevant gauged basins data. However, daily discharge could be collected in only one of the hydrologic regions. The distinction between these two regions is mainly in term of rainfall pattern. Therefore, at the moment, the same model parameters were used for both of the regions.

The rainfall runoff model was calibrated using daily discharge data of the Kiran-khola river basin (outlet index: 296) (Fig.5) situated in hydrologic region 5. The calibration basin has drainage area of 132.28 km² with outlet location at 81°33' 19", 28°05' 57" (latitude, longitude). Calibration of the model was performed over the period 2000/01/01 to 2005/12/31. The model possesses manual as well as automatic optimization facilities for parameter calibration. In this study, SCE-UA (shuffled complex evolution-university of Arizona) option was selected as automatic optimization of the model parameters. The Nash-Sutcliffe efficiency was selected as objective function while calibrating the model. The Nash-Sutcliffe coefficient was found to be 0.44. The derived calibration parameters are shown in Table 1.

The model performance was checked by comparing the observed annual maximum flood values and simulated values for six years in the Jhanjhari river basin (station index: 363) which is located in the same hydrologic region. The performance correlation between modelled and measured flood flow is shown in Fig.6.



Fig. 5 Kiran-khola River basin for calibration of the model.



Fig. 6 Comparison of annual maximum discharges in the Jhanjhari River.

Parameter	Description	Unit	Value
K	Baseflow linear recession parameter	none	0.66
ImpT	Impervious threshold (threshold for runoff from impervious area)	mm	1.52
COEFF	Infiltration coefficient	day ⁻¹	250.83
SQ	Infiltration shape (part of the infiltration exponent)	none	0.03
SUB	Constant of proportionality in interflow equation (Interflow coefficient)	day ⁻¹	0.14
Perv	Pervious fraction	none	0.90
RISC	Rainfall interception store capacity	mm	3.50
CRAK	Recharge coefficient	day ⁻¹	0.76
SMSC	Soil moisture store capacity	mm	319.50

Table 1 Calibrated model parameter values at the Kiran-khola River.

	Basin'	Basin's outlet		climatic station's		Sampla		
Region	Dasiii	soutiet	Dramage	ind	ex	sample	Remarks	
	latitude	longitude	alea, Kili	rainfall	PET	SIZE		
	29.50.00	90 21 16	12.50	214	405	15	Mohana river	
	28 50 00	80 31 16	12.50	214	405	15	(281)	
2	27 42 10	83 27 50	554.00	only obs.	flow data	17	Tinau (390)	
Z	26 35 16	87 39 21	162.84	1408	1319	13	Near Damak	
	28 33 10	80 48 15	232.85	208	405	13		
	26 25 07	87 14 52	315.90	1319	1319	15	Near Biratnagar	
	28 05 57	81 33 19	132.28	412	419	15	c-Boring (296)	
	28 00 22	01 45 12	77 74	412	400	15	Jhanjhari,	
	28 09 22	81 43 15	12.14	412	409	15	Dhakeri (363)	
5	26 32 20	86 54 00	112.86	1226	1215	13		
	26 49 41	95 AC AE	145.07	1110	1015	12	Near Gaushala,	
	20 48 41	83 40 43	145.87	1119	1215	15	Mahottari	
	26 50 05	85 34 15	219.54	1120	1215	13	Near Malangwa	

Table 2 Description of synthetic flood data basins and relevant climatic stations.

4.3 Simulated floods

The suitably calibrated rainfall runoff model: SymHyd (Podger, 2004) enabled generation of synthetic flood data basins in the regions 2 and 5. At first, daily discharge was generated using the daily rainfall data and monthly PET of closer stations to the concerned basin. Maximum of the annual daily discharge series was considered as flood data of that year for estimation of regional frequency distribution. With the generation of synthetic annual maximum discharge data series, there are five data basins in each of the regions 2 and 5 respectively (Table 2).

5. Results and discussion

The L-moment ratio diagrams were employed in each of the five hydrologic regions for selecting suitable regional frequency distribution. The L-skewness and L-kurtosis of all sites in the regions as well as corresponding regional averages is shown in Figs. 7-11, along with the theoretical lines of the five probable distributions.

From the Figs. 7-11, it can be concluded that the GPa distribution is inappropriate in Nepalese basins in relation to design flood prediction. The other four distributions, which do not show significant differences, may be selected as reasonable distribution in all of the hydrologic regions. However, the GEV and LN3 fit closely in all of the hydrologic

regions

After selection of regional frequency distribution, growth factors can be computed for the selected regional frequency distributions. Fig.12 shows the variation of growth factor with the return period.



Fig. 7 L-moment ratio diagram for region 1.



Fig. 8 L-moment ratio diagram for region 2.



Fig. 9 L-moment ratio diagram for region 3.



Fig. 10 L-moment ratio diagram for region 4.



Fig. 11 L-moment ratio diagram for region 5.



Fig. 12 Variation of growth factors with return periods.

Although the use of L-moment ratio diagram is supposed to be better method for selection of regional frequency distribution, the method needs to be assessed using some well established alternative methods for validation of the selected distributions. The conventional method of regional frequency distribution selection may be employed to justify the method of L-moment ratio diagram. In the conventional method, the probable frequency distributions are applied to fit the data of each station in the region. The distribution which fit majority of the stations in the region closely is selected as regional frequency distribution.

The conventional method of regional frequency distribution selection has been tested in hydrologic region 1. Out of 7 test stations in the region, the distributions: LN3, GEV and GLO were found to be closely fitting at 3, 3 and 1 stations respectively. These results justify the adopted L-moment ratio diagram method of distributions selection.

6. Summary and Conclusions

In this study, regional frequency distribution was selected for each of the five hydrologic regions. The selection of regional frequency distribution in hydrologic regions 1, 3 and 4 were made using observation flood data of the various hydrometric stations in the regions. However, in hydrologic regions 2 and 5, regional frequency distributions were selected with the use of supplemented synthetic flood data. The commonly used 3-parameter distributions: generalized logistic, GEV, Pearson type III, lognormal and generalized Pareto were used as possible regional frequency distributions.

Method of L-moment ratio diagram was used for selection of appropriate regional frequency distributions. The conventional method of regional frequency distribution selection was tested in hydrologic region 1 for validating the methods of L-moment ratio diagram.

Generation of synthetic flood data is intended to address the limitation of inadequate numbers of hydrometric stations in the hydrologic regions 2 and 5. A rainfall runoff model SimHyd enabled the generation of synthetic flood data. Structure and principle of the rainfall runoff model SimHyd were introduced. The model was calibrated using the daily discharge data of the Kiran-khola River basin. The model performance was checked by comparing the observed annual maximum flood value and simulated value of the Jhanjhari river basin. The results showed that the SimHyd model can perform well. The suitably calibrated rainfall runoff model SymHyd enabled generation of five numbers of flood data basins in each of the regions 2 and 5.

Acknowledgements

The authors would like thank to the Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology (MEXT), Japan for providing financial support in carrying out this research work. The authors also wish to thank all the members of Innovative Disaster Prevention Technology and Policy Research Lab, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan for their comments/help at various instances.

References

- Burn, D.H. and Goel, N.K. (2000): The formation of groups for regional flood frequency analysis, Hydrological Sciences Journal, Vol. 45, No. 1, pp. 97-112.
- Chiew, F.H.S. and Siriwardena, L. (2005): Estimation of SimHyd parameter values for application in ungauged catchments (http://www.mssanz.org.au/modsim05/papers/chiew _2.pdf).
- Dalrymple, T. (1960): Flood frequency analysis, US Geological Survey's Water Supply Paper, No. 1543A, pp.11-51.
- Grubbs, F. and Beck, G. (1972): Extension of sample sizes and percentage points for significance tests of outlying observations, Technometrics, Vol. 14, No. 4, pp. 847-854.
- Hosking, J.R.M. and Wallis, J.R. (1997): Regional

Frequency Analysis: An approach based on L-moments, Cambridge University Press, Cambridge, UK.

- Hosking, J.R.M. (2005): FORTRAN routines for use with the method of Lmoments, Version 3.04.
- Kumar, R., Singh, R.D. and Seth, S.M. (1999): Regional flood formulas for seven subzones of zone 3 of India, Journal of hydrologic engineering, Vol. 4, pp. 240-244.
- Mann, H.B. and Whitney, D.R. (1947): On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other, The annuals of mathematical statistics, Vol. 18, pp. 50-60.
- Mishra, B.K., Takara, K. and Tachikawa, Y. (2009): Integrating the NRCS-runoff curve number in delineation of hydrologic homogeneous regions, Journal of hydrologic engineering, ASCE, DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000101.
- Parida, B.P., Kachroo, R.K. and Shrestha, D.B. (1998): Regional flood frequency analysis of Mahi-Sabarmati Basin (Subzone 3-a) using Index flood procedure with L-moments, Water Resources Management, Vol. 12, pp. 1-12.
- Pilon, P.J. and Harvey, K.D. (1993): Consolidated frequency analysis- reference manual, Version 3.1, Ecosystem Services and Evaluation Directorate, Canada.
- Podger, G. (2004): Rainfall runoff library Manual,CRC for Catchment Hydrology, Australia (http://www.toolkit.net.au/cgi-bin/WebObjects/toolk it).
- Rao, A. R. and Hamed, K.H. (2000): Flood Frequency Analysis, CRC Press LLC, Florida.
- Sharma, K.P. and Adhikari, N.R. (2004): Hydrological Estimations in Nepal, Department of Hydrology and Meteorology, Kathmandu. Nepal.
- Sharma, B.P. (2005): Gateway to Land and Water Information, Nepal National Report, MENRIS, ICIMOD, Kathmandu, Nepal.

洪水解析データを用いた地域(洪水)頻度分布の選定

Binaya Kumar MISHRA^{*}・宝 馨・山敷庸亮・立川康人^{*}

* 京都大学大学院工学研究科都市環境工学専攻

要 旨

地域的な水文特性を用いた地域洪水頻度解析(RFFA)を計画洪水の推定に用いた。地域頻度確率分布の選定は RFFAにおいて非常に重要な要素の一つである。それぞれの水文流域において十分な水文観測所の存在が、地域頻 度確率分布の信頼性の高い選定のために非常に重要である。しかしながら本研究の対象とした五つの水文流域のう ち二つは、水文観測所が二つしか存在しない。本研究においては、水文観測所の数が不十分な水文流域に重きをお いたL積率比関係図を用いて、五つの水文流域それぞれの地域頻度確率分布の選択を行なった。水文観測所の数の 不足した二つの水文流域については観測データの代わりに洪水解析流量を用いた。流量の模擬発生には降雨流出モ デルであるSimHydによる結果を用いた。一般化極地分布や3 母数対数正規分布は全ての流域において良い適合性 を示すことが分かった。

キーワード:地域確率分布, SimHyd, 降雨流出モデル, L積率

Large Scale Quantitative Vulnerability Analysis for Regional Flood Hazard

Nanshan ZHENG*, Kaoru TAKARA, Yosuke YAMASHIKI and Yasuto TACHIKAWA*

*Department of Urban and Environmental Engineering, Kyoto University

Synopsis

The paper attempts to present a methodology for characterizing vulnerability to large-scale flood hazards. Firstly the conceptual framework for analyzing vulnerability to flood hazards is put forth. Then according to biophysical vulnerability analysis and social vulnerability assessment, it presents a methodology for quantifying holistic vulnerability to flood hazards, which is focusing on scenario analysis of a flood event occurred in 2003. The utility of this approach in an assessment of vulnerability is illustrated in the Huaihe River Basin, China. Finally, the evaluation of holistic vulnerability is discussed. This study helps illustrate the zones necessary to decrease vulnerability to flood hazards and strengthen their resilience while living with increasing floods.

Keywords: vulnerability, flood hazard, spatial analysis, GIS

1. Introduction

Floods are known as frequent and most devastating events worldwide. In Asia continent, many countries are much affected by flood disasters, which are extremely vulnerable to flood hazards (WWAP, 2006). Particularly in view of ongoing global warming and increasing frequency of extreme weather events, only technical solutions, such as enhancing prevention standard and analyzing hazard itself, are not adequate to ensure human security in the long run. The ability to measure vulnerability is increasingly being seen as a key step towards effective risk reduction and the promotion of a culture of disaster resilience (Kasperson et al., 2005; Birkmann, 2006). The identification of regional vulnerability to flood hazard and the components contributing to vulnerability is crucial for emergency preparedness, immediate response, mitigation planning, and recovery from flood disasters. Thus the need for a oriented vulnerability analysis is spatially

highlighted, such as the identification, assessment and ranking of vulnerability to flood hazards. Large-scale flooding due to heavy rainfall and drainage congestion has been regularly experienced in the Huaihe River basin, China. Taking the Huaihe River basin as case study, this research intends to develop a quantitative methodology for analyzing large-scale vulnerability to regional flood hazard.

Despite different prevailing approaches have been developed for analyzing vulnerability, there are still many differences in understanding vulnerability to natural hazards. As previous literature illustrated, in general there are three remarkable perspectives on measuring vulnerability. The first identifies vulnerability by the potential exposure to a certain hazard. Studies based on this perspective focus on the distributions of hazardous conditions and the processes influencing on livelihood and infrastructure.

The second perspective on vulnerability views it as human-environmental process. Studies pay much

more attention on potential coping ability in society, including the ability to withstand the damaging effect of hazard and the ability to recover from the damage (Blaikie et al., 1994; Clark et al., 1998). This perspective highlights social characteristics of vulnerability to natural hazards. All the approaches aim to measure vulnerability through selected comparative indicators in a quantitative way in order to be able to compare different areas or communities (Birkmann, 2007), but not to actually predict consequences. Indicators are used as proxies for diverse situations at any scale (e.g., household, system, state) (Cutter et al., 2000; Wu et al., 2002; Vogel and O'Brien 2004; Chakraborty et al., 2005). Most researches demonstrate that some demographic and housing characteristics, e.g., age, gender, race, income, and building quality are influential in amplifying or reducing social vulnerability to hazards (Cutter et al., 2003).

Cutter et al. (2000) introduce the third promising perspective for quantifying vulnerability, in which vulnerability relies on not only biophysical conditions, but also social adaptation capacity within a specific geographic domain. Both social and biophysical components interpenetrate and shape holistic vulnerability to natural hazards. This conceptual understanding scientifically reflects its multi-facet feature of vulnerability. However, the solution to integrate different aspects of vulnerability has still not been well put forth and put into practice.

This research follows the third perspective of vulnerability. To measure holistic vulnerability to flood hazards, internal socio-economic properties that make study area vulnerable as well as external biophysical conditions are taken into consideration (Zheng et al., 2008 and 2009).

In the followings, after describing study site, firstly the conceptual framework for analyzing vulnerability to flood hazards is briefly introduced. In the section of methodology, biophysical and social vulnerability to flood hazards are analyzed respectively based on some previous studies (Zheng et al., 2008 and 2009), in which scenario analysis of typical flood event in 2003 and spatial multicriteria analysis have been performed. Then the integration of biophysical and social vulnerability is discussed as well as some evaluation is provided. Finally some concluding remarks are summarized.

2. Descriptions of Study Area

The Huaihe River basin (HRB) is situated in eastern China. Geographically it is located between the latitude 31°N-36°N and longitude 112°E -121°E, covering an area of 270,000km2, which is administrated by Jiangsu, Shandong, Anhui and Henan provinces (Fig.1) (Zheng et al., 2008). The elevation ranges from 100m to 200m across the hills in the western HRB, from 50m to 100m in the southern HRB and about 100 m in the northeastern HRB. In the plain area, there are complex water systems, where the elevation ranges from 2m to 50m around the Huaihe River (Fujiyoshi and Yihui, 2006).



Fig. 1 Location of the Huaihe River basin (The blue area at the upper figure shows its location in China.).

Climatologically, it lies in the warm semi-humid monsoon region. Precipitation mainly occurs in the period from mid-May to mid-October. Because of anomalies of the Meiyu front during the rainy season, which is influenced by the South Asian monsoon and the unique topography, the basin has been well known for its frequent disasters.

In general, the floods occurred from the

mountains of the upper reach of the Huaihe River quickly flow into the middle reach. However in the middle reach, the flood flow runs very slowly due to slight gradient. Therefore flood disaster is easily resulted while rainy season. Since the 20th century, the relatively severe floods occurred in 1954, 1991, 1998, 2003 and 2007. According to records, since 1900 disastrous flood has happened once every 5 years. As for the tributaries of the Huaihe River, flood disaster occurs once in every 2 or 3 years in average (Yearbook of the Huaihe River basin, 1999; Ning, 2003).

Furthermore, the HRB is populous with the population density of 623 capita per km2 in 2003, at the same the total population reached 168 million, accounting for 13% of the nation's population. And there is 17% of the country's cultivated land (Rao, 2004). Therefore it is of great socio-economic importance.

In 2003, the Huaihe River basin was hit by severe heavy rainfall. The rise of water level in rivers, lakes and reservoirs caused a severe flood and waterlogging disaster. This flood event was the most hazardous flood occurred in the HRB since 1954. The flood caused severe disasters in Henan, Anhui and Jiangsu provinces. There were 27.3 million residents affected by flood. 770,000 houses collapsed and 3.847 million farmers were blocked by flood disaster. The direct economic losses reached CNY 2.86 billion (US\$350 million) (Yearbook of the Huaihe River basin, 2004). Therefore this typical flood event is taken as basic scenario to analyze vulnerability to flood hazards in the Huaihe River basin, China.

3. Methodology

3.1 Conceptual framework for analyzing vulnerability

Vulnerability is a concept that evolved out of social science and was introduced as a response to the purely hazard-oriented perception of disaster risk in the 1970s. In vulnerability literature, although there are different views on vulnerability from different experts and examples of methods for vulnerability analysis developed by institutions and researchers, vulnerability is often viewed as an intrinsic characteristic of a system or element (McCarthy et al., 2001; UNDP, 2004; Birkmann, 2006).

The definition from IPCC is that the degree to which a system is susceptible to, and unable to cope with, adverse effects of climate change, including climate variability and extremes. Vulnerability is a function of character, magnitude, and rate of climate change and variation to which a system is exposed, its sensitivity and its adaptive capacity. UN/ISDR (2004) defines that the conditions determined by physical, social, economic and environmental factors or processes, which increase the susceptibility of a community to the impact of hazards.

In general, vulnerability is both a biophysical risk and a social response within a specific geographic domain. Allowing for theoretical requirements and contextual characteristics in study area as well as data availability, the conceptual framework is put forth (Table 1). Because county level is an appropriate scale to supply information for central or local government in determination of policy and strategies, this research is to take county as minimum assessment unit in the followings.

3.2 Biophysical vulnerability

In the Huaihe River basin, biographical vulnerability to flood hazard has been identified by analyzing time-series MODIS satellite imagery composite data with respect to typical flood event occurred in 2003 (Zheng et al., 2008). To characterize relative vulnerability among the assessment units, the percentage of flooded area in assessment unit is taken to represent biophysical vulnerability. Meanwhile normalization of biophysical vulnerability index is conducted to make its range from 0 to 1 (Fig.2).

In Fig.2, the units depicted by larger purple dot are identified vulnerable to flood threats within biophysical context. It is found that Anhui Province is much more vulnerable to flood hazard regarding biophysical conditions, and the most biophysically vulnerable area concentrates around the middle reach of the Huaihe River, China. Suppose that statistical distribution of biophysical vulnerability index among the entire domain is evaluated, the number of biophysical vulnerability indices larger than 0.5 only accounts for around 5%.

	Component	Determinant	Indicator
	Biophysical vulnerability	Flooded area	Percentage of flooded area
Vulnerability		Exposure	Population density (C_1); Land use (C_2)
	Social vulnerability	Susceptibility	GDP per capita (C_3); Dependents and inequality (C_4); Income of farmer (C_5); Income of employment (C_6)
		Resilience	Social expenditure (C_7); Household savings (C_8); Hospital beds per 10k people (C_9); Institutional preparedness (C_{10})

Table 1 Conceptual framework for analyzing vulnerability in the Huaihe River basin, China



Fig. 2 Distribution of biophysical vulnerability to flood hazard in the HRB, China (2003).

The result indicates that the ratio of the most relatively vulnerable area within biophysical context is not high. However it is necessary to mention that it should be paid more attention on studying vulnerability and providing strategies for vulnerability reduction because the total of area affected by flooding is still very large.

3.3 Social vulnerability index

Social vulnerability is not directly observable phenomenon and there are some difficulties in quantification. Many researches have paid much more attention on the theoretical and conceptual aspects of social vulnerability (Turner et al., 2003; Adger, 2006; Eakin and Luers, 2006), yet relatively few have presented methods to assess it empirically. One of the most common approaches for characterizing social vulnerability is the use of a range of proxy indicators (Cutter et al., 2003; Adger et al., 2004; Birkmann 2006; Burton and Cutter, 2008). In essence, social vulnerability can be interpreted as inherent inequality with respect to natural hazards.

On the basis of conceptual framework for analyzing vulnerability to flood hazards, a quantitative methodology to characterize social vulnerability to flood hazard has been developed, which employs spatial multicriteria analysis approach (MCA) based on entropy weight determining and scenario analysis of the flood event occurred in 2003 (Zheng et al., 2009). The general scheme has been designed, in particular how to quantify the proxy indicators and to aggregate them has been studied. Herein a brief description is given as follows.

For dealing with quantitative measure of social vulnerability, the method used in MCA is an additive model, in which social vulnerability index is calculated based on a set of indicators illustrated in Table 1(Equation (1)).

$$SVI(i) = \sum_{j=1}^{n} w_j \times c_{ij}$$
(1)

where *SVI*(*i*) is social vulnerability index of the unit *i*. *n* denotes the total number of indicators, w_j is the relative weight of the indicator C_j ($j = 1, \dots, 10$). C_{ij} stands for the data normalized from the original census data. The weights have been determined by entropy-based approach, which are non-negative and sum up to 1 (Fig.3).



Fig. 3 Schematic diagram of indicator weight determined by entropy approach.

Social vulnerability to large-scale flood hazard has been assessed by spatial multicriteria analysis through employing demographic and socio-economic data (Zheng et al., 2009). In addition, the normalization of social vulnerability indices is conducted (Fig.4). The result indicates that many more counties are relatively vulnerable to flood hazard within social context and the whole basin is relatively vulnerable while merely considering socio-economic conditions. The spatial variability of social vulnerability at the county level across the Huaihe River basin suggests a variation in the capacities of different county or city to cope with flood disasters. It illustrates the zones necessary to reduce social vulnerability and strengthen its coping capacities while living with increasing floods, such as allocation of preparedness resources and providing additional help in the aftermath of disaster.

Noticeably the rationale for indicator selection is to cover three primary determinants of social vulnerability, i.e., exposure, susceptibility and resilience while considering data availability. On the other hand the number of proxy indicators should be kept minimal and simple for applicability. In previous research, especially in developed countries, there are large amount of data sets related to socio-economic aspects, thus many more indicators were selected to interpret social vulnerability. For a more comprehensive analysis it might be desirable to extend this indicator set while data are available and sufficient.



Fig. 4 Distribution of social vulnerability to flood hazard in the HRB, China (2003).

3.4 Integration of biophysical and social vulnerability indices

According to the evaluation of biophysical and social vulnerability, both aspects of vulnerability are characterized. It indicates that the spatial distribution of biophysical vulnerability and social vulnerability is different, which improves our understanding on vulnerability to natural hazards. Although mapping spatial variability of biophysical vulnerability or social vulnerability is significant, it does not adequately reflect the essences of all components contributing to vulnerability regarding flood hazard at one specific assessment domain. The integration of biophysical vulnerability with its social context (i.e., social vulnerability) is critical because humans are often not considered vulnerable in the absence of a certain degree of exposure to physical threats. In previous researches, although some thinking about integrated method has been proposed, generally only framework has been put forth. In other words, social vulnerability and biophysical vulnerability are always discussed separately. In this study, based on the conceptualization of Cutter et al. (2003) and the framework proposed in Section 3.1, the methodology for integrating biophysical and social vulnerability indices with regard to flood hazard is provided, in which biophysical vulnerability and social vulnerability are merged by ArcGIS within the consideration of their relative importance.

For aggregating biophysical vulnerability and social vulnerability, a simple additive model is adopted here again while little research has ever contributed on the integration (Adger et al., 2004; Birkmann, 2006). A common tactic for combining information is to weight each component inversely to its variance (Piegorsch and Bailer, 2005). To obtain their relative importance of two indices, inverse-variance weighting approach is adopted, which is described as follows.

Suppose that these estimators have different variances, the inverse-variance weight is defined as Equation (2).

$$P_{k} = \frac{1}{VAR(\xi_{k})}$$
(2)

where k stands for the classification of vulnerability indices (k = 1,2), P_k is the weight of the k-th index, ξ is the value of vulnerability index, and $VAR(\xi)$ denotes the variance of ξ .

Then, integration of biophysical vulnerability and social vulnerability $\overline{\xi}_k$ can be conducted by Equation (3).

$$\overline{\xi}_{k} = \frac{\sum P_{k} \xi_{k}}{\sum P_{k}}$$
(3)

Finally, to convert the indices into the range from 0 to 1, linear normalization is performed.

The calculated result shows that the weight of biophysical vulnerability is much higher than that from social vulnerability (Table 2). Despite this method is based on the underlying mathematical attribute of vulnerability indices, this approach is effective for determining vulnerability since vulnerability assessment is to find potential inequality or relative difference regarding to flood hazard among the assessment units. Therefore this result is going to be used in the calculation of integrating vulnerability to flood hazard within biophysical and social contexts.

Table 2 Characteristics of vulnerability indices

Item	Variance	Max	Min
Biophysical	0 000 4 20 8 2	0 1272	0.0000
Vulnerability	0.00042085	0.1275	0.0000
Social	0.02020527	0.71	0.10
Vulnerability	0.02020527	0.71	0.19
Integrated (Before	40 4967	215 410	0.402
normalization)	49.4807	515.419	9.405

4. Results and Discussion

Based on Equation (3), the integrated vulnerability indices are computed, which also can be named as holistic vulnerability indices. The result shows that some counties such as Hongze, Huaiyuan, Wuhe, Fengtai, Shouxian, Guannan, Jinhu, Funan, Yingshang, and Huainan, etc. are significantly vulnerable to flooding in study area while some of them have the highest levels of both social vulnerability and biophysical vulnerability. The pattern appears to represent a combination of biophysical conditions and socio-economic factors (Fig.5).



Fig. 5 Distribution of integrated vulnerability to flood hazard in the HRB, China (2003).

It is acceptable that vulnerability concentrates around the main trunk of the Huaihe River as well as nearby Lake Hongze. It is also found that the areas with high holistic vulnerability have higher level of social vulnerability. Even though Jiangsu Province has better economic development level, the integrated vulnerability indices from Hongze and Jinhu counties in Jiangsu are also relatively larger. The integrated vulnerability index not only can be used to identify the vulnerable area with regard to flood hazard, but also it is much significance of improving understanding on vulnerability theory.

Meanwhile it is necessary to note that the three kinds of vulnerability indices (i.e., biophysical, social and holistic indices) are very useful to decision-maker and manager, which reflect that vulnerability is multi-facet and multi-dimensional. Definitely the index proposed is uncertainty due to perceptive, model and parameter as well as proxy indicators. Furthermore the vulnerability is dynamic with the changes of study context and time. This research on assessing vulnerability will improve the understanding vulnerability to hazards as well as it will make the theory profound to some extent. It is helpful to make deeper understand the essence of vulnerability.

According to conceptualization on vulnerability, vulnerability is related to physical context (hazard itself) and socio-economic system (coping capacity and adaptation capability), as well as to some extent, the integrated vulnerability should have some relationship with losses induced by flood hazard. To check this perception and evaluate the performance of assessment model, the flood occurred in Jiangsu Province is taken as study case. If analyzing loss per capita with integrated vulnerability index (CoVI), the result indicates that loss per capita is higher while integrated vulnerability index is lower, even though there is no definite function correlation (Fig.6). It also proves that socio-economic development level has much effect on vulnerability to natural hazards. While vulnerability is lower, maybe risk is higher since economic development level is different.

To exclude the effect from socio-economic development level as possible, the division of Loss per capita and GDP per capita (Loss/GDP) is taken as analysis factor (Fig.7). The result from linear regression analysis indicates that there is acceptable linear function relationship between Loss/GDP and CoVI while eliminating two removed data points. It is significant to find the relationship of the integration of SVI and BVI with flood losses after integrating the two indices.



Fig. 6 Loss per capita and CoVI in Jiangsu Province, China 2003 (Unit for Loss: CNY).



Fig. 7 Relationship between Loss/GDP and CoVI in Jiangsu Province, China (2003).

5. Summary and Conclusions

study presents a methodology This for quantitatively analyzing vulnerability to flood hazards in the Huaihe River basin, China. After putting forth conceptual framework, the results biophysical vulnerability about and social vulnerability in study area are provided according to past research works. Then it presents a methodology to integrate biophysical vulnerability and social vulnerability. The method itself is based on the mathematical attribute of vulnerability indices. Taking inverse-variance of vulnerability indices as the relative importance, holistic vulnerability to flood hazards in the Huaihe River basin is solved. Finally, the relationship between holistic vulnerability and flood loss is discussed, which indicates the proposed method is feasible and also is helpful to improve understanding on inherent characteristics of vulnerability.

In conclusion, the geographic variability in biophysical, social, and holistic vulnerability indices at the county level across the Huaihe River basin in 2003 suggests a variation in physical conditions and the capacities of different county or city to cope with flood disasters. It indicates that the proposed method is applicable to large-scale flood hazard context. In terms of quantitative information of vulnerability, the vulnerable areas are able to be identified. This study helps illustrate the zones necessary to decrease vulnerability and enhance their resilience while living with increasing floods, especially to supply for priority policies aiming at basin emergency management and hazard mitigation.

Acknowledgements

The authors would like thank to the Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology (MEXT), Japan for providing financial support in carrying out this research work. The authors also are grateful to all the members of Innovative Disaster Prevention Technology and Policy Research Laboratory, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan for their comments and help.

References

- Adger, N.W., Brook, N., Bentham, G., Agnew, M., Eriksen, S. (2004): New indicators of vulnerability and adaptative capacity, No.7. Tyndall Center Technical Report.
- Birkmann, J. (2006): Measuring vulnerability to natural hazards: Towards disaster resilient societies, United Nations University.
- Birkmann, J. (2007): Risk and vulnerability indicators at different scales: Applicability, usefulness and policy implications. Environmental Hazards 7, pp. 20-31.
- Blaikie, P., Cannon, T., Davis, I. and Wisner, B. (1994): At risk: Natural hazards, People's vulnerability, and Disasters, 1st edn, London: Routledge.
- Burton, C. and Cutter, S.L. (2008). Levee failures and social vulnerability in the Sacramento-San Joaquin Delta area, California. Natural hazards

review 9(3), pp. 136-149.

- Chakraborty, J., Tobin, G.A. and Montz, B.E. (2005): Population Evacuation: Assessing spatial variability in geophysical risk and social vulnerability to natural hazards. Natural hazards review 6(1), pp. 23-33.
- Clark, G.E., Moser, S.C., Ratick, S.J., Dow, K., Meyer, W.B., Emani, S., Jin, W., Kasperson, J.X., Kasperson, R.E. and Schwarz, H.E. (1998): Assessing the vulnerability of coastal communities to extreme storms: the case of Revere, MA, USA. Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change 3: 59-82.
- Cutter, S.L., Mitchell, J.T. and Scott, M.S. (2000): Revealing the Vulnerability of People and Places: A Case Study of Georgetown County, South Carolina. Annals of the AAG 90 (4), pp. 713-737.
- Cutter, S.L., Boruff, B.J. and Shirley, W.L. (2003): Social vulnerability to environmental hazards. Social Science Quarterly 84(2), pp. 242-261.
- Eakin, H. and Luers, A.L. (2006): Assessing the vulnerability of social environmental systems. Annual Review of Environment and Resources 31, pp. 365-394.
- Fujiyoshi, Y. and Yihui, D. (2006): Final Report of GAME/HUBEX-GEWEX Asian Monsoon Experiment/ Huaihe River Basin Experiment, pp. 497-514.
- IPCC. (2001). Climate Change 2001: Synthesis Report. A Contribution of Working Groups I, II, and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (R.T. Watson and the Core Writing Team, eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, and New York, USA.
- Kasperson, J., Kasperson, R., Turner, B.L., Hsieh, W. and Schiller, A. (2005): Vulnerability to global environmental change. In Kasperson eds, The social contours of risk. Volume II: Risk analysis, corporations & the globalization of risk, London: Earthscan, pp. 245-285.
- McCarthy, J.J., Canziani, O.F., Leary, N.A., Dokken, D.J. and White, K.S. (Editors). (2001): Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability, Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Ning, Y. (2003): Manual for Water Harnessing in

the Huaihe River basin, China. Science Press, China (in Chinese).

- Piegorsch, W.W. and Bailer, A.J. (2005): Analyzing Environmental Data. Chichester, John Wiley & Sons.
- Rao, Y.G. (2004): Statistic Bureau of Anhui Province. Anhui Statistical Yearbook. China Statistics Press (in Chinese).
- Turner, B.L., Kasperson, R.E., Matson, P.A., McCarthy, J.J., Corell, R.W., Christensen, L., Eckley, N., Kasperson, J.X., Luers, A., Martello, M.L., Polsky, C., Pulsipher, A., Schiller, A. (2003): A framework for vulnerability analysis in sustainability science. Proceedings of the National Academy of Science USA 100, pp. 8074-8079.
- United Nations Development Programme (UNDP). (2004): A global report-reducing disaster risk, a challenge for development, UNDP-Bureau for Crisis Prevention and Recovery (BCPR), New York.
- Vogel, C. and O'Brien, K. (2004): Vulnerability and global environmental change: rhetoric and reality. AVISO-Information Bulletin on Global Environmental Change and Human Security 13.
- WWAP. (2006): UN World Water Development

Report, World Water Assessment Programme-WWAP, Paris.

- Wu, S.Y., Yarnal, B. and Fisher, A. (2002): Vulnerability of coastal communities to sea-level rise: a case study of Cape May County, New Jersey, USA. Climate Research 22(4), pp. 255-270.
- Yearbook of the Huaihe River basin, China (1999). Huaihe River Commission, Ministry of Water Resources, China (in Chinese).
- Yearbook of the Huaihe River basin, China (2004). Huaihe River Commission, Ministry of Water Resources, China (in Chinese).
- Zheng, N., Takara, K., Tachikawa, Y. and Kozan, O. (2008): Analysis of vulnerability to flood hazard based on land use and population distribution in the Huaihe River Basin, China. Annuals of Disaster Prevention Research Institution, Kyoto University 51B, pp. 83-91.
- Zheng, N., Takara, K., Yamashiki, Y. and Tachikawa, Y. (2009): Assessing vulnerability to regional flood hazard through spatial multi-criteria analysis in the Huaihe River Basin, China. Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE 53, pp. 127-132.

地域洪水に対する定量的な大規模脆弱性評価解析

鄭 南山*・宝 馨・山敷庸亮・立川康人*

*京都大学大学院工学研究科都市環境工学専攻

要 旨

本論文は、巨大スケールの洪水災害に対する脆弱性特徴づける手法を述べたものである。まず脆弱性を解析するため の概念的枠組みを構築する。次に生物物理学的な脆弱性解析と社会的な脆弱性評価を考慮して、洪水災害に対する包括 的な脆弱性を定量化する手法を述べ、2003年に発生した洪水事象のシナリオ解析に焦点を当てている。ここで確立され た脆弱性評価のアプローチの有用性が中国・淮河流域において例証されている。最後に、包括的な脆弱性評価について 議論している。本研究は、洪水災害に対する脆弱性を減少させるべき地域が明らかにし、またこのような増大する洪水 の危険地域に居住する住民の回復能力を高める事に貢献するものである。

キーワード:脆弱性、洪水災害、空間的解析、地理情報システム

分布型流出モデルを用いた融雪洪水の再現計算

甲山 治*・佐原将史**・寶 馨

* 京都大学東南アジア研究所

** 東海旅客鉄道株式会社

要旨

本論文では全球的な気温上昇時における洪水及び水資源管理に向けて,積雪・融雪・ 河川流出の再現計算の実用性に関して議論した。積雪融雪モデルとセル分布型流出モデ ルを空間解像度 50m で適用し,山岳斜面において積雪が蓄えられるプロセスと,流域 面積 100km²の流域で洪水の評価を行った。

キーワード:積雪・融雪モデル,分布型流出モデル,降雪の補足率

1. 序論

1.1 本研究の背景

近年中小規模の河川流域における洪水災害が頻発 しており,それらの流域ではダム建設や護岸工事な どのハード面による治水対策が追いついていない。 しかし経済および環境保護の視点から大小全ての河 川に対して治水対策を施すことは不可能であり,ソ フト面からの治水対策としてモデルシミュレーショ ンを用いた洪水予測システムの実用化が期待され ている.なかでも降雪および融雪過程は直接的に気 温の上昇の影響を受けることから,流出モデルに積 雪・融雪過程を結合したシステムを構築する必要性 は高い。

1.2 解析対象流域

本研究で取り扱う積雪モデルの適用は琵琶湖流 域の中でも,特に年間降水量が多い高時川流域にて 行う。高時川の流域面積は211km²,幹川流路延長 41.4km であり(Fig. 1 参照),降水量は冬期に多 量の雪をもたらす北陸性の気候を示す特徴がある。 また,高時川流域は「暖地積雪地帯」などと言われ るなど,日本海側気候の積雪域の南端に位置する流 域であり,このため地球温暖化に伴う積雪の減少や 融雪出水の早期化等,冬季から春季の流量・流況の 変化が顕在化しやすい。

高時川流域では,勾配の強い上流から流れだした

急流が木之本町で扇状地になり平野を流れ琵琶湖に 注ぐことから,古くから下流部に水害をもたらして きた。特に下流部は天井川となっており,また堤防 直下に人家が存在することから浸水被害に対する地 域の不安は大きい。幸いなことに大正10年以降,高 時川本川では大規模な堤防決壊はおきていないが, 堤防に迫る洪水は数年おきにおきている状況である (Table 1)。

本研究では,滋賀県東北部の高時川上流域に位置 する菅並流量観測所の集水域(流域面積 101km²) を対象として,冬季積雪時期の流量解析を行う。対 象流域は淀川流域の最北部に位置し,下流部の水田 地帯では4月の田起しに融雪水を用いることから, 昔から水争いが絶えない地域である。特に下流域は 天井川になっており,豪雨時には洪水被害を受けや すい。解析に使用したデータとしては流域内の菅並 (降水,気温,流量),鷲見(気温,積雪深),中河 内(降水,気温,流量,積雪新),虎姫のAMeDAS と彦根気象台のデータである。解析対象期間は多 雪年であった 2002-2003 シーズンと少雪年であった 2003-2004 シーズンの11月から翌4月までの各6ヶ 月である。

2. 本研究で用いたデータ

2.1 データの概要

Fig. 2 は対象領域である高時川の観測点を表



Fig. 1 Takatoki River Basin (see Ministry of Land, Infrastructure and Transport Japan, Biwako Office Of River 2004)

Table 1	Disaster History of Takatoki River (see Incor-
	porated Administrative Agency Japan Water
	Agency)

生起年月起因	100	総雨量	人的被	害(人)	-	家屋被害(戸)		
	(mm)⊛1	死者	負傷者	全半壊	一部破壊	浸水※2	領考	
明治29年 9月	秋雨 前線	751 (8日)	3	8	1.070	2,210	9,063	
大正10年 9月	台風	367 (9日)	5	6	308	504	不明	高月町で 堤防決壊
昭和28年 9月	台風 13号	225 (4日)	0	4	1	不明	515	余呉町で 堤防決壊
昭和34年 9月	伊勢湾 台風	240 (3日)	11	8	62	58	684	
昭和47年 7月	豪雨	480 (9日)	-	-	0	数戸	82	余呉町 菅 並で溢水
昭和50年 8月	台風 6号	356 (3日)	-	-	1	-	39	余呉町 上 丹生で破場
平成10年 9月	台風 7号	159 (2日)	-	-	_	-	4	木之本町 溢水

1(総雨量):明治29年9月洪水は「木之本観測所」,平成10 年は鷲見観測所,他は「中河内観測所」の地点雨量。()内は降 雨の継続日数

2(被害状況):「滋賀県災害史」,「滋賀県防災気象要覧」,「水 害統計」等, :資料に記載がないため不明。

したものであり, Fig. 3 は流域の標高データであ る。数少ないデータを高時川全域に適用するために, 降水量(菅並・中河内), 気温(菅並・鷲見)共に, 距離に反比例させて全域に内挿する手法をとってい る。また気温に関しては,気温減率0.6 m/100 mを 用いて空間解像度50mの毎時メッシュデータを作 成した。

2.2 雨雪判別と降雪量補正

一般に,地上気温が1.5~2.3 を下回ると降水が 雨から雪に変わることから,本研究では2.1 を閾 知として雨雪判別に用いた。メッシュデータの各グ リッドでの降水量は近隣の雨量計データを使うが,



Fig. 2 Research Target Area in the Takatoki river basin (Japan Water Agency)



Fig. 3 50m grid elevation data

降雪を含む流域では降水量データに流域面積を乗じ ても年間流出量に届かない。Fig. 4 は補正せずに 降水量をそのまま流出モデルに導入した際のハイド ログラフであるが,このモデルは蒸発散を考慮して いないのにも関わらず圧倒的に計算流量が少ない。 このことからも,降水量補正の必要性が覗える。

この理由として,雨量計が地形や風などの影響に より降雪を全て捕捉していないことと,雨量計を設 置していない高い山地では降雪が多い傾向にあるこ とが推察される。そこで気温により降水が雪と判断 された場合には,雨量計の捕捉率に相当する係数を 乗じて割増することで降雪量を補正している。

観測雨量と観測流量を比較したところ,2002-2003 年シーズンの解析では2.7 を,2003-2004年シーズ



Fig. 4 Hyetograph, Hydrograph and Discharge data from November 2002 to April 2003 wothout Snow Process Model

ンでは 1.8 を解析に用いたところ,年間の解析流量 と観測流量が一致した。本研究では,降雪と判別さ れた場合は 2.0 倍に増加させて流出解析を行った。

3. 本研究で用いる流出モデル

3.1 セル分布型流出モデル

本研究では,融雪洪水の予測を行うため積雪・融 雪モデルとセル分布型流出モデルを結合させて,観 測流量との比較を行う。

流域にメッシュ(網)をかけ、その網の一つ一つの 正方形区間(矩形セル)に降った雨を最急勾配方向 に追跡する。一つ一つのセルが山腹斜面,農地,都 市域,河川などを含む単位領域を表すもので、各セ ルにおいて雨水が流下し、その直下のセルに流出す る。高時川流域では50mメッシュの標高データを 用いて330×287=94,710個のセルについて雨水流 出,融雪水流出を解析した。式を以下に示す。

- 流域全体を,国土地理院発行の数値地形情報 (DEM)を用いて,正方形セルの集合として表 す。
- 上流のセルの雨量は、下流のセル(周囲8方向)のうち、最も勾配の大きい1つのセルにのみに向かって流れるものとする。(Fig. 5)
- 各セルの雨水流出追跡は, kinematic wave 法 を用いる。
- 表層内の地中流を不飽和流れが支配するマトリクス部,および重力水が支配する大空隙部に分け,さらに地表面流と統合して解析する。土層

のモデルを図 Fig. 6 に,また流量関係式を式 (1) に示す。

セルのサイズは,利用できる地形情報,地理情 報の空間分解能に応じて決められる。高時川流域 では 50m メッシュの標高データを用いて 330 × 287=94710 個のセルについて雨水流出,融雪水流 出を追跡することができる。



Fig. 5 Schematic image of Cell Distributed Runoff Model



Fig. 6 Surface Soil Layer and Parameters

$$W_{HNS} = \begin{cases} a_c d_m \left(\frac{h}{d_m}\right)^{\beta} & (0 < h \le d_m) \\ a_c d_m + a (h - d_m) & (d_m < h \le d_m) \\ a_c d_m + a (h - d_m) \\ + \alpha (h - d_a)^m & (d_a < h) \end{cases}$$
(1)

- $\alpha = i^{1/2}/n \quad \dots \quad \dots \quad (2)$
- $a_c = k_c i \cdots (3)$
- $a = k_a i \quad \dots \quad \dots \quad \dots \quad \dots \quad \dots \quad \dots \quad (4)$

 $D: 全層厚, k_c: マトリクス部の透水係数, k_a:$ 大空隙部の透水係数, $\theta_m: マトリクス層に対する$ 空隙率, $d_m = D \cdot \theta_m$, i:斜面勾配, n:等価粗度, $\beta = k_a/k_c:$ 透水係数比。

積雪融雪・流出結合モデルの概念図を Fig. 7 に 示す。



Fig. 7 Schematic image of the Snowfall, Snowmelt and Runoff combined model

3.2 流出パラメータの同定

降雪・融雪期に流出計算を行う前に,流出モデル のパラメータを無降雪期でキャリブレーションを以 下の手順で行った。

- 1. 表面流は発生せず , 土壌の流れが主となる $0 \le h \le d_c$ と考えられる小出水を対象として土壌 水の流れを支配するパラメータ k_a, d_c, β を決定 する
- 次に表面流が発生する h ≥ d_s と考えられる大 規模な出水に対して,地表面流の発生を規定す るパラメータ n,d_s を決定する

 d_s, d_c は, 土層中の水を大空隙部を流れるものとマトリクス部を流れるものとに分けるためのパラメータ γ S, γ Cであり,基底流量やピーク流量などを大きく左右する。ここで,マトリクス部の水が占める最大の体積含水率を γ C,両者を併せた水が占める最大の体積含水率(すなわち,空隙率)を γ Sとする(γ S > γ C)。

Fig. 8 は,その γ C, γ Sを決定するために,降雨 期である 2003/06/01~2003/11/30 において流出パ ラメータを様々に変化しながら概ね適するパラメー タを模索した結果を載せており,その際求まった二 乗平均平方根誤差(RMSE)と相関係数を Table 2 に載せた。また併せて,本研究で用いる流出モデル パラメータをまとめて Table 3 に示す。以上の結 果から,本研究で用いる流出パラメータは" γ C = 0.2", " $\gamma S = 0.1$ " とした。



Fig. 8 Calibration of the Runoff parameters during no snow seasn (1 June 2003 -; 30 Nov 2003)

Table 2 RMSE and correlation coefficient

$(\gamma C, \gamma S)$	(0.2, 0.1)	(0.3, 0.1)	(0.4, 0.2)	(0.9, 0.5)
RMSE	5.54	6.33	7.00	10.20
相関係数	0.932	0.907	0.895	0.781

Table 3Calibrated runoff parameters during no snow
seasn (1 June 2003 -¿ 30 Nov 2003)

$n ({\rm m}^{-1/3})$	$k_a (m/s)$	$\gamma S (m)$	$\gamma C (m)$	β
0.3	0.01	0.2	0.1	4.0

4. 本研究で用いた積雪・融雪モデル

池淵らのモデルは琵琶湖流域の融雪出水に対して 再現性が高かったが,観測データから得られた経験 則的なモデルであり,熱収支や植生の影響,融雪水 の積雪浸透による時間遅れ等が考慮されていない。

木戸ら (2005) の研究では,モデルの融雪過程を 熱収支項として放射収支式・バルク法による顕熱・ 潜熱輸送量の式に置き換えることにより,いろいろ な気象条件をより直接的に融雪分析に反映した。臼 谷ら (2007) の研究では,融雪モデルに近藤・山崎 らの熱収支法 (Kondo and Yamazaki, 1990;山崎, 1993)を基本とし,さらに植生の影響を考慮するこ とで融雪を算出している。

4.1 積雪深の計算

雨と雪の判別は2.1 を基準に行い,気温から新 雪密度と算出する。さらに上部の新雪による積雪の 圧縮深も1時間ごとに計算している(池淵ら参照。 また流域内の二地点における解析期間の降水量総計 が観測流量の半分程度であったことから,観測地点 で 2.1 以下の場合は実際には2倍の降雪があった とすることで,降雪時の雨量計の捕捉率を改善した。 積雪は新雪の密度と降水量から算出する (Anderson et al., 1964).

$$DNS = a + \left(\frac{1.8 \times TNS + 32}{100}\right)^b \quad \dots \quad (5)$$
$$DPNS = \frac{PP}{DNS} \cdot \rho \quad \dots \quad (6)$$

ここに, DNS(g/cm³): 新雪密度, DPNS(mm): 新雪深, a,b:同定するパラメータ, TNS():新 雪温度 (気温に等しいとみなした), PP(mm):降 水量, ρ :水の密度 ($\doteq 1 \text{g/cm}^3$)。

また,新雪による積雪の圧縮深 REDUCT(mm) も考慮し,以下の式で与える。

$$REDUCT = PP \cdot \frac{DP'}{WEQ'} \cdot \left(\frac{DP'}{10}\right)^{0.35} \cdot 0.3244 \quad \cdots \quad (7)$$

DP':新雪が積もる前の積雪深 (mm), WEQ': 新雪が積もる前の積雪水量 (mm)。

したがって,新雪が積もった後の諸量は,

$$DP = DP' - REDUCT + DPNS \cdots (8)$$
$$WEQ = WEQ' + PP \cdots (9)$$
$$DN = \frac{WEQ}{DP} \cdots (10)$$

DP:積雪深 (mm), WEQ:積雪水量 (mm), DN:積 雪密度 (g/cm³)。

4.2 融雪量の計算(Temperature Index法)

本研究では2種類の融雪モデルとして簡便な Degree Hour 法とその改良版である Temperature Index 法,そして葉面積指数,日照・可照時間,風速 等のデータから熱収支法 (Kondo et al. 参照) を用 いた。なお Degree Hour 法と Temperature Index 法適用時は, 鷲見と中河内で観測された積雪深デー タを用いてキャリブレーションを行った。融雪量は 気温と日射量を用いて,次式で計算する (Laromie et al., 1972).

$$ALB = 0.85 \times 0.82^{NTX^{0.46}} \quad \dots \quad (11)$$

$$HTI = BDHF \times \frac{RAD}{359} \left(1 - ALB\right) TT \quad (12)$$

ここに, HTI: 融雪量 (mm), BDHF: 融雪定数 $(mm/ \cdot hr)$, RAD:日射量 (ly/day), ALB:ア ルベド, NTX: 新雪が降った日からの日数, TT: 気温()。

また 359 という値は彦根の 4 月の平均日射量で, |琵琶湖流域の積雪は4月までであると考え,4月の 融雪係数に対する比率を求める意味で用いている。 式 (12) 中の $BDHF \times \frac{RAD}{359} \times (1 - ALB)$ がいわゆ る Degree hour 法でいう融雪係数に相当するもので あるが,積雪期,融雪期を通して一定ではなく,日 射量とアルベドによって変化させており,冬,春と いった季節の違いや天候の違いを融雪量に反映させ ている。また,式(12)そのものは結果的に融雪量 が日射量と気温の相乗効果で促進されると考えてお り,暖地性積雪の融雪の早さを反映している。なお, 降雨による融雪も考慮しており,降雨による融雪量 を HR(mm),降雨量を PR(mm),氷の融解潜熱を 80(cal/g), として

で与え,地面融雪量 HG(mm) を一定値 HG = 0.02(mm/hr) で与えて,総融雪量 HT(mm)を

として求めた。

4.3 融雪量の計算(熱収支法)

日射量や風速等の観測データが入手可能な地域で はでは,物理的な融雪量を計算するモデルが適用可 能である。熱収支を考慮し融雪過程をモデル化した ものに , 近藤・山崎らが提案した熱収支法を用いる 方法がある。基礎式は,積雪全体の熱収支式と雪面 の熱収支式の2本であり,それぞれ次のように与え られる。 積雪全体の熱収支式:

$$\frac{1}{2}c_{s}\rho_{s}\{Z(T_{0}-T_{s})-Z_{n}(T_{0}-T_{sn})\} +W_{0}\rho_{s}l_{f}(Z-Z_{n})+M_{0}\Delta t=G\Delta t \cdots (15)$$

雪面の熱収支式:

$$\epsilon \{ f_v L \downarrow + (1 - f_v) \, \sigma T_v^4 - \sigma T_{sn}^4 \}$$
$$-H - lE + \lambda_s \frac{T_0 - T_{sn}}{Z_n} = 0 \quad \dots \dots \dots \quad (16)$$

ここで, C_s :積雪の比熱 (J/kg/K), ρ_s :積雪 の密度 (kg/m^3) , l_f :雪の融解潜熱 (J/kg), T_0 :0 (), T_s :雪温(), T_{sn} :時間 Δt 秒後の雪温(), W_0 :最大含水率 (=0.1), Z:凍結深 (m), ϵ :射出率 (=0.97), λ_s :積雪の熱伝導率 (=0.42 W/m/K), σ : Stefan-Boltzmann 定数 $(W/m^2/K^4)$, Δt :時間間 隔 (=3,600), f_v :植被層の透過率, G:積雪が受ける エネルギー (W/m^2) , H:顕熱 (W/m^2) , lE:潜熱 (W/m^2) , $L \downarrow$:下向き長波放射量 (W/m^2) , M_0 :融 雪熱 (W/m^2) , Z_n :時間 Δt 後の凍結深 (m), T_v : 植被層の温度 ().

式 (15) は,時間が Δt だけ経過する間に,雪面温 度が T_s から T_{sn} に,また凍結深が Z から Z_{sn} に変 化した場合の積雪全体の熱収支を記述しており,式 の各項は次に示す熱量を表している。

- (a) 第1項は,積雪の温度上昇(下降)に使う熱量
- (b) 左辺第2項は,積雪内部にとどまる含水を解か す(凍結させる)のに消費する熱量
- (c) 左辺第3項は,最大含水率を超え,積雪から流 出する水を作り出す熱量
- (d) 右辺は,積雪が雪面をとおして受け取る熱量

一方,式(16)は,厚さ無限小の雪面の熱収支を 表している。

- 顕熱量 (H) 及び潜熱量 (lE)
- 植被層の透過率 (f_v)
- 下向き長波放射 (L↓)
- 積雪が受けるエネルギー(G)

上記のデータはそれぞれ別計算によって与えられ, Kondo and Yamazaki(1990), 臼谷ら (2007)の式を 参考にして用いた。

4.4 積雪水量の減少

本モデルでは,積雪の冷たさを示す指標として, 冷却当量 (Cold Content) という値を用いた。

$$CC = \frac{-0.5}{80} \cdot DP \cdot DN \cdot TP \quad \dots \dots \dots \dots (17)$$

冷却当量:CC(mm),雪温:TP(),積雪深:DP(mm)

CC が正 (雪温 < 0)の場合,総融雪量の一部また は全部が CC を 0 とするまで費やされ, CC が 0 (雪 温=0)となってはじめて実際の融雪が生じ,積雪水 量が減少するものとした。また,HT を融雪量に変 換するとき,積雪量の含水量により積雪の比熱と氷 の比熱の比を考え, Thermal quality QT(%) も用 いている。すなわち, 融雪量, 厳密には昇温熱水高 換算値 RM(mm) は HT/QT で与えられる。

$$QT = 1 + \frac{0.5}{80} \cdot (-TP)$$
 $TP < 0 \cdots (18)$
 WC TD $QT = 1$ (18)

$$QT = 1 - \frac{W}{WEQ} \qquad TP = 0 \quad \dots \quad (19)$$

上式中の WC は積雪内含水量 (mm) である。

4.5 可能保水量

積雪内を融雪水が重力水として降下するプロセス は雪層中に存在する氷板,氷板中の水みちなどを考 えると非常に複雑になるので,ここではそのプロセ スを雨水が土壌層を落下する際の限界値,いわゆる 毛管飽和容水量と類似していると考え,重力水とし て降下する限界値を積雪の可能保水率 WHC と定 義し,雪密度の関数として次式のように与えた。

$WHC = 0.025 \cdot DN + 0.03$	$DN \le 0.4$	
$WHC = 0.111 \cdot DN + 0.121$	$0.4 < DN \leq 0.55$	(20)
$WHC = 0.2 \cdot DN - 0.04$	0.55 < DN	

したがって,融雪水のうち可能保水率を超過した 分が重力水として流下可能な水量となる。さらに, 単位時間内の融雪重力水の地面到着率,流出率 PC を積雪深 DP の関数として次式で与えた。

$$PC = \frac{21}{DP + 0.827} \quad \dots \quad (21)$$

式 (21) で表された流出率で積雪中の重力水は地 表に到達し,残りは含水量に置き換えられて,次の 単位時間へ進む。

4.6 積雪浸透モデル

積雪層内の浸透を考慮するために,中津川らが提 案する1価線形貯留関数法(中津川ら,2004)を用 いた積雪浸透モデルを用いた。このモデルは積雪内 の水の流れにダルシー則を適用して導出されたもの で,基礎式は次のように与えられる

$$s_s = k_s q_s$$
 , $\frac{ds_s}{dt} = q_{rm} - q_s$ (22)

ただし,

$$k_s = k_{01}H_s + k_{02} \quad \dots \quad \dots \quad \dots \quad (23)$$
ここで, s_s :積雪貯留量 (mm), k_s :積雪の貯留係数, q_{rm} :雪面に与えられる水量 (mm/h), k_{01} , k_{02} :係数, H_s :積雪深 (cm)。

式 (22) において,積雪の貯留効果は貯留係数 k_s によって表現される。この k_s は,本来雪質(積雪 密度や氷粒径など)に依存して変化すると考えられ るが,実用性を考慮して積雪深 H_s でパラメタライ ズし,積雪深に比例して積雪貯留量が増大するよ うにしている(式(23))。式(23)の係数 $k_{01} \ge k_{02}$ は,融雪観測の結果より顕著な融雪事例の k_s とそ のときの積雪深との相関関係(Fig. 9 参照)から $k_{01}=0.16h/cm, k_{02}=8.24h$ が報告されている。



Fig. 9 Relationship between storage coefficient k_0 and Snow Depth (see Nakatsugawa, 2004)

4.7 日射量と太陽高度

日射量の時間データを扱うため,各グリッド毎か ら4方向に隣接しているグリッドとの標高の高低差 を求め,日陰となる時間帯を考慮に入れた。これに より日射を用いる Temperature Index 法と熱収支 法において,より現実に近い気象条件を再現するこ とができる。

5. 積雪融雪過程の流出モデルへの導入

5.1 計算手順

降水量に関しては,気温が降水形態判定温度2.1 より大きければ全て降雨量,それ以下なら降雪量 として新雪密度,新雪深,新雪による積雪の圧縮深, 積雪深を求める。積雪深が0以下であれば積雪は存 在しないとして次の計算へ,積雪深が0より大きけ れば融雪量を求める。融雪量に補正(冷却当量,可 能保水率,流出率等の考慮)をかけて融雪水量を算 出する。以上の手順を図にしたものがFig.10 で





Fig. 10 Flowchartof Precipitation, Snowpacked and Snow Melting

また,式(5)のパラメータ*a*,*b*は積雪深のピーク および積雪深の増加量に着目して*a* = 0.03,*b* = 2.2 としている。融雪定数は対象地域の積雪を実際に計 算し,誤差が最小となるように決める。流出モデル の土層厚 ds,dc を表すパラメータを,無積雪期であ る 2002 年 6 月-11 月の半年間で決定した。

5.2 解析結果

最初に中河内と鷲見の積雪深データを用いて,融 雪係数を0.25に決定し,2002-2003 シーズンの11月 から翌4月まで流量の再現計算を行った。Fig. 12 にハイドログラフの結果(2002-2003年)と,解析 流量と観測流量の誤差(2002-2003年,2003-2004 年)を示しており,それぞれの結果を比較すること ができる。



Fig. 11 Shortwave Radiation at noon on 22 Dec 2002

雪モデル無しの流出解析では2月から3月にかけ ての融雪期における計算流量が過小となり, Degree Hour 法を導入すると融雪時期の過大となり, 解析 期間全体の RMSE は悪化した。そこで融雪係数を 変えずに融雪時に時間遅れの効果がある積雪内浸透 モデルを入れると,中河内と鷲見の結果はほぼ一緒 であったが,流量全体の RMSE は向上した。しか し気温が0度を下回った時に再凍結を行うモデルを 適用すると積雪深の再現結果は向上したものの,融 雪期の流量の再現性が低下し,融雪係数を 0.35 に 増加させても Degree Hour 法と積雪内浸透モデル を合わせたモデルよりも再現性が悪かった。これは 中河内と鷲見は川沿いの標高が低い地点に位置して いることから,流域の多くを占める山岳域での再現 性を向上させるには,傾斜や深い積雪における様々 な物理過程を考慮する必要がある。

解析流量の比較(2002-2003年) 積雪・離雪モデルなし



		教習	RMSE			
使用モデ	125	係數	積雪深		流量	
		k,kc	中河内	貧見	普並	
不可いたけ	02~03				10.71	
Trac	03~04				19.87	
DH *	02~03	0.25	9.14	8,95	12.54	
	03~04	0.32	14.7	26.1	8.3	
DH+Inf	02~03	0.25	9.15	8.99	7.82	
	03~04	0.32	16.72	18.94	8.1	
DH+Inf+R	02~03	0.35	8.96	8.85	9.09	
с	03~04	0.39	18.2	21.6	11.3	
THE	02~03	0.27	8.75	8.82	7.35	
Tim+Dem	03~04	0.34	11.8	24.7	7.69	
※ DH : Degree Hour法 Inf: 融雷浸透モデル RC : 積雪の冷却・再凍結 TIM: Temperature Index法 Dem: 地形データの利用						

各モデルの推定精度(積雪深,流量)

Fig. 12 Comparison among 4 hydrographs (without snowmodel, degree hour method, DH + Infltraion process, DH + if + Refreeze process)

さらには Degree Hour 法を元に,気温だけでな く日射量を併用するように改良した Temperature Index 法に,浸透モデルと再凍結過程を適用したと ころ,融雪係数が 0.27 のときに積雪深と流量とも



Fig. 13 Comparison between hydrographs of the Degree Hour and the Temperature Index Method (both of them involve Infilitration and Refreeze processes) during '02-'03 snow season at Sunganami



Fig. 14 Comparison between hydrograph of the Heat Budget method and Discharge data during '02-'03 snow season at Suganami

に最も再現結果が良かった。Fig. 13 に, Degree Hour 法と Temperature Index 法の流量結果の比較 を示す。

一方 Fig. 14 には,熱収支法モデルを適用したモデルを示している。キャリブレーションを行っていないため,解析期間通した流量の推定精度はTemperature Index 法よりも悪化するが,出水イベント時期の再現性が高かった。

6. 結語

融雪量が気温で決定される Degree Hour 法では, 融雪パラメータを決定した観測地点での再現性は高 かったが,観測データのない山岳域における再現性 は低かった。特に再凍結サプモデルを導入した時に, 流出の時間遅れの効果が過剰であった。気温と日射 量を用いた Temperature Index 法では,地形デー タと合わせることで山岳域および基底流量の再現性 が向上した。最後に熱収支法では放射収支と潜熱・ 顕熱を考慮することで,キャリブレーション無しで +分な再現性が得られた。ただし解析に必要な水蒸 気圧や風速データは観測地点が限られていることか ら,貧観測領域への適応が今後の課題である。

謝 辞

本研究を進めるにあたり,独立行政法人水資源機 構 丹生ダム建設所調査設計課 駒田達広氏に様々な 観測データを提供して頂きました。紙面を借りまし て深く感謝いたします。

参考文献

- 池淵周一・宮井宏・友村光秀 (1984): 琵琶湖北部域の積雪・融雪・流出調査とその解析, 京都大学防災研究所年報, 第 27 号 B-2, pp.197-220.
- 池淵周一・竹林征三・友村光秀(1986): 琵琶湖北部
 域及び全流域の積雪・融雪・流出モデル解析,京
 都大学防災研究所年報,第29号 B-2, pp.173-192.
- 日谷友秀・星清・中津川誠 (2007):積雪浸透を考慮 した実用的融雪流出モデルの開発,水文・水資源 学会誌,第20巻,第2号,pp.93-105.
- 木戸研太郎・柳生光彦・友村 光秀 (2004):分布型積 雪・融雪・流出モデルの高時川流域への適用,水 文水資源学会 2004 年研究発表会要旨集.

- Kondo and Yamazaki(1990) : A prediction model for snowmelt , snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method , J. Appl. Meteor. , Vol.29 , pp.375-384.
- 山崎剛 (1993): 融雪水の積雪内浸透, 低温科学 物理 篇,23, pp.1-16.
- Anderson et al.(1964) :The Synthesis of Continuous Snowmelt Runoff Hydrographs on a Digital Computer, Technical Report No. 36, Dept. of Civil Eng., Stanford Univ..
- Laromie et al.(1972) :Simulation of the Continuous Snowmelt Process, M.I.T. Report, No. 143, pp.51-83.
- 中津川誠・工藤啓介・星 清 (2004):積雪貯留を考 慮した汎用的な融雪流出解析,水工学論文集,第 48巻,pp.37-42.
- 寶馨,甲山治,小林健一郎,佐原将史,倉増銀一,竹
 内出,角谷保(2008):分布型モデルによる融雪流
 出解析について 地球温暖化影響評価を目指し
 て,京都大学防災研究所年報,第51B,pp.1-10.

Snowmelt Runoff Simulation using a Distributed Hydrological Model

Osamu KOZAN*, Masashi SAHARA** and Kaoru TAKARA

Center for Southeast Asian Studies, Kyoto University ** Central Japan Railway Company

Synopsis

This paper describes the practicability of snow accumulation, melting and runoff process simulation against floods and for water management under the global warming condition. Snow models and grid-cell based distributed rainfall-runoff model with 50-m spatial resolution are used for evaluating storage process of the snow pack on mountain slopes as well as flood runoff from a river basin with a catchment area of 100km².

Keywords : snowfall and snowmelting model, distributed rainfall-runoff model, capture parcentage of snowfall

琵琶湖内流動解析モデルと 分布型流出モデルを用いた流域モデル統合化

山敷庸亮*・小林 健一郎**・松本 拓***・佐山 敬洋*・寶馨*

*京都大学大学防災研究所 **京都大学生存基盤ユニット ***京都大学大学院工学研究科

要旨

本研究では琵琶湖における流動特性の解析と流域からの流入水、特に洪水流の流入水の影響の評価を行なう ため、琵琶湖三次元流動解析モデルであるBiwa-3Dと、分布型流出モデルであるOHyMoSの統合を試みた。統合 されたモデルを用いて2002年の夏期における流出・流動解析を行なった結果、特に夏期における水温躍層形成 と東岸からの流入河川水の影響が大きい事が解析結果より判明した。また年間を通じた計算において冬期の混 合特性と湖面の冷却に流入河川水の影響も見られる事が示唆された。

キーワード: Biwa-3D, OHyMoS, 三次元流動解析, 水温成層,流入河川水

1. はじめに

我が国最大の閉鎖性水域である琵琶湖の流 動特性は流域からの栄養塩や洪水流入イベン トにより大きく影響を受ける。琵琶湖内部の 水質の将来像を予測するためには琵琶湖流域 からの流入特性をできるだけ高精度なモデル にて再現するのが望ましい。

琵琶湖の湖流解析モデルと流域モデル統合 の試みは10年前から始められたが、その多く は流域モデルや琵琶湖流動モデルのどちらか を簡略化したものである。本研究においては 琵琶湖流動生態系モデルに関しては三次元非 静水圧モデルであるBiwa-3Dの利用と流域モ デルに関しては分布型流出モデルである OHyMoS を統合する試みを紹介する。

2. モデル化の手法

Biwa-3D¹⁾は自由水面を有する閉鎖性水域 コリオリカを含んだ三次元の運動方程式とス カラー輸送方程式を数値解析することにより 流れ場を決定し、その後スカラー輸送方程式 と連動した生態系解析モジュールにより各時 間ステップ毎に計算し、水質モジュールと流 動モジュールを三次元非定常で解析する。 Biwa-3Dにおいては非静水圧モデルで圧力を MAC法により解析し、離散化手法は改良型 Semi-Lagrangianスキームを用いている。 本研究で統合する分布型流出システムは佐山 ら²⁾による OHyMoS を用いた淀川流域モデル である。

3. 基礎式

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 ルからなり、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。初期条 件は、水平方向格子サイズ(500m×500m)、鉛 直 50 層(2m 間隔)となっている。

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。本モジュールに用いられる支配方程式は 連続式(1)、格子平均操作を行った回転系にお ける非圧縮性 NS 方程式(2)とスカラー量輸送

方程式(3)である。

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

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

 $\frac{\partial(\overline{\beta})}{\partial t} + \frac{\partial(\overline{\beta}_i \overline{u}_j - \chi_j)}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_i} (K \frac{\partial \overline{\beta}}{\partial x_i}) + Ps$ (3) ここに x, は東方向(i=1)、北方向(i=2)そして上 方向(i=3)を示す。 f はコリオリパラメータ、 *u*_i(i=1,2,3)はそれぞれの方向の水の流速、β はスカラー量を、µ は水の粘性係数、K= k/ρ_0 : k は水の分子拡散係数、 ρ_0 は水の標 準比重を、Pは圧力を、 ρ は水の比重を、Fは重力を、Sはスカラー量の生成項を示す。 本モデルの特徴は、通常ブジネスク近似され る密度項を連続式・運動方程式に残し陽的に 解析を行なっている点である。そのため、SGS モデルも全て密度項を含んだものとなってい る。式(2)に示される SGS ダイナミック応力 λ_{ii} と式(3)中の流束 χ_i は下に示す Mixed Scaling Formulation $Model^{2(3)}$ であらわす。

$$\lambda_{ij} - \frac{\delta_{ij}}{3}\lambda_{kk} = -2C_{\mu}\overline{\Delta}^{4/3}\overline{S_{ij}} + L^m - \frac{\delta_{ij}}{3}L^m_{kk} \qquad (4)$$

モデル定数 C, は以下により定める。

$$C_{\mu} = \frac{(K_{ij} - \Psi)\overline{\overline{S}}^{T}}{2\Gamma\overline{\overline{S}}^{T^{2}}}$$
(5)

- - 1-

$$K_{ij} = \overline{\overline{\rho u_i}}^T - \overline{\overline{\rho u_i}}^T - \overline{\overline{\mu u_j}}^T$$
(6)

$$\Psi_{ij} = \overline{\rho u_i} \quad \overline{u_j}^{I} - \overline{\rho u_i}^{I} \quad \overline{u_j}^{I}$$
(7)

$$\Gamma = \overline{\overline{\Delta}^{4/3}}^T \overline{\Delta}^{4/3} \tag{8}$$

ここに、
$$\overline{\Delta}$$
は空間平均操作におけるグリッド
= T
フィルター幅、() はテストフィルター操作



を示す。

$$\overline{\Delta} = \sqrt{\delta x_H \delta x_V} \tag{9}$$

ここに δx_{H} 、 δx_{V} はそれぞれ水平・鉛直方向 格子サイズである。また、テストフィルター 幅は以下の通りである。

$$\overline{\Delta}^{T} = 2\sqrt{\delta x_H \delta x_V} \tag{10}$$

また、式(3)中の SGS フラックスは以下の通り である。

$$\chi_j = -\frac{C_{\mu}}{\rho T} \overline{\Delta}^{4/3} \frac{\partial \overline{\beta}}{\partial x_j} + P_j \tag{11}$$

$$\Xi \equiv i\Xi P_j = \overline{\overline{\beta u_j}} - \overline{\overline{\beta u_j}}$$
(12)

$$\frac{1}{T} = \frac{\rho}{C_{\mu}} \frac{(N_j - \Theta_j)B_X}{\Gamma B_X^2}$$
(13)

$$N_{j} = \overline{\overline{\beta}} \overline{u_{j}}^{T} - \overline{\overline{\beta}}^{T} \overline{u_{j}}^{T}$$
(14)

$$\Theta_{ij} = \overline{\beta} \quad \overline{u}_j^T - \overline{\beta} \quad \overline{u}_j^T \tag{15}$$

各ステップ毎に格子サイズ、テストフィルタ ーサイズの乱流諸量を計算し、動的にモデル 係数を算定している。

4. 気象境界条件

レーダ・アメダス 2002 年を用いて、琵琶湖に 流入する河川の集水域である北端 35.75、南 端 34.41、東端 136.62、西端 135.25 の領域で の7月1日1時~9月30日24時の各一時間 降水量を採取し元データとし、このデータを OHyMoS 琵琶湖淀川流域モデル⁴⁾の入力条件 として流出計算を行ない、Biwa3D の流入境 界条件とした。























September 09 2002

September 19 2002

September 29 2002

図3 Biwa-3Dにより計算された夏期の琵琶湖水温分布



図4 2002 年 8 月 7 日におけると計算結果(左)と観測結果(右)の比較

5. 計算結果

図1にOHyMoS 淀川流域モデルによる野洲川 の計算値と実測値の比較を掲載する。分布型 流出モデルとレーダーアメダスデータの特性 のとおり計算期間においてピーク流量流出時 を含め良く再現されていることがわかる。

OHyMoS を用いた琵琶湖西岸、東岸に流入す る河川流量の計算結果を図 2-1、図 2-2 に示す。 湖の西北側の安曇川、石田川、知内川、大浦 川と東側の姉川、天野川、愛知川、日野川を 並べて示したが、2002 年 7 月~9 月の流量で はその西北側河川と東側河川で顕著な結果が 得られた。東側では計算開始 10 日前後に顕著 な流出が現れており、後述の琵琶湖表面付近 の水温分布に影響を与えていると考えられる。 図 3 にこれらの河川流出を入力値とした

Biwa-3Dによる夏期水温の三次元分布の計算 結果を示す。初期水温値は琵琶湖環境科学研 究センターによる水温観測値を用いた。シミ ュレーション結果から考察すると、概ね7/1 ~9/30の水温分布は典型的な成層期の水温変 化とみてとれる。図4に2002年8月7日の観 測結果(F-Probe 観測結果・琵琶湖研究所提供)、 Biwa-3Dによる計算結果を示した。観測結果 は湖中央部を北から南(すなわち縦方向)に 縦断して鉛直分布をとったものであり、東側 と西側の差異は観測できない。しかしながら 表面温度の絶対値についてはおおむね再現で きている。観測結果にくらべて計算結果は鉛 直の成層がややぼやけているようであるが、 おおむね再現できているといえる。成層の解 像度については夏場において鉛直拡散係数の 評価が過大となった事、内部波の影響を過大 評価した点などが考えられ、今後モデル及び パラメータの修正を図る必要がある。

6.参考文献

1)Yamashiki Y, Matsumoto M, Tezuka T, Matsui S, Kumagai M. 2003. Three-dimensional eutrophication model for lake biwa and its application to the framework design of transferable discharge permits, Hydrological Processes, 17(14):2957-2973.

2)Yamashiki Y, Kumagai M, Chunmeng J, Nezu I, Matsui S. 2003. Numerical Simulation of Thermally Induced Gyres in Lake Biwa, Hydrological Processes, 17(14):2947-2956.

3) 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.

4) 佐山敬洋, 立川康人, 寶馨, 増田亜美加, 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 21(4): 296-31

Numerical Simulation of Temperature Distribution of Lake Biwa using Lake-Catchment Integrated Model

Yosuke YAMASHIKI*, Kenichiro KOBAYASHI**, Taku MATSUMOTO***, Takahiro SAYAMA*, Kaoru TAKARA*

*Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University **Institute for Sustainability Science, Kyoto University **Department of Urban and Environmental Engineering, Kyoto University

Synopsis

Biwa-3D Model, consisted with Hydrodynamic components featuring non-hydrostatic solver with Semi-lagrangian grid scheme and ecological components for nutrients and phytoplankton solver has been integrated with distributed hydrological modeling system OHyMoS. Effects of river water intrusion both for west and east side of the basin of the lake on the development of thermal stratification have been evaluated and found that the amount of water flown from eastern side is larger than that from western side of the lake, which may affect horizontal distribution of thermal stratification.

Keywords: Biwa-3D, OHyMoS, 3D Numerical Simulation, Thermal Stratification, Inflowing River

Investigation of Geomorphological Properties Using Voronoi Discretization

Roberto V. DA SILVA*, Masato KOBIYAMA**, Yosuke YAMASHIKI and Kaoru TAKARA

* Department of Urban and Environmental Engineering, Kyoto University ** Department of Sanitary and Environmental Engineering, Federal University of Santa Catarina, BR

Synopsis

Geomorphological properties derived from watersheds play a major role in many hydrological analysis and modeling. Area-distance function is an example of geomorphological property. The present work compared time-area functions derived from area-distance function applying a single velocity value and applying different velocity values. This method discretizes the watershed using Voronoi cells, constructed from triangulated irregular networks (TIN's). Through the comparison between the two velocity criteria was possible to state that the use of spatially distributed velocities seems to be a more coherent approach to derive time-area functions. Therefore, multi-velocities approach seems reasonable for hydrological modeling.

Keywords: Area-distance function, time-area function, Voronoi, hydrological modeling

1. Introduction

Geomorphological properties derived from watersheds play a major role in many hydrological analysis and modeling. Basin area, drainage density, river length and slope and width function are some of the information that can be derived from this data. This information is applied to the simplest hydrological models, such as the Rational Method, and to the most complex physically-based distributed models.

The number of links, or points, in a watershed are related to their respective distances to the outlet by the so called width function (Rodriguez-Iturbe, 1997). The area-distance function is a particular case of the width function since it uses total area instead of the number of links. These functions are of great importance when investigating a watershed hydrological behavior.

The Geomorphological Unit Hydrograph (Rinaldo and Rodriguez-Iturbe, 1996) can be derived from a width function. The hydrological model TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979) uses the area-distance function for flow routing. Area-distance function is usually used for distributing the hydrograph in time. This task is done through the transformation of the area-distance function in a time-area function applying a velocity parameter.

Early field studies showed that processes taking place, respectively, in the hillslopes and in the channel network are characterized by distinct time scales of transport (Emmet, 1978), suggesting that the velocities of the overland and subsurface flow and of the channel streamflow can differ by order of magnitude. This has long been recognized as a primary source of the overall variance of the hydrograph (Lazzaro, 2008).

Robinson et al. (1995), cited by Lazzaro (2008), investigated the issue of the relative contribution of hillslope processes and network geomorphology to the hydrologic response of natural catchments over a range of catchment sizes, using geomorphology based models of runoff touting. In their work hillslope and network processes are assumed entirely independent. They concluded that the dispersion originated by network response becomes largely predominant as a threshold of about 10 km² is exceeded.

Rinaldo et al. (1995) observed that the typical long-tail observed in natural hydrographs is a dynamic effect resulting from the delay introduced by hillslope transport processes.

Saco and Kumar (2004), cited by Lazzaro (2008), confirmed that as hillslope velocity becomes smaller enough if compared with channel velocity, the variance, duration and peak discharge of the generated hydrograph are strongly affected by the distribution of hillslope lengths.

In this sense, the present work compared time-area functions derived from area-distance functions applying a single velocity value and applying different velocity values. The method discretizes the watershed in Voronoi cells. Voronoi cells are constructed from triangulated irregular networks (TIN's) and have the advantage of providing a natural framework for finite-difference modeling and a better representation of topographic surface through the TIN structure (Tucker et al., 2001).

A graphical framework was implemented in Matlab in order to import watershed coordinate points from raster files, create TIN and Voronoi networks, solve for pits and flat areas, define drainage network, classify rivers according to the Horton-Strahler method and extract area distance function relating it to river order.

This method was tested in three watersheds located in the south part of Brazil: (1) Pequeno River watershed with an area of 104 km², (2) Cubatão River watershed with 394 km² and (3) Pinus I watershed with 0.16 km^2 .

2. Materials and Methods

Study area

The Cubatão River watershed is inserted into the basin of the river Cubatão North (BHRC)(Fig. 1). The BHRC comprises the municipalities Garuva and Joinville, where 80% of the basin is in the city of Joinville. The region is located in the northeastern state of Santa Catarina, a distance of 180 km from Florianópolis, capital city. The Cubatão River watershed oultet is defined by a dam, located near the federal highway BR-101. This watershed has an area of 394.23 km² (80.13% of the total area of BHRC) and the main channel extension is about 61.22 kilometers (62.56% of the total length of the River Cubatao North).



Fig. 1 Cubatão River watershed location, elevation meters

The Pequeno River catchment (104 km²) is located in São José dos Pinhais city, Curitiba metropolitan region, Paraná State, Brazil (Fig. 2). The topography is characterized by moderate slopes and its elevation varies from 895 m to 1270 m. The land use of this catchment comprises urban area (4%), agriculture and exposed areas (3%), forest (54%), grassland (35%), wetland (3%) and others (1%). At least 15% of the catchment is permanently saturated (Santos and Kobiyama, 2008).



Fig. 2 Pequeno River watershed location. Elevations in meters

In the Rio Negrinho city, Santa Catarina state, is located an experimental reforestation of *Pinus sp.*



Fig. 3 Pinus I watershed. Elevations in meters

Model descprition and application

A graphical framework was implemented in Matlab in order to: (1) import watershed coordinate points from raster files, (2) create TIN and Voronoi networks, (3) solve for pits and flat areas, (3) define drainage network, (4) classify rivers according to the Horton-Strahler method, (5) extract area distance function, (6) distribute spatially the area distance function and (7) derive a time area function from the distance area function applying velocity parameters.

According to the raster map resolutions, different Voronoi mesh resolutions were chosen. The values were 200 m, 50 m and 6 m for Cubatão River, Pequeno River and Pinus I watersheds, respectively.

As a means to extract the river network for each watershed, the river initiation threshold (Montgomery and Dietrich, 1988, 1992, 1993) was set to 1.2×10^4 km², 6×10^5 km² and 6×10^5 km² for the Pinus I, Pequeno River and Cubatão River watersheds, respectively. These values were calibrated by means of comparison with the topographic map river network.

Strahler river classification was carried out using the river network automatically extracted from the DTMs. Pequeno River and Cubatão River watersheds were classified as 4th order, and Pinus I watershed as 2nd order watershed.

The limit of 50 classes to derive the area-time function was chosen. The time-area function for each watershed was derived through the application of two velocity criteria. The first one, hereafter, mean-velocity, multiplies the area-distance function by an average velocity, calculated from all velocity values for each river order and hillslope. The second one, multi-velocities, applies different velocities values according to the hillslope and river order. Higher order rivers have higher velocities values taking into account a power law relationship (Rodriguez-Iturbe & Rinaldo, 1997).

3. Results

The Figs. 4, 5 and 6 show the area-distance function for each watershed.



Fig. 4 Area-distance function for Cubatão River watershed



Fig. 5 Area-distance function for Pequeno River watershed



Fig. 6 Area-distance function for Pinus I watershed.

In those figures, it is observed that the area-distance function reflects the watershed shape. The Pequeno River watershed has a narrow region located in the middle of the total distance from the outlet. For each side of this narrowing, there are two distinct regions. In the Cubatão River watershed is observed two regions. The first one, the largest one, nearest the outlet corresponds to the 4th and 3rd river orders. The Pinus I watershed has a roundish shape. The same characteristics can be visualized observing the area-distance functions.

The Figs. 7, 8 and 9 show the comparison between time-area function derived from mean velocity and time-area function derived from multi-velocity for each watershed.



Fig. 7 Comparison between time-area functions, Cubatão River watershed



Fig. 8 Comparison between time-area functions, Pequeno River watershed



Fig. 9 Comparison between time-area functions, Pinus I watershed

It is observed that the time-area functions are quite different for all watersheds. Even so, a Kolmogorov-Smirnov (Massey, 1951) statistical test was carried out to analyze the two time-area distributions. The H_0 hypothesis, the distributions are equal, is rejected at the 0.05 significant level.

The total time for all watersheds, considering multi-velocities, is lower than the total time considering just one velocity value.

The shape of multi-velocity time-areas seems to agree on the shape of natural hydrograph.

The Figs. 10 to 15 show the spatially distributed time classes for mean and multi-velocities.



Fig. 10 Time classes spatially distributed using mean velocity, Cubatão River watershed



Fig. 11 Time classes spatially distributed using mean velocity, Pequeno River watershed



Fig. 12 Time classes spatially distributed using mean velocity, Pinus I watershed



Fig. 13 Time classes spatially distributed using multi-velocities, Cubatão River watershed



Fig. 14 Time classes spatially distributed using multi-velocities, Pequeno River watershed



Fig. 15 Time classes spatially distributed using multi-velocities, Pinus I watershed

According to the Figs. 10 to 15, it is possible to realize that the spatially distribution of time classes using multi-velocities takes into account not only the distances from the outlet but the velocities in each river order. As river velocities are function of cumulative area, the use of spatially distributed velocities seems to be a more coherent approach to derive time-area functions.

4. Conclusions

In this work was presented a method to derive a time-distance function from an area-distance function using Voronoi cell discretization.

Time-area function for each watershed was derived through the application of two velocity criteria.

Through the comparison between the two criteria was possible to state that the use of spatially distributed velocities seems to be a more coherent approach to derive time-area functions. Therefore, multi-velocities approach seems reasonable for hydrological modeling.

This work gives support for implementation of a new TOPMODEL approach. This new version will be applied in global modeling. Recently, variable velocity has received special attention for global modeling, citing as example the work of Ngo-Duc et al. (2007).

References

Beven, K.J. and Kirkby, M.J. (1979): A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. Hydol. Sci. Bull., Vol. 24, pp. 43 – 69. Di Lazzaro, M. (2009): Regional analysis of storm hydrographs in the Rescaled Width Function framework. J. Hydrol. In press.

Emmet, W.W. (1978). Overland flow. In: Kirkby, M.J.(Ed.), Hillslope Hydrology.

Wiley-Interscience, New York, pp. 145 – 176. Lazzaro, M.D. (2008): Correlation between channel and hillslope lengths and its effects on the hydrologic response. J. Hydrology. Vol. 362, pp. 260 – 273.

Massey, F. J. (1951): The Kolmogorov-Smirnov Test for Goodness of Fit, Journal of the American Statistical Association, Vol. 46, No. 253, pp. 68–78.

Montgomery, D.R. and Dietrich, W.E. (1988): Where do channels begin? Nature Vol. 336, pp. 232 – 234.

Montgomery, D.R. And Dietrich, W.E. (1992): Channel initiation and the problem of landscape scale. Science, Vol. 255, pp. 826 – 830.

Montgomery, D.R. and Dietrich, W.E. (1993):
Channel network sources representation using digital elevation model. Water Resour. Res. Vol. 29, No. 12, pp. 3925 – 3934.

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

Rinaldo, A. and Rodriguez-Iturbe, I. (1996):Geomorphological theory of the hydrological response. Hydrol. Process. Vol. 10, pp. 803 – 829.

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

Robinson, J.S. and Sivapalan, M., Snell, J.D. (1995): On the relative roles of hillslope processes, channel routing, and network morphology in the hydrologic response of natural catchments. Water Resour. Res. Vol. 31, pp. 3089 – 3101.

Rodriguez-Iturbe, I and Rinaldo, A. (1997): Fractal river-basins. Chance and self-organization. Cambridge University Press, New York. 547 p.

Saco, P.M. and Kumar, P. (2004): Kinematic dispersion effects of hillslope velocities. Water Resour. Res. Vol. 40.

Santos, I. and Kobiyama, M. (2008): Aplicação do TOPMODEL para determinação de área saturadas da bacia do Rio Pequeno, São José dos Pinhais, PR, Brasil. Ambi-Água, Vol. 3, No. 2, pp. 77-79.

Tucker, G.E., Lancaster, S.T., Gasparini, N.M., Brás, R.L. and Rybarczyk, S.M. (2001): An object-oriented framework for distributed hydrologic and geomorphic modeling using triangulated irregular networks. Computers & Geosciences, Vol. 27, pp. 959 – 973.

Voronoi離散化法を用いた地形情報処理

Roberto V. da Silva* ・古檜山正人** ・山敷庸亮・寶馨

*京都大学大学院工学研究科都市環境工学専攻 **サンタカタリーナ連邦大学

要 旨

流域水文解析および水文モデル構築において,流域から抽出された地形学的特性は非常に重要な働きを示 す。面積距離関数は中でも重要な地形学的特性である。本研究においては流域水文特性における面積距離関 数より導かれた時間面積関数を,流域全体において平均化された単一流速を適用した場合と地点毎流速を適 用した場合について比較を行なった。本手法においては,不規則三角形網を用いて作成されたボロノーイセ ルを用いて流域を区分している。双方の流速の比較より,地点毎流速を用いた場合により時間面積関数に整 合性が見られ,水文モデルにおける地点毎流速の適用が単一流速より適切であると考えられる。

キーワード: 面積距離関数,時間面積関数,ボロノーイ,水文モデル

姉川・高時川流域における地域間連携を考慮した広域避難に関する考察

畑山満則・枝廣篤*・多々納裕一

* 西日本高速道路株式会社

要 旨

滋賀県湖北地区に位置する姉川・高時川流域においては、地形の影響で豪雨時の氾濫流 が大きく河川改修のみでは守りきれないと想定される場所があり、水害時の避難計画が重 要な検討課題となっている.特に合流点に位置する虎姫町においては、町内のほとんどの 避難所が浸水する可能性を持っており、住民の安全な避難先を確保するためには広域連携 が不可欠となる.本研究では、地域間の連携を考慮した広域避難を想定し研究を行うもの とする.特に地域間連携を考慮した広域避難の可能性について検討することを目的とする.

キーワード:避難,洪水,シミュレーション

1. はじめに

日本の年間降水量が世界平均の約2倍であり,比 較的降水量の多い国である。梅雨や台風の時季には まとまった量の降水があり,国土が急峻であること も相まって,洪水をはじめとする水災害が頻発する。 また平坦な土地が限られており,生活が河川の氾濫 原あるいは氾濫原に非常に近い場所で営まれている ため,高い水害リスクに晒されている箇所が多い。 したがって,洪水対策は歴史的にも内政上の大きな 課題であり,有史以来様々な治水事業が行われてき ている。時代が下るとともに治水事業も大規模化し, 河道の付け替えや堤防の嵩上げなど大規模な土木工 事によって水害リスクの低減が図られてきた。これ らの対策によって,毎年の水害による死者・行方不 明者数や浸水面積は大きく減少している。

しかしながら、都市化の進展や生活の高度化によ り、水害リスクに晒されている資産は増加し続けて おり、ひとたび水害が発生すると甚大な被害が生じ る可能性が指摘されている。また近年、「ゲリラ豪 雨」という言葉に代表されるように、局所的な集中 豪雨が頻発し、各地に深刻な被害をもたらしている。 1時間雨量が50mmを超える「非常に激しい雨」の発 生回数を、1978年から1987年の平均と、1998年から 2007年の平均で比較すると、159回から238回と約1.5 倍に増えている(Fig. 1)(国土交通省河川局治水課、 2008)。 その一方で、国の防災関係予算は2000年頃をピーク に減少傾向にある(内閣府,2008)。このような予 算上の制約や環境・生態系への配慮、中小河川整備 の物理的な困難さなどから、洪水対策の中心は、従 来の大規模な土木工事を伴う治水事業から、ハザー ドマップの作成や避難計画の制定などソフト的対策 に移行されつつある。2001年に一部改正された水防 法では、洪水予報河川の拡充、浸水想定区域の指定・ 公表、浸水想定区域における円滑かつ迅速な避難を 確保するための措置が盛り込まれ、さらに2005年改 正の水防法では、浸水想定区域を指定・公表する範 囲が拡大されたり、避難勧告発令の目安となる避難 判断水位を河川ごとに設定することが定められたり した。

このような背景を受け、大河川に加えて中小河川 における水害時の行動計画や避難計画などの検討・ 策定が市町村レベルで進められている。しかし、そ の多くは住民を指定避難所に収容することを前提と したものであり、浸水により指定避難所が使用不可 能となることを想定し、指定避難所以外の避難所の 使用や市町界を越える避難などを避難計画に盛り込 む例はほとんどみられない。

本研究では、水害リスクが極めて高い地域である滋 賀県虎姫町を対象地域とし、市町村を越えるような 避難(以下、「広域避難」とよぶ)行動をも考慮し た避難計画策定を検討するための支援システム構築 について考察する。まず、第2章で水害時の避難計



画の現状と課題についてまとめるとともに、本研究 で取り上げた地域の概要と課題を示し、本研究の位 置づけを明確にする。第3章では水害時の住民行動 をまとめ、本研究においてどのようにシミュレーシ ョンに取り込むかを示す。第4章では対象地域にお いて実施したアンケートの内容と結果をまとめ、シ ミュレーションにおいて必要なパラメータを推計す る。第5章では実際にシミュレーションを実施し、 対象地域における広域避難計画を評価する。

2. 対象地域の選定と避難計画策検討の経緯

2.1 水害時の避難計画に関する既往研究

近年,災害対策としてハザードマップの作成や避 難計画の制定などソフト的対策に注目が集まってい る。ただしこれらの対策は実際に住民に使用・実行 され,その結果が必要な水準を満たしているという ことが当然求められる。例えば,住民の目に全く留 まることのないハザードマップや,住民に実行され ない避難計画には意味がないと言わざるをえない。 また,実行されたとしても,それが住民の生活,安 全を守ることに貢献するということが保証できない ものも,対策として機能を果たしていないと言える。

しかし実際に、そのように住民に受け入れられず 実行されない対策というものは存在する。例えば、 1998年当時郡山市で作成されていたハザードマップ が挙げられる(片田、山口ら、2002)。これは郡山 市内浸水予想区域に居住する要避難者の避難所とし て、57箇所の施設を指定したものであったが、実際 に1998年8月末北関東・南東北豪雨災害が発生した際、 住民のうち避難所に避難したのは39.1%に留まり、 避難所は有効に活用されなかった。また,避難手段 に関しても行政が要求している「徒歩」を選んだ世 帯はわずか14.3%であった。さらに,実際に歩く距 離の許容範囲も,行政の計画が求める水準ほど住民 はあることを望んでいないこともわかった。つまり, 行政が行おうとしている施策と住民の意識の間には 乖離が生じている場合があると言える。

これらに対して、災害に対する住民の意識や避難 行動を把握するためにアンケート調査等が行われて きた。例えば、今本・石垣らは昭和51年台風11号や 昭和57年長崎災害,同年大和川水害に関してアンケ ート調査を行い,住民の意識を把握しようとした(今 本, 久下, 1977, 今本, 石垣ら, 1982)。また, 道 上は山陰河川に対する水害時の避難行動の解析を行 った(道上, 1979)。長尾らは濃尾臨海低平地域に 対して洪水から高潮まで含めた一般的な水害問題に 関する住民アンケート調査を行っている(長尾,橋 本,1986)。吉本らは、水害時の避難行動に関して 各地で調査報告を行っている(吉本,須見ら,1990, 吉本, 笛田ら, 1992, 吉本, 笛田ら, 1993)。片田 らは2003年の宮城県沖の地震に対する住民の意識調 査を行った(片田,児玉ら,2005)。この調査によ り, 震度6弱の地震が発生したにもかかわらず実に約 2%の住民しか実際に避難しなかったことがわかっ ている。ここでは、住民避難を促すための津波防災 教育の在り方を検討している。

これに対し、水害時の住民の避難行動をその地域 の状況を踏まえた上で、コンピュータ上で分析を行 うシミュレーションモデルの開発も多く行われてき た(西原巧,1983,高橋ら、1989など)。高棹[らは 知識工学的手法を用いて避難行動を規定する要因と 行動との関係を表現している(高棹,椎葉,堀,1995)。 ここでは、水害避難に関する現地調査の結果を避難 シミュレーションに反映し、世帯レベルの水害避難 行動を再現するミクロモデルを設計している。桑 沢・片田らは水害時における地域状況を総合的に表 現するシミュレーション技術が有効であると考え, 避難計画の策定や防災教育の実施の支援を目的とし たシナリオシミュレータを開発している(桑沢,片 田ら、2008)。ここでは、洪水現象や災害情報の伝 達, 避難行動といった洪水時の社会対応, そしてこ れらを考慮した洪水被害の発生状況など,水害時の 地域状況を総合的に表現するシミュレーションモデ ルを提案している。これらのモデルで洪水時の地域 状況を表現することはできたが,防災教育ツールと しての適用や避難計画の反映等にはまだ充分な検討 ができていない。

さらに、自治体が避難所を指定する際には、その 施設の災害リスクを考慮していないケースがほとん どである。これは災害によって避難生活を余儀なく された場合に一定期間の避難生活を行う収容避難所 としての側面からは問題ないが、災害時の危険を回 避するための一時避難所としては不適切となる場合 がある。指定避難所は、一般的に前者を指すことが 多いが、あいまいなものも多く、住民にとって両者 の違いを把握するのは難しいと思われる。また,ハ ザードマップに危険回避のために逃げる先として指 定避難所が紹介されていたり,防災訓練で避難勧告 に伴って指定避難所に避難する訓練を実施したりす ることも多く,それゆえに水害時に危険を冒してま で避難所に行こうとするケースもある。1995年の関 川水害では指定避難所が周囲の浸水により孤立した という事例もあり(建設省土木研究所,1998),指 定避難所の災害リスク分析は重要である。しかしな がら,行政が避難所として指定できる施設は限定さ れており,避難シナリオに対応しうる収容避難所を 指定することが不可能な場合もありうる。

このように,水害に係る避難については様々な研 究があるが,その課題は未だ解決していないものが 多数存在すると考えられる。

2.2 対象地域の概要と特徴

滋賀県湖北地区に位置し,琵琶湖に注ぐ1級河川 姉川と,その支流である高時川の流域(Fig. 2)は, 洪水により相当な被害が生じる恐れがある河川とし て,滋賀県によって「洪水予報河川」に指定されて いる。地形の影響で豪雨時の氾濫流が大きく河川改 修のみでは守りきれないと想定される場所があり, 水害時の避難計画が重要な検討課題となっている。



Fig 2 Topographical Map of Target Area(Dot polygon shows Tarahime-cho)

本研究では、姉川・高時川の合流点に位置する虎 姫町を対象として、避難計画の作成支援システムの 構築を行う。虎姫町は、人口約5800人、面積9.45km2 (東西約5km、南北約4km)の小さな町である。町域 はほぼ平坦であり(標高90~99m),町北端に存在 する虎御前山(標高224m)が唯一の高台である。南 端を姉川、西端を高時川が流れており、両川は町の 南西端で合流している。また町内を田川などいくつ かの河川が流れている。姉川、高時川ともに天井川 であり、虎姫町はちょうど両川の堤防に囲まれた形 となっている。そのため、破堤すれば町域に水が大 量に流れ込み、またその水が長期に亘って滞留する と考えられている。このように、虎姫町は水害リス クの高い地域であると言える。

実際に、虎姫町を含む湖北地域は過去に何度か水害 を経験している。例えば1896年には梅雨の豪雨によ って、周辺市町村を含め1万戸を越える浸水被害が生 じている。戦後も1959年および1975年に台風が原因 による洪水で破堤し、それぞれ数百戸、数十戸の浸 水被害が生じている。特に江戸時代末期から昭和時 代初期にかけて、姉川や高時川の河床が上昇し天井 川化が進行した。そのため両川の増水時には、河床 の低い田川に水が逆流し田川周辺の地区が甚大な被 害を受けることが多かった。

このような状況を改善するため、堤防のかさ上げや 堰の設置などの対策が採られたが、最終的には田川 と高時川を立体交差させ、別々に琵琶湖まで流す工 事が実施された。1885年に初代のカルバートが完成 し、その後昭和期に改修が加えられて現在に至って いる。カルバートの完成後はそれまでに比べて減っ たものの、上述のように水害は発生しており、依然 として水害リスクが高いと言える。

2006年7月には梅雨前線豪雨により姉川・高時川とも に越流寸前の状態となったことなどを受け、虎姫町 では2008年に『虎姫町洪水ハザードマップ』(Fig. 3) (虎姫町総務課, 2008)を作成、防災訓練の実施な ど、町民の安全確保に向けて防災活動に積極的に取 り組んでいる。このハザードマップでは、100年確率 の大雨によって両川が氾濫した場合には、町中心部 でも深さ1.0m以上、町域のほとんどの領域で深さ 2.0m以上の浸水被害を受けると想定されている。特 に昭和中期以後に建設された新しい住宅地区は、低 い土地に建設されたこともあり、5.0m以上浸水する と想定されており、一般的な住宅では2階に避難し てやり過ごすことは不可能である。



Fig 3 Tarahime-cho Hazard Map

また避難所として、町中心部にある小中高校およ び体育館が指定されているが、避難先の一つである 体育館は平屋建てであり、このような洪水が発生し た場合には避難所として使えない可能性が高い。各 学校については3階に避難すれば大丈夫であると考 えられるが、3階のみで全町民を収容することは不 可能である。このように、浸水想定のためのシミュ レーション結果を勘案すると、住民の安全な避難先 を確保するためには、市町界を越えた避難(広域避 難)をも念頭に入れた避難計画を検討する必要があ ることが明らかになっている。

2.3 対象地域における避難計画検討の経緯

虎姫町を含む湖北地域2市6町(長浜市,米原市, 虎姫町,湖北町,高月町,木之本町,余呉町,西浅 井町)は、国土交通省近畿地方整備局琵琶湖河川事 務所および,滋賀県の各部門とともに,「湖北圏域 水害・土砂災害に強い地域づくり協議会」を構成し, 水害および土砂災害による被害を軽減するための対 策を地域全体で検討している。協議会では湖北地域 や各市町が抱えている課題や,洪水時の対応計画な どについて議論が行われ,広域の情報共有や,広域 連携による市町外の施設への避難が検討された。ま た,避難先として,県の施設である長浜ドーム(長 浜市,虎姫町から10km)の使用が認められた。

さらに, 虎姫町とその周辺自治体である長浜市, 湖北町を中心に,水害時に関係各機関がどのように 行動し、住民の避難を促すかなどについて、図上訓 練の形式でシミュレーションし(Fig. 4),課題を洗 い出したり新たな対策を検討したりした。具体的な 課題として、情報伝達体制の不備、避難準備情報発 令のタイミングの難しさ,避難先および避難手段確 保の問題などが上げられた。情報伝達体制の不備に 関しては、特に要援護者および福祉施設の認識と行 政の認識の乖離が判明し,要援護者施設に対する情 報伝達経路の整備と、施設側の避難計画の再考が検 討されている。避難準備情報発令のタイミングに関 しては。基準を厳格に適用すると要援護者は年に数 回程度の避難が求められるため非現実的であること が指摘され、より現実的な判断基準の検討が行われ ている。避難先および避難手段の確保については, 周辺市町の避難所を活用する場合の避難所運営の負 担や,要援護者の受け入れ先が不足していること, 避難のための輸送力が不足していることなどが課題 となっており、市町間や民間との細部にわたる協議 が進められつつある。



Fig 4 Photo of Disaster Drill on Map

これらの検討結果を受けて,2008年12月には広域 避難に関する協定書(湖北圏域水害・土砂災害に強 い地域づくり協議会,2008)が締結され,避難所の 相互利用や県と市町の連携などについて定められた。 2009年以降にはより具体的な協議が進められる予定 となっている。

3. 水害時の避難行動

3.1 避難行動の特徴

水害時に住民がどのように行動するか,あるいは 実際の水害時にどのような行動をとったか,といっ たことに関しては古くから研究が行われており,避 難勧告などが発令されても,避難をしない住民が多 いことが知られている。例えば村上らの調査(村上・ 朝位・榊原,2006)によると,2005年9月の台風14 号災害時に岩国市では,16,587世帯,41,779人に対し て避難勧告ないし避難指示が発令されたが,ピーク 時ですら避難者数は3,079人と,対象の1割にも満た ない。過去の水害においては,避難行動を始めるタ イミングが遅く,既に浸水によって移動中に立ち往 生してしまう例や,自宅に取り残されて2階の窓や 屋根から救助されるという例もあった。

また中田らの調査では、2006年7月の川内川豪雨災 害において、過去の経験が避難行動にどのように影 響したかが示されている(中田・大本・藤見, 2008)。 単に水害被害を受けたという経験の有無はあまり避 難行動に影響しなかった一方で、過去の避難経験の 有無が避難行動に関連していたことが示されている。 また避難行動と事前準備との関係は、防災訓練への 参加や避難所・避難経路の確認、家族との連絡方法 の確認との相関が大きい。実際の避難に際しては、 片田らの調査などによって、世帯単位で避難行動を 行うことが多いことが明らかにされている(片田ほ か、1999)。

3.2 広域避難の特性

市町界を越えた広域避難を実施するにあたっては, 周辺町や県との連携が大きな課題である。例えば他 市町の指定避難所を避難先とする場合,避難所の開 設や運営は基本的に各自治体が担うため,避難先の 市町で避難所が開設されていない状況も発生しうる。 そのための連絡体制や費用負担の問題,また収容可 能人数の問題など,調整を要する項目は多岐に亘る。 そのような問題を受け,湖北地域では収容力の大き い長浜ドームを広域避難のための避難所として使う ことが検討されている。

また市町界を越えた避難では,必然的に移動距離 が長くなるため,より早いタイミングで避難行動を 開始する必要や、徒歩以外の移動手段を確保する必 要が生じる。移動手段の確保についても様々な課題 がある。例えば各世帯が自家用車を用いて避難する 場合には、交通集中による渋滞の発生が危惧される。 一方、役場がバスを手配するなどして集団で避難す る場合には、更に早いタイミングで避難を開始し、 一時集合場所に集まる必要がある。また全町民をバ スで輸送するとなると相当の延べ台数が必要であり、 バスの手配に掛かる時間と全町民をピストン輸送す るために掛かる時間なども見込む必要がある。

このような点から、広域避難を行う場合には相当 に早いタイミングで意思決定を行う必要性があると 考えられる。そのため場合によっては、雨が降り始 めたらすぐ、あるいは雨が降る前から対応を開始す ることが求められる。しかしながら短時間の雨量予 測の困難性から、洪水となるかどうかは必ずしも高 い精度では予測できない。したがって、万全を期し て洪水となる可能性が少しでもあれば広域避難の意 思決定を行うというようなことになれば、空振りが 続くことにもなりかねない。このようなときの、「オ オカミ少年効果」は各自治体が最も恐れていること である。

特に,災害時要援護者の広域避難には大きな困難 が伴うことが予想される。例えば寝たきりの患者の 場合,専用のベッドを装備した車両でなければ移動 は困難であるが,そのような車両は福祉施設等にわ ずかに存在するのみであり,一度に多くの患者を運 ぶことは難しい。また仮に避難したとしても,避難 先にバリアフリートイレをはじめとした,生活に必 要な諸設備が不足している可能性も高い。そもそも 災害時要援護者は,自力での移動が困難なために援 護を必要としている場合が多く,移動することに対 する心理的ハードルは相当に高いと考えられる。に もかかわらず上述のような事情から,健常者よりも 更に早いタイミングで行動を開始する必要があり, 避難行動の空振り率は更に高くなる。

このような事情を受けて、より多様な避難計画が 求められている。すなわち、各住民の状況に応じて 避難先などを分けるなどの対応が考えられる。例え ば災害時要援護者は設備が整っている福祉施設や病 院を避難先としたり、一時的に最寄りの高い場所(3 階以上の建物や丘陵)に避難した上で、落ち着いて から受け入れ先に移動したり、といったことが考え られる。

3.3 エージェントの設計

本研究ではこのような広域避難について,世帯単 位での避難行動を基本としてシミュレーションを行 う。虎姫町の各世帯をエージェントとし,それぞれ

ID	数	ID	数	ID	数	I D	数	ID	数	ID	数
1100 043	41	1200182	42	1210362	40	12 70494	41	2110011	40	2210007	41
1100 044	43	1200183	41	1210365	40	1270496	41	2170012	40	2210009	44
1110035	47	1200263	41	1210438	38	1270497	42	2170019	39	2210011	43
1110037	45	1200265	40	1210439	42	12 70500	40	2200013	42	2210020	42
1110057	42	1200268	45	1210440	44	1270515	42	2200015	45	2210021	44
1170040	39	1200269	44	1210441	42	12 70523	42	2200027	44	2210024	44
1170044	45	1200270	43	1210442	46	12 70526	43	2200032	41	2210025	44
1170045	41	1200294	40	1210443	40	12 70529	42	2200035	43	2210037	44
1170046	42	1200306	42	1210444	46	12 70542	40	2200041	38	2210066	41
1170047	44	1210331	41	1210445	40	12 70543	39	2200047	39	2210118	47
1170048	44	1210342	40	1210455	40	1270544	39	2200048	40	2210119	41
1170 051	43	1210346	41	1270473	40	12 70545	40	2200049	40	2270006	43
1170076	47	1210349	40	1270476	39	1270546	46	2200053	40	2270007	44
1170083	39	1210350	41	1270478	40	1270547	39	2200070	40	2270010	44
1170085	42	1210351	41	1270480	39	12 70548	47	2200116	41	2270012	43
1170087	39	1210352	40	1270481	45	12 70549	43	2200125	40	2270013	40
1170 089	43	1210353	45	1270483	44	12 70550	40	2200130	41	2270043	43
1170090	43	1210354	41	1270486	40	12 70552	45	2200182	41	2270073	43
1170 092	42	1210355	39	1270487	44	12 70553	44	2200183	42	2270090	40
1200172	46	1210356	39	1270488	40	12 70554	45	2210001	40	2270092	39
1200174	46	1210357	43	1270489	44	21 00010	39	2210004	43	2270125	41
1200178	40	1210359	42	1270491	44	21 00014	46	2210005	41	2270215	42
1200181	42	1210360	40	1270492	44	21 00015	43	2210006	41	2270228	44

Table 1 Number of Household Agents of All Nodes

のエージェントが固有の出発点から目的地を目指し て移動するものとする。具体的には,各世帯エージ ェントの初期値として,出発ノード,目的ノード, 移動開始タイミング,占有セル数を与える。また変 数として,ステータス,座標,当面目指すべきノー ド,軌跡の座標を保持する。出発ノードから目的ノ ードまでの経路は予め定めておく。

シミュレーションの各ステップにおいて, エージ ェントはステータスの値に応じた行動を行う。ステ ータスが「未出発」のときには、ステップ数と移動 開始タイミングを比較し,現在のステップが移動開 始タイミングと等しくなったら、ステータスを「交 差点上」に変更する。ステータスが「交差点上」の ときには、次に進むべきノードを確認した上で、そ の方向に進む。交差点を離れたらステータスを「道 路上」に変更し、引き続き移動する。ステップごと に現在座標をチェックし、目的ノードに達したらス テータスを「目的地到着」に、その他のノードに達 したら「交差点上」に変更する。これを繰り返して、 各エージェントは目的地まで移動を行う。なお移動 の際に、移動先候補となるセルに別のエージェント が居る場合,移動先候補の両隣を新たな移動先候補 とする。両隣のセルも他のエージェントが占有して いる場合は、1ステップ休止する。

出発ノードおよび目的ノードのデータは「デジタ ル道路地図」のデータから、交差点ノードおよびリ ンク端点ノードを抽出して用いる。出発ノードは各 世帯の最寄りノードとする。各ノードに割り当てる エージェント数は住宅地の面積比で按分した。具体 的には国土地理院1/25,000地形図のデータから住宅 地に相当する画素数を求め、各画素から最近傍とな るノードを決定した。このようにして各ノードに割 り当てられた画素数の比によって、各ノードを出発 ノードとするエージェント数を決定した。ノードに 割り当てたエージェント数をTable 1に示す。目的ノ ードは目的とする避難先の最寄り(町中心部の交差 点や橋を渡った先の交差点など)を抽出した。

4. アンケート調査によるエージェント実装

4.1 アンケートの概要

虎姫町の住民が水害発生時にどのような行動をと るのかを把握するため、アンケートを実施した。ア ンケートは世帯単位で回答してもらうこととし、町 役場から各字 経由で全戸に配布した。回収は郵送に よった。配布日は2008年12月15日であり、12月31日 を期限として回収した。配布数は1837通で、回収数 は237通(回収率12.9%)であった。字ごとの世帯数 とアンケート回収数をTable 2に示す。

+	・ノムトキ	て (今注1		起しい	→
白	くからめ	シタナー		利しい-	}`
唐国	83	15 (18.1%)	長田	119	3(2.5%)
月ケ瀬	73	14 (19.2%)	旭町	241	4 (1.7%)
本町	45	7 (15.6%)	柿ノ木	101	0 (0.0%)
大寺	77	19 (24.7%)	小計	461	7 (1.5%)
中野	110	22 (20.0%)			
三川	131	29 (22.1%)			
宮部	183	33 (18.0%)	その他 ^{注 2}		
大井(北)	58	11 (19.0%)	小計	5	1 (20.0%)
大井(南)	66	27 (40.9%)			
酢	56	18 (32.1%)			
五村	72	11 (15.3%)			
田	63	14 (22.2%)			
五.	302	8 (2.6%)			
西大井	52	1 (1.9%)			
小計	1371	229 (16.7%)	合計	1837	237 (12.9%)

Table 2 Number of Households and Withdrawn Questionnaires in Torahime-cho

注1) 虎姫町は16の字から構成され,自治活動や防災活動は字単位で取り組まれている。これらは古くから存在する字と, 昭和中期以降新たに住宅が建設されてできた字に大別される。なお字大井は姉川の両岸にまたがっているため,水害 時の避難行動において差違が生じる可能性がある。そのため本研究においては,便宜上別々の字として扱うこととす る。

注2)この世帯数は虎姫町が各字経由で住民に文書等を配布する際の区分であり、事情により町が直接対応する世帯につい て「その他」として扱っている。

4.2 質問項目

アンケートは大きく4部に分かれている。第1部 では、現時点での水害に関する認識や対策状況を知 るため、特別な情報を提供せずに水害リスクやハザ ードマップ、自治体等から提供される情報の認知状 況について聞いた。

第2部では自治体等から提供される情報について 紹介した上で、それぞれの情報が提供されたタイミ ングでどのような行動をとるかを聞いた。世帯単位 のアンケートではあるが、昼間時などで家族が別々 の場所に居ることを考慮して、まず避難する際に家 族の集合をどうするかを聞いた。また全世帯アンケ ートである点を考慮して、水防活動や要援護者の救 援などについて各世帯が参加するかどうかを聞いた。 洪水対応や避難開始のタイミングは公的機関からの 情報提供だけでなく、自治会や近所などの動きがト リガーとなる可能性を考慮して、声掛けや周囲の動 きも選択肢に入れた。これらはエージェントのルー ルをより高度化する際にモデルに取り込むことも想 定している。

第3部では検討中の広域避難に関しての意向を聞

いた。まず代替案の1つである,長浜ドームを避難 所として使う場合について,適切と考える移動手段 を聞いた。また,各世帯が自家用車を用いて避難す る場合と,町がバスを用意して集団で避難する場合, ぞれぞれの長短を示した上で,適切と考える方策を 聞いた。また避難先を自由に選べる場合にどこへ避 難するかを聞いた。どちらも,町外へ避難する場合 には,限られた出入り口を経由することになるので, 特にボトルネックとなることが想定される橋につい て,どの橋を経由して町から外に出るかを聞いた。

最後に第4部では家族構成と、それぞれの1日の 行動を聞いた。この設問は、避難行動に移る前に家 族が集合する場合に、どの程度時間が掛かるかを推 定するために設定した。具体的なアンケート項目は 付録に付した。

4.3 単純集計

字ごとの回収数はTable 2に示す通りであるが,回 収率に大きな格差が生じた。特に古くからある字と 新しい字で大きな違いがある。これは字によって, 水害に対する関心が大きく異なることを示唆する。



Fig. 5 Results of the way that you know(get) flood risk of your area



Fig, 6 Prepared Action of Flood Disaster

まず各設問についての単純集計結果を示す。虎姫 町の持つ水害リスクについては201件(84.8%)が「知 っていた」としており、かなり多くの住民が虎姫町 が水害に対して脆弱な立地にあることを知っている ことが分かる。特にFig.5に示すように、「知ってい た」と回答した世帯のうち、約3分の2は水害の危険 性を知った経緯として「過去の経験」を挙げており、 水害について実感を持っていると言える。ハザード マップも7割程度の世帯は何らかの形で目を通して おり、配布から日が浅いこともあって比較的認知度 は高いと言える。また約半数の世帯では、洪水避難 訓練の参加経験もあるなど、水害に対する意識の高 い世帯の回答が多かったことが示唆される。

しかしながらFig. 6に示すように、水害に対する備 えは回答があった世帯のうち約半数では「特になに もしていない」としており、知ってはいるものの具 体的な行動は起こしていない、という典型的な世帯 が多いと言える。またウェブ上で提供されている水 位情報の認知度は高いとは言い難いが、他の設問で の自由記入の中に「ブックマークしている」「イン ターネットで見る」等の回答も見られ,存在が広く 知られれば有用なツールとなり得ることが示唆され る。特に新たに観測点を追加すべき地点の回答にお いて,選択肢にないにもかかわらず「田川の馬橋」 という回答が9件あり,需要と関心の高さが伺える。

避難行動については、家族が離れた場所に居ると きには、敢えて自宅に集合することなく、別々に避 難する傾向が高い。また水防活動等への参加意志も 高く約3分の2の世帯では「参加する」という回答で あった。欄外に「男子は全員出動する」との書き込 みがある回答もあり、一部には「水防活動には参加 して当然」という意識があることが伺い知れる。

洪水対策を始めるタイミングはばらつきが大きい が、対策の内容は情報収集が多い。浸水対策は家財 の移動する方が、土のうを積むよりも多い。近所で の避難支援については、「支援が必要」とした回答 は多くはなかったが、その大半は支援に関する打合 せはしていないことが分かる。



Fig. 7 Evacuation Mode of Transportation for Nagahama Dome

避難開始のタイミングは避難勧告を挙げた回答が 半数近くおり最多だった。また避難前にすることは 非常用品の準備が圧倒的で,何もせずすぐ避難する 世帯は少ないと言える。また避難先は字の集会所や 町の指定避難所という回答が多く,検討課題となっ ていた普段利用する福祉施設等を挙げた回答はなか った。

広域避難に関する設問では、長浜ドームまでの移 動手段は自動車が良いという回答がほとんどであっ た。自動車の内訳はFig.7に示した通り、「臨時バス を使うべき」という回答が多かった。一方で「長浜 ドームへ避難すると想定した場合」と断った上での 設問であったにも関わらず、「長浜ドームへ避難す ることは考えられないので答えられない」等の回答 も少なからず存在し、遠方へ避難することへの抵抗 感が強いことも伺える。

長浜ドーム以外で町外に避難する場合の避難先と しては、長浜市という回答が圧倒的に多かった。ま た「橋を渡る必要はない」という回答が多かったこ と、自由記入で「浅井町」等の回答があったことか ら、虎姫町の上流側にあたる旧浅井町を避難先とし て考える住民が多いことが分かる。

4.4 シミュレーションパラメータの推定

このアンケート結果から,エージェントの行動を 表すパラメータを推定した。避難行動の特性に強く 影響する要素として,避難開始タイミング,避難前 の行動とその所要時間をアンケート結果から推定し た。まず避難行動を開始するタイミングと避難前の 行動の関係を分析する。無回答を除いた回答数を Table 3に示す。なお避難開始のタイミングは、表に 示した選択肢以外にも「自治会などからの声掛けに 応じて」および「周囲の家庭が避難しているのを見 て」という選択肢もあったが、自治会は避難勧告の タイミングで声かけを行うことからここでは避難勧 告に合算した。周囲の家庭をトリガーとした回答は 全体で1件と少なかったため除いた。これらの中で 5%以下の少数回答を除いた組み合わせを、1837世帯 の家族エージェントに割り当てる。

次に避難前の行動と所要時間の関係について分析 する。無回答を除き10分単位で階級別に集計したも のをTable 4に示す。少数回答を除いて,避難前に非 常用品の準備を行う場合の所要時間は10分,20分, 30分のいずれかに,周囲への声掛けを行う場合の所 要時間は10分に,それぞれ設定する。

以上をまとめた結果をTable 5に示す。すなわち, 1837世帯のうち,例えば避難勧告を受けて避難する ことを意思決定し,非常用品を準備するため準備に 20分かかる世帯が184世帯,というように設定する。

		避難前の行動					
		何も しない	非常用品 の準備	周囲への 声掛け	非常用品の 準備と周囲 への声掛け		
タ避	大雨洪水警報	0	8	2	2		
イ ギ 開 ン	避難準備情報	1	19	7	3		
	避難勧告	10	67	17	8		
グの	避難指示	5	52	18	5		

Table 3 Evacuation Start Timing and Action before Evacuation

Tab	ole 4 Spending Time of Action before Evacuation

		避難前の行動					
		何も しない	非常用品 の準備	周囲への 声掛け	非常用品の 準備と周囲 への声掛け		
	10	4	28	19	3		
所要時間(分)	20	1	16	2	3		
	30	0	18	5	1		
	40	0	2	0	0		
	50	0	0	0	0		
5	60	0	2	0	1		

Table 5 Evacuation Start Timing and Spending Time of Action before Evacuation

避難開始のタイミング	避難前の行動と所要時間	世帯数
	用品準備 10分	91
避難準備情報	用品準備 20分	52
	用品準備 30分	59
	用品準備 10分	321
波羅新生	用品準備 20分	184
JULT 关比 借力 口	用品準備 30 分	207
	声掛け10分	181
	用品準備 10分	249
波羅作士	用品準備 20分	142
<u>世</u> 关出1日/小	用品準備 30分	160
	声掛け10分	191

5. 避難計画のシミュレーションによる評価

5.1 シミュレーションの設定

本研究では構造計画研究所のマルチエージェント シミュレータ「KK-MAS」を用いて、シミュレーシ ョンを行う。「KK-MAS」は空間をラスタ型で扱う ため、メッシュで計算されている浸水シミュレーシ ョンとの相性が良く、またセル単位で占有等のチェ ックが行えるため、混雑の表現が容易である。 まず 5,000×5,000のラスタ空間を用意した。町の 広さを考慮して,東西方向,南北方向ともに1セルが 1mとする。この空間Townに変数およびエージェント を配置した。主要なエージェントおよび変数をFig. 8 に示す。

エージェントが移動するための道路は、デジタル 道路地図のデータを変換して作成した。デジタル道 路地図のデータは、2次メッシュごとに分割されて おり、虎姫町域を含むメッシュ番号 5336-01, 5336-02, 5336-11, 5336-12 の4メッシュからノード データとリンクデータを抽出した。それぞれの2次 メッシュ内では10,000×10,000の正規化座標で表現 されている。なお、この座標系はメートル単位の座 標と一致する。4メッシュ合わせて東西方向20,000, 南北方向20.000となる座標のうち、虎姫町域よりや や広い範囲に該当する、東西方向は9,001から14,000 まで、南北方向は8,001から12,000までの部分を、用 意した空間に当てはめた。

道路の情報はリンクデータをラスタライズして作 成した。リンクデータには始終点の座標および道路 幅員(4段階),線形を表現するための補間点の座 標が含まれている。この始終点および補間点の座標 を用いて,まず道路の中心線をラスタライズした。 さらに道路中心線から道路幅員分オフセットした座 標を道路とした。なお道路幅員は11m,7m,5m,3m の4種類である。また始終点の中心座標を含む11m 四方の領域を交差点とした。これらのデータを,空間Townの持つ変数Mapに格納した。変数Mapの値は, 1が道路,2が道路中心線,1,000から1,175までは交差 点を示す。ここで各交差点の持つID値に1,000を加え た値を記憶している。また値が0の時は道路以外の場 所であり,エージェントは進入不可である。なお変 数Mapは形式上変数であるものの,シミュレーショ ン中に変更されることはなく,実質上定数として機 能している。

またノードの情報は、便宜上、ラスタライズした 道路データ以外にも、エージェントとしても記憶し ている。出発ノードから目的ノードまでの経路を決 定するために、予めダイクストラ法により各ノード 間の最短経路を求めておき、ノードiからノードjに到 達するために、ノードiの次に目指すべきノード番号 をエージェントNode(i)の持つ変数Route(j)に記憶す る形式とした。



Fig. 8 Main Agents and Their Parameters

空間Townには、地図情報を記憶する変数Map以外 にも、占有情報を記憶する変数Existenceを持たせた。 この変数は当該セルに何らかの物が存在しているか どうかを保持するものであり、0から1836まではエー ジェントFamily、2000は駐車車両を想定した障害物、 9999は浸水深0.5m以上の浸水を示す。またExistence の値はデフォルトを-1とし、-1以外の値のセルへは 進入できないルールとした。浸水深のデータは50m メッシュごとに、浸水深が0.5m以上となる時刻を与 える。データの単位時間である15分ごとにセルの進 入可否をチェックし、変数Existenceの値を変更する。

各エージェントFamilyは、出発ノードと目的ノー ドを持ち、4.4で設定したパラメータに応じたタイミ ングで行動を開始する。交差点では目的ノードに達 するために次に向かうべきノードを調べ、方向転換 する。交差点以外の道路上では道路中心線に沿って 進む。このとき進行方向上に別のエージェント Familyや、障害物が存在する場合には斜め前方ある いは左右に回避行動を取る。1ステップあたり1マス ずつの移動を繰り返して、目的ノードに到達するか、 途中で0.5m以上の浸水に遭遇した場合に移動を停止 する。それぞれ避難完了および避難失敗として停止 したステップ数とともに記録する。

5.2 シミュレーションの実施と結果

以上のように設定した空間において、シミュレー ションを実施した。用いたハザードのシナリオは、 滋賀県の実施した氾濫シミュレーションに基づいて いる。氾濫シミュレーションは水系全域に対して一 様に100年確率の降水が生じたときの、内水氾濫およ び河川からの溢水による浸水深を算出している。計 算範囲を50mメッシュに区切り、ステップごとにそ れぞれのメッシュに降った水量と流出量を計算し、 その差を浸水量としている。なお、今回は15分ごと の時系列に応じた浸水深データを用いた。

勧告等の情報発令のタイミングは、町域周辺の水

位観測地点(4地点)の水位によって設定した。観 測地点の水位が規定された高さに達すると避難勧告 が発令されることになっているため,今回のシミュ レーションでは4地点のうち最も早く避難判断水位 に達した時点をもって避難勧告が発令されるものと した。具体的には降雨開始後5.8時間で避難勧告が発 令されるものとした。また,避難準備情報および避 難指示は,避難勧告のタイミングからそれぞれ20分 前,40分後に発令されるものとした。

避難行動のシナリオは3パターン設定した。パタ ーンAは町中心部の指定避難所に全世帯が集まって くるシナリオであり、従来の避難計画で設定されて いるものである。パターンBは町東端にある北陸自 動車道高架下に全世帯が集まってくるシナリオであ り、協議会等で検討されてきた「北陸自動車道を活 用した広域避難」に対応するものである。パターン Cは各世帯が最寄りの橋などを通って町外の非浸水 区域を目指すシナリオである。

各シナリオのシミュレーション結果をFig.9に示す。 各シナリオは各エージェントの目的地が異なるの みで,他の条件は同一であるが。今回は町外に出れ ば浸水に遭遇しない設定となっているため,多くの エージェントが短い距離で町外に出ることのできる, シナリオCが最善となっている。また町の東端まで 移動する必要のあるシナリオBは,町の中心部に集 合するシナリオAに比べて町西部の住民が集合する までの時間が多く掛かり,その分浸水に遭遇する世

浸水に遭遇したエージェントについて分析すると, 出発ノードが川に近いエージェントが浸水に遭遇し ていることが分かった。特に,行政が主に注目して いる姉川・高時川沿いのノードを出発するエージェ ントではなく,町内を流れる田川沿いのノードを出 発するエージェントが,シナリオに共通して避難途 中で浸水に遭遇する結果となった。

帯が増えていると考えられる。



Fig. 9 Results of Evacuation Simulation



Fig. 10 Results of Evacuation Simulation if Timing of Evacuation Instructions Changed (Left: 1Hour, Right: 2 Hour)

次に各避難シナリオにおいて,避難勧告等の発令 タイミングを早めてシミュレーションを行った。結 果をFig. 10に示す。このように避難勧告等を2時間 早めれば,ほぼ全ての住民は避難を完了することが できる。また1時間早くするだけでも,結果が大幅 に改善された。さらに字ごとに避難勧告等のタイミ ングを柔軟に変えれば,効率よく避難を完了させる ことができると考えられる。

5.3 まとめ

マルチエージェントシミュレータに空間Townを 配置し、その上で移動開始タイミングと目的地が互 いに異なるエージェントFamilyを動かした。それと 浸水深データを重ねて評価することで、避難完了す るエージェントと途中で立ち往生するエージェント に分類した。設定した目的地の違いによって、無事 に避難完了するエージェントの割合は大きく異なる ことが分かった。特に長浜ドームへの広域避難を想 定したシナリオでは、既定の避難勧告より相当早い タイミングで避難の意思決定を行わなければ全住民 を安全に避難完了させられないことが分かった。

今回は町外に到達した時点で避難完了としたが、 例えば具体的な施設を目的地としたり、町外に出て 一定距離以上離れることを避難完了としたりするこ ともエージェントFamilyの持つ変数Destinationを変 えることで自由に変更することが可能である。また ハザードのシナリオや、避難勧告のタイミングを 様々に変更することで、「無事に避難が完了する世 帯の数」によって様々な避難計画を評価することが 可能となる。

6. おわりに

本研究では,自治体内の指定避難所が浸水によっ て使用不可能となり,市町界を越える広域避難を実 施することを念頭においた,シミュレーションシス テムの検討を行った。広域避難においては様々な課 題が存在し,それを解決するために多様な避難先を 設定することが考えられる。そのため検討したシス テムにおいては,エージェントごとに異なる目的地 を設定してシミュレーションを行うこととした。

実際に全エージェントが同じ目的地を目指す場合 2例と、それぞれに異なる目的地を目指す場合1例 でシミュレーションを実施し、避難が完了するエー ジェント数の違いを示した。この違いは、想定する ハザード、避難勧告等の発令タイミング、各エージ ェントの目的地によって生じるものであり、避難勧 告の発令タイミングや、目的地の設定を変えること によって、より多くの世帯が無事に避難を完了させ ることのできるオプションを見いだすことができる。

なお、本システムを活用してより効率の良い避難 計画を検討しても、実際に住民が避難を行わなけれ ば意味がない。そのためには検討した避難計画の意 味や、避難しなかった場合の危険性などについて周 知することが重要である。本研究の主旨からは逸れ るが、同様のシミュレーションを避難計画の検討だ けでなく、リスクコミュニケーションのツールとし て活用することで、住民に対する周知にも役立てる ことができるのではないかと考えている。

最後に今後の課題を述べる。今回のシミュレーシ ョンでは,避難行動の途中で浸水に遭遇した場合, そこで立ち往生する設定になっているが,実際には アンケートでも聞いたとおり,回り道をして目的地 をめざすなり,別の避難先を新たな目的地に設定す るなりして,移動を続けると思われる。また広域避 難のために自動車を用いた場合の渋滞や歩行者との 相互作用などを盛り込み,より現実に即した避難計 画の検討を行うことが必要である。

謝 辞

本稿において重要な部分を占めるアンケート調査 に協力いただいた虎姫町総務課,滋賀県における治 水政策の考え方や浸水区域想定などの情報を提供い ただいた滋賀県土木交通部河港課の方々に感謝する。

参考文献

- 国土交通省河川局治水課(2008):平成20年水害レポー
- h, http://www.mlit.go.jp/river/pamphlet_jirei/bousai/ saigai/kiroku/pdf/suigai2008.pdf
- 内閣府(2008):平成20年防災白書

http://www.bousai.go.jp/hakusho/hakusho.html

- 片田敏孝,山口宙子,寒澤秀雄(2002):洪水時におけ る高齢者の避難行動と避難援助に関する研究,福 祉のまちづくり研究 Vol.4 No.1.
- 今本博健, 久下俊夫(1977):昭和51年台風17号災害地 (赤穂・小豆島・高知)における被災及び避難状況 に関するアンケート調査,昭和51年度文部科学省科 研費(自然災害特別研究),昭和51年9月台風17号 による災害の調査研究総合報告書, pp.44-50.
- 今本博健,石垣泰輔,大年邦雄(1982):昭和57.7長崎 災害における住民の避難行動について,京都大学防 災研究所年報,第26号B-2, pp.127-138.
- 今本博健,石垣泰輔,大年邦雄(1982):昭和57.8大和 川水害における住民の避難行動について,第26号 B-2, pp.139-148.
- 道上正規(1979):水害時の避難行動に関する研究,鳥 取大学工学部研究報告第10巻,pp.757-780.
- 長尾正志,橋本健二(1986):水害への住民意識と避難 行動の統計的分析―濃尾臨海低平地でのアンケー
- ト調査による研究一,自然災害科学(学術雑誌) 5 /2, pp.19-34.
- 吉本俊裕,須見徹太郎,永友嘉嗣(1990):水害時の避 難行動に関する調査報告書―緑川水系御船川昭和 63年5月洪水における避難行動―,土木研究所資料 第2862号.
- 吉本俊裕,笛田俊治,池田幸徳(1992):水害時の避難 行動に関する調査報告書(2)—六角川平成2年7月洪 水における避難行動—,建設省土木研究所資料第 3098号.
- 吉本俊裕, 笛田俊治, 池田幸徳(1993): 氾濫特性の異 なる流域での避難行動, 土木学会水工学論文集, 第 37巻, pp.233-238.
- 片田敏孝,児玉真,桑沢敬行,越村俊一(2005):住民 の避難行動にみる津波防災の現状と課題―2003年 宮城県沖の地震・気仙沼市民意識調査から,土木学 会論文集,Ⅱ部門, pp.93-104.

西原巧(1983):氾濫解析に基づく避難システムの河川 工学的研究,京都大学博士論文.

- 高橋保,中川一,東山基(1989):洪水氾濫水の動態を 考慮した避難システムの評価に関する研究,京都大 学防災研究所年報第32号B-2, pp.757-780.
- 高棹琢馬,椎葉充晴,堀智晴(1995):水害避難行動の ミクロモデルシミュレーションと制御に関する研 究,土木学会論文集No.509/Ⅱ-30, pp.15-25.
- 桑沢 敬行,片田 敏孝,及川 康,児玉 真(2008):洪 水を対象とした災害総合シナリオ・シミュレータの 開発とその防災教育への適用,土木学会論文集D, Vol. 64, No. 3, pp.354-366.

建設省土木研究所(1998):関川水害時の避難行動分析, 土木研究所資料第3536号

- 虎姫町総務課(2008): 虎姫町洪水ハザードマップ, http://www.town.torahime.shiga.jp/mkpage/hyouzi.php ?sid=233&listmode=
- 湖北圏域水害・土砂災害に強い地域づくり協議会 (2008):広域避難の連携に関する基本協定書,

http://www.pref.shiga.jp/h/kako/bousai/suigainitsuyoi/k ohoku_suigaikyoutei/kohokusuigaikyou-kyouteisyo.pdf

- 村上ひとみ・朝位孝二・榊原弘之(2006):台風0514 号による錦川洪水に関する住民アンケート調査— 避難行動と人身の危険,第25回日本自然災害学会学 術講演会概要集
- 中田昇吾・大本照憲・藤見俊夫(2008):平成18年7月 川内川豪雨災害における住民の避難行動と災害外 力の相関分析,第27回日本自然災害学会学術講演会 概要集
- 片田敏孝ほか(1999):平成10年8月末集中豪雨災害 における 郡山市内の対応行動に関する調査報告 書, http://dsel.ce.gunma-u.ac.jp/modules/newdb1/ detail.php?id=1

付録

4章で実施した全アンケート項目を以下に示す。

Part 1

最初に, 現時点で防災について知っておられること, 考えておられることをお伺いします。世帯主の方に ご回答をお願いします。

問1-1 虎姫町は洪水で大きな被害を受ける危険
性が高いことをご存じでしたか?
1.知っていた。 →問1-2へ

2. 知らなかった。→問1-3へ

問1-2 水害の危険性が高いことについて,どう やってお知りになりましたか?

- (当てはまるもの全てをお選びください)
- 過去の経験(水害に遭遇,増水している川を見た,など)
- 2. ご家族や親戚などから聞いた。
- 3. 自治会や近所の人から聞いた。
- 4. 町役場で聞いた。
- 5. 住宅の購入時などにそのような情報が提示され た。
- 6.町から配布された「虎姫町洪水ハザードマップ」 を見た。
- 7. その他(→回答用紙の記入欄にご記入ください)

問1-3 今年5月に虎姫町より配布された「虎姫 町洪水ハザードマップ」はご覧になりましたか?

- 1. 全体を読んだ。 →問1-4へ
- 2. 地図に目を通した。 →問1-4~
- 3. 地図以外の部分を読んだ。 →問1-4へ
- 4. もらったが見ていない。 →問1-4へ
- 5. 配布されたことを知らない。 →問1-5へ
- 問1-4 ハザードマップは現在どうされています か?
- 1. 自宅内で目につくところに貼ってある。
- 2. 貼ってはいないが,保管してある。
- 3. どこに置いてあるか分からない,もしくは,捨 てた。

問1-5 6月8日に実施された「洪水避難訓練」 には参加されましたか?

- 1. 家族全員で参加した。
- 2. 家族の一部が参加した。
- 3. 参加していない。

問1-6 洪水時などに発表・発令される以下の警 報や情報の内容をご存じですか?

(それぞれ,詳しく知っている,何となく知ってい

- る,知らない,からお選びください)
- 1. 大雨·洪水警報
- 2. 避難準備情報(災害時要援護者避難情報)
- 3. 避難勧告 4. 避難指示

問1-7 水害に対してどのような備えをしておら れますか?

(当てはまるもの全てをお選びください)

- 1. 特に何もしていない。
- 2. 自宅のかさ上げをしている(※右図のように 本来の地盤より高めに自宅を建てている)。



- 3. 高価な家財は2階以上に置いている。
- 4. 土のうなどの備品を用意している。
- 5. 非常時の持ち出し袋を準備している。
- 家族が集合する場所や家族間の連絡方法を確認 している。
- 7. 保険に加入している。
- 8. その他(→回答用紙の記入欄にご記入ください)

問1-8 インターネット上の「滋賀県防災情報シ ステム」ページ※から,各河川の水位情報が見られ ることをご存じですか?

(*)http://www.shiga-bousai.jp/

- 1. 見たことがある。
- 2. 知っているが, 見たことはない。
- 3. 知らない。

問1-9 虎姫町付近で現在「滋賀県防災情報シス テム」によって水位情報を知ることができるのは, 難波橋,国友橋,今村橋,錦織橋の4地点です。新 たに観測点を追加するとしたら,どの地点に追加さ れると良いと思われますか?

- 1. 新大井橋
- 2. 姉川大橋
- 3. 馬渡橋
- 4. 賀村橋
- 5. 新福橋
- 6. その他(→回答用紙の記入欄にご記入ください)

Part 2

実際に避難を行う場合のことについてお伺いします。

問2-1 ご家族が別々の場所におられるときに、 避難が必要な事態になったらどのように対応されま 問2-3 どの時点で洪水に対する対応を開始しま すか? すか? 1. 一度自宅に集まってから避難を行う。 1. 状況1 (警報) 2. 近くに居てすぐ集まれる人だけが集まって避難 2. 状況2(避難準備情報) を行う。 3. 状況3 (避難勧告) 3. 各自で避難先に向かう。 4. 状況4 (避難指示) 5. 区長などから連絡があったら 6. その他(→回答用紙の記入欄にご記入ください) 問2-2 自治会役員や消防団員として,水防活動 等に参加しますか? 1. 参加する。 問2-4 具体的にはどのような対応を行います 2. 参加しない。 か? (当てはまるもの全てをお選びください) 避難時にはさまざまな状況に応じて判断しながら 1. テレビ等からの情報収集に努める。 行動することになります。以下の設問は、避難する 2. 川の様子を見に行く。 ときに中心的に判断を下す方にご回答をお願いしま 3. 家の前に土のうを積むなど浸水対策を行う。 す。 4. 家財を2階に移動する。 ※世帯主の方が中心となる場合は世帯主の方が、世 5. その他(→回答用紙の記入欄にご記入ください) 帯主の方がいない可能性が高い(職場が遠い・水防 活動に参加するなど)ために他の方々で判断される 問2-5 どの時点で避難しようと思いますか? 場合はその時に中心となる方にご回答をお願いしま 1. 状況1 (警報) 2. 状況2 (避難準備情報) す。 3. 状況3(避難勧告) 大雨が降り洪水の危険性が高まると,以下のような 4. 状況4 (避難指示) 順序で警報等が発令・発表されます。 5. 自治会などからの声掛けに応じて 1. 大雨・洪水警報の発表 6. 周囲の家庭が避難しているのを見て 1時間降水量が50mmを超えるような大雨が降ると、 7. その他(→回答用紙の記入欄にご記入ください) 彦根地方気象台が大雨・洪水警報を発表します。テ レビやラジオなどマスコミを通じて警報が発表され 問2-6 避難する際に近所との協力はどうされま た旨が広報されます。 すか? 2. 避難準備情報(災害時要援護者避難情報)の発 1. 近所で移動困難な人などがいたら手伝いに行く。 令 →間2-8へ 姉川および高時川の水位観測所(P. 2地図中☆印) 2,移動の補助など手伝いに来てもらいたい。 の水位が「はん濫注意水位」に到達し、天候状況等 → 間2-7 へ により今後も水位の上昇が見込まれ、数時間後に避 3. どちらでもない 難の可能性が考えられる場合には、防災無線や広報 車両等により自主避難や災害時要援護者の支援を呼 問2-7 具体的にはどのような支援が必要です びかけられます。 か? また、災害時に備えて支援者との打合せ等は 3. 避難勧告の発令 行っていますか? 水位観測所の水位が「避難判断水位」に到達し, 天 1. 近隣住民の支援が必要で,打合せ済み。 候状況の悪化やさらに水位の上昇が見込まれ、災害 2. 近隣住民の支援が必要で、打合せしていない。 3. 専門スタッフの支援が必要で、打合せ済み。 発生の可能性が考えられる場合には、防災無線や広 報車両等を通じて避難勧告を広報されます。このと 4. 専門スタッフの支援が必要で、打合せしていな きには、町公共施設(小中学校体育館や町民体育館 V. 等)が指定避難所となります。 5. その他(→回答用紙の記入欄にご記入ください) 4. 避難指示の発令 さらに水位が上昇し、堤防の決壊などの災害発生の 間2-8 避難の前に何をしますか? またそれに 危険性が高まった時には、「避難指示」が発令され は何分くらい掛かると思いますか? 1. 何もしない(すぐに避難する)。 ます。

を利用し、それ以外の人は各自で自動車を確保 非常用品などを準備する。 周囲への声掛けを行う。 して避難する。 4. すべての人が指定された場所から手配された臨 問2-9 どこへ避難しますか? また自宅を出発 時バスを利用して避難する。 されてから避難先まで何分程度掛かりますか? ◆個別に移動する場合…全町民が一斉に移動するた 字の集会所 2. 指定避難所(学校·体育館) め渋滞が発生する可能性があります。特にアンダ ーパスになっている場所で渋滞に遭遇すると大変 3. 普段利用している病院や福祉施設 4. その他虎姫町内 危険です。 ◆集団で移動する場合…バスの手配などに時間が掛 5. 虎姫町外 かるため、かなり早いタイミング(現在の避難勧 問2-10 避難先にたどり着く前に道路の冠水に遭 告よりも早いタイミング)で指定の場所に移動す 遇しました。徒歩で通り抜けられない深さです。ど ることが必要となります。 うしますか? 問3-3 長浜ドームへの避難に利用できる自動車 1. 迂回して避難先を目指す。 2. 避難をやめて自宅に戻る。 をお持ちですか? 3. 避難をやめて別の場所に避難する。 1. 持っている。 →問3-4~ 2. 持っていない。→問3-6へ Part 3 虎姫町域全体が甚大な被害を受けるような場合を想 定して,現在広域避難(周辺市町への避難)につい 問3-4 長浜ドームへ個人で避難することになっ て検討が進められています。検討中の広域避難に対 た場合,橋を渡る必要がありますか?もしある場合, して、ご意見をお伺いします。世帯主の方にご回答 どの橋を渡るかお答えください。 をお願いします。 1. 橋を渡る必要はない。 2. 国友橋 長浜ドームを広域避難所として活用することが検討 3. 大井橋 されています。 4. 新大井橋 5. 姉川大橋 問3-1 長浜ドームまで避難するとなった時,移 6. その他(→回答用紙の記入欄にご記入ください) 動手段としてよいと思うものはどれですか? (それ 問3-5 ご自宅を出発されてからその橋を渡るま ぞれの長短について説明文をよくお読みになってご 回答ください) で,どの程度時間が掛かると思いますか? 1. 電車 →問3-3へ 2. 自動車, バス →問3-2へ 長浜ドームだけでなく, 虎姫周辺の市町(長浜市・ 3. その他(→回答用紙の記入欄にご記入ください) 湖北町)の避難所を利用できるようにすることも検 →問3-3へ 討されています。 問3-2 自動車、バスで避難するとなった時、良 問3-6 周辺市町の避難所へ避難できるとしたら, いと思われる手段はどれですか?(個別に避難する その候補はどこですか? 場合,集団で避難する場合の説明文をお読みになっ 1. 虎姫町外への避難は考えられない。 てご回答ください) →問4-1へ 1. 自動車を持っている人は各自の自家用車を,持 2. 長浜市内の指定避難所 →問3-7へ っていない人は指定された場所 (自主避難所 3. 湖北町の指定避難所 →問3-7へ や指定避難所など)から手配された臨時バスを 4. 町外の親戚や友人宅 →問3-7へ 利用して避難する。 5. その他(→回答用紙の記入欄にご記入ください) 2. 特別な理由のある人だけ個別の自動車を利用し, →問 3 - 7 へ それ以外の人はすべて,指定された場所から手 配された臨時バスを利用して避難する 問3-7 上で選ばれた避難先までの避難する場合, 3. 特別な理由のある人だけは手配された臨時車両 その途上に姉川や高時川を渡る必要はありますか?
もしある場合、どの橋を渡るかお答えください。

- 1. 橋を渡る必要はない。
- 2. 国友橋 3. 大井橋 4. 新大井橋
- 5. 姉川大橋 6. 錦織橋 7. 馬渡橋
- 8. 賀村橋 9. 福橋 10. 新福橋
- 11. その他(→回答用紙の記入欄にご記入ください)

問3-8 上で選ばれた避難先までご自宅からどの 程度時間が掛かると思いますか?

Part 4

ご家族のみなさまの一日の行動に関して伺います。 災害発生時にみなさまがどこにおられるか,集合さ れるのにどの程度の時間が掛かるのかを把握するた めの質問です。提出期限内でご協力いただけるご家 族の方すべてにご回答をお願いします。

問4−1 回答用紙の「家族構成」欄に,ご家族の 構成をご記入ください。

問4-2 回答用紙裏面の「行動記入用紙」に、記入例に従って、1日の行動パターンをご記入ください。

A Study on Flood Evacuation beyond Administrative Border in Ane and Takatoki River Basin

Michinori HATAYAMA, Atsushi EDAHIRO*, and Hirokazu TATANO

* West Nippon Expressway Company Limited

Synopsis

Ane and Takatoki River basin which is located in northern area of Lake Biwa in Shiga prefecture is designated as "flood forecast rivers" by the prefecture's government, which is considered a river that can cause serious floods and damage to the area. They suppose that it would be impossible to prevent it from flooding only by the mitigation because of the character of the area. That is why the flood evacuation plan is now an important issue. In particular, Torahime town, which has the junction of the two rivers, is especially at higher risk of flooding than other places in the target area. There is a possibility that almost all the shelters are flooded. In this research, we study flood evacuation plan for all of Torahime town residents beyond Torahime town border.

Keywords: Evacuation, Flood, Simulation

The Description of Taiwanese Disaster Risk Reduction Plan and Vulnerability Assessment of the Mitigation Facility for Debris Flow Disaster

Tingyeh WU*, Kaoru TAKARA, and Yosuke YAMASHIKI

* Dept. of Urban and Environment Engineering, Kyoto University

Synopsis

This paper describes a vulnerability assessment method related to the disaster risk reduction plan and debris flow disaster. Based on the government disaster mitigation strategies and historical data for debris flow in Taiwan, several insufficient of the disaster risk reduction plan are referred. Several suggested strategies are pointed out thereby. On the other hand, numerical simulations are done to the torrents with potential dangerous via Flo-2D software under the natural condition case, the detention basin case, and the levee case. It is clarified the efficiency of the detention basin case and the levee case when considering of different factors. Finally, conclusions are made according to the results.

Keywords: Disaster Risk Reduction Plan, Vulnerability, Flo-2D, Disaster Mitigation

1. Introduction

A systematically disaster risk reduction plan is imperative to efficiently control the damage or loss that might occur due to a natural hazard. This is mentioned by United Nations and includes the actions to reduce disaster risks before, during, and after disasters (United Nations, 2009).

The Taiwanese government reconsidered its strategy on sediment disasters after a severe earthquake occurred in 1999. This earthquake resulted in 2,418 deaths, 51,722 collapsed buildings, and significant agricultural loss. Meanwhile, the frequency of subsequent sediment disasters has increased due to earthquake in the past 10 years, particularly debris flow disasters in the mountainous area. This dictated that not only the engineering measures were essential, but also non-engineering measures such as the early warning system at a threshold rainfall value for debris flow. This latter strategy, which accounted for both accumulated rainfall and intensity as well as rainfall intensity and duration (Huang, 2002), determined 1510 torrents potentially dangerous that required monitoring during heavy rainfall periods (SWCB, 2009).

Elsewhere, the role of vulnerability in the natural hazard mitigation was clearly determined in the International Strategy for Disaster Reduction (ISDR) of the United Nations (ISDR, 2004). It was here where vulnerability was defined to have an interdisciplinary scope that includes not only the environmental condition, but also social, and economical conditions, as well. With these considerations in hand, vulnerability evaluation is conducted to determine the probability of the damage that may occur.

The challenge of reducing socio-economic vulnerability of a natural hazard due to the climate change is a main topic in many related studies. This has been accepted as a significant part of overall vulnerability assessment. So-called community-based indicators were divided to evaluate vulnerability in a small region, such as the proportion of people or property distributed in the hazardous area, the per capita production of the Gross Regional Product (GRP), the facility or life-line which support the social system, etc (Petrova, 2006; Fuchs et al, 2007; Deng, 2008; Birkmann, 2007). These findings were then disseminated in map form to local communities in many countries. These show how a region is sensitive to a certain natural hazard at one time.

However, it is known that factors and conditions of vulnerability are constantly changing based on the differences of environmental or social conditions. Though evaluations are done in the same particular area, unique indicators should first be considered. Indeed, it is difficult to distinguish which evaluation is more persuaded than others without the prior checking of such Thus, the Taiwanese government indicators. designed a series of policies and strategies for improving a community's ability to cope against a threat within a long period of time with due consideration to vulnerability assessment. These strategies or mitigation politics intend to help the regional people avoid property damage, maintain hazardous area control, and pursue overall development. Along with the effort of changing the mitigation program after a period of time, a continuous procedure of the mitigation is set in place, making it possible to find out the changes on vulnerability in terms of the result after disaster.

Several differences in related mitigation frameworks implemented in different countries are Kao (2005) proposed a relationship noted. between land-use and potential disaster area and compared the different viewpoints in determining the hazard potential area in Austria, Japan, and Taiwan. Riu and Lee (2006) referred to a methodology of estimating the probable disaster loss. With some limitations, these studies aimed to connect the concept of risk management with disaster mitigation. The efficiency of the mitigation engineering facilities was conducted by Tsoa (2008), emphasizing the efficiency of risk assessment and mitigation. However, a clear and systematic discussion is still necessary. Therefore, a numerical model used to simulate the government strategies for sediment disasters is considered in this study. The efficiency if the strategies are discussed based on the simulation results of this numerical model and the current

prize of the land-use categories.

2. The Study Materials

(1) Study area

Chenyoulanxi basin in Taiwan is our study area which experiences high frequency of the sediment disasters from 1995 to 2007. A total of 35 torrents in this area were determined as potentially dangerous (SWCB, 2004). In a previous study, we distinguished the danger levels of these 35 torrents according to the velocity and depth data of the accumulated area based on the numerical simulations results (Wu and Takara, 2007). Four torrents with potentially dangerous areas were selected in this study for further investigation (Fig.1). These are referred to as Nanyou 026 (A), Nantou 073 (B), Nantou 072 (C), and Nantou 027(D) (Fig.2). There are 68 families situated in Nantou 072, 2 in Nantou 073, and none in Nantou 026 and Nantou 027 (SWCB, 2009).

(2) Simulation Software and the input data

Flo-2D is used to model the torrents in this study. This is a 2-D horizontal physical model which is principally focused on the simulations of the flood or debris flow in many terrains, such as the urban area, the channels and/or floodplain.

The following data are required in the simulations:

- (1) Digital Terrain Model: This serves as the main base data for the simulations. The grid-cell size is 20×20 square meters.
- (2) Aerial photograph: This serves for checking the accumulation area and establishes the land-use data or mitigation facilities data. This was acquired from the Aerial Survey Office, Forestry Bureau of Taiwan.
- (3) Parameters: Two sets of parameters are used. One set includes flow and sediment parameters (flow Manning n-value, floodplain Froude No., viscosity and yield stress to the sediment concentration, the Manning n-value, and the flow velocity). A second parameter set includes changes in the environmental situation, such as the detention basin volume, the location and area of detention basin levee length, and



Fig.1 The Chanyoulanxi basin

levee height. The flow and sediment parameter sets were the ones used in the previous study (Wu and Takara, 2007). The designed discharge of debris flow is the 200-year return period.

Several situations are assumed and simulated to evaluate the probable loss and vulnerability, which are natural situation, levee, and detention basin cases.

3. The historical mitigation policies in Taiwan

We focus here on mitigation strategies and policies for sediment disasters in Taiwan during 1958 to 2007. The history of the disaster risk reduction plan can be approximately divided into two periods, the period prior to 1999, and the period following 1999. The major disaster risk reduction plan was focused on the strategies and resources for sediment disasters due to the high frequency debris flow disasters after 2000 to 2005. The main law for disaster mitigation in Taiwan is Disaster Prevention and Rescue Law because of the severe earthquake in 1999. Other aspects of the mitigation strategies were established and designed after the law was enforced.

Natural hazard affairs are managed by several associations in Taiwan, for instance, Council of



Fig.2 Simulation targets in the Chenyoulanxi basin

Agriculture and Ministry of Economic Affairs managed sediment and flood disasters. The main disaster risk reduction plans are made by the two departments. On the other hand, National science and technology Center of Disaster Prevention manages the disaster researches and National Rescue Command Center manages the training and education related to the disaster rescue.

The main strategies for sediment disasters are programmed by Soil and Water Conservation Bureau under Council of Agriculture which can be divided into five categories, including Landslide Erosion and sediment recovery, control engineering, the management strategies on hillslope (including protecting, supervising, and monitoring), the establishing and designing the village, and the special basin management (SWCB, 2000 to 2006).

The point of mitigation strategies in 2004 is an important change in recent years. Before 2004, the strategy for mitigation focused on restoring the areas affected by earthquake that occurred in 1999, training the rescue organization, investing the areas with potential dangers, and recovering collapsed infrastructure and lifeline. After 2004, the strategies focused on development and

preparedness for further disasters, such as supported the development on local characteristic in 6 villages where the debris flow had occurred before in 2005, established the national earthquake memorize part in 2004. The procedure of the mitigation plan after 1999 could be integrated as establishing the mitigation framework, mitigation activities, and development activities. However, the mitigation program should be a long-term procedure and it is always easily ignored by policy planners (Wamsler, 2006).

On the other hand, in addition to the engineering and non-engineering strategies, the government also attempted to create disaster programs for sediment disasters, especially for the sediment control, due to the need for preventing sediment disasters and the insufficiency of the Disaster Prevention and Response Act. Therefore, an act for designated soil and water conservation are discussed after 2005. However, Disaster Prevention and Rescue Law is still the only formal act for disaster mitigation.

Though the engineering facilities can stem the sediment when the sediment disaster occurs, the engineering facilities should be considered and check the security and availability due to the high frequency of the sediment disasters. Due to the reasons, three aspects of the Taiwanese disaster risk reduction plan are mentioned.

4. Simulation Results

(1) Simulation results of the natural condition case

The accumulated area of the torrents and depth and velocity of each grid-cell can be acquired after the simulation. The accumulated area in the downstream are focused on because of not only the most of building, roadway, bridge, and agriculture facilities are located in the downstream area, but also the upstream area are the undeveloped forest area. Firstly, the results are shown in terms of the accumulated depth, which are 0-0.3m, 0.3-1m, 1-2m, and larger than 2m (Fig. 3, 4, 5, 6). According to the figure, it is clearly that the accumulated type can be divided into two types. Nantou026 and Nantou027 are the same type and Nantou073, Nantou072, and New defined torrent are another type.

In the type of Nantou026 and Nantou027, the sediment accumulates along the land beside the river way and at the downstream and results in a wide fan. Part of the sediment affects another side of the river. On the other hand, in the type of Nantou073, Nantou072, sediment accumulated in the river way which the most areas of the river way exceed 2m.

The accumulated areas are checked via aerial photographs. The accumulated depths less than 0.3m are ignored because of the damage will not occur under this depth. The accumulated volume which covers the land can be calculated in terms of the depth.

Based on the accumulated area in the downstream part, the range of the levee and detention basin are decided, especially the areas with buildings or roadways covered by sediment. The levees are designed along the river way. On the other hand, detention basin are designed according to the amount of sediment are assumed to be decreased. The detention basin was not designed to the new defined torrent because of the affected area is quite small. Table 1 shows the length of the levee and the volume of the detention basin.

(2) Simulation results of the detention basin case

The accumulated area under the detention basin case shows the efficiency of this strategy. The results can be divided into two types according to the first finding in the natural condition (Fig. 7, 8, 9, 10). The efficiency of the detention basin is positive in the type with Nantou026 and Nantou027, however, the same strategy shows negative results in the type with Nantou073 and Nantou072.

Table 1 T	he volume	of detention	basin
-----------	-----------	--------------	-------

Torrent name	Detention basin $volume (m^3)$	Levee
A (Nan 026)	1 477 336	9749 36
B (Nan 073)	716.088	7363.22
C (Nan 072)	247,660	3110.84
D (Nan 027)	177,447	3289.64





Fig.3 The simulation result — Nantou026, the depth in natural condition case



Fig.4 The simulation result – Nantou073, the depth in natural condition case









Fig.5 The simulation result – Nantou027, the depth in natural condition case



Fig.8 The simulation result – Nantou073, the depth in detention basin condition case



Fig.9 The simulation result – Nantou072, the depth in detention basin condition case



Fig.10 The simulation result – Nantou027, the depth in detention basin condition



Fig.11 The simulation result – Nantou026, the depth in levee case



Fig.12 The simulation result – Nantou073, the depth in levee case



Fig.13 The simulation result – Nantou072, the depth in levee case



Fig.14 The simulation result – Nantou027, the depth in levee case

	The natural condition case		The detention	on basin case	The levee case	
Torrent name	Accumulated volume (m ³)	Accumulated area (m ²)	Accumulated volume (m ³)	Accumulated area (m ²)	Accumulated volume (m ³)	Accumulated area (m ²)
A (Nan 026)	1,466,432	962,400	1,548,628	787,600	1,282,324	796,800
B (Nan 073)	529,810	255,600	175,856	83,600	321,956	166,800
C (Nan 072)	206,508	141,200	248,696	132,000	348,852	193,200
D (Nan 027)	47,791	34,900	1,933	6,000	40,020	20,600

Table 2 The simulation results of the three cases

		The natural case			The difference with the			The difference with the		
		(area and volume)			natural condition case and			natural condition case and		
Iorrent name		the detention basin case			the levee case					
		Roadway	Building	Vegetation	Roadway	Building	Vegetation	Roadway	Building	Vegetation
Nantou026	area	116,400	21,200	788,800	56,800	-5,200	34,400	0	1,200	-8000
	volume	210,308	21,236	1,234,888	127,040	-3,604	62,356	-19,444	1,504	-47,436
Nantou073	area	10,000	1,600	137,600	-10,800	1,200	49,200	-3,200	0	-14,400
	volume	23,328	5,380	401,700	-26,908	3,640	194,576	7,376	900	193,996
Nantou072	area	18,400	25,600	68,000	-3,600	15,600	36,000	6,800	-19,600	-68,400
	volume	46,920	46,808	109,180	-1,632	22,068	68,052	19,152	-48,612	-116,484
Nantou027	area	1,000	300	24,800	700	300	19,000	300	300	20,000
	volume	1,063	257	45,637	728	257	38,785	414	257	39,349

Table 3 The detailed simulation results of each cases

Table 2 shows the affected area and volume before and after the detention basin is designed. In Nantou026, though the accumulated sediment volume increased, most of the sediment accumulates in the main river way and the accumulated area decrease. Moreover, most of the land located at the convergence of the main flow and Nantou026 is not covered by sediment. In Nantou027, sediment are efficiently controlled by the detention basin, therefore the fan did not occur. In Nantou072 and Nantou073, the detention basin makes an effect on the accumulate area. However, the effect to the main flow and the lands along the main flow may result in a more serious disaster. Based on the results here, the detention basin shows an efficiently decrease in the accumulated sediment area. However, it also shows that some sediment will affected the hillslope land at the downstream of the torrents after the detention basin are built. The engineering facilities support the detention basin and the preparedness strategies for the resident are necessary.

(3) Simulation results of the levee case

The location and the length of levee are designed according to the simulation results of the natural condition cases. Downstream areas are emphasized because the community mainly situated in this region. Table 2 shows the affected volume and area of the torrents before and after levees are designed. The results can be divided into two types according to the first finding in the natural condition (Fig. 11, 12, 13, 14).

5. Discussion

We compared how the sediment accumulates in the natural situation case, the detention basin case, and the levee case (Table 2) and tried to evaluate vulnerability of the mitigation engineering facilities based on the currency value and land use categories.

The main propose of the mitigation engineering facilities is to resist the damage occurring. The efficiency of mitigation engineering facilities is how much sediment is decreased after it has been designed. In other words, it can be said that vulnerability of a mitigation engineering facility is how negative efficient it is or how much loss and damage it may cause. Due to the restriction of the data, we show vulnerability of mitigation engineering facility by concerning the negative efficiency from simulation results.

In table 2, the accumulated sediment volume and accumulated area were shown and were divided into building, roadway, and vegetation areas after overlaying with aerial photographs. Building contains all kinds of building, roadway contains the asphalt road and bridge, and vegetation contains the other areas in the covered range. The sediment depth less than 0.3 m was ignored because it is not vulnerable to the disaster under this standard (Tsao, 2008). The accumulated volume and area in the natural condition case were shown in the first column. In the second and third column, the value showed the difference value (Ds) of the value in the natural condition case (A) minus the value in the detention

basin case (B) or the value in the levee case (C), which is shown as follows.

$$Ds1 = (A) - (B)$$
$$Ds2 = (A) - (C)$$

Where Ds1 is the value in the second column and Ds2 is the value in the third column.

The positive value shows that the mitigation engineering facility has a positive effect to the debris flow disaster, and the minus value means the effect is negative.

From the results (table 2 and table 3), the detention basin case the higher efficiency in the most cases and in the whole torrents than the levee case. When the detailed category is emphasized, it is clear that torrent Nantou027 has the best mitigation effect in these cases. On the other hand, building can be considered as the most vulnerable, roadway is the next, and the vegetation is fewest vulnerable due to the human and property density. According to this concept, it is not different to design detention basin or levee in Nantou027 and it is better to design levee in Nantou073 and Nanatou026 when considering the

category building. In the category roadway, it is clear the levee case shows a better efficiency on Nantou073 and Nantou072.

In order to represent the different value of the land use categories, the each category prize was concerned in currency value. According to the data from National Statistics and Soil and Water Conservation Bureau, the roadway is about 250 dollars per meter to recover from the sediment disasters, the building is 3,000 dollar for each one and the vegetation is 0.001 dollar per square meter. Based on the prize here, we calculated the efficiency of the two mitigation engineering strategies and represented in table 4. From the results, detention basin will have a higher economical effect if it is designed for Nantou073, On the other hand, it is higher Nantou072. economical effect if the levee was built on Nantou026 and Nantou027. This result only concerned the final total number with the economical meaning but does not prove the mitigation effects.

Table 4 The efficiency calculation of the three land-use categories

Torrent name	The di natural the det	fference w condition of tention bas	vith the case and in case	The difference with the natural condition case and the levee case		Mitigation engi strategy effic	Mitigation engineering strategy efficiency	
	Roadway	Building	Vegetation	Roadway	Building	Vegetation	Detention Basin case	Levee case
Nantou026	559	-156,000	34	42	36,000	-8	-155,888	36,034
Nantou073	-623	36,000	49	576	141	-14	35,426	703
Nantou072	0	468,000	36	407	-588,00	-68	468,036	-58,461
Nantou027	260	9,000	19	345	9,000	20	9,279	9,365

6. Conclusion

A description of Taiwanese disaster risk reduction plan for sediment disasters in recent years was made. Simulations due to the results of a previous study and the disaster risk reduction plan were made. Some of the conclusions were reached are shown as follows:

(1) The insufficient of Taiwanese disaster risk reduction plan for sediment disasters were clarified, including insufficiency on the institution, the policy aspects on risk reduction and the development by planner, and the security of the engineering facility. (2) Flo-2D was used to simulate four torrents in the three different cases. The results followed the simulations in the previous study and could be divided into two types. The first type includes Nantou026 and Nantou027, which shows that the sediment was decreased in the alluvial fan area. On the other hand, the second type includes Nantou072 and Nantou073, the alluvial fan in unclear and the most of sediment are in the river way when it has influence to the downstream area.

(3) The simulation results show that the detention basin case shows a better effect on decreasing the sediment. When we separated with the land-use categories, building, roadway, and vegetation, the detention basin shows better effects on vegetation and the levee case shows better effects on roadway and building in several torrents.

(4) After comparing to the landuse categories data and the current prize, the results shows that the levee case is better when considering it in Nantou026 and Nantou027 and the detention basin case is better when considering it in Nantou072 and Nantou0273. The conclusion was made by the accumulate volume, area, and the prize of building, roadway, and vegetation. It represented the economical efficiency but does not prove the best mitigation effect.

This study made interprets the methodology of vulnerability assessment for the engineering facility via accumulated sediment depth and volume from the numerical simulation results. The method simply shows the efficiency on detention basin and levee for the 200-year return period discharge. It should be considered in other engineering facilities and disaster magnitude as well.

Acknowledgement

The authors wish to show the appreciate to National Fire Agency, Ministry of the Interior for the disaster loss data on property and human injured and death, to Soil and Water Conservation Bureau, Agriculture Committee of Taiwanese government for the torrents with potential dangerous information and the debris flow loss data, and to National Statistics for the land-use data. The authors also want to show appreciate to Dr. Mondonedo for the precious comments on improving this paper.

References

- Birkmann, J., 2004, Partnerships for reducing landslide risk.
- Birkmann, J., 2007, Measuring Vulnerability to Natural Hazards: Towards Disaster Resilient Societies, United Nations University
- Cabinet Office, 2006, Disaster Management in Japan, Director General for Disaster Management, Cabinet Office, Tokyo, Japan
- Deng, L. B., 2008, Are non-poor households always

less vulnerable? The case of households exposed to protracted civil war in Southern Sudan, Disasters, 32 (3): 377-398

- Fuchs, S., Heiss, K., and Hübl, J., 2007, Towards an empirical vulnerability function for use in debris flow risk assessment, Natural Hazards and Earth System Sciences, 7: 495-506
- Huang, T.H., 2002, Characteristics of rains triggering debris flows in the watershed of Chenyoulen Stream, Master Thesis (in Chinese)
- ISDR, 2004, Living with the risk— A global review of disaster reduction initiatives, United Nations
- ISDR, 2009, UNISDR Terminology on Disaster Risk Reduction, United Nations
- Kao, Y.C., Chen, S.C., 2005, Differences on Disaster Potential Area: Compared to the Experience of Austria and Japan, 3rd Land-use science conference (in Chinese)
- Liu, K.F., Lee H.C., 2006, The study of the direct damage estimation of debris flow, Journal of Chinese Soil and Water Conservation, Vol.37 (2), pp. 143-155 (in Chinese)
- National Disaster Prevention and Protection Commission, <u>www.ndppc.nat.gov.tw</u>
- O'Brien J. S. 2006, Flo-2D User's Manual, which is available on <u>http://www.flo-2d.com</u>.
- Petrova, E., 2006, Vulnerability of Russian regions to natural risk: experience of quantitative assessment, Natural Hazards and Earth System Sciences, 6: 49-54.
- Shieh, M. C., Huang, H. P., 2005, Evaluated the Structures on Debris-flow Disaster Mitigation Effect, <u>www.twaes.org.tw/thesis/2005/09/57.pdf</u> (in Chinese)
- Soil and Water Conservation Bureau, Debris Flow Annual Report (from 2000 to 2006) (in Chinese)
- Tsao, T. C., Hsu, W. K., Chen, C. T., Luo, W.C., Chen, C.Y., 2008, A Preliminary Study on Risk Analysis of Debris Flow, the report of National Science and Technology Center for Disaster Reduction (NCDR) (in Chinese)
- Wamsler, C., 2006, Mainstreaming risk reduction in urban planning and housing: A challenge for international Aid organizations, Disasters, 30 (2): 151-177.
- Wu, T. Y., Takara, K., 2008, Development of a hazard mapping method for debris flow in disaster-prone areas, JSCE, Vol. 52, pp: 145-150.

Yang, K. C., Huang, H. P., Su, L. M., 2003, Application of FLO-2D Model with GIS on Debris-Flow Hazard Simulation, The 1st Taipei International Digital Earth Symposium C1-6 (in Chinese)

土砂災害地域防災計画の検討と防災構造物に基づく脆弱性の評価

Tingyeh WU*・寶 馨・山敷 庸亮

*京都大学大学院工学研究科都市環境工学専攻

要 旨

本稿では土砂災害における防災計画,脆弱性について,概説し,評価している。この研究では台湾の1999年から 2006 までの防災計画に内容と施行方向を筆者らは述べました。また,この内容により,欠点を検討しながら,提案を示した。さらに,防災工程の効果を評価するため,DTM とFLO-2D で自然条件と沈砂池を設置してる条件と土石流に脅してる地域をシミュレーションし,結果について議論しました。最後に,空中写真でモデルの結果を検証することにより,災害軽減ための工程構造物の脆弱性に適切なモデルを提案した。

キーワード:防災計画,災害脆弱性,FLO-2D,災害軽減

中間財の代替にかかる費用が被災地経済の回復過程に及ぼす影響:二部 門経済成長モデルを用いて

中野一慶*·多々納裕一

* 京都大学大学院情報学研究科

要旨

本研究では中間財および最終財を生産する2つの産業部門を有する経済成長モデルを構築し、地域間の中間財の代替にかかる費用が被災地経済の回復過程に及ぼす影響を分析する。中間財を含むすべての財が国際的競争下にあり被災後にも地域外から代替的に中間財が調達可能な場合を考え回復過程を分析する。その際の代替にかかる費用によって被災地経済の回復過程を比較し①地域間の中間財の代替にかかる費用が高ければ被災を免れた産業にも生産量低下という「カスケード効果」が生じること②中間財の代替にかかる費用が高い場合の方が相対的に早期の回復が達成されうることを示す。またこれら2つの効果を考慮に入れて、カスケード効果の発生による経済被害総額の拡大効果の大きさを試算する。

キーワード:中間財の代替費用,経済復興過程,カスケード効果,経済成長理論,

1. はじめに

1970年代以降,産業連関分析や応用一般均衡モデ ルといった経済モデルを用い、災害による経済被害 の計量化に関する研究が蓄積されてきている(例え ばRose et al, 1997; Okuyama et al., 1999, 2004; Rose and Guha, 2004; Rose and Liao, 2005)。これら先 行研究は主にライフライン途絶の影響など非常に短 期的な影響を分析したものが多かった。一方で自然 災害に関するいくつもの実証的な研究により、災害 が地域経済のGDP(国内総生産)に与える負の影響は 大きくないことが指摘されてきた(例えばDacy and Kunreuther, 1969; Ellson et al., 1984: Albara-bartland, 1993; Tol and Leek, 1998)。そ の理由として被災後の建設需要がGDPを押し上げる 効果や、復旧時の設備の更新によって新規の生産技 術が導入されやすくなる効果が指摘されている(例 えばSkidmore and Toya, 2002; Benson and Clay, 2004; Cuaresma et al, 2008)。そのため、復興の過 程も含めて経済被害を計量化するような試みには関 心が払われることは少なく, 短期的な影響を取り扱 う経済モデルが開発されることが多かった。

しかし実際には復興にはコストがかかり、それを

まかなうために地域外から資金の借入を増加させる 場合がある。こうして増加した負債は被災地域の経 済のフロー(GDP)が回復した後もその地域に残存 し、地域経済に長期的に影響を及ぼす可能性がある。 しかし従来、多くの実証研究ではGDPのみに着目し て長期的な経済への影響が議論されることが多く、 こうした負債の効果も含めて長期的な災害の影響を 分析する試みは十分でなかった。著者ら(2008)はこう した問題意識から、復旧時の負債の増加により家計 の消費が長期的に減少しうることを経済成長モデル を用いて理論的な見地から指摘した。

また著者ら(2008)は同時に"カスケード効果"が経 済被害を甚大化させる大きな要因であることを指摘 した。本研究は地域間の中間財の代替にかかる費用 がカスケード効果を生む1つの重要な要因であるこ とを示すことを主要な目的の1つとする。もしある 中間財部門が被災すると中間財の供給が減少する。 このことが最終財部門の生産に影響を及ぼす場合が ある。これはしばしば"カスケード効果"と呼ばれ る。もし代替的な中間財が被災地域外から調達でき るなら,その被害波及効果は少なく押さえることが できよう。このことから中間財の代替にかかる費用 がカスケード効果を生む重要な要因となる可能性が ある。

また本研究は中間財の代替にかかる費用がカスケ ード効果による被害の拡大だけでなく、復旧のスピ ードにも影響することを示す。本研究は以下のよう な構造に着目する。もし代替の費用が高ければ、カ スケード効果が生じることで災害直後には経済被害 は大きくなる。この場合には甚大化する被害を少し でも減らそうと、復旧のインセンティブは比較的高 くなる可能性がある。一方、もし代替の費用が低け ればカスケード効果による被害波及効果が生じない が、復旧のインセンティブは比較的高くないことが 考えられる。このことから、復旧の過程もまた中間 財の代替にかかる費用によって影響を受ける可能性 が考えられる。

本研究ではこのような問題意識のもとで,中間財 および最終財を生産する2 つの産業部門を含む開放 型の経済成長モデルを構築し,以下の2点を明らかに する。

- ・地域間の中間財の代替にかかる費用が高いこと が要因となって、被災していない産業にも生産 量減少という「カスケード効果」が発生すること
- ・中間財の代替にかかる費用が高い場合にはカス ケード効果の発生と同時に、相対的に迅速な経 済の回復が実現されること

本論文は以下のような構成となる。2節では中間財 生産部門,最終財生産部門からなる2部門経済成長モ デルを定式化する。3節では2節で定式化された最適 化問題の解と市場均衡条件を示し,被災前の経済成 長経路を求める。4節では災害後の経済成長経路を中 間財の代替費用の大きさによって比較する。5節では 本研究の主要な結論と今後の課題を取りまとめる。

2. 開放型二部門経済成長モデルの定式化

2.1 中間財の代替にかかる費用

本研究は被災後に代替的な中間財を被災地外から 調達する際のコストに着目する。中間財を生産する 企業が被災した場合,最終財を生産する部門が生産 減少は軽減するために代替的な中間財を被災地外か ら調達しはじめる場合がある。代替的な中間財を地 域外から調達して投入し始めることは被災前に比べ コストの増加を招く可能性が考えられる。最終財部 門の企業は代替的な中間財の使用のために生産工程 の調整が必要となるかもしれない。一方で,被災し た中間財企業は被災地外に立地する自社工場の生産 能力を増強したり,他社の生産設備を借りたりする 経営努力により最終財企業への供給を継続しようと する場合がある。こうした対応は被災した工場から の技術の移転を必要とし、中間財企業にとっては生 産にかかる費用の増大につながる可能性がある。こ のことは最終財企業が入手可能な中間財の価格が被 災前に比べて高くなってしまうことにつながる。本 研究はこのような構造を考え、中間財の代替にかか る費用というのが被災地外から調達する際の価格と して表現できると考え、以下のモデル化を行ってい る。

2.2 モデルの定式化

(1)モデルの前提

当該国には中間財を生産する産業部門(以下中間 財部門)と最終消費財を生産する産業部門(以下最 終財部門)の2 つの産業部門があり、家計がいると する。中間財部門は最終財部門に中間財を供給する。 消費財は国際的に取引され、価格p で取引されると する。中間財市場は完全競争市場であり、openであ る。そのため国際的な取引が可能であると仮定する。 資本市場はopenであり利子率r は世界市場での均衡 により定まるものとする。当該国の保有資本が世界 全体での資本総量に比して十分小さく、当該国の資 本の変化が世界利子率には影響しないものとする。 このとき世界利子率をr とおくと、当該国にとってr は外生パラメータとなる。また家計は代表的家計を 仮定する。企業が資本を保有しており、家計は企業 の全株式を所有していると想定する。人口や労働に ついては国外への移動が容易でない国を想定し、人 口変動についても取り扱わないこととする。Fig.1 は分権経済モデルの概要である。

本研究では経済成長モデルは連続時間の動学的最 適化モデルとして定式化される(Ramsey,1928; Cass, 1965; Koopmans, 1965; Barro and Sala-i-Martin, 2004; Turnovsky, 1997)。このような経済成長モデルを災 害の影響の分析に用いたものとしては例えばIkefuji and Horii (2006)などがあるが、本研究のように負債 の増加の影響と中間財の代替の費用の影響に着目し たものはない。

(2)中間財部門の定式化

中間財部門は資本と労働を投入することによって 生産を行う。資本は国際市場での均衡により価格が 決まっているとし,価格を1とする。企業は資本を 所有し,投資の経路を決定する。投資には設備の据 付費用などの調整費用(Barro and Sala-i-Martin, 2004) がかかると仮定する。また, t時点の生産を $Y_1(t)$, 投資を $I_1(t)$,資本を $K_1(t)$,賃金率をw,調整費用関 数をT,雇用労働量を L_1 とする。以下では特に必要 がない限りtを省略して記述することにする。最大 化問題は以下のように定式化できる。

$$\max \int_0^\infty (qY_1 - I_1(1 + T(I_1 / K_1)) - wL_1)e^{-rt}dt \qquad (1)$$

s.t.
$$\dot{K}_1 = I_1$$
 (2)

$$K_1(0) = given \tag{3}$$

$$I_1 \ge 0 \tag{4}$$

ここで式(2) は資本の蓄積式である。 Hayashi(1982) に従い,調整費用は投資と資本に対し 一次同次と仮定する。また式(4) は,ひとたび導入 された資本は購入時と同じ価格では売却ができない という仮定である。これはしばしば投資の不可逆性 の仮定と呼ばれる。また本研究では労働の変化を取 り扱わないものとし,雇用労働量や賃金率 は後に述 べる定常状態における値で一定と仮定する。この最 大化問題はハミルトニアンを用いた最大値原理によ って解くことができる。

中間財部門の生産関数を $F(K_1, L_1)$ とする。また 中間財部門の資本のシャドウプライスを $\mu(t)$ とす る。当座,投資の不可逆性の条件を無視すると,最 適化の一階条件は式(2)と以下の3式からなる。

$$q \frac{\partial F}{\partial K_1} + \left(\frac{I_1}{K_1}\right)^2 T'(I_1 / K_1) + \dot{\mu} = \mu r \quad (5)$$

$$-1 + T(I_1 / K_1) - \frac{I_1}{K_1}T'(I_1 / K_1) + \mu = 0$$
(6)

$$\lim_{t \to \infty} K_1 \mu e^{-rt} = 0 \tag{7}$$

式(5)は、資本を1 単位増加するときの限界収入が 株主である家計の求める収益率と一致することを示 している。左辺第1 項は限界生産物の価値、第2 項 はキャピタルゲインの増分、第3 項は調整費用が減 少することによる収入の増分である。また式(6)は 1 単位の投資による費用増分がシャドウプライスと 一致する点で投資を決定することを示している。式 (7)は横断性条件である。

いま,

$$F(K_1, L_1) = A_1 K_1^{\alpha} L_1^{1-\alpha} \quad , \tag{8}$$

$$T(I_1 / K_1) = (\gamma / 2)(I_1 / K_1)$$
(9)

$$qA_{1}\alpha K_{1}^{\alpha-1}L_{1}^{1-\alpha} + (-1+\mu)^{2}/(2\gamma) + \dot{\mu}$$

$$= \mu r$$
(10)

$$I_1 / K_1 = (-1 + \mu) / \gamma \tag{11}$$

と書き直すことができる。

(3) 最終財部門の定式化

最終財部門の企業は、資本と中間財、労働を投入 することによって生産をおこない、キャッシュフロ ーの現在価値を最大化する。t時点における生産を $Y_2(t)$ 、投資を $I_2(t)$ 、資本を $K_2(t)$ 、雇用労働量 を L_2 、投入する中間財の量を $Z_1^2(t)$ と表す。以下で は特に必要がない限りtは省略して記述する。最大 化問題は以下のように定式化できる。

$$\max \int_0^\infty (pY_2 - qZ_1^2 - I_2 - wL_2)e^{-rt}dt$$
 (12)

s.t.
$$\dot{K}_2 = I_2$$
 (13)

$$K_2(0) = given, \tag{14}$$

$$I_2 \ge 0 \qquad . \tag{15}$$

ただし中間財部門と同様雇用労働量は一定と仮定する。最終財部門についても投資の不可逆性を仮定する。生産関数を $H(K_2, Z_1^2, L_2)$ とする。ハミルトニアンを用いて最大化問題をとくと最適化の一階条件は式(13)と以下の4式で表される。

$$p\frac{\partial H}{\partial K_2} - \lambda r = -\dot{\lambda} \tag{16}$$

$$-1 + \lambda = 0 \tag{17}$$

$$p\frac{\partial H}{\partial Z_1^2} = q \tag{18}$$

$$\lim_{t \to \infty} K_2 \lambda e^{-rt} = 0 \tag{19}$$

ここでえは最終財部門の資本のシャドウプライス である。式(16)は1単位資本を増加させるときの収 入の増分が株主である家計の求める収益率と一致す ることを意味している。式(17)は資本のシャドウプ ライスが1に保たれることを示している。式(18) は毎期の中間財の限界価値生産物が中間財価格に一 致することを示す式である。いま,

$$H(K_2, Z_1^2, L_2) = A_2 K_2^{\beta} (Z_1^2)^{1-\beta-\eta} L_2^{\eta} (20)$$

とする。このとき式(16)(17)(18)は以下のように 変形される。

$$pA_2\beta K_2^{\beta-1} (Z_1^2)^{1-\beta-\eta} L_2^{\eta} = r \qquad (21)$$



Fig. 1 Outline of the model

$$pA_2(1-\beta-\eta)K_2^{\ \beta}(Z_1^2)^{-\beta-\eta}L_2^{\eta} = q \quad (22)$$

(4) 家計の定式化

家計は労働所得と利子所得,配当所得を用いて消 費をおこない,残りを対外資産に投資する。本研究 では永久に生存する個人を仮定するが,これは子孫 の世代についても自己の効用と同じように割り引く 個人を仮定することと同じ事である(Blanchard and Fisher, 1989)。*t*時点における対外資産をAs(t), 消費をC(t),時間選好率を ρ ,中間財部門の企業 の配当を $\pi_1(t)$,最終財部門の企業の配当を $\pi_2(t)$ 労働供給量をLとすると,家計は以下の最大化問題 をとくことになる。

$$\max \int_0^\infty u(C) e^{-rt} dt \tag{23}$$

s.t.
$$A\dot{s} = wL + rAs + \pi_1 + \pi_2 - pC$$
 (24)

$$As(0) = given \tag{25}$$

$$\lim_{t \to \infty} As(t)e^{-rt} = 0 \quad . \tag{26}$$

式 (24) はNon Ponzi Game(NPG) 条件(Barro and Sala-i-Martin, 2004)であり、家計が借入によって無限 に効用を拡大することを防ぐ条件である。配当は企 業のキャッシュフローの余剰であり、利潤から投資 額を差し引いたものと定義される。すなわち $\pi_1(t)$, $\pi_2(t)$ は

$$\pi_1 = qY_1 - I_1(1 + T(I_1 / K_1)) - wL \quad (27)$$

$$\pi_2 = pY_2 - qZ_1^2 - I_2 - wL_2 \quad (28)$$

本研究では利子率が外生的に与えられることによる極端な挙動を避けるため、多くの先行研究(例えばTurnovsky 1997)に倣い $\rho = r$ との仮定をおく。 ハミルトニアンを用いて計算すると、最適化の一階 条件は

$$-u''(C)C/u(C) = r - \rho \tag{29}$$

となる。 $\rho = r$ との仮定をおくと、最適な消費経路は時間を通じて一定の消費を行う経路となる。

3. 平常時の経済成長経路

3.1 均衡条件

最終財部門の企業が中間財をすべて国内の企業から調達したと仮定した場合に国内市場で成立する中間財価格を $q_d(t)$ とする。式(22)と中間財市場の需給一致条件

$$Y_1(t) = A_1 K_1^{\alpha} L_1^{1-\alpha} = Z_1^2(t)$$
(30)

より、 $q_d(t)$ は次の式で表現される。

$$p(1-\beta-\eta)K_{2}(t)^{\beta}(A_{1}K_{1}(t)^{\alpha}L_{1}^{1-\alpha})^{-\beta-\eta}L_{2}^{\eta}$$

$$=q_{d}(t)$$
(31)

一方, q_{im}は最終財部門が外国から中間財を輸入

するときの価格とする。 *q_{im}* は外生的に決まり,一定と仮定する。最終財部門の企業は国外から中間財を輸入するか,国内の企業から調達するかを選択する。このとき企業はより低い価格で調達できる方を 選ぶ。すると,*q(t)* は次の条件式から決定される。

$$q(t) = \min\{q_d(t), q_{im}\}$$
 (32)

本稿では経済が次の条件を満たす状態からスタートすると仮定する。

$$q_d(t) \le q_{im} \,. \tag{33}$$

この場合,最終財部門の企業はすべての中間財を 国内の企業から調達する。そのため国内の中間財の 需給は一致し,式(30)が成立し,価格は国内の均衡か ら $q_d(t)$ に決まる。また家計も含めた大域的な均衡

条件は

$$As + I_1 + I_2 = rAs + pY_2 + qY_1 - qZ_1^2 - C - I_1T(I_1 / K_1)$$
⁽³⁴⁾

となる。右辺は経常収支, 左辺は資本収支を表す。

3.2 定常状態の存在

企業部門の一階条件は式(2) (7) (10) (11) (13) (19) (21) (22)からなる。(32)(33)から中間財の価格は国内 の中間財の需給一致条件(30)から決まる。一階条件と (30)に留意して整理すると,最終的に式(2)(13)と横断 性条件(7)(19),初期値,以下の3式からなる微分方程 式系が得られる。

$$I_1 / K_1 = (-1 + \mu) / \gamma$$
 (35)

$$pB\beta K_2^{\beta-1} K_1^{\alpha(1-\beta-\eta)} \Theta = r$$
(36)

$$pB\alpha(1 - \beta - \eta)K_{2}^{\beta}K_{1}^{\alpha(1 - \beta - \eta) - 1}\Theta + (-1 + \mu)^{2}/(2\gamma) - \mu r = -\dot{\mu}$$
(37)

この微分方程式系において $\dot{K}_1 = 0$, $\dot{\mu} = 0$ とする ことにより定常状態での資本量 K_1^* , K_2^* ,が以下 のように求まる。

$$K_1^* = \left(\frac{Bp\beta}{r}\right)^{\frac{1}{\theta}} \left(\frac{\alpha(1-\beta-\eta)}{\beta}\right)^{\frac{1-\beta}{\theta}} \Theta^{\frac{1}{\theta}}$$
(38)

$$K_{2}^{*} = \left(\frac{Bp\beta}{r}\right)^{\frac{1}{\theta}} \left(\frac{\alpha(1-\beta-\eta)}{\beta}\right)^{\frac{\alpha(1-\beta-\eta)}{\theta}} \Theta^{\frac{1}{\theta}}(39)$$

ただし、 $\theta = (1-\alpha)(1-\beta) + \alpha\eta$, $B = A_1^{1-\beta-\eta}A_2$ 、 $\Theta = L_1^{(1-\alpha)(1-\beta-\eta)}L_2^{-\eta}$, とお いた。このとき、シャドウプライスについて $\mu^* = 1$, 投資量について $I_1 = 0$, $I_2 = 0$ が成り立つ。 式(2)(10)(19)(20)(21)はさらに以下の式(24)(25)のよ うに書き換えることができる。

$$K_1 / K_1 = (-1 + \mu) / \gamma$$
 (40)

$$pB\alpha(1-\beta-\eta)\omega^{-\frac{\beta}{1-\beta}}K_{1}^{\alpha-1-\frac{\alpha\eta}{1-\beta}}\Theta + (-1+\mu)^{2}/(2\gamma) - \mu r = -\dot{\mu}$$
(41)

ただし, $\omega = (K_2^*)^{\beta-1} (K_1^*)^{\alpha(1-\beta-\eta)}$ とおいた。こ れを K_1^* , μ^* のまわりで線形化すると,

$$\begin{pmatrix} \dot{K}_1 \\ \dot{\mu} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & K_1^* / \gamma \\ \Omega & r \end{pmatrix} \begin{pmatrix} K_1 - K_1^* \\ \mu - \mu^* \end{pmatrix}$$
(41)

となる。ただし

$$\Omega = \frac{r}{K_1^*} \frac{(1-\alpha)(1-\beta) + \alpha\eta}{1-\beta} > 0$$
 (43)

とおいた。これを位相図に描くとFig. 2のようになり、定常状態とそこに至る鞍点経路が存在することがわかる。



Fig. 2 Existence of steady state and saddle point path

また各産業部門の雇用量や賃金率は、定常状態にお ける労働市場の均衡から決定され、その値から変化 をしないと仮定する。この労働市場の均衡において は、両部門での限界価値生産物が等しくなり、それ が賃金率に一致する。すなわち

$$q \frac{\partial F}{\partial L_1} = p \frac{\partial H}{\partial L_2} = w, \qquad (44)$$

が成り立つ。これと中間財市場の需給一致条件,労 働市場の需給一致条件 L₁ + L₂ = L に留意すること で,定常状態の各産業部門の雇用量が決まる。

3.3 消費

ρ = *r* の場合,最適な消費経路は常に一定の消

 費水準をとることになる。予算制約式を積分し、N

 PG条件を用いるとその値*C*₀ は効用関数によらず、

$$\frac{r}{p} \left(As(0) + \int_0^\infty (pY_2 - \Phi(I_1, K_1) - I_2) e^{-rt} dt \right) \quad (45)$$

となる。ただし、調整費用を含めた投資量を $\Phi(I_1, K_1)$ とおいた。

3.4 貯蓄

家計は所得から消費を差し引いた分を対外資産に よって貯蓄する。 貯蓄 $A\dot{s}$ は予算制約式と C_0 の値を 用いて

 $wL + \pi_1 + \pi_2 - r \int_0^\infty (wL + \pi_1 + \pi_2) e^{-rt} dt$ = $A\dot{s}$ (46)

と書ける。これは将来所得の現在価値に基づく消費 を上回る収入がある場合には貯蓄がなされるが,そ うでない場合にはその取り崩しが生じることを意味 する。

3.5 投資

中間財部門の投資は式(19)から求まる。最終財部門の投資は式(20)を満たすように各期の K_1 の値に応じて K_2 を調整するように決まる。ただし投資の不可逆性を考慮するものとする。

3.6 移行動学

初期の資本ストック $K_1(0)$ が与えられると、それ に対する μ がsaddle point path から決まる。すると中 間財部門の投資が式(19)から決まる。例えば $K_1(0)$ < K_1^* のときは投資により資本が蓄積され、生産が 増加していく。それにともない μ が低下していき、 やがて定常状態に達する。このとき、最終財部門の 資本も定常状態の値に収束する。

4. 災害後の経済回復過程の分析

定常状態のある時点 τ で災害が生起するとする。 本研究では災害により中間財部門の資本のみが離散 的に減少するシナリオを想定する。減少したあとの 資本量を K_1^- とする。被災後,中間財部門の企業は K_1^- を所与として,被災時点で評価したキャッシュ フローの現在価値を災害化するように投資,資本の 経路を決定する。ただし被災後の労働市場の変化は 取り扱わないものとし,労働賃金率や各生産部門の 雇用労働量は被災前の均衡から決定される水準から 変化しないと仮定する。この節では,中間財の代替 にかかる費用の大きさを変えて,被災後の経済成長 経路を比較する。

以下では $\tau = \tau^+$ において条件(33)が成り立つか どうかによって、2つのパターンの経済成長経路が 現れる。これは q_{im} の大きさ、すなわち中間財の代 替にかかる費用の大きさによって決まる。代替費用 が高く、条件(33)が $\tau = \tau^+$ において成り立つ場合、 最終財企業は被災地外から中間財を輸入することは ない。代替費用が低く、条件(33)が $\tau = \tau^+$ において 成り立たない場合、最終財企業は被災地外から中間 財を輸入する。以下ではこの2つのパターンが詳細に 分析される。

4.1 ケース1:中間財の代替にかかる費用が 高い場合

はじめに、中間財の代替にかかる費用が高く、す なわち q_{im} が高く,条件(33)が $\tau = \tau^+$ において成り 立つ場合を考える。この場合,最終財企業は被災地 外から中間財を輸入することはない。よって中間財 市場の国内の需給一致条件(30)が満たされる。各産業 部門で投資の不可逆性が拘束的にならないと仮定す ると,ハミルトニアンを用いて一階条件を求め,平 常時と同様の一階条件式(2) (9) (10) (11) (13) (21) (22)と市場均衡条件が得られる。これらと初期値によ って被災後の経済成長経路が決まる。しかし調整費 用の存在から、中間財部門の生産は瞬時には回復せ ず生産の低下が生じる期間が存在する。最終財部門 が被災しない場合, 被災直後にその資本量 は変化し ないために、式(36)から求まる最適な水準よりも 最終財部門において資本が余分にあることになり, その限界生産性が低下する。これは最終財部門の資 本のて時点でのシャドウプライスが1を下回ること になる。このとき最終財部門にとっては、所有する

資本が価格1で売却できるならば、負の投資をする ことが最適となる。負の投資にかかる調整費用がゼ ロであれば、最終財部門は瞬時に資本を売却し最適 な資本の水準に調整する。しかし実際には、一度導 入した資本を導入時と同じ価格で売却することは難 しい。本研究では一度導入した資本の売却の際の価 格が非常に低いと仮定する。このとき最終財部門は すでに導入してある資本を売却することはせず、資 本を被災前のまま据え置いておくことを選択する。 すなわち $I_2 = 0$ となる。このとき復旧過程を表す 方程式は式(40)と以下の式と横断性条件(7)、初期値 からなる。

$$pB\alpha(1-\beta-\eta)(K_2^{*})^{\beta}K_1^{\alpha(1-\beta-\eta)-1}\Theta + (-1+\mu)^2/(2\gamma) - \mu r = -\dot{\mu}^{(47)}$$

中間財部門の資本が減少することで中間財部門の 資本の生産性が上昇し、シャドウプライスが上昇す る。その後、中間財部門の資本の回復とともに元の 均衡点まで戻ってくる。もとの均衡点に達したとき、 最適資本比率が達成される。中間財部門の資本の生 産性が上昇することから、株主である家計にとって は復旧のための資金を調達するインセンティブがあ る。家計にとっては中間財部門への資金供給による 収入の増加分が利子所得の機会費用に一致するまで は資金供給を行う。この資金供給によって家計は負 債を増加させる。その効果が残存しつづけることか ら、消費は資本や生産の復旧した後も長期的に低下 したままとなるのである。

以上で述べたことを数値計算を用いて図示してみ る。関数は前出のものを用い, $\alpha = 0.75$, $\beta = 0.65$, $\eta = 0.25$, $\gamma = 0.5$, p = 1000, L = 1, $A_1 = 20$, $A_2 = 1$ として数値計算を試みた。ただし平常時における対 外資産, すなわち $As(\tau)$ をゼロとおいた。中間財部 門の99%が失われる場合を計算した。数値計算には 先行研究に倣い, Time Elimination Method (Mulligan and Sala-i-Martin, 1993) を用いた。

Fig. 3 に各産業部門と家計部門の復旧過程の数値 計算の結果を示す。Fig.3のパネル(a)と(b)は中間財 部門と最終財部門の資本の回復過程を示している。 横軸は被災後の時刻を表している。値は定常状態の 値で基準化されている。パネル(b)は最終財部門の資 本が減少しないことで被災後も一定の値となってい ることを表している。Fig.3のパネル(c)と(d)は中間財 部門と最終財部門の生産量の回復過程を示したもの である。パネル(d)は資本の損傷しない最終財部門で も災害後に減少していることを示している。同時に,

中間財の需給一致条件から、パネル(d)はGDPの回復 過程をも示している。パネル(e)は中間財部門におけ る復旧の投資を示している。パネル(f)は中間財の価 格を示すものである。パネル(f)をみると、中間財の 価格が災害後に上昇することがわかる。パネル(g)は 家計の対外資産の推移を示している。パネル(g)では 災害後に対外資産が負の値として増大していくこと が示されている。これは災害後に家計の対外負債が 増加することを示している。これは家計が借入によ って中間財部門の復旧の資金を確保し、中間財部門 に資金を供給することによって生じる。これは中間 財部門が生み出す限界生産物の価値が被災後に市場 利子率を上回ることから生じる。パネル(h)は家計の 消費の推移を示している。パネル(h)は家計の消費が GDPが回復した後にも低下したままになっているこ とを示している。これは家計の負債が増加し、利子 支払いが増加することによって生じると考えること ができる。すなわちGDPが被災前の水準に回復した あとも,負債の増加の影響が長期的に家計の消費の 減少の形で残存する可能性があることがここまでの 議論から示唆される。

4.2 ケース2:中間財の代替にかかる費用が 小さい場合

中間財の代替にかかる費用が小さく,すなわち q_{im} が低く,条件(33)が $\tau = \tau^+$ において成立しない 場合を考える。この場合,被災直後,条件(32)から $q(t) = q_{im}$ が導かれる。被災地内の最終財企業は被 災地外から中間財を輸入することを決定する。もし 投資の不可逆性を考慮しない場合,一階条件は $q(t) = q_{im}$ の条件の下で,(2)(10)(10)(11)(13)(20) (21)と,横断性条件(7)(19)からなる。式(20)(21)を K_2 , Z_1^2 についてとくと,

 $K_2 = (pA_2\beta/r)^{1/\eta}(r\sigma/(q\beta))^{\sigma}L_2$ (48) $Z_1^2 = (pA_2\beta/r)^{1/\eta}(r\sigma/(q\beta))^{(1-\beta)/\eta}L_2$ (49) が得られる。ただし $\sigma = 1 - \beta - \gamma$ とおいた。いま $q^* < q_{im}$ が成り立っているので、式(48)から、最終 財部門の企業は資本量を K_2^* から減少させようと する。よってケース1と同様に、投資の不可逆性の 条件が制約的となり、 $I_2 = 0$ となる。このとき経済 は式(2)、(10)、(11)、(22)と $K_2 = K_2^*$ に従って成長を 始める。これらの式から、式(40)と次式からなる微分 方程式系が得られる。

$$q_{im}A_{1}\alpha K_{1}^{\alpha-1}L_{1}^{1-\alpha} + (-1+\mu)^{2}/(2\gamma) + \dot{\mu}$$

$$= \mu r$$
(50)

以下では K_1^{**} と μ^{**} を式(40)と(50)に $\dot{K}_1 = \dot{\mu} = 0$ を代入して得られる値とする。式(40)(50)を K_1^{**} , μ^{**} のまわりで線形化すると

$$\begin{pmatrix} \dot{K}_1 \\ \dot{\mu} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & K_1^{**} / \gamma \\ \Omega_l & r \end{pmatrix} \begin{pmatrix} K_1 - K_1^{**} \\ \mu - \mu^{**} \end{pmatrix}$$
(51)

が得られる。ただし

$$\Omega_l = q_{im} A_1 lpha (1-lpha) (K_1^{**})^{lpha-2} L_1^{1-lpha} > 0$$
である。よ

って式(40)(50)は定常状態とそこに至る鞍点経路が 存在することがわかる。

資本が回復するに従い、 K_1 が増加し q_d は低下す



Fig3 A numerical simulation for a restoration process after a disaster when the cost of substitution is high

る。するといずれ,条件(33)が満足する水準まで q_d が低下する。以下では $q_d = q_{im}$ を満足するような K_1 の値を K_1^{***} とおくことにする。ひとたび式(33) が成立し K_1 が K_1^{***} の水準に達すると,最終財部門 の企業は中間財を国外から輸入することをやめ,国 内の中間財企業から調達しはじめる。するとこのあ と経済はケース1と同じ条件式に基づいて成長を始 める。

Fig.4 はこのケースの1つの数値計算例である。シ ミュレーションを単純化するために、本稿では代替 の費用がゼロという極端なケースを例に挙げる。こ のとき $q_{im} = q^*$ が成り立つ。生産関数や調整費用関 数は前出のものを用い,パラメーターの値や中間財 部門の資本の被害程度もケース1と同じとする。 Fig. 4のパネル(a)は中間財部門の資本の回復過程を 示している。値は定常状態の値で基準化されている。 パネル(b)は最終財部門の資本と生産の推移を示し たものである。いま $q_{im} = q^*$ としているため、ケー ス1と異なり、カスケード効果が生じない。そのた めに最終財部門の生産減少は現れない。Fig. 5のパネ ル(c)(d)は中間財部門の生産の推移とGDPの推移で ある。Fig. 3とFig. 4のGDPの回復過程を比較すると, 以下のようなことがわかる。中間財部門の資本の 99%が被災するシナリオでは被災直後のGDPの低下 幅はケース2よりケース1の方が大きい。これは中 間財の代替にかかる費用が大きいことでカスケード 効果が生じ,GDPを大きく低下させることを意味して いる。一方, GDPの回復スピードはケース1の方が早 い。これは復旧の投資がケース1においてより迅速 になされることによって生じる。これはFig.4のパネ ル(a)(e)によって示される。これは以下のような構 造に基づいて説明される。被災直後,中間財価格 q は ケース1の方がより高いため、中間財部門の資本の限 界生産物の価値はケース1の方が大きい。このこと がケース1においてより復旧の投資を促すことにな る。

このことは言い換えれば次のように解釈をするこ とができる。中間財の代替の費用が高い場合,カス ケード効果により経済被害が拡大するために復旧の インセンティブが高い。一方で代替の費用が高くな い場合,カスケード効果は生じず経済被害は比較的 大きくならない。そのために復旧のインセンティブ は比較的高くない。 以上のように、中間財の代替の費用が経済被害の 大きさだけでなく、経済の回復スピードにも影響す る可能性があることを示すことができた。

5. 中間財の代替にかかる費用の大きさが経済 被害総額に与える影響

次に中間財の代替にかかる費用の大きさが経済 被害総額に与える影響を分析する。上述の通り, 代替の費用が経済被害の大きさだけでなく、経済 の回復スピードにも影響するならば、カスケード 効果が最終的に被害を拡大させるかどうかは自明 ではない。それを評価するには回復の過程も考慮 して被害を評価する必要がある。しかし回復の過 程も考慮して被害を評価する方法については根強 い混乱があり、しばしば二重計算をともなう計測 がなされることもある(Rose, 2004; Cochrane, 2004)。著者ら(2008)はこのような現状に問題意識 をもち、経済の回復の過程も考慮した場合の経済 被害総額を整合的に評価する方法を提案してきた。 それによれば経済被害総額は各産業部門の付加価 値減少額の現在価値と復興のための投資額の和で 評価することができる。

Table1は上述のケース1とケース2の数値計算 例において、著者らの方法に従って被害総額を求 めたものである。Table.1 においてForegone Net Revenueとは各産業が生み出す付加価値の 減少額を示す。そのうちPrimary Effect とはカ スケード効果が生じない場合の被害額を示し, Cascade Effect とはカスケード効果が生じるこ とによる被害の拡大分を示す。各項目のCascade Effect の値は、カスケード効果が生じない場合の 被害の値と,カスケード効果が生じる場合の被害 の値を計算し、その差を計算することで求めてい る。Table.1 を見ると、中間財の代替にかかる費 用が大きい場合の方が経済被害総額が大きいこと がわかる。それは代替の費用が小さい場合の約1.5 倍である。言い換えれば、カスケード効果によって 経済被害が1.5 倍にも拡大される効果がある可能 性があることが示されたといえる。Table.1 にお いて、中間財部門のForegone Net Revenue (Cascade Effect) は負の値である。これは2 つの 要因から生じている。1つは、代替の費用が高い 場合には中間財部門の生産の回復スピードが速い ことである。もう1 つは、代替の費用が高い場合 には中間財価格の上昇があることである。これら により代替の費用が高い場合の方が中間財部門の 生産減少額が小さくなっているのである。また中 間財部門のRestoration Investment (Cascade



Fig.4 A numerical simulation for a restoration process after a disaster when the cost for substitution is high

Effect) は正の値である。これは中間財が非代替 的である場合の方が被災直後により大きな復興投 資が行われるからである。また,最終財部門の Foregone Net Revenue (Cascade Effect) は中 間財が非代替的である場合に正であり,その影響 が経済被害総額の拡大において最も大きな影響を 及ぼしている。 Table 1: Comparison of total economic loss and its contents between the cases in which the cost of substitution is high and

low

		Cost of Substitution of Intermediate good	
		High	Low
Intermediate good sector			
Foregone Net Revenue	(Primary Effect)	3.01	3.01
	(Cascade Effect)	-2.70	0
A Foregone Net Revenue	Subtotal	0.31	3.01
Restoration Investment	(Primary Effect)	0.52	0.52
	(Cascade Effect)	1.72	0
B Restoration Investment	t Subtotal	2.24	0.52
Final good sector			
Foregone Net Revenue	(Cascade Effect)	2.87	0
C Foregone Net Revenue	Subtotal	2.87	0
Total loss=A+B+C		5.44	3.03
			$\times 10^{1}$

6. まとめ

本稿は地域間の中間財の代替にかかる費用に着目 し、それが被災後の経済回復過程に及ぼす影響につ いて考察した。そのために中間財を考慮した経済成 長モデルを構築した。本稿は中間財の代替にかかる 費用がカスケード効果によって経済被害が拡大する 重要な要因となることを指摘した。その上で、代替 の費用が経済被害の大きさだけでなく、経済の回復 スピードにも影響を与える可能性があることを示し た。代替の費用が高い場合、被災直後に中間財価格 がより上昇するため、中間財部門の資本の限界生産 物の価値が大きくなる。このことがより復旧の投資 を促すことになる。このことは言い換えれば、中間 財の代替の費用が高い場合、カスケード効果により 経済被害が拡大するために復旧のインセンティブが 高くなると解釈することができる。

一方,代替の費用が高くない場合,カスケード効 果は生じず経済被害は比較的大きくならない。その ために復旧のインセンティブは比較的高くない。そ のためこの場合は回復のスピードが比較的速くない。

本稿では2つの単純な場合について経済の回復過 程の数値計算例を示した。今後は代替の費用に関す る他のケースについても計算を試みる必要があろう。

本稿の主要な目的は著者らの基本的なアイデアを 示すことであり、そのためにモデルの設定は実際の 地域経済を表現できるものとはなっていない。その ため本稿で示すモデルは実際の地域経済の回復過程 を推定するものではない。今後はCGEモデルなどの 地域経済モデルを用いて実際の地域経済の回復過程 を推定できるようにする必要がある。

参考文献

- 中野一慶・多々納裕一(2008): 産業間の相互依存性 を考慮した自然災害による経済被害の整合的評価 方法, 土木計画学研究・論文集, Vol.25, No.1, pp.255-266.
- Alabala-Bertrand. J.M., (1993): The Political Economy of Large Natural Disasters with special reference to developing countries, Oxford.
- Barro R.J.and X.Sala-i-Martin, Economic Growth, 2nd-ed, MIT-Press, 2004.
- Blanchard O.J. and S.Fisher.(1989): Lectures on Macroeconomics, MIT Press
- Benson and Clay(2004): Understanding the economic and financial impacts of natural disasters, World Bank.
- Cochrane H. (2004): Economic loss: myth and measurement, Disaster Prevention and Management, Vol.13, No.4, pp290-296.
- D.Cass,,(1965) "Optimum growth in an aggregative model of capital accumulation", Review of Economic

Studies, vol.32, pp.233-240.

J.C.Cuaresma, J.Hlouskova and M.Obersteiner (2008): Natural Disasters as Creative Destruction? Evidence from Developing Countries, Economic Inquiry, Vol.46,No.2, pp.214-226.

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

Ellson R.W., J.W.Milliman, and .B. Roberts,

"Measuring the regional economic effects of earthquakes and earthquakes predictions", Journal of Regional Science, vol.24, no.4, pp.559-579, 1984.

F.Hayashi, (1982) "Tobin's marginal and average q: a neoclassical interpretation"., Econometrica, vol.50(Jan.), pp.213-224.

M.Ikefuji and R.Horii (2006): Natural disasters in a two-sector model of endogenous growth, Discussion Papers in Economics and Business, Osaka University.

T.C.Koopmans,"On the concept of optimal economic growth" in The Economic Approach to Development Planning, Amsterdam:North-Holland, 1965.

C.B.Mulligan and X.Sala-i-Martin, (1993) "Transitional dynamics in two-sector models of endogenous growth", The Quarterly Journal of Economics, vol.108, no.3, pp.739-773.

Y.Okuyama, G.J.D.Hewings, and M.Sonis, "Measuring Economic Impacts of Disasters: Interregional Input-Output Analysis Using Sequential Interindustry Model", in Modeling Spatial and Economic Impacts of Disaster, Y.Okuyama and S.E.Chang, Eds. Advances in Spatial Science, Springer, 2004, pp.13-36.

Okuyama, Hewings, and Sonis, (1999) "Economic Impacts of an Unscheduled, Disruptive Event: A Miyazawa Multiplier Analysis", in Hewings, Sonis, Madden and Kimura (eds) Understanding and Interpreting Economic Structure, Berlin, Germany; Springer- Verlag, pp.113-144.

Rose, A. (2004) "Economic Principles, Issues, and Research Priorities in Hazard Loss Estimation", in Okuyama, Y. and Chang, S.(eds) Modeling Spatial and Economic Impacts of Disaster, Springer, pp.13-36.

A.Rose,, J.Benavides, S.E.Chang, P.Szczesniak, and D.Lim, (1997): "The Regional conomic impact of an earthquake: Direct and indirect effects of electricity lifeline disruptions", Journal of Regional Science, Vol.37, pp.437-458.

A.Rose and G.S.Guha, (2004): "Computable general equilibrium modeling of electric utility lifeline losses from earthquakes", in Y.Okuyama and S.E.Chang, Eds., Modeling Spatial and Economic Impacts of Disaster, Springer, 2004, pp.119-142."

Rose.A, Liao.S.Y.(2005): Modeling regional economic esilience to disasters: A computable general equilibrium analysis of water service disruptions, Journal of regional science, Vol.45, No.1, pp.75-112.

F.P.Ramsey, (1928) "A Mathematical theory of saving", Economic Journal, vol.38, no.152, pp.543-559, 1928.

Skidmore and Toya: Do Natural Disasters Promote Long-run Growth?, Economic Inquiry, Vol.40, No.4, pp.664-687.

R.Tol and F.P.M.Leek, (1999) "Economic analysis of natural disasters", in Climate, Change and Risk, T.E.Downing, A.A.Olsthoorn and R.Tol, Eds., Toutledge, pp.308-327.

S.Turnovsky, International Macroeconomic Dynamics, MIT Press,1997.

Economic Recovery Process Taking into Account the Cost of Substitution of Intermediate Goods: Based on a Two-sector Economic Growth Model

Kazuyoshi NAKANO^{*} and Hirokazu TATANO

* Graduate School of Informatics, Kyoto University

Synopsis

This paper focuses on the cost of substitution of intermediate goods and investigates how it affects economic recovery process after a natural disaster. This paper develops a economic growth model with final good sector and intermediate good sector to illustrate that the cost of substitution of intermediate goods is an important factor for expanding economic loss by inducing the "cascade effect." In addition, it illustrated that the cost of substitution can affect not only the amount of economic loss but also economic recovery speed.

Keywords: Cost of Substitution of Intermediate good, Economic recovery process, Cascade effect, Economic growth theory

設計照査の民間委託に伴う入札タイミングに関する研究

吉田護^{*} · 多々納裕一

* 京都大学大学院工学研究科都市社会工学専攻

要 旨

民間の知識・技術を有効に活用するため、公共事業の設計照査の民間委託が実施される ようになってきた。しかし、公共主体は民間業者による検査の質を確認することは難しく、 仮に民間業者が利益を求める場合には、公共建築物の安全性は確保されない。本稿は、設 計照査の民間委託に伴い発生しうる、設計者と検査者の間の4種類の結託メカニズムをモ デル化する。さらに、これらの結託を防ぐ枠組みとして、設計照査の検査結果に基づく設 計契約、検査契約を設計する。このとき、設計者が設計図書を作成した後に設計照査業務 の入札を実施することで、結託が発生しにくい環境が実現し、さらに公共主体から設計者、 検査者に支払う報酬が小さくて済むことが示される。

キーワード:設計照査,民間委託,結託,入札タイミング

1. はじめに

近年,民間の知識・技術を活用するため,設計 照査の民間委託がなされるようになってきてい る。技術系公務員の不足が問題視されている地方 部においては特に,こうした設計照査の外部委託 が増加していくことが予想される。しかし,公共 機関の実施する検査と民間機関の実施す検査で は,その実施主体のインセンティブにおいて根本 的に異なる。そのため,どのように照査業務を委 託した民間機関を規律付けるかは,社会基盤整備 全体の信頼性にも通じる重要な課題である。

仮に、受託した民間機関が設計照査の際に利益 を求めた場合、適切な照査業務を実施しない場合 も起こるだろう。また、たとえ検査者が不備を見 つけたとしても、設計者との結託によりそれを意 図的に公共機関に報告しない場合も発生しうる。 設計段階での不備は、施工段階、維持管理段階に まで影響を及ぼす。さらに、地震の発生等に伴う 構造物の倒壊は、時として設計段階の不備を明ら かにするが、それには莫大な人的・経済的被害を 伴う可能性がある。そのため、耐震性等に関わる 重大な不備を含まない設計図書が作成されるよ う,設計者,検査者に適切なインセンティブを付 与することは極めて重要な課題だろう。

こうした研究動機のもと、本研究では設計図書 の照査業務を民間業者に委託する場合に発生し うる、設計者、検査者が引き起こすモラルハザー ド及び結託の問題に着目し、それを防ぐ枠組みの 一つである検査結果に依拠した報酬スキームの あり方について数理モデルを構築し分析を行う。 さらに、検査者の選択タイミングが、こうしたモ ラルハザード及び結託を防ぐために必要な費用 に影響を与えることを示す。一部の近視眼的な設 計者、検査者の存在は、社会基盤整備全体の信頼 性を損ない兼ねない危惧すべき問題である。検査 を市場に委ねる上で、良者が評価され、かつ悪者 が市場から駆逐される社会制度を構築すること は極めて重要な研究課題である。

以下,2章では本研究の基本的枠組みについて 明らかにする。3章では,基本モデルとして,検 査者が引き起こすモラルハザード問題のみに着 目し,それを防ぐ検査結果に依拠した報酬スキー ムの枠組みについて分析する。4章では,基本モ デルにさらに設計者,検査者間で発生しうる結託 の問題を加えた上で,それを防ぐ報酬スキームの 枠組みについて分析する。なお、本研究では4 種 類の結託のタイプを取扱う。さらに、公共主体が 検査者を選択するタイミングの影響について分 析する。最後に、5章において、得られた知見を まとめる共に今後の課題を述べる。

2. 本研究の基本的考え方

2.1 既往研究

結託の問題に関して,契約理論の中で数多くの 研究蓄積が存在する。中でも, Tirole (1986)は, 依 頼人, 請負人, 監督者 (principal/agent/supervisor) の関係性の中の,請負人,監督者間の結託の問題 に 関 し て 先 鞭 を つ け た 。 Tirole は , principal-agent-supervisor (auditor) の三層構造の 中で,請負人にとって不利な生産性のタイプに関 する情報を監督者が隠匿する代わりに,請負人か らsupervisorに賄賂報酬が支払われる結託(事後の 結託)をはじめて分析し,結託防止条件を考慮した 最適報酬契約を導出した。なお,監督者に関して, 非効率的なタイプの請負人を発見し、それを依頼 人に報告した場合は,他の場合と比較してより大 きな報酬が得られるよう報酬を設定することで, 依頼人は結託を防ぐことが出来ることが導出さ れている。また, Kofman (1993) はTiroleの分析 をもとに, 監督者を検査する中立的な監督者を導 入した上で,請負人への罰則の上限に応じた請負 人, 監督者の最適報酬契約について分析している。 その中で請負人への罰則の上限と検査者への報 酬が相殺されること,必ずしも非効率的な請負人 への罰則が有効でないことが示されている。

また,これらのモデルは監督者の検査時の努力 水準に関する意思決定問題を含んでいないのに 対して,Mehmet (2006)はTiroleの枠組みを検査 時の努力水準に関する意思決定問題を含んだ形 へと拡張している。その中で,監督者が検査を実 施する前の段階で請負人と賄賂契約を結び,意図 的に検査を実施しないタイプの結託(事前の結 託)の問題を考慮した最適報酬契約について分析 している。このとき,検査費用が小さい場合には 事前の結託は無視可能であることが示されてい る。

本研究においても,設計照査の委託に伴う公共 主体(principal) - 設計者(agent) - 検査者(auditor) の三層構造を考えている点で,これらの研究の流 れを汲むものである。しかし,これらの研究が請 負人の生産性に関するタイプの情報の非対称性 の問題を対象にしているのに対して,本研究では, 設計者の生産性タイプは同一と仮定した上で,設 計者の作成物である設計図書の質に関する情報 の非対称性の問題を取り扱っている点は注意が 必要である。特に,不備を含む設計図書は,修正 または再設計することで,要求性能を満たす設計 図書に書きなおすことが可能である。このとき, 設計者は,設計図書の不備が発覚したときに負担 する修正費用,再設計費用を避けるために,検査 者との間で結託行為に及ぶ誘引を持っている。こ のとき,後のモデル分析で示すように,公共主体 にとっては,事前の結託が常に重要な問題である という新たな結論を導く。

本研究では、設計者、検査者が引き起こすモラ ルハザード問題、さらに4種類の結託の可能性を 考慮した検査結果に基づく報酬スキームの枠組 みについて分析する。

- -結託a:設計図書の作成以前の段階で、当該設計図書を合格させる代わりに設計者が検査者に賄賂を渡す賄賂契約を結んだ後に、設計者が設計時に努力水準に関する意思決定を下すタイプの結託
- -結託b::設計者が設計図書の作成時に努力し、
 設計者が検査者に賄賂を渡す賄賂契約
 を結ぶタイプの結託
- -結託c:設計者が設計時に努力をせず、その後に 当該設計図書を合格させる代わりに設 計者が検査者に賄賂を渡す賄賂契約を 結ぶタイプの結託
- -結託d:設計図書の不備を示す情報を獲得した 検査者に対して,設計者は賄賂をわたす 代わりに情報を隠蔽してもらいタイプ の結託

事前,事後の結託はそれぞれ結託a,結託dに相 当する。本論文ではさらに,設計者が設計時の意 思決定を下した後に発生する結託b,cを考慮して いる点も既存の研究に無い新しい点である。これ ら4つの結託の問題を考慮することで,後述する ように,どのタイミングで検査者を選択するか, 検査者の入札のタイミングが極めて重要な問題 となる。検査者の選択タイミングについて言及し た論文は筆者が知る限り存在しておらず,理論的 知見,政策的示唆の観点からも重要な分析である と考えられる。

設計者と検査者間の結託の可能性は,構造物の 品質を確保し,地震被害を軽減させる上では極め て重要な問題である。市場に検査を委ねていく中 で、公共主体はこれらを防ぐ制度を構築する必要 性があることは言うまでもない。本研究では、以 上のような問題意識の下で、設計者と検査者の間 で発生する4種類の結託メカニズムについてモデ ル化すると共に、結託を防ぐ検査結果に基づく報 酬スキームの枠組みについて分析する。

2.2 本研究の基本的立場

土木設計業務共通仕様書には、公共工事の設計 段階において、設計業務の受注者側は照査技術者 をおくことが定められている。しかし、近年、設 計図書の不備に気がつかず,設計図書どおりの施 工をし,その後,耐震性の不足等に代表される重 大な欠陥が発見されるケースは多い。一旦施工さ れてしまえば、それを補修する費用は大きいもの とならざるを得ないため,設計業者が負うリスク も大きい。設計図書の段階でその不備を発見し, 設計図書を修正する場合の方が費用は一般に小 さいため,設計段階において不備を発見すること が大変重要となる。 設計者と検査者間の結託の 可能性は、構造物の品質を確保し、地震被害を軽 減させる上では極めて重要な問題である。市場に 検査を委ねていく中で,公共主体はこれらを防ぐ 制度を構築する必要性があることは言うまでも ない。本研究では、以上のような問題意識の下で、 設計者と検査者の間で発生する4種類の結託メ カニズムについてモデル化すると共に,結託を防 ぐための枠組みである検査結果に基づく報酬ス キームについて分析する。なお、現実には建設業 者が設計図書の瑕疵を見つける場合も多い。また, 建設業者が機会主義的な行動をとるとき、設計者 と建設業者の間で,建設費用を抑えるための結託 も発生しうるだろう。これらの問題は本研究の枠 組みを超えるためこれ以上は言及しないが、設計 者,検査者,建設業者を含めた制度設計が必要で あり,これらは今後の課題である。

3. 基本モデル

3.1 モデルの前提条件

公共工事(e.g., 橋梁)において, 公共主体が設計図書の作成業務及びその設計照査業務を民間 企業に委託する場合を考えよう。なお, 公共主体 は設計者と検査者を公共入札を通じて選択する ものとし, 設計者と検査者は同一ではないことを 仮定する。本研究では, 入札制度については深く は触れないが, 公共主体により選択された(また は入札の勝者となった)時点で, どの設計者, 検 査者が選択されたかは公開されるものとする。基 本モデルで想定している,モデルの論理的順序は 下記の通りである。

- 公共主体は設計者及び検査者を選択し、それぞれと契約を締結する。
- 2)設計者は設計時の努力水準(e ∈ {0,1})を選 択し,設計図書を作成する。
- 3) 検査者は作成された設計図書を受け取り, 検査時の努力水準($i \in \{0,1\}$)を選択し, 設計図書の質に関する情報($n_s \in \{n_{\phi}, n_b\}$) を獲得する。 検査者は公共主体に検査結 果($m_s \in \{m_{\phi}, m_b\}$)を報告する。
- 公共主体は検査結果msに応じて、設計者、 検査者それぞれに報酬を支払う。

ここで分析を簡易化するため,設計者により作 成される設計図書の質に関して, $S \in \{G,B\}$ の二種 類を仮定する。なお,Gは公共主体の要求性能を 満たす設計図書,Bは満たさない設計図書とする。 設計者は,設計作業時の努力水準 $e \in \{0,1\}$ を決定 する。なお,ここでいう努力水準 $e \in \{0,1\}$ を決定

公共主体や検査者は設計者が選択する努力水 準eを観察することは出来ないものとする。設計 者の選択する努力水準に応じて作成される設計 図書の質は変わるものとし、努力水準eを選択し た場合に質Sの設計図書が作成される確率 p(S|e)に関して、

$$\begin{pmatrix} p(G \mid 1) & p(G \mid 0) \\ p(B \mid 1) & p(B \mid 0) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} p & 0 \\ \overline{p} & 1 \end{pmatrix}$$
(3.1)

と定義しよう($\bar{p}=1-p$)。設計時に努力する (e=1)場合においても、作成された設計図書が 常に公共主体の要求性能を満たすわけではない ことに注意しよう。pは設計者の能力と見なすこ とが可能である。一方、設計時に努力をしない場 合(e=0)は常に公共主体の要求性能は満たさな い。これは意図的に要求性能を満たさない設計図 書を作成する場合に相当する。設計者が負担する 設計費用に関して、努力水準eの関数としてc(e)で表す。なお、分析を簡易化するため、c(1)=c、 c(0)=0とおく。次に、検査者が獲得する設計図 書の質に関する情報も二種類, $n_s \in \{n_{\phi}, n_b\}$ を仮定 する。なお, n_b は当該設計図書が要求性能を満た さないことを示す立証可能な情報であり, 一方で, n_{ϕ} はそのような証拠を含まない情報とする。ここ で, 設計図書の質が S, 検査者が選択する努力水 準が i の際に検査者が情報 n_s を獲得する確率を $q(n_s|i,S)$ とし,

$$\begin{pmatrix} q(n_{\phi} \mid 1, G) & q(n_{b} \mid 1, G) \\ q(n_{\phi} \mid 1, B) & q(n_{b} \mid 1, G) \\ q(n_{\phi} \mid 0, G) & q(n_{b} \mid 0, G) \\ q(n_{\phi} \mid 0, B) & q(n_{b} \mid 0, B) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 \\ \overline{q} & q \\ 1 & 0 \\ 1 & 0 \end{pmatrix}$$
(3.2)

で定義する(\overline{q} =1-q)。すなわち,設計図書が公 共主体の要求性能を満たす場合(S=G),検査者 の努力水準に関わらず,情報n,は獲得できないこ とを仮定する。また,設計図書の要求性能を満た さない場合(S = B), 検査者は努力したとしても 常に情報 n_bを獲得できないことは注意しよう。q は検査者の能力と見なすことが可能である。設計 者が負担する検査費用 d(i) に関して,分析を簡易 化するため、d(1)=d, d(0)=0を仮定する。検査 者が公共主体に対して報告する検査結果も同様 に、 $m_s \in \{m_a, m_b\}$ の二種類を仮定する。なお、 m_b は当該設計図書が要求性能を満たさないことを 示す検査結果であり,検査者が情報n_bを獲得して いる場合に限り報告可能な検査結果とする。一方, m_dは、設計図書の不備を指摘する情報を含んで いない検査結果を表す。本章ではベンチマークと して,検査者が獲得する情報を公共主体も観察可 能な場合を想定する。

公共主体は,設計者,検査者の選択する努力水 準は観察不可能であることを仮定し,検査者によ り報告される検査結果に応じて報酬を設計する ものとする。なお、公共主体は設計者、検査者に 対する総支払い報酬を最小化するように報酬契 約を設計するものとする。設計者、検査者の報酬 をそれぞれ報酬 $k_{\rho}(m_s), k_i(m_s)$ とし、 $k_{\rho}(m_{\phi}) = v$, $k_{e}(m_{b}) = w$, $k_{i}(m_{b}) = 0$ とおく。ただし、検査者 が情報 m_bを報告した場合,設計者は設計図書の 修正作業(または再設計)を実施可能なものとする。 その際の費用をc,で表す。一般に,努力をした場 合としない場合で修正費用 c, は異なるが、ここで は分析を簡易化するため,同一であることを仮定 する。また、修正費用 c_r は、質の低い設計図書を 作成したことによる評判の低下に伴う費用や入 札制度が指名競争入札制度の場合には, 指名企業 の中から外される可能性に伴う費用も含まれる ものとし、外生変数であることを仮定する。設計

者が修正作業を実施するとき,設計図書の質は完 全に *B* から *G* へと更新されるものとし,設計者は 報酬 *t* を獲得出来るものとする。

3.2 最適報酬契約設計問題

検査者により検査結果 m_b が報告されたとき, 設計者は常に修正作業を実施する場合を考えよう。この条件式は

$$t - c_r \ge 0 \tag{3.3}$$

で与えられる。この条件下において,設計者,検 査者の努力水準*i*,*j*を選択する場合の期待効用は それぞれ

$$\pi_e(e,i) = t - (1 - ep)iqc_r - c(e)$$
 , (3.4)

$$\pi_i(e,i) = \{1 - (1 - ep)iq\}v + (1 - ep)iqw - d(i) (3.5)$$

で表される。ここで,設計者,検査者の最適な行 動 (e^*,i^*) をナッシュ均衡解として,

$$e^* = \arg \max_{e \in \{0,1\}} \pi_e(e, i^*)$$
 (3.6)

$$i^* = \arg \max_{i \in \{0,1\}} \pi_i(e^*, i)$$
 (3.7)

で表そう。このとき、 $(e^*,i^*) = (1,1)$ がナッシュ均 衡解となる条件式は、

$$pqc_r > c \tag{3.8}$$

$$\overline{p}q(w-v) > d \tag{3.9}$$

で与えられる。 c_r は前節で述べたように,必ずし も小さいものではない。以下では(3.8)が常に満た すものとして分析を進める。(3.8), (3.9)を満たす条 件下において, $(e^*,i^*) = (0,0)$ はナッシュ均衡解で はなく, $(e^*,i^*) = (1,1)$ が唯一のナッシュ均衡解と なることが示される。条件式(3.9)は,公共主体が 報酬を設計する上で考慮すべき検査者の誘引両 立制約である。次に,公共主体は設計者,検査者 の参加制約として,

$$\pi_{e}(1,1) \ge 0$$
 , (3.10)

$$\pi_i(1,1) \ge 0$$
 (3.11)

を考慮する必要がある。さらに,検査者に支払う 報酬に関する検査費用補償制約として,

$$v - d \ge 0 \quad , \tag{3.12}$$

$$w - d \ge 0 \tag{3.13}$$



Fig.1 Timing of the model considering the possibility of coalitions

を考慮する。これらの条件を課さない状況下では、 検査者が検査時に努力をして検査結果 m_{ϕ} を報告 した場合に、検査者の利得が非正となる状況が発 生するが、この状況は社会的に受け入れ難い。そ のため、公共主体は検査費用補償制約を考慮する ものと仮定しよう。また、これらの制約条件の形 式は、有限責任制約として既存の文献では知られ ているが、本研究の文脈上、検査費用補償制約と 呼ぶこととする。

設計者,検査者が努力水準(*e*,*i*) = (1,1)を選択した場合の公共主体が支払う総報酬額*B*(1,1)は,

$$B(1,1) = t + (1 - \overline{p}q)v + \overline{p}qw \qquad (3.14)$$

で表されるため、公共主体の最適報酬契約設計問 題は下記のように表される。

[P1] $\min_{t_1, v, w} B(1, 1)$

s.t. (3.8),(3.9),(3.10),(3.11),(3.12),and(3.13) これを解くと,最適報酬契約として

$$(t_1^*, v_1^*, w_1^*) = \left(\overline{p}qc_r + c, d, d + \frac{d}{\overline{p}q}\right)$$

が導出される。なお,条件式(3.9),(3.10),(3.11) が拘束する。このとき, $w_1^* > v_1^*$ が成立する。す なわち,不備を見つけた検査者の利得を大きくす るような仕組み(例えば,直接的な金銭補償や不 備を見つけた検査者が次回の設計照査の競争入 札時に優遇されるような制度など)を構築する必 要性があることを示唆している。

結託の発生メカニズムと最適報酬設計 問題

4.1 モデルの前提条件

前章では、公共主体は検査者が獲得した設計図 書の質に関する情報を公共主体も観察可能であ ることを仮定した。しかし、現実的には、公共主 体は検査者が選択した努力水準や獲得した設計 図書の質に関する情報を観察可能ではない。本章 では,公共主体は検査者が報告した検査結果のみ 観察可能な状況を考える。その上で,上記の四つ の結託を防止する条件を考慮した設計者,検査者 の報酬契約を分析する。

設計者,検査者間の結託の発生タイミングを含んだモデルの論理的順序結託[T2]は下記の通りである。ただし,下記で導出する結託防止契約の下では,どのタイプの結託も均衡解において発生することはない。Fig.1は,本章のモデルの論理的順序の概略図を示したものである。

- 公共主体は設計者及び検査者を選択し、それぞれ契約を締結する。
- 2. 結託 a が発生する。
- 設計者は設計時の努力水準(e ∈ {0,1})を選 択し,設計図書を作成する。
- 4. 結託b, c が発生する。
- 5. 検査者は作成された設計図書を受け取り, 検査時の努力水準($i \in \{0,1\}$)を選択し,設 計図書の質に関する情報($n_s \in \{n_{\phi}, n_b\}$)を 獲得する。
- 検査者が情報 n_bを獲得した場合,結託 d が 発生する。
- 検査者は公共主体に検査結果 (m_s ∈ {m_d,m_b})を報告する。
- 8. 公共主体は検査結果 m_sに応じて,設計者, 検査者に対して報酬を支払う。

4.2 結託防止条件の導出

公共主体は上記で定式化した結託防止条件を 含めて,設計者,検査者の最適報酬を設計する。 なお,結託a,結託b,結託c,及び結託dが発生 しない条件,結託防止条件a,bc,dはそれぞれ 下記のように表される。

[1] 結託防止条件 a

はじめに,結託 a が設計者,検査者の戦略の均

衡解として達成されないための条件式,結託防止 条件 a を導出しよう。なお,基本モデルで仮定し た誘引両立制約が成立しているものとする。すな わち,設計者と検査者の間で賄賂契約が成立しな い場合,設計者,検査者の最適戦略は(e,i) = (1,1) であることを仮定する。設計者から検査者に対し て支払われる賄賂報酬をbで表す。このとき,設 計者が賄賂報酬を支払った場合の方が効用が大 きくなる条件式は,

$$t - b \ge t - \overline{p}qc_r - c \tag{4.1}$$

で与えられる。左辺は結託が成立する場合の設計 者の効用であり、右辺は、結託が成立せず、最適 戦略(*e*,*i*) = (1,1)が選択される場合の設計者の期 待効用である。賄賂契約が設計者と検査者の間で 合意に達した場合,設計者が設計時に努力をする (努力に伴う費用を負担する)誘引は存在しない。 一方,検査者が賄賂報酬を受け取る場合の方が期 待効用が大きくなる条件式は

$$v + b \ge (1 - \overline{p}q)v + \overline{p}qw - d \tag{4.2}$$

で表される。左辺は結託が成立する場合の検査者 の効用,右辺は,結託が成立せず,最適戦略 (e,i) = (1,1)が選択される場合の設計者の期待効 用である。賄賂契約が設計者と検査者の間で合意 に達した場合,検査者も同様,検査時に努力をす る誘引は存在しない。以上より,

$$\overline{p}qc_r + c \ge b \ge \overline{p}q(w-v) - d \tag{4.3}$$

を満たすとき,結託a が発生しうる。そのため, 結託防止条件a は

$$\overline{p}q(w-v) - d \ge \overline{p}qc_r + c \tag{4.4}$$

で表される。

[2] 結託防止条件 bc

結託b, c を防ぐ条件,結託防止条件bcを導出 しよう。検査者は設計者の努力水準を観察不可能 であるため,設計者の努力水準に関して信念 $h \in [0,1]$ を形成しているものとし,逐次均衡解 (sequential equilibrium) として結託b, cが成立し ない条件を導出する。

はじめに、検査者がどのような信念を形成して いても、設計者が努力をした場合(*e*=1)に、結 託が合意に達さない条件について導出しよう。こ こで、設計者が賄賂契約を検査者と結ぶ方が利得 が大きくなる条件式は

$$t - b - c \ge t - \overline{p}qc_r - c \tag{4.5}$$

で与えられる。次に設計者が選択する努力水準に 関して信念 $h \in [0,1]$ を形成している検査者が、賄 賂報酬を受け取った方が利得が大きくなる条件 式は

$$v+b \ge h\{(1-\overline{p}q)v+\overline{p}qw-d\} + (1-h)\{\overline{q}v+qw-d\}$$

$$(4.6)$$

で与えられるため,

$$\overline{p}qc_r \ge b \ge (1-ph)q(w-v) - d \tag{4.7}$$

を満たすとき,設計時に努力した設計者と信念h を抱く検査者の間で結託が合意に達しうる。その ため,設計者が努力をした場合に検査者の信念形 成に関わらず結託が合意に達さない条件式は

 $(1-ph)q(w-v) - d \ge \overline{p}qc_r, \quad \forall h \in [0,1] \quad (4.8)$

より,

$$\overline{p}q(w-v) - d \ge \overline{p}qc_r \tag{4.9}$$

が導出される。この条件下では、検査者の信念形 成に関わらず、結託b が成立することはない。そ のため、それでもなお、設計者が結託を持ちかけ る場合、設計者は努力をしなかった場合(e=0) に限る。このとき、検査者の設計者の努力水準に 関する信念h に関して、h=0 が成立する。設 計者が賄賂契約を結んだ方が利得が大きくなる 条件式は、

$$t - b \ge t - qc_r \tag{4.10}$$

で与えられる。一方,検査者が賄賂報酬を受け取 る方が利得が大きくなる条件式は

$$v+b \ge qw + \overline{q}v - d \tag{4.11}$$

で与えられる。そのため,

$$q(w-v) - d \ge qc_r \tag{4.12}$$

を満たすとき,(4.9)を満たす条件下において,設計者が努力をせず結託が合意に達することはない。そのため,結託 *b* 及び *c* の双方が発生しない条件式は(4.9)及び(4.12)を同時に満たす必要がある。この条件式は

$$w - v \ge c_r + \frac{d}{\overline{pq}} \tag{4.13}$$

で与えられる。この導出された結託防止条件は, 検査者の信念形成に関わらず,設計者が努力をし た場合に結託が成立しない条件から導出されて いる。 これと同様に,検査者の信念形成に関わらず, 設計者が努力をしない場合に結託が成立しない 条件から,結託防止条件を導出することも可能で ある。設計者が努力をせず(*e*=0),賄賂報酬を 検査者に対して渡す方が利得が大きくなる条件 式は,

$$t - b \ge t - qc_r \tag{4.14}$$

で与えられる。一方,設計者の努力水準に関する 信念*h*∈[0,1]を形成する検査者が結託を受け入れ る方が利得が大きくなる条件式は,

$$b+v \ge h\{(1-\overline{p}q)v + \overline{p}qw - d\} + (1-h)\{\overline{q}v + qw - d\}$$

$$(4.15)$$

で与えられるため,設計時に努力しなかった設計 者と信念 h を抱く検査者の間で結託が合意に達 しうる。そのため,設計者が設計時に努力しなか った場合に検査者の信念形成に関わらず結託が 合意に達さない条件式は

$$(1-ph)q(w-v) - d \ge qc_r, \quad \forall h \in [0,1] \quad (4.16)$$

より

$$\overline{p}q(w-v) - d \ge qc_r \tag{4.17}$$

が導出される。この条件下では、検査者の信念形 成に関わらず、結託cが成立することはない。そ のため、それでもなお、設計者が結託を持ちかけ る場合は設計者が努力をした場合(e=1)に限る。 設計者がなお結託をもちかけるのは設計者が努 力をした場合に限る。そのため、検査者の信念hに関してh=1が成立する。設計者が努力をし、さ らに賄賂報酬を受け取る方が大きくなる条件式 は、

$$t - b \ge t - \overline{p}qc_r \tag{4.18}$$

で与えられる。一方,検査者が設計者からの結託 を受け入れる条件式は

$$b + v \ge (1 - \overline{p}q)v + \overline{p}qw - d \tag{4.19}$$

で与えられる。

$$\overline{p}q(w-v) - d \ge \overline{p}qc_r \tag{4.20}$$

を満たすとき,設計者,検査者の間で結託は同意 に達さない。以上より,設計者,検査者の間で結 託が同意に達さないためには,(4.17)及び(4.20) を同時に満たす必要がある。この条件式は,

$$w - v \ge \frac{c_r}{\overline{p}} + \frac{d}{\overline{p}q} \tag{4.21}$$

で与えられる。以上より、(4.13) または(4.21) を 満たせば、設計者と検査者の間の結託b 及びcは同意に達さない。そのため、結託b 及びc が 同意に達さないためには、

$$w - v \ge c_r + \frac{d}{\overline{pq}} \tag{4.22}$$

を満たしさえすれば良い.この条件式を結託防止 条件 bc とする。

[3] 結託防止条件 d

最後に,結託*d* に関する結託防止条件を導出 しよう。設計者が賄賂報酬を支払った場合の方が 効用が大きくなる条件式は

$$t - b \ge t - c_r \tag{4.23}$$

で表される。設計者が選択する努力水準に応じて 設計者が得る最終的な利得は異なるが、この条件 式に本質的影響は無い(設計時に努力をする場合 を想定すれば、式(4.23)の両辺に-cの項が追加 される)。一方、検査者が賄賂報酬を受け取った 方が効用が大きくなる条件式は

$$v + b \ge w \tag{4.24}$$

で表される。 左辺は、検査者から賄賂報酬を受け取り、情報 n_b を隠匿する場合に得られる報酬 であり、右辺は検査者が公共主体に検査結果として m_b を報告して得る報酬を表す。そのため、

$$c_r \ge b \ge w - v \tag{4.25}$$

を満たすとき, 結託 *d* が発生しうる。以上より, 結託防止条件 *d* は

$$w - v \ge c_r \tag{4.26}$$

4.3 結託防止条件下での最適報酬契約設計 問題

結託防止条件*a*, *bc*, *d* を考慮した最適報酬設 計問題は下記のように定式化される。

$$[P2] \quad \min_{t_1, v, w} B(1, 1)$$

s.t. (3.8), (3.9), (3.10), (3.11), (3.12),

(3.13), (4.4), (4.22), and (4.26)

これを解くと,

$$(t_{2}^{*}, v_{2}^{*}, w_{2}^{*}) = \left(\overline{p}qc_{r} + c, d, d + c_{r} + \frac{c+d}{\overline{p}q}\right)$$



Fig.2 Timing of the model considering the timing change of the inspector

が導出される。このとき, $t_1^* = t_2^*$, $v_1^* = v_2^*$, w1 < w2 が成立し, 拘束する条件式は(3.9), (3.10), (3.12), (4.4)で与えられる。基本モデルで拘束した 検査者の誘引両立制約は拘束せず、代わりに検査 者の結託防災条件 a が拘束することが分かる。公 共主体は、検査機関が不備を見つけた場合には、 最低限の費用補償 d にさらに追加的な報酬とし て、 $c_r + (c+d) / \overline{pq}$ を支払う必要があり、その額 はモラルハザードのみを考慮した場合と比較し てより大きくする必要があることが分かる。また, 追加的な報酬の第一項である c_r に関して、これは 修正費用だけでなく,不備のある設計図書を作成 したことが社会的に暴露されうることによる罰 則や評判損失に伴う費用であることを既に記載 した。ここでは外生変数として取り扱っているも のの,この費用が大きいほど,検査者が不備を見 つけた場合に支払うべき報酬額が増加すること は、留意する必要がある。Kofman (1993) らがは じめて指摘したように, agent (本モデルにおける 設計者)への厳し過ぎる罰則は結託を防ぐために 検査者に支払う費用と相殺される。これは、不備 を含む設計図書を作成した設計者に対する厳し い罰則(入札時の指名停止等)は、設計者と検査 者の間の結託が発生しやすい状況を作りだすた め、必ずしも有効でないことを示唆している。

4.4 検査機関の選択のタイミングとその効 果

上記の分析により,設計図書の作成以前の段階 で,当該設計図書を合格させるよう設計者と検査 者が結託する可能性により,結託が存在しない状 況下と比較して,公共主体はより多くの報酬を検 査者に支払う必要性があることが示された。 本来,設計者と検査者の関係が顔の見えない関係

であれば結託が発生することはない。そのため, 結託を防ぐために競争入札の結果を公開しない 等の規制を考えることも可能である。しかし,入 札に参加したが落札出来なかった業者にその落 選を通達しないことは難しく,結果,業界内のネ ットワークにより誰が落札者かを非公開にする ことは難しいと考えられる。以下では,公共主体 が検査者に対して支払う報酬を抑えるための枠 組みとして,情報公開のタイミングではなく,検 査者の入札のタイミングの問題に着目し,設計者 が設計図書を作成した後に設計者を選択する場 合について分析する。具体的には,設計者が設計 図書を作成した後に検査者を選択することで報 酬設計にどのような影響があるかを明らかにす る。本章で分析するモデルの論理的時間順序[**T**3] は下記の通りである。Fig.2はモデルの論理的順序 をまとめたものである。

- 1. 公共主体は設計者を選択し,契約を締結 する。
- 2. 設計者は設計時の努力水準(e ∈ {0,1})を 選択し,設計図書を作成する。
- 3. 公共主体は検査者を選択し,契約を締結 する。
- 4. 結託*b*, *c*が発生する。
- 5. 検査者は作成された設計図書を受け取り、 検査時の努力水準($i \in \{0,1\}$)を選択し、設 計図書の質に関する情報($n_s \in \{n_\phi, n_b\}$) を獲得する。
- 6. 結託 d が発生する。
- 検査者は公共主体に検査結果 (m_s ∈ {m_φ, m_b})を報告する。
- 8. 公共主体は検査結果 m_sに応じて,設計者, 検査者それぞれに報酬を支払う。
- このとき,公共主体の最適報酬設計問題は,
- [P3] $\min_{t_1,v,w} B(1,1)$
 - *s.t.* (3.8), (3.9), (3.10), (3.11), (3.12), (3.13), (4.22), *and* (4.26)

で与えられる。これを解くと,最適報酬契約に関 して

$$(t_3^*, v_3^*, w_3^*) = \left(\overline{pqc_r} + c, d, d + c_r + \frac{d}{\overline{pq}}\right)$$

が導出される。なお,条件式(3.10),(3.12),(4.22) が拘束する。すなわち,結託防止条件bcは拘束さ れるが,結託防止条件dや誘引両立条件は拘束し ない。これは設計者が設計図書を作成した後に発 生する設計者,検査者間の結託が問題視されるこ ととなる。さらに,上記で導出された最適報酬に 関しては,下記の命題が成立する。

命題

タイミング[T3]の方が[T2]より,設計者,検査者 に支払われる総報酬額(エージェンシー費用)は 小さい。

本命題の証明は $t_2^* = t_3^*, v_2^* = v_3^*, w_2^* > w_3^* (> w_1^*)$ よ り明らかである。この結果は,設計者と検査者を 同時に選択する場合と設計者が設計図書を作成 した後に検査者を選択する場合では,後者の方が 結託が発生しにくい状況であり,それを防ぐため の費用も小さくて済むことを示唆している。

5. おわりに

安全・安心な都市社会を形成するためには、そ の都市形成に関わる数多くの利害関係者のイン センティブと適切な制度を設計することは必要 不可欠である。本稿では,設計照査の委託を対象 に,公共主体,設計者,検査者の三者間のインセ ンティブと階層性に着目した上で,契約理論を用 いて,設計者と検査者が引き起こすモラルハザー ド、結託を防ぐ枠組みについて分析を行った。設 計図書の作成以前の段階で当該設計図書を合格 させるよう設計者と検査者が賄賂契約を結ぶ結 託(結託a)が最も危惧すべき結託である点,公 共主体は設計者と検査者を同時に競争入札等に より選択するのではなく,設計者が設計図書を作 成した後に検査者を選択することで、結託 a が発 生しにくい状況を作り出すことが可能となる点 を示した点は、本モデルから得られた帰結として 現実社会に適応する上でも一考する余地がある だろう。

ただし、本研究で得られた結論は筆者らが仮定 した状況下で得られたものであることは注意が 必要である。本研究では、不備を含む設計図書が 検査を通過する4つのタイプの結託を想定したが、 設計者が不備を含んだ設計図書を意図的に作成 し、検査者に伝えてその不備を報告させ、検査者 が得た報酬を逆にキックバックさせるタイプの 結託も発生しうる。この結託は、実際に不備のあ る設計図書が検査を通過するわけではないので, 問題の重要性は上記の4種類の結託とは性質が異 なるものの、検査費用の増加を招きかねない問題 である。二社に設計図書の照査を委託するモデル も含めて、今後さらなる検討が必要だろう。 また、実際の公共工事においては施工者からの指 摘により設計図書の不備が見つかる例も少なく ない。本研究においては,公共主体,設計者,検 査者のインセンティブの観点から最適契約の導 出を行ったが,構造物の品質を考える上で施工者 のインセンティブの問題も欠かすことは出来な い。さらに、本研究では入札制度については深く 触れていないが,設計者,施工者,さらに検査者 をどのような入札制度のもとで選択するべきか に関しても報酬体系と共に議論される必要があ る。また、検査者が引き起こしうるモラルハザー ドや結託等の違法行為に対して, 罰則ではなく追 加的な報酬で対応することに関しては、社会的に 受け入れがたいかもしれない。直接的な金銭報酬 だけでなく、検査者のランク制度や検査実績に伴 う指名競争入札制度など、不備の発見が評価され る社会制度は幾つか考えられる。本研究では一回 限りの検査委託を対象に分析を行ったが、複数回 の検査委託、検査の需給を考慮した制度設計を検 討する必要がある。これらは今後の課題である。 最後に、

賞罰システムの導入に伴う否定的側面に ついてもさらなる見当が必要である。例えば,藤 井(2007)は、法的な賞罰システムの導入の否定 的効果として,過去の研究事例から,内発的動機 の低減/駆逐効果、倫理的フレームから取引的フ レームへの意思決定フレーム変遷効果、トリレン マ問題の誘発効果の三点を挙げており、法律の導 入や運用にあたっては,既に存在している社会的 規範と調和する必要性があることを指摘してい る。公共機関と民間機関では,支配している行動 規範が異なるため、検査の適切性を確保するため の方策は異なる。民間に検査を委ねていく中で, 実務者の心的影響を踏まえた上で制度を構築す る必要がある。

これらは今後の課題であるが,安全・安心な都 市社会の形成のための社会制度設計への理解を 深めるという点において,本稿が一躍を担うので あればそれは筆者の本望とするところである。

謝 辞

本稿は,文部科学省グローバルCOEプログラ ム「アジアメガシティの人間安全保障工学拠点」 の支援を受けました。

参考文献

伊藤秀文(2003): 契約の経済理論, 有斐閣

- 日経コンストラクション,特集「検査の失敗」,
- 2006 年3 月24 日号, pp.38-59.
- 山本顯治(編)(2007):紛争と対話,法動態学叢書・ 水平的秩序4, pp.23-53.
- Emilson C. D. Silva, Charles M. Kahn (2007): Crime and Punishment and Corruption: Who needs "Untouchables?", *Journal of Public Economic Theory*, Vol.9(1), pp.69-87.
- J.-J. Laffont and D.Martimort (2002): *The Theory of Incentive*, Princeton:Princeton Univ. Press.

- J.Tirole (1986): Hierarchies and Bureaucreacies: On the Role of Collusion in Organizations, *Journal of Law, Economics and Organizations*, 2, pp.181-214.
- Kofman, F. and J.Lawarree,(1993): Collusion hierarchical agency, *Econometrica*, Vol.61, pp.629-656.
- Laffont,J.J. (1990): Analysis of Hidden Gaming in Three Level Hierarchy, *Journal of Law, Economics, and Organization*, 6, pp.301-324.
- Laffont,J.J. and D.Martimort (1997): Collusion under Asymmetric Information, *Econometrica*, 65, pp.875-911.
- Laffont and Tirole (1993): A Theory of Incentives in Procurement and Regulation, The MIT Press.
- Mehmet Bac and Serkan Kucuksenel(2006): Two Types of Collusion in a Model of Hierarchical Agency, *Journal of Institutional and Theoretical Economics*, Vol.127(2), pp.262-276.

Bidding Timing of Private Sector in Delegation of Design Verification

Mamoru YOSHIDA* and Hirokazu TATANO

* Department of Urban Management, Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Recently, the government tends to delegate design verification works to private sectors to use of knowledge and technology of them. But, it is not easy to check for the government to check the quality of inspection done by private sectors. This paper analyzes a framework of payment scheme to prevent moral hazards and coalitions caused by a designer and an inspector in the delegation of design verification. The paper models a mechanism of four types of coalitions, and it is shown that the coalition which is formed before a designer make a design drawing is a critical problem for a public agency. In addition, it is shown that a public agency can create an environment where a designer and an inspector are difficult to form a coalition by selecting an inspector after a designer completed a design drawing .

Keywords: design verification, delegation, coalition, bidding timing
Formulating Time Tested Knowledge for Sustainable Disaster Risk Reduction; A Case Study of Kathmandu

Roshan B. BHANDARI* and Norio OKADA

* PhD Student, Department of Urban Management, Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This study attempts to analyze time tested knowledge inherent in traditional practices for seismic disaster risk reduction of urban communities in Kathmandu, Nepal. The use of disaster risk reduction knowledge can be conceived both in traditional settlement planning and socio- cultural practices which are parts of life of local people. The potential role of urban ritual as town watching exercise to create awareness about vulnerable areas in the neighborhood and resources to cope with natural disaster risk is discussed in this study. The opportunity for observational learning provided by urban rituals about urban open spaces which are useful during emergency situation is an important aspect of indigenous knowledge. The study findings illustrate seismic disaster risk reduction knowledge inbuilt in local practices as a part of social life which people have been adopting unconsciously over several generations.

Keywords: Earthquake vulnerability, time tested knowledge, town watching

1. Introduction

Defining time tested Knowledge

'Knowledge' implies cognition; the fact or condition of having information or of being learned through experience or association (Websters, 2000). It refers to the whole system, including concepts, beliefs and perception, and the processes whereby it is acquired, augmented, stored and transmitted (Chambers R., 1983).

Several definitions of knowledge exist but defining the term time tested knowledge is not simple as it seems. Literature on time-tested knowledge for disaster risk reduction is rare as most of the knowledge is located in people and rarely written down. The present study refers to time tested knowledge as practice and culture which develop from an advanced understanding of a specific environment which has formed over numerous generations of habitation. Such knowledge is cumulative, representing generations of experiences, careful observations, and trial-and-error experiments. The extended period of time a community has existed in a given environment expands the knowledge that comes from experience and practice. These two characteristics-the local environment and the element of time are also common to many definition of indigenous knowledge available in literature on anthropology, development and ethno-science. The holders of such knowledge are men and women indigenous to a particular geographic area (Granier L., 1998). Dekens (2007) mentions that to understand local knowledge one has to understand and account for people's practices and beliefs, perceptions and values as understanding all these is crucial because it can explain why people do things the way they do.

Time tested knowledge includes different knowledge types as local technical knowledge including local methods of construction. Aside from this there are other types of knowledge as environmental knowledge, socio cultural knowledge and historical knowledge. The non structural knowledge isn't easily identified by outsiders as it is closely embedded in people's livelihoods and world views.

This study investigates about the time tested knowledge adopted for seismic disaster risk reduction in the case study area at Lalitpur in Kathmandu. Within the time tested knowledge framework, local technical knowledge such as local construction methods and non structural knowledge such as social practices indirectly contributing towards seismic disaster risk reduction is discussed in the context of the study area described below.

2. Study Area

Lalitpur, one of the old cities within Kathmandu Valley, is a dense urban area. The total area of Lalitpur municipality is 15.4 square kilometres and constitutes a total of 22 wards. The population density varies from around 540 person per hectare (pph) in the core area up to 46 pph in the outlying areas of new urban development (LSMC, 2008). The present study focuses on densely inhabited areas of Ward 16 and 18 of Lalitpur City with total households of 989 and 1287 respectively. It is predominantly inhabited by indigenous 'Newar' people on housing clusters laid out around open courtyards. Similar to other Newar settlements, it is common to observe regular cultural function like ritual in the study area. In one of the annual ritual procession, man made chariot is pulled along the city streets involving a wide participation of local residents. Most of these processions circumambulate the dense city areas connecting several ordered spaces within Lalitpur such as outer city spaces, courtyards within residential accommodations and wider street nodes along the route. The configuration of chariot festival route (Machhendranath jatra) and palanquin festival (Bhimsen Jatra) is shown in Fig.1.

The following attributes were sought in the target communities in order to maximize the effectiveness of task to formulate time tested knowledge:

- Good repository of traditional knowledge.
- Experiences of hazard including earthquake and related events.
- Some degree of openness to outsiders.

- Active representatives from community level disaster management committee.

3. Study Methodology

In order to formulate time-tested knowledge inherent in indigenous community of Lalitpur, the overall strategy was to build respect and greater understanding between outsiders and the community.

The study tries to revive and promote knowledge in disaster risk management existing in the community. To achieve this aim, a mix of methodologies was adopted for the study which included physical observation, interviews, focused group discussion and mapping. Field surveys have been conducted extensively to visit and study urban ritual routes and neighborhood spaces.



Fig 1: Ritual routes and open spaces in Lalitpur, Nepal (Base map Source: KVMP, 2001)

People and their daily activities were observed, and the first author of this study attempted to shortly

experience local people's life. The experience of living in local communities took place nearby the study area. All this gave the author valuable insight into local socio-cultural practices. The field work included meeting with members of local disaster management committee, interviewing elder people, talking to local people in accommodations with open residential courtyards, in shops and out on streets. Interviews were conducted with key informants to know about past experiences of earthquake, response and recovery from such natural disaster. Also, elder people in the community were inquired about the use of urban open spaces during past seismic disaster.

4. Study Findings

The following section describes about the preliminary findings from the study which focuses on indigenous knowledge and practices that has prospects for reducing the impact of natural disaster like earthquake in Lalitpur area. These are broadly classified into:

- Tangible practices (Indigenous building and planning practices)
- Non tangible practices (Socio cultural practices)

Tangible practices

At physical level, urban settlement in Lalitpur is organized into various neighborhood units named tole locally, and are linked by a hierarchy of streets and open spaces, some of which are procession routes for various rituals. Traditional neighborhood boundaries have been defined according to open spaces, which are linked to a particular social group within community and their association with a local landform, through which they physically identify themselves with that space. The spatial extent of these neighborhood units can be defined by various characteristics; for example by a series of houses joined wall to wall along the street, by a built form surrounding a water structure, or by a built form enclosing an open area. The morphology of settlement represents a hierarchy of public, semi-public and private open spaces, which is typical of a Newari Settlement. The sequence of open spaces are very much part of the life of the people for carrying out daily activities and rituals. They are also crucial for emergency escape in the event of an earthquake though escape during earthquakes may or may not be the conscious design factor behind evolving such morphology. The settlement is defined by built forms of different types and linked together by a network of streets.

The open spaces are often named according to their function; for example, courtyards of monasteries are called "bahals" and "bahils". There are some special public land belonging to various caste groups of the community or to temples and monasteries. They are called "guthi" land, the product from them are used during festivals or funerals for holding community feasts and for maintaining temples and monasteries. Besides, traditional compact settlement planning with settlement boundaries helped to preserve agricultural land thereby protecting primary occupational base of the local people. The traditional city dwellers were self sustained in food products which helped them to survive in the event of natural disaster such as earthquake for a longer period without assistance from other organizations.



Fig 2: Open space around residential accommodation of a neighborhood in Lalitpur.

Traditional building practice in the study area reveals the existence of sufficient knowledge to adapt to seismic hazards. Such building culture must have emerged as a direct consequence of adjustment to disaster losses incurred by the local population across space and over time. Also such practices are friendly to the local context through the extensive use of local materials, skills and resources. The construction methods are likely to reflect local cultural values, reduce the threat of seismic risk to lives of people and address the specific needs of the population. Apart from this, local buildings possess a high salvage value and materials can be reused for reconstruction. Evidences also show that rebuilding after the catastrophic earthquake in 1934 A.D was carried by reusing the local materials and local skill. It helped in quick recovery of urban built environment after natural disaster.

Many studies have shown that traditional construction methods are likely to outperform their modern counterparts in regards to earthquake vulnerability. Several details and design methods have been developed over years to deal with earthquakes in traditional buildings. A fair level of earthquake resistance is derived from symmetric plan configuration, symmetry in positioning of openings which helps reduce torsion during earthquakes (Fig. 3). The residential building structure has a central spine wall parallel to the exterior long wall and the sidewalls. The layout of floor joists and continuous wall tie or plate and the way they are connected to the wall effectively distribute the stresses over the whole building. The brittle failure and collapse through mass action associated with heavy brick wall in mud mortar, which must have been observed by the builders early on, appears to have led the builders to use timber ring ties held tight by tightening wedges. This has contributed in adding shear strength to walls on the one hand and on the other effectively split the brickwork into several masses, both aspects reducing the vulnerability of brickwork to earthquakes.



Timber tie 🤞

Fig 3: Symmetric residences with timber ties on wall

Non tangible practices

In the field of disaster risk management, there is a growing realization that technology alone will not be able to reduce disaster loss. Despite advances in technology, vulnerability to and the risks from natural hazards have been rising in the developed and developing countries- and this may be the case even with the frequency and magnitude of hazard events remaining constant (Gardner 2002; c.f. Dekens 2007). What has been increasing is not the number of disasters as a result of natural hazard per se but the impact of these events on people and property (Twigg 1998; c.f. Dekens 2007). Thus, there is a need to take the human dimensions of natural hazards into account (including local knowledge, practices and perceptions) in disaster management. In the context of natural disasters, certain ideas and practices are prevalent in the society whether in formal instruction or in the course of every day practice. Such shared ideas and mode of conduct inherent in cultural life of local people are crucial societal resources in coping with diverse contingencies. This study attempts to investigate the capacities of people inbuilt in the cultural life that helps them to cope with natural disaster risk.

In the later part of this paper, annual local festival such as chariot pulling event and parading around town spaces is explained in relation to a town watching practice and disaster risk reduction.

Urban ritual, town watching and scope of observational learning

Town watching uses observation as a tool in the process of raising the level of awareness of participants about their surrounding (Ogawa et.al, 2005). Before drawing an analogy between ritual event and town watching it is important to explain the ritual event in more detail. The voluntary participation of residents in walking around the city along with a mobile chariot is the major component of ritual event named Machhendranath. The event is stopped at several areas where participants from respective neighborhoods gather to pay homage to the ritual chariot.



Fig 4: Chariot pulling festival in Lalitpur, Nepal

As a part of the event, citizens organize combined catering at their own neighborhoods. Active interpersonal communication takes place along the parade route in front of households and open courtyard within accommodations. Sufficient scope exists for participants to observe and interact with the built environment which is the prime aim of town watching. It also provides an opportunity for behavioral learning through different sub processes of attention, retention, production and motivation.

During the ritual parade, live audiences gather willingly on city streets to observe a 65 feet tall chariot which becomes the focus of attraction (Fig 4). This setting of the event draws attention of participants and they get involved in the observational learning. Through this process, participants develop mental maps by perceiving space and such spatial cognition is a vital skill for disaster/emergency planning. The ritual parade helps people to understand area's geography, which allows them to focus their attention on how to evacuate during disasters such as earthquake or fire.

An extensive field survey was carried out among local respondents to check whether rituals helped to build awareness about various open spaces and routes. Around two hundred and eighty five local respondents of Wards 16 and 18 of Lalitpur City were asked, `where will you evacuate during earthquake or fire?'. More than a half of the respondents (57.2 percent) replied that they would evacuate to city open spaces (most of them located along the parade route). Among the other responses are; private courtyards within accommodations (20.4 percent), kitchen yards (13 percent), school yards (1.8 percent) and 7.7 percent mentioned they don't want to evacuate. The survey result hints that many residents are aware about city open spaces for evacuation during disaster. In order to identify whether the familiarity of these spaces is related to involvement in ritual, the respondents were asked 'What keeps them familiar with the open spaces?', the largest number of respondents (around 37 percent) mentioned that social activities like rituals make spaces familiar to them. The other reasons included are; proximity of open spaces (26 percent); location of landmark feature like rest houses or memorials (21 percent); opportunity of daily interaction on open space (15 percent). The result suggests that ritual has a strong impact on local people to build a mental image of urban open spaces.

This finding has been made further robust by a participatory mapping exercise organized by one of the authors with respect to open spaces and evacuation routes among a group of local people and members from community disaster management committee in Ward 16 and 18 of Lalitpur (Fig. 5). The mapping exercise was facilitated by one of the authors along with representative from local NGO, NSET (National Society for Earthquake Technology) and building safety expert from city municipal office of Lalitpur. While mapping the access to the identified evacuation spaces in the neighborhoods most of the participants chose the route from their place of stay which basically matches part of the ritual route in the city. People are well acquainted with the route for several reasons. Firstly, being a ritual route it is the most auspicious pathway which exists in the memory of people.



Fig 5: Participatory mapping of evacuation spaces and routes in Ward 16 & 18 of Lalitpur, Nepal

Besides, repeated participation in ritual event that leads through different open spaces are likely to influence residents' cognitive capability via a cumulative process of observational learning which may have led to retention of observed phenomenon. We can find observational learning about urban open spaces at two levels and on different scales. First, by daily activities such as social interactions and more regular rituals people get familiar with the open spaces in their immediate surrounding that are quite useful during emergency cases for escape at neighborhood level. Second, people get familiar with larger scale picture of spaces in the town through annual or seasonal rituals which are analogous to town watching. Both the rituals on different scales complement each other and contribute in observational learning about open spaces useful during disaster.

Motivation to preserve the open spaces is observed during informal interviews by one of the authors with residents in the study area. Routinely cleaning and maintenance of multi functional open spaces is carried out by residents. The moral conduct developed by the social norm which regards space encroachment as a crime is the self incentive that motivates people to engage in this behavior. From these findings we may well claim that the urban ritual as a model event has initiated and continuously contributed to the behavioral learning process and reinforced social action to preserve open spaces that are useful during disasters.

It can be well claimed scientifically that these open spaces can serve as evacuation areas during natural disaster like earthquake. The selected open spaces by local residents as evacuation areas during participatory mapping were also agreed upon by scientific experts who included disaster scientist from a local NGO and city planners from the municipal office. The experts mentioned that the selected evacuation spaces were suitable for disaster like earthquake in terms of the availability of infrastructures such as wider roads, public shelter and public water supply. The large size of the open spaces and its close proximity from all the households made them functionally sound as evacuation spaces.

Apart form this, sufficient local support for disabled or aged people for evacuation is possible as the community is very closely knit and people are quite familiar with each other. These open spaces also overlap with areas where people carry out ritual functions. In this way, we can observe a close relationship between open spaces and ritual function which coexist with each other. This in turn enables residents by keeping them familiar with city open spaces and city routes through observational learning that are useful for life saving during disaster like earthquake.

The ritual activity is an indirect means of repeated communication and active participation for local residents to get informed about and manage their surrounding spaces such as ritual routes and open spaces. At the same time, these practices are also related to space cognition and ultimately helping to build the community coping capacity against catastrophic event like earthquake.

5. Conclusion

This paper discussed on traditional knowledge inherent in urban settlement planning and local socio-cultural practices, and how it can contribute to natural disaster risk reduction. The urban ritual in Lalitpur is analyzed as a model event in observational learning. The findings suggest that urban ritual plays a significant role in building mental image of urban open spaces and motivates people in preserving these spaces. Though not designed as a risk communication medium so intentionally, there are good reasons to hypothesize that the traditionally repeated voluntary involvement of city residents annually in various city spaces over a long period of time makes it an effective platform for social marketing of disaster-related risk reduction measures, particularly effective for rare event disasters, for which common people may not be able to maintain their coping capacity against risks. Further empirical study is needed to investigate about this potential role of ritual event as a learning tool for outreaching the urban communities at risk in Lalitpur.

It is widely criticized that indigenous or traditional knowledge is often so specific to a locality that it isn't always universally applicable. The second challenge is how to integrate indigenous knowledge into mainstream disaster risk reduction policy and practice. Study is conducted to analyze indigenous knowledge that proved successful in mitigating the effect of disaster in case study area. Indigenous knowledge is the product of generations of intelligent reflection tested in the rigorous laboratory of survival. There is a need to extract core categories of knowledge which have a more universal application. Such indigenous knowledge can be combined with contemporary method of hazard mitigation to create an educational tool for disaster reduction. Educational tools for schools and communities about effective actions to be taken in response to an earthquake can be developed using the traditional knowledge. A number of traditional tracks and trails exist in the area which can be used for evacuation away from the hazard area, and ritual practices can be developed as educational tool to create awareness about mass evacuation. Using local tradition as a starting point to establish dialogue between scientists and local residents will help to build trust and make the risk communication process more effective. It is equally important for local inhabitants to realize the benefits of disaster risk reduction measures so that they will be motivated to take action to cope with disaster. Hence, formulating disaster risk preparedness and response policies incorporating indigenous practices will help in social implementation and sustainability of disaster risk reduction efforts.

References

- Bandura A. (1977): Social Learning Theory, Englewood Cliffs NJ, Prentice Hall 1977
- Chambers R. (1983): Rural development, putting the last First; Pearson education limited, England
- Dekens J. (2007): Local Knowledge for disaster preparedness; A literature Review: ICIMOD, Kathmandu, Nepal, June, 2007
- Grenier L. (1998): Working with Indigenous Knowledge; A guide for researchers; Ottawa, Canada: IDRC
- Karababa F.V. & Guthrie P. M. (2006): Vulnerability reduction through local seismic culture, the case study of Lefkada Greece: IEEE 2006
- Ogawa Y., Fernandez A. L. & Yoshimura T., (2005): Town Watching As a Tool for Citizen Participation in Developing Countries: Applications in Disaster Training; International Journal of mass emergencies and disasters, Vol. 23, No .2

持続可能な防災のための伝統的知識の体系化:カトマンズを例に

ロシャン バンダリ*・岡田憲夫

*京都大学大学院工学研究科都市社会工学専攻博士課程

要 旨

本研究は、ネパール国カトマンズのコミュニティーで伝統的に形成されてきた地震防災に関する知識について述べる ものである。通常、防災に関する知識は、いわゆるまちづくりと地元住民にとっての生活の一部である社会文化的な慣 習とを考えることができる。本稿では、地域の脆弱性を発見するためのまち歩きとしての側面及び自然災害に対処する ための人的なつながりの側面に注目して都市域における祭りについて議論する。まちを練り歩く祭りが災害時に有効に 活用できる空き地を発見する機会にもなるのは、地域固有の知識の重要な側面である。本研究の成果として、地域の慣 習と無意識に引き継がれてきた生活様式に埋め込まれた知識が明らかとなった。

キーワード:地震脆弱性、伝統的知識、まちあるき

Webster's New Collegiate Dictionary (2000)

Children's Perception of Threat within Their Spaces of Activities Case study: Merapi Volcano Area, Indonesia

Risye DWIYANI and Norio OKADA

Synopsis

In many cases, children are considered as one of the most vulnerable group of age in disasters. However, policies related to disaster management often ignore children's voices. This study aims to approach and listen to children in order to understand their world and perception as the initial step to investigate their risk communication needs. A field survey was carried out in three closest schools to Merapi (n = 94) in August 2008. It is found that children's perception of threat within their activity area consist not only those related to volcanic hazards, but also other threats, such as traffic accident and animal threats. As for the perception of volcanic threats, there is a significant pattern found among children who live within a similar feature of location. Based on the findings, the authors propose some recommendations for risk communication enhancement in the study area.

Keywords: children, perception, risk communication, Merapi

1. Background

Merapi volcano supports about 1.1. million inhabitants in 300 villages above 200 meters and lies approximately 30 km north from Yogyakarta city, one of the most important city in Indonesia (Thouret et al, 2000). It is located in Java Island and administratively divided into two parts, one belongs to Central Java Province, and the other one belongs to Yogyakarta Province. Thouret et al (2000) stated that the repose periods of the volcano have not exceeded 3.5 years on average since 1822, where thirteen events were large enough to cause at least 7000 deaths.

There are several typical hazards in Merapi that have been identified by experts according to the history of Merapi eruptions. The major ones are pyroclastic flows, lava flows, and lahars (Kurniawan, 2008; Newhall et al, 2000).

Children are among the dominating number of victims is many disasters. An estimated 77 million

children under 15, on average, had their lives severely disrupted and 115,000 killed by a natural disaster or an armed conflict, each year, between 1991 and 2000 (Plan UK, 2002). This age group is really unique as they are in the stage of growing up and considered to be vulnerable particularly in disaster-related matters. Some examples of those vulnerabilities are emotional distress, injury, illness, death, and failure to complete education.

However, policies related to disaster management often ignore children's voices. Although most policy makers are adults, they generally assumed that they know what children need and think. Children are often treated just as objects than subjects of policy design and implementation.

2. Objectives

The objective of this study is to identify how children in Merapi perceive threats within their spaces of activities. The outcome of this study is expected to be as the input for risk communication which is appropriate with the needs of children in the study area

3. Methodology

A field work was conducted in July to August 2008 in order to collect primary data from children. It was carried out in three closest elementary schools to the peak of Merapi, namely: Tarakanita Tritis (n = 24), Pangukrejo (n = 29), and Srunen (n = 41) elementary schools. A set of structured activities for data collection with children, which is termed as workshop in this study, was designed in order to: (1) acquire reliable data, (2) fit time & resources constraint, (3) enable two-way communications to increase trust, understanding and to break the gaps between researcher and participants, and (4) interest and engage children actively in the whole workshop.

In each school, a two-day workshop was conducted with the 5th and 6th graders, supported by six facilitators. The workshops were followed by observation activities to each child's house. To support the analysis, some interviews with teachers and government officers were also conducted.

The workshop includes four main activities:

- a. Thematic drawing & follow up interview
- The objective is to identify issues among children around Merapi and feelings about their villages. The data from this activity will not be discussed in this paper.
- b. Questionnaire

This activity aims to investigate several variables related to risk perception, disaster experience and other basic information of participants, using quantitative measure. In this paper, only the questions about basic characteristics of participants and risk perception around school will be discussed. The questionnaire sheets were distributed to all participants after the thematic drawing session finished. In each group, the facilitator guided them to fill in the questionnaires. The role of facilitator was important particularly in this session, to ensure participants understand the instructions correctly. All questionnaires were returned to facilitators in charged of each

group.

c. Mapping & follow up interview

Mapping activity aims to investigate the participant's daily activities spatially and their perception of volcanic risks within the area. In this study, thematic drawing and mapping acted as the catalyst for oral description, writing and the whole research process. These activities were always followed by an interview with children about the interpretation of their drawing or maps to decrease subjectivity when processing the data.

Facilitator explained the objective of the activity in the beginning of this session to the participants in each group, and further gave the task to make a map of area where they spend their daily activities, including home, to school, after school, or even some other important places where they go quite often. The data may explain also their social and cultural background.

The groups of variables included in the questionnaire are listed in the following table.

Group of Variables	References						
Children's attributes/	Riley, 1951; Dashiff, 2000;						
demographic	Ronan et al., 2008; Peek, 2008						
characteristics							
Disaster education	Ronan and Johnston, 2001;						
participation	Gregg et al., 2004; Finnis et al.,						
	2004; Ronan et al., 2008						
Disaster experience	Gregg et al., 2004; Finnis et al.,						
	2004; Lindell and Perry, 2004						
Hazard awareness and risk	Ronan & Johnston, 2001;						
perception	Gregg et al., 2004; Finnis et al.,						
	2004; Lindell and Perry, 2004						
Hazard knowledge	Gregg et al., 2004						

Table 1 Group of variables in the questionnaire and the references

d. Story telling

The objective of this activity is to investigate children's experience of 2006 volcanic crisis. The data from this activity will not be discussed in this paper.

The observation activities were assisted voluntarily

by some children who participated in the workshop. The location coordinates of every house was recorded by using GPS (Global Positioning System) and the condition and surrounding environment of each house was observed and recorded by taking the pictures.

However, as mentioned before, to keep the focus, only the analyses based on the data from questionnaire, mapping and observation activities will be discussed in this paper.

4. Study Area and Sample Characteristics

In terms of proximity, all schools are within a similar distance to Merapi and belong to Sleman Regency of Yogyakarta province, but geographically the locations are different. Tarakanita Tritis School is the western most school (southwestern flank of Merapi) compared to the other two schools, with 6.6 km distance from the summit of Merapi. Pangukrejo School is located about 6.5 km south of Merapi's summit, while Srunen School locates at the eastern most school (southeastern flank) compared to the other schools (6.9 km from the summit).

Three rivers divide the school areas from the upstream close to the summit of Merapi to downstream. During the field work of this study, two of the rivers' conditions were full of deposits from past eruption, such as rocks and sand. They are Boyong River, which is located by Tarakanita Tritis school area, and Gendol River, which lies between Pangukrejo and Srunen school area, but closer to Srunen school area. While another river, Kuning River, which is in a very deep gorge in the western side close to Pangukrejo was filled with water flowing through the river. It is barely filled with remainders from past eruption.

The participants of the workshop in this study were those enrolled in grade 5 and 6 elementary schools. The range of age is from 9 to 15 years old (mean=10.5; standard deviation= 1.2). Other demographic characteristics of participants, with additional basic information are provided in Table 2.

As shown from Table 2, the proportion of gender is almost balance between male and female. Most children have lived in the area for more than five years, which indicates their familiarity to their environment. Most of them are living with their parents. They live mostly within 7 km distance from the summit of Merapi.

Characteristics (N=94)		%
Gender	Male	52.1
	Female	47.9
Distribution of	Tarakanita Tritis School	25.5
participants in each school	Pangukrejo School	30.9
	Srunen School	43.6
People they are staying	Both parents	90.4
with	Only mother	7.5
	Only father	2.1
Length of stay in the	Less than a year	1.1
hamlet	1 – 5 years	10.6
	More than 5 years	88.3
House distance from	<5 km	14.9
the summit of Merapi	$5 - 7 \ km$	62.8
	>7 km	22.3
2006 Evacuation	Yes	92.6
	No	7.4

Table 2	2 Charac	teristics	of all	participants

In this study, children's spaces of activities, especially where they spend most of the time are the focus of investigation. This includes school and home. The participants of this study are living around each of the school within different ranges of distances. Their houses are distributed into several hamlets in each school area.

Children's characters of daily activities spaces could be different from one to another, except for school spaces. Children's activities and locations vary, according to the data from mapping activities, with categories as shown in the Table 3.

Table 3 Children's daily activities and locations

No	Type of	Location
	activities	
1	Educational	School, home, friend's house
2	Religious -	Mosque, school, church, community
	cultural	leader's house
3	Social –	School, friend's house, neighbor's
	leisure	house, relatives' house, guarding
		post ground/ sport's field, forest,
		gorge/river, night patrol/ guarding
		post, plantation field, home
4	Livelihood	Small store, gorge, forest, plantation
	support	field, home

Educational activities mainly consist of formal education at school, including extra curricular such as boyscout/ girlscout activities, which is held every week, and informal education with friends or teacher at one's home, such as study group. As for religious activities, participants from Pangukrejo and Srunen Schools have an Islamic learning for children group activities held three times in a week. As for the participants from Tarakanita Tritis School, they have Sunday school every week for some Christian children. In Pangukrejo school area, a weekly traditional musical learning is held in the house of key holder of Merapi. From those various educational, religious and cultural activities, children have chances to communicate about risks with teacher, peers, peers' family, religious leader, and cultural leader.

Social-leisure activities include playing, socializing such as visiting neighbor's houses and loitering in a guarding post, and watching (television and sport's match). Livelihood supporting activities consist of shopping (in a small store), finding things to sell (flower, sand), picking the grass, finding woods, and some house works. In the social-leisure and livelihood supporting activities, children have a chance mostly to meet peers, neighbors, relatives (e.g. uncle, grandparents), and people at home, as well as observing the surroundings. At home they have a chance to communicate with people they are living with, such as parents, siblings, some relatives. Most of the children have a regular communication with the people whom they are living with, about general matters mostly every day (76.6%) and

about Merapi hazard mostly several times in a week (42.6%), fewer children communicate about Merapi everyday (18.1%) and never (13.8%). It is assumed that the more they communicate with other people about Merapi hazard, the more they are influenced by public perception about Merapi hazard. For example, although most children were not born yet, particularly for children around Tarakanita Tritis school area, their risk perception might be influenced by perception of villagers around the area, who already experienced directly the 1994 volcanic crisis.

Although there is no information about the distance to the hazard source or past exposure to the location (see Table 3), there are several places with high risk that could be identified, such as the gorge and forest. Children usually go to the gorge to mine the sand and rocks to get extra money, or just to play around. While going to the forest usually aims to find woods for fire or house furniture, or to find grass to feed the cows. They face not only volcanic risks, but also other risks such as landslide and wild animal attack. As for the other locations, certainly all of them are within volcanic dangerous area because they are all located in hazard zone 2 and hazard zone 3 according to the Volcanological Survey of Indonesia. Children have different perceptions of which places are dangerous from volcanic hazard, and which places are safe. But many of them realize that some of their places of activities are within dangerous area from volcanic hazard.

5. Analyses

Based on the data from mapping, questionnaire and observation activities, children's perception of threat within their spaces of activities could be defined and analyzed. It appears that children perceive the existing threats in their area are not only those related to volcanic-related threats, but also other threats which at the same time could illustrate children's lives in Merapi area.

The volcanic-related threats include: (1) falling debris from Merapi, (2) volcanic ashes, (3) lahar, (4) lava, and (5) pyroclastic flow.

The non volcanic-related threats consist of: (1)

landslide (in the mountain, gorge and river), (2) traffic accident (of trucks and motorcycle), (3) kidnapping, and (4) animal threats (in the forest and fields).

From those lists, we found that children around Merapi are familiar already with the types of volcanic threats that might occur around Merapi. They even give new insights that the threats around Merapi are not just those related to volcanic activities, but also other natural and man-made threats.

Children's perception of volcanic related-threat will be explained in more detail according to the locations: at home and at school, since their home's condition could be different from the school's condition. The analyses are focused on the significant patterns which were found by the characteristics of school area and geographic locations of some groups of houses.

a. Children's perception of threat around school

This section consists of hypothesis testing of the assumption made before going to the field. In this study it was assumed that the three schools have different locations and past volcanic eruption exposure type, which provided a basis for choosing the sample schools. Chi-square test was employed to test whether those three schools are significantly different in terms of how children perceive the likelihood of injury due to volcanic threats when they are at school. The summary of basic differences of the three school areas are shown in Table 4.

Through the history from the records of Merapi eruption, the pyroclastic flow used to travel more to the western flank of Merapi than to the east. For this reason, an assumption was made that communities who live in the west are more experienced than those in the east. Tarakanita Tritis school area is located in the western most among all school areas in this study. In 1994, the pyroclastic flow traveled towards this school area, which causes some casualties of 63 died and hundreds injured particularly those from Turgo hamlet. The other two schools had never experienced that hazard until the eruption in 2006, with no casualties, except for two outsiders whom at that time were trying to protect themselves in a bunker. The lava in 2006 flowed towards the direction of village where Pangukrejo School is located, but it did not reach the villager's houses. There were also lahar and pyroclastic flow traveled through the river nearby Srunen school area which destroyed two sabo dams.

Table 4 Characteristics of each school based	on past
volcanic exposure	

Characte	ristics	School Area									
related to	o Past	Tarakanita	Pangukrejo	Srunen							
Volca	nic	Tritis									
Expos	ure										
Location		Southwestern	Southern	Southeast							
(western	flank	flank	flank	flank							
is	more										
experienc	ed										
than	the										
eastern)											
1994		Pyroclastic	-	-							
		flow, 63									
		died,									
		hundreds									
		injured									
2006		Ashfall	Ashfall,	Ashfall,							
			lava	lahar and							
			directed	pyroclastic							
			towards	flow							
			here but did	traveled to							
			not reach	the river							
			houses of	nearby,							
			villagers,	destroyed							
			destroyed a	two sabo							
			camp site, 2	dams, no							
			outsiders	casualties							
			died in a								
			bunker								

Those different past volcanic eruption exposure in each school area were tested whether there is a significant correlation to the current perception about the likelihood of injury caused by the hazard occurrence. The correlation of experience and likelihood of volcanic hazard occurrence around home was not tested statistically. Children's homes are located in different places, thus the perception about hazard around home might be influenced by the location of the home. In this section the focus is only where children would perceive on the threats of the same place, i.e. school.

As shown in Table 5, there is a significant difference between three schools, or significant relationship between the past volcanic exposure type and perception about getting injured due to the occurrence ($\chi^2 = 15.189$, p = 0.00). From the cross tabulation table, it is shown that most children of Tarakanita Tritis think that the likelihood of occurrence is high, followed by children of Srunen school. It is different case for children in Pangukrejo. Although Tarakanita Tritis school area experienced the exposure in 1994, which is not so recent and most children in this study were not born yet, it is likely that they receive the information from their parents or other people who experienced 1994 eruption, especially the large number of victims from the village might be the factor that made children from Tarakanita Tritis who participated in this study perceived the risk of getting injured due to volcanic threats as high.

		Likelihood of Injury due to Volcanic									
		Hazard	Occurren	ice around S	chool						
		High	Low	Unlikely	Total						
School	Tarakanita	16	6	2	24						
Area	Tritis	10	0	2	24						
	Std.	1.(1	0.42	1 (7							
	Residual	1.01	-0.43	-1.0/							
	Pangukrejo	6	14	9	29						
	Std.	1.02	1.02	0.50							
	Residual	-1.93	1.02	0.39							
	Srunen	20	8	13	41						
	Std.	0.20	1.01	0.79							
	Residual	0.39	-1.21	0.78							
	Total	42	28	24	94						

Table 5 The result of chi-square test

 $(\chi^2 = 15.189, p = 0.00)$

The major contributor to this test is "Pangukrejo – High likelihood" (negative). This means that there

are fewer children of Pangukrejo who perceived the likelihood of getting injured due to volcanic hazard occurrence around school as high than would be expected by chance. Overall, it could be concluded that children from Pangukrejo tend to perceive volcanic risk as unlikely to occur around school and children from Srunen tend to perceive it as low. As for Tarakanita Tritis, although it is not the major contributor of the significance, but it is shown that the tendency of their perceptions is high.

Additionally, from the data of mapping activity, some reasons of participants who identified that their schools are dangerous if Merapi erupts, are provided below from each school:

(i) Participants from Tarakanita Tritis School stated that their school is dangerous if Merapi erupts, because: (1) there is no parents at school, (2) the volcanic ashes reached school (in 2006), and (3) falling debris from the roof, walls, and weak woods in each class of the school may occur (structure and quality of the school building)

(ii). Participants from Pangukrejo School stated that their school is dangerous if Merapi erupts, because the school's roof tiles could fall and walls could crack

(iii). Participants from Srunen School stated that their school is dangerous if Merapi erupts, because (1) the volcanic ashes reached school (in 2006), (2) the school could collapse, and (3) it is close from the mountain and gorge, which could be affected by Merapi.

b. Children's perception around home

The perception of whether the participant's own home is dangerous or safe in case of volcanic activities and the location of houses relative to the source of hazard are discussed in this section. Participant's perceptions about their houses were derived from daily activities mapping and the follow-up interview, where they identified dangerous locations if Merapi erupts. The locations of participants' houses were derived from observation activities, where the research team marked the coordinates of houses by GPS and plotted them into a map by Google Earth.

Group	Characteristics	Perception	Reasoning					
		about home	(1) alaga ta Marani					
А	5.6 - 7.3 km from the	Dangerous	(1) close to Merapi					
	summit of Merapi		(2) close to the gorge (about 200 meters from the gorge)					
	Belongs to Tarakanita		(3) many dangerous objects at home					
	School Area		(4) falling debris potential					
В	4.2 -7.2 km from the	Safe	(1) far from Merapi					
	summit of Merapi		(2) far from the gorge					
	Belongs to Pangukrejo		(3) the eruption has never reached this village					
	School Area		(4) protected by trees in the forest					
			(5) the dangerous areas are only around the mountain, the forest, the road					
			that leads to Merapi, and Kali Adem area (from lahar and pyroclastic					
			flow)					
С	4.9 - 7 km from the	Safe	(1) far from the gorge					
	summit of Merapi		(2) it is safer inside the home					
	600 - 700 m from the		(3) being at home is safer than on the road (there was a traffic accident during					
	gorge		evacuation)					
			(4) they can avoid the ash fall if inside the home					
D	5.2 - 8.6 km from the	Dangerous	(1) the danger of lahar					
	summit of Merapi		(2) the danger of ash fall					
	<500 m from the gorge		(3) close to the gorge					
			(4) houses can collapse					

Table 6 Groups of children's perception about volcanic threats at home based on house locations



Fig 1 Groups of houses based on children's perception

The analyses were done for each school area, by first identifying the perception of each participant and his/her house location and further group them according to proximity and characters of surroundings. Additionally, the reasoning behind the perceptions will be analyzed from their own statements in the interview. The result of analysis is shown in Table 6 and Figure 1.

As shown in Figure 1, the study area is basically divided into four groups according to the distance, surroundings, and their risk perceptions. Tarakanita Tritis was formed into one group (A Group). Regardless of the distance to Merapi and gorge, most of the group members in Tarakanita Tritis perceived their homes as dangerous if Merapi erupts. This could be due to the 1994 volcanic eruption that influences their risk perceptions. The same case happened when grouping children's houses in Pangukrejo (B Group) to Tarakanita Tritis, but Pangukrejo children tend to perceive the opposite of children from Tarakanita Tritis. This is consistent with the analysis result for the experience based on school area discussed in the previous section.

As for Srunen school area, a pattern was found related with geographical position. Those who live closer to the gorge, regardless they are close or far from the summit of Merapi (C Group), perceived that the house is dangerous. Their reasons are because it is close to the gorge, it could be reached by lahar and ash fall, and their houses might collapse. In the contrary, D Group, children who live in the middle – north part of this school area perceived that their homes will be safe if Merapi erupts, with the reasons of the distance to the gorge, traffic safety during evacuation, and being inside of home to avoid the ash fall. The summary of result of this grouping is presented in Table 6.

6. Discussions

Children from Pangukrejo School tend to perceive the lowest likelihood of injury around school compared to the other two schools. Many children from this school evacuated but they found out that their school area was safe from the eruption, more over the lava traveled towards their school area but stopped few hundreds meter before the house of key holder of Merapi who did not evacuate at all during the eruption. This could be the reason of why Pangukrejo children's perception turned negative instead of increased. Most of them also perceived that their houses are safe if volcano erupts, with the reasons that their houses are far from the hazard source, protected by trees in the forest, and the eruption has never reached their school area. Similar behavior found by Paton et al (2008) that some particular disaster experience, such as one with relatively low intensity, increases risk perception and perceived preparedness but on the contrary decreases preparedness. In this study, it was found that the disaster experience could even decrease children's perceived risks.

The fact that children learned from their experiences and just take it for granted can be seen from children in Srunen school area. The risk perception of children from this school lies in between children from Tarakanita Tritis and Pangukrejo. In general, they perceive volcanic risk as low, because of similar reason with that of children from Pangukrejo that they evacuated already but the eruption did not affect their villages in the end. However for Srunen school area, a pattern based on the location of houses was found. The 2006 pyroclastic flow traveled as far as 7 km along Gendol River. The topography of Srunen school area makes Gendol river more accessible for people, especially in the southern part of Srunen school area because the terrain in the sourthern is less steep than the northern part and the southern part of Srunen school area is near to the river compared to the northern and compared to Pangukrejo school area. Thus, children who live close to the river perceived that their houses are dangerous if Merapi erupts. This is not the case for children who live in the northern of Srunen school area, even though they live less than 6 km from the summit of Merapi. They mostly perceived that their houses are safe if Merapi erupts with the reason of being far located from the gorge.

The way children from Srunen School perceive volcanic hazard is limited to what they have experienced in the past, which was their first

experience, because the past Merapi volcanic eruption tend to direct towards the west than to the east. The 2006 eruption directed through the river channel, thus the knowledge is only limited to the danger is located close to the river/gorge. This is similar to the behavior found by Lavigne et al (2008), that although the communities in Merapi have a high awareness of Merapi hazard, they lack of knowledge of volcanic processes. However, the fact that some children in Srunen realized the danger of not only volcanic hazard itself, but also the danger during the evacuation, could give a new insight to improve traffic management in the study area during evacuation. They realized so because they have the accident experience during evacuation in 2006 volcanic crisis. The children who think about this accident experience perceived that being inside their homes are safer than on the street to evacuate, despite the fact that their houses are located close to the summit compared to the other houses.

From the analysis of relationship between risk perception and experience based on school area, it is found that children from Tarakanita Tritis tend to perceive the highest compared to the other schools. This is due to the past experience of volcanic crisis in 1994, which caused many casualties from the villagers in that school area. Although most of children in this study were not born yet in that year, the degree of severity from past disaster experienced by the villagers make them learn more about the risk of Merapi volcano, compared to the villagers in the other school areas. Children could realize the risk of living there from communication with their parents, neighbors, and teachers about the real disaster that ever happened in their area. However, since the 1994 eruption reached until only the northern part of this school area, a few children in the southern part of this school area, perceive that their houses are safe if Merapi erupts, because of the close distance to the designated meeting point of the villagers before going to the evacuation shelter, and because they think that their houses are far from Merapi.

It can be concluded that children tend to perceive the volcanic risk based on what happened in the past experience (including the type of hazard happened) and the distance from where they live to the scene where past eruption reached. And recent eruption does not guarantee high perception of children, but it also determined by the impact caused by the past eruption. Thus, these children need more knowledge about the characteristics of the volcanic activities, which might change from the past, including the history of past eruption (not the recent ones), and how it might affect their areas.

7. Conclusions

Several points conclude this study analyses and discussions:

- a. There are two possible ways of children to get information about volcanic threats: communication with other people and experience of physical environment/ events.
- b. In general, children in the study area have a good awareness about Merapi threats, but still limited to the knowledge about other risks that Merapi eruption may cause to their area.
- c. They tend to perceive the volcanic risk based on what happened in the past experience only in their local area (including the type of hazard happened) and the distance from where they live to the scene where past eruption reached.
- d. More recent eruption does not guarantee high perception of children about volcanic threats, but it could be influenced more by the degree of severity of the eruption.
- e. The threats perceived by children around Merapi volcano about their spaces of activities include not only volcanic related threats, but also landslide, traffic accident, kidnapping and animal threats.

8. Recommendations

Several recommendations for policy related to the enhancement of risk communication for children who lives around a volcanic prone area are formulated as follows:

- a. Encourage risk communication in the study area through different types of children's activities: educational, religious – cultural, social – leisure, and livelihood supporting activities.
- b. Consider different scenarios for emergency

management based on children's activities (time, locations, availability of guardians)

- c. A disaster education priority to target children who have lower risk perception. In this study, children in Pangukrejo school area should be the priority.
- d. Emphasis on disaster education materials: (1) past volcanic eruption, (2) characteristics of volcanic hazard in eruptions, (3) the impacts which might change from time to time.
- e. Disaster education for children around volcanic prone are which conducted during or soon after a volcanic crisis.

Acknowledgements

The authors are grateful to the children and teachers of Tarakanita Tritis, Pangukrejo, and Srunen school for their full cooperation during the fieldwork.

References

- Dashiff, Carol. (2000). Data collection with adolescents. *Journal of Advanced Nursing*, 33 (3): 343 349.
- Finnis, Kirsten, et al. (2004). Children's Understanding of Natural Hazards in Christchurch, New Zealand.
- Gregg, Chris E., Bruce F. Houghton, David M. Johnston, Douglas Paton, and Donald A. Swanson. (2004). The perception of volcanic risk in Kona communities from Mauna Loa and Hualalai volcanoes, Hawai'i. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 130: 179 – 196.
- Hemming, Peter J. (2008). Mixing qualitative research methods in children's geographies. *Area*, 40 (2): 152 162.
- Kurniawan, M. W. Dody. (2008). Analisis risiko awan panas gunung api Merapi pasca erupsi 2006 terhadap bangunan dan penduduk Kabupaten Sleman. *Master's Thesis*, Universitas Gadjah Mada, Yogyakarta.
- Lavigne, Franck, et al. (2008). People's behaviour in the face of volcanic hazards: perspectives from Javanese communities, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 172 (2008): 273 – 287.

- Lindell, M.K., Whitney, D.J. (2000), Correlates of household seismic hazard adjustment adoption. *Risk Analysis*, 20:13 – 15.
- Lindell, Michael K. and Perry, Ronald W. (2004). Communicating environmental risk in multiethnic communities. Sage, Thousand Oaks, California.
- Newhall, C. G., S. Bronto, B. Alloway, N. G. Banks, I. Bahar, M. A. del Marmol, R. D. Hadisantono, R. T. Holcomb, J. McGeehin, J. N. Miksic, M. Rubin, S. D. Sayudi, R. Sukhyar, S. Andreastuti, R. I. Tilling, R. Torley, D. Trimble, A. D. Wirakusumah. (2000). 10,000 years of explosive eruptions of Merapi Volcano, Central Java: archaeological and modern implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100 (1-4): 9–50.
- Paton, Douglas, Leigh Smith, Michele Daly, and David Johnston. (2008). Risk perception and volcanic hazard mitigation: individual and social perspective. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 172: 179-188.
- Peek, Lori. (2008). Children and Disasters: Understanding Vulnerability, Developing Capacities, and Promoting Resilience – An Introduction. Children, Youth and Environments, 18 (1): 1-29.
- Plan UK. (2002). Children in disasters. After the cameras have gone. *Final Report*.
- Riley, Matilda White and Riley, John W Jr., (1951). A sociological approach to communications research. *The Public Opinion Quarterly*, 15 (3): 445-460.
- Ronan, K.R., and Johnston, D.M. (2001). Correlates of hazard education programs for youth. *Risk Analysis*, 21 (6): 1055 - 1063.
- Ronan, Kevin R., Kylie Crellin, David M. Johnston, Kirsten Finnis, Douglas Paton, and Julia Becker. (2008). *Children, Youth and Environments*, 18 (1): 332 – 353.
- Thouret, J.C., Lavigne, F., Kelfoun, K., Bronto, S. (2000). Toward a revised hazard assessment at Merapi volcano, central Java. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100: 479-502.

子供達の生活活動空間における脅威認識に関する研究

Risye DWIYANI・岡田憲夫

要旨

多くの場合,災害時において子供達の年代が最も脆弱で影響されやすいとされている。しかし,子供達の声に耳を傾 けない災害管理に関する政策が多い。この研究の狙いは、リスクコミュニケーションの際の子供達の要求を調査する第 ー歩として,彼らに接近し、声を聞いてやることである。この論文はメラピ山に最も近い3つの小学校で行われた3 つのデータ集積方法による分析について触れている。子供達の活動空間において彼らが**脅威**と認識しているのは火山災 害に関するものだけではなく、交通事故や動物から来る危害等他の**脅威**もある。火山災害の認識に関しては類似する場 所に住んでいる子供達の間で独特パターンが見つけられている。発見に基づいて、筆者は調査地域内におけるリスクコ ミュニケーションの活性化のための提案をいくつが挙げておく。

キーワード:子供達,認識,リスクコミュニケーション,メラピ

四面会議システムで行う知識の行動化形成過程の構造化検証に関する 基礎的な研究

羅貞一*·岡田憲夫

*京都大学大学院工学研究科

要 旨

本稿は、四面会議システムで行う知識の行動化形成過程の構造化について述べる。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四面会議システムは、「SWOT分析」、「四面会議 図」、「ディベート」、「行動計画書」から構成されている。参加者の協働作業による「四 面会議図」と「ディベート」のアクティビティから発現される「個別行動計画案の変容と 構造化」を四面会議では「知識の行動化形成過程」と定義している。京都市中京区の自主 防災会の事例研究では四面会議システムの行動化形成過程の構造化をISM法で分析した。 分析結果から、目標達成のために行動計画案の間では、多くの因果関係を持つ中核的な役 割を果たしている行動計画要素が存在することが分かった。

キーワード:四面会議システム,協働行動計画,参加型ワークショップ,住民防災活動, Interpretive Structural Modeling (ISM)

1. はじめに

近年,防災教育分野では,地域防災力の向上を目 的にする参加型ワークショップがよく行われている。 岡田(2006)は,地域防災力の向上には,自助・共 助・公助のネットワーク化と相互補完による多様な 戦略対策の重要性を述べている。その中で,「自助」・

「共助」では、特に個人や地域コミュニティの役割 と助け合いが役に立つことを指摘している。特に、 地域コミュニティの住民参加は、地域防災力の向上 のためには、欠かせない重要な要素のひとつである (岡田, 2004)。

このような住民参加を支援する方法の一つとして, 災害の特殊性や参加者の特性を生かした参加型ワー クショップは有効である(内閣府, 2006)。しかし, 既存の参加型ワークショップ手法は,ファシリテー ターが設定したシナリオに沿って個人レベルを対象 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(risk awareness)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集団活動の 学習体験までには至らなかった。

一方,四面会議システム(羅ら,2008a)はもとも と地域コミュニティの小集団によるまちづくりの行 動計画づくりの実践戦略技法として鳥取県智頭町で 開発された歴史を持つ。筆者らは本技法を自主防災 組織による平常時の地域防災活動計画に適用できる ことを実フィールドにおいて検証している。すなわ ち本技法を用いて,コミュニティの減災を目的とし て参加者が協働作業で災害リスクを認識し,その対 策案として行動計画案を自ら生成・補完して完成さ せる過程の共助の学習体験ができることが明らかに なってきている。

本研究では、特に四面会議システムの「知識の行動化過程」の構造特性化について述べる。参加者の協働作業による「四面会議図」と「ディベート」のアクティビティから発現される「個別行動計画案の 変容と構造化」を四面会議では「知識の行動化形成 過程」と定義している。本研究では、ISM法的思考 を用いて個別の行動計画案の変容が全体の行動計画 構造化を再構成することを示して、四面会議システ ムの知識の行動化形成過程を評価する試みを紹介す る。実例として、2008年1月26日に京都市中京区の朱 雀第八学区の自主防災会を対象に行われた「安全・ 安心マップづくり」を取り上げる。

2. 四面会議システム

本章では,四面会議システムの基本的事項や特性 について説明する。

2.1 四面会議システムの概要

四面会議システムは、1991年、鳥取県智頭町の中山 間地域活性化のために行動計画づくりの実践戦略技 法とし開発された(岡田・寺谷,2005)。現在でも 地域コミュニティによるまちづくりの行動計画づく り技法として活用されている(2008年1月・6月、鳥 取県智頭町山郷地区)(Photo 1)。四面会議システム は、「SWOT分析」・「四面会議図」・「ディベー ト」・「行動計画案図と発表」の四つのアクティビ ティから全体のプログラムが構成されている。全体 の計画内容を四つの行動要素に分割し、これを四面 の役割または機能として分担し、後でこれらを統合 する点が特徴である(Fig. 1)。参加型ワークショップ で活用する場合は、参加者の数は8名から16名までを 想定している。



Photo 1 Yonmenkaigi System in Yamasato area of Chizu-cho (2008,6)

2.2 四面会議システムのプロセス

参加者は最初「SWOT分析」(Hill and Westbrook, 1997)アクティビティを通して,対象になる地域コ ミュニティの現状を「Strength」・「Weakness」という 内部要素と「Opportunity」・「Threat」という外部要素に 分けて地域診断を実施する。この過程を通じて参加 者が持っている個別な知識と情報を共有することが できる。また,知識・情報の共有だけではなく,共 通認識された問題意識や対象に対して定義と処理限 界を定める作業である。この過程で導出された問題 認識から,参加者は地域コミュニティに見合う目標 を具体させるためのテーマや目標達成のための計画 実行期間や役割分担を自ら設定する。



Fig. 1 Process of the Yonmenkaigi system method

「四面会議図」アクティビティでは、その目標を 達成するために各面の役割ごとに分かれて付箋紙 (正方形、74mm*74mm)に部分的行動計画案要素を 作成する。「四面会議図」の作成においては、模造 紙4枚を使って正方形の四面会議図を作る。一般的に は四面の役割分担は、「Management」・「PR & Information」・「Soft Logistics」・「Hard Logistics」 Soft Logistics」で構成される。また、計画実行の期間 区別は、目標達成期間を考慮し時間系列で3-4段階に 分けて行う。各役割分担に2~4名の参加者を一つの グループに配置して、問題解決のための役割分担グ ループの行動計画案を作成する(Fig. 2)。



Fig. 2 Typical patten of the Yonmenkaigi chart (Na et al.,2008)

「ディベート」では、各グループから作成された 行動計画案を他の面の部分的計画案の整合性や実行 可能性を相互に検証しあい、併せて全体的な統合的 行動計画案を確定する。

ディベートは巡行ディベート(Debate 1)と逆転デ ィベート(Debate 2)で構成されている。逆転ディベー トは参加者が今まで担当したグループから対面グル ープに移動して役割を変更するディベートである。 この逆転ディベートを通じて自分の計画案の不完全 性を自らが批判して,他のグループと協同で行動計 画案の実践可能性を改善する。

Table 1 General and inverse debating in the Yonmenkaigi system method

Role	Management	PR &					
		Information					
General	Group A	Group B					
Debate							
Inverse Debate	Group B	Group A					
Rules	Defend Own C	łroup					
	• Criticize the O	Criticize the Other Group					

最後に「行動計画案図と発表」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。

2.3 四面会議システムの特徴

地域防災力の向上を目的にする参加型ワークショ ップにおいて,既存の多くのワークショップ手法は 災害発生後の個人レベルからの状況判断の対策と一 方的な送り手のリスクコミュニケーションによる災 害リスク認識の学習体験に重点を置いたことに対し て(羅ら,2008b),四面会議システムは,災害時の瞬 間的な状況判断ではなく,与えられたテーマから達 成目標を自ら決めて,実現のための計画期間を設定 し,小集団中心の実行可能な実践的行動計画案を作 成ことである。

また平常時から個人や小集団の防災活動及び地域 防災力向上を支援する地域防災計画づくりを中心に 扱った。四面会議システムワークショップでは、参 加者は実行可能な行動計画案づくりという目標を持 って、地域コミュニティの防災力向上のためのワー クショップを実施する。

3. 四面会議システムにおいて協働的知識の 行動化過程:ディベート

四面会議図の中で表現されている行動計画案(付 箋紙を使用)は、目標達成期間によって大きく三つま たは四つの実行期間に分けている。実行期間の領域 を区別はしているが、同じ実行期間領域中でのそれ ぞれの行動計画要素は独立的な個別行動計画案であ るため各行動計画要素の配列だけでは、行動計画要 素間の時間的・構造的な連携性が存在しない。即ち、 行動計画案の因果関係や順序関係の構造が明確に表 現されていない。そのため、実行期間領域の中で左 から右の方向に行動計画要素を配置することで行動 計画案の大体の実行順序を表現している。

つまり,目的達成に必要な多くの行動計画案を(同 じグループの)参加者同士がお互いに提案して行動 計画案の実行のために必要な計画実行期間をグルー プ内部の中で議論して,計画実行に必要な準備期間 に沿ってまず1次的に配置する。



Fig. 3 Arrange of action plan components in the time frames

しかし、ディベートを実施する前の発表準備の段 階で、自分たちの計画案をグループ内で評価・点検 をしながら、行動計画案の実現のための行動シナリ オを決定する。この時点から独立されていた個別の 行動計画要素の間では、グループの行動計画シナリ オによる行動計画案の実行順序の関係性が生まれる。

ディベート過程は,役割分担された個別グループ の行動計画案のシナリオから,行動計画案の実現可 能性を評価しながら,他のグループとの協働作業に よって行動計画要素間の実行の因果関係と実行優先 順序を考慮して全体的な行動計画案の実践性を補 完・向上させていく過程である。

従って,全体的な行動計画案を実現実践のための 「個別行動計画案の変容と構造化」が行われる。四 面会議ではこのような過程を「知識の行動化形成過 程」と定義している。

巡行ディベートと逆転ディベート後の協同的な行 動計画案の再配置及び変容が終わって,最終的な四 面会議の行動計画案が完成される。参加者は自分の グループの目標実施シナリオと他のグループシナリ オの理解から,統合的な行動計画案を参加者全員が 共有することになる。これは、参加者の知識・情報 がより、実践的な行動化に結びづく過程である。

3.1 思考プロセスと視点の拡張

ディベート過程を通して,参加者の思考範囲は, 自分のグループに対する局地的思考範囲から全体的 思考範囲に拡大する。同グループの要因分析・目標 設定・行動計画案の選択などは、局地的思考の要素 である。しかし、ディベート1,2を通じてグループ 全体の行動計画案の実行達成のための思考範囲の転 換を経験しているので、参加者の思考プロセスは問 題解決の流れを個別グループから全体の視点に拡張 することが可能になる。

4. 朱八防災会の研究事例

4.1 中京区朱雀第八地域の自主防災会

朱雀第八学区は、人口10,939名(平成17年2月1日 現在)と面積1,055km2で京都市中京区の一番大きい 学区である。学区内には総合病院, JR円町駅, 花園 大学,公立・市の高校,幼稚園・保育園が整ってい る。商店街に加え大規模小売店舗など生活と通学に 便利なため学生が多い学区でもある。学区の防災組 織(以下,朱八防災会)は、本部役員会と54町内か らの支部長会で構成されている。支部長は毎年変わ ることから、支部長が防災に関する専門的な知識や 活動を継続することは難しい。朱八防災会は、昭和 62年から自治連合会に属して活動を開始している。 本部役員会は朱雀第八学区の防災活動を始め、支部 長に対する防災・消防の教育なども行なっている。 今活動をしている構成員は会長をはじめ17名である。 防災関連の特徴としては、消防団と総合防災訓練や 夜回りなどを一緒に行なうことでお互いに強い連携 を持っている。

4.2 朱八四面会議システムワークショップ

2008年1月26日に京都市中京区朱雀第八学区で自 主防災会の本部役員(8名)が参加する防災活動計画 四面会議システムが3時間半で実施された。「安全・ 安心マップづくり」をテーマにして、1年を実施計画 期間とする短期集中型行動計画案を作成した。事前 にアンケート (2007, 12, 22~2008, 1, 8. 65名回 答,対象は本部役員会,支部長会,消防団)を取り 四面会議システムの弱点である参加者だけの意見偏 重化(客観性の欠如)を補完した。四面の役割構成 は、①本部役員会(Management Group),②支部長 (Soft Logistics Group), ③ (マップ製作に必要な) 情報 (Hard Logistics Group), ④交流 (PR & Information Group)の4グループに2名ずつ分けた。計画実行の 期間は, Fig. 3のように3ヶ月以内・6ヶ月以内・一年 以内・一年後の四つに分けていた。四面会議システ ムのプロセスを通して,参加者は自ら協働的行動計 画案に沿って次の安全・安心マップづくりの行動指 針シナリオを設定した。

[1] 最初に防災会の(四面会議に参加した)メン

バーは、マップの必要性を他のメンバーにも認識さ せ、本部会議を開き、災害リスクを全体で認識する。

[2] その後,防災マップ製作の必要性を自治連合 会などに説得する。

[3] しかし,防災マップ製作が実現するためには, マップ製作に必要な情報や資源が必要である。

[4] また,防災会だけでは情報の収集や財源の確 保ができないため支部長(情報収集)と自治連合会 (資源)との協働作業を進める。

4.3 協働的知識の行動化過程:行動計画要素 の変容

四面会議ワークショップ手法では、参加者は行動 計画要素のカードを使用して、自分の意見や視点を 表現したり、変化したりする。ディベート過程で、 カードの変容を通して協働的知識の行動化過程が反 映されている。



Fig. 4 Card movements during debating

ディベート過程から発現されるカード変容には, Fig. 4のような基本的なルールが存在している。 [1] 追加 (Add a new card):新しい行動計画要素が 追加される。朱八四面会議では,ハザードマップの 重要性を見せる実例の資料収集カードが,マネジメ ントの役割を遂行する本部役員会グループに新しく 追加された。それは,ハザードマップの有用性をう たえるためには先にその重要性の実例を示さなけれ ばならないという意見である。

[2] 移動(Move a card): ある行動計画要素は,元 のグループからより実行実践に適切なグループに移 動する。

[3] 削除(Delete a card):実現可能性が低いまたは、必要ない行動計画要素カードは削除する。

[4] 更新(Renewal of a card):

元の行動計画要素カードから,より実現可能性が補 完される。

[5] 再配置(Arrange cards): グループ内から行動計画要素カードの実行計画期間が変更される。

[6] 協働(Collaboration shifts of cards):

行動計画要素カードを実行するためには、二つ以上

のグループの協働が必要である。朱八四面会議では, 本部役員会グループで,9つの行動計画要素カードが 他のグループとの協働作業が必要であることが認識 された。参加者は,目標達成のためには,自分のグ ループだけでは能力の限界があるため他のグループ との協力体制づくりの重要性を言った。

朱八四面会議ワークショップでは, Table 2のよう に,本部役員会 (Management) 18枚,交流 (PR & Information) 18枚,支部長 (Soft Logistics) 18枚, (マ ップ製作に必要な) 情報 (Hard Logistics) 24枚の行 動計画要素カードができた。

ディベート後,行動計画要素カードは,総99枚で 各21枚,27枚,21枚,30枚に増えた。Table 2の協働 のカードは,共同で働いているグループの各々で数 えられた。

Table 2	Action plan	components	before	and	after
	(lehate			

	Managan	PR &	Soft	Hard		
	managem	Informati	Logisti	Logisti		
	ent (M)	on (I)	cs (S)	cs (H)		
Before	19	19	19	24		
debate	10	10	10	24		
Changes to	action plan co	omponents aft	ter debate			
Arrange	1	0	1	4		
Add	2	3	0	3		
Move	1	1	0	0		
Collabora	0	0	4	5		
te	7	0	4	3		
No	0	15	16	19		
change	8	15	16	18		
Total	21	27	21	30		

5. 四面会議の行動計画構造化

5.1 知識構造化法の紹介

本論文では、四面会議システムのディベート過程 で発現される知識の行動化過程をより、構造化・階 層化に明示させるために、ISM法の応用手法である 「知識構造化法」から分析を行った。

ISM(Interpretive Structual Modelin)法は、社会システ ム工学の分野から、複雑な構造を、定性的に分析し て体系的に把握するためのひとつの手法として、 John N.Warfild(1973)によって提案された理論である。 グラフ・マトリックス技法によって複雑な全体関係 を構造化、階層化するというものである。ISM法で は、要素Iと要素Jの因果関係を比較して、その要素 の階層構造化を明確にする。 ISM法の応用から得られる効果としては,個別行 動計画案の要素の連関性を階層構造に明確に明視さ れることである。参加者が作成した行動計画案の各 要素の連関性を階層化・構造化して,グループ内の 行動計画実行のために全体的なシナリオ構成を論理 的過程で作ることができる。

5.2 ISM法の項目構造化と四面会議の行動計 画構造化の関連

ISM法では、項目Aと項目Bの因果関係を明視して 全体の階層構造化を明確にする。本知識構造化法で は、項目Aと項目Bの因果関係から拡大した実行順序 を階層構造化する。行動計画要素 Aと Bの行動計画 案の実行順序を決める時,前提条件または、事前に 行動計画要素Aを実施するのか,行動計画要素Bを実 施するのかを判断する。特に,同じ期間内の行動計 画案の場合,各行動計画案の階層構造化を明確にす ることは、実行順序の順番を決めることと同じ過程 である。また、中心になる行動計画要素,つまり、 因果関係のリンク個数をたくさん持っている中核行 動計画要素を重点的に実行することが全体的な目標 実行をため行動計画の実現性を保障することになる と考える。

5.3 知識構造化法の適用

本論文では、総合マネジメントの役割を果たした 本部役員会グループを対象に、作成された行動計画 案(Table 3)を知識構造化法で分析した。

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
4	0	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5	0	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
7	0	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
8	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10	0	0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0
11	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
12	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
13	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
14	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
15	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
16	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
17	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
18	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
19	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0
	<u> </u>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	· ·	-	-	-	-	- ·	-

Fig. 5 Precedence relationship matrix of action components for the management group

Table 3の行動計画案の項目間に対し,一対比較で 直接的な因果関係を求めた。Fig. 5のような行動計画 要素の優先順位関係の隣接行列を作成した。Table 3 の*i*項目が *j*項目に直接的な関係があると認めら れる場合(*j*項目が優先順序の行動計画要素であ る。)は*i*行*j*列の要素を1,認められない場合は 0を記入し,Fig. 5に示すような隣接行列 A = (aij) を決定する。このとき,田平(2002)が指摘したように直接的な関係は直感で判断し,深く考えすぎて 間接的な関係までを含めないよう注意する。

Table 3 Action components of the management group

No.	The Action Components of the Management Group		
	in the Shuhachi Yonmenkaigi System Workshop		
1	Thinking about the usefulness of a hazard map		
2	Collecting cases showing importance of a hazard map		
3	Opening the Shuhachi-bosaikai meetings		
4	Creating education flip boards describing the need for a		
	hazard map		
5	Asking the questionnaires of the new hazard map to		
	members of chonai-kai		
6	Deciding who will be the main organization to create		
	the hazard map		
7	Asking representative members of chonai-kai for help		
8	Considering dissenting opinions of creating a hazard		
	map in the Shuhachi community		
9	Reviewing hazard maps of other local communities		
10	Considering the contents of the proposed hazard map		
11	Discussing the feasibility of making a hazard map of		
11	every chonai-kai		
12	Determining the distribution area of the hazard map in		
12	the Shuhachi community		
13	Recruiting new members for the Shuhachi-bosaikai		
14	Meeting with the Shuhachi schools about the		
14	hazard map		
15	Requesting cooperation from the Shuhachi		
	community		
16	Determining whether fund-raising campaigns		
	are necessary		
17	Marking available fire extinguishers in the		
	Shuhachi community		
18	Recruiting volunteers for creating the hazard		
	map in Shuhachi community		
19	opening the Shunachi-bosaikai and chonai-kai		
<u> </u>	Checking the contents of the bagard man before		
20	finalizing		
21	Distributing the hazard man in the Shuhachi		
	community		

本論文では、この分析の計算のためにインターネ ットで公開されている知識構造図作成支援システム を活用した。(デモ版,

http://web.sfc.keio.ac.jp/~suzuryo/study/ism/src/demo/de

mo.cgi)。各行動計画案の関連性の評価は、朱八四 面会議ワークショップでファシリテーターを遂行し た著者の判断基準で作成した。

5.4 行動計画構造化の分析結果

ディベート後,四面会議図の実行期間の区別は,3 段階から,一年後が追加されて4段階になった。本知 識構造化法の分析では,行動計画案を4段階の8レベ ルに構造化することができた(Fig.6)。行動計画案 の実行順序は,1番から21番までに連結している。各 行動計画案の要素カードは,1個から15個までリンク されている(Fig.6)。特に,3番の「本部会議(の 開催)」は,もっとも多くの15個の行動計画要素と 連携している。



Fig. 6 Structural graph of action components for the management group

すべての行動計画要素の経路は,行動計画要素の3 番カード(本部会議の開催)を共通行動計画要素と して進行している。「本部会議の開催」の行動計画 要素は多くの行動計画要素と密接な関係性を持って いる。これは,(本部役員会)マネジメントグルー プの行動計画案を効果的に達成するためにはまず, 戦略的な「本部会議の開催」実行が重要であること を意味している。この分析からマネジメントグルー プは,中核行動計画要素になっている「本部会議の 開催」を通して,「安全・安心マップづくり」の戦略 的な選択と集中から実行実践に必要な活動事項を決 定しなければならない。従って,知識構造化法の分 析で全体の行動計画案の要素中から中核行動計画要 素(本部会議の開催)が識別することができた。

5.5 考察

現在の四面会議図では,各行動計画案の要素は,そ れぞれ対等な位置付けに見えているが,本分析を通 して,行動計画案をより実行実践するためには,行 動計画案の中でも中核な役割を持っている核心行動 計画要素を考慮して計画を実行する必要がある。個 別行動計画要素の中では実行優先関係,重要度が存 在する。

この評価分析の方法は、行動計画案の順序及び前提 行動の判断を分析者の知識と経験による主観的評価 システムである。また、判断基準の客観化をどのよ うに明確にするかはまだ定立されていない。

ディベートから完成された総合行動計画案は、参加 者の視点で実践可能性が評価された全員の合意形成 によって意思決定された結論である。四面会議ワー クショップの参加者に、自分たちが実施した行動計 画案に対して、本分析方法を使った行動計画案の全 体的な実行順序の評価は、その当時のワークショッ プで判断した行動計画案の実行順序が効用的であっ たかをもう一回再考する機会を与えることができる。 この再現行為は、まだ実行されていない行動計画案 を、参加者に知覚させて実践化に移すことも期待で きると考える。

6. おわりに

四面会議図の中で表現されている行動計画案は, 目標達成期間によって一般的に三つまたは四つの実 行期間に分けて計画される。実行計画期間の領域を 区別はしているが,同じ期間領域の行動計画案の各 要素は,因果関係や順序関係が明確にされていない。 同一の実行期間領域で左から右の方向に行動計画要 素カードを配置することで行動計画案の大体の実行 計画順序を表現にしている。そのような行動計画要 素カードの因果関係性と実行順序を明確するために 本研究ではISM法の知識構造図作成支援システムを 使用して各行動計画案要素の階層構造化を示した。 行動計画案の中で中核的な役割を果たしている行動 計画案要素を構造化に示すことができた。朱八四面 会議ワークショップの実例では、総合マネジメント の役割を果たしている本部役員会の行動計画案21個 の項目から、「本部会議(の開催)」の行動計画案 要素が他の15個の計画案要素と連携性をもっている ことが示された。「安全・安心マップづくり」の行 動計画案の実行が実践化されるためには、「本部会 議(の開催)」が行動計画案の進行方向性や方針を 決めるための中核的な役割を果たしていることが分 かった。

参考文献

- 岡田憲夫(2006):総合防災学へのPerspective,総合 防災学への道(荻原良巳・岡田憲夫・多々納一編), 京都大学学術出版, pp. 9-54.
- 岡田憲夫,寺谷篤(2005):四面会議システム解説
 書一地域コミュニケーション技法,社団法人建設コンサルタンツ協会,RIIM Report No. 5, pp. 35-38.
 佐藤 隆博(1979): ISM法による学習要素の階層的
 構造の決定,日本教育工学雑誌 4, pp.9-16
- 田平博嗣(2002): グラフ理論を用いたユーザビリ ティの問題解決手法 -構造モデリング手法の適用 事例の一考察-, ヒューマンインタフェースシンポ ジウム'02.
- 内閣府(2006):平成18年版 防災白書.
- 羅貞一・岡田憲夫・竹内裕希子(2008):減災型地 域コミュニティマネジメントのための戦略的リス クコミュニケーション技法に関する研究,京都大学 防災研究所年報51号
- 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.
- Hill, T. and Westbrook, R. (1997) : SWOT analysis: it's time for a product recall," Long Range Planning, Vol. 30, No.1, pp. 46-52.
- Warfield, J.N. (1973) : Binary matrices in system modeling, IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics, Vol. 3, No. 5, pp. 441-449.

Some Theoretical Considerations for Assessing the Yonmenkaigi Workshop Method in Terms of Knowledge-to-Action Transformation Process

Jongil NA* and Norio OKADA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This paper addresses some theoretical considerations for assessing the Yonmenkaigi workshop method in terms of knowledge-to-action transformation process. Most of current workshop methods mainly treat the risk awareness of disaster and focus on the individual actions in post disaster. A method called "the Yonmenkaigi system" is a new participatory workshop method for improvement of disaster reduction capacity in a community. Such an implementaction plan is required to enable participants from the local community to collaborate together. The method is designed to consist of "SWOT Analysis", "Yonmenkaigi chart", "Debating between Sides", and "Presentation of the action plan". We analyzed knowledge-to-action transformation process of "the Yonmenkaigi system" by using ISM (Interpretive Structural Modeling) in a case study Kyoto City.

Keywords: action plan, disaster prevention, participatory workshop method, the Yonmenkaigi system method, Interpretive Structural Modeling (ISM)

Policy Analysis for Hitting the Right Target: Risk Communication in Mt. Merapi

Saut SAGALA* and Norio OKADA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This paper presents a model of macroscopic and microscopic analysis of how people take decision under disaster condition and societal context that governs a preparedness action. In the study area, common risk communication method includes: a distribution of hazard zone maps to the people, information through radio, disaster preparedness brochures, etc. The variety of responses among respondent opinions on risk communication method means some people do not fully understand how to utilize the information into practice. This study suggests policy makers and risk managers need to adjust the risk communication methods and messages with needs and socio-context of the communities.

Keywords: Mt. Merapi, preparedness, policy, risk communication

1. Introduction

Risk is the possibility that people or property could get hurt (Lindell et al., 2007) and thus it must be effectively communicated to the people who are likely to be affected. Tierney et al (2001) argues that an understanding of how and why households prepare for disasters must be based first on an understanding how the public perceives and act on risk information.

Based on their research, Mileti and Fitzpatrick (1993) suggest that successful risk communication, i.e. communication that stimulates action - is based four principles. on general First, risk communication is a process, and the impact of such communications can not be understood unless the risk message is placed in the context along with such communications. Second. other risk communication involves the joint effects of source and message characteristics (e.g. sources credibility, repetition, frequency of repetition, specificity, type and number of channels used to disseminate information) on the one hand and the characteristics of member target audiences on the other hand. Third, risk perception is multidimensional, involving hearing, understanding, believing, and personalizing a risk. Finally, what people do when they receive risk information is not only of the information itself but other activities which people subsequently engage, such as evaluating the risk information that has been provided, seeking additional information from other sources, and discussing the risk information (community participation) with friends, relatives, neighbors, and coworkers (critical awareness).

Risk communication must compete for attention with numerous other types of information that may be much more salient to the public. Tierney et al (2001) asked the following questions: how much time, effort, and money that people are willing to invest in preparing for disasters.

Therefore, risk communication is often argued to be very important at the core of risk management. Many decision makers, NGO/NPO workers and local champions attempt to educate people in order to increase their preparedness against disaster risks. However, sometimes even after some risk communication is performed people yet are not motivated to effectuate preparedness. This paper presents a model of macroscopic and microscopic analysis of how people take decision under disaster condition and societal context that governs such a preparedness action. In the study area, common risk communication method includes: a distribution of hazard zone maps to the people, information through radio, disaster preparedness brochures, etc. Our observation and interviews from the field suggest that the respondents do not fully understand what the information means, moreover how to utilize them into practice. To investigate this problem, we carried questionnaire surveys and in depth interview in January - February 2008 to communities (N = 322) living at fourteen hamlets in

southern flanks of Mt. Merapi, Yogyakarta (figure 1), Indonesia.

This study is carried out based on the previous studies in this study area (Sagala and Okada, *in review;* Sagala et al., 2009; Sagala et al., in review). Taking the communities in Mt. Merapi as the study area, this study propose some policy analyses to be presented if one wants to increase the quality of risk communication.



Figure 1. Location of Yogyakarta Province



2. Methodology

We carried out the field survey in January – February 2008 at fourteen hamlets at the southern flanks of Mt. Merapi Volcano. We distributed questionnaires to the residents living at this volcano hazard prone area. The total number of respondents that we surveyed in the fourteen hamlets was 322.

This study refers to the results obtained in the previous studies.

The survey method was conducted by using the questionnaire survey administered to the communities in Merapi Volcano in January -February 2008 in fourteen hamlets on the southern flanks of Merapi volcano (see figure 2). The questionnaire was intended to collect data on the evacuation decision and factors related to hazards. The respondents for the questionnaire survey were selected randomly. In total, there were 322 respondents interviewed. This number of respondents represented about 10 - 15 percentage of the total households in the hamlets that were selected for the case study area. To make sure the respondents clearly understood our questions, in each meeting we had assistance from 5-6 facilitators guiding the respondents, and each respondent handled four to six respondents.

3. Study Area

Mt. Merapi is located at the north part of Yogyakarta City, the capital of Yogyakarta Province. This mountain has been regarded as one of the most active volcanoes in the world since it erupts very frequently.

The Merapi volcano is located at the northern part of Yogyakarta City (see figure 1) at the border between Yogyakarta and Central Java Provinces. Several inhabited cities and regions, such as Yogyakarta City, Sleman, Magelang, Muntilan, Klaten and Boyolali, are located nearby this active volcano. In total, in these cities and districts there are about 1 million inhabitants.

The study area is located at the southern flanks of the Merapi Volcano, the areas which were affected by the recent 2006 volcanic eruptions. It belongs to the Sleman district and two sub-districts: Pakem and Cangkringan. In total we surveyed 322 respondents from fourteen hamlets. In the study area, the smallest local administrative unit is the village and each village consists of several hamlets. A hamlet, called dusun in Indonesian, was selected instead of village as the unit of analysis here because the hamlet represents the place where a community lives and in many cases it was found that in each community people take action together with other people from the same hamlet.

Merapi has been very active within the last two decades. The records noted that the volcano previously erupted in 1994, 1997, 2001 and 2006 (Ratdomopurbo et al., 2006). In term of numbers of people killed and size of eruption, the eruptions in 1994 and 2006 are among the most dangerous eruptions within the last two decades. The list of all major eruptions in Mt. Merapi was recorded by Thouret et al (2000) as noted in table 1. For example, in 1994 Turgo hamlet has been severely affected by the eruption that at least 63 people died after the pyroclastic flow climbed down to the hamlet (Paripurno et al., 1999). Despite the negative impacts, the eruptions also bring positive impacts to the people. For example, the most recent eruption in 2006 has brought excessive sands and constructions materials that are exploited by the local people and sold to nearby cities for construction development.

In the 2006 eruption, the Sleman District Government prepared the evacuation shelter located far further down on the southern parts of the volcano. The distances from the evacuation shelters to the volcano vary from 10 - 14 km.

During an emergency, demand for information is intense and this demand places a strain on all responding agencies (Ronan and Johnston, 2005). It is recommended to prepare plans and public information in advanced, prior a disaster occurrence. Okada (2008) proposes the use of "disaster clock" to understand this concept. In this concept, it is assumed that a disaster occurs at 6 o'clock. Prior to that time is a preparation stage, which includes the right time to disseminate information to the public.

Eruptive Events	Type of Eruption	Casualties PF / DF	Affected Villages
1672	Ex, PF, DF	3000	
1822-1823	Ex, PF, DF, D	100	
1832-1835	Ex, PF, LF, D	32	
1849	Ex, PF, LF	Hundreds	
1871-1872	Ex, Tf, PF, LF	200	
1902-1904	Ex, D, LF, PF	16 (PF)	3
1920-1921	Ex, PF, D, DF	35 (PF)	1
1930-1931	Ex, PF, LF, D, ps, DF	1369 (PF + DF)	42
February 1932	Ex, sec. DF	DF	1
1953-1954	Ex, PF, Ph, LF, D	64 (PF)	6
1961	Ex, PF, D, ps, sec. DF	6 (PF + DF)	10
January 1969	Ex, PF, LF, ps, sec. DF	3(PF + DF)	26
1972-1975	Ex, PF, LF, D, sec. DF	9 (DF)	Several tens
November-December 1976	LF, PF, sec. DF	29 DF	Several tens
22 November – 7 December	Ex, PF, ps, DF	66 (PF, ps)	Several
1994			
14-18 January 1997	Ex, PF, D	6 missing, several	
		injured	
April – June 2006	PF	Two died	

Table 1 the List of Major Eruption in Mt. Merapi (Thouret et al 2000)



Figure 3 Information flow during a volcanic crisis in Mt. Merapi

Figure 3 describes how the information flows during a volcanic crises in Mt. Merapi. The main information is, of course, coming from government agencies (disaster mitigation agency, Volcanology agency, Merapi monitoring agency, etc). However there is a relay of this information by radio wave provided by Volcanology agency and some amateur radio association. In each hamlet, people obtain the information through the radio and distributes to the others in their hamlet.

Another means of communication made by the local people includes the development of local siren systems.

4. Results & Discussions

The macroscopic analysis, model of social resilience, comes up with community variables (community participation and collective efficacy) that determines people action in intention to carry out disaster preparedness. It is then followed by institutional variables (empowerment and trust) that support the communities with information and capabilities prior taking a preparedness action.

The microscopic analysis, analysis of evacuation decision, indicates the differences among people when receiving information to evacuate. Some people take their decision on the basis of their disaster experience while some others take their decisions on the proximities to hazard sources. However, there is a unique case where people in a hamlet take their decisions due to their cultural beliefs. The findings on the microscopic analysis illustrate heterogeneity.



Figure 4 Social Resilience of Communities in Mt. Merapi (source: Sagala et al *in review*)

Study on social resilience indicates the following model (figure 4). This model is based on the interaction between individual, community and institutional factors that affect the "intention to prepare" against volcanic hazards.

In the analysis of social resilience of communities living in the southern flanks of Mt. Merapi Sagala et al (2009) found the following model that describes how "intention to prepare" is predicted by the other factors (see figure 5). The model describes what factors that contribute and motivate people to have "intention to prepare". The model found that some collective and institutional factors that contribute to intention to prepare. For example, factor collective efficacy contributes a lot to the intention to prepare.

In other study, Sagala and Okada found the factors that are associated with the household evacuation decisions (Sagala and Okada, in review). They found several factors that are correlated with the household evacuation decisions (see figure 5). Figure 5 explains that the evacuation decisions are correlated negatively with the distance to the sources of hazard (to the volcano and the river). This means the further the residents live from the volcano or far from the river, the smaller is the willingness to evacuate. On the other hand, the closer the distance to the volcano, the higher is the willingness to evacuate. The relationship between evacuation decisions and disaster experience shows a positive correlation. Those who had earlier experience tend to be more willing to evacuate than those who did not have experience. The relationship between natural signals and the evacuation decisions also show a positive correlation but with a less significant value of the correlation.



Figure 5 Relationship between evacuation decisions and hazard-related factors

We asked the respondents whether they understand that they live in hazard prone area. We asked this to the respondents who lived in hazard zone 3 and hazard zone 2. About When the respondents asked whether they understood the meaning of the hazard zone, most of them just knew that it is a dangerous place (figure 6).



Figure 6 Map of Hazard Zone in a respondent's house

However, to a deeper extent like what are the meaning of the legends (colors and symbols) in the map, they did not understand that clearly. There are possible reasons for this lack some of understanding. First, it could be due to lack of further explanation by the authority during the distribution of the map of hazard zone. When we asked the respondents how he / she received the map, they said the map was simply distributed by the local leaders without any further discussion or guidance on the meaning of the hazard zone. The special findings, such as roles of cultural beliefs in evacuation and commuting evacuation, contribute to a special context which may merely occur in developing country. This information is vital in creating a more adaptive risk communication way and emergency process.

Table 2 The classification of the hamlets based on the evacuation decision analysis

	Туре	Hamlet	Influenced by
А	Respondents who experienced	Turgo	Hazard-related factors:
	disaster and held beliefs are		disaster experience
	likely to trust more on their		
	disaster experience		
В	Respondent who reside in the	Pelemsari	Cultural belief factor
	key-holder hamlet tend to trust		
	on cultural beliefs		
С	Respondent who did not	Kalitengah Lor, Kalitengah	Hazard-related-factors:
	experience disaster but resided	Kidul,, Kaliadem, Kopeng,	hazard proximities and
	close to the sources of hazards.	Jambu, Kepuh and Pangukrejo	natural signals
D	Those who stayed far from the	Ngepring, Kemiri, Boyong,	Hazard-related factors:
	volcano (8-10 km) and far	Karanggeneng and Balong	Hazard proximities
	from the key-holder did not		
	evacuate		

For example, the commuting evacuation needs a further investigation of how to provide an optimal time and cost for commuting. Similarly, the finding on cultural beliefs suggest that the cultural leader needs to be heavily involved in the process of risk communication. The fail of persuasion to some people might occur because they trust more to cultural leaders as compared to the local government.

5. Conclusions

This study suggests policy makers and risk managers to adjust the risk communication methods and messages with needs and socio-context of the communities. Ultimately, this study argues that the communities have different characteristics in dealing with disasters. Thus, disaster education program should be adjusted to the needs of each community. For example, for communities where there is much influence of cultural beliefs, it is important to educate the people on the potential of imminent disaster, such as pyroclastic flows. That the past pyroclastic flow did not reach into their hamlet does not mean that there is no possibility in the future. As the role of cultural leader (key-holder) is prominent in this hamlet, it is important to approach the message from the key-holder. For the hamlets where hazards related factors play a significant role, it is important for the emergency manager to remind people to keep their level of awareness. Further detailed information of

how pyroclastic flow might occur should be conveyed to people living in these hamlets so that they understand how dangerous the pyroclastic flow is.

Findings in this study are important in developing a suitable risk communication for communities in Mt. Merapi and other communities facing similar condition. The findings suggest right messages should be communicated through risk communication method which is adjusted to the level of understanding of the communities. For example, to the people in Vanuatu, Solomon Islands, Cronin et al (2004) suggested to include the cultural symbols and simple hazard maps to communicate with the local people. Similarly, for people who hold cultural beliefs it is important to take into consideration their cultural beliefs in such a way to increase their preparedness against the volcanic risks. Noteworthy is to approach and to include the cultural leader (key-holder) for disaster education to the residents.

The findings confirmed that, in members of a collectivistic society, preparing is a process that is carried out collectively, with factors such as "community participation" and "collective efficacy" derived from everyday life being particularly important. These findings imply that community-based approaches to risk management in Indonesia (and in other collectivist societies) will be more effective than those targeting individuals.

The literature provides many examples of community based disaster management in the

developing countries (Allen, 2006; Luna, 2001; Purnomo & Mendoza, 2004; Suyanto, Applegate, & Tacconi, 2001). So-called community based activities are commonly initiated by either local champion in a community or by organizations in the form of NGO, either local or international. The findings from the present study can be used to inform how these agencies work with communities. It allows them to target their intervention (e.g., ensuring hazard issues are identified and discussed in community groups, providing risk management activities in ways that increase collective efficacy). However, evidence suggesting that individual beliefs do play a role suggest that some attention should be directed to this level of intervention. Identifying the contents of intervention at this level must, however, await additional work.

Currently, public hazard education and risk management promotion are carried out on a project basis or soon after a disaster occurs. Because this approach defines disaster preparedness as a process that is separate from people's daily activities, it lacks the condition necessary to facilitate community members' ability to identify and discuss hazard issues in the context of normal community activities. Thus, after a program or campaign, people are not motivated to apply the information into disaster preparedness. Our findings suggest, it is important to integrate risk management and community development for improving disaster preparedness in more collective society. The inclusion of risk management program in community daily activities will significantly increase their capabilities (e.g., collective efficacy) and relationships (empowering) within the communities. Our findings also highlight the roles (local government, emergency of institution managers) to empower the communities. Appropriate coordination between local institutions communities will increase trust and and subsequently motivate people to search for information and carry out preparedness.

Acknowledgements

The authors are grateful to the people living at the southern flanks of Mt. Merapi for their contribution during the interview and field survey. We also acknowledge the help by Institute for Forest and Environment (INFRONT) during the data collection process.

References

- Allen, K. (2006). Community-based disaster preparedness and climate adaptation: local capacity-building in the Philippines. Disasters, 30(1), 81-101.
- BBC 2006, Merapi More than just a mountain 18 May 2006
- Cronin, S., Gaylord, D., Charley, D., Alloway, B., Wallez, S. and Esau, J., 2004. Participatory methods of incorporating scientific with traditional knowledge for volcanic hazard management on Ambae Island, Vanuatu. Bulletin of Volcanology, 66: 652-668.
- Kompas 2006a, Tenda telah tersedia, Warga belum ada mengungsi (Indonesian). The tent is ready but the residents have not evacuated, published on April 24, 2006
- Kompas 2006b, Evakuasi Berlanjut, Pengungsi Minta Pulang (Indonesian). Evacuation continuees, evacuees want to return home
- Kompas 2006c, Tak akan Merapi Buang Kotoran ke Pelataran. (Indonesian). Never will Merapi throw mud to the front yard, published on May 9, 2006Lindell, M. and Perry, R. 2004, Communicating Environmental Risk in Multiethnic Communities
- Lindell, M and Whitney, M. 2000, Correlates of Household Seismic Hazard Adjustment Adoption, *Risk Analysis*, Vol 20, No 1
- Lindell, M., Prater, C. and Perry, R., 2007. Introduction to Emergency Management. Wiley Publisher.
- Luna, E. (2001). Disaster Mitigation and Preparedness: The Case of NGOs in the Philippines. Disasters, 25(3), 216-226.
- Mileti, D. and Fitzpatrick, C., 1993. The great earthquake experiment: Risk communication and public action. Westview Press, Boulder, CO.
- Purnomo, H., & Mendoza, G. (2004). Model for Collaborative Planning of Community-Managed Resources Based on Qualitative Soft System Approach. Journal of Tropical Forest Science, 16(1), 106-131.

Ronan, K. and Johnston, D., 2005. Promoting Community Resilience in Disasters: The Role for Schools, Youth, and Families. Springer.

- Sagala, S. and Okada, N., in review. How do hazard-related factors and traditional cultural beliefs affect evacuation? A case study: Communities in Mt. Merapi, Indonesia. Disasters.
- Sagala, S., Okada, N. and Paton, D., 2009. Modeling the Social Resilience of Mountain Communities under Volcanic Risks: A case study of Mt. Merapi, SMC 2009.
- Sagala, S., Okada, N. and Paton, D., in review. Predictors of Intention to Prepare for Volcanic

Risks, A case study of Mt. Merapi. Journal of Pacific Rim Psychology.

- Suyanto, S., Applegate, A., & Tacconi, L. (2001). Community-based fire management, land tenure and conflict: insights from Sumatra, Indonesia. Paper presented at the International Conference on Community Involvement in Fire Management, Balikpapan.
- Tierney, K., Lindell, M. and Perry, R., 2001. Facing the Unexpected: Disaster Preparedness and Response in the United States. Joseph Henry Press, Washington D.C.

住民の防災行動を促すための政策分析:メラピ山におけるリスクコミュニケーション

Saut SAGALA* · 岡田憲夫

*京都大学工学院研究料

要 旨

本研究は災害時や防災を掲げる社会における住民の意思決定をマクロ・ミクロの両観点から分析した。一般的なリス クコミュニケーション手法には、住民へのハザードマップの配布、ラジオを通した情報提供、防災パンフレットの配布 などがある。リスクコミュニケーションに関する様々な意見を見ると、情報を行動に結びつける手法が確立していない ことが分かる。本研究では、政策立案者とリスク管理責任者がリスクコミュニケーション手法や地域社会におけるコミ ュニティの調整を行う必要性を提言する。

キーワード: メラピ山, 防災, 政策, リスクコミュニケーション
地震の記憶とその語り継ぎに関する国際比較研究 -トルコ・台湾・インドネシアの地域間比較から-

版本真由美·木村周平*·松多信尚**·松岡格***·矢守克也

* 京都大学東南アジア研究所
 ** 台湾大学地質科学系
 ***東京大学大学院総合文化研究科

要旨

過去に発生した自然災害の被災の記憶を忘却させずにとどめるともに、それにより得た 教訓を将来の防災対策に活かすための取り組みが、近年、世界各国で進められている。そ の一方で、そこで扱われる被災の記憶とはどのような記憶であり、それが、どのように継 承されているのか、各地域性を踏まえたうえでの分析はあまり行われていない。本研究は 記憶に焦点を当て、過去10年に大きな地震災害を経験したトルコ、台湾、インドネシアと いう異なる地域の人々が、どのような被災の記憶をとどめようとしているのかを、現地調 査に基づき把握し、その結果を比較検討するものである。

キーワード: 記憶,集合的記憶,地震,自然災害,博物館

1. はじめに

将来起こるかもしれない,地震,津波,地滑りな どの自然災害による被害を軽減するためのアプロー チのひとつに,過去の被災の事実を忘却させずに記 憶にとどめるとともに,それにより得た教訓を異な る世代や地域の人々へ継承する,というアプローチ がある。

災害の記憶は従来, 昔話などの形で自然発生的に 継承されてきたが, 近年, 行政などが意図的にそれ を収集・保存しようという動きがある。例えば, 1995 年の阪神・淡路大震災の後に建設された博物館であ る阪神・淡路大震災記念「人と防災未来センター」 では, 博物館という「場」において, 被災者個人の 記憶を伝える資料の展示が行われている。これは, 国及び地方自治体(兵庫県)が, 意図的に個人レベ ルの記憶を集め,それに, 社会的な意味づけを与え, 広く多数の人に公開しているものである。ここで集 められた個人の記憶は, 広く複数の個人に集合的に もたらされている記憶という意味で, 集合的記憶と 呼ぶことができる(石田, 2000)。

また,そのような集合的記憶においては、単に個

人の記憶が集められているだけでなく、収集や展示 の方法、あるいは具体的な内容において、意識的あ るいは無意識的な選択が行われていることが多くの 先行研究において明らかにされている(阿部ら, 1999)。

例えば, 溝上は, 多文化国家カナダのナショナル・ アイデンティティが, 国民の間で自然発生的に醸成 されたものではなく, 国家が意図的にそれを推進し たことを, 国民統合の「場」としての博物館・美術 館の分析から示している(溝上, 2003)。

また,日本の広島の平和記念資料館は,博物館を 「場」として,被爆した個人の悲しみや苦しみを伝 える物を展示することにより,核兵器のない平和世 界構築の必要性を伝ようとしている。

以上のような議論に基づけば,どの過去を記憶す るのかは,それぞれの社会の価値観や目的の影響を 受けており,その継承には地域差があると考えられ る。

そこで、本研究では、災害の記憶とその継承について、被災者個人が何を記憶しているのか、被災者 個人の記憶が集合的記憶を形成するのか、もし、集 合的記憶が形成されている場合は、その記憶は社会 においてどのように意味づけられているのかを,過 去に大きな地震災害を経験した地域において現地調 査に基づき把握し,結果を比較検討する。

なお,調査対象国としては,トルコ,台湾,イン ドネシアを選定した。トルコ,台湾は,1999年に発 生した巨大地震の被災から10年を迎える。同じ時期 に発生した災害から10年が経過し,何が人々の記憶 として残っているのか,それが地域的な背景とどの ように関わっているのかを捉えることとする。

2. 分析方法

2.1 個人の記憶

個人の記憶については,被災者の「語り」に着目 することにした。ここでの「語り」は,回答者の自 由な語りを重視するものである。災害においては, 時間が一つの基軸となることから,時間の経過に従 い「地震発生時」「避難生活」「災害復興」という時 系列にて記憶を語ってもらった。

設定した質問項目は以下の通りである.

[1]地震発生時の記憶。

[2]避難生活の記憶。

[3]復興過程の記憶。

- [4]災害の記憶(いつ,災害のことを思い出すか。災 害の何を思い出すか。誰かと災害のことについて 話したりするか。忘却しているとすればそれはい つ頃からか。)
- [5]記念式典などへの参加。

調査は、各国の被災地の中でも災害による人的・ 物的被害が大きかった地域において、10人以上に対 し、それぞれ30分以上の聞き取り調査を行った。調 査対象者は、スノーボール・サンプリングにより選 定した。まず、数名のキーパーソンからインタビュ ーを始め、その人を通し順にインタビューを行った。 調査に際しては、ジェンダー、年齢、民族、教育、 宗教、職業に配慮した。また、一般住民に加え、村 長・町長のような立場の人にも聞き取りを行った。

2.2 集合的記憶

被災経験が各地域においてどのように継承されて いるのかを把握するため,カタチとして確認ができ る表象(モノ)に着目することにした。また,記憶 を継承するモノについては,それぞれ,その経緯, モノに関わったアクター(誰が),その目的は何かを, できる限り調査した。具体的な調査事項は以下の通 り.

[1]博物館,記念碑などカタチあるもの。 [2]記念行事。 [3]映像,書籍,雑誌など。 [4]公的史料。

2.3 現地調査概要

現地調査は,前述の質問項目に基づき実施した。 トルコの調査は,木村周平が担当した。現地調査は, 2008 年 8 月 25 日~9 月 5 日にかけて実施した。台湾 の調査は,松多信尚と松岡格が担当した。現地調査 は二回に分けて実施し,第一回目の調査は, 2008 年 8 月 21 日~26 日にかけて,南投縣日月潭,台中 縣東勢鎮で実施した。第二回目の調査は東勢鎮を中 心に 2008 年 12 月 27 日~12 月 30 日まで実施した。 インドネシアの調査は,阪本真由美が担当した。現 地調査は,2008 年 7 月 28 日~8 月 6 日にかけて実施 した。

各地域の「語り」はすべて録音し,録音データに 基づき個々のインタビューを原稿に起こした。調査 結果を,質問項目ごとに整理したものを,第3章(ト ルコ),第4章(台湾),第5章(インドネシア)に 記す。なお,各章は,調査担当者が執筆している。

3. トルコ

3.1 調査概要

調査は、1999 年のコジャエリ地震の震源に近い、 コジャエリ県ギョルジュク市を対象に実施した (Fig1)。ギョルジュク市は人口 12 万人程の小規模な 都市である。1999 年の地震で最も被害を受けたのは、 市北側の湾に面した地区である。同地区は、震源断 層に近く、地盤が良くなかったことから被害が拡大 したと考えられる。被害は、鉄筋コンクリート造の 中・高層アパートに集中した。一方、市南側は丘陵 地帯になっており、建物はまばらだったが、地震後 にその一部に復興住宅が建設されている。



Fig.1 Map of Turkey (Source:http://tr.wikipedia.org/wiki/G%C3%B6lc%C3% BCk,_Kocaeli)

本調査においては、25人の被災者に対してインタ ビューを行った。調査回答者は、男性19人、女性6 人であった(Table 1)。

Table 1 The List of Interviewees in Turkey

-			
No	Sex	age	breief information
T01	female	50	lost husband, daughter, right arms.
T02	male	50	City Goverment Office
T03	male	30	Phsyotherapist
T04	male	50	Phsyotherapist
T05	male	30	Lost both legs.
T06	male	30	City Goverment Office
T07	female	20	University Student
T08	male	40	Barbar working at city center
T09	male	40	Leader of Social Welfare Association
T10	female	30	City Government, Public Health
T11	male	60	retired teacher
T12	male	50	retired
T13	male	30	owner of small shop in relocated area
T14	male	20	working in factory
T15	male	60	retired
T16	male	40	working in teachers' residence
T17	female	30	working in teachers' residence
T18	female	30	working in teachers' residence
T19	male	50	retired, ex-electrical engineer of navy.
T20	male	10	boy. Rescued from debris
T21	female	10	student
T22	male	60	retired
T23	male	40	city government, city planning section
T24	male	60	mayor of relocated area
T25	male	60	retired teacher

(Source: Kimura, S.)

3.2 個人の記憶

(1) 地震発生時の記憶

語りの多くは、地震発生日の揺れる直前の話から 始まった。その日がとても暑い日だったこと、また、 地震に先立って「海で火の玉が出る」「魚が飛び跳ね る」などの前兆現象を見たというものもあった(T08, T12, T14)。

寝るや否や揺れが始まり(午前3時2分),家から 外に出た(T07)。揺れについては,「揺すられ,下か ら突き上げられた」(T06)という語りが多い。この 他に揺れについては,様々な表現がみられた。「篩に かけられたようだった」(T08)。「揺れに伴って唸る ような大きな音を聞いた」(T08,T12)。「釘が抜ける ジーという音を聞いた」(T09)。「ぐるぐる回り,激 しく突き上げられ,ぐるぐる回り,突き上げられる, という感じ」(T11)。なかには,閉じ込められ,しば らくして救出された人もいた(T20,T22)。 揺れが落ち着いた後,人びとは家を出た。周囲は 混雑していた。「あたりは砂ぼこりで一杯だった。母 を呼んだ。家ではガラスの食器が壊れたり,家具が ひっくり返ったり」(T16)。海沿いに住んでいた人は 「外に出ると足元は水浸しだった。津波が起きたよ うだった」(T14)。これは,おそらく液状化現象が起 きたのではないかと推察される。

多くの人はその日は朝まで外で過ごし,知り合いの安否を確認したり(T07),救助活動を手伝ったりし(T06),その後避難していた。

(2) 避難生活の記憶

多くの人が,数日から数カ月の間は家に入ること ができなかったと語った。また,避難の理由として 湾の対岸にある石油コンビナートが爆発するという 噂に言及していた(T07, T21)。避難の仕方としては, 家の前にテントを張る(T16, K18),親族の家を訪ね る(T07),郷里に戻る(T08)と様々であった。また, 支援については,すぐに支援物資が来たという人も いれば,支援が遅く水や食料が不足した(T16)とい う人もいた。また,軍の活躍に言及する人もいた (T04)。印象に残ったこととして,オランダや韓国, イスラエル,ギリシャ,日本など外国からの支援に ついての言及が多かった点が挙げられる(T10, T12, T14, T18)。

相対的に避難生活に関する語りは少なかった。テ ント生活の「苦しさ」(T11)や「風呂,トイレがな いなどの問題があった。家が壊れてしまった人は毛 布もなかった」(T17)程度であった。テントやプレ ハブで生活する人々の要求に応じたり,人々を復興 住宅に移したり,という苦労話を聞いた。

(3)復興の記憶

仮設住宅(プレハブ)での生活は「特に問題なかった」という人が多数であったが、よく聞いてみる と「復興住宅に入居した当初は苦労した」という語 りがいくつか聞けた。例えば、「初めは、復興住宅は よくなかった。雨漏りがしたり、水がたまったり」 (T22, T24)。また、「周囲の人々が顔見知りでなく、 人間関係を築くのに時間がかかった」(T14)などで ある。

一方,特に行政関係者の間には,復興していく景 観に励まされた人もいた。「15 か月ずっとテントで 働き生活した。疲れはなかった。町が少しずつ回復 していくのを見ていると疲れがいやされた」(T09)。

(4)災害の記憶

「昔の友情,近隣関係が失われてしまった」(T04, T05, T24)という形で地震がもたらした決定的な変化 について語る人は多い。また,災害による精神的な 苦痛を未だに多くの人が感じていた。「今でも苦しみ や痛みは忘れられない」(T04)。「今でも精神的な影 響が癒えず,薬を使っている人々がいる」(T03, T04)。 「いまも,鼻の奥がツンとする感じが残っている」

(T05)_°

地震により貧富の格差が広がったという人もいた。「地震で金持ちは貧乏に、貧乏人は金持ちになった」(T01, T04)。

また、災害の原因あるいは今後の教訓として、建 物の重要性を強調する話が複数みられた。「被害を受 けた建物に今でも人が住んでいるが、次の地震で倒 壊するのではないか、また、大きな被害が出るので はないかという不安がある」(T04, T09, T11)。「今で も建物に入る時は柱や梁が丈夫か確認する」(T05)。 「教訓としては、一にも二にも教育。専門的なこと はともかく、あらゆることについては基本的なこと を知っていなければいけない。たとえば建設につい ても」(T09)。「問題は建物である」(T22)。

(5)記念式典などへの参加

今回インタビューに応じた人の多くは、式典が行 われていることは知っているけれども参加していな いと語っていた。「意味がわからない」(T05)。「目的 が違うと思うので。初めは参加したが、もう行って いない」(T10)。「単なるおしゃべりのような気がす るから行かない」(T18)。彼らによれば、式典に参加 するのは新しく引っ越してきた住民とのことであっ たが、次節にみるように、式典に参加する被災者も 少なくない。

3.3 集合的記憶

(1)博物館

地震から5周年となる2004年8月17日に,地震 に関する記憶を集積し展示する「地震文化博物館」 (Deprem Kültür Muzesi)が,コジャエリ県東隣に位 置するサカリヤ県のアダパザル市に開館した。博物 館開設は公共事業住宅省の発案であったが,その後 アダパザル中央市役所が管理することになった。

博物館は、繁華街に近い市街地に建てられており 交通の便は良い。建物は半地下になっており、市民 の認知度も高い。入館料は無料で地震の記念日には 24時間開館している。開館からの4年間でおよそ24 万人の人々が訪れている。

この博物館の入口には「1999 年 8 月 17 日のマル マラ地震で命を失った人々の思い出のために,この 地震で体験されたものを理解させ,思い出させると いう目的のために 2001 年に建設された」と書かれて いる。ここでは「理解させる (anlatmak)」と「思い 出させる(hatırlatmak)」という二つの言葉が使われている⁽¹⁾。深読みすれば、この「場」としての博物館の利用者には、記憶を「思い出させる」人、即ち、すでに地震について知っている人あるいは記憶している人、および「理解させる」人、即ち地震を知らない人、という二通りの人びとが想定されているとも考えられる。

博物館には、入口からぐるりと一周して入口に戻 る一本の通路があり、普通に歩けばものの数分でた どれてしまうほどの広さである。館内は外観と同様、 柱が傾けてあったり、壁に穴があいていたり、と被 災家屋を模したデコボコとしたつくりをしている。 展示物は通路に沿い壁面を利用し配置されている。 同市助役の「地震の瞬間のことを伝えることに主眼 を置いている。それにより地震に対して準備し、今 後の災害での被害を軽減することを目的としてい る」という説明に基づき展示を区分するならば、① 発災時の記録・記憶②防災教育③慰霊の3つに分け ることができるだろう。

①の発災時の記録・記憶に関しては数多くの写真 や新聞記事の入った額、地震の揺れの波線が描かれ た地震計の記録紙がある。②の防災教育については, 入口近くに、台所が再現されており、テーブル、机、 棚が振動台上に置かれている。これ他、救助の様子 を示すジオラマや,構造物についての小さな実験器 具,地震計の模型が展示されている。③の慰霊につ いては,展示の一番奥まったところにある,ガラス のキャンドル群がある。キャンドルはそれぞれ長さ 10cm, 直径 4cm ほどの円筒形をしており, それぞれ に名前が書かれている。これは市内の1999年の地震 の死者全員の名前を記したものであり、傍らの壁面 のパネルには名簿の一覧がある。ここにはノートも 置かれていて、来館者が自由に記入できるようにな っている。キャンドルは、2007年に作られたこの博 物館のなかでももっとも新しい展示物なのだが、そ こに名前を記されているのはアダパザル市の死者だ けであった。

この博物館は 1999 年の地震の犠牲者を悼むこと に加え、その地震を知らない人々にも様々な側面か ら地震に関わるモノを示すことにより、地震を「理 解させる」ものだといえよう。市では毎年 3 月の第 1 週を地震週間とし、小学生にこの博物館を見学さ せるようにしており、2008 年には 3670 人の生徒が ここを訪れたという。

(2)記念式典

コジャエリ地震の記念式典は、地震が起きた翌年 である 2000 年から毎年行われている。2008 年現在 まで継続していることを筆者が確認できたのは、コ ジャエリ県キョルフェズ市,イズミット市,ギョル ジュク市,およびサカリヤ県アダパザル市の4か所 である。記念式典は出来事の記憶と関わるが,多く の場合,その式典と出来事との結びつきを「日付」 や「場所」によって示す。記念式典が一つにまとま らず,複数の場所で行われ続けていることは,1999 年の地震がいかに広範囲にわたって深刻な影響を与 えたかを示しているといえよう。

この4つの式典のうち,筆者(木村)が参加した 経験があるのは,前3者である。いずれも基本的な 構成は似通っており,市長や招待者(商工会議所の 会頭などのほか,地震学などの学者)による講演と, イマーム(礼拝の指導者)の先導によるクルアーン 朗誦をおもな内容とし,8月16日の夕方から深夜に かけて行われ,地震が起きた時刻である8月17日の 午前3時2分まで続く。多くの場合は,日付が変わ る前に行事がいったん終了し,残った式典の運営者 や有志などで3時2分にあわせて,海岸から海に花 輪を投げ入れるなどの行為を行い終了となる。こう した式典の具体的な事例として,2008年のキョルフ ェズ市で行われた式典について少し詳しく見てみよ う。

キョルフェズ市の式典は、住宅街のなかにある地 震記念公園で開催された。この日の主催はやはり市 役所であったが、実質的な運営は町内防災ボランテ ィア(Mahalle Afet Gönüllüleri, MAG)というキョル フェズに支部のある防災 NGO での準備によるもの であった。

式典は8月16日の夕方に始まった。会場付近には 「(われわれは)8月17日を忘れていない(unutmadik) 忘れさせない(unutturmayacağız)」と書かれた横断幕 が張られ,会場はトルコ国旗によって飾られていた。 ここでも「忘れない」が繰り返されていることとと もに,地震の日付である「8月17日」が記憶を指す 名前として機能していることも見ることができる (木村,2006)。

この式典において最初に行われたのは, MAG のメ ンバーたちによる行進であった。彼らは総勢 30 人ほ どが, オレンジ色の救助隊のユニホームを着て「私 の声が聞こえる人はいますか? MAG はここにいる ぞ!声が聞こえたら返事しろ!できなければ近くに ある硬いものを叩け!」と大きな声で叫びながら, 夕闇のなか, 赤々と燃える松明を掲げて町を練り歩 き公園に向かった。そして彼らの到着とともに, 式 典が開始された。

この「私の声が聞こえる人がいますか? (Sesimi duyan var mi?)」という掛け声,特にその後半部分は, 地震直後におこなわれた救助活動において使われた, 要救助者を探すときの掛け声である。瓦礫の下に閉 じ込められた人びとに対し,救助隊は「声が聞こえ たら返事をしろ,返事ができない状態なら,外に聞 こえるように音を出せ」と叫んだのである。その後, この言葉は、人々に防災活動に参加することを呼び かけるメッセージとなった。

こうみると、この救助隊による行進は 1999 年 8 月 17 日において行われたこと(救助)を反復しつつ、 効果的に、組織立って救助を行う人びとの姿を示そ うとしているのである。それが 8 月 16 日の夜、つま り「8 月 17 日」の来る直前だということは示唆的で ある。

会場には数百人規模の近隣住民が訪れ、ちょっと したお祭り騒ぎになっており、厳粛な雰囲気という より、行楽地を訪れる人々の姿に近かった。

行進をした人々が会場に到着して場が多少落ち着 くと、マイクを持った司会が記念塔の前に現われ、 まず、地震の犠牲者のための黙祷が行われた。次い で、国歌が斉唱されると、今度はイマームが演壇に 招かれ、クルアーンの朗誦を行った。世俗主義国家 トルコにおいて公的な行事においてイマームが出て くるのを目にすることはあまりないが、これは地震 の死者の追悼のためのものであるということで、人 びとは誰も奇異には思わないようだった。

つづいて講演になった。予定されていたのは5人 だったが、10人ほどが話をした。話をしたのは、研 究者(前カンディリ観測所兼地震研究所所長やイス タンブル大学の地震学者)、NGO 関係者、そして行 政関係者(キョルフェズ市長)である。いずれも冒 頭で式典を運営する人びとと来場した住民に感謝し たうえで、1999年から今までに防災に関してなされ たことが不十分であることを訴え、対応をともに進 めていくべきであることを主張した。その間、演壇 の上に設置された大きなスクリーンでは、地震の直 後の光景が映し出されていた。演壇の前には大量の プラスティック椅子が並べられており、多くの人々 はそこに座ってじっと耳を傾けていたが、立って歩 きまわるものも少なくなく、騒然とした状態で式が 続いた。

11時すぎに式典はいったん終了し,来場者たちは 帰宅し始めた。そのあと MAG のメンバーは会場を 片付け,最後に3時を目指して有志とともに船で海 に乗り出し,予定通り湾の対岸にあるギョルジュク 市からの船と出会い,そこで花輪を海に投げ入れ終 了した。

以上が記念式典の様子である。この地震に関して は、博物館や記念式典の他に、書籍や雑誌記事、さ らには行政の報告書等が多数出版されている。ただ し上記博物館を除き、災害に関する出版物が公的あ るいは私的な組織によって収集・保存されていると いう事実は確認できなかったため、そうした出版物 の公刊・流通が本論文でいう「集合的記憶」と関わ るかどうかについて現時点では明言できない。

4. 台湾

4.1 調査概要

1999年9月21日午前1時47分,台湾中部集集付 近を震源とするマグニチュード7.6 (USGSによる) の地震が発生した(以下,921地震)。被害は南投県 や台中県を中心に2市5縣に及び,最大震度は日本 の震度7に相当する揺れを記録した。全壊家屋は4 万戸以上,死者・行方不明者は行政院の発表で2,378 人に達したが,発生時間が深夜であったため,地震 の規模や発生場所の割には死亡者数が少なかった。 歴史的に台湾は地震の多い地域であるが,1,000人を 超す犠牲者を出したのは1935年,100人以上の犠牲 者を出した1941年といずれも日本統治時代の地震 であった。



Fig.2 Map of Active Fault and survey area (Source: Matta, N., and Nishikawa, Y., 2009)

現地調査は二回に分けて実施し,第一回調査は,8 月 21 日~26 日にかけて,南投縣日月潭,台中縣東 勢鎮で実施した。第 2 回目の調査は東勢鎮を中心に 12 月 27 日~12 月 30 日まで実施した (Fig.2)。

日月潭とは湖の名称で、その周りに台湾原住民の うちサオ族が暮らす地方である。東勢鎮は、山脚に 位置しており、客家の農村から発展してきた街であ るが、この鎮だけで 357 人の死者を出しており、人 口比率からみると最も被害が大きかった鎮である。 調査回答者数は,男性23名,女性8名であった。また,日月潭の調査回答者が5名,東勢の回答者が26 名であった (Table 2)。

Table 2 The List of Interviewees in Taiwan

No	Sex	age	brief information
C01	male	60s	edit village history
C02	male	50s	ex-village leader(earthquake time)
C03	male	50s	Sao reconstrution movement leader
C04	female	30s	assist recovery and continue to live
C05	male	70s	senior leader of Sao
C06	male	40s	young leader
C07	male	40s	3 month in tent.
C08	male	60s	ex singer
C09	female	50s	wife of ex-singer
C10	male	40s	elementary school teacher
C11	male	40s	elementary school teacher
C12	male	20s	living near elementary school
C13	female	50s	cooking school lunch
C14	male	50s	elementary school teacher
C15	male	50s	agricultural goods shop
C16	male	50s	teacher of music instrument
C17	female	40s	sweet shop at old main street
C18	female	60s	meat food shop at old main street
C19	male	40s	fireman
C20	male	50s	fireman
C21	female	60s	living highest building. Evacuate WC.
C22	male	60s	fruits farmer
C23	male	50s	ex-fireman
C24	female	50s	ex-junior high school teacher
C25	male	40s	ex-social activity from Taipei
C26	male	60s	fireman
C27	male	30s	fireman, volunteer
C28	male	50s	ex-electric shop, apartment manager
C29	female	30s	wifeof C29
C30	male	40s	travel company
C31	female	30s	elementary school teacher

(Source: Matta, N. and Matsuoka, T.)

4.2 個人の記憶

(1) 地震発生時の記憶

地震発生は深夜2時近くなので、大半が寝ていた ようだが、人によって麻雀卓を囲んでいたり(C21)、 その片付けをしていたり(C25)、旅行先から帰った ばかりで寝ていなかった人もいた。寝ていた人は、 縦揺れがあったこと、最初は何が起こったか全くわ からないような状態であり、台風だと思ったという 人もいた。現地で旅行会社を経営している人は、「地 震を経験した人々を大陸(中国)に何度か連れて行 って初めて、人々の潜在意識にひそむ地震恐怖症を 発見した。寝台列車に乗ると眠れないのは、夜中に 地震で飛び起きたことに関係しているからだと確信

するに至った」(C30)。

地震後の避難状況はさまざまであった。門がすぐ 開き,すぐに外に飛び出した人もいれば,門が開き にくくなって外に出るまでに時間がかかった人もい た。また,東勢では,2階以上の高層建築の1階部 分が潰されるケースが多かった様子で,1階に逃げ る途中,あるいは,1階から2階に逃げる途中で命 を失った人がいた。東勢でも一番高級だといわれる 14階建てのマンションが倒壊し,多くの被害を出し たが,中には,トイレへと駆け込んで九死に一生を 得た人もいた(C21)。このマンションに救出に入っ た消防隊員は,適当な電動工具が当時配備されてい なかったため救出に苦労したと語った(C19)。土レン ガの古い家も倒壊し,壁の下敷きになるというよう な被害を出した。

(2) 避難生活の記憶

大きな被害に見舞われなかった人も,自分の家の 中で暮らすことができなかった。友人・親戚の家で 過ごした人(C18)もいたが,多くの人はテント生活を 過ごしていた。地震前からアウト・レジャー用にテ ントを持っていた人もいれば,地震発生後すぐにた またま近くの商店でテントを売っていたのを買った という人もいた。自家用車がある人は数日その中で 過ごしていた。テント生活の長さは人によって異な り,数日という人から数ヶ月という人もいた。

テントを張る場所も人によってさまざまだったが, 近くの空き地や,学校の校庭が使われた。概して家 族ごとの行動が主であった。あえて他の家族(核家 族+祖父母)と一緒に行動した人に話を聞くと,「食 糧を取りに行く際に連れ立って行った。洗濯の際に 女性が連れ立って行った」(C29)との答えが返って きた。

救援物資に関しては、大きな問題は起こらなかっ た。外から救援物資が届くまでは冷蔵庫の中身を出 して食いつないでいた。配給上の不平等感などを感 じる人もいるにはいたようだが、量的に足りていた ためか不満などはみられず、「援助物資を浪費しすぎ た」(C16)と語る人もいた。ただし、人命救助につ いては課題がみられた。東勢は陸の孤島的な地政学 的位置にあるためか、他の地域に比べて外界との連 絡が遅れ、さらに、台湾の消防隊に救助に必要な電 動工具などが配備されておらず救助が遅れた(C19)。

地震によりガス・電気・水道が止まったが、その 対応も人により異なり、ガスをボンベ式で買ってい た人は、残っている限りこれを使っていた。水道に 関しても、山から水を引く、井戸から水を汲んでい た場合は大きく困ることはなかった。

(3) 復興の記憶

地震が起こったことにより,台湾中部に大きな関 心が集まり,これは,サオ族の文化復興運動を後押 しする力として働いた。日月潭のある村では,テン ト生活を送っていた時にサオ族の将来を話し合う会 合が持たれ,外部からも学者や郷土史家も参加した (C3)。この時に話し合われたアイデアやこの機会に よって構築された人脈が,後の民族運動の方向性(民 族認定・地名の改名・母語伝承など)・資金確保・運 営形態・参加者を決めたようだ。

また,あるタイヤル族の村では,民族文化復興の ために作られた村内の組織が地震当時の救難隊結成 につながり,さらにそれが以後の災害救助や現在ま で続くコミュニティ活動にまでつながるという例も 見られた(C14)。

逆に,地震復興に関して苦労した人々もいる。例 えば,タイヤル族のある村では,地方政府によるプ レハブ住宅の建設が遅れ,家屋再建に必要なローン を組めないという問題に直面していた(C6)。

心理面で復興に関与した人もいる。地震当時中学 校の教師をしていた女性は、心理学者による心理ケ ア・トレーニングを受けて、生徒の心理ケアに当た った(C24)。彼女はすでに学校を退職しているが、 元生徒への心理ケアは現在も続けていると言う。

災害を機に,新たに外部の人が地域に入り復興に 関わるようになっている。例えば,日月潭の女性(C4) は,地震前は日月潭とは何の関係もなかったが,地 震の復興に関わったことを機に移住し,現在は,サ オ族の文化復興運動に関わっている。石岡郷の男性 (C25)もまた地震発生前は石岡と関係のない社会運 動団体の人物であったが,この社会運動団体の一員 として地震の復興に関わったことがきっかけとなり 石岡に住み着き,現地の客家文化復興やコミュニティ誌の発行に精力的に働いている。その試みの一つ が「石岡客家劇団」である。これは,被災した女性 により結成された劇団であり,初回公演は震災に関 わるものであったが,その後も活動を継続しており, 地域外でも公演を行っている。

(4)災害の記憶

災害の記憶については、「いやなことは早く忘れた 方がよい」あるいは「忘れるのが自然」という語り が複数みられた。台湾では、地震の記憶については 一般に「悪い記憶は早く忘れた方がよい」という意 見が共有されている。したがって地震に関すること が、日常において語られることはほとんどない。特 に家族を亡くした家庭では避けられていた。

また、自己の地震の経験を防災に生かそうという

ような考え方もみられなかった。一方で,防災訓練 以外にも,災害の威力を異なる世代に伝えようとい う発想はみられた。

危機意識に関しては、多くの人は元の状態(921 地震を経験する前)に戻っているような印象であっ た。教師や消防隊員といった職業の人は特に危機意 識を持って対策を考えていたが、それ以外の人も「次 に大きな地震が来たら、よりうまく対応できる」と 考えている人も少なくなかった。また、東勢のよう に地理的条件が、被害状況・避難状況などに大きな 影響を与えていた。

人々の間では「大きい地震」を、被害をもたらす ものとしてカテゴリーし、「大きい地震」に注意する というような言い方がみられた。ただし、何をもっ て「大きい地震」を区別しているのかについては、 十分な見解が得られなかった。これは興味深い点で あるので、今後の調査によってより深めていきたい。

4.3 集合的記憶

地震の地域の記憶については、さまざまな形態が あるがここでは、(1) 博物館・地震遺跡博物館(2) メディア報道について記す。

(1)博物館·地震遺跡博物館

921 地震の特徴とでもいえるのが、博物館の充実 である。ここでは、そのうちで中心的な 921 地震教 育園区の概要と保存の経緯について詳細に論じる。 この他にも、石岡ダム、豊原中正公園、台中市大抗 地震公園、名間公園、沙東宮 921 地震記念公園、太 平市の地震公園、南投市の 921 地震資料展示陳列室 など地震を機に開設された博物館が多数ある。

地震博物館は國立が一館,省立が1館,計画中の 県立が1館有り,他に国家公園が3箇所,多数地方 自治体が整備した地震公園が存在する。國立の地震 博物館は被害地域中部に位置する霧峰地区に車籠埔 地震断層の直上に建設され,正式名称は「921 地震 教育園區」という。この博物館には,小中学校の修 学見学旅行や国内観光拠点だけではなく,外国団体 の視察も多くあり,2005年の開園以来3年間の入場 者数は150万人を超える。

地震により破損した 4 棟の建物は補強され,参観 通路から建物を中や上から観察できるようになって おり,地震のすさまじさを肌で感じられるような工 夫が随所になされている。5 棟の新館は車籠埔断層 保存館,地震工程教育館(地震工学),影像館,防災 教育館,重建(復興)記録館である。

断層保存は,館内参観の動線には屋外の断層と平 行に断層の位置を示す地図と写真があり,これらと トレンチ断面は直行し断層を立体的にイメージする

ように配置されている。地震工程教育館は小さいブ ースに分けられ、パネルや模型が備えられ、簡単な 小実験などを通じ耐震構造や地盤についての理解を 深めるよう工夫されている。説明員が多くいるのも 特徴である。影像館は、展示に加え、ドキュメンタ リータッチで地震を疑似再現している。防災教育館 は防災や地震後の救済を中心に、災後の救済体験施 設などがあるほか、地震観測の歴史から台湾の自然 と生物に至るまで展示している。展示館出口は「希 望之廊」と名付けられた外側に水が流れるガラス張 りのエレベータを利用し、暗闇の館内から「洗礼之 塔」と呼ばれる明るい館外に出ることで復興をイメ ージさせるという工夫がなされている。重建記録館 は各地域でどのように復興されたかという展示がな され、模型や文献といった資料も展示している。そ の他にも教育区内には,壊れた水のないプールに9, 2,1の大きな鉄製の噴水を配置する展示や、地震時 の地震計の記録が橋の床に大きく刻んだ展示など多 くのモニュメントが存在している。

この博物館は、二つの博物館計画が合併して成り 立っている。最初の博物館計画は車籠埔断層保存館, 地震工程教育館(地震工学),影像館のみであった。 その後,復興を記念する博物館計画を吸収して現在 の姿となった。

博物館の建設には多くの障害があった。博物館の 必要性は地震直後から議論されており,政府は,各 地方自治体に対し,博物館建設候補地を提案するよ う通達した。その選定基準としては,被災建物の現 状と防災教育の価値,建物の安全性,面積,景観の 多様性と気候,利便性,住民の協力,地球科学の学 術的意義,周辺観光地との融合性,土地取得の難易 度,周辺の人口などを考慮することが求められた。 候補地には,10地点が選ばれた。

最有力候補が,霧峰の光復新村であった。光復新 村は、台湾省公務員の退職者が多く住む、閑静な地 域として有名であった。地震断層はこの住宅街を横 断し,住宅街にある小中学校の敷地を横断した。中 学校は倒壊し、断層は運動場のトラックを 2m 変位 させた。その景観は車籠埔断層による地変と被害の 象徴的な場所として地震直後から注目を集め、多数 の人が観光バスなどで見学に来た。住民がテント生 活をする中を, 観光客の乗る大型バスが多いときは 1 日 30~40 台にも訪れ,住民の不満が募っていた。 博物館建設地の候補地点に選定されたものの、事前 に住民に対する説明がなかったこと,小学校が使用 可能であることなどを理由に住民は強く反発した。 その後、学校移転問題を中心に何度も話し合いがも たれたが議論は平行線をたどった。最終的に、住民 代表が訪日し,阪神地区の地震の記念公園の視察を

行い,その結果,博物館の重要性が認識された。そ の後住民の理解を得て,住民に対する計画段階で住 民との意見交換を密にすること,移住者の今後10年 間の宿賃の補償,小学校の存続などの様々な条件に 折り合いがつき,2000年9月に光復國中を震災記念 園区とし11月に正式に光復中跡地に博物館を建設す ることが決定した。2001年2月第一期工事として, 断層現状保存,講堂展示館,教室,地震体験館,校 舎観察路,庭園歩道が整備されることが決まった。 2001年の2周年には影像館が仮オープンし,断層保 存館は2004年の5周年記念に開館した。この建物は 2004年の台湾建築賞受賞を受賞した。

その後,2004年5月には復興過程陳列,成果,地 震及び防災体験室,921 に関する資料,マルチメデ ィア室をテーマにした921 陳列館を南部の南投県に 建設する案が重建委員会に提出される。2007年8周 年に合わせて地震工程教育館とともに開館した。

このように震災直後は、断層の保存と地震の記録 が主目的であり、教育的な断層保存館と影像館が設 立された。地震5年後に計画された陳列館案では復 興と再生に主眼が置かれた。特筆すべきは、当初の 目的である復興や再生の他に例えば台湾の自然と環 境問題といった台湾共同体としての展示が増えてい る点である。ここからは、台湾社会の一体感や再構 築が地震の記憶の保存の中で重要なテーマであった ことがうかがえる。

(2)メディア報道

台湾での被災の記憶を伝える取り組みの一つにド キュメンタリー映画がある。「全景」というグループ が地震直後から撮りためた 921 地震の映像記録が,

2004 年にシリーズとして公開され,当時の台北市 長・馬英九(現総統)や当時の総統・陳水扁も見に 行く騒ぎになった。シリーズのうち『生命』は山形 国際映画祭をはじめとして国際的ドキュメンタリー 映画賞を受賞している。したがって台湾内の文脈の みでこうした映画の評価をするのは偏りがあるかも しれないが,地震によりこれまで関心も持たれなか った地域がスポットライトを浴び,そうした地域ま で関心を払うことが,「台湾人としてあるべき心のも ちよう」として台湾人に共有されていくきっかけと なったと考えられる。

また,921 地震当時は、テレビ・ラジオ・新聞・ 雑誌によって報道が行われていた。政府報告書や学 術報告書は多く出されているが、人々の記憶に関連 する部分ではあまり大きな役割を果たしているとは 思えない。逆によく見かけたのは地震に関連する写 真集である。

5. インドネシア

5.1 調査概要

2006 年 5 月 27 日にインドネシアのジャワ島中部 ジョグジャカルタ市の郊外を震源とするマグニチュ ード 6.3 (USGS による)の地震が発生した。この地 震による被害はジョグジャカルタ特別州バントゥー ル県と中部ジャワ州クラテン県に集中した(Fig.3)。



Fig. 3 Map of Indonsia (Source:UNOCHA)

地震による死者は 5,778 名であった。ジョグジャ カルタ市北部には活火山のムラピ火山があり,地震 発生直前に噴火活動を始めていた。ジョグジャカル タでは、火山による被害や小規模の火山性地震を繰 り返し発生していた。この地域を最後に大地震が襲 ったのは、1947年のことであり、地震による死者は 213 人、倒壊家屋は 2,800 戸であった(Murwanto, 2007) 。

Table 3 The List of Interviewees in Indonesia

	sex	age	brief information
I01	male	43	church man
I02	female	42	housewife
I03	male	36	Trader, have a shop
I04	female	30	have a small shop
I05	male	45	village leader
I06	female	38	housewife
I07	male	32	small fabrique
I08	female	42	kindergarden teacher
I09	female	35	small shop
I10	male	50	retired
I11	female	40	small shop
I12	male	36	staff of CBR center
I13	female	25	housewife

(Source: Sakamoto, M.,)

現地調査は、地震による人的・物的被害が大きか った、ジャワ島中部に位置する中部ジャワ州ガンテ ィワルノ県とジョグジャカルタ特別州バントゥール 県を中心に行った。この地域ではレンガ造りの屋根 が大きい伝統的家屋が多くあり,地震によりこれらの家屋が倒壊した。調査回答者は,男性が6名,女性が7名であった(Table 3)。

5.2 個人の記憶

(1) 地震発生時の記憶

調査回答者 13 名のうちジョギング中だった 1 名 (I12) を除く 12 名が,地震発生時に自宅にいた。 地震発生は午前 5 時 54 分と早朝ではあるものの,イ スラム教の人が早朝の礼拝を終えた直後であり,女 性の多くは調理中であった。「地震があった時は店か ら戻ったところだった。妻が料理をするための油を 買いに行っていた。妻は台所で調理中だった。息子 は姉の家にでかけていて,娘はテレビをみていた。 揺れを感じて,娘をつかんで走って逃げた。そして, 妻に走るようにと叫んだ」(I03)。「地震があったと きは調理中だった。あわてて外に飛び出した」(I04)。

また、2 名がトイレ兼浴室にいたと回答していた が、いずれも外に自力では脱出できなかった。「朝食 を作り終えて、風呂に入っているところだった。二 人の息子は台所で朝食を食べており、妹がその横で アイロンをかけていた。地震が起きた時に、走らな ければ、と思ったけれど、服を探している間に家が 崩れてきた」(IO8)。「地震が起こったときには、ト イレにいた。揺れが収まると、扉があかずに助けを 求め叫んだ」(IO5)。

また,住宅倒壊に巻き込まれた話が複数あった。 「地震があった時,起き上がることができずに,戸 棚の後ろの床の上でじっとしていた。揺れが収まっ たことから,走ろうとしたが,足が何かに挟まって おり,体の上にはがれきがあり動けなかった」(IO9)。 「地震があった時は部屋の中にいて,家の外に走っ て逃げた。でも,祖父を助けなければと思い家に戻 り,祖父のところにたどりつく前に家が崩れ落ちて きた。何が起こったのかよく分からなかった」(II1)。 「地震発生時には家の中にいた。夫が職場から帰宅 したところであった。夫が自宅に入った途端地震が 起きた。夫が『地震だから,走れ。走って逃げろ』 と叫び,その声を聞いて,家から走って逃げたが, 娘が家にいることを思い出し家に戻った。娘を連れ だそうとした。後のことは覚えていない」(II0)。

揺れが収まった後に「津波が来る」という噂が流 れ逃げる人々で街は大パニックになっていた。「地震 の後,人々は津波が来ると信じて大パニックになっ ていた」(I03, I04)。「地震の後,周りは津波パニック だった。自分は負傷していたので逃げられなかった」 (I09,I10)。「携帯電話は使えずに、ラジオをさがし た。『津波が来る』と皆が走り始めていた。そこで、 妻にバイクを探してもらい走ろうとした。もう,バ イクで走りだしている人もいた。津波が来ると信じ, たくさんの人がパニックになり,走った。走った。 走った」(I12)。

(2) 避難生活の記憶

揺れが収まった後,親族の家に避難していた人も いたが(I03, I04)ほとんどの人は,自宅前や広場に テントを張り,そこで過ごした。「地震の後しばらく 皆が自宅の前に集まり皆ですごした。互いに大丈夫 だと語りあった。建物はほとんど壊れており,皆で それぞれ家の中にあるものを持ち寄った」(I01)。「地 震から3日後に物資が届き始めた。その時まで,支 援が届くなどということは全く考えていなかった。 ここは,かなり外れ(県境)にあるから。支援が来 ても,きっと県境のここまで来るとは思わなかった。 途中で盗まれる可能性もあるし」(I01)。

仮設住宅としては、竹で作られた住宅が一般的で あった。「赤十字が来て、竹の家を作ってくれた。そ の家に 2006 年まで生活した」(IO3)「国際移住機関 (International Orgamization for Migration, IOM) が竹 でできた家をくれた。でも、7 家族が一部屋で過ご さなければならなかったから、テントに移った」 (II3)。

(3)復興の記憶

復興については、基本的に支援の分配に関する話 が中心であった。多くの人は支援の内容よりも、そ の分配に対し不満を抱えていた。「災害のあと、この 地区の人々は被災者支援調整のための事務所 (POSKO)を設置し、救助チームや治安確保チーム を作った。NGOや政府によるが支援が来た。中でも, 住宅建設支援を行った IOM がたくさんのデータを集 めたから,多くの人が,援助が来るものと期待して いたから、問題があった。POSKO は支援受け入れに 関するあらゆる決断ができたから,多くの腐敗が POSKO で生じていて, 誰もそれをコントロールでき なかった」(IO3)。「地震から半年後くらいに、村の 人々は政府から住宅再建を得たけれども、自分のと ころには来なかった。多分、自分は教会の司祭だか ら、教会から何か支援を得ているとみんな思ってい たのだろう。実際は何ももらえなかったのに。この 地域の人々はみな新しい家を手にいれて幸せであ る。」(I01)。「皆は住宅支援を得ていたが,自分は支 援を得られなかった。おそらく妻の看病に病院に行 っていたからではないかと思う」(I10)。

(4)災害の記憶

災害は今も人々の心に様々な後遺症を残していた。 「色々な後遺症を感じる。特に,音に敏感になって いる」(I02, I04)。「被災経験を忘れようと努力している」という人もいた(I03, I04)。

宗教と被災経験を重ねて捉えている人もいた。「災 害は神の警告だと思う。皆『災害は,神が,彼の教 えを無視しているからこの村に起こった』と言って いる。だけど、自分は、神の警告だと思っている。 経験はすべて神の心の下にある」(I03)。

被災の記憶を伝えるものは,特に作られていない。 「新しく建てられた家を見ると災害を思い出すので, それで十分」(I01, I12)。

(5)記念式典などへの参加

記念式典などに参加するという話も特に聞かれな かった。「地震の翌年の同じ日,2007年5月27日に は、人々は寝ずに皆で起きて過ごした。もう一度地 震が来るかもしれないと思ったからだ」(I01)。

また,次節で述べるが,地震の記憶をとどめてお くために,行われている取り組みとしては,「ワヤ ン・クリッ(Wayan Kulit)」というジャワ島で伝統的 に行われている影絵芝居が行われていた。「村は,ワ ヤンで記憶を残そうとしている」(IO3, IO5)。「ワヤン を自分は見ていないが,見に行った友人は,物語の 最後にダラン(dalang,人形遣い)が,地震の話をし ていたと話していた」(IO4)。

この他,ジャワ古来の祭事に関する語りもあった 「ジャワ・イスラムを信じている村の高齢者は,地 震が起こらないために様々な祭事をおこなっている。 この村を作った父に祈りをささげるために,特別な 墓地で,祈りと農作物を捧げている。この村を作っ た父に,安全と,豊穣と、幸せを祈っているのだ。 我々の世代とは考え方が異なる」(105)。

5.3 集合的記憶

インタビューにおいては、災害の記憶を伝えるも のとして、ジャワに伝統的な人形を用いた影絵芝居 「ワヤン・クリッ」が上演されたという語りが複数 みられた。ワヤン・クリッは、ジャワの伝統的な文 化行事であり、人形遣いであるダランが一人でスク リーンの裏で水牛の皮で作られた人形を動かし、そ の影を投影し、物語を語るものである。ダランの語 りとともに、インドネシアの伝統的な楽器を演奏す る楽団によりガムラン(gamelan)が演奏され場を盛り 上げる。

この上演を企画した,サバグウォ(Sabagwo)村長, そしてダランから上演の経緯,当日の様子を聞いた。

「ワヤン・クリッは、上演にお金がかかる高価な 行事であることから、祭事などにおいて上演される。 災害から2年を迎えた時に、人々を楽しませ、それ とともに災害の教訓を伝えるために企画した。上演 作品は、ダランと相談し『アルジュノ・サスラバフ の誕生(Arjuna Sasrabahu)』にした。これは、再生を テーマとした作品であることから、地震後の地域の 再生を語るにはふさわしいと考えた。登場人物は、 村の人の名前を使い、また、幕間の道化が出てくる シーンでは、地震に関する教訓を述べた。意図した 教訓は、我々は大いなる自然の中で生活しており、 その中に人間が作った世界があること、そして、災 害は神の人々の親切心に対する警告であるという二 点である」。

ワヤンの上演は、夜9時から早朝5時30分まで行われ,約500名が観にきた。今後も、どこからか予算が得られるのであれば続けたいとのことであった。

6. 考察

本調査を通じて明らかになった個人の記憶の語ら れ方の傾向と記憶保存活動の相違を Table 4 に示す。

Fable	4	Tendency	of	Memory	(Turkey,	Taiwan	and
Indo	nes	ia)					

		Turkey	Taiwan	Indonesia
Name of Hazard		Kocaeli EQ	Chi-chi EQ	Central Java EQ
Date of impact		1999.8.17	1999.9.21	2006.5.27
	Damage	Death toll: 17,000	Death toll: 17,000 Death Toll: 2,400 Death	
R	esearch Area	Gölcük (Kocaeli)	Nantou, Taichung	Yogyakarta
Num	n. of Interviewee	25 (M19, F 6)	31(M23, F8	13(M6, F7)
	Memory of impact	Clear	Vague	Clear
	M.of evacuation	Vague	Clear	Clear
	M.of recovery	Vague	Clear	Vague
I memory	Other memories related with the disaster	precursor, building safety	Ethnic movement, local voluntary team	Tsunami Panic, ritual events
	Talk to each other	yes	except for victims	No
	Earthquake is	Human errors Not to be forgot	Bad memory To be forgot	Fatality, God's Trial
	Lessons	EQ-resistant	Magnitude of	Respect to religion
	Commemoration	+	+	-
collectiv	Monuments	Several	Many	No
е	Museum	2	Many	No
memory	Other forms of memory	booklets, CDs (music and movie), gravestone	booklets, DVDs, gravestone	broken houses booklets, DVDs Wayang (shadow

(Source: Kimura,S., Matta, N., Matsuoka, T., Sakamoto, M.,)

トルコでは、人々は、震災直後の記憶を鮮明に語っていた。災害の原因として、「建物の悪さ」を挙げつつ、個々の被害に関しては「運命」として受け止めていた。

一方,集合的記憶は、博物館と震災記念行事に見 られた。震災記念行事では、被災の記憶を「忘れな い、忘れてはいけない」という言葉が繰り返し使わ れていた。同様「忘れない」というメッセージは, 博物館に書かれている「この地震で体験されたもの を理解させ,思い出させる」という言葉からも伺え る。

ただし、何を忘れないのかは実は曖昧である。博 物館や記念式典においては地域(アダパザルやギョ ルジュクなど)を参照枠組にしようという意図が見 て取れるが、しかしそこで収集される記憶や個々人 の語りにはそうした傾向はあまり存在しない。その 意味で、トルコの事例は、「地域の復興と防災」とい う枠組のなかに記憶を収めていこうという動きと、 実際の多様で個別的な記憶の間に多少の緊張関係が 見られ、現状においては個人の記憶の緩やかな集合 体として記憶が維持されているといえる。

一方で、台湾では、個人の被災経験は「悪い」記 憶として忌避されており、インタビュー回答者の中 には、被災時の記憶を語ろうとしない人がいた。ま た、災害後の生活や復興に関する話がよく聞かれた。 なかには、日月潭のサオ族のように、復興過程にお いて形成された人脈が、後の民族運動の方向性・資 金確保・運営形態・参加者を決める、あるいは、タ イヤル族の村のように、民族文化復興のために作ら れた村内の組織が地震当時の救難隊結成につながり、 さらにそれが以後の災害救助や現在まで続くコミュ ニティ活動にまでつながるというような復興後の変 化を表す事例が確認された。

集合的記憶としては、地震を機に複数の博物館が 設置されていた。展示は、いずれの博物館において も、自然外力の威力を伝える展示、即ち、活断層や 地震遺物が主流であり、個人の記憶を伝える展示は ほとんどみられなかった。地震8年後に新たに開館 した陳列館案では、復興と再生という展示に主眼が 置かれていた。つまり、意図的に災害からの復興と 意味づけられた記憶を創出することにより、台湾社 会の一体感や再構築を図ろうとしていると考えられ る。

インドネシアにおいては、多くの人々が被災時の 記憶を語っていたものの、被災の記憶を集合的記憶 として継承しようとする試みは見られなかった。唯 一、ワヤン・クリッという影絵芝居が行われていた が、これが継承されるのかは不明である。ジョグジ ャカルタでは、1947年にも人的被害を出す地震がみ られたが、このような過去の被災経験も蓄積されて いない。

これらの被災の記憶の現れ方を示したのが Fig.5 である。被災の記憶はおそらく個人レベルにおいて は程度の差はあるにせよ維持されているであろうが, その集合的記憶としての現れ方は,①トルコのよう に,緩やかな複数の個人の記憶の集合,即ち集合的 記憶として維持しようとしている地域と,②台湾の ように、個人の記憶の集合ではなく、復興政策の一 環として新たな社会的記憶の形成に努めている地域 と、③インドネシアのように、集合的記憶を形成し ようとしていない地域があることが明らかになった (Fig. 4)。



Fig.4 Relation between Personal Memory and Social Memory (Source: Sakamoto, M.)

ただし、どのようなメカニズムが作用し、個人の 記憶が集合的記憶を形成するのかという点について は、本研究からは明らかにならず、今後の課題とし たい。

7. おわりに

本研究では、大きな地震災害から数年以上が経過 したトルコ、台湾、インドネシアという異なる地域 において、被災者個人が被災経験に関する記憶の何 を語るのか、また、個人の記憶の集合としての集合 的記憶が形成されているのか、形成されている場合 は、どのようにその記憶は社会において意味づけら れているのかを現地調査に基づき把握し、結果を比 較検討した。その結果、明かになった点は以下の通 りである。

第一に、個人の記憶の語りについては、トルコと インドネシアでは、被災当時の記憶が鮮明に語られ たが、台湾では、復興に関する語りがよく聞かれる というような傾向が確認された。

第二に、個人の記憶の集合的記憶としての現れ方 には①緩く複数の個人の記憶の集合、即ち集合的記 憶を維持しようとしている地域と、②個人の記憶の 集合ではなく、復興政策の一環として新たな社会的 記憶の形成に努めている地域と、③集合的記憶を形 成しようとしていない地域がある、ということが明 らかになった。 第三に、トルコと台湾においては、博物館が、集 合的記憶継承の「場」として活用されていた。博物 館では、記憶を「復興」と関連付ける展示が見られ た。これらの博物館は建設に先駆け、日本の災害博 物館の調査を行っていることから、何らかの形で日 本の影響を受けていると考えられる。

ただし、個人の記憶がどのようなメカニズムを経 て、集合的記憶を形成しているのかという点につい ては課題が残った。そこで、今後は、記憶継承の「場」 としての博物館に着目し、その「場」における個人 の記憶と集合的記憶の結びつきを明らかにしたい。

謝 辞

本研究にかかわる調査は、京都大学グローバル COE「生存基盤持続型の発展を目指す地域研究拠点」 の「次世代研究イニシアティブ研究助成」を受けて 行われた。ここに、感謝の意を表す。

補 注

[1]いずれも記憶をさす an と hatr という語を語幹に もっている。両者の派生語を見てみると,前者に ついては記念碑 (ant),記念式典 (anıma töreni) などがあり,後者は思い出の品 (hatıra)などがあ る。Hatırlamak が思い出すという意味になるのに 対し, anlamak は理解する,気づくという意味に なる。入口に書かれた anlatmak, hatırlatmak は, この二つの動詞にさらに t をつけて使役の形にし たものである。

参考文献

- 阿部安成,小関隆,見市雅俊,光永雅明,森村敏己 (編)(1999):記憶のかたち,コメモレイションの 文化史,柏書房。
- 石田雄(2000):記憶と忘却の政治学,同化政策, 戦争責任,集合的記憶,明石書店。
- ポール・トンプソン著,酒井順子訳(2002):記憶 から歴史へ,オーラル・ヒストリーの世界,青木書 店。
- 木村周平(2006):回帰する『8月17日』, トルコにおける 地震の集合的記憶をめぐって,『文化人類学研究』7, pp.156-170。
- 松多信尚,西川由香:台湾921集集地震を引き起こし た活断層の保存とその経緯,国立歴史民族博物館 研究報告(投稿中)。
- 溝上智恵子(2003):ミュージアムの政治学,カナ ダの多元文化主義と国民文化,東海大学出版会。
- Murwanto, H., ed., al (2007): Fenomena Geologi Akibat Gempa Tektonik 27 Mei 2006, Journal of Kebencanaan Indonesia, Vol.1, No.2, Pusat Studi Benana, Universitas Gajah Mada, pp.47-63.

The Comparative Study of Earthquake Memory and Transference -Case Studies of Turkey, Taiwan and Indonesia-

Mayumi SAKAMOTO, Shuhei KIMURA*, Nobuhisa MATTA**, Tadasu MATSUOKA*** and Katsuya YAMORI

* The Center for South-East Asian Studies, Kyoto University, Japan
 ** Department of Geoscience, National Taiwan University, Taiwan
 *** Department of Area Studies, Graduate School of Arts and Sciences, The University of Tokyo, Japan

Synopsis

The memories of past disaster experiences tend to fade out quickly. Survivors do not want to keep horrible memories, and try to forget it. Although the transference of lessons learnt through past disaster experiences is considered as one of ways to motivate people to take disaster preventive action, the mechanism of how the personal memory form collective memory and transfer to other generation/region is still not clear. In this study, we focus on the memory of earthquake disaster in different region, Turkey, Taiwan and Indonesia. Through field studies we try to find out what kind of memory do people talk as personal memory, and how those personal memory form collective memory and will be transferred.

Keywords: memory, collective memory, earthquake, natural disaster, museum

被災後の途上国支援の連携化に関するシステム論的研究

--インド洋沖津波災害後のインドネシアの事例--

杉本めぐみ^{*}・岡田憲夫

* 京都大学大学院地球環境学堂

要旨

インド洋沖津波災害後のインドネシアの防災教育の援助協調の展開を事例として援助 協調の形成要件について短期的ミクロ分析をおこなう。このような援助協調の推移が,災 害後の援助機関の協調過程として役割ネットワークによってモデル化をできることを示 す。ステークホルダーのネットワーク化とグループの形成とその後の進展過程を役割ネッ トワークモデルで定型化し,本事例において援助協調を形成したとみなされることを明ら かにする。さらに,防災教育コンソーシアムという場を介在して水平的ネットワークと垂 直的ネットワークという条件付予備的協調体制であることを分析する。

キーワード:援助協調,防災教育,インド洋沖津波,ソーシャル・ネットワーク

1.はじめに

約 17 万人もの被害を出したインド洋沖津波災害 後のインドネシアでは,防災教育支援の連携化の展 開に着目すると,被災後から約4年を経て,多くの ステークホルダーの共同による取り組みが,ジャカ ルタを中心に活発に行われるようになっていった。 例えば,防災教育コンソーシアムの形成,学校の防 災プログラムの実施,首都圏洪水被害の減災の取り 組み,防災プロジェクトのウェブ上での情報共有 (United Nations Indonesia 3W database),防災プラット フォームなど多岐にわたる。

そのためには Islamic Relief やムハマディア DMC といったイスラム系 NGO, Church World Service とい ったキリスト教系 NGO, 地元の NGO, 国際 NGO, 国連,地元大学,受益国の研究機関など人種や宗教, 職種,立場の違いや障害を乗り越えることが必要で あった。このようなことは他の津波被災国には起き ていない。一般の援助協調とは異なる協調の現象が, なぜ少なくともインドネシアでは,実現しているの か。それもどうして,防災教育に集中して起きてい るのか。

本研究では,援助協調の形成要件について短期的 ミクロ分析をおこない,背景と要因を分析する。こ のような援助の連携の推移が,援助の協調過程とし てモデル化できることを示す。具体的にはステーク ホルダーのネットワーク化とグループの形成とその 後の進展過程について役割ネットワークモデル(岡 田,1997)を援用して定型化し,分析する。本事例分 析を通じて,援助協調が短期的には条件付きで形成 されたとみなされることを示す。さらに政策的課題 について触れる。

2.本研究の基本的な考え方

2.1 援助協調の変遷と現状

1990年初期の冷戦終焉後,世界は新しい経済と政 治に順応し,先進国政府の途上国への政府開発援助 政策は転換期を迎え,援助協調の重要性が認識され るようになった(Rowlands et al., 2000)。最初の動きと しては,世界通貨基金と世界銀行が両国際中央金融 機関(IFIs)による国際金融システムを二国間援助の ドナーの支援によって維持し,IFIs によるプログラ ムが実施されるようになる(Bird, 1997, 2000, 2001)。 1996年5月の経済協力開発機構・開発援助委員会 (OECD/DAC)の上級会合において,開発パートナ ーシップの構築を重視し,援助協調の強化を訴える 「21世紀に向けて・開発協力を通じた貢献」(通称 「DAC 新開発戦略」)が提唱された(OECD, 1996)。 1998 年に世界銀行が開発計画のプロセスを促進し, 包括的開発のフレームワーク(CDFs)を具体化して, CDFs のプログラムにドナーを参加者と資金提供者 として参加させた。

2005年には援助の質の改善を目指し,援助が最大限に効果を上げるために必要な措置について,援助 国と被援助国双方の取組事項を取りまとめたパリ宣 言が第2回援助効果向上に関するハイレベル・フォ ーラムで採択され,受益国のオーナーシップによる 決定し,制度と政策にドナーが協調することを重視 してトップダウン型ドナーの調和化が5原則に盛り 込まれた。パリ宣言で援助効果の向上の原則を図示 したものがFig.1である(OECD, 2003, 2005)。



Fig.1 The aid effectiveness pyramid from OECD

2.2 防災教育の特殊性:特定機関のみによる 協調主導の困難性

現在,緊急災害時には国際社会を中心にクラスタ ー制度が取られている。これは,国連システムのみ ならず,赤十字組織や NGO も含むグローバル・レベ ルでの人道対応レビュー(Humanitarian Response Review: HRR, 2005)により, 2005年12月にクラスタ ー制度を導入することを合意した。中満(2008)よれ ば、クラスター制度とは人道支援活動における11の クラスターと呼ばれる支援領域(農業,キャンプコ ーディネーションと管理,早期復興,教育,緊急シ ェルター,緊急時の通信,保健,ロジスティック, 栄養,避難民の保護,給水と下水と衛生)に関して, あらかじめグローバルなレベルで主導機関(リー ド・エージェンシー)を任命しておく。そして,実 際に危機が起こった場合にオーバーラップやギャッ プを防ぐと同時に,説明責任も強化することを目的 とする制度であるとしている。クラスター制度は 2004年のインド洋沖津波後では用いられず,2006年 の中部ジャワ地震以降に用いられている。

自然災害の発生時の緊急人道支援のクラスター制度で,防災教育を教育のクラスターに属すると捉えると主導機関は国連児童基金(UNICEF)にあたる可

能性がある。しかしながら、津波の被災地であるア チェでは防災教育については,筆者のヒアリングで 打ち合わせに出席した国連開発計画(UNDP)がコー ディネーションミーティングの発生の流れの中でミ ーティングが継続的にもたれる中で派生し,2007年 5 月以降にコーディネーションを担当した。国連組 織における防災の基本戦略である国連国際防災戦略 (UN/ISDR)は,国連人道問題調整事務所(UNOCHA) トップの管轄下に置かれているので, UNOCHA が主 導機関を担当することも考えられる。また,インド 洋沖津波の復興会議において,津波警戒警報システ ムの構築は、国連教育科学文化機関(UNESCO)が 担当することになった。防災教育は国連内部におい ても関わる機関も多く,担当の主導機関がはっきり せず,曖昧な位置づけにある上に,複数の領域にま たがるため,援助協調の主導機関は1機関にゆだね ることが困難である。そのために,防災教育は,互 いの協力が求められ,柔軟な対応が必要である。

2.3 援助協調の変遷と現状

本研究において援助協調を防災教育に適用するに あたり,2.1 で述べたパリ宣言で援助効果の向上の 原則を示した Fig.1 の援助効果ピラミッドと比較し て考える。まず,災害のマネジメントからみた防災教 育の援助協調に関していえば,従来から途上国が抱 えている開発問題と異なり,3つの取り組み方が考 えられる。

1つ目は、津波のようなめったに起こらないが、起 こると大変な被害が起こる災害(低頻度・甚大被害 災害)はインド洋沖津波の被災地のアチェの事例の ように被災の教訓が子孫に伝達されていないケース が多い。また、被災国政府も対応する制度や政策が もともとないうえ、災害によりガバナンスが弱体化 している。専門家のほうが色々な地域やケースの体 験と知識を持っている。そのため、支援により受益 国政府に優先順位をつけるのを手助けし、制度や政 策を強化・新設する必要がある。これを示したのが Fig.2 の「防災教育に適合する双方型援助効果ピラミ ッド」の上部三角の二段目の項目である。

2つ目は,比較的頻発する災害(たとえば東南ア ジアの雨期に常襲する洪水)では,住民や受益国政 府のほうが専門家以上に地域に根付いた災害対処の 方法を知っていることもあるため,従来通りに受益 国が優先順位を決定することも可能である。しかし, 専門家のほうが色々な地域やケースの体験と知識を 持っているため,総じてそのパターンや相対的特性 が把握しやすい立場と,それを有効に活かせる専門 性を備えていると考えられる。そのため,防災の専



OECD 2003, 2005 をもとに 変更して筆者作成

Fig. 2 Interactive aid effectiveness pyramids for disaster education by authors

門知識やノウハウを受益国に移管するため、事前に 専門家を有する援助国・機関がイニチアシブを取り, 事前に外部で互いに調整したスキームを提供する方 式の支援が必要になる。これは、受益国のオーナー シップを手助けする従来の援助効果ピラミッドとは 逆三角形である。

3つ目は、災害の直後から復旧にかけてのタイミ ングで、特に途上国において、これを機会に社会の 防災力を高めるために、将来を見据えて防災教育を 施すということは、地域にも受益国政府の側にも困 難である。経済的ゆとりも、またマネジメント的ノ ウハウもあまり持ち合わせていないため,専門家の 手を借りて直接国際支援などによってコミュニティ の底上げをしていくことが重要になる(Fig.2下部三 角)。

以上から見て,防災教育の援助に関しては,従来 の援助効果とは異なり、援助効果とは逆向きのピラ ミッドと、援助協調と専門家を交えたコミュニティ のボトムアップの上向きのピラミッドの支援が重要 になると考えられる。このように一般に考えられて いる援助効果方法の実践適用上の問題点を何らかの 形で克服し、現実に実現できてこそ、「援助協調」は その本来の趣旨が達成されるはずである。実践適応 が出来なければ、手続きの打ち合わせに終始してし まう。そこで本研究では、そのような「援助協調」 が可能であることを事例に基づいて示唆するととも に、「援助協調」は従来の「手続き的調和」や形式的 な「財政支援」などのアプローチではなく、むしろ 発想を変えることを提案する。すなわち、「援助協調」 は、本来の趣旨に即して、援助の枠組みを弾力的に、 かつ援助に関わる当事者の間で実効性のあるものに 合わせ (マッチングさせ),協働してプログラムを実 施すべきである。

2.4 援助協調からみた防災教育の特徴

本節ではまず、防災教育がどのような意味まで協 調して提供しやすいかについて検討する。防災教育 は、他の援助セクターと比べ次のような特徴がある。

建設などのハード案件は援助機関がそれぞれに設 計,計画,購買,など独自の手続きの調整を含むの に対し、ソフト案件の防災教育は教育内容といった コンテンツや対象地の調整など他のセクターより援 助協調を促進しやすい要素を含んでいる。

また,同じソフト案件でも紛争予防教育などは当 該国との政治的な意味合いなどから複雑な要素があ る。環境教育は一部の地元の利益や汚染をもたらす 産業などの関係機関との調整も必要になる。これら に対し,防災教育は自然災害への減災という共通の 目的を共有しやすい。

そこで,防災教育を協調して行うまでの推移を, 三段階に分けて主な長所と短所をまとめたものが Table 1 である。左から単主体でおこなう段階,重複 を避けるなど互いに調整して単主体で行う段階、最 後に協調に至るとする。総じて論ずるならば、単主 体でおこなうよりも協働で行うほうが、長所の数も 多いと考えられる。Table.1から、協調して提供する 主な利点は次のものがある。

- (1)より多くの団体の調整によって,対象地に重 複または抜けがない効率の良い防災教育が 提供でき、規模・範囲の経済がはたらく。そ の結果,提供対象地の隙間がなくなるうえ, 組み合わせによっては、それぞれ機関の強み を生かして対象地に最適なサービスを提供 することで、災害を軽減する可能性がある。
- これまではともすれば各々の団体によって (2)提供される教育内容に,不統一が生じるきら いがあった。このような受益国の提供対象地 のコミュニティの混乱を,協調によって解消 することにつながる。
- ③ 提供団体は一律に資金ではなく、人材、教育 内容や技術など独自の強みが提供できる。 (本件では範囲の経済の利点は一部にしか みられない。)
- ④ 教育というソフトの提供は、とかく目に見え にくいために提供団体にとっては政治的動 機付けがその分減じるきらいがある。しかし, 教育の提供自体は協調しても,成果等に関す る報告書や広報の印刷物等の「目に見える成 果物」の提供は共同で行わずに、単主体で独 自性を残して行うことが可能である。このた め,防災教育による協調は提供団体各々の政

	(1) Single Provider	(2) Adjustment	(3) Coordination of Activities
	(1) Shigle 1 lovider	(Compartmentalization)	(Creation for Values by Co-programs)
Advantages	 It is efficient for a single provider to manage time and administration. It provides an independent service. 	 Compartmentalization) Able to exchange information among participants for coordination. It is more efficient for a single provider to manage time and administration than for a group of co-providers. It has a possibility to unify service contents and to provide service without overlapping. 	 Able to exchange information among participants for coordination. Able to benefit from the economy of scale and scope. Provide unified services to avoid confusion among beneficiaries. Political power for negotiation is usually stronger. Each provider offers its strengths, not requiring uniform funding. Each provider has opportunity to learn techniques and gain knowledge. Not only donors can easily find a suitable project or provider from a group, but also providers have more opportunity to receive funding. A single provider can report its activities to its political mission or through the media. It makes management of co-projects easier.
Disadvantages	 It is too small to work on the economy of scale and scope. Overlapped service is often provided at the same location. Beneficiaries are confused by different educational contents from many providers in the field with overlapped service. A single provider's political position is usually weaker than a united group of providers for negotiations. 	 It is too small to work on economy of scale and scope. Beneficiaries are confused by different educational contents from many providers in the field with overlapped service. Meetings for coordination and adjustment take time. 	 It takes more time to coordinate and administrate. Minority opinions to be less taken if decision-making is only majority voting.

Table 1	Advantages and	disadvantages of	three modes of deliverin	g disaster education	(Source: Sugimoto et al., 200	09)
10010 1	I IG / GILLOW GOD GILLG					~ ~ .

治的使命を個々に果たすことにもつながり, これが提供団体の動機付けを促進する効果 がある。

活動資金を提供するドナーが,協調による共同的枠組みの中でファンド先を探しやすく,ファンドを受けた側も共同的枠組みの中から協力者を募り,協同でプロジェクトが行いやすい。

共同的枠組みの中の他の協働者の知識や技 術を互いに学ぶ機会が得やすい。

以上のように,防災教育の協調には,防災教育の 持つ特質や協調のメリットや協調の追い風になる要 素が多数ある。それにも関わらず,現実的には異な る組織や団体が一足飛びに援助協調を行うことは難 しいのもまた事実である。それではこのような実践 適用上の困難を乗り越える鍵は何であろうか。本研 究ではその鍵は,関与する複数の提供団体やその他 の組織に属し,場合によってはその機能を代表する, 個性と独自の能力を持った個々のキーパーソンの役 割とその連携のノウハウにあると考える。たとえば, 提供団体やその他の組織の壁を越え,人と人とが結 び付くことから新たな価値が生まれる。人と人とを つなげる組織の力をもつために,機会や場がなけれ ばシームレスで広範囲で組み合わせによって,より 効果的な防災教育の普及という成果は成り立たない。 従って,協調をもたらす人的ネットワークと個人と 組織の構成を人の役割によって示す必要がある。「役 割ネットワークモデル」は,これらの機能を示すこ とができる。次に,協調に至るまでにどのような動 きがあり,ネットワークが働いたか,具体的にイン ドネシアの実例を検証する。

2.5 役割ネットワークでのモデル化の前提と 仮説

本研究では,協調のモデル化にあたって,前提と して防災教育に限定し,以下のような仮説を置く。

平常期に設置され,「定常的活動を続ける参入 と退出が自由な協同的枠組み」(「条件付予備 的協調体制」)があり,それが下記の様な意味 で災害後も維持され,さらに学習して進化す る可能性がある。 災害直後の競合的かつ緊急対処的対応が中心

の(防災教育の導入のタイミングとしてはむ しろ不適切なとき)を経て,回復期にさしかか ったとき(脱緊急救援・準回復期)に,小額・ 小規模であってもじっくりとした取組みへの 支援が必要かつ可能になる。

コミュニティや児童の意向と裨益を優先する 援助機関が,条件付予備的協調体制を基盤に して,相互に協力しあって一元的に目的を共 有し,具体的な政策とプログラムをとりまと め,受益国に交渉して防災教育のプログラム の実行する体制が整う。これを事後的で「短 期的な援助協調」が行われたという。

それが再度,平常期(定例的会合とルーチン的 活動の時期)に移っても維持され,条件付予備 的協調体制をより拡大し,安定化する形で持 続しうるときは,「長期的な援助協調」が成立 したときとみなす。

なお本研究では,インドネシアの実例をもとに, あくまでの「短期的な援助協調」が可能であるこ との傍証を得ることを主眼とする。

2.6 役割ネットワークモデル化の概要

ここでは防災教育活動の連携においてキー・プレ イヤーの定義とそれにする該当機関や個人を示した 上で,防災教育の援助協調過程のプロセスをモデル 化する。岡田の智頭町(岡田, 1997)と氷温研(Okada、 1993)のケースを参考に代表的なプレイヤーとして は起案者,指揮官,同志,評価者,技術支援者,ド ナー,宣伝者,利用者,防災教育提供団体,模倣者, ネットワーカーが考えられる。起案者,指揮官,同 志は主体的に活動を動かしていく役割を担う。それ 以外のものたちは,それぞれの思惑から活動に意義 を見出し,参加していく。協調を行うには,どちら も重要な意味をもつ。Table 2 はキー・プレイヤーそ れぞれの役割について説明したものである。

次に,2004年インド洋沖津波被災後から約3年間 のインドネシアの防災教育の国際援助協力の連携ま でのプロセスを取り上げる。代表的と考えられる緊 急災害援助活動と防災教育活動を選んで分析する。 ()防災教育コンソーシアムのケース,()マ ルチドナートラストファンド・アチェ・ニアスのケ ースの2ケースを対象に上記のモデルを適用し,各 ケースに関わった人々の果たした役割とその結びつ きの広がり(ネットワーキングの仕方)を調べる。 各ケースが進むにつれて,どのようにそのネットワ ークが形成され,特徴を有するかについて分析する。

2.7 防災教育コンソーシアムの形成の流れ 本研究の対象である防災教育コンソーシアム形成

キー・プレイヤー	本件での主たる役割(岡田 1993 と 1997 を参考に第一筆者作成)
起案者	これまでの災害の教訓をインドネシア全土に防災活動を普及するために,関係者の連携し
(Initiator 以下 I)	ていくアイデアを出し,起案する人やグループ
指揮官	防災活動を運営し,そのための個々に動いている現在の活動を連携するために機会を設
(Director 以下D)	け,人的組織化していくことを統括する人やグループ
同志	同志は防災教育における協調活動というゴールを共有する,もしくは,この取り組みにお
(Comrades 以下 C)	ける起案者を助ける個人やグループ
評価者	協調のアイデアの社会的評価を認め , その実現を専門性や権威(地元政府やドナー)を持っ
(Appreciator 以下 A)	て奨励する人やグループ
技術支援者(Technical Supporters 以下T)	防災知識の普及の協調の実現に不可欠な技術や知識を提供する人やグループ
ドナー (Aid Donors 以下 AD)	資金提供の可能性のある人やグループで,企業の担当者も含む
宣伝者	本活動の意義を理解する活動の内外の人やグループ。または,資金提供した事業の広報の
(Circulator 以下 CI)	ため,事業成果を社会に情報を流して存在や価値を伝える人やグループ
利用者	防災教育の普及と協調という事業成果を必要とし,利用する人。当初は学校の先生,生徒,
(Beneficiary 以下 B)	コミュニティであり,NGO,ドナー関係者も含むが,将来的にインドネシア政府や自治体
模倣者(Imitator to other	本活動の意義を認め,公衆衛生や平和教育など他のセクターの活動における協調を促進
coordination 以下 IC)	し,防災教育以外の新たなコンソーシアムなどを立ち上げて活動を始める個人やグループ
参加者 (Participants 以下 P)	追随的に活動に参加する人やグループ
ネットワーク・ワーカー (Network worker 以下 N)	連絡,ネットワーク形成 をする人やグループ

の流れを追ったものが Table. 3 である。これらの活 動は,国連主導で当初おこなわれていたものではな く,2006年の国際防災の日に小学校の防災教育活動 のために NPO や NGO,赤十字が活動計画を作って いた。その活動に国連とジャカルタの地方政府が一 緒に行うための会議が行われ,共同参加して行事と して成功した。その結果,この活動を継続的にほか の小学校を対象に広げていく動きが生まれた。この 間4回のミーティングにはインドネシア政府,国連, 国内外の NGO から 21 団体 45 名が参加している(8 名は外国人。12人が国内の団体から参加)。その結 果,継続的に活動が持たれることになった。このこ とは 2006 年 9 月 25 日の第一回目の議事録の名称は, 「国連テクニカルワーキンググループと MPBI(NPO の名称)のコーディネーションミーティング」とな っていることからも窺える。関連文書等(United Nations Indonesia 3W database)をたどると,防災教育 コンソーシアム(以下コンソーシアム)という名前 が確定したのは, 2007年1月27日の議事録の名称 に使われるようになったときからであることが確認 できる。

Table 3 Flow toward formulation of the consortium

Date	Activity	Funded by
Before Sep	NGOs prepared International	-
2006	Disaster Reduction Day (IDRD)	
	2006	
26 &26Sep	Coordination meetings with	-
	NGOs, UN and DEPSOS	
9 Oct.	Training of facilitators for the	
2006	school road show	-
10 Oct.	Final preparation for the school	
2006	road show	-
11,Oct	a. National Workshop for	An NPO,
2006	Policy Makers and	An NGO,
	Teachers on Integration of	UN
	Disaster Risk Management	
	into School Curriculum	
	b. National Workshop on	UN
	Disaster Risk Reduction	
	Information Management	
	System	
12, 13, and	School road show in 23 schools	An NGO,
14, Oct.		UN
2006		
18 Oct.	Meeting about continual	-
2006	activities	

Source from United Nations Indonesia 3W database

Fig. 3 は,防災の NPO が他の団体を防災教育活動 に巻き込んでいく様子を役割ネットワークで具体的 にあらわしたものである。Fig. 3 の 3 回の UNOCHA が報告している議事録に掲載されている 45 名の出 席者にアンケート調査と聞き取り調査を行った。

第一段階の左端の9月24日以前については,2006 年10月の国際防災の日に合わせて防災イベント



Fig. 3 Modeling of network by role-playing network model in the consortium

を NGO で行うために協議していた複数の団体を示 す。この活動を起案し,NGOを連携するネットワー ク・ワーカーになったのは国連開発計画(UNDP)か ら資金援助を受けて動いていた NPO である。その本 人以外に,筆者が国連関係者に聞き取りやアンケー トした結果からも, この NPO が「ネットワーク・ワ ーカー」としての役割を果たしていたと認識されて いたことが解る。なお以下,各役割のキー・プレイ ヤーを特定するに当たっては,筆者自身が現場で参 与観察して得た体験や情報も活用している。また筆 者は,最終的に提案書が出てきたときには世界銀行 の外部コンサルタントとして提案書を評価する立場 にあった。この NPO のネットワーク・ワーカーによ ると当該の NPO の活動資金を提供し,また今回のコ ンソーシアムの活動費を拠出した機関が UNDP と分 かり,これを「ドナー(AD)」として記す。議事録 に掲載されているそれ以外の複数の国際・国内の NGO を「同志」と解釈するが,モデル化の表記には 複数の同志を1つのノードで表す。また,この1つ だけの同志のノードを通して活動を知って加わった 別の団体の者も同志とする。

第二段階として, この NPO を中心とした NGO の 連合とは別に, インドネシア福祉省と国連の各機関 も国際防災の日に合わせた取り組みが行われた。そ の計画の協議の場が形成されていたことを示すもの が Fig.3 の 9月 25日の一番大きな楕円である。これ らの協議によって,国連の OCHA がコーディネーシ ョンの指揮とネットワーク化が進んだようである。 さらに議事録やイベント情報の提供(役割:「指揮官」 と「ネットワーク・ワーカー」,情報を外部に流し続 ける役割をした「宣伝者」の役割も併せて担う)事 態が展開した。この間, UNICEF と UNESCO が教材 を出し(「技術支援者」), UNDP が資金を提供(ドナ

ー)する分担が決まったと NGO の参加者の回答があ ったことが分かっている。これは,議事録にある「資 金分担の取り決め」とも整合している。さらに詳細 に 議事録を確認すると 事業別の必要資金を NPO, NGO, 福祉省が提供し(それぞれに資金提供者の役 割を追加),その不足分を UNDP が補完していること が記載されている。「指揮官」に相当する役割の者に 関しては、複数の NGO から国連の同一人物の名前が 挙がった。OCHA が月に1度開催する「国連・NGO・ ドナーコーディネーション会議」の場でもこの行事 のことが OCHA によって紹介されたことを,実際に 出席していた筆者もその現場で聞いている。このた め,ネットワーク・ワーカーと宣伝者の役割を担う ことも明らかである。この月例会議の紹介によって、 この活動を知った NGO が国際防災の日の活動に参 加した団体の中で,アンケートや議事録を通して特 に顕著な動きがないものを追随者として「参加者」 (P)と解釈する。第一段階のネットワーク・ワーカ ーは NPO が継続して,他の地域の NGO と連絡する などの役割も見受けられる。今回の報告書にも地方 の5団体が掲載されていたため,継続して第二段階 においても当の NPO をネットワーク・ワーカーとす る。また,アンケートから,ある NGO が従来から首 都の洪水対策のために防災教育を行っていた地域の 小学校に紹介して防災の日の活動に参加する動きも 見られた。このような小学校を「利用者(B)」とす る。

第三段階では、これらの活動の趣旨に賛同して、 防災教育活動を継続した団体をいちばん右に挙げた。 国連職員は、国連関係者と、赤十字・赤新月社の関 係者は赤十字社と、それぞれ双方向のネットワーク を発揮する一方で、国連から NGO に、NPO から国 連へと所属に関係のない団体を巻き込んでいく様子 も図から解かる。これ以外の例を見ても同じことが 起こっている。また、各国政府としては、ドイツ政 府と EU が資金援助をおこなったが(「評価者」と「ド ナー」)、各国政府はコンソーシアム自体の活動には 加わっていないとの回答を参加者に対して行ったア ンケートから得ている。

これらの防災教育コンソーシアム以外の協調団体 が派生し活動に参加する団体を「模倣者」と解釈す る。具体的には,2008年首都のジャカルタ洪水対策 などの新たに世界銀行などが資金提供とした活動事 業や他の地域に起きた協調の動きが模倣者に当ては まる。

以上のように役割ネットワークのモデルを参照に しながら,参加者の役割と関係の動きを追い,災害 発生後の防災活動に至るプロジェクト結成からその 後の活動のネットワークのつながりについてまでの プロセスについて聞き取った情報を総合すると,次のようなことが明らかになった。

参加者それぞれの関係は,所属する組織に関係せ ず,対等で(ただし,同じ団体の所属する上司・部 下の直接的関係を除く),独自に自己裁量で意思決定 ができ,コンソーシアムの事業毎の参入退出の自由 がある。具体的な例として、インドネシア政府の福 祉省からの提案事業がコンソーシアムの参加者から 多数決で否決されたため 2006 年 11 月に福祉省から の参加者はコンソーシアムの活動から脱退した。し かし、福祉省はいつでも活動に戻ることができる。 このように組織の力関係が認められにくく、命令に よって活動は動かされていない。情報はメイルリス トに登録されたコンソーシアムの参加者や興味のあ る個人や研究者など誰にでも一様に流され、メイル リストを管理する者がコンソーシアムに不利益がな いとみなした場合は誰でも情報を流すことが出来る。 ただし情報の管理者には,事業毎や一定期間を過ぎ れば,その都度の資金提供者が変わるといった弱み もある。コンソーシアムの結成に関わる国際防災の 日は UNDP が主な資金提供者であったが,別の防災 活動では世界銀行であった。マルチ・ドナー以外で は、ヨーロッパの ECHO やドイツの GTZ などが活動 資金提供したが,具体的な活動には参加していない。 2009年になって民間の銀行も資金援助をするなど, 支援者に変化がみられる。また,聞き取り・アンケ ートから,ネットワーク・ワーカーとして名前が挙 がったのはインドネシア人のみで, ローカルナレッ ジを持った者の役どころが重視されていることが窺 える。このように本コンソーシアムというネットワ ークは,個人的関心事や独自の役割意識に支えられ た個々人が,独立性や裁量性を持って意思決定がで き,状況に応じて有機的なコミュニケーションを図 ることができる特性を持っている。この意味で当該 ネットワークは「水平的」であるということにする。

以上の議論から,コンソーシアムを構成する各中 核的機関は,個性ある個人が機関の代表として代理 を務め,相互にコミュニケーションを取り合いなが ら,個人的な特性とインフォーマル性の強いネット ワークを形成していると考えられる。このため巨大 ドナーからの参加者と小さな NGO から参加者の互 いの関係は,水平関係で個々の独自性・独立性を活 かした形で,結びつきを形成している。

しかしながらその一方で,その各個人が所属する 中核的機関の垂直(職務権限等についての縦の命令 指令系統によって特徴付けられるよう)な組織が相 互に連携するというネットワーク(例えば,国連の 各機関,赤十字・赤新月社連盟,JICA や旧 JBIC や JICS から成る日本政府関係の援助機関等)を有して いる。そのため,各代表者はその所属する機関から 付与された権能や名義的役割を代表するという垂直 的特性も備えている。

従ってコンソーシアムを形成するネットワークは, 水平性と垂直性という二重性を持っていると判断さ れる。そこでこの二重性を指して,「準水平的」であ るということにする。つまり「準水平的な」社会的 ネットワークとは,基本的には水平であるが,この ような潜在的垂直性を背後に有したネットワーカー としてのネットワーク集合体という特徴がある。こ のようなネットワークは,インフォーマル(個人的) ネットワークとしての性格を基調にしながら,フォ ーマル(公式的・機関機能的)ネットワークとして の性格も緩やかに併せ持った柔軟性と多義性を備え たところが重要である。このようなコンソーシアム のネットワークの仕組みを,機関に対応付けてモデ ル化したものが Fig.4 である。



Fig. 4 Framework of attributive pre-corporation

3.条件付予備的協調体制としてみた防災教育 コンソーシアム

先に想定した「定常的活動を続ける参入と退出が 自由な協同的枠組み」を条件付予備的協調体制と呼 んだ上で,上述の「コンソーシアム」と呼ばれる組 織の災害前の体制の性格を基本的に表していると解 釈できることに議論を進める。

まず,このような援助協調が実現したとすれば, それが可能になった事前のネットワーク基盤として, 上述してきたコンソーシアムは災害前から形成され ており,それに基づいて準水平的なネットワークが 活性化していたと,事後的な分析・評価を行うこと ができる。したがって,本コンソーシアムは,災害 後に援助協調が成立するための条件付予備的協調体 制であったとみなすことは妥当であろう。それは, そのような協調体制が初めから意図されて形成され, 先見的にマネジメントされてきたとは言いがたいか らである。この意味で,あくまで事後的に意味づけ られた「コンソーシアムの災害の事前の体制」であ るため,「条件付」である。そこでこれを「条件付予 備的協調体制」と呼ぶことにしたい。

このように考えると, Fig.3 は条件付予備的協調体 制ができた後, これを基盤としてプロジェクトを実 行するときのネットワークを示したものだといえる。 誰でも参入と退出が自由なため,条件付予備的協調 体制は目的や参加者に応じて組織は拡大縮小する柔 軟性のある組織であることを,複数の薄い色の楕円 は示している。そして,縦長の黒縁白抜きの楕円は, 中核的機関のもつ潜在的垂直性を示す。

このような条件付予備的協調体制ができていれば, 協調が次第に強化し,Table 1 であげた防災教育の協 調の長所が生かされ,コンソーシアムの機能が変わ っていく。防災教育コンソーシアムが出来上がるま では,互いに話す機会すらなく防災教育を単主体で 行っていたが,次第にコーディネーションを行う機 会や場をもち,適切なタイミングにはそれが一緒に 共同でプロジェクトを行うことにつながったと解釈 できる。

興味深いことにコンソーシアムが形成されて以降 は、災害のための緊急援助が一段落した後からは、 本コンソーシアムを構成する機関とそれに所属する 各個人はそれ以前の活動で築いた準水平的ネットワ ークの基盤を活かしながら、ジャカルタ(洪水とマ ルチハザード対策)、ジョグジャカルタ(地震と洪水 対策)、アチェ(津波と地震対策)、その他の被災地 やその近傍の地域に防災教育プログラムという援助 を共同で連携し合いながら導入していこうとする動 きが起こったことが確認できる。

その場合,緊急支援を過ぎており,利用できる援助資金は限定されてきているが,その範囲で防災教育の援助は実効性を持ちうると判断される。重要なことは,このような防災教育が,2.3 で論じた意味での援助協調が実現したとみなされる状況証拠を備えていると推察される点である。

4.防災教育の最適投入時期

上記の議論から,防災教育の最適投入時期に関し て検討しておきたい。被災後の防災教育に重点を置 き,回復期に入った復興支援のときに当初の緊急援 助の余剰金を当てることが現実的である。災害援助 は緊急時に立てた計画の通りに行かないのは当然で ある。緊急援助の情報,資金,限られた時間的ゆと りなどの困難な制約を状況依存的に解決する手段としても,防災教育を協調して行うことは理にかなっている。被災地のアチェで果たした水平的ネットワ - クの事例に言及する。

2007年5月のアチェの復興期にジャカルタからコ ンソーシアム兼マルチ・ドナー・トラストファンド のメンバーと被災地の大学教員, UNDP など防災の ステークホルダーミーティングがきっかけとなり, アチェでは UNDP が主催者になり防災教育の定例会 議が持たれることになった。それまで,アチェでは 教育,住宅や保健などの部門別会議が行われていた が,防災に関するものはなかった。最初のミーティ ングから2か月後には,防災部門会議のメンバーの 一部が共同でプロジェクトを提案し,世界銀行を中 心としたマルチ・ドナー・トラストファンド・アチ ェ・ニアス(MDF)によるプロジェクトが採択され, アチェ防災プロジェクト(Disaster Risk Reduction Project for Aceh (DRR-A))が 2008 年から 5 年で約 10 億円のプロジェクトが開始した。これを示したもの が Fig. 5 である。このアチェの DRR-A プロジェクト の事例を用いて、役割ネットワークモデルによりモ デル分析した要点を図示したものである。これより, 平常期にジャカルタでこのような「『準水平的な』社 会的ネットワーク」が形成・維持されていることが, 災害後の準回復期になって、短期的協調を可能にす る基盤を提供することにつながったと推測される。 よって被災地で,災害後に条件付予備的協調体制が でき,ネットワークが形成されていた。災害が発生 して暫くして,回復段階に近づいたとき,MDFの余 剰金を知る各援助機関からの参加者が水平的ネット ワークによって防災教育の援助協調プロジェクトが 成立したと考えられる。

なおこれとは対照的に,これまでの援助協調は, 本来競合関係にもありうる中核的機関の間の協力関 係が,特に災害の直後の時点で短期かつ一気に成立



Fig. 5 Modeling a project formulation process in Aceh

することを理念として要請している点にあったと考 える。アチェの事例のように,このような条件付予 備的協調体制があり,準水平的な社会的ネットワー クが形成・維持されていれば,被災地に多くのステ ークホルダーが参加する防災教育活動を形成し,持 続的な新しい協調の可能性が生まれることが示唆さ れる。

このため,条件付予備的協調体制を生み出す準回 復期まで復興援助活動が続くことが必要である。現 在の緊急援助活動は医療活動と救援物資の配布をし て支援活動が終わるケースが多い。もし条件付予備 的協調体制が災害前に形成されており、準回復期ま で復興支援活動が続けられる状況にあれば,その時 点で防災教育活動を開始し共同のプロジェクトが生 まれるようなネットワークの再構築が可能になる。 このようにして事後に再形成されたネットワークは, 「事後的な(形成された)協調体制」と呼ぶことが できよう。もちろん,限界もある。そのような防災 教育が本当に当該地域に生かされ,根付くためには, そこで終わってはいけない。その意味では防災教育 を協調して地域に棚卸ししていくための入り口が整 ったに過ぎないであろう。はじめは外国人やジャカ ルタからの被災地外部の人間が主体で行われても, 地元の人々を主体に事後的協調体制の運営とノウハ ウが順次移管されることが望ましい。この状態が生 まれるまで活動資金が一定程度援助で賄われること も必要である。

5.むすび

本研究では,防災は人々の暮らしと安全を守る知 識と専門性が求められるため,従来の援助協調の受 益国が優先順位の決定のプロセスを共有し,受益国 の制度を強化しまたは新設するトップダウンと,コ ミュニティの防災力を高めるボトムアップの双方向 型援助効果ピラミッドの支援が必要であること明ら かにした。

また,防災教育は国際支援の中では複数の領域に またがるため,1つの機関の主導で協調を行うこと が困難であることを示し,防災教育の支援には複数 の関係機関の協力と柔軟な対応が必要なことを示し た。

さらに,援助協調役割ネットワークモデルを用い, 2004年インド洋沖津波被災後から約3年間のインド ネシアの防災教育の国際協力の連携化の推移が,協 調過程としてモデル化でき,援助協調が形成された と解釈できることを明らかにした。またそれが可能 になった背景に,災害の前の平常時にコンソーシア が形成されていたことが基盤になったと推察される ことを指摘した。これは必ずしも先見的にそのよう な見込みをもって形成されたとは判断しにくい。む しる事後的に見て,平常時に形成されたコンソーシ アムが協調体制として有効に機能したと解釈される のである。この意味で,それは条件付予備的協調体 制であったというべきである。

本研究では役割ネットワークモデルを用いるとと もに,筆者の参与観察と現地での体験,当事者への 聞き取りやアンケートなどを通じて,援助協調が可 能になるためには,関与する複数の提供団体やその 他の組織に属し,場合によってはその機能を代表す る,個性と独自の能力を持った個々のキーパーソン の役割とその連携のノウハウにあることを指摘し, それを明らかにするためのモデル分析を行うアプロ ーチが有用であることも示した。その結果,以下の ような知見を得た。

> 条件付予備的協調体制には,職権と職能が絡 んだフォーマルなネットワークと個人のパ ーソナルなネットワークという二重性があ る。

> パーソナルなネットワークである「準水平的 な」社会的ネットワークは,基本的には水平 であるが,このような潜在的垂直性を背後に 有したネットワーク・ワーカーとしてのネッ トワーク集合体という特徴がある。

> このようなネットワークは,インフォーマル (個人的)ネットワークとしての性格を基調 にしながら,フォーマル(公式的)ネットワー クとしての性格も緩やかに併せ持った柔軟 性と多義性を備えたところが重要である。す なわち,巨大ドナーからの参加者と小さな NGO から参加者の互いの関係は,この予備的 協調の中の活動では水平関係で個としての 結びつきを形成している。

また,防災教育コンソーシアムの長期的マクロ分析においても,ソーシャル・ネットワークの重要性を指摘している (Sugimoto *et al.*, 2009)。

今後の課題として,インドネシアにおける防災教 育における協調のこれらのネットワークの働きが今 後どのように進展するか見守り,それを長期的に災 害マネジメントサイクルの時間軸上で検証し,緊急 対応時における協調へ発展するか検証し,来たるべ き災害に備えるための対策を進めていくことが必要 である。

謝 辞

本研究の遂行に当たって,第一著者のインド洋沖 津波発災から約3年にわたる在インドネシア日本国 大使館,世界銀行における在職中の関係者および防 災教育コンソーシアムの関係者の皆様に御礼申し上 げるとともに,本研究は各機関の見解とは関係のな いことを記す。

参考文献

- Bird, G., Rowlands, D.: The Catalytic Effect of Lending by the International Financial Institutions, World Economy 20 (7), 967 – 991. 1997.
- Bird, G.: IMF Programs: Do they work? Can they be made to work better? World Development, 2001.Club du Sahel: Aid Reform - A Review of Aid: Coordination Mechanisms. SAH / REFA 2000 (3), OECD, 2000.
- Bird, G., Rowlands, D.: IMF lending: how is it affected by economic, political and institutional factors?, Journal of Economic Policy Reform, 2001.
- Doocy, S., Rofi, A., Moodie, C., Spring, E., Bradley, S., Burnhama, G., Robinsona, C.: Tsunami mortality in Aceh Province, Indonesia, *Bulletin of the World Health Organization 2007.* WHO, Geneva, pp. 273-278, 2007.
- Eriksson, J.: The drive to partnership; Aid coordination and the World Bank. The World Bank, 2000.
- ISDR: Hyogo Framework for Action 2005-2015, http://www.unisdr.org
- OECD/DAC: Shaping the 21st Century: The Contribution of Development Cooperation 1996. http://www.oecd.org/dataoecd/23/35/2508761.pdf
- OECD: Harmonizing donor practices for effective aid delivery, DAC guidelines and reference series. Paris. 2003.
- OECD: Budget Support, Sector Wide Approach and Capacity Development in Public Financial Managemnet. DAC Guidlines and Reference Series. Paris OECD. 2005.

http://www.oecd.org/dac/harmonisingpracties

- Okada, N.: Entrepreneurship in the new technological regime," in The Cosmo-Creative Society, E. Anderson, D.F. Battenm, K. Kobayashi, and K. Yoshikawa, Eds., Springer-Verlag, 121-135, 1993.
- Rowlands, D., Kecheson, I.: Multilateral aid coordination by the international financial institutions - an examination of Canadian development assistance to Sub-Sahara Africa, New perspectives on foreign aid and economic development. 27-56. 2000.
- Sugimoto, M. Okada, N. Fang, L.: Modeling and Analysis of Aid Coordination Processes for Post-disaster Education in Indonesia after the 2004 Indian Ocean Tsunami, IEEE, 2009.
- Team Humanitarian Response Review of Consultants Team: The Humanitarian Response Review, UN New York and Geneva, 2005. http://ochaonline.un.org/OchaLinkClick.aspx?link=oc
- ha&docid=1010130
- United Nations Indonesia 3W database, http://www.un.or.id/UNTWG/3W/reports.asp
- UNOCHA : Situation report 2004 年 12 月- 2007 年 1 月, UNOCHA Indonesia.
- 中満泉:国連人道問題調整室,内海成治,中村安秀, 勝馬靖編国際緊急人道支援,ナカニシヤ出版, 36-55,2008.

A Systems Study on Aid Coordination for Post-disaster Education - The Case Study in Indonesia -

Megumi SUGIMOTO* and Norio OKADA

* Graduate School of Global Environmental Studies, Kyoto University

Synopsis

The research addresses to model and analyze aid coordination process for post-disaster education in Indonesia after the mess 2004 Indian Ocean Tsunami. It is shown that stakeholders have the following two types of networks in the consortium for post-disaster education by use of roll-playing network model developed by Okada; one is a network of vertical-related organizations, and the other a horizontal social network. The result is that such social networks and consortium of consultations are helpful to build the trust relationship among participants, enable them to mutually collaborate and finally create a new aid coordination form to promote post-disaster education.

Keywords: aid coordination, disaster education, Indian Ocean Tsunami, social network

Inter-sectoral allocation of disaster risk: is inter-secotral fiscal transfer creating the right incentives?

Tao YE*, Muneta YOKOMATSU and Norio OKADA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Given the fact that agriculture sector is more vulnerable in terms of disaster risks, direct monetary transfer are paid from tax-payers to agriculture producers in many countries. Such transfers are expected to not only provide higher and more stable income to producers but also create incentives to keep them continuing farming. Nevertheless, they have been doubted for inducing economic inefficiency because of the later effect which masks the market signal for resources and risk allocation. This research uses a dual-economy model with inter-sectoral flow of labor and commodity to discuss such government policies. It excursively aims at justifying government policies that discourages rural producers to work in urban sectors. The result of the model shows that if the price in the goods market is the only signal of allocating resources, migration behavior should be controlled. Disaster insurance market can achieve social optimal allocation if goods tradability is perfect. When goods tradability is imperfect, migration behavior in the insurance equilibrium should be controlled if the migration costs is low, or vice versa.

Keywords: inter-sectoral disaster risk allocation, labor mobility, goods tradability

1. Introduction

In many countries agriculture sector is taken special care of by governments. Various types of financial aids are widely provided to producers, e.g. direct product price intervention, lump-sum subsidy, disaster aid, as well as crop insurance programs with heavy premium subsidy. Although the motivation of doing so has been accepted by popular wisdom (e.g. Goodwin and Smith, 1995), government initiatives are doubted for undermining economic efficiency. Policy instruments which are not neutral to producers' decision-making are likely to hamper resources from flowing to the places where they can be efficiently used (Dixit and Longregan, 1995). For instance, the rural-urban disparity in China has reduced decade-long seasonal migration pattern in Mainland China. The strong signal from the labor market implies that the allocation of labor forces between rural and urban sectors should be adjusted. The household registration system (Hukou), however, has been inducing huge transaction costs for rural laborers to work in urban sectors (Ito, 2008). Recently, the Chinese government has carried out a series of policy instruments to increase rural producer's income and protect them from risks of natural disasters as well as market fluctuation (the State Council of China, 2006; Yang and Li, 2008). The Chinese government believes that besides helping rural producers enjoy higher and more stable income it is also important to keep enough labor in agriculture sector to ensure self-sufficiency. Consequently, policies with direct monetary

transfer from tax-payers to rural producers are carried out, e.g. direct subsidy for farming and direct premium subsidy for crop disaster insurance. Nevertheless, it is worth noting that the removing of household registration system which can definitely increase the labor market efficiency is not among the policies carried out.

This research is carried out to verify such kind of "inefficient" inter-sectoral resources allocation and redistribution policies. It will excursively discuss whether the migration of farmers under purely market mechanism to the sectors paying higher and more stable salary should be encouraged or discouraged. The discussion uses the framework of inter-sectoral disaster risk diversification in a simple dual-economy model, following the most classic manner of discussion on inter-regional and inter-sectoral resources and risk allocation in the field of public economics. Beyond that, both labor mobility and goods tradability are taken into account, denoted by transaction costs in moving labors and shipping consumption goods between rural and urban areas, respectively. Besides the most general structure of discussion in this field, the model incorporates several issues to be more specified and focused. Firstly, the assumptions on factor mobility and goods tradability are abstracted from what is going on in China. Secondly, the concept of collective risk (Malinvaud, 1972 and 1973; Cass et al., 1996) is incorporated into this model so that the collectiveness of disaster risk is reflected.

The structure of this paper is arranged as follows: Section 2 introduces key assumptions of this model. In section 3, benchmark equilibrium is derived and comparative statics are employed to describe the basic mechanisms of labor and risk allocation in this model. In section 4, social optimal choice on redistributing wealth and allocating risk is derived as the criteria for evaluating efficiency performance of decentralized equilibira. In section 5, Malinvaud-Arrow (M.A.) insurance is introduced into the model, serving state-contingent ex post redistribution of wealth for consumption. Benchmark equilibria, social optima, and M.A. insurance equilibria are then compared in section 6 to answer the questions that the authors want to address. In the final section, the model is concluded and some discussion is put on policy implications as well as further research topics.

2. Model Assumptions

Consider a small closed economy with two regions and two sectors, both rural and urban. The rural sector locates in the rural area, producing the so-called rural goods (not necessarily agriculture product in current model) while the urban sector locates in the urban area and produces urban goods. Rural goods are only used for private consumption while urban goods are used for private consumption as well as capital stock investment. The production processes in both sectors are assumed to be exposed to natural disasters. There is a population of totally N labors in this economy, among which N_1 labors residing in the rural area and N_2 residing in the urban area. Labors are assumed to be homogeneous in terms of endowment and preference. A Labor's welfare state is determined by his consumption on both kinds of goods. The time sequence follows the seasonal and "circular" migration pattern in China (Hare, 1999; Zhao, 1999a; Zhao, 1999b). Chinese farmers start to move to urban areas right after the Chinese New Year, which is ahead of the planting season. They work in large cities for a whole year and return to hometown when the festival comes again. In this sense, each period can be divided into four phases: 1) decision-making on seasonal move; 2) production; 3) disaster and the determination of the state of the world; 4) trade and consumption.

Decision-making on seasonal move

At the beginning of each period, rural residents consider whether to move to work in the urban area or not. If they decide not to move, they cultivate their land and are then called "rural workers". If they decide to move, they shall work in the urban sector and then be called "seasonal workers". Each rural resident is endowed with a piece of land homogeneous of size and fertility. The land of seasonal movers is assumed to remain uncultivated in this model. Before the seasonal move starts we have two groups of individuals: rural residents and urban residents. After that, we have three groups of individuals, rural workers, urban residents and seasonal workers, which are given subscripts of 1, 2 and 3 in the remainder of this paper, respectively.

Production process

In this phase, workers start to produce goods. Rural workers produce the so-called "rural goods" on household basis. Since they do not have any other investment or production alternatives, we assume that each rural worker contributes exactly a unit of labor in production, which is assumed to be an optimum amount. This assumption stands in this model as our focus is rural-urban migration rather than on-farm production decision. If no uncertainty is taken into consideration, rural workers will exactly produce the same amount of output, X. When disaster risk is taken into account, the final production becomes a random variable depending on the state of the crop land, X(s).

In the urban sector, production is finished in an aggregate manner with a function of Y=(K,L), in which K denotes the total social capital stock for production and L denotes the total labor force engaged. The wage rate is determined by the marginal productivity with respect to labor, $w = Y_{L}(K,L)$. It is assumed that the technology in the urban sector is constant-return-to-scale with respect to labor input, $Y_{LL} = 0$ and w is a constant. This assumption excludes the possibility of externality induced by technology and helps us to catch the essential impact from labor mobility and goods tradability. Here an urban worker's decision-making on his working hours is also skipped by assuming that there is mandatorily designated official working hours, e.g. 8 hours/day. This can be further simplified by unifying working hours to 1. Thus the labor income for an urban worker is exactly w.

As mentioned in the previous part, the move to urban area is costly. Rural residents who move to work in urban sector are supposed to pay a lump-sum cost, denoted by c, for the move. For the sake of simplicity, we allow seasonal workers to pay this cost after wages are paid. So the actual income for a seasonal worker is w - c.

Disaster and the state of the world

In this model the production of both sectors is exposed to natural disaster risk, which is framed with the collective risk theory. Firstly, the nature chooses the size, geographical location, and severity of the hazard, determining the collective state of the world $t \in \{0,1,...,T-1\}$. As for individual states, in accordance to our assumption on production functions, we assume that rural production activity could fall in different individual states and consequently rural workers may have different harvesting after some disaster events X(s), $s \in \{0,1,...,S-1\}$. On the other hand, the entire urban sector falls into some same state as it is assumed to be a "big" company and all urban workers will have uniform *ex post* income w(t). In other words, individual states of urban workers coincide with the collective states of the world.

The probability for a piece of land being in a joint state (s, t) is given by $\pi(s, t) > 0$, with $\sum_{s,t} \pi(s,t) = 1$. So the probability of the production of a specific plot of land with output of X(s) could be derived as the conditional probability of $\pi(s \mid t) = \pi(s,t) / \sum_{s'} \pi(s',t)$. Then exactly there would be $\pi(s \mid t) \cdot N_1$ pieces of land in individual state s when collective state t occurs. When seasonal move is taken into account, the total number of cultivated land reduces by n, the same as the number of seasonal workers. It is worth noting that the risk units here are not workers but plots of land. Therefore the theorem, although not perfectly appropriate, still applies if we assume that the land of seasonal workers is distributed uniformly in the space. In this sense, the number of cultivated but damaged land in the joint state of (s,t) is $\pi(s \mid t) \cdot N_1 \cdot (N_1 - n) / N_1 = \pi(s \mid t) \cdot (N_1 - n)$, while the social aggregate output of rural goods is

$$\sum_{s} \pi \left(s \mid t \right) \left(N_{1} - n \right) X(s) = \left(N_{1} - n \right) \mathrm{EX}(t) \, .$$

Trade and consumption

Consumption of workers starts after the state of the world is known. The welfare state of an individual is measured by the utility of consuming both the rural and urban goods. As rural goods are produced labor by labor, rural workers firstly reserve a certain amount of rural goods x_1 for consumption, and then sell the surplus $X(s) - x_1$ to the market. This type of setting mainly refers to self-sufficiency agriculture. Transaction costs for delivering per unit of rural and urban goods are δ_i , i = x, y respectively. If the relative price of rural goods to urban goods in an arbitrary collective state t is denoted by p(t), the budget constraints for workers are:

$$p(t)[X(s) - x_{1}(s,t)] = (1 + \delta_{y})y_{1}(s,t)$$

$$[p(t) + \delta_{x}]x_{2}(t) + y_{2}(t) = w(t) , \quad (1.1)$$

$$[p(t) + \delta_{x}]x_{3}(t) + y_{3}(t) = w(t) - c$$

for all *s*, *t*. In the budget constraints, seasonal workers are supposed to pay the shipping costs of the rural goods because seasonal workers stay in the urban area almost all the time in a year except a few days for holiday at their hometown. The social budget constraints follow:

$$\sum_{N_1-n} [X - x_1(s,t)] - N_2 x_2(t) - n x_3(t) \le 0$$

$$\sum_{N_1-n} y_1(s,t) + N_2 y_2(t) + n y_3(t), \quad (1.2)$$

$$\le Y (N_2 + n) - C$$

for all s, t. C is the social aggregate consumption on transportation to move seasonal workers and costs for shipping goods between rural and urban areas. Since the model is basically in a static manner, dynamic investment decision is skipped. If we assume the economy is running at its steady state where the return to capital stock is fixed, with the assumption of constant-return-to-scale with respect to labor, social consumable urban goods can actually be denoted by $Y(N_2 + n) - C =$ $(N_2 + n)w(t) - C$, which is exactly the difference between social aggregate wage paid to urban workers and social aggregate transaction costs.

3. The benchmark case

Ex post equilibrium

After the state of the world is determined, an individual tries to maximize his/her *ex post* utility given his/her state-contingent wealth (or say "money" in terms of the urban good), ω_i (·). In this benchmark case, it is equivalent to state-contingent labor income equals the revenue of selling all products in hand. As for the urban worker, the labor income equals the labor wage. We assume that the *ex post* utility function shows the preference of constant-elasticity-of-substitution (CES) between the rural good and the urban good with elasticity of

 ϵ . It strictly holds that $u_x > 0 > u_{xx}$, $u_y > 0 > u_{yy}$,

 $u_{xy} > 0$. Ex post optimization requires that the

marginal rate of substitution should be equal to the relative price. The social excessive demand function can be constructed as:

$$Z_{x}(t) = \sum_{x} x_{1}^{*}(s,t) + N_{2} x_{2}^{*}(t) + n x_{3}^{*}(t) - (N_{1} - n) \operatorname{EX}(t), \qquad (1.3)$$

for all *s*, *t*. According to Walras' Law, the necessary condition for an efficient *ex post* goods market is p(t)Z(t) = 0, for all *t*. Since we assume both rural and urban good are not free goods, it must hold that p(t) > 0 and Z(t) = 0. Therefore:

$$p(t) + \delta_x = \frac{\epsilon B(t)}{\left(N_1 - n\right) \text{EX}(t)}, \text{ for all } t, \qquad (1.4)$$

with $B(t) = N_2 w(t) + n[w(t) - c]$ denoting social aggregate urban goods available for consumption. Note there that transaction costs for shipping goods are not excluded from B(t). Equation (1.4) means that the subject effective relative price for the urban workers equals to the elasticity of substitution times the ratio of the social aggregate production for consumption (*ex post* consumption on shipping goods in included) to social aggregate urban goods available. In this sense, individuals' optimum choices are derived:

$$\begin{aligned} x_{1}^{*}(s) &= \frac{\epsilon X(s)}{1+\epsilon}, y_{1}^{*}(s,t) = \frac{\left[\epsilon B(t) - \delta_{x}\left(N_{1} - n\right) \mathrm{EX}\left(t\right)\right] X(s)}{(1+\epsilon)\left(1+\delta_{y}\right)\left(N_{1} - n\right) \mathrm{EX}\left(t\right)} \\ x_{2}^{*}(t) &= \frac{w(t)}{1+\epsilon} \frac{\left(N_{1} - n\right) \mathrm{EX}\left(t\right)}{B(t)}, y_{2}^{*}(t) = \frac{w(t)}{1+\epsilon} \end{aligned}$$

$$(1.5)$$

$$x_{3}^{*}(t) &= \frac{w(t) - c}{1+\epsilon} \frac{\left(N_{1} - n\right) \mathrm{EX}\left(t\right)}{B(t)}, y_{3}^{*}(t) = \frac{w(t) - c}{1+\epsilon}$$

for all *s*, *t*. It can be observed that only the consumption of rural workers is affected by goods tradability, given the fact that we are using urban goods as numeraire in this model. Due to the feature of CES utility function, *ex post* indirect utility is a linear function with state-contingent wealth. Coefficients are:

$$A_{1}(t) = \left(1 + \delta_{y}\right)^{-\frac{1}{\epsilon+1}} \left(p(t)\right)^{-\frac{\epsilon}{\epsilon+1}},$$

$$A_{2,3}(t) = \left(p(t) + \delta_{x}\right)^{-\frac{\epsilon}{\epsilon+1}},$$
(1.6)

for all *s*, *t*. Social aggregate economic value of goods can be denoted as

$$\Omega(t) = (1+\epsilon) B(t) - \delta_x (N_1 - n) EX(t) \quad (1.7)$$

Ex ante equilibrium and comparative statics

We further assume that individuals' *ex ante* utility is a function $W(v_i(\cdot))$ showing Constant Relative Risk Aversion (CRRA) preference:

$$W\left(v_{i}\left(\cdot\right)\right) = \begin{cases} \frac{v_{i}\left(\cdot\right)^{1-\theta} - 1}{1-\theta}, \ \theta \neq 1\\ \ln v_{i}\left(\cdot\right) & \theta = 1 \end{cases}$$

Expected ex ante utility then takes the form of $E W_i = \sum_{v \in T} \pi(v) W(v_i(v))$. Comparative statics show that $d \mathbb{E} W_1 / dn > 0$ while $d \mathbb{E} W_2 / dn$, $d \mathbb{E} W_3 / dn < 0$. When there are more seasonal workers, namely less rural workers, the total productivity of the rural sector decreases due to the outflow of labor forces. The relative price of the rural good consequently increases and rural workers' state-contingent wealth gets larger, given the fact that they are producing exactly the same amount of the rural good. We then see an increase in the expected utility of rural workers. In contrast, although we assume the technology is constant-return-to-scale with respect to labor for the urban sector and they shall get exactly the same salary, state-contingent wealth of urban workers will drop since the same amount of money in hand can purchase fewer rural goods as the price goes up.

According to our assumption, a rural resident makes decision on whether he should conduct the seasonal move or not *ex ante*. Given the uncertain nature of the world, the decision is made by comparing the expected *ex ante* utility of working in rural sector and urban sector. A rural resident would be willing to conduct the seasonal move iff $E W_1 < E W_3$ and the marginal seasonal worker would find himself indifferent of working in either sector, which implies the *ex ante* equilibrium must hold:

$$\mathbf{E} W_1 = \mathbf{E} W_3 \tag{1.8}$$

Comparative statics of the *ex ante* equilibrium with respect to factor mobility:

$$\frac{d \mathbb{E} \, W_1}{dc}, \frac{d \mathbb{E} \, W_3}{dc} < 0, \frac{d \mathbb{E} \, W_2}{dc} > 0$$

which implies that when transaction costs increase, expected utility of rural workers and seasonal workers decreases while urban residents get benefit. Less seasonal workers explicitly means rural workers' welfare decreases. As for seasonal workers, they benefit from lower relative price but suffer from higher transaction costs. Unfortunately, effect of the later one is dominant so they finally get worse off.

On the other hand, if we assume the costs for shipping the rural and the urban good are the same,

 $\delta_x = \delta_y = \delta$, comparative statics are

$$\frac{dn^*}{d\delta} > 0, \frac{d \to W_1}{d\delta}, \frac{d \to W_2}{d\delta}, \frac{d \to W_3}{d\delta} < 0$$

which implies that the transaction costs for shipping goods are definite social loss in terms of expected ex ante utility.

4. Social optimum

Consider the optimal risk allocation and population distribution problem in the society. The wise central planner is supposed to maximize the weighted sum of expected utility. The optimum is achieved through determining ex post redistribution of wealth for consumption and ex ante number of seasonal workers (allocating of resources and labor). In the previous section it has been proved that ex indirect utility only depends post on state-contingent wealth for consumption. Therefore, ex post redistribution of both rural goods and urban goods can be simplified to determining economic values of goods allocated to individuals, namely $\omega_i(\cdot)$:

$$\label{eq:static_state} \begin{split} \max_{\scriptscriptstyle n,\omega_1(s,t),\omega_2(t),\omega_3(t)} &= \gamma_1 \sum\nolimits_{\scriptscriptstyle N_1-n} \mathrm{E}\,W_1 + N_2\gamma_2 \mathrm{E}\,W_2 + n\gamma_3 \mathrm{E}\,W_3 \end{split}$$
 Subjected to

$$\alpha(s,t) : \sum_{s} \pi(s \mid t) (N_{1} - n) \omega_{1}(s,t) = \Omega_{1}(t) \alpha(t) : \Omega_{1}(t) + N_{2}\omega_{2}(t) + n\omega_{3}(t) = \Omega(t) \mu : E W_{1} = E W_{3}$$

$$: n, \omega_{1}(s,t), \omega_{23}(t) \ge 0$$

$$(1.9)$$

for all *s*, *t*. Throughout this thesis, the Greek letter ahead of each constraint is its corresponding Lagrangian Multiplier. By assuming interior solutions, the first-order conditions with respect to state-contingent wealth can be derived as:

$$\gamma_2 \frac{dW_2(\cdot)}{d\omega_2(t)} = \frac{\gamma_1 \left(N_1 - n\right) + \mu}{N_1 - n} \cdot \frac{dW_1(\cdot)}{d\omega_1(t)}$$
$$= \frac{\gamma_3 n - \mu}{n} \cdot \frac{dW_3(\cdot)}{d\omega_3(t)} = \frac{\alpha(t)}{\pi(t)}, \quad (1.10)$$

for all *t*. Equation (1.10) implies that the allocation of wealth among individuals should equalize the weighted marginal *ex ante* utility across all individual types in a given collective state *t*.

The first-order condition with respect to the number of seasonal workers is:

$$\begin{split} \gamma_{3} & \mathbf{E} \, W_{3} - \gamma_{1} \mathbf{E} \, W_{1} \\ &+ \left(N_{1} - n\right) \gamma_{1} \, \frac{d \mathbf{E} \, W_{1}}{dn} + n \gamma_{3} \, \frac{d \mathbf{E} \, W_{3}}{dn} + N_{2} \gamma_{2} \, \frac{d \mathbf{E} \, W_{2}}{dn} \\ &+ \sum_{t} \alpha \left(t\right) \left[\omega_{1} \left(s, t\right) - \omega_{3} \left(t\right) + \frac{d \Omega \left(t\right)}{dn} \right] \\ &- \mu \left(\frac{d \mathbf{E} \, W_{1}}{dn} - \frac{d \mathbf{E} \, W_{3}}{dn} \right) = 0 \end{split}$$
(1.11)

which implies that the allocation of labor (the number of seasonal workers) must equalize social marginal benefit and social marginal cost of moving one more rural resident to work in the urban sector.

Solving for the equilibrium, it is found that the optimal redistribution will let each group of individuals consume the amount of goods worth a fixed proportion of the social aggregate economic

value of goods, $\rho_1, \rho_2, \rho_3 < 1$:

$$\begin{split} \rho_2 &= \gamma_2 / \phi \\ \rho_1 &= \frac{\mathrm{e}^{A_3}}{\left[(N_1 - n) \mathrm{e}^{A_3} + n \mathrm{e}^{A_1} \right]} (1 - N_2 \rho_2) \,, \qquad (1.12) \\ \rho_3 &= \frac{\mathrm{e}^{A_1}}{\left[(N_1 - n) \mathrm{e}^{A_3} + n \mathrm{e}^{A_1} \right]} (1 - N_2 \rho_2) \end{split}$$

for all t, with $\phi = \gamma_1(N_1 - n) + \gamma_2 N_2 + \gamma_3 n$, and e^z

is the Natural logarithm, $A_{i} = \sum_{t} \pi(t) \ln A_{i}(t)$.

5. Risk allocation via the insurance market

In this section, Malinvaud-Arrow (M.A.) insurance system is employed to insure the disaster risk. When there is M.A. insurance system in the world of this model, the sequence of events change to: a) decision-making on migration; b) underwriting of M.A. insurance policy; c) production; d) determination of the state of the

world; e) exercise of insurance contract, trade, and consume. For the convenience of discussion, individuals are allowed to pay premium of M.A. insurance *ex post*. Individuals' optimization problem is:

$$\max_{\mathbf{n}(s,t),\mathbf{a}_{i}(t)} \mathbf{E} \, W_{i} = \sum \pi \left(\cdot \right) W_{i} \left(v_{i} \left(\omega_{i} \left(\cdot \right) \right) \right),$$

for *i*=1,2,3, subject to:

$$\begin{split} \omega_{1}\left(s,t\right) &= e_{1}\left(s,t\right) + \left[m\left(s,t\right) - \sum_{s'} \pi\left(s' \mid t\right) m\left(s',t\right)\right] \\ &+ \left[a_{i}\left(t\right) - \sum_{t'} r\left(t'\right) a_{i}\left(t'\right)\right] \\ \omega_{2,3}\left(t\right) &= e_{2,3}\left(t\right) + \left[a_{2,3}\left(t\right) - \sum_{t'} r\left(t'\right) a_{2,3}\left(t'\right)\right] \\ e_{1}\left(s,t\right) &= p\left(t\right) X\left(s\right), e_{2}\left(t\right) = w\left(t\right), e_{3}\left(t\right) = w\left(t\right) - c \end{split}$$
(1.13)

for all *s*, *t*. The second item on the *r*.*h.s.* (right hand side) of the budget constraint for the rural worker denotes the mutual insurance contract. m(s,t) is the mutual insurance coverage against a joint state of (s,t). Urban workers do not use the mutual insurance system as they have no difference in their individual states, or in other words all urban workers have only one and the same individual state. The last items on the *r.h.s.* denote the transaction of Arrow security with $a_i(t)$ denoting the amount of r(t) denoting the market-clearing price of per unit of Arrow security against a collective state *t*.

The first-order conditions for budget constraints are:

$$\pi(t)\frac{dW_{i}(\cdot)}{d\omega_{i}(t)} = \lambda_{i}(t), \lambda_{i} = \sum_{t} \lambda_{i}(t), r(t) = \frac{\lambda_{i}(t)}{\lambda_{i}}, (1.14)$$

for all *t*. Again we assume $\theta = 1$ and get following result:

$$r(t) = \frac{\pi(t)}{\Omega(t)} \left/ \sum_{t'} \frac{\pi(t')}{\Omega(t')}, \text{ for all } t \right.$$
(1.15)

$$\lambda_{i} = \frac{\sum_{t} \pi(t) / \Omega(t)}{\sum_{t} \pi(t) e_{i}(t) / \Omega(t)}, \qquad (1.16)$$

$$\omega_{i}(t) = \frac{\pi(t)}{\lambda_{i}r(t)} = \Omega(t) \sum_{t'} \pi(t') \frac{e_{i}(t')}{\Omega(t')}, \text{ for all } t \quad (1.17)$$

The *r.h.s.* of (1.17) is a constant times the state-contingent social aggregate economic value of goods. It is an interesting feature of the M.A. insurance to let each type of individuals to consume exactly the amount of goods worth a fixed proportion of social aggregate economic value

irrespective of the state the world. A special case is that if the state-contingent income in terms of urban goods is proportional on social aggregate wealth in terms of urban goods across all collective states, $e_i(t) = k\Omega(t)$, we shall have:

$$\omega_{i}(t) = \Omega(t) \sum_{t'} \pi(t') k = k\Omega(t) = e_{i}(t)$$

It means that individuals whose state-contingent income is proportionate to social aggregate wealth will not use the Arrow security market. In our model when goods tradability is assumed to be perfect, rural workers will commit so. This comes from the assumption of CES utility which consequently preserves the value of rural goods in the society. So after fulfilling mutual insurance contract, individual wealth of rural workers is not contingent on collective states any more. Naturally, there is no need for them to insure.

6. Efficiency issues

Given the equilibria determined in (1.11) (social optimum), economic efficiency is compared across cases. In order to make the social optimum and market solution comparable, we apply the necessary condition for equivalency of social optimum and market solution:

$$\gamma_i \lambda_i = 1 \tag{1.18}$$

which has been proved by Yokomatsu and Kobayashi (2000). As equations are not tractable analytically, numerical examples are employed to show the impact intuitively. Specifications for numerical examples are listed below:

$$\begin{split} t &\in \{0,1\} \;, \; \; \pi(t=0) = 0.5 \;, \; \; \pi(t=1) = 0.5 \;; \\ s &\in \{0,1\} \;, \; \; \pi(0 \mid 0) = 1 \;, \; \; \pi(1 \mid 0) = 0 \;, \\ \pi(0 \mid 1) = 1/3 \;, \; \; \pi(1 \mid 1) = 2/3 \;; \\ N_1 &= 30000 \;, \; \; N_2 = 10000 \;; \\ X(0) &= 20 \;, \; \; X(1) = 5 \;, \; \; w(0) = 30 \;, \; \; w(1) = 20 \;; \end{split}$$

 $\epsilon = 1$; and use $\delta_x = \delta_y = \delta$ and c as parameters.

Numerical results are shown in Fig. 1 and Fig. 2.

Several pieces of important information can be summarized from the result of numerical examples:

When goods tradability is perfect, labor mobility actually has no impact on the efficiency of insurance market solutions. Equilibria achieved by M.A. insurance market are equivalent to social optima. This is because the CES *ex post* utility function preserves the value of rural good and consequently collective risk only exists in the urban sector. Meanwhile, social optimal number of seasonal workers is no larger than that in the benchmark case. In this sense, the number of seasonal workers should be controlled.





When goods tradability is not perfect with positive transaction costs, seasonal moves could be discouraged or encouraged. When the costs for working in the urban sector is low, seasonal moves should be controlled, the same as the previous case. In case the transaction costs for seasonal move is high, however, social optimum requires more workers allocated to the urban sector than the benchmark case. Meanwhile, the social optima and M.A. insurance equilibria diverge. We see $n_m > n_s$ when c is relatively small. This is because actually only the rural workers are paying the transaction costs for shipping goods, as mentioned before. n_m , however, drops faster than n_s . If the transaction costs for moving to the urban area is high enough to let the negative impact on seasonal

workers larger than the impact of goods tradability on rural workers, we have $n_m < n_s$ and social optimum encourages more rural residents to work in the urban sector and.

This divergence between social optima and M.A. insurance equilibria implies that externality is induced due to the existence of imperfect goods tradability, the transaction costs in transporting goods between rural and urban areas in this model. Therefore, government intervention is necessary to modify the M.A. insurance equilibrium.

7. Conclusion and Discussion

This paper constructs a model to discuss the disaster risk diversification and labor allocation problem between rural and urban sectors. It takes a focus on the migration behavior (the seasonal move in this model) as a sort of risk management practice of rural labors. Following the most classical way of discussion on resources and risk allocation among multi-jurisdictions, this paper incorporates the concept of collective risk as well as M.A. insurance to show the unique feature of disaster risk. Labor mobility and goods tradability are introduced in this model as susceptible issues that might influence the efficiency of resources and risk allocation.

According to the result of the model, it is inappropriate to argue whether the government should encourage or discourage rural residents to move to work in urban sectors universally. It can be seen in the model that when goods are assumed to be free to trade, the number of seasonal workers should always be controlled, either with centralized or decentralized instruments. When the transaction costs for shipping goods are taken into account, however, rural residents should be discouraged to work in the urban sector to some extent in case that the transaction costs for moving is low, or vice versa.

When goods are perfectly tradable (the transportation cost for moving goods between rural and urban areas in this model is 0), the M.A. insurance market allocates exactly the social optimum number of seasonal workers. Moreover, in this case rural workers use only the mutual insurance system but not the Arrow security market, because when we assume CES utility function, the

value of rural good is preserved and shows no cross-collective-state variability as urban good are the numeraire good, the "money" in this model.

When goods tradability is not perfect, however, we see externality rises and the M.A. insurance system cannot achieve efficient allocation of labor between sectors. The reason can be found in the ex post optimal consumption bundle of rural workers. Goods tradability actually only has impact on rural workers' consumption quantity of urban good, which definitely make rural workers worse off given all other factors remaining the same. In this sense, more rural workers are willing to move to work in the urban than the social optimum one, when the transaction cost for the seasonal move is not large. The situation changes when the transaction cost for the seasonal move goes so high that its negative impact on seasonal worker exceeds the negative impact of goods tradability on rural workers. Then social optimum would encourage more rural residents to conduct the seasonal move than the M.A. insurance equilibrium.

The authors believe that what is happening in most less developed countries follows the benchmark case with government some redistributive policies. So the number of seasonal workers is likely to lie between the one in the benchmark equilibrium and social optimum one. Specific policies, of course, should be designed according to specific economic environment as this model only provides a very general view on this issue.

There are still several important issues that are well framed and explained in this model. We have proved that externalities are induced by goods tradability but due to the page limitation of this paper, optimal government intervention issues have not been discussed yet. The CES utility function cannot reflect some important features of agriculture goods, especially subsistence products. A group of utility functions associated to inelastic demand system with respect to agriculture products will help us to track the essential issues of disaster risk management for agriculture production better. Secondly, rural workers' decision-making on optimal output level could also be an expanding point of the current model.

Acknowledgements

This paper is financially supported by National Natural Science Foundation of China Key Project (NSFC No. 40535024) and DRH (Disaster Reduction Hyper-base) – CASiFiCA (Case Station -- Field Campus) funded by Special Coordination Fund for Promoting Science and Technology, Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology of Japan. The authors are grateful to researchers involved in the discussion of this paper.

References

- Cass, D. et al. (1996): Individual risk and mutual insurance. Econometrica 64 (2), 333-341.
- Dixit, A. K. and Londregan, J. B. (1995): Redistributive politics and economic efficiency. American Political Science Review 89, 856-866.
- Goodwin, R. K. and Smith, V. H. (1995): The Economics of Crop Insurance and Disaster Aid. Washington, D. C: The AEI Press.
- Hare, D. (1999): "Push" versus "pull" factors in migration outflow and returns: determinants of migration status and spell duration among China's rural population. Journal of Development Studies 35 (3), 45-72.
- Ito, J. (2008): The removal of institutional impediments to migration and its impact on employment, production and income distribution in China. Econ Change Restruct 41, 239-265. doi: 10.1007/s10644-008-9051-7

Malinvaud, E. (1972): The allocation of individual

risks in large markets. Journal of Economic Theory 4, 312-328.

- Malinvaud, E. (1973): Markets for an exchange economy with individual risks. Econometrica 41, 383-410.
- 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
- The State Council of China (2006): Some opinions of the state council on the reform and development of the insurance industry. <u>http://www.xinhuanet.com</u>, accessed on Nov 17, 2007.
- Yang, D. T. and Li, Y. (2008): Agricultural price reforms in China: experience from the past three decades. Agroalimentaria 27, 13-23.
- Yokomatsu, M. and Kobayashi, K. (2000): Catastrophic risks and economic valuation of disaster mitigation. Paper presented on the Second Euro Conference on Global Change and Catastrophe Risk Management: Earthquake Risks in Europe, July 6-9, IIASA, Austria.
- Zhao, Y. (1999a): Leaving the countryside: rural-to-urban migration decisions in China. AEA Papers and Proceedings 89 (2), 281-286.
- Zhao, Y. (1999b): Labor migration and earnings differences: the case of Rural China. Economic Development and Cultural Change 47 (4), 767-782.

部門間災害リスク配分:部門間の財政移転は適切なインセンティブを提供するのか?

Tao YE*・横松宗太・岡田憲夫

*京都大学工学研究科

要 旨

農業部門は災害に対して脆弱であると認識されており、多くの国では政府が財政的手段によって税を原資に農業生産 者を補助している。そのような政策は農家も対して、より高くてかつ安定した収入を保証するだけでなく、彼らに農業 を継続させる誘因も提供する。一方でそれらの政策は、資源とリスク配分への市場メカニズムを歪ませ、非効率性を誘 発する可能性がある。本研究では、労働人口と商品の地域間流通を考慮した二重経済モデルを定式化し、農民の農村流 出を防ぐための農業保護政策の効率性について検討する。分析の結果,災害保険市場が存在しない場合,政府の財政移 転は効率性を向上させることが明らかになった。また,災害保険市場が存在する場合には,商品の地域間輸送に取引費 用がかからないときには,市場は社会的な最適配分を成し遂げることができる。一方,商品の地域間輸送に費用がかか るときには政府の介入が効率性を向上させることが判明した。このとき,輸送費用が低い時には政策は地域間移動を抑 制し,高い時には移動を促す方向の介入が望ましくなることが明らかになった。

キーワード:部門間災害リスク配分,労働移動性,輸送費用
偏在開口を有する耐震壁のFEMモデルを用いたせん断耐力評価

土井公人*・坂下雅信*・河野進*・田中仁史

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

建築学会規準では耐震壁として扱わない,開口周比が0.4を上回る壁が既存建物には多 く存在し,建物の耐震性能を評価する上で問題となっている。本研究では,開口周比が0.4 前後で開口が偏在し,かつ多層に渡る連層耐震壁の静的載荷実験を行い,そのせん断性状 を評価した。せん断耐力・剛性について,既往の設計式を用いて算出し,実験結果と比較・ 検討を行った結果,開口周比が0.4を上回る試験体においても,せん断耐力・剛性を精度 良く評価することができた。またFEM解析により,開口周比が0.4以下の比較的開口の小 さなものについては,実験で得られた履歴復元力特性の包絡線を精度良く予測することが できた。

キーワード: 連層耐震壁, 偏在開口, 開口周比, 低減率, 耐力, 剛性, FEM解析

1. はじめに

鉄筋コンクリート(以下 RC と略記)造建物の主 要な耐震要素として採用される耐震壁は建築設計上 の要求により開口を有する場合が多い。無開口耐震 壁に関しては,耐震要素として有効な設計手法がす でに確立されている¹⁾。有開口耐震壁は,建築学会 規準²⁾および防災協会耐震診断基準³⁾においては開 口周比を用いて強度や剛性を低減することにより, 無開口耐震壁に準じた扱いがなされている。開口周 比は開口の大きさが一定であれば開口位置に無関係 にせん断耐力が決定できるので実用式としては簡便 である。但し,開口周比が 0.4 を超える壁について は耐震壁として扱うことができず,ラーメン解法に よって応力を求め,断面算定を梁および柱に準じて 行うことが定められている。

しかし,開口周比が 0.4 を上回る耐震壁が既存建 物には多く存在し,耐震壁の耐震性能を評価する上 で問題となっている。文献²⁾では開口周比が 0.4 を 超えても安全率を確保できる場合もあることが示さ れている。実験を通じた確認作業を行うことで,開 口周比 0.4 をこえる有開口壁についてもせん断耐力 評価が可能となるものと考えられる。一方で,有開 口耐震壁の水平耐力の評価方法に関する研究は過去 に行われている。開口面積が等しくても開口の形状, 位置の相違により水平耐力が異なることが指摘され ており,抵抗機構に基づいた評価方法が必要と考え られる。

そこで本研究では、開口周比が 0.4 前後で開口が 偏在および多層に渡る RC 造耐震壁のせん断性状の 把握を目的として製作した試験体の FEM 解析を実 施した。目的は、実験の履歴特性の再現およびせん 断耐力の予測であり、実験結果との比較により解析 精度を確認した。さらに同解析モデルを用いたパラ メトリック解析を行い、千鳥配置された開口が耐震 壁のせん断耐力に与える影響を評価した。

2. 実験概要

2.1. 試験体概要

想定建物は 6 層の連層耐震壁を有する中低層 RC 造建物とし,その最下層 3 層の1スパンを 40%スケ ールでモデル化した偏在開口付き連層耐震壁である。 試験体は計 6 体で,実験変数は文献²⁾より求めた等 価開口周比 η および開口位置である。Fig. 1 に試験体 の寸法および配筋を示す。

試験体の設計は,文献²⁾に従い,すべての試験体 で曲げ降伏に先行してせん断破壊するよう,耐震壁 の曲げ耐力時せん断力がせん断耐力を上回ることを 確認した。なお,せん断耐力は文献¹⁾より求めた無

Table 1 試験体の部材断面と配筋

部材	断面(mm)	主筋	主筋比	帯筋	帯筋比
側柱(共通)	300×300	8-D19	2.55%	2−¢10@75	0.63%
梁(共通)	200×300	2-D13	0.47%	2-D6@100	0.32%
枠柱(12)	160×160	4-D19	4 48%	2-D6@75	0.53%

Table 2 試験体の壁板断面と配筋

試験体	N1	S1	M1	L1	L2	L3
$\sqrt{h_0 l_0 / h l}$	0	0.30	0.34	0.46	0.46	0.46
l_0/l	0	0.16	0.20	0.30	0.30	0.30
h_0 / h	0	0.73	0.73	0.91	0.91	0.91
壁厚	80mm					
壁筋(縦•横)	D6@100千鳥(SD295) ps=0.4%					.4%
開口補強筋(縦)	-	1-D13	3-D13	1-D16	-	4-D13
開口補強筋(横)	-	2-D10	3-D10	2-D13	-	4-D10
開口補強筋(斜)	-	1-D13	-	1-D16	I	-
		*(-	いたはは	笛がた	1-22	ちます

*(=)は補強肋かないことを示す



	D0		013		D19	ψιυ	20	レーツ
試験体	1			N1,S1	,L1,L2			
隆伏強度(MPa)	425	366	369	400	384	985	1:	260
最大強度(MPa)	538	509	522	569	616	1142	1	161
<u> 取べ」まえ、INIFd</u>	204	100	100	104	102	107		50
<u>いノソネ致(GPa)</u> 計除け	204	180	109	1 194	103	119/	<u> </u>	29
試験体				M1	,∟3			
降伏強度(MPa)	425	352	362	411	387	1033		-
最大強度(MPa)	538	496	529	605	541	1221		-
ヤング係数(GPa)	204	186	188	189	194	204		-
但し、 の10およびか	パレーク	10 陸	大強度	1202	<u>%の</u> オ	ファッ	ト値で	ある。
N1 S1 1 27/++	si	(十刑封	5 mm	結めと	1 +-	/		~ ~ ~ ~
N1,31,L1,L2 CI& 2/	·v-9	は主任	-0721	ψηαιζ	した。			
	(b)]	ンク	リー	F			
	(~/			-	•	10	10	
<u>試験</u>		N1	51	M1	L1	L2	L3	
上稲強度	MPa)	25.9	25.1	21./	28.9	22.0	32.7	
割裂強度(MPa)	2.3	2.2	2.1	-	2.0	2.9	
ヤング係数	(GPa)	21.0	21.7	15.8	26.0	22.5	23.3	
300 22	00	300						
			_			_		
			ſ			1		
						C		
222(開口		
			υυ × 200			000×201	'	
								- 7
1919		H H		Ħ		開口		/
7 -		4	00×800	Ħ		500×80	" 📕 ∕	∖∎⊞
。						88 -		<u> </u>
2			ョロ 00×800	Ħ		用山 500×80	₀ 聞\	╱∎∰
				H				
							Hilli H	
		HALL						
(a) N	11	()	n) !	S1	(c)) M.	1	
			-/ '		(0)	, 111.		
	II IO							D
	# ┓							
750×200	刺り	II		目開		\sim		
				甘				1
	Ŧ	1						1
	₽	₽	₽ ₽					H
開口 750×1000	# 1	Ħ	目目			X		
		₿	₿ Ħ					E
	#	#		日間		/		H
	₽ I	Ħ	F					1
750×1000	₽	Ħ	₩			X		8
	# I	Ħ	I II					1
			TEM					HEE
				ببيليبيه عدد				and the second
(d)	L1	(e)	L2		(f)	L3		
Fia 1 試斷	体形	状及	7 시 西구	筋図	(単	位 ·	mm)
114.1 山八河2	ミアナト ハン	っへみ	UHL	까기 너희	\÷F	<u> </u>		/

開口耐震壁のせん断耐力に,文献²⁾による開 口低減率を乗じることで算出した。また,載 荷梁による耐震壁の拘束効果を緩和するため第3層

 を設けた。但し,載荷装置の制約から3層目は1・2 層目の半分の高さとした。試験体の断面や各部材の
 配筋詳細を Table 1 および Table 2 に,鉄筋および
 コンクリートの力学的特性を Table 3 に示す。

2.2. 載荷装置

載荷装置を Fig. 2 に示す。加力は東側方向への載 荷を正方向と定義して,全体変形角を制御する変位 制御型正負交番静的繰り返し漸増載荷である。全体 変形角は 3 階梁中心高さ(点 A)での水平変位を基 礎梁上面からの高さ 2650mm で除した値を用いた。 サイクルは最初に水平荷重 200kNの荷重制御の載荷 を1回行なった後,全体変形角 0.04%, 0.1%, 0.25%, 0.5%, 0.75%, 1.0%で各 2 回ずつ繰り返した。なお, モーメント反曲点を基礎梁上面から 2500mm の位置 とし,せん断スパン比(=M/Qd)が 1.0 となるように, 両側の柱に作用させる軸力を式(1),式(2)に示す水平 荷重 Q の関数として変動させた。式(1),式(2)の定数 項は柱 1 本に作用する長期軸力に対応する。

$$\begin{split} N_W \mbox{ and } N_E &= \pm 0.42 Q + 400 \mbox{ kN}(N1,S1) \end{tabular} \mbox{(1)} \\ N_W \mbox{ and } N_E &= \pm 0.42 Q + 244 \mbox{ kN}(M1,L1,L2,L3) \end{tabular} \mbox{(2)} \end{split}$$



3. 有限要素法を用いた解析モデルの構築

3.1. 解析モデル

2 次元有限要素法プログラム WCOMD⁴⁾ を用いた 数値解析を行い,非線形荷重増分解析を実施した。

要素分割図を Fig. 3 に示す。壁板は 200mm× 200mmを基本グリッドとして分割し,各要素を9つ のガウス点を持つ8節点平面要素とした。柱および 梁については柱主筋・梁主筋の位置と要素の重心が ー致するよう,柱は100mm×200mm,梁は200mm× 60mm・200mm×180mmの分割とした。各部材の鉄 筋は実験と同じ鉄筋比となるよう要素全体に一様に 配置した。開口補強筋等の斜め方向の補強筋につい ては縦横方向の鉄筋量に換算して配置した。また, 断面の大きさが極端に変化する壁と柱梁の境には鉄 筋コンクリートジョイント要素(以下 RC ジョイン ト要素)を組みこみ,要素間での開きやずれ,鉄筋 の抜け出しを考慮した。

境界条件は基礎底面のすべての節点をピン支持と し、加力は実験と同様に式(1)、式(2)を満足する等価 な力を載荷梁に Fig. 3 のように作用させ、載荷梁左 右の水平変位を増分制御した。なお、最大耐力後の 挙動を把握することを主目的とする為、解の収束性 のよい単調加力とした。



Fig.4 材料モデル

材料モデルを Fig. 4 に示す。WCOMD に導入され たコンクリートの材料モデルは前川・岡村モデル⁵⁾ である。圧縮側の履歴則は弾塑性破壊構成則に従い, 引張側の履歴はひび割れ以後コンクリートが引張力 の一部を負担する Tension-stiffness 則に従う。鉄筋の

モデルはコンクリートに埋め込まれた鉄筋とコンク リートの引張応力負担を考慮したトリリニアモデル ⁶⁾である。ひび割れ発生後のひび割れ間の鉄筋応力 分布を三角関数に仮定し, コンクリートの Tension-stiffeningと組み合わせることにより,鉄筋の 平均応力一平均ひずみ関係を導いている。これによ り鉄筋の降伏はひび割れ位置で最初に生じ, 平均応 カー平均ひずみ関係において, 非線形性が現れると きの鉄筋の平均応力は鉄筋単体の降伏強度よりも低 いことが取り込まれている。



3.2. 解析結果

解析結果を Table 4 および Fig. 5 および Fig. 6 に示 す。正方向では、無開口 N1 および開口周比の小さい S1・M1 について、水平耐力を精度よく評価できてい



					717 171 174 215	
正方向	最大耐力	全体変形角	初期剛性	最大耐力	全体変形角	初期剛性
	(kN)	(%)	(10 ⁵ kN/rad)	(kN)	(%)	(10^5kN/rad)
N1	1179(0.99)	0.47	16.0	1190	0.49	8.2
S1	967(0.99)	0.46	9.8	977	0.48	7.0
M1	889(1.01)	0.74	6.5	882	0.40	6.1
L1	686(0.80)	0.68	5.9	854	0.59	5.3
L3	701(0.83)	0.71	5.0	844	0.72	4.7
L2	963(1.25)	0.76	6.0	771	0.50	4.8
		実験結果			解析結果	
負方向	最大耐力	実験結果 全体変形角	初期剛性	最大耐力	解析結果 全体変形角	初期剛性
負方向	最大耐力 (kN)	<u>実験結果</u> 全体変形角 (%)	初期剛性 (10 [^] 5kN/rad)	最大耐力 (kN)	解析結果 全体変形角 (%)	初期剛性 (10 [^] 5kN/rad)
負方向 N1	最大耐力 (kN) 1039(0.87)	<u>実験結果</u> 全体変形角 (%) 0.42	初期剛性 (10 [^] 5kN/rad) 13.4	最大耐力 (kN) 1190	解析結果 全体変形角 (%) 0.49	初期剛性 (10 [^] 5kN/rad) 8.2
負方向 <u>N1</u> S1	最大耐力 (kN) 1039(0.87) 838(0.94)	実験結果 全体変形角 (%) 0.42 0.44	初期剛性 (10 [^] 5kN/rad) 13.4 11.7	最大耐力 (kN) 1190 888	解析結果 全体変形角 (%) 0.49 0.48	初期剛性 <u>(10[^]5kN/rad)</u> 8.2 6.1
負方向 N1 S1 M1	最大耐力 (kN) 1039(0.87) 838(0.94) 723(0.89)	<u>実験結果</u> 全体変形角 (%) 0.42 0.44 0.48	初期剛性 (10 [^] 5kN/rad) 13.4 11.7 5.8	最大耐力 (kN) 1190 888 813	解析結果 全体変形角 (%) 0.49 0.48 0.51	初期剛性 (10 [^] 5kN/rad) 8.2 6.1 5.5
負方向 N1 S1 M1 L1	最大耐力 (kN) 1039(0.87) 838(0.94) 723(0.89) 649(0.91)	<u>実験結果</u> 全体変形角 (%) 0.42 0.44 0.48 0.74	初期剛性 (10 [^] 5kN/rad) 13.4 11.7 5.8 6.7	最大耐力 (kN) 1190 888 813 710	解析結果 全体変形角 (%) 0.49 0.48 0.51 0.55	初期剛性 (10 [^] 5kN/rad) 8.2 6.1 5.5 4.8
負方向 N1 S1 L1 L3	最大耐力 (kN) 1039(0.87) 838(0.94) 723(0.89) 649(0.91) 713(0.84)	<u>実験結果</u> 全体変形角 (%) 0.42 0.44 0.48 0.74 0.74	初期剛性 (<u>10[^]5kN/rad)</u> 13.4 11.7 5.8 6.7 4.7	最大耐力 (kN) 1190 888 813 710 844	解析結果 全体変形角 (%) 0.49 0.48 0.51 0.55 0.72	初期剛性 (10 ^{~5kN/rad)} 8.2 6.1 5.5 4.8 4.7

る。しかし、開口周比の大きい試験体につい ては解析精度は十分とはいい難く、偏在開口 のL1および中央開口のL3では解析結果が実 験結果を過大評価する結果となっている。一 方、枠柱による開口補強を行った試験体 L2 については解析値を実験値が上回り、解析で の予測以上の補強効果を得ることができた。 負方向では、無補強試験体5体すべてにおい て解析結果が実験結果を過大評価する結果と なった。これは載荷実験では、正方向で先に 最大耐力を迎えるために、正方向加力時に受 けたせん断ひび割れ等の損傷の影響を受けた 状態で負方向の最大耐力を迎え、単調載荷時 の水平耐力より低くなる可能性があること、 また、コンクリート圧縮束による圧縮応力が 集中する開口横の壁板脚部においてコンクリートの圧壊だけでなく,壁筋の座屈が起こったが,数値解析では座屈挙動を再現できるような解析モデルを組み込んでいなかったことなどが原因として考えられる。しかし,開口が大きくなるにつれて耐力が低下する傾向はしては解析値が実験値を大きく下回ったが,開口が大きくなるに従い,剛性が低下する傾向は一致した。

4. せん断耐力に与える開口の影響予測

4.1. 解析概要

3 章では、有開口耐震壁試験体について、FEM 解 析モデルを用いることで復元力特性を予測すること ができた。そこで本章では特に開口が千鳥配置とな っている場合の耐震壁について、開口位置がせん断 耐力に与える影響について検証を行った。

解析変数とする開口位置のパターンを Fig. 7 に示 す。階高,スパン,柱・梁の断面寸法および壁厚は 載荷実験を行った試験体と同一である。開口補強筋 以外の鉄筋については各部材の鉄筋比を実験試験体 と同一とし,開口補強筋は建築学会規準²⁾にしたが って配筋した。材料特性は3章に示した材料モデル を用い,コンクリート圧縮強度は30MPa,鉄筋の降 伏強度は345MPaとした。配筋に関する諸元はTable 5 および Table 6 に示すとおりである。

4.2. せん断耐力比較

Fig.7に示した試験体についての解析結果をFig.9 に示す。なお、各試験体の水平耐力を無開口試験体 Nの水平耐力で除し、耐力低下率の形で示している。 また、耐力低下率を既往の設計法として用いられる 建築学会規準²⁾における開口低減率および小野ら提 案の低減率⁷⁾と比較することにより、開口低減率を 用いた評価法の妥当性について検証を行った。

• 建築学会規準²⁾における低減率

等価開口周比 *n*から計算される開口低減率 r に よって強度を低減させた。

$$r = 1 - \eta, \qquad \eta = \max\left\{\sqrt{\frac{h_o \cdot l_o}{h \cdot l}}, \frac{l_o}{l}\right\}$$
(3)

小野ら提案の低減率⁷⁾

せん断耐力の減少は,圧力場を形成する壁板の面 積和ΣAeの大きさに影響される。

$$r_u = \sqrt{\sum A_e / hl} \tag{4}$$

ΣA_e: 壁板の斜めひび割れ傾斜角を 45° とした場合の, 圧力場を形成する壁板の 領域の面積和 (Fig. 8 参照), hl: 壁板の 面積



Table 5 解析試験体に共通する寸法(単位:mm)

		試験体 40%	実大	
ス	パン	2500	6250	
階高		1400	3500	
柱断面		300×300	750 × 750	
梁断面		200×300	500 × 750	
۶.	壁厚	80	200	
問口の	寸法	400 × 800	1000 × 2000	
開口3 開口周比		0.3	30	
問ロロ	寸法	750 × 1000	1900 × 2500	
ᇑᆸᆫ	開口周比	0.	46	

Table 6 解析試験体配筋一覧					
部材名	種類	鉄筋比			
柱	主筋	2.55%			
(300mm × 300mm)	せん断補強筋	0.63%			
梁	上段筋	0.47%			
(200mm × 300mm)	下段筋	0.47%			
	せん断補強筋	0.32%			
壁板	縦補強筋	0.40%			
(80mm)	横補強筋	0.40%			

Fig.9より, 正負どちらの方向に載荷した場合においても,開口が大きくなるにつれて耐力が低くなっている。正方向載荷時には開口が中央に寄るにつれて耐力が低下する一方,負方向載荷時には開口位置を変化させても水平耐力に大きな変化は生じなかった。

開口低減率による耐力評価は解析結果を安全側に 評価できているが,既往の建築学会低減率では解析 値を大きく過小評価する傾向があり,解析結果と対 応しているとは言い難い。小野低減率は開口の大き さおよび位置により異なる値をとるため,第1層と 2層の耐震壁で異なる低減率となるが,Fig.9より, 1 階耐震壁での小野低減率を用いた場合は解析結果 の傾向をよくとらえている。ただし,この低減率は 単層耐震壁を対象とした考え方に基づいているため, 複数の傾斜角を持つ圧縮束が形成される連層耐震壁 を対象とした評価法を整備する必要がある。







(a) 正方向載荷時



Fig.9 耐力低減係数の比較

5. 結論

等価開口周比が 0.4 前後で開口が偏在および多層 に渡る RC 造耐震壁の静的載荷実験を行い,そのせ ん断性状を把握,FEM 解析により復元力特性および せん断耐力予測を行った。また,開口位置・大きさ を変数としたパラメトリック解析を行い,開口のせ ん断耐力に与える影響を検証した。以下に本研究で 得られた知見を示す。

- 実験での包絡線・破壊性状を,FEM 解析を用い て予測した。等価開口周比が 0.4 以下の,比較 的開口の小さい試験体については実験結果を精 度よく評価できたが,開口周比が 0.46 の開口が 大きい試験体については,解析精度にばらつき が見られた。
- 開口位置・大きさを変数としたパラメトリック 解析を行い、開口のせん断耐力に与える影響を 検証した。開口が大きくなるほど水平耐力は小 さくなり、開口位置の相違により載荷方向によ る耐力差に違いが見られた。

謝 辞

本研究の一部は,国土交通省平成20年度「建築基 準整備促進補助金事業」プログラムによるものであ る。また本論文の作成にあたり,藁科誠氏,森恭平 氏,帖佐和人氏(元京都大学大学院)の多大な協力 があった。ここに謝意を表する。

参考文献

- 日本建築学会:鉄筋コンクリート構造物の靱性 保証型耐震指針・同解説,1999
- 日本建築学会:鉄筋コンクリート構造計算規 準・同解説,1999
- 3) 日本建築防災協会:既存鉄筋コンクリート造建 築物の耐震診断基準・同解説,2001
- 株式会社フォーラムエイト:UC-win/WCOMD Ver.
 2 電子マニュアル, 2006.11
- 前川宏一,福浦尚之:疑似直交2方向ひび割れ を有する平面 RC 要素の空間平均化構成モデル の再構築,土木学会論文集,No. 634, V-45, pp. 157-176, 1999.11
- 岡村甫,前川宏一:鉄筋コンクリートの非線形 解析と構成則,技報堂出版,1991.5
- 小野正行:大きな開口を有する開口壁の弾塑性 性状に関する実験的研究,コンクリート工学年 次論文報告集, Vol. 17, No. 2, pp. 541-546, 1995

Evaluation of Ultimate Shear Capacity for Multi-Story RC Structural Walls with Eccentric Openings by FEM Analysis

Masato DOI*, Masanobu SAKASHITA*, Susumu KONO* and Hitoshi TANAKA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Multi-story structural walls, which are one of the most important lateral load carrying components in building structures, often have openings for architectural reasons. However, it's difficult to evaluate the shear capacity and stiffness of structural walls with openings since the shear resisting mechanism has not been clarified. Some structural engineers model them with a strut and tie model but the modeling procedure is not necessarily straightforward and necessitates skills. The Japanese building design standard and guidelines employ strength and stiffness reduction factors computed from the size of openings. The reduction factors are very easy to use but do not reflect the location of openings. It is necessary to propose the model based on the shear resisting mechanisms. In this study, a two dimensional finite element model was developed and the behavior of the structural walls with one-sided eccentric openings and used to predict the behaviour of reinforced concrete structural walls with staggered openings. Shear capacities decrease as the openings stay closer to the midspan because the formation of compression strut becomes more difficult. If openings are staggered, damage around the openings inhibits the sound formation of the compression strut resulting in the degradation of the lateral load carrying capacity.

Keywords: multi-story structural walls, staggered openings, eccentric openings, equivalent opening ratio, shear capacity reduction factor, shear capacity, two dimensional FEM analysis.

Identification of Local Seismicity Observed South of Aswan City, Egypt

Sayed A. DAHY*, Gaber H. HASSIB* and Jim MORI

*National Research Institute of Astronomy and Geophysics, Helwan, Cairo, Egypt

Synopsis

The Aswan Seismic Net work det ected and observed a number of event s near Aswan city. The magnitude of these events ranged from 0.9 to 2.6. These events were considered very important events because they were located not far from the Aswan High Dam. The main purpose of this work is to investigate and identify these events using different seismic methods. Small earthquakes and explosions have the same flat displacement spectrum for short- period P waves and discrim ination of sm all events depends on detection and location. The final results indicate that the sources of t hese events are natural earthquakes.

Keywords: Aswan High Dam, Seismicity, Explosions

1. Introduction

Like earthquakes, the force of an underground explosion creates seismic waves that travel through the Eart h. A sei smic monitoring net work m ust be able t o detect and identify bot h types of seismic signals. Det ection consi sts of recogni zing t he seismic event, and locating the source of the seismic signals. Identification involves determining whether the source was an underground explosion or natural earthquake. The identification problem in seismic monitoring is called th e d iscrimination problem. It i s t o di stinguish underground explosions from ot her sei smic sources (Offi ce of Technical Assessment, 1988).

Accurate event location is essential for identification, i ncluding t he rel iable separat ion of onshore and of fshore events and t he determination of source depth. When location alone is insufficient to identify t he source, secondary waveform attributes m ust b e relied on. Fo r sm all events, experience has shown t hat a num ber of methods, often different in different regions, can be used t o distinguish explosions (e. g., mine blasting) from earthquakes.

Physical differences between earthquakes and explosions cause their seismic signals to differ, and these differences can be used to identify the events. Once a seismic signals has been detected, the next task is to determine whether it was created by an underground explosion.

Seismic signals are generated not only by underground nuclear explosions, but also by natural earthquakes, rockburst s i n mines and chemical explosions conducted for m ining, quarry bl asting and construction. Every day t here are m any earthquakes around the globe whose seismic signals are the same size as those of potential underground explosions.

Ericsson(1970) and Basham (1971) indicated that, one of t he m ost useful di agnostic ai ds t o distinguish between eart hquakes and explosions i s using the relative am plitude of surface- wave that are generated for a gi ven short- peri od P- wave signal. Douglas et al. (1972) analyzed seismograms for various sources and showed t hat, for m any orientations of the fault plane, earthquakes generate smaller P- waves t han explosions for t he sam e

Rayleigh- wave amplitude. Pulli and Dysart (1987) and B ennett et al (1989) reported t hat the discriminant is less ef fective in sep arating earthquakes and expl osions in Scandi navia and in the eastern European shield, respectively. Again, as pointed out by Bennett et al (1989), propagation path di fferences for the explosion and earthquake populations may have an effect on the performance of this discriminant. Dougl as et al (1990), found that the Pn wave is stronger relative to Sn and Lg, nad these ratios increase with frequency. This result is due t ol arger hi gh frequency Pn am plitudes relative to the Lg amplitudes.

2. Seismological Observations and Data

On Novem ber 14, 1981, a magnitude 5.3 earthquake occurred in the Kalabsha area along the Kalabsha fau lt near G ebal Marawa, 70 K m southwest of the city of Aswan. The earthquake is considered a ver y im portant even t because it i s located not far from the Aswan H igh Dam. In late June 1982, a telemetered n etwork of eight seismograph stations was installed ar ound t he northern p art of Asw an r eservoir b y the National Research Institute of A stronomy and Geophysics, Helwan, Eg ypt and Lam ont- Doher ty Geological Observatory. A ni nth station w as added in December 1982 and the network was expanded to 13 stati ons in 1985 (Kebeasy et al., (19 87). The main purpose of the network is to monitor induced seismic acti vity al ong the Kalabsha fau lt and around High Dam Lake.

The data used in the present investigation were collected from the records of the A swan Se ismic Network (Fig.1) and also from the records of the Egyptian National Sei smic Network (EN SN). Th e data set for this study consists of 27 unknown events (Table 1) observed close to south of Aswan city and recorded during the period from 1999 t o 2003. Also we used about 15 quarry explosions near the O ld Aswan D am and 15 nat ural earthquakes that occurred in different regions along the Seiyal and Khor El Ramla faults, south- west of Aswan zone.

All of t hese even ts (earthquakes and quarry explosions) having local magnitude r anging from 0.9 to 2.8 and were recorded at the same stations

with the same type of equipment. The locations are shown in Figure (1).

In this study, local magnitudes (M_L) for these events have been calculated using the magnitudeduration relationship (Lee et al., 1972)

$$M_{\rm L} = 2.0 \log D - 0.87$$
 (1)

Where D is the s ignal duration from the P- wave onset to the end of the discernable signal.



Fig. 1. Geological st ructure and 1 ocation of t he investigated seismic events

3. Local Geological Setting and Active Faults

The geology of the Aswan area is controlled primarily by regi onal basem ent ro ck upli ft an d regional faulting. The River Nile divides the Aswan area into eastern and we stern are as. In the eastern aswan area two broad gro ups of fo lds have b een traced. Th e ol der group is found on ly in t he basement ro cks, while the y ounger gro up can be traced in t he basement and overlying sedi ments. The fold axes of the older group trend NE- SW and NNW- SSE. In the western Asw an area th e dominant fold system trends ENE- WSW parallel to the younger fold trend in the east ern Aswan ar ea. The ar ea is tr aversed by two major fault systems trending and NNW- SSE. Geology of the western Aswan area i s do minated by a sedimentary successions varying from Cretaceous to Quaternary.

The area west of Aswan is characterized by a great number of faults, and the largest faults are the Kalabsha and S eiyal fa ults (Fig. 1). Seven fa ults were identified as a ctive faults. The nearest faults for this study are,

1) Seiyal fault: The Seiyal fault, about 100 km long, is located approximately 12 km to the north of Kalabsha fault at the eastern edge of t he Sinn El-Kaddab plateau. It is approximately parallel to the Kalabsha fault. It is also a right- lateral strike- slip fault as indicated b y r ight- st epping en ech elon folds. From studying the seismicity, it is less active than the Kalabsha fault.

2) Kurkur fault: This fault is a N-S trending fault, about 44 km long. It runs about 28 km to the west of the High Dam. It is interpreted to be a leftlateral strike- slip fault indicated by the small leftstepping en echel on folds common along the fault trace (Issawi, 1968; 1978). Sei smic activity of the Kurkur fault is estimated to be very low.

3) Khor El R amla fault: This fault is a N - S trending fault with total length of about 36 km, and it is approx imately 17 k m sout hwest of the H igh Dam at its c losest approach. A c luster of microearthquakes t hat t rends approxi mately N- S has been r ecorded around the southern end of the fault. The fa ult p lane so lution of these events indicates left lateral faulting. The degree of activity of the Khor El Ramla fault was estimated to be very low.

4. Seismicity of the Aswan Region

The sei smicity of Asw an regi on h as been studied by many seismologists (e. g., Simpson et al., 1985, Kebeasy et al., 1987, El - Khash ab et al., 1991). Si mpson et al., (1986) i ndicated t hat the seismicity of the Aswan area is concentrated in two distinct clusters on and near the Kalabsha fault. The 1981 event and its aftershocks are at depths of 12 to 25 km. East of the Kalabsha f ault, there are two shorter segments of activity at depths of 0 to 10 km. The highest level of activity is at depths of 15 to 30 km beneath Gebel M arawa. T he s eismicity elsewhere is less than 15 km deep.

Woodward- Cly de Consultants, (1985) concluded from studying the historical and recent seismic activity that the area is ch aracterized by a low level of seismic activity. The majority of local earthquakes recorded by a temporary network from 13 Decem ber 1981 t o 6 July 1 982 were concentrated along the Kalabsha fault. The map in figure (2) shows the seismicity for the period from 1982 to the end of 2003. Most of the seismicity is concentrated at Gebel Marawa along the Kalabsha fault and its extension towards east. Other activity is located in the Khor E 1 Ramla area west of the Khor E l Raml a fa ult. Some of these e vents are located along the Abu D irewa f ault a t a focus depths of 0 to 6 km. Few events are observed in the northern part of High Dam Lake close to the Aswan International Airport.



Fig. 2: Seism icity map of Kal absha area from January 1982 to December 2003. The lake outline refers to the water level of 180m.

In Fig. 3, the number of earthquakes are shown for 22 years for the time period from January 1982 to December 2003. The main level of seism icity decreases with sever al pe aks in the shallow and deep seismic activity that occurred within a few



Fig. 3. Examples of quarry explosion and two natural earthquakes

	Mon	Day	hr	min	sec	Lat. N	Lon. E	Depth	Mag.
1999	11	6	11	10	46.2	23.98	32.82	3.3	1.7
1999	12	4	13	40	0.3	23.98	32.82	4.3	1.7
1999	12	5	6	35	23.7	23.98	32.82	3.5	1.1
1999	12	22	7	39	21.39	23.975	32.844	0.71	2.6
1999	12	22	14	24	52.5	23.97	32.82	5.7	1.1
2000	1	8	0	31	43.9	23.96	32.83	2.6	1.6
2000	1	8	20	17	35.35	23.98	32.83	1.13	0.9
2000	1	9	3	39	18.91	23.97	32.82	1.76	1.4
2000	1	13	5	37	0.35	23.98	32.83	1.6	1.4
2000	1	13	6	16	22.82	23.98	32.82	1.13	1.1
2000	3	17	19	58	44.9	23.995	32.823	1.39	1.8
2000	8	31	2	12	27.66	23.96	32.84	0.13	2.2
2002	1	13	3	49	19.4	23.994	32.83	24	1.9
2002	5	11	8	52	27.2	23.985	32.85	2.93	2.0
2002	9	3	0	2	24	23.984	32.846	1.23	2.3
2002	9	3	0	9	28.4	23.982	32.852	4.87	1.8
2002	9	3	6	48	40.5	23.972	32.838	0.98	1.7
2002	9	3	8	3	40.4	23.976	32.848	2.37	1.2
2002	9	4	5	7	54.1	23.977	32.846	0.47	1.4
2002	9	7	7	48	57.7	23.98	32.85	0.97	1.9
2002	9	9	17	57	48.7	23.983	32.844	1.16	1.6
2002	9	12	4	24	18.6	23.978	32.844	0.92	1.1
2002	10	13	15	23	8.6	23.958	32.841	0.27	1.7
2003	5	26	0	21	44.6	23.982	32.845	0.14	2.2
2003	6	6	7	44	41.6	23.994	32.836	0.04	1.8
2003	6	19	19	45	2.81	23.977	32.799	3.69	0.9
2003	7	12	6	13	22.75	23.973	32.837	0.49	1.3

Table 1: List of unknown events observed near Aswan Airport

weeks after the annual seasonal water level maxima. Few even ts dete cted and observed near Aswan Airport are associated with the increasing the lake water level to 180 meter.

5. Event Identification

The a im o f th is s tudy is to ev aluate th e effectiveness o f some di scriminants by investigating am plitude spect ra an d dy namic characteristics of th e wav es gener ated by different types of sour ces in a certain region of Aswan. Th e source properties of quarry explosions, the dynamic characteristics of t heir w aves (amplitude, peri ods and wav eform) and comparison w ith the characteristics of n atural ear thquakes have b een mainly studied for quarry explosions.

Each seism ic source can be described by its space-time par ameters (volume, location, depth of the source, origin time) and its dynamic parameters (energy, magnitude, spectrum). For seismi c even ts that cannot be distinguished by depth and location, other methods of discrimination are used and these methods are based on physical differences between earthquakes and exp losions. So me of the applied methods af ter m odification can be used for identification of local seismicity that occurred near Aswan International Airport.

Waveform Characteristics One of the most important problems in sei smic monitoring is to distinguish under ground explosion from other seismic sources. If a seism ic event is small the problem of di scrimination is not st raightforward. Explosions release their energy in a very small volume and produce primarily P waves. In contrast, earthquakes represent the motion of blocks along a fault; the source dimensions are much larger for a given size than for an explosion, and earthquakes produce large S waves.

Below is a figure (4) com paring two recent natural eart hquakes with a quarry explosion of approximately the sam e size. Both events were recorded by the Egyptian Natio nal Seismic Network with the same type of equi pment and the distance between t he explosion and recording station is approximately the sam e as the distance between the eart hquake and recording station. The explosion waveform is dominated by the P wave (first arrival), while the earthquake has much large S waves (and surface waves).



Fig. 4. Exam ples of quarry explosion and two natural earthquakes.

On the ot her hand, the durat ion of expl osion source processes is shorter and the oscillations have an im pulse character. This characteristic and the increasing hi gh frequency com ponent absorption cause the more rapid attenuation of the explosiongenerated oscillations with distance. The explosions are spherically symmetric centers of energy, so the explosion generat ed P- wave are recorded at all seismic stations as waves of compression. For the natural eart hquakes i n t he regi on under investigation, the first m otion can b e eith er a compression phase or dilatation phase, which is due to the specific mechanism of the earthquake source. Body to Surface Wave Amplitudes The ra tio between body- wave t o su rface- w ave am plitude (Ap: As) is used when investigating the natural earthquakes and presumed quarry explosions.

Underground exp losions li ke industrial explosions in quarries generate signals, which tend to have surface or S- wave amplitude (As) and body wave amplitude (Ap) t hat di ffer fro m t hose of natural earthquake signals. This is basically a result of explosions emitting more energy in the form of body w aves (high- frequency sei smic r adiation), and earthquakes emitting more energy in the form of surface waves (low- frequency seismic radiation). To use this identification method, both Ap and As



Fig. 5. Relation between body wave and S-wave amplitude (Ap: As). Khor El Ramla earthquakes (close circle), Airport events (open circle) and quarry explosions (star).



Fig. 6. Relation between local magnitude (M_L) and amplitude residual (As-Ap)

values (maximum trace am plitude of P and Swaves in mm) a re req uired. The re lationship between t he m aximum t race am plitude on t he seismogram of P- wave (Ap) and S- wave (As) for events which occurr ed in or near the Asw an International Airport and Khor El R amla earthquakes with qu arry ex plosions fired near the Old Aswan Dam are shown in Fig. 5.

It can be seen that quarry explosions are clearly distinguished from the Airport events and Khor El Ramla ea rthquakes, espe cially in the lar ge amplitude range and t he separation can be mainly attributed to the difference in the source nature.

Generally it is observed t hat, P- wave amplitude for explosions are greater than those of earthquakes. Also S- wave amplitude for explosions are l ess t han t hose of ear thquakes. Th is can be explained t hat, in case of explosions most of t he released en ergy is confined in the r ange of high frequency waves. On the contrary, for earthquakes the released energy is distributed in a large range of frequencies. In addition, quarry explosions do not, generally generate large S- waves as t hey are fired near the earth's surface.

Amplitude Residuals of Local Magnitude. The relation bet ween M_L and d eviations of maximum trace a mplitude on the s eismogram namely is shown i n Fig. 6. For q uarry exp losions, the deviations are m ostly minus when the maximum trace amplitude of P- wa ve is gr eater than the maximum trace amplitude of S- wave. Earthquakes in bo th r egions show v alues for am plitudes of S-wave are greater than those of P- waves.

These si gnificant dev iations are probably due to the response of the short-period seismograph and the spectra of underground explosions, which have a strong peak at a higher frequency and a relatively simple pattern, as is easily seen from the analogue records. It is also significant that, the spectra of quarry explosions near the old Aswan Dam appear very similar. On the other hand, for earthquakes, the spectra are mor e complicated and app ear very different from those of explosions.

6. Conclusions

These investigations are related to the problem of identification of qu arry exp losions and sm all earthquakes. The results of the present study show that: wa veform characteristics of seismic wa ves generated by 1 ocal earthquakes and quarry explosions can be used as a diagnostic ai d in distinguishing between the two types of events.

Separation b etween nat ural ear thquakes and underground quarry explosions is observed clearly in the r elation bet ween P wave and S wave amplitudes (Ap: As), as calculated from the records of the Aswan short- period seismic stations.

Using the relation between local magnitude and amplitude residuals (As- Ap) for different local events which occur in different regions with known quarry exp losions, it was possible to distinguish underground quarry explosions from natural earthquakes. The capability of this d escribed method t o di fferentiate bet ween natural and artificial events is tested and shows good results.

By app lying these methods to Aswan A irport events, we conclude that, th ese ev ents are no t artificial ev ents bu t all even ts are natur al earthquakes. The most gen erally ac cepted explanation f or t he cause of the ear thquake occurrence in su ch cases is that ro cks near the Aswan reservoir are already strained from the local and regional tectonic forces to a point where nearby faults are a lmost ready to s lip. Water in the High Dam Lake adds a pressure perturbation that triggers the fau lt rup ture. The pressure effect, p erhaps, is enhanced by the fact that the rocks along the fault have lower strength due to increased wat er-pore pressure.

References

- Basham, P. W. and Whitham, K. (1971): Seismological detection of under ground nuclear explosions, publications of the Earth Physics Branch, Department of Energy, M ines and Resources, Ottawa, Vol. 41, pp. 145-182.
- Bennett, T. J., Barker, B.W., Mclaughlin, K.L. and Murphy, J.R. (1989): Regional discrimination of Quarry bl asts, eart hquakes and underground nuclear explosions, Fi nal Report, GL-TR - 89-0114, S- Cubed, La Jolla, California.
- Douglas, A., Hudson, J.A., and Blamey, C. (1972): Quantitative ev aluation o f seism ic sig nals at teleseismic distances. III. Computed P and

Rayleigh wave sei smograms, Geophy s. J. Int ., Vol. 28, pp 385-410.

- Douglas, A., Richardson, L. and Hut chins, M. (1990): Surface reflections and S to P conversions on P sei smograms, Geophy s. J. Int. Vol. 100, pp. 303- 314.
- El-Khashab, H. M. A., Hassib, G.H., Ibrahim, E.M. and Dessoky, M.M. (1991): Sei smicity and composite focal m echanism for microearthquakes in Kal absha area west of Aswan Lake and t heir tectonic implication, J. of Geodynamics, Vol. 14, pp. 87-104.
- Ericsson, U. A. (1970): Event identification for test ban control. Bu ll., Seismol. So c. Am. Vol. 6 0, No. 5, pp. 1521- 1546.
- Issawi, B. (1968): The g eology of Kurkur Dungul area, G eneral Eg yptian Or ganization for Geological R esearch an d Mining; Egyp. Geological Survey paper No. 46, Cairo, 102 p.
- Issawi B., (1 978): G eology of Nub ia West ar ea, Western Desert, Egypt, Ann. Geol. Survey Egypt, Vol. 3, pp. 237- 253.
- Kebeasy, R. M., Simpson, D. W. and Gharib, A., (1987): Induced sei smicity around Aswan Lake, 29th G eneral Assem bly of IUGG (I ASPEI), August 1987, Vancouver.
- Lee, W. H. K., Bennett, R. E. E. and Meagher, K. L (1972): A m ethod of est imating m agnitude of Local Earthquakes from si gnal durat ion, U. S. Geological Survey Open- File Report, 28 p.
- Office of Techni cal Assessm ent, (1988). Seismic verification of nucl ear tests t reaties. U. S. Congress, Office of Technology Assessment.
- Pulli, J. J. and Dysart, P.S. (1987): Spectral study of regional eart hquakes and chem ical expl osions recorded at the NORESS array, Technical Report, C 87- 03, cent er for sei smic st udies, Arlington, Virginia.
- Simpson, D., Kebeasy, R., Maamoun, M., Ibrahim, E., and Megahed, A., (1985): Induced sei smicity around Aswan Lake, Tectonophysics, Vol. 118, pp.281.
- Woodward- Clyde Consultants, (1985). Earthquake activity and stability ev aluation for the Aswan High Dam, R eport, Hi gh and Aswan Dam Authority, Ministry of Irrigation, Egypt.

エジプトアスワン市南部で観測された地震活動の検出

Sayed A. DAHY* · Gaber H. HASSIB* · Jim MORI

* National Research Institute of Astronomy and Geophysics, Helwan, Cairo, Egypt

要 旨

アスワン地震観測網により,アスワン市周辺で多くの地震が観測された。これらの地震のマグニチュードは0.9から2.6 であった。 アスワンハイダムからそれほど遠くないところを震源とすることから重要なイベントである。この研究の 目的は,異なる地震学的手法を用いてこれらの地震を調べることである。小地震と発破は短周期のP波では同じ平坦な変 位スペクトルをもち,震源位置によって小地震を識別する必要がある。これらの地震は,自然地震であると結論づける ことができる。

キーワード:アスワン・ハイ・ダム,地震活動,爆破

地震波干渉法により検出された 2007年能登半島地震震源域の地殻構造変化

大見士朗·平原和朗*

*京都大学大学院理学研究科

要旨

地震波干渉法を応用して、2007年能登半島地震の震源域の地下構造の時間変化を調べた。 我々は、震源域とその周辺の微小地震観測点のバックグラウンドノイズ部分の自己相関関 数(ACF)を日々計算してそれらを比較した。その結果、いくつかの観測点では、能登半島 地震の本震に関係すると考えられるACFの形状の時間変化が捉えられた。これらは、考察 している地域の地下の地震波速度構造が変化したことを示唆している。

キーワード: 能登半島地震, 地震波干渉法, バックグラウンドノイズ, 速度構造変化

1. はじめに

最近,地震波干渉法の応用として,微小地震観測 波形のノイズ部分の相互相関関数(CCF)または自己 相関関数(ACF)を用いて地殻構造のモニタリングを おこなう方法が提唱されている。前者では近接した 2点の観測点の波形データの相互相関を,後者では 同一観測点の波形データの自己相関を計算し,その 時間的な推移を監視するというものである。この方 法により,たとえばWegler and Sens-Shoenfelder (2007)は,新潟県中越地震前後の地殻の状態変化を F-netの柏崎観測点のデータを処理して論じている。 今回,同様の方法を適用し,2007年能登半島地震前 後の地殻の状態変化の検出を試みたので,その結果 をOhmi et al. (2008)に基づいて報告する。

2. 地震波干涉法

地震波干渉法は、松岡・白石(2008)の解説などによ れば、Claerbout(1968)による先駆的な研究が草分けと される。Claerbout(1968)は、一次元成層構造において 地中に存在する震源からの波動を地表で観測した透 過波記録の自己相関関数から、地表に震源及び受振 器を設置した場合の反射波記録を合成できることを 示した。地震波干渉法は、2000年代初頭より、主に 物理探査分野で再認識され、様々な観点から議論が 続いており、最近になり、いくつかの詳細なレ



Fig.1: Concept of seismic interferometry based on Wapenaar and Fokkema (2006).

ビューも行われている。たとえば, Sabra et al. (2005), Curtis et al. (2006), Sanchez-Sesma and Campillo (2006), Wapenaar et al. (2006), 中原(2006) などがそうである。

Wapenaar and Fokkema (2006)によれば、震源Xによ る波動場を異なる2点 X_A と X_B で観測したとき、それ ぞれの地震記録を $G(X_A,X)$ および $G(X_B,X)$ とすると、 これら2点の $G(X_A,X)$ と $G(X_B,X)$ の相互相関を取るこ とにより、点 X_B を震源として点 X_A で受振したときの 地震波形 $G(X_A,X_B)$ を合成することができる(Fig.1参 照)。彼らによれば、地震波干渉法とは「互いに異 なる観測点での地動記録の相互相関により、新たに それら観測点間の応答を生成する原理」を指す。こ の手法により、複数の受振器により観測された透過 波記録を相互相関処理することで、あたかもある受 振点を仮想的な震源として他の受振点で観測を行っ たような反射波記録を合成でき,これに対して処理 を施すことにより,地下構造のイメージング等の解 析を行うことができる(松岡・白石,2008や横井・マ ルガリャン,2008などによる)。観測対象とする波動 場は,定常的に励起されている常時微動などの微弱 な信号でよく,微弱な入力信号を用いて地下構造の イメージングに資することが可能であることから, 大都市部など,爆破地震動などの手法による構造探 査が困難な地域での地下構造の解明等に利用できる ことが期待されている。

単独観測点の自己相関関数による地下構造の時間変化の監視

前節で述べたように、地震波干渉法は、常時微動 等の信号を複数受振点で観測し、相関処理を行うこ とで擬似反射断面を作成し,地下構造のイメージン グを行う手法である。通常は、ある特定の短いタイ ムウインドウの観測データを用いて地下構造を推定 する。これは、いわば、ある特定時刻の地下構造の スナップショットとでもいうべきものである。これ に対し、観測対象となる微動を励起する入力信号(通 常は海洋波浪等と考えられている)が時間的に一定 であると仮定すると、地震波干渉法で得られる「擬 似反射断面」の時間変化を追うことができることに なる。これはすなわち,地下構造の時間変化のモニ タリングが可能になることを意味している。これは, 自己相関関数がパワースペクトルのフーリエ変換で あり,相互相関関数がクロススペクトルのフーリエ 変換であるという関係からも容易に類推できる。仮 に,微動等を励起する入力信号が一定で,出力信号 である微動のスペクトル構造が変化するということ は、途中の媒質の状態が変化したため、と考えるこ とができるからである。これに基づき、入力が安定 している信号として、微小地震観測データのバック グラウンドノイズを使用し,地下構造の時間変化を 追う手法が提唱された。

Sens-Schoenfelder and Wegler (2006)は、インドネシ アのメラピ火山で100mオーダーの地震計アレイを 用いて波動場の観測を行い、観測点間の相互相関関 数(Cross-correlation function, CCF)を求め、そのラグタ イムの時間変化を検出した。彼らは、特定観測点間 のCCFの時間変化が、帯水層の時間変化によるものと 結論付けている。この手法をさらに発展させたもの として、Wegler and Sens-Schoenfelder (2007)がある。 彼らは、複数観測点間のCCFを計算するのではなく、 特定観測点の自己相関関数(Auto correlation function, ACF)を計算することにより、その時間変化を検出す



Fig.2: Map around the epicenter of the 2007 Noto Peninsula Earthquake, central Japan. Dotted lines show the prefecture borders and thick lines represent the active faults. Solid star denotes the epicenter of the mainshock, while solid squares represent seismic stations used in this study. Fault plane solution together with the surface projection of the fault plane obtained by Horikawa (2008) are also shown.



Fig.3: Outline of data processing sequence. (a) Original data. Vertical component of continuous short period seismogram is used. (b) Band-passed seismogram to eliminate low-frequency tremor. (c) Zero-filled data to eliminate deterministic phases such as earthquakes. (d) ACF for one single day. (e) ACF's for the period considered.

る手法を提唱した。発振点と受振点を同一点に設置 したと考えると、相互相関を取る操作は自己相関を 取る操作に等価となるはずである。彼らは、2004年 新潟県中越地震の震源域近傍のF-net観測点のデー タを地震前後の長期間にわたり解析し、本震の発生 を境にしてACFの形状が変化したことをあきらかに し、これが震源域近傍の地下の地震波速度構造の変 化によるものであることを指摘した。

もしも、Wegler and Sens-Schoenfelder (2007)のよう に、一点の地震観測点のバックグラウンドノイズの 自己相関関数を計算するだけで、当該観測点周辺の 地下構造の時間変化が検出できるのであれば画期的 なことである。現在、日本列島には、防災科学技術 研究所の高感度地震観測網(Hi-net)を中心とする高 密度の高感度微小地震観測網が整備運用されており、 これらがすべて地下構造の時間変化の監視用途に利 用できることになるからである。



Fig.4: Effect of the band-pass filter applied to the raw data. Pass band of each filter is as follows; (a) 1.0Hz-10.0Hz, (b) 2.0Hz-10.0Hz, and (c) 4.0Hz-10.0Hz.

4. 2007年能登半島地震

ここでは,解析に使用した2007年能登半島地震の 概要を紹介する。Fig.2に震源の位置および気象庁に より決定された断層面解を示す。本震発生時刻は 2007/3/25 09:41:57.91 (JST), 震源位置はLat= 37.22067N,Lon=136.6860E,深さは10.7km,規模を 表すMwは6.6である。この地震により,石川県内で 最大震度6強を観測した。本震の発震機構は西北西 -東南東方向に圧力軸を持つ横ずれ成分を持つ逆断 層型であり、地殻内の浅い地震である。

5. データ解析手法

今回の解析では、京大防災研の4観測点とHi-net観 測点1点の5点のデータを解析した。利用したデータ は、それぞれの観測点の連続観測データの上下動成 分である。本解析では、それぞれの観測点の、24時 間分の連続記録を1単位として解析を行った。 Fig.3(a)に、ある観測点の1時間ぶんの連続記録の例 を示す。これは、通常の地震波形等が記録されたご く普通の地震波形記録である。本解析において利用 するのは、波動の到来方向が確定している地震波形 等ではなく,バックグラウンドのノイズ波形である。 そのため、まず、脈動等の信号を除去するために、 信号のDCオフセットを除いた後に適切なバンドパス フィルタをかけた (ステップ1, Fig.3 (b))。さらに, 地震波形等の部分を除去するために, ある程度の長 期間のデータを用いて,当該観測点の平均的な地動 ノイズレベルを求めて基準値とし、基準値のある閾 値倍を超える振幅の信号が観測されたらそれは地震 等の信号であると判断し、その部分にゼロを満たす 操作を行った(ステップ2, Fig.3(c))。このように して得られた波形の自己相関関数 (ACF) を計算し, これを当該日の結果とする(ステップ3, Fig.3(d))。 なお、24時間分のデータのACFをFFT法によって計算 するため、実際には30時間分のデータを用意し、両 端にデータ長の10%のコサインテーパーをかけたも のを使用している。この操作を日々の記録に対して 繰り返し、日々のACFを並べたもの(ステップ4, Fig.3(e)) を考察の対象とする。

ここで任意性が残るのは、ステップ1のバンドパ スフィルタの特性と、ステップ2のゼロを満たす際の 閾値の設定である。Fig.4にステップ1のバンドパス フィルタの特性を変えた場合の、ステップ4の結果を 示す。帯域を適切に選択すると、ACFのパターンが強 調されることがわかる。Fig.4の例では、帯域を2.0Hz ~10.0Hzに設定した場合に、フェイズが強調されて いる。そのため、実際の解析では、Fig.4に示すよう



Fig.5: Effect of the threshold value (k) to eliminate the deterministic phases. (a) k=1.0, (b) k=5.0, (c) k=10.0, (d) k=20.0, and (e) k=50.0.



Fig.6: Example of a temporal variation of ACF for one year. (a) Change of the shape of the ACF. (c) Relative time shift of the phase X shown in Fig.6a. (b) Correlation coefficients when calculating the time shift of the phase X.

ないくつかの帯域でACFを計算し、もっとも適切に ACFのパターンが表現できていると考えられるもの を使用した。

Fig.5にはステップ2の,記録にゼロを満たす際の閾値を変化させた際の,ステップ4の結果の変化を示す。 この閾値は,値を大きくすると,ゼロを満たすデー タ長が短くなり有効なデータ長が長くなる。反対に, 閾値を小さくすると有効なデータ長が短くなるという性質を持つ。すなわち,この値により,たとえば, 余震活動が活発な際とそうでない時の解析に用いる データの有効長が異なることになり,ACFの推定結 果に影響することが懸念される。しかしながら,Fig.5 を見る限り,閾値により,ACFの振幅は変化するも のの,極端な値を設定しない限り,パターンにはそ れほどの差は認められないようにみえる。そのため, 本解析では,基準値の10倍を超えた場合に,ゼロを 満たすという条件で解析を行った。

Fig.6には、このようにして解析した一例を示す。 これは, DP.NNJ観測点 (Fig.2参照) の, 2006年9月 から2007年8月末までの1年間の記録を示す。Fig.6a は縦軸に日付を、横軸にACFのラグタイムを採った ものである。なお、結果を見易くするために、Fig.6a などのACFの時間変化の図では、ACFのプラス部分 に影をつけるという操作を施してある。これを見る と、1年間という比較的長期の記録ながら、時間的に はコヒーレントないくつかのフェイズが存在するこ とが見て取れる。すなわち、ACFの個別のフェイズ のラグタイム (つまり, 波の山谷の位置) が時間的 にほぼ一定である。しかし、詳しくみると、個別の フェイズのラグタイムは時間とともにわずかに揺ら いでいるようにも見える。これを詳しく見たものが Fig.6bおよび6cである。これは、Fig.6aでXと表示し た特定のフェイズについて,時間的な変化を調べた ものである。これは、以下のようにして求めたもの である。まず,解析期間内のすべてのACFの,Xと表 示したフェイズの周辺1周期程度をスタックして, 「マスターACF」を作成した。次に、「このマスタ ーACF」と個別のACFの相互相関をとることにより、 波形のシフト量を計算した。Fig.6cが、個別のACFの フェイズXのラグタイムの「マスターACF」のラグタ イムからのシフト量, Fig.6bはそれを求めた際の相互 相関係数である。なお、Fig.6bおよび6cでは、横軸が 時間の経過を示し,縦軸がラグタイムの変化量や相 互相関係数を示している。Fig.6cには、相互相関係数 が0.75以上の場合にのみ、ラグタイムのシフト量を プロットしてある。Fig.6cをみると、フェイズXのラ グタイムは、時間的に緩やかに変動する傾向や、そ の中で短期的に急変するような現象も見られる。

6. 解析結果

ここからは、個別の観測点の解析結果を示す。 観測点DP.NNJにおける結果をFig.7に示す。 DP.NNJは、本震からの震央距離が約36kmの点である。 Fig.7aは、本震を含む計6ヶ月間のACFの変化を示し たものである。DP.NNJの解析においては、ステップ 1のバンドパスフィルタは、2.0Hz~10.0Hzの8次のバ ターワースフィルタを用いた。これによって得られ たACFには周期0.4sec程度のフェイズが卓越してい る。Fig.7aのAからEの5個のフェイズについて、ラグ タイムの変化量を測定したものがFig.7bである。これ によれば、本震発生(2007/3/25)の周辺で、フェイズA, B,およびCにラグタイムの変化が見られる。Fig.7c には本震の前後一ヶ月ずつの変化を拡大したものを 示す。フェイズAやBは、本震の2週間ほど前から次 第にわずかながらラグタイムが長くなり始め、地震



Fig.7: Temporal variation of ACF at station DP.NNJ for six months. (a) Change of the shape of ACF's. (b)Change of the lag time of each phase. (c) Same as (b), but just for two months around the mainshock.

とともに元に戻ったように見える。

観測点DP.HRJにおける結果をFig.8に示す。DP.HRJ は、本震からの震央距離が約45kmの点である。Fig.8a, 8bは、本震を含む計6ヶ月間のACFの変化を示したも の、Fig.8cは2ヶ月間の変化を示したものである。ス テップ1のバンドパスフィルタは、1.5Hz~10.0Hzの 8次のバターワースフィルタを用いた。これによって 得られたACFには周期0.8sec程度のフェイズが卓越 している。これによると本震発生の周辺で、フェイ ズC, D,およびEにラグタイムの変化が認められる。 これらのフェイズは、本震の2週間ほど前からラグタ イムが徐々に減少をはじめ、本震とともに元に戻っ たように見える。しかし、ACFの形状は、DP.NNJの それほどには安定していない。

Fig.9にDP.FMJ観測点(震央距離80km)の6ヶ月間 のACFの変化を示す。ステップ1のバンドパスフィル タは、2.0Hz~10.0Hzの8次のバターワースフィルタ である。ここでは0.3sec程度の周期のフェイズが卓越 しているが、全般にフェイズの形状は時間的に安定 していない。また、DP.NNJやDP.HRJで認められたよ うな時間変化は認められないようである。

Fig.10には、Hi-netのN.TGIH観測点(震央距離4km) の6ヶ月間のACFの変化を示す。バンドパスフィルタ の帯域は1.5Hz~10.0Hzである。本震前は比較的コヒ ーレントなフェイズが認められるが、本震後数日間 はラグタイム4秒前後以降のフェイズについてはコ ヒーレンシーを認めがたくなっている。その後は全 体的にラグタイムが長くなった傾向が見える。 Fig.10bには、Fig.10aに付したフェイズAからEのラ グタイムのシフト量を示すが、ラグタイムが大きい ほど、シフト量も大きくなるような傾向が認められ る。

7. 議論

解析したACFには以下の特徴がみられた。第一に, 各観測点毎でACFの形が異なるが,時間的には安定 したコヒーレントないくつかのフェイズが存在する, 第二に,観測点によっては,特定のフェイズのラグ タイムに地震前後での変化が見られる,である。

前章で概観したように、能登半島地震震源域周辺 の観測点の数点において、バックグラウンドノイズ の自己相関関数(ACF)の特定のフェイズのラグタ イムに、本震発生前後で何らかの変化が認められた。 ここでは、ACFのラグタイムの変化の原因について 考察する。

第2章で述べたように、ある観測点での観測波形の 自己相関関数 (ACF) は、その地点での擬似反射断面



Fig.8: Temporal variation of ACF at station DP.HRJ for six months. (a) Change of the shape of ACF's. (b)Change of the lag time of each phase. (c) Same as (b), but just for two months around the mainshock.

を表すというのが地震波干渉法の概念である。この 場合,ACFの特定のフェイズは、地下の特定の反射 体からの反射波であり、そのラグタイムはその反射 体までの往復走時であると解釈される。したがって、 ACFのラグタイムが変化することは、地下の反射体 の位置が不変であるとすれば、そこまでの地震波速 度の変化に対応することになる。すなわち、考察し ている地域の地震波速度構造が変化すれば、ACFの ラグタイムは変化する。さらに、地震波速度が減少 するとラグタイムは増加し、地震波速度が増加する とラグタイムは減少することが、往復走時の増減の 観点から予想される。

次に,地震波速度の変化の原因であるが,これは いくつかの要因が考えられる。まず,考察している 地域の地殻応力が変化した場合には,地震波速度の 変化が予想される。応力が増加すると,岩石中の微 細なクラックが閉じる方向に変化し,地震波速度の 増加をもたらす。逆に,応力が減少すると,微細ク ラックが開口するため,地震波速度は減少すること が期待される。また,これ以外にも,水などの流体 の浸入に伴う地震波速度変化や,強震時の激しい振 動による地盤の圧密状態の変化等によっても地震波 速度は変化することが予想される。

Fig.11に,能登半島地震本震に伴う,体積歪変化の 分布を示す。これは,Horikawa(2008)の断層モデルを 用い,Okada(1992)の手法により計算を行ったもので ある。実線の領域は膨張領域で,本震発生に伴い応 力が減少する地域を,破線の領域は収縮領域で,本 震に伴い応力が増加することが期待される地域であ る。今回解析を行った4観測点は,DP.NNJ,DP.HRJ, N.TGIHの3点が膨張領域に,DP.FMJが収縮領域に位 置し,前者では本震発生後に地震波速度の低下が, 後者では増加が期待される。このような観点から前 章の結果を検討した場合,N.TGIHにおける本震後の ACFのラグタイム増加が唯一調和的な傾向を示すの みで,他の3点については応力変化の傾向との調和は 見られない。

応力変化以外の要因の候補として、降水量との相 関の有無を検討したのがFig.12である。これは、 DP.NNJでの解析結果を、同観測点近傍に位置する、 気象庁のアメダス七尾観測点での日別降水量と比較 したものである。比較の手法が適切かどうかの議論 は残るが、一見しただけではACFの変化と降水量の 相関を見出すのは困難である。

DP.NNJやDP.HRJでは、本震発生の約2週間前から 特定のフェイズのラグタイムに変化が見られ、本震 発生とともに変化前の状態に復する現象が観測され た。しかしながら、これらの現象を説明できる要因 は現状では見当たらない。もしも、本震発生前の地



Fig.9: Temporal variation of ACF at station DP.FMJ for six months.



Fig.10: Temporal variation of ACF at station N.TGIH for six months. (a) Change of the shape of ACF's. (b)Change of the lag time of each phase.

殻応力の情報を反映しているのであれば興味深いこ とである。

8. まとめと今後の展望

能登半島地震震源域周辺の数点の微小地震観測点 のバックグラウンドノイズの自己相関関数(ACF) の時間変化を調べた。解析したACFには以下の特徴 がみられた。(1)各観測点毎でACFの形が異なるが, 時間的には安定したコヒーレントないくつかのフェ イズが存在する,(2)特定のフェイズのラグタイムに 地震前後での変化が見られることがある。

震央距離36kmのDP.NNJ観測点と45kmのDP.HRJ観 測点では、本震発生の約2週間前からACFの特定のフ ェイズのラグタイムに変化が現れ、本震発生ととも に従前の状態に復帰した。震央距離4kmのN.TGIH観 測点では、本震後に全体として、フェイズのラグタ イムが長くなる傾向がみられた。震央距離80kmの DP.FMJでは、本震発生に伴う特段の変化は検出され なかった。

ACFのラグタイムの変化は、考察している領域の 地震波速度構造の変化によると考えられるが、今回 は、能登半島地震の本震発生による地殻応力の変化 や、降水量との相関は必ずしも明瞭ではなかった。 今後、他の地球物理学的要因を含め、ACFの変化の 要因を検討する必要がある。また、現状では解釈不 能ながら、DP.NNJのように、地震前から地震波速度 構造の変化が見られることが事実ならば、地震前の 地殻応力変化の検出の可能性などと相俟って大変に 興味深い。

謝 辞

本解析では,防災科学技術研究所の高感度地震観 測網Hi-netの富来観測点(N.TGIH)を利用した。記して 謝意を表する。作図にはGeneric Mapping Tool (Wessel and Smith, 1998)を使用した。

参考文献

- 中原 恒 (2006): 波動場の相互相関とグリーン関数 との関係のスローネス法に基づく導出: 等方入射す るランダムスカラー波の場合, 地震2, pp.159-166. 松岡俊文・白石和也(2008): 地震波干渉法におけ
- るグリーン関数合成と地下構造イメージング,物 理探査,第61巻,第2号,pp.133-144.
- 横井俊明・ソス マルガリャン(2008):地震波干渉 法理論に基づくSPAC法の再検討,物理探査,第61 巻,第2号, pp.87-99.



Fig.11: Change in volumetric strain caused by the mainshock. Fault parameters obtained by Horikawa (2007) are assumed. Open rectangle shows the surface projection of the fault plane model. Solid line contours denote dilatation while dashed line contours show contraction.



Fig.12: Temporal change of ACF's at station DP.NNJ together with daily precipitation at station JMA Nanao (AMEDAS).

- Clearbout, J. F. (1968): Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response, Geophysics, 33, pp.264-269.
- Curtis, A., Gerstoft, P., Sato, H., Snieder, R., and Wapenaar, K. (2006): Seismic Interferometry – turning noise to signal, The Leading Edge, 25, pp.1082-1092.
- Horikawa, H. (2008): Characterization of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake, Earth Planets Space, 60, pp.1017-1022.
- Ohmi, S., Hirahara, K., Wada, H., and Ito, K. (2008): Temporal variations of crustal structure in the source region of the 2007 Noto Hanto Earthquake, central

Japan, with passive image interferometry, Earth Planets Space, 60, pp.1069-1074.

Okada, Y. (1992): Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seism. Soc. Am., 82, pp.1018-1040.

Sabra, K., Gerstoft, P., Roux, P., and Kuperman, W. (2005): Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise, Geophys Res. Lett., 32, L03310.

Sanchez-Sesma, F. J. and Campillo, M. (2006): Retrieval of the Green's function from cross correlation: The canonical elastic problem, Bull. Seism. Soc. Am., 96, pp.1182-1192.

Sens-Schoenfelder, C. and Wegler, U. (2006): Passive image interferometry and seasonal variations of

seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia, Geophys. Res. Lett., 33, L21302.

Wapenaar, K. and Fokkema, J. (2006): Green's function representations for Seismic Interferometry, Geophysics, 71, pp.S133-S146.

Wapenaar, K., Draganov, D., and Robertson, J. (2006): Introduction to the supplementary to Seismic Interferometry, Geophysics, 71, pp.S11-S14.

Wegler, U. and Sens-Schoenfelder, C. (2007): Fault zone monitoring with passive image interferometry, Geophys. J. Int., 168, pp.1029-1033.

Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998): New, improved version of the Generic Mapping Tools released, EOS, Trans. AGU, 79, p.579.

Temporal Change of the Crustal Structure in the Source Region of the 2007 Noto Peninsula Earthquake Detected by Seismic Interferometry Technique

Shiro OHMI and Kazuro HIRAHARA*

* Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

The seismic interferometry technique is applied to the continuous seismic waveform data obtained around the source region of the 2007 Noto Peninsula earthquake. We computed the autocorrelation function (ACF) of band-pass filtered seismic noise portion recorded with each seismometer at several seismic stations for each one day. In some stations, comparing each one-day ACF, we recognize temporal evolutions of the ACF, which are interpreted as the change of seismic velocity structure in the volume considered.

Keywords: Noto peninsula earthquake, seismic interferometry, ambient noise, change of subsurface structure

岩手宮城内陸地震の建物被害調査報告

山田真澄*·福島康宏**·末冨岩雄**

*京都大学次世代開拓研究ユニット **株式会社 エイト日本技術開発

要旨

2008年岩手宮城内陸地震では、東北日本を中心に強い短周期の揺れを観測し、KiK-net ー関西観測点ではこれまでの強震記録で最大となる3866cm/s²(上下成分)を記録した。 このように、強い上下方向の加速度が与える建物被害について明らかにすることは、今後 の耐震性能を考える上で重要な情報になると考えられる。我々は、地震発生直後に震源域 近傍で建物被害調査を行った。本報では、1g以上の加速度を記録したKiK-netー関西観測 点と、KiK-net東鳴瀬観測点、K-NET椿台観測点を対象として、短周期の鉛直地震動が建物 被害に与える影響について報告する。

キーワード:岩手宮城内陸地震,建物被害,短周期地震動,被害調査

1. はじめに

2008年6月14日8時43分45秒に発生した岩手宮城内 陸地震(M_w 6.9, M_{jma} 7.2)では,東北日本を中心に震 度6強に及ぶ強い揺れを観測し,地滑りや道路構造物, 建物などに大きな被害をもたらした。この地震は浅 い地殻で発生した内陸型地震で,震源地は岩手県南 部の一関市付近(北緯39.03度,東経140.88度,深さ 8 km)である。この地震では比較的短周期成分が卓越 しており,KiK-net一関西観測点では,これまでの強 震記録で最大となる4022cm/s²(3成分合計)を記録 した。

我々は、地震発生当日から6月16日までの3日間と、 7月12日から13日までの2日間に渡って建物の被害調 査を行った。1回目の調査では、全体的な被害を確認 するため、岩手県南部と宮城県北部の強震動を記録 した地域を中心に調査した。2回目の調査では、本震 で4gを超える加速度を記録したKiK-net一関西観測 点(IWTH25)周辺と秋田県南部の被害調査を行った。 1回目の調査時は祭時(まつるべ)大橋の落橋(Photo 1参照)のために東西方向の交通が遮断されており、 KiK-net一関西観測点へのアクセスができなかった が、約2週間後に迂回路が整備されたため調査が可能 となった。

これまで、上下方向の短周期地震動が建物に与え

る影響については,数々の既往研究があるものの (Papazoglou, 1996),強震観測史上最大となる加速 度が与える建物被害について明らかにすることは, 今後の耐震性能を考える上で重要な情報になると考 えられる。本報では,1g以上の加速度を記録した KiK-net一関西観測点(IWTH25)の被害と,KiK-net 東鳴瀬観測点(AKTH04)とK-NET椿台観測点 (AKT023)の観測記録の比較を中心に,短周期の鉛 直地震動が建物被害に与える影響についての報告を 行う。



Photo 1 Collapse of the Matsurube bridge

2. 強震動記録

岩手宮城内陸地震の強震動記録は防災科学技術研 究所のK-NET, KiK-net, 気象庁の震度ネットワーク などで観測されている。Fig. 1に最大地動速度分布, Fig. 2に最大地動加速度の分布を示す(どちらも3成 分ベクトル和の最大値)。



Fig. 1 Peak ground velocity distribution in the near-source region during the mainshock. The basemap shows geographical altitude.



Fig. 2 Peak ground acceleration distribution in the near-source region during the mainshock

断層破壊はF-netのモーメントテンソル解によれば 走向209度, 傾斜角51度で南北両方向に進んでおり, 断層面のサイズは長さ42km, 幅20km程度である(Fig 1参照, 鈴木ら, 2008)。最大地動速度はKiK-net一関西 観測点 (IWTH25) とKiK-net東鳴瀬観測点 (AKTH04) で80 cm/sを超えている。

この地震では比較的短周期成分が卓越しており, これが大きな地動加速度を生み出す原因となった。 断層面から近い観測点(IWTH25, IWTH26, AKTH04) では1000cm/s²を超える加速度が記録された。特に, IWTH25 で4gを超える加速度(3成分合計で 4022cm/s²)を記録したことは特徴的である。この記 録はこれまでの強震動記録の最大値を更新するもの であり,上下方向の非対称なパルスという特徴的な フェーズが見えていることも議論の対象となった (Aoi et al., 2009, Yamada et al., 2009)。

次節では,最大加速度が1000cm/s²以上を記録した 3つの観測点(IWTH25, IWTH26, AKTH04)につい て,地震動と建物被害の関係を説明する。

観測記録と建物被害との関係

3.1 KiK-net一関西観測点 (IWTH25)

KiK-net一関西観測点は,震源から約3km南西の方 角にあり,河岸の段丘面に設置されている(Photo 2 参照)。観測記録は,上下動加速度記録が3866 cm/s² と水平動に比べて2倍ほど大きくなっている(Fig 3 参照)。このように短周期成分が卓越した上下方向 の地震動が被害に与える影響について調べた。

上下方向の地震動は、水平方向に比べるとそれほ ど甚大はないものの、多くの被害をもたらしたこと が過去の被害地震から報告されている(例えば、 Papazoglou, 1996)。我々は、KiK-net一関西観測点周 辺の祭畤集落を調査し、構造物被害の詳細を調べた。 祭畤集落には被災当時7世帯18人が住んでおり(河北 新報, 2008)、13棟の木造建物があった。我々は、集 落のすべての木造建物を調査し、岡田・高井による 木造建物被害パターンを参考にして被害度をD0-D5 で分類した。ここでは、D0:被害なし、D1-D2:構 造に影響を与えないような被害(小破),D3:構造 に影響を及ぼす程度の被害(中破:Photo 3),D4-D5: 建物が倒壊または傾斜するほどの被害(大破:Photo 4)と定義する。なお、室内の被害は確認できなかっ たので評価の対象とはしない。

Fig. 4 はKiK-net一関西観測点から400m以内にある13棟の木造建物の被災度を示したものである。母数が少なかったため,建物の中には神社(1棟)と空家(2棟)も含まれている。 D4以上の被害を受けた建物を全壊と定義すると,全壊率は約23%である。



Photo 2 KiK-net station IWTH25 (white box in the middle) is located on the river terrace.



Fig. 3 Acceleration records at the IWTH25 in EW, NS, and UD direction from top. The red and black lines are records at the borehole and surface, respectively.



Photo 3 A severely collapsed house near the station IWTH25



Photo 4 A totally collapsed house near the station IWTH25

Fig. 5は過去の大地震(1995年兵庫県南部地震, 2000年鳥取県西部地震,2004年新潟県中越地震,2007 年能登半島地震)の木造建物の全壊率と最大地動速 度との関係を示した建物被害率曲線である。本地震 での建物調査はサンプル数が少ないためデータの信 頼性には欠けるが,概ね2000年鳥取県西部地震や 2004年新潟県中越地震と同じ傾向を示している。今 回の地震の被害率は1995年兵庫県南部地震よりも極 めて小さくなっているが,これは地震動や建築構造 の違いの影響と考えられる。今回の地震では短周期 成分が卓越し,木造建物の倒壊に影響を与えるディ レクティビティパルスの影響が小さかったこと、積 雪地帯なので瓦屋根が少なかったことなどが原因の 可能性として考えられるが,因果関係の解明にはよ り詳細な検討が必要である。



Fig. 4 Damage of the wooden structures around the station IWTH25. The damage greater than D4 is defined as "totally collapsed"

建物被害には短周期成分に特徴的な被害が表れている。Fig.6は祭畤集落の建物のどの部材が被害を受けたかを示したものである。基礎・窓・壁の被害はほとんどの建物で確認できた。構造材(柱や梁)の被害は外見からはそれほど確認できなかった。一般

に、屋根瓦の被害は短周期成分の卓越する地震動で はよく見られるが、今回は積雪地帯で瓦屋根が少な かったため、他の部材と比較すると低い被害率であ った。非構造材(パイプ、手すり、機械部品、トイ レや風呂などの陶磁器)の被害も非常に多く観察で きた(Photo 5,6,7参照)。また、住民へのヒヤリング から、地震時に車が跳ねながら移動していたとの情 報を得た。これらの現象は短周期の鉛直地震動が卓 越していたことと整合する。



Fig. 5 Fragility curves of totally collapsed wooden houses for different earthquakes



Fig. 6 Damage detail of the wooden structures near the IWTH25



Photo 5 Damage of the non-structural element (ceramics) near the station IWTH25



Photo 6 Damage of the non-structural element (pipes) near the station IWTH25



Photo 7 Damage of the non-structural element (walls) near the station IWTH25

3.2 KiK-net東鳴瀬観測点(AKTH04)とK-NET 椿台観測点(AKT023)

KiK-net東成瀬観測点 (AKTH04) は, 震源から20km ほど北東方向に位置する。Photo 8に見られるように, 急な崖 (Photo 9参照)の上の広場の端に設置されて いる。本震時の最大地動加速度は2500cm/s²を超え, 最大地動速度も80cm/sを超えている。

K-NET椿台観測点(AKT023)は、KiK-net東成瀬 観測点から3kmほど南下した廃校となった小学校の 敷地内にある(Photo 10参照)。AKTH04と非常に近 接しているにも関わらず、本震の最大地動速度は 30cm/s程度と、AKTH04と比較すると半分以下である。

AKTH04とAKT023のEW成分加速度記録をFig.7に, フーリエ振幅スペクトルをFig.8に示す。黒色が AKT023,赤色がAKTH04の地中記録(設置深度100m), 緑色がAKTH04の地表記録である。AKTH04の地表記 録は,地中記録と比較して長周期での増幅は小さい ものの,2-10Hzで大きく増幅し,時刻歴での最大振 幅も10倍程度になっている。また,AKTH04の地中 記録とAKT023の記録は,フーリエ振幅スペクトルで もそれほど変化がないことがわかる。以上のことか ら、AKTH04の観測点では、急な崖の上という地形 による増幅が大きいことがわかる。



Photo 8 KiK-net station AKTH04 is located on top of the hill



Photo 9 A hill where KiK-net station AKTH04 is located



Photo 10 K-NET station AKT023 is located in the backyard of a closed elementary school

このことを確認するために、AKTH04の設置され ている崖の上(AKTH04の前)と崖の下の国道342号 と397号の交差点付近,さらにAKT023の前で微動計 測を行い,H/Vスペクトルを計算した。Fig.9に結果 を示す。この図においても、AKTH04の設置されて いる崖の上と下では2-10Hzのスペクトルが大きく異 なっており, 崖の下とAKT023のスペクトルはあまり 変化がないことが分かる。

KiK-net, K-NETのボーリング調査の結果では, AKTH04観測点では,表層20mほどに比較的軟らかい 層が堆積しており,その下にVs=980cm/sの固い地盤 が存在する。AKT023観測点のボーリング調査では, 深さ4mで岩盤が露出しており,基盤に達するまでの 上層の厚さが異なっていることがわかる。



Fig. 7 Acceleration waveforms of EW components for stations AKT023, AKTH04 (borehole) and AKTH04 (surface) from top (unit: cm/s^2)



Fig. 8 Fourier amplitude spectrum of EW acceleration for stations AKT023 (black), AKTH04_borehole (red) and AKTH04_surface (green)

AKTH04観測点のすぐ近くには民家はなく,崖の 下の家屋にも特に被害は見られなかった。AKT023 観測点近傍では,劣化した土蔵の壁が大きく剥落し ていた(Photo 11参照)。周辺の住宅では,障子が破 れたり基礎にクラックが入ったりする等の軽微な被 害は発生したが(Photo 12参照),構造物の耐震性を 著しく低下させるような甚大な被害は発生していな い。被害調査の結果を見ても,観測点周辺の被害は それほど大きくはなく,80cm/sを超えるAKTH04の地 震動は,地盤増幅の影響を受けていたことが分かる。



Fig. 9 H/V spectrum of acceleration at station AKT023 (black), crossing under the hill where the AKTH04 is located (red) and station AKTH04 (green)



Photo 11 A storage with mud plaster wall near the station AKT023.



Photo 12 A damage on the paper screen near the station AKT023.

4. おわりに

我々は、2008年岩手宮城内陸地震の被災地域で建 物の被害調査を行った。地震動と建物被害の関係に ついて、得られた結論を以下に記述する。

・KiK-net一関西観測点で観測された短周期の地震動 が構造物に与える被害は、サンプル数が少ないので 確定的なことは言えないが、過去の大地震と比較し て極めて小さかったとは言い難い。

・KiK-net一関西観測点の地震動は短周期成分が卓越 しているので,基礎の被害,パイプなどの非構造材 の被害が目立っていた。

・最大地動速度80cm/sを記録したKiK-net東鳴瀬観測 点の地震動は,崖の上という地盤の影響を大きく受 けている。

謝 辞

本稿は、防災科学技術研究所のK-NET, KiK-net, 気象庁の強震観測記録を使用している。被害調査に は著者の他に、防災研究所後藤浩之助教にご協力い ただいた。東鳴瀬村の微動計測は、(株)ニュージェッ ク山田雅行氏,(株)ニュージェック羽田浩二氏にご協 力いただいた。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

河北新報 (2008) : 避難生活, きずな強く 集落ぐ るみの"移住"要望, http://jyoho.kahoku.co.jp/ member/backnum/news/2008/06/20080619t33012.htm 鈴木 亘, 青井 真, 関口 春子 (2008) : 近地強震記 録による平成20年 (2008年) 岩手・宮城内陸地震の 震源インバージョン, http://www.k-net.bosai.go.jp/ k-net/topics/Iwatemiyaginairiku_080614/inversion/inde x.html.

Aoi, S., Kunugi, T., and Fujiwara, H. (2008) : Trampoline Effect in Extreme Ground Motion. Science Vol.322, No.5902, pp 727.

Papazoglou, A. and Elnashai, A. (1996) : Analytical and field evidence of the damaging effect of vertical earthquake ground motion, Earthquake Engineering & Structural Dynamics, Vol.25, No.10, pp. 1109-1137.

Yamada, M., Mori, J., and Heaton, T. (2009) : The Slapdown Phase in high Acceleration Records of large earthquakes. Seismological Research letters, No.80-4.

Building damage during the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake

Masumi YAMADA*, Yasuhiro FUKUSHIMA**, and Iwao SUETOMI**

* Kyoto University ** Eight-Japan Engineering Consultants Inc.

Synopsis

This paper focuses on the relationship between the ground motion and the structural damage during the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake. We performed a damage survey around the strong motion stations, and found out the damage to the wooden structures caused by the large vertical acceleration. Our conclusions are as follows: 1) the damage caused by high-frequency vertical ground motion cannot be very small, compared to the damage of other major earthquakes. 2) non-structural damages are frequently observed around the station IWTH25. 3) the large ground motion at the station AKTH04 is caused by local site effect.

Keywords: Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, structural damage, high frequency ground motion, damage survey

1984年長野県西部地震震源域周辺でのAMT観測

吉村令慧·大志万直人·笠谷貴史^{*}·飯尾能久·三浦勉·西村和浩 山崎友也·比嘉哲也^{**}·広瀬成章^{**}·平加奈子^{**}

*海洋研究開発機構

**京都大学理学部

要旨

1984年長野県西部地震(M6.8)の震源域周辺では、本震発生以後現在まで、活発な群 発的地震活動が継続している。稠密地震観測網データを用いた地震波トモグラフィーで は、微小地震活動が面/線状に分布し、かつ、その直下に低速度異常域が位置すること が報告されている。一方、MT法探査も実施されているが、詳細な3次元地震波速度構造 と対比し、地殻流体と地震活動との関連性を議論するためには、浅部(5km以浅)の解 像度・面的分布の理解が十分とは言えない。浅部比抵抗構造の詳細な3次元モデルの構 築を目的として、2008年9月に本地域でAMT 観測を計34箇所において実施した。特徴的 な低速度異常が推定されている領域での予察的2次元構造解析の結果、以下のような特 徴を持つ比抵抗モデルが得られた。1)震源断層面に沿って低比抵抗体が推定され、2) その上方浅部に低比抵抗領域がパッチ状に枝分かれるように存在する。

キーワード: 1984年長野県西部地震, Audio-frequency MT 観測, 比抵抗構造, 群発地震

1. はじめに

御嶽山南東麓は, 群発的地震活動が長期間継続し ている地域である。同地域周辺では, 1976年に群発 的地震活動が開始し, 1984年には長野県西部地震

(M_{JMA}6.8)が発生している。特に震源断層北東端付
 近では、近年M4クラスの中規模地震が頻発している
 (例えば、2002年M_{JMA}4.7, 2003年M_{JMA}4.9)。

Kimata et al. (2004) は,地震活動が活発な地域で 1999年より繰り返し水準測量を実施し,地表面の隆 起を検出を報告している。この隆起は2~3kmの深さ に圧力源を考えることで説明可能であることが示さ れている。推定された圧力源の位置は,Kasaya et al. (2002) が広帯域MT (Magnetotelluric) 探査による2 次元電気比抵抗構造解析から指摘した低比抵抗領域 に調和的であった。これらの結果より,低比抵抗領 域には流体が存在し,その供給・流動に伴い圧力変 化が生じ,当該地域で地殻変動・地震活動を励起し ている可能性が推察される。

加えてこの地域では,長野県西部地震の発生過程 および活発な微小地震活動のメカニズムの解明を目 指して、1995年より高精度地震観測網が整備・維持 されている。この稠密地震観測網データを用いての 地震波トモグラフィーにより、 Noda et al. (2007) は 詳細な速度構造を推定している。結果として、微小 地震がクラスター化している領域では、低速度異常 体を取り囲むように、震源が分布する様相が確認さ れ、その発生メカニズムに対し流体の関与が強く示 唆されている。

前述の通り,この地域ではいくつかのMT観測研究 が実施されている(Fig.1)。飯尾他(2000)や Kasaya et al. (2002)では,広帯域MT観測による2次元解析が 実施され,長野県西部地震の震源断層に対応する比 抵抗コントラストの存在が指摘された。また,Kasaya and Oshiman (2004)では,既存の広帯域MTデータの 一部を利用し,順解析による広域の3次元比抵抗モデ ルが提案されている。これらの2次元・3次元モデル は,限定的なMTデータの使用や解析対象の広さから, 得られつつある詳細な速度構造と対比するには解像 度が十分であるとは言えない。特に,5km以浅の浅 部構造は,微小地震の発生深度を勘案すると非常に 重要な知見となりうるにもかかわらず,既存データ を最大限に活用したとしても、高精度化は困難であ る。浅部構造の高精度化には、観測データを高密度 で取得することが必要不可欠である。

本研究では,長野県西部域の高地震活動域における3次元比抵抗モデルの高精度化を目的として,AMT (Audio-frequency MT)観測を計画・実施した。

2. AMT観測の概要

AMT観測は、2008年9月3日~9日の期間に実施された。今回のAMT観測は、既存の広帯域MT観測の空間分解能を上げ、かつ、現在微小地震活動が活発に推移する1984年震源断層の北東端をカバーするように測点を設定している(Fig.1)。この観測では、カナダPhoenix社製MTU-5Aを4台使用し、昼間3時間程度・夜間15時間の電磁場5成分測定を合計34点で行った。観測点の詳細な情報は、Table 1 にまとめている。

AMT観測では、10,400Hz~0.35Hzの帯域でMT応答 を推定できるが、広帯域MT (380Hz~2,000sec)に比 較して、より浅部の探査に向いていると言える。



Fig. 1 Locations of 2008 AMT and previous wideband MT (Iio et al., 2000 and Kasaya et al., 2002) sites are indicated as black and gray diamonds, respectively. Rectangle denotes the fault plane of the 1984 earthquake estimated by Yoshida and Koketsu (1990). A two-dimensional inversion of the AMT data was implemented for the thick gray line. An index map is shown at top left with quaternary volcanoes. A black diamond indicates a far remote reference site.

3. データ解析

3.1 探査曲線の算出

周波数応答を推定する際, S/Nの向上のためリモー トリファレンス処理 (Gamble et al., 1979) を行った。 一般的にAMTデータの処理では,扱う周期が短周期 寄りであることを理由に,探査領域内において同時 に収録したデータを用いて相互リファレンス処理が 行われる。しかしながら,探査領域全域に同調する 人工ノイズが存在した場合(例えば,直流電車から の漏洩電流),その影響を見積もる必要がある。特 に,長野県西部域では,漏洩電流の影響が大きいと いう報告がなされている(Kasaya et al., 2002)。

今回の解析では、岩手県において連続運用されている広帯域MT観測データを用いた遠地リファレンス処理を試みた。サンプリング周期がAMT観測とは異なるため、全帯域にわたる処理は行えないものの、同期処理可能な 33Hz~0.35Hz の帯域ではMT応答が得られた。Fig. 2 に観測点 WN008 における探査曲線を示す。



Fig. 2 Curves of obtained MT responses at site WN008. As a remote reference site, black and red responses use magnetic data of local site (WN010) and far site (see the index map of Fig. 1), respectively.

探査領域内の相互リファレンスとして WN010 を使用して得られた曲線を黒で,遠地の参照磁場を 用いた探査曲線を赤で示している。相互リファレン スの結果は,推定誤差は小さいものの,数Hzから長 周期にかけて,見掛け比抵抗の不自然なキンクや, ゼロ位相への漸近が見られ,観測対象領域全域にわ たる広域共通ノイズの影響が残存すると考えられる。 一方,遠地参照磁場の結果では,これらの人工ノイ ズの特徴が解消されている。ただし,1Hz付近は元来 MT信号の強度が低く,磁気擾乱の有無に左右される ため,測定時の状況によって探査曲線の質が悪くな

Site ID	Latituda	Longitudo	Unight	Data of Observation
Site ID			rieigint (m)	
1001	(dd:mm:ss.s)		(m)	
WN001	N35:47:32.4	E137:36:36:3	1,141	2009/09/08 N
WN002	N35:47:55.8	E137:35:59.0	1,223	2009/09/08 D
WN003	N35:48:35.5	E 137:35:30.6	914	2008/09/07 N
WN004	N35:48:59.5	E137:35:03.4	935	2008/09/07 D
WN005	N35:49:39.8	E137:34:39.7	1,093	2008/09/07 N
WN006	N35:49:52.3	E137:34:24.7	1,079	2008/09/08 N
WN007	N35:50:10.5	E137:34:05.0	1,146	2008/09/08 N
WN008	N35:50:55.1	E137:33:30.2	1,236	2008/09/06 N
WN009	N35:51:35.3	E137:32:54.6	1,377	2008/09/06 D
WN010	N35:51:51.7	E137:31:57.1	1,661	2008/09/06 N
WN050	N35:51:10.9	E137:33:20.4	1,322	2008/09/06 D
WN051	N35:50:38.2	E137:33:51.8	1,230	2008/09/07 N
WN052	N35:49:17.6	E137:34:47.7	1,000	2008/09/08 D
WN101	N35:49:09.6	E137:33:29.9	990	2008/09/04 N
WN102	N35:50:00.2	E137:32:38.3	1,130	2008/09/04 D, 2008/09/07 N
WN103	N35:50:53.6	E137:32:20.9	1,395	2008/09/05 D
WN150	N35:50:23.8	E137:33:04.4	1,330	2008/09/05 N
WN190	N35:47:52.3	E137:33:23.3	954	2008/09/07 D
WN201	N35:48:18.3	E137:37:25.5	986	2008/09/06 D
WN202	N35:48:56.8	E137:37:04.1	1,180	2008/09/07 D
WN203	N35:49:32.2	E137:36:34.5	877	2008/09/03 N
WN204	N35:50:01.6	E137:34:58.6	1,152	2008/09/06 N
WN205	N35:50:48.2	E137:34:45.2	1,334	2008/09/05 N
WN206	N35:51:31.8	E137:33:38.1	1,427	2008/09/04 N
WN240	N35:50:30.8	E137:35:49.9	1,152	2008/09/06 D
WN250	N35:51:59.8	E137:33:44.5	1,134	2008/09/04 D
WN301	N35:51:25.3	E137:36:38.9	887	2008/09/06 N
WN302	N35:51:58.3	E137:34:50.4	986	2008/09/04 N
WN303	N35:52:34.5	E137:34:12.2	1,153	2008/09/05 D
WN304	N35:52:50.5	E137:34:49.0	1,439	2008/09/03 N
WN305	N35:54:08.9	E137:32:50.3	1,428	2008/09/04 D, 2008/09/08 N
WN401	N35:52:26.5	E137:36:07.5	947	2008/09/05 N
WN402	N35:53:20.9	E137:35:49.4	1,081	2008/09/05 D
WN403	N35:54:38.0	E137:35:58.0	1,110	2008/09/04 N

Table 1 Summary of the measurement date, time, and locations of the AMT sites. Indices in Date column represent daytime (D) or nighttime (N) observations.

る場合がある。以上のことより、今後の解析では、 長周期帯は遠地参照磁場を用いたリファレンス処理 結果を採用することとした。それ以外の帯域は、探 査領域内の相互リファレンス処理によるが、Fig.2 より分かるように、10Hz以短では双方の違いは小さ く帯域によって参照磁場を使い分けることに問題は ないと考えられる。大部分の観測点において、良質 な探査曲線が得られているが、前述の磁気擾乱の小 ささに起因する異常値,ならびに測点近傍のローカ ルノイズによると思われる異常値は,目視により除 外し解析に用いる。

3.2 2次元解析

本研究の目的は,詳細な3次元比抵抗構造の推定で あるが,稠密AMT観測の効果を確かめるために予察 的に2次元解析を行った。2次元プロファイルは,Noda



Fig. 3 (A) Two-dimensional resistivity model obtained by inversion from TM mode data. Inverted triangles indicate locations of MT sites projected to the analysis profile. The hypocenters in a 1km wide swath are also plotted as dots (after Noda et al., 2007). (B) Pseudo-sections for the observed and calculated TM mode data. From left to right: observed apparent resistivity, calculated apparent resistivity, observed phase, and calculated phase are shown. Dots denote the data used in inversion procedure.

et al. (2007) で顕著なP波の低速度異常の報告されて いる地域を通る樽沢測線に設定し(Fig. 1 において 太線で示している),測線近傍のAMT観測点13点を 解析に用いて,解析断面に対して並行な電場成分か ら算出されるTMモードのみのインバージョン解析 を行った。TMモードのみを用いる場合,3次元構造 下の2次元解析においても,大局的に妥当な比抵抗モ デルが得られることが報告されている(例えば, Wannamaker et al., 1984)。インバージョン解析には, Ogawa and Uchida (1996)のコードを使用し,地形を 含む 100 Ωm 一様の初期モデルから反復計算を行 い,観測データを良く説明するモデルを得た。 Fig. 3(A) に推定されたモデルを,解析断面を含む lkm幅に発生した微小地震とともに示す。解析され たモデル比抵抗の標準偏差が 10^{0.33} 以下と推定確度 の高い範囲のみ図示している。Fig. 3(B) には,観測 データおよびモデルから計算されるデータの擬似断 面を示す。見掛け比抵抗,位相とも良くデータの特 徴を再現できていることが見て取れる。

4. 結果と考察

得られた比抵抗モデルでは,次のような特徴がイ メージングされている。
- [1] ごく浅部(標高0km付近)には、低比抵抗領域が パッチ状に分布する。
- [2] ごく浅部の低比抵抗領域は、微小地震活動の深部 に向かって低比抵抗体が繋がるように延長する。

ごく浅部の低比抵抗の分布は、インバージョンに おける拘束条件・メッシュ構成を変更した解析結果 や、REBOCC コード(Siripunvaraporn and Egbert, 2000)を用いたインバージョン解析においても同様 な様相を示しており、推定位置に関してはかなりの 確度を有しているものと考える。加えて、水平位置 -3.5km 付近の低比抵抗領域直上には、単純二酸化炭 素・鉄II冷鉱泉の泉源が位置している。冷泉サンプル の簡易電気伝導度測定を実施したところ、およそ 0.07S/m の値を示し、比抵抗モデルの推定値と調和 的であった。従って、浅部の低比抵抗体は、流体の 存在を示していると考える。

浅部低比抵抗体の周辺に着目すると、その下限は 深部に向かって伸長するようにイメージされている。 この深部に連なる低比抵抗帯に沿って微小地震の発 生域が垂れる傾向も見受けられるが、この深さ(3km 以深)において詳細な位置の対比に適うかどうかは、 注意が必要である。2次元解析に使用したデータ近傍 のMT応答を面的に概観すると、プロファイルに直交 する方向にコントラストを有すようにも見えるため、 今後の3次元解析の結果を元に検討を加えたい。

謝 辞

この観測の実施にあたり、観測点の土地所有者の 方々には、快く器材の設置の許可を頂いた。また、 長野県林務課,王滝村役場,木曽町役場三岳支所の 方々には、観測の準備段階より多大なご助力を頂い た。長周期帯のリファレンス処理に際して、日鉄鉱 コンサルタントより岩手県沢内の広帯域MTデータ を提供して頂いた。また、京都大学大学院理学研究 科付属地球熱学研究施設火山研究センターよりAMT 観測器材を借用した。ここに記して、感謝の意を表 する。本研究は科研費(19204043)の助成を受けた ものである。

参考文献

飯尾能久・池田隆司・小村健太朗・松田陽一・汐川

雄一・武田祐啓・上原大二郎(2000):長野県西部 地域における地震発生域の電気伝導度構造,物理 探査,第53巻,第1号,pp.56-66.

Gamble, T. D., Goubau, W. M. and Clarke, J. (1979): Magnetotellurics with a remote magnetic reference, Geophysics, Vol. 44, pp. 53-68.

- Kasaya, T., Oshiman, N., Sumitomo, N., Uyeshima, M., Iio, Y. and Uehara, D. (2002): Resistivity structure around the hypocentral area of the 1984 Western Nagano Prefecture earthquake in central Japan, Earth Planets Space, Vol. 54, pp. 107-118.
- Kasaya, T. and Oshiman, N. (2004): Lateral inhomogeneity deduced from 3-D magnetotelluric modeling around the hypocentral area of the 1984 Western Nagano Prefecture earthquake, central Japan, Earth Planets Space, Vol. 56, pp. 547-552.
- Kimata, F., Miyajima, R., Murase, M., Darwaman, D., Ito, T., Ohta, Y., Irwan, M., Takano, K., Ibrahim, F., Koyama, E., Tsuji, H., Takayama, T., Uchida, K., Okada, J., Solim, D. and Anderson, H. (2004): Ground uplift detected by precise leveling in the Ontake earthquake swarm area, central Japan in 2002-2004, Earth Planets Space, Vol. 56, pp. e45-e48.
- Noda, S., Iio, Y., Sekiguchi, S., Horiuchi, S. (2007): Seismic velocity structure and hypocentral distribution in the Western Nagano prefecture by using the dense seismic network data, Eos Trans. AGU, 88(52), Fall Meet. Suppl., Abstract S31A-0200.
- Ogawa, Y. and Uchida, T. (1996): A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, Geophysical Journal International, Vol. 126, pp. 69-76.
- Siripunvaraporn, W., and Egbert, G. (2000): REBOCC: An efficient data-subspace inversion for two-dimensional magnetotelluric data, Geophysics, 65, 791-803.
- Yoshida, S. and Koketsu, K. (1990): Simultaneous Inversion of Waveform and Geodetic Data for the Rupture Process of the 1984 Naganoken-Seibu, Japan, Earthquake, Geophys. J. Int., Vol. 103, pp. 355-362.
- Wannamaker, P. E., Ward, S. H. and Hohmann, G. W. (1984): Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earth, Geophysics, Vol. 49, pp. 1517-1533.

AMT Observations Around the Focal Region of the 1984 Western Nagano Earthquake

Ryokei YOSHIMURA, Naoto OSHIMAN, Takafumi KASAYA*, Yoshihisa IIO, Tsutomu MIURA, Kazuhiro NISHIMURA, Tomoya YAMAZAKI, Tetsuya HIGA**, Nariaki HIROSE** and Kanako TAIRA**

> * Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology ** Faculty of Science, Kyoto University

Synopsis

Investigation of the electrical structure around a seismic active region is an important issue to discuss what control the seismicity. The southeastern flank of the Ontake volcano is one of the most interesting fields to be explored. In this area, earthquake swarms have been continuously observed since 1976. Additionally, a large earthquake (M6.8) occurred in 1984 in this region. Recently, seismic tomography by dense seismic network found out low velocity anomalies beneath earthquake clusters. In order to delineate the physical properties of the upper crust surrounding the seismogenic zone compared with fine velocity structure, we plan to image lateral heterogeneity of electrical structure. Here, we report on new audio-frequency magnetotelluric data acquired in 2008 at 34 sites. As a consequence of the preliminary 2D inversion, conductive zone was found along the fault plane of the 1984 Earthquake. Additionally, several patches of conductor were also revealed at shallower depths.

Keywords: the 1984 western Nagano Earthquake, audio-frequency magnetotelluric observations, resistivity structure, earthquake swarm

Temporal Variations in the Gutenberg-Richter distribution prior to the Kobe earthquake

Christine SMYTH and Jim MORI

Synopsis

We test if the parameters of the Gutenberg-Richter distribution vary on a short-term temporal scale in the seismically active Tamba region of Japan prior to the Kobe earthquake. Both the least squares and maximum likelihood estimates of the parameters are considered. To statistically test if the parameters differ temporally, ANOVAs and ANCOVAs are applied. The results show that the parameters vary significantly over the study region.

Keywords: Gutenberg-Richter, Kobe earthquake, Statistics

1. Introduction

The frequencies of earthquakes are linearly related to their size, with smaller magnitude earthquakes being more common. This relationship has been quantified with the Gutenberg-Richter formula:

$$\log_{10} N = a - bM. \tag{1}$$

The formula states that the logarithm of the number of earthquakes is linearly dependent on the magnitude of the earthquakes. The parameter agives the total number of earthquakes and the parameter b generally takes a value close to one. The Gutenberg-Richter distribution applies to catalogs of earthquakes global or small geographical regions. The Gutenberg-Richter distribution estimates how many earthquakes greater than or equal to the magnitude M can be expected in some time period for a given region, if accurate values of the parameters a and b are known. Therefore. the Gutenberg-Richter distribution plays a major part in earthquake forecasting and subsequent earthquake hazards modeling.

The spatial variability of the parameters a and b has been studied extensively. The general consensus is that the parameters vary spatially, and that using a common value of the parameters over a large area will result in a poor fit of the model (Schorlemmer et al., 2004).

In contrast, the temporal variability of the parameters a and b has not been studied as rigorously. There are various reasons behind this incongruity. For example, some studies have shown that the temporal variability is not as great as the spatial variability (Wiemer and Wyss, 2002). Other studies have shown that the parameters' variations will "average out" over time and as earthquake forecasts are often specified for a long period of time, short-term fluctuations in the parameters are not of interest (Schorlemmer et al., 2004).

Here we statistically test if the parameters of the distribution change temporally from year to year in a specific region in Japan.

2. Data

The data used in this study came from the Tamba region of Japan. We use data collected over a 19 year period (1976-1994). The four corner vertices of the region are given in Table 1.

l'aute 1. l'annua l'ègion di Japan.			
Latitude	Longitude		
34.3691N	134.7391E		
34.3691N	136.2609E		
35.6310N	134.7272E		
35.6310N	136.2728E		

Table 1. Tamba region of Japan.

Fig. 1 shows the cumulative number of earthquakes in the region over the period of interest. There is an obvious change in slope after 1995 (following the Kobe earthquake). This change in slope may be indicative of a change in recording quality or simply the result of the Kobe earthquake triggering a greater number of earthquakes in the area. To avoid the complications resulting from this change in slope, the following analysis is performed on the data pre-1995.



Fig. 1. Cumulative number of earthquakes.

3. Method

3.1 Minimum Magnitude of Completeness

Here, we use the method of Wiemer and Wyss (2000) to calculate the minimum magnitude of completeness of the data. Briefly, the method assumes a magnitude of completeness and calculates the maximum likelihood estimates of the Gutenberg-Richter distribution. Then, a simulated distribution is created using these estimates. Finally, the difference between the simulated number of earthquakes and the observed number of earthquakes is obtained. This information is

summarized in the value R:

$$R = 100 - \left(\frac{\sum_{i=M_c^{assumed}}^{M} |O_i - S_i| \times 100}{\sum_{i=M_c^{assumed}}^{M} O_i}\right)$$
(2)

where O_i and S_i are the observed and simulated number of earthquakes in each magnitude bin. Here we use a bin size of 0.1. Different values of R are obtained by varying the assumed magnitude of completeness.

3.2 Gutenberg-Richter Distribution

After deciding upon the minimum magnitude of completeness, we then obtain the estimates of the parameters of the Gutenberg-Richter distribution. We use both the usual method of maximum likelihood and the relatively non-favored method of least squares. Maximum likelihood weights all earthquakes equally in the determination of the parameter values however the least squares estimates are biased towards the ends of the distribution. We believe there is merit in using the least squares estimates here. The maximum likelihood estimate of b is given by:

$$\hat{b}_{ML} = \frac{\log(e)}{\overline{m} - m_{\min}} \tag{3}$$

where \overline{m} is the mean magnitude of the data and m_{min} is the minimum magnitude of the data, that is the magnitude for which the data can be considered complete (Aki, 1965). The value m_{min} is given by m_{c} - Δm where Δm is the resolution of the earthquake catalogue (Guo and Ogata, 1997).

The least squares estimate of *b* is given by:

$$\hat{b}_{LS} = \left(\underline{m}^T \underline{m} \right)^{-1} \underline{m}^T \log \underline{n}$$
(4)

where the vector \underline{m} contains the magnitudes of interest, $\underline{m} = (m_c, m_c + \Delta m, m_c + 2\Delta m, ..., m_{max})$, and the vector $\log \underline{n}$ gives the respective log number of earthquakes in the dataset greater than or equal

to these magnitudes.

The estimates, \hat{b}_{ML} and \hat{b}_{LS} are obtained for each year in the data to give \hat{b}_{ML}^i and \hat{b}_{ML}^i where $i \in 1,...,19$. We perform a two-sided paired t-test to assess the equality of the maximum likelihood and least squares estimates for each year.

It is the main intent of this work to test if these estimates vary year to year. The manner in which this hypothesis is tested is different for each parameter estimation technique.

3.3 ANCOVA Tests

To test if the least squares estimates differ, an analysis of covariance (ANCOVA) is applied. The ANCOVA is a statistical test employed to test for significant differences between slopes of linear regression lines. Here, we have a regression line and associated parameters for each year of the data. The ANCOVA considers if the data should be modeled by a different regression line each year or if a common regression line over all years can be fit to the data. We present the results of fixed effects ANCOVAs here – readers interested in the difference between random effects and fixed effects are directed to Pinheiro and Bates (2004).

3.4 Likelihood Ratio Tests

To test if the maximum likelihood estimates vary, a different approach needs to be taken. A different approach is necessary because the ANCOVA tests for differences between regression lines, however we do not obtain the necessary intercept with the maximum likelihood approach. Therefore, a likelihood ratio test between the null hypothesis (a common b models the data for each year), and the alternative hypothesis (a common bcannot be used to model the data) is performed.

The test statistic can be simplified to:

$$-2\log \Lambda = 2\left(\sum_{i} n_i \log(b_i^*)\right) - 2n_{total} \log(b_{total}^*) \quad (5)$$

where b_i^* is the value $\hat{b}_{ML}^i/\log(e)$ for the i^{th} year in the series, and the test statistic is distributed asymptotically as chi-square. For further explanation of the derivation of general test statistics, the reader is directed to Hogg et al.

(2005). The likelihood ratio test is designed to test if the simple model, with one common b across years, is sufficient to model the data, and its intent is exactly the same as the ANCOVA's.

4. Results

The estimates for the minimum magnitude of completeness are shown in Fig. 2. A line is drawn at the value 10, below this line more than 90% of the data are explained by the assumed magnitude of completeness. We stress that this is purely a subjective value, some investigators may believe a value of 90% is too stringent, some may believe it is too low. Due to these differing opinions, and as it is the major parameter of this study, we trial other minimum magnitude of completeness values in our analysis.

We also show in Fig. 3 an estimate of minimum magnitude of completeness for a window of 500 earthquakes (grey line). The magnitude of completeness is calculated for the first 500 earthquakes in the dataset, then the window is shifted by 10 earthquakes, and the magnitude of completeness calculated and so on (grey line). The darker line shows a moving average of the lighter grey line (Fig. 3). The average always stays below 1.1. Therefore, we trial magnitudes of completeness of 1.1, 1.3, and a more common value of 2 for this analysis.

The results of interest are shown in Table 2. The first column shows the trialed minimum magnitude of completeness. For each minimum magnitude of completeness of the data we also trial three values of m_{max} in (4). The least squares estimates are tested with a fixed effects model. The p-value within the table shows the result of the test of the null hypothesis: the simple model (with a common bacross years) is sufficient; versus the alternative hypothesis: the complex model (with different b for each year) better fits the data. A p-value of less than 0.05 is considered significant. It may be argued that because we are testing numerous hypotheses on the data, we should employ a Bonferroni correction. The Bonferroni correction requires that we test at α/n significance level, where n is the number of tests being performed. Here we indicate if the result of the test changes

(becomes insignificant) after taking into account the Bonferroni correction with an asterisk and displaying the p-value. In the text however, we do not consider the Bonferroni correction results.



Fig. 2. Minimum magnitude of completeness of the data pre-1995



Fig. 3. Moving average of the minimum magnitude of completeness for the data pre-1995

The results show that irrespective of minimum magnitude of completeness and maximum magnitude, the data are better represented by different parameters at each year, when considering the least squares estimates.

To further illustrate the differences in the least squares estimates of the parameters over the years we show the fit to the data with a single b value (the same for every year) (Fig. 4) versus a different b value for each year of the data (Fig. 5). Allowing the b value to vary over the years obviously gives a better fit to the data.

Table 2. Results of pre-1995 data.

Minimum	Least S	quares	Maximum Likelihood		T-test
Magnitude of	M _{max}	Fixed Effects	Ratio	Fixed	
Completeness		ANCOVA	Test	Effects	
				ANOVA	
1.1	5	p<0.05	p<0.05	p<0.05	Different p<0.05
	6	p<0.05			Different p<0.05
	7	p<0.05			Different p<0.05
1.3	5	p<0.05	p<0.05	p<0.05	Different p<0.05
	6	p<0.05			Different p<0.05
	7	p<0.05			Different p<0.05
2.0	5	p<0.05	p>0.05	p<0.05	Not Different p>0.05
	6	p<0.05			Not Different p>0.05
	7	p<0.05			Not Different p>0.05

The maximum likelihood estimates tell a similar story. The likelihood ratio statistic tests if a common b can be used to model the data. Here the results show evidence that a common b cannot be used to model the data for lower minimum magnitudes of completeness.

We investigate the maximum likelihood estimates further using an ANOVA. To do so, we obtain a bootstrap distribution of b for each year (Schorlemmer et al., 2003). The distribution is obtained by sampling, with replacement, from the data at each year to create a bootstrap dataset the same size as the original dataset. The maximum likelihood estimate of this bootstrap dataset is obtained. The process is repeated here 1000 times. We then possess 1000 bootstrap estimates for the maximum likelihood estimate of b at every year. We can obtain confidence intervals of these estimates using the quantiles of the distribution to depict graphically the differences in parameter values. The confidence intervals are shown in Fig. 6 (for a minimum magnitude of completeness of 1.3). The green line depicts the common b over all years.

We then perform an ANOVA over the bootstrap estimates across all years. An ANOVA tests for significant differences between means, here we test for differences in mean b across all years. As expected, the ANOVA shows that there are in fact differences in the mean b across years.

Interestingly, the least squares and maximum likelihood estimates differ for each year for the lower minimum magnitudes of completeness. However, as the minimum magnitude of completeness increases to 2, the least squares estimates and maximum likelihood estimates are identical. If the minimum magnitude of completeness is low, there are more data to use to fit the linear relationship. Therefore, the least squares estimates, strongly influenced by the extremes of the data are likely to be different from the maximum likelihood estimates. However, if the minimum magnitude of completeness is raised, there are less data, and the extremes of the magnitudes are not as varied and therefore the least squares estimates are likely to be indistinguishable from the maximum likelihood estimates.



Fig. 4. Linear fit using equal parameter values.



Fig. 5. Linear fit using different parameter values.



Fig. 6. Confidence intervals for the maximum likelihood estimates for the data pre-1995.

5. Conclusions

We have shown that the parameters of the Gutenberg-Richter distribution vary temporally in the Tamba region of Japan. The models with temporally-variant parameter values described the data significantly better than a temporally-invariant model, irrespective of reasonable minimum magnitudes of completeness values of the data. It is not always true that the maximum likelihood estimates and the least squares estimates agree from year to year. This is important, as it suggests that there may be valuable information in the least squares estimates of the parameters, particularly if the investigator is interested in modeling the extremes of the distribution.

Acknowledgements

The authors are grateful to Professor Katao

(DPRI, Kyoto University), who made the data available.

Christine Smyth is a recipient of a Japan Society for the Promotion of Science Post Doctoral Research Fellowship.

References

- Aki, K. (1965): Maximum Likelihood Estimate of b in the Formula log N = a-bM and its Confidence Limits, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 43, pp. 237-239.
- Guo, Z. and Ogata, Y. (1997): Statistical relations between the parameters of aftershocks in time, space and magnitude, Journal of Geophysical Research, Vol. 102, pp. 2857-2873.
- Hogg, R. V., McKean J. W. and Craig, A. T. (2005): Introduction to Mathematical Statistics, Upper Saddle River, Pearson Prentice Hall.
- Pinheiro, J. C. and Bates, D. M. (2004): Mixed-effects models in S and S-PLUS, Statistics and Computing, New York, Springer Science.
- Schorlemmer, D., Neri, G., Wiemer, S. and Mostaccio, A. (2003): Stability and significance tests for b-value anomalies: Example from the Tyrrhenian Sea, Geophysical Research Letters, Vol. 30, No. 16, pp. 1835.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S. and Wyss, M. (2004): Earthquake statistics at Parkfield: 1. Stationarity of b values, Journal of Geophysical Research Vol. 109, pp. B12307.
- Wiemer, S. and Wyss M. (2000): Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 90, No. 4, pp. 859-869.
- Wiemer, S. and Wyss M. (2002): Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes, Advances in Geophysics, Vol. 45, pp. 259-301.

兵庫県南部地震の前にGutenberg-Richter の地震の頻度分布の変異

Christine SMYTH • Jim MORI

要 旨

兵庫県南部地震の前、丹波地方に焦点を合わせ地震活動の変異を調査した。最尤推定と最小2乗を使用し, Gutenberg-Richterの地震の頻度分布のパラメーターを推定した。分散分析と共分散分析を適用し、これらのパラメーターは毎年変わるという有意な結果が出た。

キーワード:兵庫県南部地震,頻度分布,統計

北陸観測所30年間の地震観測(2) - b値の時間変化 --

竹内文朗・澁谷拓郎・松村一男*・岡本拓夫**

* 防災研究所定年 **福井工業高等専門学校

要旨

北陸地域での微小地震について,前報に続き,今回は b値を調べた。この地域は1976 年より大学の観測が開始され,1997年10月からはこれをも含めて気象庁一元化の地震デー タの取りまとめが始められた。我々は,この33年間で得られた8万個余りの地震の震源再 決定を行った。さらに範囲と精度を絞って5万余個につき6域を選び,1年刻みで3年間の地 震からb値を求めた。結果は,33余年にわたり b値が下がる傾向にある地域が存在する事 がわかった。

キーワード: 北陸観測所, b値, 震源決定, 積算個数, 時間変化

1. はじめに

我々は以前より,北陸地方の微小地震の特徴をと らえる事を大きな目的としている。今回は,33年に 及ぶ防災研究所北陸観測所を中心とした範囲のb値 を求めてみた。

北陸観測所は1970年に北陸微小地震観測所として 開設された。この地域では、福井地震(1948)など 大きい地震が起こっていた事もあり, 地震, 地殻変 動の状態を知る事が一つの大きな目的であったと思 われる。その後、1976年よりテレメータ方式が開始 され、観測所(福井県鯖江市内)に於いて7観測点 のデータが得られるようになった。それ以後数年お きに地震活動報告がある。(渡辺ら, 1978;竹内・ 平野, 1979; 竹内, 1983; 竹内・平野, 1985)。こう して、1990年代に、各観測点データがデジタル化さ れ、並行して1997年10月から気象庁一元化が開始さ れた。現在では、もともとの北陸観測所7観測点の 内,美浜観測点(福井県)は近傍の気象庁観測点と 重複するため廃止し観測点数は6点となったものの, 気象庁一元化等により,使用できる観測点数は飛躍 的に増えてきている。



Fig. 1 Map of the 3-d microearthquake observations from January 1976 to March 2009. Here the earthquakes are selected by Mag>=1.3, however, only the earthquakes 1.5<=Mag<=4 are used for b value calibration.

2. データと解析法

2.1 データについて

読み取り値としては、大学観測点発足以後20年程 は北陸観測所、阿武山観測所の観測所などでの読み 取り値に気象庁の若干点の読み取り値を, それ以後 は気象庁一元化の読み取り値を採用した。震源決定 に用いた点数は時代と共に増加した。これらは北緯 34.9°~37.1°, 東経135.4°~137.1°内の点で, 初期は高々20点程度が、気象庁一元化以後は最高82 点に増加した。33年で得られた8万個以上の地震の読 み取り値はJHD (Joint Hypocenter Determination) 法 (Kisslinger et al, 1994)で再震源決定した。次にb値等 計算のため、北緯35.0°~36.5°、東経135.5°~ 137.0°,0km≤depth≤30km,の地震に限り,x(東西), y(南北)の誤差1km以内,深さ方向誤差2kmに絞った。 ただしM≥4.1はx, yは2km, 深さは2.5kmまでの誤 差を許した。この結果、今回用いる地震数は50,586 個になった。実質上,b値を計算する時は,1.5≦M ≤4.0 として, Mと地震数の log がほぼ直線に乗る 範囲に限った。なお、ここでは計算上使用した地震 の範囲は前報(竹内ら, 2007)より狭くなっている。

以上の方法で得られた震源分布を Fig.1 に示す。 同図では、M>=1.3 とし、深さは40kmまでを示した。 30-40kmの深さの地震は計算には用いないが、フィリ ピン海プレートの沈み込みに関係し、興味深く示し た。参考までに、これらの地震の震源決定精度は悪 い。観測点の選択を考慮すべきである。

プロットした地震をM<1.3としたのは、それ以下は 数が多すぎて描きにくい事と、実際上 M≥1.5 のみ を計算に使用するため、問題が無いからである。

2.2 解析手順

b値の求め方は多々あるが,我々は時間的に十分な 変化が得られ,しかも場所的にもこの地域内を大き く分けて,b値の変化の概要を見る程度にする事を目 的とした。これは最近のやや活発化する地震との関 連を見る事と,今後のb値の時間的変化と比較させる に役立つであろう。このため,おおむね松村ら(1996) の手法を利用した。その手順を示す。

- (1) 発生地震数の多い地域を選ぶ。
- (2) 選ばれた地域を主に、おおよそのb値測定範囲を 選択する。
- (3) 各々の範囲内での地震を,時間-マグニチュー ド図で確認する。
- (4) 必要なら地震数を時間的総数で確認する。
- (5) 最終的に地域によるb値の時間変化図を作成し, 特徴を見る。以上の手順に従うことにする。

2.3 解析



Fig. 2 Caliculation for select high correlation regions. Details are shown in the text.

(1)の発生地震数の多い地域は次の様にして選んだ。Fig.1 に選んだ1.5°×1.5°の全域を、0.05°×0.05°の長方形メッシュに区切る。これを縦横6個ずつとった0.3°×0.3度の領域を考える。これに対し、東に0.05°ずらした同じ0.3°×0.3度の大きさの領域を第2の領域を考える。この2つの領域の各1年間の地震総数を33年間にわたって示し双方の相関係数が0.9を超えた時、元の0.3°×0.3°内の36個全域にポイント1点を与える。以上の作業を縦、横全ての0.05°おきに行い、総和を記憶する。



Fig. 3 Showing high correlation regions. Blue corresponds high, and yellow low. The maximum value is 100, while here, the maximum is around 60.

Fig. 3 はこうして得た総和で,黄色は低く,水色 は高い事を表す。図では最高の所が60点程度である。 仮に全点成立すると東西,南北各(6-1)×2=10点で, 計10×10=100点になる。なお,ここで計算する1年 ごとの地震数は,3年間の合計を使用した。

(2) Fig. 3 と,実際の地震分布,断層の位置などを眺めて、6つの領域を選定した。この領域をFig. 4 に示す。即ち、(1)Fukui、(2)Nanjo、(3)Nobi、(4)Yoro、(5)Kohoku、(6)Kosei であり(7)Total を加えた。
(1)Fukui は福井地震断層等を含み、(2)Nanjo、(3)Nobi は濃尾地震の北端と中央、(4)Yoro は養老断層を含む。(5)Kohoku は三方断層を含み、(6)Kosei は花折断層等を含む。ただし、(6)Kosei は地震数が非常に多いながら、計算上の西方、南方のデータが不足するため、参考程度にする。

このように、大まかながら計算上得た範囲は、これまで地震発生が多く、時々はM4, M5クラスの地震が発生する地域として注意していた域と一致した。



Fig. 4 Selecting 6 regions where we calcurate b-value(brown). Small brack circles are earthquakes.

(3) 次に確認のため,(2) で選ばれた6範囲とその Total 域につき,地震発生時とそのマグニチュードの 図を掲げる(Fig. 5)。1997年10月より気象庁一元化に より観測点数が増加したため,一般に地震個数が増 えている。(3)Nobi は特にその傾向が見える。しかし, それにも関らずおおよそM~2の地震はむしろ減って いるようである。(2)Nanjo は,M=1程度の地震数は 増え,2前後は減っているが,4程度はここ数年多い。 (4)Yoro,(5)Kohoku も大体観測網の充実で観測した 地震数は増えながらも,そのM2 程度は少なくなって いる。なお,(5)Kohoku,(6)Kosei は1995年 01月に 隙間が見えるが,兵庫県南部地震直後から 3 ヶ月程



Fig. 5 Time-Magnitude figures. After 1997, even small earthquakes are observed, however, karge earthquakes seems to be few.



Fig. 6 Cumulative number of Magnitude which occurred in the Nanjo region. M>=4.0 shows 6 in these 5 years.

ヶ月ほど結束があったためである。

(4) (2)Nanjo は, 1997年頃から発生地震のマグニ チュードが1前後まで下がり、一方でM4程度が急に 増えている。これを確認するため地震数の時間的積 算図を示す (Fig. 6)。図は上から順にM≥0, M≥1, M≥2, M≥3, M≥4である。従ってM≥0はほとんど 全ての地震の合計である。これで見ると、M≥0はほ ぼ一定増加であるが、ここ数年は増加気味である。 しかしM≧1はほぼ一定増加である。従って、むしろ 最近の観測点増加が反映されているのであろう。と ころがM≥2では明らかに1998年頃より増加率が下 がり、現在に続いている。M≥3は更に遡り1990年頃 から増加が少なくなっている。ただし1997年頃から 増加率が上がり,現在もその傾向が続いている。 M≥4は80年代に3個発生し、それ以後15年間皆無で ある。2005年からは5年程の間に6個起こっている。 2009年2月にはM=5.1がこの範囲内で発生した。マグ ニチュード5以上の地震は北陸域(1), (2), (3), (4)で は極めてめずらしい。



Fig. 7 Cumulative frequency distributions of magnitudes to show the case of Nanjo region. Each one is caliculated for 3 years data. b-value shows high in the beginning, and it comes to low before 1995, and then it again seems to be low these 10 years.



Fig. 8 b-values for every 3 years. (2)Nanjyo, (5)Kohoku and (6)Kosei shows decreasing in a long period.

これまで,b値を見る地域の分け方を説明し,それ が実際上この域の特徴を表す事が示された。そこで, 次に(5)の「地域によるb値の時間変化」を見る。一 例として(2)Nanjoを示す(Fig.7)。1年ごとの移動で, 3年間の地震数を用いている。図ではM=1~6を示し ているが,実際に使用したのはM=1.5~4.0である。 1.5以上であればほとんど限なくとれていてb値を示 す線がほぼ直線である。また,ここでは最尤法(宇津, 1965)を用いたためM=4以上はほとんど影響をおよぼ さない。M1.5~4.0は,最尤法の計算結果を直線で示 した。これによるとb値は1976年から1990年頃まで 1.16から0.7位まで単純減少的である。1990年頃から 1995年ころまでは再び増加し,それ以後はおおよそ 単純減少を続けて現在は0.6を下回るほどまで下が っている。

以上のような場所によるb値の時間変化を見るため, Fig.8を示す。上から順に6域とそのTotalで、横軸は1年ごとに3年間を表す。

これを順に見る。

(1)Fukui は平均1.0 程度あるが最近は大きく上下 している。1980年代にb値が大きくなっているが、 1995年前後はむしろb≒1.0で安定している。2000年 前後に大きく上下する。2000年6月に石川県西方沖で M6.2 が発生した。本域とは100kmほど離れているが、 関係するかもしれない。また、Fig.6 でも見たが、 久々に(1)Fukui の範囲内で2002年にM4クラスが起こ った。ちょうどb値が0.6程度に下がった時である。

(2)Nanjo は上記のようにこの十年は異常なばかり b値が下がっている。全体としては33年前の測定開始 から,全体的にはb値が下がっている。1.1程度から 下がり現在は0.6以下である。途中ちょうど兵庫県南 部地震の前数年は,b値が上昇していた。上述の様に 現在はb値が極端に下がり,年に1度程度M4 以上が発 生している。

(3)Nobi は最近b値が上昇気味に見える。しかしこ の地域の地震は気象庁一元化までは、小さい地震が 観測されなかったためか、Fig.6 でも地震観測数が少 なく見える。最近は小さい地震まで得られ観測数の 合計も増え、b値の計算にも影響があると思われる。 それでも最近数年間のb値の下がりは特徴的と考え る。

(4)Yoro はネットに近い意味もあり,地震数も多く,気象庁一元化前後の地震数はそれほど気にならない。

(5)Kohoku は地震数が少なくやや不満足であるが, 時々M3 クラスの地震が起こる。傾向として30年かけ てb値が1.2から0.9に下がっているようである。

(6)Kosei は前述のように計算上不完全ではあるが, 概要は見える。傾向は,やはりb値が1.1程度から0.8 程度に下がって来ている。1980年代後半から1995年 前後にはb値が上がっている。(2)Nanjoの例と似通 っているが,こちらの方が数年早く上昇を開始して いる。

(7)Total は各域の変化をならしているため変化は 見にくいが,全期間を見ると30余年わずかに下がり 気味で,途中90年代に少しb値上昇傾向が見える。

3. まとめ

以上の事をまとめておく。

a. 北陸域33年の微小地震観測は,1976年から行われた。当初,北陸観測所,阿武山観測所のデータに, 気象庁データを合わせて20点余りで行われた。1997 年10月から気象庁一元化が始まり他の機関のデータ も含まれた。

b. 1976年01月~2009年03月につき緯度 34.9°~ 36.6°,経度 135.5°~137.1°の範囲での合計は 6 万余個,解析に用いた35.0°~36.5°,135.5°~ 137.0°では50,585個であった。

c. b値の検討の対象範囲を決めた。0.3度×0.3度の 領域とこれから東西に0.05度ずれた領域との1年刻 み33年の地震数が0.9以上の相関係数を得る場合,こ の0.3度×0.3度内の0.05度刻みに各1点を与えた。こ れを東西,南北に計算してその総和から相関が高い 所を判定し,6域とそのトータル域を求めた。

d. 各域の選択が妥当である事は、地震の震央分布 図と時間-発生地震M 図で検討した。

e. 各域に付き、3年ごとのb値を1年おきに計算した。
f. 各域のb値の時間的な変化を示した。全体としてb 値はこの33年間の平均として下がっている。
(2)Nanjo, (5)Kokoku, (6)Kosei は33年間にわたり比較 的その傾向が強い。特に(2)Nanjo は最近のM4多発を 含め注目する。

これらの結果をふまえ、今後は検討域の取り方と、 移動時間幅の取り方を工夫してみたい。

謝 辞

本稿では気象庁一元化の読取りデータと,防災研 究所の観測データを使用下。震源決定にはJHD法を利 用した。関係者各位に深く感謝いたします。

参考文献

竹内文朗・平野憲雄(1979) : 北陸地方南部の地殻構 造について,京都大学防災研究所年報,第22号B-1, pp. 1-10.

竹内文朗(1983)北陸地方の微小地震活動の特徴に

ついて(その2):京都大学防災研究所年報,第 26号B-1, pp.145-151.

- 竹内文朗・平野憲(1985):北陸微小地震観測所の震 源マップの概要について,京都大学防災研究所年 報,第28号B-1,pp.157-170.
- 竹内文朗・大谷文夫・森井 亙・尾上謙介・細 善信・ 和田安男・園田保美(2006) :北陸観測所トンネル の伸縮計設置,京都大学防災研究所年報,第49号B, pp.239-243.

竹内文朗・澁谷拓郎・平野憲雄・和田博夫・ 渡辺邦彦・松村一男・西上欽也・大谷文夫・ 岡本拓夫(2007):北陸観測所30年間の地震活動, 京都大学防災研究所年報,第50号B,pp.289-295.

- 宇津徳治(1965): 地震の規模別度数の統計式 log n
 =a-bM の係数 bを求める一方法,北海道大学物理
 学研究報告, 13, pp. 99-103.
- 渡辺邦彦・平野憲雄・岸本兆方(1978) : 北陸地方の サイスミシティ, 地震Ⅱ, 第31巻 第1号, pp. 35-47.
- Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart-Phillips, D. and Kradolfer, U. (1994): Initial reference models in local earthquake tomography, J. Geophys. Res., Vol.99, pp.19635 – 19646.

Microearthquake Observation for 30 Years by the Hokuriku Observatory (2) -- Time Variation of b-value --

Fumiaki TAKEUCHI, Takuo SHIBUTANI, Kazuo MATSUMURA* and Takuo OKAMOTO**

* Retired

** Fukui National College of Technology

Synopsis

We carriculated the b-value for the microearthquakes in Hokuriku region. The observation is started from 1976 by the Kyoto Univ. and is continued to the JMA(Japan Meteorological Agency) Ichigenka from Oct. 1997. For more than 80.000 data for these years, we determined the hypocenters again from the read data. About 50,000 earthquakes were highly determined and set 6 regions from them. The b-value was calculated for each year by the 3-year-average. The result shows that the b-values in 3 regions shows almost downward tendency.

Keywords: Hokuriku observatory, b-value, hypocenter determination, total number, time dependence

鯖江市付近に認められる低地震活動域周辺で発生する地震の特徴

岡本拓夫*·平野憲雄·竹内文朗·西上欽也·和田博夫

* 福井工業高等専門学校

要 旨

福井県及び周辺は,濃尾地震(1981, M8.0)や福井地震(1948, M7.1)に代表される内 陸型地震の発生が認められる地域で、現在でも余震活動や断層に沿う線状の地震活動が存 在する。その中で地震の発生が少ない地域も存在する。帯状に地震の発生が認められる中 にある低活動域(以下空白域という)として,特に鯖江市付近を中心とする地域が顕著で ある。この周辺では地殻内の地震発生の下限が最も浅くなり,また,空白域の東西で主圧 力軸の向きが変化していることが分かったので,詳しく報告する。

キーワード:地震活動,空白域,活断層,主圧力軸

1. はじめに

福井県及びその周辺における地震活動の特徴は, 根尾谷断層系や福井地震断層のように大地震の発生 を伴った活断層に沿う地震活動である。この活動は 一連の様に認められるが、鯖江市東部付近で東西の 走向を持つリニアメント (殿上山断層: でんじょう さんだんそう) で遮られていることが指摘されてい る(岡本他, 2008b)。また,殿上山断層付近で地震 活動が最も浅くなることも報告されている(岡本他, 2008b)。京都大学防災研究所地震予知研究センター 北陸観測所(以下北陸観測所)は,1976年より付近 の地震活動の詳細な把握を行っており、それらを均 質なデータとしてファイル化している。福井県及び その周辺おいては、地震活動帯の中に低活動領域 (以下空白域)がいくつか認められ、特に鯖江市周 辺が顕著である(北陸観測所私信)。鯖江市付近に 認められる空白域の中心には、鯖江断層のリニアメ ントが認められ、近年のトレンチ調査では活断層で あると確認されている(岡本他, 2007, 山本他, 2008)。鯖江市周辺は、福井県嶺北地方の中心部に 位置し、また交通網も集中していることにより直下 型地震が発生した場合に大変な被害が予測されると ともに、交通網や導水等ライフラインにかかわる被 害も甚大になる。すなわち、福井県の災害復帰まで が、その迅速性に問題をきたすことになる。鯖江市 付近に認められる空白域の物理的性質を明らかにす ることは、福井県にとって緊急性の高い課題である と認識される。本研究では、空白域の状態を報告す るとともに、発現の物理を推定する。また、強震動 予測の必要性を示す。

2. データ

北陸観測所には1976年よりの震源情報がファイル 化されており、システムの変更や人員の配置の関係 より検知能力に変遷があるものの(例えば竹内他, 2007)利用できる状態にある。今回使用したデータ は上宝観測所,阿武山観測所,北陸観測所のデータ を利用して作られた震源ファイルである。ファイル は1976年より2008年の再検測された震源情報である。 各震源図においては、表示エリアにおいて同じ検知 能力であると思われるマグニチュードの下限と期間 について示している。

解析方法であるが、震源決定はシステムの変更に 伴って異なっている。そのため期間を分けて示す場 合が多い。観測所の初期のころのデータは、竹内・ 平野(1985)で詳しく述べられている。本稿の最近 の地震活動は、Win-systemにより再決定され震源 を用いて示してある。また、特定地震群の震源を再 決定するのには、MJHD(Hurukawa and Imoto, 1992) を用いた。発震機構は前田の方法を利用して、下半 球等積投影で示した。

震源のプロットには、HyperDPRI を用いて示した。



Fig. 1 Recent seismicity in Reihoku region. From '01 Jan. to '06 Dec.. M is greater than 1.0. H is less than 30km.



Fig. 2 Distribution of hypocentral depth in and around the Fukui Prefecture after Hirano (1998).

マグニチュードの下限,震源の下限,期間は各震源 図に示されている。



Fig. 3 Seismicity gap recognizes in and around the Sabae City. From '76 to '08. M is greater than 2.0.

3. 地震活動帯の中の空白域

福井県及び周辺では活断に沿う地震活動が顕著で あるが、地震活動を伴う活断層と伴わない活断層の トレースが存在する。Fig.1に最近の嶺北地方の地震 活動を示す。期間は2001年の1月から2007年の12月ま でである。マグニチュードの下限は1,深さの下下限 は30kmである。岡本他(2008a)でもふれているが、活 断層のトレースに沿ってではなく、地震群の塊とし てトレースからはみ出しながら分布しているように 認識できる。特に奥越付近ではトレースに関係なく, 地震群の塊が群れをなしながら存在している様子が 分かる。その中で全く周辺にも地震の発生がないト レースも存在している。地震群の塊の分布を帯と考 えた場合,その中で全く地震の発生が伴わない顕著 な地域として鯖江市周辺が挙げられる。この低活動 域(空白域)は、北陸観測所が地震の観測を開始し て以来引き続き認められるもので、中心付近に断層 のトレースを伴うことも特徴的である。トレースの 一つ鯖江断層は、岡本他(2007)、山本他(2008)、 鯖江断層を調べる会(2009)で詳しく報告されてお り,次章で紹介する。空白域周辺の特徴として, Hirano (1998) によれば空白域周辺で地殻内地震の 下限が最も浅くなることが指摘されている。岡本他 (2008)は、このことを最近の地震活動の特徴的分 布からも確認している。空白域の東部で最も下限が 浅くなる付近では地表部に東西の活断層のトレース



Fig. 4 Distribution of active fault in Sabae region and migration of earthquake occurred at east side.

が存在し、近年東西を断層面とする地震のマイグレ ーションが発生した。このことについては、他の章 で詳しく述べる。Fig.3に鯖江市付近の空白域付近を 大きく表示した震央図を示す。期間は1976年より 2008年の12月までで、マグニチュードの下限は2で ある。M2以上としたのは、期間を通しての検知能力 がほぼ一定であると認識できるからである。震央の 分布の特徴として、空白域の南縁部において弧状の 活動が認められることである。弧状の配列はエッジ と認識でき、明瞭な境界の態をなしている。空白域 周辺のテクトニクスに関する議論は、他の章で詳し くふれる予定である。

以上空白域についてまとめると,福井県嶺北地方 の中心付近に活断層の存在する低地震活動領域が存 在し,周りの活動と明瞭な境界をなしている。周り の地震活動の下限も浅く,空白域形成の物理を明ら かにすることは,重要な課題であることが認識でき る。

4. 鯖江断層について

鯖江断層は福井県嶺北地方の中心部,鯖江台地の 東縁を形成しているリニアメントである。日本の活 断層(1991)によれば長さ8kmであるが,岡本他 (2007)によればより南北により長い可能性がある。 このリニアメントが活断層であるかどうか,多くの 研究者によって調べられてきた。見野(1986)は,湧 水の分布,地上踏査,放射線探査より活断層の可能 性を指摘した。鯖江断層を調べる会(私信)は,見 野の結果や空白域の存在からトレンチ調査の実施を 計画した。結果,活断層であることを確認した。こ れらの結果は,岡本他(2007)や山本他(2008)で まとめられており,少なくとも500年以前で4500年 前以降に最新活動があったことが分かっている。鯖 江断層は活断層であると考えられ、その活動度や最 新の活動情報の解明が待ち望まれる。すなわち,空 白域との関連やその物理の解明が可能になると考え られる。

5. 周辺の最近の顕著な地震活動

空白域東部で地殻内地震の下限が最も浅くなるこ とは、前章で少しふれた。本章では、その特徴を明 らかにする。最も特徴的であったのは、一昨年度か ら昨年度にかけて殿上山断層付近で認められた地震 活動のマイグレーションである。Fig.4にマイグレー ションの様子を示す。一連の活動の中で最も浅い活 動は2008年8月31日のM3.7で、再決定の結果、本震 及び余震群の深さは5km以浅であった。この地震に先 行して2007年12月21日にM4.5が発生している。本 震・余震の深さは8km以浅である。再決定の結果、推 定断層面の走向は、地表付近に認められる殿上山 (てんじょうさん)断層にほぼ平行していることが 分かる。これらの結果は、福井地震断層に沿う地震 活動と濃尾地震断層に沿う地震活動が殿上山断層に 代表される東西のリニアメントで遮られていること



Fig. 5 Distribution of main shock and after shock, M5.1 Feb. 18, 2009 with fault plane solution.

を意味している。岡本他(2008b)によって指摘され ている様に,濃尾地震(M8.0,1891)や福井地震 (M7.1,1948)の断層面破壊の伸長を遮るバリアー になった可能性が考えられる。この地震の発生後, 東西に拡がるようにM3クラスが発生した。メカニズ ムや余震の拡がりより推定断層面は東西に近く,殿 上山断層のリニアメントが福井地震断層より濃尾断 層系に至る地震活動を遮っている可能性を裏付けて いる。

2009年2月18日に福井県・岐阜県県境付近でM5.1 の地震が発生した。付近でM5クラスの発生は珍しく, M5.1の特徴を明らかにする必要がある。付近の地形 的特徴は、分水嶺に近く比較的急峻なところである。 Fig.5に本震・余震群の分布とM3クラス以上のものの 発震機構を示す。余震分布の並びは西南西-東北東方 向を示し、本震の推定断層の一つと一致している。 M3クラスの余震の発震機構を時間順に見ていくと、 徐々に断層面解のdipが変化しながら最大余震の発 生を迎えていることが分かる。変化としては断層の 面のdipが小さくなり,最大余震は本震と異なる断 層面で発生した可能性がある。地表付近に認められ るリニアメントと, 推定され断層面の走向で一致す るものはない。本震の発生は最下限からで、特徴的 なパターンを示していると考えられる。鯖江付近の 空白域からはやや距離が離れているものの、テクト ニクスを考えると重要な地震であると思われる。

6. 空白域の回りの地震のメカニズム

本章では鯖江市付近の空白域近傍で発生する地震 の発震機構を求めることで、空白域周辺のテクトニ クスについて言及する。前章でもふれたが、空白域 周辺では幾つかの地震活動群が近年発生した。地震 群を代表する地震について発震機構を求め、

示して きている(岡本他, 2008a)。本章ではそれらの幾つ かを空白域をクローズアップさせた図に併記し、そ の特徴を明らかにする。Fig.6に結果を示す。福井地 震断層より濃尾断層系に至る地震活動や遮る殿上山 断層に沿う活動の発進機構についてそのp軸が東西 からやや北西方向にふっているのに対して、空白域 の西側(北西や南東側)の地震のp軸はほぼ東西であ る。地震発生状況で西側の地震のサンプリングが一 様ではないので、断定はできないがその傾向は強い と考えられる。東西方向が広域な主圧力軸であるの で、やや北にふるグループが空白域によると断定は できないが、影響を受けている可能性を示している のかもしれない。2009年2月18日のM5.1のp軸もやや 北にふるグループである。

7. おわりに

鯖江断層を中心として鯖江市付近に半径10km程度 の明瞭な地震活動の空白域が認められる。この空白 域の境界では、弧状に並ぶ地震分布も認められる。 鯖江断層は活断層で、過去に活動した形跡を有する。 空白域の周辺では、地殻内地震の発生の下限が最も 浅くなり、その東西で主圧力軸の方向が変化してい



Fig. 6 Fault plane solutions of earthquakes occurred around the seisimicity gap

ることが分かった。これらの結果より,空白域の物 理的性質を調べることがますます重要で,緊急性の 高いテーマであることが強く認識できた。

謝 辞

本研究を進めるにあたり終始コメントを下さった 京都大学防災研究所川崎一郎教授,解析方法でお世 話になった防災科学技術研究所井元政二郎博士,建 築研究所国際地震工学センター長古川信雄博士,関 東学院大学前田直樹教授,京都大学防災研究所片尾 浩准教授,多面にわたり協力して下さった福井高専 地球物理学研究会の諸氏に記して感謝致します。

参考文献

- 岡本拓夫・橋本たづの・山本博文・小嶋啓介・井上 哲夫(2007):鯖江断層トレンチ調査-経緯-,福 井工業高等専門学校研究紀要,第41号,pp.105-112. 岡本拓夫・平野憲雄・和田博夫・西上欽也・竹内文 朗・伊藤潔(2008a):福井県及び周辺の地震活動 とテクトニクス,京都大学防災研究所年報,第51号 B,pp.235-239.
- 岡本拓夫・平野憲雄・和田博夫・竹内分朗・西上欽 也(2008b):2007年12月21日に鯖江市東部付近で 発生したM4.5について,月刊地球,Vol.30, No.9

pp.431-438.

活断層研究会(1991):新編「日本の活断層」,東 京大学出版会.

鯖江断層を調べる会(2009):私信.

- 見野和夫(1986):北陸地域南部の活断層(2),地 震,第2,39,pp.567-577.
- 竹内文朗・平野憲雄(1985):北陸微小地震観測所 の震源マップの概要について,京都大学防災研究所 年報,第28号B-2, pp. 157-170.
- 竹内文朗・渋谷拓郎・平野憲雄・和田博夫・渡辺邦 彦・松村一男・西上欽也・大谷文夫・岡本拓夫 (2007):北陸観測所30年間の地震観測,京都大学 防災研究所年報,第50号B,pp.289-295.
- 山本博文・岡本拓夫・小嶋啓介・木下克美・江戸信 吾(1990):鯖江断層の地形的特徴とトレンチ調査, 月刊地球, Vol..30, No.10, pp.489-496.
- Hirano T. (1998): Upgrading the Seismic Observation and Analysis System for Advanced Application of the Database, Dr. Thesis, Kyoto-U.
- Hurukawa N. and Imoto (1992): Subducting oceanic crusts of the Philippine Sea and Pacific plates and weak-zone-nomal compression in the Kanto district, Japan, Geophys. J. Int., 109, pp.639-652.

Properties of Earthquakes Occurred around the Seismicity Gap in Sabae City

Takuo OKAMOTO*, Norio HIRANO, Fumiaki TAKEUCHI, Kin'ya NISHIGAMI and Hiroo WADA

* Fukui National College of Technology

Synopsis

Hokuriku Observatory, D. P. R. I., Kyoto University has been studying the seismicity in and around the Fukui Prefecture since 1976. One of the most distinct characters of seismicity is the clear seismic gap in Sabae City. The Sabae fault (an active fault) is in the center part of this seismic gap. Directions of P-axis for the earthquakes occurred around the seismic gap differ east side to west side. To study the physics of seismic gap acquires greater importance for disaster prevention in Fukui Prefecture.

Keywords: seismicity, seismic gap, active fault, P-axis

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

藤野宏興・片尾 浩

要 旨

琵琶湖西岸断層帯および花折断層帯を含む地域において,京大防災研地震予知研究セ ンターの微小地震観測システムSATARNに収録されている1999年から2005年までの7年間 の微小地震815個について,メカニズム解を新たに求めた。過去の研究と同様,この地 域での東西圧縮メカニズム解の卓越を確認した。横ずれ型と逆断層型のメカニズム解が 混在しているが,逆断層型の方が卓越していることも分かった。しかし,その比率には 地域差があり,領域全体が一様な応力場ではなく複雑に空間変化していることが分かっ た。近年この地域では地震活動の静穏化が報告されているが,メカニズム解の顕著な時 間変化はなかった。

さらに、領域を10km四方の小領域に分割して応力テンソルインバージョンを行い、高 い分解能で空間変化を調べた。その結果、近畿三角帯内部の逆断層型とその外側の横ず れ型の応力場の境界線は、花折断層帯の西側約10kmにあることが分かった。

キーワード: 琵琶湖西岸断層, 花折断層, 発震機構, 応力場, 微小地震

1. はじめに

地下の応力状態は,地震活動の解析や将来の発生 予測等の研究に最も必要とされる情報であるといえ る。しかし現在,地震発生深度における応力を直接 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して重要である。

日本最大の面積をもつ琵琶湖の東側は堆積平野が 広がっており、湖の西側には比叡山、比良山地とい った急峻な山脈が形成されている。琵琶湖西岸地域 には琵琶湖西岸断層帯、およびその西方に平行する 花折断層帯という2つの大きな活断層帯がある。地震 調査研究推進本部・地震調査委員会(2001)の活断 層長期評価によると、琵琶湖西岸断層帯は走向が北 北東-南南西の西側隆起・西側傾斜の逆断層で、比良 断層、堅田断層など7つのセグメントからなり、長 さ約60kmの断層帯をなしている。花折断層帯は、北 部、中部、南部3つのセグメントからなる全長約 60kmの断層帯で、北部、中部は、走向がほぼ南北の 右横ずれ断層、南部は走向がほぼ南北の東側傾斜・ 東側隆起の逆断層である。この2つの断層帯の地表 トレースは、10km以下の間隔で平行しており、最も 近い所では約2kmの間隔しかない(Fig.1)。

琵琶湖西岸地域は, 敦賀湾, 淡路島, 伊勢湾を頂 点とする『近畿三角帯』(藤田, 1968)の北西側の一 辺を形成する位置にある。近畿三角帯内部では南北 走向の逆断層が卓越しているのに対し, その外側で は北東-南西または方区政-南東走向の横ずれ断層が 多く分布している。また, 定常的な微小地震活動は, 近畿三角帯の内部ではその外側に比べ低い傾向があ る。また琵琶湖西岸地域は, 近年GPS観測網等によ り注目されている『新潟神戸歪み集中帯』(Sagiya et al., 2000)の一部をなす場所でもあり, 近畿地方や 日本列島規模のテクトニクスを考える上で重要な地 域である。

地震調査研究推進本部・地震調査委員会の長期評価(地震調査研究推進本部・地震調査委員会,2003b) によると,琵琶湖西岸断層帯の平均活動間隔は約 1900~4500年,最新の活動は2400~2800年前とされ ており,大地震の発生が切迫している時期に入って いると考えられている。今後30年の大規模地震発生 確率は最大9%と見積もられており,内陸地震として



Fig. 1 The hypocenter distribution around the Biwako-Seigan area. The green rectangle shows the study area. The red and blue thick lines in the map are surface traces of the Biwako-Seigan fault system and the Hanaori fault system, respectively.

は日本で最も発生確率の高いものの一つとされてい る。一方,花折断層帯の平均活動間隔は約4200~6500 年とされ,最新活動は1662年(寛文2年)の大地震 の際に花折断層帯北部とその北の三方断層帯が同時 に活動したものと考えられている。(地震調査研究 推進本部・地震調査委員会,2003a)

Fig.1に1999年1月から2005年12月までの近畿地方 北部の地震活動を示す。気象庁一元化震源カタログ のマグニチュード(M)0.0以上の20820個の地震をプ ロットした震央分布である。近畿地方北部の琵琶湖 西岸地域およびその西方の丹波山地では、微小地震 が定常的に発生している。一方,琵琶湖東部や湖東 平野ではほとんど地震が発生していない。琵琶湖西 岸地域には多くの微小地震が分布しているが,琵琶 湖西岸断層帯,花折断層帯に沿った連続性は必ずし もよくなく、断層沿いに多数のクラスターが散在し ているように見える。Fig.1 (下図)は、断層系の 地表トレースをほぼ垂直に切った震源分布の東西断 面である。大地震発生直後の余震活動のように微小 地震が面状に分布して断層面の形状を表わしている ようには見えない。さらに琵琶湖西岸断層帯より東 側の琵琶湖の直下10~20kmの深さにも震源が広く分 布している。これらと西岸地域の断層との関係もわ かっていない。さらに東方の湖東平野部では微小地 震はほとんど起きていない。いずれにしても、この 地域の2つの主要断層帯の断層面が、地下でどのよう な形状をしているのかの直接的な証拠は震源分布か らは得られていない。

この地域の微小地震活動は定常的ではあるが, 2003年初頭から静穏化していることが報告されてい る(片尾,2005)。また,1995年兵庫県南部地震の 直前にも,琵琶湖西岸地域を含む近畿地方北部一帯 で,微小地震活動が静穏化していたことが報告され ている(片尾,2002)。

琵琶湖西岸断層帯の南部,堅田断層付近の地下構 造は、大都市大震災軽減化特別プロジェクトにより、 反射法人工地震探査を用いて詳細に調べられ、西下 がりの低角度の断層の存在が示唆された(佐藤ほか, 2006)。その断層面を西方に延長すると、地震発生 層より浅い地下数kmで花折断層帯(垂直と仮定)と 交差することになり、2つの活断層帯における地震 の発生を説明することが難しくなる。琵琶湖西岸, 花折の両断層が、地下でどのような位置関係にある のかはよく分かっていない。また、1976年から2004 年までの約28年間の定常観測データを基にJHD法を 用いて震源再決定が行われ、琵琶湖西岸断層帯の周 辺でb値の空間的不均質もあることもわかった(渋谷 ほか、2004)。b値の不均質は、間接的に応力の不均 質を反映していると考えられている。しかしながら, 応力を直接調べる手段である微小地震のメカニズム 解については、この地域では定常観測でルーチン的 に調べられてはいない。琵琶湖西岸地域で行われた 過去のメカニズム解に関する研究には, Iio(1996), 小笠原(2006), 小笠原ほか(2006), 片尾・飯尾(2004) などがある。しかし、これらを合わせても、1980年 から1998年までの期間で331個のメカニズム解が求 められているに過ぎず、またそれらはこの期間につ いて時間的,空間的に網羅的に調べたものではない。

そこで本研究では, 琵琶湖西岸地域について新た に多数のメカニズム解を決定し, 同地域の応力場に ついて詳しく解析した。

```
2. データ
```

本研究では, Fig.1に緑色の枠で示す琵琶湖西岸地 域の東西40km南北70kmの矩形領域を解析領域とし た。この領域内において,1999年から2005年までの 7年間に発生した815個の微小地震のP波初動を読み 取り,メカニズム解を新たに決定した。また応力テ ンソルインバージョン法により時間的および空間的 応力変化を調べた。

本研究で用いる1999年から2005年までの7年間の 地震波形データは、京都大学防災研究所地震予知セ ンターの微小地震観測システム: SATARN(大見ほ か、1999)により収録された。SATARNは京大およ び隣接する他の大学や気象庁など、他機関の観測網 ともリアルタイムでデータ交換を行い、処理を行っ ている。地震予知センターでは、これらのデータを 用いて自動震源決定、波形データベース構築、微小 地震の解析等を行っている。SATARNに収録されて いる地震波形データについて、地震波形検測プログ ラムWIN(ト部・東田、1992)を用いてP波の初動の 極性の読み取りを行い、あわせて震源再決定も行っ た。 1999年から2002年の期間はM2.0以上の地震に





Fig. 2 Station distribution. (Upper) The period during 1999 - 2002. (Lower) During 2003 – 2005, Hi-net stations are available.

対して、2002年から2005年の期間はM1.5以上の地震 に対して解析を行った。時期により解析対象の地震 規模に違いがあるのは、2002年6月に大学および気象 庁管轄の観測網に加えて防災科学技術研究所の高感 度地震観測網(Hi-net)のデータが収録されるように なったことにより,メカニズムが決定可能な地震規 模の下限が下がり, メカニズム解の決定精度が向上 したためである。(Fig.2)一般的に、読み取り観測 点数がおよそ20点以上あれば、比較的精度よくメカ ニズム解が求まる。本研究では、観測点密度の変遷 により、1999年から2002年のデータではM2.0以上の 地震で平均読み取り観測点数が20点を超え、2002年 から2005年のデータではM1.5以上の地震で平均読み 取り観測点数が20点を超える。よって、メカニズム 解決定可能な地震を選び出す基準として、1999年か ら2002年のデータではM2.0以上, 2002年から2005年 のデータではM1.5以上を設定した。

3. メカニズム解

3.1 メカニズム解の決定

微小地震のメカニズム解はP波初動の極性を用い て求めるのが一般的である。本研究では前田(1988) およびMaeda (1992) の方法を用いた。実際上のメカ ニズム解決定には、片尾(私信)により開発された プログラムpick2mecを用いて、震源決定結果と初動 の極性の読み取りデータを含むhypomh出力(Hirata and Matsu'ura (1987) による震源決定プログラムの 出力:WINシステムにおける,いわゆるpickファイル) から直接Maeda (1992) の方法でメカニズム解を計算 した。P波初動の極性は、験測プログラムWINで慎重 に手動で読み取った。この際、立ち上がりのはっき りしないものを除くことが以後の解析の質に効いて くるため、曖昧な読み取りを除いた。震源決定およ び波線の射出角の計算に用いる速度構造モデルとし ては、SATARNの阿武山系観測網でルーチン観測に 用いているもの、すなわち地表から深さ0~5.5km、 5.5~18km, 18~30kmの各層におけるP波速度が各々 5.5km/s, 6.0 km/s, 6.7 km/sの1次元成層構造モデルを 用いた。

Maeda (1992)の方法では、必ずしもメカニズム解 が一意に決定できるとは限らない。本研究では、メ カニズムの決定精度について独自に4段階の評価を 定義し、そのうち上位2種の評価カテゴリー、す なわち「1つの解に決まるもの」および「お互いに 類似した少数の解に絞れるもの」、に属する630個の 地震データを選別して解析に使用することにした。

3.2 P軸, T軸の方位, 傾き, 走向, 断層型



Fig. 3 Distribution of P-axis azimuth and fault type. Open circles are strike-slip type, and solid circles are reverse fault type. Short bars attached to circles represent azimuth of P-axes.

本研究解析範囲内の全地震815個のうち、メカニズ ム解決定精度評価の良い630個について、P軸方位

(azimuth) および断層のタイプを震央位置にプロットしたのがFig. 3である。決定した断層のタイプ分類はKatao et al. (1997)に従い, P軸の傾き (plunge) が60°以上のものを正断層型, T軸のplungeが60°以上のものを逆断層型, Null軸のplungeが45°以上のものを横ずれ断層型, それ以外のものを中間型と定義している。Fig. 3では, 逆断層型は震央を黒丸で、横ずれ型は白丸でプロットしている。震央を貫く棒がP軸方位を表している。

P, T軸のazimuth, plunge, 節面の走向(strike)を 各々10°毎のヒストグラムにしたものがFig.4(上) である。azimuthは北から時計回りの角度を表わし, plungeは水平面から下向きの角度を表わしている。 節面のstrikeは,1つのメカニズム解から求まる2つ の節面の走向を重複してカウントしたものである。

Fig.4 (下)は、断層のタイプの分布を見るため に、Frohlich (1992)に従ってP軸、T軸、Null軸のplunge を三角形のプロット図(以下、デルタプロット図と 呼ぶ)に示したものである。各点は、1つの地震メ カニズム解のP、T、Null軸のplungeを基にプロットさ れている。この図は断層のタイプの分布を表してお り、右下の頂点に近いほど「逆断層的」であり、上 の頂点に近いものは「横ずれ断層的」である。図の



Fig. 4 (Upper) Histograms for mechanism solutions around the Biwako-Seigan area. Azimuth of P-axes, azimuth of T-axes, plunge of P-axes, plunge of T-axes and strike of the nodal planes, respectively, from left to right. (Lower) The triangle plot after Frohlich (1992).

中の緑,赤,青,白の領域は各々,Katao et al. (1997) による逆断層,横ずれ断層,正断層,中間型に相当 する。

解析領域全域のP軸はほぼ東西で水平な方向に卓 越しており、T軸は鉛直に近く南北を向くものが多い。 過去の研究でも、琵琶湖西岸地域のP軸方位はほぼ東 西であることが知られていたが、本解析でもP軸方位 がほぼ東西方向に卓越していることが確認された。 節面のstrikeは20~30°(北北東-南南西)の方向が卓 越している。この方向は花折および琵琶湖西岸断層 帯の走向に近いことは興味深い。またデルタプロッ ト図からは、この地域の地震の断層タイプは、逆断 層型が半数以上を占め、横ずれ型は2割に満たない ことがわかる。また、本解析では、正断層型は1個の みであった。残りは中間型の分類に含まれる。

3.3 メカニズムの空間変化

解析領域をFig.5のように小領域に区分けをした。 区分けは基本的に琵琶湖西岸断層帯,花折断層帯の 地表トレースの走向に対して平行および垂直な境界 で5つの地域に区分けした。西から丹波山地(領域 1),花折断層沿いの地域および琵琶湖西岸断層沿 いの地域に分け,さらに琵琶湖西岸断層帯は堅田断 層と比良断層の間で走向が変化するので南北2つに 分け(領域4,5),花折断層帯も中部の花折峠で 南北2つ(領域2,3)に分けた。各小領域で起こっ た地震のメカニズム解のP,T軸のazimuth,plunge, 節面のstrikeの10°毎のヒストグラムおよびデルタ プロット図をFig.5に示す。 どの小領域でもP軸のazimuthはほぼ東西で, plunge はほぼ水平であった。花折断層帯の節面のstrikeのヒ ストグラムを見ると,花折断層の走向に卓越してい るように見える。また,琵琶湖西岸断層南部の節面 のstrikeのヒストグラムでも,堅田断層の走向方向に 卓越しているように見える。

花折断層帯を境にして、東の琵琶湖西岸断層帯と 西の丹波山地を比較した場合、琵琶湖西岸断層帯付 近ではP軸のazimuthのばらつきが大きい。またP軸の plungeに関しては、琵琶湖西岸断層帯はほぼ水平で あるのに対して、丹波山地は水平面から10-20°の角 度にピークがある。T軸のplungeは丹波山地の方でば らつきが大きい。つまり、琵琶湖西岸断層帯沿いのP 軸ベクトル方向はばらついており、T軸ベクトルは一 定方向を向いている。一方、丹波山地のP軸ベクトル は一定方向を向いており、T軸ベクトル方向がばらつ いている。花折断層帯を境に東側と西側とで、微小 地震のメカニズム解に変化があると考えられる。

3.4 メカニズムの時間変化

前述の通り琵琶湖西岸地域では2003年はじめごろ から微小地震活動が静穏化していることが報告され ている(片尾, 2005)。Fig. 6では1999年から2005年 までの期間、1年間毎にメカニズム解のP、T軸の azimuth, plunge, 節面のstrikeのヒストグラムおよび デルタプロット図を示した。各年においてP軸の azimuthの卓越方位はほぼ東西であり、P軸のplunge はほとんどが水平に近く,T軸はほとんどが高角(ほ ぼ鉛直)であるという特徴は共通している。年によ りわずかにP軸、T軸等に特徴ある差異がみられた。 例えば、2000年、2003年のようにT軸のplungeがばら つく年と、他の年のように、そうでない年がある。 長期間みた場合、地震活動に地域的偏りがあるわけ ではないが、1年ごとに分けた場合、活動場所が集中 する場合がある。そのため、その地域の特徴に引き ずられ、差異が現れると考えられる。

2003年初頭を境としての静穏化前後の期間を比較しても、メカニズムに関して有意な顕著な時間変化



Fig. 5 Histograms for mechanism solutions and the triangle plot after Frohlich (1992) about the small regions around the Biwako-Seigan area. Azimuth of P-axes, azimuth of T-axes, plunge of P-axes, plunge of T-axes and strike of the nodal planes and the triangle plot, respectively.



Fig. 6 Histograms for mechanism solutions and the triangle plot after Frohlich (1992) for each years. Azimuth of P-axes, azimuth of T-axes, plunge of P-axes, plunge of T-axes and strike of the nodal planes and the triangle plot, respectively.

は見つからなかった。

3.5 メカニズムの深さ方向の変化

本研究で求まったメカニズム解を震源の深さ0-10km, 10-12.5km, 12.5-15km, 15-18kmの4領域に わけ,メカニズム解の深さ変化をみたのがFig.7であ る。Iio (1996)は丹波山地のメカニズム解は震源が深 くなるほどT軸のplungeの角度が小さくなる,すなわ ち横ずれ型の地震が増加すると報告しているが,本 研究では顕著なT軸のplungeの変化はみられなかっ た。しかしながら,15kmより深い地震のP軸のplunge が,水平より10-20°の角度で最も頻度が高かった。 また,T軸のplungeの角度が,15kmより浅い場所のメ カニズム解に比べて,浅い角度で最も頻度が高い傾 向はあった。しかし,深い地震は数も少なく,解析 領域の東部の琵琶湖直下の特定の場所で起こってい る。花折断層帯では,16kmより深い場所で地震は起 こっていない。すなわち深さによるメカニズム解の



Fig. 7 Histograms for mechanism solutions and the triangle plot after Frohlich (1992) for each depth range. Azimuth of P-axes, azimuth of T-axes, plunge of P-axes, plunge of T-axes and strike of the nodal planes and the triangle plot, respectively.

差異は、場所の違いを反映している可能性がある。

3.6 strike, dip, rakeの相互関係

この地域の微小地震の震源分布からは、花折、琵 琶湖西岸断層帯の断層面と思える面状の分布は確認 できない。花折断層帯(2および3の領域)の節面 のstrikeのように、ある特定の地域で、特定のstrike のヒストグラムが卓越する原因を調べるために strike (走向), dip (傾斜), rake (すべり角) の相 互の関係を解析した。もし、この地域に断層面らし き一定方向に発達した弱面があるとするならば, strikeとdipは特定の値の組み合わせが卓越すること になるが、そのようなデータの集中は見出せなかっ た。一方, rakeとstrikeには依存性があリ, strikeが南 北であればrakeが大きく、逆断層型のメカニズム解 が卓越し、南北から東もしくは西に振れるにつれて、 rakeが小さくなり、横ずれ型のメカニズム解が増え る傾向にある。また,東西のstrikeは少ない。つまり, この地域では東西圧縮の応力場であれば、当然起こ りうるメカニズム解が万遍なく存在していることを 表わしている。ゆえに、東西圧縮(P軸)の応力が、 南北もしくは鉛直方向の応力(N, T軸)より圧倒的 に大きいと考えられる。さらに、メカニズム解から は琵琶湖西岸地域全域で特定の方向にそろった大き な断層面らしきものはないことも表わしている。

4. 応力テンソルインバージョン

個々の地震のメカニズム解のP軸およびT軸は、地

域応力場の主応力軸と一致するとは限らない。琵琶 湖西岸地域における応力場を多数のメカニズム解か ら定量的に推定するため、応力テンソルインバージ ョン法を用いて解析を行った。

本研究ではHoriuchi et al. (1995) により開発され たインバージョン法を用いた。P波の初動の押し引き から直接,その押し引きを最もよく説明する応力パ ラメータをグリッドサーチにより求める方法である。 さらに推定された応力状態を厳密に議論するために, Gephart and Forsyth (1984)の方法により95%信頼区 間を推定した。

4.1 応力場の空間変化について

琵琶湖西岸地域における応力場の空間変化を調べ るため,解析領域を10km四方の小領域に分けて応力 テンソルインバージョンを行った。その小領域を東 り,隣接する領域と重なり合うように連続的に応力 テンソルインバージョンを行っていく方法をとった。 この地域では,地震発生層は約5-15kmの約10km深さ 範囲である。したがって,1個の応力テンソルインバ ージョンは,深さ,東西,南北ともに10kmの立方体 領域を対象としていることになる。小領域内に含ま れる地震数が少ないと有意なインバージョン結果を 得ることができない。予め簡単なシミュレーション を行うことにより,各々の小領域内に20個データが あれば有意なインバージョンの結果が得られること を確認しているが、ここでは各領域内のイベント数 が10個以上ある場合についても参考としてインバー ジョンを行った。10個以下の場合は計算を行ってい ない。結果をFig. 8に示す。図は各々の小領域につい て、上半球ステレオ投影により、赤い点で σ_1 、緑の 点で σ_2 、青い点で σ_3 の方向を示しておりGephart and Forsyth (1984)の方法による95%信頼区間を色の 濃淡で表している。赤い矩形が本研究の解析範囲を 示している。

全般的には最大主応力 σ_1 はほぼ東西方向,中間主 応力 σ_2 はほぼ南北方向,最小主応力 σ_3 はほぼ鉛直 方向であることがわかった。これは琵琶湖西岸断層 が全体として東西圧縮の逆断層型の応力場であるこ とを示しており,メカニズム解の特徴とも一致する。 しかし,小領域ごとの変化を見ていくと,花折断層 から西に行くと徐々に σ_3 が鉛直方向から南北方向 へとばらついていき, σ_2 も同様に南北方向から鉛直 方向にばらついていくことが分かった。

本研究の解析領域の西側に位置する丹波山地では, 小笠原(2006)が1992-1998年の期間の約800個の地 震のメカニズム決定を行っている。小笠原のデータ を本研究のデータに追加して,応力テンソルインバ ージョンの再解析を行った。この地域の応力場に時 間変化がないものと仮定して,Fig.8には本研究のも のに加えて,小笠原(2006)の再解析結果も合わせ て示してある。紫の矩形が小笠原(2006)のデータ



Fig. 8 (Left) Results of the stress tensor inversion for each 10km cubic blocks based on the data set of this study combined with the data by Ogasawara (2006) in the Tamba region. Red, green and blue dots are showing the 95% confidence limit of each σ 1, σ 2 and σ 3 directions, respectively.

(Right) The best solutions of the results of the left panel are shown as mechanism solutions. Green plots represent reverse fault type stress field. Reds represent other type of stress field.

の範囲を示している。丹波山地の解析領域では全体 的に σ_1 がほぼ東西方向であり、 σ_2 がほぼ鉛直方向、 σ 。がほぼ南北方向を向いている。丹波山地は同じ東 西圧縮であるが横ずれ断層の応力場にあると言える。 σ1がほぼ東西方向であることには変化がないが、 花折断層帯から西方の丹波山地にいくと, σ₂がほぼ 南北方向から鉛直方向へ, σ 3 がほぼ鉛直方向から南 北方向へ変化している。花折断層帯付近で東西に応 力場が変化していると考えられる。Fig. 9はFig. 8で示 している各小領域の結果の最適解 (σ_1 , σ_2 , σ_3) のみを、ダブルカップルのメカニズム解として震源 球上の押し引きで示したものである。逆断層型に分 類されるものは緑色で押しの領域を塗り、それ以外 のものを赤色で塗ってある。これによると、花折断 層帯西方約10kmのあたりを境に、東側が逆断層型に 卓越し、西側が横ずれ型にわかれることがはっきり 分かる。

4.2 応力の時間変化について

前述のとおり琵琶湖西岸地域では2003年から微小 地震の静穏化が起こっていることが報告されている (片尾,2005)。本研究の1999年から2005年までの 7年間の解析期間で、各1年間毎の応力テンソルイ ンバージョンを行った。 各年とも σ_1 はほぼ東西, σ_2 はほぼ南北, σ_3 はほぼ鉛直上下方向に決まり, 信頼区間を超えた有意な応力の時間変化は見出せな かった。

5. 考察

5.1 日本列島の広域応力場との関係

地震の発震機構や活断層の研究から推定される日本列島内陸部の広域応力場は,一部の地域を除けば 概ね東西圧縮の場である。東北日本は太平洋プレートが東から沈み込む影響を受け,逆断層型の東西圧 縮場である。一方,西南日本,とくに内帯において は横ずれ型の東西圧縮が卓越している。しかしなが ら,近畿三角帯内部においては逆断層型の活断層が 集中し,地震の発震機構も逆断層を示すものが多い。

従来,応力場の推定は中規模以上の地震のメガニ ズム解やCMT解を用いており,M3.0程度以上の地震 でないと解析できない。それに対し,本研究では, M2.0以下の地震も含めて詳細に解析を行ったので, より高い空間分解能で応力場が推定できた。

本研究における応力場の推定では,解析領域の東 から西に向け逆断層型から横ずれ型へ変化する特徴 が得られた。空間分解能を上げたことにより,花折 断層帯の西方約10kmで逆断層型から横ずれ型に変 化していることが明瞭に捉えられた。応力場の変化 は、花折断層帯より西方に離れ、かつ断層に沿う比 較的狭い地帯で起きているように見える。たしかに、 琵琶湖西岸域は近畿三角帯の北西側の一辺を担って おり、地質や地震活動の対照的な分布に加えて、応 力場の変化があっても不思議ではない場所であるが、 このようなシャープな変化が既知の主要断層や顕著 な地形的特徴が存在しない花折断層西方の丹波山地 内で起きていることは意外な感がある。ただし、花 折断層帯もその深部の形状は詳しく知られていない ため、例えば断層面が深部で西にむけて傾いている とすれば、応力場の変化するラインと地表断層を関 係づけることも可能であろう。いずれにせよ、メカ ニズム・応力ならびに地殻構造解析における今後の データの蓄積と高精度化が望まれる。

5.2 琵琶湖西岸断層と花折断層帯の断層面

琵琶湖西岸断層帯および花折断層帯の断層面に相 当する微小地震の面状の分布は,震源分布からもメ カニズム解の分布からも見つけることはできなかっ た。しかし,将来起こりうる大地震の予測のために も,これらの活断層の断層面を特定することは重要 な課題である。

そこで、2つの断層面に挟まれた領域とその東側で メカニズム解に違いがあるのかを立体的に調べてみ た。琵琶湖西岸断層帯は西下がりの逆断層(地震調 査研究推進本部地震調査委員会、2003b) であるので 西に傾き下がる面を,花折断層帯は右横ずれ断層(地 震調査研究推進本部地震調査委員会,2003a) である ので走向に沿って垂直な面を仮定した。この地域で は地震発生層の下限は深さ約16kmである。そのため, 2つの断層帯が地震発生層内部で交差してしまうこ とを避けるために, 琵琶湖西岸断層の断層面の傾斜 を63.4°に設定した。Fig.9に琵琶湖西岸地域の震源 分布とAA'直線での鉛直断面図を示す。緑色の領域 は花折断層帯と琵琶湖西岸断層帯に挟まれた上盤側 の領域を示す。黄色の領域は琵琶湖西岸断層帯断層 面より東側の下盤側領域を示す。紫色の領域は、花 折断層帯より西方の丹波山地領域を示す。これらの 領域小地震のメカニズム解および応力場を比較した。 メカニズム解,応力場からは琵琶湖西岸断層の上盤 側(緑領域)と下盤側(黄色領域)の間に特徴的な 差異は見出せなかった。また紫の丹波山地の領域で は,応力インバージョン結果のσ3の信頼範囲が南北 に伸びるという他の2つの領域にはない特徴が見ら れる。これは、この領域では σ_{σ} と σ_{σ} が拮抗する中 間的な応力場であることを示していると考えられ, 丹波山地(紫色領域)と花折および琵琶湖西岸断層 周辺(緑および黄色)の領域では、異なる応力場で あることが確認できた。上述は想定される断層モデ



Fig. 9 Results of the stress tensor inversion and the triangle plots of mechanisms for colored crustal blocks. Purple block is the Tamba plateau. Green block is the hanging wall, and yellow block is foot wall for the Biwako-Seigan fault.

ルの一例に過ぎないとはいえ,応力場の空間変化に よって琵琶湖西岸断層の断層面を特定することはで きなかった。それは琵琶湖西岸断層が現在強く固着 しており,断層面を挟んだ両側で応力の不連続が無 いことを示唆しているのかもしれない。

6. まとめ

本研究では, 琵琶湖西岸地域において, 1999年か ら2005年の7年間,約800個の微小地震のメカニズム 解の決定を網羅的に行い,時間的,空間的に詳しく メカニズム解の分布を調べた。さらに,解析領域を 10km四方の小領域に分けて応力テンソルインバー ジョンを行い,連続的かつ高分解能で応力場の空間 変化を推定した。さらに,小笠原(2006)による丹 波山地のデータを加えて応力テンソルインバージョ ンの再解析を行い,琵琶湖西岸地域から丹波山地に かけての応力場の変化について詳細に調べた。主な 結果は以下の通り,

- 琵琶湖西岸地域では東西圧縮の逆断層型のメカ ニズム解が卓越することを確認した。応力インバ ージョンも東西圧縮の逆断層型の応力場が支配的 であることを示す。
- 2. 花折断層帯付近を境に東側と西側とで、微小地 震のメカニズム解に変化があることが分かった。
- 3. 花折断層帯の西側約10kmで, 琵琶湖西岸地域の 逆断層型応力場から丹波山地の横ずれ型応力場へ と明瞭に変化していることが分かった。

 時間および深さによるメカニズム解および応力 場の有意な変化は見出せなかった。

謝 辞

本研究では、SATARNに収録された地震波形デー タを用いています。各大学、気象庁、防災研究所科 学技術研究所ほかデータソースの各観測網に関わる すべての方に感謝します。

参考文献

ト部卓・東田信也(1992): win-微小地震観測網波 形験測支援のためのワークステーション・プログラ ム(強化版), 地震学会講演予稿集, No 1, C22-P18.

- 大見士朗・渡辺邦彦・平野憲雄・中川渥・竹内文朗・ 片尾浩・竹内晴子・浅田照行・小泉誠・伊藤潔・和 田博夫・渋谷拓郎・中尾節郎・松村一男・許斐直・ 近藤和男・渡辺晃(1999):微小地震観測網SATARN システムの現状と概要,京都大学防災研究所年報, 42, B-1, 45-60.
- 小笠原知彦(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,京都大学修士論 文,62p.
- 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.
- 片尾浩・飯尾能久(2004):丹波山地の微小地震の 発震機構,京都大学防災研究所年報47,B,674-678. 片尾浩(2005):丹波山地における最近の微小地震 活動の静穏化,京都大学防災研究所年報48,B,167 -174.
- 佐藤比呂志・平田直・岩崎貴哉・纐纈一起・伊藤潔・ 梅田康弘・伊藤谷生・笠原敬司・加藤直子(2006): 近畿地設構造探査(近江測線),大都市大災害軽減 化特別プロジェクト成果報告書,538-553.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001):「長期的な地震発生確率の評価手法について」,46p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003a):「三 方・花折断層帯の長期評価について」, 36p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003b):「琵 琶湖西岸断層帯の長期評価について」, 21p.
- 澁谷拓郎・竹内文朗・片尾浩(2004):活断層にお ける地震活動特性・発震機構等の不均質性に関する 研究,大都市大災害軽減化特別プロジェクト成果 報告書,538-553.

藤田和夫(1968):六甲変動,その発生前後,第四

紀研究, 7,248-260.

前田直樹(1988):地震群の発震機構の決定法-1987 年5月28日京都大阪府境に発生した地震(M4.9)の 余震についてー,地震, 2, 41, 323-333.

Frohlich, C. (1992): Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanism, Phys. Earth Planet. Interiors, 75, 193-198.

Gephart, W. J. and D. W .Forthys (1984): An Improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando Earthquake Sequence, J. Geophys. Res., 89, No.B11, 9305-9320.

Hirata, N. and M. Matsu'ura (1987):

Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time estimated using nonlinear inversion technique, Phys. Earth Planet. Interiors, 47, 50-61. 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.

Maeda, N. (1992): A method of determining focal mechanisms and quantifying the uncertainty of the determined focal mechanisms for microearthquakes, Bull. Seism. Soc. Am. , 82, 2410-2429.

Sagiya. T., Miyazaki. S. and Tada. T. (2000): Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, Pure Appl. Geophys., 157,2303-2322.

Focal Mechanisms and Regional Stress Field around the Biwako-Seigan Fault System

Hiro'oki FUJINO and Hiroshi KATAO

Synopsis

We determined the focal mechanisms of 815 micro-earthquakes around the Biwako-Seigan fault system using the method of Maeda (1992). The average direction of P axes is around E-W, and a half of earthquakes are reverse fault type. Stress tensor inversion analyses are carried out for a lot of small blocks of 10 km square. It is apparent that a line 10 km west of the Hanaori fault system is the boundary between the regional stress field of reverse fault type around the Biwako-Seigan faults and that of strike slip type around the Tamba plateau.

Keywords: Biwako-Seigan fault, Hanaori fault, focal mechanism, stress field, micro-earthquake

地殻変動連続観測における季節変化

寺石眞弘・大谷文夫・竹内文朗・森井亙・尾上謙介* 細 善信・園田保美・和田安男・中村佳重郎

*京都光華女子大

要 旨

これまで京都大学では、多くの観測坑道で伸縮計・傾斜計などによる地殻変動連続観測 を行ってきた。これらの連続観測は観測坑道を取り巻く環境・立地条件により、経年変化 速度、季節(年周)変化など、観測点毎に非常に多様性に富んでいる。一方近年においては、 センサーやデータ収録の電子化、データ伝送の発達により、歪分解能や時間分解能の高精 度化が進められ、スロースリップの検出、超長周期の表面波や地球自由振動等の地震波形 など、地震学分野への取り組みがなされるようになって来た。このような動きの中、これ までの連続観測記録、観測施設の系統的評価が必要だと考えられる。本稿では防災研究所 地震予知研究センターで展開している各地の地殻変動連続観測点の歪データの季節変化を 同一方法で抽出し、ノイズレベルなどの比較・評価を行った。

キーワード: 地殻変動連続観測, 季節調整プログラム, 季節変化, 経年変化

1. はじめに

地殻変動連続観測における個々の観測坑道は,連 続観測の目的で新たに掘削した坑道や,鉱山の廃 坑・旧防空壕を整備したものなど様々で,観測坑の 被りや地質・地形などの違いにより,観測記録は主 に気温や降雨による短期間の影響のみならず,数ヶ 月にも及ぶ長期間の擾乱を受ける。このため,温度 や降雨の影響は,長期間の連続記録においては季節 変化として記録され,各観測点の環境の違いにより 季節変化はそれぞれ違った様相を示している(寺石 ら,1996)。連続観測の経年変化を検討する上で,季 節変化は大きなノイズであり,季節変化の解析は重 要な課題となっている。

これまで地殻変動連続観測における伸縮記録や傾 斜記録に対し、その長周期成分の解析において、季 節変化は1年周期であるので、365日移動平均を行え ば季節変動はなくなる、ということから移動平均を トレンド(経年変化)とし、またオリジナルデータか らトレンド成分を差し引いた結果を季節変化として 分離してきた。この方法は簡単であるが、解析の目 的である必要なシグナルをもならしてしまい、また 時系列の最初と最後に欠測が生じる。今回は統計的 モデリングの方法,季節調整プログラムを適用し,伸 縮計記録の長周期変動における年周変化パターンを モデル化して季節変化の抽出を試みた。またこの方 法では,坑内温度や気圧記録などの並行観測値を使 わないため,並行観測のない場合に有効で,各観測 記録に対して同じ条件で解析できる。解析の対象と しては,地震予知研究センターが観測を管理してい る稼働中の主な観測点で,近畿地方とその周辺部, および宮崎観測所で管轄している日向灘地殻活動総 合観測線の7点とした。今回解析対照とした観測点 の配置をFig.1に,本文の最後の方になるがTable 1に 観測点情報を示す。



Fig. 1 Location map of observatories.

2. 解析プログラムとデータ

使用した解析プログラムにおける季節調整とは, 経済統計の時系列データから季節要因を取り除き, 分析しやすい形にすることで,解析プログラムは, 時刻nにおける時系列 y_nを

$$y_n = t_n + s_n + p_n + w_n \tag{1}$$

のように, トレンド成分t_n, 季節成分s_n, 定常AR成 分p_n, 観測ノイズw_nの4成分に分解する。但し, 各 成分は,

$$\Delta^{k} t_{n} = v_{n1} \tag{2}$$

ここではトレンドの滑らかさを表示する式 k=2 を 使用,

$$\mathbf{s}_{n} = \mathbf{s}_{n-p} + \mathbf{v}_{n2} \tag{3}$$

pは季節変化周期,

$$p_n = \sum_{i=1}^{m3} a_i p_{n-i} + v_{n3} \tag{4}$$

m3 は自己回帰項数, 誤差項は

 $w_n \sim N(0,\sigma^2), v_{n1} \sim N(0,\tau_1^2), v_{n2} \sim N(0,\sigma_2^2),$ $v_{n3} \sim N(0,\sigma_3^2)$ のようになる。このプログラムを地殻 変動連続観測の伸縮計記録に適応し,オリジナルデ ータ(OR)を季節成分(SE),定常AR(自己回帰)成分, トレンド成分(TR),観測ノイズ(WN)の4つの成分に 分解した。各成分を簡単に説明すると,

- 季節成分(SE):統計モデリング上では、毎年繰り 返して現れる変動パターンの部分であり、毎年同 じパターン。
- ・定常AR成分(AR):自己回帰モデル,循環変動な

どの短期的な変動成分。

- ・トレンド成分(TR):長期的傾向変動
- ・観測ノイズ(WN):上記3つの変動の残差で、不規 則要素で起きる変動。

である。一方,地殻変動で表現する季節変化(or年周 変化)はオリジナルデータからトレンド成分(経年変 化)を差し引いた残差であり,毎年同じパターンとは 限らない(大谷ら,1992;寺石ら,1996)。特に降雨 による擾乱が大きく,また長期に及ぶ場合は,降雨 量や降雨時期の違いにより年毎の変動量や位相が大 きく異なる。

解析は各観測点の約10年間について行うが,使用 するデータはできるだけ周期性を保持するため,基 の1日1点(毎0時)365日(閏年では366日)データから, 8月31日及び閏年の場合2月29日を省いて1年364デー タにそろえ,そこから7日毎のデータを抜き取り1年 52データとした。

3. 解析結果

伸縮記録に対し、季節調整プログラムを適用した 解析結果をFig.2に示す。全観測点のうち、立山、天 ヶ瀬, 宿毛の3観測点の結果で, 観測ノイズを除く主 な分解成分である季節成分(SE), 定常AR成分(AR), トレンド成分(TR),及びオリジナルデータ(OR)につ いて示した。またFig.3に全観測点の季節成分と定常 AR成分が示されている。この2つの図から、季節調 整プログラムで分解された伸縮記録の季節成分(SE) と定常AR成分が、伸縮記録における季節変化に相当 すると想定される。すなわち,分解された季節成分 は全期間(今回の場合10年間)の平均化された年周変 化成分で, さらに各年で年周変化から逸脱した部分 を, 短期的変動成分として自己回帰モデルで抽出さ れるのが、定常AR成分であると考えられる。またト レンド成分(TR)は、連続観測記録の365日移動平均 処理で表現される経年変化に相当すると考えられる。 以降,季節調整プログラムで求まった伸縮記録の季



Fig. 2 An analysis result of the ground-strain by seasonal adjustment model. (SE):seasonal component. (AR):stationary AR component. (TR):trend component. (ORG):original data.

節成分(SE)と定常AR成分(AR)の和を伸縮記録の季 節変化として取り扱い,各観測点の季節変化につい て述べる。また,定常AR成分(AR)を単にAR成分と 表記する。



Fig. 3 Seasonal component(SE) and stationary AR component of ground-strain at each station.

Fig. 2及びFig. 3で明らかなように,各観測点の季節変化はそれぞれ違った様相を示すが,季節成分(SE)とAR成分の特徴や相互関係から,系統的に区分することができる。例えば,Fig.3で分かるように,・AR成分に比べ季節成分(SE)が大きい変化量で現れ

る場合、或いは同程度の場合。

・季節成分(SE)成分の周期曲線の滑らかさの違い。
 後述するが、季節成分(SE)成分とAR成分の和である、
 ・季節変化の年毎の相違程度。

により区分できる。各観測点の伸縮記録は主に降雨 か温度の影響を受け、それが季節変化を引き起こす 大きな要因となっているが、上記の特徴の違いと季 節変化を引き起こす要因とを関連づけると、各観測 点について次の3つに大別できた。

[1]気温の影響が大きい観測点。

AR成分に比べ季節成分(SE)が大きく,季節成分 (SE)の周期曲線が滑らかな場合で,季節変化の年 毎の差は小さい。

[2]降雨の影響が大きい観測点。

AR成分と季節成分(SE)が同程度で、季節成分(SE) の周期曲線に凹凸が、特に降雨時期に現れる。季 節変の年毎の差は大きい。

[3]気温と降雨の両方,同程度に影響を受ける観測点。 基本的には[1]の特徴と同様に,AR成分に比べ季節 成分(SE)が大きいが,季節成分(SE)の周期曲線に 凹凸が見られる。したがって,季節変化は毎年同 形の曲線を示すが,降雨時期に大きな乱れが生じ る。

以下に,項目ごの詳細を述べ,各観測点について3 つに区分した項目を適用した結果を示す。Fig. 4は, すでに[1],[2],[3]の項目に振り分けた各観測点の季 節成分(SE)を並べた結果である。



Fig. 4 Seasonal component(SE) of ground-strains at each station. [1]:prime factor of disturbance source is temperature. [2]:prime factor of disturbance source is rainfall. [3]:prime factor of disturbance source is temperature and rainfall.

3.1 温度の影響が大きい観測点

伸縮記録において温度による擾乱が大きい観測点 は、観測坑道の長さが短くかぶりの厚さが薄い観測 坑で、このため外気温が大きく影響していると思わ れる。温度変化による変動は、観測坑周辺の岩盤の 熱膨張変化と観測計器に依存する変化等が考えられ るが、外気温変動の伝導としての影響は、長期的に 緩やかな擾乱として現れるので、Fig.4の上段に見ら

れるように,

・季節成分(SE)は滑らかな周期曲線を示す。

また観測坑内や地盤の温度変化は、外気温変化に比 べ位相や変化量に関して年毎の差が少ないと考えら れ、季節成分(SE)だけで季節変化のパターンが示さ れると想定される。このため、

・季節成分(SE)に比べAR成分が小さい。

さらに、季節変化は季節成分(SE)とAR成分の和であ るので、年毎に重ねてプロットすると、

・年毎の季節変化曲線は重なる。

季節変化の例としてFig. 5に立山と宿毛の10年間を 年毎に重ねて(横軸を1年の時間軸で)示す。宿毛観測 点は毎年の季節変化がきれいに重なり,季節成分 (SE)も正弦波に似た滑らかな周期曲線で現れ、温度 の影響を受けている事は明白である。 立山の場合は, 日照変化の影響が非常に大きいという特異性があり (京都大学防災研究所上宝観測所, 1989), Fig. 3やFig. 4[1]に示す季節成分(SE)は滑らかさに欠け、AR成分 も凹凸が激しい。このように短期的な温度変化の影 響も現れているが、Fig.5に示すように年毎の季節変 化は同じような傾向に重なる。季節成分の滑らかさ という基準には反するが、後述したTable 1にも示す ようにSE/AR比が2.54とAR成分に比べ季節成分(SE) は大きく, 坑内温度や外気温との相関も強く温度の 影響を大きく受けている事は明らかである。他に温 度の影響が大きい観測点は、串間(KSM),大隈(OSM) がこれに当てはまるが、多雨時期に季節成分(SE)の 滑らかさにやや欠ける部分もある。



Fig. 5 Seasonal variations(SE+AR) of groud -strains at TATEYAMA and SUKUMO Observatory.

3.2 降雨の影響が大きい観測点

降雨の影響が大きく現れる観測点は, 観測坑道が 長くかぶりが厚い観測坑道の場合である。ほとんど の観測点において,降雨の影響による伸縮変化は, 伸張と収縮(或いは収縮と伸張)を繰り返すが,かぶ りが厚い観測坑道の場合,坑道内の恒温性は保たれ る反面,降雨時の保水力が大きくなり,降雨後の回 復変動が長期に及ぶと考えられる。これらの観測点 の解析結果の特徴としては,温度変化の影響に比べ 短い周期で急激な擾乱を受けるため,Fig.4の中段に 示されるように,

・季節成分(SE)の周期曲線は滑らかさに欠け,特に 降雨量の増える6月下旬から11月上旬の乱れが大 きい。

また、年毎に降雨の時期や降雨量が異なるため,季節 成分(SE)だけでは季節変化を充分平均化できず、残 りをAR成分で抽出すると考えられ、

・季節成分(SE)とAR成分とが同程度の振幅で抽出される。

Fig. 6に逢坂山と伊佐の季節変化の様子を年毎に重ねて示すが,

・年毎の季節変化曲線は位相がずれ,降雨量の違い により振幅も年毎に違っているため,一様には重 ならない。

逢坂山(OSK),伊佐(ISA)の他,天ヶ瀬(AMA),阿 武山(ABU),宮崎(MYZ)観測点がこれに当てはまる。 高城(TKJ)観測点は,かぶりは薄いが降雨の状況によ り極端ではないが坑内温度まで変化し,降雨時の影 響は複雑で長期に及んでいると思われる。



Fig. 6 Seasonal variations(SE+AR) of groud -strains at OSAKAYAMA and ISA Observatory.

3.3 温度と降雨,同じ程度の影響を受ける観 測点

この観測点は、蔵柱(KTJ)、屯鶴峯(DON)、槇峰 (MKM)の3観測点で、季節成分(SE)をFig. 4の下段 に、Fig. 7に屯鶴峯、槇峰の季節変化を年毎に重ねた 結果を示す。主としての影響は温度であると思われ、 Fig. 7で示されるように毎年ほとんど重なり合う季 節変化ではあるが、季節変化のなだらかな曲線から
大きく逸脱している年が見受けられ、これらは降雨 による擾乱と一致する。また季節成分(SE)の変化も Fig.4で示されるように、温度の影響が大きい観測点 における曲線より凹凸があり、降雨の場合よりはな だらかで、変動量から見ても降雨と温度の影響を同 程度に受けていると考えられる。



Fig. 7 Seasonal variations(SE+AR) of groud -strains at DONZURUBOU and MAKIMINE Observatory.

4. 気象データと伸縮記録

さらに季節変化の主因そのものである,降雨及び 温度変化(坑内温度)と伸縮記録との相関を見るため, 降雨量変化や温度変化についても季節調整プログラ ムを適用し,季節成分(SE)とAR成分から季節変化を 求めた。降雨量の変動データとして,日雨量そのま までは短周期の変動が大きすぎるので,30日移動平 均で平滑化し,伸縮記録と同様7日毎の値をデータと し解析した。解析結果の例として,宮崎における雨 量の季節変化と伸縮記録(E1)の季節変化についての 比較をFig.8に示す。雨の降り方は非常に多様性があ り,影響を受ける伸縮記録と対応しないように見え る点もあるが,相関を取って見ると相関係数+0.70, 降雨に対して伸縮変化は3週間遅れとなる。

坑内温度との相関についてはFig. 9に宿毛と立山 の場合について示すが,オリジナルデータどうしの 比較からだけでも,伸縮変化の大きな変動は温度に 起因していることが分かる典型的な観測点である。 宿毛についてはFig. 9下部に,坑内温度(T2:坑口に 近い場所に設置)と伸縮記録(E1)について,季節変化 の結果を並べて示した。坑内温度と伸縮記録の季節 変化の相関は強く,坑内温度変化に対する伸縮変化 は4週間遅れ,相関係数-0.98が求まる。同様にFig. 9 の上部に示した立山の場合,温度の影響を受ける観 測坑道のなかでも特異なケースで,坑口に近い坑内 温度は年間10℃の変動があり,坑内温度の季節変化 も滑らかさに欠ける。温度変化の影響は伸縮記録に 強く反映され,坑口に近い温度変化と伸縮記録(E2) の季節変化の相関係数は0.94で位相は1週間遅れと なっている。Table.1には最寄の気象庁の日平均気温 との相関係数を示したが,外気温とも強い相関を示 す。



Fig. 8 Seasonal variations(SE+AR) of precipitation and ground-strains at MIYAZAKI Observatory.



temperature and ground-strains at TATEYAMA(TYJ) and SUKUMO(AKM) Obserevatory.

5. まとめ

地殻変動連続観測における観測施設・観測データ の系統的評価の一環として,近畿地方および周辺地 域・日向灘地殻活動総合観測線の各観測点,13箇所 の約10年間の伸縮記録について季節変化の抽出・評 価を行った。解析には季節調整プログラムを適用し, 解析結果の季節成分(SE)と定常AR成分の和が伸縮 記録における季節変化として,またトレンド成分は 経年変化として摘出できることが分かった。今回の ケース(季節調整プログラムによる解析)では,雨量 や気温など伸縮記録に影響を及ぼす並行観測記録を 必要とせず,季節変化を抜き出す方法として有効で

観測点	略称	成分	被り (m)	入口 距 離(m)	主な影 響	SE成分の 振幅	AR成分 の平均振	SE/AR	気温と の相関	坑内年間温度変化
①立山	TYJ	TTE2	40	4	温度	9.18E-06	3.62E-06	2.54	0.90	入口11.℃/奥1.0℃
②蔵柱	КТЈ	KRE2	40	55	雨&温	2.47E-07	2.48E-07	1.00	-0.71	
③逢坂山	OSK	OSKE5	90	250	降雨	1.64E-06	2.39E-06	0.69		0.01°C
④天ケ瀬	AMA	AMR2	140	400	降雨	4.87E-07	6.54E-07	0.74		0.01°C
⑤阿武山	ABU	ABHE1	40	82	降雨	2.33E-07	3.42E-07	0.68	-0.65	
⑥屯鶴峯	DON	DNSE1	30	50	雨&温	2.83E-07	2.19E-07	1.29	-0.88	
⑦宿毛	SKM	SKE1	28	8	温度	1.90E-06	2.26E-07	8.41	-0.90	T1=0.7°C,T2=1.8°C
⑧槇峰	MKM	MKE1	25	100	雨&温	1.37E-06	7.54E-07	1.82	0.92	3.0°C
⑨伊佐	ISA	ISE1	60	100	降雨	1.07E-06	2.63E-06	0.41		0.01°C
⑩高城	TKJ	TKE1	20	10	降雨	1.06E-06	1.52E-06	0.70	-0.77	1.0°C
⑪宮崎	MYZ	MYE1	60	100	降雨	1.13E-06	1.66E-06	0.68		0.01°C
⑫串間	KSM	KSE1	15	4.5	温度	1.59E-05	6.14E-06	2.59	0.93	4.0°C
13大隅	OSM	OSE1	15	2.5	温度	9.18E-06	2.33E-06	3.94	0.92	2.5°C

Table 1 The environment information of observation vaults, and an analysis result of the ground-strains by seasonal adjustment model.

あった。季節調整プログラムにおいて,伸縮記録に 対してAR(自己回帰)モデルが妥当であるかは保証 されていないが,今回の実際の適用の結果では議論 に耐えうる程度の近似は出来ると考える。Table 1に 解析結果と各観測坑道の立地状況(被り,入口から観 測坑までの距離等)の情報もまとめて掲載する。 Table 1には坑内温度測定のある場合は年間変化量や, 観測点によっては各地域の気象庁の気温変化との相 関についても示した。

季節変化の要因としては主に温度と降雨で,温度 の影響は年毎のパターンが類似しており、ノイズレ ベルは大きいが取り除くことができる。また今回解 析に当たった伸縮記録については、分解された季節 成分(SE)とAR成分の変化量の比によって、季節変化 の主因がほぼ特定できた。Table 1からSE/ARの値が 大きい(2.54~8.41)観測点の季節変化の主因は温度, SE/ARの値が小さい(0.41~0.74)観測点の場合は降 雨,温度及び降雨の両方の影響を受けている場合の 値としては、(1.0~1.82)となる。しかしこの結果は、 別の新たな記録に対して当てはまるとは限らず、第 一段階としての目安であり、最終的には前記した [1],[2],[3]で示される各解析成分の特徴や相互関係と 照合する必要がある。

今回は全観測点について同一の手順で一様に解析 を行ったが、季節変化の主因が降雨の場合や、温度 と降雨が重なって影響を受けている場合、また AR(自己回帰)モデルにおいても全て同じ次数3を用 いたが、各記録毎に最適な次数を採用するなど、個々 の観測点(観測成分)についてそれぞれの詳細な検討 が必要である。今回のように,解析データの全期間 に付いて季節調整プログラムを適用した場合,たと えば数年に一度の豪雨による大きな変化分も平均化 され,季節成分に反映される。解消策としては,異 常な降雨の部分を省いたデータを通常の時系列変化 として解析する,或いはある区間に分けて,季節成 分をモデル化し摘出するなど,各成分に適した工夫 が考えられる。

謝 辞

データ解析にあたり,「岩波コンピュータサイエ ンス FORTRAN 77 時系列解析プログラミング (北川源四郎 1993)」から,"季節調整プログラム" を使用しました。ここに記して感謝いたします。

参考文献

- 京都大学防災研究所上宝地殻変動観測所 (1989):立 山における地殻変動観測 (1989年9月~1989年1月),
- 地震予知連絡会会報,42,355-358 寺石眞弘・大谷文夫・園田保美・古沢 保 (1996): 日向灘地殻活動総合観測線による地殻変動連続観 測-経年変化と季節変動-,京都大学防災研究所年 報,第39号B-1,pp.227-240.
- 北川源四郎 (1993):岩波コンピュータサイエンス FORTRAN 77 時系列解析プログラミング

Seasonal Variations in the Continuous Observations of the Crustal Movement

Masahiro TERAISHI, Kensuke ONOUE*, Fumio OHYA, Kajuro NAKAMURA, Fumiaki TAKEUCHI, Wataru MORII, Yoshinobu HOSO, Yasumi SONODA and Yasuo WADA

*Kyoto Koka Women's University

Synopsis

We have operated some observatories for crustal deformations with extensometer, but these instruments and observation vaults have various characteristics because of long history of installation and configuration of the observation network. In recent years, extensometer records have been used not only for crustal movement research but also for DC-seismology. We intend to improve the accuracy of the observation to the level enough to study recent interested geophysical phenomena. As the second step of quantitatively assessment of each instrument, we will evaluate the seasonal variations and noise level by the common procedure in all available records with extensometers operated by RCEP .(The first step was the report about the tidal constants.)

Keywords: continuous observations of the crustal movement, seasonal adjustment model, seasonal variation, secular variation

2008年桜島人工地震探査の目的と実施

井口正人・為栗健・山本圭吾・大島弘光*・前川徳光*・森済*・鈴木敦生* 筒井智樹**·今井幹浩**·對馬和希**·八木直史**·植木貞人***·中山貴史*** 山本芳裕*** · 高木涼太*** · 猪井志織*** · 古賀祥子*** · 西村太志*** Titi ANGGONO*** · 山本希*** · 及川純**** · 長田昇**** · 市原美恵**** · 辻浩**** 青木陽介****·森田裕一****·渡邊篤志****·野上健治*****·山脇輝夫*****·渡辺俊樹***** 中道治久***** ·奥田隆***** · 立花健二***** · Enrique HERNANDEZ***** · 橋田悠****** 平井敬******•·吉本昌弘******•山崎賢志******•毛利拓治******•清水洋******•中元真美****** 山下裕亮****** · 三ケ田均******* · 尾西恭亮****** · 田中暁****** · 岡野豊******* 川林徹也*******•·藤谷淳司*******•坂口弘訓********•今泉光智哲*******•·大倉敬宏******** 吉川慎********・安部祐希******・安藤隆志・横尾亮彦・相澤広記・髙山鐵朗 山崎友也・多田光弘・市川信夫・加茂正人・富阪和秀・宮町宏樹********** 小林励司*********••八木原寬********••平野舟一郎********••泊知里********* 西山信吾******** · 吉田沙由美******* · 畠山謙吾********** 西田誠******* · 加藤幸司****** · 宮村淳一******* · 小枝智幸******** 增田与志郎*********••平松秀行********•·河野太亮********••松末伸一********** 大薄富士男*********••五藤大仁*********•·宮下誠*********•·伊藤弘志********* 音成陽二郎***********

要旨

桜島火山北方の姶良カルデラ下10kmにおいてマグマの蓄積が進行している。2008年11 月にこれらの地域において人工地震探査を行った。本調査の目的は(1)姶良カルデラの基 盤構造,(2)南岳直下のマグマ供給系の構造,(3)姶良カルデラ下のマグマ溜りから南岳へ 至るマグマ供給路を明らかにすることである。15点の爆破点から放射された地震波を646 台の陸上に設置した地震計と32台の海底地震計により観測した。

キーワード: 桜島火山, 姶良カルデラ, 人工地震探査, マグマ蓄積

1. はじめに

桜島火山は鹿児島県の中央部,姶良カルデラの南端に位置する安山岩質の後カルデラ火山である(Fig. 5参照)。鹿児島市内で採取されたボーリング資料では鹿児島市側から桜島に向かって四万十層の落ち込みが認められ(早坂・大木,1971),桜島小池地区での深度800mのボーリングや西部および北部での深度1000mの温泉ボーリングでは四万十層に達しておらず,桜島火山の基盤となる四万十層はかなり深いことが推定される(Aramaki,1984;石原,1997)。 Yokoyama and Ohkawa(1986)は桜島周辺における重力値のBouguer異常から,桜島直下の基盤最深部の深さを2.5kmと推定している。

桜島の南岳火口では1955年から爆発的な噴火が繰 り返されており、その回数は2008年までに7900回に 及ぶ。これまでの地盤変動観測により、桜島火山に マグマを供給する主マグマ溜りは桜島北方、姶良カ ルデラの中心部の地下10kmにあると推定されてい る(江頭、1988など)。一方、火山性地震の震源分 布や地震波の減衰域、地盤変動観測により南岳の深 さ5km付近にもマグマ溜りが推定されている(石原、 1988)。また、ガスの膨張・収縮によって発生するB 型地震・爆発地震の震源が火口直下において鉛直方 向に分布することは南岳直下のマグマ溜りと火口を つなぐ火道の存在を示唆する(Iguchi, 1994)。

年間1000万トン以上の火山灰が放出された1992年 以前は桜島の主マグマ溜りがある姶良カルデラの周 辺域の地盤は沈降・収縮していたが、噴火活動が低 下した1993年以降は隆起・膨張に転じた(江頭・他,

1997)。1995年から2007年までの13年間の姶良カル デラ下10kmにあると推定される圧力源における体 積膨張量は約9000万m³であり(井口・他,2008b;山 本・他,2008),桜島はマグマの蓄積期にあるとい える。姶良カルデラ下のマグマ溜りの膨張に対応し て2003年から桜島の南西部および姶良カルデラ北東 部の若尊火山周辺でも地震活動が活発化している (井口・他,2008a)。これは、姶良カルデラ下のマ グマ溜りの膨張に伴うその周辺での歪の開放あるい は、桜島直下および南南西へのダイク状のマグマの 貫入過程で地震が発生したと考えられている

(Hidayati et al., 2007)。南岳の東山麓の昭和火口では2006年6月から58年ぶりに噴火活動が再開するなど(横尾・他, 2007),桜島火山では噴火活動が再度活発化する兆候がみられる。

火山における人工地震探査はこれまでに、火山噴
 火予知計画において霧島(鍵山・他,1995;三ケ田,1996),雲仙岳(松島・他,1997),磐梯山(Yamawaki



Fig. 1 Eruptive activity of Sakurajima volcano during the period from 1955 to 2008. Top: annual numbers of explosive eruption. Bottom: annual amounts of volcanic ash ejected from the summit crater.



Fig. 2 Monthly numbers of A-type, B-type and explosion earthquakes during the period from 1972 to 2007

et al., 2004), 阿蘇山(須藤・他, 2003), 伊豆大島 (渡辺・他, 2000), 岩手山(田中・他, 2002), 有珠山(鬼澤・他, 2003), 北海道駒ケ岳(大島・ 他, 2003),富士山(富士山人工地震探査グループ, 2004), 口永良部島(井口・他, 2005), 浅間山(青 木・他, 2008)で行われてきた。火山噴火予知計画 以外でも草津白根山(鬼澤・他, 2005;筒井・他, 2008)や諏訪之瀬島(井口・他, 2006)で調査が行 われた。これまでの調査ではマグマが蓄積されてい ると考えられる深度まで調査が及んでいないが,火 山体を中心とするP波伝播速度の高速度域の盛り上 がりが認められ,顕著な反射面も検出されている(筒 井, 2005)

本稿では第7次火山噴火予知計画に基づいて実施 される桜島火山における人工地震探査の意義と目的 について考察するとともに,2008年11月に実施した 人工地震探査の概要について述べる。



Fig. 3 Hypocenter distribution of A-type earthquakes during the periods 1997-2002 (top) and 2002-2007 (bottom)

2. 最近の桜島火山の活動

Fig. 1に南岳における爆発活動が始まった1955年 以降の年間爆発回数と1978年以降の年間火山灰放出 量を示す。1972年9月から激化した桜島南岳の山頂噴 火活動は、1974年に489回のピークに達した後、1992 年まで高い活動レベルを保ち、近年低下した。特に 2003年以降において低下が著しく、2008年はわずか4 回であった。火山灰の放出量も1985年に2940万トン のピークに達した後、徐々に減少し、2003年から2007 年までは10万トン以下で推移した。これに対応して、 二酸化硫黄の放出量も2002年から2007年5月までは 1000ton/日以下と低下した(森・他、2008)。

Fig. 2に1972年以降の火山性地震の月別発生頻度 を示す。南岳直下の火道浅部において発生し、火道 中のマグマの発泡、上昇と関連していると考えられ



Fig. 4 Temporal change of cumulative volume of magma reservoir beneath the Aira caldera since 1995. Solid and grey circles indicate volume change of pressure source and cumulative supply volume to the reservoir.

るB型地震の発生頻度も,爆発的噴火回数の減少に対応して1992年以降急速に減少している(石原・西, 1998)。2001年以降,その傾向が更に顕著となった。

一方,A型地震の発生頻度は2003年以降増加して いる。Fig.3にA型地震の震源分布を1997年から2002 年までと2003年から2007年までに分けて示した。 1997年から2002年まででは震源位置は南岳の直下に 集中していたのに対し,2003年から2007年まででは 南岳直下の浅部だけでなく,桜島南西部,北岳周辺, 北東部海域の若尊火山周辺にも拡大していることが わかる。

爆発回数が400回を超えた1974年ごろから桜島の 地盤は緩やかな沈降を始めたが、1992年ごろから隆 起に転じた(江頭・他, 1997)。桜島と姶良カルデ ラ周辺の地盤の隆起傾向はその後も続き、1996年か ら2007年の間に桜島の北部では約10cm隆起した(山 本・他, 2008)。GPS観測から検出される水平変動 も同様に西部の桜島火山観測所と東部の黒神を結ぶ 基線は同じ期間に約9cm伸びた。これらの上下変動, 水平変動から求められる膨張圧力源の位置は、これ までと同様に桜島の北方, 姶良カルデラの中心付近 の地下10km前後であり、体積の増加量は7500万~ 9000万m³と見積もられている(山本・他, 2008; 井 口・他, 2008b)。Fig. 4に1995年~2008年における 姶良カルデラ下の圧力源における体積増加量と火山 灰放出量を加えたマグマの供給量を示す。マグマの 供給率は平均的に1×10⁷m³/年と見積もられており (Ishihara, 1981), 1997年11月から1999年10月まで の期間および2004年10月から2005年2月までの期間 ではマグマの供給率はそれぞれ, 2.6×10⁷m³/年と 1.8×10⁷m³/年となり,平均的なマグマ供給率に比べ

2倍程度大きい。一方, 1996年2月から1997年10月ま

では地盤変動は検出限界以下であり、火山灰放出も ほとんどみられず、姶良カルデラへのマグマの供給 は一時的に停止していたと考えられる。2006年以降 は0.45×10⁷m³/年の割合で緩やかなマグマの供給を 続けている。マグマの供給率はこれまで見積もられ ている1×10⁷m³/年の割合よりも多少低めであるが、 姶良カルデラ直下のマグマ溜りにおいてマグマの蓄 積が着実に進行しているとみるべきである。

3. 目的の検討

このようなマグマ蓄積の進行状況をふまえ,2008 年に予定されている桜島火山における構造探査で対 象とすべき課題について考察する。

3.1 姶良カルデラの基盤構造

Aramaki(1984)は桜島および姶良カルデラ周辺の噴 出物を検討し, 姶良カルデラの地下構造を推定して いるが、桜島において掘削された温泉ボーリングや 地震観測用観測井では姶良カルデラの基盤に達した と考えられるコアは採取されていないことから(石 原, 1997), その基盤は1kmよりも深い。Yokoyama and Ohkawa (1986)は桜島周辺の重力異常から姶良カル デラの基盤構造を求め、桜島直下では基盤の深さを 2.5kmと見積もっており、2~3kmの深度であれば、 これまで火山体構造探査で行われている屈折法(例 えば、筒井・他、1996)により、桜島の基盤までの 構造を十分探査できると思われる。これまでの火山 体人工地震探査では多くの火山においてその直下で は基盤もしくは過去の貫入岩体と考えられるP波の 高速部分の盛り上がりが検出されている(例えば岩 手山における人工地震探査; Tanaka et al., 2002)が, 桜島の表面は溶岩が分布しているためにP波速度 3km/s程度と高速であるが、海面より深い部分は姶良 カルデラの過去の噴火により放出された火砕物で満 たされており、観測井におけるPS検層でも1.8km/s程 度の速度しか得られていないことから、低速度の噴 出物で満たされたカルデラ火山特有の構造が検出さ れることが期待できる。

3.2 マグマ溜りと火道の構造

これまで地球物理学的観測によりマグマ溜りや火 道の存在が推定されてきた。桜島の北方海域,姶良 カルデラ下の10kmに圧力源が推定される桜島の主 マグマ溜りについては、場所が海域であるので、従 来の陸上に地震計を展開する手法では探査が困難で あり、海域での調査が望まれる。また、仮に圧力源 の位置が陸上であったとしても、これまで以上に深 い探査深度が必要となる。 一方,Yoshikawa (1961) および江頭 (1988) は, 姶良カルデラの周辺だけではなく桜島における地盤 の上下変動の空間分布を詳細に調査することにより, 姶良カルデラの中心に位置する圧力源だけでは説明 できない変動を見出し,現在噴火活動中の南岳の直 下にも圧力源が必要なことを明らかにし,2圧力源モ デルを提唱した。このうち桜島直下の圧力源の深さ は約5kmと推定されている。桜島直下の圧力源が存 在すると見積もられる深さは地震波が著しく減衰す る深さでもある。加茂・他 (1980) は桜島南岳の直 下の深さ3-6kmの領域は地震波が著しく減衰する領 域であることを指摘し,さらに,鈴木 (1999) は, 高密度アレイ地震観測を行うことによりその減衰域 の広がりを2~3km程度としている。

この南岳直下の圧力源および地震波減衰域が明確 に噴火活動にかかわっていることは、南岳火口から 2.7km北西に設置された水管傾斜計と伸縮計により 示されている。爆発発生の数分から数時間前に桜島 の地盤が隆起・膨張し、爆発の発生とともに沈降・ 収縮に転じる現象が水管傾斜計と伸縮計により捉え られているが、傾斜ベクトルは南岳の火口方向を向 く。さらに、傾斜量と面積歪量の比からは、圧力源 の深さは2~6kmとなり(Ishihara, 1990)、水準測量 から見出された圧力源の位置および地震波の減衰領 域に一致する。このことは南岳の直下にもマグマ溜 りが存在することを示す。

火山性地震の震源分布は,南岳直下のマグマ溜り と火口をつなぐと推定される火道の構造について示 唆を与える。桜島において発生する火山性地震は, 岩石のせん断破壊によって発生するA型地震と火山 ガスの膨張あるいは収縮によって発生するB型地 震・爆発地震などに大別される。B型地震・爆発地震 などの震央は火口直下の半径200m程度の狭い領域 に分布する。一方, A型地震は, B型地震・爆発地震 などの震源域を取り囲むように発生し、両者は重な ることはない。A型地震はそのメカニズムからせん断 破壊により発生すると考えられるので、その震源域 は岩石の領域である。B型地震・爆発地震のメカニズ ムは体積変化成分に富むこと, BL型地震群発と爆発 地震はそれぞれ,ストロンボリ式噴火,ブルカノ式 噴火を伴うので、流体に満たされている領域で発生 すると考えられる。したがって、このような震源分 布の棲み分けは、岩石の領域と流体のマグマに満た されている領域がはっきり分かれていることを意味 する (Iguchi, 1994)。深さ2-3kmでは震源域の半径は 200m程度と推定されるが、火口底では火孔の直径は 30m程度と推定されているので(Ishihara, 1985),火 道の大きさは地表に近づくにつれ徐々に小さくなっ ている可能性が高い。

桜島南岳直下に推定される深さ2~6km付近のマ グマ溜りについては深度6kmまでの探査は困難であ るにしても、これまでの人工震源を用いたトモグラ フィー的手法で十分捉えられる可能性がある。ただ し、これまでの桜島島外に発生した構造性地震を用 いた走時解析では、マグマ溜りを通過したと考えら れる地震波の走時異常は顕著ではない。むしろ、マ グマ溜りを通過したと考えられる地震波の振幅は 1/10から1/100に減衰することがわかっているので (鈴木、1999)減衰の構造を求める方がより効果的 かもしれない。マグマ溜りと火口をつなぐ火道につ いては、火山性地震の震源分布から半径が200m程度 と予測されているため、分解能からみてトモグラフ ィー的手法で捕捉することは難しいかもしれない。

3.3 マグマの移動経路

桜島では2006年6月4日から約2週間にわたって、南 岳火口東側の昭和火口周辺において噴火が断続的に 発生した(横尾・他, 2007)。1955年から南岳山頂 火口において噴火が繰り返されたが、約60年ぶりに 南岳火口縁の外側において噴火が発生したことにな る。昭和火口における噴火活動は2007年5月~6月, 2008年4月~7月,2009年2月以降も繰り返され,2008 年2月3日,6日および2009年4月9日の噴火では流走距 離約1kmの火砕流も発生した。これまでのところマ グマが多量に移動した観測事実はないものの, 姶良 カルデラを中心とする地盤の隆起・膨張は1992年頃 から続いており,昭和火口は1946年に0.18km³の溶岩 を流出した火口であることから、今後の活動の推移 が注目される。将来山腹噴火が発生する前には、多 量のマグマが姶良カルデラから桜島に向かって移動 することが予想され, 噴火予測の観点からはその移 動経路を知っておくことが最も重要と考えられる。 しかし、現在のような急激な火山活動の活発化の見 られない状況では、姶良カルデラの中央部から桜島 の北部にかけての地域の地震はほとんど発生してお らず、地震の震源分布からだけではマグマの移動経 路を把握することはできない。そのためには人工地 震探査を行い, 地震波速度, 反射面, 減衰, 散乱の 状態から姶良カルデラ下のマグマ溜りと南岳直下の マグマ溜りをつなぐマグマの通路を調べる必要があ る。

3.4 高精度震源決定の必要性

人工地震探査によって詳細な速度構造が3次元的 に求めることができれば、桜島における震源決定精 度の向上が期待できる。桜島において発生している 爆発地震の深さは1~3km程度(西,1976;山里, 1987;井口,1989など)とされており、諏訪之瀬島

の爆発地震の深さ0.3km~0.5km (為栗・他, 2004) と比較するとかなり深い。桜島では噴火活動が活発 であるため, 震央とされる火口周辺に観測点を設置 できないため、深さが見かけ上、深く求まっている 可能性がある。桜島と諏訪之瀬島では噴火様式も規 模もちがうので爆発地震の発生深度は異なっていて もよいが、爆発地震は高圧化のマグマがガスのリー クにより減圧されることにより急激に発泡すること により始まると考えられているので (Iguchi et al., 2008), 深さ2km前後で急激な膨張が発生してよい のかどうかなど, 噴火機構の物質科学的な側面から の議論にも耐えうるだけの絶対深度の精度に達して いないとういう懸念がある。このことはB型地震の震 源分布 (Iguchi, 1994) についても同様にいえること である。詳細な速度構造を明らかにして火山性地震 の震源、特に、絶対深度を精度よく求めることは、 噴火機構の研究からも要請される課題である。

4. 人工地震探查

Fig.5に人工地震探査のために配置した地震観測点 のおよび爆破点の位置を示す。屈折法とトモグラフ ィー解析を目的とした観測網と反射法解析を目的と した稠密測線に分けて述べる。

屈折法とトモグラフィー解析を目的とした地震観 測点は桜島島内および姶良カルデラ周辺に設置した。 姶良カルデラの大半は海域なので,陸上に設置した 測線同志をつなぐために海域には海底地震計を設置 した。桜島の南岳から半径2kmの範囲は立入規制区 域となっているために地震計を設置できなかった。 また、桜島の西方の鹿児島市街地は地震動のノイズ レベルが大きいので地震計を設置しなかった。最長 の測線は姶良カルデラの北西(S1:蒲生町)から桜 島の南岳を通り、大隅半島の垂水市新城(S4)にお よぶ北西~南東方向の約38kmの測線であり、屈折法 による探査深度は海面下深さ3~4km程度と推定さ れる。この主測線に直交して姶良カルデラの北東側 (S5)から1779年の安永噴火で形成された新島と南 岳を通過し桜島南西部(S7)に至る測線,姶良カル デラの北西側(S1)から姶良カルデラの中心部を通 過し、大隅湖畔(S8)に至る測線を設定した。また、 ファンシューティングを目的とした測線を姶良カル デラの東部から北部にかけて展開した。桜島島内で は3次元トモグラフィー解析を目的として地震計を 稠密に配置した。測線は、桜島を1周するルートと山 麓から南岳に向かって延びるルートにより構成され る。地震計の間隔は姶良カルデラ周辺および大隅半 島側では400~500mと広いが、桜島島内では約200m と密に地震計を設置した。海底地震計の間隔は約



Fig. 5. Location of seismometers and shot points. Stars show shot points. Open and solid circles indicate short-period (2 Hz) and ocean bottom seismometers, respectively. Squares aligned from S9 to S 12 and from S6 to S15 are seismic arrays for reflection method.

1kmとした。屈折法とトモグラフィー解析を目的と した地震観測点数は458点である。陸上に設置した地 震計426台はすべて上下動のみである。使用した地震 計はMark Product社製L-22D型(固有周波数2Hz, コ イル抵抗2kΩ)であり、ダンピング定数は0.7とした。 地震波形はGPS刻時装置付火山体構造探査用データ ロガー(白山工業株式会社製DATAMARK LS-8000SH;森田・浜口、1996)に分解能16bitで収録し た。サンプリング間隔は4msである。上下動地震計か らの信号は、高倍率、低倍率の2チャンネルに分配し て収録した。アンプ倍率は爆破点からの距離に応じ た設定をした。海底地震計32台は東京測深株式会社 製の3成分地震計であり、固有周波数は4.5Hzである。 地震計からの信号をサンプリング間隔5msでハード ディスクに連続収録した。アンプ倍率は40dBとした。 反射法測線を構成する地震観測点は桜島の東部か ら北部にかけて設置した。測線は東部の黒神(S9) から北部の割石崎に至る3kmの南北測線と浦ノ前 (S6)から鹿馬野(S15)に至る東西測線からなる。 地震計の台数は221台であり、その間隔は南北測線に おいて40~50m、東西測線で60~70mである。固有周 波数4.5Hzの上下動地震計を使用し、データロガー (DATAMARK LS-8200)に2ms間隔,24bit分解能 で連続収録した。反射法測線に加え、桜島東部の黒 神(S9近傍)に十字型アレイを設置した。アレイは 30m間隔の上下動地震計(L-22D)9台で構成される。 地震計からの信号はデータロガー(近計システム株 式会社製X7000)に1msの間隔で連続収録した。

Table 1 Shot locations, times and charge sizes for 15 explosions in the experiment

Shot	Latitude		Longitude			Altitude	Depth	Date	Time	Charge	
	o	,	"	0	,	"	m	m		JST	kg
S 1	31	44	52.35	130	34	53.92	21.68	72.33	Nov. 6, 2008	01h12m01.106s	300
S2	31	36	49.04	130	37	29.77	10.48	15.57	Nov. 6, 2008	00h12m01.867s	200
S3	31	32	57.49	130	40	53.86	-5.21	21.18	Nov. 6, 2008	01h37m00.870s	200
S4	31	26	39.98	130	45	5.53	6.45	72.10	Nov. 6, 2008	01h22m01.048s	300
S5	31	43	36.79	130	51	26.45	253.77	24.20	Nov. 6, 2008	01h27m01.006s	200
S6	31	36	13.22	130	42	23.69	-2.67	18.15	Nov. 6, 2008	00h17m00.567s	200
S 7	31	34	10.26	130	37	30.79	14.22	20.73	Nov. 6, 2008	01h32m01.717s	200
S 8	31	32	1.11	130	48	48.65	204.92	13.10	Nov. 6, 2008	01h17m01.046s	200
S9	31	35	1.47	130	42	5.05	66	13.13	Nov. 5, 2008	22h22m01.850s	20
S10	31	35	42.48	130	41	34.11	102	13.23	Nov. 5, 2008	22h17m00.376s	20
S11	31	36	44.82	130	41	0.42	144	13.34	Nov. 5, 2008	23h17m00.300s	20
S12	31	37	5.66	130	40	38.71	91	13.23	Nov. 5, 2008	23h22m02.320s	20
S13	31	36	30.97	130	39	54.29	314	13.16	Nov. 5, 2008	22h12m01.304s	20
S14	31	36	27.38	130	39	13.13	325	13.17	Nov. 5, 2008	23h12m00.793s	20
S15	31	36	17.87	130	38	18.21	369	2.9	Nov. 6, 2008	00h22m01.163s	20

The coordinates are based on WGS84. The altitudes are head level of the dynamites.

屈折法とトモグラフィー解析を目的とした陸上に 設置観測点の座標は簡易GPS装置により測定した。 測定精度は水平位置については7~10m程度,標高は 10m程度である。海底地震計の位置座標は,GPSディ ファレンシャル測定(1Hzサンプリング)により求め られる海上測量点3点からの音響測定により決定し た。反射法測線では地震計の間隔が短いため,桜島 島内のGPS常設観測点を基準点とし,1Hzサンプリン グで測量されたデータをRTD(Real-Time Dynamics) またはラッピッドスタティック解析により決定した。

爆破点は北西~南東方向の主測線の両端(S1およ びS4) とその測線上の桜島の北西部(S2) および南 東部(S3),それに直交する北東~南西測線の上の (S5, S6, S7), 姶良カルデラの北西側(S1)から カルデラ中心部を通り大隅湖畔(S8)に至る測線の 両端に設置した。また、反射法南北測線に沿って4 つの爆破点(S9~S12),S6を起点とする東西測線上 にS13~S15の爆破点を設置した。S1~S8までの発破 孔の孔径は146mm,掘削深度は30~72mである。掘 削後には発破孔保護のために外径114m, 肉厚4.5mm の鋼管を孔底まで挿入した。また,反射法測線上の 爆破点S9~S15ではそれぞれ約3m掘削した8本の縦 孔で分割爆破を行った。主測線の両端のS1およびS4 では300kg, S2, S3, S5, S6, S7, S8では200kgのダ イナマイトを装填した。反射法測線上の爆破点S9~ S15では20kgのダイナマイトを爆破した。発破は2008 年11月5日22時02分から翌日11月6日1時37分まで,最 短5分間隔で爆破を行った。爆破点ではショットマー ク信号を1msのサンプリング間隔でデータロガーに 収録した。S1~S8の爆破点の位置はGPSラピッドス タティック測量により決定し,薬頭までの深度は検 尺により決定した。各爆破点の位置座標,掘削深度, 爆破時刻,薬量をTable 1にまとめて示した。

5. 初動の読み取りと走時

ここでは屈折法とトモグラフィー解析を目的とし た地震観測点458点において得られた記録について 述べる。Fig.6に北西(S1)~南東(S4)方向の主測 線上において観測された爆破S1, S2, S3およびS4に 対する地震波形を示す。これらの波形記録の時刻は 見掛け速度5km/sでreduceしている。また、波形の振 幅は、それぞれ最大振幅で規格化されている。爆破 S1では震央距離17~24km付近において初動到達の 遅れが認められる。この部分は桜島の西部に対応す る。24kmを超える大隅半島側では見掛け速度は5km/s よりも速い。大隅半島側に対して桜島の走時の遅れ は爆破S3, S4でも同様に認められる。爆破S2の震央 距離12~15kmについては他の爆破点付近の見掛け 速度よりも小さい。桜島島内の爆破S2表層付近の速 度が小さいことを意味する。S2については震央距離 11~14kmの海底地震計区間について高周波の位相 が認められるが、見掛け速度から考えて海中を伝搬 する音波と考えられる。

Fig.7に北東(S5)~南西(S7)方向の測線上において観測された爆破S5,S6およびS7に対する地震波形を示す。同様に速度5km/sでreduceし,最大振幅で規格化してある。爆破S5において震央距離3~6kmまでは見掛け速度は5km/s程度であるが,それよりも遠方の姶良カルデラ内においては見掛け速度が小さい。



Fig. 6 Record sections of seismograms on NW-SE line for (a) Shot S1, (b) Shot S2, (c) Shot S3 and (d) Shot S4. Amplitude of each trace is normalized by the maximum value. The reduction velocity is 5.0 km/s. Arrow indicates seismic station the closest to shot in each record section.



Fig. 7 Record sections of seismograms on NE-SW line for (a) Shot S5, (b) Shot S6 and (c) Shot S7. Amplitude of each trace is normalized by the maximum value. The reduction velocity is 5.0 km/s. Arrow indicates seismic station the closest to shot in each record section.



Fig. 8 Travel times for all the shots

爆破S6では、S6から南岳に向かう部分(震央距離20 ~23km)について見掛け速度が小さい。南岳を超え た部分(震央距離26~30km)では見掛け速度は5km/s 付近にあると読み取れる。桜島島内の表層部分のP 波伝搬速度が小さいが、S7付近のやや深部は高速と なっていることが示唆される。なお、爆破S6の新島 を含む海底地震計設置区間(震央距離7~18km)に ついてはS2と同様に海中音波と思われる高周波の位 相が認められる。

そこで、P波速度構造を推定する基礎データを作成 するために、ダイナマイト量の大きいS1~S8の8爆破 点から放射された地震波を屈折法とトモグラフィー 解析を目的とした地震観測点458点について初動到 達時刻を読み取った。この作業は実験参加者中の有 志による解析委員が行った。まず各委員が個別に解 析対象とする全波形の初動到達時刻を読み取り、こ れらの値を持ち寄って全委員の検討により最終値を 決定した。読み取りには到達時刻とその読み取り精 度に応じたランク・極性の情報を付加している。読 み取り精度のランクは±10ms以内で初動を確定でき たものをAランク,以下, ±10ms~±30ms, ±30ms ~±100msで確定できたものをそれぞれB, Cランク とし、極性が判定できないものをLランクとした(鍵 山・他, 1995, 筒井・他, 1996)。また初動を確認 できないものに関してはXランクとした。A, B, C, Lランクで決定された初動到達時刻の数はそれぞれ 1004個, 1141個, 760個, 451個であり, 総数3356個 の読み取り値が得られた。全読み取り値に対するA およびBランクの割合は58.5%であった。

すべての発破による人工地震の走時をFig. 8にプ

ロットした。最も走時の速いものは爆破点から震央 距離27km付近までほぼ直線的であり,見掛け速度は 5.4km/sとなる。最も遅い走時では見掛け速度は2km/s 程度であり,震央距離3.4kmまで認められる。同じ震 央距離における走時の違いが大きく,1.5~1.7sに達 する。

S1~S8のそれぞれの爆破に対する走時をFig.9に 示す。読み取りランク別にシンボルを変えてある。 震央距離約2km未満の走時からは発破点近傍におけ る表層付近の速度の地域性がみてとれる。S1,S2, S3,S6,S7などでは見かけ速度が2.3km/s前後と低速 である。これらは桜島島内および薩摩半島側の爆破 点である。一方,大隅半島側の爆破点S4,S8では, 爆破点近傍から見掛け速度が5.4km/sに達している。 爆破点S5でも5kmまでは見掛け速度が3.7km/sであり, 5km以遠は5.4km/sに達している。大隅半島側の爆破 点および観測点は,四万十層が露出している部分ま たはその近傍に設置されているが,桜島では厚く火 山噴出物が堆積していることを反映しているものと 考えられる。

S1~S8のいずれの爆破についても走時曲線が2つ に大別できることがわかる。速い走時はいずれも大 隅半島側の観測点においてみられるものである。見 掛け速度は5km/sから5.4km/sである。大隅半島側の爆 破点S4, S8では爆破点近傍から見掛け速度が5.4km/s に達している。それ以外の爆破点でも5km以遠で見 掛け速度5.4km/sが現れる。桜島島内の爆破点であっ ても大隅半島に近い爆破点S3では震央距離1.5km付 近から見掛け速度5.4km/sに達する。遅い走時は桜島 および姶良カルデラ内の観測点に対応する。この走



Fig. 9 Plots of travel times for Shots S1, S2, S3, S4, S5, S6, S7 and S8. Sold and open circles indicate rank A and B, respectively. Rank C is shown by cross.

時は、速い走時に対して約1.0s前後遅い。南九州に発 生する構造性地震の震源決定において桜島島内の観 測点は標準的な走時に対して最大で1秒程度遅れる ことはすでに知られていることであるが、そのこと

が人工地震探査によって確認できた。

なお、爆破87についてAランクおよびBランクで読 み取りができているにもかかわらず、走時曲線から 速い観測点群と遅い観測点群が認められた。これら の観測点群は南岳西中腹の引之平および北岳の北東 稜に位置する。データロガーでは正常な時刻校正が 行われたが、観測機器および速度構造からの詳細な 検討が必要である。

6. まとめ

2008年11月に桜島火山において人工地震による構 造探査を行った。桜島および姶良カルデラ周辺の陸 域に426台の地震計,姶良カルデラ内の海域に32台の 海底地震計を設置した。また,桜島東部から北部に 221台の地震計から構成される反射法測線を展開し た。桜島島内及び姶良カルデラ外縁の8箇所において 200~300kg級のダイナマイトの爆破を行い,励起さ れた地震波を約58%の割合で良好に観測することが できた。この波形記録からP波初動着震時の読み取り を行った。波形記録や走時から桜島・姶良カルデラ 周辺および大隅半島側の地質構造を反映した特徴が 認められた。本稿に述べたことは人工地震探査の概 要にすぎず,今後,詳細な解析が必要である。

謝 辞

今回の探査実験は桜島住民の方々および周辺地域 の皆様の絶大なるご理解・御協力によって達成する ことができました。

鹿児島県庁, 鹿児島市役所, 垂水市役所, 鹿屋市 役所,霧島市役所,蒲生町役場,加治木町役場,鹿 児島海上保安本部,海上自衛隊福山実験所,大隅河 川国道事務所, 鹿児島県漁業協同組合連合会など関 係機関には実験の実施にあたり土地の使用、認可関 係の便宜を図っていただきました。応用地質株式会 社鹿児島支店には爆破孔の掘削・爆破作業を請け負 っていただき、計画の立案の段階からお世話になり ました。また, 鹿児島市船舶部(桜島フェリー), 第六とも丸船長,第十三三代丸船長,まゆみ丸船長 には船舶の運航を快諾いただきました。故市川賢治 氏には海底地震計の輸送に加え、観測の補助をお願 いしました。平林順一東京工業大学名誉教授には海 底地震計の設置について支援いただきました。白山 工業株式会社にはロガーの使用に関する助言だけで なく, 観測についても御協力いただきました。近計 システム株式会社からはデータロガーを借用いたし ました。以上, 桜島の探査が成功裏に終わらせるこ とができましたのは皆様のご協力とご理解のおかげ であり、この場を借りて厚く御礼申し上げます。

本調査は第7次火山噴火予知計画に基づいて実施 されたものであり,文部科学省当局には厚く御礼申 し上げます。また,気象庁地震火山部火山課には実 験経費の一部を負担していただきました。海底地震 観測には京都大学防災研究所特別事業経費を使用し ました。また,本研究は,東京大学地震研究所共同 研究プログラムの援助を受け,同研究所客員研究費 を観測の一部に充当しました。

最後に,火山体構造探査の基幹となるデータロガ ーの開発に予算面・技術面で奔走された加茂幸介京 都大学名誉教授と浜口博之東北大学名誉教授が本観 測に参加されたことを記させていただきます。

参考文献

- 青木陽介・他58名(2008):浅間山における人工地 震探査-探査の概要と初動の走時について-,東京 大学地震研究所彙報,第83巻, pp.1-26.
- 井口正人(1989):火山性地震BL・BHの初動の押し 引き分布,京都大学防災研究所年報,第 32 号 B-1, pp.13-22.
- 井口正人・他39名(2005):口永良部島火山におけ る人工地震探査一探査の概要と初動の走時につい て一,京都大学防災研究所年報,第48号B, pp.297-322.
- 井口正人・他17名(2006): 諏訪之瀬島火山におけ る人工地震探査,京都大学防災研究所年報,第49 号B, pp.339-353.
- 井口正人・為栗健・横尾亮彦(2008a):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・多田光弘・鈴木敦 生・植木貞人・太田雄策・中尾 茂(2008b):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.
- 石原和弘(1988):地球物理学的観測による桜島火山のマグマ溜りおよび火道の推定,京都大学防災研究所年報,第31号B, pp.59-73.
- 石原和弘・西潔(1998): 桜島火山の地震活動,第9 回桜島火山の集中総合観測(平成8年10月~平成9年 4月), pp.1-10.
- 江頭庸夫(1988): 桜島火山周辺における地盤変動 -1982年~1985年-,第6回桜島火山の集中総合観 測, pp.15-19.

江頭庸夫・他12名(1997): 姶良カルデラ地盤の再 隆起-1991年12月~1996年10月-,京都大学防災研 年報,第40号B-1, pp.49-60.

大島弘光・鬼澤真也・青山裕・北海道駒ケ岳構造探 査グループ(2003):北海道駒ケ岳における人工地 震探査-探査の概要-,地球惑星関連学会2003年合 同大会予稿集, V055-009.

- 鬼澤真也・他(2003): 有珠山における人工地震探 査一観測および初動の読み取り一, 東京大学地震研 究所彙報, 第78巻, pp.121-143.
- 鬼澤真也・森健彦・筒井智樹・平林順一・野上健治・ 小川康雄・松島健・鈴木敦生(2005):人工地震探 査より推定した草津白根火山白根火砕丘表層のP波 速度構造,火山,第50巻, pp.9-16.
- 鍵山恒臣・他68名(1995):霧島火山群における人 工地震探査-観測および初動の読み取り,東京大学 地震研究所彙報,第70巻, pp.33-60.
- 加茂幸介・西潔・高山鉄朗・植木貞人(1980):桜 島南方の地震活動と地震波異常伝播域,第3回桜島 火山の集中総合観測, pp.11-15.
- 須藤靖明・他89名(2003):阿蘇火山における人工 地震探査―観測及び初動の読みとり―,東京大学地 震研究所彙報,第77巻,pp.303-336.
- 鈴木 拓(1999):1997年鹿児島県北西部地震の余 震波を用いた桜島火山浅部におけるP波伝播異常の 検出,京都大学大学院理学研究科修士論文.
- 田中聡・他69名(2002):岩手山における人工地震 探査観測および初動の読み取り,東京大学地震研究 所彙報,第77巻,1-25.
- 為栗健・井口正人・八木原寛(2004): 諏訪之瀬島 火山において2003年11月に発生した噴火地震の初 動解析,京都大学防災研究所年報,第47号B, pp.773 -777.
- 筒井智樹・他68名(1996):人工地震探査による霧 島火山群の地震波速度構造―はぎとり法による解 析―,火山,第41巻,pp.227-241.
- 筒井智樹(2005):地震学的手法を用いた活火山構 造探査の現状と課題,火山,第50号,特別号, pp.S101-S114.
- 筒井智樹・他11名(2008):草津白根火山白根火砕 丘の地震反射断面一擬似反射記録法による反射断 面の推定一,火山,第53巻, pp.1-14.
- 西 潔(1976): 桜島火山の爆発地震について, 京都大学防災研究所年報, 第19号B-2, pp.69-73.
- 早坂祥三・大木公彦(1971): 鹿児島地域のボーリ ング資料にもとづく地質学的考察, 鹿児島大学理学 部紀要(地学生物学), 第4号, pp.15-29.
- 富士山人工地震探査グループ(2004):富士山にお ける2003年人工地震探査:探査実験の概要,地球惑

星関連学会2004年合同大会予稿集, V055-P017.

- 松島健・他82名(1997): 雲仙火山における人工地 震探査―観測および初動の読みとり―,東京大学地 震研究所彙報,第72巻, pp.167-183.
- 三ケ田均(1996):霧島火山群構造探査データの反 射法処理,火山,第41号, pp.159-170.
- 森 俊哉・他11名(2008): 最近10年間の二酸化イ オウ放出率の推移, 第10回桜島火山の集中総合観測, pp.137-142.
- 森田裕一・浜口博之(1996):火山体構造探査のた めの高精度小型データロガーの開発,火山,第41 巻, pp. 127-139.
- 山里 平(1987): 桜島爆発地震の初動分布, 火山, 第32巻, pp.289-300.
- 山本圭吾・他11名(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.
- 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.
- 渡辺秀文・伊豆大島火山火山構造探査グループ (2000):人工地震による1999年伊豆大島火山の構 造探査:探査実験の概要,地球惑星関連学会2000 年合同大会予稿集,Vb-015.
- Aramaki, S. (1984): Formation of the Aira caldera, southern Kyushu, ~22,000years ago, Jour. Geophys. Res., Vol.89, pp.8485-8501.
- 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.
- Iguchi, M. (1994): A vertical expansion source model for the mechanisms of earthquakes originated in the magma conduit of an andesitic volcano: Sakurajima, Japan, Bull. Volcanol. Soc. Japan, Vol.39, pp.49-67.
- Iguchi, M., Yakiwara, H., Tameguri, T., Hendrasto, M. and Hirabayashi, J. (2008): Mechanism of explosive eruption revealed by geophysical observations at the Sakurajima, Suwanosejima and Semeru volcanoes, Jour. Volcanol. Geotherm. Res., Vol.178, pp.1-9.
- Ishihara, K. (1981): A quantitative relation between the ground deformation and the volcanic materials ejected, Abstract 1981 IAVCEI Symposium - Arc Volcanism, p.143.
- Ishihara, K. (1985): Dynamical analysis of volcanic explosion. Jour. Geodyn., Vol.3, pp.327-349.
- Ishihara, K. (1990): Pressure sources and induced ground

deformation associated with explosive eruptions at an andesitic volcano: Sakurajima volcano, Japan. In Magma Transport and Storage (Ryan, M. P. ed), John Wiley & Sons, pp.335-356.

- Tanaka, S., Hamaguchi, H., Ueki, S., Sato, M. and Nakamichi, H. (2002): Migration of seismic activity during the 1998 volcanic unrest at Iwate volcano, northeastern Japan, with reference to P and S wave velocity anomaly and crustal deformation, J. Vocanol. Geotherm. Res., Vol.113, pp.399-414.
- Yamawaki, T. et al. (2004): Three-dimensional P-wave velocity structure of Bandai volcano in northeast Japan

inferred from active seismic survey, Jour. Volcanol. Geotherm. Res., Vol.138, pp.267-282.

- Yokoyama, I. and Ohkawa, S. (1986): The subsurface structure of the Aira caldera and its vicinity in southern Kyushu, Japan, Jour. Volcanol. Geotherm. Res., Vol.30, pp.283-302.
- Yoshikawa, K. (1961): On the crustal movement accompanying with the recent activity of the volcano Sakurajima (Part 1), Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No.48, pp.1-15.

The 2008 Project of Artificial Explosion Experiment at Sakurajima Volcano

Masato IGUCHI, Takeshi TAMEGURI, Keigo YAMAMOTO, Hiromitsu OSHIMA*, Tokumitsu MAEKAWA*, Hitoshi MORI*, Atsuo SUZUKI*, Tomoki TSUTSUI**, Mikihiro IMAI**, Kazuki TSUSHIMA**, Naofumi, YAGI**, Sadato UEKI***, Takashi NAKAYAMA***, Yoshihiro YAMAMOTO***, Ryota TAKAGI***, Shiori II***, Shoko KOGA***, Takeshi NISHIMURA***, Titi ANGGONO***, Mare YAMAMOTO***, Jun OIKAWA****, Noboru OSADA****, Mie ICHIHARA****, Hiroshi TSUJI****, Yosuke AOKI****, Yuichi MORITA****, Atsushi WATANABE****, Kenji NOGAMI*****, Teruo YAMAWAKI*****, Toshiki WATANABE******, Haruhisa NAKAMICHI******, Takashi OKUDA*****, Kenji TACHIBANA*****, Enrique HERNANDEZ*****, Yu HASHIDA*****, Takashi HIRAI*****, Masahiro YOSHIMOTO*****, Kenshi YAMAZAKI*****, Takuji MOURI******, Hiroshi SHIMIZU******, Manami NAKAMOTO******, Yusuke YAMASHITA******, Hitoshi MIKADA******, Kyosuke ONISHI******, Satoru TANAKA*******, Yutaka OKANO*******, Tetsuya KAWABAYASHI*******, Junji FUJITANI*******, Hironori SAKAGUCHI*******, Michiaki IMAIZUMI*******, Takahiro Ohkura********, Shin YOSHIKAWA********, Yuuki ABE*******, Takashi ANDO, Akihiko YOKOO, Hiroki AIZAWA, Tetsuro TAKAYAMA, Tomova YAMAZAKI, Mitsuhiro TADA, Nobuo ICHIKAWA, Masato KAMO, Kazuhide TOMISAKA, Hiroki MIYAMACHI*********, Reiji KOBAYASHI*********, Hiroshi YAKIWARA*******, Shuichiro HIRANO*******, Chisato TOMARI********, Shingo NISHIYAMA*******, Sayumi YOSHIDA********, Kengo HATAKEYAMA*********, Makoto NISHIDA********, Kouji KATOU*********, Jun-ichi MIYAMURA*********, Tomoyuki KOEDA*********, Yoshirou MASUDA*********, Hideyuki HIRAMATSU*********, Taisuke KOUNO*********, Shin-ichi MATSUSUE*********, Fujio OOSUKI********, Hirohito GOTO*********, Makoto

Synopsis

In order to make clear (1) basement structure of Aira caldera, (2) magma supply system of magma reservoirs beneath Aira caldera and Minamidake crater and volcanic conduit and (3) magma path from the magma reservoir beneath the Aira caldera to that beneath the Minamidake, seismic exploration using artificial sources was conducted at Sakurajima volcano and Aira caldera, southwest Japan in November 2008. A total of 646 temporal stations equipped with a 2 Hz or 4.5 Hz vertical component seismometer and a portable data logger were deployed at land area. Sea area was covered by 32 Ocean Bottom Seismometers. Dynamite shots with charges of 20-300 kg were detonated at 15 locations.

Keywords: Sakurajima Volcano, Aira Caldera, artificial explosion experiment, magma accumulation

地球物理観測による桜島昭和火口の噴火プロセスへの一考察

横尾亮彦*・為栗 健

* 日本学術振興会特別研究員

要 旨

桜島昭和火口で2009年2月~4月に発生した噴火のうち,空気振動波形の明瞭な81イベントについて空気振動波形と地震波形のスタッキング処理を行い,それぞれの特徴抽出を行った。空気振動波形については,大振幅で急速な圧力上昇で特徴付けられる主要相に前駆して,微弱で緩慢な圧力上昇のある先行相が認められた。この先行相には継続時間や波形にバリエーションがあることも確認できた。地震波形の先頭部分には特徴的な3つの位相(順にP波,レイリー波,レイリー波)が見出せた。山頂火口の噴火過程の知見を基にこれらを鑑みると,最初のP波は山体内部で発生した地震によって励起され,また,二つ目のレイリー波は,空気振動現象の形成に対応した火口底直下の膨張現象によって放射されたと考えられる。他方,一つ目のレイリー波は,昭和火口の噴火地震にのみ観察されることから,昭和火口の噴火過程を決定付ける重要な現象だと考えられる。

キーワード: 桜島,昭和火口,空気振動,地震,スタッキング処理,噴火過程

1. はじめに

桜島の昭和火口が2006年6月に58年ぶりに活動を 再開し,数日~数ヶ月程度の休止期を幾度か挟みな がら,2009年5月末現在まで噴火活動を継続している (例えばYokoo and Ishihara, 2007、横尾ら, 2008)。 2006年の噴火活動では空気振動・地震ともに検出限 界程度か、それ以下であったものの(井口ら、2008a), 2007年以降になるとそれぞれの噴火イベントに対応 する明確な記録がとらえられるようになった。2008 年2月には流下距離1.5 kmの高温火砕流を伴う爆発 的な噴火活動があったほか(視線距離3.5 kmのKUR からの赤外映像で噴煙表面温度260 以上),2009 年2~4月は伝播距離2.3 kmのARMで100 Paを超える 空気振動が記録されるような爆発的な噴火が頻発し た (Figs. 1 and 2)。2009年の噴火活動は,その発生 時刻が夜間であった場合,国土交通省が桜島内外に 展開した超高感度カメラ網によって,赤熱岩片を火 口周辺の数100 m~1 km程度の範囲に飛散させる様 子が鮮明に捉えられることが多い(Fig. 3)。また, 2009年3月10日の噴火では,水平距離2km程度の噴石 が飛散するなど(福岡管区気象台・鹿児島地方気象 台,2009),全体的に見て,昭和火口の活動度は年を

経るごとに高まってきているといえる(井口ら, 2008a)。

桜島では他項目地球物理観測が定常的に実施され ており,この結果を利用してTameguri et al. (2002)や Iguchi et al. (2008)などが,山頂火口で発生する爆発 的噴火(ブルカノ式噴火)の発生過程やそのダイナ



Fig. 1 Map of Sakurajima volcano with infrasound and seismic stations of ARM and HAR (solid symbols), respectively. A white symbol labeled by KUR denote a station equiped with visible and infrared video monitoring systems.



Fig. 2 Temporal changes in the recent 1.5 years of cloud temperatures measured by an infrared thermal camera from KUR (upper) and peak amplitudes of infrasound waves recorded at ARM (lower). Gray colored periods indicate the occurrences of eruptions at Showa crater (data was obtained until the end of May 2009). No thermal data was obtained since May 20, 2009, due to maintenance of the observatory itself at KUR.

ミクスを明らかにしてきた。その中でも,噴火に伴う空気振動現象に着目した研究例としてIshiahra (1985)やYokoo et al. (2008)がある。噴火映像と地震 記録との時間対応性を検討したIshihara (1985)は,爆 発地震が桜島の地下1~3kmで発生してから,1.5~2 秒程度遅れて,火口底から衝撃波として空気振動が 放射されることを明らかにした。これは,噴火前に 形成されていた火口底浅部の圧力溜まりが等方的に 膨張(Tameguri et al., 2002),破裂することで発生し たものと解釈されている。Yokoo et al. (2008)は,噴



Fig. 3 Snapshots of the explosive eruption occurred at Showa crater at 20:23 on May 30, 2009, which were captured from the internet streaming video of Kyushu Regional Development Bureau, MLIT. A picture of upper left (a view from Nojiri, southwest of Sakurajima) was unfortunately captured at the different time of the eruption due to a failure of our system. KRDB holds the copyright of these pictures.

火映像記録と地震・空気振動記録の時間対応性につ いてより詳細に調べ,噴火発生の瞬間の火口底面の 変形・破壊過程と空気振動の波形特徴との関係性に ついて考察した。すなわち,圧力溜まりの膨張開始 とほぼ同時に一部の火口底面が変形を開始し,その 後0.5秒程度の時間をかけて数100 m³隆起する。この 地盤隆起過程によって周囲大気が押され,空気振動 (先行相)が形成される。そして,変形によって火 口底地盤が破壊され,圧力溜まりからの直接的な圧 力開放が生じ,大振幅の空気振動(主要相)が形成 されると解釈した。

最近の昭和火口の噴火活動は活発化の傾向にある とはいえ,10~30年前に繰り返された山頂火口の噴 火規模に比べれば,その規模はまだ小さく,地球物 理観測データを基に噴火過程の詳細を検討する研究 例はまだ多くない(井口ら,2008b;2009)。例えば, 地震波形についてみても,山頂火口の爆発地震とも 異なっているが,全体的に複雑な様子を呈している (加藤ら,2008)。また,その初動は不明瞭であり, 島内観測点のすべてで到着時刻を読み取ることがで きるイベントは少なく,2008年2月の2イベントの震 源しか報告がない(為栗ら,2008)。現段階では,こ れらの観測データから噴火過程を明らかにすること は難しいものと考えられる。

そこで,本稿では,2009年に入ってから頻発した 昭和火口の爆発的な噴火イベントのうち,空気振動 波形の明瞭な81イベントを例にとって,空気振動波 形・地震波形の特徴抽出を行った。そして,山頂火 口噴火の際に観測される波形との相違性を考慮して, 昭和火口の噴火過程について簡単な予察を行った。



Fig. 4 Infrasound and seismic waveforms observed at ARM (two columns at left-handed side) and HAR (those at right one), respectively; Events at (a) 17:21 on February 3, (b) 16:58 on April 2, (c) 01:06 on March 10, and (d) 05:22 on March 10. Close-up waveforms of each initial part with a fixed time window of 3 s are also displayed.

2. 観測データ

本稿で使用する空気振動・地震波形データは,国 土交通省九州地方整備局が管理する空気振動観測点 ARMと,防災研究所附属火山活動研究センターの定 常地震観測点であるHARにおいてそれぞれ観測され たものである(Fig. 1)。ARMでは0.1~1000Hzに平 坦な音圧感度を持つ低周波マイクロホン(アコー, 3348/7144)を,他方,HARでは固有周期1秒の地中 地震計を使用し,マイクロホンならびに地震計から の信号は,いずれも24 bitでA/D変換して200 Hzのサ ンプリング周波数で収録した。

なお,空気振動観測点はARMを含めて桜島島内に 3点あるが,ARMは昭和火口からの伝播距離が一番 短い(伝播距離2.3 km)。一方,地震観測点HARは 昭和火口からの水平距離3.4 kmであり,昭和火口か ら一番近い観測点というわけではない。しかし,2009 年2~4月の期間で欠測がなく,また地表設置の地震 計よりもS/Nがいい記録がとれていたためここで採 用した。

3. 空気振動波形・地震波形の特徴

Fig. 4に,昭和火口の爆発的な噴火活動に伴って発 生した空気振動波形,地震波形を示す。

空気振動波形は,おおむね,山頂火口の噴火活動 の際に観測されるもの(例えば井口・石原,1999)に 類似する。すなわち,空気振動の先頭部分に微弱で 緩慢な圧力上昇で特徴付けられる先行相(坂井ら, 2001; Yokoo et al., 2008)があり,また,先行相の背 後には,急峻で大振幅の主要相が明瞭である。その 後は複数回の振動を繰り返し,もとの大気圧に復調 する。噴煙放出が勢いよく継続する場合には数~10 Pa以下程度の振幅の振動が続く。

山頂火口噴火の空気振動波形には,噴火イベント ごとに先行相の特徴に大きな相違があるという報告 はないが,昭和火口の噴火によるそれは,噴火イベ ントごとに波形形状が連続的に変化しているように 見える(Fig. 4)。ここでは,便宜上,次に示す3タ イプに分類し,それぞれのタイプの波形特徴を明確 化させるため,主要相の到着時刻を合わせて波形ス タッキングを行い,平均的な変動を抽出した(Fig. 5)。 もちろん,これらで説明できないような複雑な波形 が観測される噴火イベントも多数発生してる。 [1] no preceding型(11イベント):波形の先頭部分に



Fig. 5 Stacked waveforms of infrasound and seismic signals (vertical and radial components) drawn by gray lines and their average responses by black lines. Infrasound waveforms were categorized into three types with (a) no preceding (11 events), (b) normal preceding (37 events), and (c) stagnated or pulse-like preceding phases (33 events). Nine events of the recent summit eruptions are also displayed by the same manner in (d).

明瞭な先行相がまったく認められない(Figs. 4a and 5a)。主要相部分の最大振幅は5~174 Paである。 [2] normal preceding型(37イベント):山頂火口の噴 火時に観察されるような,緩慢で微弱な圧力上昇で 特徴付けられる典型的な先行相を伴う(Figs. 4b and 5b)。最大振幅は6~135 Paである。

[3] stagnated or pulse-like preceding型(33イベント): 主要相に前駆した圧力上昇が途中で停滞(Fig. 4c), ないしは,その後に低下するものがこのタイプに相 当する。圧力上昇・低下という変化が極端なときは, 主要相から完全に孤立した小さい空気振動パルスと して認識される(Fig. 4d)。孤立パルスのある波形 をさらに別のタイプとして区別するのは難しかった ため,Fig. 5cは両者を併せて処理している。主要相 部の最大振幅は9~108 Paである。

Fig. 5に矢印で示される先行相と主要相の到着時 刻の差,すなわち,ARMにおける先行相の継続時間 を見ると,空気振動タイプ([1],)[2],[3]の順に継 続時間が長くなる様子がわかる。しかし,それぞれ の噴火イベント別における継続時間と空気振動最大 振幅との関係(Fig.6)をみると,データは全体的に ばらついており,継続時間と振幅の間には明瞭な関 係性は認められない。ただし,データ群の上限につ いては負の相関が認められるため,主要相の最大振 幅が大きいほどこれの発振直後の伝播速度が速く, そのため,伝播過程で先行相が覆い隠される時間が 長くなり,結果として観測点での継続時間が短くな ることもありそうである。また,空気振動タイプ[2] の継続時間よりも[3]の継続時間の方が長い傾向にあ るが,1秒以下の範囲ではほとんどの部分が重なり合 っており,明確に孤立パルス状になってしまったも の以外については,継続時間の区別はほとんどない 可能性も考えられる。

なお,市販の監視カメラ (SONY SSC-E450;最低 照度0.55ルクス,AGCオン)を使用してKURから撮 影した噴火映像中では,噴煙放出開始時の様子など



Fig. 6 Relation between time difference of arrival times between a preceding and a main phase of infrasound waves at ARM, and peak amplitudes of a main phase of them.

の表面現象には,これらの空気振動3タイプに直接対応するような共通性は見受けられない。

地震波形についても, Fig. 4を見る限り, 先頭部分 の2~3秒程度はいずれも類似しているように見え, 上に記した空気振動タイプのそれぞれに対応する特 徴があるのか判断できない。そこで, HARで観測さ れた地震波形にも,

- 空気振動先行相および主要相の励起に関係 した現象は火口浅部(数100 m深)で発生し たものとし,これにより,爆発地震LP相 (Tameguri et al., 2002)に相当するレイリー 波(擬LP相とよぶ)が放射される。
- 2. 空気振動の先行相・主要相の伝播速度は大 気音速とし,火口からARMまでの伝播に要 する時間を6.8秒とする(主要相について, 放射直後の衝撃波速度を考慮しない)。他 方,地震動の擬LP相がHARまで伝播するの に要した時間を2.3秒とする。
- 3. 空気振動現象との時間対応性を明確化させ るため,擬LP相の上下動最大振幅で規格化 してスタッキングする。水平動には,上下 動の規格化の倍率をそのまま適用する。

という3つの条件の下に,空気振動波形と同様のスタ ッキング処理を行った。それにより得られた平均波 形をFig.5に,また,平均波形の振動軌跡をFig.7に併 せて示す。これらの結果から,地震波形の先頭2~3 秒間には,次に記す3つの共通した位相があることが わかった。また,各共通位相の継続時間以外に,空 気振動のタイプごとの違いが地震波形はやはり現れ ていなかったものと判断される。

平均波形の初動部は押しで始まり,その後に同程 度ないしはやや振幅の大きな引き波が発現する(併 せて第1相と呼ぶ; Fig. 5)。第1相の振動軌跡はV-R



Fig. 7 Particle motions of each phase of the averaging seismic responses in Fig. 5.

平面上において直線的であり,震源から直接到達す る実体波(P波)である(Fig.7)。ただし,[3]の空 気振動タイプに相当する平均地震波形では,この特 徴は明瞭でない(Fig.7c)。第1相の継続時間は0.5 ~0.8秒程度であり,空気振動タイプが[1],[2],[3] となるにつれて長くなるように見える。

その後,さらに振幅の大きな押し・引きの組み合わせで表現される,継続時間1秒程度の変動が見受けられる(第2相; Fig. 5)。第2相の振動軌跡は,少なくとも第1相のような直線的な動きではなく,空気振動タイプ[1]で逆行,[2],[3]のタイプで順行の歪んだ楕円軌道を描く(Fig. 7)。そのため,レイリー波であると考えられる。継続時間は第1相と同様に,[1],[2],[3]の順に長くなる。

3つ目は擬LP相である。上下動の振幅は第1相,第2 相に比べて大きい(Fig.5)。振動軌跡は複雑な様相 を呈するが(空気振動タイプ[1]で順行,[2]で逆行, [3]で順行・逆行の順の楕円運動),少なくとも明確 な実体波の特徴は示しておらず,第2相と同様にレイ リー波であると考えるのが妥当であろう(Fig.7)。 これはスタッキング処理を行う上で採用した仮定と も矛盾しない。また,空気振動タイプ[1]の記録で明 瞭なように(Fig.5a),擬LP相の開始時刻は空気振 動の発現時刻とほとんど一致する。そして,タイプ [2],[3]の順に先行相部分の継続時間が長くなるにつ れて,擬LP相の開始時刻も徐々に早まっていく傾向 が認められる。これらについても,火口底下の膨張 開始時刻が空気振動先行相の発振時刻に一致する, というYokoo et al. (2008)の考え方を支持するもの であり,仮定の妥当性を示している。

4. 考察

複数の噴火イベントの空気振動・地震波形をスタ ッキング処理して特徴的な位相を抽出する,という ここで採用した手法の妥当性を検討するために, 2006年9月から2007年10月にかけて発生した南岳山 頂火口の爆発的噴火7イベントの空気振動・地震波形 にも,同様の手法を適用した(ただし,ARMならび にHARまでの空気振動・地震動の伝播に要する時間 の差を6.7秒とした)。結果をFigs. 5d and 7dに示す。

空気振動の平均波形には0.3秒程度の継続時間の 先行相が明瞭に認められる(Yokoo et al., 2008)。ま た,昭和火口の噴火による空気振動よりも,主要相 部分の圧縮相,膨張相の継続時間がともにやや長い という特徴があった。地震波形には, Tameguri et al. (2002) で示されるP相, D相, LP相と考えられる部分 が見出せる。すなわち,初動は押しで始まり(P相), その後にやや振幅の大きな引き波が現れる(D相)。 P相とD相を併せた継続時間で約0.8秒である(Fig. 5d)。P相とD相の部分の振動軌跡はV-R平面上で直 線的に動いており、P波である特徴を明確に示す(Fig. 7d)。その後に大振幅のLP相が発現する。振動軌跡 ではレイリー波であることはわかりづらいものの, 上下動の変動に対して水平動が半位相遅れている様 子は伺える(Fig. 5d)。また,先行相が発現する時 間とLP相の発現する時刻はほとんど一致する。この 様に,従来の報告例と照らし合わせて特に矛盾のな い結果が得られたことを考えると,昭和火口噴火の 観測波形に適用した手法に大きな問題はなさそうで ある。

さて,昭和火口,山頂火口の噴火過程の相違につ いて考えてみよう。両火口の噴火地震波形の初動部 はP波であり,V-R平面上で似たような傾きの振動軌 跡を呈する(Fig.7)。これは山体内部の同じような 領域に震源があることを示唆しており,2008年2月の 昭和火口の爆発的噴火地震の震源(為栗ら,2008)が 山頂火口のそれと変わらないことと調和的である。 また,昭和火口の空気振動は先行相の波形特徴から3 パターンに分類できるものの(Figs.4 and 5),地震 波形に見られる大振幅なレイリー波(擬LP相)の発 振とほぼ同時に先行相の形成が開始されているため (Fig.5),空気振動現象の励起には,おおむね山頂 火口噴火と同様,火口浅部の膨張過程が関係してい るものと判断される。つまり,昭和火口噴火の地震 波形のうち第1相,擬LP相が,山頂火口噴火の地震波 形のP+D相,LP相にそれぞれ対応していると考えら れる。一方,昭和火口噴火の地震波形第2相のレイリ ー波は,山頂火口噴火の地震波形には確認できず, この点が昭和火口の噴火過程を特徴付けている可能 性がある。

昭和火口噴火のP波初動の震源領域は,山頂火口の 噴火事例のそれと大きくは変わらないということが, 振動軌跡からは示唆されたが(Fig.7), 一方で, 昭 和火口の地震の初動は不明瞭であり,振幅も小さい という一般的特徴もある。このことは,震源は山頂 火口のものよりも山体内のある程度浅い位置にあっ たことが考えられる。例えば,震源が海水準程度で あった場合,昭和火口の噴火地震に現れた第2相は, 初動に対応するレイリー波だとして説明できうるだ ろう。しかし,その場合,震源から火口浅部の圧力 溜りまでの距離が,山頂火口の事例よりも短くなる にも関わらず,昭和火口噴火では,地震の発生から 火口浅部での(空気振動励起に直接関連する)膨張 現象開始までに2~3倍程度の時間がかかってしまっ ている(Fig.5)。火道内の状況の違いによる圧力波 伝播速度の低下なのか,膨張現象の前段階に地震波 形に現れないようななにかしらの現象があるのか、 いくつかの理由が考えられるが,これらに対して明 確な説明をする必要になる。他方,もし,震源位置 が海水準よりも深い従来の位置と同等であり、地震 波第2相が初動に対応したレイリー波でないとすれ ば,明瞭な実体波を観測できないような火口浅部で, 独立的に発生した現象によるものだと考えることも できる。その場合もやはり,噴火直前に火口浅部に 準備されていた圧力溜まりが膨張を開始する(擬LP 相が励起される)前に,同じような浅い領域で,こ れを誘引するなんらかの過程があったことを示唆す るのではないだろうか。

いずれにせよ,本稿ではスタッキング処理をした 平均振動波形を基に,昭和火口の噴火に伴う空気振 動・地震の特徴を検討している。これらの結果につ いては,多点で明瞭な波形が観測される個々の噴火 事例について,同様の特徴が見出せるかどうかにか かっている。これを確かめた後,空気振動波形の先 行相の特徴や,地震波形の第1相,第2相,ならびに 擬LP相の実態についての詳細な検討を行い,昭和火 口の噴火過程について解釈していきたい。

5. まとめ

2009年になって,桜島昭和火口では大振幅の空気 振動現象を伴う噴火が多発した。昭和火口の噴火過 程についての知見を得るために,空気振動,地震の 観測波形にスタッキング処理を行い,それぞれの波 形の特徴の抽出を試みた。その結果,空気振動波形 には幅広いバリエーションの先行相の存在が,また, 地震波形には山頂火口の噴火地震には認められない 表面波と思われる位相が,それぞれ明らかになった。 昭和火口の噴火過程を明らかにするためには,これ ら両者についての理解が必要であると考えられる。

謝 辞

ここで使用したHARの地震観測データは,その取 得と保守に火山活動研究センター職員諸氏の献身的 な協力があった。ARMの空気振動観測結果は国土交 通省九州地方整備局のものである。また,同局には ストリーミング映像のキャプチャ画像(Fig.3)の使 用を許可していただいた。上記の皆様に感謝します。 なお,本研究の一部に科研費補助金(特奨19・126: 代表者 横尾亮彦)を使用した。

参考文献

- 福岡管区気象台・鹿児島地方気象台 (2009): 桜島の
 火山活動解説資料(平成21年3月),火山活動解説
 資料(平成21年3月), pp. 1-12.
- 加藤幸司・山里 平・増田与志郎 (2008): 桜島昭和 火口の噴火活動と噴火に伴う地震波形について, 日本火山学会講演予稿集2009年度秋季大会, pp. 130-130.
- 井口正人・石原和弘 (1999): 爆発的噴火に伴う地震 動・空気振動の比較研究 - 桜島火山と諏訪之瀬島火 山の比較 - , 京大防災研年報, Vol. 33B, pp. 1-12.
- 井口正人・為栗 健・横尾亮彦 (2008a):火山活動の 経過,第10回桜島火山の集中総合観測,pp.1-18.
- 井口正人・横尾亮彦・為栗 健 (2008b): 桜島昭和下 降に伴う地盤変動の特徴,日本火山学会講演予稿 集2008年度秋季大会, pp. 78-78.
- 井口正人・横尾亮彦・為栗 健 (2009): 桜島昭和火 口における爆発直前の火道最上部への圧力集中, 日本地球惑星科学連合2009年大会予稿集 (CD-ROM), V159-032.

- 坂井孝行・中禮正明・吉田明夫 (2001): 桜島火山お よびカリムスキー火山の爆発的噴火に伴う空振波 形の先行相の存在,日本火山学会講演予稿集2001 年度秋季大会, pp. 16-16.
- 為栗 健・井口正人・山崎友也・高山鐵朗 (2008): 桜 島火山における火山性地震観測の強化,第10回桜 島火山の集中総合観測, pp. 19-25.
- 横尾亮彦・為栗 健・井口正人・石原和弘 (2008): 桜 島昭和火口2007年噴火の活動推移, 京大防災研年 報, Vol. 51B, pp. 267-273.
- Iguchi, M., Yakiwara, H., Tameguri, T., Hendrasto, M. and Hirabayashi, J. (2008): Mechanism of explosive eruption revealed by geophysical observations at the Sakurajima, Suwanosejima and Semeru Volcanoes, J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 178, pp. 1-9, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2007.10.010
- Ishihara, K. (1985): Dynamic analysis of volcanic explosion, J. Geodyn., Vol. 3, pp. 327-349.
- Tameguri, T., Iguchi, M. and Ishihara, K. (2002): Mechanism of explosive eruption from moment tensor analysis of explosion earthquakes at Sakurajima Volcano, Japan, Bull. Volcanol. Soc. Japan, Vol. 49, pp. 197-215.
- Yokoo, A. and Ishihara, K. (2007): Volcanic activity around Showa crater of Sakurajima Volcano monitored with infrared and video cameras, Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 50C, pp. 149-156.
- Yokoo, A., Tameguri, T. and Iguchi, M. (2008): Swelling of a lava plug associated with a Vulcanian eruption at Sakurajima Volcano, Japan, as revealed by infrasound record: case study of the eruption on January 2, 2007, Bull. Volcanol., doi: 10.1007/s00445-008-0247-5

付 録

Table A1に,本稿で取り扱った昭和火口の噴火イ ベントの発生日時,ARMにおける空振最大振幅をま とめる。

	une	ilyzed ill til	e present s	tudy	type of	date	time
	type of	date	time	peak amplitude	infrasound	(mm/dd)	(hh:mm)
	infrasound	(mm/dd)	(hh:mm)	at ARM (Pa)	normal	04/04	16:41
	no preceding	02/01	09:41	43.0	preceding	04/04	17:23
	(shock) 02/01		19:57	78.5		04/04	20:15
		02/02	06:26	136.1		04/05	07:56
		02/02	11:09	66.1		04/09	15:31
		02/03	17:21	159.9	stagnated or	02/01	17:17
		03/08	01:52	32.6	pulse-like	02/03	20:49
		03/08	05:11	4.9	preceding	02/04	02:50
		04/02	15:04	173.8		02/04	07:15
		04/03	01:16	13.6		03/07	20:10
		04/03	09:44	22.9		03/08	05:45
		04/04	09:41	11.1		03/09	00:34
	normal	02/01	11:25	25.3		03/09	03:23
	preceding	02/01	18:35	28.6		03/09	23:16
		02/01	20:22	34.4		03/10	01:06
		02/02	04:57	39.8		03/10	04:23
		02/02	14:26	17.0		03/10	05:01
		02/03	16:32	101.4		03/10	05:22
		02/04	01:26	20.7		03/14	18:55
		03/01	07:53	79.2		03/14	20:01
		03/03	16:01	78.5		04/02	03:57
		03/08	09:16	46.5		04/02	04:49
		03/08	09:26	43.0		04/02	07:00
		03/08	20:13	121.3		04/02	17:13
		04/02	16:58	126.3		04/02	18:32
		04/02	17:39	25.0		04/03	03:02
		04/02	19:11	36.0		04/03	06:58
		04/02	21:23	5.9		04/03	13:23
		04/03	08:24	11.4		04/03	16:00
		04/03	09:01	17.8		04/03	20:45
		04/03	09:17	8.2		04/03	21:40
		04/03	09:35	30.4		04/03	22:10
		04/03	10:09	33.0		04/05	03:48
		04/03	10:16	7.7		04/05	04:47
		04/03	11:18	89.7		04/05	05:35
		04/03	18:37	63.7		04/05	12:42
		04/03	19:41	26.5		04/05	18:27
		04/03	19:59	25.6		04/05	19:24
		04/04	00:47	36.1			
		04/04	03:47	135.0			
		04/04	05:57	30.0			
		04/04	08:37	20.4			
		04/04	14:09	100.6			
		04/04	15:25	74.4			
-							

Table A1 List of eruptions at Showa crater in 2009 analyzed in the present study

Table A1 (continued)

peak amplitude

at ARM (Pa)

89.5

62.8

18.4

12.4

28.8

58.7

9.3

22.7

31.1

32.4

39.0 52.9

57.9 43.9

108.2

41.6

20.9

99.5

18.4

9.9

13.1

12.5

19.8 71.3

76.9

19.7

10.8

57.1

32.4

27.6

40.2 23.8

77.9

55.9

33.9

10.7

28.3

12.1

Characteristics of Infrasound and Seismic Signals Associated with Eruptions at Showa Crater of Sakurajima Volcano

Akihiko YOKOO* and Takeshi TAMEGURI

* JSPS Research Fellow

Synopsis

We investigated the characteristics of observed infrasound and seismic records associated with 81 eruptions at Showa crater of Sakurajima volcano that occurred during the period from February 1 to April 9, 2009. From a staking procedure of infrasound records, three types of the preceding phase were clearly recognized as no preceding type, normal preceding type and stagnated or pulse-like preceding type, prior to the onset of the main impulsive phase. On the other hands, applying same method to seismic records, three characteristic phases could be identified in the initial part; the first one was the P wave which would produced at a deeper portion of the volcano and the third one was the Rayleigh wave as same as the LP phase of explosion earthquake of the summit explosion. However, the second phase of the Rayleigh wave have not been observed at the summit eruptions, which would become a key feature for understanding eruption processes of Showa crater.

Keywords: Sakurajima volcano, Showa crater, infrasound wave, seismogram, stacking, eruption mechanisms

桜島火山・昭和火口で発生した噴煙のPIV解析

石峯康浩*・瀧本浩史**・神田学**・木下紀正***・横尾亮彦・井口正人

* 防災科学技術研究所火山防災研究部(現所属・理化学研究所)
 ** 東京工業大学国際開発工学専攻
 *** 鹿児島大学教育実践総合センター

要 旨

桜島火山・昭和火口の噴火活動で発生した噴煙を撮影した映像にPIV法を適用し,噴煙 の噴出速度を求めた。流れの中に混入した浮遊粒子をトレーサーとして用いるオーソドッ クスなPIV法とは異なり,本研究では,乱流渦の濃淡をトレーサーとして,加賀ら(1994) が提唱した逐次棄却法を適用した。その結果,視界が良い晴天の日中時に撮影された映像 においては,噴煙の噴出速度を適切に抽出することに成功した。例えば,2007年5月24日 午前10時19分の噴火では,噴火開始後5秒間の火口直上における最高速度の平均値は約83 m/sと,同じ5秒間での噴煙最高点の平均上昇速度(約31 m/s)の約2.7倍に達していたこ とが分かった。

キーワード:火山噴火,噴煙,噴出速度, PIV,映像解析

1. はじめに

火山活動は発生頻度が低いものの,いったん活発 化すると,長期化・大規模化する傾向が強く,社会 的な影響が顕著である。そのため,火山噴火の兆候 をいち早く察知し,素早い防災対応への貢献が大き いと期待される火山性地震や地殻変動などの観測は, 日本国内の多くの活火山で精力的に整備が進められ ている。

その半面, 噴煙や火砕流など, 火山噴火が始まっ てから地表面で生じる現象に関しては, 定量的な観 測を行う技術の開発があまり進んでおらず, 目視で 状況を確認する程度というのが現状である。そのた め, 火山災害発生時の状況把握を十分な精度ででき ない恐れが高い。

特に, 桜島火山の昭和火口では, 2006年以降, 噴 火活動が活発になっており, 小規模ながらも, たび たび噴煙を噴出している。その中には, 2008年2月6 日の噴火のように火口直上で噴煙の一部が上昇速度 を失って火口に向かって崩落し, 小規模な火砕流を 発生させる事例も含まれている。このような火砕流 の発生様式は「噴煙柱崩壊」と呼ばれており, 過去 に世界各地で甚大な災害を引き起こしている。この ことは, 桜島火山においても, 今後, 大規模な噴煙 柱崩壊が発生しないか, 十分に警戒をしていく必要 があることを示唆している。

噴煙柱崩壊の発生要因を解明するためには,噴煙 の噴出速度をはじめとした噴煙そのものの運動特性 を定量化することが極めて重要である。そこで,本 研究では,同火口で発生した噴煙の映像に画像解析 技法の一種であるPIV法を適用し,噴煙運動を面的か つ定量的に把握することを試みた。

2. PIV法の概要

PIVは、Particle Image Velocimetryの略であり、文 字通り、粒子によって可視化した流れの画像を解析 して、速度を特定する流速測定手法である。粒子と しては、周りの流体の流れに必要な精度で追随する 程度に小さく、かつ、照明光をよく反射するなど、 画像上で場所を特定しやすい特性のものを利用する のが一般的である。そのような粒子を混入した流れ の画像を複数の時刻で取得し、異なった時刻の画像 どうしを比較する。具体的には、画像を小さな検査 領域に分割し、各領域について離散相互相関関数:

$$R_{II'}(x, y) = \sum_{i=-K}^{K} \sum_{j=-L}^{L} I(i, j) I'(i + x, j + y) \quad (1)$$

を計算する。ここで、I(i,j)は、参照元となる画像内 の位置(i,j)における輝度、I'(i+x,j+y)は一定時刻過 ぎた後の画像における位置(i+x,j+y)における輝度で ある。K、Lはそれぞれ検査領域中心からのi方向、j 方向の最も遠いピクセルを表している。式(1)を最 大とする(x,y)の実際の距離と、撮影時刻の時間差 から速度を求めるというのが基本概念である。

考え方そのものの歴史は古く, Nayler and Frazer (1917)がしばしば先駆的な研究として引用される。 しかし,実際に科学的な計測技術として著しく発展 したのは,計算機性能が向上して大規模な演算処理 が可能になった1980年代以降である。最近では,流 体計測の主流と言えるほどに広く利用されるように なっており,ラッフェルら(2000)や可視化情報学 会(2002)などの優れた解説書も多数,出版されて いる。

本来のPIV解析は、実験室において制御された流れ に対して行うことを想定しているため、流れ中に可 視化用の微小粒子を混濁させることが可能である。 しかしながら、火山噴煙の場合、そのような操作は できない。また、噴煙には火山灰粒子が含まれてい るものの、細かすぎて既存のカメラと撮影技術では、 個々の粒子を同定することはできない。そこで、本 研究では、瀧本ら(2009)の手法を応用して、乱流 渦の濃淡の運動を追跡することで、噴煙そのものの 運動速度を求めることを試みた。

上の手法を採用するのに併せて,2画像間の相関を 取るにあたっては,加賀ら(1994)が提唱した逐次 棄却法を適用した。逐次棄却法では,式(1)の代わ りに

$$R_{II'}(x, y) = \sum_{i=-K}^{K} \sum_{j=-L}^{L} \left| I(i, j) - I'(i + x, j + y) \right|$$
(2)

という関数を使い、この値が最小になる領域どうし の距離から速度を求めるのが特徴である。

式(1)では、輝度値の大きい位置に重み付けをし た形でパターンマッチングを行うことになる。これ は、トレーサー粒子のように意識的に輝度を上げた 物体を追跡する場合には都合がよいが、連続濃度を 持つ渦の移動を追跡する場合には適していない。特 に、火山噴煙の場合、輝度の大きな火山弾などが画 像中に小さなピクセルで捉えられていれば、式(1) では平均的な渦構造の運動ではなく、火山弾の運動 を追跡して速度を決定してしまう危険性が大きい。



Fig. 1 Location of Showa crater (red triangle) and Kurokami observation site (black square).

一方で,式(2)を使えば,乱流渦の広がりのある構造が作る濃淡を同様の重みで評価することができ,本研究の目的に適した結果が得やすい。そこで,本研究では,逐次棄却法に対応しているライブラリー 社製の商用ソフト「FlowPIV」を解析に利用した。

3. 映像の概要

京都大学防災研究所火山活動研究センターでは, 日本放送協会と共同で,昭和火口から約4キロ離れた 黒神観測点(Fig.1)において,2006年6月以降,約3 年間にわたり24時間体制で高感度カメラにて常時撮 影してきた。これらの映像の中から,噴火の瞬間を 捉えた映像を抽出し,その映像にPIV解析を適用する ことを試みた。撮影に用いたカメラはNEC製 NC-840Bで,撮影された映像は空間解像度640×480 画素,フレームレート30fpsである。

また, PIV解析に最適な画像の撮影方法などを検討 するため、京都大学防災研究所の平成20年度萌芽的 共同研究の経費にて購入したビデオカメラなどを用 いて、昭和火口から発生する噴煙を撮影することも 試みた。同共同研究以外の経費による出張を含め、 平成20年度内に計4回, 桜島火山を訪問し, 撮影の機 会を探った。しかし,訪問中には噴火が発生せず, 残念ながら,この試みはうまくいかなかった。

4. 解析結果

ここでは,定量的な速度の抽出に成功した 2007 年 5 月 24 日午前 10 時 19 分に発生した噴煙の映像 (Fig.2) を例に,解析手順を説明する。

元映像は、R(赤)、G(緑)、B(青)それぞれの輝度値を持つカラー画像である。これをまず、256



Fig. 2 An example of original images used for PIV analysis (The eruption at 10:19 on 24 May 2007 at Showa crater).



Fig. 3 A typical result of direct PIV analysis using the original images shown in Fig. 2. There are some erroneous vectors.



Fig. 4 A typical result of PIV analysis using the images that represent the difference from the initial image.

階調のグレースケールに変換した。このままの映像 に PIV 解析を試みると Fig.3 のように, 噴煙の部分 で速度が特定できない領域が多くなった。その半面, 大きな速度での移動がないと予想される背景部分で, 画像ムラによって生じる高い相関部分を不適切に抽 出して得られる解析上のエラー(一般に過誤ベクト ルと呼ばれるもの)を多く含む結果となった。

そこで、グレースケールに変換した各フレームの 画像について、さらに噴煙発生直前の画像との差分 を取り、その連続画像に対して、PIV 解析を行った。 その結果、Fig.4 のように信頼できる速度分布を得る ことに成功した。Fig.4 を得る解析に当たっては、一 つの検査領域のサイズを縦横ともに11 ピクセルずつ 取り、その画像中心からさらに縦横とも 11 ピクセル の間を探索することによって速度を特定した。また、 画像は、映像として記録されていた連続する 2 枚を 利用した。すなわち、時間間隔 1/30 秒である。

ここで示した噴火の例では,噴火開始後 5 秒間の 火口直上における最高速度の平均値は約 83 m/s だっ た。この速度は,同じ 5 秒間での噴煙最高点の平均 上昇速度(約 31 m/s)の約 2.7 倍だった。このよう に噴煙の噴出速度と最高点の上昇速度を同時に特定 することが可能になったことは,大きな成果である。

他の噴火についても、乱流渦の濃淡が明瞭な、天 気が良い日中に、逆光にならない状態で撮影した噴 煙映像では、同様の信頼できる速度分布を得ること ができた。しかしながら、夜間や明け方など、十分 な明るさが得られない場合や、曇りがちで視界が不 明瞭な場合などでは、良好な結果が得られなかった。 このため、より多くの噴火事例において、確実に速 度を特定できるようにするためには、今後、さらな る手法の改良が必要な状況である。

また,通常のPIV解析では、レーザーシートなどを 利用して測定する平面を特定し、その面に直交する 方向から撮影する。本研究ではこのような操作を加 えておらず、噴煙表面の移動量をそのまま速度とし て扱っているため、カメラから見た奥行き方向の速 度成分の影響が結果に含まれている。このような誤 差が含まれていても、噴煙の運動を解析するに当た っては十分な情報量を持っているとみなすこともで きるが、今後、より定量的な議論を行っていくため には、この点についても注意深い考察が必要となる と考えられる。

5. おわりに

桜島火山においては、2006年以降の昭和火口の噴 火に伴い、非常に貴重な噴火映像を撮影、記録する ことに成功した。この映像記録から噴煙運動に関す る定量的な物理特性を抽出することを目指して,近 年,流体力学の分野で著しく発展したPIV解析の技法 を適用して,噴煙の噴出速度を同定することを試み た。その結果,視界のクリアな日中に撮影された映 像に関しては,信頼できる速度分布を得ることに成 功した。適用範囲を広げるには,手法のさらなる改 良が必要になると予想されるが,今後の噴煙解析の 有用なツールになると期待できる良好な見通しを得 ることができた。さらには,PIV解析によって得られ た結果を,噴煙の一次元理論モデルや数値シミュレ ーションの結果と比較することによって,噴煙柱の 崩壊条件をはじめとした噴煙のダイナミックスにつ いて,より深い理解が得られるものと考えられる。

謝 辞

本研究は、京都大学防災研究所の平成20年度萌芽 的共同研究(課題番号20H-01)として実施したもの です。本研究を遂行するに当たっては、科学研究費 補助金・若手研究(B)(課題番号20710134)の一部 を利用しました。

参考文献

- 加賀昭和・井上義雄・山口克人(1994):気流分布 の画像計測のためのパターン追跡アルゴリズム,可 視化情報,第14巻, pp. 38-45.
- 可視化情報学会(2002): PIVハンドブック,森北出版, 328pp.
- 瀧本浩史・佐藤 歩・小野村史穂・神田 学(2009):
 PIVを用いた乱流計測-屋外模型都市と室内模型都市の相互比較-,土木学会水工学論文集,第53巻, pp.241-246.
- ラッフェル, M.・ヴィラート, C. E.・コンペンハンス, J.
 (2000) : PIVの基礎と応用-粒子画像流速測定法-,
 小林敏雄監修・岡本孝司・川橋正昭・西尾 茂訳,
 シュプリンガー・フェアラーク東京, 246pp.
- Nayler, J.L. and Frazer, B.A. (1917) : Preliminary report upon an experimental method of investigating, by the aid of kinematographic photography, the history of eddying flow past a model immersed in water, Tech. Rep. Advisory Commit. For Aeronau. For 1917-1918, Vol.1, London, His Majesty's Office.

PIV Analysis of Ash Clouds Ejected from Showa Crater of Sakurajima Volcano

Yasuhiro ISHIMINE*, Hiroshi TAKIMOTO**, Manabu KANDA**, Kisei KINOSHITA***, Akihiko YOKOO and Masato IGUCHI

* National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (Present address: RIKEN)
 ** Tokyo Institute of Technology
 *** Kagoshima University

Synopsis

The discharge speeds of ash clouds ejected from Showa crater of Sakurajima volcano in Kagoshima, Japan, were obtained by applying the Particle Image Velocimetry (PIV) method, which is a computer-aided image analysis technique, to close-up video images recorded during recent eruptions. The spatial patterns of turbulent eddies were used as tracers instead of suspended particles to yield velocity distributions with Successive Abandonment Method proposed by Kaga et al. (1994). The discharge speeds of ash clouds were successfully identified for the video images with a clear view in daytime. This study revealed that the discharge speed immediately above Showa crater was about 83 m/s during the first five seconds on average for the ash cloud on 24 May 2007 while the average spreading speed of the uppermost part of the same ash cloud was about 31 m/s.

Keywords: volcanic eruption, ash clouds, discharge speed, PIV, video analysis

砂の力学モデルとしての多重せん断モデルの 有限ひずみ(大変形)解析の定式化

井合 進・上田恭平・飛田哲男・小堤 治*

* 京都大学防災研究所非常勤講師·明窓社(株)

要旨

本研究では、砂のような粒状体の力学モデルとしてのひずみ空間での多重せん断モデル を基に、大変形解析(有限ひずみ解析)に必要なTotal Lagrangian(TL法)法、および、 Updated Langrangian法(UP法)の両者による定式化を示す。大変形解析に必要な定式化に おいては、圧縮性を考慮した超弾性体の大変形解析理論を基に、これに、多重せん断機構 および非線形性(カップリング項としてのダイレイタンシを含む)を盛り込んだ定式化を 示す。

キーワード:構成式、有限ひずみ、大変形、砂

1. はじめに

本研究では、砂のような粒状体の力学モデルとし てのひずみ空間での多重せん断モデル(Iai & Ozutsumi, 2005)を基に、大変形解析(有限ひずみ解 析)に必要な定式化を示すことを目的とする。Total Lagrangian(TL法)法、および、Updated Langrangian法 (UP法)の両者による定式化を示す。大変形解析に必 要な定式化においては、圧縮性を考慮した超弾性体 の大変形解析理論(例えば、Holzapfel, 2000)を参考 として、これに、多重せん断機構および非線形性(カ ップリング項としてのダイレイタンシを含む)を盛 り込んだ定式化を行う。

2. 微小変形での構成式 (テンソル成分表示)

大変形解析での構成式の定式化に先立ち,まず, 微小変形解析での構成式の要点を,以下に,主要な 数式の列挙の形式で,簡潔にまとめておく。

2.1 積分形 $\sigma'_{kl} = -p\delta_{kl} + \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{l} q^{(ij)} \langle t_k^{(ij)}, n_l^{(ij)} \rangle \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$

$$\left\langle t_{k}^{(ij)}, n_{l}^{(ij)} \right\rangle = t_{k}^{(ij)} n_{l}^{(ij)} + n_{k}^{(ij)} t_{l}^{(ij)}$$
(2)

(1) 従来法

$$d\sigma'_{kl} = D_{klmn} d(\varepsilon_{mn} - \varepsilon_0 \delta_{nm})$$
 (3)
 $D_{klmn} = K_{LU} \delta_{kl} \delta_{mn}$

$$+\frac{1}{4\pi}\sum_{j=1}^{J}\sum_{i=1}^{I}G_{\mathrm{L}/\mathrm{U}}^{(ij)}\left\langle t_{k}^{(ij)},n_{l}^{(ij)}\right\rangle\left\langle t_{m}^{(ij)},n_{n}^{(ij)}\right\rangle\Delta\omega\Delta\Omega^{(j)}$$

$$\tag{4}$$

$$\mathrm{d}p = -K_{\mathrm{L/U}}\mathrm{d}\varepsilon \tag{5}$$

$$\mathrm{d}q^{(ij)} = G_{\mathrm{L}/\mathrm{U}}^{(ij)} \mathrm{d}\gamma^{(ij)} \tag{6}$$

$$\mathbf{d}\boldsymbol{\varepsilon} = \delta_{mn} \mathbf{d}\boldsymbol{\varepsilon}_{mn} \tag{7}$$

$$d\gamma^{(ij)} = \left\langle t_m^{(ij)}, n_n^{(ij)} \right\rangle d\mathcal{E}_{mn}$$

$$\gamma^{(ij)}$$
(8)

$$q^{(ij)} = \frac{\gamma_{v}}{1 + \left|\frac{\gamma^{(ij)}}{\gamma_{v}}\right|} q_{v}$$
(9)

$$G_{\rm L}^{(ij)} = \frac{1}{\left(1 + \left|\frac{\gamma^{(ij)}}{\gamma_{\rm v}}\right|\right)^2} \frac{q_{\rm v}}{\gamma_{\rm v}}$$
(10)

(1)

(2)改良反復法

改良反復法の定式化は,カクテルグラスモデル(井 合他,2008)の場合が最も一般的(複雑)で,以下の とおりとなる。

まず,式(1)の等方成分 p および仮想単純せん断応 力 $q^{(ij)}$ は,有効体積ひずみ ε ',仮想有効体積ひずみ ε ",および仮想単純せん断ひずみ $\gamma^{(ij)}$ の関数とし て,以下で与える。

$$p = p(\mathcal{E}') \tag{11}$$

$$q^{(ij)} = q^{(ij)}(\gamma^{(ij)}, \ \mathcal{E}', \ \mathcal{E}'')$$
(12)

ここに、有効体積ひずみ ε' は、体積ひずみからダイ レイタンシーによる体積ひずみ成分を除去したもの であり、以下で与える。

$$\mathcal{E}' = \mathcal{E} - \mathcal{E}_{d} \tag{13}$$

同様に,仮想有効体積ひずみ*E*"は,体積ひずみから 収縮的ダイレイタンシーによる体積ひずみ成分を除 去したものであり,以下で与える。

$$\mathcal{E}'' = \mathcal{E} - \mathcal{E}_d^c \tag{14}$$

ここで,これらのダイレイタンシーによる体積ひず み成分の増分は,ひずみ増分の線形変換で与えられ るものとし,これを以下のとおり書く。

$$\mathrm{d}\varepsilon_{\mathrm{d}} = n_{mn}^{\mathrm{d}} \mathrm{d}\varepsilon_{mn} \tag{15}$$

$$\mathbf{d}\boldsymbol{\varepsilon}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}} = \boldsymbol{n}_{mn}^{\mathrm{dc}} \mathbf{d}\boldsymbol{\varepsilon}_{mn} \tag{16}$$

以上により,増分形の構成式は,式の両辺の微分 をとれば,以下で与えられる。

$$d\sigma'_{kl} = -dp\delta_{kl}$$

+
$$\frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} dq^{(ij)} \left\langle t_{k}^{(ij)}, n_{l}^{(ij)} \right\rangle \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$$
⁽¹⁷⁾

$$\mathrm{d}p = \frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\varepsilon'}\mathrm{d}\varepsilon' \tag{18}$$

$$\mathrm{d}q^{(ij)} = \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \gamma^{(ij)}} \mathrm{d}\gamma^{(ij)} + \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \varepsilon'} \mathrm{d}\varepsilon' + \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \varepsilon''} \mathrm{d}\varepsilon''$$
(19)

式(18)(19)に,式(7)(8)(13)~(16)を代入すると,

$$dp = \frac{dp}{d\varepsilon'} \left(\delta_{mn} - n_{mn}^{d} \right) d\varepsilon_{mn}$$
⁽²⁰⁾

$$dq^{(ij)} = \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \gamma^{(ij)}} \left\langle t_m^{(ij)}, n_n^{(ij)} \right\rangle d\varepsilon_{mn} + \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \varepsilon'} \left(\delta_{mn} - n_{mn}^{d} \right) d\varepsilon_{mn}$$
(21)
$$+ \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \varepsilon''} \left(\delta_{mn} - n_{mn}^{dc} \right) d\varepsilon_{mn}$$

よって, 増分形の構成式が以下のように与えられる。

$$\mathrm{d}\sigma'_{kl} = D_{klmn} \mathrm{d}\varepsilon_{mn} \tag{22}$$

$$\begin{split} D_{klnm} &= K_{L/U} \delta_{kl} \delta_{nm} \\ &+ \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} G_{L/U}^{(ij)} \left\langle t_{k}^{(ij)}, n_{l}^{(ij)} \right\rangle \left\langle t_{m}^{(ij)}, n_{n}^{(ij)} \right\rangle \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)} \\ &- K_{L/U} \delta_{kl} n_{nm}^{d} \\ &+ \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} \left(H_{L/U}^{(ij)} + L_{L/U}^{(ij)} \right) \left\langle t_{k}^{(ij)}, n_{l}^{(ij)} \right\rangle \delta_{nm} \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)} \\ &- \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} \left(H_{L/U}^{(ij)} \left\langle t_{k}^{(ij)}, n_{l}^{(ij)} \right\rangle n_{nm}^{d} \right) \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)} \\ &+ \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} \left(L_{L/U}^{(ij)} \left\langle t_{k}^{(ij)}, n_{l}^{(ij)} \right\rangle n_{nm}^{cd} \right) \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)} \end{split}$$
(23)

ここに,

$$K_{\rm L/U} = -\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\varepsilon'} \tag{24}$$

$$G_{\rm LU}^{(ij)} = \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \gamma^{(ij)}} \tag{25}$$

$$H_{\rm LU}^{(ij)} = \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \varepsilon'} \tag{26}$$

$$L_{\rm L/U}^{(ij)} = \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \varepsilon"}$$
(27)

以上の各項の具体的な計算については,カクテルグ ラスモデルの定式化の資料(井合他, 2008)を参照 のこと。

3. 微小変形での構成式 (Notationの変更)

以上の構成式を, Holzapfel (2000)のNotation を用い, 以下のように表記しておく。

3.1 積分形
$$\boldsymbol{\sigma}' = -p\mathbf{I} + \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} q^{(ij)} \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \Delta \omega \Delta \mathcal{Q}^{(j)}$$
(28)

$$\left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle = \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} + \mathbf{n}^{(ij)} \otimes \mathbf{t}^{(ij)}$$
 (29)

(1) 従来法(FLIP)

$$\dot{\boldsymbol{\sigma}}' = \mathbb{C} : (\dot{\boldsymbol{\varepsilon}} - \dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_0 \mathbf{I}) \tag{30}$$

$$\mathbb{C} = K_{LU} \left(\mathbf{I} \otimes \mathbf{I} \right)$$

+
$$\frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} G_{LU}^{(ij)} \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \otimes \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \Delta \omega \Delta \mathcal{Q}^{(j)}$$
(31)

$$\dot{p} = -K_{\rm L/U}\dot{\varepsilon} \tag{32}$$

$$\dot{q}^{(ij)} = G_{\rm L/U}^{(ij)} \dot{\gamma}^{(ij)}$$
 (33)

$$\dot{\varepsilon} = \mathbf{I} : \dot{\varepsilon} = \mathrm{tr}\dot{\varepsilon}$$
(34)

$$\dot{\gamma}^{(ij)} = \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle : \dot{\boldsymbol{\varepsilon}}$$

$$\chi^{(ij)}$$
(35)

$$q^{(ij)} = \frac{\frac{\gamma_{\nu}}{\gamma_{\nu}}}{1 + \left|\frac{\gamma^{(ij)}}{\gamma_{\nu}}\right|} q_{\nu}$$
(36)

$$G_{\rm L}^{(ij)} = \frac{1}{\left(1 + \left|\frac{\gamma^{(ij)}}{\gamma_{\rm v}}\right|\right)^2} \frac{q_{\rm v}}{\gamma_{\rm v}}$$
(37)

(2) 改良反復法 (FLIP)

$$\dot{\boldsymbol{\sigma}}' = -\dot{p}\mathbf{I} + \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} \dot{q}^{(ij)} \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$$
(38)

$$\dot{p} = \frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\varepsilon'} \dot{\varepsilon}' \tag{39}$$

$$\dot{q}^{(ij)} = \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \gamma^{(ij)}} \dot{\gamma}^{(ij)} + \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \varepsilon'} \dot{\varepsilon}' + \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \varepsilon''} \dot{\varepsilon}''$$
(40)

ここに,

$$\dot{\varepsilon}' = \left(\mathbf{I} - \mathbf{I}_{\mathrm{d}}\right) : \dot{\varepsilon} \tag{41}$$

$$\dot{\varepsilon}'' = \left(\mathbf{I} - \mathbf{I}_{d}^{c}\right) : \dot{\varepsilon}$$
(42)

$$\dot{\gamma}^{(ij)} = \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle : \dot{\boldsymbol{\varepsilon}}$$
(43)

$$\dot{\mathcal{E}}_{d} = \mathbf{I}_{d} : \dot{\mathbf{\epsilon}}$$
(44)

$$\dot{\mathcal{E}}_{d}^{c} = \mathbf{I}_{d}^{c} : \dot{\mathbf{\epsilon}}$$
(45)

$$c_{\rm d} - \mathbf{I}_{\rm d} \cdot \mathbf{c}$$

Ś

 $\dot{q}^{(ij)} = \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \gamma^{(ij)}} \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle : \dot{\boldsymbol{\varepsilon}}$

 $+\frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \varepsilon'} (\mathbf{I} - \mathbf{I}_{d}): \dot{\boldsymbol{\varepsilon}}$

 $+\frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \varepsilon''} \left(\mathbf{I} - \mathbf{I}_{\rm d}^{\rm c}\right) : \dot{\boldsymbol{\varepsilon}}$

以上より,

$$\dot{p} = \frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{I}}(\mathrm{I} - \mathrm{I}) \dot{\epsilon} \tag{46}$$

$$\dot{p} = \frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\varepsilon'} \left(\mathbf{I} - \mathbf{I}_{\mathrm{d}} \right) : \dot{\varepsilon}$$
(46)

$$\boldsymbol{c}_{d} - \boldsymbol{I}_{d} \cdot \boldsymbol{c}$$

$$\boldsymbol{c}_{\mathrm{d}} = \mathbf{I}_{\mathrm{d}} \cdot \boldsymbol{c}$$

$$\dot{\sigma}' = \mathbb{C} : \dot{arepsilon}$$

$$\begin{split} &\mathbb{C} = K_{\mathrm{L}U} \left(\mathbf{I} \otimes \mathbf{I} \right) \\ &+ \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{L} G_{\mathrm{L}U}^{(ij)} \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \otimes \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)} \\ &- K_{\mathrm{L}U} \left(\mathbf{I} \otimes \mathbf{I}_{\mathrm{d}} \right) \\ &+ \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} \left(H_{\mathrm{L}U}^{(ij)} + L_{\mathrm{L}U}^{(ij)} \right) \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \otimes \mathbf{I} \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)} \\ &- \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} \left(H_{\mathrm{L}U}^{(ij)} \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \otimes \mathbf{I}_{\mathrm{d}} \right) \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)} \\ &+ \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} \left(L_{\mathrm{L}U}^{(ij)} \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \otimes \mathbf{I}_{\mathrm{d}} \right) \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)} \end{split}$$

(47)

(48)

ここに,

$$K_{\rm L/U} = -\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\varepsilon'} \tag{50}$$

$$G_{\rm LU}^{(ij)} = \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \gamma^{(ij)}} \tag{51}$$

$$H_{\rm LU}^{(ij)} = \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \varepsilon'} \tag{52}$$

$$L_{\rm L/U}^{(ij)} = \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \varepsilon"}$$
(53)

その他,大変形解析における応力ひずみ関連の基礎 事項を付録にまとめておいた。

大変形解析における物質表示に対する構成 式(積分形)

4.1 大変形解析への展開における方向性

多重せん断モデルの基礎概念に、粒状体を構成す る粒子構造を特徴づける branch vector や tangential vector などのベクトル類がある。大変形解析では、 これらのベクトル類は、物質の変形に則して、その 方向とともに大きさを変えるものと考える。

大まかな方向性としては、空間表示に対する積分 形の構成式を、Cauchy 有効応力を用いて、以下のと おり与えたい。

$$\boldsymbol{\sigma}' = -p\mathbf{I} + \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} q^{(ij)} \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \Delta \omega \Delta Q^{(j)}$$
(54)

これを物質表示に pull back すると, Second Piola Kirchhoff の有効応力 S'を用いて以下のとおり書け る。

$$\mathbf{S'} = \mathbf{F}^{-1} J \boldsymbol{\sigma}^{\mathsf{T}} \mathbf{F}^{-\mathsf{T}}$$

$$= -Jp \mathbf{C}^{-1} \qquad (55)$$

$$+ \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} J q^{(ij)} \left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$$

$$\subset \subset \mathcal{I}_{\mathsf{C}},$$

$$\mathbf{C} = \mathbf{F}^{\mathrm{T}} \mathbf{F} = \mathbf{U}^{2} = 2\mathbf{E} + \mathbf{I}$$
 (56)

ここに、空間表示の branch vector に沿った方向ベクトル類は、物質表示の方向ベクトル類から以下により与えられる。

$$\mathbf{t}^{(ij)} = \mathbf{F}\mathbf{T}^{(ij)} \tag{57}$$

 $\mathbf{n}^{(ij)} = \mathbf{F} \mathbf{N}^{(ij)} \tag{58}$

ただし、これら物質表示の方向ベクトル類は、いず れも単位ベクトルで、時間に応じて変化しないもの とする。

4.2 超弾性体における体積成分と偏差成分への分離

以上のような方向性で定式化したいのだが,実は, この定式化では,式(55)の右辺第2項の

$$\frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} Jq^{(ij)} \langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \rangle \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$$
 が,物質

表示における体積成分を含んでしまっており,(定式 化としての理論上の問題はないが),構成式の使い勝 手の点で具合が悪い。 この点を解決するため、圧縮性を有する超弾性体 (hyper-elastic materials)の有限ひずみ解析の構成式 に、等方成分(体積変化成分)および偏差成分(体 積一定成分)に分けて定式化するものがある (Holzapfel, 2000)ので、これを参考として構成式を導 くことを考える。この物質表示の定式化では、second Piola-Kirchhoff stress tensor **S** が以下のように分割さ れる。

$$\mathbf{S} = \mathbf{S}_p + \mathbf{S}_q \tag{59}$$

ここに,

$$\mathbf{S}_{p} = -Jp\mathbf{C}^{-1} \tag{60}$$

$$\mathbf{S}_{q} = \boldsymbol{J}^{-2/3} \mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}}$$
 (61)

式(61)において、4階テンソル \mathbb{Q} は、2階テンソル の物質表示における偏差成分を抽出する projection tensor であり、Nを4階の identity tensor として、以 下で与えられる。

$$\mathbb{Q} = \mathbb{N} - \frac{1}{3} \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}$$
(62)

実際にこれが物質表示における偏差成分を抽出する projection tensor となっていることは、以下により確 認できる。まず、式(59)の両辺と \mathbb{C} との contraction をとると

$$\mathbf{S}: \mathbf{C} = \mathbf{S}_p: \mathbf{C} + \mathbf{S}_q: \mathbf{C}$$
(63)

式(60)(61)より,

$$\mathbf{S}_{p}:\mathbf{C}=-Jp\mathbf{C}^{-1}:\mathbf{C}=-3Jp \tag{64}$$

$$\mathbf{S}_{q}: \mathbf{C} = \left(J^{-2/3} \mathbb{Q} \,\overline{\mathbf{S}}\right): \mathbf{C}$$
$$= J^{-2/3} \left(\overline{\mathbf{S}} - \frac{1}{3} \left(\mathbf{C}: \overline{\mathbf{S}}\right) \mathbf{C}^{-1}\right): \mathbf{C} = 0$$
 (65)

となって、上に述べたことが確認できた。

4.3 物質表示での積分型構成式

この結果を用いて、物質表示における構成式を、 式(55)に代えて、以下で与える。

$$\mathbf{S'=S'}_{p} + \mathbf{S'}_{q} = -Jp\mathbf{C}^{-1} + J^{-2/3}\mathbb{Q}: \overline{\mathbf{S}}$$
(66)
$$\Xi \subseteq \mathcal{U}_{q},$$

$$\overline{\mathbf{S}} = \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} J q^{(ij)} \left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$$
(67)

微小変形解析では、 $\overline{\mathbf{S}}$ は偏差成分のみで構成されて

いるが、大変形解析における物質表示においては、 以下の分(興味深いことにせん断仕事の形をしてい る)だけ、等方的な成分を含んでいることが分かる。

$$\mathbf{C}: \overline{\mathbf{S}} = \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} 2J q^{(ij)} \gamma^{(ij)} \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$$
(68)

この成分を取り除いて, 偏差成分のみとするのが, 4階テンソル ⁽¹⁾の役割である。

式(66)右辺の第1項の等方応力は、微小変形解析と 同様、有効体積ひずみ *E*'の関数とする。すなわち、

$$p = p(\mathcal{E}') \tag{69}$$

ここに,

$$\mathcal{E}' = \mathcal{E} - \mathcal{E}_{d} \tag{70}$$

$$\varepsilon = \ln J \tag{71}$$

ここに, Jacobian determinant は, 変形勾配より, 以 下で与えられる。

$$J = \det \mathbf{F} \tag{72}$$

Jacobian determinant の初期値を $J_0 = 1$ とする。

同様に、同式右辺の第2項の単純せん断機構によ るせん断応力寄与分 **q**^(ij)は、以下のとおりの関数で 与える。

$$q^{(ij)} = q^{(ij)}(\gamma^{(ij)}, \ \mathcal{E}', \ \mathcal{E}'')$$
(73)

ここに,仮想せん断ひずみは,物質表示での応力・ ひずみ成分の方向ベクトル類に投影したせん断ひず み方向成分として,以下で与える。

$$\gamma^{(ij)} = \left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle : \mathbf{E}$$
(74)

また、仮想有効体積ひずみは、以下で与える。

$$\mathcal{E}'' = \mathcal{E} - \mathcal{E}_{d}^{c} \tag{75}$$

5. 大変形解析における物質表示での増分形構 成式

FLIPでの改良型反復法で用いる増分形に対応する 物質表示の増分形を導く。まず,式(66)の両辺の物質 時間微分をとって,

$$\dot{\mathbf{S}}' = \dot{\mathbf{S}}'_{p} + \dot{\mathbf{S}}'_{q} \tag{76}$$

ここに,

$$\dot{\mathbf{S}'}_{p} = -\frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \Big(Jp \mathbf{C}^{-1} \Big) \tag{77}$$

$$\dot{\mathbf{S}}'_{q} = \frac{\mathrm{D}}{\mathrm{D}t} \Big(J^{-2/3} \Big) \Big(\mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}} \Big) + J^{-2/3} \frac{\mathrm{D}}{\mathrm{D}t} \Big(\mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}} \Big)$$
(78)

また, Green Lagrange ひずみの時間微分は,

$$\dot{\mathbf{E}} = \mathbf{sym} \left(\mathbf{F}^{\mathrm{T}} \mathbf{Grad} \dot{\mathbf{u}} \right)$$
 (79)

5.1 体積成分の計算

まず,式(77)の物質時間微分を計算すると,

$$-\frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \left(Jp\mathbf{C}^{-1} \right) = -\dot{J}p\mathbf{C}^{-1} - J\dot{p}\mathbf{C}^{-1} - Jp\frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \left(\mathbf{C}^{-1}\right)_{(80)}$$

$$J = J\Pi \mathbf{U} = J\mathbf{I} \cdot \mathbf{gradu}$$

$$= J\mathbf{I} : \mathbf{Gradu}\mathbf{F}^{-1} = J\mathbf{C}^{-1} : \dot{\mathbf{E}}$$
(81)

$$\dot{p} = \frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\varepsilon'} \dot{\varepsilon}' \tag{82}$$

$$\frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} (\mathbf{C}^{-1}) = -\mathbf{C}^{-1} \dot{\mathbf{C}} \mathbf{C}^{-1} = -2\mathbf{C}^{-1} \dot{\mathbf{E}} \mathbf{C}^{-1}$$
(83)

ダイレイタンシ類は、以下のとおり Green Lagrange ひずみ速度の線形関係で与えられるものとする。

$$\dot{\varepsilon} = \mathbf{C}^{-1} : \dot{\mathbf{E}}$$
(84)

$$\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_{d}^{d} = \mathbf{C}_{dd}^{-1} : \dot{\mathbf{E}}$$
(85)

$$\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_{d}^{c} = \mathbf{C}_{dc}^{-1} : \dot{\mathbf{E}}$$
(86)

$$\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_{\mathrm{d}} = \mathbf{C}_{\mathrm{d}}^{-1} : \dot{\mathbf{E}}$$
(87)

$$\dot{\gamma}^{(ij)} = \left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle : \dot{\mathbf{E}}$$
(88)

$$\mathbf{C}_{\mathrm{d}}^{-1} = \mathbf{C}_{\mathrm{dd}}^{-1} + \mathbf{C}_{\mathrm{dc}}^{-1} \tag{89}$$

よって,式(70)(75)より,有効体積ひずみ,仮想有効 体積ひずみ速度は,以下で与えられる。

$$\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}' = \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathrm{d}}^{-1} \right) : \dot{\mathbf{E}}$$
(90)

$$\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}^{\,\mathrm{"}} = \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathrm{dc}}^{-1} \right) : \dot{\mathbf{E}}$$
(91)

これらを式(80)に代入すると、体積成分の時間微分は、 以下のとおり計算される。

$$-\frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} (Jp\mathbf{C}^{-1})$$

$$= -(J\mathbf{C}^{-1}:\dot{\mathbf{E}}) p\mathbf{C}^{-1}$$

$$-J \left(\frac{dp}{d\varepsilon'} (\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}}^{-1}):\dot{\mathbf{E}}\right) \mathbf{C}^{-1}$$

$$+2Jp\mathbf{C}^{-1}\dot{\mathbf{E}}\mathbf{C}^{-1}$$

$$= J (K_{L/U} - p)\mathbf{C}^{-1} (\mathbf{C}^{-1}:\dot{\mathbf{E}})$$

$$-JK_{L/U}\mathbf{C}^{-1} (\mathbf{C}_{\mathbf{d}}^{-1}:\dot{\mathbf{E}})$$

$$+2Jp\mathbf{C}^{-1}\odot\mathbf{C}^{-1}:\dot{\mathbf{E}}$$

$$= \left[J (K_{L/U} - p)\mathbf{C}^{-1}\otimes\mathbf{C}^{-1}$$

$$+2Jp\mathbf{C}^{-1}\odot\mathbf{C}^{-1} - JK_{L/U}\mathbf{C}^{-1}\otimes\mathbf{C}_{\mathbf{d}}^{-1}\right]:\dot{\mathbf{E}}$$

$$\simeq \Box \varkappa z,$$
(92)

$$K_{\rm L/U} = -\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\varepsilon'} \tag{93}$$

これをまとめて、以下のとおり書く。

$$\dot{\mathbf{S}'}_p = \mathbb{C}_p : \dot{\mathbf{E}}$$
(94)

ここに,

$$\mathbb{C}_{p} = J \left(K_{LU} - p \right) \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}^{-1} + 2Jp \mathbf{C}^{-1} \odot \mathbf{C}^{-1} - JK_{LU} \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}_{\mathbf{d}}^{-1}$$
⁽⁹⁵⁾

5.2 偏差成分の計算

(1) 式(78)の第1項 偏差成分については、まず、式(81)より

$$\frac{\mathrm{D}}{\mathrm{D}t} \left(J^{-2/3} \right) = -\frac{2}{3} J^{-5/3} \dot{J} = -\frac{2}{3} J^{-2/3} \mathbf{C}^{-1} : \dot{\mathbf{E}}$$
(96)

よって,式(78)第1項は,

$$\frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \left(J^{-2/3} \right) \left(\mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}} \right)$$

$$= -\frac{2}{3} J^{-2/3} \left(\mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}} \right) \mathbf{C}^{-1} : \dot{\mathbf{E}}$$

$$= -\frac{2}{3} \mathbf{S'}_{q} \otimes \mathbf{C}^{-1} : \dot{\mathbf{E}}$$
(97)

$$J^{-2/3} \frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \left(\mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}} \right)$$

= $J^{-2/3} \frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \left(\overline{\mathbf{S}} - \frac{1}{3} \left(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \right) \mathbf{C}^{-1} \right)$ (98)
= $J^{-2/3} \left(\frac{\mathbf{\bar{S}}}{\mathbf{S}} - \frac{1}{3} \frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \left[\left(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \right) \mathbf{C}^{-1} \right] \right)$

(3)
$$\dot{\mathbf{S}}$$
の計算
まず、 $\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \rangle$ は時間に依存しないので、
 $\dot{\mathbf{S}} = \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} \frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} (Jq^{(ij)}) \langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \rangle \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$

(99)

$$\frac{D}{Dt} \left(Jq^{(ij)} \right) = \dot{J}q^{(ij)} + J\dot{q}^{(ij)}$$
(100)

$$\dot{q}^{(ij)} = \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \gamma^{(ij)}} \dot{\gamma}^{(ij)} + \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \varepsilon'} \dot{\varepsilon}' + \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \varepsilon''} \dot{\varepsilon}'' \qquad (101)$$

式(88)~(91)を式(101)に代入すると、

$$\frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \left(Jq^{(ij)} \right) = \dot{J}q^{(ij)} + J\dot{q}^{(ij)}$$

$$= Jq^{(ij)}\mathbf{C}^{-1} : \dot{\mathbf{E}} + J \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \gamma^{(ij)}} \left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle : \dot{\mathbf{E}}$$

$$+ J \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \varepsilon'} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}}^{-1} \right) : \dot{\mathbf{E}}$$

$$+ J \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \varepsilon''} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}}^{-1} \right) : \dot{\mathbf{E}}$$

$$= Jq^{(ij)}\mathbf{C}^{-1} : \dot{\mathbf{E}} + JG_{LU}^{(ij)} \left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle : \dot{\mathbf{E}}$$

$$+ JH_{LU}^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}}^{-1} \right) : \dot{\mathbf{E}}$$

$$+ JL_{LU}^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}c}^{-1} \right) : \dot{\mathbf{E}}$$

$$= Jz^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}c}^{-1} \right) : \dot{\mathbf{E}}$$

$$= Jz^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}c}^{-1} \right) : \dot{\mathbf{E}}$$

$$= Jz^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}c}^{-1} \right) : \dot{\mathbf{E}}$$

$$= Jz^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}c}^{-1} \right) : \dot{\mathbf{E}}$$

$$= Jz^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}c}^{-1} \right) : \dot{\mathbf{E}}$$

$$= Jz^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}c}^{-1} \right) : \dot{\mathbf{E}}$$

$$= Jz^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}c}^{-1} \right) : \dot{\mathbf{E}}$$

$$= Jz^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}c}^{-1} \right) : \dot{\mathbf{E}}$$

$$= Jz^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}c}^{-1} \right) : \dot{\mathbf{E}}$$

$$= Jz^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}c}^{-1} \right) : \dot{\mathbf{E}}$$

$$= Jz^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}c}^{-1} \right) : \dot{\mathbf{E}}$$

次に,式(78)の第2項の偏差成分の物質時間微分を 計算するにあたり,以下のように書き下しておく。

$$G_{\rm L/U}^{(ij)} = \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \gamma^{(ij)}} \tag{103}$$

$$H_{\rm LU}^{(ij)} = \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \varepsilon'} \tag{104}$$

$$(\dot{\mathbf{C}}:\overline{\mathbf{S}})\mathbf{C}^{-1} = (2\dot{\mathbf{E}}:\overline{\mathbf{S}})\mathbf{C}^{-1} = 2\mathbf{C}^{-1}\otimes\overline{\mathbf{S}}:\dot{\mathbf{E}}$$
$$= 2\mathbf{C}^{-1}\otimes(\mathbb{Q}:\overline{\mathbf{S}}):\dot{\mathbf{E}} + 2\mathbf{C}^{-1}\otimes\left(\frac{1}{3}\mathbf{C}^{-1}\otimes\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}}\right):\dot{\mathbf{E}}$$
$$= 2\mathbf{C}^{-1}\otimes(\mathbb{Q}:\overline{\mathbf{S}}):\dot{\mathbf{E}} + \frac{2}{3}(\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}})(\mathbf{C}^{-1}\otimes\mathbf{C}^{-1}):\dot{\mathbf{E}}$$

右辺第1項:

次に、上を計算する。

$$\frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \Big[(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}}) \mathbf{C}^{-1} \Big]$$

$$= (\dot{\mathbf{C}} : \overline{\mathbf{S}}) \mathbf{C}^{-1} + (\mathbf{C} : \dot{\overline{\mathbf{S}}}) \mathbf{C}^{-1} + (\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}}) \frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} (\mathbf{C}^{-1})$$
(111)

(4)
$$\frac{-}{Dt} \left[(\mathbf{C}: \mathbf{S}) \mathbf{C}^{-1} \right] \mathcal{O}$$
計算
次に、上を計算する。
 $\frac{\mathbf{D}}{Dt} \left[(\mathbf{C}: \overline{\mathbf{S}}) \mathbf{C}^{-1} \right]$
= $(\dot{\mathbf{C}}: \overline{\mathbf{S}}) \mathbf{C}^{-1} + (\mathbf{C}: \overline{\mathbf{S}}) \mathbf{C}^{-1} + (\mathbf{C}: \overline{\mathbf{S}}) \frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}} (\mathbf{C}^{-1})$

(4)
$$\frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \Big[\Big(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \Big) \mathbf{C}^{-1} \Big] \mathcal{O} 計算$$

(108)

$$\overline{\mathbb{C}}_{q} = \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} J \left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle \otimes \mathbf{C}_{q}^{(ij)-1} \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$$

$$\dot{\mathbf{S}} = \overline{\mathbb{C}}_q : \dot{\mathbf{E}}$$
(109)

これをさらにまとめて、以下のように書く。

$$+ H_{LU}^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}}^{-1} \right) + L_{LU}^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{dc}}^{-1} \right)$$

$$= \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} \left(J \mathbf{C}_{q}^{(ij)-1} : \dot{\mathbf{E}} \right) \left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle \Delta \omega \Delta \mathcal{Q}^{(j)}$$

$$= \left(\frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} J \left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle \otimes \mathbf{C}_{q}^{(ij)-1} \Delta \omega \Delta \mathcal{Q}^{(j)} \right) : \dot{\mathbf{E}}$$

$$\mathbb{L} \subset \mathbb{L}^{i}, \mathbf{C}_{q}^{(ij)-1} = q^{(ij)} \mathbf{C}^{-1} + G_{L/U}^{(ij)} \left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle + H_{L/U}^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}}^{-1} \right) + L_{L/U}^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{dc}}^{-1} \right)$$
(107)

 $L_{\mathrm{L/U}}^{(ij)} = \frac{\partial q^{(ij)}}{\partial \varepsilon"}$

$$\frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \left(Jq^{(ij)} \right) = J\mathbf{C}_q^{(ij)-1} : \dot{\mathbf{E}}$$
(106)

$$\begin{split} J^{-2/3} \frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} (\mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}}) \\ &= J^{-2/3} \left[\overline{\mathbf{S}} - \frac{1}{3} \frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \Big[(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}}) \mathbf{C}^{-1} \Big] \Big] : \mathbf{E} \\ &= J^{-2/3} \Big[\mathbb{Q} : \overline{\mathbb{C}}_{q} \qquad (116) \\ &+ \frac{2}{3} \big(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \big) \Big(\mathbf{C}^{-1} \odot \mathbf{C}^{-1} - \frac{1}{3} \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}^{-1} \Big) \Big] : \mathbf{E} \\ &- \frac{2}{3} \big(\mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{S'}_{q} \big) : \mathbf{E} \\ & = \lambda \lambda \lambda, \quad (1)\mathcal{O} \text{結 果 & } \mathbf{E} \\ & = \lambda \lambda \lambda, \quad (1)\mathcal{O} \text{is } \mathbb{R} & \\ \mathbf{S}'_{q} &= \mathbb{C}_{q} : \dot{\mathbf{E}} \qquad (117) \\ & = z \lambda \lambda, \\ & \mathbb{C}_{q} &= J^{-2/3} \Big[\mathbb{Q} : \overline{\mathbb{C}}_{q} + \frac{2}{3} \big(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \big) \widetilde{\mathbb{Q}} \Big] \\ &- \frac{2}{3} \big(\mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{S'}_{q} + \mathbf{S'}_{q} \otimes \mathbf{C}^{-1} \big) \end{split}$$

(5)偏差成分のまとめ 以上の(2)から(4)の結果をまとめると,

(118)

$$\frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \Big[\big(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \big) \mathbf{C}^{-1} \Big] = \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C} : \overline{\mathbb{C}}_{q} : \dot{\mathbf{E}}$$
$$-2 \big(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \big) \Big(\mathbf{C}^{-1} \odot \mathbf{C}^{-1} - \frac{1}{3} \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}^{-1} \Big) : \dot{\mathbf{E}}$$
$$+2 \mathbf{C}^{-1} \otimes \big(\mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}} \big) : \dot{\mathbf{E}}$$

$$\mathbf{D}_{t}$$

= $-2(\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}})(\mathbf{C}^{-1}\odot\mathbf{C}^{-1}):\dot{\mathbf{E}}$
以上の結果をまとめると、

第3項:式(83)より,

$$\left(\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}}\right)\frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t}\left(\mathbf{C}^{-1}\right) = -2\left(\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}}\right)\mathbf{C}^{-1}\dot{\mathbf{E}}\mathbf{C}^{-1}$$

$$= -2\left(\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}}\right)\left(\mathbf{C}^{-1}\odot\mathbf{C}^{-1}\right):\dot{\mathbf{E}}$$
(114)

第2項:式(109)を代入して,
$$\left(\mathbf{C}: \dot{\mathbf{S}}\right)\mathbf{C}^{-1} = \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}: \dot{\mathbf{S}} = \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}: \overline{\mathbf{C}}_{q}: \dot{\mathbf{E}}$$

(112)

(113)

$$\tilde{\mathbb{Q}} = \mathbf{C}^{-1} \odot \mathbf{C}^{-1} - \frac{1}{3} \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}^{-1}$$
(119)

5.3 物質表示での増分形の構成式

以上をまとめると,物質表示での増分形の構成式 が以下のとおり与えられる。

$$\dot{\mathbf{S}}' = \frac{\partial \mathbf{S}'}{\partial \mathbf{E}} : \dot{\mathbf{E}} = \mathbb{C} : \dot{\mathbf{E}}$$
(120)

ここに,

$$\mathbb{C} = \mathbb{C}_p + \mathbb{C}_q \tag{121}$$

$$\mathbb{C}_{p} = J \left(K_{L/U} - p \right) \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}^{-1}$$

+2Jp $\mathbf{C}^{-1} \odot \mathbf{C}^{-1}$
-JK_{L/U} $\mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}_{\mathbf{d}}^{-1}$ (122)

$$\mathbb{C}_{q} = J^{-2/3} \left[\mathbb{Q} : \overline{\mathbb{C}}_{q} + \frac{2}{3} (\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}}) \widetilde{\mathbb{Q}} \right]$$

$$-\frac{2}{3} (\mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{S'}_{q} + \mathbf{S'}_{q} \otimes \mathbf{C}^{-1})$$
(123)

$$\overline{\mathbb{C}}_{q} = \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} J \left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle \otimes \mathbf{C}_{q}^{(ij)-1} \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$$

$$\mathbf{C}_{q}^{(ij)-1} = q^{(ij)}\mathbf{C}^{-1} + G_{L/U}^{(ij)} \left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle
+ H_{L/U}^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}}^{-1}\right) + L_{L/U}^{(ij)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{dc}}^{-1}\right)$$
(125)

$$\mathbb{Q} = \mathbb{N} - \frac{1}{3} \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}$$
(126)

$$\tilde{\mathbb{Q}} = \mathbf{C}^{-1} \odot \mathbf{C}^{-1} - \frac{1}{3} \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}^{-1}$$
(127)

$$\overline{\mathbf{S}} = \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} Jq^{(ij)} \left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$$

 $\mathbf{S}_q = J^{-2/3} \mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}}$ (129)

なお,上のいくつかの項については,計算のため, 以下のように,さらに具体的に書いておくとよいで あろう。

$$\mathbb{Q}: \overline{\mathbb{C}}_{q} = \overline{\mathbb{C}}_{q} - \frac{1}{3} \mathbf{C}^{-1} \otimes \left(\frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} 2J \gamma^{(ij)} \mathbf{C}_{q}^{(ij)-1} \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)} \right)$$
$$= \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} J \left(\left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle - \frac{2}{3} \gamma^{(ij)} \mathbf{C}^{-1} \right) \otimes \mathbf{C}_{q}^{(ij)-1} \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$$

(130)

$$\mathbf{C}: \overline{\mathbf{S}} = \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} 2J q^{(ij)} \gamma^{(ij)} \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$$
(131)

$$\mathbf{S}_{q} = J^{-2/3} \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} Jq^{(ij)} \left(\left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle - \frac{2}{3} \gamma^{(ij)} \mathbf{C}^{-1} \right) \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$$

(132)

以上のとおり、大変形解析で等方成分と偏差成分を 分離するタイプの接線剛性テンソルは、微小変形解 析での従来法などの形式と比較するとかなり複雑に はなるが、結局のところ、微小変形解析の場合の接 線剛性テンソルの一部に応力の項が出現する点、お よびテンソルを構成する方向ベクトル類の変化に関 して必要となるテンソルの変換および Jacobian determinant の付加が必要となる点を除けば、微小変 形解析の場合と同じとなる。

なお,増分形構成式の主な項についてテンソル成 分表示すれば,以下のとおり。

$$\left(\mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}^{-1}\right)_{ABCD} = C_{AB}^{-1} C_{CD}^{-1}$$
(133)

$$\left(\mathbf{C}^{-1} \odot \mathbf{C}^{-1}\right)_{ABCD} = \frac{1}{2} \left(C_{AC}^{-1} C_{BD}^{-1} + C_{AD}^{-1} C_{BC}^{-1} \right)$$

$$= \frac{\partial C_{AB}^{-1}}{\partial C_{CD}}$$
(134)

$$\left(\left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle \otimes \left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle \right)_{ABCD}$$

$$= \left(T_A^{(ij)} N_B^{(ij)} + T_B^{(ij)} N_A^{(ij)} \right) \left(T_C^{(ij)} N_D^{(ij)} + T_D^{(ij)} N_C^{(ij)} \right)$$

$$(135)$$

大変形解析における空間表示での構成式 (積分形)

空間表示に対する積分形の構成式は,式(66)(67)で 与えた物質表示に対する積分形の構成式を push forward することにより Cauchy 有効応力を用いて, 以下のとおりに与えられる。

$$\boldsymbol{\sigma}' = \boldsymbol{J}^{-1} \mathbf{F} \mathbf{S}' \mathbf{F}^{\mathrm{T}}$$
(136)

その等方成分は,

$$\boldsymbol{\sigma'}_{p} = \boldsymbol{J}^{-1} \mathbf{F} \mathbf{S'}_{p} \mathbf{F}^{\mathrm{T}} = -\boldsymbol{J}^{-1} \mathbf{F} \left(\boldsymbol{J} \boldsymbol{p} \mathbf{C}^{-1} \right) \mathbf{F}^{\mathrm{T}} = -\boldsymbol{p} \mathbf{I}$$
(137)

偏差成分は,

$$\boldsymbol{\sigma}'_{q} = J^{-1}\mathbf{F}\mathbf{S}'_{q}\mathbf{F}^{\mathrm{T}} = J^{-1}\mathbf{F}\left(J^{-2/3}\mathbb{Q}:\overline{\mathbf{S}}\right)\mathbf{F}^{\mathrm{T}}$$
$$= J^{-2/3}\mathbf{F}\left(J^{-1}\overline{\mathbf{S}} - \frac{1}{3}J^{-1}\left(\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}}\right)\mathbf{C}^{-1}\right)\mathbf{F}^{\mathrm{T}} \quad (138)$$
$$= J^{-2/3}\left(J^{-1}\mathbf{F}\overline{\mathbf{S}}\mathbf{F}^{\mathrm{T}} - \frac{1}{3}J^{-1}\left(\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}}\right)\mathbf{I}\right)$$

ここで,実際に,式(138)で表される項が,空間表示 における偏差成分となっているか否かを確認してお くため, 【との contraction をとってみる。

 $\operatorname{tr}\boldsymbol{\sigma}'_{q} = \mathbf{I}:\boldsymbol{\sigma}'_{q}$

$$= \mathbf{I} : J^{-2/3} \left(J^{-1} \mathbf{F} \overline{\mathbf{S}} \mathbf{F}^{\mathrm{T}} - \frac{1}{3} J^{-1} \left(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \right) \mathbf{I} \right)^{(139)}$$

$$\mathbf{I} : \mathbf{F}\overline{\mathbf{S}}\mathbf{F}^{\mathrm{T}} = \mathbf{F} : \mathbf{F}\overline{\mathbf{S}} = \mathbf{F}\overline{\mathbf{S}} : \mathbf{F}$$

= $\overline{\mathbf{S}} : \mathbf{F}^{\mathrm{T}}\mathbf{F} = \overline{\mathbf{S}} : \mathbf{C} = \mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}}$ (140)

$$\frac{1}{3}\mathbf{I}: \left(\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}}\right)\mathbf{I} = \left(\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}}\right)$$
(141)

よって,以下のとおり,空間表示における偏差成分 であることが確認された。

$$\operatorname{tr}\boldsymbol{\sigma}'_{q} = \mathbf{I}:\boldsymbol{\sigma}'_{q} = \mathbf{0}$$
(142)

式(138)の第1項は、式(67)より、

$$\overline{\mathbf{\sigma}} = J^{-1} \mathbf{F} \overline{\mathbf{S}} \mathbf{F}^{\mathrm{T}}$$
$$= \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} q^{(ij)} \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)} \quad (143)$$

ここに、空間表示での方向ベクトルは、物質表示 の方向ベクトルから、変形勾配に沿って方向と大き さを変える形で、式(57)(58)で与えられる。これを式 (139)に代入して、式(142)を用いると、

$$\mathbf{I}:\boldsymbol{\sigma}'_{q} = \mathbf{I}: J^{-2/3}\left(\overline{\boldsymbol{\sigma}} - \frac{1}{3}J^{-1}\left(\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}}\right)\mathbf{I}\right) = 0 \quad (144)$$

 $\mathbf{I}:\overline{\mathbf{\sigma}}=\boldsymbol{J}^{-1}\left(\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}}\right) \tag{145}$

これを,再び式(138)に代入すれば,

$$\boldsymbol{\sigma}'_{q} = J^{-2/3} \left(\mathbb{N} - \frac{1}{3} \mathbf{I} \otimes \mathbf{I} \right) : \overline{\boldsymbol{\sigma}}$$
(146)

これを,物質表示での偏差成分抽出のための4階テ ンソルに準じて,さらに,以下のとおり書くことが できる。

$$\mathbf{\sigma'}_q = J^{-2/3} \mathbb{Z} : \overline{\mathbf{\sigma}}$$
(147)

ここに,

$$\mathbb{Z} = \mathbb{N} - \frac{1}{3}\mathbf{I} \otimes \mathbf{I} \tag{148}$$

よって,空間表示における積分形の構成式は,以下 のとおり与えられる。

$$\boldsymbol{\sigma}' = \boldsymbol{\sigma}'_{p} + \boldsymbol{\sigma}'_{q} = -p\mathbf{I} + J^{-2/3}\mathbb{Z}: \overline{\boldsymbol{\sigma}}$$
(149)

なお、空間表示での応力・ひずみ成分の方向ベクトル類に Euler Almansi ひずみ e を投影して得られる せん断ひずみ方向成分

$$\gamma^{(ij)} = \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle : \mathbf{e}$$
(150)

と、物質表示での方向ベクトル類に Green Langrange ひずみを投影して得られるせん断ひずみを比較する と、以下のとおり、両者は同じものであることが分 かる。

$$\gamma^{(ij)} = \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle : \mathbf{e}$$

= $\left\langle \mathbf{F} \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{F} \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle : \mathbf{F}^{-\mathrm{T}} \mathbf{E} \mathbf{F}^{-1}$
= $\mathbf{F} \left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle \mathbf{F}^{\mathrm{T}} : \mathbf{F}^{-\mathrm{T}} \mathbf{E} \mathbf{F}^{-1}$
= $\left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle : \mathbf{E}$ (151)

7. 大変形解析における空間表示での増分形構 成式

空間表示での増分形構成式は、Holzapfel(2000)によ り、Kirchhoff 応力 $\tau' = J\sigma'$ のLie 時間微分として与 えられる Oldroyd stress rate Oldr $(J\sigma')$ 、および、 deformation rate $\mathbf{d} = \mathbf{sym}(\mathbf{gradu})$ (既往の文献の中 には、これを stretch と呼んでいるものもある)を用 いて、以下のとおり与えられる。

$$\operatorname{Oldr}(J\sigma') = J\mathbb{C} : \mathbf{d}$$
(152)

ここに,

$$c_{abcd} = J^{-1} F_{aA} F_{bB} F_{cC} F_{dD} C_{ABCD}$$
(153)

主な4階テンソルの変換は、以下のとおりとなる。 そのほかの項もこれに準じて変換する。

$$J^{-1}F_{aA}F_{bB}F_{cC}F_{dD}\left(\mathbf{C}^{-1}\otimes\mathbf{C}^{-1}\right)_{ABCD}$$

= $J^{-1}F_{aA}F_{bB}F_{cC}F_{dD}C_{AB}^{-1}C_{CD}^{-1}$
= $J^{-1}\left(F_{aA}C_{AB}^{-1}F_{bB}\right)\left(F_{cC}C_{CD}^{-1}F_{dD}\right)$ (154)
= $J^{-1}\delta_{ab}\delta_{cd}$
= $J^{-1}\left(\mathbf{I}\otimes\mathbf{I}\right)_{abcd}$

$$J^{-1}F_{aA}F_{bB}F_{cC}F_{dD} \left(\mathbf{C}^{-1} \odot \mathbf{C}^{-1}\right)_{ABCD}$$

$$= \frac{J^{-1}}{2} \left(F_{aA}F_{bB}F_{cC}F_{dD}C_{AC}^{-1}C_{BD}^{-1} + F_{aA}F_{bB}F_{cC}F_{dD}C_{AD}^{-1}C_{BC}^{-1}\right)$$

$$= \frac{J^{-1}}{2} \left[\left(F_{aA}C_{AC}^{-1}F_{cC}\right) \left(F_{bB}C_{BD}^{-1}F_{dD}\right) + \left(F_{aA}C_{AD}^{-1}F_{dD}\right) \left(F_{bB}C_{BC}^{-1}F_{cC}\right) \right]$$

$$= \frac{J^{-1}}{2} \left(\delta_{ac}\delta_{bd} + \delta_{ad}\delta_{bc}\right)$$

$$= \frac{J^{-1}}{2} \left(\mathbb{N} + \overline{\mathbb{N}}\right)_{abcd}$$

$$\begin{split} J^{-1} F_{aA} F_{bB} F_{cC} F_{dD} \left(\left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle \otimes \left(\left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle \right) \right)_{ABCD} \\ &= J^{-1} F_{aA} \left(T_A^{(ij)} N_B^{(ij)} + T_B^{(ij)} N_A^{(ij)} \right) F_{bB} \\ F_{cC} \left(T_C^{(ij)} N_D^{(ij)} + T_D^{(ij)} N_C^{(ij)} \right) F_{dD} \\ &= J^{-1} \left(t_a^{(ij)} n_b^{(ij)} + t_b^{(ij)} n_a^{(ij)} \right) \left(t_c^{(ij)} n_d^{(ij)} + t_d^{(ij)} n_c^{(ij)} \right) \\ &= J^{-1} \left(\left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \otimes \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \right)_{abcd} \end{split}$$

(156)

また, deformation rate の対称性を利用すると,式(155) の項は $J^{-1}(\mathbb{N}+\overline{\mathbb{N}})/2 = J^{-1}\mathbb{N}$ としてよくなる。以 上の準備のもとに,式(120)~(129)を push forward す ることにより,空間表示に対する増分形の構成式の 接線勾配が以下のとおり与えられる。

$$\mathbb{C} = \mathbb{C}_p + \mathbb{C}_q \tag{157}$$

$$\mathbb{C}_{p} = \left(K_{\mathrm{L/U}} - p\right)\mathbf{I} \otimes \mathbf{I} + 2p\mathbb{N} - K_{\mathrm{L/U}}\mathbf{I} \otimes \mathbf{I}_{\mathrm{d}}$$
(158)

$$\mathbb{C}_{q} = J^{-2/3} \left[\mathbb{Z}: \overline{\mathbb{C}}_{q} + \frac{2}{3} \operatorname{tr} \overline{\boldsymbol{\sigma}} \mathbb{Z} \right]$$

$$-\frac{2}{3} \left(\mathbf{I} \otimes \boldsymbol{\sigma}'_{q} + \boldsymbol{\sigma}'_{q} \otimes \mathbf{I} \right)$$
(159)

$$\overline{\mathbb{C}}_{q} = \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \otimes \mathbf{I}_{q}^{(ij)} \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$$

(160)

$$\mathbf{I}_{q}^{(ij)} = q^{(ij)}\mathbf{I} + G_{L/U}^{(ij)} \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle
+ H_{L/U}^{(ij)} \left(\mathbf{I} - \mathbf{I}_{d}\right) + L_{L/U}^{(ij)} \left(\mathbf{I} - \mathbf{I}_{d}^{c}\right)$$
(161)

$$\mathbb{Z} = \mathbb{N} - \frac{1}{3} \mathbf{I} \otimes \mathbf{I}$$
(162)

$$\overline{\boldsymbol{\sigma}} = \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} q^{(ij)} \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)} \quad (163)$$

$$\boldsymbol{\sigma}'_{q} = \boldsymbol{J}^{-2/3} \mathbb{Z} : \overline{\boldsymbol{\sigma}}$$
(164)

ここに,

$$\mathbf{I}_{d} = \mathbf{F} \mathbf{C}_{d}^{-1} \mathbf{F}^{\mathrm{T}}$$
(165)

$$\mathbf{I}_{d}^{c} = \mathbf{F} \mathbf{C}_{dc}^{-1} \mathbf{F}^{\mathrm{T}}$$
(166)

なお,上のいくつかの項については,計算のため, 以下のように,さらに具体的に書いておくとよいで あろう。

$$\mathbb{Z}: \overline{\mathbb{C}}_{q} = \overline{\mathbb{C}}_{q} - \frac{1}{3} \mathbf{I} \otimes \left(\frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} 2\gamma^{(ij)} \mathbf{I}_{q}^{(ij)} \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)} \right)$$
$$= \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} \left(\left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle - \frac{2}{3} \gamma^{(ij)} \mathbf{I} \right) \otimes \mathbf{I}_{q}^{(ij)} \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$$

$$\operatorname{tr}\overline{\boldsymbol{\sigma}} = \mathbf{I} : \overline{\boldsymbol{\sigma}} = \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} 2q^{(ij)} \gamma^{(ij)} \Delta \boldsymbol{\omega} \Delta \boldsymbol{\Omega}^{(j)}$$

$$\boldsymbol{\sigma}'_{q} = J^{-2/3} \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} q^{(ij)} \left(\left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle - \frac{2}{3} \gamma^{(ij)} \mathbf{I} \right) \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$$
(169)

空間表示でのダイレタンシの定式化(カク テルグラスモデル)

多重せん断モデルにおけるせん断応力成分は,双 曲線型の骨格曲線を基本とする履歴型とする。

$$q^{(ij)} = \frac{\frac{\gamma^{(ij)}}{\gamma_{v}}}{1 + \left|\frac{\gamma^{(ij)}}{\gamma_{v}}\right|} q_{v}$$
(170)

空間表示での有効応力は,以下のとおり等方成分 および偏差成分に分けられる。

$$\boldsymbol{\sigma}' = -p\mathbf{I} + \boldsymbol{\sigma}_{q}' \tag{171}$$

ここに,

$$p = -\frac{1}{3}\mathbf{I}:\mathbf{\sigma}' \tag{172}$$

また, ひずみ rate については, Euler Almansi ひずみ の Lie 時間微分として与えられる deformation rate を 用いて, これを以下のとおり等方成分および偏差成 分に分ける。

$$\mathbf{d} = \frac{1}{3}\mathbf{I} \otimes \mathbf{I} : \mathbf{d} + \overline{\mathbf{d}}$$
(173)

これを微小変形解析にならって,以下のように表記 しておく。

$$\mathbf{d} = \frac{1}{3}\dot{\varepsilon}\mathbf{I} + \overline{\mathbf{d}}$$
(174)

ここに、体積ひずみ速度は、

$$\dot{\varepsilon} = \mathbf{I} : \mathbf{d} \tag{175}$$

体積ひずみ速度と Jacobian determinant とは、以下の 関係がある。

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{J}}{J} \tag{176}$$

ここに, Jacobian determinant は, 変形勾配より, 以 下で与えられる。

 $J = \det \mathbf{F} \tag{177}$

Jacobian determinant の初期値を $J_0 = 1$ として,これ

を積分すると、体積ひずみが以下のとおり与えられ る。

$$\mathcal{E} = \ln J \tag{178}$$

式(175)の体積ひずみ速度成分を以下のとおり,三成 分に分解する。

$$\dot{\varepsilon} = \dot{\varepsilon}' + \dot{\varepsilon}_{d}^{c} + \dot{\varepsilon}_{d}^{d}$$
(179)

ここに,

ε':等方的圧力の変化による成分(有効体積ひずみ),

 \mathcal{E}_{d}^{c} : 収縮的ダイラタンシー成分, \mathcal{E}_{d}^{d} : 膨張的ダイラタンシー成分。 また,ダイラタンシ成分をまとめたものを,以下の とおり書いておく。

$$\dot{\dot{\varepsilon}}_{\rm d} = \dot{\varepsilon}_{\rm d}^{\rm c} + \dot{\varepsilon}_{\rm d}^{\rm d} \tag{180}$$

式(179)を式(174)に代入すれば、ひずみは以下のとおりの成分に分解できる。

$$\mathbf{d} = \frac{1}{3} \left(\dot{\varepsilon}' + \dot{\varepsilon}_{d}^{c} + \dot{\varepsilon}_{d}^{d} \right) \mathbf{I} + \overline{\mathbf{d}}$$
(181)

ダイラタンシの膨張的成分と偏差成分で構成され るひずみは,骨格曲線に沿う載荷時には仕事をしな い成分であると仮定する。すなわち,

$$\boldsymbol{\sigma}' : \left(\frac{1}{3} \left(\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_{d}^{d}\right) \mathbf{I} + \overline{\mathbf{d}}\right) = 0$$
(182)

これより,膨張的ダイラタンシー成分を,以下により求める。

$$\left(-p\mathbf{I} + \boldsymbol{\sigma}'_{q}\right) : \left(\frac{1}{3}\left(\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_{d}^{d}\right)\mathbf{I} + \overline{\mathbf{d}}\right)$$

$$= -p\mathbf{I} : \frac{1}{3}\left(\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_{d}^{d}\right)\mathbf{I} + \boldsymbol{\sigma}'_{q} : \overline{\mathbf{d}}$$

$$= -p\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_{d}^{d} + \boldsymbol{\sigma}'_{q} : \overline{\mathbf{d}} = 0$$

$$(183)$$

よって,

$$\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_{d}^{d} = \frac{\boldsymbol{\sigma}'_{q}: \overline{\boldsymbol{d}}}{p} = \frac{\boldsymbol{\sigma}'_{q}: \boldsymbol{d}}{p}$$
(184)

式(169)を代入すると,

$$\dot{\varepsilon}_{d}^{d} = \left[J^{-2/3} \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} \frac{q^{(ij)}}{p} \left(\left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle - \frac{2}{3} \gamma^{(ij)} \mathbf{I} \right) \right] : \mathbf{d} \Delta \boldsymbol{\omega} \Delta \boldsymbol{\Omega}^{(j)}$$

(185)

これに骨格曲線の双曲線関係(式(170))を代入して,

$$\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_{d}^{d} = \left[J^{-2/3} \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} \left(\frac{\gamma^{(ij)} / \gamma_{v}}{1 + \left| \gamma^{(ij)} / \gamma_{v} \right|} \right) m_{1v} \right] \left(\left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle - \frac{2}{3} \gamma^{(ij)} \mathbf{I} \right) \right] : \mathbf{d} \Delta \boldsymbol{\omega} \Delta \boldsymbol{\Omega}^{(j)}$$

(186)

$$m_{1v} = \frac{q_v}{p} \tag{187}$$

よって,膨張的ダイレイタンシ速度は,以下のとお り与えられる。

$$\dot{\boldsymbol{\mathcal{E}}}_{d}^{d} = \mathbf{I}_{d}^{d} : \mathbf{d}$$
(188)

ここに,

$$\mathbf{I}_{d}^{d} = J^{-2/3} \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} \left(\frac{\gamma^{(ij)} / \gamma_{v}}{1 + \left| \gamma^{(ij)} / \gamma_{v} \right|} \right) m_{1v}$$

$$\left(\left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle - \frac{2}{3} \gamma^{(ij)} \mathbf{I} \right) \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$$
(189)

以上を膨張的ダイレイタンシの定式化の基本形とし、 後にパラメタを導入し、さらに γ_vの仮想有効体積ひ ずみ依存性を考慮した項を付加した実用形を与え直 す(微小変形解析のカクテルグラスモデルの定式化 (井合他, 2008)を参照のこと)。

他方,収縮的成分は,従来のFLIPでの定式化に代 えて,以下のように与える。

$$\dot{\varepsilon}_{\rm d}^{\rm c} = -\frac{1}{4\pi} \sum_{i=1}^{I} \sum_{j=1}^{J} \mathbf{M}_{\rm v} \left| \dot{\gamma}_{\rm p}^{(ij)} \right| \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$$
(190)

ここに, 従来での FLIP パラメタ c_1 に類似のパラメ

タC₁を導入して,

$$\dot{\gamma}_{\rm p}^{(ij)} = \dot{\gamma}^{(ij)} - c_1 \dot{\gamma}_{\rm e}^{(ij)} \tag{191}$$

なお, $\dot{\gamma}^{(ij)} \leq c_{\rm l} \dot{\gamma}_{\rm e}^{(ij)}$ の場合には, $\dot{\gamma}_{\rm p}^{(ij)} = 0$ とする。 ここに, 仮想単純せん断ひずみ, 仮想弾性せん断ひ ずみは, 以下で与える。

$$\dot{\gamma}^{(ij)} = \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle : \mathbf{d}$$

$$= \left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle : \dot{\mathbf{E}}$$
(192)

$$\dot{\gamma}_{\rm e}^{(ij)} = \left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle : \mathbf{d}\dot{\boldsymbol{\sigma}} \, \forall \, G_{\rm m0} \tag{193}$$

仮想弾性せん断ひずみ増分は、別資料のとおり、仮 想接線せん断剛性 $G_{L/U}^{(ij)}$ を用いて、以下のとおり書け る。

$$\dot{\gamma}_{\rm e}^{(ij)} = \left(\frac{G_{\rm LU}^{(ij)}}{G_{\rm m0}}\right) \dot{\gamma}^{(ij)} \tag{194}$$

ゆえに,式(191)は以下のとおりとなる。

$$\dot{\gamma}_{\rm p}^{(ij)} = \left(1 - c_1 \left(\frac{G_{\rm LU}^{(ij)}}{G_{\rm m0}}\right)\right) \dot{\gamma}^{(ij)}$$
(195)

なお、
$$1 < c_1 \left(\frac{G_{L/U}^{(ij)}}{G_{m0}} \right)$$
の場合には、 $\dot{\gamma}_p^{(ij)} = 0$ とする。

式(190)(192)より,収縮的ダイレイタンシ成分も,膨 張的ダイレイタンシ成分と同様に,以下の形式に書 くことができる。

$$\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_{d}^{c} = \mathbf{I}_{d}^{c} : \mathbf{d}$$
(196)

$$\boldsymbol{\Sigma} \subset \boldsymbol{\varepsilon},$$

$$\mathbf{I}_{d}^{c} = -\frac{1}{4\pi} \sum_{i=1}^{J} \sum_{j=1}^{J} \mathbf{M}_{v} \left| \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \right|^{*} \Delta \boldsymbol{\omega} \Delta \Omega^{(j)}$$

(197)

(202)

ただし、

$$\left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle : \mathbf{d} \ge 0 \mathcal{O} \oplus,$$

$$\left| \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \right|^{*} = \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle$$
(198)

$$\left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle : \mathbf{d} < 0 \mathcal{O} \oplus,$$

$$\left| \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \right|^{*} = -\left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle$$
(199)

物質表示でのダイレタンシの定式化(カク テルグラスモデル)

空間表示におけるダイレタンシ式を pull back して, 物質表示でのダイレタンシ式を求めると,以下のと おりとなる。

$$\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_{d}^{d} = \mathbf{C}_{dd}^{-1} : \dot{\mathbf{E}}$$
(200)

$$\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_{d}^{c} = \mathbf{C}_{dc}^{-1} : \dot{\mathbf{E}}$$
(201)

$$\begin{split} & \simeq \simeq \langle z, \\ \mathbf{C}_{dd}^{-1} = \mathbf{F}^{-1} \mathbf{I}_{d}^{d} \mathbf{F}^{-\mathrm{T}} \\ &= J^{-2/3} \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^{J} \sum_{i=1}^{I} \left(\frac{\gamma^{(ij)} / \gamma_{\mathrm{v}}}{1 + \left| \gamma^{(ij)} / \gamma_{\mathrm{v}} \right|} \right) m_{\mathrm{Iv}} \\ & \left(\left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle - \frac{2}{3} \gamma^{(ij)} \mathbf{C}^{-1} \right) \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)} \end{split}$$

$$\mathbf{C}_{\mathbf{dc}}^{-1} = \mathbf{F}^{-1} \mathbf{I}_{\mathbf{d}}^{\mathbf{c}} \mathbf{F}^{-\mathrm{T}}$$
$$= -\frac{1}{4\pi} \sum_{i=1}^{I} \sum_{j=1}^{J} \mathbf{M}_{\mathbf{v}} \left| \left\langle \mathbf{T}^{(ij)} \otimes \mathbf{N}^{(ij)} \right\rangle \right|^{*} \Delta \omega \Delta \Omega^{(j)}$$
(203)

10. 2次元解析での積分形構成式(物質表示)

2次元解析の場合は、3次元解析の場合に準じて、 以下のとおり定式化することができる。なお、3次 元解析の場合と異なり、以下のとおり係数などが微 妙に異なってくるので、注意が必要である。

まず,超弾性体における体積成分と偏差成分への 分離は,以下のとおりとなる。3次元解析では,変 形勾配の固有値が3個あるので,偏差成分を表示す

るためにテンソル \mathbb{C} に掛ける係数が $J^{-2/3}$ であった が、2次元解析では、変形勾配の固有値が2個なの で、偏差成分を表示するためのテンソル \mathbb{C} に掛ける

係数は, J^{-1} となる。すなわち,

$$\overline{\mathbf{C}} = \boldsymbol{J}^{-1} \mathbf{C} \tag{204}$$

$$\det \overline{\mathbf{C}} = 1 \tag{205}$$

また、2次元解析の Projection tensor を導くため、以 下を計算する。

$$\frac{\partial \overline{\mathbf{C}}}{\partial \mathbf{C}} = \frac{\partial \left(J^{-1}\mathbf{C}\right)}{\partial \mathbf{C}} = -\mathbf{C} \otimes \frac{1}{J^2} \frac{\partial J}{\partial \mathbf{C}} + J^{-1} \mathbb{N}$$
$$= -\mathbf{C} \otimes \frac{J^{-1}}{2} \mathbf{C}^{-1} + J^{-1} \mathbb{N}$$
$$= J^{-1} \left(\mathbb{N} - \frac{1}{2} \mathbf{C} \otimes \mathbf{C}^{-1}\right)$$
(206)

これより, Projection tensor として,以下を用いる。

$$\mathbb{Q} = \mathbb{N} - \frac{1}{2} \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}$$
(207)

これを用いて、2次元解析の物質表示の定式化で は, second Piola-Kirchhoff stress tensor S が以下のよう に分割される。

 $\mathbf{S} = \mathbf{S}_p + \mathbf{S}_q \tag{208}$

ここに,

$$\mathbf{S}_{p} = -Jp\mathbf{C}^{-1} \tag{209}$$

$$\mathbf{S}_q = J^{-1} \mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}}$$
(210)

実際にこれが物質表示における偏差成分を抽出する projection tensor となっていることは、以下により確 認できる。まず、式(208)の両辺と \mathbb{C} との contraction をとると

$$\mathbf{S}: \mathbf{C} = \mathbf{S}_p: \mathbf{C} + \mathbf{S}_q: \mathbf{C}$$
(211)

式(209)(210)より,

$$\mathbf{S}_{p}: \mathbf{C} = -Jp\mathbf{C}^{-1}: \mathbf{C} = -2Jp \tag{212}$$

$$\mathbf{S}_{q}: \mathbf{C} = \left(J^{-1}\mathbb{Q}: \overline{\mathbf{S}}\right): \mathbf{C}$$
$$= J^{-1}\left(\overline{\mathbf{S}} - \frac{1}{2}\left(\mathbf{C}: \overline{\mathbf{S}}\right)\mathbf{C}^{-1}\right): \mathbf{C} = 0$$
(213)

となって、上に述べたことが確認できた。

この結果を用いて、2次元解析での物質表示にお ける構成式を以下で与える。

$$\mathbf{S'=S'}_{p} + \mathbf{S'}_{q} = -Jp\mathbf{C}^{-1} + J^{-1}\mathbb{Q}: \overline{\mathbf{S}}$$
(214)
 $\Xi \subseteq \mathbb{K}^{2},$

$$\overline{\mathbf{S}} = \sum_{i=1}^{I} J q^{(i)} \left\langle \mathbf{T}^{(i)} \otimes \mathbf{N}^{(i)} \right\rangle \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(215)

11. 2次元解析での増分形構成式(物質表示)

次に増分形式の構成式を導く。まず,式(214)の両 辺の物質時間微分をとって,

$$\dot{\mathbf{S}}' = \dot{\mathbf{S}}'_{p} + \dot{\mathbf{S}}'_{q}$$
(216)
$$\Xi \equiv i \Xi,$$

$$\dot{\mathbf{S}'}_p = -\frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \Big(Jp\mathbf{C}^{-1} \Big) \tag{217}$$

$$\dot{\mathbf{S}'}_{q} = \frac{\mathrm{D}}{\mathrm{D}t} \left(J^{-1} \right) \left(\mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}} \right) + J^{-1} \frac{\mathrm{D}}{\mathrm{D}t} \left(\mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}} \right)$$
(218)

よって、体積成分の増分形は、3次元解析と形式的 に同じであるので、偏差成分についてのみ、2次元 解析のものを導けばよい。まず、式(218)の第1項は、

$$\frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} (J^{-1}) (\mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}})$$

$$= -J^{-1} (\mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}}) \mathbf{C}^{-1} : \dot{\mathbf{E}}$$

$$= -\mathbf{S}'_{q} \otimes \mathbf{C}^{-1} : \dot{\mathbf{E}}$$
(219)

次に,式(218)の第2項の偏差成分の物質時間微分 を計算するにあたり,以下のように書き下しておく。

$$J^{-1} \frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \left(\mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}} \right)$$

= $J^{-1} \frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \left(\overline{\mathbf{S}} - \frac{1}{2} \left(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \right) \mathbf{C}^{-1} \right)$ (220)
= $J^{-1} \left(\dot{\overline{\mathbf{S}}} - \frac{1}{2} \frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \left[\left(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \right) \mathbf{C}^{-1} \right] \right)$

ここで、 $\dot{\overline{S}}$ の計算は、3次元解析の場合と形式的に同じとなり、以下で与えられる。

$$\dot{\overline{\mathbf{S}}} = \overline{\mathbb{C}}_q : \dot{\mathbf{E}}$$
(221)

$$\overline{\mathbb{C}}_{q} = \sum_{i=1}^{I} J \left\langle \mathbf{T}^{(i)} \otimes \mathbf{N}^{(i)} \right\rangle \otimes \mathbf{C}_{q}^{(i)-1} \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(222)

次に,

$$\frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \Big[\big(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \big) \mathbf{C}^{-1} \Big] = \big(\dot{\mathbf{C}} : \overline{\mathbf{S}} \big) \mathbf{C}^{-1} + \big(\mathbf{C} : \dot{\overline{\mathbf{S}}} \big) \mathbf{C}^{-1} + \big(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \big) \frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \big(\mathbf{C}^{-1} \big)$$

右辺第1項:

$$(\dot{\mathbf{C}}:\overline{\mathbf{S}})\mathbf{C}^{-1} = (2\dot{\mathbf{E}}:\overline{\mathbf{S}})\mathbf{C}^{-1} = 2\mathbf{C}^{-1}\otimes\overline{\mathbf{S}}:\dot{\mathbf{E}}$$
$$= 2\mathbf{C}^{-1}\otimes(\mathbb{Q}:\overline{\mathbf{S}}):\dot{\mathbf{E}} + 2\mathbf{C}^{-1}\otimes\left(\frac{1}{2}\mathbf{C}^{-1}\otimes\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}}\right):\dot{\mathbf{E}}$$
$$= 2\mathbf{C}^{-1}\otimes(\mathbb{Q}:\overline{\mathbf{S}}):\dot{\mathbf{E}} + (\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}})(\mathbf{C}^{-1}\otimes\mathbf{C}^{-1}):\dot{\mathbf{E}}$$

第2項:式(221)を代入して,

$$\left(\mathbf{C} : \dot{\overline{\mathbf{S}}} \right) \mathbf{C}^{-1} = \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C} : \dot{\overline{\mathbf{S}}}$$

$$= \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C} : \overline{\mathbb{C}}_{q} : \dot{\mathbf{E}}$$
(225)

第3項:式(83)より,

$$(\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}})\frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t}(\mathbf{C}^{-1}) = -2(\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}})\mathbf{C}^{-1}\dot{\mathbf{E}}\mathbf{C}^{-1}$$

$$= -2(\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}})(\mathbf{C}^{-1}\odot\mathbf{C}^{-1}):\dot{\mathbf{E}}$$

$$(226)$$

以上の結果をまとめると,

$$\frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \Big[\Big(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \Big) \mathbf{C}^{-1} \Big] = \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C} : \overline{\mathbb{C}}_{q} : \dot{\mathbf{E}}$$

$$-2 \Big(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \Big) \Big(\mathbf{C}^{-1} \odot \mathbf{C}^{-1} - \frac{1}{2} \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}^{-1} \Big) : \dot{\mathbf{E}} \quad (227)$$

$$+2 \mathbf{C}^{-1} \otimes \Big(\mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}} \Big) : \dot{\mathbf{E}}$$

$$\vec{\mathbf{x}}(221)(227) \not\in \vec{\mathbf{x}}(220) \vDash \vec{\mathbf{x}} \land \lor \lor,$$

$$J^{-1} \frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \Big(\mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}} \Big) = J^{-1} \Big(\dot{\overline{\mathbf{S}}} - \frac{1}{2} \frac{\mathbf{D}}{\mathbf{D}t} \Big[\Big(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \Big) \mathbf{C}^{-1} \Big] \Big] : \mathbf{E}$$

$$= J^{-1} \Big[\mathbb{Q} : \overline{\mathbb{C}}_{q} + \Big(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \Big) \Big(\mathbf{C}^{-1} \odot \mathbf{C}^{-1} - \frac{1}{2} \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}^{-1} \Big) \Big] : \mathbf{E}$$

$$- \Big(\mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{S}'_{q} \Big) : \mathbf{E}$$

(228)

これと式(219)を式(78)に代入すると,以下が得られる。

$$\dot{\mathbf{S}'}_q = \mathbb{C}_q : \dot{\mathbf{E}}$$
(229)

ここに,

$$\mathbb{C}_{q} = J^{-1} \Big[\mathbb{Q} : \overline{\mathbb{C}}_{q} + (\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}}) \widetilde{\mathbb{Q}} \Big] - (\mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{S'}_{q} + \mathbf{S'}_{q} \otimes \mathbf{C}^{-1})$$
(230)

$$\tilde{\mathbb{Q}} = \mathbf{C}^{-1} \odot \mathbf{C}^{-1} - \frac{1}{2} \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}^{-1}$$
(231)

以上をまとめると、2次元解析における物質表示 での増分形の構成式が以下のとおり与えられる。

$$\dot{\mathbf{S}}' = \frac{\partial \mathbf{S}'}{\partial \mathbf{E}} : \dot{\mathbf{E}} = \mathbb{C} : \dot{\mathbf{E}}$$
(232)

ここに,

$$\mathbb{C} = \mathbb{C}_p + \mathbb{C}_q \tag{233}$$

$$\mathbb{C}_{p} = J \left(K_{\mathrm{L}\mathrm{U}\mathrm{U}} - p \right) \mathbb{C}^{-1} \otimes \mathbb{C}^{-1}$$

+2 Jp $\mathbb{C}^{-1} \odot \mathbb{C}^{-1} - J K_{\mathrm{L}\mathrm{U}\mathrm{U}} \mathbb{C}^{-1} \otimes \mathbb{C}_{\mathrm{d}}^{-1}$ (234)

$$\mathbb{C}_{q} = J^{-1} \Big[\mathbb{Q} : \overline{\mathbb{C}}_{q} + \big(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \big) \widetilde{\mathbb{Q}} \Big] \\ - \big(\mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{S'}_{q} + \mathbf{S'}_{q} \otimes \mathbf{C}^{-1} \big)$$
(235)

$$\overline{\mathbb{C}}_{q} = \sum_{i=1}^{I} J \left\langle \mathbf{T}^{(i)} \otimes \mathbf{N}^{(i)} \right\rangle \otimes \mathbf{C}_{q}^{(i)-1} \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(236)

$$\mathbf{C}_{q}^{(i)-1} = q^{(i)}\mathbf{C}^{-1} + G_{L/U}^{(i)} \left\langle \mathbf{T}^{(i)} \otimes \mathbf{N}^{(i)} \right\rangle
+ H_{L/U}^{(i)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{d}}^{-1}\right)
+ L_{L/U}^{(i)} \left(\mathbf{C}^{-1} - \mathbf{C}_{\mathbf{dc}}^{-1}\right)$$
(237)

$$\mathbb{Q} = \mathbb{N} - \frac{1}{2} \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}$$
(238)

$$\tilde{\mathbb{Q}} = \mathbf{C}^{-1} \odot \mathbf{C}^{-1} - \frac{1}{2} \mathbf{C}^{-1} \otimes \mathbf{C}^{-1}$$
(239)

$$\overline{\mathbf{S}} = \sum_{i=1}^{I} J q^{(i)} \left\langle \mathbf{T}^{(i)} \otimes \mathbf{N}^{(i)} \right\rangle \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(240)

$$\mathbf{S}_q = \boldsymbol{J}^{-1} \mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}}$$
(241)

なお,上のいくつかの項については,計算のため, 以下のように,さらに具体的に書いておくとよいで あろう。

$$\mathbb{Q}: \overline{\mathbb{C}}_{q} = \overline{\mathbb{C}}_{q} - \frac{1}{2} \mathbf{C}^{-1} \otimes \left(\sum_{i=1}^{I} 2J \gamma^{(i)} \mathbf{C}_{q}^{(i)-1} \Delta \omega \right)$$
$$= \sum_{i=1}^{I} J \left(\left\langle \mathbf{T}^{(i)} \otimes \mathbf{N}^{(i)} \right\rangle - \gamma^{(i)} \mathbf{C}^{-1} \right) \otimes \mathbf{C}_{q}^{(i)-1} \Delta \omega$$

$$\mathbf{C}: \overline{\mathbf{S}} = \sum_{i=1}^{I} 2Jq^{(i)} \gamma^{(i)} \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(243)

$$\mathbf{S}_{q} = \sum_{i=1}^{I} q^{(i)} \left(\left\langle \mathbf{T}^{(i)} \otimes \mathbf{N}^{(i)} \right\rangle - \gamma^{(i)} \mathbf{C}^{-1} \right) \Delta \boldsymbol{\omega}$$

(244)

また,2次元解析でのカクテルグラスモデルのダイ レイタンシは,以下で与えられる。

 $\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_{d}^{d} = \mathbf{C}_{dd}^{-1} : \dot{\mathbf{E}}$ (245)

$$\dot{\varepsilon}_{d}^{c} = \mathbf{C}_{dc}^{-1} : \dot{\mathbf{E}}$$
(246)

$$\mathbf{C}_{\mathrm{dd}}^{-1} = J^{-1} \sum_{i=1}^{I} \left(\frac{\gamma^{(i)} / \gamma_{\mathrm{v}}}{1 + \left| \gamma^{(i)} / \gamma_{\mathrm{v}} \right|} \right) m_{\mathrm{lv}}$$

$$\left(\left\langle \mathbf{T}^{(i)} \otimes \mathbf{N}^{(i)} \right\rangle - \gamma^{(i)} \mathbf{C}^{-1} \right) \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(247)

$$\mathbf{C}_{\mathbf{d}c}^{-1} = -\sum_{i=1}^{I} \mathbf{M}_{v} \left| \left\langle \mathbf{T}^{(i)} \otimes \mathbf{N}^{(i)} \right\rangle \right|^{*} \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(248)

12. 2次元解析での積分形構成式(空間表示)

空間表示に対する積分形の構成式は,式(214)(215) で与えた物質表示に対する積分形の構成式を push forward することにより Cauchy 有効応力を用いて, 以下のとおりに与えられる。

$$\boldsymbol{\sigma}' = \boldsymbol{J}^{-1} \mathbf{F} \mathbf{S}' \mathbf{F}^{\mathrm{T}}$$
(249)

その等方成分は,

$$\boldsymbol{\sigma}'_{p} = \boldsymbol{J}^{-1} \mathbf{F} \mathbf{S}'_{p} \mathbf{F}^{\mathrm{T}}$$
$$= -\boldsymbol{J}^{-1} \mathbf{F} \left(\boldsymbol{J} \boldsymbol{p} \mathbf{C}^{-1} \right) \mathbf{F}^{\mathrm{T}} = -\boldsymbol{p} \mathbf{I}$$
(250)

偏差成分は,

$$\boldsymbol{\sigma}'_{q} = \boldsymbol{J}^{-1} \mathbf{F} \mathbf{S}'_{q} \mathbf{F}^{\mathrm{T}} = \boldsymbol{J}^{-1} \mathbf{F} \left(\boldsymbol{J}^{-1} \mathbb{Q} : \overline{\mathbf{S}} \right) \mathbf{F}^{\mathrm{T}}$$
$$= \boldsymbol{J}^{-1} \mathbf{F} \left(\boldsymbol{J}^{-1} \overline{\mathbf{S}} - \frac{1}{2} \boldsymbol{J}^{-1} \left(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \right) \mathbf{C}^{-1} \right) \mathbf{F}^{\mathrm{T}} \quad (251)$$
$$= \boldsymbol{J}^{-1} \left(\boldsymbol{J}^{-1} \mathbf{F} \overline{\mathbf{S}} \mathbf{F}^{\mathrm{T}} - \frac{1}{2} \boldsymbol{J}^{-1} \left(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \right) \mathbf{I} \right)$$

ここで,実際に,式(138)で表される項が,空間表示 における偏差成分となっているか否かを確認してお くため, I との contraction をとってみる。 trg' – I:g'

$$\mathbf{I} \mathbf{G}_{q} = \mathbf{I} \cdot \mathbf{G}_{q}$$
$$= \mathbf{I} : J^{-1} \left(J^{-1} \mathbf{F} \overline{\mathbf{S}} \mathbf{F}^{\mathrm{T}} - \frac{1}{2} J^{-1} \left(\mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}} \right) \mathbf{I} \right) \qquad (252)$$
$$\Xi \subset \mathfrak{S},$$

$$\mathbf{I} : \mathbf{F}\overline{\mathbf{S}}\mathbf{F}^{\mathrm{T}} = \mathbf{F} : \mathbf{F}\overline{\mathbf{S}} = \mathbf{F}\overline{\mathbf{S}} : \mathbf{F}$$

= $\overline{\mathbf{S}} : \mathbf{F}^{\mathrm{T}}\mathbf{F} = \overline{\mathbf{S}} : \mathbf{C} = \mathbf{C} : \overline{\mathbf{S}}$ (253)

$$\frac{1}{2}\mathbf{I}: \left(\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}}\right)\mathbf{I} = \left(\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}}\right)$$
(254)

よって,以下のとおり,空間表示における偏差成分 であることが確認された。

$$\operatorname{tr}\boldsymbol{\sigma}'_{q} = \mathbf{I} : \boldsymbol{\sigma}'_{q} = \mathbf{0}$$
⁽²⁵⁵⁾

式(252)の第1項は、式(240)より、

$$\overline{\mathbf{\sigma}} = J^{-1} \mathbf{F} \overline{\mathbf{S}} \mathbf{F}^{\mathrm{T}} = \sum_{i=1}^{I} q^{(i)} \left\langle \mathbf{t}^{(i)} \otimes \mathbf{n}^{(i)} \right\rangle \Delta \omega \quad (256)$$

ここに、空間表示での方向ベクトルは、物質表示 の方向ベクトルから、変形勾配に沿って方向と大き さを変える形で、式(57)(58)で与えられる。これを式 (252)に代入して、式(255)を用いると、

$$\mathbf{I}:\boldsymbol{\sigma}'_{q} = \mathbf{I}: J^{-1}\left(\boldsymbol{\overline{\sigma}} - \frac{1}{2}J^{-1}\left(\mathbf{C}:\boldsymbol{\overline{S}}\right)\mathbf{I}\right) = 0 \quad (257)$$

よって,

$$\mathbf{I}:\overline{\mathbf{\sigma}}=J^{-1}\left(\mathbf{C}:\overline{\mathbf{S}}\right)$$
(258)

これを,再び式(252)に代入すれば,

$$\boldsymbol{\sigma}'_{q} = \boldsymbol{J}^{-1} \left(\mathbb{N} - \frac{1}{2} \mathbf{I} \otimes \mathbf{I} \right) : \overline{\boldsymbol{\sigma}}$$
(259)

これを,物質表示での偏差成分抽出のための4階テ ンソルに準じて,さらに,以下のとおり書くことが できる。

$$\mathbf{\sigma}'_{q} = J^{-1}\mathbb{Z}: \overline{\mathbf{\sigma}}$$
(260)

ここに,

$$\mathbb{Z} = \mathbb{N} - \frac{1}{2} \mathbf{I} \otimes \mathbf{I}$$
(261)

よって,空間表示における積分形の構成式は,以下 のとおり与えられる。

$$\boldsymbol{\sigma}' = \boldsymbol{\sigma}'_{p} + \boldsymbol{\sigma}'_{q} = -p\mathbf{I} + J^{-1}\mathbb{Z}: \overline{\boldsymbol{\sigma}}$$
(262)

13. 2次元解析での増分形構成式(空間表示)

空間表示での増分形構成式は, Holzapfel(2000)によ り, Kirchhoff 応力 $\tau' = J\sigma'$ の Lie 時間微分として与 えられる Oldroyd stress rate Oldr $(J\sigma')$, および, deformation rate **d** = **sym**(grad**u**)を用いて,以下の とおり与えられる。

$$\operatorname{Oldr}(J\sigma') = J\mathbb{C} : \mathbf{d}$$
(263)

ここに,

$$c_{abcd} = J^{-1} F_{aA} F_{bB} F_{cC} F_{dD} C_{ABCD}$$
(264)

3 次元解析に準じて,物質表示の増分形構成式であ る式(233)~(241)を push forward することにより,空 間表示に対する増分形の構成式の接線勾配が以下の とおり与えられる。

$$\mathbb{C} = \mathbb{C}_p + \mathbb{C}_q \tag{265}$$

$$\mathbb{C}_{p} = (K_{\mathrm{LU}} - p)\mathbf{I} \otimes \mathbf{I} + 2p\mathbb{N} - K_{\mathrm{LU}}\mathbf{I} \otimes \mathbf{I}_{\mathrm{d}}$$

$$\mathbb{C}_{q} = J^{-1} \Big[\mathbb{Z} : \overline{\mathbb{C}}_{q} + \operatorname{tr} \overline{\mathbf{\sigma}} \mathbb{Z} \Big] - \Big(\mathbf{I} \otimes \mathbf{\sigma'}_{q} + \mathbf{\sigma'}_{q} \otimes \mathbf{I} \Big)$$
(267)

$$\overline{\mathbb{C}}_{q} = \sum_{i=1}^{I} \left\langle \mathbf{t}^{(i)} \otimes \mathbf{n}^{(i)} \right\rangle \otimes \mathbf{I}_{q}^{(i)} \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(268)

$$\mathbf{I}_{q}^{(i)} = q^{(i)}\mathbf{I} + G_{\mathrm{L/U}}^{(i)} \left\langle \mathbf{t}^{(i)} \otimes \mathbf{n}^{(i)} \right\rangle
+ H_{\mathrm{L/U}}^{(i)} \left(\mathbf{I} - \mathbf{I}_{\mathrm{d}}\right) + L_{\mathrm{L/U}}^{(i)} \left(\mathbf{I} - \mathbf{I}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}}\right)$$
(269)

$$\mathbb{Z} = \mathbb{N} - \frac{1}{2} \mathbf{I} \otimes \mathbf{I}$$
(270)

$$\overline{\boldsymbol{\sigma}} = \sum_{i=1}^{I} q^{(i)} \left\langle \mathbf{t}^{(i)} \otimes \mathbf{n}^{(i)} \right\rangle \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(271)

$$\boldsymbol{\sigma}'_{q} = \boldsymbol{J}^{-1} \boldsymbol{\mathbb{Z}} : \overline{\boldsymbol{\sigma}}$$
(272)

なお,上のいくつかの項については,計算のため, 以下のように,さらに具体的に書いておくとよいで あろう。

$$\mathbb{Z}: \overline{\mathbb{C}}_{q} = \overline{\mathbb{C}}_{q} - \frac{1}{2} \mathbf{I} \otimes \left(\sum_{i=1}^{l} 2\gamma^{(i)} \mathbf{I}_{q}^{(i)} \Delta \omega \right)$$
$$= \sum_{i=1}^{l} \left(\left\langle \mathbf{t}^{(i)} \otimes \mathbf{n}^{(i)} \right\rangle - \gamma^{(i)} \mathbf{I} \right) \otimes \mathbf{I}_{q}^{(i)} \Delta \omega$$
(273)

$$\mathrm{tr}\overline{\mathbf{\sigma}} = \mathbf{I}: \overline{\mathbf{\sigma}} = \sum_{i=1}^{I} 2q^{(i)} \gamma^{(i)} \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(274)

$$\boldsymbol{\sigma}'_{q} = \boldsymbol{J}^{-1} \sum_{i=1}^{I} \boldsymbol{q}^{(i)} \left(\left\langle \mathbf{t}^{(i)} \otimes \mathbf{n}^{(i)} \right\rangle - \boldsymbol{\gamma}^{(i)} \mathbf{I} \right) \Delta \boldsymbol{\omega} \quad (275)$$

また,2次元解析のダイレイタンシ関連テンソルは, 以下で与えられる。

$$\mathbf{I}_{d}^{d} = \boldsymbol{J}^{-1} \sum_{i=1}^{I} \left(\frac{\boldsymbol{\gamma}^{(i)} / \boldsymbol{\gamma}_{v}}{1 + \left| \boldsymbol{\gamma}^{(i)} / \boldsymbol{\gamma}_{v} \right|} \right)$$
(276)

$$m_{\mathrm{Iv}}\left(\left\langle \mathbf{t}^{(i)}\otimes\mathbf{n}^{(i)}\right\rangle -\gamma^{(i)}\mathbf{I}\right)\Delta\omega$$

$$\mathbf{I}_{d}^{c} = -\sum_{i=1}^{I} \mathbf{M}_{v} \left| \left\langle \mathbf{t}^{(ij)} \otimes \mathbf{n}^{(ij)} \right\rangle \right|^{*} \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(277)

14. 2次元解析の場合の構成式のベクトル・マ トリクス表示(物質表示: Total Lagrangian Formulation用)

2次元解析の場合,応力ひずみベクトルを,対応 するテンソルの成分を用いて,以下で与える。

(266)

$$\hat{\mathbf{S}}^{\mathsf{T}} = \left\{ S'_{11} \quad S'_{22} \quad S'_{12} \right\}$$
(278)

$$\hat{\mathbf{E}}^{\mathrm{T}} = \left\{ E_{11} \quad E_{22} \quad 2E_{12} \right\}$$
(279)

これらを用いて,多重せん断モデルの積分形を以下 で与える。

$$\hat{\mathbf{S}}' = \hat{\mathbf{S}}'_{p} + \hat{\mathbf{S}}'_{q} \tag{280}$$

$$\hat{\mathbf{S}'}_p = -Jp\hat{\mathbf{C}}^{-1} \tag{281}$$

$$\hat{\mathbf{S}}'_{q} = \sum_{i=1}^{I} q^{(i)} \hat{\overline{\mathbf{N}}}^{(i)} \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(282)

$$\begin{bmatrix} z \in kz, \\ \left\{ \hat{\mathbf{C}}^{-1} \right\}^{\mathrm{T}} = \begin{bmatrix} C_{11}^{-1} & C_{22}^{-1} & C_{12}^{-1} \end{bmatrix}$$
(283)

$$\left\{\hat{\mathbf{N}}^{(i)}\right\}^{\mathrm{T}} = \left\{\cos\omega_{i} - \cos\omega_{i} \sin\omega_{i}\right\}$$
(284)
(for *i* = 1,...,*I*)

$$\left\{\hat{\overline{\mathbf{N}}}^{(i)}\right\} = \left\{\hat{\mathbf{N}}^{(i)}\right\} - \gamma^{(i)}\left\{\hat{\mathbf{C}}^{-1}\right\} \quad \text{(for } i = 1, ..., I\text{)}$$

(285)

 $\hat{\mathbf{n}}^{(0)\mathrm{T}} = \left\{ 1 \quad 1 \quad 0 \right\} \tag{286}$

$$\omega_i = (i-1)\Delta\omega \tag{287}$$

$$\Delta \omega = \pi / I \tag{288}$$

ベクトルマトリクス表示の $\{\hat{\mathbf{N}}^{(i)}\}$ は、2階テンソ ル $\langle \mathbf{T}^{(i)} \otimes \mathbf{N}^{(i)} \rangle$ のテンソル表示成分を一列に並べて ベクトル化したものであり、このテンソル表示で用 いているベクトル $\mathbf{N}^{(i)}$ とは別物である。表記が紛ら わしくなっているが混同しないように。

大変形解析における体積ひずみは, Jacobian determinant から,以下のとおり与える。

$$\mathcal{E} = \ln J \tag{289}$$

なお,これの速度は,

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{J}}{J} \tag{290}$$

有効ひずみ類もこれに基づいて計算する。

また,仮想単純せん断ひずみは,以下で与えられる。

$$\gamma^{(i)} = \left\{ \hat{\mathbf{N}}^{(i)} \right\}^{\mathrm{T}} \hat{\mathbf{E}} \quad (\text{for } i = 1, ..., I)$$
(291)

増分形の構成式は、以下で与えられる。

$$\mathbf{d}\hat{\mathbf{S}}' = \mathbf{D}\mathbf{d}\hat{\mathbf{E}}$$
(292)

ここに,

$$\mathbf{D} = \mathbf{D}_p + \mathbf{D}_q \tag{293}$$

$$\mathbf{D}_{p} = J\left(K_{\mathrm{L/U}} - p\right)\hat{\mathbf{C}}^{-1}\left\{\hat{\mathbf{C}}^{-1}\right\}^{\mathrm{T}}$$

$$+2Jp\left\{\hat{\mathbf{C}}^{-1}\odot\hat{\mathbf{C}}^{-1}\right\} - JK_{\mathrm{L/U}}\hat{\mathbf{C}}^{-1}\left\{\hat{\mathbf{C}}_{\mathbf{d}}^{-1}\right\}^{\mathrm{T}}$$

$$\mathbf{D}_{q} = J^{-1}\left[\tilde{\mathbf{D}}_{q} + \sum_{i=1}^{I} 2Jq^{(i)}\gamma^{(i)}\Delta\omega\tilde{\mathbf{Q}}\right]$$

$$-\left(\hat{\mathbf{C}}^{-1}\hat{\mathbf{S}}_{q}^{\,\mathrm{T}} + \hat{\mathbf{S}}_{q}^{\,\mathrm{T}}\left(\hat{\mathbf{C}}^{-1}\right)^{\mathrm{T}}\right)$$
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(294)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295)
(295

$$\tilde{\mathbf{D}}_{q} = \sum_{i=1}^{I} J \hat{\overline{\mathbf{N}}}^{(i)} \left(\hat{\mathbf{C}}_{q}^{(i)-1} \right)^{\mathrm{T}} \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(296)

$$\hat{\mathbf{C}}_{q}^{(i)-1} = q^{(i)}\hat{\mathbf{C}}^{-1} + G_{L/U}^{(i)}\hat{\mathbf{N}}^{(i)}
+ H_{L/U}^{(i)}\left(\hat{\mathbf{C}}^{-1} - \hat{\mathbf{C}}_{\mathbf{d}}^{-1}\right) + L_{L/U}^{(i)}\left(\hat{\mathbf{C}}^{-1} - \hat{\mathbf{C}}_{\mathbf{dc}}^{-1}\right)$$
(297)

$$\tilde{\mathbf{Q}} = \left\{ \hat{\mathbf{C}}^{-1} \odot \hat{\mathbf{C}}^{-1} \right\} - \frac{1}{2} \hat{\mathbf{C}}^{-1} \left(\hat{\mathbf{C}}^{-1} \right)^{\mathrm{T}}$$
(298)

$$K_{\rm L/U} = -\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\varepsilon'} \tag{299}$$

$$G_{\rm L/U}^{(i)} = \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma^{(i)}} \tag{300}$$

$$H_{\rm L/U}^{(i)} = \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \varepsilon'} \tag{301}$$

$$L_{\rm L/U}^{(i)} = \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \varepsilon}$$
(302)

$$\left\{ \hat{\mathbf{C}}^{-1} \odot \hat{\mathbf{C}}^{-1} \right\} = \begin{bmatrix} C_{11}^{-1} & 0 & C_{12}^{-1} & 0 \\ 0 & C_{12}^{-1} & 0 & C_{22}^{-1} \\ 0 & C_{11}^{-1} & 0 & C_{12}^{-1} \end{bmatrix}$$

$$\times \begin{bmatrix} C_{11}^{-1} & 0 & \frac{1}{2}C_{12}^{-1} \\ C_{12}^{-1} & 0 & \frac{1}{2}C_{22}^{-1} \\ 0 & C_{12}^{-1} & \frac{1}{2}C_{12}^{-1} \\ 0 & C_{22}^{-1} & \frac{1}{2}C_{12}^{-1} \end{bmatrix}$$

$$= \begin{bmatrix} \left(C_{11}^{-1}\right)^{2} & \left(C_{12}^{-1}\right)^{2} & C_{11}^{-1}C_{12}^{-1} \\ \left(C_{12}^{-1}\right)^{2} & \left(C_{22}^{-1}\right)^{2} & C_{12}^{-1}C_{22}^{-1} \\ C_{11}^{-1}C_{12}^{-1} & C_{12}^{-1}C_{22}^{-1} & \frac{1}{2}C_{11}^{-1}C_{22}^{-1} + \frac{1}{2}\left(C_{12}^{-1}\right)^{2} \end{bmatrix}$$

(303)

また,物質表示のダイレイタンシ関連のベクトルは, 以下で与えられる。

$$\hat{\mathbf{C}}_{dd}^{-1} = J^{-1} \sum_{i=1}^{I} \left(\frac{\gamma^{(i)} / \gamma_{v}}{1 + \left| \gamma^{(i)} / \gamma_{v} \right|} \right) m_{1v} \hat{\overline{\mathbf{N}}}^{(i)} \Delta \boldsymbol{\omega} \quad (304)$$

$$\hat{\mathbf{C}}_{\mathbf{dc}}^{-1} = -\sum_{i=1}^{I} \mathbf{M}_{v} \left| \mathbf{N}^{(i)} \right|^{*} \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(305)

$$\hat{\mathbf{C}}_{d}^{-1} = \hat{\mathbf{C}}_{dd}^{-1} + \hat{\mathbf{C}}_{dc}^{-1}$$
(306)

 $\left\{ \hat{\mathbf{C}}_{dc}^{-1} \right\}^{\mathrm{T}} = \left\{ C_{dc11}^{-1} \quad C_{dc22}^{-1} \quad C_{dc12}^{-1} \right\}$ (307) その他は、微小ひずみの定式化と同じとなる。

15. 2次元解析の場合の構成式のベクトル・マ トリクフまテ(空間まテ・Underted

トリクス表示(空間表示:Updated Lagrangian用)

2次元解析の場合,応力ひずみベクトルを,対応 する Cauchy 応力および Euler Almansi ひずみテンソ ルの成分を用いて,以下で与える。

$$\hat{\boldsymbol{\sigma}}^{\mathsf{T}} = \left\{ \boldsymbol{\sigma}_{11}^{\mathsf{T}} \quad \boldsymbol{\sigma}_{22}^{\mathsf{T}} \quad \boldsymbol{\sigma}_{12}^{\mathsf{T}} \right\}$$
(308)

$$\hat{\mathbf{e}}^{\mathrm{T}} = \{ e_{11} \quad e_{22} \quad 2e_{12} \}$$
 (309)

これらを用いて, 多重せん断モデルの積分形を以下

$$\hat{\boldsymbol{\sigma}}' = \hat{\boldsymbol{\sigma}}'_{p} + \hat{\boldsymbol{\sigma}}'_{q} \tag{310}$$

$$\hat{\boldsymbol{\sigma}}'_{p} = -p\hat{\boldsymbol{n}}^{(0)} \tag{311}$$

$$\hat{\boldsymbol{\sigma}}'_{q} = J^{-1} \sum_{i=1}^{I} q^{(i)} \hat{\boldsymbol{n}}^{(i)} \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(312)

$$\hat{\mathbf{n}}^{(0)\mathrm{T}} = \left\{ 1 \quad 1 \quad 0 \right\} \tag{313}$$

また,物質表示の仮想単純せん断を表す方向ベクト ルの成分を,一度,以下のようにテンソル表示に戻 しておく。

$$\left\langle \mathbf{T}^{(i)} \otimes \mathbf{N}^{(i)} \right\rangle = \begin{bmatrix} \cos \omega_i & \sin \omega_i \\ \sin \omega_i & -\cos \omega_i \end{bmatrix}$$
 (314)

これの空間表示のテンソルを以下により求める。

$$\left\langle \mathbf{t}^{(i)} \otimes \mathbf{n}^{(i)} \right\rangle = \mathbf{F} \left\langle \mathbf{T}^{(i)} \otimes \mathbf{N}^{(i)} \right\rangle \mathbf{F}^{\mathrm{T}} = \begin{bmatrix} n_{11}^{(i)} & n_{12}^{(i)} \\ n_{21}^{(i)} & n_{22}^{(i)} \end{bmatrix}$$

(315)

これの成分を用いて,空間表示の仮想単純せん断の 方向ベクトルを,以下で与える。

$$\left\{ \hat{\mathbf{n}}^{(i)} \right\}^{\mathrm{T}} = \left\{ n_{11}^{(i)} \quad n_{22}^{(i)} \quad n_{12}^{(i)} \right\} \quad (\text{for } i = 1, ..., I)$$

これを用いて、

$$\hat{\mathbf{n}}^{(i)} = \hat{\mathbf{n}}^{(i)} - \gamma^{(i)} \hat{\mathbf{n}}^{(0)}$$
 (for $i = 1, ..., I$) (317)

仮想単純せん断ひずみは、以下で与えられる。

$$\gamma^{(i)} = \left\{ \hat{\mathbf{n}}^{(i)} \right\}^{\mathrm{T}} \hat{\mathbf{e}} = \left\{ \hat{\mathbf{N}}^{(i)} \right\}^{\mathrm{T}} \hat{\mathbf{E}} \quad (\text{for } i = 1, ..., I)$$

(318)

以上のとおり,仮想単純せん断ひずみは,物質表示, 空間表示のいずれも同じものとなる。

増分形の構成式は,以下で与えられる。

$$\widehat{Oldr}(J\sigma') = J\widehat{Dd}$$
(319)

ここに,

$$\mathbf{D} = \mathbf{D}_p + \mathbf{D}_q \tag{320}$$

$$\mathbf{D}_{p} = \left(K_{\mathrm{L/U}} - p\right)\hat{\mathbf{n}}^{(0)}\mathbf{n}^{(0)\mathrm{T}} + 2p\hat{\mathbf{I}} - K_{\mathrm{L/U}}\hat{\mathbf{n}}^{(0)}\hat{\mathbf{n}}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{T}}$$
(321)

$$\mathbf{D}_{q} = J^{-1} \left[\tilde{\mathbf{D}}_{q} + \sum_{i=1}^{l} 2q^{(i)} \gamma^{(i)} \Delta \boldsymbol{\omega} \mathbf{Z} \right]$$

- $\left(\hat{\mathbf{n}}^{(0)} \boldsymbol{\sigma}_{q}^{'\mathrm{T}} + \boldsymbol{\sigma}_{q}^{'} \hat{\mathbf{n}}^{(0)\mathrm{T}} \right)$ (322)

$$\tilde{\mathbf{D}}_{q} = \sum_{i=1}^{I} \hat{\overline{\mathbf{n}}}^{(i)} \hat{\mathbf{n}}_{q}^{(i)\mathrm{T}} \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(323)

$$\hat{\mathbf{n}}_{q}^{(i)} = q^{(i)} \hat{\mathbf{n}}^{(0)} + G_{L/U}^{(i)} \hat{\mathbf{n}}^{(i)} + H_{L/U}^{(i)} \left(\hat{\mathbf{n}}^{(0)} - \hat{\mathbf{n}}_{d} \right) + L_{L/U}^{(i)} \left(\hat{\mathbf{n}}^{(0)} - \hat{\mathbf{n}}_{d}^{c} \right)$$
(324)

$$\mathbf{Z} = \mathbf{I} - \frac{1}{2} \hat{\mathbf{n}}^{(0)} \hat{\mathbf{n}}^{(0)\mathrm{T}}$$
(325)

また,ダイレイタンシ関連ベクトルは,以下で与え られる。

$$\hat{\mathbf{n}}_{d}^{d} = J^{-1} \sum_{i=1}^{I} \left(\frac{\gamma^{(i)} / \gamma_{v}}{1 + \left| \gamma^{(i)} / \gamma_{v} \right|} \right) m_{1v} \hat{\overline{\mathbf{n}}}^{(i)} \Delta \omega \quad (326)$$

$$\hat{\mathbf{n}}_{d}^{c} = -\sum_{i=1}^{I} \mathbf{M}_{v} \left| \hat{\mathbf{n}}^{(i)} \right|^{*} \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(327)

$$\hat{\mathbf{n}}_{d} = \hat{\mathbf{n}}_{d}^{d} + \hat{\mathbf{n}}_{d}^{c}$$
(328)

16. おわりに

本研究では、砂のような粒状体の力学モデルとし てのひずみ空間での多重せん断モデルを基に、大変 形解析 (有限ひずみ解析) に必要な Total Lagrangian(TL法)法、および、Updated Langrangian法 (UP法)の両者による定式化を示した。定式化は、一 般的なテンソル表示に加えて、数値解析で必要とな る2次元および3次元空間でのベクトルマトリクス 表示によるものを示している。また、増分形のみな らず積分形も同時に示している。

参考文献

- 井合 進・飛田哲男・小堤 治(2008):砂の繰返し載 荷時の挙動モデルとしてのひずみ空間多重モデル におけるストレスダイレイタンシー関係,京都大学 防災研究所年報,第51号, pp.291-304.
- Holzapfel, G.A. (2000): Nonlinear Solid Mechanics, John Wiley & Sons
- Iai, S. and Ozutsumi, O. (2005): Yield and cyclic behaviour of a strain space multiple mechanism model

for granular materials. International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics, Vol.29, No.4, pp.417-442.

付録

A1. 大変形解析における応力・ひずみ

以下では, 文献1 (Holzapfel, 2000)の Notation を用い る。大文字は物質表示 (t=0) での値, 小文字は空間 表示(t=t)での値を表す。

空間表示 (t=t) での応力としては Cauchy stress tensor σ を用い, これより次式により Kirchhoff stress tensor τ が与えられる。

$$= J\sigma \tag{329}$$

ここに, Jacobian determinant は,変形勾配 $\mathbf{F} = \frac{\partial \mathbf{X}}{\partial \mathbf{X}}$ に

より以下で与えられる。

τ

$$J = \det \mathbf{F} \tag{330}$$

これを物質表示(t=0)に引戻すことにより,物質表示 での応力として,以下の second Piola-Kirchhoff stress tesor **S** が与えられる。

$$\mathbf{S} = \mathbf{F}^{-1} \boldsymbol{\tau} \mathbf{F}^{-\mathrm{T}}$$
(331)

空間表示でのひずみは、以下の Euler-Almansi strain tensor **e** で与えられる。

$$\mathbf{e} = \frac{1}{2} \left(\mathbf{I} - \mathbf{F}^{-\mathrm{T}} \mathbf{F}^{-1} \right)$$
(332)

物質表示でのひずみは、以下の Green-Lagrange strain tensor **E** で与えられる。

$$\mathbf{E} = \frac{1}{2} \left(\mathbf{F}^{\mathrm{T}} \mathbf{F} - \mathbf{I} \right)$$
(333)

両者には,以下の関係がある。

$$\mathbf{E} = \mathbf{F}^{\mathrm{T}} \mathbf{e} \mathbf{F}$$
(334)

A2. Work conjugate

Work conjugate を組むペアは、以下のとおり与えられる(空間表示は最左辺、それ以外は、物質表示)。

$$\int_{\Omega} \boldsymbol{\sigma} : \mathbf{d} dv = \int_{\Omega_0} \boldsymbol{J} \boldsymbol{\sigma} : \mathbf{d} dV = \int_{\Omega_0} \boldsymbol{\tau} : \mathbf{d} dV$$
$$= \int_{\Omega_0} \mathbf{S} : \dot{\mathbf{E}} dV = \int_{\Omega_0} \boldsymbol{J} \boldsymbol{\sigma}_{u} : \mathbf{D}_{R} dV$$
(335)

d は速度勾配 (=ひずみ増分), rotated rate of deformation tensor は以下で定義

$$\mathbf{D}_{\mathrm{R}} = \mathbf{R}^{\mathrm{T}} \mathbf{d} \mathbf{R} = \frac{1}{2} \mathbf{U}^{-1} \dot{\mathbf{C}} \mathbf{U}^{-1}$$
(336)

ここに,

$$\mathbf{F} = \mathbf{R}\mathbf{U} \tag{337}$$

A3. 増分型構成式での応力, ひずみ増分

物質表示 (t=0) での応力,ひずみを時間微分(物 質時間微分)すると、これらの速度(増分)として \dot{S} , \dot{E} が得られる。これらを空間表示に押出すと、空間 表示で、以下の stress rate(増分)と deformation rate (増分)が与えられる。

$$\hat{\tau} = \mathbf{F} \dot{\mathbf{S}} \mathbf{F}^{\mathrm{T}} \tag{338}$$

$$\mathbf{d} = \mathbf{F}^{-\mathrm{T}} \dot{\mathbf{E}} \mathbf{F}^{-1} \tag{339}$$

式(338)左辺は, Kirchhoff 応力の Oldroyd stress rate で あり, Kirchhoff 応力の Lie 時間微分として以下のと おり与えられる。

$$\hat{\boldsymbol{\tau}} = \operatorname{Oldr}(\boldsymbol{\tau}) = \dot{\boldsymbol{\tau}} - \boldsymbol{l}\boldsymbol{\tau} - \boldsymbol{\tau}\boldsymbol{l}^{\mathrm{T}}$$
 (340)

ここに、
$$\mathbf{l} = \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \mathbf{x}}$$
は、空間表示での速度勾配を表し、

以下のとおり。

$$\mathbf{l} = \mathbf{d} + \mathbf{w} \tag{341}$$

ただし,

$$\mathbf{d} = \frac{1}{2} \left(\mathbf{l} + \mathbf{l}^{\mathrm{T}} \right) \tag{342}$$

$$\mathbf{w} = \frac{1}{2} \left(\mathbf{l} - \mathbf{l}^{\mathrm{T}} \right) \tag{343}$$

Oldroyd stress rate は, $\mathbf{d} = 0$ の場合には, Jaumann rate

$$\widehat{\boldsymbol{\tau}} = \boldsymbol{\tau} - \mathbf{W} \, \boldsymbol{\tau} + \boldsymbol{\tau} \mathbf{W} \tag{344}$$

に還元され、また、 $\mathbf{l} = \mathbf{R}\mathbf{R}$ の場合には、Corotational rate

$$\vec{\tau} = \tau - \dot{\mathbf{R}}\mathbf{R}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{\tau} + \boldsymbol{\tau}\dot{\mathbf{R}}\mathbf{R}^{\mathrm{T}}$$
(345)

に還元される。

空間表示での速度勾配と物質表示での速度勾配とは, 以下の関係がある。

$$\mathbf{l} = \dot{\mathbf{F}}\mathbf{F}^{-1} = (\dot{\mathbf{R}}\mathbf{U} + \mathbf{R}\dot{\mathbf{U}})\mathbf{U}^{-1}\mathbf{R}^{\mathrm{T}}$$

= $\dot{\mathbf{R}}\mathbf{R}^{\mathrm{T}} + \mathbf{R}\dot{\mathbf{U}}\mathbf{U}^{-1}\mathbf{R}^{\mathrm{T}}$ (346)

また,空間表示でのひずみ速度(Euler-Almansi strain tensor の時間微分)と deformation rate の間には,以下の関係がある。

$$\dot{\mathbf{e}} = \mathbf{d} - \mathbf{l}^{\mathrm{T}} \mathbf{e} - \mathbf{e} \mathbf{l}$$
(347)

A4. 体積ひずみ

```
体積変化は, Jacobian determinant で与えられる:
```

$$\mathrm{d}v = J\mathrm{d}V \tag{348}$$

質量保存則は,

$$\rho_0 = \rho J \tag{349}$$

体積変化の増分は,以下のとおり,ひずみ速度(増 分)の対角項の総和と関係づけられる。

$$\dot{J} = J \text{trd} \tag{350}$$

Finite Strain (Large Deformation) Formulation of Sand Based on Multiple Mechanism Model

Susumu IAI, Kyohei UEDA, Tetsuo TOBITA, and Osamu OZUTSUMI*

* Lecturer, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University; Meisosha Co.

Synopsis

Finite strain (large deformation) formulation is presented for a multiple mechanism model for idealizing the behavior of sand. The model is capable of representing non-linear behavior of sand under transient and cyclic loading, including the phenomenon of liquefaction. In the finite strain formulation, isotropic and isochoric components will be separated based on the approach adopted for hyper-elastic materials.

Keywords: constitutive equation, finite strain, large deformation, sand

地盤情報データベースに基づく地盤災害評価支援プログラムの構築

三村 衛·折井友香^{*}·近藤隆義^{**}·西川啓一^{***}

* パナソニック(株),元京都大学地球工学科
 ** (財)地域地盤環境研究所
 *** 三菱電機(株)

要旨

本稿は、紙媒体のアナログ地盤情報を電子化し、地盤情報データベースを構築すること によって、地域の地盤環境を把握し、地盤防災評価に適用できるプロセスを提案したもの である。近年、国レベル、また大都市近郊では大量のボーリングデータを使って地盤情報 データベースを構築する気運にあるが、一方でデータの質量ともに十分ではなく、また予 算や人員の問題で貴重なデータの原石である地盤調査データが死蔵状態におかれている 地方自治体も少なくない。本稿では、三重県鳥羽市の加茂川河口部の干拓地を埋立造成し た大明地区を例として、保有されている紙媒体の地盤情報をデータベース化し、それに基 づく地下構造の三次元モデルの構築と、埋立造成に伴う地盤沈下解析を実施し、地盤情報 データベースを活用した地盤災害評価へのアプローチ手法を例示する。またMobile Mapping Systemによる三次元レーザー測量結果を用いて提案手法の妥当性を検証する。

キーワード:地盤情報データベース、地下構造モデル、有限要素法、地盤沈下、地盤被害

1. はじめに

国土の約70%を山地が占める我が国では,狭隘な 扇状地や河口デルタに人口密集型の都市が広がる形 で近代化が進められてきた。こうした地域の地盤は, 河川によって運搬され厚く堆積した軟弱土砂層が主 体であるため,載荷されると破壊したり沈下や側方 流動を引き起こし,上部構造物の安定した供用を阻 害することが多い。また地震時には地震動の増幅や 津波による甚大な被害を受けやすく,防災という観 点からは非常に脆弱な地盤であることを認識してお く必要がある。

地盤防災を考える際,まず地下構造を正確に把握 することが基本となる。何故なら地盤の変形や破壊 問題は非弾性的な初期値・境界値問題であり,初期 状態としての地盤の成層構造を知ることが合理的な 解を得るための必須条件となるからである。近年, 都市部を中心としてボーリング情報を集積した先進 的な地盤情報データベースが各地で構築されてきて おり(KG-NET 関西地盤研究会,2007;藤堂ら,2009), 基盤構造を始め,表層の軟弱地盤に着目した電子地 盤図など次世代の地盤情報を見据えた取り組みも進 められつつある(三村ら,2008)。こうした取り組み は有効に活用すればきめ細かい防災対策や教育用の 手本として大いに地域社会に貢献しうるものとなる。 ところが、地方の中小自治体などでは、予算や知的・ 人的資源に恵まれないという理由によって、建設工 事に伴うボーリングデータなどの情報が報告書など 紙媒体のまま死蔵されていることが多い。

本論文では、三重県鳥羽市の加茂川河口に展開す る埋立造成地である大明(おあき)地区に着目し、同 地区の民家や公共施設で起こっている深刻な被害の 原因である地盤沈下のメカニズムを明らかにすると ともに、大明地区の地盤状況の現状評価と今後につ いて検討を加える。具体的には、紙媒体のボーリン グデータから地盤情報データベースを構築し、これ を有効活用することによって三次元基盤構造モデル を作成し、こうした地盤情報に基づいて地盤沈下の 実態評価、さらには沈下予測などの防災方面へ適用 するというところまでの一連のプロセスを示すこと により、地盤情報の実践的な適用の雛形を提示した い。

鳥羽市大明地区のボーリングデータの 集積とデータベースの構築

対象とする鳥羽市大明地区の概要をFig.1に示す。 農林省(現農林水産省)は1954年から三重県鳥羽市 の加茂川河口の内湾部を干拓し農地化を目指したが, 食糧事情が好転したことで放置されてきた。その後, 山地が市街地に迫るような構造で活用できる土地を 必要とした鳥羽市に払い下げられ,1971年から造成 工事に着手し数年間で完成させ,公共施設,民間住 宅として使用されるようになった。鳥羽市一帯は, 小島が点在することからもわかるように,基盤が複 雑に起伏した地形を有しており,元々海であった大 明地区は,起伏に富んだ海底の基盤上に厚く粘性土 が堆積しているという軟弱地盤上に開発されている。 このため,Fig.2に示すような地盤沈下被害が広範囲 に発生しており,津波や高潮による浸水被害や地震



500m

Fig. 1 Plan view of Oaki area of Toba City, Mie Prefecture

0



Fig. 2 Serious difference of elevation between the pile-supported building and the road due to settlement

時の激しい揺れのリスクとともに,地域住民の家屋 と生活に深刻な影響を与えている。同図において, 地盤沈下の可能性を考慮してこのあたりの構造物は 住宅を含め杭基礎で支持されており,建物自体は大 きく沈下していないが,道路や駐車場などは杭が打 設されているわけではないので,埋立造成荷重によ って大きく圧密沈下している。このため,構造物と 周辺のインフラ施設との間で不同沈下が生じている。

ー連の埋立造成工事やインフラ施設の建設に伴う 地盤調査によって得られた地盤のデータとして,県 市議会と鳥羽市役所の協力で公的整備事業を中心と して合計42本のボーリングを集積した。鳥羽市地盤 情報データベースをDIG(Database for Information of Ground)(山本ら,1991)を適用することによって構 築した。対象とする鳥羽市大明地区とボーリング位 置をFig.3に示す。





大明地区の特徴的な地盤構造を見るため、作成し た地盤情報データベースによっていくつか特徴的な 地層断面を紹介する。まず, Fig. 3 において朱線で示 したボーリング番号 1~8 にかけての加茂川右岸護 岸に沿った測線Aの断面をFig.4に示す。同図より、 平均的な岩盤標高は-35m~-40mとかなり深く,その 上に軟弱なシルト層が厚く堆積している。 ところが, No.6,7の2本は-12m程度にまで急激に標高が高くな っている。直近の安楽島大橋橋脚部分で実施された ボーリング No.9, 10 (三重県志摩建設事務所, 2008) でもやはり-11~-12mとなっており、このあたりに基 盤の高まりが存在していることが予察される。次に、 河口側ボーリング No. 3 から南側内陸に向けて青線 で示した測線Bに沿った地層断面をFig.5に示す。 選択したボーリング3,11,12,13による断面では, No. 11, 12の2本について岩盤が非常に浅い位置で出 現しているのが分かる。この2本は幼稚園の敷地の 対角線に位置しており、2点間の距離は 50m 弱であ る。大きな基盤構造としては河口から南側の山地に 向けて岩盤層が緩やかに高まっていく構造を有して いるが, Fig.5 に示すように, この辺りにやはり局所 的な基盤の隆起域が存在し,周辺に向かって再度そ れまでの岩盤標高に戻るという基盤の凸構造を有し



Fig. 4 Cross-sectional view of subsoil condition along the line-A



Fig. 5 Cross-sectional view of subsoil condition along the line-B



Fig. 6 Cross-sectional view of subsoil condition along the line-C

ていると予察される。ただしより正確な構造を知る

ためには、追加ボーリングや物理探査の援用などに よって地下情報を補強しなければならない。大明地 区埋立地の東端の道路に沿って緑色で示した測線 C の地層断面を Fig. 6 に示す。この道路は旧海陸境界 で埋立地の端部に相当する。元々陸地であったとい うことで、地表面近傍で岩盤が現れている。ただし No.16 だけは 10m を越える厚さの軟弱粘土層が標高 -13.5m 付近で現れる岩盤上に堆積している。現地踏 査を行った結果, No.16 地点では道路の直角方向東 側の山地から河川が流下して、明らかな谷地形とな っており、この急激な岩盤標高の変動は地形による ものであることが確認されている(折井, 2009)。

このように、集積した紙媒体ボーリングを電子化 し、当該地域の地盤情報データベースを構築したこ とにより、鳥羽市大明地区の基盤が河川側から山側 に向かって緩やかに標高を上げていく大きな構造を 持ちながら、それとは独立に短い距離の間に標高値 が激しく変動する複雑な構造を有していること、お よび場所によって軟弱粘土層厚に大きな変化があり、 沈下性状にも大きく影響を及ぼす可能性があること がわかった。

3. 鳥羽市大明地区の三次元基盤構造

前章で説明した鳥羽市大明地区の地盤情報データ ベースには,ボーリングの位置座標と岩盤出現標高 が入力されている。これらの情報に基づき、基盤岩 の三次元的な形状を作成した。三次元データの作成 にあたり、HULINKS社製・Surfer8というソフトを使 用した。Fig. 3からも明らかなように、対象地域全面 にわたって十分な数のボーリングが均等に存在して いるわけではない。このため、データの欠損箇所に ついては補間を行う必要がある。本稿では、補間方 法としては線形バリオグラムによるKriging法を用い ている。作成した基盤岩構造の三次元モデルをFig.7 に示す。大明地区については地盤情報データベース をそのまま適用し,図の北東および北西に位置する 旧陸上部分については、別途実測した標高(後述) を読み込んで現地形を再現している。概略的には丘 陵地となる南側、北東側、北西側に向かって岩盤標 高は上昇し、干拓以前は海であった中央部で岩盤出 現深度が深くなる(粘土層厚が厚くなる)傾向が見 られるが、一方で大きな起伏が散在しており、複雑 な基盤構造を有していることがわかる。具体的には, 加茂川右岸の堤防に近接する大明西町と、安楽島大 橋東側で岩盤標高が-40mに達し、粘土層厚が大きく なっていることがわかる。本章では,文章作成の色々 な留意点を述べる。



Fig. 7 Model of base rock structure for Oaki, Toba City based on the Geo-informatic database

移動体三次元形状計測システムによる 水準測量

鳥羽市大明地区では,複雑で不均質な基盤の上に 厚いところでは層厚40mに達する軟弱粘性土が堆積 している地盤を干拓,埋立によって造成したために, 長期間にわたって大規模な不等沈下が発生し,住宅 や公共施設に被害を及ぼしている。この地盤変状被 害の原因や将来予測,ひいては修復や対策について の議論を行う場合にも,現状を正確に把握する必要 がある。本章では,近年開発された,高精度GPS移 動計測装置(モービルマッピングシステム(MMS)) という移動体三次元形状計測車両による計測手法 (西川,2008)を適用して,対象地区全域の位置座標 と標高値を測量し,現在の大明地区各地点の標高値 をディジタル情報でデータベースに取り込むことに した。

4.1 システムの概要と計測およびデータ処理

三菱モービルマッピングシステム(MMS)は、移 動体三次元形状計測車両による計測手法(西川, 2008)であり、走行する道路周辺地物の形状を詳細 に捉えて正確な位置座標を測定するだけでなく、画 像と組み合わせた高精度な三次元地図も合わせて作 ることが出来るものである。実際に計測を行った車 両をFig.8に示す。この車両には、三台のGPSアンテ ナ、精密ジャイロ(慣性航法装置:IMU)、二台の カメラ、二台のレーザスキャナを一体化したユニッ トが車両天板上に装備されている。外部車両天板に トライアングルに配置された三台のGPSが1秒毎に



Fig. 8 Automobile with mobile mapping system

精度2~3cmで測位計算を行い,搭載したジャイロを 複合計算させることにより,より精密な測位と姿勢 制御が可能となる。具体的には、正確な時刻同期と 姿勢からレーザスキャナの照射点の位置を算出し, カメラ映像とレーザスキャナを重畳表示することで 対象地物を判別する。カメラは正面前方と正面路面 をそれぞれ捉え、レーザスキャナは二台で前方全周 囲を捕捉するように設置されている。計測時には, このようにして得られたGPS, IMU, 車速度, 画像, レーザーというそれぞれのデータを内部の機器で蓄 積し,測量終了後に一括して処理をするという流れ になっている。後処理には測位処理,三次元化処理, 座標変換処理などが含まれ、最終的にはすべての情 報を三次元点群データとして出力する。これをカメ ラで得られた画像に投影し, CAD化して用いること も可能である。

本研究では、鳥羽市大明西町・東町を測量対象と し、車両が通行出来る道路や路地などほぼ全てを走 行し計測を行った。まずGPSの位置確認作業を行い、 タイヤの回転、ジャイロ、GPSの整合(キャリブレ ーション)を行った。対象地区の外周道路を走行後、 大明東町の住宅街から、西町、公共施設へと測量作 業を進めた。公園やグラウンドなどでは道路があっ ても車両が走行できない場合が多いので、駐車場な ど進入可能なところまでの計測を行った。対象地域 のレーザー測量を約2時間半で完了し、全域にわたっ て約10cmピッチでの三次元ディジタルデータを収録 した。

4.2 鳥羽市大明地区の標高地図

移動体三次元形状計測システムによって得られた 鳥羽市大明地区の測量結果の一例をFig.9に示す。同 図はある地点の情報を切り出したものである。図は あたかも写真のように見えるが、これらはすべてデ ィジタル値を持った点群データである。すなわち、 地表部分も、家屋や電柱などの構造物もデータとし て収録されたものはすべてx, y座標と標高の3次元情 報がディジタル値で記録されている。したがって, これらの値を用いて対象地区全域の標高図を作成す ることができる。



Fig. 9 Example of monitored results by the mobile mapping system at Oaki, Toba City

MMSによる測量結果を用いて作成した鳥羽市大 明地区の現在の標高マップをFig. 10に示す。埋立が 開始された1971年時点に実施された地盤調査結果に よれば、当時の干拓地標高は+2.33mでその上に2.5m の造成盛土を実施したということになっており、埋 立造成直後の当地区の平均標高は+4.83m程度あった と想定される。同図より、地区全体でみると1.5m~ 1.7mの標高を有しており、初期状態からおよそ3m程 度沈下していることになる。また,安楽島大橋西側, 保健福祉センター付近の標高が+1mを下回っており, 標高が最も低くなっている。標高の低い地点をFig.7 の岩盤標高(粘土層厚に一致する)と比較すると, 層厚40mに達する最大粘土層厚地点ではなく、それ よりもやや層厚の小さい20~30m層厚の地点が該当 していることがわかる。現時点でこのような沈下性 状を示すメカニズムについては後に考察する。また, 大明地区では施設の建設や追加盛土など実際には埋 立造成後の土地改変も行われており、この図が必ず しも正確な地盤沈下量と対応していないことは指摘 しておかねばならない。しかし、これら標高の低い



Fig. 10 Contour of the elevation of Oaki, Toba City on December 2008 based on the survey with mobile mapping system

場所は津波や高潮に伴う浸水被害の可能性が高く, 注意を喚起しておく必要がある。

4.3 地上・地下統合化データベース

3 章で構築したこの地域の地盤情報データベース の全 42 本の柱状図と地盤情報データベースから得 られた基盤面に対してそれぞれ位置座標データ,色 データを与え, MMS による地上測量データと合成 して三次元表示を行った。一例を Fig. 11 に示す。三 次元表示に際し,ボーリングは円柱として該当箇所 に表示し,岩盤標高は深度毎に色付けした点群で表 している。このように表示することで,Fig. 4~6 に 示すような地盤断面の二次元表示に比べてより広域 的な地下構造の推察が可能となる。このように,各 地点の地下構造を視覚的に把握することにより,地 盤の沈下性状,地震時の震動,増幅特性など災害時 の挙動を考える上でも非常に有用である。



Fig. 11 Example of integrated information; structure of base rock, subsoil profiles and elevation of ground surface at Oaki, Toba City

5. 弾粘塑性有限要素法による地盤沈下評価

前章までに、鳥羽市大明地区の地盤情報データベ ースの構築と、それに基づく三次元基盤構造と軟弱 粘土層厚分布のモデル化、MMSによる現地盤標高の 把握を行った。本章では、弾粘塑性有限要素法に基 づく数値解析によって、同地区の地盤変状のメカニ ズムを検討し、数値解析によって地盤沈下の現状と 予測が可能であるのかといった点について議論する。

5.1 解析モデルと地盤のモデル化の考え方

鳥羽市大明地区は,岩盤上に直接軟弱粘性土が堆 積している地盤であり,変形の対象とするのは単層 の粘性土層である。本研究では,粘土のダイレイタ ンシーと時間依存性を同時に表現できる,非定常流動曲面型弾粘塑性構成式(Sekiguchi, 1977;関ロら, 1982)を組み込んだ有限要素法を適用する。数値解 析法の詳細は関ロら(1988), Sekiguchi et al. (1991) に詳しい。また,検討目的が大明地区全域の広域沈 下であることと,地盤情報データベースに基づく検 討であることを勘案し,各ボーリングポイントにお ける一次元沈下解析を実施する。

本解析で対象とするような問題で難しいのは,初 期条件の設定である。干拓時における工学的な情報

については農水事業というプロジェクトの 性質上, また時間的な問題もあって期待でき ない。このため、最もさかのぼれるものとし て、1971年に干拓地を埋立造成するにあたっ て実施された調査ボーリングを基準とした。 前述しように、干拓史(鳥羽市役所, 1965) には、1971年から造成が行われる前の干拓の 段階でおよそ1m程度の人工土が粘土層上部 に存在していたことが記録として残ってい る。したがって、この1971年造成直前の状態 を解析の初期(t=0)に設定し,解析地盤モ デルとして地表面から1mまでを人工土,その 下位から基盤岩が出現するまでを粘土層と し、層厚1m毎に要素分割を行って一次元地 盤モデルを作成した。数値解析に必要な土質 定数については、地盤情報データベースに使 用したボーリングデータに基づき,所定の手 順 (Mimura et al., 1990) にしたがって決定し た。適用した土質定数の一覧をTable 1に示す。 造成に関わる埋立荷重については,対象地区 全体にわたって一様に単位体積重量γ_t= 17.64kN/m³の砂質土を用いて2.5mの層厚(鳥 羽開発公社, 1981) まで一定の載荷速度で1 年間をかけて埋立を行ったとする載荷モデ ルを適用した。

土質パラメータ	設定値
圧縮指数ん	0.642
膨潤指数κ	0.230
限界応力比 M	1.2
せん断抵抗角φ'	30°
水中単位体積重量γ'(kN/m ³)	4.7
二次圧縮指数α	0.0321
静止土圧係数 K ₀	0.533
压密係数 cv (m²/day)	$1.18 imes 10^{-2}$
埋立土単位体積重量γ _τ (kN/m ³)	17.64
透水性変化指数λk	0.642

Table 1	Setup	Parameters	for	clays
---------	-------	------------	-----	-------

5.2 大明地区の地盤沈下の特徴

埋立造成開始時点から移動体三次元形状計測シス テムによる測量を実施した2008年12月までの大明地 区各地点における沈下〜時間関係の解析結果をFig. 12に示す。同図では、粘土層厚の違いによる沈下性 状への影響を評価するために、粘土層厚ごとに代表 ボーリングを決めて比較している。解析結果による と、層厚の薄い粘土層は圧密進行が早く、早期に沈 下が収束するのに対し、粘土層厚が厚い地点では初 期の沈下速度は小さいものの、徐々に沈下量が増大





Fig. 13 Calculated long-term settlements with time for the selected boring points at Oaki, Toba City

し、大きな沈下を引き起こすことがわかる。興味深 いのは、2008年12月時点では粘土層厚20m以上の地 点については沈下量に大きな差異がなく、ほぼ2.5~ 2.7mの値を示していることである。詳細にみると、 この時点での最大沈下は粘土層厚25mと30mの地点 で2.73mとなっており、粘土層厚40m地点では2.59m となっていて、現段階では粘土層厚と沈下量の関係 が逆転している。これは粘土層厚による排水距離の 違いが水圧消散速度に影響し、粘土層厚の大きな地 点では圧密速度が非常に遅くなっているためである。 そして現段階はまだ圧密途中であり、最大層厚地点 では圧密がさほど進行していないために大きな沈下 に至っていないと考えればよい。圧密度から予測さ

れる大明地区の埋立地盤の全ての粘土層が圧密完了 した段階(2128年;120年後)までの沈下~時間関係 をFig. 13に示す。最終沈下量は層厚の大小に比例し ており、層厚40mの粘土層では4.38mの沈下が生じて おり、現在から120年間に1.78m沈下が増加すること になる。一方現在埋立地内で最も沈下している層厚 25mの地点における最終沈下量は3.9mで、現在から 120年間の沈下量増分は約1.2mとなる。このように、 層厚の大きな粘土層を有する大明地区の埋立地では, 圧密に非常に長い時間を要するため, 今後も長期沈 下が継続することがわかる。ただし、これまでも粘 土層厚の違いによって沈下量に差異があったように, 今後の後続沈下量についても,場所によって発生量 が異なる。Fig. 13からも明らかなように、これから の沈下は粘土層厚大きい地点(Fig. 7参照)で大きく なる。

5.3 チェックボーリングによる解析結果の 妥当性の検証

Fig. 3に示す地盤情報データベース構築のために 集積した42本のボーリングは測線Bの東側に集中し ており、西側には少ないことがわかる。これは、公 園や図書館,公民館といった公共施設が測線Bの東側 に集中し、西側は主として個人住宅のエリアである ためである。データの空白域については補間や外挿 による推定を行って地下構造モデルに反映させなけ ればならず、どうしても精度が低下する。本研究で は,この問題の克服とともに,埋立地以深の旧海底 地盤の沈下量を知るという目的のために, データ空 白域である大明西町においてチェックボーリングを 実施した(Fig. 3のポイント19)。新規ボーリングに 際しては、地域住民の方の自宅裏庭の使用をお許し いただいたことで実現することができた。得られた 柱状図をFig. 14に示す。MMSによってボーリング地 点の標高は+1.34mであることを確認し、埋立層と思 われる砂層と旧海底と思われる粘性土層境界の標高 は-1.76mと求められた。また着岸標高は-25.3mとな り、データ空白域であった大明西町の住宅地におい て貴重な情報が得られた。このデータはFig.7に示し た同地区の三次元基盤構造モデルに反映されている。 埋立造成が開始された1971年当時,干拓地として放 置されていた時点のボーリングデータから当時の旧 海底地盤標高は+1.33mであることがわかっているの で、今回のボーリングで得られた標高値;-1.76mと 比較することにより、37年間で1.33-(-1.76)=3.09mの 変動があったことがわかる。この値は旧海底地盤の 埋立造成荷重による37年間の圧密沈下量に相当する ので、数値解析によって得られた沈下量を比較する ことによって解析結果の妥当性を検証することがで

きる。数値解析によるこの地点の解析沈下量は2.73m となっており、ボーリングによる実測値3.09mに対し て約10%程度の誤差をもって予測されている。ちな みに、文献に基づいて、造成直前の干拓地状態での 表土厚は一律1mとし、造成盛土厚については一律 2.5mと仮定しているため、埋立層厚は3.5mであった ことになる。ボーリングの結果にもとづいて地表面 標高と旧海底地盤標高の差を計算すると、1.34-(-1.76) = 3.10m < 3.5mとなる。一律に1m+2.5mと埋立 層厚を設定したが、場所によって不陸が存在した可 能性や、水浸や時間に伴う圧縮の可能性などの不確 実性は現時点で補正することはできない。さらに、 初期条件や載荷条件の不確実性を考慮すれば、本解 析で得られた沈下量の誤差は許容範囲であり、ほぼ 現地の状況を表現できていると考えられる。



Fig. 14 Results of the boring at Oaki-nishi town, Toba City

5.4 地下構造と広域沈下変遷との関連と 将来予測

前節において、大明地区に対して実施した弾粘塑 性圧密解析結果の妥当性が検証されたので、本節で は、一連の解析結果を用いて対象地区全域の地盤沈 下の広域分布を、基盤構造すなわち粘土層厚との関 係に着目して議論する。1971年の埋立造成開始から 2008年12月のMMS測量時点までの大明地区全域の 沈下量分布を等高線表記してFig. 15に示す。背景に はFig. 7に示した基盤岩標高に基づく軟弱粘土層厚 を緑色の濃淡表示で示している。埋立開始から5年後 の1976年時点では、粘土層厚の薄い地点で沈下が先 行し、大きいところでは1.5m程度の沈下が先行して 発生しているが、1988年時点になると、徐々に粘土 層厚の大きい地点へと沈下の中心が移動していくこ とがわかる。また旧海域と陸地の境界部分では,沈 下コンターの状態があまり変化しておらず,沈下が 収束しつつあることがわかる。さらに10年後の1998 年時点では,沈下の大小という位置関係の変化はあ まり顕著ではなく,それぞれの地点で沈下量が増大



埋立開始から5年後(1976年)



埋立開始から17年後(1988年)



埋立開始から 27 年後(1998年)



Fig. 15 Calculated performances for transition of settlement profiles with time focusing the relation with the thickness of soft clay deposits at Oaki, Toba City

していることがわかる。この段階で,図の中央やや 左側の大明西町の一角2箇所に黄色で表示される沈 下の小さい地点が目立ってくる。この地点はFig.7で も明らかなように岩盤標高が高く(粘土層厚が小さ く),圧密が早期に終了し、沈下量も小さくなって いる地点であり,基盤構造の影響が沈下性状に明確 に反映されている。本研究で実施した現地調査の時 点である2008年の結果は、粘土層厚の大きい緑色の 濃い部分と沈下量の最大発生地点のコンターが一致 する方向に変化しているのが特徴である。しかしな がら、5.3でも指摘したように、最大層厚地点ではな く、その縁部、具体的には層厚で25m前後の地点で 沈下量が最大となっている。これは、この時点では 25m以上の層厚を有する粘土層では圧密度がまだ低 く、既に圧密度が80%を越えている層厚25m地点の 沈下が先行しているためである。したがって、5.2で 指摘したように、今後はより層厚が大きい地点で沈 下が進行し、最終的には背景の緑の濃淡と沈下量の コンターは一致する方向に変化していくことになる。

6. 結論

地盤情報データベースの作成と活用が都市域を中 心として進められている。一方,技術的,経済的な 理由でボーリングデータが紙媒体で保管されていて 必ずしも有効活用されていない地方自治体などが多 いのも現実であり,こうした組織を支援しうるスキ ームを構築するモデルを提案した。一連の研究を通 して得られた結果は以下の通りである。

- (1) 厚く、不均質な粘土層上に埋立造成された三重 県鳥羽市大明地区を例にとり、鳥羽市の協力を 得て42本のボーリングデータを集積して地盤情 報データベースを作成した。これに基づいて、 緑色片岩で形成される基盤の三次元構造をモデ ル化し、地域の地下構造モデルを構築した。
- (2) 鳥羽市はリアス式地形で、基盤が大きなアンジュレーションを有している。したがったその上に堆積する軟弱粘土層は層厚が局部的に激しく変動する不均質性を伴う。埋立によって不同沈下が長期にわたって生じ、道路や構造物に深刻な被害を与えている。標高値の変化を正確に把握するために、移動体三次元形状計測システムによる精密レーザー測量を実施して、地盤状況の現状を高密度ディジタルデータで収録した。
- (3) チェックボーリングを実施し、2008年段階における旧海底地盤面と埋立土の境界標高と基盤岩着標高を得た。埋立直前のボーリングから得られる当時の旧海底地盤面標高と比較することにより、同地点における正確な地盤沈下量を把握

した。

- (4) 地盤情報データベースに登録したボーリング地 点ごとに,弾粘塑性一次元圧密解析を実施し, それぞれの地点における沈下の時刻歴を求めた。 (3)で示したチェックボーリング地点における解 析結果と実測値との比較により,本研究で適用 した解析モデルが妥当なものであることを確認 した。その上で、解析結果に基づいて大明地区 全域の沈下分布図を経過時間ごとに作成し、地 下構造との関連性について検証した。その結果, 圧密の進行が速い層厚の薄い地点では早期に沈 下が進行し収束するのに対し、粘土層厚が大き い地点では圧密がゆっくりと進むために、長期 にわたって徐々に大きな沈下が生じることが確 認された。現段階ではまだ圧密変形途上であり, 最も層厚の厚い地区では今後さらに1mを超える 後続沈下が発生することがわかった。
- (5)本研究で構築した鳥羽市地盤情報データベース と地下構造モデル,および蓄積された沈下デー タは同地区の地盤変状の検討,今後近未来に襲 ってくる東南海南海地震時の地盤震動検討,津 波被害検討,液状化検討などに有効に活用可能 なものとなっている。

謝 辞

本研究を遂行するにあたり,鳥羽市役所の協力に よって地盤調査の資料やボーリングデータを集積す ることができた。また現地踏査や三重県技術事務所 へのデータ拠出の依頼などの便宜を図っていただい た。三重県議会議員・中村勝氏、鳥羽市議会議員・ 山本泰正氏には地元との折衝をはじめ、市役所との 連絡など大変お世話になった。大明西町在住の寺崎 氏には被害状況調査や自宅敷地内における新規チェ ックボーリング実施など,厚情あふれる協力をいた だいた。こうした鳥羽市地元の皆様方のご協力がな ければ、この種の研究を遂行することは事実上不可 能であった。記して深甚の謝意を表するとともに、 本研究を通じて開発した地盤情報データベースをは じめとする諸情報を地元にお渡しし, 地盤災害防止 対策や地震・津波防災対策の一助として活用いただ ければ幸いである。末筆ではありますが、京都大学 防災研究所・井合進教授,飛田哲男助教には,貴重 なご助言、ご助力をいただいた。記して深甚の謝意 を表する。

参考文献

- 折井友香(2009):地下地盤情報を統合した不整形 基盤上の軟弱地盤変状評価に関する基礎的研究,京 都大学工学部特別研究論文.
- KG-NET関西地盤研究会(2007):新関西地盤-大阪 平野から大阪湾-, pp.296+66.
- 財団法人鳥羽市開発公社(1981):加茂干拓地要覧.
- 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・三村 衛・角倉克治 (1988):大 水深護岸の変形解析,京都大学防災研究所年報, 第 31 号 B-2, pp.123-145.
- 藤堂博明・山本浩司・安田 進・三村 衛(2009): 地域の地盤情報データベースと最近の動向,地盤 工学会誌,第57巻,第5号,pp.54-61.
- 鳥羽市役所(1965):鳥羽市十年の歩みー加茂干拓建 設事業-.
- 西川啓一(2008):移動体衛星測位を利用した高精度 防災情報統合システムに関する研究,京都大学博 士論文.
- 三重県志摩建設事務所(2008):一般地方道阿児磯部 線(安楽島大橋)他1橋地方特定道路整備(橋脚 耐震補強地質調査)業務委託報告書.
- 三村 衛・山本浩司・安田 進・藤堂博明(2008): 表層地盤の電子地盤図作成について,統合化地下 構造データベースの構築-データベースの連携で 築く公共の地盤情報-シンポジウム講演集, pp.31-36.
- 山本浩司・岩崎好則・諏訪靖二(1991):地盤情報デ ータベースシステムの開発と大阪地域地盤への適 用,地盤情報のデータベースに関するシンポジウ ム発表論文集, pp.143-150.
- 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.
- Sekiguchi, H. (1977) : Rheological characteristics of clays, Proc. 9th ICSMFE, Tokyo, Vol. 1, pp289-292.
- Sekiguchi, H., Shibata, T. and Mimura, M. (1991): Long-term deformation of Pleistocene clays, Proc 10th European Conference on SMFE, Florence, Vol. 1, pp. 261-264.

Development of Support Program for Assessment of Geohazard Based on Geoinformatic Database

Mamoru MIMURA, Yuka ORII*, Takayoshi KONDO** and Keiichi NISHIKAWA***

* Panasonic Co. (former Undergraduate Student, Kyoto University), Japan **Geo-Research Institute, Japan ***Mitsubishi Electric Co., Japan

Synopsis

A support system to assess geo-hazard of the local areas on the basis of geoinformatic database is proposed by exemplifying the pilot study at Oaki in Toba City. A serious uneven profile of base rock overlain by the very soft clayey deposits is expected there. The geoinformatic database of Oaki was developed and 3-dimensional underground model has been developed. Based on this underground model, a series of finite element analyses were conducted to describe the actual differential settlement for the past 40 years. The calculated performance is validated by comparing with the measured results with the mobile mapping system.

Keywords: Geoinformatic database, Subsoil structure model, Finite element analysis, Settlement, Geohazard

液状化によるマンホールの最大浮上量の推定法

飛田哲男·井合進·姜基天*·小西康彦**·原園照二***

*京都大学大学院 社会基盤工学専攻博士後期課程 (〒615-8540 京都市西京区京都大学桂)
**正会員 株式会社日水コン 東京下水道事業部
(〒163-1122 新宿区西新宿6-22-1新宿スクエアタワー)
***株式会社日水コン 大阪下水道事業部
(〒532-0004 大阪市淀川区西宮原1-1-3 SORA新大阪21)

要 旨

大地震時のマンホールの浮上りは、埋戻し土の液状化に伴う過剰間隙水圧の上昇によ りマンホール底面に作用する上向きの力が、マンホールの自重、側面に作用する摩擦力 および下水管接続部の抵抗力の合力を上回ったとき生じる。ただし、いったん浮上がっ た後沈まないためには、マンホール直下に埋戻し土が回り込まなければならない。した がって、浮上過程が非排水条件だと仮定すれば、マンホール直下に回り込んだ土の体積 分、すなわち浮上したマンホール本体の体積分の沈下が埋戻し領域に発生すると考えて よい。ただし、間隙水圧消散に伴う埋戻し土自体の圧縮による沈下は相対的に無視しう るほど小さい(εν~5%)とする。

キーワード:液状化,マンホール,浮上がり,遠心模型実験,地震

1. はじめに

大地震時にマンホールの浮上がりが生じた事例は 数多く報告されている(Fig. 1)例えば¹⁻⁶⁾。特に近 年,住宅地の郊外への広がりと共に、マンホールの 浮上がりだけでなく、マンホールに接続された埋設 管の浮上がり被害も増加している。例えば、2004年 新潟県中越地震では、長岡市、小千谷市などで1,400 箇所以上のマンホールの浮上がりが発生し、緊急車 両の通行が阻害されるなど、市民生活に大きな影響 を与えた。被害の重大性に鑑み、国土交通省では、 2006年に「下水道地震対策緊急整備事業」を創設し、

「下水道地震対策計画」の策定により段階的な目標 を定め下水道施設の耐震化を図ることとしている。 特に、マンホールの浮上およびマンホールと本管の 接続部の耐震化は「下水道地震対策緊急整備計画」 として緊急の目標として位置付けられている⁷⁾。

これまでの調査研究により,マンホールや埋設管 の浮上がりの主要因が,それらを設置した後に用い た埋戻し土の液状化であるとの一致した見解が得ら れている^{8.9}。また浮上がりが多く見受けられるのは, 周辺地盤が粘性土の卓越する軟弱地盤で,かつ地下 水位が浅い地点である。このような地点では,埋戻 し土として粘性土よりも扱いの容易な山砂などの砂 質系の土が用いられることが多く液状化の発生条件 が整っている。

これまで地中埋設構造物の浮上がり被害に関して は多くの実験的,あるいは数値解析的研究がなされ てきた例えば,^{6,9}。規矩ら¹⁰⁾は、マンホールの浮上 がりには,液状化土の鉛直方向の移動が大きく寄与 していると考え,土の水平移動を抑制する75 µmのメ ッシュで作成した枠をマンホールの周辺に設けた場 合と,何も設けない場合について,同時加振による 比較実験を行った。この実験はマンホール周辺の掘 削領域をメッシュで区切ることにより模擬したもの であるといえる。実験の結果、マンホール周辺にメ ッシュを設置した場合の浮上量が大きくなる場合が あること,また入力加速度レベルとともに浮上量も 大きくなることを示した。

マンホールの浮上防止対策についても、埋戻し土

の締固め、固化改良、砕石による埋戻し、間隙水圧 をマンホール内に逃がす方法などが考案されており 例えば、¹¹⁻¹³、すでに実用化されているものもある。 しかし、既存のマンホールに対する浮上防止対策に ついては、有効かつ経済的な方法がいまだ模索され ている。

本田ら¹⁴⁾は消防士に対するアンケート調査から, 緊急活動に支障をきたすマンホールの鉛直変位量は, 狭い道路で13cm,広い道路で23cm程度との回答を得 ている。このようなデータに基づき,浮上量を性能 目標としてマンホールを設置する場合には,最大浮 上量を適切に評価する必要がある。小関ら⁹⁾は,地中 埋設構造物の浮上に関して安全率による評価法を提 案した。その手法は現在広く用いられているが,そ の方法では,浮上するかどうかは推定できるものの, 浮上量を定量的に予測することはできない。

そこで本研究では、地震時のマンホール浮上量の 定量的推定法を提案する。これにあたり、地震前の 地盤高さを基準に、マンホールが浮上した体積と埋 戻し土の沈下体積とが等体積であるという条件下で 力のつりあい式を解く事により、マンホールの最大 浮上量と埋戻し土の最大沈下量の推定式を導出する。 さらに、その適用性を確認するため遠心模型実験結 果との比較考察を行う。



Fig. 1 Observed uplifted manhole after 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake.

2. マンホールの最大浮上量の推定式

大地震時にマンホールが浮上する第一義的な要因 は、埋戻し土の液状化である。液状化による過剰間 隙水圧の上昇によりマンホール底面に作用する上向 きの力が、マンホールの自重、側面に作用する摩擦 力および下水管接続部の抵抗力の合力を上回ったと き、浮上がりが生じる。ただし、いったん浮上がっ た後沈まないためには、マンホール直下に埋戻し土 が回り込まなければならない。したがって、浮上過 程が非排水条件だと仮定すれば、マンホール直下に 回り込んだ土の体積分、すなわち浮上したマンホー ル本体の体積分の沈下が埋戻し領域に発生すると考



Fig. 2 Simplified illustration of a manhole and excavated area.

えてよい。ここでは、上で述べた力のつりあい式を、 マンホールの浮上体積と埋戻し土の沈下体積が等し いという条件の下で解くことにより、マンホールの 最大浮上量と埋戻し土の最大沈下量の推定式を導出 する。これにあたり仮定する事柄は以下の通りであ る。

①浮上過程は非排水(体積不変)とする。

- ②周辺地盤は一様に沈下する。
- ③マンホールは傾斜することなく鉛直にのみ移動する。

④地下水面以浅の非液状化層厚は不変とする。

⑤簡略化のためマンホールに接続する埋設管は無視 する。

2.1 最大浮上量推定式の定式化

最大浮上量の推定式を導出するに当たり, Fig. 2に 示すように, 1辺の長さがaの正方形の掘削範囲の中 に, 鉛直長さhのマンホールを考える。ここで, 掘削 深さはマンホールの長さhよりも大きいとする。マン ホールの直径はcで, 単純化のため上下面を閉じた中 空円柱とする。また, 地表面からの地下水位深さをd とする。

先に述べたように,マンホールの浮上体積とその 直下に回り込んだ土の体積とを等値すれば,

$$\pi \left(\frac{c}{2}\right)^2 \Delta f = \left\{a^2 - \pi \left(\frac{c}{2}\right)^2\right\} \Delta s \tag{1}$$

を得る。ここで、マンホールの浮上変位量を Δf 、埋 戻し土の沈下変位量を Δs とする。式(1)を Δf について 整理すれば、

$$\Delta f = \left\{ \frac{1}{\pi} \left(\frac{2a}{c} \right)^2 - 1 \right\} \Delta s \tag{2}$$

次に、浮上がりが発生する瞬間のマンホール底面 での力のつりあいを考えると、Fig. 2に示すように、 マンホールの自重による力F_dとマンホール周面に作 用する摩擦力F_sとが、浮上力F_uとつりあっているの で、

 $F_d + F_s = F_u$ (3) ここで,式(3)の左辺をFig. 2に示すパラメータで書き 直すと,

$$F_{d} + F_{s} = \pi \left(\frac{c}{2}\right)^{2} \times \left\{\gamma_{m}h - \gamma_{w}(h - d - \Delta f - \Delta s)\right\} + F_{s}$$
(4)

ここで、アmはマンホールの単位体積重量、アwは水の 単位体積重量である。また、地下水位以浅について のみ側面摩擦力が生じるものと仮定すれば、Fsは、

$$F_s = 2\pi \frac{c}{2} dK \sigma_v ' \tan \delta = \pi c dK \sigma_v ' \tan \delta$$
 (5)

となる。ただし、*K*は側方土圧係数,σ,'は鉛直有効 応力,δはマンホール側面と土の摩擦角である。

また,液状化による過剰間隙水圧uによりマンホー ル底面に作用する鉛直上向きの力は,

$$F_{u} = \pi \left(\frac{c}{2}\right)^{2} \beta(\gamma_{t}d + \sigma_{\nu}')$$

$$= \pi \left(\frac{c}{2}\right)^{2} \beta\{\gamma_{t}d + \gamma'(h - d - \Delta f - \Delta s)\}$$
(6)

ここで、 γ_{t} は地下水位以浅の非液状化土層の単位体積 重量、 γ' は液状化土層の水中単位体積重量 ($\gamma' = \gamma_{sat}$ $-\gamma_{w}$)、 β は過剰間隙水圧比である。ここで、式(4) と式(6)を式(3)に代入し、 Δs について解くと、

$$\Delta s = \left(1 - \frac{\gamma_m}{\beta \gamma' + \gamma_w}\right) h - \left(1 - \frac{\beta \gamma_t}{\beta \gamma' + \gamma_w}\right) d$$

$$- \frac{F_s}{\pi (\beta \gamma' + \gamma_w)} \left(\frac{2}{c}\right)^2 - \Delta f$$
(7)

を得る。さらに,式(7)を式(2)に代入し, Afについて 解くとマンホールの最大浮上量推定式として,

$$\Delta f = \left\{ 1 - \pi \left(\frac{c}{2a}\right)^2 \right\}$$

$$\times \left\{ \left(1 - \frac{\gamma_m}{\beta \gamma' + \gamma_w} \right) h - \left(1 - \frac{\beta \gamma_t}{\beta \gamma' + \gamma_w} \right) d - \frac{F_s}{\pi (\beta \gamma' + \gamma_w)} \left(\frac{2}{c}\right)^2 \right\}$$
(8)

を得る。また,式(8)を式(7)に代入し整理すると,埋 戻し土の最大沈下量推定式として次式を得る。

Table 1Parameters for soils

Max. void ratio	emax	1.19
Min. void ratio	e _{min}	0.710
Mean particle size	D 50	0.13 mm
Density	Gs	2.66
Wet sand	Yt	14.8 kN/m ³
Saturated sand	γ	18.1 kN/m ³

 Table 2
 Parameters for manholes (Prototype scale)

Aluminum	Unit weight	γa	26.5	kN/m ³
	Length	h	3.0	m
	Diameter	С	1.1	m
Manhole	Wall thickness	t	0.1	m
	Mass of sensors	m	68	kg
	Mass of base slab		1.7	kN
	Total weight		27.3	kN
	Volume		2.85	m ³
	Unit weight	Υm	9.57	kN/m ³
Width of a trench		а	2.0	m



Fig. 3 Normalized uplift amount, $\Delta f/h$, versus normalized ground water depth, d/h: (a) No frictional force at the side of a manhole is assumed; (b) Frictional force is assumed.

$$\Delta s = \pi \left(\frac{c}{2a}\right)^2 \left[\left\{ 1 - \frac{\gamma_m}{\beta \gamma' + \gamma_w} \right\} h - \left\{ 1 - \frac{\beta \gamma_t}{\beta \gamma' + \gamma_w} \right\} d \right] - \frac{F_s}{a^2 (\beta \gamma' + \gamma_w)}$$
(9)

上で導出したマンホールの最大浮上がり量の推定 式(式(8))について,以下のように単純化した場合 について考察する。すなわち,

 ・① 埋戻し土は完全に液状化する (β=1.0)

② 地下水面が地表面に一致 (d=0)

③ マンホール直径に比べ掘削範囲が十分広い(c / 2a→0)

以上を仮定すれば、式(8)は次のようになる。

$$\Delta f = \left(1 - \frac{\gamma_m}{\gamma_{sat}}\right) h \tag{10}$$

この場合,最大浮上がり量はマンホールと液状化土 の単位体積重量の比の関数であることがわかる。

2.2 地下水位, 非液状化土層の単位体積重量, 摩擦の有無と最大浮上量の関係

ここでは、2.1節で仮定した①から③の内、①と③ のみを仮定する。すると式(8)より最大浮上量は次式 で表される。

$$\Delta f = \left(1 - \frac{\gamma_m}{\gamma_{sat}}\right) h - \left(1 - \frac{\beta \gamma_t}{\gamma_{sat}}\right) d - \frac{F_s}{\pi \gamma_{sat}} \left(\frac{2}{c}\right)^2 (11)$$

Fig. 3(a)は、式(11)において $F_s=0$ の場合について、 横軸に非液状化土層の層厚d、縦軸に最大浮上量 Δf をマンホールの長さhで正規化してプロットしたも のである。同図中には、非液状化土層の単位体積重 量 η を変化させた場合についても比較する。Fig. 3を 描画するに当たり用いた地盤の諸元をTable 1に、マ ンホールの諸元をTable 2に示す。ただし、これらの 値は、後で述べる遠心模型実験で用いた模型のプロ トタイプ換算値である。Fig. 3(a)より、地下水位が深 いほど、

すなわちdが大きいほど、また非液状化層の単位体積 重量が小さいほど、浮上がり量が小さくなることが



Fig. 4 Ratio of trench width to diameter of a manhole versus normalized uplift (a), settlement (b) and total displacement (c).



Fig. 6 Safety factor against liquefaction and normalized uplift (a), settlement (b) and total displacement (c).



Fig. 5 Factor of safety for liquefaction (F_L) versus excess pore water pressure ratio (β)¹¹⁾

わかる。このことはマンホール底面深さでの初期有 効上載圧が小さいほど浮上がり量が小さくなること を示している。

次にFig. 3(b)は, 非液状化土層におけるコンクリー トと土の摩擦角を10°とし,式(5)により側面摩擦を考 慮した場合の浮上量を示したものである。同図より, 地下水面が深いほど側面摩擦力が大きくなるので沈 下量が減少することがわかる。例えば,今回用いた パラメータで計算すると, *d*/*h* = 0.5 のとき,摩擦が ない場合(Fig. 3(a))と比較した浮上がり量の低減率 は約30%程度である。

2.3 掘削幅と最大浮上量の関係

次に,掘削幅aが,最大浮上量,最大沈下量および それらの和である鉛直変位量に与える影響について 考察する。ただし、Fig. 3(b)と同様、非液状化層での 摩擦力の影響を考慮する。また,先と同様に地下水 位に対する浮上量に着目すると、掘削幅とマンホー ルの直径との比a/cをパラメータとしてFig. 4に示す 曲線群が得られる。同図(a)より,正規化された非液 状化層厚d/hに対して,掘削幅直径比a/cが大きいほど 最大浮上量Δ*f*は大きくなるが,同比が5から20にか けて浮上量が収束していることがみてとれる。一方, 埋戻し土の沈下量については,逆の傾向となり,掘 削幅直径比が大きいほど沈下量は小さくなっている。 しかし、同図(c)より、鉛直変位量は、掘削幅直径比 によらず、地下水位深さのみの関数となることがわ かる。これは式(8)および(9)より明らかであるが、浮 上体積と沈下体積を等値しているため, 掘削幅が大 きくなるほど、地表面沈下量が浮上量に及ぼす影響 が相対的に小さくなることに起因している。

2.4 埋戻し土の液状化安全率と最大浮上量の関係

液状化安全率(F_L)は、液状化判定に際して広く

用いられているものであり,ここでは埋戻し土を対 象にこれを用いる。液状化安全率と過剰間隙水圧比 の関係としては,

$$\begin{cases} \beta = F_L^{-7} \quad (F_L \ge 1) \\ \beta = 1 \quad (F_L < 1) \end{cases}$$
(12)

が提案されている¹¹⁾。この関係を図示するとFig.5の ようになる。そこで、 F_L をパラメータとし、式(12) より過剰間隙水圧比を求め、式(8)と式(9)によりマン ホールの浮上量等を推定することができる。Fig.6(a -c)に示すように F_L が1.0以上では、浮上がり量、沈 下量、鉛直変位量が減少する傾向にあることがわか る。また地下水面が地表面に近いほど、すなわちd が小さいほど、 F_L の増加に対して浮上量等の減少す る割合が急速に大きくなることがわかる。これは、 本モデルにおけるマンホール側面の摩擦力が、非液 状化層との間のみに設定されており、液状化層との 間には考慮されていないためであると思われる。

遠心模型実験による推定式の検証

上で述べたマンホールの最大浮上量等の推定式の 検証は、本来実被害データを以て行うことが望まし いが、ここではまず第一段階として、ある程度理想 化された条件下で行った遠心模型実験結果に適用す るものとする。実験に用いたマンホール模型には、 浮上対策がないものと浮上対策を施したものの二つ を使用した。これらの設置状況を、Fig. 7とFig. 8に示 す。実験では、ひとつの土槽内に二つのマンホール 模型を設置し、同時加振により浮上対策の効果の検 討を行った。しかし、ここでは対策の詳細とその効 果については割愛し、無対策の結果のみを用いて提 案手法の検証を行う。以下、特に断らない限り数値 はプロトタイプスケールとする。

3.1 実験概要

実験は,模型縮尺を1/20とし20gの遠心場において 実施した。模型として,450 × 150 × 300(L×D× H)mm(模型スケール)の剛土槽内に,Fig.7および Fig.8に示すように地盤とマンホール(Fig.9)を設置 した。作成した地盤及びマンホール模型の諸元は Table1とTable2に示す通りである。なお,地盤は7 号硅砂に粘性を水の20倍に調整した粘性流体を混ぜ, 締固めながら密詰め地盤(原地盤:相対密度約85%) を作成した。次に2.0 × 2.0 × 3.2 mの範囲を掘削 し,層厚約1 cm(モデルスケール)の採石(粒径約8 mm:モデルスケール)を敷き,その上にマンホール 模型を設置した。その後,掘削範囲の埋戻しとして, 水中落下法により緩詰め地盤(相対密度約36%)を 作成した。同じ砂を用いて別途実施した定水位透水 試験より,粘性が20 cStの場合の透水係数は,相対密 度約70%で2.6×10⁻⁴ (cm/s),約30%で3.9×10⁻⁴ (cm/s) であった。両者の透水係数に有意な差が見られるこ とから,埋戻し土内で発生した過剰間隙水圧の原地 盤内への消散は、少なくとも加振中については、最 小限に抑えられるものと考えられる。

使用したセンサーについて, 無対策のマンホール 模型(Fig.7左側のマンホール)のみ示すと,加速度 計は土槽底面(A0),マンホールの上下端(A1,A2), 埋戻し領域地表面(A3),原地盤表面(A4)に計4 台設置した。変位計はマンホールの浮上変位計測用 に1台(D1)設置した。水圧計は,埋戻し土内(P1) とマンホール底面(P2)の計2台設置した。

振動台の加振制御は、遠心アーム上に設置したノ ートパソコンに無線LANを介してリモートデスクト ップ接続(Microsoft)することにより行った。そのため 加振波に加わるスリップリング等によるノイズの影 響は低減される。また、計測および記録はアーム上 のデータロガーに無線USBハブを介して接続するこ とにより行った。

実験は、Table 3に示すとおり合計7ケース実施した。 すべての実験ケースにおいて、入力波はFig. 10(e)に 示すように波形の前後にテーパーをかけた正弦波 (600 gal相当、1.25 Hz)を用いた。本提案手法の検 証として、浮上量の最大値を求める必要があるため、 入力地震動としてはやや大きめの振幅値と継続時間

(約25秒)とした。

Table 3	Test	cases	and	condition

	Amplitude of input acc.	Uplift displ. Δf	Surface settle. ∆s	Total vertical displ. $\Delta f + \Delta s$	Ground water depth d	Depth of water in mahole
Case	m/s ²	m	m	m	m	m
1	6.09	0.34	0.18	0.52	0.0	NA
2	6.60	0.78	0.08	0.86	1.0	0.04
3	6.55	0.52	0.14	0.66	1.0	0.40
4	6.53	0.23	0.14	0.37	1.0	0.54
5	6.75	0.82	0.10	0.92	1.0	0.00
6	6.67	0.63	0.13	0.76	1.0	0.50
7	6.86	0.65	0.080	0.73	1.0	0.00





Shaking direction

Fig. 7 Centrifuge model setup(units in m)



Fig. 8 After placing manholes



Fig. 9 Model manhole made of an aluminum cylinder.

3.2 実験結果

加振後のマンホールの浮上の様子(Fig. 11)から 埋戻し土の沈下を観察することができる。Table 3に は、浮上量、沈下量、それらの和である鉛直変位量、 地下水位深さ、および実験中に意図せずマンホール 内に浸入した水の浸水深を示す。マンホール内への 浸水は、水圧計を取付けた際の防水不良が原因であ る。ケース5と7以外では、マンホール内に水深約0.5 mの浸水があった。ただしケース1については未確認 である。Table 3より、浸水深が大きい場合には、浮 上がり量がやや抑制される傾向にあることがわかる。 Fig. 10にケース5の実験結果を示す。まず加速度に ついて見ると、原地盤表面における振幅(A4)が入
カと比較して約2倍増幅していることがわかる。一方, 埋戻し土表面 (A3) では液状化により約7秒以降で振 幅が減衰していることがわかる。一方,マンホール 天端 (A1) と底部 (A2) の加速度振幅に着目すると, 7秒以降も振幅の減衰は見られず,一見すると周辺地 盤の液状化の影響が時刻歴に現れていないように見 える。しかし,特に天端の加速度記録 (A1) には, スパイク状の波形が記録されていることから,液状 化地盤内をマンホールが動くことで液状化した埋戻 し土が体積膨脹と収縮を繰り返している (サイクリ ックモビリティー) ことがわかる。

次に過剰間隙水圧についてみると、埋戻し土内の 水圧計(Fig. 10(c): P1)の記録から埋戻し土が液状 化していることがわかる。一方,マンホール底部の 水圧(Fig. 10(d): P2)は、加振前の初期有効上載圧 の約3分の2程度の上昇に留まっている。このことよ り, 浮上がりに伴いマンホール底部には負圧が発生 していることが示唆される。Fig. 10(d)から読み取る ことのできる負圧発生の継続時間は約10秒間である が,この間継続してマンホール直下に埋戻し土が回 り込んでいるものと思われる。いったん回り込んだ 土が液状化状態にあるのかどうかは不明であるが, 加振終了後マンホールが沈下しないことから、回り 込んだ土は非液状化状態にあったものと考えられる。 このことから、負圧が回復できる程度にマンホール の上昇速度が小さければ、回り込む土が少なくなる ため浮上量は小さくなるものと推察される。Fig. 10(d)には、過剰間隙水圧の時刻歴と共に、加振中の

浮上量で補正した有効拘束圧(約20秒まで)と,加 振後の浮上量残留値による有効拘束圧(約20秒以降) を示す。これによると約20秒で過剰間隙水圧が加振 後の有効上載圧にほぼ等しくなっていることから, 加振継続中ではあるが,この時点で浮上がりが停止 したものと思われる。

浮上量の残留値に差異はあるものの,上で述べた 傾向は,7つの実験ケースすべてにおいて共通して見 受けられた。

3.3 推定式の検証

遠心模型実験はd/hが0.0の場合(ケース1)と0.33 の場合(ケース2から7)について行った。先と同様, 表-1と表-2に示すパラメータを式(8)と式(9)に代 入し,d/h=0.0と0.33に対しプロットした図がFig.12 である。ただし,地下水位面より上方については, マンホール側面と土との間に摩擦を考慮している。 今回比較するのは,浮上がり対策のない場合なので, 過剰間隙水圧比は1.0とする。同図より,実験で得ら れた浮上量と沈下量は,両者共に提案法で規定され る最大値の範囲内に収まっていることがわかる。た だし,ここでは浮上を正に,沈下を負にとっている。

図示するにあたりマンホールに取付けたセンサー の重量は考慮しているが、マンホール内への浸水に よる重量増加は考慮していない。浸水の影響として、 0.5 mの浸水を考慮すれば、浮上量の予測曲線は、Fig. 12に点線で示すものとなる。これによると、浸水し た水の影響によりマンホール長さに対しわずか約



Fig. 10 Results of centrifuge model tests: Case 5.

2%程度浮上量が小さくなるにすぎないことがわか る。したがって、実験において浮上量が小さくなっ た原因は、マンホール内への浸水だけでは説明する ことはできない。そこで、Fig. 13に示すように、入 力加速度振幅最大値と浮上量の関係について見ると、 加速度振幅の範囲は約1 m/s²であるが、浮上量には約 25倍の差が生じている。用いた実験装置の制約によ り入力振幅の精度を上げることは困難であったが、 この点については今後検討を要する。一方、埋戻し 土の沈下量については、入力加速度振幅の影響は顕 著に見られなかった。

地下水位が地表面に一致するdh = 0.00ケース1に ついては,提案式による予測範囲内には収まっては いるが,浮上量が予測値を大幅に下回っている。こ れは,実験ケース1では,地下水面が地表面に一致し ているため,埋戻し土が非排水条件になっておらず, 間隙水圧が地表面で急速に消散する結果,浮上がり 量が小さくなったものと考えられる。そこで,液状 化安全率として $F_L=1.3$ の場合に予測される曲線をFig. 14に点線で示すと,dh = 0.0の場合の実験値付近を通 る曲線となる。ただし,ここでのFLの値は実験値(d/h= 0.0における浮上,沈下量)に合うものとして設定 したが,例えば過剰間隙水圧の消散を狙った対策工 などⁿのように,その有効性をFL値あるいは過剰間 隙水圧比に換算できる場合には,本手法を活用する ことができる。

地震時のマンホールの浮上がり量は、原地盤と埋 戻し土の土質特性や振動特性だけでなく、地震動の 振幅、振動継続時間、振動数特性などにより大きく 変動するものと推察される。本研究で提案する簡易 法は、加振継続時間が十分に長い場合について、マ ンホール浮上時の力の釣り合い式を解いて得られる ものであり、急激な浮上がりにより上向きの慣性力 が働き、勢いよくマンホールが飛び出す場合や、浮 上後の沈下については考慮していない。



Fig. 11Uplifted manhole (Case 5)



Fig. 12 Predicted and measured normalized manhole uplift displacements and backfill soil settlement versus normalized ground water depth.



Fig. 13 Maximum Input acceleration vs. uplift



Fig. 14 Measured and predicted maximum uplift and settlement. Dotted curve indicates the case of $F_L=1.3$.

マンホールの浮上がり現象は、大地震後に見られ る被害としては比較的小規模であるが、地震直後の 復旧活動、さらには、その後の市民生活に与える影 響は大きい。近年の調査研究により、その発生メカ ニズムは解明されつつあり,その主な原因が埋戻し に用いた砂質土の液状化であることがわかってきた。 本研究では、これまでに明らかになった浮上がりの 発生メカニズムを基に、地震前の地盤高さを基準に、 マンホールの浮上体積と埋戻し土の沈下体積とが等 体積であるという条件下で力のつりあい式を解く事 により,マンホールの最大浮上量と埋戻し土の最大 沈下量の簡易推定式を導出した。これにより、埋戻 し土の単位体積重量,地下水位,掘削幅の影響等を 定量的に考察することができることを示した。また, 埋戻し土の液状化安全率と過剰間隙水圧比との関係 を用い、液状化安全率に対する最大浮上量を推定す ることができることを示した。今後、浮上がり対策 工の有効性などを検討するに当たり、その有効性を FL値に換算できる場合には、本提案手法を活用する ことができる。

また、本手法の適用性を検証するに当たり、遠 心模型実験結果との比較を行った。実験には20分の1 の模型を用い20gの遠心場で行った。実物を模擬す るため、まず密詰め砂質地盤を作成したあと、マン ホールの直径の約2倍の範囲を,ほぼマンホール長に 等しい深さまで掘削し,底面に砕石を敷いた上にマ ンホール模型を設置した。その後水中落下法により, 緩い埋戻し地盤を作成した。実験で得られた浮上量 と沈下量はばらつきはあるものの, すべての実験ケ ースで提案手法で得られる最大値以内に収まってい ることが確認された。実験結果のばらつきの原因の ひとつとして, 浮上量と入力加速度の関係が挙げら れる。実験で入力した加速度振幅の最大値は約6から 7m/s²の範囲でばらついているが、この値と浮上量と の間には正の相関が見受けられる。このことは浮上 量が入力加速度振幅の最大値に大きく依存すること を示している。

地震時のマンホールの浮上量は、原地盤と埋戻 し土の土質特性や振動特性だけでなく、地震動の振 幅、振動継続時間、振動数特性などにより大きく変 動するものと推察される。本研究で提案する手法は、 加振継続時間が十分長い場合について、マンホール 浮上時の力の釣り合い式を解いて得られるものであ り、急激な浮上がりにより上向きの慣性力が働き、 勢いよくマンホールが飛び出す場合や、浮上後の沈 下については考慮していない。本提案手法を実務に 適用するに当たってはこのような限界について認識 しておく必要がある。

参考文献

- Koseki, J., Matsuo, O., Ninomiya, Y. and Yoshida, T.: Uplift of sewer manhole during the 1993 Kushiro-Oki earthquake, Soils and Foundations, Japanese Geotechnical Society, Vol. 37, No. 1, pp. 109-121, 1997.
- 2) 安田進,坂本容,宮島昌克:10. ライフラインの被害,1993年釧路沖地震・能登半島沖地震災害調査報告書, pp. 277-315, 1993.
- 3) 安田進, 規矩大義: 下水道施設の被害, 平成16年新 潟県中越地震被害調査報告会 梗概集, pp. 131-135, 2004.
- 4) 池本良子: 9.2 下水道の被害状況, 2007年能登半 島地震被害調査報告書, pp. 244-254, 2007.
- 5) 安田進: 5.1 上下水道・ガス系被害(その2),2007 年新潟県中越沖地震災害調査報告会資料集, pp. 47 -57,2007.
- 6) 地盤工学会: 液状化による地中埋設構造物の浮上 り被害に関する研究報告会資料, p. 115, 2003.
- 7) 小西康彦, 飛田哲男, 高橋和雄, 竹内幹雄: マンホ ール浮上量の推定法と浮上抑制効果の実証, 月刊 下水道, 投稿中, 2008.
- Yasuda, S. and Kiku, H.: Uplift of sewage manholes and pipes during the 2004 Niigataken-Chuetsu earthquake, Soils and Foundations, Japanese Geotechnical Society, Vol. 46, No. 6, pp. 885-894, 2006.
- 9) Koseki, J., Matsuo, O. and Koga, Y.: Uplift behavior of underground structures caused by liquefaction of surrounding soil during earthquake, Soils and Foundations, Japanese Geotechnical Society, Vol. 37, No. 1, pp. 97-108, 1997.
- 10)規矩大義,福永大輔,木村竜大,高橋充,松本昌 也:液状化に伴うマンホール浮上がりメカニズム に関する振動台実験,第42回地盤工学研究発表会, pp. 1887-1888, 2007.
- 11)社団法人日本下水道協会:下水道施設の耐震対策 指針と解説 2006年版, p. 286, 2006.
- 12)規矩大義,福永大輔,松本昌也,高橋充:マンホールの浮上がりメカニズムを考慮した簡易な対策方法に関する模型振動実験,第42回地盤工学研究発表会,pp. 1889-1890, 2007.
- 13)吉田雅穂, 塔尾勝, 宮島昌克, 北浦勝: 土のう型リ サイクル材料を用いたマンホールの液状化時浮上 軽減策に関する模型振動実験, 第41回地盤工学研 究発表会, pp. 1945-1946, 2006.

14)本田中,中瀬仁,末広俊夫,安田進:地中埋設構造 物の浮上がり許容値に関する検討,第57回土木学 会年次学術講演会, pp.1439-1440,2002.

Simplified Method for Estimation of the Maximum Uplift Displacement of a Manhole during Earthquakes

Tetsuo TOBITA, Susumu IAI, Gi-Chun KANG*, Yasuhiko KONISHI**, and Shoji HARAZONO**

* Graduate School of Engineering, Kyoto University, Japan ** Nihon Suido Consultants, Co., Ltd., Japan

Synopsis

Uplifting of sewage manholes is one of the typical and striking damage pattern observed in the area being hit by large earthquakes. A simplified method to estimate the maximum uplift displacement of a manhole and settlements of backfill soil under liquefaction is derived based on the mechanism of uplift of a manhole under undrained condition of backfill soil. The method is capable of evaluating effectiveness of countermeasures against uplift by considering excess pore water pressure ratio and/or unit weight of backfill soil. In the present study, the applicability for the case without countermeasures is investigated through comparison with experimental results. Results show that measured uplift displacements and settlements are within the range predicted by the proposed method.

Keywords: Liquefaction, Manhole, Uplift, Centrifuge modeling, Earthquake

Remediation of Natural Arsenic Contamination in Groundwater using Zero Valent Iron

Md. Anwarul ABEDIN*, Takeshi KATSUMI* and Toru INUI*

* Graduate school of Global Environmental Studies, Kyoto University, Japan

Synopsis

Naturally occurring arsenic in groundwater used for drinking, cooking and irrigation is a catastrophe of global proportions. Therefore, greatly increased mitigation efforts are needed to reduce, and eventually eliminate, exposure to arsenic. Zero valent iron (ZVI) is more practical and promising to mitigate arsenic from the contaminated water resources especially groundwater. Hence, batch tests were conducted to assess the performance of ZVI with reference to pH, Eh and Dissolve oxygen (DO). Test results showed that arsenic removal by ZVI depends on three basic factors viz. contact time, amount of iron and pH of the solution. Arsenic concentration decreases with the passing of time. Among the zero valent iron KB-90 showed the best performance. Ninety nine percent (99%) arsenic was removed after 15 hrs elapsed time. Drinking water standard for Bangladesh (MPL 0.05 mg/L) was achieved after 10 hrs contact time with ZVI. Neutral pH (pH 7.0) showed the best performance over control and pH 5.0.

Keywords: Arsenic, Naturally contaminated groundwater, zero valent iron

1. Introduction

Contamination of groundwater resources by arsenic (As) is recognized as a great environmental crisis in the world especially in Bangladesh and it has severe human health implications. The world health organization (WHO) described the situation in Bangladesh as "the largest poisoning of a population in history" (Smith et al 2000). At the end of the 20th century, the arsenic contamination in groundwater has been documented as a serious environmental with health disaster severe socioeconomic consequences; a great challenge for the Government of Bangladesh is to provide safe drinking water for the urban and rural population. Traditionally surface water was used for drinking purposes in Bangladesh, which led to widespread gastrointestinal problems. Consequently people started using groundwater resources. Groundwater

exploitation has increased dramatically in Bangladesh and nearly 4-5 million tube-wells have been installed to provide safe drinking water to nearly 97% of the population. Unfortunately, high As levels in groundwater has raised a serious threat to public health. In addition, the use of As rich groundwater in agriculture has resulted in bioaccumulation of As and elevated levels of As have been reported in rice and vegetables (Mukherjee and Bhattacharya 2001). Therefore, it is urgently needed to treat the arsenic contaminated water and water sources or to avoid the arsenic contaminated water. The removal of arsenic by using zero valent iron (ZVI) has received much attention because this has a high arsenic removal capacity. Thus, in the present research a series of batch tests are designed to assess performances of different types of zero valent irons in terms of arsenic removal efficiency, to study the effect of DO and redox potential condition on arsenic removal using ZVI and to find out a suitable pH on arsenic removal by ZVI. The knowledge which will be gained from this study will aid in the understanding and development of sustainable, efficient point of use water treatment system for arsenic contaminated groundwater in Bangladesh, India, Nepal and other developing countries.

2. Materials

All the chemicals used in this study were analytical grade and all the stock solutions were prepared with deionized water (DI). The arsenic stock solution was prepared by $Na_2HAsO_4 \cdot 7H_2O$ in DI water. Three zero valent iron materials viz. KB-90, TK-H and K-100T were obtained from JFE Steel Corporation, Japan. The characteristics of zero valent iron from JFE Steel Corporation are shown in Table 1.

3. Experimental Section

A series of batch tests utilized ZVI were conducted on 500 mL conical flasks. In all cases, 500 ml of arsenic contaminated water was loaded with different levels of iron. Then the conical flask containing different levels of arsenic contaminated water and different levels of iron were placed on an orbital shaker at room temperature (24 °C) for different time periods (Fig. 1 shown bellow). In case I, 50 mg/L arsenic contaminated water was loaded with two levels of iron viz. 0.5, 1.0 g/L with three different types of iron without any adjustment of pH. The sampling periods were 1, 7, 14 and 21. In case II, 1 mg/L arsenic contaminated water was mixed with 1.0 g/L of three types of previous iron. The sampling period were 1, 5, 10 and 24 hrs later. In case III, 1 mg/L arsenic contaminated water was mixed with 1.0 g/L iron (KB-90). In this experiment, pH 5.0 and pH 7.0 were adjusted using 0.1M NaOH and HCl. The sampling periods were 1, 2, 3, 4, 5, 10, 15 and 24 hrs later. In case IV and V, 0.2 mg/L arsenic contaminated waster was loaded with 1.0 and 2.0 g/L iron (KB-90) respectively with three levels of pH viz. control, 5.0 and 7.0. The sampling periods were similar to case III.

4. Measurements and Chemical Analysis

The DO content, pH and Eh were measured immediately after collection of samples by DO meter and combined pH and Eh meter respectively. The pH meter was calibrated with three buffers (pH 4.0, 7.0 and 10) before measurement. Then the suspension was filtered through syringe filter with 0.20 μ m pore size. Arsenic concentrations were measured by Graphite furnace atomic absorption spectrophotometer and Hydride generation atomic absorption spectrophotometer.



Fig.1: Three types of zero valent iron

Types of ZVI	Chen compos	Particle size distribution %								
	Matal Ea	Total	>250	>180	>150	>106	>75	>63	>45	<45
	Metal Fe	Carbon	μm	μm	μm	μm	μm	μm	μm	μm
KB-90	93.5	0.482	0	0.2	0.9	25.5	32.9	8.6	13.9	18.0
ТК-Н	98.1		0	16.0	40.1	23.2	7.3	1.3	2.5	9.6
K-100T	94.8		0	0	2.7	36.3	20.9	6.7	10.9	22.5

Table 1: The Characteristics of Zero Valent Iron

5. Results and Discussion

5.1. Performance of Different ZVI

Arsenic removal on a mass basis followed the order, KB-90 > K-100T > Tk-H when the initial As concentration was 50 mg/L (Table 2). The performance variation was evident at 14 day after sampling time. Among the three ZVI types, KB-90 shows best performance to remove arsenic from the water source.

In figure 2, the results followed the same order when the initial As concentration was 1 mg/L. The performances of the three zero valent iron was more prominent in this test, although KB-90 and K-100T ZVI have more or less similar performance.

5.2 Arsenic Removal Ability

Arsenic removal from water was largely affected by contact time, types of zero valent iron and lesser degree of amount of iron. In all ZVI system, arsenic concentration gradually decreased over time. The result showed that after 15 hrs elapsed time, arsenic concentration is 0.003 mg/L (below the WHO's drinking water standard 0.01 mg/L) i.e. 99% of arsenic is removed, where the initial arsenic concentration was 0.2 mg/L and ZVI 2 g/L, respectively and in the same time 97.5% of arsenic is removed using 1.0 g/L zero valent iron (Fig. 3). The results also meet the Bangladesh drinking water standards (Maximum Permissible Limit 0.05 mg/L) after 10 hrs elapsed time.

5.3 Effects of pH and Eh on Arsenic Removal by ZVI

The pH/Eh relationship is key in understanding arsenic mobility in groundwater and the effectiveness of arsenic water treatment systems. The consequence of pH on arsenic removal from arsenic contaminated water using zero valent iron is illustrated in Fig. 4 and 5. The maximum arsenic removal occurred at pH 7 over other two cases. More than 99% of the arsenic was removed after 15 hours of reaction at pH 7. Similar, results have been reported from other investigators; Biterna et al. (2007) reported over 99% of As(V) was removed in 6 hrs when initial pH was controlled at 7.0 and nearly 90% at pH 4.0 and Sun et al. (2006) observed



Fig. 2: Arsenic removal by ZVI (As conc. 1 mg/L and ZVI 1 g/L)



Fig. 3: Arsenic removal by ZVI (As conc. 0.2 mg/L, without pH adjustment and ZVI type KB-90)

A	rsenic conc. us	sing 0.5 g/L Z	ZVI	Arsenic conc. using 1.0 g/L ZVI					
Day	KB-90	ТК-Н	K-100T	Day	KB-90	ТК-Н	K-100T		
1	1.60	1.66	1.61	1	1.54	1.63	1.61		
7	1.58	1.61	1.25	7	1.42	1.60	1.60		
14	1.57	1.60	1.11	14	1.38	1.60	1.55		
21	1.57	1.60	1.58	21	1.37	1.44	1.40		

Table 2: Arsenic Removal (mg/L) by ZVI

Conditions: Initial arsenic conc.: 50 mg/L

over 95% removal at pH 8.28. Furthermore, the pH 7.0 also showed the highest performance when initial arsenic concentration was 1.0 mg/L.

Redox reaction (Eh) is directly related to the pH of the solution and is instrumental in controlling As concentrations by their effects on As speciation and reduction of metal oxides which adsorb or precipitate arsenic. The result showed that the redox potential (Eh) in the KB-90 ZVI system decreased with time from positive values of 284 to 76 mV (Fig. 6 & 7).

5.4 Effects of DO on Arsenic Removal by ZVI

The effect of DO content on the removal of arsenic was evaluated by comparing the experimental results obtained under a series of batch tests (Fig. 8 & 9). High DO content will increase the rate of iron oxidation and subsequently improve the



Fig. 4: Arsenic removal by ZVI (As 0.2 mg/L & ZVI (KB-90) 2.0 g/L)



Fig. 5: Arsenic removal by ZVI (As 1.0 mg/L & ZVI (KB-90) 1.0 g/L)

removal of arsenic by zero valent iron. Actually DO content in groundwater ranges from zero to several



Fig. 6: Eh variation with time (As 0.2 mg/L & ZVI (KB-90) 2.0 g/L)



Fig. 7: Eh variation with time (As 0.2 mg/L, control pH & ZVI type KB-90)



Fig. 8: DO variation with time (As 0.2 mg/L & ZVI (KB-90) 2.0 g/L)



Fig. 9: DO variation with time (As 0.2 mg/L, control pH & ZVI type KB-90)

mg/L. During the experiment the DO content varies between $5.19 \sim 3.58$ and $5.19 \sim 2.96$ mg/L. In this connection Bang et al. (2005) reported that the ineffective removal of arsenic under low DO content conditions was due to lack of ferric hydroxide formation and slow kinetics of electrochemical reduction of As(V) and As(III) to As(0) by ZVI.

6. Conclusion

Arsenic pollution is a very burning issue all over the world especially in South and South East Asia (Bangladesh, Vietnam, West Bengal India, Nepal, and Cambodia). However, the situation in Bangladesh is alarming in environment and public health view point. Thus, the present investigation on the mitigation of arsenic with ZVI suggests that zero valent iron can be used as an effective remedial means for ex-situ mitigation of groundwater contamination with arsenic. The pH, redox potential (Eh) and DO are the influential factor for the mitigation of arsenic from the groundwater. Efficient arsenic removal by employing ZVI was observed at concentrations below 10 µg/L in the treated waters. Neutral pH of the contaminated groundwater is suitable for treatment process. The information achieved from these experiments will assist to prepare remedial action plan with participation of experts in the relevant fields and community representatives to supply arsenic free groundwater for the people of arsenic affected developing countries.

References

- Bang, S., Kortiatis, G. P. and Meng, X. 2005. Removal of of arsenic from water by zero valent iron. *Journal of Hazardous Materials*. Elsevier, Vol.121, pp.61-67.
- Biterna, M., Arditsoglou, A. and Tsikouras, D. 2007.
 Arsenate removal by zero valent iron. Batch and column tests. *Journal of Hazardous Materials*.
 Elsevier, Vol.149, Issue 3, pp.548-552.
- Kanel, S.R.; Manning, B.; Chatlet, L. and Choi, H. 2005. Removal of arsenic(III) from groundwater by nanoscale zero valent iron. *Environ. Sci. Technol.* Vol.39, pp.1291-1298.
- Lien, H. L., and Wilkin, R. T, 2004. High level arsenite removal from groundwater by zero valent iron. *Chemosphere*.Vol.59, pp.377-386.
- Mukherjee, A. B. and Bhattacharya, P. 2001. Arsenic in groundwater in the Bengal Delta Plain: slow poisoning in Bangladesh. *Environ Rev.* Vol.9, Issue 3, pp.189-220.
- Smith, A. H., Lingas, E. O. and Rahman, M. 2000. Contamination of drinking water by arsenic in Bangladesh: a public health emergency. Bull. WHO. Vol.78, pp.1093-1103.
- Su, C. 2006. Utilization of zero valent iron for arsenic removal from groundwater and wastewater. Chapter 9. Zero Valent Iron Reactive Materials for Hazardous Waste and Inorganics Removal. I.M.C. Lo., R.Y. Surampalli and K.C.K. Lai (eds.). American Society of Civil Engineers.
- Su, C. and Puls, R.W. 2001. Arsenate and arsenite removal by zero valent iron: kinetics redox transportation and implications for insitu groundwater remediation. *Environmental Science and Technology*. Vol.35, pp.1487-1492.
- Sun, L., Wang, H., Zhang, R., Sui, J. and Xu, G. 2006. Treatment of groundwater polluted by arsenic compounds by zero valent iron. *Journal* of Hazardous Materials. Elsevier, Vol.129, pp.297-303.

自然由来のヒ素による地下水汚染のゼロ価鉄粉を用いた浄化技術の開発

Md. Anwarul ABEDIN*・勝見 武*・乾 徹*

*京都大学地球環境学大学院

要 旨

自然由来のヒ素を含む地下水の飲用利用・灌漑利用することによる人の健康への影響や作物の生育障害はバ ングラデシュ等において大きな問題となっている。このことから、ヒ素への曝露を低減、防止するための対策 技術の確立が望まれており、その研究開発が進められている。特に、ゼロ価の鉄粉を用いたヒ素を含有する地 下水の浄化は実用的で適用性の高い技術として期待されている。本研究ではバッチ試験によって複数のゼロ価 の鉄粉によるヒ素の浄化性能とpH、酸化還元電位、溶存酸素濃度の影響を調査した。その結果、ヒ素の浄化 性能は、反応時間、鉄粉量、pHに依存することが明らかになった。地下水中のヒ素濃度は時間の経過ととも に低下し、15時間経過後には99%のヒ素を除去することができた。pHの影響については、7.0の中性付近で最 も優れた浄化性能を示した。

キーワード:自然由来ヒ素,地下水汚染,ゼロ価鉄粉

全国電子地盤図の作成と地盤防災への適用性に関する研究

一地域への適用と閲覧機能の視覚化---

山本浩司*・三村 衛・矢田部龍一**

*(財)地域地盤環境研究所** 愛媛大学大学院工学研究科

要 旨

全国的に地盤情報データベースの構築が活発である。また,その地盤情報を統合化する 研究も進められている。これらの目的は、地域に大量に存在する地盤情報資産を安全・安 心な国土形成に役立てることであり、その結果として建設活動や地震防災検討などへの利 活用が促される。その基礎として、地盤情報の品質レベルを揃えて共有化する技術や地域 に潜在する災害リスクに関わる地盤情報を抽出し、一般の方々も含めて多くの人々へ分か りやすく提供する技術が必要とされている。本稿では、これまでに構築された地域の浅層 地盤情報を広域に連携・統合するための"全国電子地盤図"システムを他地域へ適用し、 その成果を情報提供するための閲覧機能の視覚化に取り組んだ結果を報告する。

キーワード:表層地盤,地盤情報,データベース,電子地盤図

1. はじめに

日本全国にはさまざまな特徴を有する地盤が存在 している。そのような地域地盤の特性を知るために, 特に大都市圏においては古くから地盤調査情報(ボ ーリングデータ)を地盤図や地盤情報データベース に集積することが行われてきた。そして最近は,地 盤情報データベースの構築技術が広く浸透すると同 時に,各地域でその活動を推進するための組織づく りも活発化している(地盤工学会,2007)。このよ うな活動は,地域の地盤研究のみならず,地震防災 や建設活動等に地盤情報資源を有効活用することを 目的としている。

一方,このような全国に分散する地盤情報データ ベースを統合・連携し,地震ハザード評価等の全国 的な活用に資するための体制作り(統合化,連携) を目的に,平成18年度から「統合化地下構造データ ベースの構築」(文部科学省科学技術振興調整費研 究)が始まった(藤原,2007)。地盤工学会はこの 中で「表層地盤情報データベース連携に関する研究」 を分担し,「全国電子地盤図」構想を提起した(地盤 工学会,2007;安田ほか,2007,2009)。そして, この構想を展開するために「電子地盤図作成支援シ ステム」の開発が始まった(地盤工学会,2008;三 村ほか,2008)。本研究では,昨年度に「関西圏地 盤情報データベース」(関西圏地盤協議会,2007) を用いて,大阪平野地盤を対象に電子地盤図の作成 方法に関するパイロット・スタディーを実施し,電 子地盤図(代表的地盤情報)の抽出・モデル化方法 を提示した(山本ほか,2008;吉田ほか,2008)。

本研究は、昨年度に検討した「全国電子地盤図」 作成手法の基礎技術を関西圏以外の地盤に適用する ための機能と地盤モデルの表示・閲覧を行うための 機能の追加を目的として、各地域地盤への適用を進 めた。その一つとして、多様な地盤特性を有する四 国地域の松山平野地盤等への適用を行った。また、 電子地盤図を参照して活用するための表示・閲覧シ ステムの構築方法について検討を行った。これより、 例えば、地震防災において脆弱な地盤環境に対比さ れる沖積層の分布を、電子地盤図情報から取り出し て平面分布図等に分かりやすく表示する閲覧機能の 視覚化に取り組んだ。

2. 全国電子地盤図構想

「全国電子地盤図」は、全国の地盤情報(データ ベース)を連携するための基本スキルの一つとして 提起された。既に各地域で構築済みまたは構築中の データベースは、構築システムやデータの内容が多 種多様であるのでそれらを単純に連結する事は困難 であり、連結できたとしてもデータの利用に障害が 残る。また、全国規模でデータベースを利用しやす いように連携するには、生データの解釈や品質が一 定の基準で統一化されている必要がある。さらに、 地盤情報の公開を前提とした場合、各地域で構築さ れたデータベースには所有権・著作権の問題や公開 に対する制約を有するものが少なくない。

以上の問題を解決することと、単なる生データで はなく地域地盤の研究を基に解釈された地盤情報を 提供するために、全国を 250m 区画に分割し、浅層 地盤について各区画の地盤モデルを電子的に作成し て保存、追記、表示できるシステムを作ることが計 画された。このシステムは表層地盤情報データベー ス連携の基礎となるもので「全国電子地盤図システ ム」と命名された。各地のデータベースのボーリン グデータを利用して作成する全国電子地盤図には、 個別データの所有権や著作権の問題は発生しない。 しかも、データベースの連結を行ったと同様な成果 が得られ、信頼できるデータを基に地層の解釈が行 われた結果として、利用者にとってはより使いやす く信頼度の高い情報を提供することが可能となる。

電子地盤図には最低限の情報として 250m 区画メ ッシュの位置座標,地盤標高,柱状図,N値,地下 水位,主要な地質時代(沖積層など)の情報がモデ ル化される。土質名は土質試験法「地盤材料の分類 名と現場土質名の対応」を参照して,礫質土(G), 砂質土(S),粘性土(Cs),有機質土(O),火山灰 質粘性土(V),高有機質土(Pt),人工材料(Am) の7種類を基本とする。その他,代表的な地層断面, 土質試験データ,原位置試験データ,PS 検層などの 情報も将来的には随時付加できるシステムとし,デ ータの種類に対する制約は設けないとしている。

Fig.1 に、全国電子地盤図の構築フローを示す。 全国電子地盤図システムを作成する手順は、各地域 で構築された既存の地盤調査・試験のデータベース から対象となる250m メッシュ周辺のデータを抽出 し、地質的解釈・工学的解釈を加えてそのメッシュ を代表する地盤モデルを作成する。ここで重要なの は、メッシュ内の1本のボーリングを選んで代表と するのではなく、周辺の地盤状況を検討した上で代 表地盤を決めるという事である。つまり、単にメッ シュ中の地盤調査データの平均ではなく、メッシュ を代表する地盤条件を示す(例えば,脆弱性を優先)。 地盤モデルの作成手順は次のようである。

①各ボーリング柱状図に対象層を設定(入力)する。

- ②国土地理院の地域標準メッシュ(約250m四方) を指定してデータを選別する。
- ③ 周辺の地形・地質を考慮してボーリングデータより、メッシュの地層と土質の地盤モデルを作る。
- ④地盤モデル作成には「表層地盤情報データベース 連携に関する研究委員会」が平成19年度に作成 した入力支援ソフトを用いる。このソフトは全て の作業を自動的に行うのではなく、技術者の判断 によるモデル化を支援するソフトである。



Fig.1 Procedure for development of the representative soil profile model.

3. 松山平野地盤への適用

沖積低地から丘陵地等の斜面地盤を有する地盤と して四国地域の松山平野を選択し,「電子地盤図作成 支援システム」を適用した。この結果より,「表層地 盤情報データベース連携システム」の有効性を確認 するとともに,同種地盤における運用上の問題点を 抽出した。

なお,本検討は四国地域の電子地盤図の作成を主 導することを目的に設置された「四国電子地盤図作 成検討委員会(委員長:矢田部龍一,愛媛大学教授)」 (地盤工学会四国支部と四国地盤情報活用協議会研 究部会との共催)が主体となって実施した(矢田部 ほか,2009)。

3.1 松山平野の地盤概要と地盤情報

四国地域はプレートの付加体によって形成された 山岳地形を呈し、地盤環境が急峻な地形と脆弱な地 質からなる。その代表的な平野地盤である松山平野 は、Fig.2とFig.3に見られるように海側に沖積低地 が広がり、5~15km内陸側に扇状地、洪積台地、山 地・丘陵の斜面性の地盤が分布する。山地からは重 信川を中心に石手川や小野川が流下・合流する地域 である。



Fig.2 Geological condition of Matsuyama plain and the location of borings.



Fig.3 Relief map of Matsuyama plain and the location of borings.

また,四国地域の地盤情報(ボーリングデータ) は,四国地盤情報データベース(四国地盤情報活用 協議会)に集約されている(矢田部ほか,2005)。 松山平野については,2003年に平野地盤の全体を捉 えた松山地盤図(愛媛県建設研究所,2003)が作成 され,その研究活動が地盤情報のデータベース化の 発端となった。その後,愛媛大学においてデータベ ースの拡張が毎年,継続的に実施され,2008年まで に約2500本のボーリングデータが集積された(高橋 ほか,2004)。現在は他機関のものも含めて約3500 本のボーリングデータが四国地盤情報データベース の一部として集積されている(Fig.2,3)。

3.2 松山平野における沖積層の区分

松山平野の沖積地盤の区分は、榊原ほか(2002) および愛媛県建設研究所(2003)により、構成土質 の特徴から Table 1のように区分されている。しか しながら、いわゆる土質工学で一般的に用いる沖積 層と洪積層の境界(約1万8,000年前)をすべての ボーリングデータに確定するのは困難である。それ は、ボーリングの調査長が短いものが多いというこ とのほかに、鍵層となる火山灰の連続性が悪いこと や、重信川、石手川による堆積物の層相が水平方向 に著しく変化すること、扇状地堆積物の礫層とそれ より下位の砂礫でN値が類似していることなどの理 由による。

したがって、今回の電子地盤図作成においては、 沖積層を上部と下部に区分し、その境界(上部沖積 層下面)を対象の沖積層として表現することにした。 なお、層厚的には下部沖積層は上部沖積層層に比べ て薄いので、上部層の情報から松山平野全体の沖積 層の分布状況を捉えることができる。また、境界部 の下部層の礫層はN値40以上で良く締まっており、 工学的基盤としての意味合いも有している。区分の 指標となる沖積層の特徴は次のとおりである。

【松山平野における沖積層の特徴】

①上部沖積層の鍵層としてアカホヤ火山灰を含む。

- ②上部沖積層は、海進期の比較的細粒な堆積物と海 退期の比較的粗粒な堆積物が連続的に見られる (海岸に近い低地)。また、海進が始まるときの細 粒な堆積物の層準が最下層となる箇所もある。
- ③重信川流域の上部沖積層は,海退期に粗粒な礫層 が最上部に載る地点がある(海岸からやや内陸部 に入った場所,標高では5~10m程度の箇所)。
- ④上部沖積層には、海進期の潟の堆積物と見られる 有機質土を含む層準が多い。
- ⑤下部沖積層の上面(上部沖積層との境界)は、礫層の上面であることが多くN値は40を越し、全体の堆積構造は平坦~緩傾斜を示す。礫層は火山灰の下方でN値40前後の安定的に高い数値を示す。同層準で部分的に低いN値を示す礫層もある。

Table 1 Quaternary Stratigraphy of Matsuyama plain
and the characteristics of each stratum.
(based on Sakakibara et.al,2002; Ehime Institute,2003)

年 代	氷河期	海面変動		地質時代と (地層)	工学的区分	地層区分	特徴
現在 約6000年前	後氷期	ほぼ安5 0m	2	完新世 (上部完新統)		上部	砂からシルトまでの細粒 堆積物を主とし、黒色腐 食質粘土層を含む。
約10000年前	//	-40m	海面	完新世 (下部完新統)	沖積	h 沖積層	海岸部は貝殻を混入した 砂質層が多い。平野内 部は砂から礫の堆積層 が主体である。アカホヤ 火山灰を含む。
約18000年前	ヴュルム氷	-140m	上 昇	更新世 (上部更新統)	層	下部沖積層	全体的に粗粒で淘汰が 悪い。平野内部では玉 石を含む礫層を主体とす る。
	期	最低位 海面	海面低下	更新世 (下部更新統)	洪 積 層	先沖積層	北部は礫まじりの砂層ま たは砂礫層および砂・粘 土の成層した互層。海岸 付近は、礫まじり砂、砂 および粘土の互層からな り、時に貝殻を含む。

3.3 松山平野電子地盤図の作成

(1) 沖積層の抽出

3.2 節に述べたように,松山平野地盤の地層層序は 最も海水面が低下した約 18,000 年前以降の堆積物 である沖積層と,これ以前の先沖積層に区分される。 さらに,沖積層は「上部沖積層」と「下部沖積層」 に区分される。これより,松山平野の電子地盤図の モデル化対象層は,工学的に軟弱な「上部沖積層」 を主体とした。

そのため、当地における堆積システムを十分に理 解することを基礎とし、微地形の特徴(堆積物供給 源と堆積場)、海水準変動による層相変化、扇状地の 形成、河川による堆積形態などを検討し、ボーリン グデータ情報(火山灰、N値・粒度分布)を見なが ら各々に地層同定を行った。ただし、斜面性の地質 地盤においては、地層のつながりや地層境界の同定 が困難であったため、N値から工学的基盤に相当す る深度を対象層とした。

松山平野地盤は重信川の水系が もたらす扇状地性堆積物の砂礫が 主体で堆積していることが大きな 特徴である。臨海部においては, 上部沖積層の層厚は約 20m と比 較的厚く砂主体で堆積している。 全体的には上部沖積層のN値は粘 性土で 0~5,砂質土で 10 程度, 礫質土で 20~40 程度である。そ の特徴的な地形としては,3.2 節 に述べたように石手川,小野川, 重信川の扇状地と堀江地区,三津 浜地区が挙げられる。以下に,そ の中より数例を示す。

Fig.4 は沿岸部(松山空港)か ら石手川扇状地に至る断面であ る。断面左側の沿岸部では砂主体 の堆積が見られる一方,断面右側 の扇状地では土石流による礫が堆 積している。浅い深度からN値の 大きい礫層が確認できるが,石手 川の上流には河川後背地の粘土層 や,旧河道と考えられる砂層の堆 積も見られる。

Fig.5 は堀江地区の断面である。 同地区は,松山市中心部から北側 へ向けて細長く分布する低地で地 溝性の低地帯とされている。上部 沖積層は約15mと厚く,浅層には 内湾性の堆積環境による砂層が厚 く広く分布している。

また,三津浜地区は断面図を割愛したが,分離丘陵に囲まれ,宮前川の堆積作用で形成された小規模な低地である。上部沖積層は約20mと厚く堆積し,表層に砂層,その下位に粘土層が厚く広く分布し,海退・海進を示す海浜の堆積環境であることがうかがえる。

層序の鍵層となるアカホヤ火山灰は、堀江・三津 浜地区では 30cm 程度の層厚が確認できるので、両 地区の上部沖積層の同定作業は容易に行うことがで きた。一方、石手川扇状地にはこの鍵層が見られな いので、地層同定は扇状地の形態による深度とN値、 周辺地盤からの連続性から推定した。このように堆 積環境の差異を念頭に置いて、地形の違い、海進海 退期の影響、土石流堆積物などの影響を考慮した地 形・地質特性を把握することで、電子地盤図(代表 的地盤モデル)の対象層をボーリングデータベース



Fig.4 Representative subsoil cross-section between the coastal line and Ishitegawa alluvial fan.



Fig.5 Representative subsoil cross-section of Horie district.

から抽出した。

約 3500 本のボーリングデータに対して沖積層の 抽出・同定を行った結果より, Fig.6 にボーリング点 の沖積相当層の層厚分布を示す。また, Fig.7 に各ボ ーリング点における沖積相当層の優勢土質の層厚分 布を示す。ここで, 優勢土質とは沖積層の中で最も 層厚が厚い土質のことをいう。両図から,前述の各 断面図に示した地層構成の面的な分布状況を見るこ とができる。すなわち,沿岸域では沖積層が砂層を 主体に厚く堆積し,重信川に沿って上流側に移るに つれて扇状地地盤等の礫主体の地層に変化している ことが概観できる。



Fig.6 Distribution of thickness of alluvial deposits at boring points.



Fig.7 Distribution of thickness of predominant soil type and averaged N-values at boring points.

(2) 電子地盤図の作成

電子地盤図のモデル化は、3.2 節に前述したように 「上部沖積層」を対象とした。作成方法は、関西支 部によるパイロットスタディー(山本ほか、2008) によりに検討された手順を基本とした。各 250m メ ッシュに対応させるボーリングデータは、海岸部、 山の斜面、河川などの特殊な地形の場所に対して地 盤条件が全体的・局所的に代表するものを選別した。 メッシュ内のボーリングデータの偏りに対しては、 ボーリング本数が 2 本以上:メッシュ内のボーリン グデータを単純に平均、1 本のみ:2 本以上になるま でメッシュ範囲を徐々に拡大して単純平均、0 本: モデル化しない、という手順で処理した。

Fig.8 に電子地盤図(上部沖積層)の層厚分布を示 す。ボーリングの面的な粗密のため、モデル化は重

信川以北に偏る結果となった。この補 間方法は今後の課題である。Fig.9 は松 山空港から石手川扇状地に至る地盤モ デル断面である。Fig.4 に示した扇状地 の地形がモデルに反映されていること がわかる。

(3) 斜面地盤への適用上の課題

沖積低地の地盤は,地質学的知見と 火山灰等の情報より明確に上部沖積層 の抽出・モデル化が行えた。つまり, 地質学的な解釈が適切に加わること で,昨年度までに作成された「電子地 盤図作成支援システム」が有効に機能 したといえる。

一方,松山平野に見られる斜面性の 地盤への適用性については,以下のよ うな課題が把握された。このことより, 地盤工学会の研究活動ではシステムの 改善と機能の追加が行われた(地盤工 学会,2009)。

- 斜面地盤への適用上の着目点として、次のことが 挙げられる。
 - ・微地形区分…堆積物供給源と堆積場の理解
 - ・扇状地の理解…自然堤防の集合,土石流堆積
- ・河床勾配と集水面積…河川形態変化,砕屑物量
- ② 扇状地地盤では、①の堆積形状に照らしてボーリングデータを吟味し、加えて工学的視点からN値データより下限の境界線を設定した。そのため、背景図として地形情報を併記することが効果的であった(Fig.6参照)。
- ③ モデル化細分層は2m層厚としたが深度方向の細かな層相変化を表現するには粗かった。そのため、 1m層厚のモデル化を併用できる機能を提案した。
- ④ 面的にも、特に山地・丘陵の裾野の斜面地盤では 層相変化が激しく、その状況を表現するには



Fig.8 Thickness of the upper alluvial deposits by the Representative soil profile model.



Fig.9 Subsoil cross-section by the representative soil profile model. (between the Matsuyama Airport and Ishitegawa alluvial fan)

250m メッシュのサイズが大きく思われるケース が多かった。これは従来からの課題である。

4. 電子地盤図閲覧システムの検討

電子地盤図(代表的地盤情報)がさまざまな用途 に活用されるように,一般の人々も対象として広く 情報提供を行うための閲覧システムが必要である。 このシステムの構築における課題は4.2節に述べる ようであるが,その中でも代表的地盤情報としてモ デル化された電子地盤図に込められた意味(地域の 地盤の特徴)を分かりやすく伝えることが最も重要 な課題である。そこで,ユーザーがまず知りたいと 思うであろう地域の地盤像が容易に理解できるよう に,電子地盤図を提示するための閲覧機能の視覚化 に取り組んだ。

4.1 ネットワーク構成

ー般ユーザーが全国電子地盤図を閲覧するための システムは、web 上でネットワーク化することにな る。地盤工学会の「表層地盤情報データベース連携 に関する研究」の中では、Fig.10のように考えられ ている(地盤工学会,2009)。ここで構成されるネ ットワークは、ユーザーサイドからの利用(入り口) の時間・空間の任意性とともに、このプロジェクト に参加する機関が互いの地盤情報を共有する(重ね 合わせる)という2つの側面がある。



Fig.10 Proposed networking for public reading of the representative soil profile model. (JGS, 2009)

4.2 システム構築に向けての課題

(1) 電子地盤図に対する見方

閲覧システムは、一般ユーザーも対象とする公開 システムである。通常、地盤の情報は、技術者には 地域地盤特性(地層構成と土質特性の概要)の把握、 地震防災上の検討(表層地震応答解析、液状化予測)、 建設活動上の検討(問題点の抽出、沈下予測、安定 解析)等の種々の技術的検討のための基礎資料とし て位置づけられる。一方で、一般ユーザーが求める 情報は、必ずしも技術的ではなく、地盤に関わる種々 の評価結果に相当する情報に注目していると考えら れる。たとえば、地震に対しての安全性(危険度、 リスク)や地盤の良質性のような評価情報である。

このような視点の違い(幅広さ)は,電子地盤図 に対する見方を考えるときに考慮すべき点である。 以下の2種類の情報提供が想定される。

- a) 地域の地盤概要の閲覧…技術者から一般ユー ザーまでを対象と考える。
- b) 地盤モデル情報の閲覧…技術者のみを対象に
 考える。
- (2) 分かりやすさと使いやすさ

①可視化表現

特に, a)の閲覧については一般ユーザーも対象と なるので,解釈された情報などの分かりやすい表現 や専門用語の解説をつけるなどの工夫が有効であ る。その一つとして,可視化表現は有効な手段では あるが,地上空間の3次元表現(景観表示等)に比 べると,地下空間を分かりやすく表現することは容 易でない。また,技術者には理解できるが一般ユー ザーには理解できないということも,両者の基礎知 識に大きな差があるので当然生じる。したがって, まずは色彩表現やボリューム的表現を組み合わせて 意味する内容をイメージ的に補足する手法を基本に 採用し,以後,段階的に表現機能の開発・補充を図 るように進めることが適当と考えられる。

②動作速度

情報を閲覧する動作速度の速さは、ユーザーの興 味をこのシステムの中に引き込むという意味でも極 めて重要である。そこに貴重な情報が存在すること が分かっていても、レスポンスの遅いシステムに対 してはストレスが蓄積され、閲覧しようとする意欲 を阻害することになる。

この問題は、システム機能自体の設計上の効率性 の問題とサーバー能力に依存する問題でもある。後 者については、一度にアクセスが集中すると使用速 度の低下を招く恐れがあるので、アクセス数に応じ ての機器の増強やアクセス制限などの処置が必要に なる。

(3) データの管理

①データのメンテナンス

全国電子地盤図は各地域において順次, 構築・更新されるものである。したがって, 情報の更新や追加に即時にかつ容易に対 応できるようにシステムを構築する必要 がある。

②データの連携

閲覧システム(電子地盤図情報システ ム)は、分散管理型システムによる地下構 造データベースの一部として連携される ことになるので, Fig.11 に示すようにポ ータルサイトに対する情報連携用のデー タ作成機能が必要である。

(4) セキュリティ

システムへの不正アクセスへの対応が必要であ る。つまり、外部からの意図的なデータ破壊や、サ ーバーシステムを設置するネットワークシステムの 障害発生へのセキュリティ対応が必須である。

(5) 拡張性

閲覧システムは段階的にさまざまな改良・追加の 要望が発生すると考えられる。そのために、できる 範囲で今後のシステム拡張に対応しやすい構成に配 慮しておく必要がある。

4.3 閲覧機能の視覚化

(1) 電子地盤図の情報と閲覧

電子地盤図(代表的地盤情報)は、沖積相当層を 対象とし、地域地盤の脆弱性の抽出に視点を置いて 作成される。空間的には平面・鉛直方向に 250m メ ッシュ・1-2m 層厚の立方体を吊り下げたようなモ ザイク状に粗視化された情報であり, その個々は土 質(礫質土,砂質土,粘性土などの分類)とN値(硬 質の指標)および標高と地下水位の情報より構成さ れている。将来的には種々の土質試験情報等も追加 されるが, 現時点では簡素な内容で構成されている。 また、各メッシュのモデルの作成に用いたボーリン グデータや作成者の情報も保管されており, 各モデ ルの基礎データの厚みを知ることもできる。

このように、電子地盤図自体は簡素に集約された 地盤モデルなので、その意味をユーザーに伝えるに は表示方法等の工夫が必要である。閲覧システムか ら情報が広く参照されるように,地盤の全体像を分 かりやすく表現する閲覧機能が必要とされる。

(2) 分かりやすい表現

電子地盤図に限らず、地盤情報を活用するうえで ユーザーの理解を助けるために地盤に関する種々の 情報を分かりやすく表現する手法の開発(工夫)が 行われている。当然ながら、最も優位な方法は実態



Fig.11 Management system on sharing integrated geophysical and geological information database. (Ooi, 2009)

をそのままに提示することであり、3次元表示や写 真画像等による直接的な表現方法が"理解を助ける" という意味では実に効果的である。しかしながら, そのような手法は、地上空間(個々の物体)の実態 表現を主体として発達したものなので、中身が詰ま った地盤空間(その空間自体が表現の対象)の表現 手法としては必ずしも"分かりやすい見方"ではな く、何らかの工夫が必要である。そこで、今回は斬 新な手法を模索するのではなく、従来の手法を分か りやすいものに改善することを行う。例えば、模式 的な表現(カラー化など)は効果が見込まれる。

カラー表示について以下の例を示しておきたい。 Fig.12は土質毎のN値のカラー表示のパレットの提 案である。土質をイメージした色使いと N 値が示す 軟らかさ~硬さのイメージが連続的な濃淡で示して ある。特に一般に対しては抽象的で良いので、この ような分類表示が地盤特性を概観するには違いが端 的に提示されて効果的である。技術者の地盤情報に 対する興味も、このような感覚的な見方が出発点と なることが多い。この他にも、層厚は「とても厚い →厚い→薄い→ない」,地震リスクは「揺れやすい, 揺れにくい、液状化しやすい、液状化しにくい」と いうような大雑把な分類を表示の起点にすればよ い。技術者からすれば、その閾値をどのように決め るかということに注意が行くが、連続的な色使いで 表現することによってその抵抗感は薄れる。



N値: 小さい ← → Fig.12 Color legend of soil type and N-value.

大きい

(3) 表示機能の試作

試作した3つの事例を示す。内容の詳細は割愛す るが、各図は電子地盤図のモデルデータから作成し たものであり、各々に地盤の地域特性をうかがうこ とができる。ここで、Fig.13 は任意深度で地盤を切 り出したときの土質とN値の表示である。Fig.12の カラーパレットを使用している。対象層や優勢土質 の層厚分布なども同様に表示できる。Fig.14 は優勢 土質・層厚のコンター分布と地層断面の表示機能を 組み合わせて表示したものである。技術者には理解 しやすいが、一般向けには解説を併記する必要があ る。Fig.15 は任意に位置を指定して電子地盤図より その土質断面をパネル表示したものである。色分け された土質の分布(緑:粘土,黄色:砂,赤:礫)



Fig.13 Distribution of soil type and its N-value for a typical depth of GL-5m in Osaka plain.



Fig.14 Contour map of the thickness distribution of predominant soil type and cross-section by the representative soil profile model.



Fig.15 Panel diagram of typical cross-section by the representative soil profile model. (ex. around the JR Osaka loop line)

を地図上に空間的に現すことで,地層分布(沖積相 当層)の全体像が容易に理解される。

4.4 閲覧システムの全体像

以上の「表示機能」を組み込む閲覧システムの全 体像について触れておく。

閲覧システムは,前出の Fig.11 の連携システムの 一つとして, Fig.10 のように web ホームページ(地 盤工学会)を入口とする。そこからの画面遷移は,

まずユーザーが情報を得たい地域に到達するための 「地域選択機能」が用意されている。次に、その地 域の電子地盤図を閲覧するために、前述の「表示機 能」より地盤特性を概観する。さらに「ダウンロー ド機能」により必要があれば電子地盤図データを入 手することができる。

動作環境は、webGIS を用いてネットワーク上で 実現することが効率的である。その際の、システム 構築の課題は 4.2 節に述べたとおりである。GIS 機 能を用いることにより、閲覧システムに欠かせない ディジタル地図の表示制御と地盤情報の面的な重ね あわせが容易となる。

5. おわりに

地域における浅層地盤情報(地盤情報データベー ス)を広域に連携・統合するために「全国電子地盤 図システム」が起案され,開発が進められている。 この開発の起点となった大阪平野とは別の地域地盤 ヘシステムを適用して種々の地盤に適用する場合の 機能的な課題を検討するとともに,電子地盤図に集 積された代表的地盤情報(モデル)を一般から技術 者にまで広く提供するためのシステムを検討し,必 要な機能として閲覧機能の視覚化に取り組んだ。 他地域への適用では、沖積低地から丘陵地等の斜 面地盤を有する松山平野地盤を対象に「電子地盤図 作成支援システム」の適用上の問題点を抽出した。 斜面地盤への適用上の着目点として、微地形区分・ 扇状地の理解・河床勾配と集水面積が挙げられ、そ の参照情報として背景図に地形を表現するために 50mDEMの視覚化を行った。なお、その他にも幾つ かの改良点が把握されたが、松山平野地盤特性を検 討することの補助的な役割も含めて、本システムは 全体として概ね有効に機能した。

電子地盤図(代表的地盤情報)がさまざまな用途 に活用されるように、広く情報提供するための閲覧 システムについて検討を行った。システム構築に向 けての課題を整理するとともに、ユーザーがまず知 りたいと思うであろう地域の地盤像が容易に理解で きるように電子地盤図を分かりやすく提示するため の閲覧機能の視覚化に取り組んだ。ここでは、斬新 な表現手法ではなく、webGISによる表示機能の作成 を基本に従来からの平面分布表示等に情報の意味を 分かりやすく伝えるための方法の検討と試作を行っ た。一例として、土質毎のN値のカラー表示のパレ ット(土質をイメージした色使いとN値が示す軟ら かさ~硬さのイメージの連続的な濃淡表示)を試作 した。また、閲覧システムの全体像についても解説 を加えた。

本研究は、平成18年度から始まった「統合化地下 構造データベースの構築」の中で地盤工学会が担当 する「表層地盤情報データベース連携に関する研究」 と連携して実施した。今後、2年間をかけて電子地 盤図システムと情報提供体制が完成・実現される予 定であり、本研究の成果の一部もシステムに導入さ れる見込みである。

謝 辞

本研究は、地盤工学会の「表層地盤情報データベ ース連携に関する研究委員会」および同四国支部と 四国地盤情報活用協議会研究部会との共催による 「四国電子地盤図作成検討委員会」の活動と並行に、 京都大学防災研究所・平成19-20年度一般共同研究 19G-09の一環として行ったものである。関係各位に 謝意を表する。

参考文献

愛媛県建設研究所(2003):松山平野地盤図. 大井昌弘(2009):分散管理型システムによる地下 構造データベースの連携,第3回シンポジウム 統 合化地下構造データベースの構築に向けて 予稿 集,防災科学技術研究所, pp.37-44.

- KG-NET・関西圏地盤研究会(2007):新関西地盤 -大阪平野から大阪湾-, pp.296+66.
- 榊原正幸・小松正幸・市原寛:松山平野周辺の地盤 地質,愛媛大学芸予地震学術調査団最終報告書, pp.101-112,2002.
- 高橋大輔・矢田部龍一・松田和範・山本浩司(2004): 松山平野地盤情報データベースの構築,第39回 地盤工学研究発表会,pp.177-178.
- 地盤工学会・表層地盤のデータベース連携に関する 研究委員会(2007):「表層地盤のデータベース連 携に関する研究」平成18年度研究報告書.
- 地盤工学会・表層地盤のデータベース連携に関する 研究委員会(2008):「表層地盤のデータベース連 携に関する研究」平成19年度研究報告書.
- 地盤工学会・表層地盤のデータベース連携に関する 研究委員会(2009):「表層地盤のデータベース連 携に関する研究」平成20年度研究報告書.
- 藤原広行(2007):統合化地下構造データベースの 構築に向けて,シンポジウム 統合化地下構造デー タベースの構築に向けて 予稿集,防災科学研究 所,pp.9-22.
- 三村衛・山本浩司・安田進・藤堂博明(2008):表 層地盤の電子地盤図作成について,第2回シンポジ ウム「統合化地下構造データベースの構築」デー タベースの連携で築く公共の地盤情報 予稿集,防 災科学技術研究所, pp.31-36.
- 安田進・藤堂博明(2007):表層地盤情報データベ ース連携に関する研究,第3回シンポジウム 統合 化地下構造データベースの構築に向けて 予稿集, 防災科学技術研究所, pp.35-40.
- 安田進・藤堂博明・三村衛・山本浩司 (2009):表 層地盤情報データベース連携に関する研究,シン ポジウム 統合化地下構造データベースの構築に 向けて 予稿集,防災科学技術研究所, pp.49-58.
- 矢田部龍一・木下賢司・山本浩司・ネトラ・バンダ リー:四国地盤情報DBの構築と活用,土と基礎, Vol.53, No.6, pp.28-30, 2005.
- 矢田部龍一・長谷川修一・廣田清治・前田裕也・山本浩司(2009):松山平野における全国電子地盤 図の作成,第43回地盤工学研究発表会,投稿中.
- 山本浩司・三村衛・三田村宗樹・大島昭彦・小田和 広(2008):大阪平野における全国電子地盤図の 作成 ーパイロット・スタディーー,第43回地盤 工学研究発表会.
- 吉田光宏・三村衛・山本浩司・近藤隆義(2008): 地盤情報DBによる代表的地盤情報の抽出ー電子 地盤図の作成手法について-,第43回地盤工学研 究発表会.

Development of Digital Underground Map System and Modeling for Regional Ground

Koji YAMAMOTO*, Mamoru MIMURA and Ryuichi YATABE***

* Geo-Research Institute, Japan ** Dept. Civil Engineering, Ehime University, Japan

Synopsis

The system for developing "Representative Soil Profile Model" (RSPM) has been established based on the boring data stored in the Kansai Geoinformatics Database, in the study of 2007. The topic is a part of the national project of "Cooperation of Underground Database". In this study of 2008, the RSPM system was applied for modeling of other regional ground such as some plains in Shikoku area. And the software was improved for adding some functions of impression to provide the RSPM data for public reading. The derived RSPM and this system will be connected and cooperated with other databases, and actively utilized for considering the regional disaster prevention and mitigation plans, and so on.

Keywords: Subsurface ground, Geotechnical information, Database, Representative soil profile model

幾何学的非線形性を考慮した多重せん断モデル型弾性体の定式化

上田恭平*・井合進・飛田哲男・小堤治**

* 京都大学大学院工学研究科

** 京都大学防災研究所非常勤講師/(株)明窓社

要旨

本稿では、砂の力学モデルとしてのひずみ空間での多重せん断モデル(Iai & Ozutsumi,2005)に基づく線形弾性体の構成式を提案し、幾何学的非線形性を考慮した大変形解析(有限ひずみ解析)に必要な定式化を示す。本定式化では、体積ひずみと等方圧力、および、仮想単純モデルにおけるせん断ひずみとせん断応力との間に線形関係を仮定している。定式化を基に、有限要素法による数値解析に必要な離散化を行い、Total Lagrangian法、および、Updated Lagrangian法の両者によるプログラミングを実施することで得られた要素解析例を併せて示す。

キーワード:線形弾性体,構成式,多重せん断モデル,幾何学的非線形性,大変形解析

1. はじめに

本研究では、砂の力学モデルとしてのひずみ空間 での多重せん断モデル(Iai&Ozutsumi,2005)に基づ き、新たな線形弾性体の構成式を提案する。ここで 提案するモデルは、圧縮性を考慮した超弾性体の大 変形解析理論(Holzapfel,2000)を参考にして、これ に多重せん断機構を組み込んだ形で定式化がなされ ている。

大変形解析(有限ひずみ解析)における定式化に は,Total Lagrangian法(以下,TL法)とUpdated Lagrangian法(以下,UL法)の2種類が存在する(Bathe, 1996)。TL法においては,物質表示(material description)における応力・ひずみ系を用いることで, 大変形解析における運動方程式に代表される基本方 程式,および,その解法を規定する。一方,UL法に おいては,空間表示(spatial description)における応 力・ひずみ系を用い,基本方程式,および,その解 法が導かれる。なお,ここでいう基本方程式の解法 とは,有限要素法による数値解析に必要な基本方程 式の離散化,および,離散化された方程式を未知数 (ここでは節点変位)に関して解く一連の過程のこ とである。

以下では、まず多重せん断モデルに基づく線形弾 性体構成式の定式化について述べる。その後,TL法, および、UL法の両者による基本方程式の解法を述べた上で、本研究で提案する多重せん断型の線形弾性体モデルにより得られた要素解析例を示す。

2. 多重せん断モデル型線形弾性体の定式化

2.1 微小変形解析での線形弾性体

まず, 微小ひずみ理論を前提とした微小変形解析 における線形弾性体の構成式を考える。2次元平面ひ ずみ条件下での線形弾性体の剛性マトリクスは, 以 下のとおり与えられる。

$$\mathbf{D} = \frac{E}{(1+\nu)(1-2\nu)} \begin{bmatrix} 1-\nu & \nu & 0\\ \nu & 1-\nu & 0\\ 0 & 0 & \frac{1-2\nu}{2} \end{bmatrix}$$
(1)

ここに, E はヤング率, v はポアソン比である。 式(1)を体積成分とせん断成分とに分解すると,以下 のようになる。

$$\mathbf{D} = K \begin{bmatrix} 1 & 1 & 0 \\ 1 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} + G \begin{bmatrix} 1 & -1 & 0 \\ -1 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$
(2)

ここに, K は体積弾性係数, G はせん断弾性係数で あり, ヤング率, および, ポアソン比との間に以下 の関係がある。

$$K = \frac{E}{2(1+\nu)(1-2\nu)} \tag{3}$$

$$G = \frac{E}{2(1+\nu)} \tag{4}$$

よって,線形弾性体における応力-ひずみ関係は,以下のとおり書ける。

$$\boldsymbol{\sigma} = \mathbf{D}\boldsymbol{\varepsilon} = -p\mathbf{n}^{(0)} + \sum_{i=1}^{2} q^{(i)}\mathbf{n}^{(i)}$$
(5)

ここに,

$$\boldsymbol{\sigma}^{\mathrm{T}} = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{22} & \sigma_{12} \end{bmatrix}$$
(6)

$$\boldsymbol{\varepsilon}^{\mathrm{T}} = \begin{bmatrix} \boldsymbol{\varepsilon}_{11} & \boldsymbol{\varepsilon}_{22} & 2\boldsymbol{\varepsilon}_{12} \end{bmatrix}$$
(7)

$$\mathbf{n}^{(0)\mathrm{T}} = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 0 \end{bmatrix} \tag{8}$$

$$\mathbf{n}^{(1)\mathrm{T}} = \begin{bmatrix} 1 & -1 & 0 \end{bmatrix} \tag{9}$$

$$\mathbf{n}^{(2)\mathrm{T}} = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \tag{10}$$

$$p = -K\varepsilon \tag{11}$$

$$q^{(i)} = G\gamma^{(i)}$$
 (for $i = 1, 2$) (12)

である。式(11),(12)における体積ひずみ, せん断ひず みは以下で与えられる。

$$\boldsymbol{\varepsilon} = \mathbf{n}^{(0)\mathrm{T}} \boldsymbol{\varepsilon} \tag{13}$$

$$\gamma^{(i)} = \mathbf{n}^{(i)\mathrm{T}} \boldsymbol{\varepsilon} \quad \text{(for } i = 1, 2\text{)}$$
(14)

式(5)と同様に、応力増分-ひずみ増分の関係は、以下

のとおり書くことができる。

$$\mathbf{d\sigma} = \mathbf{D}\mathbf{d\varepsilon} \tag{15}$$

ここに、接線剛性マトリクスは以下で与えられる。

$$\mathbf{D} = K\mathbf{n}^{(0)}\mathbf{n}^{(0)\mathrm{T}} + \sum_{i=1}^{2} G\mathbf{n}^{(i)}\mathbf{n}^{(i)\mathrm{T}}$$
(16)

以上より、微小変形解析における線形弾性体は、体 積弾性係数、および、せん断弾性係数が定数で与え られる、ばねが2本の多重せん断モデル(Iai et al., 1992)であると解釈することができる。

2.2 物質表示での多重せん断モデル型線形弾 性体

前章で示した微小変形解析における線形弾性体の 構成式を,そのまま大変形解析において用いること も可能である。つまり,物質表示における応力とひ ずみとの間に式(15)の関係を仮定し,その構成関係を TL法による大変形解析に導入する。UL法の場合は, 空間表示における構成式として式(15)の関係をその まま用いればよい。なお,前者は一般にSaint-Venant Kirchhoffモデルと呼ばれている(Holzapfel, 2000)。 これらの結果は,後述するFig.1(および,Bathe(1996) のSection 6.6.1におけるFig6.8参照)に併せて示すよ うに,一軸圧縮引張における変位荷重関係が,圧縮 および引張が進展するにつれて両極端の傾向を示す。 特に,TL法における圧縮側での荷重の減少傾向(最 終的にはゼロとなる)は、土木分野における材料で はあまり見受けられない。

そこで、大変形解析における線形弾性体モデルを 表現する構成式として、多重せん断モデルの大変形 解析における定式化(井合ら、2009)に準じた、以 下のような定式化を提案する。

まず,物質表示においては,2次元平面ひずみ条件の場合, second Piola-Kirchhoff応力, Green-Lagrange ひずみベクトルを以下で与える。

$$\hat{\mathbf{S}}^{\mathrm{T}} = \{ S_{11} \quad S_{22} \quad S_{12} \}$$
(17)

$$\hat{\mathbf{E}}^{\mathrm{T}} = \left\{ E_{11} \quad E_{22} \quad 2E_{12} \right\}$$
(18)

これにより,線形弾性体モデルの積分形の基本形を 以下で与える。

$$\hat{\mathbf{S}} = \hat{\mathbf{S}}_{p} + \hat{\mathbf{S}}_{q} \tag{19}$$

$$\hat{\mathbf{S}}_{p} = -Jp\hat{\mathbf{C}}^{-1} \tag{20}$$

$$\hat{\mathbf{S}}_{q} = \sum_{i=1}^{I} q^{(i)} \left(\hat{\mathbf{N}}^{(i)} - \gamma^{(i)} \hat{\mathbf{C}}^{-1} \right) \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(21)

ここに,

$$\left\{ \hat{\mathbf{C}}^{-1} \right\}^{\mathrm{T}} = \left\{ C_{11}^{-1} \quad C_{22}^{-1} \quad C_{12}^{-1} \right\}$$
(22)

$$\left\{ \hat{\mathbf{N}}^{(i)} \right\}^{1} = \left\{ \cos \omega_{i} - \cos \omega_{i} \sin \omega_{i} \right\}$$
(for $i = 1, ..., I$) (23)

$$\omega_i = (i-1)\Delta\omega \tag{24}$$

$$\Delta \omega = \pi / I \tag{25}$$

なお,式(22)におけるベクトルの各成分は,right Cauchy-Greenテンソル Cの逆テンソルを,ベクト ル・マトリクス表示したものである。right Cauchy-Greenテンソルは,変形勾配 F との間に以下 のような関係がある。

$$\mathbf{C} = \mathbf{F}^{\mathrm{T}} \mathbf{F} \tag{26}$$

また,式(21)や式(23)などにおける *I*は,多重せん断 モデルにおける1/2円当たりのばね本数である。

さて、大変形解析における体積ひずみは、Jacobian determinant J から以下のとおり与える。

$$\varepsilon = \ln J \tag{27}$$

ここに, Jacobian determinant J は, 変形勾配 \mathbf{F} より 以下で与えられる。

$$J = \det \mathbf{F} \tag{28}$$

また,多重せん断モデルにおける仮想単純せん断ひ ずみ成分は,以下のとおり与えられる。

$$\gamma^{(i)} = \left\{ \hat{\mathbf{N}}^{(i)} \right\}^{\mathrm{T}} \hat{\mathbf{E}} \quad (\text{for } i = 1, ..., I)$$
(29)

線形弾性体としての積分形の構成式は,式(27)および 式(29)のひずみ成分と,式(20)および式(21)における 等方圧力,仮想単純せん断応力成分との関係を,以 下に示す線形関係で与えることにより定式化する。

$$p = -K\varepsilon \tag{30}$$

$$q^{(i)} = G_v \gamma^{(i)}$$
 (for $i = 1, ..., I$) (31)

ここに,

$$G_{\rm v} = \frac{G}{\sum_{i=1}^{l} \sin^2 \omega_i \Delta \omega} \approx \frac{G}{\pi / 2}$$
(32)

これらの増分形の構成式は,式(19)の両辺の物質時 間微分をとることにより,以下のとおり与えられる。

$$d\hat{\mathbf{S}} = \mathbf{D}d\hat{\mathbf{E}}$$
(33)

ここに,

$$\mathbf{D} = \mathbf{D}_p + \mathbf{D}_q \tag{34}$$

井合ら(2009)に準じて、体積成分の接線剛性マト リクスは以下で与えられる。

$$\mathbf{D}_{p} = \mathbf{D}_{p1} + \mathbf{D}_{p2} \tag{35}$$

$$\mathbf{D}_{p1} = J\left(K - p\right)\hat{\mathbf{C}}^{-1}\left\{\hat{\mathbf{C}}^{-1}\right\}^{\mathrm{T}}$$
(36)

$$\mathbf{D}_{p2} = 2Jp\left\{\hat{\mathbf{C}}^{-1} \odot \hat{\mathbf{C}}^{-1}\right\}$$
(37)

また, 偏差成分の接線剛性マトリクスは以下で与え られる。

$$\mathbf{D}_{q} = \mathbf{D}_{q1} + \mathbf{D}_{q2} \tag{38}$$

$$\mathbf{D}_{q1} = \sum_{i=1}^{I} \left(\hat{\mathbf{N}}^{(i)} - \gamma^{(i)} \hat{\mathbf{C}}^{-1} \right) \left(G_{\mathbf{v}} \hat{\mathbf{N}}^{(i)} + q^{(i)} \hat{\mathbf{C}}^{-1} \right)^{\mathrm{T}} \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(39)

$$\mathbf{D}_{q2} = \sum_{i=1}^{I} 2q^{(i)} \gamma^{(i)} \Delta \omega \left\{ \left\{ \hat{\mathbf{C}}^{-1} \odot \hat{\mathbf{C}}^{-1} \right\} - \frac{1}{2} \hat{\mathbf{C}}^{-1} \left(\hat{\mathbf{C}}^{-1} \right)^{\mathrm{T}} \right\} - \left(\hat{\mathbf{C}}^{-1} \left(\hat{\mathbf{S}}_{q} \right)^{\mathrm{T}} + \hat{\mathbf{S}}_{q} \left(\hat{\mathbf{C}}^{-1} \right)^{\mathrm{T}} \right)$$

$$(40)$$

$$\left\{ \hat{\mathbf{C}}^{-1} \odot \hat{\mathbf{C}}^{-1} \right\}$$

$$= \begin{bmatrix} \left(C_{11}^{-1} \right)^2 & \left(C_{12}^{-1} \right)^2 & C_{11}^{-1} C_{12}^{-1} \\ \left(C_{12}^{-1} \right)^2 & \left(C_{22}^{-1} \right)^2 & C_{12}^{-1} C_{22}^{-1} \\ C_{11}^{-1} C_{12}^{-1} & C_{12}^{-1} C_{22}^{-1} & \frac{1}{2} C_{11}^{-1} C_{22}^{-1} + \frac{1}{2} \left(C_{12}^{-1} \right)^2 \end{bmatrix}^{(41)}$$

2.3 空間表示での多重せん断モデル型線形弾 性体

前章と同様にして,空間表示における多重せん断 モデル型線形弾性体の定式化は,以下のとおりとな る。

空間表示の大変形解析において、2次元解析の場合、 Cauchy応力、および、Euler-Almansiひずみベクトル を以下で与える。

$$\hat{\boldsymbol{\sigma}}^{\mathrm{T}} = \left\{ \boldsymbol{\sigma}_{11} \quad \boldsymbol{\sigma}_{22} \quad \boldsymbol{\sigma}_{12} \right\} \tag{42}$$

$$\hat{\mathbf{e}}^{\mathrm{T}} = \{ e_{11} \quad e_{22} \quad 2e_{12} \}$$
 (43)

これらを用いて,多重せん断モデルの積分形を以下 で与える。

$$\hat{\boldsymbol{\sigma}} = \hat{\boldsymbol{\sigma}}_p + \hat{\boldsymbol{\sigma}}_q \tag{44}$$

$$\hat{\boldsymbol{\sigma}}_{p} = -p\hat{\boldsymbol{n}}^{(0)} \tag{45}$$

$$\hat{\boldsymbol{\sigma}}_{q} = J^{-1} \sum_{i=1}^{I} q^{(i)} \left(\hat{\boldsymbol{n}}^{(i)} - \gamma^{(i)} \hat{\boldsymbol{n}}^{(0)} \right) \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(46)
(for $i = 1, ..., I$)

ここに,

$$\hat{\mathbf{n}}^{(0)\mathrm{T}} = \left\{ 1 \quad 1 \quad 0 \right\} \tag{47}$$

また,物質表示における仮想単純せん断を表す方向 ベクトルの成分を,一度,以下のようにテンソル表 示に戻しておく。

$$\left\langle \mathbf{T}^{(i)} \otimes \mathbf{N}^{(i)} \right\rangle = \begin{bmatrix} \cos \omega_i & \sin \omega_i \\ \sin \omega_i & -\cos \omega_i \end{bmatrix}$$
(48)

式(48)をpush-forwardさせることで、空間表示におけるテンソルを以下のように求める(Holzapfel, 2000)。

$$\left\langle \mathbf{t}^{(i)} \otimes \mathbf{n}^{(i)} \right\rangle = \mathbf{F} \left\langle \mathbf{T}^{(i)} \otimes \mathbf{N}^{(i)} \right\rangle \mathbf{F}^{\mathrm{T}} = \begin{bmatrix} n_{11}^{(i)} & n_{12}^{(i)} \\ n_{21}^{(i)} & n_{22}^{(i)} \end{bmatrix} (49)$$

これらの成分を用いて,空間表示における仮想単純 せん断の方向ベクトルを,以下で与える。

$$\left\{\hat{\mathbf{n}}^{(i)}\right\}^{\mathrm{T}} = \left\{n_{11}^{(i)} \quad n_{22}^{(i)} \quad n_{12}^{(i)}\right\} \quad (\text{for } i = 1, ..., I) \quad (50)$$

さて、大変形解析における体積ひずみは、TL法の 場合と同様に、式(27)で与えられる。また、仮想単 純せん断ひずみは、以下で与えられる。

$$\gamma^{(i)} = \left\{ \hat{\mathbf{n}}^{(i)} \right\}^{\mathrm{T}} \hat{\mathbf{e}} = \left\langle \mathbf{t}^{(i)} \otimes \mathbf{n}^{(i)} \right\rangle : \mathbf{e}$$
$$= \mathbf{F} \left\langle \mathbf{T}^{(i)} \otimes \mathbf{N}^{(i)} \right\rangle \mathbf{F}^{\mathrm{T}} : \mathbf{e}$$
$$= \left\langle \mathbf{T}^{(i)} \otimes \mathbf{N}^{(i)} \right\rangle : \mathbf{F}^{\mathrm{T}} \mathbf{e} \mathbf{F}$$
$$= \left\langle \mathbf{T}^{(i)} \otimes \mathbf{N}^{(i)} \right\rangle : \mathbf{E}$$
$$= \left\{ \hat{\mathbf{N}}^{(i)} \right\}^{\mathrm{T}} \hat{\mathbf{E}} \quad (\text{for } i = 1, ..., I)$$

以上のとおり,仮想単純せん断ひずみは,物質表示, および,空間表示のいずれの場合も等しくなる。

空間表示での線形弾性体の積分形の構成式は,これらのひずみ成分と,式(45)(46)における等方圧力,仮想単純せん断応力成分との関係を,物質表示の場合と同様に,式(30)および式(31)に示す線形関係で与えることにより定式化する。

空間表示での増分形の構成式は、Holzapfel (2000) により、Kirchhoff応力 $\tau = J\sigma$ のLie時間微分として 与えられるOldroyd stress rate Oldr($J\sigma$)、および、 deformation rate $\mathbf{d} = \mathbf{sym}(\mathbf{grad}\dot{\mathbf{u}})$ を用いて、以下のと おり与えられる。

$$Oldr(J\sigma) = J \mathbb{C} : \mathbf{d}$$
⁽⁵²⁾

式(52)をベクトル・マトリクス形式で表わすと、以下 のような増分形構成式が得られる。

$$\widehat{\text{Oldr}}(J\sigma) = J\hat{D}\hat{d}$$
(53)

ここに,

$$\mathbf{D} = \mathbf{D}_p + \mathbf{D}_q \tag{54}$$

井合ら(2009)に準じて、体積成分の接線剛性マト リクスは以下で与えられる。

$$\mathbf{D}_{p} = \mathbf{D}_{p1} + \mathbf{D}_{p2} \tag{55}$$

$$\mathbf{D}_{p1} = \left(K - p\right) \hat{\mathbf{n}}^{(0)} \mathbf{n}^{(0)\mathrm{T}}$$
(56)

$$\mathbf{D}_{p2} = 2\,p\mathbf{I} \tag{57}$$

また, 偏差成分の接線剛性マトリクスは以下で与え られる。

$$\mathbf{D}_q = \mathbf{D}_{q1} + \mathbf{D}_{q2} \tag{58}$$

$$\mathbf{D}_{q1} = J^{-1} \sum_{i=1}^{I} \left(\hat{\mathbf{n}}^{(i)} - \gamma^{(i)} \hat{\mathbf{n}}^{(0)} \right) \left(G_{\mathbf{v}} \hat{\mathbf{n}}^{(i)} + q^{(i)} \hat{\mathbf{n}}^{(0)} \right)^{\mathrm{T}} \Delta \boldsymbol{\omega}$$
(59)

$$\mathbf{D}_{q2} = \left(\sum_{i=1}^{I} 2q^{(i)} \boldsymbol{\gamma}^{(i)} \Delta \boldsymbol{\omega}\right) \left(\mathbf{I} - \frac{1}{2} \,\hat{\mathbf{n}}^{(0)} \hat{\mathbf{n}}^{(0)\mathrm{T}}\right) - \left(\hat{\mathbf{n}}^{(0)} \boldsymbol{\sigma}_{q}^{\mathrm{T}} + \boldsymbol{\sigma}_{q} \,\hat{\mathbf{n}}^{(0)\mathrm{T}}\right)$$
(60)

ここに,

$$\mathbf{I} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$
(61)

である。

3. 大変形解析における基本方程式の定式化

3.1 Total Lagrangian法における基本方程式 物質表示における弾性体の運動方程式は,第1 Piola-Kirchhoff応力 P を用いて,以下のとおり表せる (Holzapfel, 2000)。

$$\operatorname{Div}\mathbf{P}(\mathbf{X},t) + \rho_0(\mathbf{X})\mathbf{g}(\mathbf{X}) = \rho_0(\mathbf{X})\ddot{\mathbf{u}}(\mathbf{X},t) \quad (62)$$

$$\mathbf{u}(\mathbf{X},t) = \overline{\mathbf{u}}(\mathbf{X},t)$$
 on $\partial \Omega_{0\mathbf{u}}$ (63)

$$\mathbf{T}(\mathbf{X},t) = \mathbf{P}(\mathbf{X},t)\mathbf{N} = \overline{\mathbf{T}}(\mathbf{x},t) \text{ on } \partial\Omega_{0\sigma}$$
(64)

$$\mathbf{u}(\mathbf{X},0) = \mathbf{u}_0(\mathbf{X}) \tag{65}$$

$$\dot{\mathbf{u}}(\mathbf{X},0) = \dot{\mathbf{u}}_0(\mathbf{X}) \tag{66}$$

式(63)および式(64)は、変位および応力の境界条件, 式(65)(66)は初期条件である。なお、第1 Piola-Kirchhoff応力**P**は、空間表示で用いるCauchy 応力**G**により以下で与えられる。

$$\mathbf{P} = J\boldsymbol{\sigma}\mathbf{F}^{-\mathrm{T}} \tag{67}$$

ここに, J はJacobian determinant, F は変形勾配で あり, 互いに式(28)の関係にある。

式(62)に示す運動方程式は、仮想仕事の原理により、 第2 Piola-Kirchhoff応力 \mathbf{S} ,および、Green-Lagrange ひずみ \mathbf{E} を用いて、以下のとおり書き表せる。

$$\int_{\Omega_0} \left[\mathbf{S} : \delta \mathbf{E} - (\rho_0 \mathbf{g} - \rho_0 \ddot{\mathbf{u}}) \cdot \delta \mathbf{u} \right] dV - \int_{\partial \Omega_{0\sigma}} \overline{\mathbf{T}} \cdot \delta \mathbf{u} dS$$

$$= 0$$
(68)

なお, 第2 Piola-Kirchhoff応力 S は以下で与えられる。

$$\mathbf{S} = \mathbf{F}^{-1}\mathbf{P} = J\mathbf{F}^{-1}\mathbf{\sigma}\mathbf{F}^{-\mathrm{T}}$$
(69)

次に,式(68)における変位を,補間関数 H と節点変 位 u を用いて以下のとおり離散化する。

$$\mathbf{u} = \mathbf{H}\underline{\mathbf{u}} \tag{70}$$

$$\ddot{\mathbf{u}} = \mathbf{H}\underline{\ddot{\mathbf{u}}} \tag{71}$$

$$\mathbf{g} = -\mathbf{H}g\underline{\mathbf{I}}_{\mathbf{v}} \tag{72}$$

ここに, g は重力加速度, また, 2次元の場合,

$$\mathbf{H} = \begin{bmatrix} h_1 & 0 & h_2 & 0 & \cdots & h_N & 0\\ 0 & h_1 & 0 & h_2 & \cdots & 0 & h_N \end{bmatrix}$$
(73)

$$\underline{\mathbf{u}}^{\mathrm{T}} = \begin{bmatrix} u_1^1 & u_2^1 & u_1^2 & u_2^2 & \cdots & u_1^N & u_2^N \end{bmatrix}$$
(74)
$$\underline{\mathbf{u}}^{\mathrm{T}} = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 & 1 & \cdots & 0 & 1 \end{bmatrix}$$
(75)

$$\mathbf{\underline{I}}_{v}^{\mathrm{T}} = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 & 1 & \cdots & 0 & 1 \end{bmatrix}$$
(75)

と表せる。すると,運動方程式は以下のとおり離散 化される。

$$\int_{\Omega_0} \mathbf{B}_{\mathrm{L}}^{\mathrm{T}} \hat{\mathbf{S}} \mathrm{d}V + \mathbf{M}(g \underline{\mathbf{I}}_{\mathrm{v}} + \underline{\ddot{\mathbf{u}}}) - \int_{\partial \Omega_{0\sigma}} \mathbf{H}^{\mathrm{T}} \overline{\mathbf{T}} \mathrm{d}S = 0 \quad (76)$$

ここに,

$$\mathbf{M} = \int_{\Omega_0} \boldsymbol{\rho}_0 \mathbf{H}^{\mathrm{T}} \mathbf{H} \mathrm{d} V \tag{77}$$

また、2次元解析におけるBマトリクスは、変位勾配

$$\begin{bmatrix} L_{11} & L_{12} \\ L_{21} & L_{22} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_1}{\partial X_1} & \frac{\partial u_1}{\partial X_2} \\ \frac{\partial u_2}{\partial X_1} & \frac{\partial u_2}{\partial X_2} \end{bmatrix}$$

$$= \begin{bmatrix} \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_1} u_1^k & \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_2} u_1^k \\ \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_1} u_2^k & \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_2} u_2^k \end{bmatrix}$$
(78)

を用いて以下のように表せる。

$$\mathbf{B}_{\mathrm{L}} = \mathbf{B}_{\mathrm{L0}} + \mathbf{B}_{\mathrm{L1}} \tag{79}$$

$$\mathbf{B}_{\mathrm{L0}} = \begin{bmatrix} \frac{\partial h_{\mathrm{I}}}{\partial X_{\mathrm{I}}} & 0 & \cdots & \frac{\partial h_{\mathrm{N}}}{\partial X_{\mathrm{I}}} & 0\\ 0 & \frac{\partial h_{\mathrm{I}}}{\partial X_{\mathrm{2}}} & \cdots & 0 & \frac{\partial h_{\mathrm{N}}}{\partial X_{\mathrm{2}}}\\ \frac{\partial h_{\mathrm{I}}}{\partial X_{\mathrm{2}}} & \frac{\partial h_{\mathrm{I}}}{\partial X_{\mathrm{I}}} & \cdots & \frac{\partial h_{\mathrm{N}}}{\partial X_{\mathrm{2}}} & \frac{\partial h_{\mathrm{N}}}{\partial X_{\mathrm{I}}} \end{bmatrix}$$
(80)

$$\mathbf{B}_{L1} = \begin{bmatrix} L_{11} \frac{\partial h_1}{\partial X_1} & L_{21} \frac{\partial h_1}{\partial X_1} \\ L_{12} \frac{\partial h_1}{\partial X_2} & L_{22} \frac{\partial h_1}{\partial X_2} \\ L_{11} \frac{\partial h_1}{\partial X_2} + L_{12} \frac{\partial h_1}{\partial X_1} & L_{21} \frac{\partial h_1}{\partial X_2} + L_{22} \frac{\partial h_1}{\partial X_1} \\ \cdots & L_{11} \frac{\partial h_N}{\partial X_1} & L_{21} \frac{\partial h_N}{\partial X_1} \\ \cdots & L_{12} \frac{\partial h_N}{\partial X_2} & L_{22} \frac{\partial h_N}{\partial X_2} \\ \cdots & L_{11} \frac{\partial h_N}{\partial X_2} + L_{12} \frac{\partial h_N}{\partial X_1} & L_{21} \frac{\partial h_N}{\partial X_2} + L_{22} \frac{\partial h_N}{\partial X_1} \end{bmatrix}$$
(81)

なお,式(68)から式(76)へと離散化する過程において, 第2 Piola-Kirchhoff応力の対称性により,以下に示す テンソル形式からベクトル・マトリクス形式への変 換を用いた。

$$\begin{aligned} \mathbf{S} : \delta \mathbf{E} &= \mathbf{S} : \operatorname{sym} \left(\mathbf{F}^{\mathrm{T}} \operatorname{Grad} \delta \mathbf{u} \right) \\ &= \mathbf{S} : \mathbf{F}^{\mathrm{T}} \operatorname{Grad} \left(H \delta \underline{\mathbf{u}} \right) \\ &= \begin{bmatrix} S_{11} & S_{12} \\ S_{21} & S_{22} \end{bmatrix} : \left(\begin{bmatrix} L_{11} + 1 & L_{21} \\ L_{12} & L_{22} + 1 \end{bmatrix} \right) \\ &\begin{bmatrix} \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_1} \delta u_1^k & \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_2} \delta u_1^k \\ \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_1} \delta u_2^k & \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_2} \delta u_2^k \end{bmatrix} \end{aligned}$$
$$= \left(\begin{bmatrix} \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_1} \delta u_1^k \\ \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_2} \delta u_2^k \\ \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_2} \delta u_2^k \\ \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_2} \delta u_1^k + L_{21} \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_1} \delta u_2^k \\ \end{bmatrix} \right)^{\mathrm{T}} \hat{\mathbf{S}} \\ + \left(\begin{array}{c} L_{11} \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_2} \delta u_1^k + L_{22} \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_2} \delta u_2^k \\ L_{12} \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_2} \delta u_1^k + L_{22} \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_2} \delta u_2^k \\ + L_{12} \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_1} \delta u_1^k + L_{22} \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_2} \delta u_2^k \\ + L_{12} \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_1} \delta u_1^k + L_{22} \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_2} \delta u_2^k \\ + L_{12} \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_1} \delta u_1^k + L_{22} \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_2} \delta u_2^k \\ + L_{12} \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_1} \delta u_1^k + L_{22} \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial X_2} \delta u_2^k \\ \end{bmatrix} \right)$$
(82)
$$= \left(\delta \underline{\mathbf{u}} \right)^{\mathrm{T}} \mathbf{B}_{\mathrm{L}}^{\mathrm{T}} \hat{\mathbf{S}} \end{aligned}$$

また、大変形解析における物質表示のひずみ (Green-Lagrangeひずみ) ベクトルは、

$$\mathbf{E} = \frac{1}{2} \left(\mathbf{F}^{\mathrm{T}} \mathbf{F} - \mathbf{I} \right)$$

$$= \frac{1}{2} \left(\begin{bmatrix} L_{11} + 1 & L_{21} \\ L_{12} & L_{22} + 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} L_{11} + 1 & L_{12} \\ L_{21} & L_{22} + 1 \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \right)$$

$$= \begin{bmatrix} L_{11} & L_{12} + L_{21} \\ sym & L_{22} \end{bmatrix}$$

$$+ \begin{bmatrix} \frac{1}{2} \left(L_{11}^{2} + L_{21}^{2} \right) & L_{11}L_{12} + L_{21}L_{22} \\ sym & \frac{1}{2} \left(L_{12}^{2} + L_{22}^{2} \right) \end{bmatrix}$$
(83)

により、以下のように表せる。

$$\hat{\mathbf{E}} = \begin{bmatrix} E_{11} \\ E_{22} \\ 2E_{12} \end{bmatrix} = \left(\mathbf{B}_{10} + \frac{1}{2} \mathbf{B}_{11} \right) \underline{\mathbf{u}}$$
(84)

なお,式(80)に示すBマトリクスは,微小変形解析の 場合と同じであり,物体の変形により更新する必要 はないが,式(81)に示すBマトリクスは,変位(勾配) の変化に応じて更新する必要がある。

3.2 Total Lagrangian法による解法

まず,前章において離散化された運動方程式(式 (76))を,以下のとおり書き直しておく。

$$\int_{\Omega_0} \mathbf{B}_{\mathrm{L}}^{\mathrm{T}} \hat{\mathbf{S}} \mathrm{d} V + \mathbf{M} \underline{\mathbf{u}} = \Re$$
(85)

$$\Re = -\mathbf{M}g\underline{\mathbf{I}}_{v} + \int_{\partial\Omega_{0\sigma}} \mathbf{H}^{\mathrm{T}}\overline{\mathbf{T}}\mathrm{d}S$$
(86)

これを,いくつかのステップに分け,段階的に荷重 を増加させて解くものとする。第n荷重ステップま での解が得られているものとし,第n+1荷重ステッ プにおける解を求めることを考える。

第*n*+1ステップにおいては、次式が成立する。

$$\int_{\Omega_0} \left(\mathbf{B}_{\mathrm{L}}^{\mathrm{T}} \right)_{n+1} \hat{\mathbf{S}}_{n+1} \mathrm{d}V + \mathbf{M} \underline{\ddot{\mathbf{u}}}_{n+1} = \Re_{n+1}$$
(87)

節点変位ベクトル $\underline{\mathbf{u}}_{n+1}$,および,これに対するひず み $\hat{\mathbf{E}}_{n+1}$ から求めた応力 $\hat{\mathbf{S}}_{n+1}$ の第i回目の試行値を, それぞれ $\underline{\mathbf{u}}_{n+1}^{i}$, $\hat{\mathbf{S}}_{n+1}^{i}$ と書くことにする。また,第i回目の試行値に応ずる不平衡力を $\mathbf{\phi}_{n+1}^{i}$ とすると,こ れは以下のように求められる。

$$\boldsymbol{\varphi}_{n+1}^{i} = -\int_{\Omega_{0}} \left(\mathbf{B}_{\mathrm{L}}^{\mathrm{T}} \right)_{n+1}^{i} \hat{\mathbf{S}}_{n+1}^{i} \mathrm{d}V - \mathbf{M}\underline{\mathbf{\underline{u}}}_{n+1}^{i} + \mathfrak{R}_{n+1}$$

$$= \boldsymbol{\psi}_{n+1}^{i} + \boldsymbol{\chi}_{n+1}^{i}$$

$$\mathfrak{R}_{n+1} = -\mathbf{M}g_{n+1}\underline{\mathbf{I}}_{v} + \int_{\partial\Omega_{0g}} \mathbf{H}^{\mathrm{T}}\overline{\mathbf{T}}_{n+1}\mathrm{d}S$$
(89)

ここに、式(88)における慣性項は、Newmark法やSSpj 法などの各種時間積分法(Zienkiewicz, 2000)により, 節点変位を用いて表すことができる。この項は、大 変形解析特有のものではなく、微小変形解析におけ る慣性項と等しくなるので、ここでは慣性項を省略 し、以下のように簡略化して書くこととする。

$$\mathbf{\Psi}_{n+1}^{i} = -\int_{\Omega_{0}} \left(\mathbf{B}_{\mathrm{L}}^{\mathrm{T}} \right)_{n+1}^{i} \hat{\mathbf{S}}_{n+1}^{i} \mathrm{d}V + \mathfrak{R}_{n+1}$$
(90)

$$\boldsymbol{\chi}_{n+1}^i = 0 \tag{91}$$

なお,動的解析では慣性項の影響を考慮する必要が あり,その場合は,後に示す式(99)の左辺に対して, 変位増分の形で表わした慣性項を付加してあげれば よい。

第*i*+1回目の試行値を,

$$\underline{\mathbf{u}}_{n+1}^{i+1} = \underline{\mathbf{u}}_{n+1}^{i} + \Delta \underline{\mathbf{u}}_{n+1}^{i}$$
(92)

により求めるとすれば、第*i*+1回目の試行値に応ず る不平衡力は、次式で近似することができる。

$$\boldsymbol{\varphi}_{n+1}^{i+1} = \boldsymbol{\psi}_{n+1}^{i} + \left(\frac{\partial \boldsymbol{\psi}}{\partial \underline{\mathbf{u}}}\right)_{n+1}^{i} \Delta \underline{\mathbf{u}}_{n+1}^{i}$$
(93)

ここに,

$$\left(\frac{\partial \boldsymbol{\Psi}}{\partial \boldsymbol{\underline{u}}}\right)_{n+1}^{i} = -\left(\mathbf{K}_{\mathrm{L}}\right)_{n+1}^{i} - \left(\mathbf{K}_{\mathrm{NL}}\right)_{n+1}^{i}$$
(94)

$$\left(\mathbf{K}_{\mathrm{L}}\right)_{n+1}^{i} = \int_{\Omega_{0}} \left(\mathbf{B}_{\mathrm{L}}^{\mathrm{T}}\right)_{n+1}^{i} \mathbf{D}_{n+1}^{i} \left(\mathbf{B}_{\mathrm{L}}\right)_{n+1}^{i} \mathrm{d}V$$
(95)

$$\left(\mathbf{K}_{\mathrm{NL}}\right)_{n+1}^{i} = \int_{\Omega_{0}} \mathbf{B}_{\mathrm{NL}}^{\mathrm{T}} \mathbf{S}_{n+1}^{i} \mathbf{B}_{\mathrm{NL}} \mathrm{d}V$$
(96)

ここに、**D**は弾性体の物質表示における接線剛性 (多重せん断モデル型線形弾性体の場合,式(34)), また,大変形解析で現れる非線形項(式(96))を表す Bマトリクス **B**_{NL} および応力**S**は,以下で与えられ る。

$$\mathbf{B}_{\rm NL} = \begin{bmatrix} \frac{\partial h_{\rm i}}{\partial X_{\rm i}} & 0 & \cdots & \frac{\partial h_{\rm N}}{\partial X_{\rm i}} & 0\\ \frac{\partial h_{\rm i}}{\partial X_{\rm 2}} & 0 & \cdots & \frac{\partial h_{\rm N}}{\partial X_{\rm 2}} & 0\\ 0 & \frac{\partial h_{\rm i}}{\partial X_{\rm 1}} & \cdots & 0 & \frac{\partial h_{\rm N}}{\partial X_{\rm 1}}\\ 0 & \frac{\partial h_{\rm i}}{\partial X_{\rm 2}} & \cdots & 0 & \frac{\partial h_{\rm N}}{\partial X_{\rm 2}} \end{bmatrix}$$
(97)
$$\mathbf{S} = \begin{bmatrix} S_{11} & S_{12} & 0 & 0\\ S_{21} & S_{22} & 0 & 0\\ 0 & 0 & S_{11} & S_{12}\\ 0 & 0 & S_{21} & S_{22} \end{bmatrix}$$
(98)

最終的に、Newton法などを用いて、次式により節点 変位増分を求めていけばよい。

$$\left[\left(\mathbf{K}_{\mathrm{L}}\right)_{n+1}^{i} + \left(\mathbf{K}_{\mathrm{NL}}\right)_{n+1}^{i}\right] \Delta \underline{\mathbf{u}}_{n+1}^{i} = \boldsymbol{\psi}_{n+1}^{i}$$
(99)

3.3 Updated Lagrangian法における基本方程 式

空間表示における弾性体の運動方程式は, Cauchy 応力 **σ** を用いて,以下のとおり表せる(Holzapfel, 2000)。

$$\operatorname{div}\boldsymbol{\sigma}(\mathbf{x},t) + \rho(\mathbf{x},t)\mathbf{g}(\mathbf{x},t) = \rho(\mathbf{x},t)\mathbf{\ddot{u}}(\mathbf{x},t) \quad (100)$$

$$\mathbf{u}(\mathbf{x},t) = \overline{\mathbf{u}}(\mathbf{x},t)$$
 on $\partial \Omega_{\mathbf{u}}$ (101)

$$\mathbf{t}(\mathbf{x},t) = \mathbf{\sigma}(\mathbf{x},t)\mathbf{n} = \overline{\mathbf{t}}(\mathbf{x},t) \text{ on } \partial\Omega_{\mathbf{\sigma}}$$
(102)

$$\mathbf{u}(\mathbf{x},0) = \mathbf{u}_0(\mathbf{X}) \tag{103}$$

$$\dot{\mathbf{u}}(\mathbf{x},0) = \dot{\mathbf{u}}_0(\mathbf{X}) \tag{104}$$

式(101)および式(102)は、変位および応力の境界条件、 式(103)(104)は初期条件である。ここに、密度 *ρ*は、 式(28)に示すJacobian determinantを用い、以下で与え られる。

$$\rho(\mathbf{x},t) = J^{-1}\rho_0 \tag{105}$$

さて,式(100)の運動方程式は,仮想仕事の原理により以下のとおり書ける。

$$\int_{\Omega} \left[\boldsymbol{\sigma} : \delta \mathbf{e} - (\rho \mathbf{g} - \rho \ddot{\mathbf{u}}) \cdot \delta \mathbf{u} \right] dv - \int_{\partial \Omega_{\sigma}} \overline{\mathbf{t}} \cdot \delta \mathbf{u} ds$$
(106)
= 0

次に,変位および重力加速度ベクトルを,補間関数 **H**と節点変位 <u>U</u>を用いて,式(70)~(72)のとおり離 散化する。すると,運動方程式は以下のとおり離散 化される。

$$\int_{\Omega} \mathbf{b}_{\mathrm{L}}^{\mathrm{T}} \hat{\mathbf{\sigma}} \mathrm{d}v + \mathbf{M}(g \underline{\mathbf{I}}_{v} + \underline{\mathbf{u}}) - \int_{\partial \Omega_{\sigma}} \mathbf{H}^{\mathrm{T}} \overline{\mathbf{t}} \mathrm{d}s = 0 \qquad (107)$$

ここに,

$$\mathbf{M} = \int_{\Omega} \boldsymbol{\rho} \mathbf{H}^{\mathrm{T}} \mathbf{H} \mathrm{d} \boldsymbol{v} = \int_{\Omega_0} \boldsymbol{\rho}_0 \mathbf{H}^{\mathrm{T}} \mathbf{H} \mathrm{d} \boldsymbol{V}$$
(108)

である。これからわかるとおり、質量マトリクスに 関しては、UL法での空間表示と、TL法での物質表示 との双方において等しくなり、座標の更新にあわせ て時間毎に更新する必要はない。

境界応力については、面積分を変形後の面積にあ わせて更新するのが適切なものと、面積分を変形前 の面積で行っておけばよいものとがある。前者の例 として水中構造物に作用する水圧、後者の例として は圧密促進のための盛土荷重が挙げられる。ここで は、Bathe (1996) にならい、後者により定式化を行 うこととする。すなわち、

$$\int_{\partial \Omega_{\sigma}} \mathbf{H}^{\mathrm{T}} \overline{\mathbf{t}} \mathrm{d}s = \int_{\partial \Omega_{0\sigma}} \mathbf{H}^{\mathrm{T}} \overline{\mathbf{T}} \mathrm{d}S$$
(109)

また、2次元解析の場合、Bマトリクスは以下のようになる。

$$\mathbf{b}_{\mathrm{L}} = \begin{bmatrix} \frac{\partial h_{\mathrm{I}}}{\partial x_{\mathrm{I}}} & 0 & \cdots & \frac{\partial h_{N}}{\partial x_{\mathrm{I}}} & 0\\ 0 & \frac{\partial h_{\mathrm{I}}}{\partial x_{\mathrm{2}}} & \cdots & 0 & \frac{\partial h_{N}}{\partial x_{\mathrm{2}}}\\ \frac{\partial h_{\mathrm{I}}}{\partial x_{\mathrm{2}}} & \frac{\partial h_{\mathrm{I}}}{\partial x_{\mathrm{I}}} & \cdots & \frac{\partial h_{N}}{\partial x_{\mathrm{2}}} & \frac{\partial h_{N}}{\partial x_{\mathrm{I}}} \end{bmatrix}$$
(110)

大変形解析における空間表示のEuler Almansiひずみ は、変位勾配

$$\begin{bmatrix} l_{11} & l_{12} \\ l_{21} & l_{22} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_1}{\partial x_1} & \frac{\partial u_1}{\partial x_2} \\ \frac{\partial u_2}{\partial x_1} & \frac{\partial u_2}{\partial x_2} \end{bmatrix}$$

$$= \begin{bmatrix} \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial x_1} u_1^k & \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial x_2} u_1^k \\ \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial x_1} u_2^k & \sum_{k=1}^{N} \frac{\partial h_k}{\partial x_2} u_2^k \end{bmatrix}$$
(111)

を用いて,以下のように求める。

$$\mathbf{e} = \frac{1}{2} \left(\mathbf{I} - \mathbf{F}^{-T} \mathbf{F}^{-1} \right)$$

$$= \frac{1}{2} \left(\begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} 1 - l_{11} & -l_{21} \\ -l_{12} & 1 - l_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 - l_{11} & -l_{12} \\ -l_{21} & 1 - l_{22} \end{bmatrix} \right)$$
(112)
$$= \begin{bmatrix} l_{11} & \frac{1}{2} (l_{12} + l_{21}) \\ sym & l_{22} \end{bmatrix}$$

$$- \begin{bmatrix} \frac{1}{2} (l_{11}^{2} + l_{21}^{2}) & \frac{1}{2} (l_{11}l_{12} + l_{21}l_{22}) \\ sym & \frac{1}{2} (l_{12}^{2} + l_{22}^{2}) \end{bmatrix}$$

これを、ベクトル・マトリクス形式で表わすと以下 のように、Euler Almansiひずみベクトルが得られる。

$$\hat{\mathbf{e}} = \begin{bmatrix} e_{11} \\ e_{22} \\ 2e_{12} \end{bmatrix} = \mathbf{b}_{\mathrm{L}} \underline{\mathbf{u}} - \begin{bmatrix} \frac{1}{2} (l_{11}^{2} + l_{21}^{2}) \\ \frac{1}{2} (l_{12}^{2} + l_{22}^{2}) \\ l_{11} l_{12} + l_{21} l_{22} \end{bmatrix}$$
(113)

3.4 Updated Lagrangian法による解法

TL法の場合と同様に,離散化された運動方程式(式 (107)) を,以下のように書き直しておく。

$$\int_{\Omega} \mathbf{b}_{\mathrm{L}}^{\mathrm{T}} \hat{\mathbf{\sigma}} \mathrm{d}v + \mathbf{M} \underline{\ddot{\mathbf{u}}} = \Re$$
(114)

$$\Re = -\mathbf{M}g\underline{\mathbf{I}}_{v} + \int_{\partial\Omega_{0\sigma}} \mathbf{H}^{\mathrm{T}}\overline{\mathbf{T}}\mathrm{d}S$$
(115)

これをいくつかのステップに分け,段階的に荷重を 増加させて解くわけであるが,Bマトリクスおよび 応力表記(空間表示もしくは物質表示)の違いを除 けば,式の解法そのものはTL法の場合と同じである。 3.2章における各式は,UL法では以下のように表さ れる。

式(90):

$$\boldsymbol{\varphi}_{n+1}^{i} = -\int_{\Omega_{n+1}^{i}} \left(\boldsymbol{b}_{\mathrm{L}}^{\mathrm{T}} \right)_{n+1}^{i} \hat{\boldsymbol{\sigma}}_{n+1}^{i} \mathrm{d} v_{n+1}^{i} + \mathfrak{R}_{n+1}$$
(116)

式(95):

$$\left(\mathbf{K}_{\rm L}\right)_{n+1}^{i} = \int_{\Omega_{n+1}^{i}} \left(\mathbf{b}_{\rm L}^{\rm T}\right)_{n+1}^{i} \mathbf{c}_{n+1}^{i} \left(\mathbf{b}_{\rm L}\right)_{n+1}^{i} dv_{n+1}^{i}$$
(117)

式(96):

$$\left(\mathbf{K}_{\mathrm{NL}}\right)_{n+1}^{i} = \int_{\Omega} \left(\mathbf{b}_{\mathrm{NL}}^{\mathrm{T}}\right)_{n+1}^{i} \boldsymbol{\sigma}_{n+1}^{i} \left(\mathbf{b}_{\mathrm{NL}}\right)_{n+1}^{i} \mathrm{d}v_{n+1}^{i} \qquad (118)$$

ここに、Cは弾性体の空間表示における接線剛性(多 重せん断モデル型線形弾性体の場合,式(54))であり、 4階のテンソル表記に書き直せば、物質表示における 接線剛性D(式(95)参照)との間に、変形勾配Fを 通じて以下の関係がある。

$$c_{abcd} = J^{-1} F_{aA} F_{bB} F_{cC} F_{dD} D_{ABCD}$$
(119)

また,大変形解析で現れる非線形項(式(118))を表

すBマトリクス **b**_{NL}および応力**G**は,以下で与えら れる。

$$\mathbf{b}_{\mathrm{NL}} = \begin{bmatrix} \frac{\partial h_{1}}{\partial x_{1}} & 0 & \cdots & \frac{\partial h_{N}}{\partial x_{1}} & 0 \\ \frac{\partial h_{1}}{\partial x_{2}} & 0 & \cdots & \frac{\partial h_{N}}{\partial x_{2}} & 0 \\ 0 & \frac{\partial h_{1}}{\partial x_{1}} & \cdots & 0 & \frac{\partial h_{N}}{\partial x_{1}} \\ 0 & \frac{\partial h_{1}}{\partial x_{2}} & \cdots & 0 & \frac{\partial h_{N}}{\partial x_{2}} \end{bmatrix}$$
(120)
$$\mathbf{\sigma} = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & 0 & 0 \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{11} & \sigma_{12} \\ 0 & 0 & \sigma_{21} & \sigma_{22} \end{bmatrix}$$
(121)

最終的に、Newton法などを用いて、式(99)により節 点変位増分を求めていけばよい。

4. 適用例

以上の定式化に基づき,有限要素法による要素解 析を実施した。以下にその結果を示す。

Fig. 1は, 1要素モデル (2cm×2cm) の1軸圧縮引張 りにおける変位-荷重関係である。同図には,物質表 示における2nd Piola-Kirchhoff応力とGreen-Lagrange ひずみ,および,空間表示におけるCauchy応力と Euler-Almansiひずみとの間の構成関係として,微小 変形解析における線形弾性体構成式をそのまま適用 した結果(以下,線形弾性型TL法,および,線形弾 性型UL法と表記)も併せて示してある。なお,物性 値は,Bathe (1996)の例題(Section 6.6.1のFigure 6.8 参照)と同様に,ヤング率 $E = 10^8$ kPa, ポアソン比 $\nu = 0.30$ とした。

まず,線形弾性体TL法,および,線形弾性体UL 法に関しては,幾何学的非線形を考慮することによ り,微小変形解析における変位-荷重曲線とは大きく 異なった形状となっている。線形弾性体TL法と線形 弾性体UL法との挙動を比較すると,変位の増加(も しくは減少)とともに,微小変形解析結果に対して 両極端の傾向を示している。特に,線形弾性型TL法 での引張り領域における荷重増加傾向,および,線 形弾性体UP法での圧縮領域における荷重減少傾向 は顕著である。また,線形弾性型TL法では,ある一 定の圧縮変形が生じると,圧縮の進展とともに荷重 の減少が生じ始め,最終的にはゼロに至ることがわ かる。これらの挙動は,Bathe (1996)においても同 様に確認できるが、土木分野における材料でこのような傾向を示すものはあまり見受けられず、モデルとして非現実的な部分を有していると言わざるを得ない。実際に、Saint-Venant Kirchhoffモデル(ここで 言うところの線形弾性型TL法に相当)などは、大ひ ずみが生じるような問題にはあまり適用されず、回 転を伴う大変形微小ひずみ問題に対してよく使用さ れるようである。

一方、本稿で提案する多重せん断モデル型線形弾 性体では、TL法およびUL法における変位-荷重関係 が一致しており、線形弾性型で見られたような両極 端の傾向は抑えられていることがわかる。なお、TL 法とUL法の変位-荷重曲線が一致する要因は、いずれ の解法においても、線形関係として式(30)(31)を採用 していることによる。多重せん断モデル型線形弾性 体では、引張り領域における変位-荷重関係は、微小 変形解析のそれとほぼ等しい。他方、圧縮領域にお いては、微小変形解析結果と比較すると、圧縮の進 展とともに荷重が増加する傾向にある。これは、あ る物体を厚みゼロまで圧縮しようとする場合、それ までより大きな増分荷重が必要とされるということ であり、現実的な挙動を示しているものと思われる。



Fig. 1 Relationship between load and displacement under uniaxial compression/tensile analysis

次に、1軸圧縮引張りにおける応力-ひずみ関係を Fig. 2に示す。なお、同図における横軸は垂直ひずみ であり、TL法の場合はGreen-Lagrangeひずみ、UL法 の場合はEuler-Almansiひずみとなっている。一方、 縦軸は垂直応力であり、TL法の場合は2nd Piola -Kirchhoff応力、UL法の場合はCauchy応力で表わされ ている。

微小変形解析における線形弾性体構成式をそのま ま用いた大変形解析では、TL法およびUL法の双方に おいて、応力-ひずみ関係は線形となり、微小変形解 析でのラインに重なっている。 一方,多重せん断モデル型では、応力-ひずみ関係 は曲線で表わされ、TL法とUL法とでその形状が異な ったものとなっている。これは、先にも述べたとお り、多重せん断モデル型では式(30)(31)で線形関係を 規定しており、2nd Piola-Kirchhoff応力(もしくは Cauchy応力)とGreen-Lagrangeひずみ(もしくはEuler -Almansiひずみ)との間に線形関係を課しているわ けではないことに起因する。

1軸圧縮引張りにおける応力-ひずみ関係を,すべ てのケースに関して,空間表示におけるCauchy応力, および, Euler-Almansiひずみで整理しなおしたもの がFig. 3である。TL法に関しては,Fig. 2に示す物質 表示での応力,ひずみを,以下のようにpush-forward させることで,空間表示における関係が得られる。

 $\mathbf{e} = \mathbf{F}^{-\mathrm{T}} \mathbf{E} \mathbf{F}^{-1} \tag{122}$

$$\boldsymbol{\sigma} = \boldsymbol{J}^{-1} \mathbf{F} \mathbf{S} \mathbf{F}^{\mathrm{T}}$$
(123)

Fig. 3では、参考として微小変形解析における応力-ひずみ関係も併記してある。本来、微小変形解析で の応力およびひずみは、空間表示におけるCauchy応 力、および、Euler-Almansiひずみとは異なるもので あるが、ここではそれらが等しいと仮定することで、 同じグラフ上に載せている。

すべて空間表示で表わした場合, Fig. 3より,線形 弾性型TL法とUL法とにおける応力-ひずみ関係は相 異なるものとなる。一方,多重せん断モデル型線形 弾性体に関しては,同じ定義の応力およびひずみに より整理すれば,応力-ひずみ曲線はTL法とUL法と で等しくなる。すなわち,多重せん断モデル型線形 弾性体を用いる場合,TL法もしくはUL法のどちらの 解法を選択しても本質的な違いはない。

5. 結論

本研究では、砂の力学モデルとしてのひずみ空間 での多重せん断モデルに基づき、新たな線形弾性体 の構成式を提案した。本モデルを大変形解析(有限 ひずみ解析)に導入するにあたり、Total Lagrangian 法、および、Updated Lagrangian法の両者により定式 化を行った。さらに、それらの定式化に基づき要素 解析を実施した。その結果、微小変形解析での線形 弾性体構成式を大変形解析においてそのまま用いた 場合と比較して、1軸圧縮引張りでの変位-荷重関係 がより現実的なものとなることがわかった。



Fig. 2 Relationship between normal stress and normal strain under uniaxial compression/tensile analysis



Fig. 3 Relationship between Cauchy normal stress and Euler-Almansi normal strain under uniaxial compression/tensile analyses

参考文献

- 井合進,上田恭平,飛田哲男,小堤治(2009):砂 の力学モデルとしての多重せん断モデルの有限ひ ずみ(大変形)解析の定式化,京都大学防災研究所 年報,第52号.
- 上田恭平,飛田哲男,井合進(2009):大変形を考 慮した多重せん断モデル型弾性体の定式化,平成20 年度京都大学防災研究所研究発表講演会.
- 小堤治(2003):液状化地盤上の地盤・構造物系の 地震被害推定に関する数値解析法の研究,京都大学 博士学位論文

(社)日本機械学会(1986):固体力学におけるコ ンピュータアナリシス,株式会社コロナ社.

- 吉田総仁(1997):弾塑性力学の基礎,共立出版株 式会社.
- Bathe, K.J. (1996) : Finite Element Procedures, Prentice Hall.

Holzapfel, G.A. (2000) : Nonlinear Solid Mechanics, John Wiley & Sons.

Iai, S., Matsunaga, Y. and Kameoka, T. (1992) : Strain space plasticity model for cyclic mobility, Soils and Foundation, 32(2), pp.1-15.

- Iai, S. and Ozutsumi, O. (2005) : Yield and cyclic behaviour of a strain space multiple mechanism model for granular materials, International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics, 29(4), pp.211-240.
- Towhata, I. and Ishihara, K. (1985) : Modelling soil behaviour under principal stress axes rotation, In Proc. 5th Int. Conf. on Numerical Methods in Geomechanics,

Balkema, pp.523-530.

- Zienkiewicz, O.C., Taylor, R.L. and Zhu, J.Z. (2000) : The Finite Element Method : Its Basis and Fundamentals, Sixth edition, Elsevier.
- Zienkiewicz, O.C. and Taylor, R.L. (2000) : The Finite Element Method : For Solid and Structural Mechanics, Sixth edition, Elsevier.

Finite Strain Formulation of Elastic Body Based on Multiple Shear Mechanism

Kyohei UEDA*, Susumu IAI, Tetsuo TOBITA and Osamu OZUTSUMI**

* Graduate School of Engineering, Kyoto University ** Lecturer, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University / Meisosha Co.

Synopsis

A new formulation of elastic body is proposed in order to consider the geometric nonlinearity due to large deformation and rotation. The formulation is based on the concept of the multiple shear mechanism and the relationship between the volumetric strain and the isotropic pressure is assumed to be linear and so is the relationship between the virtual simple shear strain and the virtual simple the shear stress. The constitutive model is introduced to a finite element program by the Total/Updated Lagrangian Formulation. Some examples simulated by the program are given to demonstrate the capability of the model.

Keywords: linear elastic body, constitutive equation, multiple shear mechanism, geometric nonlinearity, large deformation analysis

Centrifuge Modeling for Uplift of Buried Structures by Liquefaction : A New Measure for Uplift

GiChun KANG*, Tetsuo TOBITA, Kazuhide TOMISAKA and Susumu IAI

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Many types of damage of buried structures occur due to liquefaction during an earthquake, such as flotation, settlement, bending and buckling of buried pipes. Among those, this paper focuses only on uplift of sewerage manholes. Uplift behavior of buried structures with and without a measure for uplift is investigated in model tests which are dynamically tested in a centrifuge modeling. In this study, effectiveness of the new measure for uplift displacement of the manhole during earthquakes (Konishi et al. 2008). The measure consisted of two configurations which are a filtering net and pipe. The tests showed that the mechanism of the uplift behavior and the effects of the measure for the uplift, but the uplift amount may be still too large (8% of the length of the manhole) when it is applied in practice.

Keywords: Buried structure, Earthquakes, Liquefaction, Centrifuge modeling test

1. Introduction

After the 1964 Niigata earthquakes in Japan, uplifting phenomenon of a sewerage system has been reported frequently. Among sewerage systems, sewerage manholes have been frequently damaged by liquefaction during earthquakes in Japan. Uplift of manholes has become a serious matter because ejected manhole obstructs not only the flow of sewerage systems as a lifeline for a long period after earthquake but also road traffic. Especially, high uplifted manholes from the surface of road, in a few instances, block emergency vehicles just after the earthquake when these were most needed.

In 1964 Niigata earthquake, Japan, 37% of coverage of sewerage systems was uplifted (Konishi et al. 2008), and uplift of about 20 sewerage manholes that maximum uplift displacement was 1.5 m from the ground surface was induced in 1993 Kushiro-oki earthquake. In 1993, another earthquake, the Hokkaido-nansei-oki earthquake, fifty-five manholes were uplifted about 10 to 57 cm. 1994 Hokaido-toho-oki earthquake, also, caused uplift of sewerage manholes in several cities (Yasuda and Kiku, 2006). Damage to the sewerage manholes grew rapidly after 2004 Niigata-ken Chuetsu earthquake. More than 1,400 manholes were uplifted and maximum uplift displacement was about more 1 m from the ground surface during the earthquake.

In this present study, a new measure for uplift which is to dissipate the excess pore water pressure was proposed to mitigate the uplift of sewerage manhole for future earthquakes (Konishi et al. 2008). The measure is targeting both newly and existing manholes. In order to study the mechanism of uplift and verify the effect of the new measure for uplift, centrifuge tests were conducted with and without the measure.

2. Model design

Model ground

The model is scaled down to 1/20. Silica sands were used to make model ground. Physical and mechanical properties of these soils are listed in TABLE 1. The ground model was prepared in a rigid container, with nominal inside dimensions of 0.45, 0.15 and 0.30 m with a transparent front window installed in the container, through which the in-flight model behavior can be monitored as shown in Fig. 1.



Fig. 1 Model manholes installed in the excavated ground before back-filling with loose soils

Silica sand (Grade – 7)								
Specific gravity	G_s	2.56						
Maximum void ratio	e_{max}	1.19						
Minimum void ratio	e_{min}	0.71						
Wet sand	γ_t	14.8	kN/m^3					
Saturated sand	Ysat	18.1	kN/m^3					

Table 1 Properties of silica sand

The original subsoil layer of relative density, Dr $\approx 85\%$, was first prepared by compacting moist silica sands. Then, to install the model manholes, a trench of volume $2.3 \times 2.3 \times 3.2$ m was excavated. The manhole was placed on gravel with thickness of 0.2 m at the bottom of the trench (Fig. 1). The same silica sand as the original model ground was air-pluviated in the trench with viscous water to form a loose deposit (Dr $\approx 36\%$).

Model manhole and its insertion into model ground

(1) New measure system

Fig. 2 shows the schematic view which can illustrate the mechanism for the new measure. The measure for uplift constitute a filtering net which is installed at a part of connection of a sewerage pipe and manhole, and a pipe installed at the part of filtering net in the manhole as shown in Fig. 2 (Konishi et al. 2008). Before earthquakes, water level in the pipe is the same to underground water depth around the manhole because the filtering net is connected with the pipe as shown in Fig 2 (a). However, during earthquakes, excess pore water pressure in the ground around the manhole gradually increases, and the pressurized pore water is guided into the manhole through the filtering net and pipe due to the increased excess pore water pressure in the ground around the manhole as shown in Fig. 2 (b). Therefore, the uplift of the manhole is mitigated because of decreasing buoyancy force acting at the bottom of the manhole by dissipating excess pore water pressure into the manhole and increasing weight by added water in the manhole.



Fig. 2 Schematic view for a countermeasure (Konish, 2008)

(2) Model manhole

Target prototype manhole is standard No. 1 Manhole (JSWA, 2001), hollow cylinder, reinforced concrete manholes, typical of modern manhole in Japan. Standard No. 1 manhole consisted of 5 segments which are cab, inclined wall, vertical wall, body and base slab. Unit weight of model manhole is 1.16 times lager than that of No.1 manhole because unit weight of aluminium is lager than that of reinforced concrete. Therefore, uplift amount of the centrifuge modeling tests may
be slightly overestimated.

Three types of the manholes (one is no measure and two are with a measure for uplift), which are scaled down to a twentieth of Standard No. 1 Manhole (JSWA. 2001), were used in the centrifuge modeling tests. Fig. 3 shows model manholes with and without the measure used in the centrifuge modeling tests. The models are with outer diameter of 55 mm, length of 150 mm and a wall thickness of 5 mm in model scale. They nominally named Model No. 1 for manhole without the measure [Fig. 3 (a)] and Model. No 2 and Model No. 3 for a rmeasures [Model No. 2: Fig. 3 (b) and Model No. 3: Fig. 3 (c)].



Fig. 3 Model manhole and countermeasures used in the tests; (a)–(c): plans of model manholes, (d) and (e): filtering nets installed Manhole No. 2 and Manhole No. 3, respectively and (f): a pipe installed in the manhole.

Model No. 2 [Figs. 3 (b) and (d)] has the filtering net with diameter of 10 mm, while Model No. 3 [Figs. 3 (c) and (e)] has that of 15 mm in model scale. The length of the pipe which is connected at the filtering net in the manhole is 100 mm in model scale [Fig. 3 (f)]. To verify the effects of the measure for uplift, the tests were conducted with deeper underground water depth of 1 m so that the pore water doesn't flow into the manhole before shaking. A mesh (75 μ m) which made from steel was attached at the filtering net to prevent sandy soil incoming into the manhole as shown in Figs 3 (d) and (e).

To insert the model manhole, prepared original subsoil with $Dr \approx 85\%$ excavates a range of about 2 times (2.3 \times 2.3 m) of outer diameter of the manhole pushing an aluminium plate in the ground surface to prevent the excavation wall from collapsing during excavating.

Instrumentation

Three types of electronics instruments were used: (1) accelerometers (SSK, A6H-50) to record dynamic motions on the ground surface, structure and container, (2) pore water pressure transducers (SSK, P306A-2), (3) laser displacement transducers (Keyence, LBP-080) to measure the uplift displacement of the manholes. Fig. 8 shows the general location of all instrumentation.

A0 was installed on the shake table to measure dynamic motion. A1 \sim A2 (without measure) and A5 \sim A6 (with measure) were installed at the top (A1 and A5) and bottom (A2 and A6) of the manhole to record the dynamic motion of the manholes. A3 and A7 were installed on the backfill soil, and A4 was installed on the ground surface.



Pore water pressure transducers were oriented perpendicular to the direction of shaking to minimize the influence of sloshing of a liquefied soil during shaking. P1 (without measure) and P3 (with measure) were located in the backfill soil at depth of 2 m from the ground surface. P2 (without measure) and P4 (with measure) were installed at the bottom of the manhole to measure buoyant force that the liquefied backfill soil moved laterally toward the bottom. In order to evaluate the effects of the measures (filtering net) proposed in this study, P5 was set up beside the filtering net and P6 was installed perpendicular to the filtering net at the back of the manhole at the same depth to compare with P5 as shown in Fig 4.

To measure the uplift displacement of the manhole, D1 (no measure) and D2 (with measure) that the capacity is ± 25 mm at a spot of 80 mm from the transducer were installed as shown in Fig. 4.

3. Tests procedures

The geotechnical centrifuge at the Disaster Prevention Research Institute (DPRI), Kyoto University, was employed. The centrifuge has a 5-m radius and was equipped with one-dimensional shake table capable of gravitational accelerations of up to 50 g during shaking. The applied centrifugal acceleration was 20 g in the centrifuge modeling tests.

After confirming that all equipment and sensors functioned well, centrifugal acceleration was increased gradually up to 20 G. To properly consolidate the model ground before shaking, the model was put under 20 G for 5 minutes. After settlement of the sand layers had completed, centrifugal acceleration was increased up to 20 G again to apply the dynamic motion to the ground and manhole. The input motion is a sinusoidal with frequency of 1.25 Hz in prototype scale for all cases.

TABLE 2 shows test cases carried out in the centrifuge test. Total tests are 4 cases (CS1 ~ CS4). CS1 to 3 were conducted for Model No. 2 to evaluate the effects of the measure for uplift. CS4 was conducted for Model No. 3 to evaluate the effects of the filtering net size comparing with tests for Model No. 2. The underground water depth had been kept at the depth of 1.0 m form the ground surface. The maximum input accelerations observed on the shake table had gotten a range of $0.63 \sim 0.67$ g. Uplift displacements and settlements were

directly measured by a ruler (Fig. 5) before and after each experiment when the uplift amount exceeded an allowable range of laser displacement transducer.

Table 2 Summary of centrifuge manhole tests

	Manhole type (Model No.)		G.W.L	L Relative density		Max. input Acc.
				Original	Backfill	
Case	Without	With a		subsoil	soil	
No.	measure	measure	m	(%)	(%)	g
CS1	1	2	1	D	T	0.63
CS2	1	2	1	Dense sand (85 %)	sand (36 %)	0.671
CS3	1	2	1			0.635
CS4	1	3	1			0.645



Fig. 5 Uplifted model manhole for CS4

4. Test results

Behavior of manhole and backfill during uplifting

Figs. 6–7 show the results of the centrifuge modeling tests. Fig. 6 is without measure (Model No. 1), and Fig. 7 is with measure (Model No. 3) for CS4. As shown by the vertical broken lines in individual figures, the manhole started to lift up (D1 and D2) at 7 s when the excess pore water pressure in the middle of the backfill [P1: Fig. 6 - 7(b)] and that of the bottom of the manhole, σ_{vm} ', [P2: Fig. 6 – 7 (c)] exceeded the initial effective vertical stress. Uplifting stops at the end of shaking and a slight downward movement was investigated after shaking.

To study the uplift behaviour of a manhole in detail, acceleration amplification factors and phase differences are investigated (Fig. 8). The amplification factors are obtained by dividing the peak values of A1 to A4 by corresponding peak values of the input acceleration (A0). While the phase differences are computed from the difference of arrival time of peaks from the corresponding peaks of A0 through the following equation;

$$\Delta\theta = \frac{t_{\text{An}} - t_{\text{A0}}}{T} \times 360^{\circ} \, (n=1, 4) \tag{1}$$

where $\Delta \theta$ is phase difference, t_{An} is arrival time of the peak at sensor An (n=1, 4) corresponding to the peak in the input acceleration, and T is the period of input motion (=0.8 s). In Fig. 8(a), amplification of the surface of original subsoil

(A4/A0) is nearly 2, while that of surface of backfill (A3/A0) is gradually decreasing from 1.4 to 0.9 with large fluctuation. Considering that the fluctuation starts 7 s when the manhole started lift up [Fig. 6(a)], the acceleration of backfill might be disturbed by the motion of the manhole. The factor of A1/A0 (top of the manhole/input) is slightly

larger than that of A2/A0 (bottom of the manhole/input). Namely, larger inertial force is acting at the top of the manhole. This suggests rocking behaviour of the manhole during uplift. As shaking continues, there appears phase difference exceeding 90° in Figs. 8 (e) to (h). Phase difference of the backfill surface keeps 90° [Fig. 8 (f)] suggesting complete liquefaction of the backfill.

Fig. 9 shows the relationship between excess pore water pressure and uplift displacement of the manhole for CS4. Fig. 9 (a) is pore water pressure measured at the bottom of the manhole [P1] and (b) is a pore water pressure measured in backfill [P2].

Fig. 9 (c) is the two pore water pressures are compared.

Although, the pore water pressure at the bottom of the manhole is decreased during uplifting, the manhole uplifts with pore water pressure in backfill as shown in Fig. 9. It indicates that the manhole is uplifted by the liquefaction of backfill and decreased pore water pressure at the bottom of the manhole is increased during vacant place by uplift of the manhole was placed by liquefied backfill soil.



Fig. 6 Results of centrifuge model tests without measure (CS4): Groundwater depth, GL = -1.0 m



Fig. 7 Results of centrifuge model tests with measure (CS4): Groundwater depth, GL = -1.0 m



Fig. 8 Time history of acceleration amplification factor [(a) to (d)] and phase difference [(e) to (h)]: no measure of CS4



Fig. 9 Relationship between excess pore water pressure and uplift displacement for no measure of CS4 : (a) is pore water pressure measured at the bottom of the manhole, (b) is pore water pressure measured in backfill and (c) is the two pore water pressures are compared

Effect for a new measure for uplift

A new measure against the uplift of the manhole proposed in this study (Konishi et al. 2008). The measure system can dissipate the pressurized water by liquefaction into the manhole. Results of the centrifuge modeling tests show that the measure has an effect on the uplift of the manholes.



Fig. 10 uplift displacement and reduction ratio by the mitigation measure.

Fig. 10, which plotted the relationship between the uplift displacement and Case No. for 4 cases, shows some effects of the measure. Uplift amount for the manholes with the measure was smaller than that of the manholes without the measure for all tests. CS1 to 3 for the model No. 2 show that the uplift amount had been reduced up to 2.6, 3.0 and 10.2% for the manhole length (3 m), respectively. CS4 for the model No.3 show that the uplift amount had been reduced up to 12.0. Model No. 3 with filtering net of diameter of 15 mm had gotten the best reduction ratio (12.0%).

5. Conclusions

A study was performed to study the mechanism of the uplift of a manhole and to evaluate the effectiveness of the new countermeasure against the uplift of a manhole through geotechnical centrifuge modeling tests. The tests were conducted with and without countermeasure, synchronously. The countermeasure is consisted of a filtering net and pipe to guide pressured water into a manhole during earthquakes.

The manhole started to lift up when the excess pore water pressure in the middle of the backfill and that of the bottom of the manhole exceeded the initial effective vertical stress. The uplift of the manhole with the countermeasure was decreased up to 12.0% for the length of the manhole [Fig. 10, Model No. 3]. However, the amount of uplift may be still too large (8% of the length of the manhole) when it is applied in practice. To introduce the measure for uplift to the design, further investigation for effective measures is required.

References

- Konishi, Y., Tobita, T., Takahashi, K. and Takeuchi, M. (2008): Estimation of uplift displacement and evaluation of countermeasure against uplift of a sewage manhole, Journal of Sewerage, Monthly, Submitted.
- Koseki, J., Matsuo, O. and Koga, Y. (1997a): Uplift behavior of underground structures caused by liquefaction of surrounding soil during earthquake, Soils and Foundations, Japanese Geotechnical Society, 37, No. 1, 97-108.
- Koseki, J., Matsuo, O., Ninomiya, Y. and Yoshida, T. (1997b): Uplift of sewer manhole during the

1993 Kushiro-Oki earthquake, Soils and Foundations, Japanese Geotechnical Society, 37, No. 1, 109-121.

Metolose Brochure, Shin-Etsu Chemical Co., Ltd. (1997): Cellulose Dept., 6–1, Ohtemachi 2-chome, Chiyoda-ku, Tokyo, Japan.

Okamoto, S. (1984): Introduction to earthquake engineering, second edition, University of Tokyo Press.

Yasuda, S. and Kiku, H. (2006): Uplift of sewage manholes and pipes during the 2004 Niigataken-Chuetsu earthquake, Soils and Foundations, Japanese Geotechnical Society, 46, No. 6, 885-894.

液状化による埋設構造物の浮上に関する遠心模型実験 :浮上量の低減に関する対策

姜 基天*・飛田 哲男・冨阪 和秀・井合 進

*京都大学大学院 工学研究科

要旨

大地震時に液状化による埋設構造物の浮き上がりが生じた事例は数多く報告されている。2004年新潟県中 越地震では、長岡市、小千谷市などで1,400箇所以上のマンホールの浮き上がりが発生し、緊急車両の通行が 阻害されるなど、市民生活に大きな影響を与えた.マンホールの浮上防止対策についても、埋戻し土の締固 め、固化改良、砕石による埋戻し、間隙水圧をマンホール内に逃がす方法(小西ら、2008)などが考案され ている。しかし、既存のマンホールに対する浮上防止対策については、有効かつ経済的な方法がいまだ模索 されている。本研究では、遠心模型実験を用い、既存および新設のマンホールに対して間隙水圧をマンホー ル内に逃がす方法の有効性を評価した。その結果、浮き上り量は対策なしよりマンホール長さの12%まで低 減された。

キーワード:地震、液状化、埋設構造物、遠心模型実験

宮崎県で発生した台風に伴う竜巻の発生環境場

櫻井渓太*·向川均

* 京都大学大学院理学研究科

要旨

2006年9月17日宮崎県延岡市で台風に伴う顕著な竜巻(F2)が発生したときの環境場について、 気象庁メソ数値予報モデルGPV(Grid Point Value)データを用いて求められた環境パラメータ及 び複合パラメータを,他の3つの弱い竜巻事例と16個の非竜巻事例と比較した。その結果,延岡 竜巻事例での宮崎地域の環境場は,他の事例に比べ,統計的に有意に大きな対流有効位置エネル ギーCAPE(Convective Available Potential Energy)で表現される強い対流不安定性(平均値は391 Jkg⁻¹)と,非常に大きな水平風の鉛直シアーに関するパラメータ(ストームに相対的なヘリシテ ィの平均値は339 m²s⁻²)で特徴づけられることがわかった。

キーワード: 竜巻, 台風, 環境パラメータ

1. はじめに

1.1 日本における竜巻発生環境場

竜巻による被害を軽減させるには、竜巻発生ポテン シャルの予報を改善することが重要である。米国では、 大気環境場を定量的に表現する環境パラメータを用い て、竜巻発生環境場を特徴づける統計解析がいくつか 行われている(Rasmussen, 2003; Thompson et al., 2003)。 一方で、日本での竜巻を対象とした同様の手法による 発生環境場の調査は少ない(例えば、櫻井・川村, 2008)。 特に、複数の事例を用いて、日本の竜巻事例と非竜巻 事例の環境場を比較した研究は存在しない。

一方、日本の竜巻は総観状況が様々であり(台風, 温帯低気圧,寒冷前線,停滞前線,冬季季節風,熱雷 など),また,地域についても,北海道から沖縄の各 地で発生している(Niino et al., 1997)。一般的に,環 境パラメータは,地域や季節に依存して取り得る値の 大きさが変化することが知られている(Chuda and Niino, 2005)。また,McCaul (1991)によると,ハリケ ーンに伴う竜巻の発生環境場での対流有効位置エネル ギーCAPE (Convective Available Potential Energy)の値 (253 Jkg⁻¹)は,米国中西部における典型的スーパー セルの発生環境場での値(2000 Jkg⁻¹ 以上)に比べ, 一桁ほど小さいことを示している。すなわち,環境パ ラメータ(特に,大気の安定度に関するパラメータ) は総観状況にも依存する。したがって,日本の全ての



Fig. 1 JMA-Rader echo image at 05UTC on 17 Sep. 2006, corresponding to the closest time for the outbreak of tornado (F2) in Nobeoka of Miyazaki prefecture (shown by circle). The target area in which various parameters are computed shown by the red rectangle. Typhoon T0613 is moving northeastward over the East China Sea, west of Kyusyu.

竜巻事例に共通するような,一般的な竜巻の発生環境 場での環境パラメータについて特徴的な値を得るのは 非常に困難であると考えられる。そこで,本研究では, ある特定の状況(総観状況,地域)に着目して解析を 行うことにした。

1.2 本研究の目的

2006年9月17日, 宮崎県では, 台風(T0613) に伴っ て少なくとも3つの竜巻が発生した。そのうちの一つは 延岡市において甚大な被害(F2-scale)をもたらし、3 名が亡くなった(宮崎地方気象台, 2006) (Fig. 1)。 Mashiko (2007)は、この延岡市の竜巻事例(延岡竜巻事 例) について,気象庁非静力学モデルによる高解像度 シミュレーションにより、竜巻やその親雲となるスー パーセルを再現している他、その竜巻を伴うスーパー セルの周辺におけるいくつかの環境パラメータの水平 分布を示している。しかしながら,示されている環境 パラメータの値が他の(竜巻,非竜巻)事例と比べて, どのような特徴を持つのかは示されていない。そこで、 本研究では、延岡竜巻事例に焦点を当て、宮崎県で他 の台風に伴って発生した3つの弱い竜巻事例 (F0-2) や 台風が接近したにもかかわらず宮崎県で竜巻が発生し なかった16個の台風接近事例(非竜巻事例)と比較す ることにより、延岡竜巻事例に特徴的な環境パラメー タの値を抽出することを試みた。このように、総観状 況(台風)と地域(宮崎県)を限定すれば、(延岡竜 巻事例の) 竜巻発生環境場を環境パラメータにより特 徴づけることができると考えられる。また, 延岡竜巻 事例の環境場を環境パラメータの値で特徴づけること ができれば、そのような他の事例と比較して顕著に異 なる環境場が形成された要因についても考察できる。 本研究では、延岡竜巻事例の環境場形成に寄与した総 観場についても議論する。

本稿の構成は以下の通りである。第2章は使用デー タ・解析手法について説明する。第3章は延岡竜巻事例 と他の事例との比較解析の結果について示す。第4章で は、延岡竜巻事例の環境場形成に寄与した総観場につ いて考察する。第5章はまとめを述べる。

2. 使用データ・解析手法

2.1 気象庁メソ数値予報モデルGPVデータ

本研究では、2002年5月から2006年までの気象庁メソ 数値予報モデル(JMA-MSM; Saito et al. 2006) GPV(Grid Point Value) データ(以下, MSM-GPVデータ)を用い て,環境パラメータを計算した。JMA-MSMは気象庁 で現業に使用されているメソ数値予報モデルである。 本研究で使用したMSM-GPVデータは、MSMの出力結 果をもとに、地上データ及び指定気圧面データとして 格納されて、気象業務支援センターから提供されてい るものである。MSM-GPVデータは、JMA-MSMの更新 に伴ってデータ仕様の変更がなされている。主な変更 点は、2006年3月より、水平解像度が 10 km 格子から 5 km 格子になったことが挙げられる。また、2002年5月



Fig. 2 The tracks of typhoons passing through the key area (black rectangle). The red line is the typhoon (T0613) track of the Nobeoka-Tor event. The green (blue dotted) lines are the weakTor (nonTor) events. The stars show the tornado outbreak points and the circles correspond to the typhoon's centers at the outbreak time of the tornadoes. The red rectangle is the same as that in Fig. 1.

から2006年2月までは6時間毎に,初期値から18時間後 までの予報値が提供されていたが,2006年3月以降では 3時間毎に,初期値から15時間後までの予報値が提供さ れている。さらに,MSM-GPVの気圧面データは,2006 年2月以前が 20 km 格子,2006年3月以降が 10 km 格 子点上で提供されている。また,提供された指定気圧 面の層数は,前半期では14層(975~100 hPa),後半 期では16層(1000~100 hPa)である。

2.2 事例の抽出

解析期間では、延岡竜巻(Nobeoka-Tor)事例の他に 3つの台風に伴い宮崎県で弱い(Fスケールが小さい) 竜巻(weakTor)が発生した。Fig.2に、気象庁ベスト トラックを用いて、各台風の経路を示した。4つの竜巻 事例では、いずれも竜巻は台風の東及び北の象限で発 生しており、McCaul (1991)が示した台風に伴って竜 巻が発生しやすい領域と一致している。そこで、これ らの竜巻事例と総観状況がよく似ている非竜巻 (nonTor)事例を抽出するために、Fig.2に示した黒 の太線で囲んだ領域(127°-132°E, 27.5°-33.5°N; 以下key areaと呼ぶ)を台風が通過している時の MSM-GPVデータを全て抽出した。これにより、抽出 された非竜巻の台風は16事例である。本研究で使用し た竜巻事例(延岡竜巻事例,弱い竜巻事例)と非竜巻

Table 1 The tornadic events in Miyazaki prefecture from May 2002 to Dec. 2006. The data time closest to the tornado outbreak is shown in the first column. The events from the first to third row are classified into weak tornadic (weakTor) events in this paper. The details of these events are referred to the severe storm database of the JMA (http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/tornado/index.html 2009/02/20) and the survey report on the natural disaster (Miyazaki District Meteorological Observatory, 2006)

Data time	Tornado outbreak	F-scale
2003/06/19/00UTC	00:00UTC Kadokawa-cho	F1
2003/08/07/18UTC	16:40UTC Nichinan-city	F0-F2
2005/09/05/00UTC	01:30UTC Miyazaki-city	F1-F2
2006/09/17/06UTC	05:03UTC Nobeoka-city	F2

Table 2 The nontornadic (nonTor) events extracted in this study. Period and the number of data show those during which a typhoon passes through the key area shown by Fig. 2.

 Thphoon number	Period	# of data
T0207	2002/07/ 14/18UTC-15/06UTC	3
T0209	2002/07/ 25/12UTC-26/00UTC	3
T0211	2002/07/ 26/18UTC-27/06UTC	3
T0215	2002/08/ 29/00UTC-31/00UTC	9
T0302	2003/04/ 25/00UTC-25/06UTC	2
T0304	2003/05/ 30/06UTC-30/12UTC	2
T0315	2003/09/ 19/18UTC-20/12UTC	4
T0319	2003/11/ 05/12UTC-06/00UTC	3
T0404	2004/06/ 10/12UTC-10/18UTC	2
T0406	2004/06/ 20/06UTC-20/12UTC	2
T0415	2004/08/ 18/18UTC	1
T0416	2004/08/ 29/00UTC-30/06UTC	6
T0418	2004/09/ 05/18UTC-07/00UTC	6
T0421	2004/09/ 28/06UTC-29/00UTC	4
T0423	2004/10/ 19/18UTC	1
T0610	2006/08/ 17/12UTC-18/15UTC	10

事例を、それぞれ Table 1 と Table 2 に示した。ここで、Table 1 に示すように、弱い事例にはF1-2スケールの1事例(2005/09/05/01:30UTC:宮崎市の竜巻)が存在するが、この事例はF1とF2の中間のFスケールとして扱う。

これらの事例について, 竜巻発生地点近傍の環境場 を解析対象領域として定義し, 領域内のMSM-GPVデ ータを抽出する。本研究では, Fig.1 と Fig.2 に示す 赤線で囲んだ領域(130.875°-132.25°E, 31.4°-33.0° N)を解析対象領域とした。この解析対象領域は, 延 岡竜巻事例での竜巻発生時のレーダーエコー合成図 (Fig.1)から, 竜巻を発生させた親雲を含むメソ対流 系(台風に伴うレインバンド)を十分含むことができ,

かつ,宮崎地域の地域性が失われない大きさを持つ領域として設定した。また,この領域の大きさは,先行研究 (Thompson et al., 2003など)で使用している近傍

基準と同程度の水平スケール(20~200 km)であるため,領域内の環境パラメータを,先行研究と比較できると考える。

本研究では、MSM-GPVデータは6時間予報値と12時 間予報値を主に使用した。竜巻事例では竜巻発生時刻 に最も近い時刻(Table 1 の1列目; Data time), 非竜 巻事例ではkey areaに台風が存在しているときの時刻 (Table 2 の2列目; Period)の各予報データを用いて, 各環境パラメータを計算した。解析対象領域内の MSM-GPVデータの格子点数は、2006年2月以前が48個, 2006年3月以降が204である。ただし、第3章で示す比較 解析では、同じ解像度になるように後半期のデータを 間引いて解析を行った。解析対象領域内の合計格子点 数は、延岡竜巻事例が48個,弱い竜巻事例が144個,非 竜巻事例が2928個である。ここで、6時間予報を用いて 得られた同様の結論が12時間予報値でも得られたので、 本論文では、降水の予報精度が良かった6時間予報値を 用いた結果のみを示す。

2.3 環境パラメータ及び複合パラメータ

環境パラメータは、主に、シビアストーム発生環境 場もしくは熱雷発生環境場の解析などに用いられてい る一般的なパラメータを用いた。以下に使用した大気 の安定度に関するパラメータ及び水平風の鉛直シアー に関するパラメータを挙げる。具体的な計算式につい ては大野(2001)や櫻井・川村(2008)が詳しい。

大気の安定度に関するパラメータについては、対流 有効位置エネルギー (Convective Available Potential Energy; CAPE),ショワルターの安定指数 (Showalter Stability Index; SSI), リフティド指数(Lifted index; Li), K指数(Kindex; Ki),トータル・トータルズ指数(Total Totals index; TT) 等を使用した。このうち, CAPE及び それと同時に計算される対流抑制 (Convective INhibition; CIN) や持ち上げ凝結高度(Lifted Condensation Level; LCL), 自由対流高度(Level of Free Convection; LFC), そして中立浮力高度 (Level of Neutral Buoyancy; LNB) については, 持ち上げる空気 塊の仮定を,下層 500 m AGL (Above Ground Level) で 平均した気温と露点温度を持つ空気塊 (mlCAPE, mlCIN, mlLCL, mlLFC, mlLNBと表記する)と、下層で 最大相当温位を持つ空気塊(muCAPE, muCIN, muLCL, muLFC, muLNBと表記する)の2種類について計算した。 また、安定度の指標に良く用いられる 0-3km AGL 層 の気温減率(0-3km lapse rateと呼ぶ)も使用した。さ らに、対流不安定性の指標として、対流圏下層での最 大相当温位と中層での最小相当温位の差で表される相 当温位差 (max θ_{e} - min θ_{e}) を使用した。

水平風の鉛直シアーに関するパラメータについては, バルク・シアー(Bulk Shear; BS), 平均鉛直シアー(Mean Shear; MS), ストームに相対的なヘリシティ (Storm Relative Helicity; SRH), Bulk Richardson Number Shear

(BRNS)を計算した。MSとSRHは、0-1km AGL と
0-3km AGL の各鉛直層について計算した。BSは、
0-1km AGL、0-3km AGL、さらに 0-6km AGL の各鉛
直層について計算した。SRHの計算に必要なストーム
移動ベクトルはBunkers et al. (2000)の方法を採用した。

本研究では、環境パラメータに加えて、環境パラメ ータを複合させたパラメータについても計算した。こ れについても、シビアストーム発生環境場の統計解析 などを行った先行研究により提案されているパラメー タを使用した。CAPEとBRNSの比で表されるBulk Richardson Number (BRN) (Weisman and Klemp, 1982), MSとCAPEの積からなるVorticity Generation Parameter (VGP) (Rasmussen and Wilhelmson, 1983), CAPEとSRH



Fig. 3 Box and whiskers plots of some parameters for the Nobeoka-Tor event, weakTor and nonTor groups. (a) mlCAPE (Jkg⁻¹), (b) 0-1km SRH (m^2s^{-2}), (c) 0-6km BS (ms^{-1}), (d) STP. The shaded boxes represent the 25th-75th percentiles, the whiskers extend to the 10th-90th percentiles, and the circles represent the median values.

の積で表されるEnergy Helicity Index (EHI) (Davies, 1993) などを計算した。また, Thompson et al. (2003) により提案された, Supercell Composite Parameter (SCP) 及び Significant Tornado Parameter (STP)も使用した。 SCPは, muCAPE と 0-3km SRH, BRNSからなり, 米 国におけるスーパーセルの発生環境場を診断するのに 有効な閾値によって規格化されている。STPは, mlCAPE, 0-6km BS, 0-1km SRH, LCL からなり, 米 国の強い (F2以上の) 竜巻を伴うスーパーセルの発生 環境場を診断するのに有効なパラメータであると示さ れている。

3. 延岡竜巻事例と他の事例との環境場の比較

この節では,解析対象領域(Fig.2: target area)にお けるMSM-GPV6時間予報データで計算した様々な環 境パラメータ及び複合パラメータについて,延岡竜巻 事例と他の事例(弱い竜巻事例,非竜巻事例)との比 較を行う。解析対象領域での分布の比較には箱ひげ図 (Fig. 3)を示す。また,平均値の比較には片側のStudent のt-検定(one-sided Student's t-test)を用いて,統計的 に有意な差が得られるかどうかを確かめた(Table 3)。

Fig. 3a に示したように、延岡竜巻事例の宮崎地域で は、弱い竜巻事例や非竜巻事例に比べ、大きなmlCAPE 値をもつMSM-GPVデータ格子点が多いことがわかる。 Table 3 の3行目より、延岡竜巻事例でのmlCAPEの平 均値(399 Jkg⁻¹)は、他の事例に比べ統計的に有意に 大きいことがわかる。延岡竜巻事例でのmuCAPEの平 均値(374 Jkg⁻¹)についても、同様に、他の事例に比 べ統計的に有意に大きい(Table 3には省略)。しかし

	<i>c</i> .		
	Nobeoka-Tor	weakTor	nonTor
Thermodynamic parameters			
mlCAPE (Jkg ⁻¹)	391	116	146
mlCIN (Jkg ⁻¹)	51	39	62
$\max \theta_{e} - \min \theta_{e}(K)$	19.3	6.0	10.8
SSI (K)	0.9	2.0	2.1
Li (K)	-1.5	0.8	1.3
TT (°C)	41.3	38.5	38.5
0-3km lapse rate (°Ckm ⁻¹)	5.7	4.8	4.9
Ki (°C)	31.2	33.2	29.4
Shear parameters			
0-1km SRH (m ² s ⁻²)	339	128	98
0-3km SRH (m ² s ⁻²)	512	318	189
0-1km MS (s ⁻¹ ×10 ⁻³)	24.7	17.9	16.1
0-3km MS (s ⁻¹ ×10 ⁻³)	14.9	11.7	9.9
0-1km BS (ms ⁻¹)	14.6	10.6	9.2
0-3km BS (ms ⁻¹)	22.4	17.9	13.7
0-6km BS (ms ⁻¹)	28.9	22.0	15.9
BRNS (m^2s^{-2})	112	48	38
Composite parameters			
mlBRN	4.2	5.5	31.3
0-3km mlEHI	1.3	0.2	0.2
0-3km mlVGP (ms ⁻²)	0.25	0.07	0.07
0-1km KHI	2.1	1.5	1.1
SCP	6.9	0.2	0.4
STP	1.4	0.1	0.1

Table 3 Mean parameter values in the target area for the Nobeoka-Tor event, weakTor and nonTor groups. Boldfaced numbers indicate that the mean value for the Nobeoka-Tor event is different from the other two groups at 95 % confidence level. Italicized numbers mean that the value is significantly different from the nonTor group.

ながら, 延岡竜巻事例でのmlCAPEの平均値 (399 Jkg⁻¹, Table 3 の3行目)は、米国における強い竜巻 (F2 以 上)を伴うスーパーセルの環境場 (Thompson et al., 2003)での平均値 (2303 Jkg⁻¹)よりも一桁ほど小さい。 一方、ハリケーンに伴う竜巻の発生環境場 (McCaul, 1991)での平均値 (253 Jkg⁻¹)と比べるとほぼ同じ値 であり、McCaul (1991)が指摘した小さなCAPEで特徴 づけられるハリケーンに伴う竜巻発生環境場の特徴は、 台風にも共通すると考えられる。

一方、CAPEと同様に、延岡竜巻事例の環境場では他 の事例に比べ大気が非常に不安定であることは、Li、 TT、0-3km lapse rate, max θ_e -min θ_e の値に有意な差 があることから示される。Li (Table 3 の7行目)の平 均値は延岡竜巻事例でのみ負の値 (-1.5 K)を示してい る。延岡竜巻事例でのTT (Table 3 の8行目)の平均値 は 41.3 K であるのに対して、弱い竜巻事例と非竜巻 事例はともに 38.5 K である。0-3km lapse rate (Table 3 の9行目)の平均値は、延岡竜巻事例では他の事例より も 0.9~0.8 \mathbb{C} km⁻¹ ほど大きい。そして、延岡竜巻事 例でのmax θ_e -min θ_e (Table 3 の5行目)の平均値は 19.3 K で他の事例よりも約 9 K 以上も大きい。した がって、これらの大気の安定度に関するパラメータか ら、延岡竜巻事例の環境場は他の事例よりも顕著に対 流不安定性であったことがわかる。

その他の大気の安定度に関するパラメータでは,SSI (Table 3 の6行目)とKiの平均値(Table 3 の10行目) は,各事例の間にあまり有意な差が見られなかった。 その理由は,850 hPa から500 hPa の気圧面高度間での 気温減率の平均値の差(0.5 ℃km⁻¹;Table 3 には省略) が下層の気温減率(0-3km lapse rate)の平均値の差(0.9 ~0.8 ℃km⁻¹)よりも小さく,下層の不安定を表現で きていないためと考えられる。また,mlCINの平均値 (Table 3 の4行目)についても,各事例では有意な差 は得られなかった。これは,下層 500 m 平均空気塊の 湿度の平均値が各事例とも約90%であったことから, 台風によって運ばれた湿潤な空気により,どの事例も 大気下層が非常に湿っているためと考えられる。

次に, Fig. 3b, c に示したように, 延岡竜巻事例の環 境場での 0-1km SRH と 0-6km BS は, mlCAPEよりも 明瞭に,他の事例に比べ大きな値に分布が集中してい ることがわかる。約 200 m²s⁻² よりも大きな 0-1km SRH や,約 25 ms⁻¹ よりも大きな 0-6km BS は,延岡 竜巻事例では全体の75%以上を占めているに対し、他 の事例ではおよそ25%以下でしかない。Table 3 の12 行目と19行目より、それらのパラメータの平均値の差 は,延岡竜巻事例と他の事例との間で統計的に有意で あることが示されている。Table 3 の12行目から18行目 に示した全ての鉛直シアーに関するパラメータの平均 値でも,延岡竜巻事例と他の事例との間に有意な差が 得られている。特に, 0-1km SRH と 0-6km BS ではそ の違いが明瞭である。さらに、延岡竜巻事例での 0-1km SRH の平均値 (339 m²s⁻²) は, Thompson et al. (2003)が示した米国の強い竜巻を伴うスーパーセルの 発生環境場での平均値(185 m²s⁻²)よりも,2倍ほども 大きいことがわかった。したがって,延岡竜巻事例の 環境場は、非常に大きな水平風の鉛直シアーで特徴づ けられる。

最後に, 複合パラメータについては, Fig. 3d に示し たように, mlCAPE, 0-1km SRH, 0-6km BS を含むSTP は, 延岡竜巻事例で平均値が, Thompson et al. (2003) により提案された閾値(1.0)を超える。大きな値に数 多く分布していることがわかる。Table 3 の26行目から, 延岡竜巻事例と他の事例とでは, STPの平均値に有意 な差が得られている。STPと同様に,mlCAPEと 0-3km SRH を含むEHIやVGP (0-3km mlEHI, 0-3km mlVGP: それぞれTable 3 の22行目, 23行目)も, 延岡竜巻事例 と他の事例との間に有意な差が存在する。また, muCAPE, 0-3km SRH, BRNSを含むSCP (Table 3 の25 行目)についても、その平均値の差は有意である。た だし、延岡竜巻事例でのSTPやEHIなどのCAPEを含む 複合パラメータの平均値は, Thompson et al. (2003)が示 した米国の強い竜巻を伴うスーパーセルの発生環境場 での平均値よりも小さい。これは, 先述したように, CAPEの値が小さく, Thompson et al. (2003)が示した閾 値 (1000 Jkg⁻¹)を超えないためと考えられる。しかし, STPやSCPは、EHIやVGPよりも、鉛直シアーに関する パラメータを一つ多く含んでいるため、延岡竜巻事例 と他の事例とをより明瞭に区別している。

 一方, Ki と 0-1km SRH を含む KHI (0-1km KHI: Table 3 の24行目)の平均値では,延岡竜巻事例と他の 事例との間の差は有意である。しかしながら,Kiが各 事例でほとんど同じ値であるために,その有意な差は 0-1km SRH のみの差によって生じている。

以上の様々な環境パラメータ及び複合パラメータの

統計的解析から,延岡竜巻事例の環境場は,総観状況 がよく似た他の弱い竜巻事例や非竜巻事例に比べ,比 較的大きなCAPEなどで表される強い対流不安定性と, 非常に大きなSRHやBSで表される非常に大きな鉛直 シアーで特徴づけられ,スーパーセルの発生に適した 大気状態を示していたことが,MSM-GPV6時間予報値 (及び12時間予報値)で確認された。特に,延岡竜巻 事例の環境場における水平風の鉛直シアーは,米国の 強い竜巻を伴うスーパーセルの発生環境場に対する閾 値(Thompson et al., 2003)よりも非常に大きいことも 示された。

4. 延岡竜巻事例の環境場形成要因に関する考察

前章の結果から,延岡竜巻事例の環境場は,総観場 が比較的よく似た他の事例(弱い竜巻事例,非竜巻事 例)とは異なる顕著な特徴を有することが明らかにな った。本章では,その顕著な環境場の形成要因につい て,総観場から考察を行う。

Fig. 4 に示したのは, 延岡竜巻事例の竜巻発生時刻 に 最 も 近 い MSM-GPV6 時 間 予 報 デ ー タ (2006/09/17/00UTC 初期値+6時間)で描いた, 975 hPa 気圧面(Fig. 4a)と 500 hPa 気圧面(Fig. 4b)で の相当温位(カラー)と風(ベクトル)の分布図であ る。Fig. 4a を見ると、下層(975 hPa 気圧面)では、 台風(T0613:相当温位 360K以上の暖気核が九州の 西に確認できる)の南東に,相当温位 345 K 以上の高 相当温位の領域がバンド状に南北に伸びており、ちょ うど九州東部に侵入していることがわかる。この高温 多湿の空気は南から台風に伴う南東風によって移流さ れてきている。さらに, Fig. 4b を見ると, 上層 (500 hPa 気圧面)では、台風の南側を周り九州の南東側にまで 伸びる336K以下の低相当温位領域(緑色の領域)が, 下層の暖湿域の上空に位置していることがわかる。こ のように上層での明瞭な寒気移流は延岡竜巻事例のみ に見られ、他の弱い竜巻事例や非竜巻事例では顕著で はなかった(図省略)。Fig. 5a に延岡竜巻事例におけ るmlCAPEの空間分布を示した。このmlCAPEの分布図 $とmax \theta_e - min \theta_e の分布 (図省略) は良く一致してい$ る。したがって、延岡竜巻事例の環境場でのmlCAPE (399 Jkg⁻¹: Table 3 の3行目) が他の事例に比べ非常 に大きかったのは、台風に伴う下層の高相当温位領域 の上層に、低相当温位の空気が流入したことで、台風 の南東側において対流不安定が強化されたためと考え られる。

さらに,延岡竜巻事例における非常に大きな鉛直シ アーの環境場について,水平風の鉛直分布を考察する ために, Fig.6 に解析対象領域で領域平均した水平風



Fig. 4 The distributions of equivalent potential temperature (K) (color) and wind (vector) on (a) 975 hPa and (b) 500 hPa at 06UTC on 17 Sep. 2006, which is closest to the Nobeoka-Tor outbreak. The reference vector at the bottom of each figure indicates 30 (ms⁻¹).



Fig. 5 The spatial distributions of (a) mlCAPE (Jkg^{-1}), (b) 0-1km SRH (m^2s^{-2}), (c) 0-6km BS (ms^{-1}) and (d) STP calculated using the 6-hr forecast data of MSM-GPV at 06UTC on 17 Sep. 2006, which is closest to the Nobeoka-Tor outbreak.

のホドグラフを各事例について示した。このホドグラ フを見ると, 延岡竜巻事例 (実線) は他の事例に比べ, 明らかに地上付近から高度 6km 付近までにかけて大 きく時計回りに回転しており, 鉛直シアーが非常に大 きいことがわかる。この特徴的なホドグラフは各鉛直 シアーに関するパラメータが非常に大きいことと対応 している。さらに、下層 1 km で鉛直シアーベクトル の向きが大きく変化しており、スーパーセルの発生・ 発達に適した環境場(Klemp 1987)であることがわか る。また、延岡竜巻事例の 0-6km の鉛直層における ホドグラフは, McCaul (1991)が示したハリケーンに伴 う竜巻の発生環境場に比べても大きく時計回りに回転 している。すなわち,延岡竜巻事例の環境場での鉛直 シアーに関するパラメータは、ハリケーンに伴う竜巻 の発生環境場と比べても大きな値であることが推察さ れる。

このような延岡竜巻事例の環境場における水平風の 鉛直分布の形成要因について,総観場から考察を行う。 まず, Fig. 4a に示した下層風の分布に着目すると, 台 風の東に位置する九州東部では、台風中心に吹き込む 強い南東風が吹いていることがわかる。このような下 層風は、台風が九州に接近しても勢力を維持している ためにもたらされる。図は省略するが、台風に吹き込 む風は、下層ほど台風中心に向う成分が大きく、850 hPa 気圧面より上層では風はほぼ等高度線に平行に吹 いていた。したがって,延岡竜巻事例の環境場での水 平風は、下層で高度とともに時計回りに風向が変化し やすいと考えられる。Fig. 5b に示したように、0-1km SRH の値は、台風の北東象限の広い範囲で 500 m²s⁻² 以上になっている。一方で, Fig. 4b に示した上層風は, 九州東部では強い南風となっている。この強い南風は、 台風の西側で強い西風ジェットとつながっている。す なわち, 台風はこのとき, 亜熱帯ジェット気流の領域 を通過しており,強い西風は台風の南側を回り込んで, 台風の東側で北向きに向きを変え、台風の北東へと吹 き出すような流れを形成している。したがって、台風 が北上とともに強い西風ジェット帯に侵入したことで, 結果として、台風の東側の南風が強化されたと考えら れる。この強い西風による台風東側の南風強化は,700 hPa 気圧面でも見られた。台風北東象限において 25 ms⁻¹ 以上の大きな 0-6km BS の値が広く分布してい る (Fig. 5c) 。これらの鉛直シアーに関するパラメー タは、台風が北上し強い西風ジェット帯に侵入すると ともに大きくなっていることが確認された。

以上の考察から、下層での台風に吹き込む強い暖湿 気流とともに、上層のトラフに伴う強い西風ジェット 帯に台風が侵入したことによる、寒気移流や台風東側 の南風の強化が原因となって、大きなCAPEやSRH、そ



Fig. 6 The hodograph averaged over the target area for the Nobeoka-Tor event (solid line), weakTor (broken line) and nonTor (dotted line) groups. The colors represent the altitudes of each pressure level averaged over the target area.

してSTPなどの複合パラメータの大きな値で表される メソαスケールの竜巻発生環境場が形成されていたこ とが明らかになった(Fig. 5d)。このような総観場の 状況がCAPEやSRHの顕著な増大に寄与していたのは 延岡竜巻事例のみであり,他の弱い竜巻事例や非竜巻 事例では,このような総観場の特徴は見られない。ま た,米国におけるハリケーンに伴う竜巻の発生環境場 でSRHが比較的小さな値をとることも,以下のような 総観場の特徴から説明できる。すなわち,一般に,東 アジア域において,上層の西風ジェットは北アメリカ 地域よりもより低緯度にあり,また,より強い。この ため,ハリケーンは西風ジェット帯に侵入する前に衰 退してしまい,延岡竜巻事例のように鉛直シアーに関 するパラメータは大きくならないと考えられる。

5. おわりに

本研究では、2006年9月17日に宮崎県延岡市で台風 T0613に伴って発生した強い竜巻(延岡竜巻)事例に 着目し、気象庁メソ数値予報モデルGPV(MSM-GPV) の予報データを用いて環境パラメータ及び複合パラメ ータを求めた。また、他の台風に伴って宮崎県で発生 した弱い竜巻3事例と、宮崎県では竜巻が発生しなかっ た16個の台風接近事例の環境場との比較を行い、延岡 竜巻事例の環境場について以下のような特徴を明らか にした。

延岡竜巻事例の環境場におけるCAPE, Li, TT, 0-3km lapse rate, max θ_e -min θ_e の平均値は, 他の事例に比 ベ, 片側95%信頼区間のt-検定で統計的に有意に, よ り不安定な大気状態の値を示していた。したがって,

延岡竜巻事例の環境場は、強い対流不安定性で特徴づけられることがわかった。一方、延岡竜巻事例の環境 場での鉛直シアーに関するパラメータの平均値も、他 の事例に比べ統計的に有意に大きかった。特に、0-1km SRH、0-6km BSの分布は、延岡竜巻事例と他の事例と で、有意に異なることが示された。さらに、延岡竜巻 事例の環境場でのSRH(鉛直シアーに関するパラメー タ)は米国におけるハリケーンに伴う竜巻の発生環境 場に比べ大きいことも示唆された。これらの環境パラ メータによって表現される延岡竜巻事例の環境場の形 成には、勢力を維持した台風が強い上層西風ジェット 帯に侵入するという総観場の状況が寄与していた。

上記のような大気の安定度に関するパラメータと鉛 直シアーに関するパラメータによって表現される環境 場の特徴から,延岡竜巻事例の環境場は,CAPEやSRH からなるEHI,SCP,STPなどの複合パラメータによっ て,他の事例と明瞭に区別できることがわかった。し たがって,これらの複合パラメータにより,延岡竜巻 事例での竜巻発生ポテンシャルを事前に予測すること は十分可能であったと示唆される。

このような,延岡竜巻事例の環境場について,総観 場がよく似た他の複数の竜巻事例や非竜巻事例と比較 することにより、特徴的な環境パラメータを示したの は本研究が初めてである。本研究で行った解析手法を より多くの事例に適用することにより、日本で発生す る竜巻を伴う雷雨の発生環境場の実態とポテンシャル 予報の有効性(環境パラメータの閾値)を調べること が可能になると考えられる。ただし、その場合にも、 本研究で指摘したように、日本では様々な総観状況や 地域で竜巻が発生するため,総観状況や地域を限定し て解析を行う必要がある。また、本研究で定義した解 析対象領域の範囲についても、どの程度の広さが最も 適切であるかを今後検証する必要がある。現在,この ような地域依存性や解析対象領域の範囲についての問 題を解決するために,過去に日本に接近した台風に伴 う竜巻事例について、全球客観再解析データを用いた 解析を進めている。

謝 辞

本研究で使用した気象庁メソ数値予報モデルGPVデ ータは気象業務支援センターにより提供されたもので ある。図の作成には, GrADS (The Grid Analysis and Display System) とGMT (The Generic Mapping Tools) を使用した。

参考文献

大野久雄(2001): 雷雨とメソ気象, 東京堂出版, 309 pp.

櫻井渓太・川村隆一(2008):日本における竜巻発生 の環境場と予測可能性,天気,第55巻, pp. 7-22.

宮崎地方気象台(2006):平成18年台風第13号に伴い9 月17日に宮崎県で発生した竜巻等の突風,災害時自 然現象報告書2006年第1号,52 pp.

- Bunkers, M. J., B. A. Klimowski, J. W. Zeitler, R. L. Thompson, and M. L. Weisman (2000): Predicting supercell motion using a new hodograph technique, Wea. Forecasting, Vol. 15, pp. 61-79.
- Chuda, T., and H. Niino (2005): Climatology of environmental parameters for mesoscale convections in Japan, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 83, pp. 391-408.
- Davies, J. M. (1993): Hourly helicity, instability, and EHI in forecasting supercell tornadoes. Proc. of 17th Conf. on Severe Local Storms, Amer. Meteor. Soc., pp. 107-111.
- Klemp, J. B. (1987): Dynamics of tornadic thunderstorms. Annu. Rev. Fluid. Mech., Vol. 19, pp. 369-402.
- Mashiko, W. (2007): Numerical simulations of tornado-producing supercell storm and tornado associated with Typhoon Shanshan (2006), Proc. of 12th Conf. on Mesoscale Processes, Amer. Meteor. Soc., 13.5.
- McCaul, Jr., E. W. (1991): Buoyancy and shear characteristics of hurricane-tornado environments, Mon. Wea. Rev., Vol. 119, pp. 1954-1978.
- Niino, H., T, Fujitani and N. Watanabe, (1997): A statistical study of tornadoes and waterspouts in Japan from 1961 to 1993, J. Climate, Vol. 10, pp. 1730-1752.
- Rasmussen, E. N. (2003): Refined supercell and tornado forecast parameters, Wea. Forecasting, Vol. 18, pp. 530-535.
- Rasmussen, E. N. and R. B. Wilhelmson (1983): Relationships between storm characteristics and 1200 GMT hodographs, low-level shear, and stability. Proc. of 13th Conf. on Severe Local Storms, Amer. Meteor. Soc., J5-J8.
- Saito, K., T. Fujita, Y. Yamada, J. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito and Y. Yamazaki (2006): The operational JMA nonhydrostatic mesoscale model. Mon. Wea. Rev., Vol. 134, pp. 1266-1298.
- Thompson, R. L., R. Edwards, J. A. Hart, K. L. Elmore and P. Markowski (2003): Close proximity soundings within supercell environments obtained from the Rapid Update Cycle, Wea. Forecasting, Vol. 18, pp. 1243-1261.

Weisman, M. L. and J. B. Klemp (1982): The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. Mon. Wea. Rev., Vol. 110, pp. 504-520.

Characteristics of the Meso-scale Environments of Storms Associated with Typhoon-spawned Tornadoes in Miyazaki, Japan

Keita SAKURAI* and Hitoshi MUKOUGAWA

* Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

In order to elucidate meso-scale environmental characteristics contributing the generation of a typhoon-spawned significant tornado (F2) occurred in Nobeoka of Miyazaki prefecture, Japan in 2006, environmental and composite parameters in Miyazaki are examined in comparison with typhoon-spawned 3 tornadic events in Miyazaki and 16 nontornadic events using the forecast dataset of the operational nonhydrostatic mesoscale model of the Japan Meteorological Agency (JMA). It is found that the significant tornado in Nobeoka is accompanied by enhanced convectively unstable environment with large vertical wind shear, which is represented by a relatively large convective available potential energy (CAPE) and significantly large shear parameters (e.g. storm relative helicity; SRH) compared with other tornadic and nontornadic events.

Keywords: Tornado, Typhoon, Environmental Parameter

熱帯季節内振動がPNAパターンの予測可能性に及ぼす影響

向川均·林麻利子*

* 大阪管区気象台

要 旨

北半球冬季の対流圏中高緯度域における主要なテレコネクションパターンである Pacific/North American (PNA) パターンの予測可能性について、1992年から2001年までの 十年間について気象庁気候情報課が実施したアンサンブルハインドキャスト実験結果を 用いて解析した。特に,対流圏熱帯域における主要変動モードである Madden-Julian Oscillation (MJO) がPNAパターンを励起する可能性を示したMori and Watanabe (2008) の結果を参考にして, PNAパターンの予測可能性と, MJOの位相や振幅との関連に注目し て解析を行った。その結果, PNA パターンの予測誤差は,予報初期日にMJOに伴う活発 な対流域がインド洋や西太平洋域に存在するとき大きくなることが示された。

キーワード: PNAパターン, MJO, 予測可能性, 準定常ロスビー波

1. はじめに

中高緯度大気における主要な低周波変動モードの 一つであるPNAパターンが存在する領域では,北半 球冬季において高度場変動が大きく,予報誤差も他 の領域に比べて大きい。このためPNAパターンの予 報誤差は,北半球全体の予報誤差にも大きな影響を 与えるため, PNAパターンの実際的な予測可能性を 明らかにすることは重要である。

例えば、Reichler and Roads (2003, 2004) は、PNA 領域の潜在的な予測可能 (potential predictability) が 北半球の他の地域に比べ高いことを示している。ま た,負のPNAパターンを予測する場合,正のPNAパ ターンと比べ,PNA領域の予測可能性が低くなるこ とも示されている (Palmer, 1988)。しかしながら, これらの過去の研究では予報値と解析値との比較が なされていないため、PNA パターンの実際的な予測 可能性については議論されていない。またこれまで の研究では、PNAパターンの予測可能性がどのよう な力学的要因に依存しているのか,さらに,なぜ予 測可能性がパターンの極性に依存するのかは明らか にされていない。

そこで本研究では、気象庁気候情報課で実施され たアンサンブルハインドキャスト実験結果を用いて 11月から3月における北半球冬季のPNAパターンの 予測可能性を検討した。特に,熱帯域における主要 変動モードであるMJO (Madden-Julian Oscillation)が PNAパターンの形成に重要な役割りを果しているこ とを示したMori and Watanabe (2008:以下,MW08) の研究を参考にして,MJOがPNA パターンの予測誤 差に及ぼす影響について詳しい解析を行った。

2. データと解析手法

2.1 データ

1992年から2001年までの10年間について気象庁気 候情報課で実施された,アンサンブルハインドキャ スト実験結果を用いた。この実験で使用されたモデ ルの水平解像度はTL159,鉛直層数は40である。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加えた 10個の摂動ランの合計11個である。ここでは,冬季 (11月~3月)のPNAパターンの予測可能性を調べる ため,予報初期日が11月~3月の予報(10月31日から 3月30日を初期日とする予報)150個を使用した。

本研究では、予測精度をアンサンブル平均値で評価した。検証データには、JRA-25再解析データを用いた。PNAパターンに対応する低周波成分を取り出すため、各変数には7日の移動平均を施した。ただし、 2日予報までは予測値のみでは7日移動平均が計算で きないため、初期値より以前の期間については再解 析データを用いて7日移動平均を求めた。

2.1 解析手法

ここではMW08に従い,以下のようにPNA index, およびMJOの振幅と位相を定義した。まず,PNAパ ターンを定義するため,JRA-25再解析データにおけ る500hPa高度場の日々の偏差場に対して10日の low-pass filter (Duchon, 1979)を施した。ここで偏差 場は日々の気候値からの差として定義した。次に, この値に対してEOF 解析(領域:120E-60W,20N-90N, 期間:1979~2006年の11月から3月)を行い,EOF第 1 主成分としてPNAパターンを定義した。このよう に定義したPNAパターンに,7日移動平均した500hPa 高度場偏差を射影した値で定義した PNA index を 用いてPNAパターンの予測精度を評価した。

ー方, MJOを, JRA-25再解析データの日々の200hPa 速度ポテンシャル偏差に30-90日のband-pass filterを 施した値についてEOF解析(領域: 0E-360E, 30S-30N, 期間: 1979~2006)を行った結果得られる第1モード と第2モードで定義した。日々のMJOの振幅は,それ ぞれのモードに伴う主成分スコア pc1とpc2を用い て, {(pc1)²+(pc2)²}^{1/2}で定義する。ただし以下では, ハインドキャスト実験期間の冬季(1979年~2006年 の11月~3月)における標準偏差で規格化した値を冬 季におけるMJOの振幅の指標とした。

3. 結果

3.1 全予報事例の解析

まず, MW08 により指摘されたPNAパターンと MJOとの関係が、PNAパターンの予測可能性に影響 を与えている可能性を吟味するため、 全150予報事 例を用いてPNA indexの予測誤差と予報初期日にお けるMJOの振幅との関係について調べた(Fig. 1)。 黒線は全150事例で平均したPNA indexの予測誤差, 青線は予報初期日にMJOの振幅がその平均値に気候 学的な標準偏差σを加えた値よりも小さな予報事例 について平均したPNA indexの予測誤差,赤線は予報 初期日のMJOの振幅が平均値よりも1σ以上大きい 予報事例について平均した PNA index の予測誤差 を示す。予報初期日のMJOの振幅が大きな場合(赤 線)には、予報7日目までのPNA index の予測誤差は、 全事例で平均した予測誤差に比べて有意に大きいこ とがわかる。また、図示はしないが、予報事例を予 報初期日のMJOの位相(pc1とpc2の符号)で分類し て同様の解析を行った結果、予報初期日にMJOに伴 う対流活発域がインド洋あるいは、インドネシア域 に存在する場合には、予報7日目までの PNA index の予測精度が悪いことが示された。これらの結果は、 PNAが形成される1週間程度前にMJOに伴うベンガ ル湾付近での発散風偏差によりPNAパターンがトリ ガーされるというMW08の指摘から予期される結果 とは矛盾するようである。

3.2 PNAパターン形成期の予報事例の解析

一方, PNAの形成・維持・減衰プロセスではそれ ぞれ異なる力学的プロセスが関与していることが考 えられる(MW08; Feldstein, 2002)。従って, PNAの ライフサイクルを考えない前節の解析では,全ての プロセスがPNA indexの予測誤差成長に影響を与え るため,得られた結果を解釈することが困難となる。 このため, PNA形成期に着目し,この期間における PNA indexの予測誤差成長に関与する力学的プロセ スについて検討した。またこの形成期に着目するこ とで, MW08の研究結果との対比もうまく行えると 期待できる。

まず, MW08を参考にして, 解析値のPNA indexが 次の2つの条件を満たした場合に顕著なPNAパター ンが形成されたと考え, PNA(形成)イベントに対 応する予報事例を抽出した。



Fig. 1 Time evolution of the averaged forecast error of PNA index. The x-axis is the forecast period in days. The red (blue) line corresponds to the average of 18 (132) forecasts of which amplitude of MJO at the initial time of forecast is larger (smaller) than 1 σ from the average. The black line shows the averaged forecast error for all (150) forecasts. The error bars indicate the range of the average with 99% statistical significance estimated by a resampled procedure as in Mukougawa, et al. (2009). The dotted line shows the standard deviation of PNA index.



Fig. 2 Regressed 7-day averaged X200 anomaly at the initial time of forecast with respect to day-7 forecast error of PNA index for PNA events. Regions with negative anomalies correspond to divergent regions. Contour interval is 1×10^6 m²/s. Anomalies in heavy (lightly) shaded regions are statistically significant at 99(95)% confidence level.

- 条件1: 予報9日以内に解析値のPNA indexの絶対 値が1σを越える日が5日以上続く。
- 条件2:条件1を満たし始める最初の日の前4日間 は,解析値のPNA indexの絶対値が連続して 1 σ 未満である。

また,条件1を満たし始めた最初の日をPNAイベントのオンセットと考える。なお,PNA indexの標準偏差は,ハインドキャスト予報実験が実施された期間である1992年から2002年までの1,2,3,11,12月(ただし,2002年11,12月は除く)の期間のデータを用いて計算した。条件1はMW08で採用された条件と同じである。一方,条件2によって,予報初期日に既にPNAイベントがオンセットしている事例を排除した。この2つの条件により,予報9日目までにPNAイベントが形成される事例として48の予報事例を抽出した。

まず、PNAパターン形成期におけるPNA indexの予 測誤差の変動にMJOが果たす役割りを明らかにする ため、PNAイベントの全48事例を用いてPNA index の予測誤差と200hPa 速度ポテンシャル(X200) 偏差 との関係を回帰分析により調べた。Fig. 2は、予報7 日目のPNA indexの予測誤差の大きさに回帰させた、 予報初期日における解析値のX200偏差場を示す。イ ンド洋で発散域、太平洋で収束域が広がり、MJOに 似た波数1の大きな構造を持つ有意な偏差場領域が 熱帯付近に広く存在していることがわかる。一方、 予報初期日の回帰図では細かな空間構造が顕著で、 有意な偏差領域もほとんど存在しない。Fig. 2に見ら れる波数1の大きな空間構造をもつ偏差場は、予報3 日目以降に顕著になり、予報7日目で最も有意な領域 が拡大した。このことから、予報初期日の発散場は 予報7日目のPNAパターンの予測誤差に最も有意に 関係していることがわかる。従って以下では、予報 7日目の予測誤差の大きさに着目して解析を行う。な お、全予報事例(150事例)を用いてFig. 2と同様の 解析を行ったが、PNA index の予測誤差と有意に関 連する200hPa発散場偏差は予報初期日にはほとんど 存在しなかった。このことは、MW08の結果から予 期されるように、PNA パターン形成期にのみ、熱帯 域の大規模発散場がPNA領域に大きな影響を与えて いることを示唆している。

次にPNAパターン形成期の予測誤差成長を詳しく 調べるため、PNAイベントの予報事例を、予報7日目 におけるPNA index 予測誤差の全48事例の平均値 μ*と標準偏差σ*を用いて、以下のように区別して 解析した。すなわち、予報7日目の予測誤差がμ*+ σ*以上の場合を予測誤差の大きな事例, μ*-σ*以 下の場合を予測誤差の小さな事例とした。予報7日目 に予測誤差が大きかった場合のほとんどを占める負 のPNAパターン(北太平洋で高気圧偏差)を予測す る事例で平均した, 200hPa 流線関数偏差 (*φ* 200) と、それに伴う波活動度フラックスの時間発展をFig. 3に示す。解析値では、予報初期日からMW08が指摘 したアジアジェット上を伝播するRossby 波列が存 在し、それに伴うエネルギー伝播により、北太平洋 領域で高気圧偏差が成長し、そこからさらに下流へ エネルギーが射出されることで負のPNAパターンが 形成される様子がみてとれる。一方,予測値では, 予報3日目以降, アジアジェット上のRossby 波列の 伝播が弱まり、北太平洋領域へ伝播するエネルギー フラックスが解析値に比べて小さくなり、北太平洋 上の高気圧性偏差も成長しない。また,図示はしな いが、予報7日目に予測誤差が小さかった場合のほと んどを占める正のPNA パターンを予測する事例で は、アジアジェット上を北太平洋領域まで伝播する Rossby 波列をうまく再現していた。従って、アジア ジェット上のRossby波列の再現性がPNAパターン形 成期におけるPNA index の予測可能性に大きな影響 を与えていると考えられる。

3.3 Rossby波列の成因と予測誤差

つぎに、Rossby 波列の再現性に影響を与える力学 要因を調べるため、Fig.4に予測誤差の大きな事例に おける、X200偏差と発散風偏差の時間発展を示す。 解析値では、Rossby 波列が存在するアジアジェット 上に水平スケールが比較的小さな発散・収束域が存 在している。Fig.3と比較すると、これらの収束・発 散領域は、X200偏差場の西側に位置していることが わかる。従って、基本流による渦度移流効果を考慮



Fig. 3 Composited φ 200 (contour) anomalies for forecasts with large prediction error of day-7 PNA index for negative PNA events. Contour interval is 2.5×10^6 m²/s. Regions where the magnitude of anomaly is larger than 5 $\times 10^6$ m²/s are shaded. Arrows show the corresponding wave-activity flux anomalies. The magnitude of the reference vector is shown in the lower right corner. Wave-activity fluxes poleward of 60N are not shown.



Fig. 4 As in Fig. 3, but for X200 anomalies (contour). Contour interval is 0.6×10^6 m²/s. Negative values correspond to divergence. Arrows show corresponding divergent wind anomalies. The magnitude of the reference vector is shown in the lower right corner. Divergent winds poleward of 45N are not shown.



Fig. 5 Composited of X200 anomalies along the equator for the forecasts with large forecast error of day-7 PNA index for negative PNA events. Left (right) panel shows the analysis (forecast). Contour interval is 0.6×10^6 m²/s. Negative values correspond to divergence.

すると、アジアジェット上のRossby 波は発散・収束 に伴う渦度生成により形成されていることがわかる。 実際、アジアジェット上の Rossby wave source の形 成には、低周波成分の発散風に伴う発散・収束によ る渦度生成項の寄与が最も大きいことが示される。 またFig. 4 は、この発散・収束はさらに上流側のア フリカ北部や地中海領域から伝播する波列に伴って 生じていることも示唆される。従って、アジアジェ ット上のRossby 波列は、 MW08により指摘された MJO に伴うベンガル湾付近の発散風による渦度移 流だけではなく、さらに上流側の領域から射出され たRossby 波がアジアジェット上に捕捉されて形成 された可能性も考えられる。

一方,予測値を見ると,予報3日目以降,30N, 0E-60E付近に存在する収束と発散が弱まり,Fig.4 では,この付近のエネルギー伝播も弱まっている。 実際,30N,0E-60E付近で,解析値に比べ予測値の Rossby wave source は小さくなっていた。従って,予 測では発散風の再現性が悪いため,Rossby wave sourceの再現も悪くなり,アジアジェット上の Rossby 波の伝播が弱まり,PNAパターンの形成がう まく再現できないためにPNA indexの予測誤差が 大きくなったと考えられる。さらに予測値では,赤 道域で予報2日目以降,60W-60Eでの収束域が,解 析値に比べ急速に発達していることがわかる。この ことが30N,0E-60E付近に存在する収束と発散の弱 まりをもたらした直接の原因とも考えられる。

そこで, Fig.5 に,赤道上での X200 偏差の経度-時間断面を示す。この図からも予報2日目以降の予 測値では、赤道域の 60W から 60E において、収束 域が解析値に比べ急速に発達していることがわかる。 さらに、解析値では MJO に対応する波数1の構造を 持つ発散場が約6度/day の速さで東進しているにも かかわらず、予測値ではこの発散場の東進をうまく 表現できていない。つまり、 MJO の東進をうまく 予測できなかったために、40N、30E 付近の発散場の 再現性が悪くなり、その領域から伝播するアジアジ ェット上の Rossby 波束をうまく再現できなかった可 能性が考えられる。一方、予測誤差の小さな事例で は、解析値と予測値の両者で、赤道域に MJO に対応 する発散場の構造は存在しなかった。このため、発 散場の再現性も良かったと考えられる。

4. まとめ

1992年から2001年までの10年間の期間について 実施された気象庁1ヶ月アンサンブルハインドキャ スト実験データを用いて、冬季(11月から3月)に おける日々の PNA パターンの予測可能性を詳細に 検討した。赤道域の MJO が中高緯度の PNA パター ンの形成に関連していることを示した MW08の結果 を考慮して、特に、MJO が PNA パターンの予測可能 性に与える影響について詳しく解析した。

まず,全150事例を用いた解析から,予報初期日 に大振幅の MJO が存在する場合,予報7日目までの PNA index の予測誤差は大きくなることが示された。 また,予報初期日に対流活発域がインドネシア領域 やインド洋に存在する場合にも,予測誤差が大きく なる傾向にある。

次に, MW08の結果と比較するために, PNA index が予報9日目までに単調増加または単調減少する予 報を PNA 形成イベント予報事例として抽出し, PNA パターン形成期における予測誤差に着目して解 析を行った。まず回帰分析を行った結果、これらの 事例では, PNA index の予測誤差は予報初期日におけ る熱帯域での大規模な対流圏上層発散場と有意に関 係していることが示された。この発散場は MJO と 良く似た東西波数1の構造を持つ。このことから, MJO は PNA パターン形成期の予測誤差成長に,有意 な影響を与えていると考えられる。この予報初期日 の対流圏上層の発散場と PNA index の予測誤差との 相関は予報7日目に最も有意となり、予報初期日に 対流圏上層の発散場の中心がインドネシア領域ある いはインド洋に存在する場合に, PNA パターンの予 測誤差が大きくなることが示された。

さらに, MJO が PNA index の予測誤差に与える影 響を力学的に解釈するために,予報7日目の予測誤 差が大きな事例と小さな事例のそれぞれについて合 成図解析を行った。その結果,予測誤差が大きな事 例では、PNA パターンの形成に寄与するアジアジェ ット上を伝わる準定常 Rossby 波列が正しく再現され ていないことが示された。従って、アジアジェット 上の準定常 Rossby 波列の再現性が PNA パターン形 成期の予測誤差に大きな影響を与えていると考えら れる。さらに、この Rossby 波列は、MW08 で指摘 された MJO に伴うベンガル湾付近での発散風偏差 だけではなく、さらに上流側の北アフリカ大陸付近 で、ヨーロッパ域から南東に射出された Rossby 波列 がアジアジェットに捕捉されることにより形成され ていることが示唆された。一方,予測で MJO の東進 をうまく再現できない場合、この Rossby 波列の捕捉 の再現性も悪くなる。従って、PNA パターン形成期 の予測誤差成長には、MW08 で指摘された MJO に伴 うベンガル湾付近での発散風の再現性よりも、さら に上流側でRossby 波列がアジアジェットに捕捉され るかどうかが大きな影響を与えていると考えられる。 また、この Rossby 波列の捕捉には MJO の東進の再 現性が影響を及ぼす可能性が示された。従って、予 報初期日に大振幅の MJO が存在すると, MJO の東進 をうまく予測できないため, PNA index の予測誤差が 大きくなると考えられる。

一方, PNA パターン形成期における予測誤差の地 理的分布を詳細に検討すると,この Rossby 波束以外 に,北太平洋域での誤差成長プロセスも重要であっ た。従って,今後,北太平洋域での基本場からのエ ネルギー変換や渦度収支を解析する必要がある。ま た,本研究では PNA パターンの形成期に焦点を絞り 解析を行ったが、維持期や減衰期では異なるメカニ ズムが支配的となるため、維持・減衰期における PNA パターンの予測可能性については別の観点からの解 析も必要である。

謝 辞

アンサンブルハインドキャスト実験結果を提供頂 いた気象庁気候情報課の皆様に深く感謝する。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

- Duchon, C. E. (1979): Lanczos filtering in one and two dimensions, J. of Applied Meteor., Vol. 18, pp. 1016-1022.
- Feldstein, S. B. (2002): Fundamental mechanisms of the growth and decay of the PNA teleconnection pattern, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., Vol. 128, pp. 775-796.
- Mori, M. and Watanabe M. (2008): The growth and triggering mechanism of the PNA: A MJO-PNA coherence, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 86, pp. 213-236.
- Mukougawa, H., Hirooka, T. and Kuroda, Y. (2009): Influence of stratospheric circulation on the predictability of the tropospheric Northern Annular Mode, Geophys. Res. Lett., Vol. 36, L08814, doi:10.1029/2008GL037127.
- Palmer, T. N. (1988): Medium and extended range predictability and stability of the Pacific/North American mode, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., Vol. 114, pp. 691-713.
- Reichler, T. and Roads, J. O. (2003): The role of boundary and initial condition for dynamical seasonal predictability, Nonlinear Proc. Geophys., Vol. 10, pp. 211-232.
- Reichler, T. and Roads, J. O. (2004): Time-Space distribution of long-range atmospheric predictability, J. Atmos. Sci., Vol. 61, pp. 249-263.

On the Influence of Tropical Intraseseasonal Oscillation on the Predictability of PNA pattern

Hitoshi MUKOUGAWA and Mariko HAYASHI*

* Osaka District Meteorological Observatory

Synopsis

The predictability of the Pacific/North American (PNA) pattern, which is one of the most dominant extratropical teleconnection patterns in the boreal winter, is examined using ensemble hindcast experiments conducted by the Japan Meteorological Agency during 10 years from 1992 to 2001. Since Mori and Watanabe (2008) proposed a triggering mechanism of the PNA pattern by the Madden-Julian Oscillation (MJO) in the tropics, we examine the dependence of the predictability of the PNA pattern on the phase and the activity of the MJO. It is found that the prediction error of the PNA pattern becomes large when the active convective region associated with the MJO resides over the Indian Ocean or the Maritime Continent at the initial time of forecast.

Keywords: PNA pattern, MJO, predictability, quasi-stationary Rossby wave

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

竹見哲也

要 旨

局地豪雨の数値予報・解析のためには積乱雲スケールでの気象場の再現性とともに地形 表現の精度も重要である。本研究では、2008年7月28日に近畿地方および北陸地方の各地 で局所的な豪雨災害を発生させた降水システムおよび降雨特性について高分解能地形を 用いた高解像度での領域気象シミュレーションにより再現し、その発生機構について調べ る。7月27日21時を初期時刻とした計算により、豪雨をもたらした降水システムはモデル で再現された。28日午前中に播磨平野・大阪平野など沿岸平野部で強い不安定性がモデル で表現され、降水システムの急発達に繋がった。格子幅100 mの計算領域では、都賀川増 水事故をもたらした豪雨に対応する降水システムがモデルで良く再現された。100 m格子 計算において、モデル地形の表現精度が降水量の再現にインパクトをもたらす可能性があ ることが示された。

キーワード:集中豪雨,気象予報モデル,高解像度シミュレーション,都賀川増水

1. はじめに

2008年の夏季は全国的に局所的に集中した降水現 象が頻発した。中でも7月27日から29日にかけて発生 した降水現象は,近畿地方および北陸地方の各地に おいて水害・土砂災害・風災害を発生させた。特に 28日に兵庫県で発生した豪雨事例では,三田におい て1時間AMeDAS雨量が最大で57 mmに達し,神戸 市・都賀川流域で急激な増水により人命が奪われる などいたましい災害が生じた。

局地的な豪雨は,急発達する積乱雲や停滞性の積 乱雲群により生じる。したがって,局地豪雨の数値 予報・解析のためには積乱雲スケールでの気象場の 再現性・表現性が重要である。しかし積乱雲の生成 は,総観場の特徴が規定する環境条件によって決定 論的に決まるとは限らない。とは言え,積乱雲の発 達には強い上昇流の形成が必要であり,そのために は成層の不安定性や地形が主要な役割を果たす。よ って,地形の微細構造をモデルにおいて高精度で表 現することによって,降水の定量的な評価が向上す るものと期待される。また高分解能で強雨分布を把 握することにより,河川流域でのきめ細かい雨量情 報が得られることとなり,急峻地形の多い我が国で の水災害を考える上で必要であると言える。 本研究では、2008年7月28日に近畿地方および北陸 地方の各地で局所的な豪雨災害を発生させた降水シ ステムおよび降雨特性について高分解能地形を用い た高解像度での数値シミュレーションにより再現す ることを試みた。降水システムの発生機構および数 値モデルによる降雨の表現に対する微細地形の影響 について考察した。

2. 数値モデルとシミュレーションの設定

2.1 数値モデル

用いた数値モデルは、米国国立大気研究センター (NCAR)が主導して開発を進めている次世代の気 象予報モデルWeather Research and Forecasting (WRF) モデル—Advanced Research WRF (ARW)バージョン 3.0 (Skamarock et al., 2008)であり、計算にはバグフ ィックス後のバージョン3.0.1.1を用いた。本モデル は、非静力学・圧縮性を考慮した湿潤大気の支配方 程式に基づき、様々な気象素過程の物理モデルを含 み、計算領域を入れ子構造で設定可能な多段階ネス ティング機能を持つ。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 細密化する領域気象シミュレーションを行った。

物理過程のうち局所豪雨の再現には境界層乱流混

合過程および雲微物理過程が重要である。本研究では、それぞれMellor-Yamada-Janjicスキーム、6種類の 水物質を予報するGoddardスキームを用いた。各スキ ームの詳細はSkamarock et al. (2008)に記載されてい る。

2.2 解析対象事例とシミュレーション設定

解析対象事例の総観場の特徴は、台風8号が日本南 海上を西進しつつ日本海上に停滞前線が位置すると いうものであった(Fig.1)。停滞前線付近やその南 部において組織化した降水系が発達し、近畿・北陸 地方の各地で豪雨をもたらした。金沢市では28日5 時から10時の積算雨量が110.5 mm,京丹後市峰山で は13時30分の前1時間雨量が81 mm,三田市では15時 の前1時間雨量が57 mmに達した(気象庁, 2008)。

このような総観場および中規模場をモデルで捉え るため、モデル計算領域を以下の通りに設定した。 第1領域(D1)は本州・四国・九州・南西諸島を含む 2200 km×2400 kmとした。第2領域(D2)は近畿地 方およびその周辺地域(東海・北陸・中国・四国地 方の大半)を覆う410 km×480 km, 第3領域(D3) は兵庫県・大阪府・京都府を覆う163 km×175 km, 第4領域 (D4) は六甲山周辺30 km×25 kmとした (Fig. 2)。ネスティングの領域間の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。 時間ステップ幅はCFL条件を満たすなど計算不安定 を回避するために設定する必要があるが、地形表現 が高精度になりより急峻地形をモデルで表現してい る場合には時間ステップ幅をかなり細かく設定する 必要がある。本研究では試行錯誤の上,第1領域から 第4領域での時間ステップ幅をそれぞれ45秒,15秒, 1.5秒, 0.15秒とした。

第1および第2領域のモデル地形は、米国地質調査 所(USGS)による全球30秒メッシュ値(GTOPO30) で作成した。一方、第3および4領域のモデル地形は 国土地理院(GSI)50mメッシュ標高データにより作 成した。50mメッシュ値からモデル地形を作成する 際には、若干の平滑化処理を行っている。ただし、 土地利用分布の情報は全球30秒メッシュ値(米国地 質調査所Global Land Cover Characterization; GLCC) を補間して用い、また海陸分布は国土地理院50mメ ッシュ値により決定した。さらにGLCCで水面とされ ている格子点で国土地理院データでは陸面とされて いる場合には、GLCCにおいて粗度長が低い土地利用 に対応付けることとした。

初期値・境界値には気象庁全球解析値(GANAL) 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。GANALおよび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ることと した。計算の初期時刻は2008年7月27日21時(日本標 準時; JST)とし、第3領域および第4領域での計算は 28日9時から開始させた。以後、時刻はすべて日本標 準時で表記する。

上記の設定によるシミュレーションの他,第3およ び4領域でのモデル地形をGTOPO30で作成し,地形 以外の設定は上記とまったく同一にした計算も行な った。このようにして,地形表現の精度の違いによ る降水量へのインパクトを探る。



Fig. 1 Weather map at 0900 JST 28 July 2008 by Japan Meteorological Agency.

Dataset: d4 RIP: rip togagowad4 Init: 1200 UTC Sun 27 Jul 08 Fost: 13.00 h n Valid: 0100 UTC Mon 28 Jul 08 (1000 LST Mon 28 Jul 08) Terrain height AMSL Terrain height AMSL



Fig. 2 Surface topography represented in D4 with GSI 50-m Digital Elevation Mdel (DEM) data.

3. 再現実験

計算開始から12時間後(モデル時刻28日9時)にお ける第1領域での気象場をCAPE (Convective Available Potential Energy)という大気の不安定度を 表現するパラメータによりFig. 3に示す。九州・四 国・中国・近畿の各地方の近海域においてCAPEが大 きい値(2000 J/kg以上)を示す領域が広がっており, Fig. 1と見比べると、これらの領域は停滞前線の南側 に対応している。さらに停滞前線の北側においては モデルでも小さなCAPEとして表現されており、前線 帯でCAPEのコントラストが大きくなっている様子 もよく再現されている。一方、この時刻においては 陸上でのCAPEの値はそれほど大きくない。日射によ る地面加熱がまだ十分ではなく、地上気温がまだ高 くなっていないためである。

9時における降水システムを第2領域での結果で見 てみる。Fig.4は高度1kmでの降水強度および風速場 を示す。京都府北部から若狭湾、福井県・石川県に かけてバンド状の降水システムが表現されており, これは停滞前線帯で発生・発達したものである。こ の降水システムが金沢市における浅野川の氾濫など の災害をもたらした豪雨に対応している。

このように第1および第2領域における28日9時の 気象場は現実的によく再現されていると言える。

近畿地方で局地豪雨をもたらした降水システムは, この停滞前線の南側で発生したものであり, Fig. 4の 降水システムとは直接の関係はないと考えられる。 その発生の環境場を見るため, Fig. 5に第2領域およ び第3領域での12時におけるCAPEの分布を示す。日 中になると気温が上昇し相対湿度も上昇していたた め, Fig. 3と比較すると,特に平野部でのCAPEの上 昇が顕著である。第3領域での分布を見ると, CAPE の分布の微細構造や水平コントラストが明確に表現 されていることが分かる。

ただしCAPEは鉛直積分量であるため、地面の標高 の違いによってCAPEの値に大きな差が生じる。そこ で、地上から500m程度の大気下層で平均した温位を 調べたところ、停滞前線の南側ではほぼ一様に温位 が上昇していたことが分かった。CAPEのほか可降水 量といったパラメータは積分値であるため標高依存 性を除外することは難しいが、不安定性は平野部だ けでなく山間部でも高まっていたことが示唆される。 したがって、局地豪雨をもたらすポテンシャルは平 野部(あるいは盆地)のみならず山間部でも高かっ たことが伺える。もちろん、CAPEが大きいほどポテ ンシャルは高いと言えるため、山間部よりも平野部 (あるいは盆地)においてより強い降水システムが 発達する可能性が高かったと言える。 Datasei: d1 RIP: rip togagawad1 Inii: 1200 UTC Sun 27 Jul 08 Fast: 12.00 h CAPE (for parcel with max theta-e) Tarrain height AMSL



Fig. 3 Horizontal distribution of CAPE in D1 at 0900 JST 28 July 2008.



Fig. 4 Precipitation intensity (indicated by Radar reflectivity in dBZ) and horizontal wind field (vector) at the 1-km level in D2 at 0900 JST 28 July 2008.

このような環境条件下でモデルにより再現された 12時における降水システムの様子をFig.6に示す。停 滞前線帯における降水システムは兵庫県北部から京 都府北部に位置している。一方その南側の播磨平野 の北部および六甲山地の北方において降水セルが発 達している様子が分かり,それらが組織化してバン ド状に並びつつあることが確認できる。これらの降 水セルおよび組織構造は,9時の時点ではその存在は まったくなく,急発達したものであった。この降水 セル群はバンド状に組織化して徐々に南下し,その 南側(進行方向前方)では新しい降水セルが形成さ れていった。これらの発達には, Fig. 5で示した強い 不安定性が対流の発達に好都合な環境として作用し ていたと言える。

(a)

Itoset: 42 RIP: rip logogowad2. Init: 1200 UTC Sun 27 Jul 08 st: 15.00 h Valid: 0300 UTC Mon 28 Jul 08 (1200 LST Mon 28 Jul 08) (for parced with max thete-e) rrain height MSL 150



Model Info: V3.0.1.1 No Cu MYJ PBL Goddard Ther-Diff 2.5 km, 39 levels, 15 sec LW: RRTM SW: Dudhia DIFF: simple KM: 2D Smagor

(b)

Datast: d3 RIP: rip logagowed3 init: 1200 UTC Sun 27 Jul 08 Fost: 15.00 h Valid: 0300 UTC Man 28 Jul 08 (1200 LST Man 28 Jul 08) CAPE (for parcel with max theta-e) Terrain height AMSL



Fig. 5 Horizontal distribution of CAPE in (a) D2 and (b) D3 at 1200 JST 28 July 2008.

Fig. 7に第3領域における1時間積算雨量の時間推移を示す。Fig.6で示された降水システムの発達に対応した強雨がFig.7aに表現されている。この強雨域は徐々に南下しており、三田で観測されたような短時間豪雨をモデルはよく再現している。

Fig. 7cを見ると, 六甲山地の南側に青色の降水域 が海上に伸びている様子が確認できる。この降水域 をさらに高分解能の領域である第4領域の結果で見 てみる。Fig. 8は100 m格子分解能で表現された1時間 降雨量の分布である。六甲山地の一部の地域におい て時間雨量20 mm~30 mmの強雨域が1 km~3 kmの 範囲内に局在している様子が表現されており,その 強度もおおよそ現実的な降水量に良く対応している。 強雨の位置は都賀川の上流流域に完全に一致してい るわけではないものの,しかし,現実的な強雨の値 が現実の場所にかなり近い領域において数値的に再 現されたという点で,神戸市山間部においてはどこ にでも局在化した強雨が生じる可能性が高かったと いうことをモデル計算で表現することができたと言 える。

Dataset: d3 RIP: rip togagawad3 Init: 1200 UTC Sun 27 Jul 08 cst: 15.00 h Valid: 0300 UTC Mon 28 Jul 08 (1200 LST Mon 28 Jul 08) Reflectivity () at height = 1.00 km Horizontal wind vectors at height = 1.00 km



Fig. 6 The same as Fig. 4, but for D3 at 1200 JST.

Skamarock (2004)によれば、モデルの実効解像度 (現象が適切に表現される格子点数)は格子幅の6 から7倍程度であるとされている。もちろん、この数 値はモデルの物理的・数値的フィルター効果や数値 解法・物理過程パラメタリゼーションに依存するた め、モデルによって大きく異なる可能性がある。し かし,付加的な数値粘性がないなどフィルター効果 が比較的小さいとされるWRFモデルで格子幅の6か ら7倍であるため、多くの気象モデルにおいては実際 上は格子幅の10倍程度が実質的に意味のある分解能 であると言える。この点を考慮すると、Fig.8での局 在化した強雨域は100 m格子という高分解能で計算 したことにより初めて表現されたものであると言え る。一方で、個々の積乱雲の発生には強いランダム 性があるため、高解像度にしたところで必ずしも時 間・場所の双方でより良く現象がシミュレートされ るわけではない。しかし,実効的分解能という点で, 高解像度計算により豪雨の局在化する様子がより良 く表現される可能性はある。したがって高解像度シ ミュレーションは、豪雨の定量評価に繋がるひとつ の手法として利用価値があると考えられる。

(a) Dataset: d3 RIP: rip t Fost: 16.00 h Total precip. in past 1 h Terrain height AMSL wad3 Valid: 0400 UTC Mon 28 Init: 1200 UTC Sun 27 Jul 08



(b)

Init: 1200 UTC Sun 27 Jul 08 0500 UTC Mon 28 Jul 08 (1400 LST Mon 28 Jul 08) Dataset: d3 RIP: r Fcst: 17.00 h Total precip. In pas Terrain height AMSL



(c)

ip togagawad3 Init: 1200 UTC Sun 27 Jul 08 Valid: 0600 UTC Mon 28 Jul 08 (1500 LST Mon 28 Jul 08)



Fig. 7 Accumulated rainfall (mm) for past one hour in D3 at (a) 1300, (b) 1400, and (c) 1500 JST.

(a)

56

52 48

44

36

28 24

20

Dataset: d4 RIP: rip togagawad4 Init: 1200 UTC Sun 27 Jul 08 Fcst: 17.00 h Valid: 0500 UTC Mon 28 Jul 08 (1400 LST Mon 28 Jul 08) recip. in past 1 h height ▲ఆਵਾ Total pr



(b)

Dataset: d4 RIP: rip togagawad4 Fest: 18.00 h Valid: 0600 UTC Mon 28 Jul 08 (1500 LST Mon 28 Jul 08) Total precip. In past 1 h Tarrain height AMSL



Fig. 8 Accumulated rainfall (mm) for past one hour in D4 at (a) 1400 and (b) 1500 JST.

モデル地形の影響 4.

これまで述べた結果は、第3および第4領域に50 m メッシュの高分解能標高データを利用してモデル地 形を作成してシミュレーションしたものによる。一 方,計算速度の効率の面から気象の高解像度シミュ レーションで用いられる地形データは、計算格子幅 よりは粗いメッシュの地図情報から作成される場合 が多い。気象現象の高精度表現のための高解像度化 を行う際には、まずは大気モデルのみ格子幅を細か くするということが第一義的には重要であり、地形 の微細構造の大気への影響は2次的なものであると

考えられるためであろう。

そこで本研究では、粗いメッシュの標高データから補間することで細密格子でのモデル地形を作成した場合、地形表現の影響はどのように現れるかについて調べることにする。そのため、第3および第4領域のモデル地形をGTOPO30により作成し、地形以外の設定はすべて2節で述べたものと一致させ、数値シミュレーションを行った。Fig.9にGTOPO30を補間して作成した第4領域でのモデル地形を示す。Fig.2と比べると、GTOPO30から作成した地形は、傾斜がより緩やかになったりピーク値が低めに表現されていたりというように、より平滑化されて表現されている。このような地形表現の違いは、地上付近の風速場の再現性に直接影響する(Takemi,2009)。ここでは、降水の表現への影響について調べることとする。

Dataset: d4 RIP: rip togagawad4 Init: 1200 UTC Sun 27 Jul 08 Fost: 13.00 h Valid: 0100 UTC Mon 28 Jul 08 (1000 LST Mon 28 Jul 08) Terrain height AMSL Terrain height AMSL



Fig. 9 The same as Fig. 2, but for GTOPO30.

それぞれの地形データを用いたシミュレーション により得られた第3領域における9時から15時までの 6時間の積算雨量の違いをFig. 10に示す。京都府北部 から福井県にわたる雨量の大きな領域、六甲山地北 部から大阪府北部に広がる雨量分布など、顕著な雨 量分布のパターンは酷似している。六甲山地北部の 大雨領域のピーク値がGSIデータを用いた場合のほ うがより顕著に表現されているように見えるが、明 瞭な違いがあるとは言いがたい。実際のところ、格 子幅500 mでは、GSIを用いたところで高分解能デー タの利点は活かせず,GTOPO30と比べても大きな差 異はなかった。辰己ら(2008)は2004年7月に新潟県 で発生した梅雨前線に伴う豪雨のシミュレーション 実験を行い、500m格子幅の計算でGSI 50mメッシュ 値とGTOPO30との違いによる地形表現の影響を調 べたが、降水量の表現に対する感度はあまり顕著で はなかった。本事例でも同様の結果が得られたため, 500 mという実事例シミュレーションとしては高い 格子分解能であっても,地形表現にはあまり注意を しなくても良いと言えそうである。ただしこの点は, 今後多数の事例について検討する必要がある。

(a)

Dataset: d3 RIP: rja togagawad3 Init: 1200 UTC Sun 27 Jul 08 Fost: 18.00 h Valid: 0600 UTC Mon 28 Jul 08 (1500 LST Mon 28 Jul 08) Totol precip. in past 6 h Terrain height AMSL



Model Info: V3.0.1.1 No Cu MYJ PBL Goddard Ther-Diff 500 m, 39 levels, 2 LW: RRTM SW: Dudhia DIFF: simple KM: 2D Smagor

(b)

Dataset: d3 RIP: rin togagawad3 init: 1200 UTC Sun 27 Jul 08 Fosti 18:00 h Valid: 0600 UTC Mon 28 Jul 08 (1500 LST Mon 28 Jul 08) Totol precip. in past 6 h Terrain height AMSL



Fig. 10 Accumulated rainfall (mm) during 0900—1500 JST in D3 with terrains produced by (a) GSI 50-m mesh DEM and (b) GTOPO30.

次に格子幅100 mの高解像度領域での降水表現の 違いについて見てみる。Fig. 11にそれぞれの地形デ ータを用いて得られた6時間積算雨量の結果を比較 している。GSIデータで得られた結果(Fig. 11a)を 見ると,Fig.8の分布に対応して,六甲山地付近で20 mm以上の強雨域が広がり,40 mm以上の特に多い雨 量の領域は数km規模で局在している様子が表現さ れている。一方,GTOPO30による結果(Fig.11b)で は、20 mm以上の強雨域は同程度に表現されている ものの,極値や局在化の程度は低めに評価されてい る。また,六甲山地を境にした南北での雨量分布を 比べると,GSIデータの場合には北側での雨量の集中 化が顕著であり、一方GTOPO30の場合には南に行く につれてなだらかに雨量が減少し海上に至るまで相 対的に多い雨量の領域が伸びている様子が分かる。 このことの理由として,GSIデータを利用した場合の ほうが、地形の傾斜やピーク値の表現がより現実的 に急峻・複雑に評価されているため、風速場への影 響が顕著となり、その結果として現れる降水セルの 発達にも少なからず影響を与えている、ということ が考えられる。

(a)



Dataset: d4 . RIP: rjo togagowad4 . Init: 1200 UTC Sun 27 Jul 08 Fost: 18.00 h Valid: 0600 UTC Mon 28 Jul 08 (1500 LST Mon 28 Jul 08) Tarain hejshr AMSL.

(b)

Dataset: d4 RIP: rip togagawad4 Init: 1200 UTC Sun 27 Jul 08 Fosti 18.00 h Valid: 0600 UTC Mon 28 Jul 08 (1500 LST Mon 28 Jul 08) Total precip. In past 6 h Terrain height AMSL



Fig. 11 The same as Fig. 10, but for the D4 results.

Fig. 10およびFig. 11で示された雨量分布は積算雨 量であった。地形表現の違いは,より短時間の降水 強度に顕著なインパクトを与えることが予想される。 そこで,第3および第4領域での計算出力時間の間隔 (それぞれ5分および1分)での降水強度に対する地 形表現の影響を調べてみる。降水強度は出力時間間 隔での格子点毎の降水量を時間雨量に換算し,9時か ら15時の6時間での全格子点・全時間ステップの降水 強度の頻度分布を求めた。

第3および第4領域でのGSI 50 mメッシュ値または GTOPO30を用いた場合における降水強度の頻度分 布(降水ゼロも含めた総数で規格化)をFig. 12に示 す。第3領域の結果を見ると、GSI50とGTOPO30との 分布パターンに違いはほとんど認められず、Fig. 10 に示した降水分布で確認できた特徴をFig. 12は統計 的に示している。



Fig. 12 Normalized frequency of rain intensity (mm/h) for the GSI50 and GTOPO30 terrains in D3 and D4.

一方, 第4領域での降水強度の頻度分布については, 異なる地形データの場合で明瞭な差異が認められる。 30 mm/h程度まではGSI50とGTOPO30との場合で分 布に顕著な違いはない。しかし、それ以上の強い降 水については, GSI50の分布のほうがよりなだらかに 推移している。特に強い降水強度(160 mm/h以上) の場合では、GTOPO30では急速に頻度が減少してい るのに対し、GSI50では減少の仕方がよりゆるやかで ある。すなわち,高精度に地形を表現したほうがよ り強い降水をモデルで表現することができると言え る。もちろん、強い降水強度のモデルでの再現が妥 当なものであるかどうかということを吟味する必要 があるものの、地形の微細構造を適切に表現するこ とで、より顕著な降水をモデルで再現することが可 能であることが示唆される。そしてこの点は、高解 像度にするほど傾向が明瞭に現れるものと考えられ る。

もちろん、本研究で対象とした単一事例から上記

のことを結論づけることはできない。積乱雲の発生 はランダム性が高いため、第4領域に都合よく積乱雲 が発生するかどうかは、必ずしも決定論的に決まる ものではない。顕著な降水セルが第4領域を通過する かどうかということと、地形表現の精度が降水セル の発生に直接影響を及ぼしているということとは、 十分に吟味する必要がある。

しかし、降水現象や気流に対する地形効果は古く から研究がなされており、そのメカニズムも多様な 視点から明らかにされてきている。地形の傾斜の急 峻さや山頂部の標高値は,気流に対しては直接的に 影響し、気流への影響を通して降水現象にも影響が 及ぶものと考えられる。また,地形をより高精度に 表現することは、より現実的な場での数値シミュレ ーションを実行することであると位置づけられるた め,実事例の解析においては正当な手法と言うべき ものである。一方,粗い分解能の地形データから単 純に補間するなどして高解像度のモデル地形を作成 したとしても,数値的には処理しやすく計算の効率 的な実行にはなるものの、それはひとつの近似であ ることを忘れてはならない。高精度地形表現に基づ くより現実的な場での気象シミュレーションが、物 理過程やメカニズムの研究には必須のものであると 言える。

5. まとめ

2008年7月28日に近畿および北陸地方で発生した 豪雨災害をもたらした降水システムを高解像度領域 気象シミュレーションにより再現することを試み, 降水システムの発生機構について調べた。高解像度 シミュレーションの実行にあたっては,国土地理院 数値地図50 mメッシュ値を用いて高精度のモデル地 形を作成した。また,より粗い分解能の地形データ を用いた高解像度感度実験も行ない,モデルにおけ る地形表現の違いが降雨の再現に及ぼす影響を探っ た。用いた気象予報モデルはWRF-ARWモデル・バ ージョン3.0である。

7月27日21時を初期時刻として気象庁全球解析値 (GANAL)を初期値・境界値として与えたネスト計 算により,豪雨をもたらした降水システムは強度お よび位置ともにモデルで良好に再現された。28日午 前中に播磨平野・大阪平野など沿岸平野部で強い不 安定性がモデルで表現され,降水システムの急発達 に繋がった。格子幅100mの計算領域では,都賀川増 水事故をもたらした豪雨に対応する降水システムが モデルで良く再現された。

高解像度領域においてあえて粗い分解能の地形デ ータ(GTOPO30)を補間することによりモデル地形 を作成した場合についても数値シミュレーションを 行った。異なる地形データを用いた500 m格子幅の計 算領域での降水分布を比較すると、高分解能地形デ ータでも粗い分解能の地形データでもほぼ似た特徴 を示していた。一方、100 m格子幅の計算においては、 高分解能地形データ(50 mメッシュ値)を使った場 合のほうが、より局在化した強い降水を表現するこ とができ、より顕著な降水強度を表現することがで きた。したがって、100 m格子計算において、モデル 地形の表現精度が降水量の再現にインパクトをもた らす可能性があることが示された。

もちろん、本研究で対象とした単一事例から高精 度モデル地形が強い降水をより適切に表現すると結 論づけることは難しい。なぜならば,積乱雲の発生 はランダム性が高いため,計算領域に都合よく積乱 雲が発生するかどうかは、モデル解像度を上げたり 地形表現を高精度にしたりしたからといって必ずし も決定論的に決まるものではないからである。した がって,地形表現の精度について綿密に議論するた めには、多数の事例の解析を積み重ねて統計的に進 める必要がある。また,本研究では計算機資源の効 率的利用という観点から、100m格子幅の計算領域を 30 km×25 kmというかなり小さい面積として設定し た。しかし、この領域には降水セルがひとつまたは ふたつ通過するかどうかという限定的なものである ため,計算結果のロバスト性を保証するには不十分 である。より広範囲の面積での100m分解能計算を行 い、多数の降水セルが発生する状況を十分にカバー することで、本研究での論点を検証する必要がある。

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

- 気象庁(2008):大気の状態不安定による大雨と突 風 平成20年(2008年)7月27日~7月29日,7 pp.
- 辰己賢一・竹見哲也・石川裕彦(2008): WRFモデ ルを用いた高解像度気象シミュレーションシステ ムの構築:豪雨の事例解析,京都大学防災研究所年 報,第51号B, pp. 437-448.

Skamarock, W. C. (2004): Evaluating mesoscale NWP models using kinetic energy spectra. Mon. Wea. Rev., Vol. 134, pp. 3019-3032.

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 theAdvanced 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.

High-Resolution Simulation of the 28 July 2008 Heavy Rain Events over the Kinki and Hokuriku Area

Tetsuya TAKEMI

Synopsis

This study investigates the development and evolution of locally induced heavy rainfall over the Kinki and Hokuriku areas on 28 July 2008 by conducting high-resolution numerical simulations with a numerical weather prediction model. By employing the nesting capability, the areas of interest are represented with 500-m and 100-m grid spacings. Initialized with the meteorological analysis data at 21 JST 27 July, the model well represents precipitating convective systems that produced local heavy rains in reality. Strong instability over the Harima and Osaka Plains is produced in the simulation, which leads to the generation of intense convective systems. In the 100-m grid domain, the precipitating convective system relevant to the Toga River flooding on 28 July is represented. The present case study indicates that the representation of the terrain has an impact on quantitative precipitation forecasts in a high-resolution simulation down to 100-m grid spacing.

Keywords: heavy rainfall, numerical weather prediction model, high-resolution simulation, Toga River flooding

大気境界層における乱流構造の観測 —データ解析についての検討—

堀口光章

要 旨

大気境界層における乱流構造について、安定度が中立に近い場合を対象とし、これまで 潮岬風力実験所と信楽MU観測所で観測を行ってきたが、超音波風速温度計とドップラー ソーダによる観測データの解析について新たな検討を行った。特に、観測例間の乱流構造 の出現状況の違いについて調べ、ウェイブレット分散スペクトルにより大きな乱流構造が 出現する例が確かめられた。これは風速や風向の変化が大きい場合にあたり、平均化時間 の解析結果への影響を調べた。

キーワード: 大気境界層, 乱流構造, ウェイブレット, スウィープ

1. はじめに

大気境界層では非常に大きなレイノルズ数(移流 による作用の粘性による作用に対する大きさの比を 表す無次元数)となっており、その大気境界層中で どのような乱流構造が見られ、また、熱や運動量の 輸送などにどのような効果を示すのかについて調べ ることは重要な研究課題である。特に、境界層流れ などの乱流についての室内実験により調べられてい 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)に対応するものがどのよ うな構造として大気境界層中にも存在するのかを明 らかにすることは興味深い課題である。

大気境界層における乱流構造について,接地層の 安定度が中立に近い場合を対象とし,これまで京都 大学防災研究所潮岬風力実験所と生存圏研究所信楽 MU観測所で観測を行ってきた。今回は観測データの 解析について新たな検討を行う。また,これにより, 観測例の間の乱流構造の出現状況の違いについて調 べる。

2. 乱流構造のスケール分布の変化

これまで潮岬風力実験所において大気境界層にお ける乱流構造の観測を行い,接地層の安定度が中立 に近い場合を対象とした解析を信楽 MU 観測所での 観測結果とともに行ってきた(堀口ら,2007)。潮岬 風力実験所での観測については,1998 年 11 月から 12月にかけての5例(異なる日の観測で各例につい て約3時間38分の観測時間)について解析を行って いる。

これまでも中心的に取り上げてきた潮岬風力実験 所における 1998 年 12 月 8 日 11 時 10 分~14 時 48 分の観測例を他の日における観測例と比較する。ま ず, この 12 月 8 日と 11 月 17 日 12 時 30 分~16 時 08 分の観測例における観測結果を示す。Fig. 1 は, 潮岬風力実験所本館測風塔の地上20mに設置した超 音波風速温度計(カイジョー製 DA-600)による測定 から(水平面内の)平均流方向を決めて,その超音 波風速温度計とドップラーソーダ(カイジョー製 AR-1000) による上空 40m から 350m までの(水平 面内)平均流方向風速成分(u)の時間変化(観測例 の全時間を4パートに分けたうちのパート1の部分) である。なお,二つの観測例における超音波風速温 度計での平均流方向風速成分の4パートでの平均は, それぞれ 11 月 17 日が 7.3ms⁻¹, 12 月 8 日が 5.2ms⁻¹ で、少し11月17日の例の方が大きい程度である。

この図(Fig. 1)より,11月17日の観測例に比べ て12月8日では,超音波風速温度計のデータに比較 的大きな時間スケールの変動がよく現れていること が分かる。またドップラーソーダの観測でも超音波 風速温度計での風速変動と対応して大きな強風域の 構造(暖色系の色で示される)が見られる。



Fig. 1 Time-height cross section of the streamwise velocity component in the horizontal plane (u) observed by the Doppler sodar and the corresponding time series of the same component of velocity measured by the sonic anemometer-thermometer for part 1 of the observation case. (a) on Nov. 17 and (b) on Dec. 8, 1998 at Shionomisaki

連続データ中に現れる不規則な変動を抽出するの に連続ウェイブレット変換を使用する。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,また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)は次式に示す通りである。

$$T(a,b) = \left(\frac{1}{a}\right)_{-\infty}^{+\infty} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right)^* x(t)dt$$
(1)

ただし, Ψ(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。 ここではマザーウェイブレットとして次式に示す "Mexican Hat"関数を使用する。

$$\Psi(t) = (1 - t^2) \exp(-t^2/2)$$
(2)

11月17日と12月8日の観測例の超音波風速温度 計データに対してウェイブレット変換を行い,時間 スケール(2aの大きさに相当する)を縦軸としてそ のウェイブレット係数の時間変化(観測例全ての時 間にわたる)を見たのがFig.2である。ただし,地 表の起伏により風が水平面からある傾斜を持って吹
いていることが考えられるので、ここでは三次元的 に平均流方向を定め、その方向の風速成分(図の下 部にその時間変化を示す)に対して解析を行ってい る。12月8日の観測例では、大きな時間スケールに ついても図中で暖色系の色で示す強風の変動がたび たび現れていることが分かる。 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)。その定義は次式の通りである。



Fig. 2 Wavelet coefficients on each time scale for the streamwise velocity component measured by the sonic anemometer-thermometer (time series on the lower part in the figure). (a) on Nov. 17 and (b) on Dec. 8, 1998 at Shionomisaki

$$W(a) = \int_{-\infty}^{+\infty} |T(a,b)|^2 db$$
(3)

潮岬風力実験所における各観測例について,その 全時間にわたってのデータからウェイブレット分散 スペクトル (Fig. 3)を作成すると,変動のスケール 分布についての傾向がはっきりと分かる。これまで 扱った二つの観測例の他に,11月21日(12時30分 ~16時08分),12月4日(10時00分~13時38分), 12月9日(13時40分~17時18分)の例について も示しているが,12月8日の例では11月17日を含 め他の例に比べて大きな時間スケール(大きなスケ ールパラメータ a の値)でもかなり大きな分散の値 を示し,スケール分布の違いが大きい。



Fig. 3 Wavelet variance spectrum for each case in 1998 at Shionomisaki

変動のスケール分布を見るために通常使用されて いるスペクトル解析(高速フーリエ変換による)で はどのような結果になるかを確かめるため、11月17 日と12月8日の観測例について解析を行った。Fig. 4 の横軸は、無次元周波数n ($n = fz/\overline{u}$, fは周波数, zは測定高度、 \overline{u} は平均流方向風速成分の平均)で表 現しており、小さな値が大きな時間スケールに相当 している。また、4パートのそれぞれでスペクトルを 求め、それらを平均し、さらに無次元周波数で区間 に分けてブロック平均を施し平滑化処理を行ってい る。一方、図の縦軸は、パワースペクトルP(f)に周波 数の重みを付けて摩擦速度 $u_*(u_* = (-\overline{u'w'})^{1/2}$ 、wは鉛 直方向風速成分)の二乗で規格化している。

図(Fig. 4) に示すように12月8日の観測例では大きな時間スケールで11月17日の例に比べて変動が大きい。すなわち,慣性小領域(乱流のエネルギースペクトルがkを波数としてk^{5/3}に比例する領域)の下限に相当すると思われるおよそn=10⁻¹の無次元周波

数(12月8日の観測例では周期約40秒に相当する)よ り小さな周波数領域で12月8日の観測例では11月17 日の例より大きなエネルギーとなり,またおよそn=3× 10^3 までの周波数にわたっておおよそ同程度のエ ネルギーを示している。この領域では,例えば Drobinski et al. (2004)によってこれまでの観測と理 論的研究が要約されている乱流のエネルギースペク トルが k^1 に比例する(波数kの重みを付けた表現では 一定の値となる)領域に似た状況となっている。



Fig. 4 Power spectrum on Dec. 8 and Nov. 17, 1998 at Shionomisaki

Hunt and Morrison (2000) は,非常に大きなレイノ ルズ数の乱流境界層において,接地境界層より上の 領域(middle layer)に位置している大きな規模の乱 渦が地表へ向かって侵入してくることに伴う過程を 考え,それらの'top-down'的な機構が支配的であると 述べている。12月8日に見られるような大きなスケー ルの強風域の構造は,この大きな規模の乱渦に相当 するものと考えられる。

ここまで示したように12月8日の観測例では風速 変動のスケール分布に他の例とは違いがあるが,風 の状況で何が異なっていたのかを調べるため,11月 17日と12月8日について風と安定度に関する各種パ ラメータをTable 1に示す。このうち, σ_u は平均流方 向風速成分(u)の標準偏差,乱れの強さ(Turbulence intensity)は σ_u をその平均風速(\overline{u})で割った値,z/Lは接地境界層に適した安定度の指標である Monin-Obukhov安定パラメータである(LはObukhov の長さ)。

Date, time (LST)	Part	\overline{u}	σ_u	Turbulence	Mean wind	Roughness	Stability
		(ms^{-1})	(ms^{-1})	intensity	direction	length, z_0	parameter, z/L
					(deg)	(m)	
Nov. 17, 1230–1608	1	7.2	2.0	0.28	311	0.65	-0.02
	2	7.5	1.8	0.24	306	0.55	0.00
	3	6.9	1.6	0.23	308	0.56	0.01
	4	7.7	2.0	0.26	313	0.46	0.01
Dec. 8, 1110–1448	1	6.5	2.2	0.34	340	0.75	-0.02
	2	5.5	1.8	0.33	351	1.22	-0.02
	3	4.5	1.7	0.38	321	1.37	-0.02
	4	4.4	1.6	0.38	313	0.79	0.00

Table 1 Parameters for each observation case

この表(Table 1)を見ると,乱れの強さが12月8 日の観測例では4パートの平均で0.36となっていて, 11月17日の例(平均0.25)に比べてかなり大きくな っている。また,高度20mでの超音波風速温度計に よる平均風速と運動量輸送量の測定から風速高度分 布が対数則を満たしていることを仮定して粗度長 (z₀)を見積もると,風向の違いは小さい(11月17 日は平均310度,12月8日は331度)にもかかわらず, 12月8日の観測例の方がかなり大きな値(平均1.03m) となっている(11月17日では0.56m)。これは,平均 風速の変化(12月8日の方が小さい)ほどには運動量 輸送量が変化していない(運動量輸送量が平均風速 の割には大きい)という状況を示していると考えら れる。

さらに、12月8日の観測例では、観測時間(約3時間38分)中の風の状況の変化が大きいことに注意す べきである。すなわち、平均流方向風速成分(*u*)の 平均がパート1の6.5ms⁻¹からパート4の4.4ms⁻¹へと弱 くなり、平均風向もパート1の340度からパート4の 313度へと変化している。風の定常性が強い場合と比 較して12月8日は風の状況がより大きく変化してい る例と考えられ、このような時に大きなスケールを 持った強風域の構造がより顕著に現れていることに なる。

3. 平均化時間による解析への影響

12月8日の観測例では、観測時間(約3時間38分) 中に風の状況が変化しているので、主な解析結果に ついて、平均化時間による影響があるかどうかにつ いて調べる必要がある。これまで各パートは約54.6 分間とし、それを平均化時間として、各種物理量の 平均値、平均値からの変動成分などを求めて解析し ている。そして主要な解析事項として、平均流方向 (u)と鉛直方向(w)の風速成分についてそれぞれ の平均値からの変動成分によって四象限に分類した 乱流運動とそれらによる運動量輸送について検討し た。特に、上方から地表に向かっての運動量輸送に 寄与する第2象限に位置して低速流の上昇運動であ るイジェクションと第4象限に位置して高速流の下 降運動であるスウィープによる運動量輸送への寄与 を比較してきている。解析での平均化時間(約54.6 分間)は、大気境界層における乱流の解析として適 当と思われるものを選択したが、普通使われる平均 化時間(20~60分程度)を考えると、多少長めの時 間にあたる。そこで、ここでは平均化時間をこれま で使用してきた時間の半分の約27.3分として、同じ 四象限分類による運動量輸送への寄与について調べ た結果を示す。

まずTable 2に, 潮岬風力実験所における12月8日の 観測例のうち, 超音波風速温度計データについて平 均化時間を変化させた時の各象限の乱流運動による 運動量輸送への寄与を示す。各観測時刻でのu', w' 値により四象限に分類してu'w'値を(各象限につい て)積算しその値を全象限での値で割ることで,各 象限の乱流運動による運動量輸送への寄与の割合

(flux fraction)を見たものである。平均化時間を変 えても運動量輸送への寄与の割合はほとんど変わら ないことが分かる。

次いで、同じく潮岬風力実験所における12月8日の 観測例よりドップラーソーダの高度40mから200mま でのデータについて、平均化時間を変えた時の各象 限の乱流運動による運動量輸送への寄与の割合(flux fraction)の変化を調べる(Fig. 5)。図では、最下層 (高度40m)における全象限でのu'w'積算値で規格化 して示している。図を見ると、特に注目するスウィ ープとイジェクションによる運動量輸送への寄与の 傾向,すなわち,最下層を除いてスウィープによる 寄与の方が少し大きいという結果は平均化時間を変 えても(短くしても)あまり影響されないことが分 かる。ただし、平均化時間を短くすると、スウィー プおよびイジェクションによる寄与はどちらも少し 小さくなり、その差も小さくなるという傾向がある。

		Flux fraction			
Quadrant	<i>u</i> ', w'	Averaging time: 54.6min	Averaging time: 27.3min		
1	$u' \ge 0, w' \ge 0$	-0.40	-0.41		
2	$u' < 0, w' \ge 0$ (ejection)	0.85	0.86		
3	<i>u</i> '<0, <i>w</i> '<0	-0.37	-0.38		
4	$u' \ge 0, w' < 0$ (sweep)	0.93	0.93		

Table 2 Flux fractions measured by the sonic anemometer-thermometer on Dec. 8, 1998 at Shionomisaki for each averaging time



Fig. 5 Profiles of the flux fraction in each quadrant based on the Doppler sodar data for the observation case on Dec. 8, 1998 at Shionomisaki. Values are normalized with respect to the total u'w' at the lowest level. Averaging time is 54.6min (closed symbols) and 27.3min (open symbols)

4. おわりに

風速変動のスケール分布の観測例による違い,ま た乱流運動の四象限解析での平均化時間を変化させ た時の影響という点について,超音波温度風速計と ドップラーソーダのデータ解析について検討した。 今後,これ以外にも各種の検討を行う必要があり, これらにより,乱流構造の観測結果について,より 正確な理解が可能となると考えられる。

謝 辞

乱流構造の観測は,植田洋匡京都大学名誉教授, 京都大学防災研究所林泰一准教授,京都大学生存圏 研究所橋口浩之准教授,(株)ソニックの伊藤芳樹 博士と共に行ったものである。また観測に際し,潮 岬風力実験所の皆さんにお世話になった。改めてこ こに謝意を表する。

- 堀口光章・林 泰一・植田洋匡 (2007):中立に近い
 安定度の大気境界層における乱流構造の観測-解
 析のまとめ-,京都大学防災研究所年報,第50号
 B, pp. 455-464.
- 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.
- Drobinski, P., Carlotti, P., Newsom, R.K., Banta, R.M., Foster, R.C. and Redelsperger, J.L. (2004): The structure of the near-neutral atmospheric surface layer, Jour. Atmos. Sci., Vol. 61, pp. 699-714.
- Hunt, J.C.R. and Morrison, J.F. (2000): Eddy structure in turbulent boundary layers, Eur. Jour. Mech. B-Fluids, Vol. 19, pp. 673-694.
- 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.

Observations of Turbulence Structures in the Atmospheric Boundary Layer -Examination of the Data Analysis-

Mitsuaki HORIGUCHI

Synopsis

Observations of turbulence structures in the near-neutral atmospheric boundary layer were made at the Shionomisaki Wind Effect Laboratory and the Shigaraki MU Observatory. Some new examinations of the data measured by the sonic anemometer-thermometer and the Doppler sodar are performed. In particular, the difference of appearances of turbulence structures among the observation cases was investigated. Using the wavelet variance spectra, large turbulence structures are revealed in one case. Since the change of wind speed and direction is large in this case, the possible effects of the averaging time on the results of data analysis are examined.

Keywords: atmospheric boundary layer, turbulence structure, wavelet, sweep

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

奥 勇一郎・Sunmin Kim・中北 英一

要旨

気象庁・気象研究所の水平解像度約20kmの超高解像度全球大気モデルによる日本陸上 における地上風速・降水量の格子点データを用いて、災害を引き起こす可能性のある極端 な強風・強降水を伴う事例を客観的に抽出する方法を提案する。AMeDAS観測データを用 いて災害を引き起こした既往の極端気象事例の抽出をこの方法により行ったところ、算出 された気象事例の極端度を示す客観的指標と死傷者数などの被害規模との対応は、オーダ ーのレベルでよく一致することが確かめられた。全球モデルによる現在気候実験と21世紀 末気候実験それぞれ25年分の積分計算結果から求めたこの指標の大きさとその頻度を比 較したところ、風・降水ともに21世紀末気候で現在気候よりも強い事例が計算されている ことがわかった。

キーワード:気象災害,極端気象現象,超高解像度全球大気モデル,温暖化予測実験

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・強降水等の極端気象現象に着 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,以下全球モデルとする) を用いた現在気候(1979-2003年),近未来気候 (2015-2039年),21世紀末気候(2075-2099年)の数 値実験を行っている。京都大学防災研究所では、こ の実験結果を用いて,温暖化時の日本における土砂 災害,洪水·氾濫災害,渴水災害,高潮·高波災害, 強風災害に伴う直接被害の評価を行う。これら災害 による被害評価をより正確に行うためには、さらに 時空間的に密なデータが必要であり、そのためには 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,計算機資源が有限である以 上, 全期間におけるダウンスケール実験を行うこと は困難である。むしろ,災害を引き起こす強い台風 や豪雨等の極端気象現象事例を選択して、その発生 前後の期間においてダウンスケール実験を行う方が 効率的である。ところが,既往事例については,実 際の被害報告を参照してダウンスケール実験を行う 対象事例を選ぶことができるが,温暖化予測実験に おける事例については被害報告がないためそれがで

きない。したがって、風速や降水量の格子点データ から、客観的に災害を引き起こす可能性のある事例 を選ばなければならない。本研究では、大きな被害 をもたらす気象現象事例ほど極端な気象現象事例と して位置付け、格子点データから極端気象現象事例 を抽出するための指標を定義し、事例を抽出する方 法を提案する。

次節でその方法について説明し、3節でAMeDAS 観測データを用いて極端気象現象事例を抽出した結 果と実際の被害規模との比較を行い、適切に極端気 象現象事例が抽出されているかの検証を行う。4節で はAMeDAS観測データによる指標と、全球モデル出 カデータによる指標との比較を行い、5節でまとめと する。

2. 極端気象現象事例の検出方法

大きな被害をもたらすような強い風を伴う事例に ついて考える。より広い範囲において、より強い風 をもたらした事例が、より大きな被害をもたらすと 考えられる。そこで、任意の地点*i*、その地点である 期間中に観測された上位*j*番目の風速値*u*(*i*,*j*)につ いて、台風などある気象事例*k*の極端事例指標を

$$I(k) = \sum_{i} \sum_{j} p(i)q(i,j)u(i,j)$$
⁽¹⁾



Fig. 1: JMA-AMeDAS stations, model terrain height, land use in AGCM20, and population (from upper to lower).

と定義し, I(k)の大きいものほど被害規模が大きく なる, すなわち, より極端な気象事例であるとする。 ここでp(i)は空間による重み付け, q(i, j)は順位によ る重み付けである。p(i)を導入する目的は, ある u(i, j)に対して, その地点が人口密集地である場合と, 人口がまばらな地域である場合とでは, 予想される 被害の大きさは前者の方が大きいと考えられるため である.災害規模として死傷者や住宅家屋被害を想 定した場合, p(i)はおよそ人口分布に基づくと考え られる。また, 農作物への被害であればp(i)は作付 面積に基づくと思われる。一方, q(i, j)を導入する目 的は, u(i, j)が上位ほどI(k)への寄与が大きいと考 えられるためである.ここでは,

$$q(i,j) = \frac{u(i,j) - u(i,j_0)}{u(i,1) - u(i,j_0)}$$
(2)

として、第1位と第 j_0 位の風速値 u(i, 1)と $u(i, j_0)$ に 基づいて重み付け q(i, j)を定義する。

同様に、降水に関する極端事例を評価する場合は、u(i, j)を降水量に置き換えればよい。

3. 極端気象現象が抽出されているかの確認

温暖化予測実験における極端気象現象事例の抽出 を行う前に,既往の極端気象現象事例が式(1)の極端



Fig. 2: Top 7 extreme events detected by presented method. Gray shade indicates relative contribution to Extreme Event Index estimated by Eq.(1). Occurrence date is displayed in left bottom and Extreme Event Index is indicated in right bottom in each event.

事例指標で抽出できるかを確認しておく必要がある。 そこで、気象庁AMeDASの風速および降水量の観測 値を、全球モデルの格子点配置と同じになるように グリッドデータ化し、そのデータに対して本手法を 適用し、実際の被害規模との比較を行うことによっ て極端気象現象事例が適切に抽出できているかどう かの確認を行った。以下、風速についての極端気象 現象の抽出について説明する。 なお,被害数はすべて理科年表に掲載されている 値である。

3.1 AMeDAS地点データのグリッドデータ化

AMeDAS観測地点は日本国内に約1,300箇所あり, 1時間毎の風向風速・降水量・気温・日射量の4要素 の観測網は、平均的に約20km四方の空間に1地点の 割合で展開されている(Fig. 1の上段)。本研究では, 全球モデルの現在気候計算と同じ1979年から2003年 までの25年分のデータを使用した。

任意の全球モデルの陸上格子点*i*における風速 *u*(*i*)は,格子点近傍のAMeDAS地点の風速値を反映 すると仮定し,逆数距離による加重平均値として次 式で与える。

$$u(i) = \frac{\sum_{n} w(i,n) u_{obs}(n)}{\sum_{n} w(i,n)}$$
(3)
$$w(i,n) = \frac{1}{d(i,n)^{\alpha}}$$
(4)

ここで、 $u_{obs}(n)$ は格子点iから半径緯度経度0.2625度 以内に入るAMeDAS地点の風速データであり、 w(i,n)は格子点iとAMeDAS地点との距離d(i,n)に よる重み付けである。係数 α は距離dに対するべき 乗であり、 α が1より大きくなればなるほど、uに対 する距離dの影響が強くなる、すなわち格子点近傍 のデータは反映されるが遠方のデータは反映されな くなることを意味している。ここでは $\alpha = 2$ とした。 なお、日本における全球モデルの陸上格子点の分布 をFig. 1の中・下段に示す。

3.2 極端事例指標の算出

まず、すべての格子点における25年分のデータに ついて風速の大きい値から順番に並び替える。次に、 風速値の上位から順番にその出現時刻を比較する。 その際に、中緯度での総観規模の気象現象が1週間か ら10日程度で変動することを考慮して、前後60時間 以内に入る事例を同一事例とみなし、風速値と事例 との関係付けを行う。風速値と事例との関係付けか ら式(1)を用いて事例 k の極端事例指標 I(k)を算出 する。空間による重み付け p(i)には人口分布に基づ いて定義した。人口データは総務省統計局の平成17 年国勢調査による都道府県・市区町村別統計表を使 用し、前節と同じ方法でグリッドデータ化を行った (Fig. 1)。一方、順位による重み付けq(i, j)は上位 300位までの風速値を対象として重み付けを行った。 すなわち、式(2)のおいて j_0 = 300 である。



Fig. 3: Scatter diagrams of comparing Extreme Event Index estimated from hourly wind speed data with number of dead person (left bottom), injured parson (center bottom), dead and injured person (right bottom), damaged building (left top), flooded building (center top), damaged and flooded building. All data are plotted in common logarithmic axis.



Fig. 4: Same as Fig.3 but Extreme Event Index estimated from 3-hourly precipitation data.

3.3 極端事例指標の評価(被害数との関係)

前節までの方法に基づいて事例毎の極端事例指標 を算出し、その上位7事例について、Fig. 2に極端現 象指標の値と各格子点における指標への寄与率を図 示した。第1位の事例は台風9119号によるものである。 台風9119号は長崎県に上陸した後、日本海を北東に 進み、強い勢力を保ったまま北海道渡島半島に再上 陸し、千島近海で温帯低気圧に変わった。日本各地 で猛烈な風が吹き荒れ、全国で死者62人、負傷者 1.499人に達し、季節柄りんごへの農業被害が甚大だ ったことから俗に「りんご台風」とも呼ばれている 事例である。上位7事例のうち、5事例が台風による ものであるが、第3位は発達した低気圧による暴風雪 事例であり, 死者・行方不明者20人, 負傷者153人, 住家被害4,725棟であった。第5位も同じく発達した 低気圧による強風事例であり,死者12人,負傷者 1,462人であった。

Fig. 3は指標の上位50事例のうち,理科年表に被害 規模が掲載されてある事例について,指標と被害の



Fig. 5: Frequency histogram of Extreme Event Index estimated from wind speed (left panel) and 3-hourly precipitation data (right panel). The abscissa is logarithm of normalized index. Each index (AMeDAS: black, AGCM20-Present: blue, GCM20-Future: red) is divided by the maximum value of AMeDAS.

大きさとの関係を比較した散布図である。横軸は極 端事例指標で,縦軸は被害者数や被害建物数であり, 両軸ともそれぞれの常用対数で示している。Fig. 3の 右下の図は死者・行方不明者・負傷者の総和である 被災者数との関係を示しているが、相関係数は0.627 であり、左上の損壊家屋数の相関係数は0.566であっ た。風速データで極端事例指標を評価したため、浸 水家屋数との相関係数は0.092と対応がよくない。 方, Fig. 4は風速ではなく3時間降水量から極端事例 指標を求め、同様に被害者数などと比較したもので ある。降水量による極端事例指標と浸水家屋数との 相関係数は0.607であり、他のどの被害数よりも相関 が良かった。被害数などは強風による死者あるいは 強雨による負傷者といったように,原因が気象要素 別に記録されていないため、気象要素別に求めた極 端事例指標の値と被害数の値は厳密に一致すること はないが、両者のオーダーのレベルでの対応はよい ことがわかる。

以上のことから,グリッドデータ化したAMeDAS データから(1)式を用いて算出した極端事例指標によ り,極端気象現象事例がおおむね正しく抽出されて いることが示せた。

4. 全球モデル出力による極端事例指標

全球モデルから出力されるデータを用いて極端事 例指標を算出した。まず,現在気候計算による抽出 事例をAMeDASのそれと比較することで,全球モデ ルにおける極端事例指標の特徴の検証を行う。次に 21世紀末気候計算による抽出事例を,現在気候計算 のそれと比較することで,温暖化時の極端気象現象 の強さがどのように変化するのかについての検証を 行う。



Fig. 6: Upper panels show wind speed at 10m height (vector), sea level pressure (contour), precipitation (shaded as in legend), and lower panel is the maximum wind speed during the event of which Extreme Event Index estimated by wind speed data simulated by AGCM20 reaches its maximum value in the present climate period.



Fig. 7: Same as Fig.6 but in the future climate period.

4.1 全球モデルによる温暖化実験概要

全球モデルは、気象庁現業数値予報モデル GSM0103を、水平解像度を約20kmメッシュのTL959 に、鉛直解像度を60層に高解像度化したモデル (Mizuta et al. 2006)である。このモデルを用いて、 現在気候(1979-2003年)、近未来気候(2015-2039 年)、21世紀末気候(2075-2099年)の3期間につい て、海面温度、海氷密度、海氷厚、温室効果気体、 エアロゾル、オゾンの境界条件を与え、大気の振る 舞いを調べる。これら境界値は、現在気候計算では 観測値を用い、近未来気候・21世紀末気候計算では 現在気候計算で用いた値とIPCC第4次報告書に掲載 されている各機関の18のモデル計算結果CMIP3のア ンサンブル平均を用いている。本研究では、全球モ デルによる現在気候計算と21世紀末気候計算から1 時間毎に出力される地上10m高度の風速値と降水量 それぞれ25年分のデータを用いた。

4.2 極端事例指標の比較

Fig. 5の左は風速データを用いた極端事例指標の 頻度分布を示している。AMeDAS,現在気候計算, 21世紀末気候計算の3者を相互に比較できるように, AMeDASによる最大値を1として規格化し,それぞれ の相対値を常用対数にて横軸にプロットしている。 現在気候計算の最大値とAMeDASのそれと比較する と,双方とも指標値が小さくなるにつれて,頻度が 多くなる傾向が見られ,極端に分布形が異なる様相 は呈していない。最大値は現在気候計算の方が大き いものの,オーダーでは同じであった。一方,現在 気候計算と21世紀末気候計算の頻度分布を比較する と,双方の分布形はよく似ていた。また,最大値は 21世紀末気候計算の方が大きかった。

4.3 全球モデルによる極端気象現象

全球モデルで抽出された極端気象現象を事例毎に 調べてみた。Fig. 6は全球モデルの現在気候計算にお いて風速による極端事例指標が最大であった事例の 気象場と、事例期間中における風速の最大値の分布 を示している。低気圧が日本海を東進する際に急速 に発達し,北海道,関東,中国地方の平野部で強い 風が吹いた事例である。強い風速をもたらす事例と いえば台風が思いつくが、式(1)の計算ではこのよう な冬季の爆弾低気圧による強風事例も抽出すること が可能である。同様に、Fig.7は21世紀末気候計算に おける極端事例指標が最大であった事例である。台 風が房総半島をかすめて北東進した事例であるが, 関東から東北にかけての平野部および太平洋沿岸部 で強い風が吹いた事例である。式(1)における p(i)す なわち人口分布による重み付けが相対的に大きい首 都圏において強い風が吹いたため、この事例の極端 現象指標が最大となった。

この方法による特徴的な抽出例として,2つの台風 が短期間に連続して日本に上陸した事例をFig.8に 示す。この事例は3時間降水量による極端事例指標で 現在気候計算において最大となった事例であるが, ある台風が静岡県に上陸しその約10時間後に別の台 風が中四国地方に上陸した事例である。それぞれの 台風だけの上陸による極端事例指標では期間中最大 にはならないが,2つの台風が続いて上陸したため期 間中最大に至ったものと考えられる。この事例にお ける3時間降水量の最大値の空間分布をみると,静岡, 高知,岡山の各県で値が大きくなっており,静岡県 は1つ目の台風,高知,岡山の両県は2つ目の台風に



Fig. 8: Upper panels show wind speed at 10m height (vector), sea level pressure (contour), precipitation (shaded as in legend), middle panel is the maximum wind speed, and lower is the maximum 3-hourly precipitation during the event of which Extreme Event Index estimated by 3-hourly precipitation data simulated by AGCM20 reaches its maximum value in the present climate period.

よりもたらされた強い降水であることが見て取れる。 このように1つの台風や低気圧だけでなく、複数のそ れらの接近によってもたらされる強風あるいは強降 水の事例もうまく検出できていることがわかる。

5. まとめ

本研究では、強風や強降水による被害規模が大き い事例ほど極端な気象現象事例であると仮定した上 で、式(1)で定義される客観的指標をAMeDAS観測デ ータから算出し、実際に災害をもたらした既往の気 象事例との対応を比較した。その結果、指標の値と 被害規模の大きさとはオーダーのレベルでの対応で 一致した。これは、この手法により格子点データか ら極端気象現象事例が抽出できることを示している だけでなく、その指標の値からおよその災害規模の 大きさを見積もることができることも示唆している。 すなわち、全球モデル出力データから求めた指標の 大きさと、Fig. 3やFig. 4の関係を用いて、モデル内で 計算された台風や爆弾低気圧によって引き起こされ るおよその災害規模を推定することも可能である。

一方,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年間における指標の大きさとそ の頻度を比較したところ,風・降水ともに21世紀末 気候計算において現在気候計算よりも強い事例が計 算されていることが示された。これは,地球温暖化 により災害を引き起こす極端気象現象がより強大化 する可能性があることを意味している。

今後は、これらの極端気象現象事例について、領 域気象モデルを用いた力学的ダウンスケール実験を 行い、高解像度でより詳細な風・降水データを影響 評価のために供する予定である。

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た。

参考文献

文部科学省研究開発局,(2008):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」平成19年度研 究成果報告書,152pp.

国立天文台, (2005): 理科年表 平成18年, 1022pp.

Mizuta, R., Oouchi, K., Yoshimura, H., Noda, A., Katayama, S., Yukimoto, S., Hosaka, M., Kusunoki, S., Kawai, H. and Nakagawa, M. (2006): 20km-mesh global climate simulations using JMA-GSM Model -mean climate states-, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 84, pp. 165-185.

Identification Method of Extreme Weather Event across Japan Projected by 20km-mesh AGCM

Yuichiro OKU, Sunmin KIM and Eiichi NAKAKITA

Synopsis

The presented method can identify an extreme event which has a potential to cause severely atmospheric disasters by strong wind or heavy precipitation by using the Extreme Event Index estimated from wind speed and precipitation data provided by JMA-MRI 20km-mesh AGCM. The logarithm of the Extreme Event Index estimated by using this method from 25-year hourly AMeDAS measurement data reflects that of degree of damage such as number of dead, injured person and flooded building. The maximum value of the Extreme Event Index calculated from both hourly wind speed and precipitation data of 25-year time-integrated experiments using 20km-mesh AGCM for the future climate up to the year 2099 is larger than that of present climate, which implies a hazardous atmospheric phenomenon such as a typhoon has possibility to become severely in the end of this century.

Keywords: atmospheric disaster, extreme weather event, 20km-mesh AGCM, global warming

熱帯アジア域における降水量の季節・年々変動解析

湯浅拓也*·余田成男*

* 京都大学大学院理学研究科

要 旨

全球の降水量再解析データの月平均降水量偏差に対して重回帰分析を行った。その 結果インド北東部からミャンマーにかけてインドモンスーン強度指標の回帰係数分布 に正-負-正の三極構造が見出された。また、スマトラ島南部において南方振動指数の 正の係数が小さくなると共に、インド洋のダイポールモード強度指標の負の係数が大 きくなるという特徴的な空間パターンが見られた。さらに季節ごとの重回帰分析をお こない、前者の空間パターンは 6-8 月の平均降水量変動にも見られることを明らかに した。

キーワード:熱帯アジア,降水量変動,重回帰分析

1. はじめに

熱帯アジア域は, Fig.1 に示した 1979 年から 2006 年の平均年降水量分布に見られるように,世界 有数の降水域のひとつである。また,インドネシア 域を中心とした「海洋大陸」域は,アジアモンスー ンとオーストラリアモンスーンという2つの季節風 の影響を受ける地域でもある。 Fig.2 と Fig.3 は 6-8 月 (JJA) と 12-2 月 (DJF) における平均降水量 だが,バングラデシュなど JJA に降水が集中する地 域,ジャワ島など DJF に集中する地域,および年中 雨の降る熱帯雨林気候域があることが知られている。 このように熱帯アジアはいくつかの降水季節変化パ



Fig.1 Spatial pattern of annual mean precipitation from 1979 to 2006, using GPCP datasets.



Fig.2 Spatial pattern of mean precipitation in JJA from 1979 to 2006.



Fig.3 Spatial pattern of mean precipitation in DJF from 1979 to 2006.

ターンを持つ地域であり、それだけでなく、エル・ ニーニョ南方振動 (ENSO) に代表される大規模大 気海洋現象の年々変動の影響を強く受ける地域でも ある。

熱帯アジア域における降水量の変動については, これまで地上観測データに基づく研究が主に行われ てきた。浜田ら (2002) は,ジャワ島を中心とした降 水量の 46 地点データを用いて,インドネシアにお ける降水パターンを地理的に分類した。ジャワ島内 における雨季の入り・明けの地理的な変化を調べ, エル・ニーニョ年とラ・ニーニャ年における降水量 や,雨季の時期の地理的な差異を明らかにした。

一方, Hendon (2003) はインドネシアの降水量 43 地点データを平均し,海面水温 (SST) データとの相 関を求めた。その結果,雨季よりも乾季のほうがイ ンドネシアの降水量と周辺の SST は相関が高いこ とが分かった。同地域の旱魃とエル・ニーニョの関 連についても量的に具体的に記述している。

また, Juneng and Tangang (2005) はエル・ニーニ ョ期の降水量推移について拡張経験的直行関数展開 解析 (Extended EOF 解析) を行った。その結果,エ ル・ニーニョが発生した夏から翌年の春にかけて, 第1モードの係数が大きい地域がカリマンタン島 南西部からフィリピンへと北東進していることが分 かった。エル・ニーニョ期とラ・ニーニャ期との降 水量の差についても同様の北東進が見られている。

D'Arrigo and Smerdon (2008) はインドの夏期降水 量,および 9-12 月におけるインドネシアの PDSI (Palmer Drought Severity Index; Palmer (1965) で定義 された,その地域における旱魃の深刻さを表した指 標で,降水量,気温,土壌に含まれる水分量より計 算される。)を目的変数に取り重回帰分析を行った。 その結果,インド洋ダイポールモード,赤道帯状風 偏差,およびエル・ニーニョの各指標を説明変数に とった回帰変数が, PDSI と 0.5 の相関係数を示し た。また PDSI,夏季インドの降水量とこれらの各指 数との相関係数の分布図も示している。

本研究では、これらの研究をふまえ、降水量の全 球再解析データを解析する。熱帯アジア域における 降水量とアジアモンスーンや ENSO との関連を調 べ、降水量の空間分布パターンの季節変化・年々変 動の特徴を抽出する。

2. 手法・データ

今回用いる手法は重回帰分析,および EOF 解析 である。重回帰分析は,ある目的変数を複数個から なる説明変数の線形結合であらわす。つまり,それ ぞれの地点において降水量を

$$PC = a_1 X_1 + a_2 X_2 + \dots + a_n X_n + \epsilon$$
 (1)

の形であらわす。ここで PC は目的変数, X は説 明変数で添え字は説明変数ごとに振られており, ϵ は残差である。式(1)における各説明変数にかかる 係数, $a_1, a_2, ..., a_n$ の大きさによって,各説明変数に よる影響の大きさを測る。(詳しくは杉山 (1983)を 参照。) 今回目的変数として使用するのは CMAP (Climate prediction Merged Analysis of Precipitation) による 1979 年から 2006 年までの月平均日降水量 データで,格子点間隔は 2.5 度× 2.5 度である。そ れぞれの月の平均値(気候値)からの偏差を解析対 象とする。

今回, 説明変数としては, インドモンスーンの強 度の指標として MTG (Meridional Thermal Index; Kawamura, 1998) をとり、 JJA の平均値を用いる。 インド洋ダイポールモードの指標としては DMI (Dipole Mode Index; Saji et. al., 1999) を用いる。DMI はインド洋西部の SST 平均と東部の平均の差で表 現される。また ENSO の指標としては、南方振動指 数 SOI (Southern Oscillation Index) を用いる。これら 3つのインデックスについては Fig.4 に 1979 年か ら 2006 年までの変動の様子を示す。その他に用い る説明変数は、太陽活動の強さの指標として波長 10.7 cm の太陽放射強度 (Solar), およびQBO (Quasi-Biennial Oscillation), PNA (Pacific North Atlantic pattern) , NAO (North-Atlantic Oscillation pattern), AAO (Antarctic Oscillation)の各インデック ス, さらに, エル・ニーニョの指数として Nino3 域 の平均 SST を用いる。そして,解析期間の間に降水 量の一次関数的な変化が無かったかどうかを調べる ため, 説明変数の1つとして単調増加, または減少



Fig.4 Time series of monthly objective values, DMI (top), MTG (middle), and SOI (bottom).

の1次関数を加える (trend) 。いずれも期間は 1979 年から 2006 年で, MTG, trend 以外は全て月平均 値を用い, 規格化を行っている。

重回帰分析をする上では、多重共線性に注意する 必要がある。今回用いた説明変数においては、 Nino.3 における SST と SOI の間に、そして SOI と DMI の間に高い相関があった(それぞれ -0.50, -0.34)ため、空間パターンによっては注意する必要 がある。確認のため、相関係数の大きい変数を持つ 目的変数の内、いずれか1つ、もしくは2つを除い て同様の解析を行ったが、後述する回帰係数の分布 には大きな差異は見られなかった。

EOF 解析は、多変数のデータから、モードと呼ば れる少数個の時空間変動パターンを抽出し、そのモ ードの構造から元の多変数データが持つ意味を理解 しやすくしようとする手法である。時間方向のデー タ数を N,空間方向のデータ数を P とし、元のデ ータを Z(N×P) であらわすと、EOF 解析によって 元のデータは以下のように表現される。

$$Z = \sum_{m=1}^{M} \overrightarrow{t_m} \ \overrightarrow{X_m^T} = T X^T$$
(2)

ここで m はモードの番号, X_m は第 m モードの空 間構造 (EOF) で, N 要素の列ベクトルである。t_m は P 要素の列ベクトルで,時間関数 (score) と呼ば れている。(詳しくは杉山 (1983) を参照。)

指定した範囲内における各地点の降水量変動の関 係を一般に限られたモードの線形結合で表現するの で、回帰分析で用いた説明変数は直接関係せず、範 囲の取り方によって主要なモードに選ばれる時空間 変動パターンが変わってくる。それに対し、重回帰 分析は地点ごとの降水量変動を独立に行うため、 EOF 解析のように解析範囲の取り方に依ることはない。

3. 結果

3.1. 全球における解析結果

まず全球のデータに対して重回帰分析を行った。 Table 1 は得られた回帰係数の最大値と最小値,およ びそれらの値を示した地点の緯度・経度である。

PNA, NAO, AAO については相関係数の最大 値, 最小値をとる地点が Wallace and Gutzler (1981) で示された空間構造域内に納まっている。Solar, QBO に関しては全球のどこでも係数の絶対値は小 さく, 降水量変動に大きな影響を及ぼしているとは 言い難い。

Table.1 の最下段 epsilon は残差の大きさの最大 値,最小値を示しており,これからも分かるように, 全域において残差が大きく,今回取り上げた説明変 数は降水量の変動の一部のみを説明しているといえ る。

3.2 熱帯アジアにおける解析結果

次に熱帯アジア域について結果を詳細に考察する ため、同地域において絶対値の大きい相関係数が得 られた、MTG, SOI, DMI について空間分布の詳 細を調べた。

Fig.5 は東経 40 度から 130 度,北緯 40 度から 南緯 20 度の範囲の地域における MTG の回帰係数 の分布図である。 MTG についてはインド北東部に 正の係数が最も大きい地域が存在する。その東,バ ングラデシュにおいては MTG の回帰係数は負の値 をとり,さらにミャンマーにおいては再び正の値を

Table 1 The maximum and minimum values of each regression coefficient, and the location the values are recorded.

	Max.	Place that record Max.		Min.	Place that 1	Place that record Min.	
Solar	0.30	48.75 E	48.75N	-0.27	128.75W	81.25 S	
QBO	0.24	168.75 E	11.25N	-0.28	106.25 E	76.25 S	
PNA	0.41	141.25W	41.25N	-0.38	156.25W	21.25N	
NAO	0.52	21.25W	63.75N	-0.39	16.25W	38.75N	
MTG	0.81	83.75 E	23.75N	-0.60	71.25W	28.75 S	
AAO	0.48	73.75W	66.25 S	-0.34	6.25 E	41.25 S	
SST	0.38	126.25W	3.75N	-0.24	121.25W	11.25N	
SOI	0.54	121.25 E	8.75 S	-0.60	178.75 E	3.75 S	
DMI	0.38	118.75W	6.25N	-0.39	88.75 E	11.25 S	
trend	0.51	76.25W	6.25N	-0.52	171.25 E	43.75 S	
epsilon	1.00	113.75W	61.25N	0.51	173.75W	3.75 S	



Fig.5 Spatial pattern of the regression coefficient of MTG in and around tropical Asia.



Fig.6 Spatial pattern of the regression coefficient of SOI in and around tropical Asia.



Fig.7 Spatial pattern of the regression coefficient of DMI in and around tropical Asia.

とって、DMI の回帰係数の分布が三極構造を形成し ている。極値を取る地点での各回帰係数の表が Table 2 である。これらよりバングラデシュ周辺が周 囲の地域と異なる降水パターンを持っていることが 分かる。

Fig.6, Fig.7 はそれぞれ同じ範囲における SOI, DMI の回帰係数の分布図である。SOI はインドネシ アの東からインドネシア,インド洋北東部にかけて 正の係数をとっているが,スマトラ島南部において 正の係数が非常に小さい地域が存在する。それに対 応するように,この地域で DMI の負の係数が大き くなっている。Table 3 はスマトラ島南部の地点と,

Table 2 Regression coefficients in points ofNorth-Eastern India, Bangladesh, and Myanmar.

	83.75E	91.25E	98.75E
	23.75N	26.25N	23.75N
Solar	-0.09	0.08	0.05
QBO	0.06	0.09	0.12
PNA	-0.07	0.01	-0.03
NAO	0.02	0.00	0.00
MTG	0.81	-0.30	0.44
AAO	-0.02	0.06	0.00
SST	0.01	-0.02	-0.02
SOI	-0.06	0.02	-0.01
DMI	0.13	0.09	0.06
trend	0.07	0.13	0.10
epsilon	0.80	0.93	0.92

Table 3 Regression coefficients in points of Southern Sumatra Island and Eastern Java Island.

	103.75E	113.75E
	3.758	8.75S
Solar	-0.01	-0.01
QBO	-0.07	-0.03
PNA	0.10	0.13
NAO	0.03	-0.10
MTG	-0.06	0.02
AAO	0.06	0.09
SST	-0.01	0.00
SOI	0.10	0.27
DMI	-0.36	-0.14
trend	-0.04	-0.05
epsilon	0.80	0.85

ジャワ島東部の地点における回帰係数の表である。 これらは、スマトラ島南部が他のインドネシア域と は異なる降水量変動パターンを持つことを示してお り、地点降水量データの解析結果(江口,1983)とも 整合的な結果である。

3.3 北半球夏季, および冬季の熱帯アジアに おける解析結果

次に上記の特性が見られやすい季節を探すために, JJA, DJFの各季節のみの降水量偏差,および説明 変数を取り出して同様に重回帰分析を行った。その 結果が Fig.8, Fig.9 である。Fig.8 より JJA のみ



Fig.8 Spatial pattern of regression coefficient of MTG (top), SOI (middle), and DMI (bottom) only in JJA.



Fig.9 Spatial pattern of regression coefficient of SOI (top), DMI (bottom) only in DJF.

を取り出した解析においても,前節で示したインド 北東部からミャンマーにかけての MTG の回帰係数 の三極構造を認めることができる。これはインドモ ンスーンの雨季の特徴的なパターンといえる。一方, JJA において,スマトラ島南部に見られた SOI, DMI の回帰係数分布の特徴は見られない。また,DJF の みを取り出して行った解析では,スマトラ島南部に おいて SOI の正の係数が小さくなる一方,DMI の 負の係数が大きくなることはなかった。

これらの結果より,インドからミャンマーにかけ ての三極構造は,インドモンスーン雨季の特徴であ るのに対して,スマトラ島南部の変動パターンは必 ずしもオーストラリアモンスーン雨季の降水量変動 の反映ではないことが分かる。

4. おわりに

熱帯アジア域の季節内変動・年々変動に関わる各 種説明変数を用い,同地域の月平均降水量偏差デー タ 28 年分の重回帰分析を行った。その結果,イン ド北東部からバングラデシュ,ミャンマーにかけて の地域で MTG の係数分布に三極構造が見られた。 これは,インドモンスーン雨季 (JJA)の特徴といえ る。またインドネシアでは,スマトラ島南部が他の インドネシア域とは様子の異なる回帰係数分布であ ることが分かった。上記の係数分布の季節による違 いを調べるため,JJA,DJF のみを取り出して同様 の回帰分析を行ったところ,前者はインドモンスー ン雨季の特徴であることが分かった。

しかしながら回帰分析で表現しきれない残差が非 常に大きいことから,限られた説明変数だけでは降 水量変動を十分に表現出来ないことも事実である。

Table 4 Correlation coefficients of score of EOF 1 and 2 vs indices used in regression analysis.

	EOF 1	EOF 2
	(54%)	(16%)
Solar	0.13	0.01
QBO	0.17	0.28
PNA	-0.05	0.02
NAO	-0.28	0.29
MTG	0.30	-0.02
AAO	0.14	0.12
SST	-0.23	0.20
SOI	0.47	-0.29
DMI	0.11	0.34
Trend	0.01	-0.04



Fig.10 Spatial and temporal pattern of EOF analysis of annual mean precipitation anomalies.

そこで、降水量変動から時空間的な変動パターンを 抽出するため、 EOF 解析を行った。

Fig.10 は東経 75 度から 105 度, 北緯 30 度から 15 度の範囲における 1979 年から 2006 年までの 年降水量の EOF 解析で得られた第 1 モードと第 2 モードの空間変動パターン X_i , および時間変動 パターン t_i である。また Table 4 は得られた時間変 動パターンと回帰分析で用いた説明変数との相関係 数の一覧表である。変動の 54% をしめる第 1 モードは MTG との相関係数が 0.3 であるが, インド北東部からのミャンマーにかけての地域での MTG の 回帰係数の三極構造を示さない。第 2 モードも MTG との相関係数が -0.02 と低く, より狭い地域 での変動パターンである可能性がある。

参考文献

- 江口卓 (1983): インドネシアの降水量分布と気流系, 地理学評論, 56, 3, pp. 151-170
- 杉山高一 (1983): 多変量データ解析入門,朝倉書店, 172 pp
- 浜田順一・山中大学・Tien Sribimawati (2002): イン ドネシアにおける雨季の地理・経年変動, 気象研究 ノート, 202, pp. 243-270
- D'Arrigo, R. and Smerdon, J. E. (2008): Tropical climate

influences on drought variability over Java, Indonesia, Geophysical Research Letters, Vol. 35, No. 5, L05707

- Hendon, H. H. (2003): Indonesian Rainfall Variability: Impacts of ENSO and Local Air-sea interaction, Journal of climate, Vol. 16, Issue 11, pp. 1775-1790
- Juneng, L. and Tangang, F. T. (2005): Evolution of ENSO-related rainfall anomalies in Southeast Asia region and its relationship with atmosphere-ocean variations in Indo-Pacific sector, Climate Dynamics, Vol. 25, No. 4, pp. 337-350
- Kawamura, R. (1998): A Possible Mechanism of the Asian Summer Monsoon-ENSO coupling, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 76, No. 6, pp. 1009-1027
- Palmer, W. C. (1965): Meteorological drought, U.S. Dept. of Commerce, Research paper 45, p.p. 58
- Saji, N. H., Goswami, P. N., Vinayachandran, and Yamagata, T. (1999): A dipole mode in the tropical Indian Ocean, NATURE, Vol. 401,Issue 6751, pp. 360-363
- Wallace, J. M. and Gutzler, D. S. (1981): Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter, Monthly Weather Review, 109, Issue 4, pp. 784-812

Data Analysis on Seasonal and Interannual Variations in Precipitation in the Tropical Asia

Takuya YUASA* and Shigeo YODEN*

* Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

We describe geographic differences of the effect of Asia monsoon and El Nino in the tropical Asia by regression analysis of monthly mean precipitation anomalies. Coefficient of MTG (Meridional Thermal Gradient; Kawamura, 1998) shows a tripole structure from north-east India, through Bangladesh, to Myanmar. In the "Maritime Continent," patterns of the regression coefficients are systematically different in the southern Sumatra Island: Coefficient of SOI (Southern Oscillation Index) is smaller than the vicinity, while that of DMI (Dipole Mode Index; Saji et. al., 1999) is larger. The tripole structure from north-east India to Myanmar is typical in the Indian summer monsoon season (June to August).

Keywords: tropical Asia, precipitation, regression analysis

多角形眼を伴った台風SONGDA (2004) のエネルギー解析

中道啓輔*·竹見哲也

* 現 全日本空輸株式会社

要 旨

本研究は、多角形眼を伴っていた台風Songda (2004)の現実事例について、NCAR (National Center for Atmospheric Research) / NCEP (National Centers for Environmental Prediction)において開発された領域気象モデルWRFを用いて再現し、壁雲周辺の力学的不安定の量を定量的に知るためにエネルギー解析を行った。その結果、対流圏下層ではメソ 渦に起因するエネルギーのやり取り、中・上層では局所的な非断熱加熱に起因するエネル ギーのやり取りが示唆された。また、下層のエネルギー変換率量と眼の壁雲の波数との間 に密接な関係性があるという結果が得られた。

キーワード:台風、メソ渦、多角形眼、非軸対称構造、エネルギー解析、WRF

1. はじめに

近年,気象観測衛星の計測精度が向上し,衛星を 用いて熱帯低気圧(台風,ハリケーン,サイクロン) の眼を詳細に観測できるようになりつつある。その 一例として,5角形眼が観測された Isabel(2003)が挙 げられる。このハリケーンの眼の中には6個のメソβ スケールの渦が存在しており,1個はハリケーンの中



Fig. 1 The polygonal eyewall with 6 mesovortices of hurricane Isabel (2003). (From Fig. 1 of Kossin and Schubert (2004))

心に,他の5個は5角形の頂点付近に存在していた (Fig. 1)。これらの渦は,「メソ渦 (mesovortex また は mesocyclone)」と呼ばれている。

このメソ渦と多角形眼を結びつけた理論的研究が Schubert et al. (1999), Kossin and Schubert (2001) によ ってなされた。Schubert et al. (1999) は, 眼の壁雲付 近の接線風速の水平シアが大きくなっているところ で眼の変形が起きているという観測的研究 (Muramatsu, 1986) や竜巻の研究を基に, 順圧不安定 (水平シア不安定)の結果として台風多角形眼が生 じるという仮説をたてた。この仮説を検証するため に, 擬スペクトル順圧非発散モデルを用い, 非線形 方程式系を直接数値計算した。その結果 (Fig. 2), 彼 らが設定した初期値の場合,まず波数4の渦度の波が 卓越する。この過程においてメソ渦が生成され、多 角形眼の原因となっていることがわかる。さらに時 間発展すると単極の渦に併合するという結果が得ら れた。また, Kossin and Schubert (2001) は, Schubert et al. (1999) と同様の方法で数値積分を行うが,先行 研究に比べて、より観測で得られた知見に基づいた 渦度場の初期値を用いた。その結果,メソ渦の併合 が起こりにくく、多角形眼の形状を長い時間に渡っ て維持できることを示した。これらの研究によって, 順圧不安定により擾乱(メソ渦)が生成され、台風 の多角形眼の原因になっていることが分かっている。 一方、台風眼周辺での擾乱生成については傾圧不



Fig. 2 The time evolution of vorticity field. Low vorticity values are shaded blue and high values are shaded red. (From Schubert et al. (1999))

安定が影響していることを示唆する研究もある。台 風は暖気核を持っているため、台風の中心から動径 方向に温度勾配が存在している。さらに、台風自体 が回転しているため、回転流体ととらえることがで きる。したがって、このような状況においては台風 眼付近では、ある条件を満たせば傾圧不安定が生じ るはずであるが、前述の研究では注意が払われてこ なかった。そこで、Kwon and Frank (2005)は、台風 渦のコア付近で順圧不安定と傾圧不安定が生じる可 能性を擾乱エネルギー方程式を用いて調べた。方法 としては、まずよくバランスした台風渦を作成する。 その台風渦を、外力(鉛直シア、地表面起伏、移動 速度の効果)を除いたf平面上で、雲物理スキームお よび惑星境界層スキームを使わない設定にして、

PSU (Pennsylvania State University) – NCAR (National Center for Atmospheric Research) MM5 (5th-generation Mesoscale Model) を用い,以下の場合について理想 実験を行った。

- [EXP-1] コントロール渦より動径方向の温度勾配を 60%増やし,暖気核を強くした場合。
- [EXP-2] 相対渦度の水平勾配の符号が動径方向で変 化するように,風速プロファイルを変化させ た場合。

その結果,EXP-1では傾圧不安定のエネルギーの流れが,またEXP-2では順圧不安定のエネルギーの流れが



Fig. 3 Energy diagram for the EXP-1(left) and EXP-2(right). The energy transfer values are normalized with each maximum value. (From Kwon and Frank (2005))

それぞれの実験において卓越することが示された (Fig. 3)。したがって,台風渦のコア付近では,擾乱 の生成に関して傾圧不安定の影響があることが考え られる。

このように、台風眼周辺の擾乱生成については順 圧不安定と傾圧不安定が関与することが分かった。 しかしながら、これらの研究は現実の台風に似せた 理想場で数値実験を行い、研究を進めている。では、 現実的に再現された台風のコア周辺においては、擾 乱の生成に関わる力学的不安定がどの程度あるので あろうか?また、空間分布はどうなっているのであ ろうか?仮に、順圧不安定の量が支配的であれば、 順圧不安定の量の時間変化と台風眼壁雲の波数の時 間変化との間に関係性が見出せるのであろうか?

これらを調べるために、本研究では、現実の多角 形眼を伴っていた台風事例を選定し、領域気象モデ ルで再現する。さらにKwon and Frank (2008)で用いら れたエネルギー方程式から各エネルギー変換量を定 義し、エネルギー解析を行う。

2. 解析対象事例,実験設定および解析手法

本章では,解析対象にした台風の概要,数値シミ ュレーションの設定,エネルギー解析の手法につい て説明する。

2.1 台風Songda (2004)の概要

力学的な不安定によって多角形眼が生じていると 考えられている (Kossin and Schubert, 2001) ため, 実 際の観測データから多角形眼が解析された台風をエ ネルギー解析の対象としたい。本研究においては, 台風 Songda(2004): T0418 を選定した。この理由は, Songda が上空を通過した那覇空港に設置されてい るドップラーレーダーで得られた観測データを定量 的に解析した結果, 沖縄上陸前には波数4-5, 上陸後



Fig. 4 Radar echo from the Okinawa Weather Surveillance Radar at 1000UTC 5 September 2004. Typhoon Songda has double eye structure.

には波数2の多角形眼が解析されている (Kusunoki and Mashiko, 2006) からである。また, Songda の構 造的な特徴としては2重眼を持っていることである (Fig. 4)。

2.2 実験設定

数値シミュレーションを行う領域気象モデルとし て,NCAR/NCEP (National Centers for Environmental Prediction) で開発されている Advanced Research WRF (ARW) Modeling System Version 3.0.1 を用いた。 また,初期値境界値に用いたデータは,気象庁領域 客観解析データ (RANAL:水平分解能 20km) と NCEP Final Analysis (NCEP FNL:水平分解能 1°) デ ータである。水平格子間隔は,第1領域 (D1) で9km, 第2領域 (D2) は3kmである。水平格子点数は,D1が 290×270,D2が166×166とすることから,計算領域 はD1が28N,127Eを中心とする2610km×2430km,D2 が498km×498kmである(Fig. 5)。D2の大きさは台風 Songdaの中心からレインバンドまで十分計算できて



Fig. 5 Model computational domains.

いるものである。なお、D2は双方向移動ネスティン グ機能を用いて、台風中心を追跡しながら時々刻々 と領域設定されている。積雲対流パラメタリゼーシ ョンは、D1にKain-Fritcshスキームを用い、D2には使 用していない。惑星境界層乱流スキームにはノンロ ーカルクロジャーモデルのひとつであるYSUスキー ムを使用している。雲微物理スキームとしては、雲 水・雨水・雲氷・雪・水蒸気の混合比を予報変数と して各種別間の変換過程をモデル化したWSM5スキ ームを採用している。Table 1にシミュレーションの 主な設定をまとめて示す。

Table 1	Configu	ration	of this	numerical	simulation.
10010 1	compa		0 I UIII 0		01111011011011.

	D1	D2
Data	RANAL	RANAL
Initial Time (UTC)	04.9.3.1200	04.9.4.0000
Finish Time (UTC)	04.9.7.1200	04.9.7.1200
Time Interval (s)	36	12
Hori. Space Interval (km)	9	3
Hori. Grid Number	290×270	166×166
Vertical Grid Number	35	35
Cumulus Parameterization	Kain-Fritsch	Non
PBL Scheme	YSU	YSU
Microphysical Scheme	WSM5	WSM5

2.3 エネルギー解析

本研究では Kwon and Frank (2008) で用いられた エネルギー方程式を使って,平均場や擾乱成分の運 動エネルギー,有効位置エネルギーの変換過程を調 べる。エネルギー方程式の導出については Kwon and Frank (2008) を参照されたい。なお,平均場とは台 風中心を原点として,シミュレーションで得られた 各物理量を方位角平均した場:台風軸対称成分を示 す。また,擾乱とは平均場からの偏差を示す。

2.4 台風中心の決定

エネルギー解析では、台風中心の位置は重要であ る。なぜならば、中心の位置の違いによって、各物 理量の平均場や偏差の値に影響するからである。

最も簡単な中心の定義は海面気圧の最低値の位置 であるが、この方法ではシミュレーションの解像度 が向上すればするほど、真の中心の周りを反時計回 りに回転することが知られている。

そこで本研究では、気圧場の幾何学的な中心、つ まり気圧場の重心を台風の中心として定義した。こ れによって中心が大きく振動せず、強い接線風速や 渦度の輪の重心を見付けることができる (Braun 2002)。



Fig. 6 Time evolution of the eyewall of simulated typhoon Songda. Shaded color denotes hydrometeors of cloud water, cloud ice, rain water and snow at a height of 0.5km. Contour line denotes sea level pressure. Blue circle denotes centroid center. Red circle denotes minimum pressure center. (a)1200UTC, (b)1220UTC, (c)1240UTC, (d)1300UTC, (e)1320UTC and (f)1340UTC.

3. シミュレーション結果とその検証

本章では、Songda(2004) をARWで数値シミュレー ションした計算結果と現実との差異を眼の壁雲の構 造・経路・中心気圧などで示す。その際、本研究で 用いた方法によって決定された台風中心の正確さに ついても評価する。

3.1 台風中心の検証

本節では、本研究における台風中心の定義に基づ いて決定した中心位置の精度を検証する。Fig. 6 は ARWでシミュレートされた台風Songdaの中心付近 の高度0.5kmにおける凝結水分量および海面気圧で ある。左上から右下まで順に、9月4日1200UTCから9 月4日1340UTCまでの水平分布を示している。赤丸が 最低気圧の格子点を示しており、青丸が本研究にお ける台風中心位置である。眼の壁雲の時間変化(Fig. 6 のシェード)を見ると、最低気圧の位置は各時刻にお いて、壁雲に近い位置に偏っている。その一方で、 本研究において定義した中心位置は、壁雲の重心付 近に位置しているように見える。このことから、本 研究における台風中心の定義に基づくことで時間・ 空間的にほぼ正確に台風中心の位置を求められてい ることが分かる。

3.2 台風眼の構造

気象庁合成レーダー図(Fig. 4)で見られるように Songdaは,はっきりとした2重眼構造を呈していた。 このとき眼の大きさについては,内側の眼の直径が 30-40km程度,外側の眼の直径が100km程度であった。 一方,Fig.6は前述した合成レーダー図(Fig.4)の時間 的にほぼ対応したシミュレーション結果における Songdaの中心付近の凝結水分量(シェード)である。 2重眼の構造は再現されていないことが分かる。なお, この時間帯以外の計算結果にも2重眼構造は再現さ れなかった(図省略)。この再現された眼の大きさ は直径100km程度である。したがって,現実台風に おける外側の眼を十分に再現していると考えられる。

3.3 経路

Fig. 7は台風Songdaの気象庁ベストトラックの経路(赤実線)と計算結果から求めた中心の経路(黒 実線)を示している。計算結果はベストトラックが 示す中心位置から数時間遅れて北上していることが 分かる。また,計算結果の経路はベストトラックよ りも約100km西を北西(転向後は北東)に進行して いることが分かる。しかしながら,このような差異 はあるものの,移動パターンはよく一致していると 見て取れる。



Fig. 7 Tracks of typhoon Songda from JMA(Japan Meteorological Agency) best track analyses (red line) and the model output (black line). Number symbols denote the positions every 24h, with the corresponding date and the time given (00UTC). Blue line denotes the position of minimum sea level pressure center.

3.4 中心気圧

Fig. 8はベストトラックの中心気圧(赤実線)と計 算結果の中心気圧(黒実線)である。ベストトラッ クによる最低中心気圧は925hPaであることに対して, 計算結果では930hPa程度である。また時系列で比較 すると,+-10hPa程度の差異が生じている。しかし ながら,中心気圧の値および時間推移ともに,全般 的にはモデルで再現された台風は現実台風とよく一 致していると言える。



Fig. 8 Time series of the center pressure of typhoon Songda from JMA best track analyses (red line) and the model output (black line). The latter line draws from 12h in a simulation time when the simulation of second domain begins.

3.5 シミュレーション結果と現実台風との妥当性

シミュレーション結果と現実台風の差異に関し て3.2節から3.4節で示したことをまとめると以下の ようになる。

- ・経路についてはパターンがよく一致していた。
- スピンアップ後の中心気圧は発達した現実台風
 を十分に再現している。
- ・2重眼は再現されていないものの,外側の眼の大 きさは現実台風と整合的であった。

以上のことからシミュレートした台風は現実台 風と比較すると、2重眼が再現されていないことな どに差異はあるものの、経路・強度および外側の眼 の大きさはよく再現されていた。したがって、現実 台風で作用している物理過程について、シミュレー ションにおいても表現されていると考えられる。そ こで、シミュレーション結果を解析することで、多 角形眼を伴う台風の力学過程を調べることにする。

4. メソ渦の存在





Fig. 9 Shaded in color is the hydrometeors. Vector are the asymmetric winds relative to the moving typhoon at a height of 0.5km. Blue circle shows typhoon center.

Fig.9の非軸対称風ベクトルに注目すると,中心から約80km離れた北西,北東,南東象限に渦を巻くシステムがあることがはっきりと分かる。非軸対称風速から計算した渦度の鉛直成分を調べると(図省略),ほぼそれらのシステムに対応した位置で渦度が大きくなっていることが分かる。これらの渦は,それに伴う凝結水分量や非軸対称風の水平分布から,鉛直スケールが2-3km,また水平スケールが20-30km程度のメソ渦であると言える。同時に,このメソ渦は多角形眼の頂点付近に存在していることも見てとれる。

5. 台風壁雲付近のエネルギー解析

本章では,現実的に再現された台風Songdaの壁雲 付近のエネルギー量および力学的不安定の量を定量 的に見積もるために,エネルギー解析を行う。

5.1 エネルギー解析の概念図

エネルギー解析の詳細については, Kwon and Frank (2008)を参照頂きたい。ここでは, エネルギーのやり 取りを概念化した図を示す。



Fig. 10 Energy flow diagram. MPE, EPE represent azimuthal mean available potential energy and perturbation available potential energy, respectively. MKE, EKE are azimuthal mean kinetic energy and perturbation kinetic energy, respectively. The energy produced by diabatic heating flows in MPE or EPE.

Fig. 10のMPE, EPEはそれぞれ, 平均場の有効位置 エネルギー, 擾乱の有効位置エネルギーを示してい る。MKE, EKEはそれぞれ, 平均場の運動エネルギ ー, 擾乱の運動エネルギーを示している。矢印は各 エネルギー間の変換率量(正)を示している。なお, MPEとEPEに流入するエネルギー変換率量は, 非断 熱加熱によるエネルギーソースである。

5.2 解析時間

解析時間として,2004年9月4日1200UTC(シミュ レーション時間:24h)から同年9月6日0600UTC (同:66h)までと設定した。この解析時間の設定理 由は,開始時間については十分スピンアップが完了 した時間であり,終了時間についてはシミュレート された台風Songdaが転向する前の時間であるからで ある。

この解析時間内では、代表的な外力成分である台 風の移動速度が小さく、鉛直風シアも弱いことが分 かっている(図省略)。

15 10 z [km] [g/kg] 4.5 4.0 3.5 3.0 2.5 2.0 1.5 1.0 5 0 160 140 180 40 60 80 100 120 R [km]

Time Averaged ENERGY[J/kg]

Fig. 11 The spatial distribution of time averaged each energy [J/kg]. MPE, EPE, MKE and EKE are indicated by green line (contour interval: 200 [J/kg]), blue line (1 [J/kg]), black line (500 [J/kg]) and red line (20 [J/kg]), respectively. Shaded color denotes hydrometeors corresponding to typhoon's eyewall.

5.3 時間空間平均したエネルギー分布

本節では,解析時間内で時間平均し,台風中心を 中心として空間平均したエネルギー分布を示す。Fig. 11は時間平均したMKE(平均場の運動エネルギー), EKE(擾乱の運動エネルギー),MPE(平均場の有効位 置エネルギー),EPE(擾乱の有効位置エネルギー)を 表している。

MKE(Fig. 11の黒線)には台風の壁雲付近のエネル ギー量として最も大きいものである。これは接線風 速の分布によく似ている。MKEのピークは高度約 1.5km半径100kmにあり、その値は約2000J/kgである。

EKE(Fig.11の赤線)には特徴的なピークが2箇所あ る。1箇所目は高度約1km半径70kmで,2箇所目は高 度約2.5km半径105kmの地点である。前者はその存在 箇所から、メソ渦に対応したものであると考えられ る。後者は眼の壁雲から発散と考えられる。二つの ピークの他に上方へとなだらかに続くEKEの存在箇 所は,眼の壁雲の位置とよく一致していることから, 眼の壁雲の対流活動による非軸対称性と考えられる。

MPE(Fig. 11の緑線)には台風の暖気核に一致して いる。台風中心に近づくにつれて値が大きくなって いる。

EPE(Fig. 11の青線)には2箇所のピークが見られる。 1箇所目は眼の壁雲付近の高度約5km半径110kmである。2箇所目は対流圏上層の眼の壁雲に沿った場所である。 Time Averaged ENERGY CONVERSION [J/kg/s]



Fig. 12 The spatial distribution of time averaged each energy conversion [J/kg/s]. MPE \rightarrow EPE (baroclinic energy conversion), MKE \rightarrow EKE (barotropic energy conversion), MPE \rightarrow MKE and EPE \rightarrow EKE are indicated by green line (contour interval: 0.002 [J/kg/s]), black line (0.01 [J/kg/s]), orange line (0.05 [J/kg/s] :solid: positive, 0.01 [J/kg/s]: dash : negative) and blue line (0.01 [J/kg/s]), respectively. Shaded color denotes hydrometeors corresponding to typhoon's eye-wall.

5.4 時間空間平均したエネルギー変換率の空 間分布

本節では、5.3節と同様の方法を用いて、台風眼周 辺におけるエネルギー変換率の空間分布を求めた結 果を示す。

順圧エネルギー変換率(MKE→EKE)(Fig. 12の黒 線)は2箇所に正のピークがある。1箇所目は高度約 1km半径70kmにあるものである。これは接線風速の 水平シアが大きい領域に対応している。2箇所目は高 度約2.5km半径100kmの位置のものである。これら2 箇所はEKEの分布とよく似ており、台風壁雲付近で 台風渦の運動エネルギーが擾乱の運動エネルギーに よく変換されていることがわかる。

(傾圧エネルギー変換率(MPE→EPE)(Fig.12の緑線) は対流圏上層である高度約13km半径140kmにピーク がある。最大値は0.01[J/kg/s]程度である。

MPEからMKEに変換されるエネルギー変換率 (Fig.12の橙線)は他のエネルギー変換率よりも量が 多く,壁雲全体に分布しているのが分かる。最大値 は高度約10km半径130kmにおいて0.2[J/kg/s]程度で ある。また,眼の中には負の領域もある。

EPEからEKEに変換されるエネルギー変換率 (Fig.12の青線)は高度約5km半径120kmにピークが見 られる。最大値は0.03[J/kg/s]である。



Fig. 13 The spatial distribution of time averaged each energy source [J/kg/s] by diabatic heating. \rightarrow MPE, \rightarrow EPE are indicated by green line (contour interval : 0.05 [J/kg/s]), blue line (0.01 [J/kg/s]), respectively. Shaded color denotes hydrometeors corresponding to typhoon's eye-wall.

5.5 時間空間平均したエネルギーソース率の 空間分布

5.4節と同様に,エネルギーソース率を求めた結果 を示す。Fig. 13は時間平均した各有効位置エネルギ ーソースの空間分布である。

非断熱加熱による平均場の有効位置エネルギーソ ース(Fig.13の緑線)は眼の壁雲の広い領域に存在し ていることが分かる。3箇所にピークが見られ,それ ぞれ高度約2km半径80km,高度約4km半径100km,高 度約10km半径130kmの場所である。

非断熱加熱による擾乱の有効位置エネルギーソース(Fig.13の青線)は平均場の有効位置エネルギーソース(Fig.13の青線)は平均場の有効位置エネルギーソースに比べて、局所的にソースが存在しているという特徴がある。ピークは高度約5km半径120kmと高度約10km半径140kmにある。量的には、MPEのエネルギーソースの方がピークの場所において20倍程度大きい。

6. 台風眼の波数と順圧不安定の量との関係

本章では、台風の眼の波数と順圧不安定の量(順圧 エネルギー変換率)の関係を議論する。メソ渦(擾乱) 生成に関わる順圧不安定と台風眼の波数には関係性 があると示唆されている(Kossin and Schubert 2001)。 この関係性を念頭に置き、エネルギーという視点に 立って、台風眼の波数を説明できるかどうか調べる。 この際、シミュレーションで再現されたメソ渦の鉛 直・水平スケールを考慮して,エネルギー解析を実 施する体積積分範囲を決定する。

6.1 解析時間

解析の対象とした期間は、外力(例えば、鉛直シ アや移動の効果)が小さい2004年9月4日1200UTC(シ ミュレーション時間:24h)から2004年9月6日 0600UTC(同:66h)までと設定した。これは外力に よる擾乱の発生の可能性を否定できず、これら の影響を最小限にするためである。なお、この 解析時間の時間設定は5章と同様である。

6.2 メソ渦の鉛直・水平スケールとエネルギ 一解析の体積積分範囲

メソ渦の鉛直スケールについて,注意深く高度別 の水平断面を観察すると高度3kmでは,それよりも 下層に存在していた渦の回転成分がより小さくなっ ていることが分かる。したがって,メソ渦の鉛直ス ケールは約3kmであると言える。これらのメソ渦の 鉛直・水平スケールから,エネルギー解析を施す体 積積分の範囲を水平には半径50kmから100kmとし, 鉛直には0.5kmから3kmとした。

6.3 エネルギー解析

本節では6.2節で定義した積分範囲におけるエネ ルギー量および順圧エネルギー変換率を中心に各エ ネルギー変換率の量を求める。

Fig. 14(a)は各エネルギーの時間変化である。 MKE(Fig. 14(a)の黒線)は時間の経過とともに減少



Fig. 14 The time series of (a) each energy [J] and (b) each energy conversion [J/s]. (a) MPE, EPE, MKE and EKE are shown by green line, blue line, black line and red line, respectively. (b) Barotropic energy conversion and baroclinic energy conversion are by black line and green line, respectively.

している。特に,解析時間の前半(24-45h頃)は大きな 減少傾向がみられるが,解析時間の後半(45-66h)には 減少率は小さくなっているのが分かる。

MPE(Fig.14(a)の緑線)は漸次増加していることが 分かる。これは台風の眼の暖気核が時間とともに発 達していることに対応していると考えられる。

EKE(Fig. 14(a)の赤線)とEPE(Fig. 14の青線)は解析 時間の前半に減少している。また, EKEの解析時間 後半には, 周期約3時間の波が見られる。

Fig. 14(b)は平均場から擾乱に変換されるエネルギ 一変換率量の時間変化を示している。

順圧エネルギー変換率(Fig. 14(b)の黒線)には大き な変動があり,解析時間の前半は後半よりも2-3倍大 きな値をとっている。40hを過ぎたころから小さな変 動がのっているものの定常状態に近くなっている。

傾圧エネルギー変換率(Fig. 14(b)の緑線)の量は,他 のエネルギー変換率量に比べても明らかに小さい。

6.4 台風眼の波数解析

台風眼の壁雲に発生している波の波数を定量的に 解析するため、フーリエ級数展開をした。フーリエ 級数展開の対象として、高度0.5km半径80kmの気圧 場を選んだ。この理由はメソ渦が存在している領域 が半径80km周辺で、メソ渦による気圧低下を考慮で きると考えたからである。

Fig. 15は波数解析した結果である。解析時間の前 半(シミュレーション時間:20-45h)ではより高波数 の波の振幅が大きいことが観察できる。また,解析 時間後半(同:45-66h)は波数2の波が3時間程度の周 期をもって卓越していることが分かる。



Fig. 15 The time series of the spectrum for pressure field at 0.5km (altitude) and 80km (radius). The wave number 2, 3, 4 and 5 are red line, green line, blue line and black line, respectively. The vertical axis is amplitude [hPa].

7. 考察

本章では、5章および6章の考察を行う。

7.1 眼の壁雲下層のエネルギーのやり取り

眼の壁雲内でエネルギー変換率を表した(Fig. 12) では、高度4km以下では順圧エネルギー変換(Fig. 12 黒線)が2箇所において特に卓越していることが分か る。この1箇所(高度約1km半径70km)はメソ渦の存在 している場所とよく似ており,現実的にシミュレー トされた台風においても順圧エネルギー変換によっ てメソ渦が生成されていることを示唆している。こ のことは, Schubert et al. (1999) やKossin and Schubert (2001)が主張している順圧不安定によるメソ渦の生 成について、エネルギー論的に裏付けたと考える。 これらの下層での順圧エネルギー変換が卓越してい るという事実と非断熱加熱によるMPEのソースや MPEとMKEの間のエネルギー変換率の空間分布や 量を考えると、高度4km以下では次のようなエネル ギーフローの概念図(Fig. 16)ができる。この図では, 線の太さは,量や変換率量が大きさに比例している。



Fig. 16 The conceptual energy flow diagram below 4km.

7.2 眼の壁雲中・上層のエネルギーのやり取 り

高度4-6km半径120kmに注目すると非断熱加熱に よってEPEのエネルギーソースが大きい(Fig. 13 青 線)ことが分かる。これは、この場所においてEPEの 増加につながり(Fig. 11 青線)、さらにEPEからEKE に変換されて(Fig. 12 青線)、EKEの増加につながっ ている。このようなエネルギーのやりとりは高度 10km半径140kmでも認められる。これらの原因は、 エネルギーソースの式の定義から、非断熱加熱が局 所的に増加したことと捉えることができる。すなわ ち、眼の頂点付近にある下層のメソ渦によって眼の 壁雲に高相当温位の空気塊が非軸対称に流入し、こ れらが大量に凝結することで周りの空気を暖めてい ることに相当する。

この空間でのエネルギーフローの概念図はFig.17 のように考えられる。



Fig. 17 The conceptual energy flow diagram above 4km.

7.3 台風眼の波数と順圧不安定の量との関係

メソ渦が存在している領域で体積積分した順圧不 安定の量(Fig. 14 黒線)とメソ渦の存在している台風 半径における気圧場のスペクトル(Fig. 15)を比較す る。順圧不安定の量が大きくなっている時間帯(24 -40h)では,波数4または波数5の波の振幅が大きくな っている。一方,順圧不安定の量が全体として小さ いときにおいては,そのピーク(51h,56h,61h頃)に 比べて,波数2の振幅のピーク(53h,58h,62h頃)が 約2時間程度遅れて生じているが,良い対応を示して いる。これらの事実から,順圧エネルギー変換率の 量が大きいときには,より高波数の波にエネルギー が渡されるということが推測される。

8. 結論

本研究では,現実台風眼周辺のエネルギーのやり とりに関する研究課題を設定した。本研究で得られ た結論は以下の通りである。

眼の壁雲付近の高度4kmまでは、→MPE→MKE→ EKEというエネルギーのやりとりがある。これらは メソ渦との関連が深い。一方、眼の壁雲付近の高度 4-6km,高度10kmでは、→EPE→EKEというエネルギ ーのやりとりがある。これらは、下層でメソ渦によ って流入した高相当温位塊が局所的に凝結し、非断 熱加熱増加したことが原因だと考えられる。

順圧エネルギー変換が大きいときには,波数の大 きい波にエネルギーが渡されて,台風眼はより多角 形眼になる。逆に,順圧エネルギー変換が小さいと きには,波数の小さい波にエネルギーが渡されて, 台風眼は楕円眼になる。

謝 辞

京都大学防災研究所気象・水象災害研究部門暴風 雨・気象環境研究分野 石川裕彦教授には,建設的 なご意見を頂戴致しました。この場を借りてお礼申 し上げます。

参考文献

- Braun, S. A., (2002) : A cloud-resolving simulation of hurricane Bob (1991): storm structure and eyewall buoyancy. Mon. Wea. Rev., 130, 1573-1592.
- Braun, S. A., M. T. Montgomery, and Z. Pu, (2006) :High-resolution simulation of hurricane Bonnie (1998).Part I :The organization of eyewall vertical motion.J. Atmos. Sci., 63, 19-42.
- Hong, S. Y., and H. L. Pan, (1996) : Nonlocal boundary layer vertivcal diffusion in a medium-range forecast model. Mon. Wea. Rev., 124, 2322-2339.
- Hong, S. Y., J. Dudhia, and S. H. Chen, (2004) : A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. Mon. Wea. Rev., 132, 103-120.
- Kossin, J. P., and W. H. Schubert, (2001) : Mesovortices, polygonal flow patterns, and rapid pressure falls in hurricane-like vortices. J. Atmos. Sci., 58, 2196-2209.

-----, and -----, (2004) : Mesovortices in hurricane Isabel. Bull. Amer. Meteor. Soc., 85, 151-153.

Kain, J. S., J. M. Fritsch, (1993) : Convective parametarization for mesoscale models: The Kain -Fritsch scheme , The representation of cumulus convective in numerical models, K. A. Emanuel and D. J. Raymond, Eds., Amer. Meteor. Soc., 246pp.

Kwon Y. C., and W. M. Frank, (2005) : Dynamic

instabilities of simulated hurricane-like vortices and their impacts on the core structure of hurricanes. Part I : dry experiments. J. Atmos. Sci., 62, 3955-3973.

- ——, and ——, (2008) : Dynamic instabilities of simulated hurricane-like vortices and their impacts on the core structure of hurricanes. Part I: moist experiments. J. Atmos. Sci., 65, 106-122.
- Mashiko W., (2005) : Polygonal eyewall and mesovortices structure in a numerically simulated typhoon Rusa. SOLA, 1, 29-32.
- Marks, F. D., and R. A. Houze, (1984) : Airborne doppler rader observations in hurricane Debby. Bull. Amer. Meteor. Soc., 65, 569-582}.
- Muramatsu, T., (1986) : The structure of polygonal eye of a typhoon. J. Meteor. Soc. Japan., 64, 913-921.
- Schubert, W. H., M. T. Montgomery, R. K. Taft, T. A. Guinn, S. R. Fulton, J. P. Kossin, and J. P. Edwards, (1999) : Polygonal eyewalls, asymmetric eye contraction, and potential vorticity mixing in hurricanes.
 J. Atmos. Sci., 56, 1197-1223.

Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, and X. Y. Huang, W. Wang, J. G. Powers, (2008) : A description of the advanced research WRF version 3. NCAR Tech. Note, NCAR / TN-475+STR, 126pp., Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo.

Kusunoki, K. and Mashiko, (2006):

Doppler radar investigations of the inner core of typhoon Songda (2004) polygonal / elliptical eyewalls, eye contraction, and small-scale spiral bands. Presented at 27th Conf. Hurric. Trop. Meteorol., Monterey, CA.

The energy analysis of Typhoon SONGDA(2004) with a polygonal eyewall

Keisuke Nakamichi* and Tetsuya Takemi

*All Nippon Airways Co., Ltd.

Synopsis

In this study, we simulate Typhoon Songda(2004) which had a polygonal eyewall with a regional atmospheric model to elucidate the spatial distribution of each energy and energy conversion around its eyewall under a realistic meteorological setting. The simulated results indicate that there were energy exchange produced by mesovortices in the lower layer of the troposphere and by diabatic heating in the middle and the upper layer. We conclude that there is a close relationship between the energy conversion and the wavenumber of typhoon eyewall in the lower layer of the troposphere.

Keywords: Typhoon, Mesovortex, Polygonal eyewall, Asymmetric structure, Energy analysis, WRF

数値計算パラメータによって変化する塵旋風の構造の感度実験

大野洋・竹見哲也

要 旨

Weather Research and Forecasting (WRF)を用いて発達した対流混合層の Large Eddy Simulation (LES)を行った。複数の解像度を用いて計算し,解像度ごとに再現される対 流混合層・対流セル・下層に発生する微細渦がどのように変わってくるかを調べた。そ の結果,再現された対流混合層の統計的性質は解像度にはあまり依存しなかったが,形 成される対流セルは解像度が上がるにつれてより小さくなった。また,対流セルの境界 で発生している微細渦を全て抽出してコンポジット解析を行ったところ,解像度が上が るにつれて発生する渦は小さく,強くなることが分かった。特に強くなった渦について その発生過程を調べてみると,複数の渦が融合することでより強い渦が形成され,その 後もtiltingやstretchingの効果により強化されていた。

キーワード: LES,対流混合層,対流セル,微細渦,融合

1. はじめに

塵旋風(英名:dust devil) はアメリカ中南部や オーストラリアにてよく観測されてきた(Sinclair, 1969, 1973, Kaimal and Businger, 1970, Bluestein, 2004, Hess and Spillane, 1990)。この渦は



Photo 1 Dust devil (from Gu et al. (2008))

乾燥地域においてよく発生し,地表から大量のダス トを空気中に放出していることで知られている。大 気中ダストの空間分布は全球規模での放射収支にも 関わっているので,ダストを巻き上げる塵旋風の発 生機構を調べることは重要である。

上述の観測から,次に挙げられる点が塵旋風の発 生に重要な役割をしていることが分かっている。1) 比較的平らな地形, 2) 日射が強い, 3) 平均流が弱い。 夏季の上記の地域では、これらの条件が満たされて 対流混合層がよく発達しているので数多くの塵旋風 が観測されるものと思われる。

最近では、計算機の発達に伴って塵旋風そのもの を再現しようという試みがなされてきている。Kanak et al. (2000), Fiedler and Kanak (2001), Kanak (2005) に代表されるように、平均流が無い状態で平坦な地 表面に一定の熱フラックスを与えるとセル状対流が 形成され、その頂点の上昇流の部分に鉛直旋回流が 形成され、この渦が塵旋風に対応していると考えら れている。

Kanak et al. (2000) は水平格子幅35m・鉛直格子幅 10m を用いて主に対流混合層中に発生するセル状 対流の再現を目的とした計算を行い,あまり現実的 な大きさではない(直径約300 m)が,下層に鉛直渦 が生じることを示した。一方,Kanak (2005)では水 平格子幅2 m・鉛直格子幅約4 m の高解像度にて計算 を行い,より現実的な大きさ(30 m)の微細渦を再 現することに成功している。塵旋風自体が数m~数 十mの大きさなので,シミュレーションで再現され る鉛直渦の構造は,この範囲の解像度に大きく依存 しそうである。

Toigo et al. (2003) は、火星における数値シミュ レーションで四種類の大きさの平均流を用いて発生 する渦を再現した。その結果として、平均流が無い 場合と一番強い場合にとても強い渦が発生していて その中間の強度の風速では渦はあまり強くなってい なかった。観測研究では平均流が弱いほど塵旋風は よく発生すると言われているが, Toigo et al. (2003) の結果はこれに反するものである。

このように、今まで塵旋風の発生とその環境場の 関係を調べた研究は数多くなされているが、塵旋風 そのものの発生過程に関する研究は少ない。つまり 塵旋風の発生過程がいまだ解明されていないので、 理論と観測・シミュレーションの結果の不一致が起 こっていると思われる。この研究の目的は、再現さ れる微細渦が数値計算の解像度による依存性、また 強い渦の発生・強化・維持メカニズムを明らかにす ることである。

2. 計算設定

数値計算にはThe National Center for Atmospheric Research (NCAR) にて開発されたWeather Research and Forecasting (WRF) -version3.0を用いた。WRFは世 界各地で多くのユーザーがおり、また現在も続々と 改良が行われている数値モデルである。本研究で用 いたversion3.0は2008年になってリリースされたも ので、最新かつ信頼性の高いモデルと言える。

このWRF-version 3.0のオプションの一つとして、 理想的な気象場を設定してLESを行うことが出来る ものがある。用いる物理過程は乱流パラメタリゼー ションと下端の境界条件をバルク法で与えるスキー ムが用いられている。放射過程や雲物理も導入する ことは出来るが、今回は用いなかった。計算領域は 水平方向に1 km四方で鉛直方向に1.5 km。水平方向 には周期境界条件を用いた。水平解像度は3 m, 5 m, 10 m, 15 m, 20 mで, 鉛直解像度は下層では水平解像 度と同程度で上層になるにつれて粗くなるストレッ チグリッドを使用した。初期場として、高度800 mま では300 Kでそれ以降は0.01 Km⁻¹で上昇させて, 安 定層で蓋をされた混合層を想定した。また、一般流 はゼロであり、地表面に一定の熱フラックスを与え て, 強い日射により地面付近が強く温められている 状況を仮想的に作り出した。計算初期にはモデル下 部から5層にわたって、乱数を用いた微小な擾乱を 温位に与えて対流が励起されるようにした。

3. 結果

計算開始から5 t. 程経過すると,場は完全に乱れた乱流場となり対流セルが形成される(Fig. 1)。 t.=hw.⁻¹ \approx 500 sであり, h \approx 1 kmは対流混合層の深さでw $\equiv (gH_0h\theta_0^{-1})^{1/3} \approx 2 \text{ ms}^{-1}$ である。ここでgは重力加速度で, $H_0 = 0.24 \text{ kms}^{-1}$ は地表に与える熱フラックスである。これらの図を見ると,対流セルは下層ほど細かい構造をしており,上層になるに従って大きな構造をしていることが分かる。図に示 した二つの解像度では、モデル最下層の高度が違う ために見られる対流セルの大きさも顕著に異なって いる。しかし、高度を約50 mに揃えてみると、大ま かには同じスケールの対流セルが形成されているこ とが分かる。そして図中の実線で囲まれた領域に注 目すると、これらの領域が上昇流の位置と一致し、 また解像度が上がるにつれて渦が多く形成されてい ることが分かる。



Fig. 1 Horizontal sections of updraft and vertical vorticity. The area framed by light green line denotes updraft. Solid contour denotes vertical vorticity magnitude more than 0.15 s^{-1} . (a) and (c) [(b) and (d)] are of at the bottom layer [50 m], and (a) and (b) [(c) and (d)] are of 5m [10 m] resolution.

計算開始から60分(\approx 7t.) \sim 90分(\approx 11t.) の乱 流統計量をとったものがFig. 2 (b), (c) である。 上述した対流混合層の代表的なパラメータを用いて 無次元化を行っている。これらが示す鉛直構造は対 流混合層に特有の分布を表していて,先行研究 (Kanak et al., 2000) とも一致している。一方で, 統計量には解像度ごとの有意な差はあまり見られな いことが分かる。これらのことから,解像度によら ず統計的には同じ性質を持った対流混合層が形成さ れたと判断した。

3.1 コンポジット解析

Fig. 1 で示した様に, 再現されたセル状対流の境 界付近には多数の鉛直渦が形成されている。ここで, 発生している渦の特徴を調べるために, 強い渦を全 て抽出してコンポジット解析を行った。渦の抽出の 際には圧力偏差が5 Pa, 渦度の絶対値が0.15 s⁻¹とい う閾値を決定し, これらを上回る強度を持った強い 渦を7 t.~11 t.にわたって抽出した。

再現された対流混合層内には様々な大きさ・強度を 持った渦が多数形成されている。圧力分布(Fig. 4)



Fig. 2 Vertical profile of horizontally averaged ; (a) potential temperature ; (b) heat flux ; (c) varience ; (d) skewness normalized by the representative parameters.

を見ると,解像度が20 m, 15 mの場合には中心圧力 偏差が5-10 Paの渦が多数を占めるが,解像度10 m, 5 m,3 m の場合では稀に20 Paを超える強力な渦が形 成されていることが分かる。どのようにしてこれら の渦が生成されていたかを調べたところ,複数の渦 が融合する過程を経ていることが分かった。(これ に関しては後程議論する。)

また、渦のスケールも解像度に大きく依存しそう である。Fig. 5を見ると、解像度を上げるにつれて 最大風速半径を表現する格子数が増えている。これ は、徐々に渦が解像されつつあるとみなせることで はあるが、これを有次元に直してみると、解像度が 上がるにつれて再現される渦のスケールが小さくな っていくことが分かる。つまり、3mという超高解像



Fig. 3 Pressure deviation profiles of all vortices at a height of 50m. Longitudal axis is distance from the center. (a), (b), (c), (d), and (e) are of 20 m, 15 m, 10 m, 5 m, and 3 m resolution, respectively.



Fig. 4 Frequency distributions of radius of maximum wind (RMW). Longitudal axis is RMW normalized by grid scale and latitudal axis is ratio among all the vortices.

度のLESをもってしても、今だ現実的な塵旋風を解 像するには至っていないということを示している。 とはいっても、その発生機構になんらかの示唆を与 えることは出来ると思われるので、解像度3 mにお いて強い渦がどのように発生していたかを追ってい くことにする。

3.3 再現された渦の構造

解像度3 mの実験では、中心部の圧力偏差が40 Pa を超える程強い渦が発生していた。Fig. 6 にこの強 い渦の発生過程を示す。Fig. 6において、5050 sには中 央下付近にはっきりとした渦が認められる。また、 渦とは言い切れないが水平シアにより渦度が大きい 領域が (x,y)=(550,325) 付近に存在している。5060 s にはこの領域で大きな渦度を形成し、5070 sには更に 二つの渦が融合する様子が見られた。5080 sでは、渦 の中心部が下降流であり、また渦の周辺部に渦度の 極大値を持つtwo-cell構造を持つ程までに発達して いる。このような構造を持つ渦の存在はBluestein et al. (2004) によって実際に観測で実証されている。

この強い渦がこの後, tiltingやstretchingによって強 化されていく様子を見てみる。Fig. 7(a) は渦度方 程式

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \zeta \approx \boldsymbol{\xi} \frac{\partial w}{\partial x} + \eta \frac{\partial w}{\partial y} - \boldsymbol{\zeta} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (1)$$

の傾斜項(右辺1,2項目)と上昇流の関係について描いたものである。この時,(u,v,w)と(**を**,**η**,**ζ**)は それぞれの(x,y,z)方向の成分の速度ベクトルと渦 度ベクトルを表している。Fig. 7 (a)を見ると,上



Fig. 5 Horizontal sections of vertical velocity (shaded), vorticity (contoured) with interval 0.3 s^{-1} from 0.15 s^{-1} , and vectors at every second grids through 5050 s – 5080 s.

昇流のすぐ近くである (x, y)=(515, 310)~(540, 345) に渡って傾斜項が大きい領域がある。これは, セル 状対流の境界付近に存在している水平渦がこの強い 渦に取り込まれ,上昇流の水平勾配によって渦度の 鉛直成分が発生して渦が更に強化されていることを 示唆している。このことは, Maxworthy (1973) が示し た維持メカニズムとは違う維持メカニズムが存在し ていることを示している。とは言っても本研究では 平均流は考慮していないので,平均流によって渦度 のソースが造られると主張したMaxworthy (1973)の 理論の是非を検討することは出来ない。

この強い渦の鉛直構造についても特徴的な点がい くつか認められる。Fig. 7 (b) は, Fig. 7 (a) において y=303 mに固定した時の鉛直断面である。下層では渦 の周囲で強い水平収束がみられ、そのすぐ上方で水 平発散が見られる。これらは強い渦に共通して見ら れる特徴 (Gu et al., 2008) なので、かなり詳細に渦 が再現されていることが分かる。また図には示して いないが、渦度が0.15 s⁻¹以上の領域が高度約300 m 程まで伸びていることが分かった。

4. 結論

地表に一定の熱フラックスを与え、無風状態の対 流混合層のLESを複数の解像度を用いて行い、再現 された対流混合層と微細渦への解像度依存性を調べ、 また再現された強い渦の発生・強化過程にも注目し た。その結果、対流混合層自体は解像度ごとの有意 な差は見られなかったが、その下層に再現される渦 のスケール・強度は解像度に大きく依存しているこ



Fig. 6 (a) Horizontal section of vertical velocity (shaded) and tilting term (contour) with interval 0.03 s^{-2} from 0.01 s^{-1} at z=1.5 m and t=5080 s. (b) Vertical section of vertical vorticity (shaded) and horizontal divergence (contoured) with interval 0.1 s^{-1} (the zeroline is omitted).

とが分かった。また、高解像度において強い渦の発 生過程を詳細に追ったところ、複数の渦の融合がき っかけとなって渦が強くなり、その後もtiltingや stretchingによって渦が強められていることが分かっ た。

一方で,渦中心の圧力偏差は最も強い渦でも40 Pa 強であったが,実際に観測されているものは2.5 hPa ~4.5 hPaと言われている(Kanak, 2006)ので,今だ 現実的な塵旋風が再現できたとは言い難いのが現状 である。今後,下層付近を更に詳細に表わすことで より現実的な強い渦が再現されることが期待される。

謝辞

本研究は日本学術振興会科学研究費の支援を受け て行われました。また,京都大学防災研究所暴風雨 気象環境研究分野の石川裕彦教授,堀口光章助教, 奥勇一郎特任助教らには的確な助言を頂きました。

参考文献

- Bluestein, H. B., Weiss, C. C., and Pazmany, A. L. (2004), Doppler radar observations of dust devils in Texas, Mon. Wea. Rev., 132, 209–224.
- Fiedler, B. H., and Kanak, K. M. (2001), Rayleigh-benard convection as a tool for studying dust devils, Atmos. Sci. Lett., 2, 104–113, doi:10.1006/asle.2001.0043.
- Gu, Z., Qiu, J., Zhao, Y., and Li, Y. (2008), Simulation of terrestrial dust devil patterns, Adv. Atmos. Sci., 25 (1), 31–42, doi:10.1007/s00376-008-0031-7.
- Hess, G. D., and Spillane, K. T. (1990), Characteristics of dust devils in Australia, J. Appl. Meteor., 29, 498–507.
- Kaimal, J. C., and Businger, J. A. (1970), Case studies of
a convective plume and a dust devil, J. Appl. Meteor., 9, 612–620.

- Kanak, K. M., Lilly, D. K., and Snow, J. T. (2000), The formation of vertical vortices in the convective boundary layer, Q. J. R. Meteorol. Soc., 126, 2789–2810.
- Kanak, K. M. (2005), Numerical simulation of dust devil-scale vortices, Q. J. R. Meteor. Soc., 131, 1271–1292, doi:10.1256/qj.03.172.
- Kanak, K. M. (2006), On the numerical simulation of dust devil-like vortices in terres1trial and Martian convective boundary layers, Geophys. Res. Lett., 33 (L19S05), doi: 10.1029/2006GL026207.

Maxworthy, T. (1973), A vorticity source for large-scale dust devils and other comments on naturally occurring columnar vortices, J. Atmos. Sci., 30, 1717–1722.

- Sinclair, P. C. (1969), General characteristics of dust devils, J. Appl. Meteor., 8, 32–45.
- Sinclair, P. C. (1973), The lower structure of dust devils, J. Atmos. Sci., 30, 1599–1619.
- Toigo, A. D., Richardson, M. I., and Ewald, S. P. (2003), Numerical simulation of Martian dust devils, J. Geophys. Res., 108 (E6, 5047).

The Sensitivity of the Structure of Dust Devil-Like Vortices to Computational Parameters

Hiroshi OHNO and Tetsuya TAKEMI

Synopsis

Dust devils often occur in arid area. In order to elucidate their structure, we conducted Large Eddy Simulation (LES) of well developed convective boundary layer (CBL) using Weather Research and Forecasting (WRF) model with constant heat flux at the surface under no mean winds conditions. The sensitivity experiments to model resolution are also conducted.

The results indicated that CBL and convective cells were not sensitive to resolution. However, it was found by composite analyses that vertical vortices generated at the boundaries of the convective cells got smaller and more intense as the resolution was finer. Besides, it was also found that intense vortex was generated by the merger of vortices and intensified by the effects of tilting and stretching.

Keywords: LES, CBL, convective cells, vertical vortices, merger

ピーク負圧と位相解析

河井宏允

要旨

建築物に作用する風圧変動波形と振幅及び位相特性の関係を,自然風中で観測された潮 岬風力実験所での大型高層建築物模型の壁面に作用する風圧変動の解析によって調べた。 風上面に作用する正圧変動の波形と側面に作用する負圧変動の波形は,極めて異なってい るが,振幅スペクトルを固定し位相スペクトルを交換した場合,それぞれの波形は元の波 形と極めて類似する。特に,ピーク負圧は,正圧変動の振幅スペクトルと負圧変動の位相 スペクトルの組合せによって極めて良く再現できることから,ピーク負圧の出現は位相特 性によって支配されていると考えられる。ウェーブレット解析によって周波数ごとの波形 の位相を調べた結果,ピーク負圧出現時には,ある周波数を中心として複数の周波数で位 相が揃っていることが確認された。このことは,ピーク負圧の原因となる強い渦がある周 波数領域で階層構造を保っていることを示している。

キーワード:風圧変動,ピーク負圧,位相スペクトル,ウェーブレット解析

1. はじめに

地震の波形の再現において,位相が極めて重要で あることは,各所で指摘されている。例えば,神戸 地震波の位相のみを用い,振幅特性として標準波を 用いた場合には,神戸地震に極めて良く似た波形が 再現される。そのため,地震応答解析では,振幅特 性に加えて,位相特性として,幾種類かの既存の地 震波の位相を用いて,波形を再現して応答解析が実 施される。また,力学的に地震波の位相特性を推定 する方法も盛んに研究されている(佐藤ら(2000))。

風工学においても,屋根に作用する風圧変動にお いて良く観察されるパルス状のピーク負圧の波形を 位相特性で検討しようということ試みがなされてい る(Kumar(2000))。この試みでは,シミュレートされ た波形を,実験で得られた歪度や尖度といった高次 の確率変量に適合するように,位相特性を変化させ る。しかし,この方法には力学的な特性との対応は なく,あくまでパルス状の風圧変動波形の模擬であ る。

本報告は,風圧変動特にピーク負圧の再現におい て,位相特性がどのような役割を果たしているかを, 潮岬で得られた大縮尺の高層建築物模型に作用する 風圧変動のデータを用いて解析した結果について述 べたものである。解析の結果,波形の再現において は,振幅特性はほとんど影響せず,位相特性が決定 的な役割を果たすことが明らかとなった。この原因 は,風圧変動のエネルギーの大部分が低周波数域に あることと密接に関係する。また,ピーク負圧は, 低周波領域の変動の変動を含めたピーク負圧特性に 関係する周波数領域の風圧変動の位相整合によって 生じることが明らかとなった。

2. 解析データ

解析には,Fig.1に示した潮岬風力実験所に設置さ れた大縮尺の高層建築物模型(2×2mの正方形断面で 高さが8m)で2004年3月3日に観測された風圧変動記 録(Fig.2)を用いた(奥田(1994))。このデータが 取得された時の平均風向は278度(北風を0度として 時計周りが正),平均風速は12.6m/sであった。Fig.2 に示したデータは北面の最頂部西端の測定点北5と, 最頂部から2段目の西面の中央の西8のデータである。 風向がグランシングアングルにあたるため,北5には 時折,1~2秒程度の周期を持つ大きな局部負圧が観測 されている。



Fig.1 Large scale model of a tall building



Fig.2 Time history of pressure coefficient at W8 and N5

3. 風圧変動の振幅と位相特性

Fig.3はFig.2に示した風圧変動のフーリエ振幅スペ クトル(0Hz ~ 50Hz)を示したものである。Fig.3の横軸, 縦軸はともに普通目盛りである。フーリエ振幅は,低 周波数から高周波数に向かうにつれて急速に減少し, 風圧変動のエネルギーが大凡10Hz以下の低周波数領 域にのみ存在することが分かる。Fig.4は,2Hzまでの フーリエ振幅スペクトルである。低周波数領域におけ るフーリエ振幅にはかなりのバラツキが認められる が,高周波数に向かうにしたがってバラツキは見かけ 上小さくなる。 Fig.5は,2Hz以下の位相スペクトルを示したもので ある。フーリエスペクトルとは異なり,見かけ上,位 相スペクトルはかなり不規則であり,この図からはこ れといった特徴はないように思われるが,後に述べる ように,一見不規則に見えるこの位相スペクトルの中 に,波形を決定する重要な情報が含まれている。



Fig.3 Amplitude spectra of pressure fluctuations (0Hz-50Hz)



Fig.4 Amplitude spectra of pressure fluctuations (0Hz-2Hz)



Fig.5 Phase spectra of pressure fluctuations (0Hz-2Hz)

4. 位相特性と波形

Fig.5に示したように,一見不規則に分布している 風圧変動の位相特性がどのように波形に影響してい るかを調べるため,西8の風圧変動のフーリエ振幅と 北5の風圧変動の位相特性を用いたフーリエ成分を 合成して,新たな風圧変動の波形を生成しFig.6に示 した。波形生成にあたっては,元の風圧変動記録か ら,平均値を差し引いた上,振幅をそれぞれ標準偏 差で基準化したものを使用した。

Fig.6は,西8の振幅スペクトルと北5の位相スペク トルによる合成波形である。図に示されているよう に,合成された波形は北5のオリジナル風圧変動波形 と極めて良く似たものとなる。ゆっくりとした低周 波数域の風圧変動の特性に加えて,ピーク状の大き な負圧が極めて良く再現されることが分かる。因み



Fig.6 Comparison between original waveform at N5 and wave form reproduced by Fourier amplitude at W8 and Fourier phase at N5..



Fig.7 Comparison between original waveform at W8 and wave form reproduced by Fourier amplitude at N5 and Fourier phase at W8..



Fig.8 Comparison between original waveform at N5 and wave form reproduced by Fourier amplitude at W8 and Fourier phase at N5. 0Hz – 2Hz



Fig9 Comparison between original waveform at N5 and wave form reproduced by Fourier amplitude at W8 and Fourier phase at N5. 0Hz – 2Hz

に,両者の相関係数は0.85ときわめて高い。このこ とは,フーリエ展開をおいて,振幅スペクトルより も位相スペクトルの中に,波形の再現に繋がるより 重要な情報が隠されていることを示している。

Fig.7は,Fig.6とは逆に,北5の風圧変動のフーリエ 振幅と西8の風圧変動の位相特性を用いて合成した 波形を示している。この場合には,西8の風圧変動に よく似た波形が合成される。この場合の相互相関係 数は0.64であり,Fig.6に示した北5の波形の再現より もかなり小さい。

このように,位相スペクトルが波形の再現に極め て重要な役割を果たしているは,西8と北5の風圧変 動の振幅スペクトルが振幅の大きな低周波数側では 大差がなく,また高周波数側での振幅が極めて小さ かったことによるものと思われる。

5. 波形の再現と必要周波数領域

Fig.3に示したように,フーリエ振幅スペクトルで は,高周波数領域における振幅は極めて小さい。し たがって,波形の再現において,高周波数域の変動 は余り効かないのではないかと思われる。Fig.8は, 2Hzまでの西8の風圧変動の振幅スペクトルと北5の 風圧変動の位相スペクトルを用いて波形を合成した 結果を示したものである。データ数において,1/25 になるが,結果は50Hzまでの全データを用いた場合 より,はるかに良くオリジナル波形と一致する。特 に,ピーク負圧については,極めて良く再現できる ことが分かる。因みに,オリジナル波形と再現波形 の相互相関は0.986と極めて大きい。このことから, ピーク負圧を含めて,波形を特徴付ける重要な情報 は2Hz以下の周波数領域における位相特性の中に含 まれていると考えられる。

Fig.9は、より長いデータについて、2Hz以下の西8 の振幅スペクトルに北5の位相スペクトルを適用し、北5 のオリジナルデータと比較したものである。短いデ ータに適用した時に比べると、元のデータとの相関 は若干小さくなるが、ピーク局部負圧の性状は良く 捉えられており、位相情報の有用性が確認された。

Fig.10は0.5Hzまでのデータを用いて波形を合成し た結果である。0.5Hzまでのデータを用いても,波形 の大凡の様子は再現されているが,ピーク負圧はか なり小さくなってしまう。したがって,ピーク負圧 に関する情報は,0.5Hzから2Hzの間に含まれている と考えられる。



Fig10 Comparison between original waveform at N5 and wave form reproduced by Fourier amplitude at W8 and Fourier phase at N5. 0Hz - 0.5Hz

Fig.11は波形合成に必要な周波数と時刻38秒付近 のピーク負圧の大きさとの関係を図示したものであ る。図に示されているように,使用するデータの上 限周波数が2Hz以上では,ピーク負圧の大きさは変化 しない。これより,ピーク負圧に関する情報は,ほ ぼ2Hzまでの位相スペクトルに含まれていると考え られる。なお,北5のオリジナル風圧変動データの 38秒付近のピーク負圧のおおきさは,-5.458であり, 2Hzまでの西8の風圧変動の振幅スペクトルを用いた ピーク負圧の値-4.827の1.13倍,即ち,合成した波形 は,元の波形のピーク負圧を1割強程度過少評価する。

6. ピーク負圧と位相

波形を合成した場合,ピーク風圧が生じる位相条 件は,合成する周波数の波形のピークが同じ時間に 生じることである。ここでは,簡単なため,正のピ ークが生じる条件を考える。波形の基本周期(解析 データ区間)を Tとし,この区間におけるピークに ついて考察する。この区間の基本周期の波形を $\sin 2\pi f_1 t$ とすると,その最大値はT/4の時に生じる。 基本周期の 1/nの周期を持つ波,即ち周波数 $f_n = n/T$ の波の最大値はT/4nの時に生じるので, 2 つの波のピークが一致する場合の基本周期の波と の時間差は,

$$\frac{T}{4} - \frac{T}{4n} = \frac{n-1}{4n}T$$
 (1)

これを周波数 $f_n = n/T$ の波の位相差に直すと, $(n-1)\pi/2$ となる。基本周期の波形に位相差 θ がある場合,即ち波形が $\sin(2\pi f_1 t + \theta)$ で表される場合には,時間差は,



Fig.11 Effect of upper bound frequency to peak suction

$$\left(\frac{T}{4} - \frac{\theta}{2\pi}T\right) - \frac{T}{4n} = \frac{n-1}{4n}T - \frac{\theta}{2\pi}T$$
(2)

となる。これを周波数
$$f_n = n/T$$
の波の位相差に直

すと,
$$\frac{n-1}{2}\pi + n\theta = n\left(\frac{\pi}{2} + \theta\right) - \frac{\pi}{2}$$
となる。このよ

うに,基本周波数のn倍の周波数を持つ波の場合の 位相差は,nに比例して増加することになる。なお, 隣合う周波数の位相差は,π/2+θとなり一定であ る。

Fig.12 は , 振幅が全て1の20個の波形 sin $(2\pi nft + \theta_n)$ について,位相差を一致させた場合 の波形を示したものである。基本周期の波の初期位 相は30度としている。この図から位相差を調整して ピークが揃えた場合の波形は,実験で得られるピー ク風圧変動の波形に類似することが分かる。

Fig.13は、ピーク負圧が発生した側面風上端(北5)



Fig.12 Simulated wave composed by sum of sin function with synchronized phase.



Fig.13 Phase difference spectrum (N5).



Fig.14 Decomposition of wave by 4th order B-Spline wavelet. (N5).

の風圧変動の位相スペクトルより求めた隣り合う周 波数間の位相差を示したものである。もし,前節で 示したように,全ての周波数の波のピークが揃うな らば,位相差は3となる。Fig.12より,確かに位相差 が3付近となる場合が多いが,その傾向は明瞭ではな い。したがって,この解析データ区間でのピーク局 部負圧の発生は,全ての周波数の波のピークがこの 解析区間で一致したわけではなく,この解析区間内 のある特定の時間にある範囲の周波数の波のピーク が一致することに原因があるのではないかと考えら れる。次節では,このことを確認するため,時間周 波数解析のひとつであるウェーブレット解析によっ て,波形を解析し,ピーク局部負圧発生時にどのよ うな現象が生じているかを解析する。

7. ウェーブレット解析

Fig.14は,4階のBスプラインウェーブレットを用 いて北5の波形の多重解像度解析を行った結果であ る(Chui(1992))。このときに用いたデータは,Fig.9 に示した波形の10秒から50秒の4096個のデータであ



Fig.15 Level of components when negative peaks occur, N5

る。元波形から平均値を引いたデータを $f_{12}(t)$ と表し, このデータのウェーブレット変換を2,4,8,16個・・・・と2の巾乗 ごとに求め,これを順に $f_{11}(t), f_{10}(t), f_{9}(t), f_{8}(t)$ ・・・と する。次に, $f_{i}(t) と f_{i-1}(t)$ の差 $g_{i-1}(t) = f_{i}(t) - f_{i-1}(t)$ を求め,この時刻歴を表示する(Chui (1992))。元 の波形 $f_{12}(t)$ は $f_{12}(t) = \sum g_{i}(t)$ のように,各次数の $g_{i}(t)$ の和として表される。Fig.14では, g_{11} から g_{1} までを大きい周波数から順に並べ,右端にそれぞれの 字数に対応する周波数を示している(河井(2008))。

Fig.14に示されているように、ピーク局部負圧が観 測される時間においては,ある周波数帯での変動が 同時にピークを持つことが分かる。したがって、こ れらの時間では隣り合う周波数帯の位相差が一定と なると考えられる。ただ,同時にピークとなる周波 数帯は,ピーク局負圧の特性によって変化する。パ ルス状の大きなピーク局部負圧が観測された8.9秒, 22.5秒,28.6秒における各周波数の振幅を縦軸に,周 波数を横軸にしてFig.15に示した。最も大きなピーク が観測された28.6秒では、1.17Hzの振幅が最も大きく ピークの全振幅の40%を占める。一方,22.5秒のピ ークでは0.59Hzの変動成分の寄与が最も大きく, 2.34Hzの変動が続く。8.9秒では0.29Hzの変動が最も 大きく,1.17Hzの変動が続く。このように,表れる ピーク局部負圧の特性によって,中心となる変動の 周波数が異なり、変動が同期する周波数帯も異なる。 なお, Fig.9に示したように, ピーク局部負圧の出現 には規則性は認められない。このように, ピーク負 圧はある周波数帯で変動が同期することに伴って生 じるが,これはピーク局部負圧を引き起こす流れの 構造が階層構造をなしていることを示唆している。 即ち、ピーク負圧が出現する時、ある周波数の渦を 中心にカスケード的に流れ場に含まれる渦が通過し ているということを示している。

Fig.16, Fig.17は分解された1.17Hzの波形データ



Fig.16 Amplitude spectrum of pressure fluctuation at N5



Fig.17 Phase difference spectrum of pressure fluctuation at N5

(4096個)をフーリエ変換し,その振幅スペクトル と位相差スペクトルを示したものである。時間・空 間解析を行うウェーブレット解析では,各周波数に 分解された波形といえども,Fig.16に示されたように 多くの周波数成分を含んでいる。しかし,Fig.17に示 されているように,位相差は1.75ラジアン(100度) 付近に集中しており,ピーク負圧が位相整合によっ て生じることを示している。

8. 結論

潮岬風力実験所に設置された大縮尺の高層建築物 模型に作用する風圧変動データを解析した結果,以 下のことが明らかとなった。

- (1) 風圧変動の特性を左右するのは、振幅特性よりも 位相特性である。
- (2) 面に対してやや斜めから風が当たる時に,側面の 風上端付近に発生する大きなピーク負圧は,周波

数2Hz以下の変動による。

- (3) ピーク負圧をもたらす風圧変動の位相特性と、周 波数2Hz以下の風上面の振幅スペクトルによって、 ピーク負圧をもたらす風圧変動をほぼ完全に再 現することができる。したがって、振幅スペクト ルをランダム位相の正弦波の合成によって求め、 そのフーリエ振幅スペクトルと、ピーク負圧をも たらす風圧変動の位相スペクトルを組合せれば、 ピーク負圧をもたらす風圧変動を模擬すること ができる。
- (4) ピーク負圧はある周波数付近の変動の位相が揃った時に生じる。本解析に用いた風圧変動の場合, 1.17Hz付近での数個の波の位相がそろうだけで大きなピーク負圧がもたらされた。
- (5) ピーク負圧をもたらす中心となる周波数の時刻 歴波形は,低周波数領域を含めて,ほぼ中心周波 数の2倍の周波数までに,変動のエネルギーが分 布し,フーリエ分解された波の位相差はほぼ一定 となる。したがって,中心となる風圧変動の時刻 歴波形は,位相差を適切に模擬できれば容易に再 現することができる。

謝 辞

本研究に用いられた観測データは,独立法人建築

研究所の奥田泰雄が中心となって作成した高層建築 物模型の風圧観測システムによるものである。ここ に,記して感謝の意を表する。

参考文献

- 奥田泰雄(1994):直方体建築物に作用する風圧力 の機構に関する実験的研究,京都大学博士論文.
- 河井宏允(2008),円錐渦と局部負圧,日本風工学会誌, Vol.33. No.3, pp204-211.
- 佐藤忠信・室野剛隆・西村昭彦(2000):観測波に 基づく地震動の位相スペクトルのモデル化,土木学 会論文集, No. 640, pp. 119-130.
- Charles K. Chui (1992), "An Introduction to Wavelets", Academic Press, INC
- Kawai,H.(2004): Filed Measurement of Wind Pressure on Buildings, ;Wind Engineering & Science, International Workshop o Wind Engineering \$ Science, pp.170-181.
- Kumar,K.S.and T.Stathopoulos: A computerized Approach Replacing Wind Pressure Time Series, (8th ASCE Specialty Conference on Probabilistic Mechanics and structural Reliability, PMC2000-018.

Importance of Phase Characteristics Related with Strong Peak Suction

Hiromasa KAWAI

Synopsis

Amplitude and phase characteristics of pressure fluctuations observed in a large scale building model in natural wind were investigated by Fourier and wavelet analyses. Characteristics of the pressure fluctuation do not depend on the amplitude characteristics but mainly on the phase characteristics. Particularly large peak suction on a side face for glancing wind occurs when the phase of several components is arranged in some frequency region so that peaks of each component waves appear at the same time. The arrangement occurs randomly and the arrangement range of the frequency is different from a peak to a peak.

Keywords: pressure fluctuation, peak suction, phase spectrum, wavelet analysis

試作された耐衝撃性能試験用エアーキャノンの性能

丸山 敬・河井宏允・西村宏昭*・加茂正人

*(財)日本建築総合試験所

要 旨

日本における建築物外装材の耐衝撃性能の標準仕様や試験方法の策定に資するため,高 速で飛来する飛散物を模擬する加撃体を射出し,外装材の耐衝撃試験を行うためのエアー キャノンを作製した。エアーキャノンの設計にあたっては,アメリカ合衆国やISO基準に 準ずる耐衝撃性能試験を行えるようにした。本報告では,外装材の耐衝撃性能を評価する 既存の試験・評価方法を概説するとともに,作製した装置の性能試験結果について述べる。

キーワード:エアーキャノン,飛散物,耐衝撃性能試験,外装材,飛来物

1. はじめに

2006年には死者3名を出した延岡市の竜巻や,死 者9名を出した北海道佐呂間町の竜巻など,各地で 多数の竜巻が発生した。これを受けて,竜巻に伴う 強風による建築物の被害が精力的に調べられた(田 村,2007;日本風工学会,1007;田村,2008)。

それらによると、風で吹き飛ばされた瓦や屋根葺 き材、破壊された建築物などの破片が他の建築物や 構造物、電線などに高速で衝突することによる外装 材等の被害が台風時と比較して顕著であった。その 原因は、破壊された飛散物が衝突した先で新たな飛 散物を生み出すという被害の連鎖が生じたことにあ ると考えられる。したがって、竜巻などの強風被害 の防止・軽減のためには、飛散物からの建築物の防 備が重要であり、飛散物からの攻撃を直接受ける外 装材の飛散物に対する耐衝撃・破壊特性の解明と性 能向上が必要である。

これに対して, 我が国の風荷重関連の基規準には 飛散物からの防備に対する規定はなく, 外装材の飛 散物に対する耐衝撃性能を考慮していないのが現状 である。一方, アメリカ合衆国では, ハリケーンや トルネードなどの強風によって生じる飛散物による 建築物の被害に対して, 外装材の耐飛散物衝撃性能 の標準仕様や試験方法が定められ, これらはISOによ る開口部の板ガラスの耐衝撃性能試験規定でも参考 にされている。

本研究では、日本における建築物外装材の耐衝撃

性能の標準仕様や試験方法の策定に資するため,高 速で飛来する飛散物を模擬する加撃体を射出し,外 装材の耐衝撃試験を行うためのエアーキャノンを作 製した。エアーキャノンの設計にあたっては,アメ リカ合衆国やISO基準に準ずる耐衝撃性能試験を行 えるようにした。本報告では,外装材の耐衝撃性能 を評価する既存の試験・評価方法を概説するととも に,作製した装置の性能試験結果について述べる。

2. 耐衝撃試験に関する既存の方法

2.1 外装材の性能評価基準:ASCE 7-05

アメリカ合衆国においてはASCE(American Society of Civil Engineers)7-05で、ハリケーンを対象 とした飛散物の衝突による外装材の性能基準を定め ている。それによると、ハリケーン常襲地域 (hurricane-prone regions)のうち基本風速(basic wind speed:地上10mにおける3秒ガスト風速)が110mph 以上であって、沿岸から1 mile以内の地域とハワイ、 および、基本風速が120mph以上の地域を飛散物地域

(wind-borne debris regions)と指定している。さらに, 建築物を用途に基づきIからIVの4つの用途カテゴ リーに区分し,重要度の高い区分II,III,IVに該当 する建築物は,飛散物地域内において下記ASTM (American Society for Testing and Materials)規格に定 める性能標準試験方法と耐衝撃性能に関する標準仕 様に従った耐衝撃性能をもつ外装材で防御されねば ならない,と定めている。

レベル	材質 (重量,寸法)	衝撃速度
А	鋼球(2g±5%)	39.62m/s(130ft/s)
В	2×4角材 (910g±100g, 52.5cm±100mm)	15.25m/s (50ft/s)
С	2×4角材(2050g±100g, 1.2m±100mm)	12.19m/s (40ft/s)
D	2×4角材(4100g±100g, 2.4m±100mm)	15.25m/s (50ft/s)
Е	2×4 角材(4100g±100g, 2.4m±100mm)	24.38m/s (80ft/s)

Table 1 Missile's level in ASTM E1996-04

2.2 性能標準試験方法: ASTM E1886-04

上記ASCE 7-05により飛来物対策をとらねばなら ないと定められた建築物の外装材は, ASTM E1886-04に定める方法により試験を行い,下記ASTM E1996-04に定める標準仕様を満たさなければならな い。ASTM E1886-04では,試験体を設置し,加撃体 (missile)による試験体への加撃を行い,その後,指定 された手順に従って試験体に繰返し圧力載荷を加え た後の試験体のひび割れの状態などの観察,および 結果の報告事項の詳細を定めている。

2.3 耐衝撃性能に関する標準仕様:ASTM E1996-04

ASTM E1996-04では、ハリケーン常襲地域に建つ 建築物に使われる外装材に関して、上記ASTM E1886-04で定める試験を実行するために必要な情報 を提供している。そこではTable1に示すように、加 撃体は材質、重量、寸法、耐衝撃速度によりAから Eまでの5レベルに区分される。また、建築物はそ の重要度により、強化防御(enhanced protection)、 重要施設(essential facilities)、基本防御(basic protection)、非防御(unprotected)に分類され、強 化防御、および基本防御に分類される建築物の外装 材耐衝撃試験に用いる加撃体は、Table2に示すよう に、外装材の高さと風速ゾーンによってレベルが決 められている。

本仕様書は、ハリケーン時に破れない建築用外装 材として用いることができるかどうかを判断する基 準を与えている。これにより、建築物内部のハリケ ーンによる被害の影響を最小限にし、室内圧の上昇 を小さくすることができる。また、本仕様書はハリ ケーンに対して作られたものであるが、竜巻など飛 散物を生み出す強風にも使用できる。

2.4 開口部の板ガラスの耐衝撃性能試験

ISO (International Organization for Standardization)に よる開口部の板ガラスの耐衝撃性能試験ISO 16932 では, ASTM E1886-04とASTM E1996-04に準じた破 壊的な強風に安全に耐えうる板ガラスの耐衝撃性能 試験方法と性能基準を定めている。それによると、 鋼球や木片を試験体に衝突させた後,指定された手 順に従って試験体に繰返し圧力載荷を加え,試験体 のひび割れの状態などを観察し測定すること,およ び結果,報告の詳細を定めている。加撃体の種類, 速度の詳細は後述する。

2.5 JIS: 落球試験, ショットバック試験

JIS (日本工業規格) では建築用ボード類, ガラス などに対する耐衝撃試験法として, 取付枠に試験体 を水平に固定し、上方から鋼球を落下させる落球試 験。取付枠に試験体を鉛直に固定し、鉛散弾を充填 した皮革袋を振り子式に自由落下させ加撃させるシ ョットバック試験が規定されている。耐衝撃性能の 判定基準は試験体の種類により異なり、例えば、パ ルプセメント板、化粧サイディング、化粧石膏ボー ド,ガラス繊維強化ポリエステル波板では, 亀裂, 剥離、貫通、割れ、くぼみの直径を規定している。 また、複合金属サイディングでは、心材の脱落およ びジョイントのはずれがないことを規定している。 ガラスでは破壊した場合の開口の大きさなどが規定 されている。これらの試験は主に運搬時の耐衝撃や 人体などの衝突を対象としたもので、竜巻などの突 風時の飛来物のように、高速で衝突する物体を想定 したものではない。

2.6 アメリカ合衆国における試験の実際

アメリカ合衆国で行われている高速飛来物体に対 する耐衝撃試験を紹介する。上述したASTM E1886-04では、ゴム紐を用いた射出装置(バンジー 試験装置)の一例が示されている。しかし、現在で は耐衝撃試験方法として、圧縮空気を用いたエアー キャノン、あるいはトルネードキャノンと呼ばれる 装置が多く用いられている。この装置はPhoto1に示 すようにエアータンクに溜められた圧縮空気を細長 い筒に導き、筒内部に装填された加撃体を高速で射 出する装置であり、ISO 16932でも紹介されている。

Table 2 Category of buildings and missile7s level in ASTM E1996-04

建物区分		基本	防御	強化防御		
例		仮設や小規模構造物 を除く構造物		医療施設,発電所,警察 避難シェルター,国防機関など		
外装材の高さ Z		Z≦9.1m	9.1m <z< td=""><td>$Z \leq 9.1 m$</td><td>9.1m<z< td=""></z<></td></z<>	$Z \leq 9.1 m$	9.1m <z< td=""></z<>	
風速ゾーン	1, 2	レベルC	レベルA	レベルD	レベルD	
	3, 4	レベルD		レベルE		

ここで,風速ゾーンは以下のように与えられる.

1:基本風速が110mph以上120mph未満の地域とハワイ.

2:基本風速が 120mph 以上 130mph 未満. 沿岸から 1 mile を超える地域.

3:基本風速が130mph以上140mph以下の地域. あるいは,基本風速が120mph

以上 140mph 以下の地域で,沿岸から1 mile 以内の地域.

4:基本風速が140mph を超える地域.



a. Texas Tec.

b. Fulorida University

Photo 1 Examples of air-cannon

Photo 1aはテキサス工科大学風科学工学研究セン ター(Texas Tech University, Wind Science and Engineering Research Center)で用いられているエア ーキャノンである。同センターでは、1970年代から 飛散物の衝突による外装材の耐衝撃性能試験に関し て,試験方法や評価方法の研究・開発,合衆国にお ける標準仕様や試験方法の策定に携わってきており, 現在でも研究や各種性能試験を行っている。Photo 1b はフロリダ大学土木海岸工学科(Florida University Civil & Coastal Engineering)で用いられている可搬式 のエアーキャノンで、実物建築物に加撃体を衝突さ せて、実際に被害にあった建築物の外装材の耐衝撃 破壊試験を行える。

3. 作製したエアーキャノンの概要

エアーキャノンの作製に際しては、ASTMおよび ISO基準に従った外装材の耐衝撃試験を行うことを 念頭において設計した。完成したエアーキャノンは、 Fig. 1, Photo 2に示すように、コンプレッサー、リザ ーブタンク、開閉弁、調圧弁、エアータンク、取付 枠、バタフライ弁、砲身、台座、光電センサー、レ

ーザポインターで構成される。コンプレッサーで加 圧され,3001の容量をもつリザーブタンクに貯めら れた圧縮空気は、開閉弁を開き調圧弁により所定の 圧力で容量1001のエアータンクに供給される。試験 時にはPhoto 3のバタフライ弁を開いて砲身内を加圧 し、装填された加撃体を射出する。開閉弁およびバ タフライ弁は遠隔で操作され、モニターシステムで 加撃体が通過する部分,および試験体付近に人が立 ち入らない、などの安全確認を行った上で作動する 仕組みになっている。加撃体の速度はPhoto 4のよう に砲身先端付近に取り付けられた光電センサーを用 いて計測される。また、Photo 5の砲身下部に取り付 けられたレーザポインターにより示された光点 (Photo 6)を指標として、試験体への加撃位置を決 める。開閉弁,調圧弁,エアータンク,バタフライ 弁,および砲身は一体として台座に取り付けられて いる。試験体への加撃位置は台座を上下左右に移動 することで調整する。

加撃体の速度は,エアータンクに蓄えられる空気 圧で調整する。また,加撃体として木製の角材を用 いるときには, Photo 7のようにサボと呼ばれるポリ



Fig. 1 Overview of air-cannon

Photo 2 Air-cannon



a. Back view



b. Front view



Photo 3 Butterfly bulb



Photo 4 Photo sensor



Photo 5 Laser pointer



Photo 6 Specimens on the holder



Photo 7 Configuration of missile (lumber)



エチレン製の円盤(厚さ16mm,直径99.8mm,重さ 125g)を角材の後部に取り付け,硬質塩化ビニル管 (VP100:呼び径100mm,肉厚6.6mm)製の砲身との 隙間をできるだけなくすことで高速で射出すること ができる。加撃体の最大射出速度は4mの砲身を用い た場合,900kPaの圧力,サボを含む重さ3kgの角材(2 ×4材,断面;38mm×87mm)で75m/sを確認した。 試験に際しては

- ・試験時に人が危険地域、すなわち、エアーキャノンと試験体の間に立ち入らないようにすること。
- ・安全確保を確認できなければ試験体の発射ができ ないような操作システムとすること。

によって安全を確保した。試験時に人が危険地域に 立ち入らないようにするために,危険地域を監視す る監視カメラをPhoto 8のように試験体取付治具の上 方および側方に取付け,試験時に人が危険地域に入 っていないことを確認するようにした。また,試験 装置操作中には飛散防止用スクリーンを試験体取付 治具の外側に展開し,試験体と観察者の間を仕切り, 観察者が試験体に近づけなくし,かつ,試験体の破 片が観察者の方に飛んで来ないようにした。さらに, 赤色回転灯を発光して危険を知らせるようにした。



Photo 8 Screan Table 3 Missile type and speed in ISO 16932

タイプ	重量 (材質)	衝撃速度 (許容誤差)
А	2g±0.1g (小鋼球)	39.7m/s (±1%以内)
В	2.05±0.1kg (小木片)	12.2m/s (±2%以内)
С	4.1±0.1kg (中木片)	15.3m/s (±2%以内)
D	4.1±0.1kg (中木片)	24.4m/s (±1%以内)
E	6.8±0.1kg (大木片)	22.4m/s (±2%以内)

4. 装置の性能検定

4.1 射出速度と空気圧の関係

前述のサボを取り付けた木製の角材を加撃体として射出した場合に,エアータンク内の空気圧 *P*(MPa)と光電センサーで計測された加撃体の速度 *V*(m/s)の関係を求めた。4mの砲身を用いて4.1kg, 1.83mの2×4角材を射出した場合,光電センサーを 用いて測定された加撃体の射出速度と圧力の関係は Fig.2のようになり,次式で近似できた。

$$V = 12.0\ln P + 50.0 \tag{1}$$

4.2 再現性

ISO 16932ではTable 3に示すように,加撃体は重量, 材質,衝突速度によりAからEまでの5タイプに区 分されている。衝突速度の許容誤差は,23m/s以下の 場合は±2%以内,23m/sより大きい場合は±1%以内と 決められている。以下ではISO基準に従い,加撃体の 射出速度の再現性を確かめた結果を示す。加撃体の タイプに応じて,必要となるエアータンクの空気圧 を求め,その空気圧で加撃体を幾つか射出し,速度



Fig.4 Speed of missiles ; \circ : measured data, with 2m barrel

を光電センサーで読み取ったところ,結果はFig.3の ようになった。Table3中,タイプBおよびCの結果 は速度のばらつきが大きく,ISOの許容誤差の範囲を 超える結果となった。一方,タイプDおよびEの場 合はISOの基準内に収まっていた。エアータンク内の 空気圧の設定は調圧弁により行っているが,圧力が 低い場合には,Fig.2に示したように,圧力のわずか な差によって加撃体の速度が大きく変化するため, 規定速度での射出に必要な空気圧に対して,エアー タンク内の設定空気圧の調整誤差が相対的に大きく なり,それがスピードのばらつきを増加させる原因 になっていると考えられる。そこで砲身を短く2m とし,射出に必要な空気圧を高くして検定を行った 結果,タイプB,CについてもFig.4のように,ISOの 許容誤差内に収まる結果となった。

4.3 高速度カメラによる速度検定

前節では光電センサーで測定した加撃体の速度を 示したが、光電センサーは砲身の先端から200mmと 500mmの少し根本側に入った位置に設置してある。 そのため、加撃体は光電センサーで計測後も砲身か ら出るまでに加速されると考えられ,光電センサー による測定速度は試験体への射出時の速度と異なっ ている可能性がある。また,射出後の空気抵抗によ り減速することも考えられる。そこで,射出後の加 撃体の速度を高速度ビデオカメラにより計測した。 加撃体には重さ4.1kg,長さ1.83mの木製の角材を用 い,砲身の先端からの距離が加撃体の長さの約1倍と 2倍,1.8mと3.6mの位置で計測を行った。

Photo 9に示すように、高速度ビデオカメラにより 得られた画像から、加撃体の移動距離と時間を読み 取って速度を求めた結果をTable 4 に示す。測定結果 は、加撃体が光電センサーで計測後、砲身から出る までに加速されていることを示している。また、射 出後の速度は砲身の先端から1.8mと3.6mの間では、 ほとんど変化がなく、そのばらつきは5回の試行に対 して0.7%以下であった。また、光電センサーによる 速度と高速度ビデオカメラによる速度の比も同様に、 ほとんど変化しない。以上のことから、砲身の先端 から3.6m以内に試験体を設置して加撃体を衝突させ る場合には、砲身に取り付けた光電センサーによっ て測定された速度を補正することによって、加撃体



Photo 9 Series of pictures of missile captured by high speed video camera (1/10000sec)

光電センサー による速度 (m/s)	高速度ビデオカメ ラ による速度(m/s)	速度 比 ^{注)}	砲身の先から測 定位置までの距 離(m)
24.3	32.9	1.35	
24.6	33.2	1.35	
24.5	33.2	1.36	1.8
24.4	33	1.35	
24.3	32.9	1.35	
24.5	33.2	1.36	
24.3	33	1.36	
24.5	33.1	1.35	3.6
24.6	33.2	1.35	
24.5	33.2	1.36	

Table 4 Difference of missile speed with measuring devices and positions

注) 速度比:高速度ビデオカメラによる速度/光電センサーによる速度 (重さ 4.1kg,長さ 1.83m の木製の角材を 119kPa で射出した場合)



0 그 국 目40 그 국 目340 그 국 目1070 그 국 目Photo 10Series of pictures of impact test on laminated grass by high speed video camera
(1/10000sec)

の衝突速度を求めることができると考えられる。

4.4 ガラスの破壊性状

最後に、合わせガラスを試験体に用いた場合の破 壊性状を、高速度ビデオカメラによって記録した。 試験体は、厚さ0.76mmのプラスチックシートの両側 を厚さ5mmのガラスで挟んだ合わせガラスを用い、 加撃体には4.1kgの木製の角材を使用し15.0m/sで衝 突させた。Photo 10に示すように、加撃体がガラスに 衝突した後、ガラスにひびが入ると同時に、加撃体 により押されてたわむ様子が撮影されている。その 後、加撃体はガラスを突き破り、ガラスのたわみが 戻り、加撃体がガラスを突き抜けていく様子が記録 された。

5. まとめ

飛散物による外装材の耐衝撃試験を行うためのエ アーキャノンを作製し、その性能を検定した。得ら れた結果を以下にまとめる。

- ・作製したエアーキャノンは、圧縮空気により加撃 体を所定の速度で試験体の所定の位置に衝突さ せるもので、加撃体の射出速度と駆動用の圧縮空 気圧の関係を実験的に明らかにした。
- ・加撃体に重さ3kg, 2×4角材(木製の角材,断面 38×89mm; 2in×4in)を用いた場合,最大速度75m/s で射出が可能である。
- ・木製の角材を加撃体として用いる場合の射出速度の再現性は、開口部の板ガラスの耐衝撃性能試験を定めたISO 16932の基準を満たす。
- ・砲身の先端から3.6m以内に試験体を設置して加撃 体を衝突させる場合に、あらかじめ高速度カメラ 等により速度の検定を行えば、砲身に取り付けた 光電センサーによって、加撃体の衝突速度を求め ることができる。
- ・2×4角材を加撃体として用いる場合,加撃体の速 度は,射出後3.6mの範囲でほとんど変化しない。

謝 辞

本装置の作製は平成19年度科学技術振興調整費・ 重要政策課題への機動的対応の推進「竜巻等の実態 および発生予測と対策」の補助をうけて行われた。 また,ガラス試験体は板硝子協会から提供していた だいた。ここに記して謝意を表します。

- 研究代表者 田村幸雄(2007):北海道佐呂間町で発 生した竜巻による甚大な災害に関する調査研究,H 18年度科学研究費補助金(特別研究促進費)研究成 果報告書.
- 研究代表者 田村幸雄(2008): 竜巻の実態および発 生予測と対策, 平成19年度科学技術振興調整費補助 金(重要政策課題への機動的対応の推進)研究成果 報告書.
- 日本風工学会風災害研究会(2007): 2006年台風13 号および同年11月7日に北海道佐呂間氏町で発生 した竜巻による強風被害に関する調査報告書.
- ASCE 7-05 (2005) : Minimum Design Loads for Buildings and Other Structures, ASCE (American Society of Civil Engineers) Standard.
- ASTM E1886-04 (2004) : Standard Test Method for Performance of Exterior Windows, Curtain Walls, Doors, and Impact Protective Systems Impacted by Missile(s) and Exposed to Cyclic Pressure Differentials, ASTM (American Society for Testing and Materials) Standard.
- ASTM E1996-04 (2004) : Standard Specification for Performance of Exterior Windows, Curtain Walls, Doors, and Impact Protective Systems Impacted by Windborne Debris in Hurricanes, ASTM (American Society for Testing and Materials) Standard.
- ISO 16932 (2007) : Glass in building Destructive-windstorm-resistant security glazing – Test and classification, ISO (International Organization for Standardization)
- JIS: 落球試験,ショットバック試験:たとえば,建 築用ボード類の曲げおよび耐衝撃試験方法に関し てはJIS A 1408 (1995)に,強化ガラスに関しては JIS R 3206 (2003)に,落球試験およびショットバッ ク試験の方法が規定されている.

Performance of an Experimental Air-cannon for Impact Resistant Test of Cladding

Takashi MARUYAMA, Hiromasa KAWAI, Hiroaki NISHIMURA* and Masato KAMO

* General Building Research Corporation of Japan, Japan

Synopsis

We manufactured an air-cannon, that is a missile-propulsion device, for the impact resistant test of cladding against windborne debris. The air-cannon consists of a compressed-air supply, pressure control and release valves, a barrel, a support frame and a speed-measuring system. Sets of photoelectric sensors mounted on the barrel are used for measuring the speed of the missile. The cannon is capable of propelling a missile at a specified speed and orientation towards a specified impact location. We calibrated the speed measuring system by a high-speed video camera. The fastest speed was 75m/s for a 3kg lumber. Tolerances for the measured impact speed were satisfied the specification of ISO16932.

Keywords: Air-cannon, Missile, Impact resistant test, Cladding, Windborne debris

2008年7月に発生した敦賀市の突風による大型テントの被害

西村宏昭*・丸山敬・河井宏允

* 財団法人日本建築総合試験所

要 旨

2008年7月27日12時50分頃,福井県敦賀市敦賀湾に面した浜辺で突風が発生し、イベン ト用大型テントが吹き飛ばされ,死者1名,負傷者9名の被害が発生した。この突風は日本 海で発達した低気圧の通過に伴うガストフロントが原因であると推測された。吹き飛ばさ れたテントは幅40m×奥行き10m×高さ約3.5mで,海に面した壁面以外の3面がテント生地 で塞がれていた。テントには約4,800kgの重石が繋がれていたが、海から吹いてきた風が テントの中に入ると、テントが重石とともに約10m吹き飛ばされた。風洞実験を行ってテ ントの風力係数を求め、その結果を用いてテントの飛散風速を推測した。重石が繋がれ、 3面が塞がれたテントは、瞬間風速約10m/sで転倒することがわかった。全壁面を開放した テントでは、重石がなければテントは約8m/sで転倒すると予測された。

キーワード:大型テント,強風被害,被害者,持ち上がり,開口部

1. はじめに

2008年7月27日12時50分頃,福井県敦賀市敦賀湾に 面した浜辺で突風が発生し,イベント用大型テント が吹き飛ばされ,死者1名,負傷者9名の被害が発生 した(福井気象台,2008,西村ら,2009)。テント は幅10m×奥行き10m×高さ約3mの大きさのモジュ ールを4つ並べて紐で互いに緊結して幅40m×奥行 き10mにしたもので,海に面した西側の1壁面が開放 され,他の3面はテント生地で塞がれていた。テント は,質量約300kgのコンクリート製重石16個に繋がれ, 風による浮き上がりに抵抗するはずであった。被災 箇所の近くの気象観測所での風速の記録は最大瞬間 風速29.7m/sを示した。海からの突風によってテント が浮き上がり,風下側に約10m移動した。一部のコ ンクリート製重石はテントとともに浮き上がった。

この重石付きテントの総質量は約5,000kgである が、簡単な試算では、風速30m/sのときのこのテント の浮き上がり力は200kN以上になり得る。テントの屋 根の平面積は400m²であるので、単位面積あたりの質 量は約12kgにしか過ぎず、極めて軽量の構造物であ った。これほどの大きい風力を重石の重量で抵抗す るのは無理で、地面に固定するとともに過大な風力 が掛からないようにテントの壁を塞がない配慮が必 要である。

テントが強風で吹き飛ばされる事故は過去にも幾 度か発生している。耐風設計された建築物とは異な り,これらのテントに十分な強度があるはずがない ことを認識することが,この種の被害で人身事故を 防ぐ第一歩であるべきである

本研究報告では, 敦賀市で起きた被害の状況を述 ベ,風洞実験で得られた当該テントの風力係数から 浮き上がり開始風速を推定した。その結果に基づい て,大型イベントテントの設置についての注意点を 考察した。

2. 被害の状況

被害のあった場所をFig.1に示す。被災当日,前線 が日本海西部から北陸地方を通り,東北地方南部に 達していた。この前線に向かって南から湿った空気 が入り,不安定な大気の状態であった。敦賀市で突 風が発生した時間帯には,活発な積乱雲が被災地付 近を通過中であった(福井気象台,2008)。被害発 生時刻のレーダー・エコーの強度図をFig.2に示す。上 空では積乱雲が比較的広い範囲で発達していること がわかる。この日,強風による被害が各地で発生し た。13時頃越前市で2名が負傷,13時40分頃大野市で 2名が負傷,また12時50分頃彦根市で3名が負傷した。 現地に近い敦賀特別地域気象観測所のデータを Fig.3に示す。福井地方気象台の報告書では、「12時 50分頃,風速の急激な上昇とその緩やかな減少,気 温の急降下,気圧の急上昇が見られ,風速のピーク 後には雨が強まっている」とし、この突風はガスト フロントで,強度は藤田スケールでF0と推定した。

被害を受けたテントは、イベント用に設置された 幅10m×奥行き10m×軒高さ2.9m(頂部高さ5.9m)の モジュールを4つ並べて互いのテント柱を紐で緊結 した幅40mの大型テントである。壁の1面は西側の海 に向かって開放されたが、残りの3面はテント生地で 覆われ、その生地は紐で柱に結び付けられていた。 これは主に雨の吹き込みを防止するために付けられ たものであると思われる。被害を受けたテントの大 きさをFig.4に示す。

テントが設置された地面は舗装されていたためテ ントの固定には杭が使用できず,質量約300kgの50cm 立方のコンクリート製の重石がテントの周りに16個 置かれ,テントはこれに鎖で固定されていた (Photo1)。これらの重石とテントの総質量は約 5,000kgであった。

西側の海の方向からの突風(ガストフロント)を 受けて、Fig.5に示すように、テントが風下側に移動 した。4つのテント・モジュールのうち中の2つは裏 返しになり、端の2つは上下そのままの姿勢で移動し た(Photo2, 3)。一部の風上側に位置していたと考 えられるコンクリート塊は裏返しになったテントの 上にあり(Photo3の丸印)、テントが吹き飛ばされ た勢いでこれらも飛ばされたものと思われる。



Fig.1 Site of damage to a tent structure due to gusty wind (Tsuruga, Fukui Prefecture).



Fig.2 Intensity diagram of radar echo when damage to tent structure occurred.



Fig.3 Observed climate data at 27 July 2008 (Tsuruga City).



Photo 1 A concrete mass of 300kg to resist wind induces lift.



Fig.4 Dimension of the damaged tent.

三方の壁が塞がったテントに開放面から風が吹き 込んだ場合のテントの浮き上がり風力係数を後述の 風洞実験結果から1.1と仮定すると,瞬間風速約14m/s で重石付きテントの重量が風荷重と吊り合う。しか し、中央の2張りのテントが裏返しになっていること から、テントがそのままの姿勢で浮き上がったとは 考えにくい。裏返しになった中央のテントは両端の テントに比べて重石による拘束が小さく、これらが 先行して浮き上がり, 裏返しになって両端のテント を引張るようにして風下側に飛んだと考えられる。 そこで,中央の柱に注目して,浮き上がり力に抵抗 するのは風上側中央の1個のコンクリート製重石だ けとすると、モーメントの釣り合いから、浮き上が りが生じるのは瞬間風速約10m/s程度であると推測 される。テントの風上側の柱が風圧で持ち上がると, 風を受ける面がさらに大きくなるので、風力は増加 してテントは不安定になるであろう。

3. 風洞実験方法

ダウンバーストまたはガストフロントなどの突風 の地表面近くにおける風速プロファイルはあまりよ く分かっておらず,特にこのテントは高さが低いこ とから鉛直方向の風速分布の影響をあまり受けない と考えられること,またテントは瞬間的な突風によ って被害を受けているため風の変動の効果は瞬間ピ ーク値として扱うことが適切であると考えられるこ とから,実験気流は一様流とした。この場合,風洞 風速は実際の瞬間風速に対応すると考えられるので 実験で得られる風力係数は時間平均値とした。

実験模型は縮尺1/100で作られ,幅B=40cm,奥行き D=10cm,地面からテントの軒までの高さをH=3cmと した。壁の一面は開放し(壁がない),その他の3 面の壁は取り外しができるようになっている。風下 側の壁の閉塞度を W_R ,側壁の閉塞度を W_S で表し, W_R (W_S)=1(全閉),0.5(上半分閉鎖),0(全開) の状態を再現した。壁の閉塞効果を調べるための実 験模型の組み合わせはTable1,Fig.6のとおりとした。



Fig.5 Trace of damaged tent structure (Courtesy of Fukui Local Observatory).



Photo 2 Failure of the large tent structure due to severe gusty wind (circles indicate concrete mass of 300kg). A man was killed by the impact of failed Tent.



Photo 3 Turned inside out tents together with concrete weights due to severe gusty wind.

被害を受けたテントはケース2に相当し,前面だけ が開放されている。背面側にも側壁側にも壁がない ケース1の状態が通常のテントの使用状態である。ケ ース6は,テントが風を受けて風上側の軒が持ち上が った状態を想定したもので,テントの柱が重石や杭 に余裕なく緊結されていればこの状態は生じないが, 地面に置かれた重石にテントを鎖で結んだこの被害 では風上側の軒が持ち上がる状態が生じ得る。軒の 持ち上げ距離は10mmと20mmの2種類とした。この場 合,屋根の傾きαはそれぞれ1/10と1/5になり,それ らをケース6-1,6-2と表す。

実験模型は、Fig.7に示すように、風洞床面から 20cm持ち上げた新たな地面板上に設置され、風洞床 面上に自然に発達する境界層の影響をできる限り除 いた気流(Fig.8)を当てて模型に作用する風力を測定 した。テント模型の柱は実際のテントよりも長く作 られ、新たな地面板の下で風洞天秤に接続され、柱 と地面板とは接触しないように約1mmのクリアラン スを設けた。また,地面板の下の模型および風洞天 秤に風が当らないように覆いを付けた。なお、背面 と側面にシートを付けたテント模型の場合にも、シ ート模型が床面に接触しないように、約1mmのクリ アランスを設けた。これにより,その隙間から空気 が漏れ,風力が若干小さく検出される可能性がある。 風力の測定には6分力風洞天秤を用い、風方向風力F_x、 鉛直上方向風力Fzおよび風方向への転倒モーメント Myを測定した。得られた風力はテントの軒高さでの 速度圧で除し、次の風力係数に変換した。

$C_{\rm Fx} = F_{\rm x}/(qBD)$	(1)
$C_{\rm Fz} = F_z/(qBD)$	(2)
$C_{\rm My} = M_y/(qBDH)$	(3)

ここで、qはテント軒高さでの平均速度圧、 C_{Fx} は 風方向、 C_{Fz} は鉛直上方向の平均風力係数、 C_{My} はテ ント床中心点回りの風方向への平均転倒モーメント 係数である。 C_{Fx} は C_{Fz} と同様に、テントの平面積で無 次元化されていることに注意する必要がある。

実験風向は、正面からの風向の他、ケース2,4およ び5では背面からの風向についても風力の測定を行 なった。ここで、正面からの風向は開放された面に 垂直に風が当る風向、したがって風がテント内部に 吹き込む風向である。実験風速はテント軒高さで約 6m/sとした。

Table 1 Experimental Cases.

実験ケース	$W_{\rm R}$	$W_{\rm S}$	備考
ケース1	0	0	壁がない状態
ケース2	1	1	側壁と後壁を閉鎖(被害
			を受けた状態)
ケース3	0	1	側壁だけが閉塞
ケース4	1	0	後壁だけが閉塞
ケース5	0.5	0.5	上半分が閉塞された状態
ケース6	1	1	風上軒を持ち上げた状態

備考:W_Rは風下壁の閉塞度,W_Sは側壁の閉塞度



Fig.6 Models of experimental cases.



Fig.7 Arrangement of wind force measurement on a tent model.



Fig.8 Wind profile above the added floor.



Fig.9 Arregement of pressure taps.

また、ケース1とケース2については、同じ模型を用 いてテントの屋根上・下面それぞれの平均風圧係数 を簡易的に測定した。測定点はFig.9に示す風に平行 な3列(a,bおよびc)の合計27点である。この測定で は、圧力伝達用の外径2.5mmのビニルチューブが模 型の外に出ており、それらは模型表面近くの流れを 乱し、測定される風圧係数の値に影響を与えるかも しれない。圧力測定はテントの上面と下面とでチュ ーブを入れ替えて行った。Fig.9の測定点の配置から わかるように、a,b,c各列の受風面積はテント屋根全 体の面積に対する割合は互いに異なり、平面積の比 で1:2:1となる。

4. 実験結果

平均風力係数の測定結果をFig.10に示す。ケース1 の場合(通常の,壁のない状態)では浮き上がり風 力係数は C_{Fz} =0.2で,全ケースの中で最も小さい値を 示す。後述するように、テントの上面には、主に負 圧が作用するが、テントの下面にも負圧が作用し、 結果的に浮き上がり力は小さくなったものと思われ る。三方に壁があるケース2では C_{Fz} =1.1になり、そ れは通常のテントの使用状態に比べてテントの浮き 上がり荷重が実に5倍以上にも増加することを意味 する。

ケース3は側壁だけを塞いだケースで,正面から風 を受けるとケース1と同じ見付け面しか現れないの で風力係数はケース1のものとほとんど変わらない。 ケース4は背面だけを塞いだケースで、C_{Fz}はケース2 よりは若干小さいが、ケース1の4.5倍程度に増加し、 背面を塞ぐだけでも大きい風力が作用することがわ かる。ケース5は背面と側面の上半分だけを塞いだ状 態で、浮き上がり力係数はC_{Fz}=0.7程度を示す。ケー ス2よりも浮き上がり力は小さいが、ケース1に比べ ると風力は3倍以上に増加し、風が壁の下部から抜け 出るとしても、風力を増加させる効果は大きいと言 える。

ケース6はケース2の模型の風上側軒を持ち上げ, 屋根を傾けた結果である。ケース6-1の結果はケース 2よりわずかに浮き上がり力係数C_{Fz}が増加する程度 であるが,風方向の風力係数C_{Fz}が増加し,結果的に 転倒モーメント係数C_{My}が増加する。ケース6-2では, C_{Fz}はケース2よりも小さくなるが,見付け面積の増 加によりC_{Fx}の増加が顕著で,C_{My}はすべてのケース の中で最大値を示す。実際に風を受けて風上側の軒 が浮き上がったテントでは,この実験で求めた静的 な風力にテントの瞬間的な傾きに伴って慣性力が加 わるので,さらに転倒しやすくなると考えられる。

各ケースでの中央断面における合成された風力係 数の作用ベクトルをFig.11に示す。ここで、合成風力 係数の大きさC_Fと傾きβは式(4)と(5)および図12で 定義され、テント中心からの偏心距離ℓは式(6)で定 義される。図中のベクトルの始点は正確ではなく、 ベクトルがその線上にあることを示している。図中 の壁の表記は、実線が背面の壁、点線が側面の壁を 意味している。なお、これらの図はテントの頂部を 通る断面を模式的に示しているが、Fig.4に示すよう に、実際の屋根面はほぼ水平となる面積の方が広い ことに注意する必要がある。

$$C_{\rm F} = (C_{\rm Fx}^2 + C_{\rm Fz}^2)^{1/2}$$
(4)

$$\beta = \tan^{-1}(C_{\rm Fz} / C_{\rm Fx})$$
(5)

$$\ell = C_{\rm My}/C_{\rm F} \cdot H \tag{6}$$



Fig. 10 Mean force coefficients (Wind direction; normal to front face).

ケース1とケース3では $C_{Fx} \ge C_{Fz}$ の大きさの差は小 さく、合成風力係数のベクトルの傾きは45°に近い が、それ以外の多くのケースでは C_{Fz} の大きさが C_{Fx} の数倍であるので、合成風力係数の傾きは大きく、 合成風力は鉛直上方向に近い方向に作用する。また そのベクトルの作用位置はテントの中心から風上側 に $0.1H \sim 0.3H$ に偏心した位置にある。このことはテ ント屋根の風上側に強い負圧が作用していることを 意味しており、転倒が生じやすい状況にあることを 示している。

ケース2,4および5の背面方向からの風向の場合 (それぞれ,ケース2r,4rおよび5rと表記した)の C_F をそれぞれFig.11の(h),(i)および(j)に示す。これらの C_F は小さく,正面からの風向がクリティカルである ことを示している。ケース5rの場合は C_F は鉛直成分 をほとんどもたず,テントの上面の負圧と下面の負 圧がほぼ吊り合っていることを示している。

突風によって被害を受けた敦賀の大型テントは4 つのモジュールのうち真中の2つが裏返しになって 飛散した。つまり,これらのテントは風力によるモ ーメントによってテントの風上軒端部が浮き上がっ て転倒したことを示唆している。テント風上側柱脚 部には質量300kgの重石が付けられており(Fig.5参 照),これと真中の一つのテント・モジュールに作 用する風力によるテント風下側柱脚部周りのモーメ ントの釣り合いから,テント風上側柱脚が浮き上が る風速を式(7)で求めることができる。

$$V = \sqrt{\frac{m_{\rm t}gD/2 + m_{\rm w}gD}{1/2 \cdot \rho bDC_{\rm F}(\ell + D/2 \cdot \sin\beta)}}$$
(7)

ここで、Vはテントの風上側柱脚が浮き上がる瞬間 風速, m_t はテントの質量で100kgと仮定した。 m_w は重 石の質量(=300kg), gは重力の加速度, ρは空気密度, bはテントの一つのモジュールの幅(=10m)である。C_F はテント全体で測定された風力係数であるので,真 中のテントの風力係数とは若干異なると思われるが, ここでは等しいと仮定した。これらより計算される 重石の付いたテントの飛散瞬間風速をFig.13に示す。 ケース2, すなわち事故発生時のテントの状況におけ るテント飛散風速は約10m/sである。これは背面側の 壁を塞いだ状態のケース4,および風上側柱脚と重石 の緊結に余裕があり、少し浮き上がった状態を想定 したケース6-1.6-2の状態でもあまり変化はない。通 常の使用状態でのテントでは飛散風速は約22m/sで あり、ケース2の2倍以上の風速までテントは転倒・ 飛散しないものと考えられる。

この計算はテントの風上側柱脚部に質量300kgの 重石を接続した場合である。それでもなおかつ通常 状態(ケース1)の,つまり壁を塞がない状態のテン トでさえ,瞬間風速22m/s程度でテントは飛散する。 地面に固定されない大型テントが風に対して極めて 脆弱であることを改めて知ることができる。ちなみ に,重石のない,置かれただけの通常使用のテント (ケース1)の推定飛散風速は8.2m/sである。



Fig.11 Combined force coefficients of the tent with various opening conditions. Solid lines on walls indicate rear wall, and doted lines indicate sidewalls.



Fig. 12 Definition of wind forces.

平均風圧係数の分布をFig.14に示す。図中に代表的 な値も示している。ケース1とケース2の両ケースと もa列(テントの頂点を通る列)では,風上側の面で 弱い正圧が生じているが,風下側の面で比較的強い 負圧が生じている。ケース1のテント下面の圧力はい ずれの列でも風上側で負圧,風下側で正圧を示すが, いずれも弱く,結果としてテントに作用する浮き上 がり力は小さい。

ケース2では、いずれの列も上面風上側端部で強い 負圧が作用しており、風上側端部で流れが剥離して いると思われる。ケース2のb列とc列の風圧分布をケ ース1の場合と比較すると、風上側端部に近いほどテ ント上面で負圧が強い傾向が見られる。テントの下 面ではほぼ一様な正圧が分布し、テントを室内から 上に押し上げていることがわかる。結果として、ケ ース2ではテント上面の負圧が強くなるとともに下 面の正圧がテントを押し上げることで上向きの風力 が大きくなっている。

なお,風圧係数の面積積分値は図10に示す浮き上 がり係数より15%程度小さい。これは外部に曝した 圧力伝達用ビニルチューブが風圧分布に影響してい ることと,風直交方向に圧力が分布し,特に端部付 近の上面の負圧が測定されていないことによると考 えられる。







Fig.14 Mean pressure distributions.

実験結果の実物への適用

5.1 被害を受けた形状のテント

背面および側面の閉塞が風力係数に及ぼす効果が 確認できたので、その結果を用いて実物テントへの 応用を以下に述べる。

浮き上がり力F_z(N)と風下側テント脚部を中心と した転倒モーメント*M*(Nm)は,実験で得られた風力 係数を用いて次式で計算できる。

$$F_{z}=0.6V^{2}C_{Fz} BD$$
(8)
$$M=0.6V^{2}C_{F} BD(\ell+D/2 \cdot \sin\beta)$$
(9)

ここで、各ケースの $C_{\rm F}$ 、 ℓ および β はFig.11中に示し た値を採用する。Vは実際に吹くと想定される最大瞬 間風速であるが、Vの値は確定的に決定できない。 敦 賀のテント事故の場合は約V=30m/sであったが,それ を超える突風が吹く可能性は否定できない。しかし, 気象状況の急変に対して避難する(テントの中に人 がいない)ことを前提に、最大瞬間風速V=20m/sをテ ントが耐えるべき最低の風速と位置付けることを提 案する。これは通常の使用状態であるケース1でこの 被害例と同じだけの重石を付けると,瞬間風速20m/s までテントは飛散しないであろうという計算結果に 基づいている。実際の設計では式(8)と(9)で計算され る浮き上がり力と転倒モーメントの両方に対して, 固定強度が大きいことを確認しなければならない。 これらの式中の風力係数はテントを覆う壁の状態に 応じて試験で得られた値を採用することになる。

式(9)を用いて、被害を受けたテントの開放された 面に質量300kgの複数個の重石を付けた場合の転倒 が生じると予測される瞬間風速の計算結果をFig.15 に示す。実際にこのような重石を付けることは不可 能であると思われるが、開放された面側のテント柱



Fig.15 Wind Velocity onset failure of the tent.

脚に300kgの重石を固定したとしても瞬間風速約 20m/sで転倒する計算になる。もちろん、この状況で 風を受けるとテントが転倒する前にテント生地やテ ントの骨組が破損することも十分に考えられる。

なお、テントが最大瞬間風速20m/sまで飛散しない ように固定を堅固にしたとしても、突風の急激な上 昇は予測できないので、テントの使用は最大瞬間風 速10m/sを超えない程度の風速の範囲に限り、人はそ れ以上の強度を期待してテント内に留まるべきでは ないであろう。

浮き上がり力係数はいずれのケースでも正で,す なわち風による浮き上がり力がテントに作用するこ とから,テントは地面に固定されなければならない。 テントを地面に打ち込まれた杭に固定する場合,浮 き上がり力に抵抗できる十分な抵抗力がなければな らない。杭の極限摩擦力*R*_f(kN)は小規模建築物基 礎設計指針(日本建築学会,2008)で次のように表 されている。

$$R_{\rm f} = D \cdot \tau_{\rm d} \cdot L \cdot \pi \tag{10}$$

ここで、Dは杭状地盤補強径(m)、 τ_d は極限周面 摩擦度(kN/m^2)で、砂質土の場合 $\tau_d=10/3N$ である。 Nは地盤のN値、Lは埋め込み深さ(m)である。

直径D=0.1mの木杭をN値5の地盤に深さL=0.5mだ け打ち込んだとすると,極限摩擦力はR_f=2.5kNであ る。建設省告示第1113号によると引き抜き抵抗力は 極限摩擦力の0.8倍とされており,この場合,極限引 き抜き抵抗力は2kNである。実際に人力でこれより大 きいN値の地盤に0.5m以上の深さに杭を打ち込むの は無理で,機械力に頼らなければ杭の引き抜き抵抗 に期待することはできないであろう。

テントと杭の固定は、比較的弱い風速でテントが 浮き上がったり傾いたりしないように、ルーズに固 定してはならない。紐や鎖で変形に対して余裕のあ る固定をすると、杭自体の耐力が初期の段階では十 分であっても、テントの風上側柱脚が浮き上がると 風力が増大するとともに慣性力が作用して、初めに 想定した荷重を上回る結果を招き、飛散の危険性が 増すであろう。

地面がコンクリートやアスファルトで舗装され, 杭が使用できない場合は,風の浮き上がり力に抵抗 できる重量の重石を付けなければならない。この場 合も杭の場合と同様に,テントの浮き上がりに変形 の余裕を与えてはならない。

実験結果から壁を塞ぐと風力は著しく増大するこ とが明らかにされたが,雨の吹き込みを防ぐために 壁を覆う必要もあることは理解できる。その場合に は,壁をテント支柱に固定せずに垂らしておき,風 を受けると容易に風が抜ける工夫が有効であると思 われる。ただし,垂らしたテントの裾に重石を乗せ たり,地面に固定したりしてはならない。

5.2 一般形状のパイプテント

上述のテントは強風による被害を受けた大型の特 殊な形状のテントであった。一般によく見られる切 妻屋根形状のパイプテントについても風力係数を測 定し,転倒限界風速を計算した。

用いた実験模型は、上で述べた被害を受けたテン ト模型の骨組に屋根勾配30°の切妻屋根を載せた模 型で、壁がないタイプと三方に壁を付けた2種類とし た。風向は開口に風が垂直に当たる1風向とした。各 風力係数とパラメータの定義は前述と同じである。

切妻屋根をもつパイプテントの風力測定結果を Table2に示す。壁がない場合,*C*_{Fz}は負の値をもち, 鉛直下方向に風力が作用する。このことは,パイプ テントは強風に対して安定した形状であることを示 す。したがって,この場合には水平に移動するおそ れを除いて転倒する心配がない。しかし,三方に壁 がある場合には*C*_{Fz}は正の値をもち,浮き上がりまた は転倒が生じるおそれがある。重石を付けないパイ プテントの場合,式(9)を用いて推測した転倒が生じ る瞬間最大風速はV=6.6m/sで,きわめて小さい風速 である。この種のパイプテントは過去にいくつかの 強風による被害が報告されており,堅固な固定が必 要である。

なお、本研究で行った風洞実験(大型テントおよ びパイプテントとも)では、壁のないテントの内部 にモノが置かれていない、したがって風がテントの 下を自由にとおり過ぎるケースを想定している。テ ントの内部に多くのモノが置かれて、風がテントの 下を自由に通らない場合にはテントに浮き上がり力 が作用することがある。

ASCE7-05 (ASCE, 2006) では勾配30°の切妻独立 上屋の風上側と風下側の風力係数をそれぞれ1.3, 0.3 としている (本実験と逆の符号) が, その下部を50% 以上塞ぐ場合には, それぞれ-0.7と-0.7を与えてい る。つまり, テントの下にモノがない場合には鉛直 下向きの力が作用するが, 大きいモノがテントの下 にある場合には上向きの力に転ずることが示唆され ている。したがって, テントの設営状況に応じて, 適切に固定を補強することが望ましい。

Table 2 Wind force coefficients of a pipe-tent.

Wall	$C_{\rm Fx}$	$C_{\rm Fz}$	$C_{\rm F}$	$C_{\rm My}$	ł	β	V
No	0.25	-0.55	0.60	0.11	0.19	-65	-
Yes	0.80	1.08	1.34	0.19	0.13	53	6.6

6. おわりに

突風で大型テントが倒壊し,1名が死亡し9名が負 傷した事故に関して,テントの風力係数を風洞実験 で求め,これより推定される事故当時のテントの浮 き上がり力がテントの固定に用いられた重石の重量 を容易に上回ることを示した。当該テントは正面の 壁が開放されていたが,残りの三方は壁で塞がれて おり,この状態では壁を塞がないテントの風による 浮き上がり力の5倍以上もの風力が作用することが わかった。このテントの浮き上がりが生じる瞬間風 速の推定値は約10m/sであった。

テントの設営には、次の注意が必要である。

- (1) テントは十分な重石または杭に緩みなく固定す る。
- (2) 雨避けのための壁の覆いは付けないことが望ましい。壁の覆いを付ける場合でも、それらをテントの支柱に固定せず、垂らしておく。この覆いの裾に重石を乗せたり、地面に固定したりしてはならない。
- (3) 強風時にテントの浮き上がりに抵抗する強度は 高くないことを認識する。人力でテントを押え ることは不可能であり、無謀な行動をしない。

教賀のテントの事故は突風が原因であるが,突風 の正確な予測は難しい。気象庁は竜巻等注意情報を 発令して,突風の危険性を通報しているが,正確な 場所と時刻の予測は困難である。残念ながらこの事 故の場合には,竜巻等注意情報の発表は事故の発生 後になったが,事前に強風注意報が出されており, イベントの主催者は気象の変化に注意すべきであっ たであろう。上に述べたテントに作用する風荷重を 増加させない方法と、十分な強度をもつ杭にテント を固定する方法を採用したとしても、飛来物は容易 にテントを突き破ることから、テントそのものは強 風時に人命を守るほどに頑丈ではない。今後、野外 でのイベントの主催者は気象状況に常に注意し、強 風の発生が予想される場合にはイベントの中止や一 時的避難を決断する勇気をもつ必要がある。

謝 辞

被害調査には福井地方気象台のご協力を得ました。 また風洞試験には日本建築総合試験所中川尚大君の 協力を得ました。気象研究所鈴木修室長には貴重な 意見をいただきました。ここに感謝申し上げます。

参考文献

- 福井地方気象台(2008):現地災害調査速報「平成 20年7月27日に福井県敦賀市で発生した突風につい て」
- 西村宏昭, 丸山敬, 鈴木修(2009): 突風によるイ ベント用大型テントの被害について, 風工学年次大 会論文集, No.119, pp. 141-142.
- 気象庁ホームページ(2008): 竜巻等の突風データ ベース,2008/07/27 12:50頃 福井県敦賀市で発生し たガストフロント
- 日本建築学会(2008):小規模建築物基礎設計指針 ASCE (2006): Minimum Design Loads for Buildings and Other Structures, ANSI/ASCE 7-05.

Failure of a large test structure by a gust wind at Tsuruga City

Hiroaki NISHIMURA*, Takeshi MARUYAMA and Hiromasa KAWAI

* General Building Research Corporation of Japan

Synopsis

A sudden severe storm destroyed a large tent structure connected to some concrete weight cubes, at near coast in Tsuruga City, Fukui Prefecture. High wind accompanied with the gust-front in the storm killed a man and injured nine persons. While the tent structure had an opening faced to sea, it was covered on remained walls with canvas. In this situation, when wind attacked from the open face, the tent would be easily lifted up, even though some weights might fairly resist to the lift caused by wind. This study describes the observation of damage to the tent structure and wind tunnel test results, which was carried out to quantify the wind load when the tent will be blown off in various situations of wall coverings.

Keywords: tent structure, gusty wind, casualty, lift, opening

NCEP/NCAR 再解析値を用いた北太平洋波候の解析

森 信人・安田誠宏・間瀬 肇

要旨

NCEP/NCAR 再解析データの海上風を用いて北太平洋の長期波浪推算を行い,北太平洋および日本 周辺の過去 50 年間の波浪の再現計算を行った。波浪推算値と洋上ブイ観測値と比較を行った結果,推算 された波高と観測値の相関係数は 0.72 と再解析データの風速とほぼ同程度の精度を持つことを明らかに した。ついで,波高分布および極値統計分布の比較を行い,北太平洋における暴風時の波浪の分布特性 について検討を行い,北太平洋および日本周辺の確率波高の空間分布を推定した。

キーワード:波浪推算,風波,波浪統計量,極値統計,波候

1. 序論

近年の気象解析データの充実に伴い、長期的な波浪 の変化(波候)の推算を行う動きが見られるようにな ってきた。Swail and Cox (2000) は, 第3世代モデル *i*⊂ NCEP/NCAR (National Center for Environmental Protection/National Center for Atmospheric Research Institute)の再解析データを用いて6年間の北大西洋の波 浪推算を行い,NCEP/NCAR の再解析データの海上風 を用いて波浪推算を行った場合、低気圧来襲時の波高の ピーク値を過小評価することを示している。さらに Cox and Swail (2001) は、NCEP/NCAR 再解析データを用 いて, 1958-1997 の 50 年間の波浪場の再現計算を行い, 波浪推算結果をブイおよび衛星の高度計データと比較し ている。その結果、全球レベルで比較すると波浪推算結果 は平均波高などの波浪の長期的傾向をよく再現しているこ とがわかった。全球レベルでは波浪の長期的な変動は見ら れないものの、北太平洋の冬季季節風はここ50年間でや や強くなる傾向があることが示されている (Graham and Diaz, 2001)。ERA-40 を用いた波浪統計は殆ど行われて いないが、オランダ気象庁が行った研究では、ERA-40の 有義波周期は高度計の値と高い相関を持つことが示され ている (Caires et al., 2005)。しかしながら, これら長期 波浪推算に関する研究は、気候・波候の傾向に着目した ものであり,工学的に重要な波高分布や極値分布等の情 報については殆ど触れられていない。

本研究では、波浪推算モデルに WAM モデル、海上風 に NCEP/NCAR 再解析データを用いて北太平洋の長期 波浪推算を行い、推算値とブイ観測値と比較する。さら に, 波高分布および極致統計分布の比較を行い, 北太平 洋における波浪の空間分布特性について明らかにする。

2. 研究手法の概要

2.1 計算手法および海上風デ-タの概略

波浪モデルは WAM モデル (WAMDI-Group, 1988) を用い,風からのエネルギー入力頂として Snyder,スペ クトル間のエネルギー移送頂に Hasselmann,エネルギー 散逸項として Komen らのモデルの標準的な組み合わせ を用いた。WAM モデルの支配方程式は,次式で表され るアクション平衡方程式である。

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{1}{\cos\phi} \frac{\partial}{\partial\phi} (\dot{\phi} \cos\phi N) + \frac{\partial}{\partial\lambda} (\dot{\lambda}N) + \frac{\partial}{\partial\omega} (\dot{\omega}N) + \frac{\partial}{\partial\theta} (\dot{\theta}N) = S_{net}$$
(1)

ここで、緯度 ϕ および経度 λ は空間変数、 ω は角振動数、 θ は北を0方向に時計回りを正とした方向スペクトルの角度、 N は球面座標系におけるアクション密度 $N(\omega, \theta, \phi, \lambda, t)$ である。ソース項 S_{net} は海面における様 ϕ な物理機構に 対する物理モデルの線形重ね合わせにより表される。海 面における物理機構は次の3つに分類される。

Sin: 風から波へのエネルギー輸送の効果

S_{nl}: 非線形干渉により成分波間でやりとりされるエネル ギー輸送の効果

*S*_{ds}: 砕波や底面摩擦によるエネルギー散逸の効果 波浪モデルでは、物理モデルの線形組み合わせとしてソー ス項が表されるのが一般的であり、第3世代の波浪モデ ルでは *S*_{nl} が組み込まれているのが特色である。

$$S_{net} = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} \tag{2}$$

2.2 計算条件

波浪モデルの計算座標には球面座標系が用いられ, Fig.1(a) に示す範囲(北緯0度~65度,東経120度~ 西経110度)を計算対象とした。格子間隔は0.5度,計 算格子数281×131とし,海底地形は米国地球物理データ センター(NGDC)のデジタル地勢データETOPO5を 用い,300m以深は深海条件として計算した。方向スペ クトルの周波数分割数は25,方向分割数は12(30度刻 み)とした。

海上風データは、NCEP/NCAR の6時間間隔表面風 解析値資料(NCEP風資料と略記)の内、1948-2001ま での54年間分を使用した。NCEP風資料の海上風の空間 解像度は、約2.5°とヨーロッパのEuropeanCentre for Medium-range Weather Forecasts(ECMWF)による 6時間間隔 ECMWF風資料の空間解像度(1.125°ある いは0.5625°)に比べて低いが、現在利用可能な気象の 再解析データとしては最も長期間を対象としており、衛 星データを取り込んでいない1979年以前の品質に問題が あるものの、今回はこれをそのまま利用することにした。

2.3 観測デ-タの概略

推算値の精度検証のための観測データは、太平洋東側 の各地点(Fig.1(a)参照)については、NOAAによる波 浪観測ブイ資料の内、代表的な8点のデータを用い、日 本近海の各地点(Fig.1(b)参照)については、気象庁が 超音波式センサーを用いて観測した気象庁波浪資料の内, 観測記録の長い7点を用いた。NOAAの観測ブイ資料で は海上風速(U10,以下では単に風速と略記)も計測され ているが、気象庁の波浪資料では波高と周期のみが記録 されている。NOAAのブイは深海条件を満たす地点に設 置されているが、気象庁の観測点は水深 50mの地点にあ るため、両者の性質は若干異なることを付記する。これ らの観測データは、共に6時間毎波浪状況のを定点観測 した結果であり、それぞれの地点における観測記録長は、 10~30年であり、欠損値および無効な値を除いた有効な データ数は約2万~3万6千点であった。

3. 観測デ - タとの比較

推算値と観測値との定量的な相関関係を見るため,そ れぞれの平均値および標準偏差,相関係数,傾き,バイ アスを求めた結果を Table 1 および 2 に示す。風速につ いて見ると,相関係数は 0.7~0.8 と高いものの,傾きは 1 を若干下回り,全体として観測値に比べ推算値が低く 現れている。

有義波高については,NOAAの観測ブイとの相関係数 は最低でも0.7以上と風速と同程度の相関を持ち,傾き も0.7以上と高い値を示している。しかし気象庁のブイ との比較では,相関係数は0.5前後が多く,傾きも平均値



(a) NOAA buoy locations



(b) JMA buoy locations

Fig. 1 Computional domain and buoy locations

で 0.54 と NOAA 調査地点平均の 0.76 と比べても 0.22 低くなっている。原因としては、気象庁のブイの観測水 深が約 50m と浅いこと、計算格子解像度が 0.5×0.5 度と 粗く、地形の影響を十分に考慮できなかった点、気象の 再解析において日本海側に観測点が少なく品質がそれほ ど高くない点などが考えられる。

推算された有義波周期と NOAA の観測ブイおよび気 象庁のブイデータの差は,有義波周期で顕著であった。推 算値と NOAA のブイデータの相関係数が 0.7 前後である のに対し,推算値と気象庁のブイデータの相関係数は 0.6 以下とかなり低い。全般的に気象庁のブイにより観測さ れた周期の分布は狭く,ばらつきが小さい。

以上の結果をデータ数で重みを与えて求めた平均的な 相関係数,傾きおよびバイアスを Table3 に示す。表よ り,NCEP/NCAR の海上風データを用いて推算された 波高と観測値の相関係数は 0.72 と風速とほぼ同程度であ

Loc.	Sample $\#$		Mean		S	td.	Corr.	Trend	Bias
			Obs.	Comp.	Obs.	Comp.			
	25214	U_{10}	6.68	6.78	2.53	2.53	0.807	0.808	1.39
51001	24478	H_s	2.46	2.08	0.911	0.778	0.848	0.724	0.292
	24476	T_s	6.73	8.31	1.44	1.78	0.453	1.088	0.950
	21448	U_{10}	7.66	6.84	2.38	1.96	0.775	0.639	1.94
51002	9155 <i>6</i>	H_s	2.43	1.92	0.666	0.659	0.704	0.697	0.224
	21550	T_s	6.34	8.00	1.03	1.86	0.659	1.20	0.426
	22336	U_{10}	7.66	6.84	2.38	1.96	0.775	0.638	2.13
51003	22542	H_s	2.43	1.92	0.666	0.659	0.704	0.793	0.0757
	22541	T_s	6.70	8.21	1.12	1.88	0.722	1.21	0.0887
	21140	U_{10}	7.37	6.96	2.12	2.06	0.769	0.749	1.45
51004	00001	H_s	2.42	1.87	0.626	0.617	0.776	0.764	0.0243
	20991	T_s	6.42	7.72	0.956	1.69	0.706	1.25	-0.281
	19906	U_{10}	8.45	8.49	3.97	4.11	0.785	0.813	1.62
46035	10256	H_s	2.63	2.60	1.56	1.43	0.889	0.816	0.451
	19230	T_s	6.60	8.09	1.27	1.67	0.781	1.03	1.31
	34279	U_{10}	7.36	7.88	3.54	3.99	0.734	0.828	1.79
46001	35958	H_s	2.72	2.47	1.41	1.33	0.862	0.815	0.254
	33683	T_s	6.75	8.23	1.28	1.86	0.743	1.08	0.958
	24444	U_{10}	7.62	7.60	3.60	3.64	0.780	0.788	1.60
46006	26373	H_s	2.760	2.50	1.50	1.33	0.909	0.808	0.267
	26251	T_s	7.26	8.60	1.45	1.97	0.814	1.11	0.562
	21497	U_{10}	6.50	4.97	3.67	2.38	0.655	0.425	2.21
46028	20331	H_s	2.31	1.75	0.920	0.723	0.797	0.626	0.305
	20329	T_s	7.28	8.88	1.73	2.20	0.719	0.912	2.24

Table 1 Comparison with NOAA Buoy

Table 2 Comparison with JMA Buoy

Loc.	Sample #		Mean		Std.		Corr.	Trend	Bias
			Obs.	Comp.	Obs.	Comp.			
A	27864	H_s	1.13	0.823	1.05	0.624	0.743	0.433	0.323
Atsumi	27770	T_s	6.19	5.34	1.79	1.49	0.475	0.394	2.90
T 1.	0.0001	H_s	1.21	1.31	0.664	0.615	0.394	0.266	0.297
Irozaki	36391	T_s	6.95	7.03	1.48	1.38	0.451	0.457	3.19
17 . 1.	00500	H_s	1.11	1.64	0.695	0.802	0.496	0.572	1.01
Kyanmisaki	26568	T_s	7.42	6.80	1.44	1.11	0.542	0.415	3.72
IZ	96974	H_s	1.13	0.835	0.950	0.659	0.781	0.541	0.225
Kyogamisaki	30374	T_s	6.24	5.51	1.77	1.58	0.584	0.519	2.27
Mata	32715	H_s	0.996	0.895	0.789	0.731	0.705	0.654	0.244
Matsumae	32663	T_s	5.73	5.44	1.52	1.37	0.471	0.424	3.01
G 1 1 1	99140	H_s	0.939	1.20	0.588	0.653	0.591	0.656	0.581
Sakinonama	33148	T_s	7.34	6.51	1.67	1.36	0.420	0.342	4.00
C1. 1. 1. 1 1 1. 1	01200	H_s	1.21	1.46	0.661	0.760	0.539	0.620	0.712
Shirinamisaki	21398	T_s	7.43	7.05	1.72	1.54	0.456	0.409	4.01

り,傾きは全体で 0.65, NOAA のブイだけについて見る と 0.76 と観測値より約 25%~35% 低めに見積もられる ことがわかる。また,波高の推算値のバイアスは約 0.2m と十分小さいことがわかった。一方,周期については,相 関係数が 0.6 と 0.1 以上小さくなり,バイアスも約 2s と 大きい。但し,NOAA のブイデータのみについて見ると, 相関係数は 0.70,バイアスは 0.78s と向上する。これら の結果より,波浪推算により計算された波高は,バイア スは殆ど無視できるものの,全体的に波高をやや小さめ に見積もる傾向があることがわかった。

再解析データの風速や推算された波高の特性を詳しく

把握するため、風速および波高の出現頻度分布を観測値と 比較したものを Fig.2 に示す。図中の実線は再解析デー タもしくは推算値、点線は観測データより計算された出 現分布である。北太平洋における再解析データの風速の 出現分布の傾向は、分布のピークの出現位置が多少ずれ る測点があるが、全般的に再解析データは観測値と良く 一致しており、計算精度は高いといえる。ついで、有義 波高の出現分布について見ると、波高の出現分布の形状 は観測値と推算値で概ね一致しており、両者の出現分布 に大きな違いは見られなかった。

	Corr.	Trand	Bias
U_{10}	0.77	0.71	$1.71 \; [m/s]$
H_s	0.72	0.65	$0.26 \ [m]$
	(0.81)	(0.76)	(0.21)
T_s	0.60	0.79	1.96[s]
	(0.70)	(1.11)	(0.78)

Table 3Summary of Validation (digitals in parenthe-
ses indicate NOAA buoy data)





Fig. 2 Comparison of PDF of U_{10} and H_s with buoy data (Location 46035)

4. 波浪統計量の年変化と長期期間年平均値の分布

極値統計解析に移る前に,風速および有義波高の平均 量の長期間変化と空間分布について調べる。Fig.3に示す のは,全計算領域における風速,有義波高の年平均値を プロットしたものである。図中の実線は平均値,一点鎖



Fig. 3 Annual change of averaged value

線は平均値 ± 標準偏差である。また Table 4 は, 全計算 領域および日本周辺(北緯 20 度~50 度, 東経 120 度~ 160 度)の範囲における風速, 有義波高および有義波周 期の変化率を計算したものである。風速について見ると, 1948 年~1952 年の期間で平均量の大きな変化が見られ るが, 1952 年以降においてはほぼ一定値が続いている。 一方, 年平均有義波高については, 全計算領域および日 本周辺ともに約 20cm/50year=0.4cm/year の波高の増加 が見られる。図には示していないが, 年平均有義波周期
Table 4 Avergaed annual rate of change

	Area	annual	summer	winter
$\langle U_{10} \rangle$ [m/s]	Pacific	0.0016	0.0009	0.0033
	Japan	0.0038	0.0022	0.0059
$\langle H_s \rangle$ [m]	Pacific	0.0023	0.0014	0.0047
	Japan	0.0023	0.0020	0.0025
$\langle T_s \rangle$ [s]	Pacific	0.0103	0.0008	0.0067
	Japan	0.0032	0.0037	0.0017

については,計算領域全体で約0.5s/50year=0.01s/year の周期の長期化が見られる。また,衛星データの同化の 影響が現れる1979年において,平均量の変化は見られな かった。以上の結果,1952年以降の波浪推算値について は,対象とした北太平洋の領域において風速および波浪 場の定常性が保たれていることがわかった。なお,有義 波高の微増の理由については不明であり,今後の課題と する。

ついで,年平均量で定常性が保たれた 1952 年~2001 年(50 年間)を対象に,各計算格子点毎の 50 年間の風速 および有義波高の平均値を Fig.4 に示す。各格子点にお ける 50 年間の平均風速および波高の分布より,太平洋に おける平均波高の分布と平均風速の分布の形状はほぼ一 致しており,風速の強さが波高に大きく影響しているこ とがわかる。さらに,偏西風が強い北緯 40 度から 50 度 の緯度では平均風速も 8m/s 以上あり,その結果,平均 有義波高も 3m 近い値となっている。但し,日本周辺に 着目すると,太平洋側と比較して日本海側の平均風速は 1~2m/s 弱く,これに対応して波高も 50cm 程低くなっ ている。

5. 波高の極値統計解析結果

本章では、北大西洋における波浪のハザードマップを 作成するため、波浪推算値を用いて極値統計解析を行い、 100 年確率波の推定を行う。

極値統計解析における最大値資料として各格子点にお ける年最大有義波高を用い,最大値の確率分布は,Fisher and Tippett によって提案された極値 I 型~III 型分布を 用いる。

極值 I 型分布

$$F(x) = \exp\left\{-\exp\left(-\frac{x-B}{A}\right)\right\}$$
(3)

極値 II 型分布

$$F(x) = \exp\left\{-\exp\left(1 + \frac{x - B}{kA}\right)^{-k}\right\}$$
(4)



(a) $U_{10} \, [m/s]$



(b) *H*_s [m]

Fig. 4 Computed 50 years averaged wind and wave

極値 III 型分布

$$F(x) = \exp\left\{-\exp\left(-\frac{x-B}{A}\right)^k\right\}$$
(5)

1 変数 Weibull 分布

$$F(x) = 1 - \exp\left\{-\exp\left(-\frac{x-B}{A}\right)^k\right\}$$
(6)

ここで, A, Bおよび k は分布関数の尺度母数, 位置母 数, 形状母数と呼ばれる母数である。最大値資料を上記 の4つの分布関数に当てはめ, もっとも適合度の高い分 布を最適分布として採用する。母数推定には, 最尤法を 用いた。最尤法では, 尤度関数 L

$$L = \Pi F(x(m)|k, A, B) \tag{7}$$

が最大となるときの母数を最適値として採用する。ここで, *x*(*m*)は最大値資料を大きさにより並べ換えた順序統計量である。



(b) Location 51001

Fig. 5 Comparison of Extreme distribution with observed data (O: Observed, ●: Computed)

Fig. 5 に示すのは、上記の手法により母数を推定した 結果であり、推定された極値分布と推算値および観測値 の関係である。図中の●および〇は推算値および観測値 であり、実線および破線は推算値および観測値から推定 した極値分布である。測点 46035 について見ると、推算 値と観測値から推定された極値分布は、位置は異なるも ののほぼ相似形であることがわかる。一方測点 51001 で は、推算値と観測値から推定された極値分布は再現期間 が長くなるに従い差が大きくなっている。再現期間 10 年 における推算値と観測値の極値分布の比を極値分布推定 誤差 R_{10}^{e} と定義すると、全 15 観測点の極値分布推定誤 差の平均値 $E[R_{10}^{e}] = 0.81$ であり偏差は 0.11 であった。 先に行った線形回帰分析の結果では、有義波高の推算値



Fig. 6 Computed 500 and 1000 years wave in the North Pacific Ocean

と観測値の傾きは平均で 0.72 であった。極値統計解析の 結果はこれより若干良い値となっているものの, 推算値 より推定された 10 年確率波高は観測値より約 2 割程度 過小評価となることが分かった。

上記の結果を踏まえ,Fig.6に示すのは,北太平洋全 域の各格子点において最尤法を用いて極値統計解析を行 い,極値分布の母数を推定して求めた 50 年および 100 年 確率波高の空間分布である。北太平洋全域における 50 年 および 100 年確率波高の分布は,北緯 30 度以北におい て 15m を超える確率波高が広範囲に分布していることが わかる。また Fig.4 で示した 50 年平均波高の分布と類似 した分布になっているが,平均波高分布との大きな違い は日本周辺の分布形状の違いである。日本周辺の確率波 高の分布を見ると太平洋沿岸,特に沖縄,九州および四 国沖の波高が10mを超えておりかなり高い。これは夏季 に来襲する台風の影響であり,年平均すると冬季の静穏 時と相殺されるため平均波高にはこれらの影響は見られ なくなる。一方,日本海側は北陸および東北地方沿岸で 波高が10mを超えており,こちらは冬季季節風の影響で あると考えられる。50年確率波と100年確率波の分布の 差はそれほど大きくなく,100年確率波の分布は50年確 率波の分布を全体的にかさ上げしたものに近い。

6. 結論

以上本研究では、波浪推算モデルに WAM モデル、海 上風に NCEP/NCAR 再解析データを用いて北太平洋の 長期波浪推算を行い、北太平洋および日本周辺の過去 50 年間の波浪の再現計算を行った。

まず始めに,波浪推算値とブイ観測値と比較を行った 結果,NCEP/NCARの海上風データを用いて推算され た波高と観測値の相関係数は0.72と風速とほぼ同程度で あり,バイアスは0.2mと十分小さいものの,傾きは0.70 前後と観測値より約30%低めに見積もられることがわ かった。一方周期については,相関係数が0.6と波高より も相関が低い上,バイアスも約2秒と大きく信頼度はそ れほど高くないことがわかった。ついで,波高分布およ び極致統計分布の比較を行い,北太平洋における暴風時 の波浪の分布特性について検討を行った。その結果,日 本周辺の確率波高の分布は,太平洋沿岸では沖縄,九州 および四国沖が,日本海側は北陸および東北地方沿岸で 50~100年の確率波高が10mを超えることがわかった。

今回用いた波浪推算モデルは、スペクトル型波浪モデ

ルであり,得られる波高は平均エネルギーに相当する有 義波高のみである。実際に波浪による被災事例が生じる のは,最大波もしくはこれに相当する波による。今後は, スペクトル型波浪モデルから最大波を推定するアルゴリ ズムを開発し,最大波高の推算を試みたい。

謝 辞: 本研究を行うにあたり、(株)電力計算センター 須賀康夫氏は大変お世話になった。ここに感謝の意を表す。

参考文献

- Caires, S., A. Sterl, and C. Gommenginger (2005). Global ocean wave period data: Validation and description. J. Geophys. Res., 110(C02003), 1–12.
- Cox, A. T. and V. R. Swail (2001). A global wave hindcast over the period 1958-1997. J. Geophys. Res., 106(C2), 2313–2329.
- Graham, N. E. and H. F. Diaz (2001). Evidence for intesification of North Pacific winter cyclones since 1948. Bulletin of American Metelorological Society 82(9), 1869–1893.
- Swail, V. R. and A. T. Cox (2000). On the use of NCEP-NCAR reanalysis surface marine wind fields for a long-term North Atrantic wave hindcast. Journal of Atmospheric and Ocean Technology 17, 532– 545.
- WAMDI-Group (1988). The WAM model A third generation ocean wave prediction model. *Journal Physical Oceanography* 18, 1775–1810.

Wave Climate Analysis of North Pacific Ocean based on NCEP/NCAR Reanalysis Data

Nobuhito MORI, Tomohiro YASUDA and Hajime MASE

Synopsis

The study carries out 50 years' wave simulation in North Pacific using the NCEP/NCAR reanalysis surface wind fields and investigates wave climates. The reanalysis wind fields are applied to the third generation wave model. The numerical results are compared with observed wind and wave data to verify the model performance. The comparion with buoy data gives good agreement with the means, biases, scatters and probability distributions. A long-term trend of wave climate shows statistically significant increase of wave heights and periods at the Northern Pacific Ocean. The extreme wave statistics gives 50 and 100 years extreme wave heights and may contribute a first guess of extreme wave heights in this area.

Keywords: wave hindcast, wind wave, wave statistics, extreme statistics, wave climate

波形勾配・砕波の影響を考慮した消波ブロック安定数算定式の 提案および耐波安定性の確率評価

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

本研究では、消波ブロックの耐波安定性に及ぼす波形勾配と砕波の影響を水理模型実験 により調べ、それらの影響を考慮した形での安定数算定式を提案した。さらに、提案した 安定数算定式から性能関数を規定し、信頼性解析による消波ブロックの耐波安定性評価法 を提案した。消波ブロックの安定性に対して、砕波する条件においては、砕波形態に関連 する沖波波形勾配の影響があるが、砕波が生じない場合には影響がないことがわかった。 沖波波形勾配と海底勾配により定まる砕波形態の影響を取り込んだ安定数算定式を用い、 信頼性解析により消波ブロックの年被災確率あるいは50年被災確率を算定した。許容被災 度が大きいほど、ブロック代表径が大きいほど、年被災確率が減少することがわかった。

キーワード:消波ブロック安定数,波形勾配,砕波形態,信頼性解析,性能関数,被災確率

1. 緒 論

これからの海岸構造物の設計に際しては、地球温 暖化に伴って生じる異常波浪に対する防波堤本体, および、被覆ブロック、消波ブロック、根固ブロッ クの被災メカニズムの解明や, 適応策としての耐波 設計法の確立が重要である。特に、近年の沿岸災害 では、消波ブロックの重量不足による飛散・沈下が、 背後地への越波やケーソン式防波堤の滑動を助長し た被災ケースが多くみられ、消波ブロック安定性の 正しい評価が重要である。また、近年の防波堤の大 水深化や設計波の見直しに伴った高波高化により, 一般的に用いられる放射型の既存ブロックでは非常 に大きな所要重量が必要となってくる。ブロック所 要重量が大きくなればなるほど経済的ではなくなる ので,所要重量はできる限り小さい方が良い。した がって, 消波ブロックにおける耐波安定性をより正 確に評価することが重要といえる。

本研究では、まず、安田ら(2008)の実験で用いら れた異形ブロック(かみ合わせの強化を目指した放 射形状の消波ブロック)について、さらに水理模型 実験を行い、耐波安定性の検討と安定数の算定を行 う。通常の設計波浪の沖波波形勾配は0.02~0.04程度 であり、この範囲では安定数には波形勾配の影響は あまりないとされているが、消波ブロックの安定数 算定式を提案するにあたり、沖波波形勾配および砕 波の効果が本当に皆無であるかを、本実験結果およ び以前の実験結果をもとに考察する。さらに、その 影響を考慮した形での消波ブロックの安定数算定式 を提案する。

次に,間瀬ら(2007)に習い,信頼性解析による消 波ブロックの耐波安定性評価法を提案し,被災確率 に及ぼす不確定外力や安定重量算定式の不確定性の 影響を検討する。被災確率算定図からはブロックの 代表径を決定することができる。性能関数(以下で は被災率評価関数と称する)を規定するにあたって は,水理実験より定式化した,ある特定の消波ブロ ックに対して得られた安定数算定公式を用いる。

2. 従来の消波ブロック安定数算定式

高橋ら(1998)は直立壁が全断面にわたって乱積み の消波ブロックで覆われている消波ブロック被覆堤 に関して,次式を提案した。

$$N_{S} = \frac{H_{1/3}}{(S_{r} - 1)D_{n}} = C_{H} \left\{ a(N_{od} / N^{0.5})^{c} + b \right\}$$
(1)

ここで、 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、bはブロックの形状や斜面勾配によって決まる係数で あるが、 K_D =8.3の異形ブロックで $\cot \alpha$ =4/3 に対し て、a=2.32、b=1.33 が求められている。c はブロッ クや斜面勾配によらず 0.2 で一定としている。

高橋らは、van der Meer (1987) と同様に、水深が浅 い場合には波群中の波高の大きな波が砕波するため、 設計波高に有義波高を用いるとやや過大な重量を算 定することになると考え、その効果を C_H で与えてい る。

これは、同じ有義波高を持つ場合であっても、砕 波すると高波高の波がなくなるので、砕波していな い場合に比べてブロックの重量は軽くできるとする ものである。Fig.1はこの状況を示したものであるが、 砕波していない波浪条件の場合と、砕波が生じてい る波浪条件では、高波高領域の分布形が Fig.1のよう に異なり、砕波が生じている場合には、波高分布の 裾が大きな波高の方へ広がっておらず大きな波高が ないので、砕波していない条件に比べて安定数が大 きくなる(安定が良くなる)と考えるものである。

しかし,波高だけの観点からみると,高波高の出 現が無いのでブロックは安定といえるが,同じ波高 であっても砕波直後の波は非砕波の波より激しい流 体運動をしており,その結果,流体力は大きいと考 えられる。Shore Protection Manual (1984)には,捨石 のK_D値に対して,砕波条件ではその値を1.2,およ び非砕波条件では2.4と定めている。これは,同じ波 高でも砕波している方が安定性に欠けるということ を意味している。ただし,これは実験で確かめられ たものではない。

港湾の施設の技術上の基準・同解説 (2007) の「被 覆石及びブロック」説明箇所には、『海底勾配が急 で巻き波状の砕波となる場合には、ブロックの形状 によっては強い波力が作用することを考慮するこ と』、『マウンド被覆材上の水深が浅い場合には、 砕波によってブロックが不安定になることが多い』 と記されている。例えば、Fig.1 で示した H_{1/3}の値を 持つ波を考えた場合、同じ H_{1/3}の値でも砕波してい る H_{1/3}の波高の波の方が、砕波せずに H_{1/3}の値を持 つ波より、ブロックに作用する波力が大きいと考え られる。

高橋ら(1998) は実験データを検証した結果,波形 勾配の値が0.02~0.04の範囲では,波形勾配の値が安 定数に及ぼす影響を無視できるとして,波形勾配や surf similarity parameterを安定数算定式に入れていな い。ただし,実験結果のばらつきは大きいことに注 意を要する。

一方, 安田ら(2008) は砕波および波形勾配が安定

数に及ぼす影響を検証するため、水理模型実験を行 い、波形勾配が約0.02と0.04の値を持つ不規則波にお ける消波ブロック安定実験を行った。その結果、沖 波波形勾配を0.04以上と0.02以下に分けて安定数を 比較した結果、波形勾配の影響があることが確かめ られ、波形勾配が小さい方が、安定数も小さくなる ことが明らかになった。この波形勾配の影響は、沖 波波形勾配によって砕波形態が異なるため、砕波の 影響と密接に関連していると推測した。

このことを検証するため,実験条件をFig.2のよう に,速水(1955)の砕波形態区分に照らし合わせたと ころ,沖波波形勾配が大きい条件は,崩れ波砕波 (Spilling Breaker)の領域であったが,沖波波形勾配 が小さい条件では,巻き波砕波 (Plunging Breaker) の領域であった。安田ら(2008)は,ブロックの安定 性には砕波の有無よりも,砕波形態が重要と考えら れ,それを決める要素として波形勾配の影響がある と推察した。



Fig. 1 Wave height distribution with and without wave breaking



Fig. 2 Classification diagram for wave breaking pattern by Hayami(1955) and experimental condition of Yasuda et al.(2008)



Fig. 3 Cross section of model experiment

CaseID	Wave Steepness	Offshore Wave Height (m)	Wave Period (s)	Sig. Wave Height (m)	Wave Reflection Ratio	
	H_0/L_0	$(H_{1/3})_0$	$(T_{1/3})_0$	$H_{1/3}$	K_r	
CaseH10HL4	0.039	0.1029	1.3	0.0869	0.23	
CaseH10HL2	0.016	0.1011	2.0	0.0896	0.51	
CaseH15HL4	0.035	0.1562	1.7	0.1314	0.30	
CaseH15HL3	0.021	0.1306	2.0	0.1260	0.50	
CaseH15HL2	0.011	0.1388	2.9	0.1309	0.44	
CaseH20HL4	0.037	0.2283	2.0	0.1763	0.55	

Table 1 Experimental condition

以上の点を鑑み,本研究では,消波ブロック耐波 安定性における沖波波形勾配のみの影響を検証する ため,砕波が生じない条件の数種類の沖波波形勾配 の不規則波を用いて水理模型実験を行い,一連の実 験結果を比較することで,安定数にもたらす砕波お よび沖波波形勾配の影響を検討する。そして,波形 勾配および砕波の影響を考慮した新しい安定数算定 式を提案する。

3. 実験方法および実験条件

実験水路は長さ50m,幅1.0m,深さ1.5mであり, 一端には反射波吸収型不規則造波装置が設置されて いる。模型縮尺は1/50,法面勾配は1:1.5とし,海底 勾配をブロック前面で一様として,実験断面は砕波 が生じないよう,Fig.3のように堤前で一様水深とし た。マウンドの法先水深は50cm,ブロック被覆の法 先水深は45cmとした。実験模型には放射形状の消波



Photo 1 Wave absorbing block model

ブロックを用いた。その形状は、Photo 1 に示すよう に、表面にくぼみを有し、噛みあわせを良くするこ とを目的としたものである。プロトタイプの重量は 20t と16t の2種類である。

本実験で用いた作用波浪は, Table 1 に示す沖波波 形勾配が0.010~0.039となる6種類の不規則波である。 スペクトル形は, Bretschneider-光易型スペクトルを 有する。被災度 Nod を求めるにあたって, 波数 Nが 2000波になるまで実験を行い, 500波, 1000波および 2000波造波後にブロックの移動個数を調べた。

4. ブロック安定性実験結果

ー連の実験結果をFig.4 に示す。縦軸は安定数 N_s , 横軸は被災度 N_{od} を波数Nの0.5乗で除したものとし た。被災度 N_{od} はブロックの代表径幅の断面内におけ るブロックの移動個数として定義される。すなわち, 被災度は(検査域内の移動個数)÷(検査域内のブロ ック列数)として求めた。なお,移動個数を数える 際に,ブロックの大きさの1/2以上動いたものおよ び 45°以上回転したものを被災ブロックと判定し た。安定性は,安定数 $N_s = H_{1/3}/\{(S_r-1)D_n\}$ を $N_s = a$ ($N_{od}/N^{0.5}$)^c+b のべき乗関数の形で評価した。

波高が小さい条件では、造波開始直後に噛み合わ せのよくないブロックがはずれるが、500波ぐらいま での間に安定し、その後は波数が増えてもほとんど 移動しなくなる。一方、波高が大きい条件だと、大 きな波が来るたびにブロックが飛散され、法先に滑 落することで、法面勾配が緩くなる。さらに、ブロ ックの天端が沈下し、越波を助長していた。

Fig.4より,安田ら(2008)による1:30の海底勾配で の実験結果では波は砕波しており,波形勾配の違い により傾向の異なる結果が得られたが,今回の一様 水深地形における非砕波状態では,波形勾配による 影響はみられなかった。この相違は,単に波形勾配 だけの影響ではなく,砕波形態が重要であることを 示しており,安田ら(2008)の推察が正しいことが確 認された。

安定数算定式を導くにあたり, *a*, *b*, *c* の値のうち, *c* は0.2として一般的な値を採用し, *a* および *b* につ いて最小二乗法を用いて,非砕波,巻き波砕波およ び崩れ波砕波の条件に対する値を決定した。同様に, 指数関数型の安定数算定式も提案しており, Fig.4と 同じ形式でFig.5に示す。

これらの近似式による算定値と実験値との比較を 行った。安定数の算定値を横軸に、実験値を縦軸に とって、Fig.6およびFig.7に示した。べき乗関数型近 似式を用いた場合がFig.6,指数関数型近似式を用い た場合がFig.7である。

Fig.6およびFig.7について,算定値と実験値との相 関係数を求めたところ,べき乗関数型近似式を用いたFig.7で は0.95となり,今回の実験条件については指数関数 型近似式の方が,整合性がより高いことがわかった。 しかし,べき乗関数型近似式についても非常に大き な相関係数が得られ,整合性は十分に高い。したが って,両者の算定式とも今回の実験結果においては 実現象に対する適合度の高い安定数算定式である。 ただし,非常に小さい N_{od}/N_{0.5}を対象とするのか,全 体の変化を注目するかによっての使い分けが重要に



Fig.4 Experimental results and fitted curve by power function



Fig.5 Experimental results and fitted curve by exponential function



Fig.6 Consistency of predicted results by power function



Fig.7 Consistency of predicted results by exponential function

なると考えられる。

また、これらの式を最終的な安定式として提案す ると、べき乗関数型、指数関数型いずれの場合にお いても、砕波が生じているかどうか、そして砕波が 生じている場合には砕波形態がいずれに分類される かということを判定したうえで、場合分けをして3 種類の安定数算定式を選択する必要があり、合理的 とはいえない。そこで砕波が生じない条件について は安定数算定式が独立して存在するとし、砕波が生 じる場合については、砕波の影響を安定数算定式に 組み込む事を試みた。砕波の影響を考慮するにあた っては、砕波形態の分類が海底勾配および沖波波形 勾配によって概ね決定されることから、砕波条件で の安定数算定式には、海底勾配および沖波波形勾配 を変数として導入することで安定数算定式を拡張で きると考える。

5. 砕波形態を考慮した安定数算定式の提案

消波ブロック安定数における砕波形態の影響を考 慮するにあたり,波形勾配と海底勾配を考慮する形 へ安定数算定式の拡張を試みた。

まず,海底勾配と波形勾配による砕波形態の関係 を利用する。速水(1955)の砕波形態分類図を参考に し,その図中に安田ら(2008)の実験条件をプロット したものが Fig.2 であるが,その中で崩れ波砕波およ び巻き波砕波に分類されている実験をそれぞれ平均 し,崩れ波砕波実験条件の波形勾配の代表値および 巻き波砕波実験条件における代表値とする。

次に,砕波形態によって安定数が突然変わるので はなく,波形勾配によって線形的にその値が変化す ると仮定する。すなわち,Fig.2 の●印の点と○印の 点で得られた安定数は線形的に変化するとする。さ らに今回の実験結果から,砕波形態が安定数算定式 の係数に大きく影響しているという考えを発展させ, 他の海底勾配に対しても砕波形態が同じである直線 を考え,その直線上では今回の海底勾配である1/30 の結果と同じ安定数であると仮定する。

以上より,崩れ波砕波の代表波形勾配と巻き波砕 波の代表波形勾配,および,崩れ波砕波と巻き波砕 波の境界を表す分類線の位置関係に注目し,安定数 算定式を以下のように拡張する。

Fig.8 は、横軸に海底勾配、縦軸に沖波波形勾配を とり、崩れ波砕波および巻き波砕波形態を分ける線 をBorder Lineとし、安田ら(2008)の実験による沖波 波形勾配の代表値(平均値)2点を図中の●印とし、 Border Line上の海底勾配1/30の時の沖波波形勾配の 値に関する比を、図中の#1:#2:#3と定める。その比 が任意の海底勾配の値についても一定に保たれるよ



Fig.8 Relationship between sea-bottom slope, wave steepness and wave breaker type

うに引いた直線がそれぞれ図中のLine Sおよび Line Pであり、それぞれ以下の式(2)および(3)で示される。

$$H_0 / L_0 = 0.8 \tan \beta + 0.0161 \tag{2}$$

$$H_0 / L_0 = 0.27 \tan \beta + 0.0056 \tag{3}$$

ここで H_0/L_0 は沖波波形勾配, tan β は海底勾配を表 す。Line SおよびLine P上では, 消波ブロックの安定 数が同じであるとする。すなわちLine S上では安定数 算定式がFig.4およびFig.5に示したLine 1であるとし, Line P上ではFig.4およびFig.5に示したLine 2で表さ れると考えた。そして, Line SとLine Pの間の領域で は, 縦方向(波形勾配)に対して安定数が線形に変 化すると仮定した。

Line SとLine Pの間の領域の安定数が等しい直線 は,安定数算定式の係数 *a*, *b*, *d*, *e*, *f*を用いて次式の ように表せる。

$$H_0 / L_0 = \left(k_z z + l_z\right) \tan \beta + \left(m_z z + n_z\right)$$
(4)

ここで, z は a, b, d, e, f を代表させた変数として使った。なお, 係数 c は 0.2 の固定値とした。式(4)を変形 すると,

$$z = \frac{H_0 / L_0 - l_z \tan \beta - n_z}{k_z \tan \beta - m_z}$$
(5)

となるが, Line SおよびLine P上の安定数算定式の係 数 *a*, *b*, *d*, *e*, *f* の値は既知であるので, それらの値を 式(5)の *z* に代入し, 式(2)および式(3)の傾きおよび切 片の値と比較することで *a*, *b*, *d*, *e*, *f* それぞれに対応 する *k_z*, *l_z*, *m_z*および*n_z* を求めることができる。

例えばべき乗関数型の安定数算定式中の係数 a については、Fig.4より、Line S上ではa = 3.00、Line P

上ではa = 2.40であるので,それらを式(4)に代入した 時の傾きおよび切片の式と,式(2)および式(3)の傾き および切片の値を比較し, k_a , l_a , m_a および n_a は次の 計算により求められる。

$$\begin{pmatrix} k_a & l_a \\ m_a & n_a \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0.8 & 0.27 \\ 0.0161 & 0.0056 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 3.00 & 2.40 \\ 1 & 1 \end{pmatrix}^{-1}$$
(6)

この計算結果を式(5)に代入することで、次式が得られる。

$$a = \frac{H_0 / L_0 + 1.85 \tan \beta + 0.0364}{0.883 \tan \beta + 0.0175}$$
(7)

b, *d*, *e* および*f* についても同様の方法で次の関係式 が得られる。

$$b = \frac{H_0 / L_0 + 1.79 \tan \beta + 0.0352}{1.51 \tan \beta + 0.0300}$$
(8)

$$d = \frac{H_0 / L_0 + 0.415 \tan \beta + 0.00796}{-0.552 \tan \beta - 0.0109}$$
(9)

$$e = \frac{H_0 / L_0 + 1.43 \tan \beta + 0.0281}{0.558 \tan \beta + 0.0111}$$
(10)

$$f = \frac{H_0 / L_0 - 1.50 \tan \beta - 0.0303}{0.0279 \tan \beta + 0.000553}$$
(11)

以上より,放射形状の消波ブロックを対象とした一 連の実験結果から,砕波が生じない条件,砕波が生 じる条件で,それぞれ独立した安定数算定式を提案 できた。

砕波が生じる実験条件についてブロック被覆直前の水深波高比 h/H₀を求めたところ,1.5 < h/H₀ < 2.5 であった。これより深いところでは,非砕波条件の 式を用いる。また非常に浅いところでは段波状にな って砕波による衝撃力は作用しないと考えられるの で,ここでも非砕波条件の式を使えると考えた。

以下では、本研究で提案する安定数算定式を整理 することとする。

べき乗関数,非砕波条件:

$$N_{S} = \frac{H_{1/3}}{(S_{r} - 1)D_{n}} = 2.46(N_{od} / N^{0.5})^{0.2} + 1.38$$
(12)

べき乗関数, 砕波条件 1.5 < h/H₀ < 2.5:

$$N_{s} = \frac{H_{1/3}}{(S_{r} - 1)D_{n}} = a(N_{od} / N^{0.5})^{0.2} + b$$
(13)

$$a = \frac{H_0 / L_0 + 1.85 \tan \beta + 0.0364}{0.883 \tan \beta + 0.0175}$$
(14)

$$b = \frac{H_0 / L_0 + 1.79 \tan \beta + 0.0352}{1.51 \tan \beta + 0.0300}$$
(15)

指数関数,非砕波条件:

$$N_{S} = \frac{H_{1/3}}{(S_{r} - 1)D_{n}} = -1.80 \exp\{-14.0(N_{od} / N^{0.5})\} + 3.50$$
(16)

$$N_{S} = \frac{H_{1/3}}{(S_{r} - 1)D_{n}} = d \exp\{f(N_{od} / N^{0.5})\} + e$$
(17)

$$d = \frac{H_0 / L_0 + 0.415 \tan \beta + 0.00796}{-0.552 \tan \beta - 0.0109}$$
(18)

$$e = \frac{H_0 / L_0 + 1.43 \tan \beta + 0.0281}{0.558 \tan \beta + 0.0111}$$
(19)

$$f = \frac{H_0 / L_0 - 1.50 \tan \beta - 0.0303}{0.0279 \tan \beta + 0.000553}$$
(20)

これらの算定式は,安田ら(2008)の実験条件である 海底勾配が1/30のときには,Fig.4およびFig.5の結果 になる。しかし,他の海底勾配に対しては,仮定さ れたものであるため,海底勾配を変えた実験により, 算定式の妥当性を調べる必要がある。

信頼性設計

信頼性設計では構造物の各破壊モードを抽出し, それぞれのモードに関する破壊確率を算出する。各 破壊モードについての破壊確率の計算にあたっては, 被災率評価関数によって,抵抗力と作用力の差,あ るいは,比率として表す。信頼性設計には設計水準 レベルⅢ,ⅡおよびⅠの3つのレベルの設計法がある。

レベルIIIは、破壊モードに対する破壊確率を正し く求めようとするもので、不確定要因の統計的特性 やパラメータがすべて既知であるとした上で、モン テカルロ法によって生起確率を直接計算する。レベ ルIIでは、被災率評価関数の平均値 μ と標準偏差 σ から求められる安全性指標 $\beta_{S} = \mu/\sigma$ を用いて信頼度 を評価する。レベルIでは、被災率評価関数に含ま れる種々の確率変数に対して、公称値に対する部分 安全係数を定めて、破壊モードに対する信頼度を評 価する。

設計水準レベルαにおける,破壊モードの生起確 率を算定するための方法の1つとして1次ガウス近 似法がある。不確定要因のうち,正規確率分布以外 のものに対しては,破壊点において確率密度と累積 確率値が等しくなる正規確率密度関数で近似する。 互いに相関をもつ確率変数については,共分散マト リクスを考え,固有値問題を解くことによって各共 分散値が0になる確率変数に変換しておく。

破壊モードiの被災率評価関数を $Z_i = g_i(x_1, ..., x_n)$, 破壊点を $x^*=(x_1^*, ..., x_n^*)$ とする。ここで、 x_j は外力 要素である。 x^* は、以下の連立方程式を解くことで 得られる。

$$g_i(x_1^*, x_2^*, x_3^*, \dots, x_n^*) = 0$$
 (21)

$$x_{j}^{*} = \mu_{X_{j}} - \alpha_{j} \left(\frac{\mu_{Z}}{\sigma_{Z}}\right) \sigma_{X_{j}} : j = 1, 2, \dots, n$$
 (22)

$$\alpha_{j} = \frac{\left(\frac{\partial g_{i}}{\partial x_{j}}\Big|_{x^{*}}\right)\sigma_{X_{j}}}{\left\{\sum_{j=1}^{n}\left(\frac{\partial g_{i}}{\partial x_{j}}\Big|_{x^{*}}\right)^{2}\sigma_{X_{j}}^{2}\right\}^{\frac{1}{2}}} : j = 1, 2, \dots, n$$

(23)

ここで, μ_{Zi} , σ_{Zi} , μ_{Xi} , σ_{Xi} はそれぞれ性能関数 Z_i の平均 値と分散,および外力確率変数 X_j の平均値と分散で ある。破壊確率 P_f は次式で求められる。

$$P_{f} = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{z}} \int_{-\infty}^{0} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{z-\mu_{z}}{\sigma_{z}}\right)^{2}} dz = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{-\frac{\mu_{z}}{\sigma_{z}}} e^{-\frac{1}{2}y^{2}} dy$$
$$= \Phi\left(-\frac{\mu_{z}}{\sigma_{z}}\right) = 1 - \Phi\left(\frac{\mu_{z}}{\sigma_{z}}\right) = 1 - \Phi\left(\beta\right)$$
(24)

Fは平均値0,標準偏差1の標準正規分布である。 式(23)は以下のように変形される。

$$\sum_{j=1}^{n} \left\{ \frac{\left(\frac{\partial g_i}{\partial x_j} \Big|_{x^*} \right) \sigma_{x_j}}{\sigma_Z} \right\}^2 = \sum_{j=1}^{n} \alpha_j^2 = 1$$
(25)

これは, α_j^2 が σ_{Zi} に対する外力確率変数 X_j の分散 σ_{Xj} への寄与率を表している。

7. 耐波安定性の信頼性解析

7.1 性能関数と外力変数

ここでは、安定数算定式として、主として指数関 数を用いた結果を載せるが、べき乗関数を用いた結 果との相違も適宜述べる。

被災率評価関数は,許容被災度と代表径 D_nのブロ ックの被災度との差と定義した。指数関数を用いた 場合は,式(17)より,以下のように表わされる。

$$Z = N_{od} - \frac{N^{0.5}}{f} \log \left\{ \frac{H_s}{Err(S_r - 1)D_n d} - \frac{e}{d} \right\}$$
(26)

ただし、上式には安定数算定式による算定値に真値

Table 2 Probability characteristics of uncertain factors

変 数	確率分布の種類	μ	σ	x_1, x_2
右義波高	Weibull 分布	1.2	0.7	$x_1 = 0.45$
(H _{1/3})	Gumbel 分布	7.45	1.0	
海底勾配 (tanβ)	Normal 分布	0.0333	ほぼ一定値と みなすため 0.0001	
沖波波形勾配 (<i>H</i> ₀ / <i>L</i> ₀)	Normal 分布	0.02	0.00102	0.02 以下は 0.02 とみなす
		0.03	0.00153	
		0.04	0.00204	0.04 以上は0.04 とみなす
波数 (N)	Beta 分布	800	100	$x_1 = 400$ $x_2 = 1600$
		1000	150	$x_1 = 400$ $x_2 = 3000$
算定式自体の不確実性 (E _{rr})	Beta 分布	1.0	0.1	$x_1 = 0.8$ $x_2 = 1.2$

との誤差があるとして,算定値に対する真値の比を Errとして取り入れてある。実際の設計では,対象構 造物固有の許容値を適切に設定することが必要であ る。本研究では,様々な状況での被災確率特性およ び不確定要因の影響を検討することが目的であるた め,許容被災度として,高橋ら(1998)が推奨してい る0.3, Shore Protection Manual (1984)に記載されてい る2種類の基準値1.0および2.0の3種類を用いる。

被災度に影響を及ぼす不確定要因としては、有義 波高、沖波波形勾配、波数、海底勾配および安定数 算定値そのものの不確定性の5種類を考慮した。 Table 2 に、各不確定要因の確率分布、平均値、標準 偏差、上限値、下限値を示す。ただし、海底勾配の 誤差はわずかであるとした。ここでは, 有義波高分 布について、2ケースを想定した。1つは毎時間観測 から得られる有義波高分布であり、Weibull分布を仮 定した。もう1つは、設計波(例えば、50年再現確率 波)の推定誤差分布である。間瀬ら(2000)は、資料 年数,平均発生率,母集団の極値分布関数,再現期 間を変化させた場合に, 確率波高に関する真値と推 定値の誤差分布特性がどの様になるかを検討し、推 定波高と真値との誤差分布がかなり普遍的にGumbel 分布で近似できることを示した。この結果を用いて, 設計波高の誤差分布をGumbel分布とした。安定数算 定式の算定誤差分布には,上限と下限を設定できる Beta分布を用いた。その他、入射有義波高と沖波波 形勾配の間に相関がある場合も想定し、両者の相関 係数を0.7とした条件についても解析を行った。また, 解析には Reis (1998) のプログラムを利用した。

7.2 解析結果

ブロック代表径に対して年被災確率 P_f を算出し, Fig.9に示す。ただし、全ての変数が独立である場合の結果である。パラメータは、許容被災度が0.3, 1.0および2.0である。これらの図から、許容被災度 N_{od} が大きくなるほど、ブロック代表径が大きくなるほど ど P_f が減少すること、また同じ条件に対しては波形



Fig. 9 Damage probability per one year against block diameter





勾配が大きいと P_f が小さくなることがわかる。その 他,沖波波形勾配と入射有義波高との相関を考慮し た結果との差は非常に小さいこと,指数関数とべき 乗関数を用いた時の差異は,特に N_{od} が小さい時に 現れることがわかった。

Fig.10は,50年再現確率波高の推定誤差を考慮した 時の50年被災確率の算定結果を示したものである。 図の整理方法は、Fig.9のそれと同様である。沖波波 形勾配が大きいほど、代表径が大きいほど、Prは小 さくなる。また,許容被災度の値によって,指数関 数型あるいはべき乗関数型安定数算定式を用いるか によって、被害率の値が異なる。Fig.11は、許容被災 度が1.0の場合に異なる安定数算定式によって算定 した被災率である。オーダー的にはあまり変わらな いが、算定式によって差があるのがわかる。許容被 災度を0.3とした場合では、どの沖波波形勾配につい ても指数関数型の算定式の方が、べき乗関数型の算 定式に比べて被災確率を大きく算定した。これに対 して、許容被災度を1.0とした場合については、どの 沖波波形勾配についてもべき乗関数型の算定式の方 が、指数関数型の算定式に比べて被災確率を大きく 算定した。

7.3 不確定要因の影響度評価

被災確率に寄与する各不確定要因の影響度は, レ



Fig. 11 Damage probability per 50 years by difference of stability number formula for allowance damage level of 1.0

ベル II 解析においては a² 値で評価することができ る。そこで、50年被災確率算出時に得られる各不確 定要因の a² 値を算出した。Fig.12より、50年被災確 率に寄与する影響度は有義波高がいずれの場合にお いても高く、第2位に算定式自体の不確実性による影 響が大きいという事がわかる。また図より、許容被 災度が0.3の場合には、ブロック代表径が2.4mで算定 式の誤差の影響が最も大きく、許容被災度が2.0と大 きくなると、ブロック代表径が1.6mと小さい場合に 算定誤差の影響が大きくなるといった変化がわかる。

提案した安定数算定公式を利用して,また,外力 はおおよそ観測結果を参考にして決めた条件のもと で被災確率を算定し,その値および外力の影響度を



Fig. 12 Contribution rate of external forces to variance of damage probability function of 50 years

解析する手段を示した。このプロセスは新たな消波 ブロックに対する算定式とその誤差を設定すること により,一般的に適用可能である。特に,外力要因 の感度を分析することにより,どの要因の変動特性 をきっちりと把握しなければならないかを明確にす ることができる。

8. 結論

本研究では、水理模型実験により消波ブロックの 耐波安定性を調べ、安定数算定式の提案を行った。 また、信頼性解析による消波ブロックの耐波安定性 評価法を提案した。本手法に基づけば、被災確率算 定図からブロックの代表径を決定することができる。 被災率評価関数は、許容被災度から所定のブロック 代表径に対する被災度推定値を差し引いたものとし て定義した。以下に主要な結果をまとめ、結論とす る。

- 通常の設計波浪の沖波波形勾配 0.02~0.04 の範囲では、安定数には沖波波形勾配の影響はあまりないとされているが、砕波が生じない場合に影響がないことがわかった。
- 2) 砕波する条件においては、沖波波形勾配の影響 が現れるが、これは砕波形態に関連する沖波波形 勾配の影響である。
- 3) 消波ブロックの安定数算定式を提案するにあたり、非砕波条件および砕波条件に分けて、また、 従来型べき乗関数型および指数関数型の2種類の 算定式を提案した。
- 4) 砕波条件での安定数算定式には、沖波波形勾配 と海底勾配により定まる砕波形態の影響を取り込んだ。
- 5) 年被災確率あるいは50年被災確率を算定する方 法を示した。許容被災度が大きくなるほど、ブロ ック代表径が大きくなるほど年被災確率が減少す

ること,沖波波形勾配と入射有義波高との相関を 考慮した結果との差は非常に小さいこと,指数関 数とべき乗関数を用いた時の差異は許容被災度に 依存して現れることがわかった。

ー連の実験において,砕波条件での実験は,海底 勾配が 1/30 の1 種類のみであった。今後は海底勾配 を変化させた水理模型実験をさらに行うことにより, 今回提案した砕波形態と消波ブロック安定数との関 係を検証する予定である。

参考文献

- 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.
- 速水頌一郎 (1955): 砕波の機構(II), 第2回海岸工学 講演会講演集, pp.13-15.
- 間瀬 肇・北野利一・森岡智史 (2000):波浪極値統 計解析における一般化パレート分布の適用性に関 する研究,海岸工学論文集,第47巻, pp.221-225.
- 間瀬 肇・高橋真弘・安田誠宏・Maria T. Reis・Terry S. Hedges (2007):信頼性解析による越波流量の許容 値超過確率評価および護岸天端高の設定方法に関 する研究,海岸工学論文集,第54巻,pp.891-895.
- 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.
- Reis, M.T. (1998): Probabilistic assessment of the safety of coastal structures, PhD Thesis, Department of Civil

Engineering, University of Liverpool, UK, 603p. Shore Protection Manual (1984): Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Corps of Engineers, U.S. van der Meer, J.W. (1987): Stability of breakwater armor layer design formulae, Coastal Eng., Vol.11, pp.219-239.

Armor Block Stability Formulae Considering Effects of Wave Steepness and Wave Breaking and Reliability Analysis of Failure Probability

Tomohiro YASUDA, Hajime MASE, Masahiro TAKAHASHI*, Hiroshi MATSUSHITA** and Seishi TOKUNAGA**

* The Kansai Electric Power Co., Inc., Japan

** Nikken Kougaku, Ltd., Japan

Synopsis

This study investigates stability of wave dissipating blocks by carrying out a set of hydraulic experiments especially for examining the effects of wave steepness and wave breaking, and the probability of failure due to armour layer instability was estimated using a reliability software package which employs the Level II First Order Reliability Method. It was found that offshore wave steepness influences the stability of blocks when wave breaking occurs but doesn't affect in cases without wave breaking. By arranging all the experimental data, new formulae of estimating stability numbers, including parameters of wave steepness, breaker type and sea bottom slope, were proposed. The proposed stability formulae were used in the reliability analysis of wave dissipating blocks. The sensitivity of the performance function to external random variables was examined in order to establish the relative importance of variables influencing the failure probabilities.

Keywords: wave dissipating block's stability number, offshore wave steepness, breaker type, reliability analysis, performance function, failure probability

ダブルバリア型浮消波堤における透過波に関する実験的研究

沖和哉*・江島隆晃**・田尻慶祐***・印牧史人**** 山田文彦*****・由比政年*****・辻本剛三******

要 旨

矩形浮体の両面に鉛直板(バリア)を装着されたダブルバリア型浮消波堤は,防波堤で 保護された漁港およびマリーナ等の小規模な閉鎖性水域への設置が有効である。しかし, 現段階ではその明確な設計基準は存在しない。本研究は,ダブルバリア型浮消波堤の設計 基準や透過率算定式構築に資するデータ収集を目的として,二次元水路および平面二次元 水槽を用いた実験を行う。反射波および透過波を計測することによりエネルギー損失率を 算定し,ダブルバリア型浮消波堤による波浪制御効果を評価する。

キーワード:ダブルバリア型浮消波堤、二次元水路実験、平面水槽実験、港内静穏度

1. はじめに

近年、漁港やマリーナ等のように防波堤で防護さ れた小規模な閉鎖性水域を維持管理する上で,いく つかの問題が生じている。まず、沖からの侵入波や 航走波・台風等の異常気象に伴う高波浪により港内 静穏度が低下し,係留船の破損や稼働率の低下が生 じている。また、港内の海水交換能力が低下し、水 質悪化等の環境問題が深刻化している。さらに、活 発な沿岸・岸沖漂砂によって航路や港内が埋没し, 港内環境維持のための浚渫等のランニングコストが 増大している。これらの問題に対処するには、安価 で施工性がよく、比較的小規模で水質環境を損なわ ない波浪制御方法が必要となるが,現状では個別に 対策が行われている。例えば水質悪化の問題に対し ては, 潜堤等の海水交換が容易に行える没水型構造 物の活用が見直されているが,一定の消波効果を維 持するためには必然的に大断面構造物となり, 建設 コストが増大している。さらに、今後予想される地 球温暖化に起因する海面上昇に伴って構造物天端上 の水深が大きくなると、砕波による消波機能の低下 が懸念されるという新たな問題が生じている。

浮消波堤は, 上記問題を解決するための構造物と して、小規模な閉鎖性水域への設置に適している。 まず, 浮消波堤は構造物自体がコンパクトなため, 海底面に設置する防波堤や没水型波浪制御構造物と 比較して施工性・経済性において優位である。別の 場所で作成した後に設置水域へ曳航することも可能 なため、稼働している港であっても工事による影響 を少なくすることができる。また、同様の特徴から 季節的に設置あるいは撤去しての利用も可能である。 次に,海底面と構造物の間の透水性により,水質悪 化を防ぐことができ,環境保全の面でも優れている。 さらに,地球温暖化によって今後予想される海水面 上昇が生じた場合、上述のように消波機能の低下が 懸念される没水型構造物とは異なり、浮消波堤では 流体内部の構造物隅角部で発生・剥離する渦運動に 期待するため海面上昇後も一定の効果が期待できる。

以上のことから,ダブルバリア型浮消波堤は様々 な利点があることがわかる。本研究では,ダブルバ リア型浮消波堤の設計基準や透過率算定式構築のた めの基礎データ収集を目的として、二次元水路およ び平面二次元水槽を用いた実験を行う。反射波およ び透過波を計測することによりエネルギー損失率を 算定し、ダブルバリア型浮消波堤による波浪制御効 果を評価する。

既往の研究

矩形断面を有する浮消波堤に関しては、これまで に様々な研究が行われ、多くの知見が得られている。 また、浮消波堤に何らかの構造上の特徴を付加して 波高減衰効果を高めたものも提案されている。しか し,反射率や波高低減率などの特性が十分明らかに なっておらず,明確な設計基準も存在しない。Harms (1979) は古タイヤを有効活用した浮消波構造物を考 案し,透過率について理論的および実験的考察を行 った。水中にあるタイヤの移動に要するエネルギー フラックスを抗力と質量力で評価し、タイヤの径と 波高の比が抗力係数と質量係数の比にほぼ等しいと して, 深海域に設置された場合の透過率を算定して いる。Christian (2000) は矩形断面を有する浮体の下 面中央に鉛直板を装着することで,板先端付近で剥 離する渦運動を用いて入射波のエネルギーを減衰さ せ,透過率を低下させる方法を提案した。二次元水 路を用いて検証を行った結果, 浮体幅や喫水は一定 のままでも、鉛直板の長さを水深に対して適切に設 定すると,透過率を低減可能であることを示した。 Koutandos et al. (2005) は鉛直板の装着位置を浮体側 面の入射側に変更してその効果について検討した。 浮体の動揺の有無についても検討したところ、それ らによる差はあまり顕著ではないとの結果を得てい る。一方,加藤ら (2001) は矩形断面を有する浮体の 岸沖両側面に鉛直板を装着したダブルバリア型浮消 波堤について検討した。その結果、矩形浮体の場合 と比べて透過率が減少するだけでなく、浮体幅波長 比が0.2以上では浮体の鉛直運動(ヒービング)が著 しく減少することを示した。以上はすべて断面二次 元による検討である。これらにより基本的な特性は 把握できるものの, 実海域への適用となるとこれら の検討だけでは不十分である。

断面二次元的検討に対し,平面水槽を用いた平面 的な検討例は散見される程度である。高木・明田 (1992) は実海域設置に向けての浮消波堤の配置計画 について実験的検討を行った。平面実験において波 高分布を計測しているが,浮体の幅14.5m (実スケー ル)に対して50m間隔での計測となっている。また, 高木ら (1993) は平面水槽において複数設置された 通水部を有する浮消波構造物による消波性能実験を 行ったが,波高分布の計測地点はいくつかの代表地 点のみであり,有効消波領域を平面的に推定するに は不十分である。中村ら (2002) は複数の浮体を群と して配置した浮消波堤の波浪制御効果を検討するた めの平面水槽実験を行っている。Martinelli et al. (2008) は矩形断面を有する複数の浮消波堤を用いて, 配置や波向きの変化による波高低減効果の違いにつ いて検討した。外村ら (2008) は現地観測を行って, ダブルバリア型浮消波堤の波浪減衰メカニズムとそ の有効性の検証を行った。

3. 断面二次元水路実験

ダブルバリア型浮消波堤の基本的な特性を調べる ために、断面二次元水路において実験を行う。

3.1 実験概要

使用した水路は, Fig. 1に示すように, 神戸高専所 有の長さ18m, 幅0.6m, 高さ0.8mの造波水路である。 また,使用したアクリル製のダブルバリア型浮消波 堤模型(Fig. 2)の寸法は,岸沖方向幅0.25m,波峰 方向長さ0.5m,高さ0.122m(内,バリア部0.05m)で ある。模型の縮尺は1/16を想定している。浮体模型 はFig. 3に示すように水槽底面から鉛直に立てられ た4本の鋼製円柱杭でローラー支持され,波の周期に 同期して上下方向にのみベアリングによって滑らか に動く条件(以下では同位相の条件と呼ぶ),およ び,Fig. 4に示すように塩化ビニル管を浮体模型の上 面のアクリル板に4つあけた取り付け穴に通して浮 体の動きに制限を持たせ,波の周期と同調せずに上 下運動する条件(以下,位相差がある条件とよぶ) で,水深,入射波高および周期を変えてそれぞれ96



Fig. 1 Wave flume



Fig. 2 Double barrier floating breakwater



Fig. 3 Phase synchronized condition



Fig. 4 Phase lag condition

ケースの実験を行う。また,浮体模型を固定した実 験とバリア無しの矩形型浮体の実験も行い,全部で 198ケースの実験を行う。用いた水深,入射波高およ び周期をTable 1に示す。水深は,M.S.LおよびH.W.L を考慮して設定する。なお,浮体の喫水は0.091mで ある。浮消波堤前面に3台,背後に2台の容量式波高 計を設置し,入反射波分離法を用いて反射波および 透過波の波高を算定する。水路の岸側には砂層のス ロープがあり,水路端部からの反射を抑えている。

Table 1	Wave	condition
---------	------	-----------

<i>h</i> (m)	H(m)	T(sec)
0.187	0.031, 0.047, 0.063, 0.078, 0.094	0.75, 0.88, 1.0,
0.312		1.13, 1.25, 1.38,
0.500		1.5, 1.63, 1.75

3.2 実験結果

浮消波堤の性能評価には反射率*K_r*(入射波高と透 過波高の比),透過率*K_t*(入射波高と透過波高の比) および次式で表されるエネルギー損失率*E_t*を用いる。

$$E_{l} = 1 - K_{r}^{2} - K_{t}^{2} \tag{1}$$



(a) Reflection coefficient



(b) Transmission coefficient



Fig. 5 Experimental results

実験結果から透過率を定量的に評価するための無 次元パラメータを考える上で, Christian (2000) およ びKoutandos et al. (2005) の次元解析を参考にする。 本研究では波力および浮体の回転等を考慮していな いため, それらを除いたパラメータは次式の通りで ある。

$$K_t = f(B/L, H/L, d/h, h/H)$$
(2)

ここで, Bは浮消波堤の幅(岸沖方向), Lは入射波 長, Hは入射波高, dは喫水, hは浮消波堤設置水深で

Table 2 Characteristics of transmission rate

Case	<i>h</i> (m)	T(sec)	<i>L</i> (m)	<i>H</i> (m)	Heaving	K_t	Ratio of K_t
A1	0.5	1.25	2.18	0.047	free	0.64	1.14
A2					fixed	0.56	
B1				0.078	free	0.81	1.56
B2					fixed	0.52	
C1	0.312		1.90	0.078	free	0.44	1.02
C2			1.89		fixed	0.43	

ある。

Fig.5に、実験から得られた反射率、透過率および エネルギー損失率を示す。横軸は上述の次元解析か ら得られたパラメータである浮体幅波長比B/Lであ る。図中の〇および×はそれぞれ位相差がある条件 および同位相の条件の結果を表す。まず、反射率の 結果を見ると、浮体幅波長比との間に顕著な相関は 見られないが、浮体の動きが波の周期と同位相の条 件と比べて位相差がある場合の方が, 全般的に反射 率が小さくなる傾向がみられる。次に、透過率の結 果をみると、浮体幅波長比が大きく、すなわち相対 的に波長が短くなるにつれ、透過率が小さくなって いる。これは、通常の消波構造物と同様の傾向であ る。浮体運動が波と同位相である条件と比較すると, 位相差がある条件の方が,透過率は大幅に小さくな っている。特に、現地の周期で4.5~5.0秒程度の波に 対しても透過率0.5をほぼ満足できる結果となった。 エネルギー損失率の結果を見ると、反射率および透 過率の結果から推測されるように、

位相差がある条 件の方が,同位相の場合より効率的にエネルギー損 失が生じている。

Table 2に、浮体を固定した場合および動揺を許容 する場合において、主に大きく条件の異なる3つの パターンの条件で透過率にどの程度の差が生じたか を比較した結果を実験条件とともに示す。ケースA はH.W.L.の平常時、ケースBはH.W.L.の高波浪時、ケ ースCはM.S.L.の高波浪時の実験条件で、それぞれの 条件においてケース名末尾の数字は1が浮体の動揺 あり、2が浮体を固定した場合の結果を示す。表の一 番右の列は、各ケースにおいて浮体の動揺がある場 合と固定した場合の透過率の比を計算したものであ る。透過率を比較すると、透過率の値は波長の増加 や浮体の動揺とともに増加し、浮体を固定した場合 と比較して、およそ1.0~1.6倍となっている。

4. 平面二次元水槽実験

実海域にダブルバリア型浮消波堤を設置すること

を想定すると,波向きや回折の影響を考慮する必要 がある。そこで本研究では,北陸電力(株)所有の 平面二次元水槽を用いて実験を行った。

4.1 実験概要

実験に用いたのは、北陸電力(株)所有の長さ28.5m, 幅17m,高さ1.0mの平面二次元水槽である(Fig. 6)。 水深を0.312mの一様水深として、水槽のほぼ中央に ダブルバリア型浮消波堤の模型を設置し、周期1.0sec の規則波を、消波堤に対して直および斜め25°の角 度で入射させる。浮消波堤の模型寸法は、岸沖方向 幅0.25m,波峰方向長さ2.0m,高さ0.122m(内,バリ ア部0.05m)である。直入射の場合、対応する*B/L*の 値は、0.18となる。模型の固定方法は断面二次元水 路実験における同位相の場合と同様に、鋼製杭によ りローラー支持され、ベアリングによって上下方向 にのみ滑らかに動く(Fig. 7)。また、喫水は0.091m である。平面水槽では位相差ありの条件での実験は 行わない。水槽の岸側境界には礫で構成されたスロ



Fig. 6 Wave basin



Fig. 7 Double barrier floating breakwater

ープが、側方境界にはヘチマロンが設置してあり、 水路壁からの反射の影響はないものとする。入射波 が十分伝達した後、浮消波堤周辺の詳細な波高分布 を調べるために、0.20m間隔で9台の容量式波高計を 移動しながら、サンプリング間隔80Hzで計425点計測 する。入射波の再現性の確認および入反射分離のた め、造波板からおよそ5mおよび6m程度離れた2地点 に波高計を設置する。

Fig. 6に示すように、沖から岸向きにx軸を、造波 装置と平行にy軸をとる。浮消波堤は前面がx=2.0mに、 中心がy=1.8mとなるよう設置する。平面二次元水槽 を用いた実験では、造波板周辺を除き、波高形の記 録から入反射波を分離することが困難であるため、 以下では入反射波共存場における波高を入射波高で 規格化した無次元波高を用いて検討する。

4.2 実験結果

Fig. 8に消波堤に波を直入射させた場合の波高分 布を示す。図中の波高は,各地点で計測された波高 を入射波高で基準化した値である。直入射の場合に は、波の進行方向に対して浮消波堤を中心として対 称な分布になると考えられるが、必ずしもそのよう な結果が得られていない。これは、 模型の設置が入 射波向きに対して厳密に直角ではなく,模型の動き が入射波に対して必ずしも一様とならなかったこと も一因であると考えられる。浮消波堤の直背後中央 において、最大30%の波高減衰が生じている。平面 実験においては入反射波分離を行うことができない ため直接の比較はできないが, 断面二次元水路実験 における同条件の結果と比べると、平面二次元水槽 の波高減衰効果が約10%~15%低下している。これは, 主に回折波の影響によるものと考えられるが、この 結果は高木ら (1993) の結果に一致する。



Fig. 8 Normalized wave height ($\theta = 0^{\circ}$)



Fig. 9 Normalized wave height ($\theta = 25^{\circ}$)

Fig. 9に消波堤に対して25°の角度で波を入射させ た場合の波高分布を示す。入射波向きに応じた方向 に,波高減衰領域が広がっている。浮消波堤背後中 央付近において約40%の波高減衰が生じており,直 入射の場合と比較して減衰効果が大きくなっている。 また、波高減衰率が0.8以下である範囲を低減有効領 域と仮定すると、y軸方向の有効領域は直入射で浮体 幅の半分,斜め入射では浮体幅程度となっている。x 軸方向の有効領域も,直入射で浮体幅の半分,斜め 入射では浮体幅程度と,斜め入射の場合の方が低減 有効領域は広い。これは、斜め入射条件では入射波 長に対して見かけの浮体幅が大きくなるためである と考えられる。なお, 直入射および斜め入射ともに, 計測された入射波高は同じであることを確認してい る。見かけの浮体幅以外の原因として、斜め入射の 場合には浮消波堤が一様に上下動せず、両端部で位 相差を持って動揺している影響も考えられるが、今 回の実験からは明らかにはできなかった。

斜め入射の場合には減衰効果が向上するという今回の結果は、高木・明田 (1992) およびMartinelli et al. (2008)の結果に一致する。しかしながら、波高低減率が大きい場合には反射波が大きくなっているため、



Fig. 10 Wave height at y-cross section ($\theta = 0^{\circ}$)



Fig. 11 Wave height at y-cross section ($\theta = 25^{\circ}$)

付近を走行する船舶への影響が懸念される。そのため,一概に斜めに浮体を配置するのが望ましいとは 言えず,注意が必要である。

より詳しく比較するために, Fig. 10およびFig. 11 に, x方向断面における波高分布を示す。それぞれの 図において、黒色の実線は浮消波堤中央を通る断面 の結果で,青色,赤色の順に中心から遠ざかる断面 の結果となる。同じ色の実線と破線は、浮消波堤中 心を通る線に対して対称の位置にある。Fig. 10は, 直入射の場合の結果である。浮消波堤直背後におい ては,中央部が最も小さく,消波堤端部に近づくに つれ大きくなっていることがわかる。また、浮消波 堤から波の進行方向に遠ざかるにつれ、回折効果に よって波高が徐々に大きくなっている。Fig. 11は斜 め入射の場合の結果である。直入射の場合と比較し て,反射波が大きく,また,重複波のパターンも強 く現れている。斜め入射の条件の方が透過率が小さ い分、反射波が大きくなる様子が見てとれる。浮消 波堤背後では, x方向に消波堤から遠ざかっても, 波 高はそれほど増加せず, 直入射と比較して波高減衰 領域が広い様子がわかる。

Fig. 12に, y方向断面における波高分布を示す。消 波堤前面では反射波による重複波が生成されるが, 位置によって大小が異なって比較しづらいため,消 波堤背後断面のみ示す。青色の線が直入射の結果, 赤色の線が斜め入射の結果をそれぞれ表す。実線, 破線,点線の順に,消波堤から遠い位置の結果であ る。波高が最も小さくなる位置は,直入射の場合,



浮消波堤背後中央付近となっているが、斜め入射の 場合は入射角に応じてずれている。波高の最小値は、 斜め入射条件の方が小さくなっている。また、x=3.2m 断面においては、直入射条件では波高の低減効果が 見られないのに対し、斜め入射条件ではまだ波高減 衰領域となっていることがわかる。

5. おわりに

本研究では、ダブルバリア型浮消波堤による波浪 制御効果を評価するために、二次元水路および平面 水槽を用いて実験を行った。得られた主要な結果は 以下の通りである。

- [1] 二次元水路実験によって得られた結果は、次元解析によって、透過率についてはパラメータB/L
 (B:浮体幅,L:入射波長)によって傾向をまとめることができたが、反射率についてはばらつきが大きかった。
- [2] 浮体の動揺について,水位と同期して動く場合と 位相差を持って動く場合では、位相差がある条件 の方が波高低減効果が大きかった。
- [3] 斜め入射の場合には、入射波長に対して浮防波堤の幅が大きくなるため、波高低減率が向上した。 しかし、反射率が大きくなるため、実際の設計においては注意が必要である。
- [4] 平面二次元の場合,回折波等の影響により,断面 2次元での結果と比較して,約15%波高低減効果 が減少した。
- [5] 直入射の場合に比べて斜め入射の場合の方が,波 高低減有効領域が広くなった。

今後はこれらの実験結果をもとに,ダブルバリア 型浮消波堤における透過率算定式および数値波浪予 測モデルを構築したい。

謝 辞

本研究の一部は財団法人レントオール奨学財団の 研究助成を受けて行った。また,実験を行うにあた り,熊本大学技術職員の外村隆臣氏,金沢大学大学 院生の四辻拓哉君,NTCコンサルタンツ(株)の津 嶋了氏,安瀬地一作氏にご協力いただいた。ここに 記して謝意を表する。

参考文献

- 加藤雅也・津嶋了・濱中健一郎・大橋正臣・佐藤幸 雄・佐伯浩 (2001): マリーナにおける二重鉛直板付 矩形浮体の港内波浪制御に関する研究,海洋開発論 文集,第17巻, pp.211-216.
- 高木儀昌・明田定満 (1992): 福井県高浜地区養殖場 造成に係わる水理模型実験-浮消波堤の配置計画と 安全性について-,水工研技報,水産土木14, pp.37-75.
- 高木儀昌・森口朗彦・明田定満・滑川順 (1993): 浮 消波堤の3次元水槽における消波性能について,海 岸工学論文集,第40巻, pp.651-655.
- 中村孝幸・水谷法美・許東秀・金度三 (2002): 浮防 波堤の配置方法と波浪制御効果に関する研究, 海洋 開発論文集, 第18巻, pp.299-304.

- 外村隆臣・江島隆晃・今村格・津嶋了・辻本剛三・ 由比政年・沖和哉・山田文彦 (2008): ダブルバリア 型浮消波堤の波浪減衰メカニズムとその現地有効 性の検証,海岸工学論文集,第55巻,pp.896-990.
- Christian, C. D. (2000): Floating breakwaters for small marina protection, Proc. 27th Int. Conf. on Coastal Engineering, vol.3, pp.2268-2277.
- Harms, W. V. (1979): Design criteria for floating tire breakwater, Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Division, Vol.105, pp.149-170.
- Koutandos, E., P. Prinos and X. Gironella (2005): Floating breakwaters under regular and irregular wave forcing: reflection and transmission characters, Journal of Hydraulic Research, Vol.43, pp.174-188.
- Martinelli L., Ruol P. and Zanuttigh B. (2008): Wave basin experiments on floating breakwaters with different layouts, Applied Ocean Research, Vol.30, pp.199-207.

Experimental Studies on Transmitted Waves behind the Double Barrier Floating Breakwater

Kazuya OKI *, Takaaki EJIMA **, Keisuke TAJIRI ***, Fumihito KANEMAKI ****, Fumihiko YAMADA *****, Masatoshi YUHI ***** and Gozo TUJIMOTO ******

* Education Unit for Global Leaders in Advanced Engineering/Pharmaceutical Sciences, Kyoto University ** Geo Technical Laboratory Co., Ltd

*** McDonald's Holdings Japan

**** Department of Public Works, Fukui Prefectural Government

***** Graduate School of Science and Technology, Kumamoto University

****** School of Environmental Design, Kanazawa University

****** Department of Civil Engineering, Kobe City College of Technology

Synopsis

The floating breakwaters are suitable for the man-made semi-closed water regions such as the fishing ports and marinas because of their abilities of water exchange and easy-construction. Furthermore, the attachment of double barriers promotes the eddy diffusion and reduces the transmitted wave height. In this study, experimental study was conducted on wave flume and wave basin in order to examine the wave reflection and energy dissipation characteristic of the Double Barrier Floating Breakwater (DBFB).

Keywords: Double barrier floating breakwater, experimental study, wave transmission, wave diffraction, harbor tranquility

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

中北英一・寺園正彦*

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

我が国,日本では山岳域が多く存在するため地形性降雨を考慮したレーダー短時間降雨 予測は必要不可欠である。本研究は地形性降雨算定手法を開発することにより,レーダー 短時間降雨予測の精度向上を目指すものである。既往研究では台風の移動と台風から離れ た雨域の移動とを統一的に表現可能な移流モデルに,GPV情報,AMeDAS観測値からの風 速を用いて地形性降雨の概念が導入されてきた。一方本研究は水蒸気の収支について考慮 し,地形性降雨の非地形性降雨に対する線形性の仮定という問題についても解決を図った。 また既往研究では高度約1000mにおける風速等の値を代表値として,層厚100 mを仮定し ていたが,今回,大気中の複数の層を想定した。これらの新しく開発した地形性降雨算定 手法を位置の一次式で移流ベクトルを設定した既往の移流モデルに適用した結果,山岳域 において地形性降雨を考慮しない移流モデルに比べ予測精度が向上した。

キーワード: レーダー短時間降雨予測, 地形性降雨, 移流モデル

1. はじめに

1.1 研究の背景

我が国、日本には山岳域が多く存在する。台風な どの大雨による,浸水や洪水といった水害,山やが けが崩れたり土石流が発生するなどの土砂災害を防 ぐためにも, 山岳域など地形の影響による降雨, す なわち地形性降雨を考慮した降雨予測モデルは必要 不可欠である。なぜなら,地形性降雨を考慮した降 雨予測モデルにより,出水の定量的な把握,山岳域 での総降雨量の予測精度の向上などの効果が見込ま れるからである。また、地形性降雨を考慮した降雨 予測モデルは、ダムのオペレーションにも有効活用 できる。既往の研究では、まず、台風に伴う渦状の 降雨バンドの移動と台風から遠く離れた雨域の移動 とを統一的に表現可能な移流モデルに、GPV 情報, AMeDAS 観測値から得られる風速を用いて地形性 降雨の概念が導入されてきた。これに対し、地形性 降雨を算定する際に水蒸気の収支について考慮し, 地形性降雨の非地形性降雨に対する線形性を仮定し ていた問題についても解決が図られた。また、既往 研究では地上から高度が約 1000m における風速な どの値を代表値として,層厚 100 m で地形性降雨を 算定していたが,本研究では,大気中の複数の層を 想定して地形性降雨の算定を行った。さらに,これ らの新しく開発した地形性降雨算定手法を位置の一 次式で移流ベクトルを設定した既往の移流モデルに 適用し,降雨予測精度の向上を目指した。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 号を選択した。

1.2 本研究が目指す降雨予測モデル

台風などが襲来した際,レーダー観測降雨から明 らかであるように,山岳域の降雨域に地形性降雨と 考えられる停滞成分が存在することがわかる。この ことから,本研究では,レーダー観測降雨が,地形 性降雨と地形性降雨ではない降雨,すなわち非地形 性降雨の合成であることを大前提として地形性降雨 を考慮した短時間降雨予測手法の開発に取り組んだ。 本研究において開発した降雨予測モデルでは、まず, 地形性降雨が発生しうる十分な高度まで複数の層に わたって物理的に地形性降雨を算定することにより, 移流する地形性降雨ではない降雨,すなわち,非地 形性を算定する。次に,求められた非地形性降雨を 位置の一次式で移流ベクトルを設定した既往の移流 モデルにより,予測時刻まで移流させた後,移流さ せた非地形性降雨を用いて予測時刻での地形性降雨 を算定する。予測時刻における,非地形性降雨と地 形性降雨の合成を予測降雨としている。

2. 全国合成レーダ情報と移流モデル

2.1 全国合成レーダ情報

本研究では、国土交通省による 26 基のレーダーか ら成るレーダーネットワークにより作成された全国 合成レーダ情報を用いた。国土交通省のレーダーは 全てが山頂に設置されており、河川流域が存在する 山岳域での降雨分布を捉えるのに適している。なお、 全国合成レーダ情報のデータ形式は国土数値情報の 基準地域メッシュ、第3次地域区画である経度差 45 秒、緯度差 30 秒メッシュごとの整数値(mm/h)の雨量 値となっている。全国合成レーダの中心は東経 136 度 30 分、北緯 35 度 40 分であり、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。

2.2 移流モデル

本節では、本研究で用いた位置の一次式で移流べ クトルを設定した既往研究の移流モデルについて述 べる。

(1) 既往研究の移流モデル

水平面上に直行座標系 *x*, *y* をとり, 地点(*x*, *y*), 時 刻*t* での降雨強度 *r*(*x*, *y*)とすると,

$$\frac{\partial r(x,y)}{\partial t} + u(x,y)\frac{\partial r(x,y)}{\partial x} + v(x,y)\frac{\partial r(x,y)}{\partial y} = w(x,y), \quad (1)$$

ここで気象レーダー情報からいかにして移流ベクト $\nu(u,v)$,発達衰弱量wを推定するかが問題となるが, u,v,wの推定を線形最小自乗推定問題として定式化 できるようにするために,これらを位置座標の一次 式と置き,

 $u(x, y) = c_1 x + c_2 y + c_3, \tag{2}$

$$v(x, y) = c_4 x + c_5 y + c_6, \tag{3}$$

$$w(x, y) = c_7 x + c_8 y + c_9, \tag{4}$$

としている。ここで, $C_1 \sim C_9$ は推定されるべきパラ メーターである。

レーダー観測領域を含む長方形領域をとり、それ を $\Delta x \times \Delta y$ の長方形メッシュに分割するものとする。 このとき、

$$x_i = (i - 1/2)\Delta x, \qquad i = 1, \cdots M,$$
 (5)

$$y_i = (j - 1/2)\Delta y,$$
 $j = 1, \dots N,$ (6)

$$t_k = k\Delta t, \qquad x = 0, \cdots, -K - 1, \qquad (7)$$

とする。ただしM,Nはそれぞれx軸方向,y軸方 向のメッシュ数, Δt は時間間隔であり, $(K+1)\Delta t$ と はパラメータ同定に用いる過去のデータ長である。

また (x_i, y_i) は長方形領域内の左からi列目,下からj

列目のメッシュの中心点の座標である。

$$\frac{\partial r}{\partial t} \bigg|_{ijk} = \frac{r(x_i, y_j, t_{k+1}) - r(x_i, y_j, t_{k-1})}{2\Delta t},$$
(8)

$$\frac{\partial r}{\partial x}\bigg|_{iik} = \frac{r(x_{i+1}, y_j, t_k) - r(x_{i-1}, y_j, t_k)}{2\Delta x},$$
(9)

$$\left[\frac{\partial r}{\partial y}\right]_{jik} = \frac{r(x_i, y_{j+1}, t_k) - r(x_i, y_{j-1}, t_k)}{2\Delta y},$$
 (10)

で偏微分項を近似し, 観測値とモデル式から得られ る理論値の差(残差)を,

$$\begin{aligned} v_{ijk} &= -\left[\frac{\partial r}{\partial t}\right]_{ijk} - \left\{ (c_1 x + c_2 y + c_3) \left[\frac{\partial r}{\partial x}\right]_{ijk} + (c_4 x + c_5 y + c_6) \left[\frac{\partial r}{\partial y}\right]_{ijk} - (c_7 x + c_8 y + c_9) \right\}, \end{aligned}$$
(11)

とおいて、この二乗和、

$$J_c = \sum_{k=-K}^{-1} \sum_{i=2}^{M-1} \sum_{j=2}^{N-1} v_{ijk}^2,$$
 (12)

を最小にするようにパラメータ $C_1 \sim C_9$ を推定する。 v_{ijk} は $C_1 \sim C_9$ に関して一次式であるから、 $C_1 \sim C_9$ は J_c

を $C_1 \sim C_9$ で偏微分して0に等しいとすることにより 得られる連立一次方程式を解いて得られる.実時間 予測の場合,この最小自乗推定を連続的に行う必要 があるので,この最小自乗法を毎回適用していては 計算時間がかかる上,過去の情報も失われる。そう いったことから,平方根情報フィルター(Square Root Information Filter)(Bireman,G.L(1977))を用いて,パ ラメータ $C_1 \sim C_9$ を推定する。この方法によれば, C_1 ~ C_9 の推定値と同時に誤差自乗和も自動的に算出で き, $C_1 \sim C_9$ の幾つかをあらかじめ0とする制約条件下, すなわち平行移動や回転のみあるいは平行移動と回 転の重ねあわせのみといった限定条件下でも,別途 プログラムを用意することなくパラメータを推定す ることができる。

(2) 降雨予測の方法

同定されたパラメータ C₁~C₃が,数時間先まで持続するとして将来の降雨強度を推定する。予測計算

は特性曲線の逆追跡によって行う。

移流モデル(1)~(4)式の特性曲線が従う微分方程 式は,

$$\frac{dx(t)}{dt} = c_1 x(t) + c_2 y(t) + c_3, \tag{13}$$

$$\frac{dy(t)}{dt} = c_4 x(t) + c_5 y(t) + c_6, \qquad (14)$$

$$\frac{dr(t)}{dt} = c_7 x(t) + c_8 y(t) + c_9,$$
(15)

で与えられる。すなわち(13),(14)式によって定まる 特性基礎曲線に沿って,(15)式で示される時間変化 率で降水強度rは増大または減少する。これらは解 析的に解くことができる。

まず(13), (14)式を連立して得られる解は, すなわち, 座標 (*x*(*s*), *y*(*s*)) から特性基礎曲線をさかのぼった場合の座標は,

$$\begin{bmatrix} x(t) \\ y(t) \end{bmatrix} = R(t-s;c_1,...,c_6) \begin{vmatrix} x(s) \\ y(s) \\ 1 \end{vmatrix},$$
 (16)

の形に書ける。ここで、 $S(t-s;c_1,...,c_9)$ は $t-s,c_1,...,c_6$ だ

けによって決定される(2×3)次行列である。

また, r(x(t), y(t), t) - r(x(s), y(s), s)は, (15), (16)式より,

$$r(x(t), y(t), t) - r(x(s), y(s), s) =$$

$$T(t - s; c_1, \dots c_9) \begin{bmatrix} x(s) \\ y(s) \\ 1 \end{bmatrix}, \quad (17)$$

の形に書くことができる。ここで $T(t-s; c_1, ..., c_9)$

は $t-s, c_1, ..., c_6$ にのみ依存する3次の行ベクトルである。

いま,現在時刻を $t = t_0$,予測のリードタイムを τ として,予測値を得たい時刻 $t + \tau$ をsと表す。この とき, $x(s) = x_i, y(s) = y_i$ と書くと, $t - s = -\tau$ で あるから,(16),(17)式を用いて,

$$r(x_i, y_i, t_0 + \tau) = r(x(t_0), y(t_0), t_0) - T(-\tau; c_1, \dots c_9) \begin{bmatrix} x_i \\ y_i \\ 1 \end{bmatrix}, (18)$$

ただし,

る。

$$\begin{bmatrix} x(t_0) \\ y(t_0) \end{bmatrix} = R(-\tau; c_1, \dots, c_6) \begin{bmatrix} x_i \\ y_i \\ 1 \end{bmatrix},$$
 (19)

によって、時刻 $_{t_0+\tau}$ での予測値 $_{r(x_i,y_i,t_0+\tau)}$ が得られ

立平モデルと地形性降雨の非地形性降雨 に対する非線形効果

3.1 立平モデル

本研究では、1970年代に立平によって提案された 計算方式である立平モデルにより、地形性降雨を算 定した。立平モデルは、以下のような特徴がある。 (1)地形性上昇風によって山を越えるときに、凝結し た水蒸気(雲水量) Lから降水 Rに転換する。 (2)雲粒から雨滴への成長過程も考慮している。 (3)気塊が山を迂回せずに上昇すると仮定している。 (4)過去(風上)に地形性降雨をして落下した水蒸気 を気塊から逐次取り除く。

なお、本研究では、立平モデルを用いて地形性降 雨を算定する際、水蒸気収支も考慮している。立平 モデルを用いた地形性降雨の計算式については、以 下に述べる。

気塊が斜面に沿って上昇することによって生じた 水蒸気の凝結量(雲水量)をL[g/m³]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、

$$\frac{dL}{dt} = -cL - a(L - L_c) + WG - WL(\partial \ln \rho / \partial z) \qquad (20)$$

である。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、Wは斜面による 気塊の上昇速度、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、係数aはLの値に応じて次のような値をとるも のとする。

$$L \le 0 \quad \mathcal{O} \ \ b \ge a = 0$$

$$0 < L \le L_c \quad \mathcal{O} \ \ b \ge a = 0$$

$$L_c < L \quad \mathcal{O} \ \ b \ge a = 10^{-4} \sec^{-1}$$
(21)

本研究では立平にならい, L_cとして1.0[g/m³]を使っ た。これは雲水量が1.0[g/m³]より大きい場合には降 水を伴うことが多いという観測事実に基づくもので ある。また a の値は,そのときの気象条件で大きく 変わるものと思われるが,通常10⁻³~10⁻⁴[sec⁻¹]の値が 使われている。本研究では対象としている暖候期の 大雨の場合は,地形性雲水自体は氷晶を含まないと 見てよいので,これも立平にしたがって,小さい方 の値10⁻⁴[sec⁻¹]を使うのが妥当と考えた。次に,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,

$$L = \frac{WG + aL_c}{c+a} + \left(L_0 - \frac{WG + aL_c}{c+a}\right)e^{-(c+a)\Delta t}$$
(22)

となる。ここで、 L_0 はメッシュへの流入雲水、 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、流出する雲水量 L、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、

$$R_o = \frac{L_0 + WG\Delta t - L}{\Delta t} \times 3.6 \times H \tag{23}$$

となる。ここで*H*は地形性降雨算定の対象とする気 塊の厚さ,すなわち層厚[m]である。

また,水蒸気の雲水への凝結によって,単位時間 当たりに減少する水蒸気密度は,

$$\frac{d\rho_v}{dt} = -WG \qquad (\rho_v \ge \rho_s) \tag{24}$$

となる。今,水蒸気が不飽和のときは凝結しないので,

$$\frac{d\rho_{v}}{dt} = 0 \qquad (\rho_{v} < \rho_{s}) \qquad (25)$$

となる。

ここで、 $\rho_v [g/m^3]$ は気塊の水蒸気量、 $\rho_s [g/m^3]$ は 気塊の飽和水蒸気量とする。したがって、メッシュ 内で斜面に沿って気塊が時間 t だけ上昇した後の水 蒸気量 ρ_v は、

$$\rho_{\nu} = \begin{cases} \rho_0 - WGt & (\rho_{\nu} \ge \rho_s) \\ \rho_0 & (\rho_{\nu} < \rho_s) \end{cases}$$
(26)

となる。ここで、 ρ_0 はメッシュへの流入水蒸気量である。

なお、本研究では、水蒸気量の初期値を求めるため、GPV情報を1時間ごと水平方向3km四方、垂直方向15層(SFC,975,950,925,900,850,800,700,500,400,300,250,200,150,100hPaの等圧面)のデータに内挿し、このGPV情報とAMeDAS観測値を 併用して、大気場(水蒸気量)を推定した。

3.2 地形性降雨の非地形性降雨に対する非線 形効果

(20)式によると、地形性降雨が非地形性降雨によって強度が増すのは、上空からの降水雲粒捕捉 (Seeder Feeder 機構)によるものである。既往研究 では、Kataoka et al.¹²⁾の方法に従い、その捕捉率cと して4 [mm/h]の非地形降雨の時の値を用い、地形性 降雨を算定し、その上で地形性降雨の強度 R_0 が非地 形性降雨の強度 R_N に線形に比例すると仮定し、地 形性降雨の算定を行ってきた。しかし立平ら³⁾によ ると、捕捉率cは非地形性降雨強度 R_N に対して線形 ではなく、加えて(22)式と(23)式から、その捕捉率cに対しても地形性降雨強度 R_0 は線形ではない。すな わち,地形性降雨強度 R₀と非地形性降雨強度 R_Nに 線形関係はない。これを以下,地形性降雨の非地形 性降雨に対する非線形効果と呼ぶことにする。

本研究では、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、レーダー観測降雨を地形性降 雨と非地形性降雨に分離して、予測計算を行う方法 を提案する。まず、レーダー観測降雨から分離を考 える際のみ、雲粒自身による降水への成長(Auto Conversion)の影響は小さいと仮定し、これを省略す る。この仮定により、

$$\int c = 0.6778 R_N^{0.731} \times 10^{-3}$$
 (27)

$$\frac{dL}{dt} = -cL + WG \tag{28}$$

$$R_{radar} = R_0 + R_N \tag{29}$$

の3式を連立することで地形性降雨を算定する。(27) 式は立平ら⁷⁾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。(28)式は雲水量の連続式であり, (29)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。具体的な解法を 以下に示す。

流入する雲水量をLoとし、1メッシュにわたって (28)式を積分すると、流出する雲水量Lは、

$$L = (L_0 - \frac{WG}{c})\exp(-c\Delta t) + \frac{WG}{c}$$
(30)

となる。ここで、前述したように Δt は気塊が1メッシュを通過する時間[s]である。地形性降雨強度 $R_0[mm/h]$ は、次のメッシュに流出する雲水量 L、メッシュ内で凝結し増加した雲水量 $WG\Delta t$ [g]、そして流入する雲水量 L_0 の収支を考えると、

$$R_o = \frac{L_0 + WG\Delta t - L}{\Delta t} \times 3.6 \times H \tag{31}$$

である。ここで*H*は地形性降雨算定の対象とする気 塊の厚さ, すなわち層厚[m]である. (30)式を(31)式 に代入すると,

$$R_o = \frac{L_o(1 - \exp(-c\Delta t)) - \frac{WG}{c}(1 - \exp(-c\Delta t)) + WG\Delta t}{\Delta t} \times 3.6 \times H \quad (32)$$

となる. exp(-cΔt)の項に対し, テーラー展開を行い, (32)式に代入すると,

$$R_{o} /(3.6 \times H) = (L_{0} + \frac{W G \Delta t}{2!})c - (\frac{L_{0}\Delta t}{2!} + \frac{W G \Delta t^{2}}{3!})c^{2} + \dots + (-1)^{n-1} \times (\frac{L_{0}\Delta t^{n-1}}{n!} + \frac{W G \Delta t^{n}}{(n+1)!})c^{n}$$
(33)
$$+ (-1)^{n} \times (\frac{L_{0}\Delta t^{n}}{(n+1)!})c^{n+1}$$

となる。本研究では、n=30として、テーラー展開を 行った。(27)式を(33)式に代入すると、 R_0 は R_N の関 数となり、これを(29)式と連立することで地形性降雨 を算定することができる。 以上の方法により,実際に考えられる値として, 流入する雲水量 $L_o \varepsilon 1.2[g/m^3]$, 1メッシュの通過時 間 $\Delta t \varepsilon 500.0[s]$,層厚 $H \varepsilon 100[m]$ とおいて上昇速度 $W \varepsilon 0.5[m/s]$, 1.0[m/s], 1.5[m/s]と変えて,試験的に 地形性降雨と非地形性降雨の分離を行った。算定さ れた地形性降雨強度をFig1に示す。非地形性降雨が 4[mm/h]の時の捕捉率cの値を用いて求めた基準地形 性降雨強度に地形性降雨強度が線形であると仮定し ていた既往研究による手法では,地形性降雨強度を かなり過大に算定していたことがより判明した。ま た,同じ条件で層厚Hのみを1000[m]として,算定 された地形性降雨降雨強度をFig2に示す。



Fig.1 estimated orographic rainfall (H=100)



Fig.2 estimated orographic rainfall (H=1000)

4. 複数層の想定と降雨事例への適用

4.1 複数の層を想定した地形性降雨算定手法

本研究では, Fig3に示すようにσ座標をもって地上 から高度が約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とし地形性 降雨の算定を行った。本研究では,最下層(200m)に おける地形性降雨と非地形性降雨の合成をレーダー 観測降雨としている。これらの手法により,地形性 降雨のプロセスを通した上での,上下層の降雨強度 の違いを考慮できる。



Fig.3 Supposing of multi layers

各層における風速場および水蒸気場の推定方法と して,短時間の大気変化を見るために,Nakakita et al.⁷⁾の短時間降雨予測手法中の大気場の推定方法を 用いて,GPV 情報を1 時間ごと,水平方向3km 四 方,垂直方向15 層(SFC,975,950,925,900,850, 800,700,500,400,300,250,200,150,100hPa の 等圧面)のデータに内挿し,このGPV 情報とAMeDAS 観測値を併用して,大気場(風向・風速・水蒸気量・飽 和水蒸気量)を推定した。また,飽和気塊の単位距離 上昇したときのLの増加 G[g/m³・m]の値は,国際標 準大気に基づき,高度200m,400m,1000m,2000m, 3000m,4000m,5000mの層でそれぞれ,一定値 7.3×10⁻³[g/m³·m],6.8×10⁻³[g/m³·m],5.3×10⁻³[g/m³·m], 3.5×10⁻³[g/m³·m],2.5×10⁻³[g/m³·m],1.7×10⁻³[g/m³·m], 1.0×10⁻³[g/m³·m]と算定した。

さて, Fig4 に示すように,ある層に対する非地形 性降雨は,直上の層の非地形性降雨と地形性降雨の 合成であるとし地形性降雨の算定を行っている。結 果,算定された地形性降雨は Fig5 に示す部分となる。



Fig.4 method of calculating orographic rainfall



Fig.5 method of calculating orographic rainfall

最下層における地形性降雨と非地形性降雨の合成 をレーダー観測降雨と仮定した手法では, レーダー で観測された降雨が最下層すなわち本研究における 地上からの高度が約 200m の降雨であると仮定して 予測を行う。具体的にはまず、最下層である地上か らの高度が約200mで3.2に示した方法により,地形 性降雨と非地形性降雨に分離を行い、ここで算定さ れた非地形性降雨を直上の層での地形性降雨と非地 形性降雨の合成であるとし, 地形性降雨と非地形性 降雨とに分離を行う。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層で繰り返すこと により、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。またこの手法では, Fig5 に 示すように, 立平モデルにおいて地形の影響をうけ て発生した雲水量が少ない上層まで地形性降雨と非 地形性降雨の算定が行われるため、求められた非地 形性降雨は地形の影響をうけていない純粋な非地形 性降雨となる。

4.2 降雨事例への適用

(1) 予測の手順

まず,予測開始時刻とその5分前および10分前のレ ーダー観測降雨を4.1で示した手法により地形性降 雨と非地形性降雨に分離し,非地形性降雨のみで2.2 に示した手法により移流ベクトルを同定する。この とき,発達衰弱項は0,すなわちc7~c9は0とし,c1~c6 のパラメーターの同定を行っている。次に,同定さ れた移流ベクトルを用いて,2.2で示した特性曲線に より解析的に初期時刻の非地形性降雨のみを移流さ 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,(33)式より予測地形性降雨を算定し, 予測非地形性降雨と予測地形性降雨の合成を予測降 雨とした。以下,Fig6とFig7にこの予測の手順を示す。



Fig.6 methodology of prediction





(2) 降雨事例

2004年6月の台風6号を対象として近畿地方周辺の 降雨予測を行った。初期時刻は2004年6月21日10時で, 10分ごとに2時間先まで降雨予測を行った。比較のた めに,2.2に示す移流モデルを用いて,地形性降雨を 考慮しない降雨予測も行った。以下のFig8に初期時 刻における実況降雨,GPV・AMeDAS合成風および 同定された移流ベクトル,Fig9にレーダー観測降雨 からの地形性降雨と非地形性降雨の分離を示し, Fig10,Fig11,Fig12,Fig13に降雨開始時刻から30分 後,60分後,90分後,120分後の降雨予測結果を示す。



Fig.8 Case study at initial time

Orographic rainfall Fig.9 Separated orographic rainfall from observed rainfall





(3) 予測の精度評価

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を用いた。2乗平均誤差(RMSE) とは,*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,

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (Y - X)^2}{N}}$$

と算定する。

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,

$$r = \frac{(X - \overline{X})(Y - \overline{Y})}{\sqrt{(X - \overline{X})^2}\sqrt{(Y - \overline{Y})^2}}$$

と算定する。

これらの指標を, Fig14 に示す予測対象領域の山岳域 である大台ケ原,養老山地において算定し,降雨予 測の精度評価を行った。



Yourou



Oodaigahara

Fig.14 Target domain

Fig15 に 4.2(2)の降雨予測の精度評価として,相関係数, RMSE を示す。



Fig.15 Accuracy estimate of prediction Red line: taking into orographic rainfall Blue line: not taking into orographic rainfall

5. おわりに

以上,本研究では地形性降雨の算定手法を既往研 究の手法を改良することにより、レーダー短時間降 雨予測の精度向上を目指した.既往研究では地形性 降雨の非地形性降雨に対する線形性が仮定されてい た問題については、地形性降雨の非地形性降雨に対 する非線形効果を提案することで解決がされた。ま た,既往研究では地上から高度が約1000mにおける 風速などの値を代表値として、層厚100mで地形性降 雨を算定していたが、本研究では、大気中の複数の 層を想定して地形性降雨の算定を行った。さらに、 これらの新しく開発した地形性降雨算定手法を位置 の一次式で移流ベクトルを設定した既往の移流モデ ルに適用した。以上の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を用いて」,2004年6 月の台風6号を対象として近畿地方周辺の降雨予測 を行った結果、養老山地や大台ヶ原などの山岳域で 降雨予測の精度が向上した。

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手法の検討,第28回 水理講演会論文集,pp.349-354.
- 2) 和田喜宏(2003): 力学的指標を導入した移流モ デルによる広域での短時間降雨予測,京都大

学大学院工学研究科環境地球工学専攻修士論 文.

- Takeshi Yabe, Feng Xiao, Takayuki Utsumi: The Constrained Interpolation Profile Method for Multiphase Analysis, Journal of Computational Physics 169, pp.556-593.
- 4) 中北英一(1990): 地形が降雨場に及ぼす影響を
 考慮した短時間降雨予測手法の開発と3次元レーダー情報の利用に関する研究,京都大学
 博士論文.
- 5) 立平良三(1976):雨滴成長を考慮した地形性降雨 の計算, 天気, Vol23, No2, pp.27-32.
- 6) 中北英一,杉本聡一郎,池淵周一,中村徹立, 奥田昌弘,山路昭彦,高棹琢馬(1996):3次元 レーダーおよびGPVデータを用いた短時間降 雨予測手法,水工学論文集,第40巻, pp.303-308.
- 7) Nakakita, E., S. Ikebuchi, T. Nakamura, M. Kanmuri, M. Okuda, A. Yamaji and T. Takasao: 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, 1996.
- 8) 片岡幸毅,大東秀光,上坂薫,高田望(2001):急 峻な山岳域における降雨予測手法の開発.

Research of Developing the Accuracy of a Short-Term Rainfall Prediction with Translation Model taking into Consideration Orographic Rainfall

Eiichi NAKAKITA and Masahiko TERAZONO*

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

A nonlinear effect of non-orographic rainfall on orographic rainfall is introduced into a short-term rainfall prediction method which uses Tatehira's orographic rainfall model. In the previous paper, orographic rainfall was assumed to be simply proportional to non-orographic rainfall. In the seeder-feeder mechanism ratio of capturing cloud drops by raindrops is taking a vital role. However, the ration is not proportional to the non-orographic rainfall intensity. This paper introduced, as the ratio, nonlinear function in terms of the non-orographic rainfall and develops a method solving simultaneous equations composed of the function and conservation equation of cloud drop. As a result, it is found that orographic rainfall was highly overestimated in the previous paper and computed orographic rainfall intensity is too small from just a hundred-depth atmospheric layer. Therefore, the computation method further modified so that orgraphic rainfall from multi layers could be taken into consideration.

Keywords: short-term rainfall prediction, orographic rainfall, translation model

偏波気象レーダーを用いた降水粒子タイプ情報の データ同化手法の開発

山口弘誠*·中北英一

* 京都大学生存基盤科学研究ユニット

要旨

偏波気象レーダーは降水粒子の種類や形状に関する情報を観測することができる。本研 究では、偏波レーダーの観測情報から推定される降水粒子の種類に関する情報をデータ同 化することで数値予報モデルの初期値を改善し、短時間降雨予測精度の向上をはかる。 2006年11月に実施した沖縄における偏波レーダー・ビデオゾンデ同期集中観測のデータ からファジー理論を用いて降水粒子分類し、あられ粒子の数密度の存在比に関するデータ 同化の観測演算子を開発した。2008年6月、沖縄の降雨事例に対して、データ同化シス テム CReSS-LETKFを用いてあられ粒子種類に関する情報をデータ同化し、降雨予測精度 への影響を評価した。データ同化の効果によって、大気の0度層より上空に存在する雲微 物理量の存在比が修正され、降雨予測精度の一定の向上がみられた。一方で、存在比の同 化だけではなく、量的な観測演算子の構築の必要があることが明らかになった。

キーワード:短時間降雨予測,データ同化,偏波レーダー,降水粒子タイプ判別

1. 緒論

治水管理において、外力のインプットである降雨 量を適切に予測することは重要である。豪雨災害を もたらす大気の現象のスケールの多くはメソβスケ ールであり、その予測は非常に難しい。メソβスケ ールの現象は、雨域の連続観測から時間的に外挿す る運動学的手法の適用範囲を超えているため、力 学・物理学に基づいた数値予報モデルを使う必要が ある。数値予報の問題として、予測対象の現象が表 現可能かどうか、それを表現する分解能があるかど うか、などが挙げられるが、それらと同様に、初期 値が適切に与えられているかどうか、という問題も 非常に重要である。最適な初期値を与えるために最 も有効な手法として、観測情報のデータ同化がある。

データ同化とは,時間的・空間的に限られたデー タ(観測情報)から,モデル(理論)を満足する初 期条件,境界条件,あるいはモデルに含まれる係数, を求めることである。その目的の一つは,データ同 化によって推定された真の状態と考えられる値(解 析値)をモデルの初期値として将来予測をすること であり、予測精度を上げるためにも効果的なデータ 同化が期待されている。さて、気象学の分野におい て、データ同化によって求められた解析値は、予報 モデルの初期値としてはもちろんのこと、過去の再 解析データを用いて様々な研究がなされている。そ のようなことからも、より良いデータ同化システム を開発していくことは重要な課題である。

さて、最新型の気象レーダーである偏波レーダー 観測によって、降水粒子の種類判別や降雨粒子の粒 径分布に関する観測情報が比較的高い精度で得られ ている(例えば、Lim、2005 など)。降水粒子の種 類判別によって、雲物理における時間発展のプロセ スが明らかになり、雨滴粒子の形成プロセスを精度 良く評価できる。また、降雨粒子の粒径分布情報に よって、レーダーを用いた高精度な降雨量推定が可 能となる。つまり、偏波レーダーによって観測され る降水粒子の種類判別と降雨粒子の粒径分布情報を 同化することでますます予測精度の向上が期待され る状況にあるが、実際の偏波レーダー観測値を同化 した研究は存在しない。今年になって、Jung et al. (2008)が"シミュレーション"から作成した偏波レー ダー観測値を Observing System Simulation Experiments (OSSEs)と呼ばれる双対実験のもとで同 化した研究が発表されたばかりであり,これは,同 化する際に必要となる偏波レーダー観測値とモデル 物理量を関連づける"観測演算子"の構築が未完成で あるためである。観測演算子とは,予報モデルの予 報変数を用いた観測値への変換式である。偏波レー ダーデータの観測演算子が存在しない理由は大きく 二つあり,第一に,モデルの予報変数だけでは偏波 レーダーの観測パラメータを理論的に表現しきれな いから,第二に,仮定を設けて観測演算子を構築し たとしてもその観測演算子を検証する観測データが 存在しないから,の2点である。

そこで本研究では、2006 年 11 月に実施した沖縄 における偏波レーダーとビデオゾンデの集中同期観 測のデータを用いて、降水粒子種類に関する観測演 算子を構築することを目的とする。さらに、構築し た観測演算子を用いて降雨事例に適用し、降水粒子 種類のデータ同化による降雨予測精度への影響評価 をおこなう。

あられ粒子数密度に関する観測演算子の 構築

2.1 観測演算子構築の方針

現状では理論的に完全な観測演算子の構築は不可 能であるため、ここでは偏波パラメータそのものを 同化するのではなく、偏波パラメータから推定され る降水粒子種類の情報を同化する。中北ら(2009) が開発した降水粒子の混在を考慮したファジー理論 による粒子種類の判別手法をベースに展開する。

観測演算子の構築には、偏波レーダーとビデオゾ ンデの集中同期観測の結果を用いる(中北ら,2009)。 ビデオゾンデ観測では、上空の降水粒子の種類判別 はもちろん、それぞれの粒子の形状や大きさを測る ことで粒子種類ごとに質量濃度(mass density)と数 濃度(number density)の推定が可能である(Takahashi, 2006)。降水粒子種類ごとの質量濃度と数濃度は、 詳細な雲物理過程を考慮している大気モデルにおい て直接の予報変数として表現しており、本研究で用 いる大気モデルCReSSでも表現されている。そこで, 降水粒子種類ごとの質量濃度と数濃度に関連して観 測演算子を構築することが本節における大枠の方針 となる。一連の流れを整理したものをFig.1に示す。 中北ら(2009)によって、偏波パラメータからそれ ぞれの粒子に属する度合い、すなわちファジー理論 における評価値を導いており、この評価値と混合比 や数濃度との関係性を構築していく。



Fig. 1 Strategy of development of observational operator.

中北ら(2009)は、同期観測の結果からファジー 理論を用いて、偏波レーダー観測で得られるレーダ 一反射因子・レーダー反射因子差・偏波間相関係数・ 伝搬位相差変化率の4個の偏波パラメータを入力値 とし、出力値を雨・霰・氷晶・雪片の4種類に分類す る手法を開発した。それぞれの降水粒子に属する度 合いを評価値として表現し、単一の降水粒子の種類 に判別するのであれば、最大の評価値を示す粒子に 判別する手法をとった。さらに、ビデオゾンデ観測 による複数種類の粒子の混在状況とファジー理論に おける評価値を比較することで、複数種類の降水粒 子の混在を考慮した判別手法を構築した。このファ ジー理論の評価値とビデオゾンデ観測から得られた 粒子種類ごとの質量濃度や数濃度に関する情報との 関係性を導く。

さて, データ同化をおこなうためには, 観測値を 何らかの数値で表現しなくてはならない。仮に、偏 波パラメータからそれぞれの粒子種類ごとの量に関 する情報(例えば,混合比や数濃度など)を推定す ることができるとするならば、その推定された量の 情報をモデルにデータ同化すればよいだけである。 しかしながら, 偏波パラメータから量を推定するこ とは難しい。なぜなら、ビデオゾンデ観測に関して、 得られる粒子判別の精度は高いが質量濃度や数濃度 の推定精度は数オーダー低いことが分かっているた めに定量的な評価が困難であるからである。そこで, ビデオゾンデ観測が絶対量としては過小評価してい ても,相対量は正しく測定できているものと考える。 つまり、粒子種類の存在比が正しいものと仮定し、0 度層よりも上空の固体粒子雲においてそれぞれの降 水粒子が占める割合を求めることとする。ここで, 固体雲微物理粒子として霰・氷晶・雪片があげられ るが、まずは霰を対象とする。氷晶や雪片ではなく 霰に着目する理由は, 霰は大気の0度高度付近に多 く存在し、比較的雲水・雨水へと変化しやすいから である。氷晶や雪片は霰の源であり将来的な対象か ら外しているわけではない。
2.2 ファジー理論の評価値が取り得る最大値 を基準とする方法

ファジー理論を用いた降水粒子判別の途中で計算 される, 霰, 氷晶, 雪片のそれぞれの評価値 (Q_{eraupel} , Q_{ice} , Q_{snow}) を利用し, 霰が質量濃度や数濃度に占 める割合を表現する。ファジー理論の評価値は、あ る種類に属する度合いを意味しており物理量ではな い。そこで、評価値を操作して、ビデオゾンデの観 測結果と比較することで,経験的に物理量に結びつ ける方法をとる。本節で提案する手法は、ファジー 理論の評価値が取り得る最大の値を基準とする方法 である。Fig. 2を用いて説明する。ファジー理論の評 価値とはそれぞれの種類に「属する度合い」を意味 しているので, 種類ごとの評価値の値はそれほど大 きな差はない。よって、Fig.2(b) に示すような、あ る値以下を切り捨てて新たな評価値OAを作成する。 基準を4.0として新たな評価値を作成するときに、切 り捨てる値を2.0と2.5の2種類を取り上げて、それぞ れ作成する評価値をO^{A1}とO^{A2}とする。ビデオゾンデ 観測結果とファジー理論による評価値を比較して, 粒子種類ごとの評価値が0.1以内の差であれば混在 を示す有意な値であったため、その差が明確に現れ るように切り捨てる値とする2.0と2.5を定めた。式で 表記すると下記の通りである。

$$Q_i^{A1} = Q_i^{\text{original}} - 2.0$$
 (*i* = graupel, ice crystal, snowflake) (1)

 $Q_i^{A2} = Q_i^{\text{original}} - 2.5$ (*i* = graupel, ice crystal, snowflake) (2)

粒子種類の存在比が正しいものと仮定し,0度層よ りも上空の固体粒子雲において霰が占める割合 を求める。式で定義すると以下の通りである。

$$R_{\text{graupel}}^{Aj} = \frac{Q_{\text{graupel}}^{Aj}}{Q_{\text{graupel}}^{Aj} + Q_{\text{ice crystal}}^{Aj} + Q_{\text{snowflake}}^{Aj}} \quad (j = 1, 2)$$
(3)

ビデオゾンデ観測から得られる降水粒子種類ごとの 質量濃度と数濃度から霰の占める割合へ変換した値 と,偏波パラメータからファジー理論を通して作成 した R^A_{graupel}を比較した結果を Fig. 3 に示す。2 種類 のQ^Aと2種類のビデオゾンデ情報の組み合わせで合 計4つのケースを示している。見てわかるように, 質量濃度よりも数濃度の方が相関係数は少し劣るも のの,RSM 誤差が小さい。これは,霰の質量が他の 粒子よりも卓越していることを意味する。また,Q^{A1} と Q^{A2}の結果を比較すると,数濃度の場合は Q^{A2}の



Fig. 2 A new evaluated value, Q^A.



Fig. 3 Validation of Q^A by the video-sonde observation.

方が霰の占める割合の大小をより良く表現できており、RSM 誤差はほぼ同じであるが相関係数が高くなっている。よって、相関係数と RSM 誤差のバランスと考慮すると、Q^{A2}と数濃度を関連づける方法が4 種類中最も優れているといえる。

2.3 降水粒子ごとの評価値の中で最大の評価 値を基準とする方法

本節では、評価値の作成手法の向上を図る。前節で は、評価値の取り得る最大値である 4.0 を基準とし てきたが、評価値の絶対値は変動するために評価値 が 4.0 に近い場合や 3.0 より下回る場合には、切り捨 てる値として設定した 2.0 や 2.5 では粒子種類の評価 値の差をうまく表現できていないと考えた。そこで、 粒子種類の評価値の差をうまく機能できるような手 法を考える。ここでは、評価値が取り得る最大値で ある 4.0 の基準を、霰・氷晶・雪片のうちで最も高 い評価値を基準とする。例えば、Fig. 4(a) で示す例 においては、霰の評価値が最も高いので、その値を 基準とする。また、ビデオゾンデ観測結果とファジ ー理論による評価値を比較して、粒子種類ごとの評価値が 0.1 以内の差であれば混在を示す有意な値であったため、ここでは切り捨てる値として、基準から 0.075, 0.100, 0.125 ほど下回る場合の3種類を考慮する。式で表記すると下記の通りである。

$Q_{i}^{\text{BI}} = Q_{i}^{\text{original}} - \left(\max \left(Q_{\text{grangel}}^{\text{original}}, Q_{\text{ice crystal}}^{\text{original}}, Q_{\text{suportable}}^{\text{original}} \right) - 0.075 \right)$	(<i>i</i> = graupel, ice crystal, snowflake)	(4)
$Q_i^{\mathtt{B2}} = Q_i^{\mathrm{original}} - \left(\max \left(Q_{yaspel}^{\mathrm{original}}, Q_{\mathrm{uccoystal}}^{\mathrm{original}}, Q_{\mathrm{uscoystal}}^{\mathrm{original}} \right) - 0.100 \right)$	(<i>i</i> = graupel, ice crystal, snowflake)	(5)
$Q_i^{\text{B3}} = Q_i^{\text{original}} - \left(\max \left(Q_{grappel}^{\text{original}}, Q_{ke \text{ crystal}}^{\text{original}}, Q_{\text{snowflake}}^{\text{original}} \right) - 0.125 \right)$	(<i>i</i> = graupel, ice crystal, snowflake)	(6)

ただし、 Q^B が負となる場合は、この後、比をとると きにおかしくならないように、 $Q^B = 0$ とする。さら に、粒子種類の存在比が正しいものと仮定し、0度 層よりも上空の固体粒子雲において霰が占める割合 を求める。式で定義すると以下の通りである。

$$R_{\text{graupel}}^{Bj} = \frac{Q_{\text{graupel}}^{Bj}}{Q_{\text{graupel}}^{Bj} + Q_{\text{ice crystal}}^{Bj} + Q_{\text{snowflake}}^{Bj}} \quad (j = 1, 2, 3)$$
(7)

ビデオゾンデ観測から得られる降水粒子種類ごとの 質量濃度と数濃度から霰の占める割合へ変換した値 と, 偏波パラメータからファジー理論を通して作成 した $R^{B}_{eraupel}$ を比較した結果をFig. 5に示す。3種類 のQ^Bと2種類のビデオゾンデ情報の組み合わせで合 計6つのケースを示している。見てわかるように、 質量濃度よりも数濃度の方が相関係数は少し劣るも のの, RSM 誤差が小さい。前節と同様に、これは霰 の質量が他の粒子よりも卓越していることを意味す る。また、Q^{B1}とQ^{B2}とQ^{B3}の結果を比較すると、数 濃度の場合は Q^{B2} が霰の占める割合の大小をより良 く表現できており,相関係数とRSM 誤差ともに良い。 よって,相関係数と RSM 誤差のバランスと考慮する と、本項で提案した6種類および2.2節で提案した4 種類を加えた計 10 種類の中で最も優れているとい える手法は、Q^{B2}と数濃度を関連づける方法である。 以上,本節では,大気モデルの予報変数と偏波レ ーダーの観測値を結びつける観測演算子を構築して きた。ファジー理論で用いたそれぞれの粒子種類に 属する度合いである評価値の比が、実際の大気の数

濃度の比と関係性を有していることを経験的に導い た。将来的には、ファジー理論で用いた評価値を導 く上で、偏波パラメータの理論式を加えることで、 さらに精緻化された観測演算子の構築を目指すもの の、本研究では、経験的にある程度の関係性を導き 観測演算子を構築したこと、および、ファジー理論 の評価値と大気モデル変数を結びつけるという概念 を新たに生み出したことを主張する。



Fig. 4 A new evaluated value, Q^B.



Fig. 5 Validation of O^{B} by the video-sonde observation.

3. 2008 年 6 月の降雨事例への適用

3.1 2008 年 6 月 3 日の沖縄での降雨事例 梅雨前線の活発化に伴い,南西諸島では一日中断続 的に雨が降り続いた。10Z (世界標準時)頃から沖 縄本島南西部の海洋上で発達してきた雲が沖縄本島 を北上する降水システムを対象とする。このときも, 偏波レーダーとビデオゾンデの同期観測を実施して おり,ビデオゾンデ観測からは融解層付近で凍結氷 が多く確認されており,対流性の強い海洋性の降水



Fig. 6 Domain and covered area of COBRA observation.

Table 1	Experiment	cases	and	assimilated	observational	
		para	imet	ers.		

ケース名	ドップラー風速	反射因子	あられ数密度
同化なし	-	-	-
Dpv	0	-	-
Dpv-Z	0	0	-
ALL	0	0	0

システムであった。2章で述べたあられ粒子数濃度 の観測演算子を構築した時期とは異なる現象に適用 する理由は、激しい擾乱への予測精度向上を検討す るためである。ただし、構築した観測演算子は経験 的に導いているため、その妥当性に関して今後検証 する必要がある。

3.2 偏波レーダーCOBRA による降水観測

本研究で同化する観測値は全て,(独)情報通信研究 機構が研究運用している偏波レーダー COBRA (CRL Okinawa Bistatic Polarimetric RAdar)のデータ を用いる。当時の運用モードは 6 分間毎に 14 仰角 のPPIスキャンでボリュームスキャン観測であった。 同化する際は 6 分毎に 1 ボリュームスキャンが瞬 時に得られるものとする。COBRA の最大探知範囲 を Fig. 6 の円で示す。ただし今回は計算時間の短縮 のために,最大探知範囲内であっても予報モデルの 全ての格子点で観測値が得られるものとはせずに,8 格子ごとに観測データを間引いて使用する。用いる 偏波パラメータは以下の通りである。

・レーダー反射因子 (Z)の同化に関して、気温 0 度
 高度以下で、かつ 20 dBZ 以上のデータを用いた。
 観測誤差を標準偏差 3dBZ のランダム誤差とする。

・ドップラー風速(dpv)の同化に関して、観測誤差 を標準偏差 2.0 m/s のランダム誤差とする。 ・ファジー理論を用いた粒子判別の際に、レーダー 反射因子・レーダー反射因子差・偏波間相関係数・ 伝搬位相差変化率の偏波パラメータを使用する。得 られる粒子ごとのファジー理論の評価値推定するあ られの割合を同化に用いる観測値とする。第2章で 述べたように、観測演算子の精度があまり良くない ため、それを観測誤差が大きいものとみなし、標準 偏差 0.2 の誤差とする。

3.3 大気モデル CReSS の設定

計算領域を Fig. 6 に示す。水平解像度を 3 km, 鉛 直方向のグリッド数を 40 層とする。積雲パラメタ リゼーションは使用していない。初期・境界条件に は、気象庁の GPV (MSM,水平解像度 10 km) デー タを用いる。海面水温には、気象庁の NEAR-GOOS データを用いる。

3.4 アンサンブルカルマンフィルタ LETKF の設定

実験するケースを table 1 に示す。

a) 同化期間と予測期間

同化期間を 12Z から 13Z の1時間とする。同化す る時間間隔を1ボリュームスキャンにかかる6分ご ととする。同化終了時刻である13Z を予測の初期時 刻とし、3時間先の16Z まで予測する。

b) 初期アンサンブル摂動の作成

時間ずらし法を用いる。09Z を初期時刻として同 化せずに通常どおり予測し,10:30Z から13:30Z まで の180分間6分ごとの結果を12Z における解析誤差 であるとみなして,初期アンサンブル摂動を作成す る。サンプル数は30 個であり,既往研究と同等の数 である。

c) 観測誤差共分散の局所化

local patch とよばれる各格子点のまわりの小さな 領域をとり, local patch の外側との誤差相関をないも のとして取り扱う。しかし, local patch の境界で誤差 相関が急に無くなることは不自然であるため, local patch 内にあっても遠い点ほど予報誤差が小さくな るように,観測誤差共分散が大きくなる処理をする。 local patch の大きさを水平方向に±5 格子, 鉛直方向 に±2 格子とする。

d) 共分散膨張

大気力学のような非線形系にカルマンフィルタを適 用すると, 誤差共分散が小さくなりすぎて観測情報 の重みを過小評価してしまう。原因は,線形理論を



Fig. 7 The results of predition of each assimilation cases. The shaded color indicates rainrate at the ground. The vector indicates horizontal wind velocity at the height of 1.5 km.

非線形系に適用したことやサンプリングエラーによ る予報誤差共分散の見積り誤差などであり,カルマ ンフィルタにおいてモデルのランダム誤差共分散 として扱い,ここでは予報誤差共分散の各成分を 7%増加する。

3.5 適用結果と影響評価

Fig.7にケースごとの予測結果を示す。同化終了時 刻である 13:00Z において、レーダーアメダスのAに 対応する降雨域に関して、ケース同化なしでは沖縄 本島より南西部に形成されている A1 が, ケース Dpv では降雨域がやや北東方向へ伸びた形 A2 へと修正 されている。さらに、ケース Dpv-Z やケース ALL で は,降雨域の修正に加えて降雨強度もA2では強く計 算されているものが, A3 や A4 のように修正された。 また、レーダーアメダスのBに対応する降雨域に関 して、ケース同化なしでは線上の降雨域 B1 が形成さ れたのに対し、ケース Dpv では風速がやや北寄りに 修正されて収束域が変わることで降雨域 B2 が形成 された。さらに、ケース Dpv-Z やケース ALL では、 B3やB4のように降雨域が広範囲に修正された。こ こで、ドップラー風速を同化するだけでも雨水量が 変化する主な理由は、1時間の同化期間の中で風速 場が変化したことで収束域も変化したこと、および、 風速場の誤差相関構造が降雨場と類似していたこと が考えられる。

同化終了時刻の13:00Z を予測の初期時刻として, 30 分ごとの予測結果をみると,時間を追うごとに衰弱しているレーダーアメダスのBに対応する降雨域 に関して,いずれの予測結果も北東進しながら発達 して予測がうまくいっていない。レーダーアメダス のAの降雨システムは発達していっているが,予測 結果ではそれに対応するシステムは形成されていな い。境界の設定を含めて今後検討する必要がある。

最後に、ケース Dpv-Z とケース ALL を比較すると、 全体的にはほとんど大差が無いように見えるが、例 えば、C や D の部分において結果が異なる。図示し ていないが、C を形成する 1 時間前において上空の あられの混合比がデータ同化することで減少し、D では増加していた。この正当性の検証は困難である が、この時刻にビデオゾンデを放球しており、それ らのデータを利用して構築した観測演算子の妥当性 も含めてこれから深く考察していく必要がある。

4. 結論

最新のデータ同化手法をベースにしたデータ同化 システム CReSS-LETKF を開発し, 偏波レーダー COBRA の観測情報をデータ同化して短時間降雨予 測における影響を評価した。得られた主な成果は次 の通りである。

(i) レーダー反射因子やドップラー風速を同化す ることによる影響は,過去の知見と比較しても同等 の効果が得られ,開発した CReSS-LETKF の妥当性 が得られた。

(ii) 偏波レーダーとビデオゾンデの同期観測から, 偏波レーダーパラメータと雲微物理変数の簡単な観 測演算子を構築した。構築した観測演算子の妥当性 の評価はまだできてないものの,固体層雲微物理の 形成過程を直接同化するという新しい概念を示した。

謝 辞

偏波レーダー COBRA の観測データをご提供し て頂いた(独)情報通信研究機構に謝意を表します。

参考文献

- Crook, N. A. and J. Sun: Assimilating radar, surface, and profiler data for the Sydney 2000 forecast demonstration project, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol.19, pp888-898, 2002.
- Seko, H., T. Kawabata, T. Tsuyuki, H. Nakamura, K. Koizumi, and T. Iwabuchi: Impacts of GPS-derived water vapor and radial wind measured by Doppler radar on numerical prediction of precipitation, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol.82 (1B), pp473-489, 2004.
- Lim. S., Chandrasekar, V. and Bringi, V.N.: Hydrometeor classification system using dual-polarization radar measurements: Model improvements and in situ verification, *IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing*, Vol.43, pp792-801, 2005.
- Jung, Y., G. Zhang, and M. Xue: Assimilation of simulated polarimetric radar data for a convective storm using the ensemble Kalman filter. Part 1: observation operators for reflectivity and polarimetric variables, *Mon. Wea. Rev.*, Vol.136, pp2228-2245, 2008.
- Hunt, B. R., Kostelich, E. J. and Szunyogh, I.: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter. *Physica D*, Vol.230, pp112-126, 2007.
- Tsuboki, K. and Sakakibara, A.: Large-scale parallel computing of Cloud Resolving Storm Simulator, *High Performance Computing, Springer*, pp243-259, 2002.
- Sun, J. and Crook, N. A.: Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud

model and its adjoint. Part 1: model development and simulated data experiments, *J. Atmos. Sci.*, Vol.54, pp1642-1661, 1997.

Takahashi, T.: Precipitation mechanisms in east Asian monsoon: Videosonde study, J. Geophys. Res., Vol. 111(D09), pp202-217, 2006. 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,大東忠 保: 偏波レーダーとビデオゾンデの同期観測およ び降水粒子タイプ判別. *土木学会水工学論文集*,第 53 巻, pp. 361-366, 2009.

Data Assimilation of Hydrometeor Types Estimated from Polarimetric Weather Radar

Kosei YAMAGUCHI* and Eiichi NAKAKITA

* Institute of Sustainability Science, Kyoto University

Synopsis

It is important for 0-6 hour nowcasting to provide for a high-quality initial condition in a meso-scale atmospheric model by a data assimilation of several observation data. The polarimetric radar data is expected to be assimilated into the forecast model, because the radar has a possibility of measurements of the types, the shapes, and the size distributions of hydrometeors. In this paper, an impact on rainfall prediction of the data assimilation of hydrometeor types (i.e. raindrop, graupel, snowflake, etc.) is evaluated. The observed information of hydrometeor types is estimated using the fuzzy logic algorism. As an implementation, the cloud-resolving nonhydrostatic atmospheric model, CReSS, which has detail microphysical processes, is employed as a forecast model. The local ensemble transform Kalman filter, LETKF, is used as a data assimilation method, which uses an ensemble of short-term forecasts to estimate the flow-dependent background error covariance required in data assimilation. A heavy rainfall event occurred in Okinawa in 2008 is chosen as an application. As a result, the rainfall prediction accuracy in the assimilation case of both hydrometeor types and the Doppler velocity and the radar echo is improved by a comparison of the no assimilation case. The effects on rainfall prediction of the assimilation of hydrometeor types appear in longer prediction lead time compared with the effects of the assimilation of radar echo only.

Keywords: short-term rainfall prediction, data assimilation, polarimetric radar, hydrometeor classification

レーダー情報を用いたゲリラ豪雨の卵の解析

中北英一・山口弘誠*・山邊洋之**

*京都大学生存基盤科学研究ユニット **京都大学大学院工学研究科

要 旨

2008 年 7 月 28 日の都賀川事例に代表されるような豪雨は、局所的に突如として発生し、 その後急速に発達するため、一般的に"ゲリラ豪雨"と呼ばれる。ゲリラ豪雨はレーダーで 雨域が探知されてからごくわずかな時間で巨大な積乱雲となり、運動学的手法・物理学的手 法のいずれを用いても予測が困難である。本研究では、ゲリラ豪雨の予測を実現するための 前段として、ゲリラ豪雨の発生メカニズム、特に、レーダーで探知し始める程度の段階であ る"ゲリラ豪雨の卵"の大気状態について、様々なレーダー情報を用い、電波の波長による 感度の比較や時間・空間分解能の違いを比較することで解析を行った。本研究での解析事例 は、2006 年 8 月 22 日豊中豪雨事例、2008 年 7 月 28 日の都賀川豪雨事例であり、都賀川豪 雨事例では C バンドレーダーの 3 次元画像解析によって都賀川豪雨をもたらす約 20 分前の 積乱雲の卵を、立体観測で早期に探知できていた。

キーワード:ゲリラ豪雨,立体観測,レーダー

1. 序論

1.1 研究の背景

2008年、日本では豪雨によって引き起こされる洪 水や氾濫, すなわち, 豪雨災害による事故が多発し た。7月28日兵庫県神戸市灘区の都賀川が豪雨により 急増水し、親水空間を楽しんでいた約50人がその激 流で流され5人が亡くなり(以下,この事例を都賀川 豪雨とする),また8月5日東京都豊島区では増水し た下水道で作業員が流され亡くなった。これらの災 害は局所的な集中豪雨の中でも最近目立つようにな った急激な出現,発達をするゲリラ豪雨が要因の一 つに挙げられる。昨今,地球規模で起きている気候 変動や都市部におけるヒートアイランド現象などが 要因となりゲリラ豪雨はこれからも発生しうる可能 性がある。このような豪雨の予測を可能にすること は水害による事故の防止及び軽減のため、また人々 が安心して暮らせる社会のためにも大変重要かつ緊 急な課題であると言える。

正確な降雨予測,降水量推定に関しては観測技術 において空間的にも時間的にも細やかな情報が得ら れる気象レーダーが用いられている。近年ではドッ プラーレーダーは言うに及ばず次世代型偏波レーダ ーの導入も行われるなど観測体制は整備改善されて きており、国土交通省では半径200kmほどの観測範 囲のあるCバンド(5cm)波長の気象レーダーを全国 に配置し, 台風や発達した低気圧の接近に伴う降雨 を観測することで土砂災害対策や河川管理を行って いる。このCバンドレーダーは低仰角を主体に観測し ており、全国をカバーするように配置されているが、 地球の曲率のため遠方では地表付近の大気を観測で きないし、一方ではレーダーの観測仰角が低いため 近傍の高度の高い雲の情報が得にくい。また、レー ダーの空間分解能が一つ一つの雲をとらえられるほ ど細かくないため局所的な状況を把握するのが難し いといった問題点があり, それを補うべく観測範囲 は狭いが空間分解能が高いXバンド(3cm)波長のレ ーダーが主要地方自治団体で導入されている。このX バンドレーダーは降雨減衰が激しく定量的な降雨観 測には不向きであるとされてきたが、最新型で偏波 化されることで降雨減衰の影響を受けない観測パラ メータを降雨量推定に利用することができる段階に

きている。また,複数のレーダーによる相互補完す ることで精度よく観測できるようになり,首都圏・ 中部圏・関西圏において偏波Xバンドレーダーネット ワークの導入が国土交通省によって検討されるなど 現在配備が進められている。

このように降雨監視体制が強化され,高頻度,高 解像度の降雨観測情報を得られるようになることで 時々刻々と変化する雲の動きを上空も含めて把握で きるようになってきている。しかしながら,これら のレーダーを有効的に活用することにより局所的な 集中豪雨の予測に役立てるにあたり,高分解能を有 効に生かすためのレーダー運用面に検討の余地がま だまだ残されている。

一方,気象レーダーの高度利用による短時間予測 精度の向上や,予測精度を保つ研究は行われており 成果を上げているが(中北・寺園, 2008;山口・中 北,2008;山口・中北,2009),上述したように2008 年の都賀川豪雨では短時間で河川が急激に増水する という事故がおこり,予測可能時間の向上という視 点だけではなく、レーダーで雨域が探知された直後 にもたらされる豪雨の予測という'超'短時間の予 測が重要であることが示された。このような豪雨は 複数の積乱雲が組織化されてもたらされる通常の集 中豪雨よりも突然にもたらされる。すなわちレーダ ーで見えていなかったところから突然現れるという 意味でゲリラ豪雨と一般に呼ばれるが、河川や下水 道内の急激な増水に対応するためにも、一刻も早い この'超'短時間の予測の精度向上は必要不可欠で ある。都賀川豪雨事例の事故においては予測するた めに必要なレーダー情報が雨域を探知できておらず, 予測をする前に雨域を探知さえできていない状態で あったと言われている。国交省レーダー雨量の観測 では14時25分に捉えられた雨域が14時35分までには 急速に発達し都賀川に豪雨をもたらしているが、都 賀川の出水時刻が14時42分であるためレーダーで極 めて小さな雨域を捉えてから15分,加えて発達した 雨域を捉えてから10分程度しか経っていない。14時 25分の現況情報(14時30分ごろに得られると仮定し て)が得られた時点で14時30分,35分の都賀川上空 での豪雨が予測(5~10分予測)でき、かつ避難警報 の発令の判断を行わなければならない。この10分程 度の短い時間では情報伝達(降雨の現況把握と避難 警報の発令)を含め事故を防ぐための対策を十分に 行うことは難しい。このことから,現在予測困難と 言われている5~10分先の急激な発達予測手法の開 発とゲリラ豪雨を引き起こす初期の状態の積乱雲, すなわちゲリラ豪雨の卵の状態を一刻も早く探知す ることが極めて重要である。本研究では後者の一刻 も早い探知の可能性を探ることを主な目的とし、前

者の予測可能性については予備的な検討を行う。

2研究目的と方針

ゲリラ豪雨を予測するには、レーダーで捉えられ ていない雲のでき始めの状態がどのようであったか、 またその雲が出来てきてからのどのように成長して いくのかを知ることが大切である。ゲリラ豪雨のス ケールとしては時間スケールで1時間以内、空間スケ ールで10km以下である。またその卵の段階において はより空間スケールは小さい。本研究では豪雨をも たらす積乱雲のできはじめの状態において、レーダ ーが20dBZ以上の値として初めて捉えられたものを ゲリラ豪雨の卵と定義する。このゲリラ豪雨の生成 過程、特に卵の状態を解析することが本研究の目的 である。

本研究では、ゲリラ豪雨の卵を解析するにあたり 大きく分けて以下の3つのアプローチの方法をとる。

1. レーダー電波の波長による感度の違い

2. レーダー観測の空間および時間分解能の差

3. ドップラー風速および力学的指標の利用可能性

1. 1の背景に述べたように、レーダーの波長により 観測域や感度に違いが生じるため、同じ事例を対象 としても地形の影響も含めて, レーダー間で観測結 果に差が生じる。本研究では現業用のCバンドレーダ ーで積乱雲の発生段階を感知できるのかどうか,ま たより感度がよく微弱な降雨もとらえることのでき るXバンドレーダーを用いた場合どれほど詳細に感 知できるかどうか,加えて,立体観測はどれほど有 効かについて検証を行う。ここで感度とはレーダー がどの程度小さい降水粒子を観測できるかどうか, という意味で用いている。また、現業で行われてい る観測において、レーダーによる空間および時間分 解能による差を降雨の捉え方によって比較する。ま たドップラー風速および力学的指標を用いた検証を 行い、ゲリラ豪雨が起こりうる大気場についての解 析を行う。

一方で,以上に述べたアプローチの結果の判断基 準は

1. 運動学的手法を用いての短時間予測

2. 上空に溜まった降水粒子の鉛直方向の移動予測

3. 同化による大気モデルを用いた予測

という3つの視点において判断を行う。

まず1. については、ゲリラ豪雨の実態は短時間で 急速に発達する積乱雲である。通常、短時間(1時間 以内)の降雨予測に関してはレーダーで探知された 雨域の動きを数理工学的に捉えて予測する手法(運 動学的手法)が有効であるとされてきた。しかし、 都賀川豪雨のように突然発生し急激に発達する'超' 短時間のゲリラ豪雨を雨域の移動方向を時間的に外 挿することで予測するのは困難であると考えられる。

次に、2. については、1の水平面上の移動に対し て鉛直方向の運動学的手法である。積乱雲が成長期 にある段階では内部は上昇流が卓越しており、積乱 雲内部の降水粒子を上昇気流が支えている。そして 積乱雲が成熟期に達し上昇流が弱まったり、上昇流 の位置が変化することで降水粒子の重さを支えられ なくなり、降水粒子が落下する。3次元レーダー情報 を用いてその動態を追うことにより、上空の降水粒 子が落下する時刻および場所を5分から10分のリー ドタイムで予測できる可能性がある。こういった予 測はリードタイムが極めて短い故、これまではそれ ほど有用性はないと考えられてきた。しかし、2008 年の複数のゲリラ豪雨災害により、この極めて短い リードタイムの重要性があらためて認識された。

最後に3. については、物理的な予測手法として大 気・雲物理の支配方程式を数値的に積分するメソ大 気モデルを用いる方法があり、できるだけ空間的に 細かな初期値を取り込む同化手法が一部実用化され ると共に、現在も研究開発がなされている(山口・ 中北, 2008;山口・中北, 2009)。同化とは予測の ためによりよい初期場をつくることによって、予測 精度を向上させる方法であるが, ゲリラ豪雨のよう な局所的な予測のためには個々の積乱雲の発生発達 を少しでも早く把握する必要があり、個々の積乱雲 の発生予測ができれば豪雨となりうる地点を予測す ることができる。そのためにはゲリラ豪雨の卵の状 態を探知できる感度の良いレーダー情報が必要であ り、その感度の良いレーダー情報としてドップラー 観測によって得られるドップラー風速を同化に取り 込むことにより, ゲリラ豪雨によって被害を受ける 領域を予測できる可能性がある。本研究では初期的 な研究ではあるがその確認を行う。これらの視点で アプローチを行うことで、ゲリラ豪雨の予測のため にまずその探知を行うためにはどの様な空間および 時間分解能で観測することが必要であるのかを空間 および時間分解能が果たす役割を整理することで明 らかにする。また、今後導入されるXバンドのレーダ ーネットワークにおける展望および提言を行うもの である。

2. レーダー情報について

ここでは、本研究で使用したレーダー情報につい て述べる。本研究で使用したレーダー情報は国土交 通省の深山レーダー、大阪市オークレーダーによっ て観測されたものと、気象庁のレーダーAMeDASで ある。

2.1 深山レーダー

(1) 深山レーダーについて

深山レーダー (Cバンド) は仰角を変化させながら 降雨を観測できる3次元レーダーであり、降雨の立体 構造を観測できるという利点を持つ。また、現業の 観測では5分間のうち3分間を全国合成レーダー情報 に用いるため定仰角で仰角固定観測 (PPIf) を行い、 残り2分間で予測モデルへの利用のため仰角可変観 測(3次元観測, PPIv),それに加え2001年からドッ プラー観測 (PPId) を行っている。仰角固定観測 (PPIf) では半径120kmの定性観測範囲と半径198kmの定量 観測範囲でレーダー反射因子のみを観測しており, 仰角可変の観測ではビーム方向120kmの範囲内を7.5 分に1回の観測頻度でレーダー反射因子の立体観測 (PPIv) だけでなく、低回転速度で限られた仰角での ドップラー観測 (PPId) を行っている。ここで、ド ップラーレーダーとはドップラー効果によって生じ る送信電波と受信電波の周波数差を探知して降水粒 子のビーム方向の移動速度を観測するレーダーであ り、低仰角では水平風速に一致する。このようにし て観測される速度のことをドップラー風速(動径風 速)という。本研究で使用する深山レーダーでは遠 ざかる成分が正、近づく成分が負の値として記録さ れている。

(2) 深山レーダー立体観測データの処理

深山レーダー立体観測 (PPIvおよびPPId) のレー ダー情報に関しては、レーダーの仰角ごとに観測時 刻がわずかに異なっているが、本研究では、PPIv お よびPPId の観測が1 サイクル終了する時刻を、秒単 位の時刻が6分、13分30 秒、21分、28分30 秒、36 分、 43分30秒、51分、58 分30 秒の時にすべての仰角の 観測がなされ、その時刻での反射強度およびドップ ラー速度の空間分布の観測値が瞬時に得られるもの と見なして、レーダー情報を使用した。

また、レーダーの受信電力は距離方向、方位方向、 仰角方向の極座標系で表現される放射状メッシュ単 位のサンプリングボリュームの代表値として得られ る。しかし、反射強度因子などの3次元画像を作成す る際や、各種解析を行うにあたってはデータの空間 配置は3次元デカルト直交座標系で表現することに よって各種処理が容易になる。したがって本研究で は単位放射メッシュごとに得られる値を中北ら (1988)に従い3次元デカルト直交座標系における格 子点上の値に変換した。

2.2 オークレーダー

オークレーダーは大阪市が設置しているXバンド (3cm波)レーダーであり集中豪雨時の雨水ポンプ運 転支援を主目的として設置されたレーダーである。 1993年4月1日よりオークレーダーによる雨の観測 を開始し、雨水排水ポンプの効果的な運転操作など に役立てられている。現業の観測では、レーダーか ら20km以内が0.25km, 20-40kmが0.5km, 40km以遠が 1kmの空間分解能であるが、本研究ではすべてにわ たって0.25km間隔の格子点上の値とし、遠方では同 じデータを与えて扱っている。観測仰角は1.5°であ り、時間分解能は2.5分である。序論で述べたように Xバンドレーダーは感度は良いが減衰が起こり易い レーダーであり、レーダーを囲うレドームが水膜に 蔽われることによっても大きな減衰が生じる。また 六甲山方面を観測する際にレーダービームが六甲山 で隠れて、より遠方の反射強度が弱くなってしまう ことが報告されている。

2.3 レーダーAMeDAS

気象庁が保有する全国20台のCバンドレーダーで 観測した1kmメッシュ全国合成レーダーエコー強度 GPV(レーダーで観測される換算降水強度)が2004 年6月から配信されている。これはAMeDASによって キャリブレーションされたものである。

2.4 大気場の力学的指標について

本研究ではAMeDASによる観測風速,気象庁によ る数値予報結果やそれから算定される力学的指標も レーダー画像と対応させながら解析に用いる。これ らの観測情報の処理方法ならびに力学的指標の算定 方法に関しては中北ら(2000)と同様にして求めた。

豊中豪雨の解析

3.1 豊中豪雨概要

2006年8月22日に起こった豊中豪雨の概要を述べ る。近畿地方の上層には弱い寒気があり,大気の状 態が不安定となっていた。大阪府では22日の朝のう ちからよく晴れて気温が上昇した。北陸から中国地 方にかけて線状の発達した雨域がゆっくり南下して, 昼過ぎにかけて北部大阪及び東部大阪を中心に非常 に激しい雨をもたらした。

特に豊中では14時10分から15時10分までの1 時間 に110mmの猛烈な雨を観測し、時間雨量としては観 測史上1位を更新した。大阪管区気象台(2006)によれ ばこの豪雨による影響で、大阪府豊中市や兵庫県尼 崎市,伊丹市などで床上浸水(143棟),床下浸水(551 棟)が発生したほか、近畿地方中部を中心に落雷に よる停電の被害や大阪空港発着の航空機に欠航が発 生した。

3.2 レーダー情報を用いた豊中豪雨の解析

さまざまなレーダー情報を用いて豊中豪雨の解析 を行う。これよりゲリラ豪雨を引き起こした積乱雲 の出来はじめの状態をレーダーによって初めて捉え られたものを「ゲリラ豪雨の卵」と呼ぶことにする。 このゲリラ豪雨の卵がレーダーによって捉えられた 時点での時刻および卵の空間スケールが本研究では 発達する積乱雲をどの成長段階で捉えたのかを判断 するうえで重要となる。

(1) レーダーAMeDAS

Fig.1に13時30分から14時20分までの豊中を中心と したレーダーAMeDASの画像を示す。このFig.1には 地表面に等高線を描いている。13時30分豊中上空に は雨域は存在しないが、13時40分に突如新しい雨域 が矢印で示した場所に現れる。Fig.1に矢印で示した 箇所がゲリラ豪雨の卵である。その雨域はわずか10 分後の13時50分には80mm/hr以上の強さにまで発達 しており、その強さを保ったまま停滞するように14 時00分、14時10分、14時20分と豊中上空に存在して いる。



0.1 1.0 5.0 10.0 20.0 30.0 40.0 80.0 80.0 100.0

Fig. 1 Rainfall intensity by Radar-AMeDAS in case of Toyonaka heavy rainfall

(2) 深山レーダーを用いた立体観測による解析

豊中豪雨について深山レーダーを用いて解析する。 Fig. 2, Fig.3は13時28.5分から14時21分に至る7.5分毎 のレーダー反射因子強度(以下反射因子とよぶ)が 20dBZ以上の降水域を3次元的に表現した図である。 Fig.2上空において南東から北西を向いたもの, Fig.3 は南から北を向いたものである。この3次元画像にお いては降水域の空間的な全体像を見ることができ,

また内部の強度分布を表現することでより効果的に メソγスケールの降雨水域の様子を直感的に把握す ることが可能である。マルチセル型の豪雨の際に発 達段階の違う複数のセルや,地形による発達衰弱の 様子を確認することが可能である。ただし,レーダ ーでは粒径の小さな雲粒をとらえることはできない ため雲の様に描いているものは雨粒の集まり,つま りは降水域である。

この作成にあたっては反射因子の立体観測を直交 座標系内に設定した格子点上のデータ値への変換を 行った。これらの図の中心は豊中であり, z軸は高 度, x軸, y軸には深山レーダーサイトからのそれ ぞれ東方向,北方向への距離が記されている。下面 には地表面を描いているが,3次元で表現した降水域 と地形の両方を見えやすくするためここで地表面を z軸に対して5km下げた位置としている。また地表面 には高度1750mでの反射因子を降雨量に変換した値 を等値線として描いている。

まず、南東から北西を見たFig.2について地表面に 描いた降雨強度の等値線とともに検討する。全体を 通して見ると、13時36分矢印で示した場所に小さな 雨域が上層にのみ現れることが確認でき、この小さ な雨域が徐々に発達していく様子がわかる。これが ゲリラ豪雨の卵である。極めて小さな雨域であるが, レーダーAMeDASよりも探知時刻は早い。13時43.5 分には小さいが中心に反射因子の大きい強い値を持 つ降水域になるが、この時点ではまだ地表面に降雨 強度は描かれていない。13時51分には、その強雨域 は小さくなりながら降水域としては全体的に広がる。 この時点から地表面に降雨強度が描かれ、豊中に降 雨がある。しばらくはその空間スケールを維持しな がら少しずつではあるが南西に進んでおり、その後 積乱雲は大阪湾手前で動きを止め,発達し豊中で豪 雨となる。

次に、南から北方向を横方向から見たFig.3につい て検討する。図の地表面の中心が豊中の位置である。 ここでは1点透視図法で描いているため、背面に描い たz軸の値と雲の高度を比べる際には注意を要する。 Fig.3でも13時36分に矢印で示す場所にゲリラ豪雨 の卵の存在がわかり、生成高度は約7kmである。 南東から北西を見たFig.2と同様の発達の様子がわか るが、まるで上空に向けて炎が燃え上がるかのよう に発達している様子がみてとれる。14時13.5分に存 在する中心の強い部分が14時21分にはさらに高くな り50dBZの部分が11km付近にまで達しており、十分



Fig. 2 3-D image of radar echo as the view from southeast to northwest

量上空で蓄えられた降水粒子が落下する挙動を見せている。

Fig.2において、13時43.5分の深山レーダー立体観 測画像と13時40分のレーダーAMeDASの画像を比べ ると、レーダーAMeDASではゲリラ豪雨の卵がつな がっているように見えるが、深山レーダー立体観測 画像からは、この両者が別個のものであることがわ かる。すなわち、レーダーによって捉える雨域に差 があり、特に立体的に観測し降水域の挙動を捉える ことで複数の方向から情報を得ることができ、高い 高度を観測できるとういう利点がある。



Fig. 3 3-D image of radar echo as the view from south to north

(3) 深山ドップラーレーダーを用いた解析

次にドップラー風速を用いて解析を行う。ドップ ラー風速はボリュームスキャンにより5仰角観測さ れているが今回はPPId観測の最低仰角である0.8°に ついて考察する。Fig.4に豊中周辺のドップラー風速 を示す。暖色系がレーダーサイトに遠ざかる方向で あり,寒色系がその逆を表している。また豊中の位 置を☆マークで示している。レーダーサイトは豊中 の北の方角である。ドップラーレーダー画像には暖 色系の色と寒色系の色とが混在した部分があり,こ れは局所的に渦状の水平風速分布が存在することを 示している。

13時40分から豊中周辺に暖色系で示される雨域が 存在しており、14時2.5分まではほぼ暖色系の色のみ であるが、14時10分からは暖色系と寒色系が混ざり 合うようになっており、これは、深山レーダー立体 観測における14時6分から14時13.5分以降の積乱雲 の急速な発達と対応している。ドップラー風速は14 時10分以降豊中周辺で渦状の水平風速分布が確認で きる。14時25分には暖色系の色が寒色系の色を取り 囲むようになっており、積乱雲の発達に関与してい る推定される。その後、豪雨となる時間帯において も暖色系と暖色系の混在が存在している。ドップラ ー風速では動径方向の風速成分のみであるが水平風 が渦を巻くような収束域が確認でき、豊中の豪雨の 時間とも対応している。

このように降水域の挙動をよく説明することから, ドップラー風速はデータ同化に取り込める可能性が あると考えられる。



Fig. 4 Horizontal distribution of Doppler velocity

3.3 豊中豪雨力学的指標を用いた解析

力学的指標を用いて解析を行う。Fig.5に豊中豪雨 事例における13時,14時,15時のMSMのGPV情報な らびにAMeDAS地上風を用いて算定したGPV・ AMeDAS合成風および大気環境場情報(中北ら,2000) を豊中周辺域で示す。大気環境場の情報は水平収束, 水蒸気流入量,CAPEである。これより,降雨状況と 大気場の関係を検証する。

風速場は大阪湾から流入しその風が大阪平野に入っている。渦状の風速分布しているところがところ どころ存在しており,これは雨域からの風も関係し ているが,いったん出現すると下層大気の収束効果 と相まって大気を持続的に不安定にする効果がある。 水平収束においては,豊中周辺では豪雨前の13時か ら14時まで収束しており豪雨直後の15時では発散に 転ずる。水蒸気流入に関しては,豊中周辺では14時 から15時に西からの水蒸気の流入があり,強雨域の 南下,消散と対応した挙動をみせる。

以上のように風速,水平収束,水蒸気流入は豪雨 の挙動と対応しており,雨域の形成,維持のために 水蒸気が必要であることを表している。CAPEについ ては13時から15時の間大阪周辺では小さな値である。 自由対流高度を超える気塊の温度が周りの大気の気 温より高いほど気塊は勢いよく上昇し積乱雲は発達 するため,積乱対流が起こったときのCAPEに関して は高い値を示すと予想されたが,豊中豪雨に関して は良い結果が得られなかった。豊中豪雨事例に関し て有効な指標とはいえない結果となった。

3.4 まとめおよび考察

京都と大阪の境,宇治川,木津川,桂川というそ れぞれ大きな川が合流することで淀川となる三川合 流地点と大阪湾との中間地点である箕面上空でゲリ ラ豪雨の卵は発生している。AMeDASの値が強く反 映される指標(風速場,収発散)は,豪雨の現象を 捉える事ができていた。また,GPV情報に関しては 風速,相対湿度,気温を用いているが,風速分布に 関する指標および鉛直シアーはAMeDASの効果もあ り現象と対応していた。よって,ドップラー風速も 含めこれらの指標を同化に用いることで豪雨の予測 の可能性をみて取れる。しかしながら,GPVの水蒸 気の情報を主に用いる指標(CAPE)では,あまり雨 域の様子と指標とが対応しなかった。これは実際の 観測とモデルとの差と言える。

4. 都賀川豪雨

4.1 都賀川豪雨概要

2008年7月28日午前,西日本の上空には寒気が存在 し、一方下層では前線に向かって暖かく湿った空気 が流入しており、大気の状態が不安定となっていた。 午後には強い日射の影響も加わり、近畿を中心に広 い範囲で雷雲が発達して強い降水やや雷を観測した。 このため、兵庫県南部では雷を伴った大雨となり、



Fig. 5 The dynamical indexes such as wind, horizontal wind convergence, CAPE (Convective Available Potential Energy) and water vapor fluxes

14 時から15 時の解析雨量(国土交通省「解析雨量」 は国土交通省河川局・道路局と気象庁が全国に設置 しているレーダー, AMeDAS等の地上の雨量計を組 み合わせて,降水量分布を1km四方の細かさで解析 したもの)では,神戸市付近で約60 mm/hrの非常に 激しい雨となった。神戸海洋気象台(2008)によると, この大雨の影響で神戸市灘区都賀川では,急激な増 水のため,約50名が流され,そのうち5名が亡くなっ た他,各地で浸水被害が発生した。また,落雷によ り姫路市網干区で1名が亡くなった。

4.2 レーダー情報を用いた都賀川豪雨の解析(1) レーダーAMeDASを用いた解析

Fig.6に2008年7月28日14時から14時50分に至る都 賀川を中心としたレーダーAMeDASを示す。地表面 には地形の等高線を描き,☆マークが都賀川の位置 を示す。時間が進むにつれて北にある大きな雨域が 南下し都賀川に近づいてきており,14時20分矢印で 示した都賀川の西側に突如雨域が現れる。これがゲ リラ豪雨の卵である。14時30分,この雨域は急速に 発達し80mm/hrを超える強雨域を持つようになり都 賀川に近づくように東に進んでいる。またこのとき 北にある大きな雨域と合流している。そして14時40 分に都賀川では豪雨となっている。



1 1.0 5.0 10.0 20.0 30.0 40.0 60.0 80.0 100.0

Fig. 6 Rainfall intensity by Radar-AMeDAS in case of Toga river

(2) 深山レーダーを用いた立体観測による解析

都賀川豪雨を豊中豪雨と同様に深山レーダーデー タを用いて解析する。

Fig. 7, Fig.8は2008年7月28日14時6分から14時43。 5分までの深山レーダーデータの反射強度が20dBZ 以上の降水域を3次元的に表現した図である。Fig.7 は上空において南東から北西を向いたもの, Fig.8は 南から北を向いたものである。すべて図の中心は都 賀川であり, x軸, y軸, z軸に関しては3章の豊中と 同じく深山レーダーサイトからのそれぞれ東方向, 北方向,鉛直方向への距離が記されている。下面に は地表面を描いているが,3次元で表現した降水域と 地形の両方を見えやすくするためここで地表面をz 軸に対して5km下げた位置としている。地表面に六 甲山および摩耶山が確認できる。また地表面には高 度1750mでの反射強度を降雨量に変換した値を等値 線として描いている。

南東から北西を見たFig.7について検討する。注目 すべきは14時13.5分に六甲山地の南西端の摩耶山付 近に小さな雨域(20dBZの反射強度)が観測されて おり,これが今回都賀川に豪雨をもたらしたゲリラ 豪雨の卵である。Fig.7で確認できるが,この降水域 は高度5kmほどの位置に存在している。14時21分に は摩耶山上空で卵から成長するが,この時点では地 表面に降雨強度は少ししか描かれていない。14時28。 5分では東進して都賀川上空に近づいている。地表面 に描いた降雨強度の等値線においては,14時36分に 都賀川では強い降雨となっていることがわかる。

次に、南から北を横方向から見たFig.8について検 討する。14時13.5分に探知されたゲリラ豪雨の卵は, 14時28.5分には雲頂高度が7km程度まで発達する。空 間スケールとしてはそれほど大きくはないものの. 50dBZ以上の強降水域が大半を占めている状態であ る。14時36分では12km程度に雲頂は達しており、下 端にまで強降水域が存在していることから、積乱雲 の上空に蓄えられた降水粒子がすでに落下している と考えられる。ここで、強降水域の形が鼓を重ねた 形状をしているのは、PPIv観測において各仰角にお ける走査時刻のズレによる影響である。この強降水 域は14時36分下層側に広がりをみせ、地上に強い雨 をもたらしている。この方向からみた図は、積乱雲 内部の強降水域の空間分布が良くわかる利点がある が、PPIv観測が7.5分に1回の時間分解能であるため、 14時21分から28.5分の間の積乱雲の成長過程が捉え られていなかった。すなわち、卵の生成から上空に 降水粒子を蓄えながら発達し、上昇流が降水粒子を 支えられなくなり降水に至るという挙動において, PPIv観測では卵の発生段階は捉えているが、その各

発達段階を詳しく捉えるには至っていなかった。よ って今回のような急速に発達する積乱雲の挙動を 7.5分に1回の立体観測で把握するのは難しいと考えられる。



Fig. 7 3-D image of radar echo as the view from southeast to northwest



Fig. 8 3-D image of radar echo as the view from south to north

(3) 高時間分解能レーダーを用いた解析

深山レーダー低仰角 (PPIf) およびオークレーダー による観測結果を検証する。Fig.9, Fig.10に, 既に議 論した3次元画像やレーダーAMeDASとともに, それ ぞれのレーダーがゲリラ豪雨の卵を探知した時刻か ら都賀川出水の14時42分までのレーダー情報を示す。 なお, Fig.9, Fig.10には14:20と14:22の都賀川上空の 雲の様子と, 14:38から出水の14:42に至る都賀川河道 の様子も示してある。

深山レーダー低仰角 (PPIf) およびオークレーダー による降雨分布図には☆マークで都賀川の位置を示 している。PPIfは格子間隔2km×2km,オークレーダ ーは格子間隔0.15km×0.15kmであり,オークレーダー は大変細かな分解能をもっている。PPIfは5分間に3回, 1rpmで1分ごとに観測を行っている。オークレーダー は2.5分に1回の観測である。このように細かい観測時 間分解能を利用してゲリラ豪雨の卵が観測される時 間を検証する。しかし,本研究は深山レーダーとオー クレーダーの定量的な比較を目的としておらず,むし ろゲリラ豪雨の卵の発見に重きを置いているため大 きな問題とはなり得ない。

まず深山レーダーPPIfについて検証する。大阪湾の 東端に常に降水域が存在している。これはグランドク ラッターであり1990年代に調査されたが、未だこのク ラッターが現れる理由はまだ解明されていない。14 時17分に矢印で示したところにゲリラ豪雨の卵が確 認できる。この降雨域が東進し、都賀川に豪雨をもた らすのはレーダーAMeDAS、深山レーダー立体観測に おいて確認しているが、同様に雨域は大きくなりなが ら東進しているのがわかる。

次に,高時間分解能レーダーであるオークレーダー の検討をおこなう。六甲山の上空に数個の小さな雨域 があるが、これはグランドクラッターである。また、 雨域の北側の部分はレーダーAMeDASなど他のレー ダーと比較しても本来ならば雨域がある場所である が、Xバンドレーダーの降雨減衰のため情報が得られ

ていないことがわかる。

オークレーダーは14時15分に矢印で示したところ にゲリラ豪雨の卵が確認できる。この卵が発達しなが ら都賀川に向かう。高時間分解能であるため、ゲリラ 豪雨の卵が成長しながら都賀川に近づいていく様子 が細かく捉えられている。しかし、オークレーダー上 空に降水域が到着した14時30分頃から、レドームが水 膜で覆われることでレーダービームは激しく減衰し、 以後降水域の様子がわからなくなってしまう。波長が 3cmのXバンドレーダーは高感度で高空間分解能の観 測ができるという利点があるものの、このように減衰 が激しいため複数のレーダーによる反対方向からの 観測体制が望ましい。加えて最新型偏波レーダーでは、 レドームの水膜による激しい減衰以外は、降雨減衰の 問題が大きく解決される見込みがある。

さて、これらの高時間分解能の観測結果から深山レ ーダーにおいては仰角0.4°の14時17分にゲリラ豪雨 の卵が捉えられており、オークレーダーに関しては深 山レーダー低仰角観測よりも2分早い14時15分でゲリ ラ豪雨の卵が捉えられていることがわかった。

(4) レーダー情報についての考察

以上,様々なレーダーおよび観測様式による観測結 果をもとに,ゲリラ豪雨の卵の発見の時間を時系列で 整理すると14時13.5分に深山レーダーの立体観測

(PPIv), 14時15分にオークレーダー, 14時17分に深 山レーダーのPPIfとなっている。深山レーダーのPPIv が最初に観測した理由として、ゲリラ豪雨の卵がまず 高度が5kmほどのところに出現したことが挙げられ る。レーダービームが上空を通過しているため,早期 に捉える事ができている。このように上空の監視を実 施しなければ,上空に降水粒子が積乱雲内の上昇流に 支えられて段々と蓄積されていき,十分量溜まったと ころで降水粒子が落ちてくるという挙動をつかむこ とができない。すなわち上空に蓄積された降水粒子が 落下し始めた後にはじめて低仰角のレーダービーム で強降水域を捉えたとしても,ほぼ同時刻に地上で豪 雨がもたらされることとなり、5分でも早く危険を探 知するためにはレーダーによる立体観測が極めて重 要かつ有効であることを,今回の都賀川災害時の豪雨 が示している。



Fig. 9 Situation around Toga River after the origin of the cumulonimbus cloud detected by radars (No.1)



Fig. 10 Situation around Toga River after the origin of the cumulonimbus cloud detected by radars (No.2)

4.3 力学的指標を用いた都賀川豪雨の解析

豊中豪雨事例と同様に力学的指標を用いて解析を 行う。都賀川豪雨事例においては、AMeDASを用いず、 MSMのGPV情報のみを用いて解析を行う。

Fig.11に都賀川豪雨事例における13時,14時,15時のMSMのGPV情報を用いたGPV風速および,大気環境場情報を都賀川周辺域で示す。大気環境場の情報は 水平収束,水蒸気流入量,CAPEである。

風速場は13時から14時にかけて大阪湾から都賀川 周辺に流入する地上風が存在しており、北方からの風 と南方からの風の境が都賀川周辺に存在する。その挙 動は水平収束が都賀川周辺に収束域があることとも よく対応している。水蒸気流入量に関しては、14時、 15時と豪雨となる時刻では都賀川周辺では周囲より も流入が少ないことがわかる。CAPEにおいては都賀 川周辺で13時から15時にかけ段々と弱くなっており、 周囲と比較してもそれほど大きな値ではない。

以上のように、水蒸気量が関係する水蒸気流入量, CAPE関しては、MSMは都賀川豪雨事例に関しては有 効な予測ができていないと想像される。その原因の一 つとして、津口・成田(2009)はMSMの初期値における 下層の水蒸気量が少なかったことを挙げている。

豪雨を説明するにあたり力学的指標はその助けと なり、風速や水平収束を見ても、大きなスケールにお いて豪雨の起こりうる大気場であると考えられる。し かし、GPV情報のみでは豊中豪雨事例の風速ほど下層 の風速が局所性を表現できておらず、小さなスケール での様子はわからない。つまり、GPV情報のみを用い ての解析では不十分であると言える。



Fig. 11 Dynamical indexes such as surface wind, horizontal wind convergence, water vapor fluxes and CAPE (Convective Available Potential Energy)

4.4 まとめおよび考察

都賀川は表六甲河川と呼ばれる六甲山から瀬戸内 海に注ぐ24水系の一つであり,流路が短く急勾配で流 域面積が小さいという特徴をもつ。都賀川流域周辺の 雨量観測においては14時30分から15時にかけて強い 降雨を観測しており、この間に都賀川の水位は1.34m 上昇している。レーダーで捉えられた都賀川上空の降 水域の挙動はこの流域での観測状況と対応しており, またゲリラ豪雨の卵の状態レーダーでとらえること ができていた。すなわち、都賀川災害時のゲリラ豪雨 はレーダーに捉えられていないほど急激に成長し,豪 雨をもたらしたわけではない。一方、レーダー観測の 方法によって豪雨を引き起こす降水域を初めて捉え る時刻が違うことが判明した。本研究で用いたレーダ ーの中で立体観測 (PPIv) が最も早期にゲリラ豪雨の 卵を観測しており、反射強度を測る立体観測の有効性 が示された。

本事例に取り組むにあたり豪雨域が六甲山周辺で あったためレーダービームが遮断されている恐れが あったが、レーダービームは六甲山の上空を通過して おり、低仰角の観測においてゲリラ豪雨の卵をとらえ ることができていた。

ゲリラ豪雨の卵は低仰角が観測している高度より も上空で生成していた。この上空で生成されたゲリラ 豪雨の卵が発達し豪雨をもたらしたことから、この卵 を早期に探知するためには上空の監視が必要である ことがわかる。上空の監視を行うことで卵を早期に探 知し、積乱雲内に降水粒子が蓄積されていく様子を捉 えることができる。ただし、時間分解能が粗いと上空 の細かい挙動はわからず、ゲリラ豪雨のような急激な 発達をする積乱雲の内部で降水粒子が蓄積する様子 を捉えることなく、降水粒子の落ち始めをレーダーが 捉えられた直後には豪雨となってしまう。すなわち、 突如として強降水域が現れるゲリラ豪雨となる。ゲリ ラ豪雨の卵を少しでも早く探知し、少しでも早く人を 避難させるためには高時間分解能の立体観測が必要 であることを示した。

5. 結論

序論で述べた3つのアプローチを用いてまた3つの 判断基準を念頭に置き,豊中豪雨事例,都賀川豪雨事 例を複数のレーダー情報を用いて解析を行った。 豊 中豪雨事例においては,ドップラー風速と豪雨発達域 とが対応していることを示し,ドップラー風速に関し て同化による利用の可能性を示した。都賀川豪雨事例 においては,ゲリラ豪雨の卵をレーダーによって捉え られた時系列を追うと,深山レーダーのPPIv,オーク レーダー,深山レーダーのPPIfという順番で捉えてい る。都賀川に豪雨をもたらしたゲリラ豪雨の卵は高度 が5kmほどのところにのみあったため,5分間に3回観 測している高時間分解能の深山の低仰角観測ではと らえる時間が遅れ,また深山レーダーのPPIvは7.5分 に1回のため時間分解能が粗く豪雨の発生発達の一部 分しかとらえることができていないということを明 らかにした。低仰角で比較した場合では、感度の良い Xバンドレーダーがゲリラ豪雨の卵の情報をいち早 くとらえることができていた。しかしそのあとの降雨 減衰により定量的な観測ができていないことも示し た。

以上のことから、ゲリラ豪雨を予測するためには、 高時間分解能の立体観測が必要であり、また高空間分 解能で監視できるXバンド偏波レーダーによる観測 が最適であることが判明した。すなわち、Xバンドに よる観測の利点を認識し、最新型Xバンド偏波レーダ ーネットワークの導入を進めていくことの有効性を 本論文で示したとも言える。ただし、本論文の重要な 結論である高時間分解能の立体観測を行うことによ り、このネットワークはより有効なシステムになりう る。Xバンドのネットワークは限られた範囲をより細 かい精度で観測することが特徴であるため、それ以外 の箇所は現状のCバンドレーダーをあわせて使って いくことで、全国を網羅することも必要である。

ゲリラ豪雨の予測のためには、まず豪雨となる卵の 探知能力を上げることが予測の第一歩であり、早期に 探知出来れば5分でも10分でも早く予測することがで き、避難の時間を稼げることとなる。この5分、10分 の予測手法の開発に今後取り組むことが必要であり、 また、予測手法が実現する前でも、今回示したような 立体観測画像を防災機関等にリアルタイムで配信し、 対象領域は危なくないかという視点で注視すること で対象領域に危険が迫るかどうかの危険察知を行う ことができる。本研究ではゲリラ豪雨の予測に結びつ くような手掛かりを提示できた。

謝 辞

本論文で用いた国土交通省深山レーダーの観測情 報は近畿地方整備局淀川ダム統合管理事務所から,大 阪市オークレーダーの観測情報は建設局下水道河川 部から研究用として提供いただいた。オークレーダー 情報の読み取りに関しては(株)日水コンの柴田研様 に多大な労力をいただいた。また,都賀川上空の雲映 像は神戸市在住の山本博様からご提供いただいた。こ こに深く感謝する次第である。

参考文献

- 大阪管区気象台(2006):8月22日に発生した局地的 な大雨について, pp.1-3.
- 神戸海洋気象台(2008):平成20年7月28日の兵庫県 南部の大雨について, pp.1-5.
- 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬(1988):三
 次元レーダー雨量計情報の可視化,土木学会論文集, 第393号/II-9, pp.161-169.
- 中北英一・矢神卓也・池淵周一(2000):1998 那須
 集中豪雨の生起・伝播特性,土木学会水工学論文
 集,第44巻,pp.109-114.
- 中北英一・寺園正彦(2008):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た短時間降雨 予測手法,土木学会水工学論文集,第 52 巻,pp 331-336.
- 津口裕茂・成田正巳(2009):2008年7月28日の兵庫 県の大雨 ~MSMの予測失敗の原因~,日本気象 学会2009年度春季大会講演予稿集, p98.
- 山口弘誠・中北英一(2008):アンサンブルカルマン フィルタを用いたドップラーレーダー情報の4次 元同化設計, 土木学会水工学論文集,第52巻,pp 343-348.
- 山口弘誠・中北英一(2009): 偏波レーダーCOBRA を用いた降水粒子種類の同化手法の提案, 土木学 会水工学論文集, 第 53 巻, pp.355-360.

A Study on Detecting Origin of Localized Torrential Rainfall Using Volume Scanning Radar

Eiichi NAKAKITA, Kosei YAMAGUCHI*, and Hiroyuki YAMABE**

* Institute of Sustainability Science, Kyoto University ** Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

On July 28 in 2008, 5 people were washed away by the rapid-swollen Toga River. The accident was caused by the localized torrential rainfall. The rainfall is occurred by cumulonimbus clouds that develop rapidly in a very short time. Therefore, it is difficult to predict such rainfalls. Now then, as that cloud at early stage consists mainly of iced water droplets in upper atmospheric layers, the volume scan radar monitoring can detect the origin of the rainfall earlier than the operational monitoring. In this study, to clarify what information is necessary for forecast, various radar observations of the localized torrential rainfall are compared, especially comparison C-band and X-band radar, comparison PPI scan and Volume scan Doppler velocity, are focused on. As a result, the origin of the cumulonimbus cloud at the height of 5 km was detected by volume scan observation 4 minutes earlier than the operational monitoring.

Keywords: Guerrilla-heavy rainfall, Volume Scan, radar

陸面過程モデルによる土壌水分推定精度の向上可能性

萬和明*・田中賢治・中北英一

*京都大学大学院工学研究科

要 旨

陸面過程モデル SiBUC を用いた陸面オフライン計算によって,GSWP2の枠組みにおい て全球にわたる土壌水分分布が推定されている。本稿では,土壌水分の推定精度を検証 した。GSMDB の土壌水分現地観測値との月平均値・年偏差間の相関係数を算出し,モ デル推定値の季節変動・年々変動の精度評価を実施した。その結果,イリノイ・ロシア西 部・華北平原で良好な精度が得られていることが明らかとなった。一方,乾燥・半乾燥地 域を中心に,精度が十分でない領域が存在することが明らかとなった。次に,土壌水分 の精度向上を目的とし,土壌水分の推定精度に寄与する要素や条件を明らかにするため に,水収支解析を実施した。その結果,土壌水分に十分な年内変化が存在するか,降水 と蒸発散の差が十分あるか,が重要となることが示された。

キーワード: 土壌水分, 陸面過程モデル, GSWP2, GSMDB, 土壌水分精度評価

1. 序論

大気・地表面間のエネルギー・水収支を通して,土 壌水分が気候形成やその変動に寄与するため,季 節スケールの気象予測精度向上には,土壌水分の把 握が有効な手段であることが指摘されている(例え ば Koster et al., 2004)。そこで,観測値を元にした気 象強制力を陸面過程モデルに与え,全球土壌水分量 分布を推定する国際プロジェクト(GSWP: Global Soil Wetness Project)が実施されている。GSWPの第2期 では,15の陸面過程モデルが参加し(Dirmeyer et al., 2002),基準実験と気象強制力などを変化させた様々 な感度実験が実施されている。モデル出力値はアン サンブル的に扱われ,全球水・熱収支が推定されて いる(Dirmeyer et al., 2006)。

GSWP2 に参加している陸面過程モデルのひとつが SiBUC (Simple Biosphere including Urban Canopy) である (Tanaka, 2004)。筆者らは, SiBUC を用いて全球土壌 水分量分布を推定しており,独自に灌漑の効果を考 慮したシミュレーションを実施している (Yorozu et al., 2005). また,応用研究にも取り組んでいる (萬ら, 2006)。 GSWP2の土壌水分推定値はGuo and Dirmeyer (2006) (以降 GD06 とする)によって精度検証されている。 GD06 では,推定値と観測値の相関係数などの統計 量は州や国単位でまとめられ,領域中央値で評価さ れている。例えば,季節変化の再現精度はイリノイ 州・アメリカとロシアで高く,中国とモンゴルでは 高くないとの結果が得られている。しかし,理由は 明白でないが GD06 では SiBUC による推定値は対象 とされておらず,また,このような土壌水分の推定 精度に地域差が存在する理由については言及されて いない。

以上の背景から、領域区分をより詳細な空間スケー ルに修正して GD06 の手法を適用した、GSWP2 の枠 組みにおける SiBUC の土壌水分推定値の精度検証 を、本稿の第一目的とする。また、土壌水分の推定 精度に寄与する要素や条件を明らかにすることを第 二目的として、水収支解析を実施する。土壌水分は 気候特性によって挙動が異なるため、適切な領域区 分による精度検証が望まれる。また、土壌水分推定 研究の発展のためにも、土壌水分の精度の良し悪し を述べるにとどまらず、その原因に言及する意義は 非常に大きい。

Table. 1 List of varibles used in eq. (1)-(3) and Fig. 2				
Variable	Definition	Unit		
W_i	soil moisture of <i>i</i> th layer	_		
D_i	soil depth of <i>i</i> th layer	m		
θ_s	soil porosity	_		
$ ho_w$	density of water	${\rm kg}~{\rm m}^{-3}$		
E_s	direct evaporation from surface soil layer	$\mathrm{kg}~\mathrm{m}^{-2}\mathrm{s}^{-1}$		
$E_{dc,i}$	abstraction of soil mopisture by transpiration	$\mathrm{kg}~\mathrm{m}^{-2}\mathrm{s}^{-1}$		
P_1	infiltration of precipitation into surface soil layer	${\rm m~s^{-1}}$		
$Q_{i,i+1}$	water flow between soil layer	${\rm m~s^{-1}}$		
Q_3	gravitational drainage from recharge layer	${\rm m~s^{-1}}$		



Fig. 1 Schematic image including prognostic variables of SiBUC

2. 陸面過程モデル SiBUC

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。Fig.2に SiBUCの植生モデルにおける水収支概念図を示す。 SiBUCでは土壌は3層で表現され,各層の土壌水分



Fig. 2 Schematic image of water budjet in vegetation sub model of SiBUC

量は Richards 式 (Richards, 1931) によって表現されて いる。式(1)-(3)に土壌水分量の支配方程式を示し, また,同式とFig.2に使用されている変数の説明を Table.1に示す。

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_1} \left[P_1 - Q_{1,2} - \frac{1}{\rho_w} (E_s + E_{dc,1}) \right] (1)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial W_2} = \frac{1}{1} \left[\frac{E_{1,2}}{E_{1,2}} \right]$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_2} \left[Q_{1,2} - Q_{2,3} - \frac{D_{dc,2}}{\rho_w} \right]$$
(2)
$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_2} \left[Q_{2,3} - Q_3 \right]$$
(3)

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_3} \left[Q_{2,3} - Q_3 \right] \tag{3}$$

3. 全球土壤水分量

3.1 観測値

土壌水分観測値として広く知られているのが, Global Soil Moisture Data Bank (GSMDB: Robock et al.,



Fig. 3 Soil moisture observation sites about Global Soil Moisture Data Bank used in this study. The shades show monthly observation number during 1986-1995.

2000)である。GSMDBには世界各地の土壌水分観測 値が集められている。観測値はデータソース毎にい くつかの領域にまとめられ,観測期間や観測頻度な どはソース毎にまちまちである。本研究では,土壌 水分量の観測期間がGSWP2の対象年(1986-1995年) と重なる,イリノイ州・アメリカ,中国,インド,モ ンゴル,ロシアの5領域の観測値を利用する。ロシ アの観測点では春穀物と冬穀物の2種類が作付けさ れており,それぞれの土地利用で土壌水分が観測さ れているため,同じ観測点で2つの観測値が得られ ている。

3.2 推定值

GSWP2 は様々な気象強制力を提供している。例 えば、基準実験に使用されている降水量データは、 NCEP/DOE (National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy) 再解析データの降水データ を元に, 月降水量が GPCC (Global Precipitation Climatology Centre)の月降水量と等しくなるよう補正さ れ, さらに雨量計の補足率の補正が行われている (Dirmeyer et al., 2002)。本研究では GSWP2 基準実験の 外部境界条件を用いて,時間間隔1時間,全球陸域 緯度経度1度格子, 1986-1995年の10年間を対象と した SiBUC による数値計算を実施し、土壌水分を日 単位で出力した。ここで、3時間の気象外力を1時間 間隔に,月単位の植生データを1日間隔にそれぞれ 線形内挿して用い,標高・勾配・土壌特性パラメータ は解析期間中固定値を用いた。なお, 地表面水分ゼ ロ・土壌水分75%の初期条件で、1982年7月から1985 年末までのスピンアップ計算を実施した。

3.3 月平均値・偏差成分時系列の算出

GSMDB の土壌水分観測値は、領域毎に観測され る深さが異なり、観測される土層の数も異なってい る。イリノイでは11層・200 cm, インドでは6層・60 cm, 他の領域では1層100 cm である。そこで, 本研 究ではインドのみ60 cm まで,他の領域では100 cm までの鉛直積算土壌水分量を対象とし,精度評価に 用いる。観測頻度もまた領域毎に異なっており,毎 月1-3回程度である。しかし、対象とする深度まで観 測値が得られないなど, 欠測期間が存在する。 そこ で、100 cm (インドでは60 cm) までの値が得られた ときの観測値のみを使用し, 月平均値として解析に 用いる。統計的に安定した結果を得るため、30ヶ月 以上の観測値が得られた観測点を土壌水分の精度検 証に用いた。各領域で検証に用いた観測点は、それ ぞれ,イリノイ・19地点,中国・36地点,インド・7地 点,モンゴル・27地点,ロシア・春穀物33地点,冬穀 物43地点である。Fig.3に本研究で使用する GSMDB の観測点の位置と月平均値が得られた回数を示す。

SiBUCの土層厚は格子毎に異なるが,各格子の土 層厚は100 cm以上に設定された。そこで,表層から 100 cm (インドでは 60 cm)までに相当する土壌水 分推定値を求め,月平均値を算出し観測値と比較し た。なお,モデル推定値の月平均値は,推定された 日単位の値を1ヶ月分平均した「月平均値」ではな く,観測値が得られた日のモデル推定値のみを平均 したものである。



Fig. 4 The time series of soil moisture at (37.7N, 89.2W). The red line shows total field of monthly mean, the blue line shows annual vales and the green line shows anomaly values.

ところで、水循環変動に強い年内変化が存在する 領域では、土壌水分の時系列変動において1年を周 期とする年内変化成分が支配的となるため、数ヶ月 周期の季節変化の再現性を適切に評価することが困 難になる。そこで、時系列変動における1年周期の 年内変化成分を取り除いた、偏差成分の土壌水分時 系列を新たに求め精度評価に用いる。Fig.4に、地 点(37.7N, 89.2W)における土壌水分観測値の月平均 時系列(赤線)、平均年内変化(青線)、偏差時系列 (緑線)を示す。偏差成分の時系列は、月平均時系列 における各月毎の平均値の時系列を気候値として扱 うことで平均的年内変化とみなし、これを月平均時 系列から引くことで求めた。

4. 土壌水分の精度評価

土壌水分のモデル推定値の精度評価のため,2種類の相関係数を算出した。ひとつはGSMDB観測値と SiBUC推定値の月平均時系列間の相関係数である。 もうひとつは観測値と推定値の偏差時系列間の相関 係数である。これ以降,前者を季節変化の相関,後 者を偏差同士の相関と呼ぶ。本稿では,季節変化を 数ヶ月程度の時間スケールをもった時系列変化,年 内変化を1年周期の時系列変化の意味でそれぞれ用 いる。また,有意検定は,帰無仮説を「相関係数が 0」とし,t検定を用いて有意水準両側5%で実施し た。相関が有意であっても相関が高いとは限らない が,有意検定の結果を精度評価における客観的指標 として用いる。

4.1 季節変化の相関

季節変化の相関係数の分布図がFig.5(a)である。 同図では、土壌水分観測点における相関係数を円で 示しており、外枠が黒い地点では、統計的に有意な 相関であったことを示している。イリノイ、インド、 ロシアで相関係数が高く、それぞれの領域内でも、 全体的に高い値が分布していた。一方、中国とモン ゴルでは相関係数は相対的に低くなった。モンゴル では、中央部に相関係数の低い領域がみてとれるが、 中国では、相関係数の分布に空間的なまとまりはみ てとれない。イリノイ、インド、ロシアではほとんど の観測点で相関が有意であった。一方、相関係数の 観点で相関が有意であった。

4.2 偏差同士の相関

偏差同士の相関係数の分布図がFig.5(b)である。 季節変化の相関が高かったイリノイ,ロシアでは,偏 差同士の相関も高い値であったが,インドでは逆に 低くなった。一方,中国とモンゴルでは,偏差同士の 相関は季節変化の相関と同程度であり,地点によっ ては相関係数が高くなった地点もある。イリノイで は全観測点で,ロシアでは8割程度,中国では8割 弱,モンゴルでは6割の観測点で,それぞれ相関が 有意であった。

4.3 他の陸面過程モデルとの比較

GD06は、インドを解析対象外としているが、本稿 と同一の手法で、GSWP2土壌水分推定値の精度を検 証している。GD06によると、モデル毎に求めた季節



Fig. 5 Correlation coefficient of soil moisture between observation (GSMDB) and Estimation (B0:GSWP2).

変化の相関係数を領域中央値で比較すると,各モデ ルによる値は、イリノイ:0.8-0.9,中国:0.4-0.5,モンゴ ル:0.2-0.4,ロシア:0.6-0.7の範囲に分布する。SiBUC による値はそれぞれ、0.82,0.43,0.32,0.65であり、こ の範囲に該当する。また、偏差同士の相関係数も同 様の結果が得られた。領域中央値での比較になるが、 中国やモンゴルではSiBUCだけでなく他のモデルの 推定精度も良くない。つまり、中国やモンゴルで土 壌水分の推定精度が良くないのはSiBUC固有の問題 ではなく、乾燥・半乾燥地域での陸面過程モデルに よる土壌水分推定プロセスや、降水量の精度が十分 でないなどGSWP2 共通で使用している外部境界条 件に何らかの原因がある、と考えられる。

4.4 推定精度の分布が生じる原因

では、土壌水分の推定精度にモデル間で共通の地 域分布が生じるのはなぜだろうか。1987-88 年を対 象にした GSWP1 の結果を元に、土壌水分の推定精 度に寄与する要素が報告されている。

Oki et al.(1999)は、GSWP1の結果から、河川流量 を用いて地表面状態量の推定精度を検証しており、 モデルに外力として与えられた雨量計の密度が高け れば、モデルの推定精度も高くなることを示してい る。GSWP2の外力として使用した雨量計の密度は、 アメリカやヨーロッパで緯度経度2度格子内に2地 点以上と高いが、季節変化の相関が高かったインド やロシアでは、2度格子内に0.5地点以下と低く、季



Fig. 7 The timing of evapotranspiration peak

節変化の相関が低かったモンゴルや中国と同程度で ある (Dirmeyer et al., 2002)。このことから,雨量計の 密度が低い領域でも土壌水分の推定精度が高い領域 が存在し,降水量の精度のみで土壌水分の推定精度 が決定されるのではないと考えられる。

また, Entin et al.(1999)は, GSMDB 観測値とGSWP1 の土壌水分推定値を比較し,夏季モンスーンによっ てモンゴルと中国では夏季に降水がもたらされ,降 水と蒸発散の年内変化の位相,特にそれらのピーク 時期が等しくなるため,観測値,推定値ともに土壌 水分の年内変化量がほかの領域に比べ小さくなると 指摘している。そのため,土壌水分の入出力である 降水や蒸発散などの誤差に対して,土壌水分の応答 が相対的に大きくなり,土壌水分推定精度を低下さ せる一因となると考えられる。GD06 は,GSWP2 推 定値を解析した結果,同様にモンゴルと中国では土 壌水分の再現精度が悪く,土壌水分の季節変化を再 現することが課題であると述べている。SiBUCに与 えた降水量と,推定された蒸発散量が最大となる月 をそれぞれFig.6,Fig.7に示す。モンゴルと中国で は降水と蒸発散のピークは7-8月であり,両者の年 内変化のピーク時期は等しかった。1986-95年におけ るGSMDB 観測値の平均的な年内変化の振幅は,イ リノイ:99mm,中国:45mm,インド:91mm,モンゴル: 33mm,ロシア:69mmであり,Entin et al.(1999)の解析 と同様の結果であった。

つまり、グリッド雨量の精度と土壌水分の年内変 化量が、土壌水分の推定精度に寄与する要素である ことが確認された。しかし、ロシアやインドでは、 雨量計の密度は高くないが、推定精度が高いことが



Fig. 8 10 year averaged water budget components. In these figures, precipitation (blue line), evapotranspiration (green line), surface runoff (red line), bottom runoff (purple), soil moisture variation (light blue line) and snow water equivalent variation (orange color line) are shown.

確認されている。また,土壌水分の年内変化量が小 さくても,モデルが適切に水収支を算定できれば, 推定精度が高くなるはずである。そこで,土壌水分 の推定精度を向上させるために必要となる要素や条 件が何か,水収支解析によって,より詳細に検討し ていく。

5. 水収支解析

本章では、水収支に着目し土壌水分の推定精度を 決定する要因を探っていく。水収支として、降水、蒸 発散、表面流出、基底流出、積雪水等量の変化、土 壌水分の変化を考える。Fig.8に、イリノイ・中国・ インド・ロシアの代表的な地点での10年平均した水 収支の季節変化を示す。蒸発散はさらにその起源か ら、根層の蒸散損失と土壌表層からの蒸発に区別し、 それぞれ、蒸散、表層蒸発と呼ぶことにする。以下、 SiBUCで推定した水収支を軸に、土壌水分の精度に ついて議論していく。

5.1 イリノイ

イリノイでは、降水は11月に、蒸発散は6月に最 大になる傾向であった(Fig.8(a))。土壌水分は冬季 に降水を貯え夏季に蒸発・蒸散として放出すると推 定され、観測値の年内変化の位相とよく一致してい る。流出や積雪が少なく水収支に対する蒸発散の割 合が高かった。また、蒸発散の半分近くを蒸散が占 めるため、蒸発散のピーク時期は表層蒸発だけに依 存せず、蒸散の効果も加わっている。

SiBUCでは、土壌水分の減少は蒸発・蒸散により 生じており、蒸発散の時間変化は日射やLAIなどの 気象外力や植生パラメータによって決定される。気 象外力作成に使用される観測点密度が高いことや、 衛星観測から得られた植生パラメータをSiBUCに与 えることから、蒸発・蒸散を決定する外部境界条件 の精度は高く、土壌水分の減少を的確に捉えられた と考えられる。また、年間を通して降水がもたらさ れる気候のため、秋季に蒸発散が減少するとともに 土壌水分が増加する現象を、SiBUCで精度良く表現



Fig. 9 The fraction of precipitation to evapotranspiration



できたと考えられる。

5.2 インド

6-10 月が雨季にあたり,降水は雨季に集中し 6-8 月に最大であり,蒸発散は 9 月に最大となった (Fig. 8 (b))。土壌水分は雨季の初期に増加し,雨 季終盤に表層蒸発により減少すると推定され,観測 値の年内変化の位相と概ね一致する。また,土壌が 飽和に近づく雨季の中頃を最大に,東部や中央北部 では表面流出が,南部では基底流出が算出された。

インドでは、土壌水分の年内変化の増減時期は雨 季に依存する。特に土壌水分の増加は雨季初期の降 水に依存するため、モンスーンオンセットの再現性 が非常に重要である。土壌水分は短期間に急激に増 加・減少するため、SiBUC でその季節変化を捉えや すく、季節変化の相関が高かったと考えられる。偏 差同士の相関が低い原因としては、雨季開始(終了) 時の土壌水分増加(減少)時期のずれ、乾季におけ る土壌水分変動を表現できていないことが挙げられ る。これらは、気象外力である降水の精度向上によ る改善が期待される。

5.3 中国・モンゴル

中国・モンゴルでは、降水は5-9月にもたらされそ のピークは7月である。蒸発散のピークも7-8月で あったため、土壌水分の入力量である降水と蒸発散 の差が一年を通して小さく、特徴的な土壌水分の年 内変化は認められなかった。

沿岸部では,土壌水分は4,5月と9月におもに蒸発 散として放出し,夏季に水分を貯えると推定された。 中央部では、年間を通じて降水量と蒸発散量が釣り合う結果となった。また、年降水量が600mm程度と少なく、蒸発散のほとんどが表層蒸発として消費されていた(Fig.8(c))。

南部では,年降水量が1000mm前後と比較的多雨 地域である。基底流出が大きく,蒸発散と同程度算 出されていた。

西部では、年降水量が100mm程度と少なく、降水 は表層で蒸発し、土壌水分はほとんど季節変化しな かった。

東北部では、冬季の積雪が春季に流出し、ごく一 部が土壌に浸透していた。土壌水分は、4-5月と8月 に蒸発散として放出し、6-7月に降水を貯えると推 定された。

モンゴルでは、年降水量が 500mm 以下と少なく、 その8割以上が蒸発散として消費された。

以上まとめると, Entin et al.(1999)が指摘するよう に,降水と蒸発散の年内変化の位相は等しくなってい た。降水量と蒸発散量の関係を見てみると,年降水 量に対して年蒸発散量が9割以上であった(Fig.9)。 また,蒸発散に占める蒸散の割合は,他の領域に比 ベ小さくなっていた(Fig.10)。これは,蒸発散は蒸 発によって決定され,日射などの気象外力に依存し, イリノイのように植生パラメータが寄与する割合が 小さいことを意味する。

したがって、土壌水分の季節変化をモデルで精度 良く表現するためには、降水と蒸発散の偏差成分に 十分な精度が要求され、気象外力である降水や日射 などの偏差成分の精度を確認する必要がある。さら に、降水が少ない地点・流出が多い地点・融雪が算 出された地点では、土壌表層・深層への浸透、融雪 について、モデルパラメータを含むモデル表現につ いて、より詳細な検討が必要である。

5.4 ロシア

年間を通して降水はもたらされるが,降水と蒸発 散のピークはともに6,7月で,両者の年内変化の位 相は一致する傾向にあった (Fig.8 (d))。推定された 土壌水分は,9月以降の降水と3,4月の融雪により 貯えられ,5-8月に蒸発散として放出されており,概 ね良い精度で土壌水分の年内変化の位相を再現でき ている。

観測値が得られた 4-10 月の期間のみではあるが, 蒸発散によって減少していくという土壌水分の年内 変化が明瞭である。蒸発散に占める蒸散の割合が高 く,蒸発を決定する気象外力と降水の精度が十分で あれば,SiBUCで蒸発散を精度良く推定でき,土壌 水分の季節変化を適切に表現できると考えられる。 東部と北西部で季節変化の相関が高くないが、その 原因は、東部では4-10月の降水をほぼ蒸発散として 消費しており、土壌水分の季節変化を十分に再現で きなかったと考えられ、北西部では融雪量が非常に 多い地域であり、積雪量や融雪の土壌浸透の扱いに 問題があると考えられる。

6. 結論

本稿では、GSWP2の基準実験において陸面過程モ デルSiBUCによって推定された土壌水分を、GSMDB の観測値と比較し、相関係数によって推定精度を検 証した。その結果、イリノイ州・アメリカ、インド、 ロシアで季節変化の相関が良く、イリノイ、ロシア で偏差同士の相関が良かった。

土壌水分推定値の精度を決定する要因を探るため, 水収支解析を実施した。その結果,以下のことが明 らかになった。1)土壌水分に明確な年内変化がある 領域では季節変化の相関が高い(イリノイ,インド, ロシア)。2)降水と蒸発散の年内変化の位相が等し い領域で,降水に占める蒸発散の割合が高ければ季 節変化の相関は低い(南部除く中国,モンゴル)。

さらに,前者では,降水や蒸発散の偏差成分の精 度が高ければ,偏差同士の相関も高くなると推測さ れる(イリノイ,ロシア)。また,後者では,蒸発散 に占める蒸散の割合が小さければ蒸発が支配的とな り,土壌水分の推定精度は気象外力の精度に依存す る(中国:中央部・西部,モンゴル)。逆に,蒸発散 に占める蒸散の割合が大きければ蒸散の効果が高ま り,土壌水分の推定精度は気象外力や植生パラメー タの精度に依存する(中国:沿岸部・東北部)。

陸面過程モデルによる土壌水分の推定精度を決定 する要因としては、その入力値である気象強制力や 土壌・植生パラメータの精度が重要であるが、土壌 水分に十分な年内変化が存在するか、降水と蒸発散 の差が十分あるか、が重要となることが示された。

なお、本稿では、流出や積雪の影響について深く議 論していない。また、本稿におけるモデル推定値は 1度格子の空間的広がりを持った平均値であり、地点 データである観測値と必ずしも一致するわけではな い。モデルが真に理にかなった挙動を示しているか は、地点データを外部境界条件に用いた、その地点 のモデル推定値と観測値とを比較する必要がある。 以上2点が今後の課題である。

参考文献

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.

- Dirmeyer, P.A., X.Gao, T.Oki (2002): The second global soil wetness project (GSWP-2) science and implementation plan, IGPO Publication Series No.37.
- Dirmeyer, P.A., X.Gao, M.Zhao, Z.Guo, T.Oki and N.Hanasaki (2006): The Second Global Soil Wetness Project (GSWP-2): Multi-model analysis and implications for our perception of the land surface, Bulletin of American Meteorological Society, vol.87, pp.1381-1397.
- Entin, J. K., A. Robock, K. Y. Vinnikov, V. Zabelin, S. Liu, and A. Namkhai (1999): Evaluation of Global Soil Wetness Project soil moisture simulations, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, Vol.77, pp.183-198.
- Guo, Z. and P.A.Dirmeyer (2006): Evaluation of the Second Global Soil Wetness Project soil moisture simulations:1. Intermodel comparison, J. Geophys. Res., vol.111, D22S02.
- Koster, R.D., P. A. Dirmeyer, Z. Guo, G. Bonan, E. Chan, P. Cox, C. T. Gordon, S. Kanae, E. Kowalczyk, D. Lawrence, P. Liu, C. -H. Lu, S. Malyshev, B. McAvaney, K. Mitchell, D. Mocko, T. Oki, K. Oleson, A.

Pitman, Y. C. Sud, C. M. Taylor, D. Verseghy, R. Vasic, Y. Xue, T. Yamada (2004): Regions od strong coupling between soil moisture and precipitation, *science*, Vol.305, pp.1138-1140.

- Oki, T., T. Nishimura and P.A. Dirmeyer (1999): Assessment of annual runoff from land surface models using Total Runoff Integrating Pathways (TRIP), *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, Vol.77, pp.235-255.
- Richards, L. A. (1931): Capillary Conduction of Liquids through Porous Mediums, Physics, Vol.1, pp.318-333.
- 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).

Probability of Improving the Skill in Estimating Soil Moisture Using Land Surface Model

Kazuaki YOROZU*, Kenji TANAKA and Eiichi NAKAKITA

*Graduate school of engineering, Kyoto University

Synopsis

Integration of one-way uncoupled SiBUC (Simple Biosphere including Urban Canopy) land surface model has produced global soil moisture field under the framework of the 2nd Global Soil Wetness Project. Soil moisture estimation by SiBUC is evaluated against soil moisture observations derived from Global Soil Moisture Data Bank. Results show SiBUC reproduces reasonably inter-annual variability and seasonal cycle of soil moisture except a part of stations. What are the essential factors for reproducing seasonal cycle soil moisture? To answer this question, water balance components were analyzed. As a result, two typical regions were found: one region with high accuracy on soil moisture estimation is located where soil moisture has clear seasonal cycle because the seasonal cycle of precipitation is different from that of evapotranspiration, another region with low accuracy is located where precipitation are almost converted to evaporation.

Keywords: Soil moisture, Land surface scheme, GSWP2, Global soil moisture data bank, Soil moisture accuracy

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

佐藤嘉展・森英祐*・浜口俊雄・田中賢治・小尻利治・中北英一

* 京都大学大学院工学研究科

要旨

IPCCの第4次評価報告書における排出シナリオSRES-A1Bに基づいた超高解像度GCM の出力結果を用いて,四国の吉野川流域を対象に,将来の気候変動に伴う流域災害環境の 変動予測を試みた。ここでは,洪水リスクだけでなく渇水リスクの評価にも対応できるよ うに,短期流出だけでなく長期流出にも対応した分布型流域環境評価モデル (Hydro-BEAM)を用いた流出解析を試みた。解析対象期間は,現在気候条件が1981~2000 年,将来気候条件が2080~2099年の各20年間である。まず,現在気候条件下で,GCM出 力値と地上気象観測値との時空間的な差異(バイアス)の実態を把握し,その後, Hydro-BEAMによる流出解析結果と実測流量との比較を行い,さらに,将来気候条件と現 在気候条件のGCM出力値を入力とした流出解析結果を比較して,将来流域環境の変動予 測を試みた。

キーワード:気候変動,流域災害環境,影響評価,GCM,Hydro-BEAM,吉野川流域

1. はじめに

近年,温暖化の影響により,世界各地で将来の気 候が変動することが予測されており,それに伴う自 然環境の変化および災害発生の規模や頻度の増加が 懸念されている。温暖化に伴う気候変動は,単なる 気温上昇のみにとどまらず,局地的な集中豪雨や渇 水などの極端現象の増加を招き,それが結果として 大規模な洪水や干ばつ等の自然災害リスクを増加さ せる可能性が指摘されている。したがって,気候変 動に伴う将来の洪水や渇水災害のリスクをより早く かつ正確に予測し,その影響を定量的に評価するこ とは,行政・管理担当者や住民が,将来起こりうる 災害リスクに対し,被害の予防や軽減・緩和のため により適切な適応策を計画し,実行するために必要 不可欠である。

将来の環境変動の予測や災害の影響評価を試みる 場合,水循環の実態を把握するために,解析対象は 流域(集水域)を単位として行われることが多く, さらに対象とする流域内で生起する様々な自然現象 の時空間分布特性を明らかにするために,分布型の モデルが用いられることが多い。そこで,ここでは 洪水や渇水の被害が深刻な四国の吉野川流域を対象 とし、国土交通省の国土数値情報標準地域メッシュ の第3次地域区画に相当する空間解像度(グリッド格 子間隔約1km)に対応した分布型流域環境評価モデ ル(Hydro-BEAM)を用いた解析を試みた。

気候変動に伴う将来の災害リスク評価の基準となる現在気候条件の計算には、入力気象データとして 地上気象観測データ(AMeDAS/SDP)を利用した。

一般に、GCMを用いた解析では、GCMの出力値を そのまま流出解析に用いると、地上気象観測値を用 いた解析結果との間に差異(バイアス)が生じるこ とが指摘されている。そこで、本研究では、まずGC M出力値が持つバイアスの実態把握を試みた。

次に、現在気候条件下での流域環境(気象条件・ 地理条件・水資源量)の実態を把握し、それをでき るだけ良好に再現できるようにモデルパラメータ (透水係数・流出係数等)を調整し、将来気候条件 下での流域環境の予測と災害リスクの評価を行うた め、IPCCのA1Bシナリオに基づく海表面温度(SST) の上昇を考慮したGCM出力値を入力とした解析を 試みた。

2. 対象流域

解析対象流域は,四国の吉野川流域である。吉野 川は,高知県の瓶ヶ森(標高:1,897m)から四国山地に 沿って東に向かい,大歩危・小歩危を経由して四国 山地を横断した後,銅山川(支流)と合流し,池田, 岩津を通過して紀伊水道に注ぐ流域面積3,750km², 幹線流路延長194kmの一級河川である(Fig.1)。



Fig. 1 Channel network of the Yoshino River basin

流域の大部分は森林(83%)に覆われており、中流域 の平野部(扇状地)に農地・水田(15%)が広がり、都 市(2%)は下流域(氾濫域)に集中している(Fig. 2)。



Fig. 2 Land use type of the Yoshino River basin

流域南西部の上流域は台風のおもな進路上にあた り,四国山地付近における集中豪雨により,大規模 な洪水災害が頻繁に発生する一方で,流域北東部の 中・下流域の大部分は夏に雨が少ない瀬戸内式気候 に属し,深刻な渇水も発生するため,吉野川流域で は,治水と利水(洪水対策と渇水対策)の両者を視 野に入れた総合的な流域水資源管理が求められてい る。

3. 解析手法

3.1 解析の概要

Fig. 3に本研究における解析の概要を示す。本研究 ではまず,(1)「流域のモデル化」を行い,分布型流 域環境評価モデル(Hydro-BEAM)に入力される流域 地理情報(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,河道網,土地 利用区分・被覆率)を決定した。



Fig. 3 Outline of the analysis procedure

次に,(2)「入力気象データのバイアスの実態把握」 として,現在気候条件下(1981~2000年)での流域気象 環境の実態を,地上気象観測データを用いて把握し た後に,それと同時期のGCM出力データ(GCMP)を 比較し,GCM出力値が持つ時空間的なバイアスの実 態把握を行った。さらに,(3)「気候変動に伴う流域 環境の将来変化」を明らかにするために,現在気候 条件のGCM出力値(GCMP)と将来気候条件のGCM出 力値(GCMF)を比較した。

その後、(1)~(3)のデータを、空間解像度1km×1km の方形グリッドメッシュのデータセットに変換し、 地上気象観測データを入力としたHydro-BEAMによ る推定流量(AMD)と実測流量を比較することで(4) 「モデルの再現性の検証」を行った後、Hydro-BEAM に地上気象観測データを用いた推定流量(AMD)と現 在気候条件のGCM出力値を用いた推定流量(GCMP) を比較することで(5)「出力値(推定河川流量)のバ イアスの実態把握」を行い、最後に現在気候条件 (GCMP)と将来気候条件(GCMF)のGCM出力値を入力 とした河川流量の推定結果を比較することで(6)「流 域災害環境の変動予測」を試みた。

(1) 流域のモデル化

河川流域は,河道網(河道系)とそれに接続する 単位斜面(斜面系)の集合体として構成される。吉 野川流域のようなスケールでの降雨流出過程を取り 扱う場合,河道系の面積比は斜面系に比べて無視で きる程小さいため,地表に到達した降水の大部分は まず斜面系に供給されると仮定することができる。

そこで本研究では、対象流域を、国土交通省国土 計画局の国土数値情報の第3次地域区画(3次メッシ ュ)に相当する約1km×1kmのグリッドメッシュに分 割し、各グリッドメッシュの中心を通る1本の河道と その両岸から河道に接続する2つの斜面からなるセ ル集中型モデルを構築した。このモデルでは、流域 内に供給された降水は、一旦そのすべてが斜面系に 供給され、その一部が遮断蒸発・地面蒸発および蒸 散により大気中に戻された後、残りが直接流出成分 に相当する地表流とA層内を流れる地中流の和と、A 層より下層の地中流(基底流)成分に分離され、そ れぞれがkinematic waveモデルおよび多層線形貯留 モデルによって、各グリッドセル内の河道上流端に 流入する構造となっている(Fig. 4)。



Channel slope / Flow Direction

Fig. 4 Grid-cell type basin model



Fig. 5 River channel network

各グリッドセルの河道系からの流出は,河道網モ デルによって接続され,DEM(国土数値地図50mメ ッシュ標高)から作成した落水線と河道勾配にした がって,上流端から河口までの水の流れをkinematic waveモデルによって追跡できるようになっている (Fig. 5)。DEMから抽出される地理情報は,メッシュ 標高(平均・最高・最低),斜面勾配(南北・東西 の2方向),河道勾配の3つである。ここでは,河道 は各メッシュ内の最も標高の低い位置を流れると仮 定し,各メッシュの最低標高と隣接する4メッシュの 最低標高を比較し,最急勾配方向に水が流れるよう に落水線を作成し,河道勾配は,落水線方向の2メッ シュの標高差を用いることにした。斜面では,河道 の落水方向に対し直角に水が流れると仮定し,落水 方向と直角方向(斜面方向)の最高標高と最低標高 から最急勾配をDEMの解像度(50m間隔)単位で算 出し,その平均値で代表させることにした。

(2) 流域界と落水線の決定

対象流域の抽出は、国土数値情報の流域・非集水 域メッシュ(W07_52M)を用いて行った。この W07_52Mには、3次メッシュ(約1km²)内を100分割し た1/100細分区画ごとに、その区画がどの流域に含ま れるのかが水系域コード(下3桁)で示されている。 ここでは、3次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 域を抽出した。この条件で抽出された吉野川流域の メッシュ数は3568で、積算メッシュ面積は3811km² となり、実際の吉野川の流域面積(3750km²)よりもや や大きくなったが、ここでは特にメッシュ数の微調 整は行わず、そのままの値を用いることにした。

河道の落水線については、流域内の全メッシュを 対象にDEMのみから落水方向と河道勾配を一気に作 成しようとすると、標高差(落差)が小さくなるに つれ、河道の位置が実際と大きくずれたり、窪地が 生じたりすることがある。この問題を回避するため、 本研究ではまず、流域内メッシュから主河道となる メッシュを抽出し、まず主河道メッシュの落水方向 と河道勾配を決定した後に、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。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、3次メッシュ単位で、河道・上流端・河口メ ッシュの抽出を行った。なお、W06-52Mでは、水系 域コードが5桁で記載されているので注意が必要で ある。

(3) 土地利用区分

Hydro-BEAMでは、流出解析の際、地表面の土地 利用条件に応じて、水移動に関係するモデルパラメ ータ(等価粗度,透水性や土壌間隙率など)が決定 される。本研究で用いたHydro-BEAM上で区別され る土地利用タイプは、森林地・草地/農地・水田・都 市域・水域の5つである。一方、国土数値情報の土地 利用メッシュ(L03-xxM, xxは和暦年号)では、10タイ プ以上に細かく分類されているため、ここでは、熱・ 水収支特性の類似性を重視し、以下のような判断基 準で国土数値情報の土地利用区分を5タイプに集約 させた。(1)「森林地」には、管理放棄された藪・雑 木林・荒れ地が含まれる。(2)「草地/農地」には、果 樹園・低木樹木畑・農用地・ゴルフ場が含まれる。 (3)「都市域」には、幹線道路・建物用地が含まれる。 (4)「水域」には、湖沼・河川・海浜・内水地・海水 域が含まれる。

なお、国土数値情報では各メッシュ内の各土地利 用区分別の面積の合計値がメッシュ面積と一致しな い場合があるので、ここではメッシュ面積を基準と して、各土地利用別面積を算出し、残差や余剰が生 じた場合には、水域の面積を調整することにした。

3.2 入力気象データ

GCM出力データ

流出解析モデルへの入力気象データとして用いた GCMの値は、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。現 在気候条件(1981~2000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。 一方、将来気候条件(2080~2099年)については、IPCC 第4次報告書(AR4)の排出シナリオ(SRES)のA1Bシナ リオを仮定した条件下でのSSTを境界条件として与 えている。なお、A1Bシナリオは、今世紀末までの 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℃)の平均に近い気温上昇を想 定するシナリオとなっている。

本研究では、様々なGCM出力要素のうち、1時間 単位の降水量(PRECIPI)と気温(TA)、日単位の地上到 達雨量(PRECSL)、融雪量(SN2SL)、地面蒸発量 (EVPSL)および蒸散量(TRNSL)を用い、1時間ごとの 正味入力降水量(PRECSL+SN2SLをPRECIPIで時間 単位のデータに変換した値)と日蒸発散量 (EVPSL+TRNSL)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. 6に,吉野川流域周辺のGCMデータ出力地点 (70地点)を示す。これらの離散データは,以下に示 すIDW(距離逆数加重平均法)により,1km×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。

$$mt = \frac{\sum_{i=1}^{n} \frac{mt_i}{L_i^2}}{\sum_{i=1}^{n} \frac{1}{L_i^2}}$$
(1)

ここで, *mt*: 解析対象とするグリッドの気象要素(降水量・気温など)の値, *mt_i*: 地点*i*における気象

要素の値, *L_i*:地点*i*とグリッド中心間の距離, *n*:内 挿に用いるデータ数である。

気温については、各地点における気温値を標高補 正係数(0.006℃m⁻¹)で海面気温に換算した後、(1)式を 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。

直交座標系における2地点間の距離(直線距離)*L_i* は、地点1(X₁,Y₁,Z₁)、地点2(X₂,Y₂,Z₂)とすると、

$$L_{1} = \sqrt{(X_{2} - X_{1})^{2} + (Y_{2} - Y_{1})^{2} + (Z_{2} - Z_{1})^{2}}$$
(2)

で求められる。

ここで、地球の離心率をe=0.08181974、地球の赤 道半径をR=6,378,136mとし、地点iの標高を h_i とする と、直交座標値は、 $X_i=(N_i+h_i) \cdot \cos\phi_i \cdot \cos\lambda_i$ 、 $Y_i=(N_i+h_i) \cdot \cos\phi_i \cdot \sin\lambda_i$ 、 $Z_i=(N_i \cdot (1-e^2)+h_i) \cdot \sin\phi_i$ で与え られる。

ただし, $N_i = R/\sqrt{(1-e^2 \cdot \sin \phi_i)}$, ϕ_i : 地点iの緯度, λ_i : 地点iの経度である。



Fig. 6 Location of GCM output point and ground observation (AMeDAS/SDP) station point

(2) 地上気象観測データ

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のデータは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、日最低値を算出し て、日単位データとして整理したものを用いた。積 雪・融雪・蒸発散量を熱収支から算出するために必 要な気象要素(風速,大気圧,水蒸気圧,日照時間) はSDPの日別データを用いた。吉野川流域で用いた AMeDAS(65地点)とSDP(8地点)の位置をFig. 6に示す。 それぞれのデータは、GCM出力値の場合と同様に 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。

3.3 地表面熱収支モデル

本研究で用いたGCMでは、その内部で陸面過程モ デル(SiB:Simple Biosphere Model; Sellers et al., 19 86, 1996)により大気-植生-土壌間の熱収支を解析し、 融雪・蒸発散量が出力されている。一方、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、 地上気象観測値を用いて流出解析を行うためには、 各気象要素から地表面の熱水収支を解析し、融雪量 および蒸発散量を推定する必要がある。そこで本研 究では、地上気象観測値を用いた地表面熱収支解析 に、構造が比較的単純でかつ精度のよい解析が可能 なSVAT(Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer)モデル を用いた。 Fig. 7にSVATモデルの概要を示す。



Fig. 7 Simplified flow chart of the SVAT model

(1) 降雪量および融雪量の推定

各グリッドセル内に供給された降水が液体(雨) か固体(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、特に 融雪量は冬季の流出過程に大きな影響を及ぼす。

ここでは、気温データを用いて雪と雨の分離を行 い、気温が0℃以下になると雪になるようにしている。 積雪層の密度は、厳密には新雪と古雪、表層と下層 では異なり、それに伴ってアルベドや熱伝導率、含 水率も異なるが、ここでは計算処理の単純化のため 積雪層の密度(100kgm⁻³)と熱伝導率(0.30Wm⁻¹K⁻¹)は 新雪の場合を想定して設定した。 融雪量は,後述する熱収支式を,積雪のない地表 面と積雪面(表面温度0℃)の場合を仮定して計算し, その差(余剰熱エネルギー)が融雪(積雪層の融解) に使われるようにして求めた。

(2) ポテンシャル蒸発量の推定

各グリッドセルからの蒸発散による損失水量を把 握するためには、まず、与えられた気象・立地条件 において「ある基準面(水面など)」からどれくら いの水が蒸発するのかを示す「基準蒸発量」を算出 する必要がある。基準蒸発量が求まれば、それを土 地利用条件(植生条件など)や土壌水分量などで補 正することにより「実蒸発散量」を推定することも できる。地表面からの基準蒸発量の推定については、 Thornthwaite法やPenman法、Penman-Monteith法など、 これまで様々な方法が提案されている(例えば、

Thornthwaite, 1948; Penman, 1956; Allen et.al., 1998な ど)が,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。

このポテンシャル蒸発量は、十分に湿潤な「仮想 地表面」が「平衡温度」にあるときの蒸発量と定義 されている。ここで、仮想地表面とは、z0(地表面 粗度)が0.005m、 α (アルベド)が0.06、 ϵ (赤外 射出率)が0.98、 β (蒸発効率)が1である(乾燥に よる蒸発抑制の影響を無視できる)田植え直後の水 田のような地表面を想定している。このように地表 面の状態を明確に定義することにより、ポテンシャ ル蒸発量は、対象とする場所の土地利用条件に関係 なく、緯度と日付(DOY: Day of Year)と地表面付近の 微気象条件のみに規定されることになる。また、平 衡温度とは、以下の3式を満たす地表面温度(Ts)のこ とであり、そのときの蒸発量がポテンシャル蒸発量 (Ep)と定義される(Xu et al., 2005)。

$$(1-\alpha)S^{\downarrow} + \varepsilon L^{\downarrow} = \sigma T^{4} + H + \lambda E + G$$
(3)

$$H = c_{p} \rho C_{H} U (Ts - Ta) \tag{4}$$

$$L = \lambda \rho \beta C_H U (q_{sat} (Ts) - qa)$$
(5)

ここで、 S^4 (Wm⁻²):下向き短波放射量、 L^4 (Wm⁻²): 下向き長波放射量、 σ :ステファン・ボルツマン定 数(=5.670×10⁻⁸Wm⁻²K⁻⁴)、 c_p :乾燥空気の定圧比熱 (=1,005.5JKg⁻¹K⁻¹)、 ρ (Kgm⁻³):空気密度、Ta(K):気 温、 λ (JKg⁻¹):蒸発潜熱、 $q_{sat}(Ts)$:地表面温度Ts(K)における飽和比湿、qa:大気比湿、 $G(Wm^{-2})$:地中熱 フラックスであり、各パラメータは、近藤(1994)の式 を用いて求めた。

また、 $C_H U(ms^{-1})$ は顕熱の交換速度であり、以下の 式で定義される。

$$C_{H}U = max \left\{ a + b \times 0.7U_{10}, c \times (Ts - Ta)^{1/3} \right\}$$
(6)

ここで、 $a=0.0027ms^{-1}$ 、b=0.0031、 $c=0.0036ms^{-1}K^{-3}$ であり、 U_{10} は地上10m風速(ms^{-1})である。

3.4 流出解析モデル

本研究では,将来起こりうる流域災害環境を様々 な角度から総合的に評価することを最終目的として いるため,流出解析には,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,貯水池操作 や灌漑取水の影響を考慮した長期流出(渇水リスク 解析)や物質循環,生態環境(小尻ら,2006;和佐ら, 2007;浜口ら,2008)等,様々な流域環境を解析するこ 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)を用いることにした。

前述のように、各メッシュからの流出量は河道網 を介してkinematic wave法で上流端メッシュから河 口まで追跡した。各メッシュ内斜面部の土地利用区 分のうち森林地・草地/農地では、表層土壌層の飽和 度に応じて直接流が発生し、その残差が下層土壌層 へ浸透する。都市域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。水田部では斜 面勾配を0とし、側方流出孔の高さが可変のタンクモ デルを用い、実際の灌漑期(苗代期・代掻き期・田植 え期・生育前期・中干し期・生育後期・落水期)の水 田維持水位をできるだけ再現するようにし、不足水 量を河道から取水するようにし、降雨時の余剰水分 は河道へと排水されるようにした。

ここでは、斜面部土壌の鉛直構造は、A~C層まで を考慮し、A層と表面流は中間流を考慮したkinematic waveモデルで追跡し、B層とC層は線形貯留関数モデ ルで水移動量を解析した。

蒸発散は、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。

以下に,斜面系における直接流出過程と基底流出 過程,および河道系の流出過程の解析に用いたモデ ルの概要を示す。

(1) 直接流出量の推定(斜面系)

斜面系からの直接流出量は、地表面流はManning 則、地中流はDarcy則に従うと仮定し、以下の中間流 を考慮したkinematic waveモデル(椎葉, 2006)によ り解析を行った。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = fr(x, t) \tag{7}$$

(a) h>dのとき(地表面流が発生する場合)

$$q = \alpha \left(h - d\right)^{\frac{5}{3}} + ah \tag{8}$$

(b) h≤dのとき(地表面流が発生しない場合)

$$q = ah \tag{9}$$

$$\alpha = \frac{\sqrt{\sin \theta}}{n}, a = K \frac{\sin \theta}{\lambda} \tag{10}$$

ここで、h(m):水深、 $q(m^2s^{-1})$:単位幅(1m)あたりの 流量、 $r(mms^{-1})$:単位時間(1s)あたりの降雨量、 d(mm):有効土壤層厚(間隙率×土壤層厚m)、f:直接 流出率(A層土壤の飽和度)、 $\sin \theta$:斜面勾配、n:斜 面の等価粗度($m^{-1/3}s^{-1}$)、K:透水係数(=0.0001 ms^{-1})、 a:Manning則のパラメータ、a:Darcy則のパラメー タである。

中間流を考慮したkinematic waveモデルでは,表面 流が発生する場合の保存則(8)式の右辺第2項がadで はないことに注意する必要がある。これは,森林地 や草地/農地などの場合,表面流の下端境界面に,飽 和地中流の流れが接しているため,表面流の初速度 が0とならないことに起因する。なお,ここでは,単 純化のため,土地利用別の地表面粗度と表層土壤層 (A層)厚および間隙率の値は以下の定数値を与える ことにした(Table1)。

Table 1 Parameters for kinematic wave model

	Forest	Grass	City	Water
Roughness	0.70	0.30	0.03	0.04
Soil depth	0.025	0.025	_	-
Porosity	0.40	0.40	_	_

Table1の設定では、表層土壌層厚が薄く設定され ているが、土壌層内が不飽和の場合は、直接流出率 が低いため、森林地と草地/農地からの直接流出は少 なく、降雨強度や積算降雨量が多くなるにつれ(土 壌の飽和度が上昇して)直接流出が増えるモデル構 造となっており、山地斜面からの流出プロセスの実 態をより正確に再現できるよう工夫されている。な お、都市域では有効降雨量(地表到達雨量)の全量 が直接流出となるので、都市域の将来変化(都市化 や過疎化)に伴う、突発性出水(洪水)の発生リス ク解析も可能となっている。

(2) 基底流出量の推定(斜面系)

降雨イベント直後を対象とした短期出水の洪水解 析であれば、表層中間流を考慮したkinematic waveモ デルによる流出解析のみでも十分にその目的は果た せる。しかし、降雨後の流量低減過程の再現や長期 無降雨時における基底流出の特性を解析するために は、蒸発散による損失の影響と土壌中の雨水浸透-流 出過程を反映した長期流出解析が不可欠となる。 土壌中に浸透した雨水の移動過程を厳密に追跡し, 解析を行う手法としては,飽和-不飽和浸透理論に基 づく様々なモデルが提案されている。しかし,実際 に解析を行うためには広域でデータを取得すること が困難な地域依存性の高いパラメータが必要な場合 が多く,他のモデルと比較しても解析処理により多 くの時間を要するため,流域スケールを対象とした 長期流出解析に適用するには,現時点ではあまり実 用的ではない。

一方,物理的な根拠には乏しいが,基底流出の特性 を良好に再現する応答モデルとして,貯留関数モデ ルがあり,実際の河川流域への適用事例で数多くの 良好な解析結果が得られている(Fukushima, 1988; Ma et al., 2000,2003; Sato et al., 2008)。

そこで本研究では、B層とC層に相当する土壌層を2 段の貯留タンクで表現し、各タンクの貯水量に応じ た側方流出量が、それぞれ比較的応答の早い中間流 出成分や基底流出成分に対応するように側方流出孔 の流出係数(単位時間あたりの流出率)を調整した。

以下に,線形貯留関数モデルの基礎式を示す。

$$\frac{dS}{dt} = I - O \tag{11}$$

$$O = kS \tag{12}$$

ここで、S(mm): タンク貯留高、 $I(\text{mms}^{-1})$: タンクへの流入量、 $O(\text{mms}^{-1})$: タンクからの流出量、 $k(\text{s}^{-1})$: タンクからの流出係数である。

B層のタンクには、底部にC層への下方浸透孔と、 比較的応答の早い流出成分に対応する側方流出孔を 設定し、C層のタンクには、(より深部への浸透量は 無視できると仮定して)底部に基底流出成分に対応 する側方流出孔のみを設定した。

各タンクの水位に比例した流出量を規定するパラ メータ(流出係数:k)は、流域内数ヶ所の基準地点 における実測流量のハイドログラフと比較しながら、 流出ピーク後の流量低減過程をできる限り再現する ように調整(キャリブレーション)を行った。なお、 ここでは、各タンクの最大貯水容量を年降水量以上 に設定しており、タンク内が飽和することよる、上 層への復帰流は発生しない。

(3)河道流出量の推定(河道系)

河道系の流出も斜面系と同様にkinematic waveモ デルを用いて追跡を行ったが、河道系ではManning 則のパラメータ α が、河道勾配と河床等価粗度だけ でなく、河道横断面形状にも対応して変化するよう にしたため、基礎式や流量の単位が以下のように斜 面系の場合と少し異なっている。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = qin \tag{13}$$

$$Q = \alpha A^{\frac{4}{3}} \tag{14}$$

$$\alpha = \frac{\sqrt{sl}}{n} \left(\frac{m}{\left(2\sqrt{1+m^2}\right)^2} \right)^{\frac{1}{3}}$$
(15)

ここで, A(m²):河道部流水断面積, Q(m³s⁻¹):河川 流量, qin(m²s⁻¹):単位幅あたりの河道への流入量, sl:河床勾配, m:河道の法面勾配である。ここでは, 河床等価粗度は,斜面系水域と同じ値を用い,下流 域で河床勾配が0.001よりも小さくなる(メッシュ両 端の河床高低差が1m以下)の場合には,勾配を強制 的に0.001にして,河口まで水が流れるようにした。

任意の地点*i*における法面勾配*m_i*は,流水幅を*B_i*(m),水深を*H_i*(m)とすると,

$$m_i = \frac{B_i}{H_i} \tag{16}$$

で求められる。

ここで、任意地点iにおける $B_i \ge H_i$ の値は、Regime 公式(斜面の洗堀・土砂の堆積が起こらない安定流 路において、水位と流水幅は流量に比例する)を適 用すると、

$$B_i = \alpha Q_i^{0.55}, H_i = \beta Q_i^{0.36}$$
 (17)

と表せる。同様に,基準地点(水位*H_{std}*と川幅*B_{std}*の 値が得られる地点)では,

$$B_{std} = \alpha Q_{std}^{0.55}, H_{std} = \beta Q_{std}^{0.36}$$
(18)

という関係式が得られる。 ここで,(17)式を(18)式で割って整理すると,

$$\frac{B_i}{B_{std}} = \left(\frac{Q_i}{Q_{std}}\right)^{0.55}, \frac{H_i}{H_{std}} = \left(\frac{Q_i}{Q_{std}}\right)^{0.36}$$
(19)

となる。ここでさらに、任意地点*i*の流量は集水面積 (*CA*)に比例すると仮定すると、

$$\frac{B_i}{B_{std}} = \left(\frac{CA_i}{CA_{std}}\right)^{0.55}, \frac{H_i}{H_{std}} = \left(\frac{CA_i}{CA_{std}}\right)^{0.36}$$
(20)

が得られる。ここで(20)式を(16)式に代入すると,

$$m_{i} = \frac{B_{i}}{H_{i}} = \frac{B_{std} \times \left(\frac{CA_{i}}{CA_{std}}\right)^{0.55}}{H_{std} \times \left(\frac{CA_{i}}{CA_{std}}\right)^{0.36}}$$
(21)

となり,基準地点の集水面積(CA_{std}),計画高水位(H_{std}), 川幅(B_{std})と任意地点iにおける集水面積(CA_i)が得ら れれば,任意地点iにおける河道法面勾配 m_i を求める ことができる。なお、ここでは、斜面系・河道系と もにkinematic waveモデルの数値解は、前進差分法を 用いて求め、収束判定条件は $\Delta h=0.001$ mとした。

4. 結果と考察

4.1 GCM出力値のバイアス

Fig. 8に,現在気候条件 (1981-2000年) における吉 野川流域の流域平均気象環境の長期変化傾向と季節 変化特性を示す。



Fig. 8 Long-term trend and seasonal variation of meteorological data of the Yoshino River basin

気温については、地上気象観測値(OBS)よりGCM 出力値の方が多年平均値で約0.5℃低い値となった が、20年間の温暖化傾向(0.05℃yr⁻¹)や、季節変化パ ターンはGCMでも良好に再現されていることがわ かる。

入力降水量(地上到達雨量+融雪量)については, 地上気象観測値が増加傾向(25.8mmyr⁻¹)を示してい るのに対し,GCM出力値では逆の減少傾向 (-12.3mmyr⁻¹)となった。またGCM出力値は年平均値 で約111mm入力降水量を過小評価しており,特に夏 から秋にかけての台風シーズンの雨量が過小評価と なっていることがわかった。

融雪量についてはGCM出力値の方が大きい値と なったが、これは各モデル(GCMとSVAT)の降雨・降 雪判別の閾値設定や、融雪モデルの仮定による影響 が大きいので、現時点では単純にGCM出力値の値が 過大であるとは言えない。一方、蒸発散量について はGCMとSVATモデルで同程度の値(約600mmyr⁻¹)が 得られたが、若干SVATモデルの方が大きい値を示し ている。これはGCM出力値が蒸発散量に相当するの に対し、SVATモデルの出力値はポテンシャル蒸発量 に相当する値であるためで、この問題は、SVATモデ ルの出力値を、LAIや土壌水分の関数で実蒸発散量に 修正する(Sato et al., 2008)ことで改善されると思われ る。



Fig. 9 Spatial distribution of meteorological variables in the Yoshino River basin

Fig.9は、吉野川流域の現在気候条件下における気 象環境の空間分布の再現結果を示している。気温、 入力降水量、融雪量、蒸発散量ともに、その空間分 布特性はGCM出力値でも良好に再現できているこ とがわかる。しかし、融雪量と蒸発散量については、 GCM出力値の空間的な解像度がSVATモデルに比べ ると良くないことがわかる。これはGCMが空間解像 度20kmの標高データに基づいて計算を行っている ためであり、より詳細な融雪量や蒸発散量に関する 解析を行う場合には、GCM出力値の空間的なバイア ス補正が必要となることが示唆される。

4.2 吉野川流域気象環境の将来変化

Fig. 10に,GCM出力値による吉野川流域の現在気候条件の再現結果と将来気候条件の予測結果を示す。



Fig. 10 Change of meteorological factors in the Yoshino River basin

気温については, IPCC-AR4のSRES-A1Bのシナリ オによる全球平均気温上昇予測値とほとんど同じ結 果が得られた(吉野川流域平均で気温が約2.9℃上 昇)。長期変化傾向や季節変化特性については,大 きな変化はないが,吉野川流域では夏季よりも冬季 の温度上昇幅が大きくなると予想された。入力降水 量についても,長期変化傾向と季節変化に大きな相 違は見られなかったが,多年平均値は約37mm多くな ると予想された。

融雪量は、温暖化に伴い大幅に減少し、将来では 現在の約20%になると予想され、このことは、将来 は融雪(雪解け水)による水資源の確保は期待でき なくなることを示唆している。蒸発散量も、温暖化 に伴って増加し、その量(約76mmyr⁻¹)は、流域に供給 される入力降水量の増加量(約37mmyr⁻¹)よりも多い ため、流域全体の水収支を考えると、将来の吉野川 流域の利用可能な水資源量は現在よりも減少すると 考えられる。

Fig. 11は、各気象要素の将来変化量の空間分布を示している。この結果から、気温と蒸発散量は流域 全体で同程度増加するが、入力降水量や融雪量は場 所によって変化量が異なると予想された。



Fig. 11 Spatial change of meteorological factors in the Yoshino River basin

4.3 Hydro-BEAMの再現性

Fig. 12に, 1981年から2000年までの20年間におけ る吉野川下流域(岩津地点)における月別実測流量 量とHydro-BEAMによる推定流量の比較結果を示す。 図から本研究で流出解析に用いたHydro-BEAMが吉 野川流域の流出特性(平均流量・最大流量・最小流 量)を長期間にわたって良好に再現できていること がわかる。

Fig. 13は、吉野川岩津地点における流出量の長期 変化傾向と季節変化のHydro-BEAMによる再現性を 示している。

多年平均流量と最大流量が過大(約20~40%)になっ ており,最小流量は約50%過小評価されていること がわかる。これは,本研究で用いたモデルに貯水池 操作の影響が考慮されていないことに起因すると考 えられる。つまり,平均流量と最大流量が過大とな っているのは,ダムによる洪水調節(大規模出水時 におけるピークカット)操作が考慮されていないた めであり,冬季から春先の最小流量が過小に,夏以 降の流量が過大に評価されているのは,河川維持用 水の放流操作と貯水量(常時満水位)確保のための



Fig. 12 Monthly average, maximum and minimum discharge at Iwazu in the Yoshino River basin



Fig. 13 Long-term trend and Seasonal change of Monthly average, maximum and minimum discharge at Iwazu in the Yoshino River basin

予備貯水操作が考慮されていないためであると考え られる。これらの問題は、今後流出解析モデルに貯 水池操作の影響を考慮したサブモデルを組み込むこ とで大幅に改善されることが期待されるため、今後 の課題とする。



Fig. 14 Performance of the Hydro-BEAM during flood period

Fig. 14は,過去の主要な洪水年における地上気象 観測値を入力としたHydro-BEAMによる推定流量の 再現性を示している。吉野川流域では主に台風に伴 う豪雨によって洪水が発生し,下流の岩津付近で堤 防が決壊し,外水氾濫による床下・床上浸水の被害 が数多く記録されている。このような大規模出水時 にはダムによるピークカット操作の効果もあまり期 待できないため,ダム操作の影響を考慮していない モデルでも,洪水発生時のピーク流量の規模やタイ ミングが良好に再現されていることがわかる。

Fig. 14では、日単位(日平均値)の出力結果だけ でなく、日瞬間最大流量(10分流量の日最大値)の解析 結果も示しており、日平均値よりも、日最大値の方 が洪水ピーク(破堤のリスク)を良好に再現してい ることがわかる。つまり洪水時のピーク流量につい ては日平均化した流量では、基準点(岩津地点)に おける計画高水流量を超えるかどうかの正確な判断 ができないため、少なくとも1時間単位での流出解析 結果で洪水のリスク解析を行う必要があることをこ の結果は示唆している。

吉野川上流域には早明浦ダム(有効貯水容量全国 第4位:2.89億m³)など比較的大きな貯水ダムがあり, 中・下流域の河川流量を維持するように人為的な貯 水池操作が行われている。しかし,夏季の洪水を防 ぐために洪水期制限水位までダム貯水位を下げた後, 期待された雨量が得られなかった場合,ダムの貯水 量は徐々に減少し,特に極端な小雨の年には有効貯 水率が0%にまで低下することもある。そのため,吉 野川流域では小雨による深刻な水不足が予想される 場合には,あらかじめ給水制限を実施し,その後十 分な貯水量が得られるまで利用可能な水資源をでき るだけ長く維持するような対策が行われている。



Fig. 15 Performance of the Hydro-BEAM during drought period

Fig. 15は、これまで吉野川流域で実際に給水制限 が行われた期間と、そのときの池田地点における実 測流量とHydro-BEAMによる推定流量を示している。 ダムの貯水量に余裕がある時期には、ダムから河川 維持用水の放流が行われるため、推定流量の再現性 が良くないが、極端な小雨時における給水制限期間 中の河川流量はHydro-BEAMで良好に再現されてい ることがわかる。このことは、深刻な渇水時におけ る河川流量は、本研究で用いた(貯水池操作の影響 を考慮していない)モデルでも、渇水時の河川流量 の実態を良好に再現できることを示している。した がって, 流出量の量的な評価にはまだ課題が残され ているが、極端な洪水や渇水時の流出特性(洪水・ 渇水リスク)は良好に再現できると判断し,以降の GCM出力を用いた流出解析でも、同じパラメータ設 定を適用したモデルを用いることにした。

4.4 流出解析結果のバイアス

Fig. 16に, 1981年から2000年までの20年間(現在 気候再現期間)における吉野川下流域(岩津地点) における地上気象観測値を入力とした場合の推定流 量 (AMD) とGCM出力値を入力とした場合の推定 流量 (GCMP)を比較した結果を示す。

この図から、流出解析モデルに入力するGCM出力 値が持つバイアスの補正を行う場合と行わない場合 で、出力される流出解析の結果にどのような影響が でるのかを明らかにすることができる。

Fig. 8で,入力降水量の長期変化傾向が異なっていたため,Fig. 16の平均河川流量の長期変化傾向も異なる出力結果が得られており,流出量の長期変化傾向を再現するためには,入力降水量データのバイアスを補正することが重要であることがわかる。



Fig. 16 Long-term trend and Seasonal change of Monthly average, maximum and minimum discharge at Iwazu in the Yoshino River basin using observed meteorological data (AMD) and GCM output (GCMP) as an input for the hydrological model

また,夏季から秋季にかけての入力降水量が過小 評価されていたため,河川流量も同時期に過小評価 されていることがわかる。一方,冬季の最低流量が 過大評価となっているのは,前述したように,GCM とSVATモデルの融雪量の違いに起因するものであ り,どちらのモデルがより実際の現象の実態をより 良く再現しているかについては,さらなる検討が必 要である。

ここで注意すべき点は、GCM出力値を入力とした 流出解析モデルによる河川流量の推定結果には、「流 出解析モデルの再現性による推定誤差」と、「入力 となるGCM出力値が持つバイアスの影響」が含まれ るということである。したがって、より適切な将来 の流域災害環境の予測を行うためには、できる限り モデルの再現性とGCMデータのバイアスを減らす 必要があり、それが完全ではない場合には、それぞ れがどれくらいの不確実性を持つものであるかを正 確に把握した上で、将来の流域災害環境の予測を行 うべきである。

4.5 流域災害環境の将来予測

Fig. 17に, 吉野川下流域(岩津地点)における,

現在気候条件のGCM出力値を入力とした場合の推 定流量 (GCMP) と,将来気候条件のGCM出力値を 入力とした場合の推定流量 (GCMF)を比較した結 果を示す。



Fig. 17 Long-term trend and Seasonal change of Monthly average, maximum and minimum discharge at Iwazu in the Yoshino River basin using GCM output (GCMP/GCMF) as an input for the hydrological model

流出解析モデルへの入力となるGCMデータの水 収支解析では、流域平均の水資源量は約30mmyr⁻¹減 少すると予想されたため、河川流量も減少すると思 われたが、得られた解析結果では明らかな変化は見 られなかった。このことは、単純な流域平均での水 収支解析の結果と,河道網を考慮した河川流量の解 析結果が一致しないことを意味している。つまり, 実際に河道を流れる河川流量の将来変化を明らかに するためには,分布型流出モデルを介した流出解析 が不可欠であることが示唆される。さらに、流域平 均の水収支からは将来の利用可能な水資源量が減少 すると予想されたにもかかわらず、月最大流量は増 加する傾向が見られた。このことは、将来気候条件 下では、現在気候条件よりも規模の大きな洪水が発 生することを示唆しており, 現時点では量的な評価 はできないが、洪水の規模が現在よりも約10~15% 大きくなると予想された。

一方,月最小流量は現在よりも約7~8%少なくなると予想された。これは、おもに冬季の融雪量の減

少に起因すると考えられる。

以上の結果から,将来の吉野川流域の河川流量は 平均流量で見れば現在と大きな変化は起こらないが, 極端現象(大規模な洪水や極端な渇水)の発生頻度 は現在よりも増加すると予想され,洪水・渇水のリ スクがともに増加する可能性が示された。



Fig. 18 Spatial distribution of the hydrological impact due to the climate change of the Yoshino River basin

Fig. 18は,吉野川流域全体の河川流量の将来変化 の空間分布を示している。前述のように,現時点で は流域災害環境の定量的な評価は困難(モデルの推 定誤差とバイアスの影響が含まれている)なため, 変化率(将来気候条件の推定値/現在気候条件での推 定値)を用いて定性的な評価を試みた。結果は,Fig. 17 と同様に,平均流量ベースでは将来変化はほとんど みられないが,洪水のリスクは下流域で大きくなり, 渇水のリスクは上流域と下流域の両方で高くなると 予想された。

5. おわりに

本研究では、吉野川流域を対象に、超高解像度 GCMの出力結果を用いて、分布型流域環境評価モデ ル(Hydro-BEAM)による流出解析を行い、将来の気候 変動に伴う流域災害環境(洪水・渇水リスク)の評 価を試み、以下の知見を得た。

- (1)将来の流域災害環境の変動をより正確に評価する ためには、入力となるGCM出力値(入力降水量や 蒸発散量)が流域環境の実態を反映するように、 データに含まれる時空間的なバイアス(地上気象 観測結果との差異)をできるだけ減らす必要があ る。
- (2)吉野川流域では、GCMデータのバイアス補正を行 わないと、台風に伴う夏季の洪水の影響を過小評 価する可能性がある。
- (3)本研究で用いた流出解析モデル(Hydro-BEAM)には、ダムによる人為的な貯水池操作の影響が考慮されていなかったため、実測流量の再現性に問題があり、洪水時の流量を過大に、渇水期の流量を過小評価することがわかったが、長期的な流出特性や極端な洪水や渇水時の流量は良好に再現できることがわかった。
- (4)温暖化に伴う気候変動により,吉野川流域では洪 水リスクと渇水リスクがともに増加すると予想さ れた。

本研究で得られた知見は、気候変動に伴って将来 起こりうる様々な流域災害に対し、その影響を正確 に予測するために、GCM出力値を利用する際の諸問 題を明らかにするとともに、予想される災害の規模 や頻度を時空間的に正確に把握し、従来の防災対策 である被害軽減・緩和対策(既存水工施設の持続的 利用可能性、新規水工施設の必要性、より適切な避 難対策等)だけでなく、災害危険区域からの移住や、 限られた水資源の有効活用のための新たな総合水資 源管理システムの構築など、今後の適応策(オプシ ョン)の提案にも寄与することが期待される。

今後は、モデルの再現性向上(貯水操作モデルの 導入)や、より適切なバイアス補正技術の開発と同 時に、気候変動(温暖化)に伴う、植生分布、生態 環境変化、少子高齢化にともなう人口変動(都市化・ 過疎化)の影響なども考慮に入れ、国内外の様々な 流域の災害環境の総合的な評価を進めていきたい。

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」のもと、地球シミュレ ータを用いて行われた。ここに記して謝意を表す。

参考文献

小尻利治・浜口俊雄・大手真理子(2006):地球温暖化 による流域水資源・生態への影響評価,京都大学防 災研究所年報 第49号B, 741-753.

- 近藤純正(1994):水環境の気象学—地表面の水収支・ 熱収支—,朝倉書店,348pp.
- 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.
- 椎葉充晴(2006):斜面流出,池渕修一・椎葉充晴・宝 馨・立川康人著,エース水文学,朝倉書店,91-110. 浜口俊雄・小尻利治・森 英祐(2008):ダム貯水池モ
- デルを組み込んだ流域環境評価モデリング,京都大 学防災研究所年報 第51号B, 737-747.
- 和佐守紘・川口智哉・小尻利治・東海明宏(2007): 複 数化学物質の動態を考慮した流域水生態環境評価 モデルの構築,水文・水資源学会誌,20(4): 278-290.
- Allen, R., Pereria, L., Raes, D. and Smith, M. (1998): Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56, Food and Agriculture Organization: Rome; 300pp.
- Fukushima, Y. (1988): A model of river flow forecasting for small forested mountain catchment, Hydrological Processes 2: 167-185.
- 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.
- Ma, X., Fukushima, T. Hiyama, T. Hashimoto and T. Ohata (2000): A macro-scale hydrological analysis of the Lena River basin, Hydrological Processes, 14: 639-651.
- Ma, X. T. Yasunari, T. Ohata, L. Natsagdorj, G. Davaa and D. Oyunbaatar (2003): Hydrological regime analysis of the Selenge River basin, Mongolia. Hydrological Processes, 17: 2929–2945.
- Penman, H.L. (1956): Estimating evaporation.Transactions of the American Geophysical Union 37: 43-50.
- Sato, Y., Ma, X., Xu, J. Matsuoka, M., Zheng, H., Liu, C. and Fukushima, Y. (2008): Analysis of long-term water balance in the source area of the Yellow River basin, Hydrological Processes 22: 1618-1629.
- Sellers, P.J., Mintz, Y., Sud., Y.C. and Dalcher, A. (1986): A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. Journal of Atmospheric Sciences, 43(6), 505 531.
- Sellers, P.J., Randall, D.A., Collatz, G.J., Berry, J.A., Field, C.B., Dazlich, D.A., Zhang, C., Collello, G.D. and Bounoua, L. (1996): A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. Journal of Climate, 9, 676 - 705.

Thornthwaite, C.W. (1948): An approach toward a

rational classification of climate. Geographical Review, 38: 55-94.

Xu, J., Haginoya, S., Saito, K. and Motoya, K. (2005):

Surface heat balance and pan evaporation trends in Eastern Asia in the period 1970 to 2000. Hydrological Processes, 19: 2161-2186.

Anticipatory Adaptation to Flood and Drought Disaster due to Climate Change

Yoshinobu SATO, Eisuke MORI*, Toshio HAMAGUCHI, Kenji TANAKA, Toshiharu KOJIRI and Eiichi NAKAKITA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This study shows the future projection of distributed information of the watershed environment and river disaster risks in the Yoshino River basin located in the Shikoku Island, Japan, using the super high resolution GCM outputs due to climate change with A1B scenario of the IPCC AR4 as an input for physical based distributed Hydrological river Basin Environment Assessment Model (Hydro-BEAM). The obtained results will contribute anticipatory adaptation and integrated water resource management (IWRM) considering not only the hydrological impact of climate changes, but also that of human activities.

Keywords: adaptation, climate change, river disaster risk assessment, Hydro-BEAM, Yoshino River

Climate Change Impact on Water Resources Management in the Tone River Basin, Japan

Sunmin KIM, Yasuto TACHIKAWA*, Eiichi NAKAKITA and Kaoru TAKARA

* Dept. of Urban and Environmental Eng., Kyoto University

Synopsis

To investigate water resources problem under climate change condition, one of the main river basin in Japan, the Tone River basin was modeled and simulated. The Tone River is the main water source to the metropolitan Tokyo, Japan, and upstream of the basin is in snow-dominated regions. Future climate condition was set by output of a super high-resolution atmospheric model (AGCM20) that was developed by the Japan Meteorological Agency (JMA) and the Meteorological Research Institute (MRI), Japan. Evaluation for the future water resources condition in this study considering reservoir operation shows that reproducing current dam release pattern is able to realize even with the shifted snowmelt inflow under the future climate condition. In this case, the water level regulations should be revised, and the shortage of the reservoir water in summer season should be carefully considered. At the outlet of the study basin, Kurihashi station, effects of the controlled water release from the dam reservoirs was negligible, and the shifted snowmelt effect was also not severe and therefore the future water resources condition at the station may not be very different to the current condition.

Keywords: climate change, high-resolution atmospheric model, hydrologic impact analysis

1. Introduction

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Assessment Report 4 (AR4) states that globally averaged temperatures have apparently increased since the mid 20th century, which is assumed due mainly to human activities such as fossil fuel burning and deforestation (IPCC, 2007a). This anthropogenic warming is now believed to influence many of the Earth's physical and biological systems (IPCC, 2007b). It is also believed that climate change is expected to strongly affect the hydrologic cycle in coming decades (e.g. Gedney et al., 2006; Milly et al., 2005). Long-term changes in water resources depend mainly on the amount of precipitation and evapo-transpiration, and the temperature increase strongly affects on changes in precipitation and evapo-transpiration amounts (Piao et al, 2006).

Many researchers suggest that climate change accelerates water cycles with more precipitation and increased evapo-transpiration, limiting freshwater resources less in the next century (Betts et al, 2007; Oki and Kanae, 2006). However, increased precipitation does not necessarily mean sustainable water resources because less frequent but heavier precipitation may lead to extreme events such as floods and droughts (Andreadis and Lettenmaier, 2006). Under future climate conditions, the risk of water problems may change and even increase due to variations in seasonal patterns and increased numbers of extreme events. In areas dominated by snow, seasonal variations in water resources due to climate change become more apparent (Barnett et al., 2005). A warmer world will mean less snowfall in winter and earlier snow melting in spring, shifting much surface runoff to earlier seasons (Mote et al., 2005; Dettinger et al., 2004). Adam et al. (2009) showed that decreased snowpack produces decreases in warm-season runoff in many mid- to high- latitude areas according to their global-scale investigation. The magnitude of the climate change impact depends on the characteristics of the river basin (e.g. Nijssen et al., 2001), and thus there have been many regionalized climate change impact study so far.

Water Resources Condition in Tokyo

Future water supply conditions, especially for fresh water, are difficult to assess not only because of uncertain changes in climate condition but also because of rapid and uncertain changes in society (Vorosmarty et al., 2000). The population and its water use mainly determine domestic and industrial water demand. As the urban population increases, fresh water must be drawn increasingly from distant watersheds as local surface and groundwater sources cease to meet water demand for water or become depleted or polluted. Obtaining additional water resources invariably requires time to prepare required equipments and facilities, and rapidly changing climatic and environmental conditions demand that urban and national water supply conditions be monitored regularly and comprehensively.

Heavily populated Tokyo Metropolitan should not be an exception. Despite Japan's abundant average annual precipitation of 1,690 mm/year (MLIT, 2007), which is twice the global average of 807 mm/year, the water supply's seasonal nature and Japan's high population density prevent the water supply from being sustainable. Over 70% of rain falls in Japan happens from May to September, and the population density of Japan is 338person/km². Thus, water allocation in Japan is only about 3,230m³/person/year, which is half of the world average of 8,559m³/person/year (UNESCO-IHP, 2002). Given Tokyo's population density of 13,416 person/km², the already critical nature of the area's water resources becomes apparent.

The main objective of this study is to assess the possible climate change impact on the Tone River basin using the output of a superhigh-resolution atmospheric model having 20km spatial resolution and 1-hr time resolution (hereafter AGCM20). Tone River is the main water source to the metropolitan Tokyo, Japan, and upstream of the basin is in snow-dominated regions. Details on the atmospheric model, AGCM20 are given in the next section.

Methodology

The climate change impact on the Tone River basin water resource should be viewed as a complex interaction between the natural system (e.g. climate, hydrology, etc) and the social system (e.g. dams, reservoirs, reservoir operation policies, etc) as well. To simulate these linkages and to investigate any possible hydrologic impacts on the Tone River basin (upper basin of Kurihashi gauging station, having 8772 km² of basin area), a distributed hydrologic model was composed to simulate the response of the climate/ hydrology/ water resources system. Details on the hydrologic modeling and simulation are given in section 4.

Fig. 1 shows the concept of the hydrologic impact study on the Tone River basin. There are two types of data sets for each observation and simulation output, precipitation and river discharge data. For precipitation data, observed data set is from the AMeDAS (Automated Measurement Data Acquisition System) of the JMA, and the AGCM20 provides two terms of simulation output for present and future climate scenarios. The other data set is river discharge data. At the Tone River basin, it is able to accept fairly long terms of observed river discharge data for each sub-basin. This observed river discharge data can provides two types of usage; hydrologic model calibration and evaluation of simulated river discharge using the AGCM20 output data. Even though the main object of the hydrologic impact study is to check and evaluate any changes in the simulated river discharge



Fig.1 Research concept of the Tone River basin hydrologic impact analysis

with the AGCM20 output data, it is essential to evaluate the AGCM20 output from various aspects to understand the confidence level of the AGCM20 output data.

Thus, data evaluation was fulfilled in two aspects in this study. As shown in "1.Data Evaluation" part in Fig. 1, firstly, AGCM20 precipitation output for present (1979~2003, controlled simulation) was evaluated through a comparison with AMeDAS observation over the Japan Island. And the simulated discharge was also evaluated using the observed river discharge data of each sub-basin in the Tone River basin. Here, the simulated discharges are converted river discharge information using the AGCM20 output data through the distributed hydrologic model.

After the characteristics of the AGCM20 output data was comprehensively investigated, the AGCM20 output for the present and future climate scenarios were translated into the river discharge information using a distributed hydrologic model ("2.Simulation" part of Fig. 1), and the simulated river discharge for the present and future climate was analyzed ("3.Analysis" part of Fig. 1). There are seven dam reservoirs controlling water resource in the Tone River basin, and every reservoir was also modeled to simulate its effects on the water resources management in the basin.

It should be noted that hydrologic impact on the subject basin was mainly evaluated on the water resource management aspect in this study. Changes in hydrologic extremes, such as floods and droughts, are also one of the biggest concerns under the uncertain future climate condition. However, it is not included in this paper. Further analysis is under going to consider proper analysis on the possible changes in hydrologic extremes. Further information on the ongoing research and future research direction are given in the conclusion section.

Organization of this paper is as follow. Section 2 illustrates details on the atmospheric model, AGCM20 providing the future climate information for the hydrologic impact analysis. In section 3, the AGCM20 output data was evaluated with the observed precipitation data of Japan to understand the atmospheric model performance. Section 4 illustrates the distributed hydrologic model composition and calibration procedure on the subject basin. In this section, the simulated river discharge data was once again evaluated by using the observed river discharge data. Section 5 is focusing on climate change impacts assessment on water resources system of the basin using atmospheric data (precipitation and evapo-transpiration) and river discharge data. Finally, section 6 discusses on the analysis results and concludes the paper.

2. Super-High-Resolution Atmospheric Model, AGCM20

Scale Issues in GCMs

Climate condition projections use numerical models to simulate global atmospheric and oceanic circulation. The rapid evolution of these general circulation models (GCMs) in the last three decades was enabled by increased in computer capacity and a better understanding of natural phenomena correspondingly improving model complexity, e.g., spatial resolution in model operation. Climate models used in the First Assessment Reports (AR1) of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 1990) were run at a coarse resolution using a 500 km \times 500 km grid for the most detailed horizontal resolution. Models in Assessment Report 4 (AR4; IPCC, 2007a) were run at a 100 km \times 100 km grid in the most detailed resolution.

Despite such improvements, the GCM spatial operating scale remains hydrologically coarse, and GCM output averaged for each grid cell makes it difficult to use GCM output as it is, in regionalized water resource problems. Expecting sophisticated terrain effects on hydrologic variables, such as precipitation and evapotranspiration, from such data is not always reasonable, either. To bridge the spatial resolution gap between GCMs and hydrologic use, hydrologists often physically or stochastically downscale GCM output.

AGCM20

In 2007, Japan's Ministry of Education, Culture, Sports, Science, and Technology (MEXT) launched the Innovative Program of Climate Change Projection for the 21st Century (Kakushin21), and has developed AGCM20, a very-high- resolution atmospheric model having 20-km spatial and 1-hour temporal resolution. Due to the spatial scale of frontal rain bands and the difficulty of simulating physical tropical cyclone behavior using conventional GCMs, a high-spatial-resolution model was required to simulate extreme precipitation more accurately and to project trends based on climate change. After several test simulations, AGCM20 showed advantages in simulating orographic rainfall and frontal rain bands (Mizuta et al., 2006; Kitoh and Kusunoki, 2007). The resulting model conducts simulation 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 the vertical. Thanks to this fine spatial resolution, AGCM20 has the advantages of avoiding conventional problems on a spatial scale, not requiring further regional downscaling using a regional climate model or statistical downscaling.

AGCM20 uses the HadISST1 dataset (Rayner et al., 2003) as observed monthly mean climatologic sea surface temperature (SST) for a boundary condition of controlled simulation. 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 \times 1° longitude grid. SST projected for simulation was estimated from the ensemble mean of GCM simulation output under the A1B emission scenario (Nakicenovic et al., 2000) from the model output of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 3 (CMIP3). According to the A1B scenario of the Special Report on Emissions Scenarios (SRES), IPCC, the global average temperature is expected to increase 2.5°C and the CO₂ concentration to become 720ppm by 2100. Under these conditions, the daily mean temperature average for Japan will increase up to +4.4°C by the end of this century. The ensemble mean of SST for AGCM20 projection simulation was additionally composed with an annual variation of the current HadISST1 SST to make the estimation more realistic. Refer to Mizuta et al. (2006) and Kitoh and Kusunoki (2007) for details on AGCM20 and Kusunoki and Mizuta (2008) for simulation environment details.

Hydrologic data from the AGCM20 are mainly rainfall, snowfall, evaporation and transpiration values that are for the distributed hydrologic model input data for long-term simulations. The model provides present (1979 -2003) and future (2075 - 2099) climate scenarios, and these two data sets were analyzed to investigate whether there will be any considerable changes in water resource.



Fig.2 Structure of hydrologic output data from AGCM20

As shown in Fig.2, each variable are correlated each other upon the soil layer. The values adopted in this study are four variables that come in/out soil layer; (1) through rainfall to soil (PRCSN), (2) snowmelt to soil (SN2SL), (3) evaporation from soil (EVPSL) and (4) transpiration from soil root zone (TRNSL), which are all provided in daily resolution. Note that the snowmelt data (not snowfall data) was utilized in this study. This variable let the hydrologic model avoid snowfall-snowmelt modeling. Precipitation from the atmosphere (PRECIPI) is available in hourly resolution, and this data has utilized for downscaling of the daily PRCSN data into hourly data and feed into the hydrologic model simulations.

3. AGCM20 Output Evaluation using AMeDAS Observation

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. Since the first operation on 1st November 1974, the system consists of more than 1,300 stations with automatic equipment to observe precipitation amounts (17 km of average interval throughout Japan) as shown in Fig 3. Among those, there are about 850 stations (21 km of average interval) to observe air temperature, wind direction and speed, atmospheric pressure, and humidity as well (JMA webpage: http://www.jma.go.jp/ jma/kishou/know/amedas/kaisetsu.html).

In this study, before the AGCM20 output data was applied to investigate hydrologic impact on the Tone River basin, the 25 years of controlled simulation output (1979 \sim 2003) of AGMC20 was evaluated to understand the performance level of the atmospheric model. Because the same duration of the fine observations for precipitation are available from the AMeDAS, it is able to evaluate the precipitation output of the AGCM20 by comparing with the AMeDAS observations.



Fig. 3 AMeDAS observation points throughout Japan composing more than 1,300 stations



: calculation points

Fig. 4 Conversion procedure of the gauge observed AMeDAS precipitation data into 20-km spatially averaged values.

First of all, the point gauged AMeDAS precipitation data should be converted into spatial averaged values that is equivalent type of the AGCM20 output. As it is mentioned in the previous section, the AGCM20 output data has 20-km spatially averaged data, and the AMeDAS observation data was converted as the following procedures.

- 1) Define the center of the 20km resolution grid of the AGCM20 output, and also define four other points that apart ± 5 km from the center of the grid (black dots in Fig. 4).
- Estimate rainfall amount of each point from the nearest three AMeDAS stations (blue circles in Fig. 4) using the inverse distance method, at every time step (1 hr).

- 3) Get an arithmetic mean of the five points (the black dots) in the grid box at every time step
- 4) If there is missing data at a certain station, next nearest station value is adopted (as dashed line in Fig. 4).
- 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".

After all conversion procedure, it was known that there were only 409 times of "missing" among hourly time step calculations of all over Japan from the Jan. 1st 1979 to Dec. 31st 2003 (over 280 million times of calculations), and thus it was negligible enough to ignore the missing data.

Evaluation of AGCM20 Output

Annual mean precipitation was calculated using the converted AMeDAS observation data and the AGCM20 output data as well (see Fig. 5a and 5b). According to the AMeDAS observation, annual mean precipitation during 1979 and 2003 is 1684.3 mm, and the AGCM20 output data shows 1695.2 mm of annual mean for the same duration, which can be regarded as a very good consistency. When annual mean precipitation was checked for three separate regions (Fig. 5a), values also show very good match as;

Region 1: from Kyushu to Kansai area

AMeDAS: 1985.8mm; AGCM20: 1959.1mm *Region 2*: from Kantou to Tohoku area

AMeDAS: 1753.3mm; AGCM20: 1797.3mm Region 3: Hokkaido area

AMeDAS: 1128.9mm; AGCM20: 1129.6mm

Spatial distribution pattern of the annual mean precipitation also shows considerably good matches between the AGCM20 output and the AMeDAS observation, showing 0.78 of correlation coefficient. However, spatial distribution of annual precipitation from the AGCM20 shows little bit blurring spatial distribution pattern comparing to the AMeDAS observation one (see region A and B of Fig. 5b).



Fig. 5a Annual mean precipitation data from the AMeDAS observation of 1979~2003, showing 1684.3 mm of annual mean precipitation.



Fig. 5b Annual mean precipitation map from the AGCM20 output data of 1979~2003, showing 1695.2 mm of annual mean precipitation.

Region A is Hokuriku-Chihou, which means "northern-land region" in Japanese. It is in mountainous area ranging several hundred kilometers from the southwest to the northwest, and this topographic characteristic provides high amount of winter snowfall in this region (Akiyama, 1981, Iwamoto et al., 2008). As also shown in Fig. 5b, high portion of annual precipitation of this area was successfully simulated, and it mostly happens in winter season with huge amount of snowfalls. Although the AGCM20 successfully simulates this typical characteristics of snowfall patterns, clear distinction of spatial variation shown in the AMeDAS observation was somewhat smoothen in the AGCM20 output (see Fig. 6a and 6b).

This smoothing effect of spatial distribution of the precipitation pattern was also found in the southern area of Japan Island (see the region B in Fig. 5b). The southern area of Japan Island is usually the subject of typhoon rainfalls in the late summer season, August and September, of Japan. Averagely, 27 typhoons are formed every year in the Northeastern Pacific Ocean, of which around 11 typhoons approach the Japanese Island and around 3 actually strike the island. The effect of typhoon induced heavy rainfalls in the southern area of Kyushu and Shikoku area (region B area in the Fig. 5a) is well presented in the observed annual precipitation (see Fig. 6c).



Fig. 6a Monthly mean precipitation for January from the AMeDAS observation (1979~2003)



Fig. 6c Monthly mean precipitation for August from the AMeDAS observation (1979~2003)

However, the AGCM20 output for the present shows smoothen rainfall concentration in the summer season as comparably shown in Fig. 6c and 6d with the monthly mean precipitation of August.

One main reason of this smoothen effects of spatial pattern of the AGCM20 precipitation output is related to topographic data used in the atmospheric model. The AGCM20 runs on 20-km of spatial resolution and the topographic data in the model also have 20-km resolution. This 20-km resolution topographic data has rather flattened shape after the detailed topographic information is spatially averaged within the 20-km grid. Although there are several physical parameterization schemes



Fig. 6b Monthly mean precipitation for January from the AGCM20 output for 1979~2003



Fig. 6d Monthly mean precipitation for August from the AGCM20 output for 1979~2003

are applied in the AGCM20 (Mizuta et al., 2006) to properly consider the influence of flattened sub-grid scale topographic data, the atmospheric model performances could not be perfect as shown in Fig. 5 and 6. However, this level of model performance is very encouraging results when considers the model is the global scale atmospheric model.

Correlation coefficients of each monthly mean precipitation are 0.89 for Jan., 0.88 for Feb., 0.85 for Mar., 0.88 for Apr., 0.85 for May, 0.88 for Jun., 0.74 for Jul., 0.36 for Aug., 0.64 for Sep., 0.55 for Oct., 0.84 for Nov., and 0.88 for Dec., which shows higher consistency in winter season and lower consistency in summer season.

4. Distributed Hydrologic Model and Hydrologic Evaluation

Tone River Basin

The 16,840 km² Tone River basin northeast of Tokyo, Japan, is the site of a 322 km river emptying into the Pacific Ocean. The basin population is about 12 million, and the basin itself covers half of Japan's capital, which has a population of about 24 million. About half of the basin is covered by forest (45.5%) and 30% of the land is used for farming (paddy field: 18.2%, cropland: 11.2%). Residential districts account for 6.4% of land use and city use for 3.7%.

Compare to Japan's rather high amount of annual precipitation averages 1,690 mm/yr, the Tone River basin has smaller amount with 1,380 mm/yr (MLIT, 2007). Tokyo's high population density has severely compromised regional water resources. According to the Tokyo Metropolitan Government, Tokyo's population was 12.36 million (10% of the nation's population) in September 2003. With an area of 2,187 km², the overall population density is 565 persons/km², and even denser in the city's 23 central wards. This means that 8.34 million people occupied 621 km² as of September 2003, making a population density of 13,416-persons/ km².

Up to the 1950s, Tokyo depended on the Tama River basin for its water supply, but its

dependence on the Tone River basin increased, as the city grew larger and denser. Today, 75% of all water and 88% of the Tokyo metropolitan domestic water supply come from the Tone River and its tributaries. Seven dams control the upper Tone River and water produced from them – 6.5 million m^3/day – is sent to Tokyo through the Musashi Canal in the river's middle reaches. Study area is the 8,772 km² northern basin (see Fig. 7), which covers the starting point of the Musashi Canal.

Distributed Hydrologic Model

To investigate the hydrologic impacts of climate change on the Tone River basin, a distributed hydrologic model was composed with an object-oriented hydrologic modeling system, OHyMoS (Takasao et al. 1996; Ichikawa et al. 2000). OHyMoS, which has been developed in Kyoto University, Japan, enables user to easily build any complex hydrologic system by connecting a number of element



Fig. 7 Location of the subject basin, upper part of the Tone River basin (Kurihashi; 8,772 km²)



Fig. 8 Example of OHyMoS composed by several elements for rainfall-runoff simulation, channel routing simulation, and dam reservoir-operating simulation.

models (see Fig. 8), such as catchment rainfall-runoff simulation model, channel routing model, dam reservoir operating simulation model. One of the main elements for the rainfall-runoff simulation is kinematic wave model of Takasao and Shiiba (1988) and Tachikawa et al. (2004). The kinematic wave model utilized in the OHyMoS is for overland flow and channel routing simulation as well. Dam element model is also included in the system to simulate dam reservoir operation with decision-making processes of the dam operator.

Kinematic wave modeling not only for channel routing or overland flow but also for subsurface flow has been widely used in distributed flow computations because of its simplicity and computational efficiency (see Singh, 2001; Reed et al., 2004). Takasao and Shiiba (1988) analyzed the interaction between surface and subsurface flow on convergent/ divergent slopes using kinematic wave equations with a stage-discharge relationship considering surface-subsurface flow generation. Tachikawa et al. (2004) extended the concept to include unsaturated subsurface flow as well.

The continuity equation of the kinematic wave model for a slope segment is written as

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t)\cos\theta \tag{1}$$

where h is water depth and q is discharge per unit width; t and x are time and distance along water flow, respectively, and r(t) is the rainfall amount on a node at time t. To define the relationship between h and q, a stage-discharge relationship incorporating the saturated and unsaturated subsurface flows as well as the surface flow of Tachikawa et al. (2004) is adopted.

When water depth h is less than the depth of the capillary pore layer d_c ($0 \le h < d_c$), flow is described by Darcy's law with a degree of saturation $(h/d_c)^{\beta}$ and saturated velocity v_c (= k_{ci}). Here, β is the degree of saturation ratio, k_c is saturated hydraulic conductivity in the capillary layer, and i is the slope gradient. If h increases ($d_c \le h < d_s$), the velocity of flow from the non-capillary pore layer is expressed as v_a (= k_{ai}), where k_a is the saturated hydraulic conductivity in the non-capillary layer. When the water depth is greater than that of the soil layer ($d_s \le h$), overland flow is added, using Manning's resistance law. The equations relating discharge per unit width q to water depth h are formulated as Equation 2:

$$q(h) = \begin{cases} v_c d_c (h/d_c)^{\beta}, & (0 \le h < d_c) \\ v_c d_c + v_a (h - d_c), & (d_c \le h < d_s) \\ v_c d_c + v_a (h - d_c) + \alpha (h - d_s)^{m}, & (d_s \le h) \end{cases}$$
(2)

where $\alpha = (i)^{1/2}/n$, m = 5/3, and *n* is Manning's roughness coefficient. Model parameters in the stage-discharge relationship are d_c , d_s , k_c , k_s and *n*. Each slope segment has its own stage-discharge relationship determined by topography, land use, and soil type.

The developed hydrologic model was calibrated manually using the observed data of rainfall and daily inflow into each sub-basin in the Tone River basin using the summer season (July ~ October) data of five years (1994 ~ 1998). The rainfall data was prepared using the AMeDAS data, and a monthly uniform evaporation amount was estimated from the observed data. There are five parameters to be optimized in the model and they are roughness coefficient n, soil depths d_s , d_c , hydraulic conductivities k_a and k_c , which determine the velocity of saturated and unsaturated subsurface flow, respectively.

Dam Reservoir Operation Modeling

There are 7 dam reservoirs to control water resource in the basin, and every reservoir has an optimized operation rule to maximize its own function. This dam reservoir operation function is also considered in the developed hydrologic model. To understand the dam reservoir operating pattern, observed daily water level, inflow and outflow of ten years (1994~2003) were prepared from the dam database of the Ministry of Land, Infrastructure and Transport (MLIT), Japan. Fig. 9 shows one example of the observation at Yagisawa dam, which is located



Fig. 9a Observed inflow (blue) and outflow (red) of each year (1994~2003) and day-by-day averaged values of inflow (bold blue) and outflow (bold red).

at the most upper part of the Tone River basin (167.6 km^2) . In the figures, day-by-day averaged values (bold blue and red lines) show the annual trends of the inflow and outflow.

In the case of the Yagisawa dam basin, main water resource into the dam reservoir is snowmelt inflows from April to May. The reservoir prepares some storage space in the early spring for this snowmelt inflow, and provides some amount of water to the downstream. The water level reaches to the normal high water line (NHWL; 850.0m) in the middle of May and maintains this level until July (concretely, from 21st May to 1st August). Another big release from the dam is in August and September to prepare flood inflow. During this release, water level should be higher than 830.0m until 26th August, 827.8m until 1st September, and 816.8m until 25th September. After the end of September, the dam holds inflow little by little and water level rises to the normal high water line.

The observed water level (Fig. 9b) generally follows the prescribed regulations, but there are also many times of irregular operations. Because the amounts and arrival times of dam inflows will be different every year and it is hard to expect, a certain level of irregular operation by operator's intuition might be unavoidable. However, it is not easy to consider this kind of irregularity into the operation model, and if the dam model works on the perfect inflow information, simulation would not be realistic.



Fig. 9b Observed water level of each year (1994~2003) and day-by-day averaged values of water level (bold blue).

In this study, a simple but very effective dam reservoir operation model was adopted, which is mainly for long-term reservoir operations focusing on water resources management. The main rules in this reservoir operation is to reproduce the given dam outflow, which is the averaged historical outflow as shown in Fig. 9b with the bold blue line. This 10-year of average outflow becomes the standard outflow in the reservoir operation model of this study. The regulation rules to reproduce the given outflow are as follow: (1) if water level is between the minimum water line and the surcharge water line, store the inflow and release the target outflow, (2) if water level reaches to the surcharge water line, release the target outflow and inflow as well, (3) if water level is lower than the minimum water line, outflow is 0.0 m³/s until the water level is getting higher than the minimum water line, and (4) the relationship of the water level and the reservoir volume is following the H-V relationship of the subject dam. In the previous study (Kim et al., 2009) testing this dam reservoir operating simulation showed effective application of this method into the study to check the long-term water resources management.

Hydrologic Evaluation of AGCM20 data using Observed River Discharge Data

The rapid evolution of the general circulation models (GCMs) in the last three decades allows us to expect reasonable

hydrologic dataset from the model output. However, it is still very necessary to evaluate the model output to properly utilize it into a designed purpose, such as assessing climate change impact on hydrologic cycle in the future. Since the ultimate goal of the GCM output usage in the hydrologic field is analyzing water related problems, e.g. flood and water resources condition, it would be more appropriate if the GCM output is evaluated from a hydrologic viewpoint, namely basin scale and river discharge based standpoint. Furthermore, before using any hydrological model to simulate possible future conditions, one has to be simulation convinced that the result corresponding to the baseline period has similar flow characteristics to the corresponding historical data (Dibike and Coulibaly, 2007).

Reliance on the GCM model output, especially on the projection simulation output can be achieved through an evaluation of the model output reproducibility for the current climate condition. Here, the current climate condition output should provide similar river flow pattern when it is converted into river discharge data through a hydrologic model. The distributed hydrologic model on the Tone River basin composed for various basin scales ranging from 60 km² to 8,772 km², and each basin provides more than 10 years (maximum 25 years) of observed discharge data, and averaged annual discharge pattern of the observation provides a guide line to evaluate the simulated discharge pattern from the hydrologic model simulation using the AGCM20 output.

As shown in Fig. 10, there are various types of discrepancy between the simulations outputs and the observations, however, this discrepancy diminished when the catchment size is larger than 5,000 km². In the case of the Yagisawa Dam basin having 167 km² of basin area, the runoff simulation using the AGCM20 output data provides underestimated discharge amount comparing to the observation, while it shows similar pattern of the annual discharge. The simulated discharge of the Murakami catchment also shows similar annual discharge pattern, however total amount of the annual runoff shows almost doubled volume to the observed one. The Sonohara basin shows failed simulation results both for annual discharge pattern and total amount.

As covering basin area is getting larger, the simulated annual runoff pattern shows improved performance showing good matches to the observations, as shown in the right side of Fig. 10. While the simulation results still show slight overestimation, the annual discharge pattern provides very good match to the observation. Considering the AGCM20 output has 20-km spatial resolution, which is equivalent to 400 km² of area; it is able to understand that the runoff simulation gives stable results when the analyzing data is wider than 10 grids.



Fig. 10 Annually averaged observed discharge (black line) and simulated discharge (green line). There are various types of discrepancy of the simulation output to the observation of the small size catchments, however, this discrepancy diminished when the catchment size is over 5,000 km².

Scale Dependant Reproducibility

To confirm that the AGCM20 output has scaly different reproducibility as discussed in the previous section, one more brief evaluation on the AGCM20 precipitation output was carried out. As shown in Fig. 11, spatially averaged values from variant covering areas, such as 1×1 gird, 2×2 girds, 3×3 girds, etc., were calculated from both AMeDAS observation data and the AGCM20 output data.

Using the spatially averaged values for each covering area, 25 years of precipitation data was averaged into day-by-day and it produces one set of daily time series consisting of 365 values. And then, the daily precipitation data was again averaged for every 5 days, and 365 days of daily time series converted into 5-days time series. After the data set both for AMeDAS observation and AGCM20 output were prepared, these two time series were examined.

First of all, correlation coefficient was calculated for all over Japan Island as shown in Fig. 12a. Higher correlation value means better match of AGCM20 output precipitation data with the observed one, which stands for nice performance of the atmospheric model. As shown in Fig. 12a, when the correlation coefficient was check grid by grid (1×1 gird covering area), the correlation coefficient shows variant values ranging from 0.2 to 0.9. However, this variant performance level was diminished when the analyzing area is more than 3×3 girds area.

To understand the bias amount of the two data sets, root mean square (RMS) of the AGCM20 output was calculated to the AMeDAS observation values. As it is shown in Fig. 12b, the variant amount of RMS values become stabilize when the analyzing area is wider than 3×3 girds area, as it is same to the case of the correlation coefficient checking.

Lastly, tangent of the AGCM20 output time series to the observation was calculated and presented in Fig. 12c. According to these three values to understand the characteristics of the AGCM20 output, it was able to see that the AGCM20 output can be stably analyzed when the spatial scale is more than 3×3 girds area.



Fig. 11 Scale dependant reproducibility testing domain; 1×1 , 2×2 , 3×3 girds (example of the Tone River basin)



Fig. 12a Correlation coefficient of the two time series data set of AMedas and AGCM20 output



Fig. 12b Root mean square of the AGCM20 bias to the AMeDAS observation



Fig. 12c Tangent of the AGCM20 values

5. Climate Change Impact on the Tone River Basin

Changes in Precipitation and Evapotranspiration

Basin averaged precipitation values on Tone River were calculated from the output of AGCM20. The basin averages is an arithmetic mean of 24 grids of AGCM20 that covers the Tone River basin. 25 years of present, (1979~2003) and future (2075~2099) climate scenarios from the AGCM20 output were analyzed in this study. The analyzed variables are PRCSN, SN2SL, EVPSL and TRNSL.

Fig.13a shows monthly variation of precipitation (PRCSL+SN2SL) that is estimated from the present term (from 1979 to 2003) and future term (from 2075 to 2099) in Tone River basin. It shows how the seasonal pattern is going

to be changed in the future comparing to the present pattern. The most noticeable change is increase of precipitation amount in winter season. In the future term, there is noticeable increase of precipitation (besides snowmelt amount) in December, January and February. On the other hand, the precipitation in spring and summer season decrease in the future only except in the middle of summer, July. Overall, the seasonal variation of the present term is going to be diminished in the future.

Another noticeable change is decrease of snowmelt (SN2SL) amount in spring, especially in April and May. The decadal average of the annual snowmelt amount for the present term is 271.99 mm and for the future term is 168.41 mm, which shows around 38 % of decrease. These two main changes diminish the seasonal variance of the current precipitation pattern in the future.



Fig. 13a Monthly precipitation pattern of the Tone River basin, and annual average for the present and future



Fig. 13b Monthly evapo-transpiration pattern of the Tone River basin, and annual average for present and future

As annual precipitation amount is expected to be increased in the future, evaporation and transpiration amount is also to be increased in the next century. Fig.13b shows monthly variation of evaporation and transpiration (EVPSL+TRNSL) for the present and future terms. Annual evapo-transpiration of the present term is 518.64 mm and future term is 605.88 mm, showing 16.8 % of increase in the next century. Increase of the evaporation amount (51.12 mm of increase) is larger than the increase in the transpiration amount (36.12 mm of increase). Monthly pattern of evapo- transpiration of future has the same pattern to the present term with an increased amount.

The increase of precipitation and evapotranspiration as well are the key evidence that proves considerable temperature increase in the future. Significant change in the snowmelt amount gives more concrete proof on the global warming situation. However, due to increased evapo-transpiration amount, according to the AGCM20 simulation output, net precipitation amount (PRCSL+ SN2SL-EVPSL-TRNSL) is to be decreased from 1096.90 mm to 1066.32 mm in the next century.

Takara et al. (2009) conducted detailed analysis on the Tone River basin, to determine potential changes in water resources using a drought indicator, the standardized precipitation index (SPI). According to their study, SPI for long term (12 months duration) showed more frequent wet conditions for the present and more frequent dry conditions for the future, which may relate to the decreased net-precipitation amounts of the future. Under future climate conditions, the risk of water problems may change and even increase due to variations in seasonal patterns and increased numbers of extreme events.

Considering dam reservoir operation

To investigate the hydrologic impacts of climate change on the Tone River basin, a distributed hydrologic model was composed using the OHyMoS. And future water resources condition was evaluated using this hydrologic system considering current reservoir operation rules, under an assumption that the current water usage pattern will be continued in the future.

One example of simulation results with dam reservoir operation using the given outflow regulations are presented in Fig. 14. Both simulation results for the present and the future are rather successfully following the designed outflow. Except several times of exceeding cases in April and shortage problem in summer season of the future, the day-by-day averaged outflow of the present (bold blue line) and future (bold red) are almost matched with the designed outflow (bold black).

The inflow in May becomes very low in the future comparing with the current inflow, and therefore the water volume (water level) will be significantly decreased (fell down) if there is big release as the current condition. If it is necessary to keep the current dam release pattern for some reason, such as downstream water demand and water intake in a certain season. However, reservoir water insufficiency in the summer season of the future should be carefully considered.



Fig. 14 Different dam inflow pattern of present and future (left), and regulated dam outflow to follow the given outflow conditions (right), example of Yagisawa Dam.



Fig. 15 Controlled outflows of five dam reservoirs in the upper Tone River basin. Reproducing current dam release pattern is able to realize the present dam release pattern even in the future. In this case, however, the water level regulations should be revised, and the shortage of the reservoir water in summer season should be carefully considered.



Fig. 16 Simulated annual discharge pattern of present and future without dam reservoir operations (left) and with the dam reservoir operations (right). It is able to see the changed flow pattern of future was regulated through the designed dam reservoir operation, and the future flow pattern got close to the present flow pattern (Yukatahara Outlet: 1677.5 km^2).



Fig. 17 Simulated annual discharge pattern of present and future without dam reservoir operations (left) and with the dam reservoir operations (right). The dam operation effect does not show enough to change the future flow pattern, because most of the dams are located in the upper part of the Tone River basin. Showing results are the annual discharge pattern at the Kurihashi Outlet (8772.2 km²)

Changes in Steam Flows

With the same method to the Yagisawa Dam reservoir operation modeling, 6 other reservoirs' operation modeling was also carried out. The simulation results as shown in Fig. 15 present successful water release control for the most dam reservoirs. Even though the dam inflow seasonal pattern would be changed largely due to the shifted snowmelt season and amount, through the proper reservoir operation it is able to control the reservoir outflow same to the current outflow pattern. In other word, reproducing current dam release pattern is able to realize even in the future. In this case, however, the water level regulations should be revised, and the shortage of the reservoir water in summer season should be carefully considered.

The effect of the controlled dam outflow was also checked at the downstream of the dam reservoirs. First of all, the annual discharge pattern at the Yukatahara gauging station (blue circle point in Fig. 15) was evaluated and presented in Fig. 16. From the figure, it is able to see the changed flow pattern of future was regulated through the designed dam reservoir operation, and the future flow pattern got close to the present flow pattern at the Yukatahara station (1677.5 km²). From the simulation result that does not consider dam reservoir operations, it was able to see that the annual runoff pattern at the Yukatahara will be changed in the future especially in spring season (February to May) mainly due to the shifted snowmelt season. This shifted snowmelt river flow, however, was able to be delayed and can be closed to the current runoff pattern as shown in the left hydrograph of Fig. 16. This means that the current water usage pattern can be sustained up to certain level even under the changed climate condition and hydrologic system in the future.

However, the controlled dam release effects was almost diminished and it is not able to see clear effects at the Kurihashi gauging station, which is the last output of the modeled basin in this study. Basin area of the Kurihashi Outlet is 8772.2 km², and snowfall is not a big portion of the annual precipitation in the southern part of the basin. Therefore, the shifted snowmelt season does not show up clearly at the Kurihashi outlet as shown in the left figure of Fig 17. Figure shows the simulated annual discharge pattern of present and future without dam reservoir operations (left) and with the dam reservoir operations (right). Because most of the dams are located in the upper part of the Tone River basin, the dam operation effect does not show enough to change the future flow pattern. From this study, it was able to see that the shifted snowmelt effect by the changed climate in the future may not big concern at the Kurishashi outlet.

Considering Uncertainties in the Analysis

It should be kept in mind that the hydrologic simulation of this study including dam reservoir operation was carried out with the output of the AGCM20, which was simulated following A1B scenario. This climate change scenario surely contains lots of uncertainty, and the hydrologic model simulation for the future also includes many uncertain factors.

Water usage pattern in the future would not be the same to the current one. Many social factors, such as population, agricultural and industrial conditions, and land usage type would be changed in the future. Because of these changed social factors in the future, desirable water demand would be different to the current one. To investigate climate change impact on the water resources more comprehensively, it is necessary to consider these kinds of possible social factors changes and reliable water demand scenarios in the subject basin.

At the same time, uncertainties induced from the model simulation following the climate change scenarios and the hydrologic modeling and simulation as well also carefully considered for a proper impact analysis. Without this kind of understanding on the model simulation conditions and the backgrounds, the impact analysis cannot provide persuadable information to decision makers and the publics as well. Further research under going is to include uncertainty analysis of the impact study.

6. Concluding Remarks

It is apparent that the risk of water problems may change and even increase due to variations in seasonal patterns and increased numbers of extreme events under future climate conditions. This paper shows comprehensive hydrologic impact analysis on the Tone River basin under climate change condition using the AGCM20 output and rainfall-runoff simulation through a distributed hydrologic model.

Tone River is the main water source to the metropolitan Tokyo, Japan, and upstream of the basin is in snow-dominated regions. The impact of climate change on the Tone River basin water resource should be viewed as a complex interaction between the natural system (e.g. climate, hydrology, etc) and the social system (e.g. dams, reservoirs, reservoir operation policies, etc) as well. To simulate these linkages and to investigate any possible hydrologic impacts on the Tone River basin (upper basin of Kurihashi gauging station, having 8772 km² of basin area), a distributed hydrologic model was composed to simulate the response of the climate/ hydrology/ water resources system.

Before the impact analysis of this study, AGCM20 output data evaluation was fulfilled in two aspects. Firstly, AGCM20 precipitation output for the present term (1979~2003, controlled simulation output) was evaluated with a comparison to the AMeDAS observation over the Japan Island. According to the AMeDAS observation, annual mean precipitation during 1979 and 2003 is 1684.3 mm, and the AGCM20 output data shows 1695.2 mm showing very good consistency. Annual mean of precipitation for three separate regions also show very good match. However, spatial distribution of annual precipitation from the AGCM20 shows little bit blurring pattern comparing to the AMeDAS observation one, which might be because of the specific topographic data in the AGCM20. 20-km resolution topographic data of AGCM20 has rather flattened topographic information while detailed topographic information is spatially averaged within the 20-km grid.

Secondly, the simulated discharges, which are converted river discharge information of the AGCM20 controlled simulation output data through the distributed hydrologic model, was also evaluated using the observed river discharge data of each sub-basin in the study area. Here, the current climate condition output should provide similar river flow pattern when it is converted into river discharge data to provide reliable model performance on the future climate condition simulation. There were various types of discrepancy of the simulation output to the observation of the small size catchments, however, this discrepancy diminished when the catchment size is over 5,000 km². Considering the AGCM20 output has 20-km spatial resolution equivalent to 400 km² of area, it was able to understand that the runoff simulation gives stable results when the analyzing data is wider than 3×3 grids.

After the characteristics of the simulation data was comprehensively investigated, the AGCM20 output for the present and future climate scenarios were translated into the river discharge information using the distributed hydrologic model, the simulated river discharge for the present and future climate was analyzed. There are seven dam reservoirs to control water resource in the basin, and every reservoir was also modeled to simulate its effects on the water resources management in the basin.

Rainfall-runoff simulation including dam reservoir operation presents successful water release control for the most dam reservoirs. Even though the dam inflow seasonal pattern would be largely changed due to the shifted snowmelt season and amount, through the proper reservoir operation it is able to control the reservoir outflow same to the current outflow pattern even in the future. In this case, however, the water level regulations should be revised, and the shortage of the reservoir water in summer season should be carefully considered.

The effect of the controlled dam outflow was also checked at the downstream of the dam reservoirs. First of all, the annual discharge pattern at the Yukatahara gauging station was evaluated, and it was able to see the changed flow pattern of future was regulated through the designed dam reservoir operation, and the future flow pattern get close to the present flow pattern at the Yukatahara station (1677.5 km²). From the simulation result that does not consider dam reservoir operations, it was able to see that the annual runoff pattern at the Yukatahara will be changed in the future especially in spring season (February to May) mainly due to the shifted snowmelt season. This shifted snowmelt river flow, however, was able to be delayed and can be closed to the current runoff pattern. This means that the current water usage pattern can be sustained even under the changed climate condition and hydrologic system in the future.

The controlled dam release effects was almost diminished and it is not able to see clear effects at the Kurihashi gauging station, which is the last output of the modeled basin in this study. Basin area of the Kurihashi Outlet is 8772.2 km², and snowfall is not a big portion of the annual precipitation in the southern part of the basin. Therefore, the shifted snowmelt season does not show clear effect at the Kurihashi station. Because most of the dams are located in the upper part of the basin, the dam operation effect was not big enough to change the future flow pattern. From this study, it was able to see that the shifted snowmelt effect by the changed climate may not big concern at the Kurishashi outlet in the future.

However, it should be kept in mind that the hydrologic simulation of this study including dam reservoir operation was carried out with the output of the AGCM20, which was simulated following A1B scenario. This climate change scenario surely contains lots of uncertainty, and the hydrologic model simulation for the future also includes many uncertain factors.

Water usage pattern in the future would not be the same to the current one. Many social factors, such as population, agricultural and industrial conditions, and land usage type would be changed in the future. Because of these changed social factors in the future, desirable water demand would be different to the current one. To investigate climate change impact on the water resources more comprehensively, it is necessary to consider these kinds of possible social factors changes and reliable water demand scenarios in the subject basin.

At the same time, uncertainties induced from the model simulation following the climate change scenarios and the hydrologic modeling and simulation as well also carefully considered for a proper impact analysis. Without this kind of understanding on the model simulation conditions and the backgrounds, the impact analysis cannot provide persuadable information to decision makers and the publics as well. Further research under going is to include uncertainty analysis of the impact study.

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

- Adam, J. C., Hamlet A.F. and Lettenmaier, D.P. (2009): Implications of global climate change for snowmelt hydrology in the twenty-first century, Hydrological Process. Vol. 23, pp. 962-972.
- Akiyama, T. (1981): Time and Spatial Variations of Heavy Snowfalls in the Japan Sea Coastal Region, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 59, No. 4, pp. 578-590.
- Andreadis K.M. and Lettenmaier, D.P. (2006): Trends in 20th century drought over the continental United States, Geophysical Research Letters, Vol. 33, L10403.
- Barnett, T.P., Adam, J.C. and Lettenmaier, D.P. (2005): Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, Nature, Vol. 438, pp. 303-309.
- Betts, R.A., Boucher, O., Collins, M., Cox, P.M., Falloon, P.D., Gedney, N., Hemming, D.L., Huntingford, C., Jones, C.D., Sexton, D.M.H., and Webb, M.J. (2007): Projected increase in continental runoff due to plant responses to increasing carbon dioxide, Nature, Vol. 448, pp. 1037-1041.
- Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) of Program for Climate Model Diagnosis and

Intercomparison (PCMDI), http://www-pcmdi. llnl.gov/projects/cmip/index.php

- Dettinger, D.D. Cayan, D.R. Meyer, M.K. and Jeton, A.E. (2004): Simulated hydrologic responses to climate variations and change in the Merced, Carson, and American River Basins, Sierra Nevada, California, 1900-2099, Climate Change, Vol. 62, pp. 283-317.
- Dibike, Y.B. and Coulibaly, P. (2005): Hydrologic impact of climate change in the Saguenay watershed: comparison of downscaling methods and hydrologic models, Journal of Hydrology, Vol. 307, pp. 145-163.
- Gedney, N., Cox, P.M., Betts, R.A., Boucher, O., Huntingford, C. and Stott, P.A. (2006): Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records, Nature, Vol. 439, pp 835-838.
- Ichikawa, Y., Tachikawa, Y., Takara, K. and Shiba, M. (2000): Object-oriented hydrological modeling system, Proc. of Hydroinformatics 2000, CD-ROM.
- Intergovernmental Panel for Climate Change (IPCC, 1990): Climate Change: The IPCC Scientific Assessment, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Intergovernmental Panel for Climate Change (IPCC, 2007a): Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K.
- Intergovernmental Panel for Climate Change (IPCC, 2007b): Climate Change 2007b: Impacts, Adaptation and Vulnerability, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K.
- Iwamoto, K., Nakai, S. and Sato, A. (2008): Statistical Analysis of Snowfall Distribution in the Niigata Area and its Relationship to the Wind Distribution, Scientific Online Letters on the Atmosphere (SOLA), The Meteorological Society of Japan, Vol. 4, pp. 45-48.
- 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.
- 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.
- Milly, P.C.D., Dunne, K.A., and Vecchia, A.V. (2005): Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate, Nature, Vol. 438, pp. 347-350.
- Ministry of Land, Infrastructure and Transport, Japan

(2007): Water Resources in Japan.

- Mizuta, R., Oouchi, K., Yoshimura, H., Noda, A., Katayama, K., Yukimoto, S., Hosaka, M., Kusunoki, S., Kawai, H. and Nakagawa, M. (2006): 20-kmmesh global climate simulations using JMA-GSM model -Mean climate states. Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 84, pp. 165-185.
- Mote, P.W., Hamlet, A.F., Clark, M.P., and Lettenmaier, D.P. (2005): Declining mountain snow pack in western North America, Bulletin of American Meteorological Society, Vol. 86, pp. 39-49.
- 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.
- Nijssen, B., O'Donnell, G.M., Hamlet A.F. and Lettenmaier, D.P. (2001): Hydrologic Sensitivity of Global Rivers to Climate Change, Climatic Change, Vol. 50, pp. 143-175.
- Oki T. and Kanae, S.(2006): Global hydrological cycles and world water resources, Science, Vol. 313, pp. 1068-1072.
- Piao, S., Friedlingstein, P., Ciais, P., de Noblet-Ducoudre, N., Labat, D. and Zaehle, S. (2006): Changes in climate and land use have a larger direct impact than rising CO2 on global river runoff trends, Proceedings of the National Academy of Sciences, Vol. 104, No. 39, pp. 15242-15247.
- 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.
- Reed, S., Koren, V., Smith, M., Zhang, Z., Moreda, F., Seo, D. J., and DMIP Participants. (2004): Overall distributed model intercomparison projects results, Journal of Hydrology, Vol. 298, pp. 27-60.
- Singh, V. P. (2001): Kinematic wave modelling in water resources: a historical perspective, Hydrological Processes, Vol. 15, pp. 671-706.
- 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, Vol. 48, pp. 7-12, (Japanese with English abstract).
- 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.
- Takasao, T. and Shiiba, M. (1988): Incorporation of the effect of concentration of flow into the

Kinematic wave equations and its applications to runoff system lumping, Journal of Hydrology, Vol. 102, pp. 301-322.

- Takasao, T., Shiiba, M. and Ichikawa, Y. (1996): A runoff simulation with structural hydrological modeling system, JHHE, Vol. 14, No. 2, pp. 47-55.
- Vorosmarty, C.J., Green, P., Salisbury, J. and Lammers, R.B. (2000): Global water resources:

Vulnerability from climate change and population growth, Science, Vol. 289, pp. 284-288.

UNESCO-IHP Regional Steering Committee for Southeast Asia and the Pacific (2002): Catalogue of Rivers for Southeast Asia and the Pacific, Volume IV, UNESCO-IHP Publication, R. Ibbitt, K. Takara, M.N.M. Desa and H. Pawitan (Eds.), pp. 95-109.

地球温暖化が利根川流域の水資源管理に与える影響評価

キム スンミン・立川康人*・中北英一・寶 馨

*京都大学都市環境工学科

要 旨

治水施設の能力や管理施策が将来に渡って有効に機能するかを分析するために,温暖化時の水文気象予測情報 を河川流量に変換するための分布型流出予測モデルを構築する。従来,温暖化時の治水・利水リスク評価は,降水 量から得た統計量の変化を分析することに焦点が当てられてきた。しかし,特に水工施設が高度に流況を制御して いる河川流域においては降水量の分析だけでは不十分で,河川流量の変動を分析してはじめて温暖化が当該流域 の治水や利水にどう影響する可能性があるかを分析することができる。本研究では,水文モデルを用いて特に高度 に流況が制御され,かつ地域社会・経済に大きなインパクトをもつ利根川流域(栗橋上流8,588 km²)を対象とする。

キーワード: 温暖化, 超高解像度大気モデル, 分布型流出予測モデル, インパクト評価

京都盆地水系を対象とした地下水流動および水質解析

田中幸夫^{*} · 城戸由能 · 中北英一

* 京都大学大学院工学研究科

要旨

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,既存観測データを基に水質特性の分 析を行うとともに,平面二次元飽和地下水モデルを用いた地下水の流動解析を行って流動 特性を明らかにした。

キーワード:平面二次元地下水流動解析,水質解析,地下水利用,京都盆地

1. 研究の背景と目的

京都は古代から人口が集中し経済活動が盛んに行 われ、長い年月にわたって都市化が進んできた地域 であり、住民生活や産業と水との関わりは深い。特 に井戸水は京都の伝統的産業にとって重要な水源で あるとともに,神社仏閣にある井戸・湧水は名水・ 名井として祀られ,神事用として利用されてきた。 近代以降,生活用水のほとんどが上水道システムに より供給されるようになり,人々と地下水の関わり は絶たれたが,染色業や醸造業などの一部の伝統産 業では地下水の水量・水質特性を考慮して引き続き 利用されてきた(システム科学研究所,1984)。1970 年代に国内の多くの地域で地盤沈下が問題となり, 京都盆地においても南部地域は要監視区域に指定さ れ地下水利用の制限とモニタリングが実施されてい る(環境省,2002)。しかし,盆地中央部や北部域 では顕著な地盤沈下が観測されなかったために、地 下水利用についての規制は緩やかである。最近では, 市水道・府営水道の業務用利用量が減り,減収が報 道されているが,その原因は水使用量そのもの減少 ではなく,既存の井戸の再利用など自前水源の活用 が原因であると考えられている(京都新聞,2008)。 さらに,歴史遺産・自然遺産としての名水・名井の 水量減少や枯渇も顕在化しており,現状および将来 の京都盆地の地下水の挙動については,水量・水質 の両面から評価する必要がある。

現在,京都盆地は鴨川・桂川などの自然河川が流 入するとともに,琵琶湖疏水を通して人工的な導水 が行われている。都市における水利用を考慮すると、 河川や地下水を通した自然系における水・物質の循 環とともに,上下水道などの人工的な水・物質の流 動構造を解明する必要がある(城戸他,2002)。そこで, 筆者らは、まず洪水現象を含めた降雨流出過程を明 らかにし,都市化による流出特性の変化を解明して きた(山形他,2004)。また,人為的と自然系の汚 染源の両方を考慮した汚濁物質の流出過程を解明し, 集水区域から流入した汚濁物質が,降雨流出の前後 で河床に堆積したり巻き上げられたりするプロセス に着目して河川水質の流下過程と経時的な変化を明 らかにするとともに,下水道などの汚濁負荷削減効 果を評価するための河川水質解析を行ってきた(城 戸他,2004)。さらに,長期的および広域的な水循環 構造の解明のために、地下水流動を含めた解析を行 ってきた(城戸他,2007)。

京都盆地水系における地下水流動に関しては2章 で後述するような知見が得られているが,気候変動 などの最近明らかになった状況に基づく将来予測や 近年の開発技術に基づく対策評価といった視点での 研究は少なく,特に地下水水質に関するものは皆無 といえる。そこで本研究では,水・物質の流出・流 下過程が集約される地下水の挙動に着目し,京都盆 地水系の地下水の自然系における流動特性ならびに 水質の空間的分布を明らかにすることを目的とする。

2. 京都盆地の地下水に関する既存調査研究

京都盆地水系における地下水流動特性に関する過 去の文献の記述を整理すると,京都盆地の地下には 豊富な地下水脈があり、おおよそ北東から南西方向 に流れ,桂・宇治・木津の三川合流地点付近を通過 して大阪平野に向かって流出していると記述されて いる。風水に基づく伝承として,二条城の近くにあ る神泉苑は八坂神社の底なしの井戸や現在では干拓 された巨椋池は地底の竜の道で繋がっているといわ れていることと整合する。過去の京都盆地全域にお ける地盤構造調査(地下水マップ,2008)によると, 京都盆地は全体的におわん型の構造をなし、盆地南 部域で最大深度となり,盆地南西部の大山崎・男山 付近で帯水層基盤深度が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。帯水層 が狭まり,水が流れ出にくくなっているため帯水層 上部地盤の亀裂などを通して上に向かって地下水が 地表に湧き出す可能性は大きく,古くから有名な湧 水・名井がこの付近に存在することとも整合する。

京都盆地は洪積層基盤が沈降しながら大阪層群と 呼ばれる沖積層が何層にも堆積しており,最大700 ~800mに達する。盆地周辺部の丘陵部には初期に堆 積した大阪層群の一部が隆起により一部露出してい る。京都盆地において取水対象となっているのは、 深度150~200mまでの大阪層群の被圧地下水帯であ る(国土交通省,H13)。また他の資料においても利 用可能な地下水帯の深度は60~150mと記述されて いる(近畿農政局,1979),近年の電磁探査調査に よって京都盆地には琵琶湖の2/3に匹敵する地底湖 が存在していることが指摘されている(楠見,2002)。 産業総合研究所の調査(産業総合研究所,web)でも 同様の地下水盆構造が特定されているが、この地底 湖については帯水層基盤が地表から1,000m程度の 深度にあり, 被圧地下水帯を対象としており, 人間 活動で通常使用できる地下水とは考えにくい。

1970年代の公害激化の時代に,京都盆地南部域で も地盤沈下が大きな問題となり,地下水揚水の規制 対象区域に指定され,その後も定期的な地下水位・ 水質および地盤標高の詳細なモニタリング対象とな っている(環境省,2007)。しかし,市街地が拡が る盆地北部や中部では当時の地盤沈下が小さく,規 制対象とならなかった。京都盆地全域を対処として 国土交通省は観測井戸の水位および水質モニタリン グを昭和??年から継続的に実施しており,日平均水 位および年2~4回程度の水質分析結果を公表して いる(国土交通省,1988~2005)。このような定期 的なモニタリングに加えて,井戸水の水銀汚染検出 に伴う調査調査(応用地盤研究所,1983),地下水 利用可能性に関する調査(大山崎町,1983)などが 行われてきたが,いずれも1980年代のもので,近年 同様の詳細な調査が行われたということは確認でき なかった。

3. 解析のための基礎データ

本章では,本研究で行った地下水解析に用いた各 種データの概要と利用方法についてまとめる。

3.1 地表標高および土地利用

地表標高データとして,国土地理院の数値地図50 mメッシュ(標高)(国土地理院,2002)を用いた。 まず数値地図情報を2次メッシュ単位で読み取り, 50mグリッドの地表標高データファイルを作成した。 さらに地下水流動モデルの空間スケールにあわせる ために,4つの50mグリッドの地表標高平均を100mグ



Fig.1 Land Surface Elevation of Kyoto Basin

リッドの地表標高データとして与えた。作成した 100mグリッド地表標高データは後述の計算領域の 範囲に合わせて整理した。地表標高分布図をFig.1に 示す。地表標高データは基盤標高データとともに, 計算グリッド毎の透水層厚(透水層厚=地表標高・ 基盤標高)を算定するとともに,急斜面地等での涵養 量評価のための基礎データとなる。

3.2 地表土地利用データ

地表土地利用データとして,国土地理院の国土数 値情報土地利用メッシュ(100m)(国土地理院,1976, 1987, 1991, 1996)を用いた。解析期間を1987年~ 1998年としているので,土地利用データとして,1976 年,1987年,1991年,1996年の4期のデータを用いた。 地表標高と同様に2次メッシュ単位で各年の国土数 値情報を読み取り各期ごとに作成した。地表標高デ ータと違い,元データが100m単位のためグリッドの 結合や平均化は行っていない。土地利用データも地 表標高データと同様に計算領域の範囲にあわせて整 理した。ただし,対象領域内の各年における土地利 用別面積を比較すると1991年の水域データが他の年 と異なり明らかに少ない。これは土地利用分類をこ の年だけ異なる基準で実施された可能性が高い。そ こで,本研究では,1987年,1996年の両方ともに水 域データとなっているメッシュは,1991年において もそのメッシュは水域の土地利用とした。補正後の 土地利用をFig.2に示す。

3.3 細密数値情報データ

本研究では,揚水の影響をより厳密に評価するた めに,工業用地,農業用地の詳細なデータが必要と なるため,上記で述べた土地利用データよりも,さ らに詳しく土地利用が判断できる細密数値情報を用 いた(国土地理院,1991)。本研究の計算メッシュ の大きさは、国土地理院などで用いられる第3次地域 区画に基づいて経度・緯度によって区分され,東西 4.5秒,南北3秒のともに約100mとしている。細密数 値情報は緯度・経度の間隔ではなく距離によって区 分されており10mメッシュのデータであった。その ため、細密数値情報における10mメッシュの中心が、 計算領域内のどのメッシュに含まれるかを判定して 利用した。作成したデータを用いて解析領域内の各 メッシュ中の工業用地,水田およびその他の農地の 存在割合を算定した結果をFig.3に示す。これらの算 定値は3章で揚水量を算定する際に用いた。また, 工業用水などは市区町村別のデータとなっており, 対象領域内の行政区域を判断する必要があるため, 細密数値情報を用いて行政区域区分を作成した。簡 便化のため計算メッシュにおける行政区域の判断は 計算メッシュに一番多く存在する細密数値情報の行 政区域を用いた。さらに,今回河川水位の変動を計 算条件としてとり入れるために計算領域内の河川メ ッシュを判定する必要があり,その際に細密数値情 報を用いた。

3.4 帯水層基盤標高および帯水層特性に関す るデータ

基盤標高とは,地下水帯の下部境界を形成する不 透水層の標高である。実際には,同一性状の土層が 広範囲で堆積しているわけではなく,砂礫や粘土が 入り混じった土層を形成しているので,対象領域全 体で不透水層が完全に連続して存在するわけではな いが,地下水流動解析のためには下部境界の設定が 必要であり,基盤標高以深には直接的に流下しない ものとする。ただし,その設定方法は計算結果に大 きく影響することには十分留意する必要がある。



Fig.2 Land Use of Study area in Kyoto Basin



Fig.3 Industrial use, paddy area and agricultural land use in study area

本研究では2006年度版関西圏地盤情報データベー ス(関西地盤情報協議会・関西圏地盤DB運営機構, 2006)に基づいて基盤標高データを作成した。関西 圏地盤情報データベースの目的は,過去30年におよ び実施された地盤調査によって得られた多くの情報 項目と情報量をもったボーリングデータをデータベ ース化し,関西圏地域の地盤特性を究明する基礎と するとともに建設活動をはじめ地域の地震防災検討 等にも活用することである。1995年の兵庫県南部地 震以降には,地域防災計画の見直しにおけるハザー ドマップの作成や諸施設の耐震性評価など,地震防 災検討に関して様々に関西圏地盤情報データベース が活用されている。掲載されているボーリングデー タは地下鉄工事等に伴い実施されたものを集約した ものである。基盤標高については地表標高・土地利 用等のように一定の空間メッシュに基づいた整備が なされておらず,有限数のボーリングデータを基に 対象領域全体の基盤標高データを作成する必要があ る。本研究における基盤標高設定の手順を以下に説 明する。

まず,解析対象範囲内およびその近傍外部に存在 するボーリングデータを選定した。選定範囲は,東 経135°39'3.59''から135°50'26.83''であり,北緯 34°50'15.36''から35°06'28.11''となり,ボーリング データの総数は3,653個であった。次にボーリング アの層構造データから基盤と見なせる不透水層の標 高を決定する。ボーリングコア層はFig.4に示すよう に礫層から岩盤までの7種類の土質に分類されてお り,不透水層と見なせる土層の透水係数として9.0× 10⁻⁵(m/s)を採用した。ボーリングコアデータの地表 から不透水層と見なせる土層が現れるまでの標高を 計測して基盤標高とした。さらに,土層は単一の土 質分類で表記されているとは限らないのでボーリン グコアデータから得られる情報の信頼性を表1に示

9.0×10⁵(m/s) ○ 透水性 ○ 難透水性・不透水性								
k(m/s)	1.0	10 ⁻²	10	-4 1(0 ⁻⁶ 1	0 ⁻⁸	10 ⁻¹⁰	
土砂の 種類	きれ の	いな	きれ きれ 混し	いな 砂 いな砂利 いの砂	細砂 , 砂とシ 混1	シルト ルトの 含砂	粘 : 難透水	<mark>ました。</mark> く性土

(出典:浸透型流出抑制施設の現地浸透能力マニュアル)

Fig.4 Hydraulic conductivity of soil conditions

分類	基盤と判断する際の指標		
1	岩盤		
2	2m 以上の粘土層		
3	1m 近くの粘土層か長いシルト層		
4	砂の混じった粘土層のようなもの		
5	礫層が 30m 以上出てきて , しかも基盤が設定できない (そこのボーリングコア長の 1.5 倍地表から深い所を基盤とする)		
6	基盤を特定できない		





Fig.5 Sample of boring core

す基準に従い6段階に設定して対象空間メッシュの 基盤標高を決定した。分類1は岩盤が出てくる場合で あり不透水層であることが十分信頼できる。分類2 は長い粘土層を基盤とする場合であり粘土の透水係 数を考慮すると不透水層ですることは妥当である。 分類3は1m程度の粘土層または長いシルト層が存在 する場合であり不透水層と見なすには不十分である が,これより深い層に分類2までの土層が現れない場 合には基盤として採用することとした。分類4は砂の 混じった粘土層を基盤とする場合である。分類5は礫 層が30m以上の深さで堆積しており,しかも分類4ま での基盤が設定できない場合である。この場合地表 からボーリングコア層厚全体の1.5倍の深さに基盤 があると仮定した。これは,ボーリング深度が浅い ことにより,より深いところにあるはずの基盤を計 測できていないためであり,浅いボーリング深度に 基づいて薄い透水層に基づいた計算を行った場合に 計算が困難になるのを防ぐためである。また,1.5と いう数値を仮定したのは,近くにあるボーリングデ ータとはある程度の特異性を持たせつつも,極端に 透水層厚を過大にしないためである。最後の分類6 は,ボーリングコアデータから基盤標高を特定でき ない場合である。分類4,6以外のボーリングコアの例 をFig.5に示す。これらの分類に基づき,領域内のボ ーリングデータ3,653地点のうち2,123地点を選別し, 基盤標高を決定するために使用した。

次に,対象領域全体の帯水層基盤標高を決定する ためにティーセン法とKriging法の二つの空間補間法 を用いた。両手法は点情報から空間情報を算定する 手法であり,ティーセン法はデータが存在する点同 士を直線で結び各辺の垂直二等分線によって区分さ れる対象点を含む多角形がその点が支配する面積と するものである。Kriging法は,観測されたデータか ら任意の位置での確率場の値を予測するものであり, 精度の高い応答曲面を得ることができるものである (鈴木他,2005)。しかし,基本となるボーリング コアデータはその地点で取得された固有のデータで あり,これに基づいて単純に数学的内挿補間した場 合には、基盤標高が当該地点の地表標高を上回るよ うな矛盾を生じる場合や極端に透水層厚が過大に評 価される場合がありうる。今回の内挿補間の結果, 透水層厚が負の値つまり基盤標高が当該地点の地表 標高を上回る地点は山麓周辺部に存在し,透水層厚 が過大になる地点は標高の高い山地部に存在した。 前者は基本となるボーリングコアデータが離散的で あり,より空間的に密度の高い地表標高データとの 整合性がとれていないことが原因である。後者につ いては,標高の高い山地部でのボーリングコアデー タが少ないため,山麓部近傍の平野部でのボーリン グデータを基に内挿したため急激に標高が高くなる 山地部の地表標高勾配に対して基盤標高勾配が緩や かに評価された結果である。これらの異常値につい てはボーリングデータの空間的密度の限界であり, 根本的な解決策としてはより高密度なボーリングデ ータの蓄積しかない。このため, 現時点で得られる ボーリングコアデータに基づいて基盤標高を決定す るには基本的にはボーリングコアデータから得られ る基盤標高の内挿補間を実施するが,異常値が発生 する地点については,周辺部の基盤標高と地表標高 から得られる透水層厚についてKriging法を用いて内



Fig.6 Boring points in study area

挿補間を行い,地表標高値から差し引くことで基盤 標高を算定した。それでもなお異常値が発生する場 合にはKriging法に加えてティーセン法により求めた 透水層厚を用いて内挿を行い,異常値がなくなるよ うに調整を行った。

最終的に,6段階に分類したボーリングデータを組 み合わせて,さまざまなパターンで基盤標高を作成 したが,その内,分類1,2,3,5,のボーリングデ ータから求めた基盤標高を補間して基盤を作成した 場合に盆地水系全体で最も妥当性の高い基盤標高を 得られた。その判断基準としては分類1および2は十 分に基盤と考えられるので基本的に用いることにし, 分類5を採用しない場合には透水層厚を過小評価す る危険性があるために用いることにした。さらに分 類3を含めることで,Fig.6に示すように解析範囲内ほ





Fig.7 Aquifer bottom elevation
ぼ全域にボーリングコアデータが存在させることが でき。以上の作業により作成した地下水帯水層基盤 標高分布をFig.7に示す。

3.5 降水量

降水データ(気象庁,1982~1999)に関しては1981 年から1998年における気象庁京都地点(京都気象台) のアメダス雨量データを用いた。降水データは計算 時間間隔である1時間毎のデータとした。1981年~ 1986年の雨はスピンアップのため用い,それ以降の 降雨によって実際の地下水再現計算を行った。

4. 京都盆地の地下水水質特性

京都盆地における地下水水質を1987年~2004年ま で経年的にまとめたデータについて分析した(国土 交通省,1988~2005)。対象領域内の観測地点はFig.8 に示す18箇所の観測井戸において,観測項目毎に異 なるが,基本的に年4回(2・5・8・11月)の水質調査の 結果がまとめられている。4回の調査のうち基本的に 8月は多くの水質項目に関して詳細な分析をおこな い,他の期間については限定された項目のみの分析 を行っていた。水質調査項目については表2にまと める。観測データの解析では, 空間的・経年的に 変化している項目, 汚染源がある程度明確である 項目に着目した。水質解析の一般的な手順として,



Fig.8 Water quality observation points in study area

地下水の流動過程において移流・拡散が主要な濃度 分布の規定要因となる保存性の高い物質と,分解性 や供給源からの影響が顕著に現れる有機性汚濁物質 であるTOCやT-Nなどについて解析を行う。地下水水 質年表のデータを,水質項目別,観測地点別に如何 にまとめる。

a)全窒素および硝酸態窒素

地下水においては農地からの涵養によって供給さ れることが一般的であるので,農地が多く存在する 南部に高い値があると考えられる。しかし,観測値 では盆地南部域の淀や長岡京などの観測地点以外に も,下鴨や御所,桂などでも高い値を示しており, 農地以外の供給源についても考えられるが,これら の明確な供給源は特定できなかった。ただし,全窒 素および硝酸態窒素は空間的にひろく分布する特性 を明らかにできた。

b)カリウムイオン

肥料の三大要素のひとつであり,そのため上述の 窒素と同様に基本的には農地由来であると考えられ るが,一般土壌中にも多く存在する。水質調査のデ ータによると,特に淀,長岡京において高い値を示 していた。しかし,それ以外の地点においては,値 に大きな差がなかった。

d)炭酸イオン

炭酸イオンは大気中の二酸化炭素が河川水に曝気 される過程で溶け込むため,河川水から地下水への 浸透量を示す指標となる。今回の解析の結果からも 河川付近の観測地点である下鳥羽や深草,淀などの 地点で高い値を示していた。

e)塩化物イオン

塩化物イオンは人為由来の汚染源と考えられてお り,合流式下水道越流水などにより河川へ供給され, 流下に伴い河床に蓄積し,その後地下水へ浸透する ことにより地下水の塩化物イオン濃度を高めると考 えられる。今回の解析の結果では深草と長岡京が高 い値を示しており,前者は合流式下水道雨水吐きが 多く設定されている鴨川下流部にあるためと考えら

рН
電気伝導度
DO
COD
総硬度
NO ³ -N
T-N
T-P
pH4.3アルカリ度

Table 2 Observation	items	of water	quality
---------------------	-------	----------	---------

溶解性鉄
溶解性マンガン
Na+
Ca ²⁺
Mg ²⁺
K+
SO42-
HCO ₃ -

れる。長岡京地点周辺は分流式下水道が整備されて おり,人為的汚染源による影響とは考えにくく,他 の汚染源を検討する必要がある。

5.京都盆地水系における地下水流動解析

本章では,地下水流動モデルに関する基本的な考 え方について述べるとともに,モデル計算値と計算 領域内に点在する国土交通省の観測井戸の水位を比 較・検討し,モデルの再現性の検証を行う。以下, 5.1では地下水流動モデルに関する基本的な考え方 を整理し,5.2では計算のための諸条件の設定方法を 説明する。5.3では計算条件として取り入れた揚水量 算定の方法について述べる。5.4では現況再現結果と 観測値とを比較・検討し,モデルの再現性の検証お よび考察を行う。5.5では,モデルの妥当性について 検討し,本章のまとめを述べる。

5.1 平面二次元地下水流動の基礎式およびその解法

本研究では広領域を対象とした総合的な地下水 流動特性の把握を主要な目的としており,地下水流 動モデルには Richards 式などを用いた不飽和帯にお ける水の挙動は考慮せず,飽和帯だけを対象とした 飽和平面二次元流出モデルを用い,基礎式として連 続式と Darcy 則を用いた。連続式は,

と表される。ただし, λ :有効間隙率,h:水(m), k:透水係数(m/s),s:基盤標高(m), ε :涵養量(m/s), x,y:空間座標,t:時間(s)とする。本研究では差分 法を用いて数値解析を行うため,式(1)を差分展開 する.その際,空間パラメータ,時間パラメータは ともに 0.5 とした.時間・空間パラメータについて は後述する.式(1)を差分展開すると,

$$\lambda_{x,y} \frac{h_{t+\Delta t,x,y} - h_{t,x,y}}{\Delta t} = \frac{k_{x+\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta t/2,x+\Delta x/2,y} - s_{x+\Delta x/2,y}\right) \frac{h_{t,x+\Delta x,y} - h_{t,x,y}}{\Delta x}}{\Delta x} - \frac{k_{x-\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta t/2,x-\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right) \frac{h_{t,x,y} - h_{t,x-\Delta x,y}}{\Delta x}}{\Delta x} - \frac{k_{x-\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta t/2,x-\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right) \frac{h_{t,x,y} - h_{t,x-\Delta x,y}}{\Delta x}}{\Delta x} - \frac{k_{x-\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta t/2,x-\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right) \frac{h_{t,x,y} - h_{t,x-\Delta x,y}}{\Delta x}}{\Delta x} - \frac{k_{x-\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta t/2,x-\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right) \frac{h_{t,x,y} - h_{t,x-\Delta x,y}}{\Delta x}}{\Delta x} - \frac{k_{x-\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta t/2,x-\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right) \frac{h_{t,x,y} - h_{t,x-\Delta x,y}}{\Delta x}}{\Delta x} - \frac{k_{x-\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta t/2,x-\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right) \frac{h_{t+\Delta t/2,x}}{\Delta x}}{\Delta x} - \frac{k_{x-\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta t/2,x-\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right) \frac{h_{t+\Delta t/2,x}}{\Delta x}}{\Delta x} - \frac{k_{x-\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta t/2,x-\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right) \frac{h_{t+\Delta t/2,x}}{\Delta x}}{\Delta x} - \frac{k_{x+\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta t/2,x-\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right) \frac{h_{t+\Delta t/2,x}}{\Delta x}}{\Delta x} - \frac{k_{x+\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta t/2,x-\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right) \frac{h_{t+\Delta t/2,x}}{\Delta x}}{\Delta x} - \frac{k_{x+\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta t/2,x-\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right) \frac{h_{t+\Delta t/2,x}}{\Delta x}}{\Delta x} - \frac{k_{x+\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta t/2,x-\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right)}{\Delta x} - \frac{k_{x+\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta t/2,x-\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right)}{\Delta x} - \frac{k_{x+\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta t/2,x-\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right)}{\Delta x} - \frac{k_{x+\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta t/2,x-\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right)}{\Delta x} - \frac{k_{x+\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta t/2,x-\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right)}{\Delta x} - \frac{k_{x+\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta t/2,x-\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right)}{\Delta x} - \frac{k_{x+\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right)}{\Delta x} - \frac{k_{x+\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right)}{\Delta x} - \frac{k_{x+\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right)}{\Delta x} - \frac{k_{x+\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right)}{\Delta x} - \frac{k_{x+\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right)}{\Delta x} - \frac{k_{x+\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right)}{\Delta x} - \frac{k_{x+\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right)}{\Delta x} - \frac{k_{x+\Delta x/2,y} \left(h_{t+\Delta x/2,y} - s_{x-\Delta x/2,y}\right)}{\Delta x} - \frac{k_{x+\Delta x/2$$

と表される。これにより時間 *t*+ *t* , 地点 *x* , *y* にお ける水位 *h*_{t+ t,x,y} は , 式(2)の右辺を有効間隙率 *λ*_{x,y} で 除し *t* をかけることにより求められる水深の変化 量に時間 *t* ,地点 *x*,*y* における水位 *h*_{t,x,y}を足せば求め られる。また,運動方程式は Darcy 則に従うとし,*x* 方向の流速 *v*_x, *y* 方向の流速 *v*_y, および流量 *q* は,

と表される。ただし,q:流量(m³/s),A:流下断面 積(m²)とする。流速 v_{x1} , v_{x2} および流量 q_{x1} , q_{x2} は空 間パラメータ・時間パラメータをともに 0.5 として いるので,

$$v_{x1} = -k_{x+\frac{1}{2}\Delta x,y} \frac{h_{t,x+\Delta x,y} - h_{t,x-\lambda}}{\Delta x} \qquad \dots \dots \dots \dots (6)$$

$$v_{x2} = -k_{x+\frac{1}{2}\Delta x,y} \frac{h_{t,x+y} - h_{t,x-\Delta x,y}}{\Delta x} \qquad \dots \dots \dots (7)$$

$$q_{x1} = -k_{x+\frac{1}{2}\Delta x,y} \left(h_{t+\frac{1}{2}\Delta x,x+\frac{1}{2}\Delta y} - s_{x,y+\frac{1}{2}\Delta y} \right) \frac{h_{t,x+\Delta x,y} - h_{t,x-y}}{\Delta x} \dots \dots (8)$$

$$q_{x2} = -k_{x+\frac{1}{2}\Delta x,y} \left(h_{t+\frac{1}{2}\Delta x,x+\frac{1}{2}\Delta x,y} - s_{x+\frac{1}{2}\Delta x,y} \right) \frac{h_{t,x+y} - h_{t,x-\lambda x,y}}{\Delta x} \dots \dots (8)$$
(9)

と表される。 y 方向の流速および流量に関しても同様の差分展開を行った。

5.2 計算条件の設定

本節では,透水層の性状を示す透水係数や有効間 隙率,計算領域における外部境界条件の与え方,土 地利用データに基づく涵養量の算定方法,河川水位 観測値を用いての河川メッシュにおける水位の与え 方,時間・空間差分間隔および収束条件などの計算 のための条件設定について説明する。

5.2.1 透水係数の空間分布

本研究では,第2章で説明したように,以下の土 壌層を基盤と設定し,その基盤と地表の間を飽和透 水層と考えている。そのため,透水層に砂礫といっ た透水性の土壌と,粘土・シルトといった不透水性 の土壌が混在するので,ボーリングコアデータが存 在する地点ごとの土壌種の構成比率に基づいて透水 係数値を算定した。具体的な加工方法として,まず ボーリングコア図を基に透水層における砂礫土壌と 粘土・シルト土壌の混合割合を求め,砂礫土壌は, 粘土・シルト土壌はと透水係数を設定して加重平均 を行いボーリング地点ごとの透水係数を算定し,最 後に透水係数を対象領域全域に基盤同様Kriging法を 用いて内挿補間して,透水係数の空間分布を求めた。 結果をFig.9に示す。対象領域内の平均的透水係数は となっており,既往研究で用いられていたよりも大 きな値となっている。これについては後述の感度分 析で詳しく考察する。

5.2.2 有効間隙率の空間分布

透水係数同様,有効間隙率もボーリングコアデー タの透水層における砂礫土壌と粘土・シルト土壌の 混合割合を基に加重平均を行って,ボーリングコア データがある地点ごとの値を算定し,最後に対象領 域全域に補間して,有効間隙率の空間分布を求めた。 その際用いた,それぞれの土壌の種類による有効間 隙率の参考値を表3に示す。これに基づき砂礫土壌は 0.2,粘土・シルト土壌は0.05と設定した。算定した 有効間隙率の対象領域内の平均値は約0.13となって おり,既往の研究で用いられていた0.1の値よりもや や大きなものとなっている。有効間隙率の平均値に 関しても後述の感度分析で詳しく考察する。

5.2.3 外部境界条件設定の考え方

外部境界条件設定として,分水嶺の境界条件と流 量境界条件の二種類の条件を用いた。これは,境界 線外部地点の基盤標高と境界部の基盤標高との高低 関係により地下水の流動方向が変わることを考慮す るためである。境界において,計算領域の外部地点 の基盤標高が境界部より高い場合は境界外部から水 は流入するため分水嶺の境界条件を用い,外部地点



Fig.9 Hydraulic conductivity distribution in study area

の基盤標高が境界部より低い場合は境界外部から水 は流出するので流量境界の条件を用いた。具体的に は,計算領域における境界部グリットの標高が,一 つ内側のグリット標高より高い場合は とした。逆に 境界部グリットの標高が内側のグリットの標高以下 である場合は とした。ここに は一番端の地点の透 水係数であり,は一つ内側のグリットの水深である。

5.2.4 土地利用データに基づく涵養量算定

計算領域内におけるメッシュ毎の土地利用データ に基づいて涵養量を算定する。今回の計算では,地 表標高が90m以上の殆どが山地斜面であるメッシュ には,降雨による涵養がないものとした。この条件 を設定した理由として、山の基盤はボーリングデー タによると,基盤の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。また,単純に地表標高が90m以上の地点に おける涵養量がないとすると,領域全体の地下への 涵養量が少なくなるため,他の領域において実際の 文献などで与えられている涵養割合よりも大きな値 を、,Fig.10に示すように土地利用別に計算条件として

層 間隙率 有効間隙率地 盤間隙率 有効間隙率 地 沖 積 礫 層 洪積砂礫層 35 15 30 $15 \sim 20$ 細 砂 35 15 砂 層 $30 \sim 40$ 30 砂丘砂層 ム層 30~35 20 50~70 20 泥粘土質層 $45 \sim 50$ $15 \sim 20$ 泥層粘土層 $50 \sim 70$ $5 \sim 10$

Table 3 Effective porosity



Fig.10 Permeable ratio of each land use

与えた。また,河川や湖沼といった水面が主要な土 地利用となっているメッシュには水位を境界条件と して与えた。河川に関しての詳細な設定方法につい ては次に述べる。

5.2.5 河川メッシュにおける水位条件設定

先行研究(井上,2005)では,賀茂川や高野川,桂 川の水位は地表標高からそれぞれ6m,8m,10mに 設定されており,その値を一定として地下水計算の 境界条件としていた。しかし,本研究では,河川メ ッシュに常に一定の値を与え続けるのでは周辺の地 下水位がその定水位に強く依存することを改善する ために時間ごとに変化する河川水位の影響を地下水 計算に導入した。そのために行った作業を以下に簡 単に示す。

対象領域内の河川メッシュの判定を細密数値情報 により厳密に行った。

主要河川のみを抽出し,さらに河川に繋がる細か い用水路などを取り除いた

さらに,細密数値情報の範囲外の高野川を他の地 理情報に基づき追加した。

国土交通省水文水質データベースに記載されている,対象領域内の日単位の河川水位観測値を用いて,

で選定した河川メッシュの河川水位を線形補間 によって算定した。

具体的に述べると,まず に関しては既往研究な どに定水位条件算定のため用いられ,本研究でも涵 養量を算定する際に使用した国土地理院の土地利用 データに基づいて河川メッシュを判定すると,それ ぞれの100mメッシュに一番多く含まれる土地利用 しか判断できないため,主要な河川でも空間的に繋 がらない場合がある。しかし,細密数値情報を用い れば10mメッシュにおける土地利用なので,主要な 河川であれば空間的に連続した河道を設定できた。

よって,細密数値情報を基に,まず河川を含む水域 を判定した。次に に関しては,細密数値情報では 河川は水域として分類されており,湖や用水路など と同一の分類となっていたため,それらを選別する 必要がある。選別の方法は基本的には,水域メッシ ュを図示し,それを基に主要河川以外を目視で確認 した上で除去した。 に関しては,細密数値情報で は左京区のデータが一部欠けており,高野川付近の データが途中でなくなっていたため,緯度,経度の 分かる地形図を用いて,高野川を計算メッシュにお いて再現できるようにした。

最後の に関しては,対象領域内に点在する河川 水位観測所における日単位の観測値を基に線形補間 した。線形補間の方法は,まず河川メッシュと判断 されているメッシュには基本の水位条件として,既 往研究同様,賀茂川や高野川,桂川の水位は地表標 高からそれぞれ6m,8m,10m低い所を設定し,そ の値に,観測値を基づいて時間ごとに算定された変 動量を加えることによりそれぞれの河川メッシュに おける水位条件を評価した。変動量を算定するため に,対象領域内の河川を桂・淀川水系,賀茂川水系, 木津川水系,宇治川水系,山科川水系に区別し,そ れぞれの水系に含まれる観測所のデータだけを用い た。例えば,桂・淀川水系において,河川水位観測 所である高浜と納所に挟まれた河川メッシュでは, これら二つの観測所における観測値を内挿補間する ことによって求め,高浜より南の河川メッシュなど 外挿補間になる箇所については,高浜のデータのみ を基に求めた。

5.3 計算条件

x, yは今回の計算が広域を対象としているこ とによる計算負荷を考慮して100(m)と設定し, tは x, yの値からCFL条件の考えに基づいて計算が 発散しない範囲で3,600(s)を与えた。収束条件として 全グリッドにおける水位の計算出力結果がくり返し 計算の前後で1.0×10⁻³の差で収まれば収束したもの とした。収束条件の根拠はモデルの妥当性を評価す る際に用いる観測井戸データが1.0×10⁻²までの精度 で観測されており,その10分の1の精度を基準とした。

5.3.1 時間・空間パラメータの導入

今回の計算手法の特徴のひとつは,時間パラメー タ(α)と空間パラメータ(β)の導入である。このパラメ ータは流量を過大評価もしくは過小評価しないため に用いるものであり、今回の計算ではそれぞれ0.5と いう値を用いた。時間パラメータについては,時間 における水位から時間t+ tにおける水位を求める際 に,その中間時間t+ t*αの水位を用い,空間パラメ ータも同様に、地点(x,y)と地点(x+ x,y)の間における 水のやり取りを考える際に,地点(x+ x*β,y)の値を 考慮することを意味する。しかし,空間パラメータ を導入することにより,水が無い所から水が流れ出 るという現象が計算上起きうる。これは,本来水深 が存在しないグリッドにおいても, 空間パラメータ の導入によって隣接するグリッドに水深があれば, 計算上水深が存在してしまうことになり, Darcy則に 従って水が流れ出てしまう可能性が出てくる。これ を防ぐために,水位が基盤を下回ったとき,その水 位を基盤と同じ標高値として,隣接グリッドの水位 と基盤の高さを比較し,当該グリッドからの流出は 無いものと考え,当該グリッドへの流入だけを評価 するようにした。Fig.11に具体的に示す。



Fig.11 Calculation scheme of this study

5.4 揚水量の設定方法

5.4.1 工場揚水量の設定方法

工場揚水量に関しては京都府の統計データを基に 作成した。データは1975年から2005年まで,各年に おいて京都府の市区町村別に分かれて存在していた。

計算メッシュにおける工業揚水量の算定のための 手順を以下に示す。

市区町村別の工業用地面積と揚水量から単位面積 あたりの揚水量を算定する。

次に,細密地理情報から10mメッシュの工業用地 の割合を求めて,100mの計算メッシュ内の工業用地 割合を算定する。

それぞれの値を掛け合わせることにより,計算メ ッシュにおける工業揚水量を算定する。

上記の作業を詳しく述べると,まず では,京都 府の統計データから分かる市町村別工業揚水量を, 細密数値情報から求めたそれぞれの市区町村内に含 まれる工業用地面積で割ることによって,市区町村 別の工業用地単位面積からの揚水量を決定した。 については上記の通りであり, の算定方法の例を 用いて説明すると,伏見区の工業用地単位面積から の揚水量をA,伏見区に含まれる計算メッシュの一つ における工業用地の割合がそのメッシュの半分だと すると,そのメッシュからの工業揚水量は0.5Aとな る。また,工業揚水については工業用地が密集する 地域付近の地下水位観測値が週変動することを考慮 して,計算においては平日のみ与える条件とした。 工業揚水量の空間分布についてはFig.12に示す。

5.4.2 農業揚水量の設定方法

農業用水に関しては,農林水産省によって1993年 に行われた農業用地下水の利用実態調査のデータを 用いた。このデータは工業揚水と異なり市区町村別 ではなく京都盆地全域をまとめてのものであったが, こちらは年ではなく,月別となっていた。また,水 田に用いられる地下水量とその他の農地などに用い



Fig.12 distribution of industrial groundwater use

Table 4 Agricultural groundwater use

							年間	揚水	(量(千n	nឺ/ជំ	E) i	面積	(ha)
水田										4	3,16	66		3,722
畑										- 91	16		218	
その他の農地樹園地										- 30	27		75	
						-		-	_	-	-	_	-	
		1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	
	水田	0	0	0	0	5,55	59 13,097	14,535	9,976	0	0	0	0	
	その他の農地	208	200	36	229	13	34 33	48	30	27	178	155	241	単位(千m)
	*その他の農地⇒畑, 樹園地, 施設園芸													

られる地下水量が区別されていた。農業揚水量およ び水田に関する基礎データは表4に示すとおり灌漑 期と非灌漑期を考慮する計算となっている。

水田からの揚水量を計算メッシュごとに算定する 方法は,工業揚水量を算定する方法と同様である。 まず,京都盆地全域における水田からの揚水量を計 算領域内に含まれる水田の面積で除し,水田単位面 積当たりの農業揚水量を算定し,次に,計算メッシ ュにおける10m水田用地の割合を求め,それらを掛 け合わせることによって計算メッシュ内の農業揚水 量を決定する。その他の農地からの揚水量に関して も,同様の手法によって求めた。水田,その他の農 地からの8月におけるそれぞれの揚水量の空間分布 をFig.13に示す。また,1993年のみ詳しいデータが存 在したので,このデータに基づいて算定された農業 揚水量を各年の計算で用いた。





Fig.13 Agricultural groundwater use

5.4.3 上水道揚水量の設定方法

上水道揚水量はFig.14に示す京都府の統計データ を基に作成した。工業揚水同様,1975年から2005年 まで市町村別のデータが収められている。なお,京 都市は上水道用として地下水を揚水していないので, 京都市域はこの算定から除いている。

上水道の揚水量算定方法は,各年の市町村別の揚 水量をその市町村の面積で除して市町村別単位面積 当たりの揚水量を決定した。工業用地や農業用地と 違って,細密数値情報などでは計算メッシュにおい ての具体的な位置が判断できなかったため,この方 法で算定した。

5.5 現況再現結果と考察

今回のモデル計算では,1981年から1998年におけ



Fig.14 Municipal water supply data

る気象庁京都地点のアメダス1時間雨量データを用 いた 1987年から1998年における12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。

5.5.1 現況再現の手順

第2章で説明したように,作成した地表データ,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1986 年の雨をワンサイクルとして与え,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,その後で, 1987年から1998年までにおける雨を与えて計算値を 出力し,井戸水位観測値と比較・検証した。1987年か ら地下水位シミュレーション行った理由としては, 1987年以前の5年から10年程度の降水データを用い て1987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1986年の降水デー タをスピンアップのために用いたことと、下賀茂観 測地点において明らかに1986年までの水位と1987年 以降の水位が異なり,水位計の交換等が行われた可 能性が高いことから,下賀茂の水位が大幅に変動し ていることが挙げられる。ただ,得られた結果は12 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。

5.5.2 現況再現結果の評価方法

対象領域内に含まれる井戸観測地点は全部で20点 存在する。これら全ての観測データと整合した再現 計算を行うことは容易ではなく,また観測地点の中 には明らかに被圧地下水帯まで到達している深井戸 が含まれているので,再現目標とする井戸観測地点 を選定した。京都盆地水系全体の地下水流動特性を 確認するためには,北東から南西にかけて存在する と考えられている地下水流を重要視して,計算領域 内における北東から南西にかけて点在する観測地点 を選定する必要がある。さらに,今回の計算で導入 した揚水の影響を比較,検討するためにも工業用地



Fig.15 Estimation points of groundwater flow simulation

や農業用地の密集地域付近にある観測地点を重要視した。以上の条件によって観測地点として,北東から南西にかけて順に,御所,桂,上鳥羽,上植野, 久御山を取り上げた。解析範囲内における選定した 観測地点の位置をFig.15に示す。これら5つの観測地 点における井戸水位観測値とモデル計算によって求 められた5つの観測地点が位置するグリッドの地下 水位計算値を,年平均水位,年内変動,位相,揚水 の影響などに注目して評価した。

5.5.3 感度解析

現況再現のためにモデルにおける地下水流動に変 化を与えるパラメータである透水係数と有効間隙率 の両方に関して感度解析を行い,地下水流動特性の 変動についてまとめる。感度解析の結果を参考にし て,3.3.1と3.3.2で説明した本研究で同定したそれぞ れのパラメータが既往研究で設定した値と異なるこ とで地下水流動の計算結果に与える影響について考 察する。

まず透水係数に関して感度解析を行う。透水係数 以外の条件は同じとして,解析範囲全域の透水係数 の値をの場合との場合を比較・検討した。結果を Fig.16に示す。透水係数を上げると,もちろん地下水 はより早く移動するが,それだけでなく,結果から も全体的に水位を下げる役割を果たしていると考え られる。その理由として,地下水が領域内に滞留し にくく,境界外部に流出することが挙げられる。

次に有効間隙率に関して感度解析を行う。透水係 数同様,有効間隙率以外の条件は同じとして,解析 範囲全域の有効間隙率の値を0.1の場合と,0.3の場合



Fig.16 Sensitivity analysis (hydraulic conductivity)



について比較・検討した。結果をFig.17に示す。図に 示すように有効間隙率は降水浸透による地下水位の 増加量に大きく関係していると考えられる。有効間 隙率はもともと土壌層全体に占める地下水の割合を 表すものであるが,連続式における有効間隙率は地 下水位の変動幅に影響を与えるパラメータである。 なぜなら,ある地点における毎の地下水位変化量は 有効間隙率で割った値に反比例するからである。ま た,今回の計算の収束計算においては空間パラメー タの存在により動水勾配による地下水位の変化量は 大きく影響しなくなり,降水による変動幅が顕著に なることが考えられる。なぜなら降水は涵養量とし て直接地下水位の増加量に比例するからである。よ って,計算の手法から考えてみても,有効間隙率の 値は降水による地下水位の増減量に大きく影響して いると考えられえる。

以上の結果を踏まえて,今回ボーリングコアデー タを基にして作成した透水係数と有効間隙率の空間 分布について考察する。透水係数に関しては,既往 研究で用いられた値を解析範囲全域の透水係数とし て地下水位の計算を行うと,観測値と比べて全体的 に水位を高く評価した。よって,既往研究で用いら れていた透水係数よりも平均的にみても大きな値を もつ今回作成した透水係数の空間分布は,観測値の 再現性を高めることに寄与するものと考えられる。 有効間隙率に関しては,既往研究で用いられていた 0.1の値を解析範囲全域に与えて計算しても,降水の 変動幅を観測値より大きく算定している地点と,逆 に少なく算定している地点があった。そのため,平 均的に0.13と既往研究よりも大きな値を示す今回作 成した有効間隙率の空間分布が計算の再現性を高め るかについてはここでは言及できない。しかし,透 水層における土壌分布を反映して,有効間隙率の空 間分布を作成したことには,現実にはありえない京 都盆地全域に一様という考え方よりは意義があるも のである。

5.5.4 河川設定の影響

3.2.5で説明した,実際の河川水位観測値を用いて 河川メッシュにおける条件を設定した影響について, 定水位条件と比較することによって考察する。結果 をFig.18に示す。河川水位観測値を導入することによ って降水による地下水位の変動をより大きく評価す るものとなった。降水によって河川水位が上昇し, それが地下水位の計算条件として反映されている。 簡易的ではあるが,降水時に河川水位が地下水位に 及ぼす影響を評価できた。

5.5.5 揚水の影響

3.3で述べた揚水の影響を評価するために,他の条件は固定して揚水条件を考慮した計算と考慮していない計算を行い比較し,揚水を考慮した場合,対象領域内の空間的な水位低下が及ぼす影響について検討した。工業用地もしくは農業用地が密集している観測地点,上植野と久御山それぞれの水位変化をFig.19に示す。また,揚水を取り入れた場合,年内平均水位低下がどの程度かについてFig.20に示す。図に示すように,地点よっては2メートル以上の年内平均水位低下が起こっていた。揚水の影響を定量的に評価することができた。

5.5.6 現況再現結果と考察

以上の条件を用いて行った計算の結果をFig.21,22 に示す。図に示すように年変動や位相はかなりの精 度で再現されていることが明らかである。しかし, 年平均水位に関しては,その絶対値がほぼ再現して いる地点と大きなバイアスが存在する地点が存在す る結果となった。年平均水位が再現できない原因と して,ひとつには基盤データと現実との誤差が挙げ られる。また,計算格子を100mメッシュで計算して いることも場の不均一性からみると重要であり,計 算では100mメッシュの中心を代表点としてとって いるのに対し,現実には100mメッシュの範囲内には その代表点とは大きく異なる値を持つものがあるこ とも十分考えられる。年変動と位相がかなりの精度



Fig.18 Sensitivity analysis (river water level)



Fig.19 Groundwater level at Kamiueno and Kumiyama



Fig.20 Annual decreasing level of groundwater





で合っている原因として考えられるのが,実際の 1987年から1998年における地下水位観測値の増加が, 降水のすぐ後にでてきていることと,モデル計算に おいて地下水流動をシミュレーションする際,降水 の直後にタイムラグなしで飽和帯に涵養量として降 水が地下水位に影響を及ぼすようなプログラムにし ているために,計算結果自身も降水の影響を受けや すい結果になっていることが挙げられる。つまり, 観測地も計算値も降水の影響を色濃く表すようにな っているため,結果的に年変動や位相が合うことに なったと考えられる。降水の影響があまり見受けら れない観測地点における,観測値と計算値を比較す るとあまり位相があっていないことからも同様のこ とが考えられる。

また,Fig.23に示す流動ベクトルから分かるように, 盆地内における北東から南西の地下水の流れを流動 モデルによって再現できており,年変動,位相とあわせて,全体的な地下水流動は評価できた。

5.6 まとめ

本章でのまとめを以下に簡単に示す。

地表と基盤の間に設定した透水層の土壌分布をボ ーリングコア図に基づき,砂礫土壌と,粘土・シル ト土壌との混合割合を判定し,透水係数および有効 間隙率の値を設定した。ボーリングコアデータのな いメッシュに関しては補間をし,解析範囲内におけ る空間分布を求めた。また,解析対象範囲である京 都盆地水系における平均的透水係数 および有効間 隙率0.13という値を算定した。

対象領域内にある11箇所の観測地点における1時 間ごとの河川水位の観測値を線形補間することによ



Fig.22 Example of simulation results

り,既往研究で用いられていた河川メッシュの定水 位の条件を改善し,簡易的ではあるが河川と地下水 との連動を表現した。その結果,降水時における河 川水位の増加,および降水後の河川水位の低下とい った現象による地下水位の影響を評価できた。

工業・農業・上水といった用途別の揚水量を統計 データに基づき,時間ごと,計算メッシュごとに算 定した。揚水量の影響を計算の条件として取り入れ ることにより,工業用地や農業用地が密集している 地域付近の観測値のバイアスが改善された。また, 揚水量を取り入れた場合,年内平均水位が2メートル 以上低下する地点も存在した。揚水量が地下水位に 与える影響を定量的に評価できた。

感度解析により,透水係数および有効間隙率が地 下水の流動にどのような影響を及ぼすかについて考 察を行い,本研究で作成した透水係数と有効間隙率 の空間分布について評価を行った。



Fig.23 Simulation result of groundwater flow vector

飽和平面二次元流動モデルを用いた解析によって, 地下水位の年変動および位相について精度良く再現 できた。また,流動ベクトルに示すように,盆地水 系の北東から南西への地下水の流動を再現でき,京 都盆地水系における全体的な流動特性を示した

最後に改善点についてまとめる。

現況再現結果と実際の観測値を比較して判断をす るなら、このモデルはある程度の信頼性は持てるこ とが実証されていることになる。しかし、より現実 に則した状況を作るためにも、降水データに関して 言えば、今回のように1箇所の降水観測データを用い るのではなく、計算領域内に点在する、いくつかの 観測地点の降水観測データをティーセン分割して計 算場に与える、もしくは、さらに改善するにはレー ダー情報を用いる必要があるはずである。つまり、 計算領域内における地点毎の降水データを用いて、 実際の降水をより正確に再現し、経年的に地下水位 の変動シミュレーションを行い、経年的変化を踏ま えてモデルの妥当性を評価する必要があると考えら れる。 そして,計算場を作成するにあたって,最も現実 の値と合わせにくいのは基盤である。地下の構造で ある基盤はボーリングデータに基づいて算定するし かなく,そのため,基盤をより精度よく表現するに は,やはり,ボーリングデータがより増えるしかな い。しかし,ボーリングデータが広域にわたる計算 領域において設定するグリッドすべてに満遍なくあ るようなことは現実的には有り得ない。そのため, より精度よく基盤を設定する何らかの工夫を考え出 さなければならない。基盤の構造に寄与する他のデ ータ,基盤構造と相関のあるなんらかの指標がある のか慎重に検討する必要がある。

6.結論

本研究の成果として以下のことが挙げられる。 解析範囲内に点在する3653点のボーリングコアデ ータに基づき,基盤標高を決定した。ボーリング コアデータのないメッシュに関してはKriging法 を用いて補間をし,解析範囲内における基盤標高 データを独自に作成した。

地表と基盤の間に設定した透水層の土壌分布をボ ーリングコア図に基づき,砂礫土壌と,粘土・シ ルト土壌との混合割合を判定し,透水係数および 有効間隙率の値を設定した。基盤標高データ同様, ボーリングコアデータのないメッシュに関しては 補間をし,解析範囲内における空間分布を求めた。 また,解析対象範囲である京都盆地水系における 平均的透水係数および有効間隙率の値を算定した。 対象領域内にある11箇所の観測地点における1時 間ごとの河川水位の観測値を線形補間することに より,既往研究で用いられていた河川メッシュの 定水位の条件を改善し,簡易的ではあるが河川と 地下水との連動を表現した。その結果,降水時に おける河川水位の増加、および降水後の河川水位 の低下といった現象による地下水位の影響を評価 できた。

工業・農業・上水といった用途別の揚水量を統計 データに基づき,時間ごと,計算メッシュごとに 算定した。揚水量の影響を計算の条件として取り 入れることにより,工業用地や農業用地が密集し ている地域付近の観測値のバイアスが改善された。 また,揚水量を取り入れた場合,年内平均水位が2 メートル以上低下する地点も存在した。揚水量が 地下水位に与える影響を定量的に評価できた。 感度解析により,透水係数および有効間隙率が地 下水の流動にどのような影響を及ぼすかについて 考察を行い,本研究で作成した透水係数と有効間 隙率の空間分布について評価を行った。 飽和平面二次元流動モデルを用いた解析によって, 地下水位の年変動および位相について精度良く再 現できた。また,流動ベクトルに示すように,盆 地水系の北東から南西への地下水の流動を再現で き,京都盆地水系における全体的な流動特性を示 した

水質解析によって,解析範囲内における物質ごと の傾向について考察した。また,流動モデルと連 動させるための水質モデル解析を行う条件として, まず空間的,経年的にある程度変化しており,供 給源がある程度明確である全窒素を解析対象物質 に選定し,初期値をティーセン分割により与え, 外部境界条件を設定した。

本研究では,ボーリングコアデータを基に,現存 しない地下の詳しい構造を表現した。また,河川水 位の変動が地下水位に及ぼす影響,ならびに揚水量 の影響をモデルで表現した。それらの結果,地下水 流動モデルでは年変動や位相といった全体的な流動 特性を評価できた。水質に関しては,既存の水質調 査に基づく観測データを解析することにより,物質 ごとに解析範囲内における特性について簡単な考察 を行った。また,地下水流動モデルと連動させて水 質を評価できるモデルの設定を行った。

参考文献

- 井上 雄一郎(2005):人間活動が地下水の字空間変動 に及ぼす影響について,京都大学大学院工学研究科 都市環境工学専攻修士論文.
- 環境省 水・大気環境局(2008):平成19年度全国の地 盤沈下地域の概況,環境省.
- 関西地盤情報協議会・関西圏地盤DB運営機構
- (2006):関西圏地盤情報データベース(CD-RON,2006年度版),(財)地域地盤環境研究所.
- 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.
- 近畿農政局(1980):京都府水文地質図および説明 書,近畿農政局.
- 気象庁(1988~2005):京都地点におけるアメダス1時 間観測データ,気象庁
- 国土交通省(1988~2005):地下水質年表,国土交通省 国土交通省 土地・水資源局 国土調査課(2001): 平成12年度京都地域地下水マップ作成調査業務報

告書,国土交通省.	の調査, ISDL Report No.20050717008,
国土地理院(1976 , 1987 , 1991 , 1996) : 国土数値情報	http://mikilab.doshisha.ac.jp/dia/research/report/2005/0
土地利用メッシュ, 国土地理院 .	717/008/report20050717008.html,作成日:2005年 10
国土地理院(1991):細密数値情報(10mメッシュ土地	月 31日,参照日:2008/08/20.
利用),国土地理院.	鳥井宏之(2009):賀茂川水系の汚濁負荷流出過程の解
国土地理院(2002):数値地図50mメッシュ(標高),国	析,京都大学工学部地球工学科卒業論文.
土地理院.	植田和弘・大橋 浩・小幡範雄・吉田穂見・千頭 聡・
仲上健一・大橋 浩・小幡範雄・千頭 聡・河野 泰	河野 泰(1984):地域の「味」形成に果す地下水の
(1986):地下水管理における「京都方式」の研究~	役割~地下水管理のあり方についての基礎的研究
地下水の活用管理をめざして~,NRS-84-28総合研	~ , NRS-82-26総合研究開発機構助成研究報告書,
究開発機構助成研究報告書,システム科学研究所	システム科学研究所
岡 太郎・城戸 由能・浜口 俊雄(2004):都市型盆地	山形景子・城戸由能・岡 太郎(2004):鴨川における
水系における水・物質循環の解明 , 水資源研究セン	昭和10年大洪水とその後の流出特性変化 ,土木学会
ター 研究報告,第24号,pp.75-76.	関西支部年次学術講演会講演概要,pp8-1~
大山崎町水道課・大阪通商産業局(1982) : 桂川下流地	-8-2 .
域,地下水利用適正化調査報告書.	Kido, Y. Fukao, D. and Nakakita, E.(2006) : Pollutant
大山崎町・応用地学研究所(1982):地下水汚染に関す	Runoff Impacts on a Urban River Environment through
る調査委託報告書.	the Combined and Separate Sewerage System, Proc. of
政経調査会(2006):京都市上下水道局:年5億7千万	the 6th Japan-Taiwan Joint Seminar on Natural Hazard
円収入減!:	Mitigation, pp.Session B-7-1 ~ Session B-7-11 .
http://tyousakai.hp.infoseek.co.jp/06-0326-t1.htm ,作成	
日:2006/03/26,(参照:2008/04/21).	
鈴木和徳・廣安知之・三木光範(2005):Kriging法	

Fundamental Study on Groundwater Flow and Water Quality Analysis in Kyoto Basin

Yukio TANAKA*, Yoshinobu KIDO 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. In this study, hydrodynamics of underground water system in Kyoto Basin is simulated by the two-dimensional saturation groundwater model. For analysis, aquifer layer in whole basin is defined based on boring core data. In addition, it is considered water pumping from under the ground and simple coordination with groundwater and river. As a result, the calibration for general groundwater level has good performance especially on the term of fluctuation of groundwater level after rainfall events. The groundwater qualify is estimated by same model.

Keywords: two-dimensional saturate groundwater flow analysis, water quality analysis, groundwater use, Kyoto basin

賀茂川水系の汚濁負荷流出過程の解析

城戸由能・鳥井宏之*・中北英一

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

下水道整備により特定汚染源(Point Source)である生活排水・工場排水の浄化処理が 進み,河川水系に放流される汚濁負荷は減少しているが,不浸透化が進んだ都市域では非 特定汚染源(Non-point source)から雨天時に流出する汚濁負荷と合流式下水道越流負荷が 相対的に増加している。本研究では鴨川水系の下水道排水区域を対象として,雨天時に河 川に流入する雨水量および汚濁負荷量を算定した結果,全流出量は比較的よく再現された が,最大流出量生起時刻は観測時刻より早く計算されたことについて考察を行った。また 表流水と地下水間の水・物質移動の収支が算定評価できるモデルを用いて合流式下水道越 流水が及ぼす河川水質への影響および河川水質と河床との相互関係を考慮した晴天時・雨 天時を連続させた水質解析の準備を行った。今後このモデルの再現性を観測に基づいて評 価した上で,盆地水系全体の水・物質流動およびその収支の解析を進める。

キーワード: 合流式下水道越流水 鴨川水系 水質解析

1. 研究背景と目的

1.1 研究の背景

将来的な水資源および水環境の保全と利活用のた めには、河川流域における水・物質循環を水系一環 としてとらえ、その経年的な変化や将来予測をおこ なうことが重要である。そのためには表流水・地下 水・地中水を含めた総合的な水量・水質の観測およ び水・物質循環の解明、将来予測が可能なモデルの 開発が必要であり、このモデルを用いることによっ て地球規模の気候変動に伴う降水量の変動が地域水 系の水量・水質に与える影響を予測することが可能 となる。

一方,近年の下水道の整備により生活排水や工業 排水の浄化処理が進み,河川水系に放流される汚濁 負荷は減少しているが,不浸透化が進んだ都市域で は,雨天時の直接流出量が増大し,これに伴う汚濁 物質の流出量が増加している。その負荷源は,大気 からの降下物や自動車のタイヤ片など様々な汚濁物 質が地表面や屋根面などに堆積したものであり,こ れらの汚濁物質によって河川水質改善の鈍化がみら れるようになっている。これまで行われてきた汚濁 物質の削減対策は、家庭や工場、畜舎等の発生源が 特定しやすい汚染源からの汚濁物質(特定汚染源負 荷: Point Source)が主な対象であり、多くの河川で晴 天時に流入する汚濁物質は削減されてきた。しかし, 屋根面や地表面等の面的に分布して発生源が特定し にくい汚濁物質(非特定汚染源負荷: Non-point Source)については根本的な対策がとられてこなかっ た。近年,河川や湖沼の水質悪化の原因として非特 定源汚濁物質の影響が大きくなってきている(Kido, et al., 2006)。京都市では,昭和38年度より水質汚濁 の状況を把握するために,毎月1回公共用水域の水 質を測定している。このデータによると 1980 年代な かばまでは下水道の整備等が進むにつれて晴天時の 水質は改善されていることが示されている。しかし, 測定は晴天時に行われるため、雨天時や降雨直後の 水質についてはほとんど観測が行われておらず、雨 天時に都市域から流出した雨水が河川水質へ与える 影響は明らかになっていない状況である。

現在の京都市内の上水道や工業用水等は琵琶湖疏 水や桂川水系に依存しているが,一部地下水利用も 拡大している可能性が否定できない。災害時緊急用 水源としての自地域内の地下水・湧水等からの供給 可能水の量的・質的把握は十分ではなく,緊急用水 源としての河川・地下水といった地域水源の利用可 能性を十分評価することはできていない状況である。

1.2 研究の目的

以上の背景に基づき,本研究では人間活動を支え る持続可能な水利用,都市および地域環境を保全す るための環境用水,生態系を維持するための水量・ 水質の管理のための地域内水文循環と物質循環を観 測調査に基づき定量的に捉え,様々な要因の影響評 価が可能となるモデル構築を主目的とする。

まず,京都市内都市域の下水道の排水区毎の集水 面積・管路長・管路径などの管網情報と土地利用や 地形情報を収集整理した上で,過去の雨天時観測デ ータや公共機関から提供されている水位等の情報を 用いて,降雨時の雨水と汚濁物質の流出量算定する モデルを作成する。次に雨天時の増水期に流速に従 って河床の堆積物が巻き上げられ河川水に取り込ま れる機構と降雨終了後の流量逓減期および晴天時に 汚濁物質が河床に堆積する機構を解明することを目 指して、河道流の追跡に Dynamic Wave Model を適用 したモデルを作成し、晴天時から雨天時にかけて連 続した河川の流量・流速を算定し、河川水と地下水 の間の水・物質収支を評価する。

1.3 本稿の構成

本稿の構成は以下の通りである。

2 章では本研究の対象とする流域の概要および研 究方法について説明する。

3 章では本研究で用いた雨水流出と汚濁負荷流出 の解析モデルについてそれぞれ説明する。

4 章ではそれら解析モデルを用いて解析を行うこ とで得られた結果について述べる。

5 章では本研究で得られた結果を考察し、今後の 課題について言及する。

2. 対象流域の概要

2.1 研究対象とする流域の概要

(1) 京都盆地と鴨川

京都盆地は東西約 10km,南北約 20km で周囲を山 に囲まれている。京都盆地には東部に鴨川,西部に 桂川が流れていている。この 2 つの河川は京都市の 南端(京都市伏見区)で合流しさらに大阪府との府境 に位置するいわゆる三川合流部で宇治川・木津川と 合流し,淀川となって大阪湾に注いでいる。

本研究では鴨川・桂川等の自然河川および東山を 貫通する琵琶湖疏水などの人工的導水システム等や 地下水といった複雑な水循環メカニズムをもつ京都 盆地における水・物質循環を念頭において,鴨川を 主たる対象とした降雨・汚濁負荷流出解析を行う。

鴨川は上流で賀茂川と高野川が合流して名前を鴨 川に変える。本研究で対象とするのは賀茂川の高橋, 高野川の高野橋を上流端として,二河川合流後の深 草付近を下流端とする区間である。対象区間を Fig.1 に示す。

(2) 鴨川流域の概要

鴨川および上流の賀茂川の全長は約 23 kmで全流 域は約 156km²である。賀茂川流域では高橋以南は下 水道排水区域になっており,高橋から下流の御薗橋 付近の範囲では分流式下水道が整備されているが, 御薗橋以南では合流式下水道が整備されている。一 方高野川は鴨川に合流するまでの高野川の全長は約 20 km,流域面積は 65 kmである。高野川流域では, 高野橋以北は分流式下水道整備地域,高野橋以南は 合流式下水道整備地域である。

2.2 合流式下水道と分流式下水道の特徴

合流式下水道は雨水と汚水を1条の管渠でまとめ て集水・処理する方法で,京都市などの古くから下 水道が整備されている国内の大都市に多く見られる。 その長所としては,1条の管渠の建設で済むため建 設費が安く,ガス管・水道管・電話ケーブルなど他 の地下埋設物との競合が少なく施工が容易であるこ と,管径が大きく埋設深が小さいため点検清掃等の



Fig.1 Map of study area

維持管理が容易であることなどが挙げられる。短所 としては,計画希釈倍率(遮集率)を越えるような雨水 流出が生じた場合,汚水と管内にたまった堆積物が 未処理のまま雨水吐室から直接水域に放流され,水 質汚濁の原因となっていることが挙げられる。

分流式下水道は雨水と汚水を別の管渠で排除する 方法で,水質汚濁防止の観点から1970年以降に新規 に計画策定あるいは計画見直しがなされる地域で基 本的に分流式が採用されている。その長所として, 汚水は全て処理場で処理されるため水域への流出が ないこと,既存水路が多く地形的に雨水の自然排水 が容易な地域では汚水管だけの敷設ですみ建設費が やすくなること,汚水のみを対象とするので下水処 理施設の容量が小さくてすむことなどが挙げられる。 短所としては汚水と雨水の2条の管渠を敷設する場 合には建設費が高く施工も困難であることが挙げら れる。それに加えて,近年では特に,ファーストフ ラッシュと呼ばれる降雨初期の高濃度の汚濁物質が 未処理のまま水域へ放流されることが大きな問題と なっている。

2.3 本研究で使用するデータ

(1) 下水道のデータ

京都市内全域の下水道整備区域の下水管渠網デー タおよび排水区の排水面積,汚水量,雨水吐きの遮 集量等のデータは京都市上下水道局より提供を受け た(京都市,2003)。また,賀茂川右岸堀川7号幹 線については深尾(深尾,2005)が整理したものを 利用した。

(2) 鴨川の河川データ

鴨川の河川データは京都府土木事務所から提供さ れた鴨川縦断図及び鴨川横断図を用いた(京都府, 2001)。鴨川縦断図に記載されている河川勾配とその 勾配が変化する地点の断面形状を鴨川横断図から読 み取り,鴨川の水路幅を決定した。鴨川縦断図およ び鴨川横断図は桂川合流地点から高野川の御蔭橋ま でのデータである。高野川合流点以北の賀茂川のデ ータ含まれていない。そこで川久保らによって行わ れた測量データ(城戸他, 2003)をもとにした。

(3) 雨量データ・水位データ

2004 年 11 月 11 日の降雨量及び賀茂川の水位・水 質観測データについては過去の観測値を用いている

(Kido et al.,2006)。2002 年 10 月 1 日から 10 月 15 日の降雨量及び河川水位データは京都府京都土木事 務所の雨量観測記録および水位観測記録(京都府, 2002) から抽出整理した。

3. 流出解析モデル

3.1 雨水流出解析モデル

(1) Kinematic Wave Model の基礎式

Kinematic runoff model を用いるために,流域をブ ロック分割し,各ブロックを長方形斜面と河道から なるものとして流域のモデル化を行う。

モデル化された長方形斜面の雨水流には式(3.1)の Manning 式を適用する。なお斜面勾配および粗度係 数は斜面上でそれぞれ一様とみなす。

$$v = \frac{1}{N} I^{\frac{1}{2}} R^{\frac{2}{3}}$$
(3.1)

ここに、v は流速、N は等価粗度、I は斜面勾配、Rは径深である。薄層流を仮定すると、 $R \Rightarrow h$ (h: 斜面 上の水深)と近似できる。単位幅あたりの流量は式 (3.1)を用いると、

$$q = \frac{1}{N} I^{\frac{1}{2}} h^{\frac{5}{3}}, \qquad (3.2)$$

となる。これを水深 h について解くと

$$h = \left[\frac{N}{I^{\frac{1}{2}}}\right]^p q^p = Kq^p , \qquad (3.3)$$

となる。ここに *p*=0.6,
$$K = \left[\frac{N}{I^{\frac{1}{2}}}\right]^p$$
 である。また連

続式は

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r , \qquad (3.4)$$

と表される。ここに, r は有効降雨強度, x は距離, t は時間である。

河道流に対しても斜面の場合と同様に Manning 則 を適用して,

$$v = \frac{1}{n} I^{\frac{1}{2}} R^{\frac{2}{3}}, \qquad (3.5)$$

と表される。ここに、n は粗度係数である。径深R については

$$R = k_1 A^z , \qquad (3.6)$$

と近似できる。ここに、Aは流積、 $k_1 \cdot z$ は河川横断 面より決まる定数である。河道の流量Qは式(3.5)と 式(3.6)より以下のように表される。

$$Q = vA = \frac{1}{n}I^{\frac{1}{2}} \left(k_1 A^z\right)^{\frac{2}{3}} A$$

$$=A^{\frac{3+2z}{3}}\frac{1}{n}k_{1}^{\frac{2}{3}}I^{\frac{1}{2}}$$
(3.7)

式(3.7)をAについて解くと,

$$A = \left[\frac{n}{k_1^{\frac{2}{3}}I^{\frac{1}{2}}}\right]^{\frac{3}{3+2z}} Q^{\frac{3}{3+2z}} = KQ^p, \qquad (3.8)$$

となる。ここに、
$$p = \frac{3}{3+2z}$$
, $K = \left[\frac{n}{k_1^{\frac{2}{3}}I^{\frac{1}{2}}}\right]^p$ で

ある。また河道における連続式は,

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \tag{3.9}$$

で表される。計算では,斜面流については式(3.3), (3.4),河道流については式(3.8),(3.9)について特性 曲線法を用いて解く。

(2) Dynamic Wave Model の基礎式

1 次元開水路流れにおける連続式および運動方程 式を広幅長方形断面水路について近似すると,

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = 0 \tag{3.10}$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial vq}{\partial x} + gh\frac{\partial h}{\partial x} - ghI + \frac{gN^2q^2}{h^{7/3}} = 0 (3.11)$$

の2式になる。ここに、hは水深、tは時間、qは単位幅流量、xは流下方向座標、vは流速、gは重力加速度、Iは水路勾配、Nは等価粗度である。この2式を連立させて解くのが Dynamic Wave Model である。
 横流入量に関しては空間差分メッシュの境界に瞬時混合を仮定して一括して加える。

式(3.10)を離散化する。左辺第1項は前進差分,第 2項は下流側の影響も反映されるように中心差分と して,

$$\frac{h_i^{j+1} - h_i^j}{\Delta t} + F_{qi}^{\ j} = 0 \tag{3.12}$$

ここに,

$$F_{qi}^{\ j} \equiv \frac{\partial q}{\partial x}\Big|_{i}^{j} = \frac{q_{i+1}^{j} - q_{i-1}^{j}}{2\Delta x}$$
(3.13)

である。これらの式より水深に関しては,

$$h_{i}^{j+1} = h_{i}^{j} - F_{ai}^{\ j} \Delta t \tag{3.14}$$

で計算することができる。

次に式(3.11)を離散化する。左辺第1項の時間微分 は前進差分,第2項の移流項は1次上流差分,第3 項の圧力項は下流の影響が伝わるように中心差分と して,

$$\frac{q_i^{j+1} - q_i^{j}}{\Delta t} + F_{Vi}^{\ j} - F_{pi}^{\ j} + F_{fi}^{\ j} q_i^{j+1} = 0 \quad (3.15)$$

$$\Xi \subseteq \xi \zeta,$$

$$F_{Vi}^{\ j} \equiv \frac{\partial vq}{\partial x} \Big|_{i}^{j} = \frac{v_{i-1}^{j}q_{i-1}^{j} - v_{i}^{j}q_{i}^{j}}{\Delta x}$$
(3.16)

$$F_{pi}^{\ j} \equiv gh\left(i_0 - \frac{\partial h}{\partial x}\right)\Big|_i^j = gh_i^j\left(i_0 - \frac{h_{i+1}^j - h_{i-1}^j}{2\Delta x}\right)$$
(3.17)

$$F_{fi}^{\ j} = \frac{gn^2q}{h^{7/3}} \bigg|_i^j = \frac{gn^2q_i^{\ j}}{h_i^{j/3}}$$
(3.18)

である。

3.2 汚濁物質流出解析モデル

(1) 懸濁態汚濁物質流出解析モデル

斜面からの懸濁態汚濁物質の流出を表現するモデ ルとして SWMM (Storm Water Management Model)の サブモデルの1つである表面流出負荷量モデルを応 用した。表面流出負荷量モデルの基礎式は式(3.19) で表される。

$$\frac{dP_1}{dt} = -K_1 P_1 \,,$$

$$\frac{dP_2}{dt} = -K_2 P_2 \,. \tag{3.19}$$

ここで, P₁は屋根面汚濁物質初期堆積量, P₂は道路 面汚濁物質初期堆積量, K₁, K₂,は比例定数である。 この式は, ある時間での堆積量の変化が同時刻の現 存堆積量に比例する事を意味している。式(3.19)を差 分化すると,

$$P_{1}(t + \Delta t) = P_{1}(t) \exp(-K_{1}\Delta t) ,$$

$$P_{2}(t + \Delta t) = P_{2}(t) \exp(-K_{2}\Delta t), \qquad (3.20)$$

となる。ここで、比例定数 K_1 が物質を流送する雨水 流の流速に比例すると考えられるので、屋根面の汚 濁物質流出速度 M_1 (t)は、

$$M_1(t) = \frac{P_1(t) - P_1(t + \Delta t)}{\Delta t}$$

$$=P_1(t)\frac{1-\exp(-K_1'u_1\Delta t)}{\Delta t},\qquad(3.21)$$

と表される。ここで、 K_1 は比例定数、 u_1 は屋根面の流速である。

道路面については、表面に多少のでこぼこがある ためその隙間に雨水が貯留され、降雨強度が小さな ときには汚濁物質の流出がないと考えられる。そこ で、限界掃流量の概念を導入し、ある一定の降雨強 度に達すると汚濁物質が流出し始めると考えた。道 路面の汚濁物質流出速度 *M*₂(*t*)は、

$$M_{2}(t) = \frac{P_{2}(t) - P_{2}(t + \Delta t)}{\Delta t}$$
$$= P_{2}(t) \frac{1 - \exp(-K_{2}'(u_{2} - u_{c})\Delta t)}{\Delta t},$$

 $(u_2 > u_c)$

$$M_2(t) = 0, \qquad (u_2 \le u_c)$$
 (3.22)

と表される。ここで、 K_2 は比例定数、 u_2 は道路面の 流速、 u_c は限界掃流量時の道路面の流速である。

斜面から流出した汚濁物質と排水路内で巻き上げ られた汚濁物質が,雨水流出に伴って排水路内を流 れる過程には,式(3.23)で表される Euler の移流方程 式を用いる。

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \overline{U} \frac{\partial P}{\partial x} = M_1(t) + M_2(t) + M_3(t) \circ (3.23)$$

ここに, Ūは断面平均流速である。これは, 排水路 内での汚濁物質の伝播が, 排水路内流速による移流 成分と, 斜面からの汚濁物質の流出速度および排水 路内での巻き上げ速度によって決まることを表して いる。

(2) 溶存態汚濁物質流出解析モデル

河川流域における溶存態汚濁物質の流出量を算定 するために,式(3.24)に示すLQモデルが広く用いら れている。

$$L = KQ^n \, . \tag{3.24}$$

ここで, *L* は汚濁物質流出量, *Q* は流量, *K*,*n* は係数 である。しかし, LQ モデルは流量のみに依存するの で,降雨初期における高濃度の汚濁物質流出や流量 低減時の低濃度の汚濁物質流出を表すことができな い。そこで,排水区内の堆積量に依存すると考えら れる溶存態汚濁物質については,式(3.25)に示す LSQ モデルを用いた。

$$L = KS^m Q^n \,_{\circ} \tag{3.25}$$

ここで,Sは汚濁物質堆積量,mは係数である。観測 値を用いて重回帰分析を行うことにより,3つのパ ラメータを決定する。

(3) 河道流下過程での河川水質モデル

本研究では,河道流下過程の河川水質を再現する ために一次元の移流分散モデルを基本とする。移流 分散モデルの基礎式を以下に示す。

$$\frac{\partial c}{\partial t} + U \frac{\partial c}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial c}{\partial x} \right)$$
(3.26)

ここで, c は河川水中の着目物質の濃度, U は河川水 流速, D は分散係数であり, 河川流速に河川水深を 乗じることで求めた。

式(3.26)を断面積分すると,河川の断面平均濃 度を求めるための式(3.27)が得られる。

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{Q}{A}\frac{\partial C}{\partial x} = \frac{1}{A}\frac{\partial}{\partial x}\left(AD\frac{\partial C}{\partial x}\right)$$
(3.27)

ここに, *C* は断面平均濃度, *Q* は流量, *A* は流積である。

河川において移流・分散以外の濃度変化をもたら す要素である生成・消滅項として巻き上げ項,分解 項,沈降項を考慮した。水質解析における巻き上げ 現象とは,河床表層の土壌が水中に巻き上げられた り河床上を移動したりする過程で,土壌表面に吸着 していた汚濁物質や土壌層内の間隙水中の汚濁物質 が河川に供給される現象のことを指す。そのため巻 き上げ項は河川底泥の濃度と河川水の流速に比例す ると考えた。

分解項は,河川水中の有機物質が微生物によって 分解される現象を表現する項であり,窒素に関して は有機態から無機態への分解,微生物等による無機 態窒素の同化,脱窒等を表している。沈降項は,河 川水中の有機物質の河床への沈殿・堆積・吸着を表 現する項である。分解項については河川水中の物質 濃度に比例すると考え,沈降項については沈殿槽モ デルを元に式を決定した。

さらに集水域からの横流入水を考慮に入れると,

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u_x \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(A \bullet D \frac{\partial C}{\partial x} \right)$$

+ $k_1 u_x C_B + k_2 C + \frac{k_3 C}{u_x h} + \frac{Q_S}{Q} (C_S - C)$ (3.28)

と表される。ここで, *u*_xは断面平均流速, *h* は水深, *k*₁,*k*₂,*k*₃ は比例定数, *C*_B は河床底質濃度, *C*_s は横流入 水中における着目物質の濃度, *Q*_s は横流入水流量で ある。式(5.3)の離散化には、分散項には中央差分を、 移流項には1次精度の上流差分を用いる。

既往研究(城戸他,2004)では、式(3.28)の C_B は 外部条件として一定で与えており、無限に供給され ると考えていた。しかし、近年の汚濁負荷流出解析 では、下水道管路はもとより、河床に堆積している 汚濁物質が晴天時・雨天時を通して河川水質に影響 を及ぼすことが注目されており、その堆積-流出過 程を含むモデル解析がとりくまれつつある。今回の 解析では、河床中の物質についても河川との物質移 動の収支に基づき、それぞれの河道区間の河床にひ とつのボックスモデルを連結させた。モデル概念図 を Fig.2 に示す。これまでの河床土壤観測(城戸他, 2004,城戸他,2007)において最大深さ 80cm におけ る底質および間隙水水質の分析を行っており、河床 ボックス厚を1mと設定した。河床間隙水中の水質 モデルを以下の式で表す。

$$\frac{\partial C_B}{\partial t} + u_B \frac{\partial C_B}{\partial x} = \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(A \bullet D_B \frac{\partial C_B}{\partial x} \right)$$
(3.29)
$$-k_1 u_x C_B + \frac{k_3 C}{u.h} - k_4 C_B$$

ここで、*C_B*:対象物質の地中水中物質濃度,*u_B*:地 中水流下方向流速,*A_B*:河川底質ボックス断面積, *D_B*:地中水中分散係数,*k₄*:土壌吸着定数である。



Fig. 2 Concept of interaction between river flow and river bed flow with one box model

土壌吸着とは,間隙水と土壌粒子間でおきる物理・ 化学的な吸着現象であり,詳細なモデルでは間隙水 中物質濃度と土壌粒子結合物質濃度との平衡関係で 表現される。本研究では平衡状態が瞬時に起きると 仮定して,その濃度変化は間隙水中物質濃度に比例 するものと考えた。

厳密な水・物質挙動を考えると河床ボックスは河 川と地下水との水・物質移動の中間媒体であり,将 来的には地下水流動水質モデルとの統合モデルに発 展させる予定である。今回の解析では,間隙水の流 動解析をおこなっていないので移流項をゼロと仮定 し,河道区間ごとに独立した河床ボックスがあるも のとしている。

3.3 既往研究との関係

賀茂川流域については著者らによって都市域での 雨天時における汚濁物質の流出解析が行われている (Kido, et al., 2006)。この研究では,賀茂川流域を対象 として晴天時の河川と都市域から河川への流出水の 水質調査,雨天時の河川と都市域からの流出水の流 量・水質の観測調査,降雨後の連続した河川水質調 査を行った。その結果をもとに都市域における汚濁 物質の発生源として屋根面・道路面・下水管内・家 庭排水を考え,それぞれの発生源からの汚濁物質流 出速度の違いを考慮したモデルを用いて,懸濁態・ 溶存態汚濁物質の流出解析を行い,合流式,分流式 下水道区域での汚濁物質流出量の違いを再現した。

本研究では既往研究をもとに解析範囲の拡大を図 り、より広い範囲で雨天時に合流式下水管から越流 によって河川に流入する汚濁物質量を算定し、合流 式下水管の越流が河川の水質に及ぼす影響をより再 現できるモデルとなっている。

具体的には,既往研究では1箇所の雨水吐口での 汚濁物質の挙動を解析していたが,本研究では解析 範囲における鴨川に流入する複数箇所の雨水吐口か らの汚濁物質量を算定することによって,合流式下 水道越流水が及ぼす河川水質への影響を評価する。

3.4 対象流域のモデル化

対象流域の概要

賀茂川の高橋以南は下水道排水区域であり,御薗 橋以北は分流式下水道,以南は合流式下水道が整備 されている。高野川の高野橋以北は分流式下水道, 以南は合流式下水道が整備されている。

(2) 支流域分割

流出解析に Kinematic Wave Model を用いるために は、流域をブロック分割し、支流域ごとにモデル定 数を求める必要がある。本研究では流出解析の対象 区域のほぼ全域が都市域の下水道排水区域であるの で、下水道網に沿って支流域を分割した。

(3) 基底流量の設定

直接流出に Kinematic Wave Model を適用するため, 観測データのハイドログラフから基底流を分離する 必要がある。合流式下水道区域では,汚水が基底流 となっている。実際には汚水の量は時間によって異 なり,朝夕の調理時に増大する傾向を示すが,その 変動は処理区域の土地利用形態や生活形態によって 異なるため,対象流域内での時間ごとの汚水量を把 握することは難しい。そこで,汚水量の時間変化を 考えず,平均汚水量を与えた場合と時間最大汚水量 を与えた場合とに分けて考えた。

(4) モデル定数の決定

斜面面積は,各支流域の左・右岸の面積と河道長 を測定し,面積を河道長で除すことで求めた。

河道形状に関わる係数 $k_{1,z}$ は、下水排水路図に描 かれた管路ごとの管径に基づき、式(3.6)に水深ごと の流積と径深を代入し、回帰分析を行って求めた。 河道の粗度係数については管径によって素材が異な ると考えて 0.01~0.015 の間で最も再現性が高くなる ように調節した。

3.5 モデルの検証

(1) 斜面流出モデルの検証

斜面流出の追跡に用いた Kinematic Wave Model の 検証は合流式下水道幹線管渠である,堀川 7 号幹線 の集水域に降った雨水の流出再現によって行う。こ の堀川 7 号幹線については,2004 年 11 月 11 日の降 雨事例について深尾らによって流量観測及び流量再 現計算が行われている。この観測結果及び再現計算 結果と本モデルによる解析結果を比較することで本 モデルの斜面流出部分について検証した。

(2) 河道も含めたモデル全体の検証

本モデルでは河道については Dynamic Wave Model を適用するため本モデルの河道流量の再現性の検証 も行った。

雨量データおよび鴨川の水位データが入手可能な 2002年の降雨事例のうち適度な降雨量があり,単独 の降雨イベントとして分離しやすいように先行無降 雨期間が十分にとれている2002年10月1日の降雨 事例の河川流量を再現することで本モデルの河道流 量の再現性を検証した。

4. 流出解析

4.1 合流式下水道区域での再現計算

(1) 堀川7号幹線の再現計算概要

堀川 7 号幹線は賀茂川の右岸を通っている合流式 下水管の幹線である。この幹線の北側を通っている 堀川 7 号幹線枝線には 2 箇所の雨水吐室があり,遮 集能力を超えると若狭川に放流される。堀川 7 号幹 線は堀川 1 号幹線へと合流し,さらに堀川 1 号幹線 は分水-1 で堀川北幹線に分水される。分水-1 につい ては,低流量時は全て京都市南部に位置する鳥羽処 理場へと送られ,遮集能力を超えると雨水吐室 TS.3 に達し,遮集能力を越えた雨水と汚水が吐口から賀 茂川に放流されている。堀川 7 号幹線の集水区の図 を Fig.3 に示す。

今回は再現計算が行われた 2004 年 11 月 11 日の降雨 事例について先行研究⁽¹⁾で行われた支流域分割の支 流域を統合して新たな支流域として流出解析を行っ た。先行研究では各下水道の集水区について詳細に 支流域分割を行っており,総計 262 個の支流域に分 割している。本研究では解析範囲を拡大するため支 流域の統合を行い,統合した排水区の面積の大きさ が極端に異ならないように留意した上で,まず集水 区を10 個の支流域に分割した。新しい支流域では統 合した支流域の左斜面面積および右斜面面積それぞ れ足し合わせて新たな左斜面面積及び右斜面面積と した。河道長は統合前の支流域のうち最長経路とな るものを選んで新しい河道長とした。勾配について も最長経路をたどって再計算をして決定した。粗度 係数については基準値を 0.013 として計算結果の再 現性を確認しながら数値を変化させて計算した。河 道定数は統合前の最大管径のときの係数を使用した。



Fig. 3 Map of sewage district of Horikawa sewer No.7



Fig. 4 Hydrograph of TS-3 overflow

(2) 堀川7号幹線の再現計算結果

上記の条件のもと斜面流出の再現計算を行った。 粗度係数を 0.015 にした時に再現性が最も高くなっ た。計算で得られたハイドログラフを Fig.4 に示す。 これにより支流域統合を行った結果,流出時間が実 際よりも小さくなることが分かる。一方で流出ピー ク時の流量は再現されている。これらの結果より, 支流域を統合する(集中化)する場合には,統合前の斜 面や管路の勾配や粗度係数について,単純に積算す るのではなく,係数を掛けるなどの調整を行う必要 があることがわかった。

(3) 支流域統合の影響評価

(2)で述べたように支流域を統合すると流出ピー ク時間にずれが生じることが確認された。そこで支 流域の統合の度合いによって発生する流出時間のず れについて検証する。

概要で述べたように先行研究では堀川 7 号幹線の 集水域は 262 個の支流域に分割されていた。それを 本研究では 10 個の支流域に統合したが,ここでは支 流域の統合を段階的に行い,統合による影響評価を 行う。そこで,まず中間段階として流域を 37 個の支 流域に分割した場合の流出計算を行った。計算条件 は(1)と同様である。

雨水吐口 TS-3 での越流流量計算結果と観測流量と の比較および支流域の分割数 10 個と 37 個と 262 個 のときの計算結果の比較のグラフを Fig.5 に示す。

以上の3つの段階的な統合を比較した結果,262 個から37 個への支流域統合においてピーク流量およびピーク時間ともにほぼずれが生じていないことが確認された。一方で37 個から10 個への支流域統合においては、ピーク時間のずれが生じている。このことから下水管の接続形態の似ている支流域を統合しても流出特性の変化に及ぼす影響はわずかであると考えられる。

(4) 鴨川左岸の合流式下水道網の再現計算

鴨川左岸の合流式下水道網について 2002 年 10 月 1 日の降雨事例について再現計算を行った。支流域 分割は京都市上下水道局提供の下水道排水区情報よ り各排水区を 1 つの支流域として整理した上で合流 などのない統合可能な排水区は統合した。鴨川左岸 では総計 44 個の支流域に分割した。



Fig. 5 Hydrograph of the various numbers of sub basin under three calculation conditions.

計算結果については特に越流流量の大きかった雨 水吐口 TS-40 のハイドログラフを Fig.6 に示す。計算 の結果,この降雨では 12 ヵ所の雨水吐口で越流が発 生するという結果になった。

(5) 鴨川(賀茂川)右岸の合流式下水道網の再現計算

鴨川右岸の合流式下水道のうち,鴨川に流入する 雨水吐口に接続する下水道網について再現計算を行 った。右岸についても2002年10月1日の降雨を対 象にした。右岸側では雨水吐室の遮集能力が明確で ない箇所が存在したため今回の計算のため設定した 遮集管渠の最大流下流量を遮集能力として計算した。 支流域分割については,9個の支流域に分けた。

計算の結果,賀茂川右岸の雨水吐きからは越流が 発生しなかった。これは,雨水吐きの遮集能力を上 記のような設定で与えたため,現実の値よりも過剰 に評価されているためと考えられる。

4.2 鴨川の流量再現計算

(1) 流量計算の解析範囲

鴨川の流量再現計算は荒神橋を上端とし,深草地 点を下端とする約6.5kmを解析範囲とする。この解 析範囲はFig.1に示している。水位観測値は上端の荒 神橋水位観測所のデータと,下端の深草水位観測所 の2002年9月30日から10月2日にかけての水位デ ータを使用する。

(2) 横流入量について

鴨川への横流入量は鴨川左岸及び右岸の下水道流 出モデルを使用して,2002年10月1日の降雨事例 について計算した流量を横流入量として与えた。横 流入は,河道の格子上端に流入させ,当該格子の上 流端で流量および水深を再計算しその値をもとに, 下流側の流量・水位を順次計算する方法で行った。

(3) 解析計算結果と考察

荒神橋の水位データから河道幅を基準として上流 端流量を求め、それを境界条件として Dynamic Wave



Fig. 6 Discharge hydrograph of TS-40 overflow

Model で解析を行った。水位の比較は深草水位観測 所での水位の観測値と解析値で行った。水位及び流 量の比較結果を Fig.7 に示す

この結果で示されるように計算値は観測値と比べ て水位,流量ともに変動が過小になっている。本研 究では,対象降雨の強度はそれほど大きなものでは なく,洪水流の評価を目的とした解析と比較して, 低流量時の流量の再現性を評価することとなる。こ のため,計算された流量ピークが小さくならざるを 得なかった。より大規模な降雨事例を用いて,総合 的にモデルの評価をすべきであるとともに,低流量 時については流速観測を実施して,流速を評価する ことも検討すべきである。

(4) 鴨川流量連続解析の結果と考察

本研究では雨天時に流入した汚濁負荷が降雨終了 後の流量低下時に河床に堆積していくメカニズムを モデルによって再現することを目的にしている。そ のためには河川の流量を単一の降雨イベントのみを 解析するのではなく,複数の降雨イベントを連続し て解析する必要がある。そこで鴨川について連続す る降雨事象を対象とした解析を行った。対象期間は



Fig. 6 Observation and calculation of water level and water quantities at observation point Fukakusa.

2002年10月1日から10月15日の15日間である。

この期間には降雨イベントが主に2回ある。10月 1日と6日から7日にかけての2回にわたって総雨 量10ミリ以上の降雨が観測されている⁽⁴⁾。

これらのデータをもとに,対象期間において荒神 橋の水位観測データを上流端境界条件として解析を 行った。計算流量と観測流量の比較および計算水位 と観測水位の比較結果を Fig.8 に示す。

この比較結果で示されるように水位,流量ともに 増加時のピーク量が観測値と比較して計算値は過小 になっているが,増減の位相は比較的によく再現さ れている。今後は横流入量の再現性の評価と河道流 との組み込み方などを改良しピーク時の水位および 流量の再現性の向上を図る必要がある。

4.3 河川水と河床間隙水の水質解析の考察

河川水中の移流分散モデルに河床の間隙水の水質 モデルを結合し、河川水から河床への汚濁物質の沈 降及び河床からの巻き上げによって河川水と河床間 隙水の水質がどのように変化するかを解析した。対 象区間は北山から北大路と短い区間での解析をまず 行った。その解析範囲を Fig.9 に、解析結果を Fig.10 に示す。その結果無降雨時には河床への沈降で河床 間隙水の懸濁態窒素濃度が上昇していき、降雨流出



Fig. 7 Observation and calculation of water level and water quantities at observation point Fukakusa during 15 days



Fig. 8 Map of water quality research area





が始まると巻き上げによる河川水への物質移動が増 加して河川水の濃度は上昇するとともに河床間隙水 の濃度は減少していく。降雨流出量が低下するにつ れて,河川水の濃度が低下し河床間隙水の濃度の低 下は小さくなっていき,ほぼ一定の値に近づいた。 降雨流出終了後の無降雨期間には上述の通り河床へ の沈降が卓越する。この計算結果から,河川水と河 床間隙水との沈降と巻き上げによる物質の移動が再 現できており,長期間の汚濁物質の流出解析を行う 準備ができた。

5. 結論および今後の課題

5.1 結論

(1) 本研究のまとめ

本研究で行ってきたことをまとめる。 ①既往研究の支流域を統合しての再計算 ②鴨川左岸地域の下水道網のモデル化と流出計算 ③鴨川右岸地域の下水道網のモデル化と流出計算 ④賀茂大橋以南の鴨川の河道流について Dynamic Wave Modelの適用

⑤賀茂川の河川水の移流分散モデルと、河床間隙水との汚濁物質の入出力を考慮した水質モデルを結合し河川水と河床との沈降、巻き上げによる物質の移動を再現した。

(2) 結果と考察

本研究で行った各事項について,結果の整理及び 考察を行う。

まず,排水区を統合したモデル排水区による再現 において,ピーク流量の再現は統合前と比べて再現 性が高かったが,ピーク流量発生時間に関しては, 観測値と比較して早めに算定された。これは,支流 域を統合したことにより,斜面勾配が平均化され, 管路の流下最長距離に基づいているとはいえ流下距 離が短く評価されている可能性が考えられる。支流 域を統合する場合には,勾配や粗度係数などに補正 を施す必要があると考えられる。

鴨川右岸と左岸の下水道網に関しては、本研究に おいて新たに作成したものである。既往研究と異な り、鴨川流域広域に下水管からの越流が及ぼす河川 水質への影響および河床への沈降と河床からの巻上 げにより、雨天時と晴天時を連続させた河川水質の 算定を行うとともに、河床への堆積と河川水への巻 上げによる汚濁物質の収支を評価することが可能と なった。

5.2 今後の課題

本研究では対象とする鴨川の流域について降雨時の雨水の流出状況を,解析モデルを用いて流出解析を行った。Kinematic Wave Modelを用いて斜面および下水道管路網の雨水流出の追跡を行い,河川河道の流下に対しては Dynamic Wave Model を適用した。

河道に対して Dynamic Wave Model を適用した目 的は 2 つある。ひとつは本モデルを晴天時にも適用 することである。いまひとつは、下水道の満管状態 や合流地点に排水機場が存在するような河川に対し て本モデルで表現することである。いずれの目的に も共通しているのが下流側の状況が上流に及ぼす影 響を考慮する必要があることである。Kinematic Wave Model では下流の状態を上流に反映させることがで きないため、上記の目的でモデルを使用するために は河道流については Dynamic Wave Model を用いる 必要がある。本研究では、河川の河道にのみ Dynamic Wave Model を適用したが、今後は下水道の幹線管渠 にも適用して、より再現性を高めることが課題であ る。

また本研究では河川水と河床間隙水の水質モデル を賀茂川の北山・北大路間という短い距離で行って いるが、この範囲を広げていくことも課題である。 そのためには河川の流量、流速、水深を精度よく再 現できるように河川の流量モデルを改善していく必 要がある。具体的には現在のモデルでは横流入の影 響を反映しきれていない面がある点を改善する必要 がある。

参考文献

- 土木学会(2001):水理公式集例題プログラム集[平成 13年度版].
- 深尾大介(2005):都市域における非特定源からの雨天 時汚濁物質流出解析,京都大学大学院工学研究科 都市社会工学専攻修士論文
- 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,

第47号B, 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, 第 50 号 B, CD-ROM, pp.579-594.
- 國松孝男・村岡浩爾(1987):河川汚濁のモデル解析, 技報堂出版.
- 京都府土木事務所(2001):鴨川河川計画断面図・縦断 図・平面図.
- 京都府土木事務所(2002): 雨量観測記録 (2002/04/01~2003/01/28)
- 京都府土木事務所(2002):水位観測記録 (2002/04/01~2003/01/28)
- 京都市下水道局(2003):京都市公共下水道区域図(汚水),平成15年度版,2003.
- 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 \sim Session B-7-11.

Pollutant Runoff Analysis in Kamo River Basin

Yoshinobu KIDO, Hiroyuki TORII* and Eiichi NAKAKITA

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Recently, construction of sewerage system has reduced pollutant load flowing into urban rivers and river water quality has been gradually improved. But combined sewerage system having inadequate drainage capacity for designed rainfall intensity is bringing very often overflow including much pollution. On the other hand, the increasing of impermeable urban surface and urban activities have caused another pollutant runoff during rainfall events which so-called diffuse pollution mainly derived from sedimentation on the urban surface and the drainage channel. It becomes the principal pollutant source in urban river water. The pollutant settled on the river bed is considered to become additional factor for river water quality analysis during dry-weather condition. In this study, the water quality mechanism was analyzed including the inter-transportation between river water and river bed. It could estimate the potential of river bed sedimentation as the pollutant source in river basin.

Keywords: combined sewerage system, Kamo river basin, water quality analysis

粘着性・非粘着性河床材料混在場における土砂輸送特性 ートンレサップ川を対象として一

竹林洋史・中元達也*・藤田正治

* 東京大学大学院工学系研究科社会基盤学専攻

要旨

河川の中・上流域には河床の一部から岩が露出している場を良く見かける。また,平野 部においては,粘着性土層と非粘着性土層の互層構造が良く見られ,河床の侵食特性が空 間的に変化している場が存在する。このような場では,岩や粘着性土が露出する箇所の侵 食が抑制され,さらに土砂が非平衡な状態で下流へ輸送される。本研究では,掃流砂層の 厚さを無次元掃流力の関数として時空間的に変化させ,粘着性・非粘着性河床材料混在場 における流砂量を評価した。さらに,本モデルをカンボジア国・トンレサップ川に適用し, 粘着性土層の存在が流砂・河床変動特性に与える影響について検討した。その結果,順流 と逆流を繰り返すトンレサップ川では,メコン河の粗い土砂がトンレサップ湖まではほと んど流れておらず,メコン河の土砂によるトンレサップ湖の縮小については,その心配の 必要がないことが分かった。

キーワード:粘着性土,非粘着性土,河床変動,非平衡流砂,トンレサップ川

1. はじめに

トンレサップ川の流域面積は84000 km²であり、カ ンボジア国内におけるメコン河流域の約54%を占め ている(WUP-JICA, 2004)。トンレサップ川の長さ は約150kmであり, Fig. 1に示すように, カンボジア 国の中心部を流れ、トンレサップ湖とメコン河を結 んでいる。トンレサップ川とメコン河は、カンボジ ア国の首都プノンペンで合流しており、合流点付近 はチャトムックと呼ばれている。トンレサップ湖は, 東南アジア最大の淡水湖であり,雨期の面積は13000 km²にも達する(堀, 2000)。トンレサップ川流域は, カンボジア国とベトナム国南部における経済活動や 生態システムにおいて非常に重要な役割を果たして いるだけでなく、その特異な流向特性によって非常 に良く知られた流域である。トンレサップ川の水は, 10月から5月までは、トンレサップ湖からメコン河へ 流れるが、6月から9月は、メコン河からトンレサッ プ湖へ流れる。つまり、トンレサップ湖は、メコン 川の洪水を緩和する自然の貯水池として機能してい る。このように、雨期に逆流する特性があるため、 洪水時のメコン河からの大量の土砂がトンレサップ



湖に流れ込み,トンレサップ湖が年々埋まっている のではと危惧されている。

トンレサップ川流域における河床変動特性につい ては、いくつかの研究グループによって活発に研究 されている。Kummu, Koponen and Sarkkula (2005) は、トンレサップ湖における土砂輸送特性を三次元



Fig. 2 Size distribution of bed material employed in the analysis



Fig. 3 Sediment sampler and an example of sediment at Tonle Ssap River

流れの河床変動解析を用いて調べている。また, Egashira, Takebayashi and Inoue (1999) やOlsen and Tjerry (2005) は,平面二次元の河床変動解析を用 いてチャトムック地区の河床変動特性を調べている。 これらの研究成果は,それぞれの地区の河床変動特 性を把握するための重要な情報を提供しているが, 河床変動特性を強く支配する河床材料の粒度につい て十分な実測データに基づいて決定していない。そ のため,粒度分布の季節変化の大きいトンレサップ 流域においては,解析結果の信頼性に問題を残して いる。

Fig. 2に示すように、メコン河の土砂は、平均粒径 0.5mm程度の非粘着性材料であるが、トンレサップ 川の土砂は、平均粒径0.1mm以下で粘着性を示す材 料を含んでいる。つまり、逆流するときには、メコ



0.01 0.1 Diameter (mm) 1 Fig. 5 Examples of size distribution of bed materials in

10





Fig. 6 Shells on beds at 145km from Phnom Penh

0



Fig. 7 Definition of flow width and wetted perimeter

ン河の粗い土砂がトンレサップ川の粘着性河床上を 流れていることとなる。このような場では,粘着性 土が露出する箇所の侵食が抑制され,さらに土砂が 非平衡な状態で輸送される。そこで,本研究では, 掃流砂層の厚さを無次元掃流力の関数として時空間 的に変化させ,河床を粘着性土と非粘着性土の混在 場として扱った一次元河床変動解析モデルモデルを 開発し,カンボジア国・トンレサップ川に開発した モデルを適用し,粘着性土層の存在が流砂・河床変 動特性に与える影響について検討する。

2. 河床材料調査の概要

河床材料は、乾期において、Fig. 3に示すサンプラ ーを用いて格段面ごとに2カ所ずつ採取した。サンプ ラーは、8cmの厚さで河床表面から河床材料を採取す る。また,同時に,左右の両河岸からも土砂を採取 している。断面間隔は約10kmであり、河道全川に対 して行った。Fig. 4に河床材料と河岸材料の一例を示 す。河床材料には、粗い粒径の材料も含まれている が, それらを除くと河床材料と河岸材料は同オーダ ーの粒径となっている。チャトムックから3km地点 の粗い河床材料は、メコン河から流入したものと考 えられる。これは、トンレサップ川に比べ、メコン 河の河床材料は粗く, Fig. 5に示すように, 平均粒径 が約0.5mm程度となっているためである。一方, 145km地点の粗い材料については、4.で示すように、 メコン河の材料が流れ込む可能性は非常に少ないた め, 貝殻の破片や護岸工事の材料などが含まれてい た可能性が高い。これは、Fig. 6に示すように、トン レサップ川がトンレサップ湖と接続している地点は 非常に貝が多く,河床全体が貝で覆われている地点 も存在したためである。

3. 解析方法

3.1 基礎方程式

流れの質量保存則および運動方程式は,以下のよ うである。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = -\frac{Q_f}{B_f} \tag{1}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) = -gA \frac{\partial z}{\partial x} - gAI_e + \frac{\partial}{\partial x} \left(A\sigma_{xx} \right)$$
(2)

ここに、tは時間、xは流下方向の座標、Aは本川の 流水断面積、Qは本川の流量、 Q_f は氾濫原から本川へ の横流入流量、 B_f は氾濫原から本川への流入幅、gは 重力加速度、 ρ は水の比重、zは本川の水位、 I_e は本 川のエネルギー勾配であり、以下のようにマニング 則によって評価している。

$$I_e = \left(\frac{n_m Q}{R_w^{(\frac{\gamma_s}{\gamma})} A}\right)^2 \tag{3}$$

ここに、 n_m はマニングの粗度係数、 R_w は径深である。本解析では、雨期と乾期の流れと流砂を評価するため、河道の横断形状を考慮している。そのため、流水川幅 (B_w) と潤辺 (S_w) はFig. 7に示すように評価している。 σ_{xx} は乱流応力であり、以下のように評価している。

$$\sigma_{xx} = 2v \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q}{A} \right) \tag{4}$$

$$v = \frac{\kappa}{6} u_* h \tag{5}$$

ここに、vは渦動粘性係数である。流砂量は、河床 勾配が限界掃流力に与える影響を考慮した芦田・道 上式を用いる(芦田・道上, 1972, Kovacs and Parker, 1994, Liu, 1991)。

$$Q_{bk} = B_w 17 \sqrt{sgd_k^3} \tau_{*e}^{\frac{3}{2}} \left(1 - \sqrt{K_c \frac{\tau_{*ck}}{\tau_{*k}}} \right) \left(1 - K_c \frac{\tau_{*ck}}{\tau_{*k}} \right) f_{bk} r_b$$
(6)

ここに, *s*は土砂の水中比重, τ_{*k}は*k*粒径階に対す る無次元掃流力であり, 以下の修正Egiazaroff式 に より算定した(芦田・道上, 1972)。

$$\tau_{*ck} = \tau_{*cm} \left[\frac{\log_{10} 19}{\log_{10} \left(19 \, d_k / d_m \right)} \right]^2 \qquad d_k / d_m \ge 0.4 \qquad (7-1)$$

$$\tau_{*ck} = 0.85 \tau_{*cm} \frac{d_m}{d_k} \qquad \qquad d_k / d_m < 0.4 \quad (7-2)$$





ここに、て*cmは交換層内の土砂の平均粒径に対する 無次元限界掃流力であり,以下の岩垣式(岩垣,1956) により算定した。

$$d_m \ge 0.303 \tag{8-1}$$

$$0.118 \leq d_m < 0.303 \tag{8-2}$$

$$0.0565 \le d_m < 0.118 \tag{8-3}$$

$$0.0065 \le d_m < 0.0565 \tag{8-4}$$

$$d_m < 0.0065 \quad \text{(Unit : cm)} \tag{8-5}$$

$$u_m < 0.0005$$
 (0mm : cm) (8-5)

$$\tau_{*cm} = u_{*cm}^2 / (sgd_m) \tag{9}$$

 τ_{*ek} はk粒径階に対する有効無次元掃流力であり、 以下の関係より求める⁶。

$$u_{*em} = \frac{Q}{A\left(6 + 2.5\ln\frac{h}{d_m(1 + 2\tau_{*m})}\right)}$$
(10)

$$\tau_{*ek} = u_{*em}^2 / (sgd_k) \tag{11}$$

*K_c*は限界掃流力の修正関数であり、以下の関係より求める(Kovacs and Parker, 1994, Liu, 1991)。

$$K_c = 1 + \frac{1}{\mu_c} \left(\frac{\rho}{s} + 1 \right) \tan \theta_x \tag{12}$$

ここに、μ_cは静止摩擦係数,θ_xは流下方向の河床勾 配である。河道横断形状を考慮した一次元河床変動 解析であるが、断面流砂量と断面内の流水域の河床 材料の粒度は、それぞれ、一つの値としている。*f_{bk}* は*k*粒径階に対する流水域の掃流砂層の土砂の存在 率である。掃流砂層内の土砂の粒度は、以下の土砂 の質量保存則により求める。

$$B_{w} \frac{\partial c_{b} E_{b} f_{bk}}{\partial t} + B_{w} (1 - \lambda) F_{bk} \frac{\partial z_{b}}{\partial t} + \frac{\partial Q_{bk}}{\partial x} + B_{w} W_{k} (c_{sbek} - c_{sbk}) = 0$$

$$\begin{cases} F_{bk} = f_{d1k}, \ \partial z_b / \partial t \le 0, \ E_{sd} \ge E_{be} \frac{C_b}{1 - \lambda} \\ F_{bk} = f_c, \ \partial z_b / \partial t \le 0, \ E_{sd} \le E_{be} \frac{C_b}{1 - \lambda} \\ F_{bk} = f_{bk}, \ \partial z_b / \partial t \ge 0 \end{cases}$$
(13)

ここに、 λ は河床土砂の空隙率、 f_{dik} は掃流砂層直下の堆積層(遷移層(Liu, 1991))におけるk粒径階の土砂の存在率、 E_b は掃流砂層の厚さである。掃流

砂層直下の堆積層における土砂の質量保存則は,以 下のようである。

$$\frac{\partial E_{d1} f_{d1k}}{\partial t} - F_{dk} \frac{\partial E_{d1}}{\partial t} = 0 \qquad \begin{cases} F_{dk} = f_{d1k}, \ \partial z_b / \partial t \le 0\\ F_{dk} = f_{bk}, \ \partial z_b / \partial t \ge 0 \end{cases}$$
(14)

ここに、 E_{d1} は掃流砂層直下の堆積層の厚さ、 f_{c} は 粘着性土砂の存在率、 f_{dmk} はm番目の堆積層におけるk粒径階の存在率、 c_{b} は鉛直平均の掃流砂の濃度、 E_{be} は平衡掃流砂層厚さであり、以下の関係より求める (Egashira and Ashida, 1992)。

$$\frac{E_{be}}{d_m} = \frac{1}{c_b \cos\theta (\tan\phi - \tan\theta)} \tau_{*m}$$
(15)

ここに、 ϕ は安息角、 τ_{*m} は平均粒径に対する無次 元掃流力、 E_{sd} は粘着性土層上の非粘着性土の厚さ、 E_b は掃流砂層の厚さであり、以下のように求める。

$$E_{be} = E_{be} \qquad \qquad E_{sd} \ge E_{be} \frac{c_b}{1 - \lambda} \qquad (16-1)$$

$$E_{b} = E_{sd} \frac{1-\lambda}{c_{b}} \qquad \qquad E_{sd} \le E_{be} \frac{c_{b}}{1-\lambda} \qquad (16-2)$$

*r*_b は粘着性土層上の非粘着性土の量に関するパラ メータであり、以下のように求める。

$$F_b = 1 \qquad \qquad E_{sd} \ge E_{be} \frac{c_b}{1 - \lambda} \qquad (17-1)$$

$$\frac{E_b}{E_{be}} \qquad \qquad E_{sd} \le E_{be} \frac{c_b}{1-\lambda} \qquad (17-2)$$

浮遊砂の沈降速度(w_{fk})は、以下の関係より求めた (Rubey, 1933)。

$$w_{jk} = \left(\sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36v^2}{(\rho_s/\rho - 1)gd_k^3}} - \sqrt{\frac{36v^2}{(\rho_s/\rho - 1)gd_k^3}}\right) \times \sqrt{(\rho_s/\rho - 1)gd_k^3}$$
(18)

 c_{sbk} はk粒径階の浮遊砂の基準点濃度である。 c_{sbek} は基準点高さにおけるk粒径階の平衡浮遊砂濃度であり、以下の関係より求めた(Lane and Kalinske, 1941)。

$$c_{sbek} = 5.55 \left(\frac{1}{2} \frac{u_*}{w_{fk}} \exp\left(-\frac{w_{fk}}{u_*}\right) \right)^{1.61} f_{bk} r_b \text{ (unit: ppm)(19)}$$

k粒径階の断面平均浮遊砂濃度(*c_{sk}*)は,以下の関係 より求めた。

 $r_b =$

$$\frac{\partial Ac_{sk}}{\partial t} + \frac{\partial Qc_{sk}}{\partial x} = AD_h \frac{\partial^2 c_{sk}}{\partial x^2} + B_w w_{fk} \left(c_{sbek} - c_{sbk} \right)$$
(20)

浮遊砂の水深分布は,指数分布を仮定している。 従って,断面平均浮遊砂濃度と基準点濃度の関係は, 以下のようである。

$$c_{sk} = \frac{c_{sbk}}{\beta_s} \left(1 - e^{(-\beta_s)} \right) \tag{21}$$

ここに、 $\beta_s = w_{gh}/D$, hは断面平均水深である。Dは浮遊砂の拡散係数であり、簡単のため、渦動粘性 係数と同じ値を与えている。掃流砂層内の土砂の平 均粒径は、以下の関係より求める。

$$d_m = \sum_{k=1}^n d_k f_{bk} \tag{22}$$

ここに,nは粒径階の数である。河床はFig.8に示 すように,断面内の流水域のみ変化するとして以下 の河床位方程式より求める。

$$B_{w} \frac{\partial (c_{b}E_{b})}{\partial t} + B_{w} (1-\lambda) \frac{\partial z_{b}}{\partial t} + \sum_{k=1}^{n} \left(\frac{\partial Q_{bk}}{\partial x} + B_{w} w_{k} (c_{sbek} - c_{sbk}) \right) = 0 E_{sd} \ge E_{be} \frac{c_{b}}{1-\lambda}$$
(23-1)

 $\frac{\partial z_{b}}{\partial t} + V_{e} = 0 \qquad \qquad E_{sd} \leq E_{be} \frac{C_{b}}{1 - \lambda} \qquad (23-2)$

粘着性土層の侵食速度(V_e)は関根らの式(2003)を 修正した以下の関係より求める。

$$V_{e} = \alpha R_{wc}^{2.5} u_{*}^{3} \left(1 - r_{b}\right)$$
(24)

メコン河からトンレサップ川への水の流れは,チ ャトムックでの合流点からだけではなく,メコン河 とトンレサップ川に挟まれた氾濫原を通ってメコン 河からトンレサップ川へ流れ込むものもあり,無視 できない量となっている。そこで,式(1)の右辺に示 すように,横流入を考慮している。氾濫原上の流れ の質量保存則と運動量保存則は,以下のようである。

$$B_f \frac{\partial z_f}{\partial t} + \frac{\partial Q_f}{\partial y} = 0$$
(25)

$$\frac{\partial Q_f}{\partial t} = -gA_f \frac{\partial z_f}{\partial y} - gA_f I_e$$
(26)

ここに, *z_f*は氾濫原の水位, yはトンレサップ川本 川の流れと直行する方向の座標, *A_f*は氾濫原の流れ の流水断面積である。

3.2 解析条件

解析条件はCase 1からCase 4の4ケースである。 Case1とCase2は、単純な水理条件を対象とした解析 であり、計算領域は直線矩形水路を想定し、初期河 床を平坦床とする。初期河床は、砂礫による可侵食 性河床(Case1),粘着性土による難侵食性(Case2)



Fig. 9 Size distribution of supplied and initial bed sediment

の2種類である。給砂材料は両解析条件で非粘着性材 料である。給砂量は、上流からの供給土砂の粒度の 下流への伝播特性が分かるように、1年目に平衡給砂 量の8倍を給砂し、2年目以降は平衡給砂量を給砂す る条件とした。河床材料の粒度分布をFig.9に示す。 初期河床材料は平均粒径0.1mm程度の細かい土砂で あり、Case1では非粘着性土砂として扱い、Case2で は河床から離脱するまでは粘着性を示すものとした。 給砂の平均粒径は、0.5mm程度であり、河床材料よ り粗く非粘着性材料として扱う。初期河床勾配は 0.0015、川幅は200m、流量は83.1m³/sを定常的に与え た。

Case 3とCase 4は、トンレサップ川の流れと河床変 動特性を解析したものである。解析期間は、2002年6 月~2003年11月であり、ちょうどトンレサップ川の 逆流の開始から1年後の順流の開始ぐらいまでであ る。ここで、逆流とはメコン河からトンレサップ湖 への水の流れとし、順流とはトンレサップ湖からメ コン河への水の流れとする。河床形状は、1997年~ 1999年にかけて実測されたデータを用いる(Kingdam of Cambodia, Ministry of Public Works and Transport, Waterways Department, 1999)。解析に用いた河床材 料の初期粒度は前出のFig.2に示されている。粒度の 初期条件は、チャトムック側の境界を除いて、一定 の値を与えている。平均粒径は0.108mmであり, Caselでは粘着性を示すものとして扱っており, Case2では非粘着性土として扱う。チャトムック側の 境界の初期河床材料は、平均粒径0.347mmであり、 トンレサップ川の粒度データとメコン河で採取した 土砂の平均的な粒度を合成した分布としている。境 界条件として, チャトムック地区に位置するプノン ペン港とトンレサップ湖南部で実測された水位デー タを用いた。氾濫原を通ってトンレサップ川へ流れ るメコン河の流量は、減水時にトンレサップ川から 氾濫原へ戻る流量の20倍程度であることが実測され ており(Fujii, et al., 2003), これを用いて与えた。



Fig. 12 Water discharge at the Phnom Penh and flooded discharge from the Tonle Sap River

4. 結果と考察

4.1 単純な水理条件を対象とした解析

Fig. 10に, Case1とCase2の解析結果を示す。Fig. 10(a)と(b)を比較すると,初期河床が非粘着性の場合

と粘着性の場合ではほとんど違いが無い。これは、 河床上昇傾向の条件のため、両ケースで河床形状に 大きな違いが出る河床侵食箇所がほとんど無いため である。一方、平均粒径の時間変化には大きな違い が発生している。Fig. 11 (a) と(b)を比較すると、粘 着性河床の方が非粘着性河床よりも上流からの給砂



Fig. 14 Longitudinal distribution of sediment fraction of size class 5 (0.28mm)

材料による粗粒化の下流への伝播が速い。これは, 非粘着性土では,初期河床に存在する多くの細かい 土砂が粗い土砂と混合しながら流砂として輸送され るため,初期河床面以下にも粗い土砂が堆積するな どの現象が発生する.一方,粘着性河床では,河床 からの細かい土砂の供給が少なく,流砂が初期河床 面以下にほとんど堆積せず,そのまま下流へ伝播す るためと考えられる。

4.2 トンレサップ川の流れと河床変動特性

Fig. 12はチャトムック地区における流量の時間変 化を示す。図より,解析結果は,2002年12月~2003 年2月までを除くと,実測データを良く再現している ことがわかる。

Fig. 13は, Case3における最深河床位の縦断分布の 時間変化を示す。逆流時は,チャトムック付近とト ンレサップ湖付近で堆積傾向となっている。一方, 順流時は,逆流時の堆積量とほぼ同量の河床低下が 発生している。結果として,1年間の河床変動の収支 は,非常に小さくなっていることがわかる。

Fig. 14 (a) は粒径0.28mmの第5粒径階の存在率の

縦断分布の時間変化を示す。第5粒径階は、チャトム ック地区の土砂としては比較的細かい粒径であるが, 初期粒度としてはチャトムック側境界にしか存在し ないものである。図より、第5粒径階の材料は、2003 年9月においても、メコン河との合流地点から20km 付近までしか輸送されておらず、メコン河との合流 点付近を行き来しているだけである。この結果は, メコン河の粗い土砂は、トンレサップ湖まではほと んど輸送されていないことを示すものであり、現地 において危惧されている「メコン河の土砂による急 速なトンレサップ湖の埋没」は発生していないこと を示す。Fig. 14 (b)は, Case1とCase2の計算終了後の 第5粒径階の土砂の存在率の縦断分布である。これに よると、河床を粘着性材料として扱う方がメコンの 土砂がトンレサップ湖側へ近づくことが分かる。こ れは、単純な水理条件を対象とした解析結果と同様 に,非粘着性土では,初期河床に存在する多くの細 かい土砂が粗い土砂と混合しながら流砂として輸送 されるため, 初期河床面以下にも粗い土砂が堆積す るなどの現象が発生する.一方,粘着性河床では, 河床からの細かい土砂の供給が少なく、流砂が初期

河床面以下にほとんど堆積せず,そのまま下流へ伝 播するためと考えられる。

5. 結論

現地調査によって得られた河床材料データを用い て混合砂河床を対象とした一次元河床変動解析を行 い、トンレサップ川の土砂収支と河床材料の粒度特 性を明らかにした。また、河床を粘着性土と非粘着 性土の混在場として扱った一次元河床変動解析モデ ルをトンレサップ川に適用し、河床材料の粘着性が 流砂と河床変動特性に与える影響を検討した。本研 究で得られた成果をまとめると以下のようになる。

(1) 粘着性河床の方が非粘着性河床よりも上流からの給砂材料による粗粒化の下流への伝播が速い。 これは、非粘着性土では、初期河床に存在する多くの細かい土砂が粗い土砂と混合しながら流砂として 輸送されるため、初期河床面以下にも粗い土砂が堆 積するなどの現象が発生する.一方,粘着性河床で は、河床からの細かい土砂の供給が少なく、流砂が 初期河床面以下にほとんど堆積せず、そのまま下流 へ伝播するためと考えられる。

(2) トンレサップ川においては,逆流時に河道内 に土砂が堆積し,順流時に逆流時の堆積量とほぼ同 じ量だけ侵食される。その結果,1年間の河床変動の 収支は小さい。

(3) メコン河の粗い土砂は、トンレサップ湖まで はほとんど輸送されていないことを示すものであり、 現地において危惧されている「メコン河の土砂によ る急速なトンレサップ湖の埋没」は発生していない と考えられる。

謝 辞

科学研究費補助金基盤研究(B)(研究代表者:塚 脇真二),同基盤研究(A)(研究代表者:清水康行), 同若手研究(B)(研究代表者:竹林洋史),GCOE(ア ジア・メガシティの人間安全保障工学拠点)(拠点リ ーダー:松岡譲)の助成を受けて行われた。記して 謝意を表します。

参考文献

- 芦田和男,道上正規:移動床流れの抵抗と掃流砂量
 に関する基礎的研究,土木学会論文報告集,第206
 号 (1972), pp.59-69.
- 岩垣雄一:限界掃流力の流体力学的研究,土木学会

論文集, 第41号, pp.1-21, 1956.

関根正人,西森研一郎,藤尾健太,片桐康博:粘着 性土の浸食進行過程と浸食速度式に関する考察,水 工学論文集,第47巻, pp. 541-546, 2003.

堀博:メコン河-開発と環境-,古今書院,2000.

- B. Y. Liu: Study on Sediment Transport and Bed Evolution in Compound Channels., 京都大学学位論 文, 1991.
- 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.
- Egashira, S., Takebayashi, H. and Inoue, K.: Flow Pattern and Bed Evolution in Four Arms Region of the Mekong, メコン河下流域における持続的な開発ポ テンシャルの研究(代表者 玉井信行),平成9年 度〜平成10年度科学研究費補助金(国際学術研究) 研究成果報告書, pp. 46-61, 1999.
- Kingdam of Cambodia, Ministry of Public Works and Transport, Waterways Department : Hydrographic Atlas Tonle Sap River and Tonle Sap Lake in Cambodia, Vol. 3, 1999.
- Hideto Fujii, Henrik Garsdal, Peter Ward, Masaki Ishii, Kanehiro Morishita and Thomas Boivin : Hydrological roles of the Cambodian floodplain of the Mekong River, Intl. J. River Basin Management, Vol. 1, No. 3, pp. 1-14, 2003.
- Kovacs, A. and Parker, G. : A new vectorial bed load formulation and its application to the time evolution of straight river channels, J. Fluid Mech. Vol. 267, pp. 153-183, 1994.
- K. W. Olesen and S. Tjerry : Morphological modeling of the Chaktomuk Junction, River Flow 2002 Balkema, pp. 879-887, 2002.
- Lane, E. W. and Kalinske, A. A. : Engineering calculation of suspended sediment," Trans. A.G.U., Vol. 22, 1941.
- Matti Kummu, Jorma Koponen and Juha Sarkkula : Proceedings of the 2005 International Conference on Simulation & Modeling, V. Kachitvichyanukul, U. Purintrapiban, P. Utayopas, eds, 2005.
- Rubey, W. W. : Settling velocities of gravel, sand and silt particles, American J. of Science, Vol. 25, pp. 325-338, 1933.
- WUP-JICA : The study on Hydro-Meteorological Monitoring for Water Quantity Rules in Mekong River Bain, Final report, 2004.

Sediment Transport Characteristics on Bed with Cohesive and Non-cohesive Mmaterials in Tonle Sap River

Hiroshi TAKEBAYASHI, Tatsuya NAKAMOTO* and Masaharu FUJITA

* Department of Civil Engineering, School of Engineering, The University of Tokyo

Synopsis

When cohesive material is exposed at scoured areas in rivers, erosion of bed tends to be suppressed. Sediment transport rate is also suppressed on bed composed of cohesive material. In the present study, sediment transport and bed deformation characteristics on bed composed of cohesive material are discussed with attention focused on sediment sorting, based on the results obtained from numerical model of bed deformation and the model is applied to the Tonle Sap River in Cambodia. The results show that the bed degradation at the eroded area is suppressed because of the expose of the cohesive material. Furthermore, the sediment transport rate is decreased. However, the temporal change of sediment size distribution on bed with cohesive material is faster that that on bed with non-cohesive material, because sediment is transported to downstream area without bed erosion process.

Keywords: cohesive material, non-cohesive material, bed deformation, non-equilibrium sediment transport, Tonle Sap River

Sustainable Sand Mining Management in Merapi Area Using Groundsills

Jazaul IKHSAN*, Masaharu FUJITA and Hiroshi TAKEBAYASHI

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Mt. Merapi is one of the most active volcanoes in the world and located at 30 km north-northeast from Yogyakarta, Indonesia. A large amount of sediment supply from Mt. Merapi area is serious threat to people, but works also as an important natural resource for people. Thus, the sediment from the volcano has given both advantages and disadvantages. Sustainable sediment management is urgently required to mitigate the sediment disasters and provide the people with benefits. It is considered that sand mining activity and installation of groundsills can be used as one of the tools to control the sediment disasters and the regional development. In this study, we discussed the basic management concepts of sand mining and groundsill installation for such sustainable sediment management.

Keywords: Mt. Merapi, sediment, resources, disaster, sustainable management

1. Introduction

1.1 Mt. Merapi activities

Mount Merapi shown in Fig. 1 is one of the most active volcanoes in the world. It erupted once 3 years, major eruption occurred at an interval of 9 years, and also has actively produced huge sediment. The produced sediment has caused many disasters, and threatening local residents. Pyroclastic flows have run down during the last 100 years toward all directions the slope of Mt. Merapi (Voight, et al., 2000 and DGWR, 2001b), but they have occurred most on southwest slope during 37 years from 1961 to 1997. The occurrence of pyroclastic flows in 1998 and 2001 was limited on the western slope. However, in the eruption on June 2006, the pyroclastic flows took place in Gendol River and Woro River (Mananoma, et al., 2006) and the direction changed towards southeast. Many debris flows have occurred for long years. The total number of debris flows recorded from 1931 to 1996 is more than 500 times in almost all the rivers on the slope of Mt. Merapi (DGWR, 2001b).



Fig. 1 Location of Mount Merapi

The volcanic materials are deposited at the slopes of the Mt. Merapi. The specific gravity of the deposited sediment is between 2.65 and 2.70 and the content of silt is 0.06% to 1.40%. Therefore, it has good quality for construction (Sutikno, 2003). Due to the increase in sand consumption, the total amount of the sand mining activity has been increased rapidly. Meanwhile, the lower Progo River which is originated at the Mt. Merapi has been affected by the material from its eruptions. In this paper, we discussed sustainable sand mining in the Merapi area with considering sediment production, socio economic condition and the river bed variation in the lower Progo River. Recently, the bed degradation occurred at the lower Progo is very serious because due to sand mining activities. On the other hand, the sand mining activities is difficult to be stopped due to socio economic condition. Based on the view, we propose the sustainable sand mining management.

1.2 Sediment production

The sediment production shown in Fig. 2 is from both volcanic active basin and non-volcanic basin. The lava production data from 1890 to 1992 have been compiled by Siswowidjoyo et al., (1995). Fig. 2 shows that the production volumes of individual eruptive events are varied widely from less than 1 million m³ to more than 20 millions m³. The annual average lava production rate is approximately estimated at 1.2 millions m³. The sediment production from non-volcanic basin is estimated at 20% of the sediment production from volcanic active basin (DGWR, 2001b), therefore, the annual average sediment production is equal to 0.24 million m³. Thus, the annual average sediment production rate from Merapi Volcano (volcanic active basin) and non-volcanic basin is 1.44 millions m³.

2. Sand mining activities

2.1 Current situation

In addition to threaten people and asset in the downstream, the sediment is important resources for people. The sand mining volume in the foothills (upper area) of Mt. Merapi in 2000 was estimated at 5-6 x 10^6 m³/year. The sand mining persists not only in the foothills of Mt. Merapi but also in the lower reach of river channel, especially in the Progo River. In the Progo River, the sand mining activities are concentrated in the lower reach area. The mining rate in the Lower Progo is estimated at about 2,933m³/day or $1.07x10^6$ m³/year.

Recently, sand mining activities is very intensive. No sediment supply flows into the lower



Fig. 2 Sediment production from Mt. Merapi

Progo River. The consequence is river bed degradation occurred in this area. The bed degradation at the Srandakan Bridge, Bantar Bridge, and Kebonagung Bridge are 7.39 cm/year, 28.9 cm/year and 31.1 cm/year, respectively (DGWR, 2001a). Uncontrolled sand mining has caused serious problems in the watershed such as unstableness of sediment control facility, bridge and irrigation intake by digging nearby, channel and riverbank instability due to riverbed degradation in the downstream, and destruction of aquatic and riparian habitat due to natural and artificial sediment armoring.

2.2 Sediment balance

The current situation of sediment balance in Mt. Merapi area shown in Fig. 3 is influenced by sediment production, sediment mining and sediment discharge to sea. According to DGWR report, the hydrological and topographical conditions in the lower Progo River as follows; the annual average discharge is 83.1m³/s. The mean diameter of bed material is 1 mm, the average river width is 200 m, and the average bed slope is 0.0015. Under this condition, the total sediment discharge in the lower Progo River, Q_s , is estimated at 1.46 millions m³/year using Ashida and Michiue's bed load transport formula (Fujita and Sasahara, --). This result shows annual average sediment discharge is almost equal to annual average sediment production rate. Therefore, the sediment output balances with the sediment input. If the bed material is not removed by sand mining, bed
degradation does not occur. If sand mining activities in the upper reach does not turn down, it means no sediment supply into the lower reach continues for a long term. Under this condition, the slope is decreased from 0.0015 until the static equilibrium state of sediment transport is reached. Finally, the slope is estimated to be 0.000156.

3. Necessity of sand mining activities

3.1 Socio-economical condition

The reasons why the sand mining activities are the socio-economical excessive depend on condition of local people in surrounding Mt. Merapi area. First, the reason is the poverty and employment. Generally, inhabitants in Merapi area are farmer and husbandry as well as sand miner. The ratio of those small scale farmers who own less than 0.5 ha amounts to 91% of total agricultural household (DGWR, 2001c). The percentage of poor house holders in the sub districts in the area is from 17.5 % to 82.5%. The second reason is the population changes. Based on data from Public Work Agency (2005), the population density in the Mt. Merapi ranges from 558 to 1045 persons/km² and the lowest is in Cangkringan sub district. The average annual growth of population in the area ranges from 0.7 to 1.3%/year (DGWR, 2001c). The population growth of the sub district in Sleman is shown in Fig. 4. The figure shows that the acceleration of population changes in mountainous area is larger than the others. The figure shows that acceleration of population changes in the mountainous area is larger than the others. The acceleration of population changes in mountainous area is larger than others, especially after the economic crisis at 1997 due to; first, feel safety provided by sabo works, second, regional development, such as transportation access and irrigation facilities associated with sabo works, third, resources such as forest, agriculture land and sand material.

3.2. Questionnaire survey

In order to know the socio-economical condition and people's awareness of the produced sediment by Mt. Merapi, a questionnaire survey has been conducted in April to June 2008. The numbers of respondent are 113, 45, and 122 in upper (rural), middle (urban), and lower area (rural), respectively. Because the sediment related disasters/problems relatively occurs more intensive in upper area and lower area, the number of respondent in both areas is more than in the middle area. The survey location consists of 6 sub districts, 9 villages and 31 sub villages. The survey area is shown in **Fig. 5.** The contents of questionnaire are regarding







Fig. 5 The area of questionnaire survey

socio-economical condition, hazard perceptions of inhabitant and perception on river function as well as environment condition.

The questionnaire results are summed and presented as percentages and are drown as a series of bar charts. We explored the socio-economic condition of inhabitant through questions related to education background, job of house hold and family income. The result of education background of inhabitants is shown in Fig. 6. The figure describes that the percentage of education background of inhabitant under senior high school level at lower Progo, lower Opak, middle Opak and Gendol (upper Opak) are 41.6%, 50%, 53% and 62.8%, respectively. It indicates that the education background of inhabitant in upper area is lowest if it is compared to the other areas. The monthly income of inhabitant is shown in Fig. 7. Based on the result, it shows that the monthly average income of inhabitant at lower Progo, lower Opak, middle Opak and Gendol (upper Opak) are 1, 1.15, 1.17 and 0.8 millions rupiah, respectively. It indicates that people in upper area has the lowest income. Hence, that are some reasons why the sand mining activities to be active, especially in upper area of Mt. Merapi.

Fig. 8 shows the inhabitant opinion related Mt. Merapi eruption, it is resources or disaster. Most inhabitants have opinions that Mt. Merapi eruption creates both disaster and resources. In fact, inhabitants near Mt. Merapi who have an opinion that Mt. Merapi as disaster are less than others. Hence, local people think that Mt. Merapi eruption provides some resources for them. Fig 9 shows the inhabitant opinion related river function. Commonly, local people think that the river function is as water resources, especially for water irrigation. However, almost inhabitants in lower and upper area have an opinion that the river function is as sand resources.

3.3 Sand mining impact on socio-economical condition

The sand mining activities have given some advantages for rural/local people and local government. **Table 1** shows the impacts of sand mining activities. Sand and gravel material in Mt. Merapi offer many benefits such as employment opportunity, and an increase in economical benefit to farmers. Total number of mining worker in Mt Merapi area amounts to about 21,000 man/day.



Fig. 6 The education background of inhabitants



Fig. 7 The monthly income of inhabitant (million rupiah)



Fig. 8 The inhabitant perception of Mt. Merapi eruption

	Magelang	Sleman	Klaten
Employers/day	13,340	2,476	5,206
Sand mining vol. (m ³)	5,118,720	334,800	710,280
Annual tax (million Rp.)	8,847	10,696	6,216
Annual sand mining tax (million Rp.)	868	117	29
Tax ratio (%)	9.81	1.10	0.46
Tax per unit vol. (Rp./m ³)	169.57	349.46	40.83
Regulation tax (Rp./m ³)	575-775	405-525	1,750-3,250

Table 1 Sand mining workers, annual sand mining volume and annual tax income

The sand mining activity has also given an additional income tax for local government and the ratios of sand mining tax to total tax is 0.46% to 9.81%. It means that exploitation of sand and gravel material provides rural areas with considerable opportunities for economic development. The sand mining tax is important for Magelang district, but no so important for Klaten district.

4. Concept of Sustainable Sand Mining Management

Based on the background of socio economical condition, the sand mining activities is difficult to be stopped, even if it also must be controlled. We attempt to propose such sediment management. Fig.10 shows that the proposed management considers natural condition, socio-economical and technical aspects. The management is attempted to have effect (effective) for socio-economic condition, be able to done (feasible) and be able to maintained (sustainable). Sustainable, in this paper, means the sand mining activities can be maintained with consider sediment production (natural condition), utilization for supporting resources socio-economical and environment conservation as well as disaster mitigation. In this method, the basic concepts of such sustainable sediment management using sand mining and groundsills are proposed.

Sand mining management is one of the methods to control sediment discharge in Mt Merapi area. The view point in sustainable sand mining is how to determine the allowable sand mining volume in upper area around Mt. Merapi. Determining the allowable sand mining volume, the following steps are necessary. **Fig. 11** shows the

steps determining the allowable sand mining volume. First, the designed bed slope in the lower reach, i_{bd} , is decided. In consequence of first step, it is necessary to estimate how many groundsills must be installed for degradation measurement. If the designed bed slope is much less than the original bed slopes, the number of groundsills is larger. Next step, sediment discharge to sea, Q_{sl} , is calculated for the designed bed



Fig. 9 The inhabitant perception of river function



- E: Effective for local condition
- F: Feasible
- S: Sustainable

Fig. 10 Considered aspect of sediment management



Fig. 11 Flowchart to determine the allowable sand mining volume, Q_{sa}

slope. Finally, the allowable sand mining volume, Q_{sa} , can be calculated upon the design sediment supply rate, Q_{spd} , and the sediment discharge to sea as follows.

$$Q_{sa} = Q_{spd} - Q_{s1} \tag{1}$$

Assumed that Q_{spd} is equal to Q_{spm} $(1.44 \times 10^6 \text{m}^3/\text{year})$, Q_{sa} becomes $Q_{spm} - Q_{sl}$. For instance, if the designed bed slope is 0.0015, the sediment discharge to sea, Q_{sl} , is 1.46 x 10⁶m³/year. Thus, under this condition, the allowable sand mining volume is around zero. In the other case, if the designed bed slope is 0.0010, the sediment discharge to sea is 0.78x10⁶m³/year, and therefore the allowable sand mining volume is estimated at $0.66 \times 10^6 \text{m}^3/\text{year}$. Relation between i_{bd} and the allowable sand mining volume, Q_{sa} , is shown in Fig. 12. In the Mt. Merapi area, the maximum allowable sand mining volume is limited to 1.44x10⁶m³/year that is sediment resources annually provided from Mt. Merapi volcanic and non volcanic area on average.

By the controlled sand mining activity, an extra empty of capacity in the sediment reservoirs is useful to contribute the rural economy and control the river bed elevation in lower reach. However, the lava production rates of individual eruptive events vary widely from less than 10^6 m³ to more than $20x10^6$ m³. Therefore, the sediment supply rate, Q_{supply} , from the Mt Merapi also changes very much. Thus, it is very important to determine the maximum allowable sediment discharge in the lower Progo River, Q_{s2} , for each of the designed bed slope. Q_{s2} is defined as sediment discharge that causes the designed bed slope to return to the original bed slope. Relation between i_{bd} and Q_{s2} is shown in **Fig. 13**. If Q_{supply} is less than or equal to Q_{s2} , a series of groundsill is never buried with sediment. But if Q_{supply} is much bigger than Q_{s2} , this condition will cause severe aggradations. For instance, if a huge eruption occurs with the sediment production rate of $20 \times 10^6 \text{m}^3$ /year like 1930, it is predicted that the bed slope changes from the designed bed slope to 0.0086. This condition is quite danger for the lower reach. In order to reduce the predicted sediment disasters, the excess sediment supply should be controlled by the







Fig.13 Relation between the allowable sediment supply, Q_{s2} , and the designed bed slope, i_{bd}

structural measurement such as sand pockets. For sustainable sand mining management, it is important to release the sediment deposit from the sand pocket at a rate of Q_{sa} . Considering the actual situation of the volcanic activities in Mt. Merapi, a buffer zone such as a sand pocket is required in the deposition area of pyroclastic flows/debris flows for sustainable sediment management.

5. Sustainable sand mining management using groundsills

Sand mining management concept is discussed in **Chapter 4**. However, the concept is established under equilibrium sediment transport condition. In this chapter, one dimensional bed deformation analysis is used as a tool to manage sediment and performed for the lower reach of the Progo River. Two management concepts on the sand mining and the groundsill installation are discussed.

5.1 Simulation model

The basic equations of the one dimensional bed deformation analysis are shown as follows. The used model is the standard well-used one dimensional bed deformation model. Mass and momentum equations of water are as follows.

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \tag{2}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) = -gA \frac{\partial z}{\partial x} - gAI_e + \frac{\partial}{\partial x} \left(A\sigma_{xx} \right)$$
(3)

where, t is the time, x is the coordinate along the longitudinal direction, A is the cross-section area of water, Q is the water discharge in main channel, g is the gravity, ρ is the water density, z is the water surface elevation, I_e is the energy slope and σ_{xx} is the turbulence stress.

Ashida and Michiue's formula is used for the estimation of sediment transport rate. Equation of continuity of sediment discharge is:

$$B_{w}\frac{\partial z_{b}}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda}\frac{\partial Q_{b}}{\partial x} = 0$$
(4)

where, B_w is the channel width, λ is the porosity of bed material, z_b is the riverbed elevation.

5.2 Hydraulic conditions

The simulation is carried out using the averaged geometric and hydraulic characteristic values of the lower reach of the Progo River. These data are the same as the data used in **Section 2.2**. The calculation length is 30 km. Normal water depth is used for the downstream boundary conditions. The initial grain size of bed material is used 2 types, namely uniform sediment and sediment mixture, referring to DGWR report.

Calculations are performed under 6 conditions for each sediment type. The initial longitudinal bed geometry is drawn in Fig. 14. In Case 1, initial bed lope is 0.0015 and 3 groundsills are installed on the original bed. The height of each groundsill is 2.7m and the longitudinal interval between groundsills is 9km. Under this groundsill install condition, the designed bed slope becomes 0.0012. Supplied sediment discharge is the equilibrium sediment transport rate with the slope 0.0012 (= 0.0338m³/s). In Case 2, the hydraulic condition is the same as that in Case 1 except for the installation level of groundsills. The crest of groundsills has the same level as the bed surface. When the bed has been degradated because of sand mining and so on, groundsills will be installed as Case 1 to increase the bed surface. When the initial bed level should be kept, groundsills will be installed as Case 2. Cases 3 and 4 will be used for the discussion on the installation order of groundsills. Only 1st groundsill is installed as an initial condition in Case 3 and the 2nd groundsill and the 3rd groundsill are installed after 1 year and 2 years, respectively. The other hydraulic condition is the same as that in Case 1. Only 3rd groundsill is installed as an initial condition in Case 4 and the 2nd groundsill and the 1st groundsill are installed after 1 year and 2 years, respectively. The other hydraulic condition is the same as that in Case 1. Bed variation characteristics under large sediment supply conditions are discussed using Cases 5 and 6. The initial bed slope between groundsills is 0.0012. In Case 5, the supplied sediment discharge during the first year is the same as the sediment discharge in the 1930's huge eruption (= $0.790 \text{m}^3/\text{s}$).

Supplied sediment discharge in the following 4 years is the equilibrium sediment transport rate with the slope 0.0012. In Case 6, the supplied sediment discharge during the first year is the two times as the equilibrium sediment transport rate with the slope 0.0015 (= 0.0463m³/s x 2). Supplied sediment discharge in the following 4 years is the equilibrium sediment transport rate with the slope 0.0012.

5.3 Results and discussion

Fig. 15 (a) shows the temporal change of bed geometry in Case 1. The bed deformation between

groundsills is very fast and bed slope becomes mild with time. Bed level at 18km from the downstream end decreases with time in the first year and increases in the following years. Fig. 16 (a) shows the temporal change of the sediment transport rate between the 2nd groundsill and the 3rd groundsill in Case 1. The figure indicates that the bed at 18km is degraded until 8 months, because the sediment transport rate at 18km is more than sediment transport rate at 19km. These results indicate that the bed deformation between groundsills in the first year is the adjustment process of bed geometry to the local flow condition. On the other hand, after 8 months, sediment deposition takes place at 18km due to the effect of the upstream sediment supply conditions. The sediment transport rate at 10km is still smaller than the equilibrium sediment transport rate with the bed slope 0.0012 (= 0.0338m³/s) at 5 years. Hence, approaching to the equilibrium state takes very long time under this condition.

Fig. 15 (b) shows the temporal change of bed geometry in Case 2. The bed degradation in the downstream of 3rd groundsill is invisible after 1 year. This result indicate that the effect of small sediment supply condition (= $0.0338m^3/s$) propagates to downstream very slowly. Here, let me try to use the very slow propagation velocity to decide the installation order of groundsills. In Case 2, the 3 groundsills are installed at time as the initial condition. However, in order to save budget (including interest for the budget), we had better construct only one groundsill first and the others are constructed at the following appropriate year. Fig. 16 (b) shows the temporal change of the sediment transport rate on 3 groundsills in Case 2. Sediment transport does not decrease on the 2nd groundsill and the 1st groundsill until 2 years and 4 years, respectively. As a result, if installation of crest of groundsill is the same as the bed surface to keep the original bed, not to increase the original bed, installation of the 2nd groundsill can be done at the 2 years and installation of the 1st groundsill is at the 4 years. It is economical that the groundsills are installed from upstream to downstream.

Fig. 15 (c) and (d) show the temporal change of bed geometry in Cases 3 and 4. Comparing among Cases 1, 3 and 4, bed degradation at the



Fig.14 Initial longitudinal bed geometry

downstream of groundsills (ex. 18km and so on) is suppressed in Case 3. Hence, the groundsills in Case 3 are the most stable and the depth of the basement under the bed can be shallow. As a result, the construction costs of groundsills can be saved. Fig. 16 (c) shows the temporal change of the sediment transport rate at the downstream end. In order to minimize the impact of groundsill construction on the ecosystem of the downstream of groundsills, the decrease range of sediment discharge should be smaller. From the view point of this, Case 3 has the smaller temporal change of sediment discharge (initial sediment transport is $0.0457 \text{ m}^3/\text{s}$). Hence, when groundsills are installed to increase the bed level (the crest of groundsills is higher than the bed surface), it is safe for human being, plants and animals that the groundsills are installed from downstream to upstream. As discussed using Fig. 12, the sediment discharge with the original bed slope can be one of the allowable maximum sediment discharge for sediment disaster prevention. As shown in Fig. 2, huge amount of sediment is supplied to rivers when the volcano is erupted.

Fig. 15 (e) shows the temporal change of bed geometry in Case 5. Bed elevation from 25km to 30 km becomes very high after 1 year and overbanked sediment flood is expected. After 5 years, all the groundsills are filled with sediment and the slope becomes larger than 0.0015. Of course, these results depend on the upstream sediment supply condition. However, the data of the



Fig. 15 Temporal change of bed geometry

upstream of the Progo River is not enough to discuss the propagation characteristics of sediment supply by the volcanic eruption . Hence, the above mentioned sediment supply condition is applied as an example here. Fig. 15 (f) shows the temporal change of bed geometry in Case 6A. As shown in Fig. 15 (f), the bed deformation around the groundsills is very small because of the decrease in the sediment discharge peak during the propagation process to downstream. Hence, the allowable maximum discharge is underestimated, when the equilibrium conditions is assumed. As a result, the two times as the equilibrium sediment transport rate with the slope 0.0015 can be flowed without filled with groundsills.

6. Conclusion

- (1) In this study, sediment supply from mountainous area is considered as natural resources, and the basic concepts of sustainable sediment management assisted by sand mining and sabo works are discussed.
- (2) In fact, sediment mining brings non-negligible economic effects to people and local government in Mt. Merapi area.
- (3) On the other hand, uncontrolled sand mining forms sever bed degradation and damages to ecosystem in the lower river. Furthermore, the

budget for river regulation works is restricted.

(4) It is considered that the suggested management concepts can be used for helping to determine the politics on the sand mining and the groundsills and sand pockets installations.

References

- DGWR, Ministry of Settlement and Regional Infrastructure, Republic of Indonesia (2001a): Review master plan study on Mt. Merapi, Main Report.
- DGWR, Ministry of Settlement and Regional Infrastructure, Republic of Indonesia (2001b): Review Master Plan Study on Mt Merapi, Supporting Report [B] Volcanic Disaster
- DGWR, Republic of Indonesia (2001c): Review Master Plan Study on Mt Merapi. Supporting Report [C] Regional Development and Sustainable Sand Mining
- Fujita, M., and Sasahara, K. (--): Debris and flood control system, Lecture note, Master of Management Natural Disaster Program, Post-Graduate Program Gadjah Mada University, Indonesia.
- Mananoma, T., Rahmat, A., and Legono, D. (2006): Prediction of sediment storage capacity of Gendol River after eruption of Mt. Merapi in 2006, Proc. Annual Meeting of Indonesia Association of Hydraulic Engineers XXIII, Manado, Indonesia.

Indra Karya, (1999) : Survey of sediment balance and management in Progo river, Final Report (in Indonesian).

- Karnawati, D., Pramumijoyo, S., and Hendrayana,
 H. (2006): Geology of Yogyakarta, Java: the
 dynamic volcanic arc city, IAEG paper number
 363, Geological Society of London
- Lavigne, F., and Thouret, J.C.(2002): Sediment transportation and deposition by rain triggered lahars at Merapi Volcano, Central Java, Indonesia, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 49, pp. 45-69
- NAAA (2006): Monitoring of debris flow dangerous of Mt. Merapi, Report (in Indonesian)
- Public Work Agency of Indonesia (2005): Statistic Online, http://pu.somee.com/
- Siswowidjoyo, S., Suryo, I., and Yokoyama, I. (1995): Magma eruption rates of Merapi volcano, Central Java, Indonesia, during one century



(c) Downstream sediment discharge in Cases 1, 3 and 4Fig.16 Temporal change of sediment transport rate

(1890-1992), Bulletin Volcanology, Vol.57, pp.111-116

- Sumaryono, A., Churiyah, and Artha, I.G.M (1996): Geomorphological changes of Kali Progo caused by lahar flow from Mt. Merapi, Proceedings of Workshop on Disasters Caused by Floods and Geomorphological Changes and Their Mitigations, pp. 198-202, Yogyakarta, Indonesia
- Sutikno, et. al.(2003): Investigation of Sand mining Impact on Water Structure Safety in Volcanic Deposition Area
- Voight, B., Constantine, E.K., Siswowidjoyo, S., and Torley, R. (2000): Historical eruptions of Merapi volcano, Central Java, Indonesia, 1768-1998, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 100, pp. 69-138

床固めを使用したメラピ地域における持続可能な砂利採取管理

ジャザールイクサン*・藤田正治・竹林洋史

*京都大学工学研究科

要 旨

メラピ火山はインドネシアのジョグジャカルタの北北東30kmに位置する世界で最も活動的な火山の1つで ある。メラピ火山から大量に流出する土砂は、周辺の人々に多大な脅威を与えている。しかし、これらの土砂 は周辺の人々に対して、重要な自然資源としての役割も果たしている。したがって、火山からの流出土砂には メリット、デメリットの両者が包含されている。人々の利益を守り、土砂災害を軽減する持続的な土砂管理が 緊急的に求められている。床固めの導入と積極的な砂利採取は、災害の軽減と地域的な開発の1つのツールと して用いられるものと考えられる。本研究では、このような持続的な土砂管理に対する床固めの導入と砂利採 取に着目し、その基本的な管理の概念について議論する。

キーワード:メラピ火山,土砂,資源,災害,持続可能な管理

凍結融解による風化基岩の間隙構造の変化と水分移動に関する研究

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

凍結融解による基岩の土砂化プロセスを知ること,基岩内の温度分布を推定することは 凍結融解による土砂生産量を予測するために重要である。そこで本研究では基岩の土砂化 プロセスが間隙構造の変化を伴うと考え,実験・観察によりその実態を調べた。また凍結 時の基岩内の水分量は,水が氷へと相変化する時の体積膨張による基岩の破壊の程度を知 る上で重要であることから,凍結時における水分移動を解析する手法を新たに提案した。 さらに相変化の際に発生する潜熱が地中温度の推定に影響を及ぼすと考えられることか ら、含水率分布が異なるときの地中温度の推定値の違いを検証した。以上より,凍結融解 により基岩の間隙率は徐々に増加することや凍結時には未凍結層から凍結層へ水分が移 動すること、含水率分布が異なれば地中温度の推定値に違いが見られるなど,いくつかの 重要な知見が得られた。

キーワード:凍結融解、土砂化、間隙構造、水分移動

1. はじめに

我が国においては山間部からの土砂生産現象の一 っとして凍結融解による基岩の土砂化が重要である。 それは気温が 0℃付近で変動する地域が多いことが 理由である。また地球温暖化によって気候変化が将 来的に生じることが予想されており,気候変化の土 砂生産現象に与える影響の程度を解明しておく必要 がある。そこでこれまでに凍結融解による土砂生産 量を把握するための研究がいくつか行われてきた。

しかし堤ら(2007)が指摘しているように、開発 されたモデルが経験的なものや温度変化のみを計算 するものに留まっていたことや、現象の考察が斜面 からの土砂生産量からされており、基岩から土粒子 が生成される過程に関しては言及されていないなど、 精度よく定量的に予測できるまでには至っていない。

以上の背景から、凍結融解による風化基岩からの 土砂生産量を精度よく予測できるよう物理的なモデ ルを開発することは重要な課題である。そこで堤ら (2007)は熱伝導解析モデルを開発し、地中温度を

精度よく推定することが可能となった。また解析を 行うには境界条件として地表面温度を入力する必要 があるが、計測事例が少なくモデルの適用範囲が限 られるため,現在では地表面での熱収支を考慮して 気温,日射量,風速などの一般的な気象データから 地表面温度を求め,地中温度分布が推定できるよう になっている(堤ら,2009)。しかし本モデルでは水 分移動が考慮されていない。基岩内の水分量が異な れば潜熱の発生量が異なり,それが地中温度の推定 に影響を与えると考えられることから水分移動を解 析できるようにする必要がある。また,基岩の土砂 化をモデル化する必要があるが,現在その土砂化プ ロセスが十分に解明されていない。

そこで本研究では凍結融解による風化基岩の土砂 化過程では間隙構造も変化すると考え,実験により 検討を行った。また凍結時における水分移動を解析 する手法を新たに提案した。さらに含水率分布の違 いが地中温度分布の推定に与える影響を熱伝導解析 により検討した。

2. 基岩の間隙構造変化に関する実験的検討

本章では実験的手法により凍結融解による間隙構 造の変化,土砂化直前の基岩の間隙率,霜柱の発生 プロセスについて調べたので,その内容について述 べる。

2.1 凍結融解による基岩の間隙構造の変化

(1) 実験の概要

水が氷へと相変化する際には約9%体積膨張する が、その時の膨張圧は風化基岩の間隙構造を破壊し、 それにより間隙率が変化すると考えられる。そこで 基岩について凍結融解実験を行い、凍結融解による 間隙率および間隙構造の変化を検討した。

供試体には凍結融解による土砂化が確認されてい る,滋賀県田上山地の風化花崗岩を用いた。風化花 崗岩はショベルとペグを用い,裸地斜面において縦 10cm,横20cm,深さ10cmほどの岩塊として切り出し た。岩塊は斜面垂直方向に深さ10cmずつ,40cmまで の4つを採取した。そしてマイナスドライバーを用い て直径4~6cm,高さ5~10cmの円柱状に整形し,風 化花崗岩供試体とした。さらに側方からの土圧の影 響を考慮するために塩ビパイプ(内径7cm,高さ 10cm)で供試体の側方を覆い,供試体と円筒の間に 生じた隙間に石英砂を詰めて側方の変形を拘束させ た。

実験条件をTable 1に示す。初期間隙率 n_0 の凍結融 解に与える影響を見るため、 $0.27 \sim 0.34$ のものを用意 した。さらに含水量による違いを見るために、初期 含水率 θ_0 の条件としてCase1:飽和含水率 θ_s , Case2: 残留含水率 θ_r , Case3: $\theta_s \geq \theta_r$ の中間の含水率 θ_m , Case4: 飽和度S=60%に相当する含水率 θ_{60} , Case5:飽和度 S=20%に相当する含水率 θ_{0} , Case5:飽和度 s=20%に相当する含水率 θ_{10} , Case5:飽和度

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \tag{1}$$

間隙率n の測定方法を述べる。供試体の全体積V の測定方法であるが、まず、吸水を防ぐために供試 体をビニール袋の中に入れ、これを水中に沈めた時, 供試体とビニール袋が押しのけた水の重量を水の密 度1.0g/cm³で除したものが供試体とビニール袋とを 合わせた体積V'となる。なお、重量測定にははかり (秤量6kg, 感量1g)を用いて一つの供試体につき3 回以上行い,測定精度は±3gであった。そしてビニ ール袋の体積を取り除くため次のような操作をする。 まず体積が既知 (Vm=137.0cm3) の金属円柱をビニー ル袋に入れ、水中に沈めた時、金属円柱とビニール 袋が押しのけた水の重量を水の密度で除したものが 金属円柱とビニール袋とを合わせた体積V.mとなる。 以上よりV_{vm}とV_mの比をとれば,金属円柱をビニール 袋に入れたことによる金属円柱1cm³あたりの体積増 加量βが



Fig.1 Water characteristic curve of weathered granite at 25cm depth of bare slope in Tanakami mountain

$$\beta = V_{vm} / V_m \tag{2}$$

より求まる。そこで基岩1cm³あたりの体積増加量もβ となると仮定して式(3)により供試体の全体積を求め る。供試体の全体積は凍結前,凍結中,融解後そ れぞれで計測した。

$$V = V'/\beta \tag{3}$$

次に供試体の間隙体積V_{pore}であるが、凍結前およ び融解後においては、毛管作用によりほぼ飽和状態 にした時の供試体質量および炉乾燥器(温度100℃) で24時間ほど乾燥させた時の供試体質量の差から求 めた。凍結中の間隙体積は凍結による供試体体積の 増加量を間隙体積の増加量V_{exp}と見なし、これと凍結 前の間隙体積との和とした。以上より供試体の間隙 率nは

$$n = V_{pore} / V \tag{4}$$

で求められ、標準偏差は±0.01であった。

含水率の調整方法を述べる。Case1のの=のとする 場合は,毛管作用により給水し,供試体の表面全体 が湿ってほぼ飽和状態と判断される場合とした。 $Case2 の \theta_0 = \theta_r と する 場合, 供試体を pF試験器 (加圧)$ 板法)に入れ、供試体の圧力水頭ψ=-500cmとなった 時とした。またCase3の $\theta_0 = \theta_m$ とする場合はpF試験器 に入れて圧力水頭がψ=-30cmとなった時とした。こ れは,風化花崗岩の水分特性曲線を調べた結果 (Fig.1), 有効飽和度Se=50%のときには圧力水頭がお よそ-30cmであったためである(泉山ら, 2007)。Case4, Case5の飽和度60%および20%に相当する含水率に設 定する場合は間隙率を求める際に既に間隙の体積が 分かっているため、間隙体積の60%および20%の体積 を占めるだけの水を毛管作用により吸水させる。 実験は、昇華を防ぐために供試体にビニール袋を被 せ,冷凍室(約-15℃)に入れて24時間凍結させた

140	Table 1 Condition of experiment for the change of pore structure due to freeze-thaw				
Case Sample No.		Initial porosity	Initial volumetric		Initial saturation ratio
		n_0	water content θ_0		S (%)
	I-1	0.33		0.33	100
Case1	I-2	0.28	$\theta_0 = \theta_s$	0.28	100
	I-3	0.27		0.27	100
	I-4	0.27		0.24	90
Case2	I-5	0.30	$\theta_0 = \theta_r$	0.26	86
	I-6	0.29		0.25	85
	I-7	0.34		0.33	98
Case3	I-8	0.30	$\theta_0 = \theta_m$	0.29	96
	I-9	0.30		0.29	95
Casal	I-10	0.33	$\theta_0 = \theta_{60}$	0.20	60
Case4	I-11	0.30		0.18	60
	I-12 0.33		0.07	20	
Case5	I-13	0.31	$\theta_0 = \theta_{20}$	0.06	20
	I-14	0.29		0.06	20
			5 -		



Fig.2 Relation between the ratio of porosity during freezing to porosity before freezing (n_1/n_0) or between the ratio of porosity after freezing to porosity before freezing (n_2/n_0) and saturation ratio

後,常温(約20℃)で24時間融解させるという手順 で行った。なお凍結中の間隙率をn₁,融解後のそれ をn₂で表わす。

(2) 実験結果および考察

Fig.2 に n₁/n₀ および n₂/n₀ と飽和度 S との関係を示 す。Fig.2a)は初期間隙率 n₀が 0.27~0.30 と比較的小 さい場合で, Fig.2b)は no が 0.31~0.34 と比較的大き い場合である。図中の実線は近似曲線である。Fig.2a) を見ると、 n_1/n_0 、 n_2/n_0 どちらも飽和度と正の相関を 示している。特に近似曲線の傾きが n₂/n₀よりも n₁/n₀ の方が大きく,凍結中から凍結融解後にかけて間隙 率は小さくなる傾向が見られる。n2/n0で1以下の値 が見られるのは測定誤差によるものと考えられる。 なぜなら,一般的に間隙の大きさは造岩鉱物の大き



Fig.3 Relation between the ratio of rock volume expansion to 9% water volume expansion and saturation ratio

さに比べ小さいため、 凍結融解によって押し広げら れた間隙に土粒子が落ち込むとは考えにくいからで ある。

Fig.2b)を見ると n₂/n₀は飽和度と負の相関を示して いることが分かる。先に示したようにこれは測定精 度が悪いことが影響していると考えられ、結果の信 頼性を増すためにさらに多くの測定を行う必要があ る。n₁/n₀は飽和度と正の相関を示している。

 n_1/n_0 , n_2/n_0 の比が1以上のものについて見ると, 最小値は Fig.2a), Fig.2b)でそれぞれ 1.01, 1.04, 最 大値はそれぞれ 1.23, 1.12 であり, 初期間隙率によ る違いは見られない。

Fig.3は凍結による供試体の間隙増加量 Vexp と間隙 水の9%体積膨張量 Viceの比rと、飽和度Sの関係を



Fig.4 Measurement of volume of weathered rock just before breaking

表したグラフである。Vice は凍結前の間隙水の体積に 0.09を乗じた値である。Fig.3a)は初期間隙率n₀が0.27 ~0.30と比較的小さい場合で, Fig.3b)は no が 0.31~ 0.34 と比較的大きい場合である。図中の実線は近似 曲線である。Fig.3a)を見ると、2点を除いてrが1以 上であり,水の相変化による体積膨張量以上に基岩 が体積膨張していることが分かる。飽和度とは若干 ではあるが正の相関関係が見られる。r の最大値は 3.76 である。Fig.3b)を見るとこちらも1 点を除いて r が1以上であり、飽和度とは若干の正の相関関係が 見られる。rの最大値は 3.33 であり、初期間隙率が 小さい結果と比べてみても大きな違いはない。供試 体の間隙増加量 Vexp と間隙水の 9% 体積膨張量 Vice の 比 r と飽和度 S との間に正の相関関係が見られたと いうことは、間隙に入っている水が多いほど凍結す る時の氷の膨張圧によって間隙を押し広げる作用が より多くなることを示していると考えられる。そこ で間隙は膨張圧により押し広げられることでどのよ うに発達するかということが問題となるが、もとも とあった間隙それ自体が大きくなることと, 間隙の すぐ近くで新たに亀裂が生じることの2つが考えら れる。

以上より凍結融解を1回経験すると間隙率は1%以 上大きくなること、また飽和度が大きいほど凍結中、 融解後の間隙率の増加量が多くなることが分かった。 また水が氷へと相変化する時の体積膨張量よりも基 岩の体積が大きく膨張していることが分かり、この ことから間隙が新しく発生したか、間隙そのものが 大きくなったことが考えられる。

ところで、土砂化直前の基岩の間隙率を調べるこ とは基岩と土砂の境界を示すパラメータを得ること となると考えられるから、重要である。以下、土砂 化直前の基岩の間隙率の測定結果について記す。

2.2 土砂化直前の風化基岩の間隙率

(1) 実験概要

土砂化直前の基岩のサンプリング方法を述べる。 まず田上山地裸地斜面において刷毛で斜面に堆積し ている土砂を取り除き,基岩面を露出させる。基岩



Fig.5 Depth distribution of Porosity

面近くは非常に強度が弱い。そこで基岩表面から約 1cm の深さまでを, 攪乱を最小限に抑えるためにゼ ラチンで固め,採土円筒(直径 5cm,高さ 5cm)を 打ち込んで採取し、計2個の基岩供試体を得た。 次に間隙率の測定方法を述べる。供試体の全体積 V については、Fig.4aに示すように採土円筒と供試体, ゼラチンの合計重量 W1を2.1節で用いたのと同じは かりで測定する。次に採土円筒と供試体との隙間に 石英砂を締め固めながら充填し、その時の重量 W2 を測定する。すると W2-W1 は充填した石英砂の重量 となる(Fig.4b)。同時に、空の採土円筒に石英砂を先 ほどと同様に締め固めながら充填し、この時の石英 砂の重量と採土円筒の体積から石英砂の単位体積重 量ρ_aを求めておく。以上より得られた石英砂の重量 W_2 - W_1 と単位体積重量 ρ_a から,採土円筒と供試体の 隙間に詰めた石英砂の体積 V_gが求まるから,採土円 筒の体積と V_qの差をとれば求める供試体の全体積 V が得られる。

供試体の間隙体積 V_{pore} については、まず温水を加 えながら供試体を加熱してゼラチンをほぼ除去した 後、2.1 節で述べたのと同様に供試体の湿潤質量と絶 乾質量を求め、その差を間隙体積とした。以上より 得られた V、 V_{pore} を式(4)に代入すると間隙率が求ま る。この場合の標準偏差は±0.04 であった。

(2) 実験結果および考察

Fig.5 の三角印は土砂化直前の基岩の間隙率を示 す。また同時に風化花崗岩の間隙率の深度方向分布 と土砂化後雨滴の衝突等で攪乱された状態の土砂の 間隙率を示す(泉山ら,2008)。土砂化直前の基岩の 間隙率は0.43と非常に大きな値で,攪乱された土砂 のそれよりも大きい。これは基岩が土砂化した後の かく乱により土砂の間隙に土粒子が落ち込み,締め 固まったためと考えられる。

以上で土砂化直前の基岩の間隙率が分かり,非常 に大きな値となることが分かった。そして何らかの インパクトにより基岩から土砂が剥離すると考えら れる。堤ら(2007)の行った現地観測によれば,凍結時 に発生する霜柱により土砂が剥離し,土砂化すると 考えられる。そこでどのように霜柱が形成されるの

Casa	Sampla No	laca Sampla No It	Sample No Initial	Water supply	Repetition of	Appearance of
Case Sample No.	porosity n_0	in tray	freeze & thaw	needle ice		
Case6	Ι	0.34	Before and during freezing	1	Appear	
Case7	II-1	0.34	Before freezing	1	Appear	
Case/	II-2	0.54	No supply	1	Not appear	
Case8	III	0.32	Before and during freezing	1	Appear	
Case0	IV-1	0.32	Before freezing	1	Appear	
Cases	IV-2	0.52	No supply	1	Not appear	
Case10	V	0.29	Before and during freezing	1	Appear	
Case11	VI	0.29	Before and during freezing	4	Appear	
Case12	VII	0.29	Before freezing	2	Appear	
Case13	VIII	0.28	Before freezing	5	Appear	

Table 2 Condition of experiment for occurrence of needle ice





Photo 1 Condition of water supply in tray a) before freezing and b) before and during freezing



Photo 2 Appearance of needle ice

かを検討した。

2.3 風化基岩における霜柱の形成と土砂化

(1) 実験概要

実験に用いた基岩供試体は2.1節と同様に田上山 地裸地斜面より採取し、円柱形に整形した風化花崗 岩を用いた。また、霜柱の発生するためには基岩の 強度が重要と予想されるため、強度を表すパラメー タとして初期間隙率n_iの違いに注目して実験を行っ た。また凍結箇所への水分補給も重要と考えられる ことから、毛管作用による供試体下部からの水分補 給の違いにも注目した。

実験条件をTable 2に示す。供試体の初期間隙率n_iは2.1節で述べたのと同様の方法で測定した。ここで



Fig.6 Relation between repetition of freeze-thaw and initial porosity

はn_iが0.28, 0.29と比較的小さなものと, 0.32, 0.34 と比較的大きなものを用意した。次に水分補給条件 であるが,まずいずれの供試体も実験前に毛管作用 により水分補給をしてほぼ飽和状態とした。さらに, 凍結中にも供試体の下部から水分を補給する場合と しない場合とを設定した。供試体下部から水分を補 給する場合,高さ2.6cmのトレイに水を張り,供試体 をその中に設置した。この時,断熱材でトレイを覆 い,水が凍結する速度を低下させた。以下この条件 を「凍結前にトレイに水を補給する条件」と呼ぶ (Photo 1a)。

ただしこの場合,時間が経過すればトレイ中の水も 完全に凍結する。そこで供試体下部から水分を補給 するもう一つの条件として, Photo 1b)のように凍結 中にも常にトレイ中の水が液体状に保たれるよう, チューブを介して水を外部からトレイ中に補給し続 ける条件も設定した。以下,この条件を「凍結前お よび凍結中にもトレイに水を補給する条件」と呼ぶ。 供試体下部から水分を補給しない条件の場合は,ほ ぼ飽和状態にした供試体をそのまま実験に用いた。 ただし供試体は初期間隙率n_iが大きく,かつ一度実験 を行って霜柱が発生したものについて行った。これ はもともと霜柱が発生しないような供試体について 実験を行うことを避けるためである。

実験は昇華を防ぐため供試体にビニール袋を被せ, 冷凍室(約-15 $^{\circ}$)に入れて6時間凍結させた。なお 初期間隙率 n_i が比較的小さい場合は霜柱が発生する まで実験を繰り返し行った。

(2) 実験結果および考察

Photo 2は実際に霜柱が発生した様子を示し,基岩 から土粒子が剥離していることが分かる。Table 2に 霜柱の発生の有無と発生までの実験回数を示す。供 試体下部からの水分補給を行わない場合,霜柱は発 生しなかった。これより霜柱の発生には未凍結箇所 からの水分補給が重要であると考えられる。

次に供試体下部からの水分補給がある条件で,初 期間隙率 n_iによる違いを検討する。Fig.6 は霜柱が発 生するまでの凍結融解回数と初期間隙率 n_iとの関係 を表すが,これを見ると,初期間隙率 n_iが 0.29 以下 と小さくなるほど霜柱が発生するまでに複数回の凍 結融解を経験する必要があり,それ以上であれば 1 回だけの凍結融解で霜柱が発生することが分かる。 このことから,凍結融解によって間隙率および間隙 構造が変化することで霜柱が発生するようになり, 未凍結箇所から凍結箇所への水分補給があればと推 察される。

以上より基岩が土砂化する際に重要である霜柱が 発生するためには、凍結箇所への水分補給が重要で あることが分かった。このことからも、凍結時にお ける水分移動を解析することは重要であると考えら れる。次章ではその解析方法について述べる。

3. 凍結時における水分移動と熱伝導の解析

3.1 概説

本章では、まず基岩の凍結時における水分移動を 解析する方法を説明し、そして含水率分布の違いが 凍結融解現象に与える影響を見るための熱伝導解析 の方法を説明する。

(1) 凍結による間隙径分布の変化

凍結時における水分移動解析については、従来の 水分移動解析において間隙水の一部が氷となること を新たに考慮する必要がある。間隙水が氷になれば、



Fig.7 Pore radius distribution a) before freezing, b) during freezing

その部分では水を通すことができないからである。 もう少し具体的に言うと、基岩や土壌の透水性や保 水性に重要となる間隙径分布が、凍結により変化す ることを考慮しなければならないのである。そこで、 間隙水の凍結により間隙径分布がどのように変化す るのかを説明する。

水分移動解析を行う場合,通常はFig.7a)のように 間隙径分布g₀(r)が連続関数で表わされるとしている。 小杉(1999)は間隙径分布g₀(r)が次式のように対数正 規分布で表わせば良いことを示した。

$$g_0(r) \equiv \frac{d\theta}{dr} \frac{1}{(\theta_s - \theta_r)} = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}} \exp\left[-\frac{\left[\ln(r/r_m)\right]^2}{2\sigma^2}\right]$$
(5)

ここに, r:間隙半径, r_m:間隙径の幾何平均, σ.標準 偏差である。r_mはメディアン間隙径でもある。そこ で基岩が不飽和状態であると考え,水は毛管力によ り間隙に保持されるとする。毛管力は水頭表示では

$$\psi = A/r \tag{6}$$

となる。Aは表面張力,接触角,水の密度,重力加速 度により決まる定数であり,水温20℃ではおよそ A=-0.15cm²となる(小杉,1999)。式(6)を見ると毛 管力は間隙半径rに反比例するので,水は小さな間 隙から順に充填する(Fig.7a)。間隙半径 r_1 までの間 隙に水が充填した場合,含水率 θ は間隙径分布 $g_0(r)$ を用いて式(7)のように表わされ,式(7)に式(5)を代入 し,式(6)により間隙半径rを圧力水頭 ψ に変数変換し て整理すると式(8)のようになる(小杉,1999)。

$$\theta = \left(\theta_s - \theta_r\right) \int_0^{r_1} g_0(r) dr + \theta_r \tag{7}$$

$$\theta = (\theta_s - \theta_r) \cdot \mathcal{Q}\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) + \theta_r \tag{8}$$

ここにQは

$$Q(x) = \int_{x}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{u^2}{2}\right) du$$
(9)

で表わされる余正規分布関数である。

そしてこれが最も大事なことであるが、水が凍結 し、通水不可能となる間隙はどこか、ということで ある。これに関してはBlack and Tice(1988)の行った 実験より大きな間隙に入っている水から凍結するこ とが予想されている。この結論は、飽和した粘性土 についてある氷点下の温度における不凍水含有率 θ をパルスNMRより求め、これから得られる温度Tと 不凍水含有率 θ の関係($\theta-T$ 関係)と、水分特性曲 線($\theta-\psi$ 関係)とを比較すると両者はほぼ同様の 曲線形状であったことから導かれたものである。な お比較をするには温度Tと圧力水頭 ψ では次元が異 なるため、以下のクラウジウスークラペイロンの式 により温度Tを、氷圧 P_i と水圧 P_w の圧力差 $\phi_{iw}(=P_i-P_w)$ に変換する。

$$\phi_{iw} = \left(\gamma_i - 1\right) \frac{\gamma_i L_w}{T_0} \left(T - T_0\right) \tag{10}$$

ここに、 γ_i :氷の比重、 L_w :水の潜熱、 T_0 :水の凍結温 度である。

以上のことからFig.7a)のように間隙半径 r_1 まで水 が入っているときに r_2 から r_1 までの間隙水が凍結し たとすると、凍結時の間隙径分布 $g_1(r)$ はFig.7b)のよ うに不連続となる。式で表わせば

$$g_1(r) = \begin{cases} 0 & (\text{when, } r_2 \le r \le r_1) \\ \\ \frac{\alpha}{\sqrt{2\pi\sigma}r} \exp\left[-\frac{\left[\ln(r/r_m)\right]^2}{2\sigma^2}\right] (\text{when, } r < r_2, r_1 < r) \end{cases}$$
(11)

となる。αは凍結時の間隙径分布g1(r)が確率論の公理

$$\int_{0}^{\infty} g_{1}(r) dr = \alpha \left(\int_{0}^{r_{1}} g_{0}(r) dr + \int_{r_{2}}^{\infty} g_{0}(r) dr \right) = 1$$
(12)

を満たすための係数で,式(12)右辺括弧内はまた式 (13)のように表され,

$$\int_{0}^{r_{1}} g_{0}(r) dr + \int_{r_{2}}^{\infty} g_{0}(r) dr = 1 - \int_{r_{1}}^{r_{2}} g_{0}(r) dr$$
(13)

これを式(12)に代入して

$$\alpha = 1 / \left(1 - \int_{r_1}^{r_2} g_0(r) dr \right)$$
(14)

と計算される。式(11)を用いると凍結時の含水率を求めることができる。そのために式(7)中のg₀(r)の代わりに式(11)を用い,間隙半径rを圧力水頭ψに変数変換して整理すると以下のようになる。

$$\theta = \begin{cases} \alpha(\theta_s - \theta_r) \cdot Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) + \theta_r \text{ (when, } \psi < \psi_1\text{)} \\ \alpha(\theta_s - \theta_r) \left(Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) + Q\left(\frac{\ln(\psi_1/\psi_m)}{\sigma}\right) - Q\left(\frac{\ln(\psi_2/\psi_m)}{\sigma}\right)\right) + \theta_r \quad (\text{when, } \psi_2 < \psi) \end{cases}$$
(15)

次に不連続な間隙径分布を用いて水分移動解析を 行うための基礎式を誘導する。

(2) 凍結時の水分移動解析モデル

基礎式は式(16)に示す,水の凍結を考慮した Richards式である。

$$C\frac{\partial\psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \left(\frac{\partial\psi}{\partial z} + 1 \right) \right) - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial\phi}{\partial t}$$
(16)

ここに、 ϕ :体積含氷率、C:比水分容量、K:不飽和透 水係数、 ρ_i :氷の密度、 ρ_w :水の密度、t:時間である。 Cは基岩の保水性、Kは基岩の透水性を表す重要なパ ラメータであり、それぞれ式(17)、式(18)のように表 わされる。

$$C \equiv \frac{d\theta}{d\psi} \tag{17}$$

$$K = K_{sat} \cdot \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right)^{1/2} \left(\int_0^\theta \frac{1}{\psi} d\theta \middle/ \int_0^{\theta_s} \frac{1}{\psi} d\theta \right)^2$$
(18)

ここに, *K_{sat}*: 飽和透水係数である。式(18)は Mualem(1976)により提示されたモデルである。これ らは間隙径分布の関数であるのが重要な点である。 なぜなら*C*は式(17)の定義式から,式(5)の間隙径分

本でならては式(17)の定義式から、式(3)の间隙径分 布の定義式において間隙半径 r を圧力水頭 ψ へ変数 変換して(θ_s - θ_r)を乗じれば求まり、K に関しては式 (18)の中の変数である含水率 θ が間隙径分布の関数 として表わされるからである。 まず通常時の比水分容量 C と透水係数 K の関数形 を述べる。C は上で述べたように計算すると式(19) となる。

$$C = \frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi}(-\psi)} \exp\left\{-\frac{\left[\ln(\psi/\psi_m)\right]^2}{2\sigma^2}\right\}$$
(19)

式(19)の ψ_m は間隙径の幾何平均 r_m を式(6)に代入すれば求められる。

通常時の透水係数*K*は凍結時のそれと合わせて誘 導過程を付録で述べることとして,結果のみ示すと 以下のようになる。

$$K = K_{sat} \left(\mathcal{Q}\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) \right)^{1/2} \left(\mathcal{Q}\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} + \sigma\right) \right)^2$$
(20)

凍結時の比水分容量*C*は式(11)の間隙径分布*g*₁(*r*) において間隙半径*r*を圧力水頭ψへ変数変換して (*θ_c*-*θ_c*)を乗じ,さらに間隙の一部が凍結していること を考慮して式(21)のようになる。

$$C = \alpha \frac{\theta_s - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi} (-\psi)} \exp\left\{-\frac{\left[\ln(\psi/\psi_m)\right]^2}{2\sigma^2}\right\}$$
(21)
(when, $\psi \le \psi_1, \psi_2 \le \psi$)

凍結時の透水係数Kは結果のみ示すと式(22)のよう に表わされる。

$$K = \begin{cases} K_{sat} \left(\alpha \frac{\theta_s - \phi - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^2 \left(Q \left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} \right) \right)^{1/2} \\ \times \left(Q \left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} + \sigma \right) \right)^2 \quad (\text{when, } \psi < \psi_1) \end{cases}$$

$$K = \begin{cases} K_{sat} \left(\alpha \frac{\theta_s - \phi - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^2 \left(Q \left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} \right) \right)^{1/2} \\ \times \left(Q \left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} + \sigma \right) + Q \left(\frac{\ln(\psi_1/\psi_m)}{\sigma} + \sigma \right) \\ - Q \left(\frac{\ln(\psi_2/\psi_m)}{\sigma} + \sigma \right) \right)^2 \quad (\text{when, } \psi_2 < \psi) \end{cases}$$
(22)

ここに, $\psi_1 = A / r_1$, $\psi_2 = A / r_2$ である。詳しい誘導については付録で述べる。

以上で凍結時における*θ、C、K*が得られ(Fig.8), これにより凍結時の水分移動解析が行えることになった。しかし実際に数値計算を行うと解が発散して しまった。これは不連続点における*C*の値のずれや 不連続区間で*C*=0となることに問題があると考えら れる。そこで*C*が不連続とならないよう連続曲線に 近似するという修正を行った。



Fig.8 a)Water characteristic curve, b) specific water capacity and c) coefficient of permeability during freezing



Fig.9 Pore radius distribution revised by normal distribution

まず不連続な間隙径分布 $g_1(r)$ を曲線近似すること を考える。そのためには平均 μ ,分散 σ_x^2 の正規分布 の累積分布関数

$$B = \int_0^r \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_x}} \exp\left\{-\frac{(r-\mu)}{2\sigma_x^2}\right\} dr$$
(23)

を用いる。ここでは $\sigma_x=10^{-5}$ m とした。式(23)中の μ として不連続点 r_1 または r_2 を代入し、 r_1 と r_2 の中間点を r_a とすると式(24)の曲線近似した間隙径分布 $g_2(r)$ となる(Fig.9)。

$$g_{2}(r) = \begin{cases} \frac{\alpha}{\sqrt{2\pi}\sigma r} \exp\left[-\frac{\left[\ln(r/r_{m})\right]^{2}}{2\sigma^{2}}\right] \times \left[1 - \int_{0}^{r} \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{x}} \exp\left\{-\frac{(r-r_{1})}{2\sigma_{x}^{2}}\right\} dr\right] \quad (\text{when, } r \le r_{a}) \end{cases}$$

$$(24)$$

$$\frac{\alpha}{\sqrt{2\pi}\sigma r} \exp\left[-\frac{\left[\ln(r/r_{m})\right]^{2}}{2\sigma^{2}}\right]$$

$$\times \int_{0}^{r} \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{x}} \exp\left\{-\frac{(r-r_{2})}{2\sigma_{x}^{2}}\right\} dr \quad (\text{when, } r_{a} < r)$$

次に曲線近似した比水分容量を求めるが,式(21) を導いたのと同様に式(24)で $r \in \psi$ に変数変換し $(\theta_{x} - \theta_{r})$ を乗じて整理すると式(25)となる(Fig.10)。

$$C = \begin{cases} \alpha \frac{\theta_s - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi} (-\psi)} \exp\left\{-\frac{\left[\ln(\psi/\psi_m)\right]^2}{2\sigma^2}\right\} \\ \times \left[1 - \int_{\frac{A}{\sigma_{l\psi_1}}}^{u} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{u^2}{2}\right\} du\right] \text{ (when, } \psi \leq \psi_a\text{)} \end{cases}$$

$$(25)$$

$$\alpha \frac{\theta_s - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi} (-\psi)} \exp\left\{-\frac{\left[\ln(\psi/\psi_m)\right]^2}{2\sigma^2}\right\} \\ \times \int_{\frac{A}{\sigma_{2\psi_2}}}^{u} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{u^2}{2}\right\} du \quad \text{ (when, } \psi_a < \psi\text{)} \end{cases}$$

ここに、 $\psi_a = A / r_a$ である。なお、間隙半径 $r_1 < r < r_2$ の間隙が存在しない範囲では確率密度が 0 として取り扱ってきたが、現実には小さな間隙から水が充填していって水の入っている最大間隙半径 r が r_1 に到達した後もある間隙を通じて水がわずかながらも移動すると考えられるため、この範囲でも確率密度が微小な値をとるとして話を進める。

さらに凍結が進行して間隙径分布の不連続区間が 生じる場合,新たな不連続区間で間隙径分布を上の 議論と同様に変形すればよい。そして比水分容量, 透水係数が導出される。

ただし、間隙径分布を曲線近似する場合には注意 を要する。それは確率変数が平均 μ 、分散 σ_x^2 の正規 分布に従う時、確率変数は $\mu \pm 3\sigma_x$ の範囲にほぼ存在 するという性質があることから、隣り合う不連続区 間の端と端の距離が $6\sigma_x$ 程度では曲線が重なってし まうからである(Fig.11)。このような場合は隣り合う 2 つの不連続区間を 1 つに統合し、再度この場合の 間隙径分布を求める。

以上,式(16),式(22),式(25)より間隙水の一部凍 結を考慮した水分移動解析が行えるようになった。 3.2節で解析内容とその結果を説明する。



Fig.10 Specific water capacity revised by normal distribution



Fig.11 Overlap of pore radius distribution revised by normal distribution because of short range between the two discontinuous intervals

(3) 含水率分布の違いを考慮した熱伝導解析

1章で述べたように,現在は堤ら(2009)の開発した 一般的な気象データを入力値とする熱伝導解析モデ ルにより凍結融解現象を考慮して地中温度分布が推 定することができるようになっている。しかしより 精度よく地中温度分布,さらに凍結深さや凍結融解 回数を求めたい場合,含水状態によって潜熱の発生 量が大きく異なるために水分移動を考慮しなければ ならない。そこで熱伝導と水分移動を同時に解析す ることが重要となるが,凍結時における水分移動の 解析方法が前章で提案されたところなので,同時解 析の方法は今後の研究課題とする。本章では水分移 動は依然として無視するものの,異なる含水率分布 を静的に与える場合の熱伝導解析の方法を示す。

基礎式は式(26)に示す熱伝導方程式,式(27)の Richards 式で K=0 と置いて得られる水分の質量保存 式,そして式(28)の地中温度 T_Gと不凍水含有率のの経 験式である。式(28)は Jame and Norum(1980)による土 壌に対する実験により得られたものである。

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T_G}{\partial z} \right) + \rho_i L_w \frac{\partial \phi}{\partial t} = \rho_G c_G \frac{\partial T_G}{\partial t}$$
(26)

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\rho_i \phi + \rho_w \theta \right) = 0 \tag{27}$$

$$T_G = \begin{cases} 0.0 & (0.35 \le \theta) \\ (\theta - 0.35)/0.6 & (0.05 \le \theta < 0.35) \\ (\theta - 0.0583) \times 60 & (0.025 \le \theta < 0.05) \\ -2.0 & (\theta < 0.025) \end{cases}$$
(28)

ここに、 λ :基岩の熱伝導度、 c_G :比熱、 ρ_G :基岩の密度、 ρ_i :氷の密度、 ρ_w :水の密度である。 $T_G > 0$ ℃では含氷率は一定($\phi = 0$)で、かつ間隙水の蒸発は考慮していないので式(26)、式(27)をそれぞれ独立に解くことができる。しかし $T_G \leq 0$ ℃では ϕ も未知数となり独立に解くことができないため、式(26)、式(27)および式(28)を連立させて解くことになる。

堤ら(2009)は田上山地若女裸地谷での地表面付近 で得られた含水率の実測値θ=0.4 が深度方向に一定 と仮定して計算を行ったが、今回は基岩が深度方向 にある含水率分布θ=θ(z)を持つと考える。なお水分 移動を考慮しないため、凍結が進行しても与えた含 水率θ(z)以上に水は凍結しないとする。

以上で含水率分布の違いを考慮した水分移動解析 が行えるようになった。解析を行った結果は 3.3 節 で述べる。

3.2 凍結により間隙径分布が不連続となる場 合の水分移動特性

(1) 計算条件

ここでは高さ1mの基岩のカラムを考え,ある深さ まで凍結するときに水分移動はどのように発生する のか調べるために解析を行った。このとき異なる凍 結パターンを考え,それぞれのパターンで発生する 水分移動を検討した。なお凍結パターンを表現する ために結氷率Fなるものを式(29)のように新たに定 義した。

$$F = \frac{\phi}{\theta - \theta_r + \phi} \tag{29}$$

結氷率Fは0~1の値をとり,例えばF=0は θ > θ ,かつ ϕ =0の時で全く凍結していないことを表し,F=1は θ = θ ,かつ ϕ >0の時で, θ = θ ,では毛管作用により移動 できる水分は無いことになるため,計算上この時を 完全に凍結した場合とする。結氷率は温度Tの関数と して表されるが,その関数形は明らかになっていな いため本研究では任意に結氷率を与えることとした。 また凍結深さを地表面から0.1mとした。

計算を行う場合,凍結パターンを2ケース用意して 行った。一つめは極端な場合で,ある瞬間にF=0.5と なる場合である(Case14)。二つめはより現実的な凍結 パターンとして結氷率が式(30)のように時間t(分)と 深度z(m)の関数形となる場合を設定した(Case15)。





Fig.12 Freeze pattern expressed as freeze rate in Case15

$$F=0.05t-10z$$
 (30)

式(30)を図で表すとFig.12のようになり,時間ととも に凍結深さ,結氷率が徐々に増加する形態となる。 そして凍結開始から200分後には地表面でF=1,そし て深度に比例して減少し,z=0.1m地点ではF=0となる。 計算は鉛直一次元,有限要素法により行う。初期 間隙径分布は式(5)に示すものであり,計算に用いた パラメータはTable 3に示すものである。また初期圧 力水頭分布は

$$\psi = z - 1 \tag{31}$$

の水分移動がない平衡状態とした。境界条件として は側方,底面,地表面で流入・流出は無いとした。

(2) 計算結果および考察

Fig.13a), b)はそれぞれ Case14 のある瞬間に結氷率 Fが0.5 となる場合における圧力水頭ψおよび含水率 の深度方向分布の時系列変化を表す。Fig.13a)を見 ると間隙水の凍結によって1分後には約2m程度, 急激に圧力水頭が減少し,さらに凍結した状態で時 間が経過すると凍結層の下端から徐々に圧力水頭が 上昇していることが分かる。そして凍結700時間後 にはほぼ平衡状態に至っている。これは凍結の瞬間 に凍結層と未凍結層の間で大きな圧力水頭差が生じ ることで動水勾配が大きくなり,上向きの水分移動 が生じたためと考えられる。またFig.13b)の含水率の 時系列変化を見ると,凍結1分後には地表面では含 水率が約0.05ほど減少しているなど,間隙水の凍結 により凍結層で含水率は急激に減少していることが 分かる。そして凍結した状態で時間が経過すると 徐々に凍結層へ未凍結層から水の供給により含水率 が増加し,凍結 700 時間後には地表面では含水率が 約 0.01 ほど増加しているなど,凍結層で含水率が増 加していることが分かる。

Fig.14a),b)はそれぞれ Case15 の結氷率 F が式(30) で表わされる場合におけるψおよびθの深度方向分 布の時系列変化を表す。Fig.14a)を見ると計算開始か ら 200 分までの凍結過程では、水の凍結により徐々 にかつなめらかに圧力水頭が減少している。なお凍 結過程では圧力水頭の低下に伴って圧力差が生じ, 動水勾配が大きくなって上向きの水分移動が生じて いると考えられるが、その絶対量が小さいために凍 結が進行していく形となっている。そして凍結が完 了した状態で時間が経過すると凍結層で圧力水頭が 徐々に上昇し、凍結 700 時間後にはほぼ平衡状態と なっている。次に Fig.14b)を見ると凍結過程では徐々 に含水率が減少し,凍結200分後には地表面で約0.09 ほど減少している。そして凍結した状態のまま時間 が経過すると上向きの水分移動により未凍結層から 徐々に凍結層へ水が供給されて凍結層の含水率が増 加していくことが分かる。平衡状態に至る凍結 700 時間後には含水率は最大で約 0.025 増加し Case14 の 結果よりも大きい。これは Case14 の場合よりも凍結 層の下方で含氷率が小さく,比水分容量が大きかっ たためと考えられる。これらより凍結時には未凍結 層から凍結層へ水分が移動することが分かる。

3.3 含水率分布の凍結融解に与える影響

(1) 計算条件

与える含水率分布は以下の二ケースである。それは 地表面下 1m の位置に地下水面があるとして,基岩 表面に降雨強度10mm/hrの雨が3日間継続したとき,

Case16: 降雨終了直後の含水率分布

Case17: 降雨後2カ月後の含水率分布

である(Fig.15)。Fig.15には地表面における飽和度S を示す。Case16は比較的湿潤した条件で,Case17は 乾燥した条件である。計算は鉛直一次元,有限要素 法により行う。計算に用いたパラメータは3.2節の解 析で用いたものに対してσ₁以外は同じで,Table 3に 示すものである。なお間隙径分布は連続に分布する としている。そしてインプットデータとして地表面 温度を入力するが,ここでは2006年12月20日から 2007年4月10日に田上山地若女裸地谷での実測値を 用いた。

(2) 計算結果および考察

Fig.16a)は降雨終了直後の,Fig.16b)は降雨2ヶ月 後の含水率分布を与えたときの凍結深さ進行曲線の 時系列変化と計算期間で深度ごとに積算した凍結融 解回数を示す。凍結深さ進行曲線とはここでは0℃



Fig.13 Time series variation of a) pressure head and b) volumetric water content in Case14



Fig.14 Time series variation of a) pressure head and b) volumetric water content in Case15



Fig.15 Depth distribution of volumetric water content

の等温線を指す。

Fig.16を見るとCase16の降雨終了直後の含水率分 布(Fig.16a)を与えた方が凍結深さは小さく,凍結 融解回数は少ないことが分かり,一方でCase17の降 雨2カ月後の含水率分布で計算した場合(Fig.16b) では凍結深さが大きく,凍結融解回数が多いことが 分かる。これは凍結時には含水率が小さいほど氷へ と相変化する時の放熱量が少なく,融解時には氷か ら水へと相変化する時の吸熱量が少なくなったため に,地中温度を変化させる熱エネルギーが大きく保 たれたからであると考えられる。以上より含水量の 違いにより地中温度の推定値が異なることが分かっ た。つまり地中温度の推定を正確に行うためには水 分移動を考慮した熱伝導解析を行わなければならな いと言える。



Fig.16 Time series variation of 0degree C isothermal line using Depth distribution of volumetric water content a) just after the rainfall and b) 2month after the rainfall

4. おわりに

以上より凍結融解による基岩の土砂化に関するい くつかの重要な知見が得られた。一つは凍結融解に 関するいくつかの実験の結果,土砂化のプロセスが 間隙構造の変化に則して以下のように説明されるこ とである。それは1)凍結融解を受けることで間隙構 造が変化し,間隙率が徐々に増加する,2)それに伴 って水分が移動しやすくなる,3)間隙率がある大き さになり,水分供給があれば霜柱が発生し,基岩か ら土粒子が剥離する,である。

また凍結時の水分移動解析の結果,未凍結層から 凍結層への水分供給が生じることが確認された。霜 柱の発生には水分供給が重要であるから,基岩の土 砂化プロセスを説明できる可能性があると言える。 そして含水率分布の違いが凍結融解現象に与える影 響を検討した結果,含水量が少ないほど潜熱の発生 が抑えられ,凍結深さが大きくなり,凍結融解回数 が増加することが分かった。これより凍結融解現象 を把握するためには熱伝導と水分移動を同時に解析 しなければならないと言えるが,実験の結果から飽 和度が高いほど間隙の膨張量は大きくなる傾向が見 られたことから,最も破壊が進行して土砂生産量が 多くなる含水率が存在すると考えられ,今後検討す る必要がある。また,今回は花崗岩を対象に研究を 行ったが,その他の地質ではどのような土砂化プロ セスとなるか検討する予定である。

参考文献

- 泉山寛明,堤大三,藤田正治,手島宏之(2007):凍結 融解作用による風化基岩の土砂化に関する基礎的 研究,平成19年度砂防学会研究発表会概要集, pp.310-311.
- 泉山寛明,堤大三,藤田正治(2008):風化基岩の凍結 融解による土砂化に関する実験的検討,平成20年度 砂防学会研究発表会概要集,pp.310-311.
- 小杉賢一朗(1999):森林の水源涵養・洪水緩和機能と 土壌孔隙特性-森林土壌の孔隙特性が雨水流出に 及ぼす影響-,水利科学250, pp.29-59.
- 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.
- Black, P.B. and Tice, A.R.(1976): Comparison of soil freezing curve and soil water curve data for Windsor sandy loam, U.S.A. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL Report88-16.
- Jame Y.W. and Norum D.I(1980): Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium. Water Resour. Res. 16, pp.811-819.
- Mualem, Y.(1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, Water Resour. Res. 12, pp. 513-522.

付 録

ここでは凍結時における透水係数Kの誘導を説明 する。通常時の透水係数は凍結時の透水係数の誘導 過程に沿って計算すれば必然的に求まる。

本来ならば間隙径分布が不連続である場合の飽和 透水係数を用いて表現すべきだが、このようなデー タは無い。そこで本研究では間隙径分布が連続であ る場合の飽和透水係数K_{sat}を用いて表現することを 考える。まず式(17)においてdθをdwに変数変換する ため、凍結時の比水分容量である式(21)の両辺にdw を乗じてこれを式(17)に代入する。すると、

$$K = \begin{cases} K_{sat} \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \\ \times \left[\frac{\int_{\psi}^{-\infty} \alpha \frac{\theta_s - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi\psi^2}} \exp\left\{ -\frac{\left[\ln(\psi/\psi_m)\right]^2}{2\sigma^2} \right\} d\psi}{\int_0^{-\infty} \frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi\psi^2}} \exp\left\{ -\frac{\left[\ln(\psi/\psi_m)\right]^2}{2\sigma^2} \right\} d\psi} \right]^2 \\ (when, \psi < \psi_1) \end{cases}$$

$$K = \begin{cases} K_{sat} \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \\ \left(\frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi\psi^2}} \exp\left\{ -\frac{\left[\ln(\psi/\psi_m)\right]^2}{2\sigma^2} \right\} d\psi}{2\sigma^2} \right]^2 \\ \left(\frac{1}{2\sigma^2} + \int_{\psi}^{\psi_2} \alpha \frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi\psi^2}} \exp\left\{ -\frac{\left[\ln(\psi/\psi_m)\right]^2}{2\sigma^2} \right\} d\psi}{\left[\int_0^{-\infty} \frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi\psi^2}} \exp\left\{ -\frac{\left[\ln(\psi/\psi_m)\right]^2}{2\sigma^2} \right\} d\psi}{2\sigma^2} \right]} \\ (when, \psi_2 < \psi) \end{cases}$$

となる。そしてln(ψ/ψ_m)/σ=uとすると, dψ=ψσdu, ψ=ψ_mexp(uσ)となるから, これらを代入して整理す ると式(33)のようになる。

$$K = \begin{cases} K_{sat} \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left(\alpha \frac{\theta_s - \phi - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^2 \\ \times \left[\frac{\int \frac{1}{\ln(\psi/\psi_m)} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{ -\frac{1}{2}(u + \sigma)^2 \right\} du}{\int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{ -\frac{1}{2}(u + \sigma)^2 \right\} du} \right]^2 \\ (when, \psi < \psi_1) \end{cases}$$

$$K = \begin{cases} K_{sat} \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left(\alpha \frac{\theta_s - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^2 \\ \left(\frac{1}{2}(u + \sigma)^2 \right)^2 du \\ \frac{1}{2}(u + \sigma)^2 \right] du \\ \frac{1}{2}(u + \sigma)^2 du \\ \frac{1}{2}(u + \sigma)^2 \right] du \\ (when, \psi_2 < \psi) \end{cases}$$

式(33)で *u+σ=x* とおいて整理し,式(9)の余正規分布 関数を用いると最終的に式(22)のように表わされる。

Study on Changes of Pore Structure and Water Flow in Weathered Bedrock due to Freeze and Thaw Action

Hiroaki IZUMIYAMA*, Daizo TSUTSUMI and Masaharu FUJITA

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

In order to explain the mechanism of the breakdown of weathered bedrock due to freeze and thaw action, some experiments relating to the pore structure were conducted using weathered granite rocks sampled in Tanakami Mountain, Shiga prefecture. It is cleared that the porosity of weathered granite gradually increased because of freeze and thaw action and the ice lens developed under conditions that water supply is enough and the porosity is larger than a threshold value. In addition, the water flow during freezing and the heat transfer considering the depth distribution of volumetric water content was simulated. It is also showed that the water flow from unfrozen layer to frozen layer and the importance of water content at heat transfer analysis.

Keywords: freeze and thaw, rock breakdown, pore structure, water flow

内水氾濫時の京都市域の道路交通障害予測

深草新*·戸田圭一·宇野伸宏**

* 株式会社建設技術研究所 **京都大学大学院経営管理研究部

要旨

本稿は、内水氾濫時に発生する道路交通障害の程度を明らかにすることを目的としたも のである。京都市域を対象として、氾濫解析によって市内の浸水深分布を求め、道路リン クの浸水深を考慮して時間帯別の交通量の配分計算を行うことにより、浸水時における道 路交通の混乱の程度について考察した。その結果、対象領域で1999年に福岡水害をもたら した豪雨を外力として与えたところ、内水氾濫時に市中で混雑する道路が増える様子が表 現され、南北方向の車両の移動時間が増加することが示された。また豪雨の発生時間帯に よって道路交通障害の程度も変化することも明らかとなった。さらに、交通障害対策とし てアンダーパス部での排水能力の増大の効果について検討したところ、浸水のピーク発生 時以降の障害軽減に有効であるという知見が得られた。

キーワード:都市水害、内水氾濫、氾濫解析、時間帯別交通量配分、混雑度

1. はじめに

都市部では最近,気候変動の影響にヒートアイラ ンド現象も関係して豪雨による内水氾濫が多発して いる。高度に発達した都市部で氾濫が生じると,地 下浸水など人命を奪いかねない危険な状況が発生す る可能性がある。また電気,ガス,上水道といった ライフライン施設が浸水すると,それらが停止し, 都市機能が麻痺する。さらに道路浸水による街全体 の交通障害も市民生活,経済活動に大きな影響を及 ぼす。都市水害発生時に都市機能をいかに維持する かは,行政上も学術上も重要な検討課題である。

洪水氾濫時の道路交通障害に関する従来の研究と しては加賀屋ら(2003)の研究がある。彼らは札幌 市東北部を走る主要幹線を対象ネットワークとし, 平常時と浸水時それぞれについて配分計算を行った 上で,ネットワーク交通容量を比較することで浸水 の道路交通に及ぼす影響について議論している.ま た,交通対策を施すべき箇所についても解析結果を もとに考察している.浸水時の条件として,彼らは, 豊平川流域の内水氾濫シミュレーションの結果から 水深が20cm以上となるリンクを途絶させた状態のネ ットワークを用いている。一方,筆者ら(2007)は, 京都市中心部を対象とし,鴨川の溢水を想定して, ポンドモデルによる浸水解析から得られる道路部の 浸水深の分布をもとに日交通量配分を行い,浸水が 発生した際の道路交通障害の程度を予測することを 試みた。浸水時の条件として,ある時刻の道路リン クの浸水深に応じて走行速度・交通容量を変化させ るかたちで交通量の配分計算を行った。そして,浸 水時の道路交通障害について,混雑度や所要時間を 平常時の結果と比較することで考察を行っている。

本研究は,筆者らがこれまでに用いてきた解析モ デルを発展させたものである。非構造格子モデルを 用いることにより浸水解析の精度向上を図ること, ならびに,時間帯別交通量配分を用いることにより 浸水解析と交通量解析の時間的な整合性の向上を図 ることを目指し,水害時の道路交通障害を精度よく 予測することを主たる目的としたものである。また, モデルの適用をとおして,起こりうる道路交通障害 を軽減する方策についても考察を加えている。

2. 解析手法および計算条件

2.1 解析の手順

まず、対象ネットワークで通常の時間帯別利用者

均衡配分を行い,平常時の交通量とした。次に,浸 水解析の結果から道路の浸水深を求め,それに伴っ て走行速度と交通容量を変化させた上で平常時と同 様の手法により交通量を算出し,これを浸水時の交 通量とした。交通量と交通容量の比を混雑度とし, 平常時および浸水時の各リンクの混雑度や代表的な 地点間の所要時間を比較し,浸水が道路ネットワー クの機能に及ぼす影響について考察した。Fig.1 に 本研究の手順を示す。



Fig.1 Framework of analysis

2.2 浸水解析

(1) 非構造格子モデル

浸水解析には川池ら(2003)による非構造格子モ デルを適用した。これは、複雑な地形を考慮して詳 細な水の挙動を表現できる平面二次元氾濫解析モデ ルである。このモデル中で下水道の影響や地下空間 への浸水を考慮し、詳細な地目特性も反映させた。 なお、平地の内水氾濫では大きな流速は発生しない と予想されることから、基礎式には、以下に示す連 続式および移流項を省略した運動量式を用いた。

<連続式>

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = r_e - r_d \tag{1}$$

<運動量式>

$$\frac{\partial M}{\partial t} = -gh\frac{\partial H}{\partial x} - \frac{gn^2 M \sqrt{u^2 + v^2}}{h^{4/3}}$$
(2)

$$\frac{\partial N}{\partial t} = -gh\frac{\partial H}{\partial v} - \frac{gn^2 N\sqrt{u^2 + v^2}}{h^{4/3}}$$
(3)

ここに, *h*: 格子水深, *t*: 時間, *x*,*y*: 平面二次元 座標, *M*,*N*: *x*,*y*方向の流量フラックス, *r*_e: 有効降雨 量, *r*_d: 下水道による雨水排除量, *g*: 重力加速度, *H*: 格子水位, *n*: Manningの粗度係数, *u*,*v*: *x*,*y*方向 の流速である。

(2) 対象領域

対象領域は京都市の平地部とした。Fig.2 に対象領 域を示す(面積:約80.1km²)。この領域を2504個の 解析格子に分割し,京都市発行の縮尺 1/2500の都市 計画地図をもとに入力データを作成した。解析格子 と地盤高をFig.3 に示す。京都市は北から南に,また, 東から西に向かうにつれて,地盤が低くなっていく ことがわかる。







Fig.3 Computational meshes and ground elevation

(3) 構造物に関する計算条件

川池ら(2003)の方法に準じて,格子の底面積に 占める実際に水が溜まる底面積の割合を有効率,格 子境界の長さに占める実際に水が通過できる長さの 割合を通過率と定義し,これを構造物の密集度合に 応じて格子ごとに決定し,連続式,運動量式に反映 させた。

(4) 中小河川に関する計算条件

対象領域内に位置する比較的大きな河川(鴨川・ 賀茂川・高野川)については、それらを地盤高の充 分低い格子として認識させ、堤防の有無によって越 流公式または段落ち式を用いて氾濫水の河道への流 入を表現した。なお今回の計算条件では、上記の河 川から市街地(堤内地)への溢水は起こらない。

(5) 地下空間に関する計算条件

氾濫水の対象領域内に位置する地下街への浸水を 考慮した。地下空間への入口(階段など)では,15cm のステップ高を考慮し,段落ち式により氾濫水の地 下への流入量を算出した。

(6) 下水道に関する計算条件

合流式幹線下水道の受け持つ地区に関しては,戸 田ら(2000)の手法にならい,下水の流入箇所ごと に複数の格子から成る集水区を決定し,下水処理場 の最大排水流量を,それを受け持つそれぞれの集水 区の面積で案分することで,集水区ごとに最大排水 量を決定した。なお,このように算出した合流式幹 線下水道の排水能力が36.4mm/hr(下水道の当面の設 計値である52mm/hrの7割の値)に満たない場合には, その差の分量を合流式幹線地区の全格子から横流出 として連続式から一律に差し引くこととした。

合流式幹線下水道が受け持たない地区では、下水 道による排水能力として、全格子から一律36.4mm/hr を横流出として差し引くこととした。また、アンダ ーパス部ではポンプによる排水能力100mm/hrを上乗 せして計算を行った。

2.3 交通量解析

(1)時間帯別利用者均衡配分および対象ネットワーク

時刻と交通量の関係を反映させるため,交通量解 析には時間帯別利用者均衡配分(土木学会土木計画 学研究委員会,2006)を用いた。

京都市内で碁盤の目状に広がる主要道路を対象と し、国道、府道の大部分と一部市道を含めた。浸水 解析の対象領域に含まれる区間のみを取り出し、浸 水による影響の小さいと思われる高速道路を除外し て、対象ネットワークとした。用いたネットワーク をFig.4 に示す。市内の実測交通量データ(国土交通 省、1999;京都市都市計画局都市企画部交通政策課、 2003)を基に作成した時間帯ごとのOD表や,実際の 道路状況に応じて設定した各道路リンクの自由走行 時間・交通容量などをインプットデータとして計算 を行った。なお,自由走行時間や交通容量などの条 件設定は,以前の解析(深草ら,2007)に準じてい る。

時間帯別利用者均衡配分では、各時間帯の終端時間において目的地まで到達できずにネットワーク上 に残留する交通が発生する。この2つの時間帯に影響 を与える残留交通量を、交通流保存条件を満足しつ つ効率的に処理するため、本研究ではOD修正法を採 用した。詳細な説明は参考文献(土木学会土木計画 学研究委員会、2006)に譲るが、OD修正法を採用し たことで、需要変動型交通均衡問題として定式化す ることが可能となり、数値計算法として広く用いら れているFrank-Wolfe法が適用可能となる。

配分計算の結果より,平常時の所要時間や混雑度 の時間変化を算出した。なお,時間帯の幅は2時間と した。



Fig.4 Studied network

(2) 内水氾濫時の計算条件

浸水の道路交通への直接的な影響は、各道路リン クの走行速度と交通容量の低下のみであると仮定し、 災害情報による外出の見合わせ等、交通需要の発生 に関わる不確定要素の多い項目については考慮しな いこととした。それゆえ、浸水時にも平常時と同じ OD表を用いて交通量配分を行った。

30cm以上の浸水が起きると、自動車は、マフラー などの冠水によりエンジンが停止してしまい制御不 能となると考えられる(河田, 2008)。よって、浸 水深が30cm以上になると、その道路リンクは道路と しての機能を失い実質上の途絶状態に陥ると仮定し た。浸水解析結果より道路部の浸水深に注目し、途 絶している時間の長さおよびそれ以外の時間の平均 浸水深から走行速度・交通容量の低減率をそれぞれ 設定し(Fig.5 参照),以下の式から道路リンクごと に各時間帯内での低減率を算出した。

$$(1 - D / 100) = (1 - D_1 / 100) \times (1 - D_2 / 100)$$
 (4)





ここに、D:各時間帯での低減率[%]、D1:途絶時間 による低減率[%], D2: 非途絶時の平均浸水深による 低減率[%]である。この低減率より時間帯ごとに走行 速度・交通容量を決定し、その条件下での時間帯別 配分から、水害時の混雑度や所要時間の時間変化を 求めた。

解析結果 3.

3.1 平常時の解析結果

混雑度の分布をFig.6 に,代表的な地点間の所要時 間の変化をFig.7 に示す。平常時においては,8時(午 前8時,以下,時刻は全て24時間表記)頃から一部区



Fig.6 Degree of congestion in the normal condition





間で混雑が始まり、10時~12時の間に混雑のピーク が現れる。その後、18時頃まで一部区間では混雑状 態が継続する。ピーク時間帯には、南部の国道24号 や外環状線、西部の一部区間など、交通容量の小さ い区間が混雑状態に陥っている。この結果は、実際 の京都市の交通事情をおおむね適切に表現できてい ると言える。

3.2 内水氾濫時の解析結果

(1) 検討ケース

外力として,1999年に発生した福岡水害時の降雨 (Fig.8 参照)を想定し,流出率を85%としたものを 対象領域全体に与えて内水氾濫計算を行った。降雨 開始後3時間,5時間,7時間経過時の内水氾濫状況を Fig.9 に示す。地盤の傾斜に沿って南西方向に氾濫水 が流下し,西高瀬川沿いの地域において大きな浸水 深が現れたほか,宇治川に近い南部でも浸水箇所が 見られる.同じ京都市を対象とした従来の解析(戸



Fig.8 Rainfall condition of Fukuoka flood in 1999

田ら,2000)と比較しても、微地形の影響を受ける 浸水挙動の定性的な傾向をおおむね捉えており、筆 者らが以前に実施した浸水解析(深草ら,2007)よ りも精度が向上したと言える。

降雨開始時刻を変えた交通量解析4ケース(Table 1 参照)のうち, Case2, Case3 について詳述した後, 4ケースの比較を行う。Case2, Case3 の解析結果(混 雑度の分布)をそれぞれFig.10, Fig.11 に,所要時間 の変化を4ケースまとめてFig.12 に示す。

Table 1 Traffic analysis cases

Case	Rainfall	Rainfall
		starting time
Case 1	Rainfall in	0:00
Case 2	Fukuoka flood in	6:00
Case 3	1999 (runoff rate	12:00
Case 4	is set 0.85.)	18:00

(2) Case2(降雨開始時刻 6:00)

8時~9時頃に浸水深が最大となり、広い範囲で途 絶区間が出現した。特に、堀川通、西大路通、葛野 大路通といった幹線道路がJRの線路を南北に渡るア ンダーパス部の浸水で途絶したため、それ以外の河 原町通、烏丸通、大宮通などに交通が集中し、かな りの混雑が引き起こされている。10時~12時頃にお いても多くの途絶は解消されず、ピーク所要時間が 大幅に増加している。また、油小路通の一部区間が 一時的に途絶状態となったために、国道1号や国道24 号などに迂回する車両が増加し、南部の地域でも混



Fig.9 Computed inundation water depth distribution





Fig.12 Travel time in the inundation condition

[Case 2 (6:00 ~)]

雑が引き起こされている。

[Case 1 (0:00~)]

(3) Case3(降雨開始時刻 12:00)

交通量の午前のピークを過ぎた頃に降雨が開始し ており、午後のピークに達する14時~16時頃に中心 部や南部で多くの区間が混雑している。そのため、1 日を通じての交通量のピークである10時~12時より 大きな所要時間が14時~16時に現れ、その後、夜ま で影響が継続する。

(4) Case1~Case4の比較

4ケースを比較すると、障害の程度は、Case2が最 も大きく、Case4が最も小さいことがわかる。Case2 は、浸水時間帯の影響で、交通量の多い時刻(朝~ 昼)に大きな道路交通障害が引き起こされる。また アンダーパスの浸水による長時間の途絶が道路交通 障害を引き起こす大きな要因となっている。

Case3は交通量のピーク直後である正午に浸水が 発生したため、昼過ぎから夜まで道路が途絶してい るのに対して、Case2では朝に浸水が発生し、道路の 途絶は朝から昼過ぎまでと、交通量のピーク時刻と 重なっている。これが、両ケースの結果を分けた要 因である.交通量がピークとなる10時~12時の時間 帯よりも浸水の発生時刻が前か後かによって障害の 状況が変わってくる。

[Case 4 (18:00 ~)]

4. アンダーパス部の対策

[Case 3 (12:00 ~)]

4.1 ボトルネックとなるアンダーパスの探索

JRの線路を渡る箇所は、南北交通にとってボトル ネックとなりやすい。そこで、重点的に対策を講じ るべきアンダーパスの探索を行う。

対象とするのは、河原町通、堀川通、西大路通, 葛野大路通のアンダーパス部(Fig.4 参照)である。 Case2 と同じ外力(福岡水害,85%有効降雨,降雨 開始時刻6:00)を与え、それぞれのアンダーパスに ついて、窪みをなくし(地盤高を両側の格子の平均 とし),排水ポンプを取り除いた(通常の下水のみ で排水する)場合、すなわち、アンダーパスが解消 された場合に、どれだけ混雑が解消されるか検討し た。混雑解消の度合いが大きいアンダーパスほど、 道路交通に大きな影響を及ぼす箇所であることにな る.1ヶ所ずつ解消させて解析を行い、領域内の混雑 (混雑度100%以上)もしくは途絶している区間の長 さおよび総走行時間(全車両の移動時間の合計)を 時間帯ごとに比較した結果をそれぞれFig.13, Fig.14 に示す。

図より,地盤が低く浸水深の大きくなりやすい葛 野大路通と交通量の多い堀川通のアンダーパスの影 響が他に比べて大きいことがわかる。

4.2 アンダーパス部の排水能力増強策

葛野大路通および堀川通のアンダーパスを解消す ればかなりの道路交通障害抑制に繋がることがわか ったが、そのような大規模な事業を行うことは現実 的でない。そこで、代替案として、葛野大路通およ び堀川通のアンダーパス部における排水能力の増強 策を提案し、その効果をFig.10、Fig.12【Case2】と比



Fig.13 Comparison of total link distances of congestion and disruption in underpass disappearance



Fig.14 Comparison of total travel times of congestion and disruption in underpass disappearance



Fig.15 Degree of congestion in inundation by underpass drainage ability increase





較して検討する。

排水能力増強を表現するため,該当箇所のポンプ の能力を100mm/hrから200mm/hrに変更した。Case2 と同じ降雨外力を与えて解析を行った場合の混雑度, 所要時間の変化をそれぞれFig.15, Fig.16 に示す。

最大浸水深の発生時(このケースでは交通量のピ ーク時間帯に重なる)前後では,排水能力を増強し たにも拘らず葛野大路通,堀川通を含む多くの区間 で途絶状態に陥った。しかし,その時刻以降では徐々 に効果が現れ, Case2と比較して市内中心部の混雑度 が改善した。所要時間を見ても,最大浸水深の発生 時前後にはあまり効果が現れていないが,それ以降 で,南北交通の所要時間が大幅に短縮されているの がわかる。

5. おわりに

下水道や地下空間への浸水,詳細な地目特性を考 慮した非構造格子モデルによる氾濫解析と時間帯別 交通量配分を組み合わせることにより,内水氾濫の 発生箇所や発生時刻に応じたかたちでの道路交通障 害の予測を可能にした。また,モデルの適用をとお して,障害の発生状況や対策についての考察を加え た。結論を以下にまとめる。

* 対象とした京都市域で1999年の福岡水害時なみの 短時間豪雨があった場合,広域にわたり混雑度や車 両の移動時間が増加することが構築したモデルによ り表現できた。

* 短時間豪雨の発生時間帯によって道路交通障害の 程度が異なってくることが明らかとなった。

* アンダーパス部の排水能力増強策は,最大浸水深 発生時の道路交通障害の軽減には有効でないものの, それ以降に継続する障害の軽減には有効であるとの 知見が得られた。

なお今回構築したモデルを活用すれば、道路の一

部かさ上げや構造物による氾濫水の遮断といった, 考えられる様々な交通障害対策の効果についても検 討可能である。さらに今回の成果をもとに,今後, 内水氾濫時の道路交通障害による波及被害額の算定 についても検討を加えていきたい。

謝辞

本研究の一部は,平成20年度科学研究費補助金(基 盤研究(B) No.20310096)の補助を受けて実施した ものである。

参考文献

- 加賀屋誠一・内田賢悦・萩原 亨(2003): 札幌市東 北部における水災害時のネットワーク交通容量変 化に関する研究, 自然災害科学, 21-4, pp.401-415.
- 川池健司・井上和也・戸田圭一・野口正人(2003): 寝屋川流域を対象とした氾濫解析モデルの高度化, 水工学論文集,第47巻, pp.919-924.
- 河田惠昭(2008):これからの防災・減災がわかる 本,岩波ジュニア新書,岩波書店, pp.59-60.
- 京都市都市計画局都市企画部交通政策課(2003): 「歩くまち・京都」交通まちづくりプラン.
- 国土交通省(1999): 平成11年度 道路交通センサ ス.
- 戸田圭一・井上和也・村瀬賢・市川温・横尾英男
 (2000) :豪雨による都市域の洪水氾濫解析,土
 木学会論文集, No.663/II-53, pp.1-10.
- 土木学会土木計画学研究委員会(2006):道路交通 需要予測の理論と適用 - 第II編 利用者均衡配分 モデルの展開.
- 深草新・戸田圭一・宇野伸宏(2007):都市水害に 起因する道路交通障害について-京都市域を対象 として-,自然災害科学,26-2,pp.177-188.

Prediction of Traffic Difficulties Caused by Inundation Due to Heavy Rainfall in Kyoto City

Shin FUKAKUSA *, Keiichi TODA and Nobuhiro UNO **

* CTI Engineering Co., Ltd., Japan ** Graduate School of Management, Kyoto University

Synopsis

This study treats the degree and characteristics of traffic difficulties caused by urban inundation by heavy rainfall in Kyoto City, Japan. First, in the normal condition, time-of-day user equilibrium traffic assignment is performed and traffic condition on network is computed. Next, assuming heavy rainfall, inundation flow analysis is executed to obtain the water depth distribution. The similar traffic analysis is performed in the inundation condition, by changing run speed and traffic capacity based on the computed water depth of each link. Then, degree of congestion and travel time between major ODs are compared and discussed for the normal condition and the inundation one. As a result, it is found that the inundation at the southwest of studied area including underpass link of JR line has an effect on the traffic network all over the city.

Keywords: urban flood, inundation by heavy rainfall, inundation flow analysis, time-dependent traffic assignment, degree of congestion

観測桟橋周辺の海底底質の経年変化 -海岸浸食が進行した状況下での調査結果より-

馬場康之・内山 清・関口秀雄・中川 一

要 旨

上越・大潟海岸のほぼ中央に位置する大潟波浪観測所では、観測桟橋沿いの海底地形と 海底底質の採取が継続的に行われている。本報では、これまでの計測結果の中で、特に断 面地形の侵食傾向が顕著であった期間(2001年~2004年)における2月時点での底質の粒 度分析結果と、岸沖方向海底地形の計測結果について検討する。断面地形の侵食傾向が顕 著な期間では、断面地形変化の規模は小さいものに留まり、汀線が後退した状況が継続さ れている。その一方で、断面形状に大きな変化が認められない状況下でも、底質の分布状 況は経年的に変化している状況が確認された。

キーワード:海浜形状,底質分布,経年変化,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。本報告では、冬季季節風の影響を強く受け ている2月時点での底質の粒度分析結果と、対応する 時期の海底地形および波浪、海上風の計測結果につ いて、特に侵食傾向が顕著であった期間の結果に関 して報告する。

2. 岸沖方向海底地形の経年変化

観測桟橋沿いの沿岸地形の測深作業は、ほぼ毎月 1回の割合で実施されている(観測桟橋は、2008年 夏に撤去)。Fig. 2は1996年後半以降の岸沖方向の断 面形状を時間順に示したものである。2000年以前に は、比較的規模の大きな地形の変動が見られるが、 2000年以降は地形の変動幅も少なくなっている様子 が確認できる。

Fig. 3は, ここで対象とする期間(2001年~2004年) 中の2月に計測された岸沖方向の断面地形である。 Fig.2からもわかるように, 2001~2002年頃は侵食傾 向が顕著であった時期であり,Fig.3においても同期 間の断面地形が最も後退した形状となっている。前 報に示した通り,2003年頃を境に底質の岸沖方向の 分布状況が変化し,2004年以降には汀線付近を中心 に堆積する状況が確認されている(馬場ら,2008)。 逆に,2003年以前の断面地形(2001年~2003年)は, 汀線付近(岸沖距離25m前後)で急に深くなり,岸 沖距離50mよりも沖の範囲ではほぼ同様の断面形状 を示している。2003年には岸沖距離150mより沖側で 侵食が進行している様子が確認できるが,計測範囲 の最も沖側の地点では,2002年,2004年の形状とほ ぼ同じ水深となっている。



Fig. 1 Joetsu-Ogata coast and Ogata wave observatory (OWO is located at "Pier")



Fig. 2 Temporal variations of cross-shore profile along the observation pier



Fig. 3 Comparisons of cross-shore bottom profiles in February (from 2001 to 2004)

このように,対象期間(2001年~2004年)のうち, 堆積傾向が見え始める2004年を除く3ヵ年の断面形 状はほぼ同様で,侵食傾向が継続していることが確 認できる。

3. 海底底質の粒度分析結果

海底底質の採取は観測桟橋に沿って約10m間隔で 行われている。採取された底質は十分に乾燥された 後,1/4 φ 間隔で標準ふるいを用いた粒度分析を実施 した。以下の結果では、ウェントワースの粒径区分 も使用する。

3.1 底質の岸沖分布の比較

Fig. 4は2001年~2004年の2月に採取された海底底 質の粒度分布結果について、平均粒径、標準偏差、 歪み度(skewness)、尖度(kurtosis)の岸沖方向分 布をそれぞれ示したものである。

平均粒径(Mdφ)の岸沖方向分布について,Fig.4(a) から経年的に大きく変化している状況が認められる。 先に述べたように,2001年~2003年にかけての断面 地形はほぼ同様であるにも関わらず,底質の分布状


Fig. 4 Comparisons of cross-shore distributions of Md ϕ (a), standard deviation (b), skewness (c) and kurtosis (d)

況は大きく変化している。各年の平均粒径の岸沖方 向分布から,次のような特徴が見られる。

- 2001年:
- ・ 汀線付近および最も沖の領域を除いて、1mm
 (Mdφ=0) 程度の底質が分布
- ・ 最も沖の領域(岸沖距離250m付近)に,相対的 に細かな底質が分布

2002年:

・ 底質の岸沖分布が二分化する傾向を持ち,岸沖 距離100m以下の岸側で粗粒化,岸沖距離150m~ 200m付近での細粒化が見られる

最も沖の領域の細粒化(2001年)は解消され、
 2003年、2004年と同程度となる

2003年:

 2002年のような粗粒化される部分はなく、岸沖 距離125m~175m付近に細かな底質(Md
 q = 2, 0.25mm)の分布が見られる

2004年:

- ・ 汀線付近を除いて、Md φ =0 (1mm) 程度の底質
 が分布するようになり、2001年の分布に近い
- ・ 汀線付近(岸沖距離25m~50m)の細粒化が進行
 する。同じ領域において、尖度の値が相対的に
 他の計測結果よりも大きい

堆積傾向が確認される2004年においては、汀線付 近の細粒化が確認され、この点が他3ヵ年と大きく異 なる特徴となっている。一方、2001年~2003年にか けては、汀線付近に存在する粒径の大きな底質の分 布状況には大きな変化は無く、ほぼ一定の状況が継 続されていることがわかる。

粒径の標準偏差からも、2004年は汀線付近を除い て標準偏差がほぼ一様であるのに対し、他3ヵ年では 岸沖方向に変化していることから、2004年の底質の 分布状況が他3ヵ年と異なるものであることが想定 される。

2001年~2003年の断面形状はほぼ同様であるが, 2001年と2003年の断面形状においては,他の計測結 果と異なる部分が確認できる。

2001年では、最も沖側の領域の水深がやや浅く (Fig.3),対応する部分の底質は粒径や標準偏差が が相対的に小さい(Fig.4(a),(b))。本計測結果の最 も沖側の領域は、観測桟橋の最先端部付近であり, 沿岸砂州の存在が指摘されている領域である(内山, 2001)。2001年の計測結果が沿岸砂州の存在による ものかどうかは不明であるが、相対的に浅く、底質 の細かな領域は2001年しか確認されず、2005年、2006 年においても計測されていない(馬場ら、2008)。

2003年の断面地形においては、岸沖距離150mより 沖側で侵食が発生している。この地形変化周辺の底 質の分布状況は、断面形状の変化部(岸沖距離150m 付近)を境に二分され、岸側では標準偏差の小さい 細かな($Md\phi=2$, 0.25mm)底質、沖側では標準偏 差の大きな粗い($Md\phi=0$, 1.0mm)底質が計測され ている。

平均粒径の岸沖方向分布について、ここで示した 結果においては $Md\phi=0$ (1mm) 程度から粗い粒径の 底質が分布する傾向がある (Fig.4(a))。より細粒側 の底質が計測されているのは、以下の3回である



Fig. 5 Comparisons of grain size accumulation curves at 54m, 79m, 94m, 144m, 199m & 244m offshore

2001年:岸沖距離250m付近 2002年:岸沖距離150m~200m付近 2003年:岸沖距離125m~175m付近

内山(2001)によると、大潟海岸の後背地を形成する新砂丘砂が周辺海浜の漂砂源となっており、新砂丘砂の主成分は粗砂~中砂($Md\phi=0\sim2$,0.25~1。 0mm)であることがわかっている。海浜の後背地に存在する海岸砂丘砂は極粗砂~粗砂($Md\phi=-1\sim1$,0.5~2.0mm)が80%程度とされているので、上記に示す3回の細粒の存在については大潟海岸の後背地

3.2 粒径加積曲線による底質分布の比較

を形成する新砂丘砂が供給源と考えられる。

Fig. 5は岸沖方向6地点における粒径加積曲線を示 したものである。最も岸側の地点(岸沖距離54m) は汀線付近から急激に深くなる領域が終わる部分に あたり,2001年~2003年においては断面地形が重な り始める部分に相当する。先に示した平均粒径の岸 沖方向分布(Fig.4(a))にもあるように,粒径加積曲 線を示した領域では,Mdφ=0(1.0mm)程度から粗 い粒径の底質が分布する傾向があり,6地点の粒径加 積曲線もその多くは粒径1.0mm程度の周辺に位置し ている。

また、対象期間中(2001年~2004年)の平均粒径 の変動に対応した粒径加積曲線の分布も現れており、 最も岸側の地点では2004年の結果と他3ヵ年の結果 が異なる傾向を持つことや、細かな粒径(Md ϕ =2, 0.25mm 程度)の底質が出現した際に、曲線が極端 に細粒側に位置する状況が確認できる。

6地点の粒径加積曲線によると、岸沖距離54mおよ び79mの2地点の計測結果は期間中(2001年~2004 年)の変動が比較的少ない一方で、岸沖距離94mか ら沖の地点では、計測年ごとの粒径加積曲線の変動 幅が大きく、また経年的な変動特性も計測点ごとに 異なることがわかる(粗粒化、細粒化の傾向が一様 ではない)。ここで示した4ヵ年の結果のうち、2001 年~2003年にかけては、汀線の後退した断面形状が ほぼ同様の形状を保って継続していることが計測結 果から示されている。断面形状に大きな変化が見ら れない状況下においても、底質の分布状況は経年的 に変動している状況が確認された。

4. おわりに

本報告では、大潟波浪観測所における岸沖方向海 底地形の計測結果ならびに底質の粒度分析結果に関 して、特に侵食傾向が顕著であった期間について検 討した。 最近10年間程度の観測桟橋沿いの海底地形は, 2000年以前にはある程度の規模の地形変化が観測さ れたが,2001年から2003年にかけては汀線が後退し て海岸侵食が進行した状況が継続していた。この期 間の断面形状(岸沖方向)はほぼ同様の形状を示し, 高波浪,海上風等の外力による沿岸漂砂の経年的収 支が保たれていることを意味している。しかしなが ら,底質の分布状況は経年的な変化を示しており, その変化傾向も岸沖方向の計測点により異なる結果 となっていることが確認された。

参考文献

- 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.
- 馬場康之・内山 清・関口秀雄・中川 一(2008): 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,第51号B, pp. 669-674.

Temporal Variation of Sediment Distribution around the Observational Pier -- under Erosion Condition from 2001 to 2004 --

Yasuyuki BABA, Kiyoshi UCHIYAMA, Hideo SEKIGUCHI and Hajime NAKAGAWA

Synopsis

This report shows some comparison results on observed cross-shore profiles of the grain size composition and bottom topography around the observational pier at Ogata wave observatory (OWO). Observed results presented in this report were measured and taken in February (2001 - 2004). February is just the middle of winter season, and the coastal region facing Japan Sea is exposed to severe wave conditions. The bottom profiles from 2001 to 2003 have the characteristics of reflective beach, and they don't have so much difference among each profiles. However, the cross-shore distributions of grain size have annual variation. Considerable sediment transport is expected under quasi-equilibrium state of cross-shore bottom profile.

Keywords: beach profiles, bottom sediment, interannual variation, field observation

Three Dimensional Transient Seepage and Slope Stability Analysis of Landslide Dam

Ripendra AWAL, Hajime NAKAGAWA, Kenji KAWAIKE, Yasuyuki BABA and Hao ZHANG

Synopsis

The failure of landslide dam formed by mass movements may occur by sudden sliding of the dam body. So, this study focuses on three-dimensional (3D) transient seepage and slope stability analysis of landslide dam. The 3D slope stability model coupled with transient seepage flow model is used for numerical simulations. Experiments are performed in the flume to measure movement of moisture in the dam body and to observe failure surface. The predicted moisture profile at different locations of the dam body and critical slip surface are quite close to experimental results. The simulated failure time will be prolonged and close to observed failure time if we use more rigorous method of slope stability analysis.

Keywords: seepage flow, slope stability, 3D model, numerical simulation, laboratory experiment

1. Introduction

Temporary or permanent stream blockages by mass movements commonly occur in mountainous area due to heavy rains or earthquakes. Landslide dam formed by this process may fail by erosion due to overtopping, abrupt collapse of the dam body or progressive failure (Takahashi, 1991). Water infiltrates through the landslide dam in a transient manner, so the slope stability analysis coupled with transient seepage analysis is useful to study stability of landslide dam.

Many researchers used different slope stability analysis method combined with hydrological model to analyse slope stability of natural slopes. Wilkinson et al. (2002) used a combined hydrology and slope stability model by incorporating an automated non-circular search technique into the Janbu's method. Tsutsumi et al. (2007) used combined hydrology and slope stability model to analyse deep-seated landslide triggered by the Typhoon in Taketa City, Oita Prefecture. Some researchers focused on transient stability analysis of a collapsible dam using dynamic programming combined with finite element stress fields (e.g. Pereira et al., 1999; Brito et al., 2004) and very few studies analysed transient slope stability of embankments (e.g. Staiano et al., 2001, Gitirana and Freduland, 2003). Most of these studies are limited to 2D (two-dimensional) analysis. A 2D analysis is only valid for slopes which are long in the third dimension. However, failure of natural slopes and landslide dams confined in a narrow Uor V-shaped valley occurs in three dimensions. Therefore 3D (three-dimensional) approach is more appropriate to analyze such stability problems.

This study focuses on 3D transient slope stability analysis of landslide dam and prediction of the failure due to sudden sliding through flume experiments and numerical simulations. The numerical procedure used for the identification of critical noncircular slip surface with the minimum factor of safety is based on dynamic programming and the simplified Janbu method. The 3D slope stability analysis based on dynamic programming and random number generation incorporated with 3D simplified Janbu method (Yamagami and Jiang, 1997) is used to determine minimum factor of safety and the corresponding critical slip surface for landslide dam in the V-shaped valley. This approach is applicable to an arbitrary shape of slip surface, whereas most of the existing methods are just applicable for particular type of slip surface such as ellipsoidal, cylindrical, log spiral etc. This study extended model of slope stability (3D) by coupling with model of transient seepage flow (3D). Thus proposed model is capable to calculate the factor of safety, the geometry of critical slip surface and time to failure according to pore water pressure and moisture movement in the dam body.

2. Numerical Model

The limit equilibrium method is employed to evaluate the transient slope stability. It involves calculating the factor of safety and searching for the critical slip surface that has the lowest factor of safety according to infiltration of water inside the dam body.

The model consists of two models. The transient seepage flow model calculates variation of pore water pressure and moisture content inside the dam



Fig. 1 General flow chart of coupled model for transient slope stability analysis.

body due to gradual increase of water level in the upstream reservoir. The slope stability model calculates the factor of safety and the geometry of critical slip surface according to change in pore water pressure and moisture movement in the dam body. Water level in the upstream reservoir (W_L) in each time step is determined by water-volume balance equation considering inflow discharge (Q_{in}) , rate of infiltration inside the dam body (Q_{sh}) and flume geometry (width and slope). General outline of coupled model is shown in Fig.1. A brief description of each model is given below.

2.1 Model of seepage flow

Seepage flows through landslide dam formed in narrow valleys are likely to have three dimensional effects. To consider 3D water infiltration into originally unsaturated landslide dam, 3D seepage flow model is developed by incorporating 3D Richards' equation. To evaluate the change in pore water pressure in variably saturated soil, pressure based modified Richards' equation is used.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y(h) \frac{\partial h}{\partial y} \right)$$
$$+ \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right) = \left[C(h) + S_w S_s \right] \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1)$$

where h is the water pressure head, $K_{x}(h)$, $K_{y}(h)$ and $K_{z}(h)$ are the hydraulic conductivity in x, y and z direction, C(h) is the specific moisture capacity $(\partial \theta / \partial h)$, θ is the soil volumetric water content, t is the time, S_w is the saturation ratio, S_x is the specific storage, x and y are the horizontal spatial coordinates and z is the vertical spatial coordinate taken as positive upwards. Eq.(1) represents flow in both the unsaturated domain as well as in the saturated domain. For saturated domain, $K_x(h) = K_y(h) = K_z(h) = K_s$, $\theta = \theta_s$, C(h) = 0 and $S_w = 1$, where K_s and θ_s are the saturated hydraulic conductivity and saturated water content respectively. S_s depends on compressibility of the solid matrix and fluid, so it approaches zero in the unsaturated and unconfined porous medium. Line-successive over-relaxation (LSOR) scheme is used in this study for the numerical solution of Richards' equation (Freeze, 1976).

order to Richards' In solve equation, constitutive relationships proposed by van Genuchten (1980) are used for establishing relationship and $\theta - h$ of K - hwith $m = 1 - (1/n_v).$

$$S_{e} = \frac{\theta - \theta_{r}}{\theta_{s} - \theta_{r}} = \begin{cases} \frac{1}{\left(1 + \left|\alpha h\right|^{n_{r}}\right)^{m}} & \text{for } h < 0 \end{cases}$$
(2)

$$K = \begin{cases} K_s S_e^{0.5} \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 & \text{for } h < 0 \\ K_s & \text{for } h \ge 0 \end{cases}$$
(3)

where, α and n_v are van Genuchten parameters, S_e is the effective saturation, θ_s and θ_r are saturated and residual moisture content respectively.

2.2 Model of slope stability

The evaluation of transient slope stability of landslide dam by the limit equilibrium analysis of columns involves calculating the factor of safety and searching for the critical slip surface that has the lowest factor of safety. Several methods have been proposed to determine factor of safety for three dimensions based on limit equilibrium analysis of columns which are valid for an arbitrary slip surface. Ugai (1988) and Ugai and Hosobori (1988) extended the simplified Janbu method and method in 2D problems Spencer to three-dimensions. 3D simplified Janbu method proposed by Ugai et al. is simple and comparatively rigorous one. The main advantage of this method is that when the slope under consideration is gentle (less than 45°), a factor of safety can be determined by only one formula rather than by simultaneous equations in general cases and therefore iterative procedures will be significantly simplified (Yamagami and Jiang, 1997). The model of slope stability incorporates 3D simplified Janbu method proposed by Ugai et al. coupling with the minimization approach based on dynamic programming and the method of Random Number Generation. The model is further coupled with seepage flow model for transient slope stability analysis.

A 3D sliding mass and vertically divided columns within a slope is shown in Fig.2. Fig.3



Fig. 2 A stage-state system and dividing scheme for a 3D slope (Modified from Yamagami and Jiang, 1997)



Fig. 3 Forces acting on a typical column

shows the forces acting on a typical column taken from Fig.2.

These forces are: W_{ij} is the weight of column, P_{ij} is the vertical external force acting on the top of the column, T_{ij} and N_{ij} are the shear force and total normal force acting on the column base, Q_{ij} is the resultant of all intercolumn forces acting on the column sides. According to Ugai's, Q_{ij} is decomposed to a component Q_1 parallel to x – axis and a component Q_2 inclined at an angle $\beta = \tan^{-1}(\eta \tan \alpha_{xzij})$ to the y – axis, where η is unknown constant (Ugai, 1988). In addition other symbols in Fig.3 include: Δx and Δy are discretized widths of the columns in the x – and y – direction, α_{xzij} and α_{yzij} are the inclination angles of the column base to the horizontal direction in the xz and yz planes, respectively.

Applying equilibrium conditions in horizontal and vertical directions for the entire sliding mass, Ugai (1988) defined two safety factors F_{sh} and F_{sv} . Both of these factors depend on η and they become equal to each other at a certain η value. It has been shown that the equation $F = F_{sh} = F_{sv}$ is usually satisfied at small η values (Ugai, 1987; Jiang and Yamagami, 1999). For small values of η , calculated F_{sh} values show little change with variation of η . In other words, sufficiently accurate values of the 3D factor of safety can be calculated based on F_{sh} evaluated at $\eta = 0$ and based on this approximation, factor of safety Fcan be expressed by following expression:

$$F = \frac{\sum_{i=1}^{m} \sum_{j=1}^{n} \frac{(c_{ij} - u_{ij} \tan \phi) \Delta x \Delta y + (W_{ij} + P_{ij}) \tan \phi}{(1/J + \sin \alpha_{xzij} \tan \phi/F) \cos \alpha_{xzij}}}{\sum_{j=1}^{m} \sum_{j=1}^{n} \left[\tan_{xzij} (W_{ij} + P_{ij}) - \Delta V_{ij}^{x} \right]}$$
(4)

where, c_{ij} and ϕ are the effective strength parameters of soil, u_{ij} is the pore water pressure at the column base, $J = (1 + \tan^2 \alpha_{xzij} + \tan^2 \alpha_{yzij})^{1/2}$ and $\Delta V_{ij}^x = XW_{ij}^L - XW_{ij}^R$. XW_{ij}^R and XW_{ij}^L are the resultant of water pressure acting on upstream and downstream face of the column.

A modified form of the Mohr-Coulomb equation (Vanapalli et al., 1996) can be used to account the shear strength of an unsaturated soil to derive Eq.(4). However in this study increase in shear strength due to the negative pore water pressures is ignored.

The simplified formula, Eq.(4) can provide sufficiently accurate results when the slope is less than 45° (Ugai and Hosobori, 1988).

A search procedure for determination of critical 3D surfaces developed by Yamagami and Jiang (1997) is used in this study. This study extended their work to transient slope stability analysis by incorporating seepage flow model. In Eq.(4), W_{ij} , P_{ij} and u_{ij} ($c_{ij} = 0$ for cohesionless soil) are time dependent and can be determined at each time step by coupling with 3D transient seepage flow model. The output (pore water pressure and moisture content of each cell) and boundary condition (depth of surface water) of seepage flow model can be used to determine these quantities. The details of transient slope stability analysis of landslide dam by using dynamic programming and

simplified Janbu method for 2D case can be found in Awal et al. (2007). The main difference between application of dynamic programming for 2D and 3D case is the expression of factor of safety and states. States in each stage line are points in 2D case, whereas states in each stage plane are curves in 3D case. State curves in each stage plane are generated by method of random number generation (Yamagami and Jiang, 1997).

3. Experimental Studies

The summary of experiments to measure moisture profile and to observe failure surface are shown in Table 1. Mixed silica sand of mean diameter 1mm was used to prepare a triangular dam in the flume. van Genuchten parameters (including θ_r) were estimated by non-linear regression analysis of soil moisture retention data obtained by pF meter experiment.

Water content reflectometers (WCRs) were used to measure the temporal variation of moisture content during seepage process. The probe rods disturb the sliding of the dam body so water content was measured in separate experiment under same experimental conditions.

To measure the movement of dam slope during sliding, red colored sediment strip was placed in the dam body at the face of flume wall. A digital video camera was placed on the side of the flume to capture the shape of slip surface due to sudden sliding. The shape of slip surface during sliding of the dam body was measured by analyses of videos taken from the flume sides.

The flume of 500cm long, 30cm wide and 50cm high was used. The rectangular shape of the flume

Table 1 Summary of Experiments

Expt. No.	Case	Discharge (cm ³ /s)								
To measure moisture profile.										
1	3D-1	29.8								
2	3D-2	30.5								
To observe failure surface.										
3	3D-3	29.8								
4	3D-4	30.1								



Fig. 4 Shape of the dam body and cross section at crest



Fig. 5 Arrangement of WCRs (1-12), view from Side B

was modified to make cross slope of 20°. The slope of the flume was set at 20°. The shape and size of the dam body is shown in Fig.4 and Fig.5. The arrangement of WCRs are shown in Fig.5. The holes were prepared in the side B of the flume and twelve WCRs were inserted inside the dam body from that side. Two set of experiments were carried out to measure moisture profile at different location of the dam body.

4. Results and Discussions

A gradual rise of water level in the reservoir causes water to penetrate into the dam body and it increases both pore water pressures and weight of the dam body. Sliding of the dam body occurs when the mobilized shear stress which is increased by the weight increase of the dam body becomes larger than resisting shear stress which is decreased by the increase of the pore water pressures.

Steady discharge was supplied from the upstream of the flume. Moisture content in the dam body was measured by using WCRs. The measured



Fig. 6 Comparison of moisture profile (Expt. 3D-1 and 3D-2)



Fig. 7 Comparison of moisture profile for different WCRs (Simulated and Experimental)

moisture content is the average of 18cm length from the side of the flume (Fig. 5). The moisture along WCR may not be constant due to three dimensional effect of water movement inside the dam body. The measured moisture profile for 'Expt: 3D-1' and 'Expt: 3D-2' for different WCRs is slightly different although discharges used in both experiments are nearly equal (Fig.6). This may be due to variation of saturated hydraulic conductivity in two experiments. Fig.7 shows the comparison of simulated and experimental results of moisture profile at different WCRs which are in good agreement.

Two experiments (Expt: 3D-3 and Expt: 3D-4)



Side View (Side A) Front View

Side View (Side B)







Fig. 10 Simulated critical slip surface (3D)

were carried out for nearly equal discharge to observe slope failure. Slope failure was observed at 930sec in 'Expt: 3D-3' (Fig.8). In case of 'Expt: 3D-4', failure was observed at 1030sec and slide mass is also deeper than 'Expt: 3D-3' (Fig.9). This may be due to difference in non uniformity in sediment mixing, compaction, and saturated hydraulic conductivity between two experiments. However efforts were made to make uniformity in both experiments.

Based on preliminary analysis of 3D slope stability, thousand numbers of states were generated at each stage plane. The other hydraulic conditions/parameters and grid systems used in seepage flow model for simulation are $Q_{in} =$ 29.8cm³/sec, $K_s = 0.0003$ m/sec, $\theta_s = 0.287$, $\theta_r =$ 0.045, $\alpha = 5.5$ m⁻¹, $n_v = 3.2$, $\Delta t = 0.01$ sec and block size of 10mm. Column size of $\Delta x = 5$ cm and $\Delta y = 3$ cm were used in slope stability model. Convergence criterion (difference between the factors of safety from the final two iterations) of less than 0.002 was used.

The simulated critical slip surface at t = 0 sec and t = 770 sec is shown in Fig.10. The simulated factor of safety (F) was higher than 1 in the beginning. The simulated factor of safety was less than 1 at 770sec however the observed failure time in the experiment was about 930sec. The simulations were also carried out for reduced discharge of 29cm³/sec to account evaporation as well as reduced saturated hydraulic conductivity of 0.00028m/sec to account uncertainty of hydraulic conductivity. In both cases dam was failed at 790sec. The simulated failure time was 830sec for $K_s = 0.00025$ m/sec. So, the failure time is also depends on saturated hydraulic conductivity. 3D simplified Janbu method satisfies the horizontal and vertical force equilibrium while it does not satisfy



Fig. 11 Simulated failure time for different K_s and corresponding factor of safety by extended Spencer's method

the moment equilibrium. In addition, the method assumes that the resultant interslice forces are horizontal. These assumptions produce factor of safety that are smaller than those obtained by more rigorous method that satisfy complete equilibrium. So the simulated failure time is earlier compared with observed failure time in the experiment. The preliminary analysis (Fig.11) shows that the factor of safety calculated by using extended 3D Spencer's method (Ugai, 1988; Jiang and Yamagami, 2004) is in the range of 1.05 to 1.06 when the landslide dam was failed (Factor of safety <1) according to 3D simplified Janbu method. Thus failure time will be prolonged and close to observed time if we use more rigorous method of slope stability analysis. Moreover, the friction in the side wall of the flume was also ignored in the computation. The comparison of failure surface in two faces of the flume (Fig.10) shows the good agreement with experiment.

The shape of the slip surface depends on many factors. Data of actual slip surfaces in natural landslide are still lacking to generalize the constraints to generate the state curves based on soil properties. Further improvement of model by incorporating more rigorous method of slope stability analysis is essential for the practical application of 3D transient slope stability analysis.

5. Conclusions

Sudden failure of landslide dam was studied in

the experimental flume for steady discharge in the upstream reservoir. A gradual rise of water level in the reservoir causes water to penetrate into the dam body, increasing mobilized shear stress and causing dam to fail by sudden collapse after it becomes larger than resisting shear stress.

The slope stability model coupled with transient seepage flow model was developed by using the limit equilibrium method. Numerical simulations and flume experiments were performed to investigate the mechanism of landslide dam failure due to sliding. Comparisons show that results of numerical simulations and experimental measurements are quite close in terms of movement of moisture in the dam body and predicted critical slip surface. However the time to failure of the dam body is earlier in the simulation. The model can be further improved by incorporating more rigorous method of slope stability analysis so that the model can be used for the slope stability analysis of both landslide dam and natural slopes.

References

- 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.
- Brito, C. C., Pereira, J. H. F., Gitirana, G. F. N. Jr., and Fredlund, D. G. (2004): Transient stability analysis of a collapsible dam using dynamic programming combined with finite element stress fields, IXth Int. Symp. on Landslides, Vol. 2, pp. 1079–1084.
- Freeze, R. A. (1976): Mathematical models of hillslope hydrology, in Kirkby, M. J., ed., Hillslope Hydrology, John Wiley, pp. 177-225.
- Gitirana, de F.N.G. Jr., Fredlund, D.G. (2003): Analysis of Transient Embankment Stability Using the Dynamic Programming Method, Proceedings of the 56th Canadian Geotechnical Conference, Winnipeg, Manitoba, Vol. 1, pp. 807-814.
- Jiang, J.-C. and Yamagami, T. (1999): Determination of the sliding direction in 3D slope stability analysis, Proc. 44th Symp. of the Jap. Geotech. Society, pp.193-200 (in Japanese).

- Jiang, J.-C. and Yamagami, T. (2004): Three-dimensional slope stability analysis using an extended Spencer method, Soils and Foundation, Vol. 44(4), pp. 127-135.
- Pereira, J. H. F., and Fredlund, D. G. (1999): Numerical analysis of the post-filling performance of small collapsing earth dams, XIth Pan-American Conf. on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, 3, pp. 1129–1140.
- Staiano, T., Rinaldi, M. and Paris, E. (2001): Seepage and stability analysis of embankments during flood events, XXIX IAHR Congress Proceedings, Beijing, China, pp. 16-21.
- Takahashi T. (1991): Debris flow, Monograph Series of IAHR, Balkema, pp. 1-165.
- Tsutsumi, D., Fujita, M. and Hayashi, Y. (2007): Numerical simulation on a landslide due to Typhoon 0514 in Taketa City, Oita Prefecture, Annual J. of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 51, pp. 931-936.
- Ugai, K. (1987): Three-dimensional slope stability analysis by simplified Janbu method, Journal of Japan landslide Society, Vol. 24(3), pp. 8-14 (In Japanese).
- Ugai, K. (1988): Three-dimensional slope stability

analysis by slice methods, In Proceedings of the 6th International Conference on Numerical Methods in Geomechanics, Innsbruck, Austria, Vol. 2, pp. 1369-1374.

- Ugai, K. and Hosobori, K. (1988): Extension of simplified Bishop method, simplified Janbu method and Spencer method to three dimensions, Proc. Japanese Society of Civil Engineers, No. 394/III-9, pp. 21-26 (in Japanese).
- van Genuchten, M.Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 44, pp. 892–898.
- Vanapalli, S.K., Fredlund, D. G., Pufahl, D. E., and Clifton, A. W. (1996): Model for the prediction of shear strength with respect to soil suction. Canadian Geotechnical Journal, Vol. 33(3), pp. 379-392.
- Wilkinson, P. L., Anderson, M. G. and Lloyd, D. M. (2002): An integrated hydrological model for rain-induced landslide prediction, Earth Surface Processes and landforms, Vol. 27, pp. 1285-1297.
- Yamagami, T. and Jiang, J.-C. (1997): A search for the critical slip surface in three-dimensional slope stability analysis, Soils and Foundations, Vol. 37(3), pp. 1-16.

天然ダムにおける非定常浸透流及び斜面安定の三次元解析

Ripendra AWAL・中川一・川池健司・馬場康之・張浩

要旨

豪雨や地震により形成された天然ダムは堤体の急激なすべりにより破壊が起きることがある。本研究は、天然ダムに おける三次元非定常浸透流解析と斜面安定解析を主眼としている。非定常浸透流解析と三次元斜面安定解析の組み合わ せによる数値解析、及び水路実験による堤体内での水分の移動・破壊面の計測を行った。数値解析により堤体内の複数 の箇所における水分分布、限界すべり面について実験結果と極めて近い結果を得られた。ダムが破壊にいたるまでの時 間については数値計算結果が実験結果よりも短くなったが、さらに精密な斜面安定解析モデルを用いることにより改 善されると考えられる。

キーワード: 浸透流, 斜面安定, 三次元モデル, 数値シミュレーション, 室内実験

Capturing Process of Debris Flow with Driftwood by an Open Type Check Dam

Badri Bhakta SHRESTHA*, Hajime NAKAGAWA, Kenji KAWAIKE, Yasuyuki BABA and Hao ZHANG

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

A two-dimensional numerical model is developed for computing the characteristics of debris flow with driftwood and its capturing process by open type check dams such as grid or slit type check dam. A numerical model is developed with an interacting combination of Eulerian expression of the debris flow and Lagrangian expression of the driftwood, in which the fluctuation components of the position and the rotational angular velocity of the driftwood are dealt with stochastically. The jamming of driftwood on grid or slit type check dam is evaluated based on the geometric conditions and probabilistic approaches. The simulated results of outflow discharge, sediment discharge and the percentage of driftwood outflow at the downstream end of the flume agree well with the experimental results.

Keywords: debris flow, driftwood, open type check dam, capturing process, simulation

1. Introduction

Debris flow is a phenomenon that high-density water with mud and big gravel flows down along a stream at high speed, which occurs in a wide variety of environments throughout the world. Because of its high density and speed, it has huge destruction power. Thus damages by debris flows are very severe and sometimes tragic (Takahashi et al., 1992; Hunt, 1994; Huang and Garcia, 1997; Nakagawa et al., 2000; Shrestha et al., 2008). In recent years much driftwood has combined with debris flow. Such driftwood clogs narrows in the river course or bridge or culvert sites giving rise to flooding, bridge/piers or embankments damage or destruction (Shrestha et al., 2009). Fig. 1 shows the observed yield quantities of driftwood carried by debris flow in both coniferous and broadleaf forests of Japan. Thus, the studies on behavior of debris flow with driftwood and structural and non-structural countermeasures against debris flow

disasters with driftwood are very important in order to reduce the extensive property damage and loss of life due to debris flow disasters with driftwood. It is also necessary to understand the mechanism of debris flow with driftwood behavior to clarify the nature of debris flow disasters with driftwood.



Fig. 1 Basin area and volume of driftwood carried by debris flow in both coniferous and broadleaf forests of Japan (*Source: Sabo Department, Ministry of Construction, Japan, 2000*)



Fig. 2 Debris flow and driftwood captured by grid dam at Agi River, Nakatsugawa, Gifu Pref., Japan, 2000 (*Source: Sabo Department, MLIT, Japan*)



Fig. 3 Debris flow and driftwood captured by sabo dam at Tenryu River, Okaya, Nagano Pref., Japan, 2006 (*Source: Sabo Department, MLIT, Japan*)

Many researchers such as Takahashi et al. (1992), Egashira (1993), Nakagawa et al. (1996), Honda and Egashira (1997), Inverson (2003) and others have proposed numerical models of debris flow as a mixture of sediment and water, but they have not considered the behavior of debris flow with driftwood. On the other hand, some numerical studies to compute the behavior of driftwood only with clear water flow have been carried out by Nakagawa et al. (1994, 1995), Gotoh et al. (2002), Shimizu and Osada (2008) and few others, but they have not focused on computing the behavior of driftwood with debris flow or sediment water mixture flow.

Open type check dams such as grid type or slit type check dams are commonly used for debris flow control and capturing driftwood because they are preferable over closed type check dams for conserving the natural environment and landscape of mountain torrents as much as possible. In the debris flow section where driftwood is assumed to flow down with a debris flow, both of them are captured together by the open type check dam. Fig. 2 and Fig. 3 show the examples of debris flow and driftwood captured by grid dam at Agi River, Gifu Prefecture, Japan and by sabo dam at Tenryu River, Nagano Prefecture, Japan, respectively. Many researchers have investigated debris flow capturing by check dams considering sediments of the flow only (Takahashi et al., 2001; Satofuka and Mizuyama, 2006; Shrestha et al., 2008). Only few research works have been carried out on capturing of debris flow and driftwood by check dams (Ozaki et al., 1998; Doi et al., 2000; Katatani and Yamada, 2006). Furthermore, these studies are limited to the experimental study only.

In this study, a two-dimensional numerical model is developed for computing the behavior of debris flow with driftwood and its capturing process due to jamming of driftwood on open type check dams such as grid or slit dam. A numerical model has been developed with an interacting combination of Eulerian expression of the debris flow and Lagrangian expression of the driftwood, in which the fluctuation components of the position and the rotational angular velocity of the driftwood are dealt with stochastically as random variables based on the results of a statistical analysis of experimental values. The motion of driftwood is restricted near the flow surface. The simulated results of outflow discharge and the percentage of driftwood outflow at the downstream end of the flume are compared with those obtained from hydraulic model experiments.

2. Numerical model

2.1 Basic equations of debris flow motion

The basic equations used to compute the behavior of flow motion of debris flow are the two-dimensional momentum equations, continuity equation of flow, continuity equation of sediment and river bed surface equation. The motion of driftwood is restricted near the flow surface and the shear stresses at the flow surface are generated as the reaction of the drag force acting on the driftwood. By introducing these shear stresses at the flow surface, the depth-wise averaged two-dimensional momentum equations of debris flow for the x-wise (down valley) and y-wise (lateral) directions are described as follows.

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \beta \frac{\partial (uM)}{\partial x} + \beta \frac{\partial (vM)}{\partial y} = gh \sin \theta_{bx0}$$
$$-gh \cos \theta_{bx0} \frac{\partial (z_b + h)}{\partial x} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_T} + \frac{\tau_{sx}}{\rho_T} \qquad (1)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \beta \frac{\partial (uN)}{\partial x} + \beta \frac{\partial (vN)}{\partial y} = gh \sin \theta_{by0}$$
$$-gh \cos \theta_{by0} \frac{\partial (z_b + h)}{\partial y} - \frac{\tau_{by}}{\rho_T} + \frac{\tau_{sy}}{\rho_T} \qquad (2)$$

The continuity equation of the total volume is

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

The continuity equation of the sediment particle fraction is

$$\frac{\partial(Ch)}{\partial t} + \frac{\partial(CM)}{\partial x} + \frac{\partial(CN)}{\partial y} = i_b C_* \tag{4}$$

The equation for the change of bed surface elevation is

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + i_b = 0 \tag{5}$$

where M (= uh) and N (= vh) are the flow discharge per unit width in x and y directions, u and v are the velocity components in x and y directions, h is the flow depth, z_h is erosion or deposition thickness of the bed measured from the original bed surface elevation, θ_{bx0} and θ_{by0} are the x and y components of slope of the original bed surface, i_{h} is erosion/deposition velocity used as Takahashi et al. (1992), C is the sediment concentration in the flow, C_* is the sediment concentration in the bed, β is the momentum correction factor equal to 1.25 for a stony debris flow (Takahashi et al., 1992) and to 1.0 for both an immature debris flow and a turbulent flow, g is the acceleration due to gravity, au_{bx} and au_{by} are the bottom shear stresses in x and y directions used as Takahashi (2007), ρ_T is mixture density $(\rho_T = \sigma C + (1 - C)\rho, \sigma \text{ is density of the sediment})$ particle and ρ is density of the water), and $\tau_{\rm sr}$ and τ_{sv} are the shear stresses at the flow surface in x and y directions generated as the reaction of the drag force acting on the driftwood as follows:

$$\tau_{sx} = \frac{1}{A} \sum_{k=1}^{N_t} \left\{ \frac{1}{2} \rho_T C_{Dx} W_k (u_k - U_k) A_{kx} \right\}$$
(6)

$$\tau_{sy} = \frac{1}{A} \sum_{k=1}^{N_r} \left\{ \frac{1}{2} \rho_T C_{Dy} W_k (v_k - V_k) A_{ky} \right\}$$
(7)

where u_k and v_k are the respective driftwood velocity components in x and y directions, U_k and V_k are the respective local velocity components of the fluid in x and y directions at the position of the centroid of the driftwood, $W_k = \sqrt{(u_k - U_k)^2 + (v_k - V_k)^2}$, A_{kx} and A_{ky} are the respective projected areas of the submerged part of the driftwood in x and y directions, C_{Dx} and C_{Dy} are the drag coefficients in x and ydirections, $A (=\Delta x \Delta y)$ is the area of the flow surface (Δx and Δy are the grid sizes of the finite difference equations), and N_i is the number of total pieces of driftwood in area A.

As the motion of the piece of driftwood is restricted near the flow surface, the surface flow velocity components are calculated as Takahashi (1991).

2.2 Basic equations of driftwood motion

It is assumed that the pieces of driftwood are sufficiently dispersed so that collisions between them are infrequent. The equations of motion of each piece of driftwood, individually labeled by subscript k are expressed as

$$\frac{dX_k}{dt} = u_k \quad ; \qquad \frac{dY_k}{dt} = v_k \tag{8}$$

$$(m_{k} + mC_{M})\frac{du_{k}}{dt} = -m_{k}g\frac{\partial H_{k}}{\partial x}$$
$$-\frac{1}{2}\rho_{T}C_{Dx}W_{k}(u_{k} - U_{k})A_{kx}$$
(9)

$$(m_{k} + mC_{M})\frac{dv_{k}}{dt} = -m_{k}g\frac{\partial H_{k}}{\partial y}$$
$$-\frac{1}{2}\rho_{T}C_{Dy}W_{k}(v_{k} - V_{k})A_{ky}$$
(10)

where X_k and Y_k are the position of the centroid of the driftwood, m_k is the mass of the driftwood, m is the mass of the fluid occupied by volume of a piece of driftwood, C_M is the virtual mass coefficient, and H_k is the flow level at centroid position of the driftwood.

The rotational motion around the axis of the centroid of the driftwood is described by evaluating the moment N_0 produced by the hydrodynamic force acting on the driftwood as

$$Id^2\theta_k \,/\, dt^2 = \sum N_0 \tag{11}$$

where θ_k is the rotational angle of the piece of driftwood and *I* is the moment of inertia around the centroid. The rotational motion of driftwood is also supposed to be restricted on the flow surface and the rotation on the vertical plane is not considered.

2.3 Fluctuation of position and rotational angle of driftwood

(1) Fluctuation of position of driftwood

Driftwood positions can be evaluated by integrating Equation (8) deterministically under suitable initial conditions, but they fluctuate due to the collision of driftwood with boulders and disturbances on the flow surface during the collision of the sediment particles, which are considered in the diffusions coefficients. The diffusion coefficients are determined from the hydraulic model experiments with interacting driftwood and sediment-water mixture flow. The fluctuation components of driftwood position ΔX_k and ΔY_k are evaluated as Nakagawa et al. (1994, 1995).

$$\Delta X_{k} = \sqrt{4K_{x}(2\Delta t)} erf^{-1}(\alpha')$$
(12)

$$\Delta Y_{k} = \sqrt{4K_{y}(2\Delta t)} erf^{-1}(\beta')$$
(13)

where K_x and K_y are the longitudinal and transverse diffusion coefficients, α' and β' are random variables uniformly distributed in the range (0,1), and erf^{-1} is the inverse of error function, erf, given by

$$erf(s) = \left\{ 1 - \Phi(\sqrt{2}s) \right\} = \left(1/\sqrt{\pi} \right) \int_{s}^{\infty} \exp(-\varepsilon^{2}) d\varepsilon$$

$$\Phi(s) = \left(1/\sqrt{2\pi} \right) \int_{-\infty}^{s} \exp(-\varepsilon^{2}/2) d\varepsilon$$
(14)

The driftwood position is estimated by adding the fluctuation value to the value obtained from the equations of motion deterministically as

$$X_{k}^{n+3} = X_{k}^{n+1} + u_{k}^{n+2}(2\Delta t) + \sqrt{4K_{x}(2\Delta t)}erf^{-1}(\alpha')$$
(15)

$$Y_{k}^{n+3} = Y_{k}^{n+1} + v_{k}^{n+2} (2\Delta t) + \sqrt{4K_{y}(2\Delta t)} erf^{-1}(\beta')$$
(16)

(2) Fluctuation of rotational angle of driftwood

The rotational angle of a piece of driftwood can be evaluated deterministically by solving Equation (11), but it also fluctuates due to the collision of driftwood with boulders and disturbances on the flow surface during the collision of the sediment particles. Therefore, the rotational angle of driftwood is evaluated by considering the fluctuation component as follows.

$$d\theta_k / dt = \omega_d + \omega_p \tag{17}$$

$$\boldsymbol{\theta}_{k}^{n+3} = \boldsymbol{\theta}_{k}^{n+1} + 2\Delta t(\boldsymbol{\omega}_{d} + \boldsymbol{\omega}_{p}) \tag{18}$$

where ω_d is the angular velocity of the piece of driftwood obtained deterministically and ω_p is the fluctuation of the angular velocity of the driftwood evaluated stochastically. Assuming the rotational angular velocity of the fluctuating component of a piece of driftwood follows a normal distribution, its distribution function, Φ , is given by

$$\Phi(\gamma) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\gamma} \exp(-\varepsilon^2/2) d\varepsilon$$
 (19)

where $\gamma = (\omega_p - \overline{\omega}) / \sigma_w$ is obtained from the inverse function, Φ^{-1} , for uniformly distributed



Fig. 4 Experimental setup for determination of diffusion coefficients and rotational angular velocity of driftwood

EXP	Q_{in}	Q_{flow}		h	и	и.		$\frac{K_x}{L}$	$\frac{K_y}{I}$	σ	$\sigma_{_w}$
NO.	(cm ³ /sec)	(cm ³ /sec)	С	(cm)	(cm/sec)	(cm/sec)	Fr	u_*h	u _* h	(deg/sec)	(deg/sec)
1	646.020	843.489	0.283	0.830	33.875	15.854	1.188	0.856	0.487	-0.881	28.896
2	742.105	976.006	0.320	0.900	36.148	16.509	1.217	0.930	0.323	0.550	29.645
3	888.563	1028.305	0.323	0.910	37.667	16.601	1.261	0.278	0.389	0.727	38.970
4	993.644	1538.425	0.340	1.100	46.619	18.252	1.420	0.709	0.293	-2.385	41.134
5	873.729	1130.734	0.265	0.960	39.262	17.051	1.280	0.543	0.408	-2.099	27.268
6	924.146	1215.897	0.270	0.990	40.939	17.315	1.314	0.829	0.271	0.470	34.483
7	844.030	1318.343	0.339	1.030	42.665	17.661	1.343	0.774	0.244	1.518	33.945
8	873.627	1284.487	0.269	1.020	41.977	17.575	1.328	0.272	0.330	-2.611	30.291
Mean								0.649	0.343	-0.589	33.079

Table 1 Experimental conditions and results of diffusion coefficient and rotational angle of driftwood

random numbers within (0,1), $\overline{\omega}$ and σ_w are the mean and standard deviation of angular velocity of driftwood. After γ is obtained, ω_p is estimated from $\omega_p = \gamma \sigma_w + \overline{\omega}$.

3. Determination of diffusion coefficients and rotational angle of driftwood

3.1 Laboratory experiments and method

A rectangular flume of 5m long, 30cm wide and

45cm deep is used for the experiments. The slope of the flume is set at 18 degrees. To measure the position and rotational angle of the driftwood, 19 pieces measuring rods having the same length as the flume width, are stretched across the flume at intervals of 10cm in the downstream direction from x = 0 cm (2.6m downstream from the upstream end) along the 1.8m measuring reach (Fig. 4). Sediment (mean size = 1.86mm, maximum size = 4.75mm) is supplied with a sediment feeder at 0.8m



Fig. 5 Path lines of the centroid of the driftwood

downstream from the upstream end and water discharge is supplied from the upstream end of the flume. A piece of driftwood is supplied at x = -10cm after supplying designated water and sediment mixture flow discharge. The position and rotational angle of the moving driftwood are measured with a video camera in each of the 19 sections for x = 0, 10, 20,.....180cm. Such measurement is repeated 30 times for each experiment under the same hydraulic conditions.

A 3.5cm long, cylindrical piece of driftwood with a diameter of 3mm and a mass density $\rho_d = 0.785 \text{g/cm}^3$ is used. The data obtained in the experiments are analyzed statistically, after which the diffusion coefficients and other hydraulic parameters are determined.

The experimental conditions and results are shown in Table 1, where Q_{in} is the upstream end inflow water discharge, Q_{flow} is sediment-water mixture flow discharge in the flume, *C* is the sediment concentration in the flow, *h* is the flow depth, *u* is the cross-sectional averaged velocity



Fig. 6 Frequency distribution of longitudinal position of driftwood

of the flow, $u_* = \sqrt{gh\sin\theta}$ is the friction velocity (θ = flume slope) and $Fr = u/\sqrt{gh}$ is the Froude number. Eight experiments are carried out with different hydraulic conditions.

3.2 Diffusion coefficients of driftwood

Fig. 5 shows the path lines of centroids of the driftwood of 30 pieces of driftwood and it demonstrates statistical variety of them. The scattering process of driftwood is described as a diffusion process and the diffusion coefficients might be defined. The frequency distributions of longitudinal and transverse positions of driftwood are shown in Fig. 6 and Fig. 7 respectively, in which solid line is calculated from the normal distribution. The longitudinal and transverse diffusion coefficients of the driftwood are evaluated as follows:

$$K_x = (1/2)(dX^2/dt)$$
(20)



Fig. 7 Frequency distribution of transverse position of driftwood



Fig. 8 Relation of non-dimensional diffusion coefficients and Froude number



Fig. 9 Relation of non-dimensional diffusion coefficients and sediment concentration



Fig. 10 Frequency distribution of the rotational angular velocities of the driftwood

$$K_{y} = (1/2)(\overline{dY^{2}}/dt)$$
(21)

where $\overline{X^2}$ and $\overline{Y^2}$ are the longitudinal and transverse variances. Table 1 shows the calculated results of diffusion coefficients. The average values of nondimensional diffusion coefficients $K_x/u_*h = 0.649$ and $K_y/u_*h = 0.343$ are obtained. The relations of non-dimensional diffusion coefficients with Froude number and sediment concentration are shown in Fig. 8 and Fig. 9, respectively.

3.3 Rotational angle of driftwood

Frequency distribution of the rotational angular velocities of driftwood obtained experimentally is shown in Fig. 10, in which solid line is calculated by assuming the normal distribution with values of the parameters determined from the experiments. The mean value of the angular velocities is approximately zero, $\overline{\alpha} \approx 0$. The standard deviation



Fig. 11 Relation of Froude number, Fr, to standard deviation, σ_w , of the rotational angular velocities of the driftwood

appears to be prescribed by the hydraulic parameters, and it is related to the Froude number. The relation between the Froude number, Fr, and the standard deviation of the rotational angular velocity of the driftwood, σ_w , is shown in Fig. 11, and the relation is obtained as $\sigma_w = 25.61Fr$.

4. Experiments of debris flow with driftwood

To investigate the capturing process of debris flow with driftwood by open type check dams and the verification of the model, a series of experiments are carried out. For the experiments, a rectangular flume of 5m long, 10cm wide and 13cm deep is used. The experiments are carried out for flume slope of 18 degrees. Fig. 12 shows the detail of experimental setup. Check dams are set at 20cm upstream from the downstream end of the flume. Fig. 13 shows the details of check dams. A sediment bed of 1.9m long and 7cm deep is positioned from 2.8m to 4.7m upstream measured from the outlet of the flume. Sediment materials with mean diameter $d_m = 2.39$ mm, maximum diameter $d_{\text{max}} = 11.2$ mm, $\tan \phi = 0.7$ (ϕ = angle of repose) and sediment density $\sigma = 2.65 \text{g/cm}^3$ are used. The sediment materials are prepared by mixing the uniformly distributed different sizes of silica sands and gravels. The particle size distribution of sediment mixture is shown in Fig. 14. Cylindrical pieces of 38 driftwood pieces (Ramin wood, $\rho_d = 0.785 \text{g/cm}^3$ are positioned on the sediment bed at intervals of 10cm c/c along the



Fig. 12 Experimental setup and positions of the driftwood for the experiments

downstream direction from 7.5cm downstream from the upstream end of the sediment bed in two columns 2cm apart as shown in Fig. 12. The sediment bed is saturated by water. Debris flow is produced by supplying a constant water discharge 270cm³/sec for 10sec from the upstream end of the flume. The experiments are carried out for driftwood pieces of diameter 3mm and 4mm with 3.5cm, 4.0cm and 4.5cm in length.

The experiments are repeated three times under the same identical conditions, because the sediment composition and degree of saturation might not be uniform throughout the sediment layer. The flow discharge and driftwood at downstream end of the flume are determined by collecting outflow discharge using series of manually movable sampler boxes. The jamming of driftwood and deposition upstream of check dams are evaluated by capturing the images shot by video cameras located at side, front and above the downstream end of the flume. The flow motion of driftwood at forefront of debris flow in the experiment is shown in Fig. 15. Fig. 16 shows the flow motion of driftwood at upstream of grid and slit type check dams and sediment deposition behind check dams due to driftwood jamming. Fig. 17 shows the final depth of debris



85mm

(b) Slit dam

Fig. 13 Details of check dams (a) Grid dam, (b) Slit dam



Fig. 14 Particle size distribution curve of bed sediment



Fig. 15 Flow motion of driftwood at forefront of debris flow



Fig. 16 Flow motion of driftwood at upstream of check dams



Fig. 17 Final depth of sediment deposition upstream of grid and slit type check dams

flow deposition upstream of grid and slit type check dams in the experiments.

5. Driftwood Jamming and debris flow deposition

5.1 Driftwood jamming

When the driftwood is jammed on open space of open type check dam such as grid or slit dam, the sediment is deposited upstream side of the dam. The jamming of driftwood on open type check dams is evaluated based on the geometric conditions and probabilistic approaches as follows.

(1) Driftwood jamming on grid dam

Four cases are considered as conditions under which driftwood is jammed on open spaces of a grid dam: (1) a piece of driftwood with a large rotational angle (Fig. 18 (a)). On the basis of the experimental results, it is considered that the rotational angle of



Fig. 18 Jamming of driftwood on grid dam

the driftwood to be in the range of $80^{\circ} \le \theta_{\mu} \le 90^{\circ}$. (2) A piece of driftwood will be jammed on a grid dam due to geometric conditions as $y_{d1} < y_{g1}$ and $y_{d2} > y_{g2}$ (Fig. 18 (b)). (3) A piece of driftwood coming from the rear will be also jammed by the pieces of driftwood already jammed on a grid dam (Fig. 18 (c)). It is considered that when more than five pieces of driftwood already jammed at previous time level of calculation, all pieces of driftwood coming from the rear are also considered to be jammed on a grid dam. (4) The pieces of driftwood will be jammed when the number of pieces of driftwood arrival at grid opening at same time (Fig. 18 (d)). In this case, the probability of a piece of driftwood jamming depends on the number of driftwood arrival at grid opening at same time. This probability, p(n), can be assessed in hydraulic experiments with assuming the functions of length (L_d) and diameter (D_d) of driftwood, clear spacing between two columns of grid dam (L_{a}) and number of driftwood (n) arrival at same time. The relation following is obtained from the experimental values as

$$p(n) = 0.32 \left(\frac{L_d}{L_g - D_d}\right)^{0.63} n^{0.3}$$
(22)



Fig. 19 Plot of jamming probability, p(n), and number of driftwood arrival, n, using Equation (22) with experimental data for grid dam

This equation is represented in Fig. 19 with experimental values. To determine which pieces of driftwood will be jammed, the random variable, q, uniformly distributed in the range (0,1), is generated for each piece of driftwood flowing down the flume. The driftwood is considered to be jammed when the condition p(n) > q is satisfied.

(2) Driftwood jamming on slit dam

Five cases are considered as conditions under which driftwood is jammed on a slit dam. The four conditions of driftwood jamming on slit dam are similar to as grid dam case (Fig. 20 (a), (b), (c) and (d)). In the case of slit dam, the relation of the probability of a pieces of driftwood jamming, p(n), with the number of pieces of driftwood arrival at slit opening at a same time, *n*, is obtained as

$$p(n) = 0.23 \left(\frac{L_d}{b - D_d}\right)^{1.02} n^{0.28}$$
(23)

where *b* is width of slit opening. Equation (23) is represented in Fig. 21. Another additional condition for driftwood jamming on slit dam is described as follows. A piece of driftwood will be jammed in impermeable width (b_p) of slit dam when the centroid of the driftwood is located only inside dead zone of the flow as shown in Fig. 20 (e). When the centroid of the driftwood is located outside of dead zone, it can be carried by coming flow from



Fig. 20 Jamming of driftwood on slit dam

upstream. In this case, it is considered that when the centroid of a piece of driftwood is located inside half distance of impermeable width $(b_p/2)$ from the

channel wall, a piece of driftwood is considered to be jammed on slit dam.

5.2 Debris flow deposition

Due to the jamming of driftwood on a grid dam, sediment is deposited behind the grid dam. The effects of the driftwood jamming on debris flow deposition at grid dam is evaluated based on the projected horizontal length of driftwood piece in y direction with its rotational angle and clear spacing of column of grid dam, and the sediment passing rate, P_s , through a grid dam is determined as $P_s = L_o/L_g$ (Fig. 22). The deposition velocity, i_{dep} , is derived under the mass conservation law of sediment discharge per unit width (Q_{sed}) and sediment deposition as

$$C_*\Delta x \Delta z = (1 - P_s) Q_{sed} \Delta t$$

$$i_{dep} = -\Delta z / \Delta t = -(1 - P_s) Q_{sed} / (C_*\Delta x)$$
(24)

where Δx is the distance increment of calculating point and Δz is the thickness of the deposition.



Fig. 21 Plot of jamming probability, p(n), and number of driftwood arrival, n, using Equation (23) with experimental data for slit dam



Fig. 22 Schematic diagram for sediment passing rate through grid dam

In the case of slit dam, the deposition equation due to jamming of driftwood on open space of slit dam similar to as grid dam is described as

$$i_{dep} = -(1 - P_s)Q_{sed} / (C_*\Delta x)$$
⁽²⁵⁾

in which $P_s = L_o/b$ is the sediment passing rate through open spacing of slit dam.

The open spaces of grid dam may be also blockaded by large boulders, and growing rate formula developed by Satofuka and Mizuyama (2006) is also considered. In the case of slit dam, the deposition velocity, i_{dep} , behind a slit dam caused by clogging of open space due to simultaneous arrival of two or more particles are described as follows:

$$i_{dep} = -K_{sd} \left(1 - P_{sd}\right) \frac{Q_{sed}}{C_* \Delta x}$$
(26)





(a) Case with driftwood D_d =3mm and L_d =3.5cm



(c) Case with driftwood D_d =3mm and L_d =4.5cm



(d) Case with driftwood D_d =4mm and L_d =3.5cm



Fig. 23 Flow discharge at downstream end of flume and discharge reduction by grid dam due to driftwood jamming

where $P_{sd} = (b-d)/b$ (*d* is diameter of particle) the sediment passing rate through slit dam, K_{sd} is numerical constant and Q_{sed} is sediment discharge per unit width.

The deposition velocity equation upstream of a check dam developed by Shrestha et al. (2008) is also employed to calculate debris flow deposition in the upstream area of check dam.

6. Results and discussions

The numerical simulations and experiments are

performed to investigate the capturing process of debris flow with driftwood by open type check dams such as grid or slit type check dams. The jamming of driftwood on grid or slit dam is evaluated based on the geometric conditions and the probabilistic approaches. The geometric conditions under which jamming of driftwood on grid or slit dam are determined based on the evaluation of the experimental results, and probabilistic approach is developed from the regression analysis of the values obtained in the experiments. Debris flow deposition behind a grid or slit dam due to



Fig. 24 Sediment discharge at downstream end and discharge reduction by grid dam due to driftwood jamming

driftwood jamming is also developed. To simulate the debris flow with driftwood capturing by grid or slit dam, a jamming model of driftwood and a deposition model behind a grid or slit dam are incorporated in a flow model of debris flow with driftwood. The parameters of the numerical simulation are as follows; $\Delta x = 5$ cm, $\Delta y = 1$ cm, $\Delta t = 0.001$ sec, $\rho = 1.0$ g/cm³, $\rho_m = 1.15$ g/cm³, g = 980cm/sec², $C_3 = 0.48$, n = 0.04, $C_* = 0.65$, $C_{Dx} = 1.0$, $C_{Dy} = 1.0$, $\delta_e = 0.0018$, $\delta_d = 0.045$, $C_M = 1.0$ and $K_{xd} = 0.1$. Figs. 23 (a), (b), (c), (d) and (e) show the flow discharge at downstream end of the flume and reduction of outflow discharge by grid dam with debris flow capturing due to jamming of driftwood on a grid dam for the cases with driftwood D_d =3mm and L_d =3.5cm, D_d =3mm and L_d =4.0cm, D_d =3mm and L_d =4.5cm, D_d =4mm and L_d =3.5cm, and D_d =4mm and L_d =4.5cm, respectively. Debris flow is captured effectively by a grid dam due to the driftwood jamming. The simulated results of flow discharge without dam are quite close to the



(a) With driftwood D_d =3mm and L_d =3.5cm



(b) With driftwood D_d =3mm and L_d =4.0cm



(c) With driftwood D_d =3mm and L_d =4.5cm

Fig. 25 Accumulated driftwood outflow at outlet of the flume, with grid dam, driftwood diameter D_d =3mm case

experimental results. Fig. 23 (f) shows the flow discharge without driftwood case, in which flow discharge is not reduced effectively by a grid dam with compared to the flow discharge with driftwood cases. From the results, outflow discharge is reduced by a grid dam more effectively in the cases with driftwood due to jamming of driftwood on a grid dam. The results of sediment discharge at downstream end of the flume with different sizes of driftwood cases are shown in Figs. 24 (a), (b), (c), (d) and (e). The sediment discharge is reduced by sediment deposition behind a grid dam due to



(a) With driftwood D_d =4mm and L_d =3.5cm



(b) With driftwood D_d =4mm and L_d =4.5cm

Fig. 26 Accumulated driftwood outflow at outlet of the flume, with grid dam, driftwood diameter D_d =4mm case

driftwood jamming on a grid dam. Fig. 24 (f) shows the sediment discharge at downstream end of the flume without driftwood case. The simulated results of outflow sediment discharge from a grid dam are also agreeable with the experimental results. The effect of driftwood jamming on sediment deposition behind a dam using developed deposition equation is well explained in the simulations. In the calculation, deposition due to blockage of grid dam by large boulders is also considered.

The results of percentage of temporal driftwood outflow at the downstream end of the flume in grid dam case with different sizes of driftwood are shown in Fig. 25 and Fig. 26 for driftwood diameter D_d =3mm and D_d =4mm cases, respectively. The percentage of driftwood outflow is the ratio of the number of pieces of driftwood outflow at downstream end to the total amount of driftwood supplied at the inflow boundary. The driftwood passed through a grid dam is reduced due to the driftwood jamming on grid dam. The number of pieces of the driftwood outflows from a grid dam



(a) Case with driftwood D_d =3mm and L_d =4.5cm



(b) Case with driftwood D_d =4mm and L_d =4.5cm



(c) Flow without driftwood case

Fig. 27 Flow discharge at downstream end of the flume with slit dam case

based on the developed driftwood jamming model under the geometric conditions and probabilistic approaches are well explained in the numerical simulations. The simulated results of driftwood outflow time at the downstream end of the flume are also close to the results obtained from the experiments.

The results of flow discharge and reduction of flow discharge by slit dam at downstream end of the flume with and with out driftwood cases are shown in Fig. 27. Fig. 28 shows the results of



(a) Case with driftwood D_d =3mm and L_d =4.5cm



(b) Case with driftwood D_d =4mm and L_d =4.5cm



(c) Flow without driftwood case

Fig. 28 Sediment discharge at downstream end of the flume with slit dam case

sediment discharge at downstream end of the flume in the case of slit dam. The simulated results of flow discharge and sediment discharge passing through a slit dam are agreeable with the experimental results. The debris flow deposition behind a slit dam due to driftwood jamming is also well explained in the numerical simulations.

The results of percentage of temporal driftwood outflow at the downstream end of the flume in slit dam case with driftwood D_d =3mm and L_d =4.5cm and D_d =4mm and L_d =4.5cm are shown in Fig. 29.



Fig. 29 Accumulated driftwood outflow at outlet of the flume with slit dam

The driftwood passed through a slit dam is reduced due to the driftwood jamming on slit dam. The jamming of driftwood on slit dam is well explained in the numerical simulations with compared to the experimental results.

7. Conclusions

А two-dimensional numerical model is developed for computing the characteristics of debris flow with driftwood. Numerical simulations and experimental works are carried out to determine the characteristics of debris flow with driftwood. Equations of the rotational motion and the translational motion of driftwood are evaluated dynamically in the Lagrangian form. A numerical model is developed with an interacting combination of Eulerian expression of the debris flow and Lagrangian expression of the driftwood, in which the fluctuation components of the position and the rotational angular velocity of the driftwood are dealt with stochastically. The position and rotational angular velocity of the driftwood fluctuate due to the collision of driftwood with boulders and disturbances on the flow surface during the collision of the sediment particles, which are considered in the diffusions coefficients. The scattering process of driftwood is described as a diffusion process and the diffusion coefficients are defined by the hydraulic experiments. The calculated results of frequency distribution of the longitudinal positions, the transverse positions and the rotational angular velocities of the driftwood are fairly good agreement with the experimental results.

The process of debris flow capturing by grid

and slit dams due to jamming of driftwood is investigated. A numerical model is developed for computing the debris flow with driftwood capturing by open type check dams such as grid and slit dams. The jamming of driftwood on open type check dams is evaluated based on the geometric conditions and probabilistic approaches. A deposition velocity model is also developed to calculate the debris flow deposition due to driftwood jamming on a grid or slit dam. The flow and sediment discharge passing through a grid or slit dam are reduced due to driftwood jamming. The simulated results of flow discharge, sediment discharge and percentage of driftwood passed through a grid or slit dam are in good agreement with the experimental results.

References

- Doi, Y., Minami, N., Yamada, T. and Amada, T. (2000): Experimental analysis of woody debris trapping by impermeable type sabo dam, filled with sediment -woody debris carried by debris flow-, Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering, Vol. 52, No. 6, pp.49-55 (in Japanese).
- Egashira, S. (1993): Mechanism of sediment deposition from debris flow (part 1), Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering, Vol. 46, No. 1, ser.186, pp.45-49 (in Japanese).
- Gotoh, H., Sakai, T. and Hayashi, M. (2002): Lagrangian model of drift-timbers induced flood by using moving particle semi-implicit model, Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 20, No. 1, pp.95-102.

Honda, N. and Egashira, S. (1997): Prediction of

debris flow characteristics in mountainous torrents, Proceedings of First Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, California, ASCE, pp.707-716.

- Huang, X. and Garcia, M. H. (1997): A perturbation solution for Bingham-plastic mudflows, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 123, No. 11, pp.986-994.
- Hunt, B. (1994): Newtonian fluid mechanics treatment of debris flows and avalanches, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 120, No. 12, pp.1350-1363.
- Inverson, R. M. (2003): The debris-flow rheology myth, Proceedings of the Third Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, Switzerland, Rotterdam, pp.303-314.
- Katatani, M. and Yamada, T. (2006): Study on new type slit sabo dam development for reduction of slit blockade by drift woods, Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering, Vol. 59, No. 36, pp.23-31 (in Japanese).
- Nakagawa, H., Inoue, K., Ikeguchi, M. and Tsubono, T. (1995): Behavior of driftwood and the process of its damming up, Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 13, No. 2, pp.55-67.
- Nakagawa, H., Takahashi, T. and Ikeguchi, M. (1994): Driftwood behavior by overland flood flows, Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 12, No. 2, pp.31-39.
- Nakagawa, H., Takahashi, T. and Satofuka, Y. (2000): A debris-flow disaster on the fan of the Harihara River, Japan, Proceedings of the Second International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, Taiwan, Balkema, Rotterdam, pp.193-201.
- Nakagawa, H., Takahashi, T., Sawada, T. and Satofuka, Y. (1996): Design hydrograph and evacuation planning for debris flow, Annuals of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, No. 39 B-2, pp.347-371 (in Japanese).
- Ozaki, Y., Kamogawa, Y., Mizuyama, T., Kasai, S. and Shima, J. (1998): A debris flow with woody

debris trapped by a steel-pipe gridded sabo dam, Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering, Vol. 51, No. 2, pp.39-44 (in Japanese).

- Sabo Department, Ministry of Construction, Japan (2000): Guideline for driftwood countermeasures, Guideline of Ministry of Construction, Japan.
- Satofuka, Y. and Mizuyama, T. (2006): Numerical simulation on debris flow control by a grid dam, The 6th Japan-Taiwan Joint Seminar on Natural Hazard Mitigation (in CD-ROM).
- Shimizu, Y. and Osada, K. (2008): Numerical simulation on the driftwood behavior in open-channel flows by using distinct element method, The Eighth International Conference on Hydro-Science and Engineering, Nagoya, Japan.
- Shrestha, B. B., Nakagawa, H., Kawaike, K. and Baba, Y. (2008): Numerical simulation on debris-flow deposition and erosion processes upstream of a check dam with experimental verification, Annuals of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, No. 51 B, pp.613-624.
- Shrestha, B. B., Nakagawa, H., Kawaike, K., Baba, Y. and Zhang, H. (2009): Numerical simulation on debris-flow with driftwood and its capturing due to jamming of driftwood on a grid dam, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 53, pp.169-174.
- Takahashi, T. (1991): Debris flow, Monograph Series of IAHR, Balkema.
- Takahashi, T. (2007): Debris flow: Mechanics, Prediction and Countermeasures, Proceedings and Monographs, Taylor & Francis/Balkema.
- Takahashi, T., Nakagawa, H., Harada, T. and Yamashiki, Y. (1992): Routing debris flows with particle segregation, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 118, No. 11, pp.1490-1507.
- Takahashi, T., Nakagawa, H., Satofuka, Y. and Wang, H. (2001): Stochastic model of blocking for a grid-type dam by large boulders in a debris flow, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 45, pp.703-708 (in Japanese).

透過型砂防ダムによる流木を伴う土石流の捕捉過程

Badri Bhakta SHRESTHA^{*}・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

流木を含む土石流の特性及び、グリッドダム・スリットダムに代表される透過型砂防ダムによるこれの捕捉過程をシ ミュレートする二次元数値解析モデルを構築した。数値解析モデルは、土石流のオイラー的挙動解析法と流木のラグラ ンジュ的運動追跡法の組み合わせにより構成しており、流木が存在する座標の変動成分及び流木の回転角速度について は確率的にこれを与えた。透過型砂防ダムによる流木の阻害については、流木の幾何学的状態及び確率的手法により評 価を行った。数値解析により、実験結果と適合する流出量・堆積量・下流端での流木通過率を得た。

キーワード: 土石流, 流木, 透過型砂防ダム, 捕捉過程, 数値解析

冬期土砂生産に対する気温上昇の影響変化予測

堤大三・藤田正治・泉山寛明

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

将来,起こりうる気候変動が土砂災害の発生にどのような影響を及ぼすかを予測するこ とが,土砂災害研究に求められている課題となっている。土砂災害の発生と深く関係する 土砂生産現象のひとつとして,我が国においては冬期の凍結融解による基岩の風化・侵食 を挙げることができる。本研究では,大気と地盤を結合した熱伝導解析により,裸地斜面 上での凍結融解現象をシミュレートするモデルを開発した。このモデルを用い,滋賀県田 上山地の裸地斜面における凍結融解作用について,気温変動の実測値と実測値から2 高 い温暖化を仮想した気温変動を入力値として解析を行った。シミュレーションの結果から, 田上山地において凍結融解作用が土砂生産に与える影響は,温暖化によって大幅に減少し, 土砂生産量が減少する可能性が示された。

キーワード:凍結融解,地球温暖化,田上山地,裸地斜面,数値シミュレーション

1. はじめに

近年,温暖化の影響による地球規模の気候変動が 心配されている。土砂災害に関連する研究分野にお いても,降雨特性の変化により,斜面崩壊や土石流 などの発生形態が変化しつつあるのではないかと考 えられ,将来の気候変動に伴う,土砂災害形態変化 の予測を行うことが重要な課題となっている(例え ば,堤ら,2007)。一方,斜面崩壊や土石流といった 土砂災害に直結する現象のほか,風化や侵食のよう に小規模ではあるが頻繁に起こる現象も,わが国に おける土砂生産源の支配的要因であり,気候変動に 伴ってこれらによる土砂生産形態がどの様に変化す るのかを予測することも,重要な課題であると言え る。

これまで,山地の裸地斜面から風化・侵食により 土砂が生産されている事例が数々の現地観測により 明らかされており,その多くは冬期において地盤が 凍結融解を繰返すことが原因とされている(例えば 鈴木・福嶌,1989; Matsuoka,1990)。滋賀県田上山 地での現地観測において,風化花崗岩からなる裸地 斜面上で凍結融解作用により土砂が活発に生産され ていることが観測され,さらに熱伝導解析によって 地盤の凍結融解とそれによる土砂生産現象がモデル



Fig. 1 Location of study site, Jakujo bare-slope, in Tanakami Mountains and topographical map of the site

化されている(堤ら,2007)。ただし,モデル化においては,一般的には観測されることのない地表面温度を境界条件として入力する必要があり,モデルの適用範囲が限定されている。そこで本研究では,大気と地盤両層の熱移動を,それらの境界である地表

面での熱収支を考慮して計算し,地表を含む地中温 度分布を求めるモデルの開発を行った。これまで、 地表面温度を入力値として地盤の凍結融解を検討す るためのモデルや,地表面と大気層における熱収支 から地表面温度を算出する手法は構築されているが (例えば,陳ら,1998;菅原・近藤,1995),大気・ 地盤間の熱収支を考慮して地盤の温度分布を算出し, 凍結融解による土砂生産について検討することは新 しい試みである。この計算手法においては,入力値 として一般的に広く観測されている気温・日射量・ 風速を用いており、適用範囲が広がっている。また、 日射量に関しては斜面向きと傾斜角に依存した日射 量変化を幾何学的に計算することで,裸地斜面の微 地形変化にも対応できるモデルとしている。このモ デルを用い,滋賀県田上山地の裸地斜面の流域(Fig. 1参照)を対象とした,1冬期間の気象要素変化を与 えたモデル・シミュレーションを行い,地盤が凍結融 解により受ける影響評価を行った。さらに,将来の 気候変動を想定した仮想的な気象要素変化を与えた モデル・シミュレーションを行い,凍結融解による影 響がどの様に変化するかの予測を試みた。この手法 をさらに発展させ,流域からの一次土砂生産量の推 定が可能となれば,砂防計画や総合土砂管理計画の 策定に対して,有益な情報を提供することが可能に なると考えられる。

2. 数値シミュレーションの概要

2.1 地中熱伝導解析

地中における熱伝導解析の基礎式を以下に示す。

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_i L_w \frac{\partial \phi}{\partial t} = \rho c \frac{\partial T}{\partial t}$$
(1)

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\rho_w \theta + \rho_i \phi \right) = 0 \tag{2}$$

ここで, T は温度, θ , ϕ はそれぞれ体積含水率, 体 積含氷率, λ , c, ρ はそれぞれ基岩の熱伝導度, 比 熱, 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。式(1)は熱伝導方程式,式(2)は固 液の水分保存則を表す。本来,風化基岩中の水分移 動も考慮するべきであるが,ここでは,基岩の透水 性が土壌に比較して低いと考えられるため,水分移 動を表す Richards 式において透水係数を0として得 られた式(2)を用いる。式(1),(2)を連立するために必 要な温度と不凍水含有率の関係式には,Jame & Norum による土壌における実測値に基づいて得られ た経験式を用いる(Jame and Norum, 1980)。ここで, 熱伝導解析では式(1),(2)を連立して有限要素法によ り解く。このとき,境界条件として,地表面温度を 与える必要がある。

2.2 熱収支基礎式

地表面において,大気部からもたらされる熱量の 総和が地中に伝導する熱量 G であると考え(近藤, 1994),

$$G = S \downarrow -S \uparrow +\sigma T^4 - \sigma T_s^4 - c_P \rho C_H U (T_s - T) \quad (3)$$

S,*S*はそれぞれ下・上向き短波長放射量,*T*,は 地表面温度,*o*はステファン・ボルツマン定数,*c*_p*p*は 空気の体積熱容量,*C*_Hはバルク係数,*U*は風速をそ れぞれ表している。基岩の凍結を対象とする場合は 地表面からの蒸発量は少ないと考えられるため,式 (3)においては地表面からの蒸発を無視している。一 方,地中の温度分布の変化は地表面からの熱伝導に よってもたらされるから,*G*は,地中温度分布変化 の積分値として表すこともでき,

$$G = \int_{0}^{D_e} \frac{d(c_G \rho_G T_G)}{dt} dz - \int_{0}^{D_e} \frac{d(\rho_i L_w \phi)}{dt} dz \quad (4)$$

と表される。式(4)の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。ここで, $c_{G}\rho_{G}$ は基岩の 体積熱容量, T_{G} は基岩内の温度, D_{e} は温度変化が 無視できる十分な深さを表している。式(3),(4)より

$$\int_{0}^{D_{e}} \frac{d(c_{G}\rho_{G}T_{G})}{dt} dz - \int_{0}^{D_{e}} \frac{d(\rho_{i}L_{w}\phi)}{dt} dz$$

$$= S \downarrow -S \uparrow +\sigma T - \sigma T_{s} - c_{P}\rho C_{H}U(T_{s} - T)$$
(5)

ここで風速 U および下向き短波長放射量 S には観 測値を与え,上向き短波長放射量 S として地盤の アルベドを S に乗じたものを与える。空気の体積 熱容量 c_Ppは 1 気圧 20 の場合の値 1210 J/K/m³,バ ルク係数 C_Hには裸地での見積値として 0.0015 を与 える。式(5)の左辺は地表面温度 T_sが求まれば熱伝導 解析により求めることができる。よって両辺に T_sの 仮定値を与え,両辺が等しくなるように繰り返し計 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。このように本手法では,気温・風速・下向き 短波長放射量を与えれば,地中温度分布を求めるこ とができる。

2.3 斜面日射量の計算

一般に観測されている日射量は,水平面へ入射す る日射量であるため,斜面での熱収支を考える場合 は斜面向きや傾斜角に依存する斜面日射量に変換す る必要がある。斜面に吸収される日射量は,大気を 直進し平行光線として地表に到達する斜面直達日射 量J_d 大気中で散乱された後に地表に到達する斜面 天空日射量 $J_{s\zeta}$,地面から反射した後に地表に到達す る斜面反射日射量 $J_{r\zeta}$ の3成分からなり,それらを足 し合わしたものが斜面日射量 J_{ζ} であり,以下の式で 表される。

$$J_{\varsigma} = J_{d\varsigma} + J_{s\varsigma} + J_{r\varsigma}$$

= $J_{dn} \cos i + J_{sh} \cos^2 \frac{\varsigma}{2} + \frac{1 - \cos \varsigma}{2} \operatorname{ref} J_h$ (6)

ただし, J_{dn}, J_{sh}, J_h は, それぞれ法線面(太陽光線 に直角な面)直達日射量,水平面天空日射量,水平 面日射量であり,以下のように表される。

$$J_{dn} = J_0 P^{\frac{1}{\sinh}} \tag{7}$$

$$J_{sh} = \frac{1}{2} J_0 \sin h \frac{1 - P^{\frac{1}{\sin h}}}{1 - 1.4 \ln P}$$
(8)

$$J_h = J_{dn} \sinh + J_{sh} \tag{9}$$

ここで, J_0 ,*i*,*h*, ζ ,*P*,*ref* はそれぞれ大気圏外法 線面日射量,斜面入射角,太陽高度,斜面傾斜角, 大気透過率,アルベドであり,大気圏外法線面日射 量の年間平均値として J_0 =1353W/m²,正午の大気透 過率の年間平均値としてP=0.7,裸地の代表地とし てref=0.15を与えた。

太陽高度 h と太陽方位角 A_sは,以下の様に幾何学的に表現される。

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t \qquad (10)$$

$$\sin A_s = \frac{\cos \delta \sin t}{\cos h} \tag{11}$$

ここで, φは緯度, t は時角, δ は日赤緯であり, 東 経,日本標準時,元旦からの日数を与えれば求まる。 斜面に入射する日射の入射角 i は,

 $\cos i = \cos \zeta \sinh + \sin \zeta \cosh \cos(A_s - A)$ (12)

ここで,*A* は斜面方位である。斜面入射角*i* は斜面に 対する垂線と太陽光線とが成す角であり,*i*=0の場 合日射は斜面に対して垂直に入射することになる。 また,*A* は南方向と最急勾配線がなす角であり,*A*= 0,90,180,270°の場合,斜面はそれぞれ南,西,北, 東方向を向いていることになる。

以上より, J_{ζ} , J_{h} を求め,式(5)におけるSを, 水平面日射量の実測値 J_{obs} から,

$$S \downarrow = J_{obs} \left(J_{\varsigma} / J_{h} \right) \tag{13}$$

として与える。

2.4 計算条件

シミュレーションの入力値である気温・水平面日



Fig. 2 Observed air temperature, radiation and wind speed which are used as the input data for the numerical simulation



Fig. 3 Comparison between observed air temperature and hypothetical air temperature assuming warming condition in the future

射量・風速は,滋賀県田上山地の若女裸地谷観測点 における 2006 年 12 月から翌 2007 年 4 月までの実測 データを用いた。Fig.2にそれらを示す。この冬期間 は,12月終わり頃から気温が氷点下となる日が現れ, 4 月初めまで断続的に氷点下となる日が見られる。 期間中の最低気温は-4.8 であり,中庸な寒さの冬で あったと考えられる。日射量は日変化を繰り返しな がら時間と共に少しずつ増加している様子が見られ る。日射量・風速共に異常値は見られず,計算の入 力値として有効なデータであるいえる。現地での計 測間隔は 20 min であり,計算の時間間隔△t もそれに あわせ 20 min とした。気候変動を想定した気象条件 として,本来は変化すると思われる日射量・風速に 関してはここでは実測値とし,気温上昇のみに焦点 を絞って,気温を実測値から2 上昇させた。気温 の実測値と気温上昇を想定した場合の比較を Fig.



Fig. 4 Topographical map of the study site, Jakujo bare-slope, which is divided by grid lines to obtain spatial distribution of slope direction and gradient

3 に示す。気温が0 をはさんで上下した回数は,実 測値で 164 回を数えたが,気温上昇を想定した条件 では 102 回に減少している。また,期間中の最低気 温は-2.8 である。斜面傾斜角を 0°から 50°まで,10° 間隔で,斜面向きを 0°から 315°まで 45°間隔で変化 させ,地中温度分布の時間変化を計算した。初期条 件としては,斜面傾斜角・向きに関わらず,水平面 での計算開始までの 6 ヶ月間の解析を行い,得られ た温度分布を与えた。この結果,斜面傾斜角・向き ごとに,次章にて示す凍結面進行曲線から,地表面 における凍結融解の繰り返し回数,最大凍結面到達 深度,凍結融解強度指数(凍結融解繰り返し回数の 深さ方向の積分値)を求める。

気候変動の気温上昇による凍結融解の影響変化を 考察するための対象とした領域は,滋賀県田上山地 の若女裸地谷であり(Fig.1参照),計算の入力値と して用いた気象観測を行った地点である。また,当 該観測地はこれまでも凍結融解による風化基岩から の土砂生産現象の観測とそのモデル化などの研究対 象としてきた斜面を含む小流域である(堤ら,2007)。 若女裸地谷を含む400×580 mの領域を20×20 mのメ ッシュに分割し(Fig.4参照),それぞれのメッシュ の傾斜角・斜面向きを計測し,地中温度分布変化の 解析により得られた凍結融解の出力値から対象領域 の凍結融解影響度の分布を得る。



Fig. 5 Spatial distributions of slope direction and angle, which were obtained from topographical map of the study site

3. 結果と考察

3.1 対象裸地斜面の斜面傾斜角・向きの分布

田上山地若女裸地谷の地形図を 20×20 m のメッシ ュで分割し,それぞれの正方形の斜面向き・傾斜角 を読み取った。その空間的分布を Fig. 5 に示す。全 体としては,北北西向きの斜面であるが,ガリーや 小さな尾根などの微地形によって,斜面向きも微小 な変化を示している。また,斜面傾斜角に関しては,


Fig. 6 Bedrock frozen zone variation curve (FZVC) obtained by the numerical simulation under the flat condition (left figure), and vertical profile of freeze-thaw repetition which is the integration of FZVC (right figure). Gray area is defined as freeze-thaw index which represents intensity of freeze and thaw action on the bedrock.

概ね15°以上であり、ところによっては40°を超える 急勾配の斜面も見られる。これ以降に示すシミュレ ーション結果に、ここで示した斜面向き・傾斜角の 結果を代入し、凍結融解に関する影響の空間的な分 布を求めることができる。

3.2 斜面傾斜角・向きの違いによる各凍結融 解指標の分布

数値シミュレーションの結果の一例として,水平 面(斜面傾斜角 = 0°)を想定し,実測の気温変化を 入力値として与えた場合の地中温度分布の解析結果 から得られる凍結面進行曲線を Fig. 6 に示す。ここ で示した凍結融解進行曲線は,地中温度分布におい て 0 となる点を時間の進行と共に結んだ曲線であ り,地中凍結層の発生・消滅の挙動を表している。 この曲線から,凍結融解繰り返し回数の深さ方向の 分布を求めることができ(Fig.6右図参照),地表面 における凍結融解の繰り返し回数,凍結面の最大到 達深度も示される。ここでは,Fig.6右図の深さ方向 の凍結融解繰り返し回数の分布を積分したものを, 凍結融解強度指数[m]として定義する。既往の研究 (堤ら,2007)において,凍結融解による風化基岩 の破壊は,凍結融解の繰り返し回数や,凍結層の到 達深度によって大きく影響を受けることが明らかと なっているが,温度低下が著しくても0 を挟む上 下変動が少ない場合や、逆に変動は激しいが、温度 が 0 程度までしか低下しない場合のように,繰り 返し回数・到達深度のどちらか一方だけが卓越して いても土砂生産量は多くないことが示されている。 その意味で,ここで定義した凍結融解強度指数は繰 り返し回数,到達深度の両方が加味されており,土 砂生産現象に対する凍結融解の影響を評価するため



Fig. 7 Dependences of freeze-thaw repetition, frozen depth and freeze-thaw index on sloe direction and angle, which were obtained by the numerical simulation assuming the present whether condition

の指標として有効である。これらを斜面傾斜角・向 きに依存した値の分布図として表したものが,Fig.7, 8 である。凍結融解繰り返し回数に関して実測気温 変化(Fig.7)と気温上昇を想定した気温変化(Fig.8) を比較すると,斜面向き・傾斜角に対する変化傾向 は完全には一致せず,特にFig.7は,複雑な変化傾 向を示す。しかしながら,回数そのものを比較した 場合,気温上昇を想定したFig.8において,1/4 程度 に減少していることがわかる。凍結深到達深度に関



Fig. 8 Dependences of freeze-thaw repetition, frozen depth and freeze-thaw index on sloe direction and angle, which were obtained by the numerical simulation assuming the warming whether condition

して,比較すると,斜面向き・傾斜角に対する共通 した変化傾向が見られる。南向き斜面の場合は,傾 斜角が大きくなるにつれて,凍結層到達深度が浅く なり,逆に北側斜面の場合は,傾斜角が大きくなる につれて凍結層到達深度が深くなる。これは,南向 き斜面の場合,傾斜角が40°程度のときに正午前後の 日射の入射角が垂直に近くなるため,日射による地 表面温度の上昇が顕著になり,逆に北向き斜面の場 合は,傾斜角が大きくなるにつれて,日射の入射角 が単調減少するためと考えられる。到達深そのもの を比較した場合、やはり気温上昇によって平均的に はほぼ半減していることがわかる。凍結融解強度指 数に関して, Fig. 7, 8 を比較すると, 凍結層到達深 度と同様の共通した傾向が見られる。凍結融解強度 指数は,地表面の凍結融解繰り返し回数だけでなく, 地表面から最深の凍結層到達深度までの凍結融解を 加味した指標であるため,最も総合的に凍結融解に よる影響を評価できるものと考えられる。この指数 を全体的に比較すると,最ものその違いが顕著に現 れており,気温上昇によって,平均的に1/10程度に 激減している。また,実測気温変化を入力した場合 は (Fig. 7), 斜面向き・傾斜角による違いが鮮明で あるが,気温上昇を想定した場合(Fig.8)は,平均 的となりあまり差が表れていない。

3.3 若女裸地谷での凍結融解作用の影響分布



Fig. 9 Comparison of spatial distributions of freeze-thaw repetition between present a) and warming weather conditions b) at the study site, Jakujo bare-slope in Tanakami Mountains. Note that the repetition ranges from 43 to 47 in upper figure a), and from 9 to 13 in lower figure b).

Fig. 7,8 に示す斜面向き・傾斜角と各凍結融解指 標の関係と,Fig.5 に示した斜面向き・傾斜角の分布 から,それぞれの空間分布を求めることができる。 地表面における凍結融解繰返し回数,凍結面最深到 達深度,凍結融解強度指数の分布の比較を,それぞ れ Fig.9,10,11 に示す。地表面における凍結融解 繰返し回数,凍結面最深到達深度,凍結融解強度指



Fig. 10 Comparison of spatial distributions of frozen depth [m] between present a) and warming weather conditions b) at the study site, Jakujo bare-slope in Tanakami Mountains. Note that the frozen depth ranges from 0.050 to 0.064 m in upper figure a), and from 0.016 to 0.028 m in lower figure b).

数は,傾斜角・斜面向きの両方に依存し,谷部や稜 線部,斜面向きなどの地形に応じて変化している。 現状の気温変化と気候変動による気温上昇を想定し た場合のを比較すると,地表面における凍結融解繰 返し回数は(Fig. 9),現状気候(a図)の45回程度 が,温暖化気候(+2 上昇,b図)では11回程度と 約 1/4 に減少している。また,凍結面最深到達深度



Fig. 11 Comparison of spatial distributions of freeze-thaw index [m] between present a) and warming weather conditions b) at the study site, Jakujo bare-slope in Tanakami Mountains. Note that the freeze-thaw index ranges from 0.72 to 0.88 m in upper figure a), and from 0.00 to 0.16 m in lower figure b).

は, 天井気候で6 cm 程度が, 温暖化気候で2 cm 程 度と約 1/2 となっている。さらに,凍結融解強度指 数は,現状気候で0.8 m 程度が,温暖化気候で0.08 m 程度と約 1/10 に減少することが示されている。また, 全ての要素において,温暖化気候では地形による影 響の違いも小さくなることが示されている。これま

での現地観測やモデルシミュレーションによって、 田上山地における花崗岩の基岩では、どの程度の深 さまで凍結融解を複数回経験するかによって,生産 される土砂量が変化することがわかっており,地表 面での凍結融解繰返しや凍結面の到達深度のそれぞ れ単独の影響ではなく,これら両者が組合わさった 要素が土砂生産に大きく関係すると考えられる。そ の意味では,凍結融解繰返し回数の深さ方向のプロ ファイルを積分した値である凍結融解強度指数は, 凍結融解作用による土砂生産量を定性的に表すこと に適した要素である。よって,あくまでも定性的な 関係からではあるが,わずか2 平均気温が上昇す るだけで,凍結融解作用による土砂生産量が大きく 減少するであろうことが推測される。ただし、これ は緯度や標高等,場所によって異なり,平均気温の 上昇によって逆に土砂生産量が増えると予測される 場合もあり得る。さらには,凍結融解作用は基岩上 の表面被覆の影響を大きく受けるため,積雪量の変 化によって,土砂生産量が大きく変動するものと予 想される。よって,温暖化により平均気温が上昇し ても,積雪量が現象する場合は,凍結融解作用が大 きくなり,土砂生産量が増加する場合も考えられる。

田上山地における観測結果から,2006年12月か ら 2007 年 4 月までの土砂生産量は, 7.6 kg/m²であ ったが,その期間に対応する凍結融解強度指数(斜 面向き北東,傾斜角30°)は,0.85mとなり,凍結融 解強度指数と土砂生産量が比例すると仮定すると, その比例定数は8.9 kg/m³となる。この比例定数を用 いて, Fig. 11 に示した凍結融解強度指数分布から, 流域界に囲まれた斜面からの土砂生産量を算出する と,現在気候条件化では7.5×10⁵ kg,温暖化条件下で は 8.2×10⁴ kg となる。流域面積が 0.11 km² であるか ら単位面積当りの土砂生産量は, それぞれ 7.1×10⁶ kg/km², 7.7×10⁵ kg/km²となり, 温暖化によって土砂 生産量が減少する結果を示している。 現在気候条件 下での値は,既往の研究²⁾,により得られた土砂生 産量 8.0×10⁶ ~ 1.6×10⁷ kg/km²/year と比較するとや や少な目ではあるが,妥当な値であると考えられ, 凍結融解強度指数から土砂生産量を推定することの 可能性が示された。

4. おわりに

大気・地盤熱伝導結合モデルによって一般気象要 素から地中の熱伝導を解析し,気温上昇によって凍 結融解作用による土砂生産量に対する影響がどのよ うに変化するかの予測を行った。その結果,凍結融 解の繰り返し・到達深度の両方を加味した凍結融解 強度指数は、2 の気温上昇で大幅に減少し、土砂生 産量が減少することが予測された。ただし、この傾 向は対象とした領域についてのみ言えることであり、 気候帯によっては異なる結果が表れると思われる。 解析では、落葉層や積雪などの基岩被覆状態の違い を考慮していないため、裸地以外の領域に今回の結 果をそのまま当てはめることはできない。また、本 稿で定義した凍結融解強度指数と土砂生産量との定 量的な関係は、まだ明らではない。さらに、気候変 動の条件設定に風速・日射の変化は考慮されていな い。今後、これらの点を考慮した上で、凍結融解作 用による土砂生産量変化についての検討を進める予 定である。

参考文献

近藤純正(1994):水環境の気象学,朝倉書店,p.350. 菅原広史・近藤純正(1995):都市における各種地表 面温度の敏感度解析,天気,42,pp.813-818.

- 鈴木雅一・福嶌義宏 (1989):風化花崗岩山地におけ る裸地と森林の土砂生産量—滋賀県南部,田上山 地の調査資料から—,水利科学,33,190,pp. 89-100.
- 陳暁飛・三野徹・堀野治彦・丸山利輔(1998): 熱と 水の同時移動モデルによる土壌凍結・融解過程の 数値実験法・土壌凍結・融解過程の解析に関する 研究()・,土壌の物理性,78, pp. 25-34.
- 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,51,pp. 931-936.
- 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.
- Matsuoka N.(1990): The rate of bedrock weathering by frost action: field measurements and a predictive model. Earth Surface Processes and Landforms, 15, pp. 73-90.
- 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.

Prediction of Effect of Future Temperature Rise on Sediment Production in Winter Season

Daizo TSUTSUMI, Masaharu FUJITA and Hiroaki IZUMIYAMA*

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

It is essential and urgent task to predict changes of sediment production due to possible global warming in the future. Weathering and erosion on bare slopes due to freeze and thaw action in winter season is one of the most important sources of sediment. In the present study, we developed a numerical model to simulate the effect of freeze and thaw action on bare slope, combining atmosphere-subsurface thermal conductivity analysis. We analyzed the effect of freeze and thaw action on bare slope in Tanakami Mountains, imposing temperature change actually observed and temperature change which is 2 degree C higher than it assuming possible global warming. Simulated results indicate that the effect of freeze and thaw might drastically decrease sediment production by the temperature rise.

Keywords: freeze and thaw action, global warming, Tanakami-Mountains, bare slope, numerical simulation

地表付近における強風の空間構造と運動量輸送に関する研究

川端康弘*・林泰一・佐々浩司**・谷脇和博** 鈴木博人***・加藤亘***・三須弥生***

* 気象庁高知地方気象台
 ** 高知大学理学部
 *** 東日本旅客鉄道

要 旨

地表付近で吹く強風は時々大きな災害をもたらすことがある。この局地的な風の構造を 空間的に把握するためには、現地観測を行ってその性質を調べる必要がある。ここでは、 超音波風速計を多点に配置した観測に基づく結果を報告する。風向横方向の風速変動の空 間相関係数は距離とともに減少し、約200m程度で相関は無くなる。乱渦の2次元水平構造 は、縦横比が 5:3 の長円を示す。間欠的に発生する突風は風速の急速な増加と同時に、 運動量の大きな下向き輸送を伴っており、上空からの強風の下降を示唆している。

キーワード:強風,突風,空間構造,相関,運動量輸送,超音波風速計

1. はじめに

これまで地表付近における風の乱れに関する研究 は数多く行われてきた。強風の性質を知る目的で, 構造物の耐風性の観点から風速変動を統計的に調べ たものに、塩谷ほか(1970)、岩谷ほか(1976)があ る。この研究では大気乱流の空間的性質を調べるた め,風速計を直線上に複数配置して観測を行った。 構造物の耐風設計においては、風速変動の横方向の 関連性を求める必要があり,その方法として,風速 変動の相関解析を行った。その結果、各観測点の距 離が離れるほど相関は小さくなり,相関係数の空間 パターンは風向方向に細長い楕円であることを示し た。このパターンは、Hayashi (1991) が風速計を 2 次元的に配置して行った研究においても同様の結果 となった。また、風速計を直線上に配置して観測を 行ったものに塚本(1978)がある。この研究では、 沖縄県多良間島において、特に台風時における強風 の乱れの空間的な性質を調べている。風向が測定線 と平行な場合には,相関は距離と共に緩やかに減少 するが,測定線と直角な場合には,平行な場合と比 べ距離と共に急激に相関係数の値は小さくなる結果 を示した。

風は時間的にも空間的にも一様でなく、大きく変

動していて、非常にきまぐれな振る舞いをしている。 このような現象は、風の変動に対応していると考え られ、空間に風の強い領域と弱い領域があって、風 速が急に変化するような一つの面が存在する。この ような現象を突風前線(Gust Front)と呼び、Hayashi (1991, 1992)はその現象の存在を確認し、構造や 性質を実験的に研究した。突風前線は空間的な広が りを持つ現象であるため、風速計を2次元的に配置 し、風の乱れの微細な構造を調べた。その結果、突 風前線の発達は、突風の通過の短い時間において運 動量と密接に関係しており、下向き運動量が効果的 に輸送されていることを示した。

これまでの研究の中で、風の乱れの空間構造を調 べるために行った観測は複数の三杯型風速計を使用 したものである。また、急速な風速の立ち上がり、 すなわち突風のような間欠的に発生する現象を運動 量の鉛直輸送の観点から調べたものは、1 点での 3 次元超音波風速計を用いたものである。そこで、本 研究では多点に設置された 3 次元超音波風速計を用 いて、風の乱れの空間的性質を調べることにした。 また、時々刻々と変化する風速場の中で、突風のよ うな非定常な現象の微細構造と運動量の水平・鉛直 輸送について調べ、その突風の拡がりを解析した。

2. 観測および解析の概要

観測は山形県庄内平野において行われた。多点の3 次元超音波風速計(KAIJO SAT-530)を鉄道沿線に 南北に水平配置し,風速3成分を0.25秒ごとのサンプ リング間隔で観測した。観測期間は2006年3月~5月 である。

海岸から観測点までの距離は約10 kmである。観測 点の西側は平野が広がっており、日本海側からの西 風が最上川に沿って吹き込んでくる場となっている。 観測地点周辺は畑が広がっており、平坦で一様な場 である。本研究で扱う超音波風速計は、地上約5 mの 位置に、直線上に配置されているものである。した がって、解析に用いる超音波風速計は9つであり、 No.1, No.4, No.6, No.7, No.8, No.9, No.10, No.11, No.12である。No.1からNo.12までの水平距離は1170 mである。観測点の配置はFig.1に示すとおりである。 超音波風速計が配置されている測定線は、ほぼ南北 に走っており、冬季の季節風の西よりの強風は、こ の測定線に直角に吹くことになる。

データ解析はFig.2のような手順で行った。0.25秒 ごとの各風速計における風速記録について,エラー データの除去および補間を行った。全ての風速計の 記録において,補間を施して修正可能であったもの を解析に用いた。ノイズ消去などの不良データの処 理は玉川ほか(1991)に従った。超音波風速計の座 標変換は塚本ほか(2001)に従って,風向方向の風



Fig.1 Arrangement of sonic anemometers. Values are the distance [m] from the anemometer ⁽¹⁾/₍₂₎.



Fig.2 The flowchart of the analysis.

速時系列を作成した。直交座標成分風速(東西風 X, 南北風 Y)の値を用いて,直交座標から風向方向へ の座標変換を行うと以下のようになる。

$$\overline{\theta} = \tan^{-1} \left(\frac{\overline{Y}}{\overline{X}} \right)$$

$$U = X \cos \overline{\theta} + Y \sin \overline{\theta}$$

$$V = -X \sin \overline{\theta} + Y \cos \overline{\theta}$$
(1)

ここで、主風向θはX、Yの平均値から求める。

以上の処理を行った上で、乱流統計量の算出や相 関解析、運動量輸送量の評価を行った。ここで、空 間相関係数の算出および突風の構造を調べるため時 間断面図の作成においては、それぞれの風速記録の 時間同時性を確保するため、5秒平均した時系列を作 成し、それをもとに解析を進めた。

3. 風速場の統計的性質

3.1 観測期間内の風向・風速分布

風速計No.12において風向別平均風速階級別頻度 を計算し、月ごと(3,4,5月)の風配図をFig.3に示 す。3月において、平均風速10 m/s以上の強風はほと んど西風である。また、最多風向は西北西であり、 平均風速の割合は30%となっている。また、3月には 平均風速15 m/s以上の時が存在する。その時の風向は ほぼ測定線に直角な西風である。これらの強風時の 気象場は、日本海側からの季節風が卓越したときで ある。

一方,4月,5月は東風の頻度が高い。特に,4月に おいて最多風向は東南東であり,割合は28%である。 5月の最多風向も東南東であり,23%となっている。 平均風速10 m/s以上の強風は3月に比べて,4月,5月 とも割合が少なくなっているが,東風においても現 われている。平均風速1m/s以下の静穏な状況は,3 月で4.1%,5月で5.2%と,3月の1.7%に比べて割合 が多くなっている。

3.2 突風率と乱れの強さ

観測期間中の突風率と乱れの強さが平均風速とど のような関係になっているかを調べた。

突風率 *G* および乱れの強さ *I* をそれぞれ以下の 式で表す。

$$G = u_{max} / \overline{u} \tag{2}$$

$$I = \sigma_u / \overline{u} \tag{3}$$



Fig.3 Wind roses of the anemometer No.12 in March, April and May.

ここで, u_{max} は最大瞬間風速, \overline{u} は10分間平均風速, σ_u は風速の標準偏差である。

Fig.4 (a), (b), (c) にそれぞれ風速計No.12の平均 風速と突風率の関係,平均風速と乱れの強さの関係, 乱れの強さと突風率の関係を示す。Fig.4 (a) からわ かるように,平均風速が強くなるに従って突風率は 小さくなり,一定の値に近づいていく。平均風速が 10 m/sを超える強風時には,突風率は2以下となる。 風が弱いときには突風率は大きい方にばらつく。こ の結果は,沖縄県多良間島で行われた台風観測の結 果と似た分布を示す(Mitsuta et al., 1989)。多良間 島で行われた観測では三杯型風速計およびプロペラ 型風速計を用いているため,風速計の応答特性を考 慮に入れて,評価時間を1.5秒としている。しかし, 本研究では超音波風速計を用いているため,このよ うな風速計の応答特性を考えず,サンプリング間隔 0.25秒そのままの値を用いている。Mistuta et al.

(1989)では、平均風速 5 m/s以上では突風率は2以下であるが、本研究では2を超えるようなものも存在する。これは、風速の評価時間が小さいため、最大瞬間風速がより精度よく評価できたためである。

10分間平均風速と乱れの強さの関係を示すFig.4 (b)を見ると、突風率と同様、風速が強くなればなるほど乱れの強さは小さくなる。平均風速が10 m/s 以上の強風時には、乱れの強さは0.5以下の値を示している。風速が弱いほど乱れの強さは大きく、平均 風速に対する変動が大きいことがわかる。この結果 に関しても、高い応答の風速変動が得られたことにより、弱風時も風速変動の標準偏差が大きく評価できたためである。観測地点の最大風速を考える際、 次式のように平均風速と風速の標準偏差の倍数で表すことがある。

$$u_{max} = \overline{u} + k\sigma_u \tag{4}$$

ここで, k はピークファクターと呼ばれているもの である。ピークファクターは標準偏差の何倍である かを示しており,これに平均風速を加えることによ り最大風速を見積もることができる。式(4)を,突 風率の式(2)に代入すると,

$$G = \frac{u_{max}}{\overline{u}} = 1 + k \frac{\sigma_u}{\overline{u}}$$
(5)

となり、突風率を統計的に求めることができる。式 (5)の右辺第二項は、ピークファクターと乱れの強 さを掛けたものである。このことから, Fig.4 (c) の 乱れの強さと突風率との関係を見てもわかるように, 乱れの強さと突風率には多少ばらつきはあるものの, 直線的な関係が見てとれる。式(5)から明らかなよ うに、ピークファクターはグラフの傾きを示すこと になる。直線の傾きを求めると2.70となる。Mistuta et al. (1989) が行った, 三杯型風速計から求めたピー クファクターは,評価時間が短くなるほど大きくな る結果を示している。評価時間が1.5秒では、ピーク ファクターは2.66であり、本研究のサンプリング間 隔0.25秒から求めた値2.70も加えると妥当な結果と いえる。突風率や乱れの強さは風速によって変化し、 風速が弱いほどこれらの値は増加する。しかし、ピ ークファクターは風速に関してほとんど変化しない ことを示しており、このことは、Mistuta et al. (1989) で述べられていることと一致する。

3.3 強風事例の抽出と大気乱流統計量

風速計No.12の風速記録から強風時を抽出した。本研究では、10分間平均風速10 m/s以上を強風とした。 強風が観測されるのは日本海側から吹いてくる西風 の場合が多い。また、測定線の東には障害物がある 観測点が存在し、その影響を受けないのは西風が吹 いたときである。西風(北から時計回りに270度)は、



Fig.4 (a) Gust factor as a function of mean wind speed. (b) Intensity of turbulence as a function of mean wind speed. (c) Gust factor as a function of intensity of turbulence.

風速計No.12の平均風向が270度±22.5度の範囲にあ るものとする。この観測では気温の測定は行ってい ないため、大気の熱的な安定度の評価はできないが、 風速が10 m/s以上と大きいことから、ほぼ中立状態 であると考えられる。

西風時の強風は、観測期間中で500例抽出できた。 観測期間中,風速計No.12の10分間平均風速が西風で 最も強かった事例は、2006年3月20日 8:50~9:00の10 分間である。この時間帯における風速場の統計的特 徴を風速計ごとのグラフに表したものがFig.5である。 9点の各風速計の風向は平均的には286.20度であり、 その標準偏差は3.06度である。このことから、9つの 風速計の場所においてほぼ同じ風向から風が吹いて いたことがわかる。基準とした風速計No.12の平均風 速は16.37 m/sである。10分間平均風速を9点の風速計 において平均すると13.11 m/sとなる。最大瞬間風速 は各風速計で最も強かったもので24.73 m/sである。 突風率は1.42~1.70の範囲にある。乱れの強さは9点 の風速計において0.20前後であり、標準偏差は0.03 である。このことから, 平均的な乱れの程度は一様 とみることができる。9点の風速計の歪度を平均する と0.00, 尖度は2.78であり, 風速の頻度分布の山は, ちょうど平均風速の位置にあり、正規分布よりは平 坦である。この結果から,各風速計において風速変



Fig.5 Turbulent statistics every each anemometers.

動に差はなく,頻度分布からも観測点周辺は空間的 に一様と考えられる。したがって,風速計No.12を9 点の風速計の記録を代表しているものとする。前節 の突風率と乱れの強さにおいて,風速計No.12のデー タを用いたのはこの理由による。

4. 強風時における大気乱流の時空間構造

複数の超音波風速計が設置された観測点の場が一 様であることから、風速計同士の相関を求め、風速 変動の空間的広がりを考察した。ある乱渦とすぐ隣 の乱渦はほとんど同一の動きをするのに対して、遠 くに離れた流体粒子の動きは全く無関係に見える。 どの程度の範囲まで、どの程度の関係があるかを測 る尺度となるものが時空間相関係数である。

解析に用いるデータは,前章で述べた風速計No.12 の10分間平均風速が10 m/s以上の強風で,さらに西 風であるものとする。日本海側から吹く西風を対象 とするので,測定線にほぼ直角に吹いてくることに なる。

4.1 時空間相関係数

風向方向(x)と風向横方向, すなわち風向直角 方向(y)の2つの軸をもつような直交座標系を考 える。原点Aにおける風速を u_A , 点B(ζ , η)に おける風速を u_B とすると,時空間相関係数 R_{AB} は 次式で表される。

$$R_{AB}(\xi,\eta,\tau) = \frac{\overline{u_A(t) \cdot u_B(t+\tau)}}{\sigma_{uA} \cdot \sigma_{uB}}$$
(6)

ここで、 τ は時間遅れ、 σ_{uA} 、 σ_{uB} は各々 u_A 、 u_B の標準偏差である。

風の乱れの空間的な広がりを示すパラメータとして、乱れのスケールがある。これは乱渦の平均的な大きさを表す尺度として用い、方向により異なる値をもつ。相関係数 *R* を、その変数である時間遅れまたは距離差で積分して求めるもので、相関係数が1に相当する時間または距離を表すことになる。*x*方向の乱れのスケールを *L*(*x*) は次式で表現される。

$$L(x) = \int_0^\infty R(x) \, dx \tag{7}$$

時間スケール $T(\tau)$ も同様に求められる。自己相 関係数から求めた積分スケールは、平均的な渦が観 測点を通過する時間を示す。または、自分自身の渦 で高い相関をもつ長さと考えることもでき,渦の時 間的な広がりを示す。一方,空間相関係数から求め た積分スケールは,平均的な乱渦の大きさを示す。 これは,同じ速度の空気の固まりのイメージとして 考えることができる。乱れの積分スケールは,相関 係数の実測値をもとにして,最小二乗法を用いて指 数関数近似することにより求めた。

4.2 自己相関

強風西風における自己相関を調べた。自己相関は 0.25秒ごとの風速記録を用いて計算した。9点の風速 計の記録から求めた自己相関係数の平均とその標準 偏差を求めたものがFig.6である。時間遅れが大きく なるほど相関係数は小さくなり,各観測点の相関係 数にはばらつきがあるが,時間遅れが60秒で相関係 数の値は0になる。時間遅れが5秒以上になると0.07 程度の標準偏差を示す。

また,この測定結果から乱れの積分スケールを求めると,13.5秒となる。

4.3 空間相関

ここでは、測線上の各観測点の5秒平均した風速変 動の値から、主風速 u の空間相関係数を求めた。こ の場合、同じ水平距離に対していくつもの観測点の 組み合わせが可能であるが、ここではそのすべての 組み合わせについて求める。強風西風の場合につい て平均を行い、距離ごとの平均値とその標準偏差を Fig.7に示す。風向が西風の場合を考えているので、 測定線に直角、つまり風向横方向の相関係数を求め ることになる。Fig.7から明らかなように、相関係数 は距離とともに減少していく。200 mほどの距離まで 急激に相関係数の値は小さくなり、それ以上では距 離による変化はあまり見られない。また、個々のば らつきが大きく、エラーバーで示した標準偏差は水 平距離が100 m以上では0.18~0.20となっている。

次に、風速変動の関連性の大きさを量的に示す尺 度として乱れの積分スケールを求める。強風西風に おける積分スケールを求めると82.0 mとなる。この 結果は、Hayashi (1990) が三杯型風速計を用いて、 評価時間1.5秒として求めた結果である25 mよりも 大きな値となっている。Hayashi (1990) の研究によ れば、評価時間を大きくすると積分スケールも大き くなる結果を示している。評価時間が10秒であれば 約35 m、30秒であれば約50 m、60秒であれば約70 m という結果を出している。評価時間を大きくすれば、 より大きな渦を評価していることになるので、渦の 積分スケールも大きくなると考えられる。

北風,つまり風向方向の空間相関も求めることが できるが,観測期間中に測定線方向に強風が吹く状 況というのは、エラーデータの影響もあってサンプ ル数が少ない。そのため本研究では得られていない が、Shiotani (1976)は、風向横方向と風向方向の空 間相関を求めている。地表面近くで観測した風速記 録から、風向方向の相関の方が、それと直角方向の 相関よりも大きい結果となっている。すなわち、流 れの方向に乱流渦が伸びていることを示している。 また、乱渦の空間的な広がりや形状について、2次元 的な相関係数の空間パターンを求めており、相関係 数の等値線は風向方向に細長い楕円となる結果を示 している。

風向方向の相関係数は、定常な乱れの場の統計的 特性が下流方向に急激な変化はせず、渦がそのまま 一定速度 u で下流に移流されるというTaylorの凍 結乱流の仮説を用いることによって、一地点におい ても求めることができる。自己相関係数から求めた 乱れの積分スケールに、平均風速を掛けて風向方向 のスケールを近似する。自己相関係数から求めた積 分スケールは13.5秒である。これに、風速計No.1~





Fig.6 Averaged auto correlation coefficient with standard deviation values.

Fig.7 Averaged space correlation coefficient with standard deviation on 9 observation points.

No.12における西風強風時の平均風速10.5 m/sを掛け ると、風向方向の積分スケールは142.3 mとなる。ま た、風向直角方向の積分スケールは、前節より82.0 m である。風向方向を x、風向横方向を y とすると、 スケールは、 $x:y = 142.3:82.0 \Rightarrow 5:3$ となる。 相関係数の分布の形状は、風向方向に伸びた楕円に 近い形をしていることが報告されており(Shiotani、 1976)、本研究の日本海側における強風時の乱渦の 構造は、縦横比が 5:3 の楕円を示す。

Hayashi (1991) は2次元的に配置した風速計の記 録から, x:y = 75 m : 25 m = 3:1という結果を 得ており,空間相関係数の水平分布が楕円になるよ うな表現式を導いている。また, Naito et al. (1974) は海面近くの風速変動を観測し,渦の三次元構造を 求めている。乱渦のスケールは, x:y:z = 201 m:48 m: 37 m = 11:3:2 という結果を得ている。

5. 突風の構造と運動量輸送過程

時々刻々と変化する風速の中には,突風のような 間欠的に風速が増加する時がある。ここでは,非定 常な現象を,風の乱れの組織的な構造を持つ微細構 を調べた。

また,突風などの現象が間欠的に発生する時には, 運動量の輸送は大きな輸送となっている(Hayashi, 1992)。運動量の時系列で見ると,スパイク上の変 動として見ることができる。本研究では,風速が急 に増加する現象を時間断面図で示し,その構造につ いて述べる。次に,運動量輸送の間欠性について, 条件付採集法を用いて解析した結果を述べる。

5.1 突風の構造

突風の構造が空間的にどのくらい広がっているか を調べるために、時間断面図を作成した。ここで突 風とは、9点の風速の時系列から、急な風速の増加が 存在したものとし、これを目視で判断した。Fig.8は、 西風場の事例である。

風速 u について見てみと,風速の強い大きい領域 は,水平距離0~400 mと700~1200 mの範囲にあり, 風速が10 m/s以上の強くなる時間帯は2つの領域で 異なっている。前者(距離0~400 m)は150秒から風 速が15 m/s以上となり,200秒まで続いている。15 m/s 以上の強風の継続時間は50秒である。風速10 m/s以 上の領域はそれより後の500秒まで続いているが,そ の幅は徐々に小さくなっている。最初風速が5 m/sで あったものが,150秒の間に10 m/s以上の風速になっ ている。この一連の風速の変化を見てみると,風速 の立ち上がりは急であるが,その後は徐々に減少し ていっている。これは,Hayashi(1992)が行った



Fig.8 Time section of *u*, *v*, *w*.

突風前線の観測と似た様子を示している。一方,後 者(距離700~1200 m)に関しては120秒から風速が 10 m/s以上となり,その領域は250秒まで続いている。 風速10 m/s以上の強風の継続時間は130秒となって いる。この領域では風速13 m/s程度の風がほぼ同じ 風速で130秒間吹いている。特に風速計No.4, No.6 において風速の立ち上がりが特に大きく,前者より も急である。前者と後者の突風は異なる形状をして いたものと思われる。

5.2 運動量の輸送過程の分類

条件付採集法とは,注目しているある顕著な現象 が間欠的に発生するときに,一連の変動の記録から その現象のみを取り出すための方法である。この方 法をHayashi (1992) は運動量の輸送過程に応用して, 地表面近くの運動量の下向き輸送は,次に示すsweep によるものが大きいことを観測で確かめた。本研究 ではこの運動量の輸送過程を,急に風速が増加する 突風現象の時について調べた。

運動量の輸送の形態を,4つの事象に分類し,その 各事象が担っている運動量の輸送量 u'w' を評価す る。瞬間瞬間の u'w' を,(u',w')平面において, u' と w'の符号によって次のように4つの事象分類 する。

i=1) u' > 0, w' > 0 : outward interaction i=2) u' < 0, w' > 0 : ejection i=3) u' < 0, w' < 0: inward interaction i=4) u' > 0, w' < 0: sweep

$$\left| u'w' \right| = H \left| \overline{u'w'} \right| \tag{8}$$

であるような曲線で区切られるような原点を中心と する領域をholeとする。バー(-)は時間平均を 表し,Hは定数でhole sizeという。この条件を加え て,瞬間瞬間のu'w'について区分けをして,発生 頻度と平均輸送量に対する寄与をHの関数として 求める。

風速計No.12における風速変動 u', v', w' および 運動量 u'v', u'w', v'w' の時系列をFig.9に示す。風 速変動 u' を見てみると, 120秒あたりから風速の急 速な増加が認められる。風速の立ち上がり前後にお いて,風速変動の差は12 m/sもあり,60秒間の間に 急速な変化となっている。風速変動の積である運動 量について見てみると,風速変動が最大になった領 域で,運動量の変化が大きいことがわかる。この時 に運動量が活発に輸送されていることを示している。 u'v' に関しては-15 (m/s)², u'w' に関しては-8 (m/s)² となっており,横方向の輸送が大きい。v'w' には顕著な輸送は見られない。特に, u'w' は風速 変動 u' のピークの時に大きな負の値を示しており, 運動量が下向きに輸送されている。

Fig.10は運動量 u'w' の輸送過程において, 瞬間瞬間の運動量輸送がどの事象によって発生しているか(指標関数)を示したものである。上から H = 0, H = 5, H = 10, H = 15 を表し, hole size別の数 字は各象限を表している(1:outward interaction, 2: ejection, 3: inward interaction, 4: sweep)。図から わかるようにhole sizeを大きくしていくと, どの事象 の発生頻度も少なくなる。しかし, H = 15において, 残っているものはsweepによるものが多い。また, そ の時間帯は風速変動 u' の最大値周辺である。つま り, 突風が吹いているような時には, 当然風速変動 が大きくなる。そして, その時には運動量輸送 u'w'も活発になると同時に, その寄与はsweepによるもの が大きい。このことは上層の速度の大きい領域が, 下層に向かって降りてくる現象を示している。

また,突風が通過した時,すなわち風速のピーク の前後にどれくらい運動量が輸送されているかを定 量的に調べる。9点におけるすべての風速計において, 運動量の鉛直輸送 u'w'を考える。Fig.11は9点にお ける各風速計の風速変動 u' がピークの時の運動量 u'w'の平均的なトレースを示す。すなわち,それぞ れの風速変動 u'のピークがちょうど原点になるようにして、その前後10秒についてのトレースを重ね合わせて平均したものである。運動量 u'w'の値は変動しているが、風速変動 u'のピークの時には、 平均的に運動量 u'w'は負である。u'の極大の前後 0.5秒ずつ計1秒間の u'w'の平均値は-2.53 (m/s)² である。この値は10分間の u'w'の平均値である-0.24 (m/s)² と比較すると10.59倍もある。ここで求めた風速変動のピークを中心とする1秒間は、時間の割 合としては、解析期間10分間のわずか0.17%にすぎない。しかし、この運動量の輸送に対する寄与は、 10分間の総輸送量の2.21%を占める。したがって、 突風時の運動量の鉛直輸送量を評価した結果、輸送が効率的に行われていることを示している。

6. おわりに

複数の超音波風速計を用いて風を観測し、強風の





性質および風速の急速な増加が認められる突風の微 細構造を調べた。

観測点の場が統計的に一様であっても、時々刻々 で見ると風の吹き方は場所によって異なる。複数の 風速計から細かな突風の構造を捉えることができた。 突風のような間欠的に発生する現象において、どの 方向に運動量の輸送が卓越しているか調べるため、 運動量を4つの輸送過程に分類した。その結果、風速 のピークの時、鉛直輸送(u'w')は大きな下向き 輸送となっていた。輸送過程は sweep による寄与が 大きく、上層の強風が下層に吹き降りてきたものと 考えられる。また、突風の通過時には、効率的に運 動量が輸送されていた。このことは突風のメカニズ ムに大きな役割を果たしていると思われる。



Fig.10 Time series of indicator function.



Fig.11 Averaged trace of u' and u'w' in the peak gust.

参考文献

- 岩谷祥美・塩谷正雄・黒羽圀夫 (1976): 大気乱流の 風向に沿った方向の空間的性質について,日本大 学生産工学部報告,9-2,121-126.
- 佐々浩司・谷脇和博・林泰一・川端康弘・鈴木博人・ 加藤亘・三須弥生 (2008):2007年12月2日の酒田市 突風災害発生時に観測されたガストフロント,第 20回風工学シンポジウム論文集,181-186.
- 塩谷正雄・岩谷祥美 (1970): 強風時における変動風 速の水平方向の相関,日本大学生産工学部報告, 3-1,117-129.
- 玉川一郎・今木和裕・光田寧 (1991):新しい乱流輸 送観測装置について,京都大学防災研究所年報, 34B-1,19-27.
- 塚本修 (1978): 強風時における風速変動の空間相 関について, 京都大学防災研究所年報, 21B-1, 427-436.
- 塚本修・文字信貴 (2001): 地表面フラックス測定法, 第3章, 乱流変動法による運動量・顕熱・潜熱(水 蒸気)のフラックス測定, 気象研究ノート, (199), 日本気象学会, 19-55.
- Hayashi, T. (1991) : The horizontal distribution of correlation coefficients in the atmospheric surface layer, Boundary-Layer Meteorology, 55, 125-140.
- Hayashi, T. (1992) : Gust and downward momentum transport in the atmospheric surface layer, Boundary-Layer Meteorology, 58, 33-49.
- Mitsuta, Y. (1962) : Gust factor and analysis time of gust,

Journal of the Meteorological Society of Japan, 40, 242-244.

- Mitsuta, Y. (1967) : Some results of direct measurement of momentum flux in the atmospheric boundary layer by sonic anemometer, Journal of the Meteorological Society of Japan, 46, 29-35.
- Mitsuta, Y. and Tsukamoto, O. (1989) : Studies on spatial structure of wind gust, Journal of Applied Meteorology, 28, 1155-1160.
- Naito, G. (1982) : Three-dimensional space structure of turbulent eddies in the atmospheric boundary layer above the ocean, Journal of the Meteorological Society of Japan, 60, 1299-1315.
- Naito, G. and Kondo, J. (1974) : Spatial structure of fluctuating components of the horizontal wind speed above the ocean, Journal of the Meteorological Society of Japan, 52, 391-399.
- Shiotani, M. and Iwatani, Y. (1971) : Correlations of wind velocities in relation to the gust loadings, Proceedings 3rd International Conference : Wind effects on buildings and structures, September, Tokyo, 1970, 57-67.
- Shiotani, M. and Iwatani, Y. (1976) : Horizontal space correlations of velocity fluctuations during strong wind, Journal of the Meteorological Society of Japan, 54, 59-67.
- Shiotani, M., Iwatani, Y. and Kuroha, K. (1978) : Magnitude and horizontal correlations of vertical velocities in high winds, Journal of the Meteorological Society of Japan, 56, 35-42.

Study of the Spatial Structure of High Winds and the Momentum Transport near the Surface

Yasuhiro KAWABATA*, Taiichi HAYASHI, Koji SASSA**, Kazuhiro TANIWAKI**, Hiroto SUZUKI***, Wataru KATO*** and Yayoi MISU***

* Kochi Local Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency
 ** Faculty of Science, Kochi University
 *** East Japan Railway Company

Synopsis

The spatial structures of the high winds were investigated based on the results of the intensive observation near the ground. Several sonic anemometers were installed in the horizontal line. Spatial correlation was evaluated up to 200 m along wind lateral direction and the shape of the turbulent eddy was similar to the ellipse with the ratio of streamwise and lateral scale of 5 to 3. The gust showed the sudden increase of wind speed and the downward transport of the vertical momentum was detected simultaneously in short duration.

Keywords: high wind, gust, spatial structure, correlation, momentum transport, sonic anemometer

Weakness of the Air-Sea Thermal Coupling during Indian Ocean Dipole Mode in the 1990s

Masanori KONDA*, Hiroyuki KOBAYASHI*, Takashi MOCHIZUKI**, Takuya HASEGAWA** and Shigeatsu SERIZAWA

* Graduate School of Science, Kyoto University ** Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

Synopsis

We analyze the temporal and spatial variation of the thermal structure of the eastern tropical Indian Ocean associated with Indian Ocean Dipole Mode (IOD), mainly using the water temperature of 10 years (1990-1999) of the World Ocean Circulation Experiment (WOCE) repeat IX1 expendable bathythermograph (XBT) section between Java and Western Australia together with the product of the air-sea coupled four-dimensional variational analysis (4D-VAR) system. The temperature anomaly of the XBT section reveals that the subsurface ocean temperature changes earlier than the surface before the surface IOD pattern starts to grow up. From May to August, a marked subsurface temperature anomaly is also found as well as the sea surface temperature (SST) that is formed primarily by the anomalous coastal upwelling along the south Java coast. Heat budget analysis along IX1 shows that the surface heat flux does not work to enhance the mixed layer temperature anomaly in the eastern pole region.

Keywords: Indian Ocean Dipole Mode, Air-sea interaction, 4D-VAR, XBT

1. Introduction

It is known that the Indian Ocean sea surface temperature (SST) anomaly shows the zonal dipole pattern in fall (Hastenrath et al. 1993; Harrison and Larkin 1998; Saji et al. 1999; Webster et al. 1999). The development of this phenomenon, which is called Indian Ocean Dipole mode (IOD), has the deeply fixed on the calendar month; i.e., .the SST anomaly in the equatorial eastern Indian Ocean (EEIO) in May is enlarged both in magnitude and space until September. (Saji et al. 1999; Annamalai et al. 2003; Kajikawa et al. 2003) It tends to disappear by the reversal of the SST anomaly in the east by the end of the year. Saji et al. (1999) defined the Dipole Mode Index (DMI) as the difference between the SST anomalies in the east and the west portion of the equatorial Indian Ocean for the proxy of IOD.

It has been considered that the seasonal development of IOD is strongly influenced by the change of the atmospheric circulation (Li et al. 2002; Hendon 2003; Shinoda et al. 2004; Lau and Nath 2004, Nagura and Konda 2007). The correlation between the change of the SST anomaly in the EEIO and the wind anomaly shows the good correspondence suggesting the strong air-sea coupling processes. On the other hand, some studies suggest the important role of oceanic processes such as the wave propagation or the coastal upwelling (Vinayachandran et al. 2002; McClean et al. 2005; Sakova et al. 2006). These studies seem to indicate the sea surface and the oceanic process work on the generation of IOD through the



Fig. 1: The east and the west poles for the DMI in the equatorial Indian Ocean (squares). The IX1 repeat XBT section is indicated by the solid line between Java island and the southwest coast of Australia. The northernmost point of the IX1 (106E, 8S) used for the point analysis is also shown by the red circle (N1).

anomalous wind speed in the EEIO in May.

However, the relative importance of individual processes is not evaluated well. Previous studies tends to compare the physical parameters with the DMI by the spatial averaging in the eastern or the western pole region defined by Saji et al.(1999). They assume that the physical process causes the change of the SST anomaly dominates everywhere in the each pole. It is needed to evaluate temporal and spatial changes of the SST anomalies in the DMI region in detail in order to know which physical process dominates the ocean temperature anomaly in each pole.

For this analysis, the difficulty lies on the lack of oceanic information such as the mixed layer depth. The temperature profile in the EEIO in the air-sea coupled model might give us the information about the oceanic temperature profile affected by the strong air-sea interaction. Shinoda et al. (2004) analyzed an air-sea coupled model forced by the El Niño SST anomaly in the tropical Pacific. However, the amplitude of the SST anomaly is much smaller than the observation. It might be because of the limitation of the one dimensional ocean model as it can not reproduce the effect of the oceanic wave nor the coastal upwelling at al.

Recently, a coupled data assimilation technique is developed by Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC) K7 project (Sugiura et al. 2008; Mochizuki et al. 2009). It is a kind of comprehensive data set, which can reproduce the physically consistent oceanic and atmospheric data set, reflecting the coupling process. In addition, the observation can give us a truth data even if it does not sufficient in time and space. A ten years expendable bathythermograph (XBT) observation during 1990s contains two typical IOD events and can provide us the information of the oceanic temperature profile almost every month (Meyers 1996; Feng and Meyers 2003; Sakova et al. 2006).

In this paper, we will evaluate the relative importance of the processes concerning the generation and the development of IOD, by considering results of observational and assimilated data sets together. We will suggest that the coastal upwelling mainly controls the occurrence of IOD and that the contribution of the air-sea coupling process is much weaker than we believed.

2. Data

We use the observation of the ocean temperature of 10 years (1990-1999) of the World Ocean Circulation Experiment (WOCE) repeat IX1 (XBT) section between Java and Western Australia (Fig. 1). The cruises of the section are almost one or two times a month. As the frequency and the spatial gap of every XBT deployments of the individual cruise are irregular, we make the monthly data with 1-degree resolution by a simple boxcar average. The sampling frequency of the XBT data is tabulated in Table 1. In addition, .we will use the monthly surface heat flux data of the NCEP-NCAR reanalysis data set (Kalnay et al. 1996) for the one dimensional heat budget analysis using the XBT

Table 1: IX1 line sampling frequency from 1990 to 1999.

year	90	- 91	92	93	94	95	96	97	98	99	total
jan	2	2	3	2	2	2	2	2	1	2	20
feb	2	2	2	2	4	2	2	2	1	3	22
mar	2	4	1	3	3	2	1	3	0	3	22
apr	2	3	2	2	2	4	2	2	2	3	24
may	3	2	2	3	3	3	2	1	2	2	23
jun	2	2	3	2	1	2	4	2	3	2	23
jul	3	2	2	2	3	2	2	3	0	1	20
aug	2	2	2	2	1	2	0	2	0	1	14
sep	2	3	2	2	1	2	1	2	2	2	19
oct	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1	18
nov	2	2	2	2	2	3	2	2	2	2	21
dec	2	2	2	2	2	2	2	3	2	2	21
total	26	28	25	26	26	28	22	26	16	24	247

profile.

Fig. 2 shows the temperature anomaly and the climatological mean cross section along the IX1 in positive and negative dipole years. It shows that the maximum temperature anomalies appear in the subsurface at the depth about 100m during dipole mode episode. The temperature cross section indicates at the northernmost area shows that the temperature anomaly associated with dipole events can be correlated with the change of the depth of the 20 °C isotherm.

We define the temporal anomaly of the physical parameters as the deviation from the mean annual cycle from 1990 to 1999. The eastern and the western pole region to compute the DMI is defined as boxes in the EEIO (90°E - 110°E, 0° -10°S) and the equatorial western Indian Ocean (50°E - 70°E, 10°N - 10°S) according to Saji et al.(1999) (Fig. 1). The DMI is defined as the difference between the SST anomalies averaged in the eastern pole and the western pole. IOD is considered to occur when the DMI from September to November exceeds the standard deviation of the mean annual cycle (0.39°C in this study). The positive IOD occurs in 1991, 1994 and 1997, whereas the negative IOD does in 1992, 1996 and 1998 according to the definition. We compute the composites of the positive and the negative IODs for the simplicity.

The oceanic and atmospheric data are obtained



by Coupled Four-Dimensional Variational analysis system (Coupled 4D-VAR) developed by JAMSTEC K7 project (Sugiura et al. 2008; Mochizuki et al. 2009). The data exists from January in 1990 to December 1999. The monthly average ocean temperature and the other oceanic and meteorological parameters such as the wind and the surface heat flux with one degree resolution are used for the analysis. The vertical resolution of the ocean temperature near the sea surface is almost 10m.

Fig. 3 shows composites of the temperature anomaly cross section of the 4D-VAR system. It is found that the temperature anomaly is well reproduced in the Coupled 4D-VAR system. For example, the temperature anomaly maximum below the sea surface in July and November is quite similar, although the amplitude is slightly weak possibly because of the large diffusivity in the system. We consider that the temperature data of the Coupled 4D-VAR system can be used for the analysis of the IOD development, judging from the agreement of the temperature profile of the Coupled 4D-VAR system with the XBT observation.

We will use the satellite-based SST data (Reynolds et al. 2007) for an independent analysis of the change of the SST anomaly in the EEIO.

3. Heat budget analysis based on the XBT observation

Fig. 2: The composites of the temperature anomaly cross section (color) along the IX1 in a) January-February, b) July-August and c) November-December in the positive dipole years. The vertical axis shows the depth from the sea surface to 200m. The horizontal axis shows the latitude from 7°S to 20°S from the left to the right. The blue (red) color indicates the negative (positive) value with every 0.5°C intervals. The climatological mean temperature is superimposed by the contour. The interval of the climatological temperature is 2 °C with the thick line at 20 °C isotherm. The composites in the negative IOD years are shown in panels d), e) and f).



Fig. 3: Same as Fig. 2 a) to c) except for the temperature data derived from the 4D-VAR system instead of the observation.

We will investigate the one dimensional heat budget in the eastern pole of IOD as the early stage of the development of IOD almost depends on the SST anomaly in the eastern pole (Nagura and Konda 2007). The relationship between the ocean temperature profile and the surface heat flux at the northernmost point of the IX1 (106°E, 8°S) near the south coast of Java (N1) is analyzed using the XBT data and the NCEP-NCAR reanalysis data set. This point is selected because the composite of the temperature cross section along IX1 shows that the temperature anomaly is the maximum in the south coast of Java (Fig. 2). Fig.2 also shows that the temperature anomaly in positive and negative IOD years is the largest near the thermocline about 100m below the sea surface.

One dimensional heat budget at N1 is diagnosed using the XBT temperature profile and the surface heat flux of the NCAR reanalysis data. The change of the heat storage in the mixed layer is computed by Formula (1),

$$\frac{1}{\rho C_{p}} (Q_{flux} + Q_{ent} + Q_{adv})$$

$$= \frac{\partial}{\partial t} (T_{mld} H) , (1)$$

$$= \frac{\partial T_{mld}}{\partial t} H + T_{mld} \frac{\partial H}{\partial t}$$

where

$$\frac{\partial T_{mld}}{\partial t} = \frac{1}{\rho CH} \left(Q_{flux} + Q_{ent} + Q_{adv} \right) - \frac{T_{mld}}{H} \frac{\partial H}{\partial t}$$
(2).

The heat flux at the sea surface and the bottom of the mixed layer is indicated by Q_{flux} and Q_{ent} respectively.

The horizontal heat flux caused by the advection is shown by Q_{adv} . T_{mld} shows the temperature averaged in the mixed layer, and H the mixed layer depth. The density of the sea water (ρ) is assumed to be $1.0 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, and the specific heat Cp to be $4.2 \times 10^3 \text{ J} \cdot (\text{K} \cdot \text{kg})^{-1}$. Dividing the first term in Formula (2) into the mean annual cycle and the anomaly becomes

$$\frac{1}{\rho C} (\overline{Q_{flux}} + Q_{flux}' + \overline{Q_{ent}} + Q_{ent}' + \overline{Q_{adv}} + Q_{adv}')$$

$$= \frac{\partial (\overline{T_{mld}} + T_{mld}')}{\partial t} (\overline{H} + H') + (\overline{T_{mld}} + T_{mld}') \frac{\partial (\overline{H} + H')}{\partial t}, (3)$$

$$\approx \frac{\partial \overline{T_{mld}}}{\partial t} \overline{H} + \frac{\partial \overline{T_{mld}}}{\partial t} H + \frac{\partial T_{mld}'}{\partial t} \overline{H}$$

$$+ \overline{T_{mld}} \frac{\partial \overline{H}}{\partial t} + \overline{T_{mld}} \frac{\partial H}{\partial t} + T_{mld}' \frac{\partial \overline{H}}{\partial t}$$

where

$$\frac{\partial \overline{T_{mld}}}{\partial t} = \frac{1}{\rho C_p \overline{H}} (\underbrace{\overline{Q_{flux}}}_{A4} + \underbrace{\overline{Q_{ent}}}_{B4} + \underbrace{\overline{Q_{adv}}}_{C4}) - \underbrace{\frac{\overline{T_{mld}}}{\overline{H}}}_{D4} \frac{\partial \overline{H}}{\partial t} (4)$$

and



Fig. 4: The term balance of eq.(4) explaining the climatology of the change of the mixed layer temperature anomaly at N1 (thick solid line). The terms A4 (solid line), D4 (gray line), and the sum of B4 and C4 (broken line) in eq.(4) are also shown. The time change is computed from the central differences between three consecutive values.

$$\frac{\partial T_{mld}'}{\partial t} \approx \frac{1}{\rho C_p \overline{H}} (\underbrace{\mathcal{Q}_{flux}'}_{A5} + \underbrace{\mathcal{Q}_{ent}'}_{B5} + \underbrace{\mathcal{Q}_{adv}'}_{C5}) \\ -\underbrace{\frac{H'}{\overline{H}} \frac{\partial \overline{T_{mld}}}{\partial t}}_{D5} \underbrace{\frac{\overline{T_{mld}}}{\overline{H}} \frac{\partial H'}{\partial t}}_{E5} - \underbrace{\frac{T_{mld}'}{\overline{H}} \frac{\partial \overline{H}}{\partial t}}_{F5} (5).$$

The mean annual cycle is shown by the line over the variables and the anomaly is by dashes. The sum of terms A4(5), B4(5) and C4(5) in Formula 4(5) indicates the anomalous net heat transfer into the ocean mixed layer. D4 indicates the contribution of the seasonal change of the mixed layer depth to the annual change of the mixed layer temperature. D5 indicates the anomalous change of the heat storage due to the anomaly of the mixed layer depth. The sum of E5 and F5 shows the contribution of the change rate of the mixed layer depth.

Fig. 4 shows contributions of the individual terms in Formula (4) to the climatologically annual cycle of the mixed layer temperature. The sum of B4 and C4, the contribution of the entrainment and the advection, is obtained as the residual of the other terms in Formula (4). Fig. 4 clearly shows the climatology of the time change of the mixed layer temperature is almost attributable to the heat input at the sea surface. On the other hand, the effect of the change of the mixed layer depth, and therefore



Fig. 5: The term balance of eq.(5) explaining the time change of the mixed layer temperature anomaly (thick solid line) in a) the positive and b) the negative IOD years. The terms A5 (solid line), D5 (dotted line), and the sum of B5, C5, E5 and F5 (broken line) in eq.(5) are also shown. The time change is computed from the central differences between three consecutive values.

the heat content (D4) and the sum of the advection and the entrainment (B4+C4) are in balance after June. Before May, the contribution of the entrainment and the advection has an effect to weaken the thermal forcing at the sea surface.

In contrast, the time change of the mixed layer temperature anomaly in IOD years is mainly dominated by the oceanic process while IOD is developing. Fig. 5 shows the composite of the anomalous heat budget at the N1 according to Formula (5). The solid line and the broken line are almost balanced from May to July in the positive IOD year, indicating the ocean mixed layer is anomalously cooled by the oceanic processes such as the advection, and the entrainment caused by the seasonal and the anomalous changes of the mixed layer depth. Surprisingly, the contribution of the surface heat input is not only small but also in opposite sign in June and July. After August, the disappearance of the positive IOD might be significantly affected by the surface warming.



Fig. 6: The SST anomaly composite in (Top) June, (Middle) July and (Bottom) August in the positive IOD years derived from the Reynolds SST. The blue (red) color shows the negative anomaly.

The heat budget analysis at N1 (the south coast of Java) shows that the surface heat flux has the negative effect on the development of the IOD pattern during spring and summer. Considering that the maximum temperature anomaly is seen at the depth of the thermocline (Fig. 2), the heat budget analysis strongly suggests the dominant effect of the coastal upwelling in the early stage of the development of IOD in the coastal portion in the eastern pole region.

Weather the SST anomaly at N1 can be a representative of the eastern part of the DMI is investigated by the relationship between the SST anomaly at N1 and those in the other portions in the eastern pole. Fig. 6 shows the satellite-based SST anomaly in the EEIO in the positive dipole years. The evolution of the spatial distribution of the SST anomaly shows that the SST anomaly at first appears along the coast of Java and expands to the offshore region. The maximum value is found along the coast of Java. The spatial pattern indicates that the SST anomaly caused by the coastal upwelling is transferred to the offshore region. Possibly, the SST anomaly along the south coast of Java dominates



Fig. 7: (Top) The vertical velocity anomaly (color) and the horizontal velocity field (arrows) in May in the IOD years of 4D-VAR. The difference between the positive and the negative dipole years is drawn. Contour interval is 5.0×10^{-4} m s⁻¹. (Bottom) The wind speed anomaly (color) and the wind vector (arrows) in May derived by NCEP/NCAR reanalysis. Red (blue) color indicates the positive (negative) anomaly. The contour interval is 0.5 m s⁻¹.

that in the whole region of the eastern pole.

4. Analysis using coupled 4D-VAR data

As we showed that the SST anomaly in the eastern pole region during the development of IOD has the quite close relationship not with the surface heat flux but with the coastal upwelling, we analyze the oceanic temperature data obtained by the Coupled 4D-VAR system. Fig. 7 (top) shows the upward velocity anomaly in May averaged in the upper 50m in the EEIO. The difference between the positive and the negative IOD is displayed for the purpose of the exaggeration of the spatial pattern. We can see the strong upwelling along the coast of Java. It is found that the upwelling is associated with the alongshore wind anomaly as shown in Fig.7 (bottom). A Hovmöller analysis of the temperature anomaly shows the westward propagation of the temperature anomaly along the coast of Java is seen in both the SST and the upper



Fig. 8: A Hovmöller diagram of the temperature anomaly averaged in the upper 100m along 8°S from 1991 to 1999.

100m temperature average in the phase speed corresponding to the typical first baroclinic Rossby wave (Fig. 8).

5. Discussion

Results in preceding sections should indicate the SST anomaly in the eastern pole region for the DMI is attributable to the coastal upwelling and its westward propagation due to the planetary wave. The difference between the result in this study and those in the previous studies should be discussed



Fig. 9: (Top) Positive dipole composite of the net surface heat flux and (Bottom) the time change of the SST anomaly in May. The dashed circle indicates the region, where the surface is cooled but the SST does not change significantly.

here. The previous studies, which mentioned the importance of the air-sea thermal coupling, are based on the correlation analysis between the spatial average of the DMI, the SST or the wind in the DMI areas regardless of the variability in the east pole area.

However, as we mentioned previously, there is a difference of the dominant process to change the SST anomaly between the coastal and offshore regions. In the same way, there is a possibility that strength of the air-sea coupling can change according to the relationship between the SST and the surface heat flux in the coastal and offshore regions.

Panels in Fig. 9 show the positive dipole composite of the net surface heat flux derived by NCEP-NCAR reanalysis and the time change of the SST in July. It is evident that the surface heat flux anomaly is warming the sea surface, while the SST is cooled along the coast of Java. In contrast, the surface heat flux cools the sea surface, while the SST is not changing in the month. Taking into account of the southeasterly anomaly in spring in the positive IOD years, the evaporative cooling is enhanced in the offshore region because of the increase of the wind speed without the small SST anomaly, while it is depressed because of the negative SST anomaly making the air-sea temperature difference small in the south Java coast. There is a reversal of the air-sea interaction between the coastal and the offshore regions.

Fig. 10 shows the composite of the net surface



Fig. 10: The annual changes of the net surface heat fluxes of the positive IOD composite. The blue line represents the average in the whole eastern pole region. The red line shows the net heat flux at the nearest point to the south Java coast.

heat flux at the N1 and that averaged in the whole eastern pole region. The variation of the surface flux is almost attributable to that of the latent heat flux in Fig. 10. Although the surface heat flux is positive while the SST anomaly along the south coast of Java is decreasing, the spatial average in the eastern pole region virtually generate the negative heat flux at the sea surface because of the negative heat flux in the offshore region (Fig. 9). As a consequent, there is no place where the sea and the atmosphere are thermally coupled, in the DMI east pole region. Averaging the physical parameters in the DMI regions might be misleading in this case.

6. Summary

We analyzed the temporal and spatial variation of the thermal structure of the EEIO associated with IOD, mainly using the water temperature of 10 years (1990-1999) of the WOCE repeat IX1 XBT section between Java and Western Australia together with the product of the air-sea coupled 4D-VAR system. The temperature anomaly of the XBT section reveals that the change in the subsurface ocean temperature occurs earlier than that at the surface associated with IOD. From May to August, a marked subsurface temperature anomaly is also found as well as the SST associated with the wind anomaly along the Java coast. Heat budget analysis along IX1 shows that the surface heat flux does not dominate the mixed layer temperature anomaly near the south Java coast, but the change of the coastal upwelling mainly controls it.

Coupled 4D-VAR reproduces the anomalous upwelling velocity and the upward shift of the thermocline depth, associated with the southeasterly wind anomaly. Both surface and subsurface temperature anomalies in the eastern pole region seem to be transferred from the south Java coast nearly at the speed of the first baroclinic Rossby wave until the mature phase of IOD.

These results suggest that the change of the upwelling along the south Java coast is probably the most important sources of the surface IOD variability.

According to a regional analysis of the surface

heat flux anomaly, the relationship between the SST anomaly and the surface heat flux anomaly is reversed mainly because the anomalous decreasing of the SST due to the oceanic process affects the evaporation (latent heat flux) anomaly in the coastal area more strongly than the strengthen of the wind speed. Consequently, contribution of the surface heat flux to the change of the ocean temperature, and therefore the effect of the thermal coupling, is weak everywhere in the eastern pole region throughout the development of IOD. Apparently close relationship between the SST and the surface heat flux in the eastern pole region in previous works might be attributed to the overall spatial averaging of individual parameters in the eastern pole region.

The atmospheric response to the oceanic processes proposed in this study is addressed in the next study. Recently, Hasegawa et al.(2009) suggests that the local convective adjustment of the atmosphere is generated in response to the ocean surface cooling due to the coastal upwelling along the New Guinea coast before the onset of El Niño. The local atmospheric adjustment to the oceanic thermal forcing can be seen in the Indian Ocean with a high sea surface temperature. The atmospheric response to the westward transfer of the heat content anomaly associated with DMI (Fig. 8) might generate the atmospheric convective adjustment in a similar manner.

Furthermore, Yuan and Liu (2009) reported that the equatorial wave propagation is related to the termination of IOD. The contribution of the remote effect through the oceanic planetary wave is another important problem.

Acknowledgments

WOCE IX1 XBT temperature data set, maintained by Bureau of Meteorology, Australia was obtained from Joint Australian Facility for Ocean Observing Systems (JAFOOS). The data used in this study have been obtained from the Data Server of "Kyousei" category #7 (k7) of "RR2002: Project for Sustainable Coexistence of Human, Nature, and the Earth" sponsored by MEXT. This study is supported by the Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology, Grants-in-Aid for Scientific Research (C), 19540459, 2007-2009.

References

- Annamalai, H., R. Murtugudde, J. Potemra, S.P. Xie, P. Liu and B. Wang, (2003): Coupled dynamics over the Indian Ocean: spring initiation of the Zonal Mode, Deep-Sea Res. II, Vol. 50, pp. 2305-2330.
- Feng, M., and G. Meyers, (2003): Interannual variability in the tropical Indian Ocean: a two-year time-scale of Indian Ocean Dipole. Deep-Sea Res. II, Vol. 50, pp. 2263-2284.
- Harrison, D.E., and N. K. Larkin, (1998): El Niño-Southern Oscillation Sea Surface Temperature and Wind Anomalies, 1946-1993, Rev. Geophys., Vol. 36, No. 3, pp. 353-399.
- Hasegawa, T., K. Ando, K. Mizuno and R. Lukas, (2009): Coastal Upwelling along the North Coast of Papua New Guinea and SST Cooling over the Pacific Warm Pool -Case Study for 2002/03 El Nino Event-. J. Oceanogr., (submitted)
- Hastenrath, S., A. Nicklis and L. Greischar, (1993):
 Atmospheric-Hydrospheric Mechanism of Climate Anomalies in the Western Equatorial Indian Ocean, J. Geophys. Res., Vol. 98, pp. 20,219-20,235.
- Hendon, H.H., (2003): Indonesian Rainfall Variability: Impacts of ENSO and Local Air-Sea Interaction, J. Climate, Vol. 16, pp. 1775--1790
- Kajikawa, Y., T. Yasunari and R. Kawamura, (2003): The Role of the Local Hadley Circulation over the Western Pacific on the Zonally Asymmetric Anomalies over the Indian Ocean, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 81, pp. 259-276.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woolen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph, (1996): The NCEP / NCAR 40-Year Reanalysis Project, Bull. Amer. Meteor. Soc., Vol. 77, pp. 437–471
- Lau, N.-C., and M.J. Nath, (2004): Coupled GCM Simulation of Atmosphere--Ocean Variability Associated with Zonally Asymmetric SST

Changes in the Tropical Indian Ocean, J. Climate, Vol. 17, No.2, pp. 245-265.

- Li, T., Y. Zhang, E. Lu, and D. Wang, (2002): Relative role of dynamic and thermodynamic processes in the development of the Indian Ocean dipole: An OGCM diagnosis, Geophys. Res. Lett., Vol. 29, 2110, doi:10.1029/2002GL015789
- McClean, J. L., D. P. Ivanova, and J. Sprintall, (2005): Remote origins of interannual variability in the Indonesian Throughflow region from data and a global Parallel Ocean Program simulation, J. Geophys. Res., Vol. 110, C10013, doi:10.1029/2004JC002477.
- Meyers, G., (1996): Variation of the Indonesian throughflow and the El Nino–Southern Oscillation. J. Geophys. Res., Vol. 101, 12,255 -12,263.
- Mochizuki T., T. Awaji and N. Sugiura, (2009): Possible oceanic feedback in the extratropics in relation to the North Atlantic SST tripole. Geophys. Res. Lett., Vol. 36, L05710
- Nagura, M., and M. Konda, (2007): The Seasonal Development of an SST Anomaly in the Indian Ocean and Its Relationship to ENSO. J. Climate, Vol. 20, pp. 38–52.
- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, and M. G. Schlax, (2007): Daily high-resolution blended analyses for sea surface temperature. J. Climate, Vol. 20, pp. 5473-5496.
- Sakova, I. V., G. Meyers and R. Coleman, (2006): Interannual variability in the Indian Ocean using altimeter and IX1-expensible bathy thermograph (XBT) data: Does the 18-month signal exist?, Geophys. Res. Lett., Vol. 33, L20603, doi:10.1029/2006GL027117.
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, and T. Yamagata, (1999): A dipole mode in the tropical Indian Ocean, Nature, Vol. 401, No.6751, pp. 360-363.
- Shinoda, T., M. A. Alexander, and H. H. Hendon, (2004): Remote response of the Indian Ocean to interannual SST variations in the tropical Pacific.
 J. Climate, Vol. 17, pp. 362–372.
- Sugiura N, T. Awaji, S. Masuda, T. Mochizuki, T. Toyoda, T. Miyama, H. Igarashi and Y. Ishikawa, (2008): Development of a four-dimensional

variational coupled data assimilation system for enhanced analysis and prediction of seasonal to interannual climate variations. J. Geophys. Res., Vol. 113, C10017, doi:10.1029/2008JC004741.

- Vinayachandran, P. N., Iizuka, S., Yamagata, T., (2002): Indian Ocean dipole mode events in an Ocean General Circulation Model. Deep Sea Res. II, Vol. 49, pp. 1,573–1,596.
- Webster, P. J., A. W. Moore, J. P. Loschnigg and R.R. Leben, (1999): Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian ocean during 1997-98, Nature, Vol. 401, pp. 356-360.
- Yuan, D. and H. Liu, (2009): Long wave dynamics of sea level variations during Indian Ocean Dipole events. J. Phys. Oceanogr., Vol. 39, doi: 10.1175 /2008JPO3900.1.

1990年代のインド洋ダイポールモードにおける大気海洋間相互作用の果たす役割の弱さについて

根田昌典*・小林弘幸*・望月崇**・長谷川拓也**・芹澤重厚

*京都大学大学院理学研究科 **海洋研究開発機構

要 旨

観測データと4次元結合同化システムの結果を用いて、インド洋ダイポールモード(IDD)発生時の東極の水温構造の変 化を調べた。熱収支解析の結果、インドネシア沿岸域の水温偏差が湧昇の影響で変動している可能性が強まった。正の ダイポール年において海上風偏差は全域で正偏差であったにも関わらず、沿岸域の海面熱フラックスが水温偏差を解消 する方向に働いていた。これは沿岸湧昇による水温変動が潜熱フラックスに支配的に働いたためと考えられ、ダイポー ルモード発生時の実際の水温変動過程は領域平均の解析から得られた描像とは異なっている。IDDの発生機構については、 沿岸湧昇に加えて潜熱フラックスによって生じる海面水温偏差の重要性が特に指摘されてきたが、このような大気海洋 が非断熱的に結合した正のフィードバック過程の働きは、従来考えられていたよりも弱い可能性が出てきたといえる。

キーワード: ダイポールモード, 大気海洋相互作用, 4次元同化システム, XBT

大変形する弾性体を含む3次元流れ場の数値計算法

黒田望*・牛島省**

* 京都大学工学研究科 社会基盤工学専攻 ** 京都大学学術情報メディアセンター

要旨

本研究では,3次元流体中に存在する,線形弾性体の大変形問題を扱う数値解析手法を 検討した。従来の微小変形問題を扱う固体モデルから,速度形の構成式により物体内力を 計算する固体モデルに変更し,これを多相場の解法 MICS に導入した。改良された計算 手法の適用性を確認するために,3次元流中の線形弾性体の形状復元性について検証を行 う。さらに,3次元キャビティ流れの中に設置された樹木形状弾性体や弾性円柱群に適用 し,線形弾性体として扱える植生や樹木の群落に対する計算法の応用が可能であることを 示す。

キーワード: 流体・固体連成, 弾性体, 有限変形, FEM, MICS, 柔軟植生

1. **はじめに**

本研究では、3次元流体中に存在する、線形弾性体の 大変形問題を扱う数値解析手法について検討を行った。 具体的な問題としては、河道に自生した樹木や植生の 洪水流による変形に着目した。従来より、流れと植生 の連成計算は行われてきたが、植生を剛体として扱った 研究(清水ら、1992)や、片持ち梁としてモデル化した研 究(中川ら、1995)のように、植生の詳細な変形まで再現 していない。流れによって変形する植生のように流体と 固体が相互に関係する複雑な現象は、縮小模型実験や理 論解析による評価が難しい。このため、線形弾性体と流 体との連成作用を適切に評価できる計算手法を検討する。 本報では、線形弾性体のみを対象としているため、以降 では線形弾性体を単に弾性体と表記する。

今まで,著者らは有限要素法により弾性体の微小 変形を解析する固体モデルを3次元多相場の解法 MICS(牛島ら,2008)に導入し,流体と弾性体の連成問 題に適用した(黒田・牛島,2008)。本報では,流れ場に 存在する弾性体の有限変形問題を扱うことを目的として, 速度形の構成式を用いた応力増分型によって,物体内力 の計算を行う。

新たに導入した固体モデルの適用性を検討するために, 基礎的な連成問題を対象として弾性体の形状復元性に関 して検証を行った。次に,複雑な固体・流体連成問題と して,3次元キャビティ内に存在する樹木形状弾性体や 弾性円柱群に対する本手法の有効性を示す。

2. 数值解析手法

2.1 3次元自由水面流れの計算法

MICS の基礎方程式は以下の Euler 表記による質量保 存則,非圧縮条件,保存形表示された運動方程式の3式 である(牛島ら,2008)。

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho u_j) = 0 \tag{1}$$

$$\frac{\partial u_j}{\partial x_i} = 0 \tag{2}$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (u_i u_j) = f_i - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x_i} \left[\frac{\partial}{\partial x_j} (\mu u_i) + \frac{\partial}{\partial x_i} (\mu u_j) \right]$$
(3)

ここで, ρ , μ ,p は順に計算セル内の体積平均操作によっ て求められる密度,粘性率,圧力である.また, u_i はセル 内の質量平均により算出される x_i 方向の流速成分である. $t \ge x_i$ は時間と3次元直交座標系の座標成分で, f_i は外 力の加速度成分を表す。体積平均または質量平均は各流体 計算セルごとに定められるが,セル内に物体が占有する 体積を求める際には,四面体サブセル法(牛島ら,2008) を用いる.

計算手順は,コロケート格子を用いる非圧縮性流体計 算法と同様で,予測段階,圧力計算段階,修正段階の3つ の手順からなる MAC 系解法が用いられている.最初に, 四面体サブセル法により,計算セルに含まれる物体体積 を算出し,体積平均された物性値等を求める。予測段階で は,陰的解法である C-ISMAC法(牛島ら,2002)を使っ てセル中心で流速の推定値を求める。圧力計算段階では C-HSMAC法(牛島・奥山,2003)を利用して,BiCGSTAB 法により圧力変化量の連立1次方程式の数値解を求める. 自由水面形状は,式(1)を数値拡散を抑制する保存形ス キームで解いて求める。

2.2 FEM による物体変形の計算法

固体は四面体要素の集合として表現し,変形計算の精 度を高めるために2次要素モデルを用いる。仮想仕事の 原理より導き出される物体運動の基礎式は以下の通りで ある。

$$M\ddot{\boldsymbol{d}} + C\dot{\boldsymbol{d}} + \boldsymbol{F}_{int} = \boldsymbol{F}_{ext} \tag{4}$$

ここで,各節点の3次元変位を成分とするベクトルをd, 上付のドットは時間微分 (2つのドットは2階微分)を表 し,Mは質量マトリックス,Cは減衰マトリックス, F_{ext} は流体力などの外力ベクトルである。 F_{int} は次式で表さ れる四面体要素の内力ベクトル F_{int}^{e} を重ね合わせて求 める。

$$\boldsymbol{F}_{int}^{e} = \int_{\Omega_{e}} \boldsymbol{B}^{T} \boldsymbol{\sigma} d\Omega \tag{5}$$

ここに, σ は応力ベクトル, B は形状関数で表現される ひずみ変位マトリックスである。積分領域 Ω_e は四面体 要素を表し,上記の積分は局所座標形に変換した後,積 分点数が4の数値積分により求める。質量マトリックス M と減衰マトリックス C は対角行列として表される集 中マトリックスとした。

本報で使用した客観性のある応力速度は、次に示す Cotter-Rivlin 速度 (Javier・Richard, 2008) である。

$$\dot{T}_{(c)} = \dot{T} + L^T \cdot T + T \cdot L \tag{6}$$

ここに,上式中の T, \dot{T} はテンソル形式の応力,応力速 度を表し,L は速度勾配テンソルである。添字の $_{(c)}$ は Cotter-Rivlin 速度を表す。有限変形問題に対応するため に、ベクトル表記した Cotter-Rivlin 応力速度 $\dot{\sigma}_{(c)}$ と速 度 \dot{d} を次のように関連づける。

$$\dot{\boldsymbol{\sigma}}_{(c)} = D\dot{\boldsymbol{\varepsilon}} = DB\dot{\boldsymbol{d}} \tag{7}$$

ここに, ε はひずみベクトルを表す。D は材料特性を示 す応力ひずみマトリックスであるが、ここでは均質等方な 線形弾性体を扱うので,ヤング率とポアソン比の二つの 材料定数によって構成される。式(6)の応力速度 \dot{T} をベ クトル表記した $\dot{\sigma}$ と現ステップの応力 σ^n を用いて,次 ステップの応力 σ^{n+1} は次式で表される。

$$\boldsymbol{\sigma}^{n+1} = \boldsymbol{\sigma}^n + \dot{\boldsymbol{\sigma}} \Delta t \tag{8}$$

物体運動の計算概要は Fig. 1 に示す通りであ る (Okazawa et al., 2007)。本報では,物体の幾何学的 非線形性を考慮できるように,ひずみ変位マトリック ス *B* を毎ステップ更新している。Fig. 1 の「1. 流体 力計算」や「5. 質量平均速度の計算」の詳細は既報 (黒田・牛島, 2008)に示されている。



	*
5.	Calculation of Mass Averaged Velocity
	with d^{n+1}, \dot{d}^{n+1}

Fig. 1 Flowchart of solid calculation

3. 解法の検証と適用例

本項では,弾性体の形状復元性を確認して解法の検証 行い,応用例として,キャビティ流中の複雑形状弾性体 と弾性円柱群に対して解法を適用する。以下の計算は無 次元で行われている。

3.1 3次元場の弾性体の形状復元性の検証

弾性体に力を加えて変形させた後,力を取り除くと変 形前の形状に戻る。従来の手法では剛性マトリックスを 作成し,変位と内力を関連づけていたために,この形状 復元性を容易に捉えられた。しかし,式(7)に示すよう な速度形の構成式を用いている本手法では基準配置の情 報を陽に含んでいない。そこで,大きさ $1 \times 1 \times 1$ の立 方体キャビティ流中における弾性立方体を対象として形 状復元性を確認する。計算に用いた弾性立方体は節点数 1617,四面体数968,大きさは $0.3 \times 0.3 \times 0.3$ の立方体 で,計算領域の中心に鉛直軸回りに45度回転させて設置 した。計算セル数は $20 \times 20 \times 20$ とした。上面,下面はそ れぞれ速度 U_w , $-U_w$ の移動壁で,その他は non-slip 条 件の壁面とした。移動壁の移動速度と時間の関係は Fig. 2 に示すとおりである。計算条件は Table 1 に示した。

Fig. 3 に初期状態 (a),最大変形時 (c),変形復元状態 (d)の計算結果を示す。物体は回転しながら変形し,Fig.



Fig. 2 Time histories of U_w

Table 1 Non-dimensional physical properties

solid		
$ ho_s$	Density of solid	1.0
E	Young's modulus	90.0
ν	Poisson ratio	0.5
fluid		
ρ_f	Density of fluid	1.0
μ	Viscous coefficient	1.0
U_w	Velosity of wall	1.0

3(d)に示されるように,回転した状態で初期の形状に戻る。Fig. 4 に次式で表される変形量の指標 ϕ の時刻歴を示した。

$$\phi = \sqrt{\Sigma \ \Delta l^2} \tag{9}$$

ここで, Δl は四面体要素を構成する各節点の弾性立方体 重心点からの距離の変化量である。t = 1.0の時に ϕ が 最大となり, U_w が0になる時刻 t > 1で急激に ϕ が減 少し,初期値0に漸近することがわかる。これらの結果 より,本計算手法に3次元弾性体の形状復元性があるこ とが確認できた。

3.2 複雑形状物体を対象とした連成計算

次に,本手法の応用例として,1×1×1のキャビティ 流内部に樹木形状の弾性体が存在する場の計算を行う。

樹木モデルの作成方法は以下の通りである。Lsystem (Prunsinkiewicz and Lindenmayer, 1990)を用 いて線分データからなる骨格を生成し,この線分データ を熱源とする熱拡散方程式の非定常計算を行い,適当な 時刻の温度場を求めた。熱源付近に高い温度が集中して いるため,等値面を描くことで擬似的な樹皮面が生成さ れる。三角形ポリゴンで形成された等値面に囲まれたボ リュームに対して,内部に四面体要素を生成した。

計算条件は Table 2 に示すとおりである。

計算セル数は $20 \times 20 \times 20$ で,セルサイズは各方向 に 0.05 とした。時間増分 Δt は 2.0×10^{-2} とした。上壁 面のみが速度 U_w で左から右へ水平に移動し,その他は non-slip 条件とした。Table 2 の値より計算される Re 数 は 1000 である。

Fig. 5 に変形する樹木形状物体の計算結果を示す。キャ ビティ流れの発達に伴い,鉛直方向に長い幹の部分が変



Fig. 3 Predicted results

形し,その後,斜め方向にのびた枝の部分が大きく変形 する様子が示されている。計算が進むにつれて,瞬間的 な流体力による変形状態から元の形状に近づいているこ とわかる。



Fig. 4 Time history of index of deformation

 Table 2 Non-dimensional physical properties

tree model				
ρ_s	Density of solid	1.0		
E	Young's modulus	1.0×10		
ν	Poisson ratio	0.5		
fluid				
$ ho_f$	Density of fluid	1.0		
μ	Viscous coefficient	1.0×10^{-3}		
U_w	Velosity of wall	1.0		

3.3 弾性円柱群を対象とした連成計算

ここでは,16本の弾性円柱をキャビティ内部に等間隔 に設置し,円柱群を対象として連成計算を行う。

 Table 3 Non-dimensional physical properties

cylinder					
ρ_s	Density of solid	1.0			
E	Young's modulus	1.0×10			
ν	Poisson ratio	0.5			
fluid					
$ ho_f$	Density of fluid	1.0			
μ	Viscous coefficient	1.0×10^{-3}			
U_w	Velosity of wall	1.0			

計算条件は Table 3 に示すとおりである。計算セル数 は,20×20×20 で,セルサイズは各方向に 0.05 とし た。時間増分 Δt は 2.0×10⁻² とした。上壁面は速度 U_w で左から右に移動し, Re 数は 1000 である。他の壁面は non-slip 条件とした。





Fig. 5 Predicted results (tree model)







(c) t = 4.8 (s)



Fig. 6 Predicted results (cylinders)

Fig. 6 に変形する円柱群の計算結果を示す。等値線は, 円柱上部と下部の渦度分布を示す。キャビティ流れにより 右側の円柱群が変形しているが, 円柱群によって流れが 遮られ , 左側の円柱群はほとんど変形していない。右側の 円柱群による遮蔽効果のため, 左側の円柱に作用する流 体力が小さくなる状況が計算できていると推測される。

4. おわりに

本報では,3次元流中に存在する弾性体の有限変形を 予測する解法を構築した。大変形を考慮して,速度形の 構成式により物体内力を計算する FEM モデルを多相場 の解法である MICS に導入した。この解法の適用性を確 認するため,大変形する3次元弾性体の形状復元性を検 証した。さらに,本計算手法の応用例として,3次元キャ ビティ内における樹木形状弾性体や弾性円柱群に本手法 を適用した。その結果、流れにより物体が有限変形する 様子や流況により弾性円柱群の変形が異なる状況が計算 された。今後は固体モデルの改良や並列計算の導入によっ て,実現象に近い問題に適用する。

参考文献

- 牛島省,禰津家久(2002):陰解法を用いたコロケート格 子による高次精度の流体解析手法の提案. 土木学会 論文集, No. 719/II-61, pp. 21-30.
- 牛島省,奥山洋平(2003): 非圧縮性流体計算における C-HSMAC 法と SOLA 法の収束特性. 土木学会論文 集, No. 747/II-65, pp. 197-202.
- 牛島省,福谷彰,牧野統師(2008):3次元自由水面流中 の接触を伴う任意形状物体運動に対する数値解法.土 木学会論文集, Vol. 64/II-2, pp. 128-138.
- 黒田望,牛島省(2008):自由水面流中の変形を伴う物 体に作用する流体力の数値計算.応用力学論文集, Vol. 11, pp. 799-806.
- 清水義彦, 辻本哲朗, 中川博次 (1992) : 直立性植生層を 伴う流れ場の数値計算に関する研究、土木学会論文 集, Vol. 447/II-19, pp. 35-44.
- 中川博次, 辻本哲朗, 北村忠紀, 藤井康嗣 (1995) : 流れ によって変形する植生粗度の抵抗則.水工学論文集, Vol. 39, pp. 465-470.
- Javier Bonet and Richard D. Wood. (2008) : Nonlinesr Continuum Mechanics for Finite Element Analysis. Cambridge.
- S. Okazawa, K. Kasiyama, and Y. Kaneko(2007) Eulerian formulation using stabilized finite element method for large deformation solid dynamics. Int. J. Numer. Meth. Engng, Vol. 72, No. 13, pp. 1544-1559.
- Prusinkiewicz P and Lindenmayer A(1990) : The algorithmic beauty of plants. Spring Verlag.

Numerical Method of 3D Flows Including Elastic Objects with Large Deformations

Nozomu KURODA* and Satoru USHIJIMA**

* Department of Civil and Earth Resources Engineering, Kyoto University

 $\ast\ast$ Academic Center for Computing and Media Studies, Kyoto University

Synopsis

In this study, a numerical method which can deal with the large deformations of the linear elastic objects in 3D flows is proposed. The object is assumed to be a linear elastic body and its deformation is calculated through the stress increments to deal with its finite deformation. The validity of the prediction method was confirmed with the basic problems related to the reshape of linear elasticity in 3D cavity flows. In addition, the computational method was applied to the flexible tree model and elastic cylinders deforming in 3D flows. Consequently, it was confirmed that this method is applicable to the plants which are assumed to be elastic bodies.

 $\mathbf{Keywords}: \ \mathrm{fluid-solid} \ \mathrm{interaction}, \ \mathrm{elastic} \ \mathrm{body}, \ \mathrm{finite} \ \mathrm{deformation}, \ \mathrm{FEM}, \ \mathrm{MICS}, \ \mathrm{flexible} \ \mathrm{plant}$

長期貯水池操作へのアンサンブル降水予報導入時における 最適化モデルの放流決定過程に関する一考察

野原大督・坪井亜美*・堀 智晴

* 東京大学大学院工学系研究科

要旨

長期貯水池操作へのアンサンブル予報の効果的な適用手法の構築に資するため、利水操 作を対象にアンサンブル予報を用いた3種の最適放流決定モデルを構築し、予報の利用方法 や各モデルにおける放流決定過程の違いが操作に与える影響について分析を行った。最適 放流決定モデルには、いずれもDPの一種である決定論的DP、確率DP、及びSampling Stochastic DPを用いた。気象庁の1か月アンサンブル予報の降水量予報GPVを用いて吉野川 流域早明浦ダムを対象に分析を行った結果、予測精度が比較的悪い場合でも予報を考慮す ることが有用であること、予報の分布情報を放流決定時に考慮する場合は分布の平均値だ けでなく中央値にも注意する必要があることが示唆された。

キーワード:長期貯水池操作,アンサンブル予報,DP,最適放流決定

1. はじめに

ダム貯水池の計画的・効率的な運用を行うために は、将来の流域における流況を推定し、ダム操作に 反映させることは重要である。近年、わが国の河川 管理においては、洪水対策を目的とする高水管理に おいて、洪水時の管理体制への移行や計画規模を超 える可能性があるか等の判断に降水予測や台風進路 予測を行っているところもある(吉谷, 2007)。ま た、和田ら(2005)は、気象庁の予測降雨情報の適 用性の検討を行っており, 高水管理への利用性を示 している。一方、渇水対策を対象とした低水管理に 対しては、気象庁が発表している中・長期気象予報 を定量的に利用した数カ月先までの長期降水量の予 測手法について研究されているが(新井・丸山, 1979;池淵ら, 1990; Kojiri et al., 1994), 予測のリ ードタイムが数週間~数ヶ月間という長い期間であ るため予測精度の低下が避けられず、じつようか実 管理での利用には至っていない。このため、貯水池 の管理者は、具体的にどの時点で渇水を引き起こす ような少雨が想定されるのか、あるいは既に渇水が 生じている場合いつ渇水状態を解消するような降水 があるのかについて情報が無いまま、主に過去の統 計的な情報と現在の観測情報をもとに放流量の決定 を行わざるを得ないのが実情である。

こうした予測精度の低下を抑える方法として、複 数の数値予報の集合を統計的に処理し、単独の数値 予報より確からしい予報を得ようとする手法(経田, 2006) であるアンサンブル予報が、現業の気象予報 業務に取り入れられている。我が国でも、1996年3 月に1か月予報に導入されたことを皮切りに、現業予 報業務におけるアンサンブル予報技術の利用が進ん でいる。また、1か月予報に関しては、2001年よりア ンサンブル予報における個々の予報値(アンサンブ ルメンバという)が提供されている(古川・酒井, 2004)。これらのメンバ別の予報を考慮することに よって,最終的な予報値のみならず,想定される複 数の状況とそれらの状況が発生する可能性、あるい は予測の信頼性に関する情報が得られることが期待 されることから、アンサンブル予報の利用は、特に、 参照とすべき予測情報の精度が低くなる長期の貯水 池管理において有用であると考えられる。

このような観点から、これまでにも、アンサンブ ル予報を利用した長期貯水池管理における最適放流 決定手法に関する研究が行われてきている。Faber and Stedinger (2001) は、米国のNational Weather Service が融雪期を対象に週ごとに発表しているア ンサンブル流況予測情報(NWS-ESP)を利用し、予 測情報と統計情報を考慮した貯水池の最適放流決定 手法を提案している。また,Kim et al. (2007)は,韓 国のGeum River 流域の2つの多目的ダムを対象に, 予測対象月の過去20年間の降水時系列を入力として 降雨流出モデルによって作成したアンサンブル流況 予測を考慮した,貯水池の最適放流決定手法を提案 している。いずれの研究においても,貯水池操作の 最適化手法には決定論的DP(DDP),確率DP

(Stochastic DP, SDP), または確率DPの一種である Sampling Stochastic DP (SSDP) といったDPモデル を採用しており,操作結果の比較を行った上で,貯 水池操作の最適化計算におけるアンサンブル予報利 用時のSSDPの有利性を示している。しかし、これら の比較においては、操作の結果からそれぞれのDPモ デルの優劣を議論しているのみであり、具体的にど のような決定過程が操作結果の差異をもたらしたか については, 詳しく議論されていない。今後, 貯水 池管理へのアンサンブル予報の導入を進める上で, 最適化手法として用いられるDPモデルの操作決定 過程の違いを分析することは、予報モデルや対象と する流域によって性質が異なると考えられるアンサ ンブル予報と組み合わせて実際にどのような最適化 計算モデルを採用すれば良いかを判断するために, 非常に重要であると考えられる。

そこで本稿では、こうした分析の最初のステップ として、アンサンブル降水予報を考慮するために前 述の3つのDPモデル(DDP, SDP及びSSDP)を最適 化計算に用いた長期貯水池操作の実時間最適化モデ ルを構築し、3つの最適化モデル間の最適放流決定過 程の違いについて分析を行う。アンサンブル降水予 報には、気象庁が提供する中長期気象予報メニュー のうち、データの入手性を考慮し、1か月アンサンブ ル予報の日別積算降水量予報値を利用する。また、 簡便のため、長期貯水池操作として利水操作のみを 対象とし、将来1か月間の予報値としてアンサンブル 平均値を考慮したDDPモデル、アンサンブルメンバ 別の降水量時系列を考慮したSDPモデル及びSSDPモ デルを用いて放流決定の最適化を行い、計算過程の 差異を分析する。

2. アンサンブル降水予報を用いた将来流況 時系列群の推定

気象庁が提供する中長期気象予報メニューには、1 週間予報、1か月予報、3か月予報、暖・寒候期予報 があり、それぞれ2001年3月、1996年3月、2003年3 月、2003年9月からアンサンブル予報が現業予報業務 に導入されている。本研究では、これらの予報メニ ューのうち、データの入手性が高く、かつデータ蓄 積期間が最も長い1か月予報を利用する。

1か月予報では、複数の高度面における気圧,風速, 気温,相対湿度や地表面における積算降水量につい て,それぞれ50個の日別予報時系列が2.5°格子の GPVの形式で34日先まで提供される。予報は週に1 度更新されることから,実時間での貯水池操作の最 適化への適用性が高い。本研究では,これらの予報 要素のうち,貯水池管理に直接的に影響を及ぼすと 考えられる積算降水量の予報値(50系列)を用い, 最適化計算に利用することを目的に,以下のような 手順で対象とする流域における50の将来流況系列に 変換する。

まず,対象とする河川流域周辺に存在する格子点 の予報値について,積算降水量として与えられる予 報時系列を全て日別降水量に変換する。次に,上記 の変換によって各格子点について得られた34日先ま での日降水量時系列(各格子点に対し50系列)から, 対象とする河川流域の流域平均日降水量系列(50系 列)を,あらかじめ構築した統計回帰式を用いて算 出する。最後に,得られた流域平均日降水量時系列 からダム地点及び流況評価地点における34日先まで の日別流況時系列(各50系列)を,それぞれ統計回 帰式を用いて算出する。そして,ダム地点及び流況 評価地点における各50個の流況時系列を用いて,34 日先までの予測状況を考慮した貯水池操作の最適化 計算を行う。

長期貯水池操作の最適化のためのDPモデ

3.1 長期貯水池操作の最適化のためのDPモデ ルの概要

貯水池操作では、放流量は、ダム貯水池が存在す る流域の現在から将来にわたる水文状況を考慮しな がら逐次的に求められる。この逐次的な性質から、 貯水池の放流決定問題は、DPを用いた最適化問題と して定義しやすい。貯水池操作の最適化を目的とし たDPモデルは数多くあるが(Yeh, 1985; Labadie, 2004 に詳しい),本研究では特に利水操作に着目し、長 期貯水池操作の最適化問題を次のように定義する。

利水操作を対象とすると,最適化の目的は渇水(水 不足)による被害の最小化であると考えることがで きる。いま, T 期先までの予測流況を考慮して操作 の最適を行うことを考えると,この最適化問題の目 的関数は,次のように定義できる。

$$\min_{r_i} \sum_{t=1}^{T} H_t \tag{1}$$

ここに、 r_t は第 t 期 (t=0,...,T)の放流量、 H_t は 第t 期において被る被害を表す被害関数である。い ま,流況評価地点がダム下流の河道における1地点で ある場合を考えると、渇水による被害を表す被害関 数は、池淵ら(1990,前出)と同様に、不足量と不 足率の積として以下のように定義できる。

$$H_{t} = \begin{cases} \frac{(d_{t} - q_{t})^{2}}{d_{t}} & (q_{t} < d_{t}) \\ 0 & (q_{t} \ge d_{t}) \end{cases}$$
(2)

ここで, *d*, は評価地点における第 *t* 期の需要量, *q*, は評価地点における第 *t* 期の流量である。渇水の被 害関数には, Kim et al. (2007, 前出) で用いられてい るように, 不足水量の2乗として定義されることもあ る。いずれにしても, 不足水量が増大するほど被害 がそれ以上の割合で増大するという感覚を反映して, 被害関数には不足水量の高次関数の形式のものが用 いられることが多い。

一方,ダム貯水池の物理的な制約やダム下流の河 道の流況安定化のために必要な制約から,貯水量や 放流量には最大値,最小値が存在し,これが最適化 問題の制約条件となる。

$$S_{\min} \le s_t \le S_{\max} \tag{3}$$

$$R_{\min} \le r_t \le R_{\max} \tag{4}$$

ここに、 s_t は第t 期期首における貯水量である。本 研究では、利水操作を対象としているので、 S_{min} は 利水容量が0である場合の貯水量であり、 S_{max} は利水 容量が最大の場合の貯水量を表している。また、通 常、 R_{min} は0、 R_{max} は操作規則等によって定められ ている最大放流量である。

また, 貯水量の変化は, 連続式を用いて次のよう に表わされる。

$$s_{t+1} = s_t + i_t - r_t - \alpha_t \tag{5}$$

ここで, i_t は第 t 期におけるダム貯水池への流入量, a_t は第 t 期における蒸発や漏水による貯水量の減 少量である。ただし本研究では、蒸発や漏水による 貯水量の損失は無いものと考え、以降では $a_t = 0$ とす る。一方、関数方程式は、以下のように定義できる。

$$f_{T}(s_{T}) = \min_{r_{T}} H_{T}(q_{T})$$

$$f_{t}(s_{t}) = \min_{r_{t}} \{H_{t}(q_{t}) + f_{t+1}(s_{t+1})\} \qquad (t = 1, \dots, T-1)$$
(6)

ここに, $f_t(s_t)$ は将来被害関数であり,第 t 期期首に おいて貯水量が s_t である場合に,第 t 期から第 T 期 までの間に被りうる総被害の最小値を表す。(1)式で 表わされる目的関数を持つ最適化問題は,既出の制 約条件のもとで,将来被害関数 $f_t(s_t)$ を第T 期から 第1期へと後退しながら順に求めることで解くこと ができる。全ての期間に対する将来被害関数 $f_t(s_t)$ が算出された後,初期貯水量 s_1 と(5)式を用いなが ら,以下の式をt=1から逐次的に用いることによって, 最適放流量 r_t が一意に決定される。

$$r_t^* = \min\left\{H_t(q_t) + f_{t+1}(s_{t+1})\right\} \quad (t = 1, \cdots, T-1)$$
(7)

以上で述べたDPモデルは,決定論的DP(DDP)と 呼ばれるモデルであり,DPモデルの中で最も基本的 なものである。本研究では,アンサンブル平均予報 値(1回の予報につき1系列)を用いた最適化放流決 定に,このモデルを用いる。

3.2 アンサンブル流況予測を用いた貯水池操 作最適化のための確率DPモデル

将来の流域の状態に関する情報としてアンサンブ ル流況予測を用いる場合,将来の流域の状態を確定 的に扱うことができない。このように,将来の状態 を決定論的に一つの状態と考えない場合,不確実性 を組み込むために確率 DP (SDP)が導入される。確 率 DP では,将来の各期における流況を確率分布を 持ったものとして表現し,目的関数(本研究の場合, 渇水による被害)をその期待値で表現する。確率 DP の関数方程式は,一般に以下のように記述される (Faber and Stedinger, 2001,前出)。

$$f_{t}(s_{t}) = \min_{R_{max}^{t} \leq r_{t} \leq R_{max}} E_{t} \left\{ H_{t}(q_{t}) + E_{i_{t}}[f_{t+1}(s_{t+1})] \right\}$$

$$(s_{t+1} = s_{t} + i_{t} - r_{t})$$
(8)

ここに,

$$R_{\min}^* = \max \left\{ R_{\min}, \ s_t + i_t - S_{\max} \right\}$$

$$R_{\max}^* = \min \left\{ R_{\max}, \ s_t + i_t - S_{\min} \right\}$$
(9)

第 t 期における貯水池への流入量が i_t となる確率 を $P[i_t]$, ダムから評価地点までの流出量が o_t となる 確率を $P[o_t]$ とすると,目的関数及び関数方程式は それぞれ以下のようになる。

$$\min_{R_{\min}^* \le r_t \le R_{\max}^*} \sum_{t=1}^T \left\{ \sum_{o_t} \mathbf{P}[o_t] \cdot H_t(q_t) \right\}$$
(10)

$$f_{i}(s_{t}) = \min_{\substack{R_{max}^{t} \leq r_{i} \leq R_{max}^{t} \\ o_{i}}} \sum_{o_{i}} P[o_{t}] \cdot \left\{ H_{i}(q_{t}) + \sum_{i_{t}} P[i_{t}] \cdot f_{i+1}(s_{i+1}) \right\}$$
(11)
$$(q_{i} = o_{t} + r_{i})$$

さらに、連続する期の流量の持続性や時系列性を考 慮するためには、マルコフ連鎖を用いた確率 DP が 用いられる(Loucks et al., 1981)。この場合、貯水量 だけでなく流入量も状態変数として考え、第 t 期に おいて流入量が i_t であり、第 t +1 期に流入量が i_{t+1} である遷移確率 $P[i_{t+1}|i_t]$ と、同様にして定義される 流出量に関する遷移確率 $P[o_{t+1}|o_t]$ を用いて、関数方 程式は次のように記述される。

$$f_{t}(s_{t},i_{t}) = \min_{R_{\min}^{t} \le r_{t} \le R_{\max}^{t}} \sum_{o_{t}} \mathbb{P}[o_{t+1} \mid o_{t}] \cdot \left\{ H_{t}(q_{t}) + \sum_{i_{t}} \mathbb{P}[i_{t+1} \mid i_{t}] \cdot f_{t+1}(s_{t+1},i_{t+1}) \right\}$$
(12)

ただし、本研究では、それぞれ 50 の日ごとの流量・ 流出量予測値が 34 日先まで与えられることから、こ の期間における最適化計算ではこれをそのまま用い ることにし、遷移確率を考慮しないものとする。ま た、50 の流量・流出量予測値はそれぞれアンサンブ ル降水予報メンバから独立に求められており、これ らの期待される出現確率はすべて均一であると考え ることが自然であることから、予測系列数(アンサ ンブル予報のメンバ数)を*M*(=50)とすると、式 (10),(11)における P[*i*], P[*o_i*]は、予測系列*m*におけ る第 *t* 期の流量・流出予測値*i*^{*m*}, *o*^{*m*}を使って以下 のように定義できる。

$$\mathbf{P}_{t}\left[i_{t}^{m}\right] = \mathbf{P}_{t}\left[o_{t}^{m}\right] = \frac{1}{M} \quad (t = 1, \cdots, T)$$

$$(13)$$

よって,式(10),(11)は式(13)の関係を用いて以下のように定義できる。

$$\min_{R_{\min}^{*} \le r_{t} \le R_{\max}^{*}} \sum_{t=1}^{T} \left(\frac{1}{M} \sum_{m=1}^{M} H_{t}(q_{t}^{m}) \right)$$
(14)

$$f_{t}(s_{t}) = \min_{\substack{R_{min}^{*} \leq r_{t} \leq R_{max}^{*}}} \frac{1}{M} \sum_{m=1}^{M} \left\{ H_{t}(q_{t}^{m}) + \frac{1}{M} \sum_{m=1}^{M} f_{t+1}(s_{t+1}^{m}) \right\}$$
(15)
$$(q_{t}^{m} = r_{t} + o_{t}^{m}, \quad s_{t+1}^{m} = s_{t} + i_{t}^{m} - r_{t})$$

式(15)の関数方程式に従って,第T期から第1期ま での将来被害関数 $f_i(s_i)$ を算出し,最後に現在の貯 水量 s_i を与えれば,以下の式から最適放流量 r_i^* が 得られる。

$$r_{t}^{*} = \min_{R_{\min}^{*} \leq r_{t} \leq R_{\max}^{*}} \frac{1}{M} \sum_{m=1}^{M} \left\{ H_{t}(q_{t}^{m}) + f_{t+1}(s_{t+1}^{m}) \right\}$$
(16)

3.3 アンサンブル流況予測を用いた貯水池操 作最適化のためのSSDPモデル

確率 DP では,複数の将来流況系列の確率的な性 質は考慮されるが,各計算時間断面において次の時 間断面における状態が確率分布として捉えられるた め,各流況の時系列的な特徴が最適化計算に反映さ れにくい。そこで,流況の持続性を表現するために, 状態変数に関する遷移確率を用いる代わりに複数の 流況時系列を用いる Sampling Stochastic DP (SSDP) が考案されている(例えば,Kelman et al., 1990)。

SSDP による貯水池操作の最適化計算では,まず 各予測流況系列が実際発生した場合に見込まれる将 来被害がそれぞれ算定され,続いてその将来被害の 期待値を用いて放流の最適化計算が行われる。具体 的には,まず各流況予測時系列を個別の決定論的予 測と見なし,それぞれに対して決定論的 DP を適用 しながら以下の式に従って将来被害関数を求める。

$$f_{t}(s_{t},m) = \min_{R_{\min} \leq r_{t} \leq R_{\max}} \left\{ H_{t}(q_{t}^{m}) + f_{t+1}(s_{t+1}^{m},m) \right\}$$

$$(q_{t}^{m} = r_{t} + o_{t}^{m}, \quad s_{t+1}^{m} = s_{t} + i_{t}^{m} - r_{t})$$
(17)

ここで、 $f_i(s_t,m)$ は第 t 期期首の貯水量が s_t のとき に、予測流況時系列 m ($m = 1, \dots, M$) に対して計算 された第 t 期以降に受ける渇水被害の総和、M は予 測流況系列の総数 (本研究はM = 50)である。次に、 対象期以降にこれらの時系列が実現する確率をもと に、被害の期待値を求める。つまり、対象期の期首 貯水量 s_t に対し、各予測流況時系列について当期の 被害とそれ以降に被り得る被害の最小値の和を算出 し、その値の予測時系列間の期待値を最小とするよ うな放流量を最適放流量とする。

$$\min_{R_{\min}^{*} \le r_{t} \le R_{\max}^{*}} E\left\{H_{t}(q_{t}^{m}) + f_{t+1}(s_{t+1}^{m}, m)\right\}$$
(18)

ただし、本研究では、全ての予測流況時系列が実現 する確率を一様(すなわち全て 1/M)と考えるので、 式(18) をさらに次式のように変換することができ る。

$$\min_{R_{\min}^* \le r_t \le R_{\max}^*} \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \Big\{ H_t(q_t^m) + f_{t+1}(s_{t+1}^m, m) \Big\}$$
(19)
n 11		a	0		1. 1	
Table	L	Specs	ot	app	lied	reservoir
				·· r r		

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 flood inflow		$4,700 \text{ m}^{3}/\text{sec}$
Designed release discharge		2,000 m ³ /sec
Maximum of release discharge in case of no flood situation		800 m ³ /sec

一方,目的関数については,確率 DP と同様に式(14) を用いる。

4. 適用と考察

4.1 対象流域

前章で構築した長期貯水池操作のための最適化 DDP, SDP, SSDPモデルを,吉野川流域の早明浦ダ ムに適用した。アンサンブル予報には気象庁の1か月 アンサンブル降水予報を用い,主に利水操作を対象 として,2007年1月から2008年12月までの期間で適用 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)。このような水資源供給量の変動が大 きな流域においては、統計的な知見が必ずしも将来 の状態を良く表現しないことから、予測情報の利用 は有意であると考えられる。

早明浦ダムの諸元をTable 1 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,本研究では適用を行う3つの DPモデルによる操作結果の比較を容易にするため, これらの操作のうち利水操作のみに着目する。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



Fig. 1 Simplified model of the downstream of Sameura reservoir for application

不足量(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,早明浦ダムとその下流域のモデルとしては, DPを適用するために、利水操作を中心に行うことを 念頭に置きながら、Fig. 1 に示すような単純化した モデルを考えた。流況の評価地点は, Fig. 1 に示す ように、早明浦ダムの下流にある池田ダムの直上流 に位置する。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、早明浦ダム直下流 から評価地点までに吉野川本川へ流入してくる水量 (便宜上,以下では残流域流出量と呼ぶ),評価地 点における河川流量の4つであり,決定量は早明浦ダ ムからの放流量である。早明浦ダムから評価地点ま での区間には,比較的大きな支川からの流入もある が、これらも含めた全ての支川流入の合計分の流入 を残流域流出量として表現した。さらに、この区間 には最も大きな支川である銅山川からの流入もある が, 非洪水時においては多くとも0.45 m³/sec 程度で あるため、残流域流出量に含めて考えた。

予報情報として用いるのは、対象流域を囲む4つの 予報格子点(35°N,132.5°E),(35°N,135°E),(32.5° N,132.5°E),(32.5°N,135°E)上における、1か月 アンサンブル予報の降水量GPV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。

$$0(m^3) \le s_t \le 173 \times 10^6 (m^3) \tag{20}$$

$0 \le r_t \le 2000 (\mathrm{m}^3/\mathrm{sec})$	(for flood situation) (2	1
$0 \le r_t \le 800 (\mathrm{m}^3/\mathrm{sec})$	(for no flood situation)	,

ここで,洪水時とは,早明浦ダムへの流入量が800 m³/sec 以上である状態を指し,非洪水時とは流入量 が800 m³/sec 未満である状態を指す。

一方,予報期間の最終期(本研究では34日目)に おける将来被害関数(すなわち,ここでは f_{34})は, 実際に最適化計算を行う前に与えておく必要がある。 本適用では,この f_{34} を,将来1年間にわたっての渇 水被害を考慮しながら次式に従って算出することに した。

$$f_{365}(s_{365}) = \min_{r_{365}} H_{365}(q_{365})$$

$$f_t(s_t) = \min_{r_t} \left\{ H_t(q_t) + f_{t+1}(s_{t+1}) \right\} \qquad (t = 34, \dots, 364)$$
(22)

この予報期間以降(35日目以降)の将来被害の算出 にあたっては、当該期間に対する予測情報を利用せ ずに、平年流況を用いた。

4.2 アンサンブル流況予測系列の推定結果

以下に適用結果を示す。初めに,前述の4格子点に おける予報値から流域平均降水量を推定する線形重 回帰式を作成した結果,以下の回帰式が得られた。

 $p_t = 10.00 - 0.523 \cdot p_t^1 + 1.188 \cdot p_t^2 + 1.981 \cdot p_t^3 - 2.731 \cdot p_t^4$ (23)

ここで, *pⁱ*は第 *t* 期に対する第 *i* 格子の予報GPV であり, *i* は左上の格子点から時計回りに1から4ま での番号を割り当てている。しかし,統計的に十分 な期間分の予報データを用意できなかったことから, 式 (23)の重決定係数は小さく,検証期間における予 測精度は,4地点のGPVの単純平均を用いたものと比 較して同等かあるいは悪かった。このため,流域平 均降水量の推定方法としては,式 (23)の回帰式を用 いずに,4格子点における予報GPVの単純平均値を用 いることにした。

次に,流域平均降水量から早明浦ダムへの流入量 を推定する線形重回帰式を作成した。回帰式の推定 には,1979年1月から2005年12月までの27年間の日観 測値を用いた。3日前までの流入量と降水量の組み合 わせを説明変数に用いた重回帰式のうち,定数項を ゼロとし,AICが最小となる説明変数の組み合わせと 係数を求めた結果,以下のような回帰式が得られた。

 $i(t) = a_1 \cdot p(t) + a_2 \cdot p(t-1) + a_3 \cdot i(t-1) + a_4 \cdot i(t-2) + a_5 \cdot i(t-3)$ $\begin{cases}
a_1 = 0.41476 & a_2 = 0.16677 \\
a_3 = 0.11503 & a_4 = 0.05309 & a_5 = 0.02702
\end{cases}$ (24)

ここに, i(t) は第t 期における早明浦ダムへの流入量, p(t) は第t 期における流域平均降水量である。重決 定係数は0.810で推定精度は非常に良いと言える。ま た,それぞれの偏回帰係数について,帰無仮説: $a_i=0$ (i=1,...,5) で検定したところ,いずれも p 値は10⁻⁶ 未満であり,有意水準99%で帰無仮説が棄却された。

同様に,流域平均降水量から残流域流出量を推定 する線形重回帰式を作成した。残流域流出量には, 池田ダムの流入量から早明浦ダムの放流量を差し引 いた値を用いた。1996年1月から2005年12月までの10 年間の流域降水量,早明浦ダム放流量,池田ダム流 入量の日観測値を用いて重回帰分析を行った結果, 以下の重回帰式が得られた。

$o(t) = b_1 \cdot p$	$p(t) + b_2 \cdot p(t-1)$	$(b_3 \cdot p(t-2))$	$+b_4 \cdot o(t-1) + b_5$	$\cdot o(t-3)$
J	$\int b_1 = 0.37581$	$b_2 = 0.37070$	$b_3 = -0.07411$	(25)
	$b_4 = 0.35023$	$b_{\rm s} = 0.03077$		

ここに、o(t) は第t 期における残流域流出量である。 重決定係数は0.758であり、各偏回帰係数について帰 無仮説: $b_i=0$ (i=1,...,5) で検定した結果、p 値はい ずれも 10^{-3} 未満であり、有意水準99%で帰無仮説が 棄却された。

続いて、上記で作成された回帰式を用いて、アン サンブル予報GPVを使って推定された流域降水量か ら、適用期間における早明浦ダム流入量と早明浦ダ ム残流域流出量の推定を行った。Fig. 2 にアンサン ブル平均予報GPVから算出した早明浦ダム流入量の 及び残流域流出量の推定結果を示す。ただし、図は、 新しい予報が週に1度発表されるごとに、前日までの ダム流入量・残流域流出量・降水量の実測値を回帰 式に代入して7日先までの流入量・流出量を予測した 結果を1年分連ねたものを表している。



Fig. 2 (a) Prediction result of inflow into Sameura reservoir



Fig. 2 (b) Prediction result of runoff between Sameura reservoir and the assessed point

Fig. 2 からも見て取れるが、いずれも相関係数が0.1 未満となり、予測精度は良くなかった。これは、流 域平均降水量の推定精度が悪かったことが原因であ ると考えられる。本研究では、流域降水量の推定に 周辺の2.5°間隔の格子点上の予報GPVの単純平均を 用いた。これは、降水量の予報GPVがフラックスを 表わしていることに照らすと, その格子点が代表す る周辺地域の平均的な降水量の値を用いたというこ とになる。予報GPVを流域降水量の予測値としてそ のまま用いることは、地形上、降水を受けやすい山 岳地域を比較的多く擁する本研究の対象地域におい ては、降水を系統的に過小評価をしている可能性が 考えられ、このことが流域降水量の推定精度の悪さ の原因であると考えられる。流域降水量の予測手法 に関しては、特に予報GPVの格子規模よりも予測対 象とする流域が小さい場合においては、降水量以外 の気象要素を用いて降水の物理過程を考慮に入れる

など、ダウンスケール過程における降水の非一様性 の表現方法について、今後検討の必要がある。しか しながら、本研究の目的はアンサンブル予報利用時 における前述の3つの最適放流決定モデルの放流決 定過程の相違の比較であり、予測の精度が良いこと が必要不可欠ではないことから、本予測結果を用い て最適化計算を行い、降水量が全般的に低く見積も られた場合に各モデルがどのような決定を行うかに ついて考察を行った。

4.3 各モデルの最適放流決定過程の相違

1か月アンサンブル予報の降水量予報値を用い,利 水目的に着目した貯水池操作の最適化を行った。最 適化計算には,アンサンブル平均予報を用いた決定 論的DP(DDP/EPP1),アンサンブルメンバ別予報 を用いた確率DP(SDP/EPP1),アンサンブルメンバ 別予報を用いたSampling SDP(SSDP/EPP1)の3つモ

Table 2 Averaged damages as a result of reservoir operations optimized by DP-based models (m^3 /sec)

Applied Model	2007	2008	2007 to 2008
DDP/Perf	0.760	0.603	0.682
DDP/Ave	5.41	5.18	5.29
DDP/EPP1	3.04	2.77	2.91
SDP/EPP1	2.83	3.74	3.29
SSDP/EPP1	2.68	3.56	3.12
Actual Operation [*]	0.670	1.30	0.987

* Excluding potential damage caused by alternative release for water use from capacity for power generation into calculation of damage.



Fig. 3 Observation of precipitation in applied period

デルを用いた。これらのモデルによって算出された 最適放流に従って貯水池操作を行った結果をTable 2 に示す。ここで, Table 2 の中のDDP/Perf は実測値 を予測(完全予報)と見なし決定論的DPを用いて算 出した最適放流決定に従った場合の操作結果, DDP/Ave は気候値を予測と見なし決定論的DPを用 いて算出した最適放流決定に従った場合の操作結果 を示している。

Table 2 に示すように、適用を行ったモデルの中で は、完全予報を用いたDDPモデルに基づく操作が最 も渇水被害を小さく抑えることができ、操作結果が 良かった。しかし、完全予報を用いたにも関わらず、 実際の操作よりも被害が大きくなった。本研究では 評価地点における需要量を水資源開発量と同量に設 定したが、実際の需要量は年ごとの水利状況に基づ いて定められ通常開発量よりは小さいことから、需 要量の設定が現況より過大であったことによるもの と考えられる。また、2008年に行われた発電容量か らの緊急放流に伴う発電被害についても、Table 2 に 示す実操作の被害には含まれていない。

一方、各モデルを用いた操作結果のうち、最も渇

水被害が大きかったのは、気候値を用いたDDPモデ ルに基づく操作であった。これは、適用年である2007 年、2008年の吉野川流域における降水量が全体的に 平年を大きく下回り(Fig. 3),それに伴い流況も気 候値を下回っていたことが要因と考えられる。

予報を用いた3種のDPモデルに基づく操作結果は, いずれも完全予報を用いた場合と比較すると被害が 大きくなったが,気候値を用いたDPモデルと比較し て被害を小さく抑えることができた。このことは, 本適用の流況予測情報のように比較的精度の低い予 測情報を用いた場合でも,予測情報がある程度有用 であることを示している。

予報と決定論的DPを用いた操作結果は,予報と SDPモデルもしくはSSDPモデルを用いた操作結果と 比較して,2007年では被害が大きかったが,逆に2008 年では被害が小さかった。この原因については,次 のように考えられる。

Fig. 3は適用期間における観測降水量の推移を示 している。図に示すように、2007年においては降水 量は平年値よりも継続的に低く推移したが、2008年 においては7月頃まで平年と同程度の降水があり、そ



Fig. 4 (a) Ensemble prediction of inflow into Sameura reservoir on Mar. 22, 2007



Fig. 4 (b) Ensemble prediction of inflow into Sameura reservoir on May. 22, 2008

の後少雨傾向が見られた。一方、気象庁アンサンブ ル予報発表日から行った34日先までの早明浦ダム流 入量の予測例をFig. 4 に示す。これらの図から分か るように、予測流況のアンサンブル平均は観測値よ りも継続的に低く見積もられている。また、これら のアンサンブル予測値の中央値は、平均値よりもさ らに低く推移していることが確認できる。同様の特 徴は,その他の予報発表日に実施した予測結果にお いても見られた。本研究では, 放流最適化の目的関 数である渇水被害を表す関数に不足水量の二次関数 を採用していることを考慮すると、SDPやSSDPを用 いた最適放流決定に基づく貯水池操作の性能は、ア ンサンブル予測の平均値より、むしろ中央値の影響 を受けると考えられる。なぜなら、SDPとSSDPを用 いた最適化計算では,各予測系列においてまず不足 水量の二次関数である将来被害関数を計算してから 系列間の平均を取るのに対し、DDPを用いた最適化 計算では、まず不足水量の算定に先立って予測系列 の平均を行い,その平均流況をもとに不足水量,将 来被害関数を行うからである。適用期間では、アン サンブル流況予測の中央値は全体的に平均値よりも

低く推移したため、SDPやSSDPを用いた最適化モデ ルでは、DDPを用いたモデルと比べ、予測期間であ る34日先までの流況をより低く解釈し、その結果、 より慎重な操作を選択したと考えられる。

DDPモデルとSDPモデル及びSSDPモデルの操作結 果の相違は、特に2008年3月から同年10月にかけての 期間で顕著であった。SDPモデル、SSDPモデルを用 いた操作では、期間の前半において、しばしば需要 水量を超える過大な放流がなされた。逆に、期間の 後半においては、貯水量の低下に伴い、需要水量を 下回る放流がなされる傾向にあった。期間の前半で 過大な放流がなされたのは、SDPやSSDPを用いた最 適化モデルでは、DDPを用いたモデルと比較して、 34日先までの近い将来の流況が少なく見積もられた ことを重要視し, 貯水量の低下に伴う将来の水不足 のリスクよりも,目下の渇水回避を優先し放流量を 多く算定したためである。実際には、この期間前半 においては平年と同程度の降水があったため(Fig. 3),結果として、継続して過大な放流(無効放流) を行っていた形となった。このことが、貯水量の急 激な低下を招き, その結果期間後半に貯水不足から

Estimation Results of Damage



Fig. 5 Estimation of damage by water deficit (summation of daily averaged water deficit for subsequent one year)

需要量に相当する放流を行うことができず、ひいて は水不足を増大させることとなったと考えられる。 以上の結果は、予測の確率的性質を考慮したDPモデ ルが、これを考慮しないDPモデルと比較して、必ず しも良い操作結果をもたらすとは限らないことを示 している。

貯水池操作の最適化問題においては, 渇水被害や 洪水被害, あるいは発電による便益などの目的関数 の算定にしばしば高次関数や指数関数が用いられる。 一方,降水や流量などの水文変量の分布特性は,本 適用におけるアンサンブル流況予測が持つ特徴と同 じように,中央値が平均値よりも小さいことが多い。 このことから,水文変量に関するアンサンブル予報 を長期貯水池操作に導入する場合,予測系列群の平 均値と中央値の関係を考慮することは有用であると 考えられる。

最後に、将来被害関数の算定結果をFig.5 に示す。 Fig. 5 からも、DDPモデルが他の二つのモデルと比較して、渇水被害を全般的に小さく見積もっている ことが分かる。また、SDPモデルとSSDPモデルの算 定結果の違いについては、SDPモデルでは、SSDPモ デルに遅れて被害のピークを算定していることがう かがえる。SSDPモデルに基づく貯水池操作では、SDP モデルに基づくものと比較して、両適用年とも被害 が少なかった(Table 2)。しかし、本適用では、こ れがどのような原因によってもたらされるのかを検 証するには至らなかった。今後さらに適用を行い、 検討を加えたい。

6. おわりに

本稿では、アンサンブル予報と組み合わせた場合 の3つのDPモデル、すなわち決定論的DP、確率DP、 Sampling Stochastic DPの長期利水操作における最適 放流決定過程の違いについて分析を行った。その結 果,決定論的DPと確率DP及びSampling Stochastic DP との最適放流決定過程の相違が明らかになり,アン サンブル予報を用いる場合にその分布特性を慎重に 考慮に入れることが必要であることが確認された。 特に,アンサンブル予報に含まれる予報系列の平均 値と中央値の関係と予測精度と併せて見ることによ って,最適化モデルとして決定論的DPを採用するの か,あるいは確率DPやSampling Stochastic DPを採用 するのかを判断することができる可能性を示した。 一方,確率DPとSampling Stochastic DPとの最適放流 決定過程については,両者の計算結果に一定の違い が確認できたものの,その原因を明らかにするまで には至らず,今後の課題であると考えられる。

謝 辞

本研究で用いた流域降水量データは、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。また、アンサンブル予報データは KAGI21 (Kyoto University Active Geosphere Investigations for the 21st Century COE Program,京都大学21 世紀COEプログラム、「活地球圏の変動解明 アジ ア・オセアニアから世界への発信」)の一環として 収集され、地球流体電脳倶楽部WEBサイト (http://www.gfd-dennou.org/)で提供されている、気 象庁1か月アンサンブル予報GPVデータを利用した。 これらの関係者の皆様に対し、ここに深く謝意を表 する。

参考文献

新井信雄,丸山信雄(1979):ベイズ決定問題とし ての渇水予測―長期気象予測の活用―,第23回水理 講演会講演論文集,pp.269-273. 坂元慶行・石黒真木夫・北川源四郎(1983):情報 量統計学,北川敏男編,共立出版株式会社,236 pp.

- 池淵周一・小尻利治・宮川裕史(1990):中・長期 予報を利用したダム貯水池の長期実時間操作に関 する研究,京都大学防災研究所年報,第33号B-2, pp.167-192.
- 経田正幸(2006):アンサンブル予報概論,数値予 報課報告・別冊,気象庁予報部編,第52号,pp.1-12. 古川武彦,酒井重典(2004):アンサンブル予報一 新しい中・長期予報と利用法一,株式会社東京堂出
- 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).

版, 284 pp.

- 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.
- 吉谷純一(2007):2006年度春季大会シンポジウム 「異常気象に挑む一極端な降水現象の理解と予測 を目指して一」の報告5.洪水・低水管理のための 降雨予測技術発展の展望,天気,54巻,7号, pp.631-634.
- 和田一範,川崎将生,冨澤洋介(2005):河川の高 水管理における予測降雨情報の適用性に関する考 察,水文・水資源学会誌,第18巻,第6号,pp.703-709.
- Akaike, H. (1974): A new look at the statistical model identification, IEEE Transactions on Automatic Control, Vol. 19, pp.716-723.
- Bellman, R. (1957): Dynamic Programming, Princeton University Press., Princeton, New Jersey, U.S.A., 340pp.
- Faber, B. A. & Stedinger, J. (2001): Reservoir optimization using sampling SDP with ensemble

streamflow prediction (ESP) forecasts, Journal of Hydrology, Vol. 249, pp. 113-133.

- Kelman, J. & Stedinger J. R. (1990): Sampling Stochastic Dynamic Programming Applied to Reservoir Operation, Water Resources Research, Vol. 26, No. 3, pp. 447-454.
- Kim, Y. O., Eum, H. I., Lee, E. G. & Ko, I. H. (2007): Optimizing Operational Policies of a Korean Multireservoir System Using Sampling Stochastic Dynamic Programming with Ensemble Streamflow Prediction, Journal of Water Resources Planning and Management, Vol. 133, No. 1, pp. 4-14.
- Kojiri, T., K. Tomosugi and C.V. Galvao (1994): Knowledge-Based Decision Support System of Real-Time Reservoir Operation for Drought Control, J. Japan Soc. Hydro &Water Resour., Vol. 7, No. 3, pp.188-195.
- Labadie, J. (2004): Optimal Operation of Multireservoir Systems: State-of-the-Art Review, Journal of Water Resources Planning and Management, Vol. 130, No. 2, pp.93-111.
- Loucks, D. P., Stedinger, J. R. & Haith, H. A. (1981): Water Resources Systems Planning and Analysis, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, U. S. A., 559pp.
- Nandaldal, K. D. W. and J. J. Bogardi. (2007): Dynamic Programming Based on Operation of Reservoirs -Applicability and Limits -, International Hydrological Series, Cambridge University Press, UK, 130pp.
- Yeh, W. (1985): Reservoir management and operations models: A state-of-the-art review, Water Resour. Res., Vol. 21, No. 12, pp. 1797-1818.

A Study on Water Release Decision Process of Optimization Models in the Application of Ensemble Forecast to Long-term Reservoir Operation

Daisuke NOHARA, Ami TSUBOI* and Tomoharu HORI

* School of Engineering, The University of Tokyo

Synopsis

Optimizing processes of three DP-based models are analyzed through the application to optimization of long-term reservoir operation, especially focusing operation for water use. One-month ensemble forecast of precipitation provided by JMA is introduced to long-term reservoir operation. Ensemble inflow scenario is then predicted from estimated precipitation scenario by use of regression model. Optimization of long-term reservoir operation which only focused on water utilization is conducted by use of predicted inflow scenario. Through the application to Sameura reservoir in the Yoshino River basin, it was shown that distribution characteristics of ensemble prediction such as relationship between normal and median value can be an index for decision of employment of optimization model, with consideration of prediction error tendency.

Keywords: long-term reservoir operation, ensemble forecast, DP, water release optimization

水文化を包含した総合流域管理策定に関する研究

高田敬規^{*}•小尻利治•福成孝三^{**}•吉川勝秀^{***}

*京都大学大学院工学研究科

NPO法人 社会工学研究所, 699-0502 島根県簸川郡斐川町荘原879 *日本大学理工学部, 274-8501 千葉県船橋市習志野台7-24-1

要旨

本研究においては,総合流域管理の策定手順とその実流域での適用の結果を示すことを 目的とし,特に,水量,水質,生態系だけでなく,歴史や行事に関連する水文化も評価項 目として取り込み,地域社会・生活と連携した管理方式を提案するものである。総合流域 管理の定式化を行い,流域の水文化特性に応じた形での管理を実現するため,流域のゾー ニングや多目的評価のレーダーチャートによる表現など手法の提案を行う.適用において は,分布型流出モデルを用いた流出解析と流域各地点での現地調査の結果とを合わせ,島 根県の斐伊川・神戸川を対象とした総合流域管理の適用事例を示す。

キーワード:水文化,総合流域管理,ゾーニング,流域シミュレーション

1. はじめに

河川は山岳地に端を発し、中下流域に広がる平坦 部を経て河口へと流れ出す。我々人類は、上流から 下流へ変化する流域地形に対して、それぞれの地域 に合った様々な形の生活を営んできた。中山間部の 盆地も一定の農業収穫や豊富な森林資源の利用でき る地域として開発され、近代の治水対策の進歩や舟 運交流の隆盛により、下流の平野部に広く人口集中 地域が広がるようになった。

近年の都市再生プロジェクトにおいて,各地域の 自然の資源と固有の文化とを調和させた河川空間の 整備を中心に位置づけた"まちづくり"が多く見ら れる(吉川,2008)。こうした取り組みには,地域 において育まれてきた固有の文化に対する配慮が不 可欠である。すなわち,流域管理において,諸地域 における水文化の保全に目を向けることが必要とな ってくる。先進国,特に日本では経済的な成長を第 ーとする時代を過ぎ,環境,自然,生態,文化,歴 史との共生を目指し,環境や生態系の保全,歴史あ る水文化の保存など,従来求められてきた治水・利 水といった目的に加えて,より豊かで持続性のある 暮らしの設計が求められるようになった。

本研究では以上の点を考慮し,住民の主張や流域 の開発段階などを総合的に取り入れた流域管理を目 指すものである。すなわち,流域管理を"流域を全体としてとらえ,水量,水質,流域環境を同時に評価し,他の流域計画,地域計画と調和のとれた状態を達成すること",と定義し,その達成に向けた時空間的な目的関数や評価関数の設定を行う。加えて,歴史や行事に関連する水文化も評価項目として取り込み,地域社会・生活と連携した管理方式を提案するものである。

2. 水文化を考慮に入れた流域管理手順

2.1 流域管理の目的

流域管理として期待されている内容と流域シミュ レーション技術の現状を踏まえ,総合流域管理で達 成すべき目的として,次の3項目を設定する。

- i.流域全体の水動態:数値情報の整備により、流域 をメッシュ化し分布型の流出モデルによる流域 全体の把握が必要である。将来には、表面流出部 分だけでなく、大気層、地下水層など、物質交換 が可能な3次元的な水動態シミュレーションモ デルを用いることになろう。
- ii.地域の水文化を考慮:地域,流域に固有な河川との付き合い方,暮らしぶりを考慮した上で,歴史的な水文化の特性を重みとして表現し,全体の評価を進める。

iii.多様な視点からの水環境評価:従来の洪水,渇水, 水質に加えて,生態系,景観,親水性など,多様 な評価項目を考慮に入れる。対象地域の水文化に応じて,各目的の取捨を決定する。

2.2 流域環境の評価

水量や水質といった定量的なものに加えて,河川 空間の居心地や景観の良さ,水文化の保全,などの 定性的なものまで,多様化してきた流域管理のニー ズを対象としなければならない。評価は,ファジイ 論的概念を取り入れ各目的に対して期待する満足度 を0-1の値で表す。水量・水質・河岸形態といった流 域環境の構成要素をもとに,Fig.1のような評価関数 によって目的の満足度を算出する。縦軸が目的の満 足度評価値(eva_i)であり,横軸を目的の満足度を評価 するのに用いる流域環境の構成要素を示す変数(x) である。基準値(th_i)を設定し,それ以上の場合には1 を,同様にある基準値以下の場合は,満足度0を与え る。



Fig.1 Evaluation function

多目的で評価を行った結果は, Fig.2のようなレー ダーチャートによって表現する。軸の数が目的の種 類を示し, それぞれの軸が0-1の間で各目的の満足度 の評価結果を表している。



Fig.2 Evaluation through radar chart

全ての目的の満足度は0から1の間で評価されるもの として,異なる目的においての満足度の評価値が等 価で比較可能となるよう,満足度評価の基準値や評 価式を設定する。また,流域全体を一括して評価の 対象とすると上流域での自然保全地域と中・下流域 の都市部では求められる河川評価項目が異なってく る。例えば,自然環境保全ゾーンでは環境の保全が 強く求められ,治水や親水性といった目的は二次的 に扱われる。そこで,流域内の地域ゾーンを決め, それぞれのゾーンにおいて管理の主目的を決める。 例えば, Table 1のようにまとめることができる。

Zone	Main items	Second items
Urban	Flood, Water use	Ecology,
		Amenity
Agriculture	Flood, Water use,	Amenity
	Ecology	
Rural	Flood, Water use,	
	Amenity,	
	Ecology,	
	Environment	
Natural	Environment,	Flood, Water use
conservation	Ecology	
Water culture	Water culture	

対象ゾーンでは、主たる評価項目が設定されると、 それについて評価行えばよく他の項目を無視するこ とができる。結果として、レーダーチャートは評価 軸が減少し、主要項目だけの軸構成となる。評価項 目(言い換えると、評価目的)間の重要度の違いを 評価において表現するために、Fig.3のように評価関 数内における満足度評価の基準値を区別し、2次的 に扱う目的の評価関数(右)では、th₁よりも緩い基 準th₂を設定し、それ以上では満足度が1となる関数が 提案される。



Fig.3 Modified evaluation function

2.3 評価結果の総合化

地域の最小単位であるメッシュで,項目ごとの評価値が求められると,流域としての総合化が必要になる。まず,ゾーンごとで総合化を行う。総合化は次式のように項目において妥当と思われる手段(最大,最小,平均)で集約が行われる。全項目に対し

ては、満足度評価値の平均値を取る。

$$EVA_{i,k} = f_i(eva_{i,k}(j)) \tag{1}$$

$$EVA_z = average(EVA_{i,z})$$
 (2)

ただし,*i*:評価目的,*k*:地域ゾーン,*j*:地点番号, *eva_{i,k}(j)*:地点での環境評価の値,*f_i*:目的に応じて min, max, average を取る関数, $EVA_{i,k}$:地域ゾーン内 で総合化された環境評価値, EV_z :地域ゾーンの総合 評価値,を示す。地域ゾーンの総合評価に対して, 地域ゾーン面積率を重みとした平均値を求めること で区域内の総合評価値とする。

$$E(s) = \frac{\sum_{z} EV_{z} \cdot stt_{z}}{\sum_{z} stt_{z}}$$
(3)

ここで,*s*:区域番号,*E(s)*:区域の総合評価値,で ある。流域の総合評価値は,区域の総合評価値の平 均値,とする。

$$E_b = \operatorname{average}(E(s)) \tag{4}$$

なお, E_b:流域の総合評価値, である。

2.4 流域管理計画の最適化

計画の最終段階として,得られた流域環境評価を 参考に明確化された流域の弱点や問題点を改善する ための計画を立案する。限られた費用の中で流域環 境評価値を最大にできる選択肢を探索する。時間に よって変化する流域環境を把握し,最適な流域管理



Fig.4 Calculation procedure for integrated river basin management

を実現するためにはモデルを通した検証がなされる のが望ましい。分布型の流域シミュレーション手法 と望ましい状況に向かう最適化手法(例えば,ジェ ネティックアルゴリズ;GAを用いる)との結合を行 ったハイブリッド型流域管理計画が提案されており (Kojiri & Teramura, 2003),シミュレーションによ る水量,水質分布に基づく流域評価の結果をもとに 最適化過程で得られた解をシミュレーションモデル 上に再現し,再評価を行い,解の有効性を検証する ものである。以上の手順をまとめると Fig.4 のフロー チャートとなる。

3. ゾーニングと多目的環境評価

3.1 ゾーンの定義

ゾーニングとは、地域をゾーンとして区分けして、 それぞれに適した形での評価・管理を行うことを目 的として設定される。流域のゾーニングにあたり、 都市化の度合いの低いものから順に、自然環境保全

(Nature conservation zone), 里山 (Rural zone), 生産 (Industry zone), 都市 (Urban zone), 水文化保全地 (Water cultural zone)の5つのゾーンを設定する。これ らは日本でよく見られる地域の特徴に対応している。 i) 都市ゾーン:都市内や観光地の水辺空間では, 親水公園を設置して訪れる人の憩いになるような居 心地の良い快適な空間利用が設定される。河川に沿 った教育施設や医療施設では水辺空間を利用した癒 しの効果なども期待され,ユニバーサル・デザイン による利用者を限定しない,効果的な公共空間の利 用が望まれている。人や資産の集まるところである から,災害に対する安全性も強く懸念されてくる。

ii) 農業ゾーン:農業生産を第一目的とする地域であり、平地や水域では、農作物や水産資源の収穫が行われることが多い。農産の安定性を増すためには、 灌漑用水への配慮が重視され、水産の安定性のためには生態への配慮が必要となる。人の生活する地域でもあるため、防災面での配慮や親水性も重要である。

iii) 里山ゾーン:里地は都市域と奥山の自然の中間に位置しており、農林業を生業とする人々の人為的な働きかけによって形成された日本特有の二次的自然である。そこは、昔ながらの暮らしぶりが今も受け継がれた地域で生態系が保全され、自然資源を活かした暮らしの知恵が多く伝承されている。都市ゾーンでの生活者にとっても、豊かな自然に囲まれ持続的生活の行われるこの場所は、大切な憩いの場になる可能性がある。

iv) 自然環境保全ゾーン:上流域の自然状態を保全 することは,健全な水循環を達成するために必要な である。水源の涵養力,土砂の流出抑止力は,下流 域における洪水,渇水被害を変容させるのみでなく, 河川流路環境,流水の状態,堆積の様子など,様々 な状況を生み出す要因として大きな意味がある。自 然環境保全ゾーンでは,そういった流域環境の保全 として,自然景観の保護,生態の保護が優先され, 治水や水利用などは二次的な目的として考える。

v) 水文化保全ゾーン:地域,流域での水を取り巻 く特性に地域固有のものがあり,社会の成り立ちや 活動と深く関わっている。経済性や継承性が弱く, 全体の重要度から見ると評価が埋没されその地域活 動との関わりを顧みられなかった。しかし,伝説も 含む歴史的な価値や新たな憩いの場の創設など水と 人間社会とのつながりは決して無視できるものでは ない。そこで,歴史的な水文化の特性を数量化し, 流域固有の特殊ゾーンとして保全地域を定め,水文 化の魅力を生かした満足のいく保全がなされている かどうかを評価することになる。

3.2 ゾーンの決定手法

ゾーニングは、地形的な性質や、産業統計、人口 や土地利用など入手可能な統計量の分布データを用 いて行う。ゾーニングの手順は大きく、i)流域内統 計量の分析、ii)IF-THEN形式でのメッシュ単位のゾ ーニング、iii)エリアを生成しての結果の検証、の3 つに分けることができる(Fig.5参照)。

i) 因子分析法による流域内統計量の分類

統計量の分析を行うことによって、ゾーンを判定 するための指標を決定する。例えば、因子分析によ って各種の統計量の中にある共通因子を導き出す (佐伯,2000)。共通因子の中で因子負荷を多く持つ 統計量を地域の特性を分類するのにふさわしい統計 量であると考察し、次で述べる地域ゾーン判定の



Fig.5 Decision process for zoning

IF-THEN 式内の判定指標として用いる。ゾーンの定 義と因子を構成する統計量の種類とを照らし合わせ ることで、ゾーンの種類と判定指標とを結びつける ものとする。

ii) IF-THEN形式での推定

ゾーン k を説明するのにふさわしい統計量が $x_1, x_2, ..., x_n$ であったとすると、流域の地点 i がその ゾーンに属するかどうかは、次のような IF-THEN 形 式で決めることが出来る。

IF
$$x_1(j) \ge a_1, \dots, x_n(j) \ge a_n$$
, THEN $y(j) = k$ (5)

ここで, a: 判定基準値, y(i): 地点 i の所属ゾーン,
 k: ゾーン, である。判定に用いる基準値は, 試行錯
 誤的に求められる値で適用時の検証が重要である。
 iii) エリアを生成しての検証

エリアとは、類似のメッシュでの結合範囲を示す。 メッシュ単位でのゾーニングがなされた結果につい て、一定の領域を結合させてみることで検証を行う。 ここでは、Fig.6に示すように隣接して同じゾーンと 判断されたメッシュ群を一つの領域と結合させてい くことでエリアを生成する。エリアごとで性質が顕 著に表れているものを抜き出して、現状との比較を 行いゾーニング推定の妥当性を判断する。妥当性が 見られない場合は推定の段階まで立ち戻り、基準値 を変更してもう一度推定を行う。一連の作業を繰り 返すことで推定の妥当性を高めていく。

iv) 分類されない地点処理

ゾーニングの妥当性が確認された場合,流域に地 域ゾーンが決定される。どのゾーンとも分類されな かった地点については,周辺4地点のゾーンを確認し その中で最も数が多いゾーンと同じゾーンに決定す る。

4. 多目的流域環境評価

4.1 流域環境の構成項目の設定

流域の特性を評価する項目は,次のように定式化 することが出来る。



Fig.6 Making process for area



Fig.7 Evaluation functions for high and low water

1) 高水流量

高水流量はある期間内に起こった最大流量とその 地点における計画高水流量を Fig.7(a)のように比較 する。すなわち,

$$FL(j) = Q_{\max}(j) / Q_{de}(j) \tag{6}$$

となる。*FL(j)*:*j*地点での高水流量の評価値, *Q*_{max}(*j*): *j*地点でのピーク流量, *Q*_{de}(*j*):*j*地点での計画高水流 量, である。

2) 低水流量

低水流量をその地点での需要量と Fig.7(b)のよう に比較する。その際,需要量は季節によって変動す ることに注意する。河川には,河川環境を維持する ために必要とされる維持流量が設定されている。そ ういった視点からも低水流量の評価を行うと次式で 表現される。

$$DR(j) = Q_{\min,t}(j) / Q_{demand}(j) \tag{7}$$

$$M(j) = \begin{cases} Q_{ave}(j) / Q_m(j) & (Q_{ave}(j) \le Q_m(j)) \\ 1 & (Q_m(j) \le Q_{\min}(j)) \end{cases}$$
(8)

 DR(j):
 j地点での低水流量の評価値

 M(j):
 j地点での河川環境に対する低水流量評価値

 Qt_{min}(i):
 j地点での水需要の発生する期間における最小流量

 Q_{min}(j):
 j地点での最小流量

 Qt_{demand}(j):
 j地点での水需要量

 Q_m(j):
 j地点での維持流量

3) 水質

水質汚濁は、人の健康を保護し、及び生活環境を 保全するため維持されるのが望ましい。基準として、 健康項目と生活環境項目の2種が考えられる。生活 環境項目は水道、水産、農業用水など利用目的の適 応性に対応した基準値が類型別に設定されている。 BOD 等 5 項目に関しては利用目的に合わせて AA,A,B,C,D,Eの6つの類型が、水生生物の保全に関 する項目に関しては、そこに生息している生物の状 況に合わせて生物 A, 生物特 A, 生物 B, 生物特 B の4つの類型が規定されている。そこで、水質は、 汚染物質の種類ごとで環境基準値に対して個別に評 価を行う。多方面への影響をその地点での目的に合わせた形で流域の構成要素として,定式化する(Fig.8参照)。

$$PO_p(j) = \max_{m} \left\{ co_{\max, p}(j, m) / co_{da, p}(j, m) \right\}$$
(9)



Fig.8 Evaluation function for water quality

4) 河岸形態

河岸形態には景観に配慮した護岸や、親水護岸な ど様々な形状があり、その空間を利用する人にとっ て快適な利用が可能かどうか、その空間を眺める人 にとって周囲の環境と調和しているものかどうか、 といった特徴がある。Table 2 は、関数系を決めるた めの評価値をまとめたものである。

$$D(j) = \begin{cases} 0, & \text{no utilization} \\ 0.2, & \text{no entry} \\ 0.8, & \text{play space in high water zone} \\ 1, & \text{some entries} \end{cases}$$
(10)

ただし、*RS_{LS} (j*):河岸形態の見え方に関する評価値, *D*(*j*):水辺の近さの評価値,である。

5) 河川構造物

Table 2 Evaluated values for river side

$RS_{LS}(j)$						
Riverside style Surrounding environment	Artificial	Natural	Mixed			
Row of houses and streets	1	1	0			
Pastoral landscape	0	1	0			
Rural area	0	1	0			
Forest	0	1	0			

河川構造物には、それ自体のもつ役割とともに、 その歴史的な背景や年月によってその土地の人から 親しまれるようになると、文化的な価値を持つよう にもなる。利用者にとって利用しやすい整備がなさ れているか、どんな人でも親しめるユニバーサル・ デザインでの河川空間の整備が求められている。そ の洪水流下能力や取水方法も,河川構造物の重要な 項目である。

$$RS_{wc}(j) = f_{wc}(RS(j)) \tag{11}$$

$$RS_{WA}(j) = \begin{cases} 0, & \text{no maintenance} \\ 0.2, & \text{not good maintenance} \\ 0.8, & \text{good maintenance} \\ 1, & \text{universal design} \end{cases}$$
(12)

$$RS_{fc}(j) = Q_{fc} / Q_{de}(j)$$
 (13)

$$RS_{\text{int ake}}(j) = \begin{cases} 0, & \text{no int ake} \\ 1, & \text{int ake from river channel} \\ 2, & \text{int ake from unconfined aquifer} \\ 3, & \text{int ake from confined aquifer} \end{cases}$$
(14)

ここに, *F*_{culture}: 文化的重要度に関する評価関数, *RS*(*j*): 地点*j* 地点の河川構造物, *Q*_{fe}(*j*): j 地点の洪水 流下能力, である。

6) 生物

河川生物については、生物量の大小を見え方によ って判断する。

$$EC(j,s) = \begin{cases} 0, & \text{no} \\ 0.3, & \text{few} \\ 1, & \text{many} \end{cases}$$
(15)

ただし、*EC*(*j*,*s*): *j* 地点における生物 *s* の評価値, を示す。

7) 河川空間利用者のポテンシャル



AC: potential visitor

Fig.9 Evaluation process for river space user

河岸空間の人々に対する利用のしやすさ,その水 辺が人々にどれくらい親しまれているか,を考える 際に,どれくらいの人数が利用できる場であるのか, は空間利用者のポテンシャルとして評価される。す なわち,

$$AC(j) = \sum_{k} population(k)$$
 (16)

なお, *AC*(*j*): *j* 地点での利用者ポテンシャルの評価 値, *population*(*k*): *j* 地点の河川空間を利用可能な地 点 *k*の人口, である。例えば, Fig.9 では, 徒歩によ る移動の場合,時速 4km の人が 30 分以内で辿り着 ける距離が対象となり,半径 2km 以内の人口の合計 が利用者のポテンシャルとなる。

8) 視野を基準とした景観

河川空間の居心地を決定するものとして,その場 所からの周囲の景観の見え方,がある。高層ビルに 囲まれた都市域では、遠くの景観が見通せる方が憩 いの場としてはふさわしい。農業ゾーンや自然ゾー ンにおいても、遠くの山並みやのどかな田園風景が 見渡せることは居心地の良さにつながる。よって, 見晴らしの良さは次式のように評価できる。

$$V(j) = \begin{cases} 0, & \text{small or not opened view} \\ 0.5, & \text{not clear} \\ 1, & \text{wide or opened view} \end{cases}$$
(17)

4.2 流域環境としての評価値の算定

流域の満足度はメッシュでの基本単位で評価され ており、レーダーチャートを用いて0から1の値と して表現されている。評価は既に与えられているの で、総合化に際しては、重みを与えず等価とみなす。 Table3は評価項目の満足度の規準(上下限値)を示 したものである。本研究では、評価は年ごと行われ るものとし、各年で求めた平均値を評価値とする。

$$eva_i(j) = \frac{\sum_{T} eva_i(j,t)}{T}$$
(18)

ここで*i*:評価項目,*T*:評価期間(年),*eva_i(j,t):t*年の 地点*j*における評価項目*i*の満足度,*eva_i(j)*:地点*j*に おける評価項目*i*の満足度,とする。

P 1 <i>c</i> c c	F 1 2 3	Satisfaction level			
Evaluation factor	Evaluation item	1	0		
Flood	Water quantity	Under the discharge capacity	Over the discharge capacity		
Water use	Water quantity	Over the maintenance discharge	Under the water demand		
	Water quality	Under the ecological discharge	Over the quality standard		
Ecosystem	Amount of aqua creature	Rich	few		
	Water quality	Under the ecological discharge	Over the quality standard		
Water amenity	Riverside	easy approach	No actual utilization		
	Comfort ability	Matching to the universal design	Abundant		
	Water quality	Under the quality standard	Over the quality standard		
	Water quantity	Over the maintenance discharge	No discharge		
Landscape	River style	Harmony with surrounding	No harmony with surrounding		
	Surrounding view	Wide and bright view	Narrow and dark view		
Water culture	Conservation level	Good conservation	No conservation		

Table 3 Standards of evaluation

1) 治水

治水は,高水流量と各地点での河川構造物の洪水 流下能力とを比較することによって現状の安全性の 満足度を評価する。空間スケールでは,満足度の最 小値を求めることにより,最も治水上危険な地域と その度合いを求める。

$$EVA_{FC} = \min_{i} \left\{ eva_{FC}(j) \right\}$$
(19)

$$eva_{FC}(j)f_{FC}(FL(j), RS_{fc}(j))$$
(20)

ここで, *j*:地点番号, *eva_{FC}(j)*:地点 *j* における治水の 評価値, *EVA_{FC}*:治水評価の代表値, *FL(j)*:高水流量の 評価値, *RS_{fc}(j)*:河川構造物の洪水流下能力, である。 地点における最大流量が流下能力を上回ったとき満 足度が 0 になり, 上回らないなら 1 を与える。すな わち,

$$eva_{fc} = \begin{cases} 1 & (FL \le RS_{fc}) \\ 0 & (FL \ge RS_{fc}) \end{cases}$$
(21)

2) 水利用

水利用は、その地点での取水方法に合わせた形で、 低水流量と水質を対象に満足度を評価する空間スケ ールでは、満足度の平均値を求めることにより、地 域全般の水利用の満足度を評価する。

$$EVA_{WU} = \operatorname{average}_{i} \left\{ eva_{WU}(j) \right\}$$
(22)

$$eva_{WU}(j) = f_{WU}(DR(j), RS_{int\,ake}(j), PO_{WU}(j))$$
(23)

ここで, $eva_{WU}(j)$:地点 j における水利用の評価値, EVA_{WU} :水利用評価の代表値, である。水利用評価の 定式化を行う前に閾値の設定を行う。水利用の評価 において用いる閾値は, th_{DR} , th_{PO} の 2 個である。そ れぞれは維持流量の環境基準に対応して決定され, th_{DR} , th_{PO} は式(24),(25)のように算出される。

$$th_{DR}(j) = Q_m(j) / Q_{demand}(j)$$
(24)

$$th_{PO}(j) = co_{st}(j) / co_{da}(j)$$
(25)

ここで, $Q_m(j)$:地点jにおける河川環境を維持するの に望ましいとされる流量, $CO_{st,WU}(j)$ は地点jにおけ る環境基準値,である。

$$eva_{WU}(j) = \min\left\{wu_{DR}(j), wu_{po}(j)\right\}$$
 (26)

$$wu_{DR} = \begin{cases} 0 & (DR(j) \le 1) \\ (DR(j) - 1)/(th_{DR}(j) - 1) & (1 < DR(j) \le th_{DR}(j)) \\ 1 & (th_{DR}(j) \le DR(j)) \end{cases} (27)$$

$$wu_{PO} = \begin{cases} 0 & (PO_{WU}(j) \le 1) \\ (th_{PO}(j) - PO_{WU}(j))/(th_{PO}(j) - 1) & (1 < PO(_{WU}j) \le th_{PO}(j)) \\ 1 & (th_{PO}(j) \le PO_{ES}(j)) \end{cases}$$
(28)

3) 生態

生態は生物量と生物に対する水質満足度で評価す ることができる。空間スケールでは、満足度の最小 値を求めることにより、生態の保全上、最も危険な 地域とその度合いを求める。すなわち、

$$EVA_{ES} = \min\left\{eva_{ES}(j)\right\}$$
(29)

$$eva_{ES}(j) = f_{ES}(PO_{ES}(j), EC(j))$$
(30)

と表現される。ここにおいて, eva_{ES}(j):地点 j におけ

る生態の評価値, EVA_{ES}:生態評価の代表値, を示す。 生態評価の定式化を行う前に, 閾値の設定を行う必 要がある。閾値は満足度評価の0や1を与える基準 となる値で, 生態の評価においては th_{PO}である。す なわち, th_{PO}は式(31)のように算出できる。

$$th_{PO}(j) = co_{st,ES}(j)/co_{da,ES}(j)$$
(31)

ここで, *CO_{st.ES}(j*):地点*j*における水生生物の保全の 目的に合わせた環境基準値,である。生態の評価は, 生物量と河川水質から評価を行われる。生物が多く 見られ,水生生物の保全に対する水質基準が達成さ れている状態を目標とし,どちらかが欠けている場 合はその最小値を評価値とする。具体的には,評価 関数のグラフは Fig.10 のようになる。ここで,*es_{po}(j*) は水生生物の保全を目的とした水質の満足度評価値 を示している。

$$EVA_{ES} = \min\left\{es_{PO}(j), ES(j)\right\}$$
(32)

 $es_{PO}(j) = \begin{cases} 0 & (PO_{FU}(j) \le 1) \\ (th_{PO}(j) - PO_{ES}(j))/(th_{PO}(j) - 1) & (1 < PO(_{WU}j) \le th_{PO}(j)) \\ 1 & (th_{PO}(j) \le PO_{ES}(j)) \end{cases}$



Fig.10 Evaluation function for ecosystem

4) 親水性

親水性は、河川空間利用者にとっての居心地の良 さや水辺空間という誰もが気軽に利用できる場所を 十分に活かした管理状態になっているか、を空間提 供の満足度という視点から評価する。評価は一定区 間内でその代表評価値を求めるものとする。求めら れる河川空間は、地域によって利用者の用途が変化 することで違ってくると考えられるため、それぞれ に評価関数を定義する。ただし、レーダーチャート で表現する際には、どちらも親水性として同一の評 価軸として扱う。

都市ゾーンにおける河川空間利用は,町からの回 遊行為の途中空間,憩いの休憩空間として用いられ る場合が多い。よって,都市ゾーンにおける親水性 の評価は以下の4点に着目することになる。

i)周囲から河川空間へのアクセシビリティ

ii) 水辺の近さ

- ⅲ) 居心地の良さ
- iv) 十分な水量

上記の要素より,都市域における親水性の評価式は 以下のようになる。

$$EVA_{ur,WA} = f_{ur,WA,i}(AC(j), D(j), RS_{WA}(j), M(j))$$
 (34)

ここに, EVA_{ur,WA}:都市域の親水性評価の代表値, を示 す。アクセシビリティの大きな地点ほどそこの親水 性は重要となる。一定区域内での親水性はアクセシ ビリティを重みとして与えた平均値を求めることと する。また,残る ii), iii), iv)の3つの項目の複合 体として親水性の満足度は評価されるものであるた め,その平均値を親水性の評価値とする。(数値を与 える際,それぞれの要素が独立であることに注意す る。)結局,親水性は次の式(34)によって評価値が与 えられるものとする。

$$EVA_{WA,ur} = \frac{\sum_{j} AC(j) \cdot \frac{D(j) + RS_{WA}(j) + M(j)}{3}}{\sum_{j} AC(j)} (35)$$

次に,住宅ゾーン(農業ゾーンと里山ゾーン)に おいては,河川空間利用者が地域住民であることを 考え,生活の一部としての河川空間利用を想定する。 そのゾーンへのアクセスが良く,施設の魅力があっ た場合,住民は生活の一部として河川空間を利用す る。お祭り広場や散策路が整備されることで市民の コミュニティの場として利用されることで市民の コミュニティの場として利用されることも考えられ る。また,住民が直接川に触れて遊べる環境である ことは,川に対して親しみを持つことにつながる。 自然環境に触れて,様々な人が気晴らしの空間とし て活用できるような憩いの空間づくりを,住宅ゾー ンにおける親水性として評価する。すなわち,住宅 ゾーンにおける親水性の評価は以下の点に着目する ことになる。

i)周囲から河川空間へのアクセシビリティ
 ii)水辺の近さ
 iii)居心地の良さ
 iv)肌で触れられる水環境(水質)

すなわち,住宅地域における親水性の評価式は式(36)

のようになる。

$$EVA_{ha,WA} = f_{ha,WA,j}(AC(j), D(j), RS_{WA}(j), PO_{WA}(j))$$
 (36)

ここに、 $EVA_{ha,WA}$:住宅地域の親水性評価の代表値, を示す。親水性評価において用いる閾値は次式で決 まる th_{PO} であり、この th_{PO} は川遊び環境基準を表して いる。

$$th_{PO}(j) = co_{st,WA}(j) / co_{da,WA}(j)$$
 (37)

ここで, *CO_{st.WA}(j)*:地点*j*における川遊びに合わせた 環境基準値,である。都市ゾーンでの場合と同じく, 一定区域内での親水性はアクセシビリティを重みと して与えた平均値を求めることとする。また,残る ii), iii), iv)は,3つの項目の複合体として,親水性 の満足度は評価されるものであるため,その平均値 を親水性の評価値とする。まとめると,住宅ゾーン における親水性の評価は,次式(38)で与えられる。

$$EVA_{WA,ha} = \frac{\sum_{j} AC(j) \cdot \frac{wa_{PO}(j) + D(j) + RS_{WA}(j)}{3}}{\sum_{j} AC(j)}$$
(38)

$$wa_{PO}(j) = \begin{cases} 0 & (PO_{WA}(j) \le 1) \\ (th_{PO}(j) - PO_{WA}(j))/(th_{PO}(j) - 1) & (1 < PO(_{WU} j) \le th_{PO}(j)) \\ 1 & (th_{PO}(j) \le PO_{WA}(j)) \end{cases}$$

ここで, wapo(j)は川遊びにおいて誤飲したり, 肌で 触れたりしたときに, 安全性の保たれるかどうかの 指標となる汚染物質の水質の満足度である。有害物 質や病原性微生物が対象としてあげられ, 例えば糞 便性の大腸菌などの含有量である。里山ゾーンのよ うな自然環境の豊かな地域では, 河川景観の空間的 な調和も評価の対象として考えら, 景観の項目にお いて評価を行うものとする。

5) 親水性

景観はその場所を眺める人の心的現象でもあり, そこにおいて河川景観の情調(全体的な雰囲気)を つかみとる,ということが大事になる。そのため, 川からの見晴らしと河岸形態そのものの周囲の環境 との調和を景観の評価指標とする。よって,景観評 価におけるポイントは,以下の2点である。

(i) 河川形態の周辺環境との調和

(ii) 川からの見晴らし

一方,一定区域での景観満足度の代表値としては平 均値を用いるものとする。

$$EVA_{LS} = average\left\{eva_{LS}(j)\right\}$$
(40)

$$eva_{LS}(j) = f_{LS}(RS_{LS}(j), V(j))$$

$$(41)$$

ここで, EVA_{LS}:景観の評価値, eva_{LS}(j): j 地点での景 観の評価値, とする。川からの見晴らし, 川の周囲 との調和, それぞれの複合体が眺める人に対して満 足度を与えうるものであるので, その平均値を景観 の評価とする。

$$eva_{LS}(j) = \frac{RS_{LS}(j) + V(j)}{2}$$
 (42)

以上の流域環境要素から流域環境評価値を導く過程 をまとめると、次の Table 4 のようになる。 Table 4 Integration process for whole river basin

Evaluation in zone	Integration method	Evaluation at mesh	Applied codes		Variables
		eva(j)	xi(j)		si(j)
EVArc	min	evarc		FL,RSfc	Peak
					Design flood
					Discharge capacity
EVA _{WU}	average	evawu		RSintake	Intake
			WUDR	DR,thor	Minimum di scharge
					Water demand
					Maintenance discharge
			WUPO	POwuthpo	Maximum concentration
EVAES	min	evaes	espo	POwu,thro	Maximum concentration Environment standard
				EC	Amount of aqua creature
EVAwaar	Weighted average	weighted		AC	Surrounding population
		eva _{wAur}		D	Distance to waterside
				RS _{WA}	Comfortability
				М	Minimum di scharge
EVAwaha	Weighted average	Weighted		AC	Surrounding population
		evawaha		D	Distance to waterside
				RSwa	Comfortability
			Wapo	POwa,thro	Maximum concentration
					Environment standard
					Environment standard
EVAls	Average	evals		RSis	View of river style
	-			V	View from river side

4.3 水文化の評価

水文化は流域固有の地域として水文化保全ゾーン を定め、水文化の魅力を生かした満足のいく保全が なされているかどうかを、環境評価の結果や水循環 の解析結果をもとに評価する。流域の水文化として は、i)河川構造物、ii)天然資源、自然地形、iii)文 化、歴史、産業の遺産、の3種類を対象として考え る。流域には、昔ながらの伝統的な河川構造物が地 域の人々から親しまれている場合がある。そうした 河川構造物を水文化と考え、保全の満足度を構造物 が周囲からその地点を訪れる人にとって親しみのあ る管理がされているか、で評価する。すなわち、

$$eva_{WA,rs}(j) = eva_{WA,wr}(j)$$
(43)

ここで, eva_{WC,rs}(j):地点jの河川構造物の水文化保全 の満足度評価値, である。河川環境によって育まれ た天然資源や自然地形が地域の水文化として観光の 名所になっている場合や湧水や井戸水が名水として 地域の人々や観光客に魅力となっている場合がある。 天然資源,自然地形の水文化に関しては,良質な水 環境の維持が保全の評価指標と考え,水量,水質, 生態をもとに保全の満足度を決定する。

 $eva_{WC,nr}(j) = f_{WC,nr}(M(j), PO(j), eva_{ES}(j)) \quad (44)$

ここで, *f_{WC,nr}*: 天然資源,自然地形の水文化保全の 満足度評価関数, *eva_{WC,nr}(j)*:地点*j*の天然資源,自然 地形の水文化保全の満足度評価値,である。文化・ 歴史・産業の遺産にまつわる水文化に関しては,治 水,水利用,景観の満足度評価の平均値を水文化保 全の満足度とする。

$$eva_{WC,rul}(j) = \frac{eva_{fc}(j) + eva_{wu}(j) + eva_{ls}(j)}{3}$$
 (45)

5. 実流域への適用

5.1 流域の概観

斐伊川は,島根県と鳥取県の県境に位置する船通山 を源を発し,北へ流れ出雲平野で東に転じ,宍道湖, 大橋川,中海を経て境水道を通じて日本海へと注ぐ, 幹川流路延長153km,流域面積2070km²の一級河川で ある。下流域の出雲平野から宍道湖周辺・中海周辺地 域にかけては水田や畑,市街地が広がっているが,土 砂の長年にわたる大量流出のために,斐伊川中・下流 域で砂河川の天井川が形成された。洪水時はその被害 が広範囲に及び,かつ危険度の高いものになっている。 中海・宍道湖沿岸地域においては,水位が日本海の潮 位とあまり違わず,特に宍道湖沿岸域においては,東 岸の松江市街地を流れる狭小な大橋川がほとんど唯 一の排水経路となっているために,ひとたび洪水が発 生するとその継続時間が長く大きくなってしまうこ とが問題になっている。

一方,塩分濃度の異なる連結汽水湖である中海・宍 道湖では,全国有数の「シジミ」の産地としても知ら れており,水質の変化が与える生態系への影響にも気 を配らなくてはならない。さらに、中海・宍道湖は全 国でも有数の水鳥の渡来地であり、その景観や自然環 境的側面からも評判が集まる。斐伊川流域は昔から 「出雲国」と呼ばれ、奈良時代に編纂された「古事記」 「日本書紀」にもその名が登場するなど、歴史文化に 濃く彩られた河川である。流域の各地域ではこのよう な神話的事象をもとにした神楽や、「国引き」神話な どが多く伝承されている(中国地方整備局出雲河川事 務所、1995)。

5.2 分布型流出モデルの適用

斐伊川水系に分布型流出モデルの Hydro-BEAM を 適用(Kojiri et al., 2002), その流出特性の把握を行う。 水系全域のメッシュを抽出し,降水・融雪・蒸発散 量を求め、下流域の二つの湖、中海・宍道湖に流入 するまでの降水流出過程を実施した。シミュレーシ ョン期間は 2001 年から 2004 年の 4 年間であり,用 いる土地利用データは 1997 年の値、気象データは AMeDAS 再統計値の 2001 年から-2004 年を用いてい る。メッシュサイズは、対象流域の規模・得られる 精度・解析時間を考慮し、1kmメッシュとした。解 析対象メッシュ数は2422となった。斐伊川本流のみ ではなく、宍道湖または中海に流入し境水道を通っ て日本海へと注ぐ全てのメッシュ (湖水域も含む), および、斐伊川と並び島根県北東部を北流する神戸 川の流域メッシュの合計である。なお、メッシュは 全て1km四方の正方形であり、メッシュの中心に東 西南北の4方向, 落水方向に沿った方向へとまとめ



Fig.11 Channel network in the Hii River and the Kando River Basin

Table 5 Land use rate (11997)

				%
Forest	Paddy field	Field	Urban	Waters
69.2	13.8	3.4	5.4	8.1



Fig.12 Comparison between observed hydrograph and simulated one at Kamijima by daily unit in 2003

て流下する流れを仮定する。

まず、流域の標高データ(解像度:50m×50m)を もとに流域の落水線図を作成した(Fig.11)。各メッ シュに与える土地利用特性の流域平均値,空間分布 の様子を Table 5 に示す。これによると、斐伊川流域 のほとんどが山林であることがわかる。水田が出雲 平野で盛んであることや市街地が下流の湖岸と日本 海に面する鳥取県との県境に集中してあることなど が特徴的である。気象データは 2001 年から 2004 年 のアメダス再統計値を流域メッシュにティーセン分 割によって与えた。高度による補正を施しながら最 寄のアメダス観測所の観測値が与えられる。2003 年 の日流量について,上島観測所での観測流量と同定 後の解析結果を Fig.12 に示す。

5.3 多目的流域環境評価の適用

(1) 流域環境構成要素の設定

治水・水利用の評価にあたっては,流域の各地点で の計画高水流量,洪水流下能力,水需要量(利用目 的別),維持流量の設定が必要とされる。特定の場所 で定められた設定量を周囲へ引き伸ばすことによっ て,河道全域に与えた。各値の設定条件を以下にま とめる。

- 計画高水は、斐伊川河川整備基本方針における 流量配分図をもとに区間ごとに区切って与えた。
 上流部のダム建設、大津地点での放水路の建設 が折り込まれた高水流量の配分計画となっている。
- 各地点における洪水流下能力は、各水位観測所に設けられた危険水位を流量に換算した危険流量とした。また、設定値のない区間に関しては、 危険流量は集水面積に比例するものと仮定して設定した。
- 需要量設定に関しては、灌漑期と非灌漑期で分けて考え、非灌漑期は灌漑用水量を差し引いた 量とした。
- 灌漑用水量はその区間における農地面積に、水 道用水量はその区間の人口に比例するものとした。



Fig.13 Hearing and field survey points

聞き取りや現地調査を行い,他の流域環境構成要 素を設定した。調査地点は Fig.13 に示すように,斐 伊川水系及び神戸川水系の流域 54 地点である。これ らの地点は上・中・下流で満遍なく分布している。 見晴らしの良さや河川空間の快適性についての評価 はアンケート調査や客観的な解析を行った上で与え るべきものであるが,時間的な制約上,今回は個人 的な見解で設定した。無作為に与えたものではなく, 事前ヒアリングで重要と判定した地点を選んでいる。 流域で離散的に設定した値をもとに,以下の条件に 従って流域の全域へと設定した。まとめると,

- 同一区間 (Fig.12 参照)の調査結果をもとに補完 する。
- 上流と下流にそれぞれ調査結果がある場合は、 河道長に沿って線形補完を行う。
- 上流,下流の一方向にのみ調査地点がある場合は、その値と同値を与える。

$$data(i, j) = \frac{d_{down}(j) \cdot DATA_{up}(i) + d_{up}(j) \cdot DATA_{down}(i)}{d_{down}(j) + d_{up}(j)}$$
(46)

ここで, *data*(*i*,*j*):地点*j*における項目*i*の調査結果, *DATA_{down}*(*i*):下流側の調査地点における調査結果,



(a)Approach to river side



(b) Comfortability through river space

DATA_{up}(i):上流側の調査地点における調査結果, d_{down}(j):地点jから下流の調査地点までの河川に沿っ た距離, d_{up}(j): 地点jから上流の調査地点までの河川 に沿った距離, を示す。各設定値の分布をFig.14に示 す。



(2) 因子分析によるゾーニング

Table 6 Observed data of factor analysis

[Field	Urban	Forest	Indusry	Population	Commerce	Elevation	Slope
I	Sum	415.7	96.27	1659.6	3496307	538391	48535892	633214	431.2
I	Average	0.17	0.04	0.69	1443.56	222.29	20039.59	261.44	0.18
ſ	Standard deviation	0.2	0.11	0.34	17823.08	649.74	158002.4	222.29	0.11

斐伊川流域の全メッシュに対して,8個の設定値で 因子分析を行った。共通性の推定にはSMC(共子分 析)を用い,因子間の相関を考慮した因子軸の斜交 回転にはプロマックス回転を行った。これらの観測 データの2422メッシュでの合計と平均,標準偏差を Table 6を示す。*field, urban, forest*はそれぞれ市街地, 耕作地,山林の面積率である。人口に関して市街地 での面積率が高いこと,山林の面積率に対しては標 高や勾配の影響が大きいことが想定される。

Table 7 Zoning indicators of categorized area

Zone	Judgement indicators					
Urban	Land use rate for urban district, Population, Commercial sale amount					
Agriculture	Land use rate for field					
Rural	Overlapping area between agriculture and natural conservation					
Natural	Slone elevation and forest rate in mesh					
conservation	stope, elevation and forest fate ill mesh					



Fig. 15 Relationship between peculiar indices and factor number

次に、回転前の因子の固有値を Fig.15 に示す。こ れから因子 No.1 と因子 No.2 の固有値は十分に高いこ とがわかる。上位3個の因子はTable7のようになり, 基準値を任意に 0.4 と与えて, それぞれの因子負荷度 を考察する。因子 No.1 は勾配,山林の面積率,標高 の支配度が高い。因子 No.2 は市街地の面積率,人口, 商業販売額である。因子 No.3 は耕作地の面積率が高 い、との結果になった。これらを流域の特徴を表現す るための因子とし, ゾーニング推定を行う。自然環境 地域のゾーニングには、因子 No.1 の支配度が高かっ た勾配,山林の土地利用面積率,(標高)を判定指標 として用い、都市域のゾーニングには、因子 No.2 の 支配度の高かった市街地の面積率、人口、(商業販売 額)を判定指標として用いる。農業地域のゾーニング には因子 3 の支配度の高かった耕作地の土地利用面 積率を判定指標として用いる(Table 8 参照)。

Table 8 Prescribed criteria of zonal thresholds

Factor	Zonal thresholds					
1 detor	Urban	Agriculture	Natural conservation			
	Land use rate	Land use rate	Land use rate			
No.1	for urban	for field	for forest			
	0.17	0.35	0.57			
No 2	Population	nona	Slope			
110.2	509.84	none	none			
No.3	Commercial sale amount	none	Elevation			
	none		84 56			

次のような条件の下で,ゾーンの判定基準設定を 行った。

• ゾーン全体の面積は予め設定値とする。

エリア(隣接するメッシュを結合した領域)の
 数をできるだけ少なくする。

 特徴的な地域のゾーニング結果を検証する。
 都市ゾーンの面積が流域面積の約4%の100km^{2,}自然 環境保全ゾーンの面積が流域面積の約68%の
 1600km²,農業ゾーンの面積が流域面積の約17%の
 400km²と設定した。数値は流域全域での市街地、山林、水田の面積率に対応させた。エリアの数ができるだけ少なくなるように基準値の同定を行った結果, Table 8が得られた。

基準指標は最大3通りを考慮したが、エリア数を最 少にする、といった条件の下で、結果的に2種類の判 定指標を用いることとなった。都市ゾーンの場合、 因子分析の結果、因子負荷量の大きな市街面積率と 人口が推定に用いられている。適用時には10km²を基 準とすると、それを超えるエリアが都市域で3個、農



Fig.16 Special results of zoning

業地域で8個,自然環境保全地域で3つ生成された。 1km²のエリアが都市域では18個,農業地域は60個, 自然環境保全地域では1個生成された。都市域として 宍道湖・中海の間にある松江市街地,中海の南東沿 岸にある米子市街地,斐伊川下流西岸の出雲市街地 が抽出されている。松江市では、大橋川を挟んだ南 の地域も都市域と推定された。 農業地域としては, 斐伊川下流の東岸堤内地に広がる出雲平野の水田地 帯が最大である。他にも赤川との合流地点よりも下 流の斐伊川沿いや中海の南西の意宇川下流域、中海 南岸の飯梨川・伯太川下流域など、いずれも谷底平 野や堆積平野が広がっている地域であり、農作の盛 んな地域とされている。自然環境保全地域では、宍 道湖・中海の南岸地域の吾妻山地域・雲南山地・湖 南山地を一つのまとまりとした地域と宍道湖・中海 の北岸の北山山地が抽出されている。流域全域のゾ ーニング推定を行った結果をFig.16 に示す。

図中の緑のメッシュが自然環境保全ゾーンであり, 山林の卓越した地域である。黄緑が農業ゾーンで, 農作の卓越した地域である。エリア3はその両方と もの性質を備えた里山ゾーンである。自然環境保全 ゾーンは主に上流部に位置しており,下流の都市や 農業ゾーンに水資源を供給している。

5.4 流域環境評価の適用結果

評価は河川メッシュにおいてのみ行うものとし, 河川メッシュはその地点の集水面積を河道設定基準 との比較により抽出した。

IF $AREA(j) \ge th_{river}$, THEN mesh j is river (47)

ここで、AREA(j):地点 j の集水面積, thriver:河道設 定基準, である。集水面積は Hydro-BEAM 中で作成 した流域の落水線図を参照して,地点よりも上流に あるメッシュの数とした。河道設定基準は,15km² とした。2002 年から 2004 年までの水量解析結果, および,2007 年 8 月地点での調査結果をもとに評価 を適用する。時系列で解析を行った要素に関しては, 各年で求めた平均値を採用する。

$$eva_i(j) = \frac{\sum_{t} eva_i(j,t)}{t}$$
(48)

シミュレーションによる治水・水利用, 生態・親水 性(都市域, 住宅地域)・景観の評価結果を Fig.17 に示す。

5.5 流域環境の総合評価の適用

ゾーンごとでの環境評価値の総合化を実施する。 総合化にあたって,治水は最小値,水利用は平均値, 生態は最小値,親水性は人口ポテンシャルを重みと









(d) Water amenity (urban zone)



(e) Water amenity (residence zone)



Fig.17 Distribution of evaluated results



(e) Water culture zone Fig.18 Evaluated value in zones

した平均値,水文化・景観は平均値を求めるものと する。ゾーンごとで評価値の総合化を行った結果を レーダーチャートによって Fig.18 に表現する。他の 地域に比べて自然環境保全ゾーンにおいて,治水・ 水利用の満足度が高くなっているのがわかる。これ は,治水や水利用を二次的な目的として設定した結 果,と考えられる。

ここで、里山ゾーンにおける水利用の満足度が他 の目的に比べ低くなっていること、について検証し よう。図(a)にあるように、治水の評価分布では、神 戸川・斐伊川の上流端の方で治水の満足度が低くな る地点が見られる。そのため里山ゾーンの満足度は 低くなった。これは、流下能力の設定値が下流での 設定量をもとに引き伸ばしたものであることが要因 として挙げられる。上流の中・小河川の合流地点で 治水の満足度が低くなる傾向は、結果として、明ら かであり、周辺の環境を踏まえた上で、何らかの対 策が必要になることもある。流域の全域にわたって 満足度が高く表れたのは、再現期間が短いために極 端現象が発生していないからと考えられる。

水利用の評価結果の空間分布を見ると、神戸川・斐 伊川ともに支川において評価値が低くなっているの が見られるが、三刀屋川では満足度が高くなってい ることがわかる。水利用は空間的には平均値でゾー ン内の集約を行うため、集約過程の異なる治水の満 足度の分布と単純に比較はできないが、集約値にお いても他の項目と比べて、水利用の満足度は全ての ゾーンにおいて低くなっている。都市ゾーンや農業 ゾーンよりも上流に多く分布する里山ゾーンにおい て満足度は低くなった。里山ゾーンにおいて満足度 の低いのは、流量の少ない山間部に多く分布してい るため、と考えられる。

流域全域での総合評価は,式(49),(50)のように各ゾ ーンにおける総合評価値の最小値とする。流域の満 足度はレーダーチャートを用いて Fig.19 のように表 現され,斐伊川の総合環境評価値は 0.6259 となり,



Fig.19 Integrated evaluation in whole river basin

最も満足度の低い地域は里山ゾーンとなった。

$$E_b = \min_k \left\{ EV_k \right\} \tag{49}$$

$$data(i, j) = \frac{d_{down}(j) * DATA_{up}(i) + d_{up}(j) * DATA_{down}(i)}{d_{down}(j) + d_{up}(j)}$$
(50)

8. 結語

島根県の斐伊川を通じて、総合流域管理に関して 得られた成果は次のようである。

- ▶ 分布型流出モデル (Hydro-BEAM)を用いて流域の水循環を表現し、多目的環境評価を適用した。
- ▶ 評価を行う上で、区間ごとに定められた値や地 点で得られた調査結果を流域全域へと広げた。
- 流域全域での多目的評価の適用を行い、メッシュごとでの評価値の分布を示した。
- ゾーンごとでの評価値の総合化を行った。斐伊 川では、水利用の満足度が低いことが明らかに なった。
- 流域としては自然環境保全地域での評価値 0.501 が代表値として算定された。斐伊川流域におい て景観の満足度が最も高く流域にほぼ一様であった。

謝 辞

最後に、本研究の遂行にあたって,貴重な資料や 現地見学,コメントをいただいた国土交通省出雲河 川事務所,および,地元の方々の意見集約や水文化 へのご意見をいただいたNPO法人社会工学研究所 にの皆さんに謝意を表示させていただきます。

参考文献

- 佐伯胖也著(2000):実践としての統計学,東京大学出 版会.
- 中国地方整備局出雲河川事務所(1995):斐伊川誌.
- 吉川勝秀編著(2008):流域都市論, 鹿島出版会.
- Kojiri, T. and Teramura, T. (2003): Integrated river basin environment assessment and planning through hybrid simulation processes, XI IWRA World Water Congress, CD-ROM.
- Kojiri, T. Kinai, Y. and Park, J-H. (2002): Integrated River Basin Environment Assessment on Water Quantity, And Quality By Considering Utilization Processes, Proc. of Int. Conference on Water Resources and Environment Research, pp.397-401.

Integrated River Basin Management Considering Regional Water Culture

Keiki TAKATA*, Toshiharu KOJIRI, Kozo HUKUNARI** and Kastuhide YOSHIHAWA***

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

** NPO; Social Engineering Institute, 879 Sobara, Hikawa, Simane Prefecture, 699-0502 *** Faculty of Science and Engineering, Nippon University, 7-24-1 Narashino-dai, Funabashi, 274-8501

Synopsis

In this paper, we will propose the procedure for integrated river basin management considering regional water. Since historical monument, water events and scarcities must be evaluated as cultural heritage for river basin planning. Combining with distributed runoff model, mesh is evaluated with designated six factors, which are consisting necessary items, with radar chart. The integration processes are taken from mesh, regional zone, to hole river basin with mathematical approaches. H river is applied to verify the proposed methodologies in the river basin.

Keywords: Water culture, Integrated river basin management, Zoning, River basin simulation

食物連鎖と流域水循環を考慮した生態評価モデルの構築

藤原覚太^{*}·小尻利治·川口智也^{**}

*京都大学大学院工学研究科 **株式会社日水コン

要旨

本研究は、分布型流出モデルによって求めた時空間的な水量分布と化学物質濃度の動態 推定を用いて生態系への影響評価モデルを構築するものである。界面活性剤として使用さ れるノニルフェノールとLASについての流域の流出過程をベースに、詳細な水質モデルを 用いて濃度分布を推定した後、食物連鎖で捕食過程を表現するCASMと対象魚類体内の蓄 積化学物質濃度を推定するPBPKモデルを連動させ、魚類の生存可能性を明らかにする。 さらに、化学物質暴露による生存可能性を用い、当該流域での生態系リスク評価を行う。 なお、対象流域として淀川流域を選び適用を行う。

キーワード: 食物連鎖, 生態系, CASM, PBPK, 流域シミュレーション

1. はじめに

現代社会において化学物質は必要不可欠なもので あり、日常的に数万種もの化学物質が生成、利用さ れ、その一部は環境中に排出されている。現在に至 るまで、その有用性とともに危険性も認識され、古 くは水俣病などの公害問題に見られるようにしばし ば社会問題となってきた。これらの問題は、主に、 ヒトの健康への影響が問題となったが、近年では環 境ホルモン問題に見られるように生態系に対する影 響も認識されるようになって来た(松井ら,2002)。

本研究では、複数の化学物質について物理的性質 を考慮した上で魚類に与える影響を評価指標とした 流域水・生態環境評価モデルを構築し、対象流域に おける魚類への食物連鎖・体内濃縮を考慮した化学 物質リスク評価を試みる。生物濃縮が食物連鎖を経 て繰り返される場合には、食物連鎖の上位にある生 物ほど高濃度に凝縮される。この高濃度に凝縮され た生物を人間が補食することによって、下位の生物 には害を及ぼさなかった物質が人間に対して致命的 な障害を引き起こすことがある。水界の生態系モデ ル と し て DeAngelis ら が 開 発 し た CASM (Comprehensive Aquatic System Model) (Naito *et al.*, 2002)がある。CASMは食物連鎖を考慮した上で、生 物量の計算を行うものである。化学物質に対する評 価にはCASMと同時にPBPK (Physiologically Based Pharmacokinetic Model) (Nichols *et al.*, 1990) と呼ば れる生態評価モデルを使用する。この両モデルを使うことで、生物濃縮と体内蓄積を同時に考え、実際 の河川生態活動に近い環境モデルを表現する。最後 に、リスク評価との手法として、一個体に対するリ スクと生物集団に対するリスク評価手法を提案する ものである。

2. 生態系評価手順の構成

2.1 生態系に対する毒性評価

河川の生物に対する化学物質の値として、化学物 質の毒性のとらえ方には、急性毒性と慢性毒性が あり、前者はLC 50 に代表される短期間(1~4日 間)で対象となる生物の半数致死量を表しており汚 染事故などの激甚な状態によく用いられる。後者に は、NOEC(No Observed Effect Concentration;最大無影 響濃度)とLOEC(Low Observed Effect Concentration; 最小影響濃度)の2種類がある。NOECは、10~30 日間の長期的な試験の中で、「生存」、「成長」、 「再生産」、「ふ化」などのそれぞれの生物活動に ついて、影響が観察されない対象物質の濃度であり、 LOEC は、生物活動に影響を与える一番薄い対象物 質の濃度を示している。LC50 や NOEC、LOEC は、 生物を実験室内で実験して与えたもので,実際の流 域環境を正しく把握できていない場合がある。

2.2 河川生態系の概要

(1) 食物連鎖と生物濃縮

河川生態系とは、ある地域に生息するすべての生 物集団と生活に関係する非生物的諸要素を含む環境 から構成されており、主として物質循環やエネル ギーの流れに注目して、一つの機能系的なシステム としてとらえたものと言える(河内,2003)。そのシ ステムは生産者、消費者、分解者からなる生物的要 素と非生物的要素(環境的要素)の2種類からなっ ている。食物連鎖を形成している各種栄養段階の生 物は、単位時間、単位面積あたりに固定するエネル ギー量、あるいは生物量は栄養段階の上位者ほど小 さくなる。生物の排泄物や死骸は分解者により有機 物から無機物へと分解され、この無機物は生産者に とっての栄養となる。水界においてもエネルギーは 循環し、食物連鎖が確立されている。

さて、太陽エネルギーを取り込む生産者は、主に 水草と植物プランクトンと考えよう。生態間のエネ ルギー動態は主に捕食であり、植物プランクトンは 動物プランクトンに捕食される。プランクトン類は 河川などでは流され、生存が困難なので、主にダム や湖沼に生息する。すると、これら生産者やプラン クトンを捕食する河川における消費者は魚類と水生 昆虫とに限定することが出来る。魚類と水生昆虫は 消費者の大部分を占めより高次の消費者によって捕 食される。生物の死骸や排泄物は菌類などの分解者 により分解され、この他、分解者の分解する有機物 のうち、陸上の木から流入する葉や木の枝なども多 く含まれる。最終的に、分解された無機物は生産者 の栄養へとなる。

生物は外界から取り込んだ物質をしばしば環境中 におけるより高い濃度で対内に蓄積する。この生物 濃縮は食物連鎖を通じて「食う側から食われる側」 へと高次栄養段階の生物ほど高濃度に蓄積されてい く。工場や一般家庭の排水に含まれる化学物質を日 常的に魚が取り込むと,魚の体内には化学物質が河 川中の濃度よりも高濃度で蓄積される。この汚染さ れた生物を捕食する魚は,より高濃度の化学物質を 体内に蓄積することになる。

(2) 流域水・生態環境評価モデルの構成

本研究では、分布型流域環境評価モデル (Hydro-BEAM)を導入し、複数化学物質の環境中 での動態推定とその生態系への影響評価を行う (Kojiri et al., 2002)。モデルは大きく分けて、熱収支 モデル、分布型流出モデル、水質モデル、生態影響 評価モデルのモデルからなる。地理データ、気象デー タなどから熱収支モデルを用いて地表面の熱収支を 求める。求めた熱収支から蒸発散量を推定した上で 雨量などの水文データを用い、分布型流出モデルで 地表と地下の水分移動量を求める。次に、水分移動 量や負荷排出量データなどを用いて、化学物質の流 域での動態を推定する。これら化学物質の計算結果 は PBPK モデルの入力データとして利用する。同時 に Hydro-BEAM から水質を考慮したモデルにより、 CASM の際に必要な入力データとなるリン、窒素、 溶存酸素などの時空間的分布を計算する。

PBPKモデルに関しては、被捕食魚の化学物質の体 内循環が算定される。その後、捕食魚が被捕食魚を 補食することによる物質動態をCASMにより求める と共に、化学物質を摂取した捕食魚を再度PBPKによ り化学物質の体内循環を推定する。1日ごとに得ら れるこうした捕食魚の体内蓄積を考慮して、CASM とPBPKを繰り返し適用し、捕食魚、被捕食魚の生物 量を明らかにする(Fig.1参照)。植物性プランクト ンや動物性プランクトンに対する化学物質の生物濃 縮は、魚類の生物濃縮に比べ極めて小さいと仮定し、 河川系では両プランクトンとも考慮しないこととす る。



Fig.1 Calculation flow of proposed methodologies

3. 生態環境評価モデル

3.1 食物連鎖過程の概要

1 日ごとの食物連鎖,体内蓄積過程は以下のよう に定義する。

- i) エラからの取り込み:化学物質を被捕食魚がエ ラから取り込む過程である。
- ii) 被捕食魚の体内蓄積と排出:PBPK により,被 捕食魚に含まれる化学物質量を算定すると同

時に生物量に影響する肝臓の化学物質濃度を 計算する。

- iii) 捕食による生物濃縮: CASM を用いて, 捕食魚 が被捕食魚を補食することによる生物量の変 化を算定する。捕食魚は被捕食魚を通じて、化 学物質を体内に取り込むことになる。また、捕 食魚はエラからも化学物質を摂取する。
- iv) 捕食魚の体内蓄積と排出:捕食魚の体内の化学 物質循環を考慮し,捕食魚の肝臓内化学物質濃 度を明らかにする。
- v) 生物量の推定:捕食魚,被捕食魚ともに肝臓に おける化学物質濃度を用いて, 生物量を推定す る。

3.2 CASM-Riverの提案

河川の生態系モデルには2種類, すなわち, 数理 生態学と生態モデリングがある。前者は生物量の推 定を目的とする単純な解析構造をとり、後者は生物 系に対しての可能な知見を取り込む詳細かつ複雑な モデル構成である。生態モデリングのうち, CASM は水界の生態系モデルとして,特に,諏訪湖では湖 沼学を基盤とした研究が積み重ねられ,多くの成果 が発表されている。内藤らは諏訪湖に適用させた CASM-SUWAを提案している(Naitou, et al., 2002)。 CASM-SUWA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 ル化した, 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。対象とする物質を炭素に定め、炭 素基準で計算を行う。それぞれの炭素量は生物量を 表す指標と考え,後に示す微分方程式に従って変動 する。植物の生産(光合成)速度はリン・窒素・ケイ素 などの栄養分,および,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、い わゆる, Lotka-Volterra型のモデルである。CASM-SUWAが湖沼を対象としたモデルであり、河川を表 現していないので,本研究では時空間的に流量,水 温変化が発生していることを前提に河川の生態モデ



Fig.2 Concept of CASM-River

ルに適したCASM-Riverの構築を目指すものである (Fig.2参照)。

3.3 対象とする生態系構造

河川生態では魚類の他, 昆虫や底生動物などが食 物連鎖の重要な要素となっており、捕食・被捕食の 関係がある。生物が排出する糞や死骸はデトリタス とよばれる有機物質となり、分解されてリンや窒素, 溶存酸素、藻類の栄養となる。魚の行動範囲は一日 以内だと1km以内であると仮定してもよく,流出モ デル同様1kmメッシュに区切って計算を行うことは 妥当と判断する。食物連鎖の大きな要素の特徴は以 下のようである。

i) 藻類

河川における藻類は,光合成により酸素を放出し て自浄作用の役割を担うと共に、小動物や魚の食物 源となるため, 生態系の基盤として重要な役割を果 たす。河川は流れが速いため浮遊性の藻類は水に流 されて定着できず, 増殖することができない。従っ て, 主な藻類は, 川底の石などに定着することが可 能な付着藻類である。水温、日射量、水中の栄養分 によってその増殖率を変化させ, 藻食性の魚, 雑食 性の魚の食料になることで減少する。

ii) 動物プランクトン

閉鎖性水域であるダムや湖沼においては、プラン クトンが生息しており,植物プランクトンを補食す るプランクトンとして動物プランクトンが生息して いる。動物プランクトンは雑・藻食魚によって捕食 される。ここでは、プランクトンに対する化学物質 の生物濃縮は、魚類の生物濃縮に比べ極めて小さい と仮定し考慮しないこととする。

デトリタス iii)

デトリタスとは, 生物遺体や生物由来の物質の破 片や微生物の遺体、あるいはそれらの排泄物を起源 とする微細な有機物粒子のことであり、通常表面や 内部に繁殖した微生物群衆を伴う。陸上の土壌に混 入した有機物片のことを指す場合もあるが、多くの 場合は水中の有機物粒子を指す。プランクトンとと もに水中の懸濁物の重要な構成要素であり、堆積物 にも多く含まれる。河川の消費者にとっても重要な 食料であり、食物連鎖を支えている。消費者に食べ られたり、微生物等による分解されたりして減少す る。粒径の大きさにより、PCOD(懸濁態有機物質)と DCOD(溶存態有機物質)に分けられ、生物の死骸や糞 などはこのうちPCODとして扱う。このPCODが分解 されることで、DCODとなり、DCODがさらに分解す ることで窒素やリンなどの無機物質などになる。 鱼類

iv)

河川において魚類は消費者の大部分を占め、生産

者やベントスに大きく影響を与える。魚類はその食 性から,主に,藻食性の魚,雑食性の魚,魚食性の 魚の3種類に分けられる。藻食性の魚はアユに代表 され,藻類を食料とする魚である。雑食性の魚はコ イやワカサギのように藻類やベントスを食料とする。 共に食物連鎖において消費者として中間に位置する。 より高次の魚食性の魚によって捕食されることが共 通している。魚食性の魚は河川での食物連鎖の頂点 に位置し,藻食性や雑食性の魚,そしてベントスを 捕食する。魚食性の魚は魚類全体から見ても種類が 少なく,淀川水系における肉食性の魚は,主にナマ ズやブラックバスである。

3.4 生態系モデルの定式化

(1) 捕食速度

生物量を算定するため生態系モデルの定式化を行 おう。魚類には、生活圏としてのテリトリーがある ものとし、その領域内で活動するものとした。モデ ル化において、生産者、消費者、共に捕食する(され る)速度は同一の式を用いる。捕食速度Gは次式を用 いる。

$$G = \sum_{k} \frac{C_{m} h_{k}(T) w_{ki} B_{k}}{B_{k} + w_{ki} B_{i} + \sum_{k} w_{ki} B_{i}}$$
(1)

ここに、 $i: 対象生物, k: iを捕食する生物, l: i を捕食する生物がi以外に捕食する生物, <math>C_m: 最大消費速度(1/d), h(T): 水温影響関数, <math>w_{ki}: k o i$ に対する 嗜好性, $B_i: i o 生物量(gC/m^3)$, である。また, 水温 影響関数は $T=T_0$ のとき1。0をとる指数関数である。 水温が成長最適温度に達したとき, 最大の次の増殖 速度となる。

$$h(T) = \left(\frac{T_{opt} + 10 - T}{10}\right)^{1.5} \exp\left[1.5 - 1.5\left(\frac{T_{opt} + 10 - T}{10}\right)\right] (2)$$

ここに, T:水温(℃), T_{opt}: 生物増殖の最適温度(℃), である。付着藻類の生物量は,周囲の水温,日射量, 栄養塩状態に依存し,次式によって計算される。

$$\frac{dB_1}{dt} = B_1 \{ P_m f(N, P) g(I) h(T) - Rh(T) - M - G \}$$
(3)

ここに、 B_1 : 付着藻類の生物量(gC/m³)、 P_m : 最大比 増殖速度(1/d)、R: 呼吸による消費定数(1/d)、M: 死 亡による減少速度(1/d)、G: 捕食されることによる減 少速度(1/d)、f(N,P): 栄養塩に関する影響関数、g(I): 日射量に関する影響関数、h(T): 温度に関する影響 関数、I: 日射量(W/m²day)、T: 水温(\mathbb{C})、である。

栄養塩に関する影響関数は、次の Michallis-Menten 式で表される。Liebig の最小律に従い、栄養塩濃度 による増加速度は水中の窒素、リンのうち制限の強 い方に依存し、藻類の Michaelis 定数、およびその最 大比増殖速度 Pm で支配される。

$$f(N,P) = \min\left[\frac{N}{K_N + N}, \frac{P}{K_p + N}\right]$$
(4)

ここに、N: 窒素濃度(mg/ ℓ), P: リン濃度(mg/ ℓ), $K_N:$ 窒素の摂取に伴う半飽和定数(Michaelis 定数), Kp: リンの摂取に伴う半飽和定数(Michaelis 定数), である。

日射量影響関数は、最適日射量において最大値を とり、これを超えると強光阻害と判断される。水柱 を投下する日射量は次の指数関数(Lambert-Beer's Law)で計算することができる。すなわち、

$$g(I) = \frac{e}{g} \left[\exp\left\{-\frac{I}{I_{opt}} \exp\left(-\varepsilon_{h}\right)\right\} - \exp\left(-\frac{I}{I_{opt}}\right) \right]$$
(5)

ここに、 I_{opt} : プランクトン増殖の最適日射量 (W/m²day)、e: 消光係数、である。 ε は水深やデト リタスによる消光を考慮した値で、

$$\varepsilon = 0.2z + 0.1B_6 \tag{6}$$

ここに, z:水深(m), B_6 :デトリタス濃度(gC/m^3), である。

(2) 消費者

消費者の生物量の式は以下の微分方程式で表される。

$$\frac{dB}{dt} = B\left\{C(1-D-U) - Rh(T) - M - G\right\}$$
(7)

ここに、B: 消費者の生物量濃度(gC/m^3), t: 時間(d), C: 捕食による増殖速度(1/d), U: 排泄速度(1/d), R: 呼吸による消費定数(1/d), h(T): 温度に関する影響 関数($T_{opt}=T_R$), T: 水温(\mathbb{C}), M: 死亡速度(1/d), G: 捕食されることによる減少速度(1/d), である。また, Cは以下のように表される。

$$C = C_m h(T) \frac{\sum_j w_{ij} a_{ij} B_j}{B_i + \sum_j w_{ij} B_j}$$
(8)

ここに, C_m : 捕食による最大増殖速度(1/d), h(T): 温度に関する影響関数($T_{opt}=T_c$), w_{ij} : $i \circ j$ に対する 嗜好性, a_{ij} : $i \circ j$ に対する同化係数, B: 消費者の 生物量(gC/m³), である。

(3) デトリタス

デトリタスは生物が排出する糞や死骸,さらには 森林からの落ち葉などでその量を増やし,分解や移 流することで減少する。移流,分解に関する式は次 のようになる。

移流:

$$\frac{\partial}{\partial t}(AC) + \frac{\partial}{\partial x}(AUC) = \frac{\partial}{\partial x}\left(AD\frac{\partial C}{\partial x}\right) + AL \qquad (9)$$

分解:

$$\frac{d(\det)}{dt} = -k \cdot 1.05^{(t-20)}$$
(10)

3.5 CASMでの魚種に関するパラメータ設定

CASM により魚食魚, 雑食魚, 藻食魚全体の生物 量を求めることが出来るが, さらにそれを種ごとの 生物量に変換する。魚は場所や季節によりその生物 量が変化する。それぞれの種ごとにパラメータを設 定し,食性別の生物量から対象魚種の生物量を算定 する。魚類現地結果一覧表(国土交通省河川局河川 環境課,2004)より抽出される魚類の食性別のパラ メータは次のようになる。

i. 魚食魚

$$\alpha_{p}(x,t) = \frac{P_{i}(x,t)}{\sum_{k=1}^{n} P_{k}(x,t)}$$
(11)

ここに、P_i:魚食魚 i の生物数, n:魚食魚の総種類
 数, x:メッシュ位置,t:時間(d),である。

ii. 雑食魚

$$\alpha_{O}(x,t) = \frac{O_{i}(x,t)}{\sum_{k=1}^{n} O_{k}(x,t)}$$
(12)

ここに, *O_i*: 雑食魚 *i* の生物数, である。 iii. 藻食魚

$$\alpha_H(x,t) = \frac{H_i(x,t)}{\sum_{k=1}^n H_k(x,t)}$$
(13)

ここに, H_i: 藻食魚 i の生物数, である。

魚類現地結果一覧表が存在しない流域に関しては, これらの地点におけるパラメータを線形で結ぶこと で補完した。すなわち,メッシュ位置 x_1 が上流, x_2 が x_1 より *i* km 下流にある場合, x_2 から *j* km 上流に あるメッシュ位置 x_3 におけるパラメータは次式で表 される。

$$\alpha(x_3,t) = \frac{j}{i}\alpha(x_1,t) + \left(1 - \frac{j}{i}\right)\alpha(x_2,t)$$
(14)

vi. アユの季節変化による変動

藻食魚を代表するアユは、川と海を回遊する魚で 季節によってその棲み場所を変える。冬に生まれた アユは春まで川の上流を目指して上り、夏ごろまで 川の上流で成長する。9月から2月頃まで、親アユ は川の下流に降り、砂や小石の多い浅瀬で集団産卵 する。研究対象領域はアユにとっては比較的上流で あり、春から秋にかけてその生物数を減らしていく ことになる。本研究ではアユの季節変動を4月で最 大値,10月で最小値となる正弦関数で表現できると 仮定して,次式を用いる。

$$\alpha(x,t) = a \cdot \sin(t - t_0) \tag{15}$$

ここに、t_o:100(4月)、である。雑食魚を代表する コイ、魚食魚を代表するブラックバスについては季 節変動が少ないため、時系列による変化は考えない ものとする。淀川では、観木津川、桂川、宇治川の 各本川でのデータが存在し、本川以外の地点はこの 現地調査表に基づき標高から推定した。

3.6 PBPKモデル

PBPK 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。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。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 ので(日本環境毒性学会,2003),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 ると考えられる。

一般的に,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2 種類が考えられる。本研究では,その両経路からの 蓄積を考え,餌生物からの蓄積に CASM-River を提 案する。生物濃縮に関しては,魚食魚が雑食魚と藻 食魚を捕食する際の生物濃縮のみ考える。

PBPK モデルの基礎式は以下のように一般化され る。ここでいうコンパートメント(compartment)とは モデル化の対象とする臓器や組織など,容積を持っ た箱とみなすという意味であり,臓器の位置・形状 などは考慮しない(Fig.3 参照)。



Fig.3 Accumulation parts in fish

$$\frac{dA_i}{dt} = Q_i (C_{art} - C_{vi}) \tag{16}$$

$$C_i = \frac{A_i}{V_i} \tag{17}$$

$$C_{vi} = \frac{C_i}{P_i} \tag{18}$$

ここに、 A_i : コンパートメント中の化学物質の総量 [Amount of chemical] (μ g), Q_i : コンパートメントへ 流入する動脈[Arterial blood flow] (ℓ /hr), C_{art} : 動脈で の血中化学物質濃度[Arterial blood] (μ g/ ℓ), C_{vi} : コン パートメントでの血中化学物質濃度[blood existing the compartment](μ g/ ℓ), C_i : コンパートメント中で の化学物質濃度 (μ g/ ℓ), V_i : コンパートメント中で 積 (ℓ), P_i : 臓器と血液の分配係数 [Tissue : blood partition coefficient] (μ g/ ℓ in tissue / μ g/ ℓ in blood], で ある。ただし, 生物濃縮の経路である口からの搾取 は次式ようになる。

$$A_i = \frac{GB_j C_{all}}{B_i} \tag{19}$$

ここに、 $G: CASM-River で用いた捕食速度(1/d), B_i:$ 対象魚の生物量(gC/m^3)、 $B_j: 餌となる魚の生物量$ (gC/m^3)、 $C_{all}: 餌となる魚の全組織に含まれる化学物$ $質濃度(<math>\mu g/\ell$)、である。ただし、口からの捕食は CASM で算定されており、PBPK での二重計算を避けるた め、式(19)の適用は行わない。

化学物質の摂取経路として口とエラからの摂取を 考慮し、コンパートメントは呼吸量・心臓・腎臓・ 肝臓・脂肪組織・血流量の少ない組織・血流量の多 い7個の組織を対象とする。化学物質を摂取する器 官である口とエラは同一のコンパートメントとし、 口は生物を補食するだけの器官とする。

複数化学物質に対するリスク 評価手法

4.1 対象とする化学物質の選定

流域における化学物質リスク算定のために,化学 物質を考慮した水質モデルを用いて,代表的な流域 での詳細な時空間分布を推定する(Wasa, et al., 2006)。 対象はノニルフェノールとLAS(linear alkylbenzene sulfonate:直鎖アルキルベンゼンスルホン酸)とする。 ノニルフェノールとLASは界面活性剤の一種であり 洗剤として使用されるため,流域へ排出されやすい 物質であるといえる。ただし,近年,ノニルフェノー ルはPRTR指定物質に指定されたこともあり,その危 険性が認識され始め使用量が少なくなってきている。 LASは環境中で分解されやすいこともあり,現在で も多量に使用されている。ノニルフェノールとLAS は互いに異なった性質を持ち,ノニルフェノールは 脂溶性が高く環境中での分解速度が遅く,LASは水 溶性が高く水中での分解速度は比較的早いという特 徴を持つ。よって,これらの物性を考慮した水質モ デルを用いて解析することにより,両者の環境中で の動態の違いを見ることができると考えられる。

4.2 化学物質混合物の生体内での影響過程

化学物質の混合物が生物に影響を与える過程は, 二つのケースに分けることができる。一つは化学物 質同士が反応する場合,他方は体内における化学物 質の影響が相互干渉する,つまり,生理的な現象同 士が相互に増幅しあう,もしくは打ち消しあう場合 である。後者の現象の方が現実的である。ただし, 問題の複雑性のため,本研究では,化学物質の相互 作用が起こらずに,混合物の毒性は個々の化学物質 の毒性を足し合わせることによって求めることがで きると仮定する。

PBPK における複数化学物質の取り扱い手法に関 して述べる。PBPK においては体内での化学物質濃 度を計算するため、体内での化学物質の挙動に関す るデータが化学物質ごとに異なる。しかし、化学物 質ごとに必要なデータを準備することは困難である ので、代表となる物質の濃度に換算して計算を行う。 ここでは、ノニルフェノールを代表値として取り扱 う(Fenner, et al., 2002)。

$$C_{EQ,NP} = \sum_{x} C_{x} \cdot R_{Px} = \sum_{x} C_{x} \frac{P_{NP}}{P_{x}}$$
(20)

ここに、 $C_{EQ,NP}$:混合物全体をノニルフェノールに換算した濃度(μ g/ℓ), x:対象化学物質, C_x :化合物 xの濃度(μ g/ℓ), R_p :相対毒性強度[Relative Potency], P_{NP} :ノニルフェノールの予測非影響濃度[PNEC: Predicted No-Effect Concentration](μ g/ℓ), P_x :化合物 xの予測非影響濃度(μ g/ℓ), である。

4.3 リスク評価手法

化学物質による PBPK を用いて計算した魚食魚の 生物量を求めるが、CASM で用いた式を化学物質の 毒性を考慮するため次式のようになる。右辺第二項 が PBPK による化学物質の影響を扱う項である。

$$\frac{dB(x,t)}{dt} = rB(x,t) - h(C_f - C_{f0}) \cdot B(x,t)$$
(21)

ここに, *B*: 生物集団の個体数(匹), *x*: メッシュ位 置,*t*:時間(d),*h*:毒物が原因の死亡係数(1/(mg/m³)day), *C_f*: 水生生物の肝臓での化学物質濃度(mg/m³), *C_{f0}*: 毒物の生物への閾値(mg/m³), *r*: CASM での増加率 (1/d), である。 リスク評価手法として、最も化学物質の影響を受けた地点を最危険度地点とし、その地点に対して他のメッシュがどれだけ影響を受けているかを魚種別に計算し空間的に危険度を分布させるという手法をとる。すなわち、上式で得られる年間総生物量に対して、化学物質の影響を考慮しない年間総生物量の差に着目し、全メッシュの中での最大比をリスク値とする。具体的には、地点 x におけるリスク値は次のように表され、流域全体で分布型の集約として計算する。

$$risk(x) = \frac{\int B(x)dt - \int B_r(x)dt}{\max R}$$
(22)

 $\max R : \max \left\{ \int B(x)dt - \int B_r(x)dt \right\}$ (23)

ここに、B: 化学物質の影響を考慮しないで計算した $生物量(gC/m³)、<math>B_r: 化学物質の影響を考えた生物量$ (gC/m³)、x: メッシュ位置、である。

5. 適用と考察

5.1 淀川の概要

本研究では対象流域として琵琶湖・淀川流域を選 ぶ。琵琶湖・淀川流域は,三重・滋賀・京都・大阪・ 兵庫·奈良の2府4県にまたがる流域面積8,240km², 幹川流路延長 75.1km に及ぶ日本を代表する流域で ある。淀川流域は、日本最大の湖である琵琶湖を水 源にもつ宇治川, 三重・奈良県など流域東部から発 する木津川, 流域西部を流下する桂川に大別される。 琵琶湖流域は融雪期,木津川流域は台風期,桂川流 域は梅雨期の流出量が多く, それぞれ異なった気候 特性を持ちながら淀川の流況の安定に寄与している。 一方、下流域は瀬戸内海気候の影響を受け、降水量 が少ないことが特徴となっている。淀川流域は、大 阪市・京都市の2大都市と多くの衛星都市をかかえ, 近畿圏における社会・経済・文化発展の基盤をなし ている。さらに、古くから治水・利水工事が進めら れ,日本の治水・利水事業の先駆的な役割を果たし てきた。

5.2 落水線図の作成

落水線は、標高データから作成する方法が一般的 であるが、この場合、低平地はもちろんのこと、人 工的に流路が整備されている流域には適用が困難で ある。また、山地などであっても、落水線が必ずし も実際の流路を再現している保証はない。そこで、 国土数値情報の流路位置(KS-272)および流域界、非 集水界線位置(KS-273)データから、1km メッシュの 落水線データを作成することにした。この方法によ り、標高データが得られない場合でも、地図をデジ タイジングして流路位置と流域界位置データを作成 すれば、落水線を自動的に定義することが可能であ り、汎用性は高いと考えられる。Fig.4 に川流域の落 水線網を示す。図中では、落水線の図上での河川次 数に基づき色分けを担っている。



Fig.4 Flow routing map of the Yodo River

5.3 魚種の分布

淀川に住む魚類は多岐にわたる。その中には生息 範囲も少なく評価対象としては妥当とは言えない魚 種もある。そこで魚類の中から淀川における卓越種 を選び,評価対象として妥当な魚種を選定する。淀 川の魚類は食性により体の大きさが大きく異なり, 魚食魚が80cm以上,雑食・藻食魚が10cm~30cm程度 となっている。ここでは,魚食魚はみな同じ大きさ, また雑食魚と藻食性魚はみな同じ大きさと仮定し,

Table 1 Monitored results of fish and shelfish

		1		r						
Mesh		Omnivorou	Sweet	Algae fish	Sweet	Algae fish	Sweet	Algae fish	Black	Fish-
number	Garp	s fishes	TISN	(Spring)	TISN	(Summer)	Tish	(Autumn)	bass	eating
			(Spring)	((Summer)		(Autumn)			fish
235158	11	369	0	0	1	20	3	13	4	5
241163	23	300	0	0	0	28	0		13	10
249178		343	U	U	9	10	U	U	3	3
24/190	370	/28	0	0	0	4	0	0	1	1
248197	60	145	U	U	0	U	U	U		2
248203	1	555	0	0	1	2	0	0	0	1
243163	4	856	0	0	0	7	0	15	0	0
248171	2	370	0	0	1	2	0	0	0	0
246172	3	730	0	0	0	0	0	0	0	0
245173	0	490	0	0	6	6	0	0	0	0
261186	69	625	13	13	2	2	0	0	2	2
266187	68	395	26	26	4	4	0	1	2	2
270191	0	899	0	0	5	5	3	3	0	0
234157	6	195	no data	no data	1	1	0	0	5	6
238162	32	587	no data	no data	0	251	0	233	0	0
231164	13	182	no data	no data	0	0	0	0	5	8
226166	10	377	no data	no data	0	4	0	4	0	2
233171	0	470	no data	no data	5	5	1	1	0	0
230171	0	273	no data	no data	1	1	0	0	0	0
228160	45	381	no data	no data	2	2	0	0	0	0
220157	1	269	no data	no data	16	16	0	0	5	5
219148	5	297	no data	no data	1	7	0	4	0	0
214145	23	395	no data	no data	0	2	2	2	2	2
203138	28	219	no data	no data	1	1	0	1	0	0
200152	0	473	no data	no data	0	0	0	0	0	0
227157	0	532	no data	no data	0	2	0	2	1	1
227161	26	264	no data	no data	1	1	0	0	0	2
221162	4	471	no data	no data	0	0	0	0	0	0
217162	1	464	no data	no data	2	2	0	0	0	5
229167	0	295	no data	no data	0	0	0	0	0	0
210167	Ō	304	no data	no data	Ō	Ö	Ö	Ö	Ö	Ō
220158	4	170	no data	no data	1	1	0	0	0	0
215155	Ó	255	no data	no data	1	1	Ö	Ö	Ö	Ö
214135	0	378	no data	no data	1	1	Ö	Ö	0	0
214138	Ō	262	no data	no data	Ó	2	Ö	6	Ó	ō
196144	1	597	no data	no data	0	2	Ö	4	0	0

個体数から生物量を比例配分する。

淀川魚種リストより,淀川に住む魚類全72種は2 綱, 13目21科と分けられる。綱は条鰭綱と頭甲綱に 分類されるが,頭甲綱はヤツメウナギのみの綱なの で,条鰭綱が卓越種の大部分をしめることになる。 この条鰭綱は淀川において12目の種類を有する。こ の12目のうち,コイ目は47科,スズキ目16科,サケ 目は8科,ナマズ目は6科,キュウリウオ目は3科,で あり,その他のトゲウオ目,ボラ目,カサゴ目,タ ウナギ目,カダヤシ目,ウナギ目,メダカ目はそれ ぞれ1科のみを有する。特に,コイ目コイ科は38種あ り,淀川では卓越種といえる。

一方,魚介類現地結果一覧表(Table 1)は地域ごと に魚種の構成比をあらわしたものである。流域内36



Fig.5 Simulated water quality in the Lake Biwa

地点での個体数データが記載されている。魚の種類 によって、その個体数の割合がまったく異なり、地 域によっても卓越している魚種が異なっている。雑 食魚が一番割合が高く、その中でコイ目コイ科であ る、コイ、ニゴイ、オイカワ、カマツカ、コウライ モロコ、カワムツB型、ウグイが高い割合を示す地 域が多いため、これらの中からコイ、ニゴイを対象 魚種とする。藻食性魚でキュウリウオ目キュウリウ オ科であるアユ、魚食性魚にコイ目コイ科はいない ためスズキ目スズキ科のブラックバスをそれぞれ藻 食性魚、魚食性魚における対象魚種とする。淀川の 魚類は食性により体の大きさが大きく異なるが、魚 食性魚はみな同じ大きさ、さらに、雑食魚と藻食魚 はみな同じ大きさと仮定し、個体数から生物量を比 例配分する。



Fig.5, 6, 7 それぞれに琵琶湖, 高山ダム, 日吉ダ ムにおける水質解析の結果を示す。やや再現できて



ig.0 water quality in the Takayania dam reserv



Fig.7 Water quality in the Hiyoshi dam reservoir

いないところもあるが,全体的に評価できている。 ダム,琵琶湖は実測データと比較できる数少ない地 点であり,これらの結果が良く再現されているので 流域全体における水質もよく再現されていると判定 できる。

5.5 化学物質濃度解析

Fig.8に示すようにA~Cの3地点における解析結果 を示す。地点A~Cはそれぞれ上流,中流,下流を代 表する地点として適応させる。

Fig.9,10にLAS,NPの解析結果を示す。夏場に おいて濃度が小さくなることがわかった。これは, 夏場に流量が増え濃度が希釈され,水温が上がるこ とにより分解が促進されていることを示している。 LASは1999年から2000年にかけて計算し,1999年



Fig.8 Locations of considered points of A to C



Fig..9 The concentration of LAS in the river



(b)Nonyl-phenol-etokisilate



における枚方地点の観測結果のみ入手可能であった ので、そのデータから考察する。時系列のデータで はないので、観測値の範囲のみ示した。解析濃度結 果は、ほぼ観測濃度の範囲内であることがわかる。 夏場において観測値の範囲からはずれ過小評価して いるが、これは下水排出量を過小評価している可能 性があると思われる。

5.6 生態環境モデルの解析

(1) 生態系のパラメータ

Table 2 に CASM-SUWA を参考にして用いたパラ

メータを示す。PBPK パラメータは Table 3 に示すとおりである(環境省, 2001)。

Table 2 The applied parameters for CASM-river

		Fish-eating fish	Omnivorous fish	Aglae fish	Animal plankton	Agla
Tc		17	25	21	15	
Cm		0.12	0.1	0.12	0.2	
D		0.005	0.022	0.022	0	
Tr		18	28	25	20	
R		0.004	0.008	0.009	0.02	
U		0.03	0.024	0.035	0.024	
М	М		0.015	0.017	0.045	
Taste	Textured vegetable plankton	0	0	0	1	
	Animal plankton	0	0.03	0.03	0	
	Omnivorous fish	0.4	0	0	0	
	Aglae fish	0.3	0	0	0	
	Agla	0	0.3	0.5	0	
	Detritus	0.3	0.4	0.2	0	
Assimilation			0.7	0.7	0.3	0.3
Initial Values		0.01	0.02	0.03	0.06	

Table 3 The applied parameter of PBPK



(2) 生物量解析結果

斜面系では河川が存在せず、魚類をはじめとする 水生生物に乏しいため,生物量計算は,河川メッシュ のみにて計算をする。Fig.11, 12に季節別デトリタス の分布, Fig.13~16に地点A~Cと琵琶湖における生物 量の年変動を示す。上流、中流、下流におけるデト リタス量が大きく異なっていることがわかる。上流 では森林からの落ち葉などが河川に流入し、また下 流では工場などから出る有機物質の影響でデトリタ ス量が中流に比べて多くなっている。デトリタスと 同時に食物連鎖を支える付着藻類であるが、デトリ タスと比べて中流域で相対的に生物量が多い。中流 域は水深がそれほど深くないため、光が届きやすく 光合成がしやすいため藻類にとって生息しやすい環 境であるからだと考えられる。上流域の落葉や下流 域の排水ほど十分な供給源がないため、特に中流域 では付着藻類が生産者として重要な役割を果たして いる。次に魚類についてであるが、上流域、中流域、 下流域ともに雑食魚と藻食魚比較的は図にしめすよ うに琵琶湖の結果ではプランクトンが食物連鎖の底 辺を支えていることがわかる。



Fig.11 The distribution of detritus in June



Fig.12 The distribution of detritus in June

5.7 生態分布解析結果

魚類の生息場と標高には密接な関係があり,実 データと照らし合わせることで,対象魚の食性別割 合を求めることができる。コイは標高 100m 付近に 多く分布し,ブラックバスは標高 300m 以上には生 息しない,等が明らかにされている。アユは夏場で は標高 0~300m に多く分布し,秋になると全体的に 数を減らしている。ここで,アユの習性として,春 に川の上流で産まれ,夏になるにつれ川を下ってい

$$\alpha(x) = -A(h(x) - h')^{2} + B$$
(24)

$$\alpha(x) = C_1 \quad \text{when } H(x) \ge D_1$$

and (25)

$$\alpha(x) = C_2 \quad \text{when } H(x) \ge D_2$$

ここに, x:メッシュ位置, α:食性別での対象魚種



(a) The distribution of sweetfish in spring



(b) The distribution of sweetfish in summer



Fig.13 Amount of aqua creature at point A



Fig.14 Amount of aqua creature at point B



Fig.15 Amount of aqua creature at point C



Fig.16 Amount of aqua creature in the Lake Biwa

き,秋が深まるに連れ産卵のため川をさかのぼるこ とを考慮し,魚種の割合 を決定する。コイやブラッ クバスは年変動が少ないとして,季節変動を考慮し ない。

コイ,アユは式(24)のような標高に基づく二次関数 で生存範囲を確定する。なお, *A*, *B*, *C*₁, *C*₂, *D*₁, *D*₂はパラメータである。

Table 4 The parameters for feasible habitats

according to elevation

	Com	Dlash baga	Sweet fish	Sweet fish	Sweet fish	
	Carp	DIACK DASS	(Spring)	(Summer)	(Autumn)	
Α	1/45000	3/500	1/10000	1/2500	1.01E+08	
В	0.5	0	1	1	1	
C1	167					
C2					180	
D1	0.8					
D2					0.5	
h'	150	300	300	200	250	





の割合, h:標高(m), h': αを最大とするときの標高 (m), である。各パラメータは Table 4 を用いた。

Fig.17 にアユの季節別生息分布を示す。春の結果 は標高が高い地域に生息し,夏になると川を下って, 秋になるとまた産卵のため上流に戻るという挙動が 表されている。Fig.18 にコイの雑食魚における割合 の分布を示す。コイは基本的に幅広く生息するが, 比較的流れの緩やかな中,下流域を好む。同図では 琵琶湖周辺に分布しているのがわかる。Fig.19 に ブックバスの魚食魚に対する割合の分布を示す。ブ ラックバスは比較的流れの緩やかな中,下流域を好 み,コイよりもその傾向が強い。また,琵琶湖周辺 に分布していることを示している。

5.8 リスク評価

適用に際して, 淀川の化学物質濃度が閾値を超え ていないため、リスク評価が困難であった。そこで 人為的に化学物質濃度を全域で 10 倍にして 2000 年 のデータを基に 10 年間シミュレーションを行うも のである。

化学物質の推定濃度結果から淀川の化学物質濃度 は予測無影響濃度(PNEC)を下回っていることから, 安全なレベルにあるといえる。リスク空間分布を表 す Fig.20 によると,魚類にとってのリスクはゼロで はなく,危険ではないが点在していることが分かる。 一方,リスク値が負になる地点が存在することがわ



Fig.18 The distribution of carp



Fig.19 The distribution of black bass

かった。これは化学物質の影響を受けたのにもかか わらず,生物量が増加していることを示している。 その生物に対して捕食者となる生物が,化学物質に より減少し自身の化学物質の影響よりも捕食者とな る生物の減少の影響の方が大きいことを意味してい る。ただし,流域全体で見ると,生物量は減少して いることから好ましい状況とはいえない。生物濃縮


Fig.20 The risk distribution for fish

を考慮しているため、魚食魚であるブラックバスの リスクが本来大きくなるべきであるが、結果として はコイと同程度のリスクであるということがわかっ た。これは食物連鎖を考慮しているため、雑食魚、 藻食魚の生物量が増加し、それにより魚食魚の生物 量も回復していったものと考えられる。

6. 結論

本研究では、流域の生態系環境評価を目的として、 淀川流域を対象に毒性化学物質(ノニルフェノール と LAS)の動態解析とその魚類への影響評価を行っ た。熱収支解析モデル、水量モデル、水質モデル、 生態影響評価モデルを用い、河川流域というマクロ な視野から、魚体内の化学物質濃度というミクロな 視野へと解析を展開し、総合的な検証を行った。生 態評価モデル構築の際には、食物連鎖と体内蓄積と いう自然現象をモデル化した。得られた成果をまと めると、以下のようになる。

- 水質モデルでは、流域内でのLAS とノニル フェノールの動態を明らかにした。新たに水 温,SSの動態を組み込むことにより、物性の 違いによる環境中での時空間分布の違いが得 られた。
- ii. 湖沼生態モデルである CASM-SUWA の発展
 版 CASM-river と分布型流出モデルである
 Hydro-BEAM をリンクさせることにより,閉
 鎖系ではない河川における食物連鎖を考慮し
 た生態モデルを構築した。
- iii. PBPK により魚体内の化学物質濃度を計算し、
 同時に食物連鎖を考慮することで、生物濃縮

をモデル化することが出来た。

iv. 生物濃縮を考慮した魚類の生存分布を推定す ることにより,生態環境のリスク評価を試み ることができた。

なお,本生態系評価手法を Aqua-EARTH (Aquatic Environment Assessment Running Total Human Factors) と名付ける。

参考文献

- 河内俊英(2003): 生き物の科学と環境の科学,共 立出版, pp. 143-154.
- 国土交通省寡占局河川環境課 (2004): 河川水辺の国 政調査年鑑.
- 日本環境毒性学会 (2003): 生態影響試験ハンドブッ ク, 朝倉書店.
- 松井三郎,田辺伸介,森千里,井口泰泉,吉原新一, 有薗幸司,森澤眞輔(2002):環境ホルモンの最前 線,有斐閣選書.
- Kathrin Fenner, Cornelis Kooijman, Martin Scheringer, Konrad Hungerbuhler (2002): Including Transformation Products into the Risk Assessment for Chemicals: The Case of Nonylphenol Ethoxylate Usage in Switzerland, Environ. Sci. Technol, 36, pp. 1147-1145.
- Kojiri, T., Kinai, Y. and Park, J-H. (2002): Integrated River Basin Environment Assessment on Water Quantity, And Quality By Considering Utilization Processes, Proc. of Int. Conference on Water Resources and Environment Research, pp. 397-401.
- Naito, W., Miyamoto, K., Nakanishi, J., Masunagaa, S., Steven M. Bartelle (2002): Application of an ecosystem model for aquatic ecological risk assessment of chemicals for a Japanese lake.
- 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.
- Wasa, M., Kawaguchi, T., Kojiri, T. and Tokai, A. (2007): River Basin Environment Assessment Considering Chemical Impact against Fish, J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour., Vol.20, No.4, pp. 278-290.

Modeling of Hydrological Environment Assessment Considering Food Chain and Accumulation in Fish Body with Toxic-chemicals

Kakuta FUJIWARA*, Toshiharu KOJIRI and Tomoya KAWAGUCHI**

*Graduate School of Engineering, Kyoto University **Nihon Suido Consultants Co_o, Ltd_o Japan

Synopsis

In this study, the water environment assessment procedure is proposed by considering water circulation in the whole river basin and toxic-chemicals in the fish bodies. Firstly, the surfactant dynamics of nonyl-phenol and LAS are analyzed with distributed runoff model. Then, food chain among fishes and accumulation in fish bodies are simulated combining CASM-river and PBPK to estimate the possibility of subsistence. Finally, the evaluated results against aquatic environment are calculated in the Yodo River Basin for theoretical verification.

Keywords: Food chain, Ecosystem, CASM, PBPK, River basin simulation

熱帯低密度観測流域での実時間洪水推定に関する研究

中西健一郎*・田中賢治・小森大輔**・沖大幹**・小尻利治

*京都大学大学院工学研究科 **東京大学生産技術研究所

要旨

本稿では気象・水文観測網の密度が十分でない、いわゆる低密度観測流域における洪水対策として、 およそ 500km²~1000km²規模の流域を対象とし、レーダーによる降水の詳細な空間分布観測値を用いて、 標高と重心からの距離の2変数によって効果的な観測点を特定できる指標を算定し実流域で検証した. 加えて衛星による全球降水マップの有効性について議論した.全球降水マップは過小評価傾向や見逃 しがあるが、一定の地上観測があれば洪水対策に対して有効であると判明した.

キーワード:低密度観測流域、洪水対策、雨量計設置基準、流域地形、全球降水プロダクト

1. はじめに

本稿では、地上雨量計による観測網が充分に展開されてい ない、いわゆる低密度観測流域における洪水対策として、低 密度観測流域に新規に雨量計を設置する際の設置基準の策定 を目的とする.近年世界各地で集中豪雨に起因する水災害の 発生が頻繁に報告されている。こういった現象と気候変動と の明確な因果関係は分かっていないが、IPCC 第4次評価報告 書(文部科学省ほか、2007)の中で述べられている通り、今 後世界各地で水災害リスクが増加する可能性がある.そのた め、洪水対策への取り組みは現在喫緊の課題であると考えら れる.

洪水対策への取り組みの一つとして、分布型水文モデルを 用いた手法が近年提案されており(例えば関井ほか、2007; 立川ほか、2007),特に降雨発生から洪水子警報発令までのリ ードタイムの短い中小河川においては、一分一秒でも早く河 川流量に関する情報を得ることは河川管理上非常に有効であ ると言える.

こういった分布型水文モデルによる流出計算は様々な情報 を必要とする.特に洪水流出に限定して言えば、降水量の時 空間分布情報は必要不可欠な情報である.日本は AMeDAS (Automated Meteoro-logical Data Acquisition System) による高 密度な雨量計ネットワーク(約 17km 四方の正方形領域をカ バー)が展開されている.しかしこれほどの密度で降水観測 が行われている地域は世界でも数少なく、中には全く雨量計 の存在しない未観測流域も存在する.雨量計を設置できない 原因としては、例えば設置コストと維持コストが挙げられ、 特に発展途上国においては AMeDAS のように高密度に観測 を展開していくことは困難であると考えられる.

こういった低密度観測問題を解決するための情報の一つと して、衛星リモートセンシング技術を用いた降水量プロダク トがある.例えば日本で開発された衛星降水マップ GSMaP

(Global Satellite Mapping of Precipitation)(Kubota et al., 2007) に含まれる GSMaP_MVK プロダクトはマイクロ波放射計及 び静止気象衛星による赤外放射計データを複合利用し全球 (60°S-60°N)を1時間,0.1度(約10km)の高解像度でカバ ーし、準リアルタイムで配信されている.こうした衛星によ る全球降水プロダクトを活用した洪水検出に関する研究も進 められており,例えば瀬戸ら(2007)は日本域において GSMaP の洪水検出能力を検証しており,以下の3点を指摘している.

- 他の衛星プロダクトと同様に、陸域降水量を過小評価
- 1ヶ月・1度グリッドでの積算降水量を一致させるよう

補正ことで洪水検出能力が向上

アルゴリズム自体の改良が必要であるとともに、雨量計による補正プロダクトを作成することもまた有効となりうる

また,地上での降水観測手法として,近年レーダーによる 降水観測に関する研究が進められている.レーダーはリモー トセンシング技術を利用した観測手法であり,広範囲の降水 の面的分布情報を得ることができる.しかし雨量計と比較し てレーダーの設置コストはきわめて高く,さらにメンテナン スの際に高度な技術的知識が必要とされ,未観測流域に早急 に導入するということは難しい.またレーダーの観測原理は 雨滴により反射されたビームの強度より降水強度を推定する ものであり,定量的な評価には地上雨量計データとのマッチ ングが必要となる.

以上より,地上雨量計による観測網を展開する利点として,

- (1) 設置・維持コストが安い
- (2) 衛星観測の補正に有効
- (3) レーダーのキャリブレーションに有効 さらに
- (4) 設置直後から活用できる即効性

(5) レーダー故障時のバックアップ的役割

等が挙げられ,限られた数の雨量計を効果的に配置するための設置基準を策定することは意義深いと考えられる.

そのため本研究では、洪水頻発流域であり、全球地球観測 システム(GEOSS)の元進められている地球観測システム構 築推進プラン(JEPP)の一つとして日本の AMeDAS をもしの ぐ超高密度雨量計ネットワークが展開されている東南アジ ア・タイ国の MaeWang 流域(流域面積約 550km²)における 観測データ(小森ほか, 2007)を活用する。

本稿の流れとして、まず山岳部でのタイ北部の降水分布デ ータを用いて雨量計設置基準を算定し、その結果を MaeWang 流域に適用し、分布型流出モデル HydroBEAM(例えば Kojiri et al., 2008)を用いた流出計算を通じて基準の妥当性を検討す ることとする. さらに、衛星観測により作成される全球降水 マップの洪水対策への有効性について議論し、低密度観測流 域での活用の可能性について検討する.

2. 雨量計設置基準の算定

本章では低密度観測流域への洪水対策を目的とし、効率的 な雨量計設置位置特定のための基準を策定する.「効率的な設 置」について、今回は「流域平均的な降水強度を観測できる 観測地点の絞り込み」を目的とする. 立川ら(2003)では、洪 水流出計算において、以下の2点が重要であると結論付けて いる。

- 流域平均的な降水強度
- 降水分布の度合い

特にわずかな数の雨量計で降水分布を捕らえるのは非常に 困難となるため、まず流域平均降水量を観測することを目指 す.高精度な洪水流出計算には降水の空間分布情報も必要に なると考えられるが、雨量計だけで空間分布を捕らえるには 相当高密度な観測網が要求され、低密度観測地域への新規導 入においては現実的に困難である.そのため本稿では流域平 均的な降水観測値がどれほど洪水計算に貢献し得るかを検討 し、限られた観測情報のみから洪水対策を行っていく方法に ついても検討する.

2.1 設置基準の算定手法

特に 500km²~1000km²程度のスケールの流域において,流 域平均降水量と相関の高いメッシュを抽出し,そのメッシュ が流域内でどういった位置に属しているかを調べることで, 流域を代表する降水を観測するのに有効な地点を絞り込む. 具体的には,流域地形量の中でも標高と重心偏差(重心から メッシュまでの距離)に着目し,選ばれたメッシュが所属す る標高・重心偏差より,一般的な流域の中で流域平均値と相 関の高いメッシュの属する標高・重心偏差のレンジを決定し, 雨量計設置基準とする.流域が非常に大きい場合は,導入可 能な雨量計の数に応じて流域を分割し、部分流域ごとに雨量 計設置基準を適用することで,効果的な雨量計配置を行うこ とができると考えられる.算定の手順を以下に示す.

(1)年最低相関係数分布及び Bias の算出

流域内に存在する各メッシュの降水量と流域平均降水量の 相関係数及び Bias を計算する. Bias は年積算降水量の比を 表し,式(1)で定義する.

$$Bias = YrP / YrP_{ave} \tag{1}$$

ここで、YrP は年積算降水量、添え字 ave は流域平均値を 表す. なお、降水は年一様に発生するのではなく、季節ごと に偏りを持つ可能性があるため、1 年間をいくつかの期間に 分割し、期間毎に相関係数を計算し、その最低値を年最低相 関係数とする.ここで、年最低相関係数に着目するのは、悪 くても一定以上の相関を示す地点、すなわち大外れ(空振り) が少ない地点を選定するためである.

(2) 正規化標高・正規化重心偏差の算出

流域地形と年最低相関係数の関係を調べる.異なる標高や 形状を持つ流域でも適用できるよう,以下の正規化した2つ の指標を用いて流域地形と関係付ける.

$$erate = \frac{elev - elev_{\min}}{elev_{\max} - elev_{\min}}$$
(2)

$$drate = \frac{dis - dis_{\min}}{dis_{\max} - dis_{\min}}$$
(3)

ここで, elev:標高, drate:重心からメッシュ中心までの 距離,添え字max,min:最大値・最小値をそれぞれ表す.

(3) 優良メッシュの選定

Bias が一定範囲内にあるメッシュのうち、年最低相関係数の上位1割程度を優良メッシュとする.

(4) 雨量計設置基準の選定

優良メッシュの属する erate, drate の範囲を雨量計設置基準として算定し、この2つの基準をいずれも満足する地点が雨量計設置候補地点となる.

2.2 対象流域と降水分布データ

上述の手順を行うには、降水の詳細な空間分布情報が必要 である.本稿ではタイ北部の OmKoi レーダーによる観測デ ータを用いて検討を行う.またレーダーの降水量推定精度に より結果が変動するのを避けるため、本稿ではレーダーパラ メータ(B, β)として、標準的な値に加えて、既往研究で算出さ れた2種類のパラメータにより推定されたデータも用い、式 (4)により降水強度を推定した.

$$Z = BR^{\beta} \tag{4}$$

ここに, Z: レーダー反射強度[mm⁶/m³], R: 降水強度[mm/hr] である. また本稿で使用した(B,β)を Table 1 にまとめる.

CASE	(B ,β)	
1	(200, 1.6)	Standard value
2	(17.7, 2.1)	Yokoi (personal communication)
3	(74, 1.6)	Punpim et al. (2008)

Table 1 Value of radar parameters B and β

対象流域として,OmKoiレーダーの観測範囲の中から流域 面積が適切で,かつ流域の向き(方位)の異なる流域として, MaeChaem 流域の支流域(流域面積 435km²,以後単に MaeChaem 流域と呼ぶ)とMaeRit 流域(流域面積 1260km²) の2流域(エラー!参照元が見つかりません。)を選定した.



Fig.1 Topography of target basins (left: MaeChaem, right: MaeRit)

2.3 基準の算定

タイ北部の流域は南西モンスーンの影響により月ごとの降 水変動が大きいため、年最低相関係数の算出には月ごとの降 水量データをサンプルとして用いた.解析期間はレーダーデ ータが存在しかつ少雨年でない 1999 年とした.レーダー観 測は 1999 年については 5 月~10 月に行われており、降水量 データの期間を月ごとに 6 つに分割する.

流域を 30 秒(約1km)メッシュに区切り,各メッシュの 真上を通過するレーダーエコーZ を対象メッシュの観測エコ ーとし,そこから Table 1 に示すパラメータに従い降水分布 データを算出した.得られた降水量データを用いて年最低相 関係数(Fig.2)と Bias を計算する.年最低相関係数が 0.7 以上である地点の中から Bias の各レンジ(5%、5・10%、 10・20%)毎に、月別に相関係数の上位 10 地点を優良メッシュ として選定する。これを3組のレーダーパラメータ毎に実施 し、合計 180 地点(重なる場合もある)の優良メッシュを抽 出した.それらの優良メッシュの所属する erate (Fig.3), drate (Fig.4)の範囲を求めると,雨量計設置基準は Table 2 のようになり、この基準により雨量計の設置範囲が 3 割程度 にまで絞られることになる(Fig.5).実用的にはこの限定さ れた範囲の中で最もアクセスしやすい箇所に設置していくこ とになると考えられる.



Fig.2 Annual minimum correlation coefficients (CASE2) (left: MaeChaem, right: MaeRit)



Fig.3 Normalized elevation erate (left: MaeChaem, right: MaeRit)

Table 2 Estimated guideline of an installation of rain-gauge networks

正規化標高(erate)	0.307~0.641
正規化重心偏差(drate)	0.180~0.492



Fig. 4 Normalized elevation erate (left: MaeChaem, right: MaeRit)



Fig. 5 Meshes satisfying the guideline in each basins (Red area)

3. MaeWang 流域での検証

0 で算定された設置基準の妥当性を地上雨量計データを用いて検討する.具体的には分布型流出モデル HydroBEAM を 用いた流出解析により、1 地点の降雨観測値による洪水の再 現性を検証するとともに、適当な流域平均降水量が観測され た場合に、それが降水の詳細な空間分布データと比べて流出 計算にどれほど寄与しうるのかを検討する.

3.1 MaeWang 流域の観測体制

タイ北部に位置する MaeWang 流域では 2006 年より GEOSS による集中観測が行われており, 550km²に 13 観測 地点という,日本の AMeDAS をもしのぐ超高密度雨量計ネッ トワークが展開されている (Fig.6). 各観測点では 10 分ごと にデータロガーにデータが記録され,携帯電話網を通じて転 送され,観測から1時間以内に Web 上に公開される (小森ほ か, 2007).



Fig. 6 GEOSS Observation network in MaeWang basin

3.2 MaeWang 流域での洪水流出再現計算

分布型流出モデルは降水の空間分布情報を陽に考慮できる という特徴を持ち、本稿で行うような降水入力値の変化や有 効性の検証を行う上で適している.本節では MaeWang 流域に おいて洪水流出再現計算を行い、以降で降水量入力値を変化 させた場合の流出計算との精度比較を行えるようにする. Hydro-BEAM は、いわゆるメッシュ型多層流出モデルである. Hydro-BEAM は鉛直方向にはA~Dの4層構造を有しており、 A~C層の水平流出量は河川に流入するが、D層だけは河川流 量に影響を及ぼさない地下水層としている.地表面および河 川における流出については kinematic wave 法を、A層には下層 からの流入量を考慮した kinematic wave 法を、また B、C、D 層では線形貯留法を用いて追跡している.落水線は東西南北 の4方向いずれかと仮定し、河道網を構成する.

(1) 計算条件

地理データに関しては、現地データのあまり整備されてい ない地域への適用を意識して、可能な限り全球規模で整備さ れているデータセットを活用することとした。標高データは 解像度約 100m の SRTM-3 (http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/) を、 土地利用データは解像度約 1km の GLCC ver.2 (http://edc2.usgs.gov/glcc/) を用いた。

Hydro-BEAM の入力気象データとしては降水と蒸発散量の 2 つが必要である. GEOSS による現地観測データを距離によ る重み付内挿により降水分布データを作成した. 蒸発散量に ついては陸面過程モデル SiBUC (Tanaka et al., 1994) により算 定した. SiBUC の気象強制力7要素は同様に GEOSS 観測デ ータの内挿値を用いた。その他 SiBUC に必要な地表面パラメ ータについては、例えば Tanaka et al.(2006)を参照されたい。

日本のような湿潤域では流出率の季節変動は小さいと仮定 し、オリジナルの HydroBEAM では流出率が土地利用毎に固 定値で与えられているが、今回対象としたタイのように雨季 と乾期が明瞭な地域では、流出率の季節変動が大きいと考え られる。そこで、流出率 ff を式(5)~式(7)のように貯留量θで パラメータ化し、季節変動を表現した.

$$ff = \begin{cases} 0 \quad (RR \leq dks) \\ \frac{RR - dks}{RR} * f(\theta) (otherwise) \\ ff_p \quad (ff > ff_p) \end{cases}$$
(5)

$$f(\theta) = 1 - \exp(-\theta^{\lambda}) \tag{6}$$

$$\theta = \frac{STO_A + STO_B + STO_C}{STO_{s,A} + STO_{s,B} + STO_{s,C}}$$
(7)

ここに, RR:降水量, dks:浸透能, 添え字 p:ピークを表 す, STO_k:k層の貯留量 (k:A~C), 添え字s:飽和を表す.

計算期間は2006/5/1~2007/10/31 とする. MaeWang 流域 では行政が洪水対策を始める基準が, P82 地点 (Fig. 6 にお ける No.2 地点)において流量が150 トンとなることである. この期間中150 トンを超えるイベントが3回確認されたため, この3 イベントを再現することをパラメータ同定の最低限の 目標とした.

(2) 洪水再現結果

流出率のパラメタリゼーションの効果を見るために2007年5 月の結果をFig.7に示す。流出率のパラメタリゼーションを行 わない場合、乾期終了時期である2007年5月の流出を過大評 価する傾向にある事が見て取れる(Fig.7左).すなわち直接 流出成分が過大評価され、結果地下貯留量が減少し基底流出 が過小評価されているが、貯留量によるパラメタリゼーショ ンを導入することで流出計算精度向上が図られた(Fig.7右). なお、スペースの関係で図示しないが、再現計算でも150ト

ンを超えるイベントが全期間を通じて3回だけとなっている.



Fig.7 Effects of parameterization of runoff rate (left : not parameterized, right : parameterized)

3.3 雨量計設置基準の検証

Fig. のように展開された GEOSS による雨量計データを用い て、0 で算定した基準の検証を行う. 流量評価地点が図中の No.2 地点であるため、この上流域にありかつ降水観測を行っ ているサイトとして, No.6, No.11 を除く 12 サイトを対象と する.まずerate, drate を算出し基準を満たすサイトを探し たところ, No.9, No.13 が該当した. 次に各観測サイトにお ける降水量と、対象サイト全てを用いて計算された流域平均 降水量の相関をとり、年最低相関係数及び Bias を計算するこ とで,選ばれた No.9, No.13 が流域平均値と近い降水量を観 測しているかどうかを検証した. 解析対象期間は各サイトで データがよく得られている 2007/5/1~同年 10/31 とし、サン プルとして 0.1mm 以上のデータのみを対象とした. 得られ た結果を Table 3 に示す. なお表中においてサンプル数を Num, 年最低相関係数を Cc と表す. Table 3 より, 基準内に 属する観測点は流域平均降水量とよい相関関係にあることが 見て取れる.決して「最適」な観測点が選ばれているわけで はないが、相関係数が比較的高く、Bias も極端に大きいわけ ではないため,設置基準の範囲は妥当であると考えられる. なお,今回はタイ北部の2つの流域において検討したにとど まり,例えば異なる気候帯に属する流域などでの妥当性は示 せていないため,こういった流域での検討も進めていかなけ ればならないものの,地形標高と流域形状という非常に利用 しやすいデータだけで設置位置をある程度絞り込めることが 示されたのは大きな成果であると言えよう.

			-
Site	Num	Cc	Bias
1	470	0.4817	0.8440
2	299	0.4065	0.4950
3	494	0.7118	1.0351
4	822	0.4892	1.4421
5	422	0.565	0.9780
7	496	0.7976	0.9887
8	524	0.7299	1.2198
9	522	0.7847	1.0012
10	1105	0.4136	1.8050
12	439	0.7556	1.0599
13	564	0.8521	1.2201
14	584	0.7335	1.1953

Table 3 Evaluation of each site in MaeWang basin







Fig.9 Estimated hydrograph using only No.13

続いて、選ばれた1サイトで観測された降水量データのみ により流出計算を行い、洪水再現性を調べる.結果を Fig.8, Fig.9 に示す.計算対象期間には、2回の大きなイベントが発 生しているが、2サイトの降水量データはいずれもこの洪水 流出イベントを再現できている.これより、流域平均値を捉 える雨量計配置を行うことで洪水対策には大きく貢献しうる と言える.しかし詳細な降水分布を与える場合と流域一様に 降水データを与える場合に流出にどのような差が見られるか についてはまだ評価できておらず,過大評価や過小評価も無 いとは言い切れない.そこで次節では降水の空間分布が流出 に与える影響について検討を行う.

3.4 洪水流出計算に対する降水分布の有効性

本節では入力降水の空間分布形状を変えた感度実験と、一様な降水に外的に分布形状を与えた感度実験を行い、流域平均降水強度と降水空間分布が洪水流出に与える影響を検討する.

(1) 感度実験の設定

本稿では降水量データを以下の3種類の方法で作成し感度実 験を実施した.

- RnS 実験:流域内降水量を平行移動させる
 →流域をメッシュ数が等しくなるように5つの緯度帯
 に分割し,順次北側にスライドさせる.ただし最北端に
 属していたメッシュは最南端に移動させる.
- RnP 実験: 各メッシュ降水量を累乗
 →各地点の降水量を,1:0.25 乗,2:0.5 乗,3:1.5
 乗,4:2.0 乗することにより分布の度合いを変化させる.
- RnE 実験:メッシュ標高に応じた分布形状を外的に与える.

→メッシュ標高H[km]に対し

 のように重みを計算し流域平均値にかけることで降水 分布を作成する.

なお、降水のばらつきの影響を評価するために、いずれの実 験においても流域平均降水量が一致するよう補正している. すなわち、各実験で作成されたデータは観測データと平均値 が同じで分布形状のみが異なるデータということになる.

(2) 降水のばらつき度合いの評価

各実験において降水量の変動度合いを定量的に評価するため、変動係数を一部改良した、(8)~(10)に示す2つの指標を 用いる.

$$CV = \frac{\sqrt{\sum_{i} \left(\operatorname{var}(i) - ave \right)^2 * area(i)}}{ave * \sum_{i} area(i)}$$
(8)

$$CV_{d} = \frac{\sqrt{\sum_{i} \left(\operatorname{var}(i) - ave \right)^{2} * area(i) * pt(i)}}{ave * \sum_{i} area(i)} \quad (9)$$

$$pt(i) = 1 - \frac{pdis(i)}{pdis_{\max}}$$
(10)

ここに、var(i):メッシュiにおける降水量、ave:流域平均
 降水量、area(i):メッシュiの面積、pdis(i):P82 地点からメ
 ッシュiまでの流下距離、添え字 max:最大値を表す、であ
 る.単なる空間変動のみではなく、降水発生域が流量評価地
 点に近いかどうかを考慮する。

Table 4 Weights in each case of RnE simulation

RnE1	weight	RnE2	weight
1	H ^{0.25}	1	exp(H)
2	H ^{0.5}	2	10 ^H
3	H ^{1.5}	3	exp(H ²)
4	H ^{2.0}	4	10^{H^2}

Table 5 Variation Coefficient of precipitation in each flood event

Event	ave	CV	CV _d	PDful
1	53.35	0.115	0.077	209.21
2	35.78	0.258	0.203	198.66
3	78.75	0.250	0.178	495.05

(3) 結果と考察

HydroBEAM による流出解析を実施し、降水の空間変動と ピーク流量の再現性の関係について考察を行う.解析対象期 間中に発生した3つの洪水イベントについて、流域平均降水 量 ave[mm], CV, CV_d,計算ピーク流量 PDful[m³]を Table5 に 示す.なお、降水の変動係数については、ピーク前6時間積 算降水量分布について計算した.

Event2 について,他の2イベントに比べて降水の変動が大 きいことが見て取れる. さらに CVaの値も大きめに算出され ていることから,この降水は流量評価地点の近くで強い降水 が発生した,局所性の高いイベントであったと考えることが できる.一方で Event1 は CV, CVaが共に小さく算出されて おり,降水が流域全体に渡って降っていたケースであると考 えることができる.よって降水の空間分布の影響がより強く 表れるケースが Event2 であると考えられるため,以降は Event2 における各感度実験の結果について考察を行う. Table 6 にピーク流量比 PDRp(全サイトを用いて計算された ピーク流量と感度実験によるピーク流量の比)及び降水の変 動係数をまとめ, Fig.10 に感度実験のハイドログラフを示す. また,Table 7 に AVE 実験(流域平均降水量を流域全体に一 様に与えた計算)の3つの洪水イベントにおける PDRpを示 す.これより,変動を全く除去した場合には流出を過小評価

CASE	$\mathrm{PDR}_{\mathrm{p}}$	CV	CV_{d}
RnS-1	0.845	0.372	0.228
RnS-2	0.723	0.411	0.295
RnS-3	0.766	0.445	0.336
RnS-4	0.882	0.208	0.328
RnP-1	0.703	0.152	0.092
RnP-2	0.806	0.277	0.172
RnP-3	1.156	0.650	0.427
RnP-4	1.271	0.812	0.549
RnE1-1	1.000	0.476	0.295
RnE1-2	1.015	0.483	0.295
RnE1-3	1.153	0.596	0.358
RnE1-4	1.246	0.689	0.404
RnE2-1	0.997	0.529	0.308
RnE2-2	1.041	1.055	0.461
RnE2-3	1.035	0.856	0.413
RnE2-4	0.887	5.933	1.321

Table 7 PDRp in AVE simulation

Event	Peak Discharge[m ³ /s]	$\mathrm{PDR}_{\mathrm{p}}$
1	203.6	0.973
2	121.0	0.609
3	413.7	0.836



Fig.10 Results of each sensitivity experiments

感度実験の結果を順に見ていくと, RnS実験ではケース2,3 でピーク流量大きく過小評価している.これらのケースは降 水分布が南北でほとんど入れ替わった条件での計算であるこ とから、単に分布を与えるだけではなく地形に適合する分布 を与えないと流出を過小評価することが言える. RnP 実験の 結果はそれを裏付けており、例えばケース2では降水の空間 変動はRnS-2より小さいものの、流出の過小評価の度合いは 小さい.また変動の度合いが大きくなればなるほど降水の変 動係数は単調増加していることから、ここからも降水の空間 変動の程度が洪水流出に寄与していることが示唆される.そ して AVE, RnS, RnP いずれの結果でも共通するのは、ハイ ドログラフの波形自体はうまく再現できていると言うことで ある.各感度実験と同定されたハイドログラフの相関係数は いずれも0.9を超えている.以上の考察をまとめると、

- 流域平均降水強度によりハイドログラフの波形を再現 できる.
- 流域内の降水分布の度合いによりピーク流量が変動し、
 それは地形形状に依存している.

の2点が言える. そこで次に標高に依存する降水分布を与えた流出計算結果がRnE1, RnE2である.

RnE1-1, RnE1-2, RnE2-1, RnE2-3は(エラー!参照 元が見つかりません。に示していない他の2イベントにおい ても)ピーク流量の差が数%に収まっており,比較的良好な 洪水再現ができている一方, RnE1-3, RnE1-4, RnE2-2 は 過大評価傾向,さらに RnE2-4 にいたっては過小評価をして いる.後者のケースは現実の降水イベントと比較して降水変 動が極端すぎる,すなわち現実では起こりえないような局所 的な降水が発生しており,分布を与えたとしてもうまく流出 再現ができなかったと考えられる.実際どのような分布形状 を与えると再現性が良くなるかと言う議論は今後さらに検討 を進めて行く必要があるが,ピーク流量の差が数%に収まっ た RnE1-1, RnE1-2, RnE2-1, RnE2-3 などの標高依存関係 は、1 地点の観測情報を空間分布させるのに有効な手段とな る可能性を持つと言える.

4. 全球降水プロダクト GSMaP の有効性

本章では日本で開発された衛星降水マップ GSMaP プロダ クト (http://www.radar.aero.osakafu-u.ac.jp/gsmap)を用い た洪水流出計算を行い,その有効性を検証していく.本稿で は複数の GSMaP プロダクトのうち,時間・空間解像度が最 も高い GSMaP_MVK を用いる. GSMaP_MVK は1時間・ 0.1 度(役 10km)の高解像度を持つ衛星降水マップである. 以下 GSMaP_MVK を単に GSMaP と呼ぶ.

4.1 GSMaP と地上雨量データの比較

2006 年に MaeWang 流域の雨量計で観測されたデータに

よる流域平均降水量(OBS)と、GSMaP による流域平均降水 量(GMP0)の比較した結果を Fig.11, Fig.12 に示す.図より, 波形として GSMaP は時間雨量スケールでは差が見られるも のの、日雨量やイベント雨量のタイミングとしてはある程度



Comparison between OBS and GMP0 (left : hourly, right : Fig.11 daily)



Fig.22 Comparison between time integrated OBS and GMP0

捕らえているように思われる. しかし降水量の絶対値につい ては明らかな過小評価傾向が見て取れる.特に9月に発生し た大きなイベントにおいて GSMaP は空振り(ほとんど反応 していない)であり、このイベントが洪水につながった大イ ベントであることからこの空振りは深刻な問題である.

そこで、空振りした9月の大イベントについて、静止気象 衛星 MTSAT-IR1 (通称ひまわり 6 号) の赤外画像データを 用いて詳細に観察したところ, Fig.13 のような雲画像が得ら れた. 図中の'Entire Grid Undefined'はマイクロ波の観測が 行われなかったことを意味する. これより, 空振りの可能性 はマイクロ波観測の時間間欠性にあることが示唆される. GSMaP プロダクト作成に使用しているマイクロ波観測デー タはおよそ6時間ごとの観測であり、今回の豪雨はこの観測 間隔の隙間に発生したため見逃した可能性がある.現在日米 を中心とした全球降水観測(GPM; Global Precipitation Measurement) 計画が進められており、マイクロ波による全 球3時間毎の観測が目指されている. これが実現すれば今回 のような見逃しも大きく減少すると考えられる.

4.2 補正された GSMaP を用いた洪水流出計算

(1) 補正に用いたデータセット

前節で述べたように、GSMaP は明確な過小評価をしてお り、これにはアルゴリズム的な解決が求められるとともに、



Fig.13 Time series of GSMap_MVK, microwave observation (GSMaP_MWR) ,observed precipitation(OBS), GSMaP, and infrared observation (MTSAT)

地上観測データを用いた補正が必要となると考えられる.本 稿では瀬戸ら(2007)にならい,GSMaPの月積算降水量が地 上観測データと一致するよう補正(GMP-Mn)することで洪水 の再現精度を向上させることを目指した.またより荒い雨量 計データだけが利用可能であった場合を想定し,年積算降水 量を一致させるような補正も行った(GMP-Yr).







Fig. 15 Other APHRODITE's products

用いた地上観測データは、MaeWang 流域に展開された雨量 計による観測データと、APHRODITE's Water Resources (Asian Precipitation – Highly Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of the Water Resources ;以下 APHRODITE プロダクト)による 1980 年か ら 2002 年までの 23 年間の日降水量プロダクトにより計算し た気候値データセットである. APHRODITE プロダクトは 地上雨量計観測データをベースとしてアジア域において作成 された降水プロダクトであり、0.25 および 0.5 度グリッドデ ータとして格納されており、本稿ではタイを含む東アジアの プロダクトである APHRO_EA_V0804 をダウンロードして 用いた. Fig.14 に 2002 年時点での解析に用いられた雨量計 の分布を示す.また APHRODITE プロダクトは Fig.15 にも 見られるように,東アジア (Pingping et al, 2007),中東 (Yatagai et al, 2007),ロシア(Takashima et al, 2008)にお いてそれぞれプロダクトが公開されている.

(2) 補正結果と流出シミュレーション

補正された GSMaP 降水量を Fig.16 に示す. また流出シミ ュレーション結果を Fig.17 に, 特に洪水時のハイドログラフ を拡大したものを Fig.18 に示す. 気候値による補正でもほと んどの降水イベントを再現しており、多くの流出イベントで ハイドログラフが反応していることが見て取れる.しかし 2006年9月に起こった降水イベントを明らかに過小評価して おり、このイベントは MaeWang 流域の雨量計観測値を用い た補正でのみ再現されている.以上より、マイクロ波や赤外 観測でとらえられる降水、すなわち降雨継続時間が長いイベ ント、あるいは背の高い雲からの降水イベントである場合に はGSMaPを月単位の気候値で補正することで洪水対策に有 効な情報となりえるため、まったくの未観測流域での洪水対 策には大きく貢献しうる情報であるといえる.一方で GSMaP データには降水の空振りが含まれる可能性もあり、 その補正を行ううえでも最低限の地上雨量計の設置が必要不 可欠であるといえる.

5. おわりに

低密度観測地域に新規に雨量計を設置する場合に,流域平 均的な降水量を捉えるために効率的な雨量計配置を行うため の指標について考え,さらに流域平均値が得られた場合にそ れが洪水計算にどのような影響を与えるかについて検討し, 以下の知見が得られた.

- 標高と重心からの距離を用いて、流域代表性の高いメッシュの存在範囲を推定する指標を開発した。
- 実流域で指標の妥当性を検証した.
- 流域平均降水量が得られた場合、それを用いた流出計算 を行うと過小評価傾向を示すことが分かった。
- 地形標高に応じて降水分布を外的に与えて流出計算を 行うことで、洪水計算精度が向上することが示された.
- GSMaPはそのままでは過小評価傾向にあり、気候値による月単位の補正で一定の洪水検出能力が得られる.
- マイクロ波の観測間隔の長さに伴う降水イベントの空振りが存在し、その補正には最低限の地上雨量計データが必要不可欠である。

さらに

熱帯流域の洪水再現において、流出率をパラメータ化することで精度の向上が見られた。



Fig. 3 GSMaP precipitation corrected with rain-gauge data (upper: in-situ rain gauge, lower: APHRODITE)





Discharge at P82 (No.2) station

Fig. 4 Simulated Hydrograph with corrected GSMaP

(upper: in-situ rain gauge, lower: APHRODITE)



Fig. 5 Simulated Hydrograph with corrected GSMaP in September 2006 (big flood event) (upper: in-situ rain gauge, lower: APHRODITE)

謝 辞

本研究は GEOSS 採択研究 (テーマ 2·2) アジアモンスー ン域での水循環・気候変動に関する観測研究又は技術開発: 「地球観測による効果的な水管理の先導的実現」(代表:沖大 幹)のサポートを得て実施されました。本稿執筆に当たり, 東京大学生産技術研究所沖大幹教授,小森大輔研究員,及び タイ王立灌漑局(RID; Royal Irrigation Department)の Thada Sukhapunnaphan 氏には,GEOSS 観測データの利 用にあたり,貴重なデータと共に適切な助言と援助を頂きま した.またオムコイレーダーの利用に際しては,京都大学大 学院理学研究科の里村雄彦教授,東京大学大学院農学生命科 学研究科の蔵治光一郎講師,東京大学理学系研究科の横井覚 研究員より貴重なデータと助言を頂きました.APHRODITE プロダクト利用の際には,総合地球環境学研究所の谷田貝亜 紀代助教を初めとするプロジェクトメンバーの方には,小さ な質問にも丁寧に対応していただき,様々な助言をいただき ました.ここに記して感謝の意を表します.

参考文献

文部科学省・気象庁・環境省・経済産業省(2007): IPCC 第4次評価 報告書統合報告書政策決定者向け要約(Summary for Policymakers), 22pp.

関井勝善・ポール ジェームス スミス・小尻利治(2007):分布型を考 慮したAI手法による実時間流出予測モデルの構築,水文・水資源学 会誌,20(4),pp.329-339.

立川康人・佐山敬洋・宝 馨・松浦秀起・山崎友也・山路昭彦・道広 有理 (2007):広域分布型物理水文モデルを用いた実時間流出予測シス テムの開発と淀川流域への適用,自然災害科学, pp.189-201.

瀬戸心太・芳村 圭・沖 大幹 (2007):高分解能衛星降水マップによる日本域の洪水検出能力,土木学会水工学論文集,52,pp.355-360. 小森大輔・生駒栄司・宮崎 真・沖 大幹・安形 康・鼎 信次郎・ 里村雄彦・白木克繁・田中賢治・中尾忠彦・根本利弘・芳村 圭 (2007): 全球地球観測システム(GEOSS)採択研究「地球観測による効果的な水 管理の先導的実現」に基づくタイ国 Mae Wang 流域におけるリアルタ イム水文気象観測データモニタリングの展開,水文・水資源学会誌, 20(3),pp.235-241.

Kojiri T, Hamaguchi T, Ode M. 2008. Assessment of Global Warming Impacts

on Water Resources and Ecology of a River Basin in Japan. Journal of Hydro-environment Research, 1, 164-175.

立川康人・永谷 言・寶 馨 (2003):分布型洪水流出モデルにおける 空間分布入力情報の有効性の評価,京都大学防災研究所年報,46B, pp.233-248.

Kubota T, Shige S, Hashizume H, Aonashi K, Takahashi N, Seto S, Hirose M, Takayabu YN, Nakagawa K, Iwanami K, Ushio T, Kachi M, Okamoto K. 2007. Global Precipitation Map using Satelliteborne Microwave Radiometers by the GSMaP Project : Production and Validation. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 45(7): 2259-2275.

Mapiam PP, Sriwongsitanon N. 2008. Climatological Z-R relationship for radar rainfall estimation in the upper Ping river basin. ScienceAsia, 34, 215-222.

Tanaka K, Ikebuchi S. 1994. Simple Biosphere Model Including Urban Canopy (SiBUC) for Regional or Basin-Scale Land Surface Processes. Proc. of Intl. Sympo. on GEWEX Asian Monsoon Experiment, pp.59-62.

Tanaka K, Fujihara Y, Watanabe T, Kojiri T, Ikebuchi S. 2006. Projection of the impact of climate change on the surface energy and water balance in the Seyhan River Basin Turkey. Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, 50, pp.31-36.

A Study on Real-time Flood Estimation in Tropical Poorly-gauged Basins

Kenichiro NAKANISHI*, Kenji TANAKA, Daisuke KOMORI**, Taikan OKI** and Toshiharu KOJIRI

*Graduate School of Engineering, Kyoto University **Institute of Industrial Science, the University of Tokyo

Synopsis

This study aims to develop a new installation guideline of rain-gauge networks for the flood management in poorly gauged basins, whose area is about $500 \sim 1000 \text{ km}^2$. So in this study a guideline was estimated with detailed precipitation distribution data from OmKoi radar data, and was validated with gauged data in MaeWang basin. In addition The GSMaP (Global Satellite Mapping of Precipitation) product is expected to detect flood events in un-gauged basins, but generally underestimate the amount of precipitation. So Bias in GSMaP was corrected with in-situ precipitation, and then GSMaP had a potential for flood detection.

Keywords : poorly-gauged basins, flood management, installation guideline of rain gauges, topographic features, GSMaP

時空間地球統計学を用いた水文データ補間分布推定手法

浜口 俊雄・佐藤 嘉展・小尻 利治

要旨

本研究では,時間距離換算パラメータを提案・導入し,地下水文データに対する kriging の時 空間適用への拡張を試みた。地下水位分布を解析例として時空間統計モデルの最適化した分布を 推定したところ,概ね良好な結果を得た。これより本提案手法は時空間の相関性を考えた分布と して大変有効であると言え,特に観測データの相関性を時空間で一元的に考えて分布モデル評価 をする場合に有用性・応用性に富むとがわかった。その際,モデル構造に注意しながら使うこと が必要である。

キーワード:地下水,水文データ,時空間分布,時空間統計モデル,時間距離換算パラメータ

1. 序論

気温・降水量など所与の気象観測データあるいは河川 流量・水位や地下水位などの水文観測データは水文現象 の再現計算時に入力データまたは再現検証として用いら れる。ゆえにそれらの空間分布と時間変化は重要である。 従来の入力データ作成時は,点在する観測データを空間分 布として扱うべく, Voronoi分割で定めた多角形有効域毎 に観測値/代表値が一様であると見なして与える Thiesen 法,または,観測値/代表値の影響度が距離に反比例する と仮定し、距離の逆数から定めた重みを乗じた観測値の 和で空間補間的に各格子セル毎の値を算出する距離逆数 法を採用していることが多い。しかし前者は概して粗く 不連続な階段状の分布となる点,後者は観測値の影響が 距離に反比例することの理論的根拠が必ずしも保障され ないという点に問題がある。さらに後者は,比較的細か い分布を扱う際に,降水量のようなゼロ領域を部分的に 有する空間変量に対しても連続かつ滑らかな空間分布を 全域に算出し,望まない不都合な結果を生じてしまうこ ともある。故に,空間全域の再現性よりも部分領域的な (数箇所の観測点での)再現性を重要視する場合に向く。

筆者らは水文モデルパラメータ分布について,空間分 布として同定(浜口ら,2006)あるいはアップスケール時 の等価化(浜口ら,2007)に関する手法を各々提案してき た。ただし,これらはパラメータがモデル定数のため,時 間に依存しない分布を扱っていた。本研究では,時間変動 を伴う空間分布を推定補間対象に考えるため,従来は空間補間を目的としている地球統計学のkrigingを時間方向にも拡張し,時空間分布を推定するための新たなkrigingを提案するとともに検証する。

2.時空間統計モデル

2.1 位相トレンド構造

kriging 推定時,式(1)の様に対象変量 $\phi(z)$ をトレンド 成分m(z)とランダム成分w(z)に分解し,ランダム成分 の定常性を確保する。

$$\phi(\boldsymbol{z}) = m(\boldsymbol{z}) + w(\boldsymbol{z}) \tag{1}$$

ここに, z:空間座標とする。本稿では式(2)の様に両成 分を時空間関数形に変更し,時空間対応型に拡張させる ことを考える。

$$\phi(\boldsymbol{z},t) = m(\boldsymbol{z},t) + w(\boldsymbol{z},t) \tag{2}$$

ただし, t:時間とする。そのトレンド関数 m(z,t) は次数が一次以上のものも想定してもよいが,ここでは単純な次数で検討しやすくするために,空間分布に xy 平面空間を想定すれば式(3)の様な一次多項式で与えられる。

$$m(z,t) = b_1 + b_2 x + b_3 y + b_4 t \tag{3}$$

ここに, b_i:係数とする。トレンド関数の従来モデルと式 (3)との違いは第4項の時間トレンド成分項にある。対象 変量は空間と時間という異なる性質の変数を同時に有し ているものの,多項式形式で表されているため,多項式 各項はその係数によって容易に対象変量と同じ次元で扱 え得る。後述の「時間距離換算パラメータ」を提案・導 入する場合でも,多項式形式は矛盾点を出すことなく扱 えるかたちになっている。よって時空間に対応した上記 構造のトレンド関数を「位相トレンド関数」と定義する。

2.2 位相ランダム構造



Fig.1 Schematic of parameter β

ランダム成分は,その相関式において観測データ間の 相関距離が重要となる。ただし,時間と空間は異なる性 質の座標変数であるため,同一空間内で計量し得る場合 は位相空間で考える必要がある。本研究では,時間距離 1(単位時間)に匹敵する空間距離を換算すると β (> 0)に なると考え,その β を時間距離換算パラメータと定義す る。Fig.1はその概念を示している。空間方向に1,時間方 向に1だけ離れた場合の時空間での距離は $\sqrt{2}$ ではない。 時間を空間距離に換算して β だけ離れていると考えれば, その時空間距離は $\sqrt{\beta^2 + 1}$ となる。

これを踏まえて,時空間距離すなわち位相距離を算出す る方法を以下の様に提案する。位相一次元距離を d_r ,空 間二次元距離を d_ℓ とすると,

$$d_r = \sqrt{d_x^2 + d_y^2 + (\beta d_t)^2} \tag{4}$$

$$d_{\ell} = \sqrt{d_x^2 + d_y^2} \tag{5}$$

である。位相一次元距離で相関関係を考える際は式 (6)~(8)の様な共分散関数を用意すればよい。ここに以 降のパラメータ*a*_iは位相相関距離と呼ぶと定義する。

・位相一次元指数型 :

$$C(d) = \sigma^2 \exp\left\{-\frac{d_r}{a_r}\right\}$$
(6)
・位相一次元ガウス型:

$$C(\boldsymbol{d}) = \sigma^2 \exp\left\{-\left(\frac{d_r}{a_r}\right)^2\right\}$$
(7)

$$C(\boldsymbol{d}) = \begin{cases} \sigma^2 \left\{ 1 - 1.5 \left(\frac{d_r}{a_r} \right) + 0.5 \left(\frac{d_r}{a_r} \right)^3 \right\} \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ (d_r > a_r) \end{cases}$$
(8)

位相二次元では空間・時間別に一次元相関距離を考える

ため,式(9),(10)の様な共分散関数でよい。同様に位相 三次元では式(11),(12)の様な関数になる。

$$C(\boldsymbol{d}) = \sigma^{2} \exp\left\{-\sqrt{\left(\frac{d_{\ell}}{a_{\ell}}\right)^{2} + \left(\frac{d_{t}}{a_{t}}\right)^{2}}\right\}$$
(9)
• 位相二次元ガウス型 ·

$$C(\boldsymbol{d}) = \sigma^2 \exp\left[-\left\{\left(\frac{d_\ell}{a_\ell}\right)^2 + \left(\frac{d_t}{a_t}\right)^2\right\}\right]$$
(10)

$$C(\boldsymbol{d}) = \sigma^{2} \exp\left\{-\sqrt{\left(\frac{d_{x}}{a_{x}}\right)^{2} + \left(\frac{d_{y}}{a_{y}}\right)^{2} + \left(\frac{d_{t}}{a_{t}}\right)^{2}}\right\}$$
(11)

・位相三次元ガウス型:

$$C(d) = \sigma^2 \exp\left[-\left\{\left(\frac{d_x}{a_x}\right)^2 + \left(\frac{d_y}{a_y}\right)^2 + \left(\frac{d_t}{a_t}\right)^2\right\}\right]$$
(12)

位相二・三次元共分散関数では,時間からの換算の位相相 関距離 a_t が β を含んだかたちのため, β を直接同定せず に考えれられる。同様に,先述の位相トレンド関数にお いても b_4 には β が含まれた係数と見なしてもよいが,こ ちらは従来モデルのかたちと変わりはないため,計算は 時間距離換算パラメータ値を意識することなく実行でき る。ところで kriging 推定値 $\phi^*(z)$ は元来,重み付き観測 値の総和に帰着する。いま, λ :観測値の重み係数ベクト ル, ϕ :観測値ベクトル,f(z):位相トレンド多項式で 用いる基底関数ベクトル,F:観測点毎のf(z)のベクト ル量を転置して観測位置順に縦に並べて出来た行列,C: 観測点間でのランダム成分の共分散行列,c(z):1つの推 定位置のランダム成分と各観測点でのランダム成分との 共分散値を縦に並べて出来たベクトル,とおくと,

$$\phi^{*}(\boldsymbol{z}) = \boldsymbol{\lambda}^{T}\boldsymbol{\phi}$$
(13)
$$\boldsymbol{\lambda} = \boldsymbol{C}^{-1}\boldsymbol{c}(\boldsymbol{z}) -\boldsymbol{C}^{-1}\boldsymbol{F}\left(\boldsymbol{F}^{T}\boldsymbol{K}^{-1}\boldsymbol{F}\right)^{-1}\left\{\boldsymbol{F}^{T}\boldsymbol{C}^{-1}\boldsymbol{c}(\boldsymbol{z}) - \boldsymbol{f}(\boldsymbol{z})\right\}$$
(14)

と書ける。従来はその重みを時間毎に求めていたため,実 質的に重みが時間依存となっていた。すなわち,上記式 (13),(14) のf(z), F, c(z), Cのパラメータが時間毎に 求められ,その時間方向の結合関係は考慮されずにいた ことになる。本研究では,これらの行列・ベクトルが全 て時間方向への結合も考慮されており,重み入も当然の ように時空間距離(位相空間距離)で定まることが式(14) からも判る。また本手法では各パラメータが時間に依存 しない定数で得られるため,一度定まった重みはどの時 刻にも使え,降雨量のGCM出力に対するダウンスケー





ル時の分布再現にも利用可能と期待される。

2.3 情報量規準 AIC

Fig.2は, "実物"ないしは"実現象"であるプロトタイ プに対して,解析モデルが様々当てはめられた状況を抽象 的に示したものである。本来,プロトタイプ(網掛け部) の構造は未知なものであることが多い。これを解析する 場合,連続性,保存性,法則性といった理論的考察から 派生したような何らかの型にはまった解析モデル(太実線 内部)で表現しなければならない。するとFig.2のように, モデル構造上のズレが多かれ少なかれ必ず生じることに なる。一般的には、このズレを直接計ることで個々のモデ ルの適合度を調べればよいが,上述にもあるようにプロ トタイプは未知なため,両者のズレを直接的かつ絶対的 に評価することは不可能と言える。しかし,プロトタイプ が唯一無二であって不変であることに留意すると,ズレ を表すモデル誤差評価式において,プロトタイプの構造 を示す項は定数と見なせることに気が付く。よって解析モ デル間の適合性の優劣だけでよいのであれば,モデル誤 差評価式の解析モデル構造を示す項だけを抽出し,比較 することでズレ(モデル適合度)の相対的評価が実現可能 となる。その指標が情報量規準 (Information Criterion) と呼ばれており,本稿でもモデルの適合度を判断する指 標として採用している。

本研究での統計モデルは,1通りのトレンドモデルと複 数のランダムモデルの組み合わせが考えられる。一連の 統計モデル構造同定の際に同時に複数のモデルから最適 な統計モデルを選定する。まず各統計モデルに対してパ ラメータを最尤推定すると同時に,各モデル毎に情報量 規準値を算出する。本稿では以下に記すAIC:赤池情報 量規準(Akaike, 1974),を採用して算出する。

$$AIC = -2MLL + 2m \tag{15}$$

ただし, MLL:最大対数尤度, m:パラメータ数を表す。 次に数通りのβ値毎にAICを大小比較する。小さな値 ほど適合度は高いと判断してモデル間の相対的優劣を考 える。この作業から行い,各モデルに対する最小のβと なる値が大まかに見えてくる。これはβがハイパーパラ メータとして扱われているためによる。

3.数值実験

本研究では,河川水位は河道域のみの分布となり,降 水量は晴天時に時間的不連続となることなどから,時空 間連続性・変動性が常時あって検討するには比較的扱い やすい流域内の地下水位分布をまず検討対象とすること にした。

本提案手法の効用について検討すべく,宮古島砂川地下 水盆流域の1993年10月20日と11月20日における地下 水位分布一斉水位観測データを用いた。単位時間は1 day で設定,単位長さは1mとし,それに対する色々な値の β ($0 \le \beta \le 2$)を使って比較検討した。

3.1 位相一次元指数型の場合

トレンド関数・共分散関数のパラメータを最尤法で同 定した結果は

【
$$eta=1/30$$
のとき】

m(z,t) = 30.3666 - 0.009170x + 0.006854y - 0.04127t(16)

$$C(d) = 33.5213^{2} \exp\left(-\frac{d_{r}}{170.4173}\right)$$
(17)
(β = 1/3 のとき)

m(z,t) = 38.3943 - 0.01035x + 0.006163y - 0.006140t

$$C(d) = 50.4371^{2} \exp\left(-\frac{d_{r}}{2074.04}\right)$$
(19)
【 $\beta = 2/3$ のとき】

$$m(z,t) = 39.3464 - 0.01044x + 0.006001y - 0.003645t$$
(20)

$$C(\boldsymbol{d}) = 50.0789^{2} \exp\left(-\frac{d_{r}}{2948.94}\right)$$
(21)
(β = 1のとき)

 $m(\mathbf{z},t) = 39.6524 - 0.01046x + 0.005944y - 0.002643t$ (22)

$$C(\boldsymbol{d}) = 48.9596^{2} \exp\left(-\frac{d_{r}}{3315.27}\right)$$

$$\left[\beta = 2 \, \mathcal{O} \boldsymbol{\xi} \boldsymbol{\delta}\right]$$

$$(23)$$

m(z,t) = 39.9872 - 0.01048x + 0.005861y - 0.001439t(24)

$$C(d) = 47.4622^{2} \exp\left(-\frac{d_{r}}{3635.75}\right)$$
(25)

となる。このうち,どの場合も類似した分布の特徴が見 受けられたため。代表例として,ここに $\beta = 2/3$ のとき の分布推定結果のみを Fig.3,4に示す。



Fig.3 Estimated groundwater level distribution on Oct. 20, 1993 based on exponential type in topological one dimension



Fig.4 Estimated groundwater level distribution on Nov. 20, 1993 based on exponential type in topological one dimension

Fig.3に関しては最下流部の水位が過小推定になったた めに最下流部には誤差が認められるが,全体は概ね誤差 も小さく,分布推定が良好であるとわかる。Fig.4は明ら かに中流域から下流域にかけての水位が過小評価となっ て,下流域の水深がゼロになってしまっている。これは 10月20日の水位分布の推定に強い影響を受けた状態でパ ラメータが同定されたためと思われる。 3.2 位相三次元指数型の場合

トレンド関数・共分散関数のパラメータを最尤法で同 定した結果は

【
$$\beta=1/30\,$$
のとき 】
$$m(\pmb{z},t)=35.0986-0.009946x+0.006663y$$

$$C(d) = 15.5726^{2} \exp\left\{-\sqrt{\left(\frac{d_{x}}{811.2706}\right)^{2}} + \left(\frac{d_{y}}{690.6625}\right)^{2} + \left(\frac{d_{t}}{29.9608}\right)^{2}\right\} (27)$$

となる。位相三次元指数型において, $\beta = 1/30$ のときの 結果のみ表示している理由は次節にて詳述する。このと きの分布推定結果を Fig.5,6 に示す。



Fig.5 Estimated groundwater level distribution on Oct. 20, 1993 based on exponential type in topological three dimensions



Fig.6 Estimated groundwater level distribution on Nov. 20, 1993 based on exponential type in topological three dimensions

両結果ともFig.3と同様に最下流部の水位が過小推定に なっているが,全体は概ね誤差も小さくて分布推定が良 好であるとわかる。

Covariance func. model		$\beta = 1/30$	$\beta = 1/3$	$\beta = 1/2$	$\beta = 1$	$\beta - 2$	
Dim. Type		$\begin{vmatrix} p - 1/30 \\ p = 1/3 \end{vmatrix}$		p = 1/2	p = 1	p = 2	
1 Topo	Exponential	720.0568	611.9140	608.1317	616.2344	645.1787	
logical	Gaussian	744.4187	711.0623	724.1948	770.9871	939.0329	
	Spherical	743.7970	600.1422	591.9690	598.1137	625.1465	
3 Topo- logical	Exponential	630.0193	640.4219	641.0675	659.3442	680.6591	
	Gaussian	737.6235	764.3799	778.7095	749.4559	824.9632	
	Spherical	618.4129	618.4135	618.4137	618.4136	618.4127	

Table 1 Relationship between β and AIC in parameter identification

3.3 モデル最適選択

次に β の最適値について検討した。本研究では β が時 空間統計モデルに独立なパラメータとして見なせば,一 種のハイパーパラメータとして扱うことになるため,パ ラメータ同定時のAIC(赤池情報量規準)値が最小となる β をもって, β の最適値と判断する。各 β に対するAIC 算 出結果をTable 1に示す。

これから,共分散関数が一次元の場合,AICは指数型・ 球状型であれば $1/3 \leq \beta \leq 1$ で最小が存在し,ガウス型 であれば $1/30 \leq \beta \leq 1/3$ で最小が存在することがわか る。本稿では,βを5通りしか準備していないため,前 者は $\beta=1/2$,後者は $\beta=1/3$ で最適値になると言える。-方,共分散関数が三次元の場合は,AICが単調増加また は極値が複数となるなどβには一意に最適値があるとは 断言できない。先の3.2節で同定結果をβ=1/30のみに していた理由はその最適値の存在の問題があるためであ る。これは一次元モデルが時空間でひとまとめにした1次 元距離の相関性を取っていて,どちらからも相関性が取 れる形で同定されるため, β に最適値が現れるが,時空間 的に相関性を方向毎に同定(調整)される統計モデルであ ることから,空間距離との整合性をとるβの機能が薄れ て,観測データの時空間各軸の変動特性からパラメータ が独立的に同定されてしまうため,βが十分小さくていい と算出されるか, 複数の最適値候補が小さな差異の範囲 で現れ,最適値の存在については一概に言えなくなって しまうと推察される。さらにはβにほぼ反比例して,ト レンド関数の時間項係数 b4 は小さくなっている。三次元 モデルは時間トレンド成分を小さくして,時間成分のラ ンダム性を強めて考えるモデルの方が優れていくという 結果を有する。これはやはり,時間変動が空間変動に比 べて小さくて,トレンド性はなくていいというモデルに なってしまい,時間方向の影響だけでパラメータ同定す

るためにβが小さい方が優秀という結果を招いているこ とも窺える。よって,より複雑な時空間分布を有する降 水量分布などへの適用するならば,その前に統計モデル の改良,例えば,今回定数とした共分散関数の分散値を 時間依存にするモデルの採用なども検討する価値がある と思われる。また,βの最適に向けての扱い方に関して 更なる検討が必要と思われる。

4.結論

本稿では,時間距離換算パラメータ β を提案・導入し, krigingの時空間適用への拡張を試みて場合毎にモデル最 適化した推定結果を得た。これより本手法はデータの相 関性を時空間で一元的に考える場合に特に有用性・応用性 に富むとがわかった。ただし,時間と空間の相関性を一 元的に考える場合は β が効果的に評価に関わるため,そ の最適値が存在するとわかるが,各軸で相関性をとるよ うにすれば時間距離換算の効果が薄れ,最適値の存在は 保障の限りでないと言える。

参考文献

- 浜口俊雄・小尻利治・中北英一:地球統計学的な疑似生成 観測値の利用によるパラメータの空間分布同定,京都 大学防災研究所年報,第49号B,pp.633-639,2006.
- 浜口俊雄・小尻利治・Mohamed Saber:均質化理論に基 づくアップスケーリングの水文学的適用法,京都大学 防災研究所年報,第50号B,pp.759-764,2007.
- Akaike, H. :A new look at the statistical model identification, IEEE Trans. Automat. Control, AC-19, pp.716-723, 1974.

Distribution Estimation Method for Interpolation of Hydrological Data via Spatiotemporal Geostatistics

Toshio HAMAGUCHI, Yoshinobu SATO and Toshiharu KOJIRI

Synopsis

This study presents a newly developed method for estimation of hydrological distributions in space and time based on observed data. To extend spatial estimates into spatiotemporal ones, a conversion parameter of temporal-distance is newly defined and introduced into the kriging equations using the trend and covariance functions. This parameter equivalently converts a temporal gap into a spatial distance in the time-related terms of those functions. In topological space in one dimension, the above approach is most effective and helpful to krig a hydrological distribution. It can be shown that the developed method of kriging estimation in space and time with a conversion parameter is useful and applicable to a spatiotemporal interpolation through the numerical tests.

Keywords : Groundwater, Hydrological data, Spatiotemporal distribution, Spatiotemporally statisticalbased model, Conversion parameter of temporal-distance

Spatiotemporal Runoff Features of Hydrological Modeling in Arabian Wadi Basins through Comparative Studies

Mohamed SABER *, Toshio HAMAGUCHI, Toshiharu KOJIRI and Kenji TANAKA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The arid and semi-arid regions are characterized by scarcity of water resources, an ever-increasing demand on water supplies, the paucity of data, drought and flash flood threat. So, this paper aims to introduce an effective methodology for sustainable management and efficient utilization of the water resources as well as flood control in the arid regions to sustain a minimum resource base. A physically-based, distributed hydrological model was proposed in W. Al-Khoud (Oman), W. Ghat (Saudi Arabia) and W. Assiut (Egypt). This approach can satisfactorily evaluate Wadi runoff behaviors such as discontinuously surface flow and estimating transmission losses. A comparison study has been done between different wadis to understand the effect of watershed characteristics and climatic condition on Wadi runoff. The results of numerical simulation exhibit good fitting with the observed ones however the paucity of high quality data.

Keywords: transmission losses, Wadi system, kinematic wave model, discontinuously surface flow

1. Introduction

A wadi is a stream that runs full for only a short time, mostly during and after a rainstorm. Not every rainstorm, however, necessarily produces surface runoff. It is seldom that wadi flow at a certain section can be described as perennial. If so, the flow is then extremely variable from one event to another. In other words; Wadi is an Arabic word for ephemeral streams in the arid regions, and they are a vital source of water in most arid and semi-arid countries. Catastrophic flash floods occurring in wadis are, on one hand, a threat to many communities and, on the other hand, major groundwater recharges sources after storms. The scarcity of data and the lack of high quality observations as well as the potentially discontinuous occurrence of flow in both space and time are important characteristics of the ephemeral streams in the arid regions and consequently the difficulty of developing the powerful hydrological models.

One third of the world's land surface is classified as arid or semi-arid (Zekai, 2008). As stated by Pilgrim *et al.* (1988) and according to UNESCO (1977) classification, nearly half of the countries in the world face aridity problems.

In the arid areas, it is well known that there are many crucial problems, for instances, the shortage of water resources which affects the economic activity and human live and increasing the losses (evaporation, initial and transmission losses). Despite the critical importance of water in arid and semi-arid areas, hydrological data have historically been severely limited. Moreover, those countries of the arid areas are facing the problem of overpopulation, and consequently the demand of water resources for the agricultural, manufacturing and domestic purposes, in other words, these regions are undergone to severe and increasing water stress due to expanding populations, increasing per capita water use, and limited water resources. In the arid and semi-arid regions, appropriate utilization and strong management of renewable sources of water in wadis is the only optimal choice to overcome water deficiency problems.

Ephemeral streams are characterized by much higher flow variability, extended periods of zero surface flow and the general absence of low flows except during the recession periods immediately after moderate to large high flow events (Knighton and Nanson, 1997).

Generally the majority of countries in arid and semi-arid regions depend either on groundwater (from both shallow and deep aquifers) or on desalinization for their water supply, both of which enable them to use water in amounts far exceeding the estimated renewable fresh water in the country (IPCC, 1997). Also they depend on a small number of springs and falajes and treatment of waste water. However, there are some important water-related problems in these countries are the depletion of aquifers in several areas, saline-water intrusion problems, and water quality problems such as those associated with industrial, agricultural, domestic activities as well as human effect. All have a major threat to those scarce resources.

Floods are infrequent, but extremely damaging and represent a threat for human lives stability and their infrastructure, especially with the effect of regional climatic change all over the world.

The Arabian Peninsula as an arid to semi-arid region is suffering from low rainfall and high temperatures in addition to a high humidity in the coastal areas. Water resources are so limited, yet the availability of a sufficient supply of high quality water is the major requirement for social, industrial, agricultural and economic development of the region.

Effective water management, utilization of wadi surface flow and appropriate decision support systems, including modeling tools based on the availability of the data, as well as of their analysis are urgently needed. In this study, a trial is made to develop an effective methodology for estimation spatiotemporal surface runoff in some Wadi systems in different Arabian countries. Particularly, to overcome the prescribed struggles for water resources management and flood control purposes, in addition to evaluate the transmission loss and its effect on both surface and subsurface water. Moreover, investigating and depicting the characteristics of Wadi system and runoff behaviors in the arid regions.

2. Wadi system characteristics

In arid regions, water is one of the most challenging current and future natural-resources issues. The importance of water in arid regions is self-evident indeed. Water is not only the most precious natural resource in arid regions but also the most important environmental factor of the ecosystem.

The arid and semi-arid regions of the world are characterized by the expanding populations, increasing per capita water use, and limited water resources as well as draught and flash flood thread. The most obvious characteristics in the ephemeral streams in the arid areas are the initial and transmission losses in addition to the discontinuous occurrence of flow in both space and time.

Water resources in the arid and semi-arid regions, there are limited water resources, for instances; ground water which is the most important resource, desalinated water, and some perennial streams in some regions, however, the quality and quantity of them are inadequate to cover the current needs for domestic, agricultural, manufacturing and economic use in such arid areas. In the Arabian countries as Saudi Arabia, Oman, and Egypt, they depend mainly on the ground water as the main water resources however it is likely that the groundwater aquifers be contaminated and affected by the sea water intrusion.

Rainfall is the primary hydrological input, but rainfall in arid and semi-arid areas is commonly characterized by extremely high spatial and temporal variability. The temporal variability of point rainfall is well known. Annual variability is marked and observed daily maxima can exceed annual rainfall totals (Wheater *et al.*, 2008).

Initial losses occur in the sub-basins before

runoff reaches the stream networks, whereas transmission losses occur as water is channeled through the valley network. Initial losses are related largely to infiltration, surface soil type, land use activities, evapotranspiration, interception, and surface depression storage.

Transmission losses are important not only with respect to their effect on stage flow reduction, but also to their effect as recharge to groundwater of underground alluvial aquifers. It was suggested that two sources of transmission losses could be occurring, direct losses to the wadi channel bed, limited by available storage, and losses through the banks during flood events as shown in Fig.1.



Fig.1 Conceptual model showing transmission and initial losses in the Wadi System

The rate of transmission loss from a river reach is a function of the characteristics of the channel alluvium, channel geometry, wetted perimeter, flow characteristics, and depth to groundwater. In ephemeral streams, factors influencing transmission losses include antecedent moisture of the channel alluvium, duration of flow, storage capacity of the channel bed and bank, and the content and nature of sediment in the stream flow. The total effect of each of these factors on the magnitude of the transmission loss depends on the nature of the stream, river, irrigation canal or even rill being studied (Vivarelli and Perera, 2002).

Transmission losses in semiarid watersheds raise important distinctions about the spatial and temporal nature of surface water-groundwater interactions compared to humid basins. Because of transmission losses, the nature of surface water-groundwater interactions can be limited to brief periods during runoff events and to specific areas associated with the runoff production and downstream routing (Boughton and Stone, 1985). Walters (1990) and Jordan (1977) provided evidence that the rate of loss is linearly related to the volume of surface discharge. Andersen *et al.* (1998) showed that losses are high when the alluvial aquifer is fully saturated, but are small once the water table drops below the surface.

Sorman and Abdulrazzak (1993) provided an analysis of groundwater rise due to transmission loss for an experimental reach in Wadi Tabalah, S.W. Saudi Arabia and they stated that about average 75% of bed infiltration reaches the water table.

Surface water–groundwater interactions in arid and semi-arid drainages are controlled by transmission losses. In contrast to humid basins, the coupling between stream channels and underlying aquifers in semiarid regions often promotes infiltration of water through the channel bed, i.e. channel transmission losses (Boughton and Stone, 1985; Stephens, 1996; Goodrich *et al.*, 1997).

relationship between The Wadi flow transmission losses and groundwater recharge depend on the underlying geology. The alluvium underlying the Wadi bed is effective in minimizing evaporation loss through capillary rise (the coarse structure of alluvial deposits minimizes capillary effects). Wheater et al. (1997) and Telvari et al. (1998) stated that surface water and groundwater interactions depend strongly on the local characteristics of the underlying alluvium and the extent of their connection to, or isolation from, other aquifer systems. Sorey and Matlock (1969) reported that measured evaporation rates from streambed sand were lower than those reported for irrigated soils.

3. The Target Watershed Basins

Due to the aforementioned characteristics and problems of Wadi system in the arid and semi-arid regions, some Wadi catchments were selected from the Arabian countries in this study for application such as Wadi Alkhoud in Oman, Wadi Ghat in Saudi Arabia, and Wadi Assiut in Egypt. They were selected due to their importance not only as water resources but also as flash flood and drought threat. In other words, due to the direct and major impact of wadi system on security of life of urban and rural populations in such regions.

3.1 Wadi Al-Khoud in Oman.

Wadi Al-Khoud in Oman is located in the northern part of Oman and at the western-north part of Muscat, the capital of Oman. The downstream of catchment is towards northeast Gulf of Oman. It is located between Long: 57° 58' W & 58^{\circ} 02 E ' and Lat: 24° 00' N & 23° 00 S ' as shown in the location map Fig 2.



Fig. 2 Location map and DEM of W. Al-Khoud watershed, Oman.

The total area of its catchment is 1874.84 Km² as calculated from SRTM DEM, 100 m resolution using ArcView GIS. It is characterized by arid zone characteristics and its importance as the main water resources for use in this area, especially for agriculture and domestic purposes.

3.2 Wadi Ghat in Saudi Arabian.

Wadi Ghat watershed is a sub-catchment of Wadi Yiba, one of the Saudi Arabian basins in the south-western part of the kingdom, and drains from the Asir Mountain Range towards the Red Sea as shown in Fig. 3.



Fig. 3 Location map and DEM of Wadi Ghat Watershed, Saudia Arabia.

It is located between Long: $41^{\circ} 46'$ W & $42^{\circ} 10$ E ' and Lat: $19^{\circ} 20'$ N & $19^{\circ} 00$ S '. The total area of its catchment is 649.55 km2 as calculated from DEM using GIS. It is characterized by arid zone characteristics, and approximately 90 percent of the catchment comprises of rock outcrop and shallow soils. Annual precipitation is 322mm and approximately 90% of the catchment consists of rocky outcrops and shallow soils. Intense convectional rain storms produce typical flash floods with steep rising limbs and rapid recession to zero base flow.

3.1 Wadi Assiut in Egypt

Wadi Assiut watershed (Fig. 4) is located in the Eastern Desert of Egypt. It is one of the most populous countries in Africa. The great majority of it estimated 80 million people live near the banks of the Nile River and in the Nile Delta, in an area of about 40,000 square kilometers, where the only arable agricultural land is found. Thus finding and proposing new and appropriate regions to overcome the ever-increasing of population is urgently needed. Wadi Assiut Watershed is located between Long: 32°30′ E & 31°12 W ′ and Lat: 27°48′ N & 27°00 S ′, and it is considered as sub-basin of the Nile River Basin.



Fig. 4 Location map and DEM of W. Assiut

The total area of Wadi Assiut catchment is 7109 km2, the perimeter is 496.91 Km and the length of the main channel is 165.09 km. Most of its area is a desert except some part of urbanization, and very small areas of agriculture which are closed to Assiut city along the Nile River Basin. So, studying this area is important due to the propagation of populations and consequently the demand of water resources for agricultural, domestic, social and industrial activities.

Wadi Assiut catchment has undergone a number of improvements over the past centuries, where many of the past studies were applied and many of projects established there due to its importance. Presently, the establishment of new town, which will be in the near future crowded by populations and consequently the importance of hydrological modeling for water resources management and flood threat control, is so essential.

4. Methodology and Model components

Due to the severe problems in the Wadi system in the arid areas, it is recommended to develop distributed hydrological models, including surface water/groundwater interactions in the active Wadi channel, sediment transport, evaporation processes and consumptive use of Wadi vegetation, and the wider issues of groundwater recharge. These are challenging studies, with particularly challenging logistical problems, and require the full range of advanced hydrological experimental methods and approaches to be applied. distributed А hydrological model in the Wadi system is proposed. This model is based on the modification of Hydro-BEAM (Hydrological Basin Environmental Assessment Model) which has been chosen for simulation the surface runoff model and estimation of the transmission losses.

Hydro-BEAM was first developed by Kojiri *et al.* (1998) as a tool to assist in simulating long-term fluctuations in water quantity and quality in rivers through an understanding of the hydrological processes that occur within a watershed. It has since been used in a pioneering work on comparative hydrology, where a methodology for assessing the similarity between watersheds was proposed (Park *et al.*, 2000), to investigate sediment transport

processes in the large watershed of the Yellow River, China (Tamura and Kojiri, 2002), and to investigate pesticide levels in rivers and their effects on hormone levels in fish (Tokai *et al.*, 2002).

The proposed approach is a physically-based numerical model and it can be summarized as following; 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 (1985) method (an empirical model for rainfall abstractions suggested by the U.S Soil conservation Service) and Walter's equation (1990) respectively, Groundwater modeling based on the linear storage model is used.

4.1 Model Components

Rainfall-runoff modeling is the process of transforming a rainfall hyetograph into a runoff hydrograph. This can be achieved through the use of data-driven or statistical mathematical techniques, through developing physical descriptions of the rainfall-runoff process, or through various combinations of these approaches.

Hydro-BEAM has been chosen for simulation the surface runoff in the arid area due to its flexibility of application to accomplish many purposes of hydrological simulation.

The watershed is modeled as a uniform array of multi-layered mesh cells, each mesh containing information surface regarding land use characteristics, ground surface slope direction, runoff, and the presence/absence of a channel. The original Hydro-BEAM model that was used for the humid conditions can be adopted for simulation in the arid areas in Wadi system as described in the following sections. Initial and transmission losses are evaluated as subroutine model in Hydro-BEAM in this study, as crucial resource for the subsurface water in such areas.

The watershed to be investigated is divided into an array of unit mesh cells. A mesh cell can be arranged as a combination of a surface layer and several subsurface layers. The following description considers Hydro-BEAM calibrated with four subsurface layers, labeled A, B, C and D. A-Layer is calibrated using kinematic wave model for the overland flow evaluation and the other C-D layers (subsurface layers) are calculated by the linear storage model.



Fig. 5 Conceptual model of Hydro-BEAM

(1) Watershed Modeling

The data of digital elevation model (DEM, (SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), 100 m resolution) can be used to delineate and determine the watershed and stream networks in the studied Wadi basins.

By processing DEM using Global Mapper and Golden Surfer softwares, then importing the data into Arcview GIS tool, the watershed basin, sub-basin watersheds were delineated and stream networks were determined for the target Wadi catchments (Wadi Al-Khoud (A), Wadi Ghat (B), Wadi Assiut (C)) as shown in Fig. 6.

Some geomorphologic information such as watershed area, perimeter, and main channel length were calculated. the following processes in the watershed modeling must be taken in consideration such as:

- i) determination of the watershed boundary location,
- ii) division of the watershed into a regular grid of mesh cells (1 km or 2 km),
- iii) determination of a flow routing network based on mesh cell elevation as given by a DEM and checked against a topographical maps.

(a) Flow Routing Map

As well known, there are two types of flow routing system; 4 directions and 8 directions to determine drainage of flow water direction of drainage basin. Hydro-BEAM was originally developed to use a 4-direction flow routing map.





Fig. 6 Watershed delineation and stream network determination of Wadi Al-Khoud (A), Wadi Ghat (B), Wadi Assiut (C).

The function of a flow routing map is to define a downstream destination for the discharge resulting from every cell in the watershed, with the exception of the furthest downstream mesh cell located at the watershed mouth. Flow direction from any given mesh cell can be estimated using the DEM elevations of the corners of each mesh cell as declared in Fig. 7.

Where the flow path of each mesh is decided based on the elevation values of each corner. On the

other hand, the perpendicular direction of slope of the two half of the mesh is estimated based on dividing of each mesh into 20 parts. So, the flow direction in each mesh depends on the direction of its slope, then manually the opposite and paradox flow directions can be corrected based on the elevation and topographic maps.



Fig. 7 Schematic diagram of the flow direction determination

(b) Land Use Classification

Land use information is used to specify the structure of each mesh, its infiltration and runoff characteristics. Hydro-BEAM is set to use five categories of land use types, where they are grouped and represented as a percentage land cover of the total area of the mesh cell.

The land use distribution data of the world, GLCC (Global Land Cover Characterization) and ECOCLIMAP Data (a global database of land and surface parameters at 1km resolution in meteorological and climate models) were used for identify and extract the land use distribution of the studied Wadis.

Land use data of GLCC is divided into 24 land use types. For the reason of hydro-BEAM is set to use five land use categories, we reclassified those types 24 into 5 types to be compatible with Hydro-BEAM, The five categories of land use types are; Forests, paddy field (rice field), desert, urban or city, water as given in table 1.

Table 1 Land use types of modified Hydro-BEAM

Category	Description		
Forests	Densely-vegetated regions		
	(forests)		
Field+	Agricultural regions including		
Paddy field	farms		
Desert	Most of the Wadi areas are desert		

Urban area	Paved or impervious urban
	regions
Water body	Bodies of water

(2) Climatic Data

The metrological data are needed for each mesh in hydro-BEAM as input data to calculate evapotranspiration. So, the climatic data of NCDC

(National Climatic Data Center), Global Hourly data (Table 2) can be used in this work. Due to the lacking of many kinds of data, we adopted Thornthwaite method to calculate daily mean potential evapotranspiration as given in Equations 1, 2, 3, and 4. The mean air temperature and duration of possible sunshine of each mesh are needed as meteorological data for our model.

$$E_{p} = 0.553 D_{0} \left(\frac{10T_{i}}{J}\right)^{a}$$
(1)

$$a = 0.00000675J^3 - 0.0000771J^2 +$$
(2)
0.01792J + 0.049293

$$J = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5}\right)^{1.514}$$
(3)

$$E_a = M \times E_p \tag{4}$$

Where, E_a , and E_p (mm/d) are the actual and the potential evapotranspiration; *Ti* (${}^{0}C$) is the monthly average temperature, *J*: Heat index, D_0 (*h*/12*h*) is the potential day length and *M* is the reduction coefficient, vapor effective parameter.

Table 2	Types	of i	nput	data	and	its	resources
---------	-------	------	------	------	-----	-----	-----------

Type of data	Source of the data	
DEM Data; SRTM	CGIAR-CSI	
(Shuttle Radar Topography	(Consortium for	
Mission)	Spatial Information)	
Land use; GLCC (Global	USGS(U.S.	
Land Cover	Geological Survey)	
Characterization)		
And ECOCLIMAP data (1		
km resolution)		
Climatic Data; Surface	NCDC (National	
Data, Hourly Global data	Climatic Data Center)	

(3) Kinematic Wave Model

The kinematic wave equations as given in Equations 5 and 6 are derived from the St. Venant equations by preserving conservation of mass and approximately satisfying conservation of momentum. The momentum of the flow can be approximated with a uniform flow assumption as described by Manning's equation. In this study, kinematic wave approach is applied for surface runoff and stream routing modeling based on using the kinematic wave approximation with the assumption of the river channel cross section is supposed as a triangle shape.

A finite difference approximation of the kinematic wave model can be used to model watershed runoff on the surface and layer A in Hydro-BEAM. The various features of the irregular surface geometry of the basin are generally approximated by either of two types of basic flow elements: an overland flow element, or a stream- or channel- flow element. In the modeling process, overland flow elements are combined with channel-flow elements to represent a subbasin.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(x, t) \tag{5}$$

$$q = \begin{pmatrix} \alpha (h - d)^{m} + ah \\ ah \end{pmatrix},$$

$$when \begin{pmatrix} h \ge d \\ h < d \end{pmatrix}, d = \lambda D$$
(6)

Where,
$$\alpha = \frac{\sqrt{\sin \theta}}{n}$$
 (Manning),

$$a = \frac{k \sin \theta}{\lambda}$$
 (Darcy), $m = \frac{5}{3}$

Where, *h*: water depth (m), *q*: is discharge per unit length of flow $[m^3/m.s]$, *r* is rainfall intensity [m/s], *t* is time [s], *x* is distance from the upstream edge, and α , m is constant concerning friction, sin θ : Slope, *n*: Equivalent roughness $m^{-1/3}s$ of slope and *k*: hydraulic conductivity ms^{-1} , λ : porosity -,*D*: Thickness (m), *d*: Saturation pondage m

In Hydro-BEAM, the integrated model of kinematic wave is used for surface flow and A-layer, where the paddy field is formulated as the double

Tanks Model where the upper tank is recognized as the surface zone. The upper hole in the tank means the overflow discharge from the surrounding paddy path, the lower hole does the runoff discharge from normal release gate and the infiltration rate through paddy path, and the bottom hole does the vertical infiltration. The water demand to be supplied is calculated as the difference between water depth of the surface tank and the desired ponding depth as expressed in Equations 7 and 8.

$$\frac{dh}{dt} = r(x,t) - q \tag{7}$$

$$q = \sum_{j} a_{P_j} \max\left(h - Z_{AP_j}, 0\right) \tag{8}$$

Where, *h*: Storage height m, and *AP*: subscription of compound tank model constant s-1 and Z_{Ap} : Compound tank model constant (m).

(4) Linear Storage Model

Linear storage method as given in Equations 9 and 10 is used for modeling of groundwater in layers B, C, and D layers in each mesh of the catchment area, thus the ground water storage can be evaluated in the proposed model.

$$\frac{dS}{dt} = I - O \qquad (9)$$

$$O = (k_1 + k_2) \cdot S \qquad (10)$$

$$S \qquad k_1$$

$$k_2$$

Where S: is storage amount [m], *I*: is inflow [ms⁻¹], *O*: is outflow [ms⁻¹], k_1 , k_2 : are outlet coefficients.

(5) Initial and Transmission Losses Model

Due to the importance of the losses in the arid areas, one subroutine was added to Hydro-BEAM to calculate the initial and transmission losses in each mesh.

(a) Initial Losses

Initial losses occur in the sub-basins before runoff reaches the stream networks. It is related largely to infiltration, surface soil type, land use activities, evapotranspiration, interception, and surface depression storage. In other words, the initial abstraction I_a , which is equal to the accumulated rainfall from the beginning of the storm to the time when direct runoff started.

The NRCS method is adopted to calculate initial losses in the target catchments. The method is suited for humid, arid and semiarid conditions (SCS. 1985) and it has been successfully applied to ephemeral watersheds in SW US (Osterkamp *et al.* 1994), which resemble the desert in Oman, Saudi Arabia and Egypt, climate, topographical and land use. Runoff in sub basins occurs after rainfall exceeds an initial abstraction (I_a) value. Rainfall exceeds P_e , in NRCS method is related to the effective potential retention value, S, as given in Equation 11.

The curve number (CN) method uses the following Equations 12, 13 and 14:

$$P_e = \frac{\left(P - I_a\right)^2}{\left(P - I_a\right) + S} \quad \text{for } P > I_a \quad ,$$
$$P_e = 0 \quad \text{for } P < I_a \quad (12)$$

$$I_a = \lambda S \tag{13}$$

$$CN = \frac{25400}{254 + S} \tag{14}$$

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, CN is the curve number.

The initial abstraction is suggested by NRCS to be approximately 20 % of the maximum potential retention value. It consists mainly of interception, infiltration prior to runoff, and surface storage, and it is related to potential maximum retention (Empirical relationship of Ia and S) as given in Equation 13.

The optimum values of λ obtained in the least squares fitting procedure were around 0.05 for most experimental plots which was observed by Hawkins *et al.* (2002). Therefore, it was decided to set it as 0.05 in this research. In some other studies similar low initial abstraction ratio are close to the suggested ratio of 0.05 (Hawkins *et al.*, 2002) have been reported (Mishra and Singh, 2004; Jiang, 2001).



Fig. 8 Curve number values based on SCS method to estimate initial abstractions.

The catchment's capability for rainfall abstraction is inversely proportional to the runoff curve number. For CN = 100, no abstraction is possible, with runoff being equal to total rainfall. On the other hand, for CN = 1 practically all rainfall would be abstracted, with runoff being reduced to zero as declared in Fig. 8 (SCS, 1997).

The curve number CN value depends on hydrologic soil group and land use cover complex. The hydrologic soil groups are A, B, C, and D. They are classified based on the soil type and infiltration rate. So, based on the land use, soil type and infiltration rate, the curve number of the land use can be estimated as given in table 3.

		• •
Land use	Soil group	Curve number
Forests	А	45
Field	В	71
Desert	А	63
Urban	В	86

Table 3 Curve number values of the land use type

(b) Transmission Losses

Transmission losses are important not only for their obvious effect on flow reduction, but also as a source of ground water recharge to underlying alluvial aquifers. The variables that are considered useful in estimating the variation in the transmission loss included; 1-the flow volume at the upstream end of the reach, 2-channel antecedent condition, 3-chaneel slope, 4- channel bed material, the duration of the flow, 5- channel width. Two regression model forms were developed by Walter's (1990) to assess transmission losses as given in Equations.15 and 16. Units of the two equations were converted from its original units (acre-ft) into metric units (cubic meter) as follow:

$$V_1 = 2.72975836 \times 10^{-6} W^{1.216} V_A^{0.507}$$
(15)

$$V_1 = 0.025734951 V_A^{0.872} \tag{16}$$

Where V_1 =transmission loss for the first kilometer (cubic meter), V_A = upstream flow volume (cubic meter), W=active channel width (m).

The first equation was adopted in this study to estimate transmission losses where transmission losses can be estimated in each mesh based on the flow direction from the upstream to the downstream point.

5. Numerical Simulation and Discussions

Hydro-BEAM is a multilayer hydrological model, four layers (A-D) ; A-Layer is composed of the surface and soil surface layer. kinematic wave model and Manning equation are used to estimate the surface runoff and roughness coefficient in each mesh of the watershed basin. B-D-Layers are subsurface layers, which are evaluated using linear storage model, with the assumption of that the flow in both of B and C layers is toward the river, but D-layer is considered as groundwater storage. It makes the ground-water zone which does not exert influence in river flow. When storage water content reaches to thickness and becomes saturated state, water content flows into the upper layer of model as returns style.

Modeling processes and programming were accomplished using programming language of FORTRAN. Hydro-BEAM consists mainly of three main modeling parts; climatic modeling, watershed modeling and the main program modeling. The simulation periods are chosen based on the availability of data in the target basins where the geographical and climatic data of 2007 (three rainfall events) are used in Wadi Al-Khoud, 1985 (one rainfall event) in Wadi Ghat and from 1994 to 1995 (one rainfall event) in Wadi Assiut.

The watershed modeling of the selected Wadis is achieved based on DEM (SRTM, 100 m resolution) by processing it using Arc View GIS. The Digital Elevation Models of Wadi Al-khoud, Wadi Ghat, and Wadi Assiut are developed as declared in Fig. 9 A, Fig 10 A, and Fig 11 A, respectively. It is clear that the maximum elevation in W. Al-Khoud and W. Ghat is about 2000 m but in W. Assiut is approximately 900 m, on other words, they more steep than W. Assiut, hence; the elevation has a big influence on runoff characteristics in these basins.

Land use types can be reclassified from using GLCC data and ECOCLIMAP data into five categories. Land use types in the arid regions were distinguished into the flowing five categories as follow; forests, field (paddy field & field) and field, desert, city or urban areas and Water. The results of land use distribution in the target basins were depicted as Forests, field, desert, city, and water for W. AL-Khoud, W. Ghat, and W. Assiut as shown in Fig. 9 (B-D), Fig. 10 (B-D), and Fig. 11 (B-E), respectively.



Fig. 9 Digital elevation model (DEM) (A), and distribution maps of forests (B), field (C), desert (D) of Wadi Al-Khoud

From the distribution maps of land use types, it was found that the forests, urban and water are limited in the target wadi bsins except in some small parts. Field land use type is distributed in some parts in the wadis especially at the vicinity of downstream. One the other hand, majority of Wadis is desert areas which reveal the aridity conditions of these regions.



Fig. 10 Digital elevation model (DEM) (A), and distribution maps of forests (B), field (C), desert (D) of Wadi Ghat.



Fig. 11 Digital elevation model (DEM) (A), and distribution maps of forests (B), field (C), desert (D), city (E), water (F) of Wadi Assiut.

The climatic data of the three catchment areas as modeled from NCDC and ECOCLIMAP data showing the relationship between temperature and actual evaporation using Thowrnthwaite method to estimate evaporation, and the rainfall events showing the frequency of rainfall in the studied regions. Rainfall is the main input in the hydrological models of runoff and it has the largest effect on the conditions of runoff hydrographs. The more frequent events the highest discharge peaks and longer duration of flow.

It is obvious that from rainfall events charts showed that the average of rainfall events in W. Al-Khoud is multiple events every year which are more frequent than W. Ghat where it is one event every two years. But in W. Assiut is one event every five years as shown in Figs. 12, 13 & 14.



Fig. 12 Rainfall events of W. Al-Khoud (2002-2007).



Fig. 13 Rainfall events of W. Ghat from 1979-1982



Fig. 14 Rainfall events in Wadi Assiut from 1929-1994, where the average of events one event every five years.

The aforementioned conclusion is based on the available data and these conditions might be different if we considered another historical data. Rainfall events reflect the degree of aridity where W. Assiut more arid than the other two wadis

The surface flow discharge in the arid regions is characterized by behaviors which are different from the humid areas. It is showing short time for starting and finishing the flood event, in other words, it is extremely steep rising and rapid recessing during the same event. In addition to, there is a lag time between the rainfall hyetographs and runoff hydrographs.

In this work, surface runoff was estimated in Al-Khoud using the climatic wadi and topographical data of one year (2007) due to the availability of observed runoff data; however they include some missing data. The simulated results of discharge is showing good fitting with the observed ones. One of the most important merits of this work is evaluating multiple consequent storm events in spite of their including rainy and non rainy periods as well as the time difference between the events is almost big. The simulated hydrographs of the three infrequent events of rainfall were accomplished very well as depicted in Fig.15



Fig. 15 Hourly hydrographs of simulated and observed discharges in wadi Al-Khoud during three infrequent events of rainfall.

The first event is two small consequence events (Feb. 23- 2007). It exhibits not so good agreement between hourly simulated hydrographs and observed ones as shown in Fig 16.

The second event is strong storm during (Mar. 18- 2007), where the maximum peak of the observed runoff is 950 m³/s and the maximum peak of the simulated runoff is 838 m³/ indicating satisfied fitting between both of them however there is underestimate in the peak value of simulated discharge as shown in Fig. 17.

The third event is also strong storm during (Jun. 6- 2007). The maximum peaks of the observed and simulated hydrographs are 1185 m^3/s and 1200 m^3/s respectively as declared in Fig. 18.



Fig. 16 Hourly hydrographs of simulated and observed discharges in wadi Al-Khoud during two small consequence events (Feb. 23- 2007)



Fig. 17 Hourly hydrographs of simulated and observed discharges in wadi Al-Khoud during the event (Mar. 18- 2007)





From these results of numerical simulation of rainfall-runoff modeling, it is obvious that there are

notable agreements between both of simulated and observed hydrographs of discharge in W. Al-Khoud which reflects appropriate performance of the proposed approach to predict or forecast the future events, which will be our mission after this work.

Furthermore, the characteristics of wadi runoff were evaluated in this research and they were concluded as follow:

- Both of hyetographs and hydrographs are not simultaneous, but there is a time lag in the hyetograph peaks with respect to hydrograph peaks.
- Hydrographs starting and cessation time is so short, it takes some hours.
- The runoff hydrographs are showing only direct flow not base flow as humid regions.

The model parameters of wadi system were identified based on these results where the average of runoff coefficients fluctuates between 0.608 and 0.653 for desert and 0.135 for forests. Roughness coefficient also fluctuates in the range from 0.02 to 0.07 for the different kinds of land use.



Fig. 19 Distribution maps of surface runoff of event of (Mar. 18- 2007) in W. Al-Khoud; (A) Early stage of surface flow, ; (B) hydrograph is rising toward the maximum peak of discharge; (C) reaching to the maximum of distribution; (D) starting the recession of surface flow to zero flow.

The distribution maps of surface runoff in Wadi Al-Khoud reveal the characteristics of wadi flow during the different stages of the hydrographs. For instance, at the early stage of flow or rising of the hydrograph limb toward the maximum peak, discontinuously surface flow appeared and with increasing the flow rate, this phenomena of discontinuously surface flow will be connected so that reaching to the maximum flow and finally in the stage of ascending of hydrograph, the discontinuously occurrence of surface flow will appear again until the flow will be zero flow (Fig.19). The discontinuously surface flow phenomena which appeared in Wadi system was declared in both space and time as shown in Fig. 19.

The proposed approach is applied in both of W. Ghat in Saudi Arabia, and in W.Assiut in Egypt to understand and showing the effect of watershed characteristics and climatic conditions on the runoff features in Wadi system.

Wadi Ghat simulation results show the same characteristics of Wadi Al-Khoud which have mentioned before.



Fig. 20 Hourly hydrographs of simulated discharge in wadi Ghat throughout one event (12 May 1985).



Fig. 21 Hourly hydrographs of simulated discharges and transmission losses in wadi Assiut of one event (November 2-5-1994)

Surface runoff hydrographs show steep rising and rapid ascending where the maximum peak of discharge is $208m^3/s$, as shown in Fig. 20.

Wadi Assiut runoff simulation, based on the same calibrated parameters of wadi Al-Khoud, Wadi Assiut was simulated during one event (November 2-5-1994). Both of discharge and transmission losses were simulated showing linear relationship which means that transmission losses are affected by the surface flow as shown in Fig 21. The distribution maps of surface runoff in Wadi Assiut show the characteristics of wadi flow during the different stages of the hydrogrphs as similar as Wadi al-Khoud and W.Ghat. They are depicting discontinuously surface flow at the early and lately stages of rising and ascending of hydrographs (Figs.22 and 23).



Fig. 22 Distribution maps of surface runoff in W. Ghat; (A) Early stage of surface flow, ; (B) hydrograph is rising toward the maximum peak of discharge; (C) reaching to the maximum of distribution; (D) starting the recession of surface flow to zero flow.

Transmission losses in the studied wadis were evaluated simultaneously with runoff simulation by using Walter's equation. The results of simulation reveal that transmission losses are affected by the volume of surface runoff as evidence that the rate of losses is linearly related to the volume of surface discharge. That means that they are very important as the main source of ground water recharge in the arid regions. Walters (1990) provided evidence that the rate of loss is linearly related to the volume of surface discharge. These results ensure that there is linear relationship between both of surface flow volume and transmission losses in the wadi system.



Fig. 23 Distribution maps of surface runoff in W. Assiut; (A) Early stage of surface flow, ; (B) hydrograph is rising toward the maximum peak of discharge; (C) reaching to the maximum of distribution; (D) starting the recession of surface flow to zero flow.



Fig. 24 Distribution maps of transmission losses in W. Assiut; (A) Early stage of surface flow, ; (B) hydrograph is rising toward the maximum peak of discharge; (C) reaching to the maximum of distribution; (D) starting the recession of surface flow to zero flow.

The distribution maps of transmission losses depict the same behaviors as runoff which reflects the effect of surface flow on the transmission losses; you can see the discontinuous occurrence of transmission losses in Wadi system as depicted in Fig. 24

In this paper, a comparative study has been done between the target wadi basins to understand and declare the effect of some factors on runoff characteristics in Wadi system.

It is obvious from the aforementioned results of runoff and transmission losses in the targets basins that runoff behaviors are extremely affected by some factors; the catchment area has visible role to affect on the peak of discharge, time to reach to the peak, and duration of flow as well as the maximum peak value, where in W. Al-Khoud and W. Ghat, the area is smaller than W. Assiut but the discharge is higher at the downstream points of both of them than W. Assiut. The reason is due to the travel time to reach the downstream point is shorter than in W. Assiut and consequently the peak discharge time to peak will be earlier than wadi Assiut.

Table 4	Results	of numerical	simulation	as	
comparative study in some Arabian wadis.					

	Khoud (Oman)	Ghat (Saudi A.)	Assiut (Egypt)		
Area (Km²)	1874.84	649.55	7109.2		
Slope	Steep	Steep	Gentle		
rainfall	More	Infrequent (1/2	Infrequent		
	frequent	yrs)	(1/5 yrs)		
Land use (forests)	Rare	Rare	Non		
Land use (Field)	Spread in downstream	Spread in downstream	Rare		
Land use (Deseret)	majority	majority	majority		
Land use (urban)	Non	Non	Rare		
Land use (Water)	Non	Non	Rare		

Slope and elevation have an important role on the runoff features where in W. Al-Khoud and W. Ghat the maximum elevation more than 2000 m which means that the slope will be steep, on the other hand in W. Assiut, the maximum elevation is approximately 900m and consequently the slope will be gentle. Which state that the surface runoff is higher in both of them than in W. Assiut as deduced from the numerical results of simulation as shown in Table 4.

That reveals the effect of slope onsurface runoff where with increasing the maximum elevation and slope, the flow rate will be high and consequently the surface water will be increased. Moreover in the large area catchments, the availability of losses (evaporation and initial and transmission losses are high) as declared in the numerical results that initial and transmission losses are higher in Wadi Assiut than wadi khoud than wadi Ghat due to the effect of catchment area and hence affecting the flow rate.

As well known the effect of rainfall rate and frequency is very observable as it is the main input resource of water in such regions. So, you can see the effect where in W. Al-khoud, the rainfall events are more frequent than those in W. Ghat and W. Assiut during the simulated periods and thus the peak of discharge higher than in Ghat and Assiut wadis.

In this paper transmission losses can be evaluated as distributed values is not from one point to another one as the previous publications as depicted in Fig. 24. It is obvious that the transmission losses are mainly concentrating on the stream channels of Wadi system.

6. Conclusion

Hydro-BEAM has been chosen as distributed model for the Wadi System modeling. Modifications of Hydro-BEAM have been made to simulate the surface runoff in the ephemeral streams and to estimate the transmission losses as the main source of the recharge to subsurface water.

Simulation of hourly discharges are accomplished in the studied wadis, and it is clear that the results of hourly simulations are completely coincide in their behaviors with the monitored data which means that characteristics of surface runoff and transmission losses in Wadi system were evaluated using the proposed distributed hydrological model.

From the distribution maps of surface runoff in

the Wadi system, we noticed that the discontinuous flow is perfectly depicted, so the most import characteristics (the discontinuously surface flow) in the ephemeral streams is successfully evaluated. The proposed approach can help us to understand Wadi system characteristics such as the discontinuously surface flow in space and time, in addition to estimate transmission losses due to its important for groundwater recharge and its inversely effect on the surface flow. Hence, the interaction between surface and subsurface water were evaluated as essential and sustainable management of water resources in Wadi system.

The transmission losses also investigated using Walter's equation. It is concluded that transmission losses participate as the main source of recharge to the subsurface. It is noticed that it is affected by the volume of surface runoff as evidence that the rate of losses is linearly related to the volume of surface discharge.

Runoff features in the ephemeral stream are characterized by different behaviors from the runoff in the humid area or the perennial streams. As the main purpose of the current study is to understand such behaviors and what kinds of factors affecting on it, for instances, rainfall, slope, catchment area, climatic conditions as temperature and evaporations and transmission losses in the active channels as well as land use and soil properties. Thus, a comparative study between some wadis has been done in this research.

Runoff features and characteristics in the ephemeral stream were summarized based on the results in this research as follow:

-There is a time delay (lag) in the hyetograph peaks with respect to hydrograph peaks which means that both of them are not simultaneous

-Flood event time or hydrograph time including starting and cessation is short as showing in the steep rise and rapid recession of hydrographs in wadi system.

-The runoff hydrographs are revealing only direct flow, there is no base flow as comparing with the humid regions

-Initial and transmission losses are considered the main source of subsurface water recharge. Wadi system is characterized by the discontinuously
surface flow especially at the early stages of runoff and the cessation of it.

Understanding of Wadi system characteristics and hence its hydrological processes have been accomplished and depicted in this research. Runoff behaviors and factors that control it, transmission losses and its effect on both surface flow and subsurface storage are perfectly evaluated.

It is concluded that the proposed approach is considered an applicable methodology in the arid regoins and consequently, a vital contribution to estimate the distributed surface runoff and transmission losses regionally not only in some Arabian wadis but also in the other arid regions. Much more powerful and appropriate approaches are recommended for the Wadi system modeling based on the observed data and the regional application considering the physical based approaches for estimation transmission losses are totally needed.

REFERENCES

- Andersen, N.J., Wheater, H.S., Timmis, A.J.H. and Gaongalelwe, D. (1998): Sustainable development of alluvial groundwater in sand rivers of Botswana. In Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty, IAHS Pubn. No. 240, pp 367-376.
- Boughton, W.C. and Stone, J.J. (1985): Variation of runoff with watershed area in a semi-arid location, Journal of Arid Environment 9, pp. 13–25.
- Goodrich, D.C., Lane, L.J., Shillito, R.M., Miller, S.N., Syed, K.H. and Woolhiser, D.A. (1997): Linearity of basin response as a function of scale in a semi-arid watershed. Water Resour. Res., 33, 12, pp. 2951-2965.
- Hawkins, R. H., Jiang, R., Woodward, 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.
- Hellwig, D.H.R. (1973): Evaporation of water from sand, 3: The loss of water into the atmosphere

from a sandy river bed under arid climatic condtions. J. Hydrol., 18, pp. 305-316.

- IPCC (1997): An introduction to simple climate models used in the IPCC Second Assessment Report. In Houghton JT, Filho LGM, Griggs DJ, Maskell K, IPCC Working Group I. Available online at http://www.ippc.ch.
- Jiang, R. (2001): Investigation of Runoff Curve Number Initial Abstraction Ratio. MS Thesis, Watershed Management, University of Arizona, pp. 120.
- Jordan, P. R. (1977): Stream flow transmission losses in Western Kansas. Jul of Hydraulics Division, ASCE, 108, HY8, pp. 905-919.
- Knighton AD, Nanson GC. (1997): Distinctiveness, diversity and uniqueness in arid zone river systems. In Arid Zone Geomorphology: Process, form and Change in Drylands (2nd edn), Thomas DSG (ed.). John Wiley & Sons: Chichester; pp. 185–203.
- Kojiri, T., Tokai, A., and Kinai, Y. (1998): Assessment of river basin environment through simulation with water quality and quantity. Annuals of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, No. 41 B-2, pp. 119-134 (in Japanese).
- Mishra, S. K. and Singh, V. P. (2004): Long-term hydrological simulation based on the Soil Conservation Service curve number, J. Hydrol. Process., 18, pp. 1291–1313
- Osterkamp W.R., Lane L.J. and Savard C.S. (1994): Recharge estimates using a geomorphic/distributed-parameter simulation approach, Amargosa river basin. Water Resources Bulletin, American Water Resources Association, 30, 3, pp. 493-507.
- Park, J., Kojiri, T., Ikebuchi, S., and Oishi, S. (2000): GIS based hydrological comparison and run-off simulation of a river basin. Fresh Perspectives on Hydrology and Water Resources in Southeast Asia and the Pacific, Mosley, M. P. (eds.), Christchurch, pp. 143-156.
- Pilgrim, D. H., Chapman, T. G., and Doran, D. G., (1988): Problems of rainfall-runoff modeling in arid and semi-arid regions. Hydrol. Sci. J., Vol. 33, No. 4: pp. 379-400.
- SCS (1985): National Engineering Handbook, section 4: hydrology, US Department of

Agriculture, Soil Conservation Service, Engineering Division, Washington, DC.

- Soil Conservation Service (SCS) (1997): Hydrology. National Engineering Handbook, Chapter 5, Stream Flow Data, USDA: Washington, DC, USA.
- Sen, Z., (2008): Wadi hydrology. CRC Press, Taylor & Francis Group.
- Sorey, M.L. and Matlock, W.G. (1969): Evaporation from an ephemeral streambed. J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng., 95, 423-438.
- Sorman, A.U. and Abdulrazzak, M.J. (1993): Infiltration - recharge through Wadi beds in arid regions. Hydr. Sci. Jnl., 38, 3, pp. 173-186.
- Stephens, D. B. (1996): Vadose zone hydrology. CRC Press-Lewis Publishers, Boca Raton.
- Tamura, N. and Kojiri, T. (2002): Water quantity and turbidity simulation with distributed runoff model in the Yellow River basin. Flood Defence '2002, Wu *et al.* (eds.), Science Press, New York Ltd., Vol. 2, pp. 1699-1705.
- Telvari, A., Cordery, I. and Pilgrim, D.H. (1998): Relations between transmission losses and bed alluvium in an Australian arid zone stream. In Hydrology in a Changing Environment. Eds Howard Wheater and Celia Kirby, Wiley, Vol II, pp. 361-36.

- Tokai, A., Kojiri, T., and Yoshikawa, H. (2002): Case study of basin wide environmental quality assessment based on the distributed runoff model. 6th Water Resources Symposium, Japan, pp. 229-234 (in Japanese).
- UNESCO (1977): World Distribution of Arid Regions. Map Scale: 1/25,000,000, UNESCO, Paris.
- Vivarelli, R. and B.J.C. Perera (2002): "Transmission Losses in Natural Rivers and Streams – a review." Riversymposium Papers and Presentations. Riverfestival Brisbane Pty Ltd, South Brisbane, Australia.
- Walters, M.O. (1990): Transmission losses in arid region. J. of Hydraulic Engineering, 116, 1, pp. 127-138.
- Wheater, H.S., Woods Ballard, B. and Jolley, T.J., (1997): An integrated model of arid zone water resources: evaluation of rainfall-runoff simulation performance. In: Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty, IAHS Pubn. No.24.
- Wheater, H.S., Sorooshian, S. and Sharama, K.D. (2008): Hydrological modeling in arid and semi-arid areas. Cambride University Press, New York.

ワジ流域における流出特性の比較研究

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

乾燥地域では、乾季には水不足になる一方で雨季になると急に出水して洪水が起こるなど、様々な水資源 問題が発生している。本研究は、乾燥域における持続可能な治水・利水方法を提案することを目的とし、ワ ジの流出特性を把握するべく提案モデルを用いて解析を行った。その結果、断続的な表流水現象の再現、移 動損失量分布の推定などワジにおける流出特性を再現推定することが出来た。また、様々なワジを比較する ことにより、流出特性や気候特性がワジに与える影響を示すことができた。

キーワード:移動損失量、ワジシステム、キネマティックウェーブ、断流表流水

鴨川流域の社会・生態環境の変化

萩原良巳·萩原清子^{*}·松島敏和^{**}·河野真典^{***}

* 佛教大学 社会学部

** 中央復建コンサルタンツ株式会社

*** 京都大学大学院工学研究科

要 旨

生活者の視点による水辺環境マネジメントを行うためには、生活者と水辺GES環境の関 連構造の背景となる地域特性を把握する必要がある。本研究は鴨川流域の社会・生態環境 の変化を明らかにすることである。まず、GES環境調査を行い鴨川流域の空間分布を明ら かにする。次に、植生図の変化に着目し土地利用からみた社会・生態環境の変化を考察す る。最後に、時間変化を含む主成分分析により地域分析を行い、流域の変化の全容と独自 性の大きい地域を把握した。以上より問題の明確化が可能となり、地域特性の変化の情報 は水辺環境マネジメントにおいて重要であることが明らかになった。

キーワード: GES環境,植生図,主成分分析,地域特性

1. はじめに

日本は第2次世界大戦後に高度経済成長を経験し, 飛躍的な経済発展を遂げたが,同時に公害,自然破 壊,過密化などの様々な環境問題を引き起こしてし まった。これらの環境問題が,戦後の経済・社会変 化による生活環境の変容を人々に認識させることに なり,個人の生活環境への関心が高まった(萩原清 子,2001)。ここには,経済発展を単一目的とした効 率主義による物質的豊かさの追求から個人の精神的 豊かさの保証という,パラダイムシフト(萩原良巳・ 萩原清子・高橋邦夫,1998)が表れている。

ここで,生活者とは「複数の地域に所属しながら, 多様な役割を演じている個人」であると定義する(萩 原清子・須田美矢子(編著),1997;萩原清子(編著), 2001)。都市環境を考えた水辺計画においても,上述 のパラダイムシフトより生活者と環境との関連構造 に着目することが重要となってくる。

本研究では、生活者と環境との関連構造をシステム的に捉えるため、環境を地球物理学的法則に支配されるジオ (Geo),生態学的法則に支配されるエコ (Eco) および人間や社会のふるまいを支配する法則 によって動かされるソシオ (Socio) の3つのシステ

ムによって構成されるシステム(GES環境)である と認識する(萩原良巳ら,1998)。ジオ,エコ,ソシ オは互いに複雑に絡み合っており,あるひとつの環 境要素の変化がGES環境全体に影響することも考え られる(ジオ,エコ,ソシオをGES環境のサブシス テムとして考える場合にジオ環境,エコ環境,ソシ オ環境と呼ぶこととする)。

ここで,生活者とGES環境とのかかわりの基本概 念をメタ,アクタの2つのレベルで定義する(萩原良 已ら,1998)。メタは目に見えない生活者の心的・動 的機能であり,アクタは目に見える生活者の行動様 式である。メタレベルのかかわり(3C),すなわち Concern (気にする), Care (いとおしむ), Commitment (かかわる)は,まつり(うやまう,おそれる,い のる),まもり,なりわい,あそびを通して示される (アクタレベルのかかわり(4A))(萩原良巳ら,2008)。

生活者とGES環境のかかわりの背景には地域特性 があり、地域特性は生活者からみた水辺環境評価に 影響していると考えられるため、生活者参加型水辺 環境マネジメント(意思決定者はあくまでも地域生 活者である)には流域の地域特性の十分な把握が必 要である。

本研究の目的は,鴨川流域を対象とした社会・生

態環境の変化を把握することである。流域の地域特 性は常に変化しているため,現在の地域特性のみな らず,変化の様子を捉えることが水辺計画において 重要となる。地域特性およびその変化は50年後,100 年後の流域(地域)をイメージするための情報とな り,地域特性変化の情報は,意思決定支援のための 体系的プロセスであるシステムズ・アナリシス(萩 原良巳,2008)において,代替案の境界条件,コン フリクトの局面変化の把握に活用できると考える。 ここでは特に前述のパラダイムシフトが拡がった 1980年代から2000年代の約20年間の変化に着目する。

2. 鴨川流域のGES環境調査

本章では、まずGES環境の現状を把握する。流域 全体を考慮に入れることで、上下流のつながりや生 活者とGES環境とのかかわりの地域性が考察できる。 鴨川流域の地域の基本単位として、元学区を採用 する。元学区とは、京都独自のコミュニティ単位で あり、明治維新後に日本で最初に創設された小学校 の学区の名残である。この地域区分は現在でも、自 治連合会、自主防災組織、国勢調査の集計などの単 位としても用いられている。元学区を基本単位とす る理由は、元学区が生活に密着したコミュニティ単 位であり、生活者とGES環境とのかかわりを眺める 際のひとつのまとまりとして考えられるためである。 研究対象地域は鴨川流域の四条通以北とする。四

研究対象地域は鴨川流域の四条通以北とする。四 条通以北の元学区は,北区11,上京区15,左京区21, 中京区15,東山区3の計65地域である (Fig. 1)。



Fig. 1 Research area

2.1 ジオ環境調査

(1) 地形

Fig. 2は京都市の地形と研究対象地域の範囲を示

したものである。京都盆地の基礎地形は山々が形成 する谷地形であり、この上に河川運搬作用によって もたらされた礫などの堆積物によって形成されてい る。このため、京都盆地の地層は地表面から基礎地 形まで透水性の高い堆積物層が分布している。京都 駅周辺のボーリング調査では礫層が地表から70m以 上も堆積しており、京都盆地全体では透水性の高い 基盤層厚が100m以上にもなる(城戸ら、2007)。

鴨川は京都市北西部の桟敷ヶ岳を源流とし、雲ヶ 畑を経て、鞍馬川を加えた後、上賀茂付近で京都盆 地に流れ出る。その後、出町付近で京都市の北東か ら大原、八瀬を流れ下ってきた高野川と合流し、さ らに四条大橋上流で白川を加えた後、京都市の中心 部を貫流し,最下流で堀川,西高瀬川を合わせて下 鳥羽付近で桂川に注ぐ。鴨川の流域面積は約 207.7km², 幹線流路延長は約33kmである。現在の鴨 川の形態は、上流は山間部を流れる渓流河川であり、 上賀茂より京都盆地へと流れ出た後は、石積護岸と 落差工(堰堤)を連続的に配した直線的な掘込河川, さらに七条大橋付近より下流は築堤河川となってい る(鴨川流域懇談会, 2005)。鴨川流域は、北山や東 山の山地と河川の氾濫によって形成された扇状地か らなり、流域の約7割を山地が占め、残りの約3割の 平地に京都市の市街地が形成されている。

Fig. 2において灰色で示した研究対象地域の範囲 は元学区の境界に基づいている。元学区の境界は北 白川の新田川流域の一部を除いて鴨川流域の分水嶺 と一致しており、元学区の境界を研究対象地域の境 界とすることの妥当性が確認される。このことから 地域の形成の際には、集水域の概念が非常に重要で あったことが推察される。



Fig. 2 Elevation of Kyoto City and research area

(2) 気象・水文条件

(a) 降水

気象・水文条件として,まず京都盆地の降水に着 目する。降水は人間や動植物にとって不可欠な水資 源を供給したり,浸水,土砂災害,環境汚染などの 災害の誘因となったり社会・生態環境に対する影響 が非常に大きい。

京都地方気象台(京都市中京区西ノ京)における 日降水量の1位を記録したのは1959年8月(伊勢湾 台風の約1ヶ月前)である(気象庁,2008)。これは 台風7号と前線の停滞による豪雨で,福知山,南丹, 京都,宇治地方で死者14名,家屋の全壊42戸の被 害をもたらした(「8.13水害」と呼ばれている)。こ の水害によって,上流の雲ヶ畑では道路が使用不可 能になるなど上流では甚大な被害を及ぼしたにもか かわらず,下流では1935年の京都大水害を契機とし た河川改修が1936年から1947年にかけて行われて いたため外水氾濫による浸水被害は受けなかった。 その京都大水害をもたらした1935年6月の降水が観 測史上2位の日降水量となっている。

京都大水害では、鴨川流域において死傷者 12 名 (桂川や天神川など他の河川の洪水を含めた京都市 全域の被害は 83 名),流出家屋 137 棟 (187 棟),家 屋全半壊 158 棟 (295 棟),床上床下浸水 24,173 棟 (43,289 棟),さらに三条大橋など 30 以上の橋梁が 流失する被害がもたらされた (鴨川流域懇談会, 2005)。

(b) 流量・水質

次に,研究対象地域の河川表流水の流量と水質に 着目する。京都市環境局の水質測定結果(2005年度 12回の平均値)によると,流量に関して賀茂川の高 橋(柊野)から出町橋(下鴨)までと,二川合流地 点(出町橋と河合橋の値の和)から三条大橋までの 区間で水量がほとんど増加していないことから,こ の区間では河川水と地下水との水のやり取りが均衡 していると考えられる。一方,高野川の三宅橋から 河合橋の区間は流量の増加がみられ地下水流出が卓 越していると考えられる。

水質は上流から下流に行くにしたがって悪化する 傾向がある。しかし、し尿汚染の指標とされる大腸 菌群数は、賀茂川上流の高橋や高野川上流の三宅橋 で比較的大きな値をとっている。このことは、上流 では下水道が未整備であることや上流で飼育されて いる家畜などの糞尿が影響している可能性が考えら れる。上流の水質汚濁の影響が下流にもたらされて いるといえる。

(c) 地下水

さらに,地下水に着目する。京都盆地の地下には 御椀のような形の地下水盆が存在し,多くの地下水

が貯留されていると考えられている。それらの地下 水は河川表流水と同様,重力に従って下流の桂川, 木津川、宇治川の三川合流地点へと集まるが、出口 が極端に狭いため三川合流地点付近で湧水という形 で地表に現れるものも多く存在する。貯留量が多く 利用可能な地下水が豊富に存在するが、出口が狭い ため地下水の滞留時間は非常に長いと考えられる。 地下水の流速は速くとも1.0×10-4 (m/s) 程度であり, 河川水の流速が遅くとも1.0×10⁻¹ (m/s) 程度である のに対して非常に遅い。鴨川流域は礫層が広く分布 しており、地下水の流れとしては比較的速い流れと 考えられるが、それでも南北に縦断するためには数 年から数十年の年月が必要となる。さらに、地下水 中の物質は、土壌層との吸脱着などの効果も考慮す ると、その滞留時間はさらに長く、地下水が一度汚 染されると浄化されるまでに長い年月を要する(城 戸ら、2007)。

地下水も河川水同様に,上流の水質汚染の影響が 下流にもたらされることが考えられる。地下水は滞 留時間が長いことから,ひとたび汚染されると井戸 水が使用不可能になるなど人々の生活や京料理に対 する影響が大きいと考えられる。

(3) 災害リスク

(a) 震災リスク

まず,鴨川流域に最も大きな被害をもたらすと考 えられる震災リスクに着目する。Fig.3は花折断層が 活動した際に想定される地震動の震度分布(京都市 消防局,2007)を1kmメッシュで最大震度を分類し たものである。研究対象地域の南東部において花折 断層による震災リスクが高い。花折断層は内陸断層 型地震で,想定では広い範囲が震度7となり,道路・ 橋梁の破壊,家屋・ビルの倒壊,水道・ガス・電気 のライフラインの供給が停止するなど京都に壊滅的 な被害がもたらされると考えられる。特に京都では 袋小路が多く(萩原良巳,2008)火災などによる二 次被害のリスクも高いといえる。

(b) 浸水リスク

浸水リスクはその要因がジオのみならず,エコ, ソシオの状態とも強く関係している。エコでは,森 林,農地などの植生が降雨を遮断,土壌に浸透させ るため降雨初期の段階で流出を抑制する効果がある と考えられる。ソシオでは,市街地の拡大の結果, 不浸透面の拡大による総流出量の増加や,下水道整 備などの排水系の改良による流下速度の増大が,洪 水ピーク流量の増大や流下時間の短縮につながり, 浸水リスクが高まると考えられる(堤武・萩原良巳 (編著),2000)。

Fig. 4 は浸水想定区域図(京都府総務部消防防災課 ほか,2003)である。この浸水想定区域図を求める ための氾濫計算には、京都府による鴨川改修計画の 基本となる降雨(おおむね 100 年に 1 回起こり得る 降雨:3時間雨量 122mm)が用いられている。ここ では、鴨川の流域面積が小さく、短時間での降雨が 鴨川の流量に与える影響が大きいという理由から、3 時間の流域平均降雨量を鴨川改修計画での基本の降 雨として採用されている。ただし、この浸水想定区 域図では氾濫計算に当たって天神川や鴨川の支川お よび内水による氾濫などは考慮されていない。これ らの影響を考慮に入れると Fig. 4 の浸水想定区域は 大きくなると考えられる。

本図では、扇状地より下流の河川周辺が浸水想定 区域となっている。とくに2川合流地点の下鴨周辺 は非常に広範囲が浸水想定区域になっており、浸水 の影響が大きい地域といえる。浸水被害想定区域は ほとんどが市街地であり、市街地生活者にとって身 近なリスクであると考えられる。また、上流で降っ た雨が下流に影響するため、下流における治水対策 は流域の下流部だけを見ていては不可能であること が強く認識される。

(c) 土砂災害リスク

次に、土砂災害リスクに着目する。Fig. 5, Fig. 6 は急傾斜地、土石流の土砂災害警戒箇所を示したも のである(京都市建設交通部砂防課,2004)。これら の災害は降水そのものや地下水挙動が誘因となり発 生するため水文循環との関連で重要である。急傾斜 地は、「傾斜度30°以上、高さ5m以上の急傾斜地(人 口斜面を含む)で人家が存在するか、住宅などの新 規立地が可能と考えられる箇所」、土石流警戒箇所は 「渓流の勾配が15°以上で人家が存在するか、住宅 などの新規立地が可能と考えられる箇所」と定義さ れている(京都市建設交通部砂防課,2004)。

急傾斜地(Fig. 5)は、扇状地と山地との境界、上 流の河川沿いに多く、土石流の危険箇所(Fig. 6)は 標高の高い地域の河川(渓流)沿いに多い。上流で は土砂災害リスクが浸水リスクよりも身近な災害リ スクであると考えられる。特に、急傾斜地付近の生 活者は日常的に危険を感じていると考えられる。上 流における土砂災害の下流への影響として水質汚濁 が考えられる。これによって利水が不能となる、生 態系破壊の恐れがある。











Fig. 5 Steep areas



Fig. 6 Areas with warning of debris flows

2.2 エコ環境調査

(1) 鴨川流域の植生分布

Fig. 7 は環境省自然環境局生物多様性センターの 第6回植生調査による植生図(環境省自然環境局生 物多様性センター,2008)である。これは,環境省 の植生分類に基づいて植生を分類し,GISデータと して表現したものである。本図は山地の森林植生同 様に農地,市街地,造成地,ゴルフ場などソシオ要 素も示されており,ソシオがエコを侵食している様 子がうかがえる。農地,市街地,造成地など人間生 活活動を示す土地利用は水辺に沿って拡がっている。

山地の植生は、スギ・ヒノキ・サワラ植林、モチ ツツジーアカマツ群集、アベマキーコナラ群集、ク リーミズナラ群集が大部分を占めている。市街地周 辺ではアベマキーコナラ群集が卓越しており、ス ギ・ヒノキ・サワラ植林は賀茂川流域に広く分布し、 高野川右岸沿いにはモチツツジーアカマツ群集が広 く分布している。賀茂川流域にスギ植林が多いこと の背景として、北山周辺で生産される「北山杉」と 呼ばれる丸太のブランドがあることが考えられる。

スギなどの植林やマツ林は人間が利用するために 天然の植生に手を加えたものであることから,ソシ オの一部であるとも考えられる。これに関連して以 下では、ソシオの拡がりの範囲を明らかにするため、 現存する自然植生(人為的な影響を受けず遷移段階 の進んだ森林で、以下では「現存自然植生」と呼ぶ ことにする)に着目する。

Fig. 8 は現存自然植生の分布である。凡例のブナク ラス域,ヤブツバキクラス域とは,それぞれ落葉広 葉樹林,常緑広葉樹林の卓越する地域である。赤色 で示した地域は,人間の手が加えられず,ほぼ天然 の状態が保たれていると考えられる植生の分布であ る。Fig. 7 におけるアベマキーコナラ群集など植林以 外の二次林は天然化しているものと考えられるが, 本図より流域のほとんどの植生が少なくとも1度は 人間の手によって改変されていることがわかる。わ ずかに残る現存自然植生は上流では貴船神社,鞍馬 寺など,市街地やその周辺では下鴨神社(糺の森), 五山の送り火の大文字(東山如意ヶ嶽),妙・法(松 ヶ崎西山・東山)などで,人々の信仰と深く関わっ ていることが考えられる。つまり,鴨川流域の現存 自然植生は,神聖な場所との認識から人々が開発を 行わなかった植生であると考えられる。逆に言うと これらの信仰に関わる植生を残して,人々が森林に 手を加え尽くしてきたことの履歴であるといえる。



Fig. 7 Vegetation map of 2004



Fig. 8 Distribution of virgin forests (red)

(2) 動物の生息状況

次に,動物の生息分布について調査する。現在上 流では,獣害により農作物被害や農林業従事者の生 産意欲の低下などが大きな問題となっている。獣害 と生活者とのかかわりを考察するため, 獣害の原因 となるサル (ニホンザル), イノシシ, シカ (ニホン ジカ), クマ (ツキノワグマ)の大型哺乳類に着目す る。

(a) サル

Fig.9は京都府が2002年から2006年にかけて実施 した生息動態調査結果(京都府,2007a)である。こ れは両性からなる群れと一般のオスのみのハナレザ ルの分布を示したものである。サルの群れは柊野, 静市,岩倉周辺や,高野川沿い,東山周辺に分布し ており,人間生活との接点が大きいと考えられる。 市街地でも白川周辺に群れの分布が見られ,これら の地域でも日常的に人間とサルとの衝突が見られる と考えられる。農地や住宅地の少ない最上流にはあ まり分布していないことから,サルの生息場として は森林があり人間生活との距離が近い地域が選好さ れているといえよう。

(b) イノシシ

Fig. 10は環境省生物多様性センターによる自然環 境保全基礎調査哺乳類分布調査の第2回(1978年)お よび第6回(2003年)の比較である。1978年に柊野, 岩倉周辺に分布していたものが2003年では分布が見 られず,1978年に分布が見られなかった大宮周辺に 2003年では分布している。これは柊野,岩倉のこの 期間における都市化の影響が考えられる。ソシオの 変化(市街地の拡大)よって,エコが変化(イノシ シの生息分布の変化)したひとつの例と考えられる。

農作物被害以外のイノシシと人間生活との接点と して、出町柳と鞍馬を結ぶ叡山電鉄鞍馬線の線路に イノシシが出没し、鉄道のダイヤが乱れるというこ とがしばしばあるとのヒアリング結果も得られた。 鞍馬ではイノシシの出没が農業従事者のみならず叡 山電車の利用者にも影響を与えている。

(c) シカ

シカによる農林業被害は、1985年頃から発生が目 立つようになり、1991年頃から高い水準で推移する ようになった。鴨川流域に生息するシカの群れによ る被害の特徴は、造林地被害が多いことやマツタケ の食害が挙げられる(京都府、2007b)。

Fig. 11 は京都府の狩猟カレンダー調査(京都府, 2007c)より,1995年~2006年の12年間のうちシカ の目撃のあった年度数が10年以上の元学区を分類 したものである。上流の広い範囲で生息しているこ とが考えられる。京都林務事務所でのヒアリングで は,新しく植林をする際には食害対策の防護柵の設 置が不可欠であるとのことであった。

(d) クマ

Fig. 12は京都府に寄せられた2007年6月~2008年 10月の期間のクマ目撃情報(京都府自治体情報化推 進協議会,2008)である。目撃情報の背景には人間 生活の存在があるため、クマの出没地点の分布は社 会と生態の接点のある地点といえる。特に流域北東 部の雲ヶ畑と静市周辺および大原の北部に目撃情報 が多く、ドングリ(コナラの実)などの堅果類(実 をつける広葉樹)の分布との関連があると考えられ る。ハイキングコース(京都一周トレイル)で目撃 されている例もあり、人間のあそび行動がクマの出 没によって危険にさらされているといえる。

下流の市街地では,以上のような大型哺乳類によるエコとソシオの接点は見られない。しかし市街地 では,トビの襲撃,カラスのごみあさり,ハトの糞 害といった鳥害が大きな問題となっていることを断 っておく。



Fig. 9 Monkey distribution



Fig. 10 Wild boar distribution







Fig. 12 Witnesses of bears and nut forest distribution

2.3 ソシオ環境調査

- (1) 水利用ネットワーク
- (a) 上水道ネットワーク

Fig. 13 は京都市の上水道幹線ネットワーク(京都 市水道局,2000)である。ここでは、上水道幹線を 直接家庭や事業所には接続されない直径 350mm 以 上の管渠と定義する。ネットワークから孤立してい る元学区は灰色で示している。蹴上、松ヶ崎、山ノ 内、新山科の4つの浄水場から、網の目状にネット ワークが形成されている。いずれの浄水場も琵琶湖 疏水を経由した琵琶湖の水を水源としている(ただ し、新山科浄水場は一部宇治川から取水している)。 上水道幹線ネットワークは幹線道路に沿って敷設さ れており、その形状と河川の流路との関係性は低い。 上水道幹線ネットワークは水需要に応じて整備され たと考えられるため、整備状況は地域の社会活動の 盛んさを反映していると考えられる。 研究対象地域の給水区は一部山ノ内浄水場を除い て大部分が松ヶ崎浄水場の給水区である。ただし, 上流の大原,雲ヶ畑,鞍馬と静市の一部はネットワ ークからは孤立しているため,井戸水による簡易水 道が設けられている。市街地の生活者は蛇口をひね れば水が出てくることを当たり前のように捉えてい るが,上流の生活者は,簡易水道の給水能力に限り があることから,水の使用量を日常的に意識してい ることが考えられる。

上水道給水区では近年の水道水需要の低下により, 山ノ内浄水場の廃止が決まっている(京都市上下水 道局,2008a)。これによってネットワークの冗長性 が低下することが考えられる。震災リスク(Fig.3) との関連に着目すると, 蹴上の取水地から松ヶ崎浄 水場への送水管は花折断層上を通っており,花折断 層が活動すれば松ヶ崎浄水場が機能しなくなる可能 性がある。このとき,山ノ内浄水場が機能していれ ば松ヶ崎浄水場の給水区を担うことが可能となる。 山ノ内浄水場の廃止によって震災時などの断水被害 のリスクが増大することが考えられる。



Fig. 13 Network of water supply

(b) 下水道ネットワーク

京都市公共下水道ネットワークのうち, Fig. 14 は 汚水幹線ネットワーク(合流式および分流式汚水) (京都市上下水道局, 2005), Fig. 15 は雨水幹線ネッ トワーク(合流式および分流式雨水)(京都市下水道 局, 2001)である。ここでは,地域の排水能力を主 に担うと考えられる管渠(多くはかつての河川,水 路を暗渠化したもの)を下水道幹線と定義する。下 水道幹線から河川への吐口は点で示している。また, 研究対象地域のうち 50%以上が合流区域の元学区を 薄黄色,下水道未整備の集落を含む元学区を灰色, 分流区域が 50%以上の元学区を薄橙で示している。

下水道ネットワークはグラフ理論でいう「木構造

(閉路を含まない連結構造)」で、鳥羽、吉祥院、伏 見、石田の4つの水環境保全センターおよび洛西浄 化センターに自然流下する。下水道幹線ネットワー クは上水道幹線ネットワークとは異なり、形状は河 川の流路と非常に関係が深く、集水域は流域と一致 している。これは、下水道ネットワークが整備され る以前は河川や水路に排水していたことの名残であ る。合流区域においては都市河川や水路がそのまま 暗渠化され合流式下水道幹線となり現在も使用され ているものも多い。

京都市における下水道人口普及率(2007年度末見 込み)は99.1%(京都市上下水道局, 2008b)で非常 に高い。つまり, 図中灰色で示した元学区は, 残り の人口比 0.9%の人々が生活している地域といえる。 下水道人口普及率が非常に高い一方で、10年確率降 雨(62mm/時)に対する雨水整備率(2007年度末 見込み)は15.1%(京都市上下水道局,2008b)と低 く、対象地域の市街地では内水氾濫リスクや合流式 吐口から河川への越流水による環境汚染リスクが高 いといえる。上述ように外水氾濫に対しては鴨川改 修計画において 100 年確率降雨が採用されており, 河川整備と下水道整備の計画目標に大きなギャップ がある。浸水リスクとして外水氾濫のみに着目する のではなく,内水氾濫も考慮して水循環システム-体として災害リスクを最小化することを考えなけれ ばならない。

汚水幹線ネットワーク(Fig. 14)では、市内中心 部が合流区域であり、その周辺地域が分流区域とな っている。1970年代に合流式下水道の新規敷設がで きなくなったことから、合流区域は早くから都市化 が進んでおり下水道整備が重視された地域であると いえる。

雨水幹線ネットワーク(Fig. 15)に着目すると, 分流式雨水管渠は汚水管渠のような枝分かれ構造を 持たず,それぞれが独立に河川に流入している。研 究対象地域の分流式雨水管渠延長は非常に短いため 分流区域全体をカバーしておらず,降雨時に分流区 域では道路に沿った表面流が発生することが考えら れる。鴨川流域は下流が合流区域であるため,合流 式管渠には合流区域の下水が流れ込んでいる状態に 加え,降雨時は合流区域に降った雨水と隣接する分 流区域の不浸透面で排水されなかった表面流が流れ 込むため,雨水排水能力不足による内水氾濫や河川 への越流水による環境汚染が起こり得る。市街地(合 流区域)に隣接する上流(分流区域)の不浸透面の 影響が下流での内水氾濫による浸水リスクや環境汚 染のリスクとなっていることが考えられる。

また,鴨川に接続する汚水吐口の多くは左岸に設 置されており,鴨川の環境汚染リスクは左岸地域の 水文条件や人間生活(排水)による影響が大きい。 降雨初期には道路や屋根に堆積した汚染物質が表面 流となり合流式下水道に流れ込み,下水道管渠内の 汚濁物質を撹乱し排水能力を超えたものが越流し河 川を汚染する(堤武・萩原良巳(編著),2000)。京 都市上下水道局では年間に60回程度,未処理の下水 が雨水吐口から河川へ流れ込んでおり,このような 未処理の下水は環境対策の指標となるBOD(生物化 学的酸素要求量)濃度が通常の河川水の濃度の100 ~200倍に達すると指摘されている(城戸ら,2007)。

震災リスク(Fig. 3)との関連に着目すると,高野 川沿いの分流式汚水幹線が花折断層上にあり,断層 の活動により下水道ネットワークが寸断され,そこ を流れる汚濁物が土壌や地下水帯に拡がることが考 えられる。



Fig. 14 Network of sewage pipes



Fig. 15 Network of rain water drain pipes

(c) 地下水利用

地下水と社会活動とのかかわりを眺めるために, 地下水利用施設に着目する。ここでは,地下水を利 用していると考えられる豆腐店を地下水利用施設の 代表とする。豆腐は京都の独自文化である京料理の 重要な食材であり,京都の大きな観光資源のひとつ となっている。地下水を利用して豆腐を生産してい る豆腐店では,地下水汚染が起これば地下水による 豆腐の生産ができなくなり(水道水を用いることで 味が低下し),観光資源の損失につながる。このこと から地下水汚染は地域のみならず京都の経済に甚大 な被害をもたらすことが考えられる。

Fig. 16 は豆腐店分布(NTT 番号情報株式会社, 2009)と元学区ごとの一人当たりの豆腐店数である。 豆腐店の分布は市街地に集中している。特に千本通, 御池通沿いや祇園付近,銀閣寺付近など白川沿いに 多く分布している。これらの地域は地下水が得やす いことに加えて,観光客が多いことが推察される。 地下水は表流水同様,上流から下流に移動している ため,地下水汚染の影響範囲は汚染源が上流であれ ばあるほど大きなものとなりうる。



Fig. 16 Tofu shop distribution

(2) 道路ネットワーク

Fig. 17は研究対象地域の道路ネットワーク(国土 地理院, 2006)である。下流では道路が密集し高度 に都市化されていることがわかる。上流では河川に 沿って道路が整備されている。

最上流の雲ヶ畑と鞍馬や鞍馬と大原は隣接してい るが道路で結ばれていないため、これら地域間を移 動する際には一度市街地に出る必要がある。生活者 が日常的に利用するバス路線に関して、最上流の雲 ヶ畑では2007年に1日6本であったものが、4本になっ た。朝夕2本ずつの便しかなく、一度市街地に出ると 夕方まで帰途につけないという大変不便な状況とな っている。鞍馬には叡山電鉄鞍馬線が敷設されてお り、交通に関しては同じ最上流でも雲ヶ畑における 生活の不便さが際立っている。

震災リスク(Fig. 3)との関連では、大原や八瀬の 道路ネットワークは花折断層上に存在しているため、 断層活動が起こればネットワークが寸断されこれら の地域が孤立することが想定される。浸水リスク

(Fig. 4) との関連では、浸水想定区域となっている 地域は道路ネットワークが密集しており、浸水が起 これば道路交通が麻痺し広い範囲に影響が出ること が想定される。土砂災害リスク(Fig. 5, Fig. 6)との 関連では、上流では崖くずれや土石流の影響で道路 が使用不可能になることが想定される。土砂災害に よっても、上流の地域が孤立するおそれがある。



Fig. 17 Network of roads

本章では、鴨川流域のGES環境調査を行い、研究 対象地域の現在の状態を把握と問題の明確化を行っ た。上下流のつながりに着目すると、水の流れによ る浸水、環境汚染への影響が挙げられる。これは、 上流の水辺環境保全が下流の水辺環境保全につなが ることを意味しており、下流からみた上流の水辺環 境マネジメントのインセンティブとなりうる。

生活者とGES環境とのかかわりの地域性に着目す ると、下流の市街地では、上水道、下水道、道路ネ ットワークが整備され便利な生活が営まれている一 方で水辺や神社などを除いて植生が非常に少なく、 大型哺乳類の出没も少ない。このことは市街地生活 者の自然とのかかわりの希薄さを表していると考え られる。これに対して上流では生活者が日常的に自 然(ジオ、エコ環境)を意識していると考えられる。 また、特に最上流では社会基盤が整っておらず非常 に不便な生活を強いられている上に、獣害に悩まさ れていることが考えられる。下流の市街地の水辺環 境を考える際にも、このような地域が上流に存在し ていることを忘れてはならない。

3. 鴨川流域の社会・生態環境の変化

3.1 植生図の変化とその背景

流域の社会・生態環境の時間変化を考察するため 植生図の変化に着目する。植生図は植生分布のみな らず,市街地などの土地利用の状況が把握できるこ とから,社会・生態環境の状態やその接点を考察す るための重要な情報となる。ここでは,環境省自然 環境局生物多様性センターによる植生調査第2・3回 (1986年)と第6回(2004年)の植生図の比較を行 い,エコ,ソシオ環境の時間変化について考察する。 両図は縮尺が異なるものの,全体的眺めて大きく2 つの傾向がある。それは,卓越する樹種の変化と市 街地の拡大である。

卓越する樹種が天然針葉樹林から天然広葉樹林に 変化しており、人間が高度に利用してきた天然のマ ツ林が雑木林になっていると考えられる。市街地周 辺において主にマツ林(アカマツ群落)が堅果類に 変化している。卓越する樹種の変化は、人間がマツ 林を利用しなくなり、放置されたことが理由として 考えられる。

天然針葉樹林の主な構成要素であるアカマツは植 生遷移の初期段階に位置づけられるもの(先駆植物) であり、森林伐採や火入れなどを行うとはじめに二 次林を形成する。しかし, 立地条件の良い場所では 他の樹種との競争には勝てず、放置すれば比較的短 時間で変化をしていく。マツ林では松枯れ現象(松 くい虫被害など)が深刻な問題となっており、アカ マツがコナラなどへの遷移の段階をむかえて弱って きていることが、その原因のひとつと考えられる(京 都府企画環境部,2006)。マツ林の放置の背景には, 人間の生活様式の変化から,人間と森林とのかかわ りが希薄になったことが挙げられる。かつては、燃 料(特に1960年代のエネルギー革命以前)や材木な どとしてマツ林は高度に利用され、疎林を保つこと でマツ林の自然遷移を遅らせる働きがあったが,マ ツ林放置の結果その機能が失われ植生の自然遷移が 進んだと考えられる。

1986年から2004年の間に失われた土地利用は天然 針葉樹林,農地である。これらの植生はエコかつソ シオであると解釈でき,動物たちの生息と人間生活 とのバッファゾーン(緩衝帯)の機能を持っており, それが失われていく過程で,エコとソシオの接点が 大きくなっていったと考えられる。具体的にはマツ 林が高度に利用されていたときは,人間が頻繁に林 地に入ることが動物たちを遠ざけていたが,放置お よび植生遷移によって動物たちに生息場を提供する ことにつながっている(天然広葉樹林を構成する堅 果類は野生動物にとって餌場としての利用価値が高 い)。また,農地の市街地化によって人間活動がより 森林に生息する動物たちの生息場に近づいていると いえる。天然針葉樹林の植生遷移や農地の市街地化 が獣害被害拡大の要因であると考えられる。



Fig. 18 Vegetation map of 1986



Fig. 19 Vegetation map of 2004

3.2 社会・生態環境変化の影響

卓越する樹種の変化の背景となっている森林の放置による影響として、手入れ不足により森林の持つ 機能が低下することが考えられる。森林の持つ機能 として以下のようなものがある(林野庁,2008)。

- 1) 生物多様性保全機能
- 2) 地球環境保全機能
- 3) 土砂災害防止機能·土壤保全機能
- 4) 水源涵養機能
- 5) 快適環境形成機能
- 6) 保健・レクリエーション機能
- 7) 文化機能

8) 物質生産機能

このうち,3) 土砂災害防止機能・土壌保全機能と 4) 水源涵養機能が水資源に関する災害リスクに大 きく関係すると考えられる。具体的には,3) 土砂災 害防止機能・土壌保全機能として,表面侵食防止, 表層崩壊防止,その他の土砂災害防止(落石防止, 土石流発生防止・停止促進,飛砂防止),土砂流出防 止,土壌保全(森林の生産力維持),その他の自然災 害防止(雪崩防止,防風,防雪,防潮など)の機能 が挙げられ,4)水源涵養機能として,洪水緩和,水 資源貯留,水量調節,水質浄化の機能が挙げられる (林野庁,2008)。

これらの機能は互いに関連しており、機能の保持 は間伐と関係している。森林が放置され間伐が行わ れなくなると、地表に日光が届かないため下草が十 分に成長せず、その結果土壌が表出してしまう。土 壌が表出すると,降雨時に土壌の流出が起こり地す べりや土石流の要因となりうる。土砂流出の副次的 影響として水域の水質汚濁や生物の生息場環境悪化 も考えられる。また、土壌が表出すると表土の団粒 構造が損なわれ、土壌の空隙率が小さくなり水源涵 養機能が発揮できなくなる。このため降雨初期の段 階から表面流が卓越することになり, 浸水リスクが 増大する。さらに,森林の放置の結果,森林の下草 を食べ土壌を表出させるシカの生息数が増加してい ると考えられ、森林の健全性低下に拍車をかけてい る。すなわち、林業の荒廃により土砂災害リスク、 環境汚染リスク、浸水リスクが増大しているといえ る。逆に言うと、林業を保全する政策は土砂災害リ スク,環境汚染リスク,浸水リスクの増大を防止す る効果もあると考えられる。

市街地の拡大による影響として,農地が住宅地な どの市街地になるため不浸透面が拡大することが挙 げられる。不透水面が拡大すると,植生による雨水 の浸透機能や水田や畑などの農地による雨水貯留機 能が損なわれ,雨水は速やかに表面流となり流下す るため,下流における浸水リスクの増大が考えられ る。

Fig. 20はFig. 19の植生図を3Dで表示したもので, Fig. 21はFig. 2を3Dで表示したものである。両図の 比較より,市街地が扇状地の最上部付近まで拡大し ていることがわかる。これらの地域はその下流の地 域に比べて勾配が大きいため,不浸透面上に降雨が あると雨水の多くは速やかに河川に流下することが 考えられる。市街地の拡大に伴う不浸透面の増大が, 雨水排除機能の不足をもたらすため,下流の浸水リ スクが増大しているといえる。

市街地開発が進んでいる地域の下流に隣接する修 学院第二の太田川沿いの住民のヒアリングでは,近 年降雨時の太田川の流量が増加し、その結果琵琶湖 疏水分線との合流点付近にコンクリート製の胸壁 (パラペット)が設置されたとの声も聞かれた。上 流への市街地の拡大が下流に影響している(しかも、 それに対して付け焼刃的な対応のみしかなされなか った)顕著な例である。

植生図の変化から読み取れる,現状で特に深刻と 考えられる問題点は,上流の森林の多くは管理が不 足していることである。これは社会の変化によって 林業が立ち行かなくなったことが原因であるが,そ こに至るまでの間,市街地生活者は上流の森林の荒 廃にはほとんど目を向けて来なかったように思われ る。森林管理は上流だけの問題ではなく,下流にも 大きく影響していることを市街地生活者は自覚しな ければならない。



Fig.20 Vegetation map of 2004 (3D)



Fig. 21 Research area (3D)

4. 社会・生態環境の変化に着目した地域分析

ここでは、地域特性の把握を目的として、鴨川流 域の地域分析を行い、地域の分類から社会調査対象 地域を選定する。地域分析では現状の地域特性のみ ならず、地域特性がどのように変化したのかを把握 することが社会調査結果を裏付ける重要な情報とな るため、社会・生態環境の時間変化に着目する。

地域特性を表す項目は非常に多く、しかもそれら 項目間には関連性のあるものとそうでないもの(独 立性が強いもの)が混在していると考えられる。こ のため数多くの項目のデータを用いて地域を位置づ けることは困難になる。数多くの項目のデータを用 いて地域特性を十分に把握するためには、項目間の 関連度合いに着目した総合指標により解釈を行う方 法が考えられる。ここでは地域の総合指標の抽出の ために、主成分分析 (Principal Component Analysis) を用いることとする。

主成分分析は、複数個の特性値の持つ情報を、少数個の総合特性値(主成分)に要約する手法である。 各主成分への各変数の寄与の仕方を因子負荷量によって吟味することにより変数の分類が、また、サン プルのとる主成分の値(主成分得点)を吟味するこ とにより、集団の異質性の検出や、対象のセグメン テーションを行うことができる(奥野ら、1976)。地 域分析に主成分分析を用いる利点は、総合特性値に より流域の全体像を把握し、地域の分類が可能であ ることと同時に、地域の独自性(地域特性の特異性) も把握できることである。地域特性の特異性の大き さは、m個の主成分によって構成されるm次元空間に おける主成分得点の原点からの距離で表現される。 また、主成分得点を2時点のデータに分類することで、 地域特性の変化の把握することが可能である。

4.1 時間変化に着目した主成分分析

植生図の変化と統計データによる社会状況の変化 から,どの地域の地域特性が(流域全体において相 対的に)どのように変化したのかを明らかにするた め,主成分分析には2時点の社会・生態環境に関する データを同時に用いることとする(小泉,1982)。主 成分分析に用いる項目のデータに関して,植生図の 変化についてはGISデータから元学区ごとに面積率 を計測し,社会状況の統計データについては2時点の 植生図と最も年度の近いもの(1985年および2005年) を京都市地域統計要覧(京都市,1987・2008)によ って収集した。主成分分析に用いる項目をTable 1に 示す。ソシオ項目に構成比を用いる理由は,実際の 数値を用いると地域差の大きな人口規模のみが大き く影響してしまい人口規模以外の地域特性が把握で きなくなるためである。

Table 1のデータを選定した着眼点について述べる。 エコ項目では、3章において考察された流域全体の社 会・生態環境の変化(市街地の拡大および植生遷移 による樹種の変化)を地域ごとに眺めるために植生 図データを用いることとする。ここで、不浸透面は 屋根や道路に覆われ植生がほとんどない地域と定義 する(ただし、緑の多い住宅地、宅地造成地、公園、 墓地などを含むものとする)。天然林を広葉樹林(堅 果類)と針葉樹林(マツ類)に分類した理由は、広 葉樹林は動物の生息場として重要であり、針葉樹林 はシイタケ、マツタケ等のキノコ生産や薪炭生産で 生活者のなりわいに関係しており、社会・生態環境 に対する影響の仕方が異なるためである。また,植 生図では竹林や芝地などTable 1の分類に含まれない 植生が存在するが,これらの割合は低く,局地的で あるため主成分分析には用いないこととする。

ソシオ項目の人口密度に関しては、人口の密集度 合いが都市化進行の指標と考えられること、地域の 広さも反映されることに着目した。年齢別人口の区 分は、少子高齢化の傾向を見るため15歳未満の子供 と65歳以上の高齢者に重点を置き、さらに高校、大 学進学、就職の時期にあたり人口の流動性が高いと 考えられる15歳から29歳までと、より定住志向が強 いと考えられる30歳から64歳に分類した。産業別就 業人口に関しては、「京都市地域(元学区)統計要覧 (昭和62年)」の産業区分にしたがって1985年、2005 年のデータを分類した。これら産業別就業人口によ って、地域でどのような人が生活しており、どのよ うな経済活動が活発であるのかを把握することを目 的としている。

また,年齢別人口と産業別就業人口は男女を別々 に用いることにする。これは,地域の産業の構造な どにより,年齢別人口と産業別就業人口に男女差が 存在することが考えられるためである。

Table 1の項目のデータを整備して主成分分析を行 う。各データの単位やオーダーが異なるため、それ ぞれを平等に扱えるように相関行列による主成分分 析を行う。1985年,2005年の2時点における社会・生 態環境に関する36項目の計72項目(36項目×2時点) から14の主成分が得られた。第14主成分までの累積 寄与率(分散によるデータの説明力)は約87%であ る。ここでは、第3主成分までの意味を各項目の因子 負荷量の大きさにより解釈する。第3主成分までの累 積寄与率は約52%であり、約48%の情報量を捨てて 解釈することになる。第3主成分までに着目する理由 は、3つの主成分により72項目の情報量の50%以上が 説明できるため、各主成分の軸は(14次元空間で) 直交しており寄与率が小さくなるにつれて解釈が困 難になるためである。Table 2は第1主成分~第3主成 分までに対して因子負荷量が正負で絶対値の大きい 項目を示したものである。

1) 第1主成分(主成分寄与率27.4%)

正の項目の特性は、建設業、運輸業、農業が盛ん であること(これらの産業は市街地では少ない)、森 林の割合が大きいことを示している。負の項目の特 性は、市街化されていること、人口が密集している こと、商業が盛んであることを示している。これら のことから、第1主成分は過疎地と市街地を分ける軸 であると考えられるため、「過疎度」と解釈する。 2) 第2主成分(主成分寄与率12.5%)

正の項目の特性は、サービス業が盛んであり、15

歳~29歳の男性の割合が高く,活気があることを示 している。負の項目の特性は,2005年における高齢 者の割合が高いこと,林業の構成比が大きいことを 示している。これらのことから,第2主成分は地域の 活力を表す軸と考えられるため,「活力」と解釈する。 3) 第3主成分(主成分寄与率11.6%) 正の項目の特性は、製造業の盛んさが卓越してい る。負の項目の特性は、サービス業、不動産業、卸 売・小売、飲食業など第3次産業が盛んであることを 示している。正の項目は第2次産業、負の項目は第3 次産業の盛んさを表していることから、第3主成分は 「産業構造」と解釈する。

	分類	項目名	単位
エコ項目	植生図データ	市街地面積率	%
(1986年・2004年)		人工林面積率	%
		天然広葉樹林面積率	%
		天然針葉樹林面積率	%
		農地面積率	%
ソシオ項目	人口密度	人口密度	人/km ²
(1985年・2005年)	年齡別人口構成比	(男・女)0~14 歳	%
		(男・女)15~29 歳	%
		(男・女) 30~64 歳	%
		(男・女) 65 歳以上	%
	産業別就業人口構成比	(男・女)農業	%
		(男・女)林業	%
		(男・女)建設業	%
		(男・女) 製造業	%
		(男・女) 電気・ガス・熱供給・水道業	%
		(男・女)運輸・通信業	%
		(男・女) 卸売・小売, 飲食業	%
		(男・女)金融・保険業	%
		(男・女) 不動産業	%
		(男・女)サービス業	%
		(男・女) 公務	%

Table 1	Items for	· Principal	Component	Analysis
ruore r	neemis ros	. I Imeipui	component	1 mary 515

Table 2 Classification of Principal Components by factor loadings

主成分	正で大きい項目	負で大きい項目
1	建設業(男 2005)0.87	市街地(2004)-0.90
	運輸・通信業(男 1985)0.87	市街地(1986)-0.89
	人工林(2004)0.85	卸売・小売, 飲食業 (女 1985) -0.71
	天然針葉樹林(2004)0.83	人口密度(2005)-0.69
	天然針葉樹林(1986)0.83	人口密度(1985)-0.68
	建設業(男1985)0.83	65 歳以上(女 1985)-0.66
	農業(男 2005)0.78	卸売・小売, 飲食業(男 1985)-0.58
	人工林(1986)0.78	15 歳~29 歳(女 2005) -0.56
	農地(男 1985)0.77	30 歳~64 歳(女 1985) -0.52
	0 歳~14 歳(男 1985)0.74	不動産業(女 2005)-0.51
	農業(女 1985)0.74	卸売・小売, 飲食業(女 2005)-0.50
	天然広葉樹林(2004)0.72	
	農業(女 2005)0.70	
	0 歳~14 歳(女 1985)0.70	
2	サービス業(男 2005)0.74	65 歳以上(女 2005)-0.64
	15 歳~29 歳(男 2005)0.64	30 歳~64 歳(女 1985)-0.64
	15 歳~29 歳(男 1985)0.62	林業(女 2005)-0.59
	サービス業(女 2005)0.62	林業(男 2005)-0.57
	サービス業(男 1985)0.56	65 歳以上(男 2005)-0.57
	金融・保険業(男 2005)0.54	林業(男 1985)-0.57
		林業(女 1985)-0.56
3	製造業(男 1985)0.90	サービス業(女 1985) -0.67
	製造業(女 1985) 0.84	不動産業(女 1985)-0.63
	製造業(男 2005)0.83	卸売・小売, 飲食業(男 2005)-0.60
	製造業(女 2005) 0.82	卸売・小売, 飲食業(女 2005)-0.59
	金融・保険業(女 2005)0.52	サービス業(男 1985)-0.54
	運輸・通信業(男 2005)0.51	卸売・小売, 飲食業 (女 1985) -0.51



1985年と2005年の各地域の主成分得点による位置 づけを明らかにするために,主成分得点を散布図で 示したものがFig.22である。これは,2時点の地域特 性とその間の変化を示したもので,矢印の始点およ び終点は1985年および2005年の地域特性を表し,矢 印の方向は地域特性の変化の様子,矢印の長さは地 域特性の変化の大きさを表している。第3主成分は正 負のみを示してある。

Fig. 22を全体的に眺めると、第2主成分軸周辺で負の値の領域に位置する地域が非常に少ない。これは、

「活力」が相対的に低い地域は「過疎度」の非常に 高い地域か,市街地化度の非常に高い地域であるこ とを示している。また,矢印の方向は全体的に原点 に向かっている傾向がある。これは,市街地の拡大 による流域の地域特性の平坦化の傾向と考えられる。 ただし,「活力」の低下している最上流や中心繁華街 の地域はこの傾向に反して,矢印の向きが原点から 遠ざかっており,流域における地域特性の特異性が 高まっているといえる。特に最上流の雲ヶ畑は「過 疎度」の高さ,「活力」の低さが際立っており,流域 における特異性が非常に高いといえる。

4.2 地域の分類とその考察

ここでは地域の相対的な位置づけを行うことを目 的とし、地域特性を離散的に眺めるため主成分得点 の値の正負(3つの主成分によって構成される3次元 空間の象限)で地域特性を規定し、含まれる象限と その変化によって地域の分類を行うこととする。 Table 3にグループの分類と含まれる元学区を、Fig. 23、Fig. 24に分類された地域の分布を示す。

過疎度	活力	産業構造	グループ	1985 年	2005 年
		第2次産業	1	待鳳,大宮,静市	待鳳, 柊野, 岩倉, 上高野, 修学院第 二, 松ケ崎
活力 過疎地	第3次産業	2	柊野,上賀茂,元町,出雲路,岩 倉,上高野,修学院第一,修学院 第二,北白川,浄楽,錦林東山, 岡崎,吉田,養正,養徳,下鴨, 葵,松ケ崎	修学院第一,北白川,吉田	
	活力	第2次産業	3	雲ケ畑, 鞍馬, 八瀬	雲ケ畑,八瀬,大宮,静市,上賀茂
	なし	第3次産業	4	大原	鞍馬,大原,出雲路,浄楽,錦林東山
活力 あり	活力 あり	第2次産業	5	中立,嘉楽,室町,滋野,川東	元町,養徳,桃薗,小川,聚楽,正親, 西陣,城巽,明倫,本能,龍池,初音, 柳池,中立,嘉楽,室町,滋野,川東, 紫竹,紫明
		第3次産業	6	京極,春日,紫竹,紫明,聖護院	養正,下鴨,葵,竹間,銅駝,京極, 春日,聖護院
市街地 活 な	活力	第2次産業	7	桃蘭,小川,聚楽,正親,乾隆, 西陣,成逸,待賢,出水,教業, 城巽,明倫,本能,乾,梅屋,竹 間,鳳徳,紫野	乾隆,成逸,待賢,出水,教業,乾, 梅屋,鳳徳,紫野
	<i>'</i> よし	第3次産業	8	龍池,富有,初音,柳池,銅駝, 立誠,生祥,日彰,新洞,弥栄, 有済,粟田	岡崎,富有,立誠,生祥,日彰,新洞, 弥栄,有済,粟田

Table 3 Classification of groups



Fig. 23 Classification of groups in 1985

Fig. 24 Classification of groups in 2005

グループ1とグループ2は市街地周辺に分布してお り、特に上流で第2次産業が盛んになっている。これ らのグループは高齢化などによる「活力」低下の影 響で縮小の傾向にある。グループ3の地域は上流に分 布し、増加の傾向にある。この変化は上流における 「活力」の低下の影響が大きい。グループ4の地域は 1985年には最上流の大原のみであったが、2005年に は鞍馬、出雲路、浄楽、錦林東山が加わっている。 これらの地域は主に、「活力」が低下しているものの 観光資源を活かしたサービス業に特化してきている と考えられる。グループ5は市街地でグループ7に広 く接している。「活力」の低下が見られない背景とし てはマンション開発による人口流入が考えられる。 グループ6は鴨川(賀茂川)沿いに分布している。こ れらの地域はマンション開発に加え,付近に大学が あることから、学生の下宿が多く「活力」が大きい と考えられる。グループ7は堀川通と千本通の間を中 心として分布している。伝統的に工業の盛んな地域 といえる。グループ8は中心繁華街周辺でサービス業 に特化していると考えられる。高齢者が多く就業人 ロが空洞化していると考えられる。

次に,具体的にどの地域の地域特性(主成分得点 の正負)が変化したのか眺めることとする。Fig. 25 に地域特性が変化した元学区の分布を示す。各主成 分の変化を,「市街地化」,「活力上昇・活力低下」, 「工業化・商業化」と呼ぶ。ただし,20年間で「過 疎化」の方向に地域特性が変化した地域はない。約 半数の地域で地域特性が変化しており,2川合流点よ り上流の広い範囲と堀川通沿いの上京区,御池通沿 いの中京区,東山周辺に多い。



Fig. 25 Regions whose characteristics have changed

地域特性の変化の様子は,流域の上下流によって 異なり鞍馬を除く上流では「活力低下」と「工業化」 のいずれかまたは一方,2川合流点付近では「市街地 化」,東山周辺では「活力低下」,市内中心部では「活 力上昇」の傾向がはっきりと見て取れる。

「市街地化」かつ「活力低下」した地域は白川と 琵琶湖疏水沿いの岡崎である。「市街地化」かつ「工 業化」した地域は賀茂川沿いの元町,高野川沿いの 養徳である。これら2地域の周辺地域でも「活力低下」 の傾向が見られる。「市街地化」した地域は2川合流 点付近の養正,下鴨,葵である。「市街地化」(「市街 地化」かつ「活力低下」,「市街地化」かつ「工業化」 を含めて)した地域は1986年時点ですべて市街地面 積率が80%以上であり,これらの地域の変化には高 齢化や産業構造の変化などのソシオ要因の影響が大 きいと考えられる。

「活力低下」かつ「工業化」した地域は、上賀茂 のみである。上賀茂の「工業化」の背景として農業 の衰退が考えられる。「活力低下」した地域は、大宮、 静市、出雲路、浄楽、錦林東山である。これらの地 域は出雲路を除いて、1986年、2004年共に市街地面 積率が40%未満であり、この間に天然針葉樹林面積 率が低下し天然広葉樹林面積率が上昇している点で 共通している。これらの地域では、特に高齢化と同 時に身近な森林とのかかわり(林業ではなく、日常 的な森林利用)が希薄化していると考えられる。

「活力上昇」かつ「工業化」した地域は、龍池、 初音,柳池である。商店街寺町会(寺町通,丸太町 通から二条通の間)がある柳池では、卸売・小売、 飲食店の構成比が50.0%から38.3%に変化しており, 「工業化」の背景には地元商店街の衰退による商業 従事者構成比の低下が考えられる。「活力上昇」かつ 「商業化」した地域は,竹間のみである。「活力上昇」 した地域は,桃薗,小川,聚楽,正親,西陣,城巽, 明倫、本能、銅駝である。(「活力上昇」かつ「工業 化」、「活力上昇」かつ「商業化」を含めて)「活力上 昇」した地域は都心部の上京区,中京区のみであり, マンション開発による人口流入が考えられる。平成 19年度京都市分譲マンション実態調査報告書(京都 市都市計画局,2008)によると,京都市の各区の分 譲マンション比率(対住宅総数)は大きい順に,中 京区25.0%, 下京区21.1%, 南区14.7%, 上京区13.9% である(なお,東山区8.0%,左京区7.8%,北区4.8%)。 また、京都市全体のマンションの築年数は66%が20 年未満である。これらのことは、20年間で中京区や 上京区の地域特性が変化したことの裏付けとなる。 中京区,上京区のマンション開発の背景には,工業 の衰退により染物工場の跡地などがマンション建設 に利用されたことが考えられる。特に中京区では 1997年の御池通の地下を通る地下鉄東西線の開通に よる立地条件の良さも背景のひとつとして考えられ る。

「工業化」した地域は、柊野、岩倉、上高野、修 学院第二、松ケ崎、紫竹、紫明である。これらの地 域はいずれも2川合流点より上流で、紫竹、紫明を除 き1986年、2004年共に市街地面積率が60%未満であ る。研究対象地域全体としては第2次産業従事者割合 が減少しているが、これらの地域は工場用地の開発 の余地があるといえる(2004年の植生図には静市に 工場地帯が出現している)。「商業化」した地域は、 鞍馬のみである。鞍馬では観光資源を活かした商業 特化の傾向が見られる。

さらに、地域特性に変化(主成分得点の正負の変 化)のみられなかった地域を考察する。これらは、 ①主成分得点の変化量(Fig. 22における矢印の長さ) そのものが小さい、②変化量が大きいが変化の方向 により主成分得点の正負に影響がないことが考えら れる。②では、地域特性が極端化した地域が含まれ ているため、変化量の大きい地域に着目する。Table 4に各主成分の主成分得点の変化量が大きい順に正 負それぞれ5地域を示す。

第1主成分「過疎度」			第2主成分「活力」			第3主成分「産業構造」				
		元学区名	変化量	正負変化	元学区名	変化量	正負変化	元学区名	変化量	正負変化
正で大き	1	成逸	0.39	×	明倫	-0.78	0	松ケ崎	0.70	0
いもの	2	雲ケ畑	0.37	×	初音	-0.67	0	修学院第一	0.41	×
	3	弥栄	0.29	×	本能	-0.64	0	上高野	0.40	0
	4	乾隆	0.28	×	城巽	-0.63	0	龍池	0.37	0
	5	粟田	0.28	×	川東	-0.55	×	岩倉	0.37	0
負で大き	1	養徳	-0.44	0	大原	0.63	×	立誠	-1.00	×
いもの	2	養正	-0.37	0	鞍馬	0.56	×	鞍馬	-0.89	0
	3	上高野	-0.34	×	錦林東山	0.55	0	生祥	-0.75	×
	4	鞍馬	-0.31	×	上賀茂	0.54	0	弥栄	-0.50	×
	5	修学院第二	-0.28	×	松ケ崎	0.53	×	嘉楽	-0.42	×

Table 4 Regions whose Principal Component scores have changed dramatically

第1主成分が正の方向に変化量が大きい地域は、い ずれも「活力」が負である.成逸,乾隆は市街地面 積率が1986年、2004年共に100%であるため、第3次 産業の割合が相対的に低くなったことが要因として 考えられる。 雲ヶ畑, 弥栄, 粟田は人口密度の低下 が要因として考えられる。特に雲ヶ畑は市街地面積 率が1.1%で変わらず、人口密度が20人/km²から13 人/km²に低下しており(なお,弥栄4,571→2,520人 /km², 粟田10,542→8,710人/km²),「過疎度」が非 常に大きくなっている。負の方向に変化量が大きい 地域は、産業構造が変化したと考えられる地域であ る。上高野では、10%以上あった農地がほぼ消失し 市街地化されている。主成分得点の正負に変化のな い地域は1985年時点で相対的に「過疎度」が高く, 20年間で「過疎度」が大きく低下したが、地域特性 そのものの変化には至っていないといえる。

第2主成分が正の方向に変化量が大きい地域は、マ ンション開発による影響が考えられる中京区と左京 区の川東である。川東は人口規模が大きくなく、大 学の学生寮(京都大学の熊野寮)があり、学生寮に 住む人口の割合が地域の約13%を占めている(総人 口2,935人中382人,2005年)。大学の学生寮に住む人 の年齢は主に18歳~20歳代であるため、川東では高 齢化の傾向が相対的に小さいと考えられる。負の方 向に変化量が大きい地域は、いずれも市街地面積率 が1986年、2004年共に60%未満である。特に大原で は、1997年以降の老人福祉施設の建設により高齢者 の構成比が大きくなり「活力」が非常に低下してい る。また、鞍馬では人口密度の低下が著しく(38→ 29人/km²)、少子化や人口流出の結果、「活力」が低 下したと考えられる。

第3主成分が正の方向に変化量が大きい地域は,第 3次産業構成比が低下している龍池を除いて上流で ある。修学院第一は1985年の工業化度が低く,変化 量が大きいものの地域特性の変化には至っていない。 負の方向に変化量が大きい地域は,立誠,鞍馬,生 祥,弥栄はいずれも「活力」が負である。立誠,弥 栄,生祥は第2次産業構成比が非常に低く,サービス 業,卸売・小売,飲食業が高い水準で維持されてい ることから,相対的に商業化度が上昇したと考えら れる。嘉楽は工業化度が大きかったが,西陣織の工 業の衰退が変化量の大きさに影響しているものと考 えられる。

以上,鴨川流域の社会・生態環境による地域特性 の変化をまとめると,

「活力」がさらに低下している最上流(特に雲ヶ畑では「過疎度」も高まっている)

2) 「活力」が低下、「産業構造」が工業化した上流

3) 「市街地化」した都心部周辺地域

4) 「活力」が上昇した堀川通沿い(上京区),御池 通沿い(中京区)

5) (人口密度が低下し)「活力」がさらに低下して いる中心繁華街

のように大きく分類ができる。これらの社会・生 態環境変化は、上流への宅地開発、少子・高齢化の 傾向、農林業や工業の衰退による産業構造の変化に 大きく影響されていると考えられる(都心部のマン ション開発も工業の衰退が誘因となっている)。産業 構造の変化の結果、地域の独自性が損なわれ全体的 に地域特性が希薄化しているといえよう。ただし、 中心繁華街や最上流はこの傾向に反して、生活が不 便な方向に地域特性が際立ってきていることは、注 目に値する。

このような地域の変化の情報(どの地域が遷移の どの段階にあるのか,または変化が小さいのか)は, 生活者と水辺GES環境とのかかわりを把握するため に活用でき,参加型水辺環境マネジメントにおいて 重要であると考える。

4.3 地域特性の変化とGES環境

明らかになった地域特性の変化と2.で考察した GES環境の現状を重ね合わせることで、代替案作成 のための情報の抽出を行う。

(1) 地域特性の変化とジオ環境

ここでは、生活者の暮らしに大きく影響する災害 リスクに着目する。花折断層による震災リスクにつ いて、震度7が想定される地域は市街地化した地域や 中心繁華街が多く含まれる。特に古い建物が密集し た中心繁華街においては耐震化などの対策が必要で あると考えられる。

浸水リスクも震災リスク同様,市街地化した地域 や中心繁華街が含まれる。市街地化した地域は不浸 透面化による降雨時の排水機能不足が懸念される。 中心繁華街は狭窄部となっているため洪水により甚 大な被害がもたらされることが想定される。さらに, 震災,浸水リスクが大きい地域が重なっているため 「地震による堤防の決壊+洪水」という最悪のシナ リオが存在することにも注意しないといけない。

土砂災害リスクは主に活力低下あるいは工業化し た上流で大きいといえる。特に最上流域では高齢者 率が非常に高く,高齢者に対する避難体制の確立が 急務であろう。

(2) 地域特性の変化とエコ環境

エコ環境では大型哺乳類の分布に着目する。サル, イノシシ,シカによる獣害リスクについては,主に 活力低下あるいは工業化した上流で大きいといえる。 特にサルに関しては人間が上流を宅地開発するに従 って生息域が広がっていることが考えられる。

クマによる獣害リスクについては、特に雲ヶ畑, 大原、柊野で高いといえる。雲ヶ畑、大原では少子 高齢化が進行しており、外出が危険になり生活がい っそう不便になっている。

(3) 地域特性の変化とソシオ環境

汚水幹線ネットワークに着目すると、市街地化が 進行している都心部周辺地域は分流式下水道の整備 が行われている。一方、活力が上昇した堀川通沿い や御池通沿いは合流区域となっている。前述のよう に合流式下水道幹線はかつての水路を暗渠化したも のが多く存在しているため、負荷増大に伴い合流式 管渠のメンテナンスや分流化が必要となろう。

地下水利用については豆腐店の密集する地域は活 力が上昇した都心部および中心繁華街に多い。しか し、地下水は河川水同様に上流の影響が大きいため 上流に目を向けると、2川合流点以北では工業化した 地域が多く土地利用が変化していると考えられる。 これは、地下水汚染リスクの増大であるといえる。 京都の文化や経済に甚大な被害を及ぼしうるため、 上流の工場における汚染物質管理は細心の注意が必 要である。

以上の考察により,鴨川流域の社会・生態環境の 変化の全容を把握し,独自性の強い地域の抽出や災 害リスクとの重ねあわせによって問題の明確化を行 った。特に以下の地域に着目しなければならない。 1) 滅びゆく雲ヶ畑

地域の衰退は「松上げ」などの伝統文化の滅亡を 伴い,そこに帰属する生活者にとって堪え難い悲し みとなることが考えられる。

2) 観光に生き残りをかける大原, 鞍馬

少子・高齢化の傾向が深刻であるが,観光地(大 原では三千院,寂光院,鞍馬では鞍馬寺・貴船神社) を利用した観光客誘致のため「商業化」している。

3) 災害弱地域の立誠,弥栄

鴨川本川の狭窄部に位置し,夜間人口は高齢者の 割合が非常に高く,(特に祇園では伝統的な建物が 密集し)震災,浸水リスクが高いといえる。 これらの地域は流域全体に対しても重要である(最 上流は川のまもり,中心繁華街はあそびに関係して いる)。

5. おわりに

本研究では、鴨川流域のGES環境調査とその考察、 植生図による社会・生態環境の変化の考察、社会・ 生態環境の時間変化に着目した地域分析を行った。 鴨川流域の社会・生態環境の変化を、特に地域特 性を離散的に眺めて考察することで,水辺計画にお ける代替案の設計のための目的や制約条件を抽出で きることが示された。

具体的には(災害リスクや社会活動による上下流 のつながりが認識され)市街地生活者も上流の水辺 環境に目を向けなければならないこと,鴨川流域に 問題を抱える地域(最上流,中心繁華街)が存在し ていることが明らかになった。また,生活者参加型 環境マネジメントの実施のためには,市街地の生活 者が最上流や中心繁華街の生活者(特に住民)が暮 らしの中で感じている「つらさ」を認識することが 必要であろう。

参考文献

奥野忠一・芳賀敏郎・矢島敬二・奥野千恵子・橋本 茂司・古河陽子(1976):続多変量解析法,日科技 連, 299pp. 鴨川流域懇談会(2005):千年の都と鴨川,鴨川流 域懇談会報告書. 環境省自然環境局生物多様性センター(2004):哺 乳類分布調查報告書. 環境省自然環境局生物多様性センター(2008):植 生調査情報提供ホームページ, http://www.vegetation.jp/chosa/hensen.html 気象庁(2008):気象庁ホームページ, http://www.jma.go.jp/jma/index.html 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第50号, pp.580-594. 京都市環境局地球環境政策部(2006):平成17年度 公共用水域及び地下水質測定結果. 京都市下水道局(2001):京都市公共下水道整備区 域図(雨水). 京都市建設交通部砂防課(2004):土砂災害警戒筒 所点検マップ, http://dobokubousai.pref.kyoto.jp/sabo/map_tenken/ind ex.asp 京都市消防局(2007):京都市第3次被害想定, http://www.city.kyoto.lg.jp/shobo/ 京都市上下水道局(2005):京都市公共下水道整備 区域図(汚水). 京都市上下水道局(2008a):京の水道 vol49. 京都市上下水道局(2008b):京の下水道 第15版. 京都市水道局(2000):京都市水道配水管図. 京都市総合企画局情報化推進室情報統計課(2008): 京都市地域統計要覧(平成20年版).

京都市総務局総務部統計課(1987):京都市地域(元 学区)統計要覧(昭和62年).

京都市都市計画局(2008):平成19年度京都市分譲 マンション実態調査報告書.

京都府(2007a):特定鳥獣保護管理計画―ニホンザ ルー.

京都府(2007b):特定鳥獣保護管理計画―ニホンジ カー(第3期).

- 京都府企画環境部(2006):京都府レッドデータブ ック.
- 京都府自治体情報化推進協議会(2008):京都府・ 市町村共同 統合型地理情報システム(GIS),

http://g-kyoto.pref.kyoto.lg.jp/gis/usher.asp

- 京都府総務部消防防災課,京都府土木建築部河川課 (2003):鴨川の「万が一」の洪水に備えて~鴨川 浸水想定区域図の策定~
- 小泉明(1982):水需要予測に関するシステム論的 研究,東京都立大学博士論文.
- 国土地理院(2005):数値地図2500(空間データ基盤)近畿-1, CD-ROM.
- 堤 武・萩原良巳(編著) (2000):都市環境と雨水 計画―リスクマネジメントによる―,勁草書房,

208pp.

萩原清子(編著) (2001) :新・生活者からみた経 済学,文眞堂, 320pp.

- 萩原清子・須田美矢子(編著)(1997):生活者からみた経済学,文真堂,296pp.
- 萩原良巳(2008):環境と防災の土木計画学,京都 大学学術出版,766pp.
- 萩原良巳・萩原清子・高橋邦夫(1998):都市環境 と水辺計画―システムズ・アナリシスによる―, 剄 草書房, 195pp.
- 林野庁(2008):林野庁ホームページ,

http://www.rinya.maff.go.jp/index.html

NTT番号情報株式会社(2009): iタウンページ, http://itp.ne.jp/

Socio and Eco Environmental Changes of Kamo River Basin

Yoshimi HAGIHARA, Kiyoko HAGIHARA*, Toshikazu MATSUSHIMA** and Masanori KAWANO***

* Faculty of Sociology, Bukkyo University, Japan
** Chuo Fukken Consultants Co., ltd
*** Graduate school of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Regional characteristics can be considered as the background of relationships between *Seikatsusha* and waterside. This study aims to clarify Socio and Eco environmental changes of Kamo river basin, as important information for participatory environmental management. Firstly, carrying out GES environmental surveys, spatial changes of Kamo river basin are clarified. Secondly, focusing on changes of Kamo river vegetation maps, Socio and Eco environmental changes and the causes of them are considered. By regional analysis using PCA, regional characteristics and changes of them are examined.

Keywords: GES Environment, vegetation map, Principal Component Analysis, regional characteristic

底生動物群集と印象による水辺環境評価

萩原良巳・萩原清子*・小尻利治・鈴木淳史**・河野真典**

*佛教大学社会学部

**京都大学大学院工学研究科

要 旨

多くの水辺環境評価は水辺環境の一側面しか着目していない。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った。人の印象による評価と生態学的評価の結果にずれが あることを示し、さらに、底生動物群集による環境評価と印象による環境評価が結びつく ことを示した。多くの人々は、水辺で魚類や鳥類からは好ましい印象を持つ。それらは底 生動物群集によって支えられており、今後の水辺環境マネンジメントの上で底生動物群集 が重要であることを示した。

キーワード:水辺環境評価,底生動物群集,捕食関係,印象,因子分析

1. はじめに

既往の水辺環境評価は経済学的評価(例えば萩原, 2004)や生態学的評価(例えば津田,1964),社会 学的評価など様々に行われている。だが,それらは いずれも水辺環境の一側面に着目しており,水辺環 境全体を評価するには至っていない,と考えられる。 ここで水辺環境とは,単なる河道内の環境だけでな く,人々が河道に近付いて五感で感じることができ る河道周辺に存在するもの(例えば,河川敷から見 える山々や地域住民など)を含めた環境のことであ る。

本研究では水辺を萩原(2008)が提唱した物理環 境,生態環境,社会環境の相互作用を考慮したGES 環境システム(Fig.1)として捉え,水辺環境評価を 行う。特に水辺の社会・生態環境に着目し,社会的要 素のひとつとして萩原ら(2007)が着目した人々の 印象を,生態学的要素として底生動物,魚類,鳥類 を取り上げ,水辺の社会・生態環境評価を行う。

本研究は、まず、水辺環境の生態学的評価の代表 である底生動物を中心として、魚類、鳥類を用いて 水辺環境評価を行い、それらの環境評価によって得 られた結果と、人々の印象による水辺環境評価の中 で生態学的側面に対する印象の結果の差異について 考察する。これにより生態学的調査だけでは、人々 が望んでいる水辺環境は必ずしも明らかにはならな いと示すことができ、印象による水辺環境評価と生 態学的評価をつなげる意義を示せるのではないかと 私達は考えている。

さらに、エコ項目のひとつである鳥類、魚類に着 目し、これらと底生動物を食物連鎖で結びつけるこ とによって、底生動物が印象による水辺環境評価と つながることを明らかにすることを目的とする。こ れにより、一見目に見えない底生動物もエコシステ ムとソシオシステムを結びつけていること、また、 底生動物が生態学的な環境指標にとどまらず、水辺 環境マネジメントにおいてエコシステムの面とソシ オシステムの面で重要であることを示す。

本研究の構成を以下に示す。まず水辺の社会・生 態環境評価の提案を行う。ついで,研究対象河川で ある京都市内を流れる賀茂川,高野川について述べ る。そして,両河川の比較を底生動物,魚類,鳥類 による生態学的調査の結果で行う。さらに水辺の生 態学的側面に対する人々の印象を明らかにし,生態 学的調査の結果との比較を行う。その上で,底生動 物が印象による水辺環境評価とつながることを示し, 底生動物が水辺環境整備マネジメントの上で重要で あることを示す。

2. 水辺の社会・生態環境評価の提案

1 章で述べたGES環境システムとは水辺環境が物 理的法則で支配されるジオシステムと生態学的法則 に支配されるエコシステムと社会のルールによって 動かされるソシオシステムから構成され,それぞれ が(災害も含めて)相互に関連していることを考慮 したシステム(Fig.1)のことである。



Fig. 1 The system of GES environment

水辺環境を上述のシステムとして捉える場合,環 境評価もジオシステム,エコシステム,ソシオシス テムの相互関連を考慮したものでなければならない であろう。そこで,本研究では水辺環境におけるエ コシステムの環境評価である底生動物による水辺環 境評価と水辺環境のソシオシステムの環境評価であ る印象による水辺環境評価のつながりを示す。

底生動物による環境評価は,生物指標を用いた環 境評価法のひとつである。水辺の生物指標として用 いられるものには,他に魚類や藻類など様々である が,本研究では,評価対象を明確に示せ(有意性), 採集が比較的容易であり(操作性),生活範囲が広 大でない(独立性)底生動物を用いることとする。 評価対象は河川の水質評価,河川生態系の多様性評 価,生産代謝評価などさまざまである。その特徴は, 物理化学的な指標(BODやph,電気伝導度など)で は河川の情報を定量的に,かつ瞬間的に得られる, 言わば微分的な情報が得られるのに対し,生物指標 である底生動物を用いた環境評価では,物理化学的 変動の履歴を蓄積した,言わば積分的な情報が得ら れることである。だが,その大部分は河道内の環境 評価に終始しており,人々にとってどのような水辺 環境が望ましいか,人々により自然を感じさせるか の議論がないと考えられる。

一方、印象による水辺環境評価は水辺に接する人 がどのように水辺を感じているか正確にとらえるた めのものである。一般的に水辺を利用している人は, 水質などを測ることなく水がきれいか汚いか、数を 数えることなく生き物が多い,少ないなどを主観的 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。すなわち、水辺のGES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)を構成していると考えら れる(Fig. 2)。「印象」は水辺を定量的でなく感性 的に捉えるものであり、水辺環境の複数の要素から 構成されると考えられ,ひとつの総合評価指標とみ なすことができる。Fig. 2に示した印象による水辺環 境評価を行うことにより,水辺に接する人々が参加 可能な水辺環境マネジメントのための重要な情報が 得られる。つまり、水辺像は水辺整備計画あるいは 水辺環境マネジメントの目的となる。また、クラメ ールの関連係数で印象項目とジオ、エコ、ソシオ項 目とをつなぐことにより、ジオ、エコ、ソシオ項目 のどれを整備するかあるいはマネジメントするかと いう判断への情報となる。だが、人々の印象は主観 的なものであり、印象による環境評価では人々が感 じることができないものは十分に評価できないと考 えられる。特に水辺環境評価においては、水中に生 息する生物同士の相互作用や河床の土砂動態など, 特に河道内の環境評価が不十分になってしまうと考 えられる。

そこで、底生動物による環境評価だけでは示すこ とができない水辺に接する人々の意思をより反映す るため、印象による水辺環境評価のみでは表せない 河道内の環境を評価するために、底生動物による水 辺環境評価と人々の印象による環境評価をつなげる こととする。



Fig. 2 Structure of waterside environmental evaluation systems based on impressions

研究対象地域について

研究対象地域として京都市内を流れる賀茂川と高 野川を取り上げる(Fig.3)。調査は主に賀茂川と高 野川が合流する出町柳付近(北緯35度1分44秒,東経 135度46分18秒)からそれぞれ上流に向かって,賀茂 川は柊野堰堤(北緯35度4分29秒,東経135度44分31 秒)までの約5.5km区間,高野川は花園橋上流の堰堤 (北緯35度3分44秒,東経135度47分38秒)までの約 4.2km区間で行った。これらの範囲内に賀茂川では32 基の堰堤が,高野川では17基の堰堤がある。本研究 では堰堤で区切られた範囲を1区間として,合計賀茂 川31区間,高野川16区間を下流からst1と設定した。



Fig. 3 The Kamo River and The Takano River

3.1 地理的特性ならびに物理環境

両河川の各調査区間における平均勾配は、それぞれ1.02%と1.00%で変わらなかった。各区間の区間距離と平均川幅は、賀茂川で178.73±94.93mおよび21.75±9.76m, 高野川で261.50±119.37mおよび14.66m±3.35mだった。

各河床底質の平均割合は,賀茂川で石礫優占底(長 径5cm以上の底質が多いもの)52.59%,砂利優占底

(長径2mm~2cm) 23.30%, 砂優占底(長径2mm以下)5.50%, 岩盤優占底0.46%, コンクリート優占底18.15%であり,高野川で石礫優占底26.41%,砂利優占底58.00%,砂優占底9.69%,岩盤優占底0.51%, コンクリート優占底5.39%であり,高野川の方が砂利や砂が多く分布していた。

また賀茂川の石礫の多くはひとところにかたまっ

ておらず、区間全体に広範囲に分布し、がっちりは まった状態のはまり石が多かった。一方、高野川の 石礫はある部分に密集して存在し、浮き石が多く、 はまり石も底部も砂利に薄く埋まった状態のものが 多かった。また、賀茂川では各区間内の広い範囲で 砂泥・砂利・石礫の混ざり合った底質であったのに 対し、高野川では1区間内で石礫・砂利・砂泥の分級 しているところが多かった。

一方,区間面積に対する砂州の平均割合は,賀茂 川で49.3%,高野川で54.5%であった。このうち,砂 州の植生と裸地の平均割合は,賀茂川で98.6%:1.4%, 高野川で87.9%:12.1%であり,いずれも植生の発達 した砂州が多かったが,高野川の方が裸地砂州が多 かった。各区間における生息場類型数は両河川で差 がなかったが,賀茂川ではワンド(12区間/25区間), 淵(4区間/25区間),高野川では早瀬(8区間/14区間) の出現頻度が高かった。

さらに両河川の水辺を水面,瀬,堤,植生がある 中州,植生がない中州,堤防,河川敷7つの基本的な 場(Fig. 4)に分類し,場の多様度を多様度指数 (Shannon-Wiener Index)で比較した。計算には,2006 年10月7日に撮影された調査対象地域の航空写真に GIS (Geographic Information Systems)により計測し た面積を用いた。河道内だけでなく河川敷を含めて 計算を行うと,両河川に有意な差は見られなかった が,河川敷を除いた河道内のみでは,高野川の方が 場の多様度が有意にあった (P<0.001, One-way ANOVA)。



Fig. 4 The classification of places

3.2 水質の変遷

賀茂川,高野川は1940年代から人口増加に伴う都市化の影響や工場排水の流入によって汚染し始めたことが津田(1944)により記されている。また,高野川御影橋付近では紡績工場や染色工場からの排水により,1958年にBODが70ppmを超えていたことも石崎(1958)によって記述されている。さらに,京都府衛生部(1971)が,当時の鴨川下流の京川橋付



Fig. 5 The change of the diffusion rate of drainages in



Fig. 6 The change of biological oxygen demand (BOD) of the rivers in Kyoto city

近では年にBODが平均10ppmを超えていたと記録し ている。だが、これらの調査の比較から、汚染は1976 年に賀茂大橋の直下で回復傾向が見られたように、 1973年の伏見処理場(当時の処理能力27,500m³/day) の建設をはじめ、急速に下水処理施設の整備が進め られる(Fig. 5)とともに回復した(Fig. 6)。急速な 下水道の整備の結果、1975年から1985年までの10年 間に下水道の人口普及率は約20%上昇した(Fig. 5)。 そして、下水の川への直接の流入が徐々に減少し、 賀茂川、高野川の水質は改善し始めた。

3.3 植生域の拡大

1970年代以前では、河床に裸地の砂州が存在し、 植生域の面積は限られていた(Photo 1)。その原因 は以下のことが考えられる。

音羽川から高野川を通じて、比叡山などの土砂が 鴨川には歴史的に流入していた。また、洪水も頻繁 に起こっていた。その結果、過去においては河道内 に土砂が堆積し、中州が形成されやすい環境であっ た。だが、1935(昭和10)年の鴨川大出水の後、1940 年代以降に治水目的の様々な河川改修が行われた。 鞍馬川では多くの砂防堰堤が造られた。鴨川では堰 堤が造られ、河道掘削の結果、掘り込み河道となっ た(鴨川流域懇談会、2006)。これらの河川改修の 結果、鴨川への土砂供給量が減少したと考えられる。

河川改修後,同治水の目的で中州に堆積した土砂 を河道内に均し,あるいは両岸に盛り土するなどの 「河床整正」も行われてきた。特に,1980年代初頭 までは河床整正が頻繁(全域で数年に一度)に行な われていたため,河道内の流路が直線化されるとと もに,水面の面積が拡大する結果,当時は今ほど河 道内に陸上植物が生い茂ることは稀であったと岩崎 ら(1997)が記している。

その後,80年代半ばから河床整正の頻度が減少す る。同時に,80年代から2000年代に雨量が減少した 結果,流量も減少した。その結果,鴨川水系では幅 の広い河原や中州が定着するようになった。現在で は,植生域の拡大のために裸地砂州を認めるのはま れになった(Photo 2)。



Photo 1 The Kamo River before the flood in 1935



Photo 2 The Kamo River in 2006

3.4 賀茂川, 高野川の河道内湧水

水温は河川環境の重要な要素のひとつであり,水 温の変化は生物相の変化や生物季節に対する影響な ど底生動物相に様々な影響を及ぼしていると考えら れる。

京都盆地は賀茂川と高野川の扇状地に存在し,湧 水が様々な場所に点在している。湧水は一年を通し て水温の変化が小さく,河川水との温度差によって, 湧水の存在を検出することができる。渡辺らの研究 (2006)では湧水の地点を見出すため,鴨川の面的 な水温分布の計測が行われた。

鴨川は扇状地に位置するため、地下水の湧出場所 が点在しているが、河道への地下水湧出地点は特定 されていない。そこで、水温差が顕著になり、水体 の混合の状況がより明瞭になる冬の2007年2月12日 早朝6:00-8:00に賀茂川、高野川、鴨川の河道沿いを スカイマップ株式会社所有の小型へリコプターで通 常の可視光のビデオと熱赤外ビデオカメラ(NEC三 栄TS7302)の双方を航空赤外ビデオ撮影し、河川水 の表面温度分布を調べた。撮影は対地210mで、鴨川 は桂川合流点から出町柳区間、賀茂川は出町柳から 上賀茂区間、高野川は出町柳から八瀬区間で行った (Fig. 7)。

この調査で得られた面的な水温分布から鴨川河道 内の湧水湧出地点を予測し,現場に行って湧水が湧 出しているかどうか確かめた。

賀茂川の水温は3℃前後であったが、上鴨神社西側 (Photo 3) と上賀茂橋上流(Photo 5) では湧水と判 定される高水温域が観測された。いずれも比較的小 規模で表面水温の最高値は10.0から10.5℃であった。

高野川の水温は3から5℃であったが、下鴨神社東 側(Photo 7)で大量の地下水が湧出している地点が 観測された。表面水温の最高値は12℃以上であった。 この場所を訪れて湧水の現場を観測したところ、河 床から湧き出ている場所とともに護岸の石やコンク リートの隙間からも湧出していた。

鴨川撮影範囲(八瀬、柊野分かれ〜桂川合流点)



撮影日 2007年2月12日





Photo 3 The infrared thermal imagery of the west side of the Kamigamo shrine



Photo 4 The aerial photo of the west side of the Kamigamo shrine



Photo 5 The infrared thermal imagery of the upper of the Kamigamo Bridge



Photo 6 The aerial photo of the upper of the Kamigamo Bridge



Photo 7 The infrared thermal imagery of the east of the Shimogamo Shrine

(The lower side of the imagery is the upper reaches.)



Photo 8 The aerial photo of the east side of the Shimogamo Shrine (The lower side of the imagery is the upper reaches.)

4. 底生動物調査

4.1 調査方法の概要

調査は鈴木(2008)によって2007年5月から7月に かけて行われた。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。調査地は過去に調査が行われた場所や 渡辺らの調査(2006)によって河道内に存在する湧 水が確認された場所を中心に選定をした(Fig. 8)。 賀茂川では、湧水の存在する上賀茂神社西側(地点1)、 湧水と過去の調査が行われた上賀茂橋上流(地点2)、 過去の調査が行われた出雲路橋(地点3)、出町柳(地 点4)の4地点で行った。高野川では、湧水が存在す る下鴨神社東側(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。各地点では、礫底、抽水植物帯ごとに3 ~4サンプルずつ、底生動物の定量採集を行った。

採集に際して, 礫底, 抽水植物帯ともに25cm×25cm のコドラート付きサーバーネットを使用して採集を 行った。採集したサンプルは4mm, 1mm, 0.5mm, 0.125mm のメッシュサイズの土壌分析用シーブで ふるいわけてから, 4mmと1mmのシーブに残ったも のだけを同定した。

結果の分析は以下のTable 1に示す項目で行った。

4.2 調査結果

4.2.1 賀茂川の底生動物群集

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、本調査では賀茂川 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。とく に地点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。

4.2.2 賀茂川高野川合流点付近の底生動物郡集

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。本研究では、賀茂川,高野川, 鴨川の河道内の環境を、この出町柳付近の底生動物 群集から比較をする(Fig.9)。

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。

これらより,各河川で底生動物が好んでいる生息 場は異なっていることが明らかになった。

4.2.3 賀茂川の底生動物郡集の変化

木村が1957年に賀茂川御園橋付近(地点1と地点2 の間,地点1.5)と賀茂川北大路橋(地点2と地点3の 間,地点2.5)で行った調査(木村,1957),京都野 生動物研究会が1976年に行った賀茂大橋(地点6)で 行った調査(京都野生動物研究会,1978),そして, 2007年に賀茂川で行った調査を比較し,過去からの 底生動物群集の変化について述べる(Fig.10)。

タクサ数は、1956年から1976年までは、減少傾向 がみられ、1976年から2007年までは、増加傾向が認 められた。個体数は、1956年から1976年まで増加傾 向が認められたものの、1976年から2006年では、賀 茂大橋では増加する傾向が認められたものの、それ 以外の3地点では減少する傾向が見られた。群集の多 様度を表す多様度指数では、1956年から1976年まで は、変動があまりみられず、多様度が変わらない傾 向が認められたが、1976年から2006年までは、増加 している傾向が認められた。生物学的水質を表すザ ブロビ指数は1956年から1976年までは増加傾向であ ったが、1976年から2006年までは増加傾向にあり、 生物学的水質が30年前より改善していることがわか った。

これらの結果より1976年と比較して生物学的水質 は、改善したものの、種の多様性や個体数は回復し たとはいえず、その傾向は上流部の上賀茂神社西側 で顕著であった。

Table 1 The analyses of benthos				
Items	Abstract			
Number of taxa	Number of species If not identified, number of genera or of families			
Number of individuals	benthos over 1mm			
Index of diversity	$H' = -\sum \frac{n_i}{N} \times \log_2\left(\frac{n_i}{N}\right)$ N: number of individuals n_i : number of individuals about species of			
Pantal-Buck pollution index	$PI=\frac{\sum sh}{h}$ s:saprobic value h:number of individuals meeting s s=1 : oligosaprobic s=2 : β -mesasoprobic s=3 : α -mesasoprobic s=4 : polysaprobic			



Fig. 8 The researched places for benthos









Fig.9 The distribution of benthos in the Kamo River



Fig.10 The distribution of benthos in the juncture of the Kamo river and the Takano river

Table 2 The characteristic distribution of benthos in springs of the Kamo River and the Takano River

	Characteristic benthos	A lot of individuals
St 1	ヌマエピ (Paratya Compressa Compressa)	イトミミズ科の 数種 (Tubificidae gen spp.) アシマダラエリ ユスリカ属の数 種 (Stictochironomus spp.)
St 2	アオサナエ (Nihonogomphus viridis)	イトミミズ科の 数種 (Tubificidae gen spp.) アカムシユスリ カ (Tokunagayusurika akamushi)
St 5	サワヨコエビ近 縁の新種 (Sternomoera sp.) ケユキユスリカ 属の1種 (Pseudodiamesa sp.) フタツメカワゲ ラ属の1種など (Neoperla sp.)	ミズムシ (Asellus hilgendorfii) エリユスリカ属 の数種 (Orthocladius spp.)





Photo 9 Sternomoera sp.

Photo 10 Pseudodiamesa sp.

4.2.4 植生化の環境評価

抽水植物帯で認められた底生動物は, イマニシマ ダラカゲロウ(Ephemerella imanishii), ハグロトンボ (Calopteryx atrata)など多くは止水域や植生帯に依存 する種であった。その数は1994年に行なわれた岩崎 ほか(1997)の研究との比較すれば多いことは明ら かである。植生化は、生物多様性を高める一方で, 有機物の堆積と富栄養化を通じて汚濁体制種に増加 や下流的な生物相への移行を促すと考えられる。

4.2.5 河道内湧水の環境評価

賀茂川,高野川の湧水付近では(Table 2),アオ サナエ(Nihonogomphus viridis) やケユキユスリカ属 の1種など、本来上流域や渓流域に生息する底生動物 が認められた。また、京都府レッドデータブック準 絶滅危惧種として記載されている在来のヌマエビ (Paratya Compressa Compressa)や地下水性で新種と 思われるサワヨコエビ属の1種(Sternomoera sp.) など の希少種も認められた。

一方で、多数認められたのはアカムシユスリカ hilgendorfii)といった汚濁耐性種であった。

湧水ではこのように,上流域や渓流域に生息する 種や希少種といった非汚濁耐性種と汚濁耐性種の混 在が認められた。これは河道内湧水が底生動物群集 の種の多様性を高めている要因のひとつだと考えら れる。

5. 賀茂川、高野川の魚類

2006年6月から8月にかけて行われた石田らの調査 (2007)によると以下の結果が得られた(Table 3)。 調査はタモ網を用いて各区間の生息場類型(早瀬, 平瀬, 淵, ワンド, 水際) ごとに, 2人各10回の網入 れの定量採集を行い,魚種および個体数を記録した。

賀茂川の魚種構成は、オオクチバス、カワムツ類、 カワヨシノボリが多く, 高野川の魚種構成はカワム ツ類とカワヨシノボリが大半を占めていた。オオク チバス、ブルーギルは、172個体と1個体が賀茂川で のみ採集され、オオクチバスのほとんどが稚魚であ った。両河川で個体数が多かったのは、オオクチバ スを除けばカワムツ類(カワムツ・ヌマムツ・オイ カワ)とカワヨシノボリであり、それぞれの個体数 は賀茂川より高野川で多かった(賀茂川、カワヨシ ノボリ68個体,カワムツ類130個体:高野川,カワヨ シノボリ134個体,カワムツ類269個体)。

採集で最も多くの魚種が確認された場所は、賀茂 川・高野川ともに水際植生(賀茂川14種,高野川10 種)で,賀茂川では淵(10種)が続き,高野川では 平瀬(6種)が続いた。

生息場数と種数の関係を調べた結果, 賀茂川では st20を除けば、生息場数が多くなるほど種数も有意に 多くなった。高野川でも、有意差は見られないもの

Table 3 fish mainly eating macro-invertebrates in the

Fish	upper-Kamo	Takano
Zacco platypus	0	0
Phoxinus oxycephalus		0
jouyi		
Gnathopogon elongatus	0	
Pungtungia herzi	0	0
Pseudorasbora parva	0	0
Pseudogobio esocinus	0	0
Cyprinus carpio	0	0
Carassius gibelio	0	
langsdorfi		
Tanakia limbata	0	
Cobitis biwae	0	0
Odontobutis obscura	0	0
Rhinogobius flumineus	0	0
Rhinogobius sp. OR	0	
Lepomis macrochirus	0	
total	13	9

Kamo river and the Takano river

の,同様の傾向が見られた。さらに川那部ら(2001) が明らかにしたある種の魚類の主な餌から,底生動 物を主に捕食する魚類はTable 3のようになった。 採集できた魚類の多くは底生動物を主に捕食してい ることが明らかになった。

6. 賀茂川, 高野川の鳥類

松島(2008)によって以下のような鳥類観測が行われた。賀茂川と高野川において2006年5月から2007 年5月にわたり、賀茂川で15回、高野川で13回の調査 が行われた。観察方法は裸眼および双眼鏡で鳥類の 位置,種類,個体数を地図上に記録した。生息場と 鳥類の分布を調査するために、それぞれの鳥類はひ とつの生息場にのみ対応するように記録をした。

賀茂川では、19種の水鳥が、高野川では18種の水 鳥が観測された。なかでも、カモメ、サギ、セキレ イ、カモが頻繁に観測された。冬に多くの水鳥が観 測されたのは、冬に訪れる渡り鳥が多いためだと考 えられる。賀茂川と高野川ともに、合流点の出町柳 に近い区間で多くの水鳥が観測される傾向にあった。

調査によって確認できた水鳥を、「カモメ」、「サ ギ」、「セキレイ」、「カモ」、「その他」の5つの カテゴリーに分類した。これは、種による分類では なく、社会調査のために専門家でなくても見分けら れることを考慮した分類である。「その他」以外の4 カテゴリーは賀茂川、高野川でよく見られる水鳥で ある。その他に含まれるのは、4カテゴリーに含まれ ない水鳥の中で、少なくとも30回以上観測された水 鳥である。

賀茂川では(Fig. 11), 冬にカモとカモメがよく 観測された。区間別に見ると, サギとセキレイは各 区間で同程度の数がサギとセキレイは年間を通じて あまり個体数の変化はなかった。カモとカモメの冬 の個体数の増加が,水鳥全体の個体数に変化に大き く影響を与えていた。区間別に見ると,合流点の出 町柳に近い各区間でサギとカモが同程度観測された。 カモメも合流点に近い出町柳付近で,ほとんどを観 測した。高野川では(Fig. 12),極端に上流の区間 で観測された個体数が少なかった。

Table 4 main fo	ods of each	bird in t	the Kamo	river	and
	the Taka	ano river			

Birds	foods	Birds	foods
Herons	mainly fish,	Sparrows	omnivorous
	amphibians,		
	insects		
Ducks	mainly	Wagtails	mainly
	plants,		aquatic
	shellfishes		insects,
			partly
			flying
			insects
Cormorants	fish	Swallows	mainly
			flying
			insects
Sand pipers	fish,	Dusky	warms,
	amphibians,	thrushes	larvae of
	crustaceans		insects,
	etc.		nuts
King fishers	mainly	Starlings	insects,
	small fish,		larvae, nuts
	amphibians,		
	crustaceans		
Kites	flesh, fish,	Plovers	aquatic
	amphibians		insects
	etc.		
Crows	omnivorous	Oriental	seeds, nuts
	(insects,	greenfinch	
	flesh,		
	fruits)		
Pigeons	omnivorous		
	(insects,		
	flesh)		



Fig. 11 The distribution of birds in the Kamo River



Fig. 12 the distribution of birds in the Takano River

一方,鴨川ではサギ類,カモ,カワウ,シギ,カ ワセミ,トビ,カラス,ハト,キジバト,スズメ, セキレイ,ツバメ,ツグミ,ムクドリ,チドリ,カ ワラヒワが観察された。叶内らの記述 (2005)から, これらの鳥の主な餌をTable 4に記載する。 サギ類,カワウ,シギ,カワセミ,トビ,セキレ イ,チドリは水中の虫や魚を食べており,直接的ま たは間接的に底生動物を餌としている。サギ類,ト ビ,セキレイは鴨川でよく見かける鳥である。

また,ツバメも餌の一部として底生動物を食べて いる。さらに,調査区間近辺におけるツバメの食性 調査では,ツバメの糞には羽アリ,コウチュウ,ハ チ,トンボが含まれていた。(コウチュウに含まれ る)ドロムシとヤゴ(トンボの幼虫)は底生動物調 査でも確認されている。

以上から魚と鳥は底生動物を直接的または間接的 に餌としていることが分かった。したがって,次章 では水辺の印象と魚,鳥との関係を分析する。

7. 印象による水辺環境評価

7.1 調査の概要

印象による水辺環境調査(河野,2008)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。調査方法は京都大学と仏教大学の教員 と学生が現地に出向いて観察し,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 ロロロロロ 親しみにくい)。このとき、調査の一部として魚、 鳥の多さと印象項目を調査している。底生動物は水 の中に入らない限り、直接印象に影響することが少 ないため調査の対象とはしていない。

こうして得られたデータのうち、底生動物の調査 に合わせて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。

7.2 魚類

魚類の単純集計結果をFig. 13に示す。賀茂川の結 果を見ると「少ない」という回答が最も多く、「や や少ない」「少ない」を合わせて約57%である。次 いで「どちらでもない」の回答が約30%と多い。高 野川の結果を見ると真ん中の回答が最も多く約30% である。次いで「やや多い」の回答が多く「やや多 い」「多い」を合わせて約40%である。

このように賀茂川と高野川では魚類の印象に関し て差が見られた。現地の観察から考察すると、これ は高野川の方が水深の浅い場所が多く魚類が見えや すいことが影響していると考えられる。また、どち らの結果でも「どちらでもない」の回答が多いが、 調査時の経験から、これは魚類の多さについて「ど ちらともいえない」、魚類が見えず「判断できない」 という場合である。

7.3 鳥類

鳥の単純集計結果をFig. 14に示す。賀茂川の結果 を見ると「どちらでもない」の回答が最も少なく「多 い」「やや多い」と「少ない」「やや少ない」とも に30%以上の回答がある。高野川の結果でも「どち らでもない」の回答は少ないが,賀茂川と異なり「多 い」「やや多い」の合計が約58%と大きい。

7.4 印象のプロフィール

印象のプロフィールをFig. 15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。

賀茂川は「落ち着いた」,「開放的な」という傾 向である。他の項目は真ん中付近にあり,回答が分 かれている。高野川は「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。一方で「特 色」と「開放感」は異なっており,高野川の方が単 調で閉鎖的な印象である。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。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。一方で高野川には 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いる。



Fig. 13 The impression of fish (%)

単純集計・鳥



Fig. 14 The impression of birds (%)



Fig. 15 The profile of impressions

Table 5 The results of the relationship analysis between fish, birds and impressions

ą		Lively	Natural	Be featur e:	Neat	Variable	Restful.	Graceful	Open.	Friendly.
Kamo.	fishes	0,	●e	● _e	0,	0,	●e	ę	€¢	●a
	birds	€a	ę	€e	● ₽	€a	0,	ş	ę	€a
Takano,	fishes	ą	٥,	ą	ę	0,	ę	ą	ş	ą
	birds	ų	● ₽	ş	ę	ų	ę	ş	ę	ų

Table 6 The results of factor analyses

2	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)		

7.5 印象の因子分析

7.5.1 印象項目と魚類,鳥類との関連分析

クラメールの関連係数 (Cramer, 1946) を用いて魚, 鳥と印象項目との関連を明らかにし、その関連につ いて考察する。

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。

クラメールの関連係数
$$\varphi = \left[\{\chi^2 / n(q-1)\} \right]^{1/2}$$

ただし、 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。

本論文では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 5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。

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。

7.5.2 印象の因子分析

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。因子分析の基本的な考え方は 「観測,分析の対象となる変量間の相関は各変量に 潜在的に共通に含まれている少数個の因子(共通因 子, common factor)によって生ずる」ということで ある.変量として用いる9項目を欠損データがある場 合はサンプルごと除外し,因子抽出法は最尤推定法, 因子数はスクリープロット法で決定し,各因子につ いてバリマックス法を用いて因子軸に直交回転を施 した。

因子分析モデルの検定にはp値とRMSEA (Root Mean Square Error of Approximation)を用いる。p値は

「計測誤差」が有意であるという帰無仮説をある水 準(a)でモデルを採択あるいは棄却する値である。 RMSEAはモデルによって規定される分布と、データ から計算される真の分布との乖離を1自由度あたり の量として示した「構造誤差」の指標である。

得られた共通因子の解釈を行ったものをTable 6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。

結果の要約

本研究では底生動物群集,魚類,鳥類で賀茂川と 高野川の水辺環境評価を行った。調査地域の概要で 生態学的な点で河道内の環境は高野川の方が多様で あることを示した。底生動物群集による評価では, 賀茂川上流部の群集は貧弱であること,合流点では 各河川で底生動物が好んでいる生息場は異なってい ること,1976年と比較して生物学的水質は改善した ものの,種の多様性や個体数は回復したとはいえな いこと,植生化は生物多様性を高める一方で下流的

な生物相の移行に寄与していること,河道内湧水が 底生動物群集の多様性を高めていることがわかった。 魚類調査では高野川に多くの群集が,鳥類調査では 賀茂川に多くの群集が認められた。人々の水辺環境 に対する印象を比較したところ,印象の単純集計結 果では,人々は高野川の方に魚類も鳥類も多いと感 じていていることが示され,実際の鳥類調査と異な る結果が得られた。また,賀茂川にいる鳥,魚の方 が高野川の魚類,鳥類より多くの印象項目と関連が あったが,鳥類が「自然な」印象と強い関連があるの は高野川だけであった。

賀茂川は河川敷にグラウンドなどがあり, 広く整 備され、人の手による管理がされていることがわか るが、それと比較して高野川は河川敷が狭く、歩道 も舗装されておらず、雑然としていることによるも のだと考えられる。つまり, 賀茂川では鳥類や魚類 から多くの印象を持つが、それらは人為的に作られ た人工的な自然による産物と人々は感じるためにあ まり「自然な」印象を持たない。だが、高野川で認め られる魚類や鳥類は野性的な自然の中に生息してい るものと感じるので、人々は高野川の魚類や鳥類に 「自然な」印象を持つと考えられる。人々は河道内の 環境よりも、その周りの風景や環境から印象を感じ ている。このことから、指標種の数の多少に大きな ウェイトを持つ代表的な生態学的手法だけでは, 人々が自然と感じる環境は一概には議論できないと 考えられる。

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。

すなわち,底生動物は(直接的に人の印象に影響 を与えることは少ないが)魚と鳥を介して水辺の印 象に関わっていること言える。

本論文は底生動物が水質などの環境条件の評価指標となる以外に,底生動物が人間の印象と魚や鳥を介して結びつくことを示した論文である(Fig. 16)。



Fig. 16 The relation between benthos and impressions

本研究を進めるにあたり貴重なアドバイスをしてく ださった京都大学防災研究所水資源環境センター堀 智晴教授,竹門康弘准教授,柴田翔氏,摂南大学都 市環境システム工学科石田裕子講師,貴重なデータ を提供してくださった松島フィオナ氏に深く感謝い たします.

参考文献

- 石崎貞子(1958):高野川の水質汚濁と生物相,奈 良女子大学生物学会誌,8:22-27
- 石田裕子・中林真人・竹門康弘・池淵周一(2007): 堰堤で仕切られた都市河川の魚類相と生息場の特 性,京都大学防災研究所年報第56号B
- 岩崎敬二,大塚泰介,中山耕至(1997):賀茂川中 流域の川岸植物群落内の中・大型水生動物群集, 陸水学雑誌,58:277-291
- 奥野忠一ほか著(1976):続多変量解析法,日科技 連
- 叶内拓哉(2005):日本の鳥300,文一総合出版鴨川流域懇談会(2006):千年の都と鴨川 ~より
- 安全で,美しく,親しまれる鴨川をめざして~
- 川那部浩哉,水野伸彦,細谷和海(2001):山渓カ ラー名鑑日本の淡水魚,山と渓谷社
- 河野真典(2008):印象による水辺GESの評価,京 都大学卒業論文
- 木村ハル(1957): 京都加茂川の汚濁と生物相について、日本生態学会誌,7(1):30-33
- 京都府衛生部(1971):京都府における公害の現況 と対策
- 京都野生動物研究会(1978):京都市内河川の生態 学的研究,京都市公害対策研究室
- 鈴木淳史(2008):鴨川の底生動物群集による河川 環境評価,京都大学卒業論文
- 津田松苗(1944):鴨川水系の動物群集と該河水汚 化との関係, 京都大学生理生態業績,7:161-171
- 津田松苗(1964):汚水生物学,北隆館
- 萩原清子(2004):環境の評価と意思決定,東京都 立大学出版会
- 萩原良巳(2008):環境防災の土木計画学,京都学 学術出版会
- 萩原良巳,萩原清子,松島敏和,柴田翔(2007): 地元住民から見た鴨川流域環境評価,京都大学防 災研究年報第50号B
- 松島フィオナ(2008):京都の都市化された水辺環 境における鳥類群集の分布様式,京都大学大学院 修士論文
渡辺宏・宗林由樹・関口秀雄・竹門康弘・城戸由能 (2006):熱赤外ビデオ画像による湧水と温排水 の分布様式視覚化と研究課題,生存基盤科学研究 ユニット, 平成18年度研究成果報告書 Cramer, H (1946): Mathematical Methods of Statistics, Princeton Univ. Press

Environmental Evaluation of Waterside through benthos and Impressions

Yoshimi HAGIHARA, Kiyoko HAGIHARA*, Toshiharu KOJIRI, Atsunori SUZUKI** and Masanori KAWANO**

* School of Sociology, Bukkyo University, Japan **Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Waterside has been evaluated through economical or ecological aspects, individually, although obviously it has strong relationship with human and social situations. In this paper, we thought waterside environment as GES environmental system and focused on ecological items such as benthos, fish and birds, and on social items: impressions. We carried out the environmental evaluation in the Kamo River and the Takano River through benthos, fish, birds and impressions. Then, we revealed that fish and birds influenced good feeling on people and fish and birds are maintained by benthos. We proposed, therefore, the benthos were important for waterside managements.

Keywords: Environmental Evaluation, Benthos, Predatory Relation, Impressions, Factor Analysis

バングラデシュにおける飲料水ヒ素汚染の代替技術整備に関する研究

萩原良巳·萩原清子^{*}·酒井 彰^{**}·高橋邦夫^{***}·柴田 翔^{****}

* 佛教大学社会学部

** 流通科学大学情報学部

***日本下水文化研究会

**** 株式会社ニュージェック

要旨

現在バングラデシュ農村部で飲料水のヒ素汚染災害が深刻な問題となっている。問題発 覚以降は多くのNGOや世界銀行,ユニセフなどの外部機関が問題解決に取り組んできた が,今もなお多くの人々がヒ素に汚染された水を利用しているのが現状である。バングラ デシュにおける飲料水ヒ素汚染災害は現地の社会環境や飲料水利用状況が密接に絡み合 った問題として取り組むべきであり,本研究は,今もなお飲料水ヒ素汚染災害に苦しんで いる人々がいるという事実を重視し,「現地からの視座」による「現地に根ざした計画論」 を示すことで,今後の問題解決をどのように導いていくかを論ずるものである。

キーワード:バングラデシュ,ヒ素汚染問題,社会調査,水運びストレス,多基準分析

1. はじめに

現在, バングラデシュで飲料水のヒ素汚染災害が 深刻な問題となっている(National Policy for Arsenic Mitigation 2004 and Implementation Plan for Arsenic Mitigation in Bangladesh, 2004)。バングラデシュで は人口の80%を占める農村部において浅井戸 (shallow tube-well:パイプを数10mまで通して手押 しポンプによって水を供給する)を飲料水として利 用してきたが, 1993年に地下水のヒ素汚染が発見さ れる。ヒ素に汚染された水を飲み続けると皮膚の色 素沈着と角質化が現れ,果てにはガンによって死に 至ることが分かっている。バングラデシュは行政機 関の未発達,貧困,そして多様な大災害によって飲 料水ヒ素汚染災害に対して非常に脆弱であり,自ら 対策をとることが困難な地域と考えられる。

問題の発覚以降は政府,世界銀行,WHO,ユニセフ,各国の援助や,NGOの活動によって安全な飲料水を供給するための代替技術導入が行われてきた。しかし,現地ではメンテナンスの困難さなどによって廃棄されていたり,適切に利用されていて一見すると不備はないように見えても,住民間の不和,水

運びの負担,貧困によって,ヒ素に汚染された浅井 戸を利用する住民が存在するような代替技術が数多 く見られるのが現状である(谷,2005)。

萩原ら(2004)はバングラデシュにおける飲料水 ヒ素汚染災害を現地の社会環境や飲料水利用状況が 密接に絡み合った環境文化災害であることを指摘し た。安全な飲料水は誰にとっても生きていく上で必 要不可欠であり,その利用は日々の生活の一部であ る。このため問題の解決は,ただ単に代替技術を導 入するだけでなく,現地の文化的な側面なども考慮 し,全ての住民が安全な飲料水を利用できる環境を 整えるための整備が必要と考えられる。

本研究では、今もなお飲料水ヒ素汚染災害に苦し んでいる人々がいるという事実を重視し、「現地から の視座」による「現地に根ざした計画論」を考える。 すなわち、バングラデシュ政府や現地NGOによる現 在の活動では未だにヒ素に汚染された飲料水を利用 している人々が存在する現状に対し、現地住民の視 点から代替案の設計を示すことで、今後の問題解決 をどのように導いていくかを論ずるものである。

こうして,本研究の目的は以下の2つに分けられる。 ① 村を社会システムとして捉え,現地の社会環境 と飲料水利用状況を把握し住民にとって受容性 のある代替技術整備の方針を見出す。

② テクノロジーアセスメントによって選定された 現地住民にとって受容性のある代替技術によっ て①の方針の下で代替技術整備の計画プロセス を示す。

「問題の明確化」「調査」「分析1」「分析2」「計 画代替案の設計」「評価」そしてコンフリクトマネジ メントによって構成される適応的計画プロセスにお いて,①は「問題の明確化」「調査」「分析1」に当 たり,社会調査によって現地の情報を収集し,分析 1によって代替案作成のための情報を集約する(萩 原ら,2006)。②は「分析2」「計画代替案の設計」「評 価」に当たり,①によって得られた代替案の方針に ついて分析2で代替案の境界を設定し,計画代替案 の設計と評価によって現地住民にとって受容性のあ る代替案の計画プロセスを示す。

先行研究では社会調査により現地住民にとって水 運びが負担となっていることを明らかにし,安全な 飲料水の欲求度に着目した代替技術整備のプロセス を示した(福島ら,2004:萩原ら,2006:福島,2006: 坂本ら,2007)。しかし,洪水被害とヒ素汚染の状況 から現地NGOとの相談の結果,調査の続行は困難と してやむなく調査地域を変更することになり,社会 調査を実施した地域と整備を示した地域が異なって いる。

また,代替技術をヒ素に汚染されていない深層帯 水層から水を汲み上げる深井戸に限定していたこと から,本研究では代替技術整備を行う地域において 社会調査を新たに実施し,住民にとって受容性のあ る代替技術を選定して整備のプロセスを示す。

本研究の構成として,まず,飲料水ヒ素汚染災害 に関する社会調査を実施し,現地の社会環境と飲料 水利用状況を明らかにする。ついで,因子分析と共 分散構造分析によって社会調査から得られた情報を 集約し,現地住民にとって受容性のある代替技術整 備の方針を見出す。現地で問題となっている日々の 飲料水の水運びの肉体的と精神的な負担をストレス としてモデル化し評価する。多基準分析によるテク ノロジーアセスメントを実施し,現地住民にとって 受容性のある代替技術を選定する。そして現地の水 利用の時間変化を明らかにし,水運びストレス軽減 の方針の下に選定された代替技術による整備の計画 プロセスを示す。

2. 社会調査

2.1 ヒ素汚染災害における社会調査

現在、バングラデシュの農村部では様々なNGOや

行政機関によって試行錯誤的に代替技術整備が行わ れている。しかし、前述の通り、実際には導入され た代替技術が本来期待された性能を発揮していない のが現状である。近年では代替技術導入前に参加型 開発手法のPRA (Participatory Rural Appraisal)やワー クショップを実施し、住民の意見を取り入れた整備 が行われている。しかし、この手順を経て導入され た代替技術であっても、廃棄されたり一部の住民し か利用していないという例は多々見られる。

バングラデシュの農村部では議員,経済的に裕福 な事業主,イスラム教の要職などの社会的地位が高 い村の有力者が非常に大きな影響力を持つ。NGOや 行政機関による活動でも,まず初めにこうした有力 者に意見を求めるため,彼らの意向が整備に反映さ れることが多い。勿論,住民の意見を整備に反映す ることの重要性を否定するつもりはないが,こうし た活動において得られる意見は村全体からすればあ くまで一面的な意見と認識すべきと考えられる。こ のため,現地住民に受け入れられる整備には村全体 を1つのシステムとして捉え,そこでどのような人々 が暮らしているかを知ることが重要である。

ここで,村を1つの社会システムとして捉えた場合, NGOや行政機関のような「外」からの視座と村に住 む人々の「内」からの視座が考えられる。従来の代 替技術の整備では大規模調査による統計データのよ うに村全体を平均に捉えたり,上述のような村の一 部の人々から情報を得る一面的な形の「外」からの 視座によって村を眺めている。

しかし,内からの視座によって村を見てみると, 経済状況,識字,職業,住居,教育は世帯によって 大きく異なり,実に様々な人々が暮らしていること が分かる。ヒ素汚染に対する取り組みや知識は現地 の社会環境が大きく影響する。裕福な世帯では問題 の知識も深く,自ら代替技術を求める世帯も見られ る。一方で,貧しい世帯では知識も浅く,ヒ素を問 題として捉えていても,日々の生活の貧しさから問 題に取り組む余裕がない。

酒井ら(2007)は人々の基本的な福祉は人間生存 のための基礎条件となる,安全,食料,栄養,水, 衣類,家,健康などのベーシックヒューマンニーズ を満足する必要があることを述べている。貧しい世 帯では日々の生活に困窮し,こうしたベーシックヒ ューマンニーズを満たすことすら困難な状況がしば しば伺われる。村の中であっても,このように日々 の生活を送るのに精一杯な世帯と,使用人を雇って 暮らす世帯を同様に扱うのは困難であることは明ら かであろう。こうした中では村の人々を平均的に見 るだけでは,本当に困窮している人々を見逃してし まう可能性が高い。 また,飲料水を取り巻く環境は,単純な水利用の みでは語れない。住民間の仲違い,ジェンダー問題, 経済状況という社会環境も飲料水利用状況に強く影 響している。現地では,代替技術を利用しない理由 として,給水口に通じる道の所有者が仲の悪い世帯 にその道を使わせないなど住民間のコミュニティ問 題も観察された。

内なる視点から飲料水ヒ素汚染災害を捉えると, 水利用の差別や住民間の不和など,世帯だけを見る だけでは現象を捉えることは困難である。このため 問題の解決には世帯間のような村の社会システムを 考慮する必要があると言えよう。

飲料水ヒ素汚染災害の問題解決は全ての人々が安 全な飲料水を得られる環境を整えることである。そ れには従来のように外部の視点で村を見るだけでは なく,そこに生きている人々の姿を踏まえた整備が 必要と言えよう。

こうした内なる視点はバングラデシュの飲料水ヒ 素汚染災害のみならず,発展途上国における諸問題 の解決においても同様に必要であると考えられる。 本研究では村全体を1つの社会システムと捉え,現地 の社会環境と飲料水の利用状況を明らかにするため の社会調査を実施する。

2.2 調査の実施

調査票は先行研究で実施したKJ法とISM法を 用いて体系的に作成された調査票を下に,「Personal data (個人情報)」「Drinking water (飲料水)」「Sanitation (衛生)」「Life(生活)」の4つの大項目を設定した(萩 原, 2008)。

調査地域はヒ素汚染の状況と調査活動を考慮し, 首都ダッカ近郊のムンシガンジ地方のスリナガルに 位置するバシャイルボグ村とする。調査は2007年8 月と9月に日本下水文化研究会と現地NGOの SPACE(Society for Peoples' Actions in Change and Equity)の協力を得てインタビュー形式による全戸調 査を実施した。こうして123世帯中117世帯から回答 が得られた。スリナガルの位置とバングラデシュの ヒ素汚染状況をFig.1に示す。



Fig. 1 Research Area



Fig. 2 Basailbogh map

Table I Barl s features and water us	Table	l Bar	i's	features	and	water	use
--------------------------------------	-------	-------	-----	----------	-----	-------	-----

バリ名	世帯数	利用水源	特徴
ケラニバリ	10	私用AIRP	中東や日本へ出稼ぎに出ている世帯があり、バリ全体で裕福である。2007年3月に2基のAIRPを導入し飲料水として利用していたが、2008年には廃棄され新たに深井戸が導入されている。
チェアマンバリ	4	モスク横深井戸	元ユニオン議会の議長が住んでいることから、チェアマンバリと呼ばれている.
ブフンヤバリ	3	モスク横深井戸	裕福なバリで家屋もトタンではなくコンクリートで建てられていて家の中にトイレがある。商売を営んでおり教育レベルも高い
ニューダリバリ	5	浅井戸	家屋は5世帯以上あるが、ダッカに出稼ぎに行っているので実質は5世帯だった、3階建てでバシャイルボグでは一番立派な家が あるが、世帯主はダッカに住んでいるので現在は空き家である、深井戸は遠いので浅井戸を利用している.
ヾシダリバリ	14	私用深井戸 浅井戸	道路沿いに位置し、パリは北側の裕福な世帯と、南側の貧しい世帯に分けられる。貧しい世帯は他の地域から移住してきた世帯 が多く、空いている土地に家を建てて暮らしている。ある裕福な世帯が自費で深井戸を導入したが、親戚と仲の良い世帯に利用 を制限している。
バブリシバリ	16	私用深井戸	隣接するシェランパリの深井戸を利用している。竹橋やボートの利用を巡ってシェランパリの住民といざこざがあって一時期は険 悪な状況だった。パリ内で経済状況はばらつきがある。
シェランバリ	10	私有深井戸	パリ内に私有深井戸がある. ヒアリングではバリの所有物と回答しているが, 実際はアメリカのNGOによって導入されたようで, 基 本的に利用は制限していない.
ガジバリ	5	ロードサイド深井戸	主要道路と南西のパリに行くT字路の近くに位置し、雨季は水に囲まれる. 近くの商店をやっている世帯が多い. 主要道路につな がっている道はある世帯が封鎖しており他の世帯は竹橋を利用する.
ベガンバリ	2	ロードサイド深井戸	ロードサイド深井戸のすぐ近くに位置する。 人通りの多い主要道路沿いにあるが, 周りはブロック塀に囲まれている。 女性が数人 集まって談笑している様子がしばしば観察された.
メンバルバリ	3	ロードサイド深井戸	雨季は水に囲まれ,竹橋を利用している.2007年のサイクロンで物置小屋が吹き飛ばされて困っている.貧しいいりである.
ブイヤバリ	3	ロードサイド深井戸	元ユニオン議員の女性が住んでいる。そのせいか、安全な飲料水や衛生への意欲が高い。自分のパリ内にも深井戸が欲しいと回答している。2007年の雨季は例年より水位が高く、道路へはボートで移動していた。
ポキルバリ	4	ロードサイド深井戸	雨季は水に囲まれ。 竹橋を利用している。 かなり貧しい世帯が多く,成人女性が多い. ヒ素問題の知識はあやふやであるが, ロードサイド深井戸を利用している。
ムンシバリ	5	浅井戸	南東の外れに位置していて, 貧しいいりである. 一番近い学校横深井戸は遠いので, ヒ素に汚染されているのは知りつつも浅井 戸を利用している. 子供(特に女の子)が多い.
モスクバリ	2	学校横深井戸	モスクがあり,男性が談笑していることが多い.
ミヤバリ	5	学校横深井戸	学校横深井戸を利用している。他のバリに比べて土地が広く、家の間取りも広々としている。親戚同士の数世帯で建設業を営ん でいて比較的裕福である。
メンバーハウス	1	浅井戸	雨季は完全に水に囲まれ、移動はボートを利用する. 世帯主の男性は元議員で農家を営む. 学校横深井戸はすぐ近くにあるが 浅井戸利用している.
リプンミヤルバリ	7	私用深井戸 浅井戸	雨季は完全に水に囲まれる.水位が低い年は竹橋を利用するが,基本的にはボートで移動する.ある裕福な世帯が深井戸を導入したが,利用は親戚に限定している.
カルクミヤルバリ	3	浅井戸	雨季は完全に水に囲まれ、移動はボートを利用する、学校横深井戸は遠いし水も不味いので使いたくないと言っている.
シェケルバリ	6	学校横深井戸 浅井戸	雨季は完全に水に囲まれ、他のバリとも離れている. 移動はポートを利用する. 飲料水について2世帯は学校横深井戸を利用す る. これらの世帯は家長の老人が上素問題への関心が高く, 子供は面倒がっているが, 水運びに行ってもらっている.
ブイヤバリ2	5	浅井戸	雨季は完全に水に囲まれ, 移動はボートを利用する. 学校横深井戸はそれほど遠くないが浅井戸を利用している. 世帯間の仲 があまり良くない. 社会調査ではボートの利用やアヒルの管理などの不満が挙げられた.
シェイクバリ	4	私用深井戸 ロードサイド深井戸	ある世帯は自費で導入した深井戸を利用し、それ以外の世帯はロードサイド深井戸を利用している。これらの世帯は親戚同士で あったが、昔土地の問題でもめて現在の交流はない。

2.3 現地の社会環境と水利用の状況

バシャイルボグは首都ダッカから車でおよそ1時 間の道路沿いに位置し,雨季には大部分が水に浸か り,村はいくつかの島に分かれる。1つの島は主に親 戚同士の数世帯で集落を形成し,これをバリと呼ぶ。 バシャイルボグには21のバリが点在する。雨季では 移動にボートや竹橋を用いる。

ヒ素汚染対策技術としては150mより深い深層地 下水を水源とする深井戸と、ヒ素除去フィルターの AIRP(arsenic iron removal plant)が利用されている。 2007年9月時点で、公共の深井戸が3基、私用の深井 戸が4基、私用のAIRPが2基の合計9つの水源が飲料 水として利用されていた。公共の水源は誰でも利用 できるが、私用の水源は所有者が利用を制限してい ることもあり、全体の25%に当たる30世帯が現在も ヒ素に汚染された浅井戸を飲料水としている。各バ リの利用水源と特徴をTable 1に、村の地図と水源の 位置をFig. 2に示す。

2.4 単純集計結果の考察

各大項目の単純集計結果の考察をまとめたものを

Table 2に示す。集計結果から,調査地ではヒ素汚染 問題と衛生問題についての基本的な知識を持ってい ることが明らかになった。ヒ素汚染問題と衛生問題 は新聞やテレビ,ラジオで取り上げられており,浅 井戸がヒ素に汚染されていることや,排せつ物が表 流水を汚染して感染症の原因となっているといった 基本的な知識は常識となっている。一方で,ヒ素汚 染にどのような代替技術があるか,排せつ物をどう やって取り扱うか,生ごみのリサイクルなどの実際 的な知識については世帯によって差があることも明 らかになった。

バシャイルボグはダッカからの幹線道路沿いにあ り、人や情報の出入りが激しく、ヒ素汚染問題の認 識も高い。自ら代替技術を導入する世帯もあって安 全な飲料水に対する欲求も高く、整備が非常に進ん だ地域である。

しかし,それでもなお全体の25%の人々がヒ素に 汚染された水を利用しているという事実は決して見 逃せるものではないと考える。 Table 2 Results of simple aggregation data

大百日	年計結里の考察
個人情報	・ダッカからの交通の使も良、商店や病院があり物流も整う. ・世帯人数4人以下の小家族が多く、人の出入りが激しい. ・雨季は地表が水に浸かり通年を通して農作物を育てることが困難. ・日本へ出稼ぎに出る世帯も多く、トイレなどの設備が整った裕福な世 帯も数多く他の地域に比べて裕福.
飲料水	・ほとんどの世帯がヒ素汚染問題を心配している。 ・現状の水環境に満足しておらず、安全な飲料水への欲求も高い。 ・ヒ素汚染代替技術に費用、または労働でコストを負担しても良いと考 えている。
衛生	・飲料水と異なり世帯によって回答は大きく異なる。 ・飲料水は公共の問題で、衛生の、特にトイレについては個人の問題であるという意見が多く見られた。 ・新しいトイレへの負担ではと素汚染代替技術より高額支払っても良いと回答する世帯が見られた。 ・掃除の頻度などトイレの衛生状況は世帯によって異なり、現地住民の衛生の考え方は異なる。
生活	・生活の満足度には様々な要因があると考えられる. ・日々の心配事として、仕事と収入、ヒ素問題が挙げられた.

2.5 質問項目の関連分析

クラメールの関連係数による質問項目の関連分析 を実施する(Cramer, H., 1945)。クラメールの関連係 数はカテゴリー化された2変数の関連を示す値であ る。クラメールの関連係数について,付録に示す。 項目同士に関連があるということ自体は非常に重要 な情報であるが,多変量解析に用いる場合,分析に よっては関連がある項目ばかりを選ぶと,共線性を 生じ分析の精度を落とすことがある。ここでは分析 の冗長性をなくすために類似傾向のある項目をグル ープ化し代表項目を選出する。

クラメールの関連係数
$$\phi = \left[\chi^2 / \{N(k-1)\}\right]^{\frac{1}{2}}$$
 (1)

χ²はカイ2乗値, N はサンプル数, k は2項目の カテゴリー数(選択肢の数)の少ないほうの数であ る。関連係数について, 5%有意を基準としてサンプ ル数とカテゴリー数を考慮し, 0.25以上を関連があ るとする。質問項目について, 類似傾向のある項目 をグループ化し, 3章の多変量解析に用いる代表項目 を選出した。

3. 代替技術整備方針の考案

2章で選出した社会調査の代表項目を用いて因子 分析と共分散構造分析を実施し住民にとって受容性 のある代替技術整備とは何かを考える(豊田,1998: 柳井,1990)。まず,因子分析によって現地の社会環 境と飲料水利用状況を示した代表項目から共通因子 を抽出する。こうして得られた共通因子は現地の状 況を示す項目の情報を集約しており,これらが住民 にとって受容性のある代替技術整備の方針となりう るかを考察する。ついで共分散構造分析によって, 本研究における計画プロセスの進め方について考察 する。

3.1 因子分析

2章で選出した代表項目のうち現地の社会環境と 飲料水利用状況を示すと考えられる9項目に対して 因子分析を実施する。欠損のあるサンプルは分析か ら除外し,因子抽出法は最尤推定法,因子の解釈を 容易にするため規準バリマックス法を用いて因子軸 に直交回転を施す(竹村,1991)。因子数はモデルの 寄与率を考慮した上でスクリープロット法によって 判断する。モデルの検定にはp値とRMSEAを用いる。 分析結果について,共通因子の解釈,適合度,共通 因子を構成する項目とその関連項目をまとめたもの をTable 3に示す。

Table 3より,共通因子として「水運びストレス」 「(代替技術の)知識」「ヒ素問題の関心」「経済的困 窮度」が得られた。バシャイルボグの現状と照らし 合わせると,単純に深井戸が遠く,水運びストレス が大きい世帯は水運びが辛くて近くにあるヒ素に汚 染された浅井戸を利用していると考えられる。代替 技術への知識がなければそもそも深井戸を利用しな い。比較的深井戸から近い世帯であっても,ヒ素問 題に関心がなければ浅井戸を利用し,経済的に苦し い世帯は日々の生活そのものが苦しく,安全な飲料 水に目を向ける余裕がないと考えられる。整備の方 針としては水運びストレス軽減のための代替技術整 備,代替技術に関する知識向上,ヒ素問題への関心 向上,経済状況の考慮が考えられる。代替技術整備 の方針についての考察をTable 4に示す。

ここで「(代替技術の)知識」「ヒ素問題の関心」 について,実際のNGOの活動では代替技術に関する 知識向上とヒ素問題への関心向上は同時に取り上げ られることが多く,ここでは「(代替技術の知識向上 を含めた)ヒ素問題の関心」を代替技術整備の方針 と考える。「ヒ素問題の関心」を方針としたのは、「ヒ 素問題の関心」が安全な飲料水を利用しているかと 関連がある項目で構成されており,現在浅井戸を利 用している人々への働きかけという点でより重要と 考えたからである。

3.2 共分散構造分析

本節では前節で得られた「水運びストレス」「ヒ素 問題の関心」「経済的困窮度」という代替技術整備の 方針を共分散構造分析によって構造化し,住民にと って最も受容性のある整備とは何かを考える。潜在 変数として水運びの負担を表す【水運びストレス】, 代替技術の知識やヒ素汚染の不安を表す【ヒ素問題 の関心】,経済状況の苦しさを表す【経済困窮度】を 設定する(以下の記述では潜在変数を【】で表す)。

場所(サンプル)	因子と解釈(寄与率)	構成項目(因子負荷量)	関連項目
バシャイルボグ(118) p=0.981 RMSEA=0 累積寄与率=45.7%	田ス1.北海バストレス(16.7%)	水運びの時間(0.991)	農業, 飲料水, 収入, 家族
	因于1:小連びストレス(10.7%)	水運びの肉体的ストレス(0.594)	飲料水,水満足度,生活満足度,ヒ素心配,病気
	因子2:知識(12.3%)	代替技術の知識(0.999)	識字,サービス業,井戸の色,負担
		健康への関心(0.607)	その他, 飲料水, 負担
	四丁3: L 糸 向 超の 剣心(0.9%)	飲料水の安全性(0.522)	生活環境, 飲料水, 収入, 家族
	因子4:経済的困窮度(7.8%)	社会問題の関心(0.712)	性別, 負担, 負担方法, ヒ素心配, 病気, 洪水, 家族

Table 3 Results of factor analysis

Table 4 Application to plan mitigation of arsenic problem

共通因子	代替技術整備の方針について
水運びストレス	・日々の水運びの負担は様々な地域で共通して得られた意見であった。 ・ストレスには単純に水を運ぶ肉体的な負担と、不特定多数の男性の視線に晒されることを嫌うイスラム 教の女性の精神的な負担がある。現地では、商店の並ぶ大通りやモスク周辺など男性が多い場所に行くことを嫌う女性は非常に多く、安全な飲料水を利用するかの選択に大きく影響していると考えられる。 ・代替技術による水運びの負担軽減が現地住民にとって受容性のある整備と考えられる。
(代替技術の)知識	・代替技術の知識が豊富であっても、代替技術を利用していない例がしばしば観察され、知識は知識としてあっても、代替技術の利用とは別と見なしていると考えられる。 ・一方で、代替技術を利用していて知識が豊富な世帯はメンテナンスなどを含め適切に利用していることも観察され、代替技術の知識は安全な飲料水の選択ではなく、継続的に代替技術を利用する上で重要ではないかと考えられる。 ・整備の方針としては現地住民の代替技術に関する知識向上が挙げられる。
ヒ素汚染の関心	 ・と素問題への関心を高めることが、ヒ素に対する知識を身につけることになり、安全な飲料水を選択することで不安が解消されると考えられる。 ・現地NGOのAAN(Asia Arsenic Network)では、ヒ素問題への関心を高めることが、不安解消や安全な飲料水を得ることにつながるとして、紙芝居や踊りを取り入れたヒ素汚染災害の教育プログラムを実施している。 ・と素問題への関心が高まれば安全な飲料水を得ようとする欲求も高まり行動につながると考えられ、関心向上は代替技術整備の方針になりうると考えられる。 ・代替技術の導入がハード面での整備とすると、こうした知識や関心の向上はソフト面での活動となる。
経済困窮度	・家が貧しく日々の生活に困る世帯では、安全な飲料水を得るための負担は難しく、貧しいがゆえに飲料水と素汚染災害に晒されている人々は多い、裕福な世帯は私有の水源を導入して安全な飲料水を得ているが、貧しい世帯にはそんな余裕はなくて今もなおヒ素に汚染された浅井戸を利用している。 ・代替技術整備の方針としてはこうした経済的な貧しさを直接改善するのは困難であるが、経済的な貧しさで困窮している人々に対しても安全な飲料水を得られるように整備を進める必要がある。



Fig. 3 Result of structural equation method

分析にはこれらの潜在変数を示していると考えら れる代表項目を用いる。本研究ではまず観測変数に 外生変数と内生変数の2群が存在する MIMIC(multiple indicator multiple cause)モデルを用い て潜在変数を構造化する。次いで、MIMICモデルに よって得られた潜在変数を多重指標 (multiple indicator)モデルでつなげ潜在変数間の関係をモデル 化する。

共分散構造分析のモデルの検定にはp値, RMSEA,

GFI, AGFIを採用する。こうして得られた多重指標 モデルをFig.3に示す。得られたモデルの適合度は良 好と考えられる。

潜在変数間の係数を見ると、【ヒ素問題の関心】は 0.29、【経済困窮度】は0.58と【水運びストレス】に 正の影響を及ぼす。ヒ素問題の関心の向上は浅井戸 を利用している世帯に飲料水ヒ素汚染災害の正しい 知識を身につけてもらい、結果として水運びの負担 を受け入れ安全な飲料水を利用するようになると考 えられる。

【経済困窮度】について,貧しい世帯は日中も" むしろ"を結うなどの内職に追われ,1日中忙しいと 考えられる。こうした状況の中ではただでさえ負担 である水運びをますます負担に感じると考えられる。 代替技術整備において経済的な貧しさを直接改善す るのは困難であるが,整備では村の社会システムの 中でこうして苦しんでいる人々にも着目し経済状況 を考慮することが必要だと考えられる。

以上より、「水運びストレスの軽減」「ヒ素問題へ の関心の向上」「経済状況の考慮」では住民にとって 受容性のある代替技術整備は「水運びストレスの軽 減」だと考えられる。代替技術の導入がハード面で の整備とすると、関心の向上はソフト面での活動と なる。ここでは、日々の水運びの負担を軽減する代 替技術整備が住民にとってより受け入れやすい整備 と考える。

4. 水運びストレスのモデル化と評価

3章で示した住民にとって受容性のある代替技術 整備となる水運びストレスの軽減について、2005年9 月と2007年12月に行われた現地調査のデータを下に 水運びストレスをモデル化し、水運びの負担を定量 的に評価する。

飲料水の水運びは、コルシと呼ばれる壷で一度に 約10~20リットルの水を運ぶ。バングラデシュでは 飲料水の水運びは主に女性の仕事である。現地では 肉体的なストレスと、宗教上の理由で不特定多数の 男性の目にさらされることを嫌う精神的ストレスの 2種類のストレスが観察された。先行研究では雨季の 水運びストレスをモデル化したが、現地は季節で状 況が大きく変化することから、乾季と雨季の両方の ストレスをモデル化する。

4.1 ストレスのモデル化

バシャイルボグでは雨季の足場の不安定な竹橋, 通行量の多い道路のように,村の中でも場所によっ て肉体的ストレスと精神的ストレスの感じ方は変化 すると考えられる。そこで,調査地域を特性に応じ て8つに分割し,それぞれの区間における移動距離を

 $d_i(i=0,...,7)$ とする。肉体的ストレスを水運びに掛

かる仕事量,精神的ストレスを水運びによって不特 定多数の男性の目にさらされる時間としてこれら二 つのストレスを以下のようにモデル化し計量した (萩原ら,2008)。 肉体的ストレス P=仕事量

$$= n \times m \times \sum_{i=0}^{7} \alpha_i d_i$$

n:世帯の人数
 m:1人当りの1日の飲料水の重量
 α,:区間iの肉体的ストレス係数

(2)

精神的ストレス M = 時間

$$=\sum_{i=0}^{7} \frac{\beta_{i}d_{i}}{\gamma_{i}} + T\beta_{w} + \sum_{i=0}^{7} \frac{\beta_{i}d_{i}}{\gamma_{i}}$$

 $\beta_i: 区間iの精神的ストレス係数,$ $<math>v_i: 区間iの歩行速度, T: 汲み上げに掛かる時間$ $<math>\beta_w: 水源の位置する区間wの精神的ストレス係数$ $<math>\gamma_i: 区間iの水汲み後の歩行速度の変化率$ (3)

4.2 水運びストレスの計量結果

水運びストレスの計量より,全てのバリが利用可 能な水源のうち肉体的,精神的ストレス共に最小と なる水源を利用していることが明らかになった。こ こでは利用可能な水源のうちストレス最小となる水 源に関する水運びストレスの計量結果について考察 する。なお,現在ヒ素に汚染された浅井戸を利用し ている世帯についても利用可能な水源の中でストレ ス最小となる水源について計量する。各バリの水運 びストレスの計量結果を村の地図に記したものを Fig.4に示す。

4.3 水運びストレスの評価

Fig.4より,バシャイルボグにおける公共深井戸に ついて,ロードサイドの深井戸や学校横の深井戸は 周囲の住民にとっても比較的アクセスしやすい場所 に導入されていると考えられる。



Fig. 4 Result of stress measurement in Basailbogh

項目名	カテゴリー	n	スコア	レンジ	順位
1.5 3)ビジネスマン	はい	24	-0.4626	0.0001	0/±
	いいえ	79	0.1405	0.6031	311
	4人以下	15	-0.3142		
1.7 世帯人数	5.6人	32	-0.0222	0.4111	4位
	7人以上	56	0.0968		
1.10 マイクロクレジットの利用	はい	49	-0.1190	0 2 2 7 0	Б./÷
	いいえ	54	0.1080	0.2270	312
2.11 水運びに掛かる時間	掛かる	52	-0.4584		
	どちらでもない	8	-0.2987	1.0683	2位
	掛からない	43	0.6099		
肉体的ストレス	負担ではない	23	1.3041		
	どちらでもない	43	-0.0854	2.0155	1位
	負担である	37	-0.7114		
判別中点·判別的中率·相関比	0.2629 85	.4% 0.472	1		

Table 5 Results of Hayashi's quantification methods

代替技術整備には、まず、このような複数バリか らなるコミュニティへの代替技術導入による村全体 のストレスを平均的に軽減する整備が考えられる。

実際にNGOや政府機関による代替技術整備はコミ ユニティを対象としていることがほとんどである。 しかし,現地では一見して問題がなさそうなコミュ ニティを対象とした代替技術でも,実際にはすべて の世帯が利用しているわけではなく,依然としてヒ 素に汚染された飲料水を利用する住民が存在してい る例がしばしば観察された。

バシャイルボグにおいても、今もなおヒ素に汚染 された飲料水を利用する世帯が存在し、コミュニテ ィだけではなくバリと世帯にも着目する必要がある と考えられる。本研究ではコミュニティ、バリ、世 帯を対象とした代替技術整備の計画プロセスを示す。 これらの対象別のプロセスを示すことで、現地の状 況に即した代替技術整備の可能性について考察する。

現地観察と社会調査結果,そして水運びの実地体 験より,バシャイルボグでは雨季よりも乾季の方が 水運びストレスは大きいと感じられた。本研究では 年間を通してより困難な状況において代替技術整備 の計画プロセスを示すことが重要と考え,乾季にお いてストレス軽減の整備を示すことにする。以下で は特にことわりがない場合ストレスは乾季の水運び ストレスを示す。

4.4 安全な飲料水選択の要因分析

数量化理論 II 類によってヒ素に汚染された飲料水 の選択に寄与する要因を明らかにする。「飲料水にど の水源を利用しているか」という項目を外的基準と し,説明要因は飲料水の利用状況を示す項目を選択 した。説明要因について肉体的ストレスと精神的ス トレスは相関係数が0.8を超えていて,分析に用いる には共線性を考慮する必要がある。ここでは世帯人 数をウェイトとして各世帯の水運びの負担をより良 く表現していると考えられる肉体的ストレスを用い る。分析結果をTable 5に示す。

ヒ素に汚染された飲料水を利用するかの選択には

「肉体的ストレス」,「水運びに掛かる時間」「ビジネ スマンか」,「世帯人数」「マイクロクレジットの利用」 という回答の順に影響していることが示された。こ れらのうち「肉体的ストレス」のカテゴリースコア の値が非常に大きく,飲料水の選択には水運びスト レスの減少が重要であることが明らかになった。

5. 代替技術整備の計画プロセス

現地調査では飲料水ヒ素汚染の対策として導入さ れた代替技術が現地適性と導入後のサポートの欠如 などによって廃棄されている例がしばしば見られた。 代替技術整備にはどのように代替技術を整備するか のみならず,代替技術そのものも現地住民にとって 受容性があるものでなければならない。

本章では、まず、給水能力の規模に応じて多基準 分析による代替技術のテクノロジーアセスメントを 実施し、現地住民にとって受容性のある代替技術を 選定する(Philippe Vincke, 1989)。そして、3章で得 られた水運びストレス軽減という方針の下で、代替 技術整備の計画プロセスを示す。

ここに、3章では経済的困窮度が高い人々は水運び ストレスを強く感じており、代替技術整備にはこう した苦しんでいる人々を考慮する必要があることに ついても述べた。住民の公平性をもたらす最も簡単 な方法は一番不幸な人々の救済であり、ここでは水 運びストレスが大きくて苦しんでいる人々の負担を 最小化する代替技術整備の計画プロセスを示す。具 体的には4章で示したストレスが最大級の対象に、順 次代替技術を導入していく段階的な計画プロセスを 示す。

また,実際の代替技術整備には費用の調達から現 地NGOとの連携や施行業者の選定まで様々な条件を 考慮する必要がある。しかし,最初からそうした前 提条件を設定すると,採りうる整備は非常に限定さ れたものになる。本研究ではこうした前提条件を考 えず,現地住民にとってもっとも受容性のある代替 技術整備を示すことが,今後の実践的な整備におけ る目的の明確化になると考えている。

5.1 代替技術の性能と特徴

文献,現地NGOへのヒアリング,現地調査から得られた知見を下にバングラデシュ国内で実際に導入が進んでいる代替技術の性能と特徴をTable 6に示す。

代替技術の適用可能性について、バシャイルボグ ではため池の確保が困難なことからPSFの導入は不 可能であると考えられる。本分析では深井戸、雨水 利用装置(世帯)、雨水利用装置(複数世帯)、ダグ ウェル、AIRP(世帯)、AIRP(複数世帯)について

Table 6 Safe water options

代替技術	費用(Tk:1Tk = 1.3円)	規模(世帯)	性能
深井戸 (DTW:Deep Tube-Well)	33000~50000 (掘削の深さによる)	~100	・150mより深いヒ素に汚染されていない地層から手押しポンプで水 を汲み上げる。 ・メンテナンスがいらず水量が豊富で浅井戸と同様の操作で扱える ことから住民に受け入れられた技術である。 ・水は塩や鉄の味が強く、飲みにくい。
ダグウェル (DW:Dug Well)	10000~35000 (容量による)	5~70	 ・深さ10m以下程度の自由地下水を水源とした井戸。 ・原水には感染症のリスクがあり砂ろ過フィルター付の装置も開発されている。 ・表流水を水源としていることから周辺の衛生管理が必要。 ・地域によって乾季に水量が乏しくなって干上がる例が観察された。
ヒ素除去フィルター (AIRP : Arsenic Iron Removal Plant)	4500~12000 (容量による)	1~10	・従来の浅井戸に取り付けられる装置で鉄によってヒ素を除去し安 全な水を供給、ヒ素の90~95%程度を除去できる。 ・メンテナンスは3ヶ月に1度、鉄の交換と砂の洗浄。 ・鉄と砂の費用として年間でおよそ560Tk必要。
ポンドサンドフィルター (PSF:Pond Sand Filter)	25000~35000 (ため池の規模によ る)	30~120	 ・池を水源とし砂ろ過、砂利ろ過などを用いて飲料水を供給する。 ・PSFを設置する場合、選択、漁業、沐浴で使用できない。 ・メンテナンスは3ヶ月に一度砂と砂利の洗浄、または交換が必要。
個人用フィルター	3000~ (フィルターによって異 なる)	1~5	・大学の研究機関, NGO, 民間企業によって開発された世帯用の代 替技術. ・試験的に導入されているものが多い.

テクノロジーアセスメントを実施する。

5.2 代替技術のテクノロジーアセスメント

代替技術はメンテナンス,水量など様々な側面か ら評価する必要がありテクノロジーアセスメントに は多基準分析を用いる。

現地で利用されている代替技術の性能は一長一短 であり、テクノロジーアセスメントには長所と短所 両方を考慮できる手法が望ましい。そこで、本分析 では各一対の代替案に対して別々にコンコーダンス 尺度とディスコーダンス尺度を構築し、それに基づ いて代替計画に関する相対的選好を行うコンコーダ ンス分析を用いる。また、Table 6の代替技術はコミ ュニティ (10~60世帯)、バリ (2~9世帯)、世帯と いう給水能力によって分類される。整備には規模に 応じて分類される代替技術を組み合わせる必要があ ると考え、給水能力の規模毎にコンコーダンス分析 を実施する。

(1) 評価基準の設定

テクノロジーアセスメントは「導入費用」「メンテ ナンスの困難さ」「メンテナンス費用(年間)」「水量 安定性」「衛生保全」「水の味」の6つの評価基準で実 施する。また,評価を考えるにあたり,世帯,バリ, コミュニティのいずれが評価者なのかを明確にして おく必要がある。本分析では代替技術の規模に関わ らず,1世帯にとってそれぞれの評価基準のスコアを 設定する。つまり,各世帯にとってそれぞれの代替 技術にはどのようなメリットがありデメリットがあ るかを意識してもらうことが重要と考える。

分析は給水能力の規模に応じて実施するので、イ

ンパクト行列は規模毎に作成する。インパクト行列 は現地NGOのヒアリングから、実際に導入可能な代 替技術のスコアで作成した。世帯用の代替技術は1 世帯、対象をバリとするときはバシャイルボグに3 ~5世帯のバリが多いことから4世帯、対象をコミュ ニティとするときは10~20世帯が対象となることか ら15世帯とする。

分析にはそれぞれの評価基準にウェイトを付ける 必要がある。多くの多基準分析と同様に,コンコー ダンス分析の実施においても,評価基準のウェイト 付けは恣意性をはらんでおり,ウェイトの値の決定 は簡単ではない。本分析では設定した評価基準はど れも同様に重要であると捉え,全て一律のウェイト とする。

(2) 結果の考察

コミュニティ,バリ,世帯のコンコーダンス分析 の結果をそれぞれTable 7, Table 8, Table 9に示す。 以上のコンコーダンス分析によって現地住民にとっ て受容性がある代替技術としてコミュニティ用とバ リ用に深井戸,世帯用に雨水利用装置(世帯)が選 定された。

深井戸はこの代替技術の中では最も高価であるも のの、メンテナンスがいらないこと、年間を通じて 水量が安定していることが評価に影響している。他 の代替技術について、雨水利用装置は年間を通じた 水量安定性、ダグウェルは衛生管理、AIRPはメンテ ナンスというはっきりとした欠点があり、これが強 く評価に影響している。雨水利用装置(世帯)は水 量安定性という欠点があるものの、AIRP(世帯)と 比べると味やメンテナンスにおいて優位性があると

代替技術	優越指標	順位	優劣指標	順位	総合順位
深井戸	0.714	1	-1.000	1	1
雨水利用装置(世帯)	-0.571	3	0.143	2	2
ダグウェル	0.571	2	0.500	4	3
AIRP(世帯)	-0.714	4	0.357	3	4

Table 7 Community

Table 8 Bari

代替技術	優越指標	順位	優劣指標	順位	総合順位
深井戸	0.286	1	-0.576	1	1
雨水利用装置(世帯)	0.143	2	0.008	4	3
雨水利用装置(コミュニティ)	-0.143	5	0.171	5	5
ダグウェル	0.000	4	1.394	6	5
AIRP(世帯)	-0.429	6	-0.497	3	4
AIRP(コミュニティ)	0.143	2	-0.500	2	2

Table 9 Family								
代替技術 優越指標 順位 優劣指標 順位 総合順								
雨水利用装置(世帯)	0	1	1	1	1			
AIRP(世帯)	0	2	1	1	2			

考えられる。

5.3 代替技術整備における水利用の仮定

本節では整備を進めるにあたり,現地住民の水利 用に関する行動の仮定を設定する。現地住民の水利 用の行動は個人によって様々であるが,現地観察か ら現地の状況を踏まえた上で仮定を設定する。設定 した5つの仮定を以下に示す。

- ① 導入する代替技術は全て公共の水源とする。ただし、世帯用の水源の利用は対象の世帯のみとする
- ② 簡単のため代替技術はバリの中心に設置する
- ③ バリ内に水源がある場合はストレスを0とする
- ④ 各世帯は利用可能な水源のうち肉体的ストレス が最小となるものを利用する
- ⑤ バリ内に代替技術が導入された場合,バリの住 民は必ず代替技術を利用する

代替技術整備は住民全員がこの仮定に従うとし, 以降はこの仮定に基づいてストレスを計量する。ま た,仮定④について,精神的ストレスはバリ毎の距 離によってストレスを計量していて世帯毎の負担の 違いは考慮されないが,肉体的ストレスは世帯人数 をウェイトとしており人数の多さによる水運びの負

担を表現している。

現地観察よりバシャイルボグは都市部に近く,人 の出入りが激しいこともあって,宗教上の性差別は 他の地域に比べて少ないように感じられた。単純集 計でも精神的な負担よりも肉体的な負担の方が大き いと回答する世帯が多く,現地の水運びの苦しさを より良く表現していると考え,バシャイルボグでは 肉体的ストレスの負担に着目する。仮に,性差別が 激しい地域において整備の計画プロセスを示す場合 は、精神的ストレスに着目する必要があることを断 っておく。

5.4 バシャイルボグの水利用の変化

本節では2005年8月のバシャイルボグにおける水 利用を再現し、2007年12月との比較から現地の水利 用の時間変化について考察する。福島らによる2005 年のバシャイルボグの調査では合計6つの深井戸が 飲料水として利用されていた。2007年の調査では新 たにバンダリバリとリプンミヤルバリに2基の私用 深井戸、ケラニバリに2基の私用AIRP(世帯)が費 用全額負担の自助で導入され、所有者とバリの住民 の一部が利用している。これにより、2005年は45世 帯だった浅井戸利用者数は2007年には30世帯に減少 している。

バシャイルボグは2005年の時点でそれまでに導入 された公共深井戸と私有深井戸の利用圏によって4 つのコミュニティに分けられている。このため、コ ミュニティのストレス減少に着目しても、結果とし て水源から離れているバリを対象とすることになる。 4章では整備の対象としてコミュニティ、バリ、世帯 について述べたが、バシャイルボグではコミュニテ ィを対象とした整備はほとんどなされていたと考え られる。以降ではバリ、世帯という対象について考 える。

2005年と2007年におけるバリのストレスの順位を Table 10とTable 11に示す。なお、バリ内に水源があ るバリの記述は省略している。以降ではバンダリバ リ、リプンミヤルバリ、シェイクバリについては私 有深井戸の利用を差別されている世帯を①、所有者 を含め利用可能な世帯を②と区別する。

2005年のバシャイルボグでは肉体的ストレス,精 神的ストレス共にバンダリバリ,ケラニバリ,リプ ンミヤルバリが他のバリと比べて非常に大きな値と なっている。これらのバリは利用可能な公共深井戸 が遠く世帯数も多い。この3つのバリの水運びストレ スは村全体のストレスの約50%に相当し,2007年に はこれらのバリが代替技術を導入したことでストレ スは大きく軽減されたことが分かる。先行研究は 2005年の雨季のバシャイルボグにおいて,安全な飲 料水の欲求度に着目した代替技術整備のプロセスを 示し,これら上位3つのバリに代替技術を整備するこ とが有効であることを明らかにしている。

一方で、各世帯のストレスの値はほとんど変わら ないムンシバリ、ニューダリバリ、そして利用を差 別されているバンダリバリ①とリプンミヤルバリ① は依然としてヒ素に汚染された浅井戸を利用してい る。これらのバリは比較的貧しい世帯が多く、飲料 水ヒ素汚染災害の解決には現地の状況が短期的に変

Table	10	Bari's	Stress	ran	king	in	2005
-------	----	--------	--------	-----	------	----	------

肉体的ストレス	世帯数	値	精神的ストレス	世帯数	値
バンダリバリ	14	20440	バンダリバリ	14	256
ケラニバリ	10	12420	ケラニバリ	10	96
リプンミヤルバリ	7	10150	リプンミヤルバリ	7	75
ニューダリバリ	5	6800	ニューダリバリ	5	65
ムンシバリ	5	5940	ポキルバリ	4	52
ポキルバリ	4	5400	ムンシバリ	5	50
カルクミヤルバリ	3	5320	シェケルバリ	6	42
シェケルバリ	6	5000	ガジバリ	5	35
シェイクバリ①	3	2880	カルクミヤルバリ	3	33
ブイヤバリ2	5	2720	ブイヤバリ2	5	30
ブイヤバリ	3	2400	シェイクバリ	4	27
ブフンヤバリ	3	2100	ブイヤバリ	3	24
ガジバリ	5	1760	ブフンヤバリ	3	12
メンバルバリ	3	1280	メンバルバリ	3	12
モスクバリ	2	630	モスクバリ	2	4
メンバーハウス	1	630	メンバーハウス	1	3

Table 11 Bari's Stress ranking in 2007

肉体的ストレス	世帯数	人数	値	精神的ストレス	世帯数	人数	値
バンダリバリ①	5	25	7000	バンダリバリ①	5	25	95
ニューダリバリ	5	20	6800	ニューダリバリ	5	20	65
ムンシバリ	5	22	5940	ポキルバリ	4	20	52
ポキルバリ	4	20	5400	ムンシバリ	5	22	50
カルクミヤルバリ	3	19	5320	リプンミヤルバリ①	4	18	44
リプンミヤルバリ①	4	18	5220	シェケルバリ	6	22	42
シェケルバリ	6	22	5000	ガジバリ	5	16	35
シェイクバリ①	3	16	2880	カルクミヤルバリ	3	19	33
ブイヤバリ2	5	17	2720	ブイヤバリ2	5	17	30
ブイヤバリ	3	15	2400	シェイクバリ①	3	16	27
ブフンヤバリ	3	21	2100	ブイヤバリ	3	15	24
ガジバリ	5	16	1760	ブフンヤバリ	3	21	12
メンバルバリ	3	16	1280	メンバルバリ	3	16	12
モスクバリ	2	9	630	モスクバリ	2	9	4
メンバーハウス	1	7	630	メンバーハウス	1	7	3



Fig. 5 Flow-chart of planning process

化していくことを考慮する必要があると同時に,上 記のような未だに苦しんでいる人々へ対応すること が必要である。

5.5 代替技術整備の計画プロセス

本節では選定された深井戸と雨水利用装置(世帯) によってバシャイルボグにおける代替技術整備の計 画プロセスを示す。ここに,計画プロセスは前節で 再現した2005年と2007年の両方の状況において示す。 現地の水利用の時間変化は住民やNGOが実際に起こ した行動であり、2005年にも計画プロセスを示すこ とで、実践的な整備において考慮すべき点が明らか になると考える。代替技術整備の計画プロセスのフ ローチャートをFig.5に示す。

(1) 2005年の代替技術整備の計画プロセス

ここでは2005年におけるバシャイルボグに対して 代替技術整備の計画プロセスを示す。各stepにおける 肉体的ストレス減少と利用世帯数の累積グラフにつ いて,バリをFig. 6,世帯をFig. 7に示す。図中の「深」 は深井戸が、「雨」は雨水利用装置(世帯)が導入さ れたことを示す。

Fig. 6より step1で全体の55%, step2で80%のストレ スが軽減される。step3以降の各バリの減少量は3,000 以下であり, 2005年のバリを対象とするとstep2まで の整備が有効であると考えられる。Fig. 7より step1 で全体の38%, step2で68%, step3で87%のストレスが 軽減される。

本研究で示した計画プロセスと実際の水利用の時 間変化について考察する。バシャイルボグでは2005 年から2007年にかけてバンダリバリ,リプンミヤル バリに私有深井戸が,ケラニバリに2基の私有AIRP (世帯)が導入された。

ケラニバリでは所有者は導入時に「ヒ素除去の処 理能力を越えるので1世帯以上で利用してはいけな い」という説明を受けていた。だが、親戚が使いた いと言えば断ることが出来ず、10世帯で2基のAIRP (世帯)を利用しており、AIRP(世帯)をAIRP(複 数世帯)として扱っていた。実際の利用状況を見る と、ヒ素除去能力は別として、利用には満足してい るように観察された。Table 8のバリ用(2~9世帯) のコンコーダンス分析ではAIRP(複数世帯)は深井 戸に次いで2位となっており、利用においては受け入 れられる代替技術ではないかと考えられる。

これらのAIRPは水質が適していなかったことと, 複数世帯の利用による過負荷でヒ素を除去できなく なったことから2008年に廃棄されている。その後に は現地の行政機関によって深井戸が導入され,結果 としてバシャイルボグではFig. 6の2005年のバリを 対象とした計画プロセスのstep1と同じ整備がなされ ている。

計画プロセスでは仮定①から導入する深井戸は全 て公共でバリ内の住民全員が利用できるとしている が、実際はバンダリバリとリプンミヤルバリは私有 の深井戸で利用を差別している。こうして利用を差 別されている世帯は、今もヒ素に汚染された浅井戸 を利用している。

本研究で考案した計画プロセスと水利用の時間変



Fig. 8 Bari in 2007

3

化の比較より,整備はただ単に代替技術を導入する だけでは不十分であり,社会システムの中で水利用 において差別される人々や親戚を考慮する必要があ ると考えられる。

→ 世帯数 → 肉体的ストレス減少累積

ケラニバリの例はNGOが利用する浅井戸の水質の 事前調査を怠ったことが一番の問題であるものの, 世帯用にも関わらず複数世帯で利用していたことも 大きな問題である。NGOが現地の状況を把握してい れば,世帯用の代替技術を導入したらこのような結 果になることは十分予測できたと思われる。

(2) 2007年の代替技術の整備プロセス

2007年におけるバシャイルボグに対して代替技術 整備の計画プロセスを示す。各stepにおける肉体的ス トレス減少と利用世帯数の累積グラフについて,バ リをFig. 8,世帯をFig. 9に示す。

Fig. 8より, バリの整備ではstep1で全体の25%, step2で60%, step3で69%のストレスが軽減される。 step3までは線形的に推移し, それ以降はリプンミヤ ルバリ①を境に減少量は鈍化しstep3までの整備が有 効であると考えられる。Fig.9より, 世帯の整備では step1で全体の25%, step2で59%, step3で全体の74%



のストレスが軽減される。バリと世帯の結果を比較 すると、世帯を対象とした整備では代替技術を導入 するバリは異なるがストレスの減少量はほとんど変 わらないことが分かる。

→■→ 肉体的ストレス減少累積

━━ 世帯数

バシャイルボグは主要道路から枝状にバリが広が っており、村から大きく外れた世帯は見られない。 しかし、他の地域ではこうした少数世帯が多く見ら れ、世帯を対象とすることで孤立して伝わらない苦 しさを考慮する必要があると考えられる。

2005年の整備の結果と比較すると,バリ,世帯共 にstep1でのストレス軽減が大きく減少している。バ ンダリバリ,ケラニバリ,リプンミヤルバリではス トレスが大幅に軽減され,2007年には最大級のバリ の値は5,000~7,000となり全体の減少量も低くなっ ていることが分かる。2007年におけるバシャイルボ グの整備対象は少数の世帯で構成されるバリが多く, ストレスの大きいバリと世帯はほぼ一致する。この ため,バリを対象とした整備であってもストレスの 大きい世帯は反映されやすい。2005年から2007年に 掛けて整備を必要としていたバリが自助によって代 替技術を導入し,バリを対象とした整備がなされた と考えられる。 2007年のバシャイルボグにおいてバリ,世帯共に 14基の深井戸と1基の雨水利用装置(世帯)によって 段階的にストレスを軽減する代替技術整備の計画プ ロセスが示された。ここで,費用の調達などの条件 を考慮すると,1つの村に14基の深井戸の導入は明ら かに不可能である。

このため、実践的な整備を考えた場合、まず、本 研究で示した「一番不幸な人々の救済」という方針 の下で整備に取り組むことで、貧困や水利用の差別 によって苦しんでいる人々といった村の社会システ ムを考慮した整備が可能になると考えられる。そし て、いずれかの段階で代替技術導入によるハード面 での活動から、3章で示した「ヒ素問題への関心向上」 のようなソフト面での活動によって以降の対象に対 応していくことが必要である。

こうしたソフト面の活動として,現地ではNGOに よる代替技術導入前のワークショップや,ヒ素汚染 問題の教育プログラムが行われている。バシャイル ボグでも過去にNGOによるヒ素汚染災害に関するワ ークショップが開催されてきた。また,著者らの研 究グループも2007年9月にバシャイルボグで水と衛 生に関する意見交換のためのワークショップを開催 したが,参加者は村の有力者や問題意識の高い世帯 が多く,貧しい世帯や識字できない世帯にとっては 気後れして参加しにくかったのではないかと考えら れる。また,ヒ素問題に興味のない世帯はそもそも 参加することすら考えないと思われる。

現地の状況を考えると、参加を住民の自主性に任 せたワークショップのような形式では、実際にヒ素 問題への関心向上といったソフト面の活動が必要な 人々を対象とすることは難しい。代替技術導入とい うハード面の整備だけでなく、ヒ素問題への関心向 上というソフト面についても、こうして取り残され た人々に着目する必要があると考えられる。

5.6 代替技術整備に関する考察

本章の分析結果の考察からバングラデシュの農村 部における代替技術整備は大きく分けて3つの段階 に分けられると考える。すなわち,村に利用可能で 安全な水源が少なく,村全体のストレスを平均的に 軽減するコミュニティを対象とした整備が必要な第 1段階,村に利用可能な水源は整備されたが,バリを 対象とした整備が必要な第2段階,そして世帯を対象 とした整備が必要な第3段階である。通常の行政機関 や現地NGOの整備はコミュニティを対象としており 第1段階の整備に当たる。バシャイルボグでは2005 年が第2段階に当たり,裕福な世帯が代替技術を導入 したことによって第3段階に移行したと考えられる。 バシャイルボグはダッカから近く物流も整い,比 較的裕福な世帯も多く代替技術整備は非常に進んだ 地域である。また,実際に自ら深井戸を導入するな ど安全な飲料水への欲求は非常に高い地域だと考え られる。しかし,そのバシャイルボグにおいても社 会環境と飲料水利用状況は世帯によって大きく異な り,今もなお全体の25%にあたる人々がヒ素に汚染 された飲料水を利用している。飲料水ヒ素汚染問題 の解決は全ての人々が安全な飲料水を得ることであ り,第3段階までの代替技術整備を行う必要がある。

6. おわりに

本研究ではバングラデシュにおける飲料水ヒ素汚 染災害について、今もなお苦しんでいる人々がいる 現状に対し、村を社会システムとして捉え、現地の 社会環境と飲料水利用状況を把握し現地住民にとっ て受容性のある代替技術整備の計画プロセスを示し た。

まず,バシャイルボグにおいて社会調査によって 現地の社会環境と水利用を明らかにし,多変量解析 によって得られた情報を集約し水運びの負担軽減が 現地住民にとって受容性のある整備であることを示 した。バシャイルボグにおいて肉体的ストレスと精 神的ストレスという2種類の水運びの負担をモデル 化し,定量的に評価し,整備の対象としてコミュニ ティ,バリ,世帯が考えられることを示した。

代替技術のテクノロジーアセスメントでは整備に 用いる受容性のある代替技術として、コミュニティ 用とバリ用に深井戸,世帯用に雨水利用装置(世帯) を選定した。ついで、2005年と2007年のバシャイル ボグにおいて深井戸と雨水利用装置(世帯)を段階 的に導入していく計画プロセスを示し、実際の整備 には村の社会システムにおいて水利用で差別されて いたり、貧しさゆえに変化から取り残された人々を 考慮することと、ヒ素問題への関心向上といったソ フト面の活動が必要になることを述べた。そして、 ヒ素汚染災害の問題解決には世帯を対象とした第3 段階までの整備が必要なことを示した。

今後の課題では水運びストレス軽減の代替技術整 備の他地域における適用可能性を明らかにする必要 がある。また、ヒ素汚染災害はバングラデシュ国内 のみならず、隣国インドのベンガル地域でも大きな 問題となっており、こうした国へも視野を広げる必 要があると考えられる。

謝 辞

本研究を進めるにあたり,ご指導,ご協力いただ いた方々にこの場を借りて感謝いたします。日本下 水文化研究会の高村哲氏(ノームプランニング),保 坂公人氏 (五十音設計株式会社), Md. Tofayel Ahmed 氏, Md. Azad Zaman氏, 坂本麻衣子准教授 (長崎大 学), Md. azahar Ali Paramanil氏をはじめとする SPACEのスタッフの皆様, そしてAAN(Asia Arsenic Network)の皆様には調査の全面的な協力と貴重なご 助言を頂き感謝いたします。

参考文献

- 酒井彰・高橋邦夫(2007):バングラデシュ農村の社 会環境と健康リスクーとくに水供給と衛生に関連 して一,流通科学大学論集-人間・社会・自然編, 第21巻第1号, pp57-54.
- 坂本麻衣子・福島陽介・萩原良巳(2007):バングラ デシュの飲料水ヒ素汚染災害に関する社会環境シ ステム論的研究,水文・水資源学会誌,第20巻, 第5号, pp432-449.
- 竹村彰通(1991):多変量推測統計の基礎,共立出版.
- 谷正和(2005):村の暮らしと砒素汚染~バングラデ シュの農村から~,九州大学出版.
- 豊田秀樹(1998): 共分散構造分析-構造方程式モデ リングー[入門編],朝倉書店.
- 萩原良巳・萩原清子・酒井彰・山村尊房・畑山満則・ 神谷大介・坂本麻衣子・福島陽介(2004):バング ラデシュにおける飲料水ヒ素汚染に関する社会環 境調査,京都大学防災研究年報,第47号B,pp15-34.
- 萩原良巳・坂本麻衣子 (2006): コンフリクトマネジ メントー水資源の社会リスク,勁草書房.
- 萩原良巳・坂本麻衣子・福島陽介・萩原清子・酒井 彰・山村尊房・畑山満則(2006):バングラデシュ における飲料水ヒ素汚染災害に関する社会環境分 析,地域学研究,第36巻1号,pp189-200.
- 萩原良巳・柴田 翔・萩原清子・福島陽介・酒井 彰・ 高橋邦夫(2008):バングラデシュにおける安全な 飲料水の選択行動分析,京都大学防災研究所年報, 第51号B, pp695-714.
- 萩原良巳(2008):環境と防災の土木計画学,京都大 学学術出版.
- 福島陽介・萩原良巳・畑山満則・萩原清子・酒井彰・ 神谷大介・山村尊房(2004):バングラデシュにお ける飲料水ヒ素汚染に関する社会調査とその分析, 環境システム研究論文集Vol.32, pp21-28.
- 福島陽介(2006):バングラデシュにおける飲料水ヒ 素汚染災害軽減のための計画論的研究,京都大学 大学院工学研究科,修士論文.
- 柳井晴夫・繁枡算男・前川眞一・市川雅教(1990): 因子分析—その理論と方法—,朝倉書店.
- Cramer, H (1945) : Mathematical Methods of Statistics, Almqvist and Wiksells.
- Philippe Vincke (1989) : MULTICRITERIA

DECISION-AID, JOHN WILEY & SONS.

National Policy for Arsenic Mitigation 2004 and Implementation Plan for Arsenic Mitigation in Bangladesh (2004) : Government of The People's Republic of Bangladesh.

付 録

付録 クラメールの関連係数について

標本のn個の個体が2つの変数(定量的であっても なくても良い)によって, Table 12に示した型の2元 表に分割されたのとする。

変数	1	2		S	合計
1	<i>v</i> ₁₁	<i>v</i> ₁₂	•••	v_{1s}	$v_{1\bullet}$
2	<i>v</i> ₂₁	<i>v</i> ₂₂	•••	v_{2s}	<i>v</i> ₂ •
•			• • •	•••	•
•			•••		.
r	v_{r1}	v_{r2}	•••	v_{rs}	V _{r•}
合計	<i>v</i> .1	V.2	•••	V _{•s}	n

Table 12 contingency table

この種の表を分割表といい、しばしば2つの変数が独 立であるという仮説を検定する必要が生ずる。

無作為にとられた個体が表のi行, j列に属する確

率を p,; で表わす。

このとき, 独立性の仮説は

$$p_{ij} = p_{i\bullet} p_{\bullet j} \qquad \sum_{i} p_{i\bullet} = \sum_{j} p_{\bullet j} = 1$$

となるようなr + s 個の定数 p_i . と $p_{\cdot j}$ が存在すると いう仮説と同値である。この仮説によれば、2つの変 数の結合分布はr + s - 2 個の未知のパラメータを 含んでいる。なぜならば最後の関係によってr + s個の定数の2つ、たとえば p_r . と $p_{\cdot s}$ は残りの r + s - 2 個によって表わされるからである。 この問題に χ^2 検定を適用するためには

$$\chi^{2} = \sum_{i,j} \frac{(v_{ij} - np_{i\bullet} p_{\bullet j})^{2}}{np_{i\bullet} p_{\bullet j}}$$
(4)

を計算しなければならない。ここで、和は*rs* 個のク

ラス全部にわたってとるものとする。また,パラメ ータ p_i と $p_{.j}$ は修正最小 χ^2 法により得られる推定 量でおきかえるものとする。すなわち,いまの場合 には以下の方程式からパラメータを決定する。

$$\sum_{i} \left(\frac{v_{ij}}{p_{i\bullet}} - \frac{v_{rj}}{p_{r\bullet}} \right) = 0 \quad (i = 1, \dots, r-1)$$
$$\sum_{j} \left(\frac{v_{ij}}{p_{\bullet j}} - \frac{v_{is}}{p_{\bullet s}} \right) = 0 \quad (j = 1, \dots, s-1)$$

となる。これらの方程式の解は

$$p_{i\bullet} = \frac{v_{i\bullet}}{n}, \quad p_{\bullet j} = \frac{v_{\bullet j}}{n}$$

であり、結局推定量としては単に周辺頻度から計算 した頻度比を用いればよい。これらの推定量を p_{i} と $p_{\cdot i}$ に代入すれば、 χ^2 の式は次のようになる。

$$\chi^{2} = n \sum_{i,j} \frac{(v_{ij} - v_{i\bullet} v_{\bullet j} / n)^{2}}{v_{i\bullet} v_{\bullet j}} = n \left(\sum_{i,j} \frac{v_{ij}^{2}}{v_{i\bullet} v_{\bullet j}} - 1 \right)$$
(5)

また, χ^2 は観測度数と期待度数とのずれを定量化 する測度として用いられ,

$$\chi^{2} = \sum_{i,j} \frac{(v_{ij} - E_{ij})^{2}}{E_{ij}}$$
(6)

とも表される。ただし、 E_{ii} は期待度数で、

 $E_{ij} = np_{i.}p_{.j}$ である。すなわち、2つの変数が独立 ならば $p_{ij} = p_{i.}p_{.j}$ となり、観測度数と期待度数は

$$\varphi^{2} = \frac{\chi^{2}}{n} = \sum_{i,j} \frac{(v_{ij}/n - (v_{i\bullet}/n)(v_{\bullet j}/n))^{2}}{(v_{i\bullet}/n)(v_{\bullet j}/n)}$$
(7)

は属性相関係数のひとつであるK. Pearsonによって 導入された平均自乗コンティンジェンシィ(Mean Square Contingency) φ^2 である。 $\varphi^2 = 0$ となるのは 変数が独立のとき、またそのときに限る。一方、不 等式 $p_{ij} \leq p_{i}$.および $p_{ij} \leq p_{\cdot j}$ を用いて、上の式か

ら $q = \min(r, s)$ とすれば、 $\varphi^2 \leq q - 1$ であることがわかる。これと上式より

$$0 \le \frac{\varphi^2}{q-1} = \frac{\chi^2}{n(q-1)} \le 1$$

となる。大きいほうの限界1は各行の($r \ge s$ のとき) あるいは各列($r \le s$ のとき)が0と異なる要素をた だひとつ含んでいるとき、またそのときに限って達 成される。したがって、

クラメールのコンティンジェンシィ係数 (Cramer's coefficient of contingency)

$$C_r = \frac{\chi^2}{n(q-1)} \tag{8}$$

は標本によって示された関連性の度合いの尺度とみ なされる。この尺度の分布は、もちろん **χ²分布に簡** 単な変数変換を行えば求まる。

クラメールのコンティンジェンシィ係数は他のコン ティンジェンシィ係数やPearsonの積率相関係数とオ ーダーが異なる。むしろその平方根をとるほうが望 ましく,その慣行が確立しつつある。そこでクラメ ールのコンティンジェンシィ係数の平方根

$$V = \sqrt{C_r} = \sqrt{\frac{\chi^2}{n(q-1)}} \tag{9}$$

をクラメールの関連係数と呼ぶことにする。ここ で、サンプル数をn、二つの変量をカテゴリ $r \times s$ 、 $q = \min(r, s)$ とするとVはこれらの値によって大 きく変化する。有意確率 α が0.1、0.05、0.01におけ る χ^2 の値におけるVについて計算したものを

Table 13に示す。

クラメールの関連係数は特にサンプル数によって 値が大きく異なり,用いるときには注意が必要であ る。たとえばカテゴリ数2×2,自由度1で有意確率 α =0.05における V についてみてみよう。サンプル 数 n = 50 のとき V = 0.277 だが, n = 1000 のとき V = 0.062, n = 10000 のとき V = 0.020 とサンプル 数が大きくなるにつれて V の値は小さくなる。V を 用いるときはサンプル数を考慮して値を設定する必 要がある。

Table13 Cramer's coefficient of contingency

カテゴリ数	2×2	3×2	3×3	4×2	4×3	4×4	5×2	5×3	5×4	5×5
q = Min(r, s)	2	2	3	2	3	4	2	3	4	5
自由度	1	2	4	3	6	9	4	8	12	16
有意確率α	カイニ乗値									
0.1	2.706	4.605	7.779	6.251	10.64	14.68	7.779	13.36	18.55	23.54
0.05	3.841	5.991	9.488	7.815	12.59	16.92	9.488	15.51	21.03	26.3
0.01	6.635	9.21	13.28	11.34	16.81	21.67	13.28	20.09	26.22	32
サンプル数	クラメール	の関連係数	<u>ل</u>		-					
10	0.520192	0.678602	0.623659	0.790633	0.729383	0.699524	0.881986	0.817313	0.786342	0.767138
	0.619758	0.774016	0.688767	0.884025	0.79341	0.750999	0.974064	0.880625	0.837257	0.810864
	0.814555	0.959687	0.814862	1.064894	0.916788	0.849902	1.152389	1.002247	0.93488	0.894427
20	0.367831	0.479844	0.440993	0.559062	0.515752	0.494638	0.623659	0.577927	0.556028	0.542448
	0.438235	0.547312	0.487032	0.6251	0.561026	0.531037	0.688767	0.622696	0.59203	0.573367
	0.575977	0.678602	0.576194	0.752994	0.648267	0.600971	0.814862	0.708696	0.66106	0.632456
30	0.300333	0.391791	0.360069	0.456472	0.42111	0.40387	0.509215	0.471876	0.453995	0.442907
	0.357817	0.446878	0.39766	0.510392	0.458076	0.43359	0.562376	0.508429	0.483391	0.468152
	0.470284	0.554076	0.470461	0.614817	0.529308	0.490691	0.665332	0.578648	0.539753	0.516398
40	0.260096	0.339301	0.311829	0.395316	0.364692	0.349762	0.440993	0.408656	0.393171	0.383569
	0.309879	0.387008	0.344384	0.442012	0.396705	0.3755	0.487032	0.440312	0.418629	0.405432
	0.407278	0.479844	0.407431	0.532447	0.458394	0.424951	0.576194	0.501124	0.46744	0.447214
50	0.232637	0.30348	0.278909	0.353582	0.32619	0.312836	0.394436	0.365513	0.351663	0.343074
	0.277164	0.34615	0.308026	0.395348	0.354824	0.335857	0.435615	0.393827	0.374433	0.362629
	0.36428	0.429185	0.364417	0.476235	0.41	0.380088	0.515364	0.448219	0.418091	0.4
100	0.164499	0.214593	0.197218	0.25002	0.230651	0.221209	0.278909	0.258457	0.248663	0.24259
	0.195985	0.244765	0.217807	0.279553	0.250898	0.237487	0.308026	0.278478	0.264764	0.256418
	0.257585	0.30348	0.257682	0.336749	0.289914	0.268763	0.364417	0.316938	0.295635	0.282843
200	0.116319	0.15174	0.139454	0.176791	0.163095	0.156418	0.197218	0.182757	0.175831	0.171537
	0.138582	0.173075	0.154013	0.197674	0.177412	0.167929	0.217807	0.196914	0.187216	0.181315
	0.18214	0.214593	0.182209	0.238118	0.205	0.190044	0.257682	0.224109	0.209045	0.2
1000	0.052019	0.06786	0.062366	0.079063	0.072938	0.069952	0.088199	0.081731	0.078634	0.076714
	0.061976	0.077402	0.068877	0.088402	0.079341	0.0751	0.097406	0.088062	0.083726	0.081086
	0.081456	0.095969	0.081486	0.106489	0.091679	0.08499	0.115239	0.100225	0.093488	0.089443
10000	0.01645	0.021459	0.019722	0.025002	0.023065	0.022121	0.027891	0.025846	0.024866	0.024259
	0.019598	0.024477	0.021781	0.027955	0.02509	0.023749	0.030803	0.027848	0.026476	0.025642
	0.025758	0.030348	0.025768	0.033675	0.028991	0.026876	0.036442	0.031694	0.029563	0.028284

本研究では社会調査のサンプル数が120であることを考慮し、Vが0.25以上のときは関連があると設定して関連分析を行った。

A Study to Install Safe Water Options for Arsenic Contamination of Drinking Water in Bangladesh

Yoshimi HAGIHARA, Kiyoko HAGIHARA*, Akira SAKAI**, Kunio TAKAHASHI*** and Sho SHIBATA****

* School of Sociology, Bukkyo University ** University of Marketing and Distribution Sciences *** Japan Association of Drainage and Environment **** NEWJEC Inc.

Synopsis

In Bangladesh, arsenic contaminated drinking water has become a major problem. Since the revelation of arsenic contamination, various safe water options have been introduced to supply drinking water. However, some of them have already been abandoned. The options are not acceptable for local residents without consideration of their social environments and support after introduction. The purpose of this study aims to plan acceptable processes to install safe water options for the disaster of arsenic contaminated drinking water considering local social environment in Bangladesh.

Keywords: Bangladesh, arsenic contaminated, social survey stress of collecting water, multi criteria analysis

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

萩原良巳·萩原清子*·河野真典**

*佛教大学 社会学部 **京都大学大学院工学研究科

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,数量化理論Ⅲ類,コンフリクト解析

1. はじめに

上流域と下流域では水辺環境は大きく異なり抱え ている問題はさまざまである。例えば、上流域では 森林生態系の保全や過疎問題、下流域では親水機能 の向上などが課題となる。また、下流域の浸水に関 して上流域が重要な役割を担っていることを考えれ ば、下流域にとって上流域の問題は無関係ではない だろう。したがって、上下流域の違いを考慮した総 合的(integrated)水辺環境マネジメントが必要とな る。

そのためには、上下流域それぞれの特性や違いを 把握しなければならない。水辺環境マネジメントが 生活者(萩原清子(編著),2001)のためにあると すれば、水辺環境マネジメントのプロセスには地域 住民の水辺環境に対する認識が反映される必要があ ると考えられる。

地域住民が参加する重要性について, Junker et al. (2007)は河川空間が地域住民の生活空間の一部で あることを考え、公共参加の範囲を組織を持つ目立 ったグループだけでなく、地域住民などにまで広げ るべきであると述べている。しかし、その具体的な 方法のさらなる研究は今後の課題となっている。

そこで、本研究は(地域住民に対するアンケート 調査を含む)社会調査をベースとした地域特性が反 映される水辺環境マネジメントのプロセスの一部分 を示すことを目的とする。本研究の特徴は環境をジ オ、エコ、ソシオ環境(萩原ら、1998)と捉えるこ とで評価の対象となる環境の構成要素を地域ごとに 明らかにしていること、および構成要素間の関係を 定性的に評価していることである。

本研究の構成は,まず2. で調査流域の概要を述べ, ジオ,エコ,ソシオ環境の特徴を明らかにする。3. では調査地域の選定,調査地域の概要,社会調査の 方法と実施について述べ,4. でその結果を示す。5. ではその結果を図示し,地域住民から見た地域環境 の違いを明確にする。6. では地域ごとに環境評価関 数を作成し,代替案作成の方針を得る。最後に,7. では6. で得た代替案作成方針を上下流関係に着目し て考察する。

2. 調査対象流域の概要

本研究では京都市の鴨川流域を調査対象流域とす

る。ここでは鴨川流域のジオ,エコ,ソシオ環境を 特に上下流関係に着目して述べる(松島,2009)。

2.1 ジオ環境

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207.7km²,幹線流路延長は約33kmである。 現在,上流は山間部を流れる渓流河川で上賀茂より 京都盆地へ流れ出た後は,直線的な掘込河川,七条 大橋付近より下流は築堤河川となっている。

鴨川は白河法皇の「天下山不如意」に挙げられる ほどの暴れ川として知られていたが、1934年の京都 大水害をきっかけに大規模な改修が行われ、それ以 後大規模な洪水に見舞われていない。現在京都府か ら発表されている浸水想定区域図(Fig.1)によれば、 鴨川改修計画の基本となる100年に1回起こりうる降 雨(3時間雨量122mm)に対して扇状地より下流の河 川周辺が浸水するとなっている。

一方でFig. 2に示される土石流警戒箇所は上流の 河川沿いに多く分布している。実際に1948年の洪水 (1934年の洪水の規模を上回る)時には,下流域は 大きな被害を免れたが上流域では土砂により道路が 寸断され中学生の乗るバスが戻れなくなってしまう といった被害が出ている。激しい降雨時には上流域 のほうが危険を感じていると考えられる。



Fig.1 Asuumed inundation areas



Fig. 2 Areas with warning of debris flows

2.2 エコ環境

エコ環境として鴨川流域の2004年時の植生図(環 境省自然環境局生物多様性センター,2008)をFig.3 に示す.植生はさまざまな動物の生息場を提供し資 源としてソシオ環境ともかかわりを持つ。

植生図より上流域の山間部には森林が広がり,下 流域は市街地であることが分かる。上流域には人工 林(スギ・ヒノキ・サワラ植林)が多いが,現地の ヒアリングによると材木価格の低迷,高齢化の影響 で大部分が放置されている。これは森林の機能のう ち「水源涵養機能」「土砂侵食防止機能」を低下さ せることにつながり,ひいては下流域における浸水 と水質汚染を引き起こす可能性がある。人口の減少 や高齢化が進んでいるなか上流域だけで森林の管理 を行うことは困難であり,林業の衰退は上流域の問 題としてだけでなく下流域の問題としてもとらえる べきだろう。

2.3 ソシオ環境

上流域の森林には人工林が多いが人口減少などに より管理が困難になっている。ここでは、ソシオ環 境として生活と密接にかかわっていると考えられる 道路ネットワークをFig.4に示す。

下流には道路が密集し上流では河川に沿って道路 が整備されている。北東の大原と北の静原や鞍馬の 間には道路があるが,北西の雲ヶ畑からはいったん



Fig.3 Vegetation map

南へ行かないと東西へ移動することができない。こ のため,道路で土砂崩れが起これば孤立してしまう 危険性がある。

また,雲ヶ畑では唯一の公共交通であるバスが 2007年に1日6本から4本に減便され,日常生活におい ても交通はますます不便になってきている。そのた め,人口の減少や少子化,高齢化がさらに進行し上 流域の森林管理はますます困難になると考えられる。



Fig.4 Network of roads

3. 社会調査の方法と実施

3.1 調査地域の選定

地域住民の詳細な社会調査を行うためには、上下 流域の適切な代表地域を選定することが必要となる。 このため京都の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。ここでは、主成分分析 (奥野ら、1976)を用いた地域分類(松島、2009) を行い、下流域の「銅駝」、上流域の「大原」と「雲 ヶ畑」を選定した。

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,広場が整備され多くの人々に利用されている。

「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。上流で2地域を選定したのは 地形的状況や社会状況に違いが見られるためである。 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, 観光はあまり盛んではない。

3.2 調査地域の概要

社会調査対象地域の1985年から2005年までの人 ロ・年齢構成をTable 1に示す(1985年~2005年の「京 都市の人口(国勢調査結果)」による)。人口・年 齢構成は主成分分析の項目となっており,選定され た地域の違いを表している。

まず、人口変化についてみていく。京都市全体は 大きな変化は見られない。1985年から1995年までや や減少しているがそれ以降は増加傾向にある。上流 の2地域はともに減少しており、特に雲ヶ畑は1985

Table 1 Population composition and the age structure

	(年)	1985	1990	1995	2000	2005
銅駝	人口(人)	2,244	1,799	1,793	2,042	2,792
	15歳未満(%)	11.5	9	7.9	5.8	9.2
	15~64歳(%)	68.7	68.9	69.7	65.6	71.8
	65歳以上(%)	19.7	22.1	22.4	20.6	18.9
大原	人口(人)	2,666	2,655	2,626	2,514	2,526
	15歳未満(%)	20.3	16.2	11.8	8.9	6.2
	15~64歳(%)	61.6	63.2	62	59.5	52
	65歳以上(%)	18.2	20.7	26.2	31.3	41.8
雲ヶ畑	人口(人)	313	298	277	244	218
	15歳未満(%)	16.6	16.8	15.2	14.3	8.3
	15~64歳(%)	68.1	64.1	59.9	55.3	58.3
	65歳以上(%)	15.3	19.1	24.9	30.3	33.5
京都市	人口(千人)	1,479	1,461	1,464	1,468	1,475
	15歳未満(%)	19.1	15.8	13.7	12.7	12
	15~64歳(%)	69.5	71	71.1	69.2	67.2
	65歳以上(%)	11.4	12.7	14.6	17.2	19.9



Fig.5 Structure of questionnaire

年から30.1%と大きく減少している。下流の銅駝は 人口の変化が大きく,京都市全体と同様に一時減少 した後に増加している。

銅駝で人口変化が大きいのは近年のマンション建 設の影響で人の出入りが激しいためと思われる。ま た,京都市全体の人口変化は上流域より下流域の変 化に近いことがうかがえる。

続いて、年齢構成についてみていくことにする。 15歳未満の割合を見ると、京都市全体は年々減少し ている。上流の2地域も同様に年々減少しているが、 銅駝のみ2000年から2005年の間に増加している。20 年間での変化が最も大きいのは大原で14.1%減少し ている。

65歳以上の割合を見ると、京都市全体は年々増加 している。15歳未満の割合と同様に上流の2地域は京 都市全体と同じように年々増加し、銅駝のみ2000年 から2005年の間に減少している。上流の2地域は変化 が大きく、20年間で大原、雲ヶ畑でそれぞれ23.6%、 18.2%増加している。

銅駝で年齢構成が増減しているのはマンション建 設の影響で人の出入りが大きいためと思われる。そ の他の地域については少子化・高齢化の傾向があり, 特に上流の2地域では変化が大きい。ただし,大原で 2000年から2005年の間に10%増加しているのは, 1997年と2002年にそれぞれ100名を定員とする老人 ホームが開設されているためである。

3.3 調査票の作成

地域によってジオ,エコ,ソシオ環境は異なって いる。そのため,調査票はその違いをふまえて地域 ごとに設計する必要がある。

また,ここで作成する調査票は各地域の住民が回 答するものであるため,地域住民の関心や地域の問 題に即したものでなければ、回答者を混乱させたり 回答する気を失わせるなど十分な結果が得られない 可能性が高くなる。そのため、まず現地調査とヒア 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 質問項目を決定した(萩原,2008)。そして、町内 会や自治会の人々へのヒアリングにより質問項目の 妥当性と過不足の有無を検討し、調査票配布の了解 を得て調査票を最終版とした。

具体的には、質問項目をジオ、エコ、ソシオ項目 に分類した。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」、「生活」に関する項目を設定した。ただし、 現地調査をふまえて「生活」は上流のみ、「なりわ い」は大原のみで設定されている。

なお、調査票は地域ごとに作成されているが、す べての質問項目が異なっているわけではなく、洪水 に関する項目や、すき・きらい項目、あそびに関す る項目など共通項目も複数設定されている。これに より、地域間の比較を行うことができる。

最後に質問項目をISM法により階層構造化した結 果をFig.5に示す。これは質問項目間の関係の理解と 確認をし、冗長な質問項目を除いた結果得られたも のである。Fig.5は大原のものであるが、同様の図は 地域ごとに作成している。

大まかな構造を見ると、ジオ、エコ環境に対する 認識がまもりやあそびなどのソシオ環境に対する認 識の下位に位置し、それらの上位に下流の人々への 認識と川の印象がきて、最上位にうれしさが配置さ れている。つまりGES環境に対する認識によって水 辺の評価(うれしさ)を説明するという構造である。

3.4 調査の実施

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。なお,銅駝は世帯数が 多いため銅駝内の末丸町をアンケート配布の対象と した。末丸町と雲ヶ畑は全戸,大原では観光客が多 く訪れる三千院,寂光院を中心とした地域に調査票 を配布した。大原で観光客が多く訪れる地域にポス ティングしたのは,地域分類において大原の属すグ ループの特徴が観光であったためである。

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。回収率の極端に低い大原はアンケート 調査が頻繁に行われていたため,また末丸町はセカ ンドハウス住民と高齢者が多いことによる。

回答者の属性は、どの調査地域でも「小学生以下の 子供がいない」が80%以上、「ペットを飼っていない」 が70%以上であった。それに対して、年齢、居住人 数、居住年数は上下流の差が大きい(Table 2)。年 齢では末丸町に若い回答者が多く、居住人数では大 原で2人以下の回答者が少ない。居住年数では上下流 の差が特に大きく、「21年以上」が上流域で約80% なのに対し、末丸町で約35%だった。

項目	選択肢	末丸町	大原	雲ヶ畑
年齢	20歳~39歳	21.3%	0.0%	6.7%
	40歳~69歳	50.8%	55.7%	46.7%
	70歳以上	27.9%	41.0%	44.4%
居住人数	2人以下	59.0%	37.7%	51.1%
	3人~4人	29.5%	45.9%	33.3%
	5人以上	9.8%	9.8%	11.1%
居住年数	5年未満	19.7%	0.0%	4.4%
	5年~10年	36.1%	4.9%	6.7%
	11年~20年	8.2%	9.8%	2.2%
	21年以上	34.4%	80.3%	84.4%

Table 2 The attributes of answers

4. 社会調査の結果

社会調査の結果について述べる。地域の特徴を明 らかにするために多数項目と対立項目に着目し、と 他の地域との相対的な違いを明らかにするために共 通項目の比較を行う。あそび項目と生態のすききら い項目は項目数が多いため、それぞれ個別に取り上 げる。

4.1 多数項目と対立項目

1つの選択肢の回答が全体の70%以上を占める多 数項目,排他的選択肢の回答がおよそ40%~60%の間 で2分された対立項目,排他的選択肢で多数項目に含 まれているものを除き回答が10%以下の少数項目を 見ることで単純集計結果の考察を行う。多数項目は 地域の大半の人の認識として,対立項目は認識が分 かれた問題と考えることができる。

多数項目を見ると、どの地域も「川がそばにあっ てうれしい」が含まれている。末丸町では「河川敷の 広さが十分」「春が好き」「五山の送り火が楽しみ」が 多数項目であることから遊び場が充実していること や桜が親しまれていることがうかがえる。

一方で、上流の多数項目はネガティブな項目が多い。両地域で多数項目なのは「産業廃棄物施設が迷惑」、「サルの出現に困っている」、「森のまもりが不十分」、「川のまもりが不十分」である。森と 川のまもりには満足しておらず、産廃施設、獣害を 問題ととらえていることがうかがえる。

大原ではさらに「少子高齢化が気になる」「生活廃 水対策が必要」が多数項目となっている。雲ヶ畑では 「地すべり,洪水の危険を感じる」「イノシシ,シカ,ク マ,ハチの出現に困っている」が多数項目となってお り,上流域でも共通の問題と固有の問題があること が分かった。

対立項目は地域によって異なっており,末丸町, 大原,雲ヶ畑でそれぞれ「ハンディキャップへの配 慮」,「地すべり対策」,「水辺へのアクセスの確 保への配慮」などの必要性があると考えられる。

少数項目は, 雲ヶ畑では川のまもりが十分でない 理由に遊び空間対策(7%)と回答し, 冬が好きという 人(4%)が少ない。一方で「季節のうつろいを遊び行 動で感じる」は, 末丸町と大原では少数項目となっ ているのに対し, 雲ヶ畑では22%である。すなわち, 雲ヶ畑ではあそびのための水辺空間を求める人は少 ないが, 水あそびが季節感を感じさせるという重要 性を持っていることが分かる。

4.2 単純集計の地域間比較

単純集計の地域間比較を行い地域差の見られる項 目を明らかにする。Table 3に単純集計結果の地域差 のまとめを示す。行方向に各選択肢の回答が20%以 上異なる項目を記載している。これは各地域から見 た他の地域の特性と考えられる。すなわち,列方向 に表を見ると他の地域から見た特性を見ることがで きる。なお,(はい:いいえ)は回答の割合,(数値の み)は複数回答の回答割合を示している。

3地域で比較すると、特に大原で川の水がきたない と回答する人が多い。大原では秋の観光シーズンに 観光客の増加により宿泊施設からの排水が増え、河 川が汚染されるという問題を抱えている。洪水の危 険と川のまもりに関しては上流と下流で差が見られ る。下流の末丸町では意見が分かれ、上流のほうが

Table 3 Items which differ from regions to regions

	末丸町	大原	雲ヶ畑
末丸町		水がきれいでない(62:31),洪水の危険 を意識する(64:31),川がそばにあって	洪水の危険を意識する(78:22),川の 夏が好き(64)
		もうれしくない(13 : 74)	
大原	水がきれい(66:30),洪水の危険を意識		あそびや散策のスペースが必要ない
	しない(51:46), 川の春が好き(77)		(60:31),地すべりの危険を感じる
			(82:16), クマの出現に困っている
			(62), 川の夏か好さ(64)
雲ヶ畑	洪水の危険を意識しない(51:46),川の	水際へ降りにくい(25:67),あそびや散策	
	春が好き(77)	のスペースが必要(64:33),高齢化の傾	
		向が気になる(79)、救急医療体制が不安	
		(67)	

Table 4 The top-five items (play)

末丸町		大原		雲ヶ畑	
散歩	65.6%	散歩	41.0%	魚とり	37.8%
花を見る	45.9%	魚を見る	41.0%	魚つり	31.1%
ウォーキング	44.3%	花を見る	27.9%	散歩	24.4%
休息	42.6%	魚とり	16.4%	魚を見る	24.4%
自転車	32.8%	魚つり	14.8%	水に入る	22.2%

洪水の危険を「意識する」,まもりが「十分でない」 と感じる人が多い。

上流2地域の比較では、川沿いの遊びや散策のスペ ースについて大原では60%以上の人が「必要」と回答 し、逆に雲ヶ畑では60%以上が「必要ない」と回答し ている。同じ上流でも大原のほうが水辺を利用しや すいように整備することを望む人が多く、川が観光 資源の1つとしてとらえられていると考えられる。地 すべりの危険については雲ヶ畑の方が危険を感じて いる人が多く、急勾配の谷沿いに民家の並ぶ雲ヶ畑 の地形が反映されている。地域によって環境の認識 が異なっていることが分かる。

4.3 あそびの地域差

地域ごとに回答数の多い上位5つのあそびをTable 4に示す。末丸町では散歩、ウォーキング、休息、自 転車が上位にきている。一方で、大原と雲ヶ畑では 魚とり、魚つり、魚を見るという魚が関係したあそ びが上位にきている。末丸町では歩道の整備、ベン チの設置,花木の植栽の結果があそびに表れている。 上流では整備された設備を用いたあそびより川にい る魚や水そのものを利用している。あそびも環境が 異なればそれに合わせて異なることが分かる。

4.4 すききらいによるエコ環境評価

鳥,魚,植物,虫,その他生物のすききらいを調 査した。名前を知らない項目やすききらいの判断の つかない項目は何も記入しないようにしてもらった。 これにより,すききらい項目の「回答率」を関心度 と見ることができる。

調査結果のまとめをTable 5に示す。全体として、上流2地域のほうが下流よりエコ環境に関して関心度が高く、市街地と山間部の違いがうかがえた。

なお、3地域間で比較すると、トビとオオサンショ ウウオのすききらいに差が見られた。トビは末丸町 で嫌いな人が多く、オオサンショウウオは雲ヶ畑で 嫌いな人が多い。トビは河川敷の人の食べ物を狙い 人に怪我を負わせることがあり、末丸町周辺で問題 となっている。オオサンショウウオは天然記念物で あり末丸町と大原では好きな人の方が多いのに対し、 雲ヶ畑ではここ20年ほどで急に増え「子供を川で遊 ばせられない」「魚を食べてしまう」などの理由で 嫌われている様子であった。すききらいにも地域の 違いがある。

哺乳類	サル・シカ・イノシシ・クマ・モグラが上流2地域で嫌われている. イヌ・ネコについては下流では好かれているが上流2地域 ではネコが嫌いが半分近くになる. 上流に生息するタヌキ・キツネは約2/3に嫌われ, ムササビ・ヤマネ・モモンガは(大原 と雲が畑では関心度は異なるが)好き嫌いが分かれている. 全地域でネズミ・モグラ・コウモリが嫌われている.
鳥類	上下流3地域でカモ・ツバメ・ユリカモメ・カワセミ・スズメ・セキレイが好かれ, 逆にカラスとハトが嫌われている. 上流2地域 ではウグイスが好かれ, サギは大原では好き嫌いが半々であるが, 他の2地域では好かれている.
昆虫	上下流とも圧倒的にホタル・チョウ・トンボ・コオロギ・セミ・バッタが好きであるが, ムカデ・ヤブカ・ハエ・ハチ・ガを嫌っている. アリは上流で嫌われているが, 下流では好き嫌いが割れている. また, 上流ではカブトムシ・クワガタがほぼ100%好か れている.
魚類	ブルーギル・ブラックバスがほぼ100%嫌われ,上流2地域ではアマゴが100%,上下流3地域ではアユ・コイ・フナ・ゴリ・ド ジョウが好かれている.大原を除けば関心度は低いがウグイ・オイカワも好かれている.
その他動物	全域で, ヘビ・ヒル・イトミミズが圧倒的に嫌われ, カエルは約2/3が好きである. カメは下流では好かれているが, 上流で 約1/3が嫌っている.
植物	ブタクサを除き,ほとんどすべて好まれている.

Table 5 A summary of eco items

5. 地域のGES環境

4. の考察により明らかとなった地域の違いを明ら かにするため、社会調査をベースとして各地域の特 徴を図示する。図の作成は以下の手順で行った。

- ① 社会調査結果(ヒアリングや観察の経験,アン ケート結果)をもとに、各地域の状況が表現されるようにKJ法を用いて調査項目をグループ分けする。
- ② 調査項目間で関連のある項目同士ができるだけ 同じグループになるように①の結果を修正する。
- ③ ①②で得られたグループ間の関係を吟味し,2つのグループが重要な関係を有すると判断した場合,グループ間を線で結ぶ。

②の手順をふむことによってグループ分けの適切 さの判断,新たな発見,分析者の思い込みの修正を 行うことができる。なお,調査項目間の関連はクラ メールの関連係数(Cramer,H, 1946)を用いて表し た。

こうして作成された地域住民から見た各地域の特 徴を表す図がFig.6~Fig.8である。図の枠は①②で作 成したグループを表し,枠内の下線を引いた部分が グループ名である。その下には調査結果の解釈を記 述している。例えば,Fig.6の「あそび」の部分では 末丸町でよく行われるあそびが記載されており, Fig.7の「日常生活の不安」では大原で日常生活に関 して不安に思われている事項を記載している。

また、グループ間に線が引かれている場合、その グループ間に関係が深いことが示されている。例え ば、Fig.6の「河川形状と水質」と「あそび」は線で 結ばれており、河川形状や水質があそびの観点から 評価される必要があると解釈できる。以下にこれら の図から得られる重要な点を3点述べたい。

(1)地域による関心の違い

Fig.6~Fig.8にはグループ名が同じものが多いがその中身が異なっていることである。例えば、上流域は山間部にあるため「災害リスク」には洪水の他に地すべりも考慮されている。

「河川形状と水質」は構成する項目はほぼ同じだ が、末丸町では遊びスペースが十分なのに対し、大 原では不十分、雲ヶ畑ではそれほど必要とされてい ない。

「エコによる被害」では被害をもたらす動植物が 異なっている。末丸町ではトビを中心とした鳥害に 関心があり、上流域では大型哺乳類の獣害に関心が ある。さらに雲ヶ畑では天然記念物のオオサンショ ウウオが被害をもたらすものと認識されている。 また、上流域には図の下方に生活の困難さを表す



Fig.6 Characteristics of Suemarucho







Fig.8 Characteristics of Kumogahata

グループが来ているが、末丸町には生活に関する項 目がない。末丸町は市街地にあり通勤や買い物に不 便はあまりなく調査する必要がなかったためである。 このように地域によって評価の対象となる項目は 異なっている。地域の状況に即したきめの細かい評 価を行っていくことが必要となるだろう。

(2)「河川形状と水質」と関係を有するグループの違い

「河川形状と水質」と線でつながるグループの違いも大きな意味を持っている。つまり、末丸町では「あそび」とつながっているが、これは「あそび」が河川敷の整備や改善をする際に重要視されることを示している。大原ではさらに「伝統と観光」が重要視される。地域住民のあそびやすさの向上を目的とした整備のみではなく、観光も意識した整備が求められている。

雲ヶ畑では「あそび」「伝統」のどちらもつなが れていない。雲ヶ畑では現在のあまり人の手が加え られていない状況でもそれに合わせたあそびが行わ れている。また,アンケートであそびスペースの整 備を必要としないと回答した人の方が多い。

このように水辺環境の改善を考える時に重要視さ れる項目は地域によって異なる。何が重視されるか は社会調査などをベースに判断されるべきだろう。

(3)ジオ,エコ項目とソシオ項目とのつながり

最後に指摘したいのは、「まもり」を介して「災 害リスク(ジオ)」「エコによる被害(エコ)」と 「迷惑行為(ソシオ)」や「日常生活の不安(ソシ オ)」がつながっていることである。ここで「まも り」とは災害対策だけでなく、社会的な迷惑行為の 有無、草刈などの手入れの程度などを含めた総合的 な川のまもりのことである。したがって、川の「ま もり」はジオ、エコ、ソシオそれぞれを考慮したも のとなり得る。

洪水などの災害リスクの軽減,エコによる被害の 減少,社会環境の改善(迷惑行為の減少,日常生活 の利便性の向上など)などの観点から「まもり」は 検討されなければならない。例えば,下流域の洪水 リスクを減少させるために上流域でダム建設が計画 された場合,下流域の治水安全度を代替案評価の基 準とするだけでなく,上流域の日常生活の利便性や 上下流域の交流の活性化なども基準となりうると考 えられる。

6. 地域ごとの水辺環境評価

ここでは、社会調査の結果をもとに地域環境の評価関数を作成し、地域環境の「何が」「どのように」 評価されているか明らかにする。そこで、まず数量 化理論Ⅲ類を用いて各地域の環境評価に重要な軸を 明らかにし、ついで得られた軸の総合評価として地 域環境評価関数を作成する。最後に作成された関数 をもとに各地域の代替案作成方針について検討する。

6.1 数量化理論Ⅲ類による分析

数量化理論Ⅲ類(菅, 1993)を用いた方法により バングラデシュでは不幸せ関数が定義されている (福島ら, 2004)。以下では同様の方法で地域環境 評価関数を作成する。

数量化理論Ⅲ類に用いる説明変数の選択は以下の 基準で行った。

- ジオ、エコ、ソシオ環境が総合的に評価されていると考え、ジオ、エコ、ソシオ項目それぞれから選択する。単純集計の考察を踏まえソシオ項目ではあそび項目を入れることとする。
- ② 複数の軸でカテゴリースコアが大きく、かつ単 純集計の値が小さい(20%以下)場合は分析に 用いない。
- どの軸でもカテゴリースコアが小さい項目を除く。
- ④ ③までで寄与率が小さい場合,関連分析をふま えて互いに関連のある項目から代表項目を選ぶ。

こうして,末丸町,大原,雲ヶ畑でそれぞれ12項 目を選択した。このような手順を踏むことで5. で述 べたような地域の関心と重要視される項目を用いた ジオ,エコ,ソシオ環境を総合的に評価する関数を 作成しうる。

軸の解釈はカテゴリースコアの絶対値が大きい項 目により行いTable 6のようになった。上流では水際 に対する関心の高さ,生活の困難さ,下流ではトビ の被害や意見の分かれる洪水への認識が含まれる軸 が見られ,地域の様子を反映しているといえる。

Table 6An interpretation of axes

	末丸町(53.3%)	大原(51.6%)	雲ヶ畑(50.2%)
	利用時の不安感・不満感	水辺の楽しさ	暮らしにくさ
1軸	24.80%	21.30%	20.20%
	洪水の不安感	暮らしにくさ	水辺の楽しさ
2軸	16.10%	18.90%	17.50%
	季節感	下流への不満感	地域への不満感
3軸	12.40%	11.40%	12.60%

6.2 地域環境評価関数の作成

数量化理論Ⅲ類で得られた軸を1つの基準として 地域環境評価関数を次のように定義する。

$$D_i = \sum_r w_r \sum_j \frac{\delta_i(j) x_{rj}}{l_i}$$

ここで,

 $\delta_i(j) = \begin{cases} 1 & (i番目のサンプルがj項目に反応) \\ 0 & (i番目のサンプルがj項目に反応しない) \end{cases}$

 W_r は各軸のウェイト, l_i はサンプルiが対象とする

12項目において反応する項目の数, x_{ri} はr軸におけ

るj項目のスコアを表す。

さらに,j項目の寄与率を考慮した得点を次のよう に定義する。これによりj項目に反応することで地域 環境評価関数がどのように変化するか知ることがで きる。

$$x_j = \sum_r w_r x_{rj}$$

多基準分析においてウェイトを決定することは容 易ではないが、ここでは各軸の寄与率をウェイトと して用い、環境評価を向上させる方向を正とする。 こうして、各地域の環境評価関数およびj項目の寄与 率を考慮した得点は以下のように表される。 ・末丸町

$$D_{si} = -\frac{24.8}{l_i} \sum_{j=1}^{12} \delta_i(j) x_{1j} - \frac{16.1}{l_i} \sum_{j=1}^{12} \delta_i(j) x_{2j} - \frac{12.4}{l_i} \sum_{j=1}^{12} \delta_i(j) x_{3j}$$

$$x_{sj} = -24.8x_{1j} - 16.1x_{2j} - 12.4x_{3j}$$

・大原

$$D_{oi} = \frac{21.3}{l_i} \sum_{j=1}^{12} \delta_i(j) x_{1j} - \frac{18.9}{l_i} \sum_{j=1}^{12} \delta_i(j) x_{2j} - \frac{11.4}{l_i} \sum_{j=1}^{12} \delta_i(j) x_{3j}$$

$$x_{oj} = 21.3x_{1j} - 18.9x_{2j} - 11.4x_{3j}$$

・雲ヶ畑

$$D_{ki} = -\frac{20.2}{l_i} \sum_{j=1}^{12} \delta_i(j) x_{1j} + \frac{17.5}{l_i} \sum_{j=1}^{12} \delta_i(j) x_{2j} - \frac{12.6}{l_i} \sum_{j=1}^{12} \delta_i(j) x_{3j}$$

$$x_{ki} = -20.2x_{1i} + 17.5x_{2i} - 12.6x_{3i}$$

6.3 地域ごとの代替案作成方針

6.2で作成したj項目の各軸の寄与率を考慮した得 点を計算し,その結果をふまえて各地域における代 替案の作成方針について考察する。 (1) 末丸町

Table 7に末丸町での計算結果を示す。寄与率を考 慮した軸ごとの得点とそれらの合計値を記載してい る。

末丸町では「休息する」,「トビ被害の知識があ る」,「洪水の危険を意識する」ことが地域環境評 価を減少させる方向に大きく寄与している。休息に ついては1軸でトビ被害の知識とのかかわりで良く 評価されていない。トビ被害は市街地で注意が呼び かけられている項目であり,洪水については1935年 以降大きな被害にあっていないにもかかわらず約半 数が危険を感じている。

地域環境評価を増加させる項目としては「ホタル 観賞をする」「草はすっきりしているほうが好き」 が1以上で大きい。ホタル観賞の楽しみがあることで 洪水の不安を軽減させ季節感を感じさせるものとし て親しまれていると考えられる。草刈については草 がすっきりしているほうが好きな人にとって利用時 の不満を軽減させることで地域環境評価を増加させ ている。

以上から末丸町ではトビ被害と洪水に対する不安 の軽減,ホタル観賞など季節を感じさせる生態環境 の保全,草刈や歩道などの整備が目標として挙げら れる。

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	-3.23
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	0.76	0.67	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	0.43	-0.065	-0.043	0.322
12	草すっきりが好き	1.163	0.158	-0.294	1.027

Table 7 The points scored (Suemarucho)

(2) 大原

Table 8に末丸町での計算結果を示す。末丸町と同様に寄与率を考慮した軸ごとの得点とそれらの合計 値を記載している。

大原では「日常の買い物が不便である」「日常の 医療が不便である」「水がきたない」「不法投棄に 迷惑している」ことが地域環境評価を減少させる方 向に大きく寄与している。日常の買い物と医療はと もに【暮らしにくさ】を減少させている。その一方 で日常の買い物は【市街地への不満感】を減少させ、 日常の医療は【暮らしにくさ】と【水辺の楽しさ】 を減少させているという違いがある。

地域環境評価を増加させる項目としては「水際に 降りやすい」「八朔踊りが楽しみ」が2以上で大きい。 大原では草が生い茂って水際へのアクセスが困難で あるが、それが【水辺の楽しさ】を減少させている と考えられる。伝統行事の1つである八朔踊りを楽し みにしていることは特に【暮らしにくさ】を軽減す ることにつながっていると解釈できる。

以上より、大原では生活排水対策などにより水が きれいだと感じられるようにすること、水際へのア クセスを容易にしてあそぶことができるスペースを 設けることなどが方針として考えられる。

Table 8 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	合計値
				感	
1	水がきたない	-0.791	-0.722	0.409	-1.105
2	水際に降りやすい	4.25	-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	0.38	0.695
6	散歩	0.048	1.209	-1.136	0.12
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	0.19	0.165	-0.118
10	日常の医療	-1.43	-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

(3) 雲ヶ畑

Table 9に末丸町での計算結果を示す。末丸町,大 原と同様に寄与率を考慮した軸ごとの得点とそれら の合計値を記載している。

雲ヶ畑では「雑木林を増やす方がよい」,「日常 の買い物が不便」,「日常の医療が不便」が地域環 境評価を減少させる方向に大きく寄与している。ヒ アリング,アンケート結果から「雑木林を増やす方 がよい」と回答した人は林業にこだわる必要はない と考えていると思われ,どちらかといえば地域の現 状の変化を望んでいると考えられる。日常の買い物 と医療はともに【暮らしにくさ】を減少させている。

地域環境評価を増加させる項目としては「水際に 降りやすい」、「シカに困る」、「水がきれい」が1 以上で大きい。雲ヶ畑は川のすぐ側に家があり、水 際へのアクセスは大原ほど困難ではなく、その状況 がよい評価をされていると考えられる。「シカに困 る」については各軸の得点が大きくないため解釈す る際に考慮されなかったため環境評価を向上させる 結果となっている。

以上より,植生への意向の違いを考慮すること, あそびやすさの改善などが方針として考えられる。 ヒアリングやアンケート結果を見ると雲ヶ畑では水 辺を人工的に整備することを好まない人が多いと考 えられるが,「水辺で集まれるとこでもあったら, 川のこととかももっと話すと思います。」といった 声も聞かれた。植生への意向の違いに関することも 含め日常的な話し合いが可能となるような場所がで きることは源流域でも必ずしも否定されることでは

Table 9 The points scored (Kumogahata)

	西日女	書としたノン	よいれのないよ	いい の て 滞	ヘミル
J	惧日名	春らしにくさ	水辺の楽しさ	地域への不満	合計個
				感	
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	0.09	-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

ないと考えられる。

(4) まとめ

以上のことから地域の環境評価に大きく影響する 項目は地域によって異なり、それに伴い代替案作成 の方針も地域によって異なっていることが示された。 ただし、大原と雲ヶ畑のように仮に同じ項目が影響 の大きな項目であったとしても、地域の状況をふま えれば、必ずしも同じ代替案の作成方針とはならな いことが重要な点の1つである。

ここでは地域ごとの水辺環境評価を行ってきたが, 上下流一体とした水辺環境マネジメントを行う場合, 上下流一体とした取り組みが有効な場合もあるだろ う。したがって,各地域の代替案作成方針について 上下流関係に着目した考察が必要となる。

7. 上下流域におけるコンフリクト問題

6. では地域の特性をふまえ地域ごとに環境評価関数を作成し、代替案作成方針について考察した。地域によって環境評価に与える影響は異なり、それぞれ異なる方針が得られた。

しかし,地域内だけで実行できる方針もあれば, 他の地域との関係を考慮しなければならない,もし くはその方が効果的な場合もある。そこで,上下流 関係に着目して代替案の作成方針を見直してみたい。

7.1 上下流関係に着目した代替案作成方針の 考察

6.3で考察したもののうち末丸町のトビ対策,大原 の生活排水対策,大原と雲ヶ畑のあそびスペースの 改善は地域ごとに代替案を作成することは可能と思 われる。実際にトビに関しては看板を立てて注意を 呼びかけ,生活排水に関しては下水道整備が決まっ ている。

一方で、末丸町の季節を感じさせる生態系の保全, 洪水対策には上流2地域も関係を持つと思われる。前 者は例えば借景として森林の植生の色づきが重要な 役割を果たしている。つまり、上流の森林植生は下 流の人々にとっても重要な要素の1つである。

後者については、例えば下流の洪水に対して上流 のダムや遊水地が重要な役割を持っている。実際に 鴨川では過去にダム建設が話題となった。改修を進 めるにあたって審議を委嘱する機関である鴨川改修 協議会が設置され、ダムを建設するという京都府案 が了承されるに至ったが、反対運動が起き建設が断 念されることとなった(田中,1992)。しかし、反 対運動の高まりもあり、当時は十分にその有効性や 必要性について検討されないまま建設断念にいたっ ている。

このように下流域の水辺環境評価に上流域は重要 な役割を果たしうるが,森林の放置や検討の余地を 多く残したままのダム建設断念のようにうまく機能 していないように思われる。しかし,仮に何らかの 改善によりダム建設に関する議論が進むなら,上下 流双方の地域環境評価を向上させるような代替案と なりうる。

そこで, 改善の余地があるかどうか検討するため に, まず当時のダム建設の反対理由について述べる。

7.2 ダム建設の反対理由

反対の主な理由としては環境保全,ダムの必要性 への疑問,ダムの危険性,手続き上の問題が挙げら れる。土砂流出防止など森林の公益的機能,治水の ためにダムを建設する根拠が不明,ダムによる水質 汚染や堆砂による機能の低下,情報の非公開などで ある.中でも情報を公開せず秘密裏に計画が進めら れるという手続き上の問題が反対の最も大きな理由 であったと思われる。したがって,情報の公開,手 続きの改善,代替案の改善により議論が進む余地が あったと考えられる。

議論の進みうる方法として1つとして,「環境への 影響が小さい小規模のダムを分散して建設する」こ とをダム建設を進める側が提案していた場合を考え てみたい。これは「代替案の改善」にあたる。この ような提案をするだけでなく,他の代替案との比較 を行い,その結果を公表し,現在設置されている「鴨 川府民会議」のようなさまざまな立場の人々が参加 する会議で代替案のチェックをする機会を設ければ, 情報の非公開や手続き上の問題も改善される。

当然,このような手続きを踏んだとしても完全に 問題が解決するわけではない。チェックする場を設 けるといっても全員の了承を得られることはほとん どないだろう。また、チェックの場で出た意見をす べて反映させることはきわめて困難である場合が多 い。しかし、現在より議論が進み、建設が可能とな る可能性が生まれるのも確かである。そこで、上記 の代替案が提案された場合に合意にいたる可能性が あるかどうか検討してみたい。

7.3 ダム建設をめぐるコンフリクトの分析

ここではメタゲーム理論の拡張であるコンフリク ト解析(岡田ら, 1988)を用いて鴨川ダムにおける コンフリクトを分析し,代替案の追加による合意の 可能性を検討する。

ゲーム理論はコンフリクトを科学的に分析し,そ の落ち着く先を計算し予測する有効な理論の1つで ある。ゲーム理論では各プレイヤーの戦略選択の結 果に対する評価である効用・利得を設定しなければ ならず,実際に効用・利得を計量することは非常に 困難を伴う作業である。そこで考え出された方法が プレイヤーの戦略の評価をプレイヤーの戦略選択の 結果を相対的に比較することで表現するというもの である。これによりプレイヤーが発生事象を好まし いと思う順に並べた選好順序のみで分析を行うこと ができる。

(1) 建設断念時の鴨川ダムコンフリクト分析 まず,建設が断念された時点の状況を検討する。 ここではプレイヤーを「ダム建設推進派」と「ダム 建設反対派」の2人ゲームとして以下のようにオプシ ョンと選好(Table 10, Table 11)を設定する。

- ・オプションの設定
- ダム建設推進派
- i. ダムを建設する
- ii. ダムを建設しない
- ダム建設反対派
 - i. ダム建設に反対する
 - ii. ダム建設に反対しない
- ・選好の設定

ダム建設が断念された当時のように多くの府市民 や大学の研究者などにまで反対意見が広がっている 中でダム建設を強行することは、ダムを推進する側 にとって好ましくないことであったと考えられる。 そこで、「ダム建設推進派は強い反対があるなら建 設しないほうを好む」ものとする。

ダム建設反対派は反対運動を行い、ダムが建設さ れないことを最も好むものとする.

Table 10 Preference of approval groups

		C	· 1	
オプション	発生事象			
ダム建設推進派				
ダムを建設する	1	0	1	
ダム建設反対派				
ダム建設に反対する	0	1	1	
十進表現	1	2	3	

Table 11 Preference of opposition groups

オプション	発生事象			
ダム建設推進派				
ダムを建設する	0	1	1	
ダム建設反対派				
ダム建設に反対する	1	1	0	
十進表現	2	3	1	

上記の設定のもと分析した結果,均衡解として得 られたのは発生事象2のみである。これはダム建設が 反対され建設を断念するというもので実際の結果に 一致する。すなわち,反対を押し切ってダムを建設 するくらいなら断念したほうが良いとダム建設推進 派が考える場合,ダムは建設されないということで ある。

(2) 代替案を追加した場合

では、ダム建設推進派のオプションに先ほど述べ た代替案「環境への影響が小さい小規模のダムを分 散して建設する」が追加され、ダム建設反対派のオ プションに「追加された代替案を受け入れる」とい うオプションが追加された場合を考える。各プレイ ヤーのオプション選択は排他的であるため、オプシ ョンの追加により生じうる発生事象はTable 12のよ うになる。ただし、反対されず、建設されない場合 は現実的でないため排除した。

Table 12	outcomes	if	options	added
----------	----------	----	---------	-------

オプション 発生事象					泉			
ダム建設推進派								
1つダムを建設する	1	0	0	1	0	0	1	0
計画を手直しする	0	1	0	0	1	0	0	1
ダム建設反対派								
ダム建設に反対する	0	0	1	1	1	0	0	0
追加代替案を認める	0	0	0	0	0	1	1	1
十進表現	1	2	4	5	6	8	9	10

選好は以下のように設定した(数字は十進表現)。 ダム建設推進派{121069548}

ダム建設反対派{841065921}

ダム建設推進派は反対が起こらないことを最も好 む。ついで,反対される場合でもできるだけ反対派 の了解が得られるように計画を手直しすることを好 むものとする。

ダム建設反対派はダムが建設されないことを最も 好む。ついで、ダムが建設される場合でも手直しさ れたダム事業を好むものとする。

上記の設定のもと分析した結果,得られる均衡解 は発生事象10,すなわち「推進派は計画を手直しし, 反対派はそれに対して反対しない」のみである。こ れは推進派と反対派の間で合意が得られる場合には 手直しされたダムが建設されることを示している。

ここで「双方の合意が得られる」ことが本当に可 能であるかどうかが問題となる。しかし,その可能 性の有無を検討しているだけでは問題は前進しない だろう。鴨川ダムが話題となっていた1990年頃に比 べ,上流域では人口減少,少子化,高齢化が進み, 学校の生徒数の激減など地域の存続すら危ぶまれる 状況になりつつある。当時,ダム建設の反対理由と なっていた環境保全,ダムの必要性への疑問,ダム の危険性,手続き上の問題などついても検討する余 地はあると考えられる。それらの検討をした上で地 域の現状の考慮や他の代替案との比較を行い,建設 すべきか否か決定されるべきだろう。

8. おわりに

本研究は上下流を一体とした水辺環境マネジメン トのために,社会調査をベースとした地域特性が反 映される水辺環境マネジメントのプロセスの一部分 を示した。そのため,社会調査を実施し,その分析 を行った。

まず,社会調査を行う前に調査対象流域の地域分 析をもとに,異なるジオ,エコ,ソシオ環境を持つ 下流の銅駝,上流の大原と雲ヶ畑を調査対象地域と して選定した。ついで,選定された地域において社 会調査を実施した。そして,地域の違いを明らかに するため,社会調査をベースとして各地域の特徴を 図示した。各地域の特徴が明確に表現され,代替案 の設計において上流域の社会状況を考慮する必要性 が示された。

その後,地域環境評価関数を作成し代替案の作成 方針を検討した。これにより,地域の状況に即した 代替案の作成方針を示すことができた。ついで,代 替案作成方針を上下流関係に着目して考察し,上下 流域の地域環境を向上させる代替案として過去に建 設が断念されたダムが実行可能であるか検討した。 これにより代替案の改善によって合意の可能性があ ることが示された。

今後の課題はダム建設に対する反対理由となって いた計画高水量を算出し、ダム建設の根拠となりう るか検討することである。計画高水量の計算結果に よって検討される代替案は異なる。

謝 辞

本研究のアンケートに回答を下さり,現地調査の 時に数々の貴重な話をしてくださった大原,雲ヶ畑, 末丸町の皆様に感謝いたします。また,株式会社ニ ュージェックの柴田翔氏と京都大学大学院M2の鈴 木敦史氏には多大な議論への参加,中央復建コンサ ルタンツ株式会社の松島敏和氏には特に末丸町およ び鴨川流域の調査協力をしていただきました。感謝 いたします。

参考文献

- 岡田 憲夫, Keith W. Hipel, Niall M. Fraser, 福島 雅夫
 (1988) : コンフリクトの数理:メタゲーム理論
 とその拡張,現代数学社.
- 奥野忠一・芳賀敏郎・矢島敬二・奥野千恵子・橋本 茂司・古河陽子(1976):続多変量解析法,日科 技連,299pp.
- 菅民郎(1993):多変量解析の実践(下),現代数 学者.
- 田中真澄(1992):ダムと和尚一撤回させた鴨川ダ ムー,北斗出版.
- 萩原清子(編著) (2001):新・生活者からみた経 済学,文眞堂.
- 萩原良巳・萩原清子・高橋邦夫(1998):都市環境

と水辺計画―システムズ・アナリシスによる―, 勁草書房.

- 萩原良巳(2008):環境と防災の土木計画学,京都 大学学術出版.
- 福島陽介・萩原良巳・畑山満則・萩原清子・山村尊 房・酒井彰・神谷大介(2004):バングラデシュ における飲料水ヒ素汚染に関する社会調査とその 分析,環境システム論文集, pp.21-28.
- 松島敏和(2009):社会・生態環境に着目した生活 者参加型水辺環境評価,京都大学大学院修士論文.
- Cramer,H (1946) : Mathematical Methods of Statistics, Princeton Univ. Press.
- Junker, B., M. Buchecker, and U. Müller-Böker (2007) : Objectives of public participation: Which actors should be involved in the decision making for river restorations?, Water Resour. Res., Vol.43, W10438.

A Study on Environmental Management through Characteristics of Up and Down Stream Regions

Yoshimi HAGIHARA, Kiyoko HAGIHARA* and Masanori KAWANO**

* Faculty of Sociology, Bukkyo University, Japan ** Graduate school of Engineering, Kyoto University

Synopsis

To give a consideration to differences among up and down stream regions in the environmental management on waterside, the authors aim to clarify the environmental valuation on waterside based on local residents' perception. 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. Diagrams of up stream regions show that life circumstances is important. Secondly, regional environmental valuation functions is made to clarify effects of the characteristics. These functions give plans to make alternatives. Finally, these plans are examined by conflict analysis.

Keywords: Geo-, Eco- and Socio- Environment, up and down stream regions, Hayashi's quantification method III, Conflict analysis

水資源開発・管理におけるコンフリクトマネジメントの展望と課題

坂本麻衣子*·萩原良巳**

* 長崎大学工学部

** 京都大学名誉教授

要旨

水資源開発・管理におけるコンフリクトマネジメントのためのひとつの手立てとして, 集団意思決定の最終手段として従来考えられてきた住民投票に着目し, PI・コミュニケー ション・意思決定支援のツールとしての可能性を検討する。具体的には吉野川第十堰問題 において2000年に行われた住民投票を題材に展開型ゲームを用いてモデル化し,当時の住 民の集団選好を分析する。

キーワード:吉野川第十堰問題,住民投票,展開型ゲーム

1. はじめに

長良川河口堰問題を皮切りに、水資源開発を取り まく意見の衝突(コンフリクト)が日本各地で頻繁 に見受けられるようになった。坂本・萩原(2006) は、膠着したコンフリクトをマネジメントするため には第3者の介入が必要であり、その役割をArbitrator、 Coordinator, Donorの3つに分類している。Arbitrator は行動の選択肢を有していないが,事象を排除し, プレイヤーの行動を制御する権限を有す者としてい る。このような絶対的な権限の介入は、ときにコン フリクトの新たな火種となることもある。 すなわち, 反対派の過激な反対運動は意志決定権の剥奪に反発 して起こることも多いのである。青木・鈴木(2005) によると, 自己関連性が低い問題に対して, 主体は 手続きの形式を重視し、自己関連性が高い問題に対 しては手続きの中身を重視する傾向があるとされる。 言い換えれば、問題に対する自己関連性が低いほど、 印象, 先入観, 周辺情報に影響を受け, 自己関連性 が高いほど、問題を熟慮して意思を表明する傾向が ある。したがって,自己関連性の低い利害関係者も 巻き込んだコンフリクトにおいては、マネジメント が外部の者によって強制的に実行されると、社会心 理学的には新たなコンフリクトの火種が生まれる可 能性があることが示唆される。この点にArbitratorの 限界がある。

昨今の住民参加の機運の高まりから、公共事業の

計画段階において多数の主体の参加が呼びかけられ るようになった。一方で、多様な意見が表明される ことになれば、意思決定に際しては最終的に誰かが 我慢しなければならないということになる。あるい は、すべての参加主体が何かしら我慢しなければな らないかもしれない。このような状況において、「合 意形成=WIN-WIN」というような呪縛にとらわれて いたり、自己中心的であったり、頑固な主体が存在 していたりすると、CoordinatorやDonorが介入しても、 社会的に望ましい状況には結局なかなか到れないの が現実である。

社会的により望ましい状況に到達できることが分 かっていながら、私的利益よりも社会的利益を優先 できない、将来的に得られる価値よりも今手元にあ る失われる価値を過大に評価してしまう、といった 人間の限定合理性や、改善状況に対する心理的な不 受容などの問題から、理想的な第3者が介入しても、 均衡状態を外生的にパレート改善させることは実際 かなりの困難が伴う。

利害関係者ではない他者がナイーブなコンフリク トをマネジメントしようとするときに、本質的に意 味のあるかかわり方は、Win-Lostをその社会全体が 受け容れられるようなコミュニケーションの場を演 出することだけなのかもしれない。

本研究では、水資源開発・管理におけるコンフリ クトマネジメントのためのひとつの手立てとして、 集団意思決定の最終手段として従来考えられてきた 住民投票に着目し、PI・コミュニケーション・意思 決定支援のツールとしての可能性を検討することを 目的とする。

2. 住民投票をとりまく周辺環境

「平成の大合併」を契機に、日本における住民投 票の件数は飛躍的に増加した。上田(2005)による と、1998年から2002年までの7年間で20件の投票実績 しかなかったところへ、2003年以降の2年3ヶ月間で 343件の住民投票が実施された。この343件の投票の うち例外の1件を除き、すべて何らかの形で市町村合 併に関連したものであり、提案された住民投票条例 案は864件にも上る。このうち45.8%が住民からの直 接請求、23.2%が議員提案、31.0%が首長提案であっ た。直接請求された条例案は90%以上が不成立に終 わり、一方、首長が条例案を提案した場合は約90% の割合で成立している。

西欧の代議制民主主義国においても、市民は政治 家や政策に対する自信を失い始め、直接制民主主義 が政策的な場で検討され始めている(Zimmermann, 2000)。

日本において初めて条例に基づく住民投票が実施 されたのは、1996年新潟県西蒲原郡巻町において原 子力発電所の建設可否を問うものであった。公共事 業に関わる住民投票では、産業廃棄物処理場建設、 空港建設などのいわゆるNIMBYに関するものが多

い。水資源開発事業では、建設される土木建造物は NIMBYと呼べるほど大きな負の外部性を発生させ るわけではないが、一般に規模が大きいため多数の 住民の移転を要することや、開発時に環境破壊を伴 うことが多いため、長良川河口堰問題以降、事業の 妥当性について世論の厳しい目にさらされている。 水資源開発において初めて条例に基づく住民投票が 実施されたのは、徳島県徳島市における吉野川可動 堰建設の可否を問うものであった。

市民参加が謳われてから久しく,最近では市民参加条例やまちづくり条例などを制定し,制度として市民参加を進めようとする自治体が増加しつつある。制定済みの市民参加条例では,実施にあたって議会の議決が必要という条件つきではあるが,住民投票制度がほぼ標準装備されている(上田,2005)。日本においても,代議制への不信,市民の関わりへの渇望などから,直接制民主主義への期待の高まりが伺える。

現行の条例に基づく住民投票は、日本国憲法と条 例の関係から法的拘束力を持たせることは難しいと されている。たとえ法的な問題がクリアされたとし ても、水資源開発事業に係る住民投票の場合には、 有権者の範囲の設定や,投票結果の取り扱い,投票 権を持たない将来世代との不公平性の問題など,有 権者の問題認知・処理能力を超える多くの課題を孕 むと考えられ,住民投票の結果だけをもって地域の 意思決定とすることには慎重であるべきと考えられ る。

以下では,水資源開発事業において初めて住民投 票が実施された吉野川可動堰建設問題における住民 投票を事例に,諮問型の住民投票,言い換えればコ ミュニケーションツールとしての住民投票の可能性 について検討する。

3. 吉野川可動堰建設問題における住民投票

3.1 吉野川可動堰問題の経緯(今井, 2000)

吉野川の河口から14kmほど上流へさかのぼった 地点の南岸はかつて第十村と呼ばれ、この地域の農 民が1752年に農業用水の分流を目的として堰(第十 堰)を築造した。川の流れを直角に遮らない弓状2 段構えの斜め堰で、上堰は長さ1250m、下堰は550m というものであった。構造上、水を貯めることがな く川は常に流れ続けており、堰の下流に真水と海水 が交わる汽水域を作っている。

旧建設省は、150年に1度の確率で発生する可能性 がある大洪水に備えて、この第十堰を取り壊すと同 時に、約1000億円をかけて、堰の下流1.5kmの地点に、 新たに可動堰を建設する事業計画を1982年以降進め てきた。

この可動堰建設計画に疑問を持った市民の中から, 「第十堰住民投票の会」が1998年に立ち上がった。 住民投票の実施を市長に請求するための署名運動の 結果,1999年1月に徳島市の有権者総数の48.8%にあ たる10万超の署名を集めた。しかし,住民による直 接請求は議会で否決された。そこで,目標を住民投 票の議員提案に変え,「第十堰住民投票の会」の代 表の一部によって「住民投票を実現する市民ネット ワーク」を結成し,1999年4月の市議会選挙での議席 獲得を狙った。この選挙で市民ネットワークは3議席 を獲得し,最終的に1999年12月に,実施日を2000年1 月23日,投票率50%以上で開票という条件付のもと, 吉野川可動堰建設の可否を問う住民投票の実施が徳 島市議会で可決された。

3.2 住民投票の結果

2000年1月23日に行われた住民投票では,投票率 55.0%,投票総数11万4,000弱であり,このうち反対 票が90%を占めた。また,全有権者に占める反対票 の割合は49.57%であった。今井(2000)による出口 調査をもとに,先の市議会選挙と住民投票での投票
行動の比較についてまとめられたものをFig.1に示す。

Fig.1より,住民投票に参加した人のうち,「先の 市議会選挙で住民投票拒絶派の候補に投票した人」 がほぼ3割いたということになり,これは先の市議会 選挙で住民投票拒絶派に投票した人の約半数にあた ることになる。また,市議会選挙を棄権した人の約 25%が住民投票に参加している。





4. 展開型ゲームによる投票行動の分析

なぜ住民投票拒絶派に投票した投票者が住民投票 では可動堰建設反対に投票したのだろうか。状況は 可動堰建設が濃厚であり,可動堰建設反対派が可動 堰建設を止めるためには「住民投票の実施」→「住 民投票において可動堰建設反対派が多数」という流 れを実現するのが最も現実的であったはずである。 市議会選挙と住民投票における住民の投票行動を, ここでは投票に係る2段階の意思決定と捉え,Fig.2 のように展開型ゲームによりモデル化し,投票行動 について分析する。





有権者は1st Voting(市議会選挙)において,住民

投票賛成派に投票するか,住民投票反対派に投票す るか2つの選択肢を持っている。住民投票反対派が多 数を占めることになれば実現する事象は「現状維持」 である。このとき有権者が得る利得をβとする。一方, 住民投票賛成派が多数を占めることになれば,2nd Voting(吉野川可動堰建設の可否を問う住民投票)が 実現する。また,有権者は1st Votingにおいて,2nd Votingが実施された場合の得票率を予想し,可動堰建 設賛成派の得票率をq,可動堰建設反対派の得票率を 1-qと考えていることとする。

2nd Votingにおいて、有権者は可動堰建設賛成に投 票するか,可動堰建設反対に投票するか2つの選択肢 を持っている。可動堰建設賛成派が多数を占めるこ とになれば実現する事象は「可動堰建設」である。 このとき有権者が得る利得をαとする。一方,可動堰 建設反対派が多数を占めることになれば実現する事 象は「現状維持」である。このとき有権者が得る利 得を0とする。ここで、可動堰建設反対派が多数とな り現状維持が到達されたときの利得が有権者にとっ て無(=0)であることを意味しているわけではなく, α, 0, βの相対関係から有権者にとっての価値を判断 することとし、このための基準点を2nd Voting後の現 状維持として、この利得を0としている。言い換えれ ば、現実の何らかの利得行列に対して、2nd Voting後 の現状維持の利得が0となるようにアフィン変換し た結果の各事象に対する利得をα, 0, βとして表記し

今,可動堰建設反対派の行動について分析するこ ととする。そこで、 $\alpha < 0$ とする。可動堰建設反対派は 1st Votingでの予想qに関して、 $\alpha q > \beta$ ならば、住民投票 賛成に投票し、 $\alpha q < \beta$ ならば、住民投票反対に投票す ることになる。

したがって、可動堰建設反対派が1st Votingで住民 投票賛成に投票する場合、 $q < \frac{\beta}{\alpha}$ であり、 $0 \le q \le 1$ であるから、 $0 < \frac{\beta}{\alpha}$ である必要がある。したがって、 $\beta < 0$ でなければならない。 住民投票反対に投票する場合、 $q > \frac{\beta}{\alpha}$ であり、 $0 \le q \le 1$ であるから、 $\frac{\beta}{\alpha} < 1$ である必要がある。 したがって、 $\alpha < \beta$ でなければならない。 住民投票反対と賛成が無差別の場合、 $q = \frac{\beta}{\alpha}$ であ り、 $0 \le q \le 1$ であるから、 $0 \le \frac{\beta}{\alpha} \le 1$ である必要が

ている。

ある。したがって、 $\alpha \leq \beta \leq 0$ でなければならない。

以上をまとめれば、a、 β と投票行動の関連をFig.3 のようにまとめられる。



Fig.3 Relationship of voting behavior and value of sense

Fig.3は、もし、すべての可動堰建設反対派の有権 者が2nd Votingが実施された場合の可動堰賛成派の 得票率をqと予想し、その共通の予想のもとで合理的 に投票していた場合、利得a、 β に対してどのような 価値認識をしていたかを説明するものである。

Fig.3より、1st Votingにおいて、もし $0 < \beta$ ならば、

可動堰建設反対派の有権者は必ず住民投票反対に投 票する。これは2nd Votingにおける予想qによらない。 つまり,住民投票反対派が市議会選挙において多数 席を獲得し,住民投票が実施されない場合と,住民 投票賛成派が多数を占め,住民投票が実施され,そ の後に可動堰建設反対が多数を占めた場合では,実 際に実現する事象はどちらも現状維持になるが,1st Votingで住民投票反対派が多数を占めて現状維持が 実現する方が効用が高いと感じる可動堰建設反対派 は1st Votingで住民投票反対に票を入れることになる。 これは取引費用や割引率を考えれば妥当な行動であ ると考えられる。すなわち,同じ現状維持が実現す るならば,2段階目の投票で実現するよりも,1段階 目の投票で実現した方がコスト等に関してより合理 的であると考えるであろう。したがって,1st Voting で住民投票反対に投票し、2nd Votingにおいて可動堰 建設反対に投票した投票者は $0 < \beta$ という価値認識 を持ち、これは主に現状維持の早期決定を望んでい たことからくるものではないかと考えられる。

一方, 1st Votingにおいて, もし $\beta < \alpha$ ならば必ず

住民投票賛成に投票する。これは2nd Votingにおける 予想qによらない。住民投票賛成が可決された後は $\alpha < 0$ なので,可動堰建設反対に投票する。つまり,

 $\beta < \alpha < 0$ であるから、2nd Votingにおいて賛成派

が勝利すること以上の不効用を住民投票が実施され ない状況に感じていたと推察される。おそらく,住 民投票を行うという手続きに大きな価値を覚えてい たのではないかと考えられる。

以上の考察から,多段階の投票によって住民の選 好についてより深く理解できる可能性があることが 示された。このような示唆を与える吉野川可動堰問 題は,大規模な公共事業において初めて住民投票が 実現される至った先例として重要であると同時に,2 段階の投票により民意が表明された例として公共事 業における住民投票の制度的検討を行う上で有用か つ興味深い先例であるといえる。

5. 住民投票の失敗に関する考察

Fig.3においてα<0における無印の領域は住民投 票賛成と反対が無差別である場合を表しており、こ のとき、可動堰反対派の有権者は確率的に投票する と考えられる。ここでは、このように確率的に投票 する有権者がいる場合の投票について考察する。

今,ある集団において,ある議案に対する有権者 の意見構成がFig.4のようであるとする。



Fig.4 Constitution of Stake Holders

すなわち, 賛成派と反対派の2つに分かれ, 賛成派 の人数は $N_A + n_A$ 人, 反対派の人数は $N_B + n_B$ であ る。今, 一般性を失わずに $N_A + n_A > N_B + n_B$ と 仮定する。確定的でない意見を持っている人々は, 本来の選好から確率的に離脱するとする。確定的で ない意見を持っている人々をゆらぎ賛成派, ゆらぎ 反対派と呼ぶこととし, 賛成派と反対派でそれぞれ n_A, n_B 人が存在するとする。このとき, 賛成派, 反 対派において確率的に離脱する人々の人数を n'_A, n'_B とする。もし, 住民投票をして, $N_A + n_A - n'_A + n'_B < N_B + n_B - n'_B + n'_A$ とな ってしまったら、本来の集団選好とは異なる結果を

住民投票は指し示すことになり, 適切な社会的選択 は成し遂げられない。このような状況を住民投票の 失敗と呼ぶことにする。

 n'_A, n'_B は独立であり、それぞれガンベル分布に従

う確率項であると仮定すると、住民投票の失敗が起 こる確率は次式のように書ける。

$$\Pr[N_{A} + n_{A} - n'_{A} + n'_{B} < N_{B} + n_{B} - n'_{B} + n'_{A}]$$

$$= \Pr[n'_{A} - \frac{1}{2}(N_{A} + n_{A} - N_{B} - n_{B}) > n'_{B}]$$

$$= \Pr[n'_{A} - \Delta > n'_{B}]$$

$$= \Pr[n'_{A} = \eta, n'_{B} < \eta - \Delta], -\infty < \eta < \infty \qquad (1)$$

$$= \Pr[n'_{A} = \eta]\Pr[n'_{B} < \eta - \Delta]$$

$$= \int_{y=0}^{1} \frac{y \cdot \exp(-\eta)dy}{y \cdot \exp(-\eta)(1 + \exp\Delta)}$$

$$= \left[\frac{y}{1 + \exp\Delta}\right]_{y=0}^{1} = \frac{1}{1 + \exp\Delta}$$

なお,式(1)において $\Delta latalelember interpretation (1)$ において $\Delta latalelember interpretation (1)$ において $\Delta latalelember interpretation (1)$ である。したがって,住民投票の失敗は Δ にのみ依存して発生することが分かる。すなわち,2 つの意見集団が存在するとき,それぞれの真の集団選好を表明する投票者の数の差が大きいほど,住民投票の失敗は発生しづらく,それぞれの真の集団選好を表

明する投票者の数の差が小さいほど,住民投票の失 敗は発生しやすくなる。したがって,意見が2つに 分かれ,どちらが多数とも言い切れず,意見を調整 しづらいような議案に対して最終的に住民投票を用 いて地域の意志決定を行おうとする場合,住民投票 の失敗が起こる可能性が大きいといえる。

6. まとめ

本研究では,吉野川可動堰建設問題を事例に,住 民参加におけるコミュニケーションツールとしての 住民投票の可能性について考察した。また,本来, 住民投票の実施による意思決定が最も期待されそう な状況において,住民投票の失敗,すなわち真の集 団の選好とは異なる投票結果が生じる可能性が高い ことを指摘した。

代議制と直接制は民主主義において対立するもの ではなく、補完しあうものであると考えられる。よ り成熟した住民参加の時代に向けて、公共事業に係 る住民投票の有効活用のために、投票行動を踏まえ た制度的検討が望まれる。究極的な課題は、コンフ リクトの類型に応じたマネジメントの手法を選択す るための方法論の構築であることは言を俟たないで あろう。

参考文献

- 青木俊明・鈴木温:社会資本整備における賛否態度の形成公正の絆理論と態度変容モデルの統合,実験社会心理学研究,第45巻,第1号,pp.42-54,2005.
 今井一(2000):住民投票,岩波新書.
 上田道明(2005):住民投票の過去・現在・未来,地方自治問題研究機構 Information Service, No. 51.
 坂本麻衣子・萩原良巳:コンフリクトマネジメントー水資源の社会リスクー,勁草書房,2006.
 Zimmermann, K.W.(2000): Interest Groups, Referenda, and the Political Process: On the Efficiency of Direct
- Democracy, Constitutional Political Economy, Vol. 11, pp.147-163.

What has been done, What should be done, and What can be done in Water Resources Conflict Management?

Maiko SAKAMOTO* and Yoshimi HAGIHARA**

* Department of Civil Engineering, Nagasaki University ** Emeritus Professor, Kyoto University

Synopsis

This study focuses on referendum which has been considered as a final means of collective decision-making. A possibility of referendum as a communication tool for decision support is considered referring to Yoshino river weir reconstruction problem where referendum was conducted in 2000 to ask local residents whether it should be reconstructed or not. Extensive form game model is used to model the problem, and a system is examined to inspire new possibility to referendum.

Keywords: Yoshino rive weir problem, referendum, extensive form game

山地渓流の土砂生産の違いが生息場構造と底生動物群集に 及ぼす影響

野村理絵*・竹門康弘・堤 大三・寳 馨

* 日本工営株式会社

要旨

河川環境を含めた国土保全のための土砂管理を実現するには、土砂の流出量、移動量、 ならびに河道の撹乱体制を明らかにする必要がある。本研究では、土砂生産量の異なる谷 間で河床の生息場構造と底生動物群集を比較することによって、土砂動態が山地渓流の生 態系に及ぼす影響を把握することを目的とした。蒲田川流域の小河川を対象に谷の裸地面 積、標高、斜面向きなどの環境条件から基岩風化の指標となる凍結融解強度指数を求め、 谷ごとの積分値と河道の微生息場の特性や底生動物群集特性との関係を分析した。その結 果、凍結融解強度指数と河道幅から微生息場の苔マット密度の予測ができることが示唆さ れた。また、底生動物群集の種多様性は、30 年確率程度の増水後には土砂生産が多い谷 の方が低下するものの、数年の安定期間を経るとむしろ中程度の土砂生産の谷の方が高ま ることがわかった。

キーワード:微生息場,底生動物群集,土砂流出様式,苔マット,凍結融解強度指数

1. はじめに

多くの先進各国では,植林,治山,砂防施設,貯 水ダムの建設,河川改修や護岸などにより土砂生産 が低減した結果,河床低下や沿岸域の土砂不足が社 会問題化している。日本でも防災・環境保全・利活 用を踏まえた土砂管理の策定が求められるようにな り,土砂動態マップの作成や貯水ダムからの排砂や 置き土などの対策が行われつつある。しかし,これ らの対策の多くは未だ試作段階にあり,環境保全に とって適正な土砂の移動量や滞留量を判断するため の手法開発が急務の課題となっている(岡野ら, 2004)。

そのような手法を開発するためには、土砂動態の 様式が異なる河川を選び、生息場の構造や河川生態 系の現状を比較するような基礎的研究が不可欠であ る。また、土砂の動態によって変化しやすい生息場 構造や生物に着目して比較研究することが有効であ ろう。既往の河川環境の評価手法には生物を用いた 手法が多く、群集全体の特性から評価する手法には イギリスで用いられている RIVPACS (River InVertebrate Prediction and Classification System) (Wright et al. 2000), 米国で開発された IBI (Index of Biotic Integrity) (Karr 1981) があ り、それぞれ欧州各国や米国で実用化されている。 このうち RIVPACS は多変量解析によって底生動物 群集による河川の分類と環境条件が変化した場合の 群集変化を予測するものであり, イギリスでは河川 614 地点における底生動物群集の種組成予測や人為 影響評価が行われている。日本では国土交通省が 109の一級水系の河川について5年ごとに河川水辺 の国勢調査を実施し底生動物群集のデータが蓄積さ れている。(建設省河川局河川環境課 1997) しか し、それらの情報を環境評価に利用するための手法 はまだ確立されていない(尾澤 2006)。欧米諸国 では底生動物を環境指標として有効に使っており, 日本でも水質だけでなく物理環境評価にも使われよ うとしている。

水生昆虫に代表される底生動物の群集は,生活基 盤が河床材料によって構成されている点で注目に値 する。すなわち,底生動物群集の組成や生息場の特 性から土砂の挙動を反映した河川環境の評価が行え ると考えられる。

また,河川地形や生息場の特性に影響する土砂動

態の過程には、「土砂の生産過程」、「河道への流出過 程」、「河道内での侵食・移動・堆積の過程」が区別 される。本研究では、これらの特性を併せて「土砂 流出様式」と定義し、それらの違いが河川の生息場 構造と底生動物群集に及ぼす影響を把握することを 目的とした(Gurnell and Petts, 1995)。

本研究では、そのための調査地として土砂流出様 式の異なる岐阜県蒲田川支流の4渓流を選び、生息 場構造と底生動物群集の比較分析を行った。さらに 底生動物の調査対象外の7渓流も加えた全11谷につ いて、地形図や航空写真を用いて土砂流出様式に関 わる谷の環境条件を計測した。これらの情報を用い て、谷の環境条件・生息場構造・底生動物群集の関係を 重回帰分析や正準対応分析(CCA)によって定式化す ることによって、谷の環境条件が変わった場合に生 息場構造や底生動物群集の変化を予測するための検 討を行なった。

2. 岐阜県蒲田川流域の谷の環境特性

蒲田川流域は神通川水系の上流部に位置し,流域 面積は100.6k m³,流路延長18.8km である。調査は 2006年6月と2007年11月に行ったが,2006年7 月17~18日には各日で110mm以上の雨量を記録



Fig.1 Gamatariver Basin and its outskirts

し、7月17~20日でヒル谷の瞬間最大流量が 0.72m³/Sとなる出水が起こった。これは1988年の 観測以来最大の流量で、18年確率以上のまれな大増 水であった。この攪乱によりヒル谷砂防堰堤内には 130m³の土砂が堆積した。堆積土砂量が100m³を超 えたのは1997年以来始めてで、土砂流出が活発で あったことが伺える。現地調査は神通川水系蒲田川 流域のネボリ谷、ヒル谷、割谷、外ヶ谷で行った。

ネボリ谷は流域面積 0.84k mの森林に覆われた小 流域であり, 上流は通常の山地減流域の河道形状を 示すが、下流域には3段の段丘堆積物があり、段丘 の下部から豊富な湧水が流出している。本研究では 段丘の最下段に位置する湧水起源の流程を調査地に 選んだ。ヒル谷には京都大学防災研究所付属穂高砂 防観測所の実験用砂防堰堤があり、調査は砂防堰堤 の上流(以下,ヒル谷上)・下流(以下,ヒル谷下) で行った。実験用砂防堰堤からは人工排砂が毎年1, 2回行われている。ヒル谷は流域面積 0.85k m, 比 流砂量約 50 m³/ k m²/year である(藤田ら, 2000)。 割谷は流域面積が1.11kmで砂防堰堤が9基建設さ れている荒廃した渓流である。外ヶ谷は流域面積が 6.2 k m²で, 大崩壊地「外ヶ谷の大崩壊」(1889 年 7 月に発生)を持つ非常に荒廃した渓流で、1953年に も大崩壊が発生し、河床への崩壊土砂の堆積量は500 万㎡と推定されている。

2.1 蒲田川流域の裸地分布の把握

蒲田川流域の小河川を対象とし、オルソ化された 航空写真から裸地の範囲を目視判読し面積を計測し た。航空写真は積雪期のものであったため積雪部分 を裸地とすると裸地面積を過大評価してしまう可能 性があった。そのため1993年9月27日・10月11 日に撮影された蒲田川流域の航空写真、1997年9月 10日に撮影された足洗谷流域の航空写真と照合し、 裸地の判別を行った。今回は蒲田川本流の右岸に位 置する小鍋谷、外ヶ谷、足洗谷支流のネボリ谷、ヒ ル谷、割谷、白水谷、黒谷、蒲田川左岸のクリヤ谷、

Table1Geographical properties of the eleven headwater streams investigated in the Gamata River.Gradient indicates an average value and that in the parenthesis within a study area in lower reaches.

	Nebori	Hiru	Karukaya	Kuriya	Sodega	Waru	Hora	Koito	Shiramizu	Kuro	Onabe
Basin area (km²)	0.84	0.85	0.55	3.88	6.21	1.08	2.34	1.90	2.44	1.43	4.92
Bareland area (km [*])	0	0.00023	0.0031	0.087	0.285	0.051	0.115	0.072	0.590	0.429	0.872
Bareland area (%)	0	0.027	0.56	2.23	4.59	4.69	4.94	3.82	24.16	30.05	17.71
Gradient (%)	(2.4)	14.3	36.2	21.5	14.5	20.4	23.1	25.1	21.0	21.3	17.8
Number of checkdam	0	1	0	0	16	9	7	4	2	2	10

カルカヤ,小糸谷,洞谷を対象とした。ネボリ谷に ついてはDEMデータの範囲に入っていなかったが, 蒲田川流域の航空写真で裸地が見られなかったため, 裸地面積は0.0k m²とした。

裸地は流路に沿った裸地(流路裸地)と流域内に ある流路沿い以外の裸地(流域内裸地)に分けて計 算した。裸地面積は,航空写真上に作成した裸地の シェープファイルとDEMデータを重ねることによ って計算した。崩壊地の面積はArcGIS Ver.9.2(日 本語版)を用い,DEMデータはレーザー計測により 航空写真撮影と同時に計測されたものを使用した。

2.2 凍結融解による土砂生産予測

蒲田川流域では、冬季からの凍結融解作用によっ て裸地斜面風化基岩が土砂化する。春季は斜面上に 土砂が豊富に存在しているため、降雨や風の影響に よって落下する土砂流出量は年間を通じて最も大き い(藤田ほか 2006)。従って本研究では、土砂生 産現象が最も盛んであると考えられる凍結融解作用 に着目し、土砂生産の指標とした。

2.1 で求めた裸地範囲を10×10mのメッシュに分割し、各メッシュについて緯度・経度・標高・斜面勾配・傾斜方向のメッシュデータを作成した。その後メッシュデータを用い、堤ら(2009)の提唱した凍結融解現象のモデルに従って土砂生産量の指標である凍結融解強度指数を計算した(Fig.2)。このモデルでは地表面における凍結融解の繰り返し回数,最深凍結面到達速度、凍結融解強度指数(深さ方向の凍結融解繰り返し回数の分布を積分したものと定義)を出力値として得ることができる。堤ほか(2007)において、凍結融解による風化基岩の破壊は、凍結融解の繰り返し回数や凍結層の到達深度によって大きく影響を受けることが示されており、凍

結融解強度指数は土砂生産現象に対する凍結融解の 影響評価の指標として有効であると考えられる。

その結果,流域面積当たりの凍結融解強度指数から,蒲田川流域の谷は大きく3つに分類できると考えられた。一つ目は、ネボリ谷、ヒル谷、カルカヤ、クリヤ谷のようにほとんど凍結融解が影響していない谷、二つ目は外ヶ谷、割谷、洞谷、小糸谷のように積算の凍結融解強度指数が10~20×10⁴m³/km²と中程度の谷、三つ目は小鍋谷、白水谷、黒谷のように積算の凍結融解強度指数が40×10⁴m³/km²と高強度の谷である。本研究では、小鍋谷、白水谷、黒谷のような土砂生産の強度が極度に高い谷では生息場構造や底生動物群集の調査を行っていないので、今後調査対象に加える必要があると考えられる。

3. 生息場構造の谷間比較

調査は 2006 年 6 月,2007 年 11 月に行った。各 谷で微生息場調査は 10 区間で行い,そのうち 4 区間 で生物調査を行った。調査区間は,瀬-淵のユニット が 1~2 つ含むようにランダムに選定した。2006 年 6 月に限りネボリ谷,ヒル谷,割谷のみで調査を行 った。

3.1 調査方法

瀬淵構造の長さや幅,樹木間の距離,苔の生育状況(苔マットの密度),付着藻類量(クロロフィル a 量)の測定を行った。また,微生息場の調査については,14種の微生息場要素(基盤岩,飛沫帯,苔マット,沈水根,倒流木,ダム型リターパック,浮石,はまり石,砂利,砂,堆積型リターパック,沈水植物,抽水植物)の有無を調査シート(Fig.3)に記録した。



Fig.2 Frozen-thaw indices estimated for the basin of each headwater stream investigated in the Gamata River basin. .



Fig.3 Microhabitat survey sheet

3.2 生息場構造の谷間比較

苔マット密度の違い

ネボリ谷,ヒル谷上,ヒル谷下は外ヶ谷よりも有 意に苔マットの密度が大きかった(P<0.05,ダネッ トのT3検定)(Fig.4)。凍結融解強度指数と苔マッ ト密度の関係を Fig.5 上図に示した。これより土砂 生産量が少ない谷ほど苔マット密度が大きく,土砂 生産量が多いほど苔マット密度が小さくなることが わかった(P<0.01)。また,Fig.5 下図より,河道 幅が大きいほど苔マット密度が小さくなる傾向が見 られた(P<0.1)。

3.3 微生息場構造の谷間比較

Fig.6 より 2006 年 6 月の微生息場数を元に 2007 年11月の微生息場出現率の減少率を求めたところ, Fig.7 のようになった。苔マットの出現率はどの谷で も減少していたが、ネボリ谷での減少率が最も小さ く, 次いでヒル谷上, ヒル谷下, 割谷の順に大きく なった。これらの結果は、2006年7月に発生した大 増水の攪乱によって土砂の出やすい谷ほど苔マット が大きな影響を受けたことを示している。また、浮 石はネボリ谷で最も減少率が大きく、ヒル谷上、ヒ ル谷下、割谷という順で減少していたことから、増 水で混合粒径の土砂が動いたことによって浮石状態 の礫が埋まったと考えられる。飛沫帯は流量が少な いと減少する性質があるため、全谷で減少したのは 調査時の流量による違いの可能性がある。また沈水 根の減少は元々少ないので季節的変化かもしれない が、攪乱によりダメージを受けたとも考えられる。

ダム型リターパックは全谷で増えていたが、これ は開葉期の6月と落葉期の11月という違いであると 考えられる。砂,泥,堆積型リターパックは攪乱に よって堆積が卓越する環境が減少したことによるか もしれない。割谷では2006年6月よりも2007年 11月で倒流木とはまり石が増えたが、これは攪乱後

に渓畔林が多く倒れて河道に倒木が供給されたため であると考えられる。



Fig.4 Differences in moss-mat density among streams in the Gamata River basin.





4. 底生動物群集の谷間比較

4.1 調査方法

生息場の環境調査として,底質環境(河床材料の 粒径調査),水理環境(流速,水深)付着層類量(ク ロロフィル a 量),苔の生育状況(苔の面積)の測定 を行った。微生息場の調査は14種の微生息場要素の 有無を調査シートに記録した。底生動物群集の採集 は3つの微生息場(基盤岩,礫底,砂利・砂)で25 ×25cmの枠内を定量採集した。2006年6月に限り ネボリ谷,ヒル谷のみで定性採集を行った。

4.2 底生動物群集の構造比較

2006 年 6 月の調査では、底生動物は総計で 148 タクサ、ネボリ谷 95 タクサ、ヒル谷上 108 タクサ、 ヒル谷下 104 タクサが見られた。各区間の平均種数 はヒル谷上 (65±8) がネボリ谷 (55±3) よりも有 意に多く (P<0.05, Bonferroniの多重比較)、ヒル 谷下 (60±1) では差が見られなかった (ns)。各谷 の個体数指標の平均値は、ヒル谷上 (347±38) が ネボリ谷 (262±24) よりも有意に多く (P<0.05)、 ヒル谷下 (314±9) は差が見られなかった (ns)。 また、2007 年 11 月に基盤岩、礫底、砂利・砂に出 現した生物は、タクサ数と個体数指標がそれぞれネ ボリ谷 43±4、152±21、ヒル谷上 49±3、195±43、 ヒル谷下 44±3、171±17 であった (Fig.8)。

2007年11月の底生動物は総計で117タクサ6460 個体, ネボリ谷85タクサ1842個体, ヒル谷上63タ クサ 533 個体, ヒル谷下 62 タクサ 1477 個体, 割谷 59 タクサ 1855 個体, 外ヶ谷 35 タクサ 783 個体が 見られた。各谷の平均タクサ数はネボリ谷 (50±6) がヒル谷上 (32±3),割谷 (36±5)よりも有意に 多く,外ヶ谷 (19±3)が他の谷よりも有意に少なか った (P<0.05, Bonferroniの多重比較)。ヒル谷下 の平均タクサ数は40±4 であった。各谷の平均個体 数は,ネボリ谷 (461±129)と割谷 (464±119)が ヒル谷上 (133±52),外ヶ谷 (196±47)よりも有 意に多かった (P<0.05, Bonferroniの多重比較)。 ヒル谷下の平均個体数は 362±168 であった。 (Fig.9)

2007 年 11 月の生活型別の個体数と環境要因を比較したところ,割谷はクロロフィル a 量に正の相関を持つ生物が多く,外ヶ谷は小滝の巨石サイズと淵のフルード数が大きく微生息場要素の数が少ないところを好む分類群が多いという傾向が見られた。ネボリ谷は外ヶ谷に多かった分類群と逆の性質をもつ分類群が多く,苔マット密度が高い環境を好む生物が多いと考えられた。さらに,Fig.10 上図より,造



Fig.6 Presence frequency of microhabitat in each stream in June 2006 and November 2007.



Fig.7 Changes in presence frequency of microhabitat in each stream between the two years, before and after of a spate of 30 year probability.

巣掘潜型と携巣型は苔マット密度や小滝・瀬の微生 息場数と正の相関を持ち,滑行型はフルード数や底 質サイズと正の相関をもつことがわかった。



Fig.8 Species richness (upper) and abundance (lower) of benthos communities in June 2006 before spate.





November2007 after spate.



Fig.10 Ordination diagrams of CCA analysis on physical environmental factors in relation to five streams in the Gamata River. N: Nobori-dani, U: Hiru-dani-upper, D: Hiru-dani-lower, W: Waru-dani and S: Sodega-dani.

5. 土砂生産と微生息場構造の予測可能性

苔マット密度と強い関係をもつ凍結融解強度指数 と河道幅を用いて重回帰分析を行った結果,高い重 相関関係が認められた(P=0.008)。この重回帰式を カルカヤ,クリヤ谷,白水谷,黒谷で測定された条 件に適用した結果,Fig.11のような予測結果が得ら れた(カルカヤ,クリヤ谷,白水谷,黒谷は谷の環 境特性のみを計測した谷であり苔マット密度の測定 値はない)。このように,流域の地形と画像情報から 生息場の特徴を予測できることが示唆された。

本研究において、谷の環境特性から生息場構造, 生息場構造から底生動物群集の生態型を予測できる ことが示唆された。しかし今回はサンプル数が少な かったため、相関関係が検出されにくかったという 欠点が挙げられる。山地渓流において広範囲での予 測を行うには、土砂生産が極度に多い谷でも調査地 点に加える必要がある。今後、土砂流出特性の異な る谷の調査地点を増やすことによって、多くの谷に 適用できるようにすることが望まれる。

また,瀬淵構造と微生息場の関係を分析・考察す るまでに至らなかった。土砂動態と微生息場の関係 を説明するには,微生息場の上位スケールである瀬 淵構造の形態も重要となってくると考えられる。小 滝・早瀬・平瀬・淵の組み合わせや長さ・幅と微生 息場の出現率や組み合わせとの関係を分析すること によって、瀬淵構造と微生息場の関係がわかるかも しれない。

本研究で十分に解析できなかった課題についても いろいろと残っている。例えば,河道の水理条件や 底質条件などの生息場特性と底生動物の生活型との 関係,裸地率や開空度など日射量に関わる環境条件 と刈取り食者の関係,あるいは樹冠被覆度や落葉量 など森林起源の栄養条件に関わる生息場特性と破砕 食者の関係などについては今後有意義な関係が見出 されると期待される。



Fig.11 Comparison of predicted and observed values of moss-mat density in the selected streams in the Gamata River basin. No observation in Karukaya, Kariya, Shiramizu and Kuro-dani.

6. まとめ

生息場構造と底生動物群集の関係については、1) 底生動物群集の種多様性は撹乱の少ない期間を経る と土砂の少し動く谷で高まること、2)30年確率の 増水後には、土砂が動く谷の方が種多様性は低下す ることがわかった。谷の環境条件-河道の生息場特性 -底生動物群集特性の間で相関分析、回帰分析、正準 対応分析などを行なった結果、以下の結論が得られ た。1)土砂流出の撹乱によって個体群の減少を起 こす種群はフルード数の小さい環境を好む種群であ り、それらは土砂生産量や移動量の少ない谷によっ て維持されていると考えられた。2)凍結融解強度 指数と河道幅から微生息場の苔マット密度の予測が できることが示唆された。3)苔マット密度が高い 谷では生息場の多様性が高く携巣型と造巣掘潜型が 多いこと,ならびにフルード数や瀬の河床表面礫径 が大きい谷ほど苔マット密度が小さく滑行型や掃き 取り食者が多いことがわかった。

以上のように土砂生産が生息場構造を介して底生 動物群集に影響する関係性を用いることによって, 人為的影響や気候変動などの環境変動に伴う生息場 構造,底生動物群集の変化を予測できる可能性があ る。例えば、苔マット密度を指標にして河川環境の 目標設定をすれば適切な土砂流出様式 (「土砂の生産 過程」,「河道への流出過程」,「河道内での浸食・移 動・堆積の過程」)の目安となりうる。ただし、今後 追究すべき課題も多く残されている。例えば、本研 究で利用した凍結融解度指数は土砂生産量の指標で あり、「河道への流出過程」や「河道内での浸食・移 動・堆積の過程」については別途関係を分析する必 要がある。また、河道地形、流水の水理特性、 底質 特性など、苔マット密度以外にも土砂流出様式との 対応関係を追究すべき項目が考えられる。さらに, 底生動物の生活型との関係については,裸地率や開 空度など日射量に関わる環境条件と刈取り食者の関 係,あるいは樹冠被覆度や落葉量など森林起源の栄 養条件に関わる生息場特性と破砕食者の関係などを 分析することによって,環境変化の影響予測に資す ることが期待される。

謝 辞

本研究報文は、第一著者が都市環境工学専攻の洪 水災害工学分野に在籍中に執筆した修士論文の一部 をとりまとめたものである。修士論文の作成にあた っては、山敷庸亮准教授に多くのご助言をいただい た。また、藤田正治教授にはヒル谷の観測データや 各谷の情報を快くご提供いただいた. さらに、本研 究は穂高砂防観測所の施設の使用無くしては不可能 であった。NPO 法人山の自然文化研究センター代表 澤田豊明先生ならびに志田正雄技術員には、観測所 滞在中の生活の便宜のみならず、調査器具の製作や 野外調査の方法についても多くのご助力をいただい た。鈴木裕一郎氏と村上宜之氏には、蒲田川流域の 野外調査を手伝って頂いた。最後に、京都大学大学 院工学研究科寶研究室の皆様には研究の様々な側面 をご教示いただいた。とくに, Mishra Binaya Kumar 氏には ArcGIS の解析手法を教えて頂いた。 以上の方々に,厚く御礼申し上げたい。

参考文献

岡野眞久,菊井幹夫,石田祐哉,角哲也(2004): ダム貯水池堆砂とそのダム下流河川還元について の研究,河川技術論文集,10,191-196

- 藤田正治,澤田豊明,水山高久,木下篤彦(2000.2): 砂防ダムからの人為的排砂が渓流環境に与える影響とその評価法,水工論文集,第44巻, pp.1215-1221
- 藤田正治・澤田豊明・堤大三・志田正雄・伊藤元洋 (2006):高原川流域における土砂生産マップの 構築-高原川流域の土砂生産特性-,京都大学防 災研究所年報,第49号B, pp.561-566
- 堤大三,藤田正治,泉山寛明(2009):気温上昇に おけ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(印刷中)

- Gurnell, A. and Petts, G. (1995) : Changing River Channels, John Willy and Sons
- Karr JR (1981) : Assessment of biotic integrity using fish communities. Fisheries6:21-27.
- Wright J.F., Sutcliffe D.& Furse M.T. (2000) : Assessing the biological quality of fresh waters.RIVPACS and other techniques. Freshwater Biological Association, Ambelside.

Effects of Sediment Production on Habitat Structure and Benthos Communities in Mountain Streams

Rie NOMURA*, Yasuhiro TAKEMON, Daizo TSUTSUMI and Kaoru TAKARA

* Nippon Koei Co.,Ltd.

Synopsis

The present study aims to relate the sediment outflow patterns in the valley to habitat structure and benthos communities in the stream ecosystem. Field investigations on the amount of sediment supply, channel geomorphologic features, microhabitat characteristics and benthos community structure were conducted in a set of tributaries with different sediment load in the Gamata River basin. Results showed that the density of moss-mat reduced with increasing sediment production and open-channel-width in the valley and also that benthos community structure changed with these habitat characteristics. This represents an example for predictable relations of sediment outflow patterns to habitat structure and benthos communities. The microhabitat traits such as moss-mat density will be of use as an indicator for the sediment outflow conditions in the stream ecosystem.

Keywords: microhabitat, benthos community, sediment outflow pattern, moss-mat, freeze-thaw index

An Experimental Study on Deposition of Fine Particulate Organic Matter affected by River Channel Morphology

Giyoung OCK^{*}, Yasuhiro TAKEMON, Keiichi KANDA^{**}, Yasunori MUTO, Hao ZHANG, Yasunori NAMBU^{*}, Yoshiaki SAMOTO^{*} and Hajime NAKAGAWA

*Graduate School of Engineering, Kyoto University **Department of Civil Engineering, Akashi National College of Technology

Synopsis

We investigated the spatial distribution of FPOM (fine particulate organic matter) and its relation to geomorphic features such as damming pool and alternate bar structures by conducting a series of experiment on FPOM deposition using two types of pine pollen as analogue. Then we examined the relations of deposition density of both floating pollen(ρ_{dep} -F) and sinking pollen(ρ_{dep} -S) to lateral elevation difference (Δz) and surface flow velocity (u_s). In damming pool structure, ρ_{dep} -S was higher than ρ_{dep} -F and was negatively correlated with u_s . While, in alternate bar structure, ρ_{dep} -S showed no difference from ρ_{dep} -F and was negatively correlated with u_s and Δz . These results indicate FPOM in running water may be differently distributed by its source origin and geomorphic features through specific deposition process even in reach scale distance. Advantages of pine pollen as FPOM analogue for evaluating dam impact on river ecosystem were also discussed.

Keywords: channel morphology, FPOM, deposition density, pine pollen

1. Introduction

The understanding on spatial distribution of FPOM in streams has been increasingly required for habitat management and restoration, since FPOM dynamics has been considered to influence on heterotrophic food webs by providing energy resources and in conditioning microhabitats for benthic animals such as macro invertebrates and fish.

Spatial distribution of FPOM has been often considered in segment or watershed scale resulted from longitudinally changed environmental gradients (Vannote et al., 1980), flooding event (Junk et al., 1989) and riverine productivity (Thorp and Delong, 1994). Recent studies, however, have suggested reach scale variation of FPOM distribution is significantly occurred by geomorphologic features such as pool-riffle, bar, meandering structures (Tockner et al., 2002; Takemon et al., 2008), canopy cover (Doi et al., 2007) and bed material (Walters et al., 2007). From an applied aspect, hydraulic and geomorphological factors facilitating the trapping efficiency of the riverbed such as water quality purification in rivers will benefit to enhance ecosystem function.

We focused on FPOM dynamics in downriver below dam reservoir. This dam tailwater ecosystem has been considered to be distinctly different from natural river ecosystem. Tropically the supply of large amount of lentic plankton derived from reservoir alters the balance of FPOM after resulting in a thick accumulation of epilithon (Benthic POM)

on the riverbed. Moreover changed geomorphologic features derived from riverbed degradation and bed material armoring by deduced sedimentation load is expected to significantly impact on transport and deposition processes of FPOM. Consequently, for habitat management and restoration in dam tailwater ecosystem, it is essential to evaluate and predict how FPOM density and source composition including lentic plankton are spatially distributed by river geomorphological characteristics in reach scale channel. In previous study, we estimated and compared the transport distance and deposition velocity by means of tracing lentic plankton in four different tailwater channels for accessing FPOM trapping efficiency, and showed increasing complexity of bed morphology such as hydraulic radius can minimize the transport distance, whereas bed degradation and armored bed materials may lead to increase the transport distance (Ock and Takemon, 2008). All of these recent studies indicated that deposition densities of suspended FPOM will be influenced by reach scale geomorphological features.

This present study aims to investigate how, where and how much would FPOM be deposited to riverbed by influence of channel geomorphology. A series of hydraulic experiments for this purpose were conducted using two types of pine pollen as FPOM analogue under various channel morphologic forms. The spatial distribution of deposition density in two types of pollen was analyzed in relation to bed elevation, surface flow velocity and lateral flow velocity.

2. Materials and Methods

2.1 Laboratory Experiment

A series of hydraulic experiments were carried out in a straight flume of 0.5m width, 0.5m depth and 21m length at the Ujigawa Open Laboratory, DPRI, Kyoto University. For this experiment, the channel slope was adjusted to be 1/200. The detailed experimental set-up was depicted in Fig.1.

Weir (or small dam) model made of 12cm height wooden pieces was placed below the movable bed zone, which had 8cm set-up thickness made of mixed silica sand with 1.56mm of mean diameter. Various bed configurations were produced by result of a set of the weir removal cases. In this study, 'CASE Initial' was an initial equilibrium bed configuration formed under a stable discharge. 'CASE 1' was the equilibrium bed configuration changed from 'Case Initial' by 3cm height weir removal (1/4 falling) under the same discharge condition. The detailed experimental conditions are given in Table 1.

When channel morphology reached an equilibrium condition where bed movement stabilized, two types of pine pollen that had been prepared within 1L bottles were uniformly released at uppermost site of the flume to make rapid mixing of the pollen particle with the channel flow.



Fig.1 Experimental setup diagram (modified from Nambu 2009). Pollen was released at upper movable bed uniformly during a few minutes, all amount of transported pollen were trapped using net at mouth of flume in storage tank.

Discharge continuously supplied until pollen was enough to deposit on movable bed. All amount of transported pollen was trapped using 20um mesh net at mouth of flume not to be circulated again to upper channel by pump.

	CASE Initial	CASE 1				
Weir removal type	Initial	1/4 height				
Hydraulic condition						
Discharge (Q)	$8.16 \text{ cm}^3/\text{s}$					
Normal depth(h)	4.18 cm					
Mean velocity (u)	39.0 cm/s					
Shear velocity (u*)	4.53 cm/s					
Bed material condition						
Mean size (d_m)	0.155 cm					
Critical shear	4.32 cm/s					
velocity(u _{*c})						
Dimensionless critical	0.074					
bed shear stress (τ_{*c})	0.074					

Table 1. Details of experimental conditions

2.2 Channel Morphology and hydraulics

As shown in Fig. 2, the bed morphology of 'CASE Initial' could be characterized by 'damming pool near weir and inflow channel structure'. Damming pool was formed up to approximately 4 m distance from weir model location (x=0), and in upstream reducing backwater effect, an



(b) Surface velocity distribution

Fig.2 Channel morphology and surface velocity in CASE Initial; damming pool zone near small dam was formed

asymmetrical inflow channel was produced. In particular, the highest front was outstandingly built in boundary of pool and inflow channel. The surface velocity was higher at inflow channel in upstream than damming pool, and reflected the backwater effect of weir.

However, the pool was disappeared by weir removal in CASE 1 (Fig. 3), 'the alternate bar structure' was developed with a distinctive longitudinal thalweg, the deepest continuous line along the channel, in the whole reaches.

2.3 FPOM Analogue: Two types of pine pollen

FPOM dynamics research in field experiment has been enhanced together with development of application of tracer particles such as lentic diatom, Lycopodium spores, leaves particle, radioactive ¹⁴C labeled seston, fluorescently labeled yeast and corn pollen (Georgian et al., 2003).

For this hydraulic model experiment, we tried to apply pine pollen with 72.85um of mean grain size in water because of some merits as suspended FPOM analogue; it has two types in water, floating type buoyant in water and sinking type falling to bottom. In natural condition, most of pine pollen is buoyant in water due to air bladders (Fig. 4a). However, we could transformed a floating type of pine pollen into a sinking type with 3.14 m/h of



Fig.3 Channel morphology and surface velocity in CASE 1; alternate bar structure was developed

settling velocity without shape or size alteration by removal of inside air using chemical surfactant (Fig. 4b).



(a) Floating type (b) Sinking type Fig. 4 Shape comparison of two types of pine pollen grains

2.4 Sample collection and identification

When most of water was drained sufficiently from bed, samples of deposited pollen particles were collected with bed material from about 1.5 cm depth bed surface using core sampler with 4.6cm of diameter at lattice section (Fig. 5a). Sites and number of samples were considered of microhabitat sandbar structure in river channel morphology (Fig. 5b).



Fig. 5 Collecting Samples of deposited pollens using spot sampling in lattice section(a) in consideration of sandbar habitat structure(b) referred from Takemon (2007)

Collected samples were wet-sieved using 250um meshed sieve to separate the pollen particles from bed material, and were stored to 5ml bottles. After that, we identified both types of pine pollen particles in one drop on slide glass using stereomicroscope under x100 resolution, and

counted total number of each type for three times per a sample. Pollen deposition density, ρ_{dep} , was calculated the mean pollen density of each sample using sampling area and dilution rate.

 ρ_{dep} -F or ρ_{dep} -S (grains/cm²) = Number of pollen particles deposited in bed / Unit area

where, ρ_{dep} -F and ρ_{dep} -S are Floating pollen density and Sinking pollen density deposited in bed, respectively. And the relative ρ_{dep} means the standardized value to the largest ρ_{dep} designated as 1.0 to compare between cases.

2.5 Measurements

Bed elevation, surface flow velocity (u_s) , water surface profile were measured by means of Laser displacement meter, PIV (Particulate image velocimetry) method and point gauge respectively. The longitudinal x-axis, the lateral y-axis and vertical z-axis started from the beginning of the movable bed to upward, the left wall of the flume and the bottom of the flume respectively.

Lateral elevation difference, Δz , at a sampling site represents the elevation difference from mean elevation of the lateral line. A positive Δz means this elevation is higher than mean elevation, and negative Δz means lower. And the relative Δz means the standardized value to the largest Δz designated as 1.0 to compare between cases.

2.6 Statistical analysis

F-test and T-test were used to test for significant differences between two types of pollen and between two different morphological groups. A significant difference among geomorphological groups was examined by single factor analysis of variance. Pearson correlation was used to test relationship between ρ_{dep} and surface flow velocity or bed elevation. Statistics values used represent mean±standard deviation.

3. Results

3.1 Distribution of ρ_{dep} in CASE Initial; damming pool and inflow channel structure

The results of ρ_{dep} of all sampling sites were overlaid with the bed elevation contour and surface

flow velocity contour as depicted in Fig 6. For comparison analysis, based on the bed configuration (refer to Fig. 2), the channel was divided into damming pool and inflow channel.



Fig. 6 Distribution of pollen density deposited on experimental channel bed shown with (a) bed elevation contour and (b) surface flow velocity contour for CASE Initial. The numbers of samples for (a) and (b) were n=55 on 14 lateral lines and n=51 on 13 lateral lines respectively.







Additionally, the boundary in 9th -10th lines was designated for separating distinctly from two groups. As shown in Fig 6b and Fig. 7, ρ_{dep} in three groups were distinctly separated from one another by surface flow velocity (u_s).

(1) Relation to surface flow velocity

In both damming pool and inflow channel, the sinking pollen showed higher deposition density than floating pollen (p<0.001, t-test), (Fig. 7). Also, ρ_{dep} -F showed no significant difference between three groups as well as no correlation with u_s (Fig. 7a), indicating that floating pollen is hard to be deposited to bed in regardless of bed configuration and flow velocity in damming pool. Whereas ρ_{dep} -S was significantly higher in damming pool(301.87±230.07) than in inflow channel (196.42±80.75) (p<0.01). Moreover P dep-S showed weak negative correlation with u_s (r=-0.22, p=0.12), (Fig 7b).

(2) Relation to bed elevation

In order to examine the falling process in detail in relation to channel morphology, relationship between ρ_{dep} and the lateral elevation difference(Δz) was analyzed. As shown in Fig.8, distribution of ρ_{dep} -F was largely flat without consideration of Δz , whereas ρ_{dep} -S in damming pool was distributed in high values near Δz =0 range not in larger $|\Delta z|$.

3.2 Distribution of ρ_{dep} in CASE 1; Alternate bar structure

The results of ρ_{dep} of all sampling sites were overlaid with the bed elevation contour and surface flow velocity contour as depicted in Fig 9. According to channel morphology in CASE 1 characterized as alternate bar structure, all sampling sites were grouped into bar and thalweg.

(1) Relation to surface flow velocity

As shown in Fig 9a, ρ_{dep} -F and ρ_{dep} -S appeared a similar distribution pattern resulting in no significant difference between them in both bar and thalweg (p>0.05, t-test), (Fig 10).

 ρ_{dep} -F was significantly higher in bar (186.48±153.61, n=27) than in thalweg (83.49±65.12, n=34), (p<0.01, t-test). Whereas



Fig. 9 Distribution of pollen density deposited on experimental channel bed shown with (a) bed elevation contour and (b) surface flow velocity contour for CASE 1. The numbers of samples for (a) and (b) were n=62 on 16 lateral lines.







Fig. 12 Relationship between ρ_{dep} and Δz in CASE 1.

 ρ_{dep} -S did not show the difference between bar (338.42±258.04) and thalweg (192.05±1536.07), (p>0.05, t-test) (Fig 10).

In bar, both of ρ_{dep} -*F* and ρ_{dep} -*S* did not show any correlation with u_s. Whereas in thalweg, ρ_{dep} -*F* appeared to increased as u_s decreased (r=-0.40, p<0.05) (Fig. 10a), and ρ_{dep} -*S* showed weak negative correlation with u_s (r=-0.30, p<0.1) (Fig. 10b). On the other hand, ρ_{dep} -*S* showed the highest value at downward direction near vs=0,but decreased as $|v_s|$ increased (Fig. 11b)

(2) Relation to bed elevation

To examine the filtering or falling process in alternate bar and thalweg structure, the relation of Δz to ρ_{dep} was tested. It was found that the largest two ρ_{dep} -S were resulted from the lowest thalweg sites, moreover ρ_{dep} -S in thalweg showed negative correlation with Δz (r=-0.47, p<0.01), and ρ_{dep} -S in bar was negatively correlated with Δz (r=-0.44, p<0.05) as shown in Fig. 12b. This means the sinking pollen deposition both in thalweg and bar was increasing with decreasing $|\Delta z|$.

4. Discussion

4.1 Pine pollen as FPOM analogue in dam tailwater ecosystem

In mountain streams, since most of POM entering streams is primarily in the form of allochthonous CPOM, leaves and woody debris from surrounding terrestrial forest, most FPOM transportable to downstream is also abundant of allochthonous type through physical breakdown and detritus decomposition processes relative to autochthonous type of algal production. Thus experimental researches on the FPOM transport in mountain streams has largely used single type tracer with a similar settling velocity such as leaves particle, radioactive 14C labeled seston, corn pollen (Georgian et al. 2003).

On the other hand in tailwater channel below dam reservoir, since large amount of lentic plankton flushed from the upstream reservoir contributes critically to important FPOM source as well as terrestrial leaves and instream epilithic algae, it is necessary to trace each source of FPOM separately for understanding FPOM dynamics in dam tailwater channel. However, few experimental studies on FPOM transport and deposition in dam tailwaters has been found in the literature partially due to lack of tracer or analogue. In this sense, our methodology to use pine pollen as FPOM analogue seems to be worthwhile to apply for experimental study on FPOM dynamics in dam tailwaters as follows; the floating pine pollen buoyant in still water can be represented as lentic plankton drifting mainly in surface water due to relatively light specific weight. While sinking pine pollen can be regarded as allochthonous FPOM comprised of leave and detritus particles because of its settling velocity of 3.14 m/h, which is between natural FPOM with 5.58 m/h (composition is 72% of vascular plant and 12% of inorganic particles), (Cushing et al., 1993) and corn pollen with 1.12 m/h (Miller and Georgian, 1992).

In addition, pine pollen is easy to identify using microscope due to air bladders like Mickey Mouse cap appearance. Also this method is relatively simple, inexpensive and safe to use without toxicity and hazard in health and water quality.

4.2 Influence of damming pool structure on FPOM deposition

FPOM deposition mechanism is generally composed of falling process by settling velocity, physical filtering by bed material and biological filtering by organisms. Results in CASE Initial characterized as damming pool and inflow channel showed sinking pollen was found to be acceleratedly deposited both in geomorphologically damming pool and hydraulically lower flow velocity and near downward direction. These strongly indicate damming pool is predominant of falling process of sinking pollen.

On the other hand, floating pollen showed significantly lower deposition density than that of sinking pollen in whole reaches and was not significantly related to surface and lateral flow velocities, probably due to drifting to downward overflowing the weir without mixing to riverbed.

Consequently, from these findings we may draw the important implication that damming pool structure can make sorted pattern of FPOM origin sources in dam tailwater, because most of lentic plankton will drift to downward without deposition like floating pollen, whereas terrestrial leaves and wood particles will deposit to riverbed by falling process like sinking pollen. This is highly corresponded to the empirical fact from Takemon et al.(2008) that benthic FPOM in backwater reach above check dam comprised of higher portion of allochthonous origin upto 70% than that of upper reaches.

4.3 Influence of alternate bar structure on FPOM deposition

From the results of CASE 1 we found that large amount of floating pollen could deposit to whole reaches particularly in bar. It is outstandingly different from result of CASE Initial. However, since the deposition process of floating pollen in bar was difficult to explain by means of surface flow velocity and lateral elevation difference due to no significant relations (Fig. 10a, Fig. 12a), physical filtering process by bottom flow velocity differentiating from surface flow probably due to turbulence and vertical mixing may be dominant in alternate bar structure.

On the other hand, sinking pollen was found to

be deposited in thalweg under lower surface flow velocity (Fig 10b), and comparatively deeper depth condition (Fig 12b) and downward direction (Fig 11b), indicating falling process may be predominant of sinking pollen deposition in thalweg.

The sinking pollen deposition in bar can be explained as physical filtering process because of negative correlation with Δz (Fig 12b). Especially in bar structure, both floating pollen and sinking pollen showed higher deposition density near $\Delta z=0$ not to high elevation. This result indicates that physical filtering can be highly occurred in slope area of bar instead of the highest elevation.

Consequently, in alternate bar structure in dam tailwater channel, lentic plankton will be deposited in bar slope area rather than thalweg. And terrestrial leaves and wood particles will be largely deposited in pool by falling process and bar slope by physical filtering process.

In near future, we will apply such knowledge on reach scale variation in trophic sources affected dynamically by channel morphology for evaluating benthic habitat diversity including spatial distribution of functional feeding group in dam tailwater ecosystem.

Acknowledgements

This study was partially supported by DPRI Joint Research Project (General Subject, 19G-04), Grant-in-Aid for Scientific Research (No.19360224) and MLIT grant for the construction technology development program.

References

- Cushing, C., Minshall, G., and Newbold, J. (1993): Transport dynamics of fine particulate organic matter in two Idaho streams, Limnology and Oceanography, Vol.38, pp1101-1101.
- 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 Japanese mountain stream, Marine and Freshwater Research, Vol.58, pp811-817.
- Georgian, T., Newbold, J. D., Thomas, S. A., Monaghan, M. T., Minshall, G. W., and Cushing,

C. E. (2003): Comparison of corn pollen and natural fine particulate matter transport in streams: can pollen be used as a seston surrogate?, Journal of the North American Benthological Society, Vol.22, No.1, pp2-16.

- Junk, W., Bayley, P., and Sparks, R. (1989): The flood pulse concept in river-floodplain system, Canadian special publication of fisheries and aquatic sciences/Publication speciale canadienne des sciences halieutiques et aquatiques. 1989.
- Miller, J., and Georgian, T. (1992): Estimation of fine particulate transport in streams using pollen as a seston analog, Journal of the North American Benthological Society, Vol.11, No.2, pp172-180.
- Nambu, Y. (2009): Flow and riverbed evolution of upper river channel caused by weir reconstruction, Master Thesis in Engineering , Kyoto University (in Japanese).
- Ock, G., and Takemon, Y. (2008): Relation of channel morphology to FPOM transport distance in tailwater, Annuals of Disas.Prev.Inst.,Kyoto Univ.,, Vol.51, No.B, pp815-828 (in Japanese).
- Takemon, Y. (2007): Sandbar habitat function in soil and foundations ecology, Japanese journal of soil and foundation, Vol.55, No.2, pp37-45 (in Japanese).
- 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 mountain stream in Kyoto, Japan, proceeding of Water Down Under 2008, pp2393-2403.
- Thorp, J. H., and Delong, M. D. (1994): The riverine productivity model: An heuristic view of carbon sources and organic processing in large river ecosystems, Oikos, Vol.70, No.2, pp305-308.
- Tockner, K., Malard, F., Uehlinger, U., and Ward, J. (2002): Nutrients and organic matter in a glacial river-floodplain system (Val Roseg, Switzerland), Limnology and Oceanography, pp266-277.
- 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, No.1, pp130-137.
- Walters, D., Fritz, K., and Phillips, D. (2007):

Reach-scale geomorphology affects organic matter and consumer d¹³C in a forested Piedmont stream, Freshwater Biology, Vol.52, No.6, pp1105-1119.

河川地形が微粒状有機物の堆積に及ぼす影響に関する実験的研究

玉基英*・竹門康弘・神田佳一**・武藤裕則・ 張浩・南部泰範*・佐本佳昭*・中川一

*京都大学大学院 工学研究科 **明石工業高等専門学校 都市システム工学科

要旨

河川地形が微粒状有機物の堆積に与える影響を調べるため,浮遊型/沈降型の二タイプのマツ花粉をトレー サーとして,堰上流にダム型淵(湛水域)が形成されている水路床と,交互砂州の発達し河床近傍の流れが蛇行 する水路床で水理実験を実施した。その結果,ダム型淵においては沈降型の堆積が卓越した。交互砂州におい ては,砂州域に沈降型と浮遊型の両方の堆積密度が高い現象が見出された。また,流心線沿いの河床には沈降型 がより多く堆積することがわかった。それらの結果は比重の異なる微粒状有機物の河床堆積様式と対応してい ると考えられる。

キーワード:河川地形,微粒状有機物,堆積密度,マツ花粉