ISSN 0386-412X



DISASTER PREVENTION RESEARCH INSTITUTE
ANNUALS, NO. 56 2013

京都大学防災研究所年報

第 56 号 B

〔平成 24 年度〕

平 成 25 年 9 月

KYOTO UNIVERSITY, KYOTO, JAPAN

第 56 号B

浮遊火山灰拡散モデルの検証に関わる現地計測
…… 安田成夫・梶谷義雄・國友 優・Jonas ELIASSON・Andreas VOGEL・桃谷辰也 ……1
港湾 BCP における外貿コンテナ貨物の輸送需要及び代替経路の推計 …… 赤倉康寛・小野憲司 ……11
東日本大震災における港湾物流へのインパクトと海運・港湾部門のレジリエンス機能
…… 小野憲司・赤倉康寛 ……23
Analyze the Action Planning Problem in Disaster Responder Teams
…… Reza NOURJOU and Michinori HATAYAMA ……37
エージェント技法を用いた津波避難評価システムの開発…… 畑山満則・中居楓子・矢守克也 ……45
Analysis of Optimum Rainwater Tank Size in a Multi-building
…… Maochuan HU, Kaoru TAKARA and Xingqi ZHANG ……53
Nutrients and Suspended Sediment Load Estimates for the Ishikari River Basin, Japan, Over a Decade
…… Weili DUAN, Kaoru TAKARA, Bin HE, Pingping LUO, Daniel NOVER and Yosuke YAMASHIKI ……59
A Basin-scale Spatial Distribution of Probable Maximum Precipitation for the Yodo River Basin, Japan
…… Nor Eliza Alias, Pingping LUO and Kaoru TAKARA ……65
Reconstruction Assessment of the Paleo-inundation Condition in the Nile River Basin Part I: Basic Process
…… Pingping LUO, Kaoru TAKARA, Bin HE, Weili DUAN, Daniel Nover, Han XUE and Maochuan HU ……73
2012 年 8 月 14 日に宇治市周辺に大雨災害をもたらしたメソスケール対流システムの組織化について
…… 石原正仁・寶 馨 ……79
Ocean Circulation Response to Inflow from Abukuma River Outlet
…… Josko TROSELJ, Yosuke YAMASHIKI and Kaoru TAKARA ……87
統一水質指標の適用と汚濁負荷量に関する研究 ―ライン川を対象として―
…… 寺本智子・山敷庸亮・寶 馨 ……97
A Study on Tools towards Awareness-raising for Disaster Risk Preparedness and Building Resilience in Zagreb, Croatia
…… Naoko KIMURA, Yosuke YAMASHIKI and Ivica KISIĆ ……103
実践的防災技術情報による防災教育コンテンツ開発について
…… 根岸弘明・竹内裕希子・亀田弘行・寶 馨・小林健一郎・賀 斌 ……109
大阪堆積盆地における微動 H/V スペクトルの多点観測による盆地速度構造モデルの検証
…… 浅野公之・岩田知孝・関口春子・宮腰 研・西村利光 ……117
2011 年東北地方太平洋沖地震の余震被害調査報告 …… 山田真澄・福島康宏・後藤浩之 ……131
2013 年箱根群発地震活動域での AMT 補充観測
…… 吉村令慧・行竹洋平・神田 径・長谷英彰・比嘉哲也・鈴木健士・川崎慎吾・山崎友也 ……153
南海トラフ巨大地震モデルと地震科学の限界 …… 橋本 学 ……157
稠密地震観測による近畿地方北部の地震活動と地殻構造…… 片尾 浩・三浦 勉・飯尾能久……167
地殻変動連続観測データ収録システムの紹介 …… 森井 亙・加納靖之・寺石眞弘・細 善信 ……173
弘化四年(1847)善光寺地震について
…… 五島敏芳・服部健太郎・加納靖之・中西一郎・植草眞之介・渡辺周平・安国良一 ……177
桜島火山昭和火口の噴火に伴う前駆地震の特徴 …… 為栗 健・井口正人 ……181
水準測量によって測定された桜島火山周辺域の地盤上下変動 ―2012 年 11 月および 12 月測量の結果―
…… 山本圭吾・園田忠臣・高山鐵朗・市川信夫・大倉敬宏・横尾亮彦・
…… 吉川 慎・井上寛之・諏訪博之・松島 健・藤田詩織・神薗めぐみ ……187

1999 年南岳山頂噴火活動および 2006 年昭和火口噴火活動再開に先行する桜島火山の地盤変動源について
…… 堀田耕平・大倉敬宏・井口正人 ……197
桜島火山における反復地震探査(2012 年観測)
…… 筒井智樹・井口正人・為栗 健・渡邊幸弘・大島弘光・植木貞人・山本 希・豊国源知・
…… 野上健治・大湊隆雄・及川 純・市原美恵・中道治久・大倉敬宏・清水 洋・宮町宏樹・
…… 八木原 寛・園田忠臣・高山鐵朗・渡邉篤志・堀川信一郎・吉川 慎・平野舟一郎・
…… 加藤幸司・池田啓二・松末伸一・芥川真由美・小窪則夫・宇都宮真吾・中橋正樹・
…… 北川弘樹・角田 理・雨宮 裕・増田孔明・松山諒太朗・山下裕亮・福井海世・米良諒麻……207
噴火微動を用いた火山灰放出量のモニタリング手法…… 井口正人 ……221
諏訪之瀬島火山における火口に近接した地震計アレイ観測 ―2010 年 10 月～11 月実施―
…… 中道治久・青山 裕・西村太志・八木原 寛・太田雄策・横尾亮彦・井口正人 ……227
平成 24 年 7 月九州北部豪雨による阿蘇山カルデラ壁および中央火口丘での斜面崩壊
…… 松四雄騎・齋藤 仁・福岡 浩・古谷 元 ……237
成層圏惑星規模波の下方伝播が北太平洋ブロッキングの形成に及ぼす影響
…… 向川 均・小寺邦彦・藤井 晶 ……243
全球に適用可能な非静力学大気力学コアの定式化 …… 榎本 剛・荘 漢明 ……251
京都府立大学で観測された 2012 年 7 月 15 日の大雨 …… 井口敬雄……257
2010 年夏のロシアブロッキングのメカニズムと予測可能性 …… 藤井 晶・向川 均・黒田友二……265
2009 年 10 月 13～14 日に発生した Atmospheric River の予測可能性 …… 宮地哲朗・榎本 剛 ……281
台風経路の違いによる風水害への影響について …… 竹見哲也……285
都市近郊における大気境界層の観測 ―接地層における乱流の性状― …… 堀口光章・辰己賢一……291
Influence of Dry-line on the Formation of Severe Local Convective Storms of Bangladesh: A Case Study
…… Fatima AKTER and Hirohiko ISHIKAWA ……299
静止気象衛星 MTSAT-2，Fengyun-2E を用いた雲粒有効半径算出手法の開発
…… 遠藤寛也・馬 偉強・石川裕彦……307
台風が温帯低気圧化後急速に再発達するときの構造と環境場…… 髙村奈央・石川裕彦……323
インド洋における熱帯低気圧の発生と環境場への MJO の影響…… 坪井 彩・竹見哲也……335
2012 年 5 月 6 日につくばで発生した竜巻中の飛散物の速度推定 …… 丸山 敬……349
京都盆地水系における地下水環境への気候変動影響の定量的評価
―MRI-AGCM2.3s を用いた気候変動影響評価― …… 城戸由能・北側有輝・中北英一……361
偏波レーダーから推定した定性的降水粒子情報の雲アンサンブル同化
…… 山口弘誠・古田康平・中北英一 ……369
A Study on the Development of the Rain-based Urban Flood Forecasting Method with X-MP Radar in Toga River Basin
…… Seongsim YOON and Eiichi NAKAKITA ……379
Assessment of High-resolution Ensemble NWP Rainfall for Flood Forecast of Relative Large River Basin in Japan
…… Wansik YU, Eiichi NAKAKITA and Kosei YAMAGUCHI ……391
陸面過程による農業水使用量とアラル海の消長に関する応答分析
…… 峠 嘉哉・田中賢治・中北英一 ……401
領域気候モデルを用いた気候変動に伴う梅雨期集中豪雨の将来変化予測に関する研究
…… 中北英一・宮宅敏哉 …… 407
田辺中島高潮観測塔における 2012 年夏季観測結果 …… 馬場康之・久保輝広・内山雄介・森 信人 ……441
河床変動特性を考慮した氾濫水の排水対策 …… 竹林洋史・Sornthep Vannarat・Saifhon Tomkratoke ……449
レーダ雨量を用いた流出シミュレーションと桜島における土石流発生渓流への適用

…… 宮田秀介・藤田正治……457
山地流域における定量的な掃流砂量計測
…… 堤 大三・野中理伸・水山高久・志田正雄・市田児太朗・宮田秀介・藤田正治……465
A Study on Mechanism of Large-Scale Landslides and the Prediction
…… Chen-Yu CHEN, Masaharu FUJITA and Daizo TSUTSUMI ……473
設置角度の異なる単独水制周辺の粒度分布変化に関する研究
…… 水谷英朗・中川 一・川池健司・張 浩・Quentine LEJEUNE ……485
Laboratory Study of Bed Variation due to the Installation of Spur Dykes with Different Head Shapes
…… Amir Reza MANSOORI, Hajime NAKAGAWA, Kenji KAWAIKE and Hao ZHANG ……497
Study on Characteristic Analysis of Closed-type Sabo Dam with a Flap due to Dynamic Force of Debris Flow
…… Yeonjoong Kim, Hajime NAKAGAWA, Kenji KAWAIKE and Hao ZHANG ……503
Experimental Study on Head Losses in the Sewer Pipe due to Manhole Shapes
…… Seungsoo LEE, Hajime NAKAGAWA, Kenji KAWAIKE and Hao ZHANG……523
Influence of a Series of Sabo Dams on Debris Flow Deposition
…… Namgyun Kim, Hajime NAKAGAWA, Kenji KAWAIKE and Hao ZHANG ……531
地球温暖化問題への大学生の知識と意識に関するアンケート調査の報告 ……小石和成……539
木曽川水系統合流出解析モデルの高度化(II) …… 佐藤嘉展・本間基寛・鈴木 靖 ……545

SiBUC Mannual 利用編 ver1.0 ―Part1: モデル入力データの作成と陸面過程解析の方法―
…… 小槻峻司・峠 嘉哉・萬 和明・相馬一義・甲山 治・田中賢治……567
沿岸域帯水層塩水侵入平面モデル開発に関する基礎的研究……浜口俊雄・Ahmed KAMAL・角 哲也……585

Density Current Simulation Using Two-Dimensional High Resolution Model
…… M. R. SOLIMAN, Satoru USHIJIMA, Nobu MIYAGI and Tetsuya SUMI ……591
伊勢湾の水文環境への温暖化影響について
…… 鈴木 靖・佐藤嘉展・本間基寛・道広有理・Sergey M.Varlamov ……599
気候変動に対する一般市民の意識啓発のための情報提供方策の検討……本間基寛・鈴木 靖・佐藤嘉展……609
予測流入量情報を用いたダム事前放流操作の影響分析手法に関する基礎的検討
…… 天井洋平・野原大督・堀 智晴・角 哲也……617
予測情報の不確実性を考慮した貯水池利水操作における確率流況予測情報の利用性分析手法の開発
…… 野原大督・堀 智晴……625
渇水時貯水池操作における長期確率流量情報の利用性に関する一考察……野原大督・三木博子・堀 智晴……639
水力発電設備の持続的使用を目的としたダム湖土砂管理
―貯水池式発電所ダム湖における堆砂進行が発電運用に及ぼす影響― …… 奥村裕史・角 哲也……647

3D Numerical Study of Time Dependent Bed Changes in the Flushing Channels for Free Flow Sediment Flushing in Reservoirs
…… Taymaz ESMAEILI, Tetsuya SUMI, Yasuhiro TAKEMON and Sameh A. KANTOUSH……655
自動車による避難行動と道路上の信号制御を考慮した水害避難行動モデル
…… 花島健吾・和田洋介・堀 智晴・野原大督 ……667
佐用川流域における洪水氾濫統合解析システム構築に関する基礎的研究
…… 戸田淳治・浜口俊雄・田中賢治……675
木津川における底生動物生息場としての瀬の形態の歴史的変遷 …… 小林草平・竹門康弘……681
タリアメント川における定点カメラ画像を用いた止水性生息場の履歴と水生生物群集の解析

…… 寺田匡徳・渡辺幸三・W.BERTOLDI・A.M.GURNELL・K.TOCKNER・竹門康弘・角 哲也……691
河川生息場の変動履歴分析のための河床地形モニタリング手法の開発
…… 兵藤 誠・栗津陽介・竹門康弘・角 哲也・鄧 朝暉 ……699
Influence of Point Environmental Conditions to the Present Species Richness of Fish and Mussel of Floodplain Pools in the Kizu River
……Mikyoung CHOI, Yasuhiro TAKEMON, Kinko IKEDA, Kazuhiro NISHII and Tetsuya SUMI……713
河川環境のための河床地形管理手法に関する技術開発
…… 竹門康弘・角 哲也・藤田正治・武藤裕則・竹林洋史・堤 大三・石田裕子・小林草平・玉 基英……719
紀伊山地北部天川地域に分布する遷急線…… 平石成美・千木良雅弘・松四雄騎……731

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

浮遊火山灰拡散モデルの検証に関わる現地計測

In-situ Measurement Concerning the Verification of an Air-borne Volcanic Ash Diffusion Model

安田成夫・梶谷義雄・國友 優(1)・Jonas ELIASSON(2)・Andreas VOGEL(3)
桃谷辰也(4)

Nario YASUDA, Yoshio KAJITANI, Masaru KUNITOMO(1), Jonas ELIASSON(2), Andreas VOGEL(3) and Tatsuya MOMOTANI(4)

(1) 国土交通省九州地方整備局
(2)アイスランド国アイスランド大学地震工学センター
(3) ドイツ国応用科学デュッセルドルフ大学
(4)一般財団法人 日本気象協会

(1) Kyusyu Regional Bureau, MLIT
(2) University of Iceland, Iceland
(3) University of Applied Science Dusseldorf, Germany
(4) Japan Weather Agency

Synopsis

It is clear that no-fly zone of the airplane during a volcanic eruption has the great influence on the economic activity of the area, based on the 2010 eruptions of Eyjafjallajökull in Iceland. When existence of volcanic ash clouds is estimated as a result of prediction calculation, it becomes impossible to fly the airspace. However, during the volcanic eruption of Iceland, European aviation authorities took the measure which loosens no-fly zone of an airplane according to the concentration of volcanic ash in order to avoid confusion of an air route at an early stage. In that case, the diffusion of volcanic ash clouds grasps viewing or a satellite photograph, and the concentration of volcanic ash is measured by LIDAR (detection by a laser picture) and the dust meter in the light airplane.

This research firstly aims at grasping the three-dimensional structure of volcanic ash plume by the in-situ airborne ash measurement. The atmospheric diffusion model which predicts the volcanic ash concentration is verified by the comparison between observed and calculated values. The in-situ field is Mt. Sakurajima in Kagoshima where the eruption frequency is high.

By the X band MP radar which the Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism installed in Tarumizu City, the distribution and shade of the air-borne volcanic ashes by the eruption of Sakurajima was measured. However, the physical evaluation of the measurement value was considered to be needed, and the possibility of the practical

usage of X band MP radar was also investigated.

キーワード：航空路火山灰，現地計測，ＸバンドＭＰレーダ
Key words; Aviation volcanic ash, field monitoring, X-band MP radar

1. まえがき

浮遊火山灰に対する民間航空機の安全な飛行を確保するために，航空路火山灰情報が提供されている．わが国の場合，火山灰情報は，国内の気象庁のほか，海外やパイロットレポート，さらには衛星による火山灰雲の監視を情報源として，可視・赤外・差分画像による検知を行っている．それらの情報に基づいて，航空路火山灰拡散モデルを用いて予報間隔 6 時間毎に 18 時間先の予報を行っている．最終的にテキストと図情報というかたちで，周辺に火山雲が検知されている間，実況と予測が発表される(新堀・桜井, 2010).

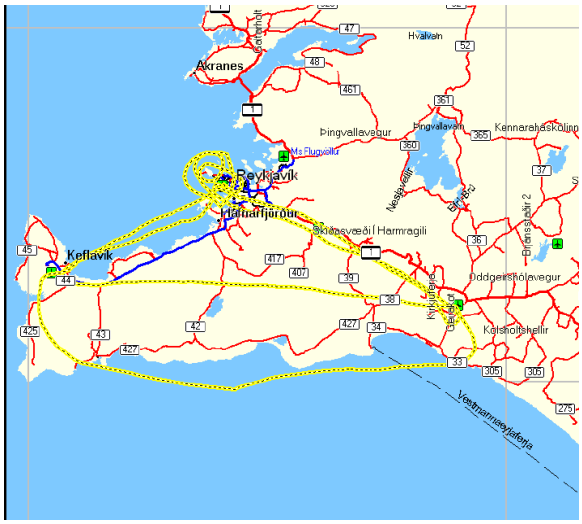


Fig. 1 Flight over the L Reykjavik

ところで，2010 年のアイスランド Eyjafjallajokull の噴火時には，ロンドン VAAC から発表された航空路火山灰情報に基づいてヨーロッパ上空の飛行禁止区域が設定された．広範囲に飛行制限区域が設定されたためにフライトのキャンセルが相次ぎ，大きな経済的損失を招いてしまった．英国議会では，航空路火山灰情報による飛行制限区域の範囲が，過大に設定されていないかとの指摘があり，公聴会が開かれるほどであった（安田ら，2011）．当時の対応としては，浮遊火山灰濃度に応じて飛行制限区域を設ける方向へ展開した．一方，アイスランドでは，実際に浮遊している火山灰濃度を計測するために，Fig. 1 に示すようにセスナ機に計測機器を搭載して首都レ

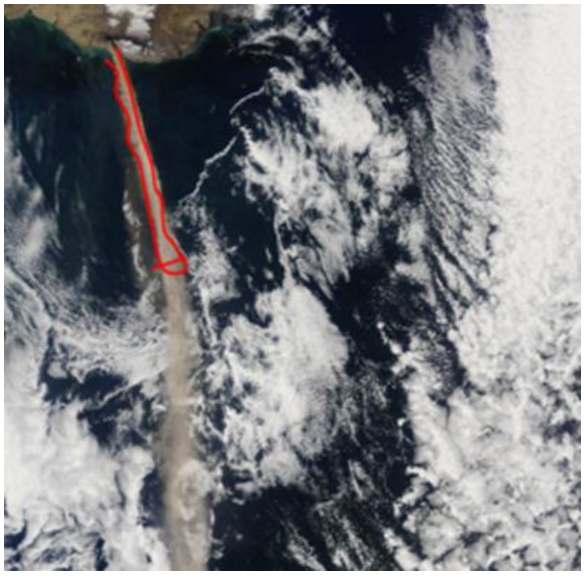


Fig. 2 Plume tracking measurement: May 11th tracking of the Eyjafjallajokull plume.

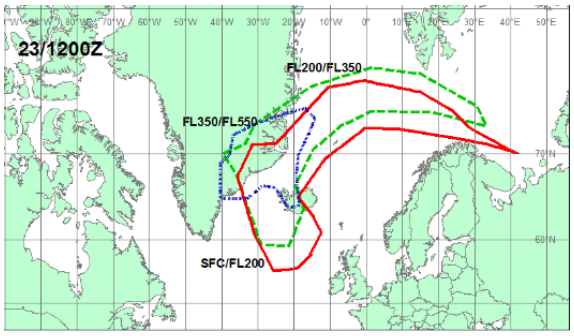
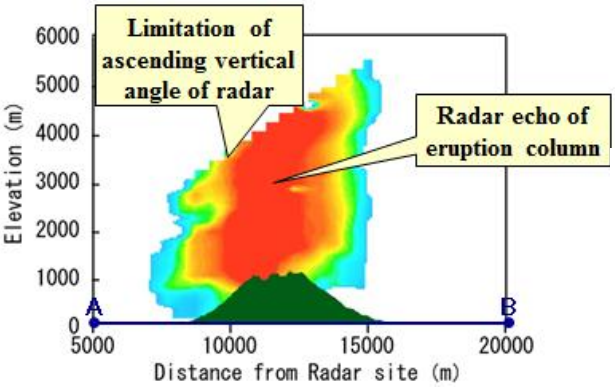


Fig. 3 Ash prediction of May 23rd 2011 from VAAC London; Plume is not visible from IMO (Iceland Meteorological Office) in Reykjavik but haziness seen in the eastern sky.

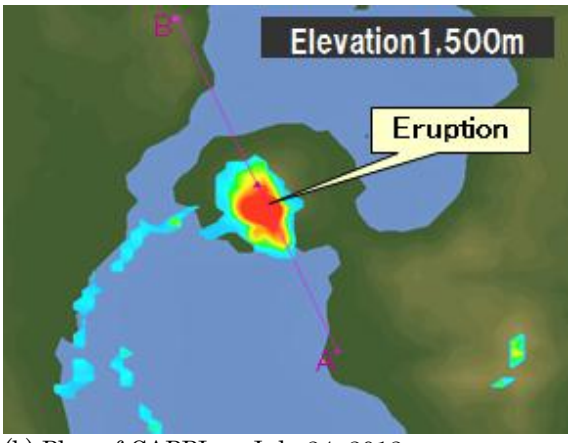
イキャビク上空，あるいは Fig. 2 に示すように噴火口から噴出した浮遊火山灰周辺を飛行した(Eliasson, 2010)．さらに，2011 年 5 月 23 日のアイスランド，Grimsvotn が噴火した際には，早ければ 24 日にイギリス，26 日にはフランス，スペインに到達すると予想された．しかしながら，英国気象庁による Fig. 3 が示すように，2010 年に採用された飛行制限の緩和措置により，火山灰の影響範囲がかなり縮小されることとなった．筆者らの二人は，Grimsvotn が噴火した際においても，セスナ機によって浮遊火山灰濃度の計測を実施した(Eliasson, et al., 2011; Weber, et al.,

2012). 計測値は速やかに欧州大陸を拠点とするする航空会社に伝達され，航空機の飛行の安全に貢献している．

今回，筆者らの二人がアイスランドで実施した浮遊火山灰の計測手法を，桜島噴火に伴う浮遊火山灰の濃度計測に試みた．同時に，浮遊火山灰の濃度を計測している時刻に，Ｘバンドｍｐレーダによる三次元（CAPPI ; Constant Altitude Plan Position Indicator）観測データが得られている．さらに，南日本新聞社が桜島をビデオにより定点観測しているが，セスナ機による計測時刻の画像も得られている．併せて，過年度に継続して，無人飛行機を活用した浮遊火山灰濃度あるいはその粒度分布特性の計測を実施したのでここに報告するものである．



(a) Section of CAPPI on July 24, 2012



(b) Plan of CAPPI on July 24, 2012

Fig. 4 Height of eruption column was not observed due to the limitation of ascending vertical angle of X-band MP Radar.

2. Ｘバンド MP レーダによる桜島噴煙柱の計測

安田ら(2012)は，X バンド MP レーダ（以下，X バンドレーダ）による火山灰計測の可能性について示した．2012 年 7 月 24 日 19 時頃，桜島南岳で大規模な火山噴火があり，X バンドレーダにより Fig. 4 に示す CAPPI(Constant Altitude Plan Position Indicator)



Photo 1 View of Sakurajima eruption from Miyazaki City (80km from Sakurajima) on July 24, 2012: http://www.youtube.com/watch?v=DmTGjwwHkik

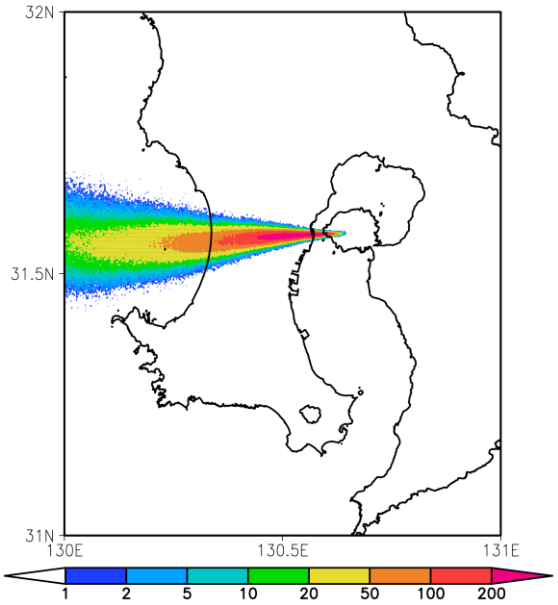


Fig. 5 Distribution of volcanic plume at 15:00 of July 25, 2012 by diffusion model

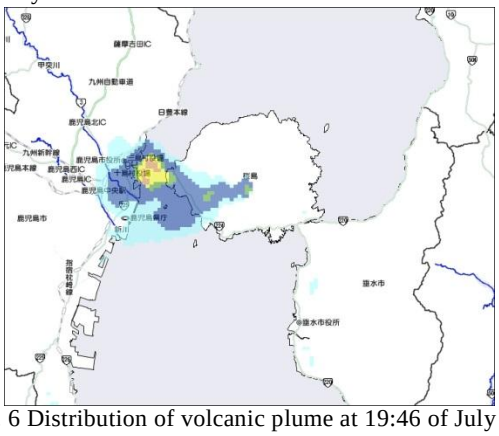


Fig. 6 Distribution of volcanic plume at 19:46 of July 24, 2012 by X Band MP Radar

が得られている．(a)に示す断面図はXバンドレーダの設定上最上部のまでは計測されていないものの，標高 1,500m 付近について(b)に示す平面図が得られている．東京 VAAC の発表によれば噴煙柱の高度は海抜 5,400m に達している．火山噴火が大規模であったため，桜島直近からは噴煙の様子が把握しきれなかった．実際の噴煙柱を桜島から遠くはなれた宮崎市からのものを Photo 1 に示す．写真映像によればXバンドレーダによる CAPPI は実際の噴煙柱の外形をほぼ再現していることが理解される．(b) の平面図は２分間隔で浮遊火山灰の移動を追跡することが可能であり，今回噴煙は桜島の西に位置する鹿児島市内方向へと流れた．Fig. 5 は火山灰拡散モデルによって，当日の浮遊火山灰の移動を計算により再現した平面図である．計算結果は，翌日 25 日午後３時である．X バンドレーダによって計測された火山灰の分布はレーダの計測範囲の制限により 24 日 19：46 以降トレースができていない．

3. 無人飛行機(UAV)による計測

過年度に引き続き，無人飛行機(UAV; Unmanned Aerial Vehicle)（安田ら, 2012）による浮遊火山灰濃度計測の予備試験を実施した．今回は，過年度に製作した浮遊火山灰採取のための器具とデジタル粉塵計を同一の格納器内に設置し，同時に浮遊火山灰濃度と火山灰の粒径分布を計測した．

3.1 使用した計測機器

観測に使用したデジタル粉塵計（光散乱式）を Photo 2 に示す．デジタル粉塵計は，Photo 3 に示すフィルタフォルダ（速水ら，2006）とともに Photo 4 に示す球形の格納器に搭載した（安田ら，2012）．フィルタフォルダは，空気力学の原理によって浮遊している微量微粒子を分級する．本器は，毎分 5000 ccの吸引能力を有する真空ポンプをチュウーブで繋ぎ，浮遊火山灰をフィルタ内に吸引する．フィルタ内には毎分 5000 ccの吸引時に粒子径 2.5μm，10.0μm を分級するインパクトがセットされており，分級され



Photo 2 Digital dust meter

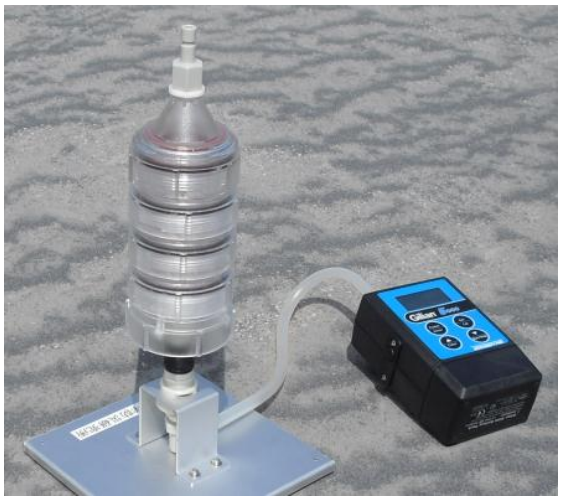
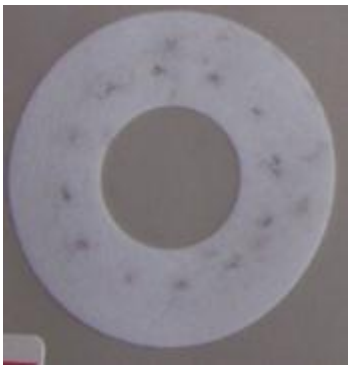

Photo 3 Air-pump and filter folder; Air-pump has 5000cc/min. of maximum suction capacity.


Photo 4 Digital dust mater, filter folder inside wind shelter and small video camera; Wind shelter is attached in the front of UAV

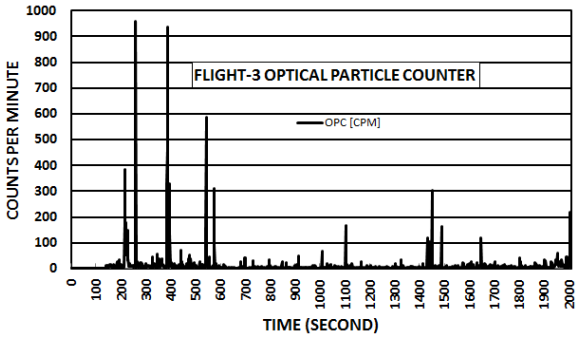

Photo 5 Adsorbed ash on the donuts type filter (Outer diameter; φ47mm)

た火山灰粒子は，円盤型フィルタ（外径 47 ㎜）あるいは Photo 5 に示すようにドーナツ型フィルタ（外径 47 ㎜）に吸着される．フィルタは予め重量を電子天秤で計測しておき，火山灰吸着後のフィルタを再度計測することにより，火山灰の重量を求めた．また，一連の作業では，フィルタはジップロック付の

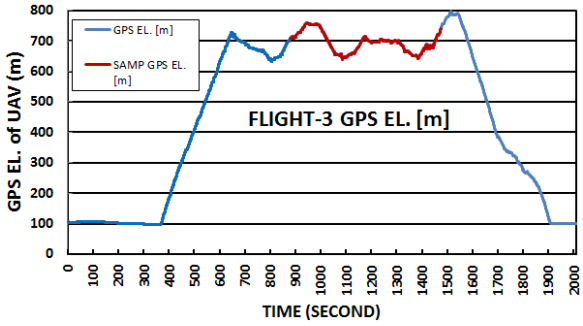
ポリ袋に入れた状態で計測しておく．このようにして，計測中に吸着された火山灰の飛散を防いだ．UAV は，一旦離陸すると最大 3 時間程度飛行するため，デジタル粉塵計は離陸直前に計測を開始し，フィルタフォルダに接続するポンプは，内蔵のタイマーによって火山灰採取を開始・終了させた．

3.2　予備試験および試験結果

国土交通省大隅河川国道事務所が砂防工事を実施している黒神地区を UAV の離発着場として，予備試験を実施した．黒神地区は桜島の東方に位置し，浮遊火山灰が東方向に棚引く日時に使用することとした．今回の飛行最高高度は 1000m とした．フィルタフォルダに接続したポンプの吸引のタイミング，あるいはデジタル粉塵計による計測値について UAV の離陸から着陸までの変化を把握することを目的と



(a)　Digital dust meter



(b)　Elevation of UAV by GPS

Fig. 7 Counts per minutes of digital dust mater and flight elevation of UAV. (b); Legend of SAMP GPS EL. shows air-borne ash sampling of 10 minutes by filter folder.

している．Fig. 7 にデジタル粉塵計による計測値と GPS による UAV の飛行高度を示す．デジタル粉塵計の値は，離理着時に高い値を示しており，地表付近に舞っている粉塵が計測されていると考えられる．一方，高度 800m付近で計測値が下がっているが，2～3 地点で大きな値を示しており，浮遊火山灰を補足したと考えらえる．Fig. 7(b)は，GPS による UAV 標高の経時変化を示す．図中の赤線は，標高 800m

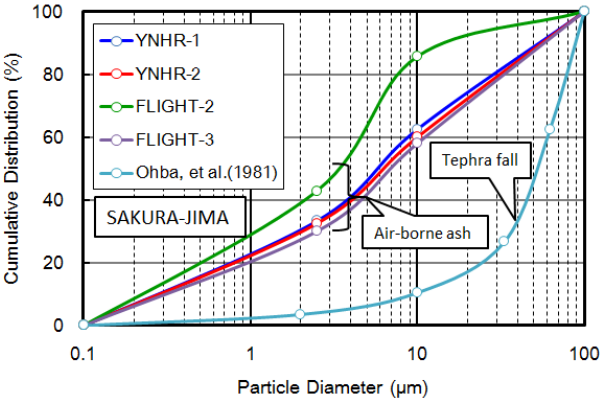


Fig. 8 Grain size distribution curve of volcanic ash in Sakurajima. YHNR-1,-2 are obtained at Yunohira Observatory. FLIGHT-2, 3 are observed by UAV. Tephra fall in Kagoshima City after Ohba, et al (1981) is arranged to compare the observed data.

付近でフィルタフォルダによって UAV 周辺の大気を採取していることを示している．この飛行では，浮遊火山灰の下辺りを通過している．フィルタフォルダによって採取された浮遊火山灰の全重量とポンプが吸引した体積によって，採取時間における単位体積当たりの火山灰重量が求められる．その値とデジタル粉塵計によって求められたカウント値との関係を導き出すことによって，デジタル粉塵計を用いた火山灰の重量濃度を求めることができる．今回約 10 分間に採取された浮遊火山灰の重量から，同じ時刻の間に得られたデジタル粉塵計の値を求めたところ 48mg／㎥と大きめの値であり，さらなる検討が必要である．

黒神川上空の浮遊火山灰並びに桜島の中腹の湯ノ平展望台駐車場の降下火山灰について，粒度分布曲線を Fig. 8 に示す．この図では，データを整理する都合上，火山灰の最大粒径，最少粒径をそれぞれ 100.0μm, 0.1μm と設定している．火山灰粒径, 2.5μm, 10.0μmはフィルタフォルダによって採取された値であり，円盤型フィルタで採取された重量を合わせた全重量の比から粒径加積率を求めている．FLIGHT-2, 3 は，UAV による粒度分布曲線であり 10.0μm 粒径以下の重量は 60～80%の範囲にある．一方，YNHR-1,2 は湯ノ平展望台駐車場での粒度分布曲線であり，計測では，駐車場に堆積した降下火山灰を一旦舞い上げさせたものを採取した．湯ノ平展望台での採取は，火山灰以外の粉塵の混入を避け，計測は観光客が途絶えた夕方に実施した．また，火山灰の強制的な舞い上げは，リモートコントロールの小型ヘリにより行った．10μm 以下の粒径加積率は YNHR では，約 60%となっており FLIGHT に比較して細粒分が少な

くなっている．浮遊火山灰の細粒分は，沈降が遅れるために加積率が少なくなっていると考えられる．本図には参考のために，大庭ら(1981)が鹿児島市内に堆積した火山灰の粒径分布曲線を示している．実際には 100μm 以上の粒径も採取されているが，最大粒径を 100μm として整理したところ，FLIGHT，YNHR よりも細粒分がかなり少なくなっている．この違いは，大庭ら(1981)が計測した火山灰の原因となる噴火規模と，今回計測している火山灰の粒径分布を与える噴火規模が大きく異なっていることが考えられる．例えば，大規模噴火では噴煙柱が高高度に達するために，筆者らが検討している粒径の微細な浮遊火山灰はより遠くへ拡散するのではないか．いずれにしても，今回得られた浮遊火山灰の粒度分布曲線は火山灰拡散モデルの入力値にとって大いに参考になると思われる．

4. セスナ機による現地計測

セスナ機に粉塵濃度計測装置を搭載して，桜島の浮遊火山灰濃度の計測を実施した．計測は直近に降雨がなく大気中の湿度が低く，雲が少ない晴天時の 3 日間に渡って実施した．計測時の気象条件として，湿度が高いと浮遊火山灰の周りに水分が吸着され正確な値が計測されない．また，雲があると肉眼によって浮遊火山灰との識別が困難になることによる．



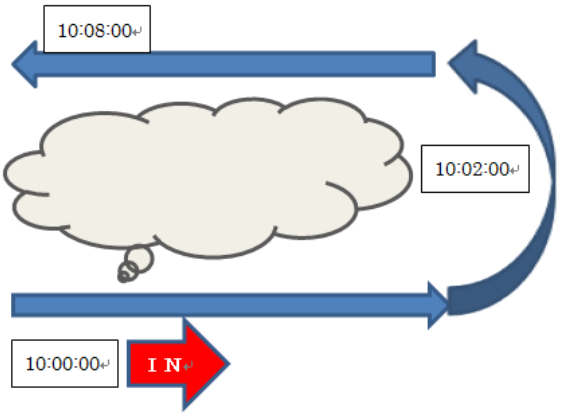
Photo 6 Dust meter: Total, PM10, PM2.5, PM1.0 particles are monitored. Brown tube from the dust meter is connected to the air vent of the plane.



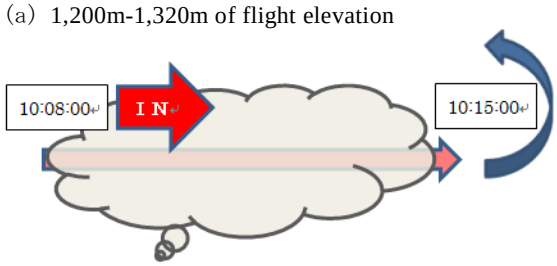
Photo 7 Portable aerosol spectrometer: The instrument gives real time particles in 31 different size channels.



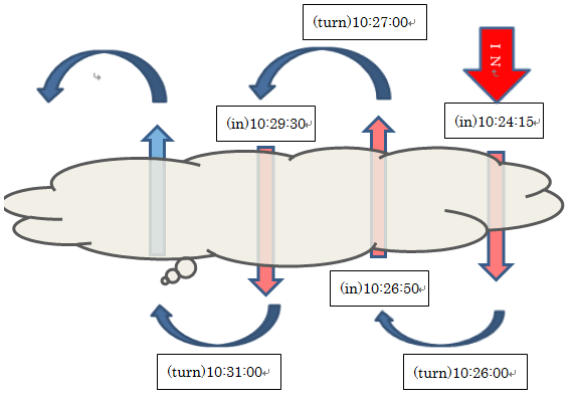
Photo 8 Cessna172 (Similar plane used)



（a）1,200m-1,320m of flight elevation



(b) 1,000m of flight elevation



(c) 1,600m-1800m of flight elevation

Fig. 9 Puff tracks by Cessna (original plan): Above; Circumference of the puffs. Middle; Under the puffs. Below; Zigzag tracks inside the puffs.

4.1 使用した計測機器

計測に使用した火山灰濃度計測装置は，Dust meter

と Portable aerosol spectrometer (SkyOPC)で Photo 6 および Photo 7 に示す．Dust meter は，装置内に取り込んだ火山灰粒子にレーザ光を照射し，レーザ光を遮る火山灰粒子の個数をカウントすることにより濃度を計測する．本装置は粒子径 1.0μm 以下，2.5μm 以下，10.0μm 以下および全量の濃度を，6 秒間隔で表示する．SkyOpc は，Dust meter と同様の機能を有するが，31 チャンネルを有し，31 の粒子径について濃度を計測することが可能となっている．計測装置は，Photo 8 に示すセスナ機，Cessna172 に搭載した．空中に浮遊する火山灰は，Photo 6 に示すようにセスナ機の空気取り入れ口（Vent）からコックピット内に蛇腹管を介して取り入れる．蛇腹管に計測装置の外気取り入れ口（Inlet）を接続する．蛇腹管の内腔断面積は，Vent の開口面積の約 4 倍となっており，計測装置内に火山灰を安定して取り込める構造となっている（Pena et al., 1977）．セスナ機の対空飛行速度は，浮遊火山灰粒子を機体内へ誘導する際に破砕しないように 80 ノット（時速 148 ㎞）に制限した．

セスナ機による計測時には，GPS(Global Positioning System)を搭載しているので飛行機の地理的な位置をリアルタイムあるいは記録されたデータにより後日確認できるようになっている．そのため，浮遊火山灰濃度が計測された地理的位置も特定することが可能である．また，GPS には時刻も記録されるので，セスナ機の飛行状況と X バンドレーダによる火山灰の浮遊状況についても比較することが可能となっている．

4. 2 計測手順

京大桜島火山活動研究センター及び鹿児島気象台からの桜島噴火情報に基づいて，セスナ機の離陸を判断した．計測は，1 月 15 日，17 日，18 日の 3 日間



Photo 9 Puffs of Sakurajima at 8:00 on Jan. 15. 2013: Video slide from 373news.com by Minami Japan Newspaper Co. (www.373news.com/_sakucap/)

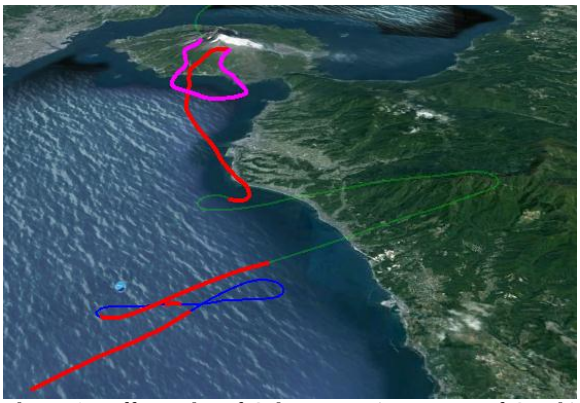
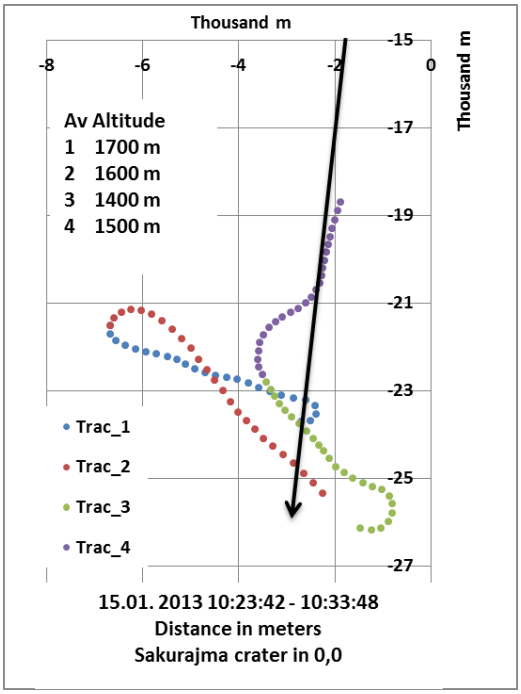


Photo10 Puffs tracks of Sakurajima (Direction of South) on Jan. 15 2013 by Google earth.



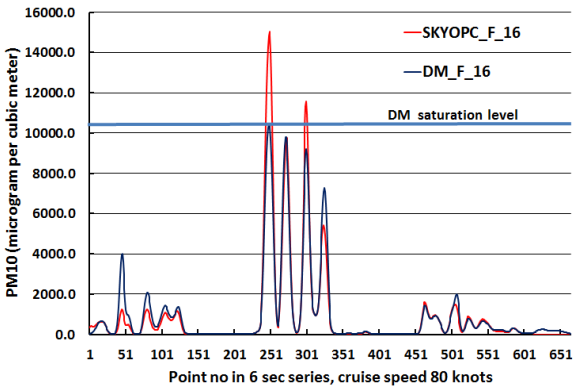


Fig. 10 Measured puffs on Jan. 15. 2013.: Above: Puff tracks, starting in point no 221 (blue) and ending in 354 (violet), 25 points in each track, black arrow is the $\mathbf{r}_p$ vector from the crater. Black circles, centers of puff 1 and 2. Below: Measured concentrations, filtered 16 times, puff numbers shown.

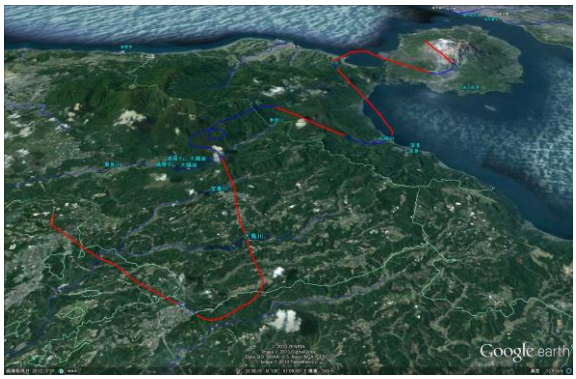


Photo11 Puffs tracks of Sakurajima (Direction of East) on Jan. 16 2013 by Google earth.

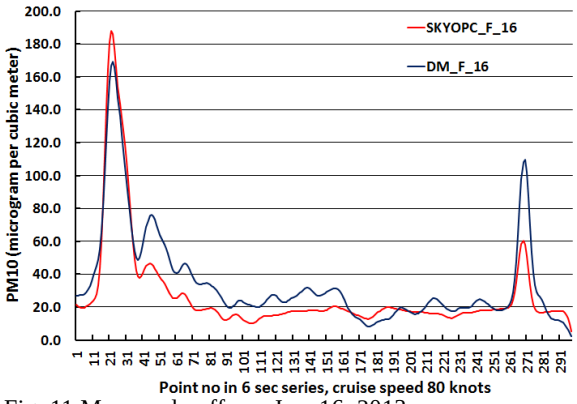


Fig. 11 Measured puffs on Jan. 16. 2013.



Photo12 Puffs tracks of Sakurajima (Direction of South) on Jan. 18 2013 by Google earth.

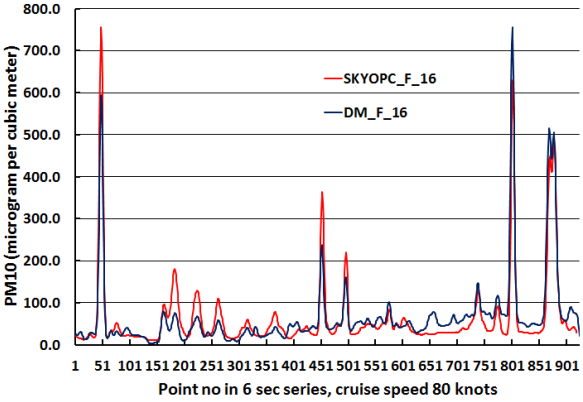


Fig. 12 Measured puffs on Jan. 18. 2013.

実施した．噴火後の浮遊火山灰は３日間とも北西の風に乗り，垂水市方面へ流れた．セスナ機は，桜島周辺に到着すると浮遊火山灰の流れる方向を確認するとともに，浮遊火山灰の影響を受けていない空域で大気の濃度計測を行い，バックグラウンド値を確認した．次に，浮遊火山灰の周辺を飛行することによって浮遊火山灰の境界付近の火山灰濃度を得ることができる．また，浮遊火山灰が風に乗って流れる方向に向かってジグザグに飛行することによって，浮遊火山灰濃度の二次元的な分布を把握することとした．今回使用したセスナ機のエンジンはジェットエンジンではなく，レシプロエンジンなので，浮遊火山灰を吸引しても性能に及ぼす影響が極めて少ない．そのため，気象条件によりセスナ機が浮遊火山灰の中に取り込まれても飛行の安全性に支障をきたすことはない．

4.3　ビデオカメラによる定点観測

鹿児島市内に設置したビデオカメラによって桜島の噴煙を上げる様子が，一分間隔毎のスライドとして見ることができる（南日本新聞）．セスナ機による観測を行った１月 15 日，16 日，18 日の午前中は，天候は晴れであり，現地計測時刻における桜島の噴煙をスライドにて確認することができる．Photo 9 は，１月 15 日午前８時の噴火の様子である．

4.4　計測結果

セスナ機による桜島周辺の飛行経路を Fig. 9 に示す．(a)の図は，浮遊火山灰の側面を火山灰の高度に合わせて飛行し，(b)の図は，一旦桜島方面へ戻ったのち，浮遊火山灰の下部を飛行した．さらに，桜島から離れたところで，浮遊火山灰の平面的な火山灰濃度を把握するための飛行経路を(c)に示す．Dust meter と SkyOpc の計測結果を Fig. 10 に示す．図は飛行の経過に伴う浮遊火山灰の濃度（μg／m³）の変化を示している．飛行経路全体は，Google earth 上で Photo 10 に示す．また，ジグザグ飛行の平面的位置を Fig. 10 上段に示す．二種類の計測機器による値は，ガウスフィルタによって平滑化されている．ただし，計測値は両計器による値を比較するために，PM10（粒子径 10μm）以下の火山灰量で表している．計測値は，6 秒間隔なので，時速 80 ノットとして 247m 飛行する毎に計測値が得られている．二つの計測機器による値の最大値は異なるものの，ピーク値が現れる時刻は，ほぼ一致している．両者の相関係数を算出したところ 97%となっている．また，Dust meter は，濃度 10,000μm／m³が計測限界になっているため，SkyOpc を用いた計測値で火山灰濃度を議論するこ

ととする．

浮遊火山灰が視認できる濃度は，Eliasson et al.(2011)によれば 2000-3000（2-3mg／㎥）であり，それよりも濃度が薄いと浮遊火山灰の境界が明瞭とはならない．セスナ機による現地計測時の時間管理表と Fig. 10 によれば，浮遊火山灰の周辺を飛行した 0 から 126 カウント値は 4mg／㎥以下であり，浮遊火山灰の縁辺を飛行したと考えられる．今回の火山灰の比重は，2.6g／㎝ ^{3} として火山灰濃度をもとめている．火山灰の比重は，セスナ機エンジンの空気取入れ口に設置してあるフィルタに付着したものを採取して計量した．因みに浮遊火山灰濃度 4 ㎎/㎥は，欧州における旅客機の飛行緩和措置では全面飛行禁止となる値である．

1 月 16 日と 18 日に実施した計測結果を Figs. 11, 12 に示す．また，両日の Google earth 上における飛行経路の一部を Photos 11,12 に示す．1 月 15 日の計測結果に比べて濃度が極端に小さめになっている．両日とも桜島が噴火してのち，浮遊火山灰が流れに伴って計測を実施している．視覚的には浮遊火山灰の存在を認識していたつもりであったが，実際には火山灰粒子が 15 日に比べて少ないかったことが Figs. 11, 12 の結果になったと考えられる．

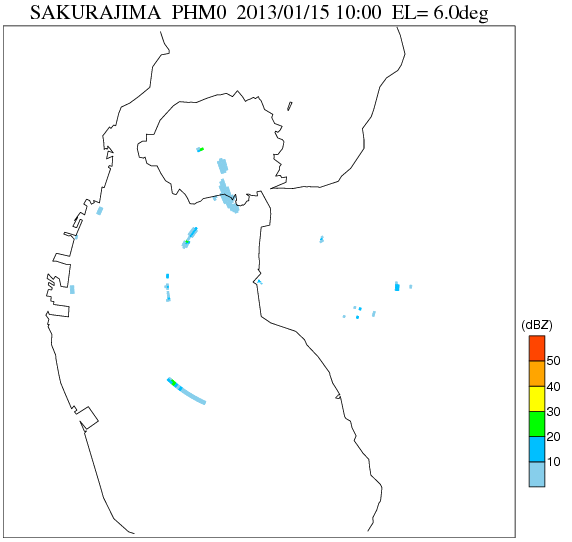


Fig. 13 Plan of puffs at 10:00 on Jan. 15 2013 by X-Band MP Radar

4.5 X バンド MP レーダによる計測

セスナ機による現地計測時に，X バンド MP レーダによって得られた浮遊火山灰の CAPPI 平面図を Fig. 13 に示す．本図は 1 月 15 日 9:50AM に桜島が噴火した後の 10:00AM の浮遊火山灰の様子である．筆者らが，セスナ機によって現地を飛行した時の印象に比べて浮遊火山灰の分布の範囲が狭いように感じる．これは，図に示した平面図は標高 1,500m について整理しているので，噴煙の高さが低い場合小さめに計測されたと考えられる．今後は，X バンドレーダによって計測される浮遊火山灰の分布と，火山灰拡散モデルによる計算との比較を行うこととしている．

5. おわりに

平成 24 年 7 月の桜島南岳の噴火について，X バンド MP レーダによって計測された浮遊火山灰の移動と火山灰拡散モデルによるシミュレーション結果は，ほぼ同様な傾向を示すことが確認された．

また，UAV による浮遊火山灰の粒度分布曲線についても，2.5μm および 10μm に着目すると一定の傾向があることが明らかとなった．

さらに，セスナ機によって Dust meter を用いて浮遊火山灰の濃度の計測を試みたところ，火山噴出物の特性にもよるが，10 ㎎／㎥の火山灰の濃度が計測されることが分かった．

火山灰シミュレーションあるいはセスナ機による火山灰濃度の現地計測は，研究の緒に就いたばかりであり，桜島噴火のタイミングを見計らってデータの蓄積を図る予定である．

謝　辞

本研究は，科学研究費・平成 24 年度挑戦的萌芽研究(24651188)(代表：安田成夫)及び，平成 23・24 年度，京都大学防災研究所・一般共同研究「火山灰噴出量・拡散予測と国際人流・物流解析手法の統合による火山リスク評価モデルの構築」の研究資金の一部を使用している．

参考文献

大庭　昇，山本温彦，富田克利，大迫暢光，井ノ上幸造，中村俊文(1981): 1979～1980 年噴出火山灰の構　成物質，性状および生成メカニズム，鹿児島大学理学部紀要（地学・生物学）, No.14, pp.1-19, 1981

新堀敏基，桜井利幸(2010):火山灰の輸送シミュレーションと航空路火山灰情報，研究集会「火山現象の数値計算研究会」,2010．9

速水　洋・中座里美ほか(2006).化学分析用粒子サンプリングにおける NILU フィルタフォルダ用プリセパレータの分粒性能の野外試験，Journal of Aerosol Research, 21(1), PP.67-71.

南日本新聞: www.373news.com/_sakucap/ 桜島ライブ

カメラ
安田成夫，梶谷義雄，國友優(2012)：X バンド MP レーダによる浮遊火山灰計測の試み，京都大学防災研究年報，第 55 号Ｂ，pp.1-8, 2012, 6
Eliasson, J. (2010): Airborne measurements of the volcanic ash in the plume from Eyjafjallajökull in Keilir e Atlantic conference on Eyjafjallajökull and aviation. Reykjavik, Iceland.
Eliasson, J. Weber, K., Vogel, A.(2011): Airborne measurements of dust pollution over airports in Keflavik, Reykjavik and vicinity during the Grimsvotn eruption May 2011 at the request of ISAVIA Air Navigation Service Provider of Iceland, Earthquake Engineering Research Centre, University of Iceland, Austurvegur 2a, 800 Selfoss, Research Report 11007, Nov 9 2011. (Technical report)
Pena, J.A., Norman, J.M. and Thomson, D.W. (1977): Isokinetic Sampler for Continuous Airborne Aerosol Measurement, Journal of the Air Pollution Control Association, Vol. 27, No.4, pp.337-341, April 1977
K. Weber, J. Eliasson, A. Vogel, C. Fischer, T. Pohl, G. van Haren, M. Meier, B. Grobéty and D. Dahmann (2012): Airborne in-situ investigations of the Eyjafjallajökull volcanic ash plume on Iceland and over north-western Germany with light aircrafts and optical particle counters, Atmospheric Environment 48. pp. 9-21, 2012
Weber, K., Vogel, A., Fischer, C., Pohl, T., Eliasson, J. Yasuda, N. (2013):Airborne in-situ measurements with light aircraft – examples of research flights during Eruptions of Eyjafjallajökull, Etna, Grímsvötn, Sakurajima and quality assurance aspects, Volcanic Ash Strategic-initiative Team Workshop Dublin, Ireland, 5. March 2013.
Yasuda, N and Kajitani Y.(2012):Development of volcanic risk assessment method based on the integration of ash distribution model and international commodity flow model, Cities on Volcanoes 2012, Colima, Mexico, 19. November, 2012

（論文受理日：2013 年 6 月 11 日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

港湾BCPにおける外貿コンテナ貨物の輸送需要及び代替経路の推計

Estimation of Demand/Alternative Route of International Container Cargo after Large-Scale Earthquake/Tsunami Disaster for Port-BCP

赤倉康寛・小野憲司

Yasuhiro AKAKURA and Kenji ONO

Synopsis

After the Great East Japan Earthquake, the supply chains of many companies were disconnected. For the countermeasures, Port-BCPs (Business Continuity Plan for port management) are now being developed. The most important issue of Port-BCP is how quickly cargo handling capacity can be restored in consideration of the recovery of cargo demand. Based on this background, this study conducts (1) the quantification of the demand for foreign container cargo volume by the estimation of recovery curve of company's operation capacity, and (2) the development of estimation model for alternative port and route corresponding to supply-demand gap.

キーワード: 港湾BCP，大規模災害，コンテナ，代替港湾
Keywords: port-BCP, large-scale disaster, container, alternative port

1. 序論

東日本大震災では，多くの企業のサプライチェーンが寸断され，経済被害がさらに拡大した．そこで，今後の大規模災害に対して，なるべく途絶しない物流網の構築に向け，港湾BCP（Business Continuity Plan）の策定が進められている．港湾BCPにおいては，発災後の港湾貨物需要を踏まえつつ，貨物取扱能力をいかに早く回復させるかが最も重要な検討事項となる．しかし，発災後の港湾貨物需要を推計するためには，荷主の被災度や復旧速度等を定量化する必要があるが，その推計手法は確立されていない．また，被災港湾で取り扱うことが出来なかった貨物は，他の港湾・経路で輸送されるため，これも港湾BCPにおいて評価する必要があるが，そのための手法も確立されていない．以上の状況を踏まえ，本研究は，外貿コンテナ貨物を対象に，発災後の港湾貨物需要量と，需給ギャップに対応した代替港湾・輸送経路の推計を行うものである．

東日本大震災では，八戸港から鹿島港の太平洋側港湾において，防波堤の破損，係留施設の損壊，エプロンや荷さばき地の液状化，瓦礫・車両・コンテナ等の航路泊地への埋没等甚大な被害が発生した．津波警報・注意報が解除された翌日より，東北・関東地方整備局等関係機関において航路啓開作業が進められ，3月中には被災した全主要港湾で一部の係留施設が利用可能となる等急ピッチでの復旧作業が進められた．しかし，仙台塩釜港の高砂コンテナターミナルでは，1号バース供用まで約3ヶ月，ガントリークレーン復旧まで約半年が経過する等復旧までに長期間を要したため，貨物輸送需要に応えきることは出来ず，日本海側港湾等を利用した代替経路での輸送を余儀なくされた．

国土交通省交通政策審議会港湾分科会防災部会でとりまとめられた「港湾における地震・津波対策のあり方～島国日本の生命線の維持に向けて～」（平成24年6月）では，今後の地震・津波対策の基本的考え方として，①防災・減災目標の明確化，②港湾BCPに基づく港湾の災害対応力の強化，③港湾間の連携による災害に強い海上輸送ネットワークの構築が掲げられており，②では，限られた人的・物的資源の中で効果的かつ迅速な応急復旧により港湾物流機能

を回復するため，港湾BCPを策定して関係者間で共有することが必要であり，その取組みを全国的に進めることが重要とされている．また，③では，港湾相互のバックアップ体制をあらかじめ検討し，バックアップ機能を有する港湾を港湾BCPに位置付ける必要があるとされている．

以上の状況を踏まえ，本稿では，2.において港湾BCPにおける貨物需給曲線の位置付けを明確にした上で，3.において東日本大震災に関する企業アンケート結果を使用して，震災後の外貿コンテナ貨物需要の定量化を行う．4.においては，既開発の港湾・輸送経路選択モデルを用いて，被災港湾の機能停止等を踏まえた代替港湾・輸送経路を推計し，5.において，結論をとりまとめる．

2.　港湾BCPにおける貨物需給関係

大規模災害後の港湾物流機能としては，その輸送形態等により，①外貿コンテナ輸送，②外貿バルク輸送，③内貿ユニットロード輸送，④内貿バルク輸送及び⑤緊急物資輸送に大別できる．①・③のコンテナ・シャーシ貨物は，多数の荷主による比較的広範囲の背後圏を有している．一方，②・④のバルク貨物は，臨海部の少数荷主の割合が大きく，個別の状況となる．例えば，鹿島港では，外貿貨物に占める石炭・鉄鉱石輸入及び鋼材輸出が過半数を占めて（2010年港湾統計年報）おり，新日鐵住金鹿島製鉄所の割合が非常に大きいものと想定され，貨物需要はその被災や復旧の状況に左右される．本研究は，多くの，そして広範囲の荷主を有するため，個別の状況では整理の難しい①外貿コンテナ貨物を対象としている．

外貿コンテナ貨物について，大規模災害後の需給関係を模式的に示したのが，Fig. 1である．コンテナ輸送需要は，荷主である製造業等の操業度が被災から回復するに従い，復旧していく．これに対して，コンテナ取扱能力は，航路啓開や係留施設の暫定供用，荷役施設の修理等によって復旧していく．発災時に最低限必要な機能を維持し，更に復旧を加速するための港湾BCPにおいては，このコンテナ輸送需要／取扱能力復旧曲線の定量化が不可欠であり，コンテナ取扱能力復旧曲線をいかに早めることができるかが港湾BCPの核心部分となる．コンテナ輸送需要が取扱能力より大きい場合には，需給ギャップが発生し，代替港湾の利用が必要となる．大規模災害後に需給ギャップを完全になくすことは困難であることから，代替港湾・輸送経路をあらかじめ港湾BCPに位置付ける必要がある．

既往の研究では，安部（2007）が港湾BCPのための製造業の輸送ニーズの復旧曲線を示しているが，実際の災害による被害状況を踏まえていない．中野ら（2013）は，地震被災後の操業能力低下を対象としたフラジリティ曲線を推計しているが，港湾貨物量との関係性は研究対象となっていない．一方，港湾貨物取扱能力の復旧曲線については，名古屋港についての宮本・新井（2010）の研究が見られる．なお，本稿の内容は，筆者らがこれまで発表してきた研究内容（赤倉ら，2013a；邊見ら，2013；赤倉ら，2013b）をとりまとめて再構成し，一部修正を行い，今後の進め方等を加筆したものである．

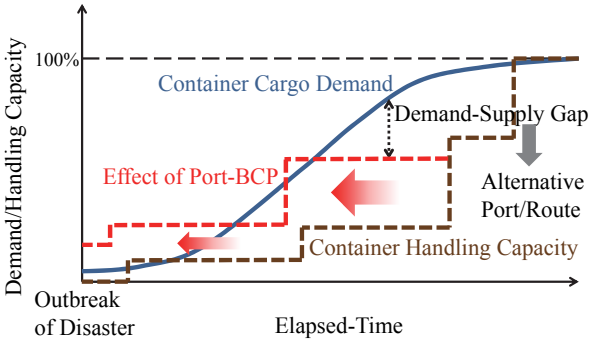


Fig. 1 Demand-Supply Relationship of Container Cargo

3.　震災後の外貿コンテナ輸送需要の定量化

3.1　推計方法

震災後の外貿コンテナ輸送需要は，製造業等荷主の事業所の被災強度に依存する．また，事業所の操業度とコンテナ輸送需要との関係性にも考慮が必要である．これらの点を踏まえた推計フローを，Fig. 2に示す．

まずは，各港湾において，地震・津波の被害想定より，災害の外力強度分布を整理する．本研究では，地震動強度は気象庁震度階を，津波強度は津波被災の有無で評価した．この外力強度分布に，各外力強度における事業所操業度の復旧状況を重ね合わせることによって，各港湾での操業度復旧曲線（平均操業度の推移）を算定する．この，外力強度と操業度の関係性は，3.2において，企業アンケートにより定量化する．

さらに，操業度をコンテナ輸送需要の復旧度へ換算することにより，コンテナ輸送需要の復旧曲線（平均コンテナ量の推移）を算定する．この換算式は，3.3において，荷主アンケートにより定量化する．

最終的には，各港湾において，港湾BCPに使用するための，想定地震・津波発生後における外貿コンテナ輸送需要の定量化が可能となる．3.3では，さらに，提案する手法により，東日本大震災後の被災港

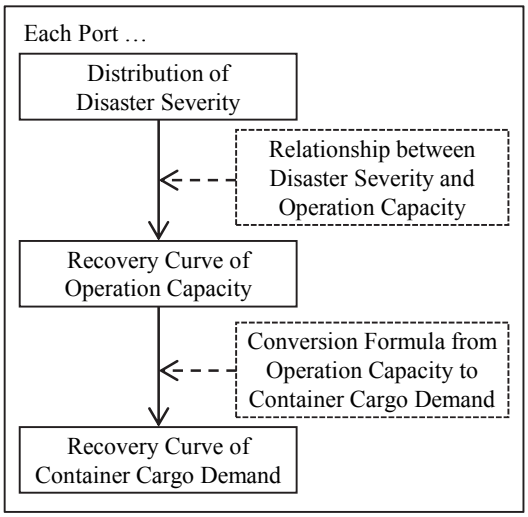


Fig. 2 Estimation Flow of Container Cargo Demand

湾での外貿コンテナ輸送需要を推計する．

3.2 操業度復旧曲線

(1) 企業アンケート

災害の外力強度と事業所の操業度との関係は，企業アンケートを用いて定量化した．使用したデータは，2011及び2012年度に，東北地方整備局と近畿地方整備局が実施したアンケート結果（東北地方整備局，2012；東北地方整備局，2013；近畿地方整備局，2012）である．

近畿地方整備局のアンケート調査は，全国の資本金10億円以上の製造業・流通業を対象としており，地震や津波被災の状況，操業度の時系列変化等を尋ねている（有効データ数：634事業所）．一方，東北地方整備局でのアンケート調査では，東北地方の被災港湾の荷主企業を対象に，被災の状況や操業度の復旧だけでなく，貨物量の推移も尋ねている（有効データ数：144事業所）．この2つのアンケート調査結果を，京都大学防災研究所において，重複を排除した上で統合して使用した．操業度復旧曲線の策定に使用したのは，震災直前を100%とした場合の，震災直後，1週間後，2週間後，1ヶ月後，3ヶ月後，6ヶ月後及び10ヶ月後の操業度の回答結果である．

(2) 外力強度の設定

地震・津波災害の外力強度は，地震動及び津波の強度により表現される．地震動強度の指標には，地震波の最大加速度，SI値等が存在するが，一般的な地震被害想定では気象庁震度階が使用されることが多いことから，気象庁震度階を採用した．津波の強度については，津波浸水深を使用すべきと考えられるが，近畿地方整備局のアンケートでは各事業所の津波浸水深を尋ねていないことから，津波被災の有無を指標とする他はなかった．

Table 1 Setting of Disaster Severity Index

Disaster Severity Index	Tsunami Damage: Non-Existance	Tsunami Damage: Existance
7	JMA S.I.=7	JMA S.I.=6±
6＋	JMA S.I.=6＋	JMA S.I.=5＋
6－	JMA S.I.=6－	－
5＋	JMA S.I.=5＋	－
5－	JMA S.I.=5－	－

地震動強度と津波被災の有無を用いた外力強度の設定は，Table 1のとおりとした．津波被災があった場合については，津波被災がなかった場合の震度6強と同等かそれ以上の操業度の低下が見られたことから，震度7もしくは6強相当（すなわち，震度階を2つ上げて評価）と設定した．なお，各事業所での震度階は，当該事業所の所在市区町村で判断した．

(3) 外力強度と操業度の関係

外力強度別に，操業度の平均的な回復過程を推計した．アンケート結果において，空白の多いデータ及び原子力発電所警戒区域内の事業所データは控除し，さらに，操業度が震災直前を超えた場合でも100%とみなした上で，100%への漸近が表現できるゴンペルツ曲線を当てはめた（総事業所データ数：604）．

外力強度：7の結果が，Fig. 3である．アンケート結果は10%単位での記載が多いため，多くのデータが重なって表記されている．平均値で見ると，震災直後はほぼ0%，10ヶ月の時点でも約3/4であった．上限値を設けなかったゴンベルツ曲線の推計では，77%に漸近する結果となった．推計精度は，推計値とアンケート結果との決定係数が0.5近くあり，ある程度の精度が確保できていると言える．

外力強度：6強～5弱の結果を示したのが，Fig. 4である．外力強度：6強では，6ヶ月から10ヶ月にかけても平均値に上昇が見られたことから，外力強度：7

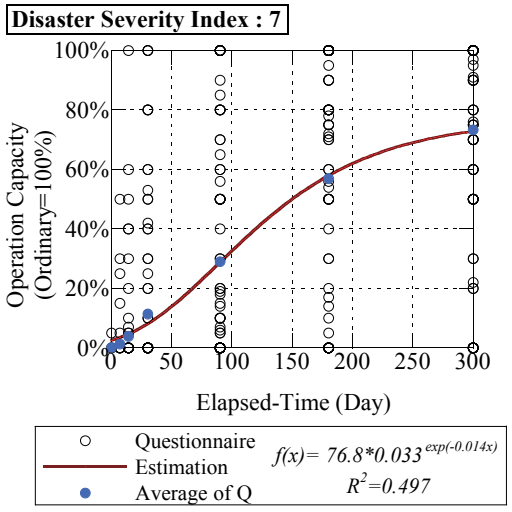


Fig. 3 Operational Capacity (DSI: 7)

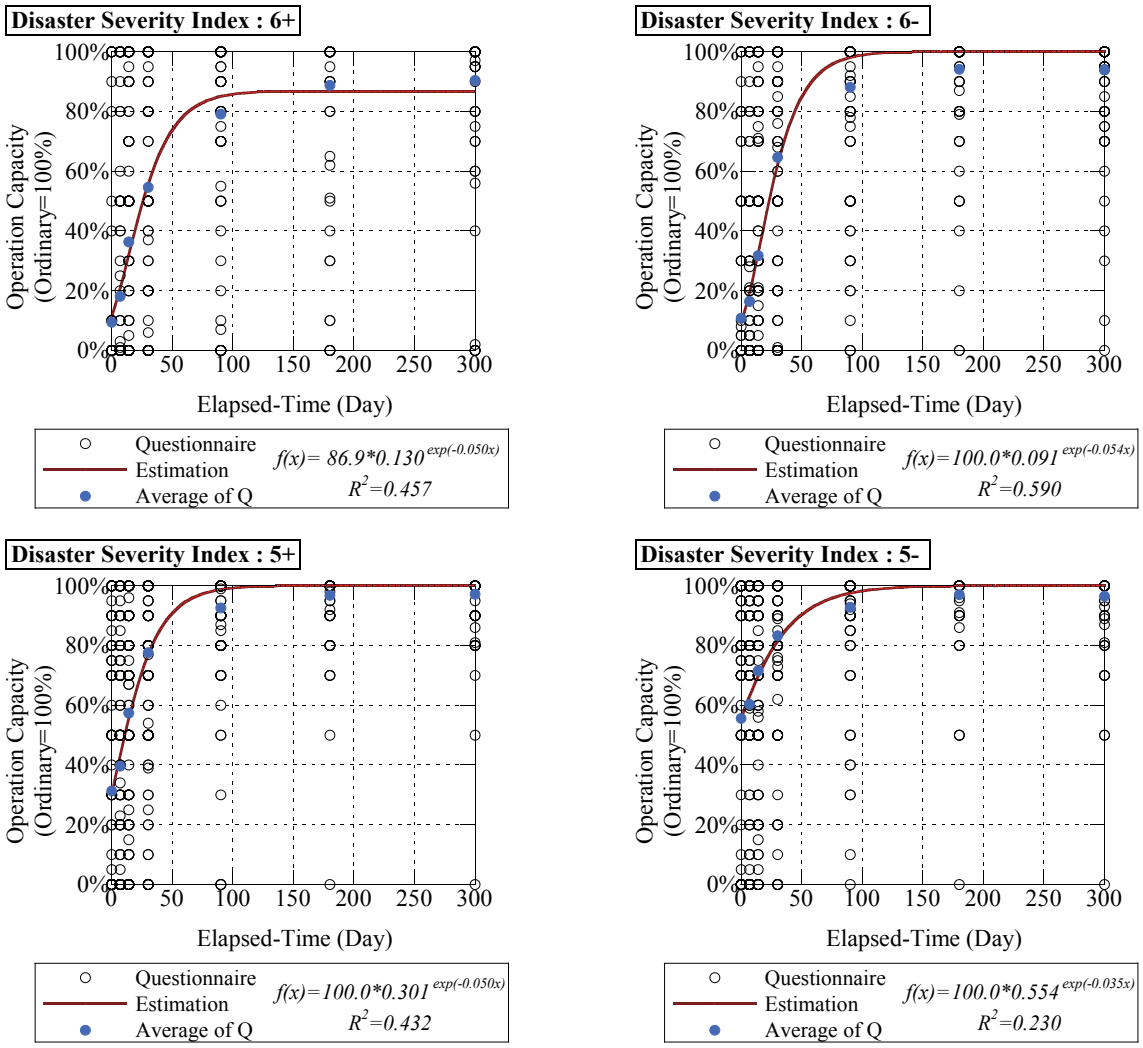


Fig. 4 Relationship between Disaster Severity and Operational Capacity (DSI: 6＋～5－)

と同じく，曲線推計では漸近値を設定しなかった．これに対し，外力強度：6弱以下については，6ヶ月から10ヶ月にかけて平均値が安定していたことから，100%漸近で曲線推計を行った．推計精度は，決定係数が外力強度：5弱を除き0.5前後あることから，ある程度の精度が確保できており，また，いずれも平均値を再現できていた．

外力強度別の操業度の推計結果を，東日本大震災における各県での鉱工業生産指数（季節調整済み）で検証したのが，Fig. 5である．鉱工業指数は，2011年1・2月平均からの低下率を，震災による操業度の低下量とみなした．一方，各県の外力強度分布は，企業アンケートでの事業所数で整理し，操業度の低下率を推計した．震災被害の大きかった6県について，3～6月の各4ヶ月で比較した結果では，推計値と実績値（指数値）の決定係数が0.84であり，妥当な精度が確保できていた．

(4) 港湾別操業度復旧曲線

算定フロー（Fig. 2）にあるように，各港湾について，荷主の外力強度分布と，先に推計した外力強度と操業度の関係を用いることにより，港湾別の荷主事業所の操業度復旧曲線が算定できる．荷主の外力強度分布は，本来，地震・津波の被害想定と，荷主

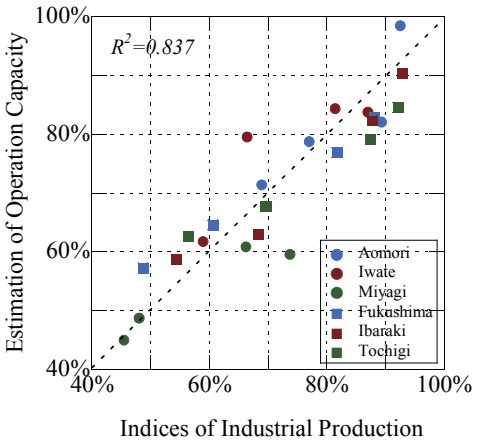


Fig. 5 Relationship between Estimation of Operational Capacity and Indices of Industrial Production

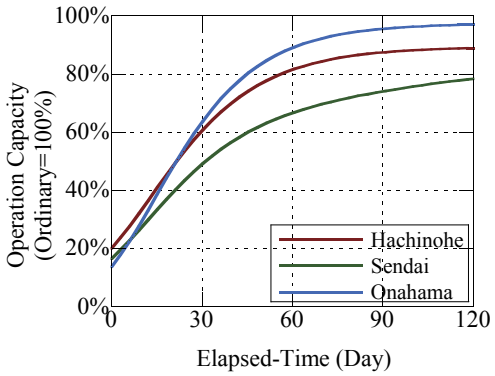


Fig. 6 Operation Capa. of Damaged Port User Company

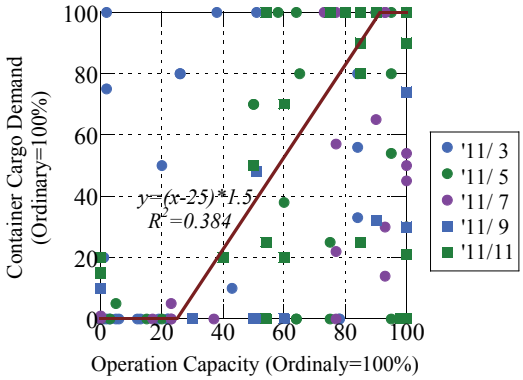


Fig. 7 Relationship between Operational Capacity and Container Cargo Demand

の所在地によって整理することが望ましく，この際，全国輸出入コンテナ貨物流動調査の結果等を利用することもできる．しかし，本稿では，簡便な方法として，企業アンケートによる外力強度別の事業所数をもって，外力強度分布とみなした．Fig. 6に，八戸港，仙台塩釜港及び小名浜港のコンテナ荷主企業の操業度復旧曲線推計結果を示す．仙台塩釜港の荷主企業の操業度は，小名浜港や八戸港に比べて復旧が遅かった．小名浜港の復旧が八戸港より早くなっているのは，アンケート回答事業所の中に津波被災した事業所が入っていなかったことが理由と見られる．

3.3　コンテナ輸送需要復旧曲線

(1) 荷主アンケート

災害後の荷主の事業所操業度とコンテナ輸送需要との関係は，東北地方整備局にて実施した荷主アンケートの結果（東北地方整備局（2013））を使用して算定した．アンケートでは，東北地方の港湾荷主に対して，操業度の復旧状況と併せて貨物量の復旧状況も尋ねている．コンテナ貨物の搬出入事業所のデータ数は，搬出：20事業所・品種，搬入：15事業所・品種であった．

(2) 操業度・コンテナ輸送需要換算式

操業度とコンテナ輸送需要は，在庫の介在や入荷・出荷と生産とのタイムラグ等により，同一の復旧過程を経るとは限らない．そこで両者の関係性を，荷主アンケート結果より整理したのが，Fig. 7である．アンケートで貨物量を確認した2011年3～11月について整理した．3月の搬入量で操業度に比して貨物量が非常に多い部分が一部あったが，全体の傾向として，月による差はほとんど無く，操業度が低い範囲では貨物量が0，操業度が高くなると貨物量が震災前と同じレベルになるとの傾向が見られた．この傾向を表現するため，換算式には，単純な直線の組合せを採用した．実績値と推計直線との決定係数は，個別の事業所の事情が反映されているため，高くはなかったが，これにより，概ね全般的な傾向を表現することが出来た．

(3) 東日本大震災の推計結果

各港湾の荷主の操業度復旧曲線に対して，操業度・コンテナ輸送需要換算式を加味することにより，コンテナ輸送需要の復旧曲線が算出できる．東日本大震災で被災した八戸港，仙台塩釜港及び小名浜港について，外貿コンテナ貨物需要の復旧曲線を算定した結果が，Fig. 8である．図中の曲線は，それぞれ，以下の定義によるものである．

本来値（Potential）：東日本大震災がなかった場合に，当該港湾において取り扱われたと想定されるコンテナ量．＝2010年各月取扱量×2011年1・2月の対前年伸び率

震災後需要（Demand after Earthquake）：東日本大震災の発生を踏まえた，本研究における当該港湾のコンテナ輸送需要の推計値．

実際値（Actual）：当該港湾において，2011年各月に実際に取り扱われたコンテナ量．

図の本来値と震災後需要との差が，当該港湾の荷主企業のコンテナ需要の復旧度である．小名浜港では5月に，八戸港では6～7月には概ね復旧しているのに対し，仙台塩釜港では年末でも差がある．ただし，この小名浜港については，前述とおり，アンケート結果に津波被災のあった事業所がなかったため，震災後需要を過大評価している可能性がある．また，図の震災後需要と実際値との差が，需給ギャップである．八戸港では9月にはギャップがなくなっている一方，仙台塩釜港や小名浜港では大きなギャップが残っていた．需給ギャップは，他の港湾や輸送経路によって輸送されているものと推察される．この代替港湾・輸送経路については，4. にて推計する．

3.4　外力強度別の復旧曲線

これまでは，Fig. 2の推計フローに従い，東日本大震災でのコンテナ輸送需要を，荷主企業の操業度の復旧と，操業度・コンテナ輸送需要換算式とに分け

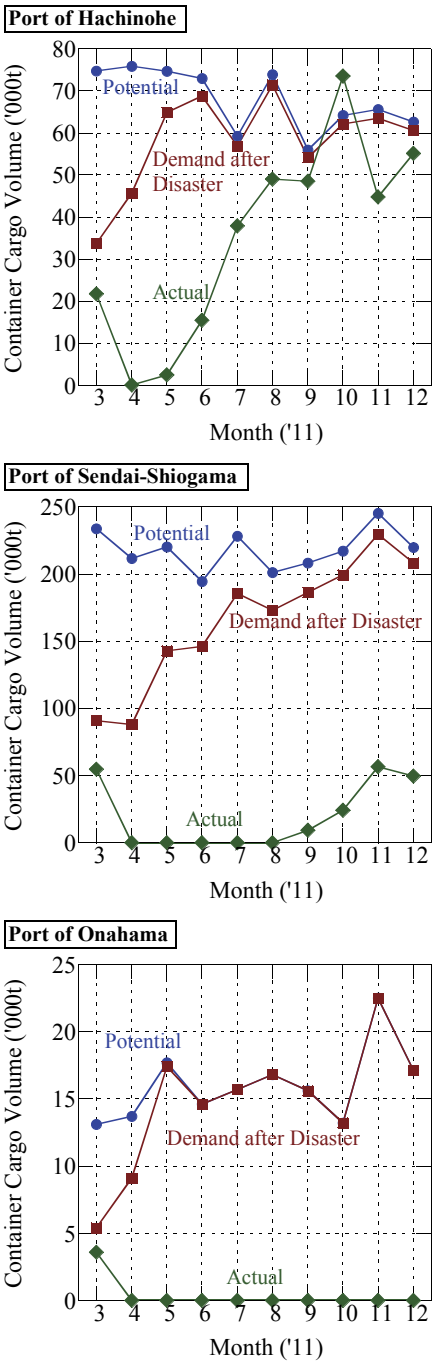


Fig. 8 Container Cargo Demand after the Great East Japan Earthquake

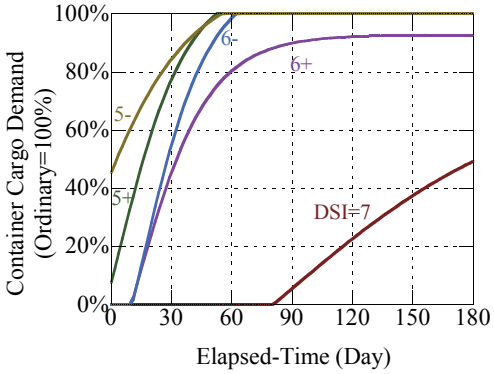


Fig. 9 Container Cargo Demand of All DSI

て，段階的に推計してきた．しかし，今後の地震津波の被害想定に対してコンテナ輸送需要を推計する場合，操業度を介在させる必然性はない．そこで，これまでの成果を基に，外力強度から直接コンテナ輸送需要を算定したのが，Fig. 9である．外力強度：7では復旧が相当遅いことや，外力強度：6弱以下では3ヶ月以降ではほぼ差がないことが確認できた．

3.5　課題と今後の進め方

まず，操業度復旧曲線の推計については，データ精度の向上を図っていく必要がある．地震動強度の指標である気象庁震度階については，近畿地方整備局のデータに対しては，事業所の所在市区町村で一括に与えたため，局地的な強弱が評価されていない．気象庁による震震度階分布の推計値を用いて，データの精度を向上させる予定である．また，津波被害については，現状では，津波の強度を全く考慮していない．これも，土木学会による津波浸水高さの観測結果を用いて，データを整理し，外力強度の設定方法を変えていく必要があると考えている．

また，企業の操業度の低下には，地震・津波による直接的な被災だけでなく，間接的な要因もある．近畿地方整備局による企業アンケートでは，震度5弱の事業所の過半数では直接の被災はなく，間接的な要因のみであった．間接的な要因も，ライフラインや交通インフラの被災，生産に従事する従業員の不足等は，広く企業に関連する施設等の被災として捉えることも可能と考えられるが，調達先や販売先の被災は事業所所在地の外力強度で表現することは出来ない．東日本大震災では，サプライチェーンの寸断が経済被害を大きくした面があり，これが操業度のアンケート結果に反映されていることに留意が必要である．各企業において，BCPの策定等有効な対策が進めば，このサプライチェーンの寸断による操業度の低下は，減少に向かうものと想定される．

4.　代替港湾・輸送経路の算定

4.1　港湾・輸送経路選択モデル

港湾・輸送経路選択モデルは，井山ら（2012）による既開発の犠牲量モデルを用いた．犠牲量モデルとは，各コンテナ貨物は，以下に示される総犠牲量（一般化費用）Sが最小となるルートで輸送されるとしたモデルである．

$$S = C + T \cdot \alpha \tag{1}$$

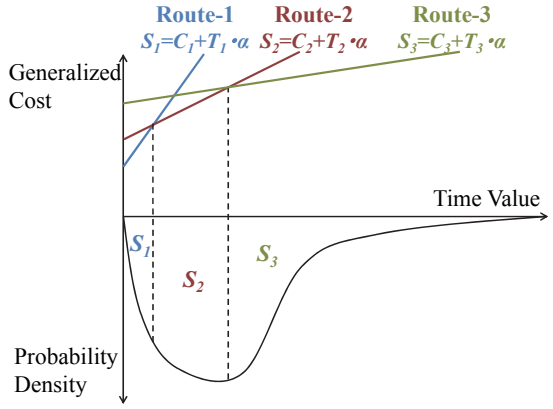


Fig. 10 Conceptual diagram of Sacrifice Model

ここに，C：輸送費用
T：輸送時間
α：時間価値

モデルの概念図を，Fig. 10に示す．上半分が総犠牲量（一般化費用）－時間価値の関係であり，時間価値に応じて，総犠牲量が最低となるルートが異なる（経路1～3）．下半分がコンテナ貨物の確率密度－時間価値の関係であり，コンテナ貨物の経路選択確率は，確率密度分布の面積比（$S_1:S_2:S_3$）となる．同モデルは，全国輸出入コンテナ貨物流動調査（2008年11月，国土交通省）のデータを用いて構築されており，その再現精度は，Fig. 11のとおりである．モデルにおいては，輸送経路として，最終船卸・最初船積港（1st Port）と仕向・仕出港（2nd Port）が算定される（輸出であれば，国内生産地→最初船積港→仕出港→海外目的地であり，直行の場合，最初船積港と仕出港は同じになる）．なお，モデルの詳細については，井山ら（2012）を参照されたい．

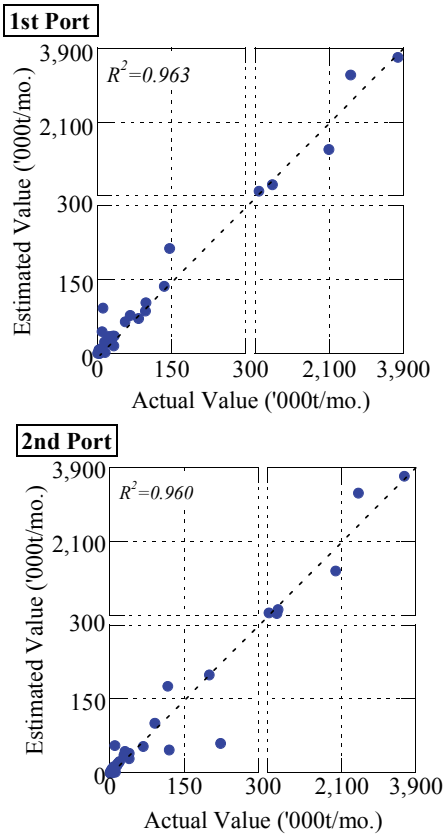


Fig. 11 Reproducibility of the Sacrifice Model

4.2 東日本大震災後の流動推計

(1) モデルの条件設定

東日本大震災後1ヶ月の状況を再現するため，モデルの時点修正を行った他，以下の条件を設定した．

① 被災港湾の状況の再現：港湾施設の損壊や航路閉塞等による港湾機能の停止を踏まえ，東日本太平洋側の八戸～茨城港（常陸那珂港区）において，外貿・内貿共に航路停止とした．

② 周辺港湾の状況の再現：代替機能を果たした周辺の港湾では，平常時に被災港湾を利用していたコンテナ貨物の代替輸送需要に対応するため，外貿コンテナ航路の拡充が行われた．そこで，航路拡充が確認できた秋田・酒田・新潟の各港について，外貿航路便数を増加させた．例えば，新潟東港コンテナターミナルでは，外貿コンテナ船寄港隻数が，2011年1・2月：約40隻が，2011年3～8月は50隻を超えていた．一方，東京湾では放射能汚染の風評被害による抜港が発生したため（5月半ばまでで42隻（国土交通省港湾局，2011）），外貿航路便数を減少させた．

③ 貨物の時間価値の上昇：震災後においては，平常時に被災工場で生産されていた製品が不足する．そのため，被災港湾が使用できないとの限定された輸送経路において，高い輸送費・時間をかけて輸送されており，貨物の時間価値は上昇したものと推察される．

(2) 時間価値の推計

既開発モデル（井山ら，2012）は，全国輸出入コンテナ貨物流動調査のデータを用いて貨物の時間価値を推計し，その推計結果により，港湾・輸送経路の選択を算定している．既開発モデルでの時間価値推計結果は，Table 2のとおり．

震災後においては，貨物の時間価値が上昇したものと想定されるが，全国輸出入コンテナ貨物流動調査に相当するデータが存在しないため，直接推計ができない．そこで，コンテナ貨物の時間価値の変化を，貨物価値の変化から間接的に推計することとした．この点について，Fig. 12に，過去の全国輸出入コンテナ貨物流動調査の貨物価値変化率と，既開発モデルによる貨物の時間価値推計値の変化率とを比較した結果（1998年調査→2003年調査及び2003年調査→2008年調査）を示す．この対比結果より，両者

Table 2 Time Value of the Sacrifice Model

Origin/Destination		Average	St. Dev.
Europe & North America	Export	*2,146*	*6.3*
	Import	*1,963*	*9.8*
Intra-Asia	Export	*1,380*	*13.5*
	Import	*1,155*	*12.7*

Unit:¥/(h*TEU)

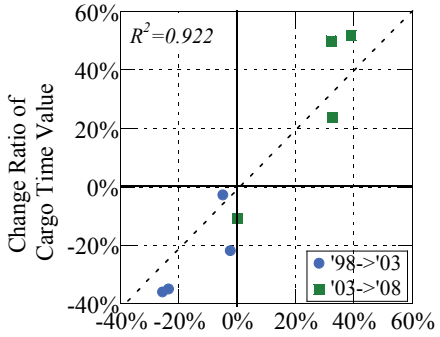


Fig. 12 Relationship between Cargo Value and Cargo Time Value

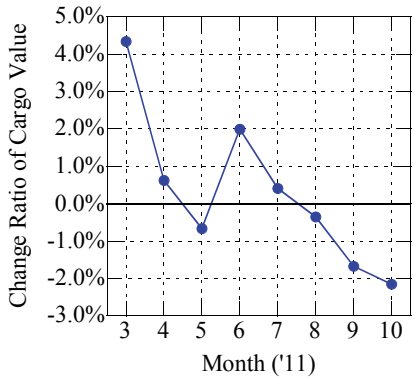


Fig. 13 Change Ratio of Cargo Value after the East Japan Great Earthquake

の変化率を1：1とみなして問題ないものと考えた．

コンテナ貨物の価値は，貿易統計（財務省）データより算定した．具体的には，単位が重量である品目について，単位重量あたりの価値（円）を整理し，さらに，取引通貨が円以外の割合は，円/ドル為替レートの影響を考慮した．その結果について，2011年1・2月の対前年伸び率を踏まえた対前年同月の変化率で整理したのが，Fig. 13である．3月には貨物価値が大きく上昇し，5月を除くと7月までプラスとなっていた．

コンテナ貨物の時間価値は，製品の不足状態に対応すると考えると，全国一律ではなく，コンテナ貨物の発生集中地別に算定する必要がある．そこで，2011年3～8月のコンテナ貨物価値の変化率と，日本全体の鉱工業生産指数（季節調整済み）の震災前に対する変化率とを対比させたのが，Fig. 14である．

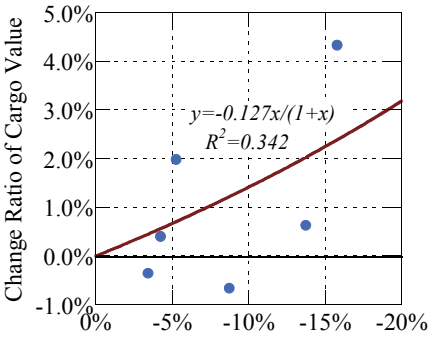


Fig. 14 Relationship between Indices of Industrial Production and Cargo Value

曲線推計では，原点を通過し，生産0では貨物価値が無限大と設定した．決定係数は高くなかったものの，この曲線により，震災による製造業等の操業低下（鉱工業指数のマイナス変化）と貨物の価値変化とを，関係付けることが出来た．この推計曲線を用い，被災した東北地方及び3～4月に計画停電があった東京電力の電力供給区域のうち，鉱工業指数の低下がほとんどなかった山梨県を除く14都県で，鉱工業指数の変化率から，貨物の時間価値上昇を設定した．

(3) コンテナ輸送需要の減少

3. で推計をしたように，外貿コンテナ輸送需要は，被災による事業所の操業度低下によって減少する．東日本大震災後1ヶ月の状況を再現するためには，その減少度を踏まえた推計を行わなければならない．

そこで，計画停電等により生産に影響を受けた範囲（上記14都県）では，鉱工業指数（季節調整済み）の3・4月平均の，1.2月平均からの低下を操業度の低下量とみなした．さらに，東日本で被災の大きかった地域（青森・岩手・宮城・福島・茨城・栃木）については，この操業度の低下に，操業度・コンテナ輸送需要換算式（Fig. 7）を用いることにより，被災による輸送需要の減少を表現した．その結果，コンテナ貨物需要は，例えば，宮城県：39.0，福島県：62.3，茨城県：61.0（震災前=100）となった．

4.3 推計結果と考察

(1) 推計結果及び検証

まず，全国のコンテナ量の実績値と推計値との比較結果を，Table 3に示す．実績値は，港湾統計（国土交通省）データである．輸出では推計値と実績値が共に減少していたが，輸入では実績値が増加していたのに対し，推計値は減少と傾向が異なっていた．輸入の場合，水や食料等の復旧関連物資の輸入があり，これらは鉱工業指数による製造業の操業度低下では表現できない．そこで，米国輸出入貨物の詳細データであるPIERSデータの分析により，復旧関連貨

Table 3 Estimated Nationwide Container Volume

	Actual	Estimated	Addition of Relief Goods
Export	*-8.9%*	*-6.5%*	—
Import	*3.8%*	*-6.4%*	*0.3%*
Total	*-1.7%*	*-6.4%*	*-2.7%*

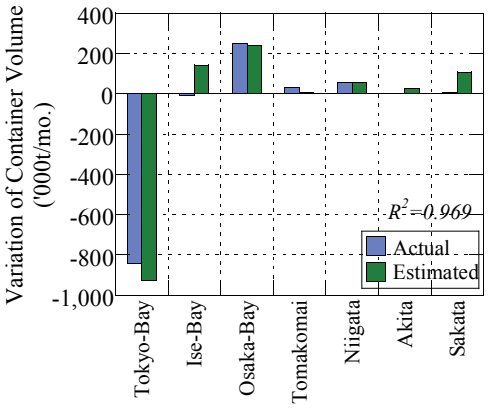


Fig. 15 Variation of Estimated Container Volume

物が発災後4週間後から平常時の10%分，8～17週間後は25%分であった（赤倉ら，2013a）として補正したのが，表中「Addition of Relief Goods（復旧関連物資考慮）」である．その結果，推計値も平常時からプラスに転じたものの，まだ，実績値よりは増加率が少し小さかった．

次に，五大港及び周辺港について，港湾別の外貿コンテナ貨物の変化量を比較したのが，Fig. 15である．実績値と推計値との決定係数は高く，全体としては良い精度を確保できていたが，伊勢湾では増減が逆になっており，酒田港では推計値が実績値に比べて非常に大きくなっていた．伊勢湾は，実績値では輸出の減少が大きかったが，推計では中部地方の事業所操業度は平常時と同じとしたため，部品不足等による生産停滞が相違をもたらしたものと考えられる．酒田港については，同港のコンテナターミナルは1バース，震災前の航路は韓国航路1便/週であったのに対し，推計値は取扱能力を超えたものと推察された．

(2) 代替港湾

平常時に被災港を利用していたコンテナ貨物が，どの港湾で代替されたのかは，バックアップ機能を有する港湾の特定につながるため，本モデルの重要な推計結果である．

まずは，実際の状況として，東北地方整備局による荷主アンケート（東北地方整備局，2012）から，被災港の代替利用状況を整理したのが，Fig. 16である．平常時の利用港湾は，事業所数で，3/4が仙台塩釜港，2割弱が小名浜港であった．これに対し，東日

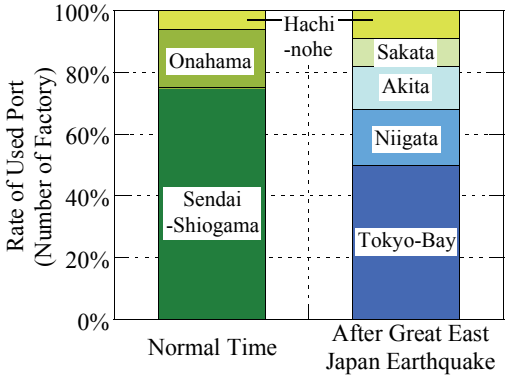


Fig. 16 Result of Questionnaire about Alternative Port

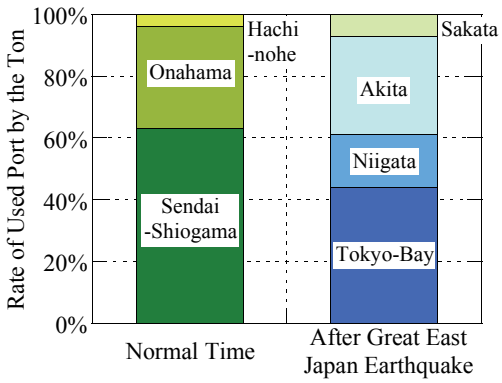


Fig. 17 Estimated Result of Alternative Port

本大震災での代替利用港湾は，半数が東京湾であり，次いで日本海側の港湾が並んでいた．八戸港は，被災港の中では比較的早期に復旧したことにより，他の被災港の代替機能を果たしたものである．

アンケート結果と比較するために，東北の被災港である八戸港・仙台塩釜港・小名浜港の代替港湾の推計結果を整理したのが，Fig. 17である．結果として，アンケート結果と非常に良く似た傾向となった．ただし，Fig. 16のアンケート結果は，事業所数の集計であり，定量的な議論が出来るほどの精度はないものと考えている．

港湾別コンテナ貨物の変化量であるFig. 15と比較した場合，Fig. 17での新潟港の割合が，秋田港に比べて小さくなっていた．この点については，新潟港には，どちらかというと東京湾の貨物が流れていたことが原因である．東京湾は，被災港の代替で利用された一方で，もともと東北地域から東京湾を利用していたコンテナ貨物の一部が，東京湾の風評被害による便数減少，新潟港の便数増加により新潟港利用に転換していた．そのため，新潟港は被災港の代替としてはそれほど大きな割合を占めなかったものである．

(3) 輸送経路の変化

平常時と比較した，東日本大震災後1ヶ月の輸送経路の変化について，宮城県発着貨物の推計結果を整

理したのが，Fig. 18である．北米向け/出し（仕向・仕出国が北米）では，平常時は仙台塩釜港の直行航路利用が40%，仙台塩釜港から内航フィーダー－東京湾航路利用が12%，内陸輸送で東京湾の直行輸送が48%となった．これに対して，震災後は99%が内陸輸送－東京湾直行航路利用であった．

タイ・ミャンマー向け/出しでは，平常時では仙台塩釜港直行航路利用と，内陸輸送－東京湾航路利用とが，いずれも約4割を占めていたのに対し，震災後は東京湾航路利用に加え，酒田港から外港フィーダーで釜山港利用も13%見られた．

中国中部（上海・寧波等）向け/出しでは，内陸輸送－東京湾航路利用，仙台塩釜港から内航フィーダー－東京湾航路利用及び仙台塩釜港直行航路利用の3経路が併存していた．震災後は，酒田港に直行航路がないことから，新潟港と，震災後の増便で航路が開設された秋田港の航路利用が，合わせて1/3強を占めていた．

以上より，輸送経路は仕向/仕出地域により異なっており，特定の代替港は決まっていなかった．例えば，宮城県から最寄りの日本海側港湾は酒田港であるが，酒田港は釜山航路しかないため，中国中部向け/出しでは，直行便のある秋田港や新潟港が代替機能を果たしていた．このような点を踏まえると，最も航路網が充実している東京湾が有利になることから，通常利用していた貨物に加えて，多くの貨物が東京湾経由となったものである．この中には，貨物の時間価値の上昇が，待ち時間の少ない（航路便数の多い）東京湾への代替を促した面もある．

4. 4　課題と今後の進め方

震災後の外貿コンテナ貨物の輸送状況のモデルへの反映については，代替機能を果たしたコンテナターミナルでの混雑による所要時間の増大や，道路の損壊や渋滞による港湾とのアクセス・イグレス時間の増大といった状況を再現する必要があるが，現時点ではモデル設定に反映できていない．また，貨物が集中したコンテナターミナルでの貨物取扱の能力限界も考慮できていない．これらについては，今後の課題である．

また，井山ら（2013）の既開発モデルでは，国内のコンテナ発生・集中は都道府県単位としている．Fig. 11に見られるように，全国で見た場合には，十分な精度を確保できてるが，今後，各港湾BCPへの活用を考えた場合，精度の更なる向上策として，発生・集中単位を，もう少し細かく設定する（例えば，全国幹線旅客純流動調査の207生活圏）方法が考えられる．

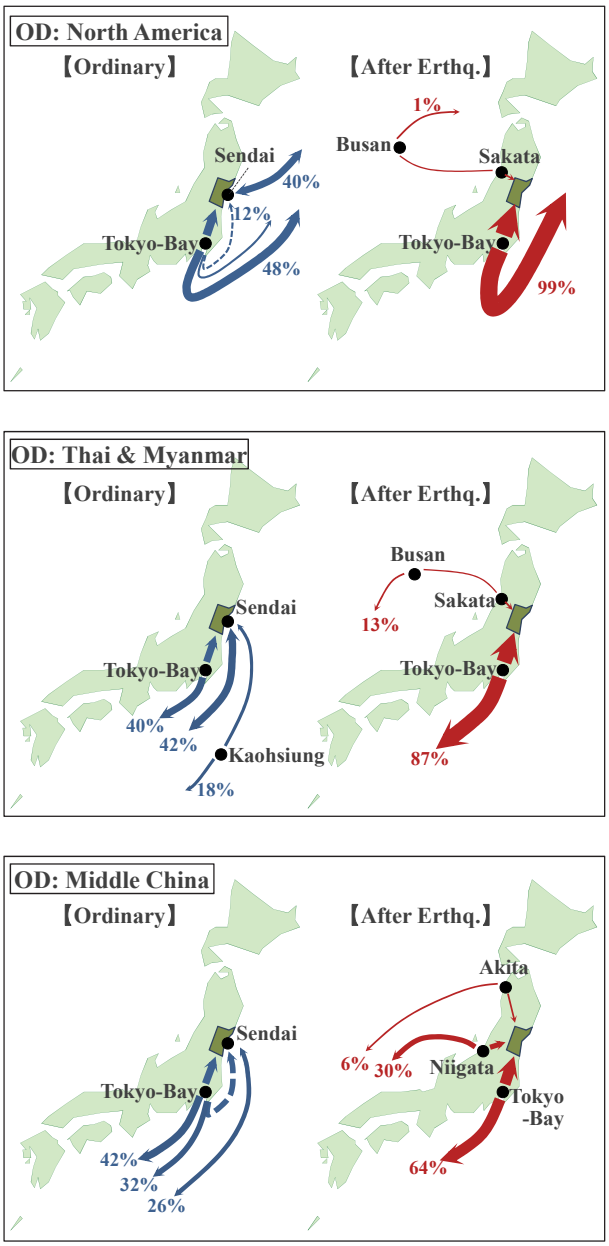


Fig. 18 Estimated Result of Shipping Route of Miyagi Prefecture Container Cargo

5.　結論

本研究は，外貿コンテナ貨物を対象に，発災後の港湾貨物需要量と，需給ギャップに対応した代替港湾・輸送経路の推計を行ったものである．本研究の結論は，以下のとおりである．

(1)　企業アンケートにより操業度復旧曲線を，荷主アンケートにより操業度・コンテナ輸送需要換算式を定量化することにより，東日本大震災後の被災港におけるコンテナ輸送需要を推計することが出来た．その結果，八戸港では震災後半年で需給ギャップがほぼ解消していたのに対し，仙台塩釜港や小名浜港では，大きなギャップが残っていた

と推計された.

(2) 犠牲量モデルによる港湾・輸送経路選択モデルを用い,東日本大震災後1ヶ月の状況をモデルにて推計した．その結果，三大湾及び周辺港でのコンテナ量の増減を，精度良く再現した．さらに，代替港湾の利用割合についても，推計結果は荷主アンケート結果とよく似た傾向を示した.

本研究では，大規模災害時になるべく途絶しない物流網の構築を目標とし，これまでは，東日本大震災の状況の再現を主眼に進めてきた．今後は，引き続き再現性の向上に努めると共に，さらに，南海トラフ巨大地震や首都直下地震等発生が想定される巨大地震・津波災害に対しての推計に着手していきたいと考えている.

謝　辞

本研究の実施に当たり，国土交通省の国土技術政策総合研究所港湾研究部の渡部富博港湾システム研究室長及び安部智久港湾計画研究室長，東北地方整備局港湾空港部の福元正武沿岸域管理官，邊見充港湾計画課課長補佐及び大窪香織計画課調査係長，近畿地方整備局港湾空港部の石原正豊港湾計画課長及び岡村京子港湾計画課港湾施設マネジメント係長にご助力いただきました．また，（公社）日本港湾協会，（一財）沿岸技術研究センター，（一財）港湾空港総合技術センター及び防災研究所社会防災研究部門の多々納裕一防災社会システム研究分野教授には，産官学共同研究部門の共同研究先として，研究環境を整えていただきました．また，（一財）みなと総合研究財団にも，研究においてご助力いただきました．ここに記し，感謝の意を表します.

参考文献

赤倉康寛・小野憲司・岡村京子・福元正武（2013a）：大規模災害後の外貿コンテナ貨物量の需要復旧曲線の定量化，沿岸域学会誌，Vol.26，No.1，pp.15-26.

赤倉康寛・小野憲司・渡部富博・福元正武・邊見充（2013b）：東日本大震災における外貿コンテナ貨物の代替港湾・輸送経路試算，土木計画学研究・講演集，Vol.47.

安部智久（2007）：事業継続支援のための国際物流インフラマネジメント方策に関する基礎的検討,国土技術政策総合研究所資料，No.409.

井山繁・渡部富博・後藤修一（2012）：犠牲量モデルを用いた国際海上コンテナ貨物流動分析モデルの構築，土木学会論文集B3，pp.I_1181-I_1186.

近畿地方整備局（2012）：平成23年度災害に強い生産・物流チェーン構築戦略検討調査業務報告書.

国土交通省港湾局（2011）：東日本大震災による産業・物流機能への影響，交通政策審議会第43港湾分科会資料1-4.

東北地方整備局（2012）：平成23年度東日本大震災を踏まえた東北地方の港湾物流機能維持検討業務報告書.

東北地方整備局（2013）：平成24年度震災に強い港湾物流構築検討調査業務報告書.

中野一慶・梶谷義雄・多々納裕一（2013）：地震災害による産業部門の操業能力の低下を対象とした機能的フラジリティ曲線の推計，土木学会論文集A1，Vol.69，No.1，pp.57-68.

邊見充・赤倉康寛・小野憲司・石原正豊・福元正武：東日本大震災後の海運依存産業の操業再開過程における輸送特性について,土木計画学研究・講演集，Vol.47.

宮本卓次郎・新井洋一（2010）：地震災害に対応した港湾の国際物流サービス維持のための対策の提案－名古屋港における試行的実践と課題－,沿岸域学会誌，Vol.22，No.4，pp.93-104.

（論文受理日：2013年5月30日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

東日本大震災における港湾物流へのインパクトと海運・港湾部門のレジリエンス機能

Impacts of the East Japan Great Earthquake on the Port and Shipping Sub-sector and Its Resiliency Observed in the Recovery Phase

小野憲司・赤倉康寛

Kenji ONO and Yasuhiro AKAKURA

Synopsis

The 3.11 East Japan Great Earth Quake and the tsunami completely paralyzed port functions in Tohoku and north Kanto regions, and resulted in long-continued disruption of shipping links to/from Tohoku region. Lessons learnt from the quake include an unexpected delay in mobilizing rehabilitated port functions for commercial ship calls, and identified advantages of ferry boats as multi-modal transportation means before completion of restoring port facilities. This paper discusses, analyzes and summarizes an impact and rehabilitation process of Tohoku ports damaged by the quake by focusing on the resumed ship calls after the disaster. Strategic approaches for mobilizing ferry boats are also discussed for not only securing emergency relief logistics but for assisting in recovery of damaged regional supply chain.

キーワード: 震災復旧，物流，港湾・海運部門のレジリエンシー
Keywords: disaster recovery, logistics, resiliency of port and shipping sub-sector

1. はじめに

一昨年3月の東日本大震災及び津波は，東北及び北関東地域の港湾・海運部門の機能を一瞬にして麻痺させた．その際，被災地への救援要員及び緊急支援物資の輸送や生産を再開した地域産業のサプライ・チェーンを円滑に復活させるため，国及び港湾管理者の主導の下で防波堤や岸壁，航路，泊地等の港湾基本施設の応急復旧作業が進められた．また，地域産業の操業再開にともない港湾・海運部門の輸送需要も回復した．

赤倉ほか（2013）は，東日本大震災で被災した我が国の製造事業所を対象として国土交通省が実施したアンケート等調査データに基づき，事業所の操業度の回復過程やそこから発生する貨物輸送需要量の推計を行い，東日本大震災によって被災し港湾が機能停止したことによって生じた，貨物需要と港湾取扱能力のギャップを明らかにした．

赤倉らの研究は，東日本大震災直後における東北地域の港湾貨物取扱需要の復活と復旧された港湾がこれらの需要に応えてゆく過程を明らかにしたが，港湾の被災後に船社が港湾利用を再開する過程やその特性には触れられてはいない．

そこで本稿では，東日本大震災後の東北・北関東地域の港湾の復旧に対応した船舶寄港の復活の特性について，国土交通省等が収集した港湾・海運機能復旧の記録や港湾統計に基づいて分析を行い，大規模な災害後の海運輸送機能の復活に先立ち公共ふ頭水域施設等の港湾基本施設の応急復旧が果たす役割やその効率性，効果についての評価を試みる．

また，被災地の企業が操業を再開した際の物流需要にフェリーやRo-Ro船がいち早く対応したことに注目し，ガントリークレーン等の埠頭機能施設の支援を必ずしも必要としないことから機動的に寄港地を変更でき，トラック等を運転手ごと直接輸送する簡便なマルチモーダル輸送機関であるフェリー等に

ついて，災害後の海運・港湾部門の復旧・復興過程におけるその強みの分析を試みるとともに，今後発生が危惧される南海トラフの巨大地震などの広域災害発生時におけるフェリー等の戦略的な活用の可能性について考察する．

2. 物流インフラの被災と復旧

2.1 東日本大震災及び津波の特徴

2011年3月11日に東北及び北関東を襲った東日本大震災は，14時46分のマグニチュード9の地震にはじまる40分間に，東北から関東に至る東日本太平洋沖で連続して発生したM9～M7級の4地震から構成される広域災害である．我が国の災害史上例を見ないこの地震によって，青森から千葉にいたる東北，関東の６県は最大震度７の大きな揺れと津波に見舞われ，中でも岩手県，宮城県，福島県，茨城県の津波被害は著しい．沿岸域で記録された津波の最大遡上高さは約40mに達し，岩手，宮城，福島の３県だけで沿岸地域497平方kmが津波による浸水被害にあった．港湾においても最大震度6強の揺れが観測され，津波高さは岩手県大船渡港で9.5mに達した．［Fig. 1］

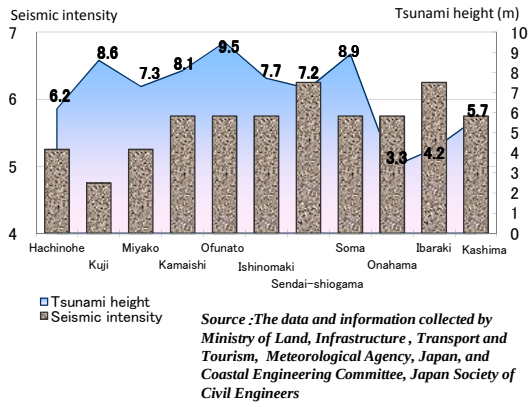


Fig. 1 Seismic intensity and tsunami height at the port site due to the east Japan great earthquake (see Ono etal, 2012)

相馬港以北の港湾では比較的大きな津波高さを記録し，津波によって防波堤や海岸堤防が破壊される等の被害がもたらされた．一方，相馬港以南の港では，やや大きな震度と，構港湾造物に被害を与えやすいとされる0.3ヘルツ～１ヘルツの揺れが卓越し，地震動による岸壁等の変状が発生した．

いずれにしても東日本大震災の発生とともに，東北，北関東地域の主要な港湾，東北縦貫自動車道及び主要国道等の内陸交通網は，地震の揺れと津波によって各地で主要な施設が被災し，地域の物流機能は一瞬にして停止した．

2.2 東日本の物流インフラの被害と復旧

青森県の八戸港から茨城県の鹿島港に至る重要港湾では，防波堤や岸壁等の基本施設が損壊したほか，これに加えて，荷役機械，上屋，倉庫の埠頭機能施設が被害を受け，また，航路や泊地等の水域施設も津波によって押し流された瓦礫等によって覆われ，船舶の入港が不可能となった．

一方内陸に目を向けると，東日本大震災の地震動や津波によって東北縦貫自動車道の15区間が，また一級国道69区間，2級国道102区間，県道540区間が閉鎖された．特に青森県から岩手県，宮城県に至る海岸沿いの国道45号線は津波による橋梁等の流出によって寸断された．幸いなことに東北縦貫自動車道路と一級国道4号線最は迅速に復旧することができ，発災の翌日には自衛隊や消防，警察等の救援輸送用車両が通行することが可能となった．沿岸部を通る国道45号線は津波による被害が大きかったため，内陸部の国道4号線から北上山地を縦断して沿岸部に至る2級国道の啓開が優先され，翌日12日の夕刻までには太平洋沿岸の主要都市に至る横断ルートの確保に成功した．

しかしながら，東北沿岸域の被災港湾においては，発災後51時間続いた大津波警報・津波警報・津波注意報の間は，基本施設及び埠頭機能施設の被災状況や水域施設の埋塞状況を調査するために現地に立ち入ることができず，また作業船による航路・泊地の啓開作業（瓦礫等の撤去作業）も開始できなかった．その結果，水域施設の啓開は発災後3日たった3月14日にようやく本格的な作業が開始された．

各港湾の主要な水域施設の啓開作業は，最も早かった茨城港常陸那珂港区で約1日，釜石港および小名浜港で約2日，宮古港は約3日で終了し，3月16日に釜石港及び宮古港の災害対応用埠頭に緊急支援物資運搬船が入港することができた．［Fig.2］

一方，養殖いかだ等の流出浮遊物が多かった大船渡港や石巻港，茨城港大洗港区ではこのような主要航路・泊地の啓開作業に7～9日を要した．

部分的に啓開作業が終了し，一部の埠頭への入港が可能になると，これらの港湾ではまず緊急支援物資運搬船や重油，ガソリン等の緊急輸送船が優先的受け入れられた．一般商船の入港制限は，例えば仙台塩釜港および石巻港では4月1日に解除された．

被災港湾のバースの復旧状況をみると，青森県の八戸港から茨城県鹿島港の間にある地方港湾を含む21港の水深-4.5m（1,000DWT級貨物船対応）以上の岸壁373バースの内，応急復旧により暫定利用可能となったバースは平成24年5月7日時点で291バース（78%）に達したが，瓦礫等の堆積による入港船舶の吃水制限や荷役時の荷重制限が残存している施設

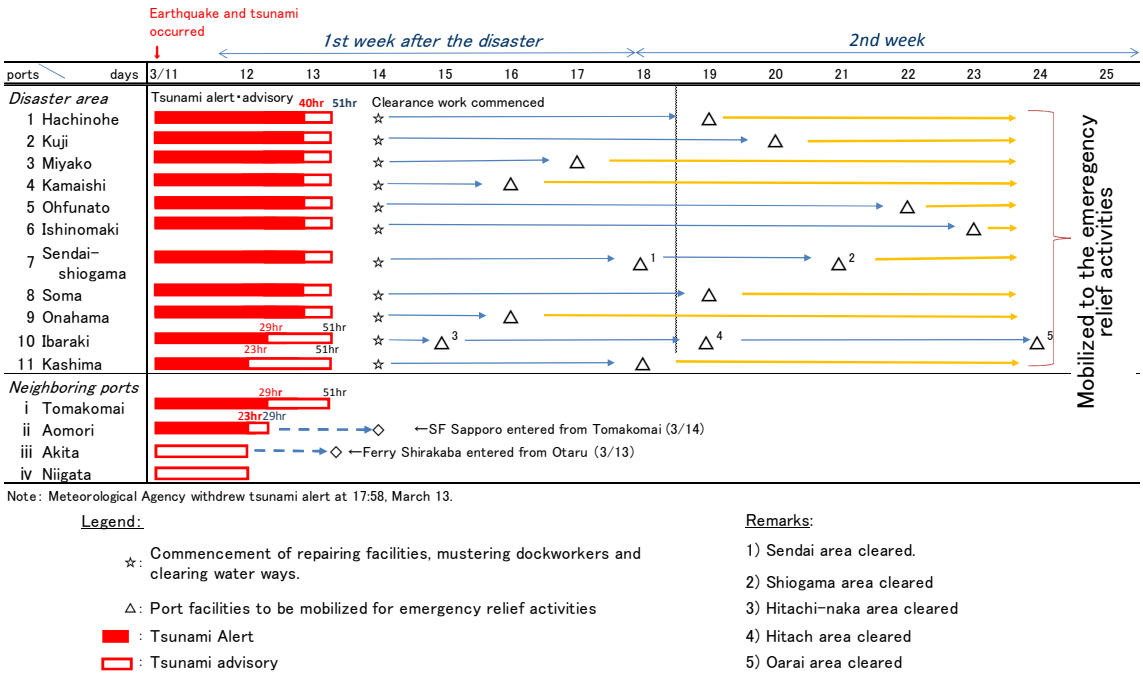


Fig. 2 Clearance works of blocked water area by floating wreckages and sunken obstacles in the disaster ports (see Ono, 2012)

も多く，本格復旧に向けた工事が続けられた．

東北地方整備局が管轄する重要港湾8港において暫定復旧され使用が可能となったバース数の毎月の推移をFig. 3に示す．図の凡例の右側には，各港が震災前に有した水深－4.5m以上の公共バースの数を併せて記した．なおここで言う公共バースとは，「一般の商船の停泊を目的として港湾管理者が運営する埠頭であって，対象船舶が1隻着岸することができる岸壁及びその全面水域の1単位（１バース：船席）」である．

公共バースの数が最も多い小名浜港は72バースを有し，これに次いで八戸港の44バース，国際拠点港湾（特定重要港湾）仙台塩釜港が44バースとなっている．最も公共バースが少ないのは釜石港の7バース，次いで大船渡港の10バースである．

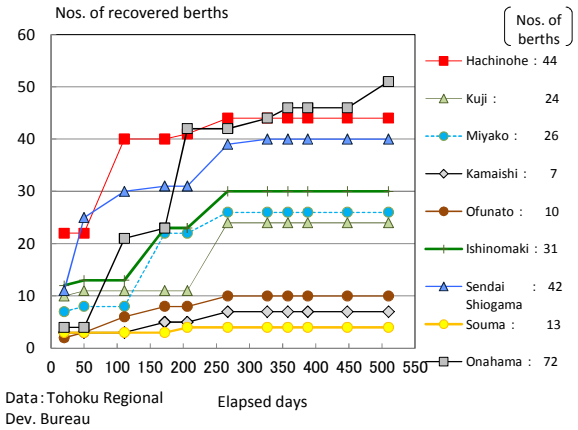


Fig. 3 Rehabilitation of damaged public wharves (the number of berths) (see Ono et al, 2013)

また，Fig. 4に各港の暫定復旧バース数の震災前バース数に対する比率（暫定復旧率）を示す．発災後9か月で9港平均の暫定普及率は84%に達したが，各港湾別にみると，揺れによる被害の大きかった小名浜港と相馬港の復旧率が低い一方で，宮城県の石巻港，仙台塩釜港で90%台，岩手県以北の5港では100%に達した．

最も復旧が早い八戸港では4か月弱の間で90%の公共バースが使用可能となった．また仙台塩釜港，釜石港，大船渡港，宮古港，石巻港も震災後半年で70～80%の公共ふ頭が使用可能となっている．一方，東北地方で最大のバース数を有する小名浜港は震災後1年が経過しても60%の水準を推移し，津波によって防波堤に大きな被害があった相馬港では三分の二の公共ふ頭が使用できない状態が続いている．

これらの復旧速度の違いは，防波堤等の外郭施設

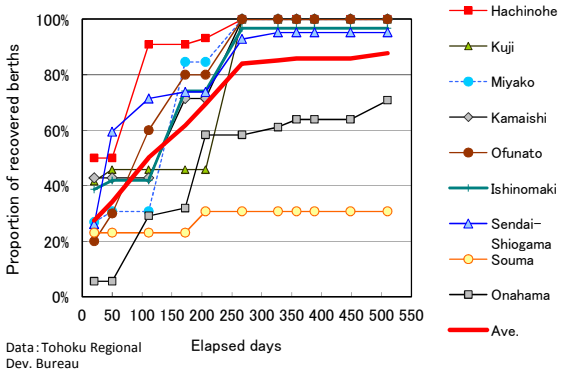


Fig. 4 Rehabilitation of damaged public wharves (ratio of the rehabilitated berths) (see Ono et al, 2013)

の被災の程度や工事資材の調達，技術管理，国と港湾管理者の連携状況などが復旧工事の進捗に影響を及ぼしたためであると考えられる．

2.3　海運輸送活動の復活

前節で述べたように被災した港湾の基本施設の応急復旧や啓開が終わっても，すぐに一般商船の入港が許されたわけではなく，また船会社も埠頭機能の回復やトラック等陸上輸送サービスの提供の状況，荷主からの輸送需要回復状況を見ながら船の寄港を再開した．特に，津波によって上屋・倉庫が破壊されたり，トラクター・トレーラーが流されたり，フォークリフトが損壊するなどの荷役・保管機能にも大きな被害が生じた港湾では，水域施設や岸壁等が復旧しても荷役ができないため，定期船航路を中心として港湾への寄港サービスの再開に大きな遅れが生じた．

中でも荷役に大型の荷役クレーンであるガントリークレーンが必要とされるコンテナ定期船航路の再開には時間を要した．仙台塩釜港を中心とする内航コンテナ航路の再開は約3ヵ月後，韓国・中国航路は6か月後，東北地方唯一の国際基幹航路である仙台塩釜港の北米航路は，発災10カ月後の平成24年1月になってようやく再開された．

また，津波による浸水被害を蒙った臨海部立地企業の操業再開にも多大な困難が伴った．東日本大震災の被災を契機として他地区に生産を集約した企業や，操業は再開できたものの操業停止間のブランクが災いして元の市場シェアを回復できず業績が低迷する企業も現れ，震災後，いくつかの港湾では海運貨物輸送需要が低迷する事態に至った．

2.4　地域産業の復興期に要請された海上輸送

1990 年代初頭にトヨタが国内の第三の生産拠点に位置付けて以来，東北地方においては自動車組立工場や部品・素材工場，半導体企業等から構成される自動車産業クラスターの形成が進んできた．東北地方の自動車産業クラスターは，国内にとどまらず，欧米や中国・東南アジアの日本の自動車産業にとって重要な部品供給源となっていたことから，これらの生産拠点が東日本大震災によって大きな影響を受け操業停止に追い込まれると，その影響は世界に広まった．

Ono(2012)は，大手カメラメーカーのデジタルカメラの国内生産拠点である九州大分工場及び長崎工場が，東北地方からのコンデンサーなどの電子部品の供給が滞ったため約一カ月弱操業を停止したこと，及び，自動車部品供給量の大幅な減少によって，4 月後半から 5 月末にかけて北米の日系大手自動車メーカーの製造ラインの生産水準が平常時の 20%程度まで低下したこと等を指摘した．

東北経済産業局が管内 123 社を対象として実施した東北地域の主要製造業の操業再開状況調査の結果を Fig. 5 に示す．2011 年 3 月末時点では 63%の事業所が完全に操業を停止した状態であったが，4 月末までには一部再開を含めた生産再開事業所が 69%にのぼり，5 月末に 78%，6 月末には 85%に達した．

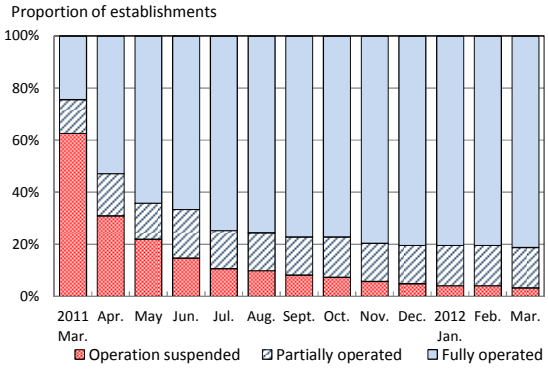


Fig. 5 The proportion of major establishments fully / partially operated after the East Japan Great Earthquake (see Tohoku Bureau of Economy, Trade and Industry (2012))

また経済産業省（2011）が，震災直後の 2011 年 4 月初旬に製造業 55 社，小売り・サービス業 25 社を対象として行った操業再開の見通し等に関する緊急調査では，発災後 1 ヶ月の時点で約 9 割の製造事業者が 3 か月程度の期間内に操業再開をめざしていたこと等が報告されている．

このように，東日本大震災のような広域的な大災害にあっても，東北地域の多くの製造事業者が，生産ラインの早期再開を目指して事業所の施設や設備等の復旧作業を行い，概ね 3 ヵ月のうちに操業再開を果たしたことを勘案すると，通信，電気，ガス，水道といったライフラインや海陸空の輸送インフラにも 3 か月程度を目途とした目標復旧時間 (RTO: Recovery Time Objective)の設定が求められていることが伺い知れる．

これらの主要企業の生産活動の再開にあわせて，応急復旧された港湾における貨物取扱需要も高まった．例えば仙台塩釜港においては，4 月 1 日に一般商船の入港が許可されると，4 月 8 日には最初の自動車運搬船が完成車を搬入，4 月 16 日には東北地方において完成車生産を行うセントラル自動車が船便による自動車の積み出しを行うなど，まず Ro-Ro 船による海上輸送が再開された．

他方，仙台塩釜港のコンテナ船航路の復旧には多大な時間を要した．仙台塩釜港仙台港区の高砂埠頭

1 号岸壁は，エプロン部の段差や沈下等の岸壁構造物本体が損傷し，またクレーンレールの蛇行や埠頭上には津波による瓦礫の散乱等が発生したため，応急復旧は難航した．同埠頭に寄港する内航コンテナ定期船航路は，応急復旧工事に約 3 か月を費やした後，6 月 8 日に再開された．

また，外貿コンテナふ頭である高砂コンテナターミナルでは，岸壁が海側に大きくはらみ出し，ガントリークレーンが倒壊したことから，定期船航路の復活には更に時間を要した．高砂コンテナターミナルに外貿コンテナ船が戻ってくるのは，アジア航路（中国・韓国向け）が9月30日，また北米航路の再開は翌年1月22日となった．

3. 港湾・海運輸送回復における相互作用

本章では，前章までに述べた東日本大震災による港湾の被災と復旧状況を受けて，港湾機能の停止が海運・港湾物流に及ぼしたインパクトや，機能復旧が成った港湾における船舶利用の特性について分析を試みる．

3.1 港湾取扱い貨物量へのインパクト

前章で述べたように，青森県の八戸港から茨城県の鹿島港に至る11の重要港湾の機能は，防波堤，岸壁，荷役機械，上屋・倉庫等の被災や瓦礫等による航路・泊地の埋没によって大幅に低下した．また，地震の揺れや津波によって事業所が被災したため，東北地方の自動車関連産業やIC産業の操業も停止した．その結果，港湾を通過する貨物量は平成23年3月以降大幅に減少した．

国土交通省が取りまとめる港湾統計によると，発災後3か月間の全国の輸出貨物量は，コンテナが対前年同期比で-8.1%，非コンテナ貨物は-20.5%と大幅な減少となった．一方，輸入は，サプライ・チェーンの分断による国内製造業向け部品，半製品や生活用品の供給不足を補うための緊急輸入を反映して，コンテナ貨物量が対前年同期比で8.6%の増加，非コンテナ貨物量もほぼ横ばいとなった．福島第一原発事故の風評被害やLNG等のエネルギー資源の輸入量増大も，平成23年度後半にかけての外貿貨物量の動向を大きく左右する要因となった．

3.2 公共バースの復旧と入港船数回復の比較

本節では，前章で述べた震災瓦礫によって埋塞した航路・泊地等水域施設の啓開や変状の生じた港湾構造物の応急復旧作業の進展に対応して再開された船舶の入出港や荷役の時間特性について述べる．

前章で述べたように，被災した港湾では，発災後51時間にわたって津波警報・注意報が発令され，港湾へのアクセスが一切途絶えたが，3月14日から水域施設の啓開や港湾構造物の応急復旧作業が本格化し，主要な公共ふ頭に接続する航路・泊地の啓開作業は発災後概ね10日間で完了した．

しかしながら，公共バースを含む港湾の埠頭の多くでは，岸壁等構造物の変状や荷役クレーンの脱輪，破損，上屋・倉庫の損壊等によって数週間から数ヵ月以上にわたって機能が停止し，海運輸送のための港湾サービスが低下した．また，埠頭機能施設を含む港湾インフラが復旧しても，すべての港湾で直ちに商船が入港したわけではなかった．臨海部立地企業が事業所閉鎖や移転を余儀なくされたり，港湾インフラの復旧の遅れによって他の港湾経由に貨物輸送ルートが変更されれば，港湾の利用者そのものが失われ，海運・港湾部門の輸送需要は大きく減少する．その場合，港湾は復旧しても貨物輸送需要は元の水準に回復せず，商船の入出港も減少したままとなる．

本節では，国土交通省や港湾管理者によって記録が残されている公共バースの復旧過程をベンチマークとして，港湾機能の復旧の度合いと港湾への商船入港数の復活状況を比較することにする．ここで，「商船」は，港湾統計上に言う商船であり，入港船舶からフェリー等定期旅客船や漁船，その他の特殊船を除いた船である．

港湾サービスを表すもっと基本的なパラメータの一つとしてしばしば用いられる指標に，バースの数と時間の積で定義される「バースウィンドウ」がある．一方，船舶による港湾サービスの占有の度合いは，入港船舶数とバースにおける停泊時間の積で表現できる．

そこでt日までの間に応急復旧によって$Nb(t)$バースの公共岸壁が利用可能となり$Ns(t)$隻の船舶の入港があった港湾において，港湾サービスに提供された当該港湾の総バースウィンドウ量を$Bw(t)$，それらに停泊した船舶の延バース占有時間を$Bo(t)$とおき，当該港湾の総バース数に占める公共バースの数の比率をα，入港船１船当たりの平均停泊時間をβ日とすると，

$$Bw(t)=\frac{1}{\alpha}\int_0^t Nb(t)dt \tag{1a}$$

$$Bo(t)=\beta\int_0^t Ns(t)dt \tag{1b}$$

と表される．一方，当該港湾の震災前の公共バース数及び日平均入港船舶数を$N_b(0)$及び$N_s(0)$とおき，震災前の公共岸壁比率をα_0，１船当たりの平均滞在

時間をβ_0とすると，震災前のt日間に提供されたバースウィンドウ量Bw(0)及び入港船による延バース占有時間$Bo(0)$は，それぞれ次のように表される．

$$Bw(0) = \frac{t}{\alpha 0} Nb(0) \quad (2a)$$

$$Bo(0) = \beta_0 t Ns(0) \quad (2b)$$

ここで，バースウィンドウ量及び延バース占有時間の震災前後の比$Bw(t)／Bw(0)$及び$Bo(t)／Bo(0)$は，当該港湾におけるバースウィンドウ量の復旧度合，及び船舶寄港数の復活度合を表すと言える．上記(2a)，(2b)から，

$$Bw(t)／Bw(0) = \frac{1}{\alpha}\int_0^t Nb(t)dt／\frac{t}{\alpha 0} Nb(0)$$

$$= \frac{\alpha 0}{\alpha \times t} \times \int_0^t \frac{Nb(t)}{Nb(0)} dt \quad (3a)$$

$$Bo(t)／Bo(0) = \beta \int_0^t Ns(t)dt／\beta_0 t Ns(0)$$

$$= \frac{\beta}{\beta 0 \times t} \times \int_0^t \frac{Ns(t)}{Ns(0)} dt \quad (3b)$$

上記の2式中の$Nb(t)／Nb(0)$及び$Ns(t)／Ns(0)$は，震災後t時点までに復旧された公共バース数及び震災後の入港船舶数のそれぞれ震災前に対する比率であるから，それぞれを「公共バース復旧率」及び「入港船舶数回復率」と呼ぶことにする．被災港湾の中から仙台塩釜港，八戸港，石巻港，小名浜港の4港について，公共バース復旧率及び入港船舶数回復率の時間推移を見てみるとFig. 6の通りとなる．ここで$No(0)$は港湾統計における各港の商船入港隻数の平成21年～22年の平均値を用いた．

八戸港では公共バースの復旧に連動して入港船舶数が回復しているが，仙台塩釜港では，震災後1年間にわたって入港船舶隻数の回復が公共バースの復旧率を大きく下回っている．防波堤が津波によって被災するなどの被害を受けたものの，埠頭の荷役機能回復の立ち上がりが早く震災後他港の穀物輸入等の機能が移転集約される等港勢回復が順調であった八戸港に比して，先述の通り，ガントリークレーンの復旧に時間を要し，定期船航路も回復に苦慮した仙台塩釜港の差異が表れているものと考えられる．しかしながら仙台塩釜港は東北地方全体を背後圏とする流通拠点港湾であることから，10か月後に北米航路が復活するなど，地域の生産・消費の復興とともに入港船舶数は回復を示している．

一方，工業港湾である石巻港では，港湾利用者の多くが臨海部に立地し津波による生産設備の被害が大きかったため，公共バースは早期に暫定復旧したものの，主力の製紙事業所がフル操業にまで回復するのに1年を要し，また，穀物飼料センターが閉鎖され八戸港に機能移転したこと等から，入港船舶によるバース占有度を示す入港船舶数回復率は，震災前の30%前後と言う低水準に止まっている．

逆に，公共バースの復旧率が60%にとどまっている小名浜港で，入港船舶の数が劇的に増加し，9か月後には震災前の1.2倍を超えた．これは，福島第一原発事故の影響で勿来等周辺の火力発電所向けの重油，原油類の専用バースにおける取り扱いが震災前の

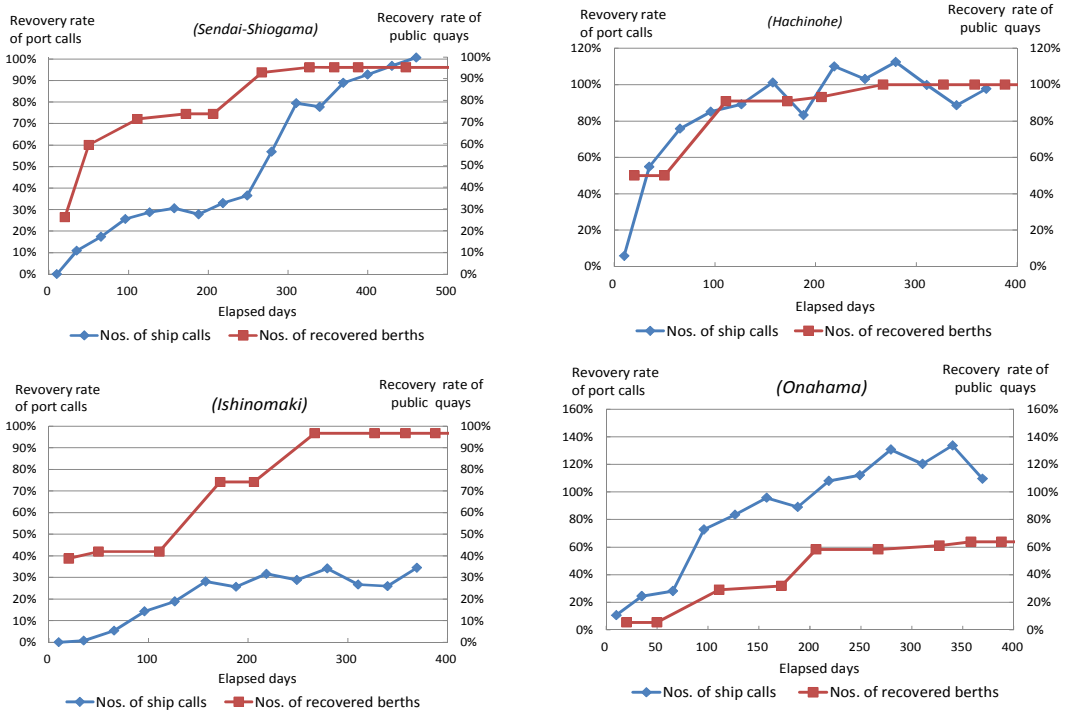


Fig. 6 Recovery rates of commercial ship calls and pubic quays at the disaster ports (see Ono etal, 2013a)

1.2倍に増加したこと，石炭の輸送船の船型が，大型石炭バースの被災によって小型船にシフトしたこと等によるものであると考えられる．

3.3　復旧港湾インフラの利用度の評価

震災後t日経過時点までに応急復旧された公共バースのバース占有率は，総バースウィンドウ量に対する入港船舶の延バース占有時間の比率$Bo(t)／Bw(t)$で表せる．同様に，震災前のバース占有率は$Bo(0)／Bw(0)$であるから，この震災前後のバース占有率の比を復旧港湾インフラ利用度：$Mr(t)$と定義すると式(4)が得られる．

$$Mr(t) = \frac{Bo(t)／Bw(t)}{Bo(0)／Bw(0)} = \frac{Bo(t)／Bo(0)}{Bw(t)／Bw(0)}$$

$$= \frac{\beta}{\beta 0} \times \frac{\alpha}{\alpha 0} \int_0^t \frac{Ns(t)}{Ns(0)} dt ／ \int_0^t \frac{Nb(t)}{Nb(0)} dt \quad (4)$$

$Mr(t)$は，応急復旧後暫定供用されたバースのバースウィンドウが時間tまでの間に，震災前に比べてどの程度使用されていたかを示す指標であり，(4)式から，Fig. 6に示した公共バース復旧率及び入港船舶数回復率をそれぞれ時間tまで積分した値の比率であることがわかる．

ここで$\alpha／\alpha_0$及び$\beta／\beta_0$に関しては，以下のような考察が可能である．即ち，

① 一般の港湾では航路や主要な泊地は公共施設であることから，専用バースよりも公共バースの復旧が先行する傾向が強い．従って，震災直後は$1 < \alpha／\alpha_0$となり，専用バースの復旧とともに1に漸近するものと予想される．

② 津波による航路・泊地の埋没や海底障害物によって，入港船の喫水が制限される場合が多い．従って，震災直後は一船当たりの荷役量は一般に常時より少なく，$0 < \beta／\beta_0 < 1$となる．中長期的には，震災を契機として近隣港等との機能集約が図られ岸壁の大型化が進むことも考えられ，その場合は$\beta／\beta_0 > 1$も起こり得る．[Fig. 7]

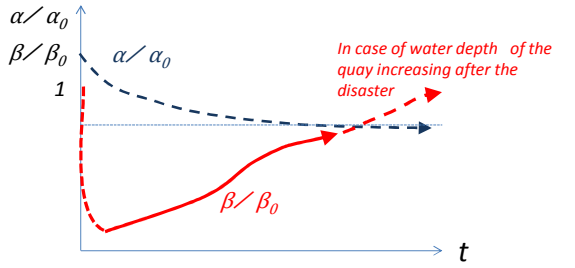


Fig. 7 Schematic view of the change in values of $\alpha／\alpha_0$ and $\beta／\beta_0$

東北の被災港湾の各港について復旧港湾インフラ利用度（$Mr(t)$）を計算したものをFig. 8に示す．ここでは簡単のため，公共バースの比率及び荷役時間が震災前後変わらない（$\alpha = \alpha_0$，$\beta = \beta_0$）と仮定している．

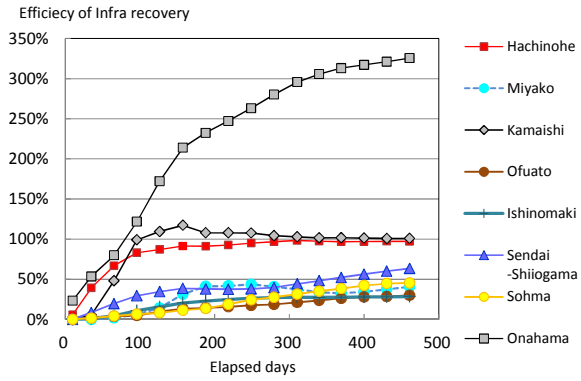


Fig. 8 Efficiency indices of rehabilitated public berth in major Tohoku ports (Ono, et al (2013))

八戸港や釜石港では3ヵ月程度の間に応急復旧し暫定供用したバース数に見合って商船の入港が増加し$Mr(t)$は100%に漸近している．特に八戸港では，Fig. 6に示すように3ヵ月から半年の間に商船の入港数が震災前のほぼ100%に戻り，また釜石港でも80%の水準まで回復し，順調に回復する港勢に沿って効率的に復旧された公共ふ頭の利用が進んだことが分かる．

一方，小名浜港を除く他の重要港湾では，震災後6ヵ月までの入港商船隻数の水準は20%～40%と伸び悩んだことから，1年半を過ぎてようやく震災前の水準に復帰した仙台塩釜港を除くと，$Mr(t)$の値は50%に到達できておらず，貨物需要の低迷が暫定復旧された公共ふ頭の利用に影響を及ぼしていることがわかる．

なお，小名浜港の港湾インフラ利用度は震災後1年で300%の高水準に達しているが，これは先述の重油，原油類の専用バースによる取り扱いの増加と公共バースの復旧の遅れに加えて，震災前に比して小型船が増えた（実際は$\beta / \beta_0 < 1$であった）ことから見かけ上$Mr(t)$が大きく評価されたためでもあると考えられる．

本章で述べた復旧港湾インフラ利用度といった指標は，施設復旧の進捗度や港湾取扱貨物の回復等の個々の指標では明確とはし難い海運・港湾部門全体の機能の復旧・復興の度合いに関する理解や，港湾物流機能の効率的で効果的な復旧，復興のための示唆等の有益な情報を与えるものであると考えられる．

今後，復旧港湾インフラ利用度をより的確に計測するため，震災直後の入港船舶の停泊・荷役の状況や暫定復旧バースの公共・専用比率等の詳細な情報を収集していきたいと考えている．

4. 災害時緊急物流とフェリー

第3章では，応急復旧された港湾施設の海運利用面での有効性について評価し，特に仙台塩釜港のような物流拠点港湾においては，輸送需要の復活に加えて荷役機械等の埠頭機能施設の復旧の遅れが港湾復旧と海運利用復活の間にタイムラグを生じさせることを指摘した．

一方，港湾機能復旧の過程で，コンテナ航路の本格的な復旧に先駆けて，荷役上の機動性の高さ等を生かしつつ，発災後わずか数週間で被災地港湾を拠点とするフェリーやRo-Ro貨物船による航路再開が行われた．被災地への自衛隊の輸送や支援物資の搬入にも長距離フェリー等が活用された．

災害の視点から物流を眺めると，海運輸送にも上記のような2種類の機能が常に求められる．すなわち，災害時に，緊急的に多量の自衛隊や消防，警察等の要員，資機材や水，燃料，食料等の支援物資の緊急輸送，避難民の搬送などを行う「災害時緊急物流」と，地域経済の復旧・復興の段階に地域の事業所が必要とする原材料，部品類の搬入や生産品の出荷を担う「災害復興支援物流」である．

本章では，第2章及び第3章の議論を踏まえつつ，港湾の埠頭機能施設が不十分な中にあっても緊急物流手段として今後様々な形での活用が期待される長距離フェリーやRo-Ro貨物船等（以降「長距離フェリー等」と言う）の災害時における強みの評価を行うとともに，その戦略的な活用政策の在り方について検討する．

4.1 わが国の長距離フェリー等

わが国沿岸域には51隻，総トン数は59万７千トンの長距離フェリー等が就航している．その全体の輸送能力は，旅客定員が3万人，加えて乗用車3,800台，トラック500台，トレーラー等492台の航送能力を有する．これらの長距離フェリー等は，全国で毎週のべ約400航海に従事している．

航行海域別の長距離フェリー等の隻数，船型，輸送容量等の就航状況をTable 1に示す．

近畿，九州，四国地方を結ぶ瀬戸内海ルートが旅客定員シェアの43%，航海数シェアの53%を占める．一方，最も大型のフェリーが就航しているのは日本海ルートで，平均船型は1万8千総トン．東日本太平洋ルートがこれについで1万1千総トン，瀬戸内海ルートは１万総トン，西日本太平洋ルートは９千総トンとなっている．

4.2 長距離フェリー等の津波対処能力

東日本大震災発生時に，北海道から関東にいたる北日本太平洋ルートを航行中であった長距離フェリー等がどこにいたか，地震・津波に対してどの様な対応をとったかについて，フェリー会社への聞き取り調査をもとに筆者が整理したものをTable 2に示す．

Table 1 Current operation of the long distance ferries in Japan (see Ono, 2013b)

Name of coastal lines	No. of boats	Total G/Ts	Transportation Capacity				Operator	Frequency (Sails /week)
			Passenger	Cars	Truck	Trailer		
North Pacific	11	124,749	6,167	837	1,481	0	3社	73
Japan Sea	8	146,481	6,502	524	1,296	0	1社	56
Setouchi Inland Sea	21	224,472	12,786	1,556	2,752	400	6社	210
West Japan Pacific	11	101,407	4,179	888	1,214	97 (10ftコンテナ)	5社	57
Total	51	597,109	29,634	3,805	6,743	492	15社 (延べ)	396

Source: Ferry/Passenger Ship Guide, Nikkan Kaiji Tsushinnsya

発災時に航行中であった長距離フェリー等は，3社が運航する11隻，いずれも6,500～15,800総トンの大型貨客船であり，この内，苫小牧港に２隻，八戸港，仙台港，大洗港に各１隻が停泊・荷役中であった．苫小牧港に停泊中であった２隻は，地震発生後直ちに荷役作業を中止し，作業員等の下船・避難の後，緊急離岸し沖合に退避した．また，八戸港に停泊していた「べにりあ」も沖合に緊急避難し津波を回避することができた．

Table 2 Operating situation of the long distance ferries at the East Japan Great Earthquake (see Ono, 2013b)

Name	G/T	Operetor	Route	Location at the disaster	Action taken
Sunflower Sapporo	13,654	MO Ferry	Oarai～Tomakomai	**Mooring at Tomakomai Port**	Stop loading at 15:20, Evacuated to the offshore Tomakomai.
Sunflower Furano	13,539	MO Ferry	Oarai～Tomakomai	**Mooring at Oharai Port**	Evacuated at 15:10, meet 1st tsunami at 15:15, and the largest tsunami at 15:30 offshore Oarai. Moved to offshore Tomakomai.
Sunflower Shiretoko	11,410	MO Ferry	Oarai～Tomakomai	Cruising offshore Sanriku	Waited at offshore Tomakomai.
Sunflower Daisetsu	11,401	MO Ferry	Oarai～Tomakomai	Cruising offshore Sanriku	Waited at offshore Tomakomai.
Kiso	15,795	Taiheiyo Ferry	Sendai～Tomakomai	**Mooring at Tomakomai Port**	Evacuated at 15:10, moved first to Nagoya Port and finally returned to offshore Tomakomai.
Kitakami	13,937	Taiheiyo Ferry	Sendai～Tomakomai	**Mooring at Sendaii Port**	Evacuated 15:00, met tsunami at 15:56 offshore Sendai and reached to offshore Kinazan at 20:00.
Ishikari	14,257	Taiheiyo Ferry	Sendai～Tomakomai	Cruising offshore Fukushima	Back to Nagoya Port.
Silver Gueen	7,005	Kawasaki Kinkai Line	Hachinohe～Tomakomai	Offshore Tomakomai Port	
Silver Princes	10,500	Kawasaki Kinkai Line	Hachinohe～Tomakomai	Cruising to Tomakamai Port	
Bega	6,698	East Japan Ferry	Hachinohe～Tomakomai	Cruising to Hachinohe Port	
Beniria	6,558	East Japan Ferry	Hachinohe～Tomakomai	**Mooring at Hachinohe Port**	Evacuated to offshore Hachinohe.

Note: Interview survey undertaken by the author

筆者が行った聞き取り調査によると，仙台港に入港中であった太平洋フェリーの「きたかみ」は，発

災後ただちに荷役を停止し陸上作業員をフェリーターミナルへ退避させた後，15時に緊急離岸し金華山沖まで退避．この間，15時56分頃，沖合15㎞地点で津波に遭遇しこれをのり越えての緊急避難であったと報告されている．



Photo 1 Ferry Kitakami meeting tsunami offshore the port of Sendai-Shiogama.

また，茨城港大洗港区に停泊中であった，「さんふらわぁふらの」も15時10分緊急離岸し，15時30分頃までに大洗港区沖合5㎞地点に退避したが，この間15時15頃第一波（1.8m）に，また16時40分頃には第二波（4.8m）に遭遇したと伝えている．[Photo 1]

「きたかみ」及び「さんふらわぁふらの」は，この後苫小牧港に回航するよう指示を受け，いずれも3月12日午前中までに苫小牧港沖で錨泊した．商船三井フェリーの残るフェリーも苫小牧港沖に避難・錨泊し，以降の緊急輸送従事に向け，苫小牧港に多数の大型のフェリーが集結した．

4.3 長距離フェリー等の災害支援緊急輸送

前節で述べたような大津波への対処ぶりから，長距離フェリー等は，津波襲来時に迅速に離桟し，沖合に退避することが可能であることが実証されたと言える．またフェリーは，岸壁クレーン等が被災しても自力で積荷を揚陸することが可能であることから，今回の大震災においてこの機動性と柔軟性はいかんなく発揮されたと評価できよう．

このようなフェリーの構造上，機能上のメリットを活かして，発災翌日の3月12日には緊急輸送第１船として新日本海フェリーの「しらかば」が小樽港から秋田港に向けて，また，翌々日の3月13日には自衛隊貸し切り輸送第１船の商船三井フェリー「さんふらわぁさっぽろ」が苫小牧港から青森港に向けて運航された．いずれも，自衛隊の要請を受けて，被災地の救援活動のための支援物資や自衛隊等の人員，車両，建設機械等を北海道から緊急輸送する役割を果たした．

北海道駐留の陸上自衛隊が被災地において緊急展開するため，商船三井フェリー，新日本海フェリー，太平洋フェリーの3社から８隻の大型フェリーが動員され，最初の６日間でのべ１３航海，6千人の要員と2千台の車両，重機等が搬送された．

また，苫小牧東港を19日夜出航した新日本海フェリー「あざれあ」は，秋田港に寄港し関西方面に避難する170人と乗用車81台を積み込んで，21日午前5時過ぎに敦賀港に到着し，被災民の避難の足としての役割を果たした．

これらの長距離フェリー等は，商船三井フェリーの「さんふらわぁしれとこ」及び「さんふらわぁだいせつ」を除くと，何れも14,000G/T～20,000G/T 級の大型フェリーで，旅客定員は600人～900人，乗用車やトラック等の車両200～330台を一度に輸送することができる．

発災後４ヶ月の間に10社の長距離フェリー等37隻，5社の短距離フェリー・旅客船11隻が，自衛隊等の要員約60,500人，車両約16,600台を緊急輸送したが，Table 3に示すとおり，緊急災害対応要員，車両とも約９割が長距離フェリーによって輸送された．

Table 3 Emergency Relief operation undertaken by the ferries at the East Japan Great Earthquake

	Long distance ferries		Other ferries		Total (persons/ vehicles)
	Transportation (persons/ vehicles)	Proportion	Transportation (persons/ vehicles)	Proportion	
Personnel	55,200	91.2%	5,300	8.8%	60,500
SDF	42,900	94.3%	2,600	5.7%	45,500
Others	12,300	82.0%	2,700	18.0%	15,000
Vehiicles	15,200	91.6%	1,400	8.4%	16,600
SDF	12,100	94.5%	700	5.5%	12,800
Others	3,100	81.6%	700	18.4%	3,800

Note）Performance record until July 11,2011
Source: Shikoku Rregional Transportation Bureau, September 28, 2011

このように東日本大震災に対する初動対応輸送の大きな特徴の一つに，大型フェリーの輸送能力をフルに生かして，短時間のうちに陸上自衛隊等の多量の重車両，機材類を輸送し，被災地での救援活動への集中投入を可能にしたことがあると言える．

また，コンテナ船と異なり，フェリー等が搬送するトラックやシャーシーは自走することができ，仕向け先までの海陸一貫輸送が可能であることから，輸送用車両や燃料が不足する被災地での機動的な救援活動に威力を発揮した．筆者の推計によると，これらフェリーの13航海の平均積載率は，人員で72%，車両で52%に達し，極めて高い輸送効率を示した．

フェリー・旅客船ガイド（2012年秋季号，日刊海事通信社（2012））に基づき筆者が集計したところ，日本の沿海に就航する長距離フェリー等の船型分布はFig. 9 の通りとなっている．

最も多い長距離フェリーの船型は，1万～1万5千総トン級でこれに次ぐ隻数を有する長距離フェリーの船型は5千～1万総トン級であるが，これらの中から1万～1万5千総トン級と2万総トン級の船型のフェリーはほぼすべてが緊急輸送活動に従事した．

その一方で，5千総トン未満の中小型フェリーは緊急輸送に使用されず，その輸送特性上，大型船が必要とされたことが窺い知れる．

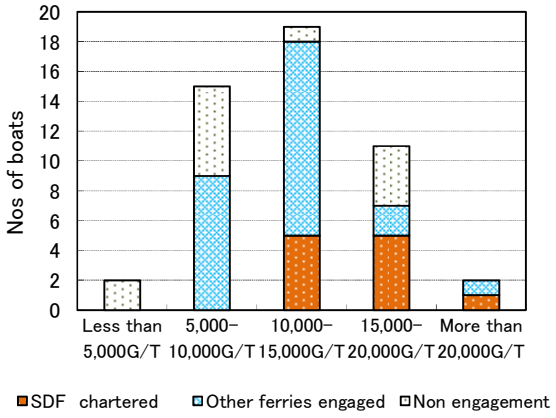


Fig. 9 Ship size of the long distance ferryboats mobilized for ERL operation at the East Japan Great Earthquake

4.4. 長距離フェリー等航路のレジリエンシー

Fig. 10は，東北地方整備局の調査結果や船会社の開示情報，ヒアリング結果等に基づいて筆者が取りまとめた，震災後の東北太平洋岸諸港におけるフェリー，Ro-Ro船，コンテナ船の定期航路の復旧の状況である．

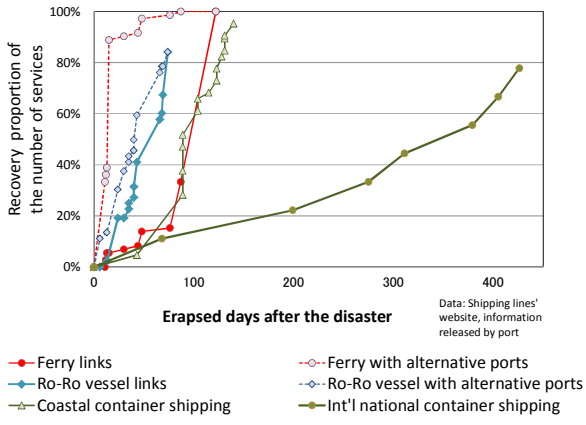


Fig. 10 Resiliency of liner shipping (Performance observed at the East Japan Great Earthquake) (see Ono, 2012)

Fig. 10において縦軸は震災前の運航便数を100%とする便数回復の割合を示す．内貿コンテナ定期船航路が震災前の状態に回復するまでには約5か月（150日）かかり，外貿コンテナ定期船航路は14か月を経過しても概ね80%の水準の便数しか回復できなかった．一方，北海道から関東に至る東日本太平洋側航路を航行する長距離フェリー等航路やRo-Ro定期船航路については，より迅速な復旧を遂げたことがわかる．

特にフェリー航路に注目されたい．図中のフェリー航路は，東日本太平洋沿岸域を航行海域とし東日本大震災時に運航停止した商船三井フェリー社の苫小牧～大洗航路，太平洋フェリー社の苫小牧～仙台～名古屋航路，川崎近海汽船の苫小牧～八戸航路から成る．商船三井フェリーは，茨城港（大洗地区）のフェリーターミナルが被災したため東京港を代替港として，また，八戸港が被災して使えなくなった川崎近海汽船は青森港に寄港地をシフトし，3月下旬には航路を再開しており，図中では点線の回復曲線で示されている．両社のフェリーには青森港や東京港への寄港実績があり，ターミナル用地の確保や入出港支援が得やすいなどの利点があったことが，円滑な代替寄港地の確保を容易にしたと言える．また，仙台塩釜港のフェリーターミナルが津波で被災した太平洋フェリーも，仙台を抜港し，この時期に航路を復活させたが，福島第一原発事故現場の沖合を航行することもあり，定期運航再開の当初は貨物輸送に限定した輸送がなされた．

このように代替港への寄港や被災港湾を抜港することによって，長距離フェリー等は10日～2週間で航路を復活させたが，これは，コンテナガントリークレーンの損壊や液状化によるコンテナヤードの被災が航路復活の隘路となり，発災後3ヵ月が経過した6月にようやく航路の半分を復活させることができた内貿コンテナ定期航路と好対照を成す．

フェリー航路がいち早く復旧できた背景には，トラックやシャーシーなどの自走可能な積荷を本船が具備する可動式ランプによって積み降ろしし埠頭側の荷役機能の制約を最小限度に抑えることができるというフェリーの強みがいかんなく発揮されたためである．同様の機能を有するRo-Ro船航路も概ね2か月で全航路が復活するなど比較的迅速な回復力を示したと言える．

なお，これらのフェリー航路においても，本来の寄港地港湾への復帰には3～4か月を要した．八戸港や仙台塩釜港では旅客搭乗用のボーディングブリッジや旅客待合室，チケット売り場等のターミナル施設が津波によって破壊され，また，コンピューターなどの事務用品が水につかったことから発券事務などが困難となった．また，茨城港（大洗地区）では津波の引き波によって航路埋没が発生した．これら

の機能の復旧に時間を要したことがフェリー航路の被災港湾への復帰に時間を要した原因とされる．

4.5　経済復興におけるフェリー等の役割

被災地経済の迅速な復旧・復興のためには，被災した製造事業所の操業再開を支えるサプライ・チェーンの復旧が欠かせない．例えば仙台塩釜港では，Ro-Ro船がいち早く自動車輸送を再開し，東北の基幹産業である自動車産業の生産ライン再開を支えた．

また被災地港湾において臨時のフェリー，Ro-Ro船航路が開設されれば，被災したコンテナ埠頭の代替輸送手段としてこれを活用することによって，コンテナ定期船航路の復旧を待つことなく，陸上ルートを迂回するよりも安価なコンテナ輸送ルートを確保することが可能となり，市場への地域企業のいち早い復帰が可能となる．東日本大震災後に東北・北関東地域の企業からフェリー航路の早期復旧が強く望まれた理由がそこにあると言える．

また，上記に加えて，被災地で大量に消費される燃料油等の生活必需エネルギー資源の供給や，被災地における瓦礫処理・都市インフラ再建のための大量の工事用資機材の搬入も，災害の復興を支援していく上で重要な物流機能である．このような面でも大型クレーン車の様な重車両や燃料油を積載したタンクローリーを海陸一貫でシームレスに運搬することができるフェリー・Ro-Ro船は，重要な災害復興支援物流の担い手であると言える．

ここまで述べたような災害対応における長距離フェリー等やRo-Ro船の「強み」は，今後の発生が懸念される南海トラフ巨大地震や首都圏直下地震等の地震災害への備えを考えていく上で戦略上明らかに重要な資源の一つである．上述した災害時緊急物流及び災害復興支援物流の双方の局面において，フェリー・Ro-Ro船は，優れた自己完結性と海陸一貫輸送機能を有する長距離・大量輸送機関として機能を発揮しうるからである．他方，このようなフェリー・Ro-Ro船の「強み」を生かしていくためには，平常時より備えておくべき以下のような課題がある．

(1) 長距離フェリー等の船団と航路の維持

万一の大規模災害時の物流に長距離フェリー等の「強み」を的確に活かしていくためには，地震・津波等災害が予想される地域の周辺海域において，長距離フェリー等の航路と十分な輸送容量を平常時より確保しておくことが重要となる．

東日本大震災時の長距離フェリー等による災害物流も，大半は平常時の定期航路上の輸送を通じて行われており，災害発生時にまったく未経験の海域において緊急輸送活動を行うことには大きな困難が伴うと言われる．このようなことから，現在全国の沿岸域において運航されている長距離フェリー等の船団と航路を将来にわたっての適切に維持していくことは，大規模地震等の広域的な災害への物流面での備えの一つとして重要なものとなる．

しかしながら，近年の高速道路の通行料金低減や無料化は，並走する長距離フェリー等の海上高速輸送航路の採算性を著しく低下させてきた．特に，南海トラフ巨大地震に代表される西日本の大規模災害への備えと言う観点に立つと，本州と四国，九州を結ぶ高速海上輸送網を形成する瀬戸内海地域のフェリー輸送容量の低下は大きな課題となっている．フェリー航路と高速道路との過度の競合を回避し，総合的でバランスのとれた料金政策を国が展開することや，港湾管理者がフェリーに対する港湾使用料金上のインセンティブを与えていくことが強く求められていると言える．

(2) 港湾施設の耐震性の確保

港湾施設は，いったん地震等の災害によって破壊されると，その復旧のための土木工事に半年から1年以上といった長期にわたる時間と多大な費用を要する．従って，地域の防災拠点となるフェリーターミナルやRo-Ro船ターミナルの岸壁等の重要施設については，あらかじめ適切な耐震性を確保しておくことによって，復旧に要する時間と費用を低減することが重要となる．

国土交通省では，昭和58年に発生した日本海中部地震による秋田港の壊滅的な被害を契機として，

a)港湾背後地域が一定規模の人口を有する港湾，
b)地形要因により緊急物資の輸送等を海上輸送に依存せざるを得ない背後地域を有する港湾，
c)離島航路が就航しており震災時にも離島航路の維持が必要な港湾，

において，通常の埠頭に比べて地震の揺れや液状化に対する耐性が高い「耐震強化岸壁」の整備を進めてきた．「耐震強化岸壁緊急整備プログラム」の下で，平成23年４月末までの間に全国に336バースの耐震強化岸壁が計画され，その内の約三分の二が完成または整備中となっている．

これらの耐震強化岸壁は，大規模な地震が発生した際に，被災直後にあっては緊急物資の輸送や避難者の海上搬送の拠点となり，また被災地の復興期にあっては地域の物流網が復旧するまでの間の代替輸送拠点としての役割を担うものである．しかしながら耐震強化岸壁は，平常時には一般貨物船向けの公共埠頭として供用されることを前提として整備されるため，バース水深や延長等の施設の規格が一般貨物船仕様となっており，大型のフェリーが安全に着岸するためにはバースの延長や航路の幅，回頭泊地の広さが不足する場合が多い．また，フェリー向け

の防舷材や係船柱の配置なども一般の貨物船埠頭では一般的には確保されていない他，埠頭上に大量に置かれたままの貨物も緊急時にフェリーからのトラック等揚陸を困難にする．

このようなことから東日本大震災の災害時緊急物流で主力となった長距離フェリー等が安全に着岸するように，フェリーの着岸にも対応可能な長いバース延長や広い航路・泊地と十分な面積を有する埠頭の確保が求められていると言える．

Fig. 11に，筆者が整理した全国の耐震強化岸壁の水深及び岸壁延長の分布を示す．

1万総トン以上の大型フェリー用バースとして国が定める港湾の施設の技術上の基準は，バース水深-7.5メートル以上，岸壁延長は220メートル以上を求めている．従って，図中の点線で囲った範囲の耐震強化岸壁のみが航路・泊地の水深や広さの面で1万総トン以上の大型フェリー用バースとしての規格を満たすことになる．実際はさらに，防舷材の大きさ・強度や係船柱の位置・強度，可動橋の有無などの様々な要素を勘案する必要があるため，災害時に長距離フェリー等が安全に接岸できるバースはさらに限られてくる．

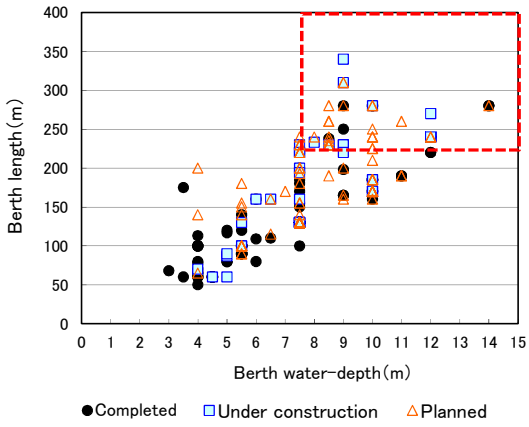


Fig. 11 Berth specifications of high earthquake resistance berths in Japan (Ono (2013b))

また，Fig. 11の大型フェリー対応可能バースの内訳を筆者が整理したものをFig. 12に示す．

上述したとおり，喫水に比べて船長の長いフェリーが安全に係留することが可能な耐震強化岸壁は限られており，1万総トン以上の大型フェリーの場合，整備途上のものも含めて全国に40バース，1万4千総トンの「フェリー・さんふらわぁ」級の場合は，10バース減少して30バースとなる．

太平洋フェリーの「いしかり」や新日本海フェリーの「しらかば」級である1万5千総トン以上の大型フェリーとなると技術基準も適合可能な耐震バースは全国に９バースのみとなる．

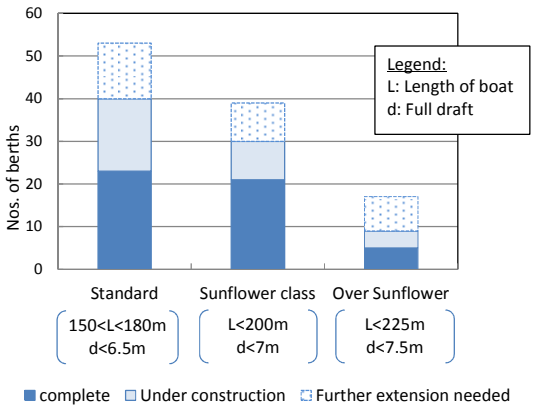


Fig. 12 High earthquake resistance berths for accommodating mega-ferries (Ono (2013b))

なお，個々のバースではフェリーが着岸する岸壁延長としては十分ではないものの，2～3連続のバースとして耐震強化が図られていることから，これらを勘案すると必要に応じて航路・泊地の拡張等を行えば大型フェリーへの対応が可能となる港湾もあり，図中ではこれらを「要改良」と記した．例えば，1万5千総トン以上のフェリーについては，必応に応じて航路・泊地の拡張等を行えば更に8カ所が耐震強化岸壁として使用可能となる．

このように早期の復旧が可能な耐震バースは，長距離フェリー等の活動拠点として重要であるが，前述の通り元来が一般貨物船を対象として計画，設計されていることから，災害時に長距離フェリー等の安全な離着岸を確保するため，今後，これらのバースについて岸壁延長や水域の広さ等の諸元の吟味・検討を進めていく必要がある．

また，仙台塩釜港（仙台港）のような水域の狭隘な港湾では，回頭を要する出港時には操船性に優れたフェリーであっても通常タグボートの支援を要請しているが，避難船で航路が混雑する一方でタグボートの協力が期待し難い津波襲来時には，埠頭からの離桟，回頭，沖合避難に大きな困難が伴う．このようなことから，地震，津波時の船舶の避難を考慮した水域施設の計画が重要な今後の検討事項となろう．いずれにしても現存する全国の緊急物資用耐震バースの内，現在就航している長距離フェリー等が安全に接岸できる水深と延長を有するバースは約２割にとどまり，長距離フェリー等対応の耐震強化岸壁の不足は，災害時物流におけるフェリーの活用を図っていくうえでの隘路の一つであることは明白である．地域の震災リスクの評価にあわせた長距離フェリー等向け耐震強化岸壁のバランスのとれた全国配置と整備実施上の優先順位の検討が喫緊の課題となっていると言えよう．

なお，このような耐震強化岸壁を単独で改良，補強することは，フェリー会社や地元自治体には財政負担が重過ぎる．また長距離フェリー向けのターミナルの場合，その整備，運営は専らフェリー埠頭公社の手に委ねられているため，採算性の観点から耐震化等の改修がなかなか進まない傾向がある．フェリー公社を支援するために創設された国と地方自治体の無利子貸付金制度の更なる拡充強化などの制度的枠組みの整備が求められると言える．

(3) 長距離フェリー等動員のための枠組の整備

東日本大震災は，フェリー会社にとっても様々な教訓と経験を残した．津波襲来時の避難行動等に関しては，阪神淡路大震災の教訓や平成22年のチリ地震津波の経験が生きて，あらかじめ用意された安全管理規定に基づく的確な判断が各フェリーで可能であったと評価できるが，津波情報の的確な入手経路や陸側とのコミュニケーションなどに関しては，衛星電話等の通信手段の不足や混線，トランシーバーの互換性の不足等から必ずしも効率的に行われなかったと報告されている．特に，港湾官署や港湾荷役会社，フェリー会社においても社内関係部局との意思疎通などが困難であったとの事例が明らかとなっている．

また，自衛隊等の緊急輸送やフェリーターミナル被災に伴う代替港への入港に際しては，災害直後の混乱期における海図の確保や航路申請手続き，代替港における用地，上屋，電源等の確保等に伴う困難が指摘され，今後，フェリー会社のみにとどまらず，国，自治体等関係者が一丸となって取り組むべき課題が明らかとなったと考えられる．

今後，大型フェリーの災害時の活動に向けた事前準備促進のため，フェリー会社と地方自治体があらかじめ締結した災害発生時の救援活動に関する協定の下で，フェリー会社が災害時の救援・緊急輸送に資する災害対応用設備･機器（サイドランプウェイ，電子チャート，被災者用設備等）を設置した場合に，自治体がフェリー会社の設備・機器の一部を取得したり，港湾施設使用料の減免や，検査費用の支援等を行うことは現下の重要課題として検討されてしかるべきであろう．また国もこれらに要するフェリー会社の費用の一部を補助することは災害時対応に民間事業者を積極的に巻き込んでいくうえで鍵となる施策となろう．このような災害発生時におけるフェリー等運航会社の救援活動の義務化と国等の支援制度の下で，災害時の救援活動に向けた船舶の運用方法をあらかじめ取り決めたり，定期的に運用訓練を実施することが促進されれば，長距離フェリー等の船団の確保や耐震バースの整備等のハードの施策とあいまって，大規模広域災害に備えた今後の災害時物流システムの構築に向けて，大きな第一歩となるものと期待される．

5. まとめ

本稿では，まず東日本大震災における港湾の復旧過程とその特徴について述べ，他の輸送部門と異なる官民にまたがる重層的な港湾部門の構造と災害からの復旧にあたってのその考慮の在り方について論じた．すなわち，国や港湾管理者等の公的部門が資金と労力を傾注する港湾の基本施設の復旧に加えて，船社や港湾運送事業者の経営に係る荷役機械などの埠頭機能施設の円滑な復旧が震災後の港湾物流の回復を左右すること，また，港湾への商船等の寄港についても，荷主企業の操業再開等の輸送需要の復活との連動が不可避であり，港湾機能の復旧と港湾利用の間には一定のタイムラグが存在すること等が明らかとなった．

第3章ではこのような被災した港湾機能の復旧と海運サービス回復の相互関係について分析を行い，暫定供用された公共バース数と入港船舶数を指標として，バースウィンドウの利用効率性の観点から各港の港湾機能復旧の効率性を評価した．その結果，地域のエネルギー・穀物資源輸入拠点である八戸港及び小名浜港においては港湾機能の復旧が直ちに船舶の寄港にむすびついていることが判明した．また，東北地方の流通拠点港湾として不可欠な仙台塩釜港については，港湾機能の復旧後，船舶寄港までの間にタイムラグがみとめられ，コンテナ貨物の取り扱いに不可欠なガントリークレーンの復旧に時間を要したことが船舶の寄港利用の本格化の時間遅れを生じた一因であることが示唆された．また，石巻港等の産業港湾においては，特に臨海部企業が津波によって大きな被害を受け，操業再開までに時間を要したことやこれに伴う市場シェア喪失，生産体制見直しなどによって港湾貨物量が減少したため，寄港船舶数の復活も遅れていることが判明した．

また第4章では，港湾の基本施設の復旧に比べてその後追いとなる傾向を有する埠頭機能施設の復旧が港湾全体の機能回復の隘路となることに鑑み，これらの陸側施設の支援を必ずしも必要としないフェリーやRo-Ro貨物船の強みを明らかにするとともに，災害時におけるその戦略的な活用方策として，常時からのフェリー等船団と航路の保全やフェリー等が安全に停泊できる耐震強化岸壁の確保をあげた．

本稿で述べた復旧港湾の利用度に関する指標や災害時物流の担い手としてのフェリー等の特性は，東日本大震災のような巨大災害によって広域にわたって被災した港湾のより効率的で効果的な復旧にあた

って重要な示唆を与えるものと期待される．また，被災地の企業が操業を再開した際の物流にいち早く対応するためのフェリー等やRo-Ro船によって担われたことに注目し，災害からの復旧・復興過程において長距離・大量輸送の機能を担うフェリー等の強みについての評価を試みるとともに，今後発生が危惧される南海トラフの巨大地震などの広域災害時における長距離フェリー等の戦略的な活用の方策さらに詳細な情報の収集が望まれる．

謝　辞

本稿は，京都大学防災研究所に平成24年6月1日に設置された共同研究部門港湾物流BCP研究分野の第一年目の研究活動において作成された論文，論考，発表資料に若干の記述を追加し編集・修正したものである．本稿の作成にあたっては，製造事業者等の操業に対する東日本大震災のインパクト計測を目的として国土交通省東北地方整備局及び近畿地方整備局等が実施した調査データを活用させていただいた．また，震災時のフェリー等の活動に関する情報は，日本長距離フェリー協会及び傘下のフェリー会社並びにその他の船社のご協力の下で収集させていただいた．その他にも国の機関等の様々な団体からご支援を頂いた．ここにご協力いただいた皆様方に心から感謝する次第である．

参考文献

赤倉康寛・小野憲司・岡村京子・福元正武（2013）：大規模災害後の外貿コンテナ貨物量の需要復旧曲線の定量化，沿岸域学会誌，Vol.26，No.1.

小野憲司・赤倉康寛・福元正武（2013a）：東日本大震災における海運･港湾部門のレジリエンスに関する研究，第26回日本沿岸域学会研究討論会概要，平成25年7月（予定）

小野憲司（2013a）：物流インフラに対する東日本大震災のインパクトと海運･港湾部門のレジリエンス，土木学会重点課題シンポジューム発表概要,平成25年3月29日

小野憲司（2013b）：災害時物流の担い手としてのフェリー，Ro-Ro船の役割と課題，会誌「船長」，第130号，pp.8-22，平成25年3月

小野憲司・赤倉康寛（2013b）：東日本大震災における港湾物流へのインパクトと海運･港湾部門のレジリエンス機能，平成24年度京都大学防災研究所研究発表講演会D20,平成25年2月

経済産業省（2011）：東日本大震災後の産業実態緊急調査，平成23年4月26日

経済産業省東北経済産業局（2012）：東日本大震災からの復旧・復興の現状と東北経済産業局の取組，平成24年4月19日

日刊海事通信社（2012）：2012年秋季号フェリー・旅客船ガイド

Ono, K (2012): An impact of the east Japan great earthquake on the local and global logistics", International Seminar on Humanitarian Logistics and Emergency Management, Kyoto University, Nov. 6, 2012

Ono, K. and Kanda, M. (2012): Impact of 2011 east Japan great earthquake and tsunami on the local logistics, The 4th International Conference on Transport and Logistics, Busan, Aug., 2012

（論文受理日：2013年6月7日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

Analyze the Action Planning Problem in Disaster Responder Teams

Reza NOURJOU(1) and Michinori HATAYAMA

(1) Graduate School of Informatics, Kyoto University

Synopsis

Strategic planning of activities of field units (agents) is a critical mechanism for coordination of agents by the top level of a disaster response team. Because of significance of strategic action planning (SAP) in efficient disaster emergency response, it is important to analyze the SAP problem in order to support development of proper approaches for SAP. The contribution of this paper is a model of the SAP problem that presents several dimensions of this problem including the problem domain, geographic information, geospatial-temporal macro tasks, strategic action planning, strategic action scheduling, and disaster emergency response team.

Keywords: analyze, strategic planning & scheduling, coordination, incident commander, disaster emergency response

1. Introduction

Review of the past disasters/crisis recognizes the importance of efficient emergency response. Urban search & rescue (USAR) are considered as the major part of disaster emergency response operations that their objective is to reduce number of fatalities in the first few days after disaster (Fiedrich et al., 2000). Emergency response teams are responsible for doing all operations in the area.

Effective coordination is an essential issue for emergency response management (Chen et al., 2008). Actions coordination is necessary to manage disasters and emergencies. Variants in a disaster originate from hazard uncertainty; uncertainty as to the course of incident development; informational uncertainty; task flow uncertainty (whether sequential, consequential, or cascading); organizational structure uncertainty; and environmental uncertainty. Due to these factors, coordination of emergency response is difficult to achieve (Chen et al., 2007).

In the coordination theory, coordination is the act of managing interdependencies among activities performed to achieve a goal (Malone et al., 1994). Coordination in emergency response management includes management of task flow (tasks and interdependent relationships), recourse, information, decision, and responder (Chen et al., 2008). Inefficient coordination results in “idle” agents or “redundant” actions that make duration of USAR operation longer.

Planning and scheduling are considered two major coordination mechanisms /processes for managing task dependencies and managing shared resources. Crisis response systems should utilize planning, scheduling, task allocation, and resource management tools to help in formulating crisis management plans and tracking (Khalil et al., 2009), (Jain et al., 2003). An approach to coordination in agent-based systems is to engage the agents in multi-agent planning by central multi-agent planning and distributed multi-agent planning (Nwana et al., 1996).

Strategic planning is an important coordination process for managing tasks relationships by objectives (goal selection and goal decomposition) and grouping people into units. In the organization theory, strategic management consists of four basic elements: environmental scanning, strategy formulation, strategy implementation, and evaluation and control in order to achieve organizational objectives (Hunger et al., 2003). It is important to establish a strategic planning module in the multi-incident response management system to oversee the individual responses and to propose the overall objectives and strategies of multiple incident responses.

The incident action planning function is central to the incident command system (ICS) (Buck et al., 2006), (Bigley et al., 2001). The ICS is a top-down approach that applies strategic/macro planning for coordination of actions of operational unites. The NIMS' ICS system makes an incident action plan in five phases: 1) understand the situation, 2) establish incident objectives (priorities, objectives, strategies, tactics/tasks), 3) develop an action plan, 4) prepare and disseminate the plan, 5) continually execute, evaluate, and revise the plan (FEMA, 2006).

A team is a hierarchical organization that essentially includes two levels: the top level and down level. An IC as a human planner is located at the top node in the hierarchy that his or her important role is to make macro / strategic action plans and schedules for agents' actions. Fig. 1 shows the structure of a team and characteristics of two levels.

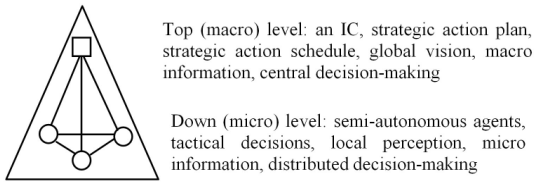


Fig. 1 the structure of a team

Consequently, in a team, SAP is an import process/mechanism to coordinate actions of agents in achieving team's goals in a minimum time during disaster/crisis response. SAP aims to make strategic plans & schedules of actions of agents by the top level of the team for coordination of tasks flow and shared recourse (agents) during crisis/disaster response. Made decisions as macro decisions constrain and limit the domain of activities of agents in the down level in time, space, goal-types etc. Because of the important of SAP in a team, it is necessary to apply an appropriate intelligent system as an ideal approach for SAP.

However, several approaches which most of them are based on the multiagent systems have been developed for coordination of disaster/crisis emergency response, unfortunately they do not address the SaP2 adequately and completely. Thus they do not provide appropriate approaches for SAP. They only address a subset of the dimensions of the SaP2.

According to the SaP2, limitation and caps identified in the related works are classified into four categories. First one is that they are automated planning systems that do not let human planners (ICs) be involved in strategic action planning. These systems are not mixed with human's intuition and do not collaborate with human for SAP. The main obstacle is scale as it is currently infeasible for a fully automated system to effectively reason about all the possible futures that may arise during execution of tasks in a complex environment (Maheswaran et al., 2010). Mixed-initiative planning systems are systems in which humans and software/agent collaborate in the development and management of plans by providing capabilities each one does best (Burstein et al., 1996). In general, they can often produce better solutions for complex problems. Humans are still better at formulating the planning tasks, collecting and circumscribing the relevant information, supplying estimates for uncertain factors, and various forms of visual or spatial reasoning that can be critical for many planning tasks. Machines are better at systematic searches of the spaces of possible plans for well-defined tasks, and in solving problems governed by large numbers of interacting constraints. Second cap is that decisions, which are made by these systems, are tactical ones that only concern the micro level and exactly specify actions of agents. Actually, it is impossible for high-level strategic action plan & schedule to fully specify detailed actions of agents at the down level. Using strategic action plans & schedules, the top level constrains the behaviors of agent at the down level.

Third deficiency is that the related works are not integrated with geographic information and neglect the importance of geographic information in SAP. SaP2 requires geographic information systems (GIS). GIS provide sufficient tools for the IC to analyze, visualize, and manage geographic and location-based information (Johnson, 2000), (Fuhrmann et al., 2008). Last limitation is that micro tasks are used to make a global view of the whole SaP2 while the top level (IC) does not access to micro tasks information. ICs have inaccessible, global, and uncertain information of the state of whole tasks environment, but agents have direct, complete, and accurate information about their local environment's state and tasks. With regard to the limitations addressed in previous works, it is necessary to propose and develop intelligent systems to collaborate with ICS to make strategic/macro action plans & schedules of agents with regard to macro tasks information and geographic information.

The objective of this paper is to analyze the SsP2 in order to support development of an ideal intelligent system for SAP. The data model is one of the most critical tasks in the entire systems development process (Moody et al., 2003). The data model is a major determinant of system development costs, system flexibility, integration with other systems and the ability of the system to meet user requirements. A data model presents elements of a problem, their properties, and relationship and interaction among these elements. Two research questions arise in this paper. What is a SaP2? What is the SaP2 data model?

Because of the importance of SaP2 data modeling and limitations addressed in related works, the objective of this paper is to analyze the SaP2.

The contribution of this paper is a model of the SAP problem that presents several dimensions of this problem. Those include the problem domain, geographic information, geospatial-temporal macro tasks, strategic action planning, strategic action scheduling, and disaster emergency response team.

2. Analyze the SaP2

The goal of this section is to understand the SaP2 and assess requirements of ICs for SAP. This problem is studied and analyzed from six dimensions.

2.1. The problem domain

USAR is the problem domain chose by this paper because of its major role in earthquake disaster response. The global goal of USAR operation is to rescue the greatest number of people who are trapped under the debris of damaged buildings in the shortest amount of time.

USAR tasks involves a sequence of dependent tasks: (1) reconnaissance and assessment by collecting information on the extent of damage; (2) search and locate victims trapped in collapsed structures; and (3) extract and rescue trapped victims; and (4) transport/dispatch injured survivors to hospitals or refuges. Rescue tasks, also, themselves are classifies into three categories: light rescue, medium rescue, and heavy rescue. In addition, there are other supporting tasks such as road-clearing tasks and fire-fighting tasks that facilitate and support USAR tasks.

To save a person, it is necessary to define a set of the USAR tasks. Sometimes several persons are trapped by a destroyed building. USAR tasks are location-based entities that are distributed in an extensive geographical area.

To accomplish each task needs a considering duration and a specific capability or several synchronous capabilities. Capability requirements determine what agents are allowed to to do what tasks.

In this domain, coordination is managing task flow. The “Enabling” dependency between tasks specifies that when a task is done completely, it makes possibility of performing another dependent task. In other words, time that a disenabled task gets enabled is dependent to the finishing time of a task that makes it enabled or released. For example, the rescue of a trapped person is dependent to the search of that person.

2.2. Disaster emergency response team

A variety of responsible or supporting teams are involved in disaster emergency response and crisis management such as Red Crescent Society rapid response teams, INSARAG teams, volunteer teams, fire-fighting teams, medical services, or

road-clearing bulldozers. A team is essentially composed of an IC in the top level of the team and several agents (field units) in the down level. They cooperate with each other to achieve objectives of the team.

2.2.1. Agents

Operational or field units/personals of the team are considered geospatial, mobile, and semiautonomous agents that are distributed in a geographic area. Their main role is to do tasks using their capabilities in the operational area.

Agents may possess heterogeneous capabilities that allow them to engage in doing tasks for which they can provide required capability. Moreover, agents execute their capabilities with different speed. They are categorized according their capabilities and performance into several agent types: (1) “Reconnaissance”, (2) “Canine Search”, (3) “Electronic Search”, (4) “light Rescue”, (5) “Medium Rescue”, (6) “Heavy Rescue”, (7) volunteer etc.

Agents are required to coordinate their actions with each other for three reasons. First reason is to manage interdependencies among actions of agents because of dependency relationships between tasks. Second one is to manage redundant actions for doing joint tasks. Third reason is to manage agents as shared resources which are assigned to time-consuming tasks. Efficient coordination minimizes the operation time in which all tasks are accomplished.

2.2.2. Incident commander

An IC is a human planner who is located at the top node in the hierarchy of the team. His or her main role is to plan and schedule actions of agents for coordination of disaster response management. Fig. 2 shows the activity diagram of an IC in a team regarding SAP.

The IC has inaccessible, global, and uncertain information about the environment’s state. His perception/observation of disaster situation is global that is different with agents’ perception of their local environment.

2.3. Geographic information

The problem domain is done in a geographical environment which includes different geographic layers such as buildings, city blocks, road network, etc. Each layer is composed of geographic objects. These layers provide base layers to which to geo-locate tasks information, agents, strategic action plan and schedule information.

There are topological relationships between spatial objects of geographic layers (Egenhofer et al., 1991) e.g. each building is contained within a specific city block while that building is adjacent to a certain road segment.

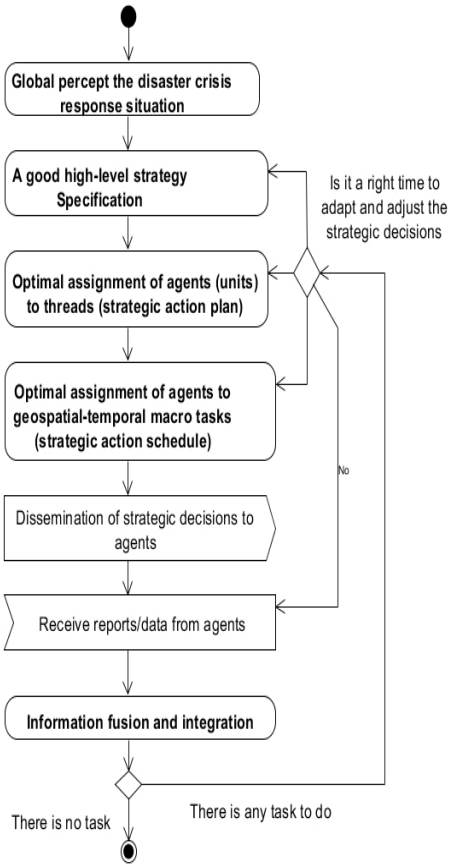


Fig. 2 The activity diagram of an incident commander in a team

2.4. Strategic action planning

The goal of SAP is to coordinate agents of a team by the IC of the team using global vision which he has from the problem.

The concept of SAP proposed by this paper is close to incident action planning process (Hunger et al., 2003), (FEMA, 2006). An incident action plan (IAP) It is built by an incident command system on five phases: (1) Understand the situation; (2) Establish incident/response objectives (priorities,

objectives, strategies, tactics, tasks, and work assignments); (3) Develop the plan; (4) Prepare and disseminate the plan; (5) Execute, evaluate, and revise the plan.

SAP assigns/allocates a subset of agents to a subset of GTM tasks. SAP includes two phases: (1) to specify human high-level strategy guidance and (2) to execute and adapt the specified strategy (Maheswaran et al., 2010).

A strategic action plan constrains and limits behaviors and actions of agents. It is obvious that a strategic action plan strongly influences performance of the team. IC, so, plays a major role in defining good strategy, smartly executing strategies, monitoring the situation, and refining and adjusting strategies to adapt crisis situation.

2.4.1 Human high-level strategy guidance

High-level strategy guidance enables an IC as a human planner to express and encode his or her intuition for SAP.

A strategy is composed of a set of parallel threads which are prioritized from high to low according to their importance. Furthermore, threads can operate in parallel during execution based on agent availability. A thread, itself, is composed of a unique ranking, a sub-team (a subset of agents), a sub-objectives (a subset of task types), and sub-locations (a subset of geographic objects). Agents may engage in several threads because of restricted resources.

A strategy decomposes a difficult and complex problem into simpler problems that can be solved by traditional AI techniques and automated systems. In another word, high-level strategy guidance partitions and decomposes the whole problem space into a set of small problems under human supervision. Decomposition of a coordination problem into some threads generates two new types of interdependency among threads: 1) agents who are shared among threads and 2) “enabling” dependencies that are formed among GTM tasks of threads.

2.4.2 Strategic action plan

A strategic action plan is the problem of appropriate assignments of agents to threads in a definite time. Because agents are shared among threads, an agent should be allocated to only one thread in a time. As a result, it is necessary for the IC to dynamically execute the specified strategy and adapt the made strategic plan regarding new disaster situation and availability of agents by optimally assigning agents to threads or smartly releasing agents from their thread into the next thread.

Assignment of a specific thread to a specific agent forces that agent to adapt his behaviors and actions regarding the thread definition. The made strategic plan will be sent from operation center (incident command post) to each agents so that they can make their own tactical plan/decision for distributed multiagent coordination for doing tasks in the tactical level.

2.5. Strategic action scheduling

The SaP2, moreover, includes strategic action scheduling to estimate operation time (makespan) and assign (allocate) agents to time-consuming GTM tasks according to the made strategic action plan. Strategic action scheduling does not fully schedule detailed actions of agents for doing tasks in the tactical level.

The structure of a strategic action schedule contains assignment (allocation) information as follows: (1) location (geographic object) of the GTM task; (2) task type of the macro task; (3) start time; (4) finish time; (5) amount of tasks which are going to be done during this duration; (6) a set of agents who are assigned to this schedule; and (7) amount of dependent tasks which will be released/discovered within this location. The key point is that strategic action scheduling can be applied to different geographic layers.

Because of the geospatial, temporal, and macro aspects of tasks, strategic action scheduling takes into account eight rules. (1) More than one agent can be assigned to a GTM task, in fact, assigned agents form a coalition to execute this decision cooperatively; (2) Assignments are dynamic. It means that over time, new agents can join the coalition which have been scheduled for the GTM task; (3) Agents assigned to a GTM task are kept for that task until all task are accomplished; (4) Scheduling should follow the made action strategic plan; (5) Agents need a considering amount of

travel time to reach a GTM task by moving from one point to another via the road network; (6) heterogeneous agents provides different capabilities which are required for heterogeneous tasks; (7) A coalition formed by many and professional agents can do a GTM task faster than another coalition; (8) GTM tasks may have a dynamical number of enabled tasks and a dynamical number of disenabled tasks because some agents may complete some tasks while other agents may release new tasks.

2.6. Geospatial-temporal macro tasks

Macro tasks information forms the global view/perception of ICs from the tasks environment. A macro task is the accumulation of all tasks (enabled tasks and disenabled tasks) that are from a same task type and are spatially contained within a specific geographic object in a definite time. Topological relationships between geographic objects enable the ICs to extract and present macro tasks information for different geographic layers.

A macro task indicates the total number of capability requirement for doing a set of homogenous tasks. It gives an estimation of number of required teams and an estimation of operation duration.

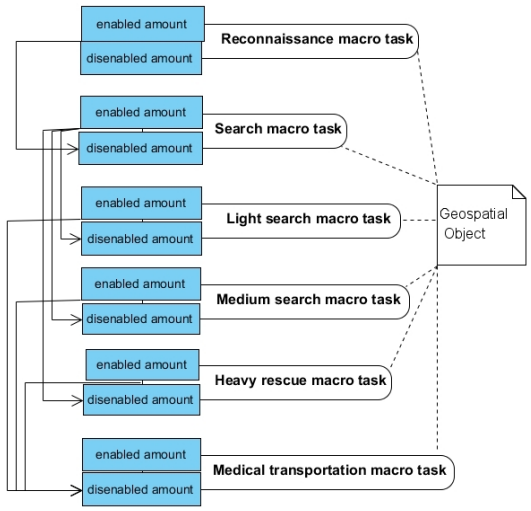


Fig. 3 The task flow of geospatial-temporal macro tasks

Because of the temporal environment, the enabled amount and the disenabled mount of macro tasks vary over time. It leads to a series of discrete temporal macro tasks.

Four sources generate tasks information: 1) estimate and forecast, 2) observe and gather tasks data directly, 3) information shared by other teams, and 4) fuse and integrate information.

Macro tasks have the “enabling” dependency among themselves in the USAR problem domain. Fig. 3 shows a task flow of six GTM tasks which are defined for a geographic object. It is clear for e.g. both “Reconnaissance” enabled tasks and “Reconnaissance” disenabled tasks can release and discover “Search” tasks which are disenabled.

3. Result

Fig. 4 shows characteristic of the SaP2 problem. The contribution of this paper is a model of the SAP problem that presents several dimensions of this problem including the problem domain, geographic information, geospatial-temporal macro tasks, strategic action planning, strategic action scheduling, and disaster emergency response team

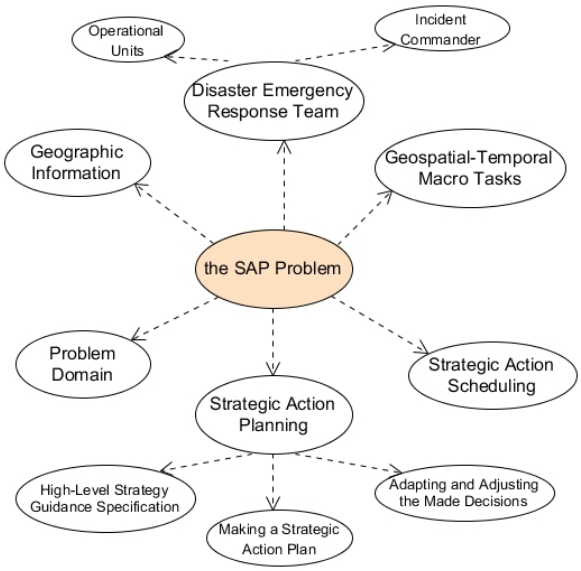


Fig. 4 A model of the SaP2 problem

References

D.A. Buck, J.E. Trainor, and B.E. Aguirre(2006): " Journal of Homeland Security and Emergency Management 3, no. 3.

D.L. Moody(2003): "Measuring the quality of data models: an empirical evaluation of the use of quality metrics in practice." In Proceedings of the Eleventh European Conference on Information Systems, ECIS.

FEMA, Incident Action Planning Guide (IAP) (2006) :http://www.uscg.mil/hq/cg5/cg534/nsarc/FEMA%20Incident%20Action%20Planning%20Guide%20(IAP).pdf (access 5 June 2013)

F. Fiedrich, F. Gehbauer, and U. Rickers (2000): "Optimized resource allocation for emergency response after earthquake disasters." Safety Science 35, no. 1, 41-57.

G.A. Bigley, K.H. Roberts (2001):"The incident command system: High-reliability organizing for complex and volatile task environments." Academy of Management Journal 44, no. 6, 1281-1299.

H.S. Nwana, L.C. Lee, and N.R. Jennings (1996): "Coordination in software agent systems." British Telecom Technical Journal 14, no. 4 , 79-88.

J.D. Hunger and T.L. Wheelen (2003): “Essentials of strategic management.” New Jersey: Prentice Hall

K.M. Khalil, M. Abdel-Aziz, T. T. Nazmy, and A. B. M. Salem (2009): "Multi-agent crisis response systems-design requirements and analysis of current systems." arXiv preprint arXiv:0903.2543.

M.H. Burstein and D.V. McDermott(1996): "Issues in the development of human-computer mixed-initiative planning." Advances in Psychology 113, 285-303.

M.J. Egenhofer and R.D. Franzosa (1991): "Point-set topological spatial relations." International Journal of Geographical Information System 5, no. 2 , 161-174.

R. Chen, R. Sharman, H. R. Rao, and S. J Upadhyaya (2008):"Coordination in emergency response management." Communications of the ACM 51, no. 5 66-73.

R. Chen, R. Sharman, H. R. Rao, and S. Upadhyaya (2007): "Design principles for critical incident response systems," Information Systems and E-Business Management 5, no. 3, 201-227.

R. Johnson (2000): “GIS technology for disasters and emergency management,” 12. Redlands: ESRI

R. Maheswaran, P. Szekely, and R. Sanchez (2011): "Automated adaptation of strategic guidance in multiagent coordination." Agents in Principle, Agents in Practice, 247-262.

R.T. Maheswaran, C.M. Rogers, R. Sanchez, and P. Szekely (2010):"Human-Agent Collaborative Optimization of Real-Time Distributed Dynamic Multi-Agent Coordination." In Workshop 25: Optimisation in Multi-agent Systems, p. 49.

S. Fuhrmann, A. MacEachren, and G. Cai (2008): "Geoinformation technologies to support collaborative emergency management." Digital Government, 395-420.

S. Jain and C. McLean (2003): "Simulation for emergency response: a framework for modeling and simulation for emergency response." InProceedings of the 35th conference on Winter simulation: driving innovation, pp. 1068-1076. Winter Simulation Conference

T.W. Malone and K. Crowston (1994):"The interdisciplinary study of coordination." ACM Computing Surveys (CSUR) 26, no. 1 87-119.

(Received June 11, 2013)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

エージェント技法を用いた津波避難評価システムの開発

Development of Agent Based Simulation System for Tsunami Evacuation Estimation

畑山満則・中居楓子(1)・矢守克也

Michinori HATAYAMA, Fuko NAKAI(1) and Katsuya YAMORI

(1) 京都大学情報学研究科

(1) Graduate School of Informatics, Kyoto University

Synopsis

It is important for each resident lived in coastal area to make a practical individual evacuation plan from the viewpoint of disaster mitigation. However, it is hard to estimate feasibility of his/her plan. In this paper, we develop an agent based simulation system for Tsunami evacuation evaluation in Mangyo area, which located in Kochi Prefecture in Japan and have a huge Tsunami risk with Nankai Trough Quake.

キーワード: 津波避難，エージェントシミュレーション，GIS
Keywords: Tsunami Evacuation, Agent Based Simulation, GIS

1. はじめに

東日本大震災の発生を受けて，南海トラフ沿いで発生する大規模地震の対策を検討するに当たっては，「あらゆる可能性を考慮した最大クラスの地震・津波」を想定することが必要とされ，この考えに基づく災害想定が中央防災会議内に設置されたワーキンググループでなされてきた．2012年3月末には震度分布及び津波高（最小50mメッシュ），同年8月末には最小10mメッシュの津波高及び浸水域等，2013年3月には施設等の被害及び経済的な被害が公表されており，同年5月には南海トラフ巨大地震対策について（最終報告）（南海トラフ巨大地震対策検討ワーキンググループ，2013）が公表された．

これらの一連の報告において，最大クラスの巨大な地震・津波（以下，レベル２の地震・津波）への対応は，「命を守る」ことを目標として，住民避難を軸に，情報伝達，避難施設，避難路，土地利用等のハード対策とソフト対策を総動員し、それらを組み合わせた総合的な対策を推進することが求められている．

本研究では，最大クラスの地震・津波想定において， 対象地域内で最大である34.4mの津波に襲われる可能性があることが指摘された高知県黒潮町内の1地区を対象として，住民避難を実現するための防災活動を支援するために開発した津波避難評価システムについて報告する．システムは，全世帯に対して行ったインタビュー形式の社会調査をもとに構築したエージェントベースのシミュレーションシステムである．最後に，地域防災へシミュレーションシステムを適応した結果をもとに住民避難に関する評価と考察を行う．

2. 対象地域の概要

高知県黒潮町は2012年8月29日に内閣府が発表した南海トラフ巨大地震による最大クラスの津波の被害において，34.4mという最も高い津波高で注目されている場所である（内閣府南海トラフの巨大地震モデル検討会，2012）．その後12月10日に想定が改められ，万行地区は現在14ｍの津波高が想定されているが，津波到達までの時間は約20分程度であり，住民

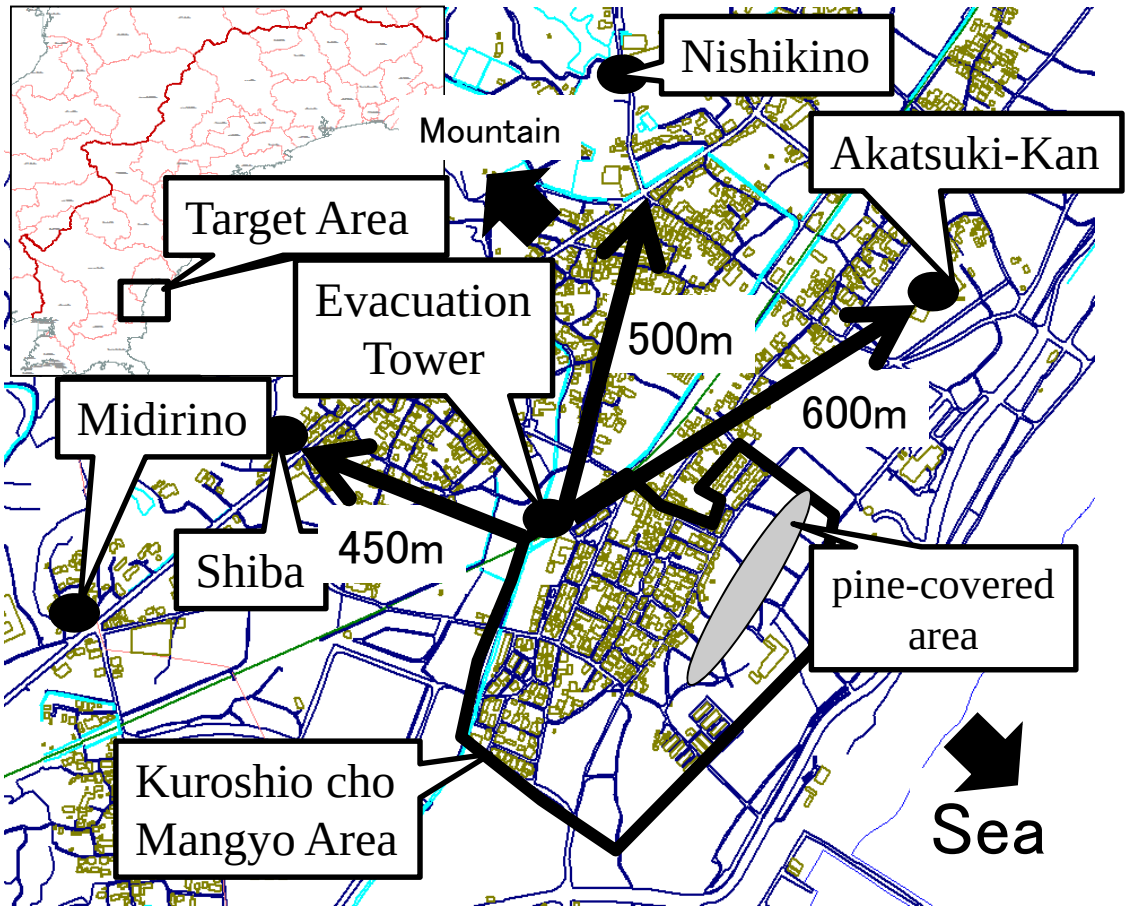


Fig.1 Map of Target Area and Surrounding Evacuation Spaces



Fig 2. Current Tsunami Evacuation Tower

の避難体制の整備が急務である．

万行地区は，人口約600人，約250世帯が暮らしており，中心部から海までは500m程度の海沿いの地区である（Fig.1）．地区の近傍の高台は，町指定の避難所である入野小学校のある錦野地区，地区からは最も近い芝地区，地区からの高台までの道路が最も広く，通行の不安が少ない緑野地区などがあるが，最も近い芝までであっても，健常者の歩行速度で20分近くはかかるため，避難困難地域と言われている．

地区の中心には津波避難タワー（Fig. 2），北東には避難タワーの機能を持ったあかつき館があり，避難の助けとなることが期待されているが，地区の中心の津波避難タワー（200人収容）は高さ12mで，最新の想定ではじき出された14mの津波からの避難には対応できないため，新たにさらに高いタワーの建設が計画されている．あかつき館は，高台同様，地区からの離れており，逃げ始めの場所にもよるが避難時間がかかることが懸念されている．昭和南海地震時には，海と地区を隔てる松原には津波が到達しなかったため，松原に避難することを考えている人もいるが，最新の想定では，ここも津波に襲われる可能性が示唆されており，避難先として適当とは言えない．

3.　エージェント技法を用いた津波避難評価システムの構築

3.1　システムの概要

開発したシステムは，Fig.3のような構成となる．本システムは，エージェントベースのシミュレータ部分（以下，シミュレータ）と時空間地理情報システム（以下，時空間GIS）がデータベースを共有する形で構成される．前者は構造計画研究所の提供するマルチエージェントシミュレーションプラットフォームArtisoc（兼田，2010）上に，後者は，京都大学防災研究所がライセンスする時空間地理情報システムDiMSIS（畑山ら，1999）上に構築した．

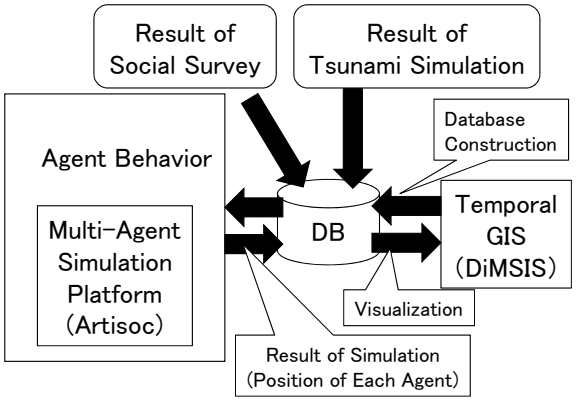


Fig.3 Tsunami Evacuation Estimation System

シミュレーション部分で扱うエージェントは，住民と車であり，その基本となるデータはDBから供給される．この基本データは，社会調査の結果と対象地区の地理特性からなる．この地理特性については，公開されているデータをベースとして，時空間地理情報システム上でデータの整備を行い，DBに蓄積される．シミュレーション結果であるシミュレーションステップごとエージェントの位置や方向は，DBを通して時空間GISに取り込まれ，津波シミュレーション結果と重畳される．エージェントの動きによる集計や評価はここでなされ，最後に時空間情報として可視化される．各コンポーネントの詳細については，以下の各節で説明する．

3.2　社会調査による基本情報の作成

本研究では，対象地域の全世帯に，インタビュー形式の社会調査を行った（中居・畑山，2013）．調査は，調査者が一定期間地区内に滞在し，対象となる住民にコンタクトを取っていく形ですすめられた．調査の第1段階では，地区の区長，副区長，公民館館長といった地域をよく知る人物から，住民を紹介してもらいで調査進めたが，この方法では，全世帯に至ることができなかった．そこで調査者は，地区内に滞在している期間に開催されたイベント（お花見など）に参加したり，学生と触れ合ったりすることで，これらをカバーしていった．この活動を通じて，地域住民との信頼性を確立し，ばらつきはあるものの各世帯の置かれている状況を詳細に調査することができた．

シミュレーションは，この社会調査に基づいて開発されている．ここでは，シミュレーションに利用した調査項目について示す．

① 津波の際の避難場所について

津波の際にどこに避難するか，その避難場所を選んだ理由，避難する上での不安，新しく建設予定の避難タワー（想定津波以上の高さ）が現在のタワーの隣に完成したら避難するか

② フェイス項目

氏名，住所，電話番号，性別，年齢，職業，主な職場の位置，避難に介助が必要か，地域での役割※，同居する家族構成，家族の性別，年齢，職業，主な職場の位置，避難に介助が必要か，地域での役割※

③ 日常の行動

日中と夜間主にいる場所

④ 避難方法について

避難手段（徒歩，自転車，バイク，車から選択），その避難手段を選んだ理由，自宅から避難場所までの所要時間，山まで逃げる場合の避難手段

⑤ 避難行動について

地震が起きてから避難を始めるまでにしなければならないこと，避難を始めるまでに何分くらいかかるか，助けに行きたい人がいるか（いる場合氏名，住所を聞く）

⑥ 住宅について

築年数，耐震診断や補強，家具の固定の有無

⑦ 昭和の南海地震について覚えていること

経験者のみ回答

⑧ 防災対策について

命を守るために地域でどのような防災対策をしたら良いか

⑨ 地区の魅力，最近元気がないと感じるところ

⑩ 調査員の所感

3.3　ベースとなる地理空間情報

ベースマップとして，国土地理院が提供する1:2500の基盤地図情報（国土地理院）を利用した．この基盤地図情報は，境界を示す「行政区画界線」，「町字界線」，道路関連の情報である「道路縁」，「道路構成線」，鉄道関連の情報である「軌道の中心線」，建物関連の情報である「建築物」，「建築物の外周線」，水に関連する情報である「海岸線」，「水域」，「水涯線」，「水部構造物線」から構成されているが，このうち避難経路領域の作成のため「道路縁」，住居領域として「建物」を用いた（その他の情報は時空間GISの背景として利用）．

避難経路は，交差点部分と交差点間を結ぶ移動経路部分に分割される．領域は50cmピッチで代表点を設けた．交差点部分の代表点には，その交差点を示すノード番号を与えている．移動経路部分は，移動経路領域内を次の交差点に向けて移動できるように代表点に属性情報を与えている．経路を表すリンク番号を与え，経路につながる交差点のうち，小さいノード番号をもつ交差点を始点，大きい番号を持つものを終点として方向をつける．領域を，道路縁を含む三角形に分割し，道路縁を上記でつけた正方向に向かう時の角度を属性とする（Fig.4）．

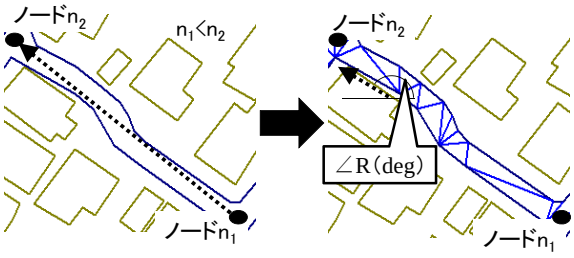


Fig.4　Attribute of Link data

また，各ノードで最終目的地となるノードを指定すると，次に目指すべきノードを教示出来るようにデータを整備した．この際には経路は最短経路探索アルゴリズムによってもたらされるものとした（住民が使う経路は，機械的な最短経路とならない場合もあるが，この地域では最短経路を避難経路としても問題ないことを，住民ヒアリングにより確認している）．

津波情報は，京都大学の鈴木助教より，中央防災会議の想定に基づいたシミュレーション結果を提供いただいた．

3.4　エージェントの設計

本シミュレータでは住民，車をエージェントとして設計した．住民は，１エージェントが一人を示すものとし，以下の属性を持つものとした．

- 位置情報

夜間を想定し，初期位置は住居内とした．

- 避難先

ヒアリング調査において回答のあった避難先のうち，避難タワー（地区内），あかつき館（地区外，避難タワーの機能を持つ），町民館（地区内），錦野（地区北部の高台，指定避難所の入野小学校がある），芝（地区北部の高台），自宅の2階（逃げないも含む），児童館，松原の中（地区内で少し高い地域，昭和南海地震時には津波を避けることができた）のどれかが割り振られた．緑野（地区北西部の高台），田ノ口（地区西部の高台）は，津波が遡上してくる方向となる（つまり，津波に向かって避難していくことになる）ため，逃げている途中で芝に目標を変えると想定し，芝に設定した．避難タワーは，現在，町が建設を検討している新しいものを想定し，それができたらタワーに逃げたいという意見の人はすべてタワーへの避難するものと設定している．

- 年齢

各人の年齢を調査し，年代別に与えた．

- 家族関係

世帯を構成する住民同士は連動して動くように，関係リンクを設定した．

- 避難速度

国土交通省が東日本大震災における津波避難者からの聞き取り調査によって判明した速度をベースとして用いた（国土交通省都市局，2012）．具体的には，10歳以上70歳未満の人の平均速度を時速2.65km，10歳未満や70歳以上の人は時速1.88km，子どもや高齢者と一緒に逃げる場合は時速1.96kmとなるように設定した．

- 住居の耐震性

南海トラフ巨大地震の想定では，対象地域は震度７が想定されており，耐震性の低い建物では倒壊の危険性が高い．耐震性の低い建物（築30年以上で，耐震補強していない）の近くの道路は，建物倒壊による道路閉塞を考慮した．

- 避難開始までにかかる時間

耐震性の低い建物にいる人には建物倒壊を想定し，一律で待ち時間を設定した．耐震性の高い建物に住んでいる人は，地震の揺れにより動作ができない時間を3分（揺れが収まるまで2分と体制を整えるのに1分と想定）とし，さらに世帯によっては，プラス10分までの時間をランダムに割り振った．また，耐震性の低い建物に住んでいる人は，建物倒壊の可能性を考慮して，動き出すまでにさらに10分を追加している．

- 住居から出た時の道路上位置（玄関位置）

避難開始の際に住居から出る位置．玄関の場所によりどの経路上もしくは交差点上に出るかが変わる．

- 初期の方向

経路に最初に出た際に向かうべきノードの方向．避難先に応じて決定される．

- 車を利用するか，否か

避難手段として車をあげている人は，近くに車があれば乗り込むようにした．

また，これらの属性を基にして，以下のように振る舞うように設計した．

ｉ）経路上のみを移動する

経路以外にも通過できる可能性がある場所（公園等）は存在するが，今回は経路上のみを移動する．

ⅱ）経路上でも障害物があれば回避する

路上駐車などの障害物が存在すれば，回避行動をとる．

ⅲ）進行方向にエージェントが存在すれば回避する

進行方向に移動速度の遅いエージェントがいたり，別の避難先に向かうエージェントとすれ違う場合には回避行動をとる．

ⅳ）車に乗った場合は，車エージェントの動きに従う．

車は，1台を1エージェントとし，以下の属性を持つものとした．

- 位置情報

夜間の路上駐車の位置を観測し，初期位置として与える．

- 形

ドライバー位置を前方真ん中とし，1.5m×3.5mの大きさ（軽トラックのサイズ）とする．

- ドライバー

車に最初に乗った住民をドライバーとする．

- 定員

ドライバーを含めて5人とする．

- 行き先

ドライバーの避難先を行き先とする．

- 速度

健常者の歩行速度の3倍とする．

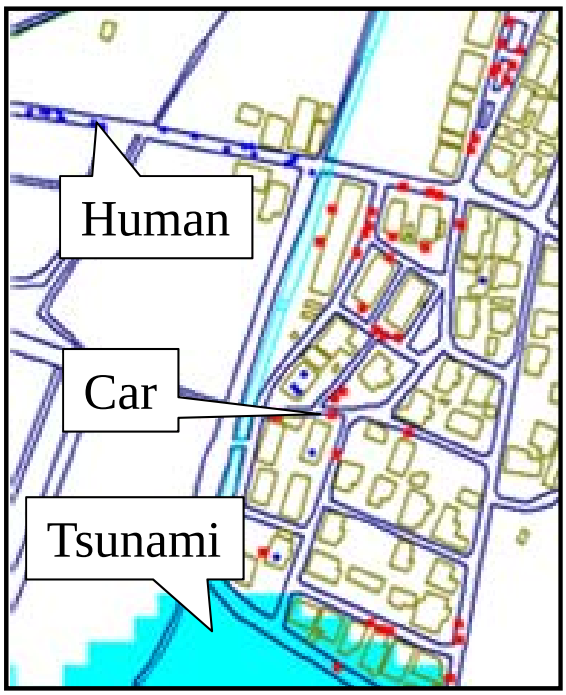


Fig.5　Simulation Image
(Tsunami arrives from south part)

また，これらの属性を基にして，以下のように振る舞うように設計した．

ⅰ）ドライバーが乗り，一定時間待ってから発車

時間はシミュレーションごとに設定する．

ⅱ）車は幅が確保されないと通行しない

車の大きさに対し，その幅の中に人や障害物がない場合に進む．

ⅲ）動けなくなったら，ドライバーは車を降りる

一定時間車が動けないときは，車を乗り捨て，徒歩で逃げ始める．

シミュレーションは，1stepを0.5秒とし，すべてのエージェントが避難先に到達するか，津波に追いつかれるまで行うこととした．Fig.5にシミュレーション結果をGIS上に展開したイメージを示す．

4.　地域防災活動でのシミュレーションシステムの利用

4.1　避難評価システムの利用

エージェントベースのシミュレーションでは，単独行動では再現しえないエージェント同士のインタラクションが表現できるため，避難シミュレーションに使われることが多い．しかしながら，インタラクションによる影響は再現性がないため，シミュレーション結果は，起こる可能性のある出来事の１つを示したことにしか過ぎない．そこで本研究では，地域住民が判断に困る出来事，地域住民の行動の中で研究者が疑問を抱いた点などを，シミュレーションシステムにのせ，それぞれの行動の引き起こす問題点を探り出すことを試みた．

今回は以下の5つの点について検討した．

(a) 避難タワー下にたどり着いた人がタワーに上ることができるのか？
(b) 避難で車を使うことは可能か？
(c) 地震発生から避難開始までに許される時間はどの程度か？
(d) 助け合い活動は行ってもよいか？
(e) 事前に計画した場所にこだわって避難すべきか？

4.2　シミュレーション結果からの考察

本稿では，上記に示した項目のうち，(a)についての考察結果を以下に記す．

(a)の課題は，調査時に住民同士で交わされた会話から研究者が抱いた疑問に端を発する．会話では，「とにかくタワーまで来れば何とかなる．」という意見が頻繁に交わされていたが，その反面，「足が悪いので一人でタワーには上れない．」「歩くのは問題ないが，階段を上るのはきつい．」といった意

見も多く聞かれた．とすれば，誰かの手助けが必要となるが，その手助けは十分に見込めるのか検証しておく必要がある．また，これに関連する意見として，「自分は若いので，近くのタワーではなく山まで逃げる．」というものもあった．この意見には，タワーのキャパシティを考慮し，近くのタワーは，早く動くことができない高齢者のために空けておきたいからという理由を口にする方もおられた．このような意見が合わさると，一人ではタワーに上れない人を助ける人が不足し，タワーの下で津波に遭遇してしまう人が出る可能性がある．世帯の代表者からの調査結果をみると，タワーに逃げる意向を示している人は，想定するタワーのキャパシティである300人を上回っていないことが確認された．10歳以下と70歳以上の人をタワーに上る際に，援護が必要な人とし，60歳代の人は，自力で上れるものの援護することはできない人，20から50歳代の人が援護可能な人と想定し，1人の要援護者に対し2人の援護者が必要であると仮定すると，人数的にはすべての人が支援を受けられることも分かった．しかしながら，本人の意向を基にしたシミュレーションを行い，タワー下に集まる人々を到着順に整理してみたところ，支援できる人々が全員タワーまでたどり着いた時点からかなり時間が経過した時点で，タワーにたどり着く要援護者が数名存在することがわかった(Fig.6)．しかも，この間に津波到達時間となっていることがわかった．これらの人々を支援するためには，津波到達に備えてタワーに上っていた人が，タワーから降りる必要がある．しかし「命を守る」観点からは，この行動をとることは難しい．このように，シミュレーションをすることで初めて意識されるシナリオを導出することができた．

4.3　地域活動への適応

4.2で示されたシナリオを，2013年2月23日に行われた住民説明会で説明した（Fig.7）．説明では，時空間地理情報システムを利用して作成したムービーを用いている．また，この模様は，NHK高知放送で後日放送されており，当日，説明会に参加しなかった人にも伝わっていることが，後日の調査で判明している．この結果を見た地域住民，行政職員と話し合い，以下の対策を講じてはどうかいう意見を得た．

- 遠くからタワーを目指す人のうち，支援を要する人をあらかじめ特定し，近くからタワーを目指す健常な人が支援しながら避難を行う．
- タワーの上から避難者を引き上げる手法を考える（手動リフトの設置）．
- タワー上に浮き輪を準備する．
- 自力でタワーに上れる人は，できるだけ体力，筋力できるようにする．

これらの意見を受けて，町民館で行われている高齢者のデイサービスの中で，タワーに実際に上ってみるような活動が行われた．また，小学生がタワーを訪れ，タワーに上ってみるような活動も行われた．さらに，四万十市に設置された手動ゴンドラ付き避難タワーの見学会も実施されている．今後は，要支援者と支援者を組みにした防災訓練なども実施の予定である．

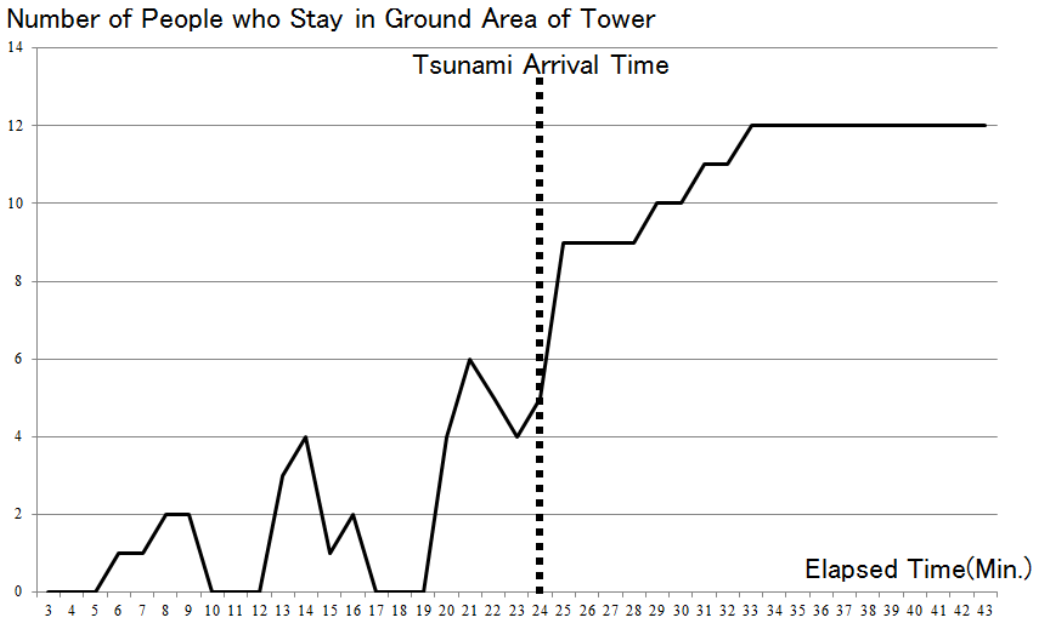


Fig.6 Number of People who stay in ground level of Tower

また，(e)の課題への考察を行った際に，一定時間を過ぎたら目標を山から避難タワーに切り替えるような対策が検討しているが，その場合，この問題にも影響することがわかった．このように，他の問題に対策を打つことで，別の問題にどのような影響があるのかも分析できることを示すことができた．



Fig.7 Workshop of Residents in Target Area

5. おわりに

本稿では，南海トラフ巨大地震における最大クラスの津波想定において，地区全体が津波の被害にあうことが指摘された高知県黒潮町万行地区を対象として，開発した津波避難評価システムについて報告した．この研究活動では，対象地区全世帯の避難意向をインタビューし，その結果をもとにエージェントベースの避難シミュレーションを構築した．インタビュー調査を行う中で，地域住民が何気なく話してくれる内容から，憂慮すべき事項をひも解き，それが引き起こすことについてシミュレーションを用いて考察することで，対策案を提案した．この対策案はシミュレーション上では効果を上げることが確認できたが，今後はこれを実現するために，実地の訓練を行っていく必要がある．訓練により新たなパラメータを同定し，シミュレーションにリアリティを持たせることで，新たな課題を見つけていくというステップを積み重ねることができれば，地域の災害対応力はそれに伴い上がっていくはずである．今後は，このようなプロセスの確立するための方策についても研究を進めていきたいと考えている．

謝　辞

本研究は，文部科学省からの支援を受けた「巨大地震津波災害に備える次世代型防災・減災社会形成のための研究事業－先端的防災研究と地域防災活動との相互参画型実践を通して－」の成果の一部である．また，調査にあたっては，NHK高知局，黒潮町役場と万行地区の方々に多大なご協力をいただいた．ここに記して，感謝の意を示したい．

参考文献

兼田敏之：artisoc で始める歩行者エージェントシミュレーション 原理・方法論から安全・賑わい空間のデザイン・マネジメントまで，構造計画研究所，書籍工房早山，2010.

国土交通省都市局：東日本大震災からの津波被災市街地復興手法検討調査（とりまとめ），2012

国土地理院：基盤地図情報サイト，http://www.gsi.go.jp/kiban/index.html

内閣府南海トラフの巨大地震モデル検討会,2012. http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai_trough/nankai_trough_top.html

中居楓子，畑山満則：住民の避難行動の分析および地域住民との連携による避難計画の検討と評価：高知県黒潮町における災害リスクコミュニケーションの事例研究，土木計画学研究・講演集，Vol.47，CDROM，2013.

南海トラフ巨大地震対策検討ワーキンググループ：南海トラフ巨大地震対策について（最終報告），2013. http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taisaku_wg/pdf/20130528_honbun.pdf

畑山満則，松野文俊，角本繁，亀田弘行：時空間地理情報システム DiMSIS の開発，GIS-理論と応用，Vol.7，No.2，pp.25-33, 1999.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

Analysis of Optimum Rainwater Tank Size in a Multi-building

Maochuan HU, Kaoru TAKARA and Xingqi ZHANG(1)

(1) School of Geographic and Oceanographic Sciences, Nanjing University, Nanjing, China

Synopsis

The size of rainwater storage tank is crucial to cost-efficiency of rainwater harvesting (RWH) systems and the optimum capacity is variable with the main purposes of RWH systems which determine the criteria used in calculation. In this research, four scenarios were analyzed to evaluate the differences of optimum tank sizing under different RWH springboards using a daily simulation and economic analysis in a multi-building. Results showed that with the criterion of maximum potable water saving percentage, the ideal capacity was 55m^3. The best tank sizing was 85m^3 with the criterion of maximum extent to reduce roof runoff but there was economic deficit. With the purpose to obtain the maximum financial savings the best size was 60m^3 and the percentage of reduced roof runoff was 72.92%. When there was no saving and deficit, the ideal size was 75m^3 and the percentage of reduced roof runoff was 91.15%.

Keywords: rainwater harvesting; daily water balance simulation; criteria; economic analysis; tank size

1. Introduction

Rainwater harvesting (RWH) presented as a strategy to address water scarcity problems and mitigate urban waterlogging has been studied by many researchers. In Australia, rainwater has been used in single and multi-family residences (Imteaz et al., 2011). Ghisi (2007, 2009) has taken several researches on RWH in Brazil. The similar examples are also found in other countries (Campisano et al., 2012). In this context, it is necessary to provide criteria for tank size of RWH systems, bearing in mind that the idea size of a tank for storing rainwater is essential to avoid its functioning in an unproductive manner. Some light has been shone on the size of rainwater cisterns by several authors (Khastagir and Jayasuriya, 2010; Imteaz et al., 2012). And the prevailing method is to calculate financial savings under different tank capacities to obtain the best one that leads to an efficient and feasible system (Tam et al., 2010; Farreny et al., 2011). However, the optimum tank capacity is variable with the main purposes of rainwater harvesting systems which determine the criteria used in calculation and to our knowledge there is little research on this issue. In addition, most researches focus on direct financial savings and neglect its function in some special circumstances.

The goal of the study is to evaluate the optimum tank size with different criteria according to the purposes of RWH systems with a case study in a residential multi-building in Nanjing, China.

2. Method

2.1 Case selection

The multi-building selected is a 6-storey building with 700m^2 of roof area and 104 residents,

located in an urban residential district of Nanjing city, China.

2.2 water balance analysis

Water balance analysis considering daily rainfall, catchment area, spillage, storage volume, rainwater uses and toilet flushing water demand is performed (Imteaz et al., 2011). The amount of rainwater usage is estimated by following Eq. (1):

$$R_t = \begin{cases} D_t & if\ I_t + S_{t-1} \geq D_t \\ I_t + S_{t-1} & if\ I_t + S_{t-1} < D_t \end{cases} \quad (1)$$

Where t subscript is the day and D_t is the daily toilet flushing water demand (m^3); S_{t-1} is the storage volume at the end of the previous day (m^3); R_t and I_t are the amount of rainfall usage and collected rainfall (m^3), respectively. The spillage in day t (SP_t) can be determined by Eq. (2):

$$SP_t = \begin{cases} I_t + S_{t-1} - D_t - S & if\ I_t + S_{t-1} - D_t \geq S \\ 0 & if\ I_t + S_{t-1} < D_t \end{cases} \quad (2)$$

Where S is the capacity of rainfall tank (m^3) and the volume of storage rainfall in tank at the end of day t (S_t) is estimated by following Eq. (3):

$$S_t = \begin{cases} S & if\ SP_t > 0 \\ I_t + S_{t-1} - R_t & if\ SP_t = 0 \end{cases} \quad (3)$$

The collected rainfall is estimated by Eq. (4):

$$I_t = (H_t - h) \times A \times a \times 10^{-3} \quad (4)$$

Where H_t is the rainfall in day t (mm); h is the volume of first flush rejection, which is 2mm (Zhang et al., 2012); A is the roof area (m^2); a is the runoff coefficient, assumed to be 0.9.

2.3 Potable water saving percentage

Based on water balance analysis, the potable water saving percentage (P) is a function of tank capacity when rainfall, catchment area and toilet flushing water demand are determined, shown as formulae (5):

$$P = f_1(S) = \frac{\sum R_t}{\sum D_t} \times 100 \quad (5)$$

2.4 Runoff volume reduction

The surface runoff in a rainstorm is estimated by using Eq. (6).

$$W = a \times A \times H \times 10^{-3} \quad (6)$$

Where W is the surface runoff in a rainstorm (m^3); H is the rainfall (mm) in a rainfall event. The percentage of reduced runoff volume (U) is a function of tank capacity which is determined by using Eq. (7).

$$U = \begin{cases} f_2(S) = 100S/W & if\ S < W \\ 100\% & if\ S \geq W \end{cases} \quad (7)$$

2.5 Economic assessment

Life Cycle Costing (LCC) analysis is an economic analysis technique to estimate the total cost of a system over its life span (Farreny et al., 2011). Within the LCC approach, the calculations of the net present value, the ratio of present value and present cost (RPVC) and the payback period are conducted. In the research, economic evaluation is performed based on RPVC analysis and the analysis requires a rate at which costs and benefits are reduced over time, known as the discount rate (MJA 2007). The assumed rate 7% is similar to the value proposed by Zuo et al. (2009) and Rahamn et al. (2012). The equation is shown in Eq. (8).

$$RPVC = B \times \frac{(1+i)^n - 1}{i \times (1+i)^n} \Big/ E + C \times \frac{(1+i)^n - 1}{i \times (1+i)^n} \quad (8)$$

Where $RPVC$ is the ratio of present value and present cost; E is the initial cost of the system (￥); C is the annual operating costs (￥); B is the annual monetary saving(￥); i is the discount rate, assumed

to be 7%; *n* is life span (year), assumed to be 20 years.

(1) Cost

The initial cost of a system (*E*) includes rainwater tank charges (materials, installations etc.) and other costs such as piping, drains and connections. According to the survey on local shops and empirical data of demonstration projects in Nanjing, tank charges are 800￥per m^3 of tank volume and other costs are 30￥per m^2 of roof area. The annual operating costs (*C*) are divided into two parts, including energy cost and maintenance cost. The value of energy cost is 0.1￥per m^3 of rainwater usage amount (V) and maintenance cost is assumed 1% of the initial cost.

(2) Financial savings

The potential benefits obtained from rainwater harvesting and utilization is the reduction in runoff volume into the urban drainage system and a reduced risk of overflow from rainstorm events, mitigation of water shortage problems and environmental improvement (Farreny R. et al., 2011). The profit is a complex system involving natural-social-economic factors. It is difficult to calculate all profits, thus we choose the benefits from potable water savings and flood prevention investment savings (FPIS) as annual benefits (B). The value of potable water savings is 3.1￥per m^3 of rainwater usage amount (V). The FPIS is replaced by flood control maintenance fees, the value of which is 10￥per m^2 of roof area in Nanjing. Thus, the FPIS is $7000*U_1$, where U_1 is the percentage of reduced roof runoff volume in the case of the 24 hours rainfall with return period equalled to 20 years.

Table 1 shows the costs and benefits of the RWH system.

Table 1 Economic parameters for RPVC analysis

Items		*Cost (￥)*
Initial costs of the system	Rainwater cistern charges	800S
	other costs	30A
Annual operating costs	Power expenditure	0.1V
	Maintenance and management	0.01E
		Profit (￥)
Annual monetary savings	Potable water savings	3.1 V
	FPIS	$7000*U_1$

2.6 Optimum capacity

The optimum capacity varies with the main purposes of rainwater harvesting systems. In this study, three criteria of potable water saving percentage, runoff volume reduction and RPVC are chose to evaluate the ideal tank size. With respect to different springboards of RWH systems, four scenarios are considered:

Scenario 1: The RWH system is used to address water scarcity;

Scenario 2: The system is used to mitigate urban waterlogging;

Scenario 3: The purpose of RWH is to obtain maximum financial savings;

Scenario 4: In this case, the system is used to obtain environmental benefits and the financial savings is not the main factor. However there should be no economic deficit.

3. Results

3.1 Data

(1) Rainfall

The daily rainfall used to water balance analysis is the daily rainfall in an average year obtained from Nanjing Weather Station. The 24 hours rainfall with the return period equalled to 20 years is 130.6mm, which is used to evaluate the reduced roof runoff with RWH.

(2) Non-potable water demand

The daily average potable water demand is

assumed to 220L per capita. And the toilet flushing water demand is 20% of the potable water consumption in residences (Su et al., 2009).

3.2 Potable water saving percentage

The potential potable water savings as a function of tank capacity is depicted in Fig.1. The percentage increases with increase of tank capacities within a certain range of tank capacity. Nevertheless the growth rate reduces with the increase of tank capacities and finally the curve tends to be a horizontal line. The curve shape is influenced by factors such as precipitation, rainwater harvesting area, rainwater demand.

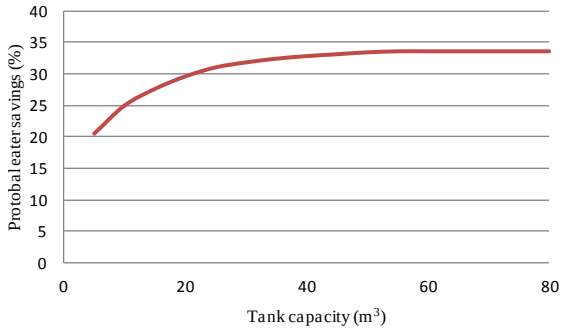


Fig. 1 Potable water savings as a function of tank capacity

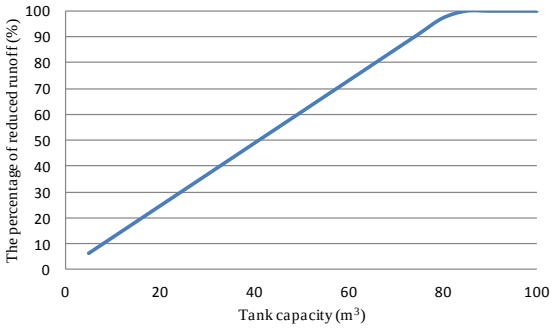


Fig. 2 Reduced runoff as a function of tank capacity

3.3 Runoff volume reduction

In the case of 24 hours rainfall equaled to 130.6mm, the percentage of reduced roof runoff resulting from RWH system as a function of tank capacity is depicted in Fig.2. The reduced percentage of roof runoff volume increases with the increase of cistern capacities and it is a linear relation when the tank capacity is smaller than the critical value at which the reduced percentage of runoff reaches 100%. Above the value, the curve becomes to a horizontal line. The curve shape is determined by rainfall amount and tank capacity.

3.4 Economic assessment

As shown in Fig.3, if tank capacity is less than a certain value, RPVC increases with the increase of tank capacity, whereas it reduces with the increase of tank volume. It is due to the fact that with a small capacity the benefits from potable water savings and flood control are low. For larger capacities the increased cost of the system is higher than the increased benefits as the savings are limited by precipitation and rainwater harvesting areas. The curve shape is influenced by factors such as tank capacity, rainwater harvesting areas, potential potable water savings and reduced percentage of runoff volume.

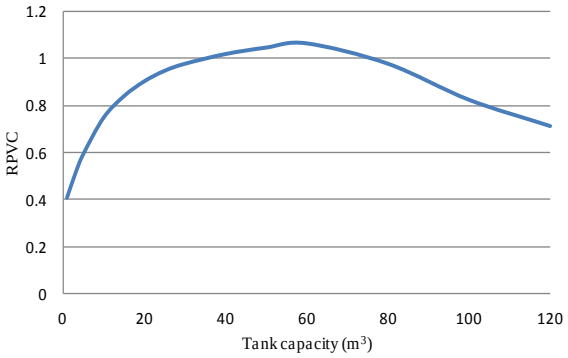


Fig. 3 RPVC as a function of tank capacity

3.5 Optimum capacity

Scenario 1: In this case, the criterion of maximum potable water saving percentage was crucial and the ideal capacity was 55m^3. The potable water saving percentage was 33.64%. The percentage of reduced roof runoff was 66.85% and RPVC was 1.06.

Scenario 2: The optimum capacity was determined by the parameter of the maximum percentage of reduced roof runoff (100%), which was 85m^3. The potable water saving percentage was 33.64% and RPVC was 0.93.

Scenario 3: When the financial savings was the maximum, RPVC was 1.07 and the ideal capacity

was 60m^3. The potable water saving percentage was 33.64% and the percentage of roof reduced runoff was 72.92%.

Scenario 4: With RPVC equaled to 1, the optimum capacity was 75m^3 and the potable water saving percentage was 33.64%. The percentage of reduced roof runoff was 91.15%.

4. Conclusion

This study focuses on the size of rainwater storage tanks. The main goal is to evaluate the best storage volume with different criteria using a daily simulation and economic analysis. Results showed that the differences of ideal tank sizing were large with different criteria of RWH. The optimum capacity varied with the main springboards of rainwater harvesting systems.

The ideal tank size was the smallest and RPVC was 1.06 under the criterion of maximum potable water saving percentage. The best size was the biggest but there was economic deficit on the investment with the criterion of maximum extent to reduce runoff. With the purpose to obtain the maximum financial savings the size was 60m^3 and RPVC was 1.07. And the percentage of reduced runoff was 72.92%. In the last scenario, there was no economic deficit and financial savings on investment. The ideal size was 75m^3 and the percentage of reduced runoff was 91.15%, which was much more than the value with maximum financial savings.

In arid regions, there are few waterlogging problems and the criterion of maximum potable water saving percentage is the best. In some regions with high risk of flooding, the criterion of the extent to reduce runoff should be considered. As the financial savings are low and even deficit, the RWH system is better to be invested by government and the criterion of RPVC equalled to 1 may be best. In other regions, the criterion of maximum financial savings is prior.

References

Campisano, A. and Modica, C. (2012): Optimal sizing of storage tanks for domestic rainwater harvesting in Sicily, Resources, Conservation and Recycling, Vol. 63, pp. 9-16.

Farreny, R., Gabarrell, X. and Rieradevall, J. (2011): Cost-efficiency of rainwater harvesting strategies in dense Mediterranean neighbourhoods, Resources, Conservation and Recycling, Vol. 55, NO. 7, PP. 686-694.

Ghisi, E. and Mengotti de Oliveira, S. (2007): Potential for potable water savings by combining the use of rainwater and greywater in houses in southern Brazil, Building and Environment, Vol. 42, No. 4, pp. 1731-1742.

Ghisi, E., Tavares, D. D. and Rocha V. L. (2009): Rainwater harvesting in petrol stations in Brasilia: Potential for potable water savings and investment feasibility analysis, Resources Conservation and Recycling, Vol. 54 No. 2, pp. 79-85.

Imteaz, M. A., Ahsan, A., Naser, J. and Rahman, A. (2011): Reliability analysis of rainwater tanks in Melbourne using daily water balance model, Resources, Conservation and Recycling, Vol. 56, No. 1, pp. 80-86.

Imteaz, M. A., Rahman, A. and Ahsan, A. (2012): Reliability analysis of rainwater tanks: A comparison between South-East and Central Melbourne, Resources, Conservation and Recycling, Vol. 66, pp. 1-7.

Khastagir, A. and Jayasuriya, N. (2010): Optimal sizing of rain water tanks for domestic water conservation, Journal of Hydrology, Vol. 381, No. 3, pp. 181-188.

MJA (2007): The cost-effectiveness of rainwater tanks in urban Australia, Canberra, Australia: Waterlines.

Rahman, A., Keane, J. and Imteaz, M. A. (2012): Rainwater harvesting in Greater Sydney: Water savings, reliability and economic benefits, Resources, Conservation and Recycling, Vol. 61, pp. 16-21.

Su, M.-D., Lin, C.H., Chang, L.F., Kang, J.L. and Lin, M.C. (2009): A probabilistic approach to rainwater harvesting systems design and evaluation, Resources, Conservation and Recycling, Vol. 53, No. 7 pp. 393-399.

Tam, V. W. Y., Tam, L. and Zeng, S. X. (2010): Cost effectiveness and tradeoff on the use of rainwater tank: An empirical study in Australian residential decision-making, Resources, Conservation and Recycling, Vol. 54, No. 3, pp.

178-186.

Zhang, X., Hu, M., Chen, G. and Xu, Y. (2012): Urban Rainwater Utilization and its Role in Mitigating Urban Waterlogging Problems—A Case Study in Nanjing, China, Water Resources Management, Vol. 26, No. 13, pp. 3757-3766.

Zuo, J., Liu, C. and Zheng, H. (2009): Cost-Benefit Analysis of Urban Rainwater Harvesting: A Case Study of Beijing, Resources Science, Vol. 31, No. 8, pp. 1295-1302. [in Chineses]

(Received June 11, 2013)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

Nutrients and Suspended Sediment Load Estimates for the Ishikari River Basin, Japan, Over a Decade

Weili DUAN [(1)], Kaoru TAKARA, Bin HE, Pingping LUO, Daniel NOVER [(2)] and Yosuke YAMASHIKI

(1) Department of Civil and Earth Resources Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University (Kyoto daigaku-Katsura, Nishikyo-ku, Kyoto 615-8530, Japan)
(2) AAAS Science and Technology Policy Fellow, U.S. EPA, ORD, NCEA, Washington, DC, 20010

Synopsis

The load estimation process for nutrients (nitrogen and phosphorus) and suspended sediment (SS) is complicated because of retransformation bias, data censoring, and non-normality. To obtain reliable unbiased estimates, the regression model Load Estimator (LOADEST) was applied to estimate total nitrogen (TN), total phosphorus (TP) and SS loads at five sites in the Ishikari River Basin, Japan, from 2000 to 2010. Coefficients of determination (R^2) for the best-fit regression models for loads of TN, TP, and SS for the five sites ranged from 75.36 % to 92.37 %, suggesting the model for all three constituents successfully simulated the variability in constituent loads at all sites. Moreover, the estimated seasonal loads fluctuated widely during 2000 to 2010, with the greatest loads occurring in spring and the smallest loads occurring in winter. Accurately estimated loads are essential for effective water resources management efforts.

Keywords: nitrogen, phosphorus, suspended sediment, LOADEST, Ishikari River basin

1. Introduction

Surface water quality has important effects on aquatic ecosystems and human health. Nutrients (primarily nitrogen and phosphorus) are essential for plant and animal life, but in high concentrations they can cause lots of ecological problems including algal blooms, decreased dissolved oxygen concentrations, and increased fish mortality (Carpenter et al., 1998; Sprague and Lorenz, 2009). Suspended sediment (SS, soil and other particulate matter) is ubiquitous in aquatic ecosystems and contributes to bottom material composition, water-column turbidity, and chemical constituent transport. But excessive amounts of SS can degrade water quality and harm aquatic ecosystems through physical, biological, and chemical processes (Terrio, 2007). It is crucial to explore the temporal dynamics of nutrients and SS concentrations and loads in surface waters to effectively manage and protect water resources (Gruber and Galloway, 2008; Sprague and Lorenz, 2009).

Nutrients and SS concentrations and loads are generally estimated using models on the basis of infrequent and incomplete monitoring data (Armour et al., 2009; Duan et al., 2012; He et al., 2011; He et al., 2009; Luo et al., 2011). In addition, few estimates of nutrient loads reported in the literature present associated uncertainties (Kulasova et al., 2012). Observational uncertainty is critically important in defining and contributing to parametric uncertainty and errors in the conceptual models underpinning diffuse pollution research and management. Many countries have therefore developed monitoring programs and protocols such as the National Monitoring and Assessment Programme (NOVA) in Denmark (Conley et al., 2002; Kronvang et al., 2005), the Harmonised Monitoring Scheme (HMS) in Britain (Hurley et al., 1996; Morvan et al., 2008), and the National Water-Quality Assessment (NAWQA) in US (Gilliom et al., 1995; Rosen and Lapham, 2008), which enable a reliable quantification of nitrogen (N), phosphorus (P), and SS loadings and concentrations in the aquatic environment. Meanwhile, load estimating methods and models have improved substantially (Shrestha et al., 2008). In Japan, relevant efforts in water management have led to significant improvements in the estimation of water quality. For example, a nationwide data collection network (http://www1.river.go.jp/) called the National Land with

Water Information has been established to provide real-time water information including water quality, precipitation, and river discharge data. These monitoring systems are essential for evaluating and understanding the various hydrologic and biogeochemical processes governing water quality and nutrient cycling in watersheds and their ecological impacts. Because the load estimation process is complicated by retransformation bias (Ferguson, 1986; Webb et al., 1997), data censoring (Gilbert, 1987), and non-normality (Helsel and Hirsch, 1992; Shumway et al., 2002), only one fraction of the total nutrient load can usually be estimated in many modeling studies (Johnes, 2007). There is therefore an urgent need to improve estimation methods to compliment improving monitoring programs and resolve common shortcomings in estimation methods.

In this study, we introduce a methodology for the quantification of TN, TP, and SS loads in receiving waters associated with rivers. We describe a procedure for estimation of constituent loads in rivers which have been subject to only sparse measurements of flow and water quality constituents. The primary goal of this study was to estimate seasonal TN, TP, and SS loads using regression methods on the basis of instantaneous samples.

2. Materials and methods

2.1 Study area and data collection

The Ishikari River basin is located in central Hokkaido Island within the range of 43° N and 44° N, with total drainage area of 14,330 km^2 (see Fig.1). The Ishikari River originates from Mt. Ishikaridake (elev. 1967 m) in the Taisetsu Mountains of central Hokkaido, and then flows southward into the broad Ishikari Plain and finally into the Japan Sea. The length of the Ishikari River mainstream is 268 km and ranks third longest river in Japan. Major tributaries of the river include the Chūbetsu, Uryū, Sorachi, and Toyohira. The highest elevation in the Ishikari Plain is less than 50 m and the plain is bordered by a mountain range with peaks exceeding 1,000 m in elevation. At the Sapporo weather station (elev. 17 m), monthly air temperature in the warmest month (August) is 22.0 °C, and the coldest month (January) is -4.1 °C. Snow cover in Sapporo lasts for approximately four months from December to March. Average annual snowfall is 630cm, and the years deepest snow depth averages 101cm (normal value 1970-2000) (USUTANI and NAKATSUGAWA, 2006).

Five monitoring sites were chosen for analysis in this study (see Fig.1). Sites Yinou-oohashi, Yiwamizawao-ohashi, and Yishikarikakou-bashi are located in the upper, middle and lower reaches of the mainstem, respectively, while sites Akane-bashi and Umaoyi-bashi are located in the Uryū and Yūbari Tributaries, respectively. Samples of water quality (TN, TP, and SS) concentration and river discharge were collected at each site from 2000 to 2010 by the National Land with Water Information (http://www1.river.go.jp/) monitoring network. In general, water quality concentration and river discharge were measured and collected once a month at each site. Monthly samples were collected at sites Akane-bashi, Yinouo-ohashi, and Umaoyi-bashi, with a total number of 132 for each testing parameter at each site; 94 samples were collected for each testing parameter at Sites Yiwamizawao-ohashi and Yishikarikakou-bashi.

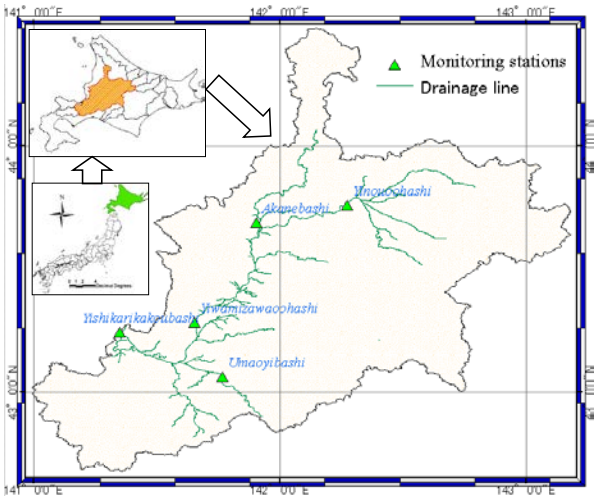


Fig.1 Study area, and monitoring stations for the Ishikari River basin

2.2 Methods

Stream-water SS or chemical constituent load ($\emptyset$) can be calculated using constituent concentration (C) and discharge (Q) integrated over time (t):

$$\emptyset = \int C(t)Q(t)dt \qquad (1)$$

A continuous record of concentration and discharge is required to estimate loads using the integral in equation 1. Although discharge can be easily measured at a sufficiently high frequency, however, the expense of collecting and analyzing samples for water quality constituents means it is often difficult to obtain continuous data. Equation 1 can therefore be written as:

$$L_T = \Delta t \sum_{i=1}^{n} L_i \qquad (2)$$

Where L_T is an estimate of total load, L_i is an estimate of instantaneous load, n is the munber of discrete points in time, and Δt is the time interval represented by the instantaneous load.

In addition, the FORTRAN Load Estimator (LOADEST) uses time-series streamflow data and constituent concentrations to calibrate a regression model that describes constituent loads in terms of various functions of streamflow and time, enabling a direct calculation of equation 2 (Runkel et al., 2004). LOADEST performs calibration procedures and makes load estimates with four statistical estimation methods: Adjusted Maximum Likelihood Estimation (AMLE), Maximum Likelihood Estimation (MLE), Linear Attribution Method (LAM), and Least Absolute

Deviation (LAD). AMLE and MLE are suitable when the model calibration errors (residuals) are normally distributed; AMLE is the more appropriate method of the two when the calibration data set contains censored data (that are reported as less than or greater than some threshold). LAM and LAD are useful when the residuals are not normally distributed. Because the input data in this study included censored data, and because the model calibration residuals were normally distributed within acceptable limits, the AMLE estimation method was selected in each site. The output regression model equations take the following general form (Runkel et al., 2004):

$$\ln(L_i) = a + b\ln Q + c\ln Q^2 + d\sin(2\pi dtime) + e\cos(2\pi dtime) + f\,dtime + g dtime^2 + \varepsilon \quad (3)$$

Where ln is the natural logarithm; L_i is the calculated load for sample i; Q is stream discharge; $dtime$ is time, in decimal years from the beginning of the calibration period; ε is error; and a, b, c, d, e, f, g are the fitted parameters in the multiple regression model. Some of the regression equations in this study did not include all of the above terms, depending on the lowest Akaike Information Criterion (*AIC*) values (Sakamoto et al., 1986).

$$AIC = 2k - 2\ln(L) \quad (4)$$

Where k is the number of parameters in the statistical model, and L is the maximized value of the likelihood function for the estimated model.

Combining the equations above, monthly and seasonal average TN, TP and SS loads were calculated. The seasons were considered in the following way: winter (December, January, February); spring (March, April, May); summer (June, July, August); autumn (September, October, November).

3. Results and discussions

3.1 Regression evaluation

Coefficients of determination (R^2) for the best-fit regression models for loads of TN, TP, and SS for the five studied sites (Table 1) performed well (site Akane-bashi was the best), ranging from 75.36 % to 92.37 %, which indicated that, with few exceptions, the models for all three constituents successfully simulated the variability in constituent loads at all sites.

Meanwhile, according the calibrated data at each site, different models were selected on basis of the lowest *AIC* and then coefficients were calculated using the AMLE (Table 1). For TN estimation at site Akane-bashi, the lowest of *AIC* was 0.640 and the coefficients $a, b, c, d, e, f,$ and g were 7.3230, 1.0553, -0.0261, -0.2401, -0.0679, 0.0034, and 0.0063; while at site Umaoyi-bashi, the lowest of *AIC* was 1.128 and the coefficients only had a (6.1154) and b (0.9993).

3.2 Estimated loads

For the sake of brevity, only monthly average TN, TP, and SS loads at site Akane-bashi are displayed in time-series graphs (Fig. 2). As a measure of error associated with monthly average load estimates, the upper and lower 95-percent confidence intervals are also presented in Fig. 2, showing in most cases the measured loads track very closely with model estimations with little systematic underestimation or overestimation in load, which are in accordance with the result of Table 1. At site Akane-bashi, monthly average TN, TP, and SS loads ranged from 40.06 to 24 198.00 kg/day, 7.03 to 3 025 kg/day, and 662.00 to 5802 000.00 kg/day, respectively. At all sites, monthly average TN, TP, and SS loads displayed seasonal fluctuations in both loads and in discharge from 2000 to 2010, even though the dates of peak discharge were not the same every year.

Table 1 Regression coefficients, coefficients of determination (R^2) and AIC for load models used to estimate TN, TP, and SS at five sites in the Ishikari River basin, Japan, 2000-2010.

Site name	Regression Coefficient							R^2 (%)	*AIC*
	a	*b*	*c*	*d*	*e*	*f*	*g*		
				TN					
Akane-bashi	7.3230	1.0553	-0.0261	-0.2401	-0.0679	0.0034	0.0063	92.37	0.640
Yinou-oohashi	8.9870	0.9728	0.1712	-0.1830	-0.1826			80.58	0.224
Yiwamizawa-oohashi	10.0929	0.9067	0.1399	0.1790				90.95	-0.468
Yishikarikakou-bashi	10.7065	0.8580	-0.0884	0.1172	0.1679	0.01920		83.01	0.002
Umaoyi-bashi	6.1154	0.9993						88.08	1.128
				TP					
Akane-bashi	4.6447	1.0492	0.0155	-0.0423	0.5761	-0.0382	0.0132	89.22	1.246
Yinou-oohashi	5.8819	1.0057	0.2986	-0.1936	0.1403	-0.0200		73.56	1.125
Yiwamizawa-oohashi	7.2254	1.3063	0.1654	0.0961	-0.2149			84.70	1.099
Yishikarikakou-bashi	7.8004	1.1607	0.1373	0.0418	-0.1754			89.40	0.341
Umaoyi-bashi	3.2585	1.2014	0.0640	0.1210	0.3819	-0.0505		91.80	1.241
				SS					
Akane-bashi	10.3793	1.5759	0.0522	0.0476	0.4572	-0.0998	0.0230	87.39	2.105
Yinou-oohashi	11.4478	1.4868	0.6994	-0.1106	0.1899	-0.0588		76.14	1.747
Yiwamizawa-oohashi	13.0451	1.9803	0.3337	-0.0919	-0.3573	-0.0408		85.35	1.868
Yishikarikakou-bashi	12.9587	2.1178	0.3605	-0.2020	-0.4147	-0.0528		86.07	1.909
Umaoyi-bashi	9.5146	1.4798	0.1353	0.2914	0.4047	-0.1122		83.68	2.447

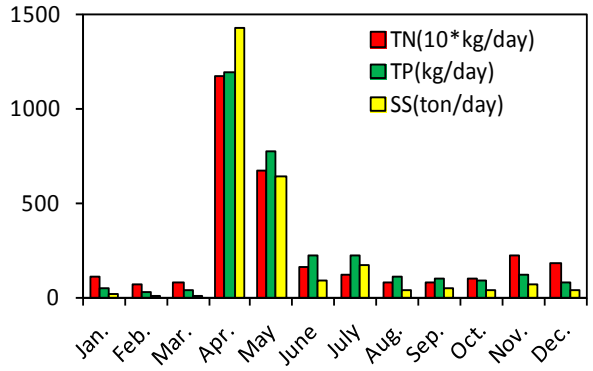


Fig.3 Estimated average loads of TN, TP, and SS, by month, at site Akane-bashi, 2000 to 2010.

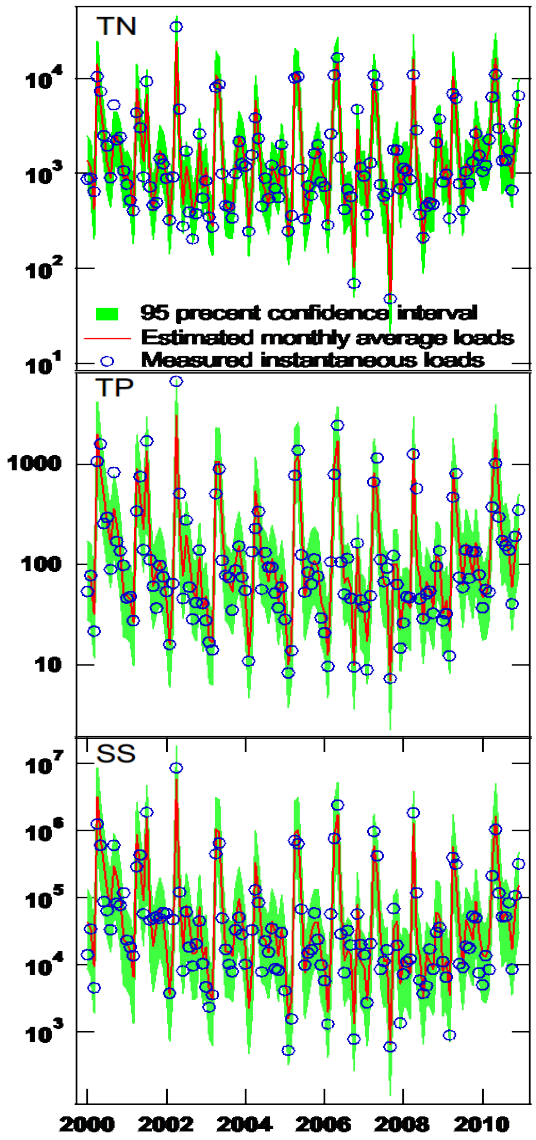


Fig.2 Estimated monthly average and measured loads (kg/day) of TN, TP, and SS at site Akane-bashi, 2000 to 2010

Figure 3 shows the estimated average loads of TN, TP, and SS by month at site Akane-bashi, 2000 to 2010, calculated by averaging the monthly averages for each month of the year (for example, the average of all January monthly averages, all February monthly averages, and so on). As can be seen from Fig. 3, the estimated average loads of TN, TP, and SS in April had the largest loads, the values of which were 11 720.0 kg/day, 1 191.00 kg/day and 1 429.09 ton/day, respectively; while January, February and March had relatively low loads. The results of other sites were similar to these.

Estimated seasonal loads of TN, TP, and SS at five sites were highly variable in 2000 and 2010 in the Ishikari River and its tributaries, with the greatest loads occurring in the spring and the smallest loads occurring in the winter (Table 2), reflecting fluctuations in discharge as a result of the combined effects of seasonal runoff patterns, the exact timing of which vary from year to year. At site Yishikarikakou-bashi, TN load decreased from 68 536 kg/day in spring to 36 064 kg/day in winter, TP load decreased from 7 098 to 1 439 kg/day, and SS decreased from 5803 000 to 212 497 kg/day. Seasonal alteration was consistent with monthly alteration (Fig. 3).

Whatever the season, site Yishikarikakou-bashi had the largest loads of TN, TP, and SS, far better than at other sites, the seasonal mean of which were 46 702 kg/day, 3 560 kg/day and 1 991 033 kg/day (Table 3).

Table 2 Estimated seasonal average loads (kg/day) in five sites in Ishikari River basin, from 2000 to 2010

Site name	Spring	Summer	Autumn	Winter
TN				
Akanebashi	6424	1207	1361	1176
Yinouoohashi	15639	8166	6582	6590
Yiwamizawaoohashi	41427	15816	20072	16719
Yishikarikakoubashi	68536	39480	42242	36064
Umaoyibashi	2361	1213	920	947
TP				
Akane-bashi	669.06	181.89	102.88	51.24
Yinouoohashi	993	528	285.44	240.06
Yiwamizawaoohashi	5022	1345	1120	618.9
Yishikarikakoubashi	7098	3233	2407	1439
Umaoyibashi	302.97	162.81	72.7	50.71
SS				
Akane-bashi	692088	97510	51964	21484
Yinou-oohashi	656252	197399	84867	60617
Yiwamizawa-oohashi	4633677	643348	481725	170036
Yishikarikakou-bashi	5.80E+06	1154298	705433	212479
Umaoyi-bashi	518835	273043	88395	49256

Table 3 Seasonal average loads (kg/day) in five sites in Ishikari River basin, from 2000 to 2010

Site name	TN	TP	SS
Akanebashi	2542.00	251.27	215761.00
Yinouoohashi	9244.00	511.59	249784.00
Yiwamizawaoohashi	23627.00	2043.00	1501764.00
Yishikarikakoubashi	46702.00	3560.00	1991033.00
Umaoyibashi	1360.00	147.30	232382.00

(4) Discussions

Based on the lowest of *AIC* of different models, the best models were chosen to estimate constituents at each site(Table 1), which can better simulate changes of concentrations and loads. For example, d, and e can directly show seasonal variation; that is, the bigger of the absolute value of d, and e, the larger of seasonal changes (Runkel et al., 2004). Meanwhile, calibrate data was used to calculate the coefficients using the AMLE method, which can eliminate the influence of censored data as much as possible. Data censoring that means less than the laboratory detection limit is common in measuring the constituent concentration, which specified by using a less-than sign (<) as the first character in this study. The performance of models was measured using R^2, showing good results.

Site Yishikarikakou-bashi had the highest loads of TN, TP, and SS, both in monthly and seasonal loads (Fig. 4, Table 2), because this site is located in the lower reaches of the Ishikari River and has the highest average discharge, which is the primary driver of delivery of all the constituents to the coastal waters (Fig. 4).

The estimated loads at all sites were greatest in spring, while lowest in winter. The Ishikari River basin is located in the northern part of Japan in central Hokkaido and therefore experiences large seasonal discharges associated with spring snowmelt. Floods in the Ishikari River Basin tend to occur in April and May, possibly explaining why the estimated loads were greatest in spring.

4. Conclusions

We estimate monthly and seasonal average River Basin, Japan, from 2000 to 2010, using the LOADEST regression model. Some important and interesting conclusions can be summarized as follows:

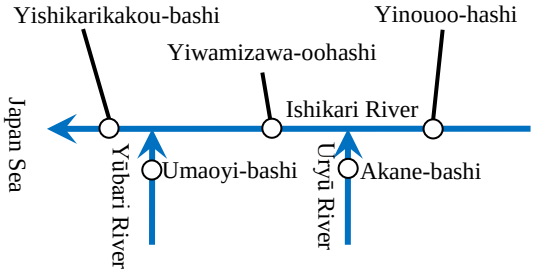


Fig.4 Schematic diagram of the Ishikari River basin and five studied sites.

(1) Best-fit (R^2) regression models for loads of TN, TP, and SS for the five studied sites ranged from 75.36 % to 92.37 %, suggesting that the model for all three constituents successfully simulated the variability in constituent loads at all sites. Using the AMLE method, the influence of the data censoring was eliminated as much as possible.

(2) The estimated average loads of TN, TP, and SS by month were highly variable at five sites in the Ishikari River basin, between 2000 and 2010. For example, at site Akane-bashi, April had the largest loads, the values of which were 11720.0 kg/day, 1191.00 kg/day and 1429.09 ton/day, respectively; while January, February and March had relatively low loads.

(3) The estimated seasonal loads of TN, TP, and SS at five sites were highly variable in 2000 and 2010 in the Ishikari River and its tributaries, with the greatest loads occurring in the spring and the smallest loads occurring in the winter, reflecting fluctuations in discharge as a result of the combined effects of seasonal runoff patterns, the exact timing of which vary from year to year.

(4) Site Yishikarikakou-bashi is located in the lower reaches of the Ishikari River and has the highest average discharge, meaning the primary driver of delivery of all the constituents to the coastal waters. It therefore had the highest loads of TN, TP, and SS, both in monthly and seasonal loads.

Acknowledgements

This study is sponsored by the Kyoto University Global COE program “Sustainability/Survivability Science for a Resilient Society Adaptable to Extreme Weather Conditions” and “Global Center for Education and Research on Human Security Engineering for Asian Megacities”, the Postdoctoral fellowship of Japan Society for the Promotion of Science (P12055) and the JSPS Grant-in-Aid for Young Scientists (B) (KAKENHI Wakate B, 90569724).

References

Armour, J.D., Hateley, L.R., Pitt, G.L. (2009): Catchment modelling of sediment, nitrogen and phosphorus nutrient loads with SedNet/ANNEX in the Tully–Murray basin, Marine and Freshwater Research, Vol. 60, No. 11, pp. 1091-1096.

Carpenter, S.R., Caraco, N.F., Correll, D.L., Howarth, R.W., Sharpley, A.N., Smith, V.H. (1998): Nonpoint pollution of surface waters with phosphorus and nitrogen, Ecological Applications, Vol. 8, No. 3, pp. 559-568.

Conley, D.J., Markager, S., Andersen, J., Ellermann, T., Svendsen, L.M. (2002): Coastal eutrophication and the Danish national aquatic monitoring and assessment program, Estuaries and Coasts, Vol. 25, No. 4b, pp. 848-861.

Duan, W.L., He, B., Takara, K., Luo, P.P., Yamashiki, Y. (2012): Estimating the Sources and Transport of

Nitrogen Pollution in the Ishikari River Basin, Japan, Advanced Materials Research, Vol. 518, pp. 3007-3010.

Ferguson, R.I. (1986): River loads underestimated by rating curves, Water Resources Research, Vol. 22, No. 1, pp. 74-76.

Gilbert, R.O. (1987): Statistical methods for environmental pollution monitoring, Wiley.

Gilliom, R.J., Alley, W.M., Gurtz, M.E. (1995): Design of National Water-Quality Assessment Program, United States Government Print.

Gruber, N., Galloway, J.N. (2008): An Earth-system perspective of the global nitrogen cycle, Nature,. Vol. 451, pp. 293-296.

He, B., Kanae, S., Oki, T., Hirabayashi, Y., Yamashiki, Y., Takara, K. (2011): Assessment of global nitrogen pollution in rivers using an integrated biogeochemical modeling framework, Water Research, Vol. 45, No. 8, pp. 2573-2586.

He, B., Oki, T., Kanae, S., Mouri, G., Kodama, K., Komori, D., Seto, S. (2009): Integrated biogeochemical modelling of nitrogen load from anthropogenic and natural sources in Japan, Ecological Modelling, Vol. 220, No. 18, pp. 2325-2334.

Helsel, D.R., Hirsch, R.M. (1992): Statistical methods in water resources, Elsevier Science.

Hurley, M.A., Currie, J.E., Gough, J. (1996): Butterwick, C., A framework for the analysis of harmonised monitoring scheme data for England and Wales, Environmetrics, Vol. 7, No. 4, pp. 379-390.

Johnes, P.J. (2007): Uncertainties in annual riverine phosphorus load estimation: impact of load estimation methodology, sampling frequency, baseflow index and catchment population density, Journal of Hydrology, Vol. 332, No. 1, pp. 241-258.

Kulasova, A., Smith, P.J., Beven, K.J., Blazkova, S.D., Hlavacek, J. (2012): A method of computing uncertain nitrogen and phosphorus loads in a small stream from an agricultural catchment using continuous monitoring data, Journal of Hydrology, Vol. 458–459, pp. 1-8.

Kronvang, B., Jeppesen, E., Conley, D.J., Søndergaard, M., Larsen, S.E., Ovesen, N.B., Carstensen, J. (2005): Nutrient pressures and ecological responses to nutrient loading reductions in Danish streams, lakes and coastal waters, Journal of Hydrology, Vol. 304, No. 1, pp. 274-288.

Luo, P., He, B., Takara, K., Razafindrabe, B.H.N., Nover, D., Yamashiki, Y. (2011): Spatiotemporal trend analysis of recent river water quality conditions in Japan, Journal of Environmental Monitoring, Vol. 13, No. 10, pp. 2819-2829.

Morvan, X., Saby, N., Arrouays, D., Le Bas, C., Jones, R., Verheijen, F., Bellamy, P.H., Stephens, M., Kibblewhite, M.G. (2008): Soil monitoring in Europe: a review of existing systems and requirements for harmonisation, Science of the Total Environment, Vol. 391, No.1, pp. 1-12.

Rosen, M.R., Lapham, W.W. (2008): Introduction to the US Geological Survey National Water-Quality Assessment (NAWQA) of ground-water quality trends and comparison to other national programs, Journal of Environmental Quality, Vol. 37, No. 5_Supplement, pp. 190.

Runkel, R.L., Crawford, C.G., Cohn, T.A. (2004): Load Estimator (LOADEST): A FORTRAN program for estimating constituent loads in streams and rivers, US Department of the Interior, US Geological Survey.

Sakamoto, Y., Ishiguro, M., Kitagawa, G. (1986): Akaike information criterion statistics, Dordrecht, The Netherlands: D. Reidel.

Shrestha, S., Kazama, F., Newham, L. (2008): A framework for estimating pollutant export coefficients from long-term in-stream water quality monitoring data, Environmental Modelling and Software, Vol. 23, No. 23, pp. 182-194.

Shumway, R.H., Azari, R.S., Kayhanian, M. (2002): Statistical approaches to estimating mean water quality concentrations with detection limits, Environmental Science and Technology, Vol. 36, No. 15, pp. 3345-3353.

Sprague, L.A., Lorenz, D.L. (2009): Regional Nutrient Trends in Streams and Rivers of the United States, 1993−2003, Environmental Science and Technology, Vol. 43, No. 10, pp. 3430-3435.

Terrio, P.J. (2007): Concentrations, Fluxes, and Yields of Nitrogen, Phosphorus, and Suspended Sediment in the Illinois River Basin, 1996-2000., U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2006-5078, 2007.

USUTANI, T., NAKATSUGAWA, M. (2006): Quantitative Analysis of Hydrologic Cycle in Cold Snowy Basin, Proceedings on the 18th IAHR International Symposium on Ice, pp. 45-52.

Webb, B.W., Phillips, J.M., Walling, D.E., Littlewood, I.G., Watts, C.D., Leeks, G. (1997): Load estimation methodologies for British rivers and their relevance to the LOIS RACS (R) programme, Science of the Total Environment, Vol. 194, No. 4b, pp. 379-389.

(Received June 11, 2013)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

A Basin-scale Spatial Distribution of Probable Maximum Precipitation for the Yodo River Basin, Japan

Nor Eliza Alias(1), Pingping LUO and Kaoru TAKARA

(1) Graduate School of Engineering, Department of Civil and Earth Resources Engineering, Kyoto University (Permanent address: Faculty of Civil Engineering, Universiti Teknologi Malaysia)

Synopsis

The objective of this paper is to analyze the extreme rainfall in term of the PMP estimates for the Yodo River basin. The PMP are estimated using the Hershfield statistical method. Since the method uses statistical approaches, long recorded data available in Japan were able to be fully utilized. A limitation by using the Hershfield statistical method is that only point PMP are estimated. Using the point PMP estimates, a spatial PMP of 1-day, 2-day, 3-day, 5-day, and 7-day rain were developed. The paper describes the methodology used to produce the spatial PMP and discuss on the PMP distributions over the basin area. Comparison between the spatial PMP and previous flood historical records were also conducted. Good agreement were observe from the comparison confirming reasonable spatial PMP distribution were constructed.

Keywords: Probable maximum precipitation, Hershfield statistical method, extreme rainfall, spatial distribution

1. Introduction

Global warming have been claimed to produce higher intensity and long period of rainfall across the globe. This includes Japan. Lying on prone typhoon area, exposed to the Pacific Ocean on the East and located near to the Siberian land mass on the West, heavy rainfalls are regularly expected especially during the summer (Jun to August). The rains are observe to becoming more intense and frequent. In order to understand the extreme rainfall, an upper boundary or limit of possible extreme rainfall could be estimated. The estimates is called the probable maximum precipitation (PMP). The PMP estimates can be use for flood disaster management (hazard map, dam operation, flood control, irrigation, etc.). World Meteorological Organization (WMO, 2009) defines the PMP as "the greatest depth of precipitation for a given duration meteorologically possible over a given size storm area at a particular location at a particular time of the year, with no allowance made for long-term climatic trends"(WMO, 2009). Previously, research on PMP are not very popular in Japan probably due to PMP estimates are usually used for dam designs. However, more research are currently being conducted and of high interest. Huge dams are usually constructed for hydro-electricity projects, whereas Japan uses hydro-electricity powers about 10% , 30% from nuclear power plant (before the Fukushima nuclear plant incident) and mainly from coal.

This research conducts PMP estimation for one of the river basins in the Kansai region of Japan, the Yodo river basin. The Yodo river basin extends over six prefectures of Mie, Shiga, Kyoto, Osaka,

Hyogo and Nara with an area of 8,240 km^2. It is the largest river basin in the Kansai region. The basin area includes Lake Biwa and several main rivers (Katsura, Seta-Uji, Kizu and Yodo rivers) which flow towards the Osaka bay. The population in the basin has been increased since the Edo period (1700) to Taisho period (1925), from 2 million to 4.73 million people. In 2002 the population have reached 14 million (Shiga Prefectural Government, 2007; Kinki Regional Development Bureau, 2002).

Various hydrological studies have been conducted within the Yodo river basin before. Luo et al. (2012) analyzed land use change under the paleo- environment (1843 to 1976) to explore the effects of human activities on hydrologic response. Kim et al. (2008) developed a numerical model for hydrological and climate change analysis. Combination of the Global Climate Model (GCM) and a hydrological model investigated the possible impacts of climate change from the hydrological viewpoint. Other researches were more focused towards the water quality analysis and water resources management especially in the Lake Biwa of Yodo river basin. Even though, several statistical researches have been conducted using data from stations within the Yodo river basin (Takara and Tosa, 1999; Takara and Stedinger, 1994; Takasao et al.,1986), extreme rainfall analysis and PMP estimates using whole data of the basin has yet to be conducted.

The objective of this paper is to analyze the extreme rainfall in term of the PMP estimates for the Yodo River basin. The PMP are estimated using the Hershfield statistical method. Since the method uses statistical approaches, long recorded data available in Japan were able to be fully utilized. A limitation by using the Hershfield statistical method is that only point PMP are estimated. To obtain an aerial PMP estimates, depth area duration curve is needed. This paper however will not discuss on the areal PMP. Using the point PMP estimates, a spatial PMP of 1-day, 2-day, 3-day, 5-day, and 7-day rain could be generated. The paper will describe the methodology used to produce the spatial PMP using 1-day rainfall.

2. Study site and data

62 stations were chosen for the extreme rainfall analysis and PMP estimation. 31 stations inside the Yodo river basin and 31 stations outside of the basin boundary. The stations outside the Yodo river basin were considered as additional margin for the PMP estimation and spatial distribution analysis for the Yodo river basin. The data were obtained from the Japan Meteorological Agency (JMA). Long historical data (1880 - 2012) belongs to the surface weather observation network, while the rest are from the Automated Meteorological Data Acquisition System (AMeDAS) (1976 - 2012) of JMA. Fig.1 shows the locations of stations selected for the analysis. Distances among each station are about 20 to 30 km.

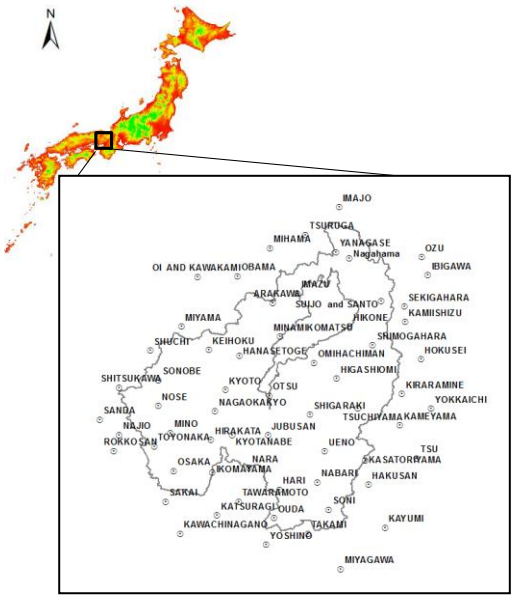


Fig. 1 Locations of the Yodo river basin and AMeDAS stations selected for the statistical analysis and PMP estimation

3. Method

The 1-day rainfall obtained by JMA was used to derived the 2-day, 3-day, 5-day and 7-day rainfall using Fortran codes developed by the writers. To obtain the rainfall data directly from JMA are time consuming and costly since 62 station were used, thus a Fortran program was written to generate the 2-day, 3-day, 5-day and 7-day data. From there, the annual maximums of all the periods were extracted also using the same Fortran program. The

2-day, 3-day, 5-day and 7-day rainfall of one of the stations were compared with the data from JMA for validation. Similar rainfall data were obtained, thus assuring the quality of the derived rainfalls (2-day, 3-day, 5-day and 7-day annual maximums).

Using the annual maximums of the rainfalls, Hershfield statistical method was used for estimating the PMPs. Hershfield method is being used widely (Deshpande et al., 2008; Koutsoyiannis, 1999; Durbude, 2008; Desa et al., 2001; Desa et al., 2007). It was considered in the manual on estimation of probable maximum precipitation by the World Meteorological Agency (WMO, 2009) after it had been modified and developed by Hershfield (Hershfield, 1961a; Hershfield 1961b). It is also believed to be closely comparable to those obtained by the conventional moisture maximization and storm transposition methods (Deshpande et al., 2008). More comparison between the statistical method and hydro-meteorological method however are still needed. The essence of the Hershfield statistical method is storm transposition, but instead of transposing the specific rainfall amount of one storm, an abstracted statistic K_m is transposed (WMO, 2009). The Hershfield method for estimating the PMP value for a station uses the following equations.

$$X_{PMP} = X_n + S_n \times K_m \quad (1)$$

$$K_m = \frac{X_{max} - X_{n-1}}{S_{n-1}} \quad (2)$$

where, X_{PMP} is the PMP estimates for a station, X_n is the mean of the annual extreme series, S_n is the standard deviation of the annual extreme series, K_m is the frequency factor which depends on the availability of data period, X_{max} is the highest rainfall value at the station, X_{n-1} is the mean of the annual extreme series without the largest value, and S_{n-1} is the standard deviation of the annual extreme series without the largest value.

First, the parameters X_n, S_n and K_m are calculated. Then, K_m values for all stations are plotted against the X_n values respectively and an envelope curve is drawn (Fig.2). The new K_m value is picked up from the envelope line for each station's X_n. Finally, the PMP values for each station is calculated using Eq.1 by replacing K_m with the new value.

According to the WMO (2009) envelopment is a process for selecting the largest value from any set of data. Several researchers applied similar envelopment technique currently used for this paper (Desa et al., 2007;Metreata, 2006). Fig.2 shows the K_m plots against X_n and its envelope lines. All the K_m values despite various rainfall periods have K_m values less than 20. It was mentioned by Hershfield that the maximum values of K_m obtained using 2700 stations (most stations were in the US) used for previous climatological observation programme is 20 (WMO, 2009). In this study, the average values of the transposed K_m are around 13 to 15. It was stated by Hershfield also that for areas of heavy rainfalls the value of 15 could be too high and too low for arid areas. This study however found that the value 15 was obtained for an area of high rainfalls, contributing to the information for the K_m according to its climate characteristics. The two extreme K_m values comes from Hikone and Miyagawa. A more smooth an accurate envelope could be obtained if longer records and higher number of extreme rainfalls were recorded.

Spline interpolation method in ArcGIS 10 Spatial analyst tool box were used for the interpolation of the point PMP. The method was chosen due to its low interpolation error and its approach in preserving the point value whereby the interpolated surface goes through the data points. The Spline technique is considered as a deterministic and global method where a continuously differentiable surface is fitted to all the data. The technique used to interpolate the data assumes that the data are error free and hence the interpolated data goes through the data points. Spline technique is one of the interpolation technique that are generally recommended for hydrologic applications since it is robust, operationally straightforward to use and represents quite well the spatial distributions of hydrological parameters (Bloschl and Grayson, 2000).

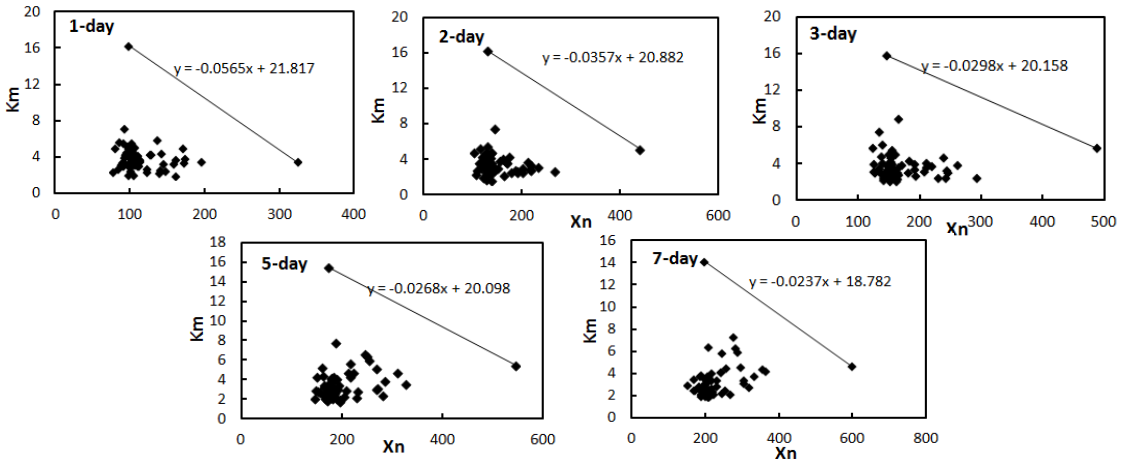


Fig. 2 Km distribution of the 24-hr PMP for Yodo river basin

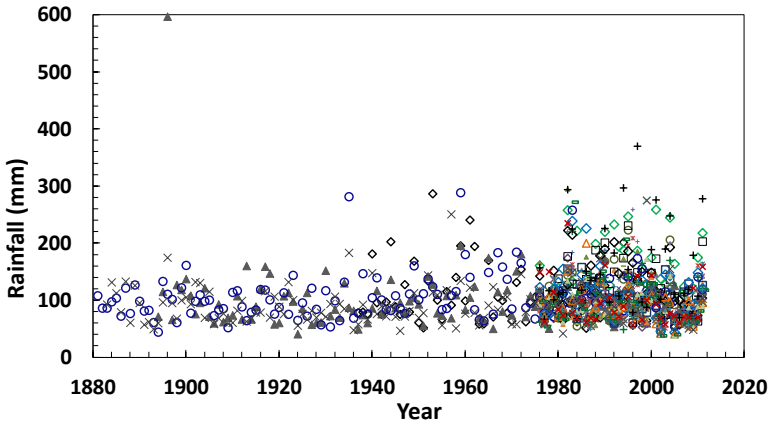


Fig. 3 Distribution of the annual maximum 24-hour rainfall observation in the Yodo river basin.

4. Results and discussions

4.1 Maximum 24-hour rainfall time series

Fig.3 illustrates the annual maximum 24-hour rainfall distribution of stations within the Yodo river basin from 1880 to 2012. The observed data ranges from 29 years to 132 years. The longest observation data were obtained from Kyoto, Osaka and Hikone stations which have 132, 130 and 119 years of observation respectively, while the others have only up to 37 years. This corresponds to the commencing of AMeDAS in 1974. Information of each station's data and the parameters for the PMP estimation are presented in Table 1.

4.2 Probable maximum precipitation (PMP) estimates

Table 1 shows the PMP estimates and its rainfall statistical properties (X_n and X_{max}) of each station. The results show stations with higher X_{max} values tends to has higher PMP estimates indicating good correspondence between them.

The Hershfield statistical method uses a transposed frequency factor Km for its PMP estimation; which considers the average maximum rainfall, X_n of one station instead of just the largest maximum rainfall, X_{max}. Thus, for this case Soni station has the highest estimated PMP value due to its high X_n even though Hikone's X_{max} is much higher. Hikone station has 118 years data compared to Soni station with 36 years data, resulting into Hikone's X_n being much less than Soni's. Therefore, the PMP value in Soni is overestimated due to its less numbers of observations. More accurate PMP estimates could be obtained from longer data records.

Generally, both highest range of PMP value and maximum rainfalls are observed at Soni, Hikone and Shimogahara (PMP values higher than 1000 mm, and X_{max} higher than 300 mm for the 1-day

rainfall case), followed by Nabari, Ueno, Kasatorayama and Toyonaka (PMP values higher than 800 and X_{max} higher than 250 mm).

4.3 Spatial probable maximum precipitation (PMP)

A spatial PMP for the Yodo river basin is presented in Fig.4. The PMP spatial distributions presented include 100-mm interval isohyetal lines. PMP values at any point in the river basin could be estimated from the isohyetal lines. The isohyetal lines clearly show the range of PMP values. The highest PMP observed is around the Hikone and Shimogahara stations which are from 900 to 1040 mm (1-day PMP), while the lowest is at the north side of Lake Biwa around Yanagase and Torahime where the isohyetal lines are less than 500 mm. At the south-east of the basin, areas around Soni, Nabari Ouda and Ueno also show quite high PMP values (800 to 1300 mm). In general, similar distribution of the high and low PMP estimates are observed for all periods (2-day, 3-day, 5-day and 7-day rainfall). In addition, the PMP estimates areas around Hanasetogi seems to increase and become significant as the rainfall period increase from 1-day to 7-day. This could show that Hanasetogi has higher risk of extreme rainfall for storms with longer period.

By comparing the PMP distribution against the DEM (Fig.4f) of the basin, we could see that areas located at the foot of the mountainous lines (ex: Hanasetoge, Ktoto, Soni, Shimogahara) have higher PMP distributions. This show the orographic effects taking place in those areas. Orographic barriers tend to enhance rainfalls. In the case of Hikone and Shimogahara (North East of the basin) areas which have the highest PMP distributions, additional moisture sources could come from winds blowing through the Lake Biwa thus contributing high PMP distribution. From records, maximum winds recorded in Hikone and Shimogahara stations are mostly from the North-West directions.

4.4 Comparison of PMP with historical flood events

Extreme rainfalls have been proven to influence the discharge within the Yodo river basin (Luo et al., 2012), therefore the spatial PMP distribution of the Yodo river basin is compared with previous flood records. Table 2 presents flood disasters in the Yodo river basin according to the main rivers' maximum flow and the Yodo river's maximum water level. During every flood event the Kizu river frequently has the largest maximum flow compared to Katsura and Uji rivers. Generally, this agrees with the estimated spatial PMP distribution in Fig.5 which shows areas around Kizu river having higher PMP range (800 mm to 1300 mm) compared to areas around Katsura and Uji rivers (600 mm to 800 mm).

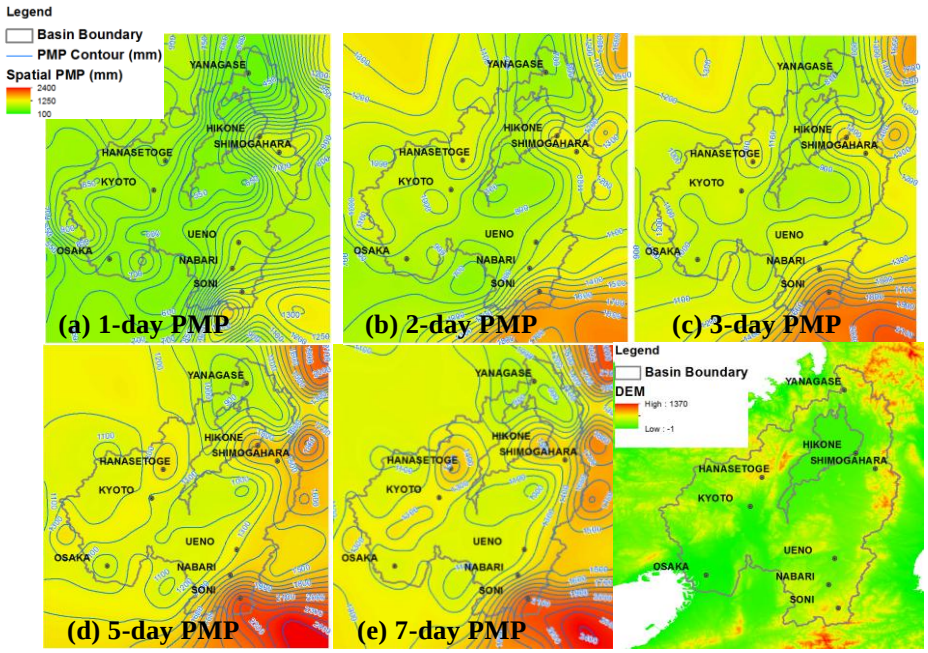


Fig. 4 Spatial PMP (a) 1-day (b) 2-day (c) 3-day (d) 5-day (e) 7-day and (f) DEM for the Yodo river basin

Table 1 Statistical properties of the annual maximum 24-hour rainfall and PMP values (mm) of the selected 62 stations.

No	Stations(Years)	X_n (1-d)	X_{max} (1-d)	PMP 1-d	2-d	3-d	5-d	7-d
1	Arakawa(28)	111	223	796	1089	1060	1161	1141
2	Hakusan (34)	145	324	1018	1173	1282	1411	1513
3	Hanasetoge(34)	123	215	757	1185	1244	1363	1526
4	Hari(37)	98	220	630	801	1147	1194	1172
5	Higashiomi(37)	91	174	555	738	818	992	975
6	Hikone(119)	98	597	1004	1273	1378	1567	1512
7	Hirakata(34)	91	172	599	868	968	1142	1153
8	Hokusei(37)	141	310	807	1045	1166	1538	1673
9	Ibigawa(34)	160	354	975	1141	1165	1266	1274
10	Ikomayama(37)	93	275	761	920	1165	1271	1214
11	Imajo(37)	97	141	473	701	776	1011	1117
12	Imazu(37)	91	164	529	812	849	913	946
13	Jubusan(34)	93	204	671	855	1039	1131	1138
14	Kameyama(37)	138	242	833	1035	1140	1384	1522
15	Kamiishizu(37)	141	290	1042	1403	1535	1902	1849
16	Kasatoriyama(37)	161	259	849	1161	1274	1411	1497
17	Katsuragi(31)	85	196	573	759	1114	1231	1242
18	Kawachinagano(37)	93	213	678	874	1163	1290	1242
19	Kayumi(37)	195	498	1297	1765	1975	2322	2325
20	Keihoku(37)	104	209	717	957	1029	1158	1133
21	Kiraramine(32)	170	394	918	1247	1293	1611	1805
22	Kyotanabe(37)	93	200	605	851	955	1094	1120
23	Kyoto(132)	105	289	734	956	1027	1191	1253
24	Mihama(37)	104	269	863	1098	1078	1096	1114
25	Minamikomatsu(36)	110	188	571	832	914	1121	1205
26	Mino(34)	102	259	746	945	1009	1257	1331
27	Miyagawa(35)	324	764	870	1628	1914	2060	1934
28	Miyama(37)	104	269	863	1098	1078	1096	1114
29	Nabari(37)	105	295	904	1073	1358	1446	1361
30	Nagahama(37)	78	120	419	707	838	934	893
31	Nagaokakyo(37)	113	239	758	1029	1076	1245	1309
32	Najio(30)	110	269	870	1090	1198	1341	1339
33	Nara(60)	90	182	602	723	956	1129	1109
34	Nose(37)	103	221	720	916	966	1120	1159
35	Obama(37)	99	232	765	1068	1089	1192	1114
36	Oi(37)	113	261	886	1277	1263	1278	1156
37	Omihachiman(37)	99	183	629	770	891	1119	1150
38	Osaka(130)	91	251	631	847	933	1042	1115
39	Otsu(37)	104	158	548	688	805	1016	1038
40	Ouda(37)	95	235	741	920	1249	1397	1354
41	Ozu(26)	173	421	1173	1513	1598	1852	1914
42	Rokkosan(30)	100	175	648	861	1016	1218	1297
43	Sakai(37)	83	163	641	769	1043	1196	1219
44	Sanda(37)	88	188	698	898	934	1064	1087
45	Sekigahara(37)	147	265	857	1259	1376	1657	1620
46	Shigaraki(37)	102	235	704	808	988	1110	1110
47	Shimogahara(30)	128	341	1066	1165	1228	1452	1351
48	Shitsukawa(37)	108	232	813	1039	1076	1187	1207
49	Shuchi(31)	98	206	714	980	996	1116	1097
50	Soni(37)	158	370	1134	1576	1830	2134	2066
51	Sonobe(34)	112	259	854	1045	1055	1139	1124
52	Suijo(37)	103	249	757	931	1020	1081	1044
53	Takami(29)	172	449	1382	1706	1859	1926	1941
54	Tawaramoto(37)	79	191	591	635	978	1085	1064
55	Toyonaka(34)	96	272	853	1022	1055	1183	1197
56	Tsu(124)	136	427	938	1197	1246	1396	1415
57	Tsuchiyama(37)	122	231	790	967	974	1340	1331
58	Tsuruga(25)	88	165	580	763	741	839	864
59	Ueno(76)	105	287	886	983	1095	1289	1201
60	Yanagase(37)	99	157	445	700	799	860	918
61	Yokkaichi(37)	126	295	849	1069	1246	1475	1561
62	Yoshino(22)	106	226	769	1338	1433	1485	1406

Table 2 Flood disasters in the Yodo river basin (Shiga Prefectural Government, 2007)

Date	Maximum flow (m^3/sec)				Max. water level (m)
	Kizu River	Katsura River	Uji River	Yodo River	Yodo River
25/09/1952	5800	2700	1780	7800	6.97
27/09/1955	3850	810	670	4610	5.49
27/08/1957	3650	790	525	4030	5.07
14/08/1958	3900	2500	1270	6800	6.5
27/09/1959	6200	1700	885	7200	6.69
30/08/1960	770	2600	310	3840	4.7
28/10/1961	5220	2100	1000	7800	6.95
17/09/1965	5170	2500	900	6870	6.75
17/09/1972	3250	2320	810	5230	4.64
02/08/1982	3980	1950	990	6260	4.65

5. Summary and Conclusions

The PMP estimated using the statistical Hershfield methods corresponds reasonably with the X_{max} of each stations respectively. Generally the highest ranges of PMP value and maximum rainfalls are observed around Soni, Hikone, Shimogahara, Nabari and Ueno with a 1-day PMP value around 1000 mm . However, PMP value in Soni is overestimated due to its few numbers of observations. More accurate PMP estimates could be obtained from longer data records.

From the PMP spatial distribution and isohyetal lines the highest observed PMP is around the Hikone and Shimogahara stations which are from 900 to 1040 mm, while the least is around the Yamagase and Torahime stations. However areas near Hanasetogi has higher risk of extreme rainfall for storms with longer period since the PMP estimates becomes significantly higher as the rain period increases.

In term of comparison with historical flood records, The PMP illustrate a good correspondence with the previous flood events. It is estimated that the area around Ueno, Nabaki and along the Kizu river has a high 1-day PMP value (800 mm to 1300 mm) compared to areas around Katsura and Uji river (600 mm to 800 mm) corresponding well to areas with the highest river discharge.

Generally, the paper highlights one of the methodology that can be used to estimate the PMP values and producing a spatial PMP estimates. Since Japan has long rainfall records, the statistical methods are appropriate and fully utilizes the records. Spatial distribution of the PMP presented in this paper will be useful as a background material in identifying area with the most extreme rainfall possible to occur in the Yodo river basin with a period of 1-day, 2-day, 3-day, 5-day and 7-day. Comparisons as well as inputs to numerical models can also be conducted using the results obtained. PMP studies are one of the steps to determine the probable maximum flood (PMF). PMF studies are crucial for basins with high population and exposed to various kinds of water related natural disasters.

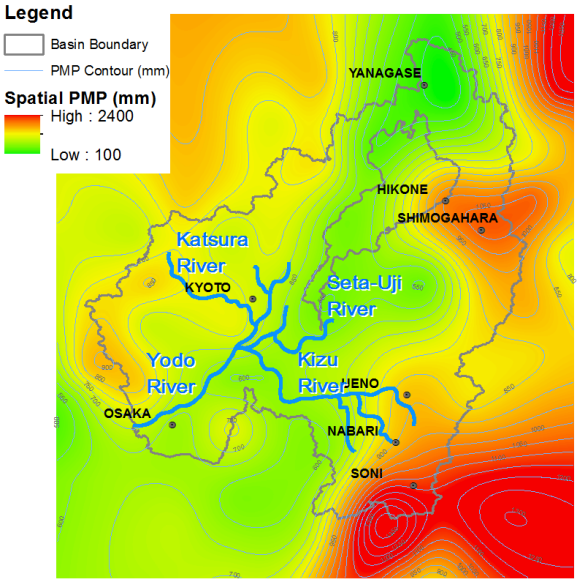


Fig. 5 Yodo river basin main rivers and spatial 1-day PMP.

Acknowledgements

This study was supported by the Monbukagakusho (MEXT), Postdoctoral fellowship of Japan Society for the Promotion of Science (P12055), JSPS KAKENHI Grant Number 24·02055, and the Kyoto University Global COE program on "Sustainability/Survivability Science for a Resilient Society Adaptable to Extreme Weather Conditions". The authors wish to thank the Japan Meteorological Agency (JMA) for providing the data.

References

Adachi, T., Oka, F. and Mimura, M. (1987a): An elasto-viscoplastic theory for clay failure, Proc. 8th Asian Regional Conf. on Soil Mech. and Found. Eng., Vol. 1, pp. 5-8.

Bloschl, G. and Grayson, R. (2000): Spatial Observation and Interpolation. In R. Grayson & G. Bloschl (Eds.), Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling, Cambridge University Press, UK.

Desa M, M. N., & Rakhecha, P. R. (2007): Probable maximum precipitation for 24-h duration over an equatorial region: Part 2-Johor, Malaysia, Atmospheric Research, 84(1), pp. 84-90.

Desa M, M. N., Noriah, A. B., & Rakhecha, P. R. (2001): Probable maximum precipitation for 24 h duration over southeast Asian monsoon region—Selangor, Malaysia, Atmospheric Research, 58(1), pp. 41-54.

Deshpande, N. R., Kulkarni, B. D., Verma, A. K. and Mandal, B. N. (2008): Extreme rainfall analysis and estimation of Probable Maximum Precipitation (PMP) by statistical methods over the Indus river basin in India, Journal of Spatial Hydrology, 8(1), pp. 22-35.

Durbude, D. G. (2008): Estimation of probable maximum precipitation for planning of soil and water conservation structures, Journal of Water Conservation, 7(No.3), pp. 31-35.

Hershfield, D.M. (1961a): Rainfall Frequency Atlas of the United States. Technical Paper No. 40, Weather Bureau, United States Department of Commerce, Washington, DC.

Hershfield, D.M. (1961b): Estimating the probable maximum precipitation, Journal of Hydraulics Division: Proceedings of the American Society of Civil Engineers, 87: pp. 99-106.

Kinki Regional Development Bureau, Ministry of Land, Infrastructure and Transport (2002): 2002 Lake Biwa and Yodo River.

Koutsoyiannis, D. (1999): A probabilistic view of Hershfield's method for estimating probable maximum precipitation. Water Resour. Res., 35(4), pp. 1313-1322.

Luo, P., Takara, K., Apip, He, B., Nover, D. and Yamashiki, Y. (2012): Land use change analysis and paleo-flood in the Kamo river basin, Kyoto, Japan, Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser.B1 (Hydraulic Engineering), Vol. 68, No.4,pp.I_127-I_132.

Metreata, S. (2006.): Dynamic - Statistical Model for the Determination of Probable Maximum Flood, presented for BALWOIS 2006, Conference on Water Observation and Information System for Decision Support, presentation no. A_098.

Shiga Prefectural Government, Department of Lake Biwa and Environment, Water Policy Division (2007): Towards Integrated Basin Management in Lake Biwa and Yodo River Basin-Past and Future, presented in the International Forum on ILBM-G

Project 090307.
Takara, K. and Stedinger, J.R. (1994): Recent Japanese Contributions to Frequency Analysis and Quantile Lower Bound Estimators, Stochastic and Statistical Methods in Hydrology and Environmental Engineering, Vol. 1, pp. 217-234.
Takara, K. and Tosa, K. (1999): Storm and Flood Frequency Analysis Using PMP/PMF Estimates, in Proceedings of International Symposium on Floods and Droughts, UNESCO-IHP, Nanjing, China, 18-20 October, pp. 7-17.
Takasao, T., Takara, K., and Shimizu, A. (1986): A basic study on frequency analysis of hydrologic data in the Lake Biwa basin, Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto University, 29 B-2, pp. 157-171 (in Japanese).
World Meteorological Organization, WMO (2009): Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation, Publication No.1045, World Meteorological Organization, Geneva.

(Received June 11, 2013)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

Reconstruction Assessment of the Paleo-inundation Condition in the Nile River Basin Part I: Basic Process

Pingping LUO, Kaoru TAKARA, Bin HE, Weili DUAN[(1)], Daniel Nover [(2)], Han XUE[(1)] and Maochuan HU[(1)]

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University
(2) AAAS Science and Technology Policy Fellow, U.S. Environmental Protection Agency, Global Change Research Program, Washington D.C., WA, USA

Synopsis

Paleo-inundation condition assessment is the study of the historical inundation under the past flood events which occurred prior to direct measurement of hydrologic parameters using modern methods. The ultimate objectives of this study are to estimate paleo-inundation under the extreme floods using historical literature and incomplete data records. This paper focuses on showing an application example for estimating the historical inundation conditions under the paleo-floods using modern technologies at the river basin scale.

Keywords: Paleo-inundation, Nile River basin, Flo-2D, flood risk management

1. Introduction

Inundation simulation is very import for flood risk management to reduce the damage and economic loss and provide escape information of flood disaster. Paleo-inundation study which is a part of paleo-flood hydrology study is to calculate the inundation conditions under the historical events by using the historical information and modern methods. Paleo-inundation analysis play an important role on reconstructing the flooding and damage conditions, evaluating the historical flood control policy, providing the experiences of historical flood risk management and escape technology.

Paleo-flood hydrology is the study of past flood events which occurred prior to direct measurement of hydrologic parameters using modern methods(Baker et al., 1987). Although there is some ambiguity between the terms ‘paleo-floods’ and ‘historical floods’, we use the terms here to refer to any past flood that must be recreated due to a lack of direct measurements (Baker et al., 1987). The most popular technique of paleo-flood hydrology is the analysis of slack water deposits and paleo-stage indicators (SWD-PSI). Research in this area has focused on: (1) geochronology, (2) hydraulic modeling, (3) flood-frequency analysis, and (4) climate impacts (Baker et al., 2002). Paleo-hydrology is increasingly studied world-wide. In recent studies, a three-dimensional coupled climate model consisting of three components describing the atmosphere, ocean and vegetation (ECBilt-CLIOVECODE) (Brovkin et al., 2002; Goosse and Fichefet, 1999; Opsteegh et al., 1998) was developed and used to model the paleo-climate. The hydrologic model STREAM (Aerts et al., 1999) has been used to simulate paleo-discharge (Ward et al., 2007, 2008 and 2011) using paleoclimate data from ECBilt-CLIOVECODE.

The hydrology and paleo-hydrology studies in Nile river basin have been studied in many previous researches. The Nile river recorded flood level in Roda island have been studied to find the multiscale detection of abrupt climate change by using Mann-Kendall rank test (Fraedrich et al., 1997;Jiang et al., 2002). Oscillatory modes have been used to extend the Nile river records from 622 A.D. to 1922 A.D.(Kondrashov et al., 2005). The deep Mediterranean sediments have been observed to find the Nile flood records and provide a direct link between the deep-marine sedimentary records and climate change(Ducassou et al., 2008). The relationships between the paleo-climate variability and paleo-flood have been presented (Hassan, 2007;Eltahir, 1996). There are many researches in the Nile river basin focus on the sediments isotope to find the paleo-flood records and paleo-climate conditions(Beuning et al., 2002;Ducassou et al., 2009), climate change impacts on hydrology (Elshamy et al., 2009), Sediment transport(Billi and el Badri Ali, 2010;Khalifa, 2012;Ya, 2011), and Hydrological modeling(Setegn et al., 2008;Chebud and Melesse, 2009;Petersen and Fohrer, 2010). It is important to simulate the paleo-inundation conditions for the paleo-hydrology study in the Nile river basin.

In this study, the main objectives are to build the basic process for the paleo-inundation reconstruction analysis, to provide a case study for the paleo-inundation reconstruction assessment, and give a discussion on the basic process.

2. General

Nile river is the one of the longest river in the world with 6740km from the source to the sea. The Nile river basin is extends from 4°S to 32°N and covering an area of 3 million km2.It is including two main branches (Blue Nile and White Nile), a main Nile and lakes(Victoria, Albert, Kayoga, Edward).The climate in the upstream of Nile river basin is tropical, and the climate in the downstream of Nile river basin is arid and semi-arid. The mean annual rainfall in the upstream is 1200 mm, but that in the downstream is less than 10 mm. In this study, we will focus on the main Nile river basin in the Egypt. The detail location is shown in the Figure 1.

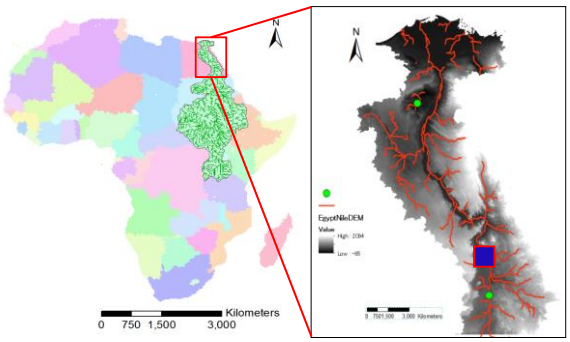


Figure 1 Location of study area with the blue square in the left DEM map.

3. Methods

3.1 Process of scenario paleo-hydrology study

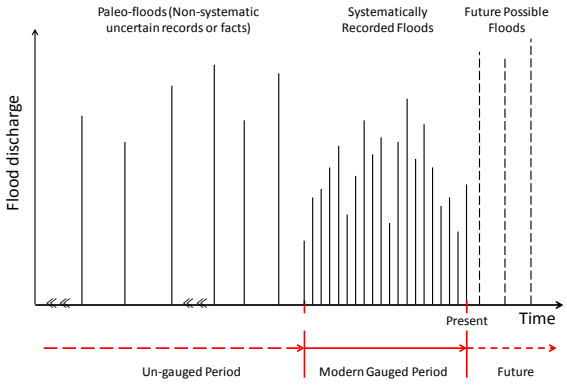


Figure 2 Paleo-floods, systematically recorded floods and future possible floods (Luo et al., 2013)

In this section, it is descripted the basic process of paleo-hydrology reconstruction. Figure 2 show the time series of the hydrological studies. The main target of this study is to reconstruct the paleo-inundation condition in the past period. The detail framework of this study is presented in Figure 3. The process of this study is described as follow:

(1)We collected the observed data in present period such as digitlized inundation maps, systematical recorded discharge, rainfall and water depth, and DEM, land use, soil type, river channel. The present observed data can be get from the online database, books and websites.

(2)The historical recorded data of rainfall, discharge, water level, environment conditions and so on will be collected from the old maps, books, pictures and drawers in the paleo-period. The paleo-period is the past period which is lack of the systematical recorded data (Figure2).

(3)Based on the collected data in present period and paleo-period, we will construct the historical scenario condition for paleo-inundation simulation.
(4)The climate model, hydrological model, and environment construction model will be calibrated and validated by using the collected data in present period and paleo-period.
(5)The paleo-inundation condition is reconstructed by using the historical scenario condition from step 3, the simulated data and calibrated models from step 4.

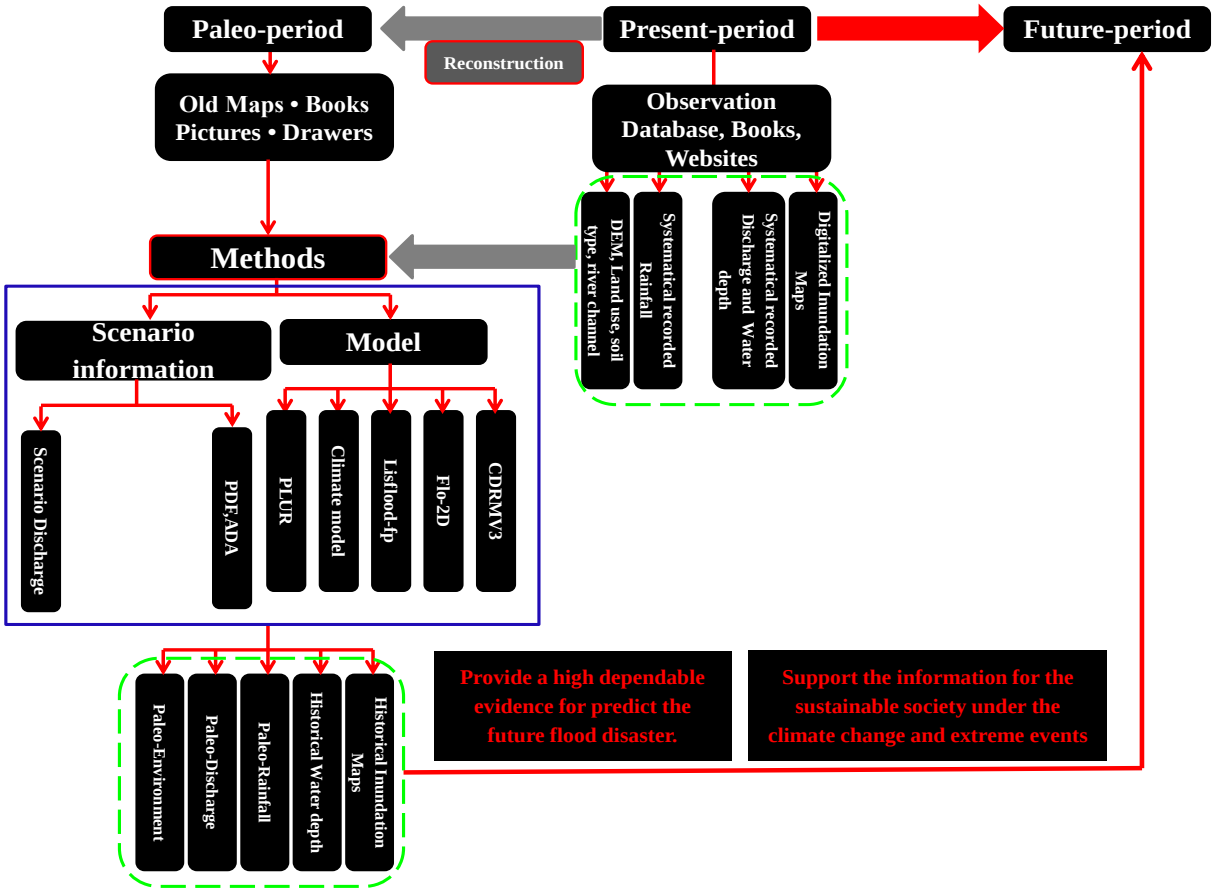


Figure 3 Process of paleo-hydrology study

3.2 Flo-2D model

FLO-2D is a two-dimensional finite difference model that simulates clear-water flood hazards, mudflows, and debris flows on alluvial fans and urban floodplains. Interactive flood or mudflow routing between channel, street, and floodplain flow is performed using a uniform grid system to describe complex floodplain topography.

In this study, we used the Flo-2D software to reconstruct the paleo-inundation condition. The detail steps are described as follow:
(1)We use the data from step 1 of section 3.1 to process the DEM, land use and river boundary in ArcGIS, and converse the raster file to ASCII file.
(2)The transferred ASCII files from step 1 are used as the input in GDS of Flo-2D software.
(3)In the GDS, we need to create the grid by using the grid size 100m, define the simulation boundary using polyline shape file, and interpolate the elevation points.
(4)The paleo-informations such as paleo-land use, paleo-dykes and paleo-channel will input in the simulation area which is defined in step 3.
(5)We will define the input flow point and output elements for calibration.
(6)The inundation condition will be presented in Mapper of Flo-2D software.

4. Results and Discussion

The case study results are presented in this section. We chose two case studies, the first one is the inundation condition over bank flow, and the second one is the inundation in the floodplain under the historical basin scale flood prevention method.

For the first case study, we used the historical discharge without Aswan dam to reconstruct the scenario discharge (Figure 4).

In Figure 5, we found the highest water level is located inside the river channel close to the input point, and it overflow to the floodplain. The most water lever of the inundation condition in the flood plain is less than 2.5 meter, but there are two areas have the high water level in the flood plain which is the area close to the input point, and the area in the middle of river channel with green color.

For the second case study, we simulated the basin scale method for flood prevention based on the historical information. The input scenario discharge is presented in Figure 6. In this case study, we make the boundary dykes with 150 meter elevation, No.1 dykes are 100 meter elevation, and No.2 dykes are 120 meters elevation (Figure 7). The paleo-inundation condition using the basin scale method is shown in Figure 8. The highest water level is 34.3 meter which appears in the area close to the input point. The flood is overflowing from Dyke No.1 to Dyke No.2, and it is stopped by the Dyke No.2.

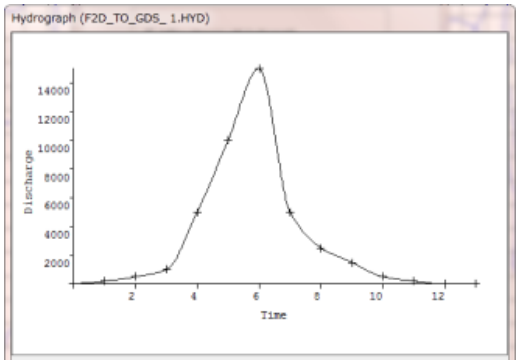


Figure 4 Scenario Discharge for case study 1

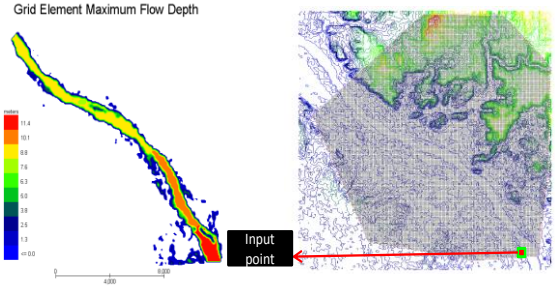


Figure 5 Inundation condition of case study 1

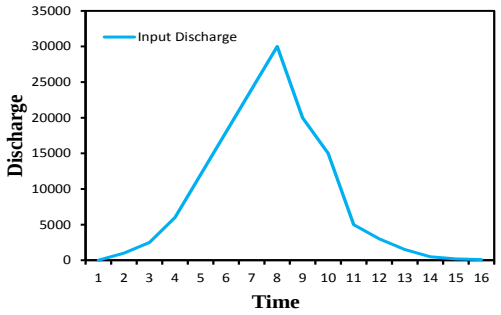


Figure 6 Scenario Discharge for case study 2

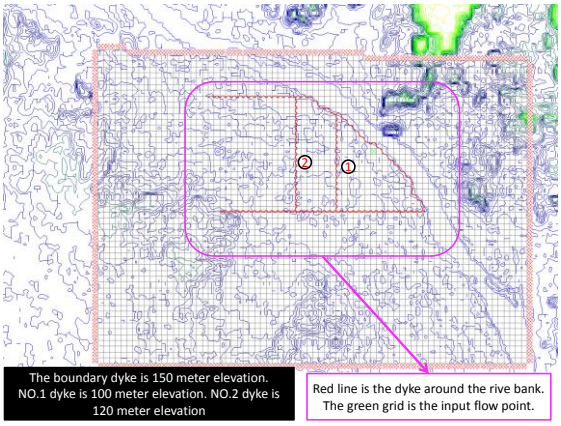


Figure 7 Structure of paleo-condition for case study 2.

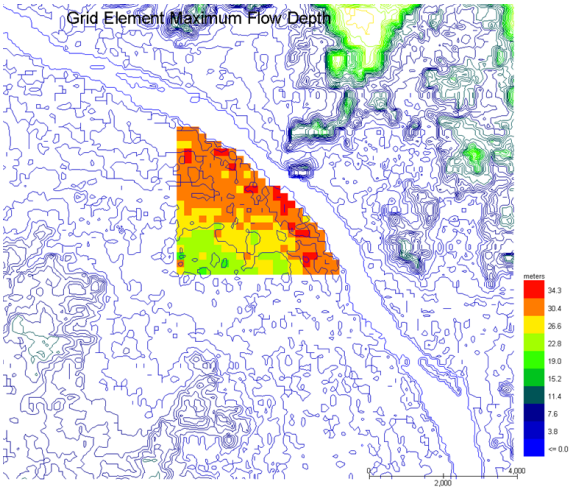


Figure 8 Paleo-inundation condition using basin scale method.

This paleo-inundation reconstruction is important to evaluate the past flood control policies and get the experience from the paleo-flood events. However this study is basically introducing the process of the paleo-inundation and paleo-hydrology simulation. Due to the lack of detail historical data and information, it is

necessary to have a further research focus on the paleo-inundation and paleo-hydrology with the historical calibration and historical input data.

5. Conclusions

The basic process of paleo-inundation and paleo-hydrology reconstruction in the Nile river basin is developed in this study. A detail steps for paleo-inundation reconstruction assessment using Flo-2D is also described. Two case study of paleo-inundation condition have been study using Flo-2D software under the histrocial scenario discharge and basin scale method. A further study of the paleo-inundation and paleo-hydrology reconstruction using the historical recorded data is necessary.

Acknowledgements

This study was supported by the Postdoctoral fellowship of the Japan Society for the Promotion of Science (JSPS) P12055, JSPS KAKENHI Grant Number 24·02055, Designing Local Frameworks for Integrated Water Resources Management at the Research Institute for Humanity and Nature (RIHN), JSPS Grant-in-Aid for Scientific Research(A) Grant Number 24248041, the Kyoto University Global COE program on "Sustainability/Survivability Science for a Resilient Society Adaptable to Extreme Weather Conditions", and Inter-Graduate School Program for Sustainable Development and Survivable Societies (GSS), MEXT Program for Leading Graduate Schools 2011-2018. The authors are grateful for their support. We also thank Dr. Apip at DPRI, Kyoto University for providing us great comments on this paper.

References

Aerts J.C.J.H., Kriek M. & Schepel M. STREAM (Spatial tools for river basins and environment and analysis of management options): set up and requirements. Phys Chem Earth Part B Hydrol Oceans Atmos 1999, 24, 591–595.

Baker V.R. Paleoflood hydrology and extraordinary flood events, Journal of Hydrology 1987, 96, 79-99.

Baker V.R., Webb R.H. & House P.K. The scientific and societal value of paleoflood hydrology. In: House P.K., Webb R.H., Baker V.R., Levish D.R. (Eds.), Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of Paleoflood Hydrology. Water Science and Application 2002, 5, 1–19.

Beuning, K. R. M., Kelts, K., Russell, J., and Wolfe, B. B.: Reassessment of Lake Victoria–Upper Nile River paleohydrology from oxygen isotope records of lake-sediment cellulose, Geology, 30, 559-562, 2002.

Billi, P., and el Badri Ali, O.: Sediment transport of the Blue Nile at Khartoum, Quaternary International, 226, 12-22, 2010.

Brovkin V., Bendtsen J., Claussen M., Ganopolski A., Kubatzki C. Petoukhov V. & Andreev A. Carbon cycle, vegetation, and climate dynamics in the Holocene: experiments with the CLIMBER-2 model. Glob Biogeochem Cycles 2002, 16, 1139. doi:1110.1029/2001GB001662,002002.

Chebud, Y. A., and Melesse, A. M.: Numerical modeling of the groundwater flow system of the Gumera sub‐basin in Lake Tana basin, Ethiopia, Hydrological Processes, 23, 3694-3704, 2009.

Ducassou, E., Migeon, S., Mulder, T., Murat, A., Capotondi, L., Bernasconi, S. M., and Mascle, J.: Evolution of the Nile deep‐sea turbidite system during the Late Quaternary: influence of climate change on fan sedimentation, Sedimentology, 56, 2061-2090, 2009.

Ducassou, E., Mulder, T., Migeon, S., Gonthier, E., Murat, A., Revel, M., Capotondi, L., Bernasconi, S. M., Mascle, J., and Zaragosi, S.: Nile floods recorded in deep Mediterranean sediments, Quaternary Research, 70, 382-391, 2008.

Elshamy, M. E., Seierstad, I. A., and Sorteberg, A.: Impacts of climate change on Blue Nile flows using bias-corrected GCM scenarios, Hydrology and Earth System Sciences, 13, 551, 2009.

Eltahir, E. A. B.: El Niño and the natural variability in the flow of the Nile River, Water Resources Research, 32, 131-137, 1996.

Fraedrich, K., Jiang, J., Gerstengarbe, F. W., and Werner, P. C.: Multiscale detection of abrupt climate changes: application to River Nile flood

levels, International Journal of Climatology, 17, 1301-1315, 1997.

Goosse H. & Fichefet T. Importance of ice–ocean interactions for the global ocean circulation: a model study. J Geophys Res Oceans 1999, 104, 23337–23355.

Hassan, F. A.: Extreme Nile floods and famines in Medieval Egypt (AD 930–1500) and their climatic implications, Quaternary International, 173, 101-112, 2007.

Jiang, J., Mendelssohn, R., Schwing, F., and Fraedrich, K.: Coherency detection of multiscale abrupt changes in historic Nile flood levels, Geophysical research letters, 29, 112-111-112-114, 2002.

Khalifa, M. A.: Adoption of recent formulae for sediment transport calculations applied on the Egyptian Nile delta coastal area, Journal of Coastal Conservation, 16, 37-49, 2012.

Kondrashov, D., Feliks, Y., and Ghil, M.: Oscillatory modes of extended Nile River records (AD 622–1922), Geophysical Research Letters, 32, 2005.

Luo, P., K. Takara, B. He, and D. Nover, Palaeoflood simulation of the Kamo River basin using a grid‐cell distributed rainfall run‐off model, Journal of Flood Risk Management, online, 2013

Opsteegh J.D., Haarsma R.J., Selten F.M. & Kattenberg A. ECBILT: a dynamic alternative to mixed boundary conditions in ocean models. Tellus 1998, 50A, 348–367.

Petersen, G., and Fohrer, N.: Two-dimensional numerical assessment of the hydrodynamics of the Nile swamps in southern Sudan, Hydrological Sciences Journal–Journal des Sciences Hydrologiques, 55, 17-26, 2010.

Setegn, S. G., Srinivasan, R., and Dargahi, B.: Hydrological modelling in the Lake Tana Basin, Ethiopia using SWAT model, The Open Hydrology Journal, 2, 49-62, 2008.

Ward P.J., Aerts J.C.J.H., De Moel H. & Renssen H. Verification of a coupled climate–hydrological model against Holocene palaeohydrological records. Glob Planet Change 2007, 57, 283–300. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.12.002

Ward P.J., Renssen H., Aerts J.C.J.H. & Verburg P.H. Sensitivity of discharge and flood frequency to 21st Century and late Holocene changes in climate and land use (River Meuse, northwest Europe). Climatic Change 2011, 106(2), 179-202, doi:10.1007/s10584-010-9926-2.

Ward P.J., Renssen H., Aerts J.C.J.H., Van Balen R.T. & Vandenberghe J. Strong increases in flood frequency and discharge of the River Meuse over the late Holocene: impacts of long-term anthropogenic land use change and climate variability. Hydrol Earth Syst Sci 2008, 12, 159–175.

Ya, M.: Sediment management modelling in the Blue Nile Basin using SWAT model, Hydrology and Earth System Sciences, 15, 807-818, 2011.

(Received June 11, 2013)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

2012 年 8 月 14 日に宇治市周辺に大雨災害をもたらした メソスケール対流システムの組織化について

Organization of Mesoscale Convective Systems Causing Heavy Rainfall and Flash Flood around Uji, Kyoto on 14 August 2012

石原正仁(1)・寶　馨

Masahito ISHIHARA(1) and Kaoru TAKARA

(1)　京都大学 学際融合教育研究推進センター 極端気象適応社会教育ユニット

(1) Global COE Program: Sustainability/Survivability Science for a Resilient Society Adaptable to Extreme Weather Conditions, Kyoto University

Synopsis

A heavy rainstorm occurred in the area from Uji City to Hirakata City on 13 and 14 August 2012. This paper studies organization manner of the mesosocale convective systems causing the rainstorm using radar and numerical model data of the Japan Meteorological Agency. At the first stage of the rainstorm event, warm moist airflow at the lowest level coming from Osaka Bay was decelerated in the border between Hyogo and Osaka prefectures and convergence of moisture flux occurred, generating back building-type convective systems. After the second stage of the event when convection was less active, wind speed over Osaka Bay increased and the moisture convergence was intensified in the area from the eastern Hyogo Prefecture to the southern Kyoto Prefecture, and convective systems of back and side building-type were developed. At the final stage, a squall line-type convective system was created under the change of mid-troposphere winds from westerly to northerly direction. The convective systems were almost stationary, because convective cells were successively generated at the western edge of the existing convective systems, although elderly convective cells were conveyed to the east by the low-level westerly jet.

キーワード：　淀川チャンネル型大雨，Back Building 型対流システム，水害
Keywords: Yodogawa-channel-type rainstorm, Back-building-type convective system, Flash flood

1．はじめに

2012 年 8 月 13 日の深夜から 14 日明け方において，京都府宇治市から大阪府枚方市にかけての東西 40km 南北 15km の領域(Fig. 1a)に大雨（以下では総称して“宇治大雨”という）が発生した（大阪管区気象台，2012）．気象庁の解析雨量（雨量計で校正されたレーダー雨量）の総降水量が 400mm に達した宇治市

志津川地区では，川岸沿いの家屋が流出し 2 名が死亡・行方不明となった．アメダスで 91mm の最大 1 時間降水量を記録した大阪府枚方市では 1 名が用水路に流されて死亡した．これらの大雨域では小河川の破堤等により 1,663 戸の床上浸水，7,200 戸の床下浸水の被害が発生した（総理府 2012）．宇治市の三室戸寺周辺，五ケ庄，京滋バイパスにおいては水・土砂の氾濫や斜面崩壊が発生した（防災研究所流域災害研究センター，2012）．五ケ庄に立地する防災研究所においても 1 階及び地階の部分に雨水が浸入した．

気象庁の資料によれば（気象庁,2013），この地域の 30 年再現期間の 24 時間確率降水量は京田辺市で 180mm，枚方市で 179mm と算出されており，実際には 13 日 12 時（以後すべて日本時間）～14 日 12 時の 24 時間に京田辺市のアメダスでは 200.5mm，枚方市では 151.5mm を記録した．前述した宇治市での解析雨量の 14 時間で 400mm という値も考慮すると，今回

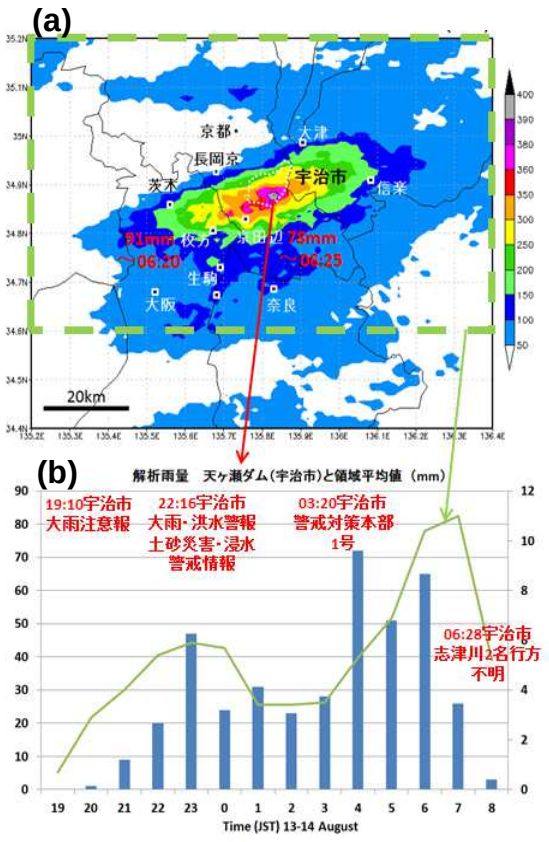


Fig. 1 Rainfall estimated from the Radar/Raingauge-Analyzed Precipitation data (Kaiseki-Uryo in Japanese) of the Japan Meteorological Agency (JMA). (a) accumulated rainfall amount from 19JST 13 August to 08 JST 14 August 2012, (b) areal mean of 1-hour rainfall amount (green) in the area surrounded by the dashed line in (a) and 1-hour rainfall amount (blue) at the Amagase Dam, Uji, Kyoto.

の降雨が記録的な大雨であったことがわかる．

この地域の梅雨～夏季には線状降水システムがしばしば発生し水害を発生させている．これらは淀川本川に沿って発生することが多いため「淀川チャンネル型大雨」と総称され，構造的には Back Building(BB)型対流システムであるとされてきた（横田，1992；池田，1994；吉本・小西，2003；東・藤井，2008）．大阪管内の各気象台と気象研究所による共同研究では，淀川チャネンル型大雨を含む近畿各地に発生する各種の線状降水帯が詳しく調べられた（大阪管区気象台ほか，2010）．淀川チャネル型大雨の特徴は降雨強度が大きいことと，雨域が数 10km の狭い領域に長時間停滞することである．もちろん，個々の事例には環境場・発生場所・組織化の形態などに差異がある．発生地域，発生時刻，大雨の程度や広がりなどを的確に予測し，防災情報を充実させ被害を軽減させるためには，より多くの事例を対象とし，共通点と相違点を明確にしながら，その組織化の過程，対流システムの構造や特性を総合的に理解する必要がある．

小山ほか（2012）は宇治大雨について，予報現場の立場から環境場・強雨の要因・メソ低気圧の存在等について議論した．一方，本研究の目的は，より小さい水平スケール，すなわち大雨をもたした対流システムを構成する積乱雲群に着目して，①主にレーダーデータによって大雨をもたらした降水システ

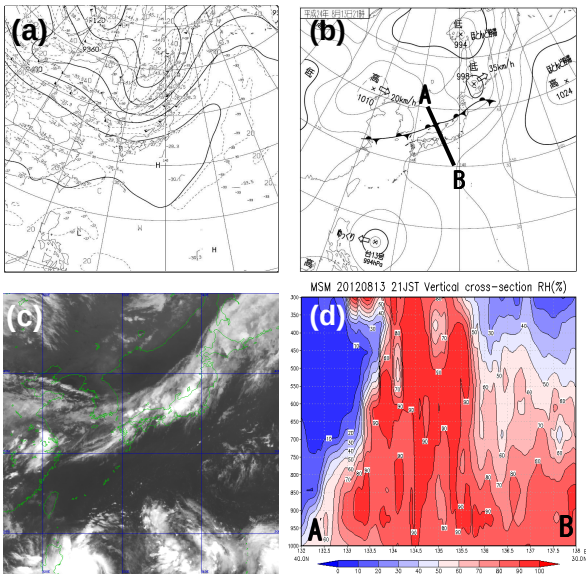


Fig. 2 Synoptic situations at 21 JST 13August 2012, the beginning of the Uji rainstorm. (a) 500 hPa, (b) surface, (c) IR image of the MTSAT satellite, and (d) the vertical cross section of relative humidity (%) of the JMA MSM analysis along the line from A to B in (b) .

ムの形態と組織化の状況を調査し，②数値予報と地上観測のデータによってなぜ宇治市付近に大雨が集中したのかを明らかにすることである．

２． 総観場の状況

ここでは宇治大雨の発生の背景となった日本周辺の総観規模の気象場について述べる．宇治大雨が始まった13日21時の500hPaでは，北緯54° 東経140°に寒冷低気圧とそれにともなう深いトラフが日本海上空に達していた（Fig. 2a）．地上では太平洋高気圧が東北地方南部以南の日本の張り出し，日本海北西部の移動性高気圧の間に停滞前線があった(Fig. 2b)．衛星画像（Fig. 2c）と関西を通る南北断面図（Fig. 2d）によると，太平洋高気圧の縁辺に沿った“下層水蒸気ベルト”(二宮，2011）が停滞前線の南に存在し，この中では湿潤な空気が対流圏上層まで達していた．停滞前線の北西側（大陸側）には乾燥域が存在し，この乾燥域とその南東側の湿潤域の境界は“上空水蒸気前線”(小倉ほか，2011）に相当すると思われる．ただし，宇治大雨時にはこの乾燥域は宇治市上空には達していない．

13日21時の潮岬におけるエマグラム(Fig. 3a)内の黄色領域で示される対流有効ポテンシャルエネルギー(CAPE)の値は，この地方の年間の最大値に相当する2340 Jkg^{-1}と大きく，これによってこの地点は強い潜在不安定の状態にあったことがわかる．最下層は飽和に近い状態であることも特徴的であった．持上げ凝結高度と自由対流高度はともに958hPa (450m)と低く，そこまで持ち上げられた気塊は自ら上昇し浮力消滅高度15kmまで達する状況であった．気象庁の現業メソ数値モデル(MSM)によると，京都・大阪・奈良の3府県におけるショワルタ安定指数(Fig. 4）は0.0～-2.0の値を示し，これらの府県のいずれ

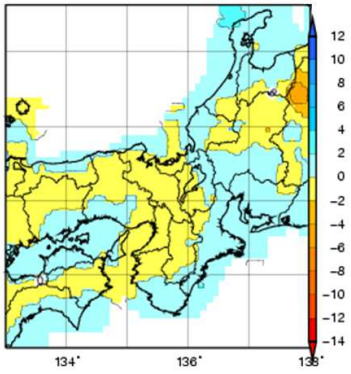


Fig. 4 Showalter's stability index from the JMA MSM analysis at 21 JST 13 August 2012.

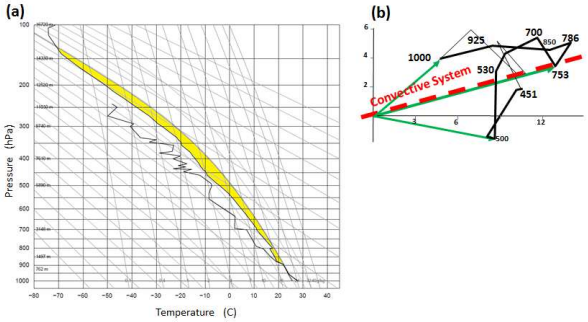


Fig. 3 Emagram (a) and hodograph (b) from the sounding at Shionomisaki at 21 JST 13 August 2012.

の地点でも対流が容易に発生する可能性があった．13日21時の潮岬のラジオゾンデ観測は(Fig. 3b)，750 hPa付近に西南西14m/sの極大を持つ“下層jet”型の風の鉛直分布を示しており，当日発生した線状降水システムはほぼこのjet軸に平行な走向を持っていた．

大阪管区気象台ほか（2010）によると，淀川チャネル型大雨は対流圏中下層が南西気流場であり，日本海を低気圧が東進しそれに伴う前線が近畿地方を通過するとき，或いは梅雨前線や秋雨前線が近畿地方を南下するとき発生するとした．今回の宇治大雨

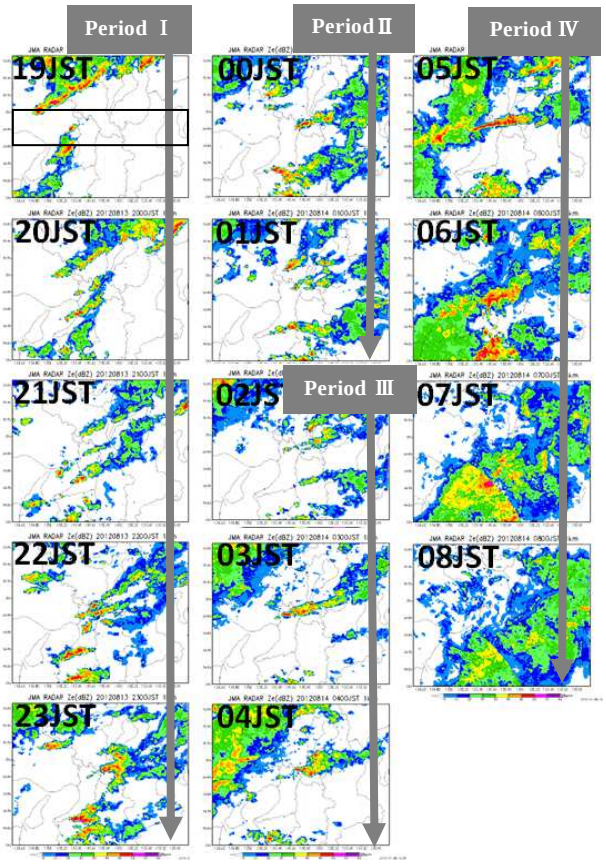


Fig. 5 Maps of radar reflectivity (dBZ) at the 1 km level from the JMA radar network from 19 JST 13 August to 08 JST 14 August 2012, and four periods during the Uji rainstorm event.

は総観場の状況から見ると後者に該当する．

３． 対流システムの形態と組織化

宇治大雨をもたらした対流システムの形態，すなわちどのような積乱雲がどのように組織化されていたかを知ることは，大雨の成因や停滞の理由を知るうえで重要である．Fig. 1a に示した領域には，全期間を通して 11 の線状降水システムが発生した．Fig. 1b によると当日の降雨には特徴的な時間変化があった．このときの対流システムの活動度や小山ほか（2012）による分類を参考に，全降雨期間を４つに分けた(Fig. 5)．さらに宇治市を中心とする東西 110km・南北 33km の短冊領域におけるレーダーエコーの 10 分ごとの時系列を Fig. 5 に示す．各期間の特徴は次のとおりである．

・Ⅰ期（13 日 19 時～14 日 00 時）： 7 つの線状対流システムが発生した．各システムでは新しい積乱雲（対流セル）が兵庫県・大阪府境付近で作られ，その後対流セルは 13m/s の速度で東北東に進行した．対流セルの移動ベクトルは750hPa の風とほぼ一致した．Fig. 6 の破線で示すように，新しい対流セルが生まれる位置がほぼ同一地点か東向きにごくゆっくり移動したため，京都府南部から大阪湾にかけて準停滞性の線状対流システムが形成された．破線は対流システムのいわば群速度を示し，実線矢印は位相速度を示している．23 時頃に宇治市では最初の雨のピークが到来した．

・Ⅱ期（14 日 00～02 時）：対流セルの発生地点はⅠ期より東の大阪府・京都府境に移動し，降雨域は京都府南部に限定された．3 つの小型の対流システムが発生した．小山ほか（2012）はこの期間を「小康期」と表現した．

・Ⅲ期（14 日 02 時～05 時）：対流セルの発生地点が兵庫県・大阪府境付近に戻るとともに，対流セルの東への移動速度は 10m/s 程度に減少した． この時期の対流がⅠ期より鉛直方向に発達し，対流の鉛直方向の“重心”が比較的風速の小さい対流圏中層に達したことが理由かもしれない．この期間には 2 つの大型の線状対流システムが前後して組織化され，14 日 4 時には宇治市では 2 回目の降雨のピークが起きた．

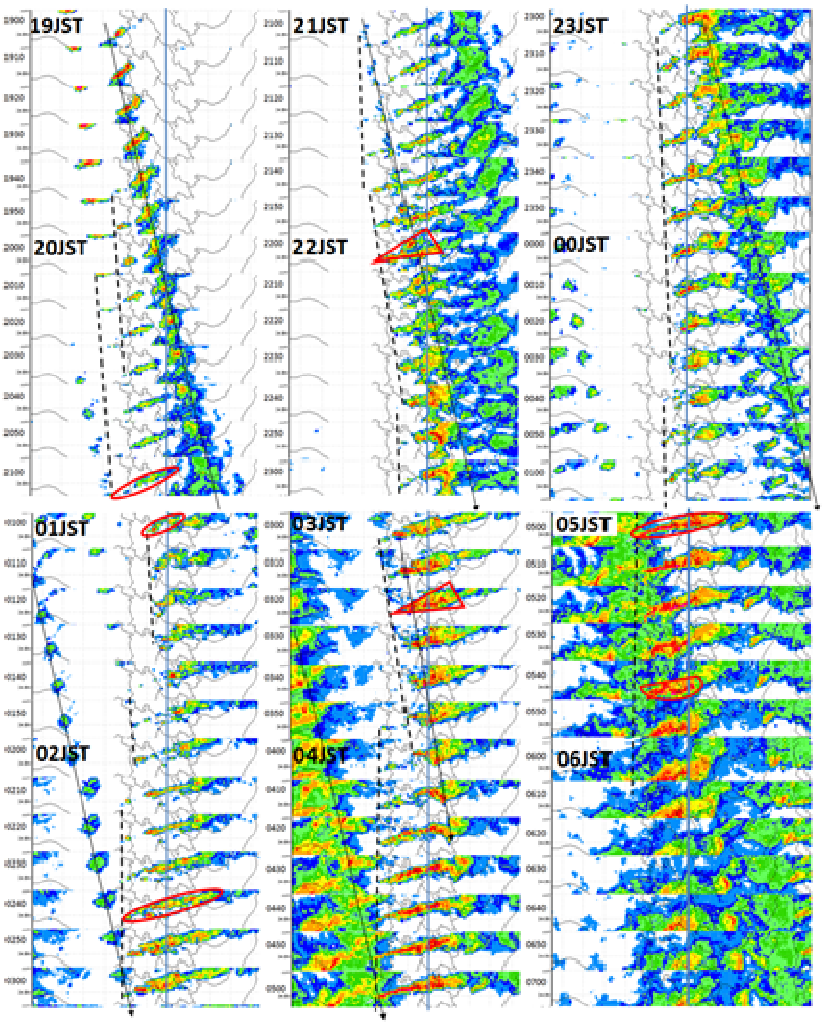


Fig. 6 Time series of radar reflectivity (dBZ) at the 1 km level at 10 minute interval for the area indicated by the rectangle at 19 JST of Fig. 5. Blue lines show the location of Uji, Kyoto, solid arrows movements of convective cells, and dotted lines locations of newly generated convective cells. Red ellipses indicate BB-type convective systems and triangles merging of two BB-type convection systems or BSB-type convection system.

・Ⅳ期（14 日 05～08 時）：線状対流システムは西からきた層状性メソ降水システムと合流し，走行を北東-南西に変えながら南東進した．これにより 06 時に宇治市では 3 回目の降雨ピークが到来した．

各期において，新しい対流セルが線状対流システムの西端で発生する時間間隔は一定ではなく，短いときには数10分,長いときには 1 時間以上であった．この間隔が短いと東西に長い線状対流システムが作られ，時間間隔が長いと短い対流システムとなった．

４． 対流システムの気流構造とタイプ

一般に降水をともなう対流システムは周辺領域の対流圏下層に存在する水蒸気が，水平流の収束とそれにともなう上昇流によって上空に運ばれ雨滴として凝結することで形成・維持される．したがって対流システムの維持機構を知るには，第一義的に対流圏下層の気流場を調べることが必要である．ドップラーレーダーは降水の分布とともに風に移流される雨滴の移動速度の視線成分をドップラー速度として測定する.2 台のレーダーで得られるドップラー速度を組み合わせるデュアル解析（石原，2000）を使うと風の水平・鉛直成分を算出することができる．本事例では Fig. 7 に示す関西空港と大阪空港において運用されている空港気象ドップラーレーダー（DRAW）のデータを用いてデュアル解析を行い，対流システム内の高度 0.5km における気流場を調べた(Fig. 8)．

Ⅰ期の対流システムの形状はほぼ線状であり（Fig. 8a），内部の流れはシステムにほぼ平行であった．西端（神戸市付近）で新しい対流セルが発生し中層の風で東北東に移動した．これは典型的な Back Building(BB)型システム（Kato，1998）であった．22 時 02 分（Fig. 8b）には南北に並んだ 2 つの BB 型対流システムが合流した．南側のシステムには南からの流入が見られ，全体として Back and Side Building（BSB）型（瀬古，2010）のようにも見える．宇治市ではこの時間帯に第 1 の降雨ピークが現れた（Fig. 8b）．

Ⅱ期（Fig. 8c）では，対流システム内の流れは南西から北東で，組織化の程度は弱く，全域で降水量は少なかった．

Ⅲ期（Fig. 8d）には，これまでより幅の広い線状対流システムが現れ，西南西からの流れと南からの流れが対流システムの南端に沿って顕著に収束し，BSB 型の対流が発達した.この時間帯に宇治市では第 2 の降雨ピークが現れた．

Ⅳ期の 5 時過ぎ（Fig. 8e）には，山陰方面からやって来た広い層状性メソ降水システムと合流する形

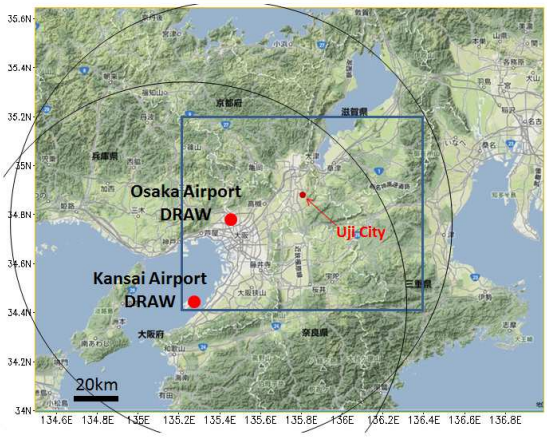


Fig. 7 Locations of the Doppler radars (DRAW) at the Kansai Airport and at the Osaka airport, and their observation areas (circles).

で線状対流システムが発達し，その西端での収束と南端に沿った強い線状の収束帯が顕著である．この後このシステムはゆっくり南下を始めた．05 時 43 分（Fig. 8f）にはシステムの北端から中央部にかけて強い北西流が現れ，システム南端において南からの流れと強く収束していた．05 時 10 分頃に Fig. 8e の線状対流システムの南端が到達した京田辺市と枚方市のアメダスでは 1.5～2.0℃の気温低下が起こり，この状態はシステムが通過し終わるまで続いた．このことはそれまでの対流システムでは見られなかった冷気プールが対流システムの直下に形成されたことを示している．さらに対流システムに直交する南方向への対流セルの交代と，それにともなうシステムの伝播が生じたことを考慮すると,5 時過ぎにこの対流システムは BB 型（または BSB 型）から小型ではあるが“スコールライン型”（Houze et al.，1989）に移行したものと思われる．この時刻前後の枚方市から宇治市上空では，エコー頂高度が 15km に達するとともに，気象庁の雷監視システム LIDEN によって観測された雷放電回数が急増した．これらにより，それ以前より深い対流が形成されたことがわかる．宇治市ではこのとき第 3 の降雨のピークが発生した．

５．議論

対流システムの形態が時間の経過とともに変化していった理由及び大雨域が枚方市～宇治市に集中した要因を考える．宇治大雨に関する現業メソ数値モデル（MSM）による降水強度の値は実際より弱めではあったが，対流システムの位置については最大 20km 程度の違いであった．現業 MSM と地上観測の資料を使ってメソスケールの環境場を調べる．

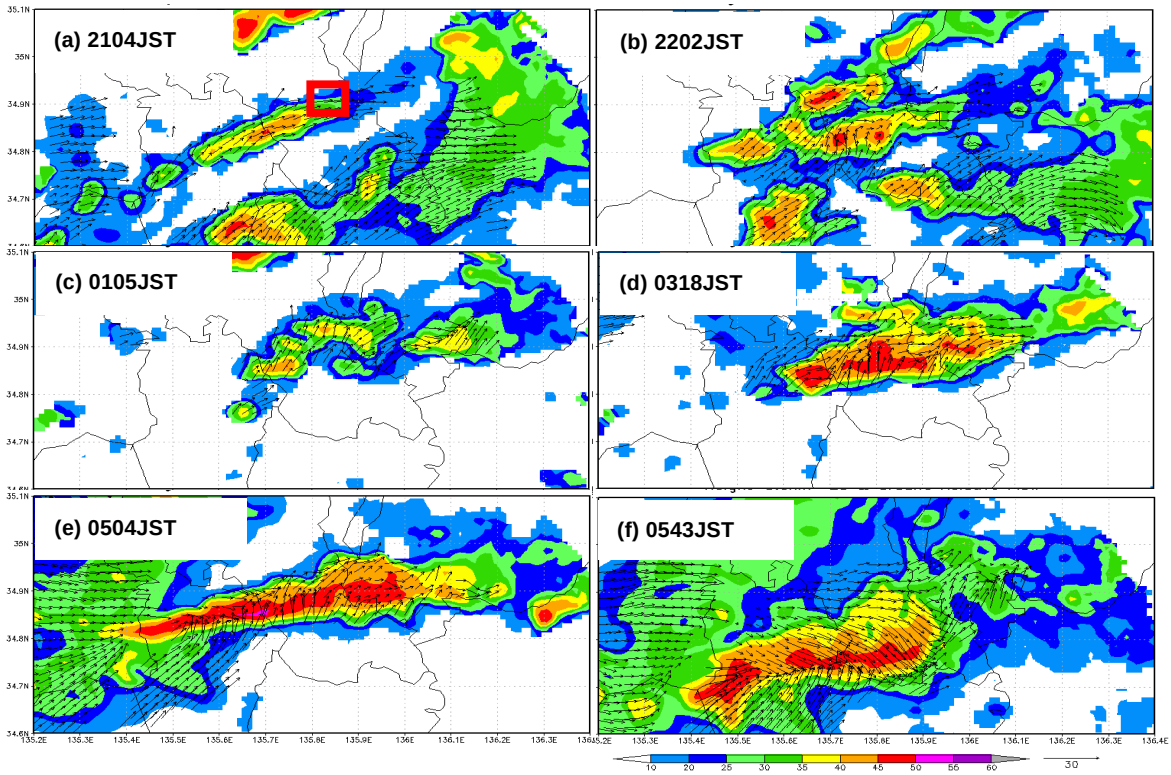


Fig. 8 Ground-relative horizontal winds at the 0.5 km level deduced from dual analyses of the Kansai and Osaka Airport Doppler radars overlaid on reflectivity patterns (dBZ). The red rectangle in (a) shows the location of Uji City.

持上げ凝結高度近くの 950hPa の流れを見ると，Ⅰ期(13 日 19～00 時)には紀伊水道から大阪湾に流入する暖湿な南西流が兵庫県・大阪府境付近で減速することによって水蒸気フラックスの収束域が発生し，ここに BB 型対流が発生した（Fig. 9a-c）．この減速の理由はわからない．Ⅱ期(14 日 00～02 時)には(Fig. 9d-f)，瀬戸内海東部から兵庫県・大阪府境に西風が現れ，水蒸気フラックス収束域は弱まって大阪・京都府境に移り，対流活動は不活発となった．Ⅲ期（02～05 時）には（Fig. 9g-i），大阪湾上の南西風が強まり，兵庫県東部から京都府に収束域が広がり，規模の大きな BSB 型降水システムが発達した．小山ほか(2012)はこの期間に大阪湾上に弱いメソ低気圧を解析したが，今回の解析では不明瞭であった．Ⅳ期（05 時～）には（Fig. 9 i-l），中層のトラフが山陰から到達した近畿地方では500hPa の風向が西寄りか

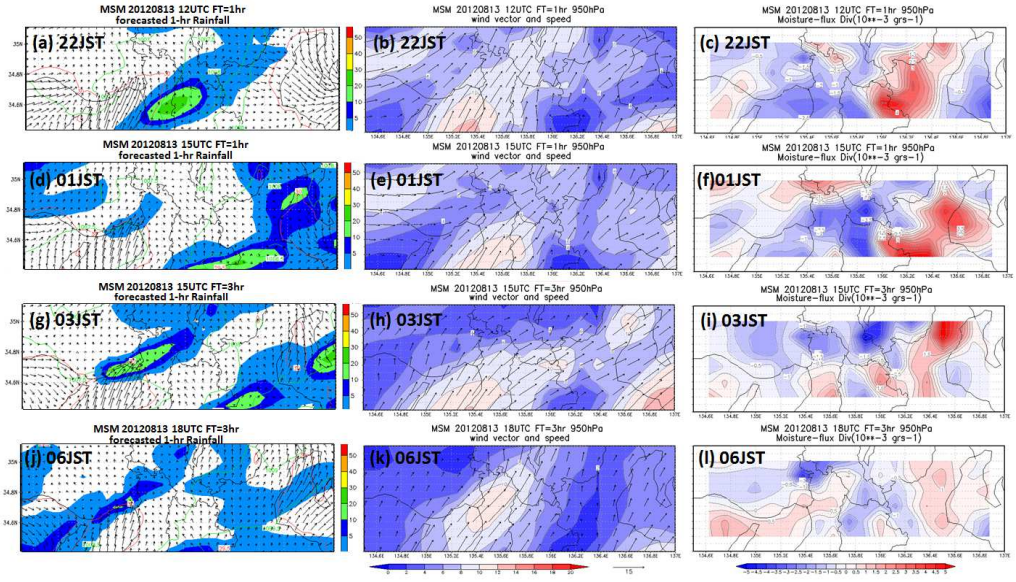


Fig. 9 One-hour rainfall amount (a), wind vectors and wind speed at 950 hPa (b) and moisture flux divergence at 950 hPa in Period-I from the MSM forecast of JMA. (c)-(f) in Period-II, (g)-(i) in Period-III, and (j) in Period-IV.

ら北寄りに変化し(図略)，それまで小さかった中層と下層との風向シアーが増大した．これによりスコールライン型対流システムが出現したことがわかった．

６．まとめと課題

2012 年 08 月 13,14 日に京都府宇治市から大阪府枚方市にかけて発生した大雨をもたらしたメソスケール対流システム群の形態と組織化を，気象庁の気象レーダーと数値予報モデルのデータから得られる降水場，気流場，水蒸場によって調べた．11 の線状対流システムが発生し，それらはほぼ Back Building (BB)型と Back and Side Building 型（BSB 型）に分類され，大雨のピークは 2 つの BB 型システムの合流または BSB 型システムのときに発生したことを明らかにした．

降雨期間の前半（Ⅰ期）では，紀伊水道から大阪湾に進入する地表付近の暖湿気流が兵庫県・大阪府境付近において減速することによる水蒸気フラックス収束域に BB 型システムが発生した．この収束域が内陸に進入し降雨の小康期を経過した後，大阪湾上の南西風が強まることによって兵庫県東部から京都府に収束域が広がり，規模の大きな BSB 型システムが発達した．期間末期（Ⅳ期）には中層トラフの通過にともない中～下層の風の鉛直シアーの向きが変化したことから，スコールライン型の対流システムが発生し大雨をもたらした．

Ⅰ期とⅢ期に発生した BB 型及び BSB 型対流システムでは，それらの西端のほぼ同一地点で新しい対流セルが次々に発生した．発生地点は下層暖湿気流のメソスケール収束域にあったことは確かだが，これだけでは新しい対流セルが同一地点に発生したことを説明できない．原因として既存の対流が作る重力波（Schumacher, 2009），対流内の凝結加熱による地表付近の気圧低下，対流縁辺の停滞性冷気プールなどが考えられる．今後，新しい対流セルが発生した際の地上の気象要素の変化などに注目して調査する．

謝　辞

空港気象ドップラーレーダーのデータを提供していただいた関西航空地方気象台，大阪航空測候所，及び気象研究所気象衛星・観測システム研究部の佐藤栄一氏に感謝いたします．

参考文献

池田　浩（1994）：京都府南部の短時間強雨．日本気象学会関西支部例会講演要旨集，pp. 14-17.

石原正仁（2001）：ドップラー気象レーダーの応用．気象研究ノート，200 号，pp.38-73.

大阪管区気象台（2012）：平成 24 年 8 月 14 日の近畿地方の大雨について（近畿地方の気象速報）．気象速報.

大阪管区気象台・同管内各地方気象台・気象研究所予報研究部（2010）：強雨をもたらす線状降雨帯の形成機構等の解明及び降水強度・移動速度の予測に関する研究.気象研究所技術報告，第 61 号.

小倉義光・隈部良司・西村修司(2011)：「平成 20 年 8 月末期豪雨」の天気系，特にメソ対流系の組織化について．天気，58 巻，201-217.

気象庁（2013）：異常気象リスクマップ．気象庁ホームページ，http://www.data.kishou.go.jp/climate/riskmap/amd_ov100.html（2013 年 6 月 6 日参照）.

小山芳太・飯田早苗・野村武司・佐伯亮汰（2012）：平成 24 年 8 月 14 日に発生した近畿地方中部の大雨について．2012 年度日本気象学会関西支第 3 回例会講演要旨集.

瀬古　弘（2010）：中緯度のメソβスケール線状降水系の形態と維持機構に関する研究．気象庁研究時報，62 巻，pp.1-74.

二宮洸三（2011）：1968 年 8 月 17 日に発生した飛騨川豪雨のメソスケール降水系．天気，58，pp. 306-316.

東　邦昭・藤井　健（2008）：1999 年に京阪神地域を通過した関連前線に伴って線状降水帯が発生したときの環境場．京都産業大学論，自然科学系列，37 号，pp. 81-93.

防災研究所流域災害研究センター（2012）：2012 年 8 月宇治水害調査速報．突発災害調査報告．防災研究所ホームページ，http://www.dpri.kyoto-u.ac.jp/web_j/saigai/disaster_report.html（2013 年 6 月 6 日参照）.

横田寛伸 (1992):淀川チャンネル型大雨の比較解析．日本気象学会関西支部年会講演予稿集，pp. 14-18.

吉本直弘・小西啓之（2003）：梅雨期の京阪神地域における強雨の発生と降雨の強化．日本気象学会関西支部年会講演予稿集，pp. 26-29.

Bluestein, H. B. and M. H. Jane (1985) : Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe

squall lines in Oklahoma during the spring. J. Atmos. Sci., Vol. 42, pp. 1711-1732.

Kato, T. (1998): Numerical simulation of the band-shaped torrential rain observed over southern Kyushu, Japan on 1 August 1993. J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 76, pp. 97-128.

Houze, R. A. Jr., M. I. Biggerstaff, S. A. Rutledge and B. F. Smull (1989): Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale Convective Systems. Bull. Amer., Meteor. Soc., Vol. 70, pp. 608-619.

Schumacher, R. S. (2009): Mechanisms for quasi-stationary behavior in simulated heavy-rain-producing convective systems. J. Atmos. Sci., Vol. 66, pp. 1543-1568.

（論文受理日:2013 年 6 月 10 日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

Ocean Circulation Response to Inflow from Abukuma River Outlet

Josko TROSELJ(1), Yosuke YAMASHIKI(2) and Kaoru TAKARA

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University
(2) Graduate School of Advanced Integrated Studies in Human Survivability, Kyoto University

Synopsis

The focus of this study is to promote relevant modeling survey on Land-Ocean coupling modeling approach applicable for the bay and estuary zone affected by river inflow and associated pollution from the Abukuma river basin in Japan. The modeling approach has been studied by combining hydrological model and ocean circulation model (MSSG model, JAMSTEC) which runs within supercomputer (ES2), and associated data manipulation techniques for boundary conditions of hydrological and oceanographic modeling. There were simulated 3 different cases, at first circulation of ocean itself induced by its own temperature and salinity data differences, at second response of the ocean circulation to inflow from the river outlet, and finally response of the ocean to river inflow with included rotation of the Earth as Coriolis effect.

Keywords: ocean model, river inflow, coastal zone, integrated model, Coriolis effect

1. Introduction

Modeling of a contact zone between a river coming from potentially contaminated basin and an ocean is especially sensitive case for Land-Ocean mutual interaction due to significant risk of major environmental disaster which can occur in the case of contamination of the coastal zone. Therefore, it is of great importance to study and develop integrated modeling approach to comprehend the complex interaction processes in the contact zone in order to minimize disaster risk potential, which can consequently cause undesirable social and economical costs. Moreover, all land-induced activities influence the downstream catchment and related fishery production.

In order to gain appropriate computational modeling skills to comprehend the complex interaction processes in contact zone between a river and ocean, GCOE-HSE Advanced Capstone Project as a long term internship was undertaken at Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC) in Yokohama for 10 weeks. It was studied a hydro 3-D integrated modeling approach of MSSG model, which combines coastal and river zones, in order to extend my research field into larger scale phenomena in Adriatic Sea affected by the river water intrusion, which will be a site study field for later part of my doctoral course.

Abukuma river outlet was considered as a sample site for the contact Land-Ocean zone, and the ocean circulation response to induced inflow from the river side was considered. I am planning to apply my knowledge into the similar catchment area in Croatia, particularly into Rijeka Metropolitan Region (RMR) and many bays along the Adriatic Sea coastline, in order to evaluate potential risk and security level for the downstream area.

2. Geographical position

The Abukuma river watershed is located in the northeast of Japan mainland, and has an area of 5,400 km^2 of which forest and agricultural land use accounts for 79% and 18% respectively. Most of the mainstream runs in the middle of the watershed from the south to the north. Many tributaries run eastward to westward. The headwater starts from Asahidake (elevation of 1,835 m) and reaches down the Pacific ocean. The elevation of the watershed ranges from the sea level to more than 2,000 m on the west side, where a volcanic mountain range is located. On the contrary, a peneplain is dominant on the east side of the mainstream, forming mountains of low elevation and gentle river slope (Kinouchi and Musiake, 2008). Figure 1 represents Abukuma watershed and two lakes located outside the watershed, and Photo 1 shows satellite image of Abukuma river mouth.

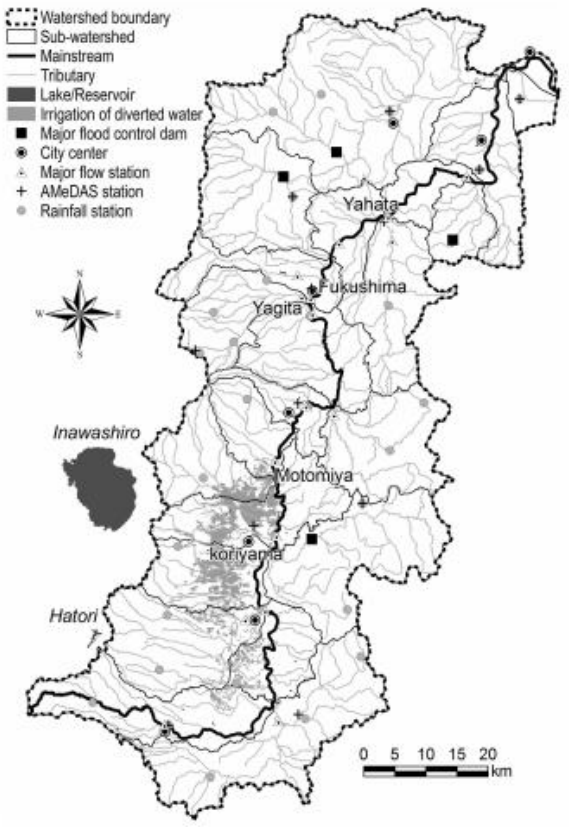


Fig 1 Abukuma watershed and two lakes located outside the watershed (Kinouchi and Musiake, 2008)



Photo 1 Abukuma river mouth satellite image (Adityawan et al., 2012)

3. Model Description

ETOPO1, 1 Arc Minute Global Relief Model was chosen as initial database for bathymetry data, while World Ocean Atlas 2005 dataset was chosen as initial 3D database for temperature, salinity, pressure, and velocity field data. The ocean model was set up rectangular with 200*200 cells with resolution of 300 meters, 60 km range in longitude axis with 1 day output data for ocean only, and 1 hour output data increment for river input, starting from 1st of June 2005. River outlet was positioned on the central west point of the model. In order to simplify the model physics, the ocean depth was set flat at 52 meters depth with layers of 1 meter increments, which is sufficiently deep so that river plumes never touch the seafloor (Isobe, 2005). The river side boundary conditions were simulated by extending the model bathymetry throughout the river mouth at 38.05 N latitude, with constant 1200 meters width and 7 meters depth, and the river flow input was set to 1300 m^3/s with uniform velocity distribution over the cross section at the entrance point on the central west side of the domain. The upper, lower and right borders of the domain have remained closed. Finally, it was simulated additional boundary condition into the model, which included existence of the Coriolis effect.

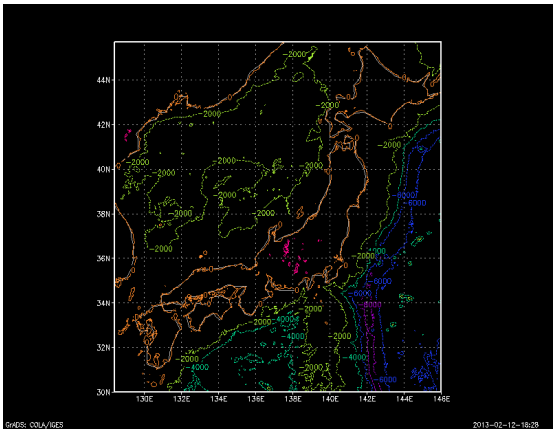


Fig 2 Barometry of Japan adjacent area [m]

Barometry data of Japan adjacent area from ETOPO1 (Amante, Eakins, 2009) dataset are presented in Figure 2. It was chosen mainly because its surveys were collected by several various ocean research Institutes which revisited limited number of localities during surveys, and surveys were done with the most modern technology by using GPS navigation Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) and databases were integrated together and smoothed in order to prevent improper steps, so working with that type of dataset was very simple and reliable.

World Ocean Atlas 2005 (NODC, 2007) dataset was chosen as 3D database for temperature, salinity, pressure, and velocity field data mainly because surveys for the database were done in situ and it contains many various statistical analyses, as well as available basic sources of all calculations of datasets. The database was made for 33 standard depths from ocean surface to depth of 5,500 meters.

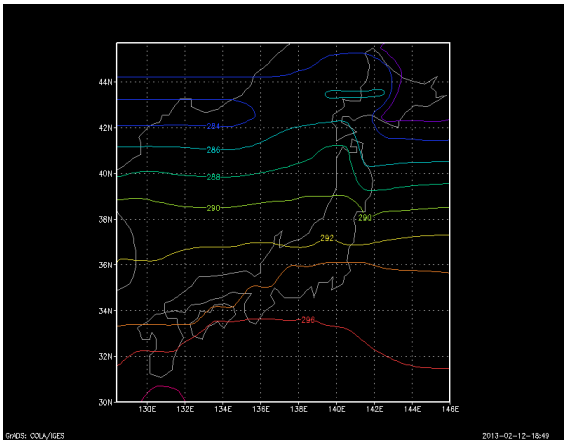


Fig 3 Temperature data of ocean surface level of Japan adjacent area (01/06/05) [K]



Fig 4a Position of the model

Temperature data on ocean surface layer of Japan adjacent area for 1st of June 2005 are presented in Figure 3. Figures 4a and 4b represent position and domain for the model, with red line on Figure 4b representing direction of river inflow perpendicular to direction of coastline in the river mouth.



Fig 4b Domain of the model (Google Earth, 11th of February 2013)

3.1 Model equations and methodology

The model is operating by using Navier Stokes equation (1).

$$\rho\left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t}+\mathbf{v}\cdot\nabla\mathbf{v}\right)=-\nabla p+\mu\nabla^2\mathbf{v}+\mathbf{f} \qquad (1)$$

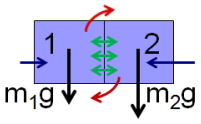
With simplifications gotten from using finite elements method, the equation (1) can be transformed into equation (2).

$$v(t_2) = v(t_1) - v\nabla v - (\nabla\ p - \mu\ \nabla^2 v)/\rho + f/\rho \qquad (2)$$

This equation represents temporal changing of velocity field data simulated by the model. After setting up initial conditions for the model, it have been continuously improved by adding more boundary conditions, in order to increase precision of simulated results and to get more reliable output data. It is done by changing the "f" variable of the equation, which represents external influences to the hydrodynamic physical processes. Adding more complex boundary conditions are next steps in my doctoral study.

Initial conditions of velocity field were static, and ocean was in non equilibrium quasi stationary state. Fluid circulation was induced for 3 different initial conditions, one when ocean circulation was induced by its own temperature, salinity and pressure differences among adjacent cells, second when initial side boundary conditions from river side inflow was simulated together with self induced ocean, and the most advanced initial conditions when external factor of the Earth rotation was put into the simulation. Equation (3) proves that the ocean with given initial conditions are in non equilibrium quasi stationary state, while Figure 5 schematically presents how the circulation of ocean is transformed from that state into dynamic state.

$$\begin{aligned}&Ep + Ek = const;\\ &t=0:\ Ep_1 + Ek_1 = Ep_2 + Ek_2\ ;\ Ek_1=Ek_2=0\\ &\rho_1 gh = \rho_2 gh;\ \rho_1 = \rho_2 \rightarrow \text{Equilibrium state}\\ &\rightarrow\ T_1 \neq T_2,\ sl_1 \neq sl_2 \rightarrow \rho_1 \neq \rho_2\\ &\rightarrow \text{Quasi stationary non equilibrium state}\end{aligned} \qquad (3)$$



Rotation, Translation, Diffusion

Fig 5 Scheme how the ocean circulation process is induced

The principle of available potential energy describes mechanism of physical processes for inducing the ocean circulation process, by using energy conservation principle, as it is described in equation (4), where $Ep_{(\rho \neq const)}$ is available potential energy, ρ^0 steady potential density (baroclinic stability) and ρ' available potential density which causes baroclinic instability.

$$Ep_{(\rho \neq const)} = \rho^0 gh + \rho' gh \qquad (4)$$

The circulating system inside closed borders will always tend to have uniform distribution of temperature, salinity and pressure data, in which case it would stop circulating. However, even with small domain like this and relatively small differences of initial data among cells, it was made rough estimation that the ocean induced by its own data differences would circulate for more than 10 years before spending all available potential energy gotten from the density differences.

3.2 Model set up and results, ocean itself

In addition to already mentioned initial data, initial bathymetry data were also provided as initial conditions for the model, as shown in Figure 6.

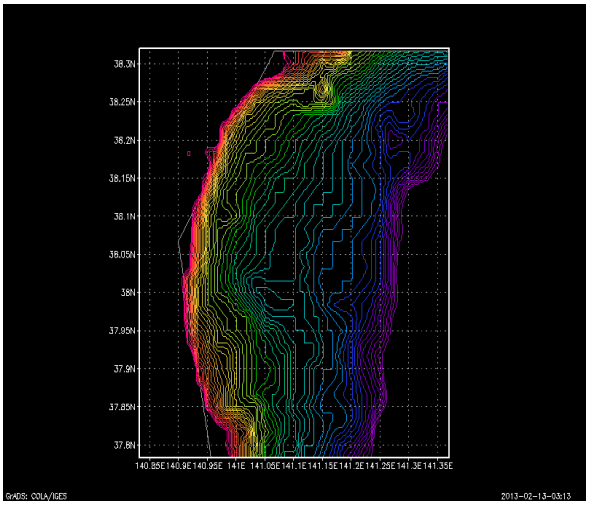


Fig 6 Initial bathymetry conditions [m]

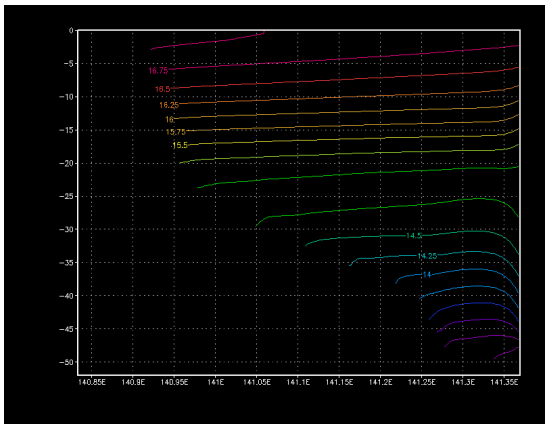


Fig 7a Longitudinal section of temperature data at 38.05 latitude, 5 days after starting itself induced ocean simulation [˚C]

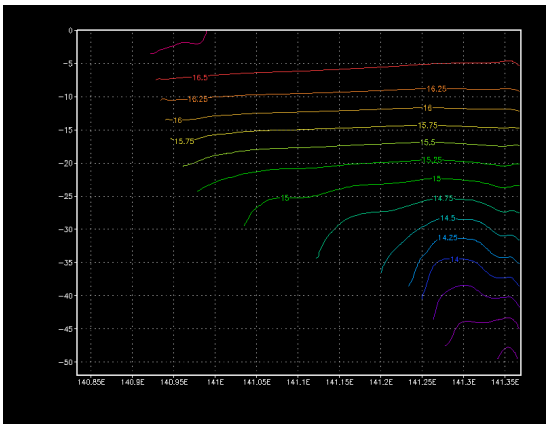


Fig 7b Longitudinal section of temperature data at 38.05 latitude, 30 days after starting itself induced ocean simulation [˚C]

The itself induced ocean simulation were run by 30 days of simulated time. It was optimal simulation time for chosen domain size. Results showed that it is enough time to induce ocean to circulate in relatively steady dynamic phase, which was one of my concerns before running the model. In this work I will present results of simulations which I found the most interesting among all available output data. Figure 7a shows longitudinal section of temperature data at 38.05 latitude 5 days, while Figure 7b shows it 30 days after the initialization of ocean circulation process.

3.3 Model results, ocean + river

After checking that itself induced ocean simulation is producing expected and reasonable results, river side boundary conditions were put into the model, as described earlier in this chapter. My primary focus during the research was gaining computational skills to be able to navigate inside the MSSG code and modify my input, so I was not spending a lot of time in analyzing exact conditions from the Abukuma river and therefore the estimation of river conditions was done roughly and simplified according to the information given from references (Matsumoto, 1981 and Yustiani, Mano, 2004). In upcoming part of my research I will change side river boundary conditions to be more realistic like on the site study. Figure 8a shows longitudinal section of salinity data for river domain at 38.05 latitude 4 hours, while Figure 8b shows it 11 hours after the initialization of the simulation. I wanted to get output data about length of ocean's water intrusion into river mouth and

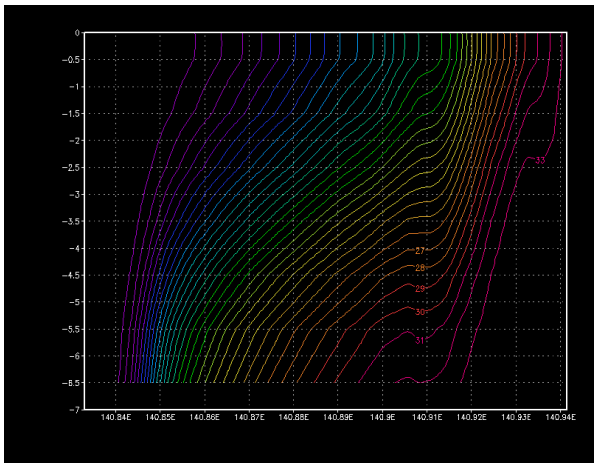


Fig 8a Longitudinal section (river domain) of salinity data at 38.05 latitude, 4 hours after starting the river simulation [‰]

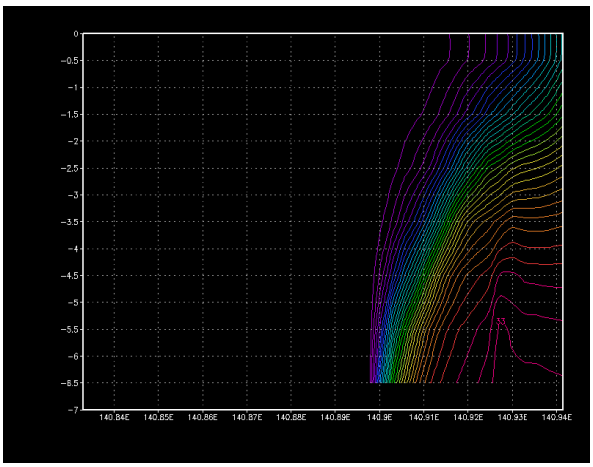


Fig 8b Longitudinal section (river domain) of salinity data at 38.05 latitude, 11 hours after starting the river simulation [‰]

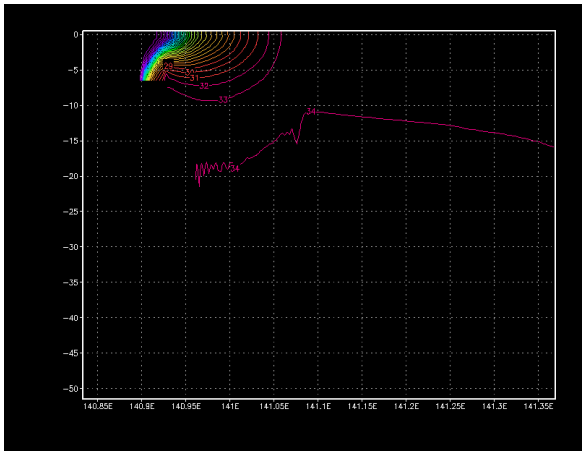


Fig 9a Longitudinal section (global domain) of salinity data at 38.05 latitude, 22 hours after starting the river simulation [‰]

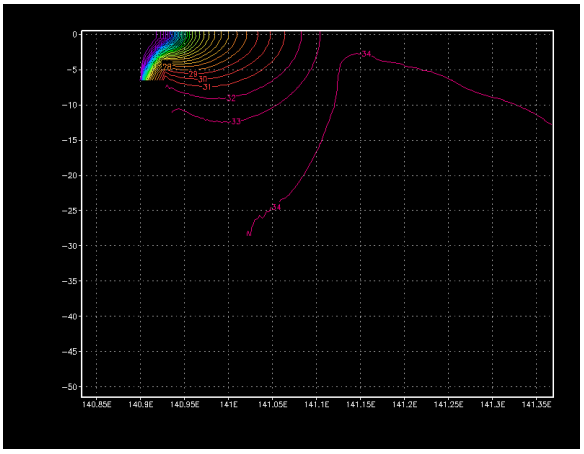


Fig 9b Longitudinal section (global domain) of salinity data at 38.05 latitude, 44 hours after starting the river simulation [‰]

therefore had chosen longer distance of river flow from coastline side than in real conditions. At the beginning, it was filled by ocean water with salinity of around 34‰, while river water salinity was set up as 0‰, and I was considering salinity gradient during time throughout the river channel until it became more or less uniform, which was sign that it has reached steady stage of mixing waters for the given conditions. The data after 4 hours the best represent period when river water overcame the river mouth, and effect of bottom friction which occurs by the way. The data after 11 hours represent the beginning of more or less steady salinity gradient at the position, so it represents real contact zone between river and ocean water which will be occurring during the whole process of the simulation. It is also interesting to notice position of the river water which repressed brackish water very close to the river mouth, which was logically to expect due to extremely high river flow used as a boundary condition. It would be interesting to see level of intrusion of brackish water for different border conditions, which will be one of concerns of my future study. Figure 9a shows longitudinal section of salinity data for global model domain at 38.05 latitude 22 hours, while Figure 8b shows it 44 hours after the initialization of the simulation. It can be seen that relatively steady phase of the brackish water body will be held during the whole time of the simulation. The ocean + river model successfully simulated 76 hours of data.

3.4 Model results, ocean + river + Coriolis effect

So far this simulation is the most advanced part that I reached during my doctoral study. As salinity is factor which has the biggest value's difference between ocean and river waters, I often used it as the most valuable indicator about directions of trajectories of the river water movement. Therefore, the salinity output data as the best indicator of influence of the Coriolis effect can be seen at Figures 10, presented on ocean surface layer 24 hours (Fig. 10a) and 48 hours (Fig. 10b) after inducing the simulation.

4. Conclusions and follow up

My main concern was about time of putting side boundary river inflow into the ocean model, because some time is needed until an ocean reaches its steady stage of circulation. While analyzing the ocean circulation output data, the direction which I was tending to search for was putting river inflow into the model on the time when ocean was already running for some time period by itself. Therefore, my goal was trying to simulate much closer natural conditions where an ocean response is occurring to an river inflow during initial dynamic stage for ocean and static stage for river inflow, and not during initial static stage for both which was simulated in this work. Finding computational solution in the model which will solve this problem is one of my major goals for upcoming research.

I was searching for conditions when it can be

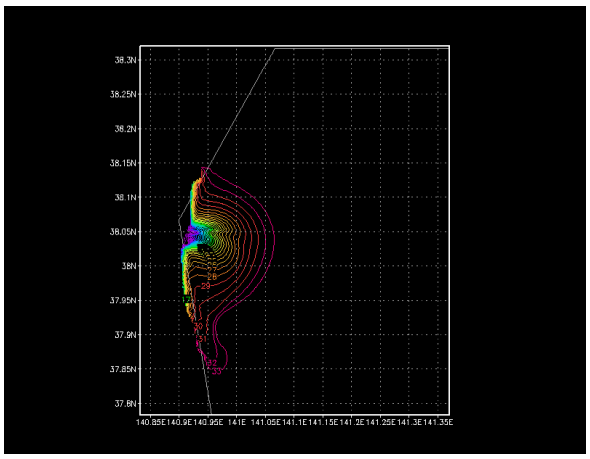


Fig 10a Salinity data on ocean surface layer, 24 hours after inducing the simulation with both river inflow and Coriolis effect [‰]

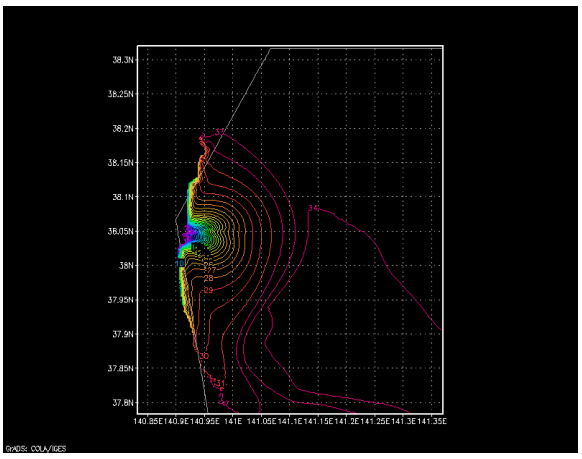


Fig 10b Salinity data on ocean surface layer, 48 hours after inducing the simulation with both river inflow and Coriolis effect [‰]

concluded that the ocean reached its steady stage of circulation. By my assumptions, the range between minimal and maximal elevation can be good indicator of that. When the range reaches more or less constant value, then it can be concluded that the ocean circulation has reached its steady stage. By following that assumption, I made analysis of maximal and minimal ocean surface elevation, as well as range between them in every time increment, as it is shown in Figure 11. It can be concluded that from 9th day after initialization the ocean reaches its steady stage for the current initial conditions and this kind of test. As ocean had initial velocity field zero, its movement was induced only because of temperature and salinity differences among adjacent cells. Density among adjacent cells was not the same because of the temperature and salinity differences, and therefore nor energy field was the same, which caused instability and initially induced movement among cells. A cell which has higher density will have higher mass than the one with lower density because volume of every cell is the same at the beginning. The cell with higher mass will be induced by higher gravity force as well as higher pressure force, which will produce rotational moment of the force around mid plane between two adjacent cells induced by gravity force, as well as translational movement of the cells in direction of higher pressure force, the process which will be repeated in every time increment. Figures 12 represent free ocean surface elevation at the first (Fig. 12a), fifth (Fig. 12b) and twenty-fifth (Fig.

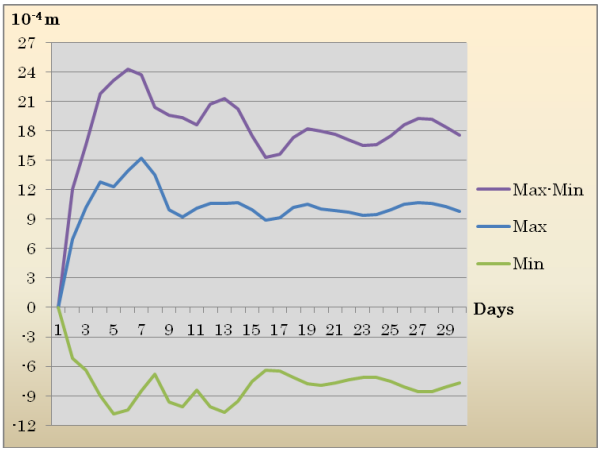


Fig 11 Maximal and minimal ocean surface elevation, and their mutual range for itself induced ocean model [m]

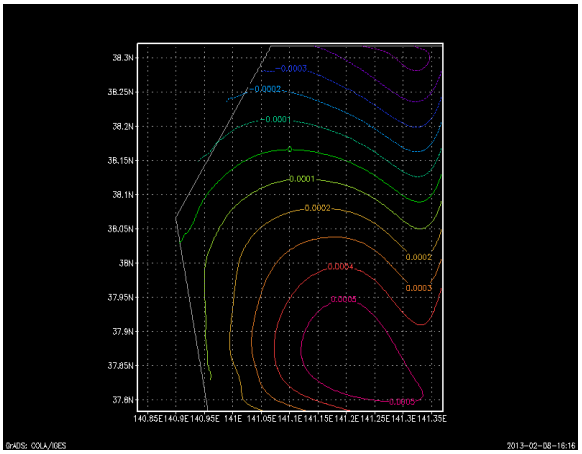


Fig 12a Ocean surface elevation, 1 day after inducing the ocean itself circulation [m]

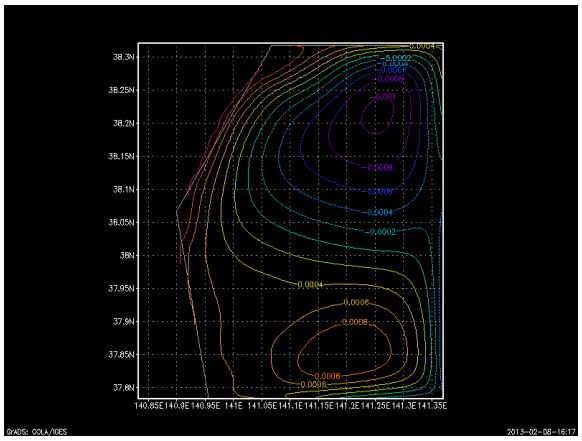


Fig 12b Ocean surface elevation, 5 days after inducing the ocean itself circulation [m]

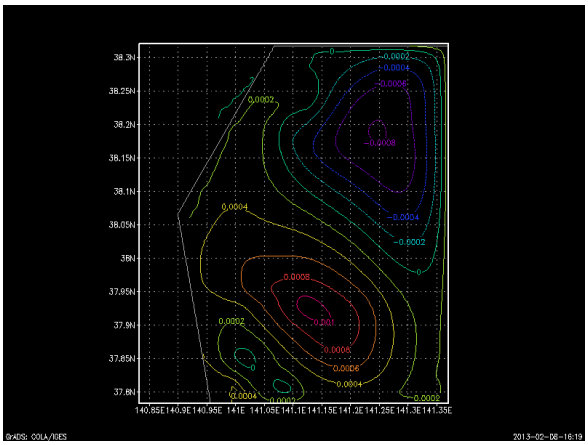


Fig 12c Ocean surface elevation, 25 days after inducing the ocean itself circulation [m]

12c) day after inducing the ocean movement.

The other main concern of special interest for me was momentum conservation principle. Following that principle, every force which is induced due to temperature and salinity differences among adjacent cells will also produce a counter force on the same line but in the opposite direction. The important conclusion following this is that total sum of rotational moments of every force in the system around every point will be zero, because initial conditions were related to static ocean and there was not any external force entering into the model, and the induced forces and counter forces will always produce the same value but the opposite angle of rotational moment around every point in the system. The principle becomes much more complicated when side boundary river input is added to the system, because it induces continuous force of water body uniformly distributed at the place of its appearance. Because of the fact that it is uniformly distributed, it can be concluded that there exists one line in the system, in the middle point of the river input, where sum of rotational moments of the whole system in every time increment will be zero. I am not sure if this conclusion is correct, but that is idea which came to my mind based on previous assumptions, and is for sure something where my future research will be directed. In order to find some evidence proving this principle, I made analysis of total sum of velocity directions for the available output data, and my expectations were that total sum of both x and y direction velocities will be around zero, with a little deviations because of vertical mixing of the ocean water which was not considered in this observation as well as ocean surface elevations, so not every time the same velocity gradient produces the same force because of the existing mass gradient between adjacent cells. Figure 13 represents results of the total sum of x and y velocities during time inside the whole system for the ocean model itself. It mostly showed results of less than 3 millimeters per second, which is negligible value in comparing with total size of the system. The mass conservation principle test was also done, and it showed average elevation of ocean surface layer of $1{,}31*10^{-4}$ m over 77,53% of cells which had water level data, which is equivalent to $3{,}65*10^{5}$ m^3 of water. It is only 0,13‰ of the total volume, which is added to the surface layer just at the time from first to second

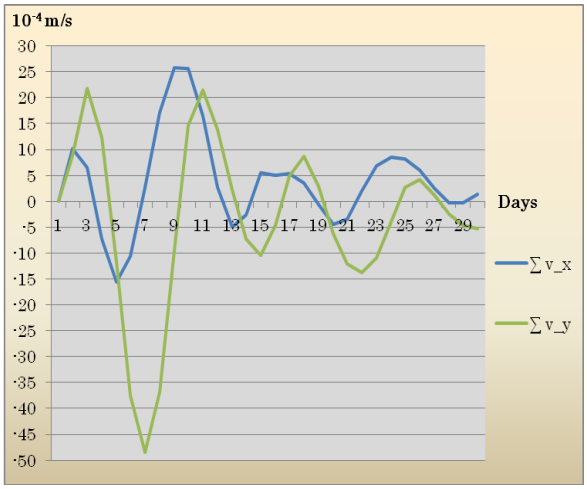


Fig 13 Total sum of x and y velocities inside the whole system for ocean model itself

time increment of the modeling. On every following time increments, elevation remains constant which proves that mass conservation principle is consistent. The starting lifting of the water level data can be explained with numerical model error, because the model itself also makes an calculating error when moving from static to dynamic phase of the ocean circulation. One of my concerns for upcoming research will for sure be including integrated 3D tests of the conservation principles instead of doing it in 2D level.

For ocean itself model, average surface temperature was reduced from 17.05 to 16.65 ˚C while the average bottom temperature was increased from 13.02 to 13.40 ˚C in the range of 30 days. Average ocean surface salinity in the same timeframe was increased from 33.88 to 33.92 ‰, while average bottom layer salinity was decreased from 34.23 to 34.21 ‰.

Acknowledgements

This research is part of Ph.D. study of the first author, which is supported by Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology - Japan (MEXT). It is continuous research started as long term internship in Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), which was supported by Global Center for Education and Research on Human Security Engineering for Asian Megacities (GCOE-HSE) program.

I would like to express my honest gratitude to Professor Dr. Yosuke Yamashiki for initializing process of my application for the internship and for providing me with all technical support and advices which I needed during the time, GCOE-HSE program leaders for providing logistical support for the internship, Dr. Keiko Takahashi, program director of the MESSAGE model for accepting my application to complete the internship in JAMSTEC, as well as Dr. Shinichiro Kida to be my executive supervisor in behalf of JAMSTEC. They all, together with my Kyoto University supervisor Dr. Kaoru Takara, made significant contribution to my education progress.

References

Adityawan, M.B., Roh, M., Tanaka, H., Farid, M. (2012): The Effect of River Mouth Morphological Features on Tsunami Intrusion

Amante, C., Eakins, B.W. (2009): ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis, NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-247, 19 pp

Isobe, A. (2005): Balooning of River-Plume Bulge and Its Stabilization by Tidal Currents, American Meteorological Society

Kinouchi, T., Musiake, K. (2008): Simulating hydrological impact of environmental change in the Abukuma Watershed, Japan, 4th APHW Conference

Matsumoto, H. (1981): Developmental Process of Alluvial Coastal Plain related to the Holocene Sea-level Change, The Science Reports of Tohoku University, 7th series (Geography), Vol 31, No. 2

National Oceanographic Data Center (NODC, 2007)

Yustiani, Y.M., Mano, A. (2004): Flood Effect on Nutrient Distribution in Open Coastal Waters off the Abukuma River, Asian and Pacific Coasts 2003: Proceedings of the 2nd International Conference, Makuhari, Japan

(Received June 11, revised version July 26, 2013)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

統一水質指標の適用と汚濁負荷量に関する研究

―ライン川を対象として-

Comparison of Water Quality Indices and Flux -Applying to Rhine River-

寺本智子(1)・山敷庸亮・寶馨

Tomoko TERAMOTO(1)， Yosuke YAMASHIKI and Kaoru TAKARA

(1) 京都大学大学院工学研究科

(1)Department of Civil Engineering， Graduate school Engineering， Kyoto University

Synopsis

A composite index is developed to assess source water quality at global scale. In this study we have testified application of WQ indices developed by GEMS/Water Program. The approach for development was three-fold: (1) to select guidelines from the World Health Organization that are appropriate in assessing global water quality for human health， (2) to select variables that have an appropriate guideline and reasonable global coverage， and (3) to determine， on an annual basis .The developed index includes frequency and extent to which variables exceeded their respective WHO guidelines， at each individual monitoring station.

キーワード: GEMS/Water， 水質， 統一水質指標
Keywords: GEMS/Water， Water quality， Global Water Quality Indices

1. はじめに

国連教育科学文化機関（UNESCO）の“World Water Resources at the beginning of the 21st Century”によると人口増加によって水需要が増加するといわれている．

一方，水の供給面に関しては気候変動による水資源の偏在化，そして水質汚濁による水供給量の減少が今以上に深刻になると推測されていて，今後水の需要量と供給量の不均衡が生じ，世界の水問題が危機的な状況となる可能性が高いといわれている．

しかしこのような状況に対して水の量的なアセスメントは十分に行われているが，質的なアセスメントは十分であるとは言えない．このような将来の水の危機に備えるために質的なアセスメントを行うことのできる指標が必要であると考えた．質的なアセスメントを行うためには，共通の水質項目の計測を行い，さらに統一した計測方法，同程度の頻度で水質を計測する必要がある．しかし現状は国ごとに水質測定項目や頻度が異なっており，国境をまたぐ大陸河川において水質を比較することは容易ではない．そこで本研究では複数の指標に対し統計分析を行い統一指標の算出を行った．

水質状況を統一した指標で表すことで，複数の指標で水質状況を比較するよりも統括的・明示的に水質状況を把握することができるという利点がある．このことにより，河川管理政策を効率的に行うことができると期待される．

現在，GEMS/Waterではこの水質指標開発に取り組んでいるが，現在開発されている統一指標は環境変化による基準を超えた指標の数，基準を超えた値の総数，またその基準を超えた値と基準値の幅が変化した場合に，統一指標がどの程度の影響があるのかを定量化を行っていない．そのため，基準を超えた指標の数，基準を超えた値の総数，またその基準を超えた値と基準値の幅に関して統一指標がどのように変動するか判断するのが難しい．

そこで本研究では，ライン川を対象とし水質を統一指標で表し，また求められた統一指標を用いて各水質パラメータが統一指標にどのような影響を与えるのかの感度分析を行い，変動の幅がどのように統一指標に影響するのかを推測することを目的とする．

これによって，不確実な事象に対して，統一指標がどのくらい変動するのが推測することができ，これにより，土地利用変化，人口変化などの外的要因が統一指標に影響するのかが判断できるようになることが期待できる．

2. 研究対象河川

本研究対象河川は，ヨーロッパのスイス・フランス・ドイツ・オランダを流れているライン川である．

ライン川は水運が発達し，その内陸水路と豊富な地下資源によってライン川流域の経済的，人口的に発展していった．しかし，ライン川の水質は流域の人口増加や工業化によって，1970年代にはヨーロッパの下水道と言われるほど水質は悪化していた．このような状況に対しライン川汚染防止国際委員会に関する協定（1963年），ライン川塩化物汚染防止条約（1976年），ライン川化学汚染防止条約(1976年)などの国境をこえた対策がおこなわれていたが，いずれも効果があったとはいえない．しかし，1986 年にスイスのサンドスで起きた化学工場火災に伴う水質事故を契機に，ようやく国際委員会による本格的な取組みが始まり「ライン川行動計画」を立案した．その結果，1980 年代の終わり頃から，ライン川の環境は衛生上良質な例に挙げられるまでに回復した．

本研究では，対象河川をライン川とし，その中から4か所をWQI算出のとして選んだ．その4地点は上流から，スイスのRekingen，ドイツのMaxau，Mainz，オランダのGerman Frontierである．この対象地点4か所の位置をFig.1に示す．

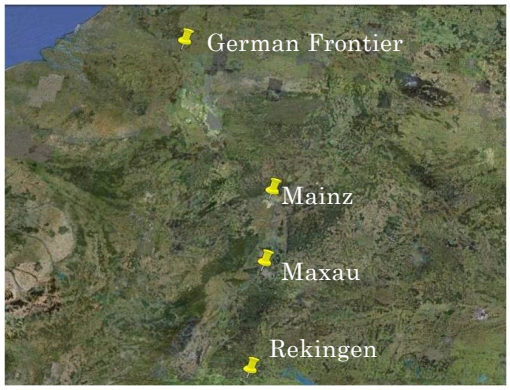


Fig.1 Study Area

3. 研究方法

3.1 全球統一指標（WQI）

(1) Water Quality Index(WQI)とは

GEMS/Waterで開発されている水質の評価を行うための統一指標である．また複数の水質項目を設定した基準（例えばWHO水質基準）に対して変動値の項目数・頻度・幅を統計的に解析し，一つの指標にしたもので，多項目を総合した水質汚濁の程度が，客観的・直観的に明示されることができることがこの指標の特徴である．

(2) WQI算出方法

正確な統一指標を算出するためには，算出する前に基準の選択・適切な水質項目をえらばなければ，ならないために，最初に基準，水質項目の抽出を行い，最後にWQI算出を行う．

はじめに，比較対象となる水質基準を決める．Table.1はWHO飲料水基準とEU，アメリカ，そして日本における水質基準を比較したものである．

本研究では，ほぼすべての水質項目に対し，基準を設定しているWHO飲料水基準を用いた．

次に水質項目・水質地点・対象年度の選択方法を行う．これは指標算出するための水質項目を選択することで自動的に決めることができる．この研究では，世界の水質測定項目の 20%が計測している水質項目を WQI の算出に使用する水質項目とした．その水質項目を Table.2 に示す．

WHO飲料水基準では，水質測定項目を“許容”,“健康”，“微生物”のカテゴリーに分類している．このカテゴリー分類を利用し，総合的なWQIだけでなく“許容WQI（以下AWQI）”，“健康WQI（以下HWQI）”のといった目的に応じた統一指標の算出も行うことができる．

Table.1 Comparison of WHO drinking water guidelines for selected parameters against guidelines from the European Union (EU)， United States (USA EPA) and Japan

	WHO	EU	USA EPA	Japan
アンモニア	1.5mg/L	0.5mg/L		
塩素イオン	250mg/L	200mg/L	250mg/L	200mg/L
鉄	0.3mg/L	0.2mg/L	0.3mg/L	0.3mg/L
鉛	0.01/mg/L	0.02mg/L	0.015mg/L	0.1mg/L
ヒ素	0.01mg/L	0.01mg/L	0.05mg/L	0.01mg/L
銅	2.0mg/l	2.0mg/L	1.3mg/L	1.0mg/L

Table.2 Water quality Parameters measured in 20% of all countries

	受容性	健康	微生物
20%	アンモニウム態窒素	ヒ素	大腸菌群
	塩素イオン	ホウ素	
	鉄	カドミウム	
	硫酸イオン	鉛	
	ナトリウムイオン	銅	
	亜鉛	フッ素	
	pH	マンガン	
		水銀	
		硝酸態窒素	
		亜硝酸態窒素	

はじめにAWQIとは，味覚やにおいなどに影響を及ぼす可能性のある水質項目を用いた指標で，“快，不快”を示す統一指標である．

つぎにHWQIは，人体に害を及ぼす可能性のある水質項目を用いた指標で，人体に影響のあるかないかを示す統一指標である．

算出に使用する水質項目数や水質測定頻度に関しては，少なすぎると算出結果が高くなり，正確な結果が出せないという特性から，“4 By 4ルール”という基準を満たしたものを算出に用いる水質項目とした．“4 By 4ルール”とは，1年間に，最低4つの水質項目を測定し，さらに，その項目の測定回数が1年間に最低4回あるというものである．

(3) 算出方法

選択した水質項目に対し，その水質項目の基準と比較し，比較した結果を統計分析し，分析結果を足し合わせ，WQIを算出する．

その算出式は式(1)で与えられる．

$$WQI = 100 - \sqrt{\frac{(F_1)^2+(F_2)^2+(F_3)^2}{3}} \quad (1)$$

この数式におけるF1は基準を超えた水質項目の割合を表し，式(2)で与えられる．

$$F_1 = \left(\frac{\text{基準を超えた水質項目数}}{\text{総水質項目数}}\right) \times 100 \quad (2)$$

またF2は，基準を超えた水質計測数の割合を表し，式(3)で与えられる．

$$F_2 = \left(\frac{\text{基準を超えた計測数}}{\text{総計測数}}\right) \times 100 \quad (3)$$

最後に F_3 は，基準がどのくらい超えているかを表し，まず基準をこえた計測値に対してどのくらい基準値を超えているか（振幅；EX）を算出する．その算出式は式(4)で与えられる．

$$\mathrm{EX} = \frac{\text{計測値}}{\text{基準値}} - 1 \quad (4)$$

さらに求めたEXに対して正規化平方和(nse)を算出する．式(5)で与えられる．

$$nse = \frac{\mathrm{EX}}{\text{総計測数}} \quad (5)$$

この正規化平方和を1から100までの範囲に変換したものが F_3 である．これは式(6)で与えられる．

$$F_3 = \frac{nse}{0.01nse+0.01} \quad (6)$$

(4) 評価方法

(3)の算出方法を適用し WQI を計算するとその値は0から100までの数値で算出される．この結果を評価方法と比較して水質の状況を把握する．

WQI の評価方法は，95 から 100 までは“Excellent（大変よい）”，80 から 94 までは“Good（よい）”65 から 79 までは“Fair（普通）”，45 から 64 までは“Marginal（悪い）0 から 44 までは“Poor（大変悪い）”までの5段階のスケールで評価する．Table.3 は，算出値と評価との対応表である．

Table.3 Index Designation

Designation	Index value	Description
Excellent(大変よい)	95-100	すべての項目が環境基準内に存在している。
Good(よい)	80-94	望ましい状況である
Fair(普通)	65-79	望ましい状況から、しばしば外れることがある程度
Marginal(悪い)	45-64	望ましい状況から、よく外れる
Poor(大変悪い)	0-44	望ましい状況ではない

4. 研究結果

4.1 研究対象の年と使用した水質項目

WQI算出基準より，1987年・1988年が研究対象の年となった．

Table4にWQI算出に使用した水質項目を示した．

4地点では，アンモニア・塩素イオン・ナトリウム・硫酸塩・亜鉛を，またスイスのRekingenを除いた3地点では鉄を使用した．またTable4の●は基準値をこえた水質項目を表している．

Table4. Parameters used to calculate WQI in the Rhine River

	アンモニア	塩素イオン	ナトリウム	硫酸塩	鉄	亜鉛
German Frontier	●	●	○	○	○	○
Mainz	○	○	○	○	●	○
Maxau	○	○	○	○	●	○
Rekingen	○	○	○	○		○

4.2　算出結果

算出式を利用しライン川の4地点のWQIを算出した結果をTable.5に，またそれを折れ線グラフにしたものをFig.2に示す．

この結果より，WQIはスイスにある最上流はWQIが100という値がまたドイツにある中流2地点では90台，さいごにオランダにある最下流では80台という上流から下流に従ってWQIが低くなっているという結果が得られた．ライン川の4つの地点における水質の状況は統一指標(WQI)で表すと，望ましい状況ということが分かる．また下流になるほどWQIが低下しているので，上流と比較して下流の水質の状況は悪いということがいえる．

また，各地点において，個別の指標を議論すると，統一指標(WQI)が低い下流では，アンモニア・塩素イオンの2水質指標が基準値を超え，ドイツにある中流の2地点では鉄のみが基準値を超えた．

Table.5 The result of WQI in Rhine River

	Rekingen	Maxau	Mainz	German Frontier
1987年	100.0	90.3	90.1	87.7
1988年	100.0	90.3	87.1	88.1

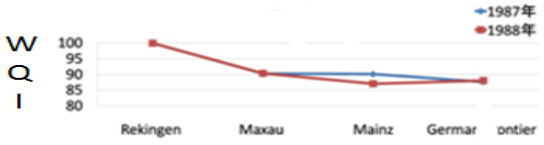


Fig.2 WQI comparison between upstream and the downstream in Rhine River

5　German Frontierにおける汚濁負荷量

ここで，他の4地点よりWQIの低く，水質が悪いと結果の出た最下流German Frontierにおいて WQIと汚濁負荷量の比較を行った．

この地点では，Table.6に示されるようにアンモニア・塩化物イオンの計測回数が鉄の計測回数と比較すると2倍計測され，またナトリウム・硫酸塩・亜鉛と比較すると3倍計測されていた．

このことから，その2水質項目が統一水質指標において重要な水質項目であると考え，この2水質項目の濃度ではなく実際の総量と汚濁負荷量と統一水質使用がどのような関係にあるかアンモニア・塩化物イオンの汚濁負荷量を求め，それらとWQIとを比較する．

Table.6 Number of parameters in German Frontier

1987年	アンモニア	塩化物イオン	鉄	ナトリウム	硫酸塩	亜鉛
全測定回数	52	52	26	13	10	13
異常値の数	21					

5.1　アンモニア汚濁負荷量

この地点におけるアンモニア汚濁負荷量をFig.3に示す．

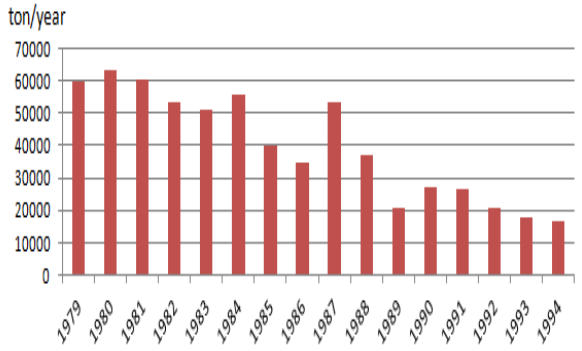


Fig.3 Ammonia Flux at German Frontierin Rhine River

アンモニア汚濁負荷量は1979年においては年間7万トン近くあり，その量を1984年まで維持していたが1985年に急激に減少した．しかし2年後に一時その量が増加した．この急激な増加はこの1987年の1年だけで，アンモニア汚濁負荷量は減少を続け，1980年代後半に急激に減少し1990年代にはその量は半分以上も減少，年間2万トン以下まで減少した．

5.2　塩化物イオン汚濁負荷量

この地点における塩化物イオン汚濁負荷量をFig4に示す．1980年代後半まで汚濁負荷量は年間100万トン近くあり，増加・減少を繰り返している．しかし，1989年に急激に減少し，年間100万トン以下の量になっている．

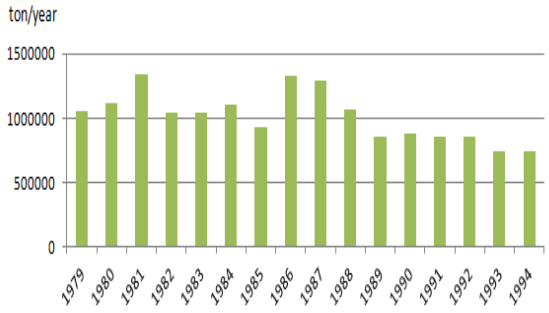


Fig.4 Chloride Flux at German Frontierin Rhine River

5.3　汚濁負荷量とWQI

アンモニア，塩化物イオン汚濁負荷量とWQIの比較を行いFig5に示す．

アンモニアの汚濁負荷量は，塩化物イオンのその量と比較し相対的に少ないので，このグラフの下部に表示されている．

WQIは1989年から1992年にかけ低下したが，しかし塩化物イオン汚濁負荷量は減少し，逆相関を示した．一方，アンモニア汚濁負荷量とWQIに関しては，徐々に汚濁負荷量が減少している一方，WQIがほぼ1989年から1992年をのぞき大きく変動せず一定であるととらえることができることからアンモニア汚濁負荷量についてもWQIと相関をもたないことが分かった．

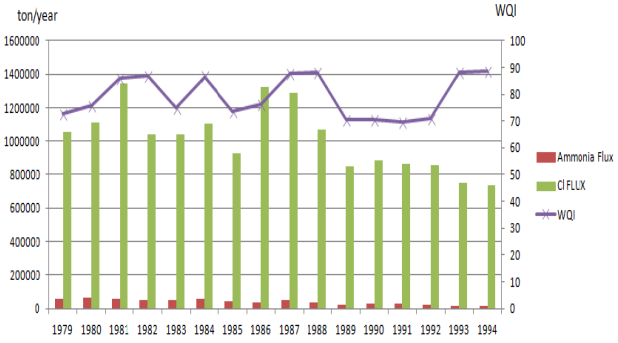


Fig.5 Comparison of WQI and Flux at German Frontierin Rhine River

6.　考察

はじめに水質基準をこえた指標について考察すると，中流のドイツにある2地点のMaxau，Mainzでは，鉄が基準をこえていた．これはライン川の水運を利用した鉄鋼業が河川周辺に立地していたため，工業排水から鉄の溶出が起こっているのではないかと推測される．

また，下流のオランダのGerman Frontierでは，アンモニアが基準を超えていたが，これは同流域で盛んに行なわれている畜産業からの排泄物が原因であると推定される．ライン川流域においては，特にオランダにおいて，畜産排水の規制は厳しくなっているが，その広大な面積故，地下水の硝酸汚染が問題になっている．

上流と下流を比較すると基準を超える水質項目の種類が異なっていているが，下流に行くにしたがって基準を超える回数が増加していることが分かった．この基準値を超えている水質項目，またその測定回数などが統一指標(WQI)に反映されており，統一指標(WQI)は水質を客観的・直観的に明示するのに有効な指標であるといえる．

7.　おわりに

WQI算出に関しては，(1)汚濁の総量基準ではなく濃度基準であることで実際の汚濁を正確に反映していない．(2)4 By 4ルールによって，算出できる地点や年が限られてしまい河川の汚濁の経年変化をとらえることができない，(3)水質状況を表すのに多くの国で使われているBOD，COD，DO，SSなどがWQI算出のための水質項目に含まれていないなどの問題がある．この問題を解決し，水質状況を客観的に表すことのできる汚濁負荷量を基準とした統一指標作成が必要である．

謝　辞

本稿作成にあたり，GEMS/Waterに蓄積されている貴重な水質データ使用することができた．データ提供に協力していただいたGEMS/WaterのDr. Richard Robarts, Ms, Kelly Hodgsonに厚く御礼申し上げる．

参考文献

CCME. 2001. Canadian water quality guidelines for the protection of aquatic life: CCME Water Quality Index 1.0, User's manual. In: Canadian Environmental quality guidelines, 1999, Canadian Council of Ministers of the Environment, Winnipeg, Manitoba

(http://www.ccme.ca/assets/pdf/wqi_usermanualfctsht_e.pdf)

CCME. 2005. Canadian Environmental Sustainability Indicators. Freshwater Quality Indicator: Data Sources and Methods. Catalogue no. 16-256-XIE (http://www.statcan.ca/bsolc/english/bsolc?catno=16-256-XIE#formatdisp)

UNESCO IHP 1999. Summary of the Monograph “World Water Resources at the beginning of the 21st Century'” (http://webworld.unesco.org/water/ihp/db/shiklomanov/summary/html/summary.html)

UNEP GEMS/Water Programme..2007. Global Drinking Water Quality Index Development and Sensitivity Analysis Report (http://www.gemswater.org/publications/pdfs/gwqi.pdf)

UNEP GEMS/Water Programme. 2005. Workshop report: Development and use of global water quality indicators and indices. Vienna , Austria 4-6th May.2005.(http://www.gemswater.org/publications/pdfs/indicators_workshop_report.pdf)

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

A Study on Tools towards Awareness-raising for Disaster Risk Preparedness and Building Resilience in Zagreb, Croatia

Naoko KIMURA[(1)], Yosuke YAMASHIKI[(1)], and Ivica KISIĆ[(2)]

(1) Graduate School of Advanced Integrated Studies in Human Survivability, Kyoto University
(2) Faculty of Agriculture, University of Zagreb, Croatia

Synopsis

This research aims to propose a tool to raise young citizens' awareness and preparedness towards emergency cases, especially floods, in Zagreb, Croatia. It seeks a possible way to build a bridge between past disaster experience and preparedness in today's life and future in the context of Croatian society. This paper focuses the status of awareness among young generations through analysis of social survey results in order to discuss what means would be necessary for the purpose of raising awareness and preparedness towards disaster risks. It also tries to find if computational tool, as way forward, can be effective as educational tool for awareness-raising. It concludes with a proposal of tool development to form a holistic approach regarding education for sustainable development of Zagreb.

Keywords: disaster risks, flood, awareness, preparedness, youth and children, Zagreb

1. Introduction

Protection of people's lives and property from natural disasters is a critical issue. Millennium Development Goals (MDGs) states, "(We must) *intensify cooperation to reduce the number and effects of natural and man-made disasters*" (UN 2000). International Strategy for Disaster Reduction (ISDR) (2005) asserts, "(We should) *Ensure that disaster risk reduction is a national and a local priority with a strong institutional basis for implementation*", "*use knowledge, innovation and education to build a culture of safety and resilience at all levels*", and "*strengthen disaster preparedness for effective response at all levels*" as part of priorities for action. Education for Disaster Risk Reduction (DRR) has more actively been discussed in recent years. Children and youth in international and local societies alike are important stakeholders who play a vital role in DRR and ISDR prioritizes the inclusion of DRR in all school curricula by 2015 as well as development and implementation of firm action plans for safer schools (ISDR 2009).

The City of Zagreb, Republic of Croatia, is located between Medvednica Mountain and the Sava River, a tributary of the Danube River. Due to the characteristics of its location, a large amount of water was flowed into the city both from the breakage of the river bank and the mountain streams when the city had heavy rain in 1964. The water level of the Sava River reached 514cm and the central part of Zagreb city was flooded and the deepest was about 1m (Maršić 1998). The city had to be suffered from extensive damages on many of its infrastructures and 17 casualties (ISRBC 2009). Having received this bitter experience, the municipality built a modern bank flood protection system along the Sava River, a drainage canal (Sava-Odra Canal), and the retention dams along

some of the mountain streams (Trninic 2001). Thanks to them, the city has had no major flood disaster, at the same time, the memory of such disasters have faded away among its citizens. Today the major concerned disaster for Zagreb is earthquake and it seems that the flood has been seem as one of concatenated disaster by the municipality government and their research groups.

2. Previous Study

The status of education for awareness-raising among young generations toward disaster risks is described in Brief Country Profile "Croatia", the Report "Children and Disasters – building resilience through education" (UNICEF and UNISDR 2011). It remarks some certain practices for raising awareness among young generation toward disaster risks in Croatia. For example, the national government and National Protection and Rescue Directorate (NPRD), the governmental body related to civil protection issues, are now reviewing the official school curricula and trying to include educational items for DRR in order to raise awareness among young generation. However, it is reported that teachers neither have knowledge nor skills to teach those topics. The Report states "*Knowledge of hazards and risks is included in the school curricula, although not yet at a sufficient level*", "*NPRD has partnered the Ministry of Science, Education and Sport to mainstream disaster risk reduction into school curricula*", "*The Meteorological and Hydrological Service of Croatia is also providing education and public outreach programmes targeted at increasing awareness of hydro-meteorological hazards*", and "*Croatia intensively uses simulation exercises to validate preparedness activities and disaster response operations*".

There have been some activities and practices taken place in Croatia. How is the status of awareness and preparedness among young generations toward disaster risk now? Have the city's historical disaster experience been used for the purpose of awareness-raising, if so how? This research conducted social survey to find the current status of young generation regarding their awareness towards disaster risks as well as to learn how their past disaster experiences have been used as raising awareness strategy.

3. Methodology

This research takes historical floods records and documents as well as a social survey to young generation.

3.1 Historical flood records

This research collects photo records of the historical flood in 1964 for the purpose to see how those have been used for raising awareness. The authors examined several photos taken on the occasion of the huge flood in 1964 and identified the exact locations in the city. The authors took photos at the same location of those photos to produce then-current comparison images. These images will be used to explore how such historical records can help in awareness-raising, keeping the lessons from local disaster experiences, as well as, to take over such indigenous knowledge to the future generations eventually.

3.2 Social Survey – questionnaire

A questionnaire survey to children and youth was conducted in September 2011 for this research. The targeted groups are the young generation whose age is between 12 to 21 years in Zagreb city and the number of the individuals is 208 (Table 1).

Table 1 The number of the respondents

Targeted Groups	n
Children (12-14 years old: primary school)	86
Youth (16-21 years old: secondary school/university)	122
Total	208

The questionnaire was first composed in English by the authors and then translated into local language (Croatian) by local counterparts in Zagreb. Regarding the age of primary school children, it was selected due to their comprehension to the questions in the questionnaire, which was decided based on the check and advice from school teachers.

4. Results

4.1 Historical flood records

The comparison images of the flood in 1964 and a current view of the same locations were produced (Figure 1).



Fig.1 Comparison images: photos taken in the same locations where the flood views were photographed in Zagreb on the occasion of the huge flood in 1964 (left: 1964; right: 2011).

These comparison images were also introduced to the questionnaire respondents on the occasion of survey. There was no one who has seen any of those before observed, and it seemed that these photos were rather well-recognized and a fresh type of material for them to learn. As the city has still kept its traditional dimensions of buildings and plants structure, it became easier and helpful for young generation 1) to image how the flooded city was like, 2) to image a flooded case with the same amount of water in the city today, thus 3) eventually, to image what and how he/she would react in such a situation.

Regarding these old photos of the historical flood experience in 1964, Zagreb City Museum held an exhibition in 2004 for the purposes of raising awareness and information dissemination on the huge flood in 1964. The exhibition showed the audience how such a huge flood engulfed the city by chronologically introducing the then precipitation data and photos. Video shows and display of evacuation goods such as a rubber boat are shown for education purpose. This exhibition was also open to the media such as newspapers and TVs targeting to the wider population (Muzej Grada Zagreba 2004).

4.2 Social Survey

The social survey on the awareness status among young generations clarified the following three things: 1) 47% of the respondents know about the huge flood in Zagreb in 1964 and their information source was family, 2) a dependency on mobile phone or internet was rather high for both preparedness and information on an emergency case, and 3) nearly 74% think that there may be a flood to happen in Zagreb in 10 years time though they recognize the function of modern flood protection systems such as river banks and canals.

The survey showed the major information fource for young generation on the huge flood in 1964 is ‘family (62%)’ whereas ‘school’ was chosen by only 7%. Family is a very important information source that children, and this was clearly observed among primary school pupils, and they rely on their family, especially parents, for both preparation and evacuation because they do not know what to do. It was also clarified that many pupils expect a direction from their family when or on a moment a disaster happened. For preparation learning, modern technological tools such as mobile phones and the Internet are the most popular means among the respondents, then traditional means such as ‘people’ and ‘guideline booklets’ follow (Fig.2).

A very interesting finding to draw attention is that 74% of respondents think there may be a flood in Zagreb in 10 years, on the other hand, the ratio of

those who has preparation at home was only about 30%. It might tell that their preparation at home or their knowledge about evacuation is not correlated. They may think that a flood is caused only by heavy rain, but actually, this region in Europe has some earthquakes and the possibility of the river bank break or crack cannot be fully denied. The municipality government of Zagreb city has made efforts having produced leaflets on reactions in four types of emergency – earthquake, flood, chemical materials, and radioactive materials – and disseminated to citizens. Yet, it was found that the leaflets are not well recognized and even some university students do not have exact knowledge about evacuation or reaction in emergency case such as earthquake and flood.

Another interesting finding was that there was a similar ratio of respondents who have felt fear of heavy rain or storm and that of those who have preparation at home. The respondents neither have much connection with the Sava River nor spend much time around the River, thus they do not have much time spending in the water environment or any disaster experience thanks to the success of flood protection systems.

At last but not least, a tendency of lower ratio of preparation status in female, compared to male, was observed through an analysis, which might be related to the vulnerability issue of girls/women in emergency cases that is often discussed.

The social survey revealed that young generation in Zagreb is well-aware of the historical flood event and other natural disaster risks. Nearly three-quarter of them answered there may be a flood to happen in Zagreb in 10 years time, however the result cannot clarify if they really think there will be a flood in the city or they actually assume that it will not happen to them and do not have tangible images of disaster case. In fact, their preparation status and knowledge is quite limited. The survey results showed the ongoing activities on education for disaster risk reduction at public educational arena, in case of Zagreb, may need to be further reinforced so that it comes understood and digested better in young generation so that they can connect their learned knowledge to their own actions to protect themselves and help each other in an emergency case.

5. Discussion

The survey result showed that the most concerned natural disaster in Zagreb was earthquake and flood follows it. However, again, the flood is a concatenating disaster with a large earthquake, thus its occurrence cannot be overlooked. With this in mind, awareness-raising toward unforeseen flood risks is needed to be further developed and well-structured, especially young generation.

The flood experience in 1964 can be more effectively used in order to raise awareness in public arena of flood disaster. Although many photos taken on the occasion of flood in 1964 were exhibited in the museum and such history has been taught at school as part of regional history, young generation recognize their own family as information source. This may tell that such disaster experiences come to people's mind with

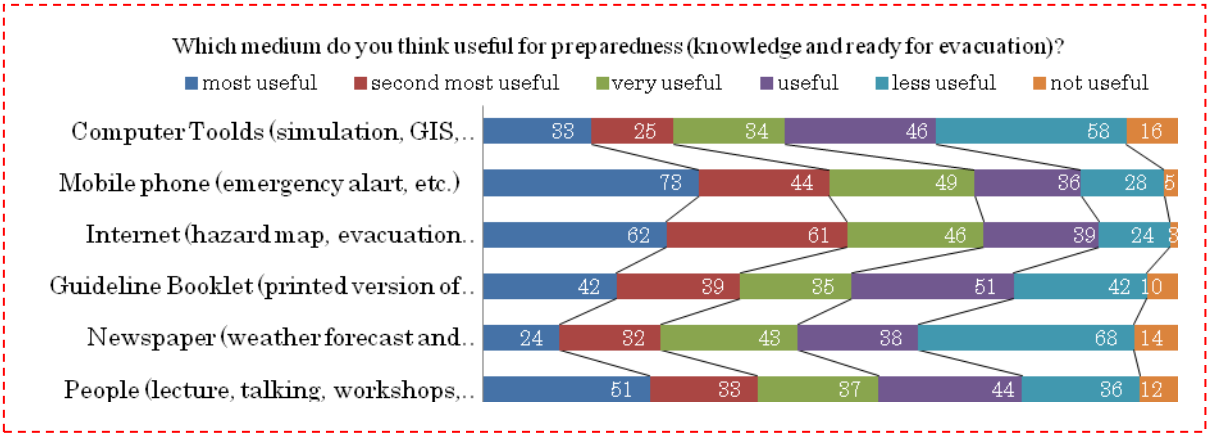


Fig. 2 The absolute evaluation by young generation on preference to the means for preparedness

stronger impact when it was provided by a person who is closed to the listener or has actual experiences. The past experiences including those photos and personal stories can be used more effectively and be included in awareness-raising scheme plan by the government. This type of learning may exert non-verbal education helping people build resilience not depending upon infrastructure.

Mobile phones and internet are widely disseminated among young generation; they were popular means for preparation learning and evacuation information source. Yet, this implies that they assume electricity or mobile phone line services are available even in any emergency cases. Many of young generation may have taken their protected life without disaster for granted and cannot image that phone lines get down or malfunctioned due to a number of accesses at a time. For the government, it needs to maintain the mobile phone operation system under disaster situation along with their protection and rescue policies. This can be a part from which they can learn from disaster prone countries cases, e.g., the Great East Japan Earthquake in March 2011.

As way forward of this research, it is planned to work on a relative evaluation by Analytic Hierarchy Process (AHP) method. Figure 3 shows a planned flow. This is to make a comparison between the results from absolute evaluation and relative evaluation regarding the means of learning for preparedness. Mobile phone, Internet, and people (lecture/workshop/talk) were the most preferred means of learning for preparedness as a result of absolute evaluation. It is also important to observe consistency – including any similarity or difference – in the results out of absolute evaluation and relative evaluation regarding the same item. This will contribute to reliability of the result.

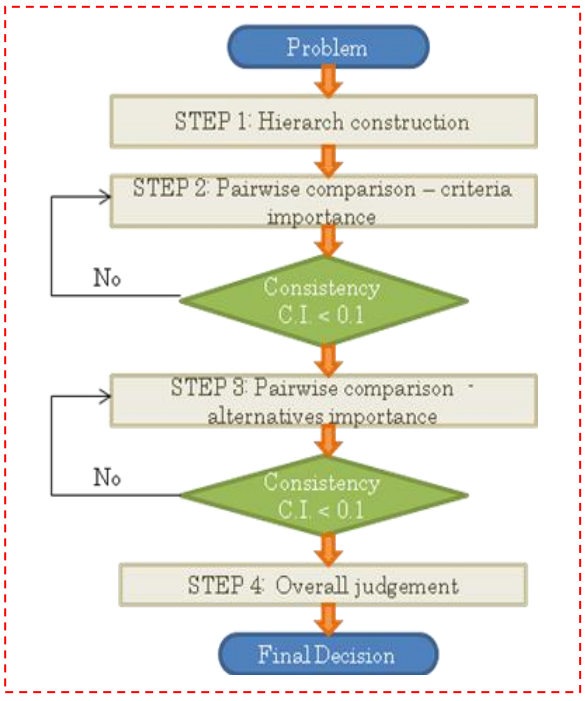


Fig. 3 Analytic Hierarchy Process (AHP) flow for relative evaluation

6. Conclusion

The government of Croatia built a modern infrastructure system, which made a success in protecting the city centre and its citizens. Although the huge flood happened in Zagreb in 1964 is well-known by young generation in the city through their family, it seems that they see this old flood event only as knowledge. Though 74% respondents replied that there may be a flood in Zagreb in 10 years time, it is yet not sure how seriously they see such flood risks as an issue that might come and related to their life. Many of young generation do not know exactly what to do in order to protect themselves or help each other in case of disaster emergency.

As the Report from UNICEF and UNSIDR states, it is observed, through the survey in Zagreb, that there are many educational activities for awareness-raising are ongoing in Croatia. However, many of them may have ended as merely events and not yet sure how much impact they left in young generation in terms of learning and building preparedness and resilience. A holistic approach including old records and talk by senior citizens who experienced past disasters will be necessary in order to build resilience of the whole society. Such means can activate DRR teaching/learning at public educational arena and play indispensable role to reinforce cohesive community.

Flood should be understood a concatenating disaster to earthquake, the most concerned disaster in Zagreb. It is not to scare young generation but to have them prepared so that they react without

panicking, thus it eventually leads to sustainable development of the city in future.

Acknowledgements

We are grateful to the Committee members for DPRI Publications, who very kindly provided the previous versions of this instruction. We would like to thank Japan International Cooperation Agency (JICA) and Japan Association for Science and Technology (JST) as the surveys were conducted on the occasion of visit to Croatia for the Project "*Risk Identification and Land-Use Planning for Disaster Mitigation of Landslides and Floods in Croatia*." We acknowledge the help of the members of Faculty of Agriculture, University of Zagreb, Principals and teachers of *Poljoprivredna Škola* and *Osnovna Škola Antuna Gustava Matroša*, all the pupils and students who cooperated to the survey.

References

ISDR (International Strategy for Disaster Reduction). (2005): Hyogo Framework for Action 2005-2015: Building the Resilience of Nations and Communities to Disasters – Extract from the final report of the World Conference on Disaster Reduction (A/CONF.206/6). Chapter III, Priorities for Action, B.1., B.3., and B.5. UN/ISDR. Geneva, Switzerland.

ISDR (International Strategy for Disaster Reduction). (2009): Proceedings – Creating Linkages for Safer Tomorrow. Global Platform for disaster Risk Reduction. Second Session, Geneva Switzerland.

ISRBC (International Sava River Basin Commission). (2009): Sava River Basin Analysis Report. International Sava River Basin Commission. Zagreb, Croatia.

Maršić. A. (1998): 1964 – Grad i njegova Rijeka. EROZIA. JŽ-Beograd, Zagreb, Croatia

Musej Grada Zagreba (2004): Populava u Zagrebu 1964. Godine. http://www.mgz.hr/hr/izlozbe/poplava-u-zagrebu-1964-godine,108.html [accessed on 23rd April 2011]

Trninic, D. (2001): The Sava River Flood Forecast and Srednje Posavlje Flood Control Efficiency. XXIX IAHR Congress Proceedings. Tsinghua University Press, Beijing, China

UN (United Nations). (2000): United Nations Millennium Declaration. A/RES/55/2. New York. USA

UNICEF and UNISDR (2011): Children and Disasters – building resilience through education, UNICEF Regional Office, Geneva, Switzerland, UNISDR, Brussels, Belgium.

(Received June 11, 2013)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

実践的防災技術情報による防災教育コンテンツ開発について

Contents development for disaster reduction education by using information of implemental disaster reduction technologies

根岸弘明(1)・竹内裕希子(2)・亀田弘行(3)・寶馨・小林健一郎(4)・賀斌(3)

Hiroaki NEGISHI(1), Yukiko TAKEUCHI(2), Hiroyuki KAMEDA(3), Kaoru TAKARA, Kenichiro KOBAYASHI(4) and Bin HE(3)

(1) 防災科学技術研究所
(2) 熊本大学大学院自然科学研究科
(3) 京都大学学際融合教育研究推進センター
(4) 神戸大学都市安全研究センター

(1) National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention
(2) Graduate School of Science and Technology, Kumamoto University
(3) Center for the Promotion of Interdisciplinary Education and Research, Kyoto University
(4) Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University

Synopsis

Disaster Reduction Hyperbase (DRH) is a web-based database to disseminate appropriate disaster risk reduction (DRR) technology and knowledge. The implementation technology contents are described as “Text book” or “Reference book” for the purpose of actual application to mitigate disasters. The attempts to develop educational materials by graduate students based on the DRH contents were conducted in international class. For smooth creation of educational materials, a template file that expresses information of technology-education linkage was established. The template and educational materials will be published and opened at the website with DRH contents.

キーワード: DRH, 防災技術情報, 防災教育, 教材
Keywords: DRH, Information of Disaster Reduction Technologies, Disaster Reduction Education, Educational Materials

1. はじめに

世界では，様々な自然災害が猛威をふるい，実際に甚大な被害がしばしば発生している．一方，これら災害に対する長い歴史の中で，様々な災害対策技術が生まれ，それぞれの文化や社会情勢に即した独自の発展を遂げているものも多い．そのような技術は，研究の上で提案されただけではなく，実際の災害に対して利用され，実証的な検証と改善のプロセスを経たものであり，それらは災害対策の実施を行う立場の人達にとっては貴重で重要な情報である．したがって，そのような災害対策技術を収集整理してデータベース化することは大変重要な意味を持つといえる．しかし，巷にある防災技術のほとんどが

過去の「ある自然現象に対し」「ある社会基盤で」「ある被害を軽減した」という個別条件での適用事例であり，今後発生する自然災害にそのまま適用出来るものではない．また，玉石混交で形式もバラバラであったり，ある地域や文化に特化していることも多く，そのままアーカイブしただけでは今後発生する多種多様な地域・災害への適用は困難であり，特に国際的に展開する場合は顕著である．そのため，データベース化する際には一般的適用に耐えうるべく検証・改訂することも重要であり，そのようなプロセスを経たアーカイブが，災害対策技術のデータベースとして初めて意味を持つものであり，災害対策を実施する立場（自治体関係者，NGO，NPOなど）が利用するための情報となる．

以上のような実務者向けの情報は，実務者が直接利用する技術情報であるが，それ以外に，いわゆる防災教育に利用するための情報というのも重要なものである．防災教育の目的としては，市民が自分たちの身を守るための知識を身に付ける，いわゆる最終的な受益者が受ける教育啓蒙活動の他，意欲のある市民／学生（Motivated citizen/students）に対し，将来災害対策の実務者になるべく育成するための教育を行うということがあげられる．そのような教育を行う場合，実務者向けの実践的災害対策技術のコンテンツをそのような教育に利用することは大変有用である．ただし，その場合，実務者向けコンテンツと教育向けコンテンツでは目的や利用プロセスが異なるため，ある程度手を加える必要がある．

本稿では，国際的に展開されている実務者向け災害対策技術のデータベースについて紹介すると共に，そのコンテンツを利用した防災教育教材作成のプロセスについて，およびそれを基にした教材コンテンツ作成演習の実際について紹介する．

2. 防災技術情報データベース：Disaster Reduction Hyperbase（DRH）

阪神・淡路大震災の発生から10年の節目である2005年1月，神戸市で国連防災世界会議（WCDR2005）が開催され，その場で「防災に関する情報集(Portfolios for Disaster Reduction)の構築」が提言され，それに含まれる要素として「防災技術集(Catalog of Technologies for Disaster Reduction)」を構築する必要性が示された．これを受け，我々は，アジアの地域特性に根ざし「役立つ」防災の科学技術を収録するウェブシステムを構築し，その活用を促進することを目的として，科学技術振興調整費による国際共同研究「アジア防災科学技術情報基盤の形成: Disaster Reduction Hyperbase - Asian Application（研究代表者：亀田弘行）」を実施した（Kameda et al., 2010）．実施期間は2005年度から2008年度（2005年度：第一期，2006-2008年度：第二期）である（第一期では基本概念構築等の準備研究を実施）．この研究は，アジアを中心とする11カ国の研究者・NGOリーダー，および国連国際防災戦略（UN/ISDR）やヨーロッパ連合共同研究センター（EC/JRC）といった国際機関により進められた．そして，その成果として公開されている防災技術情報データベースが，Disaster Reduction Hyperbase (以降DRH)である．

地震等の自然現象としての災害(Natural Hazard)が発生すると，その人工物などへの暴露（Exposure）の程度に応じて建物倒壊といった被害(Disaster Risk)が発生する(し得る)．自然災害は純粋な自然現象であるのに対し，発生する被害は人間生活や社会の状態を反映したものであり，同じ規模の自然災害でも，必要な対策をとり，社会基盤を安定させる事で被害は小さくなる．つまり，被害は要因となる自然災害に対して社会の持つ脆弱性(Vulnerability)というフィルタを掛け合わせた結果であると見なすことが出来る（UNISDR, 2009）．そして，防災とは，この脆弱性の部分をいかに小さくするか，災害から被害への変換をいかに少なくするか，という行動である（Fig.1）．

そのように考えると，災害対策が脆弱性の部分に対して働きかける行動であるのに対し，多くの防災情報がその前後にある入力・出力の部分を対象とし，肝心の行動に結びつける部分を対象としていないことがわかる．このギャップが，巷にあふれる防災情報と実際の行動との乖離につながっていると言える．

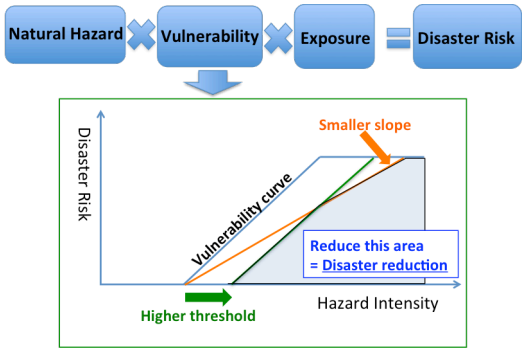


Fig. 1 Relationship among “Natural Hazard”, “Vulnerability”, “Exposure” and “Disaster Risk”. Vulnerability is the translate function between hazard intensity and risk or disaster. The area under the vulnerability curve indicates the total amount of disaster. It can be reduced by smaller slope of vulnerability curve and higher threshold of the part of the rise, means disaster reduction.

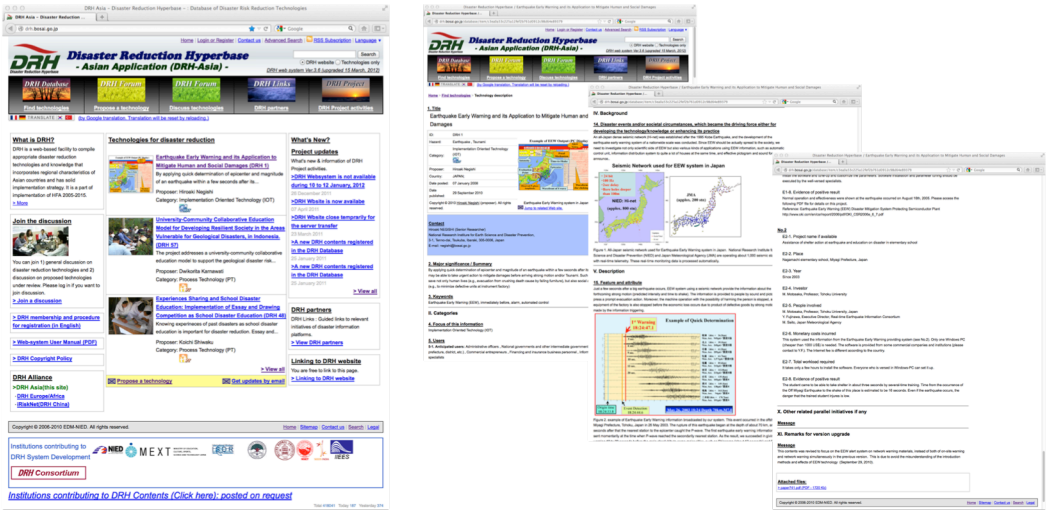


Fig.2 Captured images of the DRH Website top page (left) and the individual contents pages (right).

実際に災害を軽減させるために，何をどうすれば良いのか，その行動に関する情報もまた，他の災害情報と同様に扱われるべきである．ここではそのような災害対策に関する情報を「防災技術情報」と呼ぶ．他の災害情報と同様に，防災技術情報についても，有効なものを利用しやすい形で整理することが必要である．DRHでは，そのような防災技術情報を体系的に整理し，データベースとして公開することを目的としている．

Fig.2にDRHウェブサイトのトップページおよび個別コンテンツのページの例を示す．DRHでは，単に投稿された防災技術情報コンテンツをそのまま掲載するのではなく，よりよい情報とするために，コンテンツ投稿時に第三者（マネージャー，ファシリテーター）を交えて内容を確認し，議論の上，情報の整理と改善を行う仕組みを持っている．ちょうどそれは論文の査読と似たようなものであり，DRHコンテンツの質を維持するために行なっている．また，コンテンツを投稿する際にはDRHテンプレート（Ikeda, 2011）と呼ばれるフォーマットを用いて入力するようになっている．このテンプレートはあらゆる種類の自然災害を対象とし，必要事項を記入することで，対象とする自然災害と軽減対象の被害の明確化，有効性の検証の度合い，実行に必要な具体的情報などが整理されるようにできている．

DRHウェブシステムは実際に稼働中であり，http://drh.bosai.go.jp/ からアクセスすることができる．現在64のコンテンツが投稿され，そのうち41がファシリテーションプロセス（投稿論文の査読に相当）を経て公開されている．ウェブ上のコンテンツであるため，本文の他，動画ファイル，パンフレットや教材などの資料，アプリケーションソフトなど，実利用に必要な付帯物を含むコンテンツも存在し，防災の実務者（Practitioner）が実際に利用することを前提とした様々な実用的情報を参照することが出来る．DRHおよびウェブシステムについては，亀田(2009)，Kameda(2011)，根岸ら（2011），Negishi(2011)を参照されたい．

3. 防災実務者育成教育への防災技術情報データベースの活用

DRHプロジェクトでは，防災に関する様々な研究成果のうち，実際に社会に還元・実装され，現実の災害対策に利活用され得るものを対象として収集と公開を行なっている．そのため，コンテンツは，自治体の災害対策担当者，防災に関するNGO，NPOといった，実際の対策実務者（Practitioners）が直接災害対策の製作決定や実務実行の「作業手順書」「参考書」として利用することを想定した構成になっている．つまり，コンテンツの利用者は実務者である．

しかしながら，災害対策の実務者は慢性的に不足しており，特に2011年東日本大震災のような広域災害ではその影響が顕著に現れる．今後実際の災害対策の拡充を進めるためには新たな防災実務者を育成することが重要であり，コンテンツの対象は一般市民や学生といった，これまで実務者から対策を受けてきた側の中にいる「モチベーションを持った実務者予備軍」となる．その場合，コンテンツはこれまでのような「対策のコンテンツ」ではなく防災技術

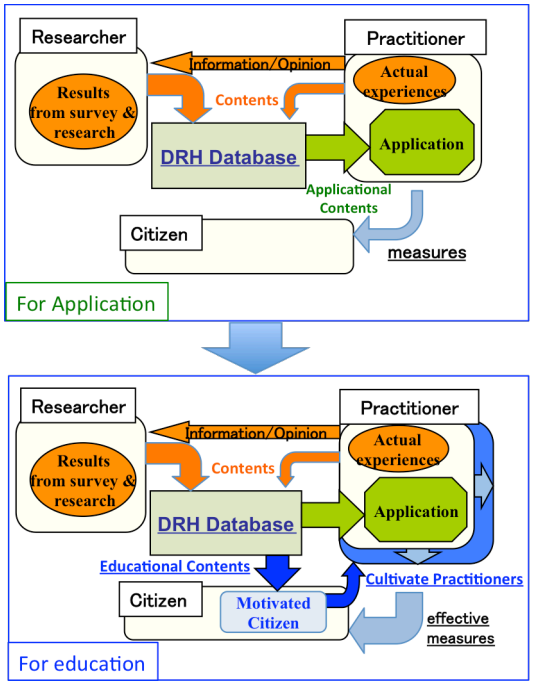


Fig.3 Relations between DRH database and stakeholders. (upper) For the practical use of DRH database, practitioners refer the contents of DRH database and execute measures for citizen. (lower) In the case of educational use, the actual user of the contents is the motivated citizen as preliminary practitioners. Execution of measures will be enhanced as cultivating practitioners by education of motivated citizen.

知識の学習教育教材，防災意識向上のための研修教材としての利用に対応できる「教材のコンテンツ」としての表現形式が必要であり，またそれを実現するためのプラットフォームが要求される．このような育成を行うことで，市民・学生の中から実務者サイドへ移行する人が増え，DRHコンテンツを直接利用することになる実務者が増え，実際の防災対策も進むこととなる（Fig.3）．なお、このような教材としてのコンテンツの実際の開発を実証するため、2011年度から、京都大学の大学院カリキュラムの中で、DRHのコンテンツを資源として、学生が教員の指導を受けながら防災教育用教材を自ら作成する教育プログラムを開始した。（詳細は後述）

4. 防災教育用教材に必要な要素

防災技術知識の学習教育教材，防災意識向上のための研修教材としての利用に必要な要素を明らかにするため，2011年8月に，防災教育に関する国際ワー

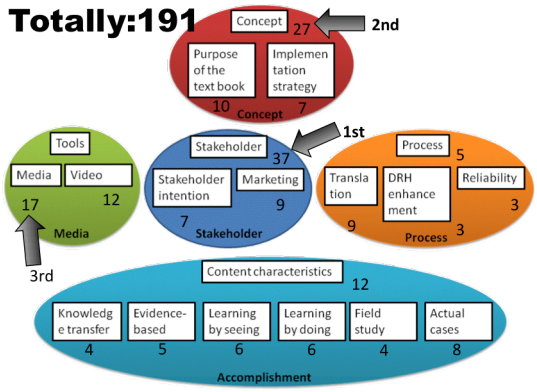


Fig.4 Keyword groups of educational materials. The terms “Stakeholder”, ”Concept”, “Media” took high point.

クショップを開催し，実際の防災教育の現場でどのような要素が重要視されているかを抽出する試みを行った．インド，ネパール，日本の防災関係者（NGOスタッフ及び大学研究者）による防災技術に関する教材および教材を利用した教育啓蒙活動の実例を分析し，どのような内容がキーワードとして多く含まれているかを，教材コンテンツに必要な要素として分析と抽出を試みた．Fig.4に教材に関するキーワードをグループ化したものを示す．要素としてポイントが高かったのが「ステークホルダー（直接的・間接的に関係する人）」「教材の持つコンセプト」「メディア（媒体）」といった，教材としての利用環境や表現形式が重要視されることがわかった．これは，DRHコンテンツに求められる要素である「実行に必要なリソース」「実際の対策実行例」「コンテンツの提供元に関する情報」とははっきりと異なるものである．これは，実務者向けコンテンツが現場への適応性と実行に必要な情報という，コンテンツの実行条件を重視しているのに対し，教材コンテンツでは，誰が何の目的にどのように使うか，といったコンテンツの利用環境や表現形式が重要視されるということを示している（Fig.5）．

5. 防災教材用テンプレートおよびウェブサイト

前章でまとめられた要素を基にして実際の教材コンテンツを作成する時に，ただ条件を列記してそれを満たすように記述を求める方法では，必要な条件を過不足なく組み入れながら構成することは難しい．そこで，防災のための教材を作るための情報を整理し，教材コンテンツの作成を円滑に進めるためのテ

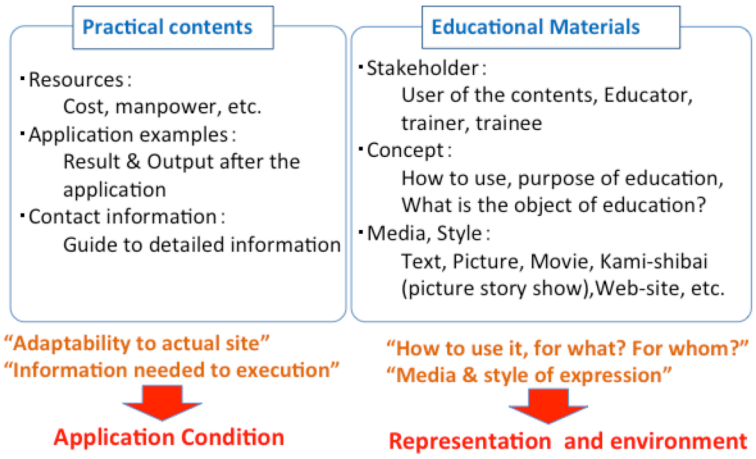


Fig.5 Important terms of practical and educational contents. In practical contents, the items on application condition (resources, application examples, contact information) are important. On the other hand, representation and environment of the materials (tools) are important for educational purpose.

ンプレートを開発した（付録ファイル）．これは，教材に対するステークホルダーや災害種別，教育方法の種別やメディア情報などについて選択肢から選んだり必要事項を記入することにより，教材作成に必要な情報が過不足なく把握できるようになっている．

開発された教材コンテンツをウェブ上で公開するものとして，新しいウェブシステムを開発し，運用を開始した（http://drh.dpri.kyoto-u.ac.jp/DEM/）．Fig.6にトップページを示す．このシステムはDRHウェブシステムを拡張する形で作られており，DRHコンテンツおよび教材コンテンツの双方について検索・閲覧ができるようになっている．また，画面左側にフレームを置き，災害種別やカテゴリの一覧を表示させ，そこから種別ごとのコンテンツ一覧を表示できるような機能を追加し，利便性を向上させている．コンテンツ一覧では災害種別と教材の利用種別（Lecture, training camp, self learningなど）によるフィルタリングができるようになっている．一方，DRHでは，コンテンツの投稿受け付けからマネージャー，ファシリテーターによる議論と改善のプロセスがあるが，教材コンテンツについては現時点ではその過程がないため，上記ウェブシステムではコンテンツのファシリテーションに関する機能などを省き，またリンク集など副次的な内容は左フレームにまとめた．



Fig.6 Captured images of the Website for providing educational materials.

6. DRHコンテンツによる防災教材作成演習

防災技術情報を教材として利活用するためには実際に教材を作成する必要がある．ここでは，DRHの活動とは直接関係していない大学院生（主に海外からの留学生）や海外からの派遣研究生を対象とし，実際にDRHコンテンツから教材を作成する演習を行った．なお，この演習はこれまで2011年度後期および2012年度後期に実施しており，各年とも８人の参加者があった．

平成21年度に採択されたグローバルCOEプログラム「極端気象と適応社会の生存科学」の中で，「生存科学自主ゼミナール（U-Y-03 2011 A）」（2011年度）および「生存科学自主ゼミナール 防災技術情報演習（U-Y-03 2012 B）」の科目において，教材コン

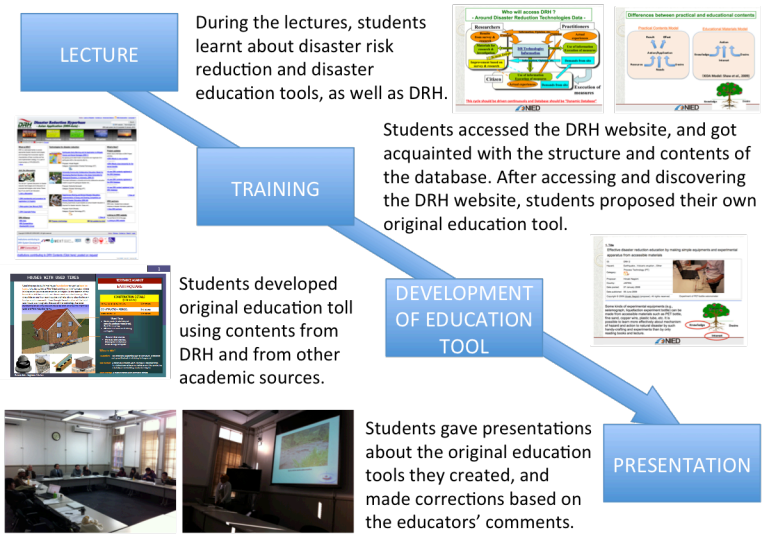


Fig.7 Flow of Classroom U-Y-03.



Photo 1 The education material made of DRH contents: Illustrated short book on disaster resistance buildings for high school students.

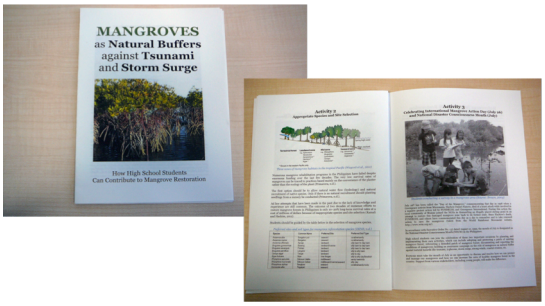


Photo 2 The education material made of DRH contents: Pamphlet on coastal mangrove forests as natural buffers against tsunami and storm surge for high school students.

テンツ作成演習を行った. Fig.7に演習の流れを示す.

まず初めに，防災教育教材作成の基礎として，防災教育全般について，防災教育の教材の実例，DRHについてなどについてといった，基礎的な知識をみにつけるための講義を行った．次に，参加者に実際にインターネット接続可能なコンピュータを持参してもらい，DRHウェブサイトにアクセスして実際のコンテンツに触れ，実践的な防災技術情報について学ぶ実習を行った．またこの時に，自分が作成する教材の参考資料としてふさわしいコンテンツを各自DRHデータベースから選び出してもらった．その次の段階では，参加者には自分の国や地域で実際に利活用することを念頭に置いた上で，どんな災害を念頭に置き，どんな人たちを対象とし，何を身につけてもらうことを目的とするかをしっかりた把握した上で, 各自オリジナルの教材作成を実施した. なお，本格的な教材作成に入る前段階で概要について10分程度のプレゼンを実施し，講義担当者サイドから教材作成にあたっての助言を行なっている．そして教材完成後，開発した教材について詳細なプレゼンテーションを行い，講義担当者や参加者からのコメントを元に改善を行った上で教材を完成させた．なおこの時には，防災教材用テンプレートに記入させることで，教材作成時に必要な情報を意識させるようにした．

Photo 1は参加者が開発した教材の一例である．この例では，DRHコンテンツの中にある，様々な「建物の安全性に関するアイデア」を取り出し，その内容を高校生向けの小冊子としてコンテンツ化してい

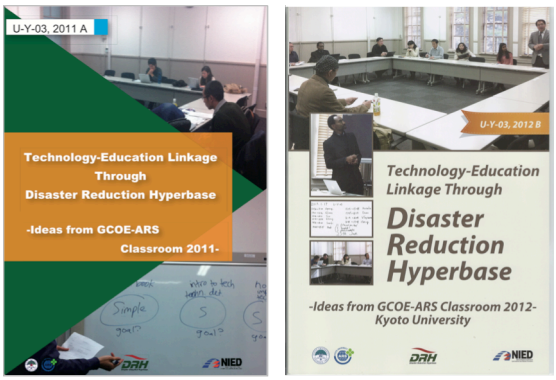


Photo 3 Covers of the Educational material books that merge education tools developed by students. (left) Classroom U-Y-03, 2011 A, (right) Classroom U-Y-03, 2012 B.

る．実務者向けに詳細に書かれたDRHコンテンツから，なぜこれをやるのか，どんな災害を対象にしているのか，それによってどんな効果がもたらされるのかといった，内容に興味をもたせるための要素をうまく抽出し，書くコンテンツの内容を１ページに納めて示すように工夫されている．また，Photo 2は津波や高潮による被害を軽減させるためのマングローブ林の重要性と整備について，フィリピンの高校生を対象として作られたパンフレットである．沿岸災害に対するマングローブ林の重要性やフィリピン国内のマングローブ林の現状，高校生ができることとしての植林事業の進め方が平易でわかりやすく記載されている．これらの開発された教材は，成果物として冊子にまとめられている（Photo 3）他，テンプレートとともに第５章で紹介したウェブサイト上で公開されている．

7. まとめ

本稿では防災技術情報のデータベースについてと，そのコンテンツを元にした防災教育教材作成の流れの明確化と実際の教材作成への適用について紹介した．災害対策の実務者向けのコンテンツと防災教材としてのコンテンツはお互い密接に関係するものであり，その方向性の違いを意識しつつ双方をうまく参照し，利用していくことが実際に災害対策の普及を進める上で重要である．

また，教材コンテンツ作成演習は学生に対する教育を目的としたものであると同時に，実際に彼らが自分たちの作った教材を用いて自分たちの国・地域で防災教育活動を行なっていき，結果として実際に防災対策が広まっていくことを狙っている．そのため，今後も演習を通じて防災教育・教材作成の方法を普及させ，防災の実務者育成につなげることための活動を継続する予定である．

謝　辞

本研究は京都大学防災研究所一般共同研究「教育啓蒙への利活用を考慮した防災技術情報アーカイブシステムの開発（23G-01）」の成果によるものです．また，京都大学グローバルCOEプログラム「極端気象と適応社会の生存科学」（拠点リーダー：寶　馨）の学生の参加と資金的補助を受けています．関係各位に感謝いたします．

参考文献

亀田弘行（2009）：「役に立つ」国際防災技術・知識ベースへの挑戦−DRHプロジェクトの活動，第28回日本自然災害学会学術講演会講演概要集，pp. 155-156.

根岸弘明・亀田弘行・池田菜穂・寶馨・小林健一郎・多々納裕一 (2011)：実務者向け国際防災技術情報データベースの運用：Disaster Reduction Hyperbase，日本災害情報学会第13回研究発表大会予稿集，pp. 61-66.

Ikeda, N.(2011): Format to Describe Disaster Reduction Technology for Implementation - Development of DRH Template, Asian Journal of Environment and Disaster Management, Vol. 3, pp.31-45.

Kameda, H.(2011): Disaster Reduction Hyperbase (DRH) - Conceptual Development and Production, Asian Journal of Environment and Disaster Management, Vol. 3, pp.5-18.

Kameda, H., Ghafory-Ashtiany, M., Dixit, A. M., Duncan, C., Fang, W., Ikeda, N., Nakamura, T., Negishi, H., Okada, N., Sharma, A., Shaw, R., Sasaki, M., Shiwaku, K., Shi, P., Scheer, S., Takara, K., and Tatano, H. (2010), Disaster Reduction Hyperbase (DRH) - Allied Knowledgebase Platforms for Disaster Risk Reduction, CD-ROM Proc. IDRC Davos, paper no. 520, pp. 378-383.

Negishi, H. (2011): Disaster Reduction Technology Accumulation Web-system (Tech-DRAW), Asian Journal of Environment and Disaster Management, Vol. 3, pp.19-29.

UNISDR(2009): Terminology on DRR, http://www.unisdr.org/we/inform/terminology.

（論文受理日：2013年6月6日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

大阪堆積盆地における微動H/Vスペクトルの多点観測による盆地速度構造モデルの検証

Performance Check of the Velocity Structure Models Using Microtremor H/V Spectral Ratios in the Osaka Sedimentary Basin

浅野公之・岩田知孝・関口春子・宮腰 研(1)・西村利光(1)

Kimiyuki ASANO, Tomotaka IWATA, Haruko SEKIGUCHI, Ken MIYAKOSHI(1) and Toshimitsu NISHIMURA(1)

(1) 一般財団法人地域地盤環境研究所

(1) Geo-Research Institute, Osaka, Japan

Synopsis

Microtremor H/V spectral ratio is analyzed to obtain the observational information for performance-checking and improving the three-dimensional velocity structure model of the Osaka sedimentary basin. Microtremor was observed at 100 strong motion stations in and around the Osaka basin. The observed peak period of H/V spectral ratio reflects the bedrock depth beneath the observed site. We identified areas where we need revise the model by comparing the observed H/V spectral ratios with the theoretical Rayleigh-wave R/V ratios from the present three-dimensional velocity structure models.

キーワード：大阪堆積盆地，単点微動観測，H/Vスペクトル比，三次元速度構造モデル
Keywords: Osaka sedimentary basin, microtremor observation, H/V spectral ratio, three-dimensional velocity structure model

1. はじめに

大阪堆積盆地は，主に花崗岩からなる基盤岩に形成された北東－南西方向に長軸を持つ楕円形に近い盆地構造の上に，主として約300万年前以降の大阪層群からなる厚さ約1～3kmの堆積層によって覆われている．大阪堆積盆地の端部は有馬－高槻構造線や生駒断層帯，中央構造線などの活断層によって形成されており，盆地内部には上町断層帯が大阪府内をほぼ南北の走向で分布している．このような都市直下の活断層帯で将来発生する大地震の強震動を予測するには，各種の活断層調査などに基づく震源断層のモデル化や活動履歴，平均変位速度などの把握に加え，断層帯周辺を含む対象領域内での高精度な地下構造モデルが必要である．

大阪堆積盆地では，これまでも多くの活断層調査や地下構造調査のための物理探査（反射法地震探査，微動探査，ボーリング調査など）が行われてきており，それらの物理探査情報や地質情報を統合することにより，盆地の基盤形状と堆積層の三次元速度構造モデルが提案・改良されている（例えば，香川ら, 1993; 堀川ら, 2003; Iwata et al., 2008; Iwaki and Iwata, 2011）．また，大阪堆積盆地内及び周辺の既存の強震・震度観測点において多数の地震波形記録が収集され，堆積盆地内における地震動伝播・増幅特性の把握や地下構造モデル高度化のための解析に用いられている．

本研究では，これら既存の速度構造モデルの検証及びさらなる改良に資するため，大阪堆積盆地のうち大阪平野及び周辺に位置する既設強震・震度観測

点100地点で単点微動観測を新たに実施し，そのH/Vスペクトル比を求め，既往の三次元地下構造モデルとの比較検討を行った．

2. 単点微動観測

単点微動観測を実施した地点をFig. 1（○印）及びTable 1に示す．100地点のうち73地点は大阪府震度情報ネットワークの観測点であり，このほかに気象庁計測震度計観測点9地点，独立行政法人防災科学技術研究所のK-NET 11地点及びKiK-net 5地点，大阪府咲洲庁舎，独立行政法人港湾空港技術研究所六甲アイランド観測点で実施した．

地震計はLennartz Electronic製の速度計LE-3D/20s(固有周期20s，減衰定数0.707，感度1000V/(m/s))，収録装置は白山工業製LS7000-XTを用いた．収録装置のゲインは0dB，分解能は24bitとし，サンプリング周波数100Hzで3成分の微動を収録した．現地での観測は2011年8月25日から10月6日にかけての日中に実施し，各地点で微動を30分以上連続収録した．また，測定地点の地理座標をハンディGPS で計測した．観測実施状況の例をPhoto 1に示す．この地点では，写真中のハンドホール内に既設震度計センサーがあり，白い円筒状のものが本微動観測に使用した速度計LE-3D/20s，手前のプラスチックケースの中にはLS-7000XT及びバッテリ等が入っている．

市街地での観測であるため，観測点近傍での通過交通量が多いなど，記録されたデータの質が十分でないと判断した9地点については，測定場所を見直すとともに微動の収録時間を1時間以上として，2011年11月29日から12月2日にかけて再観測を実施した．本研究で観測された微動波形例をFig. 2に示す．

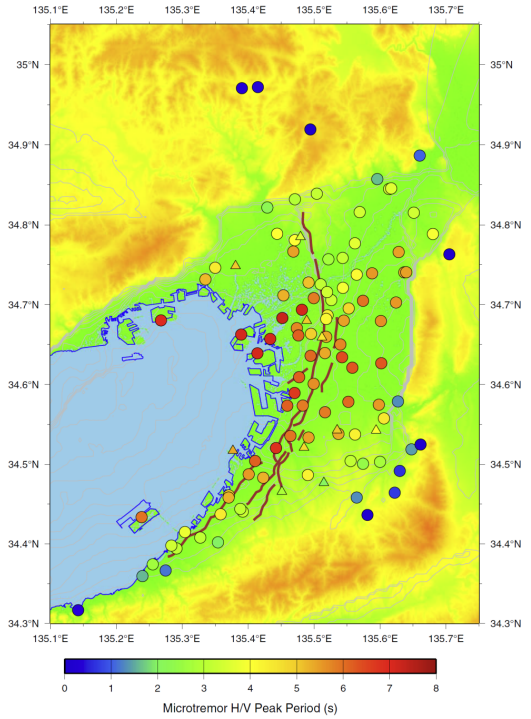


Fig. 1 Map showing the microtremor observation sites with its predominant period of H/V spectral ratio (circles: this study, triangles: others)



Photo 1 Microtremor observation at a strong motion station in the Osaka sedimentary basin

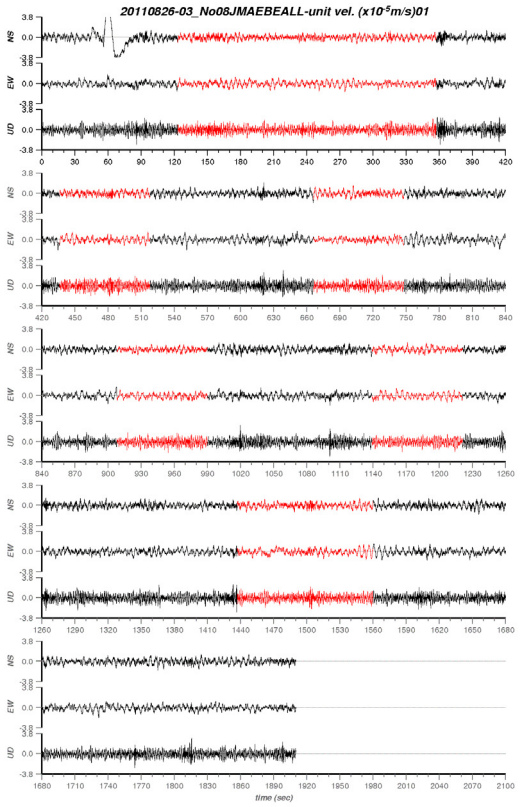


Fig. 2 The raw observed microtremor waveforms at JMA EBE station in the Kansai International Airport (The red colored portions are used for calculating H/V spectral ratios)

Table 1 List of microtremor observation sites in this study (coordinates given in WGS84)

Station Code	Location	Lat.(deg)	Lon.(deg)
OSKP01	Konohana Ward Office, Osaka City	34.68335	135.45186
OSKP02	Sakai City Hall	34.57362	135.48291
OSKP03	Kishiwada City Hall	34.46095	135.37076
OSKP04	Toyonaka City Hall	34.78073	135.47070
OSKP05	Ikeda City Hall	34.82164	135.42914
OSKP06	Suita City South Fire Station	34.75682	135.52165
OSKP07	Izumiotsu City Hall	34.50399	135.41060
OSKP08	Takatsuki City Fire Department	34.84480	135.61389
OSKP09	Kaizuka City Hall	34.43727	135.35828
OSKP10	Moriguchi City Hall	34.73761	135.56471
OSKP11	Hirakata City Hall	34.81506	135.65125
OSKP12	Ibaraki City Fire Department	34.81587	135.56920
OSKP13	Yao City Hall	34.62660	135.60185
OSKP14	Izumisano City Central Fire Station	34.40780	135.32750
OSKP15	Tondabayashi City Kongo Fire Station	34.50059	135.57419
OSKP16	Neyagawa City Hall	34.76591	135.62837
OSKP17	Kawachinagano City Hall	34.45811	135.56465
OSKP18	Matsubara City Hall	34.57827	135.55205
OSKP19	Daito City Fire Department	34.70278	135.62428
OSKP20	Izumi City Hall	34.48314	135.42291
OSKP21	Minoh City East Fire Station	34.83880	135.50414
OSKP22	Kashiwara City Hall	34.57875	135.62714
OSKP23	Habikino City Hall	34.55754	135.60591
OSKP24	Kadoma City Hall	34.73924	135.58789
OSKP25	Settsu City Hall	34.77687	135.56200
OSKP26	Takaishi City Hall	34.52025	135.44234
OSKP27	Fujiidera City Hall	34.57459	135.59819
OSKP28	Higashi-Osaka City Hall	34.67962	135.60133
OSKP29	Sennan City Fire Department	34.36657	135.27484
OSKP30	Shijonawate City Fire Department	34.74045	135.63672
OSKP31	Katano City Hall	34.78851	135.68018
OSKP32	Osakasayama City Hall	34.50404	135.55554
OSKP33	Hannan City Hall	34.35949	135.23975
OSKP34	Shimamoto Town Fire Department	34.88642	135.66029
OSKP35	Toyono Town Office	34.91913	135.49440
OSKP36	Nose Town Office	34.97200	135.41473
OSKP37	Tadaoka Town Office	34.48734	135.40091
OSKP38	Kumatori Town Fire Department	34.40195	135.35429
OSKP39	Tajiri Town Office	34.39417	135.29132
OSKP40	Misaki Town Office	34.31664	135.14221
OSKP41	Taishi Town Office	34.51865	135.64783
OSKP42	Kanan Town Office	34.49157	135.62993
OSKP43	Chihaya-Akasaka Village Office	34.46419	135.62219
OSKP44	Sakai City Mihara Fire Station	34.53734	135.56206
OSKP45	Nishi-Yodogawa Police Station	34.71170	135.45348
OSKP46	Sakai City Fire Bureau	34.57343	135.45941
OSKP47	Izumisano City Fire Department	34.41488	135.30421
OSKP48	Osaka City Miyakojima Fire Station	34.70580	135.52605
OSKP49	Osaka City Kamifukushima Fire Sub-station	34.69364	135.48161
OSKP50	Osaka City Nishi Fire Station	34.67070	135.47395

Station Code	Location	Lat.(deg)	Lon.(deg)
OSKP51	Osaka City Sujio Fire Station	34.65714	135.43346
OSKP52	Osaka City Izuo Fire Sub-station	34.66152	135.47633
OSKP53	Osaka City Tennoji Fire Station	34.65976	135.51849
OSKP54	Osaka City Naniwa Fire Station	34.66344	135.49530
OSKP55	Osaka City Itakano Fire Sub-station	34.75842	135.54338
OSKP56	Osaka City Nakamoto Fire Sub-station	34.68005	135.54503
OSKP57	Osaka City Ikuno Fire Station	34.65024	135.53998
OSKP58	Osaka City Asahi Fire Station	34.72114	135.54373
OSKP59	Osaka City Hanaten Fire Sub-station	34.69533	135.55264
OSKP60	Osaka City Abeno Fire Station	34.63934	135.51633
OSKP61	Osaka City Sumiyoshi Fire Station	34.60093	135.49945
OSKP62	Osaka City Kumata Fire Sub-station	34.63426	135.54240
OSKP63	Osaka City Nishinari Fire Station	34.63599	135.49477
OSKP64	Osaka City Yodogawa Fire Station	34.72779	135.49170
OSKP65	Osaka City Tsurumi Fire Station	34.70490	135.57422
OSKP66	Osaka City Suminoe Fire Station	34.60926	135.47736
OSKP67	Osaka City Hirano Fire Station	34.62104	135.55814
OSKP68	Osaka City Kita Fire Station	34.70823	135.49951
OSKP69	Osaka Prefectural Government Office	34.68666	135.52045
OSKP71	Higashi Ward Office, Sakai City	34.53811	135.53696
OSKP72	Nishi Ward Office, Sakai City	34.53551	135.46417
OSKP73	Minami Ward Office, Sakai City	34.48641	135.49063
OSKP74	Kita Ward Office, Sakai City	34.56530	135.51668
K-NET HYG022	Hiraki Junior High School	34.74630	135.35004
K-NET OSK001	Kine Elementary School	34.97064	135.39050
K-NET OSK002	Takatsuki #2 Junior High School	34.85720	135.59579
K-NET OSK003	Teshima Park	34.76656	135.46849
K-NET OSK004	Shijonawate City Hall	34.74065	135.63971
K-NET OSK005	Kunijima Purification Plant, Osaka City Waterworks Bureau	34.72555	135.51007
K-NET OSK006	Sanbo Park	34.58935	135.47046
K-NET OSK008(old)	Former Higashi-Kishiwada Community Center	34.44390	135.38815
K-NET OSK008(new)	Katsuragi Tennis Court	34.44048	135.39192
K-NET OSK009	Kiyomidai #1 Park	34.43624	135.58104
K-NET OSK010	Onosato Park	34.37422	135.25533
KiK-net OSKH01	Tajiri Seismic Observatory, NIED	34.39780	135.28370
KiK-net OSKH02	Maishima Seismic Observatory, NIED	34.66260	135.38942
KiK-net OSKH03	Taishi Town Sports Park	34.52474	135.66154
KiK-net OSKH04	Kurondo Enchi Park, Osaka Prefecture People's Forest	34.76308	135.70526
KiK-net OSKH05	Kema Sakuranomiya Park	34.71586	135.51979
JMA 57E	Minoh City Fire Department	34.83187	135.47087
JMA 57F	Takatuski City Hall	34.84546	135.61691
JMA 580	Tondabayashi City Central Library	34.50304	135.60014
JMA 581	Gofu-so Parking Lot	34.45814	135.37032
JMA 582	Sophia Sakai	34.53356	135.49168
JMA 583	Hamawaki Junior High School	34.73165	135.33514
JMA EBB	JMA Osaka Aviation Weather Station	34.78875	135.44394
JMA EBC	JMA Osaka District Meteorological Observatory	34.68208	135.51842
JMA EBE	JMA Kansai Aviation Weather Service Center	34.43352	135.23859
BRI SKS	Sakishima Office of Osaka Prefectural Government	34.63911	135.41408
ROKKOG	Rokko Island Marine Park	34.68033	135.26793

3. H/V スペクトル比の解析

単点微動観測により得られた微動波形記録から観測場所近傍の交通振動等によるノイズ部分を目視で除き，81.92秒間のタイムウィンドウを10区間以上抽出した．それら各タイムウィンドウの微動波形記録のフーリエ振幅スペクトルを求め，周波数軸上でKonno and Ohmachi (1998)の手法により平滑化した．NS成分とEW成分の二乗和をフーリエ振幅スペクトルの水平成分とし，水平成分と上下成分のスペクトル比（H/V）を得た．最後に各区間のH/Vスペクトル比のアンサンブル平均を求め，観測微動H/Vスペクトル比とした．

解析では本研究でデータを取得した上記100地点に加え，2010年度に大阪平野南部6カ所（YNG：泉大津市夕凪，HAT：堺市中区八田荘，HKS：堺市東区日置荘，HBK：羽曳野市羽曳が丘，IBK：和泉市いぶき野，TMK：堺市南区富蔵）で実施された微動アレイ観測（吉見ら, 2011）の中心点付近で行った3成分微動観測の記録（地震計：東京測振製VSE-15D6，収録装置：白山工業製LS-7000XT）および2010年度から2012年度にかけて大阪平野内15地点で実施した連続微動観測（Asano et al., 2012）のうち4観測点（UEMC09:尼崎市武庫之荘, UEMC10:豊中市旭丘，UEMC11：天王寺区夕陽丘町，UEMC15：大阪市西区立売堀）における連続記録（地震計：東京測振製VSE-15D6，収録装置：白山工業製LS-8800）から抽出した記録も追加して解析した．これらの地点はFig. 1に△印で示されている．したがって，解析対象観測点数は110である．Fig. 3に全地点での平均H/Vスペクトル比を黒実線，各タイムウィンドウのH/Vスペクトル比を細実線で示す．

上記の解析で得られた各観測点での観測H/Vスペクトル比から，卓越周期を読み取った．各地点での観測微動H/Vスペクトル比の卓越周期をFig. 1の地図上にカラーで示す．これにより，大阪堆積盆地内での卓越周期の空間分布を把握できる．例えば大阪市内では，此花区や港区など大阪港周辺で周期7秒前後，上町台地上では，都島区や東淀川区で約3秒，中央区や天王寺区で約4～5秒と地域により異なっており，観測点直下の基盤深度の違い（例えば, 宮腰ら, 1997）を反映しているものと考えられる．

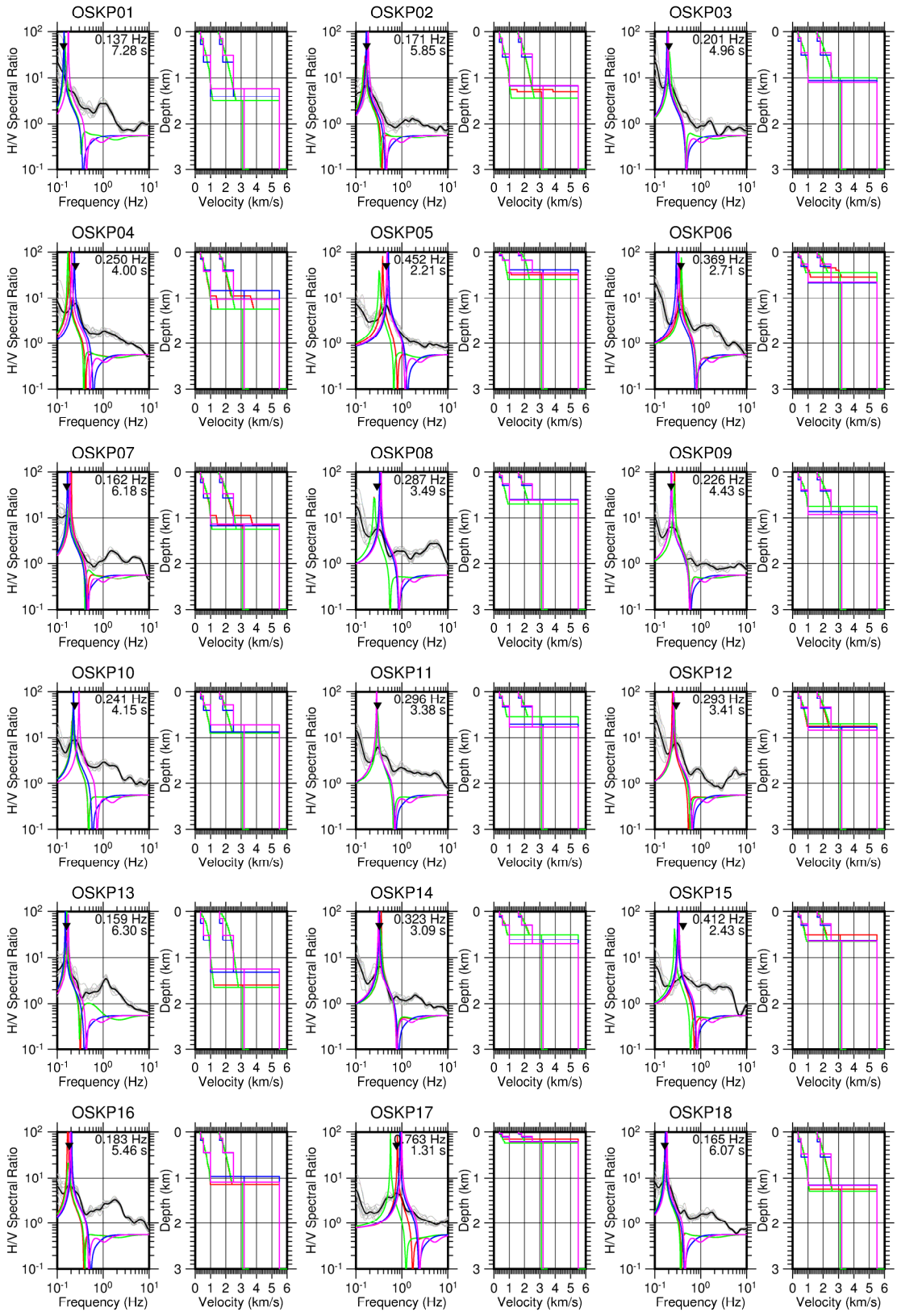


Fig. 3 Observed microtremor H/V spectral ratios (bold: average; thin: each time window; triangle: predominant frequency) compared with synthetic Rayleigh wave R/V ratios and velocity structure models at each site (blue: Iwata et al., 2008; magenta: Iwaki and Iwata, 2011; red: Horikawa et al., 2003; green: Osaka prefectural government, 2005)

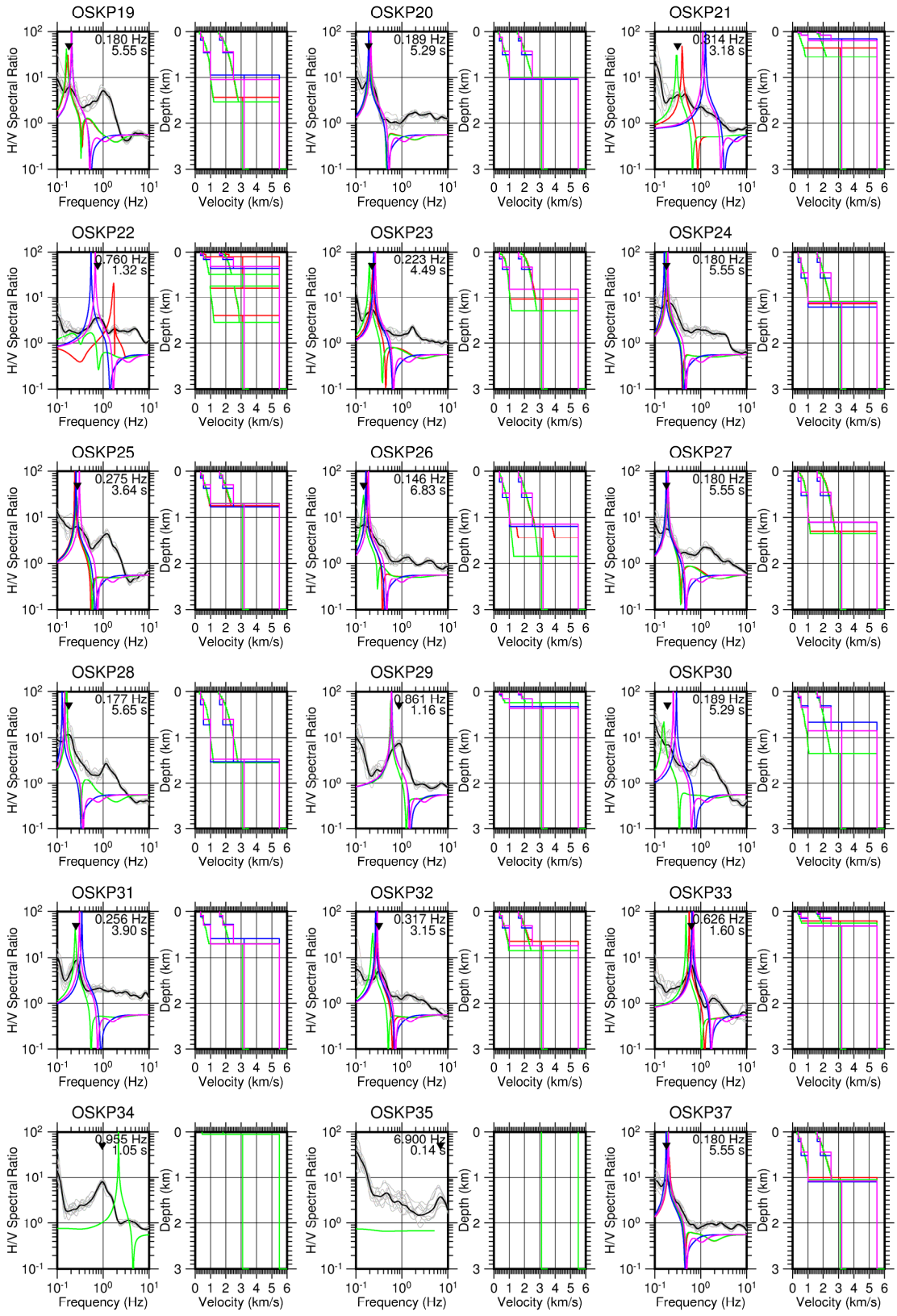


Fig. 3 (continued)

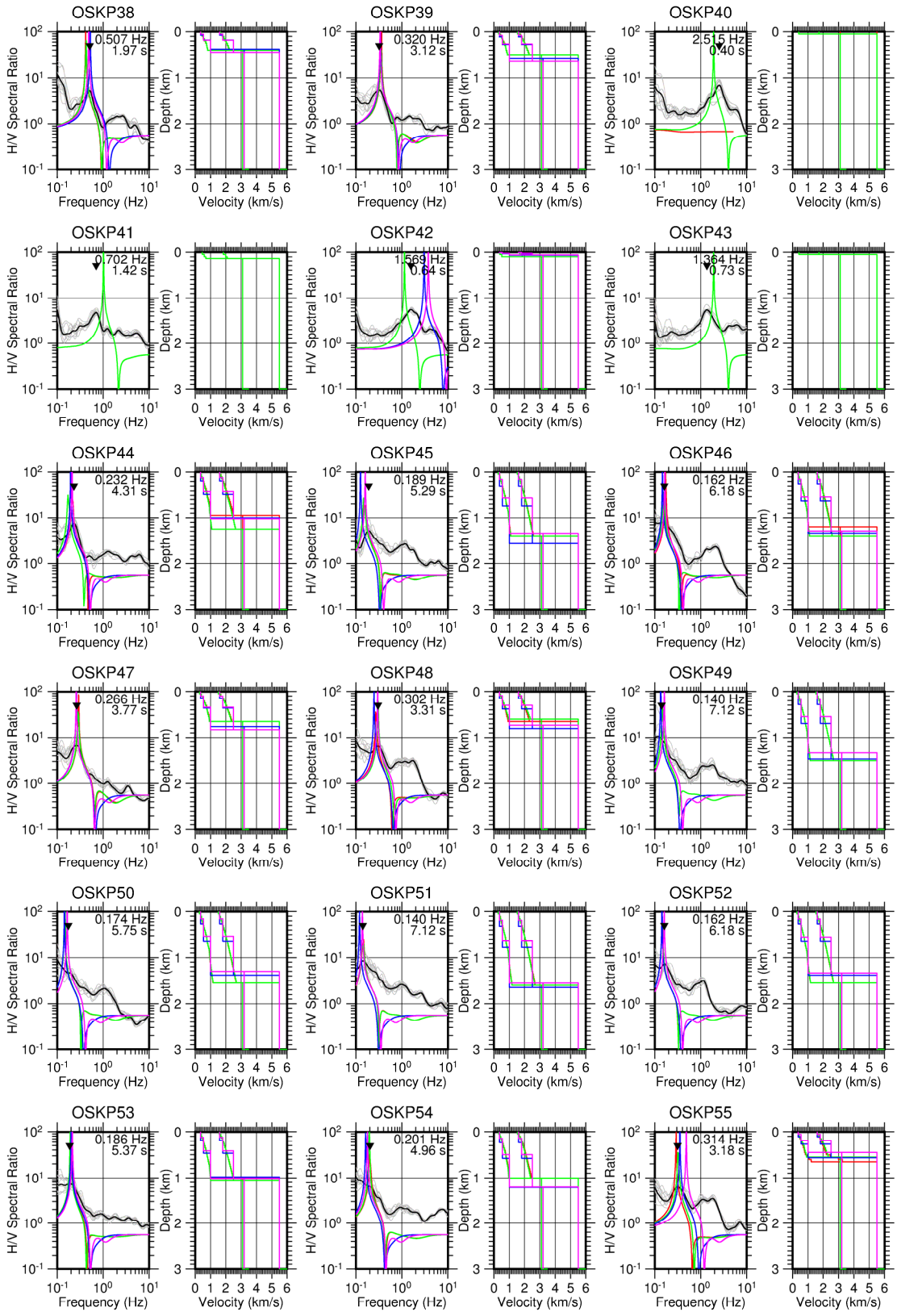


Fig. 3 (continued)

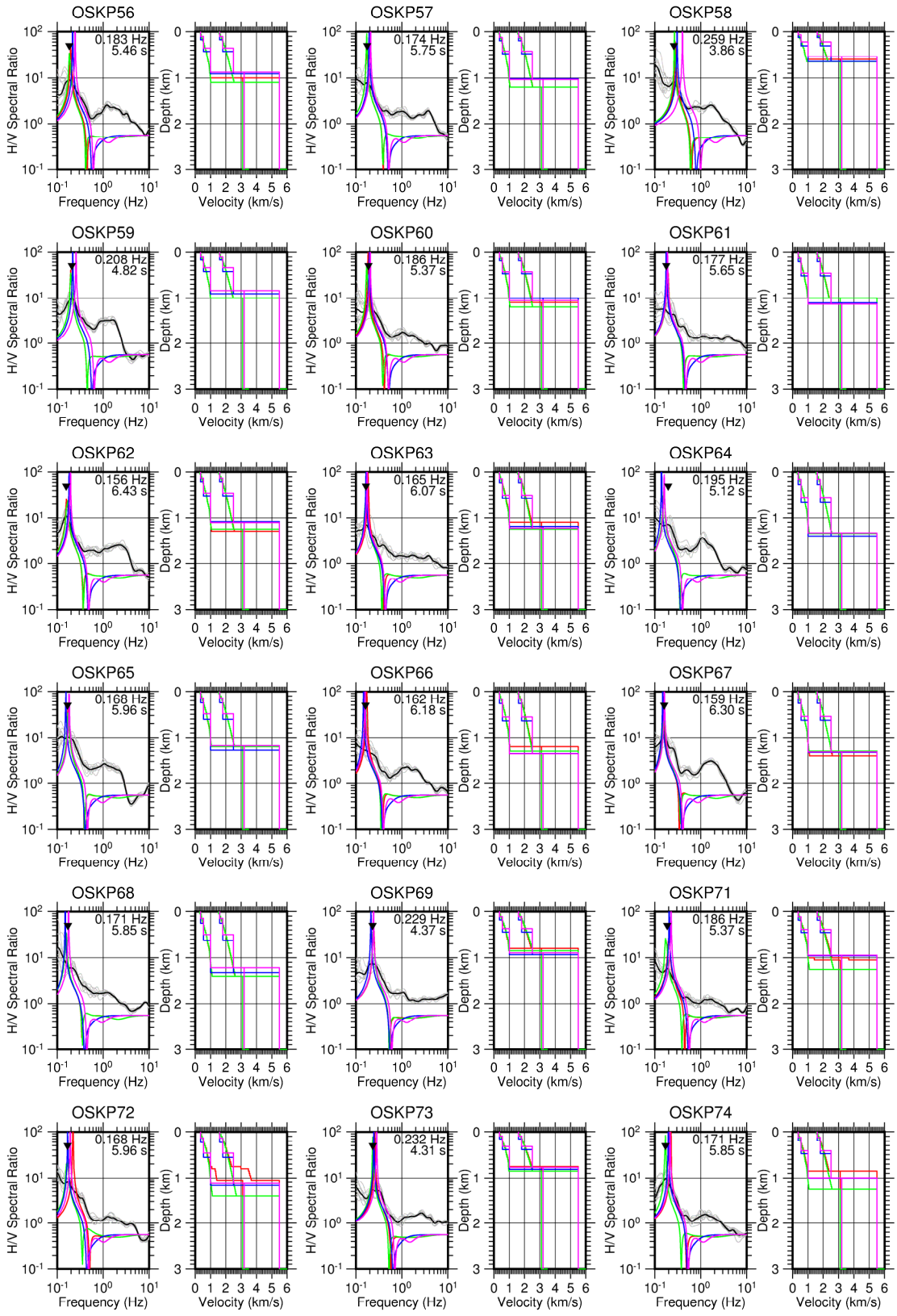


Fig. 3 (continued)

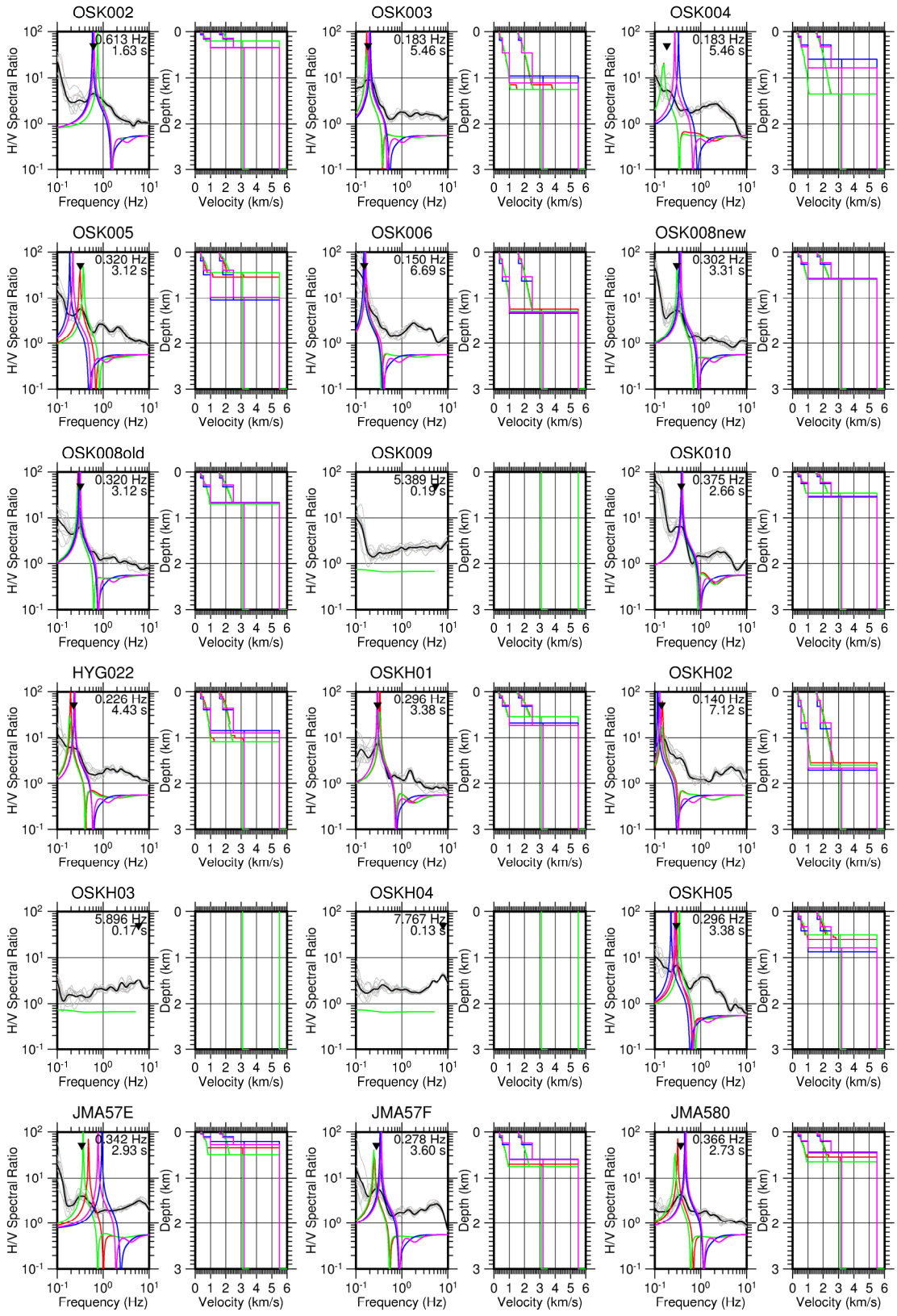


Fig. 3 (continued)

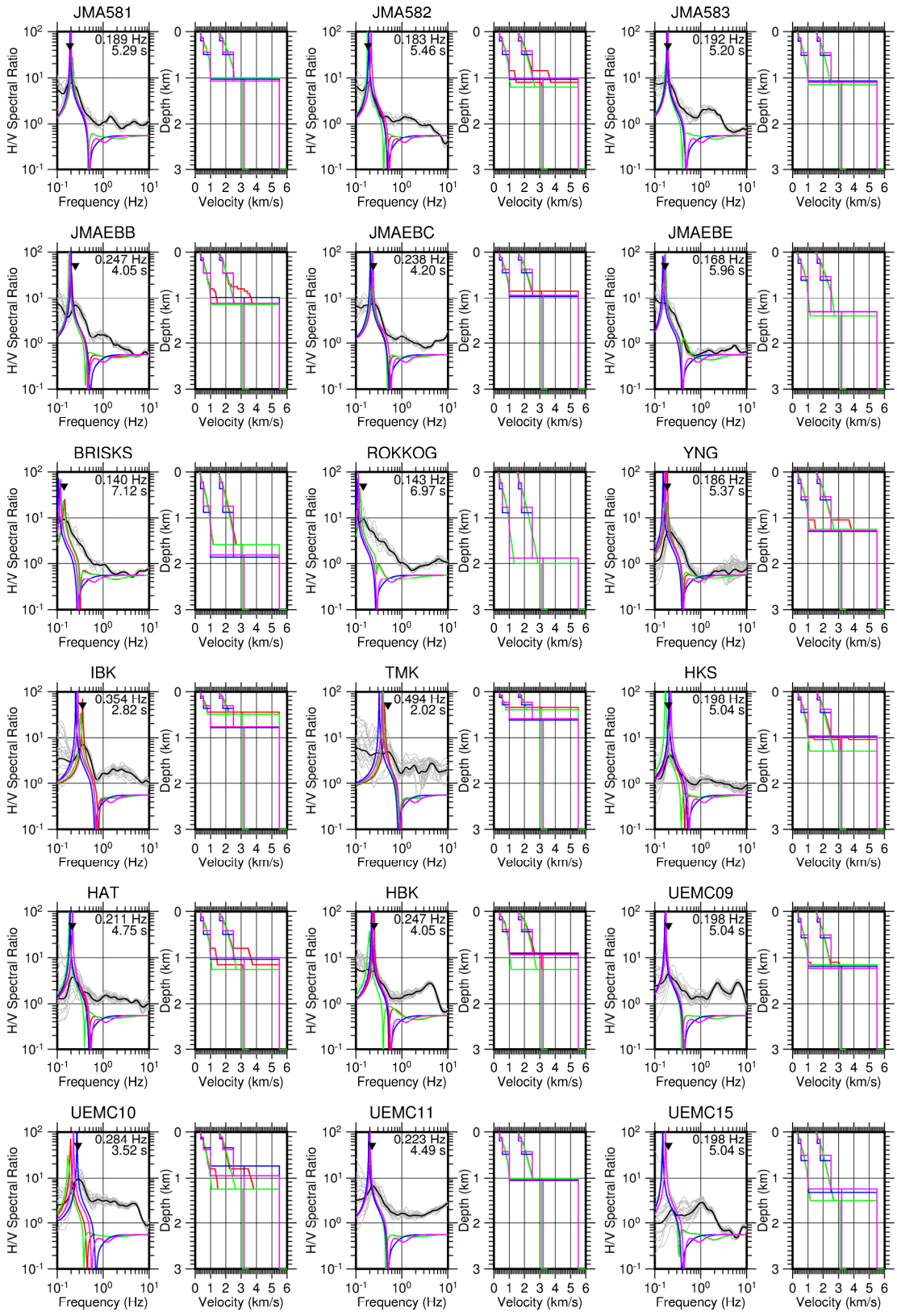


Fig. 3 (continued)

4. 既往の大阪堆積盆地三次元速度構造モデルの検討

観測微動H/Vスペクトル比と既存の大阪堆積盆地速度構造モデルから計算される理論Rayleigh波基本モードの楕円率（以下，R/V比）を比較した．既存の大阪堆積盆地速度構造モデルとして，Iwata et al. (2008)のモデル（大大特2006モデル），Iwaki and Iwata (2011)のモデル，堀川ら（2003）のモデル（産総研2003モデル），大阪府（2005）のモデル（大阪府2004 モデル）の4つを検討した．

大大特2006モデル（Iwata et al., 2008）はKagawa et al. (2004)をもとに，新たな探査情報を加えて構築されたモデルである．地震基盤の深度分布はスプライン関数によって表現されている．堆積層は一定の物性値（P波及びS波速度，密度）をもつ3つの層で表現され，各層の層厚は基盤深度に比例するように係数が与えられている．Iwaki and Iwata (2011)のモデルは，Iwata et al. (2008)のモデルを初期モデルとし，中規模地震記録を用いた波形インバージョンによって改良されたモデルである．

産総研2003モデル（堀川ら, 2003）及び大阪府2004モデル（大阪府, 2005）は，盆地内外の断層によって対象領域をブロック分割することにより，逆断層による基盤の急変構造を表現している．堆積層部分は大阪層群及び神戸・二上層群によって構成され，大阪層群の物性値は堆積年代と埋没深度の関数（堀川ら, 2003）によって漸増的に得られる．堆積年代の分布は，各地点における鍵層（Ma10，Ma3，Ma-1，福田火山灰層，松山－ガウス境界）の深度を内外挿することによって与えられている．

大阪堆積盆地においては，先行研究によって，基盤深度と微動H/Vスペクトル比の卓越周期の間に比例関係があることが知られている．例えば，宮腰ら（1997）は卓越周期T (s)と基盤深度z (km)に関する経験式

$$z = 0.218T \qquad (1)$$

を提案している（ただし，1.0≤T≤6.0）．

まず，本研究で微動を観測した100地点のうち，そのサイトにおいてボーリング調査により基盤深度が直接調べられている4地点（OSKH01，OSKH02，OSKH05，JMAEBE）について，観測微動H/Vスペクトル比と速度構造モデルにもとづく理論Rayleigh波基本モードR/V比を比較した（Fig. 4）．KiK-netの3

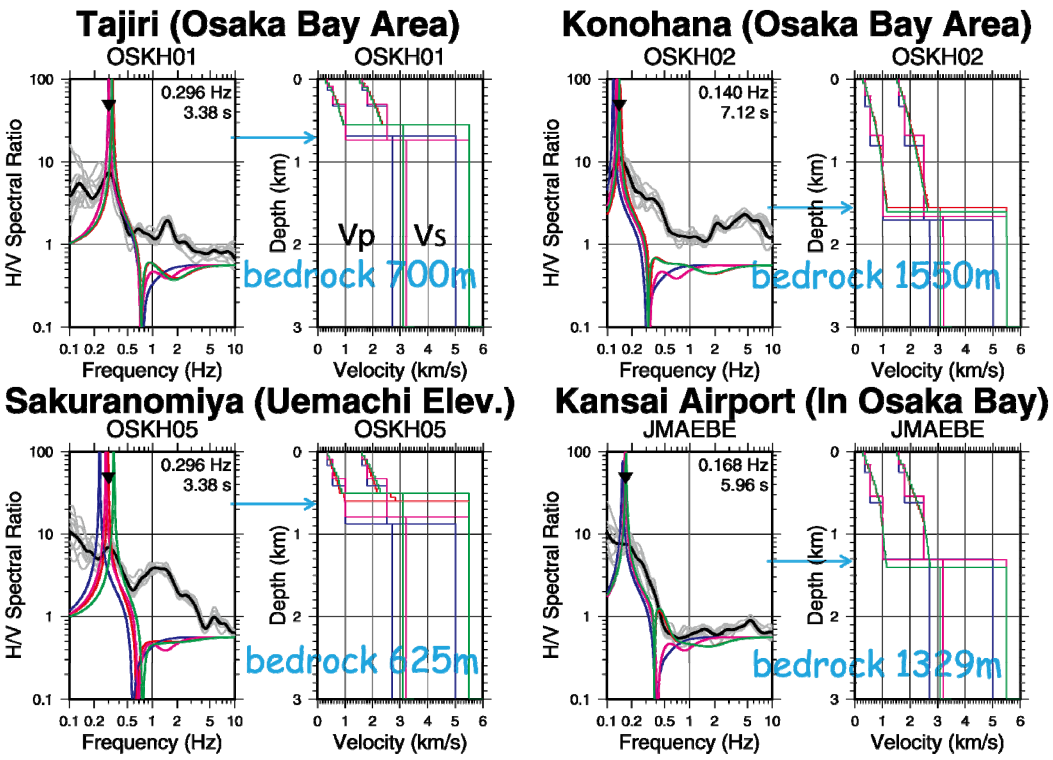


Fig. 4 Comparison of observed microtremor H/V spectral ratios (bold: average; thin: each time window) with synthetic Rayleigh wave R/V ratios and velocity structure models at four sites where their bedrock depths (horizontal arrows) are reported by boring surveys (blue: Iwata et al., 2008; magenta: Iwaki and Iwata, 2011; red: Horikawa et al., 2003; green: Osaka prefectural government, 2005)

地点におけるボーリング調査結果は，KiK-netのWEBサイトで公開されている土質柱状図を参照した．関西国際空港に関しては，KIX18-1コアの調査結果（水谷ら, 2008）を参照した．理論Rayleigh波のR/V比は，各観測点直下の一次元構造を三次元速度構造モデルから抽出し，Disper80（Saito, 1988）によって計算した．本来は，微動の水平成分にはRayleigh波のほかにLove波も含まれているが，ここでは，簡単のため微動のH/V比はRayleigh波基本モードのR/V比で説明できると仮定し，その卓越周期（ピーク周期）に着目して議論を行う．

Fig. 4をみると，4つの速度構造モデルにおける基盤深度はそれぞれ少しずつ異なっているが，図中の矢印で示された実際の基盤深度に近い基盤深度をもつモデルが, より適切に観測微動H/Vスペクトル比の卓越周期を説明している．このことから，本研究で観測した微動H/Vスペクトル比が, その地点における基盤深度の情報を有していることが確認できたため, 各地点での観測微動H/Vスペクトル比を用いて大阪堆積盆地速度構造モデルの検討を進めることとした．

Fig. 3には大大特2006モデル（青），Iwaki and Iwata (2011)モデル（紫），産総研2003モデル（赤），大阪府2004モデル（緑）での観測点直下の一次元速度構造及びそれから計算されたRayleigh波基本モードのR/V比を観測微動H/Vスペクトル比（黒）に重ねてそれぞれ示している．モデル領域外になっているいくつかの観測点では速度構造モデルによる理論R/V比との比較は行っていない．Fig. 3を見ると、多くの観測点で既存の速度構造モデルは観測H/Vスペクトル比の特徴を説明しているものの，モデルによる再現性が十分ではなく改良を要する観測点もみられることがわかる．

次に，観測H/Vスペクトル比と理論Rayleigh波基本モード楕円率の卓越周期の差違の空間分布を把握するため，観測微動H/Vスペクトル比の卓越周期T_{0obs}と計算されたRayleigh波基本モードR/V比の卓越周期T_{0cal}の比T_{0obs}/T_{0cal}を計算した．ここでは，代表例として大阪府2004モデル及びIwaki and Iwata (2011)モデルとの比較結果を示す．

Fig. 5（左）は大阪府2004モデル，同図（右）はIwaki and Iwata (2011)モデルである．観測微動H/V比とモデルR/V比の卓越周期比は，大阪府2004モデルで0.60～2.27倍, Iwaki and Iwata (2011)モデルで0.68～2.45倍の違いが見られた．いずれのモデルも観測を大局的にはよく説明している．盆地北部の上町断層帯上盤側は大阪府2004モデルの方が比較的良好といえる．これは，上町断層帯による基盤の段差構造がモデルで考慮されているためと考えられる．南部の湾岸部ではIwaki and Iwata (2011)の方がやや良好である．いずれのモデルにおいても，盆地南東部の泉北・羽曳野丘陵や盆地北端部の北摂地域では, モデルR/V比の卓越周期が観測微動H/Vスペクトル比の卓越周期に比

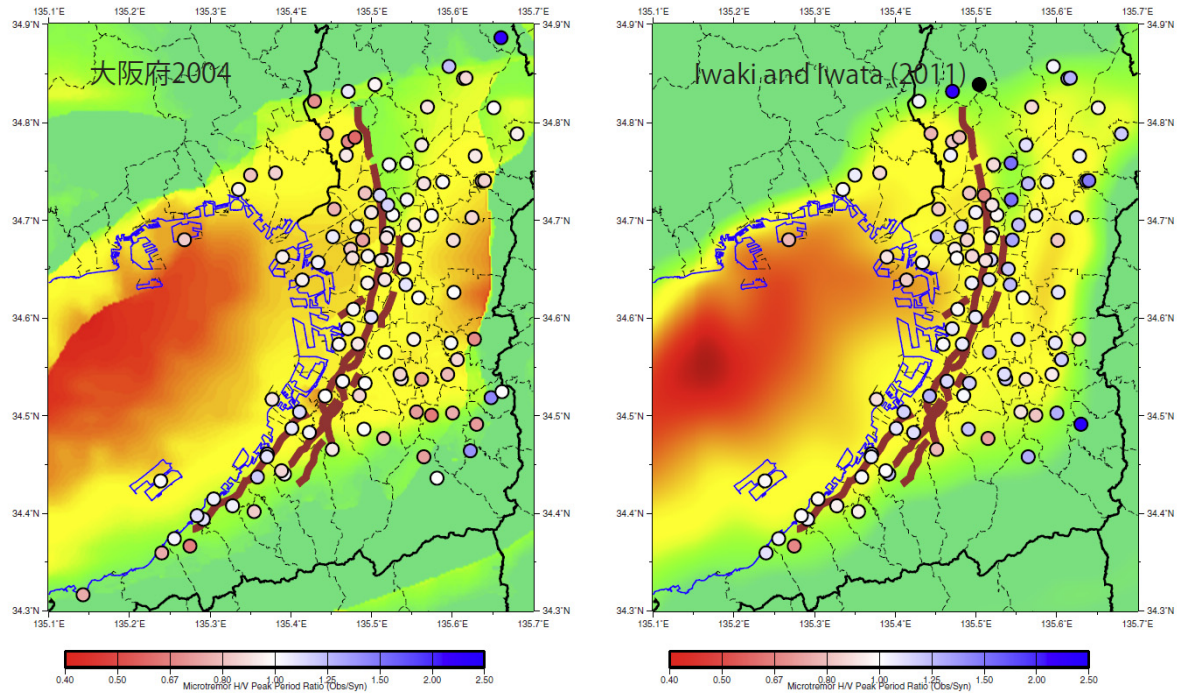


Fig. 5 Spatial distribution of T_{0obs}/T_{0syn} for the velocity structure models by Osaka prefectural government (2005) (left) and Iwaki and Iwata (2011) (right)

べ長く，モデルの基盤深度が実際より深めに設定されている可能性が示唆される．また，四条畷市など生駒断層帯近傍の盆地端部においても顕著なずれがみられる．以上のような領域では，速度構造モデルの改良が必要とされる．

また，盆地端部や基盤急変部近傍においては，波動場の二次元・三次元的な効果が微動H/Vスペクトル比に影響を及ぼす可能性も考えられる．例えば，微動H/Vスペクトル比の振動方向依存性などを確認する必要がある．しかし，上林ら（2009）は大阪堆積盆地南部の泉南地域を対象とした分析を通じて，微動H/Vスペクトル比は地震基盤の傾斜構造に対する頑健性をもつことを指摘しており，それが大阪堆積盆地内の他の地域でも成り立つのであれば，本研究のように一次元構造の仮定のみであったとしても，基盤深度を検討する上での問題は大きくはないと期待される．

5. おわりに

大阪堆積盆地における地盤速度構造モデルの検証及びさらなる改良に資するため，大阪平野及び周辺に位置する既設強震・震度観測点100地点で単点微動観測を新たに実施した.それらのH/Vスペクトル比を求め，その卓越周期を既存の堆積盆地速度構造モデルから計算される理論Rayleigh波基本モードR/V比の卓越周期と比較した．大阪堆積盆地においては，詳細な速度構造モデルの作成が継続的に進められてきており，多くの地点において既存の速度構造モデルは観測微動H/Vスペクトル比の卓越周期をよく説明することを確認した．従来のモデルにおいて情報が十分ではなかったと考えられる泉北・羽曳野丘陵や北摂地域，生駒断層帯近傍などにおいて，堆積盆地速度構造モデルの改良が必要とされる地点が明らかとなった．

「上町断層帯における重点的な調査観測（研究代表者：岩田知孝）」において，本研究で取得した微動H/Vスペクトル比のほかに,大阪堆積盆地内における反射法地震探査，ボーリング調査，微動アレイ探査，レシーバー関数解析によって得られた情報を統合し，既存の産総研2003モデルや大阪府2004モデルをもとに，大阪堆積盆地の新しい三次元地盤速度構造モデルが構築された（関口ら, 2013; 吉見ら, 2013）.

謝　辞

現地での微動観測は，一般財団法人地域地盤環境研究所の皆様に実施いただいた．大阪府危機管理室，大阪府内各市町村及び兵庫県西宮市の危機管理・防災担当部署，消防本部，教育委員会等，大阪府警察西淀川警察署，気象庁大阪管区気象台，関西航空地方気象台，大阪航空測候所，国土交通省大阪航空局，独立行政法人防災科学技術研究所など多くの関係機関にご協力をいただいた．独立行政法人産業技術総合研究所活断層・地震研究センターの吉見雅行博士，堀川晴央博士，竿本英貴博士，独立行政法人建築研究所国際地震工学センターの林田拓己博士には，いろいろとご議論頂いた。以上，記して感謝する．本研究は平成22～24年度文部科学省委託研究「上町断層帯における重点的な調査観測」（研究代表者：岩田知孝）の一部として実施した．

参考文献

上林宏敏・川辺秀憲・釜江克宏・宮腰　研・堀家正則（2009）：傾斜基盤構造推定における微動H/Vスペクトルの頑健性とそれを用いた大阪平野南部域の盆地構造モデルの改良，日本建築学会構造慧論文集，第74巻，第642号，pp. 1453-1460.

大阪府（2005）：平成16年度大阪平野地下構造調査に関する調査成果報告書.

香川敬生・澤田純男・岩崎好規・南荘　淳（1993）：大阪堆積盆地における深部地下構造のモデル化，第22回地震工学研究発表会講演概要，pp. 199-202.

関口春子・吉見雅行・浅野公之・堀川晴央・竿本英貴・林田拓己・岩田知孝（2013）：大阪堆積盆地3次元速度構造モデルの開発，日本地球惑星科学連合2013年大会予稿集，SSS33-P01.

堀川晴央・水野清秀・石山達也・佐竹健治・関口春子・加瀬祐子・杉山雄一・横田　裕・末廣匡基・横倉隆伸・岩淵　洋・北田奈緒子・Arben Pitarka（2003）：断層による不連続構造を考慮した大阪堆積盆地の３次元地盤構造モデル，活断層・古地震研究報告，第3号，pp. 225-259.

水谷崇亮・池田俊文・江村　剛・田端竹千穂・岡本憲三・岩根清信（1998）：関西国際空港2期空港島深層ボーリング（KIX18-1）調査実施速報，土と基礎，第56巻，第1号，pp.36-39.

宮腰　研・香川敬生・越後智雄・堀江佳平・澤田純男（1997）：大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化（その2），第24回地震工学研究発表会講演論文集，pp.33-36.

吉見雅行・浅野公之・関口春子・林田拓己・堀川晴央・竿本英貴・岩田知孝（2013）：大阪堆積盆地三次元地盤速度構造モデルの改良，日本地球惑星科学連合2013年大会予稿集，SSS33-16.

吉見雅行・関口春子・浅野公之・堀川晴央・岩田知孝・木村治夫（2011）：大阪平野南部における微動

アレイ探査，日本地球惑星科学連合2011年大会予稿集，SSS023-P26．

Asano, K., Iwata, T. and Sekiguchi, H. (2012): Application of seismic interferometry in the Osaka basin for validating the three-dimensional basin velocity structure model, Proc. 15th World Conf. Earthq. Eng., Lisbon, Portugal, paper no. 0666.

Iwaki, A. and Iwata, T. (2011): Estimation of three-dimensional boundary shape of the Osaka sedimentary basin by waveform inversion, Geophys. J. Int., Vol. 186, No. 3, pp. 1255-1278.

Iwata, T., Kagawa, T., Petukhin, A. and Ohnishi Y. (2008): Basin and crustal velocity structure models for the simulation of strong ground motions in the Kinki area, Japan, J. Seismol., Vol. 12, No. 2, pp. 223-234.

Kagawa, T., Zhao, B., Miyakoshi, K., and Irikura, K. (2004): Modeling of 3D basin structures for seismic wave simulations based on available information on the target area: Case study of the Osaka basin, Japan, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 94, No. 4, pp.1353-1368.

Konno, K. and Ohmachi, T. (1998): Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 88, No. 1, pp. 228-241.

Saito, M. (1988): DISPER80: A subroutine package for the calculation of seismic normal-mode solutions, in D. J. Doornbos ed., Seismological Algorithms, Academic Press, pp. 293-319.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

2011年東北地方太平洋沖地震の余震被害調査報告

Damage of the Aftershock off the Miyagi Prefecture on April 7, 2011

山田真澄・福島康宏(1)・後藤浩之

Masumi YAMADA, Yasuhiro FUKUSHIMA(1) and Hiroyuki GOTO

(1) エイト日本技術開発

(1) Eight-Japan Engineering Consultants Inc.

Synopsis

This manuscript reports the structural damage before and after the aftershock on April 7. We conducted four-day aftershock observation at Sanuma, Hasama-cho, Tome city, where roads and houses were subjected to severe damage during the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake. Using these aftershock records, we evaluated the difference of site amplification effects between Sanuma and nearby seismic stations, and estimated strong motion at Sanuma district during the main shock. The seismic intensity duirng the main shock at Sanuma was estimated as 7 with the JMA intensity scale.

キーワード: 2011年東北地方太平洋沖地震，宮城沖地震，余震，被害調査
Keywords: 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, Miyagi-oki earthquake, aftershock, damage survey

1. はじめに

2011年3月11日14時46分に三陸沖を震源とするMw 9.0の地震が発生した．この地震では，宮城県栗原市築館で震度7を観測し，また宮城県，福島県，茨城県，栃木県の広い範囲で震度6強を観測している（気象庁，2011）（Fig.1a）．同日15時15分には茨城県沖を震源とするMj7.7の最大余震が発生し，茨城県鉾田市当間で震度6強を観測した．また，本震から1ヶ月近く経過した4月7日23時32分には，宮城県沖を震源とするMj7.2，最大震度6強の余震が発生し，4人の死者が出た．一般的に，余震は本震のすぐ直後に発生するため，本震の構造物被害と余震の構造物被害を区別することは容易ではない．本研究では， 4月7日の余震（以下，特に混乱を生じない限り余震と呼ぶことにする）の前後に行った被害調査を比較し，余震によってどのように構造物被害が発生したかを報告する．

2. 東北地方太平洋沖地震および，4月7日の余震の概要

Fig.1aに東日本全域で観測された本震の震度分布を示す．震源断層があると考えられる海岸側から一様に加速度値が小さくなるのではなく，宮城県の海岸部や，福島県から栃木県にかけての内陸部でも，震度の大きな地域が見られる．Fig.1bは，余震の震度分布である．震度6強以上の強い揺れを観測したのは，宮城県北部の内陸部に集中している．そのため，余震後の被害調査では，宮城県北部の内陸部にターゲットを絞って調査を行った．調査の対象とした地域の，本震と余震の震度をTable 1に示す．栗原市の一部の地域で，余震において震度6強を観測している．

Fig. 2は，調査の対象とした地域の本震と余震の速度波形記録である（後藤，2011）．余震の観測記録は，本震の1つ目のフェーズとほぼ同等の振幅，継続時間であることがわかる．

3. 被害調査の概要

構造物の被害調査は，以下の2回に分けて行った．

調査1)　3月31日～4月2日：後藤浩之

調査2)　4月16日～19日：山田真澄，福島康宏

なお，調査1は土木学会地震工学委員会の被害調査の一端として行われた．調査ルートをFig.3, 4に示す．調査1では，3月31日に大郷町～大崎市古川，4月1日に栗原市築館～登米市迫，4月2日に築館の市街地を調査している．また，調査2では，4月16日に登米市周辺，4月17日に栗原市周辺，4月18日に大崎市周辺，4月19日に仙台市宮城野区周辺を調査した．詳細な調査地を下記に示す．

調査1

・3月31日：大郷町粕川（自治体震度計）→大和町吉岡小学校（K-NET MYG009）→大衡村役場（自治体震度計）→大崎市三本木→大崎市古川（JMA，K-NET MYG006）

・4月1日：栗原市志波姫（自治体震度計）→栗原市若柳（自治体震度計）→登米市石越（自治体震度計）→登米市中田（みやぎ北上商工会館・JMA）→登米市迫町佐沼

・4月2日：栗原市築館（K-NET MYG004）

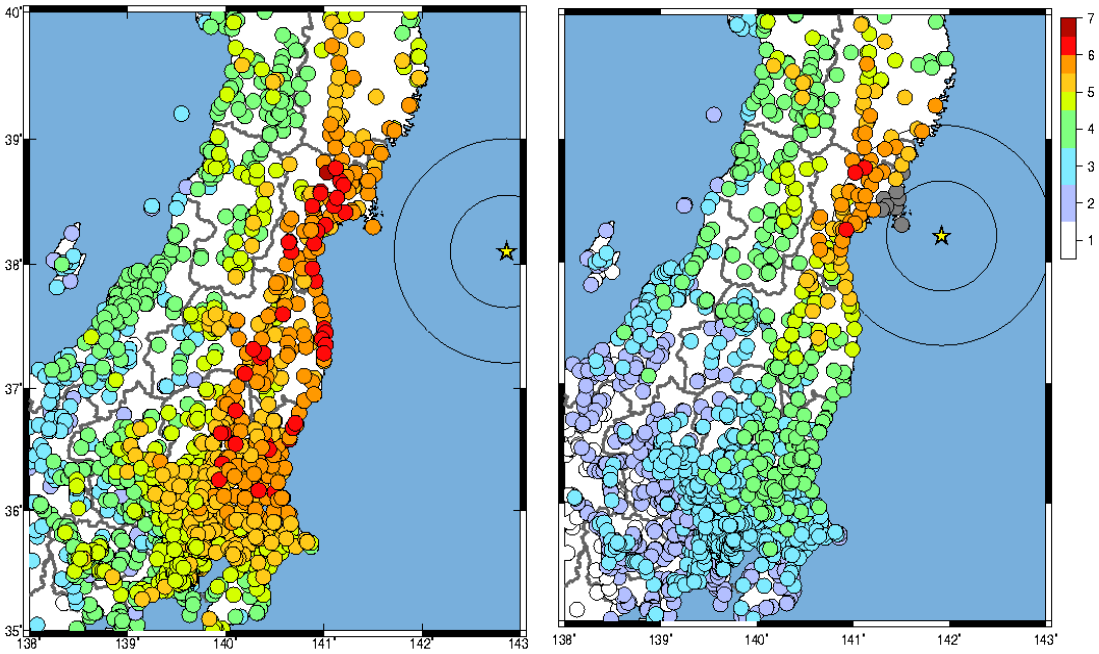
調査2

・4月16日：栗原市瀬峰（自治体震度計）→登米市迫町佐沼→登米市役所(自治体震度計)

・4月17日：栗原市築館（K-NET MYG004）→栗原市志波姫（自治体震度計）→栗原市若柳（自治体震度計）→栗原市高清水（自治体震度計）

・4月18日：登米市役所(自治体震度計）→登米市南方（自治体震度計）→大崎市田尻（自治体震度計）→大崎市古川（JMA，K-NET MYG006）

・4月19日：登米市中田（みやぎ北上商工会館・JMA）→仙台市宮城野区（K-NET MYG013）



(a)　mainshock on March 11, 2011　　(b) aftershock on April 7, 2011

Fig. 1 Distribution of the seismic intensities（気象庁，2011）

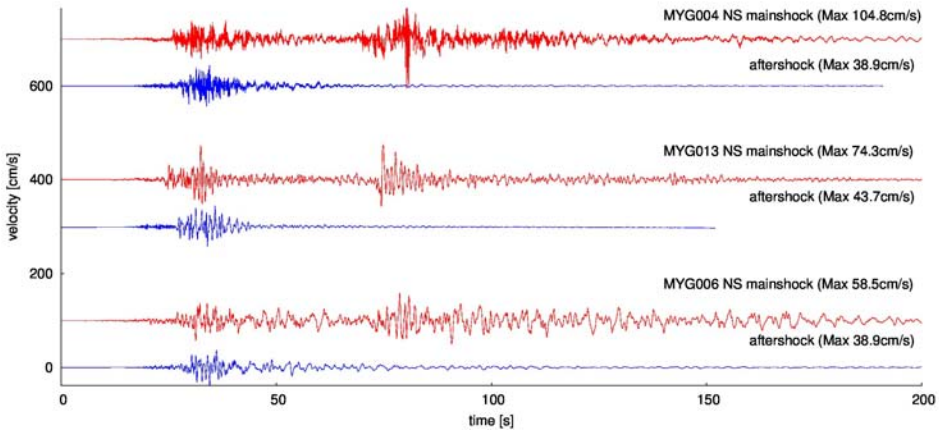


Fig. 2 Velocity waveforms in NS component at K-NET Tsukidate（MYG004）, K-NET Sendai（MYG013）, and K-NET Furukawa（MYG006）(後藤, 2011)

Table 1 List of the seismic stations and observed seismic intensities（気象庁，2011）

観測点場所	住所	管轄	本震震度	余震震度
栗原市瀬峰の瀬峰総合支所	宮城県栗原市瀬峰長者原37-2	自治体	6-	未発表
栗原市築館の築館文化会館	宮城県栗原市築館高田2-1-10	防災科研	7	6+
栗原市志波姫の志波姫総合支所	宮城県栗原市志波姫沼崎堰畑143番地	自治体	未発表	未発表
栗原市若柳の若柳総合支所	宮城県栗原市若柳字川南戸ノ西4番地	自治体	6+	6+
栗原市高清水の高清水総合支所	宮城県栗原市高清水東館34	自治体	6+	未発表
登米市中田町のみやぎ北上商工会議所	宮城県登米市中田町宝江黒沼字大海崎6	気象庁	6+	6-
登米市迫町の登米市役所	宮城県登米市迫町佐沼字中江2-6-1	自治体	6+	6-
登米市南方の南方総合支所	宮城県登米市南方町新高石浦130	自治体	6+	6-
大崎市田尻の田尻総合支所	宮城県大崎市田尻沼部富岡183-3	自治体	6+	未発表
大崎市古川三日町の三日町公園	宮城県大崎市古川三日町1-63-3	気象庁	6+	6-
大崎市古川北町の古川消防署	宮城県大崎市古川北町3-2-20	防災科研	6+	6-
仙台市宮城野区の宮城野消防署	宮城県仙台市宮城野区苦竹三丁目6-1	防災科研	6+	6+



Fig. 3 Damage survey area of the first survey（後藤, 2011b）

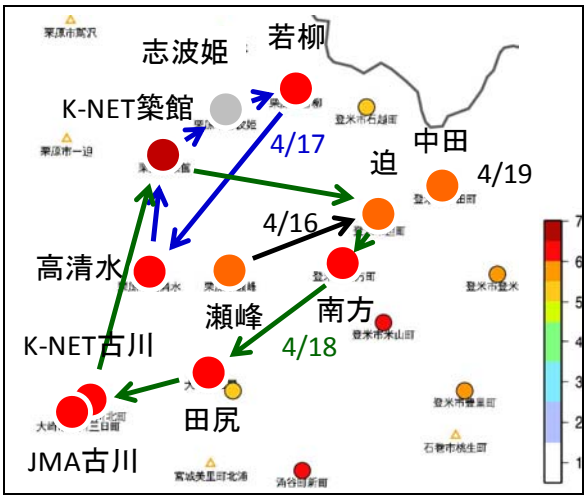


Fig. 4 Damage survey area of the second survey. The color shows the seismic intensity of the March 11 quake.

4.　余震後の被害状況

本節では，余震後に行った調査 2 を対象として，詳細に被害状況を報告する．本節で報告する被害状況は，本震および余震の影響を両方含んでいる．調査 1 の被害状況の報告は以下のウェブサイト（http://wwwcatfish.dpri.kyoto-u.ac.jp/~goto/eq/20110311/0402report.pdf）で確認できる（後藤，2011b）．

4.1　栗原市役所瀬峰総合支所

栗原市瀬峰総合支所には，宮城県の震度計が設置されている．震度計は建物前面の右側にある（Photo 1, 2）．本震の震度は6弱，余震の震度は未発表である．支所の建物にはコンクリートのひび割れや落下などの被害が確認できた（Photo 3）．周辺では盛土の変状がみられたが，住家には目立った被害は確認できなかった．3kmほど東側の長沼の周辺では，屋根瓦の落下やブロック塀の倒壊などの住家被害が確認できた（Photo 4）．



Photo 1 Semine branch office of Kurihara city hall



Photo 2 Seismic station at Semine branch office



Photo 3 Building damage of Semine branch office



Photo 4 Damae of the roof tiles in Naganuma area

4.2　登米市迫町佐沼

登米市迫町佐沼は，登米市の中でも特に全壊建物が多くみられる地域である（Fig. 5, Photo 5）．地盤変状や基礎の被害も多く確認できる（Photo 6）．国道398号線の錦橋では橋げたが40cmほどずれている（Photo 7）．住民によれば，10年ほど前の地震（2003年5月26日に発生した宮城県沖を震源とする地震か？）でも，同じ地域で全壊被害が複数発生したらしい．武村（2005）によれば，1900年宮城県北部地震では大破25棟，1967年宮城県北部地震では錦橋西詰めで大地割れが発生したとのことである．被害の大きかった地域には，震度観測点は存在しない．

我々は，調査2の期間中に佐沼において余震観測を行っており，余震記録を利用して行った解析では，本震の震度は震度7相当と推定されている（福島ら，2012）

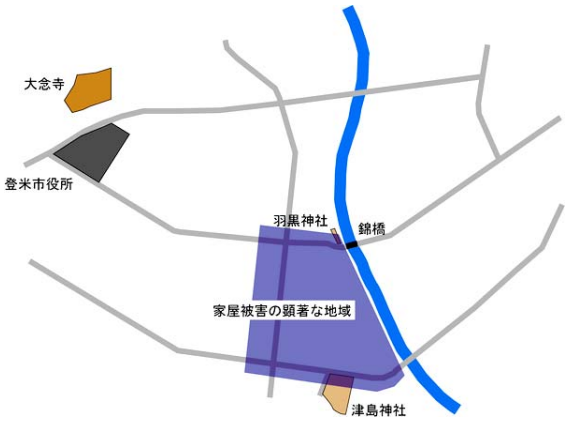


Fig. 5 Map of Sanuma, Hazama-cho in Tome city（後藤, 2011b）



Photo 5 Totally collapsed house in Sanuma area



Photo 6 Ground damage in Sanuma area



Photo 7 Displacement of Nishiki-bashi

4.3　栗原市築館文化会館

栗原市築館の築館文化会館（Photo 8）の駐車場南側には，防災科学技術研究所のK-NET築館（MYG004）観測点が設置されている（Photo 9）．本震の震度は7，余震の震度は6強である．この観測点は，本震で唯一震度7を観測した地点である．観測点は栗原文化会館の駐車場上の藪の中にあり，周辺の住宅に深刻な被害は見られなかった．築館の町内では，屋根瓦の落下やブロック塀の倒壊，外壁の一部落下などの被害を確認したが，構造に生じた深刻な被害は確認できなかった（Photo 10）（5.1.1節参照）．

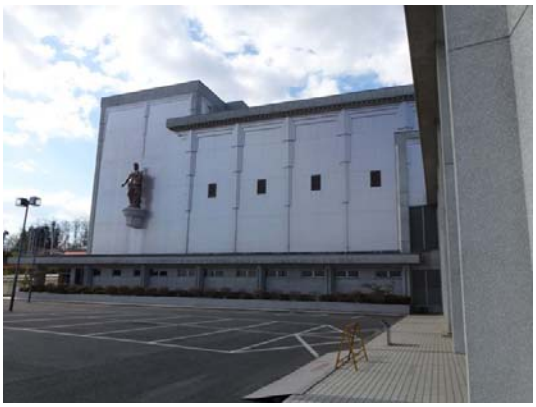


Photo 8 Kurihara culture hall in Kurihara city



Photo 9 K-NET Tsukidate (MYG004) seismic station

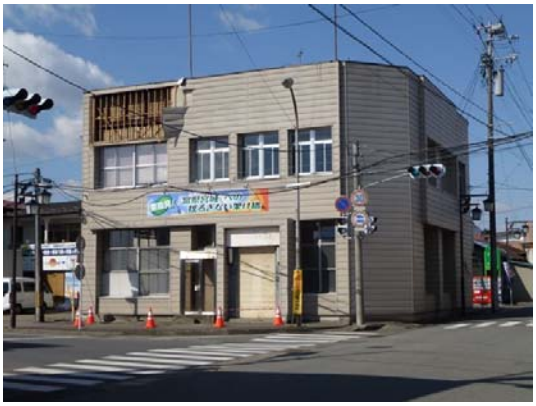


Photo 10 Damage of the wall in Tsukidate area

4.4　栗原市役所志波姫総合支所

栗原市志波姫の志波姫総合支所（Photo 11）には，宮城県の震度計が設置されている（Photo 12）．震度計は支所の建物前面の左側にある．本震の震度は未発表，余震の震度も未発表である．4月1日の被害調査との比較により，4月7日の余震で支所が大きな被害を受けたと推察され，17日現在では，支所は裏手の姫プラザへ移動していた．支所のRC柱が劣化し深刻な被害を生じている．周辺には古くなった納屋の倒壊（Photo 13）や屋根瓦の落下などの被害が確認できた．



Photo 11 Shiwahime branch office of Kurihara city hall



Photo 12 Seismic station at Shiwahime branch office



Photo 13 Damage of a storage in Shiwahime area

4.5　栗原市役所若柳総合支所

栗原市若柳の若柳総合支所（Photo 14）には，宮城県の震度計が設置されている．震度計は支所の建物裏側にある（Photo 15）．本震の震度は6強，余震の震度は6強である．支所の建物基礎周辺で深刻な地盤変状が発生していた．周辺の道路でもマンホールの浮きあがり（最大80cm程度）や地盤変状が見られた（Photo 16, 17）が，構造への深刻な被害は確認できなかった．



Photo 14 Wakayanagi branch office of Kurihara city hall



Photo 15 Seismic station at Wakayanagi branch office



Photo 16 Floating of a manhole in Wakayanagi area



Photo 17 Ground damage in Wakayanagi area



Photo 20 Column damage of Takashimizu branch office

4.6　栗原市役所高清水総合支所

栗原市高清水の高清水総合支所（Photo 18）には，宮城県の震度計が設置されている．震度計は支所の建物裏側にある（Photo 19）．本震の震度は6強，余震の震度は未発表である．支所の建物は構造に深刻な被害を生じ，RCの柱が劣化していた（Photo 20）．住民の話によれば，4月7日の余震で大きな被害を受けたそうである．隣の蔵も大破していた（Photo 21）．周辺ではブロック塀の倒壊や盛土の崩落などの被害が見られた．支所隣の福現寺墓地の竿石転倒率は44%であった．



Photo 21 Damage of a storage in Takashimizu area



Photo 18 Takashimizu branch office of Kurihara city hall



Photo 19 Seismic station at Takashimizu branch office

4.7　登米市役所

登米市迫町の登米市役所（Photo 22）には，宮城県の震度計が設置されている．震度計は敷地内の保険センターの前庭にある（Photo 23）．本震の震度は6強，余震の震度は6弱である．市役所の建物は耐震補強がされている．周辺に目立った被害は確認できなかった．



Photo 22 Tome city hall



Photo 23 Seismic station at Tome city hall

4.8　登米市役所南方総合支所

登米市南方の南方総合支所（Photo 24）には，宮城県の震度計が設置されている．震度計は支所の西側の，電気設備が入った柵の内側にある（Photo 25）．本震の震度は6強，余震の震度は6弱である．支所は新しく目立った被害はない．歩道のブロックの一部が崩れた程度．周辺に目立った被害は確認できなかった．南方から田尻に向かう県道1号線沿いには，地盤変状や基礎の被害，屋根瓦の落下，ブロック塀の被害が見られた（Photo 26，27）．



Photo 24 Minamikata branch office of Tome city hall



Photo 25 Seismic station at Minamikata branch office



Photo 26 Ground damage along the prefecture route 1



Photo 27 Ground damage along the prefecture route 1

4.9　大崎市役所田尻総合支所

大崎市田尻の田尻総合支所（Photo 28）には，宮城県の震度計が設置されている．震度計は支所の建物裏側にある（Photo 29）．本震の震度は6強，余震の震度は未発表である．支所は全体的に西側へずれたようで，建物西側の基礎が大きく壊れている（Photo 30）．周辺では外壁の崩落や基礎の被害が見られ，古い建物の一部は倒壊していた（Photo 31）．

田尻南部の美里町平針地区では，建物の倒壊などの深刻な被害も見られる（Photo 32）．墓石の転倒率は70%ほど．江合川の堤防が大きく壊れていた．



Photo 28 Tajiri branch office of Osaki city hall



Photo 29 Seismic station at Tajiri branch office



Photo 30 Base damage of the Tajiri branch office



Photo 31 Totally collapsed house in Tajiri area



Photo 32 Totally collapsed house in Hirabari area

4.10　大崎市古川

大崎市古川地域には2つの震度観測点がある．1つは大崎市古川三日町の三日町公園に設置された気象庁古川観測点（Photo 33），もう1つは大崎市古川北町の古川消防署に設置された防災科学技術研究所のK-NET古川（MYG006）観測点（Photo 34）である．いずれも本震の震度は6強，余震の震度は6弱である．

気象庁の観測点周辺では，大破した建物が目立つ（Photo 35, 36）．特に気象庁観測点から，古川駅にかけてのエリアで建物被害が多いようである（Fig. 6）．駅前では液状化で2%ほど傾斜している建物もあった．1kmほど北東のK-NET観測点のあたりでは建物被害は目立たない．

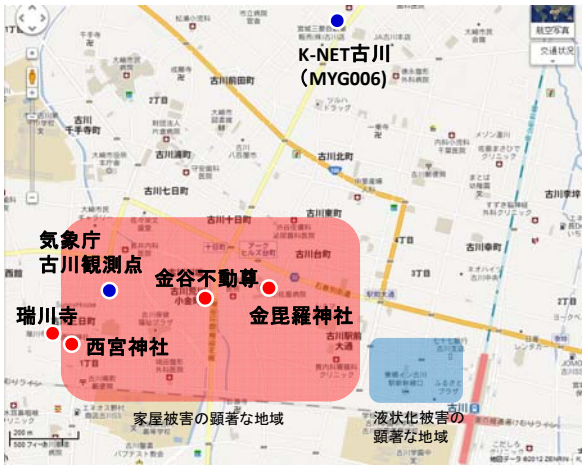


Fig. 6 Map of Furukawa in Osaki city（後藤，2011b）
Google map was used as background.



Photo 33 JMA seismic station in Furukawa area



Photo 34 K-NET seismic station in Furukawa area



Photo 37 Kitakami chamber of commerce in Nakata area



Photo 35 Totally collapsed building in Furukawa area



Photo 38 JMA seismic station in Nakata area



Photo 36 Totally collapsed building in Furukawa area



Photo 39 Damage of the concrete block wall

4.11　登米市中田・みやぎ北上商工会館

登米市中田町のみやぎ北上商工会議所（Photo 37）の駐車場には，気象庁直轄の気象庁中田観測点が設置されている（Photo 38）．本震の震度は6強，余震は6弱である．周辺では，屋根瓦の落下やブロック塀の被害が見られた（Photo 39）が，構造に深刻な影響を生じるような被害は確認できなかった．

4.12　仙台市宮城野区宮城野消防署

仙台市宮城野区宮城野の宮城野消防署の奥には，防災科学技術研究所のK-NET宮城野（MYG013）観測点がある（Photo 40）．消防署の駐車場では地盤変状が激しく，仮補修されていた（Photo 41）．地震観測点から500mほど南西側の，建物被害の大きかった宮城野区卸町の状況を確認した．RC建物の柱の破壊や，低層建物の倒壊など，構造に深刻な被害をもたらした建物も見られた（Photo 42, 43）．



Photo 40 K-NET seismic station in Miyagino fire station



Photo 41 Ground damage at Miyagino fire station



Photo 42 Totally collapsed building in Oroshimachi area



Photo 43 RC column damage in Oroshimachi area

5. 余震前後における被害の比較

4月7日の余震前後の被害状況を比較し，余震の影響による被害を定性的に述べる．

5.1 構造物被害

5.1.1 栗原市築館

後藤は，調査1において栗原市築館市街地を詳細に調査し，見かけた被害を報告している(後藤, 2011b)．調査2では，調査1と同じルートで市街地を調査し，調査1によって発見された被害の確認および，調査1では確認できなかった被害の記録を行った．Fig.7に調査ルートおよび，調査1で確認された被害，調査2で確認された被害を示す．なお，赤丸の数字は後藤（2011）の図4.2.2-8と対応している．

調査2で確認された被害は，外装材の剥離（Photo 44, 45），漆喰の剥落（Photo 46），基礎のひび割れ（Photo 47），土壁の剥落（Photo 48），外装材の落下（Photo 49），基礎の沈下（Photo 50），ブロック塀の倒壊（Photo 51），外壁の剥落（Photo 52），ガラスの割れ（Photo 53），瓦屋根の落下（Photo 54）などである．いずれの被害も軽微なものが多かったが，Googleストリートビューで後日確認したところ，撤去された建物（地点k）もあった．

また，いくつかの被害については，余震前の写真と比較したところ，被害が進行しているものがあった．例えば，余震前には見られなかった漆喰の剥落が生じたり（Photo 56），新たに外装材の剥離が生じている（Photo 57）．余震前の写真で見られた栗原市役所の建物周りの地盤沈下が進行していた（Photo 58）．



Fig. 7 Map of Tsukidate area in Kurihara city. Numbers in the red circle correspond to Fig. 4.2.2-8 in 後藤（2011）



Photo 44 Damage of the exterior panel (site a)



Photo 46 Damage of the plaster wall (site c)



Photo 45 Damage of the exterior panel (site b)



Photo 47 Damage of the foundation (site d)



Photo 48 Damage of the plaster wall (site e)



Photo 52 Damage of the exterior wall (site i)



Photo 49 Damage of the exterior panel (site f)

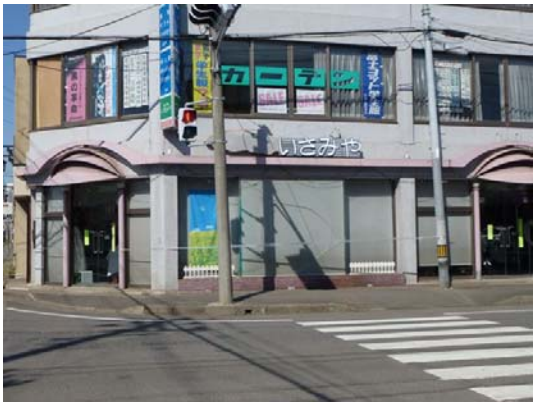


Photo 53 Damage of the glass window (site j)



Photo 50 Damage of the foundation (site g)

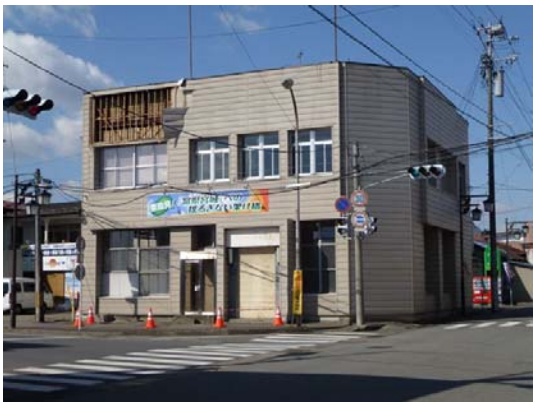


Photo 54 Damage of the exterior panel (site k)



Photo 51 Damage of the concrete block wall (site h)



Photo 55 Damage of the roof tiles (site l)



Photo 56 Comparison of the damage of plaster wall



Photo 57 Comparison of the damage of column



Photo 58 Comparison of the damage of ground pavement

5.1.2 栗原市役所志波姫総合支所

志波姫総合支所では，4月1日の時点でRC柱のひび割れなど，構造躯体に深刻な被害をもたらしていた．余震後に再調査したところ，柱のひび割れが拡大し（Photo 59），コンクリートの剥離等の被害も増加していた．震度計付近の地面にひび割れが発生していた（Photo 60）．



Photo 59 Comparison of the damage of RC column



Photo 60 Comparison of the damage at the seismometer

5.1.3 栗原市役所若柳総合支所

若柳総合支所では，4月1日の時点でアプローチの盛土部で地盤の沈下によって，支所建物との間に約30cmの段差が生じていた（Photo 61, 62）．余震後に再調査したところ，地盤沈下がより進行し，段差が約40cmに拡大していた．



Photo 61 Comparison of the damage of ground pavement

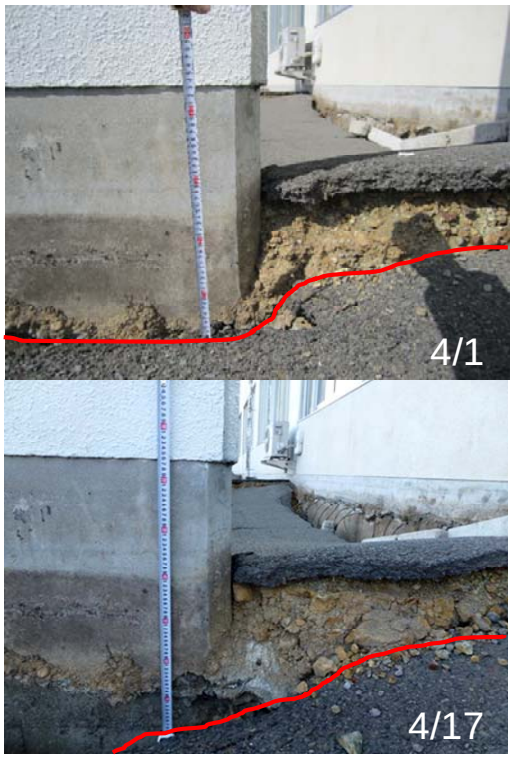


Photo 62 Comparison of the damage of ground pavement

5.2 墓石転倒率

各墓地における墓石転倒率を求めるため，墓石を

1) 竿石の転倒
2) 竿石の移動又は，竿石以外の灯籠などの転倒
3) 無被害
4) 補修跡有，の4カテゴリに分けてカウントした．

5.2.1 大念寺（登米市迫町佐沼）

大念寺は，登米市役所の北側の斜面（登米市迫町佐沼字沼向93）に位置している（Fig. 5）．墓地の墓石被害は，全44基のうち1)3基，2)11基，3)30基であった．余震後の調査でも転倒数はほぼ同様であった．



Photo 63 Damage of the graveyard in Dainen-ji

5.2.2 双林寺（栗原市築館）

双林寺は，築館市街地の南西（栗原市築館薬師台1-1）に位置する（Fig. 7）．双林寺では，参道の側面にある石柱が転倒するなどいくつか被害が見られた．墓石の被害は，調査1では，604基のうち1）36基，2）111基，3）457基，4）0基であった（Fig. 8）．調査2では，1）52基，2）186基，3）361基，4）5基となった（Fig. 9）．補修跡のある5基を母数から取り除くと，竿石の転倒率は6%から9%へわずかに上昇する結果となった．ただし，カテゴリ2が大幅に増加していることを考えると，余震で本震以上の地震動を受けた可能性もある．武村（2005）によれば， 1967年宮城県北部地震では80-90%の転倒率であった．

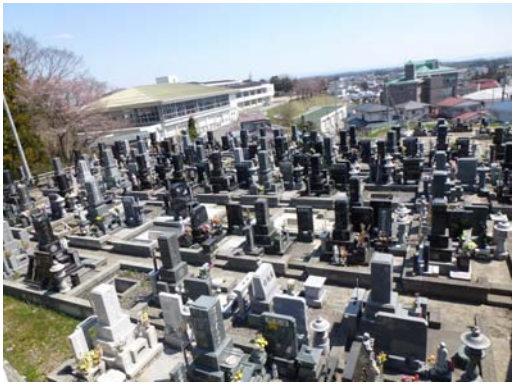


Photo 64 Damage of the graveyard in Sourin-ji

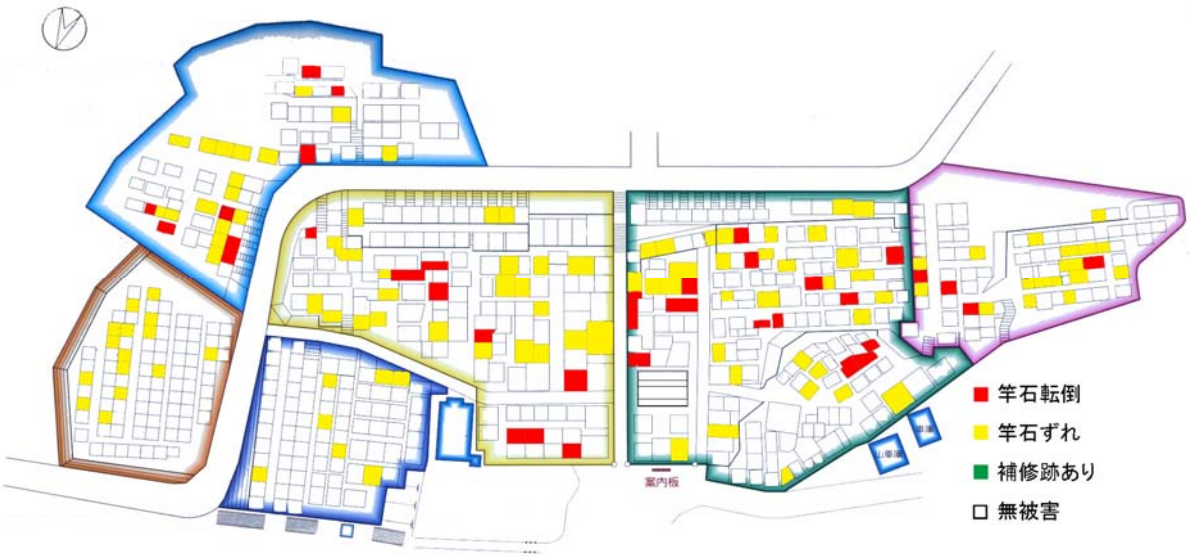


Fig. 8 Distribution of the overturned tombstones in Sorinji on April 2

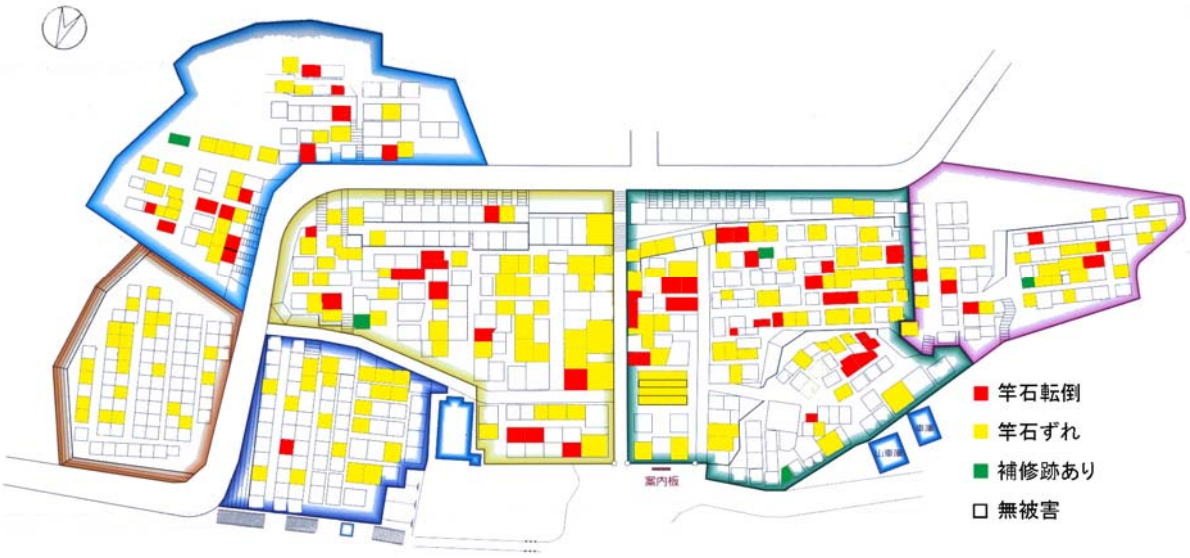


Fig. 9 Distribution of the overturned tombstones in Sorinji temple on April 17

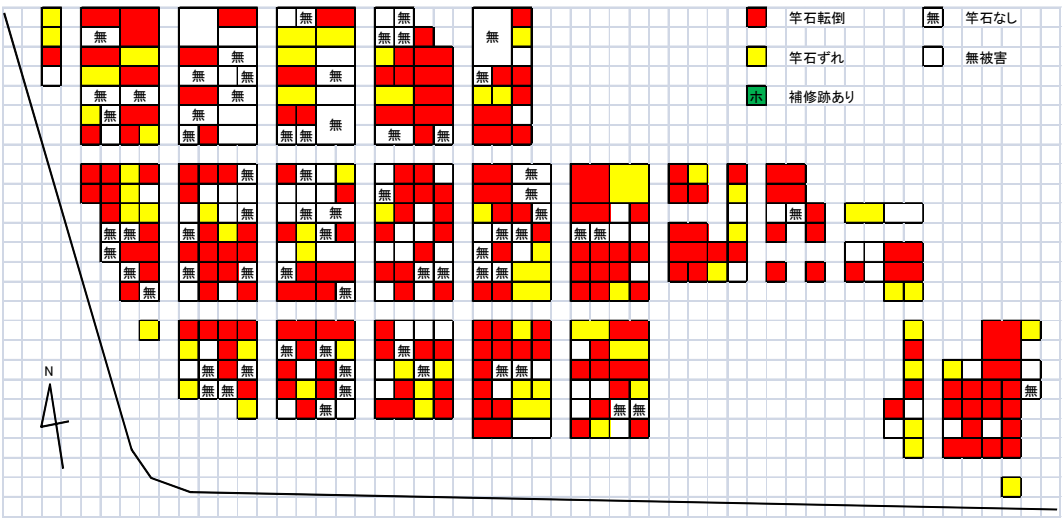


Fig. 10 Distribution of the overturned tombstones in Zuisenji on April 1

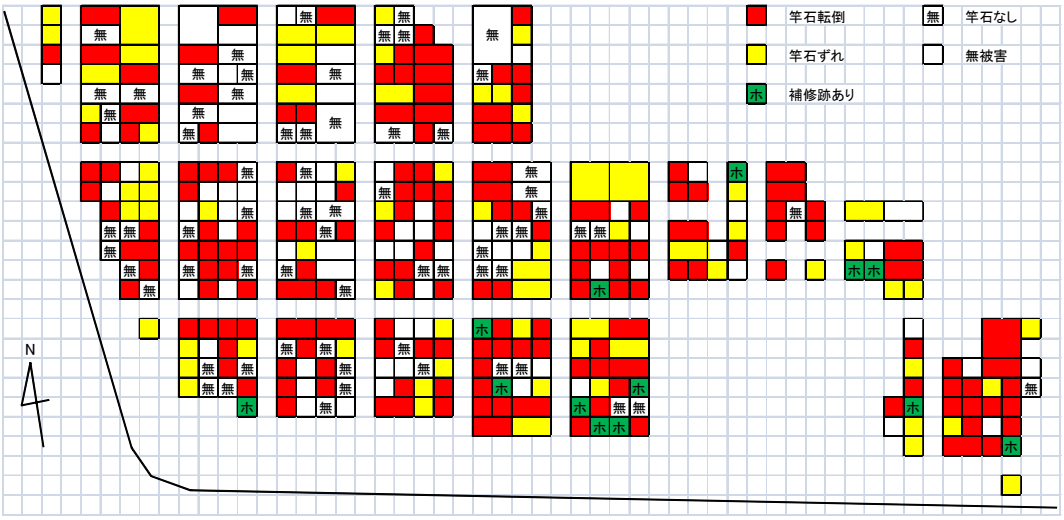


Fig. 11 Distribution of the overturned tombstones in Zuisenji on April 18

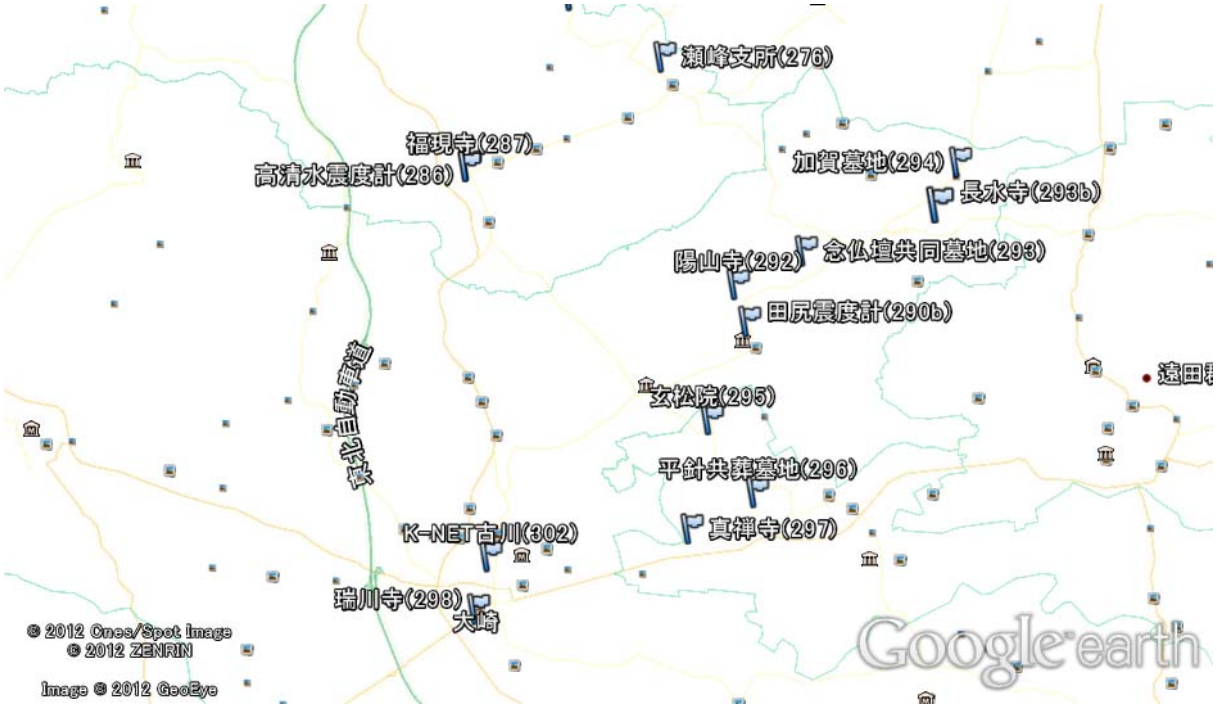


Fig. 12 Map of surveyed graveyards

Table 2 List of the surveyed graveyards and tombstone overturned ratios

墓地名	住所	竿石転倒数	竿石転倒率
福現寺墓地	栗原市高清水中町38	48/109	44%
陽山寺墓地	大崎市田尻沼部舘浦16	39/274	14%
念仏壇共同墓地	大崎市田尻小塩字切伏山根	39/274	14%
加賀墓地	大崎市田尻大貫四島	52/92	57%
長水寺墓地	大崎市田尻大貫長水寺浦93	11/74	15%
玄松院墓地	遠田郡美里町中埣字十二神117	114/323	35%
平針共葬墓地	遠田郡美里町平針字沢目31	112/157	71%
真禅寺	遠田郡美里町北浦字二又67	107/383	28%

5.2.3　瑞川寺（大崎市古川）

瑞川寺は，気象庁古川観測点の南西およそ200mの地点（大崎市古川三日町2−2−2）に位置する（Fig. 6）．瑞川寺のでは，山門が傾斜したりお堂が倒壊したり多くの被害が発生した．墓地南側半分の墓石をカウントした結果，調査1では，320基のうち1）182基，2）64基，3）74基，4）0基であった．調査2では，1）171基，2）69基，3）67基，4）13基となった．補修跡のある13基を母数から取り除くと，竿石の転倒率は58%から56%へわずかに減少する結果となった．これは，調査2のカウント時に補修跡を見逃したと考えられ，余震によって転倒した竿石はほとんどなかったと考えられる．なお，竿石には心棒のあるものも見られるため，無被害の墓石には耐震化されたものが少なからずあると考えられる．武村（2005）によれば，1967年宮城県北部地震では30%の転倒率であった．



Photo 65 Damage of the building in Zuisen-ji



Photo 66 Damage of the graveyard in Zuisen-ji

5.2.4　その他の墓地

栗原市，大崎市，美里町のその他の墓地で，調査2でカウントした竿石の転倒率をTable 2に示す．墓地の場所はFig. 12に示す．

5.3　社寺の被害

いくつかの社寺を重点的に調査し，4月7日の余震前の被害状況および余震後の被害状況を比較した（Goto and Morikawa, 2012）．なお，Fig.13-17において，正方形のシンボルが灯籠や狛犬などの石造物，長方形のシンボルが手水舎などの木造構造物，それ以外は黒色のシルエットで表示している．赤色の部分は，転倒などの被害が生じたものである．

5.3.1　金毘羅神社（大崎市古川）

金毘羅神社は，大崎市古川中里1丁目5番の区画に位置する（Fig. 6）．調査1では，本堂の柱が傾いて敷石から外れていたり，灯籠が倒壊し，本堂右手前の手水舎が倒壊していた（Fig. 13，Photo 67）．調査2では，被害は補修されており，倒壊した灯籠は再び積み上がっていて，傾いた本堂は添え木で固定されていた（Photo 68）．

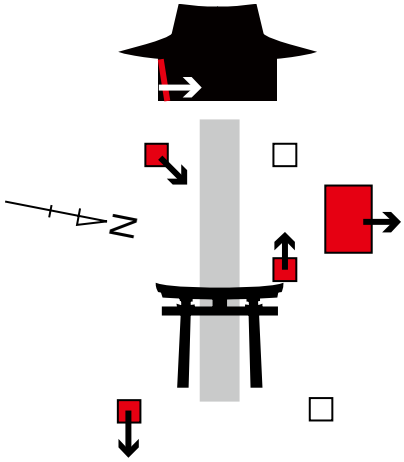


Fig. 13 Damage of Konpira shrine (3/31 and 4/18)



Photo 67 Konpira shrine (before repairing) on 3/31



Photo 68 Konpira shrine (after repairing) on 4/18

5.3.2　金谷不動尊（大崎市古川）

金谷不動尊は，気象庁の古川観測点より1kmほど東側の，大崎市古川十日町1番の区画に位置する（Fig. 6）．奥州街道に面しており，西側は緒絶川である．金谷不動尊は調査1でも灯籠が倒れるなどの被害が発生していたが，調査2では倒れた灯籠の数が増加するなど，被害は進行していた（Fig. 14，Photo 69）．



Photo 69 Damage of Kanaya shrine (3/31 and 4/18)

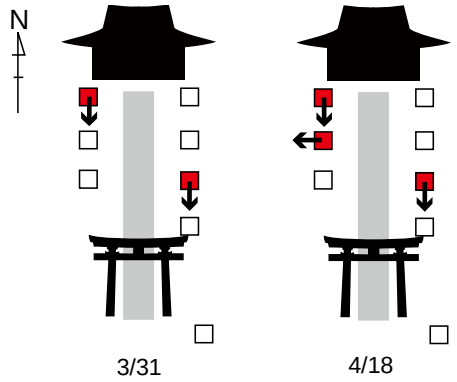


Fig. 14 Damage of Kanaya shrine (3/31 and 4/18)

5.3.3　西宮神社（大崎市古川）

西宮神社は，気象庁古川観測点の南西およそ200mの地点（大崎市古川金五輪1-4-3）に位置する（Fig. 6）．西宮神社は，調査1において 本堂の柱が敷石から外れるほど傾いていたり，本堂左手前の灯籠も根元から倒れていた（Fig.15，Photo 70）．調査2でもほぼ同じ被害状況であった．

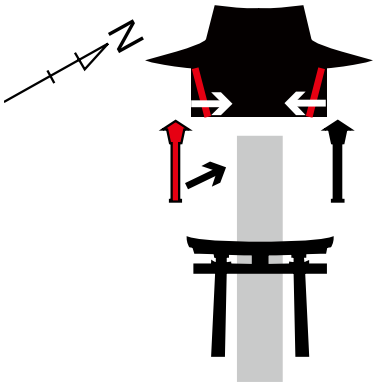


Fig. 15 Damage of Nishinomiya shrine (3/31 and 4/18)



Photo 70 Damage of Nishinomiya shrine on 4/18

5.3.4　津島神社（登米市迫町佐沼）

津島神社は，登米市迫町佐沼の佐沼大通り商店街の南端（登米市迫町佐沼字西佐沼147）に位置する（Fig. 5）．津島神社では，石灯籠の転倒が見られた（Fig.16，Photo 71）．調査1と調査2の被害状況はほぼ同じであった．

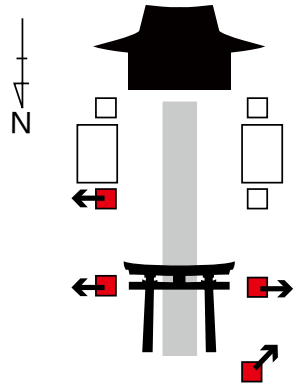


Fig. 16 Damage of Tsushima shrine (4/1 and 4/16)



Photo 71 Damage of Tsushima shrine on 4/16

5.3.5　築館八幡神社（栗原市築館）

築館八幡神社は，築館市街地の南西（登米市迫町佐沼字西佐沼147）に位置する（Fig. 7）．築館八幡神社では，鳥居の基部の部分が損傷し，狛犬が一基転倒していた（Fig.17，Photo 72）．調査1と調査2の被害状況はほぼ同じであった．

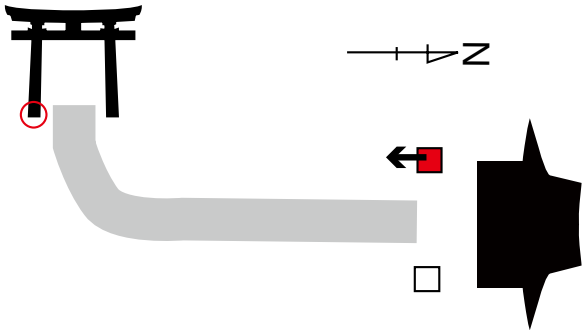


Fig. 17 Damage of Tsukidate-Hachiman shrine (4/2 and 4/17)



Photo 72 Damage of Tsukidate-Hachiman shrine on 4/17

6.　まとめ

本研究では，東北地方太平洋沖地震の直後（3月31日～4月2日）と，4月7日の余震の後（4月16日～19日）に行った被害調査を比較し，4月7日の余震（Mj7.2）によってどのような構造物被害が発生したかを定性的にまとめた．得られた結論を以下に示す．

・構造物被害に関しては，余震前と余震後の両方の被害状況が写真で得られている栗原市築館，栗原市志波姫，栗原市若柳において，コンクリート柱の劣化や外壁の崩落，地盤変状などの被害が拡大する様子が観察できた．

・墓石の転倒率に関しては，栗原市築館の双林寺では余震後に増加，大崎市古川の瑞川寺と登米市迫町佐沼の大念寺ではほとんど変化がなかった．

・社寺の被害に関しては，大崎市古川の金谷不動尊で灯籠の転倒被害が増加した．そのほか，大崎市古川，栗原市築館，登米市迫町佐沼でも調査したが被害に変化はなかった．

以上の結果より，大地震の後の余震で，一部の構造物には被害が拡大する様子が観察できた．従って，本震において倒壊を免れた構造物も，余震で被害が累積し倒壊する危険性があるので，十分に注意する必要がある．

最後に，本地震で犠牲となった方々にご冥福をお祈りいたしますとともに，１日でも早い被災地の復旧をお祈り申し上げます．

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ました．ここに記して感謝の意を表します．

参考文献

気象庁（2011）：東日本大震災　～東北地方太平洋

沖地震～　関連ポータルサイト
http://www.jma.go.jp/jma/menu/jishin-portal.html
後藤浩之（2011）：土木学会東日本大震災被害調査団（地震工学委員会）緊急地震被害調査報告書，地震及び地震動の特性
http://committees.jsce.or.jp/report/node/43
後藤浩之（2011b）：平成２３年（2011 年）東北地方太平洋沖地震地震動に関する被害調査報告
http://wwwcatfish.dpri.kyoto-u.ac.jp/~goto/eq/20110311/0402report.pdf
武村雅之（2005）：1900 年および 1962 年宮城県北部地震の被害データと震度分布歴史地震, 歴史地震 (20), pp.201-221
福島康宏・山田真澄・後藤浩之（2012）：臨時余震観測記録を用いた東北地方太平洋沖地震における登米市迫町佐沼の地震動推定，土木学会論文集A1特集号（地震工学論文集），Vol.31，印刷中
Goto, H. and H. Morikawa (2012) : Ground Motion Characteristics during the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Soil and Foundations, submitted

（論文受理日：2013年4月30日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

2013年箱根群発地震活動域でのAMT補充観測

Complementary AMT Observations around the 2013 Swarm Activity in Hakone Volcano

吉村令慧・行竹洋平(1)・神田径(2)・長谷英彰(2)
比嘉哲也(3)・鈴木健士(3)・川崎慎吾・山崎友也

Ryokei YOSHIMURA, Yohei YUKUTAKE(1), Wataru KANDA(2), Hideaki HASE(2)
Tetsuya HIGA(3), Takeshi SUZUKI(3), Shingo KAWASAKI and Tomoya YAMAZAKI

（1）神奈川県温泉地学研究所
（2）東京工業大学火山流体研究センター
（3）京都大学大学院理学研究科

(1) Hot Springs Research Institute, Kanagawa
(2) Volcanic Fluid Research Center, Tokyo Institute of Technology
(3) Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

Inside the caldera of the Hakone volcano, earthquake swarm (over 1,800 events) and crustal deformation (ground inflation) were observed from January to February, 2013. The swarm activities were concentrated around the fumarolic area (Owakudani) and the central cones (Mts. Kamiyama and Komagatake). In order to reveal fine subsurface electrical structure, we carried out complementary audio-frequency magnetotelluric measurements at 15 sites in the end of April 2013. As the result of provisional remote-reference processing using local sites, we obtained fair magnetotelluric responses at most sites.

キーワード：箱根火山，AMT観測，2013年群発地震活動
Keywords: Hakone Volcano, AMT observations, 2013 swarm activity

1. はじめに

箱根火山中央火口丘近傍において，2013年1月初旬より地震活動が活発化した（例えば気象庁，2013a；気象庁, 2013b）. 今回の群発的地震活動に同調して，周辺に設置された傾斜計・GNSS観測から山体膨張を示す地殻変動が検出されている（宮岡ら，2013；原田ら，2013）．地震活動は2月中旬に活動のピークをむかえ，3月以降収束しつつある（行竹ら，2013）．このような箱根カルデラ内の地殻変動を伴う群発的地震活動は，2000年以降，2001年・2006年・2008～2009年と比較的高頻度に発現している. その他, 2011年には東北地方太平洋沖地震の発生を受けて，地震活動の活発化が見られた（Yukutake et al., 2011；行竹ら，2012）が地殻変動は検出されていない．このように時折発現する火山体近傍の地震活動について，その発生域の構造を詳細に推定することは，発生要因の議論や活動の推移予測のために重要である．

箱根火山周辺の電磁気学的構造調査として，東北地方太平洋沖地震発生直後の誘発的地震活動を対象としたAudio-frequency Magnetotelluric (AMT) 観測が吉村ら(2012)により39地点において実施された(Fig. 1)．箱根火山外縁北部山麓に推定される神縄断層を対象とした広帯域MT観測（小川ら，2012）の測定

データの一部（Fig. 1）を統合して，計51点のMT応答を用いて3次元構造解析が進められている（Yoshimura et al., 2013）．しかしながら，これらの観測は広範に分布する誘発地震域全体をカバーする構造イメージングを目的としているため，今回の地震活動がごく浅部の限られた領域に発生していることを考慮すると，詳細な対比に十分な観測点密度とは言えない．特に活動の集中する大涌谷－神山－駒ヶ岳の周辺は，観測点が疎な領域にあたる．そこで，我々は2013年の地震活動の発生域の電磁気学的構造を詳細にイメージングするために補充AMT観測を計画・実施した．

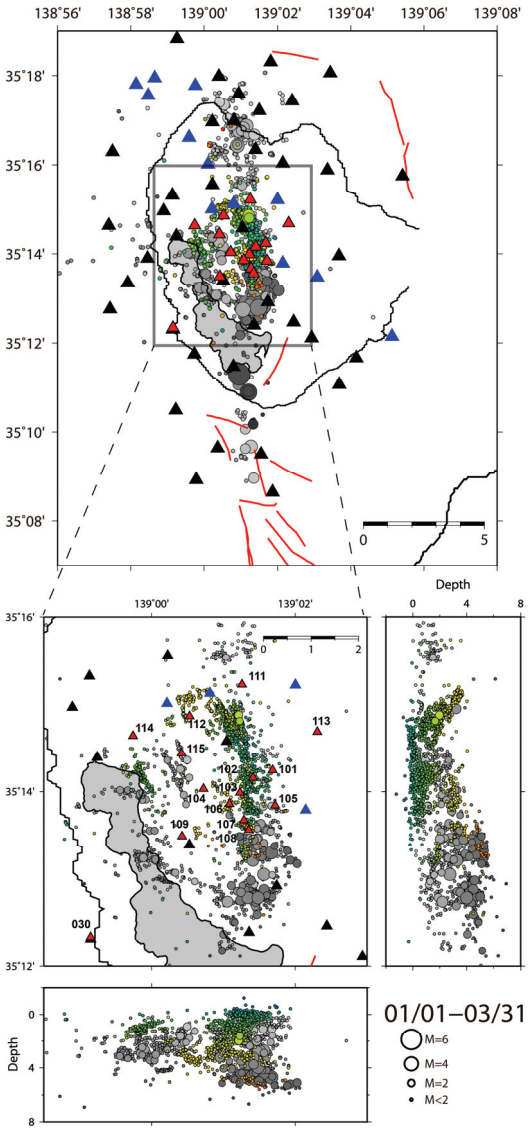


Fig. 1 Locations of additional AMT (this study) and previous AMT (Yoshimura et al., 2012) and wideband MT (Ogawa et al., 2012) sites are indicated as red, black and blue triangles, respectively. Detail distributions of induced seismicity in 2011 (Yukutake et al., 2012) and swarm activity in 2013 (Yukutake et al., 2013) are also shown as gray and colored circles, respectively, which scaled to magnitude and colored to depth.

2. 観測

2013年に発生した群発的地震活動の詳細震源（行竹ら，2013）を2011年東北地方太平洋沖地震に誘発された地震活動（行竹ら，2012）と重ねて Fig. 1 に示す．2013年の活動は，箱根火山中央火口丘を大涌谷から駒ヶ岳にかけて南北に線状配列しごく浅部に発生している．加えて，芦ノ湖北岸の湖尻近傍にも活動が集中している．2011年に実施したAMT観測点（吉村ら, 2012）や既存の広帯域MT観測点（小川ら，2012）分布と震源分布を対比すると，地震活動は比較的観測点密度が疎な領域に位置している．本研究では，この領域を中心に16点でのAMT補充観測を計画した．観測は2013年4月に実施したが，悪天候により1か所で計測を断念し，計15点で夜間の電磁場データを取得した．観測期間中，2011年調査時良質な記録が得られた HKN030 において参照用電磁場測定を行っている．観測点の位置情報ならびにデータ収録日を Table 1 に示す．観測には，カナダ Phoenix 社製 MTU5A システムを用い，各観測点で電場2成分，磁場3成分のデータを取得した．

3. データ

各観測点の取得データの内，最長夜間5時間（UTC 15:00-20:00）を切り出し，時系列処理を行い，予察的にMT応答を推定した．処理の際，各観測点から3～8km 離れた HKN030 の磁場データを参照にしたリモートリファレンス処理（Gamble et al., 1979）を行っている．Fig. 2 に得られた探査曲線の例を示す．中央火口丘付近の観測点においては，非常に良質な応答が得られている．麓の観測点では相対的に応答の不自然なジャンプや，特定周波数でのばたつきがみられるが，今後の精査により推定の改善が期待される．一方，2Hz より長周期帯では，共通して見かけ比抵抗の増加・ゼロ位相への漸近が確認できる．これは，参照磁場が研究領域内では良質であるとはいえ，それほど離れていないことから領域全体に共通するノイズの除去が不十分であることが考えられる．今後はより遠地の電磁場データを利用した処理を行う予定である．

Fig. 2 には，湖尻から神山にかけて得られた探査曲線を北西－南東方向に並べている．また，概観を

Table 1 Summary of the measurement date and locations of the AMT sites.

Site ID	Latitude (dd:mm:ss.s)	Longitude (ddd:mm:ss.s)	Height (m)	Date of Observation (yyyy/mm/dd)
HKN030	N35:12:20.3	E138:59:09.1	941	2013/04/22-24
HKN101	N35:14:14.7	E139:01:41.0	1,216	2013/04/23
HKN102	N35:14:09.5	E139:01:24.6	1,353	2013/04/23
HKN103	N35:13:59.3	E139:01:13.8	1,429	2013/04/22
HKN104	N35:14:02.0	E139:00:43.4	1,181	2013/04/23
HKN105	N35:13:50.3	E139:01:43.1	1,142	2013/04/22
HKN106	N35:13:51.4	E139:01:05.0	1,329	2013/04/24
HKN107	N35:13:40.1	E139:01:17.0	1,237	2013/04/22
HKN108	N35:13:33.5	E139:01:21.1	1,293	2013/04/24
HKN109	N35:13:29.1	E139:00:25.4	891	2013/04/23
HKN111	N35:15:13.4	E139:01:15.5	815	2013/04/22
HKN112	N35:14:51.7	E139:00:31.8	875	2013/04/23
HKN113	N35:14:41.2	E139:02:18.5	718	2013/04/24
HKN114	N35:14:38.4	E138:59:44.5	736	2013/04/22
HKN115	N35:14:26.5	E139:00:25.0	876	2013/04/24

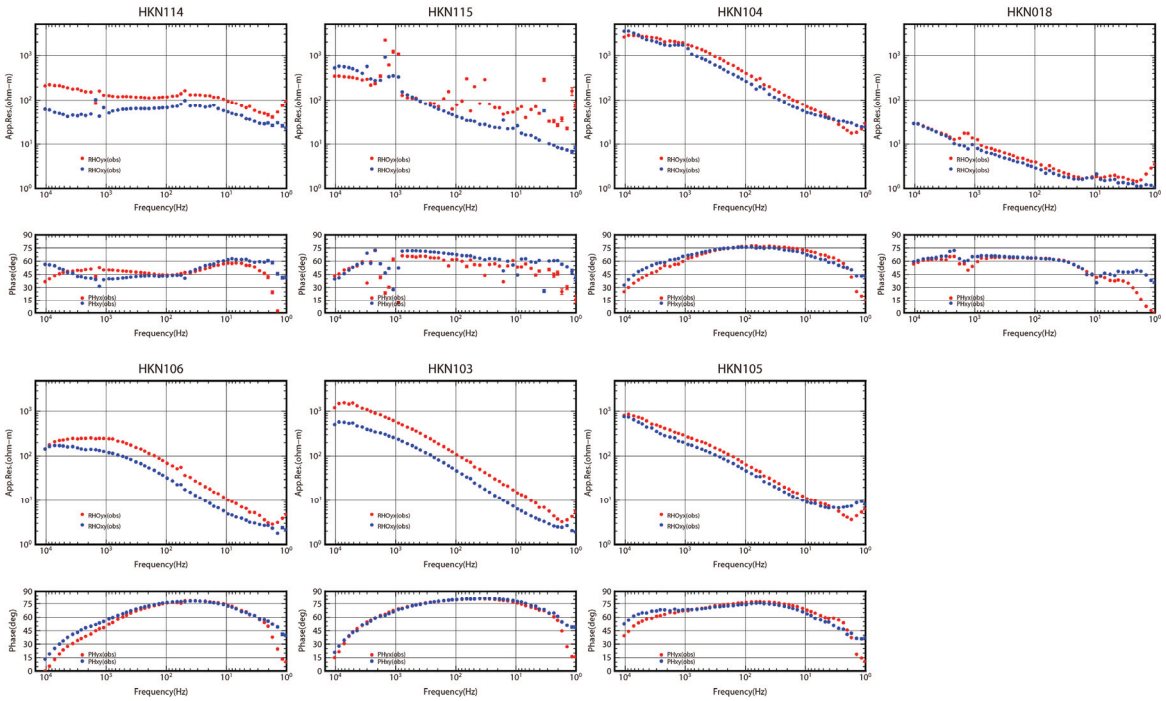


Fig. 2 Sounding curves of obtained MT responses at sites HKN115, HKN114, HKN104, HKN018 (obtained in 2011 campaign), HKN106, HKN103, and HKN105. Components of XY and YX, namely off-diagonal terms, are shown by blue and red dots, respectively.

つかむために，非対角成分（XY, YX成分）のみ表記している．また，参考として2011年の観測（吉村ら，2012）により推定されている，大涌谷近傍測点（HKN018）のMT応答も示す．山側の観測点（HKN115, 104,106,103,105）では，噴気地帯近傍（HKN018:熱変質が表層まで進んでいると考えられる）を除き，表層の高比抵抗・その下部の低比抵抗体の存在を示唆する探査曲線となっている．この様相は，Yoshimrua et al. (2013) の予察的3次元解析結果と調和的であるものの，長周期になるにつれての比抵抗の減少傾向は観測点間で違いを確認することができる．引き続いて，時系列解析を進め，精度の高い探査曲線の推定を行い，今後の詳細な三次元構造解析につなげたい．

4. おわりに

箱根火山において2013年4月に電磁気観測を実施した．2011年の観測の後，2013年1月から活発化した地震活動の集中域周辺において，15点でAMT観測を行った．予察的な時系列処理の結果，大部分の観測点において良質なMT応答が得られていることが確認できた．

今後は，2011年の観測データに本研究の補充観測データを統合して，詳細な三次元構造解析を進め，精密に決定された震源や地殻変動の推定力源等の情報と総合して，群発地震の発生要因について検討を加えたい．

謝　辞

本補充観測の実施に際し，土地所有者ならびに関係官庁（環境省箱根自然環境事務所，東京神奈川森林管理署，神奈川県県西地域県政総合センター森林部森林保全課）の関係各位には，多大なご協力・ご配慮をいただいた．調査器材は共同研究機関の器材に加え，鳥取大学工学部，京都大学大学院理学研究科附属地球熱学研究施設火山研究センター，東京大学地震研究所より借用した．長周期帯の参照磁場として，日鉄鉱コンサルタント株式会社より岩手県沢内の広帯域MT観測データを提供いただいた．ここに記して謝意を表する．

参考文献

小川康雄・神田径・吉村令慧・上嶋誠（2012）：神縄断層西方延長の比抵抗構造探査, 神縄・国府津－松田断層帯における重点的な調査観測成果報告書, pp.118-124..

気象庁（2013a）：平成25年1月地震・火山月報（防災編）, 80 pp.

気象庁（2013b）：平成25年2月地震・火山月報（防災編）, 104 pp.

原田昌武・宮岡一樹・行竹洋平・小林昭夫・本多亮・坂寺一洋・伊東博・明田川保・吉田明夫(2013)：箱根火山における群発地震活動と地殻歪，JpGU Meeting 2013, SVC48-14.

宮岡一樹・原田昌武・本多亮・行竹洋平（2013）：2013年箱根火山の群発地震活動に伴う地殻変動とその変動源の推定, JpGU Meeting 2013, SVC48-P25.

吉村令慧・小川康雄・行竹洋平・山崎友也・加茂正人・神田径・小森省吾・後藤忠徳・本多亮・原田昌武・安田陽二郎・谷昌憲（2012）：箱根地震活動域周辺でのAMT観測―序報―, 京都大学防災研究所年報, 第55号B, pp. 105-111.

行竹洋平・本多亮・原田昌武・伊東博・吉田明夫・宮澤理稔・坂上実・纐纈一起（2012）：東北地方太平洋沖地震の表面は通過時の箱根火山における地震活動と動的応力変化との関係，日本地震学会2012年度秋季大会, C31-04.

行竹洋平・宮岡一樹・原田昌武・本多亮・伊東博・吉田明夫（2013）：2013年1月以降の箱根火山における群発地震活動の精密震源分布，JpGU Meeting 2013, SVC48-P23.

Gamble, T. D., Goubau, W. M. and Clarke, J. (1979): Magnetotellurics with a remote magnetic reference, Geophysics, Vol. 44, pp. 53-68.

Yoshimura, R., Ogawa, Y., Yukutake, Y., Kanda, W., Komori, S., Goto, T., Honda, R., Harada, M., Yamazaki, T., Kamo, M., Yasuda, Y. and Tani, M. (2013); Heterogeneous resistivity structure around high seismicity regions in Hakone volcano, Japan, Extended Abstract of the 5th International Symposium on Three-Dimensional Electromagnetics (3DEM-5), SP4-14.

Yukutake, Y., Honda, R., Harada, M, Aketagawa, T., Ito, H. and Yoshida, A. (2011): Remotely triggered seismicity in Hakone volcano following the 2011 OFF the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, Vol. 63, pp. 737-740.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

南海トラフ巨大地震モデルと地震科学の限界

Gigantic Earthquake Model along the Nankai Trough and Limits of Earthquake Science

橋本学

Manabu HASHIMOTO

Synopsis

The provisional damage estimates based on the gigantic earthquake model along the Nankai trough shook the society. As a member of the Committee for this model, I am afraid that we should have examined the scientific validity of the model through serious discussion of the community of the earthquake science. We must recognize the limit inherent in the nature of earthquake and finite resources for observation. Peer review of earthquake hazard estimates by the community may be the way to recover reliability of earthquake science and ultimately contribute to disaster reduction.

キーワード: 南海トラフ巨大地震，地震科学，科学的妥当性，社会的妥当性，科学の限界
Keywords: Great Nankai trough earthquake, earthquake science, scientific validity, social validity, limit of science

1. はじめに

2011 年 3 月 11 日に発生した東日本大震災は，死者・行方不明者計 18,559 名（警察庁，2013 年 5 月 10 日）にのぼる，我が国の近代史上まれに見る大災害であった．この災害の直後より，地震防災関係の専門家などの発言として「想定外」という言葉が飛び出し，社会から強い批判を受けることとなった（例えば，池内，2011）．このような事態を受け，政府の中央防災会議はじめ関係組織・機関は，「想定外」をなくすことを旗印に，これまでの地震･津波対策全般の見直しを始めた（内閣府，2011a）．

筆者は，中央防災会議および地震調査研究推進本部，あるいは日本地震学会などの複数の会議に委員として参画し，議論に加わって来た．2 年を経ていくつかの会議は終了し，答申あるいは中間報告の形でその議論のまとめが世に出ている．中でも，中央防災会議による南海トラフの最大クラスの地震による震度・津波高の想定結果は，社会を大きく揺るがした（内閣府，2012a）．反響の大きさに，改めてその責務の重大さを認識する一方，大きな違和感が残ったことは否めない．

本稿において，震災から 2 年を経過した現時点で，この間の地震防災，特に筆者の専門分野である地震科学にまつわる議論について振り返ってみたい．現在，国や学会など多くの組織やセクターにおいて，将来に向けた前向きな議論がなされている．しかし，ともすればスピードを優先し，議論を深めることができたかどうか，疑問が残る．いくつかの方向性が示されたこの時点で，2 年間の考察をまとめることにもそれなりの意義は有るだろう．近年の科学技術社会論の議論なども援用して，この違和感の元を探ってみたい．

２．南海トラフ巨大地震想定見直し

東日本大震災の甚大な被害に鑑みて，中央防災会議は2011年4月に「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」（以下，「教訓調査会」）を設置し，地震・津波対策の総点検を開始した．そして，6月26日には早くも中間とりまとめを行い，今後の津波対策の基本的考え方について提言を行った（内閣府，2011a）．この内，本論の議論において重要な「１．地震・津波想定のあり方について」全文を引用する（下線は，筆者加筆）．

１．地震・津波の想定のあり方について

（１）これまでの地震・津波防災対策では、過去に繰り返し発生し，近い将来同様の地震が発生する可能性が高く切迫性の高い地震・津波を想定してきた．しかしながら，今般の東北地方太平洋沖地震はこの想定を大きく上回り，甚大な被害を発生させた．今後、地震・津波の想定を行うにあたっては，これまでの考え方を改め，津波堆積物調査などの科学的知見をベースに，あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討していくべきである．なお，一度想定した地震・津波についても，最新の科学的知見を取り入れて適宜見直すことが不可欠である．

（２）上記の考え方に基づき，今後，各地域ごとに地震・津波の想定を早急に検討すべきである．今回の被災地の対策を講ずるにあたっては，今般の東北地方太平洋沖地震を基本とする．

この中間取りまとめの提言に沿って，中央防災会議は 2003 年に発表した東南海・南海地震による被害想定（内閣府，2003）の見直しを，2011 年 8 月に着手した．「南海トラフの巨大地震モデル検討会」（以下，「モデル検討会」）が，この任に当たっている．

この見直しにおいては，まず津波堆積物調査や新たに収集された史料等，最近の科学的知見を集積し，南海トラフにおいてこれまで考えられていたよりも規模の大きい地震・津波が発生した可能性を検討した．この過程において，主として津波堆積物調査結果に基づいて，約 2000 年前に 1707 年宝永地震を上回る規模の地震津波が発生した可能性を認め，内閣府（2003）による既往最大地震の規模を上回る地震を考えるべきであることが確認された．続いて，震源域を設定するために，海底地形，フィリピン海プレートの形状，地下構造，低周波地震・微動の発生状況等を検討した．特に，東北地方太平洋沖地震においては，海溝軸近傍のプレート境界面浅部まで極めて大きいすべりが生じたことが推定されていることから（例えば，国土地理院，2012；Iinuma et al., 2012），南側の境界は南海トラフのトラフ軸とした．四国・紀伊半島下のプレート境界面深部では，低周波地震が発生していることから，カップリングは０ではなくひずみ蓄積がなされていると考え，北側の境界を低周波地震の分布の北限とした．東側の境界は，地体構造を考慮して，駿河湾奥の富士川断層付近とした．西側の境界は，沈み込むフィリピン海プレートの構造に変化がある，日向灘沖の九州−パラオ海嶺が沈み込む付近とした（Fig.1）．

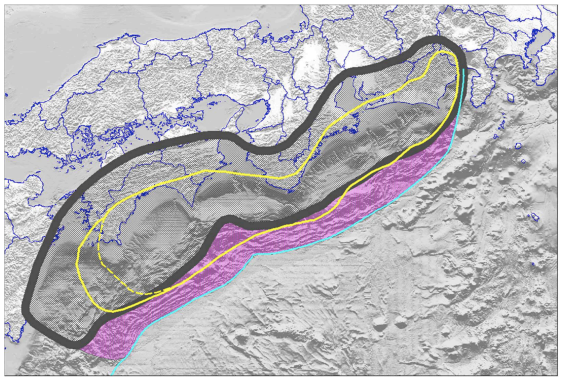


Fig.1 Provisional source model of the maximum-sized Nankai trough earthquake by the Cabinet Office (2011b). Gray area delineated by thick black line is the source area of the strong ground motion and tsunami. Pink area is zone of large and huge slip zone added for the calculation of tsunami. Yellow lines are the boundaries of the previous source model by Cabinet Office (2003).

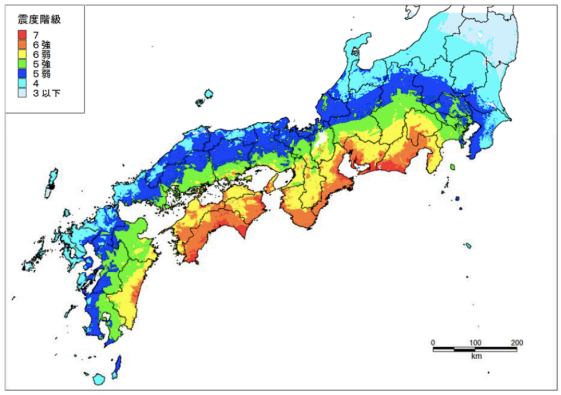


Fig.2 Distribution of calculated intensity for maximum-sized Nankai trough earthquake (Cabinet Office, 2012b). The highest intensity at each point among those for 4 models with different distribution of strong motion generation areas and that calculated with the empirical relationship is selected.

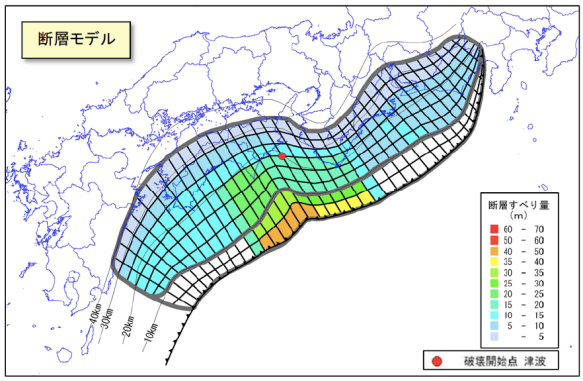


Fig.3 Assumed slip distribution for the calculation of tsunami height: Case 3 by Cabinet Office (2012b). Large (green to yellow) and huge (orange) slip zones are assumed off the Kii channel on the shallow portion of the plate interface.

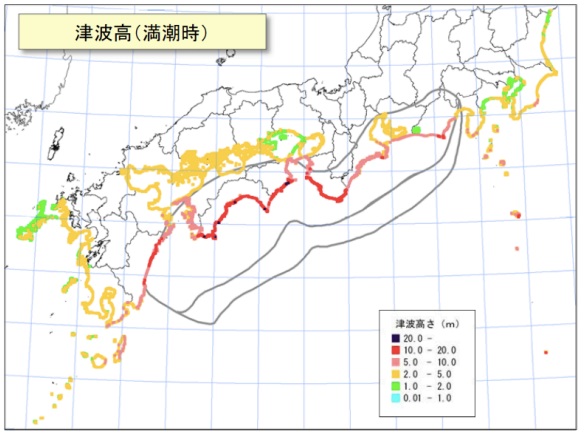


Fig.4 Distribution of calculated tsunami height at the high tide for maximum-sized Nankai trough earthquake in Fig. 3 (Case 3) (Cabinet Office, 2012b).

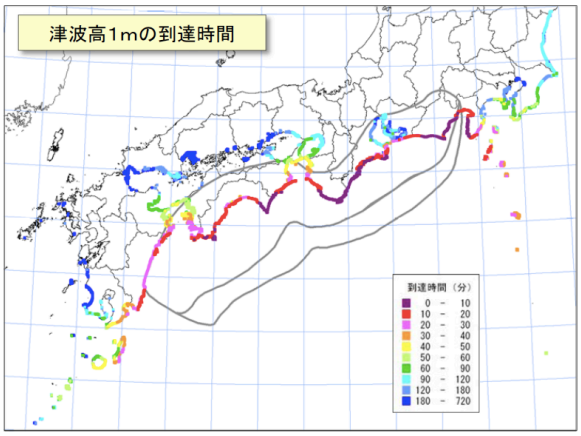


Fig.5 Distribution of calculated arrival time of the 1 m high tsunami in Case 3 (Cabinet Office, 2012b).

この震源断層面上に強震動生成域を配置し，強震動を計算した．基本的には内閣府（2003）の手法を踏襲し，最新の地盤構造データや地下構造モデルを用いた．強震動の計算には，強震動生成域の分布を仮定しなければならない．内閣府（2012a）では，内閣府（2003）の強震動生成域の分布パターンに倣ったモデルを基本モデルとし，これを東・西・北側へ移動させた 3 つのモデルの，合計 4 モデルについて強震動計算を行った．さらに，Fig.1 の強震動震源域と観測点の距離を用いて，距離減衰式を用いた経験的手法により震度を推定した．結局，4 モデルによる強震動計算と経験的手法による 1 ケースの，合計 5 つの震度分布の推計結果の内最大値を各地点の震度として，1 枚の地図にまとめた（Fig.2）．この結果，東海地方から九州に至る太平洋岸に震度 6 強～7 の強い揺れが予想されている．

一方，津波に関しては，前述のとおりトラフ軸に近いプレート境界浅部に大きなすべりが起きることを仮定して，計算を行っている．ただし，駿河湾から日向灘にいたる全域で大きなすべりが生じることは仮定せず，５つの領域に分割し，それぞれが大きくすべるケース，２つの領域が同時に大きくすべるケース，さらに分岐断層が同時にすべるケースの全 11 ケースについて津波高および浸水域を計算した．Fig.3 には，近畿地方に最も高い津波をもたらす紀伊水道沖に大すべり域があるケース（ケース 3）のすべり分布を示す．Fig.4 は沿岸での津波高分布である．紀伊半島から四国の太平洋岸に 10m，一部では 20m 以上の大津波が予想される．また，Fig.5 は 1ｍの波高の津波の到達時刻の分布を示す．駿河湾沿岸，紀伊半島南部および四国南部では，10 分以内に 1m の波高に達すると予想される．なお，四国沖に大すべり域があるケースなど，場合によっては最大 30m を越えることも予想されている．

３．生じた疑問

筆者は，2011 年 8 月から始まった断層モデルの検討はじめ，いくつかの関係する会議に参加して来た．大震災直後の異常な状況の中では早急に対策を打ち出すことが必然のように捉えられたが，時間を経て振り返ってみるといくつかの疑問が生じる．いくつか指摘してみたい．

まず，「最大クラスの地震」の定義がある．そもそも「最大クラスの地震」とは，どのような地震なのだろうか？過去に起きた地震の中で最大のも

のを指すのか？それとも，南海トラフに理論的に蓄積可能なひずみエネルギーを一気に解放する地震なのだろうか？

ついで，モデルの科学的妥当性（藤垣，2003）がある．これをどのように担保するか？できるのか？公表直後には地元自治体の首長による「科学的根拠を示せ」といった発言もあった．

では，そもそも「科学」あるいは「科学的」とはどういうこと・状態を示すのだろうか．また，教訓専門調査会の答申にあるように,「あらゆる可能性を考慮する」ことは可能なのか？モデル検討会の報告に記載されたモデルは，強震動については５，津波については 11 にすぎない．これで「あらゆる可能性を考慮」したといえるだろうか？根源的な疑問も湧いて来た．

一方，行政から最大クラスの地震の発生確率を求める声もあり，研究者の一人として戸惑いを隠せない．地震調査委員会長期評価部会海溝型分科会の結論は,「最大クラス」の地震について定量的な評価は困難，というものであった（地震調査委員会，2013）．これまで起きていない地震の評価はできない，ということである．しかし，2013 年 5 月 28 日に公表された中央防災会議（2013a）の最終報告では，今後の検討事項として「最大クラスの発生確率」が挙げられている．

残念ながら，これらの問題は，現在の我が国の地震科学コミュニティでは未だ議論されていない．このような言説を，コミュニティでの議論を経ずして，防災の現場に適用することに躊躇するのは著者一人ではないだろう.「越えてはならない一線を踏み越えた」のではないか, という懸念がある．でも，なぜこのように地震科学の議論に防災施策が先行する状況になったのか？そこには，何か大きな問題が隠れているに違いない．

とはいえ，その前に，現状の地震科学の限界はどこにあるのか，検討してみよう．

４．地震科学の限界

科学の限界については，20 世紀の半ばから議論されている（例えば, ホーガン, 1996; 高橋, 2008）．地震科学は，現象の特質 −低頻度かつ長時間スケール− に由来する限界を有する. これは裏返せば，統計的な扱いが極めて困難，と言うことである．すなわち，確率密度関数を推定することが困難である．また，いかなる予測にしても，それを検証するのに長い時間を要する．したがって，地震発生予測を社会に適用するとしても，検証ができない手段を使わざるを得ない，ということを認識する必要がある．また，現在の地震科学は物理的な観測データに依拠している．物理的な観測データの蓄積は, 100 年に満たない. 歴史史料ですら 1500 年程度の期間の記録しか無い．津波堆積物も 5000 年程度の期間の記録である．津波堆積物調査などにより，過去の歴史を掘り起こすことは，重要であるが，その精度・密度は現在の物理観測の結果と到底比肩しえない．

研究の進展に伴って，数値シミュレーションにより地震や関連する現象を理解する試みが盛んになされ，脚光を浴びている．天気予報と同じように，将来地震の数値予報に結びつくと言う期待がある．しかし，地震は破壊という非線形の現象であり，さらに動的・静的な相互作用も無視できない．このような地震現象を支配する非線形性に基づいて，地震の発生予測不可能性を主張する議論も多い（例えば, ゲラー, 2012）. これに対しては，大地震はいわゆる「固有地震」あるいは「時間予測モデル」的な振る舞いをするため，予測は可能であるとする反論も強い（例えば，島崎・長浜，1995）.

地震発生物理の原理的な問題以上に重要な観点は，有限密度かつ地表近傍限定の観測網の制約から，地殻及びマントル内で発生している現象を，高空間・時間分解能で捉えることができない，という点である．現時点で世界でも最高の空間分解能を有する連続観測網 Hinet，GEONET を持ってしても，地表面で 10〜20km 以下のスケールの現象を捉えることはできない．空間分解能に関しては SAR が飛び抜けて高いが, 時間分解能が格段に劣る．地下深部については，現時点での最深の観測点は約 3km であり，通常の地震が発生する深さにまで達していない．このため，地下深くでは，さらに分解能が落ちる．もちろん，海域の観測網は，陸域の観測網に遠く及ばない．一方，非線形力学の教えるところは，決定論的予測のためには無限小の時間空間間隔で物理量に関する情報が必要である（なお，ここでいう「決定論」は，ラプラスのいう「ある瞬間に宇宙のすべての原子の位置と速度を知ることができれば，未来永劫にわたって宇宙がどうなるかを知ることができる」（高橋，2008）というものをいう）．したがって，前述のような数値モデルに取り込んで決定論的予測を行うためには，決定的に情報が不足していることは容易に理解できる．

筆者はさらに，財政的限界というもう一つの限界が迫っている，と考える．Fig.6 に我が国の歳

入・歳出の経年変化を示す(財務省主計局, 2012). 平成元年度（1989 年度）あたりから，税収が落ち込む一方，歳出が増え続けている．その結果，平成 25 年度では約 1000 兆円に迫る国債発行残高が残っている．一方で，高齢化の進行とともに，社会保障費も増えている．このため，社会保障費と国債費が支出に占める割合が高くなり，政策的経費が圧迫されているという財政状況である．前述のように現在の観測網が地表面近傍に限定されており，さらに震源域にまで達する観測網を展開することが期待される．しかし，筆者が約 20 年前に科学技術庁に在籍したころは，深度約 3km の観測点の設置に要する費用は 1 カ所 10 億円程度であった（現時点での予算に関する詳細な情報は，地震調査研究推進本部などでは公開されていないので，正確なところはわからない.）地震発生域にまで達するような観測技術は未だ開発されておらず，その費用は莫大なものとなると予想される．ドイツの KTB は深度約 9,000m まで達したが，費用は 52,800 万マルク（1994 年ころの円換算で 422 億円）であった（深掘技術分科会，http://www.japt.org/html/iinkai/drilling/seikabutu/fukaboriiin/fukabori.html）．現在の技術であれば，もっと安価に掘削できると思われるが，高温に耐えるセンサーの開発など，多くの技術的困難が立ちはだかっている. Hinet と同程度の空間的密度を有する「超深度観測網」と呼べるようなものを手に入れるためには，1 兆円を越える予算と人・時間などの多くの資源を投入することが不可欠だ．ちなみに，平成 25 年度の文部科学省の総予算額は 5 兆 3558 億円で，このうち地震・津波関係の予算は 34 億円である（文部科学省，2013）．現在の予算規模を考えると，短期間で現状の地表面近傍の観測網を越えるものは期待できないであろう．観測網の高度化が不可能であるならば，地震科学研究者は現状の手段で言える限界を示す必要がある．そして，この限界の認識をコミュニティ内外で共有した上で，防災・減災への貢献を考えるべきであろう．

フラー(1997)によれば，「科学の強みは科学が排除する誤りにあるのであって，科学が確立する真理にあるのではない」のだそうである．地震科学は，その内在する限界から，真理を示すことは困難であり，示される最適解は大きな不確定性を持つ．だとすると，地震科学研究者は，真理を示すことではなく，誤りを排除することを優先すべきである．

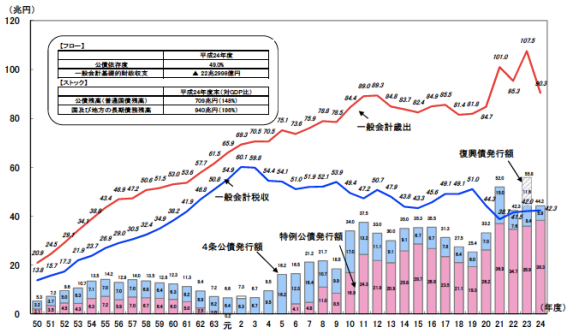


Fig.6 Annual variation in revenue (blue), expenditure (red) and issue amount of national bond (bar graph) during FY1975 - FY2012 (Ministry of Finance, 2012).

５．南海トラフ巨大地震モデルの科学的妥当性

藤垣（2003）は，科学的知見に対する妥当性に対して，科学コミュニティと社会との間に乖離が有ることを示した. それぞれ「科学的妥当性」,「社会的妥当性」と呼び，時と場合によって，そのハードルの相対的な高さが異なることを示している.

では，南海トラフの巨大地震モデルに科学的妥当性はあるのだろうか？少なくとも，現時点においては科学コミュニティにおける議論が全く不十分であり，科学的妥当性を判断できない．とはいえ，いくつかの論点を提示しておくことは意義があると考える.

地震科学が経験科学であることから，過去に発生例があるかどうか，が論点となる．これまでの南海トラフ沿いで最大の地震としては，1707 年宝永地震とされている．今回の想定では，２章で述べたように, 津波堆積物の調査から約 2000 年前に大きな地震が発生した可能性がある．しかし，今回のモデルによる津波は，これらの津波高を越えるものであり, 過去の発生例は認められていない. だからといって将来発生しない，とは言えない. 経験的帰納主義はうまくいかないのは，科学哲学の教えるところである（森田，2010）.

反証主義の観点から考えてみよう．反証主義では, 反証する手段を提示することが求められる（森田，2010）. 高い津波の発生は，トラフ軸付近のプレート境界浅部での大すべりによるもたらされる. では，南海トラフで，このような大きいすべりは発生しないのか？何を突き止めれば，発生しないと言えるか？よく言われるのが，海底地殻変動観測により，プレート境界浅部にひずみが蓄積されているかどうか，確認することが必須とされる. では，東北地方太平洋沖地震でのプレート境界浅

部の大きいすべりは，いかにして発生したのか？これについては，マスター・アスペリティ・モデル（Kato and Yoshida, 2011），階層型アスペリティ・モデル（Hori and Miyazaki, 2011），破壊のオーバーシュート（Ide et al, 2011），摩擦熱による間隙圧上昇（Mitsui and Iio, 2011）などいくつもの提案がある．この内，オーバーシュートの場合，プレート境界でのひずみ蓄積は必ずしも必要でない．もしオーバーシュートのモデルが否定できなければ，いくらひずみの蓄積を計測したところで，プレート境界浅部での大すべりの可能性を否定できない．

では，このモデルが最大と言えるか，という論点はどうか？内閣府（2011b）では，西端の境界を日向灘の構造不均質に求めた．しかし，Miyagi et al.(2009)は，2007 年ソロモン諸島の地震では，破壊が構造不均質（沈み込んだ海嶺）を乗り越えたことを示した．したがって，南海トラフで始まった破壊が，日向灘の構造不均質を乗り越えて琉球海溝へ伝わる可能性は残る．

以上，例として３つの論点を示した．もちろん，内閣府（2011b）の「最大クラス」の地震は起こらないという論拠もあり得るだろう（例えば，深部低周波地震発生域を震源域に含むことの可否など）．いずれにせよ，現在の科学的知見では，内閣府（2011b）のような地震の発生可能性を排除することはできず，さらに琉球海溝まで破壊が及ぶ，より大きい地震の発生可能性すら排除できない．

上記の議論に鑑みて，「教訓委員会」の提言はどう評価されるだろうか？内閣府（2012a,b）で取り上げられたモデルは，強震動 5 ケース，津波 11 ケースに過ぎない．これならば，「あらゆる可能性」を考慮したとせず，「東北地方太平洋沖地震と同様な地震が，もし南海トラフで起きた場合の強震動と津波を評価した」，とすべきであった．もし，地震科学に対する信頼を回復するために，このような表現を入れざるを得なかったとしたら，これは地震科学にとって極めて危険な行為である．

６．地震科学者は防災・減災にどのように向き合うべきか？

６．１　科学的妥当性と社会的妥当性

「科学的妥当性」に関して大きな問題は，科学の最先端（藤垣（2003）や平川（2010）では「作動中の科学」）においては，「科学的妥当性」は時とともに揺らぎ，その境界が定まるまでに相当の時間を要することである．一方で，行政はじめ社会には，科学は常に正解を与えてくれるものとの誤解がある．この誤解は，「技術官僚モデル」（藤垣，2003）あるいは「完全無欠幻想」（平川，2010）と呼ばれている．地震科学の現状に照らして考えてみると，上記の誤解は極めて危険である．石橋（2011）も警鐘を鳴らしている．

地震科学は経験科学であり，長期間の観測・調査データに基づいて，その得られた知見の妥当性を定めていく．大地震が低頻度の現象であるため，データ蓄積速度は人間社会の変化の速度に比べて極めて遅く，限られた歴史の中では未経験の現象もありうる．東北地方太平洋沖地震はその端的な例である．また，実験室内での制御実験が不可能であり，地域の特性の影響が大きく，限られた数の大地震で得られた知見を普遍化することは危険ですらある．すなわち，地震科学においては「科学的妥当性」は簡単には確立しない．ましてや，政府の委員会が「科学的妥当性」を決めることはあり得ない．

「防災施策が地震科学の議論に先行する」という状況は，これまでも同様な過程を経て積み上げられて来たものではないか，と筆者は考える．すなわち，地震科学は，これまでも防災が最優先されることで，「社会的妥当性」に「科学的妥当性」を合わせることを強いられて来た，ないしは，合わせて来た，のではないだろうか？その端的な例が，大規模地震対策特別措置法に伴う「東海地震の予知体制」であろう．茂木(1996)は，当時の最前線の研究者が慎重な意見を述べているのに対して，政府側の積極的な答弁があり，その結果法律の成立が決定的になった経緯を示している．まさに「社会的妥当性」に「科学的妥当性」を合わせた例と言える．1995 年阪神・淡路大震災後始められた地震調査研究推進本部による長期評価も，同様な文脈で捉えられるだろう．

「防災への貢献」という言葉の前では，「科学的妥当性」は吹き飛んでしまうのかもしれない．前記のように，地震科学の知見の「科学的妥当性」を定めるためには長い時間を要するが，社会は待ってくれない．そこに地震科学研究者の深い悩みがある．しかし，ダイソン（1997）は，「イデオロギーに推し進められた科学技術は失敗する」と述べている．外的な（特に政治的な）要因により，科学技術が推し進められる時に，惨めな失敗に終わることをダイソンは指摘している．

地震科学も他の科学と同列に，国から予算を獲得し，研究を進めている．その学術分野の特性から企業における研究開発になじまないため，公的

な予算に多くを依存する．予算要求に際しては，その時点までの達成点を高らかに謳いつつも，至らない点・不足する点を指摘し，希望的な未来像を示すことができて，ようやく予算を獲得することができる．決まった期間で実施するプロジェクト研究では，さらにこの傾向が強いであろう．また，時として政治的な背景から大きなプロジェクトが始まることもある．予算要求は官僚が中心的に行う仕事であるため，前述の官僚の科学に対する「完全無欠幻想」と融合した時に，「イデオロギーに推進された」状況が出現することを危惧する．我々は，科学史的ないしは社会学的な観点からこれまでの地震科学の歩みを点検し，その結果を受けて，改めて防災と向き合うべきであっただろう．今からでも，決して遅くはない．

地球温暖化問題を議論している IPCC は，アメリカ国内の反規制派の科学者からの批判に応えるために，苦労しているという（オレスケス・コンウェイ，2010）．しかし，IPCC は，国際的なピアレビューをすることで，科学としての正当性を保とうとしている点で優れているとする．科学が培って来たこの仕組みを，南海トラフの巨大地震モデルなどの施策に適用してはどうか？

残念ながら，南海トラフの巨大地震モデル検討会の中間取りまとめ（内閣府，2011b）以降，この検討会の報告を俎上に挙げた研究発表は少ない（例えば，宮腰・他，2012）．蓬田（2012）は，地震学会において，政府の委員会が提出した報告等について，議論する場を設けるべき，と主張している．もっと多くの研究者が自身の問題として捉える必要がある．一握りの「権威」の言説を放置するのではなく，コミュニティの広範な議論により，誤りを排除するという観点からチェックすることが，地震科学の信頼を回復し，長い目で見て防災・減災に貢献することと考える．

６．２　科学者の政策決定への参加のあり方

この２年間に筆者が参加した会議における検討結果は，今後の地震防災の在り方を大きく左右するものとなった．特に，「南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性調査部会」においては，5 名の地震研究者とともに議論を進め，「決定論的な予測は困難」という結論に至った（ここでいう「決定論的な予測」は，「ある現象が観測された場合，確実に地震が発生するという前提で予測する」ことをいう）．2013 年 5 月 28 日に公表された報告（内閣府，2013b）は，大きな反響を呼び，新聞各紙も大規模地震対策特別措置法の改廃について言及する事態となった（例えば，産經新聞，2013；日本経済新聞，2013）．学会などでは，地震の決定論的な予測に対して否定的な見解は多数示されて来た．しかし，科学者の意見表明と国の報告書では，メディアの扱いが全く異なり，あらためて政府の報告のインパクトの大きさを認識している．

事務サイドの尽力には敬意を表しつつも，果たして我々6 名の議論に基づいて大きな政策決定がなされることが妥当かどうか，という点が懸念として残る．審議会や私的諮問機関の在り方は，かねてから問題視されている（西川，2007）．委員の選任・兼任の問題（特に下部の委員会等），透明性・公開性，答申の法的拘束力などが問題とされている．実際，筆者を含む 6 名の研究者は，原子力規制委員会の活断層専門家のように学会から推薦されたのでなく，事務局からの依頼を受け参加し，議論を行って来た．他の委員会の委員も同様である．すなわち，委員選定にあたって透明性の問題があり，そのため議論の結果の正当性にも疑義が生じる．

上記調査部会の検討結果も，未だコミュニティの議論を経たものではない．2009 年イタリア・ラクイア地震を受け，イタリア政府が設けた「市民防護のための地震予測に関する国際委員会」の報告書（International Commission on Earthquake Forecasting, 2011）などを参考に議論が進められたが，6 名の科学者の見解，と限定的に捉えることもできる．やはり科学コミュニティによる広範な議論に基づいて，「科学的妥当性」を評価することが不可欠だ．その結果を踏まえて，政策決定がなされることが望ましい．

一方，最近の会議では，事務局もしっかりと議事録を残すよう努力されていることは評価したい．ただし，発言者の氏名は伏せて，しかも会議終了からかなりの期間が経過してから公開されると聞いている．なお，予測可能性調査部会は例外的に，委員の間の議論により，発言者の氏名も公開することとした．一方，地震調査委員会関係の会議議事録は，ほとんど公開されていない．これでいいのだろうか？

ウルリヒ・ベック（1984）は，科学の「サブ政治化」という言葉で，科学に関する重要な決定が民主的手続きを経ずに行われることに対して警鐘を鳴らしている．平川（2010）や松本（2012）らも異口同音に，科学技術のガバナンスの問題を取り上げ，開かれた意思決定のシステムを提案している．地震科学も，これらの社会科学や科学技術社会論の知見に耳を傾けるべき時が来ていると考

える．

7．おわりに

東日本大震災から２年間，政府は矢継ぎ早に今後の防災対策に関する方針を打ち出している．筆者もこれに関する議論に専門家の一人として参加した経験に基づいて，問題点を指摘した．まとめると，

1)地震発生予測には，限界がある．
2)「南海トラフの最大クラスの地震」の科学的妥当性は不確定である．また，地震科学コミュニティの議論も不足している．
3)地震科学は「社会的妥当性」に「科学的妥当性」を合わせて来た歴史がある．
4)専門家として政府の政策決定に参加するにあたって，正当性に懸念がある．

このため，今後地震科学コミュニティとして成すべきこととして，

5)誤りを排除することを優先する．
6)政府の施策に関して，広範なピアレビュー
7)開かれた意思決定のシステムの導入

を提案した．小文が，地震科学と防災のあり方について議論の活性化を促すことになれば，幸いである．

謝　辞

鷺谷威氏，福島洋氏，泉谷恭男氏，松澤暢氏には，原稿を改善するにあたって貴重なご意見をいただいたことに感謝致します．

参考文献

池内了（2011）：専門家の社会的責任，世界 SEKAI，第 817 号，2011 年 5 月，pp. 53-60.

石橋克彦（2011）：地震防災行政と自然科学，科学，第 81 巻，pp. 969.

オレスケス・ナオミ，コンウェイ・エリック・M.（2010）：世界を騙し続ける科学者達（福岡洋一訳），楽工社，上巻 311pp.，下巻 325pp.

警察庁（2013）：平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の被害状況と警察措置，平成 25 年 5 月 10 日，http://www.npa.go.jp/archive/keibi/biki/higaijokyo.pdf.

ゲラー・ロバート（2012）：防災対策と地震科学研究のあり方：リセットの時期，日本地震学会モノグラフ，第 1 巻，pp. 5−13.

国土地理院（2012）：東北地方の地殻変動，地震予知連絡会会報，第 87 巻, pp. 106-153.

財務省主計局（2012）：我が国の財政事情（平成 24 年度予算政府案），http://www.mof.go.jp/budget/budger_workflow/budget/fy2012/seifuan24/yosan004.pdf.

産經新聞（2013）：南海トラフ地震　予知への幻想を断ち切れ，2013 年 5 月 30 日，http://sankei.jp.msn.com/affairs/news/130530/dst13053003270001-n1.htm.

地震調査委員会（2013）：南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）について，2013 年 5 月 22 日，http://www.jishin.go.jp/main/chousa/13may_nankai/index.htm.

島崎邦彦・長浜裕幸（1995）：地震波でたらめに起こっているのか？　地震の集団的性質と個別的性質，科学，第 65 巻，pp. 241-256.

高橋昌一郎（2008）：理性の限界−不可能性・不確定性・不完全性，講談社現代新書，274pp.

ダイソン・フリーマン（1997）：科学の未来（はやし・はじめ，はやし・まさる共訳），みすず書房，197pp.

内閣府（2003）：東南海・南海地震に係る被害想定結果，平成 15 年 4 月 17 日公表，平成 15 年 9 月 17 日一部修正，http://www.bousai.go.jp/jishin/tonankai_nankai/pdf/higaisoutei/gaiyou.pdf.

内閣府（2011a）：「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」中間とりまとめ〜今後の津波防災対策の基本的考え方について〜，平成 23 年 6 月 26 日，http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chousakai/tohokukyokun/pdf/tyuukan.pdf.

内閣府（2011b）：南海トラフの巨大地震モデル検討会中間とりまとめ，平成 23 年 12 月 27 日，http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/chukan_matome.pdf.

内閣府（2012a）：南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について（第一次報告），平成 24 年 3 月 31 日，http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/1st_report.pdf.

内閣府（2012b）：南海トラフの巨大地震モデル検討会（第二次報告），平成 24 年 8 月 29 日，http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/20120829_2nd_report01.pdf.

内閣府（2013a）：南海トラフ巨大地震対策について（最終報告）本文，2013 年 5 月 28 日，http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taisaku_wg/pdf/20130528_honbun.pdf.
内閣府（2013b）：南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会（報告），2013 年 5 月 28 日，http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taisaku_wg/pdf/20130528_houkoku_s3.pdf.
西川明子（2007）：審議会等・私的諮問機関の現状と論点，レファレンス，平成 19 年 5 月号，pp.59-73，http://www.ndl.go.jp/jp/data/publication/refer/200705_676/067604.pdf.
日本経済新聞（2013）：南海トラフ地震対策は予知から減災へ，2013 年 5 月 29 日，http://www.nikkei.com/article/DGXDZO55585640Z20C13A5EA1000/.
深掘技術分科会，http://www.japt.org/html/iinkai/drilling/seikabutu/fukaboriiin/fukabori.html，<2013 年 6 月 10 日アクセス＞
藤垣裕子（2003）：専門知と公共性　科学技術社会論の構築に向けて，東京大学出版会，224pp.
フラー・スティーブ（1997）：科学が問われているソーシャル・エピステモロジー（小林傳司・調麻佐志・川崎勝・平川秀幸訳），産業図書，247pp.
平川秀幸（2010）：科学は誰のものか　社会の側から問い直す，NHK 出版生活人新書，254pp.
ベック・ウルリヒ（1986）：危険社会　新しい近代への道（東廉・伊藤美登里訳），法政大学出版局，472pp.
ホーガン・ジョン（1996）：科学の終焉（筒井康隆監修，竹内薫訳），徳間書店，490pp.
宮腰淳一・渡辺莉奈・護雅史・福和伸夫（2012）：南海トラフ巨大地震の断層パラメータの違いが名古屋地域の地震動に与える影響，日本自然災害学会平成 24 年度学術講演会，Ⅰ-3-2.
松本三和夫（2012）：知の失敗と社会　科学技術は何故社会に取って問題か，岩波人文書セレクション，岩波書店，331pp.
茂木清夫（1996）：「東海地震」予知情報の問題点，月刊地球，号外 No.14，pp. 150-158.
森田邦久（2012）：科学哲学講義，ちくま新書，202pp.
文部科学省（2011）：総合科学技術会議評価専門調査会「日本海溝海底地震津波観測網の整備を及び緊急津波速報（仮称）に係るシステム開発」評価検討会（第 1 回資料），平成 23 年 10 月 25 日，http://www8.cao.go.jp/cstp/tyousakai/hyouka/haihu89/siryo3-3-1.pdf.
文部科学省，2013，平成 25 年度文部科学関係予算（案）のポイント，http://www.mext.go.jp/component/b_menu/other/__icsFiles/afieldfile/2013/02/01/1330426_2.pdf.
蓬田清（2012）：日本の地震学の二重構造における学術団体としての責任とは？，日本地震学会モノグラフ，第 1 巻，pp. 68−72.
Hori, T., and S. Miyazaki (2011): A possible mechanism of M9 earthquake generation cycles in the area of repeating M7~8 earthquakes surrounded by aseismic sliding, Earth Planets Space, Vol. 63, pp. 773-777, doi:10.5047/eps.2011.06.022.
Ide, S., A. Baltay, and G. C. Beroza (2011): Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 Mw9.0 Tohoku-Oki earthquake, Science, Vol. 332, pp. 1426-1429, doi:10.1126/science.1207020.
Iinuma, T., R. Hino, M. Kido, D. Inazu, Y. Osada, Y. Ito, M. Ohzono, H. Tsushima, S. Suzuki, H. Fujimoto, and S. Miura (2012): Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku earthquake (M9.0) refined by means of sea floor geodetic data, J. Geophys. Res., Vol. 117, B07409, doi:10.1029/2012JB009186.
International Commission on Earthquake Forecasting (2011): Operational Earthquake Forecasting State of Knowledge and Guidelines for Utilization, Annuals of Geophysics, Vo. 54, No. 4, doi:10.4401/ag-5350.
Kato, N, and S. Yoshida (2011): A shallow strong patch model for the 2011 great Tohoku-oki earthquake: a numerical simulation, Geophys. Res. Lett., Vol.38, L00G04, doi:10.1029/2011GL048565.
Mitsui, Y., and Y. Iio (2011): How did the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake start and grow? The role of a conditionally stable area, Earth Planets Space, Vol. 63, pp. 755-759, doi:10.5047/eps.2011.05.007.
Miyagi, Y., T. Ozawa and M. Shimada (2009): Crustal deformation associated with an M8.1 earthquake in the Solomon Islands, detected by ALOS/PALSAR, Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 287, pp. 385-391.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

稠密地震観測による近畿地方北部の地震活動と地殻構造

The Seismicity and the Crustal Structure of the Northern Kinki District Investigated by the Dense Seismic Array Observations

片尾　浩・三浦　勉・飯尾能久

Hiroshi KATAO, Tsutomu MIURA and Yoshihisa IIO

Synopsis

In the northern Kinki district, we have done seismic observations using the dense seismic array stations since 2008. Total 150 temporal and permanent stations are used, and the average interval between the stations is about 5km. Using these data, we have investigated the seismic velocity structure, the shape and distribution of the reflector in the lower crust, the Moho and the PHS plate, the focal mechanisms and the stress field etc. The results of these observations and other geophysical data exhibit and characterize the strong contrast between the Tamba region and the Oumi Basin region. Difference of these two region caused to the geometry of subducting PHS plate beneath this area and the distribution and the movement of fluid in the crust.

キーワード: 稠密地震観測，近畿地方，微小地震，地殻構造，地殻流体
Keywords: dense seismic array, Kinki district, micro-earthquake, crustal structure, geofluid

1. はじめに

近畿地方北部の北摂・丹波山地（大阪府北部～京都府中部）およびその北東方に隣接する琵琶湖西岸地域は，定常的に微小地震活動が活発な地域である．この地震活動は中期的には極めて定常的であるが，過去に活動度が大きく変化した例が知られており，応力場の変化に敏感に反応する側面もあると考えられている．近年においても，2003 年以降地震活動の低下が続いていると指摘されている（片尾, 2005a）．近畿地方には活火山が無く，特定の活断層に沿わず面的広がりを持つ定常的な地震活動は，日本列島においてもあまり類例のない特異なものと考えられる（片尾，2002）が，地震活動の原因についてはほとんど分かっていない．これまでの多くの研究により存在が示唆されている地下深部の流体が，丹波山地の定常活動の成因とその活動変化に大きく影響しているものと考えられる（片尾，2005b）が，その解明のためには詳細な地下構造に関する情報が必要である．近年，基盤観測網の整備により，日本列島全域が平均約20km 間隔の高感度地震観測網でカバーされている．しかしながら，内陸地震の原因究明のため地殻内を十分な解像度で見るためには，さらに稠密な地震観測を行う必要がある．

2. 稠密地震観測

防災研究所地震予知研究センターでは，2008 年末より文科省の「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」の一環として，琵琶湖西岸から丹波山地にかけて45点の臨時観測点を設けて地震観測を行っている．さらに2010年4月からは「地震及び火山噴火予知のた

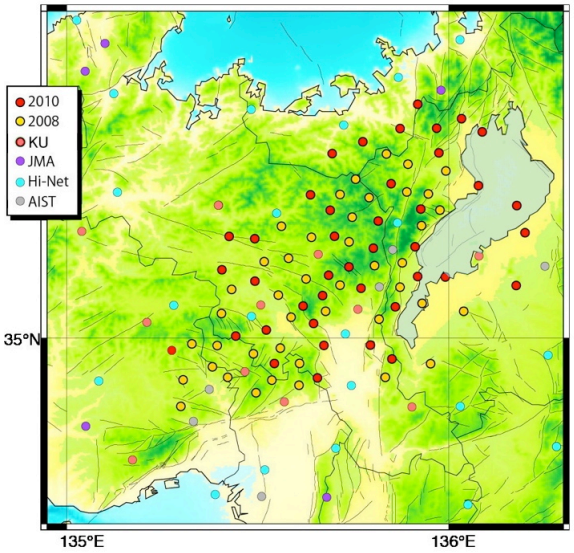


Fig. 1 Distribution of the seismic stations. The Yellow and Red circles show the temporal stations installed by this study. Others are permanent stations.

めの観測研究計画」における「近畿地方北部における地殻活動異常と地震先行現象の関係の解明」の一環として，2013年度までに38点の臨時観測点を増設し観測を継続している．（三浦ほか，2010；飯尾，2011）丹波・琵琶湖西岸地域のみならず，従来から地震観測点が希薄であった近江盆地東部にも臨時観測点を配置して観測を行っている [Fig. 1]．これらの地震観測網中央部における観測点間隔は 5km以下であり，従来の観測点密度をはるかに凌駕する稠密な観測を実施することにより，高解像度で地下構造 を把握し，この地域の地震活動の原因およびその時間変化の要因をさぐることが目的である．

この稠密観測では，小型軽量の高感度地震計（KVS-300）と低消費電力 のデータ 収録装置（EDR-X7000）からなる新しい地震観測システム（以後，通称である「満点システム」と呼ぶ）を使用してオフライン観測を行 っており，地震波形連続データほぼ半年に一度回収されている．これらの臨時観測点に加えて，京都大学防災研究所付属地震予知研究センターの微小地震観測システムSATARN（大見ほか，1999）によるリアルタイムテレメータ定常観測網のデータと統合してデータベース化されている（三浦ほか, 2010）．観測およびデータの蓄積は順調に進んでおり，現時点でほぼ 5年間にわたる膨大な連続波形データが取得されて おり，それらから気象庁一元化震源リストに従ってイベント波形データを切り出し，手動再験測作業 も順次進められている．

本稿では，これまでに稠密地震観測で得られた成

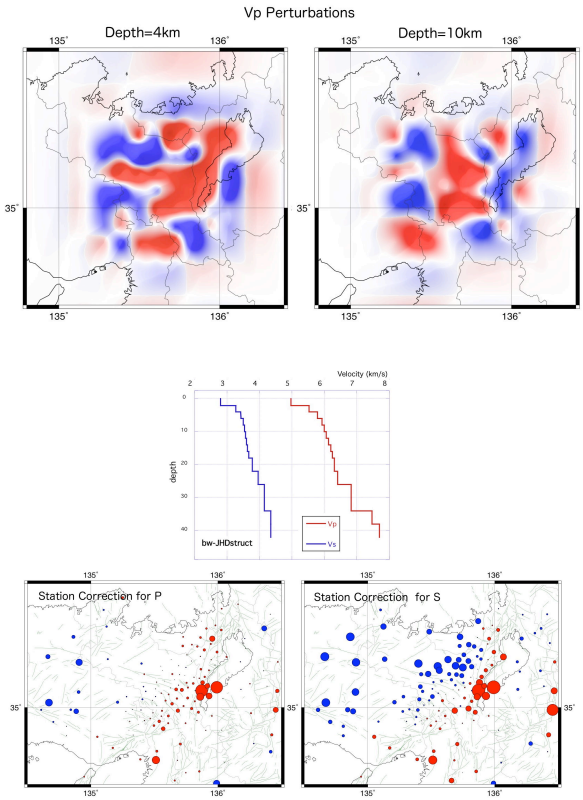


Fig. 2 (Upper) Results of tomography. Red means lower velocity, and blue means higher. (Middle) 1-D velocity structure derived by JHD analyses (Lower) Station corrections for the P and S travel times derived by JHD analyses.

果を整理するとともに，他の研究成果とも合わせて，近畿地方の地震活動と地殻構造との関係について考察を試みる．

2.1 地震波速度構造

稠密地震観測データに基づき，トモグラフィによる３次元速度構造解析を進めている． Fig. 2（上図）はThurber (1993)の方法に従い， 予察的に行ったトモグラフィ解析による P波速度の偏差を示したものである．琵琶湖西岸から丹波山地にかけて東北―西南方向に延びた低速度帯が存在すること示されている．この低速度帯は微小地震活動が活発な地域とほぼ一致する．

Fig. 2（下図）は，連携震源決定（JHD）法 (Kissling *et al.*, 1994)によって最適１次元構造を求めた際に算出された観測点補正値の分布である．赤は正の補正値，青は負の補正値で円の大きさはその絶対値を表す．この場合，観測点補正値は各観測点下の速度構造が全体の平均からどれほどずれているかを反映しているものと考えられる．琵琶湖東岸のいくつかの観測点で大きな正の補正値となっているのは，地表

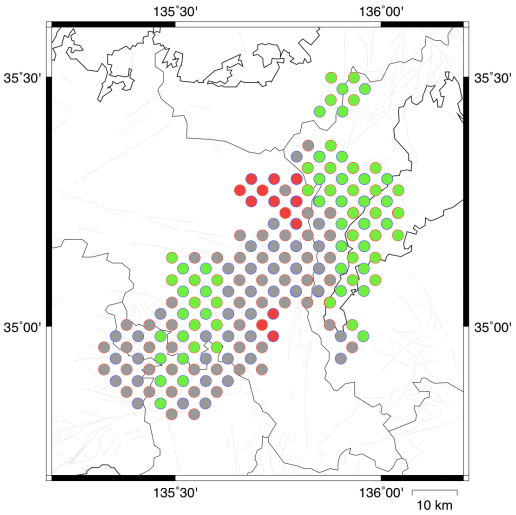


Fig. 3 Distribution of the type of stress field at the northern Kinki district. Green circles mean the reverse fault type field; red are strike-slip type; gray means “not specified”. (Aoki , 2012)

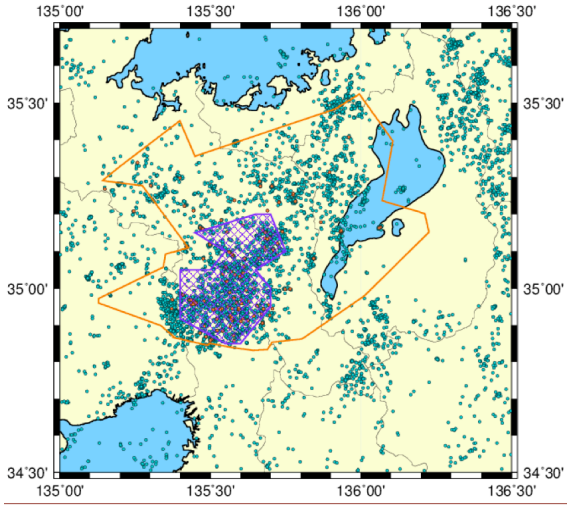


Fig. 4 Distribution of S-wave reflector in the lower crust. The reflector exists within the area shown by the purple mesh. (Aoki, 2013)

直下の堆積層によるものであるが，その周辺の琵琶湖西岸周辺で，P波S波ともに，正の値が広く分布している．これらは，岩盤上に設置した観測点が多いことから，表層ではなく上部地殻全体が比較的低速度であることを示している可能性がある．これは前述のトモグラフィの結果とも整合的である．

2.2　発震機構・応力場

青木（2012）は，稠密観測の波形データを使い，初動の押し引き分布から精密な 発震機構を求めた．高い観測点密度によって，気象庁マグニチュード0.5以上の地震についてはほぼ洩れなく精度の良い発震機構解が得られることを示した．大量の発震機構解に基づいた応力テンソルインバージョンによって，近畿地方北部の応力場の空間的な分布を求めた．その結果，琵琶湖西岸地域は一貫して東西圧縮の逆断層的な応力場であるのに対し，花折断層より西方の丹波地域では東西圧縮の σ_1ながら，σ_2，σ_3が区別しにくい応力場であることが示された．[Fig. 3]

2.3　下部地殻反射面

北摂・丹波地域の微小地震では，初動の9〜12秒後に顕著な後続波が観測される 例が多く見られ，それらは深さ約20〜25kmの間に存在する北傾斜の反射面にから反射してきた S波であることが知られている（片尾，1994；片尾，2005b; 片尾ほか，2007）．青木(2013)は本研究の稠密地震観測データを用い，同地域に東西と南北の測線をそれぞれ 11ずつ設定して，Q値を用いた振幅の補正を 適用した波形処理による反射法的解析を行い，反射面の3次元的なイメージングを行った．その結果深さが約 25 km〜30 kmに存在する反射面はほぼ水平である こと，またこの反射面の存在範囲は丹波地域の微小地震発生域と概ね一致し，琵琶湖西岸地域までは及んでいないことが明らかとなった[Fig. 4]．ただし，琵琶湖西岸寄りの地域にも断片的な反射面は存在する可能性があり（片尾，2012），コーダ波から推定された散乱強度分布では琵琶湖西岸を含めた近畿北部の微小地震発生域下の下部地殻には広く強散乱が認められる（大都市大震災軽減化特別プロジェクト， 2006）．

2.4　モホ面およびフィリピン海プレート

稠密観測データを用いた レシーバファン クション解析により，下部地殻から上部マントルに至る構造イメージングが行われた （佐々木， 2011）．これも

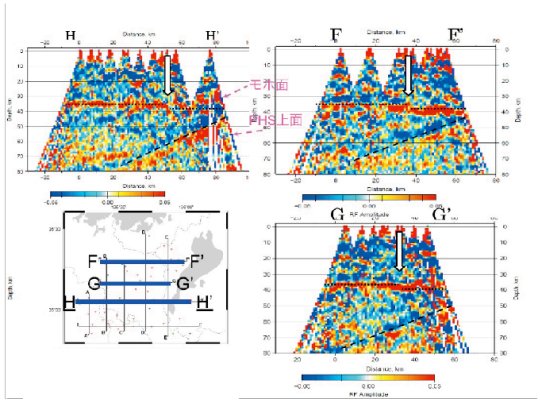


Fig. 5 Cross sections of the receiver function images along the EW line at the northern Kinki district. (Aoki, 2013)

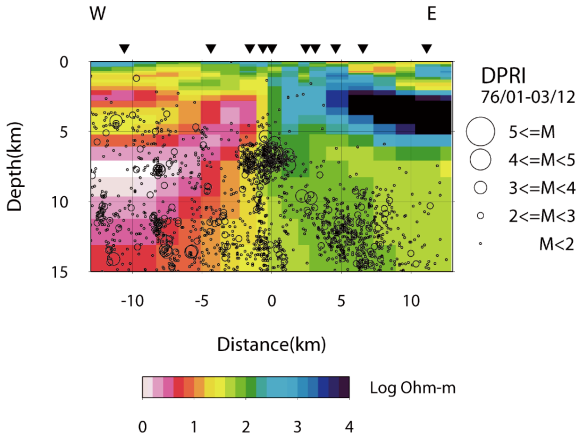


Fig. 6 Two dimensional resistivity structure across the Hanaori fault obtained by inversion from TM mode data (Yoshimura et al., 2005)

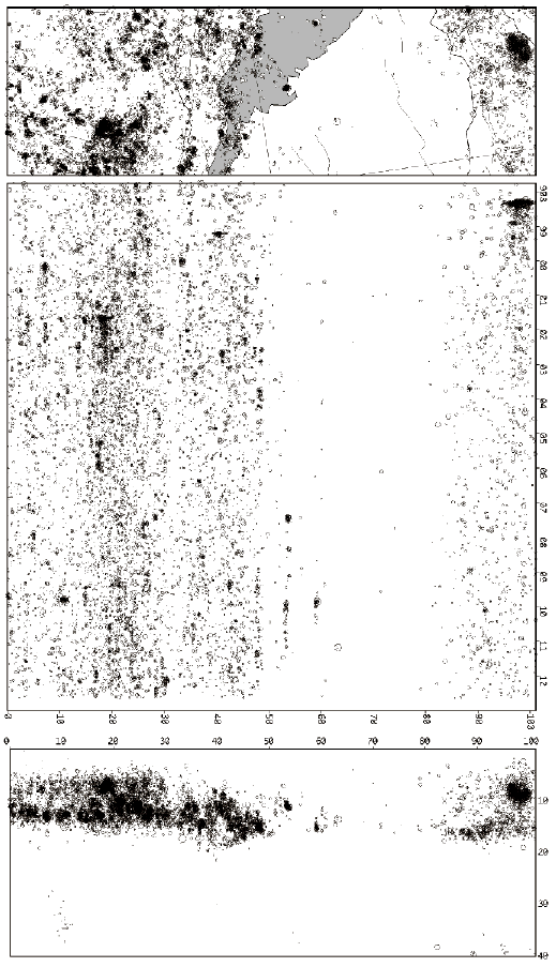


Fig. 7 Seismicity of the Tamba and Oumi area during 1997 – 2012. (Upper) Epicenter distribution (Middle) Time space distribution (Lower) EW cross section

従来の定常観測では，観測点が疎らであるため鮮明なイメージが得られなかったが，稠密観測により波線密度の高い鮮明なイメージを得ることができるようになったものである．[Fig. 5]

丹波地域と琵琶湖西岸ではモホ面の形状に違いがある．花折断層付近を境に，西側ではモホ面は深さ約35kmあたりに水平の 滑らかな面としてイメージングされるのに対し，東側では凹凸の激しい荒れた面としてイメージングされる．

その下のフィリピン海プレート は．急激に西下がりに傾斜している様子が捉えられ た．この地域では沈み込むフィリピン海プレート内では地震は発生しておらず，震源分布からプレート形状を知ることはできない．プレート上面の深さは，北摂・丹波山地の下では 60～70kmに達しているが，西下がりの傾斜を東方の近江盆地へ外挿すると深さは　40km以浅となり，ほぼモホ面に接するまでに上がってくる．

3.　関連する観測・データ

3.1.　比抵抗構造

花折断層帯および琵琶湖西岸断層帯を東西方向に横切る測線で行われた 電気比抵抗観測によると，花折断層を境に西側の丹波山地では地殻浅部まで低比抵抗であるのに対し，琵琶湖側は比較的高比抵抗であることが示されている（吉村ほか，2005）．これまで各地で行われた比抵抗構造探査によって，主要な活断層のほぼ直下の下部地殻には低比抵抗帯が存在する例が多く，断層の動きや地殻流体の働きに関連のあるものとされている．一方，花折断層西方の低比抵抗体はほぼ地表近くまで達していること，断層を境に東方は高比抵抗であると いう非対称な構造を呈することに特色がある．　[Fig. 6]

3.2　近江盆地の地震活動

微小地震活動は北摂・丹波山地で定常的に活発である．花折断層以東の琵琶湖西岸域でも定常的な活動が見られるが，地震発生数は丹波山地よりも少ない．また地殻内の微小地震の発生する深さは，丹波山地では深さ15km付近が下限であるが，琵琶湖西岸では東に行くほど深くなり，琵琶湖直下では約20kmに達する．地震発生層の下限の深さ　は徐々に変化して行くのではなく．花折断層付近を境に東西で段差があるようにも見える．[Fig. 7]

それより東側の琵琶湖東岸～近江盆地では，微小地震のテレメータ観測が始まった 1970年代後半以来ほとんど微小地震は発生しておらず，西方に隣接する琵琶湖西岸から丹波山地にかけての活発な地震活動域とは際立った対照を呈している．北摂・丹波地

域の定常的な活動の原因とともに，近江盆地域の低活動の原因も同時に解明されるべき現象であると考えられる．

3.3　重力異常

琵琶湖周辺は顕著な負の重力異常を示す地域である．その一因は，琵琶湖底に堆積層の低密度によるものであるが，琵琶湖の基盤層は西側向けて深くなるものの最大でも1kmほどの深度にすぎない．負の重力異常は，琵琶湖西岸から丹波山地にかけての広い地域に及んでおり，琵琶湖の堆積層だけでこれらの異常を説明することはできない． Fig. 8は簡単な２次元モデルで重力異常を試算したものであるが，丹

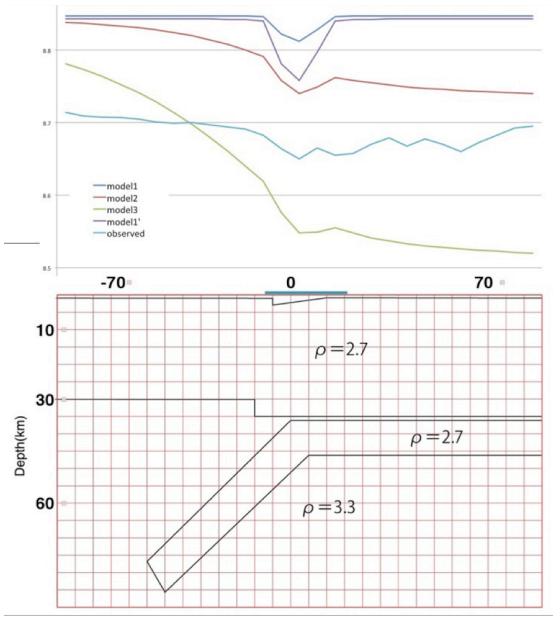


Fig. 8 Two dimensional density structure model and theoretical gravity profiles by method of Talwani (1959) along the EW line across the lake Biwako.

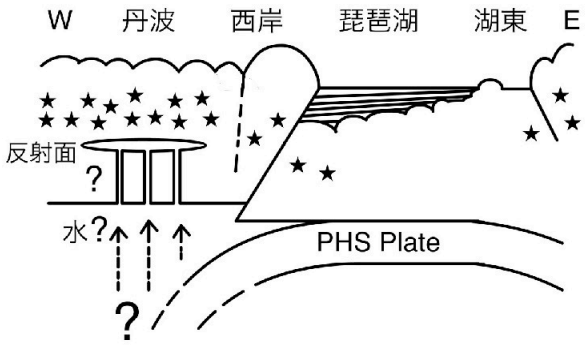


Fig. 9 schematic structure model across the Tamba and Oumi region

波側と近江側でモホ面の深度に段差をつけたり，西に向けて急激に傾き下がるフィリピン海プレートを設定するなど，深部を含めた大規模な構造を仮定しないと，観測される長波長の重力異常を説明し 難いことを示している．[Fig. 8]

4.　丹波／琵琶湖西岸両地域の対照的な特徴

以上見てきたように， 北摂・丹波地域と琵琶湖西岸両地域は多くの対照的な特徴を示すことがわかる．これらをまとめると，

		丹波	琵琶湖西岸～湖東
発震機構	:	混在	逆断層
地震活動度	:	高い	中～無
地震発生深度	:	5-15km	10-20km
地震波速度	:	低	高
比抵抗	:	低	高
下部地殻反射面	:	顕著	不明瞭～無
モホ面深度	:	35km	40km？
PHSプレート	:	60km以深	40km以浅？
ブーゲー異常	:	正	負
表層地質	:	付加体	花崗岩

のようになる．これらの特徴を分かつ線は，共通して花折断層もしくは琵琶湖西岸断層あたりに引けると考えられる．これらの特徴の中には，本研究に先行する研究でも個別に知られていたものがあるが，稠密地震観測に代表される本研究の高解像度の観測によって，その分布範囲や，両地域での特徴の差異が従来に比べて格段に鮮明に認識できるようになったものである．これを１枚の「ポンチ絵」にまとめたものがFig. 9になる．

これらの特徴の違いは地殻内の流体分布の違いによる可能性が高く，総じて丹波側ではS波反射面の存在や低い比抵抗など地殻全体にわたって流体の関与を思わせる特徴が見られる．島弧においては沈み込むスラブが脱水し，上昇した流体が地殻内の地震活動を左右すると考えられている．丹波直下ではフィリピン海プレートは深さ数十 kmに達しているらしいことがレシーバファンクション解析により示されたが，近江盆地側ではほぼモホ面に接するほどの浅い位置にあることが示唆される．このプレート深度の違いが流体発生状況の違いとな り，ひいてはその直上における地震活動の差異をもたらしているのではないだろうか？また，近江盆地の下の浅いプレートはその上の地殻に対して力学的にも影響を与えているかもしれない．

5. おわりに

本研究の稠密観測は今後も数年にわたり続けられ，データをさらに蓄積し，より精密な解析を行って行く予定である．本稿では現時点でわかってきた事柄を整理して，考え得るひとつのモデルを提唱したに過ぎず，今後の観測および他分野のデータも取り入れた総合的な解析の進展に従って，より精密なモデルの構築を目指すものである．

謝　辞

本研究では，文部科学省の委託業務「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」，及び「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」における「近畿地方北部における地殻活動異常と地震先行現象の関係の解明」による臨時地震観測点のデータを使用した．さらに，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）に収録されている同センター，東京大学地震研究所，名古屋大学，産業技術総合研究所，気象庁，防災科学研究所の定常観測点のデータも使用している．

本研究の観測網の設置ならびに維持，データ処理等には，米田格，中尾節郎，中尾愛子，近藤和男，澤田麻沙代，藤田安良，西村和浩の各氏ならびに，防災研究所技術室スタッフの多大なご助力ご協力を頂いている．

一部の図の作成にはWessel and Smith（1998）のGeneric Mapping Toolsを使用した．

参考文献

青木裕晃・片尾　浩・飯尾能久・三浦　勉・中尾愛子・米田　格・澤田麻沙代・中尾節郎（2012）：稠密地震観測による近畿地方北部におけるメカニズム解と応力場，京都大学防災研究所年報 , 55, B, pp. 121-140.

青木将（2013）：近畿地方北部における地殻内S波反射構造の推定，京都大学理学研究科修士論文 .

飯尾能久（2010）：内陸地震の発生過程の解明 ，自然災害科学, J. JSNDS, 28-4, pp. 284-298.

大見士郎・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・澁谷拓郎・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, pp. 45-60.

片尾浩（1994）：近畿地方微小地震活動域直下に存在する顕著な地殻内反射面 ，地球惑星科学関連学会1994年合同大会予稿集 , E12-05.

片尾浩（2002）：丹波山地の地震活動，月刊地球，号外38, pp. 42-49.

片尾浩（2005a）：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, pp. 167-174.

片尾浩（2005b）：陸の上の水っぽい話 -特に近畿地方内陸部における深部流体について-，月刊地球 , No.51, 286-292.

片尾浩（2012）：琵琶湖西岸／花折断層南端付近で見られる深部反射面，日本地震学会2012年度秋季大会講演予稿集 , P1-37.

片尾浩・伊藤潔・中尾節郎・廣瀬一聖・西村和浩・福島麻沙代（2007）：丹波山地直下の地殻深部反射面の探査−大大特による人工・自然地震観測−，京都大学防災研究所年報 , 50, B, pp. 297-302.

佐々木裕樹（2011）：近畿地方北部の微小地震活動域直下の地殻構造の推定 －S 波反射法とレシーバ関数解析による －、京都大学理学研究科修士論文 .

大都市大震災軽減化特別プロジェクト，平成 18年度成果報告書，I地震動（強い揺れ）の予測， 3.4.2.1.

三浦勉・飯尾能久・片尾浩・中尾節郎・米田格・藤田安良・近藤和男・西村和浩・澤田麻沙代・多田光弘・平野憲雄・山崎友也・冨阪和秀・辰己賢一・加茂正人・澁谷拓郎・大見士郎・加納靖之（2010）：近畿地方中北部における臨時地震観測，京都大学防災研究所年報, 53, B, pp. 203-212.

吉村令慧・宇都智史・大志万直人（ 2005）：花折・琵琶湖西岸断層系周辺の電気比抵抗構造 ，京都大学防災研究所年報 , 48, B, pp. 143-148.

Kissling, E., W. L. Ellsworth, D. Eberhart-Phillips, and U. Kradolfer, (1994): Initial reference models in local earthquake tomography, J. Geophys. Res., 99, pp. 19635–19646.

Talwani, M., J. L.Worzwl and M. Landisman (1959): Rapid gravity computation for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone, J. Geophys. Res, 64, pp. 49-59.

Thurber, C. H. (1993): Local earthquake tomography: velocities and Vp/Vs - theory, in Seismic Tomography: Theory and Practice, edited by H. M. Iyer and K. Hirahara.

Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998): New Version of the Generic Mapping Tools Released, EOS Trans. Am. Geophys. Union, 76, pp. 329.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

地殻変動連続観測データ収録システムの紹介

An Introduction of the Data Acquisition System for Continuous Observation of Crustal Movements

森井亙・加納靖之・寺石眞弘・細善信

Wataru MORII, Yasuyuki KANO, Masahiro TERAISHI and Yoshinobu HOSO

Synopsis

This manuscript introduces the data acquisition system for the continuous observation of crustal movements. The data-logger named ñRL4220ò was developed by us to be most suitable for our purpose. Using the RL4220, we can collect data automatically from remote places with certainty. With EWS , data collected are transformed into files of three different formats. The first of them is the ñWIN format fileò to be distributed. The second is to be preserved. The last is to be displayed on monitor screens. Files of the first and second format are stored in the RAID system and are able to be accessed with inter-networking.

キーワード：地殻変動，連続観測，データ収録
Keywords: continuous observation, crustal movement, data acquisition

1. はじめに

我々は多成分の地殻変動データを高分解能で記録しつつ，そのデータを準リアルタイムでネットワーク転送できるデーター・ロガーRL4220 を開発し（森井ら，2006），多数の観測点で連続記録を取得している。RL4220 の本格的な運用は，2009年頃から順次開始され，2012年には10観測点でデータの取得が行われるようになった。取得されたデータは，ADSL・ISDN・Bフレッツ等の回線を使用して，準リアルタイム（1分遅れ）で宇治の地震予知研究センターへネットワーク転送される。宇治に集められたデータは，利用しやすいようにWINフォーマットデータに変換され，RAID に保存されている。また，データの収録状態を常時監視できるように，画像モニターに最新の28日間の記録が表示されるようになっている。

以上のようなシステムが概ね完成したので，ここに紹介する。

2. システムの概要

Ｆｉｇ．１は現在稼動中の地殻変動連続観測点の分布を示している。青色の丸印で示したものが観測点で，西から順番に，伊佐・宮崎・宿毛・大沢・由良・阿武山・屯鶴峯・紀州・逢坂山・北陸・蔵柱，である。赤色の丸印は京都大学防災研究所附属地震予知研究センターの位置を示している。

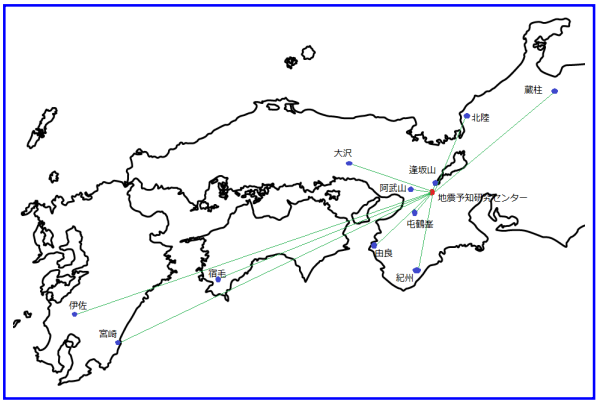


Fig.1 The distribution map of remote stations.

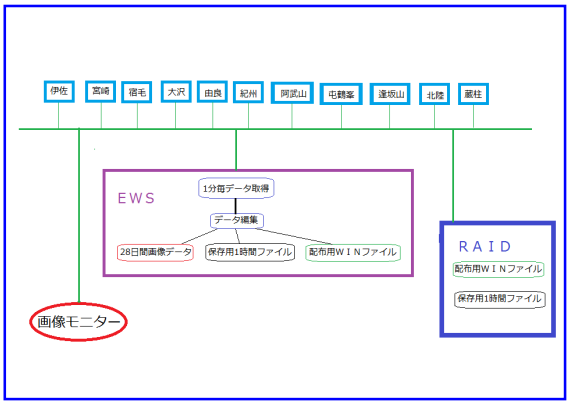


Fig.2 The block diagram of the data acquisition system. Green lines show inter-networking. Bold green lines show the local area network in RCEP.



Fig.3 A photograph of monitor screens being in operation at the telemeter room.

地図上に示した11の観測点からネットワークを経由して，データが1分毎に宇治の地震予知研究センターに回収されている。Ｆｉｇ．２にデータ収録システムの構成を示す。逢坂山を除く10点については，我々が開発した高精度データ・ロガー（RL4220）によって記録が行われている。データのサンプリング周波数は，逢坂山では５０Hz，その他の観測点では１０Hzである。回線の障害等で回収できなかったデータについては，回線の復帰を待ってサルベージされる。

RL4220　は大容量の記憶バッファを備えているので約1ヶ月間未回収のデータを保持することができる。回収されたデータは，データ利用者へ配布するためのWINフォーマットファイルと保存用の1時間ファイルに編集し直され，RAIDに保存される。また，Ｆｉｇ．３に示した様に最新の28日間の記録がディスプレーに表示される。ディスプレーの画面は1分毎に切り替り，異なる観測点の記録を表示するようになっている。本システムで得られた歪記録の例をＦｉｇ．４に示す。

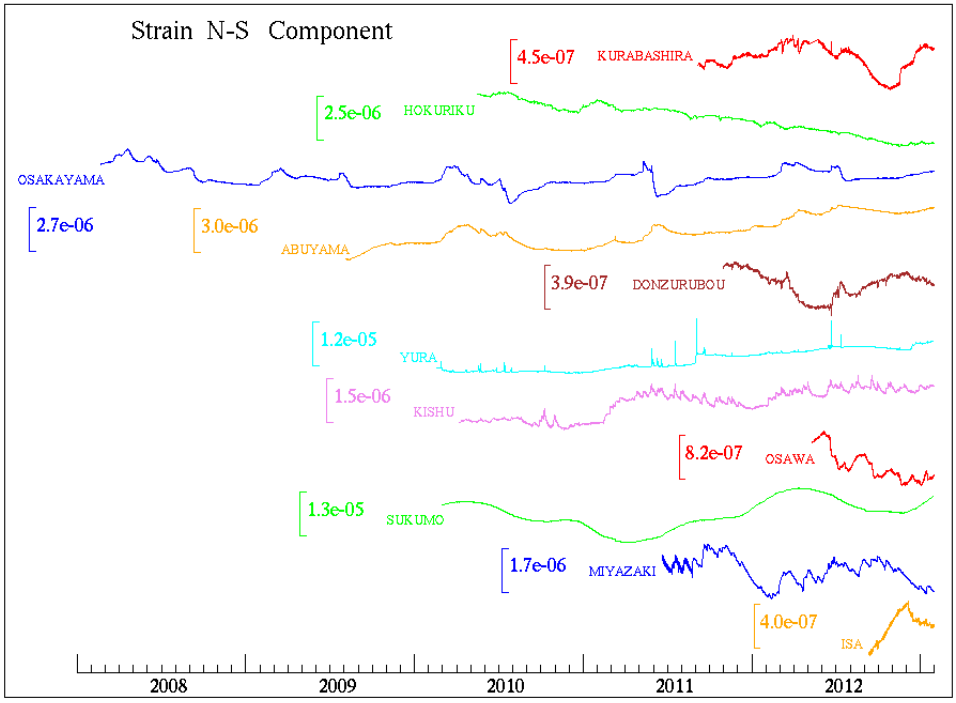


Fig.4 An example of strain-meter records collected by the data acquisition system.

参考文献

森井　亙・市川信夫・大谷文夫・清水輝夫（2006）：
地殻変動連続観測に適したデータ・ロガーの開発，
測地学会誌，第52巻，第2号，pp.131-139

（論文受理日：2013年6月7日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

弘化四年(1847)善光寺地震について

1847 Zenkoji Earthquake

五島敏芳[(1)]・服部健太郎[(2)]・加納靖之・中西一郎[(2)]
植草眞之介[(3)]・渡辺周平[(4)]・安国良一[(5)]

Haruyoshi GOTOH[(1)], Kentaro HATTORI[(2)], Yasuyuki KANO, Ichiro NAKANISHI[(2)],
Sinnosuke UEKUSA[(3)], Shuhei WATANABE[(4)], and Ryoichi YASUKUNI[(5)]

（1）京都大学総合博物館
（2）京都大学大学院理学研究科
（3）京都大学経済学部
（4）京都大学理学部
（5）住友史料館

(1) Kyoto University Museum
(2) Graduate School of Science, Kyoto University
(3) Faculty of Economics, Kyoto University
(4) Faculty of Science, Kyoto University
(5) Sumitomo Historical Archives, Japan

Synopsis

The Zenkoji earthquake of May 8, 1847 occurred at about 9 p.m. in the present city of Nagano (old territory of Zenko-ji Temple), Central Japan. Nine faults with a total length of about 40 km appeared along the western margin of the Nagano basin. The earthquake caused house collapse, fire, landslides, flood due to collapse of dams made by landslides. We show old documents, records, picture maps on the earthquake damage, and also survey maps of the domain of Matsushiro collected by Kyoto University. The survey maps may be useful to estimate accurate distribution of the seismic intensity of the earthquake.

キーワード: 1847年善光寺地震，古文書．古記録
Keywords: 1847 Zenkoji Earthquake, historical document, historical record

1. はじめに

観測が地震学の出発点になるのと同じように，古文書・古記録の収集と解読から歴史地震の研究は始まる．1847年善光寺地震に関する古文書･古記録で，京都大学に所蔵されているものとして，これまでに7冊の記録，4枚の絵図・かわら版，8枚の陸地測量図（地震後の測量）を確認した．

これまでの歴史地震研究で明らかになっているように，善光寺地震は，災害の発生が，家屋の倒壊，火災，山崩れ，堰止め湖による村の水没，堰止め湖の決壊による洪水と長期間にわたったこと，善光寺での本尊御開帳期間中の地震発生であり，全国から集まった多くの参詣者が犠牲になったこと，などの条件から，多くの古文書・古記録が残され，絵図も多く残っている．短期間の調査で，京都大学にも相

当数が所蔵されていることがわかった．これらを活用することにより，文献記録間の比較だけでなく，絵図との比較も可能になると考えられる．

善光寺地震に限らず，大地震の本震・余震の分離は歴史地震の研究において重要課題の１つである．たとえば，善光寺地震の5日後に越後高田で余震とみられる地震が発生した．『理科年表』等に掲載されている被害・マグニチュードは，採用された文書に記載されている全ての被害が24日の地震で発生したと仮定して，推定されている．この問題を解決するには，文献の精査や複数の文献の比較が必要である．

善光寺地震では地震断層が出現したため，震源位置を限定することができ，具体的な地震断層モデルによる地動計算が可能である．松代藩は，地震後の嘉永3年(1850)から領内全域の陸地測量を行い，安政2年(1855)に測量図を完成させた．経緯は不明だが，その写しが京都大学に保存されている．地震の8年後に完成した測量図であり，松代藩領内には限られるが，地変・被害発生位置を今まで知られているよりも正確に推定できる可能性がある．

一方，新収日本地震史料などの既存の史料集の問題点として，省略されている箇所が多いこと，地震以外の自然災害，たとえば火山噴火，高潮，大潮などの記述が少ないこと，の2点があげられる．過去の自然災害に関するより多くの情報を得るためには，未発表の文書の翻刻や，既存の史料集に採録されていても省略されている部分の再検討が必要となってくる．

本稿では，京都大学所蔵の善光寺地震に関する古文書・古記録のうち，最近翻刻をおこなった2件の文献史料についてその概要を紹介する．

2.　善光寺地震と文書の例

善光寺地震は，弘化4年3月24日(1847年5月8日) 夜9時頃発生した．M＝7.4と推定されている．被害は，現在の飯山市・長野市を中心として，長野県北部から新潟県西部に広がっている．震源は浅く，飯山市・長野市に地震断層が出現した．地震動・火災による被害だけでなく，多数の山崩れによる被害，堰止め湖による村の水没が発生した．さらに，虚空蔵山の山崩れによる犀川の堰止め湖が，4月13日に決壊し，さらに被害を大きくした．

幕府への被害届け（届書）の写しを束ねたものが多い．以下では，既に翻刻を終えている２つについて紹介する．それぞれの表題，作成者，受取者（いずれも史料から判明したもの）などについての一覧を付録にまとめた．

2.1　「信越震漲録」

書写者は不明である．全部で37通の写しからなり，内訳は公的な記録として，信濃及び越後の藩，代官所から勘定所を主とする幕府側に送られた届書が大部分を占めている．内訳は松代藩が６通，中野代官所が5通，中之条代官所，川浦代官所，飯山藩が各々３通，須坂藩，高田藩，上田藩，松本藩，会津藩が各々１通となっている他，江戸の町方の記録の写しが４通，勘定所の写しが2通となっている．また，私的な記録としては松代藩及び飯山藩からの私信が３通ある他，既存の史料集では確認できない，桑名藩士の個人の記録が１つ入っている．その他，地震を風刺した文書の写しが２つ入っている．

2.2　「弘化四丁未大地震御届書写」

弘化四年丁未八月十四日 西澤周助政方写，西澤氏印，52丁 とあり，表紙にペンで「西沢栄次郎」と書かれた張り紙がある．全37通の御届の写しから成る．内訳は松代藩御届9通，善光寺御届1通，飯山藩御届2通，中之条（天領）御届10通，中野（天領）御届4通，須坂藩御届2通である．但し，3通は地震とは関係なく，風損御届2通，異国船御届1通である．

3.　被害・地変の描写

上記2点の古文書に記載されている被害や地変は下記のようなものである．

3.1　地震，地震動，余震

地震については， 大地震，前代未聞の地震などとその規模，揺れの大きさが記されている．余震については，日毎に回数が少なくなっていく様子や，時に大きめの余震が発生したと読み取れる記述がある．多くの文書で，地震については冒頭に触れられ，それ以降は被害の描写に重点がうつっていく．被害の報告書としての届書の性質によるものと考えられる．また，揺れや被害（後述）の大きかった場所（震央）から離れるほど揺れや余震の回数，あるいは，被害が小さくなることも認識されていたようである．地震の際に山鳴りがしたという記述もある．

3.2　人的被害

人的被害については，即死人と怪我人が区別されている．また人数は1人単位まで記載されており，男女（および「非人」「穢多」）にわけて記載されている．また「牛馬」の被害も別に記されている．「轢死」「流死」「壓死」といった表現で死因が区別されていることもある．行方不明者も死者に数えられている．

3.3 建物被害

「潰」（つぶれ）という表現が多用されている．また，「大破」「半潰」（はんつぶれ）といった表現で損害の程度が区別されている．「不残潰」「歩通潰」など，地域に対する被害個数の割合が示されている場合もある．「家中」「城下町」「在方」という区分でそれぞれ被害の生じた地域が記されていることもある．火事についても，「火事」「焼失」「不残焼失」などと記載されている．

建物は「居家」「寺社」「土蔵」「物置」「囲塀」などに区別されており，それぞれの被害について記述されている．

3.4 地すべり，断層の地変

「欠崩」「欠落」「落込」「抜崩」「押埋」「山抜」「道筋裂」といった表現が使われている．「地裂」など地割れや泥水吹出など液状化とみられる描写もある．また，正確な意味は不明だが，道路や用水の底などの地盤のずれを表すものとして「床違」という表現が使われている．地震後，浅間山に噴煙が見られたとの記載もある．

3.5 水害

土砂ダムの発生やその決壊によって生じた洪水について，「堰留」「干上リ」「流失」「湛水入」「流水入」「水冠」などの表現が使われている．水かさは，「水高」「水丈」「深サ」幅は「川巾」といった表現で具体的な数値が記されている．

4. 議論

本章では，文書から得られた情報について，特に留意すべき点を述べる．

書写者については，「信越震漲録」は不明であるが，江戸の牛込及び堀江町付近に関係する写し（付録１の18，19，34，35）が比較的多いことから，書写者がこの一帯の関係者である可能性がうかがえる．また，「弘化四丁未大地震御届書写」の書写は西澤政方となっているが，この人物は，幕末元治元年の「信州仁科葛の湯元」の引き札（広告の印刷物）の作者として登場している．なお，「弘化四丁未大地震御届書写」は，筆跡が異なる部分も見られ，複数人による書写の可能性も考えられる．

次に，初出の史料について検討した．「信越震漲録」は付録１の19および32が挙げられる．前者は，信濃国高井郡東江部村の豪農山田家から江戸の商家に養子として入った者が養母へ送った手紙である．後者は，松代藩主家と親戚関係にあった桑名藩主家の家臣が地震見舞いに向かった際の道中記録である．両者とも伝聞情報に加え，自らが被災地に赴いて見聞したことを記しており，一次史料として貴重だと思われる．

最後に，既出である史料のうち特筆すべき点を挙げる．「信越震漲録」の付録の１の34，35は，江戸の世話掛名主の町触の写しであり，既存の史料集（江戸町触集成（近世史料研究会, 2003））にも同様のものが見られるが，本史料では上層から末端に情報が至るまでの一連の流れが分かるようになっているのが特徴である．

5. おわりに

1847年善光寺地震についての古文書2件の翻刻をおこない，その記載内容や，既存の史料集に採録されている文書との相違点，類似点，また，初出であるかどうかについて検討した．既存の史料集等に採録されている文書が多く含まれている一方で，史料集内で省略されているものや初出の文書もあり，今後も地道に史料を発掘，翻刻していくことの重要性を示唆している．

参考文献

近世史料研究会（2003）：江戸町触集成，第十九巻，塙書房，493pp.

東京大学地震研究所（1988）：新収日本地震史料，第５巻別巻６－１，東京大学地震研究所編，1834pp.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

桜島火山昭和火口の噴火に伴う前駆地震の特徴

Characteristics of Precursory Earthquakes Associated with Eruptions at Showa Crater of Sakurajima Volcano

為栗健・井口正人

Takeshi TAMEGURI and Masato IGUCHI

Synopsis

Explosive eruptions at Showa crater of Sakurajima volcano have become active from 2009. Small earthquake swarms sometimes occur before about 1-2 hours of explosions and eruptions with a large amount of emission of volcanic ash. The small earthquakes are high-frequency (5-6 Hz) and no clear S-wave. The earthquakes are classified as BH-type. Hypocenters of the earthquakes are located at a depth of 0.5 km beneath the Showa crater. Occurrences of the earthquake swarms begin 30 minutes to 1 hour after start of inflation observed by extensometers before explosions.

キーワード：桜島火山，昭和火口，前駆地震
Keywords: Sakurajima volcano, Showa crater, precursory earthquake

1. はじめに

桜島火山の南岳山頂火口では1955年の爆発的噴火の開始後，現在まで噴火活動を続けているが，2000年以降は噴火活動が低減傾向にあった．そのような活動の中，2006年6月に山頂火口の東側斜面にある昭和火口において58年ぶりに噴火が発生した．昭和火口の噴火活動は活動期と休止期を繰り返したが，2009年10月以降，噴火活動が活発化し，爆発回数が急激に増加した．2010年には1,055回，2011年には1,091回，2012年には917回の爆発的噴火が発生している（Fig. 1）．昭和火口における爆発的噴火は回数は多いが，南岳山頂火口における爆発と比較すると地震動や空気振動の振幅は小さい。しかし，年々，爆発回数の増加とともに規模が大きくなっている．昭和火口の噴火活動が活発化する中，2011年頃から昭和火口の爆発的噴火や比較的火山灰放出量の多い噴火に関連して，噴火の前兆的な群発地震活動が見られるようになってきた．前駆地震は噴火の1～2時間前から多発する事例が観測されている．本稿では，前駆地震の波形の特徴や発生様式について報告する．

2. 前駆地震の波形の特徴

Fig. 2に爆発的噴火の前駆地震活動の一例を示す．爆発（11:50）の約1時間前から微小地震の群発が始まる．この爆発の前駆地震は時間とともに発生間隔が短くなっていき，爆発の3分ほど前から連続的に地

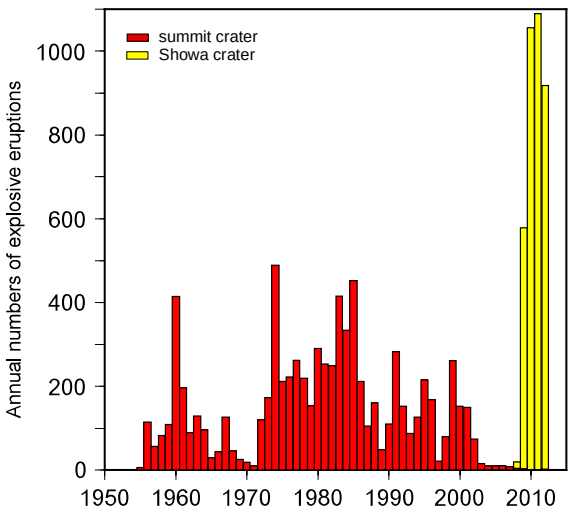


Fig. 1 Annual numbers of explosive eruption.

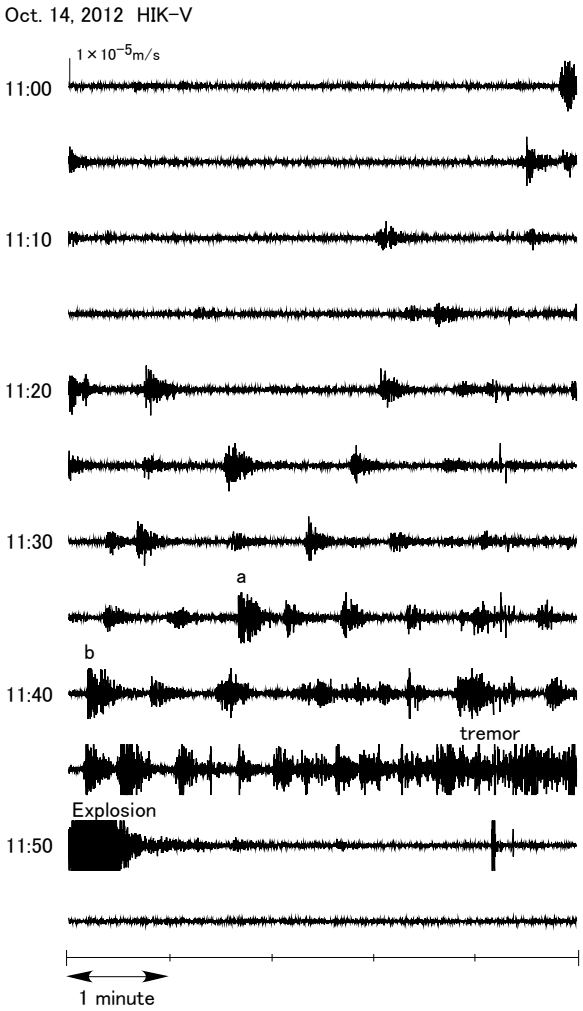


Fig. 2 An example of precursory earthquake swarm before explosive eruption.

震が発生し，微動の様相になり，爆発的噴火が発生している．前駆地震の特徴として，爆発に向けて発生頻度が上がる点が上げられる．

Fig. 3に2012年1月～2013年2月末までの昭和火口における爆発的噴火と前駆地震を伴う爆発的噴火の月別発生回数を示す．昭和火口から約2.5 kmに位置する観測点で0.5×10^{-5} m/s以上の振幅を持つ地震が噴火前に10回以上発生したものを前駆地震を伴う爆発的噴火とした．前駆地震を伴う爆発的噴火は全体の6%程度しかなく，ほとんどの爆発的噴火では前駆地震を伴わない．前駆地震を伴う爆発的噴火は少数であるが，期間を通して発生している．その中でも2012年5月と10月～12月に比較的多く発生している．昭和火口における爆発的噴火活動は2012年5月から減少し，同年12月まで少ない状態が続いた．前駆地震を伴う爆発的噴火は昭和火口の噴火活動が低下した前後に多く発生する傾向がある．

前駆地震の継続時間は10-20秒であり，明瞭なS波

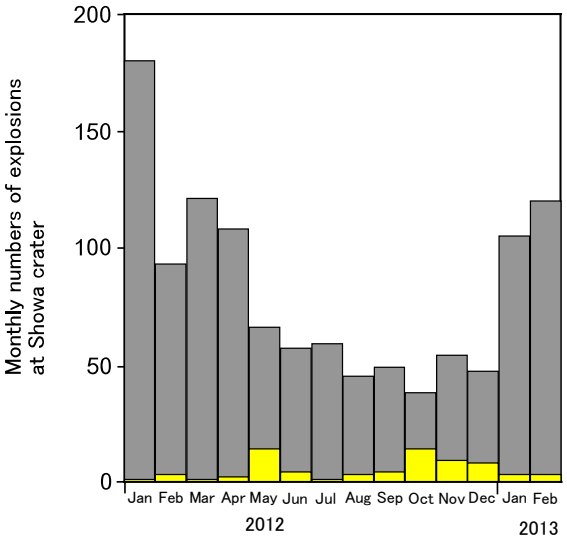


Fig. 3 Monthly numbers of explosive eruption (gray) and explosion accompanied with the precursory earthquakes (yellow).

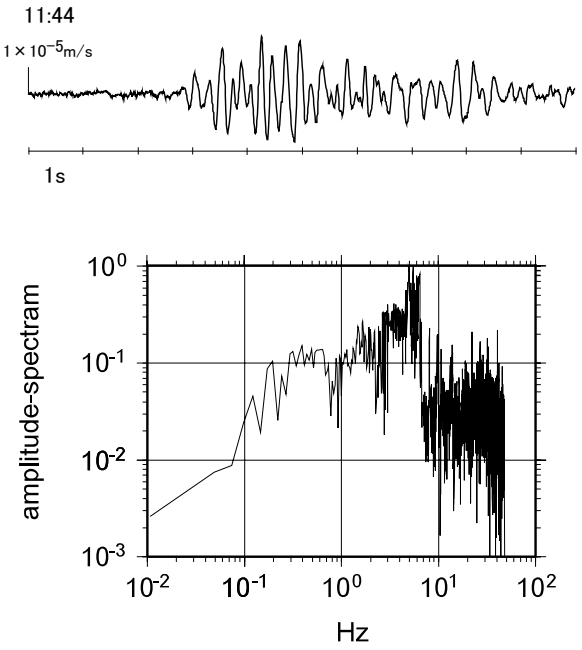


Fig. 4 A close-up waveform of precursory earthquake at 11:44 (top) and spectrum of the earthquake (bottom).

は見られない．卓越周波数は5-6 Hzにピークを持ち（Fig. 4），前駆地震の始まりから爆発直前まで周波数に変化は見られない．桜島火山の火山性地震の分類ではBH型に属するものである（井口，1989）．

Fig. 5に前駆地震の最大振幅の時間変化を示す．前駆地震の発生から数十分間は最大振幅は0.5-1.0×10^{-5} m/s程度であったが，爆発前になると徐々に振幅の大きな地震も発生してくる．前駆地震の発生パターンの特徴は時間とともに発生頻度が増加すること

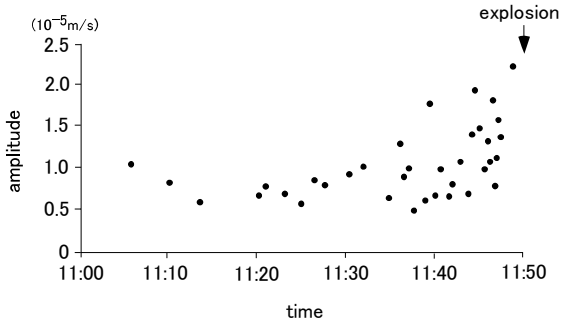


Fig. 5 Temporal change of amplitudes of precursory earthquakes.

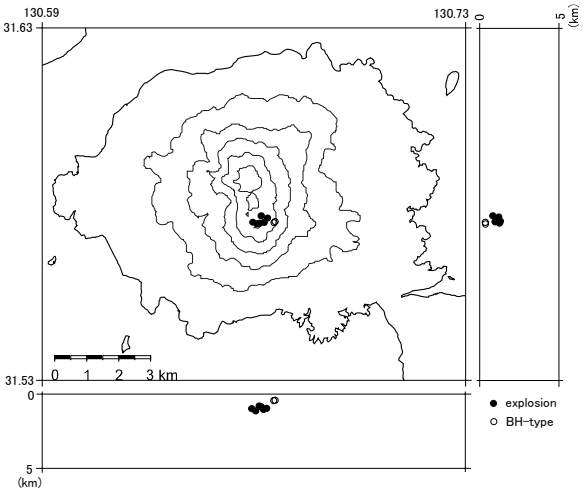


Fig. 6 Hypocenter distributions of explosion earthquakes accompanied with explosive eruptions at Showa crater and precursory earthquakes. Solid and open circles denote explosion and precursory earthquakes, respectively.

に加えて，最大振幅が増大していく点が言える．

Fig. 6に前駆地震と爆発地震の震源分布を示す．前駆地震は微小で，初動振幅が小さいために，ほとんどの地震が震源決定できない．火口近傍の4観測点において初動到達時を読み取ることができた比較的明瞭な前駆地震2例（Fig. 2のa，b）について震源決定を行ったところ，昭和火口下の0.5 km付近であった．昭和火口における爆発的噴火に伴う爆発地震のうち，同様に初動到達時を読み取ることができた4例について震源決定を行ったところ，震源は南岳山頂火口から昭和火口寄りの深さ1 km付近であった．前駆地震は爆発地震より浅い位置で発生している．

3. 前駆地震と地盤変動の比較

昭和火口の爆発的噴火や火山灰放出量の多い噴火

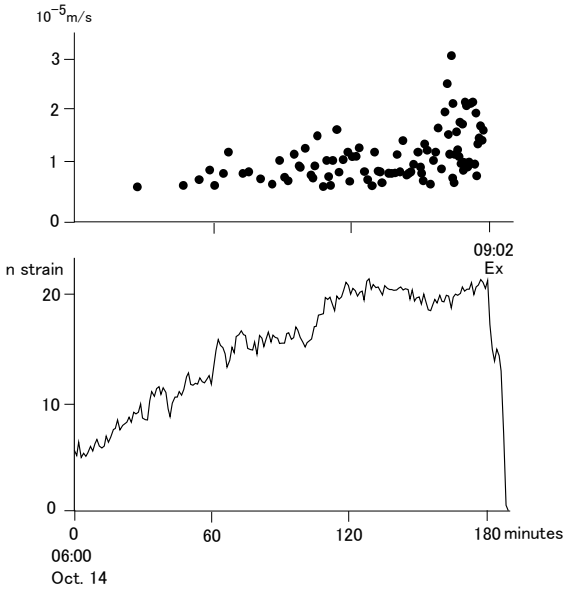


Fig. 7 Temporal change of amplitudes of precursory earthquakes (top) and tangential strain change at Arimura tunnel (bottom).

の前には山体膨張を示す地盤変動が観測され，噴火後には急速に収縮する（Iguchi et al., 2013）．Fig. 7に前駆地震の振幅変化と伸縮計記録を示す．伸縮計は昭和火口から南に約2kmにある有村観測坑道に設置されている．山体膨張による伸縮計の伸びは06:00頃から観測され始め，約3時間後に爆発的噴火が発生した．前駆地震は山体膨張開始の30分から1時間後に発生し始めている．膨張が進むにつれて，前駆地震の最大振幅が増大していく．山体膨張は爆発的噴火の1時間ほど前に停滞に入り，それから前駆地震の発生頻度と振幅増大が加速している．爆発的噴火が発生して火山灰やガスが火口から放出されると地盤変動は山体膨張から収縮に反転する．前駆地震は噴火と同時に発生しなくなる．

4. 議論

桜島火山では爆発的噴火の前後に，しばしば群発地震が観測される（西，1970 ; 西，1974）．西（1974）は南岳山頂火口の爆発的噴火に先行する群発地震について，発生頻度や振幅変化から2種類に分類している．昭和火口で見られる前駆地震群発は爆発の1〜2時間前から始まり，発生頻度，振幅とも増大しながら1回の爆発が発生する．これらの特徴は西（1974）で分類された第1種群発地震の発生様式と類似している．

井口（1989）は桜島火山で発生するB型地震について卓越周波数からBL型とBH型に分類し，BL型地震は爆発地震の震源とほぼ同じ深さの0-2 kmで発生

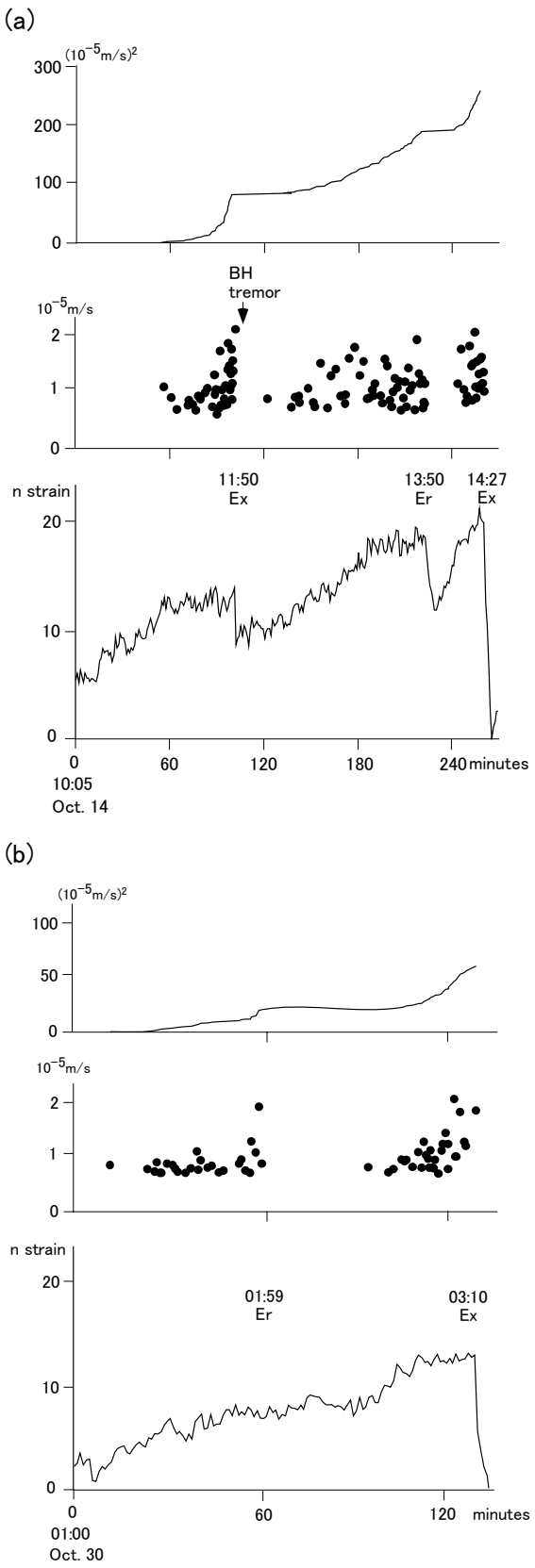


Fig. 8 Tangential strain change at Arimura tunnel (bottom), temporal change of amplitudes (middle) and accumulation of maximum amplitudes of precursory earthquakes (top). (a) Oct. 14 (b) Oct. 30

していることを示した．一方，BH型地震の震源の深さはBL型地震より深く，1-3 km付近で発生していると報告されている．前駆地震は波形の特徴と卓越周波数からBH型地震に分類される．その震源の深さは0.5 kmと浅く，南岳活動期に観測されていたBH型地震とは深さが異なり，BL型地震や爆発地震と同様な深さで発生している．Iguchi et al. (2013) は昭和火口の噴火に伴う地盤変動の圧力源の深さを0-1.5 kmと見積もっており，前駆地震の震源の深さは圧力源の深さと類似している．前駆地震は噴火前の圧力増により，圧力源周辺で発生していると考えられる．

前駆地震活動は爆発や噴火が発生すると止まるが、その後、次の噴火の準備過程として山体膨張が再開すると再び前駆地震が発生し始める。Fig. 8aに約3時間の間に3回の噴火が発生した際の前駆地震活動の発生パターンと伸縮計記録を示す．膨張は10:10頃から始まり，11:50の爆発的噴火，13:50の火山灰放出の噴火を挟んで，14:27の爆発的噴火後に膨張開始時のレベル付近まで収縮した．この3回の噴火に前駆して群発地震が発生している．最初の膨張開始から約1時間後に伸びが停滞し，それとほぼ同時に前駆地震が発生し始めている．前駆地震の発生頻度と振幅が増大し，高周波微動のようになった後に爆発的噴火が発生した．爆発発生後，前駆地震は発生しなくなったが，膨張が再開して11:50の爆発発生時のレベルにまで達した頃から前駆地震が再び発生し始めている．13:50には非爆発的な噴火が発生したが，その際にも前駆地震が止まっている．13:50の噴火で地盤変動は収縮したが，その後急速に膨張に反転し，13:50の噴火前のレベルにまで伸びが回復すると再び前駆地震が発生し始める．このように前駆地震は地盤変動源の膨張があるレベルを超えると発生し始めるという特徴がある. Fig. 8aおよびFig. 8bの上段に前駆地震の最大振幅の二乗積算を示す．どの記録も噴火の直前に積算値が加速していることが言える．しかし，Fig.8a の11:50と14:27の爆発的噴火，Fig. 8bの03:10の爆発的噴火の前に見られる積算値の上昇はより急速に加速しているように見える. 一方, Fig. 8aの13:50, Fig. 8bの01:59の非爆発的噴火の場合では積算値の上昇は少ない．爆発的噴火と非爆発的噴火では積算値の大きさにさほど違いはなく，噴火直前に積算値がより加速するかどうかに違いがある．爆発的噴火の場合，非爆発的噴火と比較すると噴火直前に前駆地震によってひずみを急速に開放しているのかもしれない．

5. まとめ

桜島火山の昭和火口で発生する噴火に伴う前駆地

震の特徴は以下のとおりである．

1） 前駆地震は波形の特徴と卓越周波数からBH型地震に分類される．しかし，発生深度は浅く，南岳活動期のBH型地震の震源の深さとは異なっている．

2） 前駆地震は発生頻度や振幅の時間変化から南岳活動期の第一種群発地震の発生様式と類似している．

3） 爆発前に観測される山体膨張開始の30分～1時間後に前駆地震が発生し始める．爆発直前に山体膨張が停滞すると前駆地震の発生頻度，振幅ともに増大する．

4） 噴火直前に見られる前駆地震の発生頻度，振幅の増大は爆発的噴火の方が非爆発的噴火より急速に大きくなる傾向がある．

謝　辞

地震観測点の保守およびデータ蓄積は火山活動研究センターの全スタッフの協力のもとに行われている．国土交通省九州地方整備局大隅河川国道事務所のデータを使用させていただいたこと，感謝申し上げます．

参考文献

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.

西 潔（1970）：桜島火山の火山性微小地震と爆発の研究（１）－火山性微小地震の発生様式による爆発の分類及び溶岩上昇時の爆発について－，京都大学防災研究所年報，第13号A, pp. 49-62.

西 潔（1974）：桜島に於ける微小地震の群発と爆発地震の関係，第11回災害科学総合シンポジウム講演論文集，pp. 345-346.

Iguchi, M., Tameguri, T., Ohta, Y., Ueki, S. and Nakao S. (2013): Characteristics of volcanic activity at Sakurajima volcano’s Showa crater during the period 2006 to 2011, Bull. Volcanol. Soc. Japan, Vol. 58, pp. 115-135.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

水準測量によって測定された桜島火山周辺域の地盤上下変動
—2012年11月および12月測量の結果—

Vertical Ground Deformation in and around Sakurajima Volcano Measured by Precise Leveling Survey Conducted in November and December 2012

山本圭吾・園田忠臣・高山鐵朗・市川信夫
大倉敬宏(1)・横尾亮彦(1)・吉川慎(1)・井上寛之(1)・諏訪博之(1)
松島健(2)・藤田詩織(2)・神薗めぐみ(2)

Keigo YAMAMOTO, Tadaomi SONODA, Tetsuro TAKAYAMA, Nobuo ICHIKAWA, Takahiro OHKURA(1), Akihiko YOKOO(1), Shin YOSHIKAWA(1), Hiroyuki INOUE(1), Hiroyuki SUWA(1), Takeshi MATSUSHIMA(2), Shiori FUJITA(2) and Megumi KAMIZONO(2)

（1）京都大学大学院理学研究科
（2）九州大学大学院理学研究院

(1) Graduate School of Science, Kyoto University
(2) Faculty of Sciences, Kyushu University

Synopsis

We conducted the precise leveling survey in and around Sakurajima volcano in November and December 2012. The survey data measured in Sakurajima are compared with those of the previous survey, resulting in the relative vertical displacements during the period from November 2011 to November-December 2012. The resultant displacements indicate the ground uplift at bench marks around the northern part of Sakurajima. From the analysis based on a spherical source model, the inflation source is located at 9.6 km depth beneath the center of Aira caldera. The relative vertical displacements around the western coast of Kagoshima Bay calculated during the period from November 2009 (the previous survey) to November 2012 also show the ground uplift near the center of Aira caldera. These results suggest that the magma storage at the magma reservoir beneath Aira caldera is progressing in spite of the recent increase of the volume of ejected magma associated with the eruptive activity at Showa crater.

キーワード：桜島火山，姶良カルデラ，精密水準測量，地盤上下変動
Keywords: Sakurajima volcano, Aira caldera, precise leveling survey, vertical ground deformation

1. はじめに

桜島火山周辺においては，1955年から始まった山頂噴火活動活発化以降，桜島の火山活動に伴う地盤の上下変動を測定するための水準測量が繰り返されてきた（Yoshikawa, 1961 ; 江頭，1967，1971，1989）．

1990年代以降においては，山頂噴火活動の静穏化に伴ってマグマの放出量が減り，姶良カルデラ地下の深さ約10 kmに推定されるマグマ溜りの増圧によって桜島北部の地盤変動がそれまでの沈降から隆起

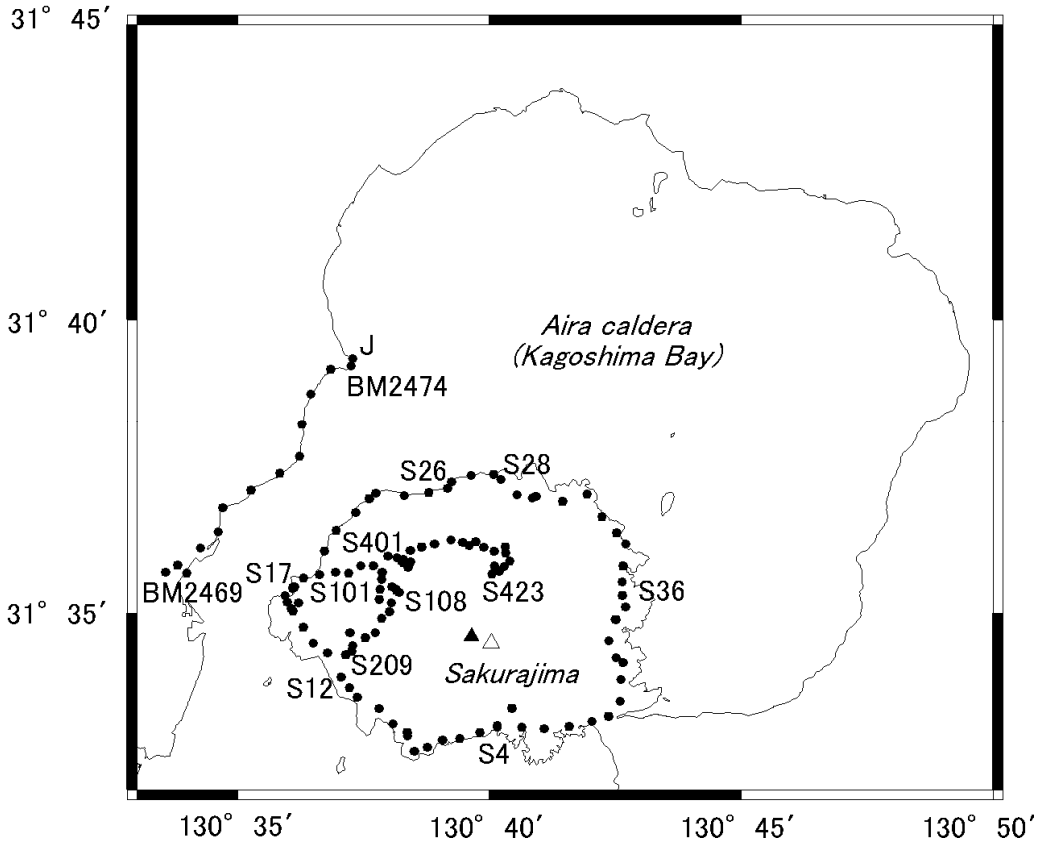


Fig. 1 Leveling bench marks measured in the November-December 2012 survey (solid circles). Solid and open triangles indicate the locations of the summit and Showa craters of Sakurajima volcano, respectively.

に転じたことが1991年から1996年の水準測量により確認された(江頭ら，1997)．この桜島北部の地盤隆起傾向は，1996年以降も最近まで継続している（Yamamoto et al., 2013；山本ら，2012）．姶良カルデラ地下のマグマ溜りにおける増圧は，GPS観測による水平変動においても姶良カルデラ・桜島北部の地盤の膨張として検出されている（井口ら，2008）．一方で，噴火活動としては， 2006年6月から始まった昭和火口における噴火活動が近年激化する傾向が見られ（井口，2011；井口ら，2011），2010年，2011年，2012年と年間に1000回前後におよぶ爆発的噴火が発生した．

平成21年度より開始された「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」における課題「桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究」の一環として，2009年11月および2010年4月（山本ら，2010），2010年11月（山本ら，2011），2011年11月（山本ら，2012）と水準測量を行ってきたが，これらに引き続き2012年11月および12月に桜島火山周辺の水準測量路線において一等水準測量の繰返し観測を実施した．本稿では，この測量の概要および結果を示し，最新の桜島火山における地盤の上下変動量について報告する．

2. 水準測量

2012年11月および12月に水準測量を実施した路線をFig. 1に示す．桜島内においては，2011年11月の前回測量（山本ら，2012）と同様に，桜島一周道路ルート（BM.S.17 ～ BM.S.26 ～ BM.S.36 ～ BM.S.4 ～ BM.S.17），桜島西部山腹のハルタ山登山ルート（BM.S.101～BM.S.108～BM.S.209）および桜島北部山腹の北岳ルート（BM.S.401～BM.S.423）において水準測量を実施した．また，桜島外においては，2009年11月の測量（山本ら，2010）から3年ぶりとなる鹿児島湾西岸ルート（BM.2469～BM.2474～BM.J）の水準測量を実施した．これらの測量ルートの総延長は67 kmであった．

これらの路線を，大学合同で3測量班を構成し，2012年11月6日～16日および12月3日～10日の日程で測量に当たった．測量に使用した機材は，自動読み取りディジタルレベル (Wild NA3003, Leica DNA03,

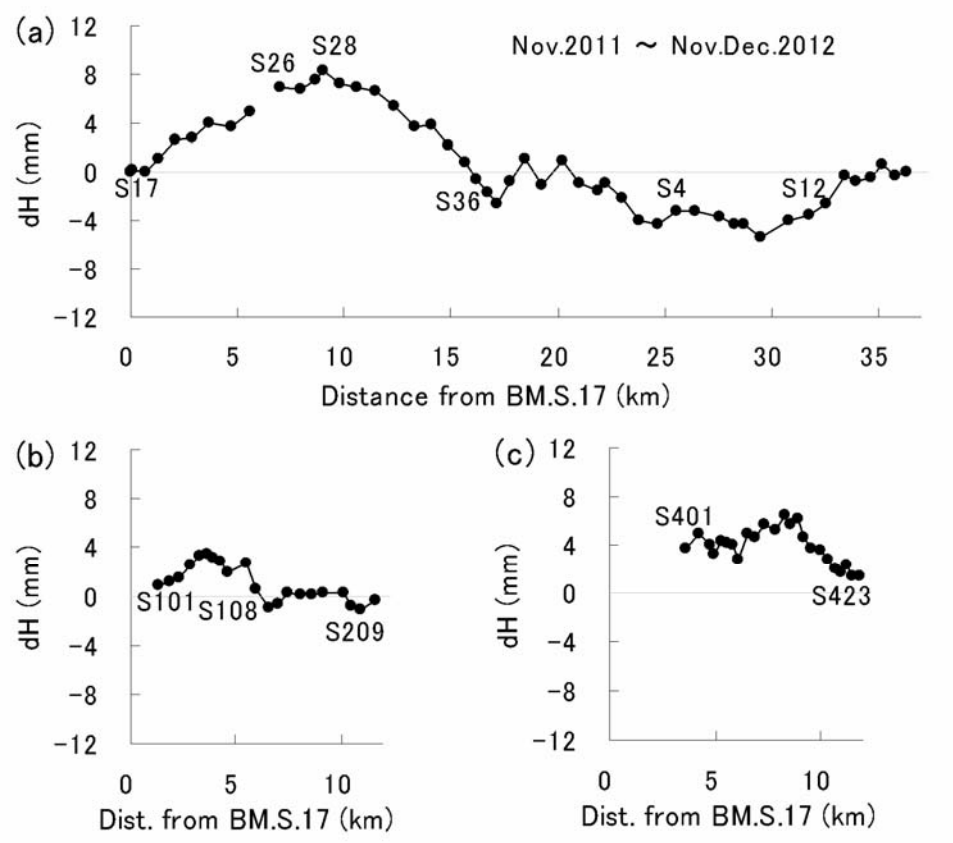


Fig. 2 Vertical displacements of the bench marks in Sakurajima volcano referred to BM.S.17 which is located at the western coast of Sakurajima during the period from November 2011 to November-December 2012. (a): Sakurajima coast route, (b): Sakurajima western flank (Harutayama) route, (c): Sakurajima northern flank (Kitadake) route.

ソキアSDL1X)およびインバールバーコード標尺(Wild GPCL3, ソキアGS1)である．測量方法は，各水準点間の往復測量で，その往復差は水準点間距離をL kmとしたときの一等水準測量の許容誤差である2.5×√L mm以内を，また水準環を形成する路線においては水準環閉塞誤差が水準環路線距離をS kmとしたときの一等水準測量の許容誤差である2.0×√S mm以内を満たすようにした．実際の測量における誤差は，1km当りの平均自乗誤差が桜島一周道路ルート，ハルタ山登山ルート，北岳ルートおよび鹿児島湾西岸ルートにおいてそれぞれ±0.41 mm/km，±0.38 mm/km，±0.27 mm/km，±0.51 mm/km，水準環閉塞誤差は桜島一周道路ルートおよびハルタ山登山ルートにおいて時計回りにそれぞれ-2.3 mm（一周約36 km；許容誤差12.1 mm），2.9 mm（一周約15 km；許容誤差7.6 mm）であり高精度の一等水準測量であった．

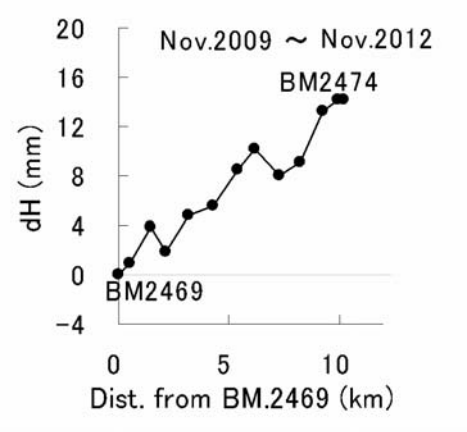


Fig. 3 Vertical displacements of the bench marks along Kagoshima Bay western coast route referred to BM.2469 which is located in Kagoshima city to the west of Sakurajima during the period from November 2009 to November 2012

3. 測量結果

桜島内の測量ルートについては，これまで行われ

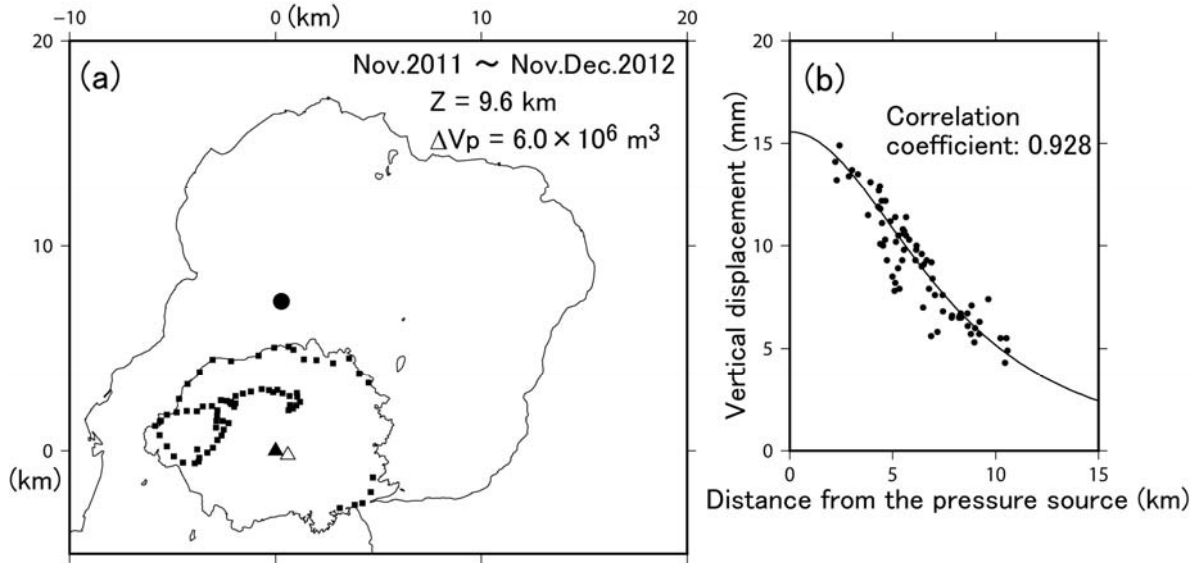


Fig. 4 (a) Horizontal location of the calculated pressure source (solid circle) by using the relative vertical displacement data during the period from November 2011 to November-December 2012. Z and ΔVp represent the depth and the deformation volume at the pressure source, respectively. Solid rectangles denote the bench marks used for the calculation. Solid and open triangles indicate the locations of the summit and Showa craters, respectively. (b) Comparison between measured vertical displacements (solid circles) and theoretical vertical displacements (solid line) versus radial distance from the pressure source.

てきた水準測量（例えば，山本ら，2010, 2011）と同様，桜島西岸の水準点BM.S.17（袴腰検潮室）を不動点（基準）とし，計算された各水準点の比高値を前回の2011年11月に行われた水準測量結果（山本ら，2012）と比較した．Fig. 2に，その結果求められた各水準点における2011年11月から2012年11月・12月の期間の上下変動量を水準点BM.S.17からの路線距離に対してプロットして示した．

2011年11月から2012年11月・12月の期間における桜島一周道路ルートの上下変動量（Fig. 2a）からは，この期間の最大の隆起域が，桜島北部付近にあることが確認される．その隆起分布のパターンは，1996年10月～2007年10月－12月の期間（山本ら，2008；Yamamoto et al., 2013）といった姶良カルデラ増圧期に平均的に見られるパターンと概ね似通っている．2011年11月～2012年11月・12月の約1年間における最大の隆起量は，桜島北部の水準点BM.S.28（白浜）において測定された8.4 mmであり，その隆起速度も姶良カルデラ増圧期の典型例と考えられる1996年～2007年の期間に見られたものにほぼ等しい．なお，これまでの水準測量で確認されてきたBM.S.36（東部，黒神）およびBM.S.4（南部，有村），BM.S.12（南西部，赤水）付近で認められる局所的な地盤沈降（江頭ら，1997）は，この期間の測量結果においても見受けられる．また，ハルタ山登山ルート（Fig. 2b）および北岳ルート（Fig. 2c）においても，桜島北部に近づく領域で地盤の隆起が認められる．この期間，姶良カルデラ地下のマグマ溜りにおけるマグマの貯留が進行していることが推測される．

桜島外の鹿児島湾西岸ルートについては，このルートにおいてこれまで行われてきた水準測量（例えば，江頭ら，1997；山本ら，2010）と同様，このルートの南西端の水準点BM.2469（旧鹿児島県庁）を不動点（基準）とし，計算された各水準点の比高値を前回の2009年11月に行われた水準測量結果（山本ら，2010）と比較した．Fig. 3に，その結果求められた各水準点における2009年11月から2012年11月の期間の上下変動量を水準点BM.2469からの路線距離に対してプロットして示した．姶良カルデラ中央部に近づくにしたがって地盤が隆起している様子が確認される．姶良カルデラ地下のマグマ溜りに近いBM.2474（大崎鼻）の比高は，この3年間に約14 mmの増加（地盤隆起）であった．

4. 議論

4.1 圧力源解析

桜島内における2011年11月～2012年11月・12月の

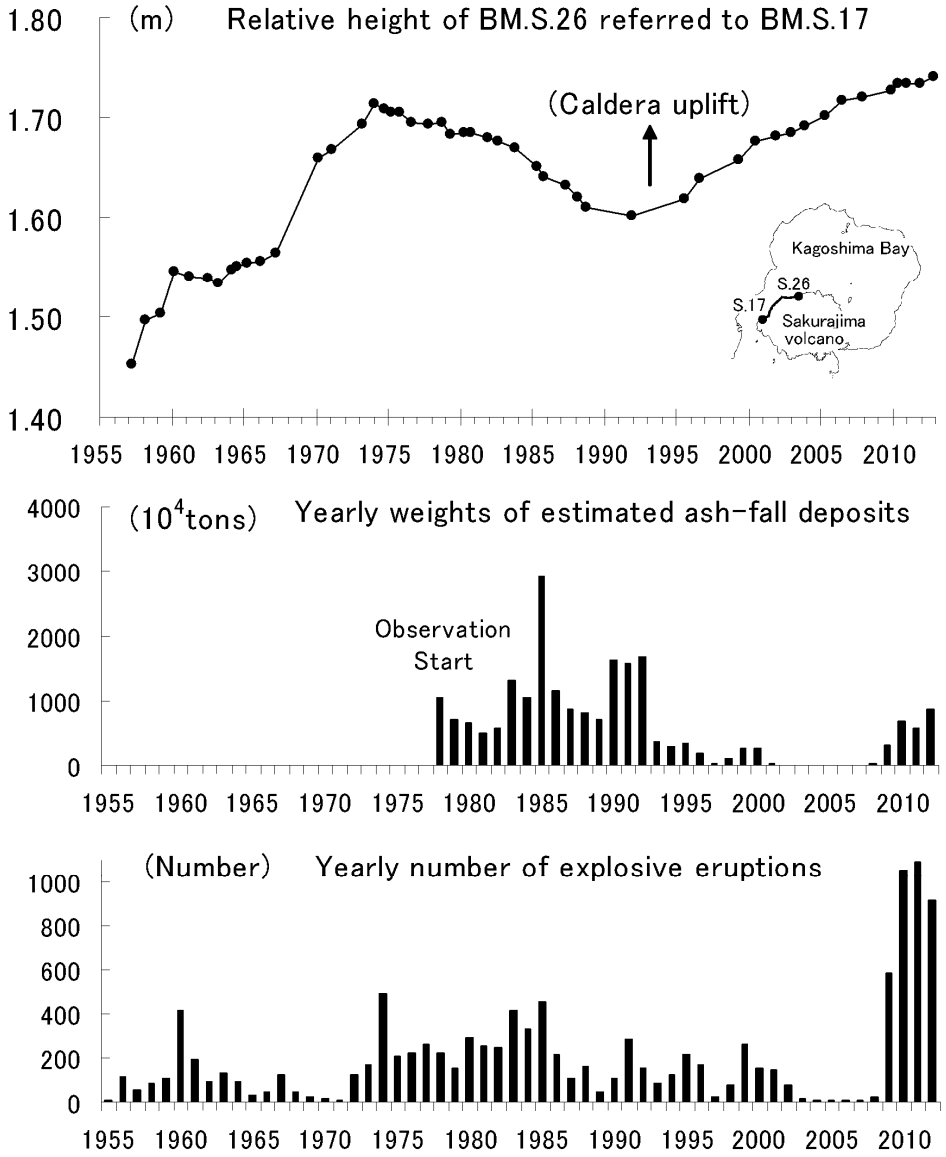


Fig. 5 Relation among secular change of relative heights of BM.S.26 referred to BM.S.17, yearly weights of estimated volcanic ash-fall deposits and yearly number of explosive eruptions at the summit and Showa craters of Sakurajima volcano.

期間の上下変動量データに対し, Mogi (1958) による球状圧力源モデルを適用し，江頭ら（1997）と同様な方法で圧力源の位置と体積変化を求めた．

Fig. 4に，計算された圧力源の位置と上下変動量の測定値と理論値の比較を図示した．姶良カルデラ中央部地下約9.6 kmの深さに増圧源が求められ，圧力源における容積変動量（ΔVp）は，約600万立方メートルの容積増加（マグマの貯留）と推定された（Fig. 4a）．計算された1圧力源モデルによって，観測された上下変動量はよく説明されていることが分かる（Fig. 4b）．なお，圧力源解析の計算は，局所的地盤沈降が認められる桜島東部および南東部の水準点の上下変動量データを取り除いて行った．

鹿児島県が実施している桜島の降下火山灰の観測資料から降下火砕堆積物総量を推定する方法（Eto, 1988）を用いると，圧力源解析を行った期間とほぼ同一の2011年12月～2012年11月の期間中の降下火砕堆積物量を密度2.5 g/cm^{3}のDense Rock Equivalent（マグマ相当の岩石）に換算して，約370万立方メートルのマグマ放出量となる．計算された圧力源における容積増加量と合計して，約970万立方メートルのマグマがこの約1年間に姶良カルデラ中央部直下のマグ

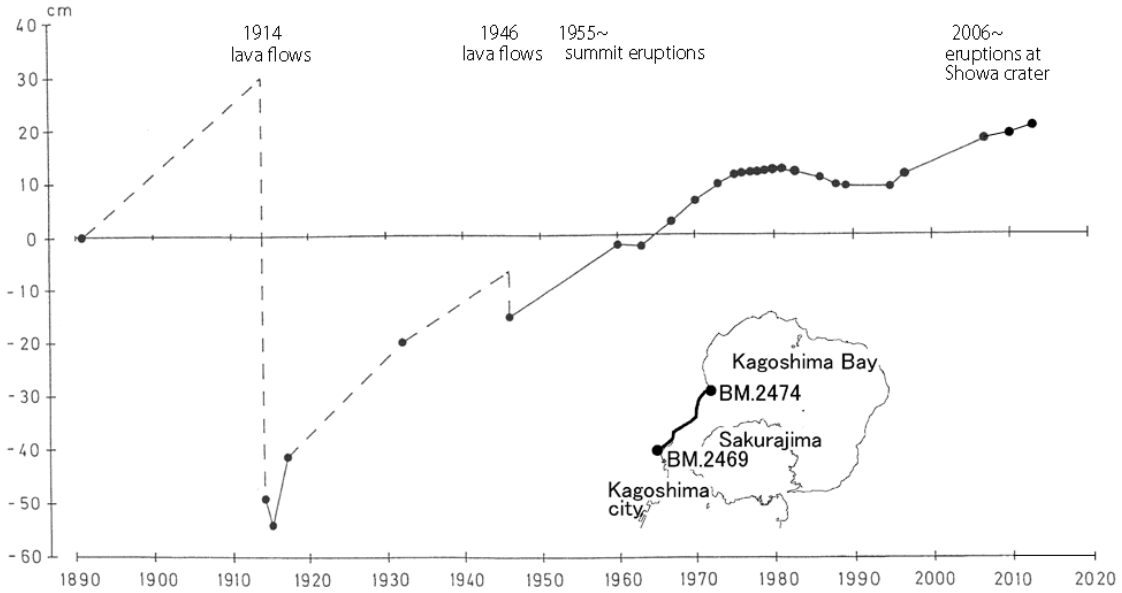


Fig. 6 Secular changes of relative heights of BM.2474 referred to BM.2469 and volcanic activity at Sakurajima volcano (modified from Fig. 1 in Eto et al., (1997)).

マ溜りに地下深部から供給されたものと推定される．このマグマ供給率は, Ishihara (1981) の指摘した噴火活動静穏期のマグマ供給率である年間約1,000万立方メートルにほぼ等しいものであった．

4.2 地盤上下変動の経年変化

Fig. 5に，BM.S.17（袴腰検潮室）を基準にした桜島北部のBM.S.26（松浦神社）の1957年以降の比高変化，山頂火口および昭和火口から放出された降下火山灰の推定年間総量および山頂火口および昭和火口における年間の爆発的噴火回数を示した．過去に桜島火山の噴火活動の盛衰に伴う桜島北部の地盤上下変動が観測されてきたが（例えば，江頭ら（1997）参照），最近においては1993年頃からの山頂噴火活動の静穏化に伴い再開した姶良カルデラ地下のマグマ溜りにおけるマグマの貯留を反映すると考えられる桜島北部の地盤の隆起現象が明瞭に確認される．

2009年以降，昭和火口における噴火活動が激化し，それに伴い降下火山灰量の推定年間総量（マグマの放出量）も増加傾向であることがFig. 5から見て取れる．このような状況のなか，Fig. 5からも認められるように2010年4月～2011年11月の比較的最近の期間の水準測量データにおいては顕著な桜島北部の地盤隆起は見られていなかった（山本ら，2012）．しかし，その後沈降に転ずるようなことはなく今回の水準測量で再び桜島北部における地盤隆起が進行したことが確認された．BM.S.26の隆起状態は，1970年代および1980年代の活発な山頂噴火活動の開始期である1973・74年頃の隆起状態を2006年にほぼ回復した後も更に隆起が継続した状態となっている．

Fig. 6に，BM.2469（旧鹿児島県庁）を基準としたBM.2474（大崎鼻）の比高の経年変化を示した．この測量ルートにおいては，1891年から120年近くの長きに渡り水準測量データが存在しており，途中1914年の桜島大正大噴火や1946年の昭和噴火の溶岩流出を経験している．1990年代以降の姶良カルデラ地下のマグマ溜りにおけるマグマの貯留に伴ったBM.2474付近の地盤の隆起が進み，2012年11月の時点では，大正大噴火の直前において推定されている比高の9割程度を回復した状態となっている．

これらの隆起状態を鑑みると，現在は，1970年代以降に生じた活発な山頂噴火活動と同様な活動を起こすだけのポテンシャルをすでに持っている状態であり，また大正大噴火と同様な規模の噴火活動を起こすポテンシャルも獲得しつつある状態であると推察される．

4.3 桜島直下への多量のマグマ貫入の可能性について

石原・江頭（1978）は，桜島内とその対岸にある鹿児島湾西岸ルートのそれぞれにおける水準測量データについて検潮観測データを用いて接続し，鹿児島港を不動として，活発な山頂噴火活動を開始した1972年前後の地盤上下変動の特徴を示した．それに

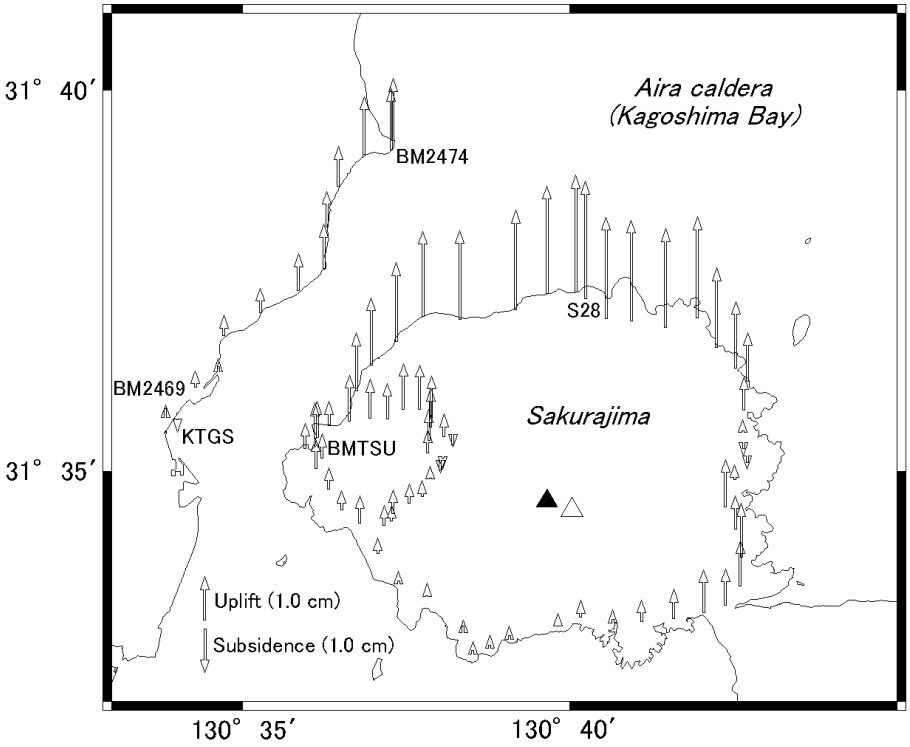


Fig. 7 Distributions of the vertical displacements of the bench marks in and around Sakurajima volcano referred to BM.2469 which is located in Kagoshima city to the west of Sakurajima during the period from November 2009 to November-December 2012. The leveling data in Sakurajima and of Kagoshima Bay western coast route are connected by using the continuous GPS observation data (see text). Solid and open triangles indicate the locations of the summit and Showa craters of Sakurajima volcano, respectively.

よると，静穏期である1965～71年の期間では，姶良カルデラ中央部地下の圧源へのマグマの供給により姶良カルデラ中央部を中心とした同心円状の地盤隆起を生じるが，一方で山頂噴火活動が再開し活発化する1971～74年の期間では，姶良カルデラ中央部地下から桜島火山へマグマが移動し，桜島火山が他のカルデラ縁部に対して相対的に隆起，桜島中央部から南部の地盤が沈降から隆起に転じることを示した．

2009年11月から2012年11月･12月の期間について，桜島内と鹿児島湾西岸ルートの水準測量データについてGPS連続観測データ（井口，私信）を用いて接続し，水準点BM.2469を不動点として計算した地盤上下変動量の分布をFig. 7に示した．接続に用いたGPS観測点は，桜島内の水準点BMTSUおよび鹿児島湾西岸ルートの水準点KTGSのそれぞれの近傍にあり，両GPS観測点の高度差の測定精度は数mm以下程度であると考えられる（井口，私信）．

この約3年間の期間の最大の隆起量は，桜島北部の水準点BM.S.28における26.8 mmであるが，桜島中央部付近や南部の地盤には顕著な隆起は見られておらず，その上下変動量分布のパターンは，石原・江頭（1978）における1971～74年のパターンとはなっていない．近い将来，姶良カルデラ中央部地下から桜島火山への多量のマグマの移動が生じ，その結果桜島火山が他のカルデラ縁部に対して相対的に隆起を生じることも予想されるが，今後このような地盤上下変動量分布の推移について注視してゆく必要があると考えられる．

5. おわりに

「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」における課題「桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究」の一環として2012年11月および12月に一等水準測量の繰返し観測を実施した．測量結果の検討から得られた知見は次の通りである．

[1] 桜島内においては，2011年11月の測量結果との比較から，2011年11月～2012年11月・12月の期間において，桜島北部の地盤の隆起が確認された．その隆起分布のパターンおよび隆起速度は，1996年～2007年の期間といった姶良カルデラ増圧期に平

均的に見られるパターンおよび隆起速度と概ね似通っている.

[2] 茂木モデルに基づき，桜島内の2011年11月～2012年11月・12月の期間の上下変動量データから圧力源の位置を求めると，姶良カルデラ中央部地下約9.6 kmの深さに増圧源のあることが推定された.

[3] 圧力源における容積増加量の見積もりにこの期間の降下火山灰量を加えて推定すると，姶良カルデラ地下のマグマ溜りへのマグマ供給率が年間約970万立方メートルとなる．Ishihara (1981) の指摘した噴火活動静穏期のマグマ供給率である年間約1,000万立方メートルにほぼ等しい供給量であった.

[4] 桜島外の鹿児島湾西岸路線においても，2009年11月の測量結果と比較した結果，2009年11月～2012年11月の期間に姶良カルデラ内部を中心とした地盤の隆起が進行していることが確認された.

[5] これらの結果は，昭和火口における噴火活動が激化している現在も，姶良カルデラ地下のマグマ溜りにおけるマグマの貯留が進行していることを示している.

謝　辞

水準測量の実施に際しては，防災研究所附属火山活動研究センターのスタッフ諸氏にお世話になった．ここに厚く感謝の意を表します．本研究は文部科学省による「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」の支援を受けました.

参考文献

井口正人（2011）：桜島火山の噴火活動－2010年6月～2011年7月－，「桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究」平成22年度報告書，pp. 1-8.

井口正人・太田雄策・植木貞人・為栗健・園田忠臣・高山鐵朗・市川信夫（2011）：2010年桜島火山活動を考える，京都大学防災研究所年報，第54号B，pp. 171-183.

井口正人・高山鐵朗・山崎友也・多田光宏・鈴木敦生・植木貞人・太田雄策・中尾茂・前野直・長尾潤・馬場幸二・大重吉輝・放生会正美（2008）：桜島および姶良カルデラ周辺におけるGPS観測，第10回桜島火山の集中総合観測, pp. 53-62.

石原和弘・江頭庸夫（1978）：桜島火山近傍の垂直地盤変動と山頂噴火活動の関係について, 京都大学防災研究所年報，第21号B-1, pp. 153-162.

江頭庸夫（1967）：火山性地盤変動（III）姶良カルデラ周辺の地盤変動と桜島の火山活動, 火山, 12, pp. 80-88.

江頭庸夫（1971）：火山性地盤変動（V）桜島火山における地殻変動観測，京都大学防災研究所年報，第14号A, pp. 97-106.

江頭庸夫（1989）：噴火活動に伴う桜島火山および姶良カルデラ周辺の地盤変動, 京都大学防災研究所年報，第32号B-1, pp. 29-39.

江頭庸夫・高山鐵朗・山本圭吾・Muhamad Hendrasto・味喜大介・園田忠臣・松島健・内田和也・八木原寛・王彦賓・木股文昭・宮島力雄・小林和典（1997）：姶良カルデラの地盤の再隆起―1991年12月～1996年10月―, 京都大学防災研究所年報，第40号B-1, pp. 49-60.

山本圭吾・園田忠臣・高山鐵朗・市川信夫・大倉敬宏・吉川　慎・井上寛之・松島　健・内田和也（2010）：桜島火山周辺における水準測量（2009年11月および2010年4月），京都大学防災研究所年報，第53号B, pp. 227-232.

山本圭吾・園田忠臣・高山鐵朗・市川信夫・大倉敬宏・吉川　慎・井上寛之・横尾亮彦・松島　健・内田和也・中元真美（2011）：桜島火山周辺における水準測量（2010年11月），「桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究」平成22年度報告書, pp. 29-34.

山本圭吾・園田忠臣・高山鐵朗・市川信夫・大倉敬宏・横尾亮彦・吉川　慎・井上寛之・堀田耕平・松島　健・内田和也・中元真美（2012）：水準測量による桜島火山の地盤上下変動（2010年11月～2011年11月），京都大学防災研究所年報，第55号B，pp. 155-161.

山本圭吾・高山鉄朗・山崎友也・多田光宏・大倉敬宏・吉川　慎・松島　健・内田和也・中元真美・平岡喜文・塩谷俊治・根本盛行（2008）：水準測量による桜島火山および姶良カルデラ周辺の地盤上下変動―1996年10月から2007年10月－12月まで―, 京都大学防災研究所年報，第51号B, pp. 247-252.

Eto, T. (1988): An estimation of the amount and the dispersal of volcanic ash-falls ejected by summit eruptions at Sakurajima volcano, Kagoshima International Conference on Volcanoes Proceedings, pp. 448-451.

Ishihara, K. (1981): A quantitative relation between the ground deformation and the volcanic material ejected, Abstract, 1981 IAVCEI Symposium –Arc Volcanism–, 143.

Mogi, K. (1958): Relations between the eruption of various volcanoes and deformations of the ground

surfaces around them, Bull. Earthq. Res. Inst., 36, pp. 99-134.

Yamamoto, K., Sonoda, T., Takayama, T., Ichikawa, N., Ohkura, T., Yoshikawa, S., Inoue, H., Matsushima, T., Uchida, K. and Nakamoto, M. (2013): Vertical ground deformation associated with the volcanic activity of Sakurajima volcano, Japan during 1996-2010 as revealed by repeated precise leveling surveys, Bull. Volcanol. Soc. Japan, Vol. 58, pp. 137-151.

Yoshikawa, K. (1961): On the crustal movement accompanying with the recent activity of the Volcano Sakurajima (part 1), Bull. Dis. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 48.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

1999 年南岳山頂噴火活動および 2006 年昭和火口噴火活動再開に先行する桜島火山の地盤変動源について

Ground Deformation Sources Preceding Increase in Eruptive Activity of Sakurajima Volcano – Minamidake Crater in 1999 and Showa Crater in 2006 –

堀田耕平(1)・大倉敬宏(1)・井口正人

Kohei HOTTA(1), Takahiro OHKURA(1) and Masato IGUCHI

（1）京都大学大学院理学研究科

(1) Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

We analyzed GPS data during 1998 – 2006 to make clear process of magma accumulation and movement of Sakurajima volcano prior to eruptive activity at the summit crater in 1999 and eruptive activity at Showa crater resumed in 2006. Obtained deformation rate was not constant. Large deformation rate was obtained prior to eruptive activity at the summit crater in 1999 and eruptive activity at Showa crater resumed in 2006, and we obtained a pressure source at depths 6-8 km near the northern coast of Sakurajima accurately by assuming a spherical source. In those periods, magma was thought to be moved from Aira caldera to Sakurajima volcano prior to eruptive activity at the summit crater in 1999 and eruptive activity at Showa crater resumed in 2006. In addition, in phases A (January – December 1998), B (December 1998 – September 1999), D (November 2004 – March 2005) and F (November 2005 – March 2006), magma accumulation rates estimated from volume changes of the pressure source and the amount of ash fall thought to be reached to 1×10^7 m^3/yr, which is average magma accumulation rate at Sakurajima.

キーワード：桜島火山，地盤変動，GPS，マグマ溜り，マグマ供給率
Keywords: Sakurajima volcano, ground deformation, GPS, magma chamber, magma accumulation rate

1. はじめに

火山体および周辺の地盤変動は，噴火発生に先行するマグマの蓄積・移動や噴火に伴うマグマの放出によって生じると解釈されており，その変動源を明らかにすることは，火山噴火予知や火山活動の推移予測のために重要である．

日本で最も活動的な火山の 1 つである桜島では，火山活動に伴って大きな地盤変動が観測されてきた．1914 年大正噴火後，姶良カルデラを中心とした同心円状の沈降パターンが見出された（Omori, 1916）．Mogi (1958) は，この地盤沈降に半無限弾性体内部における球状圧力源による弾性変形モデル（山川, 1955）を適用し，姶良カルデラ中央部深さ約 10 km に収縮源を求めた．1955 年に活動を開始した南岳の噴火活動に伴う地盤変動については，桜島島内の上下変動も考慮することにより詳細な変動源が明らかにされてきた．1960 年の噴火活動ピークに前駆する時期の

変動源については，Yoshikawa (1961) により，姶良カルデラ中央部深さ約 10 km の膨張する圧力源のほかに，桜島中央部地下約 5 km に膨張する副圧力源が存在することが推定された．石原・江頭（1978）は，精密水準測量と潮位観測による上下変動から鹿児島と桜島の間の相対上下変動を求め，南岳山頂噴火活動が活発化する際に，桜島火山へマグマが移動してくることにより，桜島火山の地盤がほかの姶良カルデラ縁部より急激に隆起することを指摘した．1974年以降の噴火活動の最盛期には，姶良カルデラの地盤は停滞，もしくは沈降を示した．沈降期においても，姶良カルデラ中央部深さ約 10 km の主圧力源と南岳山頂直下深さ約 5 km の副圧力源からなる 2 つの球状圧力源が推定され，その収縮により地盤沈降が説明された（江頭・中村，1986；江頭，1989）．1993年ごろから，南岳の噴火活動が低下し，それに伴い，姶良カルデラの地盤がそれまでの沈降から隆起に転じたことが確認された．この時期の変動源は姶良カルデラ中央部深さ約 10 km に推定される主圧力源のみであり，南岳山頂火口下には有意な副圧力源は見出されなかった（江頭ら，1997）．姶良カルデラの地盤の隆起は，その後も続いている（山本ら，2010）．

同様に，水平変動についても，GPS 観測により，姶良カルデラ内部地下に推定される主圧力源の膨張に対応するカルデラを中心とする放射状の変動が見出されてきている．Kriswati and Iguchi (2003) は，GPS 観測によって検出された 1998～1999 年の変位パターンに 1 つの球状圧力源を適用し，姶良カルデラ中央部深さ約 8-9 km に変動源を求めた．また，GPS 連続観測に基づくと，地盤変動率は変化しており，変動率が大きい時期には，桜島北岸付近に圧力源が求められる傾向があることが指摘されている（井口ら，2008）．

これまでの精密水準測量を主体して得られた上下変動と，桜島の噴火活動の間には，次のような関係が認められる．噴火活動の活発な時期に先行して，姶良カルデラと桜島の北部を中心とする地盤の隆起が観測されるが，爆発活動の激しい時期には，桜島および姶良カルデラの地盤が沈降することである．これらの変動は，姶良カルデラ中央部深さ約 10 km 付近と，桜島南岳山頂火口直下の深さ約 5 km 付近の膨張・収縮により引き起こされている．一方，精密水準測量は，1 年～数年間隔で繰り返されており，地盤変動の隆起から沈降への転換点，もしくはその逆の転換点と噴火活動の増減の開始点の関係は，高い時間分解能をもって議論することができない．

桜島においてGPS連続観測が始められた1995年以降では，1999年12月の南岳の爆発噴火活動が顕著であり，2006年6月には昭和火口の噴火活動が58年ぶりに再開した．本研究では，高時間分解能に優れるGPS連続観測の結果を用いることで，GPS連続観測により大きな膨張が検出され始めた1998年から2006年6月の昭和火口噴火活動再開直前までのGPSデータを解析し，地盤変動の開始と噴火活動との関係を圧力源の位置と体積変動率に着目して調べた．

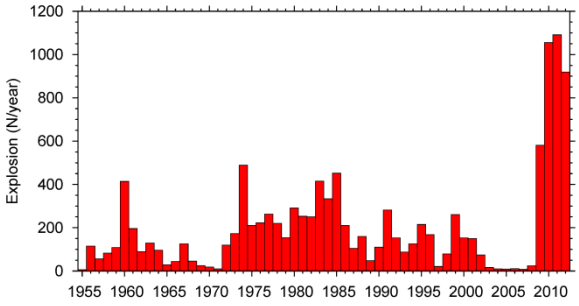


Fig. 1 Annual numbers of explosive eruptions at Sakurajima volcano (1955 – 2012)

2. 1955年南岳活動期以降の桜島の噴火活動

Fig. 1 に桜島の 1955～2012 年の年間爆発回数を示す．1955～1960 年にかけて，南岳山頂火口において爆発噴火の頻度が増加し，1960 年には 400 回を超えるピークに達した．その後，1971 年まで爆発噴火の頻度が減少傾向にあったが，1972 年 9 月以降，再び爆発噴火活動の頻度が増加し，以降，1993 年ごろまで活発な山頂噴火活動が続いた．一方，1993 年ごろ以降は，爆発噴火活動の頻度が減少傾向にあったが，1999 年 10～12 月にかけて，南岳山頂火口において爆発噴火活動が活発化し，12 月には 104 回の爆発が発生した．これは南岳の月別爆発回数としては，1955年以降で最多である．その後，南岳の爆発回数は激減したが，2006 年 6 月には，昭和火口における噴火活動が 58 年ぶりに再開し，2009 年秋以降，爆発噴火活動の頻度が多い状態が現在に至るまで続いている．

3. GPSデータ

本研究では，1997年4月～2006年12月の期間に観測された，国土地理院のGEONETのRINEXデータと，京都大学防災研究所付属火山活動研究センター桜島火山観測所（以下，SVOと呼ぶ）のGPSデータを使用した．本研究で使用したGPS観測点の分布をFig. 2に示す．SVOのGPS観測では，Leica SR299/399E受信機が使用されており，1日24時間，15秒毎の観測であるが，桜島島内およびKAGG観測点では2005年6月にAX1200に更新され，1秒毎の観測となった．SVOの

GPSデータはRINEX形式に変換し，GIPSY OASIS II Ver. 6.1のPPP-AR解析により，各観測点の日々の座標

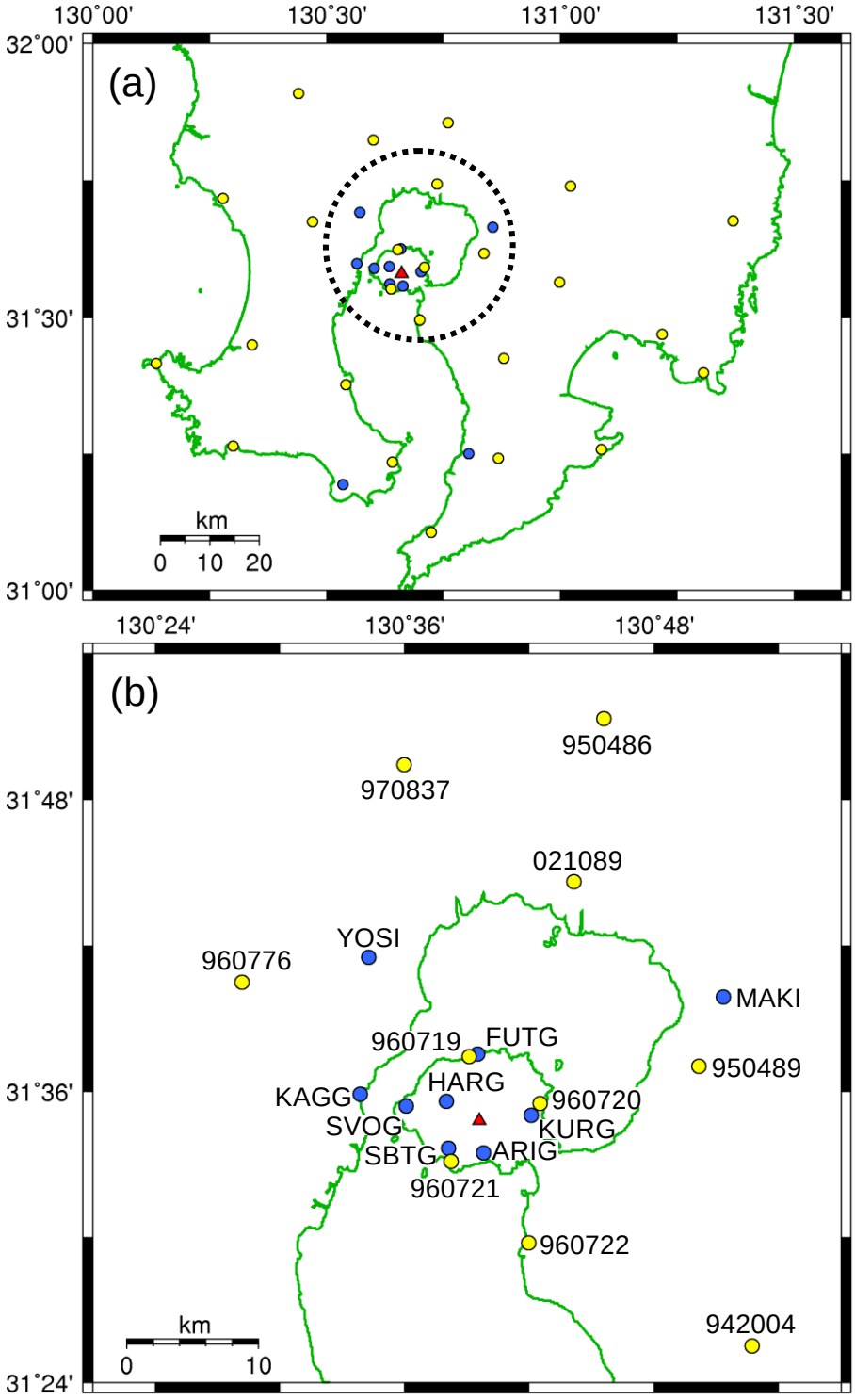


Fig. 2 Locations of GPS stations. Blue circles denote continuous GPS stations installed by Sakurajima Volcano Obsevatory. Yellow circles denote GEONET stations. Red triangle represents the summit crater of Minamidake. Stations in the dashed circle on (a) are excluded in estimation of extensive ground deformation.

値を計算した．ただし，SVOの桜島島内のSVOGを除くGPS観測点（ARIG, FUTG, HARG, KAGG, KURG, SBTG）およびKAGGについては，2005年6月～2006年1月の期間の元の観測データが残っておらず，PPP-AR解析による座標値計算を行えない．しかしながら，基線解析結果については，2005年10月までは，SVOGを基準とした日々の座標値として残っている．そこで，この結果を用いて，元の観測データが存在するSVOGのPPP-AR解析の座標値計算の結果を元に，PPP-AR解析における座標値を推定した．この操作を

行った観測点のデータについては，PPP-AR解析における標準偏差をいずれも2005年3月の平均値と同一と仮定した．

4. 地盤変動の特徴

4.1 広域地盤変動

桜島および姶良カルデラを含む南九州一帯には，沖縄トラフの拡大や南海トラフにおけるフィリピン海プレートの沈み込みにより，北西-南西方向に伸張するような広域地盤変動が生じている（渡部・田部井，2004）．本研究では，Takayama and Yoshida (2007) に倣って，広域地盤変動の東西成分 F_x と南北成分 F_y をそれぞれ以下のように緯度 λ と経度 φ の一次関数で近似し，観測された ITRF2008 準拠の変動に重み付き最小二乗法を用いてフィッティングすることで係数を見積もった．

$$F_x = a_1\lambda + b_1\varphi + c_1 \quad (1)$$

$$F_y = a_2\lambda + b_2\varphi + c_2 \quad (2)$$

桜島島内および姶良カルデラ周辺の観測点については桜島火山に起因する変動の影響を強く受けていると考えられるので，Fig. 2 (a) において破線の円で示した範囲内の観測点は除外し，それら以外の観測点のデータを用いた．1997 年 4 月～2006 年 12 月の期間において求められた係数は，a_1 = 0.346549，b_1 = -5.91598，a_2 = -1.36208，b_2 = 7.98421 である．また，ITRF2008 準拠の変動と式 (1)，(2) で近似される広域地盤変動の相関を Fig. 3 に示す．このようにして得られた係数と式 (1)，(2) を用いて，すべての観測点の広域地盤変動を求めた．

4.2 火山性地盤変動

1997 年 4 月～2006 年 12 月の期間で一定の速度で変化しているものと仮定した広域地盤変動を取り除いて，桜島火山起因の変動を抽出した．その結果得られた GEONET 観測点 960719-960720 間，960720-960721 間，960721-960719 間の 1997 年 4 月～2006 年 12 月の期間における桜島火山起因の水平方向の基線長変化を Fig. 4 に示す．桜島北東部の基線 960719- 960720 間は期間を通して伸張である．一方，桜島南東部の基線 960720-960721 間と，桜島西部を南北に横切る基線 960721-960719 間は，変動が停滞したり若干収縮したりしている時期もある．これらの基線は，いずれもほぼ同様のパターンで基線長変化率が変化していることがわかる．この特徴

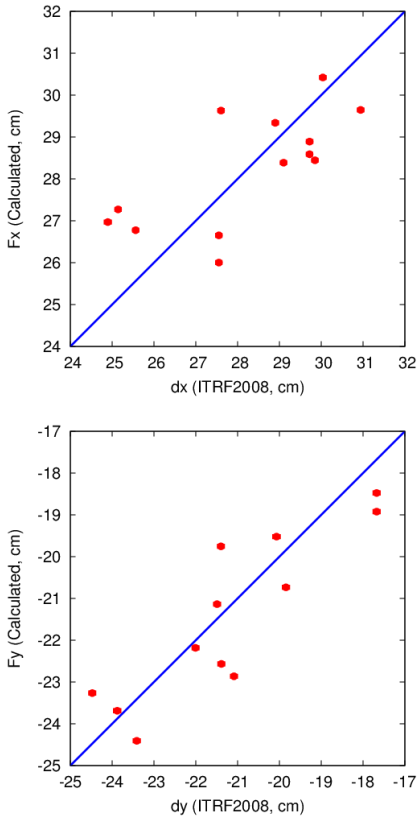


Fig. 3 Relation between horizontal displacements based on ITRF 2008 (*dx*, *dy*) and calculated extensive ground deformations (F_x, F_y) for each component during the period of Apr97-Dec06

から，大きな水平変位が検出され始めた 1998 年 1 月から，昭和火口噴火活動再開に最も近い時期に先行する急激な変動が終わった 2006 年 3 月までを以下の 6 つの Phase に区分される．

Phase A：1998 年 1 月～1998 年 12 月
Phase B：1998 年 12 月～1999 年 9 月
Phase C：1999 年 9 月～2004 年 11 月
Phase D：2004 年 11 月～2005 年 3 月
Phase E：2005 年 3 月～2005 年 11 月
Phase F：2005 年 11 月～2006 年 3 月

各Phaseにおける960719-960720間，960720- 960721間，960721-960719間の水平変位率はTable 1に示すとおりであり，急激な変動と緩やかな変動が交互に現れている．いずれの基線もPhase Dにおいて最大の変動率を示している．

5. 解析

半無限弾性体中の球状圧力源による弾性変形モデル（山川，1955）に基づく 1993 年以降の隆起時期の地盤変動は，1 つの圧力源のみで説明されてきてお

り，副圧力源は見出されていない（江頭ら，1997）．

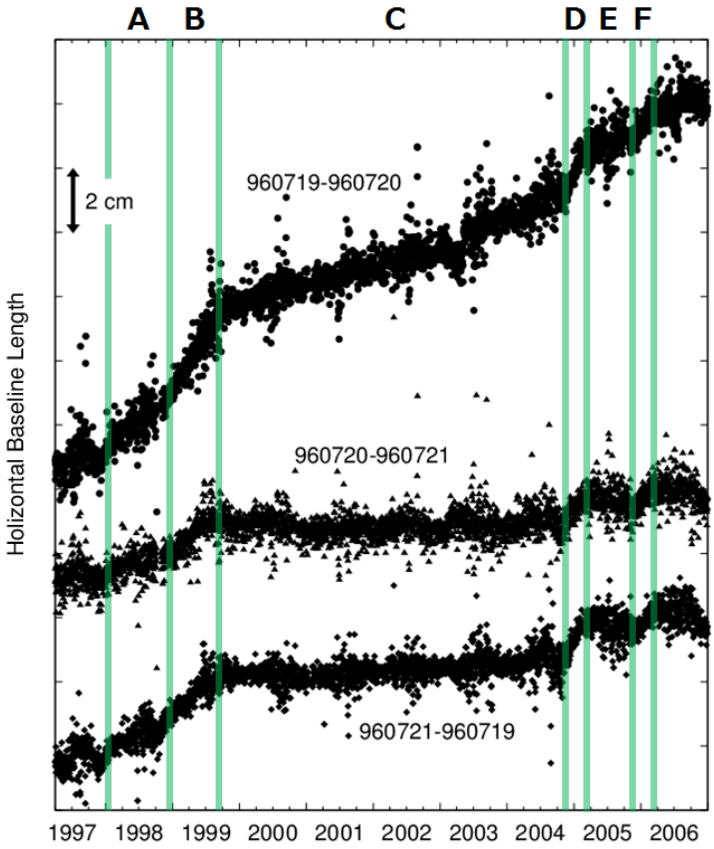


Fig. 4 Daily holizontal baseline lengths along baseline between 960719 and 960720, 960720 and 960721, and 960721 and 960719 during the period of April 1997 – December 2006

このことから，本研究の対象時期における地盤変動も 1 つの圧力源で説明できると仮定して，圧力源の位置と体積変化量を求めた．

地盤を Poisson 比 0.25 の半無限弾性体と仮定すると，深さ f にある半径 a ($<<f$) の球状圧力源内部の静水圧的な圧力変化 P による地表面の水平変位 Δd および鉛直変位 Δh は，

$$\Delta d = \frac{3a^3P}{4\mu}\cdot\frac{d}{(f^2+d^2)^{3/2}} \qquad (3)$$

$$\Delta h = \frac{3a^3P}{4\mu}\cdot\frac{f}{(f^2+d^2)^{3/2}} \qquad (4)$$

となる（Mogi, 1958）．ここで，d は圧力源直上から観測点までの水平距離，μ は剛性率である．また，静水圧的な圧力変化 P による球状圧力源の体積変化量 ΔV は，

$$\Delta V = \frac{4\pi}{3}\cdot\frac{3a^3P}{4\mu} \qquad (5)$$

となる（Delany and McTigue, 1994）．式 (5) を用いて式 (3)，(4) を変形すると，

Table 1 Displacement rates for each baseline and phase

	960719-960720	960720-960721	960721-960719
Phase A (Jan-Dec98)	+1.8 cm/year	+0.7 cm/year	+1.2 cm/year
Phase B (Dec98-Sep99)	+3.4 cm/year	+1.2 cm/year	+1.6 cm/year
Phase C (Sep99-Nov04)	+0.7 cm/year	±0.0 cm/year	+0.1 cm/year
Phase D (Nov04-Mar05)	+3.9 cm/year	+2.0 cm/year	+2.9 cm/year
Phase E (Mar-Nov05)	+0.5 cm/year	-0.3 cm/year	-0.3 cm/year
Phase F (Nov05-Mar06)	+2.8 cm/year	+1.8 cm/year	+1.8 cm/year

$$\Delta d = \frac{3\Delta V}{4\pi} \cdot \frac{d}{(f^2 + d^2)^{3/2}} \quad (6)$$

$$\Delta h = \frac{3\Delta V}{4\pi} \cdot \frac{f}{(f^2 + d^2)^{3/2}} \quad (7)$$

となる.

ITRF2008 準拠の変動から広域地盤変動を除去して抽出した桜島火山起因の変動から圧力源の位置と体積変化量を決定するために，以下に述べるグリッドサーチ法を用いた.

直交座標系において，地点 (x, y) の直下深さ f にある球状圧力源の体積変化 ΔV による観測点 O_i (x_i, y_i) の水平変位を考える. なお, 座標の x 軸方向が東, y 軸方向が北である. この球状圧力源の直上と観測点 O_i の水平距離 d_i は,

$$d_i = \sqrt{(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2} \quad (8)$$

である. この d_i を用いると, 式 (6) より観測点 O_i における水平変位は

$$\Delta d_i = \frac{3\Delta V}{4\pi} \cdot \frac{d_i}{(f^2 + d_i^2)^{3/2}} \quad (9)$$

となる．この Δd_i を用いると，基準点 O_j に対する観測点 O_i $(i \neq j)$ の相対水平変位は,

$$\mathrm{Cal}\Delta dx_{ij} = \Delta d_i \cdot \frac{x_i - x}{d_i} - \Delta d_j \cdot \frac{x_j - x}{d_j} \quad (10)$$

$$\mathrm{Cal}\Delta dy_{ij} = \Delta d_i \cdot \frac{y_i - y}{d_i} - \Delta d_j \cdot \frac{y_j - y}{d_j} \quad (11)$$

となる．ここで，$\mathrm{Cal}\Delta dx_{ij}$，$\mathrm{Cal}\Delta dy_{ij}$ はそれぞれ東西方向，南北方向の相対変位の計算値である．また，東西方向，南北方向の相対変位の観測値をそれぞれ $\mathrm{Obs}\Delta dx_{ij}$，$\mathrm{Obs}\Delta dy_{ij}$ として，各成分の相対変位の観測値と計算値の残差をそれぞれ

$$Rx_{ij} = \mathrm{Obs}\Delta dx_{ij} - \mathrm{Cal}\Delta dx_{ij} \quad (12)$$

$$Ry_{ij} = \mathrm{Obs}\Delta dy_{ij} - \mathrm{Cal}\Delta dy_{ij} \quad (13)$$

とおく．これらを用いて，R を

$$R = \sqrt{\sum_{1 \le i < j \le n} \left\{ \left(\frac{Rx_{ij}}{\sigma x_{ij}} \right)^2 + \left(\frac{Ry_{ij}}{\sigma y_{ij}} \right)^2 \right\}} \quad (14)$$

と定義する．ここで，n は観測点数，σx_{ij}，σy_{ij} は各成分の相対変位の観測値の標準偏差であり，σx_{ij}，σy_{ij} と観測点ごとの PPP-AR 解析の標準偏差 $\sigma x_i, \sigma x_j, \sigma y_i, \sigma y_j$ の関係は,

$$\sigma x_{ij} = \sqrt{\sigma x_i^2 + \sigma x_j^2} \quad (15)$$

$$\sigma y_{ij} = \sqrt{\sigma y_i^2 + \sigma y_j^2} \quad (16)$$

Table 2 Parameters of grid search

	Range	Step
x (Easting)	±20.0 km from summit crater	0.1 km
y (Northing)	±20.0 km from summit crater	0.1 km
f (Depth)	0.0 - 20.0 km	0.1 km
ΔV (Volume Change)	0.0×10^6 - 50.0×10^6 m^3	0.1×10^6 m^3

Table 3 Location and volume change of the sources

	Phase A Jan-sDec98	Phase B Dec98-Sep99	Phase C Sep99-Nov04	Phase D Nov04-Mar05	Phase E Mar-Nov05	Phase F Nov05-Mar06
x	0.6 km	1.7 km	2.9 km	0.2 km	3.3 km	1.3 km
y	3.8 km	5.0 km	6.5 km	4.8 km	11.6 km	4.5 km
f	9.6 km	6.6 km	9.7 km	6.1 km	4.9 km	7.8 km
ΔV	8.8×10^6 m^3 1.0×10^7 m^3/yr	7.1×10^6 m^3 1.0×10^7 m^3/yr	24.1×10^6 m^3 0.5×10^7 m^3/yr	3.2×10^6 m^3 1.0×10^7 m^3/yr	1.3×10^6 m^3 0.2×10^7 m^3/yr	4.1×10^6 m^3 1.2×10^7 m^3/yr

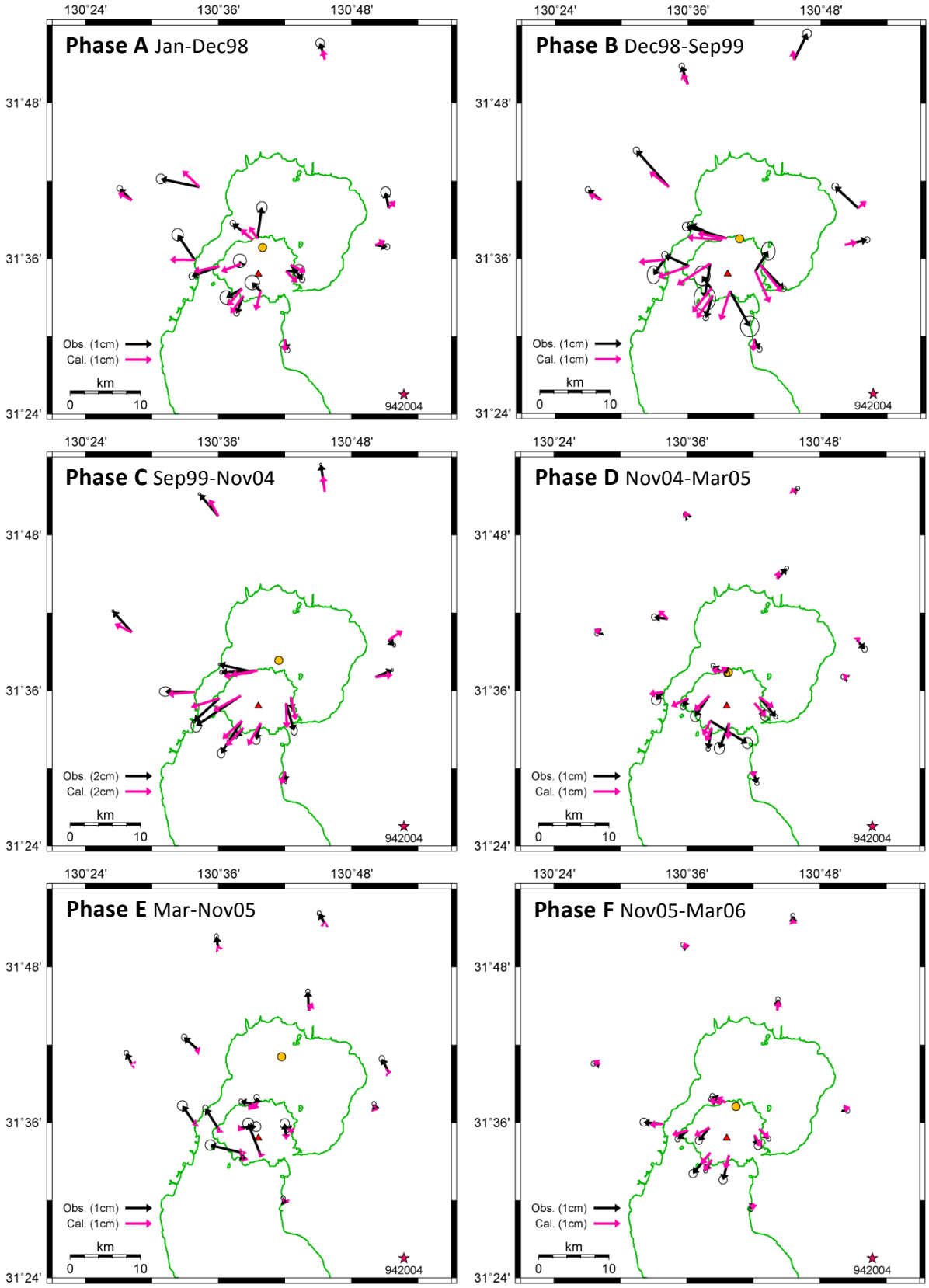


Fig. 5 Locations of pressure source for each phase. Orange circle denotes location of the source. Black and magenta allows are observed and calculated displacements, respectively. Error ellipses are 1σ. Red triangle and magenta star represent the summit crater of Minamidake and reference station (942004), respectively.

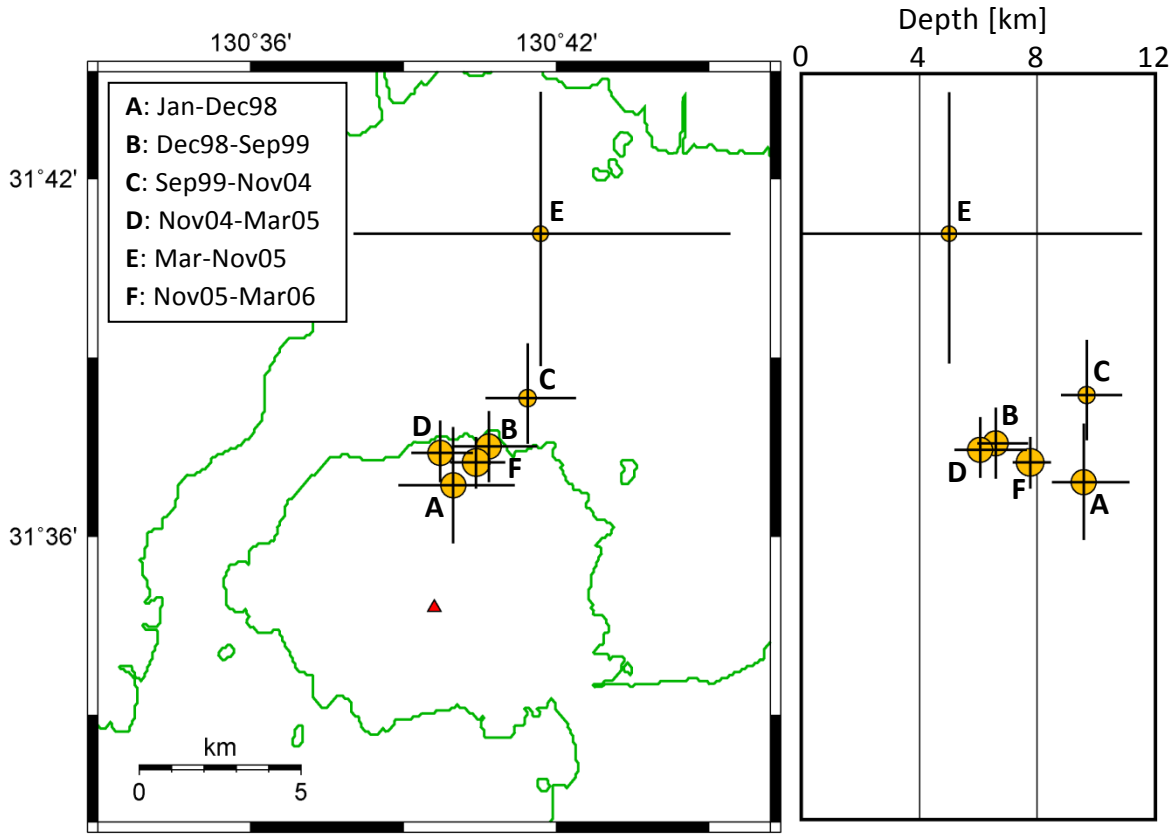


Fig. 6 Distributions of pressure source for each phase. Orange circles denote location of the source for each phase. The sizes of each circle correspond to volume change rate. Error bars denote 95% confidence intervals estimated from *F*-tests (Arnadottir and Segall, 1994). Red triangle represents the summit crater of Minamidake.

である．このRの値が最小になる球状圧力源の位置(x, y)と深さf，体積変化ΔVをグリッドサーチ法により決定した．グリッドサーチを行った範囲とパラメータの間隔についてはTable 2に示したとおりである．

6. 結果

各 Phase において，グリッドサーチによる解析で得られた圧力源のパラメータを Table 3 に示す．なお，xy 座標の原点は南岳山頂火口の中心である．GEONET 観測点 942004（鹿屋）を基準点とした各 Phase の水平変位の観測値と計算値を Fig. 5 に示す．また，各 Phase で求められた球状圧力源の位置を Fig. 6 にまとめて示す．95%信頼区間は *F* 検定から推定した（Arnadottir and Segall, 1994）．

急激な変動が検出された Phase B，D，F では，桜島北岸付近の深さ 6-8 km に精度よく決まった．一方，Phase B，D，F と比較して変動率の小さい Phase A は桜島島内北部に，Phase C，E は姶良カルデラ内部にそれぞれ決まったが，これらの時期における圧力源の位置決定精度は Phase B，D，F と比較するとよくない．

圧力源の体積変化率については，Phase A，B，D，F は 1.0-1.2×10^7 m^3/yr と決まった．一方，Phase C，E は，0.2-0.5×10^7 m^3/yr と半分以下であった．

7. 議論

1999 年 10～12 月における南岳の爆発噴火活動活発化に先行する Phase B や，2006 年 6 月の昭和火口噴火活動再開に前駆する Phase D や F には，急激な膨張が検出された．これらの急激な膨張が検出された時期においては，桜島北岸付近の深さ 6-8 km に圧力源が精度よく決まった．Phase B，D，F は 1999 年 10～12 月における南岳の爆噴火活動活発化や，2006 年 6 月の昭和火口噴火活動再開に向けての準備過程と考えられ，桜島にマグマが移動してくることで桜島北岸付近の深さ 6-8 km に膨張の中心が移動したと考えられる．

同様の現象が 1970 年代初めにも観測されている．1971～1974 年は噴火活動の静穏期から南岳山頂噴火活動が活発化していく時期にあたり，桜島北岸付近

に隆起の中心が位置する（石原・江頭，1978）．この期間でも，同様に桜島にマグマが移動してくることで隆起の中心が姶良カルデラから桜島北岸付近に移動したと考えられる．

降灰量から推定されるマグマの放出量は，いずれの Phase も得られた圧力源の体積変化量の 1/100 未満であり，圧力源の体積変化量がマグマの供給量とほぼ等しいとみなせる．Phase A, B, D, F については，マグマの供給率は $1.0\text{-}1.2\times10^7$ m^3/yr であり，これまで考えられてきた姶良カルデラにおける平均的なマグマの供給率（1×10^7 m^3/yr ; Ishihara, 1981）とほぼ同じオーダーである．一方, Phase D, F に先行する Phase C, E におけるマグマの供給率については, $0.2\text{-}0.5\times10^7$ m^3/yr と半分以下であった．このことから，2006 年 6 月の昭和火口噴火活動再開に前駆して Phase D，F で急激な変動が検出されたのは，マグマの供給率が姶良カルデラの平均的なマグマの供給率である 1×10^7 m^3/yr にまで増加したことに対応すると考えられる．

8. 結論

GPS データ解析の結果，大きな膨張が検出され始めた 1998 年から昭和火口噴火活動が再開した 2006 年にかけて，地盤変動率は一定ではなく，急激な変動と緩やかな変動を交互に繰り返していたことが分かった．1999 年 10～12 月の南岳における爆発噴火活動活発化や，2006 年 6 月の昭和火口噴火活動再開に先行して，急激な膨張が検出され，桜島北岸付近の深さ 6-8 km に変動源が決まった．また，1970 年代初めにも，同様に桜島北岸付近に隆起の中心が位置する．これらはいずれも噴火活動の準備過程であると考えられ，桜島に向かってマグマが移動したことにより，変動の中心が姶良カルデラから桜島北岸付近に移動したと考えられる．また，噴火活動の直前にはマグマの供給率が姶良カルデラの平均的なマグマの供給率である 1×10^7 m^3/yr にまで増加したと考えられる．

本研究では，2006 年昭和火口噴火活動再開直前までの地盤変動を解析したが，今後は昭和火口噴火活動が再開した以降の地盤変動について解析・議論していきたい．

謝　辞

本研究では，国土地理院の GEONET データを使用させていただいた．

参考文献

井口正人・高山鐵郎・山崎友也・多田光宏・鈴木敦生・植木貞人・太田雄策・中尾茂（2008）：GPS観測から明らかになった桜島のマグマ活動, 京都大学防災研究所年報，第51号B，pp. 241-246.

石原和弘・江頭庸夫（1978）：桜島火山近傍の垂直地盤変動と山頂噴火活動の関係について, 京都大学防災研究所年報，第8号B-1，pp. 153-162.

江頭庸夫・中村貞美（1986）：桜島火山周辺における地盤変動―1974年～1982年―，第5回桜島火山の集中総合観測，pp. 11-21.

江頭庸夫（1989）：噴火活動に伴う桜島火山および姶良カルデラ周辺の地盤変動, 京都大学防災研究所年報，第32号B-1.

江頭庸夫・高山鐵郎・山本圭吾・Hendrasto, M.・味喜大介・園田忠臣・松島健・内田和也・八木原寛・王彦賓・木股文昭・三島力雄・小林和典（1997）：姶良カルデラの地盤の再隆起―1991年12月～1996年10月―，京都大学防災研究所年報，第40号B-1，pp. 49-60.

山川義男（1955）：内部力源による半無限弾性体の変形について，地震，8，pp. 84-98.

山本圭吾・園田忠臣・高山鐵郎・市川信夫・大倉敬宏・吉川慎・井上寛之・松島健・内田和也（2010）：桜島火山周辺における水準測量（2009年11月および2010年4月），京都大学防災研究所年報，第53号B，pp. 227-232.

渡部豪・田部井隆雄（2004）：南西諸島のGPS速度場とサイスモテクトニクス，地震，57，pp. 1-10.

Arnadottir, T. and Segall, P. (1994): The 1989 Loma Prieta earthquake imaged from inversion of geodetic data, J. Geophys. Res., Vol. 99, B11, pp. 21, 835-21, 855.

Delany, P.T. and McTigue, D.F. (1994): Volume of magma accumulation or withdrawal estimated from surface uplift or subsidence, with application to the 1960 collapse of Kilauea Volcano, Bull. Volcanol., 56, pp. 417-424.

Ishihara, K. (1981): A quantitative relation between the ground deformation and the volcanic material ejected, Abstract, 1981 IAVCEI Symposium –Arc Volcanism–, pp. 143.

Kriswati, E. and Iguchi, M. (2003): Inflation of the Aira Caldera prior to the 1999 Eructive Activity at Sakurajima Volcano Detected by GPS Network in South Kyushu, Ann. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 46B, pp. 817-826.

Mogi, K. (1958): Relation between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surface around them, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ.

Tokyo, 36, pp. 99-134.
Omori, F. (1916): The Sakurajima Eruptions and Earthquakes II, Bull. Imp. Earthq. Invert. Comm., Vol. 8, 2, pp. 35-53.
Takayama, H. and Yoshida, A. (2007): Crustal deformation in Kyushu derived from GEONET data, J. Geophys. Res., Vol. 112, B06413.
Yoshikawa, K. (1961): On the Crustal Movement Accompanying with the Recent Activity of the Volcano Sakurajima (Part 1), Bull. Des. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 48, pp. 1-15.

（論文受理日：2013 年 6 月 11 日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

桜島火山における反復地震探査（2012 年観測）

The Repeated Seismic Survey 2012 in Sakurajima Volcano, South Kyushu, Japan
The Fourth Round

筒井智樹[1]・井口正人・為栗　健・渡邊幸弘[2]・大島弘光[3]・植木貞人[4]・山本　希[4]・豊国源知[4]・野上健治[5]・大湊隆雄[6]・及川　純[6]・市原美恵[6]・中道治久[7]（現在　京大防災研）・大倉敬宏[8]・清水　洋[9]・宮町宏樹[10]・八木原　寛[10]・園田忠臣・高山鐵朗・渡邉篤志[6]・堀川信一郎[7]・吉川　慎[8]・平野舟一郎[10]・加藤幸司[2]・池田啓二[2]・松末伸一[2]・芥川真由美[2]・小窪則夫[2]・宇都宮真吾[2]・中橋正樹[2]・北川弘樹[4]・角田　理[4]・雨宮　裕[1]・増田孔明[6]・松山諒太朗[6]・山下裕亮[9]・福井海世[9]・米良諒麻[10]

Tomoki TSUTSUI[1], Masato IGUCHI, Takeshi TAMEGURI, Yukihiro WATANABE[2], Hiromitsu OSHIMA[3], Sadato UEKI[4], Mare YAMAMOTO[4], Genchi TOYOKUNI[4], Kenji NOGAMI[5], Takao OHOMINATO[6], Jun OIKAWA[6], Mie ICHIHARA[6], Harushisa NAKAMICHI[7](Present: DPRI, Kyoto University), Takahiro OHKURA[8], Hiroshi SHIMIZU[9], Hiroki MIYAMACHI[10], Hiroshi YAKIWARA[10], Tadaomi SONODA, Tetsuro TAKAYAMA, Atsushi WATANABE[6], Shinichiro HORIKAWA[7], Shin YOSHIKAWA[8], Shuichiro HIRANO[10], Koji KATO[2], Keiji IKEDA[2], Shinichi MATSUSUE[2], Mayumi AKUTAGAWA[2], Norio KOKUBO[2], Shingo UTSUNOMIYA[2], Masaki NAKAHASHI[2], Hiroki KITAGAWA[4], Tadashi SUMIDA[4], Yutaka AMEMIYA[1], Komei MASUDA[6], Ryotaro MATSUYAMA[6], Yusuke YAMASHITA[9], Miyo FUKUI[9], and Ryoma MERA[10]

(1) 秋田大学大学院
(2) 気象庁
(3) 北海道大学大学院
(4) 東北大学大学院
(5) 東京工業大学
(6) 東京大学地震研究所
(7) 名古屋大学大学院
(8) 京都大学大学院
(9) 九州大学大学院
(10) 鹿児島大学大学院

(1) Graduate school, Akita University
(2) Japan Meteorological Agency
(3) Graduate school, Hokkaido University
(4) Graduate school, Tohoku University
(5) VFRC, Tokyo Institute of Technology
(6) ERI, Univiersity of Tokyo
(7) Graduate school, Nagoya University
(8) Graduate school, Kyoto University
(9) Graduate school, Kyushu University
(10) Graduate school, Kagoshima University

Synopsis

The fourth round of repetitive seismic experiment in Sakurajima Volcano on 2012 and the analysis of compiled data set are presented. The repetitive surveys have been carried out since 2009 after the pilot survey on 2008. Two lines, NS and EW were deployed in the eastern foot and the northern flank of the volcano, respectively. The survey lines include 14 shot points and 273 temporary stations, those are the same specification as those of the previous observations. More than 90% of stations are placed at the same points with the previous observations. Data retrieval was successful and 98.5% of stations were retrieved. Reference seismograms are derived through stacking the single-year seismograms and the differential seismograms are also calculated with the subtraction of those single-year seismograms. Differential sections are derived from the differential seismograms. Some systematic changes in reflectivity are found in the sections and deeper changes below 3km in the depth are consistent with development of the edifice inflation. Changes in the shallow part can be correlated with explosions at the crater and can alternate in short cycle.

キーワード：桜島火山，構造探査，構造変化，マグマ供給系
Keywords: Sakurajima, Geophysical survey, Structure evolution, Magma system

1. はじめに

本研究の対象とする桜島火山は九州南部に位置する日本でもっとも活動的な火山のひとつである．桜島火山では 1955 年以降 1990 年代半ばまで南岳山頂火口からの爆発が卓越する活動形態であった．2006 年 6 月に東山腹の昭和火口が活動を再開し，最近では桜島火山で発生する爆発は昭和火口で発生するものが卓越するようになった．さらに時間の経過とともに，放出物の堆積範囲が徐々に拡大しつつある．

一方，桜島へのマグマ供給は消長を繰り返しながらも継続している (Fig. 1)（井口ら， 2012）．また井口ら (2010) は鹿児島湾地域の隆起量が 1914 年の大正噴火直前のレベルに近づきつつあることから，桜島のマグマ供給源とされる姶良カルデラ中央部の地下では着々とマグマ蓄積が進行しており近い将来に 1914 年噴火のような溶岩流をともなう噴火活動が起こりうる可能性を指摘している．

地下からのマグマ供給は火山活動の本質であり，火山活動の規模や様式そのものを支配する．地盤変動観測や重力観測，地震観測など，地表における受動的地球物理学的手法によって火山の地下におけるマグマの動静を把握することが行われている．桜島火山では Eto et al. (1997)；山本ら (2010; 2011; 2012) が水準測量を精力的に行い，桜島に供給されるマグマの動向を詳細に論じている．一方，地震観測から得られる火山性地震の活動度の推移や位置の移動は火山活動に伴うマグマの移動をほぼリアルタイムに把握する良い指標になることが多いが，桜島火山では火口直下の地震活動は活発である一方でマグマ供給経路とされる地域の地震活動が低いレベルにあることから，桜島に関しては必ずしも良い指標にならない可能性があることを井口ら (2011) は指摘している．同様の状況はインドネシアのムラピ火山の 2010 年 11 月の爆発の直前にも報告されている (Iguchi et al. 2011)．このことは今後の桜島の活動を把握し予測する際に留意されなければならない事である．地下からの自発的な信号（たとえば火山性地震など）が得られない状況で地下の状況を把握するためには，人工的に与えた地震波などの信号に対する地下構造の応答を計測する手段をとる必要がある．

繰り返し人工地震を用いた構造変化検出の試みはこれまでにも多くなされてきている．1970 年代には当時の地質調査所のグループが屈折法をベースとした手法でこの問題にとりくみ，首都圏で実験を行っている（地質調査所， 1975; 地質調査所 , 1971）．最近では Nishimura et al.(2005) が Poupinet et al. (1984) の局所相関法を用い活火山地域における構造変化を検出しているほか，Anggono et al.(2012) が三宅島 2000 年噴火におけるカルデラ形成に伴う地震波速度変化について論じている．岩手山に隣接する葛根田地熱地域では Matsushima et al.(2004) が 3 回の繰り返し反射法地震探査結果の検討を行い，地熱流体生産に伴う地下構造変化を評価している．

このような背景のもとで，本研究では日本国内でもっとも活動度の高い桜島火山をテストフィールドとし，マグマの移動に伴う地震波反射構造の変化の検出とその推移の追跡を目的として，先行観測 1 回に加えて 4 回の繰り返し反射法地震探査を実施した．

2. 2012 年観測の概要

桜島火山では 2008 年の構造探査実験（井口ら，2009) に引き続き，2009 年から同一測線および同一発

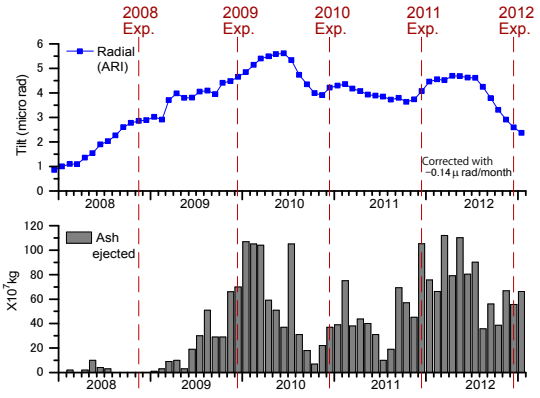


Fig. 1 Radial tilt at the station ARI is the top panel (by courtesy of Osumi office, Road, Water and Disaster Management Bureau, MLIT). Ash ejection is the bottom panel (After Iguchi, 2012) . The broken lines indicate the rounds of the seismic experiments.

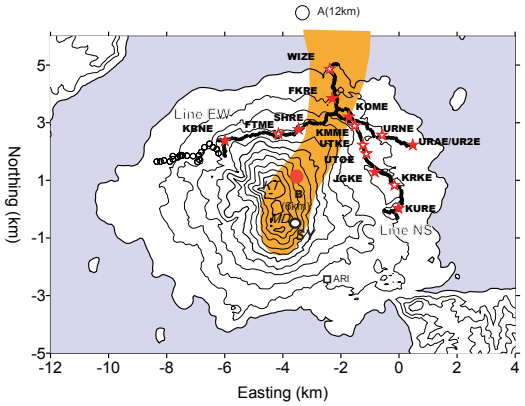


Fig. 2 The temporary seismic network of this project. The solid circles are the regular stations, the open circles are the expanded line in this round, and the stars are the shot points. The contours are every 100 meter in altitude. The open circle A and the red circle B are estimated pressure sources after Iguchi et al. (2011). KT; Kita-dake, MD; Minami-dake, SY; Showa crater. ARI; Arimura station

Table 1 Shot points.

Shot point	Shot time		Latitude(WGS84)			Longitude(WGS84)			Surface altitude (m)	Note
	Day	Time	Deg	Min	Sec	Deg	Min	Sec		
KURE	2012/12/13	02:17:00.942	31	35	01.57920	130	42	05.26680	66.2	Cuurent: S1
KRKE	2012/12/13	00:12:00.192	31	35	27.42360	130	42	00.06840	89.1	Current: S2
JGKE	2012/12/13	01:13:10.368	31	35	42.46080	130	41	33.79560	102.7	Current: S3
UTOE	2012/12/13	02:07:00.396	31	36	03.23640	130	41	23.09640	123.9	Current: S4
UTKE	2012/12/13	02:12:00.671	31	36	13.05360	130	41	18.70440	136.3	Current: S5
KMME	2012/12/13	01:17:30.120	31	36	34.66440	130	41	07.59480	149.8	Current: S6
KOME	2012/12/13	00:17:00.782	31	36	44.83080	130	41	00.46320	144.7	Current: S7.
FKRE	2012/12/13	00:07:00.122	31	37	05.95920	130	40	38.93160	93.3	Current: S8
WIZE	2012/12/13	01:33:39.103	31	37	38.08560	130	40	34.74840	33.3	Current: S9
UR2E	2012/12/13	01:22:01.056	31	36	13.42080	130	42	26.12520	35.6	Current: S10
URNE	2012/12/13	00:23:47.936	31	36	24.09480	130	41	43.63800	91.3	Current: S11
SHRE	2012/12/13	00:26:58.510	31	36	30.89160	130	39	54.48600	314.9	Current: S12
FTME	2012/12/13	01:26:58.576	31	36	25.83360	130	39	28.23480	328.0	Current: S13
KBNE	2012/12/13	02:21:58.408	31	36	17.86680	130	38	18.24000	368.4	Current: S14

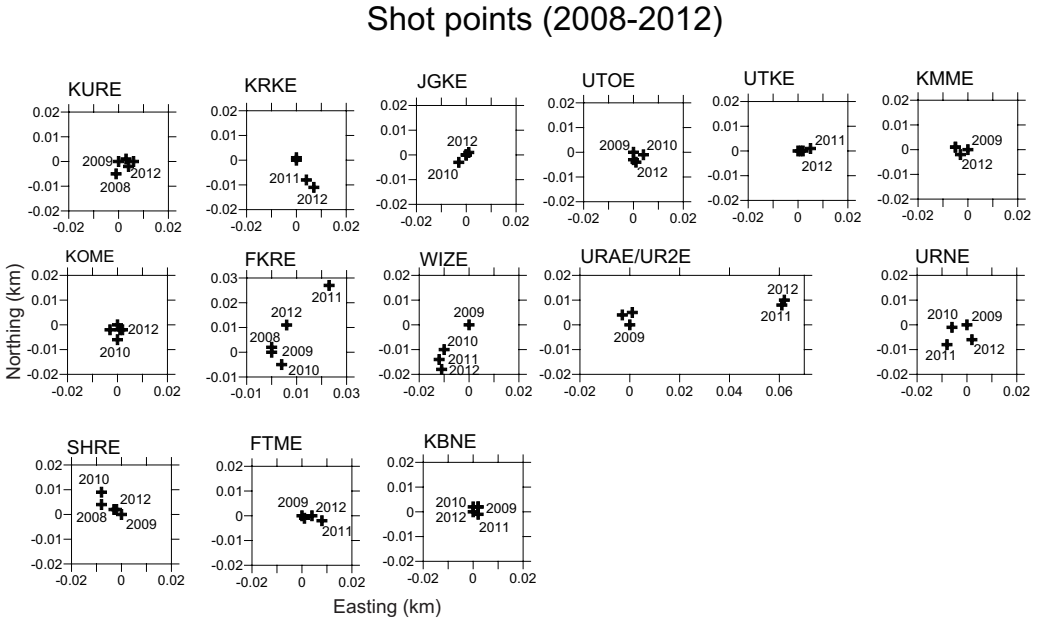


Fig. 3 Relative distrubution of the shot points respective to 2009's in each site. The origin of the each panel is the 2009's shot point.

Table 2 Station list. New and relocated stations are listed.

Station	Latitude(WGS84)			Longitude(WGS84)			Altitude (m)	Note
	Deg.	Min.	Sec.	Deg.	Min.	Sec.		
M001	31	36	08.4960	130	38	07.5840	255	New station
M002	31	36	10.4040	130	38	02.9040	215	New station
M003	31	36	14.5080	130	37	58.0080	192	New station
M004	31	36	10.5840	130	37	51.3840	190	New station
M005	31	36	05.0040	130	37	47.2080	192	New station
M006	31	36	01.5840	130	37	44.5080	189	New station
M007	31	36	00.6120	130	37	36.5160	157	New station
M008	31	36	01.1160	130	37	28.4160	129	New station
M009	31	36	01.4040	130	37	22.5120	110	New station
M010	31	36	01.8000	130	37	20.6040	105	New station
M011	31	36	01.0080	130	37	19.0920	110	New station
M012	31	35	59.3880	130	37	16.7160	87	New station
M013	31	36	00.6120	130	37	09.9840	75	New station
M014	31	35	57.0840	130	37	10.2000	69	New station
M015	31	35	54.4920	130	37	06.0960	58	New station
M016	31	35	55.7880	130	36	58.6080	45	New station
M017	31	35	54.4920	130	36	54.0000	36	New station
M018	31	35	54.4920	130	36	49.1040	28	New station
M019	31	35	56.7960	130	37	44.6880	180	New station
M020	31	35	54.2040	130	37	42.3120	181	New station
M021	31	36	03.8880	130	38	09.8160	305	New station
X100A	31	37	15.7235	130	40	41.3047	85	2m northward shift from the previous year's
X122A	31	37	43.2339	130	40	39.7044	19	The same location as 2009's
X120A	31	37	40.3950	130	40	36.9847	25	The same location as 2010's
X094A	31	37	08.0716	130	40	43.9027	95	Elevated c.a. 1m from 2009's by accumulation
X095A	31	37	08.1762	130	40	42.2727	94	Elevated c.a. 2m from 2009's by accumulation

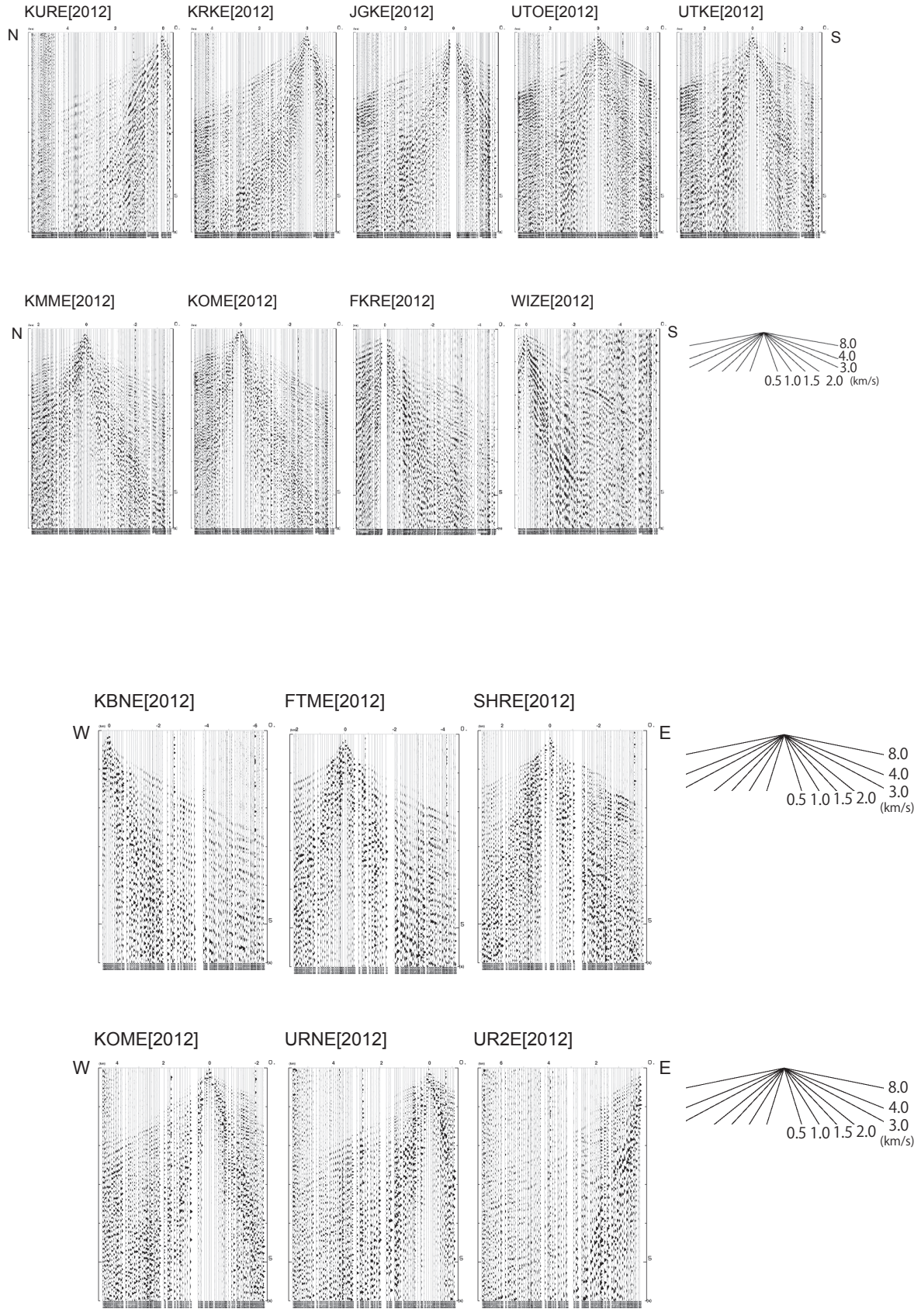


Fig. 4 The shot records of the 2012 experiment along the lines NS (KURE-WIZE) and EW (KBNE-UR2E). 2-8Hz band-pass filtered. Fans at the right of sections indicate apparant velocities, 8, 4, 3, 2, 1,5, 1, and 0.5 km/s.

破点を用いた繰り返し地震探査実験を実施している（筒井ら，2010; 2011; 2012）．2008 年の構造探査における高密度測線は本繰り返し探査実験の先行観測と位置づけられる．

2009 年以降の繰り返し地震探査実験では合計 14 ヶ所のショットポイントと 252 点の臨時観測点で構成された 2 本の測線で反復観測を行っている (Fig. 2)．2012 年観測に用いられた機器および発破薬量はこれまで行われた 3 回の観測と同一仕様のものを用いた．すべての震源にはダイナマイト（20kg）を使用した．臨時観測点には固有周波数 4.5Hz の上下動地震計とデータロガー LS-8200SD とを用いた．

各ショットポイントの座標と発震時刻を Table 1 に整理して示す．各発震サイトにおける 2008 年以降 2012 年観測までの発震点位置を Fig. 3 に示す．URAE/UR2E 以外は 20m 以内の近傍で発震を行った．UR2E は URAE の代わりに 2011 年から実施している発震点である．発破作業の詳細仕様は筒井ら (2010; 2011; 2012) と同一である．

反復測線を構成する大部分の観測点座標は筒井ら (2011) と同一である．2012 年観測では Line EW の西方に 21 点からなる延長測線を追加した．筒井ら (2011) のそれから変更された観測点および新たに展開した観測点の名称と座標とを Table 2 に示す．

展開した臨時観測点 273 点中，データが回収できた観測点は 269 点でデータ回収率は 98.5% であった．

3. 観測記録

2012 年観測によって得られた記録を Fig. 4 に示す．Fig. 4 では正極性を黒く塗りつぶしている．これまでの観測に比べて，2012 年観測では背景の火山性微動レベルが上昇しており，遠方における S/N 比が若干悪くなっている傾向がある．特に発破点 WIZE の観測記録では発破作業が火山性微動の発生と重複し，Line NS 南部における S/N が悪化している．

2009 年観測に対する振幅比を Table 3 最左列に示す．振幅比の計算には震源距離 1.5 ～ 3km の観測点記録の走時 2 ～ 3 秒の区間の rms 振幅比の中央値を用いた．振幅比計算に用いた領域は初動に引き続く反射波等の到来が卓越するので，筒井ら (2012) まで用いていた走時 10 秒以降のコーダを用いる方法に比べて火山性微動等の混入の影響を受けにくいと考えられる．

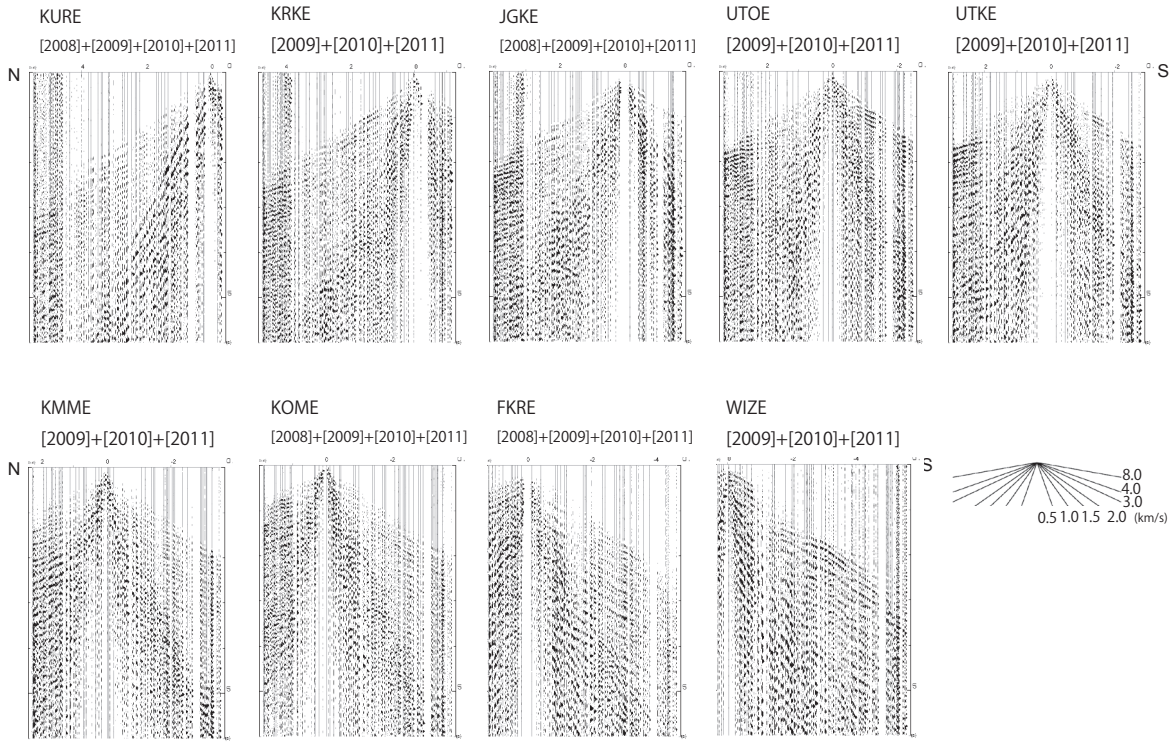


Fig. 5 The reference seismograms along the line NS. 2-8Hz band-pass filtered.

Table 3　The statistics. The amplitude ratio to the 2009's shot records, the annual variations of correlation to the 2009's seismograms, and the annual variation of correlation to the reference seismograms. Amplitude ratios at UR2E are calculated with respect to 2011's ampitude and are enclosed with brackets.

Shot	Amp. ratio to 2009 (2-3s, 1.5-3km, rms)				Correlation to 2009				Correlation to the reference.				
	2008	2010	2011	2012	2008	2010	2011	2012	2008	2009	2010	2011	2012
KURE	0.54	0.8	0.67	0.67	0.63	0.79	0.49	0.57	0.69	0.91	0.92	0.74	0.71
KRKE	-	1.03	1.35	1.42	-	0.88	0.70	0.56	-	0.83	0.85	0.72	0.54
JGKE	0.68	1.18	1.33	1.20	0.34	0.74	0.61	0.67	0.55	0.81	0.84	0.82	0.76
UTOE	-	1.07	1.02	0.92	-	0.79	0.69	0.70	-	0.88	0.90	0.84	0.81
UTKE	-	1.09	1.94	1.10	-	0.86	0.74	0.80	-	0.89	0.93	0.82	0.82
KMME	-	0.99	1.02	1.14	-	0.84	0.83	0.81	-	0.94	0.93	0.93	0.83
KOME	0.37	1.64	1.37	1.37	0.45	0.81	0.80	0.80	0.37	0.89	0.95	0.94	0.83
FKRE	1.49	0.88	1.68	0.99	0.52	0.75	0.25	0.33	0.49	0.32	0.36	0.69	0.31
WIZE	-	0.79	0.49	1.39	-	0.54	0.33	0.33	-	0.83	0.89	0.71	0.43
URAE	33.2	1.17	-	-	0.20	0.89	-	-	0.46	0.87	0.90	-	-
UR2E	-	-	[1.00]	[1.021]	-	-	0.26	0.23	-	-	-	0.29	0.29
URNE	-	1.06	1.02	1.23	-	0.86	0.76	0.73	-	0.93	0.93	0.90	0.78
SHRE	0.89	0.98	1.23	1.33	0.40	0.71	0.73	0.67	0.76	0.80	0.82	0.73	0.65
FTME	-	0.82	0.47	0.84	-	0.90	0.63	0.83	-	0.96	0.96	0.63	0.82
KBNE	0.74	1.22	1.12	1.56	0.51	0.67	0.58	0.59	0.71	0.75	0.90	0.81	0.86

4.　参照基準記録

構造の時間変化を議論するための準備として，背景構造の応答に相当する参照基準記録を定義する必要がある．参照基準記録を定義するためには 2 つの方法が考えられる．一つは複数年の観測記録の平均を用いる方法，もう一つは 2008 年観測の観測記録単体を用いる方法である．前者の方法は毎年の観測記録のうち再現性のあるイベントが強調されるという利点がある．一方，後者の方法は基準となる記録の取得時点が明確である利点がある．しかしながら後者の方法は発震時に回避できなかった火山性震動現象が記録に紛れ込んでいる場合に発破記録の後続波形との区別が難しいうえ，Table 3 中央列に示すように，経年とともに 2009 年記録に対する相関が低下する傾向が見られるという問題がある．これに対して

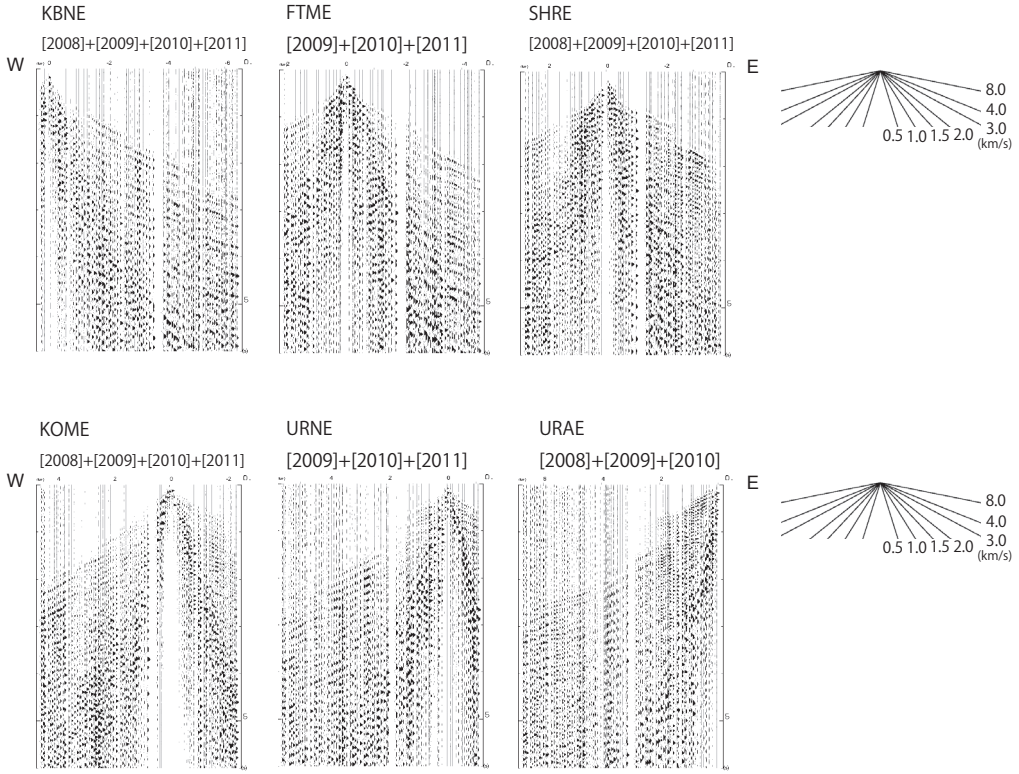


Fig. 5 Continued. Line EW.

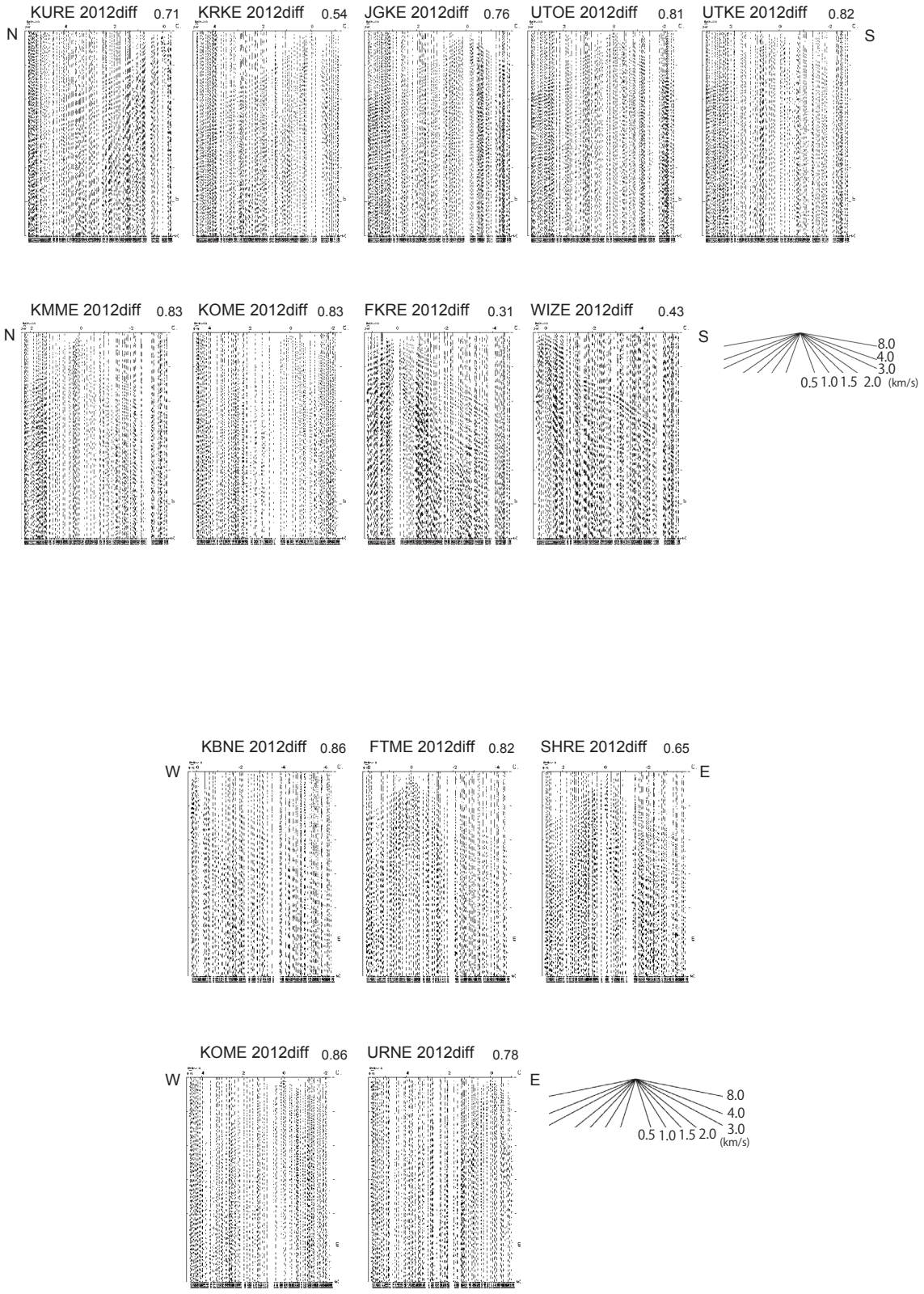


Fig. 6 The differential seismograms for 2012's seismograms along the lines NS (KURE-WIZE) and EW (KBNE-URNE). The values at the shoulder of each panel are the correlation coefficient of the rightmost column in Table 3.

複数年観測記録を重合したものに対しては，Table 3 最右列に示されるように相関の経年変化が小さい傾向が認められる．したがって，複数年の観測記録を重合した記録を参照の基準に用いると，単年記録を用いた場合より良好な結果が期待できる．以上の理由により複数年観測の記録を重合した結果を参照基準記録として用いる事にする．

観測記録から導かれた参照基準波形を Fig. 5 に示す．Fig. 5 では正極性を黒く塗りつぶしている．Fig. 5 と Fig. 4 の対応する発震点の記録を比較すると，期待通り Fig. 5 のほうが S/N 比の改善が見られる．参照基準波形の作成にあたり，2008 年以降の 4 年分を重合したのは 6 発破点 (KURE, JGKE, KOME, FKRE, SHRE, KBNE) に対する全記録で，2009 年以降の 3 年分を重合したのは 7 発破点 (KRKE, UTOE, UTKE, KMME, WIZE, URNE, FTME)，2008 年から 2010 年までの 3 年分を重合したのは URAE の 1 発破点であった．

Tsutsui et al. (2013) ではこの参照基準記録を用いて地震反射断面を得た．本稿ではこれ以降 Tsutsui et al. (2013) の断面を参照基準断面と呼ぶことにする．

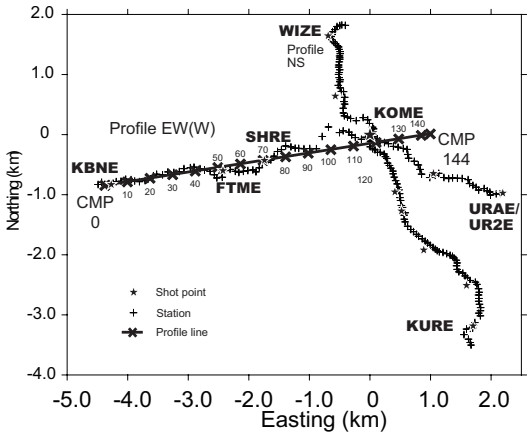


Fig. 7 The profile EW(W). The shot KOME is the origin.

5. 差分記録と差分記録反射断面

2012 年観測のそれぞれの測線上発破に対する差分記録を Fig. 6 に示す．Fig. 6 は負極性を黒く塗りつぶして表示している．震源距離 1.5 ～ 3km の走時 2 ～ 3 秒の反射波が卓越する領域に注目すると，筒井ら (2012) に比べて，変化を示す位相はあまり多くない印象を受ける．差分記録では地下からの反射波が卓越する領域よりも，浅部を走る波の卓越する領域の差分振幅が大きい傾向が認められる．これは遅い速度の浅部を走る波の振幅がもともと大きいことに加えて走時が発破孔の水平位置の差に敏感であることを反映している．

Fig. 6 下段に示されるすべての年次の東西測線差分記録に反射法解析を施した．差分記録の反射法解析では異なる発破に対する差分記録を重合する処理を行うことで，火山性微動および火山性地震の混入の影響の軽減と逆測線観測による再現性の確認を同時に実現できる．反射断面の水平位置を示す CMP 番号と測線上の位置との対応関係を Fig. 7 に示す．CMP 番号は西から東に増加する．

差分記録の処理手順および処理パラメータ，重合速度関数は Tsutsui et al. (2013) と同じものを用いたが，先述のように差分記録では浅部を伝播する波の走時変化の影響が大きい傾向があるので，本報告では発破点周辺における低速度到来相のミュートを強化して解析を行った．東西測線西部 (Line EW(W)) の時間断面を Fig. 8 に示す．

マイグレーションを施した最終的な差分記録反射

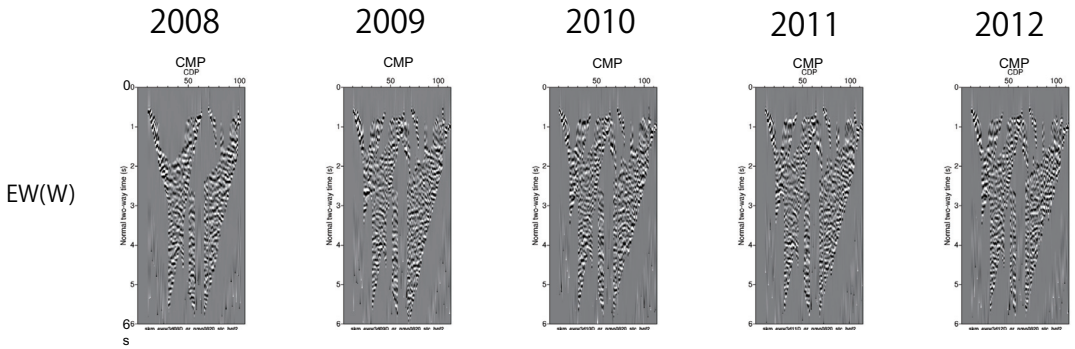


Fig. 8 Annual time sections.

断面を Fig. 9 に示す．Fig. 9 上段は参照基準記録断面に対する反射強度の偏差を色濃度で示している．参照基準記録の到来位相振幅に対して，正方向の増大を橙赤色で，負方向の増大を緑で表現している．Fig. 9 上段における変化の大きな領域（濃色で表現）を，参照基準記録断面における反射位相の振幅増大／減少と対応させたものを同図下段に示す．振幅増大を橙赤色，振幅減少を紫色の領域で示す．この対応の概念を Fig. 10 に模式的に示す．

差分記録反射断面における変化領域の空間分布と参照基準反射断面との対応を Fig. 11 に示す．Fig. 11 の数字はその枠の変化が現れた年を示し，色は反射強度変化の方向を表している．差分記録断面における反射強度の消長は 2km 以深に現れており，領域 A（2km 付近），B（3km 付近），C（5km 付近），D（8km 付近）の 4 ヶ所に集中して現れる傾向がある．

6. 議論

6.1 深さ 3 ～ 5km における地震波反射の消長

以下に Fig. 9 に注目して観測年次ごとの変化を記述する．領域 B, C の位置する深さ 3 ～ 5km の変化は Fig. 1 の地盤変動観測結果と整合的である．Fig. 1 に示されるように，2008 年観測および 2009 年観測は単調な膨張期間に相当すること，2010 年観測は引き続いて発生した収縮の後の停滞期間の初期に，2011 年観測は引き続く停滞期間に対応している．さらに 2012 年観測は収縮期間に対応しているように見える．井口ら (2011) によれば 2008 年から翌年にかけての単調な膨張傾向は南岳直下に向けたマグマ供給を示すとされるが，この時期に対応する差分反射断面では 2008 年は領域 C にやや波長の長い反射強度の発達がみられるのに対して，2009 年はそれより浅い領域 B でやや波長の長い明瞭な反射が発達する傾向が見られる．一方，2010 年～ 2011 年の停滞期ではこの領域で反射の発達する領域は少なく，むしろ反射強度の衰退が卓越するように見える．

やや波長の長い反射の発達した場所を上昇する低密度のマグマ頭部と解釈できるならば，差分反射断面においてやや波長の長い反射が発達した場所の移動はマグマの移動を反映していると考えてもよいであろう．

さらに深部の領域 D では反射強度の発達が見られた 2011 年をのぞき，反射強度の衰退が常にみられる

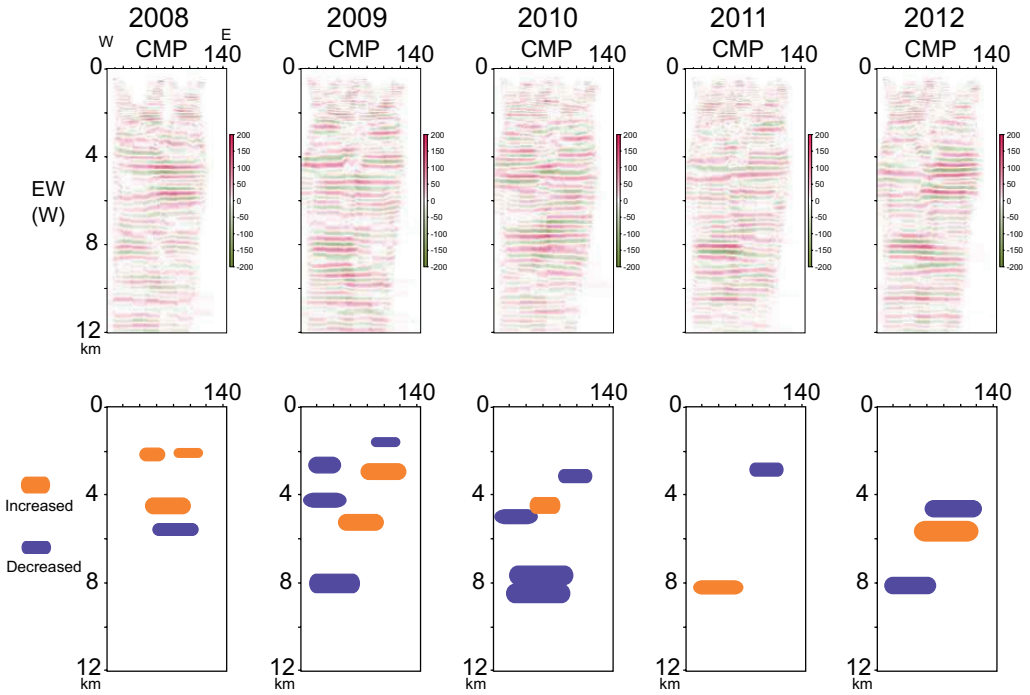


Fig. 9 The differential seismic sections along the profile EW(W) on the top row and their interpretation on the basis in Fig. 10 are the bottom. The orange boxes represent enhanced reflections and the purples are decayed events in the bottom panels. CDP spacing is 37.8m.

傾向がある．

6.2　浅部の地震波反射の消長

Fig. 11 の領域 A における反射強度の衰退は Fig. 9 の 2009 年と 2011 年の断面に認められる．Fig. 9 において 2011 年の差分記録断面の深さ 2km の領域に明瞭な反射強度の衰退が認められるが，Fig. 1 に示される数ヶ月スケールの地盤変動の推移とは整合性が無いように見受けられる．むしろこの傾向は山本ら (2012) が報告した北岳水準路線における沈降変化とよく対応しているようにみえる．該当する年の連続観測記録（井口ら , 2009; 筒井ら，2010; 2011; 2012）を調べると，2009 年と 2011 年の記録では発破作業時間帯の直前 2 時間のうちに昭和火口からの爆発地震が観測されていた (Fig. 12).

Iguchi (1994)，および Tameguri et al.(2004) によれば，山頂火口の爆発ではその瞬間に火口底から深さ 2km までの領域で減圧が起きていると推定している．さらに井口ら (2010) では火口における爆発に伴ってより深い場所の圧力源も変動していることを指摘している．井口らの研究では球状圧力源を仮定しているが，等価な扁平楕円圧力源を考えることが可能であるならば，圧力変化に寄与する部分が測線下にまで広がっている可能性は否定できない．したがって領域 A における反射強度の衰退は，発破時間帯直前に昭和火口で発生した爆発にともなう減圧を反映している可能性がある．この推論が正しいとすれば，領域 A を含む深さ 2km 付近の反射強度変化は数時間から数日の比較的短いサイクルで消長を繰り返す可能性がある．

6.3　反射強度変化と背景構造

反射変化が集中して起きる領域 A ～ D と背景となる地震波反射構造との関係は背景構造の反射イベントの有無で次の二つのパターンに分類される．一つ目は背景構造の対応する位置で明瞭な反射イベントが認められるパターンで，領域 A および D がこれに相当する．もう一つはそれとは逆の対応する深度の背景構造に反射イベントが認められないパターンで，領域 B および C がこれに相当する．前者のパターンは反射強度の強い状態，つまりインピーダンスコントラストの高い状態が常に存在する場所であり，マグマの存在を示唆しているとも考えられる．一方，後者はインピーダンスコントラストもともと小さいが，時間とともに大きく変化する場所であることを示している．

前者のグループに属する領域 D は参照基準断面において明瞭な反射が見られる深度であり，この場所における反射強度の変化は注目される．もし領域 D が桜島にマグマを供給しているとされる姶良カルデラ直下のマグマだまりの一部であるならば，その変化は数十年スケールの桜島の活動と関係するはずで

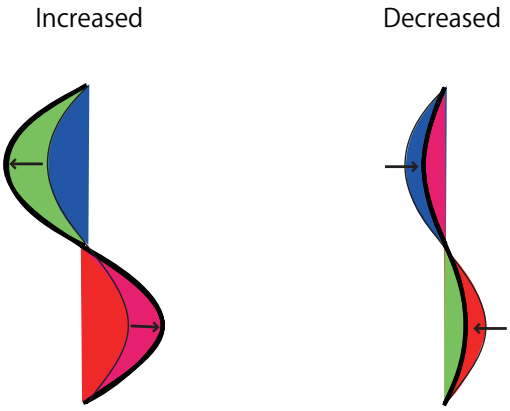


Fig. 10　Definition of the color code and interpretation in Fig. 9. The case of enhancement is the left.　The case of decay is the right.　The thin lines and red and blue colors are the reference wavelets.　The thick lines are the differential wavelets.

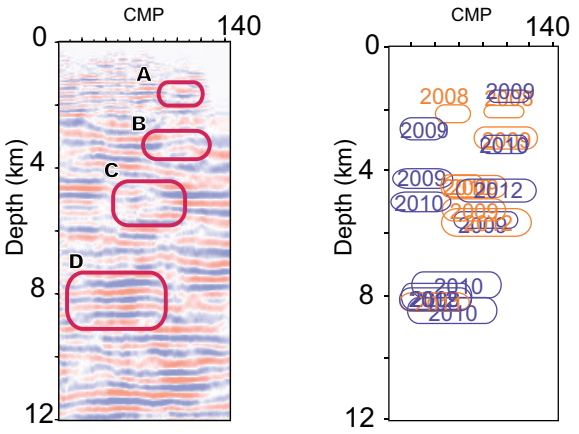


Fig. 11　The reference seismic section at the left and spatial distribution of the active region at the right. Active regions A to D are marked in the left.　The same color scheme as that in the bottom of Fig. 9 is used for the markers in the right　Numerals represent the occurence year.

あり，今後の変化の推移が注目される．

また，後者のグループで見られる間欠的な反射強度の増大は，ふだんはマグマが存在しないが間欠的にマグマが出現することを示唆しているとも考えられ，領域 B および C はいわゆるマグマの通り道の一部を表しているのかもしれない．

6.4　今後の課題

今回の報告は桜島北部の東西測線および北東斜面に限定して検討を行った結果について述べた．今後，南北測線における反射断面の経年変化も同じ手法で検討を行う必要がある．

また，変化する反射の地震学的特性（周波数成分，振幅，変換波の発生強度）についても今後詳細な検討を行い，個々の変化の特徴とその変化を引き起こす要因について議論をすすめる必要がある．

さらに構造変化のサイクル時間が深さによって異なる可能性が指摘された．3km 以深の領域に関しては数ヶ月スケールの地盤変動との関連が指摘された．桜島の現在の活動に関与するマグマの量的なスケールを把握するという観点から，変化を示す反射領域の広がりに関して今後調査検討する必要がある．

変化のサイクルが短い可能性がある深さ 2km 付近の構造変化と個々の爆発イベントの対応関係について興味が持たれる．活発な爆発活動を行う桜島において短期的な爆発予測に対する基礎研究という視点から今後も事例の蓄積が必要である．この深度は加茂ら (1980) が指摘した桜島直下の地震波異常減衰領域と一致することから，地震波異常減衰特性との関連も注目される．

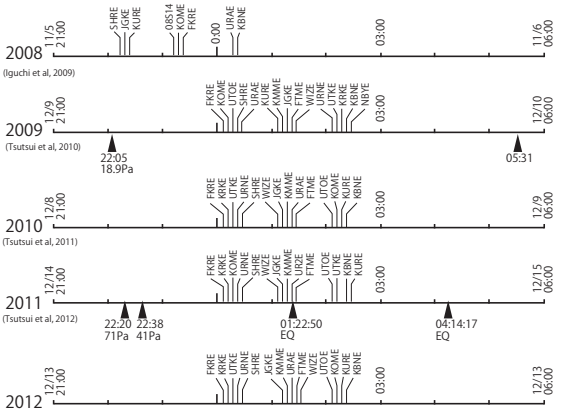


Fig. 12　Sequences of volcanic events and the shooting. The labeled thin lines are the shot times at the sites. The wedges are volcanic events, such as explosion or earthquakes. The label of the wedge denotes maximum amplitude of infrasonic wave.

7.　まとめ

桜島火山で先行観測を含めて 5 回の反復地震探査観測を約 1 年間隔で実施した．その結果桜島北東部地下の地震反射応答が年とともに変化する事が明らかになった．

地震反射応答の変化の検出をするにあたり，各年次の観測波形を重合することによって得られる参照基準波形を導入することで，経年にともなう波形相関の劣化を低減することができた．振幅を等化した単年度記録から参照基準記録を引き算することによって得られる差分波形記録を用いて，後続相の変化を抽出した．

さらに桜島北部の測線で差分波形記録の反射法処理を行い，差分反射記録断面を得た．その結果，桜島北東部における地震波反射応答の変化は 4 つの異なる深さ（2km 付近，3km 付近，5km 付近，8km 付近）で発生していることが明らかになった，

3km 以深の反射の変化は数ヶ月スケールの地盤変動との関連性が認められるが，深さ 2km 付近の変化は火口で発生する爆発との関連が指摘され，深さによって地震波反射の変化の速さが異なる可能性がある．

謝　辞

本稿で述べた観測を実施するにあたり，京都大学防災研究所附属火山活動研究センターの職員の皆様には様々な面でお世話をいただいた．また，測線およびその周辺の地元住民および関係各機関には格別のご高配をいただいた．本研究の経費の一部は京都大学防災研究所共同研究 「姶良カルデラからのマグマ移動量の能動的検出のための基礎研究」（課題番号 24G-09）および地震・火山噴火予知研究経費「桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究　課題番号 1809」によった．ここに記して感謝の意を表します．

参考文献

井口正人 (2012)：桜島火山の噴火活動 －2011年7月～2012年6月－，桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究 課題番号1809 2011年 平成24年12月，1-6.

井口正人・太田雄策・植木貞人・為栗 健・園田忠臣・高山鐵朗・市川信夫 (2011)：2010年桜島火山活動を考える， 京都大学防災研究所年報，第54号B，171-183.

井口正人・為栗健・他82名 (2009)：2008年桜島人工地震探査の目的と実施，防災研究所年報， 第52号B，293-307.

井口正人・横尾亮彦・為栗 健 (2010)： 桜島昭和火口噴火の規模について，京都大学防災研究所年報，第53号B，233-240.

加茂幸介・西 潔・高山鐵朗・植木貞人 (1980)：桜島南方の地震活動と地震波異常伝搬域，第3回桜島火山の集中総合観測 昭和55年5月 京都大学防災研究所附属桜島火山観測所発行，11-15.

地質調査所 (1971)：爆破地震による地震波速度変化の観測（第4回観測結果速報），地震予知連絡会会報 第6巻，15-24.

地質調査所 (1975)：川崎付近における地震波速度変化の観測（第1回，第2回扇島爆破実験），地震予知連絡会会報，第16巻，60-65.

筒井智樹・井口正人・他41名 (2012)：桜島火山における反復地震探査 (2011年観測)，桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究 課題番号1809 2011年 平成24年12月，25-38.

筒井智樹・井口正人・為栗 健・他33名 (2011)：桜島火山における反復地震探査（二回目），京都大学防災研究所年報，第54号B，195-208.

筒井智樹・井口正人・為栗 健・他33名， (2010)：桜島火山における反復地震探査（一回目），京都大学防災研究所年報，第53号B，241-259.

山本圭吾・園田忠臣・高山鐵朗・市川信夫・大倉敬宏・吉川 慎・井上寛之・松島 健・内田和也 (2010)：桜島火山周辺における水準測量 (2009年11月および2010年4月)，京都大学防災研究所年報， 第53号B，227-232.

山本圭吾・園田忠臣・高山鐵朗・市川信夫・大倉敬宏・吉川 慎・井上寛之・横尾亮彦・松島 健・内田和也・中本真美 (2011)： 桜島火山周辺における水準測量 (2010年11月)，桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究 課題番号1809 2010年，29-34.

山本圭吾・園田忠臣・高山鐵朗・市川信夫・大倉敬宏・横尾亮彦・吉川慎・井上寛之・堀田耕平・松島健・内田和也・中本真美 (2012)： 水準測量による桜島火山の地盤上下変動 (2010年11月～2011年11月)，京都大学防災研究所年報，第55号B，155-161.

Anggono, T., Nishimura, T., Sato, H., Ueda, H., Ukawa, M. (2012): Spatio-temporal changes in seismic velocity associated with the 2000 activity of Miyakejima volcano as inferred from cross-correlation analyses of ambient noise, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 247-248, 93-107.

Eto, T., Takayama, T., Yamamoto, K., Hendrasto, M., Miki, D., Sonoda, T., Matsushima, T,, Uchida, K., Yakiwara, H., Wan, Y., Kimata, F., Miyazima, R., and Kobayashi, K. (1997): Re-upheaval of the ground surface at the Aira caldera, - December 1991 - October 1996 (in Japanese with English abstract), Bulletin Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, No. 40 B-1, 49-60.

Iguchi, M., Ishihara, K., Surono, Hendrasto, M. (2011): Learn from 2010 Eruption s at Merapi and Sinabung Volcanoes in Indonesia, Anns. Disas. Prev. Res. Inst. Kyoto University, No. 54B, 185-194.

Iguchi, M., (1994): A vertical expansion source model for the mechanisms of earthquakes originated in the magma counduit of an andesitic volcano: Sakurajima, Japan. KAZAN, Vol. 39, 49-67.

Matsushima, J., Yokota, T., Okubo, Y., Rokugawa, S., Tanaka, K., Tsuchiya, T., Narita, N., Tani, K., (2004): Repeated seismic reflection measurements in the Kakkonda geothermal field. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 129, 343-356.

Nishimura, T., Tanaka, S., Yamawaki, T., Yamamoto, H., Sano, T., Sato, M., Nakahara, H., Uchida, N., Hori, S., Sato, H. (2005): Temporal changes in seismic velocity of the crust around Iwate volcano, Japan, as Inferred from analyses of repeated active seismic experiment data from 1998 to 2003, Earth Planets Space, 57, 491-505.

Poupinet, G., Elisworth, W. L, Frechet, J. (1984): Monitoring Velocity Variations in the Crust Using

Earthquale Doublets: An Application to the Calaveras Fault, California, Journal of Geophysical Research, Vol. 89, 5719-5731.

Tameguri, T., Iguchi, M., Ishihara, K. (2002): Mechanism of Explosive Eruptions from Moment Tensor Analyses of Explosion Earthquakes at Sakurajima Volcano, Japan, KAZAN, Vol. 47, 197-216.

Tsutsui, T., Yagi, N., Iguchi, M., Tameguri, T., Mikada, H., Onishi, K., Miyamachi, H., Nishimura, T., Morita, Y., Watanabe, A. (2013): Structure of northeastern Sakurajima, south Kyushu, Japan, revealed by seismic reflection survey, KAZAN, Vol. 58, 239-250.

（論文受理日：2013 年 6 月 11 日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

噴火微動を用いた火山灰放出量のモニタリング手法

A Method for Monitoring of Discharge Volume of Volcanic Ash by Using Volcanic Tremor

井口正人

Masato IGUCHI

Synopsis

A method for estimation of amount of volcanic ash ejected by explosive eruption at Showa crater of Sakurajima volcano is proposed. Volcanic tremor is observed associated with continuous ejection of volcanic ash. Monthly sum of seismic energy released by volcanic tremor is correlated with monthly amount of volcanic ash ejected from the crater. Maximum power with better correlation is found in the frequency range of 2-3 Hz of the volcanic tremor. Considering monthly number of explosive eruptions which eject volcanic ash instantaneously, the monthly weight of volcanic ash can be estimated from seismic energy of volcanic tremor.

キーワード：桜島火山，火山灰，爆発的噴火，連続噴火，火山性微動
Keywords: Sakurajima volcano, volcanic ash, explosive eruption, continuous eruption, volcanic tremor

1. はじめに

火山灰の拡散は航空機の運航に重大な支障を及ぼす. 大気中を拡散する火山灰の分布範囲については，気象観測データや大気の数値モデルに基づいてその移流と拡散が計算されている（Tanaka and Yamamoto, 2002）．火山灰の拡散範囲については，気象要素の影響が極めて大きい．一方，大気中を浮遊する火山灰の粒子密度や火山灰雲から離脱し，地上に降下して堆積する火山灰量については，火口からの放出量に直接的に依存する．

火山灰による災害の大きさはその放出量に依存するので，放出量を見積もることが災害を軽減するためには最も重要である．通常，火山灰の放出量は，多点における単位面積当たりの降灰重量分布から見積もられる（例えば，Tajima et al., 2013）．VEI（Volcanic Explosivity Index; Newhall and Self, 1982）が火山噴火強度指標としてしばしば用いられるが，これは，火山灰・軽石などのテフラの放出量を基準とするものである．

堆積した火山灰量の調査は，広範囲に及ぶこともあり，多大な時間を要し，迅速性に欠ける．桜島の昭和火口において発生する爆発的噴火に伴い観測される地盤変動を励起する地盤変動源の体積変量と火山灰放出量の間に正の相関がある（井口，2012）ことから，地盤変動源の体積収縮量から火山灰噴出量を見積もることが可能である. 一方, 火山噴火は様々な形態をとり，桜島においてもブルカノ式のように短時間に多量の火山灰を放出する噴火様式以外に，火山性微動を伴いながら連続的に火山灰を放出する場合がある．地盤変動は貫入するマグマの供給率と噴出されるマグマの放出率の差に依存する量として観測されるので，このような場合は，顕著な地盤変動が観測されない（立尾・井口，2009）

本研究では，2009年以降，爆発的噴火が頻繁に発生する桜島の昭和火口の活動を対象に，噴火に伴う火山性微動と火山灰放出量の関係を調べ，火山性微動データから火山灰放出量を見積もることを試みた.

2. 昭和火口の噴火活動

2006年6月4日に昭和火口において58年ぶりに噴火

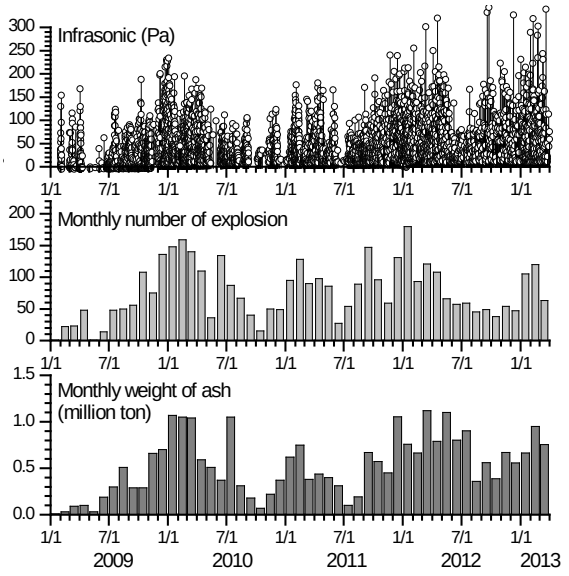


Fig.1 Temporal change of eruptive activity at the Showa crater after 2009. Top: amplitude of infrasonic wave generated by explosive eruption. Middle: monthly number of explosive eruption. Bottom: monthly weight of volcanic ash ejected from the crater.

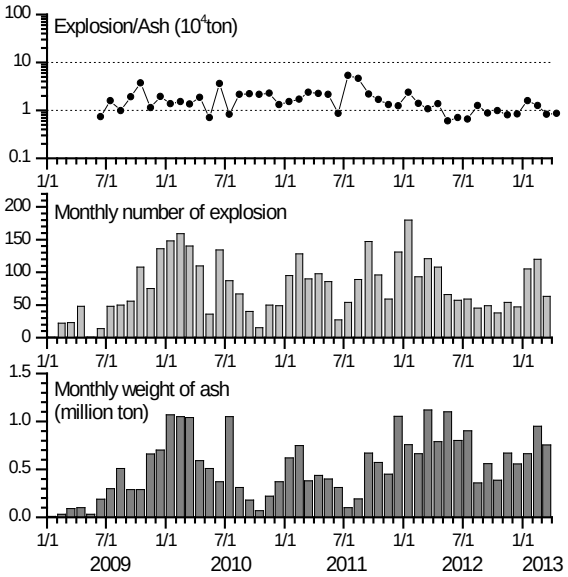


Fig.2 Temporal change of monthly ratio of number of explosive eruption to weight of volcanic ash with the unit of 10^4 ton (top). Middle is monthly number of explosive eruption and the bottom is monthly weight of volcanic ash ejected from the crater.

活動が再開した．2006年6月の噴火活動は約2週間で終息し，その後約11カ月の休止期を経て2007年5月から約3週間噴火活動が続いた．2006年と2007年の噴火は顕著な噴火地震や火山性微動を伴わず空気振動の振幅は3Pa以下（有村，昭和火口から2.4km）と小さかった（井口・他，2008）．昭和火口における噴火活動が爆発的になったのは，2008年2月3日10時17分の噴火以降である．この爆発に引き続き，同日の16時54分，2月6日の11時25分にも爆発的噴火が発生し，5月から7月にかけても爆発的噴火が繰り返された．2008年には合計18回の爆発が発生した（Fig. 1）．ここでは井口・他（2010）の定義にしたがい，空気振動振幅が有村において10Pa以上の噴火を爆発的噴火，10Pa未満の噴火を非爆発的噴火と呼ぶことにする．

2008年7月29日以降，噴火は発生しなかったが，2009年2月1日から爆発的噴火が再び発生するようになった．その後，爆発的噴火の発生頻度は7月から増加し始め，特に10月以降が活動的となった．爆発回数が多い時期と少ない時期がおよそ1年の周期で繰り返されているが，最も活動的であったのは，2009年12月～2010年3月であり，12月に131回，1月には148回，2月には159回，3月には140回の爆発が発生した．また，2011年12月～2012年1月も爆発回数が多く，12月に136回，1月には180回の爆発が発生した．2013年1月と2月にもそれぞれ，105回と120回まで増加した．

火山灰放出量も爆発回数と概ね同期して推移した．火山灰放出量は，鹿児島県が1978年に鹿児島県内53ヵ所に設置した降灰観測点の月別の火山灰量から石川・他（1981）の手法にもとづいて見積もられたものである．桜島の南岳を中心とする8つの象限に分けて地点毎の降灰量を火口からの距離の冪関数で近似し，8象限の冪関数積分値の総和としたものである．爆発回数の多かった2010年1月～2010年3月の火山灰放出量は104万～107万トンに達した．また，2011年12月，2012年1月，2013年1月，2013年2月には，それぞれ，105万トン，75万トン，66万トン，95万トンの火山灰が放出された．

Fig. 2に月別の爆発回数と万トンを単位とする火山灰放出量の比を示した．火山灰放出量の多い2009年6月以降について示す．長期的に爆発回数と火山灰放出量の比は減少傾向にあり，2012年5月以降，比が1を下回ることが多い．2009年10月や2011年8月のように，爆発活動の活発化する前に爆発回数と火山灰放出量の比が一時的に増加する．10Pa以上の空振を伴う爆発的噴火以外にも火山灰が連続的に放出されることがある．火山灰の連続的な放出は火山性微動を伴い，数時間以上に及ぶこともある．爆発的噴火が卓越する時期と火山灰の連続的放出を伴う非爆発的噴火活動が卓越する時期が繰り返され，2012年5月以降は，火山灰の連続的な放出が卓越している．

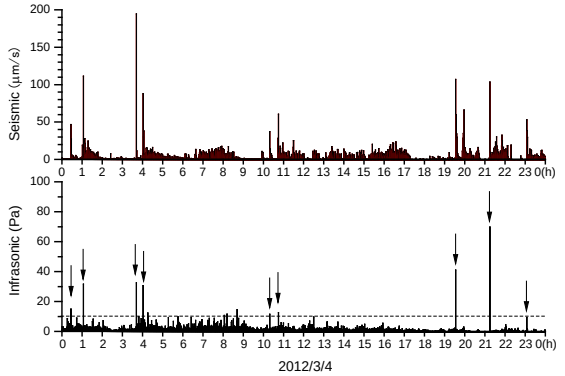


Fig. 3 Temporal change of amplitude of seismic wave and infrasonic wave. Maximum values in minute are plotted. Arrows indicate occurrence of explosive eruptions.

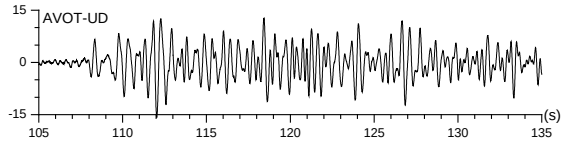


Fig. 4 Waveform of volcanic tremor associated with continuous ejection of volcanic ash

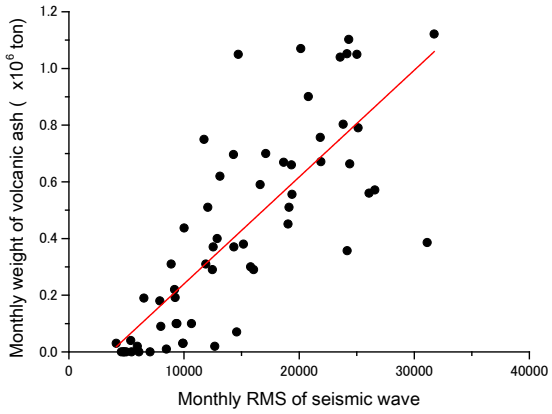


Fig. 5 Relation of monthly RMS of seismic wave and monthly weight

3. 火山性微動の振動エネルギーと火山灰放出量の関係

Fig.3に有村観測坑道（昭和火口から2.1km）における地震動の振幅について1分間の最大値の変化を示す．また，Fig.3には，空気振動の振幅も合わせて示した．2012年3月4日には9回の爆発的噴火が発生した（0:27, 1:04, 3:42, 4:02, 10:19, 10:44, 19:33, 21:15, 23:05）．爆発的噴火の発生に伴い，爆発地震と空気振動が発生するので，地震動と空気振動の振幅はパルス的に増加する．爆発的噴火の発生直後，あるいは，爆発的噴火が発生していない時間帯でも地震動が観測される．1:04と4:02の爆発の直後からそれぞれ

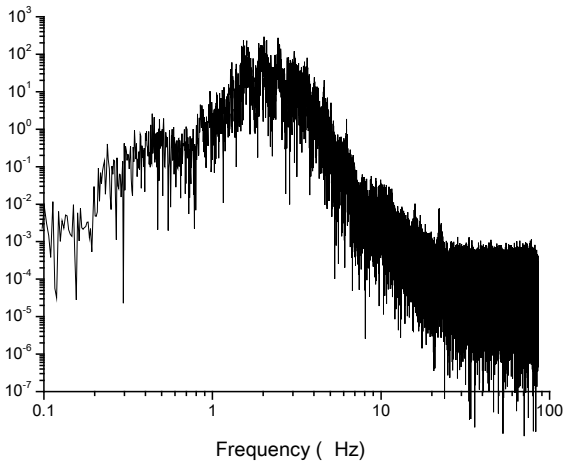


Fig. 6 Power spectrum of volcanic tremor

約1時間，また，6:50～8:20，15:15～17:05には10～20μm/s程度の微小な震動が発生した．この地震動は火山性微動である．Fig.4に火山性微動の波形を示した．2Hz程度の周波数が卓越する低周波の震動が継続していることが分かる．

1か月間の地震動の振幅の二乗積算値と火山灰放出量の関係を2008年～2012年についてFig.5に示した．両者の間には正の相関が認められる．両者の関係を一次式で近似したものから1/2～2倍程度のばらつきが認められる．

そこで，地震動の周波数帯域毎に火山灰放出量との関係を検討した．Fig. 6に火山性微動のパワースペクトルを示す．スペクトルのパワーが大きいのは1.3Hzから3Hzの周波数帯域である．この周波数帯域には1.5Hz，2.0Hz，2.5Hzの3つのピークが認められる．0.4～0.5Hzにあるピークは脈動と考えられる．1Hzの幅で周波数帯域ごとのパワースペクトルの1月毎の積算値と火山灰放出量の相関をFig.7に示す．最も相関が良いのは1-2Hzの周波数帯域であり，次いで2-3Hzの周波数帯域であった．1Hz以下と3-4Hzの周波数帯域でも相関が認められるが，4Hzよりも高周波側では相関が悪い．1Hz以下の周波数帯域では両者の関係を一時近似した直線が原点を通過せず，火山灰放出量が0に近い状態でも振動が認められる．これは，常時観測される脈動によるものであり，低気圧の通過など波浪が高いときに大きくなる傾向がある．最もパワースペクトルが大きいのは2-3Hzの周波数帯域であり，この周波数帯域では，切片がほぼ0であり，脈動の影響も小さい．2-3Hzの周波数帯域は相関もよく，火山灰放出量との関係を検討するのに最も適切な周波数帯域と判断される．

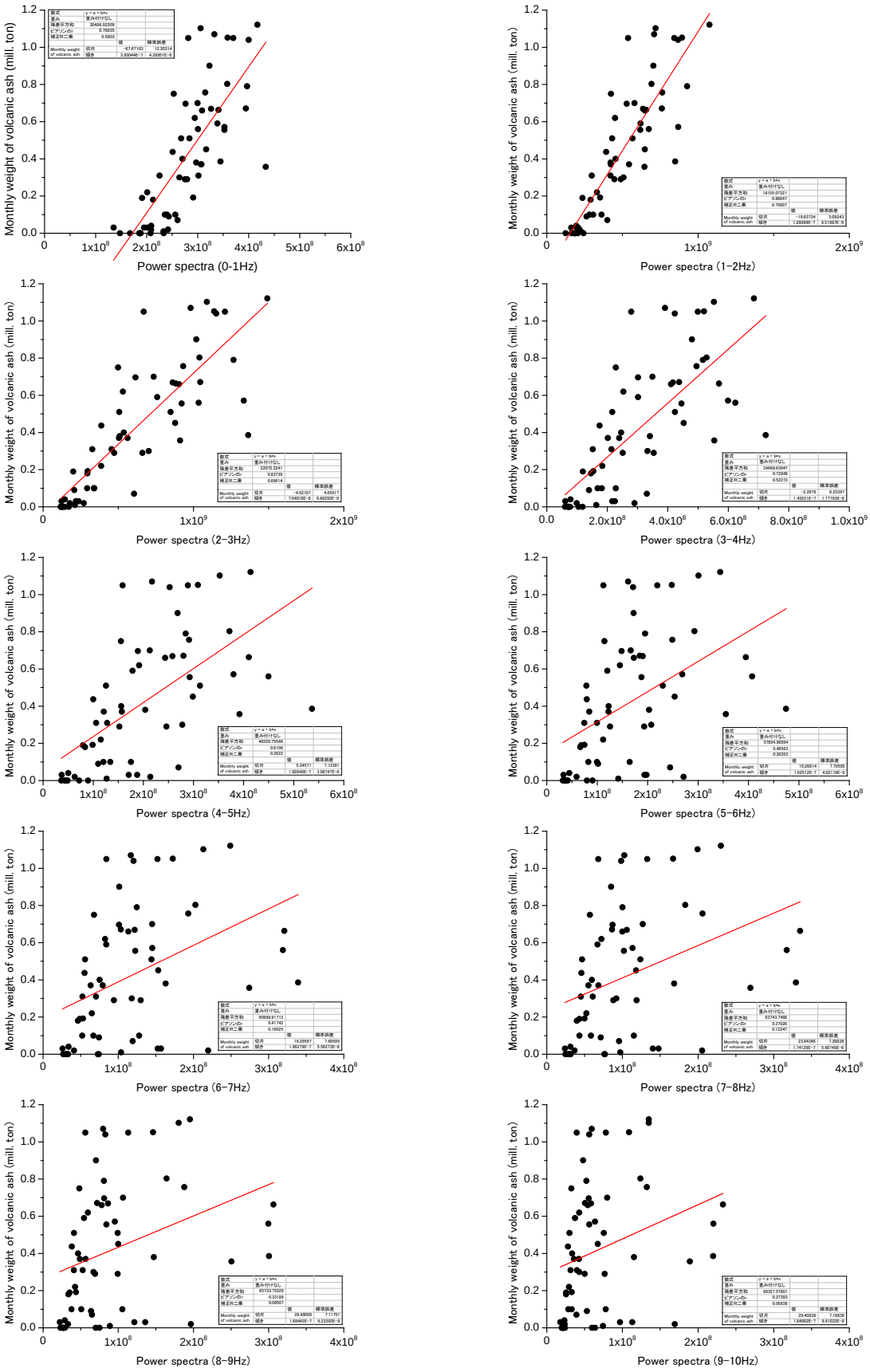


Fig. 7 Relation of monthly sum of power spectra of seismic wave and monthly weight of volcanic ash

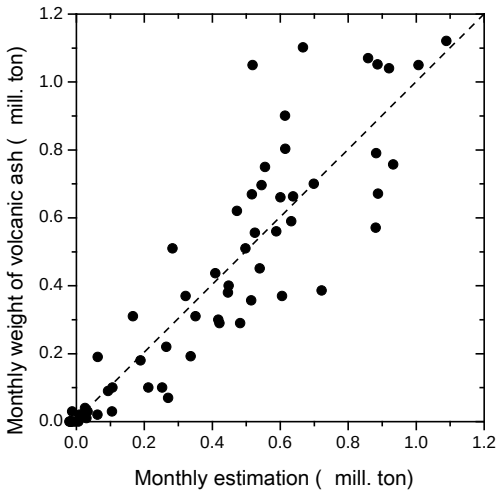


Fig. 8 Fitness of monthly weights of volcanic ash estimated from the equation (1) to monthly weights of volcanic ash ejected from the Sakurajima volcano during the period from 2008 to 2012

4. 火山灰放出量の評価

月毎の火山灰量は，爆発的噴火と非爆発的噴火によって放出されたものの和であり，両者を足し合わせる必要がある．Fig.3に示すように爆発的噴火に伴う爆発地震の振幅の大きい時間は極めて短く，爆発地震から見積もられる火山灰放出量の寄与は小さくなることが予想される．そこで，1か月間の火山灰放出量Wは非爆発的噴火に伴う火山性微動の2-3HzのパワースペクトルAに比例する量と爆発的噴火回数nに比例する量の和で表わされると考え，以下の線形関係を仮定した．

$$W = \alpha A + \beta n + \gamma \qquad (1)$$

ここでγは火山活動に起因しない常時微動の影響を考慮したものである．2008年1月から2012年12月までの降灰量から見積もられた月毎の火山灰放出量と(1)式により計算される火山灰放出量の差の最小二乗和が最小となるように，係数α，βおよびγを求めた．その結果，α=5×10^{-4}，β=3.3×10^{3}，γ=-11.3×10^{4}となった．降灰量から見積もられる月毎の火山灰放出量と(1)式により計算される火山灰放出量の関係をFig.8に示した．Fig.5に示した地震動の振幅の二乗積算値と火山灰放出量の関係よりも相関が改善されていることが分かる．係数βが3.3×10^{3}であることは1回の爆発の平均火山灰放出量が約3000トンであることを意味する．

5. おわりに

火山性微動のエネルギーと火山灰放出量の間に相関関係がみられる．パワーが大きく，相関がよいのは2-3Hzの周波数帯域であった．火山性微動のエネルギーと爆発回数の両方を考慮することで，月毎の火山灰放出量を見積もることが可能であることが示された．

謝　辞

降灰量データは鹿児島県よりいただいた．本研究は大隅河川国道事務所からの受託研究「桜島火山の火山性微動等を用いた噴火及び噴出火山灰量予測精度の向上に関する委託」，「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」の研究課題「桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究（課題番号1809）」，防災研究所一般共同研究「火山灰噴出量・拡散予測と国際人流・物流分析手法の統合による火山リスク評価モデルの構築（H23G-02）」の経費を用いた．

参考文献

井口正人・為栗健・横尾亮彦（2008）：火山活動の経過—1997～2007年—，第10回桜島火山の集中総合観測，pp.1-18.

井口正人・横尾亮彦・為栗健（2010）：桜島昭和火口噴火の規模について，京都大学防災研究所年報，第53号B，pp.233-240.

井口正人（2012）：桜島における火山灰放出量予測に関する研究，京都大学防災研究所年報，第55号B，pp. 169-175.

石川秀雄・江頭庸夫・田中良和・植木貞人（1981）：桜島火山の噴火活動史，自然災害特別研究　研究成果No.A-56-1，pp.153-179.

立尾有騎・井口正人（2009）：桜島におけるBL型地震群発活動に伴う地盤変動，火山，第53巻，pp.175-186.

Newhall, C. C. and Self, S. (1982): Volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism, J. Geophys. Res., Vol. 87, C2, pp.1231-1238.

Tajima, Y., Tamura K., Yamakoshi, T., Tsune A. and Tsurumoto, S. (2013): Ellipse-approximated isopach maps for estimating ashfall volume at Sakurajima volcano, Bull. Volcano. Soc. Japan, Vol.58, pp.291-306.

Tanaka, H. L. and Yamamoto, K. (2002): Numerical simulation of volcanic plume dispersal from Usu volcano in Japan on 31 March 2000 using PUFF model, Earth Planets Space, Vol. 54, pp.743-752.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

諏訪之瀬島火山における火口に近接した地震計アレイ観測
—2010年10月～11月実施—

Seismic Array Observation Close to the Active Crater at Suwanose-jima Volcano, Southwest Japan for the Period from October to November 2010

中道治久(1)(現在 京大防災研)・青山　裕(2)・西村太志(3)・八木原寛(4)・太田雄策(3)
横尾亮彦(5)・井口正人

Haruhisa NAKAMICHI(1)(Present: DPRI, Kyoto University), Hiroshi AOYAMA(2), Takeshi NISHIMURA(3), Hiroshi YAKIWARA(4), Yusaku OHTA(3), Akihiko YOKOO(5), and Masato IGUCHI

(1) 名古屋大学大学院環境学研究科
(2) 北海道大学大学院理学研究院
(3) 東北大学大学院理学研究科
(4) 鹿児島大学大学院理工学研究科
(5) 京都大学大学院理学研究科

(1) Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University
(2) Graduate School of Science, Hokkaido University
(3) Graduate School of Science, Tohoku University
(4) Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University
(5) Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

We conducted a small-aperture seismic array observation at Suwanose-jima volcano for the period from 1 October to 18 November 2010. The seismic array consists of 13 elements of short-period seismometers and 5 data loggers. We perform array analysis for continuous seismic records observed during this period to investigate the wave-field properties of several episodes of volcanic tremors and 30 explosion earthquakes. Averages of the slowness values and back azimuths of volcanic tremors are estimated to be 0.8–1.4 s/km and 0°–40°, respectively. This suggests that the tremor wave consists of body and surface waves that propagate from the active crater. The array analyses and particle motions of explosion earthquakes indicate that the initial parts of the waveforms of explosion earthquakes are S waves that come from the direction of the active crater. The slowness values of the S waves of the explosion earthquakes are 0.3–0.5 s/km. Variation of the slowness value reflects the depth change of the explosion sources.

キーワード: 諏訪之瀬島，地震計アレイ，爆発地震，火山性微動
Keywords: Suwanose-jima, seismic array, explosion earthquake, volcanic tremor

1. はじめに

諏訪之瀬島火山は，ストロンボリ式噴火（非爆発的噴火）やブルカノ式噴火（爆発的噴火）を頻繁に繰り返しており，最近約60年間では日本で最も活発な火山の一つである．噴火の規模は小規模から中規模であるが，火山活動の活発さを反映して，爆発地震，火山性微動，低周波地震，火山構造性地震など多様な火山性地震が発生している．したがって，比較的短期間にて噴火に伴う火山性地震を数多く観測出来る火山である．また，諏訪之瀬島火山では火口から1 km未満といった近接した場所での観測が可能である．諏訪之瀬島火山より桜島火山の方が火山活動は活発だが，火口近接観測が困難である．諏訪之瀬島火山は火口に近接した観測が可能でしかも数多くの火山性地震が観測されうる場所であるにもかかわらず，離島ということもあり必ずしも十分な観測がおこなわれてきたわけではない．

諏訪之瀬島火山は爆発的噴火と非爆発的噴火を繰り返し，噴火の規模も変化している．噴出物サンプルの物質科学的研究（例えば，Wright et al., 2007）や理論的研究（例えば，Clarke et al., 2002）により，火山噴火の爆発性や規模には，マグマ内に溶け込む水や二酸化炭素などの揮発性物質の挙動が大きく影響していることが知られている．揮発性物質の挙動と火山性地震の発生の関係があり（Kumagai and Chouet 2000; Miwa et al., 2009; Nogami et al., 2006），火山性地震の特性を明らかにすることは揮発性物質の挙動を推定するうえで重要である．マグマに溶け込んでいる揮発性物質がガスとなり分離する圧力条件は深さに依存している．そのため，揮発性物質と火山性地震との関係を明らかにするには火山性地震の震源の深さ情報が重要である．

火山性地震は一般的に初動の到達時刻から震源決定が行われている．諏訪之瀬島火山について爆発地震の初動到達時刻から震源決定が行われている（為栗ら，2004）．この震源決定においては走時計算において１次元速度構造を用いており，爆発地震の震源は火口直下の海抜上200–300 mに推定されている．2005年秋に諏訪之瀬島火山において人工地震探査が実施され（井口ら，2006），3次元地震波速度構造が得られている（八木原ら，2010b）．そして，3次元速度構造を用いて爆発地震の震源決定がなされ，震源は火口直下の海抜上100 mに推定されている（八木原ら，2010a）．諏訪之瀬島火山については爆発地震以外の火山性地震の震源決定は行われていない．爆発地震は爆発的噴火プロセスを反映しているが，火山性微動などは非爆発的噴火や噴火休止時における火山活動を反映しているため，爆発地震以外の火山性地震の震源を決めることは重要である．

爆発地震や火山構造性地震は初動の立ち上がりが比較的明瞭であるため初動到達時刻を用いて震源決定が可能である．しかし，火山性微動や低周波地震は初動の立ち上がりが不明瞭なため，初動到達時刻から震源決定することが困難である．火山性微動は震動が継続しているため震源位置が時間変化している可能性がある．そこで，国内外の活動的な火山において地震計アレイにて火山性微動の観測がおこなわれてきている（例えば，Chouet et al., 1997; Di Lieto et al., 2007）．しかし，そのほとんどが1–2週間程度といった比較的短期間の観測であったため必ずしも十分なデータを得られていたわけではない．最近，低消費電流・軽量・大容量データが収録可能なデータロガーが製品化されたため，火山近傍にて数ヶ月間の観測が可能となった．そこで，我々は2010年秋に諏訪之瀬島火山においてアレイ地震観測を実施した．

2. 地震計アレイ観測

諏訪之瀬島火山においては，1989年から山頂から南南西3 kmの場所にて連続地震観測が実施され（Iguchi, 1991），2003年より山頂周辺にて定常的な広帯域地震観測が行われている（Iguchi et al., 2008）．

地震計アレイ設置のための事前調査を2010年8月3日から8月7日に実施し，地震計設置予定点を決めた．

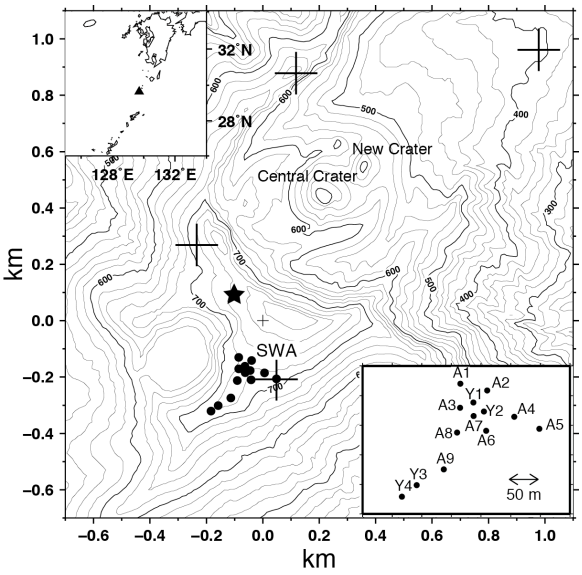


Fig. 1 Location and configuration of the seismic array. The upper insert shows the location of Suwanose-jima, and the lower inset shows the configuration of the array. Plus symbols show broadband seismic stations. A solid Star shows the site we found several hot bombs.

Table 1 Array elements locations, sensors and data loggers

Station code	Station location			Sensor L22-D vertical			Data logger
	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)	Sensitivity (V/m/s)	Natural period (s)	h	
A1	29.637374	129.711683	725.4	59.35	0.50	0.692	EDR-7700
A2	29.637270	129.712151	728.2	58.92	0.52	0.707	EDR-7700
A3	29.637007	129.711682	725.1	61.42	0.51	0.715	EDR-7700
A4	29.636871	129.712623	720.9	59.14	0.51	0.709	EDR-7700
A5	29.636687	129.713063	715.3	60.32	0.50	0.727	EDR-7700
A6	29.636656	129.712136	718.5	62.20	0.53	0.710	EDR-7700
A7	29.636880	129.711915	724.5	59.70	0.53	0.713	EDR-7700
A8	29.636629	129.711629	726.9	57.91	0.52	0.693	EDR-7700
A9	29.636069	129.711396	733.0	60.96	0.52	0.742	EDR-7700
Y1	29.637087	129.711910	724.1	60.50	0.50	0.669	HKS-9550
Y2	29.636950	129.712096	723.1	64.18	0.49	0.705	HKS-9550
Y3	29.635826	129.710925	722.7	60.79	0.50	0.691	HKS-9550
Y4	29.635650	129.710665	719.2	60.25	0.49	0.693	HKS-9550

地震計アレイの設置場所としては，火口に近くなるべく平面状にアレイを展開出来る場所を選定した．そして，地震計アレイを火山活動研究センターの定常地震観測点SWA周辺の鞍部に展開した（Fig. 1）．この場所は火口から約0.7 kmの場所にある．また，地震計A5はSWA点のすぐ傍に設置した．

設置作業は同年9月28日に開始し，9月30日に完了し，同日地震計位置の測量を行った．データ収録は10月1日12時に開始した．そして同年11月18日13時から撤収作業を行った．なお，アレイ地震計を撤収した翌日（同年11月19日）の朝に比較的大きな爆発があり，爆発後に山頂付近を調査したところ山頂カルデラ縁を超えて落下したまだ熱を帯びている火山弾を複数発見した（Fig. 1の星印の地点）．

次ぎに，地震計アレイに使用した機材の説明をする．サーセル社の固有周期0.5秒の上下動地震計(L22-D)を13台用いた．データロガーはEDR-7700（近計システム製）3台とHKS-9550（計測技研製）2台を用い，入力部にシャント抵抗（9kΩ）を接続した．1台のEDR-7700に地震計3台を接続し，1台のHKS-9550に地震計2台接続した．なお，HKS-9550にはアレイ観測開始前である8月7日から空振計SI100（白山工業製）を接続した．サンプリング時間間隔はEDR-7700については0.001 s間隔で，HKS-9550については0.005 s間隔であった．なお，後述のアレイ解析ではサンプリング時間間隔を統一するためにEDR-7700のデータを0.005 s間隔にリサンプリングした．

地震計はFig. 1に示すように最短観測点間隔が20 mであるので，地震計位置の決定精度が重要となってくる．そこで，地震計設置位置の測位はGPS受信機（Trimble社5700）2台を用いて，島内の国土地理院電子基準点を基準にしてクイック・スタティック法にて行った．まず，IGS観測点を基準にして電子基準点の座標を決定し，そして電子基準点近くにある火山活動研究センターの諏訪之瀬島観測室横に設定したGPS受信機（固定点）の位置はスタティック解析にて求めた．そして，アレイ設置域を徒歩でGPS受信機（移動点）を運び，地震計設置場所にてを約4–5分静止させて測量した．そして，固定点の位置を基準にして移動点をキネマティック解析して各時間における座標を求めた．スタティック解析にはBernese GPS Software Version 5を，キネマティック解析にはGrafNav Version 8.2を用いた．観測点の位置の決定精度は水平方向が2.0–2.5 cmで上下方向が5.0–6.0 cmであり，アレイにおける地震計設置間隔に比べ百分の1未満である．

地震計設置位置の座標値ならびに地震計特性値とデータロガーについてTable 1に示す．地震計特性値については感度(V/m/s)，固有周期(s)，ダンピング定数hはサーセル社によるデータシートを元に，シャント抵抗値とデータロガーの入力インピーダンスを考慮して算出した．

3. データ収録状況

収録開始の2010年10月1日12時から収録終了の11月18日13時の記録を全て精査した．HKS-9550を使用した観測点では，データロガーがバッテリーの電力を消費して停止したため，収録されたデータは10月22日2時までであった．EDR-7700の1台（地震計A7, A8, A9に該当）の不具合により，10月23日16時から11月1日15時まで欠測していた．したがって，アレイ解析に十分な数の地震計数のデータが得られていた期間は10月1日12時から10月22日2時まで（期間1）と11月1日15時から11月18日13時まで（期間2）である．期間1では13地震計（A1–A9, Y1–Y4），期間2では9地震計（A1–A9）が使用できた．次の章にて1と2の両期間のデータの解析結果を述べる．

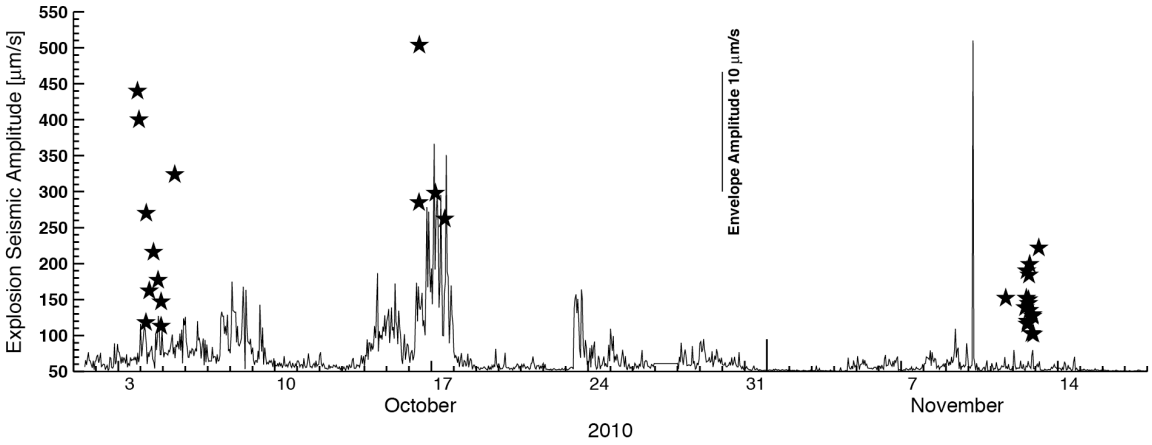


Fig. 2 Maximum amplitudes (stars) of seismic waves of explosive eruptions obtained by a broadband seismometer at station SWA. The fine line shows the vertical component amplitudes of background tremors for the array. The amplitudes are root mean squares for 1-min windows.

アレイ地震観測期間において爆発地震と火山性微動が観測された．Fig. 2に地震動の1分毎のRMSの時間変化と爆発地震の最大振幅を示す．爆発地震は期間1においては，10月3日から10月5日，10月16日から10月17日に観測された．期間2では爆発地震が11月10日から11月13日に観測された．火山性微動は期間1の全体通して観測され，期間2においては11月4日から11月6日，11月8日から11月9日，11月11日から11月14日に観測された．火山性微動の振幅の大きい10月16日から10月17日に発生した爆発地震の振幅が大きいが，11月10日から11月13日では火山性微動の振幅と爆発地震の振幅はともに小さい．一方，10月3日から10月5日に発生した爆発地震の振幅は小さいものから大きいものまで幅があり，火山性微動の振幅は中程度である．

4. アレイ解析法

アレイ解析方法には大まかに言うと時間領域と周波数領域での2通りの解析法がある．ここでは時間領域の解析法の一つであるセンブランス法（Neidel and Tanner, 1971）を用いる．今回の観測では爆発地震を火口から0.7 kmといった近距離にて観測しているため，爆発地震の初動部分を詳細に解析するためには時間窓の幅をなるべく短くする必要がある．そのため，ある程度の時間窓の長さが必要なFFT法に基づく周波数領域での解析法は使えない．アレイは差し渡し0.3 km程度であるため，火口からアレイまでの距離を考慮すれば，厳密には平面波近似は成り立たない．しかし，簡便のため平面波近似を仮定した方法を採用する．平面波近似にて，水平方向スローネスと到来方向をアレイデータからグリッドサーチにて推定する．スローネスの検索範囲はアレイにおける地震計間隔の最大と最小，サンプリング時刻間隔にて決まる．最大地震計間隔は使用できる地震計数が少ない期間2の場合で0.2 kmであるので，スローネスが小さい（アレイ直下の地震）0.05 s/kmを想定した場合，最大地震計間隔にある地震計間での波の到達時刻差は0.01 sである．これはデータサンプリング時間間隔である0.005 sの倍である．よって，スローネスの下限値を0.05 s/kmに設定する．この観測で観測されうる最大のスローネスは空気振動が地面をたたく時に励起される地震動である．空気振動は0.34 km/sで伝搬するので，スローネスでは3 s/kmに対応する．このスローネスの場合，卓越周波数3 Hzの波の波長は0.11 kmである．この長さはアレイの最小地震計間隔0.04 kmの2倍を超えるので，空間エイリアシングは起こらない．よって，3 s/kmをスローネスの上限値とする．スローネス範囲0.5–3.0 s/kmを0.05 s/km間隔にて，そして到来方向範囲-180°–180°を1°間隔にてセンブランスの最大値をグリッドサーチする．なお，到来方向は真北を0°として東にプラスで西にマイナスで表記する．

アレイ解析の前に波形データにバンドパスフィルターを施す際の周波数帯域の検討をした．地震計の固有周波数は2 Hzなので，2 Hzをフィルターの周波数帯の下限とする．また，フィルターの解析周波数帯の上限を4 Hzとする．上限をこのように設定したのは，爆発的噴火が発生した時の空気振動が地面をたたいた時に観測される地震動の帯域が5 Hz以上であることである（例えば，Ripepe et al., 2001）．もう一つの理由は，高周波の波を解析する場合は地震計間隔によっては空間エイリアシングの問題が出てくる．4 Hzを上限とすれば期間2の最小地震計間隔は空間エイリアシングの問題はない．また，表面波の伝搬速度は周波数分散をするため広い周波数幅を取るのはアレイ解析上良くない．一方，爆発地震の初動付近といった比較的パルス的な波に着目する場合，

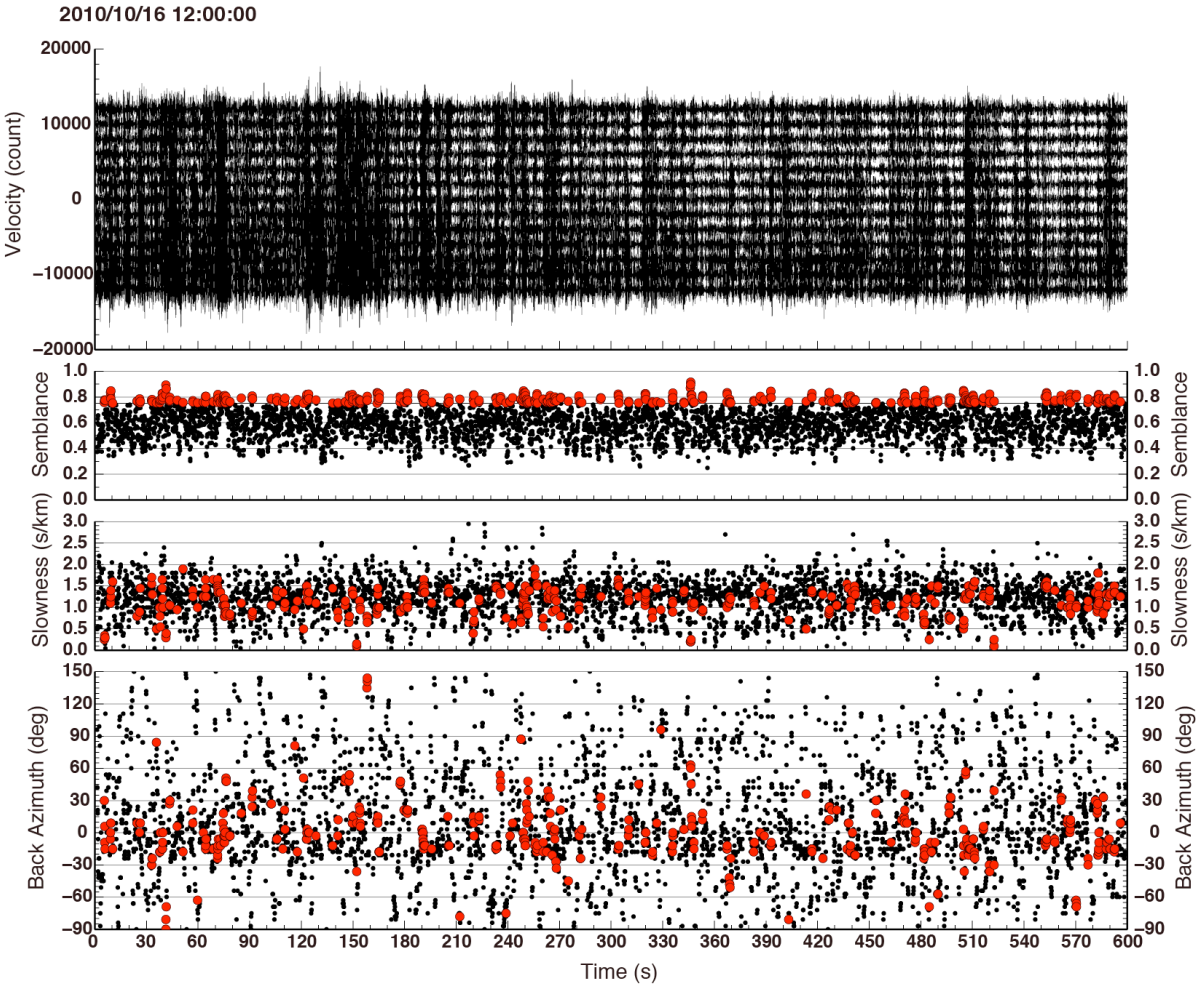


Fig. 3 Time evolution during 10 minutes of the array analysis results of a episode of volcanic tremor in the 2-4 Hz band. From top to bottom, the seismograms of the array channels, the semblance values, the apparent slowness, and the back azimuth are displayed. The solutions with semblance values greater than or equal to 0.75 shown with red circles and the others with smaller solid circles.

あまり狭い周波数帯域にてバンドパスフィルターを施すことは波形のゆがみが大きくなるので良くない．

爆発地震の初動部分を解析するにはなるべく短い時間窓であれば良いが，バンドパスフィルターの周波数帯域の下限が2 Hzであることを考慮して，時間窓幅を0.5 sとした．そして，0.125 sずつ時間をずらしながら，期間1と2の連続波形データについてアレイ解析を行った．

5. アレイ解析結果

ここでは火山性微動と爆発地震の解析結果を分けて説明する．

5.1 火山性微動の解析結果

Fig. 3に解析期間における最も顕著な火山性微動の活動があった時間帯（2010年10月16日12時0分から10分間）の解析結果を示す．この図において，上からアレイの各地震計の波形，センブランス値，スローネス，到来方向を示す．図中の黒丸と赤丸は時間窓における最大センブランス値と対応するスローネスと到来方向を示している．なお，赤丸はセンブランス値が0.75以上の場合を示している．赤丸に注目すると，センブランス値は大きい場合で0.9程度で，スローネスは0.5–2.0 s/km，到来方向は-30°–30°の範囲にある．なお，火口の方向は27°である．波の到来方向は火口方向というより真北を中心に分布している．推定されたスローネス範囲から，火山性微動の波動は実体波と表面波が混合していることがわかる．

観測期間における火山性微動の活動全体を把握するため，連続的なアレイ解析結果から1分毎にセンブランス値，スローネス，到来方向について平均値を求めた．平均値を求めるにあたっては，センブランス値が0.6以上の場合を対象とし，1分間にこの基準センブランス値以上の解析結果が60個以上の場合のみ平均値を求めた．Fig.4に観測期間全体でのスロー

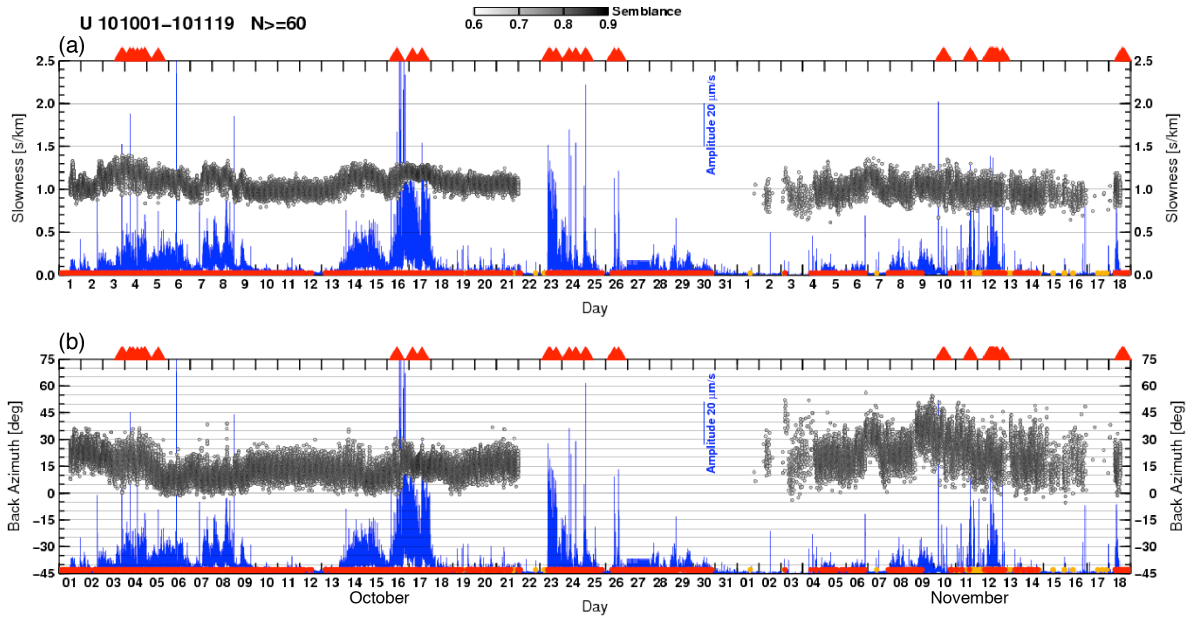


Fig. 4 Temporal evolution of high-semblance data on average apparent slowness (a) and back azimuth (b) derived from the array analysis. Gray circles show the average apparent slownesses or back azimuth that are calculated from two horizontal slowness values within 1-min time windows. Averages are calculated only for windows in which values with semblance greater than or equal to 0.6 occurred 60 times or more. The gray scale inside the gray circles shows the average semblance value. We do not conduct the array analysis for the data from 23 October to 1 November 2010. Red triangles show timings of explosion eruptions. Red and yellow circles show timings of volcanic tremors and low-frequency earthquakes recognized by Japan Meteorological Agency.

ネスと到来方向の時間変化と地震動エンベロープ振幅を示す．図中の灰色丸がスローネスもしくは到来方向を示し，灰色の色の濃さで1分間での平均センブランス値を示す．なお，10月22日から10月31日はアレイ解析を行っていない．エンベロープ振幅の短時間で大きくなっている部分は爆発地震に対応している．それ以外の全体的な振幅の変化は火山性微動の振幅変化に相当する．期間全体を通してみると，スローネスの平均値は0.8–1.4 s/kmに分布し(Fig. 4a)，到来方向の平均値は0°–40°に分布している(Fig. 4b)．このスローネス値は表面波に対応しており，到来方向は火口方向(27°)を中心として期間1ではエンベロープ振幅が大きいときにスローネスが大きい傾向が見て取れるが，期間2ではその傾向が見られない．期間1と2ではスローネスと到来方向の平均値についてのばらつき度合いが異なり，期間2の方のばらつきが大きい．これはアレイ解析に使用した地震計数は期間1が13個で期間2が9個であったことに関係があるかもしれない．スローネスの大きさは卓越する波の種類（実体波，表面波）と震源の深さを反映している．スローネスが大きいほど表面波が卓越し，震源が浅いことを表す．よって，期間 1 の場合は火山性微動振幅が大きい時にスローネスの値が大きいことから，微動の震源の深さと規模の間に何らかの関係があるかもしれない．

5. 2　爆発地震の解析結果

Fig. 5に爆発地震（2010年10月4日9時14分40秒頃発生）の解析結果例を示す．この図において，上からアレイの各地震計の波形，センブランス値，スローネス，到来方向を示す．図中の黒丸と白抜き丸は時間窓における最大センブランス値と対応するスローネスと到来方向を示している．スローネスと到来方向の縦棒は最大センブランス値から90%のセンブランス値まで取り得る範囲を示している．Fig. 5の網掛けはS波部分に対応する時間窓を表す．この時間窓に対応するSWA観測点の広帯域地震計の3成分記録からS波振動であることを確認した（Nakamichi et al. 2012）．なお，噴火火口とアレイとの距離を考慮するとP波はアレイにS波が到着する時刻から0.2 s前に到着が想定され，広帯域地震記録に小振幅のP波を確認した．このP波の到着時刻を基準にしてフィルタリング後のアレイ地震記録を精査したがP波は不明瞭であった．白抜き丸で示すセンブランス値0.6以上の解析結果を説明する．S波部分ではセンブランス値が0.7–0.9である．スローネスは0.3–0.5 s/kmであるので，ほぼ横からアレイへのS波入射に相当する．到来方向30°–45°で火口方向（27°）より若干東である．S波到達以降はスローネスが増加し，到来方向はより東に

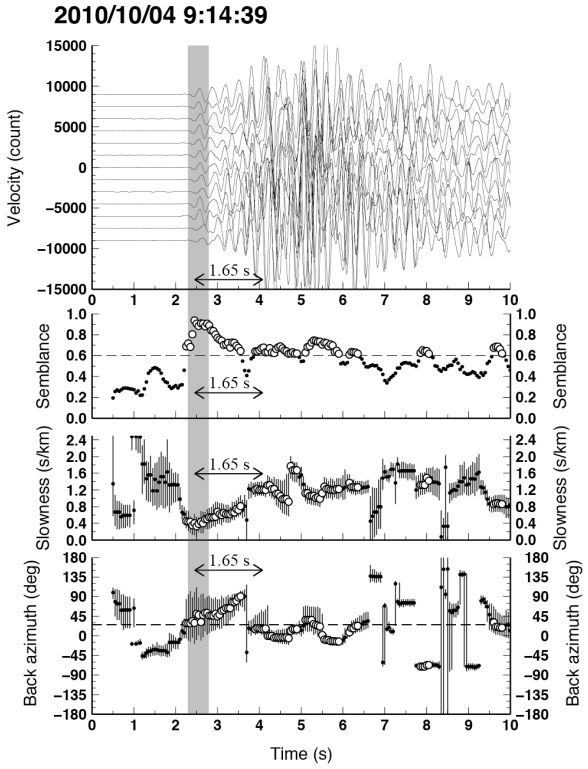


Fig. 5 Time evolution during 10 s of the array analysis results of an explosion earthquake in the 2-4 Hz band. The time displayed at the top corresponds to the start of the array data. The solutions with semblance values greater than or equal to 0.6 are shown with open circles ant the others with smaller solid circles. Vertical lines with circles indicate the uncertainties of the solutions. The dashed line in the semblance panel is the 0.6 threshold. The horizontal dashed line in the back azimuth panel represents the geometrical array-crater direction. The vertical gray band indicates the solutions in the S-wave time window. The double-headed arrows show the time difference between S wave and surface wave arrivals.

振れ，S波到達時刻の1.65 s後に東（90°）になっている．直後にスローネスは1.2 s/kmと急上昇し，到来方向が一転して0°–15°となった．このスローネス値からこの波は表面波でと判断できる．また，この表面波部分で地震動の振幅が大きくなっている．スローネスと到来方向の変化と表面波とS波の到達時刻差は爆発地震の震源過程を明らかにする上で重要な情報を含んでいるため今後詳細な解析を行う予定である．

観測期間中に観測された30個の爆発地震についてアレイ解析を行った． 30個の爆発地震についてS波部分の時間窓内（Fig. 5の網掛け部分に相当）において最大センブランス値のスローネスと到来方向について頻度分布を作成した（Fig. 6）．到来方向の頻度

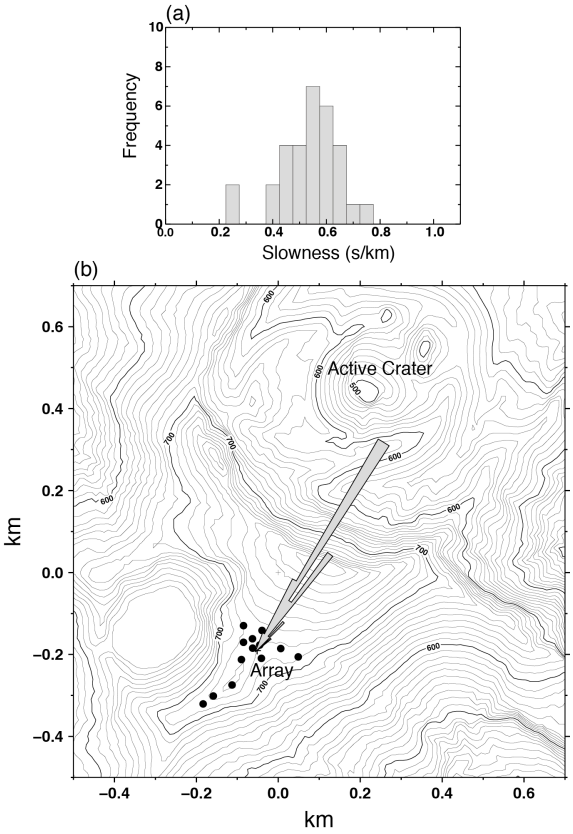


Fig. 6 (a) Frequency histogram of the apparent slowness values for the maximum semblance values in the S-wave time window of the 30 explosion earthquakes. (b) Rose diagram of the back azimuths of the S-wave time windows. The rose diagram interval is 3 degrees.

分布はアレイ重心からのローズダイアグラムとして表示されている．スローネスは0.2–0.8 s/kmに分布しているが，大半は0.4–0.7 s/kmに分布している．到来方向は28°–41°に分布しているが，大半は30°–39°に分布しており，最大頻度の方向は33°である．到来方向の頻度分布にばらつきが少なくピークが明瞭なのに対し，スローネスの頻度分布はブロードである．このことは，爆発地震の震央は火口に集中しているが，震源の深さが異なることを示唆している．スローネス範囲0.4–0.7 s/kmは，諏訪之瀬島の速度構造（八木原ら，2010b）を考慮すれば，震源の深さが0.5 km程度の違いに相当する．到来方向の頻度分布のピークが火口方向（27°）から僅かにずれているのは，地下構造や地形の影響が考えられる．

爆発的噴火の発生前後において火山性微動に変化があるかどうか調べた．Fig. 7は2010年10月17日午前4時から10分間の解析結果である．午前4時4分45秒に爆発地震が見られる．火山性微動は爆発的噴火発生の90 s前くらいから振幅が低下してきており，爆発地震発生の15 s前では微動振幅はかなり小さくなって

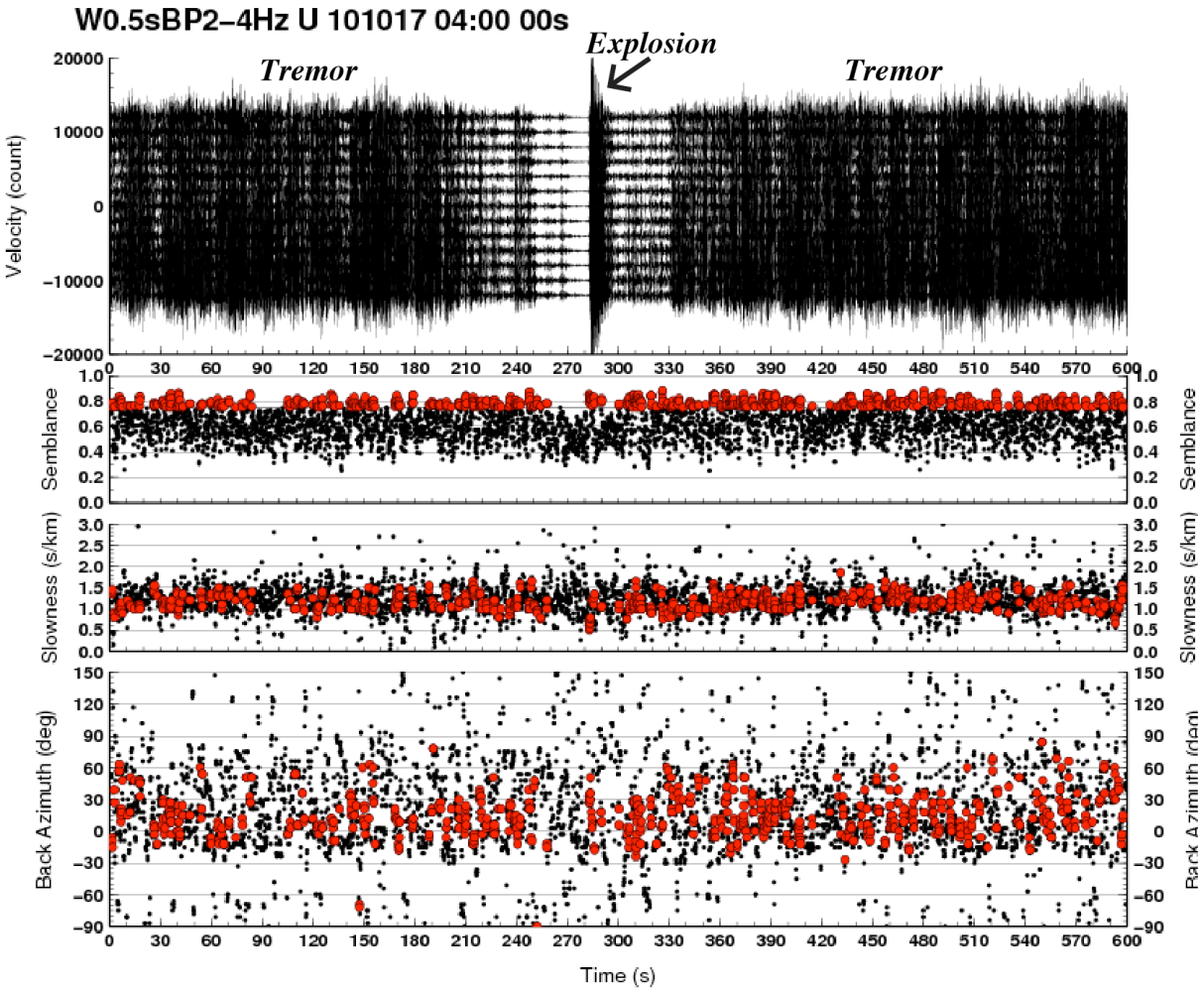


Fig. 7 Time evolution during 10 minutes of the array analysis results of two episodes of volcanic tremor and a explosion earthquake in the 2-4 Hz band. The panels and symbols are same as Fig. 3.

いる. 爆発地震の発生後は30 sかけて火山性微動の振幅が回復し，爆発的噴火発生前のレベルまで回復した．爆発地震前後の火山性微動のスローネスは0.8–1.7 s/kmに分布しており，表面波の卓越が示唆される．到来方向は-10°–60°と火口方向（27°）を中心として幅を持って分布している．したがって，火山性微動の震源は浅く，火口方向から直線的にアレイに到来している表面波だけでなく回り込んで来る表面波もあるといえる．

6. おわりに

2010年秋に諏訪之瀬島火山の火口から0.7 kmのところに13台の上下動地震計からなる地震計アレイを設置して観測を約50日間行った．そして，アレイ観測データに対して連続的にアレイ解析を行った．スローネスと到来方向について１分毎の平均値を観測期間全体にわたって求めたところ，火山性微動のスローネスは0.8–1.4 s/kmで到来方向は0°–40°に分布しており．期間1（10月1日から10月22日）においては微動振幅が増大するときにスローネスが大きくなる傾向があるが，期間2（11月1日から11月18日）にはこの傾向は見られなかった．爆発地震のアレイ観測波形は地震計とフィルターの特性があるためP波が不明瞭であるが，S波が確認できた．そこで，30個の爆発地震のS波を解析したところ，スローネスは0.4–0.7 s/kmで，到来方向は0°–39°でほぼ火口方向を向いている．このスローネス範囲は震源の深さについて0.5 kmの幅があることを示唆している．

今後，確率分布関数を使った手法（Di Lieto et al., 2007; Nakamichi et al., 2013）にて爆発地震のスローネスと到来方向から震源域の推定を行う予定である．

謝　辞

観測機材の準備において名古屋大学の奥田隆氏と

堀川信一郎氏の支援を頂き，同大学の渡部豪博士にはGPS解析による支援を頂いた．地震・火山噴火予知事業「地震及び火山噴火予知のための観測研究」の研究課題「機動的多項目観測による火山爆発機構の研究 課題番号1213」（代表：西村太志東北大教授）の一環として本観測を行った．データ解析の一部は，中道が英国ブリストル大学地球科学教室に滞在中（2011年4月から2011年9月）に行われた．なおこの滞在には（独）日本学術振興会「組織的な若手研究者等海外派遣プログラム」による支援があった．記して感謝する．

参考文献

井口正人・八木原寛・為栗　健・清水　洋・平林順一・宮町宏樹・鈴木敦生・筒井智樹・及川　純・森健彦・相沢広記・河野裕希・馬場龍太・大倉敬宏・吉川　慎・齋藤武士・福嶋麻沙代・平野舟一郎（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.

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.

八木原寛・井口正人・為栗　健（2010a）：諏訪之瀬島火山の爆発地震の震源計算に対する浅部3次元P波速度モデルの適用，火山学会講演予稿集，P48.

八木原寛・井口正人・為栗　健・筒井智樹・及川　純・大倉敬宏・宮町宏樹（2010b）：諏訪之瀬島の火山体浅部3次元P波速度構造と爆発発生場，火山，第55巻，2号，pp. 75-87.

Chouet, B., Saccorotti, G., Martini, M., Dawson, P., DeLuca, G., Milana, G. and Scarpa, R. (1997): Source and path effects in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli Volcano, Italy, J. Geophys. Res., Vol. 102, pp. 15,129-15,150.

Clarke, A.B., Voight, B., Neri, A. and Macedonio, G. (2002): Transient dynamics of Vulcanian explosions and column collapse, Nature, Vol. 415, pp. 897-901.

Di Lieto, B., Saccorotti, G., Zuccarello, L., La Rocca, M. and Scarpa, R. (2007): Continuous tracking of volcanic tremor at Mount Etna, Italy, Geophys. J. Int., Vol. 169, pp. 699-705.

Iguchi, M. (1991): Geophysical data collection using an interactive personal computer system (Part I), Bull. Volcanol. Soc. Japan, Vol. 36, pp. 335-343.

Iguchi, M., Yakiwara, H., Tameguri, T., Hendrasto, M. and Hirabayashi, J. (2008): Mechanisms of explosive eruption revealed by geophysical observations at the Sakurajima, Suwanosejima and Semeru volcanoes, J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 178, pp. 1-9.

Kumagai, H. and Chouet, B. (2000): Acoustic properties of a crack containing magmatic or hydrothermal fluids, J. Geophys. Res., Vol. 105, pp. 25,493-25,512.

Miwa, T., Toramaru, A. and Iguchi M. (2009): Correlations of volcanic ash texture with explosion earthquakes from vulcanian eruptions at Sakurajima volcano, Japan, J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 184, pp. 473-486.

Nakamichi, H., Aoyama, H., Nishimura, T., Yakiwara, H., Ohta, Y., Yokoo, A. and Iguchi, M. (2012): Source process of explosive eruptions inferred from analysis of seismic array data recorded very close to the acrive crater of Suwanosejima volcano, Japan, Abstract V31G-02 presented at 2012 Fall Meeting, AGU.

Nakamichi, H., Yamanaka, Y., Terakawa, T., Horikawa, S., Okuda, T. and Yamazaki, F. (2013): Continuous long-term array analysis of seismic records observed during the 2011 Shinmoedake eruption acrivity of Kirishima volcano, southwest Japan, Earth Planets Space, doi:10.5047/eps.2013.03.002.

Neidell, N.S. and Taner, M.T. (1971): Semblance and other coherency measures for multichannel data, Geophysics, Vol. 36, pp. 482-497.

Nogami, K., Iguchi, M., Ishihara, K., Hirabayashi, J. and Miki, D. (2006): Behavor of fluorine and chlorine in volcanic ash of Sakurajima volcano, Japan in the qesuence of its eruptive activity, Earth Planets Space, Vol. 58, pp. 595-600.

Ripepe, M., Ciliberto, S. and Schiava, M.D. (2001): Time constraints for modeling source dynamics of volcanic explosions at Stromboli, J. Geophys. Res., Vol. 106, pp. 8,713-8,727.

Wright, H.M.N., Cashman, K.V., Rosi, M. and Cioni, R. (2007): Breadcrust bombs as indicators of Vulcanian eruption dynamics at Guagua Pichincha volcano, Ecuador, Bull. Volcanol., Vol. 69, pp. 281-300.

（論文受理日：2013年5月30日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

平成24年7月九州北部豪雨による阿蘇山カルデラ壁および中央火口丘での斜面崩壊

Landslides of Tephra Deposits on Hillslopes of the Aso Caldera Wall and Volcanic Central Cones by the North-Kyushu Heavy Rainfall at July 2012

松四雄騎・齋藤仁(1)・福岡浩・古谷元(2)

Yuki MATSUSHI, Hitoshi SAITO(1), Hiroshi FUKUOKA and Gen FURUYA(2)

(1) 関東学院大学 経済学部
(2) 富山県立大学工学部環境工学科

(1) College of Economics, Kanto Gakuin University
(2) Department of Environmental Engineering, Faculty of Engineering, Toyama Prefectural University

Synopsis

The north-Kyushu heavy rainfall on July 2012 triggered severe shallow landsliding of hillslopes of caldera wall and volcanic central cones located in the Aso caldera area. The sliding materials are mainly tephra deposits with stratified structure covering this area, bearing a mechanically weak layer at the depth of sliding. Shear strength of soils extracted from the two types of typical slip scars shows clear difference in their cohesive component. The silty loam obtained at the Naka-sakanashi area (a part of the west-facing caldera wall) has a higher cohesion than the sandy loam from the Sensui-kyo area (in the central cone). This soil property seems to be reflected to the shape of landslides, which exhibits a deeper (~3 m) and gentler (~30°) sliding scar in the Naka-sakanashi area, than a shallower (< 1 m) and steeper (~40°) scar in the Sensuikyo area. We carried out an infinite planer slope stability analysis to reconstruct conditions for landslide initiation. The results demonstrate that an increase in pore water pressure in the mechanically-weak potential slip plane triggered the landslides.

キーワード: 表層崩壊, 2012年九州北部豪雨，阿蘇山，テフラ，せん断強度
Keywords: shallow landslide, North-Kyushu heavy rainfall at 2012, Aso volcano, tephra, shear strength

1. はじめに

斜面に降下したテフラ（火山砕屑物）は，しばしば成層構造を形成して厚く堆積するため，各層準の初生的な物性や堆積後の風化に伴う物性変化に対応して地表に準平行な弱面を作りやすく，降雨や地震による崩壊の原因物質となる．特に溶結していない含水状態のテフラは，その脆弱な堆積構造が土塊の運動とともに破壊されると，力学的強度を喪失して流動化し，崩土が土石流化して高速で長距離を運動して被害を拡大する（例えばEvans and Bent, 2004）．テフラの滑動に由来する斜面災害を予測するには，すべり面となる可能性のある弱面を見出してその空間分布を明らかにし，任意地点での崩壊予備物質の

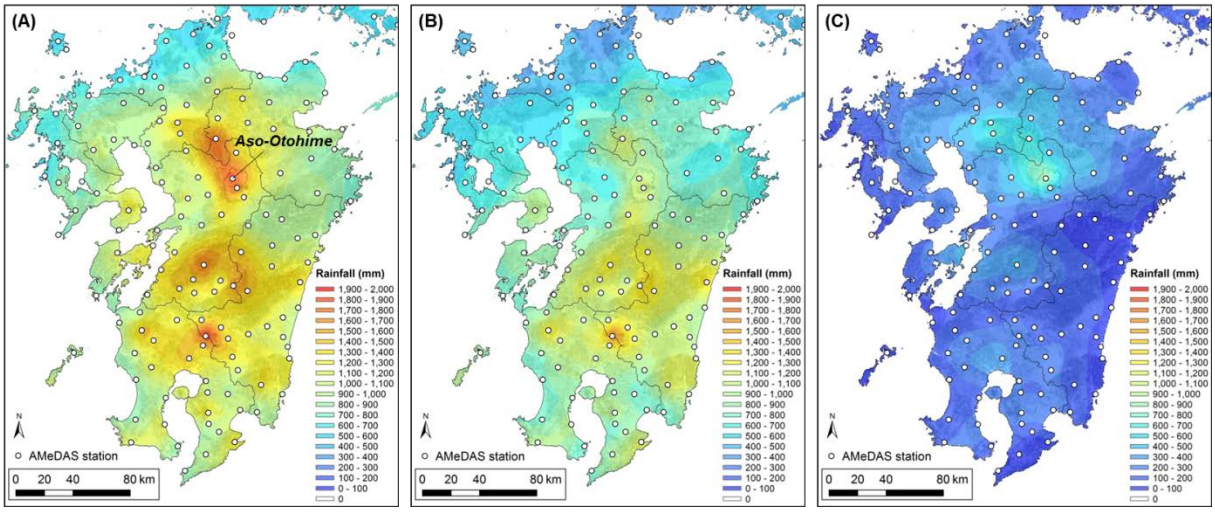


Fig. 1 Rainfall distribution of the North-Kyushu heavy rainfall event based on AMeDAS records. (A) Total rainfall during the spell of rainy season from 15 June to 14 July 2012. (B) Rainfall amount from 15 June to 7 July proceeded to landslide occurrence. (C) Landslide-triggering rainfall from 11 July to 14 July.

量（弱線までのテフラの厚み）を推定するとともに，どのような条件で滑動が発生するのかを明らかにする必要がある．

本稿では2012年7月に，九州阿蘇カルデラ地域で発生した豪雨による斜面崩壊事例の調査結果を報告し，この地域でのテフラの崩壊が持つ特徴とその発生条件を検討する．また崩壊の発生場・発生時予測のために残されている今後の課題について述べる．

2. 調査地域の概要および降雨と災害の発生

本研究で対象とする阿蘇カルデラ東縁地域は，カルデラ形成期である約27万年前から約9万年前に噴出したAso-1からAso-4までの火砕流堆積物が，現在の地形を構成しており，この基盤岩を，それ以降に噴出降下した火山灰層とその風化土が被覆している．この上位層は，しばしば豪雨によって崩壊しており，近年では1990年，2001年に顕著な土砂災害が発生している（大八木ほか，1991; 村田・渋谷，1992; 宮縁ほか，2004）．

今回の2012年7月九州北部豪雨（Fig. 1）は，発災は7月12日（熊本県阿蘇市）および7月14日（福岡県八女市）であるが，断続的に降雨のあった6月15日以降，発災数日前の7月7日までに九州中南部を中心に，合計1000 mm超の雨が先行降雨としてもたらされていることに注意すべきである（Fig. 1B）．7月7日以降，数日の無降雨期間を挟んだのち，7月11日から7月14日にかけて，九州北部を中心に再び強い降雨がもたらされ（Fig. 1C），先行降雨とトリガー降雨の分布域が重なることによって総雨量が一定以上の値（> 約1700 mm）に達した阿蘇カルデラ地域およびその北西部の八女地域で斜面崩壊が発生した（Fig. 1A）．

Fig. 2に本研究で対象とする阿蘇カルデラ地域で観測された降雨の経時変化を示す．住民証言によれば，カルデラ壁をつくる斜面で土石流が発生したのは，7月12日の午前6時ころである．斜面崩壊の直接的引き金となった降雨は，時間雨量100 mmを超える猛烈なものであり，10分雨量で10-20 mmの雨が数時間継続することで合計約500 mmの雨水が斜面に供給された結果，崩壊に至ったことがわかる．このトリガー降雨の発生する数日前までには，先行約1ヶ月間で約1000 mmの雨がもたらされており，斜面は高含水状態であったことが予測される．今回の斜面崩壊は，これら時間スケールの異なる二つの降雨の組み合わせによって発生したものといえよう．

回筆者らの調査した範囲内では，主として二つのタイプの斜面崩壊がみられた．ひとつは阿蘇カルデラ壁の上部から中腹部を源頭部とし，成層構造を持

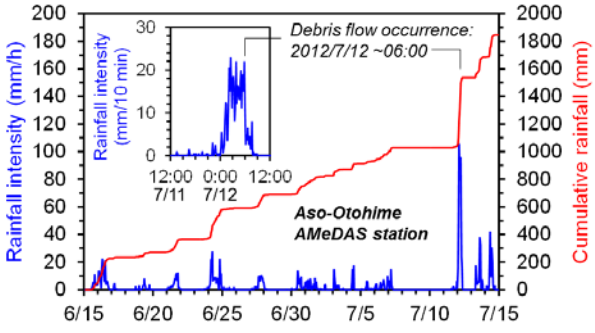


Fig. 2 Rainfall record at the Aso-Otohime AMeDAS station (cf. Fig. 1A for location), with timing of debris flows from the caldera wall.

つ明褐色の降下火山灰層の中にすべり面を形成して，上位にある黒ボク土様の土壌層が滑落しているもので，崩壊の深さはおおむね1-2 m以上とやや厚いものが崩壊している（Fig. 3A）．崩土は流動化して土石流となり，カルデラ底地に拡がっているものが多い．もうひとつは，中央火口丘の斜面に特に多くみられ，暗褐色の土壌化した火山灰層が厚さ1 m以下でごく薄く崩落しているものである（Fig. 4A）．このタイプの崩壊がみられる斜面は草地が多く，源頭部だけが円形に抜け落ちて，それよりも下方の斜面は崩土の移動に伴って草本がなぎ倒されてはいるものの，火山灰層の崩落を免れているというパターンもしばしば見受けられた（Fig. 4B遠望）．また崩土は著しく液状化し，泥流となって長距離を流下し，河谷を埋めているものが大半であった（Fig. 4B）．こうした特徴は，今回の豪雨での同地域における多地点の崩壊に広く認められた（久保田ほか，2012）．

3. 調査方法

二つのタイプの崩壊のうち，それぞれ典型的なものを，カルデラ壁の一部である中坂梨地域および中央火口丘の一部である仙酔峡地域から一つずつ選び，詳細な調査の対象とした（Fig. 3, 4）．いずれの崩壊地でもレーザー距離計を用いて測量を行い，崩壊深と崩壊面の傾斜等の形状データを取得した．

源頭部に露出した滑落崖を掘削整形して断面の観察を行い，滑落崖の高さや崩壊地内に露出している面との位置関係から，すべり面となった層準を特定した．この断面を用いて，山中式土壌硬度計による静的貫入抵抗試験を行い，テフラの各層準の相対的な力学的強度の深度分布を計測した．

またすべり面となった層準から，直径5 cm，高さ5.1 cmの円筒採土管を用いて不かく乱状態の試料を採取し，密度試験および飽和一面せん断試験のための供試体とした．試料は密封して持ち帰り，これらの土質試験を，京都大学防災研究所の試験室において行った．

4. 結果と考察

中坂梨地域の崩壊地では，崩壊の平均的な鉛直深さは3.5 ± 0.5 m，傾斜は32 ± 1°であった．すべり面はやや硬く締まったスコリア層の直下にあるシルト質ロームの内部に形成されていた．すべり面は，観察した断面では地表から約2.7 m の深さにある（Fig. 3B）土壌硬度計のデータをみると，浅部から深部にかけて値が増加するものの，すべり面の近傍で値が減少し，力学的に弱面を形成していることが示唆された．

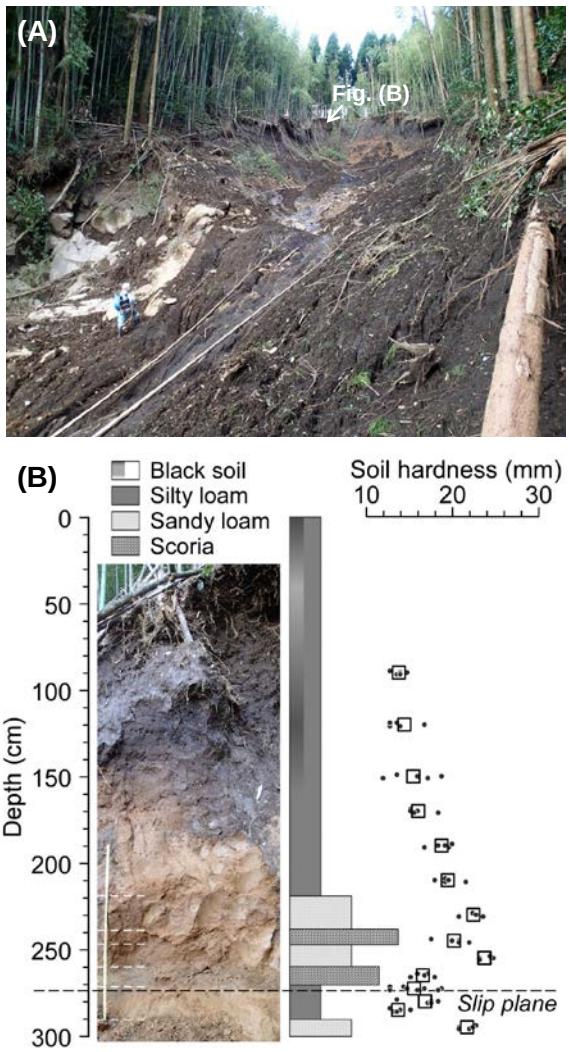


Fig. 3 Landslide scar investigated at Naka-Sakanashi area. (A) A view upward from mid part of the debris-scoring hollow. Note a man in the photo for scale. (B) Profile of ash fall deposits exposed at lateral scar with Yamanaka soil hardness (dots for raw data, open squares for average).

仙酔峡の崩壊地では，崩壊の平均的な鉛直深さは0.6 ± 0.1 m，傾斜は38 ± 1°であった．崩壊地の源頭部右岸側には，ずれ動いてはいるものの崩落せずにとどまった土塊が残存しており（Fig. 4C），テンションクラックの延長面や崩壊地内に露出した面との関係から，すべり面はこの鉛直断面上では，深度88 cmに形成されたということがわかった．近傍の頂部滑落崖での土壌硬度データをみると，すべり面の近傍で土壌硬度が小さくなっていることがわかる（Fig. 4D）．ただし，土壌硬度の大きなスコリア層はすべり面よりも数十cm深部にあり，強度の小さい層に到達する最小の深度ですべり面が形成されたことが示唆される．

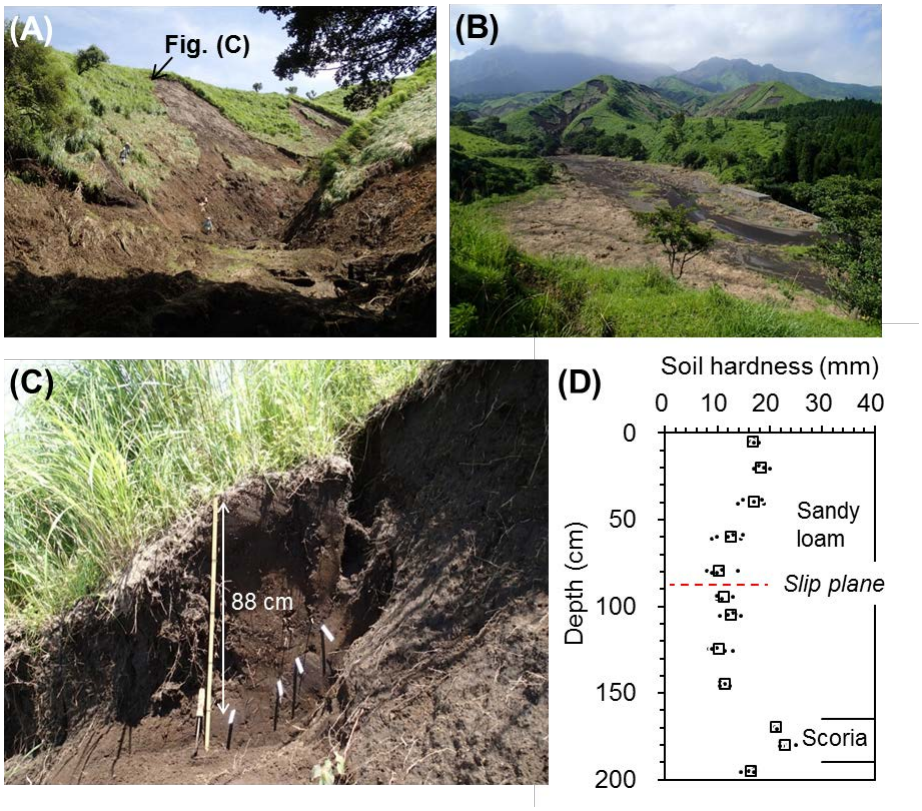


Fig. 4 Landslide scar investigated at Sensui-kyo area. (A) A view of typical scars. Note men in the photo for scale. (B) A view downward from the scar in Fig. A. (C) Slightly slid but stopped soil mass at the topmost part of the scar (cf. Fig. A), indicating slip depth of 88 cm in this profile. (D) Yamanaka soil hardness for the soil profile (dots for raw data, open squares for average).

Fig. 5 に二つの調査崩壊地から採取した供試体を用いて行った飽和一面せん断試験の結果を示す．二つの試料では，せん断強度に大きな差異があることがわかった．特に，粘着力について，中坂梨の試料が14.2 kPaを示すのに対し，仙酔峡の試料は，2.63 kPaと小さな値を示し，概して強度が小さいことが明らかとなった．こうした物性の差異は，両者が異なるテフラであることを意味している．また，この力学的性質の差異を反映して，中坂梨では相対的に深く，緩傾斜の斜面で（Fig. 3A），仙酔峡では浅く，急傾斜の斜面で（Fig. 4A），それぞれ崩壊が発生したものと考えられる．

Fig. 6 に得られた物性値を用いて，無限長斜面安定解析を行った結果を示す．これをみると，いずれの地域においても実際の崩壊地の形状データは，間隙水圧の上昇によって崩壊が発生した（図中の破線と実線の間の領域に存在する）と考えることで説明できる．中坂梨の実際の崩壊地のプロットは，実線のカーブに近く，すべり面に大きな間隙水圧が作用して崩壊に至ったものと考えられる．一方仙酔峡の崩壊では，プロットはむしろ破線に近く，土層が濡れた状態（サクションの喪失）からそれほど大きくない程度に間隙水圧が上昇した時点で崩れたものと推察される．これらのことから，中坂梨（カルデラ壁上部のテフラ層）と仙酔峡（中央火口丘斜面上のテフラ層）とでは，崩れに要する雨水の量や崩壊発生までの降水のパターン，またそれによって崩れに至るタイミングに差異が生じていた可能性が示唆される．この検証は今後の課題である．

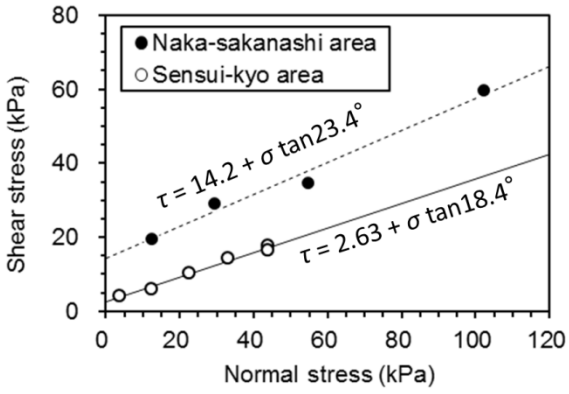


Fig. 5 Results of direct shear test for drained condition for undisturbed saturated specimens.

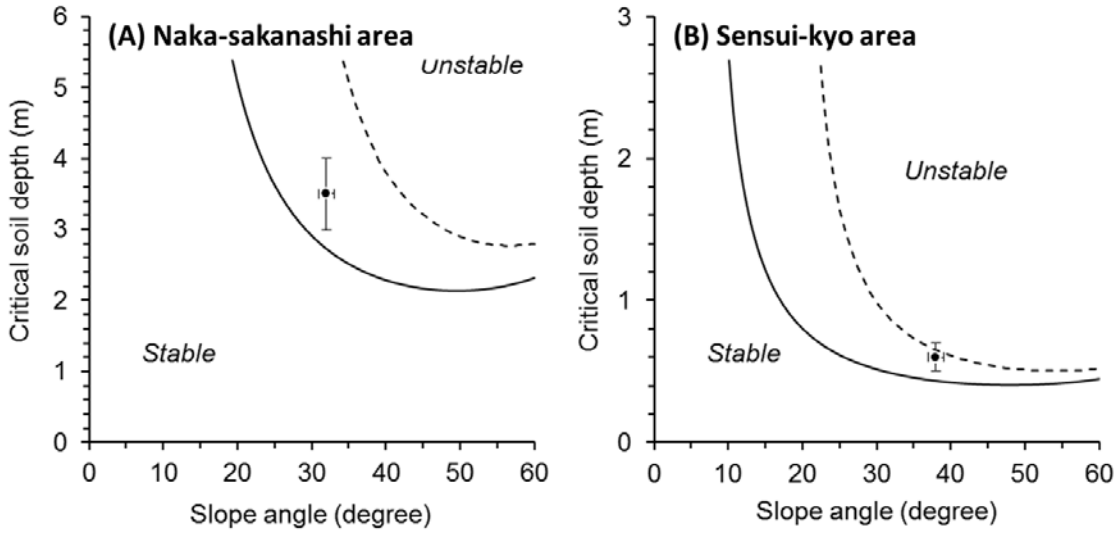


Fig. 6 Slope stability analysis for Naka-sakanashi area (A) and Sensui-kyo area (B). Broken and solid curves indicate critical lines for saturated but no pore-water pressure (tension saturated) condition, and saturated with maximum pore-water pressure (pressure head equals to vertical soil thickness above slip plane), respectively. Dot with errors represents actual landslide scars surveyed in each area.

5. おわりに

本調査により，テフラ中のある層準に存在し，崩壊につながる弱面の存在が明らかとなったので，その空間的な分布を把握していく必要がある．また，降雨の浸透と崩壊発生のリンケージが不十分であるので，今後は，テフラの水理学的性質の測定とともに，斜面内部での浸透水の挙動や，間隙水圧の伝播特性などを，観測あるいは降雨入力シミュレーションなどによって明らかにしていく必要がある．

阿蘇カルデラ地域では，過去数十年にわたって，豪雨のたびに類似した土砂災害が繰り返されている．このことは，テフラなどの崩壊予備物質が豊富にある火山地域では，ハード的な対策による減災に限界があることを示している．豪雨による斜面災害に対する警戒避難情報の精度・確度を向上させたソフト対策の推進に取り組む必要がある．上述した課題の解決に取り組むことで，テフラを原因物質とする豪雨時表層崩壊の発生場と発生時の予測について，その糸口をつかみたいと考えている．

謝　辞

土質試験では，地盤災害研究部門 山地災害環境研究分野の中野真帆さん，森川亜紀子さんの協力を得た．本研究の一部は，自然災害研究協議会の突発災害調査として行われ，調査旅費の支給を受けた．記して感謝致します．

参考文献

大八木規夫・佐藤照子・八木鶴平（1991）：1990（平成2）年7月豪雨による九州地方の洪水・土砂災害調査報告．防災科研報告 第31号，pp.1-126.

久保田哲也・地頭薗隆・清水収・平川泰之・本田健・飯島康夫・泉山寛明・海堀正博・北原哲郎・小林浩・松本俊雄・松尾新二朗・松澤真・宮縁育夫・長野英次・中濃耕司・奥山悠木・島田徹・篠原慶規・杉原成満・武澤永純・田中信・内田太郎（2012）：平成24年7月九州北部豪雨による阿蘇地域の土砂災害．砂防学会誌，Vol. 65，No. 4，pp. 50-61.

宮縁育夫・大丸裕武・小松陽一（2004）：2001年6月29日豪雨によって阿蘇火山で発生した斜面崩壊とラハールの特徴．地形，No. 25，pp. 23-43.

村田重之・渋谷秀昭（1992）：1990年7月豪雨による熊本県阿蘇郡一の宮町古恵川の砂防・治山ダムの破壊と流出土砂量. 自然災害科学, No. 11, pp. 175-185.

Evans, S.G. and Bent, A.L. (2004) The Las Colinas landslide, Santa Tecla: a highly destructive flowslide triggered by the January 2001 El Salvador Earthquake. In Natural Hazards in El Salvador. Eds.,: Rose, W.I., Bommer, J.J., Lopez, D., Carr, M.J., and Major, J.J. Geological Society of America Special Paper No. 375, pp. 25-37.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

成層圏惑星規模波の下方伝播が北太平洋ブロッキングの形成に及ぼす影響

Influence of the Downward Propagation of Stratospheric Planetary Waves on the Formation of Blockings over the North Pacific

向川均・小寺邦彦(1)・藤井晶(2)

Hitoshi MUKOUGAWA, Kunihiko KODERA(1) and Aki FUJII(2)

（1）名古屋大学太陽地球環境研究所
（2）京都大学大学院理学研究科

(1) Solar-Terrestrial Environment Laboratory, Nagoya University
(2) Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

Case studies are used to elucidate the relationship between stratospheric planetary wave reflection and blocking formation in the troposphere. It is found that due to modified stratospheric zonal mean flow associated with the occurrence of a stratospheric sudden warming (SSW), stratospheric planetary waves occasionally propagate downward over the American sector, inducing a ridge over the North Pacific as well as a trough over eastern Canada in the upper troposphere. The ridge promotes the formation of a Pacific blocking through interaction with synoptic transient eddies. This result explains why Pacific blockings tends to form after SSW.

キーワード: 惑星規模波，成層圏突然昇温，ブロッキング
Keywords: planetary wave, stratospheric sudden warming, blocking

1. はじめに

対流圏ブロッキングと成層圏突然昇温（SSW）との関連性は，メカニズムが解明される以前から指摘されてはいた（Labitzke, 1965）が，Matsuno（1971）は，惑星規模波の対流圏からの伝播が促進されることによりSSWが発生することを初めて明らかにした．一方，対流圏ブロッキングは一般的に惑星規模波を増幅させると考えられている（Tung and Lindzen, 1979）．実際，Mukougawa et al.（2005, 2007）は，予報実験により，北大西洋ブロッキングを模した循環偏差を初期条件に加えた場合，惑星規模波が増幅しSSWが発生することを示している．また，最近の統計的解析も，ブロッキングとSSW発生との間には有意な関係があることが示されている（e.g., Martius et al., 2009; Castanheira and Barriopedro, 2010; Woollings et al., 2010; Bancalá et al., 201）．しかしながら，ブロッキングとSSWとの間の因果関係は完全に理解されたわけではないことも確かである（Taguchi, 2008）．それは，いくつかのブロッキングはSSWが発生した後に出現するためである．特に，北太平洋域でのブロッキングはSSWの発生後に生じる傾向があることが知られている．

対流圏ブロッキングは，通常，成層圏惑星規模波の増幅をもたらす．しかし，Nishii et al.（2010）は，北西太平洋域でブロッキングが発生すると，成層圏で惑星規模波が減衰する傾向となることを示した．これは，ブロッキングと成層圏惑星規模波の活動度

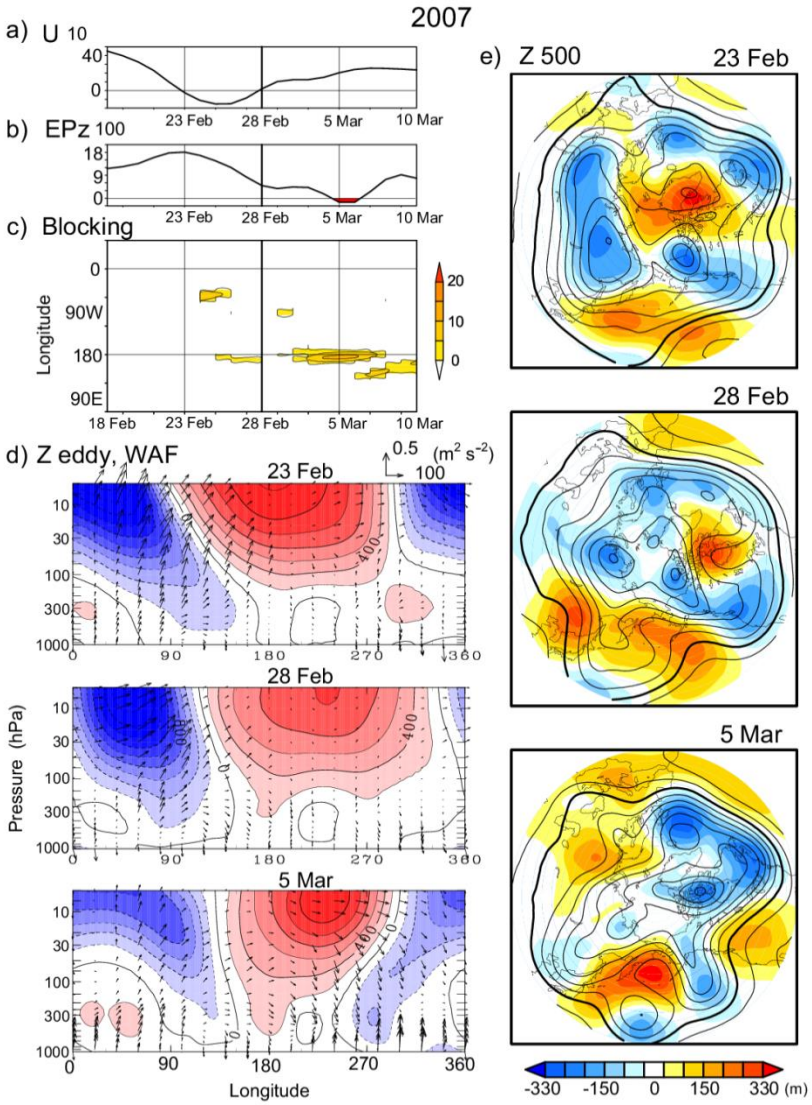


Fig. 1 (a) Time series of zonal-mean zonal wind at 10 hPa averaged over 60–70°N (unit: m s^{-1}). (b) Vertical component of E–P flux averaged over 45–75°N at 100 hPa (unit: 10^4 kg s^{-2}). Shading indicates negative values. (c) Longitude–time section of daily blocking strength (unit: m). (d) Height–longitude sections of three-day mean eddy geopotential height averaged over 60–70°N (contours, unit: m), and wave activity flux for wave 1 to 3 components (Plumb, 1985) for 23 February, 28 March, and 5 March 2007. The magnitude of Plumb's flux is scaled by the inverse of the square root of the pressure. Flux scales are indicated by arrows near the right-hand top. Vertical lines in panels (a), (b), and (c) indicate the dates illustrated in (d). (e) Same as in (d), except for polar stereographic 500-hPa geopotential heights in the NH (contours are every 100 m with thick lines indicating 5600 m) and their anomalies from the climatology (color shading).

との関係が，ブロッキングの発生位置に依存するためと考えられている（Castanheira and Barriopedro, 2010; Woolings, 2010; Nishii et al., 2011）．また，これまでの研究では，この依存性は，気候学的な惑星規模波とブロッキングに伴うロスビー波との干渉効果がブロッキングの発生場所に依存するためであると説明している．

一方，成層圏循環変動が間接的に対流圏ブロッキングを引き起こす可能性も指摘されている．Shaw and Perlwitz （2010）は，数値実験により，ブロッキングの発生頻度が成層圏における惑星規模波の伝播条件に依存することを示唆している．本研究では，成層圏が対流圏に及ぼす影響を明らかにするため，成層圏惑星規模波の鉛直構造の変化がブロッキング発生に及ぼす直接的影響に着目した解析を実施する．より具体的には，北太平洋ブロッキングの発生と成層圏惑星規模波の反射との関係をいくつかの事例解析により詳細に検討する．

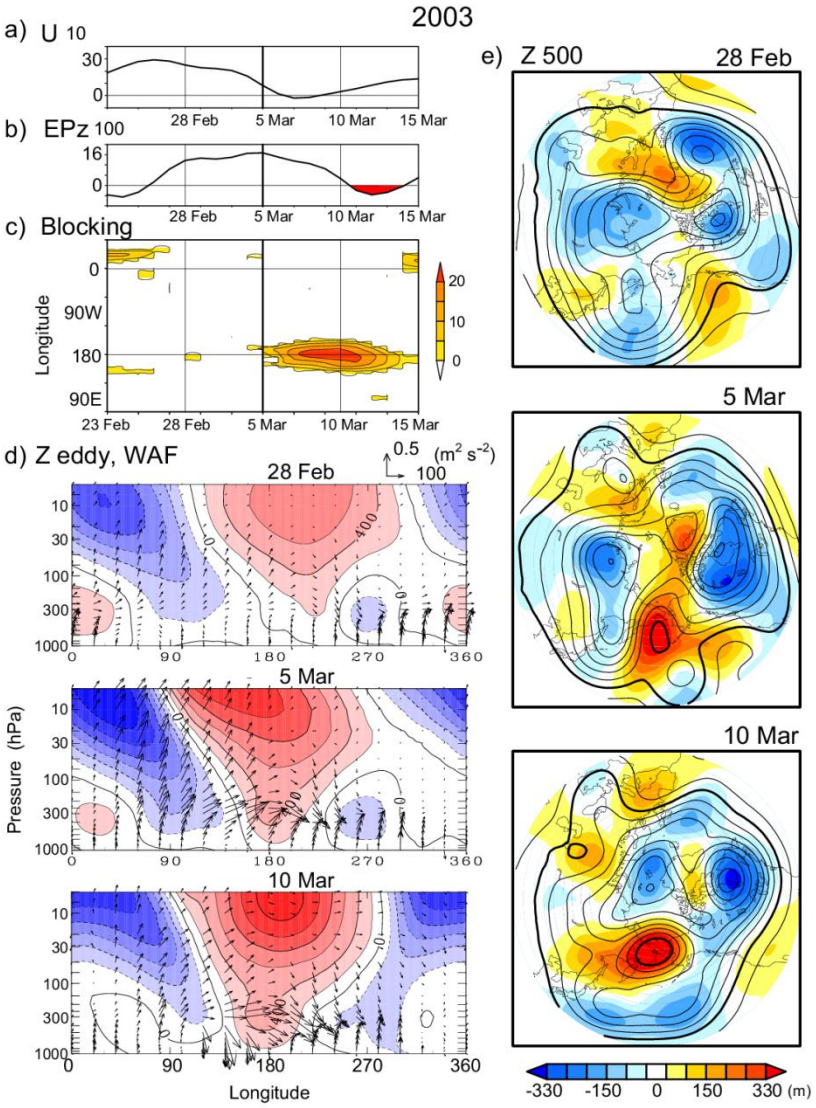


Fig. 2 Same as in Fig. 1, except for a blocking event in 2003. Panels (d) and (e) are for 28 February, 5 March, and 10 March 2003.

2. データ

本研究では，JRA-25/JCDAS 再解析データセット（Onogi et al., 2007）を用いた．気候値は，1979年から2006年までの28年間の平均値で定義した．

ブロッキングを定義するため，以下のblocking index（Tibaldi and Molteni, 1990）を用いた．まず，各経度で，ブロッキングが発生しやすい緯度（$\emptyset_0$）の低緯度側と高緯度側の500 hPa 高度場南北傾度であるGHGLとGHGHを求める．それぞれは，

$$\mathrm{GHGL} = (Z(\emptyset_0) - Z(\emptyset_L))/(\emptyset_0 - \emptyset_L) \quad (1)$$

$$\mathrm{GHGH} = (Z(\emptyset_H) - Z(\emptyset_O))/(\emptyset_H - \emptyset_O) \quad (2)$$

と定義した．また，ここで

$$\emptyset_H = 80° + \Delta, \quad \emptyset_0 = 60° + \Delta, \quad \emptyset_L = 40° + \Delta$$

であり，

$\Delta = -5°, 0°, 5°$

のそれぞれのΔについてGHGLとGHGSを求め，少なくとも一つのΔについて，

$$\mathrm{GHGL} > 0 \quad (3)$$

かつ，

$$\mathrm{GHGH} < -5\text{m / degree latitude} \quad (4)$$

となるとき，その経度でブロッキングが存在すると定義した．また，ブロッキングの強度を，NOAA Climate Prediction Center に従い，式（1）のGHGLで定義した．

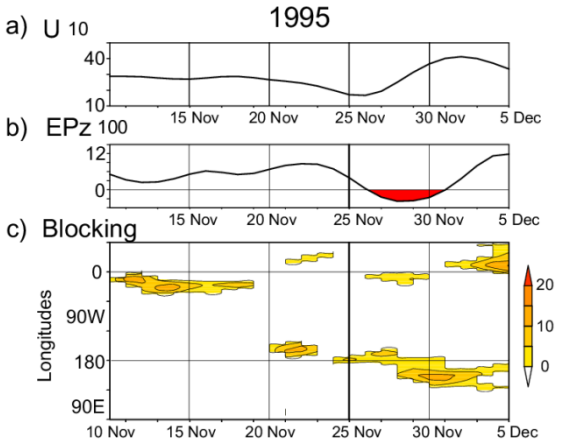


Fig. 3 Same as in Fig. 1a, 1b, and 1c, except for a blocking event in 1995. (a) Zonal-mean zonal wind. (b) Vertical component of E–P flux at 100 hPa averaged over 45–75°N. (c) Longitude–time section of daily blocking strength (unit: m). Vertical lines indicate the dates illustrated in Fig. 4.

3. 結果

3.1 2007年3月の事例

この事例を用いて，Kodera et al. （2008）は成層圏で反射した惑星規模波が対流圏に与える影響を明らかにした．但し，彼らは波数1から3の惑星規模波成分のみについて吟味しているため，ブロッキングのような総観規模スケールの現象は解析されていない．以下では，全波数成分について解析を実施し，この事例において太平洋域でブロッキングが発生していたことを記述する．

まず，2007年3月において成層圏惑星規模波の伝播と対流圏ブロッキングとの関連性を調べるため，Fig. 1aとFig. 1bに，北緯60度から70度で平均した10 hPa帯状風と，北緯45度から75度で平均した100 hPaにおけるE-P フラックスの鉛直成分の時間変動を示す．一方，Fig. 1cに，北半球でのブロッキング強度の経度-時間変動を示す．これらの図より，成層圏の西風は，惑星規模波の上向き伝播が増大すると減速し，2月24日頃に北緯60度，10 hPaの帯状風は東風となり大規模SSWが発生したことが分かる．その後，成層圏惑星規模波の活動度は減衰し，2月28日頃に西風が回復する．そして，3月3日頃に日付変更線付近で北太平洋ブロッキングが発生する．すると，E-Pフラックスの鉛直成分は減少して，3月5日頃に負の値となる．

Fig. 1dに，北緯60度から70度で平均した3日平均の惑星規模波に伴う高度場偏差（東西非一様成分）を経度－高度断面で示す．また，惑星規模波の鉛直・東西伝播をPlumb（1985）の3次元E-Pフラックスを用いて示す．この図から，惑星規模波束はユーラシア大陸上を東向き，かつ上向きに伝播し，成層圏で反射され下方伝播していることが分かる．2月23日頃の，ユーラシア大陸上での上向き伝播の強化は，波の位相が西傾していることと対応している．一方，アメリカ大陸上での下向き伝播は3月5日頃に顕著となり，位相は高さとともに東に傾く．

500 hPa 高度場分布からこの期間における対流圏循環の時間変化を記述する（Fig. 1e）．2月23日頃に，気圧の峰がグリーンランド付近の北大西洋域に存在するが，同じ頃，北太平洋域には明瞭な気圧の峰は存在しない．2月末から，北太平洋域において成層圏の気圧の峰は，西半球で惑星規模波の上方伝播が抑制されるのに伴って，対流圏へ下向きに延伸し始める．このことは，対流圏における北太平洋域での気圧の峰と，北アメリカ大陸東部域での気圧の谷の発達と対応している．3月初旬に，双極子型のブロッキングが北太平洋域の気圧の峰から発達し始める．但し，次節で示すように，北太平洋域でブロッキングが発達するには，高周波移動性擾乱との相互作用が重要な役割を果たしている（Nakamura et al., 1997）．一方，Fig. 1dより，日付変更線付近で発達するブロッキング高気圧は成層圏でのアリューシャン高気圧へと接続していることが分かる．このアリューシャン高気圧は，ヨーロッパ域で対流圏から上方伝播する惑星規模波束によって形成されることが知られている（Hayashi, 1981）．この事例から，北太平洋域のブロッキングは，増幅する惑星規模波の峰と移動性の総観規模渦との相互作用により形成されたと考えられる．次節では，この作業仮説を別の事例から検証する．

3.2 2003年3月の事例

ここでは，Yamazaki and Itoh（2009）が，ブロッキングの維持に関する新しい力学理論である選択的吸収メカズム（Selective Absorption Mechanism; SAM）を実証するために解析した，2003年3月に発生した典型的な北太平洋ブロッキングイベントを調べることにより，前節で提起した作業仮説の妥当性を吟味する．なお，彼らが提示したSAMでは，ブロッキング高気圧は，上流から移流してくる総観規模擾乱に伴う高気圧性循環のみを選択的に引き寄せ，吸収することにより，維持されると説明する．Fig. 1と同様の図表を用いて， Fig. 2にこの事例の時間発展を示す．

2002年/03年の冬季には，2003年1月17日に大規模SSWが発生している．このSSWの後，成層圏極渦は回復するが，2月末以降，惑星規模波の上方伝播によ

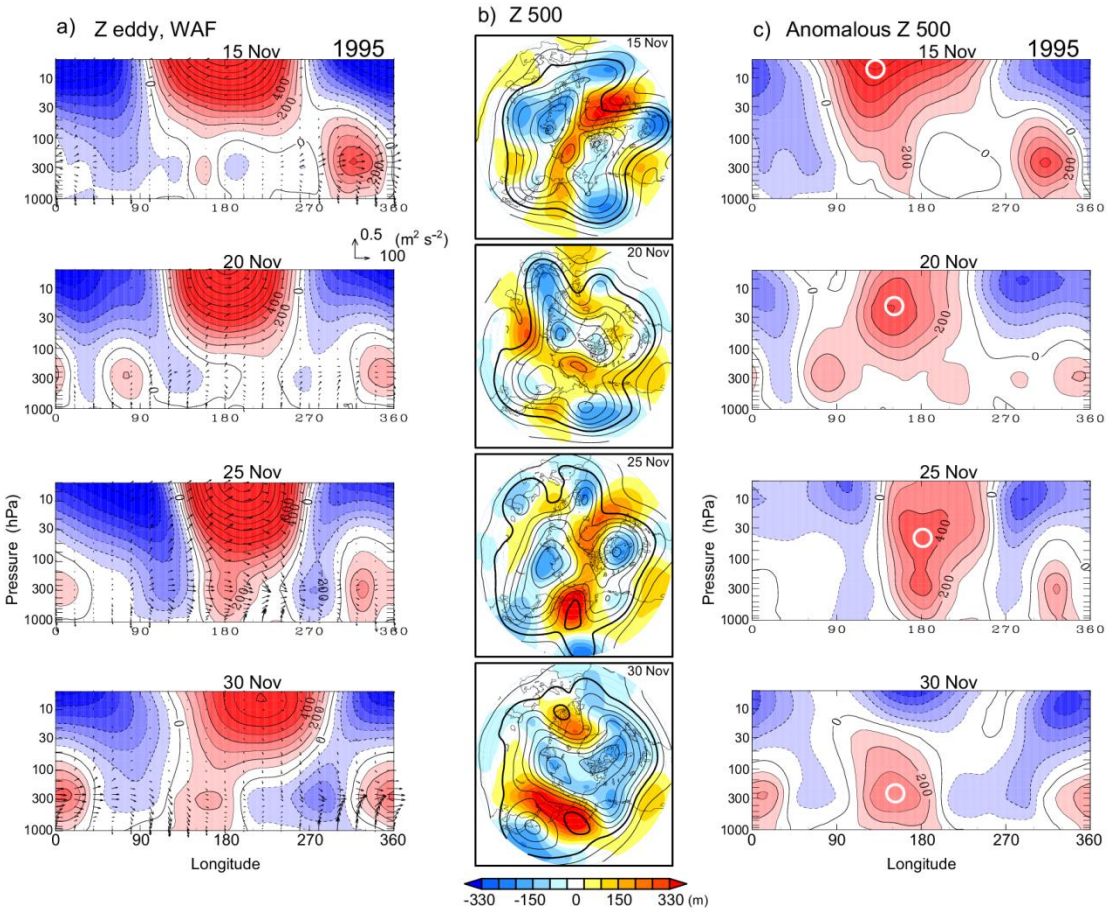


Fig. 4 (a) Height–longitude sections of three-day mean zonally asymmetric component of geopotential height (contours, unit: m) and Plumb's wave activity flux of planetary waves averaged over 60–70°N for 15, 20, 25, and 30 November 1995, from top to bottom. (b) Same as in (a), except for 500-hPa geopotential heights (contours every 100 m) and their anomalies from the climatology (color shading). (c) Same as in (a), except for anomalous geopotential height from the climatology.

って，再び成層圏西風は減速し始める．3月初旬に，この上方伝播が抑制され始めると，北太平洋域でブロッキングが形成し始める．

Fig. 2dで示された高度場東西非一様成分の経度－緯度断面図でも，2007年の事例と同様の時間変化が見て取れる．すなわち，2月28日にユーラシア域で惑星規模波の上方伝播が増大し，3月初旬には成層圏極域が東風となる．この小規模SSWの後，惑星規模波は下部成層圏と対流圏内に捕捉されて東向きに伝播し，3月5日から10日にかけて，北アメリカ大陸上で下向きに伝播する．そして，成層圏で反射された波成分が支配的となり，3月11日には，E-Pフラックスの鉛直成分も負となる（Fig. 2b）．この事例においても，2007年の事例と同様に，惑星規模波に伴う北太平洋域の峰は発達しながら下方に延伸し，カナダ上空での谷の発達を伴いながら，それまで西傾していた北アメリカ大陸上の気圧の峰の位相は高さとともに東に傾くようになる．しかしながら，2007年の事例と比較すると，惑星規模波はより低高度で捕捉されている．ブロッキングが形成され始めると（Fig. 2e），ブロッキングはYamazaki and Itoh（2009）が示したように，総観規模擾乱との相互作用を通じ維持されるようになる．

3.3　北西太平洋ブロッキング事例（1995年）

Nishii et al.（2010）は，北西太平洋（WP）ブロッキングが発生すると，気候学的惑星規模波とWPブロッキングで生じたロスビー波束とが干渉して，成層圏惑星規模波が弱まるため，成層圏極域が寒冷化すると論じている．ここでは，彼らがその典型例として解析した1995年11月に発生した WP ブロッキング事例について，成層圏惑星規模波の反射という本論文で提示した文脈に従って解析を進める．

Fig. 3に，1995年11月10日から12月5日までの（a）10 hPa での帯状風と（b）100 hPaでのE-P フラックスの鉛直成分の時間変化と，（c）ブロッキング強度

の経度－時間変化を示す．この図から，11月15日頃から，北大西洋域でのブロッキングに伴い，惑星規模波の上方伝播が徐々に増大することが分かる．そして，11月25日付近で惑星規模波の上方伝播が弱まるに従い，成層圏極夜ジェットは強化する．その後，11月末に，E-Pフラックスの鉛直成分は負になり，惑星規模波が成層圏で反射していることが分かる．しかも，この時期に日付変更線付近でブロッキングが形成し始める．さらにその後，ブロッキングは次第に西進し，北西太平洋域で増幅する．このような過程により，ブロッキング発生領域が北大西洋域から北太平洋域へと遷移するのである．また，これに伴い， 惑星規模波の上方伝播は，2003年や2007年の事例と同様に抑制される．

惑星規模波の反射と北太平洋でのブロッキング発生との関係はFig. 4からも確かめることができる．まず，500 hPa高度場（Fig. 4b）を見ると，11月15日に北大西洋域でブロッキングが発達していることが分かる．このブロッキングは，ユーラシア・北大西洋域で上方伝播する惑星規模波束を形成する．11月20日頃には，上方伝播領域は主にシベリア域に存在する．そして，11月25日から30日にかけて，西半球側での位相線が高さとともに東に傾くようになり，成層圏下層での鉛直伝播方向も下向きになる（Fig. 4a）．一方，成層圏から下方に延伸する北太平洋域の峰は，日付変更線付近で発達するブロッキングへと繋がっている．その後，このブロッキングは惑星規模波の構造の変化に伴い，シベリア域へと西進する．このように，このWP ブロッキングは，前節までで記載した2つの事例と同様に，惑星規模波の成層圏での反射と下部成層圏での捕捉に伴って形成し始めたことが確かめられる．

なお，同様の解析を2010年/11年の北半球冬季，2010年6月の南半球冬季についても行い，成層圏で反射した惑星規模波が対流圏ブロッキングの契機となっている事実を確認した．

4. 議論

最近の研究で，ブロッキングが発生する地域によって，ブロッキングと惑星規模波の活動度との関係に違いがあることが示されている．すなわち，北大西洋－ヨーロッパ域でブロッキングが発達すると成層圏惑星規模波の振幅は増大するが，北太平洋域でブロッキングが出現すると，逆に減衰してしまう．この一見矛盾する関係は，これまで気候学的惑星規模波とブロッキングに伴い形成されるロスビー波束との干渉効果により説明されてきた（Nishii et al., 2010, 2011; Woolings, 2010）．但し，この枠組みでは，波束は気候場からの偏差として定義されることに注意すべきである．

しかしながら，この干渉という枠組みでは循環場の時間発展におけるいくつかの特徴を説明することが難しい．例えば，1995年11月の事例について，気候場からの偏差場の時間発展を見ると（Fig. 4c），ブロッキングが北大西洋－ヨーロッパ域に位置するときには（11月15日頃），偏差場は気候場とほぼ同じ鉛直構造を持っているが，ブロッキングが北太平洋域に出現し西進する11月末には，偏差場の鉛直構造は，気候場と全く異なるだけではなく，その正偏差の中心は見かけ上，成層圏から対流圏に下方伝播するように表現される（Fig. 4cでの白丸印）．一方，ブロッキングに対応する気圧の峰は，高さとともに西傾することから（11月30日），偏差は上向きに伝播すると予期される．このため，見かけ上現れる偏差場の下向き伝播を説明するのは困難である．他方，11月末にE-Pフラックスの鉛直成分が負となる事実（Fig. 3b）も干渉という枠組みでは説明が困難である．これは，気候場の惑星規模波とブロッキングで生ずるロスビー波束はどちらも上向き伝播することを考慮すると，両者の干渉によって，全E-Pフラックスが減少することは説明可能であるが，負の値となることを直感的に理解するのは大変困難なためである．さらに，干渉の枠組みでは，11月末に（Figs. 4a, 4b）北太平洋域のブロッキングと同時に，カナダ上空で惑星規模の気圧の谷が発達することを説明するのは困難である．このカナダ域の気圧の谷の存在は，成層圏で惑星規模波が反射していることを示すもう一つの証拠である．このように，成層圏極域が昇温した後，北太平洋域でブロッキングが発生する事象を理解するには，成層圏での惑星規模波の反射と捕捉という枠組みがより適切であると考えられる．

5. まとめ

本研究において，成層圏惑星規模波の鉛直構造の変化を契機として北太平洋域でブロッキングが出現する事例のいくつかを解析した．その結果，成層圏惑星規模波の反射とブロッキング形成の関係は以下のようにまとめられる．

(1) 北大西洋－ヨーロッパ域でのブロッキングの発達によって，ユーラシア域から惑星規模波束の鉛直伝播の強化が生じる．この上向き伝播に伴い，成層圏でシベリア上空に気圧の谷と，アリューシャン上空に気圧の峰が形成される．

(2) 惑星規模波が増幅すると成層圏の帯状風分布が変化し，それによって，惑星規模波が対流圏から上向きに伝播する傾向が抑制される．特に，波数2，

3成分は成層圏下部と対流圏に捕捉される．この上向き伝播の抑制によって，惑星規模波の位相はより順圧的となる．この鉛直構造の変化は，アリューシャン高気圧の下方への延伸，及び，シベリア上空の気圧の谷の西進によって実現される．一方，アリューシャン上空での気圧の峰の発達は，その地域でブロッキングが形成するきっかけを与え，その後，移動性総観規模擾乱の活動性が高いと，両者の相互作用によりブロッキングが発達する．

（3）さらに，惑星規模波の上方伝播が抑制されると，惑星規模波は下方へと伝播する傾向を持つ．特に，北アメリカ大陸上でその傾向は顕著となる．この傾向は，カナダ上空での気圧の谷の発達と，シベリア上空での低気圧性偏差，さらに北太平洋域での高気圧性偏差の西進と対応する．

（4）もし，惑星規模波の上方伝播が抑制されたために，極域成層圏が寒冷化し西風が再形成されると，惑星規模波は再び成層圏へ上向きに伝播できるようになり，上記の一連のプロセスが繰り返される．このようにして，2010年/11年の冬季のように，成層圏バッシレーションサイクルが出現する．

参考文献

Bancalá, S., Krüger, K. and Giorgetta, M. (2012): The preconditioning of major sudden stratospheric warmings. J. Geophys. Res., Vol. 117, D04101, doi:10.1029/2011JD016769.

Castanheira, J. M., and Barriopedro, D. (2010): Dynamical connection between tropospheric blockings and stratospheric polar vortex. Geophys. Res. Lett., Vol. 37, L13809, doi:10.1029/2010GL043819.

Hayashi, Y. (1981): Vertical–zonal propagation of a stationary planetary wave packet. J. Atmos. Sci., Vol. 38, pp. 1197–1205.

Kodera, K., Mukougawa, H. and Itoh, S. (2008): Tropospheric impact of reflected planetary waves from the stratosphere. Geophys. Res. Lett., Vol. 35, L16806, doi:10.1029/2008GL034575.

Labitzke, K. (1965): On the mutual relation between stratosphere and troposphere during periods of stratospheric warmings in winter. J. Appl. Meteor., Vol. 4, pp. 91–99.

Martius, O., Polvani, L. M. and Davies, H. C. (2009): Blocking precursors to stratospheric sudden warming events. Geophys. Res. Lett., Vol. 36, L14806, doi:10.1029/2009GL038776.

Mukougawa, H., Sakai, H. and Hirooka, T. (2005): High sensitivity to the initial condition for the prediction of stratospheric sudden warming. Geophys. Res. Lett., Vol. 32, L17806, doi:10.1029/2005GL022909.

Mukougawa, H., Hirooka, Y., Ichimaru, T. and Kuroda, Y. (2007): Hindcast AGCM experiments on the predictability of stratospheric sudden warming. Nonlinear Dynamics in Geosciences, Tsonis, A. A. and Elsner, J. B., eds., Springer–Verlag, New York, pp. 221−233.

Nishii, K., Nakamura, H. and Orsolini, Y. J. (2010): Cooling of the wintertime Arctic stratosphere induced by the Western Pacific teleconnection pattern. Geophys. Res. Lett., Vol. 37, L13805, doi:10.1029/2010GL043551.

Nishii, K., Nakamura, H. and Orsolini, Y. J. (2011): Geographical dependence observed in blocking high influence on the stratospheric variability through enhancement and suppression of upward planetary-wave propagation. J. Climate, Vol. 24, pp. 6408–6423.

Onogi, K., et al. (2007): The JRA-25 reanalysis. J. Meteorol. Soc. Japan, Vol. 85, pp. 369–432.

Plumb, R. A. (1985): On the three dimensional propagation of stationary waves. J. Atmos. Sci., Vol. 42, pp. 217– 229.

Shaw, T. A. and Perlwitz, J. (2010): The impact of stratospheric model configuration on planetary scale waves in northern hemisphere winter. J. Climate, Vol. 23, pp. 3369–3389.

Taguchi, M. (2008): Is there a statistical connection between stratospheric sudden warming and tropospheric blocking events? J. Atmos. Sci., Vol. 65, pp. 1442–1454.

Tibaldi, S. and Molteni, F. (1990): On the operational predictability of blocking. Tellus, Vol. 42A, pp. 343–365.

Tung, K. K., and Lindzen, R. S. (1979): A theory of stationary long waves. Part I: A simple theory of blocking. Mon. Wea. Rev., Vol. 107, pp. 714–734.

Yamazaki, A., and Itoh, H. (2009): Selective absorption mechanism for the maintenance of blocking. Geophys. Res. Lett., Vol. 36, L05803, doi:10.1029/2008GL036770.

Woollings, T., Charlton-Perez, A. J., Ineson, S., Marshall, A. G. and Masato, G. (2010): Associations between stratospheric variability and tropospheric blocking. J. Geophys. Res., Vol. 115, D06108, doi:10.1029/2009JD012742.

（論文受理日：2013年6月3日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

全球に適用可能な非静力学大気力学コアの定式化

A Non-hydrostatic Formulation of an Atmospheric Dynamical Core Applicable to the Global Domain

榎本剛・荘漢明(1)

Takeshi ENOMOTO and Hann-Ming Henry JUANG(1)

(1) 米国海洋大気局地球環境予測センター

(1) National Centers for Environmental Prediction, National Oceanic and Atmospheric Administration, USA

Synopsis

A simple and stable non-hydrostatic formulation is proposed and tested using the National Centers for Environmental Prediction Mesoscale Spectral Model (NCEP MSM) in idealized experiments. MSM uses double-Fourier series for horizontal discretization and a vertical coordinate based on the hydrostatic pressure. MSM requires the hydrostatic temperature specified externally or evolved internally. The new formulation uses the horizontally averaged temperature as the hydrostatic temperature to enable its applications to the global domain without an additional prognostic variable. The modified MSM runs stably in the warm and cold bubble experiments. The noise in the perturbation pressure indicative of sound waves may be controlled by the size of the horizontal average of the temperature.

キーワード: Euler方程式系，音波，鉛直座標，スペクトル変換法
Keywords: Euler equations, sound wave, vertical co-ordinate, spectral transform method

1. はじめに

静力学近似を用いた大気大循環モデルのほとんどは，気圧pに基づいた鉛直座標を採用している．静力学近似から，気圧と高度に1対1の対応があるためである．非静力学の場合，等圧面が転倒する可能性があり，鉛直座標にはふさわしくない．実際，大半の非静力学モデルでは，高度に基づく鉛直座標が用いられている．静力学大気大循環モデルと非静力学モデルとの間には，鉛直座標の差異に起因して，方程式系の形ばかりでなく，上方の境界条件や気象学的ノイズに対処する数値手法が異なり，非静力学効果を正しく評価することは困難である．

Laprise (1992)は，高さ方向に多価関数とならない静力学気圧$\bar{p}$（¯は静力学を意味する．）を鉛直座標に用いることを提案した．この定式化は，非静力学効果が無視できるとき，プリミティブ方程式系に帰着するため，非静力学効果を取り込んだ自然な拡張となっている．この鉛直座標を用いたEuler方程式系を大気大循環モデルに導入すれば，非静力学効果の適切な評価が可能となる．

Juang (1992)は, Laprise (1992)と同様にz座標系でのEuler方程式系を静力学気圧に基づく鉛直座標に変換した．2つの定式化は，同じ方程式系を同様な鉛直座標に座標変換したにも関わらず，一部形式が異なっている．

両者の差異は，ジオポテンシャル高度の定義にある．Laprise (1992)は，$\bar{p}$座標でも連続の式がp座標と

同形となるように比容を鉛直に積分したものをジオポテンシャル高度と定義している．これに対し，Juang (1992)は，静力学の変数間で成り立つ静力学平衡を考え，鉛直座標を定義する補助的な変数として静力学気温 $\bar{T}$を導入した．

Juang (1992, 2000)は，静力学気温 $\bar{T}$としていくつかの候補をあげている．

- 時間変化しない一定値: 理想実験に用いることはできるが，気温の変化が大きくなるような広領域には適切ではない．
- 外部から与える値: 静力学の親モデルの気温を与える．この方法は入れ子にした領域モデルには適用できるが，全球に適用することはできない．
- 内部で予測する値: 静力学気温 $\bar{T}$を予報変数として予測する．この方法は全球にも適用可能であるが，計算コストが増大する．Juang (2000)は，計算コスト節減のため非断熱加熱の計算を省略することを提案している．

これらの方法の他，内部の非静力学変数と静力学気圧を用いて診断的に求めることもできる．

$$\bar{T} = T\left(\frac{\bar{p}}{p}\right) \tag{1}$$

この静力学気温を用いるとJuang (1992)が導出した方程式系はLaprise (1992)の得た方程式系に帰着する．

本研究では，これらに代わるものとして水平方向に領域平均した気温を静力学気温として用いることを提案する．一定以上の広さの領域を平均した気温は，より静力学平衡に近く，非断熱加熱を含めて計算されるので，その領域の気温をよく代表している．予報変数を追加することなく，平均操作のみで得られるため計算コストが少ない．本研究では，理想実験を行い，既存の手法と比較しながら，静力学気温として気温の領域平均値を用いた定式化について，検証する．

2. モデルと実験設定

本研究では，米国環境予測センター（National Centers for Environmental Prediction, NCEP）のメソスケール・スペクトルモデル（Mesoscale Spectral Model, MSM, Juang 1992, 2000）を用いる．MSMは，水平に二重フーリエ級数，鉛直に静力学気圧に基づくσ座標による離散化を採用している．MSMの既定では，静力学気温は境界条件とともに外部から与える．

2.1 実験設定

2次元の理想実験を行うため，MSMにいくつかの改変や設定の変更を施した．まず，物理過程及び境界での緩和計算は省略した．投影は，赤道付近のメルカトル図法を選択した．3次元モデルで，擬似的に2次元実験を行うため，南北方向に8点配置し，南北に同じ初期値から時間積分を開始した．弱い南北風が生成されるが，無視できる大きさであることを確認した．上部境界付近では鉛直解像度の急変が生じないように，徐々に解像度を粗くした．

本研究では，静力学気温$\bar{T}$として以下の3つの場合を比較する．

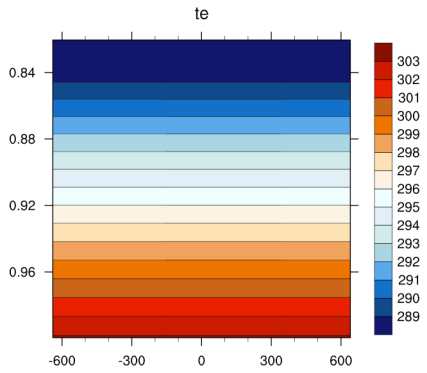
- 外部から与えた値（以下一定値）
- (1)により診断した値（以下診断値）
- 領域平均値（以下領域平均値）

理想実験は，暖気塊実験（Robert 1993）及び冷気塊実験（Straka et al. 1993）を行う．どちらの実験でも時間刻み幅は$\Delta t = 1$sである．

2.2 暖気塊実験

基本場は，無運動で$\sigma = 0.84$以下で$\bar{\theta} = 303.16$ Kの等温位，上空は等温大気とする [Fig. 1a]．暖気塊は260 mの位置におき，中心から50 mまで$\delta\theta = 0.5$ K一定とし，以遠は振幅がe^{-1}になる半径が100 mとなるように指数函数的に減衰させる [Fig. 1b]．水平解像度は$\Delta x = \Delta y = 10$ mで，格子点数は128×8である．鉛

(a)



(b)

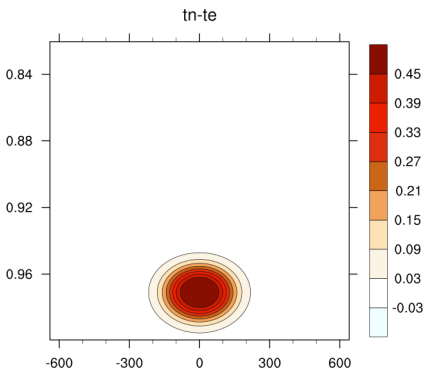
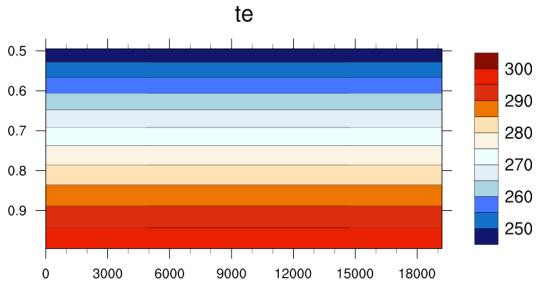


Fig. 1 (a) The basic temperature profile (K) and (b) the initial perturbation temperature (K) in the warm bubble experiment.

(a)



(b)

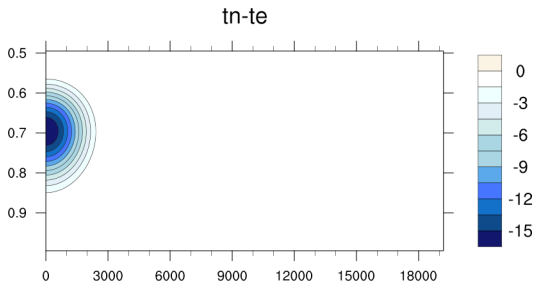


Fig. 2 (a) The basic temperature profile (K) and (b) initial perturbation temperature (K) in the cold bubble experiment.

直解像度は$\sigma \geq 0.84$で$\Delta\sigma = 0.001$とし，これより上空は0.002から0.064まで徐々に粗くし鉛直層数を180とする．3 sで振幅がe^{-1}となるような，4次の数値粘性を与えた．

2.3　冷気塊実験

基本場は，無運動で$z = 6000$ m以下で$\bar{\theta} = 300$ Kの等温位，上空では等温大気とする [Fig. 2a]．気温偏差（K）は地表から$z_c = 3000$ mの位置に$L \leq 1$の範囲に

$$\delta\theta = -\frac{15}{2}[\cos(\pi L) + 1]$$

という分布で与える [Fig. 2b]．Lは

$$L = \left\{\left[\frac{x}{x_r}\right]^2 + \left[\frac{z - z_c}{z_r}\right]^2\right\}^{1/2}$$

で与えられる．$x_r = 4000$ m，$z_r = 2000$ mである．水平解像度は$\Delta x = \Delta y = 100$ mで，格子点数は512×8である．鉛直解像度は$\sigma \geq 0.4$で$\Delta\sigma = 0.01$とし，これより上空は0.02から0.06まで徐々に粗くし鉛直層数を70とする．暖気塊実験と同様な4次の数値粘性を与えたが，2次の拡散は用いなかった．

3.　結果

この節では，静力学気温を変えて行った暖気塊実験及び冷気気塊実験の結果について述べる．

3.1　暖気塊実験

暖気塊は，時間とともに浮力により上昇しながら，細く引き延ばされ，渦を巻いていく．時刻$t = 720$ sにおける温度偏差をFig. 3に示す．静力学気温として，診断値を用いた場合（Fig. 3b）でも，領域平均値を用いた場合（Fig. 3c）でも，一定値を与えた場合（Fig. 3a）とほぼ同じ結果で，暖気が周囲の空気を取り込みながら渦を巻いている．

ところが，気圧偏差には差異が認められる（Fig. 4）．静力学気温として一定値を用いた場合は（Fig. 4a），暖気塊に伴う渦に対応して-0.05 hPa程度の振幅をもつ気圧の負偏差が対で現れている．静力学気温に診断値を用いた場合にも暖気塊に対応する気圧の負偏差が認められるものの，振幅は小さい（Fig. 4b）．また，中心から東西に広がる気圧の正偏差が顕著であり，先端には衝撃波のような急変がある．これは音波が適切にコントロールされていないことを示唆する．これに対し，静力学気温に領域平均値を用いた場合，気圧の負偏差は静力学気温に一定値を用いた場合と同程度の振幅である（Fig. 4c）．静力学気温に診断値を用いた場合に似た気圧の正偏差はあるが振幅は弱く，衝撃波のような気圧の急変はない．

暖気塊実験の領域の幅は1.28 kmであり，静力学平衡が成り立つとされる水平スケールよりもかなり小さい．そこで，領域の幅10 kmに対応する，一定値との重み平均を静力学気温とした実験を行った．気温偏差は，他の実験とほとんど差はない（Fig. 3d）．領域の幅を10 kmとすると，気圧偏差場のノイズは除去され，一定値を用いた場合に近くなる（Fig. 4d）．

3.2　冷気塊実験

冷気塊は，時間とともに下降して地面に達するとともに，渦列を引き起こす．静力学気温に診断値を用いた実験は，計算不安定を起こした．一定値を用いた場合（Fig. 5）と同様に，静力学気温に領域平均値を用いた場合（Fig. 6）は安定した時間積分を行うことができた．図に示す範囲は，計算領域の中心から右に192点分である．渦列に伴う温度偏差の位置や強さはよく一致している（Fig. 5a, 6a）．渦に伴う鉛直流は，静力学気温に領域平均値を用いた場合の方が一定値を用いた場合よりもやや強い（Fig. 5b, 6b）．気圧偏差の振幅もやや強いが，衝撃波のような気圧の急変は見られない（Fig. 5c, 6c）．従って，音波はコントロールされていると考えられる．

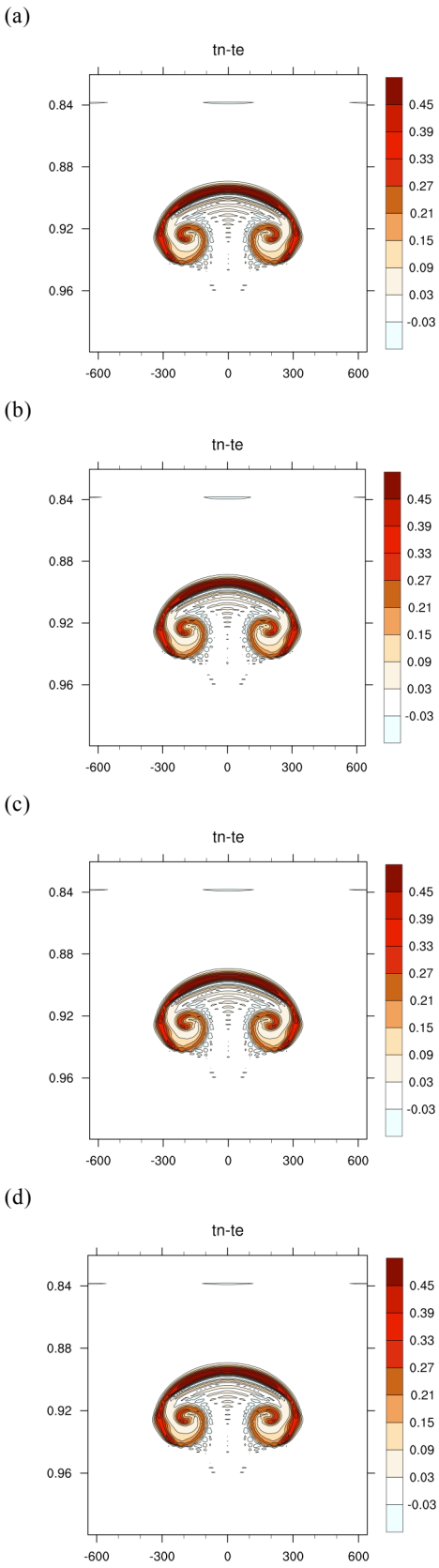


Fig. 3 Temperature perturbation (K) at $t = 720$ s in the warm bubble experiments with (a) the constant value, (b) diagnosed value, (c) domain average value and (d) the weight average of (a) and (c) corresponding to the average in the domain of 10 km.

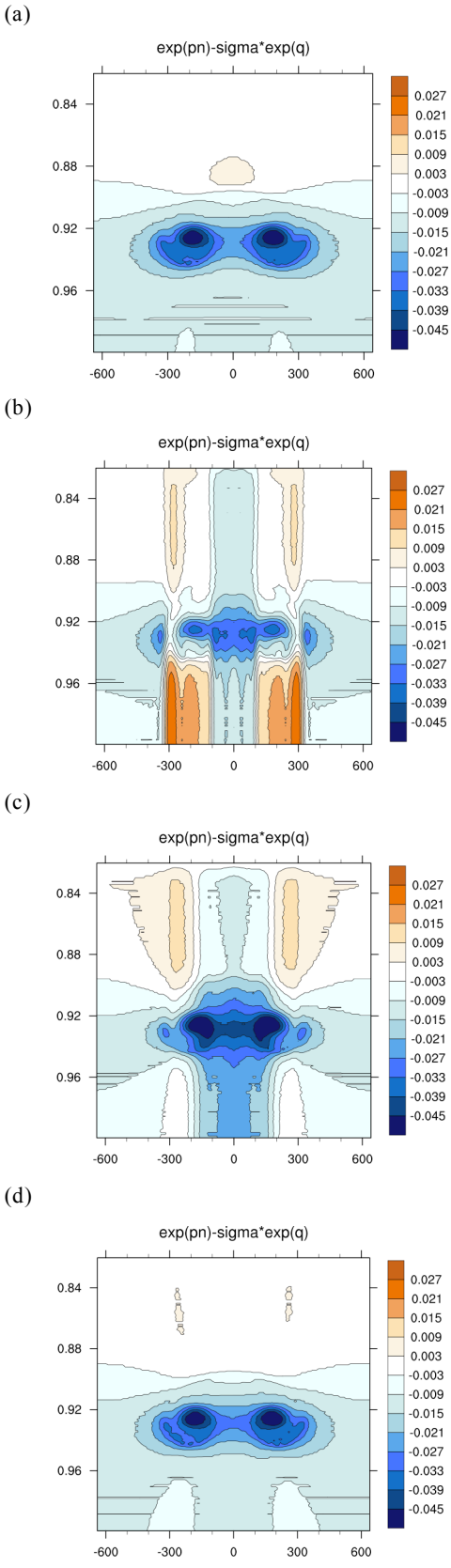


Fig. 4 Same as Fig. 3 but for the pressure perturbation (Pa).

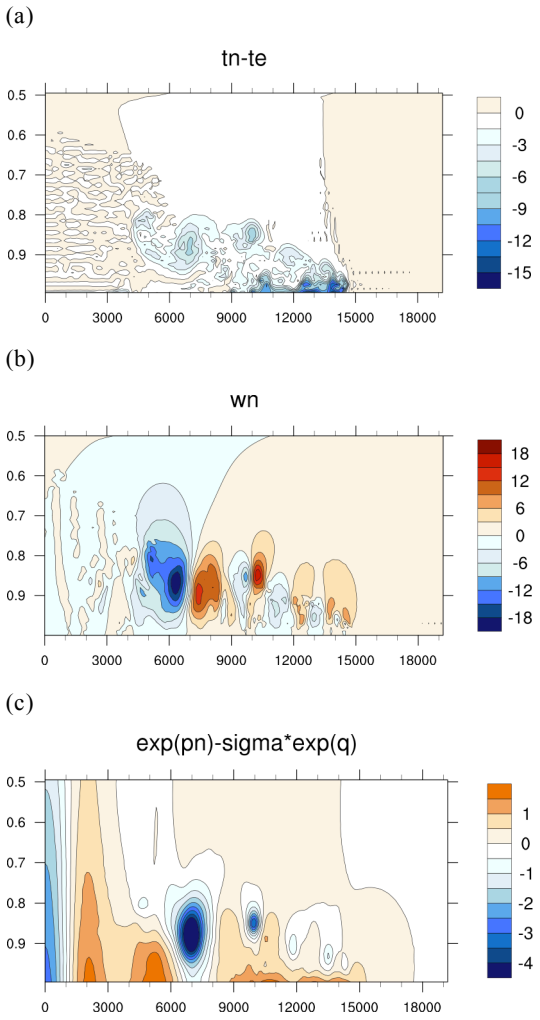


Fig. 5 (a) The potential temperature perturbation (K), (b) vertical wind (ms^{-1}) and (c) pressure perturbation (Pa) in the cold bubble experiment with the time independent value as the hydrostatic temperature $\bar{T}$.

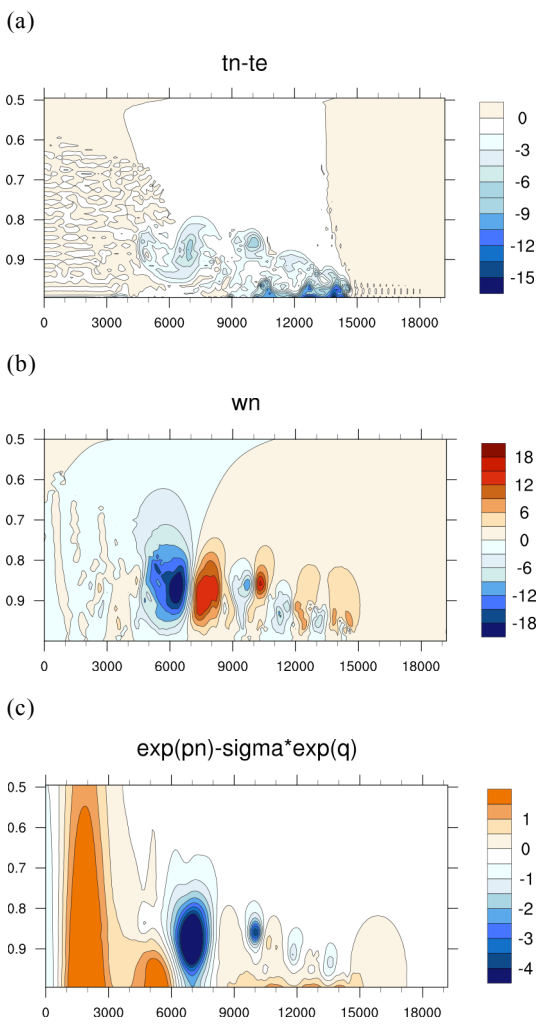


Fig. 6 Same as Fig. 5 but with the domain averaged temperature as the hydrostatic temperature $\bar{T}$.

4. おわりに

静力学気温に領域平均値を用いることにより，NCEP MSMのEuler方程式系（Juang 1992; 2000）を全球に適用可能なものにした．全球への適用は，静力学気温を予報しても可能（Juang 2000）であるが，今回の研究で提案された領域平均値は静力学気温の予報を不要とするものである．静力学気圧を鉛直座標に用い，全球に適用可能な定式化としては，ほかにLaprise (1992)の定式化がある．MSMにおいては，静力学気温を内部変数から診断することでLaprise (1992)の定式化を実現できる．

MSMを用いて擬似的な2次元の理想実験を行い，静力学気温に一定値，診断値，領域平均値を用いた定式化を比較した．静力学気温として診断値を用いた場合は，暖気塊実験は安定して計算できるが，冷気塊実験では計算不安定を起こした．暖気塊実験における気温偏差は，どの定式化でも似通っていたが，静力学気温として診断値を用いた場合には音波の存在が示唆された．静力学気温に領域平均値を用いた場合でも，類似の気圧偏差が見られた．領域の幅が10 kmとなるようにして，一定値と領域平均値とを重み平均した静力学気温を用いた場合は，気圧偏差のノイズは見られなくなった．冷気塊実験では，静力学気温に領域平均値を用いた場合，鉛直流や気圧偏差の振幅がやや一定値の場合よりも大きいが，衝撃波のような構造は認められないことから，音波はコントロールされているものと考えられる．

今回は便宜的に領域平均値を用いたが，スペクトルモデルでは切断を厳しくすることにより容易に粗い解像度の値を得ることができるので，粗い解像度の気温を静力学気温として用いることは容易である．

今後は，MSMや大気大循環モデルに本研究の定式化を実装し，検証を進める予定である．

謝　辞

図は，the NCAR Command Language（Version 6.1.2）を用いて作成した．

参考文献

Juang, H.-M. H., (1992): A spectral fully compressible nonhydrostatic mesoscale model in hydrostatic sigma coordinates: formulation and preliminary results. Meteor. Atmos. Phys., Vol. 50, 75–88.

Juang, H.-M. H., (2000): The NCEP mesoscale spectral model: a revised version of the nonhydrostatic regional spectral model. Mon. Wea. Rev., Vol. 128, 2329–2362.

Laprise, R., (1992): The Euler equation of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. Mon. Wea. Rev., Vol. 120, 197–207.

Robert, A., (1993): Bubble convection experiments with a semi-implicit formulation of the Euler equations. J. Atmos. Sci., 50, 1865–1873.

Straka, J. M., Wilhelmson, R. B., , Wicker, L. J., , Anderson, J. R., , and Droegemeier, K. K., (1993): Numerical solutions of a non-linear density current: a benchmark solution and comparisons. Int. J. Numer. Methods Fluids, 17, 1–22.

The NCAR Command Language (Version 6.1.2) [Software]. (2013): Boulder, Colorado: UCAR/NCAR/CISL/VETS. http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

京都府立大学で観測された2012年7月15日の大雨

Time Series Data of the Downpour Observed at Kyoto Prefecture University on July 15th, 2012

井口敬雄

Takao IGUCHI

Synopsis

A meteorological data set of the downpour on July 15th, 2012 was recorded by automatic meteorological observation equipment at Kyoto Prefecture University in a time interval of 5 minutes. This data shows three peaks of rainfall. The first and second rainfall peaks were accompanied with strong northward wind and cooling down of the air. At the time of the third rainfall peak, the strongest southward wind was observed, but cooling down of the air was not observed. After the rain stopped, a pressure down with a cooling down for a period of one hour followed by a calm was observed.

キーワード: 大雨，積雲対流，観測データ
Keywords: downpour, cumulus convection, observation data

1. はじめに

1時間の雨量が100ミリ近くに達するような短時間かつ局所的な大雨は近年日本国内で増加傾向にあると言われている．京都府南部でも，2012年には7月15日と8月14日に大雨が降り，前者は京都市と亀岡市で，後者は防災研究所が位置する宇治市を中心とした広い範囲で被害が出た．このうち，前者について，5分間隔のデータが京都府立大学の自動気象観測装置に残されていたので今回はそれを紹介する．

2. 大雨の概要

2012年7月15日，日本海に停滞する梅雨前線に向かって南から暖かく湿った空気が流れ込んで大気が不安定になり，未明より兵庫県南東部から琵琶湖の南部にかけて雨雲が発生した．とりわけ京都府では強い雨雲が発達し，京都市西京区と亀岡市付近では午前4時までの1時間に約90ミリ，京都市北区付近では午前5時までの1時間に約90ミリの猛烈な雨が降ったとみられる（いずれも解析雨量）（京都地方気象台，2012）(Fig.1)．また，京都府(2012)や京都市(2012)によると，午前4時までの1時間に右京区嵐山で89ミリ，午前6時までの1時間に左京区鞍馬で91ミリを観測したとの事である．

この雨で京都・亀岡両市合わせて床上浸水82戸，床下浸水241戸，住宅損壊3戸の被害が出た（京都府，2012；京都市，2012）．また各地で土砂崩れが相次ぎ，京都縦貫自動車道は一部区間で不通になり，JR山陰線，叡山電鉄，嵯峨野観光鉄道に運休や遅れが出た（京都新聞，2012）．

3. 観測データについて

本論文で紹介するデータは京都府立大学（京都市左京区下鴨半木町）の屋上に設置された自動気象観測装置に記録されたデータである．当大学は京都市の市街地の北部に位置し，紙屋川の氾濫で浸水被害が発生した北区衣笠にも比較的近い(Fig.2)．

本気象観測装置(Photo 1)は，気温，湿度，放射強度，風速・風向，降水量を一定の間隔で測定し，データを記録する．降水量については Photo 2 に示した仕組みにより 0.5㎜ 単位で測定される．今回の大雨の際は，5 分間隔で測定を行っており，その記録が残されていた．

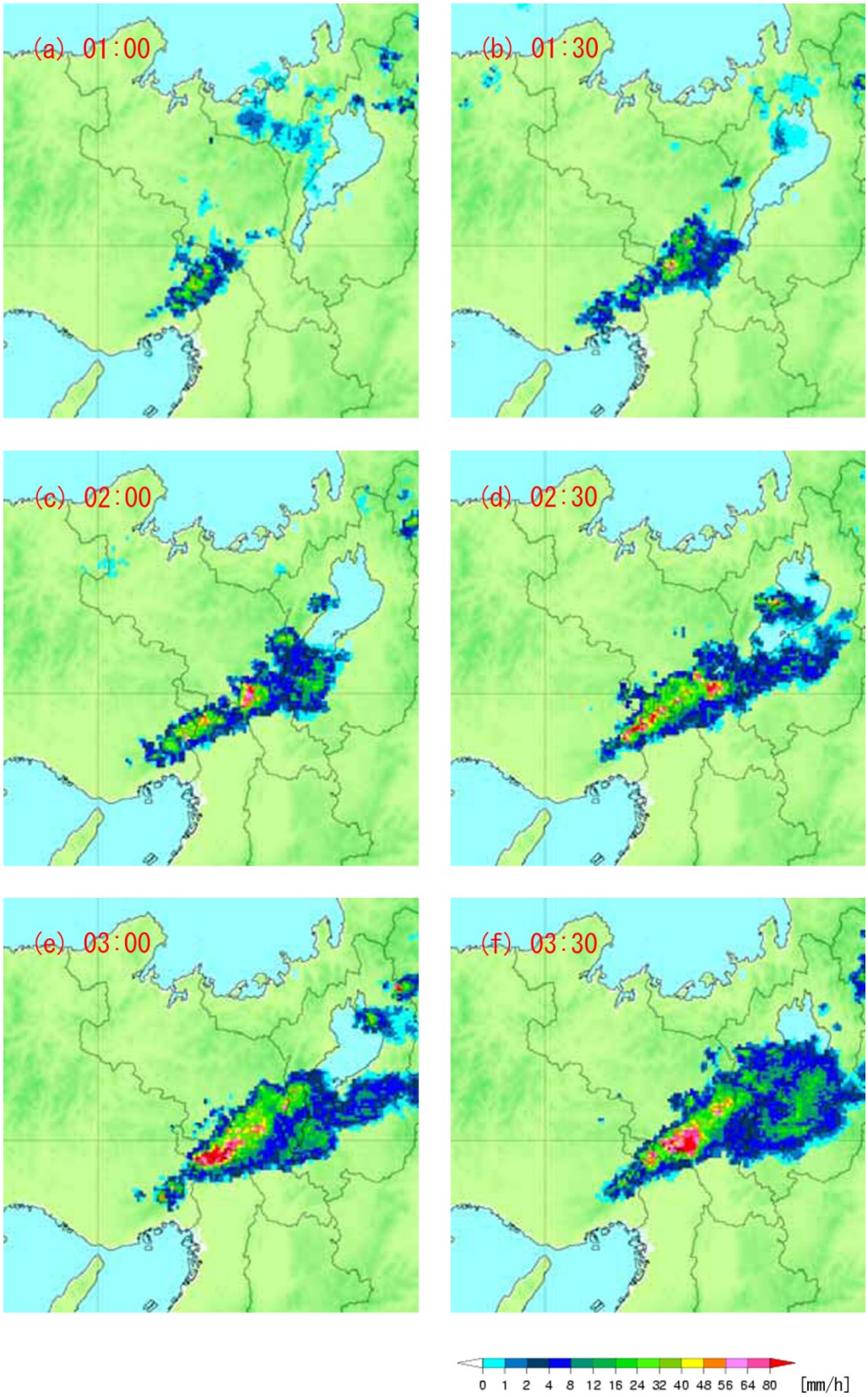


Fig.1 Distributions of precipitation rates by radar echo measurements from 1:00 to 6:30 on July 15th, 2012. These small pictures are reprinted from *Meteorological Information by Kyoto Local Meteorological Observatory on July 15th, 2012.*

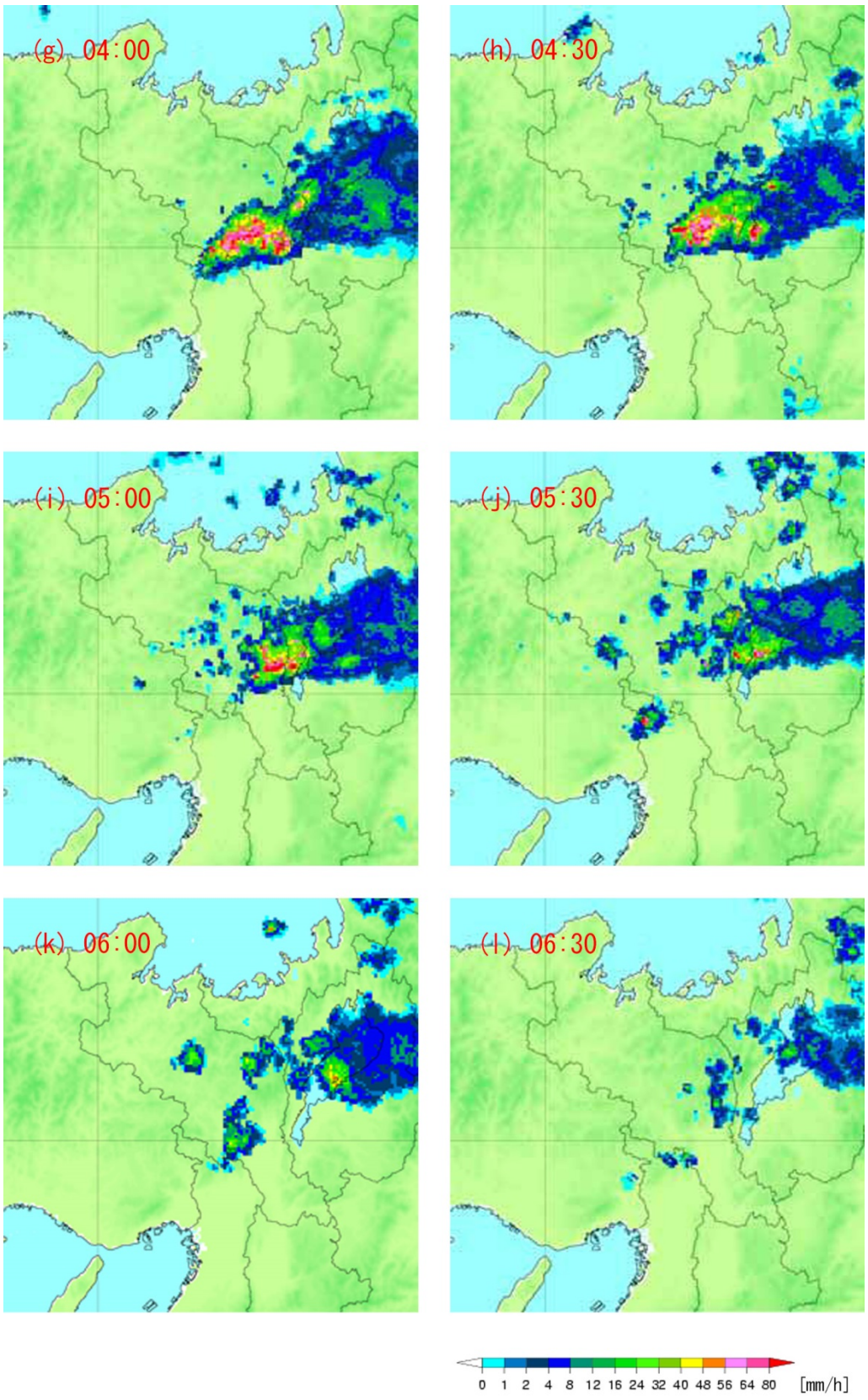


Fig.1 (contined)



Fig.2 Location of Kyoto Prefecture University (pointed by “A” marked red balloon). This picture is reprinted from *Google Maps*.



Photo 1 The automatic meteorological observation equipment at Kyoto Prefecture University. The circular cylinder on the base is a rain gauge.



Photo 2 Inside of the rain gauge. The rain water receiver is seesaw-shaped, and it tips for every 0.5mm rainfall. The number of tipping times is counted electrically.

4. データの解析結果

Fig.3に，5分間積算降水量，気温，気圧，風速をプロットした図を示す．なお，気温と気圧については，7月の平均値より求めた日変化成分(Fig.4 a，b)を除去している．それぞれのデータの特徴を以下に述べる．

4.1 降水量

降水は午前1時から午前6時半までの間に104ミリの雨が降ったことが記録されている．この内，1時間雨量の最大値は午前4時45分までの1時間で51.5ミリであった．

降水のピークは3度訪れた．1度目のピークは午前2時30分頃～2時40分頃，2度目は3時45分頃～4時20分頃，3度目は4時35分頃～4時45分頃である．

4.2 気温

気温は最初の降水のピークにおいて低下し，その後上昇する．2番目の降水のピークにおいても低下するが3番目の降水のピークではそれ以上低下せず，その後上昇している．

4.3 気圧

降水中は目立った変化はないが，6時台に気圧の一時的な低下が見られる．この時，気温（日変化除去）も低下している．また，7時台は気圧が一定の状態が続いた（Fig.3では日変化成分を引いているため低下しているように見える）．

4.4 風速

最初の降水のピークの際，急激に風が強くなり，その後比較的風の強い状態が持続する．4時前に一旦弱くなるが，2度目の降水のピークとともに再び強くなる．その後も風はさらに強くなり，3度目の降水のピークの際，最も強い風速が記録された．その後は弱くなり，4.3で述べた気圧一定状態が続いた最中の午前7時30分前後には無風状態も記録されている．

4.5 風ベクトル

風速と風向のデータから求めた風ベクトルの変遷を午前0時から午前8時まで1時間ごとにまとめたものをFig.5に示す．以下，風が吹いてくる方向ではなく，吹いていく方向で説明を行う．

午前0時台は南西向きの風が吹いていたが，降水が始まった1時台になると南東向きに方向を変える．雨が強くなる2時台も南東向きの風が続くが，最初の降水のピークである午前2時30分を過ぎると一気に北向きに向きを変え，風速もピークになる．その後は再び南向きに向きを変える．

午前3時台は雨が継続的に降り続くが，風は西向き→南西向き→南向きと変化し，風速も強くなる．そして南向きの風が徐々に弱くなって北向きに転じ，第2の降水のピークとなる午前4時に風速もピークとなる．

午前4時台になると再び西向きとなりさらに強くなる．その後，西向き→南西向き→南東向きと向きを変え，第3の降水のピークとともに，南向きの風になって風速もピークとなる．その後はそれまでの風向の変化を逆にたどるようにして，南向き→東南東向き→南西向き→西向きと変化する．

午前5時代以降は，南西向きの風が多くなり，風速も徐々に弱まっていった．

5. 考察

Fig.3，Fig.5に示したデータの解析結果について，Fig.1のレーダー図（京都地方気象台，2012）も参考にしながら考察を行う．

まず，雨雲の発達は神戸市付近から琵琶湖南部にかけた範囲に集中しており(Fig.1 a-f)，大気の不安定な状況において六甲山系にぶつかって持ち上げられた空気が積雲対流を引き起こしたものと思われる．

この中で最初に発達した強い積雲対流（Fig.1 c，dの赤いレーダーエコー）が1回目の降水のピークをもたらしたとみられる．次に発達したさらに大きな積雲対流（Fig.1 e～i）が第2，第3の降水のピークをもたらしている．レーダーでは一つの大きな塊に見えるが，複数の降水ピークの存在は，これが複数の強い対流から成り立っていることを伺わせる．また，第1の降水ピークをもたらした積雲対流に比べて持続時間が長いことがレーダー画像から見て取れる．このことも，この積雲がマルチセルの構造をしており，複数のセルの寿命の合計として長時間持続した可能性を示唆している．

午前6時台の一時的な気圧と気温の低下は，この時間帯にこの付近で暖かい空気の上昇と冷たい空気の流入が起こり，大気の状態が安定化して積雲降雨が終了したことを示していると考えられる．6時15分にわずかな降水が記録されているが，これはそれまでの大気不安定に起因する対流性の雨ではなく，冷たい空気の流入による層雲性の雨である可能性が高い．また，第3の降水ピークにおける強い風の向きや気温の変化が第1，第2のピークと異なるのも，第3のピークをもたらしたセルが降水システムの終点に位置する事とも関係していると考えられる．また，7時台には，約1時間にわたって一定の気圧の状態が続き（Fig.3では日変化成分を除去しているため下降し

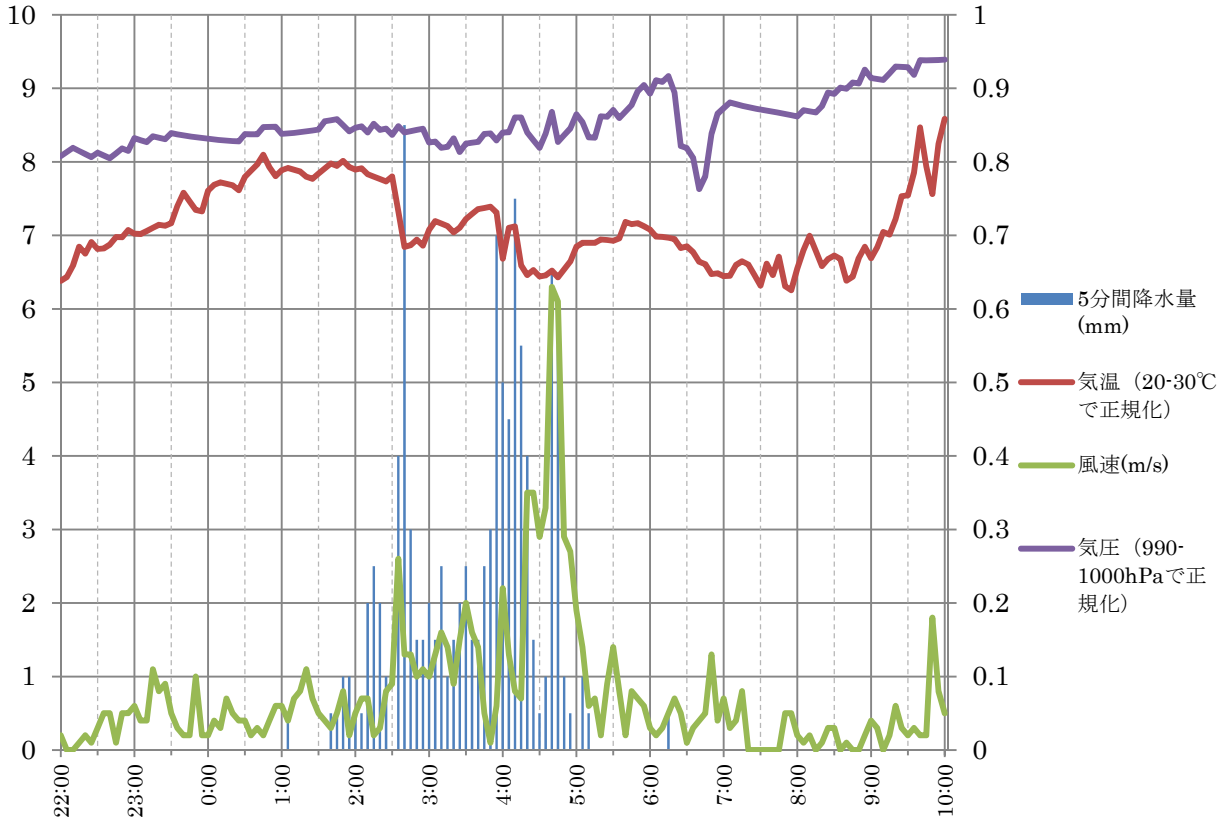


Fig.3 Time series of 5 minutes rainfall (the blue bar graph), air temperature (the red polyline graph), air pressure (the violet polyline graph), and wind velocity (the green polyline graph) from 14/7/2012 22:00 to 15/7/2012 10:00. The left coordinate axis is for precipitation and wind velocity. The right coordinate axis is for air temperature and pressure, those are normalized between 20 and 30 degree C, and 990 and 1000 hPa, respectively.

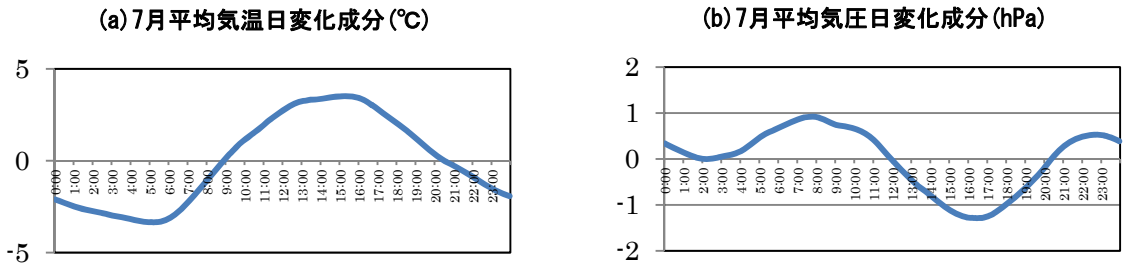


Fig.4 Diurnal variation of (a) air temperature and (b) pressure averaged for June 2012. As for the plots of air temperature and pressure in Fig.3, these diurnal variations are eliminated.

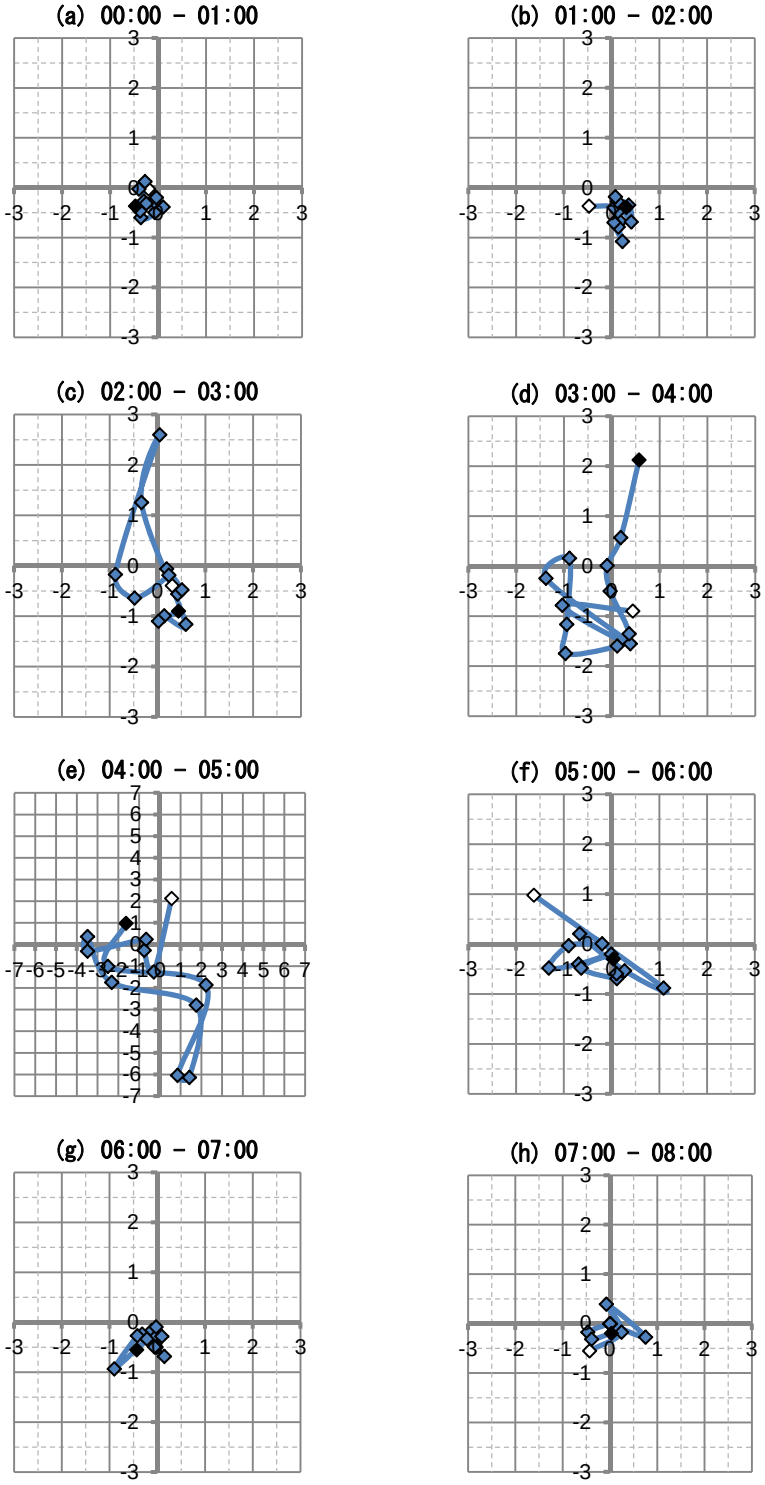


Fig.5 Plots of wind vectors from 0:00 to 8:00 on July 15th, 2012. The time interval is 5 minutes and the unit is m/s. In each small figure, white marker '◇' is the first point and black marker '◆' is the last.

ている），さらにその間約30分にわたって無風の凪のような状態が続いた．これも非常に興味深い現象である．

6. おわりに

今回，高い時間分解能で大雨の気象データが得られ，その解析により降水とそれに伴う気温，気圧，風速，風向の変動について非常に興味深い結果が得られた．この結果からは様々な事が推測されるが，その検証には異なる場所における地上観測データや上層の大気の状態のデータなど，他の同時刻のデータも用いて総合的に調べる必要がある．それによって今回の大雨をもたらせた積雲降水システムの詳細について解明される点があれば幸いである．

謝　辞

本研究で用いた大気データは，京都府立大学に設置された自動気象観測装置によって記録されたものです．本論文におけるレーダー画像(Fig.1)は京都地方気象台の気象速報の図を転載させていただきました．本論文における京都府立大学の位置を示す図(Fig.2)はグーグルマップの画像を転載させていただきました．以上の機関に感謝申し上げます．

参考文献

京都地方気象台（2012）：平成24 年7 月15 日の京都市，亀岡市の大雨について，気象速報，2012年7月15日．

京都府災害警戒本部(2012)，大雨による被害等の概要について（第4報），平成24年7月15日21時．

京都新聞（2012）：亀岡・京都豪雨 200戸被害　河川氾濫や土砂崩れ，京都新聞電子版，2012年7月15日．

京都市（2012）：平成２４年７月１５日の大雨・洪水警報に伴う被害状況等について，京都市防災会議専門委員会　洪水土砂部会（第1回）資料，京都市ホームページ．

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

2010 年夏のロシアブロッキングのメカニズムと予測可能性

Mechanism and Predictability of the Persistent Blocking over Russian Region in the Summer of 2010

藤井晶(1)・向川均・黒田友二(2)

Aki FUJII(1), Hitoshi MUKOUGAWA and Yuhji KURODA(2)

（1）京都大学大学院理学研究科
（2）気象研究所

(1) Graduate School of Science, Kyoto University
(2) Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

Synopsis

We investigate the mechanism and predictability of a strong and persistent blocking residing over Russia from late-July to mid-August of 2010 using a reanalysis dataset and two kinds of forecast datasets. It is found that the following different mechanisms contributed to the enhancement of the blocking: During a maintenance period of the blocking in the end of July, when the predictability of the blocking was much reduced in comparison with the adjacent periods, an anticyclonic vorticity forcing associated with horizontal divergence in the upper troposphere due to a deepening trough upstream of the blocking was a predominantly important factor for the blocking formation; during another maintenance period in early-August, an anticyclonic vorticity forcing produced by the interaction between the climatological horizontal convergence and the coexisting anticyclonic anomaly in the upper troposphere over the western part of the Eurasian continent was a key to maintain the blocking. These maintenance mechanisms are also found to be inherent to the Russian blocking in the summer of 2010.

キーワード: 異常気象，熱波，ブロッキング，予測可能性
Keywords: anomalous weather, heat wave, blocking, predictability

1. はじめに

2010年6月下旬から8月中旬にかけて，東ヨーロッパ・ロシア西部を中心にブロッキングが発生し，各地に異常高温をもたらした（Fig. 1）．1か月以上にわたり持続したこのブロッキングは，これまで夏季にユーラシア西部で発生したブロッキングの中では持続期間が最も長く，また，ブロッキング強度（熱帯大気の北への張り出し）も過去最大を記録した．このような顕著な特徴を持った事例であったため，その発生・持続要因や予測可能性に関して既に次のような研究結果が発表されている．

Dole et al.（2011）は，2010年の外部強制力（海面水温，北極海の海氷面積，温室効果ガス濃度）が，同年夏季のブロッキングの発生や熱波の強さにどの程度影響していたのかをモデルシミュレーションにより調べ，ロシア西部の高気圧偏差や熱波の強さは，これら三つの境界条件によって強制されたのではなく，大気の内部力学によって駆動されていたことを示した．しかしながら，Dole et al.（2011）は，論文

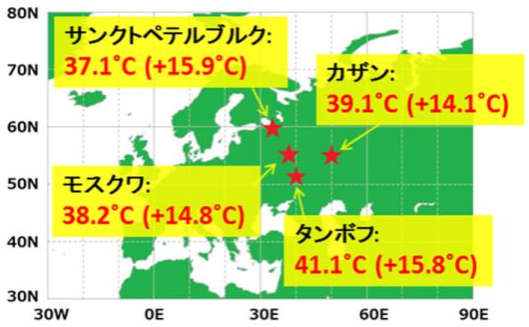


Fig. 1 Observed maximum temperature during a period from June to August 2010 based on Barriopedro et al. (2011). The anomaly from the climatology is shown in parentheses.

では考慮していない大気と陸地面との相互作用の重要性，すなわち，ユーラシア西部での高温の持続に伴って発生した干ばつが熱波をより一層強化した可能性があることを示唆している．また，海面水温とブロッキングの発生頻度との関連について，Schneidereit et al.（2012）は，1989年～2010年の再解析データを用いて統計的解析を行い，夏季にラニーニャ現象が発生した年には，30˚E～60˚Eの経度帯でブロッキング発生頻度が有意に増加することを示し，2010年夏季の長寿命ブロッキングがラニーニャ現象に伴う海面水温偏差の影響を受けた可能性があることを示唆している．

一方，2010年夏季の長寿命ブロッキングの予測可能性について，Matsueda（2011）は，各国の現業予報機関のアンサンブル予報データを用いた解析を行った．その結果，2010年夏季の事例は他のブロッキング事例に比べ予測可能性が高いが，8月上旬のブロッキング持続期には30˚E～45˚Eの経度帯で予測可能性が悪化することを示した．この経度帯におけるブロッキングの予測可能性の悪化について，Matsueda（2011）は，ブロッキングのすぐ南西に位置するトラフの予測が困難であったことが原因であると示唆しているが，トラフがどのようにブロッキングの予測精度に影響を及ぼしたのかは明らかでない．また，これまでの研究では，2010年夏季のブロッキングの発生や持続に寄与するメカニズムについても明らかにされていない．

そこで，本研究では，再解析データと予報データを用いて，2010年7月～8月にロシア西部で1か月以上持続したロシアブロッキングに注目し，その持続メカニズムの解明と予測可能性に関し詳細な解析を行う．先に述べたように，先行研究の中には，2010年の海面水温偏差がブロッキングの発生・持続に寄与していたこと（Schneidereit et al., 2012; 森ほか, 2012）や，熱帯の対流活動がブロッキングの形成に影響を及ぼしたこと（小寺ほか, 2012）などが示唆されているが，本研究では中高緯度大気内部変動の観点から本事例を解析する．

2. データ及び解析手法

2.1 データ

本研究では三つのデータを使用した．まず，2010年夏季の大気循環場の特徴を捉えるために2010年5月から2010年9月まで期間のJRA-25/JCDAS再解析データ（Onogi et al., 2007）を使用した．この再解析データは6時間毎（0000, 0600, 1200, 1800UTC）に，1000hPaから0.4hPaまでの23層の等圧面で，緯度経度1.25度間隔の格子点上で与えられる．

一方，予測可能性を評価するために，気象庁現業1か月アンサンブル予報データと，気象研究所/気象庁統一大気大循環モデルによるハインドキャスト予報実験データを使用した．

気象庁現業1か月アンサンブル予報は，毎週水曜日と木曜日の1200UTCを初期時刻として，数値予報モデル（GSM0803C）を用いて実施された．モデルの水平解像度はT159で，鉛直層数は0.4hPaまでの24層である．予報初期値は気象庁全球客観解析データ（GANAL）で与えられ，海面水温は時間変化する気候値と初期時刻における偏差を固定して与えた場で規定される．アンサンブルメンバーは24個の摂動ランと摂動を含まない1個のコントロールランで構成される．初期擾乱はBreeding of Growing Mode（BGM）法を用いて生成され，南緯20度以北の全層で与えられる．予報期間は816時間（34日間）で，データは6時間毎に，1000hPaから1hPaまでの22層の等圧面上で，緯度経度2.5度間隔の格子点上で与えられる．

気象庁現業1か月アンサンブル予報データは週2回しか実施されないため，予測可能性の時間変動を解析するのは困難である．そのため，気象研究所/気象庁統一大気大循環モデル（MRI/JMA-AGCM GSM0305）を用いて，2010年6月1日0000UTCから2010年8月15日1800UTCまでの期間について，6時間毎（0000, 0600, 1200, 1800UTC）の初期時刻から948時間（39.5日間）のハインドキャスト予報実験を行った．このモデルの水平解像度はTL95で，鉛直層数は0.4hPaまでの40層（気圧－シグマハイブリッド鉛直座標）である（Kuroda, 2010）．初期値はGANALで与えられ，初期摂動は含まない（コントロールランのみ）．海面水温は，気象庁現業1か月アンサンブル予報と同様に与えている．予測結果は，1000hPaから0.5hPaまでの24層の等圧面上で，経度1.875度毎のガウス緯度上において6時間間隔で出力されるが，ここでは，緯度経度2.5度間隔の格子点上に水平内挿した

データについて解析を行った．また，Kuroda（2010）に従い，ある初期時刻の直前の5日間に実施した20個の予報ランを用いてアンサンブルメンバーを構成して使用した．このアンサンブル手法はLagged Average Forecasting（LAF）法と呼ばれる．

過去のブロッキングに関する研究で，ブロッキングの形成・持続には，周期約10日以上の低周波変動成分と，総観規模擾乱で代表される高周波変動成分との相互作用が重要であることが示されているので（Nakamura et al., 1997），本研究でも同様に，循環偏差場を低周波変動成分と高周波変動成分とに分離して解析を行った．すなわち，6時間毎に与えられる再解析データと予報データのそれぞれについて，ランチョス低周波フィルターを適用して低周波変動成分を抽出し，高周波変動成分は元の偏差場から低周波変動成分を差し引いた残差として定義した．ここで用いたランチョス低周波フィルターのカットオフ周期は8日である（データウィンドウ幅は16日）．なお，予報データの予報初期の期間に上記のランチョス低周波フィルターを施す場合，予報初期時刻以前の期間のデータも必要となるが，その期間については，再解析データを用いてフィルタリングを行った．

気候値は，1979年1月から2006年12月までの日々の平均値に対し，60日をカットオフ周期とするランチョス低周波フィルターを施した値を使用した．偏差場は元のデータから気候値を差し引いた残差として定義した．

2.2 ブロッキングの検出

本研究では，Tibaldi and Molteni（1990）を参考に，500hPa高度場の南北勾配を用いてブロッキングの検出を行った．この検出手法では，各経度において60°N付近を中心とする500hPa高度場の南北勾配に関する二つのインデックス

$$GHGS = \frac{Z500(\varphi_0) - Z500(\varphi_S)}{\varphi_0 - \varphi_S} \qquad (1)$$

$$GHGN = \frac{Z500(\varphi_N) - Z500(\varphi_0)}{\varphi_N - \varphi_0} \qquad (2)$$

を利用する．ここで，$\varphi_N = 80.0°\mathrm{N} \pm \Delta$，$\varphi_O = 60.0°\mathrm{N} \pm \Delta$，$\varphi_S = 40.0°\mathrm{N} \pm \Delta$であり，緯度間隔Δを，0°，2.5°，5°の3通りで与え，それぞれについて*GHGS*と*GHGN*を求め，少なくとも一つのΔに対して，

$$GHGS > 0 \ \text{かつ} \quad GHGN < -5.0\,(\text{m/緯度}) \qquad (3)$$

の条件を満たした場合に，ブロッキングが発生したと判断した．Matsueda（2011）は2010年夏季のブロッキングを検出する際に，低周波フィルターを施していない場についてこれらのインデックスを定義したが，本研究では，ブロッキングが大気の長周期変動であることを考慮し，500hPa高度場の低周波変動成分を用いてブロッキングの発生を定義した．

ブロッキング強度 I は，National Weather Service（NWS）Climate Prediction Center（CPC）と同様に，各Δ に対して式（1）により与えられる*GHGS*の最大値 $GHGS_{\max}$ で定義した．すなわち，ブロッキングが発生した経度では $I = GHGS_{\max}$，ブロッキングが発生していない経度では $I=0$ となる．

2.3 渦度収支解析

本節では，ブロッキングの持続要因を調べるために実施した渦度収支解析（Cash and Lee, 2000; Mori and Watanabe, 2008）について説明する．気圧座標系におけるプリミティブ方程式系での渦度方程式を用いると，等圧面高度場偏差の低周波変動成分 Z_L の時間変化は，

$$\frac{\partial Z_L}{\partial t} = \frac{f_0}{g}\sum_{i=1}^{7}\xi_i + R \qquad (4)$$

で記述される．ただし，f_0は緯度55度におけるコリオリパラメータ，gは重力加速度，Rは残差（渦度の鉛直移流項，傾斜項，摩擦消散項をむ）で，$\xi_i (i = 1, \cdots, 7)$ は，

$$\xi_1 = \nabla^{-2}(-\beta v_L)$$

$$\xi_2 = \nabla^{-2}(-[\bar{V}]\cdot\nabla\varsigma_L - V_L\cdot\nabla[\bar{\varsigma}])$$

$$\xi_3 = \nabla^{-2}(-\bar{V}^*\cdot\nabla\varsigma_L - V_L\cdot\nabla\bar{\varsigma}^*)$$

$$\xi_4 = \nabla^{-2}\{-(f+\bar{\varsigma})\nabla\cdot V_L - \varsigma_L\nabla\cdot\bar{V}\}$$

$$\xi_5 = \nabla^{-2}\{-\nabla\cdot(V_L\varsigma_L)_L\}$$

$$\xi_6 = \nabla^{-2}\{-\nabla\cdot(V_H\varsigma_H)_L\}$$

$$\xi_7 = \nabla^{-2}\{-\nabla\cdot(V_L\varsigma_H)_L - \nabla\cdot(V_H\varsigma_L)_L\}$$

である．ここで$V = (u, v)$は水平速度ベクトル，ς は相対渦度で，$\bar{X}$ は日々の気候値（X は任意の物理量）を表し，X_L 及び X_H はそれぞれ偏差場の低周波変動成分及び高周波変動成分を表す．また，$[X]$ はXの東西平均場，X^*は $[X]$ からのずれ成分，f は緯度変化するコリオリパラメータ，$\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y)$は水平微

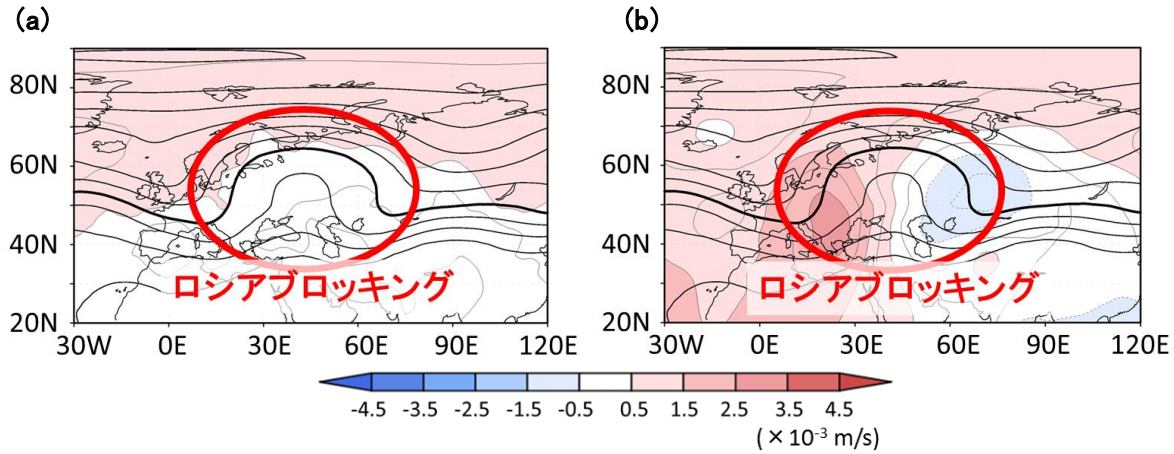


Fig. 2 Horizontal distribution of the residual term R (a) and the horizontal divergence term ξ_4 at 250 hPa averaged over a period from 0000UTC 16 July to 1800UTC 15 August (color shade). Regions with anti-cyclonic (cyclonic) forcing are shaded by warm (cool) colors. The 250-hPa geopotential height field averaged over the same period is shown by contours (contour interval is 100 m; the bold line indicates 10700 m).

分演算子である．

各渦度収支項の物理的意味は次の通りである．まず，ξ_1 は低周波変動成分の南北風による惑星渦度の移流，ξ_2は気候場の東西一様成分と偏差場の低周波変動成分との相互作用，ξ_3 は気候場の東西非一様成分と偏差場の低周波変動成分との相互作用を表し，以下ではこれら三つの項の和$\sum_{i=1}^{3}\xi_i$を渦度の水平移流項と呼ぶ．ξ_4は発散項で，偏差場の低周波変動成分と気候場の収束・発散による渦度生成を表す．以下では，$\sum_{i=1}^{4}\xi_i$を線形項と呼ぶ．ξ_5 は低周波変動成分同士の相互作用（ロスビー波束伝播に伴う渦度フラックスの収束に対応），ξ_6 は高周波変成分同士の相互作用（総観規模擾乱に伴う渦度フラックスの収束に対応），ξ_7 は低周波変動成分と高周波変動成分との相互作用を表し，以下では$\sum_{i=5}^{7}\xi_i$を非線形項と呼ぶ．また，鉛直流による寄与（渦度の鉛直移流項及び傾斜項）は，Cash and Lee（2000）と同様に，摩擦消散項とともに残差Rに含めて扱う．Fig. 2に示すように，ロシアブロッキングの中心付近において，残差 Rは他の項に比べて小さいことが確認できる．

2.4　予測可能性の評価

前述のMRI/JMA-AGCMによるハインドキャスト予報実験データを用いて構成したメンバー数20のアンサンブル予報でのブロッキングの予測精度の評価方法について説明する．本研究では，予測精度を定量的に評価するために，以下で定義されるブライア・スコア

$$Brier\ score = \frac{1}{N_x}\sum_{n=1}^{N_x}(p_n - a_n)^2 \qquad (5)$$

を使用した．ただし，再解析データでブロッキングの発生が確認された領域（すなわち，$a_n = 1$の領域）における予測精度を調べるために，N_xは各時刻に実際にブロッキングが発生した領域（$a_n = 1$）の経度方向の格子点数で定義した．また，n は各時刻に $a_n = 1$ を満たす経度方向の格子点，p_nはメンバー数20のアンサンブル予報データから求めた経度方向の運の格子点nにおけるブロッキング発生確率（Matsueda, 2011）で，

$$p_n = M/20 \qquad (6)$$

と定義した．式（6）で，Mはブロッキングの発生を予測したアンサンブルメンバーの数を表す．本研究では，式（5）より，実際にブロッキングが発生した領域内だけでブライア・スコアを評価しているため，評価に用いた経度方向の格子点数N_x は時間的に一定でないことに注意する．また，式（5）で $N_x \geq 3$ を満たす場合，つまり，ブロッキング発生領域が経度方向に5度以上の拡がりを持つ場合についてのみ予測精度を評価した．ブライア・スコアは，値が0に近いほど予測精度が良く，1に近いほど予測精度が悪いことを意味する．

3.　結果

3.1　ブロッキング発生領域の時間発展

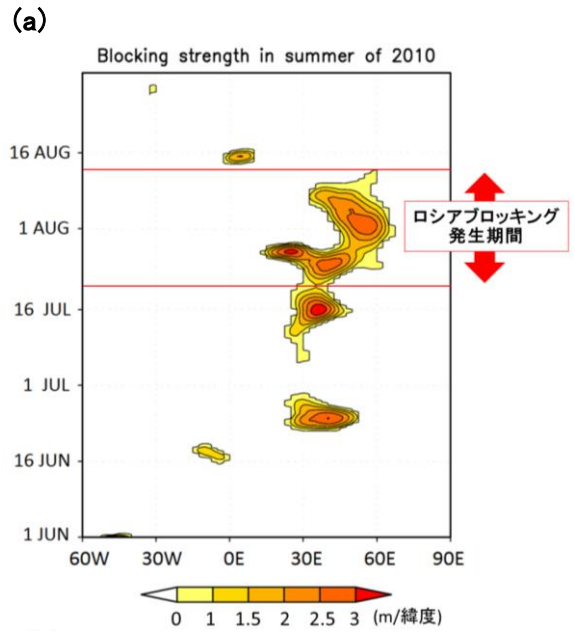


Fig. 3 (a) Time variation of the blocking strength (m/latitude) at each longitude (*x*-axis) during a period from June to August, 2010. (b) Time variation of the blocking strength (m/latitude) averaged over western Eurasia (30˚E～70˚E). The occurrence period of the Russian blocking is defined as a time interval delimited by the two vertical lines (from 1800UTC 20 July to 1200UTC 12 August).

2010年6月～8月に発生したブロッキングの経度－時間発展をFig. 3aに示す．図に示した値は，低周波フィルター（カットオフ周期は8日）を施した500hPa高度場について求めたブロッキング強度である．Fig. 3aから，2010年夏季のブロッキングは次の三つのブロッキングが連続的に発生した事例であることが分かる．すなわち，6月中旬の北大西洋ブロッキング（10˚W付近），6月下旬～7月下旬のヨーロッパブロッキング（30˚E付近），7月下旬～8月中旬のロシアブロッキング（50˚E付近）である．この時間発展の特徴はMatsueda（2011）で示された結果でもよく捉えられている．また，本研究ではFig. 3aに基づき，それぞれのブロッキングの開始・終息時刻を決定した．まず，30˚E～70˚Eの経度帯におけるブロッキング強度Iの領域平均値$\bar{I}$を求め（Fig. 3b），初めて$\bar{I}>0$を満たした時刻をブロッキング開始時刻とした．そして，再び$\bar{I}=0$となる直前の時刻をブロッキング終息時刻と定義した．その結果，ヨーロッパ・ロシアブロッキング開始時刻は7月5日1800UTC，終息時刻は8月12日1200UTCと決定できた．また，ロシア西部でブロッキングが発生した時期を，$\bar{I}$が極小となる時刻（7月20日1800UTC）からブロッキング終息時刻（8月12日1200UTC）までと定義した．以下では，特に，この期間に注目してロシアブロッキングの持続メカニズムと予測可能性について調べた．

3.2　予測可能性の時間変動

本節では，ハインドキャスト予報実験データの解析結果に基づき，2010年夏季のブロッキング事例の予測可能性について議論する．なお，以下では，6時間毎に実施された摂動を含まないコントロールランに対してLAF法を適用し，メンバー数20のアンサンブル予報としてハインドキャスト予報実験データを取り扱った（Kuroda, 2010）．

Fig. 4に，120時間予報におけるブロッキング発生確率を示す．ブロッキング発生確率は式（6）で定義した．この結果から，本事例ではブロッキングの発生を予測しやすい時期と予測しにくい時期とが明瞭に分かれていることが読み取れる．まず，ブロッキングの発生を予測しやすい時期は，6月中旬の北大西洋ブロッキング形成期（6月15日頃），6月下旬のヨ

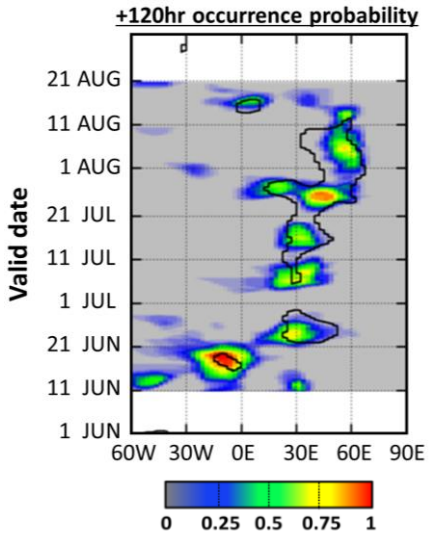


Fig. 4 Predicted occurrence probability of blocking at each longitude (*x*-axis) for a lead time of 120 hours by the hindcast ensemble forecast experiment. The *y*-axis is the valid time of forecast. The observed blocking regions are shown by black curves (see also Fig. 3a).

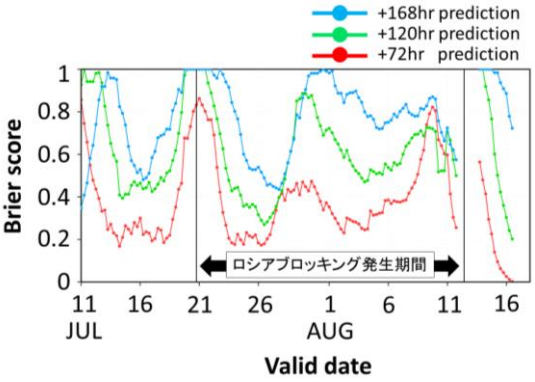


Fig. 5 Time variation of Brier Score for the prediction of blocking occurrence by the hindcast ensemble forecast experiment. The *x*-axis denotes the valid time of forecast from 0000UTC 11 July to 0000UTC 18 August. The red, green, and blue lines denote lead times of 72, 120, and 168 hours, respectively.

ーロッパブロッキング開始期（6月23日頃），7月上旬の持続期（7月5日頃及び7月15日頃），7月25日頃のロシアブロッキングへの遷移開始後の期間，そして，8月6日頃の持続期（45°E～60°Eの領域）である．特に，北大西洋ブロッキングに関しては，168時間予報でも75%以上の高い確率でブロッキングの発生を予測できていた（図は省略）．一方，ブロッキング発生の予測が困難な時期で注目すべきは，7月11日及び21日頃のヨーロッパブロッキング持続期，7月28日頃のロシアブロッキング持続期である．特に，7月21日頃のブロッキング発生確率は72時間予報でさえ50%未満であった（図は省略）．また，Matsueda（2011）でも指摘されたように，8月上旬のロシアブロッキングの西側領域（30°E～45°E）におけるブロッキング発生確率は，その東側領域（45°E～60°E）よりも低く，ロシアブロッキングの西側領域の予測精度が悪いことが分かる．

次に，2010年夏季のブロッキング発生の予測精度の時間変動について調べた．そのために，式（5）で定義されるブライア・スコアを用い，解析値でブロッキングが発生した領域で予測値の発生確率を定量的に評価した（ただし，ブロッキング領域が経度方向に5度以上の拡がりを持った場合にのみ評価した）．その結果をFig. 5に示す．ロシアブロッキング発生期間（7月20日1800UTC～8月12日1200UTC）に注目すると，ロシアブロッキングへの遷移前（7月21日頃）及び遷移後（7月28日頃）の持続期と，ブロッキング終息期（8月9日頃）に，特に3日予報の予測精度が悪化していることが分かる．一方，遷移開始直後の7月26日頃では，ブロッキングの予測精度は非常に良い．

以上の結果から，2010年夏季の事例の予測可能性について，次のような特徴が挙げられる．まず，形成期（6月15日，6月23日，7月5日頃）におけるブロッキング領域の予測可能性は，持続期（7月11日，7月21日，7月28日頃）と比較して予測可能性が高いことが示された．一般に，ブロッキング形成期には予報誤差が増大し，一旦ブロッキングが形成されると予測誤差は減少する傾向にあることがこれまでの研究で示唆されているが（Tibaldi and Molteni, 1990; Kimoto et al., 1992），2010年夏季の事例における予測可能性の変動は過去の事例とは異なっている．ただし，ロシアブロッキングへの遷移開始直後（7月26日頃）の持続期に予測精度が向上することは先行研

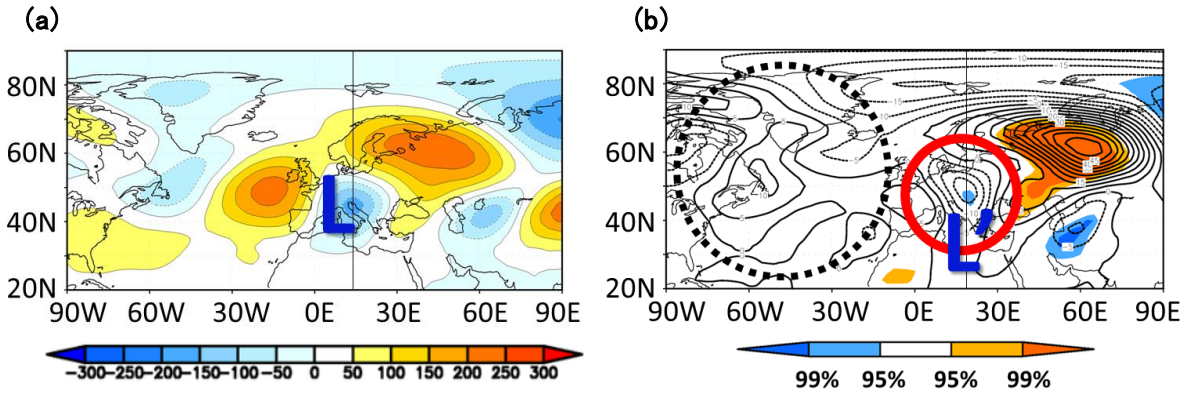


Fig. 6 (a) Ensemble average of predicted 250-hPa low-pass filtered height anomaly (m) at 1200UTC 26 July 2010 for the JMA 1-month ensemble forecast (25 members) starting from 1200UTC 21 July 2010. (b) Regressed anomaly of the predicted 250-hPa low-pass filtered height (m) at 1200UTC 26 July based on the predicted 250-hPa low-pass filtered height at 1200UTC 28 July averaged over the Russian region (32.5°E～62.5°E, 50°N～70°N) for the same ensemble forecast (contour interval is 5 m). The color shades indicate regions where the statistical significance of the regression exceeds 95 %. Warm (cool) color indicates positive (negative) correlation.

究の結果と整合的である．

次節では，7月末の予測精度悪化の要因を詳細に調べるために，気象庁現業1か月アンサンブル予報データを用いた解析を行った．

3.3　7月末におけるブロッキングの予測と関連する循環場の解析

前節のハインドキャスト予報実験データの解析結果から，7月末はブロッキング発生の予測精度が比較的悪い時期であることが示された（Figs. 4 and 5）．本節では，7月21日1200UTCを初期時刻とする気象庁現業1か月アンサンブル予報データ（メンバー数25）を用い，250hPa高度場偏差の低周波変動成分の予測値に注目してずれ回帰分析（Mukougawa, 2005）を実施することにより，予測精度が悪化する7月末におけるロシア上空の高度場の予測と関連する循環場について解析を行った．

このずれ回帰分析では，key dayを7月28日1200UTC（予報7日目）と定め，key dayにおけるロシア域（32.5˚E～62.5˚E, 50˚N～70˚N）の高度場予測値と，それ以前の時刻における高度場予測値との回帰を求めた．ロシア域を上記の領域で定義した理由は次節で述べる．

Fig. 6に，key dayの48時間前（7月26日1200UTC）の高度場予測値に対するずれ回帰分析の結果を示す．Fig. 6bから，key dayにおけるロシア域の高度場予測値は，その48時間前のイタリア上空の高度場予測値（Fig. 6a中のL）と有意水準95%以上で統計的に有意に負の相関を持つことが分かる（Student-tテストにより検定した）．すなわち，予測されたイタリア上空の低気圧性偏差が大きいほど，その2日後に予測されたロシア域の高気圧性偏差は大きくなる傾向にある．また，回帰場で見られる偏差（Fig. 6b中のL’）の中心はアンサンブル平均予測場で見られる低気圧（Fig. 6a中のL）の中心よりもやや東に位置することが分かる．さらに，その偏差の水平分布から，低気圧性偏差Lが北西－南東方向に引き伸ばされるとき，ロシア域でのブロッキングが発達する傾向となることが分かる．

ただし，回帰場で見られる偏差L’との負相関は，key dayの4日前（7月24日1200UTC）から2日前（7月26日1200UTC）までの期間でのみ統計的に有意である．さらに，Fig. 6bで示されるように，より上流側の北大西洋域での高度場偏差とロシア域の高度場偏差との相関は有意でない．これらの相関関係の特徴はkey dayを2～3日前後に変更しても同様である．このように，7月末のロシアブロッキング領域での高度場予測値が有意に関連するのは，その予測時間の4日前までのイタリア上空の高度場予測値であったため，ロシアブロッキングが予測可能な期間は，この時期に極端に短くなったと考えられる．

上記のずれ回帰分析で示されたイタリア上空のトラフの強化は，トラフ軸を北西－南東方向に傾斜させることにより，トラフ軸からその北東側に位置するロシア西部のブロッキング高気圧へ向かうロスビー波の波活動度フラックスを増大させ，ロシアブロッキングを強化していたと考えられる．実際に，再解析データを解析した結果，ロシアブロッキングの

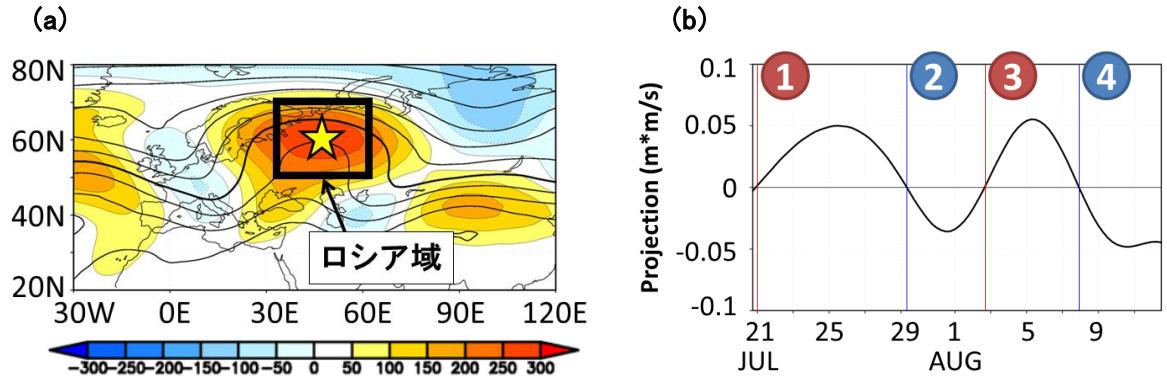


Fig. 7 (a) Horizontal distribution of 250-hPa height (contour) averaged over the occurrence period of the Russian blocking (from 1800UTC 20 July to 1200UTC 12 August). Contour interval is 100 m, and the bold line indicates 10700 m. The color shade indicates the anomaly from the climatology, and its scale is shown at the bottom of this panel. The open star indicates the location of the maximum height anomaly at 47.5˚E and 60˚N in the Russian blocking region, which is shown by the rectangular region (32.5˚E～62.5˚E, 50˚N～70˚N). (b) Time variation of 250-hPa height tendency $A_0 \equiv \partial Z_L/\partial t$ in the Russian blocking region projected on to the time-averaged height anomaly of the blocking (Fig. 7a) using Eq. (7). The period when the 250-hPa height tendency has a positive (negative) value such as period (1) and (3) [period (2) and (4)] is defined as the growing (decaying) period.

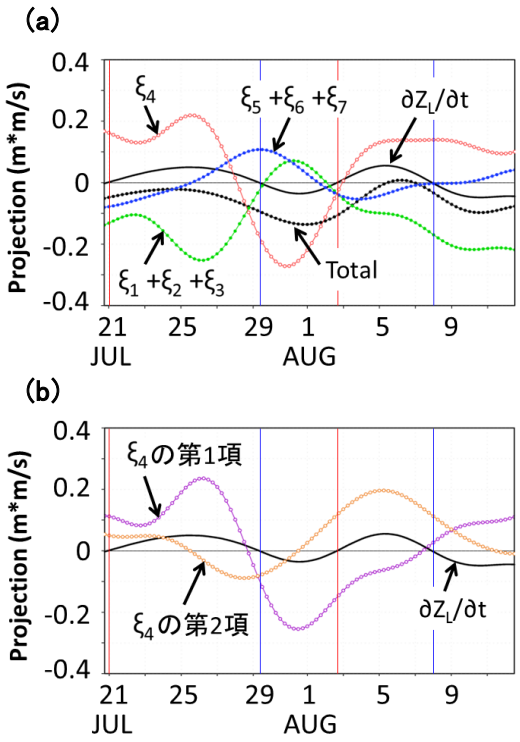


Fig. 8 Time variation of each term of Eq. (4) in the Russian blocking region. (a) A_0, $\sum_{i=1}^{7}\xi_i$ (total), $\sum_{i=1}^{3}\xi_i$ (advection), ξ_4 (divergence), $\sum_{i=5}^{7}\xi_i$ (nonlinear terms). (b) A_0, and each term of ξ_4 (see Eq. (8)).

すぐ上流側で発達するトラフの軸は7月24日～7月27日頃に北西－南東方向へ傾斜し，このトラフからロシアブロッキングに向かう波活動度フラックスが増大する様子が確認できた（図は省略）．

以上のように，2010年夏季のブロッキング事例の予測可能性に関してMatsueda（2011）が指摘した，ブロッキングのすぐ南西に位置するトラフとブロッキングの予測精度との関連性は，本研究で実施したずれ回帰分析によって，より定量的に実証することができた．

3.4　渦度収支解析

前節では，アンサンブル予報データの統計的解析から，ブロッキングのすぐ南西に位置するトラフ（以下，L1と呼ぶ）の発達とロシアブロッキングの強化とが有意に関連していることが示されたが，どのようなメカニズムにより両者が関連したのかは明らかにされていない．そこで本節では，この点も含め，ブロッキングの持続に寄与した力学的要因を渦度収支解析（Cash and Lee, 2000; Mori and Watanabe, 2008）により調べ，さらにその結果を予測可能性と関連付けて議論する．

まず，JRA-25/JCDASデータ用いて実施した渦度収支解析の結果を示す．本研究では，式（4）に基づき，高度場偏差の低周波変動成分の時間変化$\partial Z_L/\partial t$に寄与する渦度収支項に注目して解析を行った．

Fig. 7bに，ロシア域（32.5°E～62.5°E, 50°N～70°N）における$\partial Z_L/\partial t$の時間変動を示す．ただし，高度場変化傾向$A_0 \equiv \partial Z_L/\partial t$及び渦度収支項$A_i \equiv \xi_i\ (i = 1,\cdots,7)$は，ロシアブロッキング発生期間（Fig. 3b）で平均した250hPa高度場偏差パターン$B(x,y)$（Fig. 7a）に$A_i(i = 1,\cdots,7)$を射影した値，

$$P_i = \frac{\iint A_i(x,y)B(x,y)\cos\phi dxdy}{\iint \cos\phi dxdy} \qquad (7)$$

を用いて評価した．式（7）の積分領域は，Fig. 7aの矩形領域（32.5°E～62.5°E，50°N～70°N）である．また，式（7）により，ロシア域でのブロッキングに相当する250hPa高度場偏差パターンを効果的に強化する渦度収支項の寄与$P_i(i = 1,\cdots,7)$が抽出できる．

本研究では，Fig. 7bで示されたA_0の符号によって，ロシアブロッキング発生期間を次の四つの期間に区分した．

期間①：7月21日0000UTC～7月29日0600UTC
期間②：7月29日1200UTC～8月2日1200UTC
期間③：8月2日1800UTC～8月7日1800UTC
期間④：8月8日0000UTC～8月12日1200UTC

ここで，$A_0 > 0$ である期間①及び③を発達期，$A_0 < 0$ である期間②及び④と衰退期として，各期間で支配的な力学的メカニズムについて解析した．

まず，ロシアブロッキング発生期間における各渦度収支項の時間変動をFig. 8に示す．ここでは発達期（期間①及び③）に注目して議論する．Fig. 8aから，期間①と期間③では発散項ξ_4 が，ロシア域での高気圧性偏差を促進する最も主要な項であり，移流項$\sum_{i=1}^{3}\xi_i$ と非線形項$\sum_{i=5}^{7}\xi_i$ は，逆に高気圧性偏差を減少させる作用を持つことが分かる．従って，ロシアブロッキングの発達はいずれの期間も発散項ξ_4によってもたらされている．ただし，期間①の後半（7月27日～7月29日）では，高気圧性偏差の形成に対する非線形項の寄与も増大している．

次に，ロシア域の高気圧性偏差の形成を促進した主要因である渦度生成項ξ_4について詳しく調べる．ξ_4は，

$$\xi_4 = \nabla^{-2}\{-(f+\bar{\varsigma})\nabla\cdot V_L - \varsigma_L\nabla\cdot\bar{V}\} \qquad (8)$$

のように二つの項から成り，式（8）の第1項，第2項は，それぞれ循環偏差場の低周波変動成分と，気

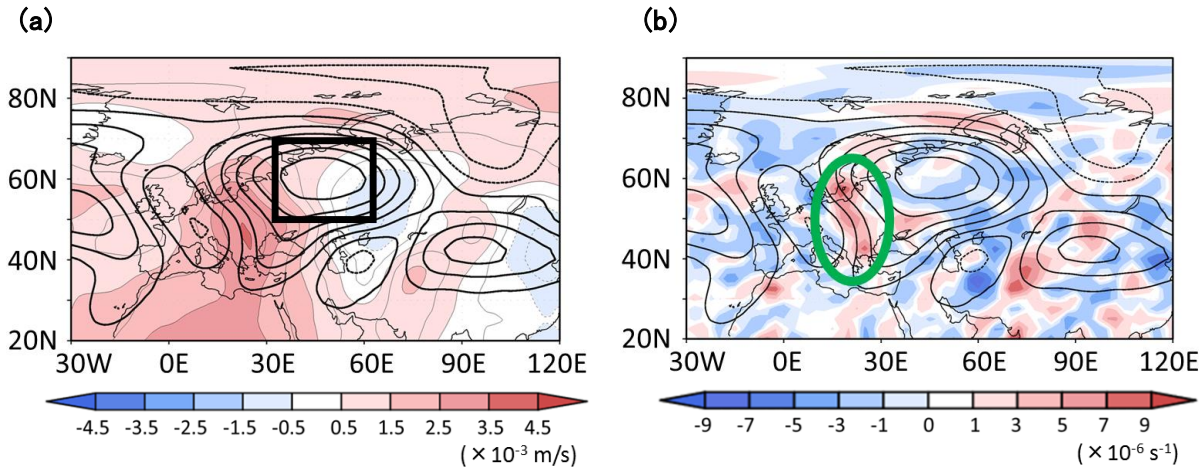


Fig. 9 (a) Horizontal distribution of 250-hPa height tendency (color shade) induced by the first term of the right hand side in Eq. (8) averaged over the period (1) (from 0000UTC 21 July to 0600UTC 29 July). The warm (cool) colored regions have a positive (negative) value. The contours show the time-averaged 250-hPa height anomaly (the contour interval is 50 m) during the Russian blocking period. (b) Same as in Fig. 9a except for 250-hPa horizontal divergence associated with the low-frequency anomaly $\nabla \cdot V_L$. Divergent (convergent) regions are shaded by warm (cool) colors.

候場の発散・収束による渦度生成を意味する．ξ_4の第1項及び第2項の時間変動をFig. 8bに示す．ただし，式（7）に従って，ロシア域の高気圧性偏差（Fig. 7a）に射影した値を示す．この結果から，期間①と期間③ではξ_4で支配的な項が異なることが分かる．すなわち，期間①（7月下旬）ではξ_4の第1項，期間③（8月上旬）ではξ_4の第2項による高気圧形成がそれぞれ支配的である．

3.5　期間①で支配的な持続メカニズム

Fig. 9aに，250hPaにおけるξ_4の第1項の空間分布（ただし，期間①で時間平均した値）を示す．この図から，ξ_4の第1項は，ロシア域のほぼ全体で高気圧性偏差を生成する効果を持つことが分かる（大きさは約10^{-3} m/s ≈ 100 m/day）．気候場の相対渦度$\overline{\zeta}$は惑星渦

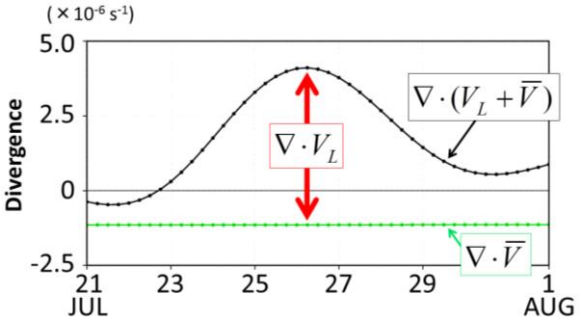


Fig. 10 Time variation of horizontal divergence at 250-hPa averaged over a region (20˚E～30˚E, 40˚N～50˚N). The black line indicates the observed value during 2010 while the green line shows the climatology.

度 f よりも一般には1桁小さく，$(f+\overline{\zeta}) \approx f$ が成り立つと考えられるため，北半球（$f>0$）では，ξ_4の第1項は低周波変動成分による水平発散（$\nabla \cdot V_L > 0$）が存在する場合に高気圧性偏差を生成する効果を持つ．また，準地衡方程式系において，偏西風中に存在する短波長の定在波に伴う渦度バランスを考慮すると，定在波に伴う水平発散は，帯状風に伴う相対渦度移流ξ_2とバランスする必要がある．このため，対流圏上層では，高気圧性偏差の下流側（上流側）で水平収束（水平発散）に伴う低気圧性（高気圧性）偏差形成傾向が，帯状風による定在波の東進傾向を相殺する．このように，帯状風中に存在する定在波では，この水平発散に伴う高度場偏差形成傾向と，定在波に伴う高度場偏差自体とは相関しないため，定在波に伴う水平発散はそれ自身の増幅には寄与しない．実際，Cash and Lee （2000）は，過去のブロッキングの解析から，渦度生成項ξ_4は渦度の水平移流に伴うブロッキングの東進を抑制する役割を持つことを示している．

しかしながら，2010年7月下旬のブロッキング発達期には，ξ_4の第1項は広範囲で高気圧性偏差を生成する効果を持ち（Fig. 9a），この時期のブロッキング強化の主要因となっていた．これは，上述したように，北半球では$(f+\overline{\zeta}) \approx f > 0$ であるため，ξ_4の第1項が広範囲にわたり高気圧性偏差を生成するためには，ブロッキングの下流側での発散がより大きな値を持つことが必要と考えられる．実際に，2010年7月23日～7月26日では，イタリア上空のトラフL1の発達に伴い，その下流（Fig. 9bの緑色で囲まれた領域）

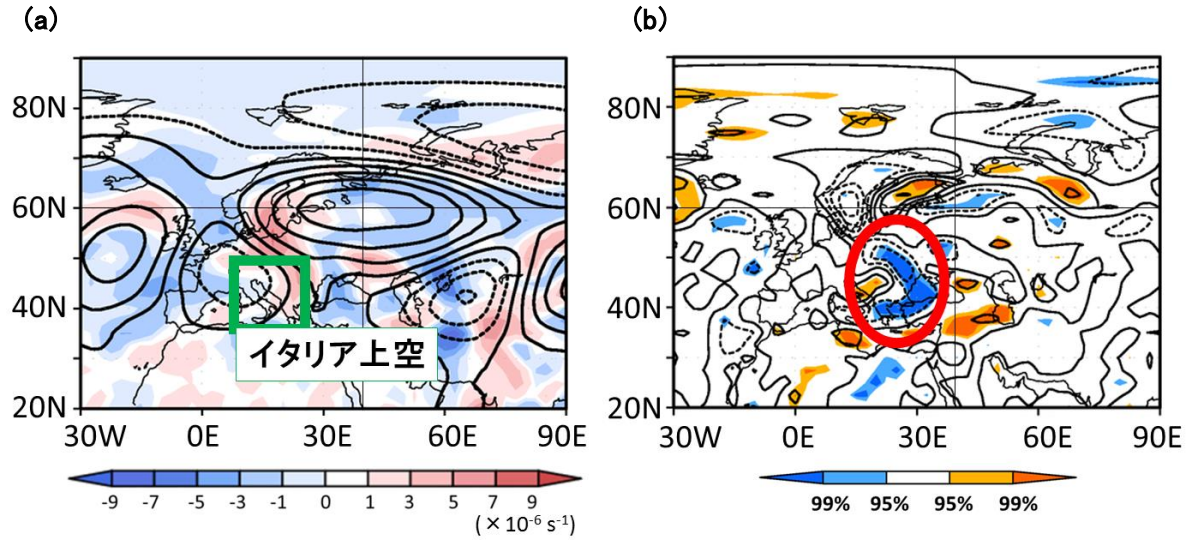


Fig. 11 (a) Ensemble average of the predicted 250-hPa $\nabla \cdot V_L$(color shade) and Z_L (contour: contour interval is 50m) at 1200UTC 24 July 2010 for the JMA 1-month ensemble forecast (25 members) starting from 1200UTC 21 July 2010. (b) Concurrently regressed anomaly of the predicted $\nabla \cdot V_L$ at the same time (contour: contour interval is 5×10^{-7}s^{-1}) upon the predicted 250-hPa height anomaly averaged over the rectangular region (10˚E～25˚E, 35˚N～50˚N). The color shades indicate regions where the statistical significance of the correlation exceeds 95%, which is assessed by Student's *t-test*.

で$\nabla \cdot V_L$は大きな正の値となっていた（Fig. 10）

以上の再解析データを用いた解析結果から，期間①におけるブロッキングの発達には，ブロッキングの上流側で水平発散が大きくなったことが重要であることが示唆された．以下では，この水平発散の増大とブロッキングの発達との関係を定量的に明らかにするため，気象庁現業1か月アンサンブル予報データを用いた解析を行った．この解析では，7月21日1200UTCを予報初期時刻とするアンサンブル予報データ（メンバー数25）を用いて回帰分析を実施した．その結果，まず，7月下旬のブロッキングの上流側における$\nabla \cdot V_L$の予測値は，同時刻のイタリア上空のトラフL1（10˚E～25˚E，35˚N～50˚N）付近での高度場偏予測値と有意に関連することが示された（Fig. 11）．

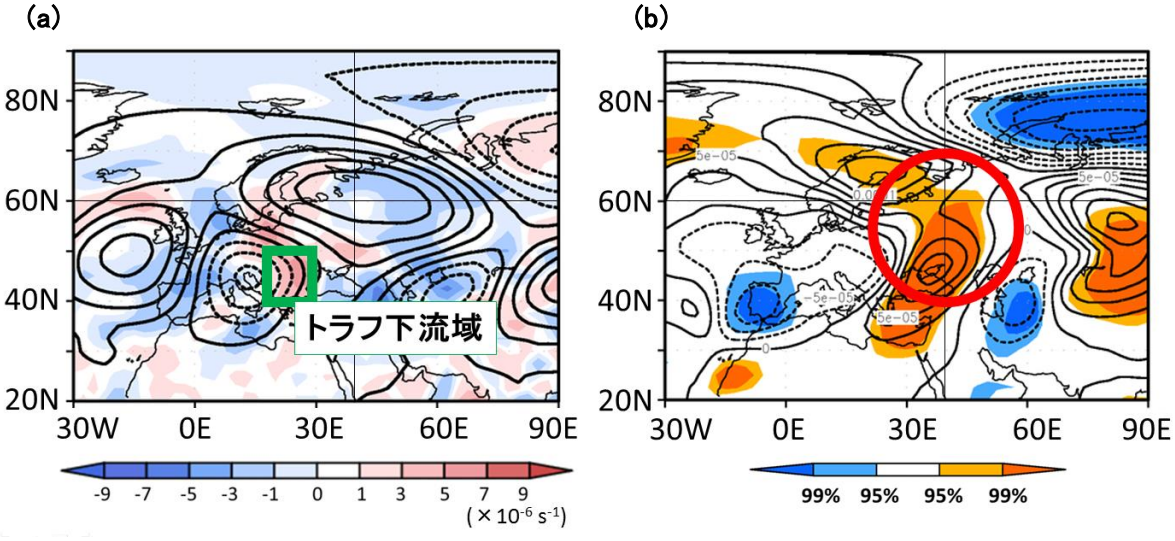


Fig. 12 (a) Same as in Fig. 10a except for 0600UTC 26 July 2010. Ensemble average of the predicted $\nabla \cdot V_L$(color shade) and Z_L at 250-hPa (contour: contour interval is 50m). (b) Concurrently regressed anomaly of the predicted 250-hPa height tendency $\partial Z_L/\partial t$ (contour: contour interval is 2.5×10^{-5} ms^{-1}) at the same time upon the predicted $\nabla \cdot V_L$ averaged over the rectangular region (20˚E～30˚E, 40˚N～50˚N). The color shades indicate regions where the statistical significance of the correlation exceeds 95%, which is assessed by Student's *t-test*.

すなわち，トラフL1の強い発達を予測したメンバーでは，トラフL1の下流域（ブロッキングの上流域）で同時刻に水平発散$\nabla \cdot V_L$ が有意に大きいことが示された．さらに，Fig. 12bから，トラフL1の下流域の水平発散$\nabla \cdot V_L$が大きいメンバーでは，ロシアブロッキング域において高度場の時間変化傾向が有意に大きいことが示された（有意水準95%以上）．この回帰予測場（Fig. 12b）における$\partial Z_L/\partial t$ の大きさは，ロシアブロッキング域で約0.5×10^{-4} m/s ≈ 5 m/dayで，アンサンブル平均予測値（約5 m/day）と同程度である（同時刻の再解析データにおける$\partial Z_L/\partial t$ の値は約25 m/day）．以上より，ブロッキングの上流側での水平発散の強さはブロッキングの発達と関連し，さらに，その水平発散の強さはイタリア上空のトラフL1の強さと有意に関連することが，定量的にも示された．

次に，ブロッキングの上流側での水平発散の強さと関連する物理的要因について，同じ気象庁現業1か月アンサンブル予報データを用いて解析を行った．対流圏上層での水平発散の強さは，対流圏内の鉛直流の大きさと関連し，鉛直流の大きさはその地点での非断熱加熱量，すなわち，降水量と関連する可能性が考えられるため，予測値を用いて降水量と水平発散との相関関係を解析した．

その結果，Fig. 13bに示すように，7月24日（予報3日目）に，トラフL1の下流側で水平発散$\nabla \cdot V_L$ を強く予測したメンバーでは，その領域での日積算降水量も大きい（両者の相関係数は0.824で，その統計的有意性は99%以上）ことが分かった．一方，トラフL1の強度（250 hPa高度場偏差の低周波変動成分）はトラフL1の下流域での降水量と有意（両者の相関係数は-0.826で，その統計的有意性は99%以上）に関連していた（Fig. 13a）．すなわち，7月下旬におけるイタリア上空のトラフを強く予測したメンバーでは，そのトラフの下流域で降水量が多く，その領域での対流圏上層の水平発散も強くなることが示された．従って，期間①（7月21日0000UTC～7月29日0600UTC）では，ブロッキングの上流側で，降水に伴う非断熱加熱によって強い上昇流が生じ，対流圏上層で大きな水平発散が発生して，その下流側でブロッキングを発達させたと考えられる．すなわち，7月下旬のブロッキングの発達にはその上流側での非断熱加熱過程が重要であることが示唆された．

7月末にブロッキングの予測精度が悪化したこと（Figs. 3 and 4）は，ブロッキングの発達に非断熱加熱過程が重要であったこととも関連している可能性がある．実際，7月21日1200UTCを予報初期時刻とする気象庁現業1か月アンサンブル予報データの解析から，予報開始後すぐ（予報3日目）にイタリア上空のトラフL1の強度の予測にばらつきが生じ，それに伴い，トラフL1の下流域における降水強度と，その上空での水平発散の強さの予測に大きなばらつきが

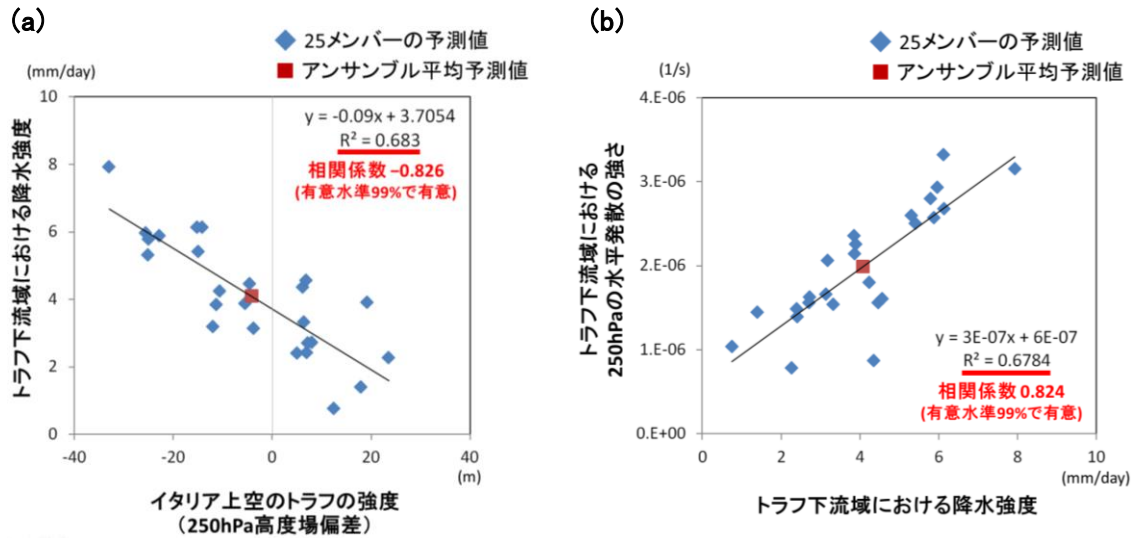


Fig. 13 (a) Scatter diagram of the predicted 250-hPa daily-mean low-frequency height anomaly (m) averaged over the rectangular region (10˚E～25˚E, 35˚N～50˚N) (*x*-axis) and the predicted accumulated precipitation (mm/day) during the preceding 24 hours averaged over the downstream region (20˚E～30˚E, 40˚N～50˚N) (*y*-axis) at 1200UTC 24 July 2010 for each ensemble member of the JMA 1-month ensemble forecast (25 members) starting from 1200UTC 21 July 2010. (b) Same as in Fig. 13a except for the predicted accumulated precipitation (mm/day) during the preceding 24 hours averaged over the region (20˚E～30˚E, 40˚N～50˚N) (*x*-axis) and the predicted 250-hPa $\nabla \cdot V_L$ averaged over the same area (*y*-axis).

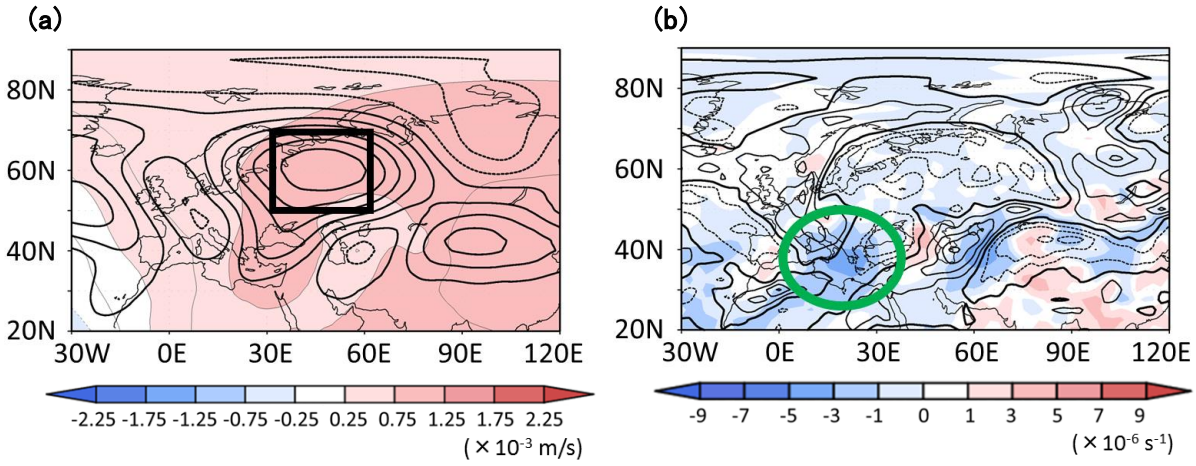


Fig. 14 (a) Horizontal distribution of 250-hPa height tendency (color shade) induced by the second term of the right hand side in Eq. (8) averaged over the period (3) (from 1800UTC 2 August to 1800UTC 7 August). The warm (cool) colored regions have a positive (negative) value. The contours show the time-averaged 250-hPa height anomaly (the contour interval is 50 m) during the Russian blocking period (same as in Fig. 9a). (b) Same as in Fig. 14a except for the horizontal divergence associated with the climatological flow $\nabla\cdot\bar{V}$ (color shade) and ζ_L (contour: contour interval is 2.0×10^{-5} s^{-1}) at 250 hPa. Divergent (convergent) regions are shaded by warm (cool) colors.

生じていた．この水平発散の予測の大きなばらつきが，ブロッキングの予測精度を悪化させたと考えられる．これは3.3節で実施したずれ回帰分析の結果（Fig. 6）と整合的である．

3. 6　期間③で支配的な持続メカニズム

次に，8月上旬におけるロシアブロッキング発達期（期間③）に支配的な持続メカニズムについて議論する．Fig. 14aに，250 hPaにおけるξ_4の第2項$\nabla^{-2}(-\zeta_L\nabla\cdot\overline{V})$の空間分布（ただし，期間③で時間平均した値）を示す．この図から，期間③におけるξ_4の第2項はユーラシア西部全域で正の高度場偏差を形成する傾向を持つことが分かる（大きさは約10^{-3} m/s ≈ 100 m/day）．

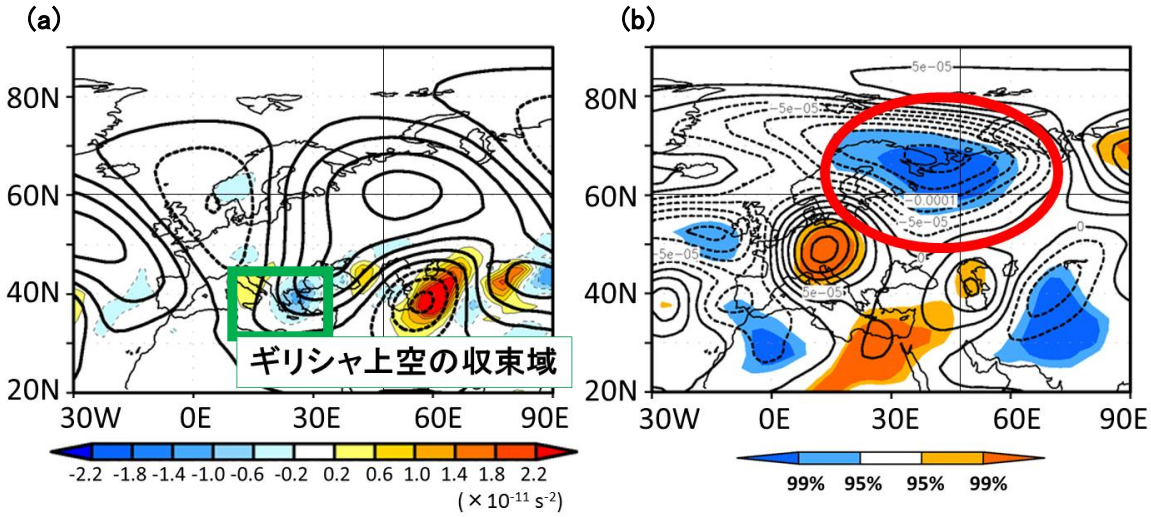


Fig. 15 (a) Ensemble average of the predicted 250-hPa vorticity source term $S_{42}\equiv-\zeta_L\nabla\cdot\bar{V}$ in Eq. (8) (color shade) and Z_L (contour: contour interval is 50 m) at 0600UTC 5 August 2010. Cool (warm) colored regions have anticyclonic (cyclonic) vorticity forcing for the JMA 1-month ensemble forecast (25 members) starting from 1200UTC 28 July 2010. (b) Concurrently regressed anomaly of the predicted 250-hPa $\partial Z_L/\partial t$ at the same time (contour: contour interval is 2.5×10^{-5} ms^{-1}) upon the predicted S_{42} at 250 hPa averaged over the rectangular region (10˚E～35˚E, 30˚N～45˚N). The color shades indicate regions where the statistical significance of the correlation exceeds 95%, which is assessed by Student's *t-test*. Warm (cool) colored regions have a positive (negative) correlation.

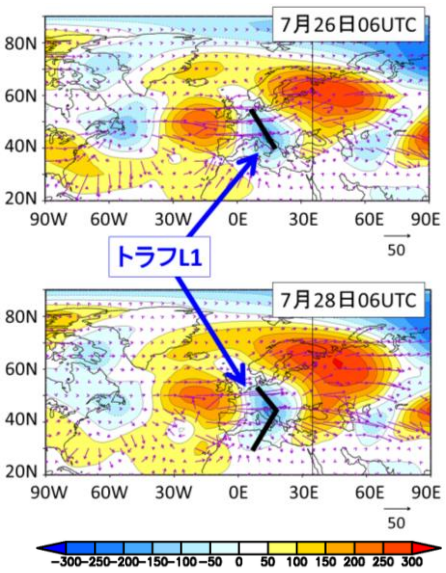


Fig. 16 Low-pass filtered height anomaly (m) (color shade) and the associated wave-activity flux (m^2s^{-2}) (vector) of Takaya and Nakamura (2001) at 0600UTC 26 Jult (top) and 0600UTC 28 July (bottom).

このようにξ_4の第2項が正の高度場偏差を形成するのは，気候場の収束域（$\nabla\cdot\overline{V}<0$）に低周波変動成分の高気圧性渦度偏差（$\zeta_L<0$）が存在する場合，または，その逆の場合である．すなわち，気候場の水平発散域とブロッキング発生域の位置関係により，ブロッキングは発達あるいは減衰する．実際，Fig. 14b に示すように，夏季のユーラシア大陸上の気候場では，ギリシャ上空に収束域（以下，C_Gと呼ぶ）が存在する．また，2010年7月25日頃から収束域C_Gの上空に高気圧性偏差（以下，H_Gと呼ぶ）が形成し始める様子が確認できた．従って，期間③におけるロシアブロッキングの持続では，ξ_4の第2項の寄与が重要であったと考えられる．

8月上旬におけるロシアブロッキングの持続とξ_4の第2項$\nabla^{-2}(-\zeta_L\nabla\cdot\overline{V})$との関連を定量的に明らかにするため，2010年7月28日1200UTCを予報初期時刻とする気象庁現業1か月アンサンブル予報データ（メンバー数は25）を用いて回帰分析を実施した．具体的には，Fig. 15a の緑色の矩形で示したギリシャ上空の収束域C_G（10°E～35°E，30°N～45°N）におけるξ_4の第2項による渦度ソース$S_{42}=-\zeta_L\nabla\cdot\overline{V}$ の予測値と，同時刻の高度場変化傾向$\partial Z_L/\partial t$との関係を調べた．8月5日0600UTC（再解析データでξ_4の第2項の寄与が極大となる時刻）についての回帰分析の結果をFig. 15bに示す．

その結果，ギリシャ域C_Gにおける渦度ソースS_{42}の予測値とロシア北西部における高度場変化傾向$\partial Z_L/\partial t$ の予測値とは統計的に有意な負の相関関係を持つことが分かった（Fig. 15b）．すなわち，ギリシャ上空で生成する渦度が負で大きいほど，ロシア西部のブロッキング領域での高度場変化傾向は正で大きくなることが示された．なお，ロシア北西部（白海付近）では，両者の相関係数の統計的有意性は99%以上であった．また，8月3日～8月6日の期間についても，同様の相関関係が得られた（図は省略）．Fig. 15bより，回帰予測場での$\partial Z_L/\partial t$ の大きさは，ブロッキングの中心付近で約10^{-4} m/s ≈ 10 m/dayであり，これはアンサンブル平均予測値（約10m/day）と同程度の大きさである（なお，解析値における$\partial Z_L/\partial t$ は約50 m/day）．このように，期間③（8月2日18UTC～8月7日18UTC）におけるブロッキング領域の高度場変化傾向の予測値は，ギリシャ上空におけるξ_4の第2項による渦度ソース$S_{42}=-\zeta_L\nabla\cdot\overline{V}$ の予測値と有意に関連していることが示された．

次に，このギリシャ上空の高気圧性偏差H_Gの形成・維持要因について議論する．そのために，式（7）をギリシャ域（10°E～35°E，30°N～45°N）に適用して渦度収支バランスを解析した．その結果，高気圧H_Gの形成期（7月26日～8月1日）においてはξ_4の第1項とξ_5 が重要であることが分かった．すなわち，ギリシャ上空の高気圧H_Gは，前節で述べた7月下旬におけるブロッキングの発達と同様のメカニズムと，低周波変動成分に伴う渦度フラックスの収束によって形成されたと考えられる．実際，Fig. 12bより，トラフL1の下流側（Fig. 12aの緑色の矩形で示した領域）における対流圏上層の水平発散が強いほど，ギリシャ域から黒海上空にかけて高気圧性偏差の生成が強化されることが分かる．また，250 hPaにおける波活動度フラックス（Takaya and Nakamura, 2001）の解析から，トラフL1が強化（7月26日頃）した後の7月28日頃に，トラフL1から射出する波活動度フラックスベクトルは，北東方向と東方向に分岐し，高気圧H_Gが形成し始めることが確認できた（Fig. 16）．以上の結果は，ギリシャ上空の高気圧H_Gの形成にξ_4の第1項とξ_5の寄与が重要であったことと整合的である．

一方，8月1日～8月6日にギリシャ上空の高気圧性偏差H_Gは衰退傾向にあるが（偏差減衰の主要因は基本流に伴う渦度の水平移流），それに抗って高気圧性偏差を維持していたのはξ_4であった（ξ_4の第1項，第2項ともに高気圧形成を促進する向きに作用した）．

この時期の高気圧H_Gの維持の予測について，気象庁現業1か月アンサンブル予報データを用いて調べた結果，7月28日1200UTCを予報初期時刻とするアンサンブルメンバーでは，ギリシャ域における高気圧偏差の大きさを比較的良く予測できていた．これは，予報初期時刻に十分発達したトラフL1と高気圧H_Gが存在しているためであると考えられる．しかしな

がら，予報における高気圧H_Gの維持要因については，より詳しい解析が必要である．

4. まとめ

2010年夏季にユーラシア西部では1か月以上の持続性を持った強いブロッキングが発生し，主にロシア西部を中心に顕著な高温をもたらした．このブロッキング事例は，6月中旬に10°W付近で持続した北大西洋ブロッキング，6月下旬～7月下旬に30°E付近で持続したヨーロッパブロッキング，7月下旬～8月中旬に50°E付近で持続したロシアブロッキングが連続して発生した事象と捉えることができる．本研究では，最も高度場偏差の大きかったロシアブロッキング（7月下旬～8月中旬）に着目し，その持続メカニズムと予測可能性を明らかにするために，JRA-25/JCDASデータ，気象庁現業1か月アンサンブル予報データ，気象研究所/気象庁統一大気大循環モデルによるハインドキャスト予報実験データを用いて詳しく解析した．

まず，再解析データを用いて実施した渦度収支解析の結果から，7月下旬におけるロシアブロッキングの発達期では，水平発散の低周波変動成分に伴う高気圧性渦度生成が重要であることが示された．この渦度生成は，7月24日～7月27日にブロッキングの南西（イタリア上空）でのトラフの強化に伴い，トラフ下流域の対流圏上層で低周波変動成分に伴う発散が増大したことと関連していた．このことは，この時期のロシアブロッキングの発達には，その上流域において降水に伴う非断熱加熱により強化された対流圏上層での水平発散が重要な役割を果たしていたことを示唆している．

また，ハインドキャスト予報実験データの解析から，7月末にロシア域でブロッキングの予測精度が特に悪化することが示された．さらに，気象庁現業1か月アンサンブル予報データの解析から，同時期におけるロシア西部のブロッキング域での対流圏上層の予測高度場と，その4日前までのイタリア上空におけるトラフ域の予測高度場との負の相関は統計的に有意であるが，それより以前，あるいは，北大西洋域などのより上流域での予測高度場との相関は有意でないことが示された．従って，2010年7月末にロシア域でのブロッキングの予測精度が悪化したのは，ブロッキングがイタリア上空でのトラフの急速な強化という直前の要因によって発達したためであったことが示唆される．なお，イタリア上空のトラフの強化要因とその予測可能性については今後検証する必要がある．

一方，8月上旬のロシアブロッキングは，気候場の収束・発散場とブロッキングに伴う低周波変動成分との相互作用によって発達したことが示された．すなわち，ユーラシア西部の夏季の気候場における対流圏上層でのギリシャ域の強い収束域に，ブロッキングに伴う負の相対渦度偏差が存在したことにより，渦管の伸縮に伴う負の渦度生成が生じ，ロシア域でブロッキングが維持・強化したことが分かった．また，気象庁現業1か月アンサンブル予報データの解析からも，この時期におけるロシア域での対流圏上層の予測高度場の時間変化が，ギリシャ上空での高気圧性偏差の強さと統計的に有意に関連していることが示された．

最後に，Matsueda (2011) と同様に，ハインドキャスト予報実験データの解析から，8月上旬にロシアブロッキングの西側領域での予測精度は，東側領域に比べて悪いことが示された．この予測可能性の領域依存性について，今後解析する予定である．

参考文献

小寺邦彦・向川　均・藤井　晶（2012）：2010年7月の日本の猛暑の出現と熱帯循環場の急変，気象研究ノート第225号「2010年夏 日本の猛暑」, pp. 65-76.

森正人・渡部雅浩・木本昌秀（2012）：MIROC大気モデルによる2010年夏季の天候再現実験，気象研究ノート第225号「2010年夏 日本の猛暑」，pp. 127-145.

Barriopedro, D., Fischer, E. M., Luterbacher, J., Trigo, R. M. and Garcìa-Herrera, R. (2011): The hot summer of 2010: Redrawing the temperature record map of Europe. Science, Vol. 332, pp. 220-224, doi: 10.1126/science.1201224.

Cash, B. A. and Lee, S. (2000): Dynamical process of block evolution. J. Atmos. Sci., Vol. 57, pp. 3202-3218.

Dole, R., Hoerling, M., Perlwitz, J., Eischeid, J. and Pegion, P. (2011): Was there a basis for anticipating the 2010 Russian heat wave?, Geophys. Res. Lett., Vol. 38, L06702, doi: 10.1029/2010GL046582.

Duchon, C. E. (1979: Lanczos filtering in one and two dimensions, J. Appl. Meteor., Vol. 18, pp. 1016-11022.

Fischer, E. M., Vidale, P. L., Seneviratne, S. I., Lüthi, D. and Schär, C. (2007): Soil moisture-atmosphere interactions during the 2003 European summer heat wave, J. Clim., Vol. 20, pp. 5081-5099.

Kimoto, M., Mukougawa, H. and Yoden, S. (1992): Medium-range forecast skill variation and blocking transition: A case study, Mon. Wea. Rev., Vol. 120, pp. 1616-1627.

Kuroda, Y. (2010): High initial-time sensitivity of

medium-range forecasting observed for a stratospheric sudden warming, Geophys. Res. Lett., Vol. 37, L16804, doi: 10.1029/2010GL044119.

Matsueda, M. (2011): Predictability of Euro-Russian blocking in summer of 2010, Geophys. Res. Lett., Vol. 38, L06801, doi: 10.1029/2010GL046557.

Mori, M. and Watanabe, M. (2008): The growth and triggering mechanisms of the PNA: A MJO-PNA coherence, J. Meteor. Soc. Japan., Vol. 86, pp. 213-236.

Mukougawa, H., Sakai, H. and Hirooka, T. (2005): High sensitivity to the initial condition for the prediction of stratospheric sudden warming, Geophys. Res. Lett., Vol. 32, L17806, doi: 10.1029/2005GL022909.

Mullen, S. (1986): The local balances of vorticity and heat for blocking anticyclones in a spectral general circulation model, J. Atmos. Sci., Vol. 43, pp. 1406-1441.

Nakamura, H., Nakamura, M. and Anderson, J. L. (1997): The role of high- and low-frequency dynamics in blocking formation, Mon. Wea. Rev., Vol. 125, pp. 2074-2093.

Onogi, K. and coauthors (2007): The JRA-25 reanalysis, J. Meteor. Soc. Japan., Vol. 85, pp. 369-432.

Schneidereit, A., Schubert, S., Vargin, P., Lunkeit, F., Zhu, Z., Peters, D. H. W. and Fraedrich, K. (2012): Large-scale flow and the long-lasting blocking high over Russia: Summer 2010, Mon. Wea. Rev., Vol. 140, pp. 2967-2981.

Takaya, K. and Nakamura, H. (2001): A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow, J. Atmos. Sci., Vol. 58, pp. 608-627.

Tibaldi, S. and Molteni, F. (1990): On the operational predictability of blocking. Tellus, Vol. 42A, pp. 343–365.

（論文受理日：2013年6月3日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

2009年10月13～14日に発生したAtmospheric Riverの予測可能性

The Predictability of Atmospheric River during 13–14 October 2009

宮地哲朗・榎本剛

Tetsuro MIYACHI and Takeshi ENOMOTO

Synopsis

Atmospheric River (AR) is long and narrow filaments extending from tropics to extratropics, which often cause extreme precipitation along the US western coast. The predictability of AR during 13–14 October 2009 is investigated by numerical experiments using the NCEP Global Forecast System (GFS).

For a 7-days lead time, GFS was able to predict AR's shape and location, on the other hand, ECMWF and JMA operational forecasts fail to predict them and had northward bias. To distinguish between the forecast errors attributable to the initial condition and those to the model, GFS was run from the initial conditions created from ECMWF analysis data. The northward bias of AR location was reduced by using GFS. This indicates the forecast errors of AR in ECMWF operational forecast are mainly attributable to the model.

キーワード: Atmospheric River, TIGGE, 数値天気予報, 予測可能性
Keywords: Atmospheric River, TIGGE, numerical weather forecast, predictability

1. はじめに

Atmospheric River（AR）は熱帯から中緯度へ伸びる細長い水蒸気の極大域であり，太平洋や大西洋，南半球の海上でしばしば観測される．ARは典型的には幅約400㎞以下，長さ数千㎞のスケールをもち（Ralph et al. 2004），狭い領域に多量の水蒸気フラックスを伴った現象である．

ARは全球の水蒸気南北輸送において主要な役割を果たしている．Zhu and Newell (1998) はARに伴う熱帯から中緯度への南北水蒸気輸送は，全球輸送量の90%を占めると述べている．ARの局所的な強い水蒸気フラックスは，中緯度の温帯低気圧に伴って対流圏下層で大きな値をもち，温帯低気圧の warm conveyor belt の一部となっている．ARが陸地に達すると，AR内での収束や山岳による上昇流により，地形性降雨が生じやすく，豪雨・豪雪をもたらすことがある．北米西岸域では，ARに関連した豪雨や洪水災害の事例がいくつか報告されている（Ralph et al. 2004; Ralph et al. 2011）．

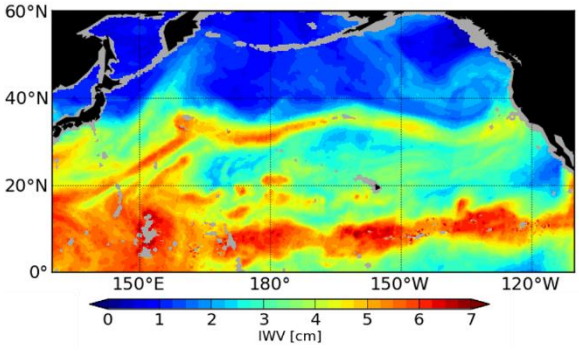


Fig.1 Composite SSM/I satellite imagery of column integrated water vapor (cm) in local evening on 13 Oct 2009.

Fig.1は，衛星マイクロ波放射計の観測から得られた2009年10月13日の太平洋上の可降水量分布である．太平洋を東西に横切る可降水量極大域が観測され，長さ10000㎞以上の非常に長いARが形成されている．

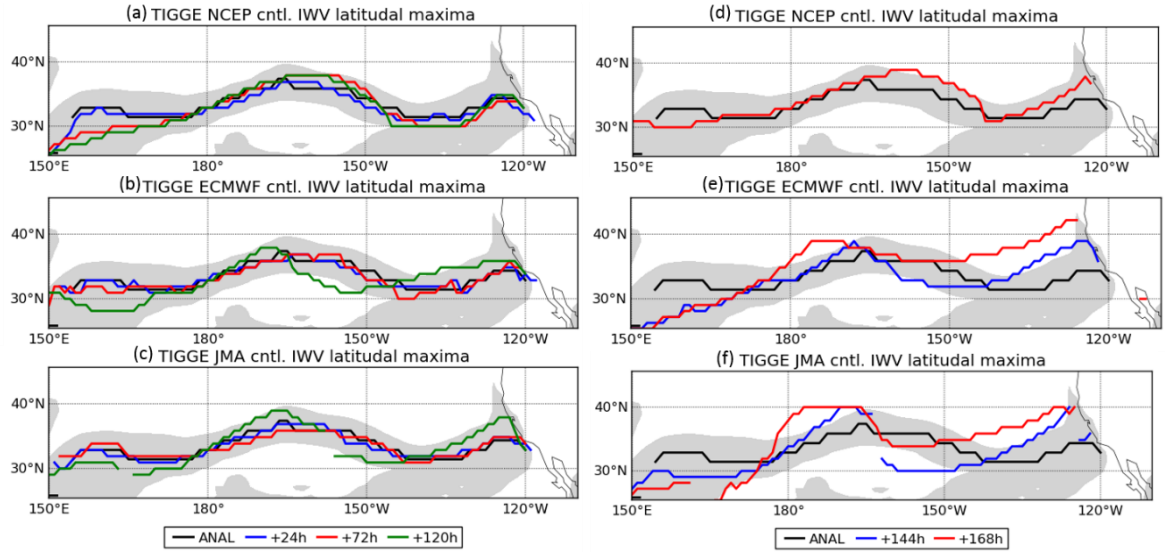


Fig. 2　Latitudal maxima of column integrated water vapor (larger than 3 cm) between 25°N and 60°N of (a,d) NCEP, (b,e) ECMWF, (c,f) JMA control run forecasts and ERA-interim reanalysis (black line) valid at 12UTC 13 Oct 2009. The left figures (a-c) are based on 24-h (blue), 72-h (red) and 120-h (green) forecast leads, and the right (d-f) are based on 144-h (blue) and 168-h (red) forecast leads (the line of 144-h leads forecast of NCEP is not showed due to missing data in TIGGE portal site). The gray-shaded area shows more than 3 cm integrated water vapor area of the analysis.

このARは10月7日から8日にかけて日本付近を北上した台風に伴って太平洋の西側から形成され始め，10月13日に北米西岸に達した．このARによりカリフォルニア州では24時間に495㎜以上の豪雨が観測されている（Ralph et al. 2011）．

本稿では2009年10月13日から14日にかけて発生し，米国西岸に豪雨をもたらしたARについて，その予測可能性を調査した．特に，現業数値予報センター間の予測結果の違いに着目して，予報データの解析と，現業モデルを用いた初期値交換実験により調べた．

2.　データと実験設定

2.1　使用データ

予報データの解析には，TIGGE（The THORPEX Interactive Grand Global Ensemble）データから，米国環境予測センター（NCEP），ヨーロッパ中期予報センター（ECMWF），および気象庁（JMA）の中期アンサンブル予報データのうち，初期摂動の含まれないコントロールランの結果を使用した．解析期間である2009年10月時点での，各センターの中期アンサンブル予報で使用される数値モデルの解像度は，NCEPがT126L28（水平約1.0度，鉛直28層，上端約3hPa），ECMWFがTL399L62（水平約0.45度，鉛直62層，上端約0.5hPa），JMAがTL319L60（水平約0.56度，鉛直60層，上端0.1hPa）である．また，比較対象とする解析値には，ERA-interim再解析データ（水平1.25度格子）を使用した．

2.2　数値実験

予報実験には，NCEP の全球大気モデル GFS（Global Forecast System）の 2010 年での現業バージョンを用いた．解像度は T126L64（水平約 1.0 度，鉛直 64 層，上端 0.3hPa）とし，各日 12UTC を初期時刻として，2009 年 10 月 13 日 12UTC まで積分し，予報実験を行った．予測精度の初期値，モデル依存性を調べるために，NCEP と ECMWF の解析値を初期値とした 2 種類の予報実験を行った．初期値にはそれぞれ NCEP-CFSR のモデル面解析値，および ECMWF の客観解析値を GFS の格子点とモデル面に合わせて，水平方向にはスペクトル内挿，鉛直方向には 3 次内挿を行って作成したものを用いた．内挿前の ECMWF 客観解析値は，水平 1 度格子，σ-p ハイブリッド面鉛直 91 層である．境界値は，いずれの実験も NCEP-CFSR の値で統一した．

3.　各センターの予測精度

まずTIGGEデータを用いて，各センターのARの予測精度について，特にその形状と米国西岸への到達位置に着目して解析を行った．Fig.2は各経度における3㎝以上の可降水量最大緯度で定義した，NCEP，ECMWF，JMAのコントロールランの10月13日12UTCにおける24，72，120時間予報（Fig.2a-c）と，144，168

時間予報（Fig.2d-f）でのARの中心位置である．

7日という比較的長い予測期間でも，どのセンターもARの発生と米国西岸への到達を予測できている．これは，ARの発生の水蒸気源となった日本付近の台風の北上が，予測の初期段階であったことが影響していると考えられる．ARの形状と米国西岸位置の到達位置に関しても，5日予報までは，3つのセンターの予測はどれも，解析値でも可降水量の多い領域にある（Fig.2の陰影）．米国西岸への到達位置もカリフォルニア州周辺への多量の水蒸気の流入を予測していた（Fig.2 a-c）．しかし，6日予報以降になると，ARの形状がばらつくようになり，到達位置に予報センター間の違いがみられるようになる．7日予報でも，NCEPの予測ではカリフォルニア州への到達を予測できているのに対して，JMA，ECMWFの予測では到達位置が北偏し，特にECMWFの予測ではAR中心の到達位置が解析値に比べ，7度以上北に位置していた（Fig.2d-f）．この北偏に伴って，ECMWFの予測では，カリフォルニア州の北側での降水が，主に予測されていた（図略）．

AR到達位置の北偏はアラスカ湾で発達した低気圧の位置や形状と関連している．解析値では低気圧の中心位置は北緯42度付近にあり，その形状も南まで伸びて発達し，カリフォルニア州に低気圧に伴う下層の風が吹き込みやすい状況にある（Fig.3a）．一方，ECMWFの予測結果では低気圧の中心位置が北偏して北緯50度付近に位置しており，形状も東西に伸びて誤差が大きい（Fig.3b）．ARは温帯低気圧の下層ジェットに伴うことが多いため，この低気圧の北偏がAR到達位置の北偏誤差に影響していると考えられる．

4. 初期値交換実験

ECMWF のコントロールランにおける AR の誤差が生じた原因を調べるために，最も予測誤差が小さかった NCEP の予測に使用された数値モデル GFS を用いて，ECMWF の解析値を初期値とした実験を行った．比較のために，NCEP の解析値を初期値とした実験も行った．

Fig.4 は，10 月 13 日 12UTC における 6 日，7 日予報実験の結果である．NCEP の解析値を初期値とした予報実験では，北米西岸到達位置の予測は TIGGE のコントロールランと同じく，7 日予報まで可能であった．また，AR 中心位置の形状や北米西岸到達位置の誤差も小さく，カリフォルニア州付近への到達をよく予測している（Fig.4a）．これは，解像度やモデルのバージョンが異なるものの，Fig.2d のコントロールランの結果と整合的である．ECMWF の解析値

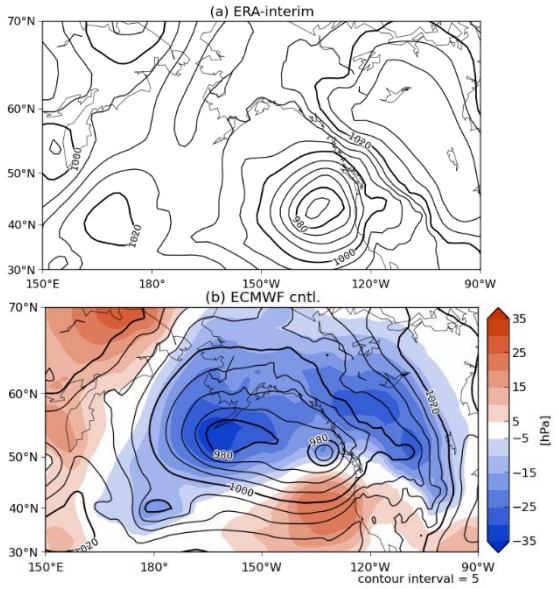


Fig. 3 Mean sea level pressure (contour, hPa) and forecast error (shading) of (a) ERA-interim reanalysis and (b) 172-h forecast of ECMWF control run valid at 12UTC 13 Oct 2009. The contour interval is 5 hPa.

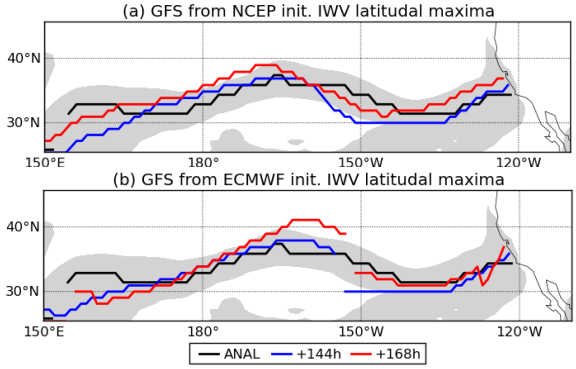


Fig. 4 As in Fig.2d-f, but for the GFS runs from (a) NCEP initial condition and (b) ECMWF initial condition.

を初期値とした予報実験では，TIGGE のコントロールランで生じていた AR 到達位置の大きな北偏は見られず，AR は 6，7 日予報でも到達位置をよく予測している（Fig.4b）．さらに，アラスカ湾で発達した低気圧の予測誤差も減少しており（Fig.5），アラスカ湾の低気圧の予測精度と AR 到達位置の予測精度が関係していることを示している．

5. まとめ

2009年10月に太平洋上で発生し，10月13日から14日にかけて米国西岸に達して，カリフォルニア州に豪雨をもたらしたAtmospheric Riverの予測可能性を，複数の現業センターの予測結果の解析と，現業モデルを用いた数値実験により調べた．

NCEP，ECMWF，JMAの予報データの解析から，

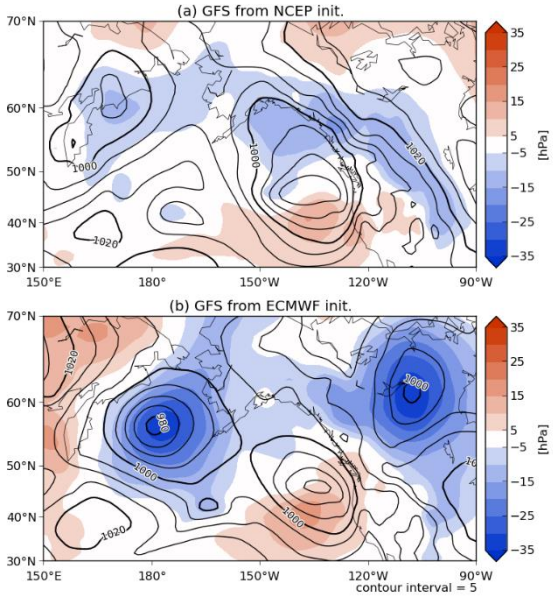


Fig. 5 As in Fig.4, but for the GFS runs from (a) NCEP initial condition and (b) ECMWF initial condition.

ARの北米西岸への到達は7日予報まで，予測できていたものの，その形状や豪雨が観測された北米西岸到達位置の予測精度では，6日予報以降，各センターの予測結果に違いが見られた．NCEPの予測では7日予報でも，形状の誤差は小さく，カリフォルニア州付近への到達を予測していたものの，ECMWF，JMAの予測では誤差が大きくなり，特にECMWFの予測では，その到達位置が大きく北偏していた．この北偏誤差は，アラスカ湾で発達した低気圧の予測誤差と関連している．

ECMWFの予測におけるAR到達位置の北偏誤差の原因を調べるために，NCEPの現業数値モデルGFSを用いて，ECMWFの解析値から作成した初期値からの予報実験を行った．モデルをNCEPのモデルに変えることにより，7日予報において，AR到達位置の北偏誤差は改善し，アラスカ湾の低気圧の予測誤差も減少した．

初期値交換実験の結果は，ECMWFの6，7日予報に見られた，ARの北米西岸到達位置の大きな北偏とアラスカ湾で発達した低気圧の予測誤差は，初期値の誤差ではなく，モデルの違いにより生じた誤差の影響が大きかったことを示唆する．

謝　辞

本稿で使用したGFSの移植作業は，京都大学防災研究所「組織的な若手研究者派遣プログラム」より旅費の支援を受け，メリーランド大学に滞在して行った．GFSの移植および使用方法に関して，三好建正准教授（当時）及び太田洋一郎氏の助言を受けた．

参考文献

Ralph, F. M., Neiman, P. J., and Wick, G. A. (2004): Satellite and CALJET aircraft observations of atmospheric rivers over the eastern North Pacific Ocean during the winter of 1997/98, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 132, No. 7, pp. 1721–1745.

Ralph, F. M., Neiman, P. J., Kiladis, G. N., Weickmann, K. and Reynolds, D. W. (2011): A multiscale observational case study of a Pacific atmospheric river exhibiting tropical–extratropical connections and a mesoscale frontal wave, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 139, No. 4, pp. 1169–1189.

Zhu, Y., and Newell, R. E. (1998): A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 126, No. 3, pp. 725–735.

（論文受理日：2013年6月10日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

台風経路の違いによる風水害への影響について

Influences of Typhoon Tracks on the Severity of Rain and Wind Storms

竹見哲也

Tetsuya TAKEMI

Synopsis

The severity of meteorological disasters spawned by typhoons critically depends on not only the intensity but also the track of typhoons. A slight change of the track of typhoons would induce a large difference in the intensity and spatial distribution of heavy rainfall and high winds. The present study explores the influences of typhoon tracks on the representations of heavy rainfall and high winds in numerical simulations of typhoon-induced events with the use of a regional meteorological model. The analyses are focused on high-impact typhoons over the Kanto Plain. A nesting capability is used to resolve convective storms embedded in typhoons at the 1-km horizontal grid spacing. A large variability in the representations of heavy rainfall and high winds is demonstrated.

キーワード: 台風，台風経路，風水害，気象モデル
Keywords: typhoon, typhoon track, typhoon disaster, meteorological model

1. はじめに

台風は，日本において風水害をもたらす最も顕著な現象である．風水害による保険金支払額の上位は台風によるものが占めている．台風による風水害への影響を予測しそのリスクを評価することは防災対策において極めて重要である．

台風による強雨・強風の発現特性は，台風の強度と経路の双方に強く依存している．特に日本のように地形が急峻かつ複雑な地理的特徴をもつ場合には，経路が異なることで風の吹き方が異なり，それが陸上での強雨や強風の現れ方に大きく影響している．

経路の違いによる風水害の発現特性を把握するためには，過去の被害をもたらした台風について統計的に調べる方法が考えられる．しかしながら，過去の顕著な台風の事例は数が限られるため，統計的に評価する上では必ずしも十分な事例数を確保できるとは言えない．そこで本研究では，気象モデルを用いて台風経路を変化させる数値実験を行い，数値モデルで生成された台風が異なる経路を取った場合の風水害の出現特性を調べる．まずは，関東平野で顕著な降水をもたらしたいくつかの台風の事例を対象として数値実験を行ったので，以下に報告する．

2. 数値実験の設定と解析対象の台風

本研究で行う数値実験に用いた気象モデルは，米国国立大気研究センター（NCAR）で開発された非静力学気象モデルであるWeather Research and Forecasting (WRF)モデルのAdvanced Research WRF (ARW) Version 3.3.1（Skamarock et al., 2008）である．本研究では関東地方に顕著な風水害の影響を及ぼした台風を対象とするため，主たる解析対象領域は関東地方およびその周辺領域とした．このため，WRFモデルのネスティング機能を用いて3重ネスト領域を設定し，日本列島の大部分および日本の南海上をカバーする領域を親領域（領域1; Domain 1）としてその内側に東日本領域（領域2; Domain 2），さらにその内側に関東領域（領域3; Domain 3）を設定した（Fig. 1）．ネスティング機能による高分解能化につ

いては，降水現象の再現計算において有用性を調べている（竹見，2010）．高分解能計算をすることの目的は，地形の微細な起伏をより正確に表現することで気流の微細な変動を再現することにある．Fig. 2に領域3の地形を示す．3段階のネスト領域での水平格子間隔は, 9 km/3 km/1 kmというように高分解能化した．鉛直のレベル数は52であり，大気下層ほど細かく解像した．

数値実験のための初期値・境界値には，米国環境予測センター（NCEP）による最終解析値（Final Analysis）を用いた。ネスト領域間のデータのやりとりは，親領域と子領域との双方向としている（2-wayネスティング）．モデルの地形および土地利用の表現にはUS Geological Survey (USGS)全球30秒値を用いた．

気象の素過程のモデル化としては，雲微物理過程はWSM6スキーム，積雲過程はKain-Fritchスキーム（ただし第1領域のみ），短波放射・長波放射はそれぞれDudhiaスキーム・RRTMスキーム，陸面過程にはNoahスキーム，境界層乱流過程にはノンローカル型のYSUスキームを用いた．これらスキームの詳細はSkamarock et al.（2008）に説明されている．

解析の対象とした台風は, 2001年台風15号（T0115）, 2002年台風21号（T0221）, 2004年台風22号（T0422）, 2007年台風9号（T0709）の4事例である．気象庁のホームページに掲載されている資料によると，以下の通りに報告されている．

- T0115 (Danas) : 東海から関東山沿いを中心に大雨．
- T0221 (Higos)は関東から北日本の太平洋側で暴風，東海・関東から東北南部の山沿いで大雨．
- T0422 (Ma-on) : 台風の中心付近では猛烈な雨や風．静岡県や関東南部でがけ崩れや浸水害が多数発生，横浜市で突風発生．
- T0709 (Fitow) : 関東甲信地方から北海道にかけての各地と東海地方，北陸地方の一部で大雨．東海地方から北海道の各地で暴風．

それぞれの台風について経路を操作する数値実験を行う．それぞれの台風の発生初期段階から日本に接近または上陸するまでの4〜5日間程度の期間の数値シミュレーションを実行した．台風の発生初期段階から転向点を通過して日本に接近・上陸するまでを計算することから，経路を完全にコントロールすることは困難である．しかしながら，発生位置が違うことで台風が発達した時の強度やその経路は異なることとなり，様々な経路を取る台風が及ぼす風水害の影響を評価する上では有益な情報数であると考えられる．経路の操作には，簡単な台風ボーガス渦を初期場に置き，ボーガス渦の位置をずらしたり，総観場の影響を取り込むスペクトルナッジングの時定数を変化させたりすることで，仮想的な台風経路を創出した．なお，渦位変換法に基づく台風ボーガスの手法については別途開発されており，河川の流出計算など影響評価に適用されている（Ishikawa et al. 2013）．



Fig. 1 Nested computational domains for the present numerical experiments.

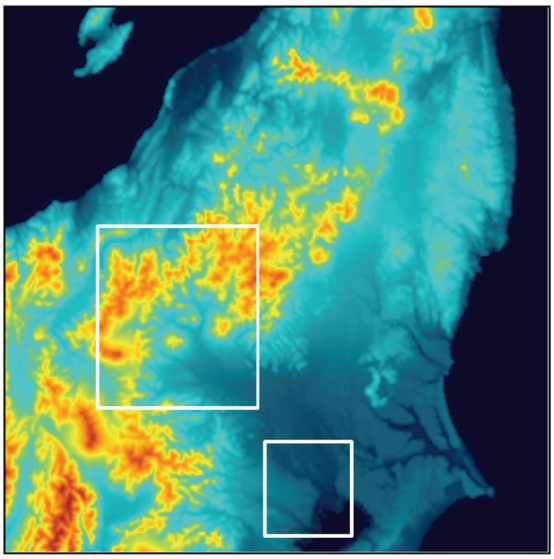


Fig. 2 Topography of Domain 3. White squares indicate the mountain area and the plain area for the later analyses. See text for details.

3. 経路操作実験の結果

最初に，解析対象とした台風について，経路操作によって生成された仮想台風の経路を台風別にFig. 3-6に示す．各台風のベストトラックデータによる位置および強度の情報を考慮して初期場にボーガス渦を埋め込み，総観場の影響を強めに導入するためにスペクトルナッジングの時定数を大きく設定することで現実台風と似た経路を通るようにした実験をコントロール実験とみなす．このコントロール実験に対し，渦の初期位置をずらしたり，スペクトルナッジングの時定数を変化させたりし，各台風の経路を仮想的にずらしている．

Fig. 3-6を見ると，これらの設定条件の違いにより，台風の経路がおおきくばらついている様子が見てとれる．台風に伴う強雨・強風の分布は経路に依存して大きく変化するため，Fig. 3-6のように仮想的に台風をモデル計算上に生成することにより，多数のサンプルから台風経路と強雨・強風分布との関連について調べることが可能となる．また，台風による強雨・強風分布は事例毎に異なる場合があるため，本研究のアプローチを複数の台風事例に適用することが有用である．このような観点で，それぞれの台風の経路の違いによる雨・風の分布を調べる．

雨の降り方は地形に大きく依存する．台風の経路が異なれば，地形に対する風向が変わることになり，卓越風向の変化による風の収束のしかたや水蒸気量の流入のしかたも変化する．このことから，異なる経路の場合の地形性の降雨は大きく変化するものと考えられる．このため，経路の違いによる降雨の違いを調べるため，Fig. 2の山間部の白い実線で囲んだ矩形領域で面的に降雨の違いを比較することにする．

一方，強風の災害影響の評価にあたっては，地形による減速効果が顕著でない平野部を対象とすることとする．経路の違いによる強風の違いを調べるには，Fig. 2の関東平野部の白い実線で囲んだ矩形領域において評価する．

Fig. 7-10は，山間部領域での領域平均積算降水量・領域内最大積算降水量・領域内最大降水強度の時系列を台風別に示す．台風毎に異なる色の時系列を重ねて示しており，それぞれ同一台風の異なる経路を意味している．ここではそれぞれの経路がどの色の時系列に対応しているかは問わない．経路の違いによって降水量の時系列が大きく変化する点に注目したい．特に，降水量でも領域平均の積算で評価するのか，領域内の地点の中で最大値で評価するとどうなるのか，さらに時間雨量で評価するとどう変わるのか，といった観点から言えば，降水量の見かたによって経路の違いによるインパクトは異なって現れることが分かる．

さらに平野部での強風が台風経路の違いによってどのように現れるかについて調べた．ここではT0115の場合の結果についてのみ示す．Fig. 11は，平野部の領域において領域平均した地上風速と領域内での

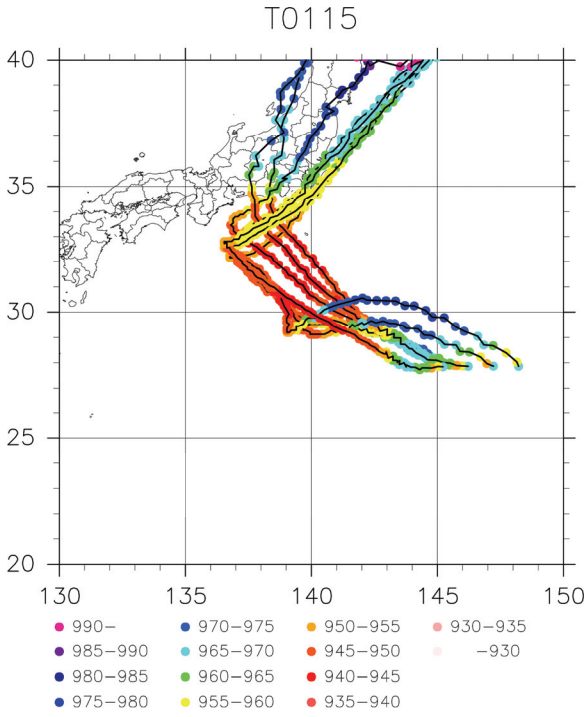


Fig. 3 Tracks and central pressures of T0115 generated by the present numerical experiments.

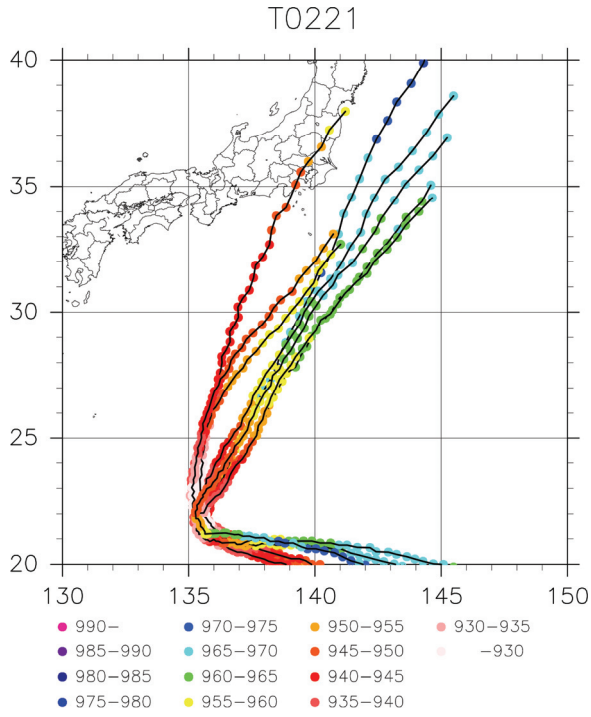


Fig. 4 The same as Fig. 3, except for T0221.

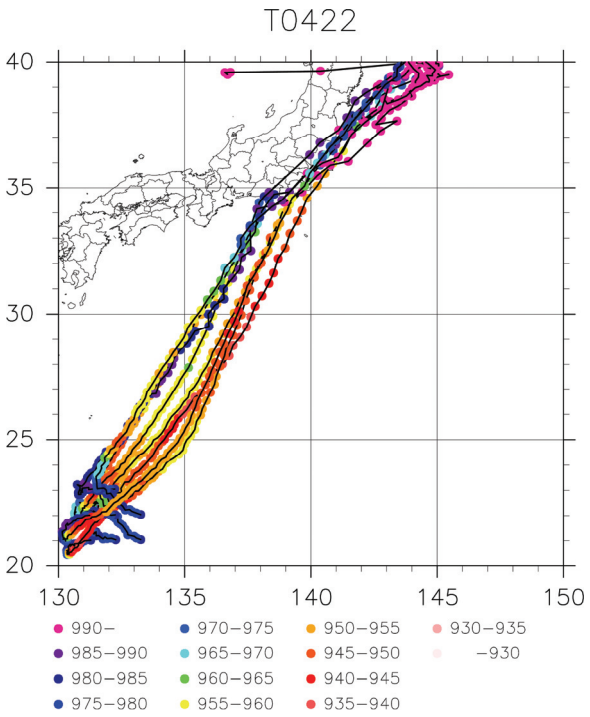


Fig. 5 The same as Fig. 3, except for T0422.

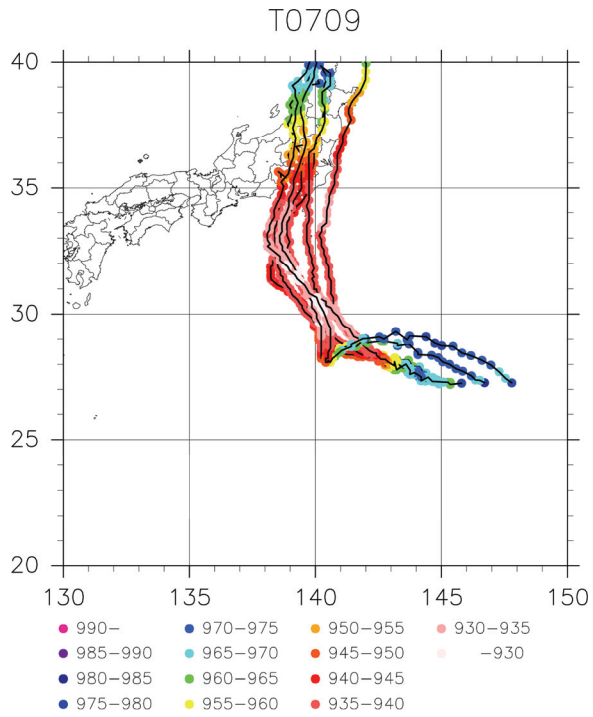


Fig. 6 The same as Fig. 3, except for T0709.

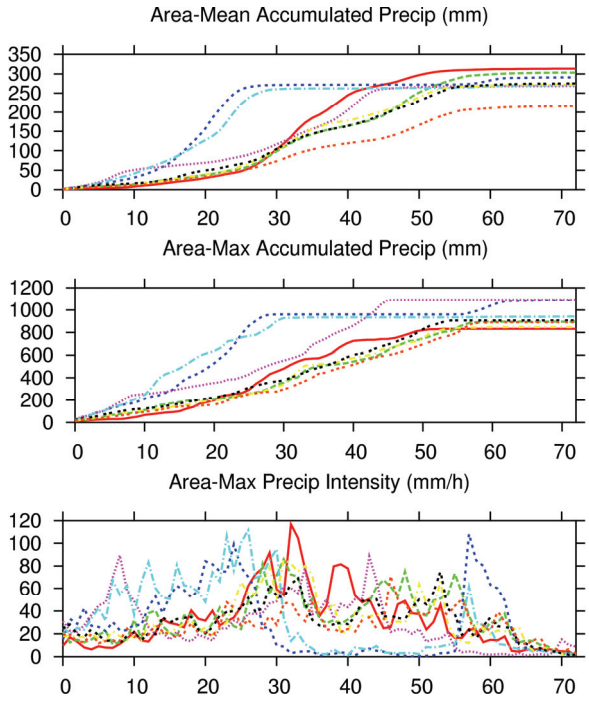


Fig. 7 Time series of area-mean accumulated precipitation (upper panel), area-maximum accumulated precipitation (middle panel), and area-maximum precipitation intensity (bottom panel) for the T0115 case.

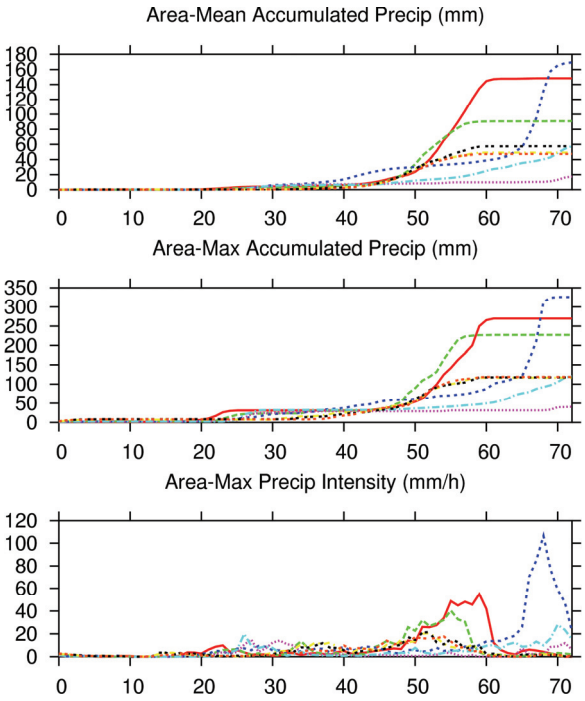


Fig. 8 The same as Fig. 7, except for the T0221 case.

地上の最大風速の時系列を示す．領域平均風速と領域内最大風速とは，絶対値としては最大風速のほうが大きいものの，時間変化のパターンは似通っている．同じ台風T0115の降水量の時系列の経路の違いを示したFig. 7と比べると，地上風速については経路の違いの現れ方が平均風速でも最大風速でも系統的に

変化しているが，降水量は領域平均か最大化，積算か強度（時間雨量）かによって経路の違いの現れ方は不規則に変化することが分かる．

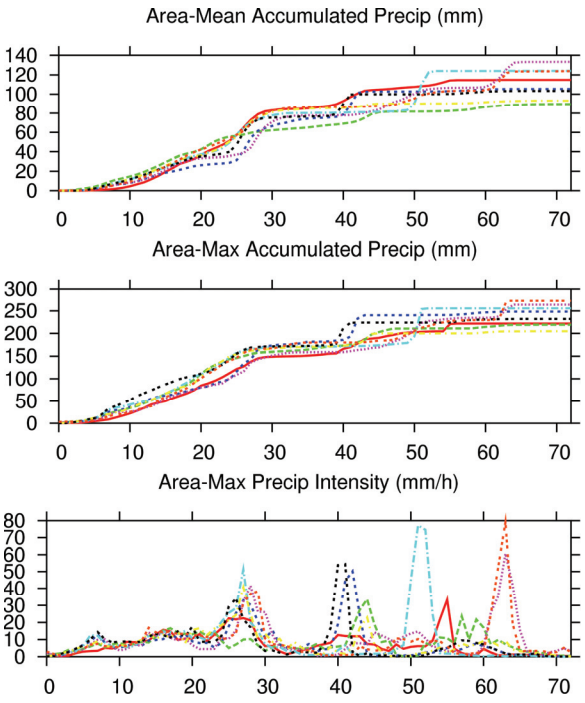


Fig. 9 The same as Fig. 7, except for the T0422 case.

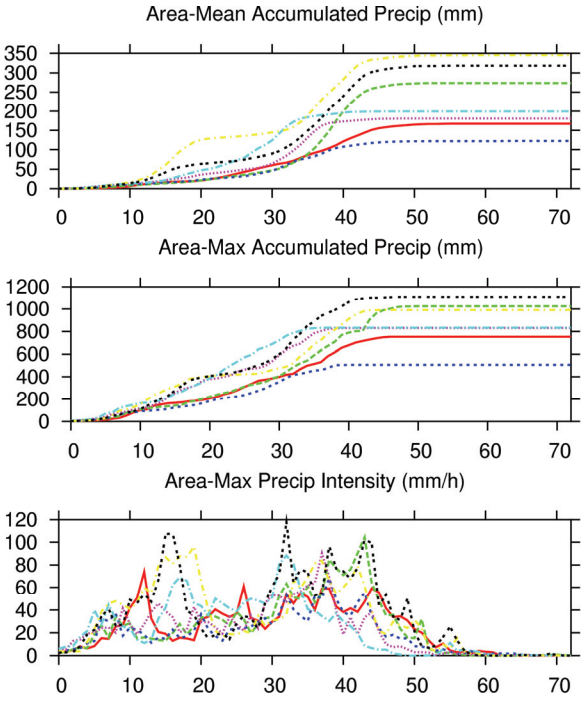


Fig. 10 The same as Fig. 7, except for the T0709 case.

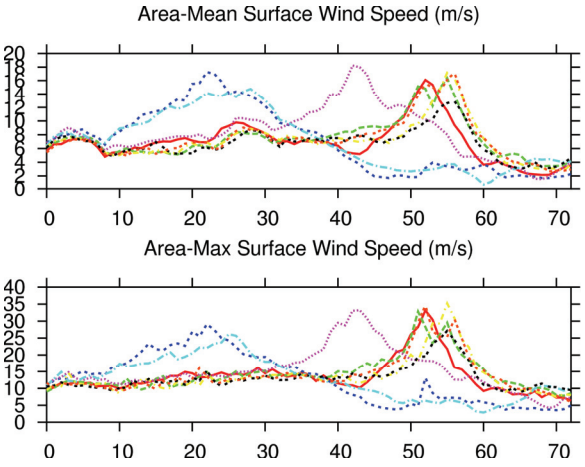


Fig. 11 Time series of area-mean surface wind speed (upper panel) and area-maximum surface wind speed (bottom panel).

4. まとめ

非静力学気象モデルを用いた領域気象シミュレーションにより台風の経路を仮想的に操作し，異なる経路の場合の強雨・強風の現れ方について複数の台風を解析対象として調べた．

雨については，領域平均の積算雨量と領域最大の積算雨量とで最大値をもたらす台風経路は異なり，また領域最大の時間雨量の最大値をもたらす経路もまた異なるものとなっている．一方，風については，領域平均の風速と領域最大の風速とで最大値をあたえる台風の経路は共通していることが分かった．このように，雨と風の現れ方に及ぼす台風経路の影響は，それぞれで大きく異なることが数値シミュレーションにより示された．

気象モデルは考えられうる大気の物理過程を取り込んだ数値モデルであるため，数値シミュレーションによって生成された台風は現実のものを模した物理構造を持っていると言える．このように物理モデルに根差した数値シミュレーションにより多数のサンプルを生成することができれば，現実にはないような数の顕著台風を仮想的に作り出すことで確率的な評価に繋げることができると考えられる．

ここで問題になるのは，風災害と水災害とで悪影響を及ぼす台風の経路や強度をどのように考えるべきか，という点である．災害への影響を評価する立場からは，風災害と水災害とで想定すべき台風経路と強度が大きく異なったものとなってしまう．このような経路や強度に対する不確実性の高い台風に伴う強雨・強風を取り扱う際には，領域毎の強風・大雨の出現特性をまず把握し，極端台風のサンプルを仮想数値実験により増やし，「最大級」の中から「最

悪」のシナリオを設計するという考え方が有効であると言える．気候変動リスク情報創生プログラムの「課題対応型の精密な影響評価」においては，この点についてのブレークスルーが求められている．

謝　辞

本研究は，文部科学省委託研究「気候変動リスク情報創生プログラム」による領域研究課題「課題対応型の精密な影響評価」のサブ課題「気候変動に伴う気象災害リスクの評価」の一環として実施されました．領域代表者の中北英一教授，関係の皆様に感謝いたします．

参考文献

文部科学省研究開発局（2013）：課題対応型の精密な影響評価　平成24年度研究成果報告書，平成25年3月．

竹見哲也（2010）：詳細地形表現による局地豪雨の100 mメッシュ高解像度計算，京都大学防災研究所年報，第53号B, pp. 337-343.

Ishikawa, H., Oku, Y., Kim, S., Takemi, T., and Yoshino, J. (2013): Estimation of a possible maximum flood event in the Tone River basin, Japan caused by a tropical cyclone. *Hydrological Processes*, (in press)

Skamarock, W., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W., and Powers, J. G.(2008): A description of the Advanced Research WRF Version 3, NCAR/TN-475+STR, 113 pp.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

都市近郊における大気境界層の観測
—接地層における乱流の性状—

Observations of the Atmospheric Boundary Layer in the Suburbs of the City
–Characteristics of Turbulence in the Surface Layer–

堀口光章・辰己賢一(1)

Mitsuaki HORIGUCHI and Kenichi TATSUMI(1)

(1) 東京農工大学大学院農学研究院

(1) Institute of Agriculture, Tokyo University of Agriculture and Technology

Synopsis

Observations of the turbulence in the atmospheric surface layer have been made using sonic anemometer-thermometers on a meteorological tower (55-m tall) of the Observation and Analysis System for Local Unusual Weather in the Ujigawa Open Laboratory. This place is located in the suburbs of Kyoto and surrounded by low buildings and roads. In the winter and early spring of 2012–2013, turbulence data were measured at two levels (40 and 25 m) on the tower. For a preliminary examination, turbulence characteristics under near-neutral conditions are presented. Large-scale turbulence structures are sometimes identified from the wavelet variance spectra for the streamwise velocity components.

キーワード: 強風，大気境界層，接地層乱流，運動量輸送
Keywords: strong wind, atmospheric boundary layer, surface-layer turbulence, momentum transfer

1. はじめに

科学研究費挑戦的萌芽研究「上空の強風層の降下による地上での災害の発生とその予測に関する研究」の一環として，京都大学防災研究所宇治川オープンラボラトリーにおいて2012年12月から2013年3月の冬季から春季にかけての時期に接地層乱流の観測を行った．一般に，地表面摩擦により風が弱い地表面近くに比べ，上空での風は強く吹いている（大きな運動量を持っている）．この研究では，大きな規模を持った乱流構造や混合層の発達，降水過程などにより上空の(大きな)運動量が下方へ輸送され，地上付近で強風が起きる機構を調べることを目的としている．なお，接地層とは地表面から高さ数十メートルまでの気層を指す．

また，今回の観測場所は京都市近郊に位置していて建物や道路などに囲まれており，乱流に対する地表の粗度物体の影響を調べることも研究の目的としている．

2. 観測の概要

乱流観測は，宇治川オープンラボラトリー（京都市伏見区横大路下三栖東ノ口）の気象観測鉄塔（高さ55m）2高度（40mと25m）に設置されている超音波風速温度計（カイジョー製，DAT-600）により行われた（Photo 1）．データのサンプリング周波数は10Hzで, 風速3成分と温度の変動が記録された. また,

超音波風速温度計は，主風向限定型プローブ（TR-61A）を使用していて，北方向にそのプローブが向けられている．風が北方面から吹く際にプローブの支柱の影響が少なく良好なデータが得られるので，解析例としては40mでの平均風向（30分の平均化時間で評価）が真北から東あるいは西へ60度以内である状態が継続した場合を選んでいる．

鉄塔から北方向を高さ40mと25mの観測デッキから眺めると（Photo 2），近くは宇治川オープンラボラトリーの建物，電車の線路，その先に建物，道路などがあり，かなりの高さを持った粗度物体が風上方向に並んでいることが分かる．なお，地表面の粗度物体の高さの指標となる粗度長の値は，中立に近い観測例（3章で示す）から平均風速についての対数則鉛直分布を仮定することにより求められるが，0.1～1.7mという値となり，観測例間でばらつきがある．

宇治川オープンラボラトリーでの気象観測鉄塔と露場においては，気温，相対湿度，風向・風速，気圧，雨量なども連続的に測定しており，以下に述べる安定度を評価する時，およびその他の気象状況の把握のために使用する．

大気境界層での乱流の条件を分類するのに重要な接地層での安定度の指標z/L（zは測定高度，LはObukhovの長さ）は，地表の粗度物体による影響が比較的小さい高さ40mにおける測定から評価する．このz/Lは次式(1)により定義される．

$$z/L = -\frac{\left(g/\overline{T}\right)\left(\overline{w'T'}\right)_0}{u_*^3/kz} \qquad (1)$$

ただし，′は平均値からの変動成分，¯は時間平均，gは重力加速度，Tは気温，wは鉛直方向風速成分（上向きを正にとる），kはvon Karman定数（= 0.4），添え字 $_0$ は地表面での値を示す．ここで，$\overline{w'T'}$は鉛直方向への熱フラックスに相当する．また，u_*は次式(2)のように定義され，（下向き）運動量輸送の大きさに対応し，接地層における特徴的な速度の尺度であり摩擦速度と呼ばれる．

$$u_* = \left(\tau_0/\rho\right)^{1/2} = \left[-\left(\overline{u'w'}\right)_0\right]^{1/2} \qquad (2)$$

なお，τは（鉛直方向への）運動量フラックス，ρは空気密度，uは平均流方向風速成分であり，$u'w'$が負の値である時，下向きへの運動量輸送に対応している．安定度の指標z/Lの値（絶対値）は，近似的に浮力による乱流生成率とシアーによる乱流生成率の比に相当し，浮力による寄与が小さい場合にはその値が0に近くなる．

今回の解析において，水平方向の風速成分を扱う際には高さ40mにおける（水平面内）平均流方向に各高度での風速成分uを取っている．しかし，各種フラックスについては，方向の取り方による影響が大きいため，（各高度で）三次元的な平均流方向を考えて，平均流ベクトルに直交する上向き方向へのフラックスを計算する．



Photo 1 Sonic anemometer-thermometers (denoted by the dotted red circles) on a tower in the Ujigawa Open Laboratory

(a)



(b)



Photo 2 View toward north direction from the 40-m deck (a) and 25-m deck (b) of the tower

3. 中立に近い状態での観測例

観測データは，30分間（1パートとする）ごとに乱流統計量を求め解析に使用する．ここでは，これまでの組織的な乱流構造についての研究で主に対象としてきた中立に近い状態，基準としてz/Lの大きさが0.2未満である条件が7パート（3時間30分）継続した観測例についての結果を示す（Table 1）．中立に近い状態とは，主に風のシアーによって乱れが生成され，比較して浮力による乱れの生成（暖められた空気塊の上昇による乱れの生成など）の度合いが小さい場合であり，z/Lの値は0に近くなる．今回解析した12個の観測例では，7パートの平均として中立に近いものの，やや不安定寄りの値（$z/L < 0$）を示す例が6例見られる．その他，表には平均風向の7パートでの範囲，（平均）水平風速，摩擦速度の7パートでの平均値も示す．水平風速は3.5～6.2 m s^{-1}，摩擦速度は0.24～0.53 m s^{-1}の範囲であり，今回の観測例間で大きな違いはない．

Fig. 1は，2012年12月26日18時から21時30分における例について，その始めの30分間における平均流方向風速成分uの時間変化である．なお，ここでの平均流方向風速成分は，高さ40mにおける（水平面内）平均流方向に取った風速成分であり，高さ25mでも同じ方向に取っている．

Fig. 1によれば，小さな規模の乱れに重なって，100～200秒程度の時間スケールを持った比較的大きな規模の風速変動（赤色点線の領域で典型的な強風域の例を示す）が現れている．またそのような風速変動は上下の観測点間で良く対応しており，鉛直方向にも大きな拡がりを持っていることが分かる．

Fig. 2に，Fig. 1と同じ時間帯での鉛直方向風速成分wを風速成分uに重ねて表示する．大きな規模の強風域（Fig. 1で典型的な強風域として示したもの）の前の時間に比較的大きな時間スケールを持った弱風域が存在し，そこでは上向きの鉛直風速となっている．大きな規模の（水平方向の）風速変動と関連して鉛直風速の変動が存在し，運動量輸送に寄与していることが分かる．

Table 1 Observational cases for the analysis (observed range of wind direction and average values for other parameters)

No.	Date	Time (LST)	Wind direction (deg)	Horizontal wind speed (m s^{-1})	Friction velocity u_* (m s^{-1})	z/L
1	21 Dec 2012	1930-2300	29- 42	4.5	0.33	0.05
2	22 Dec 2012	1630-2000	316-352	5.5	0.43	0.06
3	26 Dec 2012	0630-1000	302-314	6.2	0.53	−0.05
4	26 Dec 2012	1800-2130	304-323	3.5	0.38	−0.03
5	6 Jan 2013	1800-2130	323- 19	3.7	0.24	0.04
6	9 Jan 2013	1630-2000	313-336	5.0	0.42	0.07
7	17 Jan 2013	1730-2100	347- 1	3.8	0.38	−0.02
8	18 Jan 2013	0430-0800	302-308	4.7	0.46	−0.02
9	20 Jan 2013	1600-1930	337-355	4.1	0.42	−0.04
10	22 Jan 2013	1600-1930	324-345	5.2	0.44	0.02
11	26 Jan 2013	1730-2100	300-318	4.6	0.49	−0.02
12	3 Feb 2013	0130-0500	335-357	4.7	0.45	0.03

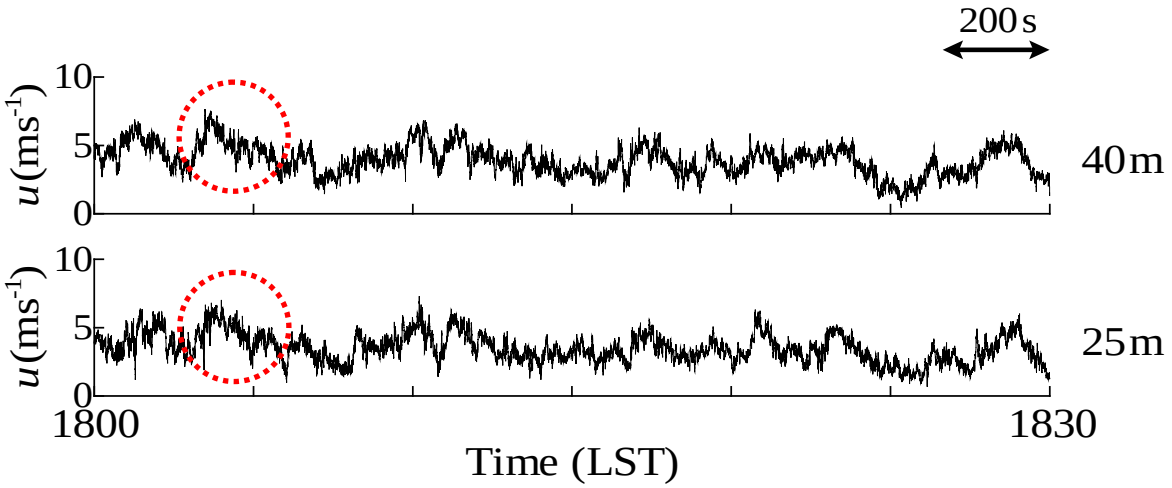


Fig. 1 Time series of streamwise velocity components (u) observed by sonic anemometer-thermometers at each level during 1800–1830 LST on December 26, 2012. The arrow denotes a time scale of 200 s and the dotted red circles denote typical large-scale regions of high-speed velocity

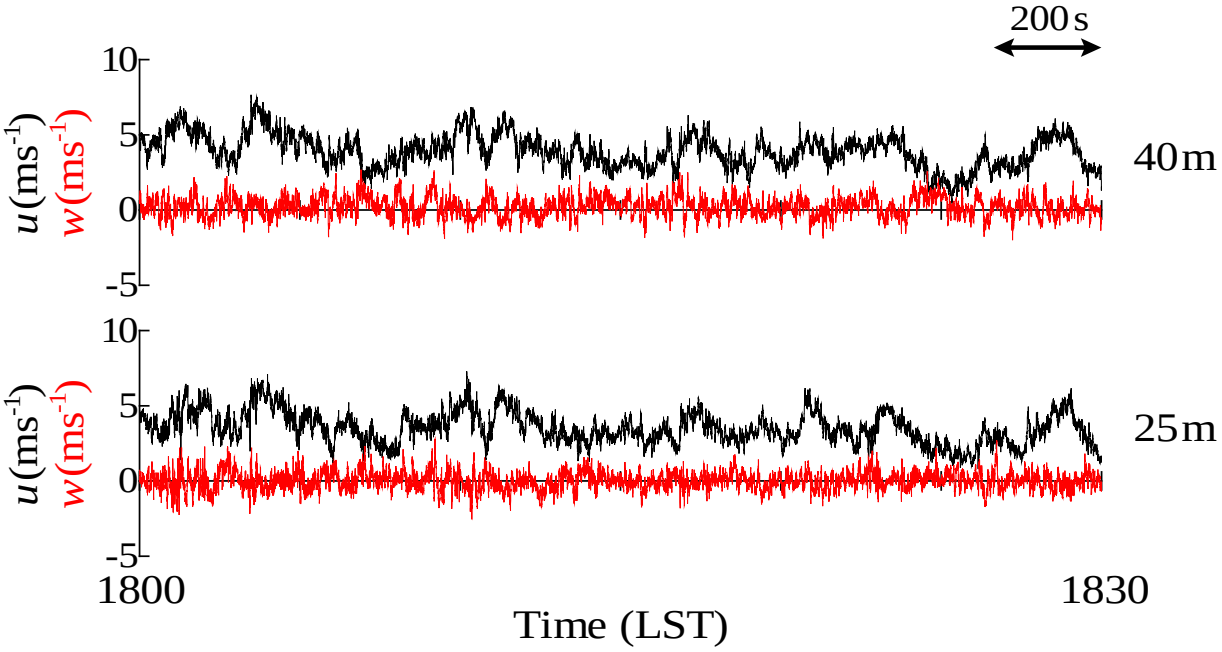


Fig. 2 Time series of streamwise (u) and vertical (w) velocity components (depicted in red color) observed by sonic anemometer-thermometers at each level during 1800–1830 LST on December 26, 2012. The arrow denotes a time scale of 200 s

4. 乱流構造の出現状況と乱流の性状の変化

不規則に現れる変動のスケール分布を調べるために Mexican Hat 函数を用いた連続ウェイブレット変換を平均流方向風速成分 u に対して行う．変数 t についてのデータ列 $x(t)$に対して，変動の大きさに対応するスケールパラメータ a，変動の位置に対応するトランスレーションパラメータ b についてのウェイブレット係数 $T(a, b)$は次式(3)に示す通りである．

$$T(a,b)=\left(\frac{1}{a}\right)\int_{-\infty}^{+\infty}\Psi\left(\frac{t-b}{a}\right)^{*}x(t)dt \qquad (3)$$

ここで，$\Psi(t)$はマザーウェイブレットと呼ばれ，＊は複素共役を示す．

今回の解析ではマザーウェイブレットとして Mexican Hat函数を使用し，これは次式(4)で表される．

$$\Psi(t) = (1-t^2)\exp(-t^2/2) \qquad (4)$$

不規則に現れる変動のスケール分布を調べるために，ウェイブレット変換によるウェイブレット分散スペクトル（$W(a)$）を作成する（Collineau and Brunet, 1993; Thomas and Foken, 2007）．その定義は次式(5)の通りである．

$$W(a)=\int_{-\infty}^{+\infty}|T(a,b)|^2db \qquad (5)$$

なお実際の計算では，オリジナルのデータ列をブロック平均したものに対してトランスレーションパラメータbを変化させてウェイブレット係数を計算し，（積分ではなく）その2乗を積算した値としてウェイブレット分散を求めている．

ウェイブレット変換による解析においては，スケールパラメータaの2倍の大きさに相当する「時間スケール」がスケール分布を調べる時に使用され，Mexican Hat函数の場合にはその中心（$t = 0$）前後の，値がプラスの範囲の長さに相当する．

2012年12月26日18時から21時30分における各高度の風速成分uをその標準偏差で規格化し（30分ごと），さらに上記のようにオリジナルデータを20個ずつ（2秒ごとに）ブロック平均し，これを全パート接続したデータ列に対してウェイブレット変換を行う．ここで，スケールパラメータaの値については，a = 1から88（時間スケールでは2a = 4から352秒）までの計算を行っている．この例についてのウェイブレット分散スペクトルを調べると，100秒以上の時間スケールを持った大きな乱流構造が顕著に存在することが確かめられる（Fig. 3）．この例で，高さ40mの風速成分uに対するウェイブレット分散スペクトルのピーク（解析している全時間スケールでの最大）は204秒の時間スケールに位置している．なお，平均のu (3.4 m s^{-1}) の値から換算すると，およそ690mの空間スケールに対応している．

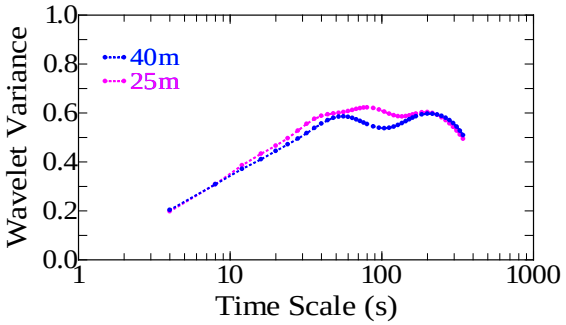


Fig. 3 Wavelet variance spectra for the u velocity component as a function of the time scale in the case 1800–2130 LST on December 26, 2012

高さ25mでの風速成分uについてのウェイブレット分散スペクトルは，時間スケール80秒でその分散がピーク（最大）となっているが，より大きな時間スケール（196秒）でもスペクトル分布の極大を示し，これは上の高度（40m）でのスペクトルピークに対応している．これは，より低い高度（25m）でも大きな乱流構造が現れていることを示している．

上記のウェイブレット分散スペクトルにより解析される大きな乱流構造は，Fig. 1で見られる100～200秒程度の時間スケールを持った比較的大きな規模の風速変動に対応しているものと考えられる．

なお，フーリエ変換によるパワースペクトルでも同じように風速変動のスケール分布を調べることが出来，対応する周波数付近で大きな変動が解析される．ただし，フーリエ変換によるパワースペクトルではピークの位置が不明確で，それに対してウェイブレット分散スペクトルではピークの位置を決めやすいという特徴がある．

観測された大きな規模の乱流構造は，中立に近い状況で例えばGao et al. (1989) により森林上で観測された構造や気象研究所気象観測鉄塔において観測された構造（Horiguchi et al., 2012）のような下降する強風の組織的乱流構造に対応するものと考えられる．しかし，高さ40mの風速成分uに対してウェイブレット分散を調べると，大きな時間スケールの風速変動があまり顕著ではない例も見られる．その例と

して2012年12月26日6時30分から10時にかけての観測例について，風速成分*u*に対するウェイブレット分散スペクトルをFig. 4に示す．この例では，高さ40mでの風速成分*u*に対して，ウェイブレット分散のピーク（最大）は40秒に位置している．

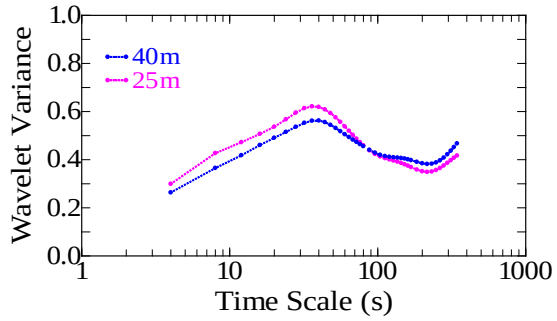


Fig. 4 Wavelet variance spectra for the *u* velocity component as a function of the time scale in the case 0630–1000 LST on December 26, 2012

全ての観測例について，高さ40mの風速成分*u*に対するウェイブレット分散スペクトルの結果をTable 2に示す．12例のうち，3例で大きな時間スケール（100秒以上）に最大のピークが現れ，別の3例では大きな時間スケールにおいて（分散の値は調べた時間スケール内で最大ではないが）スペクトル分布の極大となっている（表中に色を付けて最大あるいは極大となる例を示す）．

上下（高さ40，25m）の平均流方向風速成分についてその変動の相関を調べると，相関係数が0.7以上の大きな値を示す場合（表中に色を付けて示す）は，大きな時間スケール（100秒以上）の乱流構造が見られる場合に対応している．

各高度の運動量輸送については，12月26日18時からの例において高さ25mでは高さ40mでの値の68%に減少しており，乱流輸送に対する地表の粗度物体の影響が示唆される．全部の例について見てみると，12例中9例で高さ25mでの運動量輸送が高さ40mでの値より小さくなっている．

Table 2 Evaluated values of characteristics for the observational cases

No.	Date	Time (LST)	*z*/*L*	Time scale of the peak in the wavelet variance spectrum (s)		Correlation coefficient (*u*, 25–40m)	Imbalance in sweeps and ejections (40m)
				Global maximum	Local maximum		
1	21 Dec 2012	1930-2300	0.05	64		0.57	−0.20
2	22 Dec 2012	1630-2000	0.06	–	36	0.64	0.08
3	26 Dec 2012	0630-1000	−0.05	40		0.59	−0.15
4	26 Dec 2012	1800-2130	−0.03	204	56	0.62	−0.02
5	6 Jan 2013	1800-2130	0.04	84		0.62	−0.08
6	9 Jan 2013	1630-2000	0.07	32	128	0.50	−0.01
7	17 Jan 2013	1730-2100	−0.02	228		0.70	0.05
8	18 Jan 2013	0430-0800	−0.02	28	60 292	0.58	0.03
9	20 Jan 2013	1600-1930	−0.04	–	164	0.69	−0.06
10	22 Jan 2013	1600-1930	0.02	80		0.64	0.04
11	26 Jan 2013	1730-2100	−0.02	100		0.71	0.10
12	3 Feb 2013	0130-0500	0.03	–	64	0.68	0.03

最後に，乱流運動を u と w の変動成分の正負により四象限に分けた時の各象限での運動による（下方への）運動量輸送への寄与について，第 2 象限のイジェクション（$u' < 0, w' \geq 0$，低速流の上昇運動）と第 4 象限のスウィープ（$u' \geq 0, w' < 0$，高速流の下降運動）を比較する．これらの象限では $u'w'$ が負の値であり，下向きに運動量が輸送される．Table 2 では，高さ 40m での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違いを次式(6)による値（imbalance in sweeps and ejections）で評価している．

$$\Delta S_0 = \frac{\overline{u'w'}_4 - \overline{u'w'}_2}{\overline{u'w'}} \tag{6}$$

上式の値（ΔS_0）は，スウィープとイジェクションによる運動量輸送の差を全体の運動量フラックス（$\overline{u'w'}$）で規格化しており，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違いを各例の間で比較するのに適している．

12例の中には，スウィープによる運動量輸送への寄与の方が大きい例が見られる（表中に色を付けて示す）．一般に，上空ではイジェクションによる寄与の方が大きく，地表面に近くなるとスウィープによる寄与が大きくなることが示されている（例えば Drobinski et al., 2004）．今回の例に関しては，運動量輸送に対するスウィープとイジェクションによる寄与の違い，また乱流運動全般について，大きな規模の乱流構造の影響に加えて地表の粗度物体による影響も考えられる．

5. おわりに

今回の観測場所のように比較的高い粗度物体に囲まれた都市近郊の接地層においても，中立に近い状態で，大きな規模の乱流構造（組織的乱流構造）が顕著に現れる場合があることが確かめられた．

今後は，中立に近い状況以外の観測例も含めて，組織的な乱流構造による地上付近での強風の出現，その他乱流特性への影響などについて調べていく予定である．また，より上空の風を測定できる観測機器を使用することや気象データの解析などにより，地上付近での強風がもたらされる状況について解析を行う予定である．

謝　辞

本研究はJSPS科研費24651208の助成を受けたものである．また，宇治川オープンラボラトリーでの観測とそのための施設の維持などについては，流域災害研究センター，気象・水象災害研究部門，技術室の方々のご協力，ご支援によるものである．ここに記して謝意を表する．

参考文献

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. of Atmos. Sci., Vol. 61, pp. 699-714.

Gao, W., Shaw, R.H. and Paw, U.K.T. (1989): Observation of organized structure in turbulent flow within and above a forest canopy, Boundary-Layer Meteorol., Vol. 47, pp. 349-377.

Horiguchi, M., Hayashi, T., Adachi, A. and Onogi, S. (2012): Large-scale turbulence structures and their contributions to the momentum flux and turbulence in the near-neutral atmospheric boundary layer observed from a 213-m tall meteorological tower, Boundary-Layer Meteorol., Vol. 144, pp. 179-198.

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.

（論文受理日：2013年6月10日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

Influence of Dry-line on the Formation of Severe Local Convective Storms of Bangladesh: A Case Study

Fatima AKTER and Hirohiko ISHIKAWA

Synopsis

This study analyzes the atmospheric instability and trigger mechanisms of a Severe Local Convective Storm (SLCS) initiation over Bangladesh and adjoining Indian Territory of 4 April 2011. Two types of data, JRA-25 1.125 degree resolution reanalysis data and Global Spectral Model (GSM) 20 km resolution analyses data, both by Japan Meteorological Agency (JMA), have been used and comparisons between two products are illustrated for this case. JRA-25 reanalysis data analyses specific humidity gradient greater than 3 g/kg over 100 km, whereas the GSM data analyses specific humidity gradient greater than 10 g/kg over 100 km since sharper gradient of specific humidity is resolved in this analysis. GSM data significantly identify dry-line and can calculate instability precisely which suggests that the dry-line influences the initiation of convection in this case.

Keywords: Severe Local Storms, Tornado, Bangladesh disaster, Dry-line

1. Introduction

Severe Local Convective Storms (hereinafter referred to as SLCS) are very devastating phenomena in Bangladesh and North-eastern part of India in the pre-monsoon seasons (March, April and May). They cause huge damages to our lives and properties in a very short time. These storms are locally termed as Nor'wester (*Kalaishakhi-* in Bengali) since the systems migrate from north-west to south-east. Those are often associated with tornadoes. Every year the SLCS of Bangladesh cause the highest death toll in the World. Annual death toll accounts for 179 deaths per year caused by only from tornadoes in Bangladesh from the period of 1967-96 (Ono 2001).

In the pre-monsoon season, sufficient low level southerly warm moist wind flows from Bay of Bengal and moderate to strong cold dry westerly wind flows from mid-upper level towards Bangladesh that influences the convection. The cold advection often associated with westerly jet. These settings of wind pattern in this season are identified the favorable environmental condition for SLCS development (Weston, 1972; Prasad, 2006; Yamane and Hayashi, 2006). Previous studies identified the preferred location of SLCS formation in Bangladesh (Peterson and Meheta, 1981; Yamane et al 2010a). Some other studies also focused on the dynamic and thermodynamic aspects of the initiation of SLCS (Lohar and Pal, 1995), a study also identified the propagation and modes of organization of Mesoscale Convective Systems (Dalal et al 2012), and another study indicates the lower and mid-upper tropospheric features for initiating of Nor'westers (Ghosh et al 2008). Contrarily, the physical process and trigger mechanisms of SLCS organization are rarely studied due to the scarcity of observation data in the study area.

SLCS are very frequent and well-studied over the Great Plains of the United States. Thunderstorms over the Great Plains are frequently formed along dry-lines. Number of climatological

studies proves that the initiations of severe storm outbreaks in the United States are triggered by dry-line (Reha 1966; Bluestein and Parker 1993; Ziegler et al. 1997 and Hane 1997). Dryline is a mesoscale narrow boundary separating moist maritime tropical air masses of Gulf of Mexico from continental dry air of the arid areas in the western Great Plains during the warm season (Fujita 1958; Miller 1959; Rhea 1966).

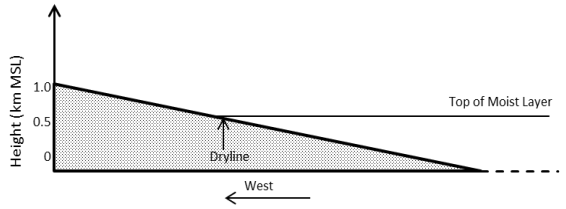


Fig 1. Schematic vertical cross section of the dry-line and its relationship with topography (Adapted from Bluestein 1993)

The gently sloping terrain of the Great Plains contributes to dry-line formation, because dry-lines essentially represent the intersection of the top of the maritime tropical boundary layer with the ground (Fig.1, Bluestein 1993). Climatological study of the Great Plains found the dry-line positions in the region where the topography of the plains rapidly increases from east to west (Hoch and Markwowski 2005).

Bangladesh belongs to the Gangetic Delta and its topography is very flat nearly sea level. The altitude gradually increases to the West and elongated to Chotanagpur platue (23˚N 85˚E; average elevation of 539 m above sea level) in the Indian Territory. Although topography plays significant role on dry-line formation, no evidences has been demonstrated in the study region. Dry-line features in North-east India were identified by Weston (1972). He mentioned that pre-monsoon deep convection is favored near the region of low-level moisture gradients. Strong localized convergence and abundant moisture often make the dry-line a preferred location for SLCS initiation. Carlson (1998) and Bluestein (1993) also mentioned about presence of dry-line in Northern India. However, the origin, structure and mechanism of dry-line in this region are rarely investigated.

The major objective of this study is to identify the dry-line and investigate whether it influences the development of SLCS in Bangladesh in a way analogous to the features in the United States. Therefore, a detailed climatological investigation is carried out to determine pre-monsoon dry-line characteristics along with synoptic environment. A case of tornadic outbreak, which swept through seven districts of northern Bangladesh on 4 April, 2011 in the afternoon, causing twelve deaths and more than one hundred and fifty injuries, was closely investigated as an example. Section two define dry-lines for the study region, section three includes description of the data sources and dry-line identification methods, Section four contains results and discussion, and Section five provides a summary in this paper.

2. Definition of dry-line

Dry-line is a confluent boundary separating dry air masses from more moist air masses. The most significant signature of dry-line is a sharp moisture discontinuity (Schaefer 1974a). In the present study horizontal specific humidity was used to determine the moisture discontinuities. A set of variables were considered to identify dry-lines in the Great Plains. Specific humidity was used in coordination with dew point temperature (Schaefer 1974a; Hoch and Markowski 2005) since the nature of the elevation differs across the study region. Unlike Great Plain region the elevation does not vary in the target area of the present study. Therefore we only consider specific humidity gradient that was equal or exceeding 3g/kg/100km (Schaefer 1974a) as the dry-line features for climatological studies. We also consider surface temperature, pressure and wind profiles to avoid any localized disturbances. To exclude local variations within an air mass, the discontinuity had to remain identifiable for at least 6 hours. Moreover, we used terrain following data for our calculation.

3. Data and Methodology

Initially, we used JRA-25 1.125 degree resolution reanalysis model level data by Japan Meteorological Agency (JMA) to analyze synoptic features for 35 years climatology (between 1979 and 2013) in the pre-monsoon seasons. The

Japanese 25-year reanalysis (JRA-25) was created with an up-to-date numerical assimilation and forecast model. It covers the period 1979 to 2004, which are 25-years. The data set is continued to this day as the JMA Climate Data Assimilation System (JCDAS) in every 6 hours. Temperature, wind, relative humidity, air pressure (on model-level), brightness temperature (satellite), and precipitable water have been assimilated. The model calculation was performed with a spectral resolution about 1.125 degree and 40 height levels (top at 0.4 hPa).

Alternatively we used JMA's GSM analysis data to see the more localized features. The data are one of very high horizontal resolution of 0.1875 degrees, approximately 20 km among the operational global model in the world. In the vertical, it has 60 layers from surface to 0.1 hPa. The vertical resolution is finer near the surface for better representation of the planetary boundary layer processes. The data are provided 6 hourly from 2007. The available variables are wind (zonal and meridional), temperature, specific humidity, surface pressure and cloud water content.

In the present study to understand environmental stability condition several stability indices are computed such as Lifted Index (LI), Convective Available Potential Energy (CAPE), Showalter Stability Index (SSI) etc. and the details of the indices are already explained to our previous work Yamane et al. (2010b). To calculate LI, SSI and vertical profile we converted original GSM model level data to pressure level data.

Dry-lines are identified from a horizontal specific humidity gradient. Specific Humidity gradient is denoted as ∇Q. Here q is specific humidity (g/kg).

$$|\nabla . Q| = \sqrt{\left(\frac{\partial q}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial q}{\partial x}\right)^2}$$

The critical magnitude of defining dry-line should depend on the horizontal resolution of the data. A criterion of $3x10^{-8}m^{-1}$, equivalent to 3 g/kg difference of specific humidity over 100 km, was used by Schaefer (1974a) Hoch and Markowski (2005) and Coffer et al. (2013). The same criterion is applied in our analysis with 1.125˚ resolution of JRA-25 data. For GSM analysis of 0.1825 degree resolution, however, the more strict criterion of $1x10^{-9}m^{-1}$, equivalent to 10 g/kg difference of specific humidity over 100 km, was used since more sharp gradient of specific humidity is resolved in GSM analysis. For dry-line analysis time, we mainly refer to the field at 12 UTC (18 BDT, Bangladesh Local Time) and 18 UTC (00 BDT), since the surface dry-line feature is the most evident in these synoptic times.

Though the data are global, we restrict our analysis area to south Asia in bigger domain between 65˚-100˚E longitude and 05˚-29˚N latitude. For detail analysis we take smaller domain between 84˚-94˚E longitude and 18˚-26˚ N latitude which focus on Bangladesh and the West Bengal of India. To see the large scale convective phenomena the IR imageries of Multi-functional Transport Satellite (MTSAT) of JMA are used. MTSAT provides imagery for the target area every 30 minutes, which are used to monitor clouds, sea surface temperatures and distribution of water vapor.

4. Result and Discussion

4.1 Synoptic overview

Synoptic scale processes play very significant role in regulating dry-line formation and intensity. Climatology of pre-monsoon seasons shows typical diurnal variations from morning to evening. In the present study southerly or south-westerly tongue of moist warm wind flow from the Bay of Bengal to the land and dry warm westerly wind flowing from the Indian high lands to Bangladesh are identified. Low level temperature exhibits comparatively higher values in the central India than in Bangladesh. At upper troposphere, Westerly to North-westerly wind is very strong over Bangladesh. Cold and low moisture air flows toward Bangladesh at 500 hPa. Most of the days in April upper air westerly is much stronger than in March and May over Bangladesh. Surface moist tongue of southerly to southwesterly is very prominent in April and May.

The study also identifies very high surface moisture content everywhere over Bangladesh and surface specific humidity values approximately ~16 g/kg (max. in May18g/kg, min. in March 12g/kg). In contrast moisture content is very low over Indian Territory.

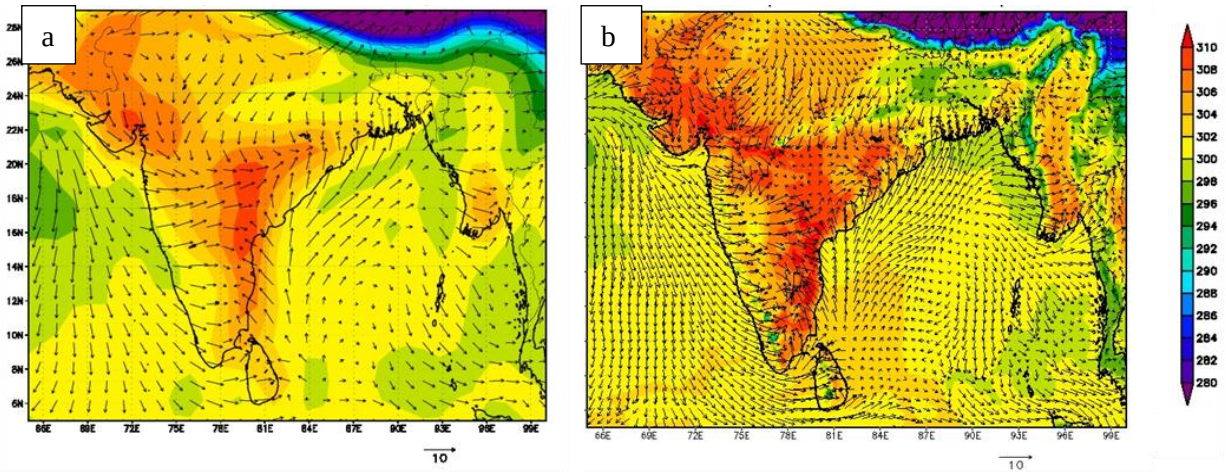


Fig. 2 The two panels show surface analysis, shaded temperature (K) and vector wind (m/s) by (a) JRA-25 and by (b) GSM for the SLCS case on 12UTC 4 April, 2011

Fig. 2 shows strong southerly to south westerly wind flows northward from the Bay of Bengal. Temperature distribution shows comparatively higher value over Indian high land. Severe convection usually requires intense heating near the surface and it influences upward motion for ascending layer parcels.

Fig. 3 (a-d) shows strong south westerlies over 500 hPa. From surface to 800 southerly to south westerly is strong over Bangladesh. Dry hot air blowiwng toward Bangladesh from Indian Territory is analyzed. Above 700 hPa dry cold air blows over Bangladesh. Surface temperature increases over Indian Territory as day advances.

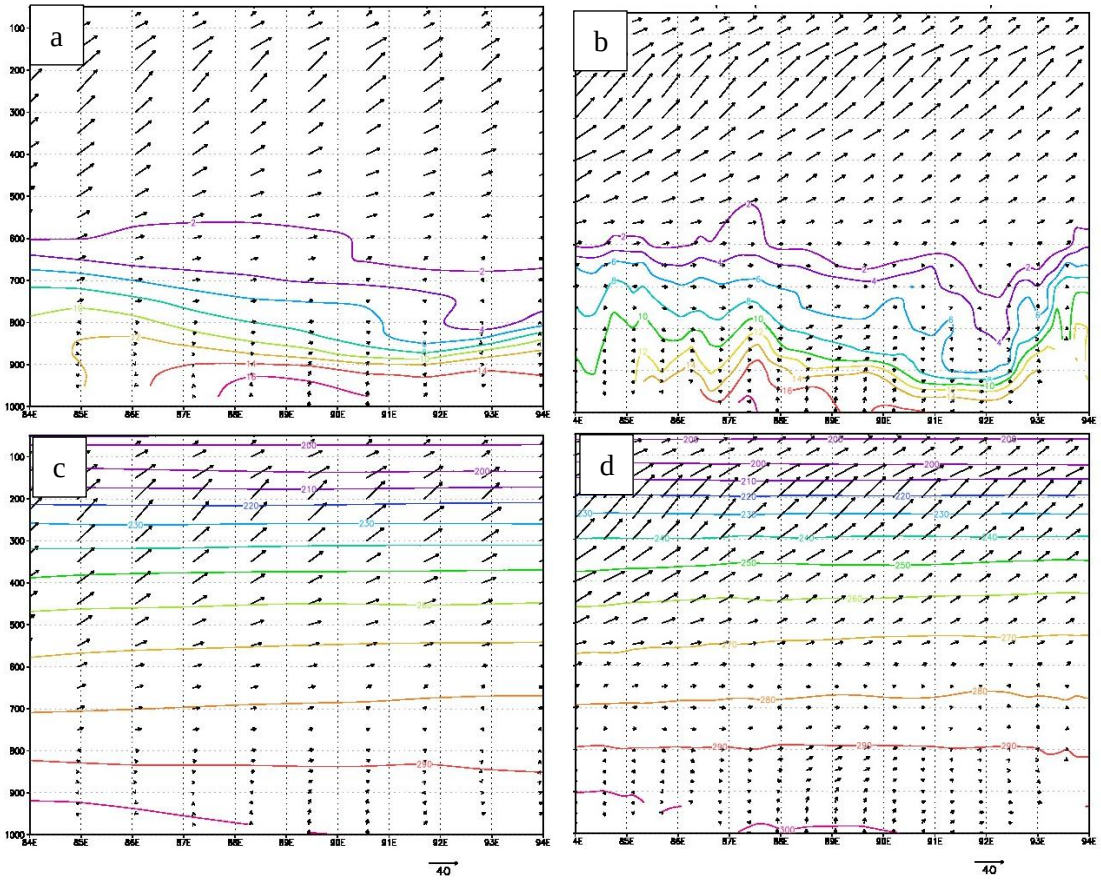


Fig 3. Vertical distribution contour of specific humidity g/kg and wind vector m/s a) JRA-25, b) GSM; wind vector m/s and temperature (K) c) JRA-25, d) GSM on 12UTC 4 April, 2011

In the upper atmosphere above 300 hPa, analysis shows stronger south westerly wind and the wind speed becomes stronger over the Indian subcontinent at the mid of the day.

From the vertical cross section we can see east to west decrease of specific humidity content near the surface at 87°E that corresponds to the position of dry-line (referred to Fig 3 a-b again). Surface specific humidity reaches approximately ~16 g/kg all over Bangladesh. The distribution of vertical temperature shows no gradient between dry and moist air masses (Fig 3 c-d). Intense heating of moist air near the surface produces significant upward motion for ascending layer parcel.

A Specific humidity gradient is observed between moist and warm air masses that is the confluent zone for separating moist air masses from Bay of Bengal in the south to dry continental air masses in the west (Fig. 4a-b). JRA-25 reanalysis data analyses specific humidity gradient greater than 3 g/kg but GSM data analyses specific humidity gradient greater than 10 g/kg over 100 km (Fig. 4c-d).

Southerly wind blows at the east side of dry-line which carries sufficient moisture to the land. This is a potential source for the initial growth of clouds. Sufficient moisture and localized upward motion near dry-line enables successive convection occurrence and maintains long lasting storms. This feature is consistent with Great Plain case reported by Hane et al. (1997).

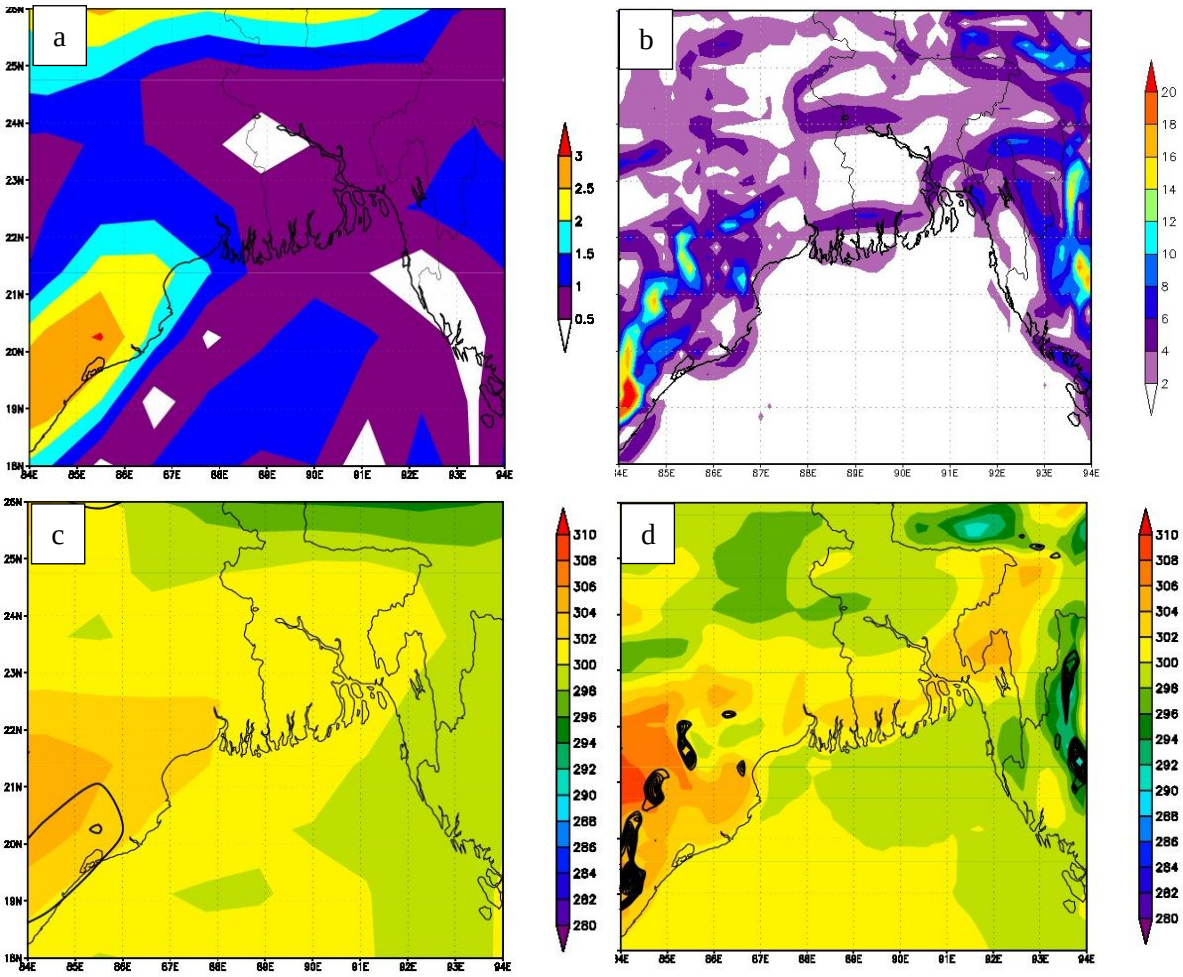


Fig 4. Shaded gradient of specific humidity (g/kg/100km) (a) JRA -25 (b) GSM: Shaded temperature and contoured specific humidity gradient; (c) (≥3g/kg/100km) using JRA-25 data; d) (≥10g/kg/100km) by GSM on 12 UTC 4th April, 2011

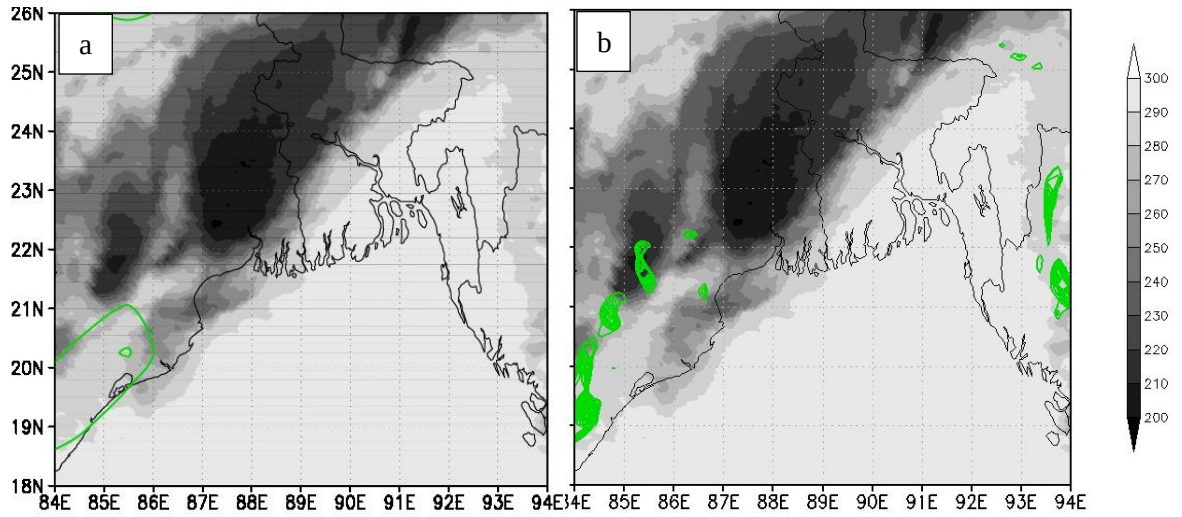


Fig 5. Shaded black body temperature TBB and contoured specific humidity gradient (a) (≥3g/kg/100km) using JRA-25 data; (b) (≥10g/kg/100km) by GSM on 12 UTC 4th April, 2011

The satellite IR imageries of Multi-functional Transport Satellite (MTSAT) of JMA are coupled with specific humidity gradient at 12UTC shows some eastward moving cloud initiated along the dry-line (Fig 5 a-b). From this figure we can depict that dry-line exists near the cloud initiation position which suggests that dry-line contributes to the initiation of SLCS in this case.

4.2 Atmospheric Instability

Atmospheric instability is a major determinant to estimate the possibility of the development of SLCS. Many examples of localized convective development also along the dry-line in Great Plains have been noted Bluestein and Parker (1993) and Hane (1997).

Yamane and Hayashi (2006) showed that the magnitude of potential instability and vertical wind shear increase in the pre-monsoon seasons which is an important factor to form severe thunderstorms. Atmospheric environment has high potential instability on severe local convective storms days of Bangladesh (Yamane et al, 2010b; 2012).

According to Yamane et al, (2010b; 2012) Lifted Index (LI), Precipitable Water (PW) and Convective Available Potential Energy (CAPE) have relatively higher forecast skill for SLCS (Yamane 2010b). They also mentioned that spatial distribution of CAPE and PW value are higher and LI is lower over sea than the land (Yamane et al. 2012).

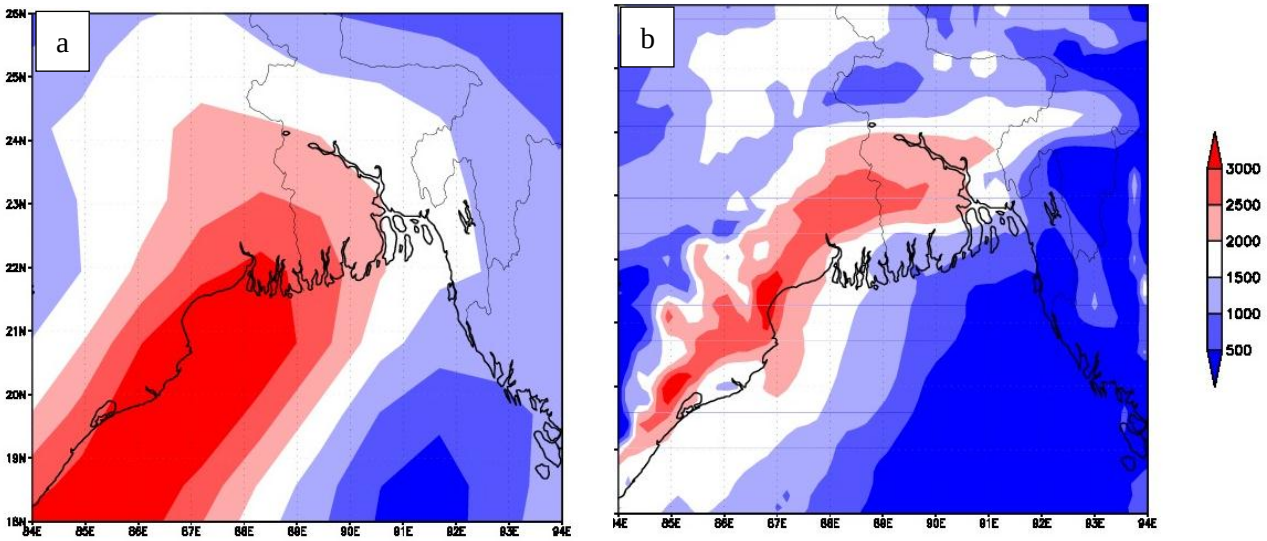


Fig 6. Shaded CAPE J/kg a) JRA-25, b) GSM at 1200 UTC on 4th April, 2011

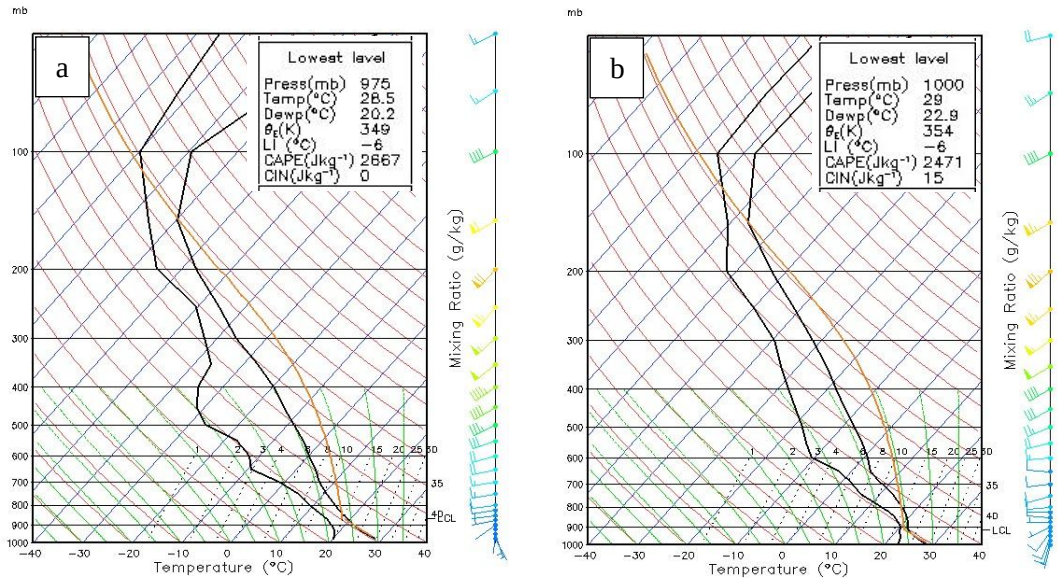


Fig 7. At the cross section of 22° N latitude and 87° E longitude a) 2667 J/kg by JRA-25, b) 2471 J/kg by GSM data

Fig. 6 a-b shows CAPE distribution over the study area using JRA-25 data and GSM data respectively. CAPE values are high in the east side (moist part) of the gradient and it is significantly increased as the day advances. It reaches more than 2400 (J/kg) over the 22° N latitude and 87° E longitude at 1200 UTC. The Lifted Index (LI) is a measure of the thunderstorm potential which takes into account the low level moisture availability and can be used as a predictor of latent instability. Karmakar and Alam (2006) studied a number of thunderstorm cases over Dhaka and concluded that thunderstorms are likely to occur over Bangladesh when LI ≤ 0 and, severe Nor'westers with tornadic intensity are possible when LI < -3 over Bangladesh. In this study LI values -6 in both analyses (Fig 7a; 7b) at the same area. Negative Showalter Stability Index (SSI) is an indicator for possible severe convective activity. SSI is analyzed -1 by JRA-25 and -5 by GSM at the same location (figure didn't include). Two different analysis data of different horizontal resolution indicates that the instability around the moist part of dry-line which triggers the severe convection over the region. Though the JRA-25 analysis only gives vague information of unstable region, the use of fine grid data specifically locates the very unstable region where convection be initiated.

5. Summary

In the present study, we examined the environmental condition for the severe storm case on April 4, 2011. The interest is focused on the dry-line feature which is formed between the moist air originates in Bay of Bengal and the dry air from Indian sub-continent. This case study suggests that the dry-line has certain influence to trigger severe storm similar to the dry-line in the Great Plain of the United States. The use of fine grid analysis proved to be very powerful to locate the specific location of convection initiation.

The low resolution JRA-25 data is available since 1979 and the fine resolution data from 2008. Combining both data, climatological study on the relation of dry-line and SLCS is to be continued following the present study.

Acknowledgements

The JMA data used in this study was provided by way of "Meteorological Research Consortium", a framework for research cooperation of JMA and MSJ.

References

Bluestein, H.B. (1993): Fronts and Jets. Vol. 2, Synoptic Dynamic Meteorology in Midlatitudes, Oxford University Press, 288.

Bluestein, H.B. and Parker,S.S. (1993): Modes of isolated, severe convective storm formation along the dryline. Mon. Wea. Rev., 121, 1354–1372.

Coffer, B.E., Maudlin, L.C., Veals, P.G., and Clark, A. (2013): Dryline Position Errors in experimental convection-allowing NSSL-WRF Model Forecasts and the operational NAM. Weather and Forecasting

Dalal, S., Lohar, D., Sarkar, S., Sadhukhan, I., Debnath, G.C. (2012): Organizational modes of squall-type Mesoscale Convective Systems during premonsoon season over eastern India. Atmospheric research 106, 120-138

Fujita, T. T, (1958): Structure and movement of a dry front. Bull. Amer. Meteor. Soc., 39, 574–582.

Ghosh A, Lohar D and Das J. (2008): Initiation of Nor'wester in relation to mid-upper and low-level water vapor patterns on METEOSAT-5 images. Atmos. Res. 87 116.135.

Hane, C. E., Bluestein, H.B., Crawford, T.M., Baldwin, M.E. and Rabin, R.M. (1997): Severe Thunderstorm Development in Relation to Along-Dryline Variability: A Case Study. Monthly Weather Review, vol.125.2, Pp 231-51

Hoch, J. and Markowski, P. (2005): A climatology of springtime dryline position in the 610 U.S. Great Plains region. J. Climate., 18, 2132–2137

Karmakar, S. and Alam, M. (2006): Instability of the Troposphere Associated with Thunderstorms /nor'westers over Bangladesh during the pre-monsoon season. Mausam 57(4): 629-638.

Lohar, D and Pal, B. (1995): The effect of irrigation on pre-monsoon season precipitation over south West Bengal. India J. Climate, 8, pp. 2567–2570

Ono, Y. (2001): Design and adoption of household tornado shelters to mitigate the tornado hazard in Bangladesh. PhD Dissertation, Kent State University

Peterson, R.E and Mehta, K.C. (1981): Climatology of Tornadoes of India and Bangladesh. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser.B, Vol. 29

Prasad, K. (2006): Environmental and synoptic conditions associated with no'westers and tornadoes in Bangladesh – An appraisal based on numerical weather prediction (NWP) guidance products. 14th report of SAARC Meteorological Research Center, Dhaka, Bangladesh.

Rhea, J. O. (1966): A study of thunderstorm formation along dry lines. J. Appl. Meteor., 5, 58–63.

Schaefer, J. T. (1974a): The Life Cycle of the Dryline. J. Appl. Meteor., 13, 444–449.

Yamane, Y. and Hayashi, T. (2006): Evaluation of environmental conditions for the formation of severe local storms across the Indian subcontinent. Geophys. Res. Lett. 33, L17806.

Yamane Y, Hayashi T, Dewan A.M, Akter, F. (2010a): Severe local convective storms in Bangladesh: Part 1. Climatology. Atmospheric Research 95: 400-406.

Yamane Y, Hayashi T, Dewan AM, Akter, F, (2010b): Severe local convective storms in Bangladesh: Part 2. Environmental conditions. Atmospheric Research 95: 407-418.

Yamane, Y., Hayashi, T., Kiguchi, M., Akter, F. and Dewan, A. M. (2012): Synoptic situations of severe local convective storms during the pre-monsoon season in Bangladesh. International Journal of Climatology,

Weston, K.J. (1972): The dryl-ine of Northern India and its role in cumulonimbus convection. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 98 (417): 519–531

Ziegler, C. L., Lee, T.J. and Pielke, R.A. (1997): Convective Initiation at the Dryline: A modeling study perspective. Mon.Wea. Rev. 125,1001-1026

(Received June 11, 2013)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

静止気象衛星MTSAT-2, Fengyun-2Eを用いた雲粒有効半径算出手法の開発

Retrieval of the Effective Particle Radius of Optically Thick Water Clouds from MTSAT-2 and Fengyun-2E Geostationary Satellite Data

遠藤寛也・馬偉強・石川裕彦

Hiroya ENDO, Weiqiang MA and Hirohiko ISHIKAWA

Synopsis

This study develops an algorithm to retrieve the effective particle radius of thick water clouds from geostationary meteorological satellites, Multi-functional Transport Satellite-2 (MTSAT-2) and Fengyun-2E (FY-2E). At first, the retrieval developed for Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) boarded on the NOAA sun-synchronous platforms is adapted to MTSAT-2 and FY-2E data to estimate the cloud effective radius. As a result, conflicting estimate values are showed between MTSAT-2 and FY-2E. Then, some changes and improvements are made to the original method to establish accurate algorithm. A good correlation is confirmed between the effective radius derived from MTSAT-2 and those from FY-2E after carefully considering response functions of each imager and scattering properties of clouds. The validity of this procedure is confirmed by comparing the results from MODerate resolution Imaging Spectrometer (MODIS) observations. Geostationary satellites enable high temporal resolution and global scale observations of the effective radius compared to the conventional sun-synchronous orbital satellite observations.

キーワード: 雲粒有効半径，衛星リモートセンシング，大気汚染，温暖化
Keywords: Cloud-effective-radius, Satellite Remote Sensing, Air Pollution, Global Warming

1. はじめに

大気中に浮遊する微小粒子は一般にエアロゾル粒子と呼ばれ，硫酸塩・黒色炭素（すす）・有機炭素・土壌粒子（ダスト）・海塩粒子などが代表的な物質として挙げられる．エアロゾル粒子は大気汚染の原因物質となるばかりでなく，大気中で光を吸収・散乱し，また雲凝結核や氷晶核として作用することにより地球の放射収支や雲・降水システムに対して複雑な影響を及ぼすため気候学的にも大変注目されている．IPCC(2007)においても，エアロゾルと雲の相互作用に支配される間接効果が放射強制力を見積もる上で最も不確実性が大きいとされている．

アジア地域の水資源や気象災害に大きく関わるアジアモンスーンの強弱にも，エアロゾルの間接影響が大きく関わっている．Ramanathan et al. (2005) は，大気大循環モデル（GCM）のシミュレーション結果にもとづき，エアロゾルが増加すると太陽光を遮断する日傘効果により地表面が冷却され大気成層が安定側に振れ，インド半島やインド洋北部からの水蒸気の蒸発量が減少，その結果，南アジア地域のモンスーン循環が弱くなると唱えた．一方，Lau et al. (2006) やLau and Kim (2006) は，ダストや黒色炭素などの光吸収性エアロゾルがインド北部やチベット高原の山脈斜面上空で増加するとエアロゾルの大気加熱の効果によってチベット高原南側斜面では上昇

流が形成されやすくなり，同時に北側の大陸と南側の海上の間の温度勾配が増加するため，南北方向のモンスーン循環が強化される．その結果，下層での水蒸気の流入量が多くなり降水量が増加すると指摘している．

このような諸説の妥当性を検証していくためには，まずエアロゾルの分布を広域かつ連続的に知る必要がある．広い範囲にわたり均質なエアロゾル情報を得る手法として，奥・石川(2008), Oku et al. (2010) は，静止気象衛星MTSAT-1Rの観測データから雲粒粒径を算出する手法を開発した．エアロゾルは雲が生成される際の種（雲核）となるため，エアロゾル数が多い（少ない）と生成される雲粒子の数が増加（減少）し，結果個々の雲粒の大きさは小さく（大きく）なる．このことから，雲粒粒径が小さい場所は，相対的にエアロゾル数が多い領域と判断される．

広域アジアの雲粒粒径分布を算出するために，MTSATについて開発したOku et al. の方法を，シンガポール上空に位置する中国の静止気象衛星風雲２E号（Fengyun-2E, 以下FY-2E）に適用したところ，MTSATとFY-2Eの算出結果の間に系統的な誤差が生じた．そこで，アルゴリズムの改善を行い，両方の衛星からの算出結果がシームレスに接続できるようにした．

2. 算出原理

様々な粒径で構成されている雲粒の平均的な大きさを定量的に評価するため，雲粒有効半径という物理量が利用される．雲粒有効半径 r_e は，

$$r_e = \frac{\int \pi r^3 n(r) dr}{\int \pi r^2 n(r) dr} \qquad (1)$$

で定義され，r は雲粒半径，$n(r)$ は半径 r の雲粒の数濃度である．Nakajima and King (1990) は，光学的に厚い水雲の場合，雲粒有効半径は3.7 μ m帯雲反射率から求めうることを示した．Kaufman and Nakajima (1993) はこの理論をNOAA/AVHRR に応用し，光学的に厚い雲について，衛星搭載3.7 μ m 帯センサーから雲粒有効半径を算出した．奥・石川(2008)やOku et al. (2010) はこの手法をMTSAT-1Rで取得される3.7 μ m 帯のデータに適用した．算出過程は次の３ステップから成る：

STEP 1: 光学的に厚い水雲の抽出
STEP 2: 3.7 μ m帯の反射率の算出
STEP 3: 反射率を雲粒有効半径に変換

2.1 光学的に厚い水雲の抽出

光学的に厚い雲を弁別する方法は，Choi et al. (2007, 2009) の方法を用いた．使用するのは，各静止気象衛星のIR1 チャンネルとVIS チャンネルである．晴れた日の方がIR1 輝度温度は大きくVIS アルベドは小さくなるという性質を利用して，晴天時におけるIR1 輝度温度・VIS アルベド分布を月ごと，各時間ごと(00UTC, 01UTC, 02UTC…) に推定する．具体的には，1 か月のうち少なくとも1 日は晴れるだろうという仮定のもと，各ピクセルごとにIR1 輝度温度の月内最大値およびVIS アルベドの月内最小値を求め，それらの値を晴天時の値として記録する．2012年6 月の02UTC について推定した例を**Fig. 1**に示す．

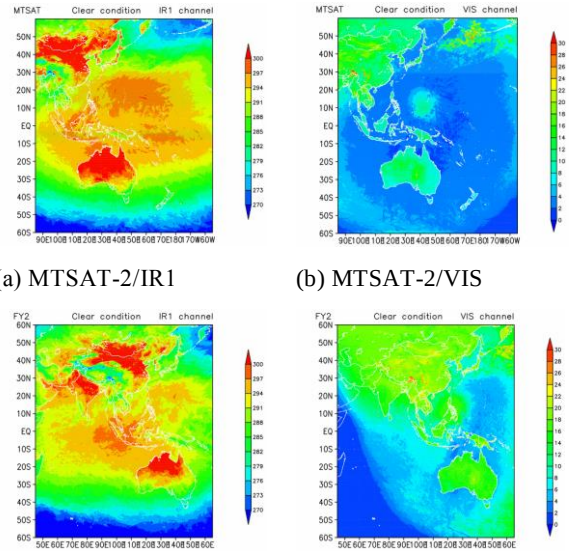
このようにして得られた晴天時のIR1(11 μ m帯) 輝度温度 T_{IR1}^{clear}，可視のアルベド L_{VIS}^{clear} を基準として，毎時の観測値が，

$$\begin{cases} T_{IR1}^{clear} - T_{IR1} > 12[K] \\ L_{VIS} - L_{VIS}^{clear} > 6[\%] \end{cases}$$

を満たすピクセルについて，光学的に厚い雲と判定する．さらに，Choi et al. (2009)がMTSAT-1Rについて得た条件を適用して，IR1とIR3（7.6 μ m）が，

$$T_{IR1} \geq 268[K] \quad or \quad T_{IR3} \geq 239[K] \qquad (2)$$

のとき水雲と判定する．



(a) MTSAT-2/IR1　(b) MTSAT-2/VIS

(c) FY-2E/IR1　(d) FY-2E/VIS

Fig.1 Brightness temperature of IR1(11 μ m) and the Albedo of visible channel for cloudless pixel composed for June 2012, 02UTC.

2.2　3.7μm帯の反射率の算出

中間赤外3.7μm帯は大気による吸収が弱い窓領域にあり，衛星観測においては大気の影響をあまり受けずに地球からの放射を測定することが可能な波長帯である．その点では，幅広く利用されている11μm帯や12μm 帯と似た性質を持つが，11μm 帯や12μm帯とは異なる3.7μm帯の大きな特徴は，地球放射と太陽放射の両方の成分を含むことである．すなわち，衛星の3.7μm 帯チャンネルは，日中は太陽光の反射と地表面や雲などの物体からの放射の両方を観測する．一方で，夜間は地表面や雲などの物体からの放射のみを観測する．つまり3.7μm帯チャンネルは赤外画像と可視画像の両方の特徴を持ち合わせている．

2.1節の方法で抽出した水雲を対象として，雲上端における3.7μm 帯太陽光反射率を推定する．3.7μm帯チャンネルは太陽放射と地球放射の両方の成分を含むため，太陽光反射率を算出するためには地球放射成分を除去する．ここでは，Kaufman and Nakajima (1993), Rosenfeld and Lensky(1998)がNOAA/AVHRRについて開発しOku *et al.*(2010)がMTSAT-1Rに適用した方法を用いる．

光学的厚さ $\tau \geq 10$ の十分に厚い雲を想定し**Fig. 2**に示す放射伝達過程を考える．このとき，3.7μm 帯チャンネルの放射輝度$L_{3.7}$ と11μm 帯チャンネルの放射輝度L_{11} は，3.7μm 帯雲反射率 $\rho_{3.7}$ を用いて，

$$L_{3.7} = t^0_{3.7}\left(\frac{F_0\mu_0}{\pi}\right)\rho_{3.7} + t'_{3.7}\,B_{3.7}(T)(1-\rho_{3.7}) \qquad (3)$$

$$L_{11} = t'_{11}\,B_{11}(T) \qquad (4)$$

ここで，$t^0_{3.7}$ は3.7μm 帯太陽放射の大気中の透過率，$t'_{3.7}$ およびt'_{11} はそれぞれ3.7μm帯と11μm帯の地球放射上向き透過率，F_0 は大気上端における3.7μm帯太陽放射照度，μ_0 は太陽天頂角 θ_0 の余弦，T は雲頂温度である．ここではWRC (World Radiation Center) で公開されている太陽放射照度のテーブルをもとに，3.7μm 帯太陽放射照度としてF_0 = 11.5[$W/m^2/\mu m$] を使用する．$B_\lambda(T)$ は温度T・波長 λ のプランク関数から導かれる黒体放射輝度である．**式(3)**の第1 項が3.7μm 帯の太陽放射（可視）成分，第2 項は3.7μm 帯地球放射（赤外）成分を表している．これらの式を3.7μm 帯雲反射率 $\rho_{3.7}$と雲頂温度 T について解くと，

$$\rho_{3.7} = \frac{L_{3.7} - t'_{3.7}\,B_{3.7}(T)}{t^0_{3.7}(F_0\mu_0/\pi) - t'_{3.7}\,B_{3.7}(T)} \qquad (5a)$$

$$T = B_{11}^{-1}\left(\frac{L_{11}}{t'_{11}}\right) \qquad (5b)$$

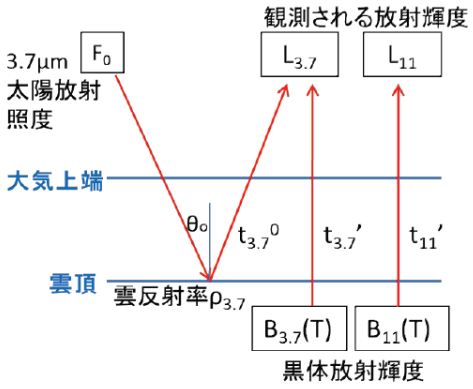


Fig. 2 Schematic illustration of Eqs. (3) and (4).

となる．さらに雲頂温度Tを11μ m帯の輝度温度T_{11}で近似し，これを用いて3.7μ mの放射輝度を，$L_{3.7}$=$B_{3.7}(T_{3.7})$ で算出すれば，次式で表現される．

$$\rho_{3.7} = \frac{B_{3.7}(T_{3.7}) - t'_{3.7}\,B_{3.7}(T_{11})}{t^0_{3.7}(F_0\mu_0/\pi) - t'_{3.7}\,B_{3.7}(T_{11})} \qquad (6)$$

ここで，透過率$t^0_{3.7}$, $t'_{3.7}$, t'_{11} は，雲上端より上空の可降水量に依存する透過率で，Kaufman and Nakajima (1993) は，雲より上空の可降水量の推定には不確定性が大きいため，$t^0_{3.7}$=*0.75*（可降水量換算で7 mm 相当），$t'_{3.7}$ =t'_{11}=*1.0* を仮定して用いている．

2.3　雲粒有効半径の算出

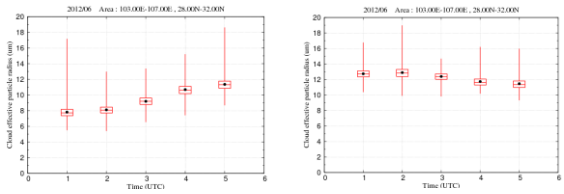
Kaufman and Nakajima (1993) は光学的厚さ $\tau \geq 8$ の厚い雲を対象として，3.75μm雲反射率 $\rho_{3.7}$ と雲粒有効半径r_e の関係を示す経験的近似式(7) を放射伝達モデルから導出した．この式により，反射率を有効半径に変換する．

$$\ln(\rho_{3.7}) = -0.6846 - 0.08243r_e - 0.00749r_e^2 + 0.00033r_e^3 \quad (7)$$

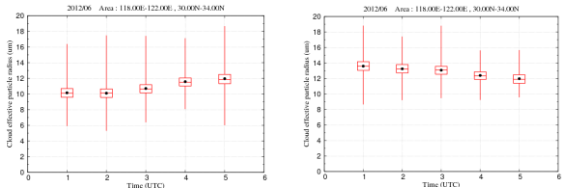
奥・石川(2008)，Oku et al. (2010) がMTSAT-1Rデータに適用した上記の解析手法を，2012年6月一ヶ月間のMTSAT-2 とFY-2Eデータに適用し算出結果の妥当性を調べた．両衛星からの観測位置が重なる0◦N-50◦N，100◦E-150◦Eの範囲を比較領域とし，MTSAT-2 は毎時00 分頃からの半球観測をFY-2Eは毎時00 分頃からの全球観測を用いて観測時刻のずれを最小限とし，同等の算出結果が得られるか検証した．その結果，両者の対応は必ずしも良くなく，

- 時刻によって差の大きさが異なる，
- 陸面上で差が大きい
- MTSAT-2の算出結果の方がFY-2Eに較べて５μ mほど小さめである

(a) Sichuan Basin



(b) Shanghai Area



(c) Pacific Ocean

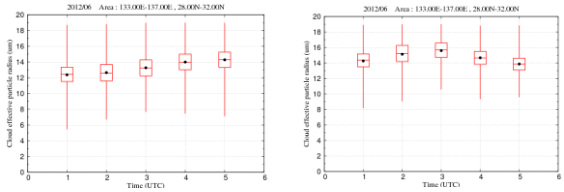


Fig. 3 Diurnal change of Cloud-effective-radius estimated in different regions for June 2012. The abscissa is UTC and the ordinate is Cloud effective radius [μm]. Each box plot represents the maximum, 75 percentile, median, 25 percentile and the minimum. The average is shown by dot. The left-hand panels are for MTSAT-2 and the right-hand for FY-2E.

等, 系統的な差が認められた. 例として, Fig. **3** には, 四川盆地（28 ◦N-32 ◦N, 103 ◦E-107 ◦E），上海周辺（30 ◦N-34 ◦N, 118 ◦E-122 ◦E），太平洋（28 ◦N-32 ◦N, 133 ◦E-137 ◦E）での雲粒有効半径月平均値の時間変化を箱ひげ図で示す. MTSAT-2 で観測される雲粒有効半径からは01UTC 頃小さく05UTC 頃にかけて大きくなる日内変化が確認でき，一方でFY-2E で観測される雲粒有効半径からは01-03UTC 頃大きく05UTC にかけて小さくなる日内変化が確認できることが分かった．すなわち，両衛星で観測される雲粒有効半径の日内変化傾向が全く逆になってしまう．

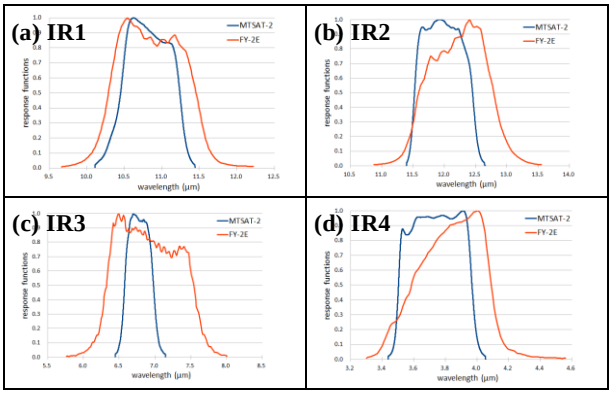


Fig. 4 The IR sensor response functions for MTSAT-2(Blue) and FY-2E(orange)

3. 雲粒有効半径算出手法の改良

3.7μm帯雲反射率の算出手法および，3.7μm 帯雲反射率から雲粒有効半径への変換アルゴリズムについて，原理に立ち返り精査して以下の改良を行った．

3.1 雲反射率の算出手法の改良

(1) 放射伝達モデルRstar6b に基づく透過率と太陽放射照度の推定

式(６)では, Kaufman and Nakajima (1993) に基づき，簡易的に雲上端より上空の放射の透過率に固定値を与えた．しかし，より正確には透過率は大気組成（おもに水蒸気量）や光路長に依存して変化する．そこで，まず近似値の妥当性について検証する．また，大気上端における太陽放射照度の入力値として3.7μm の波長における値，$F_0 = 11.5$ [$W/m2/\mu m$]，を使用したが，実際に衛星で観測されるのは単一スペクトルではなく，**Fig. 4**に示すようなセンサー固有の応答関数に対応する有限の幅を持つ波長域からの寄与であるため，センサー応答関数を考慮した太陽放射照度を設定する．

放射伝達モデルRstar6bを用いてこれらの計算を行った．Rstar6bは，Nakajima and Tanaka (1986, 1988)の理論に基づき構築されたモデルで，太陽入射角や散乱角，衛星の応答関数，地表面タイプ，雲・エアロゾル粒子の種類や濃度などのパラメータについて自由に設定でき，それらのパラメータをもとに各層での放射フラックスや放射輝度などの物理量を計算することが可能である．Rstar6b では，7 種類の気体（H_2O, CO_2, O_3, N_2O, CO, CH_4, O_2）による気体吸収過程も考慮されている．ただし，衛星解析で重要となるN_2 の気体吸収については考慮されていない．Rstar6b の特徴として, 雲やエアロゾルに関する設定のオプションが多い点が挙げられる．例えば，雲・エアロゾルの光学的厚さや粒径分布，高度，混合状態を比較的自由かつ高度に設定できる．

このモデルを用いてまず，透過率$t^0_{3.7}$, $t'_{3.7}$, t'_{11} および太陽放射照度F_0 の値の妥当性について評価するシミュレーションを行った．**Table 1** に計算設定と結果を示す．

Table 1　Parameters used in radiative transfer simulation by Rstar6b (Experiments 1 through 4)

EXP. ID	1	2	3	4
Sensor	MTSAT-2 IR1	FY-2E IR1	MTSAT-2 IR4	FY-2E IR4
Solar zenith angle	0°			
Satellite zenith angle	0°			
Sensor response function	MTSAT-2 IR1	FY-2E IR1	MTSAT-2 IR4	FY-2E IR4
Type of earth's surface	Lambert surface（Flux albedo = 0.2）			
Vertical descretization	45 layers from the surface to 100km ASL			
Atmospheric model	US Standard atmosphere			
Cloud	Cloud of optical thickness 10 for 0.7 μ m　between 3 km and 5 km			
Particle size distribution	Volume lognormal size distribution　（Mode radius: 8 μ m，variance: 1.5）			
Results [W/m^2]				
Downward Direct at the top of atmosphere	—	—	11.99	11.11
Upward at the top of atmosphere	13.53	13.47	2.183	2.029
Downward Direct at the top of cloud	—	—	11.68	10.66
Upward at the top of cloud	13.56	13.53	2.251	2.096

今回の実験（実験ID: 1～4）では，太陽および衛星が天頂に位置していることを想定し，モデル大気として米国標準大気を採用した．また，可視域で光学的厚さが10 の厚い雲を高度3km から5km に配置した．そして各層での放射フラックスを計算した．大気上端のフラックスと雲上端のフラックスの比をとることで透過率 $t^0_{3.7}$, $t'_{3.7}$, t'_{11}を，また大気上端における下向き直達フラックスから太陽放射照度F_0を推定した．MTSAT-2とFY-2Eの透過率は，それぞれ

$$t^0_{3.7,MTSAT} = t'_{3.7,MTSAT} \cong 0.97,$$
$$t'_{11,MTSAT} \cong 0.998,$$
$$t^0_{3.7,FY} = t'_{3.7,FY} \cong 0.96,$$
$$t'_{11,FY} \cong 0.996$$

となり，t'= 1という近似はおおむね妥当であることが分かる．一方，$t^0_{3.7} = 0.75$という近似は過小評価である．また本論文では詳しく示さないが，太陽天頂角が大きくなり光路長が長くなると3.7 μm帯の透過率が減少する傾向がRstar6b によるモデル実験から確認された．よって3.7 μm帯の透過率については，この影響も加味し，評価対象地点での太陽天頂角 θ_{solar}と衛星天頂角 $\theta_{satellite}$を用いて次式で表現する．

$$t^0_{3.7,MTSAT} = 0.97^{\left(\frac{1}{\cos\theta_{solar}}+\frac{1}{\cos\theta_{satellite}}\right)} \quad (8a)$$

$$t^0_{3.7,FY} = 0.96^{\left(\frac{1}{\cos\theta_{solar}}+\frac{1}{\cos\theta_{satellite}}\right)} \quad (8b)$$

$$t'_{3.7,MTSAT} = 0.97^{\frac{1}{\cos\theta_{satellite}}} \quad (8c)$$

$$t'_{3.7,FY} = 0.96^{\frac{1}{\cos\theta_{satellite}}} \quad (8d)$$

大気上端における下向き直達フラックスに関しては，センサーの応答関数を考慮して計算された値は，

$F_{0,MTSAT} \cong 11.99[Wm^{-2}]$, $F_{0,FY2} \cong 11.11[Wm^{-2}]$となり，これまで用いていた値 11.5 [Wm^{-2}] と比較して，5%近い差があることがわかる．これが両衛星間のバイアスの原因となっていると考えられるため，今後はシミュレーションで得られた値を用いることにした．

(2) センサープランク関数の導入

プランク関数は，スペクトル（分光）放射輝度と輝度温度の関係を記述する公式である．MTSAT-2 や FY-2E のように広いスペクトル幅を持つセンサーで観測された放射輝度を輝度温度に変換する，もしくはその逆の変換を行う場合は，以下の関係式

$$R = \int_{\Delta\lambda} \phi_\lambda B_\lambda(T) d\lambda \Big/ \int_{\Delta\lambda} \phi_\lambda d\lambda \qquad (9)$$

を解かなければならない．ここで，R は放射輝度，λ は波長，ϕ_λはセンサーの応答関数，$B_\lambda(T)$ はプランク関数，T は輝度温度である．しかしながら，衛星観測において毎回この積分計算を厳密に解くのは，計算時間の観点から非効率である．そこでセンサーの応答関数を考慮した上で，衛星で観測される放射輝度と輝度温度を近似的に変換することが可能なセンサープランク関数 $B^*(T)$ が，センサー毎に用意されている．センサープランク関数では，プランク関数に現れる温度Tを$(a_1 + a_2 T)$に置き換え，a_1，a_2 にセンサー固有の値を与えることにより，対象ピクセルの輝度温度とセンサーの観測する放射輝度を，

Table 2　Constants for Sensor-Plank Function

Sensor	Wave number ν (cm^{-1})	Constants a_1	a_2
FY-2E_IR1	923.0511	0.3609	0.9981
FY-2E_IR2	820.0376	0.2661	0.9986
FY-2E_IR3	1436.5964	1.3981	0.9883
FY-2E_IR4	2568.2084	2.9366	0.9815
MTSAT-2_IR1	926.4627	0.3597581	0.9987568
MTSAT-2_IR2	835.6672	0.2195110	0.9991676
MTSAT-2_IR3	1476.6898	0.3645235	0.9991492
MTSAT-2_IR4	2684.1181	2.4635230	0.9967825

$$B^*(T)=\frac{2hc^2}{\lambda^5[\exp\{hc/\lambda k(a_1+a_2T)\}-1]} \qquad (10a)$$

又は波数($\nu = 1/\lambda$) を用いて

$$B^*(T)=\frac{2hc^2\nu^3}{\exp\{hc\nu/k(a_1+a_2T)\}-1} \qquad (10b)$$

で表現する. ここで, T は輝度温度, λ は中心波長, h はプランク定数, k はボルツマン定数, c は光速である. Table 2 に, MTSAT-2とFY-2Eの各センサーの中心波数と補正係数を示す.

(3) 改良結果

上記の結果を総合して, 3.7μm 帯雲反射率の算出式を以下のように修正した.

$$\rho_{3.7}=\frac{B^*(T_{IR4})-t'_{3.7}(\theta_{satellite})B^*(T_{IR1})}{t^0_{3.7}(\theta_{solar},\theta_{satellite})(F_0\mu_0/\pi)-t'_{3.7}(\theta_{satellite})B^*(T_{IR1})} \qquad (11)$$

ここで, $t^0_{3.7}(\theta_{solar}, \theta_{satellite})$, $t'_{3.7}(\theta_{satellite})$ は式(８)で与えられる衛星天頂角や太陽天頂角に依存する光路長の違いを考慮した3.7μm 帯透過率, F_0 はセンサーの応答関数を考慮したセンサーごとの太陽放射照度, $B^*(T)$は(10)式のセンサープランク関数から導かれる放射輝度である.

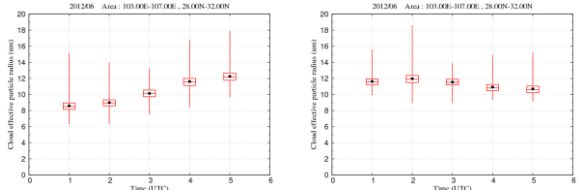
(11)式を用いて雲粒有効半径を再計算し, Fig. 3に対応する箱ひげ図を作成した（Fig. 5）. センサー毎の応答関数の違いや, 光路長の違いを考慮したにも拘わらず, 依然としてMTSAT-2 で観測される雲粒有効半径は01UTC 頃小さく05UTC 頃にかけて大きくなる日内変化を示し, FY-2E で観測される雲粒有効半径は01-03UTC 頃大きく05UTC にかけて小さくなる日内変化を示した. 今回の改良では, 全体的なバイアスは小さくなっているが, 両衛星間の雲粒有効半径の日内変化特性は異なって算出されている.

3.2 反射率から雲粒有効半径への変換アルゴリズムの改良

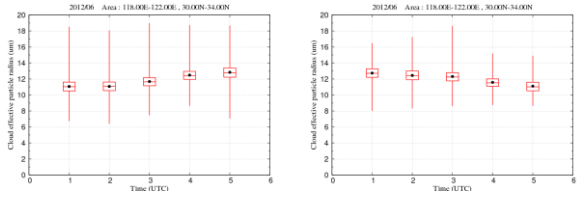
時刻によるMTSAT-2 とFY-2E の雲粒有効半径算出結果の差を詳しく見ると, 03-04UTC の観測時に両者が最も良く一致することがわかる. この時間帯は, 太陽が115-135$^\circ E$ の上空, すなわちMTSAT-2 とFY-2E の静止経度のほぼ中間に位置し, 解析対象領域からみた太陽天頂角が平均的に最も小さくなる時間帯であることがわかる. また, 太陽と地球とMTSAT-2のなす角と太陽と地球とFY-2E のなす角がほぼ等しくなる時間帯でもある. このことから, 太陽天頂角が大きくなるとき, もしくは太陽と地球と衛星のなす角がMTSAT-2 とFY-2Eとで大きく異なる時に, 雲粒有効半径の算出結果に差異が生じている可能性が推測される. すなわち, 太陽天頂角や衛星天頂角, 太陽光の散乱角などが雲粒有効半径を決定する上で重要なパラメータとなっている可能性が示唆される.

ところで, これまでは雲粒による太陽光の反射は等方的であるという近似にしたがい, 3.7μm 帯雲反射率から雲粒有効半径に変換する過程では, 太陽天頂角や衛星天頂角, 太陽光の散乱角などの評価地点による違いを完全に無視してきた. そのため, すべての観測点（ピクセル）で同じ3.7μm 帯雲反射率-雲粒有効半径変換式［式(７)］を使用してきた. しかし, 改めて考えてみると, 雲粒による反射（ミー散乱）を等方散乱で近似することの妥当性は限定的である事に思い至る.

(a) Sichuan Basin



(b) Shanghai Area



(c) Pacific Ocean

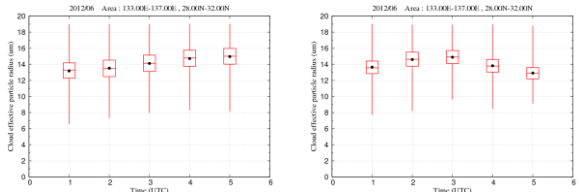


Fig. 5: Same as Fig. 3 but after the algorithm modification described in section 3.1.

Table 3 Parameters used in radiative transfer simulation by Rstar6b (Experiments 5 through 8)

EXP. ID	5	6	7	8
Sensor	MTSAT-2_IR4	FY-2E_IR4	MTSAT-2_IR4	FY-2E_IR4
Sun	include		exclude	
Solar zenith angle	0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70 (deg)		—	
Satellite zenith angle	0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 (deg)			
Solar scattering angle	0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 110, 120, 130, 140, 150, 160, 170, 180 (deg)			
Sensor response function	MTSAT-2_IR4	FY-2E_IR4	MTSAT-2_IR4	FY-2E_IR4
Type of earth's surface	Lambert surface (Flux albedo = 0.2)			
Vertical descretization	45 layers from the surface to 100km ASL			
Atmospheric model	US Standard atmosphere			
Cloud	Cloud of optical thickness 10 for 0.7 μ m between 3 km and 5 km			
Particle size distribution	Volume lognormal size distribution			
Output	Radiation flux and brightness temperature for various directions			

そこで，3.7μm 帯雲反射率から雲粒有効半径に変換する過程で，太陽天頂角や衛星天頂角，太陽光の散乱角などの違いを考慮すること，すなわち太陽-評価地点-衛星のなす角による雲粒の散乱特性の違いを考慮し，手法の改良を行う．

(1) 放射伝達計算による雲反射率_雲粒有効半径変換テーブルの作成

雲粒による太陽光の散乱特性の違いを考慮した場合，雲粒有効半径の算出結果にはどのような影響が出るのかを調べるため，再び放射伝達モデルRstar6bを使用して放射伝達計算を行った．実験設定をTable 3 に示す. 基本的な環境設定はTable 1 の実験と同じだが今回の実験（実験ID: 5～8）では，太陽天頂角，衛星天頂角，及び太陽光散乱角（太陽-評価地点-衛星のなす角）を，それぞれ10° 刻みで変化させ実験を行った．また，3.7μm帯雲反射率と雲粒有効半径の関係を調べるため，雲の粒径分布も変化させた実験を行った．この実験では，Nakajima et al. (1991) で提唱されたVolume lognormal size distribution

$$v(r)=\frac{dV}{d\ln r}=C\exp\left\{-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln(r/R_m)}{\ln S}\right)^2\right\}$$

を使用する．ここで，r は雲粒粒径，Rm はモード半径，S は分散である．C は定数で本研究では$C=1$ とする．式中で，モード半径を1μm刻みで変化させた２０ケースの粒径分布に関して，実験を行った．雲粒の粒径分布の設定に関する詳細をTable 4に示す.

この実験設定により，太陽天頂角８ケース，衛星天頂角10ケース，太陽光散乱角19ケースの全部で1520ケースの組み合わせについて，3.7μm 帯雲反射率_雲粒有効半径変換テーブルを作成した．変換テーブルの一部をFig. 7に示す.

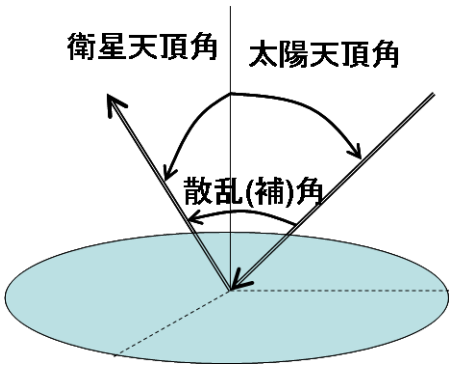
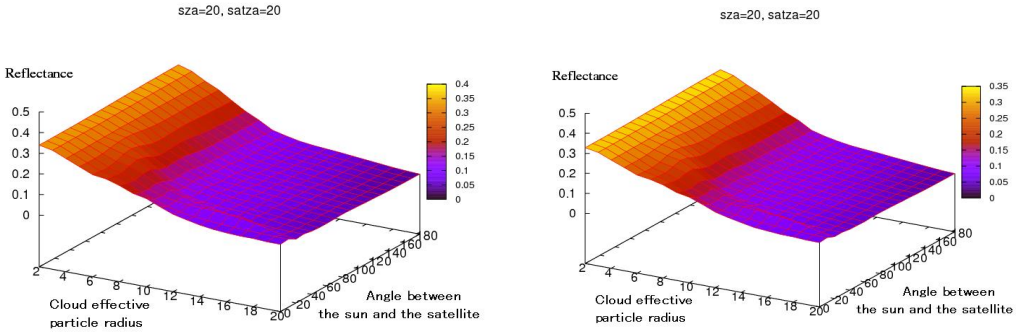


Fig. 6 Geometry of the process

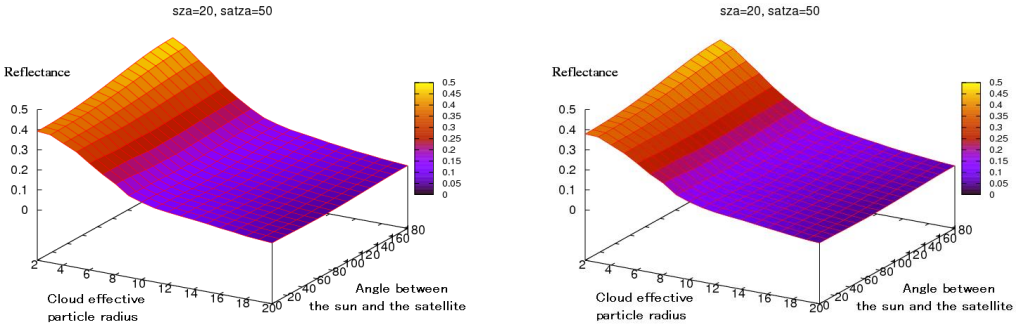
Table 4 Parameters for size distribution

ID	Mode radius R_m	Minimum R_{min}	Maximum R_{mx}	Variance S
a	1.0	0.5	1.5	1.400
b	2.0	1.5	2.5	1.200
c	3.0	2.5	3.5	1.150
d	4.0	3.5	4.5	1.100
e	5.0	4.5	5.5	1.080
f	6.0	5.5	6.5	1.070
g	7.0	6.5	7.5	1.060
h	8.0	7.5	8.5	1.050
i	9.0	8.5	9.5	1.040
j	10.0	9.5	10.5	1.037
k	11.0	10.5	11.5	1.033
l	12.0	11.5	12.5	1.030
m	13.0	12.5	13.5	1.027
n	14.0	13.5	14.5	1.025
o	15.0	14.5	15.5	1.023
p	16.0	15.5	16.5	1.022
q	17.0	16.5	17.5	1.021
r	18.0	17.5	18.5	1.020
s	19.0	18.5	19.5	1.019
t	20.0	19.5	20.5	1.018

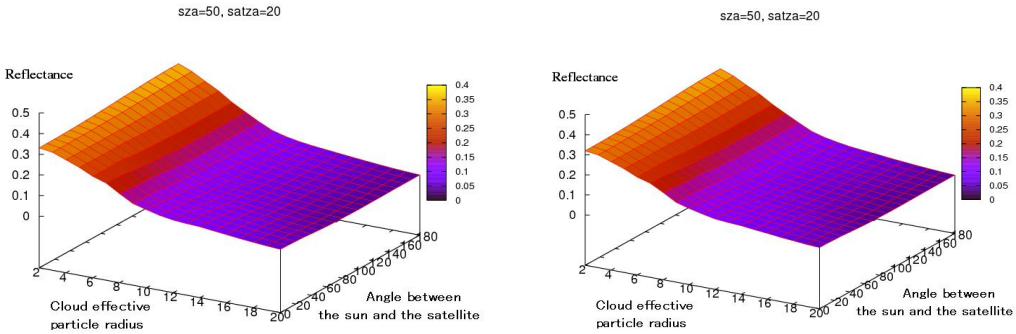
(a) Solar zenith angle=20° , Satellite zenith angle=20°



(b) Solar zenith angle=20° , Satellite zenith angle=50°



(c) Solar zenith angle=50° , Satellite zenith angle=20°



(d) Solar zenith angle=50° , Satellite zenith angle=50°

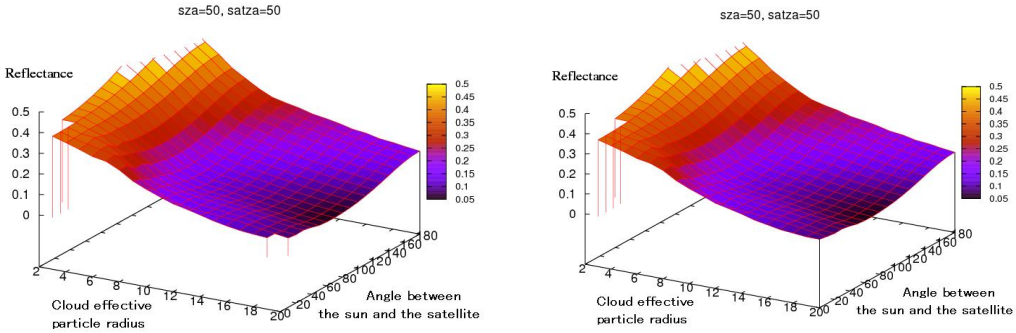


Fig. 7 Examples of reflectance-effective radius conversion table. The left-hand panels are for MTSAT-2 and the right-hand for FY-2E.

(2) 改良結果

新たな変換テーブルを用いて計算した雲粒有効半径を用いて，Fig. 3, Fig. 5に相当する図を作成した結果がFig. 8である．ミー散乱の非等方性を考慮した変換テーブルを用いることで, MTSAT-2 で観測される雲粒有効半径の日内変化とFY-2E で観測される雲粒有効半径の日内変化が似た傾向を示すようになったことが分かる．手法改良前に見られ，特にMTSAT-2で顕著だった雲粒有効半径の大きな日内変化はほとんど見られなくなり，両衛星間でより整合的な雲粒有効半径を算出できることが明らかとなった．

3節では，反射率の算出方法の改良と粒径算出方法の改良について述べた．本節を終わる前に，これらの改良を行う前後で，両衛星の算出結果がどのように改善されたかを散布図で示しておく．東経100度から150度，赤道から北緯50度までの広い領域で両衛星から算出した粒径分布を時刻毎にプロットした散布図をFig. 9に示した．左の列が改良前，右の列が改良後である．いずれの時刻に於いても改良後は一対一に対応する関係が得られ，改良前に見られるような時刻と共に変動するバイアスは解消されている．しかし，相関係数は改良前の方がやや大きめである．

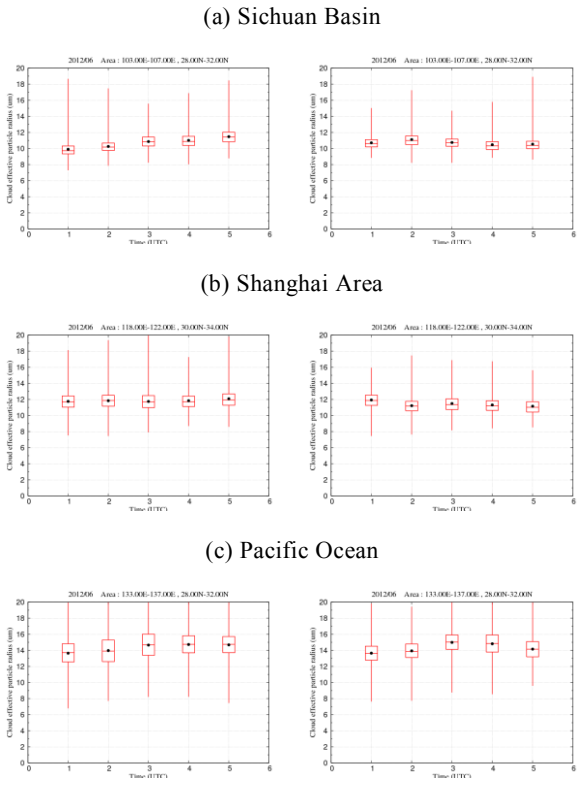


Fig. 8 Same as Figs. 3 and 5, but using new conversion table considering anisotropy of Mie scattering.

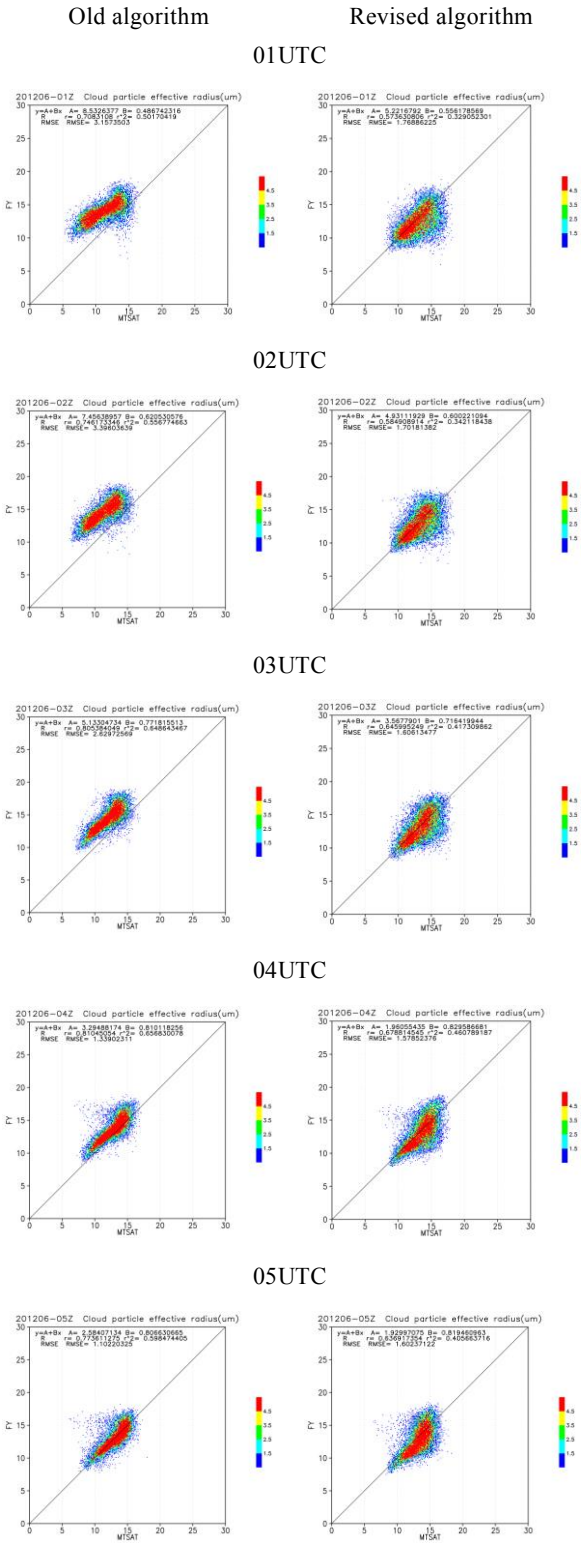


Fig. 9 Comparison of scatter diagrams of FY-2E derived and MTSAT-2 derived cloud particle radius before(left) and after(right) the improvement.

４．MODIS雲プロダクツとの比較

雲粒有効半径については，極軌道衛星Terraに搭載された，MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectro-radiometer) のプロダクツとして公開されている．本節では，MTSAT-2及びFY-2Eからの算出結果をMODISのそれと比較する．静止衛星側センサーの空間分解能を考慮して，MODISの観測ピクセルと静止衛星の観測ピクセルの緯度経度座標の空間誤差が，0.04° 以内（MTSAT-2）及び0.05° 以内(FY-2E)，及び観測時刻の誤差が60秒以内の観測データを抽出し，値を比較した．

Table 5及びFig. 10にMTSAT-2とTerra/MODISの比較例を示す．両衛星の間にはおおむね良い相関関係が認められる．しかし，(a) や(m) のようにMTSAT-2の方がやや過大評価になるケース，(d) のようにMTSAT-2 の方がやや過小評価になるケースも確認できる．(a)，(m) は北半球中高緯度，(d) は南半球中緯度の地点における比較であることから，MTSAT-2 では夏半球側で雲粒有効半径がやや大きめに，冬半球側で雲粒有効半径がやや小さめに算出される可能性が考えられる．また，Terra/MODIS では有効半径が20μm を超える雲粒が多く観測されている．一般に有効半径が20μm を超える水雲は少ないので，これらはTerra/MODIS では氷雲と判定されたピクセルを，MTSAT-2では水雲と判断して有効半径を算出した結果と思われる．このような点が散布図の右端の領域にプロットされている．

Table 6とFig. 11 にはFY-2EとTerra/MODISの比較例を示す. FY-2Eでも両衛星の間にはおおむね良い相関関係が認められる．しかし，やはり(b)のようにFY-2E の方がやや過大評価になるケースや， (f)，(j) のようにFY-2E の方がやや過小評価になるケースも確認できる． (b) は北半球中高緯度の比較ケース，(f)，(j) は南半球中緯度が比較対象地域であり，MTSAT-2 と同様に夏半球側で雲粒有効半径がやや大きめに，冬半球側で雲粒有効半径がやや小さめに算出される可能性が疑われる．しかし，(a) や (g) のように南北半球中高緯度でも相関が良いケースもあり，過大評価や過小評価を生じる原因を特定することは難しい．ただし，著しく相関の良くないケースが見られるのは，太陽天頂角が大きくなる夏半球の高緯度や冬半球の中高緯度であることから，太陽天頂角が大きくなる地域での雲粒有効半径算出値の信頼度は低くなっている可能性が示唆される．また，FY-2E とTerra/MODIS との比較でも散布図の右端にプロットされる点が多く見られたが，これは氷雲の混入が原因と思われる．

Table 5　Comparison of MTSAT-2 and Terra/MODIS

Time	Area	R	RMSE	Fig.
0603_00UTC	35-60N, 140-175E	0.59	3.04	a
0619_00UTC	35-60N, 140-170E	0.65	3.26	b
0616_00UTC	20S-5N, 150-164E	0.20	5.39	c
0602_01UTC	45-10S, 110-140E	0.68	4.41	d
0618_01UTC	45-0S, 110-140E	0.70	4.31	e
0606_01UTC	53-60N, 135-170E	0.53	3.05	f
0609_01UTC	50-60N, 125-170E	0.53	2.91	-
0625_01UTC	51-60N, 125-165E	0.66	2.33	-
0605_02UTC	5S-40N, 110-145E	0.45	5.01	g
0608_02UTC	40S-40N,110-135E	0.60	4.17	h
0621_02UTC	5S-40N, 110-145E	0.46	4.67	-
0624_02UTC	30S-40N,105-135E	0.58	4.48	i
0611_03UTC	25-55N, 105-135E	0.51	3.67	j
0614_03UTC	25-55N, 95-130E	0.51	3.84	k
0627_03UTC	25-55N, 105-135E	0.63	2.68	l
0630_03UTC	25-55N, 95-130E	0.52	4.41	-
0601_04UTC	42-60N, 90-130E	0.40	4.59	m
0604_04UTC	40-60N, 85-120E	0.37	5.28	n
0617_04UTC	44-60N, 90-130E	0.49	4.27	o
0620_04UTC	42-60N, 85-120E	0.51	4.66	-
0626_05UTC	53-60N, 85-115E	0.60	3.23	-

Table 6　Comparison of FY-2E and Terra/MODIS

Time	Area	R	RMSE	Fig.
0609_00UTC	42-22S, 135-160E	0.69	3.66	a
0606_01UTC	42-60N, 130-165E	0.70	3.59	b
0622_01UTC	46-58N, 130-165E	0.53	2.21	
0615_01UTC	30S-10N, 125-150E	0.68	4.93	c
0605_02UTC	10S-35N, 115-140E	0.54	5.30	d
0621_02UTC	5S-35N, 115-140E	0.24	5.95	e
0604_03UTC	40-26S, 90-115E	0.47	9.55	
0620_03UTC	40-22S, 90-115E	0.67	7.24	f
0611_03UTC	20-50N, 100-130E	0.64	4.00	g
0627_03UTC	20-50N, 100-135E	0.64	3.28	h
0601_04UTC	38-58N, 90-125E	0.60	5.02	i
0617_04UTC	40-60N, 85-125E	0.47	5.70	
0610_04UTC	40-0S, 75-105E	0.73	4.57	j
0626_04UTC	35-0S, 75-105E	0.55	6.53	
0607_05UTC	48-60N, 70-120E	0.71	2.53	k
0616_05UTC	15S-30N, 65-95E	0.62	6.81	l
0606_06UTC	5-40N, 62-84E	0.60	7.94	m
0622_06UTC	10-40N, 55-85E	0.57	7.94	
0615_06UTC	46-28S, 45-70E	0.68	7.27	
0629_06UTC	57-60N, 95-105E	0.78	1.31	
0605_07UTC	45-20S, 44-56E	0.78	2.48	n
0621_07UTC	40-15S, 44-56E	0.46	6.35	
0612_07UTC	30-50N, 45-75E	0.64	6.92	o
0628_07UTC	25-50N, 45-75E	0.60	10.06	

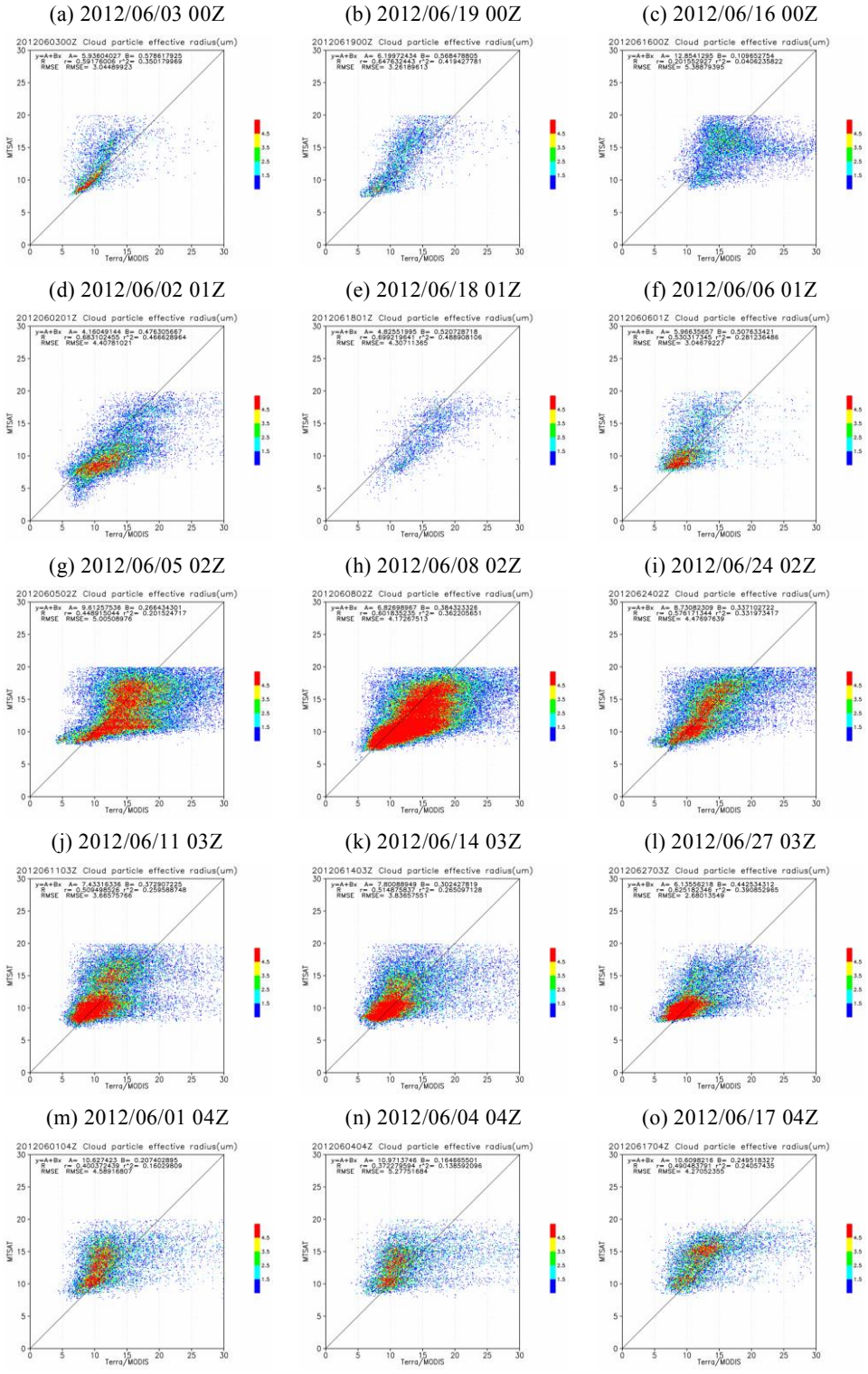


Fig.10 Scatter diagram of MTSAT-2 derived Cloud effective radius (ordinate) and the cloud-effective radius found in Terra/MODIS products (abscissa). Typical cases in June 2012.

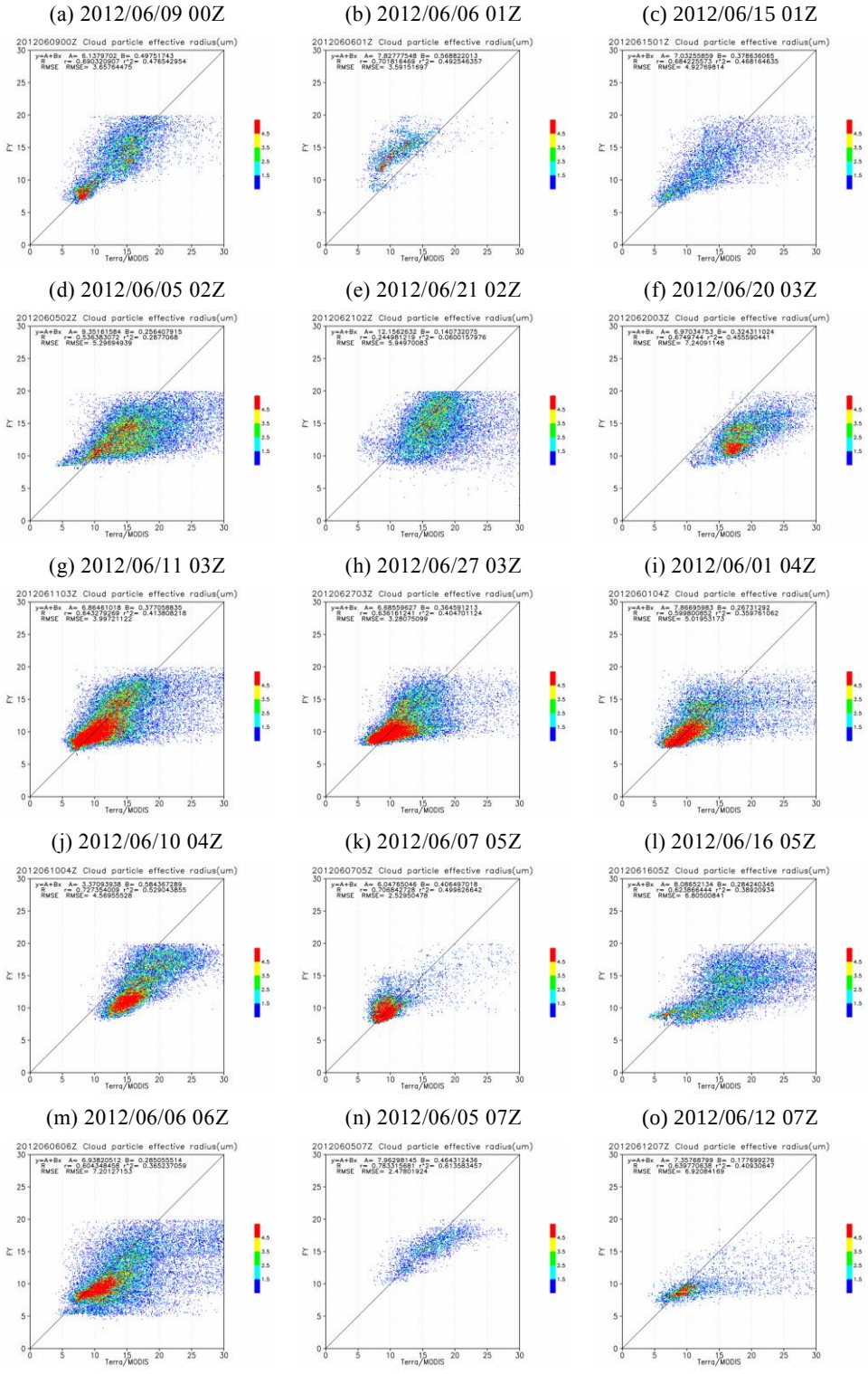
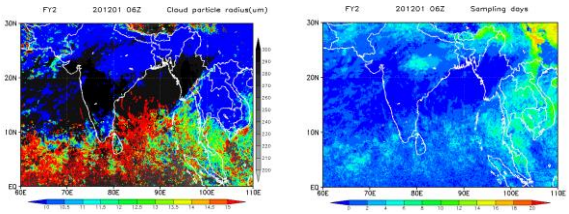


Fig. 11 Scatter diagram of FY-2E derived Cloud effective radius (ordinate) and the cloud-effective radius found in Terra/MODIS products (abscissa). Typical cases in June 2012.

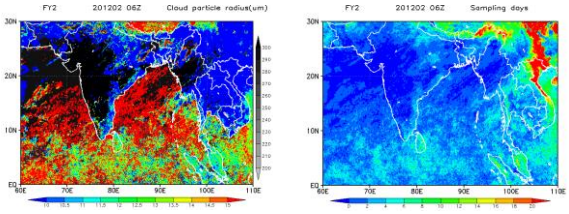
５．南アジア地域における雲粒有効半径の算出

Fig. 12に2012 年1 月から11 月までの各月ごとの雲粒有効半径のコンポジット分布図を示す．ここでは，各ピクセルで算出された雲粒有効半径の値を月ごとに積算し，算出された日数で割ることで平均値を計算している．平均値の代表性の参考として，雲粒有効半径の算出日数（解析に適当な雲が検出された日数）を並べて示す．ただし，1 月上旬および4 月下旬から5 月中旬，11 月上旬は観測データ欠測などの都合上，雲粒有効半径の算出を行っていないため結果の解釈に注意が必要である．

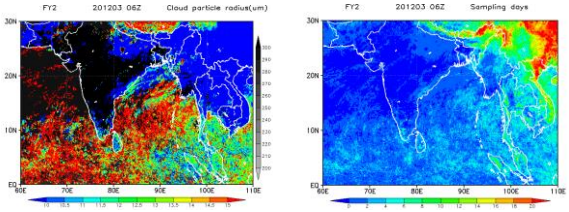
(a) Jan. 14 – 31. 2012



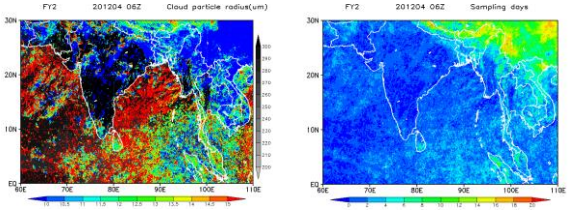
(b) Feb. 1 -29, 2012



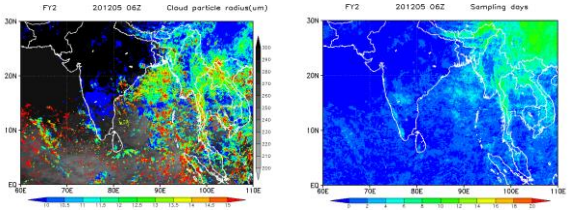
(c) Mar. 1 – 31, 2012



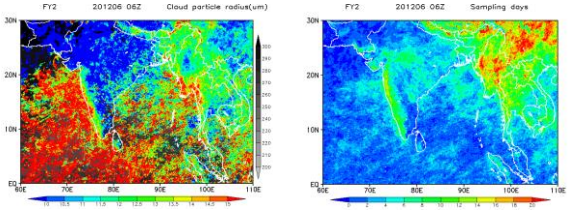
(d) Apr. 1 – 25, 2012



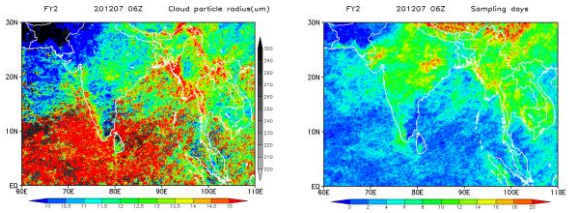
(e) May 21 – 31, 2012



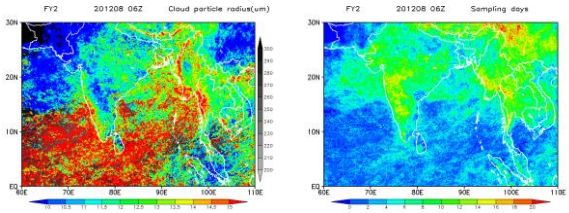
(f) June 1 – 30, 2012



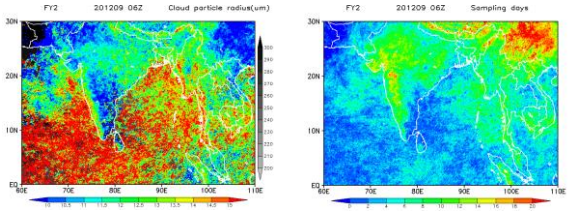
(g) July 1 – 31. 2012



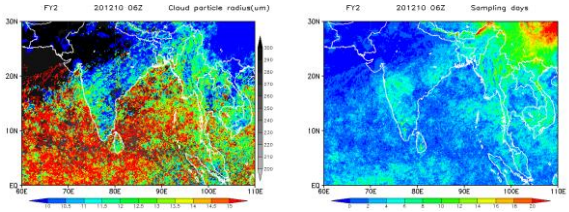
(h) Aug. 1 – 31, 2012



(i) Sep.　1 – 30, 2012



(j) Oct. 1 – 31, 2012



(k) Nov. 5 – 30, 2012

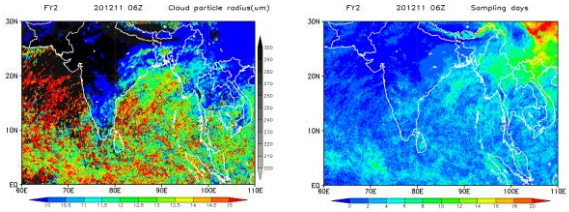


Fig.12　Monthly composite of effective cloud radius at 06UTC over south Asia (left) and the number of days contributing to the composite. The warmer colors correspond to larger particle (left) and more confident (right).

Fig. 12 から雲粒有効半径の空間変化や季節変化をはっきりと確認できる．例えば，先行研究で一般に指摘されているように海上では雲粒有効半径が大きく，陸上では雲粒有効半径が小さくなる傾向が見られる．また，特に陸上で雲粒有効半径の季節変化が明瞭に確認できる．夏季のアジアモンスーンの進行に伴い，5 月頃インドシナ半島付近で，6 月頃にはインドの西ガーツ山脈付近で，7 月頃にはインド半島内陸部で雲粒有効半径が大きくなり，夏季アジアモンスーンの終息とともに10 月から11 月頃に雲粒有効半径は再び小さくなる．一方海上では，北緯10度より北のアラビア海やベンガル湾で雲粒有効半径の季節変化が大きくなっている．特にアラビア海北部では7 月から9 月にかけて雲粒有効半径が他の季節に比べて明らかに小さくなることが確認できた．アラビア海やベンガル湾で雲粒有効半径が小さくなる領域は，雲粒有効半径の算出日数が大きい，すなわち本手法の解析対象である光学的に厚い水雲が頻繁に出現する領域に対応している．

先行研究で一般に指摘されているように，海陸での雲粒有効半径のコントラストは海上よりも陸上でエアロゾル量が多いことに起因すると考えられる．また，陸上では，雲粒有効半径が大きくなる領域・季節が降水量の多い領域・季節におおむね対応することから，水蒸気移流の多い地域で雲粒有効半径が大きくなりやすいことが推測される．アラビア海北部で夏季に雲粒有効半径が小さくなる原因として，夏季の南西季節風が強くなることによってアラビア半島やソマリア半島から放出されたダスト等のエアロゾル粒子がアラビア海北部まで輸送され，雲の特性を変質させている可能性が考えられる．しかし，以上の仮説を実証する明らかな証拠は得られていない．仮に，アラビア海北部で夏季に雲粒有効半径が小さくなる原因がエアロゾル量の増加によるものであるとすれば，夏季に光学的に厚い水雲の出現頻度が高くなるのはエアロゾルの間接効果の影響を反映して雲の寿命が長くなっているからではないかとも考えられる．

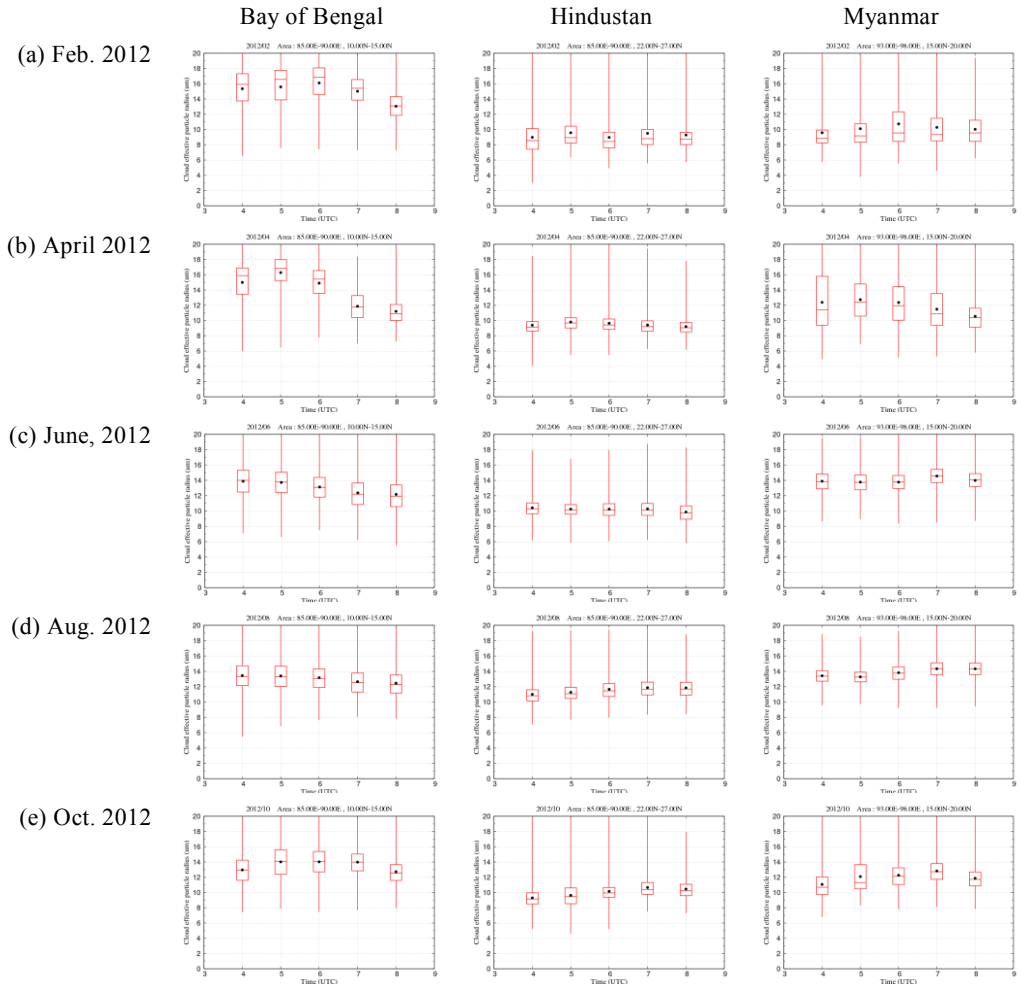


Fig. 13 Diurnal variation of effective cloud radius and the seasonal dependence at some selected regions, Bay of Bengal (left), Hindustan (middle) and Myanmar (right). The box plots are same as in Figs. 3, 5 and 8. The plots are based on the composite in Fig. 12.

Fig. 13 はベンガル湾（10 ◦N-15 ◦N, 85 ◦E-90 ◦E）・ヒンドスタン平原（22 ◦N-27 ◦N, 85◦E-90 ◦E）・ミャンマー（15 ◦N-20 ◦N, 93 ◦E-98 ◦E）の雲粒有効半径月平均値の時間変化を示す箱ひげ図である．本研究の手法では太陽光の雲上端における反射光を利用して雲粒有効半径を推定するため，昼間の雲粒有効半径しか算出することができない．したがって，Fig. 13 は昼間にあたる04UTC から08UTC の雲粒有効半径時間変化を示している．Fig. 13 より，全てのケースに共通する日内変化の顕著な特徴は確認できなかった．月平均値で見た場合，少なくとも日中に関しては雲粒有効半径の日内変化は小さいと推測される．

しかしながら，Fig. 13 の2012 年4 月ベンガル湾の事例では，例外的に05UTC 頃大きく08UTC にかけて小さくなる顕著な日内変化が確認された．この2012 年4 月のケースに着目し，なぜこのような日内変化が観測されるのかについて考察を行う．Fig. 14 にFY-2E から算出した2012 年4 月（04～07UTC）の雲粒有効半径の分布を示す．図中の黒丸で囲った部分は雲粒有効半径の値が周囲よりも異常に小さくなっていることが確認できる．このような領域は，海洋上で特に顕著に見られ，時間の経過とともに東から西に移動する．黒丸領域は，実は衛星直下点（0 ◦, 105 ◦E）と太陽直下点のほぼ中間に位置し，サングリント領域にほぼ対応する．サングリントとは，水面上で太陽からの入射光が観測機器（衛星）の方向にほぼ鏡面反射されることによって，その水面が観測機器から非常に明るく見える現象である．つまり，Fig. 14の黒丸で囲った領域はサングリントの影響を受けて3.7 μ m 帯雲反射率を過大評価し，結果的に雲粒有効半径を過小評価している可能性が高い．Fig. 13 の2012 年4 月ベンガル湾の事例では，07UTC から08UTC にかけてベンガル湾がサングリント領域に含まれており，雲粒有効半径の顕著な日内変化は，サングリントの影響による推定エラーと思われる．

以上より，本研究で開発した手法を用いて低緯度海洋上で雲粒有効半径を算出する際には，サングリントの影響を受けていないか慎重に確認する必要があると考えられる．一方，サングリントは海洋上で生じる現象のため陸上での雲粒有効半径算出にあたってはその影響は小さいものと思われる．

6　結語

本研究では，静止気象衛星MTSAT-2 およびFY-2E を用いて雲粒有効半径を算出する手法を新たに開発し，その手法を2012 年の南アジア地域に適用して雲粒有効半径の観測を行い、時間空間変化の特徴を調べた．

以前にMTSAT-1R用に開発した手法をMTSAT-2及びFY-2Eに適用したところ，安定した結果が得られなかったため，放射伝達コード(Rstar6b)を用いたシミュレーション計算を援用して，より厳密な算出方法を構築した．改良の要点は，センサーの応答関数を反映した太陽入射量の利用，透過率を太陽天頂角及び衛星天頂角の関数として扱う，反射率を雲粒有効半径に変換する際に，これまで用いていた簡便な3次式に替え，太陽天頂角，衛星天頂角，散乱角の３つを変数とし，ミー散乱の方向特性を考慮した変換テーブルを作成したことである．

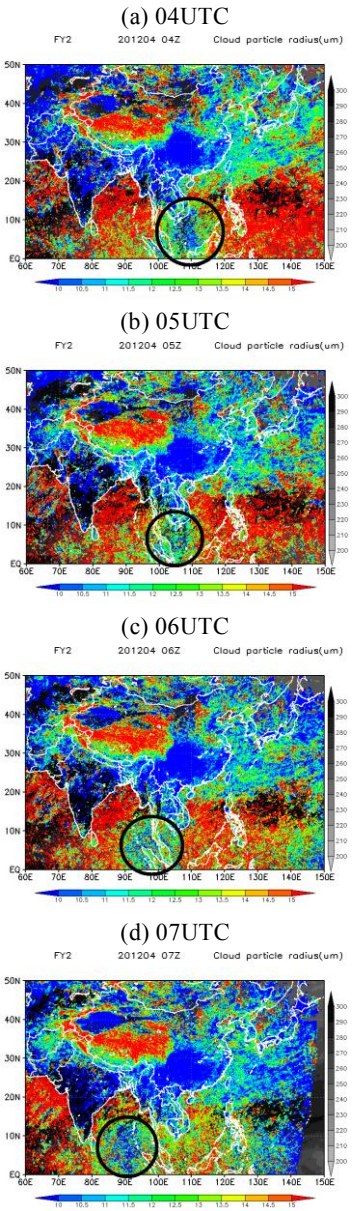


Fig. 14 Effective cloud radius retrieved from FY-2E geostationary satellite. Monthly composites for April 2012 for different UTC. The black circle denotes the area of unrealistically low values.

新しい手法をFY-2Eデータに適用して,南アジア地域の雲粒有効半径に関する予備的知見を得た.

参考文献

奥 勇一郎・石川裕彦, (2008) : MTSAT-1R 中間赤外データを用いた雲反射率・雲粒有効半径の算出, 京都大学防災研究所年報, 51B, 409-416.

Choi Y.-S., C.-H. Ho, M.-H. Ahn, and Y.-M. Kim, (2007): An exploratory study of cloud remote sensing capabilities of the Communication, Ocean and Meteorological Satellite (COMS) Imagery. International Journal of Remote Sensing, 28, 4715-4732.

Choi Y.-S., and C.-H. Ho, (2009): Validation of cloud property retrievals from MTSAT-1R imagery using MODIS observations. International Journal of Remote Sensing, 30, 5935-5958.

IPCC, (2007): Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996pp.

Kaufman Y. J., and T. Nakajima, (1993): Effect of Amazon smoke on cloud micro-physics and albedo — analysis from Satellite Imagery. Journal of Applied Meteorology, 32, 729-744.

Lau K.-M., and K.-M. Kim, (2006): Observational relationships between aerosol and Asian monsoon rainfall, and circulation. Geophys. Res. Lett., 33, L21810.

Lau, K.-M., M.-K. Kim, and K.-M. Kim, (2006): Asian summer monsoon anomalies induced by aerosol direct forcing: The role of the Tibetan Plateau. Clim. Dyn., 26, 855-864.

Nakajima T., M. D. King, (1990): Determination of the optical thickness and effective radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part I: Theory. J. Atmos. Sci., 47, 1878-1893.

Nakajima T., and M. Tanaka, (1986): Matrix formulations for the transfer of solar radiation in a plane-parallel scattering atmosphere. J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf., 35, 13-21.

Nakajima T., and M. Tanaka, (1988): Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation approximation. J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf., 40, 51-69.

Nakajima T., M. D. King, J. D. Spinhirne, and L. F. Radke, (1991): Determination of the optical thickness and effective radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part II: Marine stratocumulus observations. J. Atmos. Sci., 48, 728-751.

Oku Y., M. Kajino, and H. Ishikawa, (2010): Estimation of the cloud effective particle radius using MTSAT-1R data. International Journal of Remote Sensing, 31, 5439-5447.

Ramanathan V., C. Chung, D. Kim, T. Bettge, L. Buja, J. T. Kiehl, W. M. Washing-ton, Q. Fu, D. R. Sikka, and M. Wild, (2005): Atmospheric brown clouds: Impact on South Asian climate and hydrologic cycle. Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A., 102, 5326-5333.

Rosenfeld D., and I. M. Lensky, (1998): Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. Bulletin of the American Meteorological Society, 79, 2457-2476.

（論文受理日：2013年6月7日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

台風が温帯低気圧化後急速に再発達するときの構造と環境場

The Structure and Environment in Reintensification of Typhoons after Extratropical Transition

髙村奈央・石川裕彦

Nao TAKAMURA and Hirohiko ISHIKAWA

Synopsis

Typhoons often reintensify after their transition to extratropical cyclones. In order to analyze the evolution of cyclone structure during reintensification, the typhoons which rapidly reintensified after extratropical transition were examined in view of describing the cyclone phase space (CPS) a recently developed tool to analyze cyclone structure. We found two different patterns of the cyclone evolution after extratropical transition in the CPS. One is characterized by strong cold-core structure (cold-core), and the other by warm-core structure without experiencing strong cold-core structure (warm-seclusion). The cold-core first showed strong cold-core structure, but eventually transformed to warm-core structure. Thus, the difference of two patterns can be said to be the transformation period from extratropical transition to warm-core structure, and is suggested to be related with the trough.

キーワード：台風，温帯低気圧，cyclone phase space(CPS)
Keywords: typhoon, extratropical cyclone, cyclone phase space (CPS)

1. はじめに

熱帯低気圧の温帯低気圧化（温低化）の定義は未だ世界で共通したものは存在しない．現在，温低化の定義は衛星画像や総観パターンの解析に大きく依存しており，その決定は主観的になりやすい．その中で Hart (2003) は 1980-1999 年の北西半球の低気圧を調べ，低気圧の構造を客観的に定義するダイアグラムである cyclone phase space (CPS) を提案した．CPS が低気圧及び低気圧のライフサイクルとともに変化することを用いて低気圧の構造変化を客観的に解析できることを示した．Evans and Hart (2003) は，温低化を客観的に診断するために 1979-1993 年に大西洋で温低化した事例について CPS を用いて調べた．そして cyclone parameter によって温低化開始と完了を定義した．また Kitabatake (2011) は，北西太平洋で温低化した事例について CPS を用いて調べ，CPS による温低化の定義が台風に対して適用できることを示している．

また温低化における構造変化について Hart et al. (2006) は 1998-2003 年に北大西洋で温低化した熱帯低気圧 34 事例について CPS を作成し，対称的な暖気核構造である熱帯低気圧から非対称な寒気核構造である温帯低気圧に変化する過程を数値的に示した．またこの 34 事例を分類し，それぞれについて環境場の違いを調べた．そして温低化後の低気圧の発達は相互作用するトラフのスケールと位置に依存すると述べている．

熱帯低気圧が温帯低気圧に変化すると，災害に対する危機感は弱まるが，温低化後再発達することがしばしばあり，被害がもたらされることがある．台風 9918 号はその典型的な事例で，温低化過程におい

て急激な減衰と再発達を遂げ,低気圧の中心から 600 ㎞以上離れた所で竜巻が発生し，400 人以上の負傷者と大きな損害を出した．吉野ら (2003 ; 2004) は，この台風 9918 号の温低化過程に関して，数値予報モデル PSU/NCAR MM5 を用いた再現実験及び Piecewise Potential Vorticity Inversion による診断的解析を行った．台風の減衰期に台風が上層トラフと相互作用し，負渦位アノマリーのアウトフロー雲を形成した．上層の負渦位アノマリーは台風の減衰期には下層台風を弱め，再発達期には上層のジェットストリークの形成に寄与し温低化した台風を発達させた．非断熱加熱による上層の負渦位偏差が台風の強化/弱化のいずれにも影響を及ぼしたと主張している．また台風 0418 号は温低化とともに再発達し，中心から離れた帯広や釧路地方にも強風をもたらした事例である．Kitabatake et al. (2007) はこの台風 0418 号の温低化過程について，衛星観測によるデータを調査，領域客観解析 (RANAL) を用いた診断を行った．この台風が中緯度偏西風帯の対流圏上部起源の擾乱と相互作用し，傾圧性の影響で再発達したことを示している．

このように近年，熱帯低気圧と温帯低気圧を客観的に区別するためにCPSが提案され (Hart , 2003) ，温低化の定義にCPSが利用されるようになってきている (Evans and Hart, 2003 ; Kitabatake, 2011)．また温低化過程において熱帯低気圧と中緯度の傾圧帯との相互作用が重要であることが指摘されている．しかし熱帯低気圧の成熟期に関する研究に比べ温低化の研究は未だ少ない．また温低化後の再発達に関しては，傾圧性や，低気圧と上層トラフの相互作用が重要であることが指摘されている．しかし，それらの研究は顕著事例に対する解析がほとんどであり，温低化後の再発達に注目して統計的に調べたものは少ない．このことから温低化及びその後の再発達に関する理解は未だ十分とは言えない．また日本は中緯度に位置していることから，温低化後再発達した低気圧によって被害を受けることがある．このことから北西太平洋で発生する台風の温低化及びその後の再発達に関する理解は，日本の防災において重要であると考えられる．

そこで本研究では，北西太平洋で発生した台風に注目し，温低化後の再発達ついて統計的に調べ，①温低化から再発達における低気圧の構造変化及び低気圧周辺の大気環境場を理解すること，②その温低化から再発達における低気圧の変化をもたらした要因を解明すること，を目的とした．

以下，第 2 章では本研究で用いた使用データ及び解析手法について述べる．次いで第 3 章では台風の温低化及びその後の再発達に関する気候学的特徴を示す．第 4 章では温低化後急速に再発達した擾乱の温低化から再発達における構造変化と低気圧周辺の大気循環場について述べ，第 5 章で，その低気圧の変化をもたらした要因について考察した結果を示す．そして第 6 章でまとめ，本研究の結論を述べる．

2. 使用データ・解析手法

2.1 cyclone phase space (CPS)

CPS は B, $-|V_T^L|$, $-|V_T^U|$ の 3 つの cyclone parameter を用いて表される (Hart , 2003) .

パラメータ B は低気圧の対称性を表現する指標で，低気圧の進行方向に向かって右側半円と左側半円のそれぞれで 600hPa 面と 900hPa 面の層厚の平均を計算して，その差で定義される．完全に軸対称構造である熱帯低気圧では B = 0 となるが，進行方向の左右で層厚が異なり非対称構造が強まると B > 0 となる. Evans and Hart (2003) は大西洋のハリケーンについて，B の値が 10 を超えたとき温低化が開始すると判定した．パラメータ $-|V_T^L|$ ($-|V_T^U|$)は温度風の関係を用いて低気圧の暖気核構造あるいは寒気核構造を表現する指標で，600 (300) hPa 面と 900 (600) hPa 面の高度偏差の差で定義される．熱帯低気圧では下層でより高度偏差が大きく，$-|V_T^L| > 0$ となるが，上層でより高度偏差が大きくなると $-|V_T^L| < 0$ となる．Evans and Hart (2003) は $-|V_T^L|$ の値が負となったとき温低化が完了すると判定した．

本研究では JRA-25/JCDAS の 925，600hPa 面のデータを用いて以下で計算した．

$$B = h\left(\overline{Z_{600\mathrm{hPa}} - Z_{925\mathrm{hPa}}}\big|_R - \overline{Z_{600\mathrm{hPa}} - Z_{925\mathrm{hPa}}}\big|_L\right) \tag{1}$$

Z は等圧面高度，バーは半径 500 ㎞の半円の平均，添え字 R, L はそれぞれ右側半円，左側半円を示し，h は北半球では +1，南半球では -1 である．

$$-|V_T^L| = \frac{\delta\ (\Delta Z)}{\delta \ln P}\Big|_{925\mathrm{hPa}}^{600\mathrm{hPa}} = \frac{(\Delta Z)_{600\mathrm{hPa}} - (\Delta Z)_{925\mathrm{hPa}}}{\ln P_{600\mathrm{hPa}} - \ln P_{925\mathrm{hPa}}} \tag{2}$$

ΔZ は半径 500 ㎞内の高度の最大と最小の差である．

本研究では Evans and Hart (2003) に従い，B > 10 になったときを温低化開始，$-|V_T^L| < 0$ になったときを温低化完了と判定した．

cyclone parameter の計算は，低気圧の中心から半径 500 ㎞の範囲で行ったが，JRA-25/JCDAS データは水平解像度が 1.25°で粗いため，低気圧の中心の位置によっては中心の左右で計算範囲が非対称となり得る．その影響を軽減するため水平解像度 1.25°のデータを水平解像度 0.25°に線形内挿した．この内挿の効果を確かめるため，2011 年の温低化した事例について内挿した場合としない場合で cyclone parameter の計算結果を比較した．その結果，熱帯低気圧であるときは内挿の有無による差はほとんどないが，それぞれ，B > 10，$-|V_T^L| < 0$ となり温帯低気圧に変化した後，内挿の有無による差が見られた．また温低化開始及び完了と判定される時刻が，内挿した場合のほうが早くなり，最大で 12 時間の差があった．本研究では内挿したデータ (水平解像度 0.25°) を使って cyclone parameter を計算した．一方，大気環境場の解析には JRA-25/JCDAS データをそのまま使用した．

2.2 温低化後急速に再発達した擾乱の抽出方法

本研究で対象とした事例の抽出は Regional Specialized Meteorological Center (RSMC) Best Track Data に基づいて行った．Best Track Data では，台風から温帯低気圧に変化するとき，台風から直接温帯低気圧に変化する場合と，台風から熱帯低気圧に弱まった後温帯低気圧に変化する場合がある．台風から直接温帯低気圧に変化する場合と熱帯低気圧に弱まった後温帯低気圧に変化する場合では，温低化後の低気圧の変化に違いが生じる可能性がある．本研究では事例ごとのばらつきを小さくするため，台風から直接温帯低気圧に変化した事例のみを対象とした．また，温低化後の再発達は気圧を基準にして，温低化後中心気圧が低下した場合を温低化後の再発達とする．特に，急速に再発達した事例を以下の方法で抽出した．

1988-2011 年の台風から温低化した事例のうち，温低化後 6 時間 (または 3 時間) で 1hPa でも中心気圧が低下した事例に，Sanders and Gyakum (1980) により緯度補正された以下の爆弾低気圧の定義式を適用する．

$$\frac{p(t-\frac{1}{2}\Delta t)-p(t+\frac{1}{2}\Delta t)}{\Delta\ t}\times\frac{\sin 60^\circ}{\sin\phi} \qquad (3)$$

t は解析時刻，p は低気圧の中心気圧，φ は t での低気圧の中心の緯度を示す．Best Track Data は主に 6 時間ごとにあるため，Δt を 12 時間とした．計算により得られた値のうち，最大値をその事例の最大発達率 [Bergeron] とする．本研究では台風から変化した温帯低気圧に焦点を当てることから，爆弾低気圧の定義に準じて，最大発達率が 1.0 Bergeron を超えた事例を，温低化後急速に再発達した擾乱として抽出した．

3. 台風の温帯低気圧化及びその後の再発達の気候学的特徴

本章では RSMC Best Track Data に基づいて調べた台風の温低化及びその後の再発達に関する気候学的特徴を示す．

3.1 台風の温帯低気圧化の頻度

1988-2011 年の 24 年間に発生した台風は全部で 605 個であった．Best Track Data では，成熟期以降の台風の変化として，台風から，①熱帯低気圧に弱まる (以下熱低化と記す)，②熱帯低気圧に弱まった後温帯低気圧に変化する (以下弱温低化と記す)，③直接温帯低気圧に変化する (以下温低化と記す)，という 3 つの場合がある．また台風から直接消滅した事例，また台風の状態で 180°E を越え，それ以降のデータがない事例があり，これらの事例については台風から温帯低気圧，あるいは熱帯低気圧への変化が確認できない．本研究ではこれら温帯低気圧または熱帯低気圧への変化が確認できない事例 (7 事例) は除いた台風を，全台風とした．以下，熱低化・弱温低化・温低化した事例をそれぞれ熱低化，弱温低化，温低化と記す．

1988-2011 年の全台風は 598 個であった．そのうち温低化は 231 個，弱温低化は 55 個で，それぞれ全台風の 38.6%，9.2%を占めていた．したがって全台風の 47.8%が最終的に温低化したと言える．1979-2004 年で調べた Kitabatake (2011) は，RSMC Best Track Data では全台風の 37%が熱帯低気圧に弱まることなく温低化，13%が熱帯低気圧に弱まった後温低化し，全台風の 49%が最終的に温帯低気圧に変化したとしている．また CPS による定義では全台風のうち 40%が温低化を完了し，そのうちの 94%は Best Track Data で最終的に温帯低気圧に変化したと述べている．さらに大西洋においては Hart and Evans (2001) が熱帯低気圧の 46%が温低化したと報告している．

3.2 台風の温帯低気圧化後の再発達の頻度

本節以降では温低化事例に注目する．前節で弱温低化とした事例も除き，台風から直接温帯低気圧に変化した事例 231 個を対象とする．温低化後再発達した事例は 112 個であった．これらの事例について，

2.2 節で示した爆弾低気圧の定義式を適用して発達の強さを調べると，温低化後 12 時間で，180°E を越え Best Track Data が終了したため発達率が計算できないもの (1 事例)，ごく一時的な再発達であり Δt = 12 時間で計算した最大発達率が負となった事例 (4 事例) があった．以下ではこれらの事例 (5 事例) も除いた 107 個を再発達した事例 (以下再発達と記す) とする．再発達事例は温低化全体の 46.3%であり，温低化事例の約半数は温低化後再発達したと言える．2.2 節で示した方法を用いた結果，急速に再発達した事例 (以下急再発達と記す) は 23 事例抽出され，温低化全体の 10.0%，再発達事例の 21.5%であった．再発達事例の最大発達率の平均は 0.63 Bergeron で，最大発達率が 0.5 Bergeron 以下の事例が半数以上を占めていた．最大発達率が 1.0 Bergeron を超える急再発達事例では，最大発達率の平均は 1.41 Bergeron であり，最も急速に再発達した事例では最大発達率が 2.20 Bergeron に達するものもあった．

4. 温低化後急速に再発達した擾乱の構造と環境場

前節で述べたように，急再発達は 23 事例抽出された．それらの事例について cyclone parameter を計算したところ，温低化を開始 (B > 10) する前に完了 ($-|V_T^L|$ < 0) すると判定される事例が 1 事例あった．その事例を除く残り 22 事例について CPS の変化を詳しく解析した．

Fig. 1 に急再発達事例について，CPS による温低化完了時刻と Best Track Data で初めて温帯低気圧と表記された時刻との差を示した．1 事例を除いて両者の差は 24 時間以内で，約 6 割の事例で 12 時間以内であった．そして Best Track Data に比べ CPS による温低化完了のほうが平均で 9.7 時間早かった (標準偏差；15.6 時間)．Kitabatake (2011) は，CPS による温低化完了は Best Track Data に比べ平均で 3.81 時間早く，両者の差は 70%の事例で 12 時間以内であるという結果を示し，CPS による温低化のタイミングは Best Track Data とほぼ一致すると述べている．今回の結果では，Kitabatake (2011) より差が大きく，より早く温低化を完了すると判定した．これは対象事例が 22 事例と少なく，また 60 時間差の事例が含まれていたためであると考えられる．

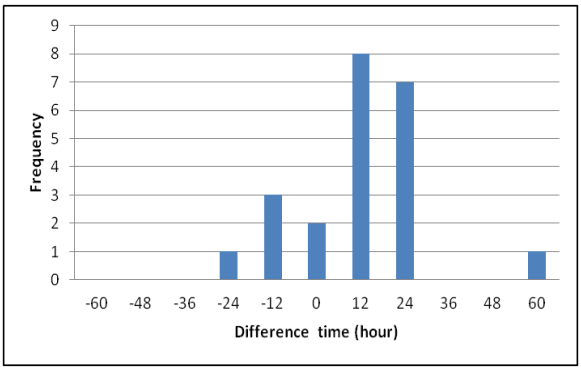


Fig.1 Difference in the time when a TC is identified as completing of ET based on $-|V_T^L|$ from the time TC was first regarded as an extratropical cyclone in the Best Track Dada.

4.1 CPS上での低気圧の振る舞いの相違点

急再発達事例は，温低化完了後においてCPS上での低気圧の振る舞いが大きく2パターンに分かれるように見られた．そこでこの2パターンを $-|V_T^L|$ の値にしたがって分類した．Fig. 2に急再発達各事例のCPSをパターンごとに分けて示す．1つは温低化完了後強い寒気核構造 ($-|V_T^L|$ < -230) を示すケース (11事例；以下cold-coreと記す)，もう1つは温低化完了後温帯低気圧の構造を持つが，その後強い寒気核構造 ($-|V_T^L|$ < -230) を経ずに暖気核構造 ($-|V_T^L|$ > 100) を示すケース (6事例；以下warm-seclusionと記す) である．そしてこの $-|V_T^L|$ < -230，$-|V_T^L|$ > 100の閾値で分類した結果，どちらのパターンにも属さない事例が5事例あった．以下ではこのどちらにも属さない事例を除いた17事例について，cold-coreとwarm-seclusionの比較を行う．

4.2 cold-core と warm-seclusion の比較

4.2.1 特徴の比較

急再発達事例の温低化時期は，cold-core, warm-seclusionいずれにおいても9，10月の事例が多かった．中心気圧の平均は，温低化開始時ではcold-coreが974.7hPa (標準偏差；23.1hPa)，warm-seclusionが970.5hPa (標準偏差；18.9hPa)，完了時ではcold-coreが984.0hPa (標準偏差；15.2hPa)，warm-seclusionが976.0hPa (標準偏差；4.5hPa) であった．いずれの場合でも事例ごとのばらつきが大きく，各事例を比較すると，分類した2パターンの間に大きな差は見られない．各事例の温低化開始 (B > 10) から完了 ($-|V_T^L|$ < 0) までの経過時間は，cold-core, warm-seclusionいずれのパターンでも6-18時間の事例が多く，大きな違いはない．それぞれの平均は，cold-coreが15.8時間 (標準偏差；21.0時間)，warm-seclusionが18.0時間 (標準偏差；12.5時間) であった．cold-coreでは，他の事例に比べ温低化開始から完了までの経過時間が非常に長い事例が1事例あり，標準偏差が大きくなったと考えられる．また温低化開始から完了までの中心気圧の上昇率 (= 温低化開始と完了の中心気圧の差 / 温低化開始から完

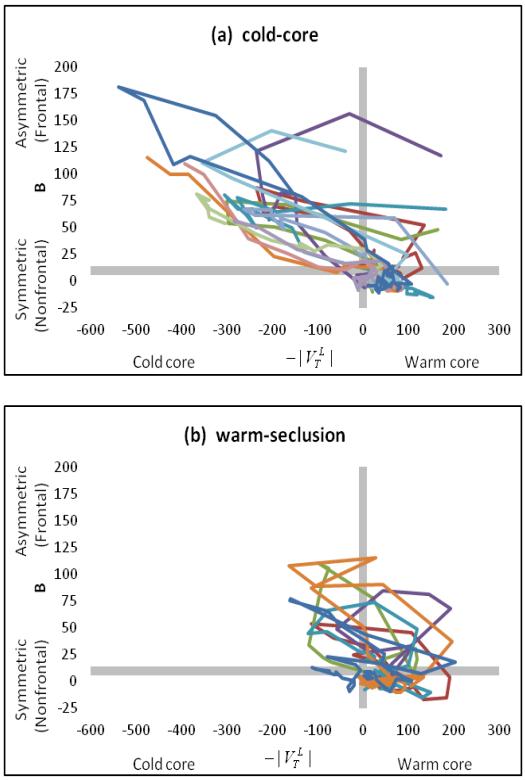


Fig. 2 CPS of rapidly reintensified cases. (a) cold-core (11cases). (b) warm-seclusion (6cases).

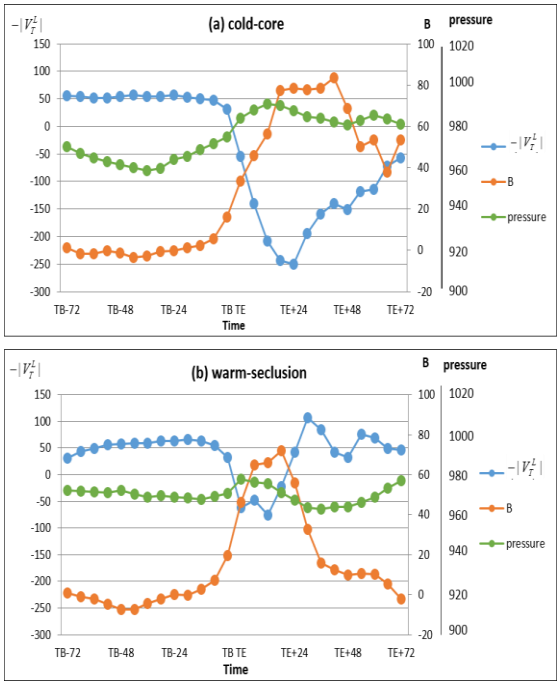


Fig. 3 Time series of the cyclone parameter B, $-|V_T^L|$ and the pressure from the beginning of ET (B > 10) to the completing of ET ($-|V_T^L| < 0$). (a) cold-core. (b) warm-seclusion.

了までの経過時間) を調べたところ，2パターンでほぼ同じ値であった．さらに温低化開始前の台風の状態で，最も発達したときの中心気圧は2パターンの間で大きな差は見られなかった．以上のことから，2パターンの間で台風の状態から温低化過程において中心気圧の変化に大きな差は見られないと考えられる．

Fig. 3 は温低化開始，完了を基準としてコンポジットした cyclone parameter 及び中心気圧の時間変化を示している．warm-seclusion は温低化完了 12 時間後に $-|V_T^L| < 0$ (寒気核構造) がピークとなり，完了 24 時間後 (TE+24) には $-|V_T^L| > 0$ となって，暖気核構造を示す．それに対し cold-core では完了 24 時間後に $-|V_T^L| < 0$ がピークとなり，強い寒気核構造を示す．また warm-seclusion は完了 6 時間後に中心気圧が低下 (再発達) し始めるのに対し，cold-core は完了 18 時間後になって中心気圧が低下し始める．warm-seclusion ではすべての事例で完了 18 時間後には再発達していたのに対し，cold-core では完了 18 時間後より前に再発達を開始していたのは 2 事例のみで，完了 42 時間後になって再発達を開始した事例もあった．このことから温低化して 1 日以上経った後においても，低気圧が爆弾低気圧並に発達することがあると言える．そして温低化完了から再発達が始まるまでの経過時間のパターンごとの平均は，cold-core が 24.0 時間 (標準偏差；9.2 時間)，warm-seclusion が 13.0 時間 (標準偏差；5.4 時間) であった．これらのことから warm-seclusion は温低化完了後すぐに再発達を開始したのに対し，cold-core は再発達を開始するまでの時間がより長かったと言える．一方温低化後の再発達における中心気圧の低下率は cold-core と warm-seclusion で大きな差はなかった．

さらに各事例の温低化開始及び完了位置は，事例ごとのばらつきが大きく，パターンごとに特徴的な違いは見られない．また経路図においても warm-seclusion は日本に上陸する事例が 2 事例含まれているが，2 パターンに大きな違いはなかった．

4.2.2 大気環境場の比較

急再発達事例において CPS 上で見られた低気圧の振る舞いの違いが生じた要因を調べるため，低気圧周辺の大気環境場を比較した．ここでは温低化開始及び完了した時間を基準として，低気圧の中心でコンポジットした空間分布図を示す．

上層，中層，下層をそれぞれ 300hPa, 600hPa, 925hPa とし，各気圧面における低気圧の中心付近の気温の合成図を，温低化完了から完了 48 時間後 (TE+48h) まで Fig. 4 に示した．ここでは低気圧を中心に東西南北 10°の範囲を示し，それぞれの図の中心が低気圧の中心に対応している．温低化完了 24 時間後におい

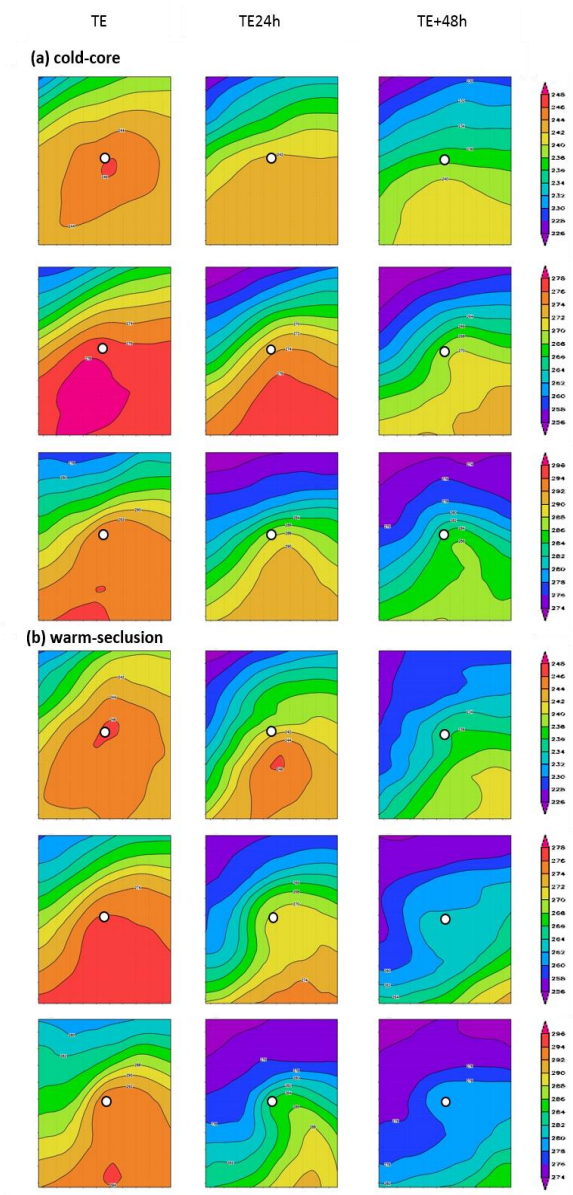


Fig. 4 Composite mean 300hPa (top panels), 600hPa (middle panels), 925hPa (bottom panels) temperature [K] (according the scale) from the completing of ET (TE) to 48 h after the completing (TE+48h). 10° longitude and latitude from the cyclone center. White circles imply the position of the cyclone center. (a) cold-core. (b) warm-seclusion.

て, cold-core では, 低気圧の中心の南から東に暖気, 北から西に寒気がある. 低気圧の中心の南東に暖気, 北西に寒気が存在することは典型的な温帯低気圧の構造である. それに対し warm-seclusion では, 完了 24 時間後に低気圧の中心の南東から中心に向かって暖気が侵入し, 中心に隔離された暖気核が見られる.

南北の気温傾度の大きい傾圧帯に沿って上層ジェットが流れている. Fig. 5 は低気圧の中心付近の 300hPa 高度及び東西風の合成図を示した. この図は低気圧を中心に東西 40°, 0°-70°N の範囲を示している. 等高度線の集中帯に沿って風速の極大域 (30m・s^{-1}以上) が見られ, ジェットに対応している. warm-seclusion では温低化完了 24 時間後には低気圧の中心がジェットの北側に抜けているのに対し, cold-core では完了 48 時間後においても低気圧の中心はジェットの中にある. 各事例について個別に調べたところ, warm-seclusion では, 1 事例を除いて低気圧の中心が完了 24 時間までにジェットの北側に抜けていた. それに対し cold-core では, 低気圧の中心が完了 24 時間後までにジェットの北側に抜けた事例は 1 事例のみで, その他の事例はジェットを抜けるまでの時間がより長く, 完了 78 時間後に抜けた事例もあった. このことから warm-seclusion では低気圧が温低化完了後すぐにジェットの北側に抜けるのに対し, cold-core では温低化完了後すぐにジェットを抜けないと言える.

温帯低気圧には, 上層に向かって渦の中心が西へ傾くという特徴がある. それに対して熱帯低気圧の渦の中心は直立している. この渦の傾きについて調べるため, 渦度の極大域を低気圧の渦の中心とし, 6 つの気圧面 (925, 850, 700, 600, 500, 300hPa) の渦度の空間分布図から各気圧面の渦中心の位置を決め, 東西方向の渦の傾きを調べた. Fig. 6 は各事例について各気圧面の渦中心の位置を, 925hPa の渦中心からの東西方向のずれで示したものである. 温低化完了から完了 72 時間後にかけて, cold-core は下層から上層にわたって渦の中心の傾きが変化しているのに対し, warm-seclusion は下層から中層は傾きの変化がより小さく, ほぼ直立している. cold-core は, 完了時は渦の中心がほぼ直立しているが, 完了 24 時間後で西に傾き, 完了 48 時間後に傾きは小さくなり, 完了 72 時間後にはほぼ直立する. これは温帯低気圧の発達過程で見られる特徴である. それに対して warm-seclusion は, 上層において完了から完了 24 時間後に渦の中心が西に傾いているが, 完了 48 時間後から完了 72 時間後ではほぼ直立している.

温帯低気圧の発達には低気圧とトラフの相互作用が重要である. 温低化開始から温低化完了 48 時間後までの 500hPa 高度の合成図を Fig. 7 に示す. warm-seclusion ではトラフが北西-南東方向に伸びている. また温低化開始から完了で低気圧の中心とトラフは接近し, 完了 24 時間後には低気圧の中心がトラフの中にあり, 完了 48 時間後では閉じた等高度線 (低圧部) が見られる. それに対し cold-core ではトラフが北東-南西方向に伸び, 温低化開始から完了で低気圧の中心とトラフが warm-seclusion より離れており, 完了 48 時間後もトラフは低気圧の中心のやや西にある.

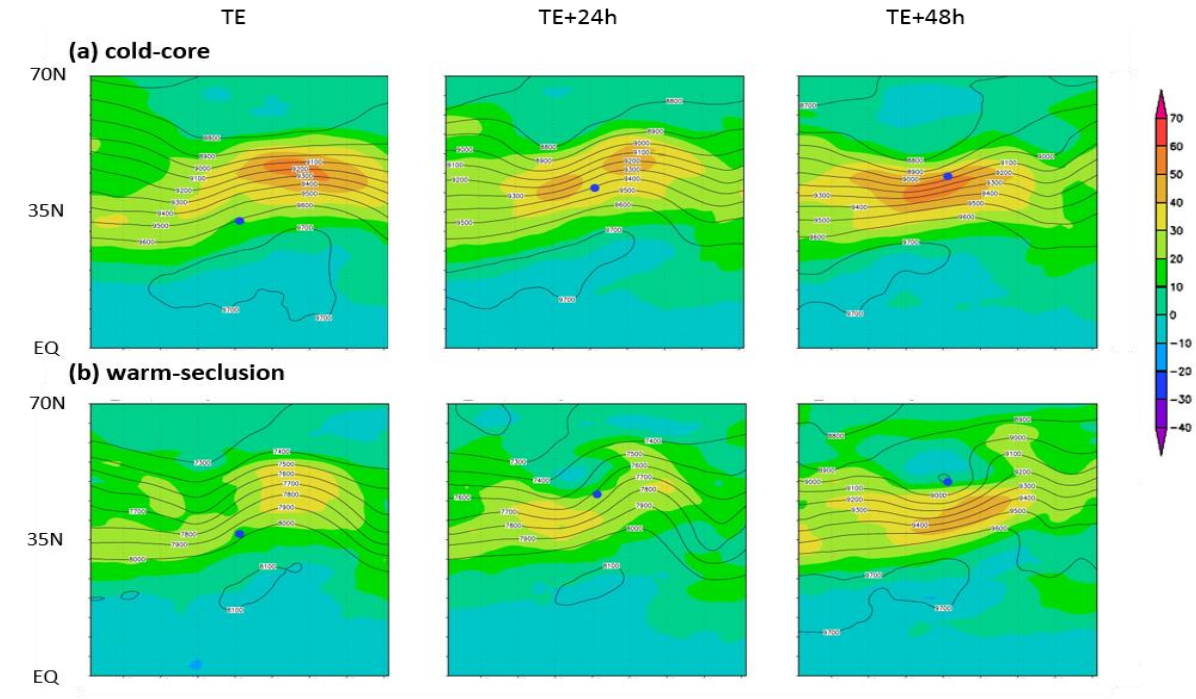


Fig. 5 Composite mean 300hPa height [m] (solid lines, every 100 m) and zonal wind [m・s^{-1}] (shaded according the scale) from the completing of ET (TE) to 48 h after the completing (TE+48h). 40° longitude from the cyclone center, 0°-70°N. Blue circles imply the position of the cyclone center. (a) cold-core. (b) warm-seclusion.

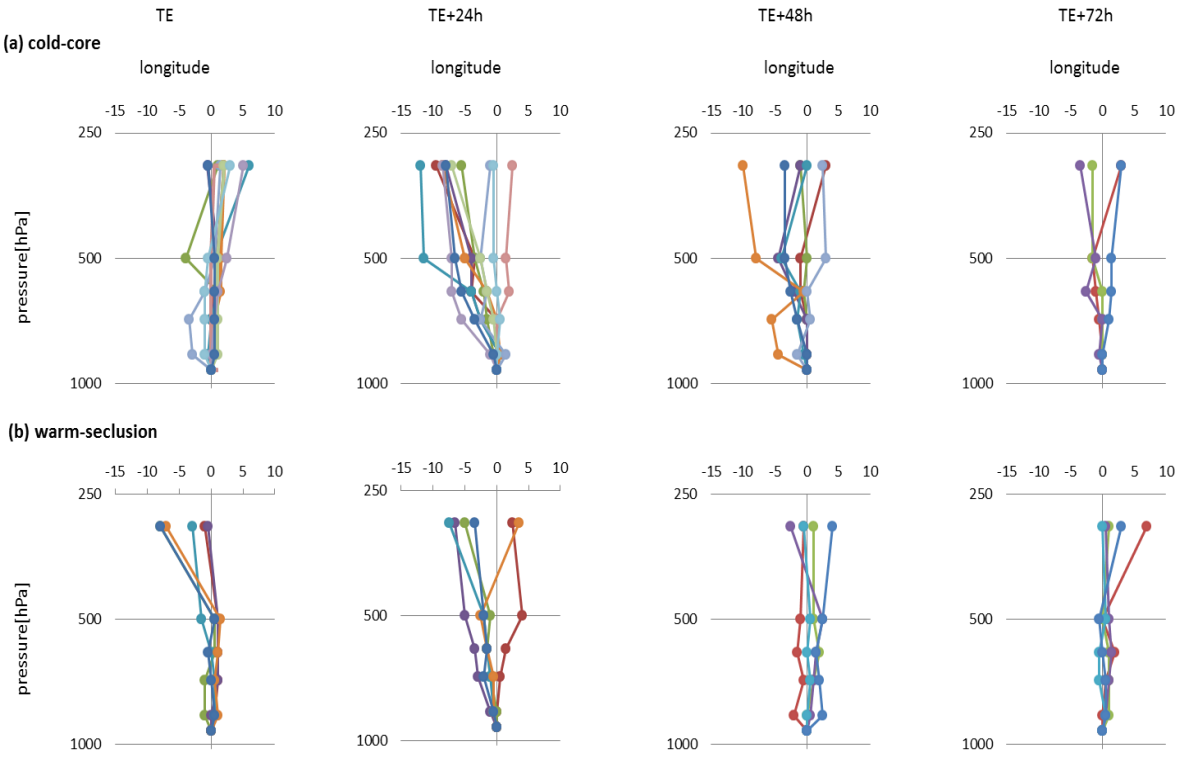


Fig. 6 Zonal difference of the vortex center at 6 pressure levels (925,850,700,600,500,300hPa) from that at 925hPa from the completing of ET (TE) to 72 h after the completing (TE+72h). (a) cold-core (11cases). (b) warm-seclusion (6cases).

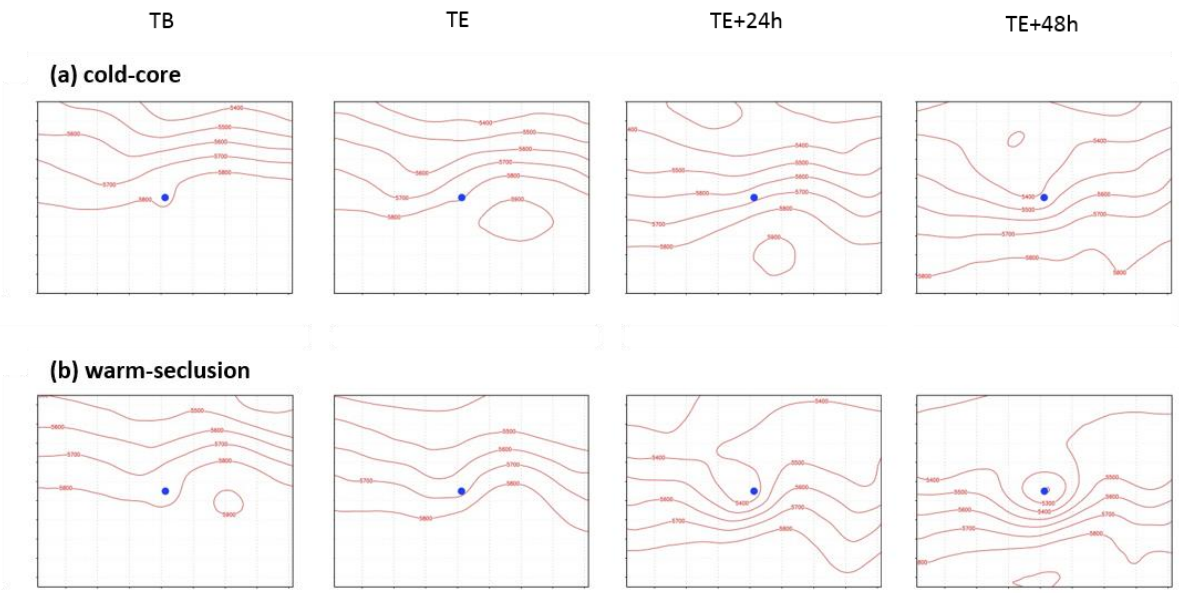


Fig. 7 Composite mean 500hPa height [m] (every 100 m) from the beginning of ET (TB) to 48 h after the completing (TE+48h). 40° longitude, 25° latitude from the cyclone center. Blue circles imply the position of the cyclone center. (a) cold-core. (b) warm-seclusion.

以上のように大気環境場についてcold-coreとwarm-seclusionで比較を行ったところ，気温，上層ジェット (傾圧帯) ，渦の中心の傾き，トラフについて異なる特徴が見られた．また各事例についても個別に調べたところ，合成図で見られたのと同様な特徴の違いが見られた．cold-coreでは，渦の中心が下層から上層に向かって西に傾き，低気圧の中心の南から東に暖気，北から西に寒気が見られ，温帯低気圧的な構造が顕著であった．それに対しwarm-seclusionでは，渦の中心が下層から中層にかけてほぼ直立し，低気圧の中心に隔離された暖気核が見られた．また低気圧の中心が，warm-seclusionでは温低化完了後すぐに上層ジェット (傾圧帯) の北側に抜けたのに対し，cold-coreではジェットを抜けるまでの時間がより長かった．さらにトラフの走向がwarm-seclusionでは北西-南東方向であるのに対し，cold-coreでは北東-南西方向であった．そして温低化開始から完了（温低化）時に低気圧の中心とトラフが，warm-seclusionでは接近していたのに対し，cold-coreでは離れていた．

5. 考察

5.1 CPS 上での低気圧の振る舞いの違いの要因

前章では，急再発達事例において温低化後のCPS上での低気圧の振る舞いが大きく2パターン見られたことを示した．本章ではこれら2パターンの違いが生じた要因について議論する．

5.1.1 再発達開始後の構造変化

前章では，RSMC Best Track Data に基づいた解析結果を示した．Best Track Data は低気圧が消滅あるいは 180°E を越えた時点でデータが終了するため，低気圧が消滅するまでデータが残っていない事例もある．一方で急再発達事例の多くは 180°E を越えて持続した．また前章で示したように，cold-core と warm-seclusion には，温低化完了後再発達を開始するまでの時間及び低気圧が上層ジェットを抜けるまでの時間に違いがあった．そのため両者の違いの要因について議論するためには低気圧が消滅するまで解析する必要がある．そこで気象庁作成のアジア太平洋地上天気図及び北半球地上天気図から低気圧の中心位置を読み取り，解析を行った．北半球地上天気図は 1996 年 3 月以降作成されているため，ここでは 1996 年 3 月以降の事例に注目した．該当する事例は cold-core は 4 事例, warm-seclusion は 3 事例であった．

cold-core 4 事例について低気圧が消滅するまでの CPS を作成したところ，温低化完了後強い寒気核構造を示した後 ($-|\boldsymbol{V}_T^L| < -230$) ，暖気核構造 ($-|\boldsymbol{V}_T^L| > 0$) に変化し，さらに $-|\boldsymbol{V}_T^L| > 100$ を満たす事例もあった．このことから温低化完了後強い寒気核構造を示す場合でも，低気圧は最終的には暖気核構造に変化することが推測される．

4.2.2節と同様に低気圧周辺の大気環境場について調べた．低気圧の中心付近の気温の空間分布におい

て，warm-seclusionでは，温低化完了24時間後には低気圧の中心の南東から中心に向かって暖気が侵入し，中心に隔離された暖気核が見られる．それに対しcold-coreでは，完了24時間後には低気圧の中心の南から東に暖気，北から西に寒気があるが，その後低気圧の中心の南東から中心に向かって暖気が侵入し，中心に隔離された暖気核が見られるようになる．またwarm-seclusionでは完了24時間後に低気圧の中心がジェットの北側に抜けている．それに対し，cold-coreでは完了24時間後では低気圧の中心はジェットの南あるいはジェットの中に位置しているが，その後ジェットの北側に抜ける．さらにwarm-seclusionではトラフは北西-南東方向に伸び，完了24時間後には低気圧の中心がトラフの中にある．それに対しcold-coreではトラフが北東-南西方向に伸び，完了24時間後ではトラフは低気圧の中心の西にあるが，その後低気圧の中心がトラフの中に位置するようになる．

以上のようにcold-coreは温低化完了後強い寒気核構造を示した後に暖気核構造に変化し，warm-seclusionと同様の特徴が見られた．これらのことから温低化後急速に再発達する場合，温低化後の時間に違いがあるものの，低気圧は最終的には暖気核構造に変化すると言える．Shapiro and Keyser (1990) による温帯低気圧の発達過程の概念モデル (SKモデル) では，低気圧の最盛期に低気圧の中心の下層に隔離された暖気核が形成され，暖気核の隔離は温帯低気圧の発達の最終段階を示すとされている．そして，CPSによる低気圧の診断をしたHart (2003) によると，一般的な温帯低気圧はライフサイクルを通して寒気核構造のままで，発達期の非対称構造から成熟期の対称構造へ変化する．それに対し，海上で急速に発達する温帯低気圧は，下層寒気核・非対称構造から，下層のみで暖気核をもつようになり下層暖気核・非対称構造へ変化し，その後下層寒気核・対称構造へ変化することを示している．このことからSKモデルの暖気核の隔離に相当する構造は，海上で急発達するもののみに一時的に形成されるものであると指摘されている (北畠，2005) ．以上のことから，温帯低気圧が急発達する場合の暖気核の隔離に類似した構造が台風の温低化事例において見られたと考えられる．

また前章で述べたようにcold-coreは温低化完了後，低気圧が上層ジェットを抜けるまでの時間及び再発達を開始するまでの時間がwarm-seclusionより長く，これらの違いがCPS上で見られた低気圧の振る舞いの違いに関係していることが推測される．以下では，これらの違いに注目してcold-coreとwarm-seclusionの違いの要因について考察する．

5.1.2　低気圧が上層ジェットを抜けるタイミングの違いの要因

cold-coreとwarm-seclusionでは，温低化完了後低気圧の中心が上層ジェットを抜けるまでの時間に違いが見られた．温低化開始以降の上層ジェット及び上層トラフと低気圧の中心位置との関係を調べた．warm-seclusionでは，温低化開始後低気圧の中心が傾圧帯に侵入し，低気圧の中心は傾圧帯に沿って移動している．温低化完了後すぐに低気圧の中心がジェットの北側に抜け，ジェットはそのまま東へ流れるが，低気圧は傾圧帯の極側に位置し減速する．それに対しcold-coreでは，低気圧の中心が傾圧帯へ侵入した後，warm-seclusionより長く傾圧帯に沿って移動する．低気圧の中心が傾圧帯に沿って移動した時間を各事例について調べたところ，cold-core 4事例はwarm-seclusion 3事例より長かった．したがってcold-coreでは，低気圧がwarm-seclusionより長い時間傾圧帯に位置し，傾圧帯と相互作用していたことが推測される．このことによりcold-coreでは，4.2.2節で示したような温帯低気圧的な構造がより顕著に表れたと考えられる．

またThorncroft and Jones (2000) は，上層トラフが南北方向に伸びる位置と低気圧の位置の関係が，低気圧の極方向への加速に重要であると述べている．warm-seclusionでは，トラフが北西−南東方向に伸び，トラフの軸の東側では上層ジェットの西風成分が小さく，南風成分が大きい．低気圧の中心がトラフの軸の東側に移動し，低気圧の中心がそのジェットの南風成分が大きい領域に位置すると，低気圧の極方向への移動が促進される．このことにより温低化完了後すぐに低気圧の中心がジェットを抜けた．それに対しcold-coreでは，温低化時に低気圧の中心とトラフがwarm-seclusionより離れていた．またトラフが北東-南西方向に伸び，トラフの軸の東側ではジェットの西風成分が大きく，南風成分が小さい．これらにより低気圧の極方向への移動が抑制され，低気圧の中心がジェットを抜けるまでの時間がより長くなった．以上のことから，温低化完了後ジェットを抜けるタイミングに違いには，低気圧とトラフの位置関係に加えて，トラフの走向と，それに伴うジェットの東西成分と南北成分の強さも重要であることが示唆される．

5.1.3　再発達を開始するタイミングの違いの要因

warm-seclusionは温低化完了後すぐに再発達を開始したのに対し，cold-coreは温低化完了後再発達を開始するまでの時間がより長かった．温低化後の再発達について，上層トラフと台風の相互作用の重要

性が指摘されている (吉野ら, 2003 ; 2004) . また Hart et al. (2006) は, トラフの走向が, 北西-南東方向の場合は温低化後低気圧が強まり, 北東-南西方向の場合は弱まると主張している. しかし今回の結果では, トラフが北東-南西方向に伸びている場合でも再発達は起こり, 爆弾低気圧並に発達していた.

Fig. 8 に低気圧の中心付近の 320K 等温位面の渦位の空間分布図を示す. ここでは cold-core の台風 0219 号 (以下 T0219 と記す) , warm-seclusion の台風 0920 号 (以下 T0920 と記す) をそれぞれの代表事例としてこれらの結果を示す. 相対湿度が高い高渦位は対流圏起源 (凝結) , 相対湿度の低い高渦位は成層圏起源 (トラフ) であると考えられることから, 比湿も合わせて示した. どちらのパターンにおいても温低化完了時に低気圧の中心の北西に乾燥した高渦位域があり, これは成層圏起源の安定成層の寄与が大きい高渦位域であると考えられる. 一方低気圧の中心には湿った高渦位域があり, これは対流圏起源の流れ場の渦度を反映した高渦位域である. warm-seclusion では, 温低化完了後トラフに伴う高渦位域が南へ伸びる. 完了 24 時間後には低気圧の中心の比湿は小さくなり, トラフの高渦位が低気圧の中心に広がっていると考えられる. その後トラフの高渦位域が低気圧の中心付近に巻き込まれ, 低気圧に伴う高渦位域と重なっている. それに対し cold-core では, 完了後トラフの高渦位域は南へ伸びるが, 完了 24 時間後では低気圧の中心は依然として湿った高渦位となっており, 低気圧の高渦位域とトラフの高渦位域は離れている. その後完了 72 時間後になるとトラフの高渦位域が低気圧の中心に巻き込まれ, 低気圧の高渦位域と重なる. 他の事例についても同様な特徴の違いが見られた.

トラフに伴う高渦位域と低気圧に伴う高渦位域の接近についてより定量的に調べるため, 低気圧の中心における渦位の経度-高度断面図を作成した. Fig. 9 は T0920 の結果を示しており, 低気圧を中心に東西 40°, 高度 20 ㎞の範囲を示している. 温低化完了時では低気圧の中心に高渦位域 (2.0PVU 以上) が見られる. 完了 12 時間後になると, 上層のトラフの高渦域が中層まで広がり, 低気圧の中心の西 5°まで接近する. そして完了 18 時間後に中心気圧が低下し, 再発達が開始した. 完了 24 時間後には下層で高渦位が強まり, その後完了 36 時間後まで持続した. 完了 48 時間後には下層の高渦位は弱まり, その後中心気圧も上昇した. 他の事例についても調べたところ, 急再発達 17 事例中 14 事例で再発達が始まったとき, 2.0 PVU 以上のトラフの高渦位域と低気圧の中心が東西方向で 5°以内に接近していた. 一方で 2.0 PVU 以上のトラフの高渦位域と低気圧の中心が東西方向で 5°以内に接近する前に, 再発達が開始した事例が

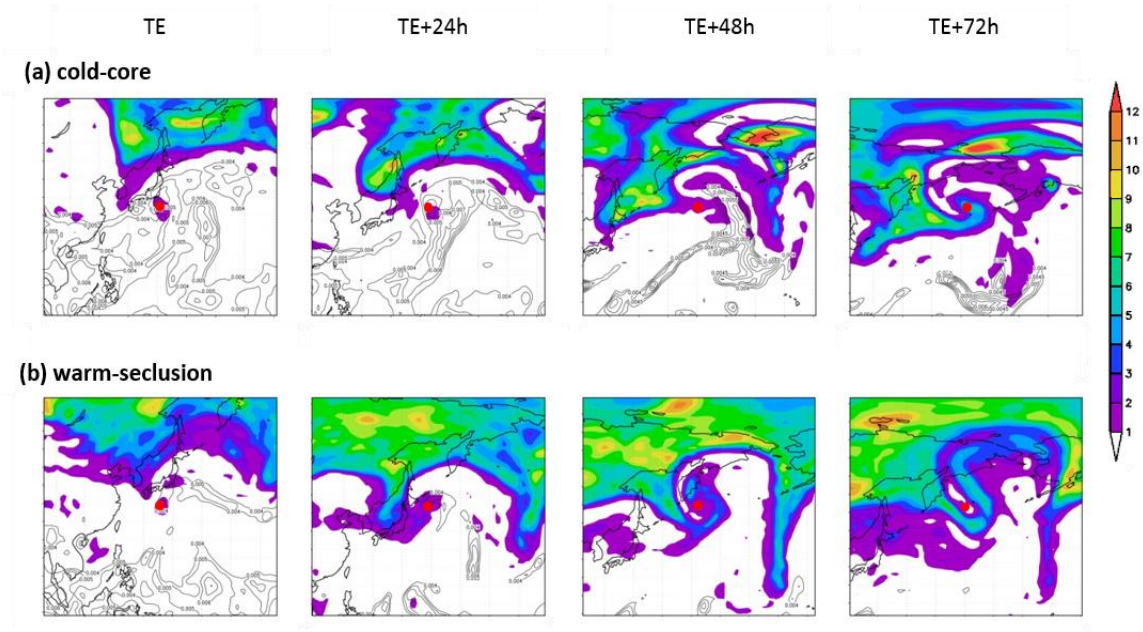


Fig. 8 320K isentropic potential vorticity [PVU] (shaded according the scale) and specific humidity [kg・kg⁻¹] (solid line values greater than 4.0×10⁻³ kg・kg⁻¹, every 1.0×10⁻³ kg・kg⁻¹) from the completing of ET (TE) to 72 h after the completing (TE+72h). 40° longitude, 30° latitude from the cyclone center. Red circles imply the position of the cyclone center. (a) cold-core (T0219). (b) warm-seclusion (T0920).

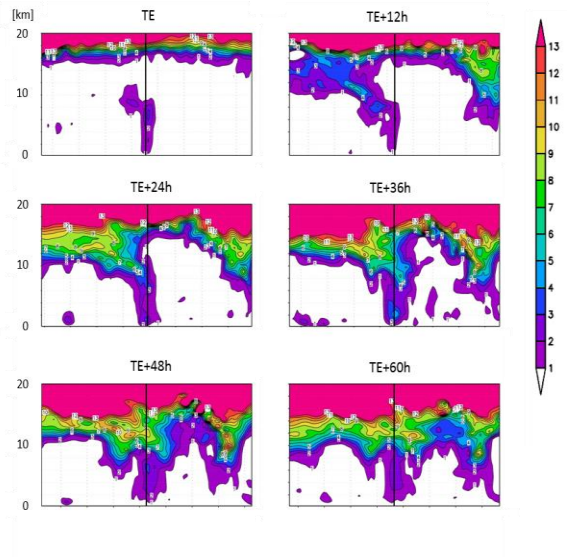


Fig.9 Cross sections of potential vorticity [PVU] (according the scale) from the completing of ET (TE) to 60 h after the completing (TE+60h) for T0920. 40° longitude from the cyclone center, 20km height from the surface. Black lines imply the position of the cyclone center.

3事例あり,それらの事例は温低化後中心気圧が1000 hPa以上まで弱まった事例であった.しかしこれらの事例おいてもその後急速に再発達した(爆弾低気圧の定義式で1.0 Bergeronを超える)ときには2.0 PVU以上のトラフの高渦位域と低気圧の中心が東西方向で5°以内に接近していた.

warm-seclusionでは,温低化時に低気圧の中心とトラフが接近し,またトラフが北西-南東方向に伸びていることから,トラフの軸の東に移動した低気圧の中心と重なりやすい状態にあった.このことにより,温低化完了後すぐに低気圧とトラフが相互作用し,低気圧が再発達したと考えられる.それに対しcold-coreでは,温低化時に低気圧の中心とトラフはwarm-seclusionより離れており,またトラフが北東-南西方向に伸びていることから,トラフと低気圧は重なりにくい状態にあった.これらによって低気圧が温低化完了後再発達を開始するまでの時間がより長くなった.したがって,トラフの走向に関わらず,低気圧とトラフが接近すると再発達が起こり,それはトラフに伴う高渦位域と低気圧の中心が東西方向で5°以内に接近したときに生じる.そしてトラフの走向と,温低化時の低気圧とトラフの位置関係によって,低気圧とトラフの相互作用が起こるタイミングに違いが生じ,これが温低化完了後再発達を開始するまでの時間に影響することが推測される.Hart et al. (2006)は,トラフの走向が温低化後の再発達の有無に関係していると述べているが,本研究からトラフの走向は低気圧が温低化後再発達を開始するまでの時間に関係することが示唆された.

6. 結論

本研究では,台風の温低化後の再発達における構造変化について理解するため,北西太平洋で発生した台風に注目して,1988−2011年に温低化後急速に再発達した事例を抽出し,低気圧の構造を客観的に表すCPSを用いて調べた.

温低化後急速に再発達する事例は,温低化完了後CPS上での低気圧の振る舞いが,強い寒気核構造を示すケース(cold-core)と,強い寒気核構造を経ずに暖気核構造を示すケース(warm-seclusion)の2パターンに大きく分かれるように見られた.そして温低化完了後再発達を開始するまでの時間がcold-coreはwarm-seclusionより長かった.

温低化完了後にCPS上での低気圧の振る舞いの違いが生じた要因を調べるため,低気圧周辺の大気環境場を比較した.cold-coreは,渦の中心が西へ傾き,低気圧の中心の南から東に暖気,北から西に寒気が見られ,温帯低気圧的な構造が顕著であった.それに対し,warm-seclusionでは渦の中心がほぼ直立し,低気圧の中心に隔離された暖気核が見られた.またwarm-seclusionでは低気圧が温低化完了後すぐに上層ジェット(傾圧帯)の北側に抜けたのに対し,cold-coreでは低気圧がジェットを抜けるまでの時間がより長かった.さらにwarm-seclusionではトラフの走向が北西-南東方向に傾き,温低化時に低気圧とトラフが接近していた.それに対しcold-coreではトラフの走向が北東-南西方向に傾き,温低化時に低気圧とトラフがより離れていた.しかし強い寒気核構造を示すcold-coreにおいても,再発達が起こるとき寒気核構造が弱まり,その後暖気核構造に変化し,warm-seclusionと同様の特徴が見られた.このことから温低化後急速に再発達する場合,温低化後の時間に違いがあるものの,低気圧は最終的には暖気核構造に変化することがわかった.そしてこの暖気核構造は温帯低気圧が急発達する場合に見られる暖気の隔離に類似した構造であることが推測された.

cold-coreとwarm-seclusionの違いの要因を明らかにするため,低気圧が温低化完了後上層ジェットを抜けるまでの時間及び再発達を開始するまでの時間の違いに注目して考察した.

低気圧は温低化開始後傾圧帯に沿って移動していたが,低気圧が上層ジェットの北側に抜けると,低気圧は減速した.cold-coreはwarm-seclusionより傾圧帯に沿って移動している時間が長く,そのために温帯低気圧的な構造が顕著に表れたことが推測された.

またwarm-seclusionでは，トラフが北西−南東方向に伸びているため，ジェットの南風成分が大きく，トラフの軸の東側に移動してきた低気圧の極方向への移動が促進された．それに対しcold-coreでは，温低化時に低気圧とトラフがより離れており，またトラフは北東-南西方向に伸びているため，ジェットの西風成分が大きく，低気圧の極方向への移動が抑制された．このために低気圧が温低化完了後ジェットを抜けるまでの時間が，cold-coreにおいてwarm-seclusionより長くなった．これらのことから，低気圧が温低化完了後ジェットを抜けるまでの時間の違いは，トラフの走向及びそれに伴うジェットの東西成分と南北成分の強さ，そしてそれらと低気圧の位置関係の違いによって生じたことが示唆された．

またトラフの走向に関わらず，温低化完了後トラフに伴う高渦位域と低気圧の中心が東西方向で5°以内に接近すると，低気圧が再発達することが推測された．warm-seclusionでは温低化時に低気圧とトラフが接近し，トラフが北西-南東方向に伸びていることから，トラフの軸の東に移動してきた低気圧とトラフが相互作用しやすい状態にあった．それに対し，cold-coreでは温低化時に低気圧とトラフがより離れており，トラフが北東-南西方向に伸びていることから，低気圧とトラフの相互作用が起こりにくかった．これらのことにより，低気圧が温低化完了後再発達を開始するまでの時間が，cold-coreにおいてwarm-seclusionより長くなった．したがって，トラフの走向及び温低化時の低気圧とトラフの位置関係によって，低気圧とトラフの相互作用が起こるタイミングに違いが生じ，低気圧が温低化完了後再発達を開始するまでの時間に影響したことが示唆された．

以上のことから温低化後急速に再発達した事例においてCPS上で見られたcold-coreとwarm-seclusionの違いには，トラフが大きく関係していたことが推測された．

本研究により，温低化後再発達する場合の低気圧の構造変化について理解が深まった．温低化後急速に再発達する場合，温低化後の時間に違いがあるものの，低気圧は最終的には暖気核構造に変化することがわかった．その温低化後の時間の違いに対応して低気圧が温低化後再発達を開始するまでの時間に違いが見られ，それにはトラフが関係していることが示唆された．

参考文献

北畠尚子 (2005): 温帯低気圧と前線の構造と時間発展-概念モデル図における表現-. 天気, 52, 742-750.

吉野純，石川裕彦，植田洋匡 (2003) : Piecewise Potential Vorticity Inversionを用いた中緯度における台風9918号の衰弱・再発達過程に関する診断的解析，京都大学防災研究所年報，第46号-B, 423-442.

吉野純，石川裕彦，植田洋匡 (2004) : 台風の温帯低気圧化時における上層・下層の渦位偏差間の相互作用に関する研究，京都大学防災研究所年報，第47号-B, 465-484.

Evans, J. L., and R. E. Hart (2003): Objective indicators of the life cycle evolution of extratropical transition for Atlantic tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 909-925.

Hart, R. E. (2003): A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 585-616.

Hart, R. E. and Evans, J. L. (2001): A climatology of extratropical transition of Atlantic tropical cyclones. *J. Climate*, 14, 546-564.

Hart, R. E., J. L. Evans, and C. Evans (2006): Synoptic composites of the extratropical transition life cycle of North Atlantic tropical cyclones: Factors determining posttransition evolution. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 553-578.

Kitabatake, N. (2011): Climatology of extratropical transition of tropical cyclones in the western North Pacific defined by using cyclone phase space. *J. Meteor. Soc. Japan*, 89, 309-325.

Kitabatake, N., S. Hoshino, K. Bessho, and F. Fujibe, (2007): Structure and intensity change of typhoon Songda (0418) undergoing extratropical transition, *Pap. Meteor. Geophys.*, 58, 135-153.

Sanders, F. and J. R. Gyakum (1980): Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589-1606.

Shapiro, M. A. and D. Keyser (1990): Fronts, jet streams and the tropopause. extratropical cyclones: the Eric Palmén Memorial Volume, C. W. Newton and E. O. Holopainen, Eds., Amer. Meteor. Soc., 167-191.

Thorncroft, C. D. and Jones, S. C. (2000): The extratropical transitions of hurricane Felix and Iris in 1995, *Mon. Wea. Rev.* 128, 974-972.

（論文受理日：2013年6月10日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

インド洋における熱帯低気圧の発生と環境場へのMJOの影響

Influences of MJO on the Genesis of Tropical Cyclones and Their Environments over the Indian Ocean

坪井　彩・竹見哲也

Aya TSUBOI and Tetsuya TAKEMI

Synopsis

The Madden-Julian Oscillation (MJO) is the most dominant mode of the intra-seasonal variations of the tropic atmosphere. MJO has significant impacts on the weather and climate phenomena not only in the tropics but also in the extra-tropical regions. Moreover, the generation and development of tropical cyclones (TCs) would be affected by MJO. The present study focuses on the influences of MJO on TC genesis in the Indian Ocean and conducts the statistical analysis using the 33-year atmospheric re-analysis dataset. We divide the 33 years into MJO active years and MJO non-active years and compare the characteristics between the two categories. From the comparison, the environmental condition for TC genesis in the active year shows more suitable for the TC genesis than that in the non-active year. The result of the present study indicates that there are significant impacts of MJO activity besides El Niño/La Niña and Southern Oscillation (ENSO) on the inter-annual variation of TC genesis.

キーワード: 熱帯低気圧，マッデン・ジュリアン振動，インド洋
Keywords: tropical cyclone, Madden-Julian Oscillation, the Indian Ocean

1. はじめに

マッデン・ジュリアン振動 (Madden-Julian Oscillation; MJO)は，30日から60日の周期を持つ熱帯における最も支配的な季節内振動である．一般的にMJO活動は，顕著な対流活動のシグナルがインド洋で出現し，赤道に沿って海面水温の高い西部・中部太平洋まで東進することで観測される．MJOは熱帯や中緯度の気象現象や気候に大きなインパクトを与え，さらには熱帯低気圧(Tropical Cyclone; TC)の発生に対しても影響を与えるものと知られている．本研究が注目するのはMJOによるTC発生への影響である．このようにMJOは気象や気候に大きな影響を及ぼすことは分かっているものの，MJOの発生メカニズムは未だ明らかになっていない．MJOのメカニズムを明らかにするための観測研究はこれまでに多数なされてきた．最近では2011年に，MJOの発生メカニズムの解明を目的としたCINDY2011 (Cooperative Indian Ocean experiment on intraseasonal variability in the Year 2011)という国際集中観測のプロジェクトが実施された．このプロジェクトにより，インド洋では2011年の10月～2012年1月を特別集中観測期間としてMJOを捉えるための観測が行われた．

MJOのTC発生への影響は世界中の海域について研究が行われてきた．Bessafi and Wheeler (2006)はインド洋，Huang et al. (2011)では西太平洋，Liebmann et al. (1994)ではインド洋から西太平洋の海域について調べられている．Camargo et al. (2009)は，熱帯の全海域において，Wheeler and Hendon (2004)で提唱されたMJOのフェーズごとにTC発生とその環境場への影響を調べ，中層の相対湿度の影響が最も大きいことを示した．その他の海域についてはKlotzbach (2010), Maloney and Hartmann (2000), Chan and Walsh (2010), Hall et al. (2001), Maloney and Hartmann (2001)

で調べられている．これらの研究では，ある海域でMJOのフェーズがアクティブのときにその海域でTC発生とその環境場との両方が影響を受ける，ということが示されている．

一方，エルニーニョ・ラニーニャ南方振動(ENSO)は特に太平洋において熱帯大気・海洋の年々変動を支配する重要な要素の一つであり，TC発生の年々変動に対しても大きな影響を与えると知られている．Chia and Ropelewski (2002)， Wang and Chan (2002)は北西太平洋において，エルニーニョ年では北西太平洋の南東部で，ラニーニャ年では北西部で発生数が増加する傾向があることを示した．同時に，ENSOはTC発生数の年々変動を完全に決定するものではないが，TC発生数の年々変動に対して大きな影響を与える一つの要素であると結論づけている．また，Camargo et al. (2007)は全球においてエルニーニョ年とラニーニャ年の間でTC発生頻度とその環境場が異なることを示した．太平洋だけではなくインド洋についてもENSOのTC発生への影響が調べられている．Girishkumar and Ravichandran (2012)，Ng and Chan (2012)はインド洋のTCのピークシーズンである10月～12月において，ベンガル湾では環境場の変化を通してENSOがTC発生に影響を与えることを示した．しかし，アラビア海では顕著なENSOの影響は見られないことも示唆している．また，南インド洋ではHo et al. (2006)によって，エルニーニョ年ではラニーニャ年に比べてインド洋南西部ではTC発生が促進され，インド洋南東部では抑制されることが示された．このように，太平洋ではもちろんインド洋でも季節スケールにおいてENSOはTC発生へ顕著な影響を与える．しかし，ENSOはTC発生の年々変動を説明する一つの要素に過ぎない．

そこで，TC発生数やその環境場の年々変動についてENSOが説明しきれない部分にMJOの影響が含まれるのではないかと考えた．それを調べるために，本研究では季節スケールでのMJOのTC発生への影響を統計的に調べる．インド洋はMJOの活動が特に活発である海域の一つであり，太平洋に比べてENSOの影響が比較的小さい．また，インド洋沿岸の地域はこれまでにインド洋で発生するTCによって大きな被害を受けており，防災の観点からもTCの研究の意義は大きい．このような理由から本研究ではインド洋に注目してMJOのTC発生への影響を調べる．先に述べたように，これまでの研究では，ある海域でMJOのフェーズがアクティブであるときに，その海域においてTC発生とその環境場との両方が影響を受けるということが調べられた．本研究ではMJOの影響を季節という時間スケールで評価するために，10月～12月という3ヶ月に注目して解析期間33年の中から抽出されたMJO活発年・非活発年の間でTC発生数や環境場を比較した．10月～12月は北インド洋においてTC活動がピークである季節であり(Evan and Camargo,2011; Yanase et al., 2012)，また，同時に南インド洋においてもTC活動がピークとなる季節である．

TC発生環境場を評価するためにはGenesis Potential Index (GPI)というTC発生環境場を表すパラメータを用いる．これはEmanuel and Nolan (2004)で考案されたもので，Camargo et al. (2007)・Camargo et al. (2009)・Huang et al. (2011)や将来のTC活動について調べたMurakami et al. (2011)でも有効に用いられてきた．TC発生は下層の渦度の絶対値が大きい，中層の相対湿度が高い，鉛直シアが小さいというような発生に適した環境場で起こると考えられている(Gray, 1975)．したがって，このような気象要素から構成されるGPIを用いることによって，総合的にTC発生環境場に対するMJOの影響を評価できる．

本論文では，まず第2章において本研究で用いるデータと解析手法について述べ，第3章ではTC環境パラメータであるGPIの実際のTC発生との関係を調べる．第4章ではMJOのTC発生とその環境場についてGPIを用いて調べる．第5章で結論を述べる．

2. 使用データと解析手法

2.1 データ

本研究では1979年から2011年までの気象長期再解析データを用い，10月～12月という季節に着目して33年間のデータによる統計解析を行う．熱帯低気圧のデータは全海域を網羅するRegional Specialized Meteorological Centers (RSMCs) による解析をベースとしたベストトラックデータとしてアーカイブされている．本研究ではアメリカ海軍のJoint Typhoon Warning Center (JTWC)によるベストトラックデータのTC発生地点・時刻の情報を用いた．また，JTWCの2011年の南インド洋のデータが欠如していたため，そのデータについてはUnisys Weather のウェブサイト(http://weather.unisys.com/hurricane/)に掲載されているものを用いた．本研究では"Tropical depression"から"hurricane"/"typhoon"までのすべてのTCカテゴリーに属する"Tropical cyclone"を「熱帯低気圧(TC)」と定義する．

TC発生時の環境場を評価するためにJapanese 25-year Reanalysis (JRA-25) と気象庁(JMA) Climate Data Assimilation System (JCDAS) のデータセットを用いた．これらは水平解像度が1.25度，時間間隔が６時間で1979年から始まる格子状配置のデータである．

第1章で述べたように本研究では季節スケールにおけるMJOのTC発生に対する影響を年ごとに評価していくので，大気・海洋の年々変動，さらにはTC発生の年々変動に対して大きな影響を与えるENSOの影響も考慮する．そのため，解析期間の33年間のENSOのフェーズを評価する必要がある．本研究ではNational Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)のClimate Prediction Center (CPC)が公表しているOceanic Nino Index (ONI)を用いる．ONIは(5S-5N,170W-120E)の領域における海面水温(SST)の５年ごとに更新される30年平均からの偏差として定義される．1979年から2011年の期間について本研究で定義されたエルニーニョ・ラニーニャ年をTable 1にまとめた．

また，年ごとのMJOの活動度を定義するために，MJOに関連した研究で頻繁に用いられるWheller and Hendon (2004)で定義されたMJO Index を用いる．このMJO IndexのデータはAustralian Government Bureau Meteorologyにアーカイブされている．本研究では，Wheller and Hendon (2004)のMJO Index を用いてMJO活発年と非活発年を定義する．定義の詳細は2.2節で説明する．

Table 1 Definitions of MJO active/non-active years and El Nino/La Nina years.

MJO active	MJO non-active	El Nino	La Nina
1979	1980	1982	1983
1982	1981	1986	1984
1984	1985	1987	1988
1987	1988	1991	1995
1993	1991	1997	1999
1994	1992	1997	1999
1999	1995	2002	2000
2000	1998	2004	2005
2002	2004	2006	2007
2008	2005	2009	2010
2011	2010		2011

2.2 MJO活発年と非活発年の定義

季節時間スケールにおいてMJOのTC発生への影響を調べるために，MJO Index を用いて解析期間の33年からMJO活発年と非活発年を選び，活発年と非活発年の特徴を比較した．Wheller and Hendon (2004)では，上層・下層風と外向き長波放射量を用いて主成分解析を行うことにより，MJO Phaseを診断するためのreal-time multivariate MJO series 1 (RMM1) とseries 2 (RMM2)が定義された．MJO IndexはRMM1とRMM2からなる位相空間で表現される．Fig. 1には2002年の10月～12月のすべての日について，RMM1とRMM2の空間に点がプロットされている．MJOの振幅はRMM1の２乗とRMM2の２乗の和の平方根で表され，位相空間内においては中心からの距離と一致する．Phase1からPhase8はおおよそのMJOの発達している位置を意味する．例えばPhase2・Phase3の空間内に点がプロットされる日はMJOによる対流活動が活発な領域がインド洋に存在し，Phase4・Phase5では対流活動が活発な領域が海大陸に存在する．本研究ではMJO活発年・非活発年を決める際にインド洋から海大陸の海域でMJOが発達しているMJO Phaseであるphase2・Phase3・Phase4・Phase5の４つのフェーズを用いる．また，10月～12月はMJOの頻度がピークになる季節であり，同時にインド洋におけるTC発生数のピークの季節でもあるため，本研究では10月～12月という季節に注目する．また，10月～12月はCINDY2011の観測期間でもあり，CINDY2011 の特徴を示す意味でも10月～12月に着目するのは好都合である．

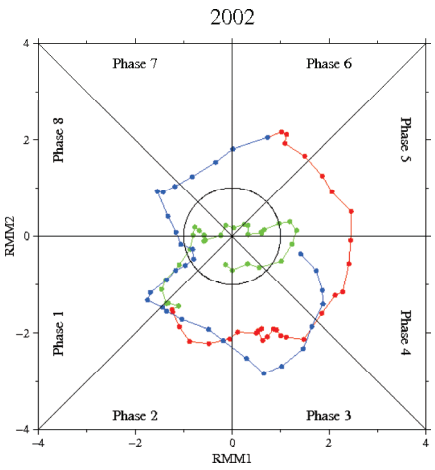


Fig. 1 MJO index in the RMM phase space for 2002.

次にMJO活発年・非活発年の定義の手順を説明する．本研究で用いる年ごとの10月～12月の期間でのMJO活動度の指標は「10月～12月の季節の中でMJO Phase がPhase2・Phase3・Phase4・Phase5を示し，MJO振幅が1.0よりも大きい日数」に基づいて決める．以後，これを「MJO活発日数」と呼ぶ．MJO活発日数の33年の平均と標準偏差を計算し，MJO活発日数が平均よりも0.5標準偏差以上の年をMJO活発年，MJO活発日数が-0.5標準偏差以下の年をMJO非活発年と定義した．これより，解析期間33年間の中からMJO活発年を11年，非活発年を11年が抽出された(Table 1)．Fig. 1は，このように定義したMJO活発年・非活発年の中から日数が一番多い2002年の10月～12月の期間におけるMJO Indexの位相空間を示している．活発年

である2002年では振幅が大きい日が多く，非活発年の1988年では中心付近で点がランダムにプロットされている様子が明らかである．このように本研究でのMJO活発年・非活発年の定義は位相空間におけるMJOの振る舞いの違いに従って行っている．

2.3 TC発生環境パラメータ

TC発生の環境場を評価するために, Murakami et al. (2011)のGPIを用いる．Murakami et al. (2011)のGPIはEmanuel and Nolan (2004)で考案されたGPIを修正したものであり，次式で表される．

$$\mathrm{GPI} = \left|10^5 \eta\right| \left(\frac{RH}{50}\right)^3 \left(\frac{MPI}{70}\right)^3 \times \left(1+0.1V_S\right)^{-2} \left(\frac{-\omega+0.1}{0.1}\right)$$

ここで，ηは850hPa高度の絶対渦度[s^{-1}], RHは700hPa高度の相対湿度[%]，MPIはEmanuel (1995)のMaximum potential intensity [m s^{-1}]，V_Sは850hPaと200hPa高度の水平風の鉛直シアの絶対値[m s^{-1}], ωは500hPa高度の鉛直P速度[Pa s^{-1}]である．鉛直P速度の項はMurakami et al. (2011)でEmanuel and Nolan (2004)のGPIに新しく加えられた項である．Murakami et al. (2011)は, 熱帯収束帯のような上昇流の強い領域におけるGPIの実際TC発生についての再現性が，この項によってより良くなると述べている．また，ここで用いられているMPIの式はBister and Emanuel (1998)を基にして修正されたEmanuel (1995)のバージョンであり，以下のように定義される．

$$MPI = \sqrt{\frac{C_k}{C_D}\frac{T_S}{T_0}\left(CAPE^* - CAPE^b\right)}$$

ここでC_kはエンタルピーの交換係数, C_Dは摩擦係数, T_Sは海面水温(SST)[K], T_0は圏界面での平均外出流温度である．$CAPE^*$は海面から飽和空気塊を持ち上げたときの対流有効位置エネルギー(CAPE)の値で，$CAPE^b$は境界層の空気塊を持ち上げたときのCAPEの値である．MPIの計算はマサチューセッツ工科大学Kerry Emanuel教授のウェブサイトに掲載されているFORTRANソースコードを用いた(ftp://texmex.mit.edu/pub/emanuel/TCMAX/pcmin_revised.f).

GPIはJRA-25/JCDAS を用いて6時間ごと，格子点ごとに計算した．第4章以降で出てくるMJO活発年のGPIアノマリーの空間分布は，MJO活発年11年の10月～12月の平均値から解析期間33年の10月～12月での平均値を引くという計算を格子点ごとに行った結果として得られるものである．非活発年・エルニーニョ年・ラニーニャ年・CINDY年(2011年)・その他の年についても同様の計算方法である．

次に第4章以降で述べるGPIアノマリーに対するGPIを構成する各要素の寄与の計算法についてもここで紹介する．本研究では，過去の研究(Camargo et al., 2007; Camargo et al., 2009; Murakami et al., 2011)でも用られている方法を用いた．例として「MJO活発年における相対湿度のGPIアノマリーへの寄与の大きさ」の計算方法について説明する．まず，相対湿度の項の活発年11年の10月～12月で平均された値と，その他の４つ項の項ごとに33年の10月～12月で平均された値を計算し，それらの５つの項を掛け合わせることで「相対湿度のみを変化させた場合のGPI」の値を計算する．次に項ごとに33年の10月～12月で平均された５つ値を掛け合わせることで，33年の平均GPIを計算する．最後に前者から後者を引くと，その値が「MJO活発年における相対湿度のGPIアノマリーへの寄与の大きさ」となる．この計算はすべて格子点ごとに行われる．相対湿度の項以外のすべての要素についても同様の計算を行う．これらの各要素のGPIアノマリーへの寄与は，各要素のアノマリーをGPIとして換算したものとも解釈できる．また，この計算の結果から得られた５つの要素のGPIアノマリーへの寄与を格子点ごとに足し合わせてできる空間分布は, GPIアノマリーの空間分布と等価であることが確認されている．このことからも上で説明した計算結果のGPIアノマリーへの各要素の寄与の大きさとしての理解が妥当であることが分かる．

3. インド洋におけるTC発生と環境場の特徴

本章ではインド洋におけるTC発生数とその環境場を表すGPIの季節変動と年々変動の特徴を確認する．また，発生のポテンシャルとしてTC発生環境場を表現するGPIのTC発生数についての再現性を調べる．

3.1 解析結果

Fig. 2は4つの季節ごとに解析期間33年で平均したGPIの空間分布とそれぞれの期間中のTCの全発生点を示す. GPIの値が大きい領域において発生数が多くなっている傾向が見られ，TC発生点の分布とGPIの分布が概ね一致していることが分かる．ベンガル湾とアラビア海を含む北インド洋では4月～6月と10月～12月の季節で発生数が増加しGPIの値も大きいことから，これらの季節に発生のピークがあるということが分かる(Fig. 2b,d)．この結果はEvan and Camargo (2011) やYanase et al. (2012)の結果とも一致している．一方，南インド洋では1月～3月と10月～12月の季節でピークを迎える(Fig. 2a,d)．このように

本研究で注目する10月～12月の季節は北インド洋・南インド洋の両海域でTC活動のピークを迎える季節であると言える．

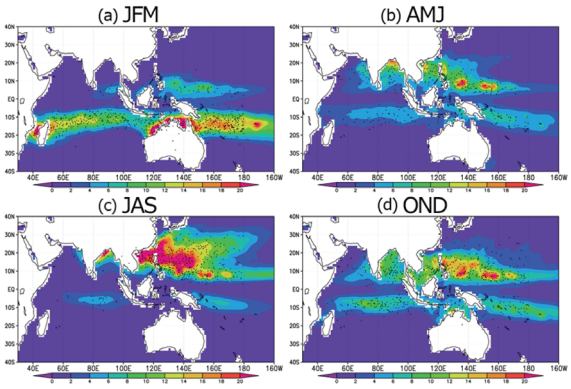


Fig. 2 Mean GPI (color shaded) and the locations of TC genesis (dots) during the 33 years for (a) JFM, (b) AMJ, (c) JAS, and (d) OND.

またFig. 3は，インド洋を北西部(NWI; EQ～20N,50～80E)・北東部(NEI; EQ～20N,80～100E)・南西部(SWI; 20S～EQ,50～80E)・南東部(SEI; 20S～EQ,80～100E)の４海域に分け，領域ごとの発生数と領域平均したGPIの値の月単位の年変動を示した図である．各パネルの右下に海域ごとの発生数とGPIとの相関係数も示した．全４海域において，発生数とGPIの相関係数の値は大きく，TC発生のポテンシャルを表すGPIは実際の発生の季節変動をうまく再現出来ていると言える．またFig. 3からも，GPIと発生数の観点から，北インド洋では北西部・北東部ともに4月～6月と10月～12月の季節で，南インド洋では南西部・南東部ともに1月～3月と10月～12月の季節でTC発生のピークを迎えることが分かる．これはFig. 2の結果と一致している．このように，インド洋のTC発生の季節変動は北部と南部の２パターンに分かれる．しかし北西部と北東部の10月～12月の発生数，GPIの値を比べると，北西部よりも北東部の方が発生数・GPIともに値が大きく，南西部と南東部については特に1月～3月の発生数・GPIの値が南東部よりも南西部の方が大きい．

本研究で注目する10月～12月における発生数・GPIの海域ごとの違いはTable 2からも確認できる．Table 2は，発生数，GPI，GPIを構成する各５項の値についての10月～12月の海域ごとの33年平均値を示す．５つの項の値については，相対湿度・鉛直シア・絶対渦度・MPI・鉛直P速度の５つの要素に係数等を含む項(2.3節で用いたものと同じ)の値と括弧内には係数等を含まない５つの要素そのものの値が示されている．この表から，GPIと発生数の値が一番大きいのは北東部，小さいのは南西部であることが分かる．よって，10月～12月の季節において，４海域の中でTC活動が最も活発である海域はインド洋北東部であり，活発度が小さい海域は北西部であると言える．GPIを構成する各要素の値にも注目すると，北東部における全要素の項の値が他の３海域に比べて最も大きくなっており，これら５つの要素すべてがGPIに対してポジティブに働いた結果，TC発生により適した環境場が作られていると言える．さらに，このようなTC発生に適した環境場によって，TC発生が促進されていると考えられる．一方，インド洋北西部では相対湿度と鉛直P速度の項の値が他の３海域に比べて最も小さい．これらの２要素が原因で他の海域に比べてGPIが小さくなり，発生数も少なくなっていると考えられる．

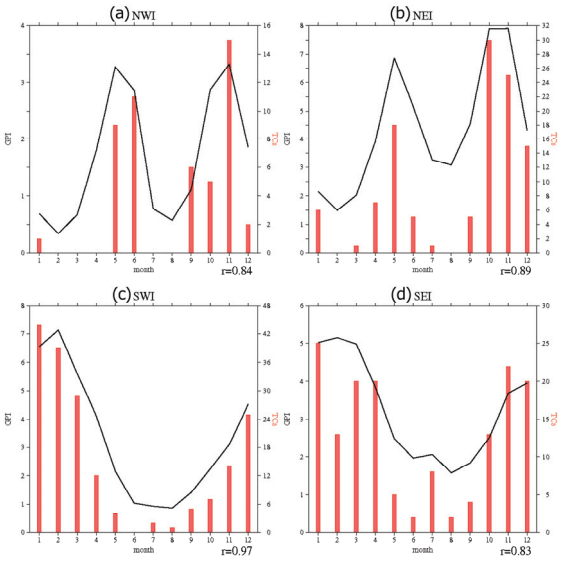


Fig. 3 Monthly means of GPI (solid line) and the number of TC genesis (read bar) over (a) the northwestern Indian Ocean (NWI), (b) the northeastern IO (NEI), (c) the southwestern IO (SWI), and (d) the southeastern IO (SEI). Correlation coefficient (r) between TC number and GPI is indicated in the lower right of each panel.

Fi.g 4は10月～12月における発生数とGPIの４海域ごとの年々変動を示す．各パネルの右下には海域ごとの発生数とGPIとの相関係数を示した．海域ごとに発生数とGPIの相関係数は，北西部・北東部・南西部・南東部でそれぞれ0.51・0.31・0.69・0.64であり，インド洋の北東部以外はTC発生数とGPIとの間に95%の信頼度で有意に相関があるという結果になった．

Table 2 Means of the number of TC genesis, GPI, and the GPI terms in October-November-December during the 33 years for NWI, NEI, SWI, and SEI. RH, VS, VOR, and ω indicate terms related to relative humidity, vertical shear, vorticity, and vertical p-velocity.

	NWI	NEI	SWI	SEI
Number	0.67	2.12	1.39	1.64
GPI	2.68	6.70	3.29	3.38
RH	1.27	1.95	1.49	1.47
VS	0.21	0.23	0.21	0.22
VOR	5.44	5.68	5.60	5.41
MPI	1.04	1.20	0.80	0.81
ω	1.00	1.35	1.10	1.15

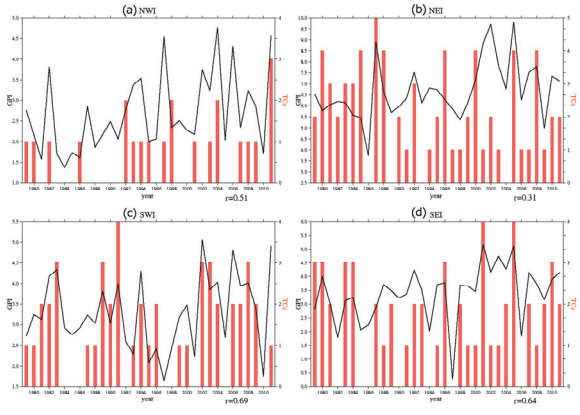


Fig. 4 The same as Fig. 3, except for the annual means.

GPIを構成する５要素の年々変動とGPI・発生数の年々変動との関係を定量的に評価するために年々変動に関する５要素とGPI・発生数の相関係数を計算した．その結果，全海域でGPIと特に相関が良いのは相対湿度と鉛直P速度であり，すべての海域で0.7を上回っていた．相対湿度と鉛直P速度のように，GPIと相関の良い要素がGPIの変動に対して寄与が大きいと考えられる．一方，TC発生数と各要素の相関については北東部以外の３海域において相対湿度・鉛直P速度は発生数との間に有意に相関があるという結果になった．さらに北東部・南東部ではTC発生数とGPIともに絶対渦度との間に有意に相関があった．以上の結果を踏まえると，北西部・南西部ではGPIと相関の高い相対湿度と鉛直P速度がTC発生数とも相関があること，南東部ではこれら２要素に加えて絶対渦度についてもGPI・発生数に対して相関が高いことが，GPIと発生数の年々変動に有意に相関があるという結果をもたらしたと考えられる．北東部では絶対渦度はGPIと発生数の両方との間に相関があるが，GPIとより高い相関を持つ相対湿度・鉛直P速度が発生数とは相関が無いため，年々変動に関してはGPIと発生数との間には相関が無いという結果になったと考えられる．

3.2　まとめ

TC発生数と環境場という観点から，インド洋北部では4月～6月と10月～12月に，インド洋南部には1月～3月と10月～12月にTC活動のピークがある．よって，本研究で注目する10月～12月の季節はインド洋北部・南部の両海域でTC活動がピークである季節と言える．また，季節変動についてGPIと発生数の相関が良いこと，季節ごとに示したGPIと発生点の空間分布図においてGPIと発生点の分布が良く合っていることから，空間分布・季節変動について，TC発生のポテンシャルを表すGPIは実際の発生をうまく再現していると言える．

4.　MJOのTC発生への影響の統計解析

本章では季節スケールにおけるMJOのTC発生への影響について，統計解析を行う．そのため，2.2節で述べた10月～12月におけるMJO活動度が高い年であるMJO活発年と低い年であるMJO非活発年の２グループでTC発生とその環境場について比較する．4.1節では環境場について，4.2節では実際のTC発生数・分布について２グループ間で比較を行う．さらに，4.1節の結果とENSOの関わりについて4.3節で述べる．

4.1　環境場についてのMJO活発年・非活発年の比較

MJO活発年と非活発年の気候値からのGPIアノマリーをFig. 5aとbに示す．ここで，気候値は解析期間33年間の10月～12月での平均を用いた．活発年のGPIアノマリーの分布はインド洋南東部とベンガル湾の北部を除いてインド洋のほぼ全域で正の値を示している．これより活発年ではインド洋のほぼ全域で比較的TCが発生しやすい環境場になっていると言える．一方非活発年のGPIアノマリー分布は，活発年とは逆にインド洋のほぼ全域で負の値を示している．Fig. 5c-eはそれぞれエルニーニョ年，ラニーニャ年，CINDY年（2011年）におけるGPIアノマリーの結果である．ENSOの影響についてはそれぞれ4.3節で述べる．

次に，これらのアノマリーの大きさが，統計的に意味をなすのかどうかについて議論する．Fig. 5aとbに示される特徴の異なるインド洋北西部・北東部・南西部・南東部の４海域ごとに見ていく．インド洋北西部・北東部・南西部・南東部の領域の定義は第3章と同じである．そこで，海域ごとに領域平均されたMJO活発年・非活発年におけるGPIアノマリーの値とその差を計算し，差に対してｔ検定を行った．そ

の結果，インド洋北西部と南西部での領域平均したGPIアノマリーの値はMJO活発年で正の値，非活発年で負の値を示していることが分かった．この北西部・南西部で領域平均したGPIアノマリーの活発年と非活発年の差は，t検定により95%の信頼度で有意であることが確認された．

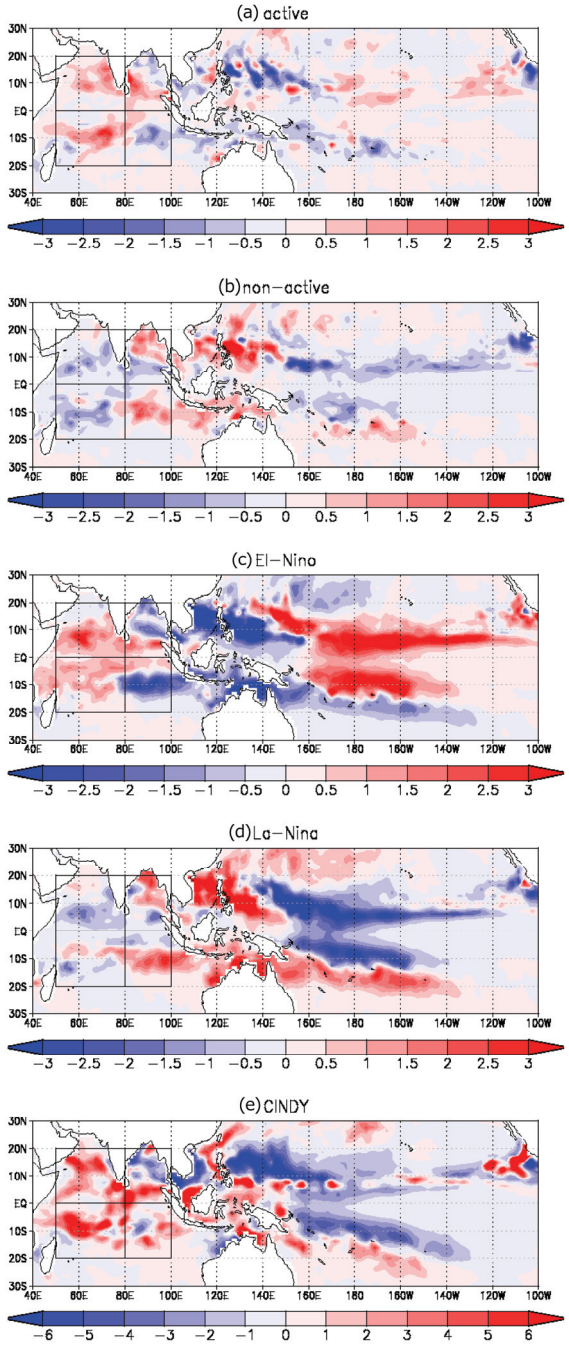


Fig. 5 GPI anomaly from the 33-year October-November-December means for (a) MJO active years, (b) MJO non-active years, (c) El Nino years, (d) La Nina years, and (e) the year 2011 (i.e., CINDY2011 period).

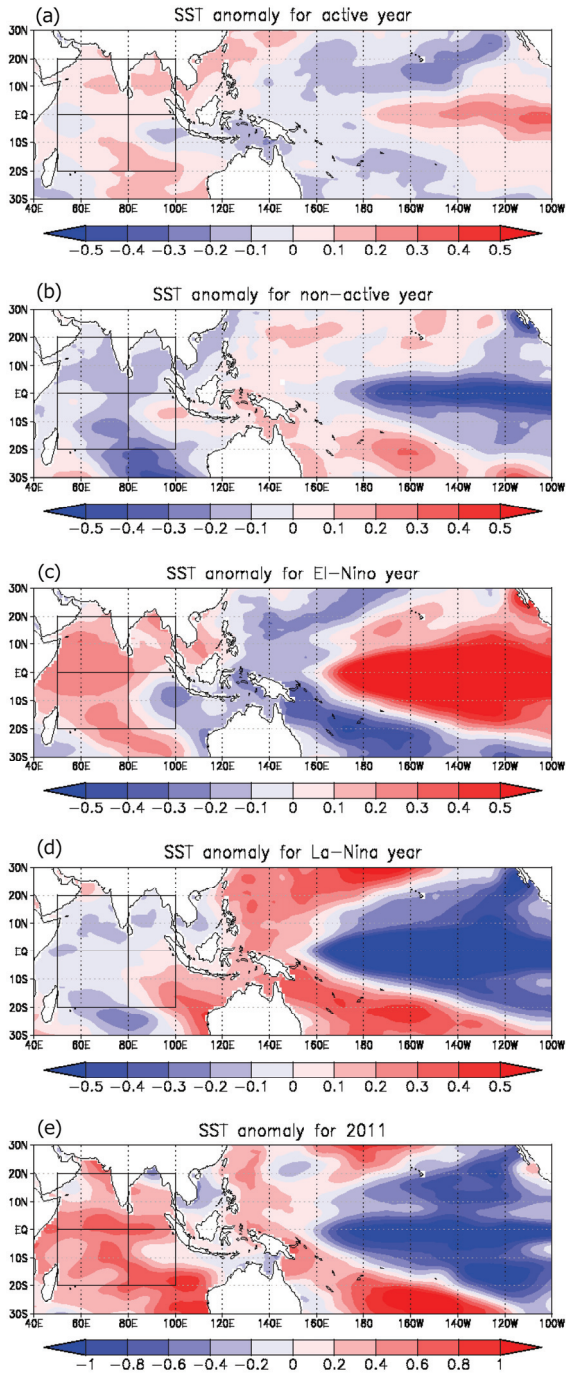


Fig. 6 The same as Fig. 5, except for SST anomaly.

ここで，SSTはMPIを構成する一つの要素であるように熱帯低気圧にとって重要であり，大気・海洋の両者において基本的な環境パラメータでもあることから活発年・非活発におけるのSSTについて確認しておく．MJO活発年と非活発年の気候値からのSSTアノマリーをFig. 6aとbに示す．Fig. 6c-eはそれぞれエルニーニョ年，ラニーニャ年，CINDY年（2011年）についての結果である．活発年ではインド洋全体で気候値よりも最大で0.2 Kの正のアノマリーが確認できる．但し，南東部ではGPIアノマリーと同様に負の

アノマリーとなっている．一方非活発年では活発年とは逆に，インド洋全体で気候値よりも最大で-0.3 Kの負のアノマリーが確認できる．

次に，GPIを構成する各要素の特徴を活発年・非活発年で調べた．Fig. 7aは，第3章で述べた方法で計算された活発年における相対湿度のGPIアノマリーに対する寄与の大きさの空間分布を示す. Fig. 7b-eはそれぞれ鉛直シア・絶対渦度・MJO・鉛直P速度についての結果である. これらの５つの要素のGPIアノマリーへの寄与（Fig. 7）を格子点ごとに足し合わせたものは，Fig. 5a で示されているGPIアノマリーそのものと等価となる．Fig. 7で示された活発年における各要素のGPIアノマリーへの寄与の仕方は，Fig. 8で示される非活発年における各要素のGPIアノマリーへの寄与の仕方とおおよそ正負が逆の空間パターンになっていることが分かる．活発年について海域ごとにみると，以下のようなことが読み取れる．インド洋南西部では相対湿度と鉛直P速度も寄与がGPIアノマリーに対して一番大きい. 南東部では，渦度，MPI，鉛直P速度がGPIの負のアノマリーに対して大きく寄与している．また，北西部では正のGPIアノマリーは主に相対湿度と鉛直シアによるものと読み取れる．ベンガル湾を含む北東部では相対湿度と鉛直P速度の空間パターンがGPIアノマリーの空間パターンと一致している．一方，鉛直シアとMPIはGPIアノマリーに対して正に寄与し，渦度はGPIアノマリーに対して負に寄与している. インド洋全体としては活発年，非活発年ともに相対湿度と鉛直P速度の空間パターンがGPIアノマリーの空間パターンに似ている. このことを定量的に評価するために，GPIアノマリーの空間分布と各要素のGPIアノマリーへの寄与の空間分布についての空間相関係数を活発年・非活発年について計算した．結果をTable 3に示す．Table 3から相対湿度・鉛直P速度のGPIアノマリーへの寄与とGPIアノマリーの相関が活発年・非活発年の両方で特に高いことが分かる．この結果から，インド洋全体においてこれらの２つの要素のGPIアノマリーへの寄与が最も大きいと言える．

中層の相対湿度が高いことは積雲対流の上昇流域と結びついていると考えられている．Camargo et al. (2009) はMJOのTC発生への影響をMJO Phaseごとに GPIを用いて調べ，中層の相対湿度，鉛直シア，渦度，MPIの中で中層の相対湿度の効果が一番大きいと結論づけた．このことは本研究での「相対湿度・鉛直P速度の寄与が最も大きい」という結論と一致している．一方，Camargo et al. (2009)のFig. 8ではMJOの東進とともに，相対湿度のみを変化させた正のGPIアノマリーが東進していることが示されている．MJOがインド洋から離れたとき，つまりMJOがMJO Phase 6-7 やPhase 8-1のときに相対湿度のみを変えたGPIアノマリーの値はインド洋付近で負であり，反対にMJO Phase2-3 やPhase4-5のときにインド洋付近で正であることも同時にCamargo et al. (2009)により示されている．Camargo et al. (2009)のこのような結果からは，相対湿度のみを変化させたGPIアノマリーをすべてのMJO Phaseでコンポジットを取ると，インド洋付近では正と負のアノマリーが打ち消し合うと予想される．しかし本研究の結果(Fig. 5a,b)からは，相対湿度のみを変化させたGPIアノマリーをすべてのMJO Phaseでコンポジットを取ると正と負のアノマリーが打ち消し合うのではなく，正か負のどちらかに偏った結果になると予想できる．

このような矛盾は２つの観点から説明できる．一つ目はMJOのGPIへの影響の時間スケールが重要となる．Fig. 9は相対湿度，鉛直P速度の10月～12月の気候値からのアノマリーの経度時間断面図である．時間間隔は６時間で，南緯20度から北緯20度で平均されたものである．ここでは，活発年である2002年と非活発年である1988年を示す. MJO Phaseの変化に伴って，それぞれの要素のアノマリーも変化している様子が確認できる．重要なポイントは，活発年では各要素がTC発生に適した符号のアノマリーを示す時間がそれとは反対の符号を持つアノマリーを示す時間よりも長いということである．このように，活発年・非活発年のGPIアノマリーはMJO Phaseに従った正・負のアノマリーの残差として正または負の値になる．時間平均をとる時間スケールが季節スケールよりも短ければ，MJOによるTC発生環境場への影響はCamargo et al. (2009)のようになる．二つ目は，MJOのPhaseがインド洋に存在するときに比べて，西半球に存在するときの方がMJOの東進スピードが速いということである．このことから，MJO Phaseがインド洋から離れて西半球にありGPIアノマリーがインド洋で負である時間は，MJO Phaseがインド洋にありGPIアノマリーが正である時間に比べて短くなると考えられる．これらの二つの理由により，活発年でのGPIアノマリーは，すべてのMJO Phaseを含むような季節スケールで時間平均したときに，インド洋ほぼ全域で正の値になり，非活発年ではMJO頻度が少ないためにGPIアノマリーは負の値になる．

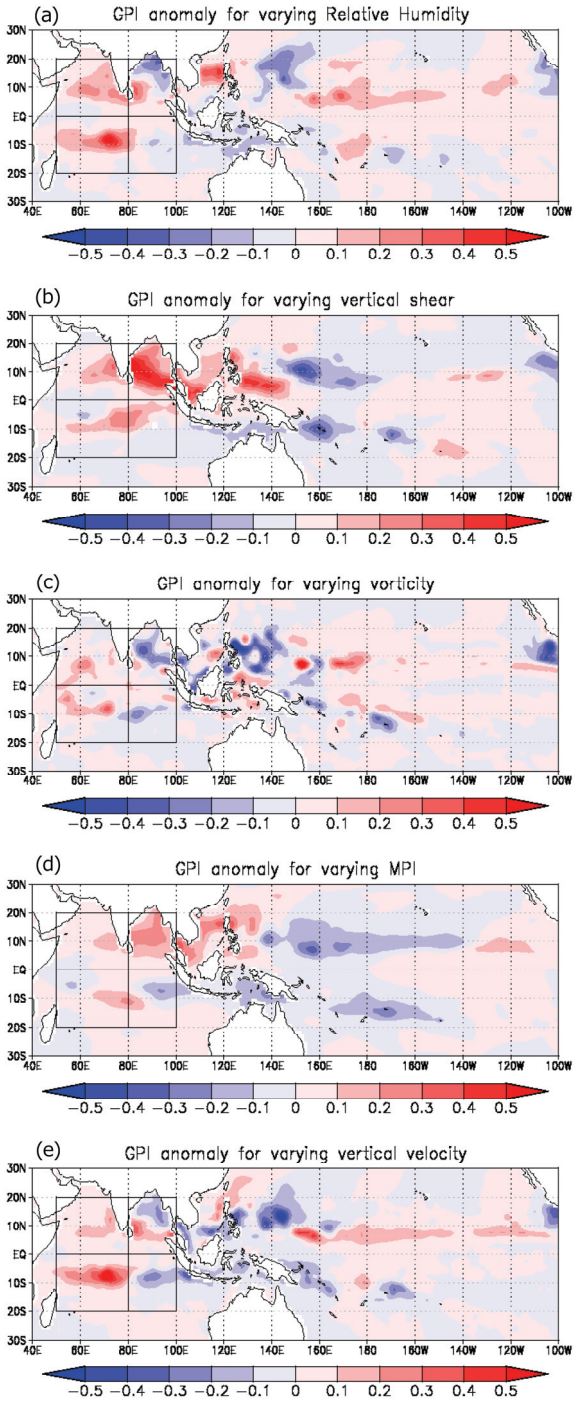


Fig. 7 Contributions to the GPI anomaly from (a) relative humidity, (b) vertical shear, (c) vertical vorticity, (d) MPI, and (e) vertical velocity for the MJO active years.

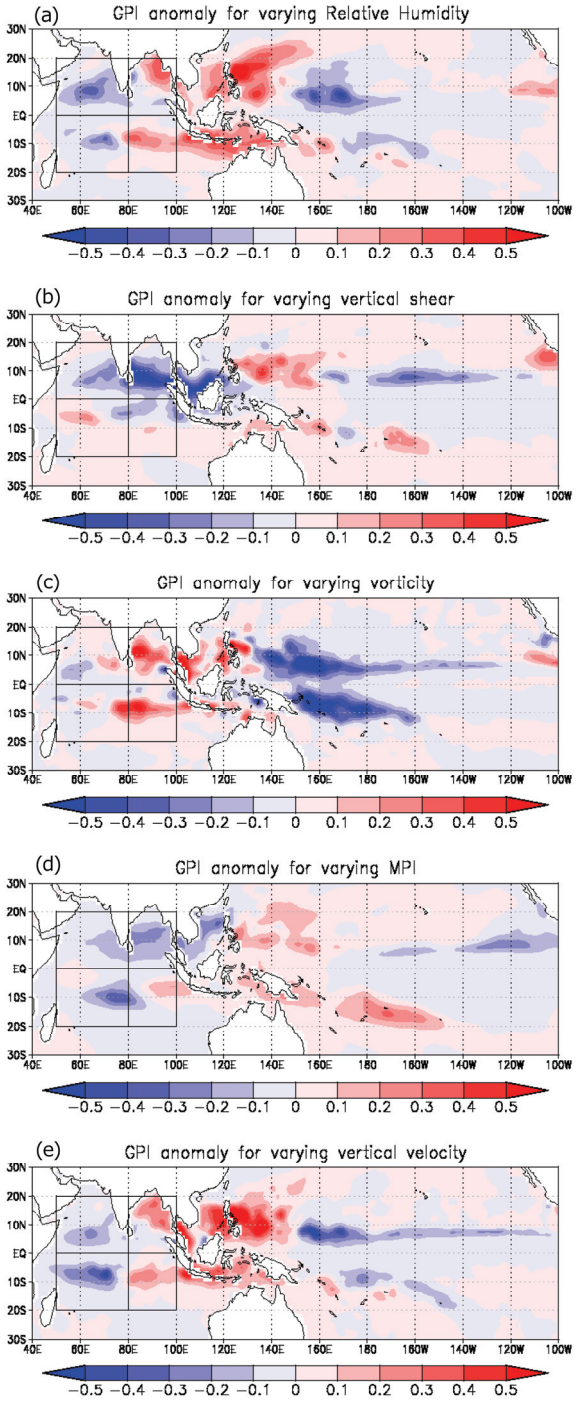


Fig. 8 The same as Fig. 7, except for the MJO non-active years.

Table 3 Correlation coefficients between the spatial distribution of GPI anomaly and the contributions from each GPI term for the MJO active and the non-active years.

	RH	VS	VOR	MPI	ω
MJO active	0.72	0.51	0.37	0.43	0.75
MJO non-active	0.71	0.28	0.49	0.15	0.69

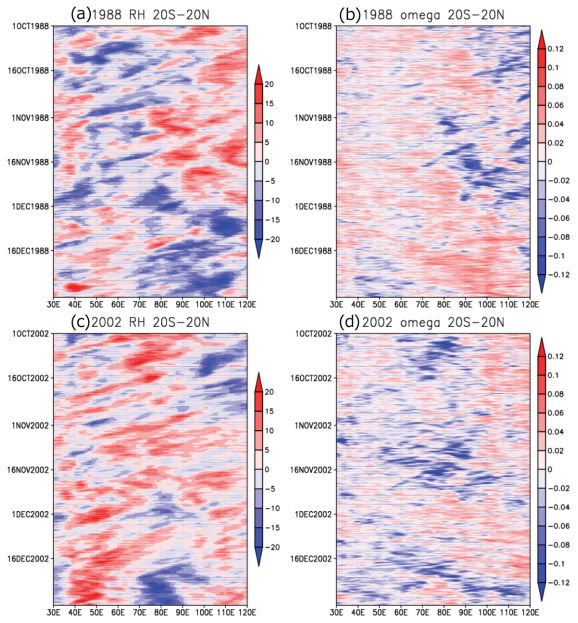


Fig. 9 Time-longitude diagram of relative humidity and vertical p-velocity averaged between 20S-20N for (a) (b) the 1988 case and (c) (d) 2002 case.

4.2 TC発生についてのMJO活発年・非活発年の比較

本節ではベストトラックデータを用いて，実際のTC発生がMJO活発年と非活発年でどのように違うかを調べる．インド洋全体（50E-100E, 20S-20N）での発生数は活発年11年で67個，非活発年11年で68個であった．よって，インド洋全体で見ると，MJOの活発年と非活発年との間にTC発生数に違いは認められない．

まず，TC発生がMJO Phaseに依存しているかどうかを確認する．そのため，33年間の10月～12月の期間中のすべてのTC発生日のMJO Phase (RMM1 とRMM2の値)を調べ，Phase ごとのTC発生数を活発年・非活発年それぞれについて数えた．その結果をFig. 10に示す．この図では活発年・非活発年それぞれにおけるすべての発生点がRMM1とRMM2の空間にプロットされ，図中に示されたパーセンテージは活発年・非活発年それぞれにおける全発生数に対する各MJO Phaseの発生数の割合を意味する．すべてのTC発生はMJO Phase1-8のどれかに属し，活発年・非活発年それぞれにおける全発生数は各MJO Phase での発生数の和と等しくなる．この図から，活発年ではMJO Phase2-5のときの発生が他のPhaseに比べて多くなっており，一方非活発年ではMJO Phase2-5のときの発生は他のPhaseとほぼ同じ割合であることが分かる．特にMJO Phase2-3のときの発生数が活発年で顕著に多くなっている．この結果は，MJOがインド洋で発達しているときにTC発生が顕著に増加していることを示唆している．

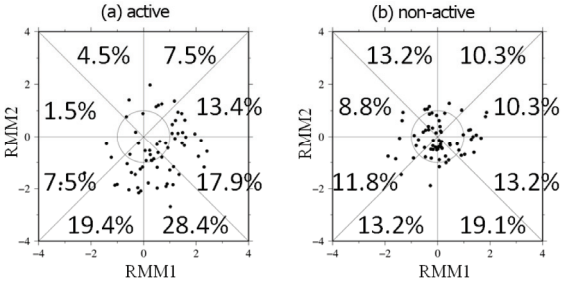


Fig. 10 Percentages of the number of TC genesis in each phase against the total TC number for (a) the MJO active year and (b) the MJO non-active year.

Fig. 11は，活発年・非活発年それぞれのTC発生分布とGPIのアノマリーの分布を示す．図中の数字は活発年・非活発年における海域ごとの発生数を示す．発生数に関して，活発年と非活発年の間に明確な違いがあるのは南西部と南東部の海域のみである．南西部では活発年での発生数は非活発年よりも多く，南東部ではその逆の結果になっている．また，南西部では活発年のGPIは気候値よりも大きく，非活発年のGPIは気候値よりも小さくなっている．南東部ではその逆の傾向が見られる．このように実際のTC発生の活発年・非活発年の特徴は，GPIの活発年・非活発年の特徴と対応している．北西部では活発年・非活発年間でGPIに違いはみられるが，発生数に違いはない．この理由の一つとして，この海域では他の海域に比べて発生数が著しく少ないため統計解析による結果が得られにくいことが考えられる．

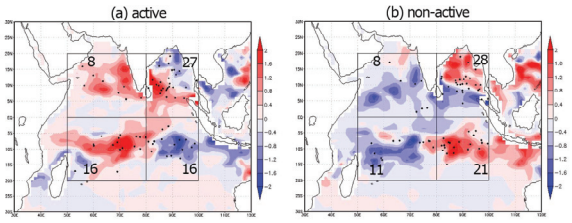


Fig. 11 The locations of TC genesis and the GPI anomaly for (a) the active year and (b) the non-active year. The digits in each ocean area indicate the total number of TC genesis in each area.

北東部においても発生数に違いはみられない．北東部ではGPIアノマリーの符号が二極化しており，活発年・非活発年ではその分布の符号が反対になっているためであると考えられる．このような二極化している領域を一つの領域としてではなく別々の領域として考えるため，活発年・非活発年ともに，GPIアノマリーの符号が正の領域での発生数と負の領域での発生数をそれぞれ数えた．その結果，活発年で

は正の領域に18個，負の領域に7個，また非活発年では正の領域に19個，負の領域に8個であった．このことから，活発年・非活発年両グループで，GPIが気候値よりも大きな領域ではTC発生が促進され，GPIが気候値よりも小さな領域ではTC発生が抑制されていることが分かる．

以上の結果から，TC発生環境場はMJOから影響を受け，その環境場が実際のTC発生にも影響を与えていると言える．また，南東部での活発年・非活発年間の影響の受け方は北西部や南西部とは異なるが，これはENSOの影響であると考えられる．これについては次の節で述べる．

4.3 ENSOの影響

ENSOは太平洋だけではなくインド洋においても，熱帯大気・海洋の年々変動の主な要因の一つである．本研究では季節スケールでTC発生に及ぼすMJOの影響を年ごとに調べるため，ENSOによる年々変動の影響を考慮する必要がある．本節では活発年・非活発年でのGPIアノマリーに与えるENSOの影響を評価する．

Table 1から確認できるように，活発年には1982，1987，1994，2002年のエルニーニョ年，1984，1999，2000，2011年のラニーニャ年が含まれ，非活発年には1991, 2004年のエルニーニョ年, 1988, 1995, 1998, 2005, 2010年のラニーニャ年が含まれている．また，10月～12月期間で平均したONIの値は活発年で0.15，非活発年で-0.47となった．一般的に，ONIは0.5以上であればエルニーニョ，-0.5以下であればラニーニャと判断される．このように活発年・非活発年のENSOの偏りは顕著ではない．そのため前節で述べられた活発年・非活発年のGPIアノマリーは，主にMJOの影響であると考えられる．

しかし，実際にはGPIアノマリーの空間分布パターンは，活発年（Fig. 5a）とエルニーニョ年（Fig. 5c），非活発年（Fig. 5b）とラニーニャ年（Fig. 5d）で非常に良く似ている．そこでMJOとGPIという観点からインド洋の大気状態とENSOの関係を調べるために，10月～12月で平均したGPIアノマリーを各海域で領域平均した値，MJO活発日数，10月～12月で平均したONIの年々変動を調べ，相関係数を計算した．これらはインド洋の４海域ごとに，解析期間33年間で評価した．Table 4は各海域のGPIアノマリーとMJO活発日数，GPIアノマリーとONIとの相関係数を示す．北西部と南西部の海域で，MJO活発日数とGPIアノマリーの間に有意な相関がある．北西部ではGPIアノマリーはONIとも相関が良いものの，しかしENSOの影響が顕著に現れる北西太平洋からは距離が遠いため，その関係の物理的意味での解釈は難しいと考えられる．このように，北西部と南西部でのGPIの年々変動はMJO活動度と強く関係していると考えられる．一方，南東部では，GPIアノマリーとMJO活発日数には相関はなく，GPIアノマリーとONIには有意な負の相関があるため，南東部はMJOよりもENSOの影響を強く受ける海域であると考えられる．

Table 4 Correlation coefficients between the GPI anomaly over the four Indian Ocean areas and the number of days of the MJO active phase and between the GPI anomaly and ONI. Asterisks indicate that the values are statistically significant at the 95-% confidence level.

	NWI	NEI	SWI	SEI
MJO	0.45*	0.20	0.45*	-0.11
ONI	0.53*	-0.06	0.21	-0.54*

このような南東部についてより詳しく調べるために，GPIアノマリー，MJO活発日数，ONIの値を活発年11年について１年ごとに見ていく（Fig. 12）．GPIアノマリーの値が-0.5よりも小さい値を示すのは1982，1987，1994年で，これらの年はすべてエルニーニョ年である．一方，正のGPIアノマリーが0.5を越えるのは2002年と2011年のみで，これらの年は必ずしもエルニーニョと逆センスであるラニーニャ年ではない．むしろ，MJO日数の多い年と関係しているようである．少ないサンプル数からMJOの影響とENSOの影響を確実に定義することは難しいが，南東部ではENSOの影響は活発年ではエルニーニョの年に，より顕著に出ることが示唆される．エルニーニョの期間は対流活発域が中部太平洋にシフトするため，海大陸は通常よりも乾燥した状態になる．4.1節で述べたようにGPIアノマリーには中層の相対湿度の寄与が大きい．それゆえエルニーニョ期間の海大陸の乾燥した状態というのは北西太平洋だけではなくインド洋の東部においてもGPIを小さくさせ，TCが発生しにくい環境場をもたらすと考えられる．

北東部では，GPIアノマリーとの相関はONI，MJO活発日数ともに低い．これは，MJOまたはENSOによる影響を受けた北東部のGPIアノマリーが正または負のどちらかに均一に分布しているのではなく，正と負で二極化しているためであると考えられる．ベンガル湾は大陸に囲まれているという独特な特徴を持つ海域であり，海洋と大陸間の相互作用の循環（モンスーンなど）が領域スケールや大陸スケールで気象や気候に影響を与えると考えられる．このような特徴的な地理的効果により，北東部におけるGPIアノマリーの複雑な分布になっていると考えられる．これについては更なる解析が必要である．

MJOとENSOの影響を完全に分離することは容易ではない．しかしながら本研究からは，少なくともインド洋西部のGPIアノマリーは主にMJOの影響によるものであること，海大陸に隣接する南東部はMJOよりもENSOの影響を大きく受けるということは結論することができるだろう．

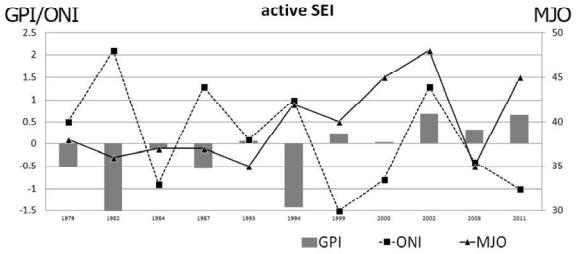


Fig. 12 GPI anomaly (bar), the number of days of the active phase of MJO (triangle), and ONI (square) for all the MJO active years.

5. 結論

第4章では，MJOのTC発生への影響を季節スケールで評価するため，解析期間33年の中から抽出されたMJO活発年と非活発年の間でTC発生数や環境場を比較した．活発年・非活発年それぞれのグループのエルニーニョ・ラニーニャの偏りは小さく，ENSOの影響が小さい状況下においてMJOの影響を調べたことになる．その結果，次のことが分かった．

1) 活発年では，インド洋ほぼ全域でGPIアノマリーが正の値を示し，非活発年ではインド洋ぼぼ全域で負のアノマリーを示した．また，活発年と非活発年の偏差の違いが統計的に有意であったのはインド洋西部であり，インド洋西部ではTC発生環境場の年々変動に対する影響はENSOよりもMJOの方が大きいという結果が得られた．このことから，ENSOの偏りが小さい状況下では，MJO活動度が高い年に特にインド洋西部でTC発生に対してより適した環境場になると考えられる．
2) これらの活発年・非活発年におけるGPIの偏差に対しては，相対湿度と鉛直P速度の効果が大きい．
3) 実際のTC発生数についてはインド洋全体の発生数には活発年と非活発年の間に顕著な違いはない．しかし活発年・非活発年ともに，GPIが気候値よりも大きい領域ではTC発生が多く，GPIが気候値よりも小さい領域でTC発生が少なくなっていた．よって，MJOに影響を受けた環境場の変化が実際のTC発生に対して影響を与えていると言える．

TC発生やその環境場の年々変動に対しては，ENSOの影響が重要であると考えられている．本研究では統計解析の結果から，季節スケールにおいてもMJOの影響が現れることを示し，MJO活動度が高い年に，TC発生環境場がTC発生により適した環境場になることが分かった．よって，ENSOだけでなくMJO活動度の年々変動も，TC発生とその環境場の年々変動に対して影響を与えていると考えられる．

謝　辞

本研究を行うにあたって，第1著者が参加した海洋研究開発機構（JAMSTEC）の海洋地球研究船「みらい」の観測航海MR11-07（CINDY2011）での気象観測が動機となりました．JAMSTECの米山邦夫氏には「みらい」乗船中はもちろん学会等でもMJO研究について多くの的確なご指導・ご助言をいただきました．

参考文献

Bessafi, M., and Wheeler, M. C. (2006) Modulation of south Indian Ocean tropical cyclones by the Madden–Julian Oscillation and convectively coupled equatorial waves, Mon. Wea. Rev., Vol. 134, pp. 638-656.

Bister, M., and Emanuel, K. A. (1998) Dissipative heating and hurricane intensity, Meteor. Atmos. Phys., Vol. 65, pp. 233-240.

Camargo, S. J., Emanuel, K. A., and Sobel, A. H. (2007) Use of genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis, J. Climate, Vol. 20, pp. 4819-4834.

Camargo, S. J., Wheeler, M. C., and Sobel, A. H. (2009) Diagnosis of the MJO modulation of tropical cyclogenesis using an empirical index, J. Atmos. Sci., Vol. 66, pp. 3061-3074.

Chand, S. S., and Walsh, K. J. E. (2010), The influence of the Madden-Julian Oscillation on tropical cyclone activity in the Fiji region, J. Climate, Vol.23, pp.868-886.

Chia, H. H., and Ropelewski, C. F. (2002) The interannual variability in the genesis location of tropical cyclones in the northwest Pacific, J. Climate, Vol. 15, pp. 2934-2944.

Emanuel, K. A. (1995) Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics, J. Atmos. Sci., Vol. 52, pp. 3969-3976.

Emanuel, K. A., and Nolan, D. S. (2004) Tropical cyclone activity and global climate, Proc. Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, American Meteorological Society, Miami, Florida, 3-7 May 2004, pp. 240-241.

Evan, A. T., and Camargo, S. J. (2011) A climatology of Arabian Sea cyclonic storms, J. Climate, Vol. 24, pp. 140-158.

Girishkumar, M. S., and Ravichandran, M. (2012) The influence of ENSO on tropical cyclone activity in the Bay of Bengal during October-December, J. Geophy. Res., Vol. 117, C02033.

Gray, W. M. (1975) Tropical cyclone genesis, Colorado State University, Atmospheric Science Paper, No. 234.

Hall, J. D., Matthews, A. J., and Karoly, D. J. (2001) The modulation of tropical cyclone activity in the Australian region by the Madden-Julian Oscillation, Mon. Wea. Rev., Vol. 129, pp. 2070-2982.

Ho, C. H., Kim, J. H., Jeong, J. H., and Kim, H. S. (2006) Variation of tropical cyclone activity in the south Indian Ocean: El Niño-Southern Oscillation and Madden-Julian Oscillation Effects, J. Geophy. Res., Vol. 111, D22101.

Huang, P., Chou, C., and Huang, R. (2011) Seasonal modulation of tropical intraseasonal oscillations on tropical cyclone geneses in the Western North Pacific," J. Climate, Vol. 24, pp. 6339-6352.

Klotzbach, P. J. (2010) On the Madden-Julian Oscillation-Atlantic hurricane relationship, J. Climate, Vol. 23, pp.282-293.

Li, R. C. Y., Zhou, W., Chan, J. C. L., and Huang, P. (2012) Asymmetric modulation of Western North Pacific cyclogenesis by the Madden–Julian Oscillation under ENSO conditions, J. Climate, Vol. 25, pp. 5374-5385.

Liebmann, B. B., Hendon, H. H., and Glick, J. D. (1994) The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian Oscillation, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 72, pp. 401-412.

Madden, R. A., and Julian, P. R. (1971) Description of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific, J. Atmos. Sci., Vol. 28, pp. 702-708.

Madden, R. A., and Julian, P. R. (1972) Description of global-scale circulation cells in the Tropics with a 40-50 day period, J. Atmos. Sci., Vol. 29, pp. 1109-1123.

Maloney, E. D., and Hartmann, D. L. (2000) Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation, Science, Vol. 287, pp.2002-2004.

Maloney, E. D., and Hartmann, D. L. (2001) The Madden-Julian Oscillation, barotropic dynamics, and North Pacific tropical cyclone formation. Part 1, J. Atmos. Sci., Vol.58, pp. 2545-2558.

Murakami, H., Wang, B., and Kitoh, A. (2011) Future change of Western North Pacific typhoons: Projections by a 20-km-mesh global atmospheric model, J. Climate, Vol. 24, pp. 1154-1169.

Ng., E. K. W., and Chan, J. C. L. (2012) Interannual variations of tropical cyclone activity over the North Indian Ocean, Int. J. Climatol., Vol. 32, pp. 819-830.

Onogi, K., Tsutsui, J., Koide, H., Sakamoto, M., Kobayashi, S., Hatsushika, H., Matsumoto, T., Yamazaki, N., Kamahori, H., Takahashi, K., Kadokura, S., Wada, K., Kato, K., Oyama, R., Ose, T., Mannoji, N., and Taira, R. (2007) The JRA-25 Reanalysis, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 85, pp. 369-432.

Wang, B., and Chan, J. C. L. (2002) How strong ENSO events affect tropical storm activity over the Western North Pacific, J. Climate, Vol. 15, pp. 1643-1658.

Wheeler, M., and Kiladis, G. N. (1999) Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain, J. Atmos. Sci., Vol. 56, pp. 374-399.

Wheeler, M. C., and Hendon, H. H. (2004) An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction, Mon. Wea. Rev., Vol. 132, pp. 1917-1932.

Yanase, W., Satoh, M., Taniguchi, H., and Fujinami, H. (2012) Seasonal and intraseasonal modulation of tropical cyclogenesis environment over the Bay of Bengal during the extended summer monsoon, J. Climate, Vol. 25, pp. 2914-2930.

Zhang, C. (2005) Madden-Julian Oscillation, Reviews of Geophysics, Vol. 43, RG2003.

（論文受理日：2013年6月10日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

2012 年 5 月 6 日につくばで発生した竜巻中の飛散物の速度推定

Velocity Estimation of Flying Debris in Tornado Occurred in Tsukuba-city on May 6, 2012

丸山　敬

Takashi MARUYAMA

Synopsis

The characteristics of flying debris in the tornado occurred in Tsukuba-city on May 6, 2012 was numerically investigated. The trajectories of flying debris were calculated using numerically generated unsteady turbulent wind fields of tornado-like vortex. The ground speeds of flying debris were obtained with the variety of the strength, the scale and the moving speed of tornado measured from the visual records such as videos or photos. The calculated maximum ground speeds of debris show good accordance with the measured values.

キーワード: 竜巻，飛散物，速度推定，数値シミュレーション，ＬＥＳ
Keywords: tornado, flying debris, velocity estimation, numerical simulation, LES

1. はじめに

2012年5月6日，北関東の広い範囲で複数の竜巻が発生し，死者1名を含む50名以上の人的被害をはじめとして，全半壊約600棟を含む2300棟以上の家屋が被害を受けた．この竜巻は日中に発生したこともあり，多くの目撃証言が残され，テレビのニュースでも多くの被害映像が流れていたのは記憶に新しいところである．それらの被害の様子をみると，強風で飛ばされたり，破壊された建物の破片が衝突したことによる被害が数多くみられた．飛来物としては，小石などの小さな塊，瓦などの外壁材の破片，木の枝や破壊された建物の部材，さらには破壊された建物の家財など，種々の物体の飛散が見受けられた．

強風による飛来物は建物に大きな衝撃を与え，外装材を破壊したり，貫通して室内に侵入する．外装材の破壊は，その後の強風による風圧力によって構造部材または建物全体にまで被害が及ぶような重大な被害に発展することさえある．また，室内に侵入した飛散物は人の生命を危険にさらす．したがって，飛来物に対して建物および建物内の人の安全を確保するには，飛来物の持つ衝撃力を把握し，建物側がそれらの衝撃力に耐えるように設計する必要がある．建物において飛来物が初めに衝突するのは外殻である壁や開口部，屋根などの外装材であるため，これらの耐衝撃性能を評価し，安全性を確保するための所定の性能があることを確かめる必要がある．しかし，残念ながらわが国では，外装材の耐衝撃性能に関しては法的な規制がないのが現状であり，建築基準法でも耐衝撃性能は要求されていない．ただ，飛来物に対する性能評価・試験方法の必要性は強く認識されており，早急な整備に向けて評価・試験と基準策定に向けた検討がなされている．本研究では，つくばで発生した竜巻を例にとり，飛散物の飛翔特性を数値計算により明らかにし，竜巻中の飛散物の速度を推定する．

2. 解析手法

ここでは，竜巻による飛散物のもつ衝撃力を推定するために，数値的に竜巻状の渦を発生させ，竜巻中の非定常な乱流場を再現し，モデル化された飛散物をその中で放出して飛翔運動を計算して，地面付近における飛散物の速度を求めることとした．計算

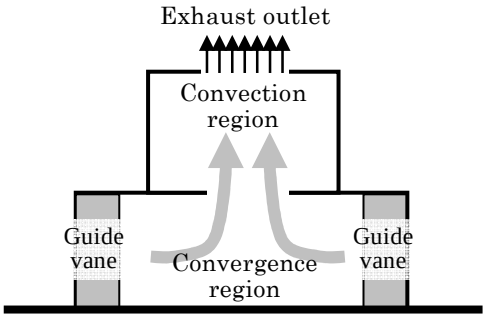


Fig. 1 Outline of numerical tornado simulator

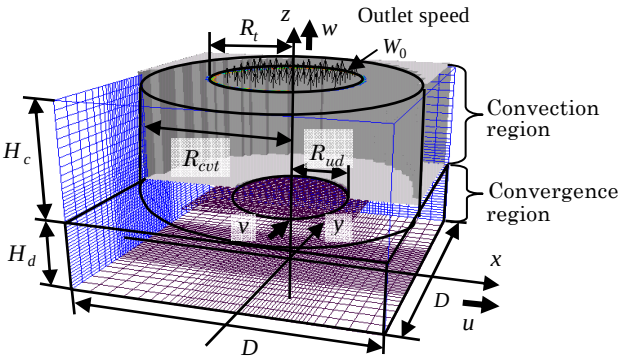


Fig. 2 Coordinate system and calculation grid

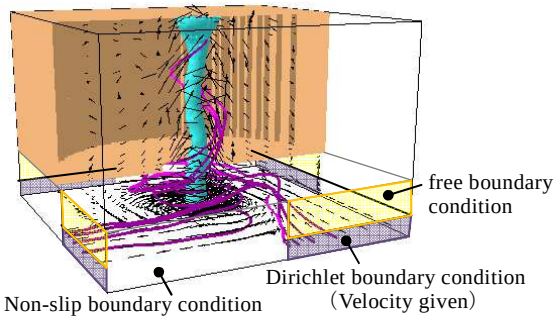


Fig. 3 Boundary condition of convergence region

Table 1 Dimension of calculation region

吸出口の半径，R_t	；	0.05 m
対流域の半径，R_{cvt}	；	0.6 m
対流域下部の開口半径，R_{ud}	；	0.15 m
収束域の幅，D	；	1.2 m
対流域の高さ，H_c	；	0.6 m
収束域の高さ，H_d	；	0.2 m
吸出口の風速，W_0	；	1.0 m/s
格子間隔（不等間隔）		
水平方向	；	0.006 – 0.03 m
鉛直方向	；	0.006 – 0.016 m
格子数		
水平方向	；	90
鉛直方向	；	55 （対流域）
	；	35 （収束域）

に用いた竜巻の代表的な風速や大きさ，すなわち，最大接線風速，最大接線風速半径，および移動速度は，被害調査結果から得られた範囲内で変化させた計算を行う．飛散物の空力特性は単純化し，記録された風速場に種々の位置から放出してその後の飛翔経路を求め，速度変化や最大値の発生位置などを調べた．以下では，用いた計算手法について解説する．

2.1　計算に用いた渦の作成方法

(1) 計算手法

ここで行う飛散物の飛翔性状の解析には，ラージ・エディ・シミュレーション（以下ＬＥＳと表示）を用いた数値計算手法により発生させた竜巻状の非定常流れ場を用いる．計算は数値竜巻シミュレーター（Maruyama et al. 2011）により行い，竜巻状の渦を生成した．用いた数値竜巻シミュレーターは文字ら(1982,1983)が用いた竜巻発生装置に準じ，Fig. 1に示すように対流域と収束域をもっている．上部の対流域は円筒状で，上面中央部には円形の吸出口があり，一様な流出速度を与えて上昇流を発生させている．下部の収束域はFig. 2に示すように正方形断面をもつ直方体で，上部の対流域とは円形の開口部で繋がっている．下部の収束域の側面には，Fig. 3に示すように滑りなし境界条件，自由流入出境界（勾配０）条件および風速を与えるディリクレ境界条件を用い，流入する気流性状を制御している．対流域上部の吸出口および収束域の側面以外はすべて個体壁面とし，滑りなし条件を与えている．数値計算は差分法を用い，乱流モデルにスマゴリンスキーモデルを用いたＬＥＳ計算コードRIAM-COMPACT（内田ら2004）を一部改造して行った．計算領域のディメンションをTable 1に示す．後述する飛散物の飛翔計算に用いるために，計算された竜巻状の渦内部における3次元的な風速の時間変動データを記録した．

(2) 発生させた渦の気流性状

実際の竜巻は気象条件や発生位置などによって，渦の形態や内部の気流性状も様々に変化する．今回，解析対象とするのは，つくば市において多くの建物被害をもたらした竜巻で，後日行われた調査（前田ら2013）により計算に必要な諸要素が明らかにされているものである．その結果によると，対象とする竜巻は一つの渦管を持った渦で，回転方向は上から見て反時計回り，多くの記録から乱流化が進んだ状態であるとみなすことができることがわかっている．被害の発生時刻の推移，気象レーダーの記録等から，移動速度が11～34m/s（40～122km/h），ビデオ映像や被害などの分布から最大接線風速V_{tmax}が24～83m/s，最大接線風速半径R_{tmax}は直径18～30mと見積もられている．内部の気流性状に関しては渦の中央部分に平均的な下降流が存在する（２セルタイプ）か，存在しない（１セルタイプ）かは，ビデオ映像

からははっきりしないが，乱流化した気流性状が見られることから，２セルタイプの状況も起こっていたと推測される．

竜巻中の風速分布はランキン渦で近似されることが多いが，ここでは，前術のようにＬＥＳを用いた数値計算により作り出された渦内の速度場の時刻歴データを用いる．数値竜巻シミュレーターを用いると上部吸出口の流出速度，対流域の形状（半径，高さ），対流域と収束域の間の開口部の大きさ，収束域の形状（幅，高さ），収束域の壁面の境界条件を変化させることにより，種々の性質をもった渦を発生させることができる（Maruyama et al. 2011）．自然における渦の形態も種々のものが観察されるが，２セルタイプの竜巻はスワール比が高いときに比較的多く発生すると考えられる．以上の考察，および前述の観測等から得られたつくばの竜巻の性状を参考にし，渦中心に平均的な下降流がある２セルタイプの渦を飛散物の計算に用いる気流性状として選んだ．渦内の気流性状をFig. 4, 5に示す．計算結果は，水平方向に渦の平均的な中心から最大接線風速半径の約13倍，鉛直方向に最大接線風速半径の約18倍の大きさを持つ直方体領域内の計算格子点における値を出力し，風速3成分と圧力の時間変化を保存した．飛散物の飛翔計算に際して，竜巻中の空間的な風速変動分布が実際の竜巻と計算で発生させた渦において相似であると仮定し，最大接線風速と最大接線風速半径を相似パラメータとして，両者の時間スケールを対応づけた．なお，渦の計算において計算格子の最少幅は，渦中心部地面付近において，水平・垂直方向ともに最大接線風速半径の1/8程度である．

2.2　飛散物の飛翔計算

(1) 飛散物の空気力学的モデル化

飛散物は様々な形状を持っており，それに応じた空力特性を示す．これまでに行われた飛散物の空力特性や飛散性状に関する研究成果を見ると，飛散物は形状により，塊状・板状・棒状に大別され，それぞれの形状によって異なる飛散性状を示すことがわかっている．また，飛散物の飛翔性状は飛散開始時の姿勢，気流との相対速度などの初期条件，飛翔中の気流性状などによっても影響を受けて変化する．しかし，これらの影響を調べた結果によると，平均的な軌道は相対的な風向角に依存しない物体の軌道とほぼ等しいとみなせる（竹内ら2010, 野田ら2012）ことがわかっている．また，竜巻の乱流中では風向や風速が大きく変化すると考えられるので，風向角に対する空力特性は平均的な値を用いても計算結果に大きな影響を与えないと考えた．そこで，平均的な空力係数は各軸方向の代表的な値を各方向の面積で重み付した平均値として飛散物の空力特性を代表させた．また，風向風速が大きく変化する気流内ではマグナス効果の影響も小さいと考え，無視している．

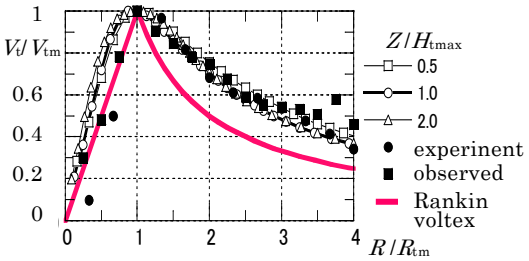


Fig. 4　Comparison of azimuthally averaged mean values of tangential speed V_t

V_{tm}: maximum tangential speed of each height, R_{tm} : maximum tangential speed radius, V_{tmax} : maximum value of V_{tm}, H_{tmax} : height where V_{tmax} is observed, experimental observed data is from Kuai et al., 2008

(2) 運動方程式

前述の考察のもと，ここでは飛散物が回転運動をしない球体とみなして，空気力は相対風向角方向にのみ加わるものとする．この場合の飛散物の飛翔運動を記述する方程式は，次式(1)のように表される

$$m\ddot{\tilde{\mathbf{x}}} = \frac{\rho C_D A}{2}\left|\tilde{\mathbf{U}} - \dot{\tilde{\mathbf{x}}}\right|(\tilde{\mathbf{U}} - \dot{\tilde{\mathbf{x}}}) - \delta_{i3} g \qquad (1)$$

ここで，$\ddot{\tilde{\mathbf{x}}} = (\ddot{\tilde{x}}, \ddot{\tilde{y}}, \ddot{\tilde{z}})$，$\dot{\tilde{\mathbf{x}}} = (\dot{\tilde{x}}, \dot{\tilde{y}}, \dot{\tilde{z}}) = (\tilde{u}, \tilde{v}, \tilde{w})$，$\tilde{\mathbf{x}} = (\tilde{x}, \tilde{y}, \tilde{z})$ はそれぞれ，飛散物の加速度ベクトル，速度ベクトル，位置ベクトルで，ρ は空気密度，C_D は抗力係数，A および m は飛散物の代表面積および質量，$\tilde{\mathbf{U}} = (\tilde{U}, \tilde{V}, \tilde{W})$ は風速，g は重力加速度，δ_{ij} はクラネッカーのデルタで，下付きの添え字 i , j は3が鉛直軸方向を表し，i , j が同じ場合に1，その他で0を表す．また，上付きの～はFig. 6に示すように数値計算領域内の空間に固定された座標系における有次元の値を表す．立川ら（1980）に倣って代表風速 U_0 と重力加速度 g で無次元化された時間，距離，速度および加速度

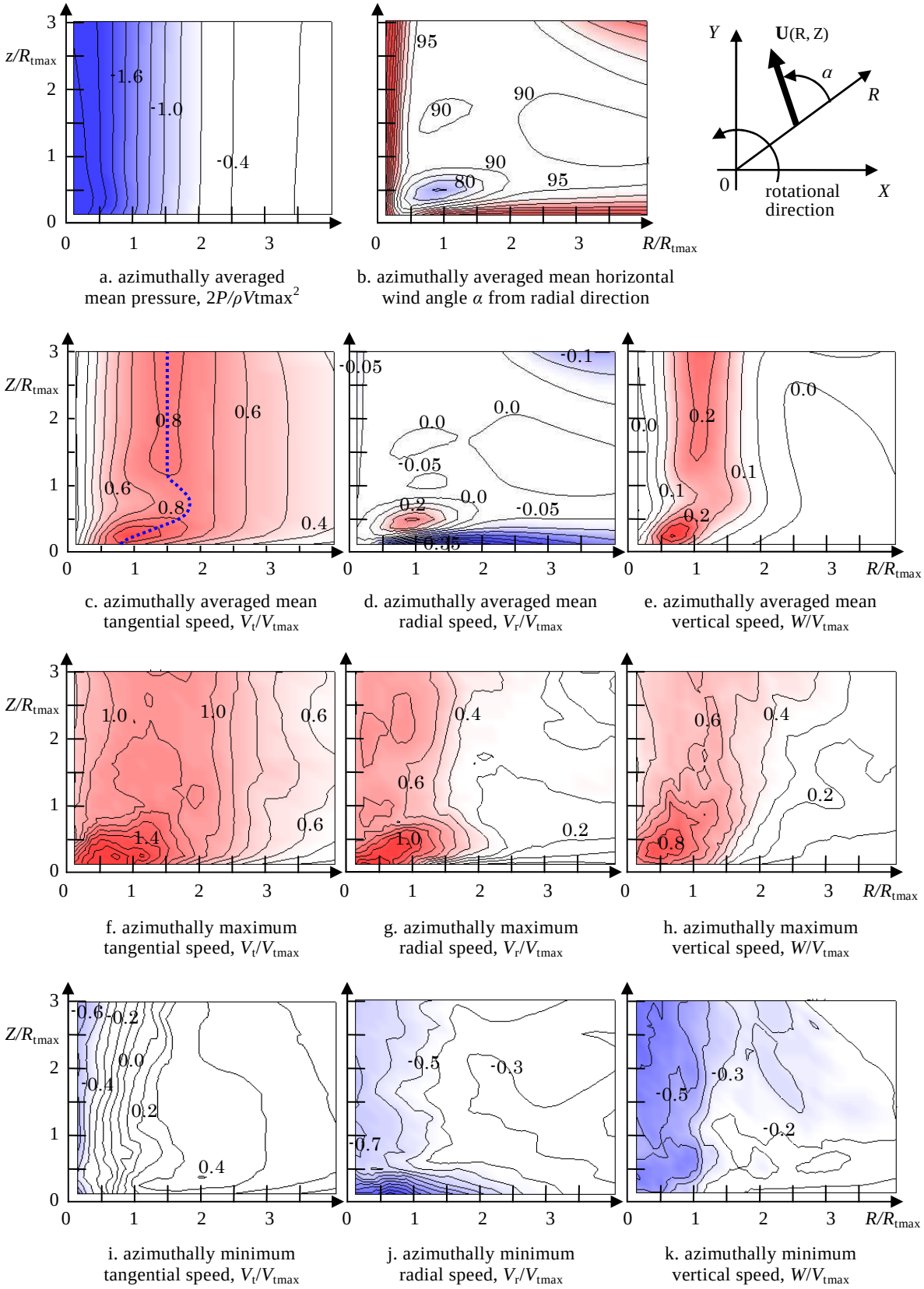
時間：$t = \tilde{t} g / U_0$ (2)

距離：$x = \tilde{x} g / U_0^2$，$y = \tilde{y} g / U_0^2$，$z = \tilde{z} g / U_0^2$ (3)

速度（物体）：
$$u = \tilde{u} / U_0 = \dot{\tilde{x}}_1 / U_0,$$
$$v = \tilde{v} / U_0 = \dot{\tilde{x}}_2 / U_0,$$
$$w = \tilde{w} / U_0 = \dot{\tilde{x}}_3 / U_0 \qquad (4)$$

速度（流体）：
$$U = \tilde{U} / U_0,\ V = \tilde{V} / U_0,\ W = \tilde{W} / U_0 \qquad (5)$$

加速度（物体）：
$$\ddot{x} = \ddot{\tilde{x}}_1 / g,\ \ddot{y} = \ddot{\tilde{x}}_2 / g,\ \ddot{z} = \ddot{\tilde{x}}_3 / g \qquad (6)$$



a. azimuthally averaged mean pressure, $2P/\rho V\text{tmax}^2$

b. azimuthally averaged mean horizontal wind angle α from radial direction

c. azimuthally averaged mean tangential speed, V_t/V_{tmax}

d. azimuthally averaged mean radial speed, V_r/V_{tmax}

e. azimuthally averaged mean vertical speed, W/V_{tmax}

f. azimuthally maximum tangential speed, V_t/V_{tmax}

g. azimuthally maximum radial speed, V_r/V_{tmax}

h. azimuthally maximum vertical speed, W/V_{tmax}

i. azimuthally minimum tangential speed, V_t/V_{tmax}

j. azimuthally minimum radial speed, V_r/V_{tmax}

k. azimuthally minimum vertical speed, W/V_{tmax}

Fig. 5 Flow characteristics of tornado like vortex which was use for the calculation of flying debris.

All plots are shown the azimuthally averaged mean values. ΔP : pressure difference from the averaged surrounding pressure, V_{tmax}, maximum value of tangential speed, R : distance from the center of vortex, R_{tmax} : maximum tangential speed radius, pressure is normalized by $\rho {V_{tmax}}^2/2$, where ρ is the density.

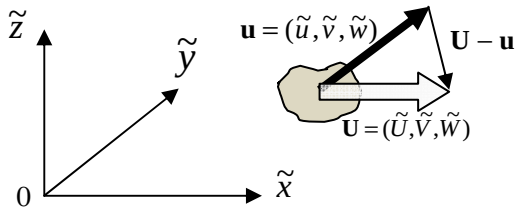


Fig. 6 Coordinate system and velocity of flying debris and wind

を用いて式(1)を無次元化すると，物体の飛散を記述する運動方程式は以下のよう記述できる．

x 軸方向： $\ddot{x}=T_aC_{Dx}(U-u)|\mathbf{U}-\mathbf{u}|$ (7)

y 軸方向： $\ddot{y}=T_aC_{Dy}(V-u)|\mathbf{U}-\mathbf{u}|$ (8)

z （鉛直）軸方向：

$$\ddot{z}=T_aC_{Dz}(W-w)|\mathbf{U}-\mathbf{u}|-1 \quad (9)$$

ここで，T_a は次式で表されるTachikawa数（Holmes et al., 2006）で，

$$T_a=\frac{\rho AU_0^2}{2mg}=\frac{\rho U_0^2}{2C_{D*}g}\frac{C_{D*}A}{m} \quad (10)$$

C_{D*} は C_{Dx},C_{Dy},C_{Dz} で，それぞれ代表面積 A に対する x, y, z 方向の抗力係数． $\mathbf{U}$ は無次元化風速，$|\mathbf{U}-\mathbf{u}|$ は飛散物と気流の相対風速の大きさ

$$|\mathbf{U}-\mathbf{u}|=\sqrt{(U-u)^2-(V-v)^2-(W-w)^2} \quad (11)$$

である．

(3) 数値計算法

数値計算に際しては式(7)～(9)を線形加速度法により離散化し，積分した．なお，渦の流体計算は飛散物の飛翔計算とは別に行い，物体に加わる風力の反力を流場に反映させていない．また，計算に際して U_0 は渦の最大接線風速 $V_{t\max}$ として，式中の T_aC_{D*} は次式で与えた．

$$T_aC_{D*}=\frac{\rho V_{t\max}^2}{2g}\frac{C_DA}{m} \quad (12)$$

飛散物の渦内における計算に先立ち，上述の離散化による計算方法が物体の運動をどの程度の精度で再現するか，水平方向の風速が一定であるとした場合の移動距離を解析値と比較した．Holmes 2007によると，風速が一定値 U_0 であるような気流中を飛翔する x 軸方向の物体の加速度 $\ddot{x}$ と速度 u_m は

$$\ddot{x}=T_aC_D(U_0-u_m)|U_0-u_m| \quad (13)$$

と記述でき，$t=0$ のとき $x=0$ とすると，上式は解析的に解けて

$$u_m(t)=\frac{kU_0^2t}{1+kU_0t} \quad (14)$$

$$x(t)=U_0\left[t-(\frac{1}{kU_0})\ln(1+kU_0t)\right] \quad (15)$$

となる．ここで k は物体の密度 $\rho_m=m/V$ と代表長さ l を用いて

$$k=\frac{\rho C_D}{2\rho_m l} \quad (16)$$

と表されるので，物体が球と等価であると仮定すると，$V=\frac{4\pi r^3}{3}$，$l=2r$，$T_a=\frac{\rho AU_0^2}{2mg}$ であるから，

$$k=\frac{A\rho C_D}{3m}=T_aC_D\frac{2g}{3U_0^2} \quad (17)$$

の関係がある．$U_0=50$ m/s，$r=1$ mとして立川数 T_a を0.1から1000，積分時間ステップを無次元化時間 dt で0.0001から0.05まで変化させて計算し，式(14), (15)による解析値と数値計算結果を比較したところ dt の値が小さいほど解析解との誤差は小さくなり，$dt=0.05$ のときに最大でTa=100，1000m進んだときに距離で最大16.4mの差が生じ，1.7%以下の誤差，速度で0.2m/sの差が生じ，0.4%以下の誤差であった．実際の渦内での飛散物の飛翔計算は，最大接線風速 $V_{t\max}$ を基準風速 U_0 として無次元化した時間ステップ dt =0.001ごとに積分して物体の位置，速度，加速度を求めた．

(4) 空力パラメータ

飛散物の空力特性は式(7)～(10)中のパラメータ T_aC_{D*} あるいは $C_{D*}A/m$ で与えられる．ここでは，物体を球体と単純化しているので，実際に飛散する可能性のある物体の空力パラメータの値を見積もっておく．塊状の物体の代表面積 Aは物体の体積V が球と等価な場合の見つけ面積

$$A=\pi r^2=\frac{3V}{4r} \quad (18)$$

として評価した．ここで，r は体積が物体と等価な球の半径で $r=\sqrt[3]{3V/4\pi}$ である．また，棒状および平板状（直方体とする）の物体の平均的な C_DA は各

Table 2 Aerodynamic parameters of flying debris

物体	高さ z (m)	幅 y (m)	奥行 x (m)	C_{Dz}	C_{Dy}	C_{Dx}	質量 m (kg)	C_DA/m (m^2/kg)	TaC_D 注 1)
木片	0.04	0.09	2.00	1.2	1.2	2.0	3.6	0.030	11.9
木片	0.04	0.09	0.10	1.2	1.2	2.0	0.18	0.042	16.9
石	0.10	0.10	0.10	2.0	2.0	2.0	3.0	0.007	2.8
小石	0.01	0.01	0.01	2.0	2.0	2.0	0.003	0.067	26.7
瓦	0.01	0.30	0.30	1.2	2.0	2.0	2.7	0.015	5.9
物置	1.80	0.90	1.50	2.0	2.0	2.0	120	0.032	12.6
室外機	0.80	0.25	0.30	2.0	2.0	2.0	10	0.034	13.8
乗用車	3.10	1.60	1.30	2.0	2.0	2.0	1430	0.005	2.1
トラック	5.00	1.90	1.30	2.0	2.0	2.0	4750	0.003	1.0
プレハブ小屋（空）	1.85	1.85	2.60	2.0	2.0	2.0	460	0.019	7.6
庇	0.20	2.10	11.0	1.2	2.0	2.0	680	0.016	6.5
太陽光パネル	0.05	1.00	1.20	1.2	2.0	2.0	14.5	0.038	15.3
鉄パイプ	1.00	0.05	0.05	2.0	0.7	0.7	4.2	0.006	2.4
鉄パイプ	2.00	0.05	0.05	2.0	0.7	0.7	8.4	0.006	2.4
ドラム缶（空）	0.90	0.60	0.60	2.0	0.7	0.7	24	0.021	8.2
木の厚板 注 2)	3.66	0.29	0.09	2.0	2.0	2.0	14	0.027	10.8
自動車 注 2)	5.00	2.00	1.30	2.0	2.0	2.0	1810	0.007	2.8

注 1) $V_{tmax} = U_0 = 80$m/s の場合の値
注 2) 文献 11)に示された値

軸方向の見つけ面積 A_x, A_y, A_z，および抗力係数 C_{Dx}, C_{Dy}, C_{Dz} を用いて，

$$C_DA = \frac{1}{3}(C_{Dx}A_x + C_{Dy}A_y + C_{Dz}A_z) \qquad (19)$$

として求めた．ここで，式(12)からわかるように，空力パラメータ T_aC_D の値は基準風速 $V_{t\max}$ によって変化するので，基準風速によって変化しない空力パラメータ C_DA/m の値も示してある．幾つかの代表的な飛散物に対する C_DA/m，T_aC_D の値を，Table 2 にまとめる．

(5) 飛散開始条件

飛散物の速度は物体の形状，重さ，物体の飛散開始位置（地面からの高さ，渦に対する相対的な位置），初期速度，さらには渦の移動速度や渦内の気流性状の違いによって様々に変化する．実際の竜巻による飛散物の飛散開始状況を考えると，物体は必ずしも地面から飛び出すわけではなく，屋根の上から飛び出したり，壊れた建物の部材が飛び始める場合もある．また，飛び始める際の周囲の風速も，物体を移動させるに十分な空気力が加わるほど大きな場合だけでなく，風速が小さくても他の飛散物の衝突による衝撃力により飛び出す，飛散している物体が分解する，など，様々な条件が考えられる．このように，飛散開始条件を評価することは複雑で多岐にわたっているため，ここでは，渦の中央付近のある範囲内において時空間的に一様に物体を放出し，十分多くの飛翔経路を計算することによって，統計的に偏りのない飛散特性を求めることを考えた．物体を投入する高さは，物体がどのくらいの高さまで到達するか，を考慮して決めることになると思われるが，ここでは物体の投入高さをU. S. Nuclear Regulatory Commission 2007 に準じて最大40mまでとし，それ以下の幾つかの高度から放出した．また，放出時の速度も種々考えられるが，ここでは地面に対する相対速度が0として飛散し始めるとする．

上述の考察により物体の投入位置は一定高度で，Fig. 7に示すように最大接線風速半径の3倍×3倍の範囲で，最大接線風速半径の1/4間隔で一様な分布となるように投入し，各物体が地面に落下するまで追跡し，その間の飛翔性状を記録した．したがって，プログラムの中で一度に計算する飛散物の数は625個とし，各飛散物が地面に落下する，あるいは水平方向に最大接線風速半径の約13倍，鉛直方向に最大接線風速半径の約18倍の大きさを持つ解析領域から外に出るごとに新しい飛散物を投入し，同じ投入位置では異なる時刻に次の物体を放出することになる．各投入位置から放出する物体の個数について事前に幾つかの条件で放出数を変化させて調べたところ，最大速度に関しては放出数500個と2000個では2000個の場合の方が1%程度大きくなっただけで，ほとんど違いがなかったので，ここでは500個放出した結果を示す．各飛散物が地面に落下する，あるいは解析領域から外に出るまでの速度，位置等を記録した．

つくばの竜巻被害では，自動車等かなり重たく大きな物体も強風により飛ばされていたが，これら自

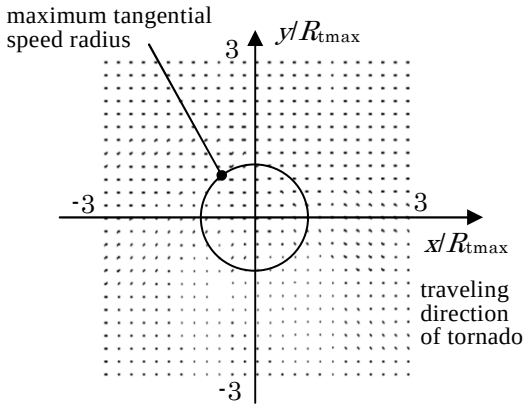


Fig. 7 Release points of flying debris

動車等が他の建物等を破壊するほどの高さまで飛んだものは少なかったと考えられる．ここでは，衝突により風下の建物を破壊して被害を及ぼす可能性の高い，比較的遠くまで飛ぶ物体（小石や木片）の飛翔性状を調べることとし，前項で示した空力パラメータ C_DA/m の値で0.007から0.07までの範囲（C_DA/m = 0.007，0.04，0.07．最大接線風速=80m/sとした場合，T_aC_D の値で2.7から27）の計算を行った．計算に際して，投入高さを5,10,20,30,40m，最大接線風速を50,80m/s，最大接線風速半径を20,25,30m，渦の移動速度を15,25,35m/sと，それぞれ変化させて影響を調べた．計算に用いた渦の気流性状は渦が移動しない場合の竜巻シミュレーターによる計算結果を用いており，渦の移動は，渦の計算を行った座標系を渦の移動速度で動かしているだけである．すなわち，物体の運動を計算する座標系では投入時の物体の速度は渦の移動速度（反対方向）とし，飛散物の対地速度は物体の計算結果と渦の移動速度の和として求めた．

3.　計算結果

3.1　物体の飛散性状

Fig. 8に物体の飛散例を示す．渦は上から見て反時計回りに回転し，x軸方向に移動している．物体はおおむね渦の回転に沿って飛翔する．物体は放出位置において，物体を持ち上げるのに十分な鉛直上方の風速成分が存在すると，いったん上昇した後，下降する．以下では，建物に被害を及ぼす効果を評価するという観点から，飛散物の対地最大水平速度 $\sqrt{(\tilde{u}+\tilde{V}_{tr})^2+\tilde{v}^2}$（ここで $\tilde{V}_{tr}$ は渦の移動速度）で衝撃力を検討する．Fig. 8に示すように物体の飛散は3次元的に分布するが，以下では，解析範囲内の全てのxにおける対地最大水平速度を，渦の進行方向前方から渦の方を見た$y-z$ 鉛直面に投影した図で検討を行う．

（1）放出高さの影響

Fig. 9に示すように，対地最大水平速度は渦の中心の左側，渦の回転と移動速度が加わり風速の大きくなる領域で大きくなる．物体の存在する範囲は放出高さに伴って高くなる．また，飛散物の最高速度の発現位置も渦の左側，最大接線風速半径の3倍以内に見られ，放出高さと共に上空に広がる．ただし，対地最大水平速度は放出高さ40mよりも低い方が大きくなったが，5から20mではほとんど変わらなかった．Fig. 9に示した条件（C_DA/m ＝0.07，最大接線風速80m/s，最大接線風速半径30m，渦の移動速度35m/s）では対地最大水平速度は99～109m/sとなった．衝撃力を評価するうえでは，飛散物の持つ運動量やエネルギーの値も重要なので，対地最大実効速度

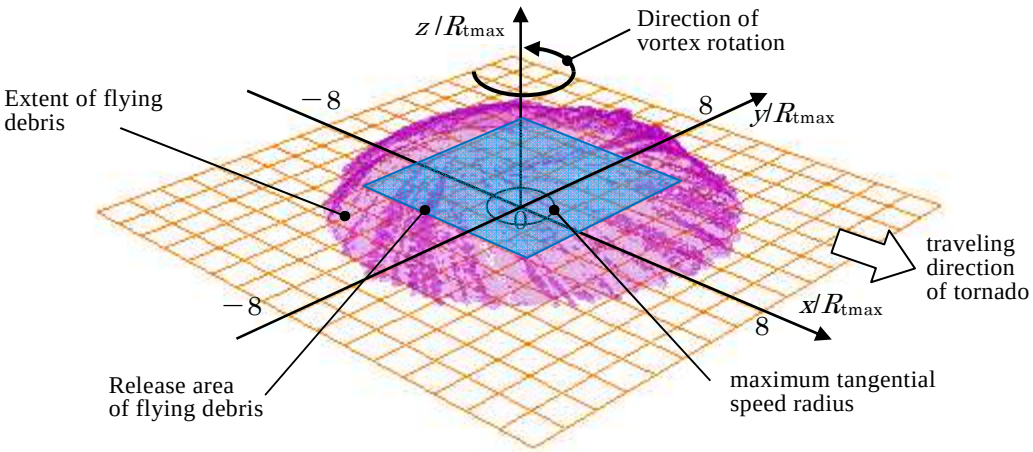


Fig. 8　Extent of flying debris released from square plane shown in the coordinate fixed on the vortex

$\sqrt{(\tilde{u}+\tilde{U}_m)^2+\tilde{v}^2+\tilde{w}^2}$ についても調べると99～112m/sとなり，対地最大水平速度とほとんど変わらず，いずれも最大値は高さ5mから放出した場合に生じた．

（２）空力パラメータ C_DA/m の影響

空力パラメータ C_DA/m の値は物体の飛び易さを示すので，Fig. 10に示すように C_DA/m の値が大きくなるほど最大水平対地速度は大きくなり．今回計算を行った，最大接線風速80m/s，最大接線風速半径30m，放出高5，40m，渦の移動速度35m/sの範囲では，対地最大水平速度は67～109m/s，対地最大実効速度は70～112m/sとなり，いずれも最大値は $C_DA/m=0.07$ の場合に生じた．

（３）最大接線風速V_{tmax}の影響

物体が受ける空気力は風速の2乗に比例して大きくなるので，Fig. 11に示すように最大接線風速が大きくなるほど最大水平対地速度は大きくなった．今回計算を行った，C_DA/m ＝0.07，最大接線風速50, 80m/s，最大接線風速半径30m，放出高さ5, 10, 40m，渦の移動速度35m/sの範囲では，対地最大水平速度は80～109m/s，対地最大実効速度は81～112m/sとなり，いずれも最大値は最大接線風速80m/sの場合に生じた．

（４）渦の移動速度V_{tr}の影響

Fig. 12に示すように，渦の移動速度が大きくなるほど最大水平対地速度は大きくなった．今回計算を行った，C_DA/m ＝0.07，最大接線風速80m/s，最大接線風速半径30m，放出高さ5, 10, 40m，渦の移動速度15, 25, 35m/sの範囲では，対地最大水平速度は86～109m/s，対地最大実効速度88～112m/sとなり，いずれも最大値は渦の移動速度35m/sの場合に生じた．

（５）最大接線風速半径R_{tmax}の影響

今回計算を行った，C_DA/m ＝0.07，最大接線風速80m/s，最大接線風速半径20, 25, 30m，放出高さ5, 10, 40m，渦の移動速度35m/sの範囲では，Fig. 13に示すように，放出高さ5mでは最大接線風速半径が大きくなるほど最大水平対地速度は大きくなった．図には示していないが，放出高さ40mでは放出高さ5mよりも最大値はわずかに小さくなった．最大水平対地速度は98～109m/s，対地最大実効速度99～112m/sとなり，いずれも最大値は最大接線風速半径30mの場合に生じた．

3.2　飛散物の衝撃力の検討および考察

前節の計算結果をまとめると，以下のようになる．

- 物体の飛び易さを示す C_DA/m が大きいほど，最大接線風速や最大接線風速半径，さらには渦の移動速度が大きいほど飛散中の対地最大速度は大きくなる．
- 飛散物の対地最大速度は渦の回転と移動速度が加わり風速が大きくなる領域で大きくなり，対地最大速度の発現位置は最大接線風速半径の3倍以内に見られ，放出高さに伴って上方に広がる．

飛散物の衝撃力は速度が大きいほど大きいと考えられるので，飛散物の持つ衝撃力を飛散中の最大速度を持つときの運動量，運動エネルギーで評価する．2.2（５）の考察から，ここで評価する飛散物は衝突により風下の建物を破壊して被害を及ぼす可能性の高い小石や木片を想定し，Table 2の中で C_DA/m の値が計算で用いた値に近い石（3kg)，木片（0.18kg)，小石（0.003kg）とした．今回行った計算条件の範囲内で飛散中の対地水平速度，および，対地最大実効速度が最大値を取る場合の運動量，運動エネルギーを求めTable 3にまとめた．それによると，石（3kg)，木片（0.18kg），小石（0.003kg）に対する運動量，運動エネルギーの最大値は，それぞれ，216,19,0.3 kgm/s，156,1.9,0.04 kJとなった．

計算に用いた渦の風速は，ビデオ画像や被害程度から推測されたものである．とくに，ビデオ画像の解析は，飛散物の速度を測定しているために，実際の風速はそれよりも大きくなっている可能性が高い．また，上空の風速は地面付近よりも早いとみられるので，上空の渦内の風速は被害から推定された速度より大きいと考えられる．しかし，平均風速の最大値がどれくらい大きいかについては不明な点が多いので，今回の解析ではビデオ画像などで求まった値を渦の最大平均風速として用いた．一方，ここで評価した石や木片では，最大飛散速度は渦の最大接線風速の時間平均値と移動速度の合計の63%から97%となった．計算に用いた渦内の気流性状は非定常乱流場なので，Fig. 5に示したように瞬間的には平均値の最大1.7倍程度になり，また，上空に舞い上がった飛散物は落下時に加速されることを考慮すると，飛散物が平均風速の最大値まで増速している結果は妥当なものと考えられる．この結果は，ビデオ画像の解析結果などから得られた飛散物の最大速度で，渦の最大平均風速を評価しても大きな差は生じないことを示唆している．

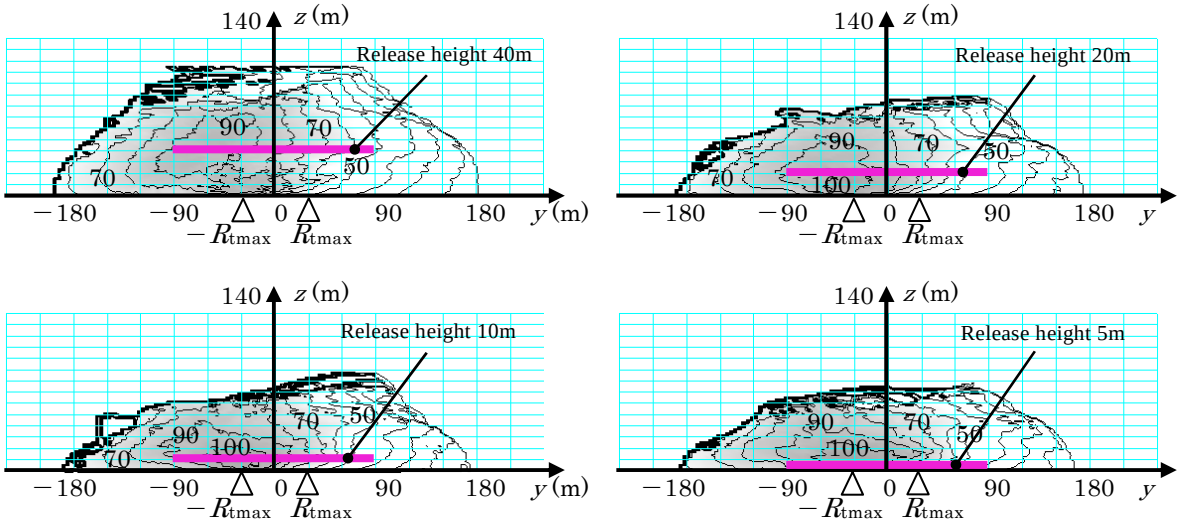


Fig. 9 Variation of distribution of maximum horizontal speed U_{rgmax} (m/s) of flying debris with release height

$C_DA/m=0.07(m^2/kg)$, $V_{tmax}=80(m/s)$, $R_{tmax}=30(m)$, $V_{tr}=35(m/s)$

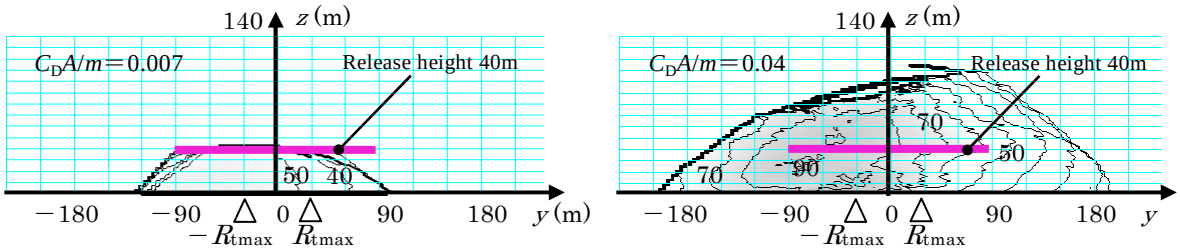


Fig. 10 Variation of distribution of maximum horizontal speed U_{rgmax} (m/s) of flying debris with C_DA/m

Release height 40m, $V_{tmax}=80(m/s)$, $R_{tmax}=30(m)$, $V_{tr}=35(m/s)$

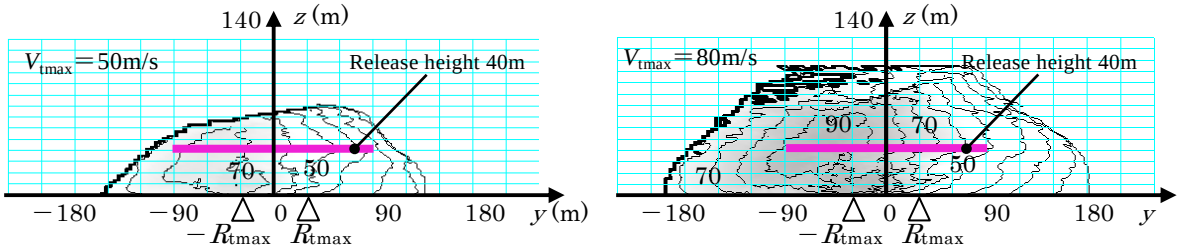


Fig. 11 Variation of distribution of maximum horizontal speed U_{rgmax} (m/s) of flying debris with V_{tmax}

$C_DA/m=0.07(m^2/kg)$, release height 40m, $R_{tmax}=30(m)$, $V_{tr}=35(m/s)$

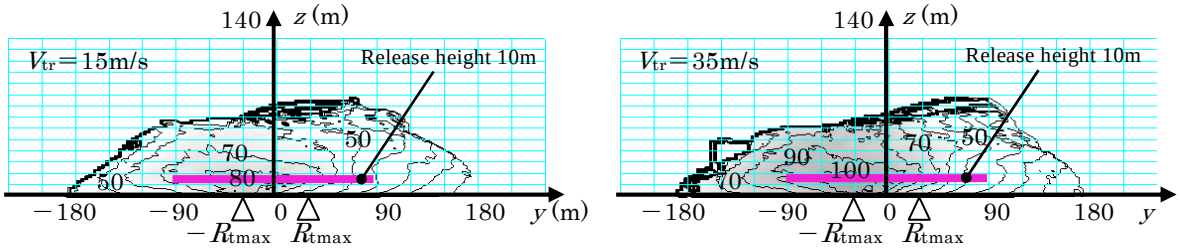


Fig. 12 Variation of distribution of maximum horizontal speed U_{rgmax} (m/s) of flying debris with V_{tr}

$C_DA/m=0.07(m^2/kg)$, release height 10m, $R_{tmax}=30(m)$, $V_{tmax}=80(m/s)$

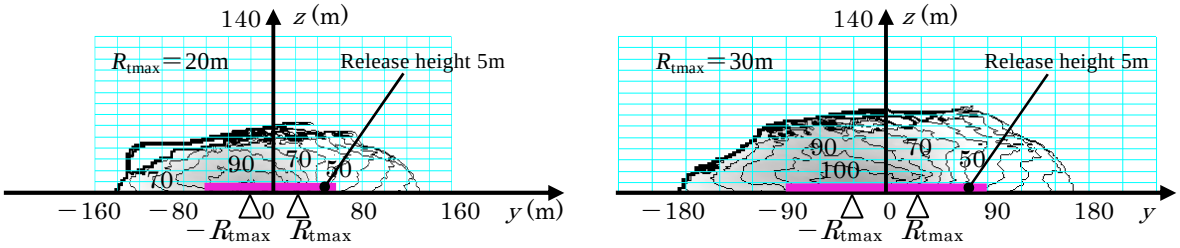


Fig. 13 Variation of distribution of maximum horizontal speed U_{rgmax} (m/s) of flying debris with R_{tmax}
C_DA/m＝0.07(m^2/kg), release height 5m, V_{tr} = 35(m/s), V_{tmax}= 80(m/s)

Table 3　Maximum values of momentum and kinetic energy of flying debris

Body	Aerodynamic parameter C_DA/m (m²/kg)	Ground speed (m/s)	Mass (kg)	Momentum (kgm/s)	Energy (kJ)
Stone	0.007	72	3	216	156
Timber	0.04	103	0.18	19	1.9
Gravel	0.067	112	0.003	0.3	0.04

4.　まとめ

竜巻中の飛散物の速度を推定するために，つくば市で発生した竜巻と同様な気流性状をもつ竜巻状の渦を数値的に発生させ，モデル化された飛散物をその中で放出し，飛翔運動を計算して地面付近における飛散物の速度を求めた．得られた結果をまとめると以下のようになる．

・物体の飛び易さを示すC_DA/mの値が大きいほど，最大接線風速や最大接線風速半径，さらには渦の移動速度が大きいほど飛散中の対地最大速度は大きくなる．
・飛散物の速度は渦の回転と移動速度が一致する領域で大きくなり，その発現位置は最大接線風速半径の3倍以内に見られる．
・今回の竜巻で発現したと考えられる気流性状の範囲内で，代表的な飛散物の衝撃力の最大値を速度，運動量，運動エネルギーとして求めると，石（3kg），木片（0.18kg），小石（0.003kg）に対して，それぞれ72, 103, 112 (m/s), 216, 19, 0.3 (kgm/s), 156, 1.9, 0.04 (kJ)となった．また，最大飛散速度は渦の最大接線風速の時間平均値と移動速度の合計の63%から97%となった．
・ビデオ画像の解析結果などから得られた飛散物の最大速度で，渦の最大平均風速を評価しても大きな差は生じないことが示された．

謝　辞

本研究は，平成24年度文部科学省科学研究費補助金（特別研究推進費）24900001の補助を受けて行われたものである．

参考文献

内田孝紀・杉谷賢一郎・大屋裕二（2004）：一様流中に置かれた急峻な単純地形まわりの気流性状の評価，日本風工学会論文集，No.100，pp.35-43.

竹内真弓・近藤潤一・森本康幸・前田潤滋（2010）：強風下での球状体の飛散状況に及ぼす変動風速の鉛直横方向成分の影響，その1 鉛直横方向成分を考慮した変動風速場の生成，日本建築学会学術講演梗概集. B-1，構造I，pp.117-118.

立川正夫・福山雅弘（1980）：平板の空力特性と飛散の性状について，第６回風工学シンポジウム論文集，pp.231-238.

野田稔・長尾文明・政井一仁（2012）：六自由度飛行軌道解析による平板状飛散物の飛行性状の検討，構造工学論文集，Vol.58A, pp.542-551.

前田潤滋（研究代表者，2013）：平成24年5月6日に北関東で発生した竜巻の発生メカニズムと被害実態の総合調査，平成24年度文部科学省科学研究費補助金（特別研究促進費課題番号24900001）報告書.

文字信貴（1982）：竜巻渦の室内実験，京都大学防

災研究所年報，vol.25 A, pp.27-45.
文字信貴・光田寧（1983）：竜巻実験装置を用いた１セル及び２セル渦の研究, 京都大学防災研究所年報，vol.26 B-1, pp.393-401.
U. S. Nuclear Regulatory Commission Revision 1 (2007) : DESIGN-BASIS TORNADO AND TORNADO MISSILES FOR NUCLEAR POWER PLANT, OFFICE OF NUCLEAR REGULATORY RESEARCH REGULATORY GUIDE 1.76 (Draft was issued as DG-1143, dated January 2006)
Holmes, J. D., Baker, C. J., Tamura, Y. (2006) : Short note Tachikawa number: A proposal, Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, Vol.94, pp.41-47.
Holmes, J. D. (2007) : Wind Loading of Structures, Taylor & Francis second edition, p.22.
Kuai, L. F.L.Jr. Haan, W.A.Jr. Gallus and P.P. Sarkar (2008) : CFD Simulations of the flow field of a laboratory-simulated tornado for parameter sensitivity studies and comparison with field Measurements, Wind and Structures, 11(2), pp.75-96.
Maruyama, T. (2011) : Simulation of flying debris using a numerically generated tornado-like vortex, Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics. 99(4), pp.249-256.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

京都盆地水系における地下水環境への気候変動影響の定量的評価
—MRI-AGCM2.3sを用いた気候変動影響評価—

Quantitative Evaluation of Global Climate Change Impact on Groundwater Environment in Kyoto Basin

城戸由能・北側有輝(1)・中北英一

Yoshinobu KIDO, Yuki KITAGAWA(1) and Eiichi NAKAKITA

(1) 京都大学大学院工学研究科

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

In order to evaluate groundwater environment for appropriate and sustainable use, impact assessment should be carried out with considering global climate change in future by using groundwater flow and water quality model. In this study, generally used type of two dimensional saturated groundwater flow model and advection-dispersion equation for Total Nitrogen (T-N) are used. Precipitation data is supplied from GCM calculation results (MRI-AGCM3.2s), where single mesh can almost cover study area because spatial resolution of this data is 20km. In order to obtain probabilistic estimation from simulation results calculated by a lot of precipitation information, rainfall data surrounding meshes of target area are applied.

A risk of groundwater drawdown and water quality deterioration is evaluated with time and space domain by using multiple calculation results. These results are analyzed by using of probabilistic distribution function (PDF).

キーワード: 気候変動，地下水，定量的評価，確率密度関数
Keywords: global climate change, groundwater, quantitative assessment, probabilistic distribution function

1. はじめに

高度経済成長期の日本では，人口増加や経済発展による水需要増加を補うため，地下水の過剰揚水による地下水位低下がもたらした地盤沈下等の公害が発生した．その対策として，工業用水法（1956年制定）や各地方自治体の条例により揚水規制等が実施された結果，近年では，極端な地盤沈下の発生事例は少なくなった．また，トリクロロエチレン等の有機溶剤や重金属類による地下水水質汚染問題は現在でも継続する地下水環境の問題である．

一方，集中豪雨や異常渇水等の極端な気象現象に伴う水災害が多発しており，河川等表流水のみならず地下水への影響も懸念されている．わが国でも近年，気候変動を原因とする災害の巨大化・頻発化を対象とした大型研究プロジェクト（文部科学省の21世紀気候変動予測革新プログラム（2007～2011年）や気候変動リスク情報創生プログラム（2012～2016年）等）が進められ，河川流況への影響評価や適応策の検討が進められているが，地下水環境への定量的な影響評価についての検討事例は国内外を通して多くは見られない．

本研究では，今後の適正な地下水利用と持続可能な水資源の確保を行うために，揚水量や涵養量を含む流動特性と表流水系から供給される様々な汚濁物質の地下水帯水層内での挙動を含む水質特性を評価できる地下水流動・水質モデルと全球気候モデル(GCM)の出力を用いて，気候変動がもたらす地下水環境の変化を解析し，その結果を統計確率的に処理することで，将来的に持続可能な地下水利用の方策を検討するための定量的な影響評価情報を作成することを試みた．

2. モデル・使用データと現況再現計算

本研究では，先行研究（城戸ら，2011）を基に，Darcy式を基礎とした飽和二次元地下水流動・水質モデルを使用した．本章では，2.1節でモデルの概要を説明し，2.2節で対象領域と地盤構造の同定方法について述べ，2.3節で現況再現計算と観測値を比較した内容を紹介する．

2.1 飽和二次元地下水流動・水質モデル

本研究で用いた地下水流動モデルは，先行研究（栗津ら，2011）で作成した飽和平面二次元の地下水流動モデルを用いた．基礎式は以下の式で表される．

$$\lambda\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left\{k(h-s)\frac{\partial h}{\partial x}\right\}+\frac{\partial}{\partial y}\left\{k(h-s)\frac{\partial h}{\partial y}\right\}+\varepsilon \quad (1)$$

ここで，λ：有効間隙率，h：地下水位[m]，k：透水係数[m/s]，s：帯水層基盤標高[m]，ε：涵養量および揚水量[m/s]，x,y：空間座標，t：時間とする．この式で示される涵養量には地表面および河川河床部を通した浸透・流出量および揚水量が含まれている．これらの涵養量は全て栗津ら（2011）と同様に，地表面からの浸透量はHortonの浸透能式に基づいて決定し，河川河床部からの浸透量は，河床に薄い難透水層が存在することを仮定し，その透水係数と河川水位と地下水位差に基づき河川・地下水間の交流現象を表現している．揚水量については市区町村別の統計データと土地利用データに基づいて地下水からの引き抜き量として与えた．また，運動方程式はDarcy則に従うとした．数値計算の境界条件としては，領域部の基盤標高の高低差に従って流出入を算定する分水嶺境界条件と流量境界条件の二種類の条件を用いている．空間差分間隔は100[m]，時間差分間隔はCFL条件の考え方に基づき 3,600[s]を与えた．また，くり返し前後の水位差の収束判定条件を1×10^{-5}[m]以下とした．

地下水水質モデルについても，栗津ら（2011）に基づき，移流分散を基本とするモデルに，降雨浸透量・河川涵養量・揚水量を加えたモデルを用いた．基礎式は以下の式で表される．

$$\lambda\frac{\partial\{(h-s)C\}}{\partial t}=\lambda\frac{\partial}{\partial x}\left\{D(h-s)\frac{\partial C}{\partial x}\right\}+\lambda\frac{\partial}{\partial y}\left\{D(h-s)\frac{\partial C}{\partial y}\right\}-\frac{\partial\{v_x\cdot(h-s)C\}}{\partial x}-\frac{\partial\{v_y\cdot(h-s)C\}}{\partial y}+\varepsilon\cdot C_r \quad (2)$$

ここで，C：物質濃度[mg/L]，D：拡散係数[m^2/s]，ε：涵養量および揚水量[m/s]，C_r：涵養による物質流入濃度および揚水による物質流出濃度[mg/L]，v_x,v_y：水平方向Darcy流速[m/s]とする．拡散係数については文献値を参考に，水平方向で一定として与えた．水質モデルは流動モデルと連動しており，流動モデルで求めたDarcy流速を基に，移流量が決まり，降雨浸透・河川涵養・揚水といった表流水とのやりとりで地点毎に濃度が変動するようになっている．河川からの涵養水中物質濃度については河川水の水質観測濃度を用いて一定とし，降雨による河川水質の変動等は考慮していない．また，地表面からの涵養水中濃度は，複数の文献から地下水への年間供給負荷量等のデータを収集し，総涵養水量で除した値を求め，その値を濃度として与えた．

2.2 対象領域と地盤構造

本研究では，京都盆地を対象領域とした．京都盆地では，古くから醸造業や染色業等に地下水を用いており親しみが深く，現在でも名水や名井が多く存在している．揚水により地盤沈下や井戸の枯渇が発生したことから，地下水環境の変化により重大な問題が発生する可能性が高く，気候変動による影響を評価する対象として適切であると判断した．

北岡ら（2011）によると，京都盆地の地下水帯水層の大きさを南北約35km，東西約10km，深さを最深部で0.8kmと仮定してその体積を約125km^3とし，さらにボーリングデータに基づいて砂礫層と粘土層との割合は56:44，砂礫層の平均間隙率を30%と仮定した場合，京都盆地の貯水量は211億m^3と試算し，琵琶湖の約2/3程度の地下水量が京都盆地内に存在しているとしている．しかし，これらの仮定が正しいとしても，100mを超える深度の地下水は容易に利用できず，有効利用できる浅層地下水の水量は非常に限定されると考えられる．

本研究では，田中ら（2009）が作成した地表標高データ，土地利用データ，帯水層基盤標高データ，透水係数データ，有効間隙率データを使用した．地表標高は国土地理院の数値地図50mメッシュから，土地利用は国土地理院の国土数値情報土地利用メッシュ（100m）から作成し，帯水層基盤標高，透水係数，有効間隙率は，関西圏地盤情報データベース(関

西地盤情報協会2006)に収録された3,600地点余りのボーリングコアデータを基に空間内挿補間して作成している．このように観測・調査データをベースとして空間的に高密度な帯水層構造に関するデータを作成することは地下水解析を行う上では非常に有用といえる．

解析範囲はFig.1に示す南北約30km，東西約15kmの領域を空間解像度100mで分割したメッシュ毎に計算している．長方形の計算領域の外部境界は全て自由境界であるが，領域内に流量境界や分水嶺境界となる条件を含んでおり，その内側を評価領域(図中黄色線内)とした．

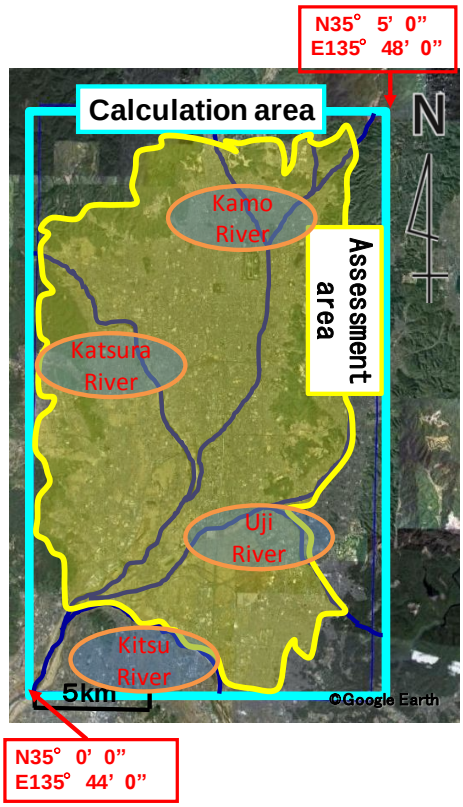


Fig.1 Calculation and Assessment Area

2.3 現況再現計算

本研究で用いたモデルの再現性は栗津ら(2011)により評価されている．栗津らは，観測雨量から上記モデルを用いて計算した地下水位およびT-N（全窒素）濃度と観測値を用いて，複数の地点において地下水位の時系列変動，および全期間平均水位・T-N濃度を空間分布で比較した．水位の時系列変動に関しては，地点によって再現性に大きな差があった．全般的には，平均値に偏りが見られたが，降雨時の水位変動の再現性は高く，特に三川合流地点付近では，平均値バイアス差も少なく変動の再現性も高い結果となった．水位空間分布比較では，観測値と計算値が概ね±10[m]以内となっており，高い再現性を示した．水質空間分布比較では，観測値と計算値の差は観測濃度値とほぼ同等の±2.0[mg/L]に収まっているが，水位と比較して相関は低かった．代表地点における地下水位とT-N濃度の観測値･計算値の相関図をFig.2に示す．

3. 気候変動が地下水環境へ与える影響評価

本研究では，気象庁気象研究所の高解像度全球大気モデルAGCM20の後期ラン（MRI-AGCM3.2s）の現在気候および近未来気候実験の降水データを用いて地下水位とT-N濃度のシミュレーションを行い，現在気候下の計算結果を基準として将来変動を評価した．3.1節では，このAGCM20を用いて行った疑似アンサンブル計算ついて述べ，3.2節でシミュレーション結果を述べる．さらに3.3節では，シミュレーション結果を地盤構造と水収支の面から考察する．

3.1 疑似アンサンブル計算の必要性について

AGCM20の空間解像度は約20kmであり，対象領域の京都盆地をほぼ一つのメッシュで覆ってしまうため，単一の降水データを用いた計算・評価は行える

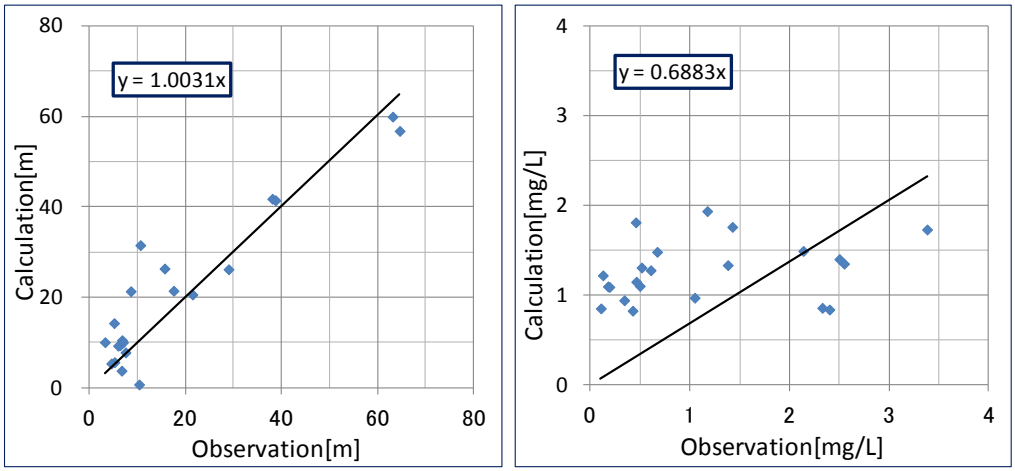


Fig.2 Correlation of groundwater level (L) and Total Nitrogen (R)

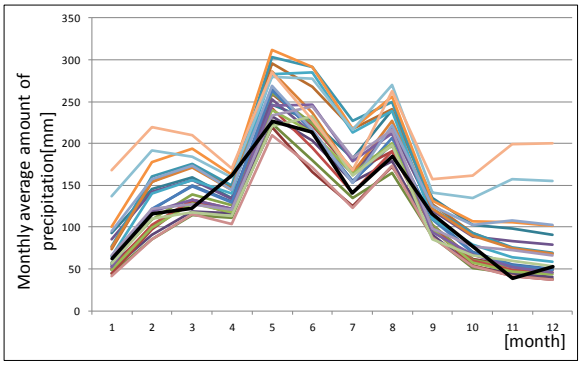


Fig.3 Monthly average amount of precipitation in each mesh and target area observation during 25 years in present period

が，全球大気モデルの空間再現精度を考慮すると，対象領域を覆うメッシュだけでなく，隣接するメッシュの降水データが対象領域上の降水を表現している可能性がある．そのため，対象領域周辺の5×5メッシュの降水データをモデルに適用する候補としたが，AGCM20は水面温度を境界条件としており，大阪湾と琵琶湖等の水塊を多く含む2メッシュについては，地表のみのメッシュとは異なる条件となることを考慮し，これらを除いた．さらに，残りの降水データのうち，現在気候（1979年～2003年）での降水データの時系列変動傾向が観測値と大きく異なるものがあり，地域の降水特性の差異が強く現れていると考えられた(Fig.3)．特に，近畿北部域に相当するメッシュでは冬季に降水量大きく，降雪の影響が強いと考えられる．そこで，月別の平均月間降水量に関して観測値(京都気象台)とAGCMの降水データとの相関を調べ，観測値と同じような傾向のある降水データを選別した．このように選別された15個のメッシュの降水データの平均年間降水量の最大値は1,935mm，最小値は1,244mm，平均値は1,545mm，標準偏差は208mmとなっている．これは，観測値の平均年間降水量1,512mmと比較しても現実的な値となっており，モデルに適用するのに適切な降水データとなっている．本研究では，このように選別した複数の降水量データをモデルに適用して計算することにより，得た複数の出力値を総合的に判断するという疑似アンサンブル計算を行った．疑似アンサンブル計算を行うことにより，確率情報という形で定量的に影響評価を行うことが可能となる．

3.2 計算結果

シミュレーション計算結果を現在気候（1979~2003年）と近未来気候（2015~2039年）のそれぞれで期間平均し，近未来気候と現在気候での地下水位とT-N濃度の差をとり，地下水環境の変化を確認した．Fig.4は現在気候下を基準とした近未来気候での地下水位変化量（左）とT-N濃度変化量（右）を示す．

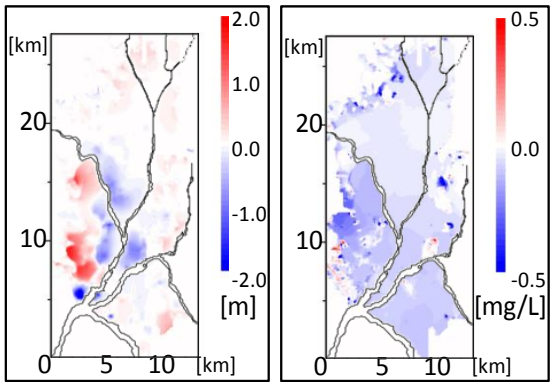


Fig.4 Difference map between calculated present and near future groundwater level(L) and total nitrogen(R)

近未来気候では，盆地中央部と三川合流地点北部で地下水位の低下（図中青）が見られた．特に三川合流地点北部の大山崎付近では2m程度低下すると考えられる．この地域には多くのビール工場等が立地しており，地下水利用量が多い地域であるので，地下水水位や水質の将来変化は大きな問題となる可能性が高い．さらに，アンサンブルメンバー間の標準偏差も大きく，降水量の差異により地下水位のばらつきの大きな地域である．その他，東西の山麓域では逆に水位上昇が見られるが，地下水揚水が大きな地点ではなく，水位変動の幅も小さい．

T-N濃度に関しては，近未来気候では現在気候より濃度が上昇する領域は少なく，また，アンサンブルメンバー間の標準偏差も全域で小さな値となっており，現時点の評価に基づくと地下水利用を阻害するほど水質が極端に悪化する危険性は小さいと考えられる．

3.3 地下水環境変化要因の考察

本節では，期間平均地下水位が著しく低下しており，アンサンブルメンバー間の標準偏差も大きく，地盤沈下や井戸枯渇の危険性が考えられる大山崎付近（三川合流地点北部）において，水位低下の要因を地盤構造と水収支の面から検討した．Fig.5に大山崎付近の地盤構造断面図を示す．

大山崎付近の帯水層は，小水盆状の構造をしており，地下水位が低下したとき周辺のメッシュから水が流れ込むような構造となっている．本研究では，降雨による地表浸透量は，栗津ら（2011）と同様に，Horton（1939）の浸透能式に基づいて算出した．Hortonの浸透能式では，降雨強度が地表の浸透能よりも強いと，表面流出量が増える仕組みになっている．現在気候よりも降水頻度が少なく，一降雨イベント毎の降水量が多い近未来気候では，地表面の浸透能よりも降雨強度の方が強くなり，表面流出量の総量が増え，全体的に地表浸透量が少なくなると考えられる．大山崎付近では，地盤構造上の理由から周囲の

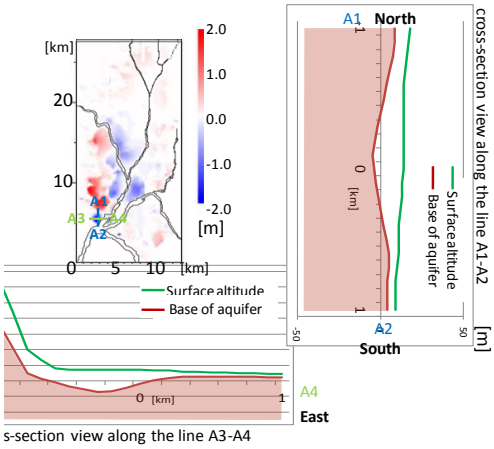


Fig.5 Cross-section view of aquifer structure

Table 1 Total water budget of Present and Near Future

	infiltration amount by rainfall	Pumping amount	Advection amount
Present	287,926㎥	1,080,917㎥	792,265㎥
Near Future	258,717㎥	1,230,087㎥	970,785㎥

メッシュの影響を受けやすく，水位低下が発生したことが推定できる．

次に，この大山崎地点での水収支を解析した．Table 1に現在気候と近未来気候での25年間合計の地表浸透量・揚水量・移流量を示す．前述の通りこの領域では地下水揚水量が多く，地表浸透量と同じオーダーとなっているため浸透量の変化が強く現れやすい．さらに地盤構造から推測した通り，近未来気候では，地表面からの浸透量が現在気候下より少なくなっている．それに加えて，近未来気候では揚水量も多くなっており，水位低下が発生していると考えられる．また，それを補うように，周囲のメッシュから水が流入してきている．以上の考察に基づくと，大山崎付近の水位低下の原因は，「降雨強度が強いため表面流出量が多く地下水位が低下しやすい近未来気候の傾向が，地盤構造によって強く現れた」ということと，「揚水量が増加した」ことによりさらに地下水位低下が促進されることが推定される．

4. 統計確率的な影響評価

本研究では，不確実性の高い地下水環境の変化を表現するために，確率情報を付加することにより，定量的に影響評価する手法を検討した．ここでは，空間的・時間的の2つ面から影響評価をおこなっている．4.1節では，対象領域内の影響範囲を面積率で表現する空間的影響評価について述べ，4.2節では，解析時間のうち影響が出ている時間の割合を算出することにより，影響時間を表現する時間的影響評価について述べる．なお，水質に関しては時系列での再現性が十分ではなかったため，時間的影響評価は行わなかった．

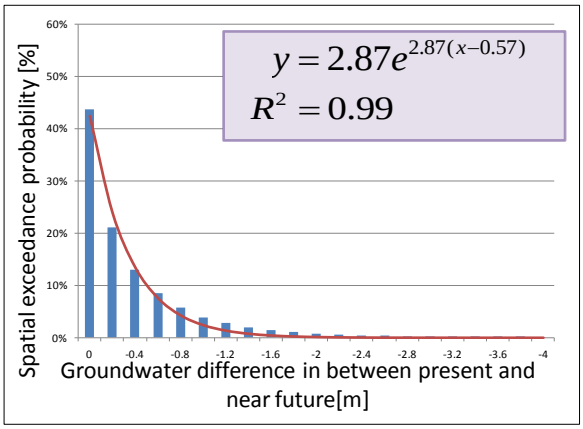


Fig.6 Spatial exceedance probability in average of all ensemble members and the approximate function

Table 2 Spatial exceedance probability and groundwater level difference

Spatial exceedance probability	Difference in groundwater level[m]
25%	−0.284
20%	−0.362
15%	−0.462
10%	−0.603
5%	−0.845

4.1 空間的影響評価

本節では，対象領域における影響範囲の割合を算出することで，空間的な影響評価を行った．具体的には，地下水位と水質のそれぞれで閾値を設け，閾値を超える水位低下・水質悪化が発生した地域が対象領域に占める割合（超過空間面積率）を全アンサンブルメンバー平均で計算した．さらに，その超過空間面積率が指数分布形状を示したため，最小二乗法で近似した．Fig.6は地下水位低下に関する全アンサンブルメンバー平均の超過空間面積率とその近似関数(式(3))を示している．

$$y = 2.87e^{2.87(x-0.57)} \quad (3)$$

地下水位の超過空間面積率の近似は，もとの分布値と近似関数の値の相関係数も0.99となっており，高い精度で近似できている．近似関数（式(3)）に基づくと，現在気候と比べて近未来気候では，対象領域内の20%の面積で−0.36(m)以上の水位低下が発生し，10%の面積で−0.60(m)以上の水位低下が発生していることが評価できる（Table 2）．また，各アンサンブルメンバ

Table 3 Occurrence probability calculated by approximation function

occurrence probability		spatial ratio		
		15%	10%	5%
drawdown	0.2m and more over	9.0%	14.2%	22.4%
	0.6m and more over	4.1%	11.4%	31.4%
	1.0m and more over	0.6%	4.0%	27.6%

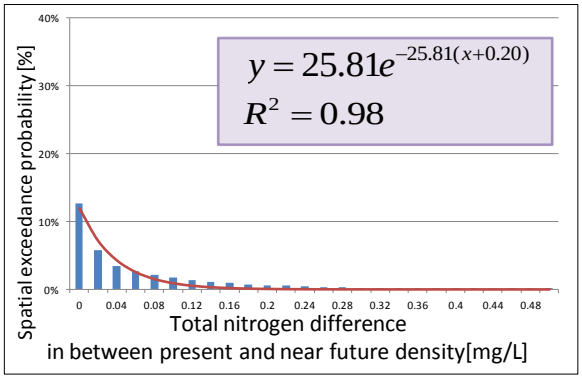


Fig.7 Spatial exceedance probability in average of all ensemble members and the approximate function

ーについても超過空間面積率を求め，水位低下が0.2, 0.6，1.0(m)の時のアンサンブルメンバーの度数分布を作成し，それぞれのアンサンブルメンバーの生起確率が同等だと仮定することにより，超過空間面積率を変数とした確率密度関数を求めた．水位低下が0.2, 0.6, 1.0(m)の時の超過空間面積率の近似確率密度関数は，それぞれ，以下の式で表される．

$$y = 9.10e^{-9.10(x+0.40)} \quad (4)$$

$$y = 20.28e^{-20.28(x+0.20)} \quad (5)$$

$$y = 38.90e^{-38.90(x+0.09)} \quad (6)$$

今回の解析では，全て指数分布関数で近似したが，それぞれの相関係数は0.81，0.97，0.98と高い近似を示している．これらの近似確率密度関数より，ある一定値の以上の水位低下が発生する面積が，確率情報と共に表現することが可能となる（Table 3）. Table 3より，0.2m以上水低下する時と比較すると，1.0m以上水位低下する時は，超過空間面積率が低い時のみ発生確率が高く，不確実性の低い評価となっている．

水質に関しても，同様の手順を踏んだ．水質に関する全アンサンブルメンバー平均の超過空間面積率の近似指数関数は式(7)で表される．

$$y = 25.81e^{-25.81(x+0.20)} \quad (7)$$

元の分布値と近似関数の値の相関係数は0.98と，高い精度で近似できている（Fig.7）．式(7)より，現在気候と比べて近未来気候では，対象領域内の10%の面積で全窒素濃度が0.017(mg/L)以上増加し，5%の面積で0.044(mg/L)以上増加する（Table 4）．

Table 4 Spatial exceedance probability and difference in total nitrogen concentration

Spatial exceedance probability	T-N concentration difference[mg/L]
15%	0.001
10%	0.017
5%	0.044

Table 5 Occurrence probability calculated by approximation function

occurrence probability		spatial ratio		
		15%	10%	5%
increasing total nitrogen density	0.00mg/L and more over	10.1%	19.4%	37.6%
	0.02mg/L and more over	0.1%	1.8%	24.8%
	0.04mg/L and more over	0.0%	0.0%	5.4%

また，各アンサンブルメンバーについて超過空間面積率を求め，全窒素濃度上昇が0.00，0.02，0.04(mg/L)の時のアンサンブルメンバーの度数分布を作成し，それぞれのアンサンブルメンバーの生起確率が同等だと仮定することにより，超過空間面積率を変数とした確率密度関数を求めた．全窒素濃度上昇が0.00, 0.02, 0.04(mg/L)の時の超過空間面積率の近似指数分布関数は，それぞれ，以下の式で表される．

$$y = 13.18e^{-13.18(x+0.25)} \quad (8)$$

$$y = 52.98e^{-52.98(x+0.06)} \quad (9)$$

$$y = 116.72e^{-116.72(x+0.02)} \quad (10)$$

元の分布の値との相関係数は，全て0.90を上回っており，精度の良い近似曲線を得られている．これらの近似確率密度関数より，ある一定値の以上の水位低下が発生する面積が，確率情報と共に表現することが可能となる（Table 5）．Table 5より，0.00mg/L以上濃度上昇が発生する面積率は，5%～15%の範囲で発生確率にばらつきがあり，不確実性の高い評価であるといえる．

4.2 時間的影響評価

本節では，近未来気候下において水位低下の危険性が高いと考えられる大山崎付近について，時間的な影響評価を行った．具体的には，全アンサンブルメンバー平均に対し，閾値を越える水位低下が発生している時間が全解析時間に占める割合（超過時間確率）を算出することにより，定量的な評価を行った．なお，現在気候での全期間平均地下水位を基準

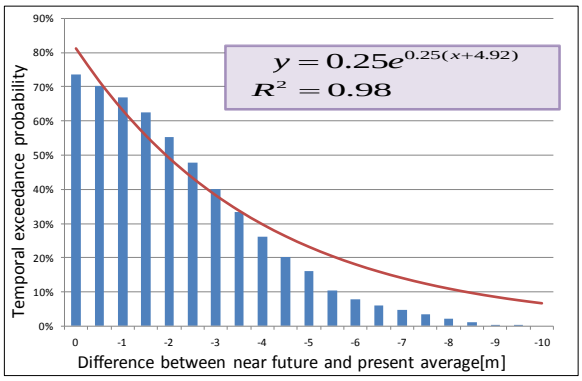


Fig.8 Temporal exceedance probability in average of all ensemble members and the approximate function

値として閾値を設定している．さらに，その超過時間確率が指数分布形状を示したため，最小二乗法で近似した．Fig.8は近未来気候における地下水位低下に関する全アンサンブルメンバー平均の超過時間確率とその近似関数は次式で表される．

$$y = 0.25e^{0.25(x+4.92)} \tag{11}$$

地下水位の超過時間確率について，元の分布と近似関数の値の相関係数は0.98で高い相関性を示しているが，現在気候平均との水位差が5(m)以上となる所では，近似関数では超過時間確率を高く見積もっている．ところで，時間的影響評価で算定した近未来気候の超過時間確率は現在気候での超過時間確率と比較することにより，初めて影響評価が可能となる．よって，現在気候下においても，同様に超過時間確率を算出し，指数分布関数で近似した．近似関数は次式で表される．

$$y = 0.29e^{0.29(x+2.85)} \tag{12}$$

これらの近似関数から，超過時間確率に対する現在気候平均地下水位からの水位差を求めた（Table 6）．Table 6に示すように，同じ超過時間確率でも，近未

Table 6 Margin from Present average according to temporal exceedance probability

temporal exceedance probability	margin from Present average[m]	
	Present	Near Future
60%	−0.306	−1.459
55%	−0.608	−1.805
50%	−0.938	−2.184
45%	−1.304	−2.604
40%	−1.712	−3.072

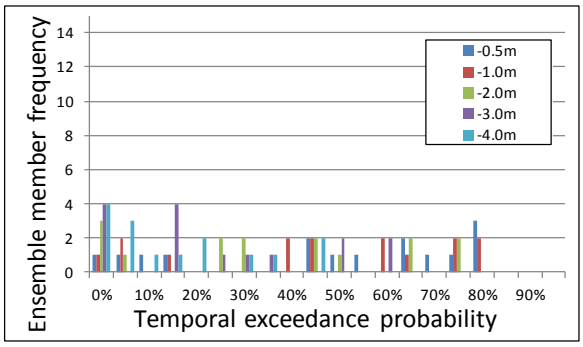


Fig.9 Ensemble member frequency according to temporal exceedance

来気候下の方が大きく水位低下している．また，時間的影響評価においても，空間的影響評価と同様に，それぞれのアンサンブルメンバーにおいて超過時間確率を算出し，生起確率が同等として，確率情報を付加した評価を試みた．しかし，どのような閾値においても，アンサンブルメンバーの度数分布はばらついており，分布関数の近似を行うことができなかった（Fig.9）．

5. 結論

本研究の目的は，気候変動が及ぼす地下水環境への影響を，確率統計的手法を用いて定量的に評価する手法を確立することである．これにより，持続可能な水利用へ向けた揚水規制などの対策や各種シナリオの影響評価にも応用することが可能となる．本研究で用いた飽和平面二次元地下水流動・水質モデル（城戸ら，2011）は，再現計算の結果，地下水位空間分布は良い再現性が得られており，水質空間分布も一定の再現性が得られている．また，時系列の地下水位に関しても，大山崎付近では高い水位相関が得られたが，水質に関しては時系列変化の再現性は十分得られなかった．モデルの精度向上が測られた場合でも，本研究で開発した定量的影響評価手法を同様に適用した影響評価が可能であるので，本研究では，モデル再現精度については言及していない．

本研究では，まず地下水位低下の危険性が高いと考えられた大山崎地点付近の地盤構造と水収支を調べ，近未来気候下での地下水位低下の要因を検討した．その結果，周囲の地下水位の影響を受けやすい地盤構造をもつ地点では，降雨強度が強いため表面流出量が相対的に多くなり，浸透量が減少することで地下水位が低下しやすいという近未来気候の傾向が強く現れるということが考えられた．

次に，気候変動による地下水環境への定量的影響評価手法の検討を行った．複数の入力値から得られ

た複数の出力結果から，総合的に判断するアンサンブル手法を取り入れることにより，将来の地下水位変動の不確実性を考慮した影響評価を，空間分布と時間変動の両面から行った．空間的評価手法では，アンサンブルメンバー平均の超過空間面積率に対する低下水位・濃度上昇を算出し，定量的評価を行った．また，それぞれのアンサンブルメンバーの超過空間面積率分布から，超過空間面積率の発生確率密度関数を求め，超過空間面積率に確率情報を付加した．時間的評価手法では，アンサンブルメンバー平均の超過時間確率に対する低下水位を算出し，定量的評価を行った．時間的評価手法では，アンサンブルメンバー平均の超過時間確率に対する近似を行うことができず，他の関数形を適用するなどの改善の余地がある．今後は，他の近似関数の適用と近似関数の選択方法についても検討していく予定である．

謝　辞

本研究は文部科学省・気候変動リスク情報創生プログラムの支援を受けた．記して謝意を表す．

参考文献

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.

北岡貴文・楠見晴重・中村真（2011）：京都盆地における複数の揚水井が地下水状に及ぼす影響と3次元揚水シミュレーション解析，地盤工学ジャーナル, Vol.6, No2, pp.371-381

城戸由能・栗津進吾・バトル アブドレイム・鳥井宏之・中北英一（2011）：京都盆地水系における表流水-地下水間の水･物質収支に関する観測調査，京都大学防災研究所年報，第53号B-53, pp.495-505

国土交通省河川局（1994～2004）：地下水水質年表，地下水技術協会

田中幸夫・城戸由能・中北英一（2009）：京都盆地水系を対象とした地下水流動および水質解析，京都大学防災研究所年報，第52号B-62, pp.607-624

Horton R. E（1939）: Analysis of runoff-plot experiments with various infiltration-capacity, Trans. Amer. Geophys. Union, pp.693-711

（論文受理日：2013年6月10日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

偏波レーダーから推定した定性的降水粒子情報の雲アンサンブル同化

Cloud Ensemble Assimilation of Qualitative Microphysics Information Estimated from Polarimetric Radar Observation

山口　弘誠・古田　康平(1)・中北英一

Kosei YAMAGUCHI, Kohei FURUTA(1) and Eiichi NAKAKITA

（1） 京都大学大学院工学研究科

(1) Graduated School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

An impact on rainfall prediction by the data assimilation of the qualitative precipitation information estimated from the polarimetric radar measurements is evaluated. Our developed meso-scale data assimilation system, CReSS-LETKF, is employed as a data assimilation method. The observation operator of data assimilation which converts the model variables into the mixing ratio of each ice-phased cloud microphysics variables such as graupel, snowflake and ice crystal is developed using both the polarimetric radar data and the video-sonde observation. A case of tapering cloud that caused a heavy rainfall at Kyoto in 2012 is chosen as an application. In the assimilation case, radar reflectivity and Doppler velocity are also assimilated. As a result, a strong rain band is formed which is similar to observation. The results will have effective influence on the short lead time rainfall prediction

キーワード：データ同化，偏波レーダー，短時間降水予測， 降水粒子判別， NWP
Keywords: data assimilation, polarimetric radar, short lead time rainfall prediction, hydrometeor classification, NWP

1. 本研究の背景と目的

近年，記録的な集中豪雨による災害が頻繁に発生している．2012 年を例にとると，7 月 11 日から 15 日には，九州北部をはじめ日本各地で梅雨前線に伴う集中豪雨によって甚大な被害が発生した．また 8 月 14 日には京都府南部豪雨が発生し，京都大学宇治キャンパス周辺でも河川の氾濫，浸水被害が発生した．このような梅雨に伴う豪雨災害をもたらす降雨現象は今後も増加傾向にあるのではないかとされており，それに対する研究も進められている．このような状況下で，豪雨という自然災害の猛威に対して我々が果たすべき使命は，河川管理やダム操作によって壊滅的な被害を回避し，仮に氾濫しても被害を最小限に留めることであり，そのために定量的な降水予測情報は極めて重要である．

防災の観点から実用的に求められる定量的な降水予測情報のスケールは，メソ β スケールと呼ばれる空間的に 20km～200km, 時間的に数時間先～12 時間先程度のスケールである．とりわけ，日本においてメソ β スケールの短時間降水予測は難しい．その理由は，国土が急峻な地形をもち降水システムが複雑化・局所化することや国土が海に囲まれており海域での観測情報が乏しいことがあげられる．さらに都市部のヒートアイランドの影響も指摘されており，ますます短時間降水予測を困難なものにする．ここ

で，短時間予測精度向上に関する研究も着実に進んできている．近年の研究の主流は，予測モデルの高解像度化，雲物理（雲微物理）過程の精緻化，海洋や陸面との相互作用を考慮した結合モデル開発があげられる．加えて，観測値のデータ同化による予測モデルの初期値精度向上が極めて有効な手段である．なぜならメソ β スケールのように短時間先降水予測にとっては，境界値よりも初期値の精度が予測結果に支配的に働くであるためである．

また，データ同化のために，気象レーダーによる観測値は大変有効である．気象レーダーは激しい現象をとらえ，正確に降水量を推定し，空間的・時間的に高解像度の情報が得ることが可能である．近年注目されている気象レーダーが偏波レーダーである．偏波レーダーにより観測される偏波パラメータは降水粒子の大きさや形，向きといった“形態”に関する特性をとらえることに優れている．そのため日本では，2010 年に国交省 X バンド MP（マルチパラメータ）レーダの導入が開始されて以降，2013 年現在もカバー域を広げるために新規レーダーの設置が行われ，主に降水量推定（QPE）への利用を目的に運用されている．その QPE 手法では雨滴粒径分布に関する観測パラメータが利用されているが，それ以外にも偏波レーダーでは降水粒子の形態に関するいくつかの観測パラメータが得られることから降水粒子の種類判別も可能となりつつあり，だからこそこのような情報をデータ同化し，偏波レーダーを用いた降水量予測（QPF）の有効な手法を確立させることが切望されている．

しかし，積乱雲スケールでのデータ同化研究はまだまだ少なく，特に氷相雲微物理に関するデータ同化手法は全く確立されていない．そこで，偏波レーダー観測から降水粒子種類判別を高精度に推定できる（中北ら，2009）ことから，山口ら（2009）はこの粒子種類という定性的情報のデータ同化を試みたものの，氷相雲物理量の改善は少なく，降水予測精度に大きな効果はみられなかった．本研究では偏波レーダーから推定される降水粒子種類判別という定性的な情報を活かしながら，量的情報を付加し，それらの観測情報をモデル変数と結びつけるための新たな観測演算子の開発および，その観測演算子を用いた降水種類判別情報の同化による降水予測精度の向上を目的とする．

2. Cバンド偏波レーダーを用いた氷粒子混合比の推定手法の開発

氷粒子に関する観測情報の抽出・推定には未だに多くの課題が残されている．氷粒子は雲微物理を構成する重要な要素であり，氷粒子情報を精度良く抽出・推定できれば，雲の発生，発達，衰退のメカニズム解明に役立つと大いに期待される．本研究では，氷粒子のデータ同化によって降水予測精度が向上するかどうかという研究方針であり，たとえ氷粒子情報の精度が良くなくても，降水予測にとって良い効果が得られるのであれば防災の観点から十分に有効であると考え，この観点から氷粒子情報を抽出・推定していく．

2.1 推定手法の開発の方針

偏波レーダーから推定される降水粒子種類判別という定性的な情報を活かしながら，量的情報を付加し，それらの観測情報をモデル変数と結びつけるための新たな観測演算子の開発していく．そのために本研究では，定性的な情報を活かした量的情報として混合比を選択する．混合比は予測モデル変数そのものであり，その同化による降水予測への影響は極めて大きいと考える．定性的な情報を活かした量的情報の同化手法としては，混合比の同化以外にも様々考えられ，本研究はその第一ステップとしたい．

氷粒子混合比の推定における困難さは，複数種類の粒子が混在していることにあり，レーダーではその積算情報が得られているに過ぎず，その積算量をどのように分割するかが課題である．そこで本研究では，中北ら（2009）の開発した“混在している降水粒子種類判別手法”を利用することを考える．中北ら（2009）の“混在している降水粒子種類判別手法”では，C バンド偏波ドップラーレーダーCOBRA とビデオゾンデの同期観測から混在状態を含む降水粒子の判別手法を構築し，レーダーのみから上空での降水粒子判別や氷粒子の混在状態が高い精度で推定できる．しかし，この推定結果は降水粒子種類（混在を含む）という区分で示された定性的な情報である．そこで本研究では，この定性的情報を利用して，レーダーから得られる積算量の分割手法を開発する．具体的には，“混在している降水粒子種類判別手法”におけるファジー理論の評価値 Q を用いた氷粒子混合比の推定手法の開発を試みる．その際の精度検証は，ビデオゾンデによる直接観測情報を用いる．ファジー理論の評価値 Q の算出方法については，中北ら（2009）に記述されている．ここで，評価値 Q は「属する度合い」を概念的に数値化したものであり，物理的な理論関係式ではない．そのため評価値 Q から物理的情報を抽出する必要がある．中北ら（2009）より，降水粒子判別を混在状態も含んで高精度に推定できたことから，評価値 Q はある粒子が他の粒子と比べ多く存在するという相対的関係を持つことに利用できると考える．そこで，評価値の相対比とビデオゾンデより測定できる氷粒子の数濃度（number

density)，質量濃度（mass density)，体積濃度（volume density）の存在比の相関を求めることで経験的に物理量と結びつける．さらに濃度の存在比から混合比 m の存在比を求め，最終的に混合比 m の量を推定する．この手法によりレーダーの観測値のみで氷粒子の混合比を推定する．Fig.1 に混合比推定の方針をフローチャートにしてまとめている．なお混合比は一般的に q を用いて表すことが多いが，ここでは評価値 Q との混同を避けるため混合比は m として表記する．

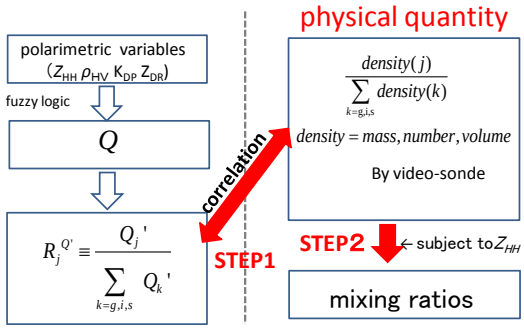


Fig. 1 A flowchart that defines estimation of each mixing ratio from poralimeric parameters

2. 2　評価値の相対比

(1)　評価値の相対比の導出

評価値の相対比$R^{Q'}$の導出については山口ら（2009）の手法を用いる．評価値Qは前述したように物理量でないため混合比導出のためには物理量と結びつけなければならない．そのために評価値Qを操作してビデオゾンデ観測結果を経験的に結びつける手法をとる．単純に，ある氷粒子j（j=g, i, s; g:graupel，i:icecrystal，s:snowflake）の評価値Q_jを評価値の総和

$$Q_t = \sum_{j=\mathrm{g,i,s}} Q_j \,, \tag{1}$$

で除しても，それぞれの氷粒子ごとの評価値Qの差が小さいため，評価値Qの相対比に大きな差が見られなかった．そこでそれぞれの氷粒子ごとの評価値Qの差を強調できるように，評価値Qを操作し新たな評価値Q_j'を作成する．具体的には，評価値Qの最大値を基準とし，その基準から x だけ小さい値以下をカットする．

$$Q_j' = Q_j - \left(\max\left\{Q_g, Q_i, Q_s\right\} - x\right) \tag{2}$$

ただし，評価値 Q_j'が負値となった場合は比をとれないため Q_j'=0 とする．

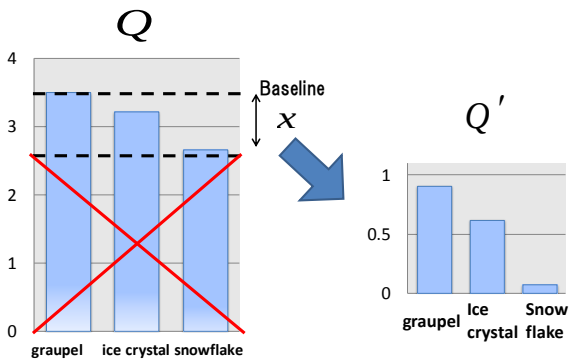


Fig. 2 A new evaluated value Q'

この新しく作成した評価値 Q'を用いて，ある降水粒子 j の評価値の相対比 $R_j^{Q'}$を，

$$R_j^{Q'} \equiv \frac{Q_j'}{Q_t'} \quad , \tag{3}$$

と定義する．ここで，

$$Q_t' = \sum_{j=\mathrm{g,i,s}} Q_j' \,, \tag{4}$$

である．

(2)　評価値の相対比と各種濃度との比較

ここでは式(4)を用いて導出される $R^{Q'}$と実際の氷粒子の各種濃度の存在比と結びつける．濃度の種類として，質量濃度，数濃度，体積濃度を用いる．なお，体積濃度とは単位空気体積あたりのある粒子の体積が占める割合である．$R^{Q'}$と濃度の存在比を結びつける理論式はないため，ビデオゾンデより得られる濃度を用いて相関，平均 2 乗誤差（RMS 誤差）を調べ，経験的に結びつける．ビデオゾンデより求められる 3 つの濃度の存在比は，それぞれ次式とする．

$$\frac{density(j)}{\sum_{k=\mathrm{g,i,s}} density(k)} \quad \left(density = mass, number, volume\right) \tag{5}$$

$R^{Q'}$とどの濃度の存在比との結びつきが深いか，また Q'を求める際 x の適正値についても検討した．x の適正値については x=0.2 の時に相関係数が高い傾向があった．また，各濃度間比較すると，質量濃度の存在比と評価値の相対比 $R^{Q'}$の相関係数が最も優れていた．x=0.2 の時の各種濃度の存在比とレーダーより推定された評価値の相対比 $R^{Q'}$の関係は Fig.3 の

通りである．よって本研究では，

$$R_j^{Q'} \equiv \frac{mass\ density(j)}{\sum_{k=g,i,s} mass\ density(k)}, \qquad (6)$$

として定義する．ここで，Q'を求める際の x を 0.2 とする．

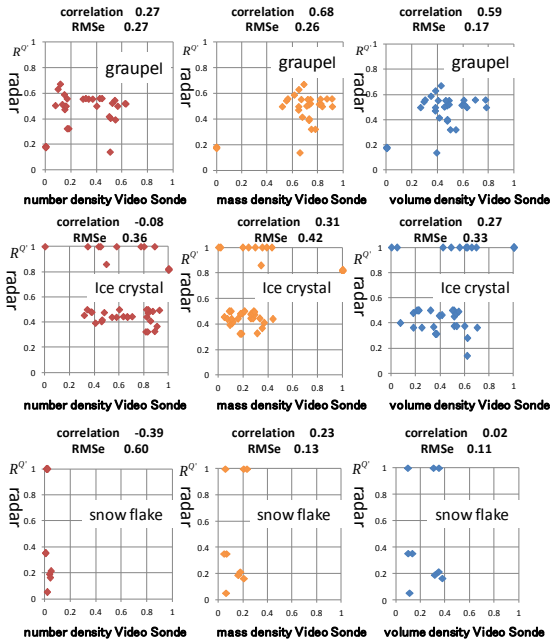


Fig. 3 Validation of $R^{Q'}$(x=0.2) by the video-sonde observation

(3) 濃度の存在比から混合比の存在比への変換

$R^{Q'}$と結びついた質量濃度の存在比を混合比 m の存在比と結びつける． なお，混合比 m の定義と質量濃度の定義は異なるが，混合比 m の定義は，（単位体積当たりの粒子質量）/（単位体積当たりの乾燥大気質量），であるから，存在比をとると，

$$R_j^m = \frac{m_j}{\sum_{k=g,i,s} m_k} = \frac{mass\ density(j)}{\sum_{k=g,i,s} mass\ density(k)} \quad , (7)$$

となる．これを混合比mの存在比R^mをとする．

2.3 混合比の推定

(1) 混合比の推定手法

混合比の存在比$R^{Q'}$から混合比mを推定する．上記より，混合比の存在比R^mが推定できるため，すべての粒子の混合比の総和がわかれば，各々の粒子の混合比を推定できる．

0℃高度上空においてはレーダー反射強度Z によって混合比の総和が制約されている．

$$Z = Z_g + Z_i + Z_s \qquad (8)$$

さらに，それぞれの粒子についてのレーダー反射強度は，

$$Z_g = \frac{0.23\left(\frac{\rho_g^{\ 2}}{\rho_r^{\ 2}}\right)7.2\times10^{20}(\rho m_g)^{1.75}}{\pi^{1.75} n_{0g}^{\ 0.75} \rho_g^{\ 1.75}} \qquad (9)$$

$$Z_i = \frac{0.23\left(\frac{\rho_i^{\ 2}}{\rho_r^{\ 2}}\right)7.2\times10^{20}(\rho m_i)^{1.75}}{\pi^{1.75} n_{0i}^{\ 0.75} \rho_i^{\ 1.75}} \qquad (10)$$

$$Z_s = \frac{7.2\times10^{20}(\rho m_s)^{1.75}}{\pi^{1.75} n_{0s}^{\ 0.75} \rho_s^{\ 1.75}}, \qquad (11)$$

によって算出できる（D.C.Dowell *et al.*,2011）．なお Z_j は氷粒子 j のレーダー反射強度（m^{-4}）,ρ_j は氷粒子 j の体積あたりの粒子の質量（kg/m^3），ρ は乾燥空気の密度（kg/m^3）, m_j は氷粒子 j の混合比（kg/kg），n_{0j} は氷粒子 j の粒径分布の切片（intercept parameter）（m^{-4}）を示す．また，D.C.Dowell *et al.*（2011）ではあられ，氷晶について議論していなかったため，雹のレーダー反射強度の式を用いて，ρ_j と n_{0j} のみ，それぞれあられ，氷晶の値を代入している．次に各パラメータの設定について記述する．ρ_g＝3.0×10^2（kg/m^3）, ρ_i＝1.0×10^2（kg/m^3）, ρ_s＝1.0×10^2（kg/m^3），となっている．また，ρ は気温と気圧の関数である．n_0 については，導出が難しいため経験的に求め，それを定数として与えることとする．本研究では，n_{0g}=1.1×10^6（m^{-4}），n_{0i}=1.0×10^7（m^{-4}），n_{0s}=3.0×10^6（m^{-4}）とする．

さて，観測値によりレーダー反射強度 Z が得られ，混合比の存在比 $R_j^{Q'}$に関しては観測値である偏波パラメータより導出される．よって式（7）～式（11）を用いて，それぞれの氷粒子の混合比 m を導出される．

(2) ビデオゾンデを用いた混合比の検証

ビデオゾンデによって観測されたそれぞれの氷粒子ごとの混合比を観測値 m^{obs} とし，上記の手法で偏波レーダーより導出した混合比を推定値 m^{est} とし検証を行う．結果を Fig.4 に示した．

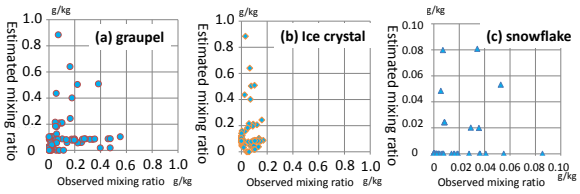


Fig. 4 The results of estimating mixing ratios of (a)graupel, (b)ice crystal and (c)snowflake from polarimetric observations

雪片については標本数が少なく，評価値の相対比 $R^{Q'}$から混合比の存在比の推定は Fig3 でかなりの誤差がみられたので，混合比の量まで正確に推定できなかった．あられ，氷晶については精度が良いとはいえないが，オーダーが大きく異なるほどの大きな誤差は見受けられなかった．これは，それぞれの粒子の $R_j^{Q'}$と質量濃度の存在比の相関係数の低さ，n_{0j}を定数としたことが影響したと考えられる．また，今回の検証に用いたビデオゾンデはその氷粒子の補足手法から過小評価する傾向があり，導出した m^{obs}も過小評価していると考えられる．そのことから，m^{est} が m^{obs} より過大推定している理由の一つと考えられる．今後ビデオゾンデと強制吸引型 HYVIS（明星電気社製ビデオゾンデの一種（Orikasa and Murakami，1997）とを用いて粒子濃度が測定できるようになった時に再びゾンデによる精度検証を行う必要がある．

混合比推定の精度向上については今後の課題であるが，幾分手法が粗くても，降水予測にとって良い効果が得られるのであれば防災の観点から十分に有効であるため，データ同化の結果より精度については議論していく．

3. 氷粒子混合比推定手法のXバンド偏波レーダーへの適用

本研究では，同化対象事例として近畿地方で発生した豪雨を対象としているため，近畿地方で整備された偏波レーダーの国交省XバンドMPレーダを用いる．本節では，中北ら（2009）がCOBRAで行った降水粒子判別の手法を，近畿地方に設置されている田口，六甲，鷲峰山，葛城の4機の国交省XバンドMPレーダに適用し粒子判別，混合比の推定を行う．

3.1 複数レーダーの偏波パラメータの合成

近畿地方の 4 機の国交省 X バンド MP レーダから得られる偏波パラメータの合成手法を述べる．レーダー反射強度 Z_{HH} を複数のレーダーで合成することは一般的であるが，レーダー反射因子差 Z_{DR},偏波間相関係数 ρ_{HV},伝搬位相差変化率 K_{DP} の合成手法については あまり研究例がない．本研究では，降雨減衰の影響を最小限にする合成手法を考える．まず，Z_{HH} は 4 機のレーダーでの最大の Z_{HH} を採用する．次いで，ρ_{HV}，Z_{DR} は Z_{HH} が 4 機の中で最大の値を示すレーダーから得られる ρ_{HV}，Z_{DR} の値を採用する．K_{DP} については受信電力に左右されず降雨減衰の影響を受けないため，4 機のレーダーの平均値を合成値とする．

3.2 ファジー理論メンバーシップ関数の修正

ここでは，X バンドと C バンドの偏波パラメータの特徴の違いについて議論し，C バンドレーダーで用いたメンバーシップ関数を変更し，X バンドレーダーに適応させる．Z_{HH}，Z_{DR} については，X バンドと C バンドでパラメータの差違はそれほど大きくないため，C バンドと同じメンバーシップ関数を用いる．一方，K_{DP} は X バンドと C バンドで感度が大きく異なるため，メンバーシップ関数を修正する．また，ρ_{HV} のメンバーシップ関数についても軽微な修正を行う．

3.3 X バンド偏波レーダーによる降水粒子種類判別と氷粒子混合比の推定

上記で作成したメンバーシップ関数を 2012 年 7 月 15 日京都豪雨の事例について適用し降水粒子の種類判別を行った．Fig.5 に対流域における鉛直断面図，層状域における鉛直断面図をそれぞれ示す．なお，粒子種類判別の融解層については環境場の値から 0 度高度の断面で水平方向一様に与えたため，雨と氷粒子の分類が明瞭に分類されている．

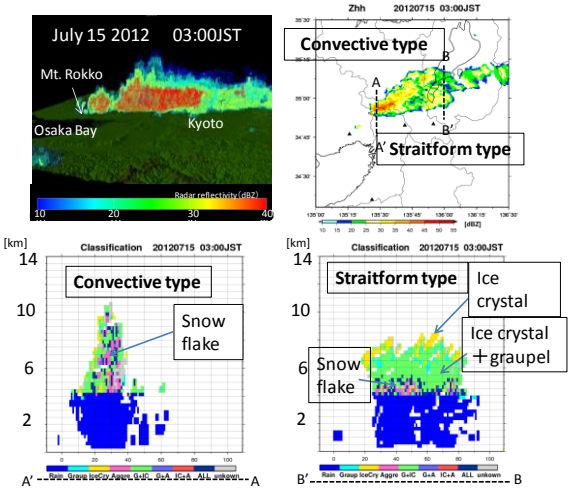


Fig. 5 Hydrometeor classification by x-band polarimetric radars

ビデオゾンデ観測を行っておらず直接観測値がな

いため検証は難しいが，一般的な層状性雲における雲微物理構造と照らし合わせると，雲上部の低い Z_{HH} の位置で氷晶の判別がされている，その氷晶が卓越する高度より少し低い高度に置いて着氷過程により“氷晶とあられ”が混在している，0 度高度付近で雪片が見られるといった層状性雲の雲微物理構造をとっていた．一方，対流性雲では雪片の存在を示す判別結果が過剰に推定されており，これは一般的な対流性雲の雲微物理構造から考えると誤って判別されている可能性が高く，今後の改善が必要である．いずれにせよ，対流性雲における雪片以外は特段に誤った推定をしているとは考えられず，むしろ良い判別結果ではないかと考える．以上により，X バンド偏波レーダーを用いた降水粒子判別手法を構築した．

さらに、2 章で開発した手法を用いて，X バンドレーダーによる氷粒子混合比を算出し，同化実験を行う．

4. 同化実験

4.1 同化適用事例

本研究では同化適応事例として2012年7月15日に発生した京都豪雨を対象とする．国交省XバンドMPレーダの3次元レーダー反射強度画像を見ながら積乱雲の立体構造の特徴について述べる（Fig6）．3次元レーダー反射強度のデータの作成手法については中北ら（2009）の手法を用いた．国交省XバンドMPレーダではボリュームスキャンは5分ごとで行われているため，3次元レーダー反射強度も同様に5分間隔で作成した．また，空間分解能は，水平方向に500m，鉛直方向に250mとした．

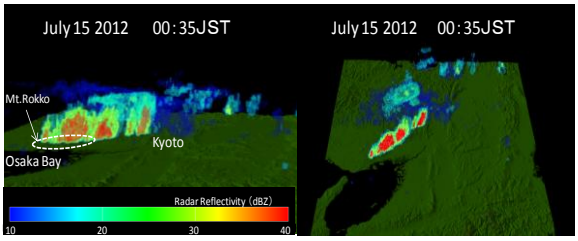


Fig. 6 3D images of observed radar reflectivity at Kyoto on July 15, 2012.

六甲山から雲が次々と発生しとしてメソ対流系を形成していることを確認できる．単一の積乱雲の寿命は 30 分から 1 時間程度であるため，今回のようなメソ対流系が起きるには 1 時間以内に新しい積乱雲が発生しなければならないが，本事例では 15 分ごとに積乱雲が形成されていることが確認できた．さらに，メソ対流系を組織化しながら全体として線状降水帯を形成し，京都に豪雨をもたらした．

4.2 同化によって期待される効果

データ同化しない場合 CReSS の予測結果と MSM 客観解析データの比較結果から，本事例において何の観測値を同化すればどのような効果が期待できるかについて Fig7 に示す．

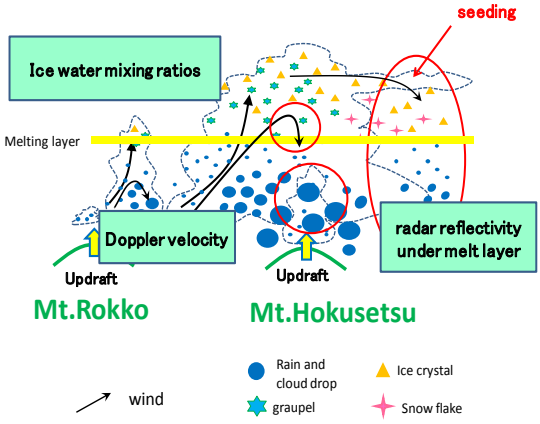


Fig. 7 Aims of data assimilation (radar reflectivity, Doppler velocity and ice water mixing ratios)

データ同化しない場合の予測結果では本事例の線状降水帯はうまく予測できないことが分かった．その要因の一つは鉛直流の過小推定によるものであったため，ドップラー風速を同化することである程度上昇流を表現でき，積乱雲の発達に大きく寄与すると考えられる．ただし，本事例は下層風の水平収束が大きく効いて上昇流が発生している事例ではないため，およそ水平方向の成分のみを測っているドップラー風速の同化では上昇流を十分に再現できると言い切れない．

次に，降水粒子の一つである雨滴そのものを初期値に与えること，すなわち，融解層高度以下のレーダー反射強度 Z_{HH} を同化し雨水混合比の適切な初期値を与えることが考えられる．これによって，予測の時間遅れが解消されると期待される．

本事例では六甲山系で発生した積乱雲が成長しながら移動し，北摂山系において発生した上昇流によって発生した積乱雲と併合し，粒径分布の異なる水滴が混ざり合って効率よく雨粒へと変換される機構が起きていたと考えられる．この機構を表現するには，発達した積乱雲でうまく大きな雨滴粒径を表現できなければならない．そのためにも 0℃高度以上の氷粒子の役割が大きい．なぜなら，発達した積乱雲内では，雲上部で生成された重い氷粒子は風に流されずに落下し大きな雨滴粒径分布を持つ水滴を形成するからである．また，雲上部で生成された軽い

氷粒子は上空で流され上昇流と離れた場所で落下し，それが核となって雨滴を形成する（シーディング効果）．よって，上空の氷粒子の情報をうまく同化することで，上記のような雲微物理過程および雲物理過程をうまく表現できることが大いに期待できる．

4.3　設定

データ同化手法として，Yamaguchi and Nakakita（2008）の構築した雲解像データ同化システムCReSS-LETKFを用いる．

(1) 雲解像モデルCReSSの設定

本研究では雲解像モデルとして，名古屋大学と（財）高度情報科学技術研究機構が共同で開発したCReSS（Cloud Resolving Storm Simulator，Tsuboki and Sakakibara, 2002）を用いる．水平解像度を1km，鉛直方向には平均的に250m（ただし，ストレッチングをかけて下層を細かくとり，全64層となっている）としている．ただし，計算領域に関して，六甲山から発生するメソ対流系について取り扱うこと，および計算時間短縮の観点から少し狭い領域を設定したため，水平格子数が経度方向に243格子，緯度方向に223格子としている．また，初期値，境界値には15日00時スタートのMSM予測の水平風，気温，相対湿度のデータを，海面水温は気象庁NEAR-GOOSデータを用いる．

(2) 局所アンサンブル変換カルマンフィルタLETKFの設定

同化期間は 15 日 00 時 00 分から 01 時 00 分まで 1 時間とする．同化時間間隔は，国交省 X バンド MP レーダの 1 ボリュームスキャン間隔である 5 分ごととする．また，5 分ごとに得られるボリュームスキャンデータは，それぞれ前 5 分間に得られたデータが瞬時的に得られるものとして扱う．

4.4　適用結果

本研究では，同化期間直後の 15 日 01 時における比較を行った．データ同化に用いる観測値はドップラー風速，レーダー反射因子，あられ・氷晶・雪片それぞれの混合比であり，これらすべての観測値の同化（ALL 同化）とドップラー風速とレーダー反射因子のみの同化（dpv- Z_{HH} 同化）と同化なしを比較し考察する．

(1)　地上降水量

国交省 X バンド MP レーダの近畿地方合成雨量データ，同化なし，ALL 同化の地上降水量の同化期間直後の 15 日 01 時における比較を行った（Fig.8）．

ALL 同化の場合は，同化なしでは表現できていない六甲山から北摂山系にかけてメソ対流系を形成していた．また位置ずれと思われる降水帯もみられた．この位置ずれについては今後ゼロ情報を同化することで改善されると考えられる．

(2) あられ混合比と鉛直風

同化期間直後 15 日 01 時における六甲山系（A-A’）と北摂山系（B-B’）での霰混合比と鉛直風についての比較を行った（Fig.9）.霰混合比と鉛直風については初期値，境界値に用いる MSM 予測に含まれないため観測値のデータ同化による影響を如実に表現できる．

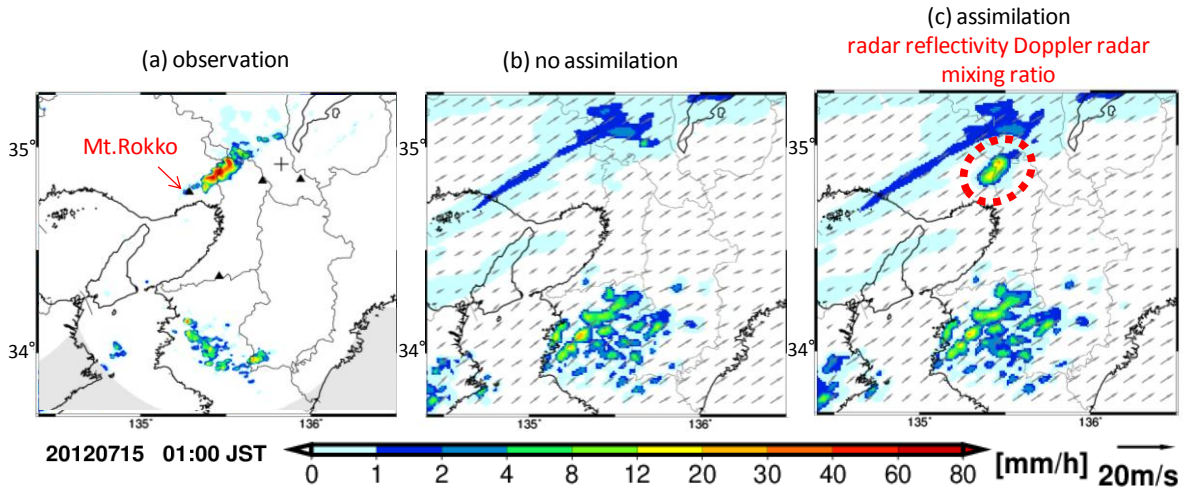


Fig. 8 The difference between observed surface precipitation, no assimilation and assimilation of mixing ratios of graupel, ice crystal and snowflake, radar reflectivity and Doppler radar at the end of assimilation window

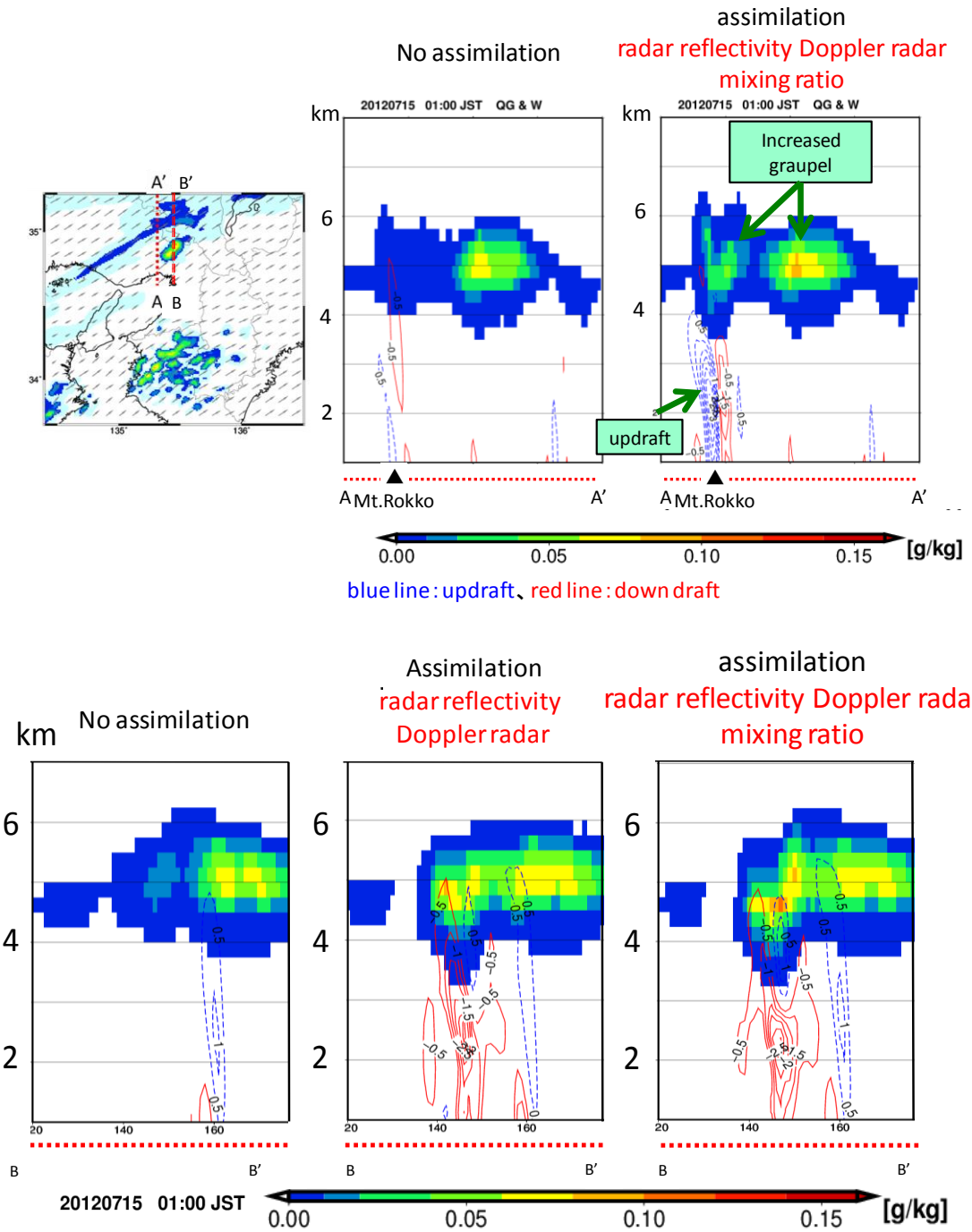


Fig. 9 the results of graupel mixing ratios and vertical winds of each assimilation case

ALL 同化では六甲山上空で上昇気流，下降気流が強く起きている．これはドップラー風速同化による効果であると考えられる．また六甲山上空のあられ混合比は同化ありが同化なしより多く推定されている．あられの混合比の量が増えたのは混合比同化の影響と考えられる．

北摂山系でも同化により上昇流が表現され，上昇流のすぐ横で下降流が見られる．また，あられの混合比も下降流の位置で高値を示している．すなわち，大量のあられ粒子が落下し雨滴になろうとしている様子を示していると考察できる．さらに dpv- Z_{HH} 同化と ALL 同化を比較すると，ALL 同化の方があられ混合比が多く，上昇流，下降流も強化されていた．これにより，メソ対流系が強化され予測精度が向上すると考えられる．

5. 結論と今後の課題

本研究では，偏波レーダーから得られる降水粒子種類の情報をモデルに同化し，短時間降水予測の精

度向上を目指した.

まず，高精度の降水粒子判別より得られる定性的な情報から雲解像度気象モデルに同化することを目標に，降水粒子の量的な情報として混合比を推定する手法を開発した. 氷粒子の混合比の推定手法を，Cバンド型偏波ドップラーレーダーCOBRAとビデオゾンデを用いて検証した. さらに，その手法をXバンドレーダーに適用させた.

次いで,Xバンド偏波レーダーより推定された混合比，レーダー反射強度Z_{HH}，ドップラー風速を同化する影響について説き，複数の同化による短時間予測精度の向上を目指した．その結果，同化なしの時には予測できなかったメソ対流系がALL同化によって表現できた．あられ混合比，鉛直風についても同化によって表現されるようになった．また，混合比の同化による効果もみられた.

今後の課題としては，この同化の影響がさらに先の予測のどう影響するか，また環境場について詳細な解析し、氷粒子の積乱雲中の雲微物理形成プロセスに与える影響について考察したい.

謝辞

本研究の遂行に当たり、偏波レーダーCOBRAの観測データは情報通信研究機構から提供いただいた。国土交通省XRAINのデータは、国土交通省・河川砂防技術研究開発の研究を通して提供いただいた。それぞれに謝意を表します。

参考文献

中北英一・山口弘誠・山邊洋之(2009):レーダー情報を用いたゲリラ豪雨の卵の解析, 京都大学防災研究所年報，第52号B，pp.547-562.

中北英一・隅田康彦・山口弘誠・鈴木賢士・中川勝広・川村誠治(2010):最新型偏波レーダーを用いた氷粒子タイプの混在状態推定に関する研究, 京都大学防災研究所年報，第53号B，pp.433-445.

山口弘誠・中北英一(2009):偏波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,京都大学防災京都大学防災研究所年報，第52号B，pp.539-546.

Dowell, D.C., L.J.Wicker, and C. Snyder (2011): Ensemble Kalman filter assimilation of radar observations of the 8 May 2003 Oklahoma City supercell: Influences of reflectivity observations on storm-scale analyses, Mon. Wea. Rev., Vol.139, pp.272-294.

Orikasa.N and Murakami.M (1997): A New Version of Hydrometeor Videosonde for Cirrus Cloud Observations, Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II 75(6), 1033-1039

Tsuboki, K., and A. Sakakibara (2002): Large-scale parallel computing of cloud resolving storm simulator, *High Performance Computing*, Springer, pp.243-259.

Yamaguchi, K., and E. Nakakita (2008):Ensemble Kalman Filter Assimilation of Doppler Radar Data Using the Cloud-Resolving Non-Hydrostatic Model with an Aim to Introduce Polarimetric Radar Data Assimilation, Proc. of 7th International Symposium on Weather Radar and Hydrology, 3 pp. in CD-ROM.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

A Study on the Development of the Rain-based Urban Flood Forecasting Method with X-MP Radar in Toga River Basin

Seongsim YOON and Eiichi NAKAKITA

Synopsis

This study developed efficient urban flood alert criteria nomograph that can be used without time delay. The reason for developing the nomograph is the characteristics of small urban watershed such as short concentration time by high impervious area and the localized heavy rainfall. The flood look-up table is based on rainfall information and shows possibility of flood occurrence by the location of average rainfall intensity and rainfall duration on look-up table. Moreover, we used the X-MP radar, which has finer spatial-temporal resolutions with higher accuracy than ever. To evaluate the applicability, we reproduced the flood using developed nomograph with observed gauge and radar rainfall for 9 events. We forecasted the flood occurrence using the nomograph with forecasted radar rainfall using short-term prediction method to secure the lead time. Through the results, we confirmed the developed nomogrpah and radar rainfall is useful for urban flood forecasting.

Keywords: Rain-based, urban flood forecasting, X-MP radar, Toga River

1. Introduction

In recent years, occurrences of local and heavy rainfall are increased in small river basin, thus frequency of urban flood occurrence is increased. Urban flash flood is caused by hydrologic phenomenon, which is affected by urban characteristics. One of the characteristics of urban flash flood is that it occurs immediately after rain because of the steep basin slope and drainage system such as Toga River. Rain also abruptly generated localized heavy rainfall. Thus, earlier warning even by 5 to 10 minutes is crucial for saving lives of people enjoying the river side. Numerous studies have been developed the forecasting method that helps to reduce urban flood damages. Most of previous studies have used rainfall-runoff model; however, it is not useful in practical work (Andjelkovic, 2001). Because of it is needed time and expert knowledge for calculation and operation. Therefore, the river management administrator needs simple and practical method. For these reasons, we developed efficient urban flood alert criteria nomograph, such as look-up table, which is considering the characteristics of urban watersheds and can be used without time delay. Moreover, we used X-band Multi Parameter radars (X-MP radars) in this study. In order to prevent urban flash flood damages, we have to secure the lead time for evacuation, because rain is occurred locally (within a few kilometers) during short time (less than 1 hour) in urban area. Hence, X-band radar, which has 1 minute time resolution with 250m spatial resolution, is useful for urban flood forecasting.

2. Urban flood alert criteria nomograph

The urban flood alert criteria nomograph, such as look up table, is based on rainfall information (average rainfall intensity and rainfall duration). It is developed by analysis of flood discharge and water levels and the rainfall scenarios such as hyetograph. The flow nomograph is assembled by the relationship with the flood discharge and level using a hydrological model and various hyetograph from time distribution methods at the specific flood forecasting station like equation (1) (Bae et al., 2012). The equation indicates that a specific rainfall conditions, such as average rainfall intensity and rainfall duration, can induce a specific flood level.

$$WL_i = f(P_i, T_i) \quad (1)$$

Here, i is reference flood levels, P_i is the average rainfall intensity at i, and T_i is the rainfall duration each rainfall scenario. WL_i is isostage each flood forecasting reference which is converted into the flood discharge used H-Q curve. The flood discharge is calculated by pairs of average rainfall intensity and rainfall duration each hyetograph at each flood forecasting reference. It is used to define the flood discharge range at the flood forecasting reference.

The nomograph is drawn as a function of rainfall intensity (y-axis) and rainfall duration (x-axis) that cause a flash flood each reference flood level. The levels are determined considering river character such as cross section. The possibility of the flood occurrence is shown by location of the rainfall intensity and rainfall duration on look-up table such as Fig. 1(c). If the locations of average rainfall intensity and rainfall duration are exceeding the reference flood level on nomograph, it will indicate the possibility of passing over. The exceed means to move from lower left to upper right on the nomograph for over a specific flood level. If the location move to lower left side of the line of flood level on nomograph, river would be safe.

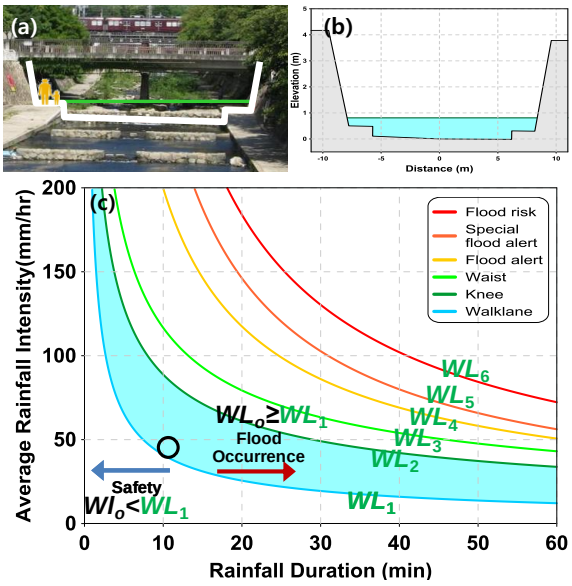


Fig. 1 Concept of flood alert criteria nomograph

3. X-MP radar for urban flood forecasting

For the evacuation, we have to obtain the lead time before flood occur using forecasted rainfall. However, it is difficult to generate predicted rainfall field using ground rain gauge observation and it is not easy to detect localized rainfall in urban area by C-band radar, which has low resolution in particular. Hence, it is needed to use the radar information, which has high spatial and temporal resolution, for the urban flood forecasting. In this study, we also try to apply the X-MP radar information and its applicability. The used X-MP radar information is composited in Kinki area using 4 radar sites (JUUBUSAN, TANOGUCHI, ROKKO, KATSURAGI). The time resolution of composited radar is 1 minute and spatial resolution is 250m. It has also high accuracy of QPE (Quantitative Precipitation Estimation) by dual polarization function. Forecasted radar rainfall is estimated using Translation model with full parameters and without growth decay rate for every 10 minutes (Nakakita et al., 1996). For the application of nomograph, we estimate the mean areal precipitation using radar rainfall value in Toga River such as Fig.2.

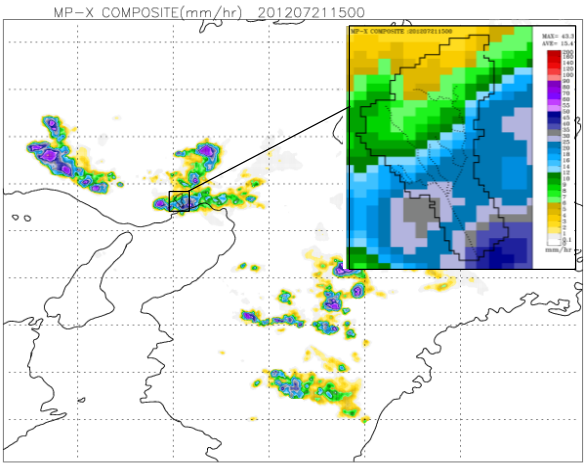


Fig. 2 Composited radar rainfall in Kinki area and Toga River basin

4. Development of urban flood alert criteria nomograph in Toga River basin

4.1 Application area and input data

The application area is Toga River in this study. The main reach of the Toga River is located in Kobe City with two small tributary streams, the Rokko River and the Somatani River. The length of the main river is 1.79km and drainage area is 8.57 km^2 (total area is 10.98km^2 of MLIT). Slope is 1/200 (river mouth), 1/20 (upstream end) and channel cross section is trapezoid with 15m bottom width. The side walls and the bottom are fixed by concrete and side stairs are installed at many locations for improving the accessibility to the riverfront. The lower river basin is mostly occupied by residential houses and paved streets developed up to the foot of the mountainous area. Therefore, a storm drainage system is installed for preventing inland flood. Most of the inland water is conveyed to the main river through pipes or ducts (Fujita and Kunita, 2010). The flood concentration time is about 20 minutes. Hence, Toga River had some flash flood disaster. In 28 July 2008, there was occurred the flash flood caused by abrupt generated localized heavy rainfall. There were several people including children enjoying the river and the weather is fine with no rain. It is apparent that the water depth increases significantly with large water surface undulation. The side walking ways are also covered with water. It has to be mentioned from these images that the sudden increase of water depth occurred almost within two minutes and not in ten minutes. This flow situation continues for more than twenty minutes. There are people who failed to evacuate from the river due to the sudden increase of water depth. Among them ten people were rescued by local residents but five people including three children were drowned to death. In fact, according to the local residents the Toga River had been known to become dangerous once a thunder storm comes to the area and actually a similar flash flood occurred in 1998 with no loss of life at that time. Consequently, it is needed urban flood forecasting system, which cans earlier warning even by 5 to 10 minutes.

For development of the nomograph, we collected the hydrological data and GIS data in Toga River basin. The hydrological observation data are collected 5 rain gauges of MLIT such as Fig. 3 and defined the thiessen polygon to estimate the mean areal precipitation. There is only water level observation station (Kabutobash station) in Toga River. The observation time interval is 10 minutes interval and MLIT suggested the H-Q curve as equation (2).

$$Q = 53.889(H - 36.6434)^2 \qquad (2)$$

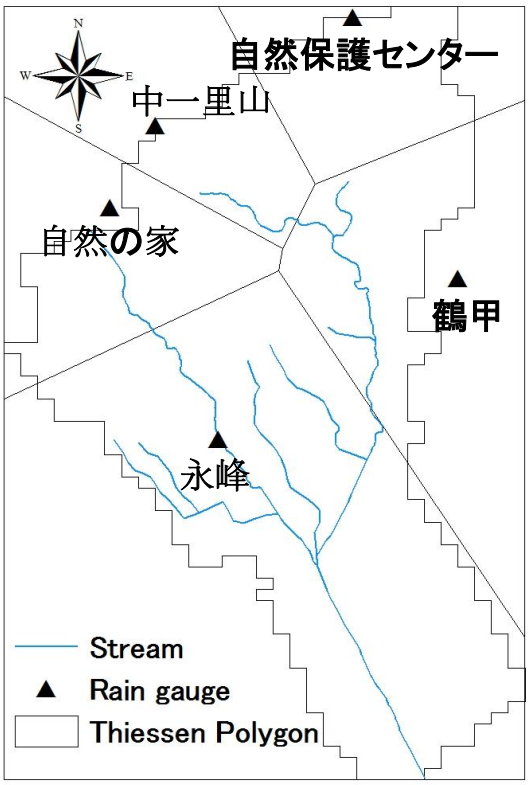


Fig. 3 Thiessen polygon map

4.2 Hydrological model set up

Toga River is a highly urbanized area, especially, the lower river basin is mostly urbanized. However, the upper river is mountainous area such as Rokko Mountain.

For considering these hydrological characteristic of Toga, we used Storm Water Management Model (SWMM) and Storage Function Model (SFM) to analyze sewer system and storage capacity of mountainous area for flood discharge estimation. SWMM model simulates real storm events on the basis of rainfall and drainage system characterization to predict outcomes in the form of quantity and quality values. SFM was proposed by Kimura in Japan (Kimura, 1961) and it incorporates the nonlinearity of flood runoff in a simple numerical procedure.

Toga basin is divided by 37 sub basin as Fig. 4(a) considering by geographical information such as Digital Elevation Model (DEM), landuse, impervious area, stream line and drainage system. To consider the mountainous area in this study, SFM model is applied at 2 sub basins (sub 1 and 16) and its outflows are used the inflows of SWMM as Fig. 4(c).

We selected 8 events to optimize the parameter of SWMM and SFM. Fig. 5 and Table 1 are calibration and verification results from parameter optimization using observed rain gauge rainfall. It is also found that SWMM could not simulate the depletion curve, however, the adding SFM and SWMM could be considered the depletion curve.

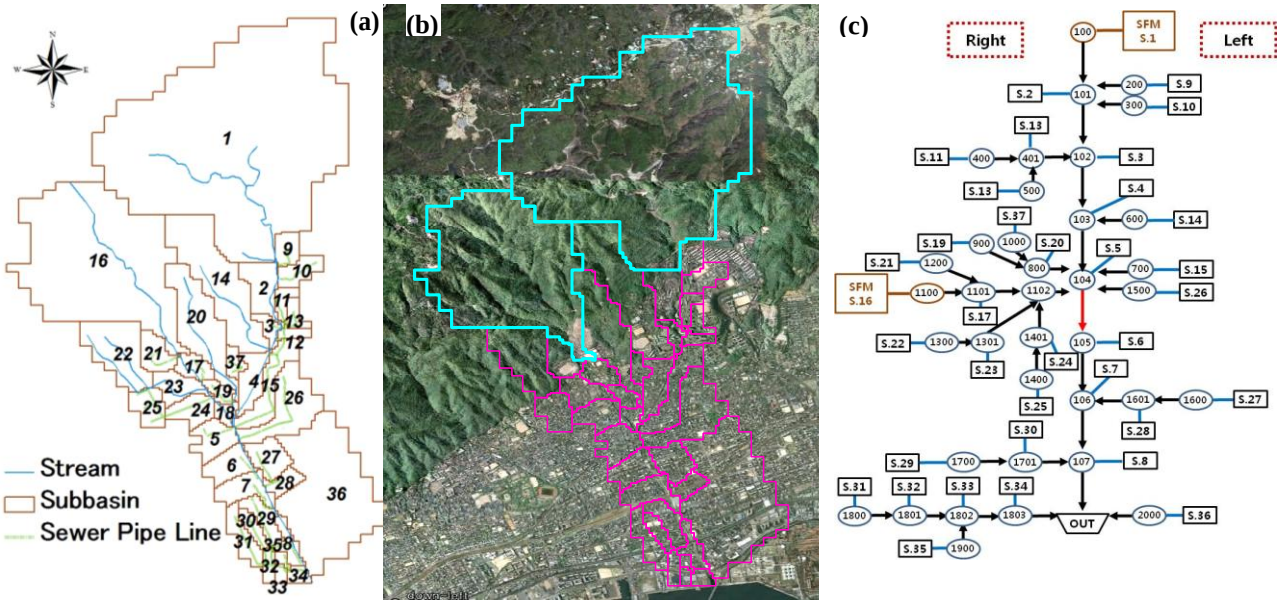


Fig. 4 The divided sub basins and network to construct the connected SFM and SWMM(a) Pipe line(green line) and stream line(blue line), (b) Sub basins(SFM is applied for blue line area), (c) channel network in Toga River

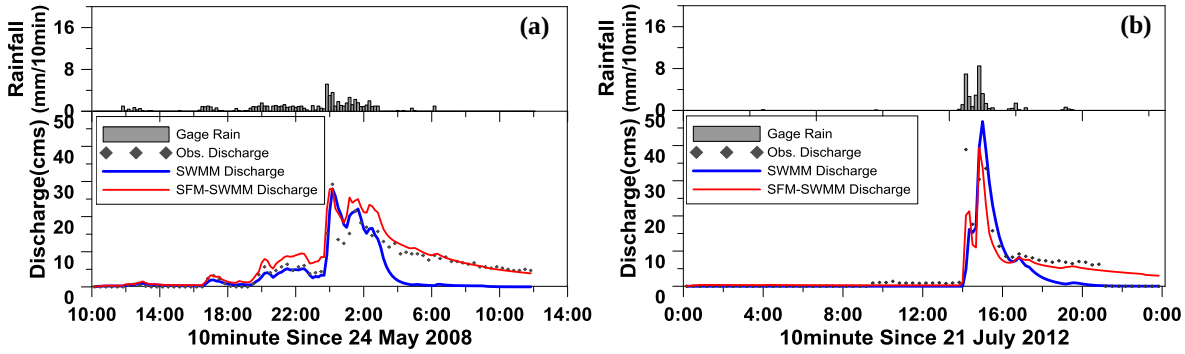


Fig. 5 The results of model parameterization (a) Calibration result (24-25 May 2008), (b) Verification result (21 July 2008)

The SFM had been developed for mountainous area and flood discharge is estimated using storage functions by amount of discharge and storage. Therefore, it could estimate the amount of storage in mountainous area accurately and could simulate the tail water curve in upper Toga River basin. Through the model calibration and verification, the connected SFM and SWMM are better than only SWMM in Correlation Coefficient (C-Corr) and Root Mean Square Error (RMSE).

Table 1 Calibration and verification results

Event	C-Corr		RMSE	
	SWMM	SFM+ SWMM	SWMM	SFM+ SWMM
2008/05/24-25	0.81	0.97	4.41	2.48
2008/08/23	0.90	0.98	2.97	1.60
2011/09/02-05	0.85	0.91	5.66	8.09
2011-05/28-31	0.80	0.92	5.56	4.05
2008/06/21	0.78	0.88	2.54	1.47
2008/07/28	0.87	0.97	5.90	3.33
2012/7/10	0.85	0.93	4.24	3.02
2011/09/19-22	0.81	0.93	8.56	7.42

4.3 Nomograph development in Toga river

The procedure for the nomograph development can classify into 1) setting up the reference flood level at flood forecasting station, 2) setting up the rainfall hyetographs, 3) estimating the flood discharge using rainfall hyetograph and developed model, and 4) development of flow nomograph such as Fig. 6.

(1) Decision of the reference flood water level

In this study, Kabutobashi water level station as the main flood forecasting station was selected to secure the disaster safety in Toga River through the In-situ survey (Fig. 7). The reasons why we selected the Kabutobashi are that it has water level observation station and has possibility of flash flood occurrence by the inflow from connected pipes and upper streams. We determined the 7 reference flood levels like Fig. 8, respectively. The flood alert, special flood alert, flood risk, and design flood level among them are referred to the standard of MLIT (http://www.river.go.jp). The walklane, the knee level, and the waist level are determined according to degree of disaster by the cross-section. Here, we determined that the knee level is over 50cm and the waist level is over 70cm from the walklane. The corresponding discharge of the reference flood level is estimated of water level-discharge relationships (H-Q curve). We considered the error tolerance of ±5% of H-Q curve for discharge range as shown Table 2.

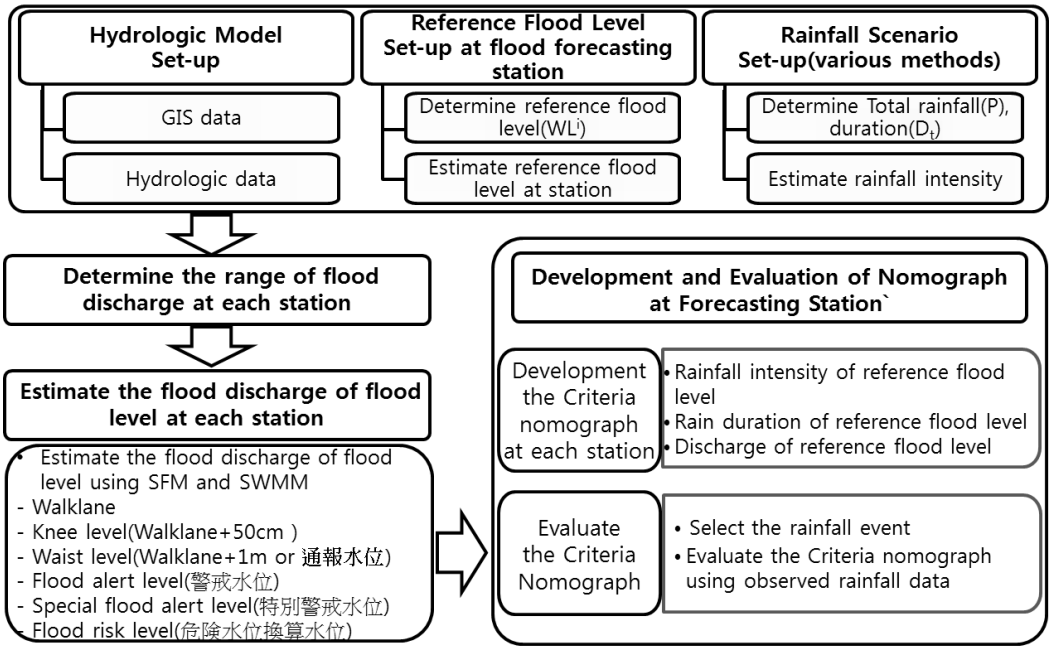


Fig. 6 The procedure of the flow nomograph development

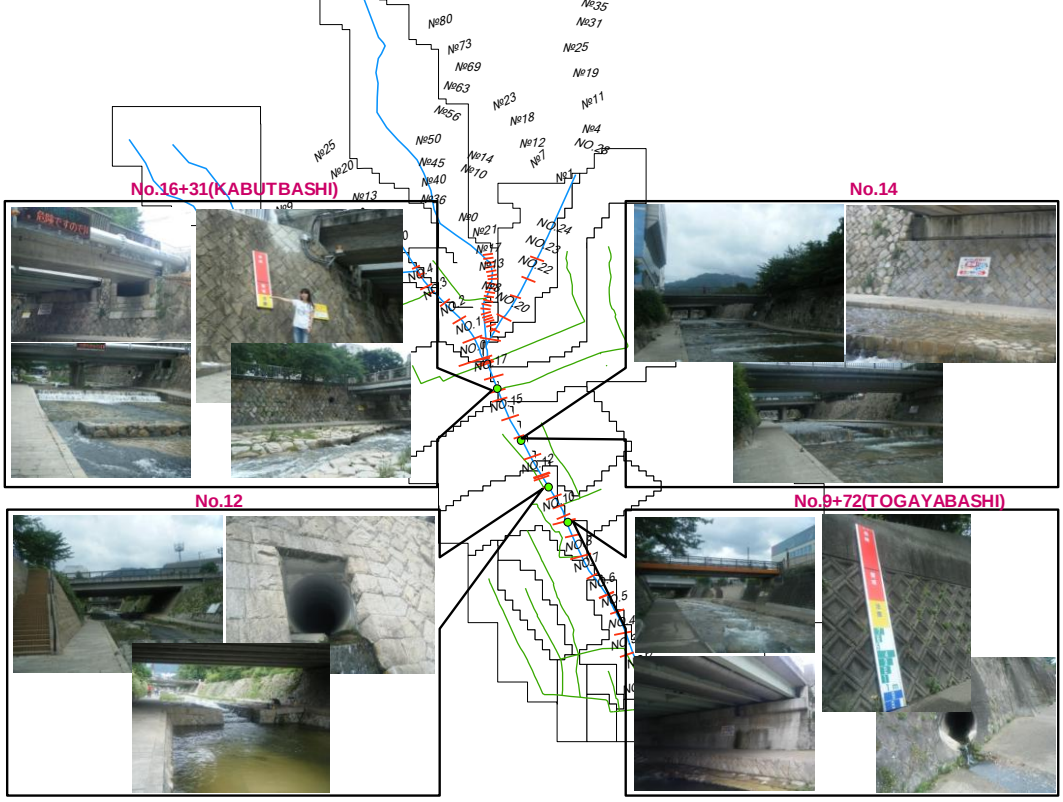


Fig. 7 In-situ survey of Toga river basin for determine the flood forecasting station

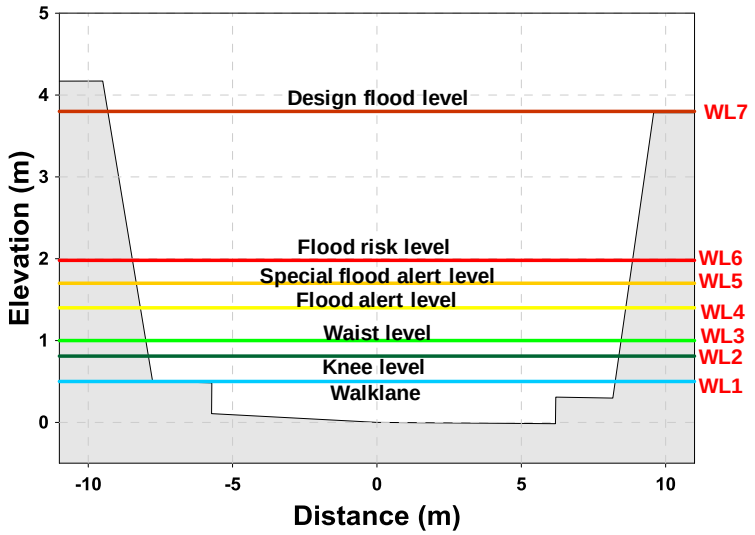


Fig. 8 Reference flood waterlevel of Kabutobashi

Table 2 Water depth and discharge of each reference flood level

Flood level		Water depth(m)	Discharge (cms)	Discharge range (cms)
WL1	Walklane	0.31	17.3	16.4~18.2
WL2	Kneel	0.81	61.31	58.2~64.4
WL3	Waist	1.01	85	80.8~89.3
WL4	Flood alert	1.4	152	144.4~159.6
WL5	Special flood alert	1.7	214	203.3~224.7
WL6	Flood risk	1.98	284	269.8~298.2
WL7	Design flood	3.8	944	869.8~991.2

(2) Set up the rainfall hyetograph

For the flow nomograph development, many kind of rain events are required as an input data, however, observed rainfall data are not enough to consider various rainfall situations. We have utilized various rainfall events based on the synthetically generated hyetograph using the Yen-Chow and Keifer-Chu and Mononobe method. The location of peak rainfall during rainfall duration was set as 1) forward (at 1/4 time of the event), 2) centered (at 2/4 time of the event), and 3) backward (at 3/4 time of the event). The total rainfall amounts of the event were assumed as varying from 2mm to 100mm with 2 mm interval. The rainfall durations were set from 10 minutes to 60 minutes with every 10 minutes interval. Based on these conditions, totally 900 synthetic rainfall events were generated and utilized as the input data of the hydrologic model.

Table 3 Flood discharges of various hyetographd by Yen-Chow method (centered) at Kabutobashi

Total Rain (mm)	Value	Rainfall Duration (T_i)					
		10	20	30	40	50	60
10	Peak discharge(Q_i)	23.97	17.90	13.75	11.01	8.99	7.48
	Rainfall intensity(P_i)	90.00	37.50	23.33	16.88	13.20	10.83
20	Peak discharge(Q_i)	77.84	59.26	46.33	37.90	31.61	27.02
	Rainfall intensity(P_i)	180.00	75.00	46.67	33.75	26.40	21.67
30	Peak discharge(Q_i)	137.65	108.46	87.21	72.39	62.16	53.88
	Rainfall intensity(P_i)	270.00	112.50	70.00	50.63	39.60	32.50
40	Peak discharge(Q_i)	203.38	156.09	127.44	105.70	91.62	81.71
	Rainfall intensity(P_i)	360.00	150.00	93.33	67.50	52.80	43.33
50	Peak discharge(Q_i)	276.52	212.05	173.56	145.03	125.32	108.38
	Rainfall intensity(P_i)	450.00	187.50	116.67	84.38	66.00	54.17
60	Peak discharge(Q_i)	365.39	276.09	223.68	189.47	164.02	143.29
	Rainfall intensity(P_i)	540.00	225.00	140.00	101.25	79.20	65.00
70	Peak discharge(Q_i)	452.38	344.82	275.51	229.94	200.15	177.04
	Rainfall intensity(P_i)	630.00	262.50	163.33	118.13	92.40	75.83

*Rainfall intensity means average rainfall intensity.

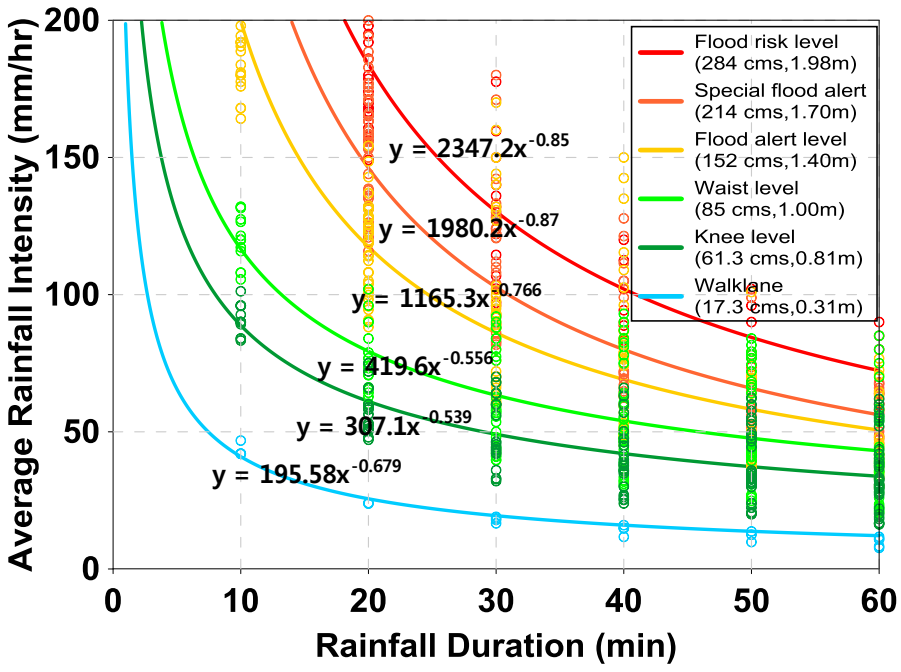


Fig. 9 Developed criteria nomograph and regression equation

(3) Estimation of corresponding peak discharge and average rainfall intensity for reference flood level

The flood discharge is estimated using the connected SWMM and SFM in Toga River and the peak flood discharge is determined from flood discharge at each hyetograph. We only considered the rainfall information of the event when the peak discharge is included the discharge range of Table 2 for nomogrpah development. Average rainfall intensity (P_i) and rainfall duration (T_i) causing the flood are determined through the estimated results at each reference flood level like Table 3.

(4) Development of optimal nomograph using regression analysis

The average rainfall intensity and the rainfall duration, and results of flood water level according to reference flood discharge for average rainfall intensity from the simulated hyetographs were used to develop the criteria nomograph in the Toga River. The nomograph was made through the regression analysis at 6 reference flood water levels except for WL7 such as shown in Fig. 9.

5. Applications and results

To evaluate the applicability of flood forecasting using the developed nomograph, we reproduced the flood using the developed nomograph with observed gauge rainfall (Gauge) such as Figs. 10(a)-1 and 11(a)-1 for 9 events. The X-MP rainfall radar (Radar QPE) as shown in Figs. 10(a)-2 and 11(a)-2 are being used for the evaluation of radar rainfall usefulness. Using the nomograph and rain data, we can forecast the flood occurrence when at least locations of circles are positioned over the flood level of nomograph. The circles are drawn by the average rainfall intensity and rainfall duration. Furthermore, we forecasted the flood occurrence using the nomograph with forecasted X-MP radar rainfall (Radar QPF) using short-term rainfall prediction method (Translation model) to obtain the lead time such as Figs. 10(a)-3 and 11(a)-3. The Figs. 10(b) and 11(b) are reproduced flood using gauge expressed by orange bar in Figs. 10(a)-1 and 11(a)-1, respectively, for applicability evaluation. The basin averaged rainfall of gauge was estimated by Thiessen method. The average rainfall intensity for each rainfall duration is estimated by moving average from current time to 60 minutes before. The Figs. 10(c) and 11(c) are reproduced flood using radar QPE expressed by orange bar in Figs. 10(a)-2 and 11(a)-2. The basin averaged rain of radar was estimated by arithmetic average method. The estimation method of average rainfall intensity is same as rain gauge case.

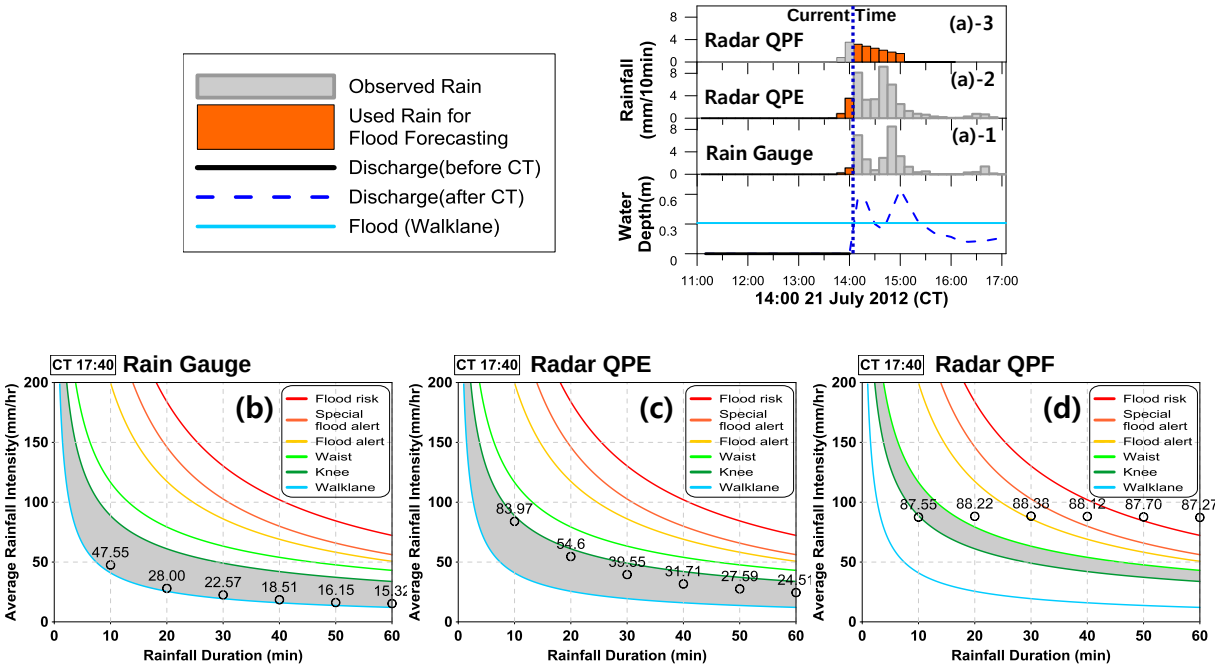


Fig. 10 Flood forecasting using nomograph at 14:00 21 July 2012 (a) time series used rainfall and water level, (b) observed gauge rainfall, (c) observed radar rainfall (QPE) and (d) forecasted radar rainfall (QPF)

Fig. 10 shows the application results for the event at 14:00 21 July 2012. At this event, flood (0.57m) occurred at 14:10 in real. Figs 10(b) and (c) show that the circles on the nomograph are located in lower left side of the line of the walklane when using observed gauge rainfall and radar rainfall. Hence, observed gauge and radar rainfall cannot forecast the flood. Fig. 11 shows the application results for the event at 17:40 17 October 2012. At this event, peak flood (0.98m) occurred at 17:40 in real. According to Figs 11(b) and (c), observed gauge rainfall and radar rainfall can forecast the flood over the walklane, however, the water level is underestimated because the real flood occurred over the knee level.

The Figs 10(d) and 11(d) is predicted flood using Radar QPF expressed by orange bar in Figs 10(a)-3 and 11(a)-3. The average rainfall intensity using forecasted radar rainfall for each rainfall duration is estimated by moving average from current time to 60 minutes ahead. As shown in the Fig. 10(d), we can guess the possibility of flood occurrence within 10 minutes in advance when using forecasted radar rainfall. The reason is that more than one circle are located in upper right side of the line of the walklane 10 minutes before real flood occurred.

Fig. 11(d) shows the circles are located in upper right side of the line of the knee level when using radar forecasted rainfall. In general, the radar rainfall forecasting method cannot exactly forecast the rainfall time distribution of high-precision, however, it can forecast the rainfall amount of low-precision due to uncertainty of the method as shown in Figs. 10(a)-3 and 11(a)-3. The total rainfall amount, which causes a flood, is more important than rainfall time distribution while using the nomograph for flood forecasting. Thus, it was possible to perform accurate flood forecasting by using Radar QPF in this study. Fig. 10 indicates that total rainfall amounts of 60 minutes from current time are 25.26mm (Gauge) and 13.83mm (Radar QPF), which corresponding with the walklane flood level. In Fig. 11, can be that total rainfall amounts of 10 minutes from the current time are 15.17mm (Gauge) and 14.59mm (Radar QPF), which corresponding with the Knee flood level. Hence, the radar forecasted rainfall could forecast flood level range more accurate than observed gauge rainfall and observed radar rainfall in this event.

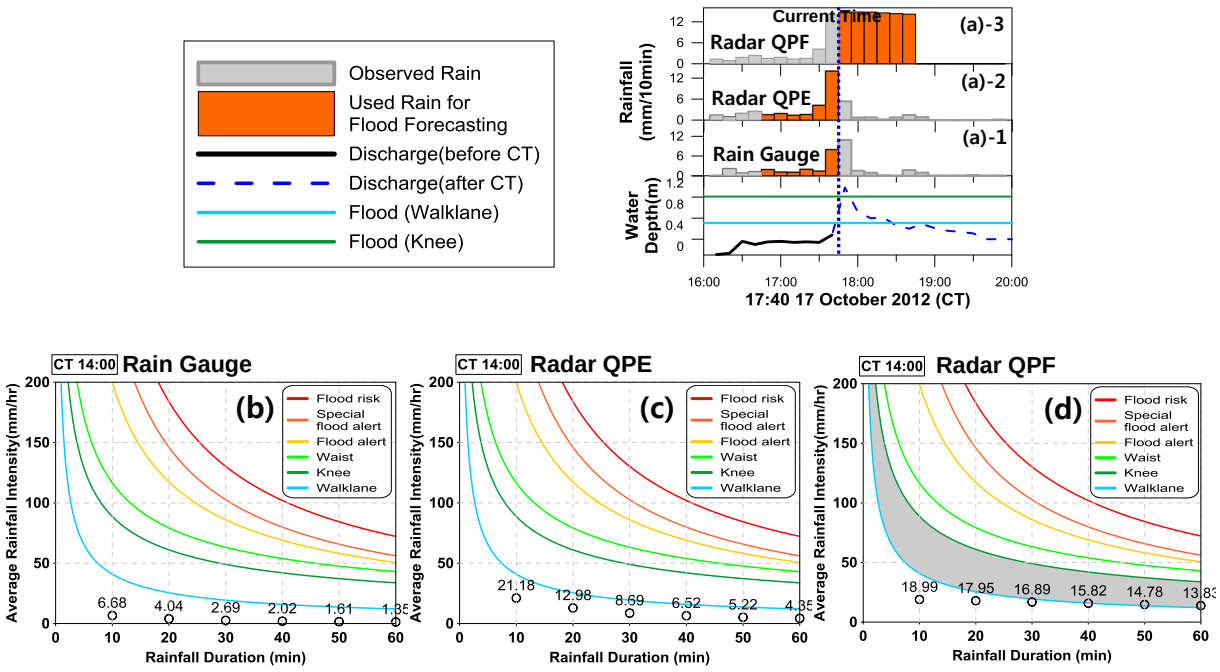


Fig. 11 Flood forecasting using nomograph at 17:40 17 October 2012 (a) time series used rainfall and water level, (b) observed gauge rainfall, (c) observed radar rainfall (QPE), and (d) forecasted radar rainfall (QPF)

Table 4 Performance of flood forecasting using gage observed rainfall and radar forecasted rainfall

Events	Warning Issued	Gauge	Radar QPE	Radar QPF	Actual flood
3 Sep. 2011	Initial Warning Time	20:30	20:00	20:00	20:40
	Initial Warning Level	Walklane	Walklane	Walklane	0.39 m
3 July 2012	Initial Warning Time	Missed	08:40	05:10	05:30
	Initial Warning Level	Missed	Walklane	Walklane	0.37 m
7 July 2012	Initial Warning Time	00:50	00:20	00:10	00:40
	Initial Warning Level	Walklane	Walklane	Walklane	0.35 m
	Peak Warning Time	03:40	03:30	03:10	03:20
	Peak Warning Level	Knee	Knee	Knee	0.86 m
12 July 2012	Initial Warning Time	05:40	05:30	05:20	05:40
	Initial Warning Level	Walklane	Walklane	Walklane	0.39 m
21 July 2012	Initial Warning Time	14:10	14:10	14:00	14:10
	Initial Warning Level	Walklane	Walklane	Walklane	0.57 m
14 Aug. 2012	Initial Warning Time	Missed	06:00	05:10	06:10
	Initial Warning Level	Missed	Walklane	Walklane	0.39 m
1 Sep. 2012	Initial Warning Time	07:00	06:40	06:30	06:50
	Initial Warning Level	Walklane	Walklane	Walklane	0.35 m
30 Sep. 2012	Initial Warning Time	15:30	Missed	Missed	15:50
	Initial Warning Level	Walklane	Missed	Missed	0.32 m
17 Oct. 2012	Peak Warning Time	17:40	17:40	17:40	17:50
	Peak Warning Level	Walklane	Walklane	Knee	0.98 m

Table 5 The accuracy and timeliness of developed nomograph

Data Type		Warning Issued	Actual flood level			Accuracy (%)	Timeliness (min)
			No flood	Walklane	Knee		
Computed flood level	Gauge	No flood	0	2	0	60	T<=10
		Walklane	0	5	1		
		Knee	0	1	1		
	Radar QPE	No flood	0	1	0	80	T<=10
		Walklane	0	7	1		
		Knee	0	0	1		
	Radar QPF	No flood	0	1	0	90	10<T=30
		Walklane	0	7	0		
		Knee	0	0	2		

*Yellow means corrected the flood forecast, pink means overestimated, blue means underestimated

This study forecasted the flood for all 10 flood peak such as Table 4. Table 5 is summarized the evaluation results. Here, we counted the flood peak separately, even if there are two peaks in the same flood event. The number in Table 5 shows the frequency when computed flood level corresponds to each flood level. The accuracy means relative frequency. Timeliness is refers to the time necessary to evacuate before flash flood. The accuracy is 60% when using gauge rainfall data, while the accuracy when using observed radar rainfall is 80%, which is higher than when using gauge rainfall. Because the radar has higher spatial and

temporal resolutions and also has higher QPE accuracy than rain gauge rainfall. The accuracy is 90% when using radar QPF and it is higher than radar QPE. Regarding the timeliness, it is less than 10 minutes when using observed radar rainfall and gauge rainfall, while the timeliness is between 20 and 30 minutes when using radar QPF. Hence, the time to prepare for evacuation may insufficient when using observed rainfall, while we can obtain preparing time to evacuate when using radar QPF, because the timeliness of radar QPF is longer than timeliness of observed rainfall.

6. Conclusions

This study developed efficient urban flood alert criteria nomograph in Toga River basin and evaluated the applicability using observed gauge rainfall, observed radar rainfall and forecasted radar rainfall using X-MP radar. Through the evaluation results of flood situations, we came to conclusion that the nomograph is useful for urban flood management practice. Also, flood forecasting using forecasted radar rainfall is accurate and can be obtaining the lead time.

Acknowledgements

This study is supported by the river technology development research project of Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism (MLIT). We would like to thank for their help.

References

Andjelkovic, I. (2001): Guidelines on non-structural measures in urban flood management, Technical documents in Hydrology, No. 50, UNESCO, Paris. p. 86.

Bae, D. H., Shim, J. B. and Yoon, S. S. (2012): Development and Assessment of Flow Nomograph for the Real-time Flood Forecasting in Cheonggye Stream, Journal of Korea Water Resources Association, Vol. 45, No. 11, pp. 1107-1120.

Fujita, I. and Kunita Y. (2010): Flash flood simulation of the Toga River caused by localized torrential rain in urbanized area. River Flow, Dittrich, Koll, Aberle & Geisenhainer (eds), pp. 1605-1613.

Kimura, T. (1961): The flood runoff analysis method by the Storage Function Model, The Public Works Research Institute, Ministry of Construction.

Nakakita, E., Ikebuchi, S., Nakamura, T., Kanmuri, M., Okuda, M., Yamaji, A. and Takasao, T. (1996): Short-term rainfall prediction method using a volume scanning radar and GPV data from numerical weather prediction, Journal of Geophysical Research, Vol.101, No. D21, pp. 26181-26197.

(Received June 11, 2013)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

Assessment of High-resolution Ensemble NWP Rainfall for Flood Forecast of Relative Large River Basin in Japan

Wansik YU [(1)], Eiichi NAKAKITA[(2)] and Kosei YAMAGUCHI [(2)]

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University
(2) Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

Synopsis

In early September, 2011, Typhoon Talas caused local heavy rainfalls over the Kinki, Chugoku, Shikoku and Tokai regions in Japan. In these types of extreme events, it is essential to be able to provide as much advance warning as possible. This advance warning requires both quantitative precipitation forecasting (QPF) and quantitative flood forecasting (QFF). The operational meso-scale model of the JMA generally predicted the typhoon track well in the early period. However, the rainfall intensity was weaker than expected, and the movement was also faster when the lead time was longer. The latest ensemble NWP forecast with 30hr forecast time and 2km horizontal resolution has been generated by the Meteorological Research Institute (MRI) of the JMA. In this study, we assessed the latest ensemble NWP outputs with 30hr forecast time and 2km horizontal resolution from MRI whether they can produce suitable rainfall predictions or not during the Typhoon Talas event, and we also assessed the performance of ensemble flood forecasting for hydrological applications based on the latest ensemble NWP forecast with 30hr forecast time and 2km horizontal resolution. As a result, ensemble rainfall prediction produced more suitable results compared with a deterministic control run in terms of QPF. Ensemble flood forecasting driven by ensemble rainfall forecasts could also produce comparable results in comparisons of observed data, although the maximum peak discharge value was underestimated.

Keywords: Typhoon Talas, Ensemble NWP rainfall, Ensemble Flood Forecasting

1. Introduction

In early September, 2011, local heavy rainfalls due to season's 12th typhoon, "Talas" caused large flooding and enormous landslide disasters over the Kinki, Chugoku, Shikoku, and Tokai regions in Japan. It also caused unprecedented human damages, resulting in 78 dead and 16 missing persons. Talas moved very slowly and had a huge gale diameter throughout its life. The total amount of the precipitation exceeded 1,000mm in the Kii Peninsula.

One of the main challenges in these types of extreme events, it is principal to be able to provide as much advance warning as possible with extended lead time. This advance warning requires both quantitative precipitation forecasting (QPF) and quantitative flood forecasting (QFF). Traditionally, QPF can be obtained through the use of extrapolation of movement pattern of rainfall distribution from a sequence of radar image or through the use of solving numerically the equations of Numerical Weather Prediction (NWP) model. However, radar forecasting techniques using

extrapolation of movement pattern do not consider such as growth and decay of precipitation. On the other hand, NWP models use current weather conditions as input to atmospheric models to predict the evolution of weather systems. These models represent the atmosphere as a dynamic fluid and solve for its behavior through the use of mechanics and thermodynamics (Nakakita et al., 1996). However, the rainfall prediction using NWP models is difficult because the atmosphere is a nonlinear, chaotic system. A slight change in the initial and boundary layer conditions of a system could result in unpredictable results. In addition, unavoidable random errors in atmospheric model parameters make it difficult for NWP models to compute atmospheric properties accurately (Buizza et al., 1999). The Meso-Scale Model (MSM) of Japan Meteorological Agency (JMA) is now run operationally with a horizontal resolution of 5km. During the Typhoon Talas event, the MSM generally predicted the typhoon track well in the early period. However, the predicted rainfall intensity was weaker than the observed radar rainfall, and the movement was also faster, as the lead time was longer. As a result, the rainfall forecast pattern moved to the north-eastern part of the Kii peninsula quickly. One of the methods to overcome the forecast failure of deterministic predictions is to use ensemble outputs of NWP models. Ensemble NWP rainfall has been generated since the early 1990s. It is believed that ensemble prediction systems exhibit greater forecast skill than a single NWP model (Buizza et al., 1999; Demeritt et al., 2007). Another method for an improvement in accuracy can be achieved by increasing in the resolution of NWP models. In Japan, the JMA's operational one-week ensemble prediction has been developed to support typhoon track forecast and to provide probabilistic information with a horizontal resolution of 60km and 51 Ensemble members. However, there is a limitation to use one-week ensemble prediction in respect of hydrological applications because one-week ensemble prediction has a coarse spatial resolution. With consideration for high-resolution and ensemble forecasts, the latest ensemble NWP forecast with 30hr forecast time and 2km horizontal resolution has been generated by the Meteorological Research Institute (MRI) of the JMA, and is still in research for an improvement in terms of the forecast accuracy. This ensemble NWP forecast is not yet operational, and it is expected that this ensemble NWP prediction can improve the forecast skill more than operational deterministic rainfall forecasts.

In the context of flood management, it is important to integrate NWP model output and flood forecasts. It is possible to incorporate NWP model outputs directly into flood forecasting systems to obtain an extended lead time (Xuan et al., 2009). However, direct application of deterministic NWP model output can propagate uncertainties into the hydrologic domain. For these reasons, the development of ensemble hydrological applications started in the late 1990s and is a field of ongoing research (De Roo et al., 2003; Gouweleeuw et al., 2005). Ensemble flood forecasting provides additional information to the deterministic flood forecast in the short forecast range, and provides a signal in terms of pre-warning and exceedance probabilities for threshold values (e.g. critical discharge, levels causing inundation, and so on).

In this study, we aim to overcome an insufficiency of the deterministic flood forecast using ensemble outputs with 30hr forecast time and 2km high-resolution. Therefore, we assess the latest ensemble NWP outputs with 30hr forecast time and 2km horizontal resolution from MRI whether they can produce suitable rainfall predictions or not during the Typhoon Talas event, and we also assess the performance of ensemble flood forecasting for hydrological applications based on the latest ensemble NWP forecast with 30hr forecast time and 2km horizontal resolution.

2. METHODOLOGY

2.1 Short-range ensemble rainfall forecast

We used two ensemble systems with 10km and 2km horizontal resolution. The latest forecast model was developed and implemented by MRI of JMA for rainfall forecast using nonhydrostatic model (Saito et al., 2006). Whereas the 10km resolution forecast adopted the cloud microphysical process and Kain-Fritsch convective scheme, the 2km resolution forecast did not have to use a convective

scheme because of its cloud resolving resolutions. The ensemble system consists of 10 perturbed and one unperturbed (or control run). One forecast, the "control run," is forecast with a non-perturbed analysis and is similar to the MSM of JMA from the viewpoints of initial and lateral boundary conditions. The 10 perturbed forecasts of ensemble system result from a perturbation technique based on a mathematical method called the local ensemble transform Kalman filter (LETKF) method (Miyoshi, 2010).

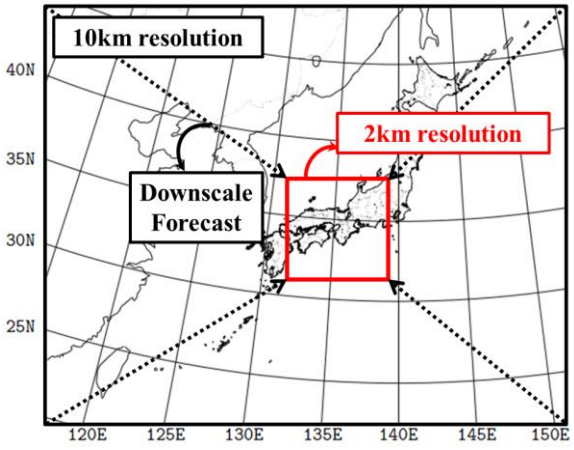


Fig. 1 Forecast domains of 10km and 2km horizontal resolution

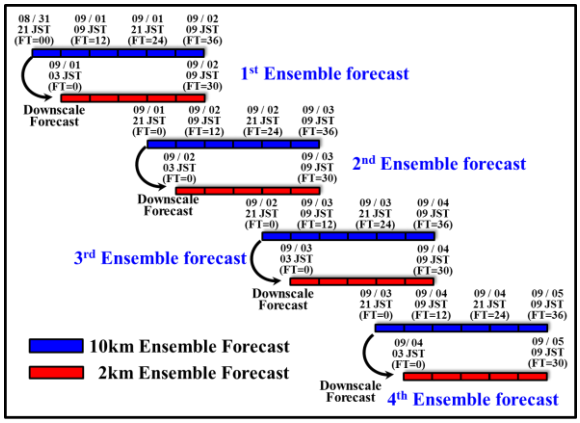


Fig. 2 A schematic of four sets of forecast runs (blue and red boxes denote the 10km and 2km horizontal resolutions, respectively.)

The domain of the two ensemble systems with 10km and 2km horizontal resolution are illustrated in Fig. 1. The 10km and the 2km resolutions had a domain of 361×289 grid points and 350×350 grid, respectively. At first, a meso ensemble prediction with a horizontal resolution of 10km was performed up to 36hr forecast time at 9pm JST, and its downscale prediction with a horizontal resolution of 2km was performed up to 30hr forecast at 3am JST. Initial conditions of the 2km ensemble forecast were given by the 6hr forecast time of the 10km ensemble forecast results. This process is continued during the Typhoon Talas event. Therefore, we constructed the 4 sets of ensemble prediction outputs with 10km and 2km horizontal resolution (Fig. 2), and we introduce the results of ensemble prediction with 2km horizontal resolution due to the viewpoints of high-resolution and better predictability of weather phenomena in this study. Fig 4 shows the ensemble NWP rainfall forecast of 2km horizontal resolution during Typhoon Talas (2011/09/02/15:00 JST).

2.2 Distributed grid-based hydrologic model

We used the grid-based one-dimensional kinematic wave method for subsurface and surface flow simulation, which was enhanced by Tachikawa et al. In this model, the drainage network is represented by sets of hillslope and channel elements from the digital elevation model. Each element is represented by a rectangle formed by two adjacent nodes of grid cells. Fig. 3 is a schematic of spatial flow movement in this model.

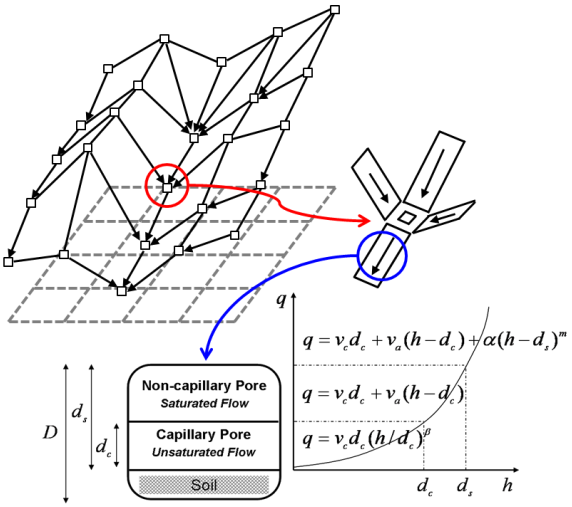


Fig. 3 Spatial flow movement: the arrows indicate element models for calculating hydrological variables, such as water flux and stage–discharge relationship of flow process in the hillslope elements.

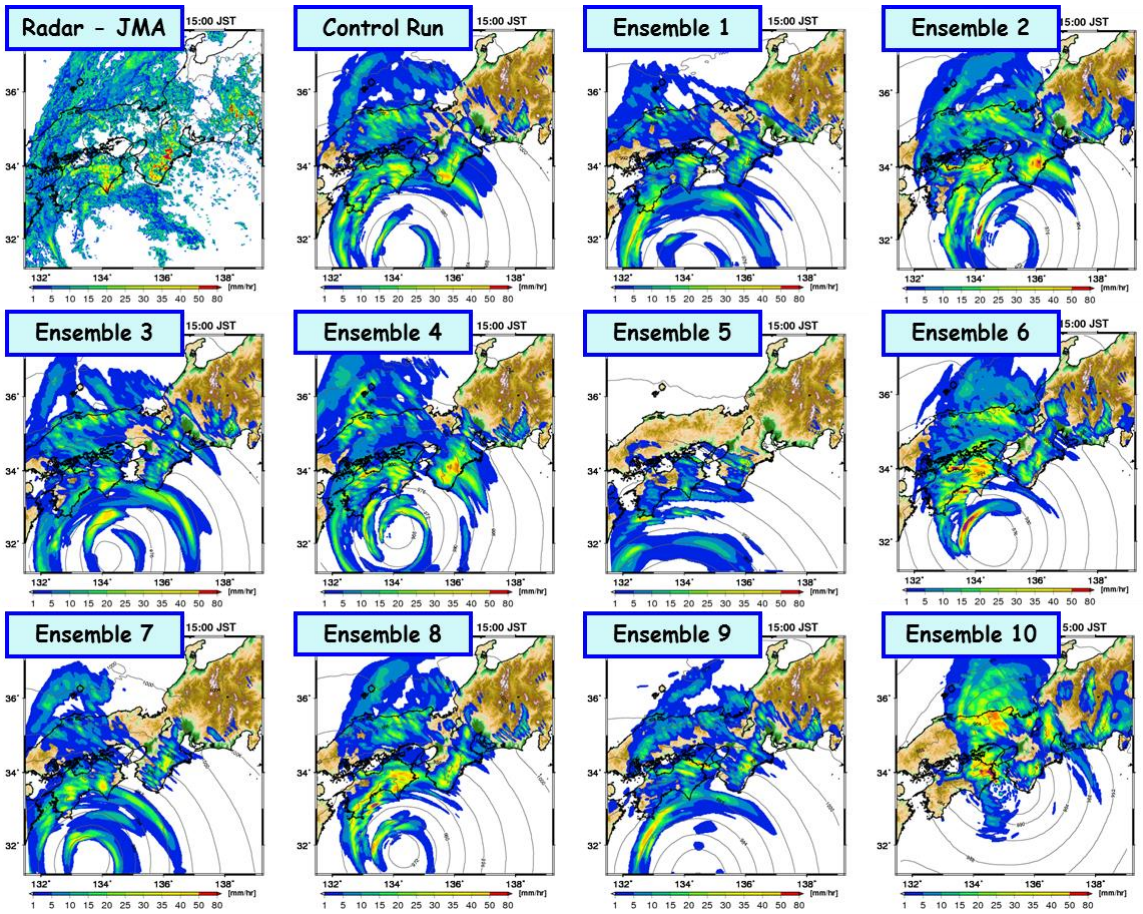


Fig. 4 Ensemble NWP rainfall forecast of 2km horizontal resolution (2011/09/02/15:00JST)

The rainfall over all hillslope elements flows one-dimensionally into the river nodes and then routes to the catchment outlet. The rainfall-runoff transformation is based on the assumption that each hillslope element is covered with a permeable soil layer. This soil layer consists of a capillary layer and a non-capillary layer. In these conceptual soil layers, slow and quick flow are simulated as unsaturated and saturated flow, respectively, and surface flow occurs if water depth, h (m) exceeds soil water capacity.

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

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

The discharge per unit width q [m^2/s] is calculated by Eq. (1), combined with the continuity equation, Eq. (2), where t is the time (s), x is space (m), r(t) is the rainfall intensity (mm/h), $v_c = k_c i$ (m/s), $v_a = k_a i$ (m/s), $k_c = k_a / \beta$ (m/s), $\alpha = \sqrt{i}/n$ ($m^{1/3}$/s), m=5/3, i is the slope gradient, k_c (m/s) is the hydraulic conductivity of the capillary soil layer, k_a (m/s) is the hydraulic conductivity of the non-capillary soil layer, n ($m^{1/3}$/s) is the roughness coefficient, and d_c and d_s are soil depth in the capillary and non-capillary pore, respectively. Rainfall is directly added to subsurface or surface flow on grid cells according to the water depth of each cell corresponding to parts of the rainfall input field. This model does not consider vertical flow due to infiltration, but represents lagged subsurface flow with calibrated hydraulic conductivities and soil layer thicknesses.

3. Results and discussion

3.1 Study area

Typhoon Talas caused enormous flooding and landslide disasters in the Shingu River Basin, and many roads were damaged as well as electricity, communication lines and water supply.

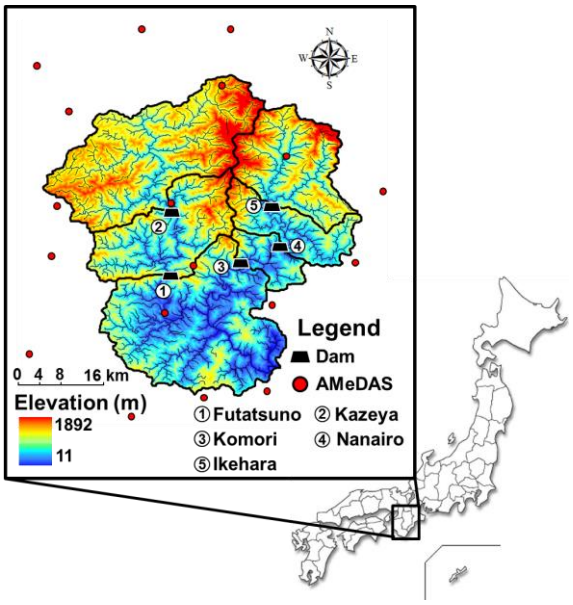


Fig. 5 Study area (Kumano River Basin) within Kii peninsula in Japan.

Therefore, in this study, we selected the Shingu River Basin as the study area to assess the flood forecast applicability utilizing the ensemble NWP rainfall. Shingu River Basin is located in the Kii peninsula of the Kinki region, Japan and covers an area of 2,360 km^2 (Fig. 5). The topography of the basin is characterized by a mountainous upstream in the north and a flatter plain in the south. The elevation in the basin ranges from 11 to 1892 m, with an average of about 644 m. The five dams Futatsuno, Kazeya, Komori, Nanairo and Ikehara are located upstream.

3.2 Ensemble NWP rainfall

For the purpose of temporal verification of QPF with ensemble NWP rainfall during the Talas event, we compared the areal rainfall intensity between the Automated Meteorological Data Acquisition System (AMeDAS) and ensemble prediction over the Shingu River Basin in the form of box plots. For comparison, the observed rainfall of AMeDAS (18 stations, 10min step) is interpolated using the Thiessen polygon spatial distribution method. In the 1st and 2nd forecast period of Fig. 6(a), the control run and ensemble forecast produced a suitable areal rainfall compared with the AMeDAS rainfall, but as shown in the 3rd forecast result, on which focused in this study, the control run forecast was well not matched and did not produce the rainfall intensity because the spatial pattern of raincells moved to the north-eastern part of Kii peninsula quickly by that the MSM failed to correctly forecast, as mentioned in the introduction section. On the other hand, the upper range of the ensemble forecast was able to produce considerable rainfall intensity, and the amounts of maximum rainfall intensity are also similar to AMeDAS rainfall. In 4th forecast period, the reason why rainfall intensities are overestimated can be explained by the fact that the last spatial rainfall pattern of the 3rd forecast moved to the north-eastern part of the Kii peninsula; however, it

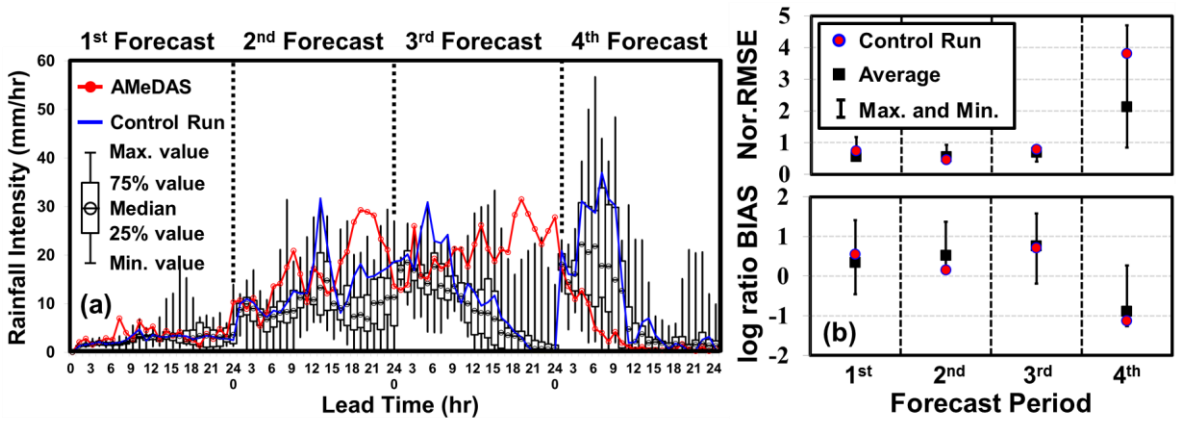


Fig. 6 (a) Ensemble areal rainfall forecast over the Shingu River Basin in the form of box plots plotted from 0 to 24hr forecast time, excluding overlapped forecast time (from 25 to 30hr) for the overall comparison for the Typhoon Talas. (b) Verification results of areal rainfall with normalized RMSE and log ratio bias for Typhoon Talas. Red circles and black squares mean the indexes of the control run and the mean value of ensemble forecast, respectively. The lower and upper bounds of the black lines correspond to the minimum and maximum values, respectively.

started the forecast again from the Kii peninsula in the 4th forecast. For this reason, rainfall intensities were very high in the 4th forecast period compared with AMeDAS.

To evaluate the accuracy of the control run and ensemble forecast in terms of areal rainfall intensity, we calculated two error indexes (Fig. 6(b)). The first is the normalized root mean square error (RMSE, Eq. (3)), which is normalized by the mean value of the observations during the each forecast period (30hr). The second is the log ratio bias (Eq. (3)), which a relative error and provides information about the total amount of rainfall. A log ratio bias value of zero indicates a perfect forecast; positive and negative values indicate underestimated and overestimated forecasts, respectively.

$$Nor.RMSE = \frac{\sqrt{\frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N}\left(X_t^{obs} - X_t^{pred}\right)^2}}{\overline{X^{obs}}} \quad (3)$$

$$\log\ ratio\ bias = \log\frac{\sum_{t=1}^{N} X_t^{obs}}{\sum_{t=1}^{N} X_t^{pred}} \quad (4)$$

In the index of normalized RMSE, the control run and ensemble mean have similar values from 1st to 3rd forecast period, but the best index of the ensemble forecast could provide good value as compared with the deterministic control run. In the 4th forecast period, as mentioned above, the index of the control run and ensemble spread is relatively large, but the best index of the ensemble is estimated at 0.84 (the control run is 3.81). In the index of the log ratio bias, the best index of ensemble spread was close to zero value (perfect forecast), whereas the control run forecast was underestimated for the 1st, 2nd, and 3rd forecasts, and overestimated for the 4th forecast period.

3.3 Ensemble flood forecast

We considered five dams located in the Shingu River Basin: Kazeya, Futatsuno, Ikehara, Nanairo and Komori dams for an assessment of the ensemble flood forecast driven by ensemble NWP rainfall in this study. Kazeya dam is in the upstream of the Futatsuno dam basin, and Ikehara and Nanairo dams are in the upstream of the Komori dam basin, respectively. The outflow record from each upstream dam was considered input data in a distributed hydrologic model. First, we conducted the parameter optimization of the hydrologic model

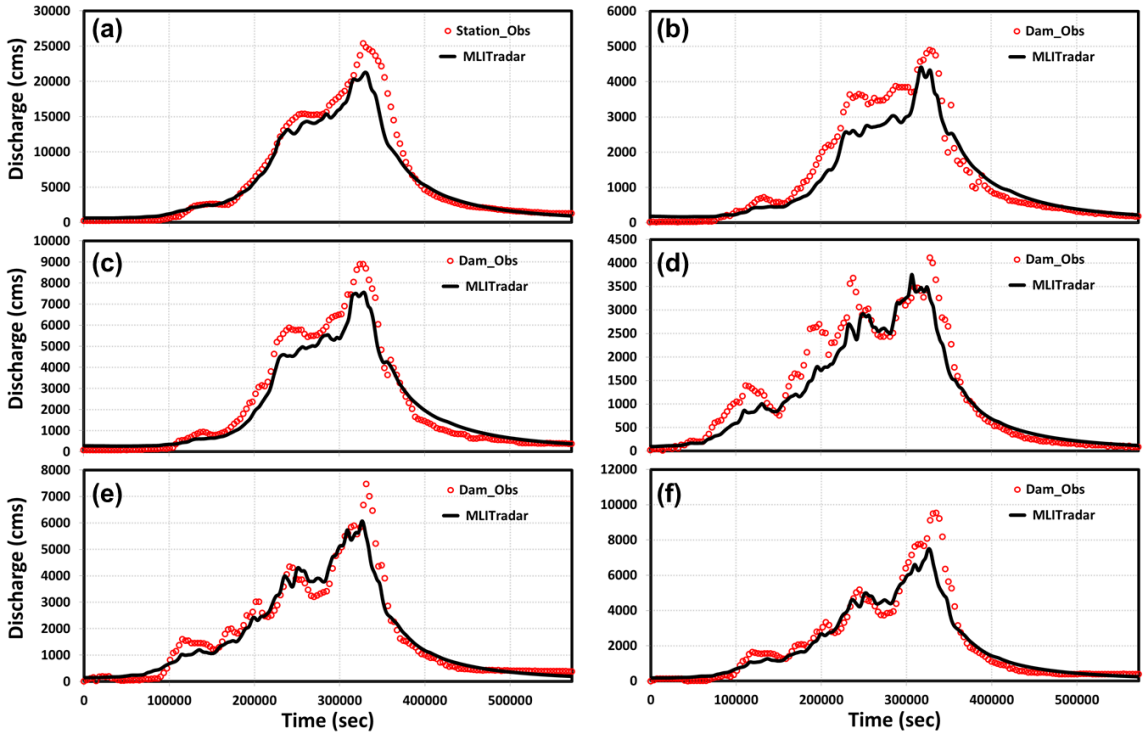


Fig. 7 Multi-gauge model calibration results; (a) Ouga station, (b) Kazeya dam, (c) Futatsuno dam, (d) Ikehara dam, (e) Nanairo dam, (f) Komori dam

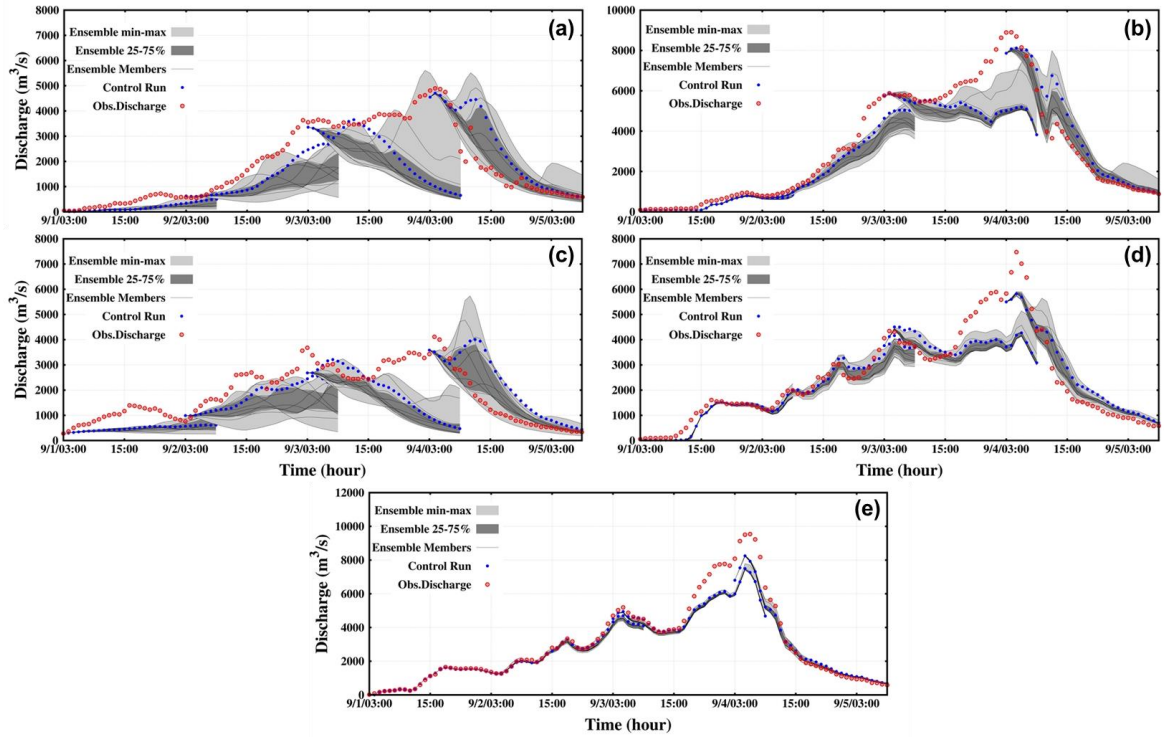


Fig. 8 30hr ensemble flood forecast from a distributed hydrologic model for Typhoon Talas; (a) Kazeya dam, (b) Futatsuno dam, (c) Ikehara dam, (d) Nanairo dam, (e) Komori dam

using MLIT composite radar data and Shuffled Complex Evolution (SCE) global optimization method. The SCE method is a general-purpose global optimization strategy designed to solve the various response surface problems encountered in calibrating a non-linear simulation model (Duan et al., 1994). In this study, there are upstream five dams and observed inflow data in the Shingu River Basin. Therefore we modified the SCE optimization method to minimize the objective function between observed inflows and simulated results at the same time for all of observation points (eq. (5)). Fig. 7 shows the results of multi-gauge model calibration using SCE optimization method minimizing the objective function of six observation points.

$$Minimize\ \ OF = \sum_{basin=1}^{n} RMSE_{Basin} \qquad (5)$$

Next, we used the simulated discharge from the observed radar rainfall as the initial condition for the ensemble flood forecast driven by the ensemble NWP rainfall. Fig. 8 shows the results of the 30hr ensemble flood forecast over the Kazeya, Futatsuno, Ikehara, Nanairo and Komori dams for Typhoon Talas. In the 3rd forecast period of peak discharge, on which we focused in this study, the control run forecast was typically lower than the observed discharge, caused by its shift from the correct spatial position. The majority of ensemble members were also lower than the observed discharge, but a few ensemble members exceeded the control run forecast, and were close to the observed discharge. In the 4th forecast period (falling limb), both the control run and ensemble forecast were overestimated because the over-estimation in rainfall forecast (4th forecast of Fig. 6(a)) triggered a runoff over-estimation.

To evaluate the accuracy of the control run and ensemble forecast in terms of discharge, we also used two error indexes, a normalized RMSE and a log ratio bias (Eq. (3) and (4)). Fig. 9 shows the results of normalized RMSE and log ratio bias for assessment of ensemble flood forecast. In the index of normalized RMSE, the ensemble flood forecast could provide good value as compared with the deterministic control run throughout all of dams, although the ensemble spread is relatively large. In the index of the log ratio bias, the ensemble spread was close to zero value, whereas the control run forecast was underestimated for the 1st, 2nd, and 3rd forecasts, and overestimated for the 4th forecast period. In these results, the ensemble flood

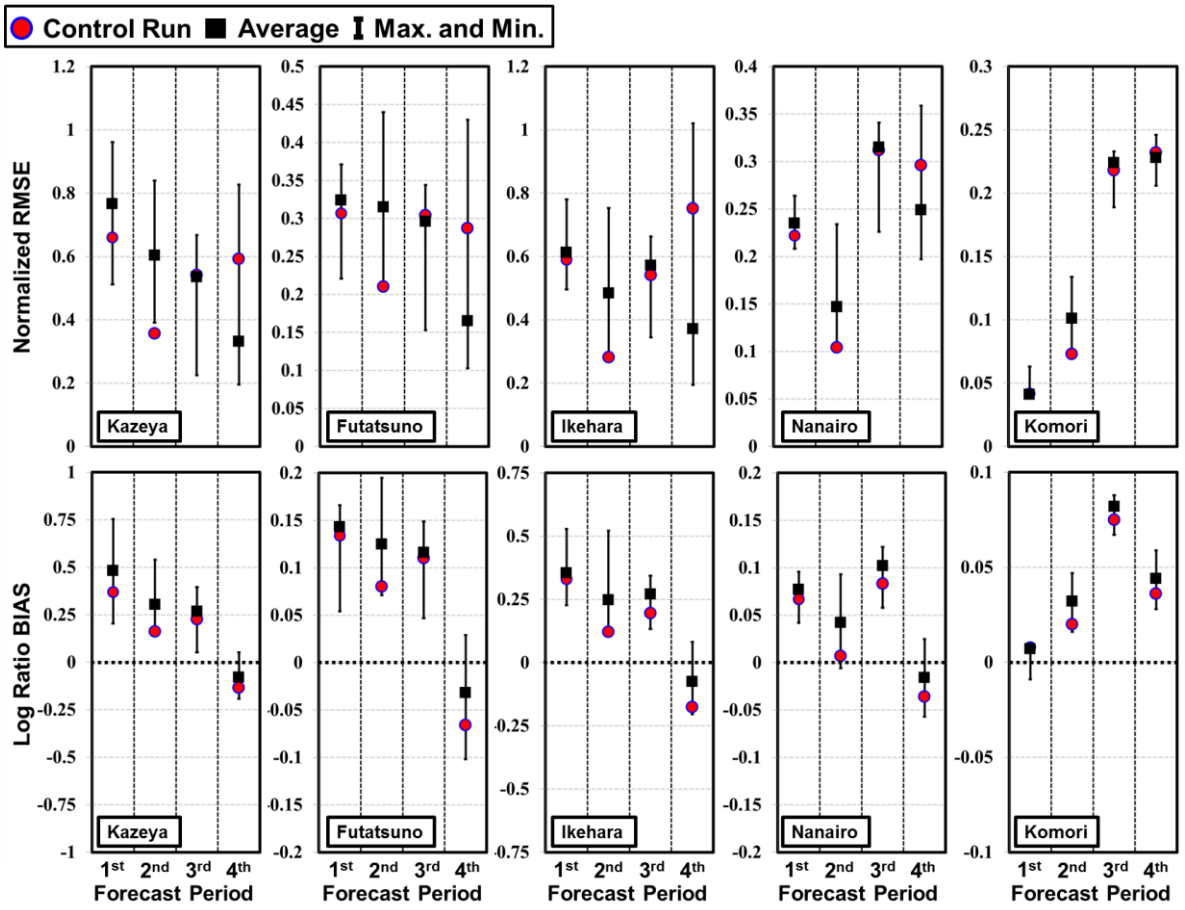


Fig. 9 Verification results of control run and ensemble runoff with normalized RMSE and log ratio bias for typhoon Talas

forecasts provided additional information that were not present in the deterministic forecast, and this additional information could be used for real-time flood forecast, dam inflow forecast, and dam release support. How this information should put into decision support, however, needs to be examined in more detail using a number of case studies to assess the performance of the probabilistic forecasts.

4. CONCLUSION

Flood forecast driven by ensemble-based NWP rainfall was carried out in this study to assess the hydrological applicability during the Typhoon Talas event. It can be concluded from the study that ensemble NWP rainfall produced better results as compared with deterministic control run in terms of QPF, and the study showed that the ensemble flood forecasts provide more suitable results and additional information that is not present in the deterministic forecast, although peak discharge value was underestimated. In further research, through a number of case studies, ensemble NWP rainfall data could be used in hydrological applications such as real-time flood forecasting and dam operation.

Acknowledgements

This study was partly supported by the sub-project of the field 3 on Next Generation Supercomputer Project, ‘Prediction of heavy rainfalls by a cloud-resolving NWP system’, and was based on data from J-POWER CO. Ltd. We are grateful for their support.

References

Buizza, R., Miller. M., and Palmer, T.N. (1999): Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF Ensemble Prediction System. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., Vol.125, pp. 2887-2908.

Demeritt. D., Cloke. H., Pappenberger. F., Thielen.

J., Bartholmes. J. and Ramos. M.H. (2007): Ensemble predictions and perceptions of risk, uncertainty, and error in flood forecasting. Environ. Hazards, Vol.7, pp. 115-127.

De Roo, A., Gouweleeuw, B., Thielen, J., et al. (2003): Development of a European Flood Forecasting System, Intl. J. River Basin Management, Vol. 1, No. 1, pp. 49-59.

Duan, Q., Sorooshian, S. and Gupta, V.K. (1994): Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models, J. Hydrol., Vol.158, pp.265-284.

Gouweleeuw, B., Thielen, J., Franchello, G., De Roo, A. and Buizza, R. (2005): Flood forecasting using medium-range probabilistic weather prediction, Hydrol. Earth Syst. Sci., Vol.9, No.4, pp. 365-380.

Miyoshi, T. (2010): NHM-LETKF. Tech. Rep. MRI 62, pp. 159-163.

Nakakita. E., Ikebuchi. S., Nakamura. T., Kanmuri. M., Okuda. M., Yamaji. A. and Takasao. T. (1996): Short-term rainfall prediction methid using a volume scanning radar and grid point value data from numerical weather prediction. Journal of Geo. Research, Vol.101, No.D21, pp. 26,181-26,197.

Saito, K., Fujita T., Yamada Y., Ishida J., Kumagai Y., Aranami K., Ohmori S., Nagasawa R., Kumagai S., Muroi C., Katao T., Eito H., and Yamazaki Y. (2006): The operational JMA Nonhydrostatic Meso-scale Model. Mon. Wea. Rev., Vol.134, pp. 1266–1298.

Tachikawa, Y., Nagatani, G. and Takara, K. (2004): Development of stage-discharge relationship equation incorporating saturated–unsaturated flow mechanism. Annual Journal of Hydraulic Eng, JSCE, No.48, pp. 7-12 (in Japanese).

Xuan, Y., Cluckie, I. D. and Wang, Y. (2009): Uncertainty analysis of hydrological ensemble forecasts in a distributed model utilising short-range rainfall prediction. Hydrol. Earth Syst. Sci., Vol.13, pp.293-303.

(Received June 11, 2013)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

陸面過程による農業水使用量とアラル海の消長に関する応答分析

Scenario Analysis of Irrigation Water Usage and the Aral Sea Shrinkage with Land Surface Analysis

峠　嘉哉(1)・田中　賢治・中北　英一

Yoshiya TOUGE(1), Kenji TANAKA and Eiichi NAKAKITA

(1) 京都大学大学院工学研究科

Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

As a result of huge-scale irrigation project in the Soviet age, serious water scarcity has occurred in the Aral Sea Basin. Sustainable irrigation project is required and it has to be based on scientific information about water resource and water demand. To clear them in the Aral Sea basin, water circulation model has been made. In this study, the model was assessed by statistical model and the Aral Sea area was analyzed under several scenarios about irrigation water usage.

First of all, H08 precipitation data, which is used in the model, was assessed by NCDC rain gauged observation data and H08 data was cleared to be accurate. Also, water discharge was analyzed and compared with observed discharge. In the analyzed data, peak period of discharge was from April to May while that was from June to July in observed data. In the scenario analysis, the Aral Sea area was analyzed under each scenario. As the result, large impacts to water inflow into the Aral Sea were analyzed.

キーワード: 陸面過程モデル，SiBUC，アラル海，灌漑
Keywords: Land surface model, SiBUC, Aral Sea, Irrigation

1. 本研究の背景と目的

中央アジアに位置する流域面積180万km^{2}のアラル海流域では，アムダリア川，シルダリア川両河川を中心に乾燥地である中下流域での灌漑が行われてきた．最下流のアラル海は内陸湖で，かつては世界第4位の面積を有していたが，1940年頃よりソ連が進めた自然改造計画の一環として大規模な灌漑地が開発された結果，河川からの流入量が激減し，その面積をかつての10%にまで縮小させた（Cretaux, 2005）．1991年にソ連が崩壊すると流域は6カ国に分断され，関係国間の水利用条約が失敗に終わる中で国際問題にも発展している（Elhance, 1997 ; JICA, 2009）．現在数百万人が水不足の被害に遭っていると報告されており（Micklin, 2007），アラル海縮小に象徴される水環境問題は20世紀最大の環境問題とも言われている（Glantz, 2005）．これを解決し，持続可能な社会を実現するために，長期的・国際的な水利用計画の作成が必要である．

この水利用計画に必要な科学的根拠を提供するため，筆者らは陸面過程モデルSiBUC（Tanaka, 2004）を用いた流域全体の水収支解析を行ってきた．モデルにはアラル海消長モデルを結合させており，過去の水資源量と灌漑水需要量に加え，アラル海面積の再現を試みている（峠ら， 2012）．その結果，水資源量や水需要量，アラル海面積といった値を高い精度で再現することができたが，その一方で流域内の降水量を一律に30%削減させる等の大きな仮定が必

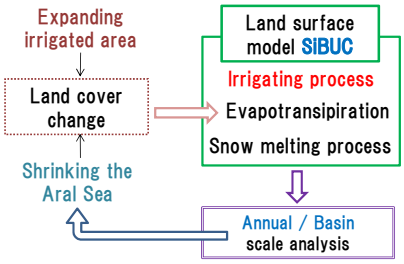


Fig.1 flow of the analysis

要となっているため，モデルの過大評価の原因を解明し，解析精度を向上させることが必要である．

本稿は大きく二部構成とし，前半はモデルの解析結果や入力条件を現地観測データと照合させることで現状の問題点について考察する．後半では水利用に関するシナリオ分析を行い，1960年以降の中央アジアの水利用を仮想的に改善させた場合のアラル海面積を推定することで様々な灌漑緩和策が流域の持続可能性に与える効果について検証した．

2. 解析手法

2.1 解析の流れ

本研究で使用した陸域水循環モデルは，陸面過程モデルを中心として流域全体の水収支解析を行った後，その結果に応じてアラル海面積を変化させるというアラル海消長モデルを結合させている(Fig.1)．解析は1960年～2000年で行っており，空間解像度は約20kmである．解析の入力条件として必要な土地被覆条件には同期間内の灌漑面積発展を反映させることで，過去の灌漑計画の影響を反映させる．

陸面過程モデルでは鉛直一次元解析を行っており，下の式(1)で流出量*Runoff*を計算している．

$$Runoff = Prec - Evap - \Delta Swe - \Delta Soilm + Win - Wout \quad (1)$$

ここに，*Runoff*は水資源量，*Prec*は降水量，*Evap*は蒸発散量，⊿*Swe*は積雪水当量の変化量，⊿*Soilm*は土壌水分の変化量である．メッシュ内に灌漑地がある場合には灌漑必要水量*Win*と，灌漑排水量*Wout*が考慮される．なお，*Runoff*は表面流出量と基底流出量の和である．SiBUCでは式(1)の全項を別々に物理的手法によって解析するが，それと同時にこの式(1)が常に成り立つようになっている．

流域内の全メッシュで*Runoff*を計算した後，式(2)で流域全体の水収支を計算する．

$$Qin = \sum Runoff - \sum \frac{Win}{\gamma_c} + \sum Wout + \alpha \quad (2)$$

*Qin*はアラル海への流入量，γ_cは運搬効率，αはカラクム運河からの取水量であり，水資源量と水損失の差がアラル海へ流入することを表している．運搬効率γ_cは報告値より0.4と設定されており（IFAS, 2002），2.2で後述する．

灌漑面積や外部項αの具体的な推定方法など，解析時の諸条件は（峠ら， 2012）に詳述する．

2.2 灌漑効率の表現方法

従来のSiBUCの灌漑スキームでは，作物に必要な最低限の水量が直接根層に与えられると設定されているため，水路で水を運搬する際の水損失や，灌漑時に地表面から蒸発する水量等を十分に考慮することができなかった．しかし，アラル海流域では灌漑効率が低く，河川からの取水後に作物による吸収以外で損失される水量が多いことが知られている．この推定は水管理上重要であり，改善効果も含めて定量的に明らかにする必要がある．本研究では，灌漑効率を適用効率，運搬効率の二種類に分類し，それぞれ現状の値，改善させた場合の効果を定量的に推定した．

$$\gamma_a = \frac{W_s}{W_f} \quad (3)$$

$$\gamma_c = \frac{W_f}{W_t} \quad (4)$$

式(3)，(4)はそれぞれ適用効率γ_a，運搬効率γ_cの定義式である．ここに，W_sは作物に吸収される水量，

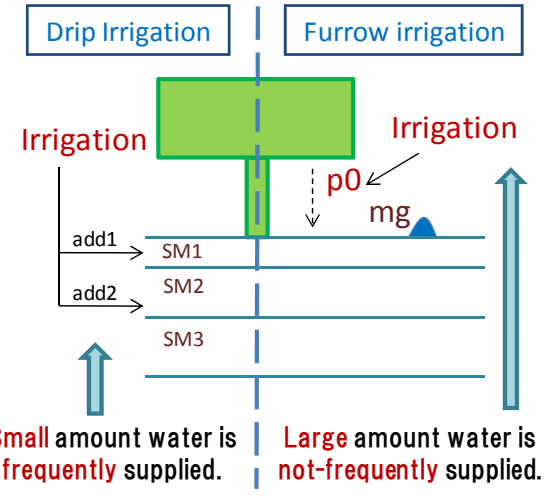
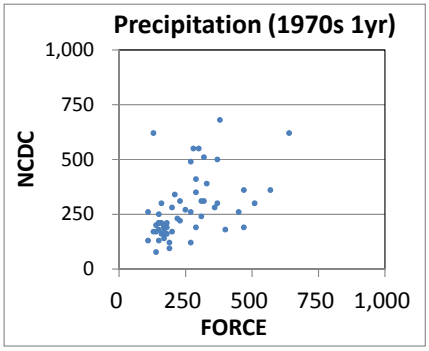


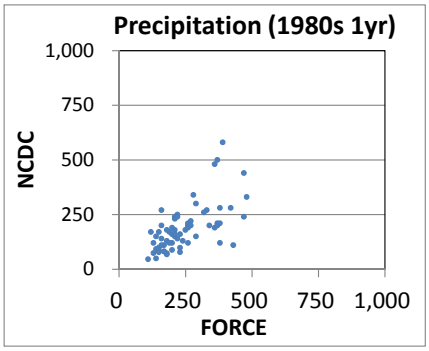
Fig.2 Irrigation scheme in SiBUC

W_f は農地に投入される灌漑水量，W_t は河川取水口における取水量である．これより，適用効率 γ_a は灌漑水を農地に投入した後の蒸発や浸透による灌漑効率を考慮する一方，運搬効率 γ_c は河川から灌漑地まで水路で水を運搬する際の効率を表していることが分かる．

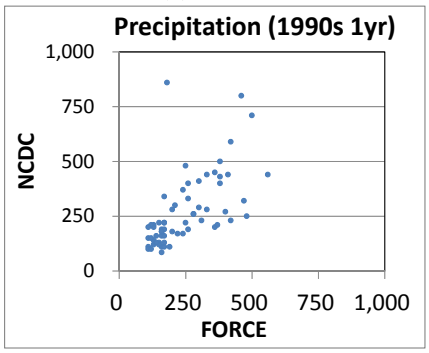
運搬効率は運河の長さや種類に大きく依存する値なので定数を仮定する必要があるが，適用効率はモデル内で表現することが可能である．Fig.2は本モデルにおける二種類の灌漑スキームを示しており，左側は少量の水を根層に直接供給する点滴灌漑，右側は比較的大量の水を地表面から与える畝間灌漑を表している．前者は水の損失が少なく適用効率はほぼ100%であると言え，後者は水の損失が多く適用効率が考慮された形であると言える．ここに，Fig.2におけるSM_i はi 層の土壌水分量，$p0$は降水量から遮断水量を引いたもの，mgは地表面上の水分量である．両スキームのモデル出力値の違いについては（峠ら，2012）を参照されたい．



(a) 1970s



(b) 1980s



(c) 1990s

Fig.3 Difference in annual precipitation between H08 and NCDC

3. 入力条件・モデル出力値の評価

本節では，モデルの入力条件として重要な降水量データや解析結果を現地観測値等と比較することで現状のモデルの精度について考察する．

3.1 降水量データの検証

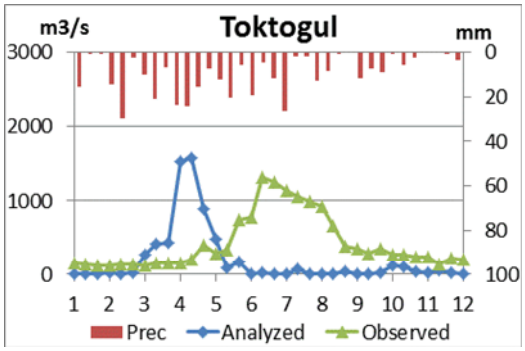
解析に使用した降水量データはH08データであり（Hirabayashi, 2008），風速データを用いて雨量計の補足率を補正している点に大きな特徴を持っている．しかし，中央アジアでは使用可能な観測データが非常に限られており，元々の降水量データの不確実性に加えて補正に用いた風速データにも不確実性があるため，前述した水資源量過大評価の一因となっている可能性がある．

そこで，本研究ではNCDC (National Climatic Data Center)の全球降水量観測値データを用いて，H08降水量データセットの検証を行った．NCDCは全球で気象データ等を公開しており，中央アジアでは総計780個の降水量ステーションの観測データを公開している．

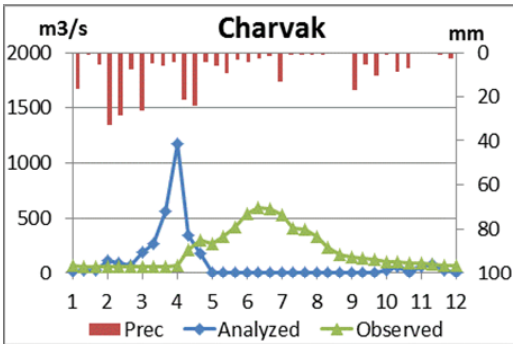
Fig.3は，アラル海流域に位置するNCDCの各ステーションの年間降水量と，H08の年間降水量を10年ごとに比較したもので，NCDCの各ステーションにおいて一年間に300日分以上の観測データがある場合のみをプロットしている．縦軸の*NCDC*，横軸の*FORCE*はそれぞれNCDCの年降水量，H08データセットの年降水量を表している．なお，1960年代はNCDCの降水量に明らかな誤差が見られたため検証には用いなかった．

Fig.3より，H08の年降水量に明白な過大・過小評価は見受けられなかった．特に1980年代において，H08降水量に風速による補正効果と見られる若干の過大傾向が見られるが，その傾向は降水量3割補正の原因となり得るほど大きくなかった．

以上より，実際の降水量はH08データセットの降水量と比較して大きな違いが見られないことが分かった．しかし，アラル海流域は広大であり，様々な標高や気候条件を持った地域が混在しているため限られたNCDCステーション上での評価には限界がある．特に降水量の多い山岳地にはNCDCのステーションも少ないために十分に検証できているとは言え



(a) water inflow into Toktogul reservoir



(b) water inflow into Charvak reservoir

Fig.4 water inflow into reservoir

ないので，今後も現地観測データ等を用いて検証を続けていく必要がある．

3.2 河川流量を用いたモデル精度の検証

水資源量・水需要量の流域全体総和の年変化のみに着眼してきたが，実際には冬季に上流側のダムで発電目的の放流が大規模に行われるために下流側で夏季の渇水が深刻化する等の問題が起きており，水収支の季節変化も流域の大きな関心事である．

そこで現在は，流出モデルを用いた流出解析も進めている．具体的には，式(1)で計算した*Runoff*を河道流下モデルを用いて月流量を計算した．ここで，使用した河道網等のデータは小槻ら（2012）が全球で作成したデータを使用している．

その結果，Fig.4に示すような結果を得た．Fig.4の解析値は上記の河道流下モデルの出力値であり，降水量はダム地点より上流側メッシュにおける降水量の平均値を表しており，河川流量の観測値にはca water info (http://www.cawater-info.net/index_e.htm)が公開しているダム流入量データを使用している．これらの図より，河川流量のピーク時期が解析と観測の間で大幅にずれていることが分かる．両ダム地点において，解析結果では春先に雪解けの影響と見られる流出量の増加が見られる．一方で，観測値では6~7月に多くの流出が発生しており，春先の流量は多くない．

この原因は，まず河道流下モデルにダムモデルが組み込まれていないことが考えられるが，Charvakダムより上流側にダムが存在しないため，流出時期のずれの原因の全てがダム操作にあるとは考えにくい．そのため，今後はダム操作規則を明らかにしモデルに反映させるだけでなく，積雪深を衛生解析等を通して推定しモデルの結果と比較することや，観測データの精度や信頼性に関する検証が必要である．

3.3 過大評価についての考察

3.1において，降水量は観測値と大きく変わらないことが分かったため，モデル内で水量が過大評価となっている原因を今後も探る必要がある．そこで本節では，現状で考えられる原因について考察する．

まず，他流域に流れ出ている可能性が考えられる．中央アジアでは総計30万kmを超える灌漑水路があり（Micklin, 2000），流域外へ水を取水しているものも多い．しかしそれを反映するためには統計データを集める必要があるため全てを考慮する事が難しく，現状ではカラクム運河のみが反映されているが，今後は現地データを集めていく必要がある．

加えて，表流水だけでなく地下水の形として他流域に流れ出ている可能性もある．アラル海流域の最下流に当たるアラル海面の標高は約34m前後であるが，アラル海流域西部に位置するカスピ海流域において最下流に当たるカスピ海の標高は-28m程度である．かつてアムダリア川はカスピ海に注いでいたと考えられており，現在もアラル海流域からカスピ海流域へ地下水の移動がある可能性は十分に考えられる．そこで，今後はカスピ海流域においても同様の解析を行い，流域全体の水収支について検討を行う予定である．

現在のモデルが考慮していない小さな水体が流域に点在している可能性もある．現在使用しているGLCC土地被覆データセットは，1990年代の土地被覆条件を表す空間解像度1kmのデータセットであり，流域内に点在する水体も1kmメッシュ内で最大でない場合には全く考慮されていない．しかし，灌漑排水等が流れ込むことで生まれた小規模の水体が流域には点在しており，その一部は現在も拡大している．アイダール湖等，現在も大規模に面積を拡大させている水体もあり，今後はこれらを考慮する事が必要である．ここでアイダール湖とは，シルダリア川上流におけるダム操作によってChardaraダムより溢れた水がアルナサイ低地へ流れ込むことでできた人造湖である．今後は，衛生解析や現地情報を用いてより正確な土地被覆条件を作成する必要がある．

Table 1 Scenario list

Water application efficiency	Drip irrgation		Furrow irrigation		
Water conveyance efficiency	40%	45%	50%	55%	60%
Irrigated area	0%	25%	50%	75%	100%

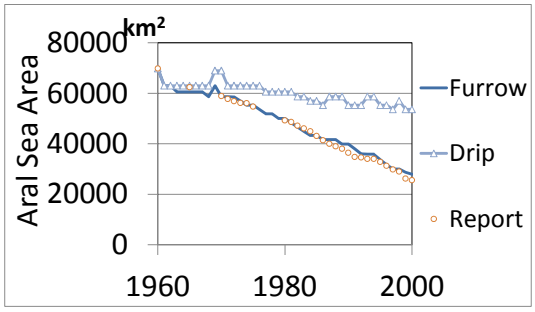
4. 灌漑水利用に関する応答分析

本節では，本モデルが水資源量や水需要量やアラル海面積を物理的に推定できることを利用し，1960年から2000年までの40年間における開発が実際よりも改善されていた場合の仮想的な効果について定量的に推定した．

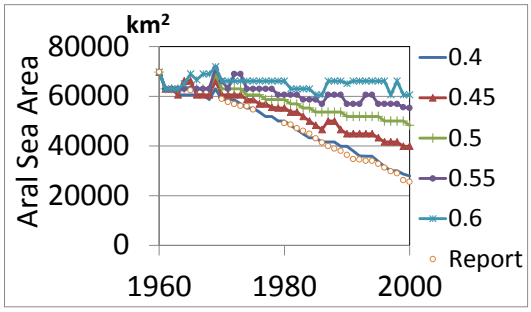
シナリオを用いて推定するのはアラル海の面積であり，これにより各開発シナリオ下での持続可能性評価を評価する．

4.1 応答分析に用いたシナリオ

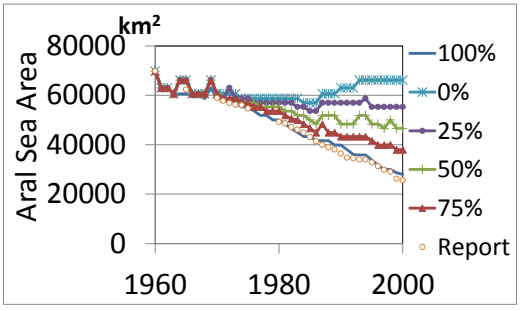
今回の応答分析では，表-1のように灌漑手法・運搬効率・灌漑面積の3種類のシナリオについて行う．ここに，灌漑手法とは2.2で示した適用効率を表しており，現状の畝間灌漑を点滴灌漑に改善した場合の効果を検討する．灌漑面積シナリオでは1960年から2000年までの灌漑面積増加量を100%とし，この増加量にシナリオを設定することで灌漑地の開発が実際より少なかった場合の効果について考察する．0%とは1960年からの増加量が0であることを表しているので，1960年時の灌漑面積が維持された場合が想定されている．



(a) water application efficiency scenario



(b) water conveyance efficiency scenario



(c) irrigated area scenario

Fig.5 historical change of the Aral Sea area in each irrigation scenario

4.2 応答分析結果

応答分析によって得られたアラル海面積の経年変化をFig.5に示す．

Fig.5(a)は，灌漑手法を改善した場合の結果であり，現状の畝間感慨を点滴灌漑に転換することで多くの水量を節約出来ることが分かった．これは，灌漑地に水を入れる際に発生する地表面からの蒸発量や下層への浸透量が，流域の水環境にも大きく影響を与えるほどの水量に達することを表している．

今回は適用効率について点滴灌漑と畝間灌漑の比較のみを行っているが，実際の灌漑地では収量への影響を恐れて農家が必要水量を大幅に超える量の灌漑を行っていることや，排水施設が整っていないことを原因とした多くの水損失があると報告されており，今後はこれらの反映方法についても検討が必要である（Horst, 2005）．

Fig.5(b)を見ると，運搬効率を5%向上させるだけで非常に高い効果をあげられることが分かる．流域の灌漑必要水量は40年平均で約85Gt/yr程度であり，運搬効率5%の向上は毎年4~5Gt程度の水量が確保されることを意味している．その40年間の積算は2000年時点で150Gt程度であるアラル海貯水量に対して十分に大きな値であることが分かる．

筆者らが2012年6月に行った現地調査では，中央アジアの灌漑水路は都市近郊であっても土水路である場合が多く，水が多く損失していることが指摘されていた．水路の補強等による運搬効率の改善は都市近郊を中心として実際に試みられている．

Fig.5(c)より，1960年より灌漑面積を増やさなければ，アラル海の面積は維持されていたことが分かった．75%シナリオ等は高い効果を得られているものの，灌漑面積の削減は産業に直接的な影響を与えるので現実に対策を行う際には運搬効率の改善等を含めた灌漑システム全体から対策を練る必要がある．

5. 結論と今後の課題

本研究では，アラル海流域における水循環モデル

を用いて，まずモデルの精度について検証を行い，続いて灌漑地における水利用に関する応答分析を行った．

モデルの検証において，降水量の比較をNCDCのステーションデータを用いて行った際には，期間を通して大きな違いが見られなかった．今までは降水量を30%削減させる補正を行ってきたが，今後はアイダール湖のように流域内に点在する水体が解析条件に反映されるようにモデルを改良する等が必要である．

河川流量と比較を行った際には，流出のピーク時期がずれるという問題が発生した．今後は上流側ダムの影響をモデルにより反映させることや，積雪深等のデータとモデルを比較することや，比較に用いた観測データの信頼性についても評価が必要である．

灌漑水利用に関する応答分析では，灌漑面積を減らすだけでなく，灌漑の効率を上げることでも高い効果を得られることを定量的に示すことができた．しかし，現状で反映させている水の損失は一部のみで，実際には塩害地における塩分の洗い流しや排水施設の不整備による水損失等が存在するため，これらを含めてより具体的で詳細な水利用の表現を進めていくことが必要である．

参考文献

峠嘉哉・田中賢治・小尻利治・浜口俊雄 (2012): 中央アジア域の灌漑地拡大の影響を考慮した陸面解析によるアラル海縮小の再現, 京都大学防災研究所年報，第55号B，pp.571-577

小槻峻司・田中賢治・小尻利治・浜口俊雄: 衛星データから作成した農事暦を活用した全球陸域水循環解析，水文・水資源学会誌，Vol:25，pp.373-388，2012.

Cretaux, J.F. et al. (2005): Evolution of Sea Level of the Big Aral Sea from Satellite Altimetry and Its Implications for Water Balance, Journal of Great Lakes Res., LEGOS

Elhance, A.P. (1997): Conflict and Cooperation Over Water in the Aral Sea Basin, Studies in Conflict and Terrorism, 20:207-218, Social Science Research Council

GEF agency of the IFAS (2002): Aral Sea Basin Program report

Glantz, M.H. (2005): Water, climate, and development issues in the Amu Darya Basin, Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change, 10: 23-50

Hirabayashi Y. et al. (2008): A 59-year (1948-2006) global near-surface meteorological data set for land surface models

Horst et al (2005): Field assessment of the water saving potential with furrow irrigation in Fergana, Aral Sea basin, Agricultural Water Management, 77, 210-231

JICA (2009):中央アジア地域「中央アジアの電力・水資源に関する地域連携に関する委託調査」報告書

Micklin, P. (2000): Managing Water in Central Asia. London: The Royal Institute of International Affairs, Central Asian and Caucasian Prospects

Micklin, P. (2007): The Aral Sea Disaster, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 35:47-72, Western Michigan University

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

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

領域気候モデルを用いた気候変動に伴う梅雨期集中豪雨の将来変化予測に関する研究

Study on Future Change in Localized Heavy Rainfall during Baiu Season under Climate Change using a Regional Climate Model

中北英一・宮宅敏哉(1)

Eiichi NAKAKITA, Toshiya MIAYAKE(1)

(1) 京都大学大学院工学研究科

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

In recent year, the frequency and the intensity of localized heavy rainfall enhanced by climate change was quantified using the outputs from super high resolution regional climate model (resolutions of 5km and 30minutes) provided by KAKUSHIN program. As results of Nakakita et al. 2011, it was found that the frequency of localized heavy rainfall events has a tendency to increase significantly in the end of the 21st century and that they might occurs on the Pacific Ocean side of East Japan with obvious spatial pattern. However, 5kmRCM has only one calculation result. In this study, therefore, we statistically downscale the ensemble information of 60kmGCM using the dynamical downscale information of 5kmRCM and analyze the ensemble information of localized heavy rainfall during Baiu season.

キーワード:梅雨前線，集中豪雨，発生頻度，5kmRCM，60kmAGCMアンサンブル
Keywords: Baiu front, localized heavy rainfall, frequency, 5kmRCM, 60kmAGCM ensumble

1. 研究の背景・目的

近年，我が国では，2012 年 7 月の九州豪雨など，梅雨前線に伴う集中豪雨が頻繁に発生している．このような集中豪雨は，100 km 程度の長さで 10～20 km の幅をもち，6 時間～半日程度継続する特徴があり，流域面積が 100 km² までの流域面積をもつ中小河川の外水および内水氾濫が問題となっている．一方，近年の経済成長に伴う CO_2 の排出量の増加により地球温暖化が進行しているとされており，その影響は，気温の上昇だけではなく，大気循環にも影響を与え，降水特性にも変化を及ぼし，特に極端降水が増加する可能性がある．気象庁の気候変動監視レポートでは，アメダス観測地点での雨量値解析により時間雨量 50 mm 以上の強雨が近年増加傾向にあることが報告されており[1]，地球温暖化と集中豪雨増加の関連性について注目されている．

2007 年度から 2011 年度まで，21 世紀気候変動予測革新プログラムの中で，気象庁気象研究所で開発された気候モデルを用いた温暖化予測実験が行われてきた．現在は，気候変動リスク情報創生プログラムとなり，より幅広い分野にわたって温暖化予測，およびその影響評価に関する研究が行われている．革新プログラムで開発された気候モデルは，60km 全球大気モデル（AGCM：Atmospheric General Circulation Model），20kmAGCM，さらに

20kmAGCM を力学的にダウンスケーリングした 5km の領域気候モデル（RCM：Regional Climate Model）などがある．また，60kmAGCM は現在気候(1979~2003)，近未来気候シナリオ(2015~2039)，21 世紀末気候シナリオ（2075~2099）の 1 つの時系列において，複数の時系列データのあるアンサンブルモデルであるが，20kmAGCM は地球シミュレータを用いても計算負荷が大きいため 1 本の時系列データしかない．同様に，20kmAGCM をダウンスケーリングした 5kmRCM も 1 本の時系列データである．

日本域で災害をもたらす豪雨には，1000 km × 1000 km 程度の広さを持ち数日継続する台風による豪雨，上述のような集中豪雨，非常に狭い範囲に 1 時間程度継続するゲリラ豪雨がある．台風による豪雨に関しては，20 kmAGCM により影響評価が可能となってきた．しかし，集中豪雨やゲリラ豪雨のようにさらにスケールの小さい現象は 20kmAGCM で影響評価をすることは困難である．そこで開発されたのが 5kmRCM であり，これにより集中豪雨のようなメソβスケールの現象まで表現できるようになり影響評価を可能とした．ただし，メソγスケールであるゲリラ豪雨の影響評価は未だ不可能である．

梅雨期の特に梅雨前線に伴った降水に着目すると，60kmAGCM のアンサンブル情報では，21 世紀末気候シナリオにおいて梅雨前線の北上が遅延することや[2]，7 月上旬に日雨量の有意な増加傾向が出ている[3]．20kmAGCM では，21 世紀気候シナリオは 7 月上旬だけでなく 8 月上旬においても日雨量の有意な増加傾向が出ている．また 5kmRCM では，さらに細かい降水の将来変化を探っており，21 世紀気候シナリオは 7 月上旬と 8 月上旬において日雨量の増加だけでなく，特に日雨量 100 mm 以上の大雨がもたらす降水の総雨量に対する割合も増加することが示されている[4]．すなわち，上記のすべてのモデルにおいて 21 世紀気候シナリオでは，梅雨前線の北上の遅延と 7 月上旬に日雨量の増加傾向が見られるため，かなり有意性が高い変化であると言える．しかし，8 月上旬の日雨量の将来変化のように，20kmAGCM や 5kmRCM の高解像度のモデルでは有意な変化が見られるものの，60kmAGCM でのアンサンブル情報では有意な変化が見られないことがある．それゆえ，5kmRCM において見られる将来変化は，必ずしもすべてが有意な変化ではない可能性もあるが，メソβスケールの現象まで影響評価が可能になったこと自体が非常に価値のあることである．

上記のアメダス観測や気候モデルによる定量的解析では，統計値的には強い降水が増加していることが確認されたものの，これらの統計値からでは，実際にどのような降水現象により降水量が増加しているのか明確にされていない．

そこで本研究では，集中豪雨のようなメソβスケールの小さい現象を表現できるようになった 5kmRCM を用いて，既往研究での統計的有意性を基に災害という視点から，レーダーを通して豪雨解析を行ってきた経験を活かして，定性的に降水現象を捉えていくことにより，梅雨前線に伴う集中豪雨のみの抽出を行った．具体的には，5kmRCM より出力される 30 分降水データを 1 つ 1 つ確認し，日本域における降水現象を目視により確認することで，梅雨前線に伴う集中豪雨のみを抽出し，その発生頻度と出現特性の将来変化を解析する．さらに，5kmRCM は 1 本の時系列データしかないため解析結果の有意性に不確実性が残っている点を踏まえ以下のことを行う．

5kmRCMより得られた力学的ダウンスケール情報を60kmスケールにアップスケーリングを行い，5kmRCMで得られた梅雨前線に伴う集中豪雨時の60kmスケールでの降水や大気場の情報を作成し，その情報を60kmAGCMアンサンブル情報に適用することで5kmスケールでの統計情報を算出する．つまり，力学的ダウンスケーリングと統計的ダウンスケーリングの融合を試みる．これにより，梅雨期集中豪雨の将来変化の有意性を格段に上昇させることを目的とする．

2. 気候モデルについて

2.1 20kmAGCMについて

20kmAGCM は，気象庁気象研究所で開発された超高解像度の全球大気モデルである．モデルの実験期間は現在気候（1979～2003），近未来気候シナリオ（2015～2039），21 世紀末気候シナリオ（2075～2099）である．革新プログラムでは，前期実験と後期実験の 2 回実験を行っており，前期実験における問題点を後期実験で改良を行った．モデルの水平解像度は TL959（格子間隔約 20km）であり，鉛直層数は 64 層である．境界条件として，現在気候では全球観測値，将来気候シナリオではすべてのエネルギー源のバランスを重視して高い経済成長を実現する（大気中の温室効果ガス濃度が 21 世紀末頃に 20 世紀末頃の約 2 倍）と仮定した A1B シナリオにより出力された全球海面水温分布を与えている[8]．

本研究が対象としている梅雨期の集中豪雨のような降水現象は，気候モデルの雲物理過程や積雲スキームの影響が大きく反映される．後期実験の雲物理では，雲水と雲量を予報変数とした Tiedtke（1993）のスキームを用い，格子スケールでの対流現象は

Yoshimura の積雲対流スキーム（YS スキーム）を用いて大規模場に反映させている．この YS スキームは，Tiedtke（1989）を改良した積雲スキームであり，格子内の複数の背の高さの積雲を緻密に計算し，それらの対流の平均的な効果を格子スケールに与えている．前期モデルで使用された積雲対流スキーム（Arakawa-Schubert スキーム，AS スキーム）は，Yoshimura スキーム同様格子内の複数の背の高さの積雲を計算しているが，積雲の計算自体はシンプルな計算を行っている．そのため前期モデルと比較して後期モデルは再現性が向上している．

一般的に数値モデルでは，格子間隔の10倍程度の現象を再現することができると言われており[9]，20kmAGCMでは，台風や梅雨前線などのメソαスケール（200km～2000km）がよく再現されているため，台風による降水現象の影響評価が可能になった．しかし，集中豪雨のような空間スケール数10kmの現象の表現は難しく，そのような現象の影響評価は20kmGCM出力を用いては難しい．

2.2　5kmRCMについて

気象庁気象研究所で開発されたRCMは水平解像度が5km，2km，1kmの気候モデルである．これらのモデルはいずれも超高解像度であるため静力学平衡を仮定しない非静力学モデルである．モデルの実験時間は，5kmモデルと2kmモデルは現在気候（1979～2003），近未来気候シナリオ（2015～2099），21世紀末気候シナリオ（2075～2099）の各25年の暖候期（6月～10月）のみである．1kmモデルは特に顕著な現象についてのみ計算される．モデルの出力値は5kmモデルでは30分ごとに，2km，1kmモデルは10分ごとである．また，5kmモデルの計算時間は6月～10月を通して計算を行っている（5月17日から31日までspin-up）．しかし，2kmモデルでは1日ごと（前日21時から3時間spin-up）に計算を行っている点に違いがある．

5kmRCMは20kmAGCMの実験結果を力学的にダウンスケーリングしたモデルである．5kmRCMでは，計算領域側面から数10格子程度の緩和領域内でGCMの情報を取り入れる境界緩和法と，RCMの大規模場をGCMの大規模場に近づくように強制を加えるスペクトルナッジング法を導入し，GCMとRCMの予報場のずれを小さくしている．これを導入することで再現性が向上している．雲物理過程として，5kmRCMでは，計算コストを抑えるため，雲水，雨水，雲氷，雪，あられの混合比を予報変数とする1-moment 3-ice bulk法を用いている．2kmRCMでは，混合比と数濃度を独立に予報変数とするより詳細な2-moment 3-ice bulk法を用いている．また，5kmRCMは水平解像度が5kmであるが積乱雲のスケールはそれよりも小さいため，Kain-Fritschスキーム（KFスキーム）を用いて格子内の対流現象を表現している．このKFスキームは1つのモデル格子内に単一の積雲があると仮定したスキームであり，CAPEを消費して鉛直方向の不安定を解消させ，その不安定度により積雲の強さを決定している．20kmAGCMに用いられたYoshimura スキームでは，格子内の複数の背の高さの違う積雲を1つのスキームで表現しているが，KFスキームでは，1つの積雲を表現するという違いがある．また，前期モデル実験では，KFスキームにより海岸線に沿って不自然な強雨域が発生する特徴があったため，後期モデルでは，1kmモデルが予想した積乱雲の雲底高度をもとに補正することで，海岸線での過大評価をかなり軽減できている．2kmRCMと1kmRCMでは格子間隔がさらに詳細になり，詳細な雲物理過程を用いているため積雲対流スキームは用いていない．また，5kmRCMでは20kmAGCMと比較して，地形情報も高解像度化されているため，山岳域等での地形性の降雨の再現精度も向上している．5kmRCMでは，格子間隔が詳細になることで，20kmAGCMと比べ詳細な雲物理過程を用い，個々の積雲を表現する積雲対流スキームを用いているため，20kmAGCMでは表現できなかった局所的な対流現象がもたらす降水のより正確な表現が可能となる．Fig.1 に20kmAGCMと5kmRCMの違いを示す．このように，5kmRCMでは，集中豪雨のようなメソβスケールの小さな降水現象の影響評価が可能になっている．

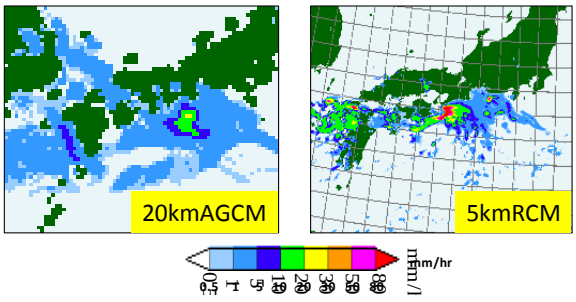


Fig. 1 The comparison of 20kmAGCM and 5kmRCM

2.3　60kmAGCMアンサンブルについて

60kmAGCM では，複数の大気初期値条件や複数の海面水温，複数の積雲対流スキームを用いたアンサンブル予測実験が行われた．実験期間は現在気候（1979～2003），近未来気候シナリオ（2015～2039），21 世紀末気候シナリオ（2075～2099）である．前期 60km モデルでは，4 つの異なった海面水温と 3 つの異なった大気初期値条件を与えた合計 4x3=12 個のアンサンブル実験を行った．後期 60km モデル

では，3 つの異なったモデル（積雲対流スキームによる違い）と 4 つの異なった海面水温を与えた合計 4x3=12 個のアンサンブル実験を行った．

前期 60km モデルの海面水温の予測値としては，CMIP3 （ Phase 3 of the Coupled Model Intercomparison Experiment）大気海洋結合モデル平均の他に，昇温量の異なる 3 つの単独の大気海洋結合モデル（MRI-CGCM2.3.3: Meteorological Research Institute - Coupled General Circulation Model，MIROC_hires: Model for Interdisciplinary Research On Climate , CSIRO-mk3.0: Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation）の出力を用いている．CMIP3 とは，第 3 次結合モデル相互比較プロジェクトにおいて世界各国の研究機関で開発された複数の気候モデルによる温暖化実験のことである．一般的に，温室効果ガスの増加による全球平均年平均気温の平衡昇温量のことを気候感と言い，特に海洋の熱慣性の効果を考慮したものを有効気候感度と言う．CMIP3 モデル平均の有効気候感度は 2.98℃，MRI-CGCM2.3.3 は 2.97℃であり CMIP3 のほぼ中位に属する[11]．MIROC_hires は 5.87℃で CMIP3 モデルの中で最も高い．CSIRO-mk3.0 は 2.21℃で CMIP3 モデルの中では低位である．Table.1 に前期 60km モデルアンサンブル実験メンバーの一覧を示す．これら海面水温・大気初期値アンサンブル実験では，全体的に大気の初期条件の違いよりも海面水温の違いが大きいという報告がされている[2]．特に MIROC では，日本の南の海上での昇温量が大きいことから，アンサンブルメンバーの中では降水量が多い．

後期60kmモデルの積雲対流スキームとしては，YS スキーム，ASスキーム（前期の改良版），KFスキームの3つを用いている．また，海面水温は，前期モデルでは異なるモデルの昇温を使用したが，後期実験では客観的な方法にするため，CMIP3の各モデルにおける海面水温上昇パターンをクラスタ分析し，3 つのクラスタに分類した上でそれぞれの平均のパターンを60kmモデルに加えた実験を行っている．昇温量による違いではなくパターンの違いによる影響を抽出するため，平均の昇温幅は各パターンともCMIP3平均の昇温幅と同一としている．Table.2に後期60kmモデルアンサンブル実験メンバーの一覧を示す．これら海面水温・積雲スキームアンサンブル実験では，全体的に海面水温の違いよりも積雲スキームの違いが大きいという報告がされている[2].

2.4 各気候モデルを用いた梅雨期の変化

本節では，上記の 20kmAGCM，5kmRCM，60kmAGCM アンサンブルの定量的な解析による梅雨期の降水の変化傾向をモデルごとに簡潔にまとめる．

Table. 1 Zenki model experiment

period	Name of experiment	SST	Emsumble numbers
present 1979～2003	HP0A	observations （HadISST）	3
End of 21st century 2075～2099	HF0A	CMIP3 [2.98℃]	3
	HF0A_CSIRO	CSIRO-mk3.[2.21℃]	3
	HF0A_MIROC	MIROC_hires[5.87℃]	3
	HF0A_MRI	MRI-CGCM2.3.2 [2.97℃]	3

[ ] effective climate sensitivity，IPCC（2007）

Table. 2 Kouki model experiment

period	SST	Cumulus convection		
		Yoshimura （YS）	Arakawa-schubert （AS）	Kain-Fritsch （KF）
present 1979～2003	observation	HPA_YS	HPA_AS	HPA_KF
End of 21st century 2075～2099	Milti-model	HFA_YS	HFA_AS	HFA_KF
	Cluster 1	HFA_YSc1	HFA_ASc1	HFA_KFc1
	Cluster 2	HFA_YSc2	HFA_ASc2	HFA_KFc2
	Cluster 3	HFA_YSc3	HFA_ASc3	HFA_KFc3

- 60kmAGCM アンサンブル

前期実験では，将来東シナ海，日本海，日本の南海上で有意な降水量の増加傾向が見られる．また，7 月の降水量の有意な増加傾向や梅雨明けが遅れる可能性も示唆している．

後期実験では，将来揚子江流域～東シナ海～本州（梅雨前線帯）にかけて降水量の有意な増加傾向が見られる．また，積雲スキーム別での梅雨期の降水は，KF スキームでは梅雨期の降水増加をよく再現しているが，AS スキームでは降水量が不足する結果が出ている．

- 20kmAGCM

60km モデルの実験結果と同様に，7 月上旬に降水量の有意な増加傾向が出ていることに加え，8 月上旬にも降水量の有意な増加傾向が示されている．

- 5kmRCM

5kmRCMでは，より細かいスケールの降水現象を表現することが可能となったため，上述の全球大気モデルの結果に加え，特に7月上旬に日雨量100mm以上が総降水量に占める割合の有意な増加傾向が示されている．

3. 5kmRCMを用いた集中豪雨の抽出

3.1 集中豪雨の定義

集中豪雨という言葉は，1953 年 8 月 15 日の朝日新聞の夕刊（大阪本社版）で「集中豪雨木津川上流に」という見出しとして，初めて使用された言葉であり，正式な気象用語ではない．しかし，現象を端的に表現しているため，現在では学術的にも一般的にも広く用いられている．気象庁によると「狭い範囲に数

時間にわたり強く降り，100mm から数 100mm の降水量をもたらす雨」と定義されている．

集中豪雨はその成因によって，梅雨前線に伴う集中豪雨，台風に伴う集中豪雨，熱雷による集中豪雨などに分類される．本研究で対象とする集中豪雨は 1 章で述べたように梅雨前線に伴う集中豪雨である．ただし，台風の影響で梅雨前線が活発化された場合も，梅雨前線に伴う集中豪雨とする．

本章では，5kmRCM の降水データや地表面の大気データを用いて梅雨前線に伴う集中豪雨の抽出を行うことが目的であり，具体的に以下のような判断基準を用いて，梅雨前線に伴う集中豪雨を定義する．なお，メッシュ情報での頻度を抽出するのではなく，1 つの降水現象として集中豪雨を抽出するため，本研究では以下のような判断基準に従い，目視により集中豪雨を抽出した．

1) 30 分降水量
   - 50mm/hr 以上の雨域が同じ地域に 2 時間以上停滞する場合
   - 50mm/hr 以上の雨域が同じ地域に 2 時間以内に 2 個以上出現する場合
2) 3 時間降水量
   - 150mm 以上の雨域が出現した場合
   - 100mm～150mm の雨域が出現し，その雨域が同じ地域に 3 時間以上停滞する場合
3) 梅雨前線の確認
   - 地表面における相当温位の水平勾配が大きいこと

この 1)～3)の全てを満たすものを本研究における集中豪雨と定義する．ただし，相当温位を用いた梅雨前線の確認は，30 分降水量，3 時間降水量で梅雨前線と確認できなかった場合についてのみ行うものとする．

ここで，30 分降水量を用いる理由として，5kmRCM データ出力時間解像度が 30 分であり，また，積乱雲が通常，成長期・成熟期・減衰期の 3 段階を経てその一生を終えるのは，30 分～60 分であるため，集中豪雨という現象を把握する上で有効であると判断したためである．また，3 時間降水量を用いる理由として，同じ場所に停滞しているかどうかを判断できるからである．最後に，梅雨前線に伴う集中豪雨かどうかを地表面における相当温位の水平勾配によって確定させる主眼として設定した．

また，集中豪雨の数え方として，梅雨前線に伴う集中豪雨の 1 事例の中で，集中豪雨が複数の地域で発生している場合は，2 種類の数え方をする．1 つ目は，同一の気象擾乱により，複数の地域に集中豪雨がもたらされた場合，それは別々の災害であり，別々の集中豪雨として数える．この別々の集中豪雨を集中豪雨災害と呼ぶこととする． 2 つ目は，複数の地域に集中豪雨がもたらされたとしても，同じ気象擾乱によってもたらされているなら，同一の原因によるものとして 1 つと数える．

3.2 梅雨前線による集中豪雨の抽出

本節では，30 分降水量と 3 時間降水量，相当温位の南北勾配を用いた集中豪雨の抽出の具体的な手法について説明する．

（１）解析期間

解析期間は現在気候（1979～2003）、近未来気候（2015～2039）、21 世紀末気候（2075～2099）の梅雨期とする．梅雨期は通常，6 月～7 月である．しかし，8 月初旬に梅雨の戻りや，梅雨明けがなく 8 月まで梅雨前線により雨が降り続く可能性があるため解析期間は各気候 25 年の 6 月 1 日～8 月 31 日とする．

（２）集中豪雨の抽出の流れ

本研究では，30 分降水量と 3 時間降水量を画像データにし，それらを目視し確認することで集中豪雨を抽出する．画像データを 1 つ 1 つ確認するため，台風や熱雷に伴う集中豪雨と梅雨前線に伴う集中豪雨とを区別することができることが本手法の利点である．手順として，まず，30 分降水量を用いて梅雨前線に伴う集中豪雨の候補を抽出する．次に，30 分降水量で候補に挙げた事例が 3 時間降水量の基準を満たしているか確認する．最後に，相当温位分布を用いて，梅雨前線に伴うものであるかどうかの確認をする．以下，Fig 2 の手順により梅雨前線に伴う集中豪雨を抽出する方法を示す．

（３）30 分降水量による梅雨前線に伴う集中豪雨の候補選び

30分降水量の画像データを用いて梅雨前線に伴う集中豪雨の候補を抽出する．ここでは，台風や熱雷に伴う集中豪雨と梅雨前線に伴う集中豪雨を区別しながら，梅雨前線に伴う集中豪雨の候補を抽出する．抽出過程において注意することは，30分降水量は抽出の第一段階であるため，梅雨前線に伴う集中豪雨であるかどうか疑わしい事例はすべて抽出することである．また，集中豪雨の出現個数を数えるとともに，集中豪雨をもたらした気象擾乱の個数も数える．

（４）3 時間降水量による集中豪雨の選定

3 時間降水量の画像データを用いて，30 分降水量で抽出された梅雨前線に伴う集中豪雨の候補が 3 時間降水量の基準を満たしているか確認する．1 つ 1 つの集中豪雨を確認し，集中豪雨かどうかを判定基準に基づいて判断する．

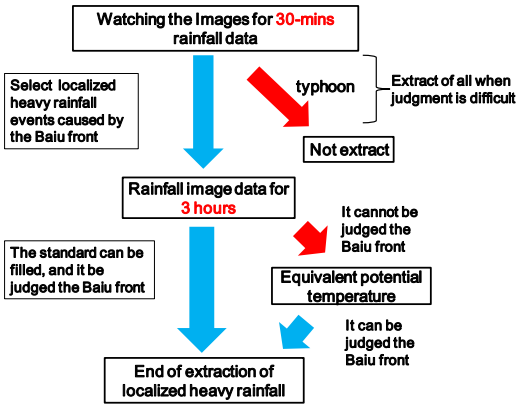


Fig. 2 The flow of extraction of localized heavy rainfall

（５）相当温位の南北勾配に基づく前線の存在確認

以上で選出された梅雨前線に伴う集中豪雨の候補群について，梅雨前線に伴うものかどうか判別しがたい事例は，相当温位の南北勾配を用いて確認を行う．相当温位は以下のように定義される．

飽和している空気塊を断熱的に上昇させ，含んでいた水蒸気を全部凝結させて，湿っていた空気塊がもっていた潜熱を全て放出させる．そして，凝結でできた水滴や氷粒は，全て降水として空気塊から落下させ，放出された潜熱は乾燥空気の温度変化にだけ使われるとする．このようにして完全に乾燥してしまった空気塊を，もう 1 度逆に断熱圧縮しつつ 1000hPa の高さまでもってきたとき，その空気塊がもつ温度が相当温位である．飽和している空気塊が断熱的に上昇するときにはこの量は保存される．簡潔に言うと，気温が高いほど，含まれる水蒸気量が多いほど，相当温位は高くなるということである．

相当温位は温位 θ （K），潜熱 L （J/kg），飽和空気の混合比 w_s，定圧比熱 C_p （J/kg・K），気温 T （K）を用いて以下の式で計算される。

$$\theta e = \theta \exp\left(\frac{L w_s}{C_p T}\right) , \qquad (3.1)$$

温位 θ は気温 T （K），気圧 p （hPa）,1kg の乾燥空気の気体定数 R_d （J/kg・K）を用いて以下の式で計算される．

$$\theta = T \exp\left(\frac{1000}{p}\right)^{R_d/C_p} , \qquad (3.2)$$

飽和空気の混合比 w_s は飽和水蒸気圧 e_s （hPa），気圧（hPa）を用いて以下の式で計算される．

$$w_s = 0.622 \frac{e_s}{P - e_s} , \qquad (3.3)$$

相当温位の等値線は梅雨前線に沿って分布し，梅雨前線を境に南北で急激に差ができるため，等値線分布を確認すると南北方向に間隔が狭くなる．台風の場合は，豪雨域を含んだ広い領域が高相当温位域になっており，梅雨前線と明確な違いがある．この特性を利用して梅雨前線の確認を行う．なお，本研究では，地表面の相当温位分布であるため，陸域では等値線がかなり複雑であるため，陸域だけにとどまらず，海上域も含めた広域において梅雨前線の確認を行う．具体的な事例を挙げる．Fig.2は，209x年にシミュレーションされた30分降水量と相当温位分布の空間分布である．209x年としたのは，気候モデルでは将来の正確な年月の現象を表現しているのではなく，気候として将来そのような現象が起こるであろうというシミュレーションを行っているからである．気候モデル出力値は30分降水量では，太平洋沿岸付近に梅雨前線が確認できる．また，相当温位分布は30分降水量と同じところで等値線の間隔が非常に狭くなっていることが確認できる．このように，梅雨前線が存在する場合は，梅雨前線に沿って相当温位の等値線の間隔が狭くなる．

3.3　集中豪雨の抽出結果と頻度解析

本節では上述の手法により抽出した集中豪雨の頻度解析を行った．有意性の検定は仮説検定として，T 検定を行った．また，以降は現在気候と 21 世紀末気候シナリオの頻度解析を示す．近未来気候シナリオにおいても集中豪雨の抽出を行ったが，現在気候と比較して頻度差が小さいため，より頻度差が出た現在気候と 21 世紀末気候シナリオの比較を行う．

（１）日本全域での頻度解析

ここでは，現在気候，21 世紀気候シナリオの各 25 年の集中豪雨の平均発生頻度に差が生じているのかを解析し，その有意性の検定を行った．なお，この項では集中豪雨災害という観点から頻度解析を行う．すなわち，同一の気象原因によってもたらされた集中豪雨であっても，それが複数の地域に集中豪雨災害をもたらすならば，別々の集中豪雨災害として捉えられるため，別々の集中豪雨として数えた場合である．

各25年の平均頻度，標準偏差と25年間の合計を Table 3 に示す．この結果より，現在気候と比較して21世紀末気候シナリオでは25年平均頻度も標準偏差

も増加していることがわかる．特に21世紀末気候シナリオでの頻度の増加が著しいことがわかる．Table 4 は，Table 3 の平均と標準偏差を用いて，現在気候の25年平均頻度と比較して，21世紀末気候シナリオの25年平均頻度が増加しているかどうかのT検定を行った結果である．検定統計量Tが棄却域を超えれば有意であり，越えなければ有意ではないと判断する．今回は，現在気候と比較して21世紀末気候シナリオの頻度が増加していることの検定であるので片側検定を行った．現在気候と比較して21世紀末気候シナリオでは，検定統計量Tが棄却域を超えているため，25年平均発生頻度が有意に増加していると判断できる．つまり，日本全体で現在気候と比較して，21世紀末気候シナリオでは梅雨前線に伴う集中豪雨が95%有意に増加傾向であると言える．

Table. 3 The average of 25 years and standard deviation

	present	End of 21st century
Average of 25 years	6.4	11.32
Standard deviaton	4.02	6.42

Table. 4 The result of test

Test statistic T	3.28
Rejection region 5%（One side）	1.69
10%(One side)	1.31

次に，災害視点から見た集中豪雨の旬別発生頻度解析を行う．Fig 3 は現在気候と21世紀末気候シナリオの旬別の発生頻度分布である．縦軸は25年間の合計頻度である．ひと月を10日ごとに3分割し，その10日間の合計頻度を表しているため，旬別と表現している．21世紀末気候シナリオでは，7月上旬と8月上旬に集中豪雨の発生頻度が増加していることが読み取れる．現在気候では，梅雨期に当たる6月中旬から7月中旬にかけて集中豪雨の発生頻度が多くなっている．7月上旬と8月上旬の増加は95%有意な増加である．

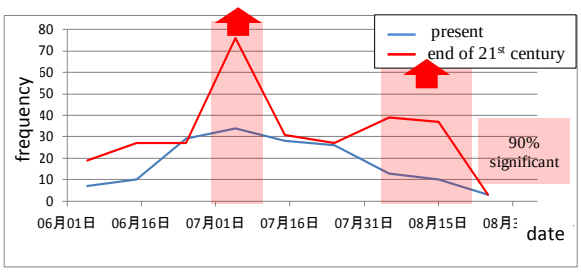


Fig. 3 Seasonal frequency of localized heavy rainfall

Fig 4 は集中豪雨をもたらす気象擾乱の旬別頻度分布である．この結果においても，21世紀末気候では，7月上旬と8月上旬に頻度が増加している．現在気候では，6月下旬にピークを迎えたあとは下降傾向であり，豪雨災害の頻度分布とはずれが生じている．7月上旬と8月上旬の増加は有意な増加である．

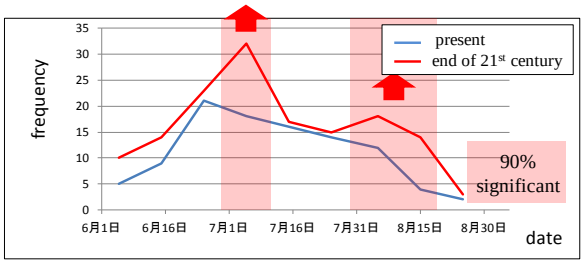


Fig. 4 Seasonal frequency of weather disturbances which result in localized heavy rainfall

Fig 3とFig 4の結果より，集中豪雨の発生頻度とそれをもたらす気象擾乱の発生頻度に差が生じている．つまり，1度に複数の集中豪雨をもたらす気象擾乱が発生しているということである．そこで，1度に3つ以上集中豪雨をもたらすような強い気象擾乱の発生頻度解析を行った．Fig 5に結果を示す．7月上旬と8月上旬にかけて95%有意な増加傾向が見られる．特に8月上旬においては，現在気候ではほとんど頻度が見られなかったが21世紀末気候シナリオにおいて頻度が見られているため，7月上旬同様に8月上旬においても梅雨の戻りにより集中豪雨が発生する可能性が高いと考えられる．

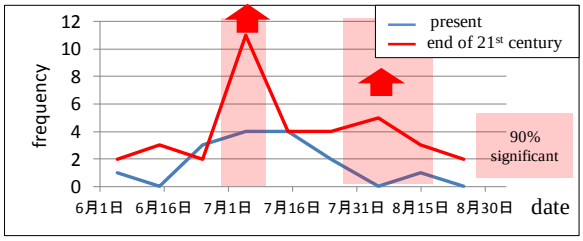


Fig. 5 Seasonal frequency of weather disturbances which result in more than three localized heavy rainfall at once

（2）地域別での頻度解析

ここでは，日本を九州，四国，中国，近畿，東海，関東甲信，北陸，東北の8つの地域に分割し，集中豪雨の発生頻度解析を行った．ここでの集中豪雨とは，災害視点で見た集中豪雨のことである．日本全域と同様に地域ごとに25年平均頻度の検定にはT検定を用いた．

Fig 6に地域ごとの現在気候での25年合計発生頻度（青棒グラフ，斜め上に25年合計発生頻度数），21

世紀末気候シナリオでの25年合計発生頻度（赤棒グラフ，斜め上に25年合計発生頻度数），現在気候と21世紀末気候シナリオでの頻度差（□内数字）を示す．地図上で赤色が95%有意な増加傾向があった地域，紫色が90%有意な増加傾向があった地域，黄緑色が有意な増加傾向がなかった地域である．

21世紀末気候シナリオにおいては，九州地方と中国地方を除くすべての地域で有意な増加傾向が見られた．特に，近畿地方，東海地方，関東甲信地方といった中日本と東日本の太平洋側で21世紀末気候シナリオにおいて95%の有意な増加傾向があることが読み取れる．九州地方は増加量が多いにも関わらず有意性な増加傾向が見られなかった理由としては，現在気候において，すでに発生頻度が多く，25年内において各年のばらつきが大きかったことが原因していると考えられる．反対に，北陸地方や東北地方などでは増加量が少ないにも関わらず有意性が出ているのは，現在気候の頻度が少なくばらつきが小さかったためであると考えられる．なお，この地域別の解析で注意されたいのは，この有意性は各地域内の現在気候と21世紀末気候シナリオの比較によるものであって，地域間での比較ではない点である．

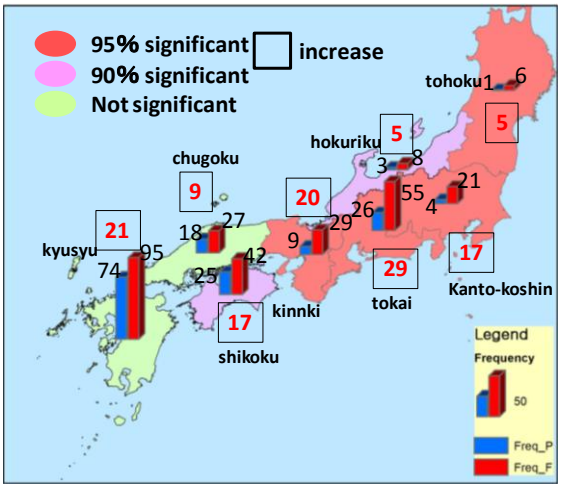


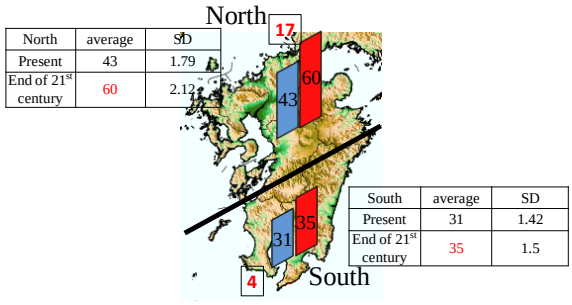
Fig. 6 Comparison of present and end of 21st century regional frequency of occurrence of localized heavy rainfall

有意な増加傾向が出ている地域は現在気候での発生頻度が少なく21世紀末気候シナリオで増加しており，特に北陸地方や東北地方のように現在気候ではほとんど頻度のなかった地域においても21世紀末気候シナリオでは頻度が増加している．これは今まで豪雨災害のなかった地域においても集中豪雨が発生する可能性が高まったことを意味しているため，今後の河川整備等に影響が出る可能性がある．また，九州地方では有意な増加傾向は見られないものの，発生頻度からみれば他地域よりかなり多いということを認識していただきたい．

（３）九州南北での頻度解析

地域ごとの解析において九州地方は現在気候と比較して 21 世紀末気候シナリオにおいて有意な増加傾向は見られなかったが，発生頻度は多かったため，九州地方を南北に分断し南北での発生頻度解析を行った．南北は気候的な観点で九州山地で分断した（Fig 7）．北部は福岡県，佐賀県，長崎県，大分県，熊本県とし，南部は鹿児島県と宮崎県とする．一般的に，九州北部では梅雨期の集中豪雨による災害が多く，九州南部（特に宮崎）では台風に伴う豪雨による災害が多い．

Fig 7に九州南北の現在気候での25年発生頻度（青棒，数字が25年合計発生頻度），21世紀末気候シナリオでの25年発生頻度（赤棒，数字が25年合計発生頻度），現在気候と21世紀末気候シナリオでの頻度差（□内数字）を示す．先ず，南北それぞれにおいて現在気候と21世紀末気候シナリオにおいて*T*検定を行ったところ21世紀末気候シナリオでは頻度が増加しているが，90%以上有意な増加傾向は見られなかった．次に，現在気候，21世紀末気候シナリオそれぞれで南北間比較を行ったところ，現在気候，21世紀末気候シナリオともに北部の方が南部より頻度が多かった．



North	average	SD
Present	43	1.79
End of 21st century	60	2.12

South	average	SD
Present	31	1.42
End of 21st century	35	1.5

Fig. 7 Comparison of present and end of 21st century in kyusyu

Fig 8に九州南北の現在気候と21世紀末気候シナリオの旬別の発生頻度を示す．ここでは，7月上旬に北部の21世紀末気候シナリオにおいて95%有意な増加傾向が見られた．しかし，日本全域で見られた8月上旬の有意な増加傾向は見られなかったため九州では梅雨の戻りによる集中豪雨が増える可能性は少ないと考えられる．

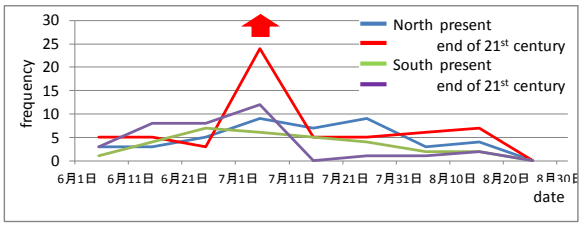


Fig. 8 Seasonal frequency of localized heavy rainfall in North and South kyusyu

以上，九州を南北に分断し頻度解析を行うことで，九州南北において発生頻度に有意な差はなく21世紀末気候シナリオにおいての有意な増加傾向も見られなかった．しかし，南部より北部の方が発生頻度は多く，南北ともに21世紀末気候シナリオにおいて発生頻度が増加しており，特に7月上旬において北部では95%有意な増加傾向が見られた．これより，21世紀末気候シナリオでは，北部において特に7月上旬に集中豪雨の発生頻度が増加する可能性が高いと考えられる．

（４）日本海側での頻度解析

ここでは，2011 年 7 月の新潟・福島豪雨のように梅雨前線に伴って，日本海で発生した積乱雲が次々にやってきた場合に発生する集中豪雨の発生頻度解析を行った．日本海側は，山口県から青森県と定義した．

Fig 9に旬別での発生頻度を示す．現在気候ではほとんど頻度がないが，21世紀末気候シナリオでは7月上旬と8月上旬に発生頻度が多くなっている．特に8月上旬に発生頻度が多くなっているということから，梅雨の戻りが発生した場合に日本海側で集中豪雨が発生する可能性が高いと考えられる．

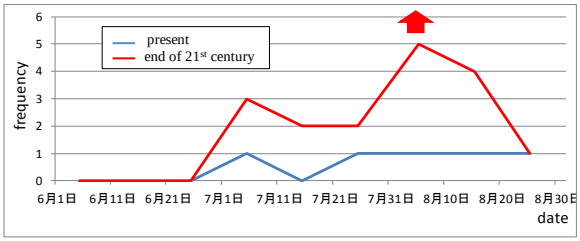


Fig. 9 Seasonal frequency of localized heavy rainfall in Japan sea side

4. 統計的ダウンスケーリング手法

4.1 統計的ダウンスケーリングの概要

統計的ダウンスケーリングは広域の気象場とローカルな気象要素との経験的あるいは統計的関係を仮定し，その関係式に基づいて空間解像度の低いデータから空間解像度の高いデータへの変換を行うことである．力学的ダウンスケーリングと比較して計算コストが低く，同時にバイアス補正も行われることから，統計的ダウンスケーリングは古くから様々な応用分野に用いられてきた．特に，力学的ダウンスケーリングでは計算が困難なほどに，データを空間詳細化したい場合には有効な方法である．

統計的ダウンスケーリング手法は大きく分類して，天気図分類法（パターン分類法），ウェザージェネレーター法，回帰モデル法の 3 種類存在する．これらの多数ある手法から影響評価の目的に沿う統計的ダウンスケーリング手法を選ぶ必要がある．一般的に，これらの手法すべてに共通することは，説明変数（独立変数）として気候モデルの出力や再解析データなどから得られる大規模場の気象要素（風，気温，等圧面高度，海面更正気圧，湿度など）をとり，目的変数（従属変数）としてある特定の地点のローカルな気象要素（降水量，地表気温，日最高・最低気温，日射量など）をとって，説明変数と目的変数との間に何らかの統計的関係を仮定する点である．よって，統計的ダウンスケーリングにおける計算とは，関心のある地点においてたてられる統計的な関係式に基づいて説明変数から目的変数を推定することであると言える．統計的ダウンスケーリング手法の主な機能は，1）時間詳細化，2）空間詳細化，3）要素推定，4）バイアス補正がある．本研究では，60km スケールの情報を統計的にダウンスケーリングすることで 5km スケールでの集中豪雨の将来推定を行った．

4.2 本研究で構築した手法

本節では，本研究で新たに構築した統計的ダウンスケーリング手法について説明する．上述のように，一般的な統計的ダウンスケーリング手法は気候モデル出力値を説明変数に，観測値を目的変数としているが，本研究で対象とする集中豪雨のようにメソ β スケールの現象に対応できる解像度の観測値は少なく，現在気候（1979 年～2003 年）のすべての期間を網羅できる観測値はなかった．そこで，本研究では，60kmAGCM のアンサンブル情報を説明変数とし，5kmRCM の力学的ダウンスケーリング情報を用いた集中豪雨時の情報（発生頻度や大気場）を目的変数とすることで，統計的ダウンスケーリングを行い，5km スケールでの集中豪雨のアンサンブル情報を算出する手法を構築した．つまり，力学的ダウンスケーリングと統計的ダウンスケーリングの融合を行った．

（１）統計的ダウンスケーリングの流れ

本研究での概念図を Fig 10 に示す．まず，5kmRCM 出力値を 60km スケールへとアップスケーリングす

る．これを 60km_from_5km と呼ぶこととする．ここで，この 5kmRCM 出力値は第 3 章において集中豪雨事例が抽出されているため，抽出された事例を 60km_from_5km を用いて再度 60km スケールでも確認することで，60km スケールでの集中豪雨の見え方について明らかにできると考えられる．そこで，本節では 60km_from_5km を用いて降水量別のクラス分けを行い，60km スケール時での頻度分布を作成した．なお，ここでの降水量とは，第 3 章と同様に集中豪雨イベント時に最も降水量の多かったメッシュの降水量情報であり，集中豪雨事例の抽出は第 3 章と同じく全て目視により定性的に行った．

次に，60kmAGCMアンサンブルを用いた集中豪雨事例の抽出を試みる．今回は，アンサンブルの全てを目視で定性的に抽出することが困難であるため，降水イベントごとに最大降水量をプログラミングにより計算し，クラス分けするという定量的な抽出方法を採用した．しかし，60kmスケールで定量的な抽出法を用いると，集中豪雨事例がメッシュ内で平滑化されてしまい，メッシュ内で集中豪雨が発生している場合に見逃してしまう場合が存在してしまい，これを解決するために頻度分布に補正が必要となる．そこで，今回は二段階の補正を行った．まず，集中豪雨時には大気側にも一定の特徴があるものと考えられるため，大気場（相当温位の南北勾配と水蒸気フラックス）に閾値を設定した．ここで，大気場には地域差があるため，閾値は地域別に設定している．次に，第3章で5kmRCM出力値から目視で定性的に抽出した結果を真値と仮定し，定量的抽出結果と比較することで，定量的抽出結果に必要な補正値を地域ごとに設定した．以上の方法で作成した補正手法を全アンサンブルメンバーに適用することで統計的ダウンスケーリングを行い，5kmスケールでの集中豪雨のアンサンブル情報を得ることができ，これを解析することにより降水量の頻度分布を得た．詳細な手法は（４）に示す．

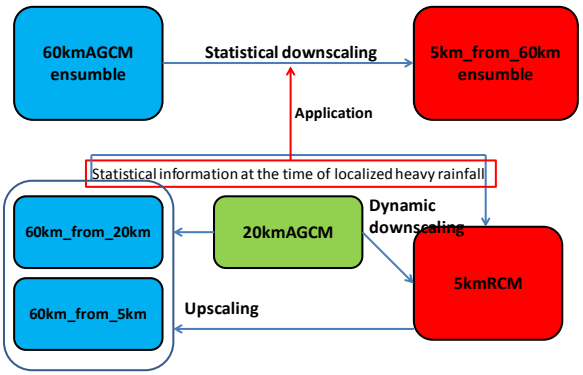


Fig. 10 Conceptual diagram of statistical downscaling of this study

(2) アップスケーリング手法

本研究では，5kmRCM 出力値を 60kmAGCM のメッシュにアップスケールする際には，20kmGCM メッシュに一度アップスケーリングした後に，更に 3x3 のアップスケーリングを行い 60kmAGCM メッシュのデータへと変換している．しかし，60kmAGCM と 20kmAGCM で定義されているメッシュは緯度経度を一定間隔で分割している一方で，5kmRCM では図法が異なるためメッシュが緯度経度上に不規則に配置されている．そのため，5kmRCM 出力値を 20kmGCM メッシュにアップスケールする際に，下記のように，2 つのメッシュが共有する領域の面積に応じて 5kmRCM 出力値を 20kmGCM の各メッシュに配分した．

まず，5kmRCMの1メッシュを100（10x10）個に分割し，それぞれのメッシュに中心座標を与える．次に，その100メッシュの中心座標のうち20kmGCMの各メッシュに含まれる割合を計算する．最終的にその割合に従って5kmRCMの降水量を20kmGCMの各メッシュに配分した．この例をFig 11 に示す．黄色の領域が20kmGCMのメッシュで，点線が5kmRCMメッシュを表している．左上の5kmRCMは100分割されているが，図に示されるように分割された100メッシュのうち赤色で示された24メッシュが20kmGCM内に含まれている．よって，その降水量の24%を黄色で示されたメッシュの降水量として配分している．

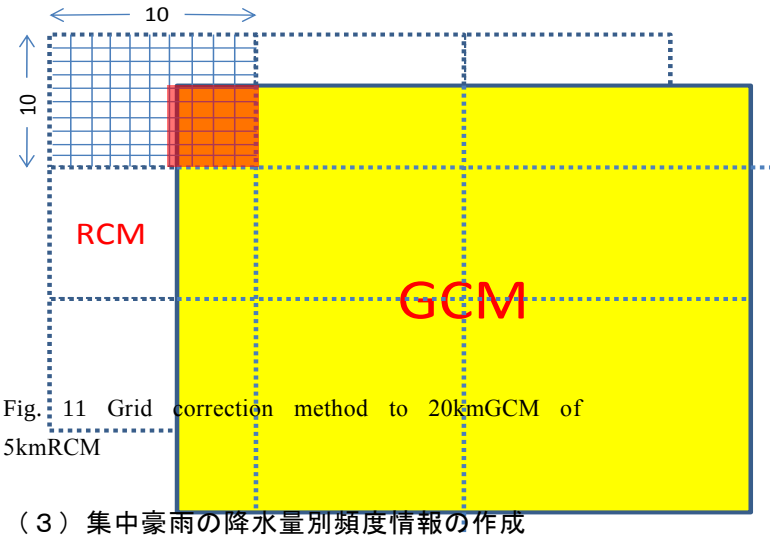


Fig. 11 Grid correction method to 20kmGCM of 5kmRCM

（３）集中豪雨の降水量別頻度情報の作成

前述の通り，5kmRCM 出力値を 60kmAGCM のメッシュへとアップスケールした後，第 3 章において 5kmRCM 出力値から目視によって定性的に抽出した集中豪雨事例を 60km_from_5km でも再度降水量別にクラス分けし，地域ごとに頻度解析を行った．

ここで，60km スケールにアップスケーリングを行う際には，時間解像度もアップスケーリングする必要があると考えられる．5kmRCM を用いて集中豪雨

を確認した際には，集中豪雨が 3 時間程度同じ地域に停滞していることが確認できていたため，60km にアップスケーリングした場合にも，同様に時間解像度は 3 時間が最も現象を理解しやすいと考え，60km_from_5km においても 3 時間降水量を用いた．ここで得られた地域別の降水量別頻度分布が真の値であると仮定し，以下の定量情報の精度検証に用いた．なお，5km スケールで集中豪雨が発生したときの 60km スケールでの降水量がどの程度であるのかを 1 つ 1 つ確認したため真という言葉を用いている．Fig 12 に地域別の集中豪雨時の最大 3 時間降水量の頻度分布を示す．青棒が現在気候で，赤棒が 21 世紀末気候である．縦軸に 25 年合計頻度，横軸に最大 3 時間雨量を示す．

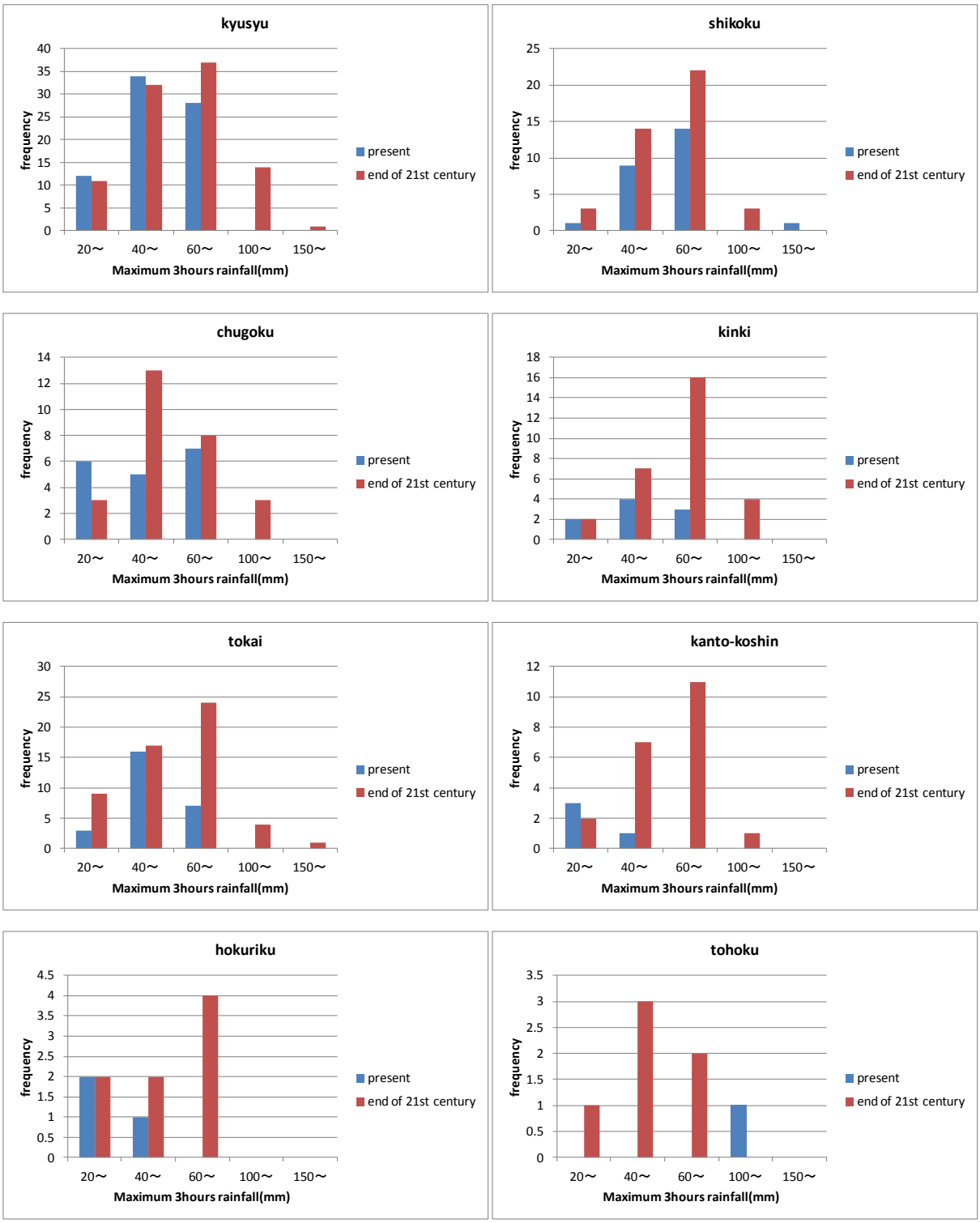


Fig. 12 Regional frequency of localized heavy rainfall per maximum 3 hours rainfall extracted qualitatively using 60km_from_5km

60km スケールでは 20mm～40mm のような弱い雨の事例においても 5km スケールでは集中豪雨の場合も存在した．第 3 章では，5kmRCM の 3 時間降水量は 100mm 以上を基準としていたが，60km スケールでは平均化され降水量が弱くなってしまい，比較的狭い範囲の弱い集中豪雨では 20mm～40mm 程度の降水量として表現されてしまうため，20mm～40mm のような弱い雨の場合も存在した．

Fig 12 より，ほとんどの地域において現在気候と比較して 21 世紀末気候シナリオでは，頻度のピークが降水量の多い方へシフトしていることが読み取れる．これより，21 世紀末気候シナリオでは，発生頻度の増加に加えて，降水量も増加する可能性が高いと考えられる．

（４）定量的な降水量別頻度情報の作成

本項では，60km_from_5km を用いて，計算機上で定量的に作成した地域別集中豪雨発生頻度情報について述べる．前項では，5km スケールで集中豪雨が発生した場合のみを対象に頻度情報を作成したが，本項では計算機上で定量的に頻度情報を作成するため，集中豪雨が発生した場合と発生しなかった場合両方を抽出している．そのため，作成する際には以下の点を考慮し，集中豪雨が発生しなかった場合を可能な限り除去している．

a) 降水イベントの発生頻度の抽出

メッシュ単位での発生頻度情報を得ることが目的ではなく，ある程度の広がりを持つ地域内で集中豪雨が発生した，あるいは発生しなかった，という情報を得ることが目的であるため，まずは同一の降水イベント内で重複カウントを行わないように以下のように定義した．

3x3 の合計 9 メッシュにおいて，前後 1 時間を考えた場合，中心メッシュの降水量より周りのメッシュの降水量が多い場合は，その雨域は移動しており同一のイベントであると考えた．また，重複カウントを行わないために，最も降水量の多いメッシュだけを定義した．水平スケールが 180km 以上離れた場合，それは別の積乱雲による豪雨であると考え，合計 9 メッシュと定義した．これにより，集中豪雨をもたらす可能性のある降水イベントを抽出し，同時に各イベントの最大 3 時間降水量を得る．

b) 相当温位と水蒸気フラックスを用いた集中豪雨発生イベントの抽出

a)により抽出された降水イベントは集中豪雨が発生した場合と発生しなかった場合の両方が含まれているため，相当温位の南北勾配と水蒸気フラックスを用いて集中豪雨が発生したと考えられる場合のみを抽出した．水蒸気フラックスは大気の密度ρと比湿qと風速（u,v）から求まるベクトル量であり，集中豪雨が発生する時は多量の水蒸気フラックスが見られる．また，相当温位の南北勾配により梅雨前線を定義した．本研究では，水蒸気フラックスにより集中豪雨が発生するような水蒸気の流入を定義することで，集中豪雨が発生したと考えられる事例のみを抽出した．また，地域により集中豪雨時の相当温位の南北勾配と水蒸気フラックスには違いが出でくると考えられるため地域ごとに閾値を設定した．第3章同様，地表面データであるので，標高により気圧や気温が変化する．そのため，相当温位の南北勾配の確認は海上域を中心に行った．閾値を設定する領域は，梅雨前線の停滞する位置と水蒸気の流入する位置を考慮し地域ごとで設定した．Table 5 に地域ごとに設定した閾値を示す．また，集中豪雨の中でも降水量が多くなるような場合では，相当温位の南北勾配や水蒸気フラックスは大きいと考えられるため，本研究では定量的に抽出した降水イベントの内，最大3時間降水量の大きいもの（60mm以上）の頻度と(3)で定性的に抽出した場合に得られた頻度が等しくなるように相当温位の南北勾配と水蒸気フラックスの閾値を設定した．

九州地方，関東甲信地方，東北地方では海岸域が多いため比較的容易に相当温位を設定することができた．5kmRCM を用いた梅雨期（10 日平均）の相当温位の南北勾配はおよそ 0.06～0.08K/km という結果が得られている（kanada *et al*,2011）ことから，本研究で設定した相当温位の南北勾配の閾値は，60km スケールにアップスケーリングしていることも考慮すると無理矢理設定した閾値ではないと考えられる．中国地方において集中豪雨の発生する場合では，九州地方においても集中豪雨が発生し，その後中国地方でも発生する場合もあるため，梅雨前線は九州地方から延び，水蒸気は九州地方の南西の海上や四国の南の海上より流入する場合が多い．そのため，現在気候において中国地方の水蒸気フラックスの閾値や 21 世紀末気候シナリオの相当温位の南北勾配の閾値は他地域と比較して，低く設定した．また，21 世紀末気候シナリオでは，気圧配置の変化に伴い，日本域に水蒸気の流入が多くなるという結果も得られているため（kanada *et al*,2011），水蒸気フラックスを大きく設定した．ただし，北陸地方では，水蒸気フラックスが小さい場合にも集中豪雨が発生した場合があり，その事例を除外してしまうため低い値に設定せざるを得なかった．

以上，定量的に降水イベントを抽出し，相当温位の南北勾配と水蒸気フラックスを用いた大気場補正を行うことにより，集中豪雨の発生した可能性の高い降水イベントを抽出した．

Table. 5 Regional threshold in the end of 21st century and present

present		
	North-south gradient of equivalent potential temperature (K/km)	Water vapor flux (Kg/m2*s)
kyusyu	0.127	260
shikoku	0.067	262
shugoku	0.067	210
kinki	0.067	250
totkai	0.083	275
kanto-koshin	0.15	300
hokuriku	0.067	260
tohoku	0.1	285
end of 21st century		
	North-south gradient of equivalent potential temperature (K/km)	Water vapor flux (Kg/m2*s)
kyusyu	0.083	295
shikoku	0.063	265
shugoku	0.033	265
kinki	0.042	240
totkai	0.1	285
kanto-koshin	0.117	290
hokuriku	0.05	150
tohoku	0.117	300

4.3 定量情報の精度検証

本節では，4.2 で設定した閾値を用いることにより，60km_from_5km で定性的に集中豪雨を抽出した場合と定量的に集中豪雨を抽出した場合を比較し，地域ごとに精度検証を行う．Table 6～13 と Fig 13 ～20 に地域ごとの現在気候と 21 世紀末気候シナリオの最大 3 時間降水量と 25 年合計頻度，さらに大気場補正行った場合，補正を行わなかった場合に対する定性的に抽出した頻度の割合を示す．

大気場補正を行わなかった場合は，20mm～40mm や 40mm～60mm のような弱い雨の発生頻度の精度がかなり悪いことがわかる．考えられる理由としては，狭い範囲（60km スケール以下）の弱い集中豪雨と，広い範囲（60km スケール以上）の 20mm 程度の雨を区別することが困難なことが挙げられる．大気場補正を行った場合は，ほとんどの地域でかなり定性的な頻度に近づけることに成功した．特に，降水量の多い頻度はかなりの精度で補正されている地域も存在する．しかし，弱い大気場においても集中豪雨が発生した場合や，梅雨前線の停滞位置，水蒸気の流入パターンなどが海上域において確認できない場合も存在したため，補正値を低く設定したことにより降水量の小さいところであまり補正されていない地域も出てきた．

Table. 6 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct and the percentage of qualitative/atmospheric correction and qualitative/not correct per maximum 3hours rainfall in kyusyu

	present				
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	12	85	361	0.1412	0.0332
40～	34	35	140	0.9714	0.2429
60～	28	30	68	0.9333	0.4118
100～	0	0	0	0	0
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	74	150	569	0.4933	0.1301

end of 21st century					
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	11	139	326	0.0791	0.0337
40～	32	117	194	0.2735	0.1649
60～	37	65	109	0.5692	0.3394
100～	14	14	19	1.0000	0.7368
150～	1	1	1	1.0000	1.0000
total of 25 years	95	336	649	0.2827	0.1464

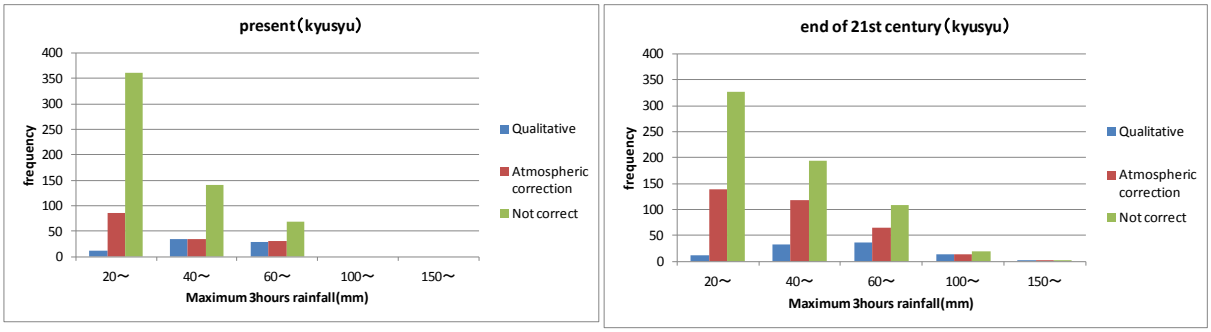


Fig. 13 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct per maximum 3hours rainfall in kyusyu. (left is present, right is end of 21st century)

Table. 7 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct and the percentage of qualitative/atmospheric correction and qualitative/not correct per maximum 3hours rainfall in shikoku

	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	1	40	176	0.0250	0.0057
40～	9	27	59	0.3333	0.1525
60～	14	14	23	1.0000	0.6087
100～	0	0	0	0	0
150～	1	1	1	1.0000	1.0000
total of 25 years	25	82	259	0.3049	0.0965

	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	3	78	164	0.0385	0.0183
40～	14	47	82	0.2979	0.1707
60～	22	21	37	1.0476	0.5946
100～	3	3	4	1.0000	0.7500
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	42	149	287	0.2819	0.1463

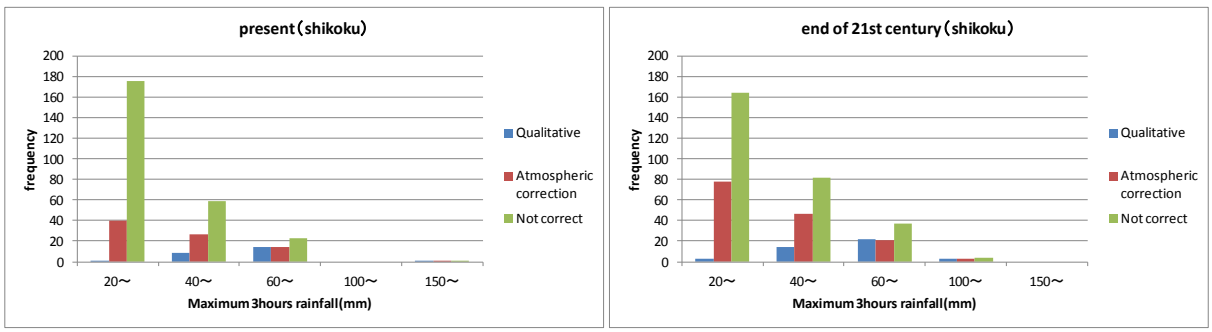


Fig. 14 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct per maximum 3hours rainfall in shikoku. (left is present, right is end of 21st century)

Table. 8 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct and the percentage of qualitative/atmospheric correction and qualitative/not correct per maximum 3hours rainfall in chugoku

	present				
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	6	33	178	0.1818	0.0337
40～	5	9	48	0.5556	0.1042
60～	7	4	15	1.7500	0.4667
100～	0	0	0	0	0
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	18	46	241	0.3913	0.0747

end of 21st century					
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	3	37	174	0.0811	0.0172
40～	13	35	90	0.3714	0.1444
60～	8	9	30	0.8889	0.2667
100～	3	3	4	1.0000	0.7500
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	27	84	298	0.3214	0.0906

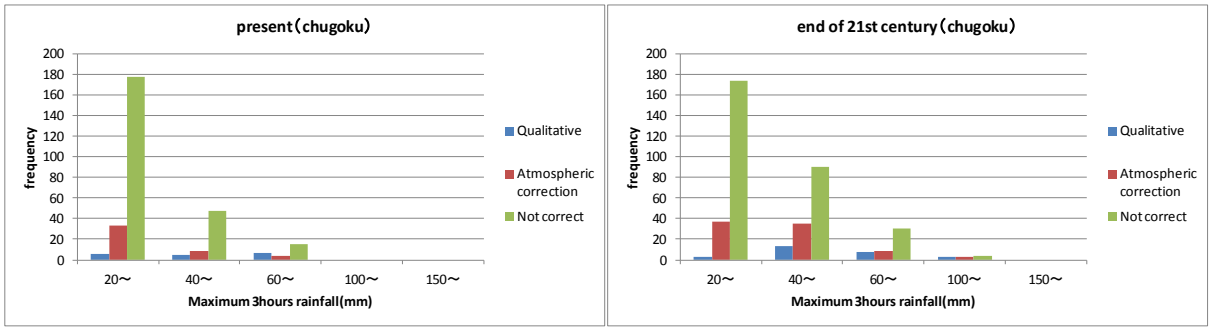


Fig. 15 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct per maximum 3hours rainfall in chugoku. (left is present, right is end of 21st century)

Table. 9 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct and the percentage of qualitative/atmospheric correction and qualitative/not correct per maximum 3hours rainfall in kinki

	present				
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	2	21	132	0.0952	0.0152
40～	4	4	32	1.0000	0.1250
60～	3	3	13	1.0000	0.2308
100～	0	0	0	0	0
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	9	28	177	0.3214	0.0508

end of 21st century					
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	2	64	121	0.0313	0.0165
40～	7	25	44	0.2800	0.1591
60～	16	18	25	0.8889	0.6400
100～	4	3	4	1.3333	1.0000
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	29	110	194	0.2636	0.1495

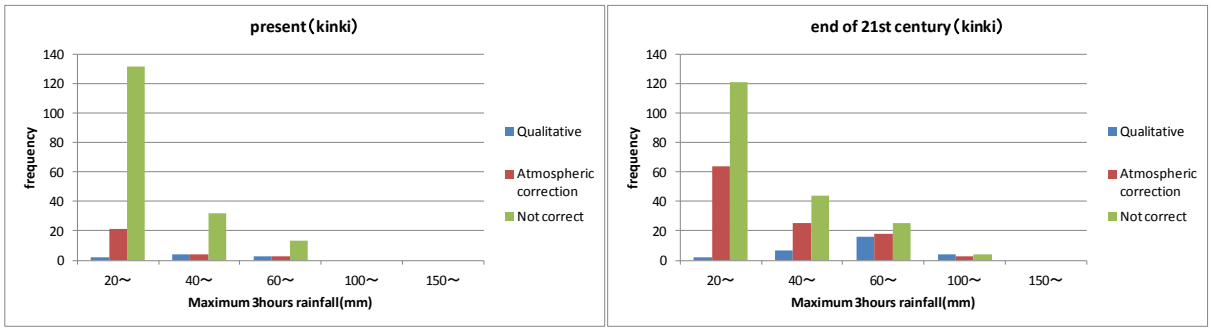


Fig. 16 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct per maximum 3hours rain fall in kinki. (left is present, right is end of 21st century)

Table. 10 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct and the percentage of qualitative/atmospheric correction and qualitative/not correct per maximum 3hours rainfall in tokai

	present				
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	3	31	198	0.0968	0.0152
40～	16	18	71	0.8889	0.2254
60～	7	7	31	1.0000	0.2258
100～	0	0	0	0	0
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	26	56	300	0.4643	0.0867

end of 21st century					
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	9	33	222	0.2727	0.1486
40～	17	27	115	0.6296	0.2348
60～	24	26	58	0.9231	0.4483
100～	4	4	7	1.0000	0.5714
150～	1	1	1	1.0000	1.0000
total of 25 years	55	91	403	0.6044	0.1365

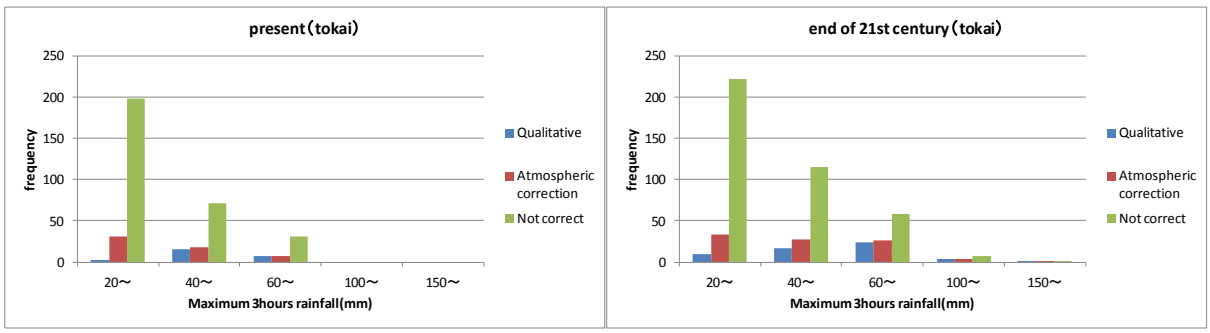


Fig. 17 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct per maximum 3hours rainfall in tokai. (left is present, right is end of 21st century)

Table. 11 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct and the percentage of qualitative/atmospheric correction and qualitative/not correct per maximum 3hours rainfall in kanto-koshin

	present				
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	3	5	148	0.6000	0.0338
40～	1	5	32	0.2000	0.1563
60～	0	0	2	0	0.0000
100～	0	0	0	0	0
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	4	10	182	0.4000	0.0220

end of 21st century					
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	2	27	193	0.0741	0.0104
40～	7	14	61	0.5000	0.1148
60～	11	11	25	1.0000	0.4400
100～	1	1	1	1.0000	1.0000
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	21	53	280	0.3962	0.0750

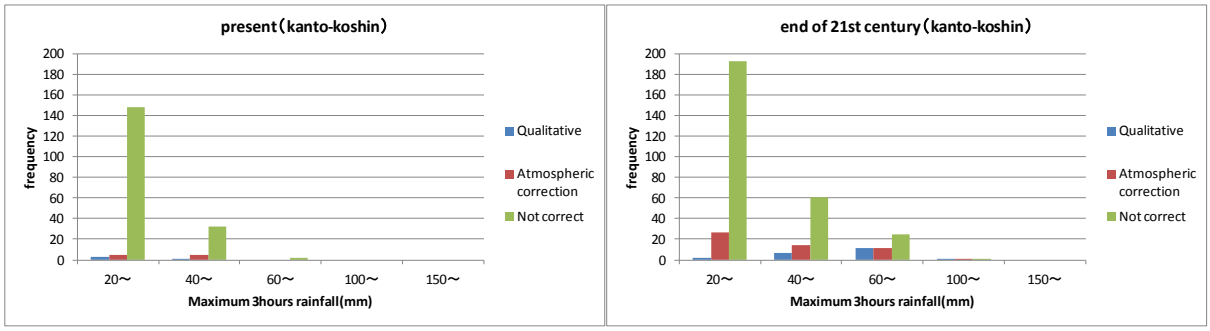


Fig. 18 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct per maximum 3hours rainfall in kanto-koshin. (left is present, right is end of 21st century)

Table. 12 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct and the percentage of qualitative/atmospheric correction and qualitative/not correct per maximum 3hours rainfall in hokuriku

	present				
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	2	3	99	0.6667	0.0202
40～	1	0	14	0	0.0714
60～	0	0	3	0	0.0000
100～	0	0	0	0	0
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	3	3	116	1.0000	0.0259

end of 21st century					
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	2	100	122	0.0200	0.0164
40～	2	17	29	0.1176	0.0690
60～	4	3	9	1.3333	0.4444
100～	0	0	0	0	0
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	8	120	160	0.0667	0.0500

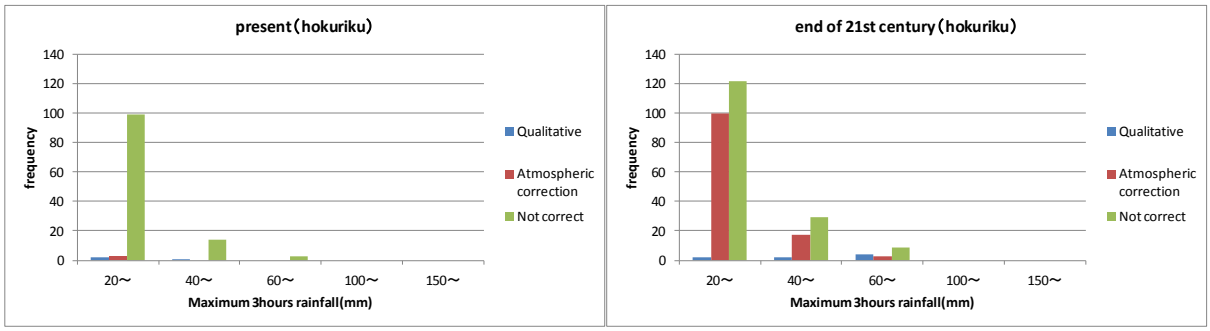


Fig. 19 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct per maximum 3hours rainfall in hokuriku. (left is present, right is end of 21st century)

Table.13 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct and the percentage of qualitative/atmospheric correction and qualitative/not correct per maximum 3hours rainfall in tohoku

	present				
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	0	5	131	0.0000	0.0000
40～	0	0	16	0	0.0000
60～	0	0	3	0	0.0000
100～	1	1	1	1.0000	1.0000
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	1	6	151	0.1667	0.0066

end of 21st century					
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	1	22	218	0.0455	0.0046
40～	3	17	69	0.1765	0.0435
60～	2	7	16	0.2857	0.1250
100～	0	0	0	0	0
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	6	46	303	0.1304	0.0198

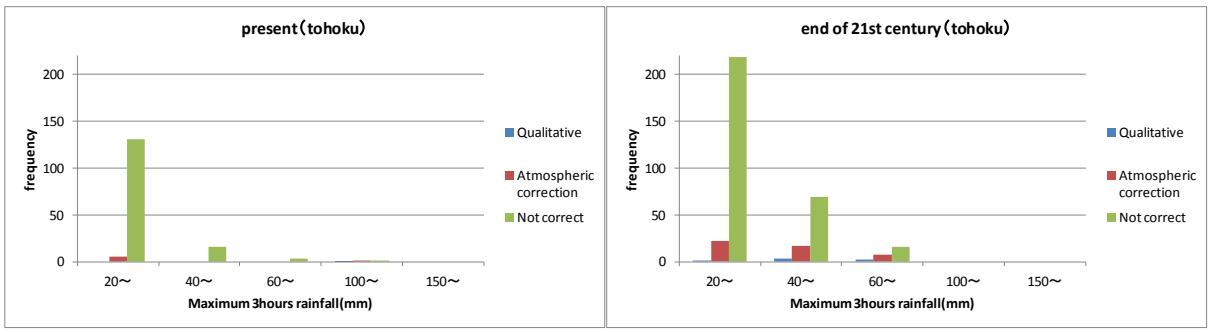


Fig. 20 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct per maximum 3hours rainfall in tohoku. (left is present, right is end of 21st century)

本章では，定性的に集中豪雨を抽出した事例をもとに60km_from_5kmを用いた60kmスケールでの定性的な集中豪雨情報を作成し，地域ごとに定量的に抽出した場合と定性的に抽出した場合の頻度差を求めることにより，60kmスケールから5kmスケールでの集中豪雨の定量的頻度解析の手法を構築した．本章で得られた統計情報をもとに60kmアンサンブルに適用することで，60kmアンサンブルの地域ごとの5kmスケールでの集中豪雨の発生頻度の抽出に試みる．なお，本研究では，上図のように降水量をクラス別に分けたが，今後の課題として他の降水量別の頻度分布においても対応可能であるという検証とパラメータ設定を行う必要がある．

5. 60kmAGCM アンサンブルへの適用と結果

本章では，第4章で得られた集中豪雨時の統計的情報を60kmAGCMアンサンブルに適用することにより統計的ダウンスケーリングを行った．

5.1 5kmRCM と 60kmAGCM の降水量差の確認

60kmAGCMアンサンブル実験では，設定した条件（海面水温や積雲対流スキーム）により降水量に差が出ることが報告されているため，本研究では60kmAGCMアンサンブル実験ごとの最大3時間降水量別頻度を60km_from_5kmと比較することにより，降水量差の確認を地域ごとに行った．また，本研究では梅雨前線に伴う集中豪雨のみを対象としているため，台風は定性的に全アンサンブルを確認することで除去した．本研究で使用した60kmAGCMアンサンブルメンバーをTable 14 に一覧で示す．前期モデルのInit1～3は大気初期値の違いを示しており，後期モデルのcluster1～3は海面水温の違いを示している．

Table.14 The 60kmAGCM ensemble members

Zenki			
present	HP0A_Init1	HP0A_Init2	HP0A_Init3
end of 21st century	HF0A_Init1	HF0A_Init2	HF0A_Init3
	HF0A_miroch_Init1	HF0A_miroch_Init2	HF0A_miroch_Init3
	HF0A_mri_Init1	HF0A_mri_Init2	HF0A_mri_Init3
	HF0A_csiro_Init1	HF0A_csiro_Init2	HF0A_csiro_Init3

Kouki				
present	HPA_CMIP3			
end of 21st century	HFA_as_CMIP3	HFA_as_cluster1	HFA_as_cluster2	HFA_as_cluster3
	HFA_CMIP3	HFA_cluster1	HFA_cluster2	HFA_cluster3
	HFA_kf_CMIP3	HFA_kf_cluster1	HFA_kf_cluster2	HFA_kf_cluster3

（1）前期モデルにおける降水量別頻度の特徴

前期モデルでは，積雲対流スキームに AS スキームを用いている．AS スキームでは，格子内に複数の背の高さの違う積雲を計算しているが，1 つの積雲自体はシンプルな計算をし，平均的な値を格子に与えている．5kmRCM で用いられている kf スキームは，1 つの格子内に 1 つの積雲を仮定し緻密な計算を行っている．そのため，AS スキームと比較して kf スキームでは降水量が多くなる傾向があり，前期モデルは，60km_from_5km と比較して降水量はかなり少ないと考えられるので，60km_from_5km における集中豪雨時は 20mm～40mm が最小であったが，前期モデルではさらに小さい 10mm～20mm の頻度も抽出する．定量的に抽出した降水量別頻度分布を Fig 21~25 に示す．図中の RCM は 60km_from_5km のことを指している．Fig 21～25 に示すように，60km モデルでは，60km_from_5km と比較して 20mm～40mm の頻度も少なく，10mm～20mm の頻度が多い地域がほとんどである．また，40mm を超えるような雨がほとんど見られないことからも，前期モデルでの降水量はかなり少ないと考えられる．

前期モデルでは，現在気候と 21 世紀末気候シナリオでともに九州地方や四国地方，東海地方などの集中豪雨の発生頻度の多い地域では，60km_from_5km と比較して合計頻度がかなり少ない傾向にあり，逆に東北地方や北陸地方などでは頻度が多い傾向にあった．しかし，60km スケールで 10mm 以下の降水が集中豪雨であるとは考え難いため，60km 前期モデルでは 10mm 以下は扱わないとする．

前期モデルの4つのアンサンブルメンバーでは，分布形状はどのメンバーもおよそ同一であり，海面水温により頻度差はあるものの総頻度に大きな差は見られなかった．

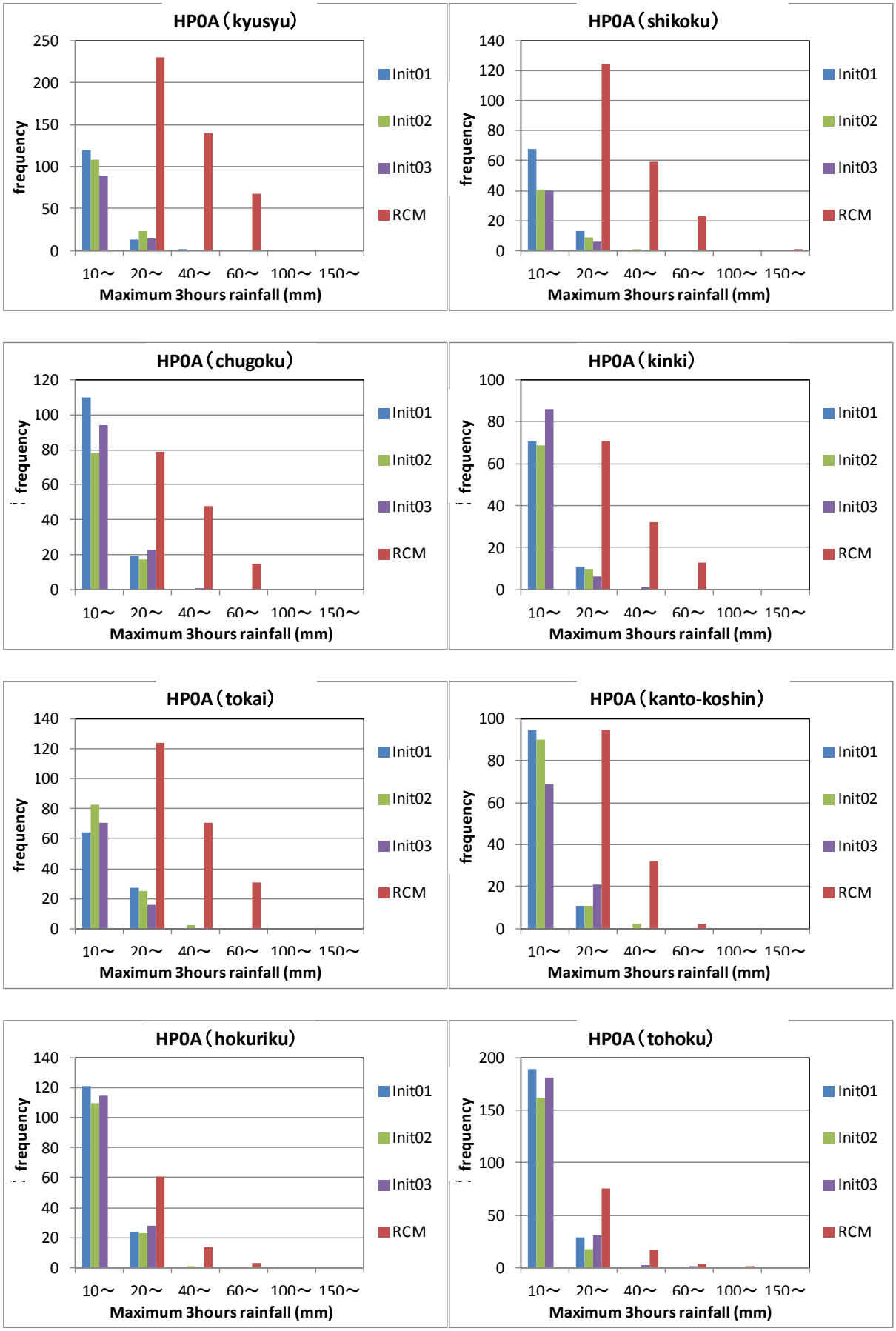


Fig. 21 The regional frequency per maximum 3hours rainfall in HP0A

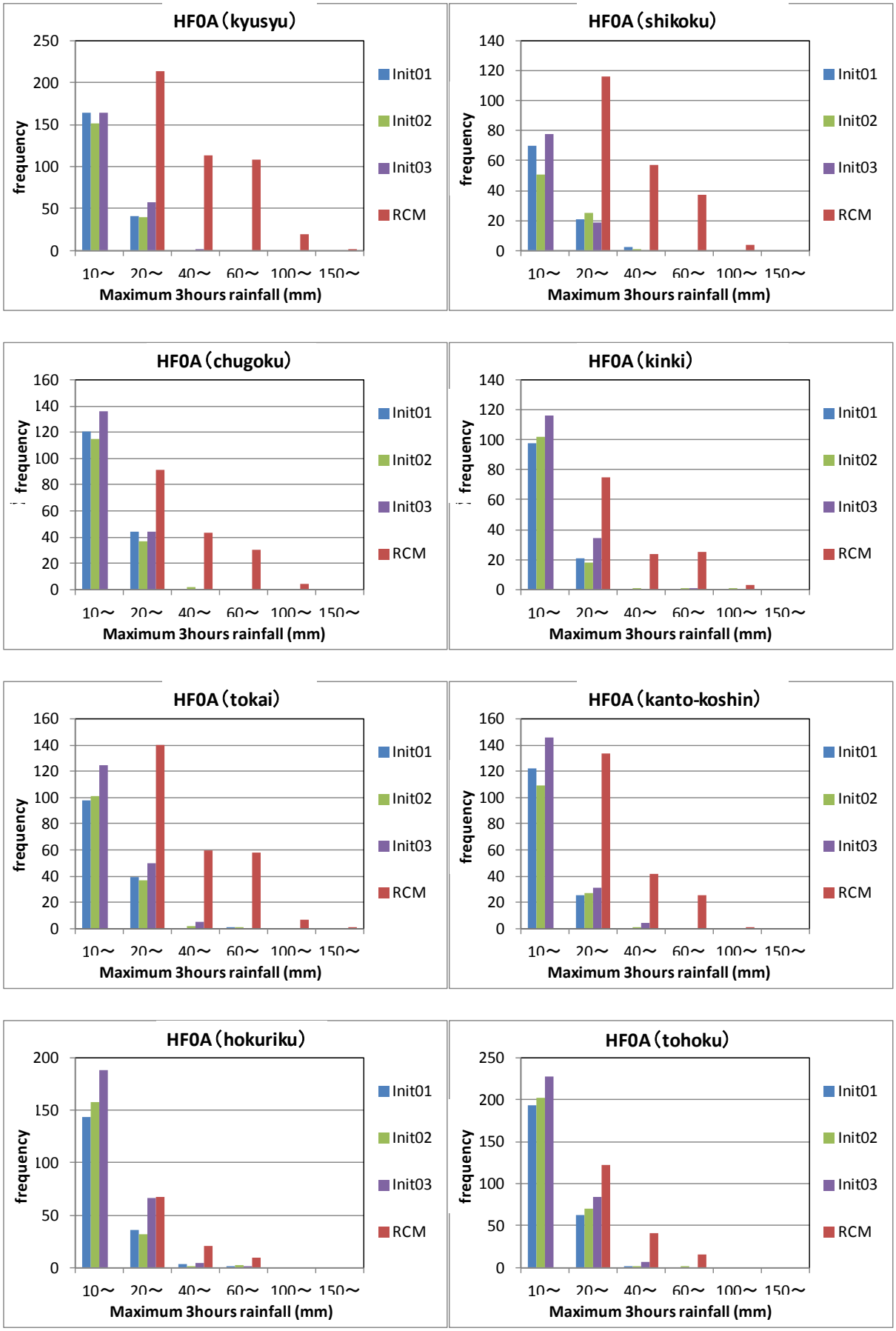


Fig. 22 The regional frequency per maximum 3hours rainfall in HF0A

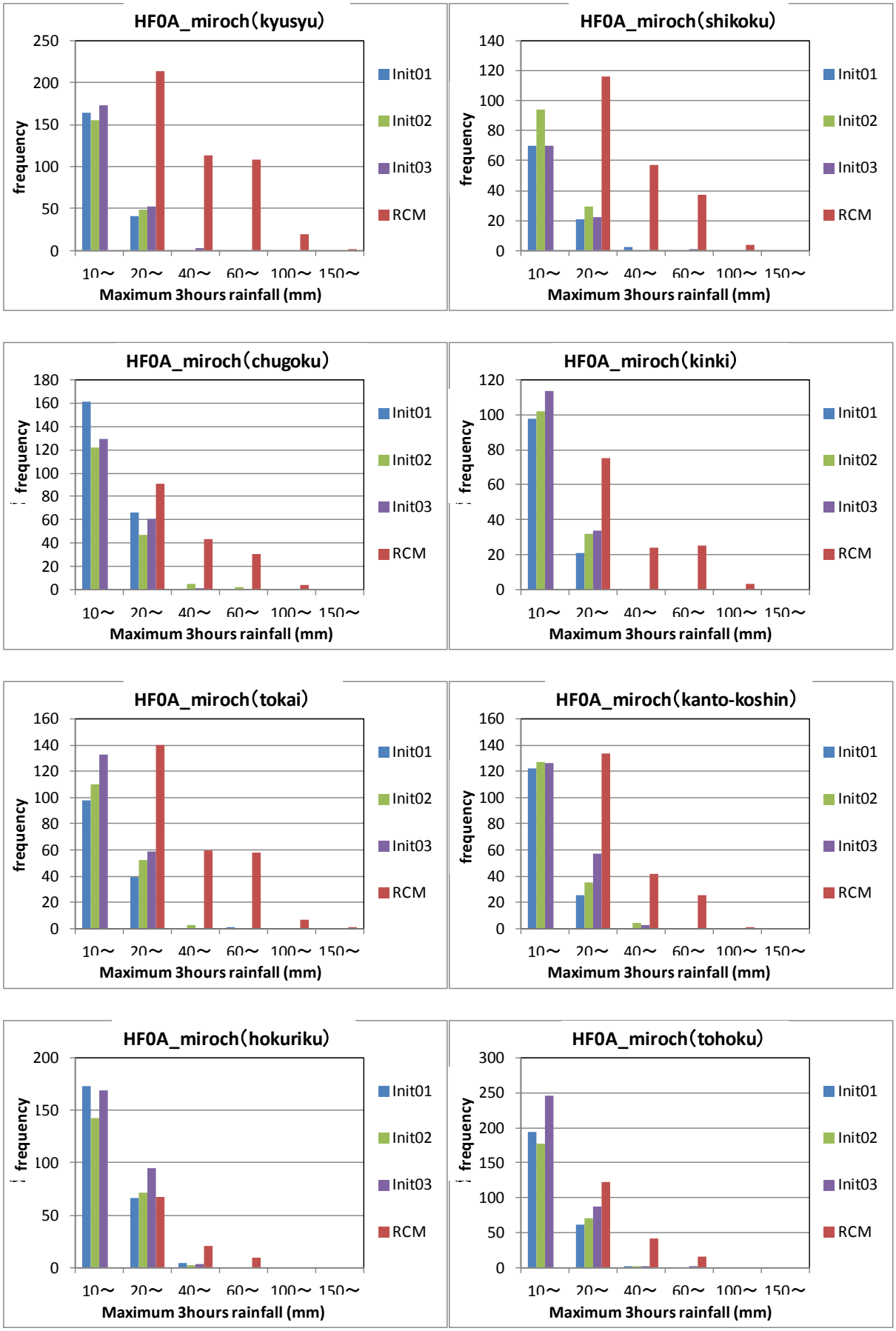


Fig. 23 The regional frequency per maximum 3hours rainfall in HF0A_miroch

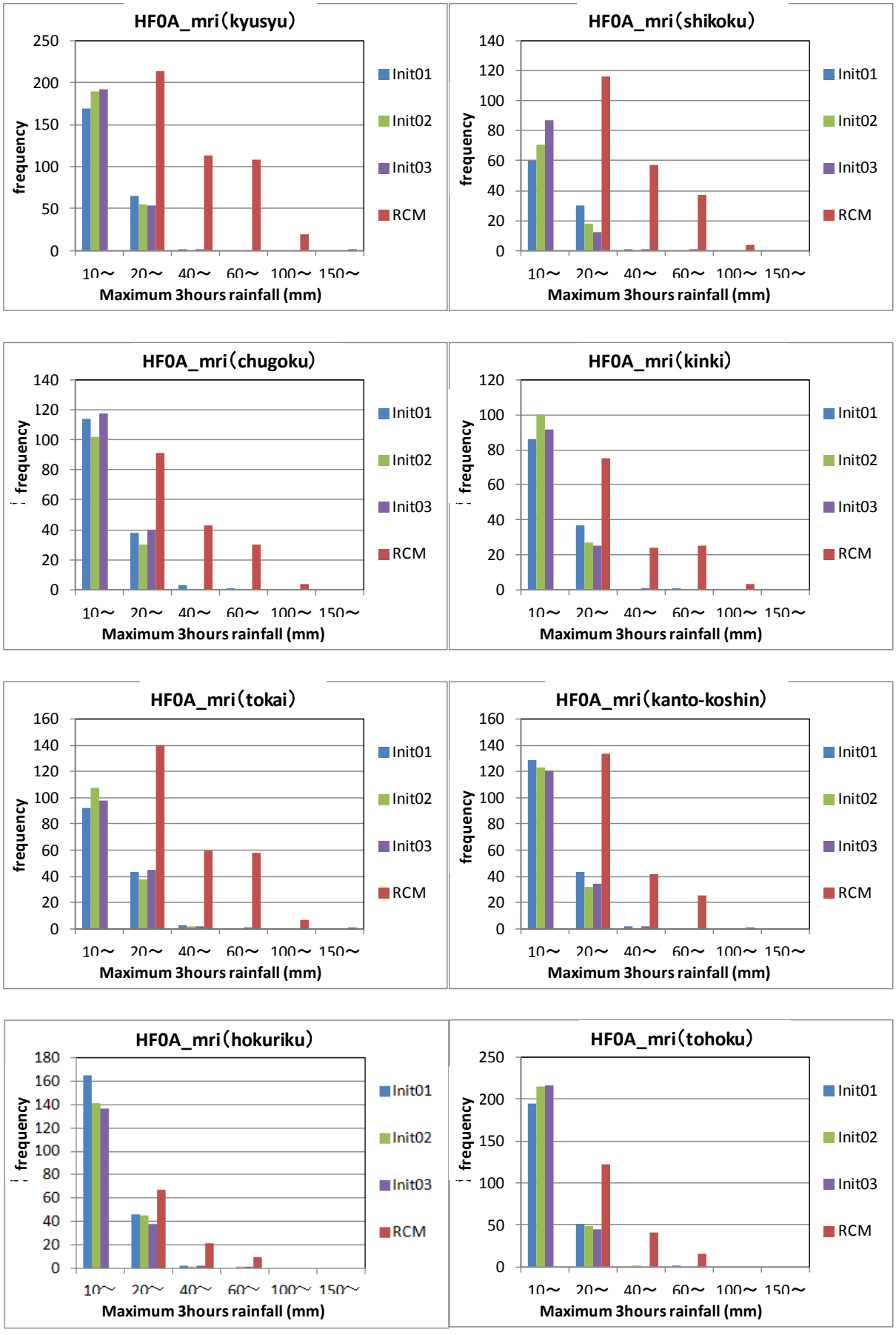


Fig. 24 The regional frequency per maximum 3hours rainfall in HF0A_mri

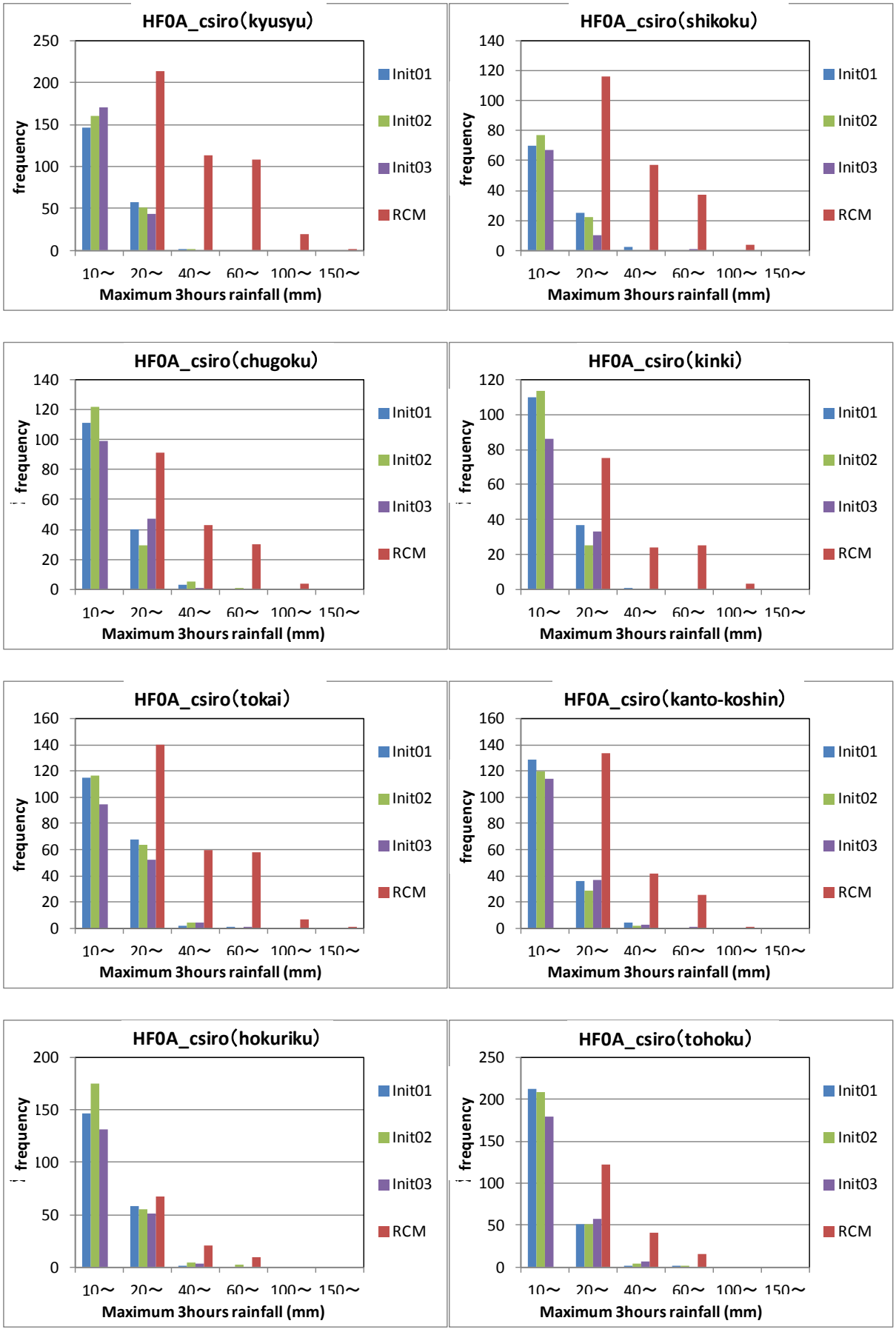
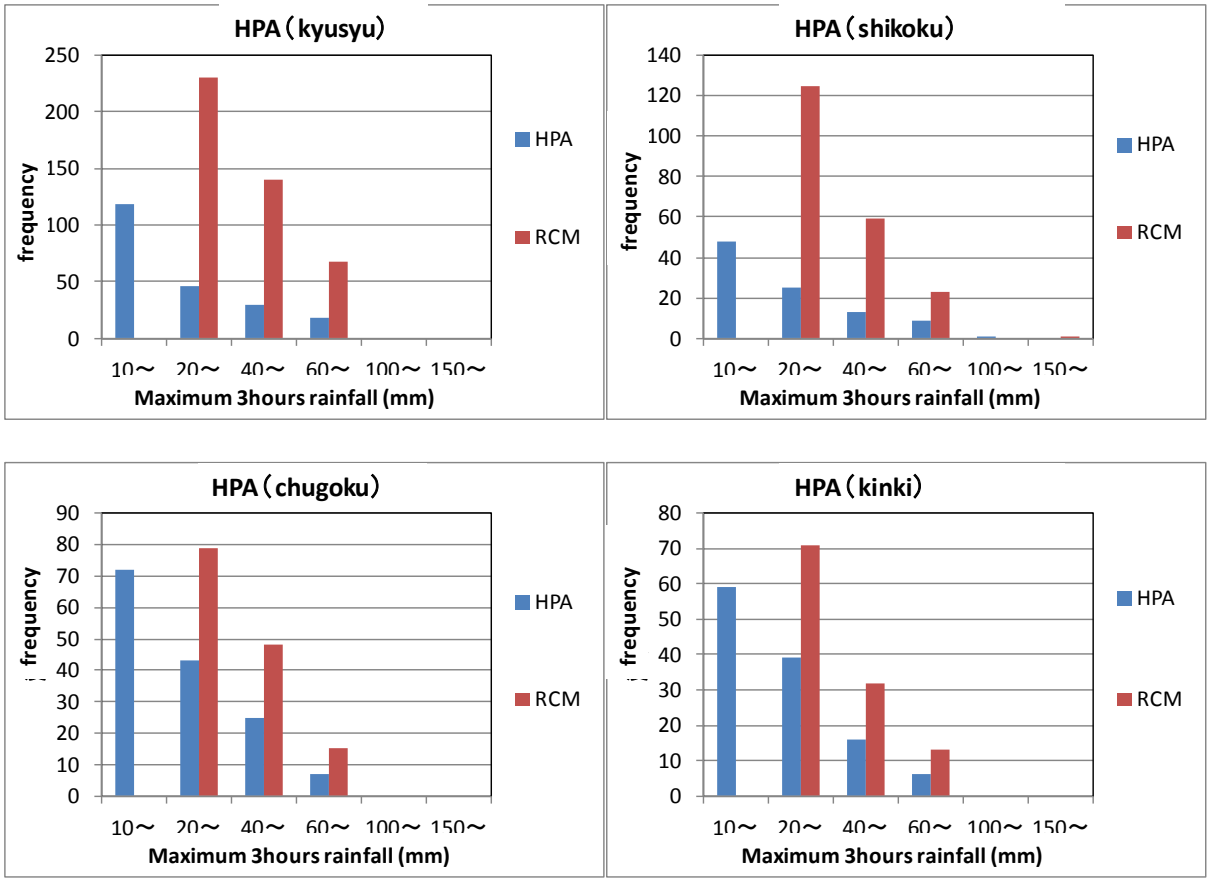


Fig. 25 The regional frequency per maximum 3hours rainfall in HF0A_csiro

（２）後期モデルにおける降水量別頻度の特徴

後期モデルでは積雲対流スキームの異なるモデルを用いているため，積雲対流スキームにより降水量に大きな差が出ると考えられる．後期モデルに用いられた積雲対流スキームは前期モデルを改良した AS スキーム，20kmAGCM の後期モデルと同様の YS スキーム，5kmRCM と同様の kf スキームである．YS スキームでは，AS スキーム同様に格子内に複数の背の高さの積雲を計算しているが，1 つ 1 つの積雲を AS スキームより詳細に計算しているため，降水量は YS スキームの方が多くなる傾向にある．AS スキームを用いているモデルもあるため，後期モデルにおいても 10mm～20mm の頻度も抽出することとする．Fig 26 ~ 29 に各モデルの頻度分布を示す．HPA，HFA は積雲対流スキームが無表記であるが，YS スキームを用いている．AS スキームを用いているモデルでは，前期モデル同様に 40mm を超えるような降水の頻度はあまり見られなかった．このことから，後期モデルように改良された AS スキームでも強い降水は表現できるようになっていないことがわかる．YS スキームを用いているモデルでは，40mm 以上の降水の頻度があることから，AS スキームよりは強い降水を表現できるモデルである考えられる．しかし，前期モデル同様に，九州地方や四国地方，東海地方などの集中豪雨は発生頻度の多い地域で，60km_from_5km と比較して合計頻度がかなり少ない傾向にあり，逆に東北地方や北陸地方などでは頻度が多い傾向にあった．5kmRCM と同様の kf スキームを用いたモデルでは，YS スキーム同様に 40mm 以上の降水の頻度が得られており，また，頻度にも YS スキームと比較してそれほど差は見られない．しかし，kf スキームでは，10mm～20mm の頻度がどの地域においても多く，YS スキームとは違う特徴が見られた．

後期モデルの3つのモデルのうち，ASスキームとYSスキームでは分布形状が違うものの，総頻度ではおよそ近い値となっていたが，kfスキームでは10mm～20mmの頻度がかなり多いため総頻度も多い値となっていた．



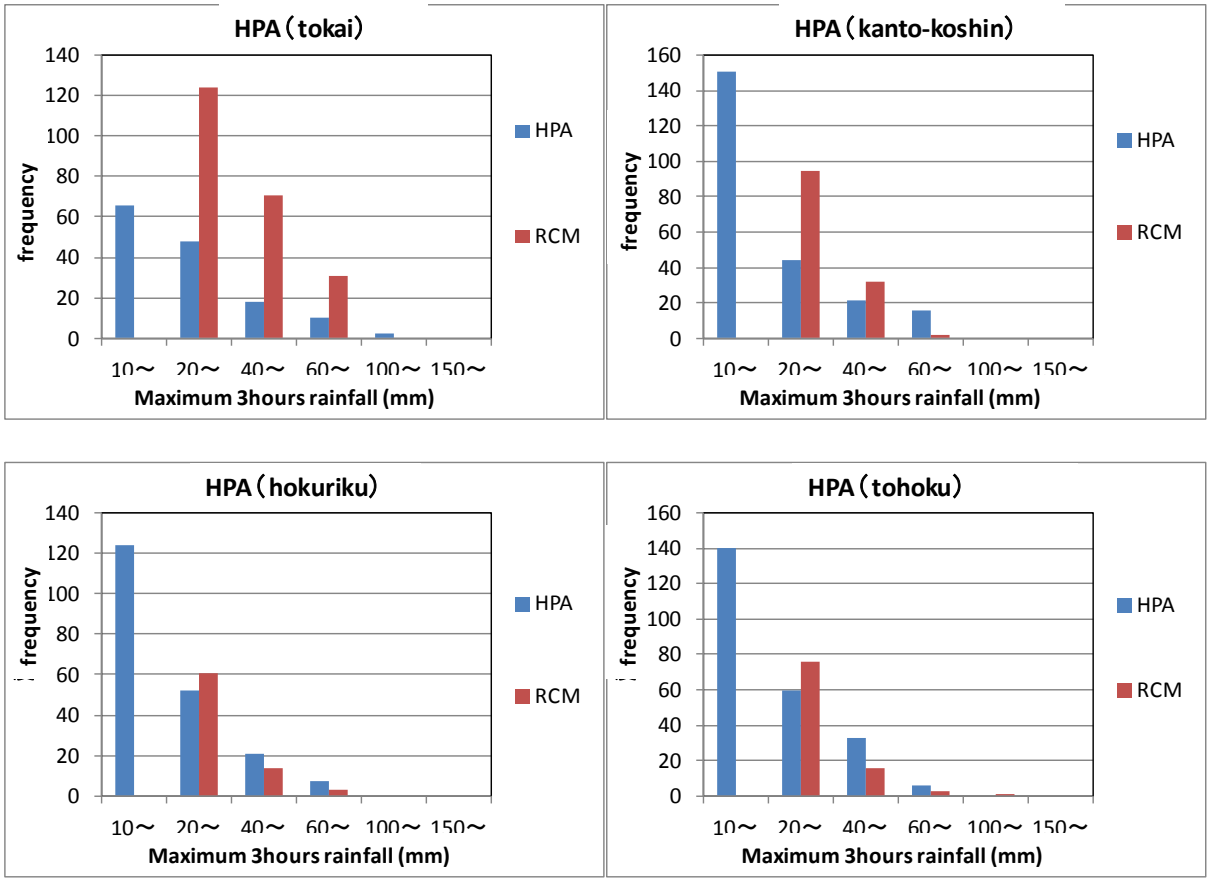
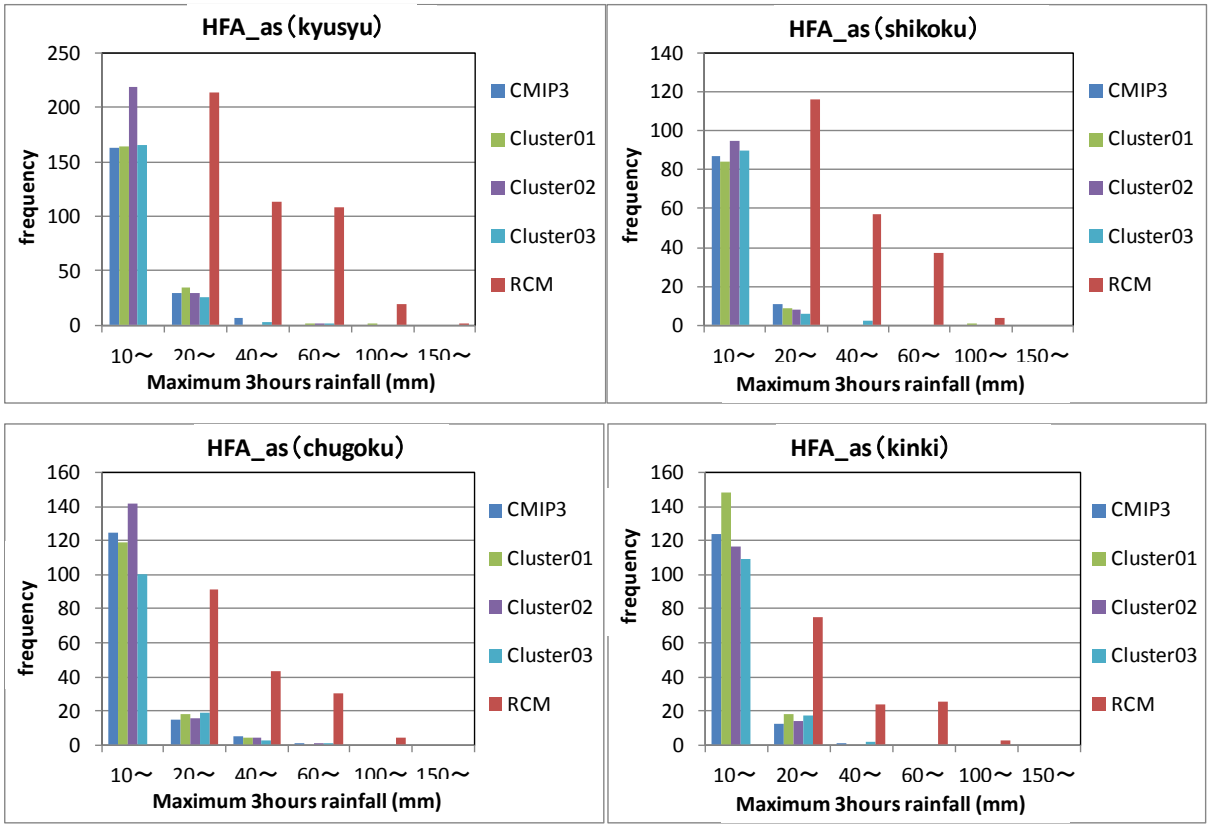


Fig. 26 The regional frequency per maximum 3hours rainfall in HPA



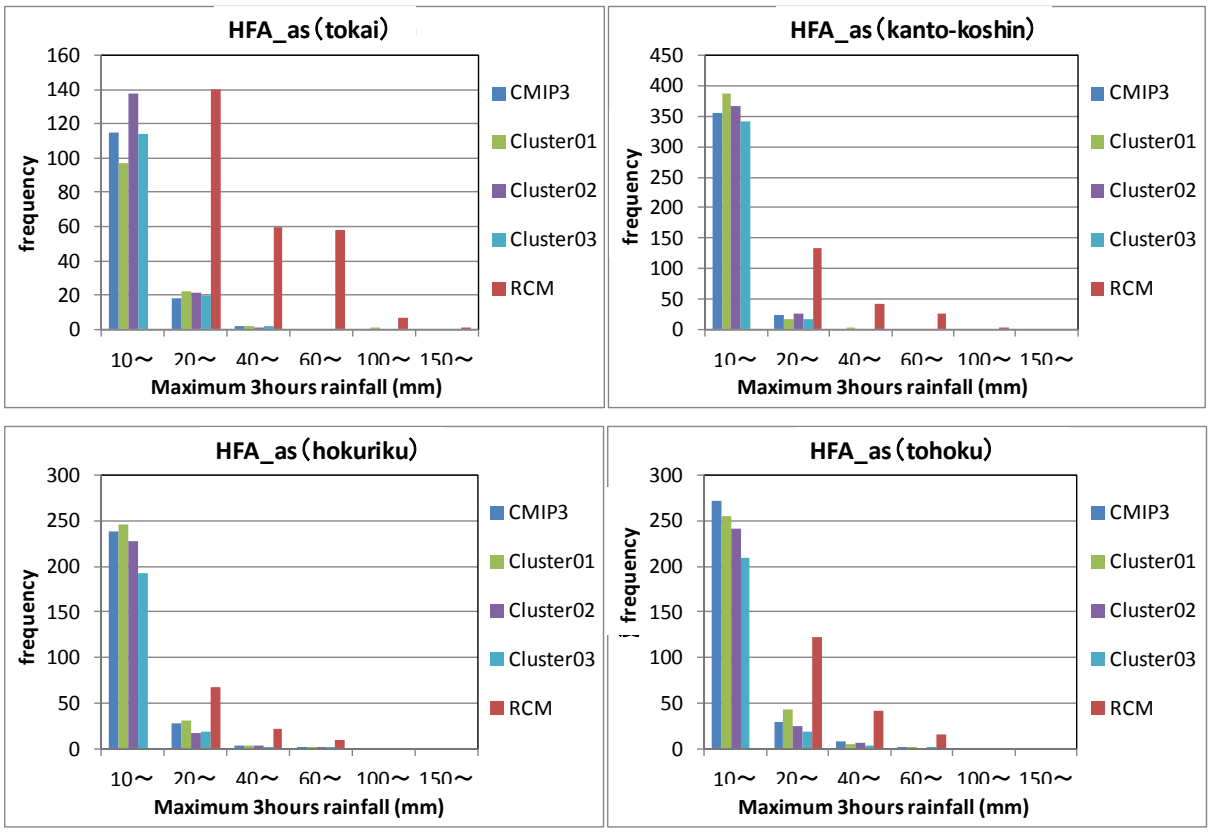
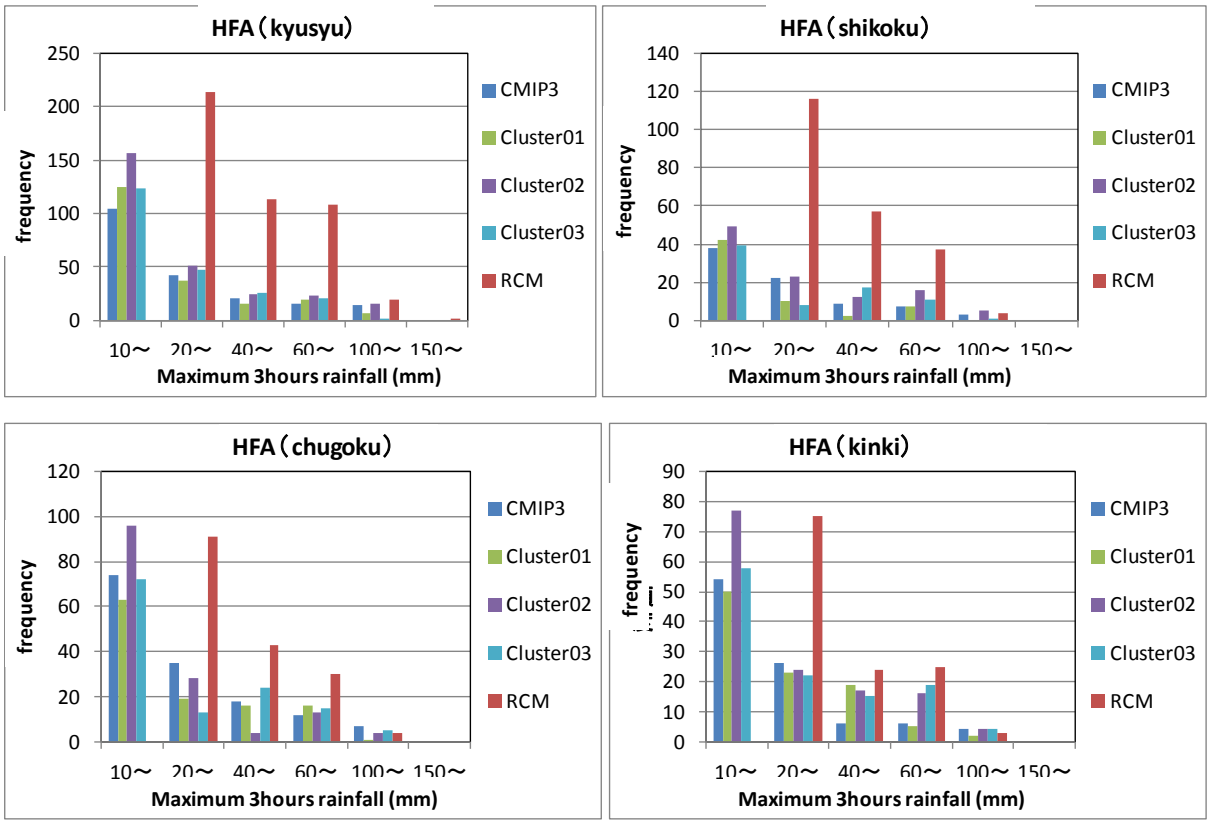


Fig. 27 The regional frequency per maximum 3hours rainfall in HFA_as



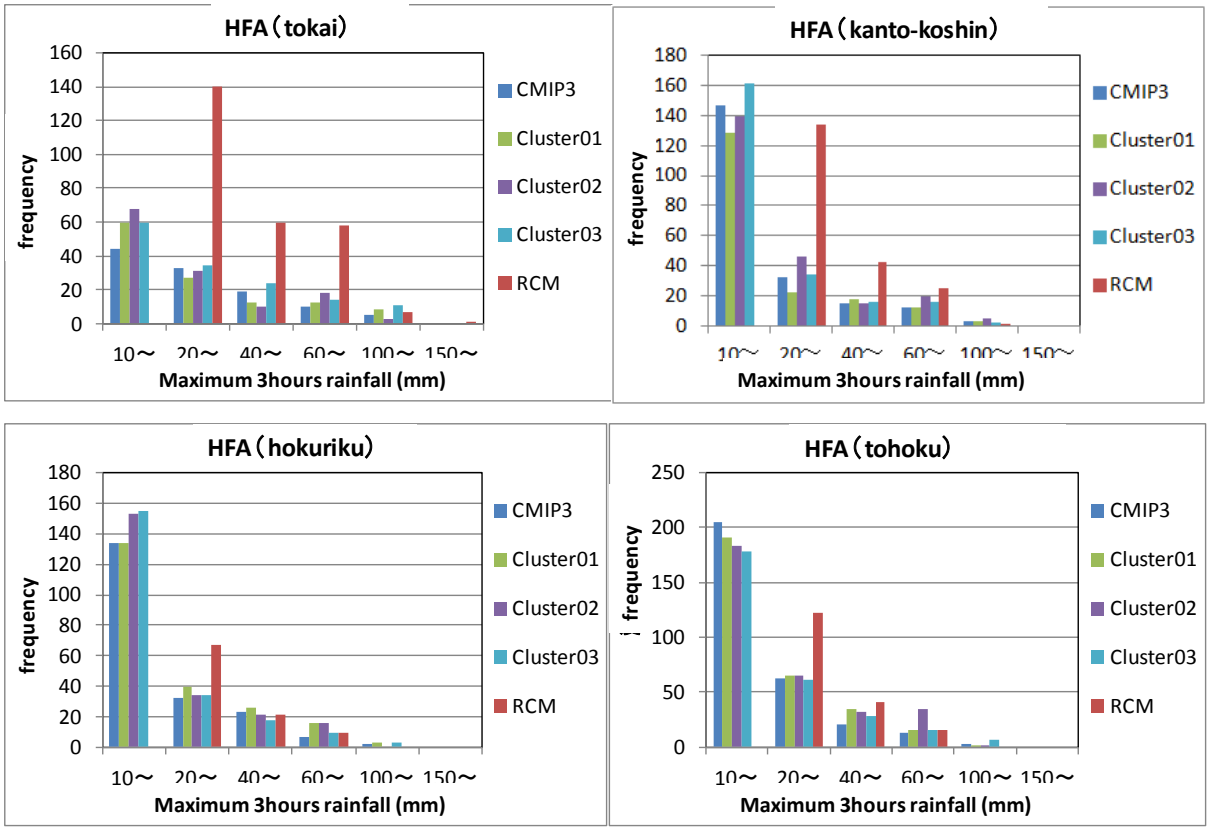
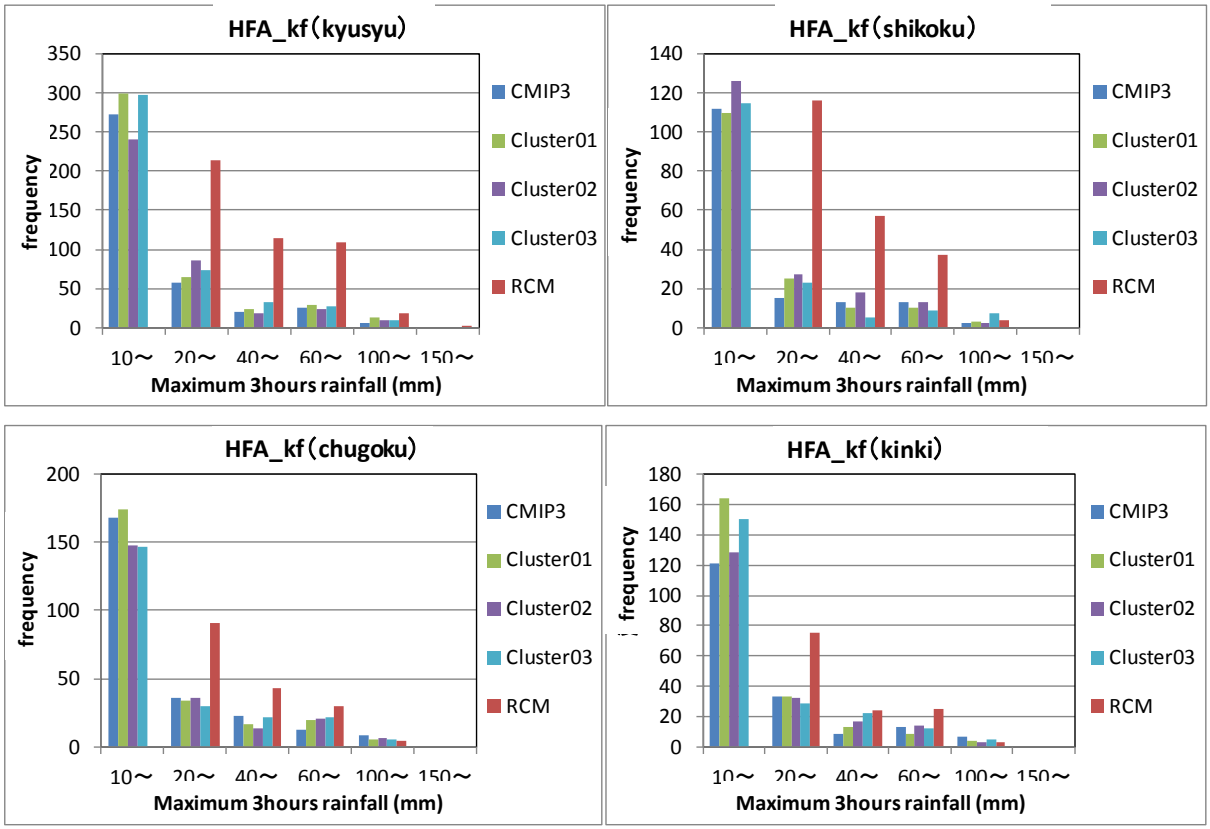


Fig. 28 The regional frequency per maximum 3hours rainfall in HFA



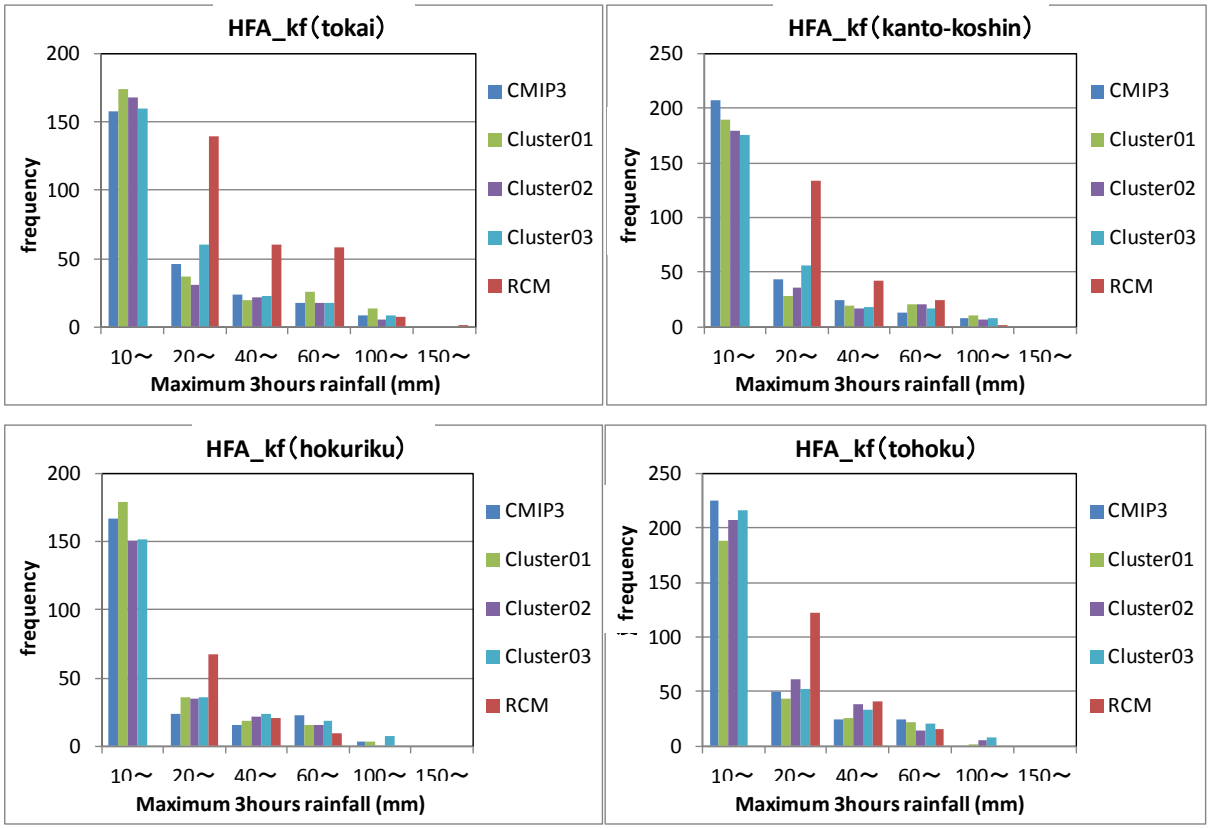


Fig. 29 The regional frequency per maximum 3hours rainfall in HFA_kf

5.2 60kmAGCM の降水量の補正について

5.1 節で示したように 60kmAGCM アンサンブルメンバーでは，60km_from_5km と比較して，降水量別の頻度分布にかなりの差が生じていた．これは，各アンサンブルメンバーの特徴を表しているものであり，重要な特徴であると考えられる．しかし，この頻度差は各アンサンブルメンバーの本研究で設定した降水量に合わせたものであり，各アンサンブルメンバーの降水量が 60km_from_5km のどの降水量と対応しているのかという情報は，上図の頻度分布の結果だけでは得ることは不可能である．そのため，第 4 章で設定した降水量別のパラメータ（頻度の割合）を用いることは困難である．これは本研究において，今後の重要な課題である．そこで，本研究はその第一段階として，全頻度を用いて，全頻度のパラメータを用いることにより，地域ごとの集中豪雨の発生頻度の解析を行うこととした．

5.3 地域別での集中豪雨の将来変化

本節では，第 4 章で地域ごとに設定した全頻度のパラメータを用いることで，60kmAGCM における 5km スケールでの集中豪雨の発生頻度を解析する．なお，60kmAGCM の大気場のデータは 1 ヶ月平均データしかないため，本研究の手法には用いることができなかった．そこで本研究では，地域ごとに大気場補正をおこなっているため，60kmAGCM アンサンブルにおいてもおよそ同様なパラメータになると考え，60km_from_5km で設定したパラメータをそのまま利用する．つまり，60km_from_5km における大気場補正が同一であるので，大気場補正なしの定量的頻度から定性的頻度に対するパラメータをそのまま用いることとする．

（１）全頻度を用いた集中豪雨の抽出

ここでは，各アンサンブルメンバーにおいて，地域ごとに定量的に抽出された集中豪雨の可能性のある降水イベントの25年全頻度を用いて，第4章で設定した全頻度のパラメータで補正することにより，各アンサンブルメンバーの地域別の集中豪雨の発生頻度を得た．Table 15 に地域別の全頻度に対するパラメータ補正値を示す．全地域において21世紀末気候シナリオのパラメータ補正値の方が，現在気候のパラメータ補正値より大きいことがわかる．Table 16 に各アンサンブルメンバーの地域ごとの集中豪雨の発生頻度とアンサンブルメンバー（前期は3つ，後期は4つ）の平均頻度と標準偏差を示す．前期モデルの現在気候では，発生頻度としては，九州地方などで5kmRCMの発生頻度より少なくなっているが，これは積雲対流スキームがASスキームであり，全頻度が少なくなったことに起因している．21世紀末気候シ

ナリオも同様傾向が見られる．また，九州地方では，5kmRCMの頻度と 比較してかなり少ないことがわかる．

前期モデルの 21 世紀末気候シナリオでは，各アンサンブル平均値は現在気候と比較して，全地域において増加傾向であるが，標準偏差はアンサンブルごとでばらばらである．また，全頻度を用いているため，5kmRCM より少ない地域や多い地域のばらつきが見られる．特に，九州地方では，5kmRCM ほど他地域との頻度差が見られないことがわかる．

後期モデルの現在気候はHPAの1つだけである．前期モデルと比較して積雲対流スキームをYSスキームに変更しているため，頻度の増加が見られる．また，各積雲対流スキームの違いを見ると，ASスキームとYSスキームでは頻度にそれほど差は見られないが，kfスキームではかなりの頻度が出ており，5kmRCMに匹敵するかそれ以上の地域も見られる．この影響は，kfスキームでは弱い雨の頻度が他スキームと比較してかなり多かったことに起因している．

Table.15 The regional corrections for all frequency

	Correction value	
	present	end of 21st century
kyusyu	0.1686	0.2079
shikoku	0.1202	0.1963
chugoku	0.1268	0.1607
kinki	0.0776	0.2266
tokai	0.1150	0.2068
kanto-koshin	0.0310	0.1040
hokutiku	0.0385	0.0825
tohoku	0.0104	0.0335

Table.16 The frequency, ensembles average and standard deviation of localized heavy rainfall in different 60kmAGCM ensemble members

	HP0A				
	HP0A_Init1	HP0A_Init2	HP0A_Init3	ensumble average	SD
kyusyu	22.59	22.26	17.37	20.74	2.93
shikoku	9.74	6.13	5.53	7.13	2.28
chugoku	16.36	12.05	14.96	14.46	2.20
kinki	6.36	6.13	7.22	6.57	0.57
tokai	10.47	12.65	10.01	11.04	1.41
kanto-koshin	3.29	3.19	2.79	3.09	0.26
hokutiku	5.58	5.16	5.51	5.42	0.23
tohoku	2.28	1.87	2.24	2.13	0.22

	HF0A				
	HF0A_Init1	HF0A_Init2	HF0A_Init3	ensumble average	SD
kyusyu	42.62	39.92	46.36	42.97	3.24
shikoku	18.26	15.12	19.04	17.47	2.08
chugoku	26.52	24.75	28.93	26.73	2.10
kinki	26.97	27.87	34.22	29.68	3.95
tokai	28.54	29.16	37.22	31.64	4.85
kanto-koshin	15.29	14.25	18.82	16.12	2.40
hokutiku	15.18	15.92	21.37	17.49	3.38
tohoku	8.61	9.28	10.65	9.51	1.04

	HF0A_miroch				
	HF0A_miroch_Init1	HF0A_miroch_Init2	HF0A_miroch_Init3	ensumble average	SD
kyusyu	30.56	34.51	38.67	34.58	4.05
shikoku	18.26	24.14	18.26	20.22	3.40
chugoku	36.48	28.28	30.69	31.82	4.21
kinki	26.97	30.36	33.54	30.29	3.29
tokai	28.54	34.12	39.71	34.12	5.58
kanto-koshin	15.29	17.26	19.34	17.30	2.03
hokutiku	20.05	17.82	22.03	19.97	2.10
tohoku	8.61	8.41	11.26	9.42	1.59

	HF0A_mri				
	HF0A_mri_Init1	HF0A_mri_Init2	HF0A_mri_Init3	ensumble average	SD
kyusyu	49.06	50.94	51.56	50.52	1.30
shikoku	17.86	17.47	19.83	18.39	1.26
chugoku	25.07	21.21	25.39	23.89	2.33
kinki	28.10	28.78	26.74	27.87	1.04
tokai	28.54	30.61	30.19	29.78	1.09
kanto-koshin	18.10	16.12	16.33	16.85	1.09
hokutiku	17.57	15.51	14.69	15.92	1.49
tohoku	8.27	8.88	8.78	8.64	0.32

	HF0A_csiro				
	HF0A_csiro_Init1	HF0A_csiro_Init2	HF0A_csiro_Init3	ensumble average	SD
kyusyu	42.62	44.07	44.70	43.80	1.07
shikoku	19.04	19.43	15.31	17.93	2.28
chugoku	24.75	25.23	23.62	24.53	0.82
kinki	33.54	31.50	26.97	30.67	3.36
tokai	38.46	38.26	31.43	36.05	4.00
kanto-koshin	17.58	15.70	16.12	16.47	0.98
hokutiku	17.00	19.47	15.35	17.27	2.08
tohoku	8.94	8.88	8.14	8.65	0.45

	HPA
	ensumble average
kyusyu	35.74
shikoku	11.54
chugoku	18.64
kinki	9.31
tokai	16.56
kanto-koshin	7.19
hokutiku	7.85
tohoku	2.49

	HFA_as					
	HFA_as_CMIP3	HFA_as_cluster1	HFA_as_cluster2	HFA_as_cluster3	ensumble average	SD
kyusyu	41.37	41.79	52.18	40.75	44.02	5.46
shikoku	19.24	18.45	20.22	19.24	19.29	0.72
chugoku	23.46	22.66	26.19	19.77	23.02	2.65
kinki	31.04	37.62	29.68	29.00	31.84	3.94
tokai	27.92	25.23	33.09	28.12	28.59	3.28
kanto-koshin	39.42	42.22	40.87	37.23	39.94	2.14
hokutiku	22.36	23.35	20.63	17.74	21.02	2.46
tohoku	10.39	10.18	9.15	7.77	9.37	1.20

	HFA					
	HFA_CMIP3	HFA_cluster1	HFA_cluster2	HFA_cluster3	ensumble average	SD
kyusyu	40.75	42.41	56.34	45.53	46.26	7.01
shikoku	15.51	11.97	20.61	14.92	15.75	3.59
chugoku	23.46	18.48	23.30	20.73	21.49	2.37
kinki	21.75	22.43	31.27	26.74	25.55	4.41
tokai	22.95	24.61	26.88	29.57	26.01	2.87
kanto-koshin	21.74	19.03	23.30	23.82	21.97	2.15
hokutiku	16.34	18.07	18.48	18.07	17.74	0.96
tohoku	10.18	10.28	10.62	9.72	10.20	0.37

	HFA_kf					
	HFA_kf_CMIP3	HFA_kf_cluster1	HFA_kf_cluster2	HFA_kf_cluster3	ensumble average	SD
kyusyu	79.21	89.19	78.59	91.27	84.56	6.60
shikoku	30.43	31.02	36.51	31.21	32.29	2.83
chugoku	39.69	40.01	36.00	36.32	38.01	2.14
kinki	41.24	50.31	43.96	49.40	46.23	4.35
tokai	52.53	55.84	50.25	55.63	53.56	2.68
kanto-koshin	30.89	27.77	27.14	28.60	28.60	1.64
hokutiku	19.14	20.79	18.40	19.64	19.49	1.00
tohoku	10.85	9.41	10.92	11.09	10.57	0.78

（２）有意性の検定

本項では，前項により抽出された集中豪雨のアンサンブル情報の検定を行う．検定行う際に留意した点は，積雲対流スキームが違えば降水頻度に大きな差が出るため，違う積雲対流スキームのモデルを一つにした場合は分散が非常に大きくなる．そのため，有意性の検定に大きな影響が出ると考えられたため，本研究では，同じ積雲対流スキームのモデルのみで有意性の検定を行った．また，YS スキームでは，現在気候が 1 つのモデルしかないため有意性の検定には用いることができなかった．

以上を考慮して，本研究では，前期モデルの現在気候3アンサンブルメンバーと21世紀末気候シナリオ12アンサンブルメンバーで有意性の検定を地域ごとに行った．なお，前期モデルでは，総頻度にそれほどの差が見られなかった．Table 17に現在気候と21世紀末気候シナリオのアンサンブル平均値と分散示す．この情報を用いてT検定を行った結果をTable 18に示す．

現在気候と比較して 21 世紀末気候シナリオでは，全地域においてアンサンブル平均値と分散が増加していた．また，T 検定を行ったところ，全地域で棄却域を超えていたため有意な増加傾向であった．5kmRCM の 1 つの時系列データでは，九州地方と中国地方では有意な変化が見られなかったが，60kmAGCM アンサンブルの前期モデルを用いることで，有意性が見られた．

Table.17 The regional ensumble average and standard deviation of present and end of 21st century

	ensumble average		SD	
	present	end of 21st century	present	end of 21st century
kyusyu	20.740	42.966	2.923	6.351
shikoku	7.133	18.502	2.277	2.302
chugoku	14.457	26.743	2.199	3.964
kinki	6.570	29.630	0.575	2.883
tokai	11.043	32.898	1.410	4.389
kanto-koshin	3.090	16.683	0.265	1.546
hokutiku	5.417	17.663	0.225	2.528
tohoku	2.130	9.059	0.226	0.947

Table.18 The test statistic and rejection region

	Test statistic	Rejection region(99%)	Rejection region(95%)
kyusyu	7.888	2.65	1.771
shikoku	6.483	2.65	1.771
chugoku	6.266	2.65	1.771
kinki	24.035	2.65	1.771
tokai	13.189	2.65	1.771
kanto-koshin	27.061	2.65	1.771
hokutiku	15.731	2.65	1.771
tohoku	21.169	2.65	1.771

5.4 まとめと今後の課題

本章では，第 4 章で設定したパラメータを用いることで，60kmAGCM アンサンブルを統計的にダウンスケーリングし，5km スケールでの集中豪雨の抽出を行った．60kmAGCM アンサンブルでは，積雲対流スキームやその他の設定条件により降水量に差が出ることがわかったが，本研究手法では，降水量補正を正確に行えなかったため，全頻度を用いることで集中豪雨の将来変化を解析した．この 60kmAGCM アンサンブルの降水量補正手法は，今後の課題である．現在解析中であり，気候値（メッシュの平年降水量）の違い等を考慮する予定である．ただし，気候値と降水イベント時の最大降水量の関係は不明確であり，気候値が大きい場合でも，それは弱い長雨によるものである可能性も考えられるので，最大時間降水量も考慮する必要があると考えられる．また，60kmAGCM アンサンブルでは大気場の利用可能な情報がなかったため，60km_from_5km の情報を使わざるを得なかった．しかし，創生プログラムより出力されてくる 60kmAGCM アンサンブル情報では，大気場の細かい情報も含まれるため，さらに精度向上に繋がると考えられる．また，5kmRCM の力学的ダウンスケーリング元である 20kmAGCM も 5kmRCM と同様に 60km スケールにアップスケーリングし，第 4 章で行ったパラメータ設定を行うことで積雲対流スキームの違う 2 つのモデルからのパラメータを得ることができるため，60kmAGCM アンサンブルに適用する際にさらに幅を持たせることが可能であると考えられる．

本研究では，5kmRCMと60kmAGCMアンサンブル情報の限られたデータから，60kmAGCMアンサンブルを統計的にダウンスケーリングする手法を開発することで，集中豪雨の発生頻度のアンサンブル情報を作成する新たな手法の最初の土台となる研究であったが，課題となる点も多く今後改善していく必要がある．しかし，このような限られたデータしかない状況下でも，集中豪雨の発生頻度のアンサンブル情報が得られたことで，有意性の向上に繋がった．

6. 結論

第 1 章では，本研究の背景・目的及び本論文の構成を述べた．

第 2 章では，解像度の違う気候モデルの概要について述べた．また，各気候モデルを用いて，梅雨期の降水の将来変化の特徴について述べた．

第 3 章では，5km の領域気候モデルを用いて，目視により定性的に降水現象を確認することで，梅雨前線に伴う集中豪雨のみの抽出に成功した．その抽出結果の頻度解析を行ったところ，現在気候と比較して 21 世紀末気候シナリオでは，日本全体で集中豪雨の発生頻度が有意に増加しており，特に 7 月上旬と 8 月上旬において集中豪雨の発生頻度と 1 度に 3 つ以上の集中豪雨をもたらす気象擾乱の頻度の有意な増加傾向が見られた．また，地域別の頻度解析では，中日本や東日本において有意な増加傾向が見られた．有意な変化傾向は見られなかったが、頻度の多い九州地方を南北に分けて頻度解析を行ったところ，南北ともに 21 世紀末気候シナリオで頻度の増加が見られ，南部より北部で発生頻度が多く，特に北部では，7 月上旬において有意な増加傾向が見られた．さらに，新潟・福島豪雨のような日本海側での集中豪雨の発生頻度も解析したところ，特に 8 月上旬において増加傾向が見られた．

第 4 章では，まず，5kmRCM を 60km スケールにアップスケーリングし，それを用いることで，第 3 章で 5kmRCM を用いて抽出した集中豪雨事例の 60km スケールでの降水量別の頻度分布を求めた．この頻度分布が 60km スケールを 5km スケールにダウンスケーリングした場合の集中豪雨の真値とした．次に，60km スケールで定量的な降水量別頻度分布を作成した．この定量的頻度では，実際に 5km スケールで集中豪雨が発生した場合としなかった場合が含まれるため，地域ごとに大気場（相当温位の南北勾配と水蒸気フラックス）に閾値を設定し補正を行った．このときの補正された頻度と真値との差は定量的には除けない差であるので，この差（割合）をパラメータとし，地域ごとに設定することで，60km スケールの 5km スケールにダウンスケーリングした歳の集中豪雨の統計情報とした．

第5章では，まず，60kmAGCMアンサンブルでは，5kmRCMを60kmスケールにアップスケーリングした場合と比較して，降水量が少なくなることが考えられるので，60kmAGCMアンサンブルごとに降水量別の頻度分布作成し，比較を行った．結果として，積雲対流スキームにより，かなり差が出ることがわかった．本研究では，第4章で設定した降水量別頻度分布に従っているため，60kmAGCMアンサンブルの

降水量が60kmスケールの5kmRCMのどの降水量に属するにかは，頻度分布からでは求められない．そこで，全頻度を用いて，第4章で地域ごとに設定したパラメータを用いることで60kmAGCMアンサンブルを統計的にダウンスケーリングした．前期モデルを用いて，現在気候と21世紀末気候シナリオの地域別有意検定を行ったところ，全地域で95%以上有意な増加傾向が得られた．後期モデルは現在気候が1つのモデルしかなく，また，積雲対流スキームによるばらつきが大きいため有意性の検定は行えなかった．60kmAGCMアンサンブルを用いて，統計的にダウンスケーリングを行うことで，5kmRCMでは増加傾向の有意性が出なかった地域でも有意性が得られ，他地域においても有意性が得られたため，集中豪雨の増加傾向の有意性の向上となった．

参考文献

気象庁: 気象庁気候変動監視レポート 2007, 90pp., 2008.

21 世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 22 年度研究成果報告書, pp.50-56, 2011.

21 世気候変動予測革新プログラム: 21 世気候変動予測革新プログラム日本語 Brochure2012 版, 2012

中北英一・ 革新プログラム京大グループ: 我が国の災害環境への気候変動影響評価，土木学会安全問題研究論文集 Vol.5, 2010

21 世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 21 年度研究成果報告書, 198pp., 2010

山崎剛・岩崎俊樹: ダイナミックダウンスケールの課題と展望, *2008 年度秋季大会シンポジウム「地域の詳細な気象と気候の再現を目指して―ダイナミックダウンスケール技術の高度利用―」の報告*, pp.6-11, 2010

上田拓治: 44 の例題で学ぶ統計的検定と推定の解き方，オーム社, 210pp., 2000.

飯泉仁之直・西森基貴・石豪岡康史・横沢正幸:統計的ダウンスケーリングによる気候変化シナリオ作成入門，農業気象，66（2），pp131-143，2010.

Kusunoki, S, R, Mizuta and M, Matsueda.: Future changes in the East Asian rain band projected by global atmospheric models with 20-km and 60-km grid size, Climate Dynamics, 2011.

Kanada, S, M, Nakano and T, Kato.: Projection of Future Changes in precipitation and Vertical Structures of the Frontal Zone during the Baiu Season in the vicinity of Japan Using a 5-km-mesh Regional Climate Model, JMSJ, 2011.Sachie Kanada, Masuo Nakano and Teruyuki Kato: Climatological Characteristics of Daily Precipitation over Japan in the Kakushin Regional Climate Experiments Using a Non-Hydrostatic 5-km-Mesh Model: Comparison with an Outer Global 20-km-Mesh Atmospheric Climate Model, SOLA, Vol.6, pp.117-120, 2010.

IPCC: Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by Solomon, S., et al. Cambridge University Press, 996 pp., 2007

（論文受理日：2013 年 6 月 11 日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

田辺中島高潮観測塔における2012年夏季観測結果

Field Measurements at Tanabe-Nakashima Observation Tower in the Summer of 2012

馬場康之・久保輝広・内山雄介(1)・森信人

Yasuyuki BABA, Teruhiro KUBO, Yusuke UCHIYAMA(1) and Nobuhito MORI

(1) 神戸大学大学院 工学研究科 市民工学専攻

(1) Department of Civil Engineering, Kobe University

Synopsis

This paper shows some results of intensive field observations carried out in the summer seasons in 2012. The intensive field observations have been conducted at the observation tower of Shirahama Oceanographic Observatory (SOO), DPRI, Kyoto University. One of the aims of the observations is field data measurements to comprehend the vertical mixing process due to wind and wind wave. During the observations, one typhoon (TC17, Jelawat) hit the Kii peninsula and passed along the southern coast of Japan. In the observation, the vertical profiles of currents and water temperature have been measured as well as wind and wave conditions. The main results are as follows: Strong wind and high wave conditions have occurred when the typhoon hit the observation site. The water temperature felt down a few hours later the typhoons come close to the observation site. The observed results underline the needs for the continuous observation activities and multidimensional data analysis.

キーワード: 現地観測，台風，鉛直混合
Keywords: Typhoon, Field observation, Vertical mixing

1. はじめに

白浜海象観測所では，毎年夏に台風接近時の気象・海象データ計測を目的とした集中観測を実施している（例えば，森ら，2010；木原ら，2011；森ら，2011；馬場ら，2012）．2012年夏季の現地観測は，「高潮･波浪災害リスク軽減に向けた大気-海洋-地盤系における界面力学過程に関する現地調査 」（防災研究所・一般共同研究）の一部として実施されており，強風時の海洋表層における物理過程，特に鉛直混合に着目して，台風接近時の海水混合の観測を，気象・海象の観測と並行して行ったものである．

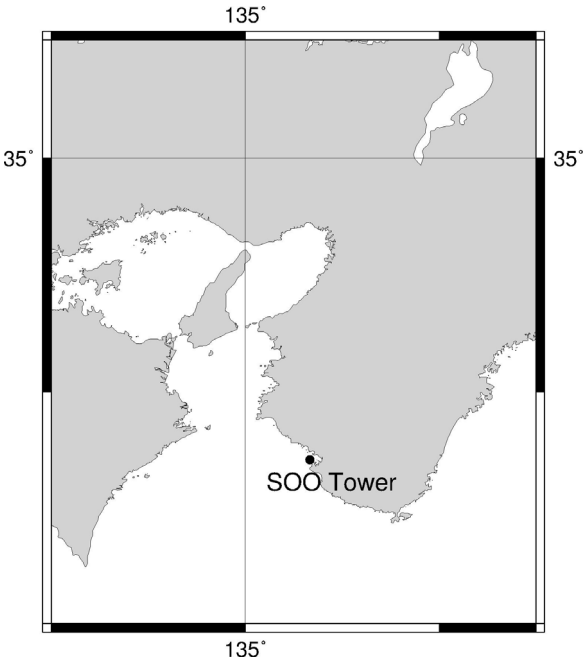
2. 現地観測の概要

白浜海象観測所・田辺中島高潮観測塔は和歌山県南部の田辺湾湾口部にあり，Fig. 1に示す観測機器を設置して，以下の項目についての計測を行った．

大気圧，気圧，比湿，風速，風向，波高，海面温度，水温，流速，流向

水温計測点（全14点）: 水深3m～10mまで1m間隔，水深15m，水深20m，水深25m，水深30m，ADCP計測地点

2012年の夏期集中観測は8/10～11/1の間実施された．2012年に紀伊半島付近に接近した台風のうち，



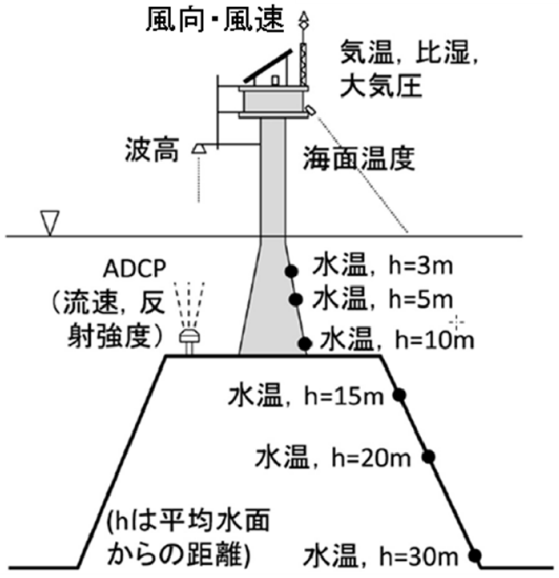
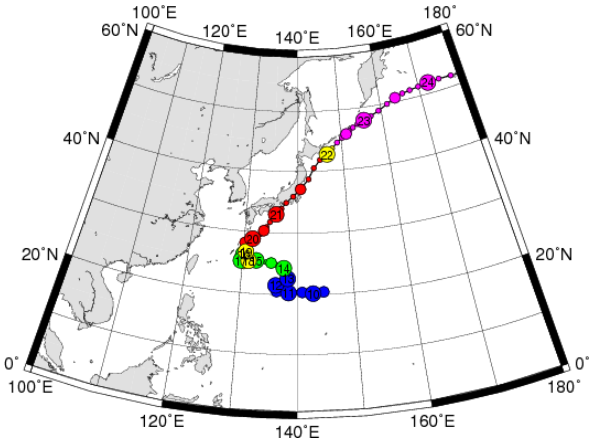


Fig. 1 Location of the observation tower and measurement set-up at observation tower

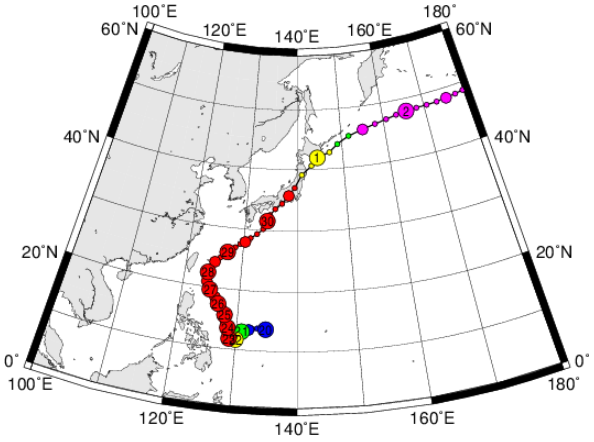
観測期間中に接近したものは1つ（台風17号, Jelawat）である．上記観測項目のうち，水温2点（水深25m, ADCP計測地点）は測器の動作不良のため欠測となった．

2.1 台風17号

Fig. 2は，台風17号および2011年の台風15号（Roke）の移動経路である．台風17号は日本の南海上で非常に強い勢力に発達した．その後，日本列島に沿うように，速度を速めつつ東へと移動した．日本付近の移動経路は，2011年の台風15号と似た経路を取っている．



(a) 2011/15 (Roke)



(b) 2012/17 (Jelawat)

Fig. 2 Track of typhoon
(from Digital Typhoon Data)

Fig. 3は，台風17号の移動速度と田辺中島高潮観測塔に対する角度の時間変化を示したものである．比較のため，2011年台風15号についても，同様の図を示している．図中，横軸は時間（日表示）を表しており，ゼロは台風の位置（気象庁，RSMC Best Track Data）と田辺中島高潮観測塔の距離が最小になった時点を示している．二つの台風の移動が似た傾向を持っていることが，Fig. 3からわかる．すなわち，観測塔への最接近後に速度を速めていること．紀伊半島の南を東進したため観測塔に対する角度の時間変化が似ていることの2点である．

なお，台風17号は観測塔への接近速度が2011年台風15号に比べてやや早い．また，Fig. 2から2011年台風15号は紀伊半島接近前に日本に近いところをゆっくりとした速度で移動しているのに対し，台風17号は日本から離れた場所で発達し，日本へ接近を始めた段階から移動速度を速めていることがわかる．

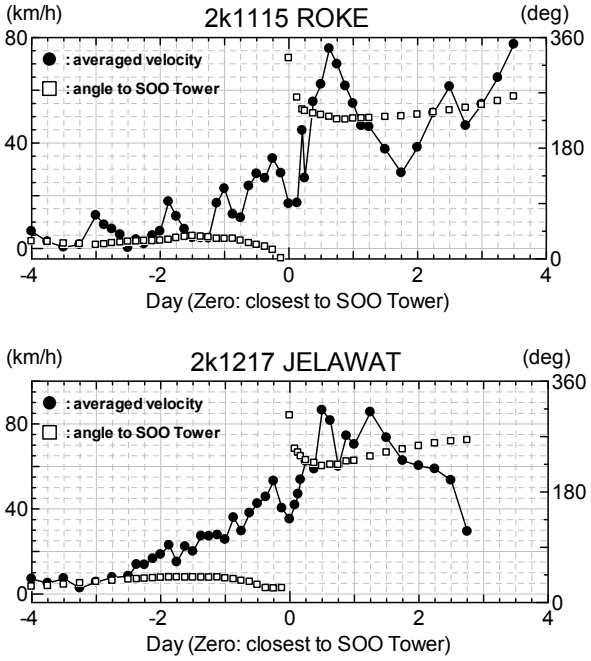


Fig. 3 Moving velocity of the typhoons and the angle to the observation tower of SOO

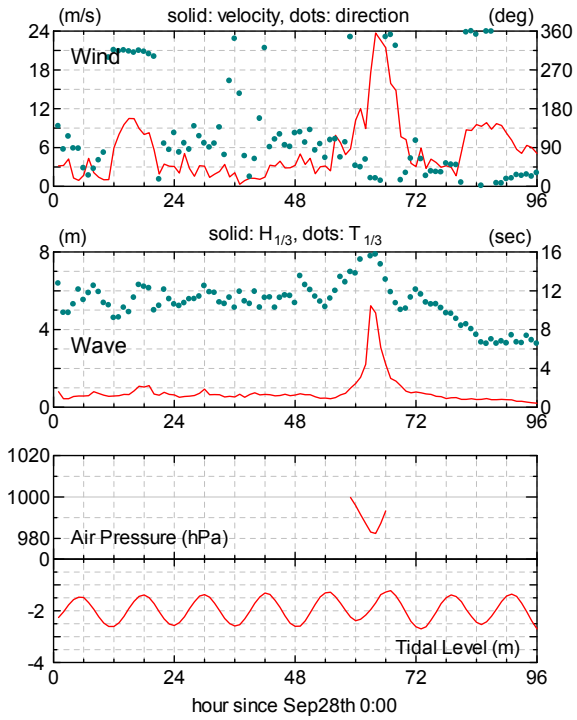


Fig. 4 Temporal variations of wind, wave, air pressure and tidal level (Typhoon 2012/17)

3. 観測結果

本章では，田辺中島高潮観測塔周辺で観測された結果について，気象・海象の結果，ADCPによる流動の結果，および水温計による水温分布の結果についてそれぞれ示す．

3.1 気象・海象の状況

Fig. 4は，田辺中島観測塔で計測された風速・風向，有義波高・有義波周期，気圧および潮位の時系列である．2012年の観測時は気圧計に不具合が発生しており，台風最接近に伴う気圧の低下が計測されている以外は欠測である．これらの観測データは，白浜海象観測所web上で公開されているデータであり，毎時の平均値を示している．

白浜海象観測所・観測データページ

http://www.dpri.kyoto-u.ac.jp/~rcfcd/frs/shirahama/data.php

計測結果は台風17号接近時の前後4日間の結果であり，観測塔付近における気圧が最低となる時期は，9/30の15～16時頃である．先に述べたように，台風17号は日本付近に接近してからの移動速度が早く，強風，高波浪の状況は台風最接近の時期のみに発生している．台風の接近前から，10秒を超える周期の波が観測されている．これは南海上に台風があるためで，2011年以前の観測においても台風接近前に10秒を超える周期の波の入射が確認されている（馬場ら，2012）．

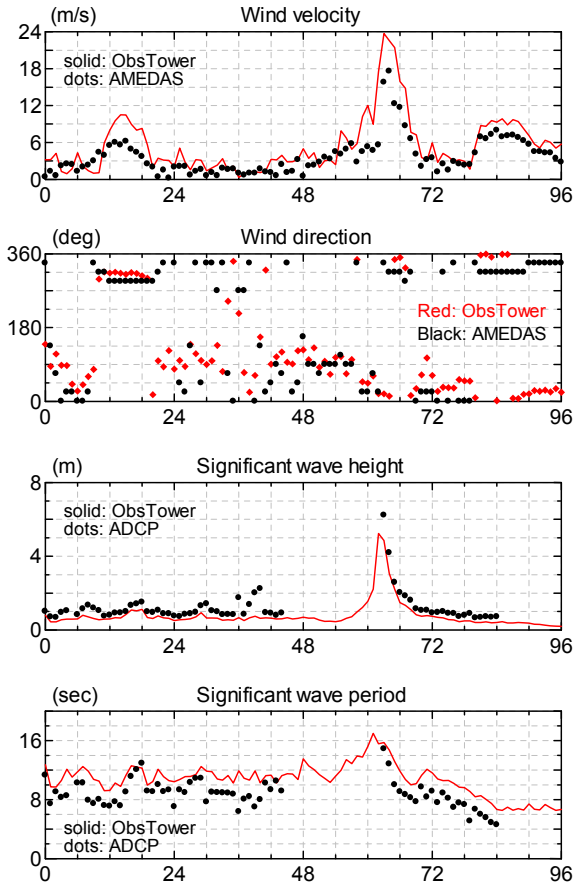


Fig. 5 Comparisons of measured results on wind and wave (Typhoon 2012/17)

Fig. 5は，観測塔での計測結果を，他の計測結果と比較したものである．風速・風向の比較には南紀白浜空港アメダスの時間データを，有義波高，有義波周期については，観測塔近くに設置されたADCPの計測結果を比較に用いた．ADCPのデータは台風接近前の半日間程度が欠測となっている．

いずれの比較においても，観測塔でのデータとアメダスおよびADCPのデータはほぼ同様の時間変化を持つことが確認される．強風時の風速，台風最接近時の有義波高などに計測結果の異なる部分が認められるが，風速，波高，周期については総じて良好に一致していることがわかる．風向については，風速の弱い時期の風向にやや違いがみられるが，風速がある程度大きい状況においてはほぼ同様に変化している様子が確認できる．

3.2　流速分布の時間変化

Fig. 1中のADCP（Acoustic Doppler Current Profiler）は，超音波を使って流速・流向の鉛直分布を計測することができる．本観測で用いている機器は流速と同時に波に関する観測（波高，周期，波向き等）も計測することができ，波のデータは先のFig. 5（観測塔データとの比較）で示した通りである．

Fig. 6は，台風17号接近前後の流速（東西成分，南北成分，鉛直成分）の時間変化を示したものである．Fig. 6内の赤い点はADCPで計測された水面位置であり，Fig. 5同様，台風接近前のADCPデータは欠測となっている．

台風が紀伊半島の南を東進する際，接近前は南寄り，接近後は北寄りの風が吹くことが多い．台風17号の場合は，Fig. 4から台風接近前は南東～東寄りの風向が卓越し，接近後は北寄りの風が増えていることがわかる．風速20m/sを超える強い風は北寄りで，数時間程度継続している．その強い北風によって発生した南向きの吹送流が捉えられている（Fig. 6b, 700hr付近）．台風17号接近時は，強風の継続時間が短く，接近前後の風速が弱かったために，吹送流の発達や流向・流速の明確な変化は確認できていない．

一方，2011年台風15号接近時は，台風接近前から風速10m/s程度の南風が1日程度連続し，台風の通過後には北寄りの風となり，風速10m/sを超える強風が2日程度連続した．その結果，台風の接近前には北向きの吹送流が，台風の接近後には南向きの吹送流が卓越する結果となり，台風の最接近を境に流向が急激に変わっている様子が確認できる（Fig. 7）．

台風が接近して波が高い状況になると，砕波，鉛直混合による気泡の混入が促進される（吉岡ら，2003）．その結果，ADCPの計測結果において本体から発信された音波の反射強度が増加する傾向がある．

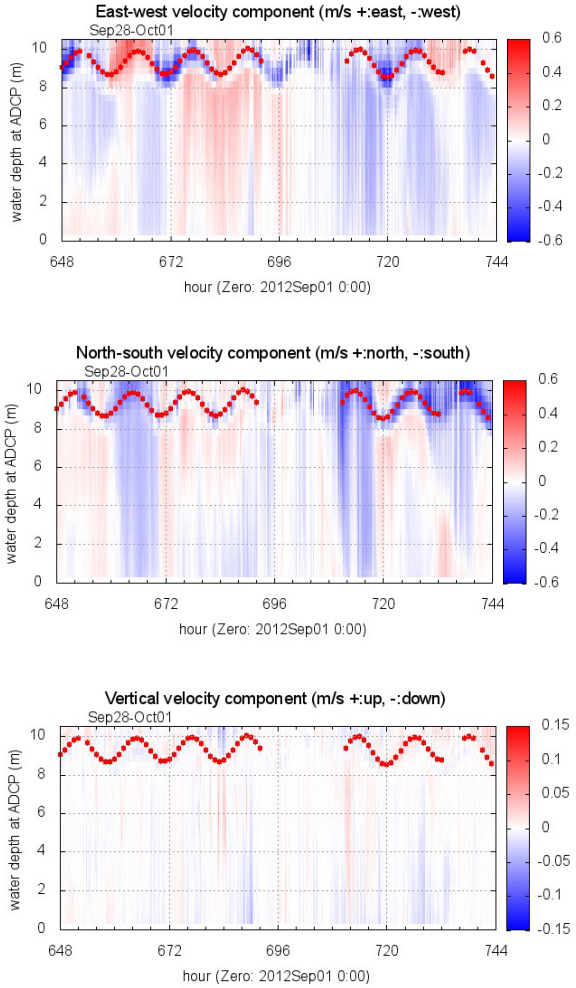


Fig. 6 Contours of velocity components measured by ADCP (Typhoon 2012/17)

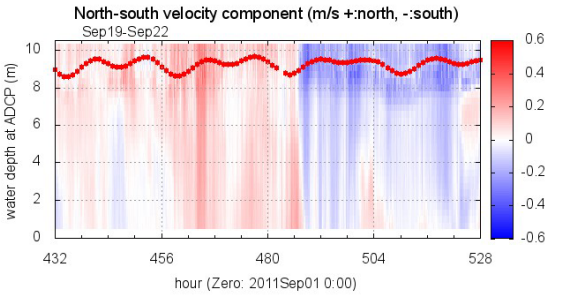
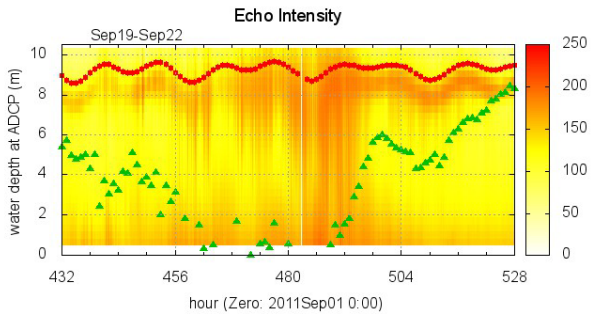


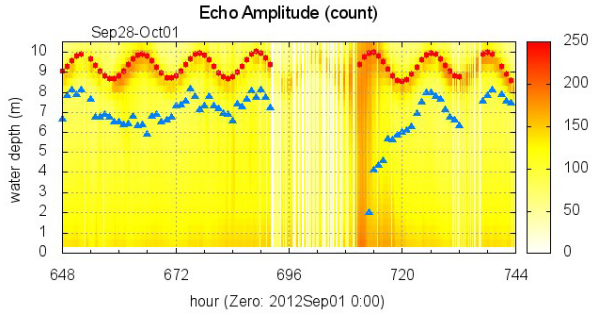
Fig. 7 Contours of north-south velocity component measured by ADCP (Typhoon 2011/15)

Fig. 8は，台風接近時の音波の反射強度の時系列を示したものである（縦軸：ADCPからの距離，赤点：海水面）．比較のため，2011年台風15号接近時の結果も合わせて示す．図中の三角印は，計測された有義波高の3倍に相当する水深の位置を示している．また，図中色の付いていない部分は欠測を意味している．

両方の計測結果において，台風最接近時を中心に，反射強度の高い部分がADCPの設置水深にまで達し



(a) 2011/15 (Roke)



(b) 2012/17 (Jelawat)

Fig. 8 Contours of echo intensity (including depth related to wave height)

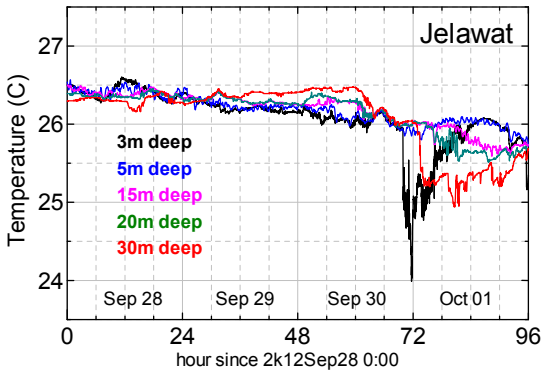


Fig. 9 Temporal variations of water temperature at SOO tower

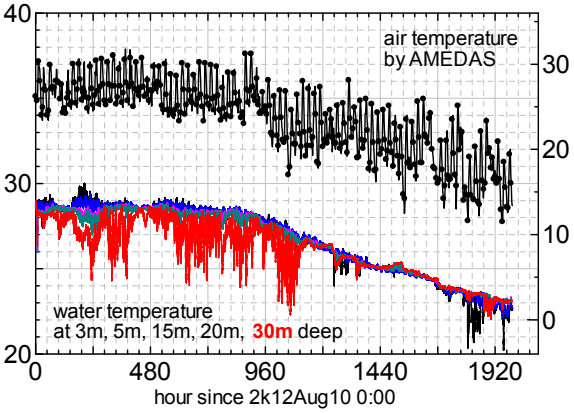


Fig. 10 Temporal variations of air temperature and water temperature at SOO tower

ている様子がわかる. 2009年の計測結果（森ら, 2010）では，台風最接近の前からうねりの砕波の影響と考えられる反射強度の増加が指摘されている．台風接近前から周期が長く，相対的に波高の大きな波が計測されていた2011年台風15号の場合，台風最接近の1日程度前から反射強度が計測範囲の半分程度にまで達する様子が見られる．一方，台風接近前の波高が小さく，風速も弱かった台風17号の観測結果では，反射強度が大きいのは台風最接近時に限られ，接近前後においては静穏期と同程度の状況であったことが確認できる．

3. 3　水温の時間変化

Fig. 9は台風17号接近前後の観測塔付近における水温の時間変化，Fig. 10は観測期間全体における海水温と気温（南紀白浜空港アメダス）の時系列を示したものである．

Fig. 9には水深の異なる5地点での水温の時間変化が示されている．台風17号接近前，水深約30mの田辺湾湾口付近の水温は，鉛直方向にほぼ一様の値になっていることがわかる．この状況はSTDによる水温の鉛直分布計測結果からも確認されている．観測塔付近の水温分布が鉛直方向に一様に近くなったのは，9/25付近（図中1100hr頃）以降である．この結果については，外海側との関係など，紀伊水道に対して開放性の湾であることによる影響を考慮した検討が必要である．

台風最接近時には，最も表層の計測点（水深3m）の水温が約2度程度低下している．これは，強風・高波浪条件下において，海水温よりも低い空気との混合の影響によるものと考えられる．Fig. 10に示すように，台風17号接近時（図中1250hr頃）には，気温（右軸）が低い時には20度程度まで下がっており，海水温（左軸）を下回る状況となっている．

Fig. 9において台風通過後に水深30mの水温が1度程度低下，水深20mの水温がわずかながら低下している様子が確認できる．これらの結果は表層での混合によるものとは考えにくく．湾外からの影響を含めた検討が必要である．

Fig. 11は水深10m以浅の水温変化，Fig. 12は台風通過前後の気温，海水面温度（放射温度計による）および水深3m地点の水温の時間変化を，海上風，波浪の時間変化と合わせて示したものである．

上述の通り，台風17号接近時には表層付近の海水温が2度程度低下している．その結果は，Fig. 11でも確認できる．表層の水温が低下しているのは，Fig. 11中72hr付近より少し早い時刻からであり，Fig. 12下段の水温の時間変化からも確認できる．しかしながら，

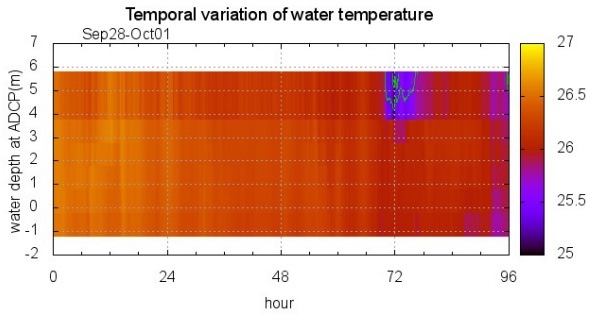


Fig. 11 Contours of water temperature (Typhoon 2012/17)

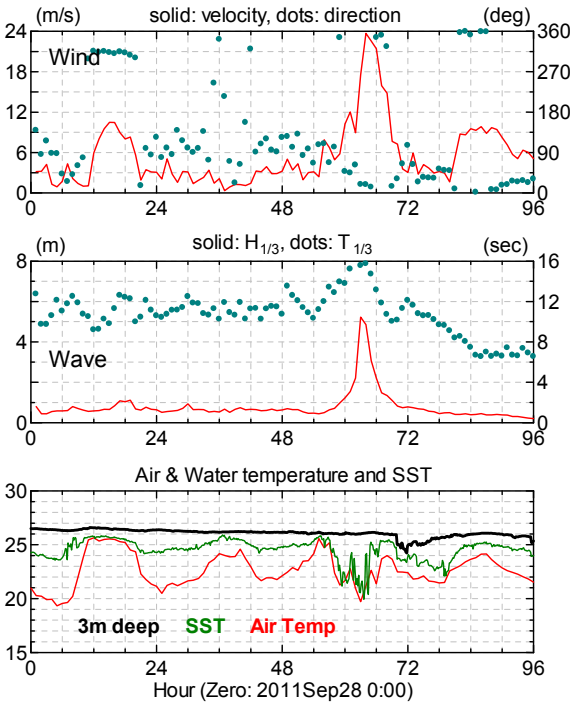


Fig. 12 Temporal variations of wind, wave and temperature (Typhoon 2012/17)

台風最接近に対応する強風・高波浪のタイミングからは数時間程度遅れて発生している．9月，10月に観測塔付近を台風が通過した際に，表層付近の水温が低下する状況は従来の観測においても確認されている．ただし，水温低下の程度や低下が発生するタイミングには差異があり，温度低下の原因が田辺湾内への河川水の流入の影響を受けている可能性も指摘されている（馬場ら，2012）．

4. まとめ

本報告は，2012年夏期に白浜海象観測所・田辺中島高潮観測塔周辺で実施された現地観測の結果について，その概要を示したものである．

2012年の観測では，台風17号が紀伊半島の南側を東進する際の現地データを収集することができた．台風17号は南海上で発達した後，日本の南海上を速い速度で移動した．台風接近時にはこれまでに観測された台風と同様に強風・高波浪が観測されたが，強風・高波浪の継続時間は短く，台風接近前後数時間程度に留まった．その結果，表層混合による気泡の混入など水中における音波の反射強度を示す値も，台風接近時のみ大きくなっている．

台風17号と同様の経路を取った2011年台風15号接近時には，周期の長い波（有義波高2m以上）が最接近の1日ほど前から入射し，音波の反射強度も増加する状況が観測されており，台風17号の状況とは大きく異なることが確認された．

また，2011年台風15号接近の前には南寄りの強風，通過後は北寄りの強風が連続したため，流速の観測結果は強風に対応した吹送流の発生を捉えており，台風の通過に伴って流向が逆転している様子が計測されているが，台風17号は台風最接近時の強風に対応した吹送流が計測されるだけに留まった．

2012年の観測では，表層付近（水深3m～10m）の水温を1m間隔で計測した．表層付近の水温は，台風最接近の数時間後に2度程度低下する様子が確認された．表層で水温が低下したのは水深5mまでで，水温の低下傾向は10時間程度継続した．台風の接近前後に観測される水温の低下は，台風最接近時に発生するばかりではなく，湾内への河川水の流入が影響する可能性も考えられる．台風17号の接近に伴う表層水温の低下は強風・高波浪による鉛直混合によるものと考えられるが，ほぼ同じタイミングで水深30mの水温も低下しており，水温の鉛直構造については田辺湾への湾外からの影響を含めた検討が必要である．

謝　辞

本研究は，防災研究所一般共同研究「高潮・波浪災害リスク軽減に向けた大気-海洋-地盤系における界面力学過程に関する現地調査 」（神戸大，防災研）の成果である．現地観測の実施にあたり，電力中央研究所の今村正裕氏，木原直人氏から水温計，放射温度計などのご提供を受けた．現地観測の実施ならびにデータの処理，検討にご協力いただいた各位に記して謝意を表する．

参考文献

気　象　庁　：　RSMC　Best　Track　Data　，http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/besttrack.html.

木原直人，中屋耕，坪野考樹，松山昌史，平口博丸，森信人，鈴木崇之，武藤裕則（2011）：うねりと発達中の風波が混在する湾内における大気・海洋間運動量輸送，土木学会論文集B2(海岸工学)，第67巻，pp.51-55.
木原直人，中屋耕，坪野考樹，松山昌史，平口博丸，大原信，森信人，鈴木崇之，武藤裕則（2011）：気象擾乱の数値予測精度向上のための研究(その2)－現地観測による沿岸域での大気・海洋運動量輸送に関する検討－，電力中央研究所報告，N11055.
デジタル台風：http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/.
馬場康之・久保輝広・森信人・木原直人（2012）：田辺中島高潮観測塔における2011年夏季台風接近時の現地観測結果，京都大学防災研究所年報，第55号B，pp.343-350.
森信人・鈴木崇之・木原直人（2010）：海洋表層鉛直混合におよぼす波浪の影響，京都大学防災研究所年報，第53号B，pp. 425-432.
森信人，田中悠祐，間瀬肇，鈴木崇之，木原直人（2011）：沿岸域における強風時の強鉛直混合についての数値実験，土木学会論文集B2(海岸工学)，第67巻，pp.321-325.
吉岡洋，松本昌幸，芹沢重厚，高山知司（2003）超音波反射強度から求めた砕波に伴う気泡連行特性，海岸工学論文集，第50巻，pp.116-120.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

河床変動特性を考慮した氾濫水の排水対策

Drainage Methods of Inundated Water Considering Bed Deformation Characteristics

竹林洋史・Sornthep Vannarat(1)・Saifhon Tomkratoke(1)

Hiroshi TAKEBAYASHI, Sornthep VANNARAT(1) and Saifhon TOMKRATOKE(1)

(1) タイ科学技術省国立科学技術開発庁電子コンピューター技術研究センター大規模数値解析研究室

(1) LSSR Lab., NECTEC, NSTDA, Ministry of Science and Technology, Thailand

Synopsis

Drainage problem of inundated water on the lower Chao Phraya River in Thailand is introduced. Furthermore, drainage methods of inundated water on low flat land areas have been discussed by use of horizontal two dimensional bed deformation analysis. Construction of shortcut channel in the fully developed meandering channel can decrease the water surface elevation in the upstream area of the shortcut channel. Furthermore, drainage of inundated water from the irrigation channel to main channel will increase, if the connection points between the main flow and irrigation channels are located along the inner bank. Furthermore, a groin at the upstream of the connection points between the main channel and irrigation channels can decrease the water surface level at the connection points between the main and irrigation channels. As a result, drainage discharge of inundated water from the irrigation channel to the main channel increases.

キーワード：氾濫，排水方法，低平地，蛇行流路，河床変動解析
Keywords: inundation, drainage method, low flat land area, meandering channel, bed deformation analysis

1. はじめに

タイ北部を中心に降り続いた雨により，2011年9月頃からチャオプラヤ川の流域を中心に，河川氾濫が発生した．また，多くの日系企業が浸水被害を被った．チャオプラヤ川下流域は，チャオプラヤ川が迂曲流路であるため，氾濫水の排水速度が非常に遅い．また，低平地であるため，チャオプラヤ川の水位が低下しても氾濫原からチャオプラヤ川への排水が遅く，浸水期間が長期におよぶこととなった．そのため，洪水を氾濫させないための検討とともに，氾濫した水を速やかに排水するため方法の確立も重要な課題となっている．そこで，本研究では，低平地における氾濫水の速やかな排水方法について，平面二次元河床変動解析により検討を行った．

2. チャオプラヤ川の概要と排水における問題点

2.1 チャオプラヤ川の概要

チャオプラヤ川の流域面積は約 160000km^2 であり，タイ全国土のおよそ 1/3 に相当する．流域には，タイの人口の約 40%が集中し，GNP の 60%が流域から生み出されている．流路長は約 1100km である．上流域は山岳部に位置しているが，下流域はデルタ地形となっている．河口から 200km～400 km の地域の

河床勾配は，1/4000～1/5000 程度であるが，河口から 200km ぐらいまでの最下流域の河床勾配は，1/10000～1/60000 となっており，河道縦断勾配は非常に緩やかである．バンコク付近におけるチャオプラヤ川の通水可能最大流量は約 3600m^3/s である．

2.2 氾濫流排水における問題点

チャオプラヤ川流域は稲作が盛んであり，氾濫原には多くの農業用水路がある．氾濫した水を海やチャオプラヤ川まで運ぶには，これらの農業用水路を利用することが考えられる．そこで，氾濫流排水に対する農業用水路の問題点について，まず紹介する．

Fig. 1 にバンコク北部に位置するランジット地区の地図を示す．図に示すように，多くの農業用水路がチャオプラヤ川に接続されている．これらの接続地点は，湾曲外岸側が多いことが分かる．これは，水位が高い湾曲外岸側の方が，農業用水路の主目的である取水のために有効であるためと考えられる．しかし，後述するように，取水を主に行う平水時は，湾曲内岸側と外岸側の水位差は非常に小さく，一方洪水中は，湾曲部の内岸と外岸で水位差が大きくなり，水位が低くなる湾曲内岸側に農業用水路とチャオプラヤ川のとの接続地点が存在する方が，本川水位低下時における氾濫流の本川への排水流量を大きくすることができる．

チャオプラヤ川下流域の農業用水路には他にも問題点がある，Fig. 2 に示すように，農業用水路には多くのゲートが設置されている．これらのゲートは，各断面に 1 つずつ設置されており，ゲートの開口幅は 4m 程度である．つまり，用水路の幅が数 10m あるにもかかわらず，ゲート断面での水路幅がわずか 4m であるため，大流量を流すことができない．これは，これらの用水路が農業用水の確保のために設置されているためであり，氾濫流を速やかに排水することは想定されていないためである．また，**図-3** に海岸付近に設置された高架型水路を示す．この水路は，上流からの水を海に排水するために，ポンプで 14m 揚水し，道路の上を高架させているものである．このような施設は，農地への塩水の進入を抑制するための対策の一つとのことである．しかし，氾濫流排水の視点で見ると，排水能力がポンプによって規定されており，上流域の水位が上昇しても排水流量は増加せず，滞留することとなる．また，ポンプに不具合が発生すると全く排水できない状態となる．

農業用水路からチャオプラヤ川に排水するには，チャオプラヤ川の水位が低くなくてはならない．農業用水路からチャオプラヤ川への排水がスムーズに進み，チャオプラヤ川の流量が増え，チャオプラヤ川の水位が上昇して氾濫原から排水出来ない状況となると本末転倒である．そこで，チャオプラヤ川の



Fig. 1 Irrigation canals connecting to Chao Phraya River (Rnagsit area Thailand, Google Map)

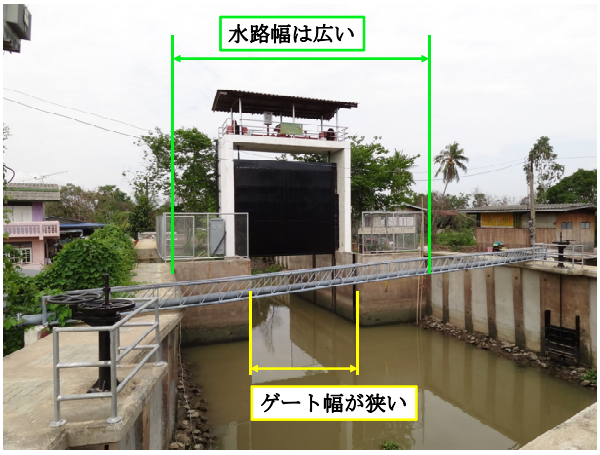
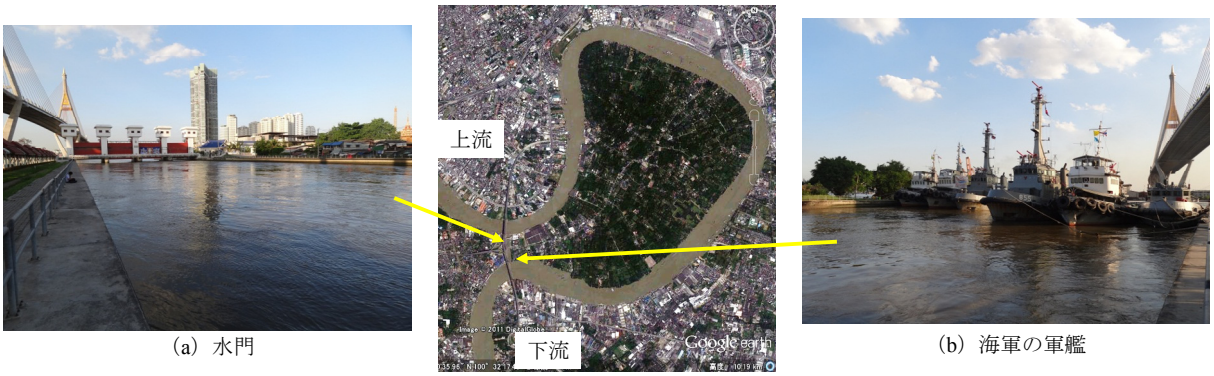


Fig. 2 Gate in the irrigation canal



Fig. 3 Elevated canals near coastal area



（a）水門　　（b）海軍の軍艦

Fig. 4 Fully developed meandering channel and shortcut channel

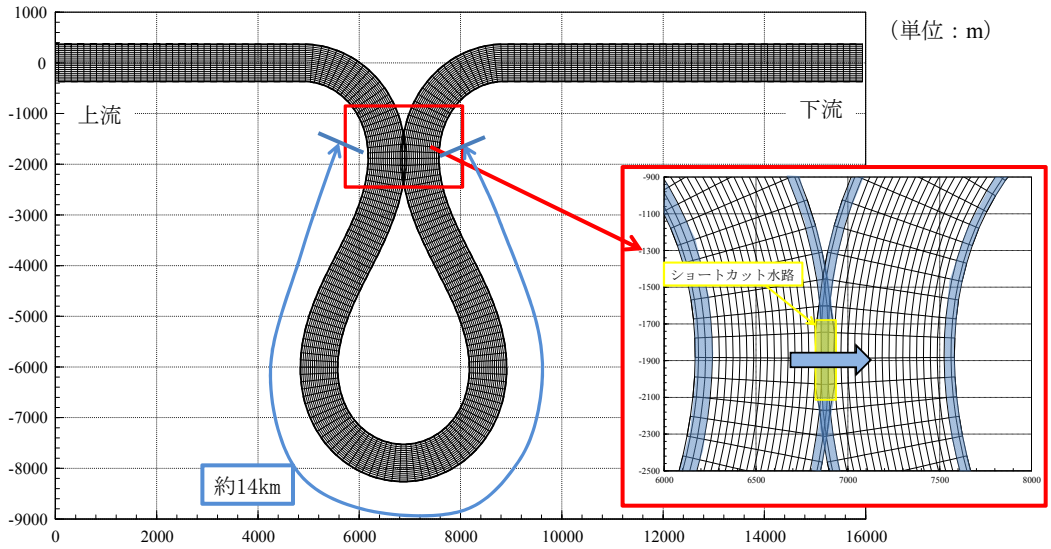


Fig. 5 Numerical grids for Case 1

水の海への排水についても同時に考える必要がある．Fig. 4 にバンコク周辺のチャオプラヤ川の衛星写真を示す．図に示すように，チャオプラヤ川は迂曲した河川であり，洪水流の河道内滞留時間が非常に長い特性がある．なお，Fig. 4 に示した迂曲流路には，ショートカット水路が存在する．開削されているショートカット水路は，わずかな水位差を利用した発電用水路であり，幅が約 70m と洪水流を排水するには不十分である．そのため，2011 年の洪水中は，Fig. 4（b）に示すように，海軍の軍艦がショートカット水路に横に複数並び，軍艦同士を固定し，下流に向かってスクリューを回して，少しでも洪水流を速やかに海に流そうとする試みが行われていた．

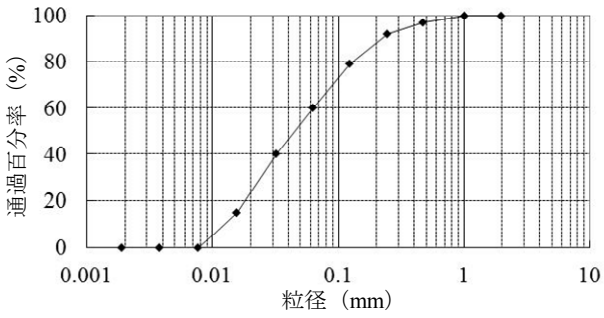


Fig. 6 Size distribution of bed material

3.　解析方法と解析条件

3.1　解析の目的

２章で紹介したように，チャオプラヤ川下流域は，ショートカット水路や多くの農業用水路が存在するが，氾濫水を速やかに排水できるような構造とはなっていない．そこで，排水問題として以下の二つの課題を想定して検討した．一つは，氾濫原から蛇行流路であるチャオプラヤ川への速やかな排水である．もう一つは，迂曲流路における下流への速やかな排水である．氾濫原から蛇行流路への排水については，農業用水路と蛇行流路の接続地点の違いが排水流量に与える影響を検討するとともに，接続地点に水制を設置することによって排水能力がどの程度向上するかを検討した．迂曲流路における速やかな排水方法については，ショートカット水路による排水能力の向上がショートカット水路周辺の河床変動によってどのような影響を受けるかを検討した．

Table 1 Hydraulic conditions and calculated water discharge in irrigations

	Shortcut channel	Irrigation canal	Groin	Water discharge of main channel (m^3/s)	Water discharge of canal (m^3/s)
Case 1-1	Yes	—	—	3500	—
Case 1-2	No	—	—	3500	—
Case 2-1	—	No	No	3500	—
Case 2-2	—	No	No	500	—
Case 2-3	—	Upstream inner bank	No	3500	119
Case 2-4	—	Upstream outer bank	No	3500	-49
Case 2-5	—	Downstream inner bank	No	3500	84
Case 2-6	—	Downstream outer bank	No	3500	-122
Case 2-7	—	Upstream inner bank	No	3500	159

3.2 解析方法

解析は，一般座標系による平面二次元の河床変動解析により行った（竹林, 2005）. 河床近傍の流速は，水深平均流速の流線の曲率を用いて算定し（Shimizu and Itakura，1991），二次流強度の係数は 7 を用いた（Engelund, 1974）. 河床材料は混合砂として扱った. 流砂形態は，掃流砂と浮遊砂を考慮した．掃流砂量は修正された芦田・道上式（芦田・道上，1972，Liu，1991，Kovacs. and Parker，1994）[4)~6)]を用いた．浮遊砂の河床からの浮上量は Lane&Kalinske の式（Lane and Kalinske，1941）で算定し，水深平均浮遊砂濃度の輸送方程式を解き，浮遊砂の非平衡性を考慮した.

3.3 解析条件

解析は 2 種類の河道形状に対して実施した．Table 1 に解析条件と解析結果の一部を示す.

Case1 は迂曲流路に設置したショートカット水路の影響を検討したものである. Fig. 5 に解析格子を示す．河道平面線形は Sine-generated curve の 1 波長を有しており，最大蛇行角 117 度である．解析格子の両岸 3 メッシュは氾濫原を想定しており，流路幅は約 600m である．蛇行域の流路長は約 14km であり，短絡によって約 0.5km 程度となる．本川の河道縦断勾配は 1/10000 とした．初期の流路内の横断形状は矩形としている．上流からの給水流量は $3500m^3/s$，下流端の水深は 7m とした．Fig. 6 に河床材料の粒度分布を示す．河床材料は，現地調査をもとに決定しており，平均粒径は 0.1mm である．河床材料の粒径階は 7 粒径階とした．Fig. 5 に示すように，ショートカット水路の領域は，迂曲上流域の氾濫原と迂曲下流域の氾濫原の格子を重ねており，本川に対して縦断方向 3 メッシュ（ショートカット水路の横断方向 3 メッシュ）がショートカット水路となっている．Case1-1 は，ショートカット水路無しの解析であり，Case1-2 は，ショートカット水路を考慮した解析である.

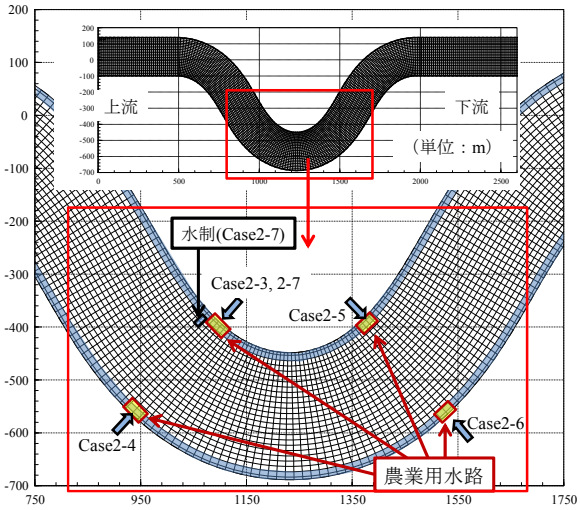


Fig. 7 Numerical grids for Case 2

Case2 は Case1 よりも蛇行度の小さい蛇行流路を想定したものであり，バンコク北部のランジット地区周辺のチャオプラヤ川の河道諸量を参考に河道形状等を決定している. Case2 は，農業用水路と蛇行流路の接続地点の違いが排水流量に与える影響を検討するとともに，接続地点に水制を設置することによって排水能力がどの程度向上するかを検討する. Fig. 7 に解析格子を示す．河道平面線形は Sine-generated curve の 1 波長を有しており，最大蛇行角 60 度である. Case2 も Case1 と同様に，横断方向に解析格子の両岸 3 メッシュは氾濫原を想定しており，流路幅は約 200m である. 氾濫原と解析区間外との水の流入・流出量は認めているが，本解析では実質的にゼロであった．本川の河道縦断勾配も Case1 と同様に 1/10000 とした. 初期の流路内の横断形状は矩形とし，本川及び農業用水路の河床面からの氾濫原の高さは，本川において $3500m^3/s$ 通水時の等流条件で氾濫しないように 15m としている．上流からの給水流量は $3500m^3/s$ 及び $500m^3/s$ とし，下流端の水深は等流水深とした．河床材料の粒度分布は Case1 と同一であ

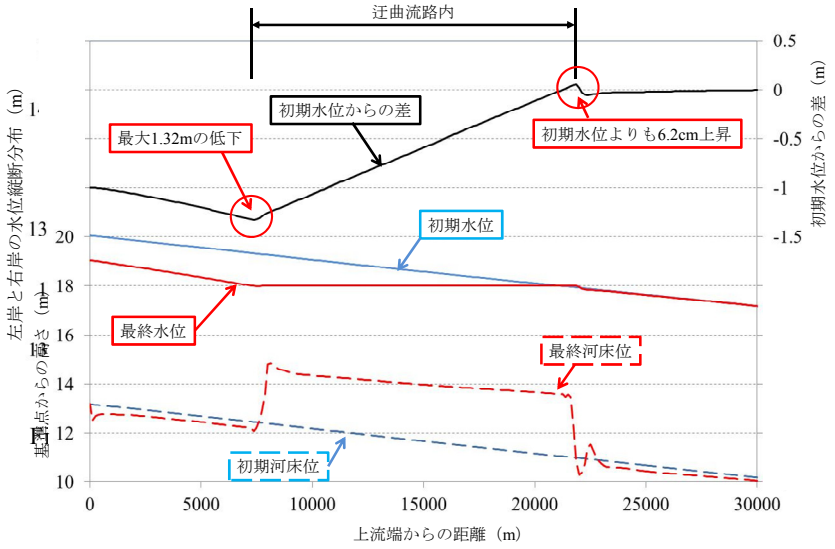


Fig. 8 Longitudinal distribution of water surface level, bed level and difference of water surface level between initial and 6 hr in Case 1.

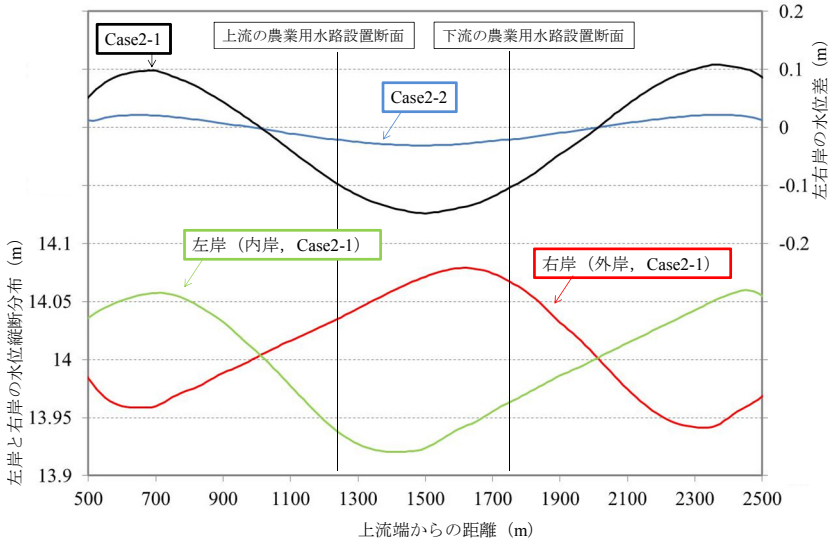


Fig. 9 Longitudinal distribution of water surface level

る．

Fig. 7に示すように，湾曲内岸の上流域と下流域，湾曲外岸の上流域と下流域に農業用水路を設置している．農業用水路の幅は約35mである．農業用水路内設置断面の解析格子の両岸（農業用水路上流端）においては，横断方向（農業用水路から見ると流下方向）の流速を境界付近の水位差より計算している．つまり，本川の水位が農業用水路よりも低いときは，農業用水路から本川に水が流れ，本川の水位が農業用水路よりも高いときは，本川から農業用水路に水が流れる．農業用水路上流端の水位は，氾濫原よりも1m低いとした．なお，氾濫原及び農業用水路内は，初期条件で固定床扱いとしており，土砂は堆積するが，河床は浸食しない条件となっている．Case2-1は農業用水路を無視した解析である．Case2-2は，小流量時の左右岸の水位差を調べたものである．Case2-3

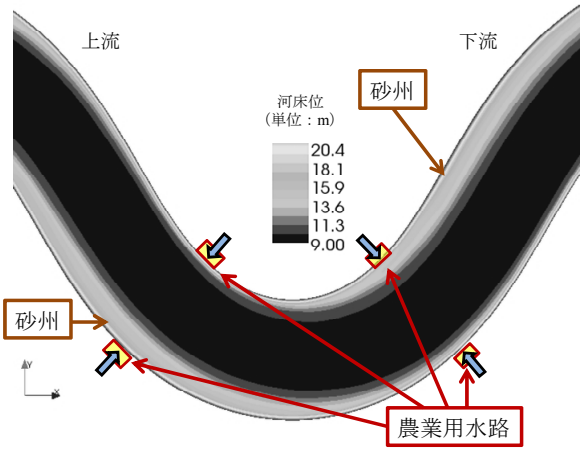


Fig. 10 Bars formed in meandering channel (Case 2)

は湾曲内岸の上流域，Case2-4は湾曲外岸の上流域，Case2-5は湾曲内岸の上流域，Case2-6は湾曲外岸の下

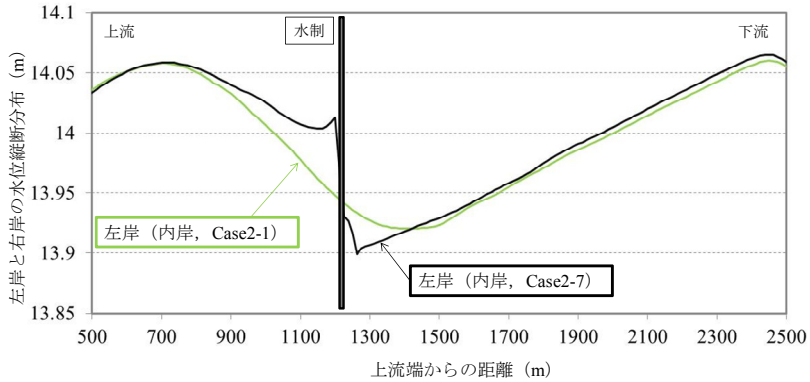


Fig. 11 Decrease in water surface level at downstream of groin (Case 2-7)

流域に，それぞれ，農業用水路を設置したものである．Case2-7は，湾曲内岸の上流域に農業用水路を設置するとともに，Fig. 7に示すように，農業用水路と本川との接続地点上流域に非越流直角水制を設置したものである．

4. 結果と考察

4.1 迂曲流路に設置したショートカット水路の影響

Fig. 8にCase1-1とCase1-2の本川に沿った断面平均の水位及び河床位の縦断分布を示す．図より，ショートカット水路を設置することにより，ショートカット水路上流域の水位が約1.32m下がっており，ショートカット水路上流域の速やかな排水に効果を発揮することが分かる．一方，ショートカット水路下流域は，ショートカット水路設置前よりも水位が6.2cm高くなっており，氾濫の危険度がわずかに上昇する．ショートカット水路については水位低下のみが注目されることが多いが，わずかであっても下流域において水位が上昇することは認識しておく必要があると思われる．また，本川内の河床位も時間とともに上昇し，河積が時間的に減っていく．その結果，上流からの流量のほとんどがショートカット水路内を流れるようになる．

4.2 農業用水路と蛇行流路の接続地点の違いが排水流量に与える影響

Fig. 9にCase2-1とCase2-2の流路内岸及び外岸に沿った水位の縦断分布を示す．図より，洪水時には右岸と左岸の水位差が最大で15cm程度であるが，小流量時は約3cm程度で非常に小さく，平水時の取水には内岸と外岸で大きな違いが無いことが分かる．

Table 1にはCase2-3～Case2-7の農業用水路の流量も併記している．農業用水路から本川に水が排水される時の流量を正，本川から農業用水路に水が流れる流量を負とした．Table 1に示すように，Case2-3～Case2-6の流量を比較すると，湾曲内岸の上流域の流量が最も大きく，次に湾曲内岸の下流域となっていることが分かる．湾曲外岸の2つの農業用水路は，排水ができておらず，本川から農業用水路に水が流れ込んでいる．本川から農業用水路への流量は，水衝部に位置する湾曲外岸の下流域で大きくなっていることが分かる．これらの結果は，Fig. 9に示すように，本川の湾曲外岸では水位が高く，湾曲内岸では水位が低いためである．また，同じ湾曲内岸でも上流域の方が下流域よりも排水流量が大きい．これは，Fig. 10に示すように，下流域は蛇行スケールでの砂州が形成されているためであり，農業用水路内に土砂が堆積したためである．

次に，湾曲内の上流域に設置された農業用水路からの排水流量をさらに多くする方法を考える．Table 1に示すように，非越流直角水制を設置すると，農業用水路の排水流量が増えることが分かる．Fig. 11にCase2-1とCase2-7の流路内岸に沿った水位の縦断分布を示す．図に示すように，Case2-7では，水制下流域で水位が大きく低下しており，水制は農業用水路の排水流量の増加に大きく寄与していることが分かる．また，水制下流域は，本川から見ると窪地であるにもかかわらず，浮遊砂等が堆積しない．これは，農業用水路上流域から本川へ向かって水が流れており，農業用水路と本川との接続点付近において，土砂の堆積を抑制するためである．このように，農業用水路と本川との接続地点上流に水制を設置するという非常に簡易な方法で，農業用水路の排水能力を向上させることができる．

5. 結果と考察

タイ・チャオプラヤ川下流域における洪水氾濫水の排水問題について紹介するとともに，低平地における氾濫水の速やかな排水方法について，平面二次元河床変動解析により検討を行った．得られた成果をまとめると，以下のようである．

1) チャオプラヤ川の下流域の低平地の氾濫原には多くの農業用水路が設置されている．これらの農業用水路は灌漑目的であり，洪水で氾濫した水を排水するための機能は十分ではない．
2) チャオプラヤ川下流域には多くの迂曲流路があり，これらの流路にショートカット水路を建設することにより，ショートカット水路上流域の排水能力は向上する．しかし，ショートカット水路の設置により，ショートカット水路下流域は，ショートカット水路設置前よりも水位がわずかであるが高くなり，注意が必要である．
3) 農業用水路と本川との接続地点は，本川の水位が低く，砂州が形成されない湾曲内岸の上流域に設置すると，農業用水路の排水流量が大きくなる．
4) 農業用水路と本川との接続地点上流に水制を設置すると，農業用水路と本川との接続地点の水位がさらに下がり，農業用水路の排水流量が多くなる．また，農業用水路から本川への流れのため，水制下流域には土砂があまり堆積しない．

謝　辞

本研究はJST・戦略的国際科学技術協力推進事業・タイ水害関連研究を対象とした「国際緊急共同研究・調査支援プログラム（J-RAPID）」（研究代表者：竹林洋史）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（1972）：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，pp.59-69.

竹林洋史（2005）：河川中・下流域の河道地形，ながれ，第 24 巻，第 1 号, pp. 27-36.

B. Y. Liu（1991）： Study on Sediment Transport and Bed Evolution in Compound Channels. Thesis presented to Kyoto University.

Engelund, F.（1974）： Flow and bed topography in channel bends. Jour. of Hy. Div. ASCE, Vol. 100, No. HY11.

Kovacs, A. and Parker, G.（1994）： A new vectorial bedload formulation and its application to the time evolution of straight river channels. J. Fluid Mech. Vol. 267, pp. 153-183.

Lane, E. W. and Kalinske, A. A.（1941）： Engineering calculation of suspended sediment, Trans. A.G.U., Vol. 22.

Shimizu,Y. and Itakura,T.（1991）： Calculation of flow and bed deformation with a general non-orthogonal coordinate system, Proc. of 26th IAHR Congress, Madrid, Spain, C-2, pp.41-48.

（論文受理日：2013 年 6 月 11 日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

レーダ雨量を用いた流出シミュレーションと桜島における土石流発生渓流への適用

Application of X-band Radar and Runoff Model to Debris Flow Frequently Occurred Creeks in Sakurajima Island

宮田秀介・藤田正治

Shusuke MIYATA, Masaharu FUJITA

Synopsis

To examine effects of spatial distributions of rainfall on local occurrence of debris flow and flash flood, we observed stream discharge by interval cameras and conducted hydrological simulations with X-band rainfall radar data in four catchments in Sakurajima Island. Hydrological processes were simulated for two rainfall data; rainfall data in downstream areas (Case 1) and upstream areas (Case 2) of each catchment was applied for whole area of the catchments. Debris flows generally occurred when very strong rainfall intensity was observed in upstream areas of the study catchments. Simulated stream discharges of Case 2 were more consistent with occurrence of debris flows than those of Case 1. The simulation results also suggested that concentrations of overland flow into gullies were essential for occurrences of debris flow.

キーワード：土石流，火山灰，降雨分布，流出モデル
Keywords: debris flow, volcanic ash, rainfall distribution, hydrological model

1. はじめに

土石流などの土砂災害やフラッシュフラッドによる災害は，渓流ごとに発生・非発生がはっきりと分かれる現象である．地上雨量計による観測網では，最も重要な入力である降雨量を渓流ごと正確に把握することは難しい．そのため，従来の観測データのみでは，発生素過程の解明や発生に寄与する要因の抽出などは困難である．

近年，国土交通省や気象庁などによりレーダ雨量観測網が整備されつつある．特にXバンドMPレーダは空間分解能250m，時間分解能1分と時空間的に非常に細かいデータを得ることができる．XバンドMPレーダのデータを用いることで，渓流ごとの土石流発生に及ぼす降雨の空間分布について検討することができると考えられる．

鹿児島県の桜島火山は南岳山頂火口に引き続き南岳東山腹の昭和火口における噴火活動が活発化している（井口，2012）．2009年以降の年間火山灰放出量は400万トン以上であり，火山灰で山腹が覆われることで浸透能が低下し，不安定な噴火堆積物が多く流域内に存在するため土石流が頻発している．桜島火山の上空を監視することを目的として，桜島全島を観測範囲に含むようにXバンドMPレーダが配備されている．そこで，本研究では山地渓流降雨－流出モデルにXバンドMPレーダの観測データを適用することで，鹿児島県桜島の土石流頻発渓流の流出過程における降雨分布の寄与を検討することを試みた．

2. 対象流域の概要および観測項目

桜島の土石流が頻発する渓流を対象として現地観測および数値シミュレーションを行った．桜島は中心部に火山が位置しており，桜島火山を源流とする19渓流が海に流下している．本研究では土石流が頻発することで知られる野尻川，持木川，第二古里川，

有村川の4流域を対象とした（**Fig. 1**）．国土交通省大隅河川国道事務所によって集計された野尻川，持木川，第二古里川，有村川における2002～2011年の土石流発生回数はそれぞれ78，24，2，27回であり，非常に発生頻度が高い河川である．

降雨に対する流出および土石流発生を観測するために，各流域の下流部においてインターバルカメラを設置した（Fig. 1）．インターバルカメラによる撮影は砂防ダムや流路工などを含むことで，流下断面を容易に読み取れるようにした．撮影は2分間隔にて行った．インターバルカメラでは夜間は明瞭な画像が撮影できなかった．そこで，国土交通省大隅河川国道事務所発表の土石流発生に関する資料を用いることで，観測期間中の各河川における土石流発生を補完した．

降雨の空間分布が流出に及ぼす影響を検討するために，XバンドMPレーダによる雨量観測結果（以下，レーダ雨量とする）を用いた．雨量観測の空間分解能は250m（Fig. 2），時間分解能は1分である．土石流発生源である上流域およびインターバルカメラによる観測を行った下流域における代表点を選定し（Fig. 2），時系列雨量データを解析に用いた．

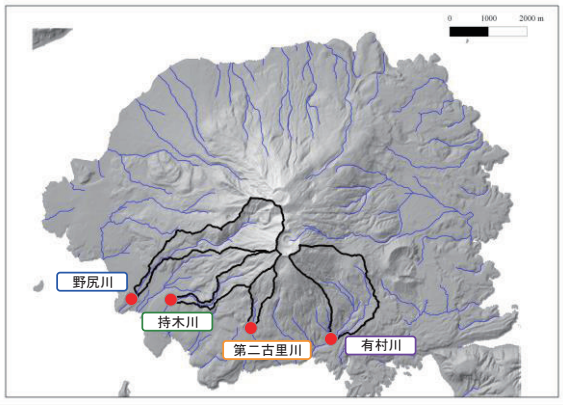


Fig. 1 Map of study catchments in Sakurajima Island, Kagoshima.

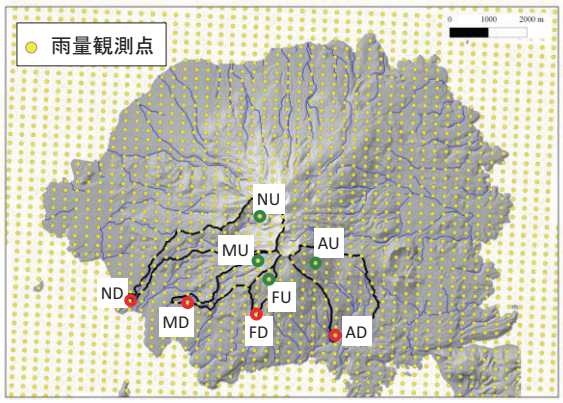


Fig. 2 Rainfall observation mesh of X-band MP radar and representative meshes of upstream and downstream reaches in the four study catchments.

3. 流出モデルの概要および計算条件

流出過程における降雨分布の寄与を検討するために分布型の降雨－流出モデルを用いて対象流域の流出解析を行った．本モデルは，流域を斜面部と河道部に分割し，降雨を入力データとして斜面部の解析を行い，斜面部末端からの流出を河道部の入力データとしてシミュレーションを行うものである．本研究では，国土地理院により公表されている10mメッシュ標高データからGISを用いて対象流域を斜面部と河道部に分割した．斜面部は10×10mメッシュに分割し，各メッシュが表層の火山灰層と土層からなる土塊と考え，基本要素とする（**Fig. 3**）．各要素に供給された降雨は，火山灰層および土層の飽和水帯をただちに変化させると仮定し，不飽和浸透および不飽和側方流については考慮していない．火山灰層への浸透能および火山灰層から土層への鉛直浸透速度は，定数とした（Table 1）．

各要素の火山灰層および土層からの側方流出Qsはそれぞれ下のダルシー則により求めた．

$$Q_s = WhK\cos\theta\sin\theta \qquad (1)$$

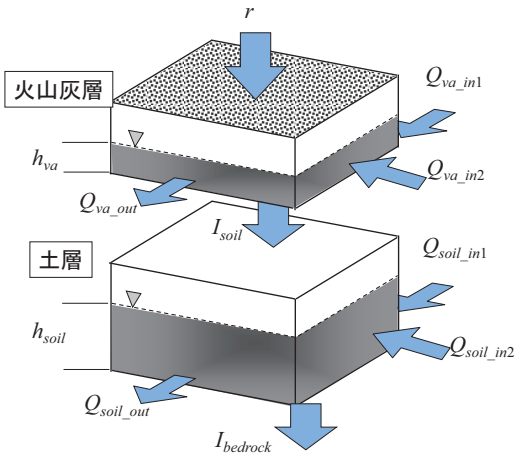


Fig. 3 Schematic illustration of hydrological simulation at a mesh of slope segment.

Table 1 Parameters used in simulation of slope segment

Parameter		Value	Unit
dt_1	Time step in slope segment	2.0	sec
D_{va}	Thickness of volcanic ash layer	0.15	m
D_s	Thickness of soil layer	1.5	m
λ_{va}	Porosity of volcanic ash layer	0.5	-
λ_s	Porosity of soil layer	0.4	-
K_{va}	Saturated hydraulic conductivity of volcanic ash layer	3.6	mm/h
K_s	Saturated hydraulic conductivity of soil layer	360.0	mm/h
I_{va}	Infiltration rate into volcanic ash layer	3.6	mm/h
I_s	Infiltration rate into soil layer	360.0	mm/h
I_b	Infiltration rate into deep layer	1.0	mm/h
n_1	Manning's roughness coefficient (slope)	0.7	$m^{-1/3}$ s

Table 2 Parameters used in simulation of stream segment

Parameter		Value	Unit
dt_2	Time step in a stream segment	0.5	sec
n_2	Manning's roughness coefficient (stream)	0.08	$m^{-1/3}$ s
α	Coefficient of artificial viscosity	0.2	

ここで，W：要素の1辺の長さ，h：飽和帯水深，K：火山灰層もしくは土層の飽和透水係数，θ：流下方向の斜面勾配である．火山灰層の飽和帯水位が地表面まで到達した場合および降雨強度が浸透能を上回った場合には表面流が発生するとした．表面流は下のマニング式により算出した．

$$Q_{OF} = W\frac{\sqrt{i}}{n_1}h_{OF}^{5/3} \qquad (2)$$

ここで，i：動水勾配，n_1：斜面部の粗度係数，h_{OF}：表面流水深である．要素からのこれらの流出は，最急勾配方向の隣接要素にすべて流下するとし，各要素・層の流入量と流出量の収支から飽和帯水深を求めた．河川部と隣接する要素からの流出は，河川への流入量として河道部の計算に受け渡した．火山灰の浸透能および飽和透水係数などは桜島における既往研究（春山ら, 1977）を参考に決定した（Table 1）．

河道部は，一次元不定流として河川流出量を計算した．連続式および運動量式は以下の通りである．

$$\frac{\partial A}{\partial t}+\frac{\partial Q}{\partial x}=Q_{in} \qquad (3)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t}+\frac{\partial UQ}{\partial x}+gA\frac{\partial z}{\partial x}=-gA\frac{\tau}{\rho gR} \qquad (4)$$

ここで，A：流水断面積，Q：流量，Q_{in}：斜面からの側方流入，U：断面平均流速，g：重力加速度，z：基準面からの水位，τ：河床面に作用するせん断応力，ρ：水の密度，R：径深である．底面せん断応力についてはマニング則を用いた．

$$\frac{\tau}{\rho}=\frac{gn_2U|U|}{R^{1/3}} \qquad (5)$$

ここで，n_2：河川のマニングの粗度係数である．用いた諸定数の値を**Table 2**に示す．これらの基礎式について，人工粘性を考慮したMacCormack法によって差分化した．支流との合流点では，支流からの流入量を斜面部からの流入と同様に横流入として扱った．

上流域における降雨の集中が土石流発生および流出に及ぼす影響を検討するために，異なる降雨を与えた２条件について流出シミュレーションを行った．Case 1は土石流の被害を受ける範囲である下流域における代表地点の降雨を流域全体に与えた．一般的な山地渓流では下流域のみで地上雨量が観測されている．桜島においては南岳山頂火口および昭和火口の半径2 kmは立ち入り禁止区域となっているため，上流域における地上雨量を観測することができず，雨量計は中流～下流部にのみ整備されている．Case 1

	6/12	6/15	6/21	6/24	7/7	7/12	7/19	8/1	8/11	8/23	9/11
野尻川	○	○	○	○	○	○		○	○	○	○
持木川		○	○		○	○	○	○	○	○	
第二古里川		○				○				○	
有村川		○	○		○	○		○		○	

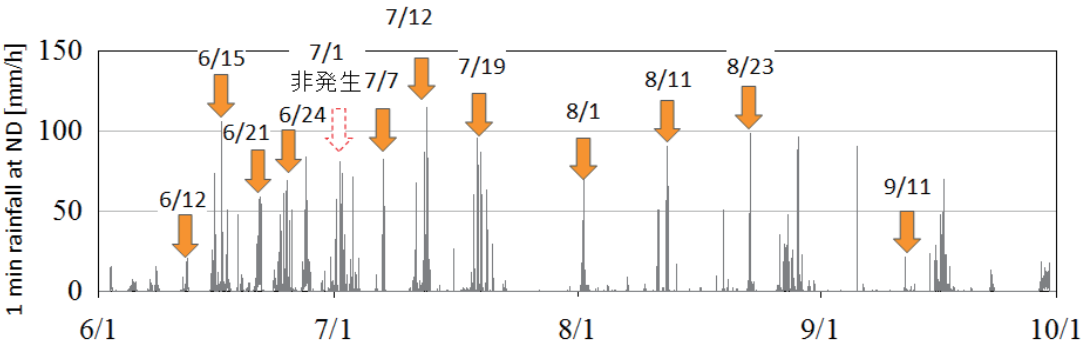


Fig. 4 Occurrences of debris flow from Jun to September 2012. Arrows indicate occurrence(s) of debris flow in the study catchments.

におけるシミュレーション結果は，レーダ雨量が使えない場合に入手できる雨量データから予測される河川流出量を意味する．一方Case 2では，土石流発生源である上流域の代表地点の降雨を流域全体に与えた．計算期間は2012年6月1日～7月15日である．

4. 結果と考察

4.1 土石流の発生

Fig. 4に2012年6～9月の野尻川下流（ND）におけるレーダ雨量および土石流の発生について示す．また，現地観測を行った４河川における土石流発生状況を表３に示す．１分間雨量が50 mm/hを超えるような強い降雨強度が観測された際に土石流の発生が確認された．ただし，6月12日のように低降雨強度にも関わらず土石流が発生した事例や，7月1日のように強い降雨においても土石流が発生しなかった事例もみられた．

第二古里川を除いた３河川において土石流が発生した7月7日の河川の様子をFig. 5-8に示す．いずれの河川においても，土石流は河川内を流下し，物的人的な被害は発生していない．また，いずれの河川も無降雨期間には河川流量が０であり，降雨に伴って急激に流出量が増加した．野尻川では10:44に水位が最大となり，約0.4mであった．疋田ら（1985）などの過去の観測例と同様に流出ピークは1度ではなく，土石流のサージと見られる間欠的な大きな流出がみられた．持木川では降雨に伴う流出が発生したものの，観測地点においては流路全幅で流下するまでに至らなかった．第二古里川では，土石流として認知されていないものの，降雨にともなって流出が発生していた．有村川においても降雨にともなった流出が観測された．土石流の発生は各河川上流部に位置するワイヤセンサーによって検知されており，



Fig. 5 Stream flow of Nojiri River in July 7, 2012



Fig. 6 Stream flow of Mochiki River in July 7, 2012



Fig. 8 Stream flow of Arimura River in July 7, 2012



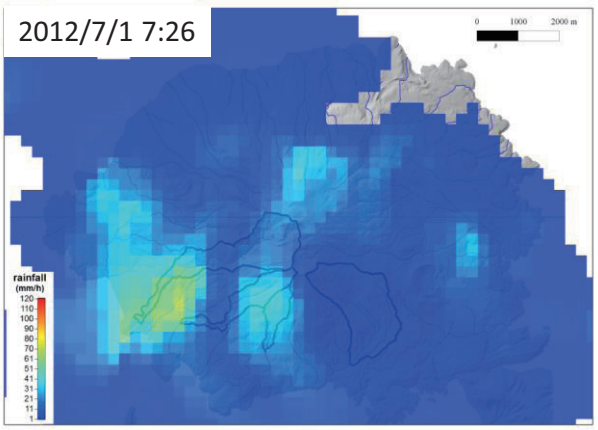
Fig. 7 Stream flow ofFurusato River in July 7, 2012

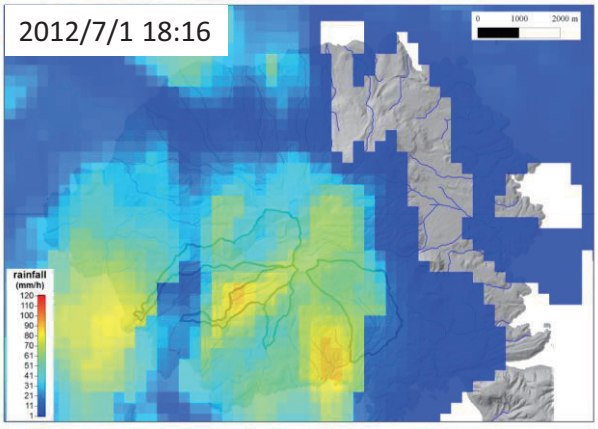
持木川および有村川ではワイヤセンサーより下流において一部の河川水が河床へと浸透したと考えられる．第二古里川では，観測位置の直上流にワイヤセンサーが設置されているが，水位がセンサー高（約60cm）まで上昇しなかったと考えられる．

4.2　降雨の空間分布

野尻川下流（ND）において50mm/hを超える1分間雨量が観測されたにも関わらず土石流が発生しなかった7月1日の降雨イベントについて降雨分布を**Fig. 9**に示す．降雨イベントを通じて，各河川の上流域よりも下流域において降雨強度が強い傾向が見られた．各河川の上流域では，1分間降雨強度が最大50 mm/h程度であった．

土石流が発生した7月12日の降雨イベントにおける降雨分布をFig. 10に示す．野尻川では7月1日18:35に土石流発生が検知されたが，その直前に100 mm/hを超える降雨の雨域が野尻川上流域に集中していた．同様に，持木川，第二古里川，有村川においても上流域において非常に強い降雨が観測された．





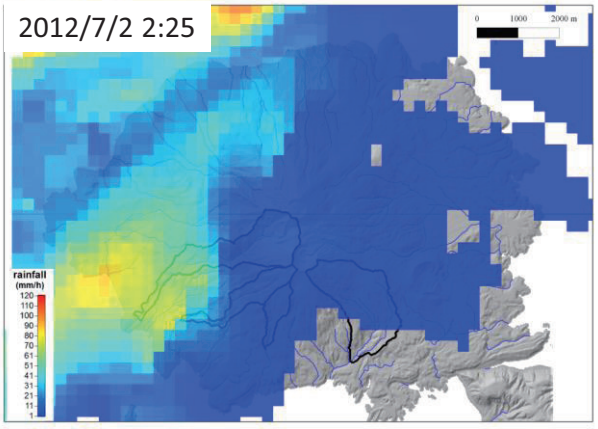
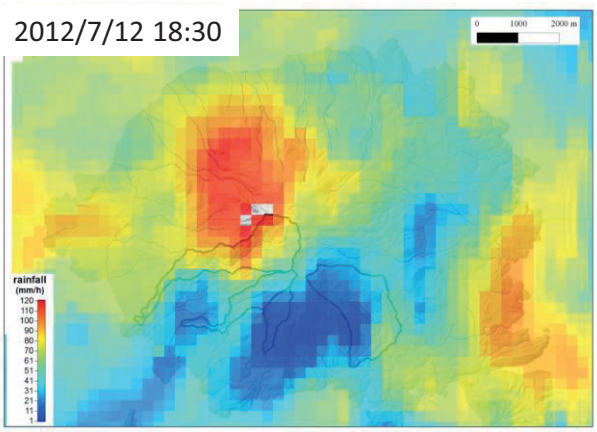
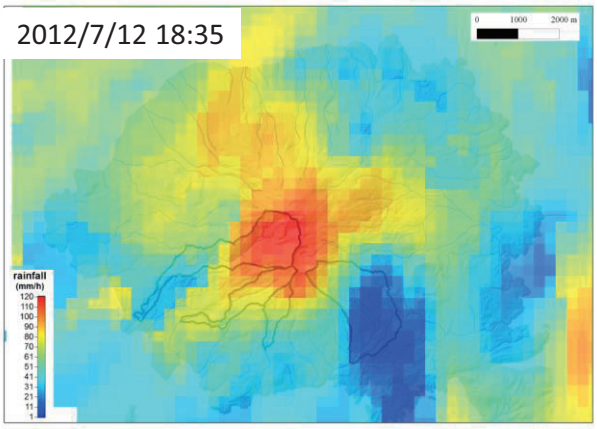


Fig. 9 Spatial distribution of rainfall in July 1-2, 2012





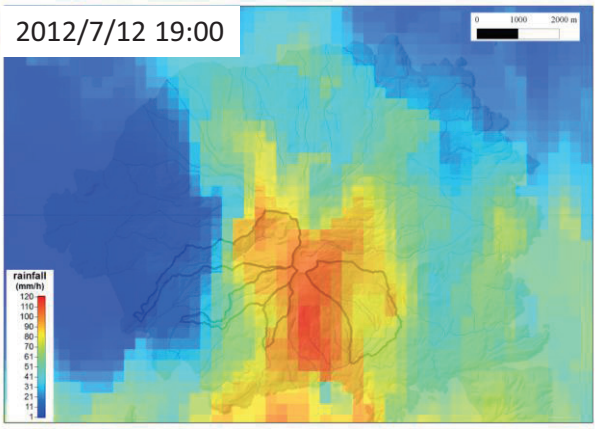


Fig. 10 Spatial distribution of rainfall in July 12, 2012

4.3　降雨の偏在が流出に与える影響

野尻川，持木川，第二古里川，有村川における河川流出量のシミュレーション結果をFig. 11-14に示す．野尻川，持木川，有村川では土石流が発生したイベントにおいてピーク流出量が大きい傾向となり，流出現象を定性的には再現できていると考えられる．また，降雨強度の大きいにも関わらず土石流が発生しなかった7月1日において，河川流出量の計算値は小さかった．これは降雨前に斜面土層内が乾燥していた（飽和帯水位が低い）ためであり，本シミュレーションは流域の状態をよく再現していると考えられた．ただし，第二古里川は集水面積が小さいために河川流出量が小さく，河川流出量の再現性がよくなかった．

一般的に地上雨量計が設置される下流域における雨量を流域全体に適用したCase 1に比べて上流域の代表地点の降雨を適用したCase 2では，河川流出量の変動が土石流発生・非発生とより調和的であった．

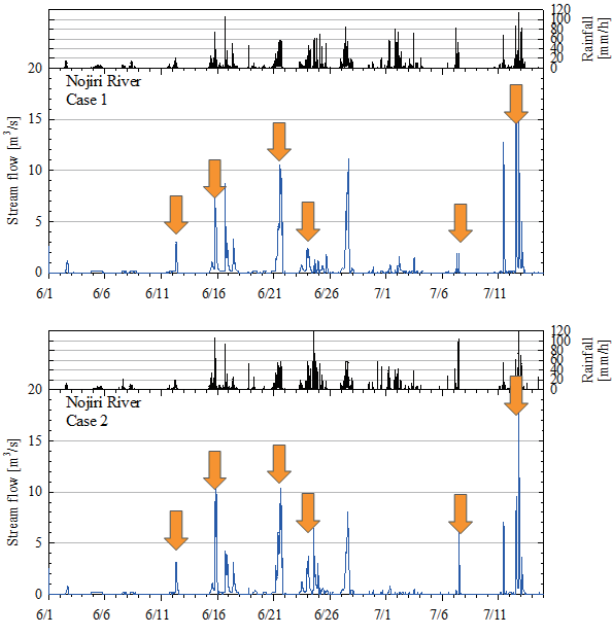


Fig. 11 Simulation results of stream discharge at the downstream end of Nojiri River. Arrows indicate observed time of debris flow.

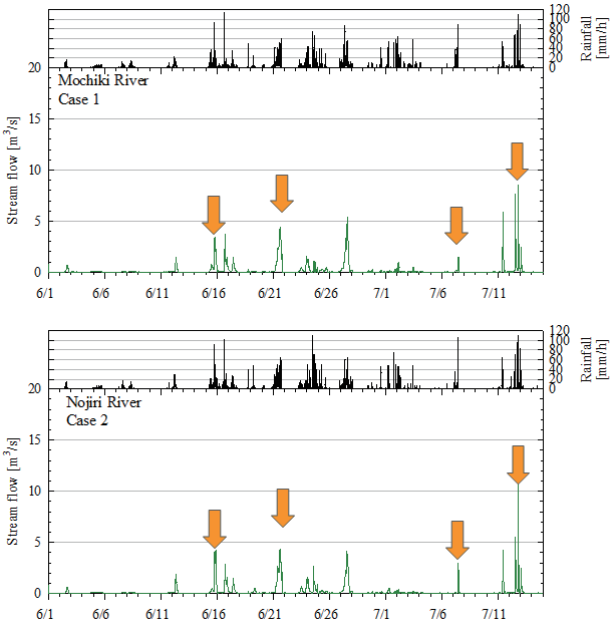


Fig. 12 Simulation results of stream discharge at the downstream end of Mochiki River. Arrows indicate observed time of debris flow.

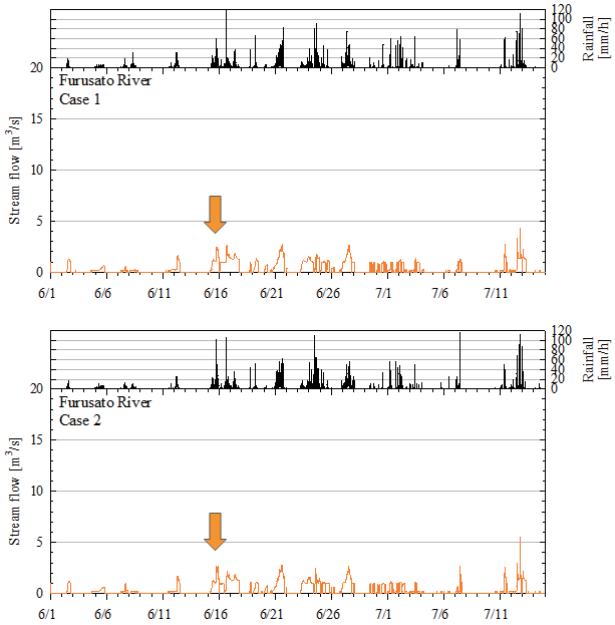


Fig. 13 Simulation results of stream discharge at the downstream end of Furusato River. Arrows indicate observed time of debris flow.

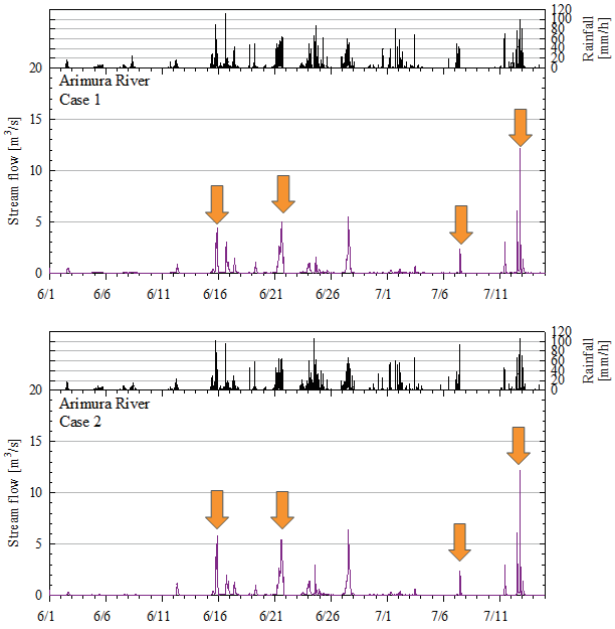


Fig. 14 Simulation results of stream discharge at the downstream end of Arimura River. Arrows indicate observed time of debris flow.

例えば，野尻川において6月16日に土石流が検知されなかったが，Case 1ではピーク流出量が8.7 m3/sと前日に土石流が検知された際の流出量よりも大きくなった．一方，Case 2では，6月16日のピーク流出量は4.2 m3/sであり，土石流が発生した前日のピーク流出量10.3 m3/sよりも小さく求められた．このように，土石流の発生源の雨量を適用することで，土石流の発生に関わる河川流出量を適切に表現できると考えられた．

6月27日はいずれの河川においても土石流が発生

しなかったが，Case 1およびCase 2ともにピーク流出量が大きく計算された．反対に，6月12日には野尻川において4 m3/s以下の比較的小さい流量と見積もられたにも関わらず，実際には土石流が発生した．6月12日の土石流は約2か月ぶりの発生事例であり，発生源に不安定土砂である噴火堆積物が多く堆積していたと考えられる．もしくは厚く堆積した火山灰による浸透能の低下が顕著であった可能性もある．このように，土石流の発生には流出量の大小だけでなく，噴火堆積物の堆積状況も重要であると考えられる．

4.4　土石流発生に寄与する斜面からの流出

土石流非発生イベントである7月1日および土石流が発生した7月7日における流出ピーク時の表面流水深分布をFig. 15に示す．土石流発生および非発生時の流域内の流出について比較すると，土石流が非発生の7月1日では表面流が発生していたが，その水深は0.05 m以下であり，発生場所も流域内の一部に限られていた．一方，土石流が発生した7月7日のイベントでは流域の全域で表面流が発生し，河川部に接続する谷地形（ガリ）において表面流が集中していた．このように，表面流が斜面部だけでなく谷地形まで連続することが，土石流を発生させるような大きな河川流出量に寄与することが示された．

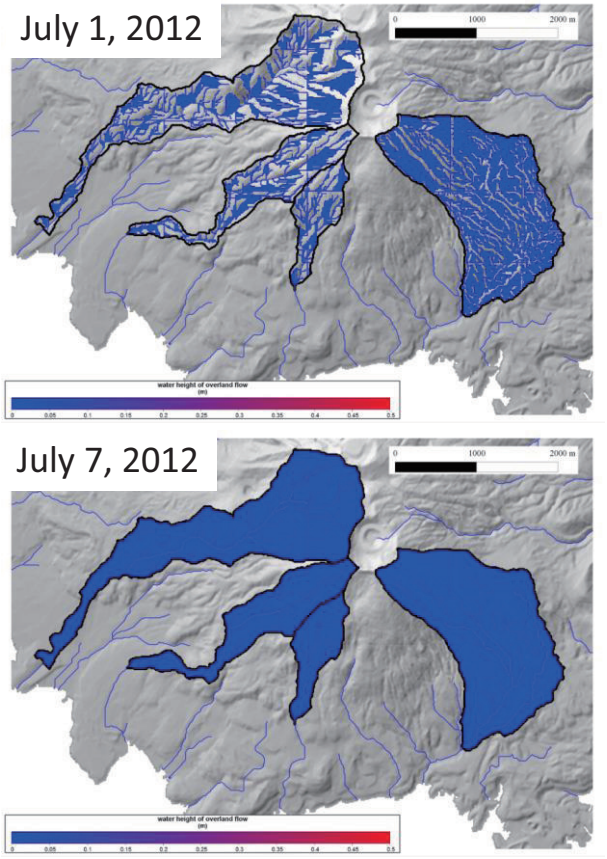


Fig. 15 Simulation results of water heights of overland flow in July 1, 2012 and July 7 2012.

5.　まとめ

土石流頻発渓流の流出過程における降雨分布の寄与を検討することを目的として，鹿児島県桜島において現地観測を行い，さらにXバンドMPレーダの雨量観測データを山地渓流降雨－流出モデルに適用し，流出シミュレーションを行った．現地観測より，いずれの河川も無降雨期間は流水がなく，降雨に伴って，急激に流出量が増加し，降雨終了後すみやかに減衰していた．レーダ雨量観測結果より，土石流の発生・非発生は各渓流の発生源である上流域における降雨強度が非常に重要であることが示された．

一般的に地上雨量計が設置される下流域における雨量を流域全体に適用したCase 1における流出量シミュレーション結果に比べて，上流域の代表地点の降雨を適用したCase 2でのシミュレーション結果は土石流発生イベントで河川ピーク流出量がより大きくなり，非発生イベントではピーク流出量が小さく，土石流の発生予測などにおいて上流域の降雨データを用いることの重要性が示された．ただし，降雨および河川流出量シミュレーション結果だけでは説明できない土石流発生イベントもあり，火山灰の堆積状況などについて考慮する必要がある．近年，XバンドMPレーダにより降下火山灰予測において重要なパラメータである噴煙柱高や火山灰濃度を測定できる事例が示されており，これらを取り入れることで，河川ごとの土石流発生予測の精度が大きく向上する可能性がある．

参考文献

井口正人（2012）：桜島における火山灰放出量予測に関する研究，京都大学防災研究所年報，Vol. 55B，pp. 169-175

春山元寿，下川悦郎，井上利昭（1977）：桜島火山灰砂の物理的諸性質，鹿児島大学農学部演習林報告，Vol. 5，pp. 65-92

疋田誠，溜池博文，松枝修治，椿東一郎（1985）：土石流における転波列の特性，第29 回水理講演会論文集，Vol.29，pp.543-548

安田成夫，梶谷義雄，國友優（2012）：XバンドMPレーダによる浮遊火山灰計測の試み，京都大学防災研究所年報，Vol. 55B，pp. 1-8

（論文受理日：2013年6月7日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

山地流域における定量的な掃流砂量計測

Quantitative Observation of Bed-load in Mountainous Streams by Hydrophones

堤大三・野中理伸(1)・水山高久(2)・志田正雄・市田児太朗・宮田秀介・藤田正治

Daizo TSUTSUMI, Michinobu NONAKA(1), Takahisa MIZUYAMA(2), Masao SHIDA, Kotaro ICHIDA, Shusuke MIYATA and Masaharu FUJITA

（1）株式会社ハイドロテック
（2）京都大学大学院農学研究科

(1) HydroTech. Co.
(2) Graduate School of Agriculture, Kyoto University

Synopsis

During several sediment movement events, relationship between hydrophone acoustic energy versus bed load measured by pit sampler was obtained. From the relationship between acoustic energy measured by hydrophone and bed load measured by pit sampler, simple calibration curve was obtained, and continuous quantitative monitoring of bed load has become roughly possible. Four streams, Kurodani, Shiramizudani, Warudani and Hirudani, branch off from main stream of the Ashiaraidani. At upstream of each branching points, pipe hydrophones are installed and acoustic energy have been monitored for several years, similar to the main stream of Ashiaraidani. By applying the simple calibration curve obtained at the Ashiaraidani station to the other four observation stations, evaluation of sediment balance can be considered.

キーワード: ハイドロフォン，掃流砂，山地流域，ピット流砂量計，キャリブレーション
Keywords: hydrophone, bed-load observation, mountainous stream, pit sampler, calibration

1. はじめに

土砂災害の防止・軽減や，山地から河口へとつながる流砂系の総合的な土砂管理のためには，河川要所での流砂量を把握する必要がある．中下流域においては，河床に十分な量の土砂が堆積しているため，流砂量式を用いて流量から流砂量を計算することが可能である．一方，山地域においては，河床に堆積している土砂量に限りがあり，土砂供給量が上流域における土砂生産に支配される場合が多いことや，山地河川特有の複雑な河床形状を表現することが難しいことから，流砂量式によって正確な流砂量を計算することができない．そのため，特に山地流域において流砂量を計測することが重要である．

間接的な流砂量計測手法の一つであるパイプハイドロフォンは，河床に設置した金属管に掃流砂が衝突する音をパイプ内のマイクロフォンが検地し，そのパルス数をカウントすることで流砂量の相対的な大小を知ることができるというもので，衝突パルスの他に，衝突による音響波形の強度を記録することも可能であり，20年程前から日本やヨーロッパにおいて開発・検討されてきている．(Baezinger and Burch,

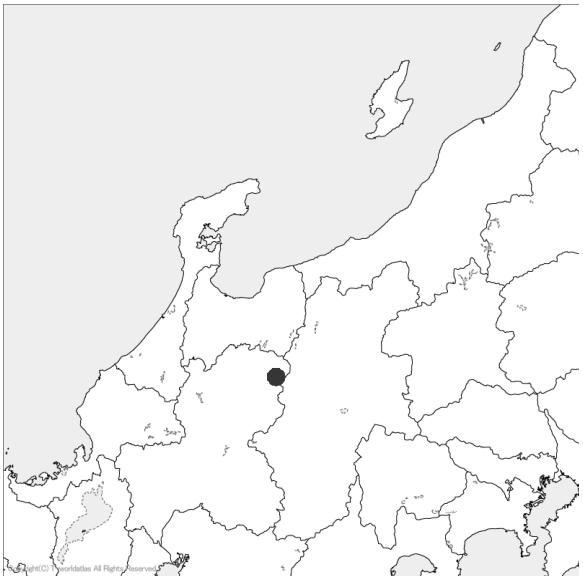


Fig. 1 Location of Ashiaraidani watershed in Northeast region of Gifu prefecture, Main Island, Japan

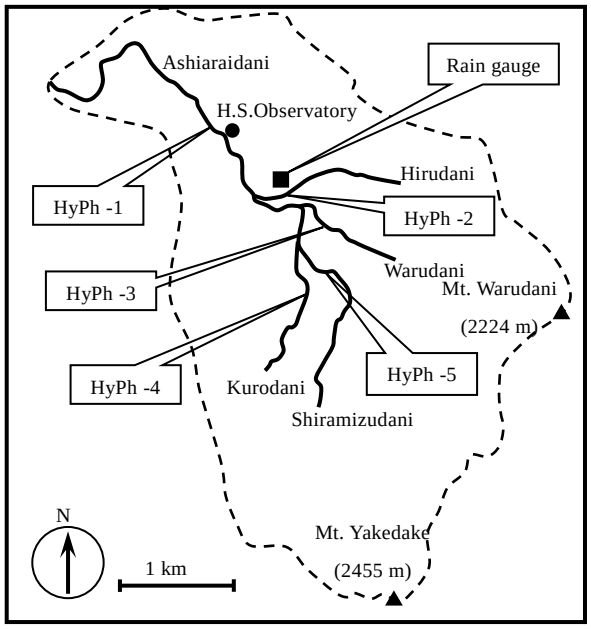


Fig. 2 Map of the Ashiaraidani watershed and location of the hydrophones in the watershed.

1990; Rickenmann, 1992; 水山ら, 1996）．

岐阜県北東部に位置する京都大学防災研究所附属流域災害研究センター穂高砂防観測所の観測流域，足洗谷においても，このハイドロフォン流砂量計を各所に5個設置し，出水イベント中における山地流域での掃流砂動態の解明を目的に計測を行っている(堤ら，2008 ; 堤ら，2010)．足洗谷はその源流に活火山焼岳をもち，流域における土砂が活発であると同時に，土砂流動が非常に活発な流域である．5か所のハイドロフォンの内，最下流の足洗谷水路におけるハイドロフォン直下流にはピット流砂量計を設置しており，ハイドロフォンパルスや音響波形とピット流砂量計によって計測される掃流砂量とのキャリブレーションん関係を求める事が可能である．2011年から2012年にかけて数回の降雨イベントが発生し掃流砂が観測されたが，これらの内，2011年9月，2012年7月と8月のイベントでは，ピット流砂量計によって定量的な掃流砂観測が可能であったため，良いキャリブレーション関係を得ることができた．これらの関係を，足洗谷以外に設置されたハイドロフォンにも適用することで流域全体の流砂量収支を検討することが可能となり，その検討を行った．

2. 観測流域

岐阜県の北東部に位置する足洗谷流域をFig. 1に示す．流域の周囲は標高3,000 m級飛騨山脈に囲まれており，その源流部には，活火山である焼岳（標高2,455 m）や割谷山（同2,224 m）がそびえている．足洗谷の流域面積は約7 km^{2}であり，南東方向から北西方向に向かって流下し，標高1,050 mで蒲田川に合流している（Fig. 2参照）．流域内には多数の裸地斜面が散在しており，活発な土砂生産活動に伴ってそれらの斜面から大量の土砂が流域に供給され，融雪出水時や梅雨・台風による降雨出水時には，活発な土砂移動が見られる．足洗谷には，ヒル谷，割谷，白水谷，黒谷という4支川があり，本川の足洗谷と4支川の合計5箇所にハイドロフォンが設置されている．（Fig. 2参照）．足洗谷本川では，長方形コンクリート水路の末端にハイドロフォンが設置され，その直下流には，ピット掃流砂採取装置が連続して設置されている．割谷，白水谷，黒谷においては，ハイドロフォンはそれぞれ砂防ダムの水通し部に設置されている．ヒル谷においては，ハイドロフォンは試験堰堤上流の沈砂池流入部のコンクリート上に設置されている．白水谷を例に，ハイドロフォンの設置状況をFig. 3に示す．センサー部はステンレス製のパイプで，その内部にマイクロフォンが設置されており，センサー部に衝突する土砂の音を感知できるような構造になっている．ハイドロフォンセンサー部のパイプは川の流下方向と直角に設置され，下半分は河床のコンクリートに埋設され，上半分は流水中に露出している．ハイドロフォンセンサー内のマイクロフォンはデータロガーに接続されており，検地された流砂パルスはロガーに記録される．

ただし，ハイドロフォンパルスの計測方法では，掃流砂量が一定量を超えて衝突すると，パルスの飽和が生じ，実際よりもパルス数を少なくカウントしてしまうという欠点がある．このため，掃流砂の衝突パルス数をカウントするのではなく，衝突の際に

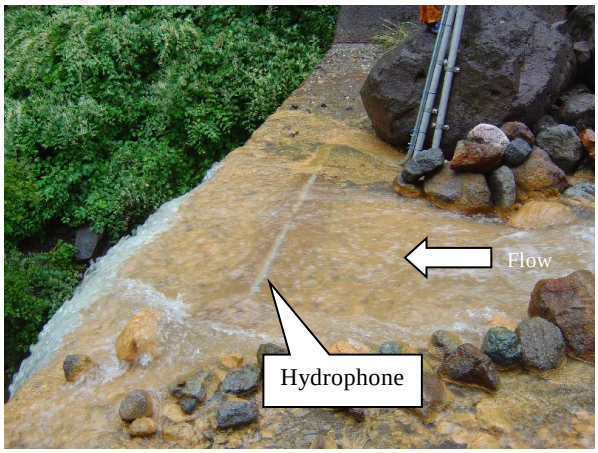


Fig. 3 The hydrophone installed on the dam site of Shiramizudani.

発生する音響波形の強度を記録するという方法も実施されており，本研究では音響波形を記録するという手法を主に採用した．

3. 観測されたハイドロフォン音響波形

2011年から2012年にかけての観測の内，2011年9月，2012年7月，8月の3回の降雨イベントでは，足洗谷観測地点のピット流砂量計によって良好に流砂量を観測することができた．Fig. 4にそれぞれの降雨イベントのヒル谷雨量計によって計測された降雨波形と積算降雨量を，Fig. 5 - 7にそれぞれイベントにおける水位，濁度，ハイドロフォン音響波形，ピット流砂量計の観測結果を示す．Fig. 4を見ると，3つの降雨イベントの内，2011年9月のものは最大降雨強度は大きくないものの，総降雨量が200mmを超えており，比較的大きなイベントであったことがわかる．一方で，2012年の7月と8月のイベントは総降雨量が100mm，75mmと小規模な降雨イベントである．

降雨規模の大小に対応して，Fig .5-7において水位上昇，濁度にも違いが見られ，やはり2011年9月の降雨イベントによる水位上昇が大きい事が示されている．さらに，ハイドロフォンによる音響波形も大きくとらえられており，掃流砂量が相対的に多いことが定性的に示されている．

4. ハイドロフォン音響波形とピット流砂量計による掃流砂量との関係

先に示した通り，足洗谷水路のハイドロフォンとピット流砂量計により，2011年9月，2012年7月，8月の3回の降雨イベントにおいて，音響波形と掃流砂量の両方が良好に観測されている．Fig. 5-7の下図は，ピット流砂量計内の重量変化とその差分によって求

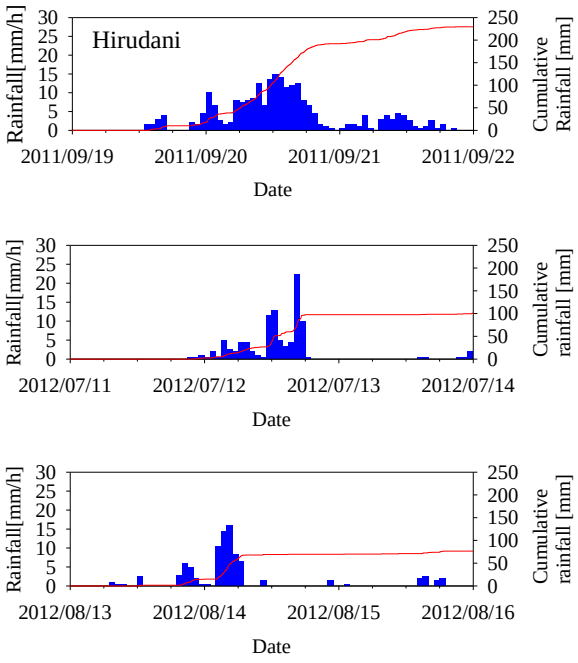


Fig. 4 Measured rainfall data at Hirudani station at three different rainfall events from 2011 to 2012.

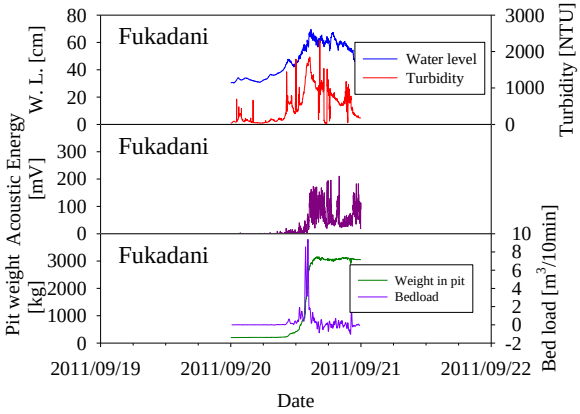


Fig. 5 Measured data at Ashiarai-dani station on September, 2011.

めた流砂量を表わしている．図から明らかなように，ピット流砂量計の重量変化は，降雨イベントが継続し，ハイドロフォンによる音響波形に変化が見られるにもかかわらず，イベントの初期段階で上限に達し，一定値を示すようになる．これは，ピットが流砂で満杯になり，それ以降はピットに流砂が流入することなく，計測が終了したことを示す．このように，掃流砂計測における直接法では，連続して継続的に掃流砂を計測することができず，限られた時間内での計測に限定されてしまうという欠点がある．この事が，2011年から2012年にかけて複数回の降雨うイベントがあった内の3回のみ掃流砂量観測が可能であった事の理由でもある．

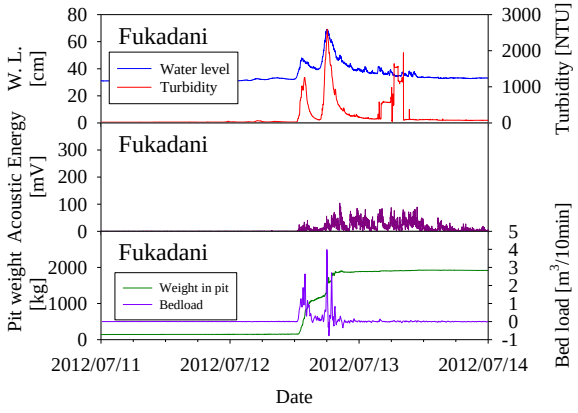


Fig. 6 Measured data at Ashiarai-dani station on July, 2012.

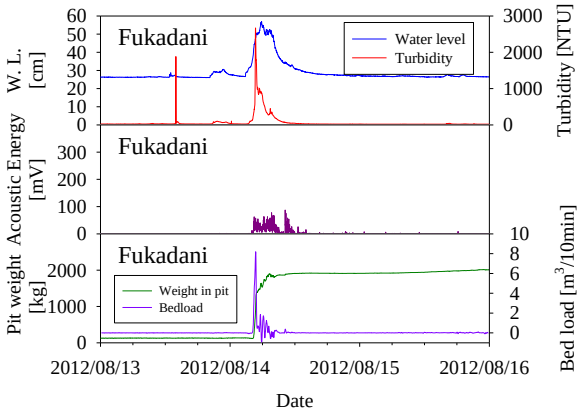


Fig. 7 Measured data at Ashiarai-dani station on August, 2012.

しかしながら，この3回の降雨イベントにおいては，イベント初期の限られた時間内ではあるが，ピット流砂量計の重量変化の差分値から直接的に掃流砂量が計測されており，その間のハイドロフォンによる音響波形との関係を見ることが可能となった．ハイドロフォン音響波形の強度とピット流砂量計による掃流砂量との関係を，イベント毎にFig. 8 - 10にそれぞれ示す．イベントの規模に従って，横軸の音響波形の強度と縦軸の掃流砂量の範囲が異なるが，全てのイベントにおいて明確な線形関係が表れている．細かい点を見ると，音響波形，掃流砂量ともに小さな領域では，どちらかというと線形関係の傾きが小さく，全体としては完全な直線関係というよりは，下に凸の曲線の様に見える．ただし，下に凸の曲線となる理論的な根拠も不明なため，ここでは直線近似を行い，それぞれの図中に記入している．曲線の傾きは，それぞれ0.0174，0.0086，0.0196となり，2012年7月のイベントでは，他よりも小さな傾きである．これは，Fig. 6に示されているように，ピットが満砂

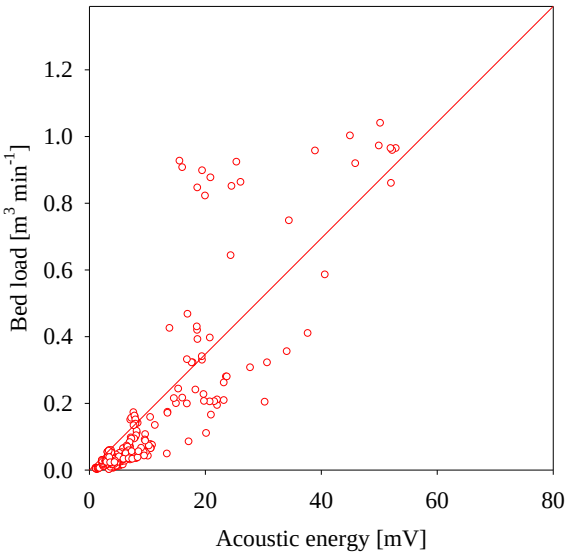


Fig. 8 Relationship between acoustic energy and bed load measured at September, 2011.

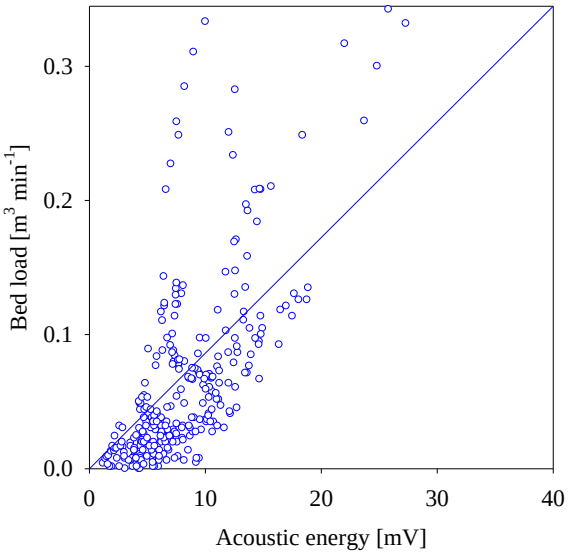


Fig. 9 Relationship between acoustic energy and bed load measured at July, 2012.

状態になるまでに比較的長時間を要していることからFig. 9に示されているように音響波形，掃流砂量ともに小さなプロットが多くなったため，それらのプロットからより大きく影響を受けたためであると考えられる．

次に，降雨イベントの別に関わらず，音響波形と掃流砂量の関係をまとめてプロットした関係をFig. 11に示す．Fig. 11においても，良好な線形関係が見られ，時期や規模の異なる複数の降雨イベント間でも，ハイドロフォンによって計測される音響波形と実際の流砂量との間には，比較的安定した一定の相

関関係があることが示された．本来であれば，降雨イベントの規模によって水深や流量，流速が異なり，また流砂の材料となっている土砂の粒径等も事なっているため，ハイドロフォンによって計測される音響波形と実際の掃流砂量とは時間や場所によって異なる相関を示す可能性が大きいと考えられてきたが，Fig. 11に示されたように，巨視的に見ると一定の関係が得られていることから，あまり神経質にイベント規模や流砂材料を細分化しなくてもよいと考えられる．また，同様の理由から，ハイドロフォンの設置状況が統一されていれば，異なる場所で得られた相関関係を統一的に使用できる可能性も示されている．なお，Fig. 11に示された近似直線の傾きは0.0157となった．

5. キャリブレーション結果を用いた流域全体での掃流砂量収支に関する検討

前章で述べたとおり，足洗谷水路において得られたハイドロフォン音響波形の強度とピット流砂量計の流砂量の相関関係を用いて，黒谷，割谷，白水谷の各ハイドロフォンの音響波形から流砂量を求め，流域全体での土砂収支に関して検討する．なお，4支流の内の一つであるヒル谷に関しては，ハイドロフォンによる観測は行っているが，ハイドフォンを通過した土砂は，直下流部の試験堰堤に堆砂し，直接，足洗谷水路へは到達しないため，ここでは検討から省いている．

2011年から2012年に観測された3回の降雨イベントによる土砂移動について，それぞれFig. 12 - 14に示す．Fig. 12に示される2011年9月のイベントでは，各支流での土砂移動ピーク後に本流の足洗谷で大規模な土砂移動が計測され始めるという時間差が見られる．降雨がほぼ終了する9月21日午前0時以降も割谷と足洗谷では土砂流出がだらだらと継続する傾向が見られる．この様な支流から本流への土砂移動の時間差，降雨終了後も土砂流出が継続する傾向は，Fig. 4に示したようにほぼ2日間にわたって長期継続し，総降雨量も多い降雨の特徴を反映しているものと考えられる．一方で，Fig. 13，14に示されている2012年7月と8月のイベントでは，降雨終了後に本流の足洗谷や3支流における土砂流出は終了しており，Fig. 12に示したような傾向は見られない．また，土砂移動開始のタイミングも，本流の足洗谷と各支流では同じか，むしろ支流の方が遅いという傾向が見られ，支流で移動を開始した土砂が本流に到達しているというよりはむしろ，流域全体で同時多発的に流量の増加と土砂移動が発生している様相を呈している．これはやはりFig. 4に示した，短期間のうちに比較的

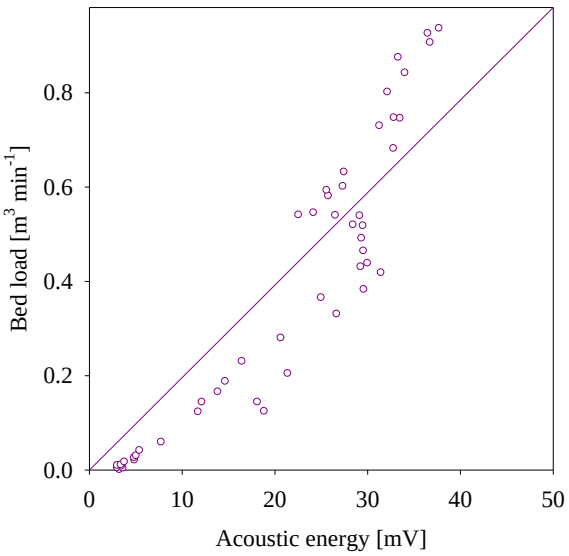


Fig. 10 Relationship between acoustic energy and bed load measured at August, 2012.

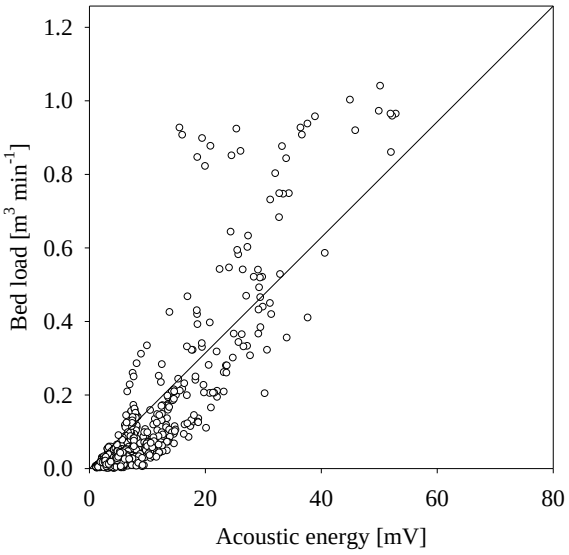


Fig. 11 Relationship between acoustic energy and bed load measured at the three events from September, 2011 to July, 2012.

高強度の降雨が流域全体にもたらされた降雨傾向を反映していると考えられる．

観測地点による土砂移動傾向の違いを比較すると，降雨イベントによって多少の差異は見られるが，概して割谷において流砂量が多く，黒谷，白水谷では少ない傾向が見られる．足洗谷では，2010年7月に比較的大規模な降雨イベントがあり，その際に割谷上流部で新規の斜面崩壊が発生し，2011，2012年の時点でその崩土が河道に残留しているため，土砂流出量が多い傾向にあると見られる．

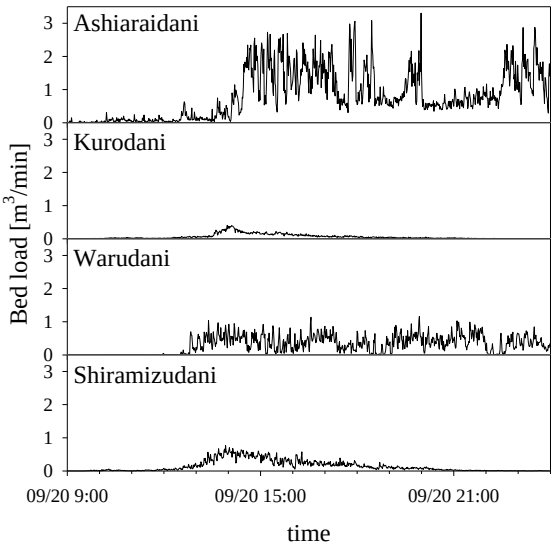


Fig. 12 Bed load at four stations, calculated by the measured acoustic energy and calibration curve, during the event of September 2011.

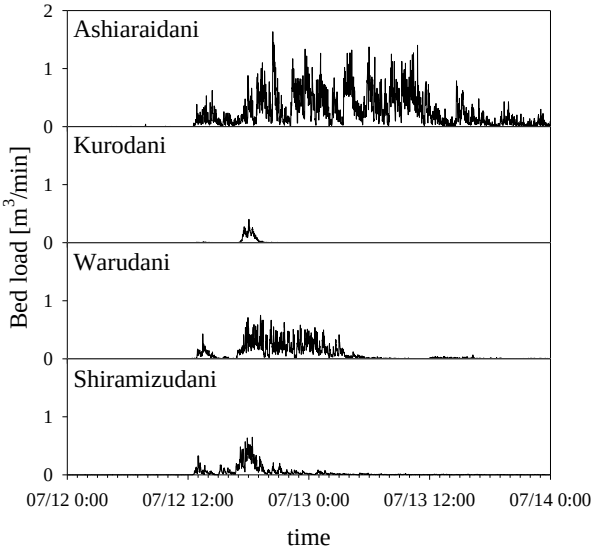


Fig. 13 Bed load at four stations, calculated by the measured acoustic energy and calibration curve, during the event of July 2012.

支流全体の土砂流出量合計と本流である足洗谷での土砂流出量を比較すると，全てのイベントにおいて，支流全体の土砂流出量合計は足洗谷の観測値を下回っている．各支流の観測点から本流の観測点までの間での河床変動（侵食・堆積）の複雑性を考えると一概には判断できないが，河床に存在する土砂や河岸の土砂が侵食されているか，小規模な渓流からの土砂流入が不足分を補っている傾向が示唆される．

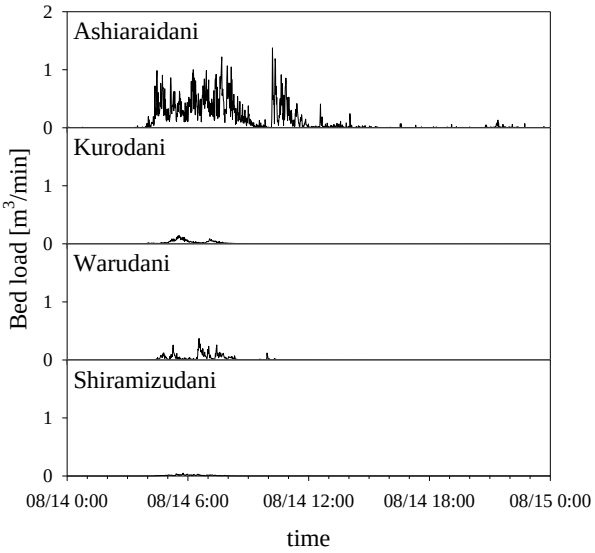


Fig. 14 Bed load at four stations, calculated by the measured acoustic energy and calibration curve, during the event of August 2012

6. まとめ

京都大学防災研究所附属流域災害研究センター穂高砂防観測所の観測流域である足洗谷流域において，５ヶ所にハイドロフォン流砂量計が設置され，2011 - 2012年に3回の降雨イベントによる土砂移動が観測された．その際，足洗谷では，ハイドロフォン音響波形とピット流砂量計による流砂量との関係が得られ，定量的な流砂量観測が継続的に実施されるようになった．また，その相関を用いて，足洗谷以外の観測点に適用し，流域全体における土砂移動の定量的観測や，それによる土砂収支の検討の可能性が広がった．今後も同様の観測を継続し，特に音響波形と流砂量の相関関係の詳細な検討を実施することで，より精密な流砂量の定量的観測を目指す．

参考文献

水山高久・野中理伸・野中伸久 （1996）：音響法（ハイドロフォン）による流砂量の連続観測，砂防学会誌，49(4)，pp. 34-37.

堤 大三・水山高久・野中理伸・藤田正治・志田正雄（2008）：山地流域における土砂動態の定量的モニタリング手法の開発，京都大学防災研究所年報，第50号B, pp. 661-668.

堤 大三・平澤良輔・水山高久・志田正雄・藤田正治（2010）：山地流域における音響法を用いた流砂量観測，京都大学防災研究所年報，第53号B, pp. 537-543.

Baezinger, R and H. Burch (1990): Acoustic sensors (hydrophones) as indicators for bed load transport in a mountain torrent, Hydrology in Mountain Regions, 1-Hydrological Measurements; the Water Cycle, Proceedings of two Lausanne Symposia, August 1990, IAHS Publ. No. 193.

Rickenmann, D. (1992): Bedload transport and discharge in the Erlenbach, stream. COMTAG Meeting and Workshop.

（論文受理日：2013年6月10日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

A Study on Mechanism of Large-Scale Landslides and the Prediction

Chen-Yu CHEN(1), Masaharu FUJITA and Daizo TSUTSUMI

(1) Dept. of Civil and Earth Resources Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Recent researches indicated that the large-scale landslide induced by rainfalls usually occurred at the end of the rainfall, and the occurring conditions usually were attributed to the high accumulated rainfall. However, the researches which explore the relation of rainfall-runoff and the scale of the large-scale landslide are rare. This study used the integrated Rainfall-Infiltration-Slope stability model to simulate the process of rainfall-runoff and predict the occurring time and the scale of the large-scale landslide. The simulation showed that the runoff had a double peak pattern in weathered granite slopes with steeper bedrock, but ladder recession pattern in volcanic debris slopes. The bedrock locations had influence on the peak timing and decreasing pattern of the runoff. It is expected to have the possibility of the large-scale landslide evaluation if the relation between the runoff and bedrock locations is further studied.

Keywords: large scale landslides, rainfall, runoff, bedrock, simulation, prediction

1. Introduction

Owing to the global climate change, large-scale landslides induced by typhoons and heavy rainfalls have frequently occurred, and the risk of the catastrophe due to the large-scale landslide is becoming much higher. For example, in Taiwan, a large-scale landslide generated sediment more than 2.7×10^7 m^3 in Shiaolin village during Typhoon Morakot in 2009 (Wu et al., 2011), and resulted in 457 people dead. In Japan, many large-scale landslides were induced by Typhoon Talas in 2011, and some of them created the nature dams and derived the secondary disasters (Yamakoshi et al,. 2012).

Generally, the reasons which cause the large-scale landslide and other geological disasters can be broadly divided into two categories: genes and incentives. The genes mean the region's geology, topography and other natural environment conditions; the incentives indicate the typhoons, heavy rainfalls, and earthquakes. Recent researches indicated that the large-scale landslide induced by rainfalls usually occurred in the end of the rainfall, and the occurring conditions normally were attributed to the high ac-cumulated rainfall (Fujita and Tsutsumi, 2008; Dahal, 2012).

To reduce the risk of the large-scale landslide dis-asters, we have to identify the prone areas of the large-scale landslide by topographic and geologic condition, and predict the occurring time and the scale. For example, Chigira (2009) explored the characteristics of the deep-seated landslide susceptibility zones by case studies. Uchida et al. (2011) considered the topographic and geologic characteristics to identify the areas which were prone to deep-catastrophic landslides.

In addition, the large-scale landslide was considered to be associated with the geological structure. In general, the location of the bedrock is

an important factor. That is, the possibility of occurring large-scale landslides will increase if the location of the bedrock is deeper; on the contrary, the possibility will decrease if the bedrock is at shallow position, and thus the scale of the landslide will be limited.

Due to the fact that the investigation of geological structure is usually time-consuming and expensive, therefore, many researchers tried to explore the geological structure by groundwater flow in the past decades (i.e. called hydrogeology). Partly because the rainfall and runoff data are the important indicators for the change of the slope, partly because they are more readily obtained monitoring data, the rainfall and runoff data are most commonly used in monitoring and analysis for the sediment disaster.

For example, Katsuyama et al. (2008) had compared the rainfall-runoff characteristics of catchments underlain by granitic and sedimentary rock, and explored the effect of the forest age. The findings indicated that the forest age had much less influence to the runoff at the sedimentary rock, but the bedrock geology (i.e. granitic and sedimentary rock) had greater influence to the runoff. The research suggested the bedrock geology was the primary factor on determining rainfall-runoff characteristics. Additionally, Onda et al. (2004) continuously monitored and analyzed the rainfall-runoff data in the different geological areas for a long time. They found that the drainage intensity and frequency were significantly lower in the Mesozoic shale watershed than in the granite watershed, and the research suggested the deep-seated landslides may occur more easily in the Mesozoic shale watershed. Onda et al. (2006) also compared the monitoring data of the rainfall-runoff in different watersheds during several rainfall events, and inferred that the runoff in the granite watersheds mainly came from the infiltration of soil, and in the shale watersheds the runoff came from the bedrock flow. However, the researches which discuss the relation of the rainfall-runoff and the scale of the landslide are relatively rare.

This study will explore the change of the rainfall-runoff under different depths of the bedrock by the numerical simulation. Based on the simulation results, this study proposed a preliminary assessment method of identifying the prone areas of large-scale landslides.

2. Method

2.1 The Integrated Rainfall-Infiltration-Slope stability (IRIS) model

The Integrated Rainfall-Infiltration-Slope stability (IRIS) model was developed by Tsutsumi (2008a). The following will elucidate the relative theory.

2.1.1 Infiltration model

The IRIS model adopts the Richard's equation to simulate the infiltration and water flow in the soil.

$$C(\psi)\frac{\partial \psi}{\partial t} = \nabla \cdot \{K(\psi)[\nabla(\psi + z)]\} \quad (1)$$

where C(ψ) is the soil water capacity and $K(\psi)$ is the hydraulic conductivity. The lognormal model proposed by Kosugi (1996) can be used to represent C(ψ) and $K(\psi)$ for unsaturated condition ($\psi < 0$):

$$C(\psi) = \frac{d\theta}{d\psi} = \frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi}\sigma(-\psi)} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} \quad (2)$$

$$K(\psi) = K_s\left[Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right)\right]^{1/2}\left[Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} + \sigma\right)\right]^2 \quad (3)$$

Where θ_s [m^3/m^3] is the saturated soil water content, θ_r [m^3/m^3] is the residual soil water content, ψ_m [m] is the pressure potential corresponding to the median soil pore radius, σ is a dimensionless parameter related to the width of the pore-size distribution, and K_s [m/s] is the saturated hydraulic conductivity. The function $Q(x)$ represents the residual normal distribution and can be expressed as

$$Q(x) = \int_x^\infty \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{u^2}{2}\right) du \quad (4)$$

For saturated condition ($\psi \geq 0$), value are set at, $K(\psi) = K_s$ and C(ψ) = 0.

The IRIS model uses the 3D finite element method to solve Richard's equation (Istok 1989).

2.1.2 Slope stability analysis model

The result of infiltration analysis which was calculated by the finite element method aforementioned will be used to conduct a slope stability analysis simultaneously. A simplified Janbu method was used to analyze slope stability because this method can be applied to any shape of slip surface. In the simplified Janbu method, a soil layer is divided into vertical slices, and the balance of stresses and slip condition within each slice is assessed. This method is used to calculate the factor of safety F_s, which can be expressed as

$$F_s = \frac{\sum\left[\left\{c_i' l_i \cos a_i + (W_i - u_i l_i \cos a_i)\tan\phi_i'\right\}/m_a\right]}{\sum \tan a_i} \quad (5)$$

$$m_a = \cos^2 a_i \left(1 + \frac{\tan a_i \tan\phi_i'}{F_s}\right) \quad (6)$$

where subscript i indicates the number of vertical slices of soil layer, c_i' and ϕ_i' represent the cohesion and internal friction angle of the soil, W_i is the weight of slice, a_i and l_i represent the angle and length of the slip surface of the slice, and u_i is the water pressure affected on the slip surface.

2.1.3 Determining critical slip surface

Based on previous studies by Kubota & Nakamura (1991) and Yamagami & Ueta (1988), the dynamic programming (DP) method was used to determine the slip surface that provides a minimum factor of safety. The spatial distribution of pore water pressure, calculated through a rainwater infiltration analysis, was used as input data in the slope stability analysis.

2.2 The simulation of landslide cases using IRIS model

To confirm the applicability of this model, two different types of actual landslide cases were simulated as verification. One case was the deep-seated landslide which occurred in volcanic debris slope, and the other was the shallow landslide which occurred in weathered granite slope.

(1) Taketa City

In September 2005, a deep-seated landslide induced by typhoon 0514 occurred in Senokuchi area, Taketa, Oita Prefecture. The soil consists of loam and volcanic debris. Although the maximum rainfall intensity was only 32mm/h, the duration of the rainfall was more than 48 hours, and the accumulated rainfall was about 536mm. The simulation used the actual rainfall from August 1 to September 3 as antecedent rainfall data, and the prime simulation duration was from September 4 to September 6 with 10 minimums as the time-step of the simulation. Table 1 lists the parameters used in the simulation and the results from the simulation are expressed in Fig. 1.

Table 1 Hydraulic characteristics and soil strength of the soil of the slope in Senoguchi, Taketa city

Hydraulic parameters	K_s	θ_s	θ_r	ψ_m	σ
	cm/s	m^3/m^3	m^3/m^3	cm	-
Surface	2.42×10^{-2}	0.646	0.477	-792	0.875
Middle	3.32×10^{-3}	0.595	0.441	-595	1.36
Lower	5.69×10^{-4}	0.682	0.577	-797	1.02

Soil strength	γ	C	φ
	t/m^3	tf/m^2	degree
	1.92	2.0	17

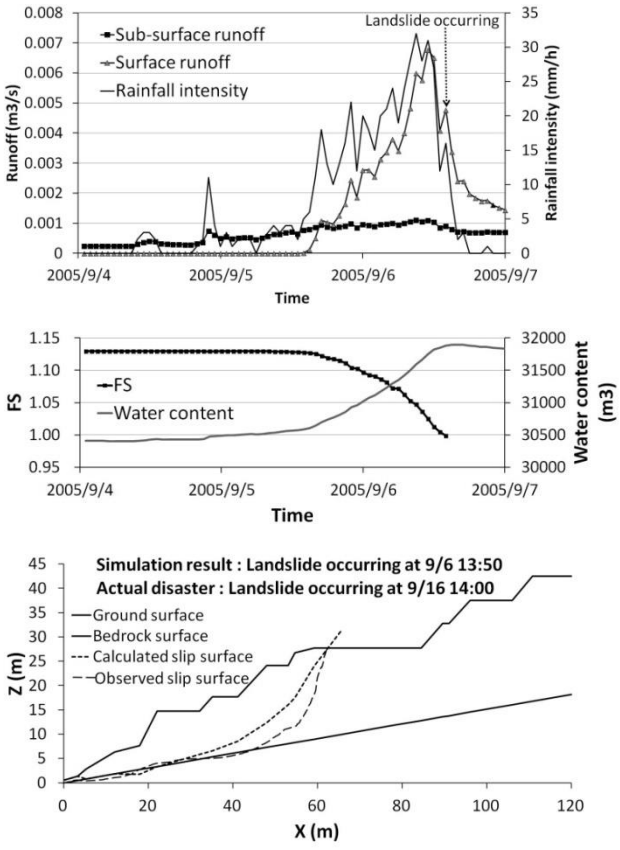


Fig. 1 The simulation of the landslide due to typhoon 0514 in Taketa City

The results show the simulation can calculate not only the change of the safety factor and the scale of the landslide but also the relation of the runoff and the rainfall. In this case, the landslide scale and occurring time of the simulation results are very similar with the actual landslide.

(2) Hofu City

A shallow landslide occurred in Manao, Hofu City, Yamaguchi Prefecture during the heavy rainfall in July 2009. While the accumulated rainfall is not so high (about 332 mm), the higher rainfall intensity (63.5 mm/h) still induced the landslide. The soil thickness of the slope was about 2m and consisted of weathered granite.

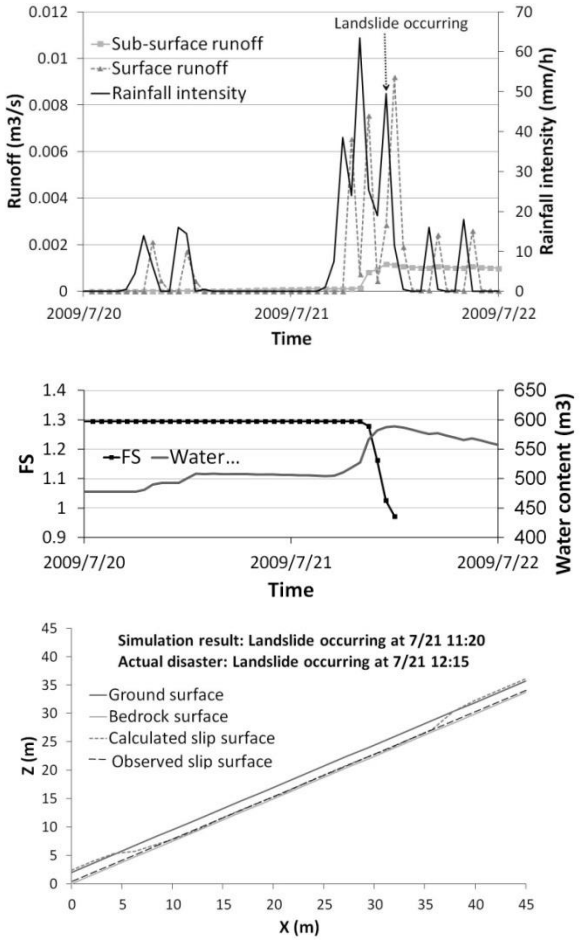


Fig. 2 The simulation of the landslide due to heavy rainfall in Hofu City in 2009

In this case, the simulation adopted the actual rainfall data from June 1 to July 19 as the antecedent rainfall, and the actual rainfall data from July 20 to 21 were applied to simulate. The related parameters were listed in Table 2. Fig. 2 shows the model also can predict the scale and occurring time of the shallow landslide.

Table 2 Hydraulic characteristics and soil strength of the soil of the slope in Manao, Hofu city

Hydraulic parameters	K_s	θ_s	θ_r	ψ_m	σ
	cm/s	m^3/m^3	m^3/m^3	cm	-
	6.71×10^{-3}	0.387	0.128	-91.4	2.269

Soil strength	γ	C	φ
	t/m^3	tf/m^2	degree
	1.92	0.5	33.5

2.3 Simplify the definition of the bedrock location

To explore how the bedrock location had an impact on the occurring time and scale of the landslides, this study simply defined the bedrock location using two parameters: the soil thickness in the downstream (n) and the inclination of the bedrock (β), as shown in Fig. 3.

In order to select the appropriate surface and bedrock slope for subsequent simulation and discussion, this research referred the actual large-scale landslide case occurring in Shiaolin Village in Taiwan in 2009, and adopted 22.85° as the surface slope and 14.0° as the bedrock slope (Tsou et al., 2011). However, due to the horizontal length of this case was up to 1.4 km, this slope size in this study was reduced to 1/10 to reduce the computation efforts, i.e. the following simulation used L = 140 m as the horizontal length, n = 2.7 m as the soil thickness at the downstream, and the width of the slope is 30m.

In additions, this study also adopted two kinds of bedrock inclination, β=8.7° and 19.1°, to compare the difference of the rainfall-runoff between the different bedrock locations. The maximum mesh size of the finite element method in each case of this study was the same. The maximum spacing of the mesh in the x-direction was 5 m, and 1.35 m in the z-direction.

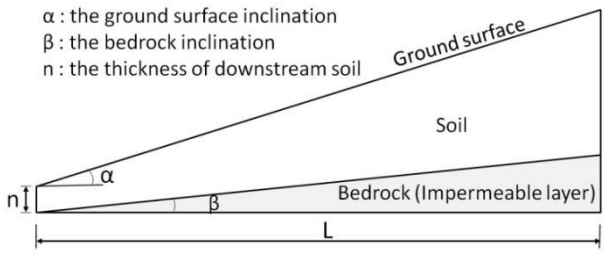


Fig. 3 The simplified bedrock position model

2.4 Parameters for the simulation

Because this study highlights the relation between the bedrock location and the rainfall-runoff, it was assumed that the soil above the bedrock was homogeneous, and the bedrock was impermeable. Besides, this study used two different parameters of hydraulic conductivity and soil strength- one was volcanic debris which had higher water retention, and the other was granite which had higher hydraulic conductivity (Tsutsumi and Fujita, 2008b; Fujita et al., 2010). Table 3 lists the parameters.

Table 3 Hydraulic characteristics and soil strength of the soil of the simplified slope

Hydraulic parameters	K_s	θ_s	θ_r	ψ_m	σ
	cm/s	m^3/m^3	m^3/m^3	cm	-
Weathered granite	6.71×10^{-3}	0.387	0.128	-91.38	2.27
Volcanic debris	3.50×10^{-3}	0.684	0.577	-797.4	2.53

Soil strength	γ	C	φ
	t/m^3	tf/m^2	degree
Weathered granite	1.92	0.5	33.5
Volcanic debris	1.92	2	17

Symbols were used in the study to describe the bedrock geology and inclination. For example, "VB14" represents the soil consisted of volcanic debris and the inclination of bedrock was 14°. "GB8.7" implied the soil consisted of granite, and the inclination of bedrock was 8.7°.

2.5 Methods of setting initial conditions

To simulate the natural soil moisture distribution and eliminate the effect of the different initial water pressure head for the subsequent simulation, the methods of setting initial condition for the water pressure head in this study were described as following:

(1) Two kinds of the different initial water pressure head (ψ= -0.01m and ψ= -0.1m) were given respectively in the soil for two identical slopes.
(2) The two identical slopes which had the different initial water pressure head were continued to drain off the water naturally.
(3) To avoid the soil becoming excessively dry, the two slopes were given a fixed intensity rainfall (0.1 mm/h) during the drainage period.
(4) Continued to drain off the water naturally until the water content and sub-surface flow in the two slopes were same, that is, the soil moisture distributions were identical in the two slopes. Then the study used the soil moisture distribution in the slopes for the formal simulations.

3. Results and discussions

3.1 The influence of bedrock locations on the rainfall-runoff

The rainfall data of simulation was composed of the actual rainfall (September 4-6, 2005, in Taketa City) and no rainfall for 14 days (i.e. totaling 17 days). The time-step of the simulation was 1 min.

3.1.1 Sub-surface runoff response in weathered granite slopes

The three weathered granite slopes with different bedrock locations were used to conduct the rainfall-runoff and slope stability simulation. The safety factors of the slope stability were greater than 1 for all slopes during the period of the simulation, i.e., no collapse occurred in the three slopes.

The rainfall-runoff hydrographs of the weathered granite slopes were shown in Fig. 4. The simulation results of the weathered granite slopes, which had lower water retention but higher hydraulic conductivity, showed that the peak of the sub-surface runoff occurred after the peak of the rainfall, and the peak of the sub-surface runoff occurred later for the deeper bedrock location case. In addition, the discharge of the sub-surface runoff was larger, and the water content of the slope decreased more much in the steeper bedrock case.

After the rainfall, the sub-surface runoff in the weathered granite slopes decreased very quickly, and the rate was slower in the steeper bedrock case. It is worth noting that the runoff of the slopes with

bedrock inclination of 19.1° showed the double peak phenomenon. The distribution of the water pressure head of the slope with bedrock inclination of 14° in each period was shown in Fig. 5.

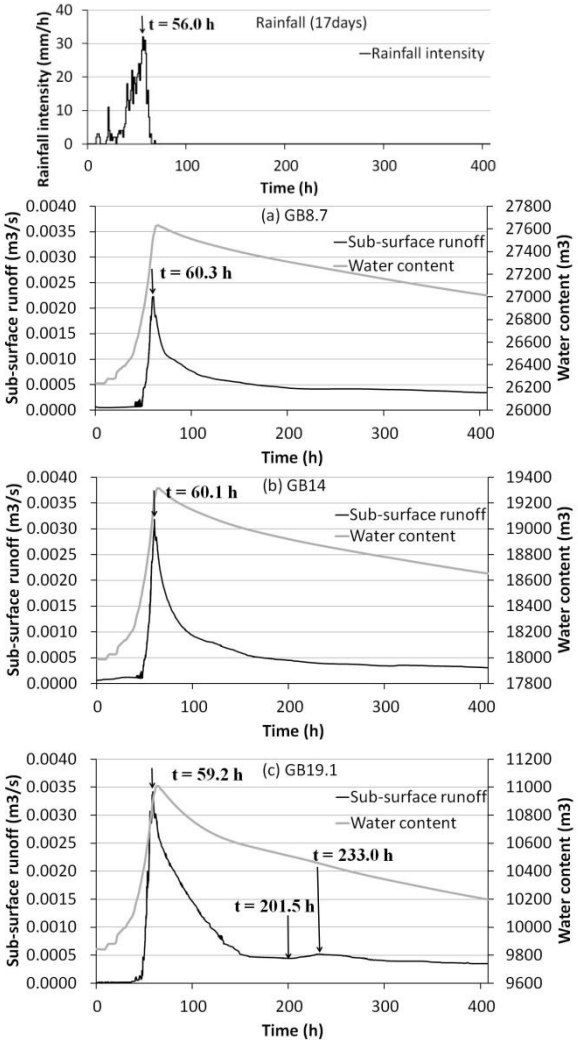


Fig. 4 The rainfall-runoff hydrograph in weathered granite slope (a)bedrock inclination of 8.7° (b)bedrock inclination of 14° (c) bedrock inclination of 19.1°

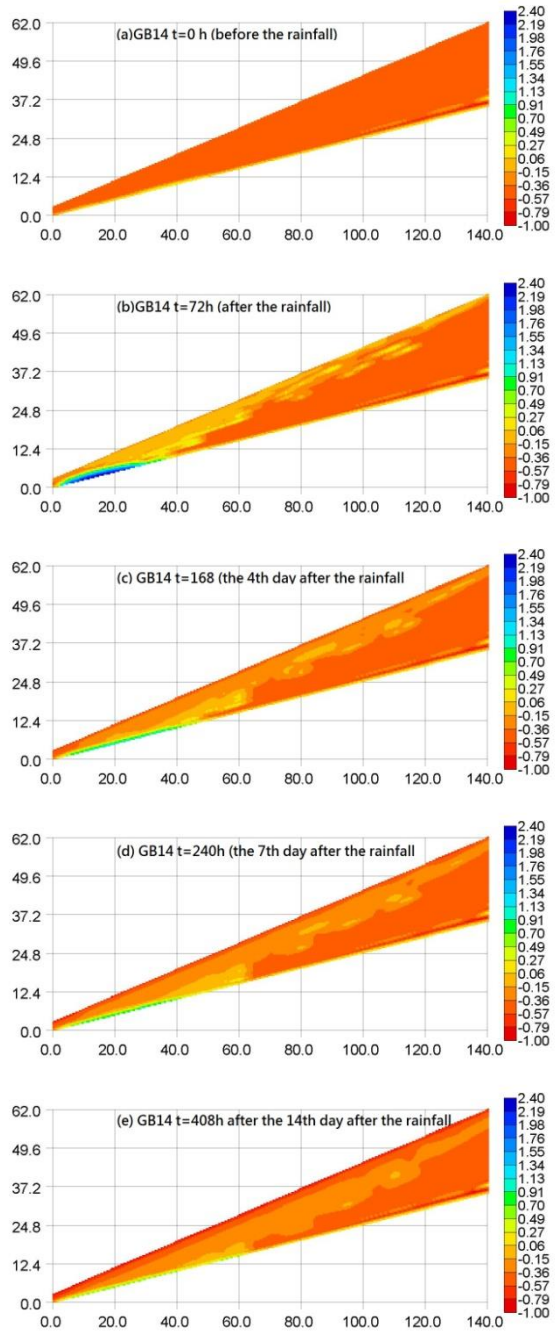


Fig. 5 The water pressure head of the weathered granite slope with bedrock inclination of 14° at various time (a)t=0h (b)t=72h (c)t=168h (d)t=240h (e)t=408h

3.1.2 Sub-surface runoff response in volcanic debris slopes

The three volcanic debris slopes with different bedrock locations were used to conduct the rainfall-runoff and slope stability simulation. The safety factors of the slope stability were greater than 1 for all slopes during the period of the simulation.

The rainfall-runoff hydrographs of the volcanic

debris slope for three different bedrock locations were shown in Fig. 6. The simulation results of the volcanic debris slopes, which had higher water retention and general hydraulic conductivity, showed that the peak and decreasing types of the sub-surface runoff were very different to the weathered granite slopes. The decreasing process of the sub-surface runoff presented ladder recession in volcanic debris slopes, and the discharge of the sub-surface runoff was smaller in the steeper bedrock case. In addition, the occurring time of the peak of the sub-surface runoff for the three bedrock locations was almost the same as the time of the maximum rainfall intensity.

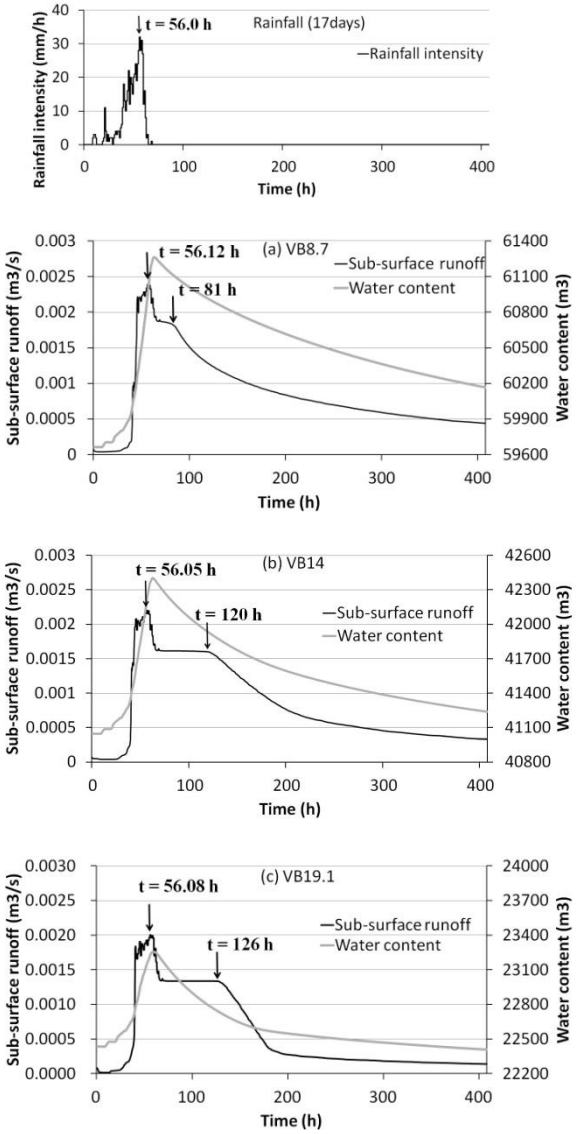


Fig. 6 The rainfall-runoff hydrograph in volcanic debris slope (a)bedrock inclination of 8.7° (b)bedrock inclination of 14° (c) bedrock inclination of 19.1°

The distribution of the water pressure head of the slope with bedrock inclination of 14° in each period was shown in Fig. 7. It is noticed that the volcanic debris slope easily accumulated moisture, and it resulted in unstable slope.

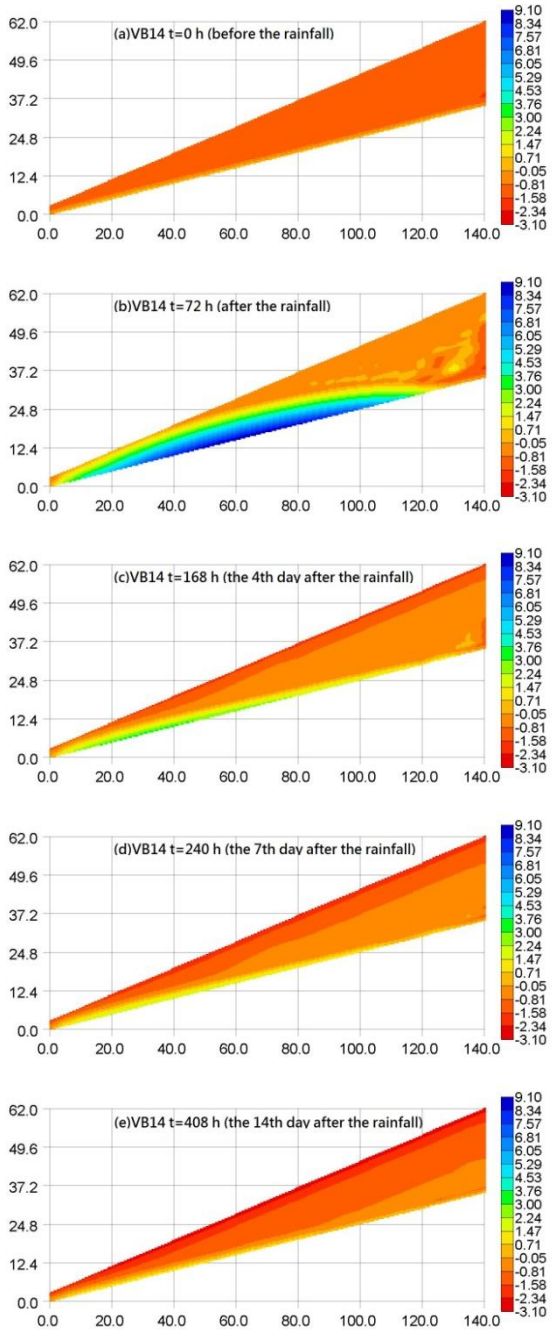


Fig. 7 The water pressure head of the volcanic debris slope with bedrock inclination of 14° at various time (a)t=0h (b)t=72h (c)t=168h (d)t=240h (e)t=408h

3.2 The influence of bedrock locations on the landslide scale and the occurring time

To explore the effect of the different bedrock location condition in the occurring time and scale of the landslide, this study used the constant rainfall intensity (I=20, 40, 60, 80 and 100 mm/h) and duration of 120 hours to conduct simulation. The time-step of the simulation was 1 min, and the simulation results were presented as the following.

3.2.1 Weathered granite slope

For the weathered granite slope cases, the occurring time and the scale of landslides were listed in Table 4, and the critical slip surfaces were shown in Fig. 8.

Due to the higher permeability of weathered granite soil, the water content of the slope can decrease quickly, and the higher water pressure head area usually occurs in the downstream. So regardless of the bedrock locations, the critical slip surfaces in all cases formed in the downstream of the slope during various rainfall intensities, and the scales of landslides were smaller than the volcanic debris slope. In addition, the results in Table 4 also indicated that the landslide occurred earlier when the rainfall intensity was higher. However, due to using the constant rainfall intensity during the simulation, once the surface soil on the slope was saturated; the rainfall can only convert into the surface runoff without infiltration. Therefore, the slip surfaces were identical in the different rainfall intensities sometimes.

Although the initial safety factor of the slope stability was higher for the weathered granite slopes with the steeper bedrock, the landslide occurred earlier. This result could be attributed to the different soil thickness that affected the infiltration time under the higher permeability condition.

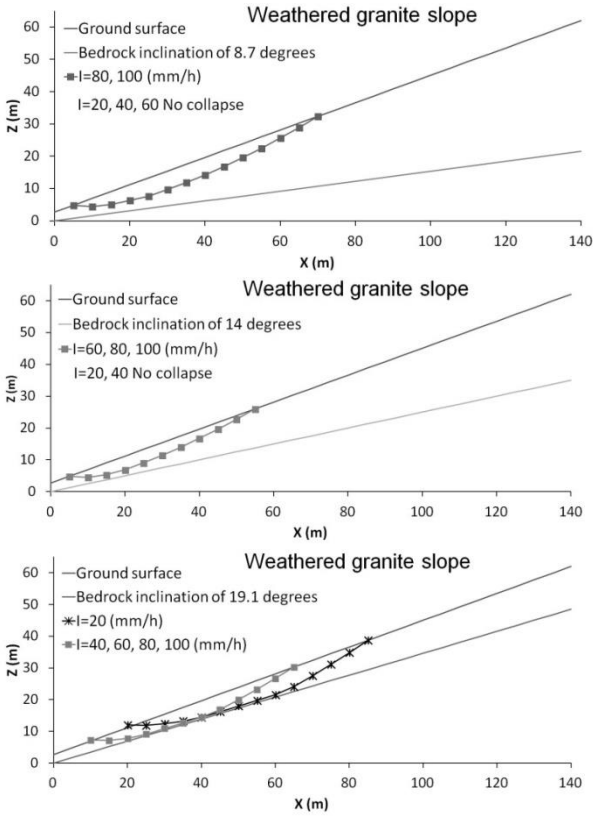


Fig. 8 The critical slip surface of weathered granite slope at different bedrock locations under various rainfall intensities

Table 4 The occurring time and scale of landslides for the weathered granite slope under different rainfall intensities

Bedrock inclination	8.7°		14°		19.1°	
Initial FS	1.568		1.697		1.791	
Rainfall intensity	Time	Scale	Time	Scale	Time	Scale
mm/h	min	m^3/m	min	m^3/m	min	m^3/m
I=20	No collapse		No collapse		5073	265.2
I=40	No collapse		No collapse		3703	176.3
I=60	No collapse		5594	141.5	3321	176.3
I=80	5884	252.9	4478	141.5	2689	176.3
I=100	4966	252.9	3451	141.5	2512	176.3

3.2.2 Volcanic debris slope

For the volcanic debris slope during the different rainfall intensities, the occurring time and the scale of landslides were listed in Table 5, and the critical slip surfaces were shown in Fig. 9.

Since the volcanic debris soil has higher water-retention capacity and relative lower permeability, the higher water pressure head area, which usually caused the slope instability, could occur at the mid- to upstream of the slope, and may

cause the larger-scale landslides. The simulation result also showed that the scale of the landslide was larger in the deeper bedrock location case, and the higher rainfall intensity resulted in the earlier landslide. In addition, the initial safety factor of the slope stability was higher for the steeper bedrock, and the landslide occurred later for the steeper bedrock. The result is different to the weathered granite slopes.

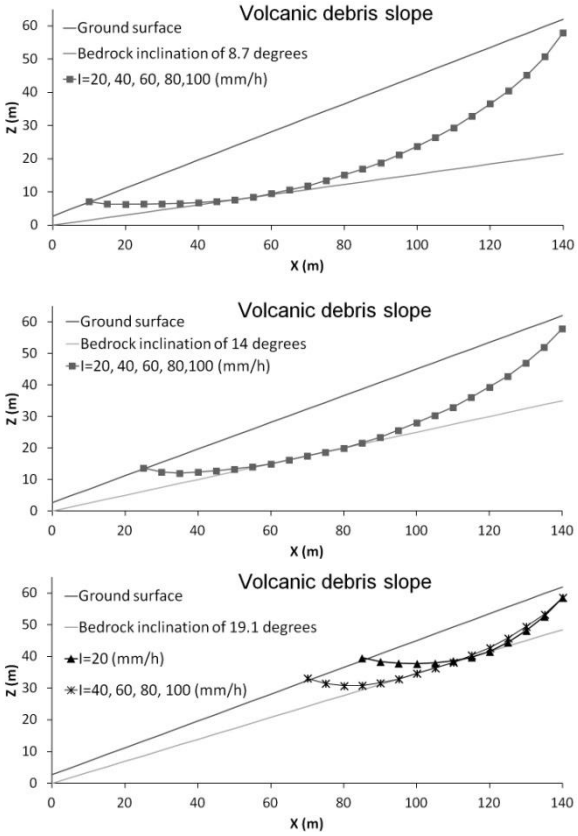


Fig. 9 The critical slip surface of volcanic debris slope with different bedrock locations under various rainfall intensities

Table 5 The occurring time and scale of landslides for the volcanic debris slope under different rainfall intensities

Bedrock inclination	8.7°		14°		19.1°	
Initial FS	1.011		1.076		1.272	
Rainfall intensity	Time	Scale	Time	Scale	Time	Scale
mm/h	min	m^3/m	min	m^3/m	min	m^3/m
I=20	780	1994.1	1496	1429.9	2382	438.0
I=40	428	1994.1	1014	1429.9	1313	581.7
I=60	336	1994.1	754	1429.9	1134	581.7
I=80	279	1994.1	588	1429.9	973	581.7
I=100	239	1994.1	531	1429.9	842	581.7

3.3 Discussions

The simulation result of section 3.1 showed that the weathered granite slopes, which had higher hydraulic conductivity and lower water retention capacity, presented double-peak sub-surface runoff phenomenon in the slope with bedrock inclination of 19.1°. Some studies had revealed the phenomenon of double or delayed hydrograph peak in the actual monitoring cases (Weyman, 1974; Anderson and Burt, 1978; Hihara and Suzuki, 1988), and the phenomenon usually occurred in low relief hillslopes with thick colluvium. Generally, the double peak of the runoff was generated by the hillslope throughflow (Onda, 1992; Onda et al., 2001). However, the simulation results for the volcanic debris slopes, which had lower hydraulic conductivity and higher water retention capacity, showed that the sub-surface runoff didn't appear the double peak phenomenon but the ladder recession of decreasing process.

In spite of the difference of the sub-surface runoff types in the weathered granite and volcanic debris slopes, the simulation results indicated that the influence of bedrock locations was apparent on the discharge and decreasing pattern of the sub-surface runoff. Thus, if we can establish the relation between the rainfall-runoff and the bedrock inclination by continuous and long-term monitoring, it may have the opportunity to develop the simple method of detecting the bedrock location.

Because the volcanic debris soil had high water retention capability, the groundwater table in the volcanic debris slope was obviously higher than the weathered granite slope (see the GB14 of Fig. 5 and VB14 of Fig. 7, all at t = 72hr). It seemed to indicate the volcanic debris slope tends to form a large-scale landslide more likely than the weathered granite slope. This tendency was consistent with the simulation of Fig. 8 and Fig. 9, and Onda et al. (2004) also mentioned of the same results.

Regarding the influence of bedrock locations on the scale of landslides, the simulation results of section 3.2 suggested that for the volcanic debris slopes, which had higher potential of the large-scale landslide, the safety factor of the slope stability was lower and the scale of the landslide was larger in the gentler bedrock. If we can identify the bedrock locations, we could perform preliminary assessment

of the potential of large-scale landslides. The aforementioned proposal of using the rainfall-runoff data to determine the bedrock locations may support this idea.

In addition, the simulation results showed that the influence of bedrock locations on the occurring time of the landslide was different in the weathered granite slopes and the volcanic debris slopes. The findings seemed to indicate that the bedrock location really affected the occurring time of the landslide, but the soil parameters (such as hydraulic characteristics and soil strength) were the key factors for landslides.

4. Conclusion

Compared with other types of sediment disasters, the large-scale landslide had the lower occurrence possibility but the larger scale and extensive disaster. Due to the complex mechanism of the large-scale landslide, the studies of assessing potential and prediction for the large-scale landslide were relative insufficient.

Generally, the depth of the bedrock positions had a certain impact on the potential of large-scale landslides. The traditional investigation of bedrock location was mostly time-consuming and expensive. This study preliminarily explored the relation between the rainfall-runoff and bedrock locations by the Integrated Rainfall-Infiltration-Slope stability (IRIS) model. The proposed relation in this study can be used as a preliminary method to determine the bedrock locations, and as the basis for further potential evaluation of large-scale landslides.

References

Anderson, M. G. and Burt, T. P. (1978): The role of topography in controlling throughflow generation, Earth Surface Processes, Vol.3, No.4, pp.331-344.

Chigira, M. (2009): September 2005 rain-induced catastrophic rockslides on slopes affected by deep-seated gravitational deformations, Kyushu, southern Japan, Engineering Geology, Vol.108, No.1-2, pp.1-15.

Dahal, R. K. (2012): Rainfall-induced landslides in Nepal, International Journal of Erosion Control Engineering, Vol.5, No.1, pp. 1-8.

Fujita, M., Ohshio, S. and Tsutsumi, D. (2010): Effect of climate change on slope failure risk degree in river basin, Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol.53B, pp. 515-525.

Fujita, M. and Tsutsumi, D. (2008): Several important issues from field and model investigations on landslides, Proceedings of hydraulic engineering, Vol. 52, pp. 9-12.

Hihara, T. and Suzuki, K. (1988): The double-peaked hydrograph during storm events in a small watershed of the tama hills, west of Tokyo, Geographical Review of Japan, Vol. 61, No. 11, pp. 804-815.

Istok, J. (1989): Groundwater Modeling by the Finite Element Method, Washington DC, American Geophysical Union.

Katsuyama, M., Fukushima, K. and Tokuchi, N. (2008): Comparison of rainfall-runoff characteristics in forested catchments underlain by granitic and sedimentary rock with various forest age, Hydrological Research Letters, Vol. 2, pp. 14-17.

Kosugi, K. I. (1996): Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties, Water Resource Research, Vol. 32, No. 9, pp. 2697-2703.

Kubota, T. and Nakamura, H. (1991): Landslide susceptibility estimation by critical slip surface analysis combined with reliable analysis, Journal of Japan Landslide Society, Vol. 27, No. 4, pp. 18-25.

Onda, Y. (1992): Influence of water storage capacity in the regolith zone on hydrological characteristics, slope processes and slope form, Zeitschrift für Geomorphologie Nene Folge, Vol. 36, pp. 165-178.

Onda, Y., Komatsu, Y., Tsujimura, M. and Fujihara, J. (2001): The role of subsurface runoff through bedrock on storm flow generation, Hydrological Processes, Vol. 15, No. 10, pp. 1693-1706.

Onda, Y., Tsujimura, M., Fujihara, J. and Ito, J.I. (2006): Runoff generation mechanisms in high-relief mountainous watersheds with different underlying geology, Journal of Hydrology, Vol. 331, No. 3-4, pp. 659-673.

Onda, Y., Tsujimura, M. and Tabuchi, H. (2004): The role of subsurface water flow paths on

hillslope hydrological processes, landslides and landform development in steep mountains of Japan, Hydrological Processes, Vol. 18, No. 4, pp. 637-650.
Tsou, C.Y., Feng, Z.Y. and Chigira, M. (2011): Catastrophic landslide induced by Typhoon Morakot, Shiaolin, Taiwan, Geomorphology, Vol. 127, No. 3-4, pp. 166-178.
Tsutsumi, D. and Fujita, M. (2008a): Relative importance of slope material properties and timing of rainfall for the occurrence of landslides, International Journal of Erosion Control Engineering, Vol. 1, No. 2, pp. 79-89.
Tsutsumi, D. and Fujita, M. (2008b): Study on processes of landslide occurrence depending on the soil physical properties, Proceedings of hydraulic engineering, Vol. 52, pp. 565-570.
Uchida, T., Yokoyama, O., Suzuki, R., Tamura, K. and Ishizuka, T. (2011): A new method for assessing deep catastrophic landslide susceptibility, International Journal of Erosion Control Engineering, Vol. 4, No. 2, pp. 32-42.
Weyman, D. (1974): Runoff processes, contributing area and streamflow in a small upland catchment, In: Gregory, K. and Walling, D. (eds.) Fluvial Processes in Instrumented Watersheds. UK: Institute of British Geographers Special Edition No. 6.
Wu, C.H., Chen, S.C. and Chou, H.T. (2011): Geomorphologic characteristics of catastrophic landslides during typhoon Morakot in the Kaoping Watershed, Taiwan, Engineering Geology Vol. 123, No. 1-2, pp. 13-21.
Yamagami, T. and Ueta, Y. (1988): Search for critical slip lines in finite element stress fields by dynamic programming, Proc. 6th International Conference on Numerical Methods in Geomechanics, Innsbruck, Austria.
Yamakoshi, T., Ishizuka, T., Kaji, A., Ito, Y., Osaka, S. and Nakagome, A. (2012): Quick monitoring tool for landslide dam outburst debris flow and its application to the actual disaster, EGU: 6882.

(Received June 11, 2013)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

設置角度の異なる単独水制周辺の粒度分布変化に関する研究

Study on Sediment Sorting around Single Spur-dike with Different Orientations

水谷英朗・中川一・川池健司・張浩・Quentine LEJEUNE(1)

Hideaki MIZUTANI, Hajime NAKAGAWA,
Kenji KAWAIKE, Hao ZHANG and Quentine LEJEUNE(1)

(1) フランス・ストラスブール大学大学院

(1) National School of Water and Environmental Engineering of Strasbourg, France

Synopsis

This paper presents an experimental study on the impacts of orientation of a spur-dike on the bed topography and sediment sorting process of bed surface around a single impermeable spur-dike. The importance of one governing parameters, the orientation of the spur-dike, was emphasized through quantitative and qualitative evidences. It was found that each case of the spatial progress patterns of scour-deposition and sediment sorting were different in comparison with different types of orientations. Compared with the deflecting and attracting types of spur-dike, the repelling type has the property of promoting deposition in the wake region of the spur-dike. This property is caused by the difference of flow structure in the vicinity of spur-dike. The coarsened longitudinal region and fine sediment regions were observed, and it was indicated that the repelling type of spur-dike has the strongest intensity of sediment sorting of the three orientations of spur-dikes under same approach flow condition.

キーワード: 水制，設置角度，局所洗掘，堆積，粒度変化，混合砂
Keywords: spur-dike, orientation, scouring, deposition, sediment sorting, mixture sediment

1. はじめに

水制は代表的な河川構造物で，一般的には河岸から様々な角度で張り出した形状となっている．川の水を部分的に遮断することによって流れの方向を変え，複雑な３次元乱流を生み出す構造物である．水制の基本的な機能としては，「流速を低下させる」，「水流の方向を変化させる（水刎ね）」の二つである．そして，この二つの機能から得られる様々な効果から，古くから世界各国で河岸処理技術として用いられてきた．河岸侵食対策や航路維持，さらに近年では河川環境向上等の目的で水制工を設置している．

これまで水工学分野において，水制を代表とする河川構造物周辺の流れ構造，河床洗掘機構の解明および洗掘深予測についての実験的研究が世界各国で盛んに行われてきた．代表的な研究としては，設計時に役に立つ最大洗掘深予測式を提案したMelville(例えば，1992)の研究，水制周辺の複雑な流れ構造の理解に努めた研究はたくさんあるが，例えばZhangら(2009)やDuan(2009)の研究，T型・L型や透過不透過混合型等の複雑な形状を有する水制の研究（Vaghefi et al., 2009; 鈴木ら, 2010; 小倉ら, 2012），実河川を用いた清水ら（2004） や福留ら（2010）ら

の研究などがある．

これまでの精力的な研究により，水制設置により周辺河床がどれだけ洗掘するか，洗掘もしくは堆積する場所，水制設置による流れの変化，水制の設計条件（長さ，高さ，形状，設置角度等）が洗掘や堆積に与える影響については，多くのことが解明されてきた．ただし，これまでの水制周辺の局所洗掘に着目した移動床の実験的研究は，労力面の考慮や現象を単純化できることから粒径の一様な均一砂河床を用いた実験が多く，混合砂を用いた移動床実験の研究事例はそれほど多くなく，水制周辺の粒度変化については未解明な部分が多く残されている．1990年代以降からは，数値シミュレーションによる研究も盛んに行なわれているが，水制周辺においては流れも複雑で局所的な変化が大きく，数値モデルのみの結果により水制周辺の粒度分布変化の現象が議論できるまで，数値モデル技術の信頼性が保証されている状況には未だない．

河床材料の粒度分布は河川を構成する重要な要素であり，流れに対する河床の安定性だけでなく，植生や魚など水生動植物の生息域，魚の産卵床などに対しても重要な要素である．社会要望の変化に応じて生態系などの環境を意識した高度な水制工の施工と計画が現場では求められている中，先述した背景より，混合砂河床における水制周辺の粒度変化に着目したさらなる実験的研究を実施し，混合砂河床上で起こる流砂現象の理解に努めることは非常に重要である．

著者らは，これまで直角型の単独水制に対して均一砂と混合砂河床を用いた移動床実験と流れ場の計測を地道に行い，非越流型および越流型水制がもたらす河床表層の粒度変化と３次元的な流れ構造の解明に取り組んできた(Zhang et al., 2010，水谷ら（2010,2011,2012）, Mizutani et al, 2011, 2012)．本稿は，それらの研究の次のステップとして，水制工の設置角度が河床地形および周辺の粒度変化にもたらす影響について調べるために実施した混合砂移動床実験の結果について考察を行ったものである．

2.　設置角度の異なる単独水制周辺の移動床実験

2.1　実験水路と実験方法

実験には，京都大学防災研究所宇治川オープンラボラトリーの幅0.4m，長さ8m，路床勾配i=1/1000の長方形直線開水路を用いた．Fig. 1にはその実験水路の模式図を示しており，図のように上流側の整流部を経て4mの位置に長さ1.7mのサンドピットを設けた水路を用いた．また，移動床開始地点（サンドピット上流端）から下流50cmの右岸側にFig. 2に示すように通水幅10cmを塞ぐように，幅1cmの不透過水制を側壁に設置し，角度は上流向き，直角，下流向きになるよう３種類に対して実験を実施した．

実験の手順は，まず下流端のゲートを閉じ，実験開始前に河床の砂粒が動かぬように水を塞き止めながら水路内をゆっくりと水で満たし，そして水深が設定条件に到達した後，塞き止めたゲートとポンプのバルブを開け設定流量を通水し実験を開始している．通水中には，実験水路上空から一眼レフカメラ(Nikon D5000)によりインターバル撮影を行い，河床や粒度分布の時間変化を撮影し，また通水終了時直前の準平衡河床状態においては，上空に設置したビデオカメラにより表層流れ場を撮影し，その動画をPIV法により表層流れ場の解析を実施している．その後，ポンプを停止して通水終了後，実験水路と移動床範囲に溜まった水を排水し，水路上部で縦断方向に移動可能な台車に設置されたレーザー変位計（KEYENCE 社製LK-2000）を用いて最終河床形状の計測を行った．また，河床表層の粒度分布については，後に示す水制周辺の複数地点において，薬さじを用いて実験で用いた混合砂材料の最大粒径2.8mmの厚さ目安に表層の河床材料を慎重に採取し，粒度分析を行った．そして，相対的に目立って粗粒化および細粒化する領域については，その座標値を記録し，その領域内の代表地点についても粒度分析を行っている．

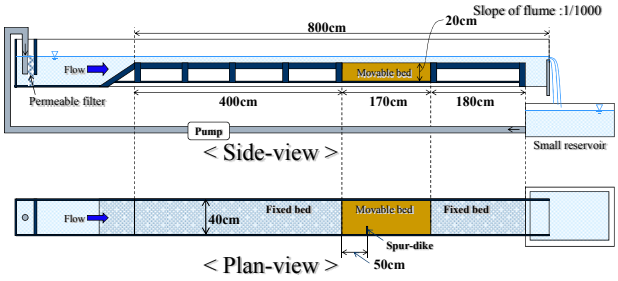


Fig. 1 Sketch of the experimental flume

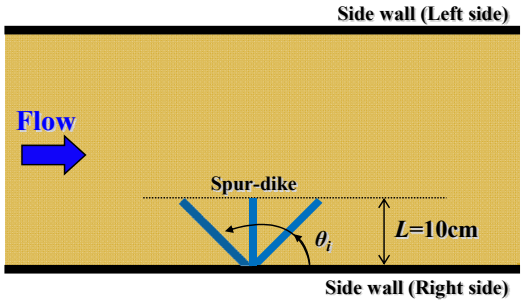


Fig. 2 Sketch of orientation of spur-dike

2.2 実験条件

本実験の接近流れの水理条件をTable 1に示す．本実験では，水制上流側から与える水理条件を全ケース同じとし，河床材料条件や水制設置角度や高さを実験ケース毎に変更することによって，主には水制設置角度の違いがもたらす水制周辺の地形変化，そして河床表層の粒度分布変化に与える影響を明らかにしている．

実験に使用した砂は，珪砂４号の平均粒径(D_{m0})が1.03mmの均一砂河床，そして混合砂ケースについては視覚的に河床表層の粒度分布の違いが確認できるようにカラーサンドを用いている．カラーサンドには粒径の小さい区分から赤（0.125mm≦d＜0.50mm）・青（Blue :0.50mm≦d＜1.40mm）・黒（Black:1.40mm≦d＜2.36mm）とし，三色を水路外で斑がなくなるまで良く混合させてからサンドピット内に敷き詰めている．Fig. 2に均一砂とカラーサンド混合砂の粒度分布を示しており，カラーサンド混合砂の平均粒径についても，実験結果比較のために均一砂と同等になるよう設定している．Table 1の水理条件では，活発な土砂移動は水制周辺のみに限られる静的洗掘(clear-water scour)の状態にあるため，今回の実験についても上流からの土砂供給は行っていない．全ケースの通水時間は，本条件でほぼ平衡河床に近い河床形状が形成されることがこれまでの実験より確認できている３時間とした．

Table 1 Hydraulic conditions

Flow discharge Q (l/s)	5.7
Channel slope I	1/1000
Channel width B (cm)	40.0
Flow depth h (cm)	5.0
Flow velocity U (cm/s)	28.5
Friction velocity U_* (cm/s)	1.98
Reynolds number Re	14,250
Froude number Fr	0.41

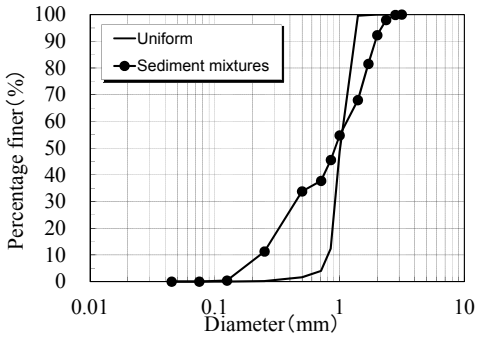


Fig. 3 Grain size distributions of sediment particles at initial bed

実験ケースは，Table 2に示す非越流型水制６ケース（Case1-Case6），越流型水制６ケース（Case7-Case12）の計１２ケースである．各越流条件に対して，均一砂・混合砂，そしてFig. 2に示すように水制設置角度３方向（直角：Deflecting，上流向き：Repelling，下流向き：Attracting）に対して実験を実施している．

Table 2 Experimental conditions for all cases

No.	Case name	S_h/h	D_{m0} (mm)	σ_g	U_*/U_{*c}	θ_i (deg.)
1	U-NS-D	>1.0	1.03	1.14	0.83	90
2	U-NS-R					135
3	U-NS-A					45
4	M-NS-D		1.01	2.55	0.84	90
5	M-NS-R					135
6	M-NS-A					45
7	U-S-D	0.5	1.03	1.14	0.83	90
8	U-S-R					135
9	U-S-A					45
10	M-S-D		1.01	2.55	0.84	90
11	M-S-R					135
12	M-S-A					45

3. 実験結果とその考察

まず最初に，非越流型水制実験の通水３時間後のほぼ平衡河床に違い最終河床形状をFig. 4に示す．Table 3はFig. 6に示す洗掘孔の大きさを示すパラメータを整理している．Fig. 4からも容易に確認できるように，水制設置角度の違いは水制周辺の局所洗掘および堆積特性にも影響をもたらしていることが確認できる．均一砂および混合砂の違いは洗掘深，洗掘孔の大きさや堆積の程度に影響を及ぼすことが分かっているが，本実験の結果より設置角度の違いによりその河床地形の空間的特性にまで違いを生じさせていることが確認できる．そして越流型水制の場合も例外ではないことが分かる(Fig. 5). このように，水制の設置角度は周辺河床の空間形状を決める重要な要素であり，これらはその水制設置角度の違いがもたらす３次元流れの特性が，異なる河床形状をもたらしていることは容易に推測できる．

本章では，以降の節において設置角度の異なる水制がもたらす局所洗掘特性および堆積特性，３次元流れ，そして最後に粒度分布変化特性について順に考察する．

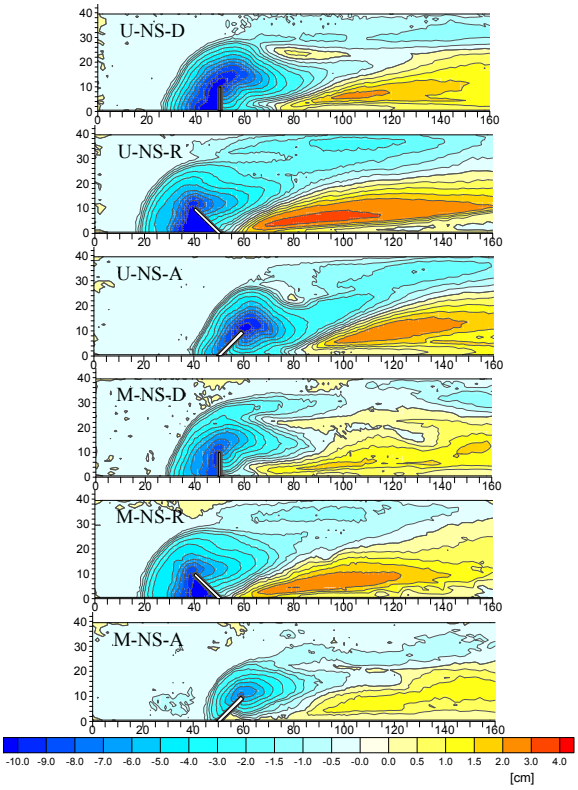


Fig. 4 Bed contour at the quasi-equilibrium stage for different orientations with uniform/non-uniform sediment bed under non-submerged conditions (Cases 1–6)

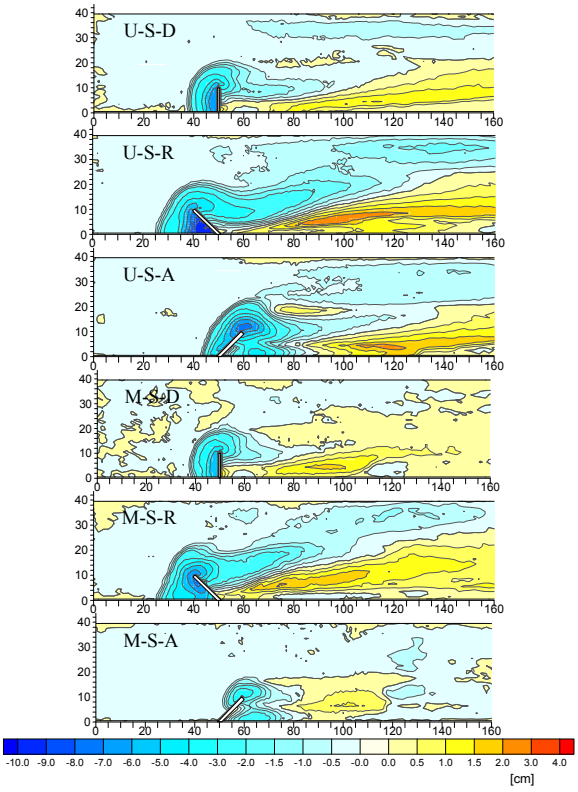


Fig. 5 Bed contour at the quasi-equilibrium stage for different orientations with uniform/non-uniform sediment bed under submerged conditions (Cases 7–12)

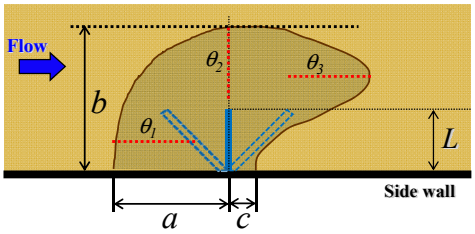


Fig. 6 Sketch of scour hole dimension parameters

Table 3 Bed topography features in current experiments.

No.	1	2	3	4	5	6
Case Name	U-NS-D	U-NS-R	U-NS-A	M-NS-D	M-NS-R	M-NS-A
e_m(cm)	11.7	12.3	10.8	9.3	10.8	7.2
e_{m*}	1.65	1.74	1.53	1.32	1.53	1.02
V_s(cm^3)	5481	6422	4960	3662	4993	1699
V_d(cm^3)	1788	2947	1792	1847	2550	1236
a/L	2.3	3.2	1.1	2.1	3.2	0.4
b/L	2.8	2.8	2.7	2.9	2.8	2.3
c/L	2.0	0.5	3.1	1.0	0.4	0.0
θ_1(deg.)	27.4	32.1	30.2	22.8	26.2	26.9
θ_2(deg.)	31.0	26.4	30.6	23.6	24.0	28.2
θ_3(deg.)	14.0	13.7	17.0	12.7	12.8	13.0

No.	7	8	9	10	11	12
Case Name	U-S-D	U-S-R	U-S-A	M-S-D	M-S-R	M-S-A
e_m(cm)	6.8	10.1	7.4	5.9	7.3	3.9
e_{m*}	0.96	1.43	1.05	0.83	1.03	0.55
V_s(cm^3)	1284	2682	1896	918	1979	486
V_d(cm^3)	1147	1600	1154	1175	1757	600
a/L	1.2	2.4	0.7	1.1	2.4	0.0
b/L	2.0	2.0	2.2	2.1	2.2	1.7
c/L	0.0	0.0	3.3	0.0	0.0	2.9
θ_1(deg.)	29.2	26.1	33.0	25.7	21.7	0.8
θ_2(deg.)	25.0	25.8	31.4	22.8	26.7	27.8
θ_3(deg.)	7.4	4.2	9.3	6.3	8.6	10.9

* e_m: maximum scour depth.
V_s: Scour hole volume, V_d: Deposition volume.

3.1 局所洗掘と堆積

水制周辺の局所洗掘は，実験開始直後に水制先端から始まり初期の洗掘孔を形成し，最初の５分間程度はその変化が著しい．そして，水制頭部付近の洗掘孔は水制前面の下降流に誘発された馬蹄形渦によって水制上流側において洗掘孔が発達する．本実験の通水３時間は，準平衡河床となるには十分な時間で，この段階では砂粒の移動はわずかで河床の変化は無視できる程度となっている．Fig. 4とFig. 5より水

制設置による河床変化の大きな特徴である水制頭部と前面域の洗掘と水制域下流側の堆積域が確認できる．その洗掘孔の形状や堆積の程度は水制の設置角度によって異なっており，その傾向について本実験結果を用いて整理する．

これまで，いくつかの既往研究において水制設置角度が局所洗掘に与える影響が議論されている（例えば，Elawady et al. 2001a,b; Ezzeldin et al. 2007）．しかし，まだまだ断面的な知識が蓄積されているような状況で総括的に整理されておらず，また十分に理解されていない現象も多く，先述したように水制設置角度の違いがもたらす粒度変化特性についてはほとんど未解明である．本研究では，水制模型により移動床実験の結果を利用して，水制設置角度の違いがもたらす粒度変化特性をを明らかにし，流れ場の計測と数値シミュレーションも合わせて実施し，水制設置角度の違いがもたらす粒度分布変化と３次元流れの特性について考察を行う．

まず，Fig. 4，Fig. 5から確認できるように，異なる水制設置角度によって得られた最終河床形状には大きな違いがあることが確認できる．例えば，直角型水制では水制前面域と水制頭部近傍の洗掘が大きく，上流向き水制では水制前面域，特に河岸近傍で洗掘が顕著で最大洗掘深が他ケースに比べて最も大きくなっている，そして，下流向き水制は河岸側の洗掘深が大きく軽減していることが特徴で容易に図から確認できる．

Melville(1992)は，河道内の橋台や水制等の設計計画のための周辺河床の最大洗掘深予測式を提案しており，その式において水制設置角度の影響をパラメータK_θにより反映させている．その予測式内においては，直角型水制を基準とし，水制設置角度によって最大洗掘深が軽減もしくは増大しており，上流向きでは１割近く最大洗掘深が大きくなり下流向きでは１～２割程度最大洗掘深が軽減したパラメータが設定されており，本研究の実験結果も同様な最大洗掘深と設置角度の関係性が得られている(Table. 3).

また，混合砂河床上の洗掘を考える場合は，さらにもう一つ重要なパラメータを考える必要がある．水谷ら（2011）は，粒度分布の幾何標準偏差σ_gと最大洗掘深に関する重要な関係性を示した．Fig. 7は非越流型単独水制に関する最大洗掘深と幾何標準偏差σ_gの関係性を示したもので，水制設置角度の異なる本研究の成果も合わせて表示したものである．図から確認できるように，直角型水制の場合(NS-D: Non-Submerged Deflecting cases)においては，線形に近い関係が得られている．設置角度の異なる本研究の実験ケースの数は多くないため明瞭な違いや関係性を示すことは難しいが，上流向き水制(NS-R: Non-Submerged Repelling cases)では最大洗掘深のσ_gの増加による軽減の程度が緩やかになっており，下流向き水制(NS-A: Non-Submerged Attracting cases)では反対に，σ_gの増加による最大洗掘深軽減の程度が直角型水制に比べて大きくなっている傾向が本実験の条件内で確認できる．これらの違いは，σ_gとの関係性であるため，水制設置角度の違いにより分級（粗粒化）の進行速度が異なってくることを意味していると考えられるが，本実験結果のみでは，水制設置角度と粗粒化の進行速度に関する明確な関係性が残念ながら議論できていないため，この点についてはさらなる実験と分析が必要である．

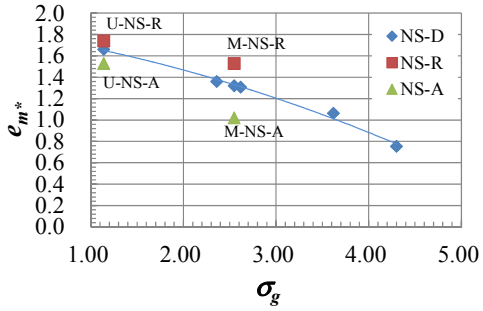


Fig. 7 Relationship between maximum scour depth and geometric standard deviation

次に，洗掘孔の空間的な形状の違いをもう少し分かり易くするために，洗掘孔体積をFig. 8に示すように，水制設置位置より上流側と下流側，そして，水制域(y=0cm～y=*L*cm)と主流路域(y=*L*cm～y=*B*cm)の４領域に分けてレーダーチャートとしてFig. 9に示した．主流路域については，水制先端位置を基準に分割している．

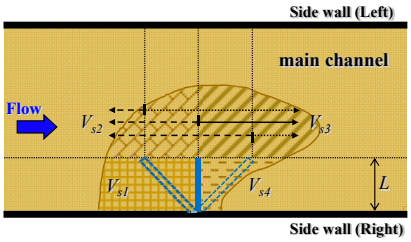
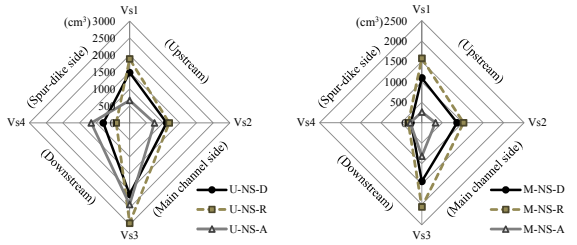


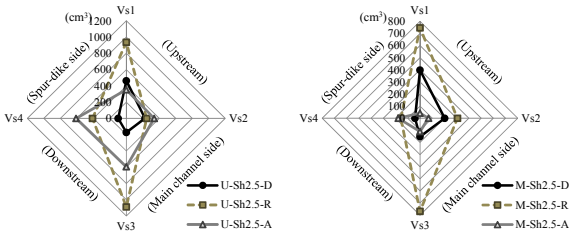
Fig. 8 Sketch of division of scour hole volume

３つの設置角度内において，上流向き水制ケースが最も最大洗掘深が大きいため，全体の堆積量が最も大きくなる自然な結果であるが，上流向き水制ケースは特に水制設置位置下流側の主流路 (Vs3)と水制域上流側の洗掘(Vs1)が他ケースに比べて顕著で，水制域下流側(Vs4)は全体的に洗掘量が小さい傾向があることが分かる．下流向き水制ケースにおいて

は，他ケースとは異なり４領域内で相対的に水制設置位置より下流域の洗掘量が大きくなる傾向もFig. 9から確認できる．そして，越流状態の水制条件では水制上部においてそのまま流れが通過し，非越流状態に比べ水制頭部近傍での流れの集中度合が減少するため，全ケース洗掘量・最大洗掘深が減少している（Mizutani et al., 2011）．そして，越流状態の上流向き水制ケースも非越流状態と同様に主流路の水制下流側において洗掘が他ケースより卓越する結果となっている．Fig. 5からも確認できるように，洗掘孔が水制下流側において主流路側へと伸びていることが特徴的である．



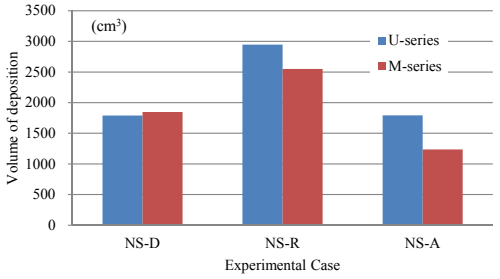
(a) Non-submerged condition



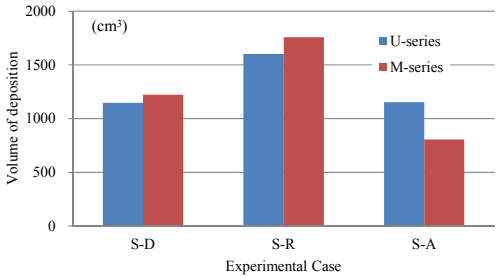
(b) Submerged condition.

Fig. 9 Division of the scour volume (uniform sediment, right; mixture sediment)

次に各設置角度の水制背後の堆積特性について着目する． Fig. 10は最終河床における水制背後の総堆積量を非越流，越流に分け，各設置角度対して比較したものである．図より上流向き水制ケースが越流状態に関係なく水制背後に最も堆積を促す特性を有していることが確認できる．この特性は側岸侵食に対して有効であるが，上流向き水制は３つの設置角度の中で水制上流側の側岸で最も大きな侵食特性があることを忘れてはいけない．上流向き水制を設計する場合は，上流側の側岸に対して何らかの対策を講じた上で下流側に土砂堆積を促すことを考えなければならない．そして，上流向き水制では水制背後域で土砂堆積によって河積減少による主流路域における洗掘促進がFig. 4(U-S-R, M-S-R)とFig. 9の本実験結果からも確認できる．



(a) Non-submerged condition.



(b) Submerged condition.

Fig. 10 Total volume of deposition for different orientations.

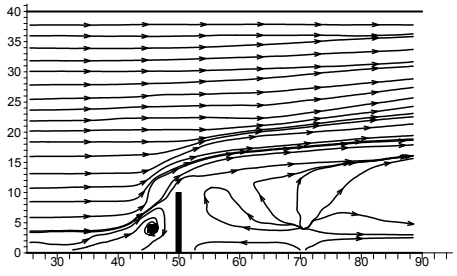
3.2 3次元流れ

水制の設置角度の違いが，周辺の３次元的な流れ場において影響を及ぼし，河床近傍の流れ場において違いを有していることは，これまで示した河床変化結果の違いから容易に推察できる．ここでは，表層の流れ場については，実験で撮影した動画とPIV解析から得られた表層流れ場を示し，水面下の流れ場については，実験より得られた河床地形と我々の研究グループがこれまで開発を進めている非構造格子系の３次元流れのRANSモデル(Zhang et al. 2009, Mizutani et al. 2012)を用いて数値シミュレーションを行ったので，その結果を合わせて考察を行った．

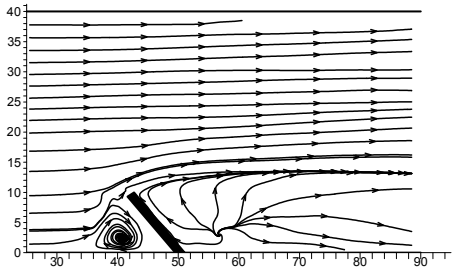
Fig. 11にはPIV解析から得られた３つの水制設置角度の表層流れ場の時間平均場を示し，Fig. 12からFig. 15には数値シミュレーションモデルより得られた３次元流れの解析結果を示している．

表層の流れ場では，扇形の放射状流れが非越流状態のどの設置角度ケースの水制背後にも現れており，水制背後において湧昇域があることが分かる．また，河床から0.5cmの高さにおける底面流速場(Fig. 12)では，水制設置位置を通過した下流側では，水制先端近傍を中心にして流れが横断方向に分離していることが確認できる．この流れの分離によって生じる水制背後へ向かう流れは，水制近傍で河床から離脱した砂粒を水制背後域へと輸送し堆積を促すもの

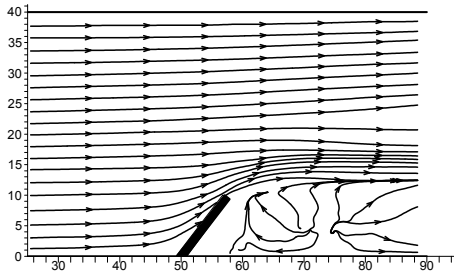
である．そして，水制背後へと向かう底面流れは，水制背後の側壁にぶつかり上向き流れになり，その位置は水制背後の湧昇域と一致することがFig. 11とFig. 12を見比べると分かる．このように水制背後へと向かう底面流れが湧昇流域を齎していることが確認でき，それは湧昇流の中心位置は設置角度によって異なるが設置角度に関係なく存在することが分かる．



(a) Deflecting case (M-NS-D).



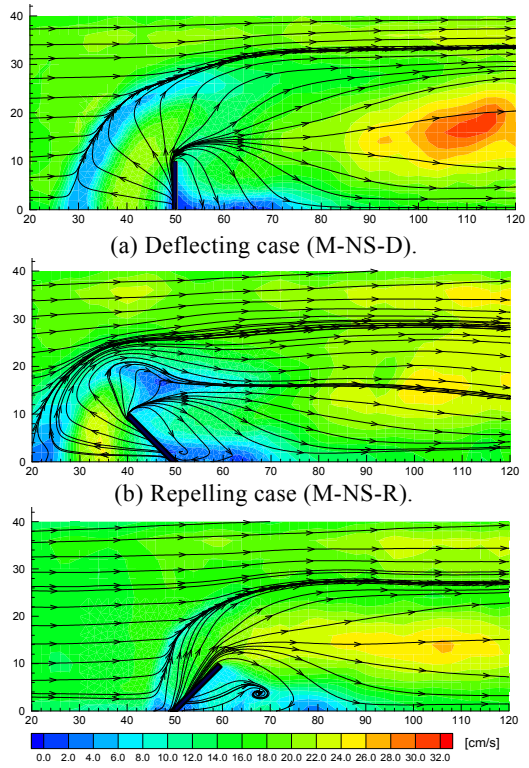
(b) Repelling case (M-NS-R).



(c) Attracting case (M-NS-A).

Fig. 11 Streamline of flow field at the water surface in the case of non-submerged conditions (Cases 4–6)

次に，十分に発達した洗掘孔内の河床近傍流れにおいて，洗掘孔縁の内側に低流速域が形成されていることが Fig. 12 より確認できる. それは上流から来る流れと水制の存在によって上流向きや洗掘孔縁へと向かう流れの収束域であることが分かる. そして，その収束した流れは，極端に向きを変えながら洗掘孔縁に沿って下流へ向かう流れとなる．上流向き水制ケースにおいては，その底面近傍の収束域の幅が他ケースに比べて広い傾向を有しており，また，水制先端から少し離れた下流側(x=50cm，y=16cm 近傍)において，他ケースには見られない特徴的な底面近傍の低流速領域が確認できる(Fig. 12(b))．Fig. 13 には水制設置横断面(水制先端から下流へ 5cm の位置)の流速ベクトル図を示している．Fig. 13(b)よりその底面近傍の低流速域（上流向き水制）は，水制上流側から形成されている馬蹄形渦の一部であることが確認でき，その馬蹄形渦自体の流速は直角型水制に比べて小さいことが特徴的である．今回の数値シミュレーション結果の比較より，異なる設置角度の水制先端近傍の流れ構造には大きな違いがあることが明らかになった．Fig. 13 には水制設置横断面の流速ベクトル図を示しているが，直角型水制，上流向き水制，下流向き水制では水制先端近傍表層の下向き流れに大きな違いがあることが分かる．直角型水制では，他ケースと比べて大きな下向き流れとなっているが，上流向き水制では対岸側（主流路側）下向きへとより偏向され，下流向き水制では下降流が軽減されていることが確認できる．Fig. 14 の水制先端近傍の縦断図(y=12.5cm)からも明らかで，直角型水制では水制設置位置近傍とその下流域で下降流が広範囲に亘って卓越していることが確認でき，上流向き，下流向きの順にその程度も小さくなっていることが確認できる．これらは水制設置位置下流側での洗掘の大きさの違いを説明できるもので，水制先端近傍での下降流の大きさが洗掘に大きな関係があることを示している．直角型水制では Fig. 13(a)に示されるように，水制先端近傍で下向き流れが卓越し，その両側にその下降流によって加速された顕著な渦が存在する．上流向き，下流向きの水制ケースでは，下降流の程度が小さいため，直角型水制ケースに比べ馬蹄形渦の流速が弱まっている．上流向き水制においては，その主流路側へと向かう斜め下向きの下降流によって馬蹄形渦が押しつぶされており(Fig. 13(b))，また表層近傍での主流路側へと向かう流れは，馬蹄形渦の流れと逆向きで渦を弱める方向へと働くことになるため，その下降流の向きが馬蹄形渦自体の流速に与える影響も少なくないと考えられる．このように，この水制先端近傍の下降流の向きの違いが周辺の渦構造に影響を及ぼし，河床近傍の流れの違いを生み出している．そして，河床近傍流れの水制による主流路側への水刎ね効果は上流向き水制ケースが３ケースを比較すると最も弱いことが分かる．この傾向は，先述した水制背後の堆積特性の違い（Fig. 10）を説明できるもので，上流向き水制は河床近傍流れにおいて水制による水刎ね効果が弱く，主流路側へ輸送される砂粒の量が減少し，比較的流速の弱い水制背後へ輸送され堆積を増加させている．

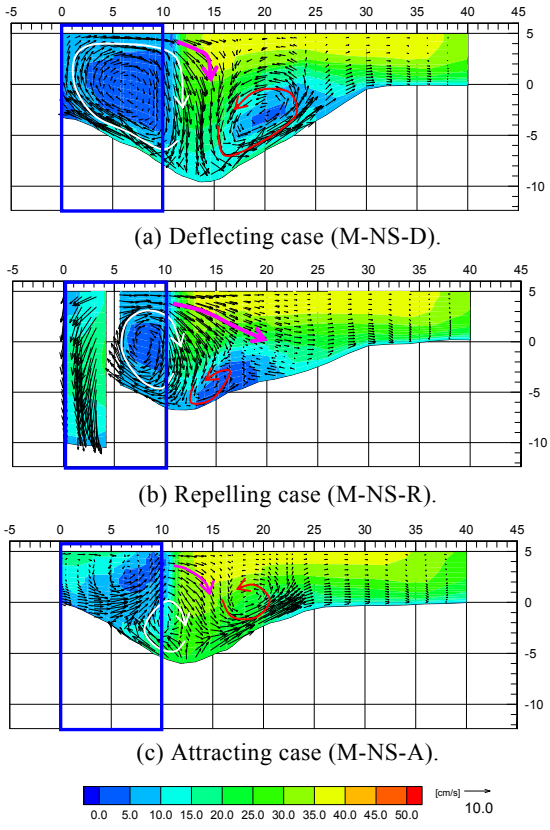


(a) Deflecting case (M-NS-D).

(b) Repelling case (M-NS-R).

(c) Attracting case (M-NS-A).

Fig. 12 Streamline of simulated flow field near the bottom with velocity contour in the case of non-submerged conditions (Cases 4–6)

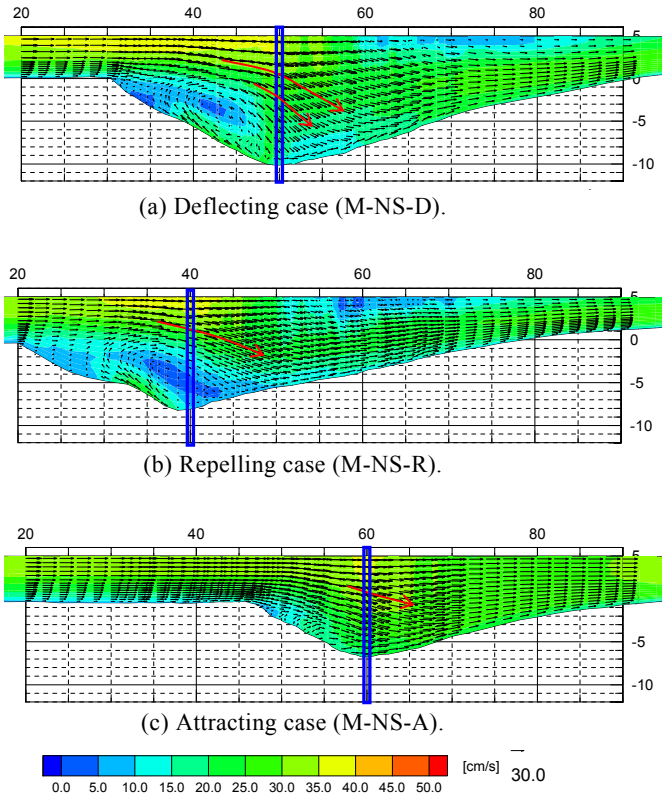


(a) Deflecting case (M-NS-D).

(b) Repelling case (M-NS-R).

(c) Attracting case (M-NS-A).

Fig. 13 Velocity vectors of cross-section at 5cm downstream from the tip of the spur-dike in the case of non-submerged conditions (Case 4, x=55cm; Case 5, x=45cm; Case 6, x=65cm)

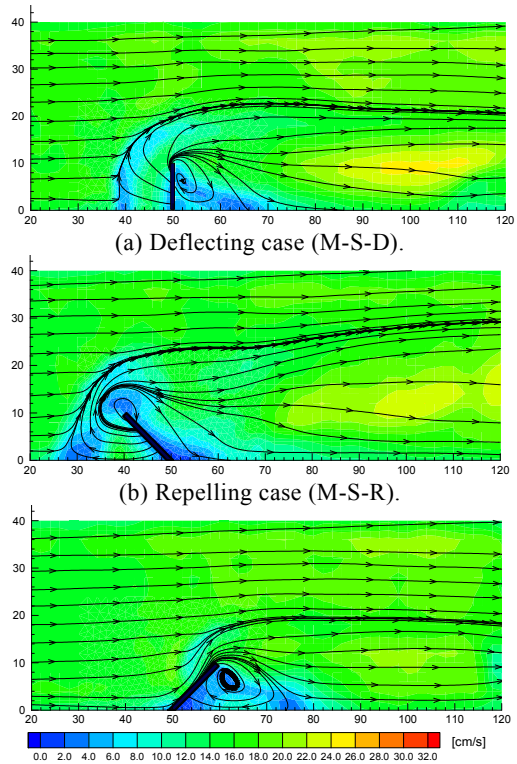


(a) Deflecting case (M-NS-D).

(b) Repelling case (M-NS-R).

(c) Attracting case (M-NS-A).

Fig. 14 Velocity vectors of longitudinal section at y=12.5cm in the case of non-submerged conditions (Cases 4–6)



(a) Deflecting case (M-S-D).

(b) Repelling case (M-S-R).

(c) Attracting case (M-S-A).

Fig. 15 Streamline of simulated flow field near the bottom with velocity contour in the case of submerged conditions (Cases 10–12)

一方，水制が越流状態となると，非越流状態に比べて水制下流側の横断方向への流れの分離傾向が弱まっており，Fig. 15の流線も水制下流側ではそのまま下流方向へと伸びていることが確認できる．この越流状態による底面近傍流速の横断方向への流れの弱まりは，砂の分級効果を弱めていることを意味する．越流状態になると横断方向への流れは弱まるが，３つの設置角度の中では上流向き水制が比較的横断方向の流れが大きいことが確認でき，後に示す粒度分布の傾向にも現れている．

3.3　河床粒度変化

直角型水制１基周辺の分級現象については，これまで基礎的な混合砂移動床実験によるデータを地道に蓄積し，現象の理解に努めてきた(Mizutani et al. 2012)．それらの分析結果から，水制近傍の複雑な底面近傍流れは，主に水制周辺のいくつかの渦構造により支配されており，渦構造に支配されて洗掘孔縁へ方向づけられた底面近傍流れと洗掘孔自体の局所的に急な河床勾配が，水制を迂回しながら下流へ輸送される砂粒を分級する機能が明らかになってきた．その分級によって縦断方向に粗粒化領域，さらにその両側に細粒化領域が形成されることがこれまでの直角型水制の実験により明らかになってきている．

Fig. 16には初期の平均粒径より無次元化された混合砂ケースの最終河床表層の平均粒径結果を示している．この図において，色塗りされた丸は粒度分布調査地点を示し，その色によって平均粒径の初期からの変化（暖色：粗粒化，寒色：細粒化）を示している．また赤線で囲われた領域については，粗粒化が相対的に顕著な領域を示しており，破線で囲まれた帯状領域は反対に相対的に粗粒化している領域を示している．なお，洗掘孔との位置関係を分かり易くするため，Fig. 16では実線で河床高の等高線を示している．

非越流ケースにおいて水制前面と水制頭部から下流へと伸びる粗粒化領域は，水制設置角度が上流向きでも下流向きでも顕著に形成される結果となった．越流ケースも同様で，本実験の結果より，どの水制設置角度においても水制前面と水制頭部から下流へと伸びる粗粒化領域は形成されることが確認でき，この縦断方向に伸びる粗粒化領域の形成は，混合砂河床において単独水制設置が持つ一つの機能と言えそうである．

Fig. 17はその粗粒化領域について，各ケース間の比較をするために，横断方向の幅を縦断方向に向かって比較した図である．非越流ケースにおいては，設置角度の違いで粗粒化域は縦断方向の位置で若干異なるが，平均的な幅を比較すると３ケース共に水

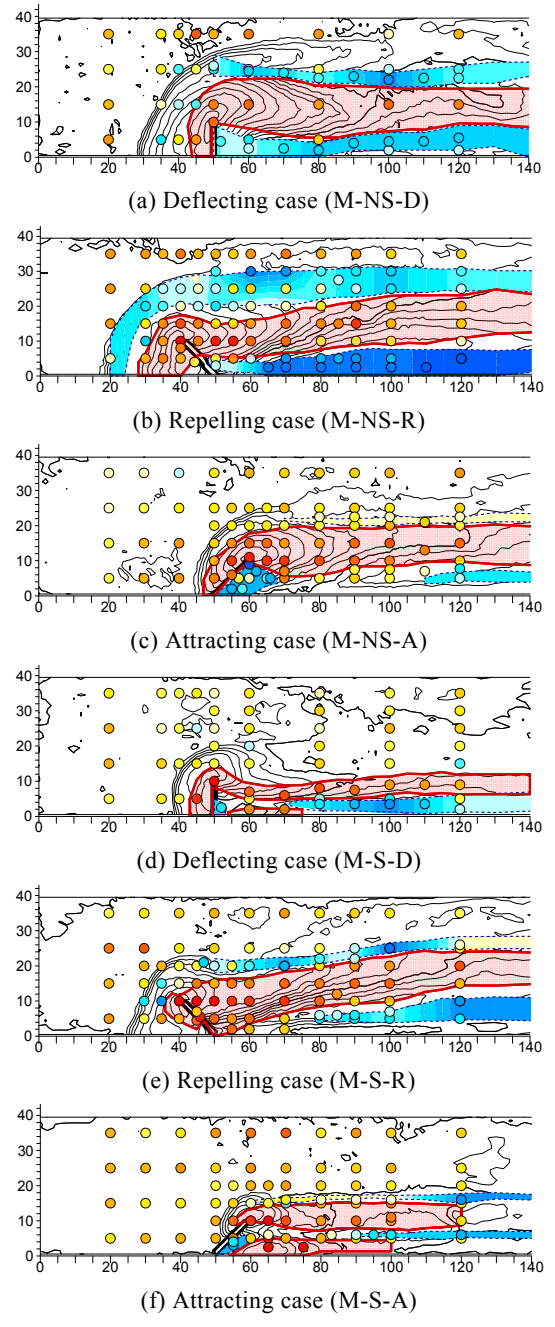
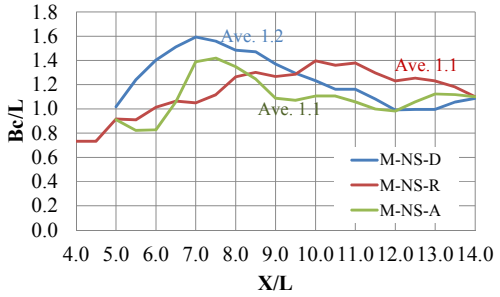


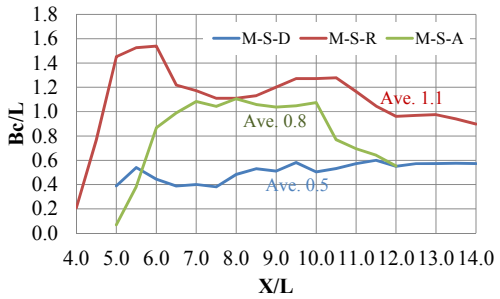
Fig. 16 Grain size distribution D_m/D_{m0} (circles: sampling points; belts: fine sediment belts; lines: bed contours)

制の長さ(L)の1.1倍程度と本実験条件では大きな差が生じなかった．ただし，先述した非越流の上流向き水制の底面近傍流れにおいて水制頭部近傍域で若干水刎ね効果が弱まっていた傾向(Fig. 12(b))は，その粗粒化域の横断幅の結果に表れている．また，Fig. 16(d), (e), (f)から確認できるように，越流状態になると粗粒化域の平面分布には非越流ケースに比べて，

設置角度の異なるケース間で差が大きくなっている．特に，上流向き水制ケースが，３ケースのうち最も粗粒化幅が大きく，Fig. 15で示された底面近傍流れの横断方向への分離の程度からそれが説明できる．



(a) Non-submerged condition.



(b) Submerged condition.

Fig. 17 Comparison of transverse width of coarsened region

帯状の細粒化領域については，細粒化の程度に違いはあるが上流向き，下流向き水制についても直角型水制と同様に水制背後と水路中央側の洗掘孔縁から縦断方向に伸びる位置に形成されている．上流向き水制ケースが最も二つの帯状細粒化領域が顕著に形成されることがこの結果より確認できる．特に非越流型水制の背後の細粒化については，上流向き水制が顕著で細粒化域が最も広く形成される傾向が示された．そして，下流向き水制ケースについては，水制背後に局所的な細粒化領域が形成されるが，上流向き水制と反対に二つの細粒化領域が他のケースに比べて顕著に形成されない傾向があることも分かった．洗掘孔が小さいため分級効果が弱い可能性があることと，Table 3に示されるように洗掘量が小さいために細粒分の砂が十分に水制背後に供給されなかったことがその原因として考えられる．ただし，下流向き水制ケースについては，最終河床時には他ケースに比べて明確な細粒化領域は形成されなかったが，実験の途中経過を目視で何度か確認した際には，目視で判断できる程度の細粒成分が帯状に輸送されている領域が同じ領域に形成されており，このケースは洗掘孔が小さいために，底面近傍流速が軽減されていない領域を細粒分が帯状に集中して輸送され，最終河床計測時には細粒分が下流へ輸送された結果と言えそうである．

4. 結論

本研究では，設置角度の異なる単独水制が河床地形および粒度変化にもたらす影響を明らかにするために，上流向き，直角，下流向きの３種類の水制設置角度に対して，均一砂・混合砂河床，そして非越流型・越流型の全１２ケースの移動床実験を行った．設置角度と局所洗掘および堆積特性について考察し，水制高の異なる３ケースの洗掘河床における表層流れのPIV解析と３次元流れ数値シミュレーションを実施することによって，水制高の違いがもたらす河床表層の粒度分布変化と３次元流れの関係性についても考察を行った．そして，設置角度の異なる水制がもたらす局所洗掘，堆積，粒度分布変化，そして３次元流れの基本的特性について総括的に特性を整理した．

本実験で得られた結果をまとめると以下のようになる．

[1] 単独水制設置に関するその設置角度の影響は，周辺河床の洗掘および堆積特性だけでなく，周辺の３次元流れ構造，そして河床表層の粒度分布変化にも影響を及ぼすことが分かった．

[2] 上流向き水制は，直角型水制および下流向き水制に比べより水制背後域への堆積を促す特性を持つことが明らかになり，それは水制近傍の流れの違いがもたらしていることが明らかになった．

[3] 上向き水制の頭部直近傍の河床近傍流れでは，主流路側への水刎ね効果が直角型水制および下流向き水制に比べて弱く，水制頭部域の下降流の向きが馬蹄形渦の速度に影響を及ぼしていることが数値シミュレーション結果より確認された．

[4] 上流向き，直角，下流向きのどの水制設置角度においても，越流状態に関係なく水制前面域と水制頭部から下流へと伸びる粗粒化領域は形成されることが実験結果より確認され，上流向き水制が越流状態に関係なくその粗粒化域が顕著に形成されることが分かった．

[5] 水制背後と洗掘孔縁から縦断方向へと伸びる２つの細粒化域は，細粒化の程度と範囲の違いはあるが上流向き，直角，下流向きのどの水制設置角度においても形成されることが示された．そして，その中でも上流向き水制が最も水制背後へ土砂堆積を促し，細粒分を河床表層へ堆積させる傾向が強いことが示された．

謝　辞

本稿は，文部科学省 科学研究費補助金 若手研究(B)（No.22760369，代表：張浩），日本学術振興会アジア・アフリカ学術基盤形成事業（コーディネーター：中川一），および京都大学若手スタートアップ研究費の助成を受けたものである．ここに厚く感謝する．

参考文献

小倉政利・中川一・張浩・水谷英朗（2012）：水制の型式が河床形状及び粒度の変化に及ぼす影響, 平成24年度土木学会全国大会，第67回，II-072.

鈴木幸一・門田章宏・重松和恵・田中健治（2010）：T型･L型水制に起因する河床形状変化特性, 水工学論文集, 第54巻, pp. 817-822.

福留脩文・藤田真二・福岡捷二（2010）：淵環境を回復した低水路水制の設計とその環境機能の評価, 水工学論文集，第54巻，pp. 1267-1272.

水谷英朗･中川一･川池健司･馬場康之･張浩（2010）：混合砂河床における水制周辺の局所洗掘及び粒度変化に関する研究，水工学論文集，第54巻，pp. 805-810.

水谷英朗･中川一･川池健司･馬場康之･張浩（2011）：非越流･不透過型水制周辺の局所洗掘および粒度変化に関する研究, 水工学論文集, 第55巻, pp. 829-834.

水谷英朗･中川一･川池健司･馬場康之･張浩（2012）：相対水制高が水制周辺の局所洗掘と粒度変化に与える影響，水工学論文集，第56巻，pp. 1141-1146.

Duan, J.G., He, L., and Wang, Q. (2009): Mean flow and turbulence around experimental spur dike. Advances in Water Resources, Vol. 32, pp. 1717-1725.

Elawady, E., Michiue, M., and Hinokidani, O. (2001a): Characteristics of scour around repelling spur-dikes. Proceedings of the 29th IAHR Congress, IAHR Vol. II, pp. 343-349.

Elawady, E., Michiue, M., and Hinokidani, O. (2001b) An investigation of scour around attracting spur-dikes. Proceedings of the 8th International Symposium on Flow Modeling and Turbulence Measurements, Tokyo, Japan, pp. 111-118.

Ezzeldin, M.M., Saafan, T.A., Rageh, O.S., and Nejm, L.M. (2007): Local scour around spur dikes. Proceedings of the 11th International Egyptian Water Technology Conference 2007, Sharm ElSheikh, Egypt, pp. 779-795.

Melville, B.W. (1992): Local scour at bridge abutments. Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 118, No. 4, pp. 615-631.

Mizutani, H., Nakagawa, H., Zhang, H., Kawaike, K., and Baba, Y. (2011): Influence of Overtopping Ratio on Scouring and Sediment Sorting around Spur Dyke, RCEM 2011, Beijing: pp. 1849-1862.

Mizutani, H., Nakagawa, H., Kawaike, K., Baba, Y., and Zhang, H. (2012): Study on local scour and variation of bed composition around non-submerged spur dyke. Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 30, No.1, pp. 29-46.

Vaghefi, Md., Ghodsian, M., Neyshaboori, S. (2009)：Experimental study on the effect of a T-shape spur dike length on scour in a 90 ° channel bend, The Arabian Journal for Science and Engineering, Vol. 34, No.2B, pp. 337-348.

Zhang H., Nakagawa, H., Kawaike, K., and Baba, Y. (2009): Experiment and simulation of turbulent flow in local scour around a spur dyke. International Journal of Sediment Research, Vol. 24, No. 1, pp. 33-45.

Zhang H., Nakagawa, H., and Mizutani, H. (2010): Bed variation around spur dyke under non-uniform sediment transport. Proceedings of the 7th IAHR-APD Congress, Auckland, New Zealand: USB memory 3a045.

（論文受理日：2013年6月4日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

Laboratory Study of Bed Variation due to the Installation of Spur Dykes with Different Head Shapes

Amir Reza MANSOORI [(1)], Hajime NAKAGAWA, Kenji KAWAIKE, and Hao ZHANG

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Based on the shapes of the spur dykes in the plan, different kinds of spur dykes can be recognized: “Straight shape or I-type”, “T-type”, “L-type” and etc. So far a good number of works have been devoted to the study of the “straight” shape spur dykes, mainly aimed at investigating the flow structures around them. On the other hand, there are some limited researches and knowledge about the study of sediment transport around spur dykes with different shapes of head, especially when they are arranged in a series. In this study, the bed variation around two types of spur dykes with different shapes of head was investigated using experimental works. The equilibrium of bed variation in both spur dykes was shown and the differences and similarities of the pattern of scour hole were investigated.

Keywords: Spur Dyke, Groyne, Sediment Transport, Bed Variation, T-type, I-type

1. Introduction

Spur dyke is one of the main transverse hydraulic structures installed in the streams to prevent the bank erosion and improve navigation routes in rivers. Recently it is also used to provide better environment for the stream species which are in need of a diverse bed with various range of hydrodynamic, topographic and biologic conditions in rivers.

Based on the shapes of the spur dykes in the plan, different kinds of spur dykes can be recognized: “Straight shape or I-type”, “T-type”, “L-type” and etc. Spur dykes are rarely installed individually in the streams, but usually in series.

So far the considerable works have been dedicated to the study of the “single straight” shape spur dykes, mainly aimed at investigating the flow structures around them. On the other hand, there are some limited researches and knowledge about the study of sediment transport around spur dykes with different shapes of head, especially when they are arranged in a series. In 1964, Linder et al conducted a set of experiments to find the optimum combination of a series of L-shape spur dykes in a left bank of a reach of Missouri River in the U.S. In 2009, Vaghefi and Ghodsian studied flow field scouring around a single T-shape spur dyke in a 90 degree bend. In 2010, Kadota et. al. conducted a series of experiments in which they studied hydrodynamic of flow around an individual T and L- shape spur dykes.

To sum up, so far the researches about spur dykes have mainly focused on the study of straight spur dykes and even in the few researches about other shapes of spur dykes, the most cases were individual spur dyke (not series). In other word, there is still an extensive debate on how to optimize the spur dyke shape and their spacing in a series of spur dykes in order to increase their functionality

specifically when it is needed to design nature-friendly spur dykes and to improve the bio-diversity of living environment of riverine biota and fauna by applying this kind of hydraulic structures inside the streams.

In this study, the formation of scour hole around two types of spur dykes with different shapes of head was investigated using experimental works. Two case studies were considered: a simple series of straight spur dykes and a simple series of spur dykes with T-head shape. The equilibrium of bed variation in both spur dykes was shown and the differences and similarities of the pattern of scour hole were investigated. Finally, an in-depth discussion about the formation of the scour hole and the deposition area around these types of spur dykes was studied in order to evaluate the performance of the special geometrical features of T-head shape spur dykes (its wing) to the formation and extension of scour hole toward the downstream.

The importance of this study can be highlighted regarding the fact that controlling bank erosion, better navigation and/or improving biodiversity are being directly affected by the shapes of these structures and accordingly on the basis of the primary objectives of the application of spur dykes, using a series of T-type would be an advantage compared to common designs.

2. Laboratory experiments

The experiments were done in a straight flume with of Ujigawa Open Laboratory, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan with 12.0m-long, 0.8m-wide and 0.28m-deep. Figure 1 shows a schematic view of the flume. The bottom and the sidewall of the flume were made of metal sheets with smooth roughness. The length (L) of spur dykes was 0.01m and they were installed in a recession area of channel with sand, located 5 meter from upstream of the channel.

A calibrated V-notch weir, fitted at the inlet of the flume, was used to measure the inflow discharge. The equipments for the measurements are fixed on the carriage which can move through the flume in the longitudinal direction. The spur dykes used during the experiments were made by Plexiglas plates with 1cm thickness.

Table 1 shows hydraulic conditions used for each different case in the experiments

3. Experimental procedure

Each experimental case was carried out for 4 hours, which is the time necessary to reach the dynamic equilibrium condition based on previous test experiments. Measurement of discharge was done by a V-notch weir and a point gauge. The water surface level for each hydraulic condition was regulated by a steel gate positioned at the downstream end of experimental flume. The deformed bed levels in the movable bed area were measured using a laser displacement sensor (Model: LK-2500) after the flume was completely drained out.

4. Results and discussions

Figure 2 shows the bed deformation of the series of spur dykes with T-head shapes and I-head shape with different opening length (1L, 2L, 3L, and 5L, in which L is the length of the groyne). In T-head spur dykes, the opening ration is from the downstream tip of one spur dyke to the most upstream tip of the next sour dyke in the series. Comparing the different open ratio between these

Table 1 hydraulic conditions used for each different case in the experiments

Flow Condition	
Discharge (Q) (m3/s)	0.0200
Channel Slope	1/800
Channel width (B) (cm)	80.00
Flow depth (hw) (m)	0.067
Flow Velocity (m/s)	0.37
Shear Velocity (u*) (m/s)	0.028
Sediment No	3.00
Sediment (d50) (mm)	1.78
sg	1.18
Sediment Density (g/cm3)	2.65
B/hw	11.94
Re	25000
Fr	0.20
u*/u*c	0.86

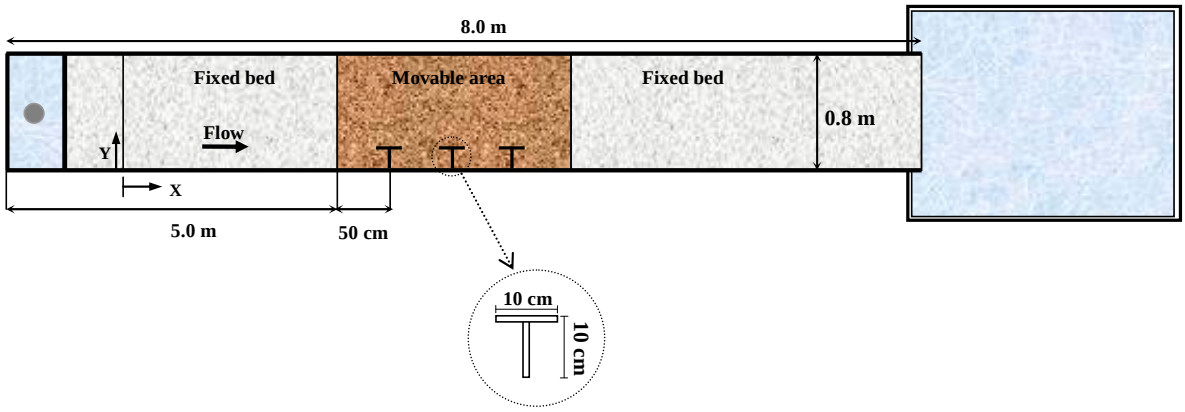


Figure 1. Schematic view of the experimental set up

two head shapes, firstly shows the considerable effect of the head shape on the bed changes.

In all Opening Ratio (OR), the overall pattern of the bed is different. In OR=1 and 2, in the series of T-head shape spur dykes , the presence of the wing of the spur dykes, made a sort of uniform pattern alongside of the embayments. While in I-type the changes has been formed right away from the banks of the channel. In OL=1, in the first embayment of the groyne a very limited point bar has been formed. By arising the OL to 2, this point bar has started to moved to upstream and near the center of the embayment. By increasing the OL to 3 and form, but the location of this point bar has been fixed and instead, the volume and dimensions of it has been started to expanding. This trend in I-type, but has a significant different. Comparing different OL in I-shape head shows a lag in similar behavior compared to the series of T-shape spur dykes. In other words, While in T-shape spur dykes, the formation of point bar in the first embayment was started from OL=1 and then moved to the upstream at OL=2 and expanding from OL=3, in I-shape spur dyke this trend has been observed from OL=2 (instead of OL=1). The first implication of this difference, highlight the less effect of the opening spaces in the interface of embayment and main channel on the formation of channel bed inside the embayment. Simply speaking, regardless of opening spaces in the interface of embayment and main channel, the distance between the boy of spur dyke has particular and clear affect on the pattern of bed changes in the series. Comparing the second embayment in these two different series, but shows the crucial rule of the head shape on the pattern of the bed inside and in front of embayments. In T-head spur dykes, before OL=3, there is no significant changes inside the embayment and it is just after OL=3 in which a visible point bar was formed between second and third spur dyke. While in I-type, the formation of point bar was started from OL=1. The third embayment in the series of spur dyke can be considered as a region in which there was enough length after the first spur dyke in series to form a uniform flow in front of the embayments. In this particular embayment, in T-head spur dykes, till OL=3 the presence of the wing caused the uniform area alongside the embayment. It was just after OL=3 (OL=5), in which by increasing the OL, the flow had enough spaced to intrude to the embayment and the wings of the spur dykes were not able to prevent the formation of the point bar. In I-shape spur dykes, this trend is somehow similar but with a lag in OL.

The first result of this comparison highlights the particular rule of the wing in the control of sediment transport in the first and second embayments. These two embayments are those one in which the uniformity of flow has not still been formed. On the contrary, in the third embayment in which there was enough length for the uniformity of the flow after the installation of the first spur dykes in the upstream, this rule was sort of faded.

In OL=5, but since the spaces between spur dykes was too high, so that the effect of the head shape has been rather local, the general pattern of the bed changes inside the embayments and alongside the interface between the embayments

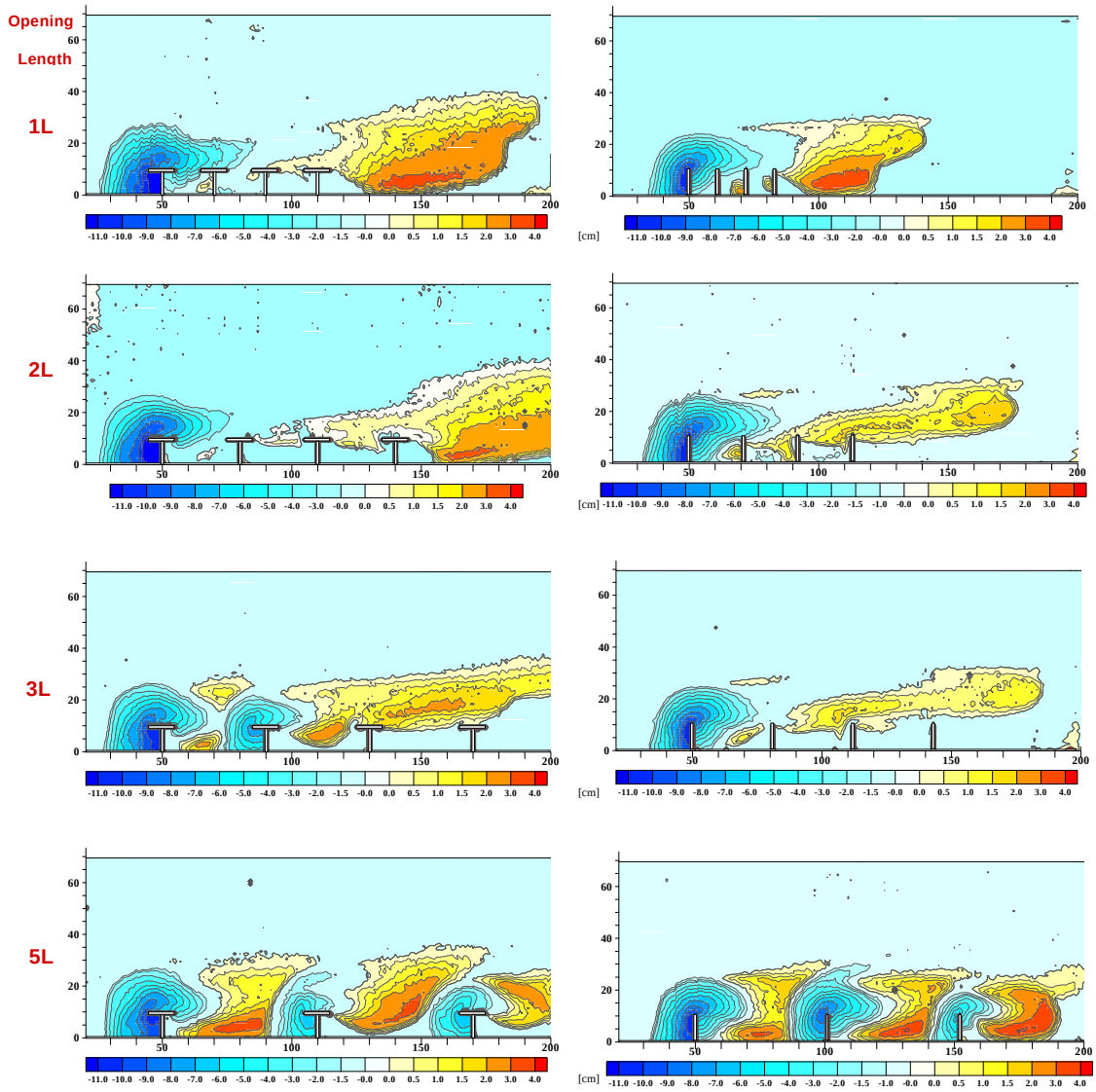


Figure 2 Bed changes in the series of spur dyke with different shapes and different opening length (OL)
Right: I-shape head spur dykes Left: T-shape head spur dykes

and main channel is rather similar in T-type and I-type.

5. Conclusions

In this paper, it was tried to compare the effect of head shapes of spur dykes on the general pattern of bed changes inside the embayments and alongside the interface between the embayments and main channel. It was shown that till the OL=5, the presence of the wing in T-shape spur dyke has significant effect, specifically in the first and second embayments. In third embayment in the series, the rule of the wing was rather less and was to form a uniform pattern alongside the interfaces of the embayment and main channel. In OL greater than 3, since the flow has enough space to intrude to the embayment completely, the rule of head shape on the general pattern of bed variation inside the embayment was rather local and limited.

References

Linder, W. (1964): Laboratory Investigation of L-Head Channel Control Structures, Technical Report.

Kadota, A., Suzuki, K., & Kojima, E (2010).: Flow Visualization of mean and coherent flow structures around T-type and L-type groynes, River Flow 2010.

Kandasamy J K, Melville B W (1998): Maximum local scour depth at bridge piers and abutments, Jornal of Hydraulic Research, Vol. 36: 183–197.
Vaghefi, M., & Ghodsian, M. (2009): Experimental study on the effect of a T-shaped sour dike length on scour in a 90 channel bend, The Arabian Journal for Science and Engineering, 34(2), 337-348.

(Received June 11, 2013)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

Study on Characteristic Analysis of Closed-type Sabo Dam with a Flap due to Dynamic Force of Debris Flow

Yeonjoong Kim(1), Hajime NAKAGAWA, Kenji KAWAIKE, and Hao ZHANG

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

In recent years, many research studies have examined efficient function of sabo dams, which have a great impact on ecology and landscape. In that research, attention to the aspect of analysis of impact force associated with debris flow is still lacking. The front part of the flow is very important and complex in the case of debris flow where there is an accumulation of large boulders. It is important to control or dampen the energy of the frontal part of a debris flow for the safety of the downstream area because the impact pressure of debris flow is much greater than that of clear fluid. Therefore an alternative design and its resistance against debris flow impact force deserve investigation. The objectives of this study are to analyze, firstly, the function of the proposed closed-type dam with a flap, then to compare the vertical pressure distribution and total pressure with other types of available dams and finally, to determine the empirical coefficients of the hydrodynamic and solid collision models. This comparison demonstrates the future importance of the proposed sabo dam. The results from the experimental data clearly show that the proposed dam type has the ability to capture more sediment sustaining less force than the without flap dams under the same debris flow. Furthermore, the empirical coefficients of hydrodynamic and solid collision models were proposed and compared with available coefficients.

Keywords: debris flow, closed-type flap dam, impact force, total pressure

1. Introduction

Debris flows are common in mountainous areas throughout the world, which contain various amounts of mud, sand, gravel, boulders, and water. They occur when water mobilizes large volumes of loose mud, rock, and other debris. It is generally accepted that debris flow disaster occurs in high mountainous areas far away from modern cities. Recently, this disaster simultaneously occurs in multiple locations between the high mountainous areas and the low mountainous areas in urban areas (Kim et al. 2013).

The debris flow disasters that occurred at Mt. Umeyon in downtown Seoul, Korea 2011 are shown in Photo 1 (a), photo (b) shows extensive damage to that the apartment in Caraballeda due to a passage of a debris flow front of at least 3.5m in height (Larsen et al. 2001). These disasters illustrate the destructive power of the high-velocity fluid as well as debris flow and flash floods on alluvial fans inundating coastal communities, causing severe property destruction, and resulting in a death toll estimated at 19,000 people. The debris flow disaster leads to massive property damage and casualty of life. Therefore, to estimate the disastrous effects, it is necessary to accurately understand, evaluate, quickly respond to the risks, and mitigate damage by establishing an effective measure.



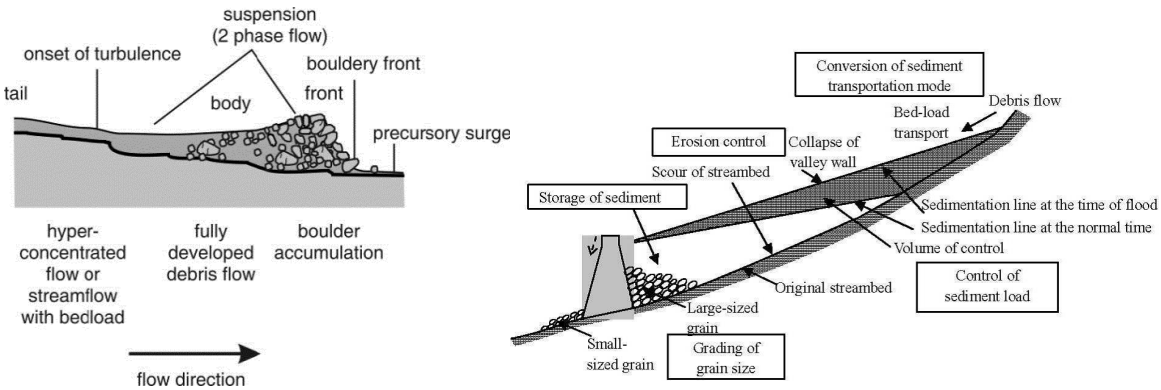
(a) Mt. Umeyon (photo courtesy: PRESSian) (b) Caraballeda

Photo 1 Debris flow disaster

In recent years, many researchers have experimented with the efficiency of sabo dams having a great impact on ecology and landscape. Such dams are also surcharged with the impulsive forces of the debris flow. The front part of the flow is important and complex in debris flow where big boulders accumulate. It is important to control or dampen the energy of the front part of a debris flow for the safety of the downstream area because the impact pressure of debris flow is greater than that of clear fluid. Fig. 1 (a) shows typical features of a debris flow longitudinal section (Pierson, 1986) and Fig. 1 (b) shows the various functions of a sabo dam (MLIT, Japan. 2011). Therefore, we have to consider both characteristics of debris flow and sabo dam with an effectively counterplan for mitigate the debris flow disaster.

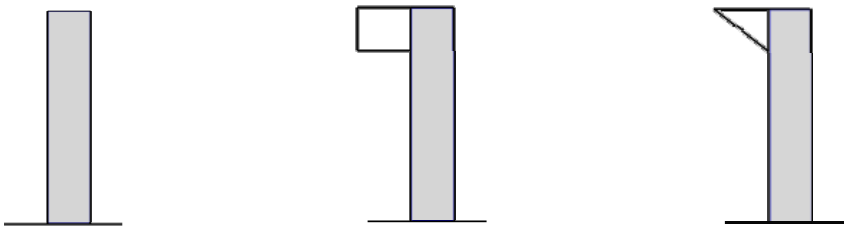
Much research is being carried out to improve the function of sabo dams as well as to clarify the impact force of debris flow based on field observations, laboratory experiments (i.e. large and small scale), and numerical simulations. A few field experiments have been conducted such as Okuda et al. (1978), Suwa and Okuda (1983), and Hu et al. (2011). In addition to these Hu et al. (2011) reported an in-situ test of debris flow impact at Jiangjia Ravine, and introduced a simple approach to separate two components of the impact force into fluid pressure and grain-impact loading. In those studies, preliminary analyses were made to determine the relationships of mean velocity versus hydrodynamic pressure, and hydrodynamic pressure versus grain impact loading from the measured data due to the subtracting the fluid pressure from the total impact loading.

Many small-scale laboratory experiments have been performed in order to develop theoretical models for the calculation of impact force. Mizuyama (1979) separated the impact force of debris flow into the fluid force and impact force of boulder.



(a) Debris flow surge (b) Various functions of a sabo dam

Fig. 1 Sketch of the characteristics of debris flow and functions of a sabo dam



(a) Without flap (i.e. typical type) (b) With flap-R (c) With flap-T

Fig. 2 Sketch of closed-type dams

According to the paper, the impact force on a sabo dam (i.e. without flap) is described with hydraulic theories and the theory of complete sphere elasticity was assumed so that the impulsive force of the boulders could be derived. Scheidl et al. (2012) analyzes the impact forces of granular and viscous debris flow and discusses the observations of single, short time impacts of large particles, significantly exceeding the peak pressure values. However, there have been very few studies that discuss how debris flow is influenced by the shape of a sabo dam. Shieh et al. (2008) designed a new form of sabo dam by changing the geometric shape of the upstream dam surface to reduce the impact force of the debris flow, with enhanced stability and reduced concrete mass being the anticipated outcomes. Their study showed that the curved dam experiences less impact force than other dams under the same debris flow condition, demonstrating the importance of curved geometry for a well-designed sabo dam. Huang et al. (2007) applied the theory of elastic collision to devise a boulder collision impact model with four types of dams. Recently, Shibuya et al. (2012) presented the load of debris flow with woody debris for an open type steel frame check dam structure. Likewise, understanding the behavior and mechanism of debris flow and the study of preventive measures are very important in order to manage the sediment disaster in the river basin and prevent downstream hazards. Preventive measures require the consideration of various plans and involve the evaluation of hydrological, hydraulic, grain size distribution, topographical and other parameters.

The objectives of this study are to analyse the working principle of proposed closed type dams (i.e. in Fig. 2 (b) and (c)) with a flap over typical type dam (i.e. dam without flap as shown in Fig. 2 (a)), to propose the most suitable flap shape (i.e. rectangular or triangular shape) based on apparent characteristics, and to determine the empirical coefficients of the hydrodynamic and solid collision model.

Experiments were conducted to investigate total pressure (combination of impact due to the collision, static and dynamic pressures) of both flows under the conditions of closed-type dam without flap and that with a flap. In the experiments, total pressure associated with major debris flows was recorded in real time by a system consisting of four dynamic pressure sensors (i.e. strain gages) installed at the dam. As stated above, the applied force of debris flow is usually determined by field observations, laboratory experiments and numerical simulations. But it is very difficult to estimate the applied force due to the impact collision because the debris flow is composed of many different sizes and fractions of sediment, which makes it difficult to estimate the actual contact area. So, the average value of the total pressure by the maximum value of the impact collision is determined experimentally by conducting several experiments under the same conditions.

In all the experiments, the parameters such as the flow pattern, the surface velocity between the debris flow and clear water, the total pressure, mass ratio of debris, median grain diameter of debris flow, and the uplift pressure were measured to compare the function of each check dam under the two different bed sediments. The empirical coefficients of the hydrodynamic and solid collision models were also determined and compared with the available values of those coefficients. Furthermore, observations of the load behavior of debris flow, the velocity, the average of maximum total pressures, the uplift pressure due to the impact collision, the vertical distribution of total pressure on the dams and the ability of the proposed dam to sustain such forces, are also discussed.

2. Debris flow impact model

Several models have been developed to estimate the impact force of debris flow against barriers. However, it is difficult to decide the impact force due to the diversity of substances composing the debris flow (i.e. water, mixtures of granular and fine particles in water and boulders) and the conditions of dam (e.g. flexibility and properties). The impact force of debris flow has been mainly described by hydraulic and solid collision models. The hydraulic models are further separated into hydrostatic and hydrodynamic models. Based on observations and theoretical consideration, different models have been developed for estimation of the debris flow impact force.

2.1 Hydrostatic model

The hydrostatic models by Lichtenhahn (1973) and Armanini (1997) are useful because they require only the debris flow height, and the height of the structures is often taken as debris flow height for checking dam design purposes. In general, the hydrostatic formula can be written as:

$$P_{\max} = k_p \rho_d g h \tag{1}$$

where $P_{\max}$ = the maximum debris flow impact pressure, k_p = the empirical factor, ρ_d = the density of debris flow, g = the acceleration of gravity, and h = the depth of debris flow. The maximum impact pressure is not related to statistical considerations, but to the maximum pressure value in the load distribution on the structure (Hübl et al. 2009). Lichtenhahn (1973) proposed kp values between 2.8 and 4.4. Armanini (1997) found a maximum static debris flow impact pressure exceeding roughly 5 times the hydrostatic pressure. Scotton and Deganutti (1997) measured the impact on an obstacle and proposed k_p values between 2.5 and 7.5 from the laboratory experiment.

2.2 Hydrodynamic model

The hydrodynamic formulas are based on the impulse theorem. The phenomenon of debris flow impact against an obstacle has been analysed in scientific literature; many empirical and non-empirical relations can be found for the calculation of the dynamic thrust.

$$P_{\max} = k_p \rho_d v^2 \tag{2}$$

$$F_{\max} = k_f \rho_d A v^2 \tag{3}$$

where $P_{\max}$ = the maximum debris flow impact pressure, k_p and k_f = the empirical factors, ρ_d = the density of debris flow, v = the velocity of debris flow, $F_{\max}$ = the modulus of the impacting force, and A = the area of the section involved in the phenomenon and whose height should be considered as the height of the debris flow front. The empirical factor value depends on the flow type. For laminar flow and fine grained material, Zhang (1993) recommends the pressure of empirical values between 3.0 and 5.0 based on field measurements at the Jiangjia Gully station. Bugnion et al. (2011) proposed that the pressure of empirical coefficient kp approximately in the range between 0.4 and 0.8 appear to be appropriate for objects with size of the same order of magnitude as the flow heights. Canelli et al. (2012) estimated the force of empirical coefficient between 1.5 and 5.0 by a laboratory experiment with a small scale channel. Watanabe and Ikeya (1981) proposed that the force of empirical value changes with flow material; for clear water, k_f has been found to be between 1 and 2, and for bentonite, k_f = 2.0 as well as value of 1.5 by Hungr et al. (1984). Besides, when designing a sabo dam in Japan, it is usually done using Eq. (3) (Yamamoto et al. 1998).

2.3 Solid collision model

Conventional contact mechanics is mainly concerned with static contact although it has been extended to approximate solutions when impact is involved. For spheroidal surfaces, Hertz theory is used to obtain the force deformation relation needed to calculate the duration of impact and the maximum indentation. According to Jackson and Do (1969), for the case of impact between two spheres of mass m_1, and m_2, investigations show that the duration of impact, i.e., the time during which the spheres remain in contact, is very long in comparison with the period of lowest mode of vibration of the spheres. Vibrations can therefore be neglected, and it can be assumed that

the force-displacement relation established for static conditions holds during impact. The compressive force is basically a power law written as:

$$F = n\alpha^{3/2}$$
$$\beta = \sqrt{\frac{16R_1R_2}{9\pi^2\left(k_1+k_2\right)^2\left(R_1+R_2\right)}}$$
$$k_1 = \frac{1-\upsilon_1^2}{\pi E_1},\quad k_2 = \frac{1-\upsilon_2^2}{\pi E_2} \qquad (4)$$
$$\alpha = \left(\frac{5(v_1+v_2)^2}{4\beta\gamma}\right)^{2/5},\quad \gamma = \frac{m_1+m_2}{m_1m_2}$$

where F = the compressive force (i.e. the force that acts during the period of impact between the spheres), υ_1 and υ_2 = Poisson's ratio, E_1 and E_2 = Young's moduli, v_1 and v_2 are the velocities of the colliding particles, R_1 and R_2 = the radii of spherical surfaces of the two bodies at the point of contact, and m_1 and m_2 = the mass of sphere. Mizuyama (1979) calculated the impact load between sabo structure (relates parameters with subscript 1 in above equation) and debris flow (relates parameters with subscript 2 in above equation) based on different assumed values of parameters used in equation 4. Mizuyama assumed the Young's modulus of material forming the sabo structure $E_1 = 5\times10^8$ kg/m^2 (as of concrete) and the materials forming the debris flow $E_2 = 2\times10^9$ kg/m^2 (as of stone), Poisson's ratios of sabo structure material υ_1 =1/6 (as of concrete) and material of debris flow υ_2 =1/5 (as of stone), and v_1 is equal to zero (since sabo structure is stationary) so that $v_1 + v_2$ is taken as equal to v_2 (the approaching velocity of debris flow). The impact load is rewritten using the properties of concrete (i.e. sabo dam) and large boulder as:

$$F_{\max} = k_f\, 48.2 v_2^{1.2} R_{\text{boulder}}^2 \qquad (5)$$

where k_f = the control empirical factor, v_2 = the approaching velocity of debris flow, and R_{boulder} = the radius of the boulder.

3. Laboratory experiment

To clarify the characteristics of debris flow in comparison with clear water as well as to compare the functions of the proposed dams with typical dam (i.e. without flap), experiments were conducted in a flume located at the Ujigawa Open Laboratory (UOL) of the Disaster Prevention Research Institute (DPRI), Kyoto University, Kyoto, Japan.

3.1 Working principle of sensor

The dynamic pressure measurement system is produced by a Japanese company, Kyowa. The measuring system was composed of four dynamic pressure sensors (diaphragm type), sensor Interface (PCD-300B), and four channels of Adaptor and Note-PC by the dynamic data acquisition software (DCS-100A) as shown in Fig. 3. These sensor transducers have a bridge of strain gages inside, achieving ultra-thin compact structure. Kyowa strain gages are available for the measurement of various types of strain, from static to dynamic strain and impact-initiated strain. Strain gages are used not only for stress measurement but also as sensing elements for various transducers owing to their excellent repeatability and linearity. Dynamic strain is a strain whose magnitude changes as time passes or which is initiated by vibration or impact. Since ever-changing strain cannot be read out on analog and digital indicators, a data recorder was used to obtain the

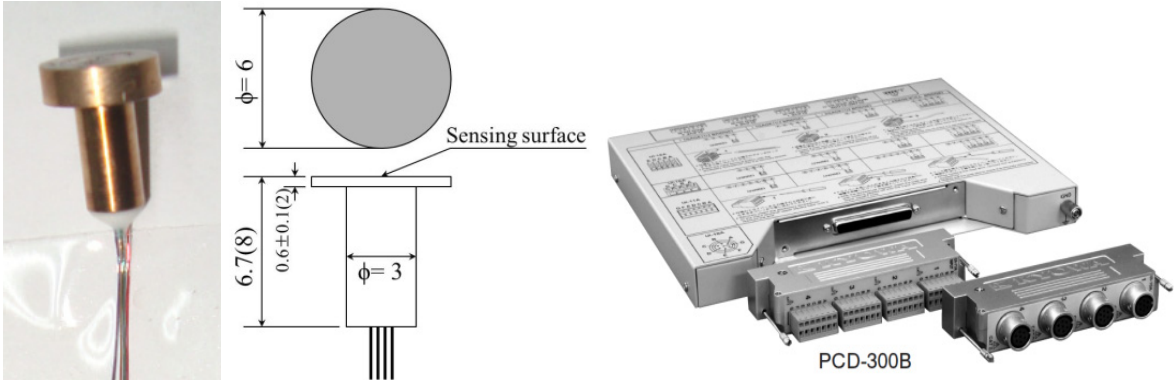


Fig. 3 Dynamic pressure sensor and interface with four channels (unit: mm)

detected data. Table 1 shows the specification of the sensors. Pressure sensors are measuring devices that produce an output signal proportional to the applied dynamic pressure and the total pressure is calculated by the following relation as proposed by the company, Kyowa.

$$Pressure(\mathrm{Pa}) = \frac{\left(Strain\ \ amplifier's\ \ output,\ \ \varepsilon \times 10^{-6}\right)}{\left(Rated\ \ output\ \ on\ \ labe,\ \ \mathrm{mV/V}\right)} \times \frac{Capacity(\mathrm{Pa})}{\left(2000 \times 10^{-6}\ /\ \mathrm{mV/V}\right)} \quad (6)$$

Compression pressure values are used to measure the positive force along a single axis. The information from the sensor monitor is then transferred to a recorded or other computerized data collection system. The sampling frequency (f_{scan}) adopted in the experiments is 500 Hz based on Nyquist-Shannon sampling theorem as shown in Eq. (7), and is able to show the dynamic variation within every 0.002 s.

$$f_{scan} = 2f_{max},\ \ (f_{max} = \frac{v_{avg}}{d_{max}}) \quad (7)$$

where v_{avg} = the average velocity of debris flow and d_{max} = the maximum grain diameter.

3.2 Experimental setup

3.2.1 Experiment for hydraulic characteristic

The experiments confirmed the characteristic of debris flow and observed the energy dissipation phenomenon near the dam. Only two types of closed dams (i.e. without and with flap-R) under the two flow conditions i.e., the clear water flow and the debris flow were tested. To clarify the characteristic of debris flow, hydraulic model tests with clear water were performed for comparing the flow profile and total pressure in a rectangular flume that was 100 cm long, 15 cm wide, and 40 cm high. At a distance of 60 cm from its downstream end, a vertical gate was installed as shown in Fig. 4. The walls and bottom are made of transparent smooth acrylic plank, which allows for lateral observation. At the dam section, the flume is equipped with a smooth gate that can open by hand. The flow was filmed with a digital video camera (Sony: HDR-CX560) placed on the side of the channel. The efficiency of the two types of dam with plan-1 (without and with flap-R structure) is discussed comparing the total pressure and flow profile near the dam.

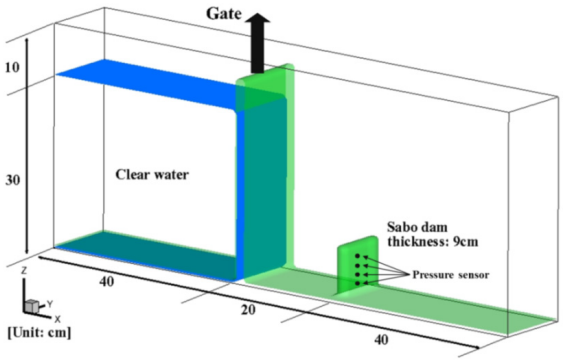


Fig. 4 Experimental set-up for dam-break upstream of the proposed dam

3.2.2 Experiment for debris flow

The debris flow experimental facility consists of a 5.0 m long horizontal smooth flume with a rectangular section 10cm wide and 14cm high. One side of the walls is made of transparent glass and the other side is opaque made of PVC. The slope of the flume is set at 18°. The sabo dams were built using

Table 1 Specification of the sensor

	Sensor-A	Sensor-B	Sensor-C	Sensor-D
Capacity	200 kPa (2.039 kgf/cm^2)			
Rated output	1mV/V (=2000×10^6 strain) ± 20 %			
Safe excitation	3V			
Sensitivity	0.718 mV/V ± 1 %		0.748 mV/V ± 1 %	
Input & output Resistance	350 Ω ± 10 %			

*Note: 1mV/V corresponds to 2000×10^{-6} equivalent strain

Table 2 Median grain diameter of sediments (mm)

Type	G1	S1	S2	S3	S4	S5	S6
D_{50}	10.0	4.26	2.56	1.85	0.94	0.67	0.29

Table 3 Properties of bed sediment material

Sediment	D_{50} (mm)	D_{max} (mm)
Sediment-A	1.783	10.871
Sediment-A	2.304	11.142

acrylic planks 10 mm thick. To generate the debris flow, a section of the flume (2.8 m upstream from the outlet) having dimensions 1.9 m long and 7 cm deep is filled with the sediments supported at the downstream by a 7 cm high weir. The reason behind the installation of weir at the downstream of the debris flow generation section is to make the sediment pre-saturated before the debris flow generation. Then the debris flow is generated overflowing the installed weir. As for the sediment used in the experiments, silica sands (S1, S2, S3, S4, S5, S6) and gravel (G1) were mixed in equal proportion by weight to prepare the bed sediment-A. Silica sand (S1, S2, S3, S4, S5, S6) in proportion (1.6, 1.5, 1, 1, 1, 0.7) and gravel (G1) in (1.7) by weight were mixed to prepare the bed sediment-B. Table 2 shows sediments with median grain diameters and

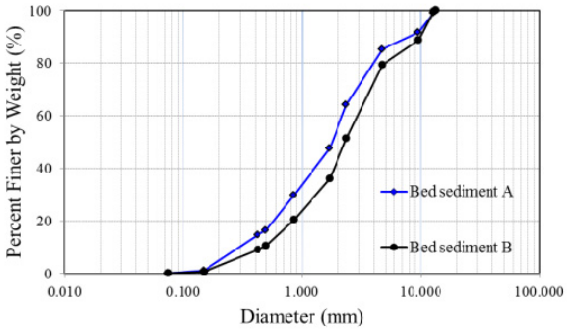


Fig. 5 Particle size distribution curves

properties of sediment material are shown in Table 3. Fig. 5 shows particle size distributions of the prepared material for bed sediment A and bed sediment B. The bed sediments have an angle of repose, $tan\phi$ = 0.7 and sediment density σ = 2.65 g/cm^3 and are saturated with water. Debris flow is produced by supplying a constant water discharge of 300 cm^3/sec for 10 sec from the upstream end of the flume. Details of the experimental setup are shown in Fig. 6.

To measure the approaching velocity of debris flow in this study, a high-speed camera was installed at the front of dam. The flow was filmed with a high-speed camera (Casio: EX-ZR300) placed on the side and top of the channel (as shown in Fig. 6). A powerful imaging technique is exploited to measure the tracer velocities and flow patterns. At the chosen video rate of 480 frames per second, the digital images have a resolution of 224×160 pixels. Fig. 7

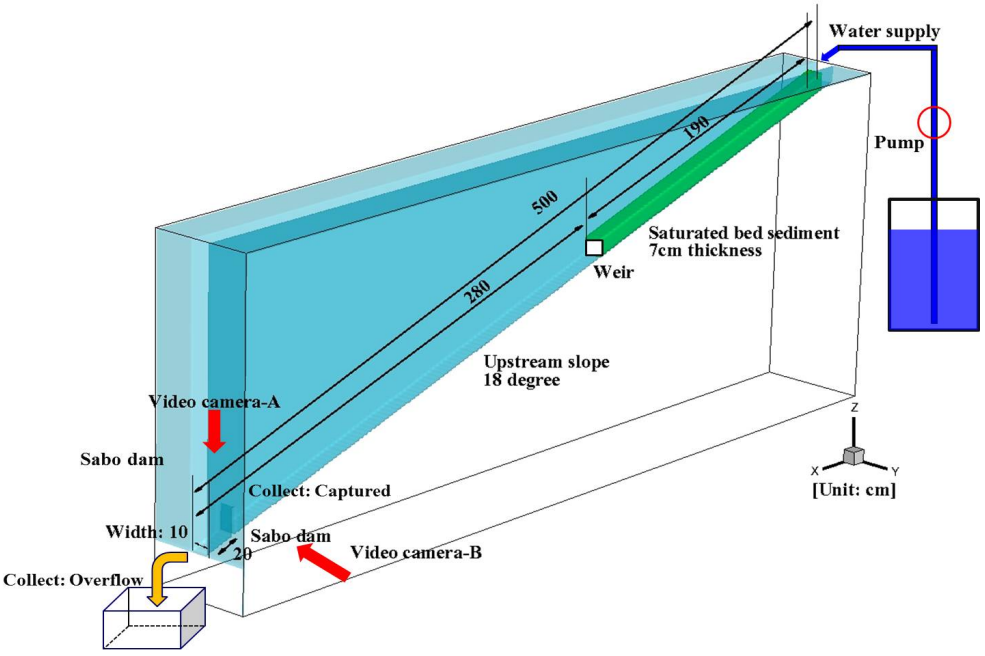
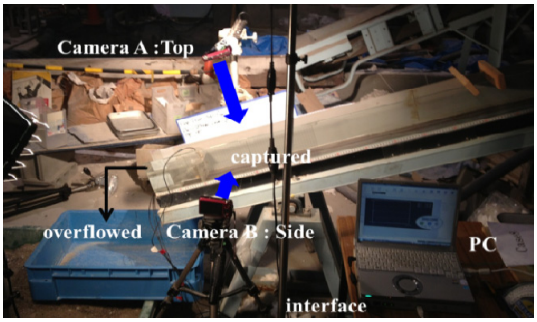
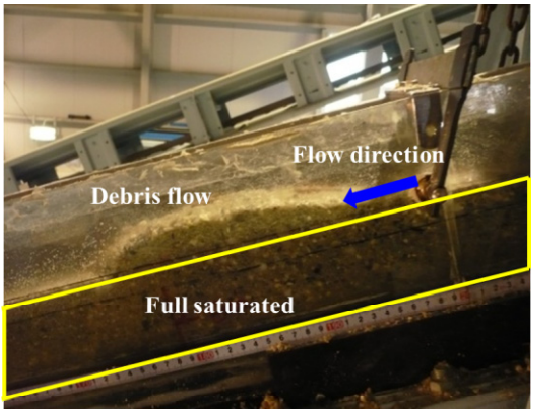


Fig. 6 Sketch of experiment flume for debris flow



(a) Measuring system

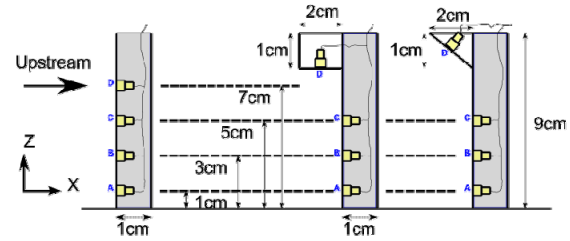


(b) Generation of debris flow at the upstream

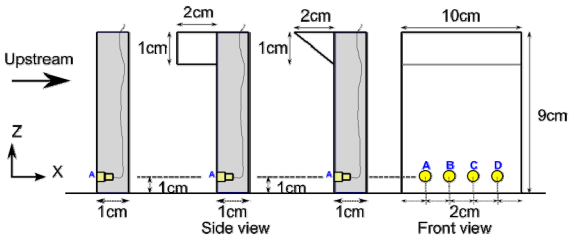
Fig. 7 Experimental set-up for debris flow

shows the measurement systems and generation of debris flow at the upstream. The pressures data were sampled at frequency rates of 500 Hz, converted via an interface board and then recorded on a hard disk file.

The schematic diagrams of the three dams with different plans are shown in Fig. 8. The total pressure associated with major debris flows was recorded in real time by a system consisting of four sensors installed in the two different plans. The sensors were installed vertically along the flow depths (plan-1) and



(a) plan-1



(b) plan-2

Fig. 8 Schematic diagram of three closed dams

horizontally at the same flow depth (plan-2). The uplift pressure and vertical distribution of total pressures were measured by plan-1 and the total pressure due to the impact collision was measured by plan-2. Furthermore, Table 4 and Table 5 show the experimental condition with both plans.

Debris flow velocity, the radius of the boulder and approaching height are very important factors to discuss the impact force. So far, to discuss the impact force of debris flow, there have been few experimental studies. Each experiment used three different generation methods. Itoh et al. (2011) explained the generation methods of debris flow as follows:

a) Type- NL: Natural landslide dam break.
b) Type-U: Sediment and water is supplied steadily in upstream end of channel.

Table 4 Experimental conditions for horizontal total pressure

Bed sediment	Sensor installation	Measurement	Repetition
A	Plan-2	Total pressure, velocity, depth	10 times
B	Plan-2	Total pressure, velocity, depth	10 times

Table 5 Experimental conditions for vertical total pressure

Type	Bed sediment	Sensor installation	Measurement	Repetition
Without flap	A and B	Plan-1	Total pressure	10 times
Flap-R dam	A and B	Plan-1	Total pressure	10 times
Flap-T dam	A and B	Plan-1	Total pressure	10 times

c) Type-QS: Bed sediment is set on the bed in upstream reach of channel, saturating upstream sediment with water, and supplying to input discharge from upstream.

In most studies, type-U has been used for debris flow generation. In this study, the phenomenon of the debris flow is approximated by the type-QS generation method. As the generation type is QS, the sediment composition and degree of saturation might not be uniform throughout the sediment layer. Also, the standard size of the boulder cannot be measured when a debris flow hits on the obstacle. Therefore the experiments were repeated several times under identical conditions. Debris flow produced in the experiments is the stony debris flow type and the largest particles are accumulated in the forefront. To measure the thickness of deposition (i.e. the flow depth plus the deposition thickness in the process and final stage) accurately, the graduations are marked on the side of the flume.

4. Results and discussions

Fundamental experiments were conducted to investigate dam-break and debris-flow for improvement of functions of the sabo structure. Considering quantitative and qualitative results from the experiments, the characteristics of the proposed closed dams were discussed and summarized as follows:

4.1 Comparison of flow profile near the dam

In order to confirm the characteristics (flow profile and total pressure), firstly only two types of closed dams (without and with flap-R) under the two flow conditions i.e. the clear water flow and the debris flow were tested with plan-1. The experiments were conducted for both flow conditions in order to observe the energy dissipation phenomenon near the dam. In the case of dam without flap, after suddenly opening of the gate, the flow hit the dam body and whole flow move vertically upward and then some

Table 6 Results of surface velocity in both flows

Flow type	Surface velocity (m/sec)
Clear water	1.176
Debris flow-Sediment.A	1.218
Debris flow-Sediment.B	1.244

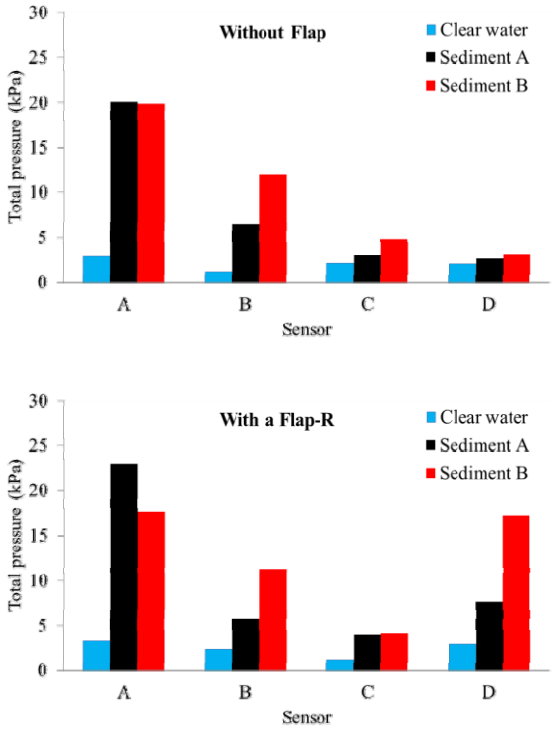
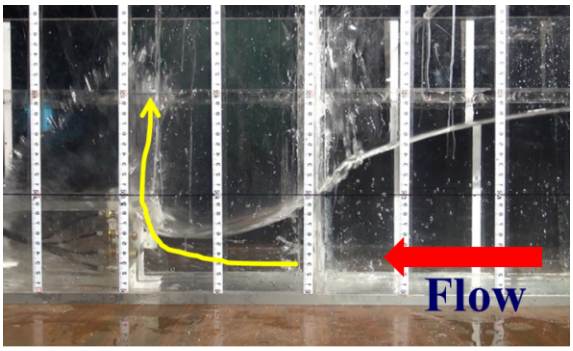


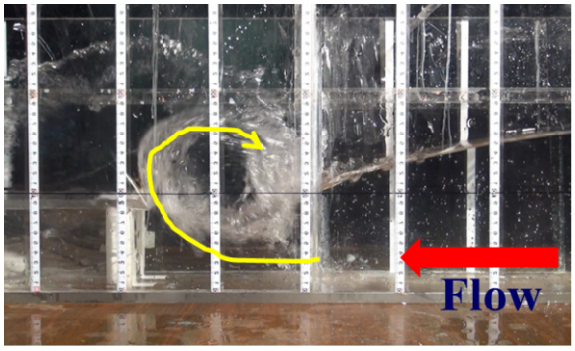
Fig. 9 Results of the total pressure due to clear water and debris flow

flows overtopped the dam while rest falls down upstream. But in the case of dam with flap, after hitting the dam surface by the flow, the flow moves towards the below part of the flap vertically. Then, the flap reflect back the flow upstream which looks like a bore traveling toward the upstream direction. The flow pattern with debris flow was observed without considering the flap structure. In such case, the flow pattern is similar to clear water case but due to the mixture of different size of sediments in the debris flow, we observed that some portion of the debris flow overflows carrying large sediments while rest of the flow remains upstream depositing remaining particles at the bottom part of the dam. In contrast, if we consider the flap structure, almost all the particles were captured and deposited upstream of dam due to the reflection from the flap.

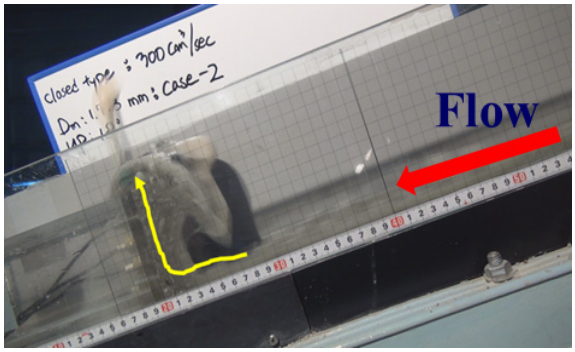
Table 6 shows the average values of the surface velocities measured for different flow conditions (i.e. clear water and debris flows) in front of dam by a high-speed camera. Although the flow pattern and the approaching surface velocity are very similar, the total pressure is entirely different in both flow cases as shown in Fig. 9. This is due to the fact that the debris flow has a huge energy in the front part of the



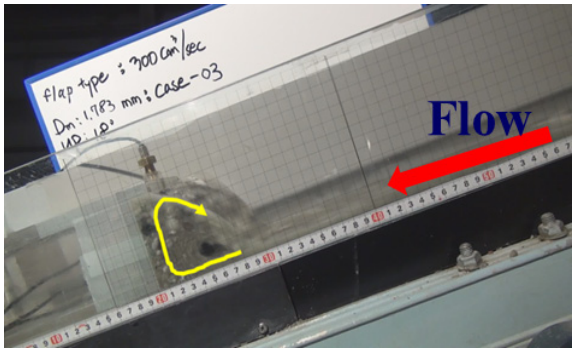
(a) Clear water case without flap



(b) Clear water case with flap-R



(c) Debris flow case without flap



(d) Debris flow case with flap-R

Fig. 10 Results of the flow pattern for two different types of dam due to clear water and debris flow

flow that is much greater than clear fluid flow because of the accumulation of large boulders at the front.

Fig. 10 shows the test results of the flow pattern for two different types of dam in the case of clear water and debris flow. The flow patterns in the case of clear water flow are shown in Fig. 10 (a) for the dam without flap and the Fig. 10 (b) for the dam with flap-R dam whilst Fig. 10 (c) and (d) correspond to the debris flow condition for both types of dam. An important point is that each flow pattern is very different for each different type of dam but the pattern is the same in both flow cases. However, it shown that flap-R dam generated a larger volume of spray than the dam without flap downstream in both cases. A comparison of the total pressures due to the impact collision (i.e. the value is taken as the average of the total measured maximum value of pressure for each sensor in the number of experiments) reveals the following important points:

(1) The sensor D indicated nearly similar total pressure in both types of flow for the dam without flap (as shown in Fig. 9). The reason for this similarity is that, in both the flow cases, the movement of flow at the top of the dam (where sensor D located) is vertical i.e. most of the forces are uplift (due to the vertical nature of flow at the top as shown in Fig. 10 (a) and 10 (c)) and the dam without flap has no capability to absorb the uplift force since it has no flap. But the total pressures in the case of sensor A with debris flow have increased nearly 7 times in comparison to other types because at the bottom part of the dam (where sensor A is located) the debris flow has more impact force due to the sediments than the clear water since the flow here is not completely vertical as in sensor D as shown by Fig. 10 (b) and 10 (d).

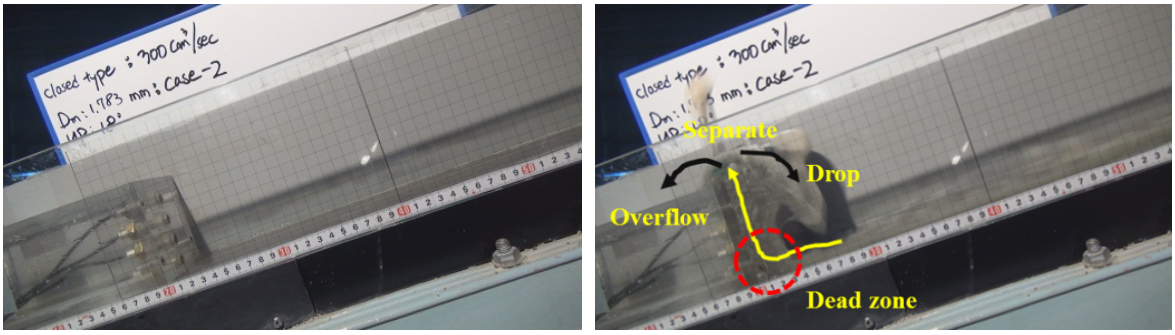
(2) In the case of dam with flap-R, the values of sensor D with bed sediment B indicated that the total pressure has increased nearly 6 times in comparison to the clear water type and sensor A shows a 5 times increase in the value of total pressure. The reason for the increase in value is that the flap structure for debris flow absorbed higher uplift pressure than the clear water obviously and the bottom part has not changed significantly from point (1).

The above result shows that the dam with flap-R can reduce the quantity of spray transportation more efficiently than the dam without flap due to the flow profile so that the reduction in energy and overtopping time occurs. This experiment should also help us better understand the energy dissipation

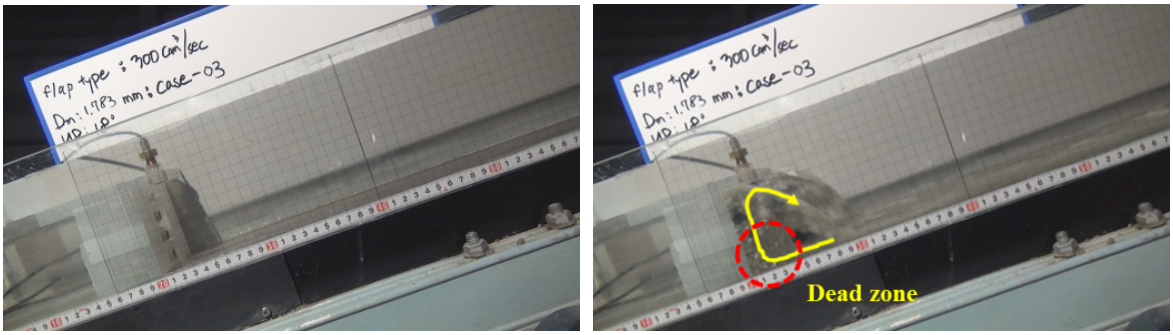
process involved in the flow weakening. Even if the flap structure was shocked by the uplift pressure, it shows that the newly designed check dam with flap has the advantage of changing the total pressure compared to the dam without flap due to generation of the reflected flow. Furthermore, this result shows that the dynamic force of debris flow due to the impact collision is much greater than the clear fluid of dynamic force in comparison to the total pressure in the flow due to the average of maximum total pressure.

4.2 Debris flow experiment

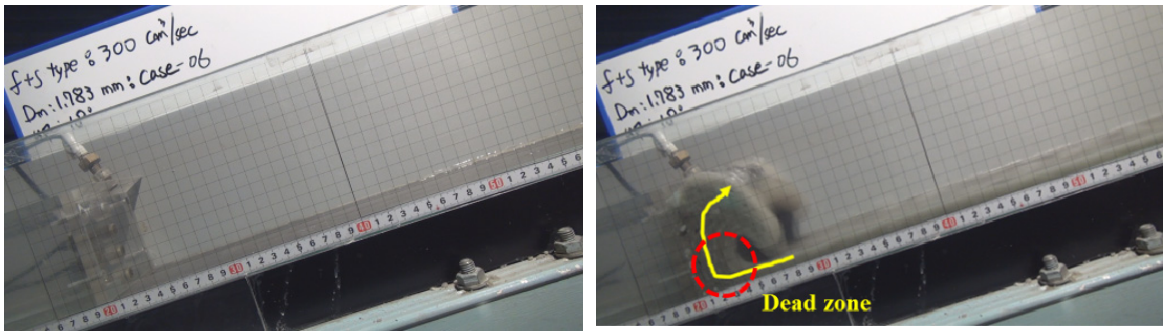
Debris flow experiments were conducted using two types of bed sediment in order to check the efficiency of all three types of dam under consideration namely without flap, with flap-R, and with flap-T. All experiments measured the total pressure using a measuring system. As a generation of Type-QS, the sediment composition and degree of saturation might not be uniform throughout the sediment layer. So the data obtained from experiments repeated several times under the same hydraulic conditions were used for data analysis. In the experiments, in order to test if the average of the total pressure (by the maximum value for each case) is statistically significant with different types of dam, as well as to remove the outlier data from the original data, we used graph analysis with a boxplot method. A boxplot is a device used to represent the median of the data, the upper and lower quartiles, and any data points that possibly are outside (outlier) values, and it is also useful for summarizing a data set.



(a) Without flap: Initial condition, at t = 0.0sec At time = 6.67sec



(b) With flap-R: Initial condition, at t = 0.0sec At time = 7.43sec



(c) With flap-T: Initial condition, at t = 0.0sec At time = 6.30sec

Fig. 11 Movement of debris flow at different time step: sediment A

4.2.1 Flow pattern

Fig. 11 shows the characteristics of debris flow movement in case of all three types of dam (i.e. a: without flap, b: with flap-R, and c: with flap-T) at different time steps. The figure clearly reveals that, in the case of a dam without flap, the large particles are seen to overflow whereas in other two types of dam such particles are seen to be captured. This leads to the conclusion that flap-T and flap-R types are more efficient regarding the capturing of large debris mass. This is because the flap structure is more efficient in capturing the large particles. The flow patterns of the proposed dams obtained by the experiments are described briefly as follows:

(1) In the case of a dam without flap: the flow pattern is influenced by the characteristic of debris flow (especially the approaching flow depth and velocity). First the dam was immensely shocked by the impact collision; secondly flow uprush occurred vertically with large boulders due to the uplift pressure quickly and finally the debris flow separated into two flows at the top of the dam: some debris flow is transformed as an overflow with few large boulders, and other debris is dropped by gravity from the top of the dam. A dead zone is developed at the bottom of the dam by the incoming debris flow simultaneously with the above process. Due to those processes, now the channel bed will rise upstream of the dam because of the captured debris mass.

(2) In the case of the proposed dams (i.e. flap-R and flap-T dams), when debris flow occurs in front of the dam, the impact collision and the vertical lift of the debris mass occur in similar fashion as in the case of the dam without flap but there will be no overflow of the debris mass and all the debris mass is captured upstream of the dam due to the generation of the reflected flow as shown in Fig. 11 (b) and Fig. 11 (c). But later after deposition above the dam height the overflow of debris mass may occur. Therefore, it is inferred from this process that the proposed dam type will capture more large boulders than the other types of dam and also the proposed type will reduce the overflow time (which is not quick enough like the dam without flap) and reduce the impact energy on the dam from the incoming debris flow due to the deposited mass before the dam.

Although the figure shows that the final stage of the debris flow pattern is similar in all three types of dam, it should be understood that the process to reach the final stage is different for each type of dam as shown by the research.

4.2.2 Vertical distribution of total pressure

To estimate the external force of flap structure, the vertical distributions of total pressure for the three dams under the two different bed sediment conditions are investigated (Table 5 shows the experimental conditions).

Table 7 compares the test results on the average of maximum total pressure values by plan-1. Proposed closed dams are the extension of a typical vertical dam with flap installed at the top. But, this might be vulnerable to accidental bumps due to the uplift pressure. In order to check the uplift pressure, sensor D was installed within the flap. The results obtained by comparing the total pressure and uplift pressure are summarized as below:

(1) In the case of sediment A: the uplift pressure of the flap-R dam has increased by nearly 3 times in comparison to other types. The reason for this increase is that the rectangular type has to absorb all of the uplift pressure directly while the flap-T type has more smooth control due to its shape and the typical type has no flap at all.

(2) In the case of sediment B: even if the main total pressures due to the impact collision are very similar by the value of sensor A, the values of uplift pressure for the flap-R type have increased by nearly

Table 7 Results of total pressure without outlier data (unit: kPa)

	Sediment A			Sediment A		
	Without	Flap-R	Flap-T	Without	Flap-R	Flap-T
Sensor-A	20.014	22.880	16.090	19.850	17.614	19.397
Sensor-B	6.478	5.764	9.749	11.985	11.317	7.728
Sensor-C	3.003	3.891	4.128	4.704	4.055	6.596
Sensor-D	2.689	7.645	2.611	3.120	17.199	0.492

35 times in comparison to other types. So the flap-T type is still efficient in comparison to the flap-R type regarding uplift pressure. Therefore, the flap-T type can more effectively control the uplift pressure than the flap-R type due to generation of the reflected flow. Even if both flap types were shocked by the uplift pressure, it shows that the newly designed check dam with flap has the advantage of changing the dynamic pressure compared to the dam without flap due to generation of the reflected flow.

Fig. 12 shows the trend line of vertical distribution of total pressure using the average of maximum values for the three dams (as shown in the dotted line) and the trend line (as shown in the black line) without the uplift pressure for both dams (i.e. flap-R and flap-T dams by sensor D) are estimated by the following relation:

$$x = Me^{Ny} \tag{8}$$

where x: total pressure, y: height of dam, and M and N are constant coefficients. The results obtained by comparing the trend line of vertical distributions are summarized as below.

In the case of sediment A and B, all dam types show a similar trend of vertical distribution of total pressure. However, the flap-R dam shows two patterns regarding the vertical distribution of total pressure (i.e. the first pattern is decrease from bottom to below the flap part; the second pattern is rapid increase at the flap part due to the uplift pressure). This is because the flap-R type has to absorb all of the uplift pressure directly. So, it shows the effectiveness of adding the rectangular flap to the conventional dam. But the flap-T shows a similar trend to the dam without flap due to the fact that it has a smooth control of the pressure because of its shape. So, the pressure calculation while designing the sabo dam with flap-T does not require any different approach to that of the without flap dam but the flap-R does require a different approach for the consideration of uplift force.

4.2.3 Mass ratio of debris

To clarify the function of flap structures, the captured and overflowed sediment of debris flows between the without and with flap-T dams under the

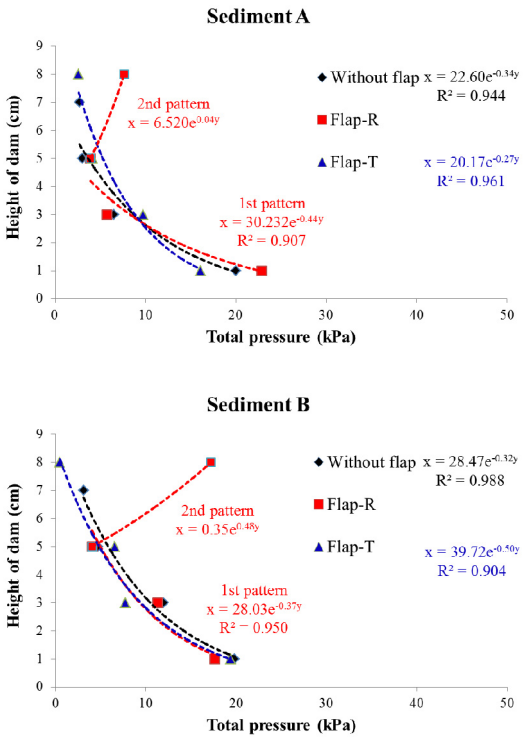


Fig. 12 Vertical distribution of total pressure for three dams

two different sediment conditions were observed. The experiments were repeated 5 times under identical conditions. The mass of debris (i.e., the overflow and captured) were measured directly at the final stage by an electronic scale. After the generation of debris flow, the bed sediments remained in the upstream end of the flume. In both cases of sediment A and B, the generation of debris flow mass was calculated for without and with flap-T cases by summing up the captured and overflow mass of debris. Initially for the experiment, the sediment (density of 2.65 g/cm^3 and porosity of 0.35) of about 23 kg was fed through the channel. Table 8 compares the test results regarding the overflow, captured and generated, of the debris mass for the three dams. Out of 23 kg mass for generation of debris flow, the actual generation of debris flow as measured by summing of the captured and overflow debris flow mass was found to be 37.60 % of the total (8.648 kg) for sediment A and 39.62 % of the total (9.114 kg) for sediment B in the case of without flap dam. The results indicate that a similar quantity of debris flow was generated during the experiment. For the flap-T type also, the recorded values of actual generation of debris flow were 38.13 % and 35.95 %, respectively for sediment A

Table 8 Results of total pressure without outlier data (unit: kPa)

	Sediment A		Sediment B	
	Without flap	With flap-T	Without flap	With flap-T
Overflow (kg)	2.116	2.570	1.245	1.397
I (%)	24.44	29.23	13.73	17.48
Captured (kg)	6.532	6.119	7.868	6.872
II (%)	75.56	70.77	86.27	82.52
Generated (kg)	8.648	8.769	9.114	8.269
III (%)	37.60	38.13	39.62	35.95

*I: comparing the mass between generated and overflow

*II: comparing the mass between generated and captured

*III: comparing the mass between generated and input sediment

*Input sediment mass at upstream for generation of debris flow = 23 kg

and sediment B cases. Based on this result, we concluded that there is very good reproducibility of the tests, giving confidence in the results obtained by applying the generation method of debris flow.

4.2.4 Median grain diameter

Table 9 shows the median diameter of sediments for dams of without flap and with flap-T under two different sediments. The results obtained by comparing the captured and overflow debris mass grain size distribution for three stages with two different check dams are summarized below:

(1) Bed sediment A: The median size of particles (d_{50}) of overflow debris mass increased by nearly 11 % compared to the generated debris flow median size for the case of the dam without flap. But, in the case of the dam with flap-T, nearly 4 % decrease in median size was observed. These results conclude that the flap structure will capture more debris mass than the without flap since less overflow means more capture. So flap-T type is more efficient to capture large debris mass than the without flap.

(2) Bed sediment B: The median size of particles (d_{50}) of overflow debris mass increased by nearly 17 % and 5 % compared to the generated debris flow median size for the case of the dams of without flap and with flap-T, respectively. These results conclude that even though the median grain size increased for both dam types, the percentage increment for the flap-T type is smaller compared to the dam without flap. The flap-T type is still efficient in comparison to without flap regarding the capture of debris mass.

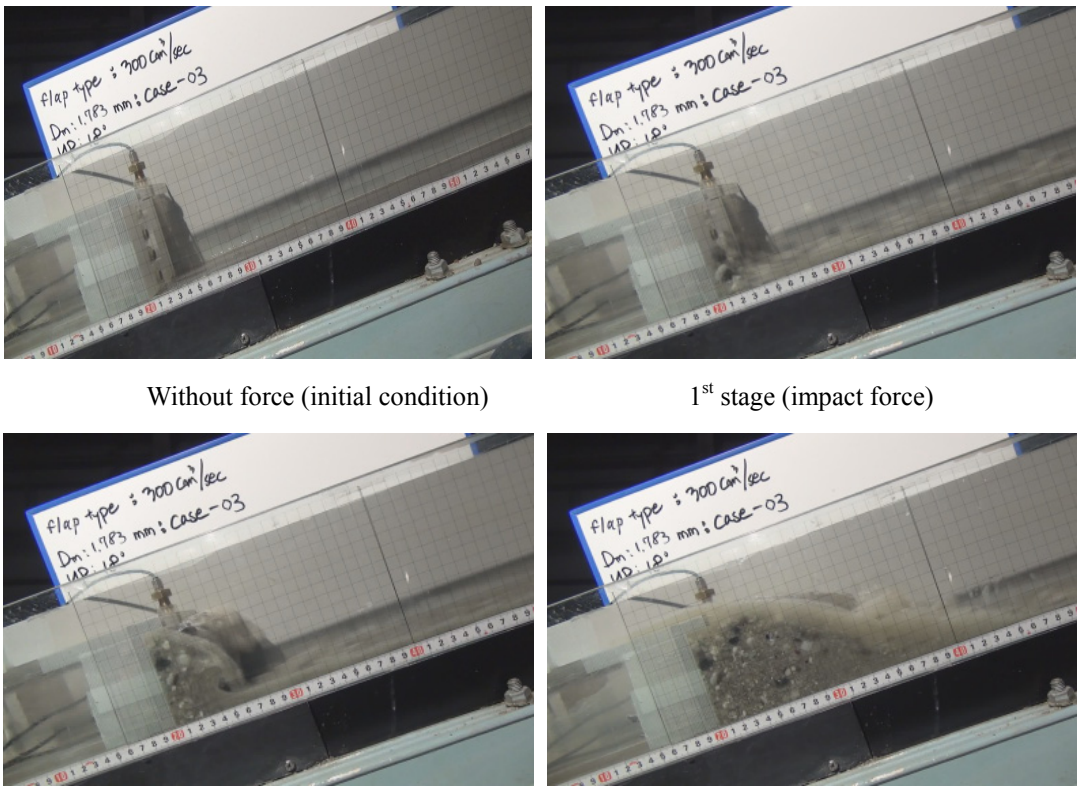
4.2.5 Force behavior of debris flow

The force behaviour of debris flow can be classified into three stages. The maximum total pressure will occur due to the impact force (by the collision) when debris flow just reaches the sabo dam at first. Secondly, both the dynamic and static applying condition will occur due to moving debris flow. Finally, the static applying condition will occur due to the static pressure when debris flow is deposited on the front of the sabo dam. Fig. 13 as the case of the flap-R dam shows the movement of debris flow due to the main forces for each stage condition.

Fig.14 shows the variation of total pressure due to the main applying force with time. The debris flow in front of the dams became strongly turbulent due to

Table 9 Results of the median grain diameter (d_{50})

	Sediment A		Sediment B	
	Without	Flap-T	Without	Flap-T
Overflow (mm)	2.201	1.658	3.330	2.853
I (%)	(▲) 10.5	(▼) 4.3	(▲) 16.6	(▲) 5.4
Capture (mm)	1.931	1.789	2.764	2.669
II (%)	(▼) 3.1	(▲) 3.2	(▼) 3.3	(▼) 1.4
Generated (mm)	1.992	1.733	2.857	2.707



Without force (initial condition) 1st stage (impact force)

2nd stage (dynamic and static forces) 3rd staged (static force)

Fig. 13 Movement of debris flow due to main forces with bed sediment B (Flap-R dam)

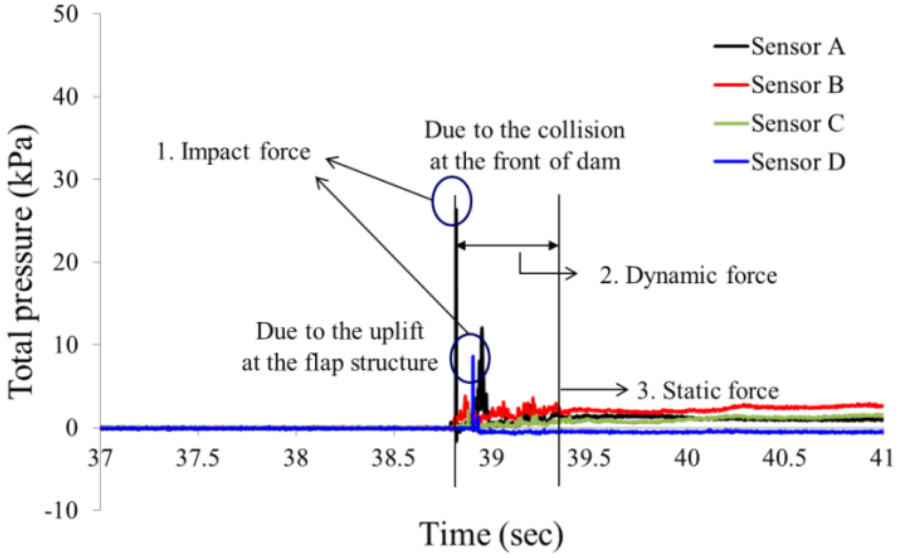


Fig. 14 Variation of total pressure due to the main forces with bed sediment B

the impact (stage: 1), dynamic (stage: 2) and static (stage: 3) forces that are shown by the sharp increase in the value in the graph shown in the figure. After the debris flow stopped, the static pressure was the main force since the debris mass has deposited in front of the dams and the depth of water has increased.

4.2.6 Impact pressure and velocity

To clarify the impact pressure due to the impact collision, parameters such as total pressure, approaching velocity and depth are observed during experiment. In the experiments, the data were obtained from the 10 times repeated experiments under the same hydraulic conditions with plan-2

Table 10 Results of the total pressure and surface velocity

	Sediment A		Sediment B	
	Total pressure (kPa)	Surface velocity (m/sec)	Total pressure (kPa)	Surface velocity (m/sec)
Q1	19.176	1.151	23.940	1.130
Median	37.621	1.231	33.011	1.231
Q3	59.136	1.272	73.477	1.338
IQ range	39.961	0.120	49.538	0.208
Average	42.415	1.218	43.512	1.244
Max	88.255	1.333	117.644	1.548

*Q1: Lower quartile
*Q3: Upper quartile
*IQ Range: Range of Q1~Q3

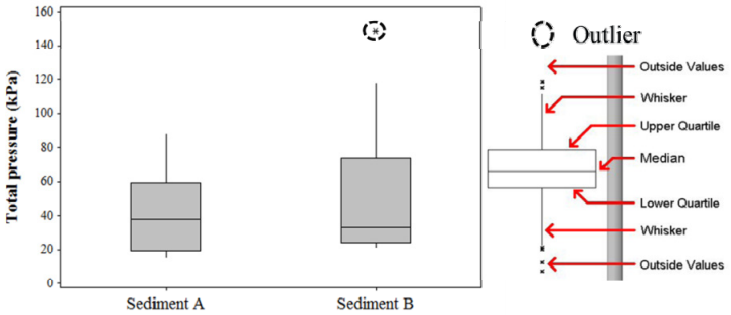
(Table 4 shows the experimental conditions).

Since plan-2 consists of sensor installation at the bottom part only, the results are extraneous as to dam shape but the values are directly connected to the bed sediments. Therefore, this experiment can obtain four values of the total pressure per one case and averages of the maximum values observed are used for the data analysis. Also, the box plot method of data analysis is performed as shown in Fig. 15.

Table 10 shows the test results for the averaged total pressure and surface velocity of debris flow under the two bed sediments. It shows that there are almost similar values of the average total pressures and velocities in the case of both bed sediments. However, in the case of bed sediment B, the maximum total pressure value has increased by nearly 1.3 times and Q1 (lower quartile) and Q3 (upper quartile) values have also increased by 1.2 times in comparison to sediment A. This should not be ignored. The reason for this increase is that the amount of large particles in the composition of sediment B is more than that of sediment A and maximum pressure is the result of sudden impact by the large particles. From this result, it is concluded that the maximum total pressure generated by debris flow is not proportional to the amount of debris flow, but strongly depends on the particle size distribution of debris flow. In addition, the results reveal that the colliding total pressure is different in all three types of dam although all the influencing parameters as described by Hu et al. (2011) such as generation pattern, initial sediment size, properties and volume, impact angle etc. are similar. The reason for this is due to the contact area of the sediment particles with the sensor. So the contact area of the different particles should be one of the important parameters when deciding impact pressure on the dam.

4.2.7 Impact model of debris flow

Pressure is the force on an object that is spread over a surface area. The equation for pressure is the force divided by the area where the force is applied.



*lower quartile: split lowest 25% of data (= 25th percentile)
*upper quartile: splits highest 25% of data, or lowest 75% (=75th percentile)

Fig. 15 Results of the boxplot under the two bed sediments

Although this measurement is straightforward when a solid is pushing on a solid, the case of a solid pushing on a liquid or gas requires that the fluid be confined in a container. The force can also be created by the weight of an object. When we apply a force to a solid object, the pressure is defined as the applied force divided by the area of application. The equation for pressure is:

$$P = \frac{F}{A} \tag{9}$$

where P = the total pressure, F = the applied force, and A = the surface area where the force is applied. In this experiment, the total pressure from debris flow was measured by the dynamic pressure sensor. To calculate the applied force (i.e. impact force due to the collision) by Eq. (9), we have to estimate the actual contact area. But it is very difficult to obtain the actual contact area. So, in this study, the sensor area is considered as the actual contact area (A = 0.2826 cm^2). Likewise, Scheidl et al. (2012) also estimated the peak forces by multiplying measured pressure by the sensor contact area. To calculate the force of debris flow by Eqs. (3) and (5), various parameters such as the density of debris flow, the approaching surface velocity of debris flow, the flow depth, the discharge of debris flow, and the radius of the boulder are required. The approaching surface velocity of debris flow is obtained from the experiments by measurement from the high-speed camera. However, the flow depth is taken as average of 10 values of measurement of flow depth (= 2.0 cm), the radius of the boulder is obtained from the value of $d_{\max}$ from particle size distribution curves of gravel, and the discharge of debris flow was calculated from the channel geometry, approaching surface velocity, and depth of debris flow. Since the exact size of the colliding particles of debris flow (since it consists of variety of particle sizes) changes with time and the debris flow is accumulated with the large boulders at the front part of the flow, so for simplicity the maximum size of the particle is adopted for the calculations (i.e. 0.5 cm for sediment A and 0.6 cm for sediment B, refer Table 3). Finally, the density of debris flow is very difficult to measure in the flow through the experiment. So, the density of debris flow is calculated using an equilibrium sediment concentration equation. The equilibrium sediment concentration and the mixture density of debris flow are described as follows: According to Nakagawa et al. 2003, if a stony debris flow occurs ($\tan\theta_w > 0.138$), then

$$C = \frac{\rho \tan\theta_w}{(\sigma - \rho)(\tan\phi - \tan\theta_w)} \tag{10}$$

$$\rho_d = \sigma C + \rho(1 - C) \tag{11}$$

where ρ = the density of water, θ_w = the water surface slope, σ = the density of sediment particle, ϕ = the internal friction angle of the sediment, ρ_d = the mixture density of debris flow, and C = the sediment concentration of debris flow. The equilibrium sediment concentration is taken as 1.866 g/cm^3 calculated by Eq. (11) using the value of the density of sediment particles and water as 2.65 and 1 g/cm^3, respectively. The water surface slope is taken as 18º equivalent to the flume slope, and the angle of internal friction of the sediment is assumed as 35º. The results of impact force calculated using equations (3), (5) and (9) are shown in Table 11. This table shows the calculated applied force (i.e. due to the impact collision) of debris flow with different impact models for bed sediments A and B. The parameters of the equations are measured from the experiments under the same hydraulic conditions with plan-2 performing experiment 10 times. The maximum, minimum and average values for equations (3) and (5) in the table means the impact force is calculated using maximum, minimum and average flow velocities in 10 experiments while for equation (9) those values are calculated using maximum, minimum and average measured total pressure.

Furthermore, Table 12 shows a comparison of the empirical coefficients (i.e. pressure and force) used in both hydrodynamic and solid collision models with the experimentally obtained value from this study. The result shows the new range of values regarding the use of the equations of both models (i.e. hydrodynamic and solid collision model). The result from the experiment reveals that the values of k_p (i.e. coefficient of impact pressure) as proposed by other

Table 11 Results of the impact force with three theory (unit: N)

	Sediment A			Sediment B		
	Eq. (3)	Eq. (5)	Eq. (9)	Eq. (3)	Eq. (5)	Eq. (9)
Max.	6.632	1.701	2.494	8.944	2.931	3.325
Min.	4.649	1.375	0.425	3.891	1.779	0.591
Avg.	5.560	1.528	1.199	5.860	2.259	1.230
Parameters	ρ_d, v, Q	v, R	A	ρ_d, v, Q	v, R	A

Table 12 Comparison of empirical coefficients

Empirical coefficient			Sediment A	Sediment B
Hydrodynamic model	k_p by Eq. (2)	In this study	0.1~0.2	0.1~0.2
		Bugnion et al. (2001)	0.4~0.8	
	k_f by Eq. (3)	In this study	5.5* (1.9~11.8)	6.5* (1.8~12.6)
		Yamamoto et al. (1998)	1.0	
Solid collision model	k_f by Eq. (5)	In this study	1.8* (0.6~4.0)	2.5* (0.7~4.4)
		Mizuyama (1979)	1.0	

( ): Range value from experimental data

*: Average value

researchers are relatively smaller for the hydrodynamic model, but the values of k_f (i.e. coefficient of impact force) as proposed by other researchers are comparatively higher for both the hydrodynamic and solid collision models.

5. Results and discussions

In all the experiments, the effects of sabo structures, with emphasis in the sabo dams, the parameters such as the flow pattern, the surface velocity between the debris flow and clear water, the total pressure and the uplift pressure, mass ratio of debris, and median grain diameter were measured to compare the function of each sabo dam under the two different bed sediments. The empirical coefficients of the hydrodynamic and solid collision models are also determined and compared with available values of those coefficients. Furthermore, the characteristic of debris flow and proposed dams are confirmed due to the experiments. The experimental data analyses lead to the following conclusions:

(1) From the experimental results, although the flow pattern and the approaching velocity are very similar, the total pressure is entirely different in both flow cases. This is due to the fact that the debris flow has high energy in the front part of the flow, more than clear fluid flow because of big boulders accumulation at the front.

(2) The proposed closed-type sabo dams with flap structure can reduce the quantity of spray transportation more efficiently than the dam without flap (i.e. typical type).

(3) Flap-T type (triangle type) can control the uplift pressure more effectively than flap-R type (rectangular type) due to the generated reflected flow and is more efficient to capture large debris mass than the dam without flap (i.e. typical type). Even if both flap types were shocked by the uplift pressure, it was shown that the newly designed check dam with flap has the advantage of changing the dynamic pressure compared to the dam without flap due to reflection. Moreover, the triangular flap shows a similar trend like the dam without flap because it has smooth control of the pressure due to its shape. So, the pressure calculation while designing the sabo dam with flap-T does not require any different approach to that of the without flap dam but the flap-R does require a different approach for the consideration of uplift force. Therefore, the triangular flap structure is more suitable than the rectangular shape for actual application.

(4) The results of mass ratio of debris indicate that the similar quantity of debris flow was generated during the experiment. For the dams of without flap and with flap-T, the recorded values of the actual generation of debris flow were 38 % for sediment A and sediment B cases, respectively. From this result, it is concluded that the experiments revealed very good reproducibility of the tests, giving confidence in the results obtained by the applied generation method of debris flow.

(5) From the results of the median grain diameter, these results conclude that the flap structure will capture more debris mass than the dam without flap since less overflow means more capture. The case of sediment A shows the advantage clearly (i.e. the flap-T type is more efficient to capture large debris mass than the dam without flap). Even though the case of sediment B increased the median grain size for both dam types, the percentage increment for the flap-T type is small compared to the ordinary type. So, the flap-T type is still efficient in comparison to the ordinary one regarding capture of the debris mass.

(6) The force behaviour of debris flow can be classified into the three steps due to the main applied force (i.e. impact force, dynamic and static force, and static force).

(7) The empirical coefficients were estimated by the hydrodynamic and the solid collision models from the experimental results. The result from the experiment reveals that the values of k_p (i.e. coefficient of impact pressure) as proposed by other researchers are relatively smaller value for the hydrodynamic model but the value of k_f (i.e. coefficient of impact force) is comparatively higher for both the hydrodynamic and solid collision models.

(8) The maximum of total pressure generated by debris flow is not proportional to the amount of debris flow, but depends strongly on the particle size distribution of debris flow. Besides, the contact area of the different particles should be one of the important parameters when deciding impact pressure to the dam.

This study was carried out with the stony debris flow, but the case of mud debris flow proves equally applicable. The reason is that the mud debris flow is easy to generate and does not consist of larger particles compared to the stony debris flow. Also, the flap structure should build monolithically with main dam structure to correlate this research results.

Acknowledgements

This research is supported by JSPS AA Science Platform Program (Coordinator: H. Nakagawa) and support of Wakate fund program by Kyoto University Global COE Program (GCOE-ARS).

References

Armanini, A. (1997): On the dynamic impact of debris flows, In: Armanini A, Masanori M (eds) Recent developments on debris flows, lecture notes in earth sciences, Springer, Berlin, pp. 208-226

Bugnion, L., McArdell, B.W., Bartelt, P., and Wendeler, C. (2011): Measurements of hillslope debris flow impact pressure on obstacles, Landslides (2012) 9, pp. 179-187

Canelli, L., Ferrero, A.M., Migliazza, M., and Segalini, A. (2012): Debris flow risk mitigation by the means of rigid and flexible barriers - experimental tests and impact analysis, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 12, pp. 1693-1699

Hu, K., Wei, F., and Li, Y. (2011): Real-time measurement and preliminary analysis of debris-flow impact force at Jiangjia ravine, China, Earth Surface Process and Landforms 36, pp. 1268-1278

Huang, H.P., Yang, K.C., and Lai, S.W. (2007): Impact force of debris flow on filter dam, Geophysical Research European Geosciences Union, Vol. 9, 03218

Hübl, J., Suda, J., Proske, D., Kaitna, R., and Scheidl, C. (2009): Debris flow impact estimation, In: Popovska C, Jovanovski M (eds) Eleventh International Symposium on Water Management and Hydraulic Engineering, Vol. 1, pp. 137-148

Hungr, O., Morgan, G.C., and Kellerhals, R. (1984): Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures, Canadian Geotech. J., 21, pp. 663-677

Itoh, T., Horiuchi, S., Akanuma, J.I., Kaitsuka, K., Kuraoka, S., Morita, T., Sugiyama, M., and Mizuyama, T. (2011): Fundamental hydraulic flume tests focused on sediment control function using a grid-type high dam, Italian Journal of Engineering

Geology and Environment, B-114, pp. 1051-1061

Jackson, C.S.Y. and Do, S.C. (1969): Application of the Hertz contact law to problems of impact in plates, A report published by U.S. Naval ordnance laboratory white Oak, Maryland. (NOLTR 69-152)

Kim, Y., Nakagawa, H., Kawaike, K., and Zhang, H. (2013): Study on the function of a closed-type sabo dam with a flap for debris flow. 12th International Symposium on River Sedimentation, ISRS 2013 Kyoto. (In printing)

Larsen, M.C., Wieczorek, G.G., Eaton, L.S., and Torres-Sierra, H. (2001): The rainfall-triggered landslide and flash flood disaster in northern Venezuela, December 1999, Proceedings of the Seventh Federal Interagency Sedimentation Conference, pp. IV9-16.

Lichtenhahn, C. (1973): Die Berechnung von Sperren in Beton und Eisenbeton, In: Kolloquium über Wildbachsperren, Mitteilungen der Forstlichen Bundesanstalt Wien, Vol. 102, pp. 91-127

Mizuyama T. (1979): Computational method and some considerations on impulsive force of debris flow acting on sabo dams, J. of the Japan Society of Erosion Control Engineering, 112, pp. 40-43 (in Japanese)

Nakagawa, H., Satofuka, Y., and Kawaike, K. (2003): Numerical simulation of sediment disasters caused by heavy rainfall in camuri Grande basin, Venezuela 1999, Proceedings of the Third Conference on Debris-flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, Switzerland Rotterdam, pp. 671-682

National Institute for Land and Infrastructure Management. Japan. (2011): Management of sediment-related risks, Associated program on flood management: 11

Okuda, S., Suwa, H., Okunishi, K., Yokoyama, K., Nakano, M., Ogawa, K., and Hamana, S. (1978): Synthetic observation on debris flow (part 4) observation in 1977, Disaster Prevention Research Institute Annals 21, Vol. 1, pp. 277-296 (in Japanese with English synopsis)

Pierson, T.C. (1986): Flow behavior of channelized debris flows, Mount St. Helens, Washington. In: A. D. Abrahams (ed.), Hillslope Processes, pp. 269-296 (Allen & Unwin, Boston).

Scheidl, C., Chiari, M., Kaitna, R., Müllegger, M., Karawtschuk, A., Zimmermann, T., and Proske, D. (2012): Analysing debris-flow impact models, based on a small scale modelling approach, Surv Geophys (2013) 34, pp. 121-140

Scotton, P., and Deganutti, A. (1997): Phreatic line and dynamic impact in laboratory debris flow experiments, In: Chen C (ed) Proceedings of the 1st. International Conference on Debris-flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, American Society of Civil Engineers, New York, pp. 777- 786

Shibuya, H., Katsuki, S., Kokuryo, H., Ohsumi, H., and Ishikawa, N. (2012): Experimental study of load for steel frame check dam caused by debris flow with woody debris. Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering, Vol. 65, No. 1, pp. 54-61 (in Japanese with English Abstract)

Shieh, C.L., Ting, C.H., and Pan, H.W. (2008): Impulsive force of debris flow on a curved dam, International Journal of Sediment Research 23, pp. 149-158

Suwa, H., and Okuda, S. (1983): Deposition of debris flow on a fan surface, Mt. Yakedake, Japan, Z. Geo-morph, Vol. 46, pp. 79-101.

Watanabe, M., and Ikeya, H. (1981): Investigation and analysis of volcanic mud flows on Mt Sakurajima, Japan, Erosion and Sediment Transport Measurement (Proceedings of the Florence Symposium). IAHS Publ. No. 133, pp. 245-256

Yamamoto, A., Yamamoto, S., Toriihara, M., and Hirama, K. (1998): Impact Load on Sabo Dam due to Debris flow, Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering, Vo1. 51, No. 2, pp. 22-30. (In Japanese with English Abstract)

Zhang, S. (1993): A comprehensive approach to the observation and prevention of debris flow in China, Natural Hazards 7, pp. 1-23

(Received 11, June, 2013)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

Experimental Study on Head Losses in the Sewer Pipe due to Manhole Shapes

Seungsoo LEE(1), Hajime NAKAGAWA, Kenji KAWAIKE and Hao ZHANG

(1) Graduate Student, Department of Civil and Earth Resources Engineering, Kyoto University

Synopsis

Rapid urbanization has caused complicated sewerage system as well as landscape of building structures. Since the major loss in the pipe is friction, it is possible to neglect energy losses while designing sewer systems with free surface flow, but under the pressurized condition, the energy losses may exceed the friction losses and reduce system capacity significantly, thus it is needed to consider the energy losses.

Basically one-dimensional model is used to simulate sewerage system involving manholes and junctions with pipe configuration for calculating time and capacity efficiency although the head losses caused by manhole and pipe configuration are not one-dimensional (1D) phenomena. It causes problems that non 1D phenomena are artificially treated as one-dimensional.

Therefore it is necessary to develop the model which can reflect the head losses depending on the pipe configuration and manhole shapes. In order to develop the simulation model, the fundamental laboratory experiments were conducted to estimate the effects of head loss depending on different manhole shapes with no benching and no invert. First, straight case experiments were conducted to evaluate the head loss for circular and square type manhole shape under the unsteady-state as well as steady-state condition and then numerical simulation model was developed and validated to confirm an applicability of the model using head loss coefficients obtained from laboratory experiments.

Keywords: urban inundation, sewerage system, manhole head loss, sewer network model

1. Introduction

Rapid urbanization caused various social problems. With increasing urbanization and increasing drainage and water quality requirements, sanitary sewer and storm water systems have been drastically complicating. The hydraulic characteristic of a drainage system often reveals many complex phenomena, such as back water effects from outlet boundary or hydraulic structures, confluence interactions at manholes, interchanges between pressurized pressure flow and free surface flow conditions, and may cause serious problems, such as inundation caused by lack of sewer pipe capacity, blown-off manhole covers and sewer pipe rupture and soil erosion (Zhao et al., 2006). Normally sewer systems are designed to carry free-surface flow where the energy losses are neglected for simplicity. The friction head losses are major losses in pipes, and it can be predicted with a relatively accuracy using the Darcy-Weisbach equation (Johnston and Volker,

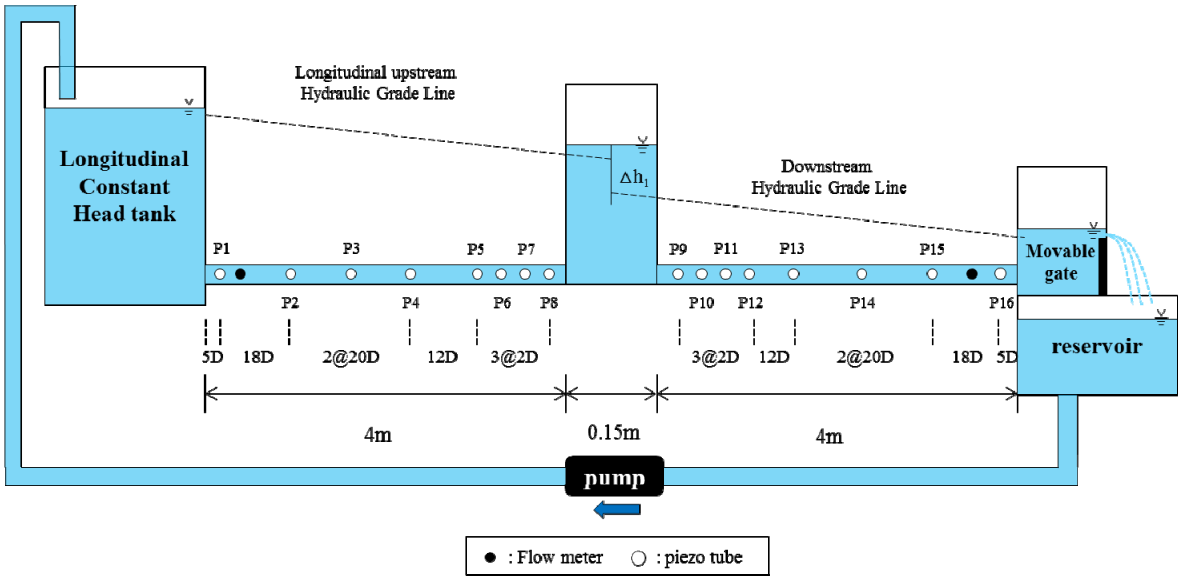


Fig. 1 Side view of experimental facility

1990). However the minor losses caused by junctions, sewer inlets, house connections, and other appurtenances in many pressurized sewer systems, exceed the friction losses and reduce system capacity significantly (Marsalek, 1984). Recently, pressurized flow is occurring more frequently in sewer systems due to a growth of urbanization, increased impermeable layer, complex sewer pipes configuration and increased rainfall frequency due to climate change. Although the hydraulic characteristics of sewer flow in a single pipe are understood reasonably well, limited research has been carried out on sewer junctions depending on pipe configurations or adjoining angle.

The determination of pressure changes across the junction box requires the determination of the vertical distance between the inlet and outlet hydraulic grade lines (HGLs) at the manhole as shown in Fig.1 (Sangster et al., 1958). Defined head loss coefficients to be

$$K_1 = \frac{\Delta h_1}{v^2/2g} \tag{1}$$

where K_1 is the head loss coefficient, Δh_1 is a pressure head change in pipe, g is the acceleration due to gravity and v is a mean velocity in the outlet pipe. Sangster et al. (1958) suggested empirical relationships to decide not only the head loss coefficient of two pipe case, but also three pipes case coefficients. After that, many similar researches were carried out to improve and modify a measurement technique according to various circumstances near the manholes.

Marsalek (1984) measured the effect of different type of manhole benching as well as the manhole head losses for a system with a 90° bend or a "T" junction. A submerged jet theory for the flow in straight through manholes was presented by Pedersen and Mark (1990) to determine the head losses in manholes. Wang et al. (1998) conducted laboratory experiments to determine the head loss coefficients with regarding to various pipe configurations and flow rates. Merlein (2000) developed the mathematical model using Predictor-Corrector method which could calculate water depth change under unsteady-state condition but that model can calculate only the water depth of manhole since it was assumed that manholes hydraulically behave like surge tanks. Supercritical flow at sewer junction in 45° junction manhole was studied by Del Giudice and Hager (2001) and 90° junction was investigated by Gisonni and Hager (2002). Zhao et al. (2004) carried out a model study for a 25.8° combining junction with two inflows and one outflow. Zhao et al. (2006) conducted experiments to improve understanding on flow regimes in sewer junctions.

Head losses at sewer junctions are affected by flow rate, junction geometry, adjoining angle and the change in pipe diameter between the inflow and outflow lines. To better understand these complicated hydraulic features and accurately simulate flows in a complicated sewerage system, unsteady-state flow model based on the solution of the full hydrodynamic equations is needed to consider the head loss phenomena.

Therefore in this study, fundamental laboratory experiments to estimate the head losses are carried out with no benching and no invert. First of all, straight cases are conducted in order to evaluate the head losses depending on manhole shape between circular and square type and then, numerical simulation model is developed and tested to confirm applicability based on experimental data from laboratory experiments.

2. Description of experimental setup

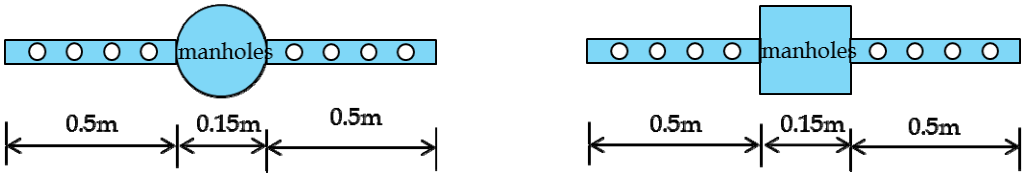
The experiments were carried out in a flume located at the Ujigawa Open Laboratory (UOL) of Disaster Prevention Research Institute (DPRI). Fig. 1 also shows a side view of experimental facility. The experimental setup is designed to estimate head losses between manhole and pipes regarding to different manhole shapes. There is an upstream input discharge tank (longitudinal constant head tank) of 0.3m×0.5m×1.0m and a downstream water tank of 0.3m×0.5m×1.5m with movable gate to adjust downstream water level. Each tank is connected to manhole by the transparent acrylic pipes of 4.0m long and 0.05m diameter with zero slopes. Two flow meters were installed in which the first meter is just in front of the upstream head tank and the second one is just before the downstream outlet tank as shown in Fig. 1.

The input discharge can be supplied to the upstream tank through the circulation pump. The pump can be accurately controlled by the RPM controller. Totally sixteen piezometer tubes are used to read the water head at a bottom of pipe. Out of that, four of them were set at intervals of 1.0m, and the rest four are set at intervals of 0.1m to read a water head carefully near the manhole per pipe as shown in Fig. 1. In addition, the water levels of the

Table 1 Steady case of 2 pipes

Number	Upstream discharge(l/s)	Mean Velocity(m/s)	Froude Number	Downstream water level(m)
C-S*-1	3.03	1.54	2.20	0.026
C-S-2	2.71	1.38	1.97	0.026
C-S-3	2.42	1.23	1.76	0.026
C-S-4	2.11	1.07	1.53	0.028
C-S-5	1.80	0.92	1.31	0.028
C-S-6	1.51	0.77	1.10	0.026
C-S-7	1.29	0.66	0.94	0.024
C-S-8	0.91	0.46	0.66	0.019
C-S-9	0.87	0.29	0.41	0.013
S-S*-1	3.04	1.55	2.21	0.026
S-S-2	2.66	1.35	1.93	0.025
S-S-3	2.40	1.22	1.74	0.026
S-S-4	2.06	1.05	1.50	0.027
S-S-5	1.85	0.94	1.34	0.026
S-S-6	1.52	0.77	1.10	0.039
S-S-7	1.18	0.60	0.86	0.022
S-S-8	0.92	0.47	0.67	0.028
S-S-9	0.49	0.25	0.36	0.010

*C-S – Circular type - Steady condition, *S-S - Square type - Steady condition



(a) Circular type manhole shape (b) square type manhole shape

Fig. 2 Two kinds of manhole shapes

upstream, manhole and downstream tank are measured by a tape measure.

Fig. 2 shows the used manhole shapes in this study. Circular and square type manhole shapes are used to estimate head loss effects caused by different manhole shape. The square shape manhole (0.15m×0.15m×1.0m), circular type manhole (Diameter = 0.15m, 1.0m height) and downstream tank are made from transparent acrylic sheet. The manhole part can be separated to replace different manhole shapes by disconnecting the each pipe since this experiment setup was built with the consideration of space and working time efficiency.

3. Experimental conditions

Totally, 20 cases experiments are carried out to estimate head losses at the manhole using circular and square type manholes with no benching and no invert under the steady-state and unsteady-state condition. Each steady-state condition of circular and square case has 9 cases and the experimental case start from about 3.0*l/s* inflow discharge at the upstream with fixed downstream water level at the downstream tank, and the input discharge is gradually decreased by 0.3*l/s* per case, respectively. The selected hydraulic conditions and detail hydraulic parameters are summarized in Table 1. The elevation of bottom of pipe is used as a datum to measure the water level since there is no slope.

After execution of the experiments under the steady-state, unsteady-state condition experiments are carried out in order to estimate the applicability of obtained manhole head loss coefficients. Unsteady-state experiments can be conducted by changing the water level of downstream tank. At first, the downstream water level is maintained with movable gate at downstream, and increased the water level to reach to elevation of 0.5m and then decreased to 0.06m with constantly changing velocity of downstream water level. Same hydraulic conditions are used to both case of circular and square shape manholes and more detail information of unsteady-state condition experiments are summarized in Table 2.

4. Experimental procedures

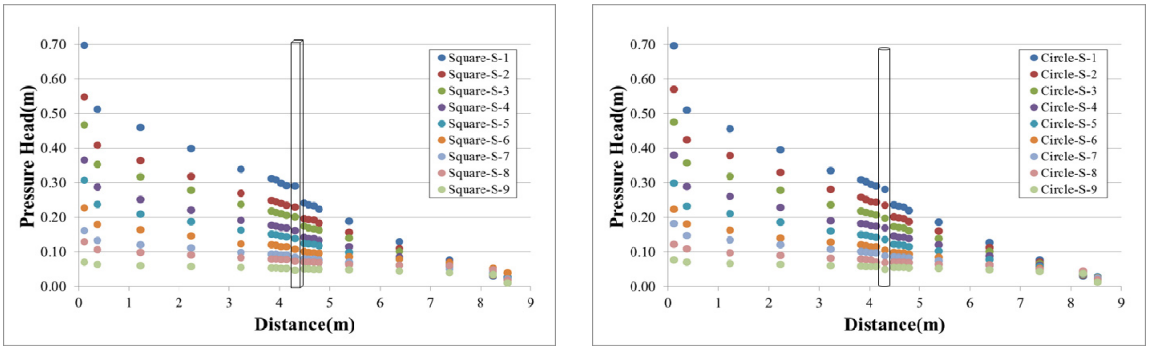
4.1 Steady-state cases

The specified inflow discharge is supplied according to each case and waits until the flow condition becomes steady-state. The waiting time is necessary at least 30 minutes. After that, all measurement points are read from the naked eye and measurements are recorded at piezometric tube panel where all piezometric tubes are getting together with scale bar. But, water levels of each tank and manhole are measured by scale bar which is attached outside of each tank. The number of experiments which are carried out under steady-state condition is 18 cases. All processes are repeated until every experimental case is finished

Table 2 Unsteady cases of 2 pipes

Number	Upstream discharge (l/s)	Downstream water level (m)
C-U*	2.13	0.06m-0.50m-0.05m
S-U*	2.13	0.06m-0.50m-0.05m

*C-U – Circular type - Unsteady condition, *S-U – Square type – Unsteady condition



(a) Square shape manhole (b) Circular shape manhole

Fig. 3 head loss coefficient depending on manhole shape

along with already mentioned steps.

4.2 Unsteady-state cases

The experiments under the steady-state condition are relatively complicated in comparison with the Steady-state condition. First, seven cameras are set in front of upstream tank, manhole, downstream tank and piezometric tubes panel, and then specified discharge is supplied to designated upstream tank with adjustment of downstream water level by controlling a movable gate to set appointed level. A stopwatch is started then all video camera are turned on in order of precedence while recording the time by the stopwatch. Finally, downstream water level is changed by controlling the movable gate at a speed of 0.5mm/sec.

5. Experimental results

The objectives of this study are to recognize the hydraulic characteristics at manhole depending on change of manhole shape, and obtain validation data to verify newly developed numerical simulation model. Head loss coefficients of different types are obtained depending on manhole shapes (circular and square type).

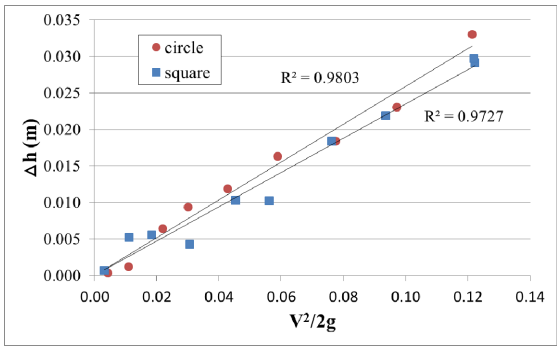


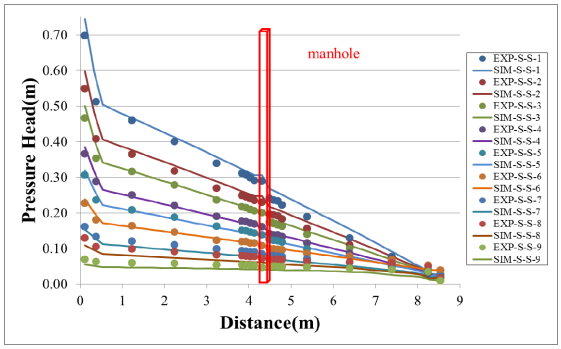
Fig. 4 head loss coefficient depending on manhole shape

Wang et al. (1998) constructed a physical model of a manhole / pipeline system for head loss measurements and conducted a laboratory experiments to determine the head losses at sewer pipe junctions (manholes) under pressurized conditions. They suggested empirical formula which can estimate head-loss coefficients and mentioned that head loss is insensitive to the amount of pressurized discharge, but depends heavily on the configuration of the flow, relative flow rate, and the change of pipe diameter.

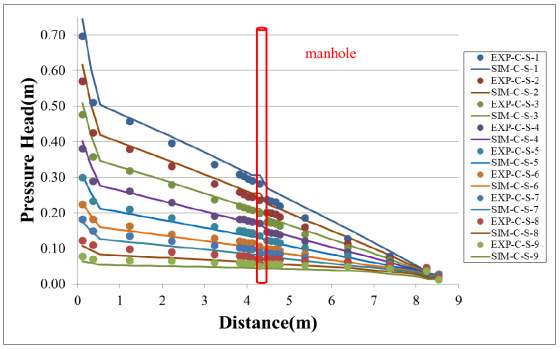
To measure the head loss coefficients depending on different manhole shapes, 2 pipes case experiments are conducted under steady-state cases using circular and square type manhole shape and the results of pressure head changes are shown in Fig. 3. As appears out of these graphs, it is clear that pressure head losses occurred at the manhole and it can be calculated by Equation (3.1). The Fig. 4 shows the comparison of relationship between velocity head and pressure head in both cases so that the ratios can be a manhole head loss coefficients. The head loss coefficients obtained are 0.259 and 0.235 for circular and square type manholes, respectively.

6. 1D sewer pipe model with manhole

6.1 Governing equation for 1D pipe flow

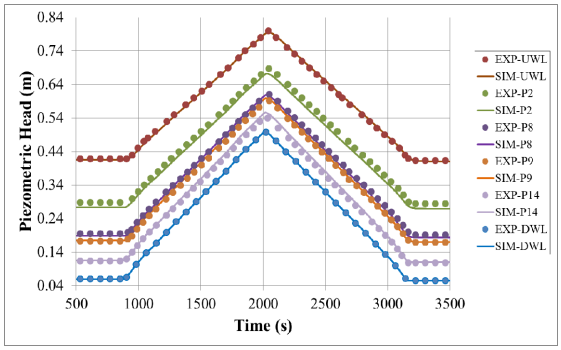


(a) Square shape manhole

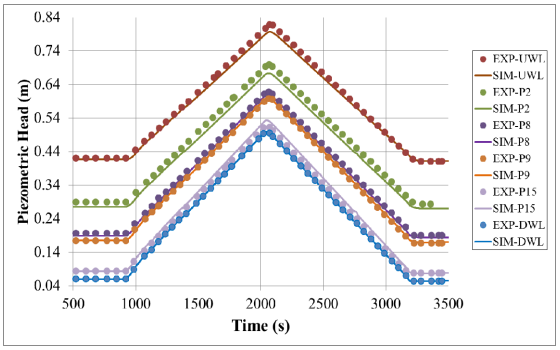


(b) Circular shape manhole

Fig. 5 Simulated and experimental pressure head of 2 pipes, steady-state cases



(a) Square shape manhole



(b) Circular shape manhole

Fig. 6 Simulated and experimental pressure head of 2 pipes, unsteady-state cases

(***UWL** : Upstream Water Level, **DWL** : Downstream Water Level)

The Preissmann slot concept is used to analyze one dimensional unsteady flow in sewer network with manhole. The governing equations of pipe flow are as follows:

$$\frac{\partial A}{\partial t}+\frac{\partial Q}{\partial x}=q \tag{2}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t}+\frac{\partial (uQ)}{\partial x}=-gA\frac{\partial H_p}{\partial x}-gn^2\frac{|Q|Q}{R^{4/3}A} \tag{3}$$

where A is wetted cross section , Q is discharge, q is lateral inflow, u is flow velocity, R is hydraulic radius, H_p is piezometric head ($H_p = z_p + h$), z_p is bottom elevation of pipe and h is water depth in pipe. The water depth h can be calculated by Eq (4).

$$h=\begin{cases} f(A) & : A\le A_0 \\ D+\dfrac{(A-A_0)}{B_s} & : A>A_0 \end{cases} \tag{4}$$

Where f is a function that expressing a relation between flow cross section area and water depth in pipe, A_0 is pipe cross section area, D is pipe diameter and B_s is slot width, determined as follows.

$$B_s=\frac{gA}{a^2} \tag{5}$$

a is a pressure propagation velocity for pipes, and 5.0 m/s is used in this study.

In this research, the shape of pipe is circular type, and circular type hydraulic characteristic formulas are calculated by Equation (6) ~ (8).

$$\phi=2\cos^{-1}(1-2\frac{h}{d}) \tag{6}$$

$$\frac{A}{A_0}=\frac{\phi-\sin\phi}{2\pi} \tag{7}$$

$$\frac{R}{R_0}=1-\frac{\sin\phi}{\phi} \tag{8}$$

6.2 Consideration manhole head loss

Manholes in a sewer system behave hydraulically like surge tank (Merlein, 2000).

Therefore next following dynamic equation based on rigid column theory can be used to consider the head loss in the manhole.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = A_p \frac{g}{\Delta x}(\Delta H - \Delta h_1) \tag{9}$$

where A_p is pipe cross-sectional area, H is water elevation of manhole, v is water velocity in pipe and x is a length of the pipe.

The Eq. (9) is used to calculate head losses between manhole and pipes. In addition, continuity equation of Eq. (10) is used to calculate water depth of manhole.

$$A_m \frac{dh}{dt} = Q + \sum_{L}^{M} q_L \tag{10}$$

where A_m is manhole horizontal area, h is water depth of manhole, Q is discharge, M is number of lateral pipes and q_L is lateral inflow to the manhole.

7. Model verification

Numerical model was developed with interaction of combination of 1D momentum equation and dynamic equation based on rigid column theory. In this study, the numerical simulation was carried out with time step of 0.001 second, pressure propagation velocity of 5m/s, Manning coefficient of 0.009 and space steps of 20cm (in pipe) and 15cm (in manhole) in x (longitudinal) directions with various study cases.

Fig. 5 shows the simulated and experimental pressure head profiles at different piezometric tubes according to different manhole shapes under the steady-state condition. It is clear that the pressure head profiles are changed before and after passing the manhole since head losses were occurred at the manhole.

Consequently, all simulation results in Fig. 5 shows good agreement with experimental results even there are small miss matching in the case of C-S-1 and S-S-1.

Johnston and Volker (1990) mentioned that an influence of Froude number and manhole submergence are not major, but nevertheless are important in some flow condition. The Froude numbers of C-S-1 and S-S-1 are 4.86 and 4.89, respectively. It indicates that their flow conditions are supercritical flow and their approaching speed to the manhole is relatively very fast than other cases, and it causes a fluctuation in the manhole. Actually, the fluctuation have been reported a range of ±0.1mm ~ ±20.0mm by Johnston and Volker (1990). Therefore these simulation results are acceptable if experimental observation errors caused by the fluctuation are allowed.

Fig. 6 shows the simulated and experimental pressure head profiles at different piezometric tube according to manhole shape difference under the unsteady-state condition. Measurement points, upstream tank, pipe segment No.2, No. 8, No. 9, No. 14 and No. 15, are selected to measure the change of piezometric head according to time variation. In this experiment, an input discharge was selected as 2.13*l/s* in order to improve experimental observation accuracy and reduce fluctuation at the manhole as reducing the Froude number.

Unsteady-state condition was made by controlling downstream movable gate, which may reflect ascending and descending a water level of river in real case. The head loss coefficients obtained through the experimental data analysis are used same with steady-state experiments, and all simulation results showed good agreement with experimental data.

8. Conclusions and recommendation

In this study, fundamental laboratory experiments are carried out using different manhole shapes (circular and square) with no benching and no invert in order to estimate the effects of head loss depending on different manhole shapes.

First, straight cases were conducted in order to evaluate the head loss depending on manhole shape between circular and square type and then numerical model was developed and validated to confirm an applicability of the model using head loss coefficients based on experimental data from laboratory experiments. The main findings in this study are described as follows:

1. In two pipes cases, Head loss coefficient shows constant values regarding to manhole shapes, and each coefficient is obtained as 0.259 and 0.235

for the circular and square type manhole shapes, respectively.

2. 1D numerical model was developed for computing the hydraulic characteristics of pipe flow with manhole. The proposed model consists of general governing equations and dynamic equation to effectively consider the head loss due to the different manhole shapes.

3. All simulation results showed good agreement with experimental results under not only steady-state but also unsteady-state conditions.

However the model application to real basin and laboratory scale experiments under various conditions are still remained as a task to be performed. There are many things that should be consider to simulate and predict urban sewerage system such as various pipe configuration, pipe slopes, interaction between ground surface and sewerage system etc. This study is conducted under very simple circumstance in order to develop the reasonable model which can reflect head loss caused by different manhole shapes.

Therefore, in the next study, more realistic experiments are needed under the already mentioned various conditions in order to improve the model.

Acknowledgements

This work was supported by JSPS Grant-in-Aid for Young Scientists (A) Grant Number 23681038.

References

Del Giudice, G. and Hager, W. H. (2001): Supercritical flow in 45degree Junction Manhole, Journal of irrigation and Drainage Engineering, Vol. 127, No. 2, pp. 100-108.

Gisonni, C. and Hager, W. H. (2002): Supercritical flow in the 90° junction, Urban water, Vol. 4, No. 4, pp. 363-372.

Johnston, A. J. and Volker, E. R. (1990): Head Losses at Junction Boxes, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 116, No. 3, pp. 326-341.

Marsalek, J.(1984): Head Losses at Sewer Junction Manholes, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 110, No. 8, pp.1150-1154.

Merlein, J. (2000): Flow in Submerged Sewers with Manholes, Journal of Urban Water, Vol. 2. No. 3, pp. 251-255.

Pedersen, F. B. and Mark, O. (1990): Head Losses in Storm Sewer Manholes: Submerged Jet Theory, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 116, No. 16, pp. 1317-1328.

Sangster, W.M., Wood, H.W., Smerden, E.T. and Bossy, H.G. (1985): Pressure Changes at storm drain Junction, Bulletin. No. 41, Engineering Experiment Station, University of Missouri, Columbia.

Wang, K. H., Cleveland, T. G., Towsley, C. and Umrigar, D. (1998): Head Loss at Manholes in Pressurized Sewer Systems, J. American Water Resources Association, Vol. 34, No. 6, pp.1391-1400.

Zhao, C. H., Zhu, D. Z. and Rajaratnam, N. (2004): Supercritical sewer flows at a combining junction: A Model Study of Edworthy Trunk Junction, Calgary, Alberta, Journal of Environmental Engineering and Science, Vol. 3, No. 5, pp. 343-353.

Zhao, C., Zhu, D. Z. and Rajaratnam, N. (2006): Experimental Study of Pressurized Flow at Combining Sewer Junctions, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 132, No. 12, pp. 1259-1271.

(Received June 7, 2013)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

Influence of a Series of Sabo Dams on Debris Flow Deposition

Namgyun Kim(1), Hajime NAKAGAWA, Kenji KAWAIKE and Hao ZHANG

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Since ancient times, debris flow has been recorded. It is a kind of mixture flow of water and sediment. It causes damage of human's lives and properties. Large boulders in the front of surge and big destructive force are common for debris flow. To mitigate debris flow disaster, various kinds of sabo dams have been constructed. Control function of such sabo dams have been reported through a lot of studies. However there are still few studies about combination of sabo dam. In this study, experimental and numerical works have been performed for influencing on capture capacity of sabo dam by upper located sabo dam. Results indicate that depending on the conditions of arrangement of sabo dam can affect the storage capacity.

Keywords: debris flow, sabo dam, distance, deposition, potential storage volume

1. Introduction

Debris flows are found in mountainous environment, which consist of fully saturated mixtures of water, sediment, debris. Debris flows are widely recognized as one of the geomorphic processes in steep mountainous area. (Takahashi et al., 1992; Hunger et al., 2001; Vandine et al., 2002) Debris flows initiated high on the slope of hill and it increased in volume by entraining material from the channels. It flows down a slope under gravitational force. Furthermore, the mass of debris are transported downstream and debris flow disaster spreads in residential area(Fig. 1). The effects of debris flows can cause morphological change, serious casualties and damage to properties due to large boulders are in front of wave. Debris flow disasters have been occurred in East Asia. Fig. 2 shows the number of occurrence of debris flow in Japan. The debris flows occur annually. Therefore, structural countermeasures have been designed to preserve humans and their properties are constructed in order to prevent debris flows.

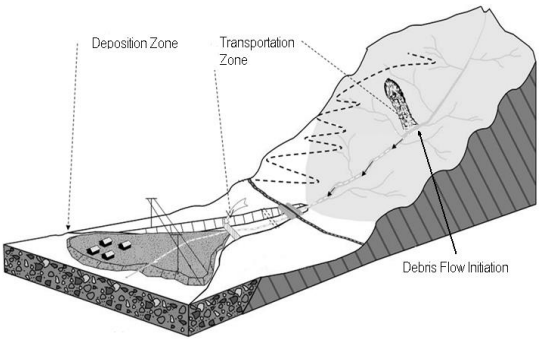


Fig. 1 Stages of debris flow (Takahashi, 1992)

Countermeasures can be classified as structural and non-structural measures. In the structural measures, sabo dams are one of the effective structural countermeasures to control the debris flow. Sabo dams, which are often constructed in series, have been used in East Asia and Europe to mitigate the debris flow hazard. Fig. 3 shows a closed-type sabo dam constructed to mitigate

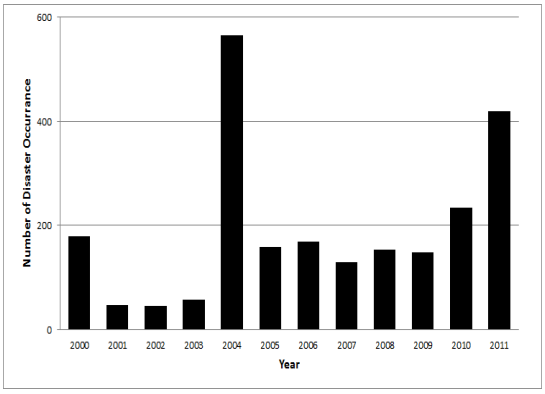


Fig. 2 The number of debris flow occurrence in Japan



Fig. 3 Closed-type sabo dam

debris flow in downstream area. Sabo dams are designed to control sediment volume, sediment size and hydrograph of debris flow. Such functions of sabo dams are described in many experimental and computational studies(Honda et al., 1997; Imran, J. et al., 2001). Also, considerable theoretical and numerical works have been performed on the size, shape and structure of torrential Sabo dams (Mizuyama et al., 1988; Johnson et al., 1989). Takahashi et al. proposed a method to take into account the effect of a closed-type sabo dam. These studies have contributed to technical guidelines related to debris flows. However, further studies are needed to develop general guidelines of sabo dam. Understanding the processes that debris flow deposition upstream of a sabo dam is important for the design Sabo dams.

This study is focused on the optimal distance of each closed-type sabo dam. It is conducted experiments and simulation to propose optimal distance of each closed-type sabo dam. The fundamental one dimensional depth averaged model is used. The deposition velocity equations proposed by Shrestha et al. is chosen for deposition process upstream of a sabo dam.

2. Laboratory experiments

The laboratory experiments were carried out using rectangular flume of 4.7m long, 20cm high, 10cm wide. The slopes of flume is set $18°$. The details of the experimental setup are shown in fig. 4. A sediment bed of silica sand and gravel mixtures sediment with 1.5m long and 10cm deep was positioned 3m to 4.5m upstream measured from the outlet of the flume. This laid sediment bed is saturated by water as seepage flow. Sediment materials with mean diameter $d_m = 2.86mm$, maximum diameter $d_{max} = 15mm$ and density $\sigma = 2.65\mathrm{g/cm^3}$ were used. Fig. 5 shows particle

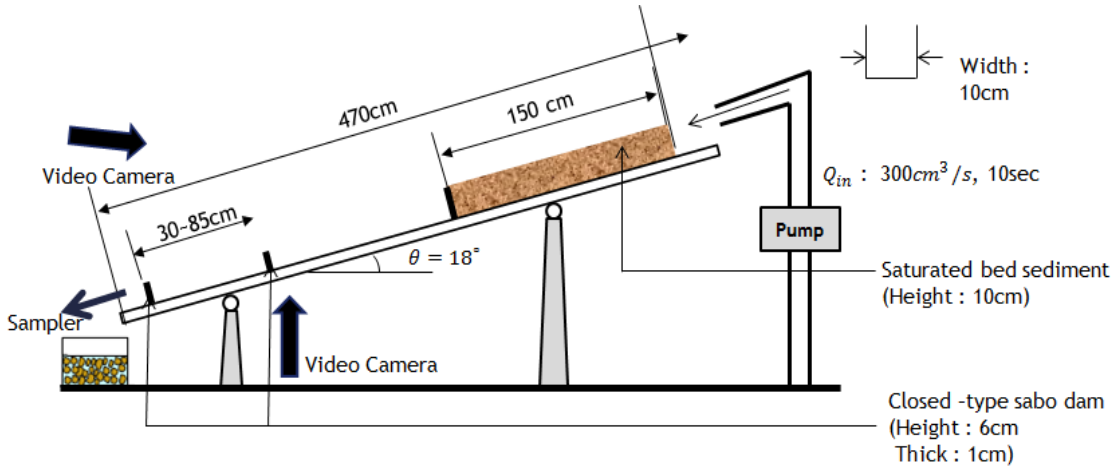


Fig. 4 Experimental flume set up

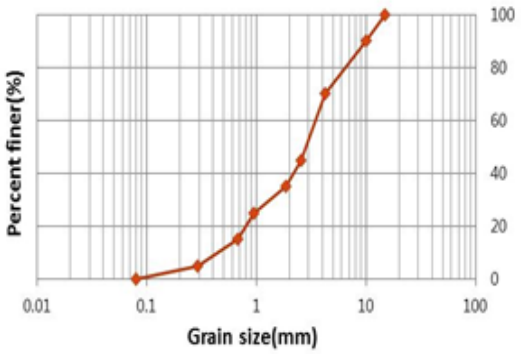


Fig. 5 Particle size distribution of sediment materials

Table 1 Experimental condition

Experiment No.	Supply water Discharge (cm^3/s)	Time (sec)	Distance of each dam (cm)
Case.A-1	300	10	30
Case.A-2		10	55
Case.A-3		10	80
Case.B-1		20	30
Case.B-2		20	55
Case.B-3		20	80

size distribution. Two closed-type sabo dams were used for this study. One sabo dam was set at 450cm from upstream end of flume. The other sabo dam was set at 420cm, 395cm and 365cm from upstream end of flume. Sabo dams of 6cm high, 1cm thickness were used.

The experimental conditions are shown in Table 1. Debris flow was generated by supplying a constant water discharge $300cm^3/sec$ for 10sec from the upstream end of the flume. Debris flow produced in the experiments is the fully stony type debris flow and the largest particles were accumulated in the forefront. Using two standard video cameras, debris flow deposition patterns upstream of each sabo dam were captured. Also, debris flow captured volume of each sabo dam was measured.

3. Numerical model

3.1 Spacing between sabo dams

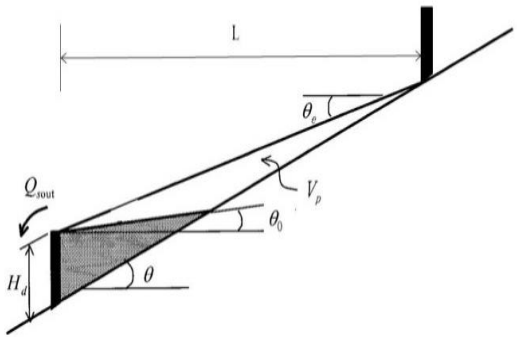


Fig. 6 Schematics of closed-type sabo dam

As shown in Fig. 6, the spacing between sabo dams depends on stream gradient, dam height, angle of deposition of material behind the dam. Chatwin et al. provides a formula for the spacing of sabo dams:

$$L > \frac{H_d}{\tan(\theta-\theta_e)} \quad (1)$$

where H_d is the height of dam, θ is original channel gradient, θ_e is the equilibrium bed slope.

Minimum spacing between dams is determined by captured volume of sabo dam. Since the evaluation of the control function of sabo dams is based on the assumption that Ssbo dams are initially filled with sediment up to crest level, estimation of the sediment volume trapped by each sabo dam is carried out based on the potential storage volume (V_p) of each dam, which can be defined by equilibrium and initial bed deposition slopes. V_p is described as follows.

$$V_p = \frac{(H_d\, cos\theta)^2 B}{2}\left\{\frac{1}{\tan(\theta-\theta_e)} - \frac{1}{\tan(\theta-\theta_0)}\right\} \quad (2)$$

where, H_d height of dam, B is the flow width, $\theta_0$is the initial bed slope of storage area before occurring debris flow.

3.2 Governing equations

Debris flow is described using one dimensional depth averaged equations. The equations for the mass conservation of water-sediment mixture (3) and only sediment (4) can be described as following equations.

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial M}{\partial x}=i \tag{3}$$

$$\frac{\partial (Ch)}{\partial t}+\frac{\partial (CM)}{\partial x}=iC_* \tag{4}$$

The equations for momentum conservation are as follow;

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\beta\frac{\partial (uM)}{\partial x}=gh\sin\theta_b-gh\cos\theta_b\frac{\partial h}{\partial x}-\frac{\tau_b}{\rho_T} \tag{5}$$

where M (=uh) is flow flux in x direction, u is mean velocity, h is flow depth, i erosion (>0)or deposition (≤ 0) velocity, C is the sediment concentration in the flow, C_* is maximum sediment concentration in the bed, β is momentum correction factor equal to 1.25 for a stony debris flow, g is the acceleration due to gravity, τ_b is bottom shear stress, ρ_T is mixture density ($\rho_T=\sigma C+(1-C)\rho$) , σ is density of the sediment particle, ρ is density of the water.

The equation of bed variation is described as follows:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t}+i_b=0 \tag{6}$$

where z_b is erosion or deposition thickness of the bed measured from the original bed surface elevation, i_b is bed erosion or deposition velocity.

The erosion and deposition velocity have been given by Takahashi et al. are described as follows.

Erosion velocity, if $C<C_\infty$;

$$i=\delta\frac{C_\infty-C}{C_*-C_\infty}\frac{M}{d_m} \tag{7}$$

Deposition velocity, if $C\geq C_\infty$;

$$i=\delta'\frac{C_\infty-C}{C_*}\frac{M}{d_m} \tag{8}$$

where δ is erosion coefficient, δ' is deposition coefficient, $d_m$is mean diameter of sediment, C_∞ is the equilibrium sediment concentration described as follows(Nakagawa et al.,2003):

If $tan\theta_w$ >0.138, a stony type debris flow occurs, and

$$C_\infty=\frac{\rho_m\tan\theta_w}{(\sigma-\rho_m)(\tan\phi-\tan\theta_w)} \tag{9}$$

If 0.03< $tan\theta_w\leq 0.138$, an immature type debris flow occurs, and

$$C_\infty=6.7\left\{\frac{\rho_m\tan\theta_w}{(\sigma-\rho_m)(\tan\phi-\tan\theta_w)}\right\}^2 \tag{10}$$

If $tan\theta_w\leq 0.03$, a turbulent water flow with bed load transport occurs, and

$$C_\infty=\frac{(1+5\tan\theta_w)\tan\theta_w}{\sigma/\rho_m-1}\left(1-\alpha_0^2\frac{\tau_{*c}}{\tau_*}\right)\left(1-\alpha_0^2\sqrt{\frac{\tau_{*c}}{\tau_*}}\right) \tag{11}$$

where $\theta_w$is water surface gradient, ρ_m is density of the interstitial muddy fluid, ϕ is internal friction angle of the sediment, and

$$\alpha_0^2=\frac{2\{0.425-(\sigma/\rho_T)\tan\theta_w/(\sigma/\rho_T-1)\}}{1-(\sigma/\rho_T)\tan\theta_w/(\sigma/\rho_T-1)} \tag{12}$$

$$\tau_{*c}=0.04\times 10^{1.72\tan\theta_w} \tag{13}$$

$$\tau_*=\frac{h\tan\theta_w}{(\sigma/\rho_T-1)d_m} \tag{14}$$

where τ_{*c} is the non-dimensional critical shear stress and τ_* is the non-dimensional shear stress.

3.3 Bottom shear stress equations

For a fully developed stony debris flow constitutive equations that have given by Takahashi et al. are described as follows.

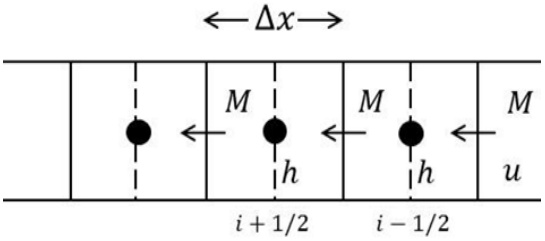


Fig. 7 Definition of arrangement of variables on meshes

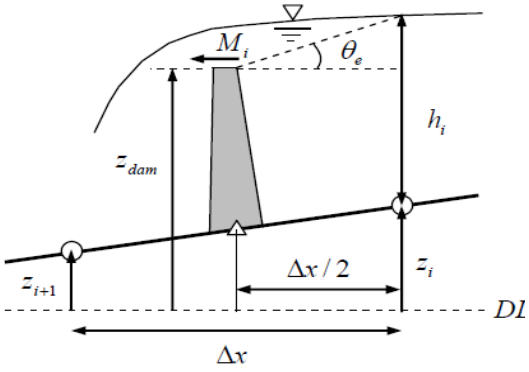


Fig. 8 Definition of the variables and flow surface gradient at closed-type Sabo dam

$$\tau = \tau_y + a_i \sin\alpha_i \left\{ \left(\frac{C_*}{C}\right)^{1/3} - 1 \right\}^{-2} \sigma d_m^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 \quad (15)$$

$$\tau_y = p_s \tan\phi \quad (16)$$

where a_i is experiment constant, α_i is the collisions angle of particle, z is the coordinate perpendicular to the bed and positive upward in the normal direction of flow, p_s is static pressure.

The bottom shear stress for a stony debris flow is derived by substituting the constitutive equations into the momentum conservation equation under a steady and uniform flow conditions;

$$\tau_b = \frac{\rho_T}{8}\left(\frac{d_m}{h}\right)^2 \frac{u|u|}{\{C+(1-C)\rho/\sigma\}\{(C_*/C)^{1/3}-1\}^2} \quad (17)$$

An immature debris flow occurs when C is less than $0.4C_*$ and the bottom shear stress is described as follows;

$$\tau_b = \frac{\rho_T}{0.49}\left(\frac{d_m}{h}\right)^2 u|u| \quad (18)$$

In case of turbulent flow, the Manning's equation is used to determine the bottom shear stress. When C is less than 0.02 as follows;

$$\tau_b = \frac{\rho g n^2 u|u|}{h^{1/3}} \quad (19)$$

where n is Manning resistance coefficient.

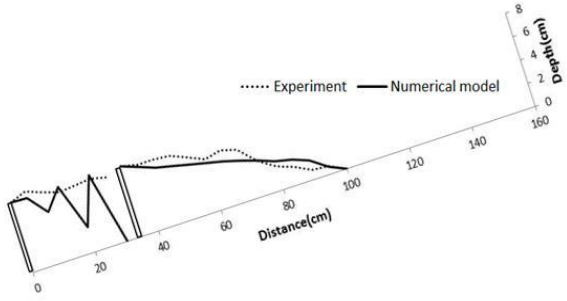
3.4 conditions of closed-type sabo dam

The closed-type sabo dam is set at the calculation point of flow discharge per unit width. The effective flow depth, h, at the dam point to

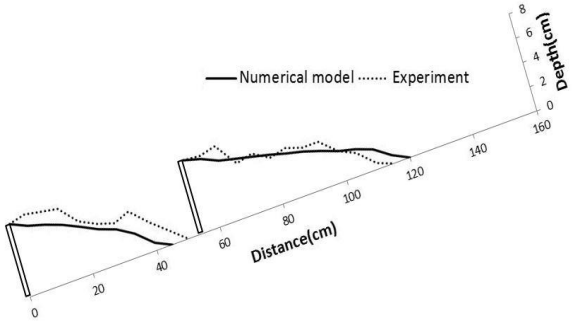
Table 2 Debris flow captured volume

(unit : cm^3)

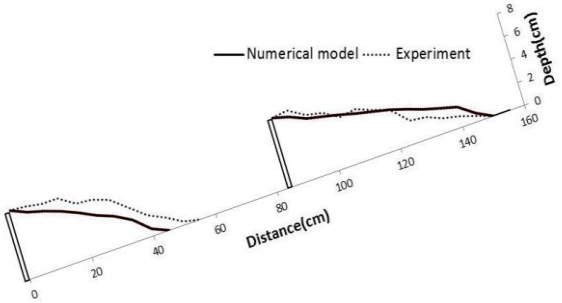
No.	Lower located sabo dam		Upper located sabo dam		Total	
	Exp	Sim	Exp	Sim	Exp	Sim
Case.A-1	1357.8	1224.5	1978.3	2021.5	3336.1	3246
Case.A-2	1649.8	1352	1912.6	1997.5	3562.4	3349.5
Case.A-3	1635.2	1353.5	1868.8	2041	3504	3394.5
Case.B-1	1843.25	2010.5	2617.05	2383	4460.3	4393.5
Case.B-2	2744.8	2037	2752.1	2342	5496.9	4379
Case.B-3	2117	2123	2802.7	2334.5	4919.7	4457.5



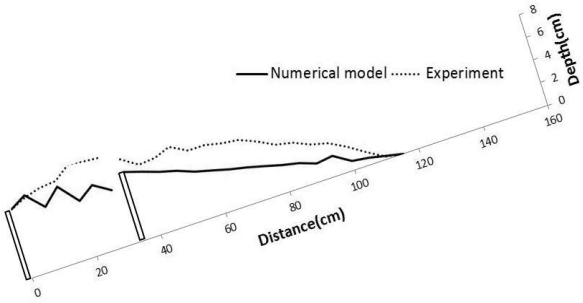
(a) Case.A-1



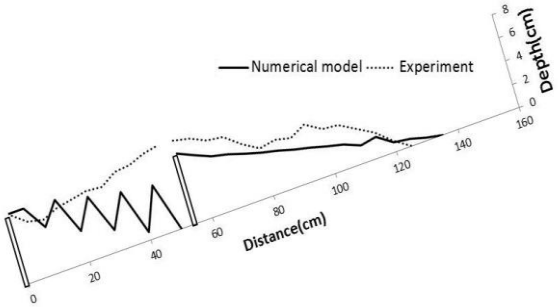
(b) Case.A-2



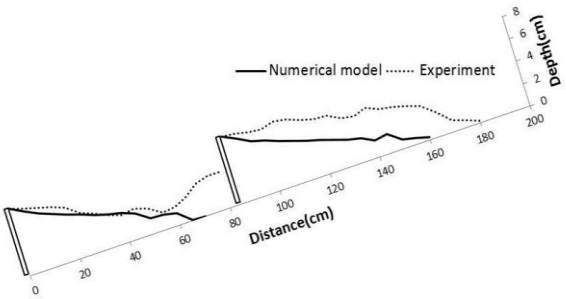
(c) Case.A-3



(d) Case.B-1



(e) Case.B-2



(f) Case.B-3

Fig.9 Final debris flow deposition upstream of sabo dams

calculate the outflow flux and the flow surface gradient, θ_e, are described as follows;

$$h' = \begin{cases} h_i + z_i - z_{dam} & ;(h_i + z_i - z_{dam} > 0) \\ 0 & ;(h_i + z_i - z_{dam} \leq 0) \\ h_i & ; \quad (z_i > z_{dam}) \end{cases} \quad (20)$$

$$\theta_e = \tan^{-1}\left\{\frac{[h_i + z_i - z_{dam}]}{(\Delta x/2)}\right\} \quad (21)$$

The gradient, θ_e', needed to calculate the equilibrium sediment concentration, C_∞, is described as

$$\theta_e' = \tan^{-1}\left\{\frac{[z_i - z_{dam}]}{(\Delta x/2)}\right\} \quad (22)$$

Fig. 7 and Fig. 8 shows the definition of arrangement of variables with the finite difference mesh.

4. Results and discussions

The numerical simulations and experiments were

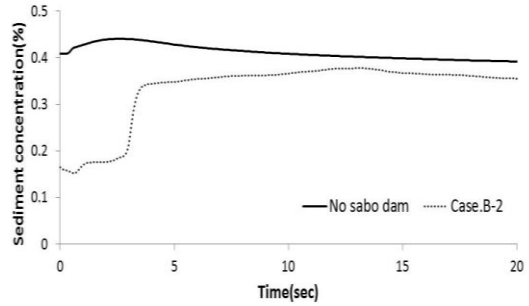


Fig. 10 Sediment concentration at downstream end of flume

performed to investigate capture capacity of sabo dam according to distance of between dam.

Fig. 9 shows the simulated results and experimental results of debris flow deposition upstream of a series of sabo dams. From the figure, simulation results are quite agreement with the experimental results. Because a decrease in distance of between dams is able to increase equilibrium bed slope by upper located sabo dam. However, some discrepancies are found. The equilibrium bed slope of lower located sabo dam is changed by upper located sabo dam. In such case(Case A-1, Case B-1, Case B-2), experimental results shows that upper located sabo dam is almost buried by sediment. In contrast, simulated result shows that sediment deposited form is oscillating. When the debris flow overflows the sabo dam, sediment concentration is decreasing (Fig. 10). This may change the deposition process of lower located sabo dam. Sediment concentration is keep going around 40% without sabo dam. If sabo dam is installed in the channel, sediment concentration is decreasing at forefront of debris flow.

The sediment volume is captured by a series of sabo dams are presented in Table 2. This table show that distance of each dams change, the equilibrium bed slope, θ_e, is changed. Because debris flow deposition form upstream of lower located sabo dam is changed by upper located sabo
am. Case.A-1, Case.B-1, Case.B-2 shows that the changed equilibrium bed slope.

Total debris flow captured volume is the sum of captured volume at lower located sabo dam and upper located sabo dam. All of case, upper located sabo dam captured more sediment than lower located sabo dam. In experimental result, sediment captured volume at upper located sabo dam is accounted for around 55% of the total captured volume. Also, in simulated result, sediment captured volume at upper located sabo dam is accounted for around 56% of the total captured volume.

In this study was evaluated the debris flow captured volume by distance of each sabo dam. The equilibrium bed slope, θ_e is changed by distance of each sabo dam. By considering the depositing processes on lower located sabo dam, more clearly calculated result could be found.

5. Conclusions

This study has shown that debris flow capture capacity by arrangement of sabo dam. As a result, it is shows that a decrease in distance of between dams will increase equilibrium bed slope of lower located sabo dam due to upper located sabo dam. Second, Upper located sabo dam could capture more sediment than lower located sabo dam. Through considering the combination of sabo dams, it is expected to seek further advancements in technical criteria and guidelines. However, it is necessary to modify the mathematical model about changes of overflowed debris flow characteristics.

Acknowledgements

This research is supported by JSPS AA Science Platform Program(Coordinataor: H. Nakagawa) and support of Wakate fund program by Kyoto University Global COE Program(GCOE-ARS).

References

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.

Hunger, O., Evans, S. G., Bovis, M. J. and Hutchinson, J. N. (2001): A review of the classification of landslides of the flow type, Environmen. Eng. Geosci., No.78, pp.359-238.

VanDine, D. F. andBovis, M. (2002): Hstory and goals of

Canadian debris-flow research, Nat. Hazards, Vol. 26(1), pp.67-80.

Honda N., Egashira S. (1997): Prediction of debris flow characteristics in mountain torrents, In Proceedings of 1st International conference on debris-flow Hazards Mitigation, ASCE, pp707-716.

Imran, J., Gary Parker, Jacques Locat and Homa Lee. (2001): 1D numerical model of muddy subaqueous and subaerial debris flows, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 127, No. 11, pp.959-968.

Mizuyama, T. andY. Ishikawa. (1988): Technical standard for the measures against debris flow (drift), Technical Meorandum of PWRI, No. 2632.

Johnson, A. M. and McCuen, R. H. (1989): Silt dam design for debris flow mitigation, J. Hydraul. Eng., Vol.115, No.9, pp.1293-1296.

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 Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, No.51 B.

Chatwin, S.C., J.W. Schwab andD.N. Swanston. (1994): A guide for management of landslide-prone terrain in the pacific northwest 2nd, Land Management Hand book, No. 18, pp.153-155.

Rabindra Osti, Shinji Egashira. (2008): Method to improve the mitigative effectiveness of a series of check dams against debris flows, Hydrological processes, Vol.22, pp.4986-4996.

Nakagawa, H., Takahashi, T., Satofuka, Y., and Kawaike, K. (2003): Numerical simulation of sediment disasters caused by heavy rainfall in Camuri Grande basin, Venezuela 1999, Proceedings of the 3st Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation.: Mechanics, Prediction, and Assessment, pp.671-682.

Takahashi, T., Nakagawa H., Satofuka, Y. and Kawaike, K (2001).: Flood and sediment disasters triggered by 1999 rainfall in Venezuela; A river restoration plan for an alluvial fan, Journal of Natural Disaster Science, Vol.23, pp.65-82.

(Received June 10, 2013)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

地球温暖化問題への大学生の知識と意識に関するアンケート調査の報告

A Report of the Questionnaire about the Knowledge and Consciousness of Undergraduate Students on the Issue of Global Warming

小石和成

Kazunari KOISHI

Synopsis

The global warming issue needs to tackle not only by transient social concern but by long-term view. Here, a result of questionnaire survey about the knowledge and consciousness to global warming for the purpose of the basic data creation of the educational materials on climate change and global warming countermeasures in countries or local governments is reported. Those surveyed are undergraduate students who take a lecture on the liberal arts, and survey items consist of knowledge and consciousness to the environmental problem. As consciousness to the countermeasures, we also investigated in terms of whether people should change their lifestyle or not. High environmental awareness was found out from the people's concern. There were responses in relation to the global warming countermeasure. For instance, they required the reduction of environmental impact coming from energy consumption. They also preferred the opinions that it should address even if it changes lifestyle. As an educational side, ambiguous knowledge about cause of global warming was seen. In order to overcome ambiguous knowledge and to take advantage of young people's high awareness on this issue, it is necessary for education of global warming to cooperate with countermeasures (such as applications of low-carbon energy techniques reducing CO_2 or uses of risk information on natural disasters posed by global climate change).

キーワード: 地球温暖化，理科教育，アンケート調査
Keywords: global warming, science education, questionnaire survey

１．はじめに

地球温暖化問題は，一過性の社会的関心にとどまらず，長期的な展望で取り組む必要がある．本報告では，地球温暖化問題についての現在の大学生の理解度，関心の度合いを，客観的に把握することを第一の目的とする．調査対象としては，200 名弱の大学生を選んでおり，限定された数ではあるが，アンケートにみられた大学生の地球温暖化についての知識と意識についての理解を試みる．

また，国や自治体での温暖化防止の取り組みへの利用，あるいは地球温暖化に関する教材作成の際に参考となるアンケート資料として，ここから分かった知見を整理することを，本報告の第二の目的とする．地球温暖化についての国内での取り組みは COP3（第 3 回気候変動枠組条約締約国会議）で京都議定書が採択されて以来，政府や自治体としても多くの形で実施されてきた．しかし，京都議定書で日本が目指していた温室効果ガス排出量削減の数値目標（2008～2012 年の第一約束期間内で基準年比 6%の削減）は 2010 年度までの集計でまだ達せられていない（温室効果ガスインベントリオフィス，2012）．現

実の地球温暖化の進行や，気候の変化に対して，適応し，緩和策を進めていくためには，数十年以上の長期的なスパンで向き合った取り組みが大きな社会的課題として求められている．このような背景を受けて，ここでは地球温暖化についての知識と意識に関する大学生の現状を把握する一つの基礎的な調査結果を報告する．

調査対象と項目は 2 章で示しており，アンケート結果は 3 章で整理している．調査結果からは，特に地球温暖化の原因について大学生の知識があいまいであることが示唆されている．地球温暖化への意識としては，ライフスタイルを変化させて取り組むという意思や，エネルギー利用からの環境負荷軽減を求める回答が多くでており，高い環境意識がみられている．このような状況をふまえた上で，教育面として，どのようなあり方が求められているか，最後に 4 章で議論する．

２．アンケートの調査内容

アンケート調査は，京都産業大学の共通教育科目としての「気象の科学 A」の 2012 年度の履修者を対象とした．調査期間は，地球温暖化の内容を取り扱う講義の前と，学習後の 2 度に渡って行った（2012 年 6 月 11 日，および，同年 7 月 23 日に実施した）．地球温暖化の講義に関しては，IPCC の第 4 次報告書の資料を中心に用いて，過去にどのような気候の変化があったか，その原因と温室効果のメカニズム，将来への社会影響，という 3 つの観点から講義を行い，初学者にも全体像がわかるようにと解説を行った．なお，履修者の知識としては文系学生を考慮して，中学校の理科を理解しているというように想定して，高校地学の内容（大気の熱収支など）を教示しながら説明した．

回答数は講義の前後でそれぞれ 152 人と 186 人である．履修者の登録数は 303 名であり，講義前後の各々の回答率は 50.2% と 61.4% と半数強であった．また，「気象の科学 A」は共通教育科目であり，回答者の属性としては講義前後のそれぞれで文系の所属学生（外国語学部，経営学部，経済学部，文化学部，法学部）が 79.0% と 80.6%，理系の所属学生（工学部，コンピュータ理工学部，理学部）が 21.1% と 19.4% であった．学年別にみると，最も人数の多い学年は 1 回生となっており，講義前後のそれぞれで 44.7% と 45.2% と受講生の約半数が 1 回生になっている．

調査内容は，地方自治体での地球温暖化に対するアンケートを参考に作成した．主には，地球温暖化についての関心，知識の水準，学習経験や，対策への意識についての質問を行った．また，温室効果ガスを削減するためにライフスタイルをどの程度まで変えてもよいのかとの観点も含めて調査項目を設定した．各質問の項目については本報告の付録とした．

３．アンケート結果

この章では付録にあるアンケート結果について，知識と意識の観点から整理したものを示す．特に温暖化の原因については，知識に不十分な点がみられたため学習前後の差が分かりやすいようにと統計を取った．まず，地球温暖化の知識については，大学での講義学習前のアンケートでは，地球温暖化の原因として「オゾン層が破壊されたため（57.2%）」・「温室効果ガスの増加のため（39.5%）」という選択が最も多かった．これらの結果は Table 1 として次ページに示しており，質問の項目を表す内容は，表中の 3 行目に記載している．また，回答数の多かった順に，下へと回答の内容を並べており，項目内の数値は回答者の全体に対する割合を表している．ここからは，半数以上の履修者の地球温暖化のメカニズムについての誤解と，オゾンホールと地球温暖化とを混同している傾向が読み取れる．なお，このような知識の混同について示すために，Table 1 の 1 列目では付録での複数選択の回答「学習前のアンケート内容：(1)」をカテゴリー分類して集計した．具体的には，選択肢として「a. オゾン層が破壊されているから」と「b. 温室効果ガスが以前よりも増えたから」の両方を選んでいる回答は知識として誤りがあるため「オゾン層が破壊されたため」というカテゴリーに分類した．このとき「c. 酸性雨のため」を選択した回答者はすべて「a. オゾン層が破壊されているから」の選択肢を同時に選んでいた．このように酸性雨と知識を混同しているものは，オゾン層破壊とも混同していた．一方で選択肢として「b. 温室効果ガスが以前よりも増えたから」を選んだものについては，複数回答として「d. 森林を伐採したから」・「e. 大量のエネルギー利用が原因」・「f. 産業活動に原因がある」のいずれかを回答したものを正しい知識として「温室効果ガスの増加のため」というカテゴリーに分類するという作業を行った．回答数全体からの割合では以上の 2 つのカテゴリーで 96.7% となっており未回答の 3.3% とあわせて合計で 100% となる．Table 2 の 1 列目にも付録の「学習後のアンケート内容：(1)」から同様の統計を取った．

また，これらの履修者の学習経験としては「地球温暖化について学習の機会があった（86.8%）」とほ

Table 1　Survey results before the lecture on global warming

学習前のアンケート（回答者数:152人）		
[知識に関する質問]		[意識に関する質問]
温暖化の原因	学習の経験	対策の必要性
オゾン層が破壊されたため 57.2%	有り 86.2%	いますぐ行うべき 73.7%
	無し 12.5%	いずれ行うべき 10.5%
温室効果ガスの増加のため 39.5%	未回答 1.3%	対策の必要はない 9.9%
未回答 3.3%		よく分からない 5.3%
		未回答 0.7%

とんどの履修者が（保育所・幼稚園以下から大学までの間で）学んだ経験があると答えていたにも関わらず，知識の誤りがみられていた．山森（2010）では類似のアンケート調査から，オゾンホールと地球温暖化を混同する要因として，フロンが温室効果ガスであることから両者を安直に結びつけてしまうことが指摘されている．地球科学分野の知識を学ぶ機会が少ないことがこの一因として挙げられると考える．これは地学教育の分野で，これまで入試重視のあり方が問題視されてきた点と共通しているといえるだろう（田村，2008）．

大学での地球温暖化についての講義の学習後での変化は Table 2 に示している．ここで，知識の面では「オゾン層が破壊されたため（44.1%）」・「温室効果ガスの増加のため（54.8%）」と回答者の割合として順位の入れ替わる結果となった．ここでは半数以上の履修者が地球温暖化の原因を温室効果ガスと判断し，理解度について改善がみられた．知識の改善に関しては，Table 1 と Table 2 での 「温室効果ガスの増加のため」の値からみると（54.8-39.5=）15.3% の上昇という結果であった．ここでは地球の気候の変化について「過去に起こったこと」・「その原因」・「将来への影響」と総合的に解説するよう心掛けたことが，履修者の温暖化に関する断片的な知

Table 2　Survey results after the lecture on global warming

学習後のアンケート（回答者数:186人）			
[知識に関する質問]	[意識に関する質問]		
温暖化の原因	対策の必要性	国・自治体に望む対策	ライフスタイル変更の有無
温室効果ガスの増加のため 54.8%	いますぐ行うべき 85.5%	再生可能エネルギーの利用促進 59.7%	ライフスタイルは今よりも変えて取り組むべき 71.5%
	いずれ行うべき 7.0%		
オゾン層が破壊されたため 44.1%	対策の必要はない 6.0%	電気自動車・バイオ燃料の利用促進 51.6%	ライフスタイルは変えずに取り組むべき 22.6%
未回答 1.1%	未回答 1.1%	省エネルギーへの取り組み 43.5%	そもそも温暖化対策に取り組む必要はない 3.2%
	よく分からない 0.5%		
		地球温暖化の知識普及 13.4%	よく分からない 2.2%
		未回答 1.1%	未回答 0.5%

識の改善に役立ったのではないかと考えている．それでも，4 割程度の履修者にオゾンホールと地球温暖化との原因の混同がみられていることは，まだ講義の仕方自体にも課題が残されているといえる．

この温暖化の原因についての考察として，学習前と学習後のどちらも両方に回答していた履修者を氏名の情報からさらに調べた．表は割愛しているが，このような同一回答者（114 人）についての調査を行った結果からも，同様の傾向がみられた．学習前後を通して「オゾン層が破壊されたため」と答えた割合は 38.6% となって Table 2 でみられた数値 44.1% とおよそ同じ 4 割程度となっていた．学習後に「温室効果ガスの増加のため」と答えた割合は 56.1% となっており，Table 2 でみられた数値 54.8% と非常に近い結果が得られていた．同様に知識改善については,同一回答者内では 27.1% であり，学習前と学習後との両方の講義を受けた回答者でみると改善の値として Table 2 よりも少し高い結果がでていた．

一方で，地球温暖化への対策については，学習後には「いますぐ行うべき（85.5%）」という高い意識がみられた．これは講義学習前の 73.7% から約 1 割程度の上昇となっている．ここで Table 1 および Table 2 では，付録にある選択肢の「a. 地球温暖化はしているが効果がないので対策しなくてよい」と「b. 地球温暖化していないので対策しなくてよい」は「対策の必要はない」という一つのカテゴリーとしてまとめた．学習後の「対策の必要はない（6.0%）」でみると，講義学習前の 9.9% よりも若干低い値へと変わった．数値の解釈としては難しいが，定性的には地球温暖化についての学習後には，対策についての意識も高まっている傾向がみられるといえるだろう．また，地球温暖化対策としてライフスタイルを変える必要があるかという質問には,「ライフスタイルは今よりも変えて取り組むべき（71.5%）」・「ライフスタイルは変えずに取り組むべき（22.6%）」となっていた．大学生のライフスタイルに関する認識については，7 割以上の意見が変えてもよいという結果になっている．ただし，ここで付録の選択肢の「c. 現在のライフスタイルを多少は変えて取り組むべきと思う」と「d. 現在のライフスタイルを大きく変えて取り組むべきと思う」は意識についての区別を見やすくするために「ライフスタイルは今よりも変えて取り組むべき」というカテゴリーにまとめた．

最後に，国や自治体に取り組んで欲しい内容に注目すると，複数回答で「再生可能エネルギーの利用（59.7%）」・「電気自動車・バイオ燃料の利用（51.6%）」・「省エネルギーへの取り組み（43.5%）」などのエネルギー利用に関連したものが高い割合を示していた．Table 2 では割愛しているが，「地球温暖化の知識普及（13.4%）」・「学校・会社・事業所での温室効果ガス使用の指導・規制（12.9%）」・「温室効果ガス排出量への課税（10.2%）」などがこれらに続いていた．アンケート調査のサンプルが少ないため，これらのアンケート結果は国民の意思を代表していると言えるデータではないが，ここからは一つの調査結果として，大学生からは高い割合で地球温暖化対策としてのライフスタイルの変化やエネルギー利用の環境負荷軽減の要望があるといえる．

4．まとめ

大学生を対象として，地球温暖化への知識と意識についてアンケート調査を行った．地球温暖化に興味を持っている学生は多く，取り組みについても前向きな意見は 8 割を超えていた．また，省エネルギーの取り組みや温室効果ガスを削減できるクリーンエネルギーの普及が必要という学生も 4 割以上のものがどれかを支持していた．一方で，ライフスタイルをどれだけ変更して地球温暖化対策を行うべきかというアンケート調査を行ったところ，7 割もの履修者がライフスタイルを変えても行うべきと答えていた．とくに環境問題に関心のある回答者を選んでいる訳ではないが，この高い意識は，アンケート実施の一年前に起きた東日本大震災の影響も受けているのかとも思えた．エネルギー利用についての関心と，地球温暖化対策への意識とのつながりについても更なる調査が必要といえる．

理解度や知識についてのアンケートからは，保育所・幼稚園以下から大学までの間で学習していたものがほとんどだったにも関わらず，オゾンホールと地球温暖化との要因を混同して認識していた．授業後にはこの理解度が改善していたことからも，大学生への地球温暖化に関する知識の必要性が求められているといえる．これらのアンケートの実施や，実際に大学生への講義を行った感想として著者は，温室効果ガスの削減という対処法を第一に伝えるというよりは，若い世代自体がこれから向き合っていく一つの問題として，自ら何が環境の悪化を引き起こすのか，それを防ぐ方策にはどのようなものがあるのか，自主的に考え同世代や多くの人たちと議論していくことが大切なように思えた．座学による受け身型の学習のみでなく，実際に自然環境の変化をみつめたり，その変化への対策としてどのようなものが社会に必要なのか主体性を持って進めることが大

切ではないかと思う．継続的な地球温暖化問題についての教育，社会への情報発信は，ますます必要になっている．今後の気象条件の変化に適応するため，持続的によりよい社会を築いていくためにも，単発で終わってしまわない息の長い地球環境に関する教育が求められている．

今回のアンケート結果から得られたような，知識として誤解のある点を改善し，大学生の温暖化問題・対策への高い意識を生かすためには，1 回のみでなく複数回にわたって学習できる場が必要であるといえる．継続的に気候変化について知ることができ，温暖化対策を学べるような機関・組織の協力が必要である．例えば，低炭素エネルギー技術の利用・気候変化によって増加する自然災害のリスク情報活用等，温暖化への対策（緩和策・適応策）を実行している機関との連携した地球環境教育を一つの解決策として推進すべきである．

謝　辞

本稿のアンケートでは，2012年度の京都産業大学の履修者の方々に御協力を頂いた．また，京都大学防災研究所の林泰一氏ならびに，常葉大学教育学部の山根悠介氏に貴重な助言を頂いた．ここに深く感謝する．

参考文献

温室効果ガスインベントリオフィス(2012)：日本国温室効果ガスインベントリ報告書, http://www-gio.nies.go.jp/aboutghg/nir/2012/NIR-JPN-2012-v3.0-J_web.pdf.

田村糸子（2008）：高等学校における地学教育の現と問題点, 地質学雑誌, 第 114 巻, 第 4 号, p.157-162.

山森美穂（2010）：小学校教員を目指す大学生の地球温暖化に関する知識：地球温暖化のメカニズムと温室効果について，日本気象学会講演集，2010 年度秋季大会, P135.

付　録

地球温暖化について学習する前と後について実施したアンケートの内容をここに記す．各質問内容は選択形式になっており WEB 上で実施した．また，それぞれの選択項目の括弧内には履修者が選択した回答者数に対する割合を示した．

学習前のアンケート内容：

（1） 温暖化の起こる原因は何ですか？［複数選択可］

［57.2%］ a. オゾン層が破壊されているから

［78.9%］ b. 温室効果ガスが以前よりも増えたから

［07.9%］ c. 酸性雨のため

［56.6%］ d. 森林を伐採したから

［42.1%］ e. 大量のエネルギー利用が原因

［21.7%］ f. 産業活動に原因がある

［03.3%］ 未回答

（2） 地球温暖化問題について，今まで学習する機会がありましたか？

［86.2%］ a. はい

［12.5%］ b. いいえ

［01.3%］ 未回答

（3） 温暖化問題について，聞いたり，習ったりした経験がありますか？経験がある場合, 時期はいつですか？［複数選択可］

［12.5%］ a. 無い

［01.3%］ b. 保育所・幼稚園以下

［37.5%］ c. 小学校

［70.4%］ d. 中学校

［55.9%］ e. 高校

［20.4%］ f. 大学に入学以降　（予備校を含む）

［01.3%］ 未回答

（4） 地球温暖化を防止するための対策について，あなたの意見に近いものはどれですか？（対策には例えば，省エネルギー，エコドライブ，環境製品の利用，リデュース・リユース・リサイクル，風力/太陽エネルギーの利用，緑化，森林保全などがあります.）

［05.9%］ a. 地球温暖化はしているが効果がないので対策しなくてよい

［03.9%］ b. 地球温暖化していないので対策しなくてよい

［73.7%］ c. いますぐ対策を行うべきだ

［10.5%］ d. いずれ（数十年のうちに）対策を行えばよいと思う

［05.3%］ e. そもそも温暖化についてよく分からない

［00.7%］ 未回答

学習後のアンケート内容：

（1） 温暖化の起こる原因は何ですか？［複数選択可］

［44.1%］ a. オゾン層が破壊されているから

［89.2%］ b. 温室効果ガスが以前よりも増えたから

［06.5%］ c．酸性雨のため
［60.2%］ d．森林を伐採したから
［41.9%］ e．大量のエネルギー利用が原因
［16.1%］ f．産業活動に原因がある
［01.1%］ 未回答

(2) 地球温暖化を防止するための対策について，あなたの意見に近いものはどれですか？ （対策には例えば，省エネルギー，エコドライブ，環境製品の利用，リデュース・リユース・リサイクル，風力/太陽エネルギーの利用，緑化，森林保全などがあります.）
［03.8%］ a．地球温暖化はしているが効果がないので対策しなくてよい
［02.2%］ b．地球温暖化していないので対策しなくてよい
［85.5%］ c．いますぐ対策を行うべきだ
［07.0%］ d．いずれ（数十年のうちに）対策を行えばよいと思う
［00.5%］ e．そもそも温暖化についてよく分からない
［01.1%］ 未回答

(3) 地球温暖化への対策として，国や自治体レベルで，取り組んで欲しいものはありますか？［複数選択可］
［43.5%］ a．省エネルギーへの取り組み
［59.7%］ b．風力・太陽光などの再生可能エネルギーの利用促進
［51.6%］ c．電気自動車やバイオ燃料などのクリーンなエネルギーの利用促進
［12.9%］ d．学校，会社，事業所に対しての指導・規制
［01.6%］ e．市民，サークル，グループで取り組んでいる温暖化対策への支援
［13.4%］ f．「地球温暖化」の知識普及
［04.3%］ g．学校や地域での環境教育の充実
［10.2%］ h．CO_2 などの温室効果ガスを排出する量についての課税（CO_2 を多く出すほど税金を高くする）
［06.5%］ i．自然環境の保全への援助
［01.1%］ 未回答

(4) 温暖化への対策として，あなたのライフスタイルは変える必要があると思いますか？あなたの感じ方にもっとも近いものを選んでください.（ここでいうライフスタイルとは電気やエネルギーの使い方のことを指します.）
［03.2%］ a．そもそも温暖化対策に取り組む必要はないと思う
［22.6%］ b．現在のライフスタイルを変えない範囲で取り組むべきと思う
［64.0%］ c．現在のライフスタイルを多少は変えて取り組むべきと思う
［07.5%］ d．現在のライフスタイルを大きく変えて取り組むべきと思う
［02.2%］ e．よく分からない
［00.5%］ 未回答

（論文受理日：2013 年 6 月 11 日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

木曽川水系統合流出解析モデルの高度化（II）

Upgrading the Integrated Hydrological Model for the Kiso River System (II)

佐藤嘉展・本間基寛・鈴木靖

Yoshinobu SATO, Motohiro HONMA and Yasushi SUZUKI

Synopsis

In the Kiso river system, the river flow is controlled by the many multi-purpose reservoirs operation located in the upstream of the basin. In order to simulate river flow more realistically, we upgraded our distributed hydrological model by considering actual reservoirs operation and water withdrawal from the river channel. The results indicate that our new model shows better performance than the previous one. Then, to mitigate the damages of the severe drought disasters, we tried several adaptation options by numerical simulations such as the change of the reservoir operation rules and inter basin water transfer. The results obtained in this study will contribute as an adaptation measures for the better water resources management.

キーワード：木曽川水系，分布型流出モデル，貯水池操作，適応策
Keywords: Kiso river system, distributed hydrological model, reservoir operation, adaptation

1. はじめに

木曽川水系（木曽三川）は，木曽川（5275km^2），長良川（1985km^2），揖斐川（1840km^2）からなる総流域面積約9100km^{2}の大河川流域である．木曽三川の河川水は，日本有数の面積をもつ濃尾平野全体（約1800km^2）に灌漑用水を供給するだけでなく，名古屋市など東海地方の人口集中地域への飲料水や工業用水，さらに，発電用水の水源としても重要な役割を担っている．木曽川水系には河川流況を制御する多目的ダムが多数設置されており（Fig.1），各河川流域から海洋へと流出する流量を正確に見積もるためには，ダムによる流況制御の影響を正確に把握する必要がある．ダムによる流況制御は基本的に，洪水時における洪水調節（ピークカット操作）と，渇水時における利水補給および維持流量の放流操作に大別される．洪水調節については分布型流出モデルによるダムへの流入量の予測精度を向上させることで対応可能だが，ダムからの利水補給や維持流量の放流については，ダムごとに異なる貯水容量の配分（洪水調節，発電，新規利水，不特定利水，緊急渇水対策用水等）や割り当てられる水利権によって大きく異なり，それらの実態を再現するためには各ダムが監視する下流基準地点における流量を正確に予測する必要がある．下流基準地点の流量はその上流側で取水が行われていると流出モデルで見積もられる河川流量よりも少なくなるため，河川からの取水を考慮しないモデルでは利水補給操作の回数が実態を反映しなくなる．さらに，利水補給後の水位回復のためのダムへの貯留操作についても，下流基準地点の流量が基準値を下回る場合には貯留制限がかかるなど，流況や季節に応じて複雑な操作が行われている．

そこで本研究では，これまでの先行研究で構築した木曽川水系統合流出解析モデルをさらに高度化し，下流域で取水される農業用水の影響も考慮した上で流域全体での河川取水量をモデル化し，各河川の現在気候条件下における流況再現性の向上と異常渇水時における木曽川水系連絡導水路等を用いた渇水時補填シミュレーションを試みた結果について報告する．

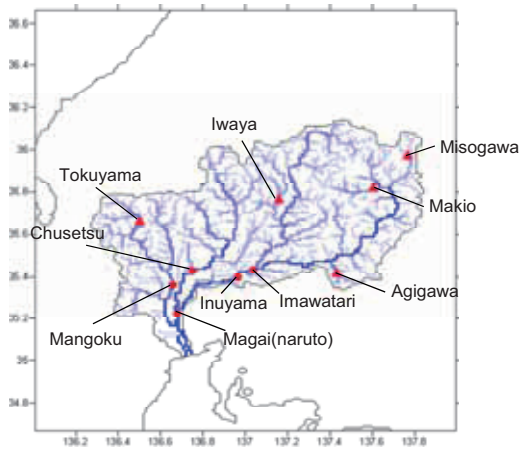


Fig. 1 Channel network, major dam and reference point in the Kiso River System. (▲:Dam;●: Reference point)

2. 手法

2.1 解析方法

本研究では，Kojiri（2006）によって開発された空間解像度1kmの分布型流域環境評価モデル(Hydro-BEAM: Hydrological River Basin Environment Assessment Model) を用いた流出解析を実施した．Fig.1に示される木曽川水系の主要7ダム（丸山，牧尾，岩屋，阿木川，味噌川，横山，徳山）の操作および河道からの取水量については，実際のダム操作規則および取水実績データをもとにサブモデル化し，流出解析モデルに組み込んだ．

流出解析モデルの再現性を検証するため，地表面熱収支モデルのSVAT(Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer)モデル（Sato et al, 2008）を用いて，地上気象観測データ（降水量，気温，風速，日射，大気圧，水蒸気圧，日照時間）から，流出解析モデルの入力データとなる地上到達降水量，融雪量，蒸発散量を算出した（佐藤ら，2012）．

2.2 ダムのモデル化

本研究では，木曽三川における主要ダムの効果を定量的に評価するため，洪水調節，利水補給，貯留条件および水位運用操作について既存モデルよりも詳細なモデル化を試みた．

[1] 洪水調節操作

洪水調節を目的に持つダムは洪水時にダム下流域における洪水氾濫被害の軽減を目的とした洪水調節（ピークカット）を実施する．木曽三川で洪水調節を実施する主要なダムには，国土交通省直轄管理の丸山ダムと横山ダム，および水資源機構が管理する牧尾ダム，岩屋ダム，阿木川ダム，味噌川ダム，徳山ダムがある．それぞれのダムは，ダムへの流入量が洪水流量を超えた場合に，各ダムの有効貯水容量の範囲内で洪水流量を超える流量をダムに貯留し，下流へは洪水流量を放流する「一定量放流方式」としてモデル化した．

木曽川流域の各ダムの運用開始年は丸山ダムが1956年，牧尾ダムが1961年，岩屋ダムが1976年，阿木川ダムが1991年，味噌川ダムが1996年，長良川（揖斐川）流域では，横山ダムが1960年，徳山ダムは2008年からとした．洪水流量は，丸山ダムが4800m^3/s，牧尾ダムが400m^3/s，岩屋ダムが300m^3/s，阿木川ダムが120m^3/s，味噌川ダムが50m^3/s，横山ダムが500m^3/s，徳山ダムが200m^3/sとした．厳密には徳山ダムの洪水調節は徳山ダムへの流入量が200m^3/sを超えた時点で流入量を全量カットする操作が行われるが，ここではモデル単純化のため，徳山ダムも一定量放流方式とした．また，横山ダムについては洪水調節容量が徳山ダムの供用開始前後で変更となっているが，本研究では将来の影響評価を主目的とするため，再開発後の最新の操作規程と容量配分に基づいてモデル化を行った．ただし，新丸山ダムについては平成24年度の時点で供用が開始されていないため，本解析では考慮に入れていない．

各ダムの洪水調節容量は，洪水時最高水位（サーチャージ水位）と平常時最高水位（常時満水位）または洪水期制限水位（洪水貯水準備水位）の間に確保される容量とし，各ダムの運用曲線（日別の平常時最高水位の目標水位）によって変動する．各ダムが最大限貯留できる容量は総貯水容量から堆砂容量を除いた有効貯水容量に相当し，各ダムに以下の容量を割り当てた．

丸山ダム：3839万m^3
牧尾ダム：6800万m^3
岩屋ダム：1億5000万m^3
阿木川ダム：4400万m^3
味噌川ダム：5500万m^3
横山ダム：2960万m^3
徳山ダム：3億8040万m^3

[2] 利水補給操作

利水容量が設定されたダムは，各ダムに設定された利水容量と下流取水地点における受益者の水利権量に応じて渇水時に利水補給を実施する．本研究では，利水補給を実施するダムとして，牧尾ダム（愛知用水），岩屋ダム（木曽川用水），阿木川ダム（東濃用水，愛知用水），味噌川ダム（東濃用水，愛知用水）の4つのダムの利水補給操作のモデル化を行った．なお，徳山ダムについては，木曽川水系連絡導

水路が現時点ではまだ供用されていないため，利水容量7800万m^3のうち木曽川に導水される4700万m^3分の利水補給（平常時4.0m^3/s）は考慮していない．また，残りの3100万m^3分の利水容量についても，揖斐川への新規利水供給（岐阜上水1.2m^3/s，岐阜工水1.4m^3/s）は考慮していない．不特定容量の運用（流水の正常な機能の維持のための放流）については，万石地点流量20m^3/sを確保するように不特定容量から補給が行われるようにした．さらに，徳山ダムの施設管理規定に基づき，ダム直下地点において，4/1から11/30までは2.3m^3/s，12/1から翌年3/31までは0.7m^3/sをダムから放流させるようにモデル化した．横山ダムのかんがい用水のための利水容量は，徳山ダム運用開始と同時に，徳山ダムの利水容量に全量付け替えられ，横山ダムについては，洪水期（6/16から10/15）は貯水容量（2960万m^3）がすべて洪水調節容量に割り当てられ，非洪水期にはそのすべてが発電容量に割り当てられるようにした．その他の水資源機構管理ダム（牧尾ダム，岩屋ダム，阿木川ダム，味噌川ダム）については，以下の基準で利水補給を行うようにモデル化した．

（a）牧尾ダム：利水容量6800万m^3
　　落合地点への最大補給量：0.542m^3/s
　　兼山地点への最大補給量：30.515m^3/s

（b）岩屋ダム：発電・利水容量1億m^3
　　白川地点への最大補給量：9.19m^3/s
　　犬山上流地点への最大補給量：12.584m^3/s
　　犬山下流地点への最大補給量：6.58m^3/s
　　馬飼地点への最大補給量：39.93m^3/s

（c）阿木川ダム：利水容量2200万m^3
　　（不特定容量2200万m^3）
　　落合地点への最大補給量：0.8m^3/s
　　兼山地点への最大補給量：3.2m^3/s

（d）味噌川ダム：利水容量6800万m^3
　　（不特定容量2400万m^3）
　　落合地点への最大補給量：0.3m^3/s
　　兼山地点への最大補給量：1.098m^3/s
　　犬山地点への最大補給量：　2.902m^3/s

なお，阿木川ダムと味噌川ダムについては，流水の正常な機能の維持のため，木曽成戸地点40m^3/sを確保するために不特定容量の範囲内から維持流量の放流が実施されるが，本研究では，モデルの単純化のため少し上流に位置する馬飼地点（馬飼頭首工で取水後）を基準地点とした．

[3] 貯留条件

各ダムから利水補給が行われると，その時点でダムに確保すべき目標水位（運用曲線）よりもダムの水位が低下してしまう．そのため，その時点で必要なダム水位を確保するために，洪水流量以下のダムへの流入量をダムに貯留する操作が実施される．その場合，ダムからの放流量がダム流入量よりも少なくなり，下流に位置する取水地点で十分な流量が確保できなくならないように，ダム流入量をダムに貯留するためには，下流基準地点における河川流量がある一定量以上確保されている必要がある．各ダムの基準流量（貯留条件）は以下のように設定した．

（a）牧尾ダム：今渡100m^3/s以上
（b）岩屋ダム：今渡100m^3/s以上，馬飼50m^3/s以上
（c）阿木川ダム：今渡100m^3/s以上，馬飼50m^3/s以上
（d）味噌川ダム：今渡100m^3/s以上，馬飼50m^3/s以上

[4] 水位運用操作

本研究では，国土交通省ダム諸量データベース（http://www2.river.go.jp/dam/）から各ダムの近年（1993年以降）の水位変動データ（Fig.2）を入手し，実際の水位変動データから各ダムの水位運用パターンをモデル化した（Fig.3）．木曽川水系のダムは，2つのタイプの運用パターンに大別される．ひとつはVカット運用方式と呼ばれるもので，ある基準日に一旦ダム貯流量を全放流し，その後平常時最高水位まで貯留するタイプのダムで，牧尾ダムと岩屋ダムがこれに該当する．厳密には，牧尾ダムには節水対策線という期別値が設定されており，ダム貯水位がその値を下回ると，下流利水者にセクタ（農水・上水・工水）別にダム貯水残量に応じた節水（取水制限）が求められるが，本研究ではダム貯水量減少に伴う下流利水者の節水については考慮していない．また，平常時最高水位についても，洪水調節容量を多めに確保する等の理由で施設管理規定の水位よりも少し低めで運用が行われているため，運用曲線も実際の水位運用の実態に合わせてモデル化した．したがって，牧尾ダムおよび岩屋ダムの諸元に記載された平常時最高水位（洪水期最高水位）よりも低い水位で運用される．もうひとつの運用方式は洪水期に洪水貯留準備水位（洪水期制限水位）まで水位を下げる制限水位方式で，丸山ダム，阿木川ダム，味噌川ダム，横山ダム，徳山ダムがこれに該当する．なお丸山ダムは洪水期が通年（1/1から12/31まで）に設定されているため，平常時最高水位と洪水貯留準備水位は同じ値となる（洪水調節と発電以外では水位が変化しない）．洪水期は木曽川流域では6/1から10/15までで，長良川流域では6/16から10/15までとなっている．なお，横山ダムの運用曲線は，再開発事業後（2008年以降）の運用に基づいてモデル化を行った．運用曲線はダム諸量データベースから得られる日別水位データから，日別の変化パターンを抽出してモデル化し，さらにその水位変化を各ダムのH-V式（水位－貯水量関係式）により貯水量に変換したものを解析に用いた．

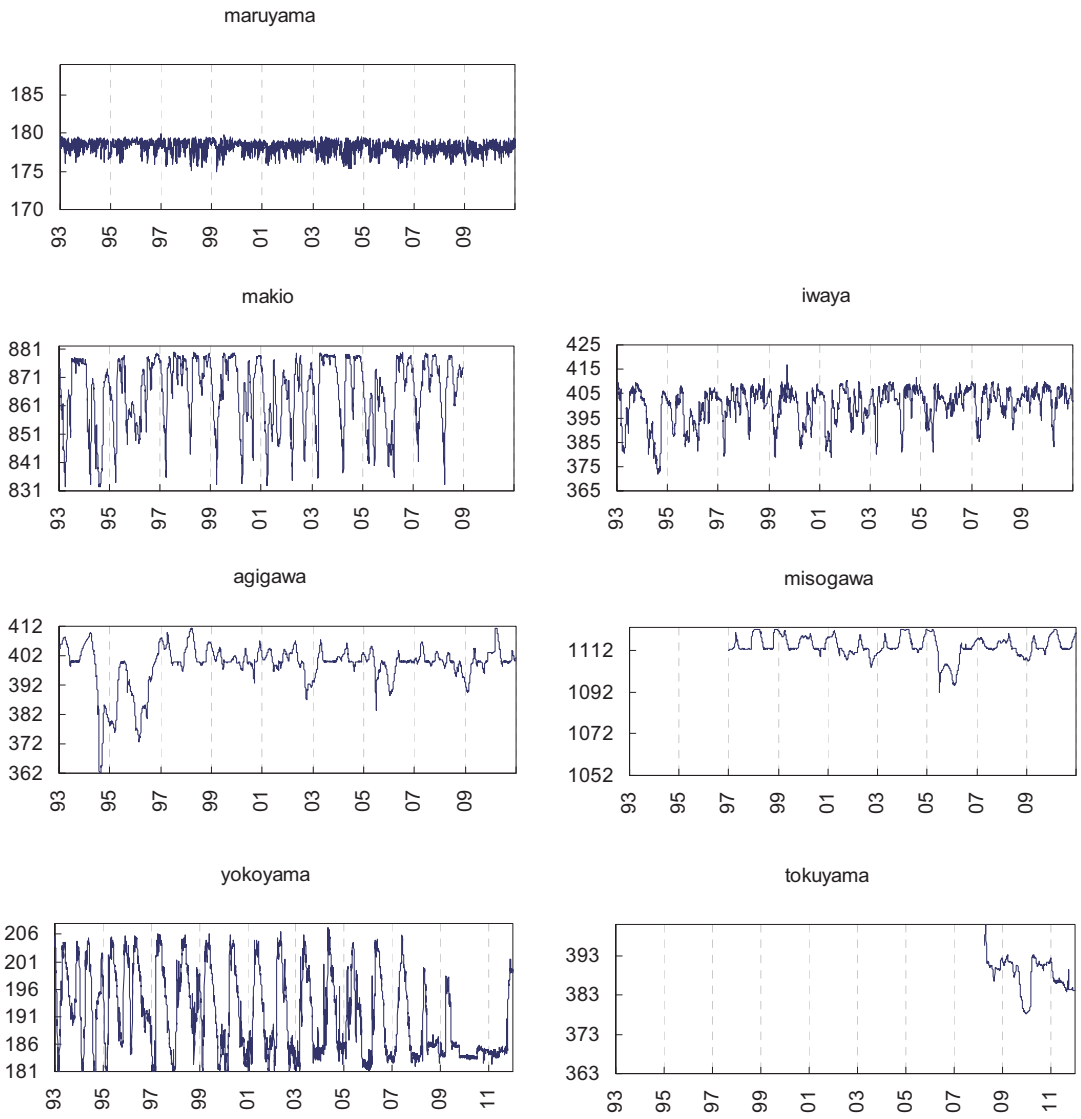


Fig. 2 Daily averaged observed water storage level (m) of each dam in the Kiso river system.

[5] 取水量のモデル化

（a）水利権（最大取水量）

木曽川水系に水源を持つ利水者が安定した取水ができるかどうかを明らかにするためには，上流域に設置されたダム群による洪水調節や利水補給だけでなく，実際に河川のどこで・いつ・どれくらいの水が取水されているかといった河川水の利用実態を正確に把握し，それをモデルに反映させる必要がある．さらに，上流域のダムからいつ・どのくらいの利水補給が行われるかも，各ダムの利水者がどこで，どれくらいの水の補給を要求しているのかに依存するため，取水量のモデル化は流域スケールでの流況シミュレーションには必要不可欠である．

既得（慣行）水利権は流況によらず取水できるが，許可水利権は渇水時には取水が制限される水利権であり，水利権は農業用水と水道用水（上水）および工業用水の3つのセクタに分離され，渇水時には，流況に応じてそれぞれのセクタごとに異なる節水率が設定される．ただし，実際の渇水時に，どのような流況で，どのセクタに，どれくらいの期間，どの程度の節水率が設定されるのかについては，明確な規定はなく（牧尾ダムからの利水補給を受ける利水者は，牧尾ダム貯水量に応じた節水率が設定されているが，本研究ではモデルに反映されていない），渇水時に利水者間で相互調整が行われるため，本研究では渇水時における河川流況や主要利水ダムの貯水率に応じた節水率の設定はモデル化されていないが，用水ごとに設定された水利権（最大取水量）および自流取水条件についてはモデル化を行った．

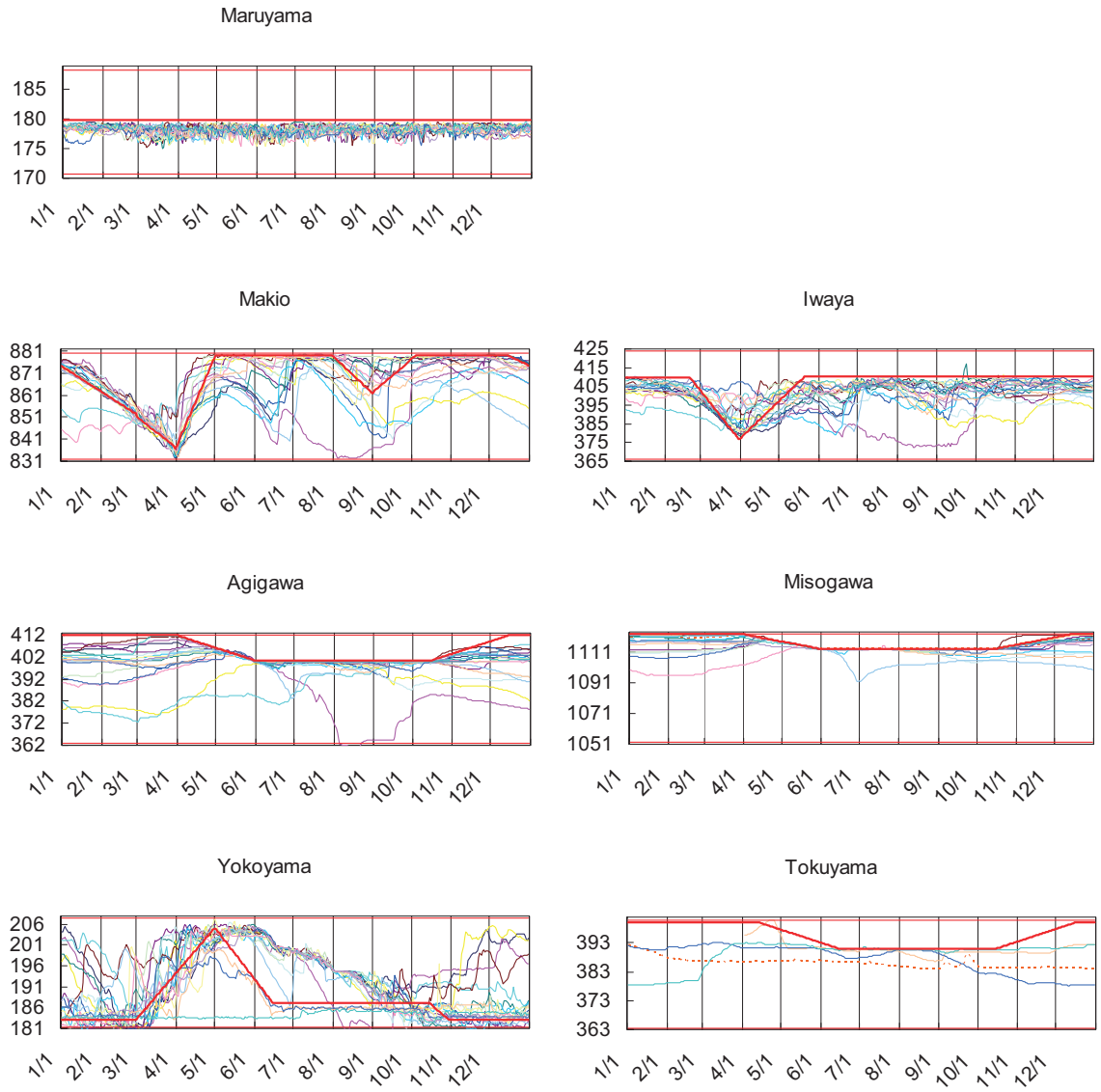


Fig. 3 Change of observed water storage level and simplified reservoir operation rule curve (m) of each dam in the Kiso river system.

木曽川水系における主な用水の取水地点と水利権および自流取水条件は以下のように設定した.

・付知川用水：1.677 m^3/s
　　自流取水条件なし
・東濃用水（落合）：1.642 m^3/s
　　夏期：兼山200m^3/s（5/1~10/3）
　　通年：今渡100 m^3/s，馬飼50 m^3/s
・愛知用水（兼山）：31.847 m^3/s
　　夏期：兼山200 m^3/s　（5/1~9/30）
　　通年：今渡100 m^3/s，馬飼50 m^3/s
・木曽川用水（白川）：9.19 m^3/s
　　夏期：川辺155 m^3/s　（5/1~9/30）
　　冬期：今渡100 m^3/s
・木曽川用水（犬山）：12.584 m^3/s
　　通年：馬飼50 m^3/s
・愛知用水（犬山）2.402 m^3/s
　　夏期：兼山200 m^3/s　（5/1~9/30）
　　通年：今渡100 m^3/s，馬飼50 m^3/s
・名古屋既得（犬山）3.62 m^3/s
・濃尾用水（犬山頭首工）51.06 m^3/s
　　自流取水条件なし
・木曽川用水（朝日）：4.14 m^3/s
　　通年：馬飼50 m^3/s
・木曽川用水（尾西）：2.44 m^3/s
　　通年：馬飼50 m^3/s
・名古屋既得（朝日）3.94 m^3/s
・木曽川用水（馬飼）：39.930 m^3/s

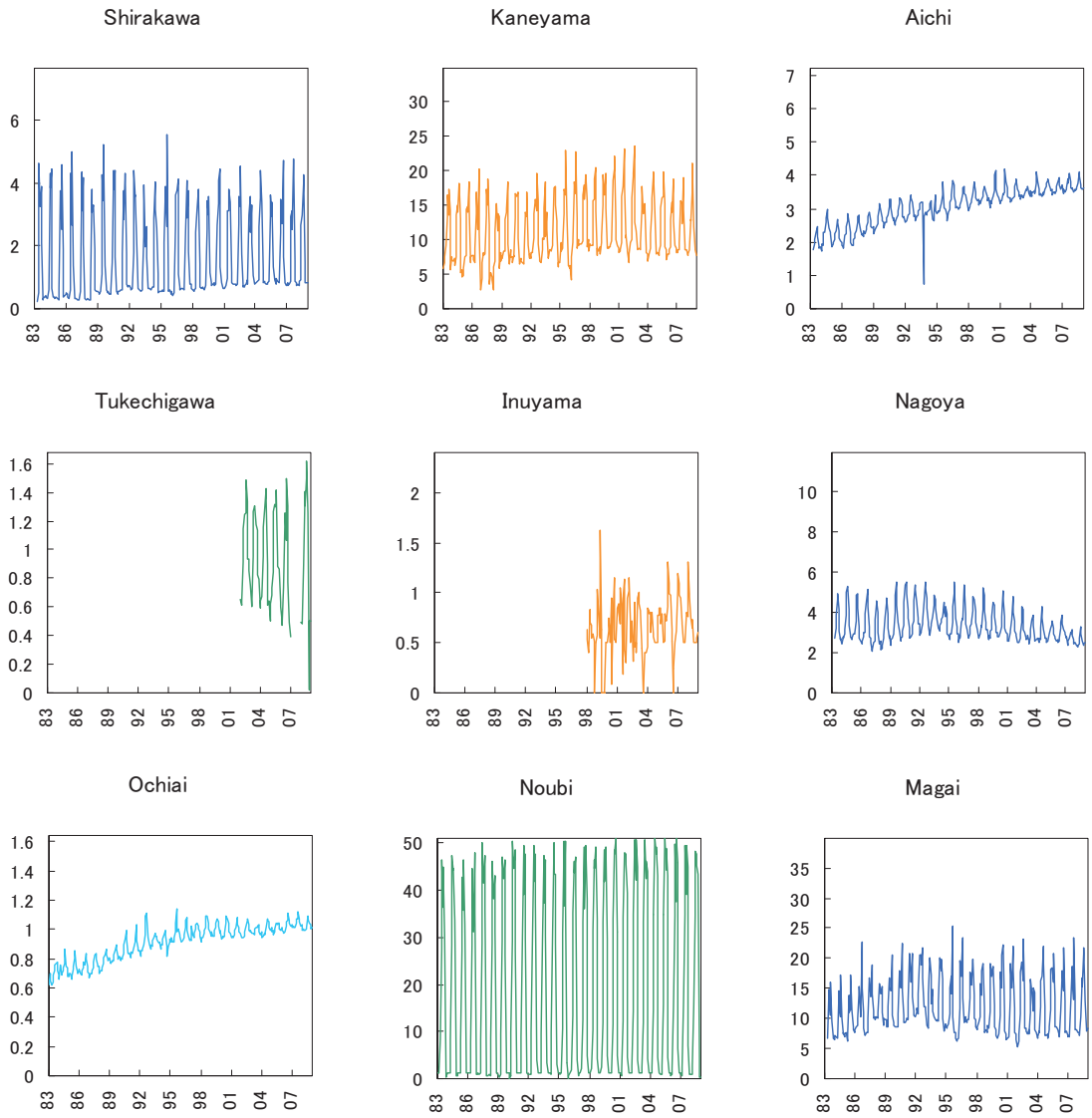


Fig. 4 Monthly amount of actual water intake from river channel of the Kiso river basin at each water intake point.

通年：馬飼50 m^3/s

ここで，各用水の取水地点における基準地点の流量が自流取水条件以下となり，取水に制限がかかった時点で，不足する水量を，上流に確保した水源の利水容量の範囲内で補給を要求し，上流域のダム群はその利水補給要求量に応じた水量をダムに貯留された利水容量から補給するようにモデル化した．なお，木曽川用水のうち河川直接取水の「川合」（岐阜上水）0.4 m^3/sおよび「鵜沼」（岐阜農水）0.65 m^3/s，（岐阜上水）0.38 m^3/s，（岐阜工水）3.13 m^3/sについては，過去の取水実績データを調べた結果，それが木曽川下流域の河川流況に与える影響が量的に無視できるとして，本研究では考慮していない．

[6] 実績取水量

実際に各取水地点で取水されている水量は水利権量（最大取水量）よりも少なく，しかも農業用水は期別に水利権が設定されているため，水利権に対する不足水量をすべてダムから補給すると，下流の河川流量が実際よりも過大になってしまう．また，現在の河川流況を再現するだけの目的であれば，河川取水量の実績データをそのままモデルに組み込めばよいが，気候や水需要が変化する場合の将来変化予測や，異常渇水時のシミュレーションを実施するためには，取水地点別，かつ産業セクタ別の期別取水量のパターンをモデル化しておく必要がある．そこで本研究では，実際の河川取水量の実態を把握し実

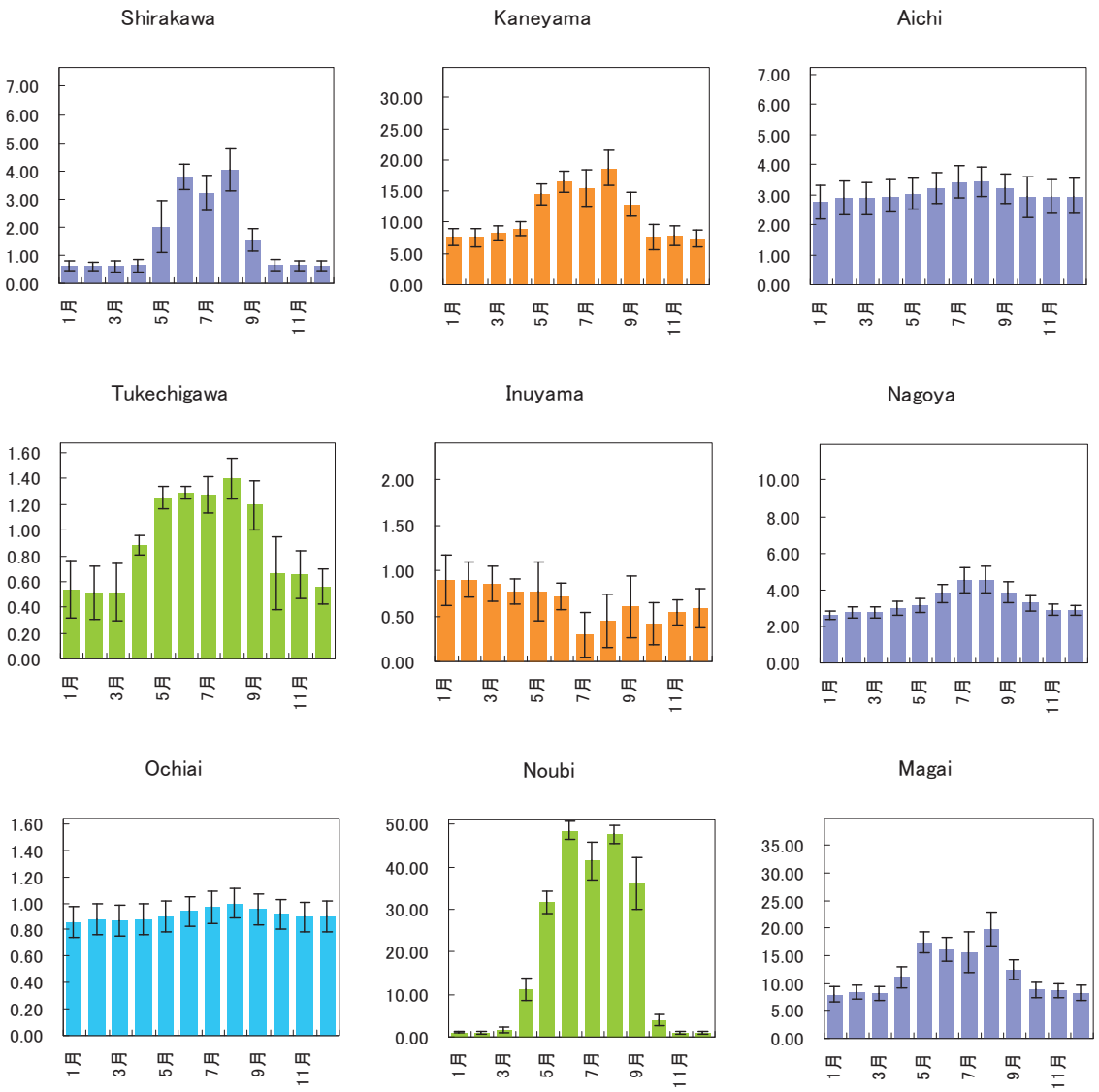


Fig. 5 Monthly amount of water intake pattern from river channel of the Kiso river basin at each water intake point.

態を反映したモデル化を実施した．

Fig.4は，木曽川水系の主要用水の取水地点別の1983年から2008年までの26年間に実際に取水された取水実績の推移を示している．本研究で入手できたデータの一部は，取水地点別ではなく，用水別のデータになっており，木曽川用水の愛知上水は犬山と尾西の取水量の合計で，同じく名古屋上水の取水量も犬山と朝日の取水量の合計値となっている．しかし，実際には，犬山で取水された後に，犬山頭首工を経て，尾西や朝日で取水されるため，これらの量をモデル上で犬山地点でまとめて取水させてしまうと，犬山頭首工地点での河川流量を過小に評価してしまい，濃尾用水の取水を著しく阻害させる．一方で，尾西や朝日でまとめて取水させてしまうと，犬山頭首工地点での河川流量が過大となり，濃尾用水の取水条件が緩和されすぎてしまうことになる．そこで，本研究では，木曽川用水の愛知上水分と名古屋上水分を50%ずつに分割して，犬山地点と下流の尾西および朝日地点で取水させることにした．厳密には，犬山合同取水口や尾西，朝日取水口の施設能力に応じた比例配分や，各地点別の実際の取水実績データを用いることが望ましいが，現状ではそれらのデータが得られなかったので，本解析では上記のように50：50で取水量を配分することにした．

濃尾用水については，味噌川ダムが運用を開始する前の1998年以前と1999年以降で期別水利権の設定が変更となっているが，本研究では最新の水利権設定に基づいてモデル化を行った．また，今渡100m^3/s

以下での取水制限は考慮しないことにしたため，異常渇水時における犬山頭首工より下流の流量を過小評価してしまった可能性がある．

Fig.5は，Fig.4の月別取水量の時系列データを単純平均して月別の平均取水量のパターンを抽出した結果を示しており，図中のエラーバーは平均化した解析期間における各年の月別値変動の標準偏差を示している．この結果から，農業用水の比率が高い，木曽川用水（白川），付知川用水，愛知用水（兼山），濃尾用水，木曽川用水（馬飼）の季節変化が大きく，上水道用水の東濃用水（落合），木曽川用水（愛知上水）および木曽川用水（名古屋上水）は夏季にピークがあるものの，農業用水に比べると季節変化が小さいことがわかる．

また，Fig.4で見られた東濃用水（岐阜上水）や木曽川用水（愛知上水）の増加傾向については，その要因（人口や経済動向など）が明らかではないので，本研究では考慮しないことにした．

2.3　渇水時補填のモデル化

木曽川用水の主要利水者である名古屋市は，犬山で3.62m^3/s，朝日で3.94m^3/sの既得水利権（木曽川自流）を確保しているため，合計7.56m^3/s，日総量に換算すると65万3184m^{3}の水を木曽川から取水することができる．さらに，木曽川上流の岩屋ダムに11.94m^3/sの水利権があるので，合計168万4800m^{3}の水が利用可能であり， 1日の最大給水能力（施設能力93%）は156.3万m^{3}となり，平常時には岩屋ダムからの給水のみで1993年から2008年の平均日給水量（約93万m^3）を確保することができる． しかし，渇水時には犬山と朝日の新規水利権分は，馬飼流量が50m^3/s以下になると取水制限がかかり取水できなくなるため，渇水時の供給可能水量は大幅に減少し，1/10規模の渇水時で102.9万m^3，1/20規模の渇水時では79.9万m^{3}にまで低下し，ピーク時の一日最大給水量112.9万m^3（1995年8月）の約70%になると言われている．実際に，平成6年(1994年)の渇水では，岩屋ダムの利水容量が枯渇し，上水は最高で35%の節水率が設定され，平成7年（1995年）や平成17年（2005年）にも，岩屋ダムの貯水率（利水）が20%を下回り，上水には最高で25%の節水が求められる事態が発生した．岩屋ダムは1976年から2008年までの33年間の間に14回の渇水（取水制限）を発生させており，ほぼ2年に一回の割合で上水には5%から35%の節水が求められ，取水制限日数も1週間から長いときには200日以上にもわたる事態も発生し，安定した水資源の確保が重要な課題となっている．

そこで本研究では，名古屋市が岩屋ダムだけに水源を依存するのではなく，水源を分散（多系統化）させることによる渇水リスクの軽減効果の検証を試みた．具体的には，木曽川上流域の味噌川ダムに0.5m^3/s，長良川河口堰に2.0m^3/s，さらに徳山ダムに1.0m^3/sの水利権を確保し，異常渇水対策用の水源を確保させることにした．

現時点では，長良川河口堰や徳山ダムから名古屋市が上水を取水するための導水施設はまだ確保されていないが，本研究では仮にこれらの施設から導水が可能となった場合に，どのくらい渇水のリスクが緩和されるのかについて，以下の条件でシミュレーションを実施した．

[1]渇水時補填で使用する水源施設のパターン

①味噌川ダムのみ

②味噌川ダム及び徳山ダム（水系連絡導水路）

③味噌川ダム及び徳山ダム（水系連絡導水路）及び長良川河口堰

[2]複数の水源施設を併用する場合の優先順位

①長良川河口堰

②徳山ダム

③味噌川ダム

なお，上記の条件設定は，河口堰には貯留能力がないので先行利用し，木曽川上流域のダム群の貯水量を温存するという考え方に従っている．また，味噌川ダムの供用は1997年からなので，渇水時補填のシミュレーションは2000年から2009年までの10年間を解析対象とすることにし，徳山ダムについては2000年から利用可能であると仮定して解析を実施した（実際は2008年から）．

3.　結果と考察

3.1　基準地点流量の再現性

Fig. 6は1980年から2009年までの30年間における，木曽川水系の基準地点（木曽川：今渡，犬山，馬飼；長良川：忠節；揖斐川：万石）における日平均流量の計算結果を，各基準地点における観測流量（Qobs）と比較した結果を示している．本研究で構築した流出解析モデルによる計算結果は，ダムの効果を考慮しない場合のシミュレーション結果（Qcal(old)）とダムの効果を考慮した場合のシミュレーション結果（Qcal(new)）の2つを示している．また，いずれのシミュレーションにおいても木曽川流域における河川からの取水は考慮してあるが，長良川流域における河川からの取水量については考慮されていない．

ダムについては，1980年以降に運用を開始した阿木川ダム，味噌川ダム，徳山ダムについては，それぞれ1991年，1997年，2008年から運用操作をモデル上で反映するようにした．Fig.6の結果から，木曽川

流域の3地点では，ダムの運用操作を考慮することによって流量が少ない時期の河川流量の再現性が大幅に向上し，ダムの利水補給によってダム下流地点の流況が改善される効果がモデルによって良好に再現されていることがわかる．しかし，馬飼地点については，ダムを考慮したモデルでも観測流量よりも流量が少なくなる場合がみられた．これは，各取水地点における異常渇水時の節水率設定の効果や馬飼地点での取水に取水制限値を設定しなかったことにより馬飼地点での取水量を過大評価してしまっていることが主な要因と考えられる．さらに，濃尾用水についても，渇水時には今渡地点の流況に応じて取水制限が実施されるとすれば，馬飼地点における流況の再現性はさらに向上させることができると考えられる．忠節地点については長良川上流域に河川流況を大きく制御するようなダムが設置されていないため，「ダムあり」と「ダムなし」で結果が全く変化しないが，上流に横山ダム（2008年からは徳山ダム）のある揖斐川万石地点の流況が観測流量よりも過大評価になっているのは，モデルパラメータのキャリブレーションの問題（長良川を基準に設定しているため，揖斐川では流況を過大評価してしまっている可能性がある）や，揖斐川流域での河川からの取水の影響が全く考慮されていないこと，さらに，横山ダムの運用ルールが2008年以前は異なっていたが，本研究では全期間を通して2008年以降の運用規則を適用したことなどが主な原因であると考えられる．これらの問題については，今後の検討課題である．

以上の結果から，木曽川水系では，馬飼地点の河川流量を過小評価し，揖斐川万石地点の流量を過大評価しているが，それ以外の地点ではダムの運用や取水を考慮することで河川流量の再現性が大幅に向上し，異常渇水時における流量も取水や利水補給の実態を反映した上で再現できることが確認できた．

Fig.7は，1980年から2009年までの期間を平均した流況曲線を示している．Fig.6の結果と同様に，ダムを考慮することで流況の再現性が大幅に向上することが確かめられた．

各基準地点における日平均流量の再現性は以下のようになった．

・木曽川　今渡地点
　実測：273.4 m^3/s
　ダムなし：269.6 m^3/s
　ダムあり：276.4 m^3/s
・木曽川　犬山地点
　実測：265.1 m^3/s
　ダムなし：275.2 m^3/s
　ダムあり：282.0 m^3/s
・木曽川　馬飼地点
　実測：211.7 m^3/s
　ダムなし：241.3 m^3/s
　ダムあり：284.3 m^3/s
・長良川　忠節地点
　実測：111.1 m^3/s
　ダムなし：112.4 m^3/s
　ダムあり：112.4 m^3/s
・揖斐川　万石地点
　実測：79.1 m^3/s
　ダムなし：87.3 m^3/s
　ダムあり：87.3 m^3/s

3.2　ダム貯水量の再現性

[1] 丸山ダム

Fig.8は1993年から2009年までの丸山ダム貯水量の再現結果を示している．丸山ダムは平常時最高水位179.8mで1822万m^3の利水容量を持つが，その全量が発電専用のため，水位は平常時満水位上限値付近を維持するように運用され，それ以上の水位は洪水調節容量2017万m^3に設定されているが，日単位でダムの貯水量を変化させるような大規模な洪水(ダム流入量4800m^3/s以上)はこの期間には発生しなかったため，日平均ダム貯水量の計算結果は全く変化しなかった．実際には，昭和58年（1983年）9月に，最大流入量8217m^3/sの洪水が発生し，洪水調節が実施されたが，洪水流量以上の流入量が継続した時間は約6時間であり，ただし書き操作を実施した結果，洪水時最高水位を超えることなく，1日以内に平常時最高水位まで回復した．以上の結果から，丸山ダムは，計画規模の大洪水出水時において洪水調節の効果を発揮するが，それ以外では木曽川の流況には大きな影響を与えることはないことが確認された．

[2] 牧尾ダム

Fig.9は1993年から2009年までの牧尾ダム貯水量の再現結果を示している．牧尾ダムの水位データはダム諸量データベースに掲載されていないため，水位の観測値は水資源機構中部支社から提供された2008年までとなっている．牧尾ダムは，洪水調節容量を持たないが，実際には洪水時最高水位よりも1mほど水位を下げて（880m→879m）運用されている．利水容量は6800万m^3であり，12/15から水位を下げ始め（発電放流），3/31に最低水位（832m）まで全量放流する規程になっているが，実際には837mくらいまで下げた後は貯留操作に移行し，5/1に満水位-1m（879m）まで水位を回復させる．さらに7/31から水位を下げ，8/31に約862mまで下げ，その後10/14に平常時満水位-1m（879m）まで水位を戻すようにモデル化した．

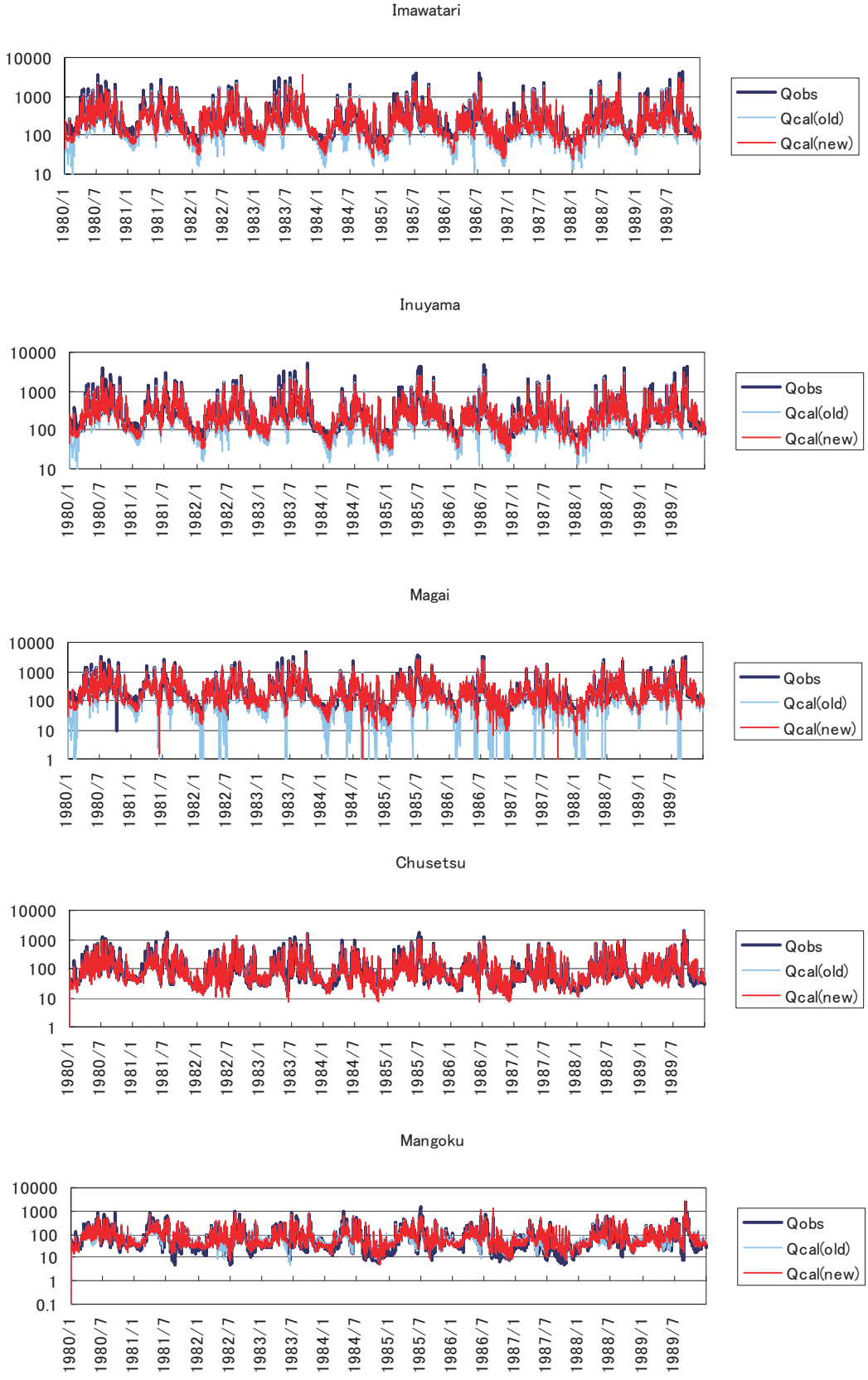


Fig. 6 Daily average river discharge at each reference point in the Kiso river system.
(1980 - 1989)

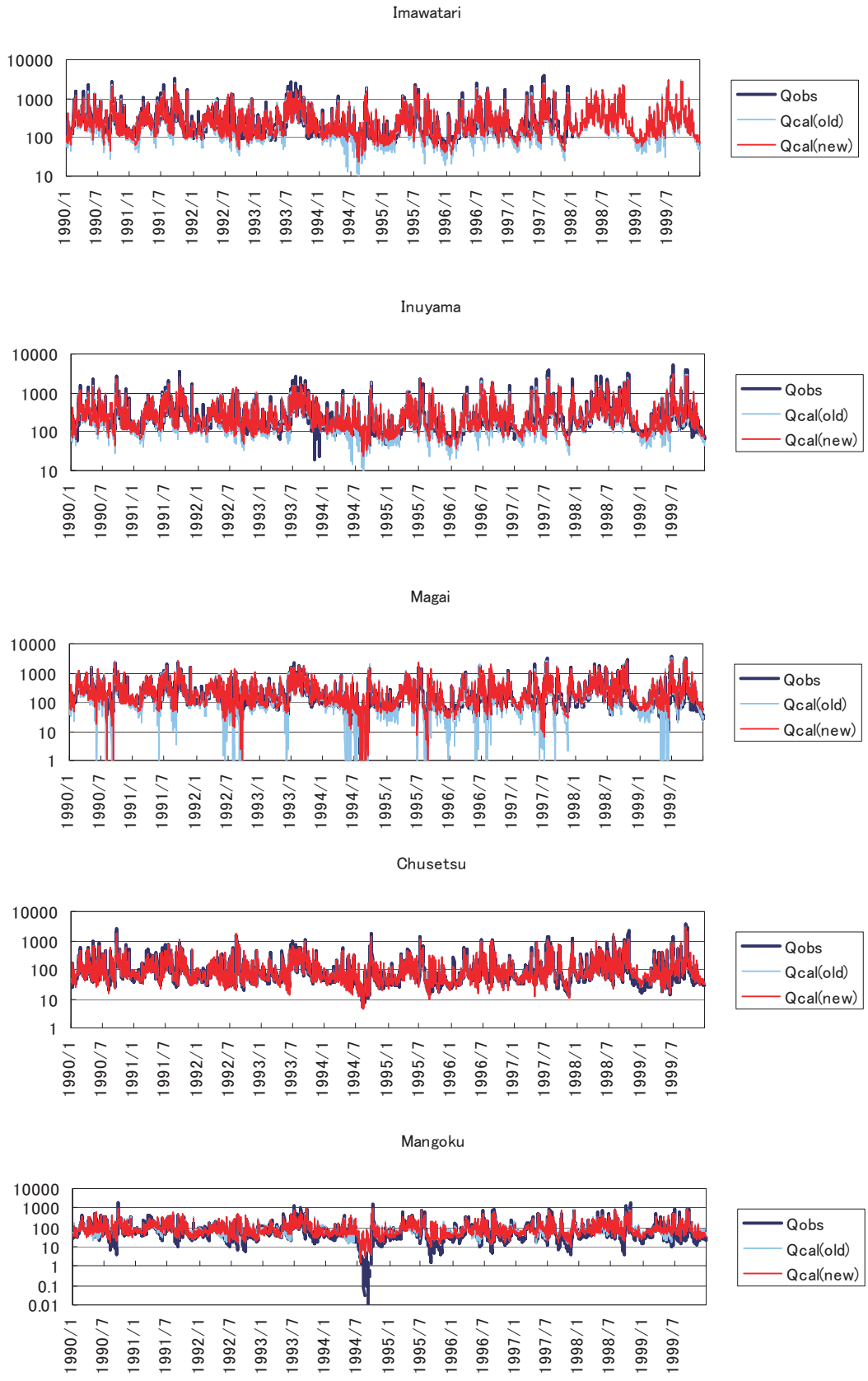


Fig. 6 Daily average river discharge at each reference point in the Kiso river system.
(1990 - 1999)

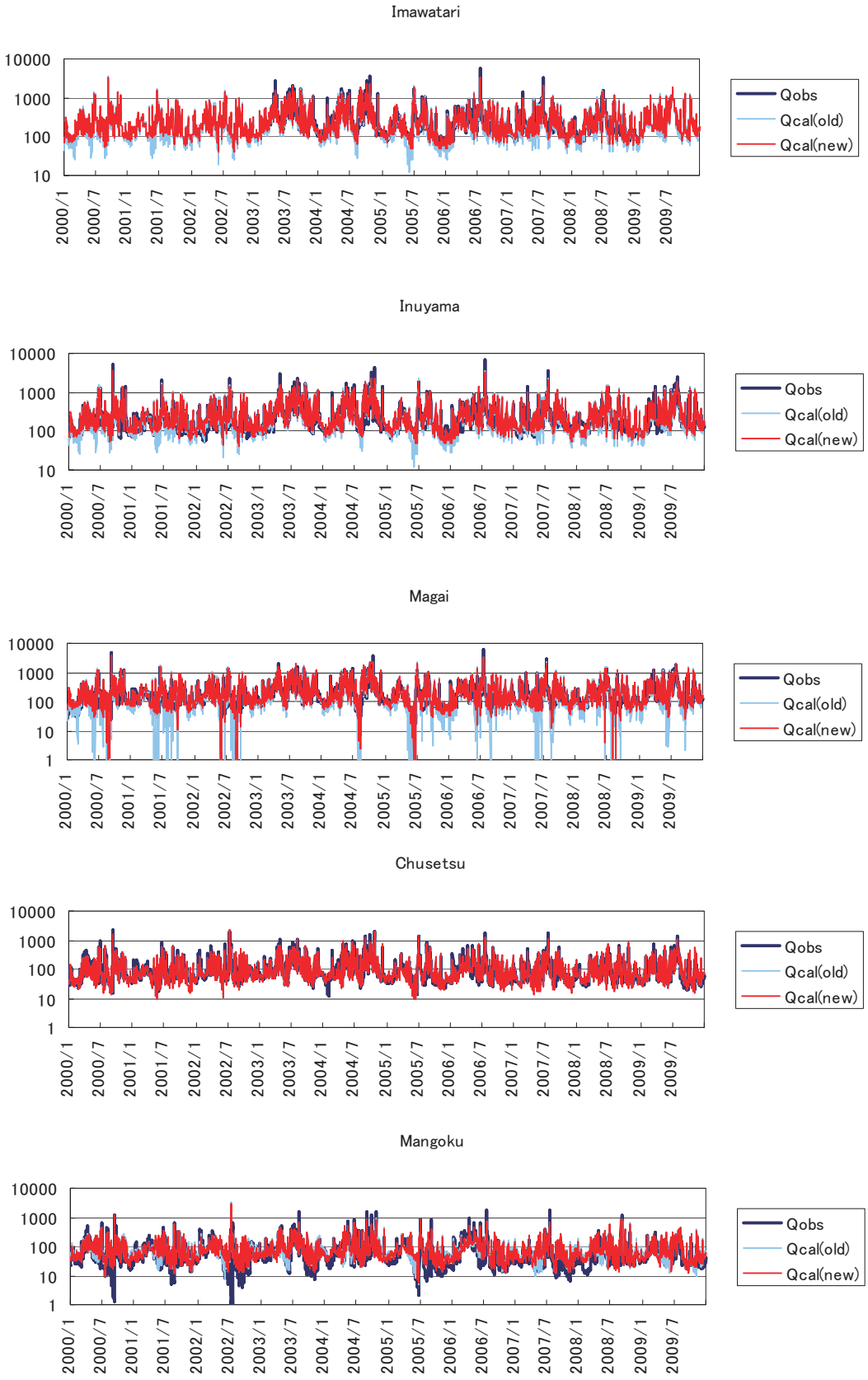


Fig. 6 Daily average river discharge at each reference point in the Kiso river system.
(2000 - 2009)

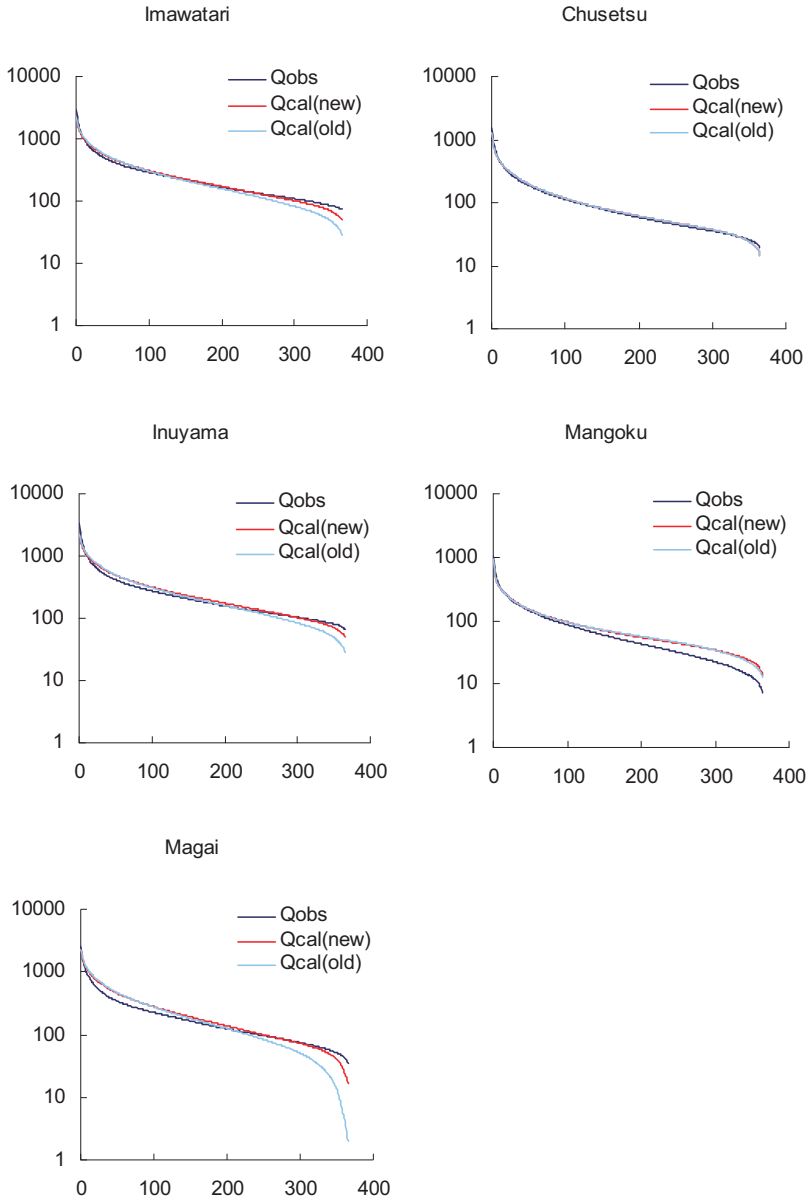


Fig. 7 Flow duration curve at each reference point in the Kiso river system. (1980 - 2009)

[3] 岩屋ダム

Fig.10は1993年から2009年までの岩屋ダム貯水量の再現結果を示している．岩屋ダムは，5000万m^3の洪水調節容量を持つが，実際には平常時最高水位よりも1mほど水位を下げて（411m→410m）運用されている．利水容量は1億m^3であるが，発電専用容量3810万m^3が新規利水容量の上に乗っているという容量配分になっているため，6190万m^3分は発電と共同で使われている．牧尾ダム同様，Vカット運用が実施され，2/20から水位を下げ始め（発電放流），3/31に1500万m^3の確保水位（377m）まで放流し，その後は貯留操作に移行し，5/20に満水位-1m（410m）まで水位を回復させるようにモデル化した．平常時最高水位付近を上限に水位が大きく変動する要因の一つは岩屋ダムの発電放流の影響であると考えられるが，発電に関する運用操作の実態が不明なため，岩屋ダムの発電放流のモデル化は行っていない．

異常渇水時の貯水量変動の再現性については1994年（平成6年）渇水については概ね良好に再現できたが，翌1995年の水位低下が再現できなかった．この要因については今後より詳細に検討していく必要がある．

洪水調節については1999年9月や2004年11月の洪水調節に伴う貯水量の増加を再現できており，ダムによる洪水調節が良好にモデル化できていることが確認された．

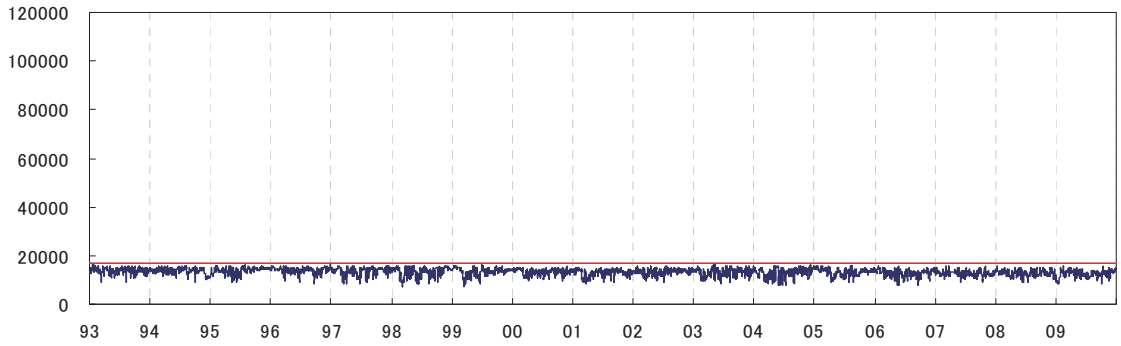


Fig. 8 Performance of the reservoir operation model for Maruyama Dam.
(— Observed, — Calculated) Unit: 1000m^3

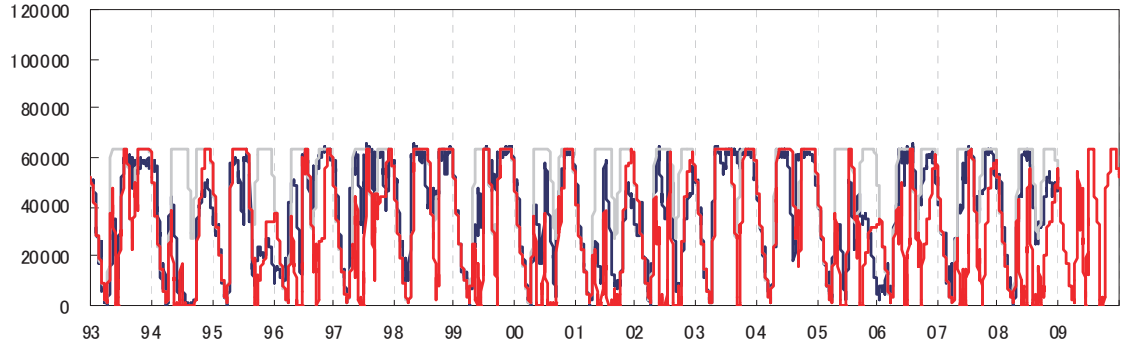


Fig. 9 Performance of the reservoir operation model for Makio Dam.
(— Observed, — Calculated) Unit: 1000m^3

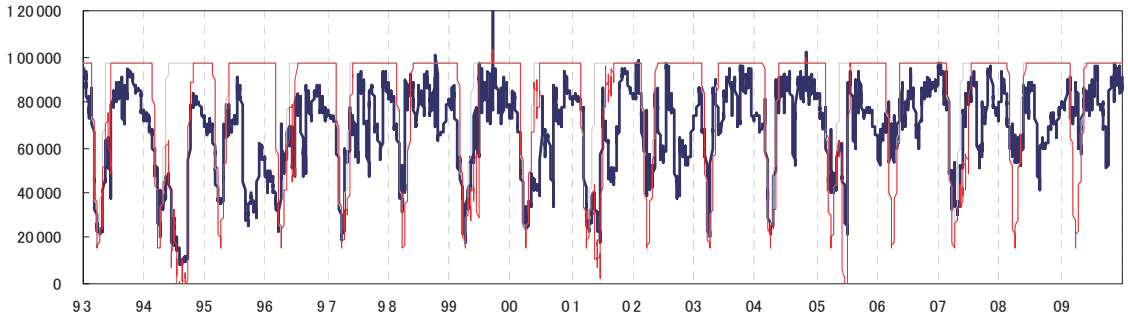


Fig. 10 Performance of the reservoir operation model for Iwaya Dam.
(— Observed, — Calculated) Unit: 1000m^3

[4] 阿木川ダム

Fig.11は阿木川ダムの貯水量の再現結果を示している．阿木川ダムは制限水位方式の運用で6/1から10/15までの期間，洪水貯留準備水位(400.5m)まで水位を下げて運用される．平常時最高水位(412m)から洪水貯留準備水位までの水位調整は約2ヵ月かけて実施されるようにモデル化した．阿木川ダムの洪水調節容量は1600万m^{3}であり，その分は非洪水期には不特定容量に配分される．

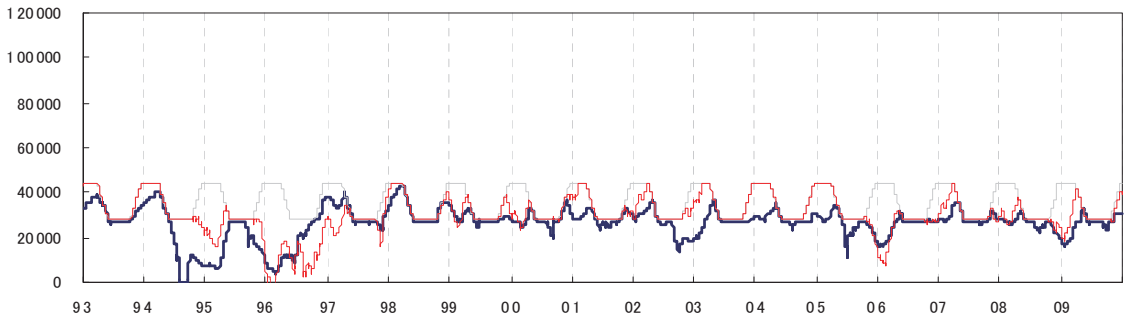


Fig. 11 Performance of the reservoir operation model for Agigawa Dam.
(— Observed, — Calculated) Unit: 1000m^3

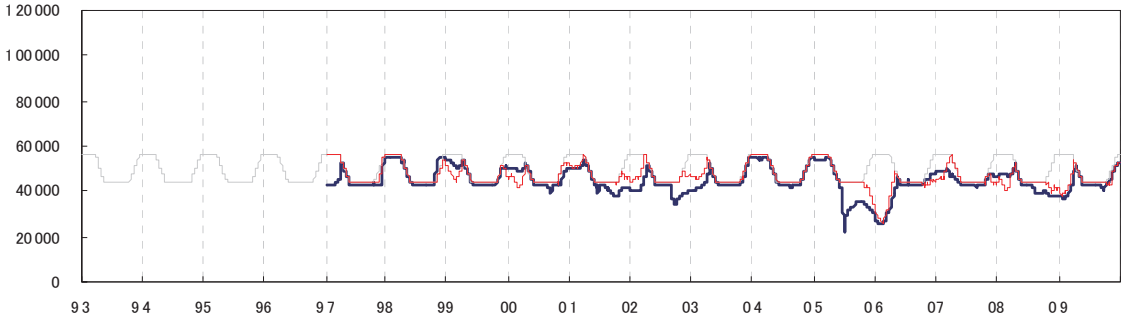


Fig. 12 Performance of the reservoir operation model for Misogawa Dam.
(— Observed, — Calculated) Unit: 1000m^3

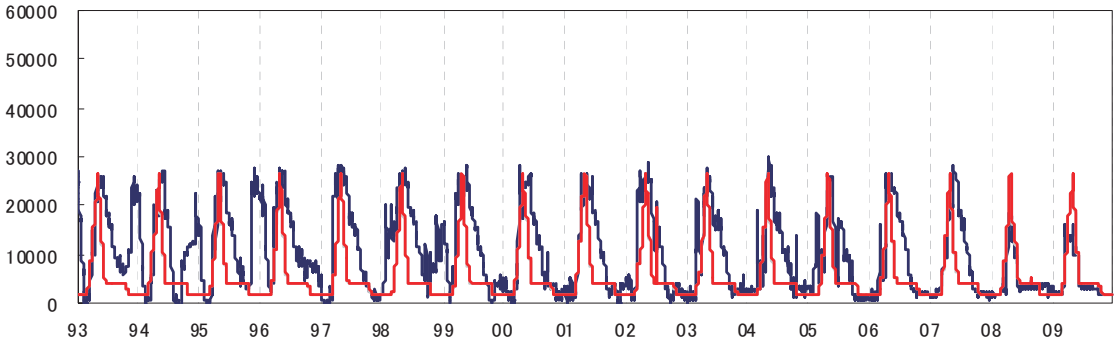


Fig. 13 Performance of the reservoir operation model for Yokoyama Dam.
(— Observed, — Calculated) Unit: 1000m^3

不特定容量は利水容量の上に配分され，木曽成戸地点の流量が40m^3/sを下回る場合に不特定利水容量の範囲内で「流水の正常な機能の維持」のための放流が実施される．1994年と1995年の渇水時における阿木川ダム貯水量の再現性については，1994年については貯留量を過大評価（放流量を過小評価）し，1995年では過小評価（放流量を過大評価）する結果となった．特に，1995年の阿木川ダムからの過大な放流

が，今渡や馬飼地点における流量を実際よりも多くし，その影響でFig.10の1995年に岩屋ダムからの放流（利水補給）が実施されなかった可能性がある．複数のダムが，個別の規則に沿って運用され，しかもその操作の影響が独立ではなく，他のダム操作に影響を与えるため，モデルの精度検証が著しく複雑かつ困難になるが，木曽川水系の主要多目的ダムの貯水量を高度に再現できるモデルが構築できれば，今後の流域総合水資源管理に大きく貢献できるため，現地へのヒアリング等を実施し，さらなるモデルの再現精度の向上のための改良を実施していく必要がある．

木曽川水系では，ダムの開発順に補給していく「シリーズ運用」が実施されている．このため，牧尾ダムや岩屋ダムなどの古いダムの水が先に使われ，その後，阿木川ダム，味噌川ダムの順となる．しかし，現行のモデルでは，「シリーズ運用」ではなく，上流域から流水の移動順にダムモデルが稼働するアルゴリズムになっているため，現行のシリーズ運用を反映できるようにすると，岩屋ダムと阿木川ダムの貯水量の再現性が向上する可能性がある．

[5] 味噌川ダム

Fig.12は，味噌川ダムの貯水量の再現結果を示している．味噌川ダムは1996年12月に運用が開始されているが，ここでは1997年からの運用をモデル化している．水位の運用曲線は，阿木川ダムと同様に6/1から10/15までの洪水期に，洪水調節容量分(1200万m^3)の空き容量を確保し，それ以外の期間は平常時最高水位(1122.5m)を維持するように運用され，水位2ヵ月間で調整するようにモデル化した．不特定容量は洪水期が1200万m^3で非洪水期は2400万m^3に設定されている．味噌川ダムには新規利水容量が3100万m^3確保されているが，現時点ではあまり利用されていないため，2005年から2006年にかけての渇水時以外は，概ね運用曲線に沿った貯水量で運用されている．味噌川ダムについては，不特定容量からの放流および貯留，さらに「シリーズ運用」のモデル化などの改良を適用することで，さらなる再現性の向上が期待される．

[6] 横山ダム

Fig.13は，横山ダムの貯水量の再現結果を示している．横山ダムは2008年に徳山ダムの運用が開始されるまではかんがい用水の利水補給を実施していたが，2008年から洪水調節と発電専用ダムとなった．ここでは，再開発後の横山ダムの操作規則をモデル化したため，2008年以前のダム貯水量の変化は再現できていない．長良川流域の取水実績のモデル化およびダム操作については，モデルの再現性を向上させるためには，さらなるデータの収集と解析が必要であるが，近年の貯水量の変動については概ね再現できているので，500m^3/sの洪水調節効果以外では本研究の解析結果に大きな影響は与えないと考えられる．

[7] 徳山ダム

Fig.14に徳山ダムの貯水量の再現結果を示す．徳山ダムも制限水位方式でモデル化し，洪水期は6/16から10/15に設定した．徳山ダムは2008年に運用が開始されたばかりで，まだ運用期間が短いため，ダム運用の実績データの蓄積が乏しく，運用曲線等のモデル化に問題が多く残されていると考えられる．しかし，徳山ダムは木曽川水系で最大の貯水容量を持ち，揖斐川の流況調節や異常渇水時における木曽川水系連絡導水路の運用上でもきわめて重要な役割を担うため，徳山ダムの貯水量を良好に再現するモデルを構築することは重要な課題である．本研究では，徳山ダムの貯水容量が極めて大きいため，異常渇水時においても徳山ダムの利水容量および不特定容量が枯渇しないことが明らかであったため，後述の木曽川水系連絡導水路を用いた渇水時補填のシミュレー

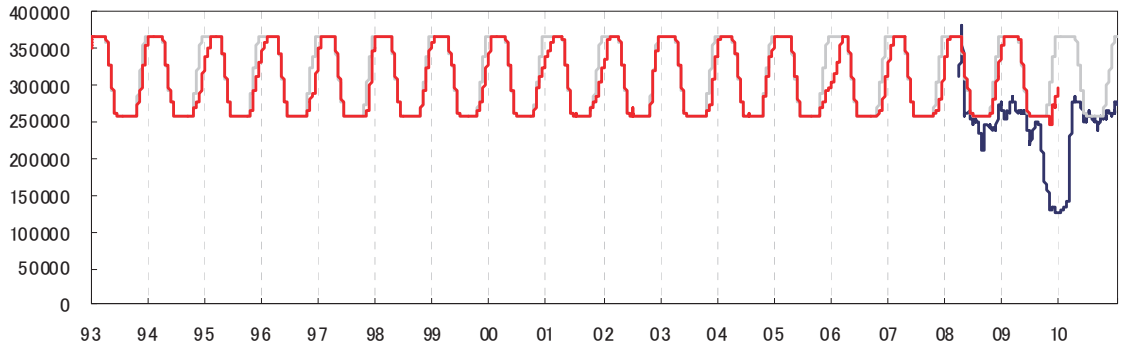


Fig. 14 Performance of the reservoir operation model for Tokuyama Dam.
(— Observed, — Calculated) Unit: 1000m^3

ションには全く影響を及ぼさなかったが，今後，将来の気候変動時に影響評価などを実施する際には，徳山ダムのモデル化についてはさらなる高度化が求められる．

3.3　渇水時補填シミュレーション

水源の多系統化による渇水リスク軽減効果を検証するため，岩屋ダムだけでなく，味噌川ダム，徳山ダムおよび長良川河口堰からの利水補給を実施した場合に，木曽川の流量がどのように変化するのかについて検討を試みた．はじめに，味噌川ダムからの利水補給の効果を検証するため，2000年から2009年までの10年間を解析対象とし，徳山ダムについては，（実際には2008年からの運用であるが）2000年の時点で運用されていると仮定してシミュレーションを実施した．なお，長良川河口堰と徳山ダムについては，1994年（平成6年）の渇水時にもし運用されていた場合，渇水がどの程度緩和されるかについてのシミュレーション（1990～1999年）も実施した．実施したシミュレーションは以下の7パターンである．

SIM-1：味噌川ダムからの渇水補填（0.5m^3/s）あり

SIM-2：徳山ダムからの渇水補填あり
　馬飼流量50m^3/s以下で4.0m^3/s
　馬飼流量40m^3/s以下で15.3m^3/s
　導水地点：犬山地点（取水地点上流側）

SIM-3：長良川河口堰からの渇水補填（2.0m^3/s）あり
　導水地点：馬飼地点（取水地点上流側）

SIM-4：長良川河口堰と徳山ダムからの渇水補填あり

SIM-5：長良川河口堰・徳山・味噌川ダムの渇水補填あり（フル活用）

SIM-6：徳山ダムからの渇水補填あり（1990年代）

SIM-7：長良川河口堰と徳山ダムからの渇水補填あり（1990年代）

なお，木曽川水系連絡導水路の運用条件は以下のように設定した．

・渇水時（馬飼流量50m^3/以下）
　上流施設（犬山地点上流）4.0m^3/s
　下流施設（木曽成戸：馬飼下流）なし

・異常渇水時（馬飼流量40m^3/以下）
　上流施設（犬山地点上流）15.3m^3/s
　下流施設（木曽成戸：馬飼下流）4.7m^3/s

[1]利水補給の効果（2000～2009年）

Fig.15は，2000年から2009年までの10年間における木曽川犬山地点と馬飼地点における渇水日数（基準流量を下回る日数）を比較した結果を示している．渇水時における木曽川水系上流ダム群の貯留制限や各用水の取水制限は，厳密には今渡地点の流況で決まるが，今渡地点は流量観測データに欠損が多く，モデルシミュレーションの結果と比較しにくいため，下流の犬山地点の流量データを解析に用いることにした．犬山地点の観測値は，犬山取水口で木曽川用水や愛知用水が取水される前の値なので，今渡地点の流量と大きな違いはない．しかし，この期間の100m^3/s付近での犬山地点の計算流量が観測値よりもやや過大評価になっているため，100m^3/sを下回る日数（535日）が観測値（666日）よりも少なくなっていることに留意する必要がある．つまり実際には期間平均で年間に約67日間の100m^3/sを下回る期間が発生しているのに対し，モデルでは約54日間となり，実態よりも年間で約13日少なく見積もられていることになる．一方，馬飼地点では，先述のとおり本研究では取水量をやや過大評価している可能性があり，馬飼地点における計算流量が観測値よりも少なくなっているため，ダム貯留条件および自流取水条件の基準流量（馬飼50m^3/s）や異常渇水流量（ここでは馬飼40m^3/s）を下回る日数が，観測値よりも多くなり，50m^3/sを下回る日数は，観測値が199日に対し，計算値が238日となり，40m^3/sを下回る日数は，観測値が103日に対し計算値は143日となった．これらの差異は，今後，流出解析モデルの再現精度をより向上させることで改善されると思われる．

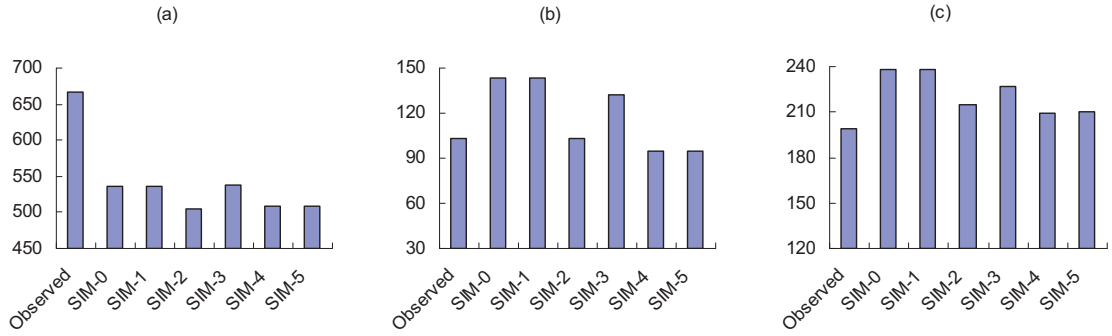


Fig. 15 Influence of additional water supply for drought mitigation. (2000 - 2009)
(a) Inuyama (Drought), (b) Magai (Severe drought), (c) Magai (Drought)

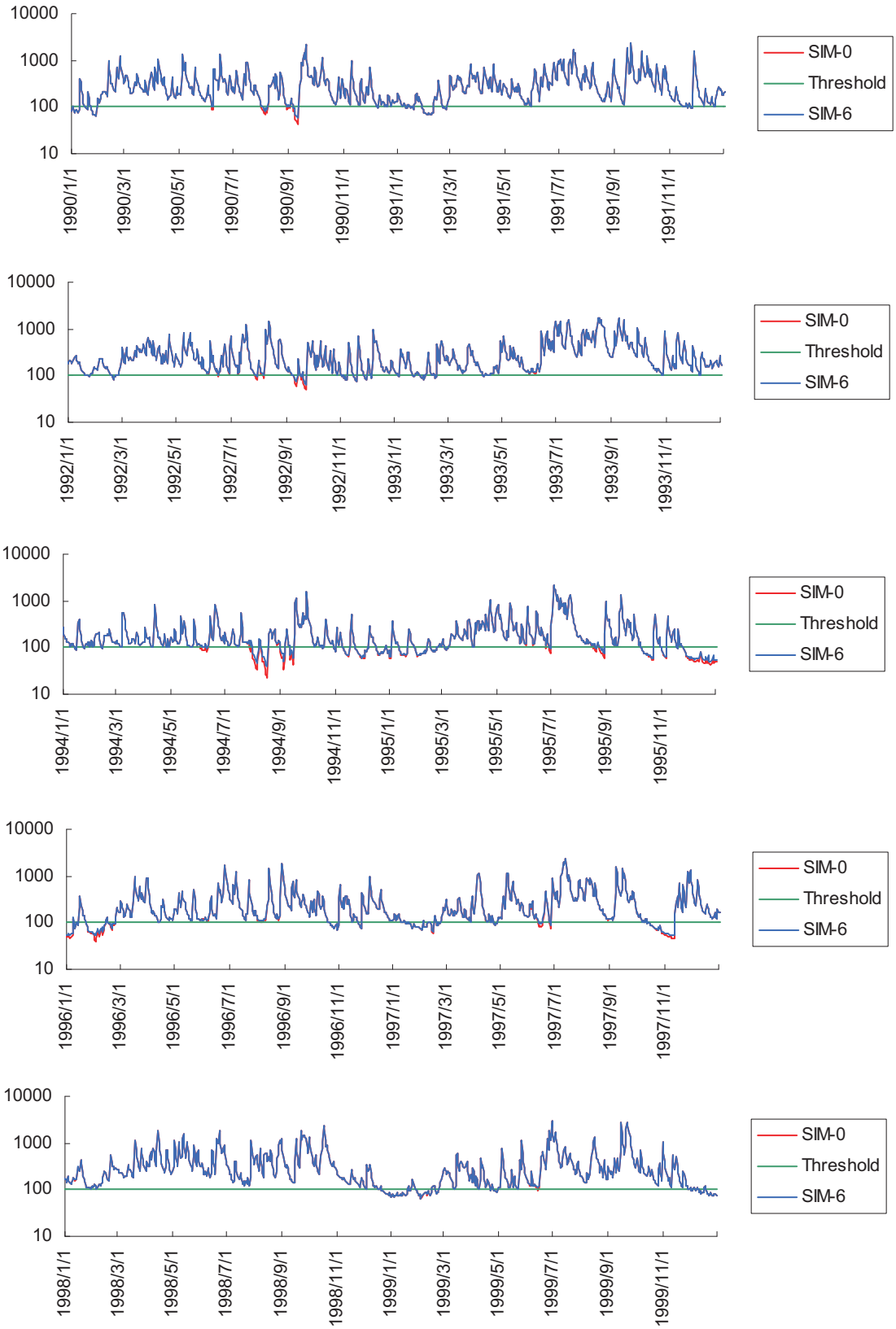


Fig. 16 Influence of additional water supply for drought mitigation at Inuyama.
(1990 - 1999)

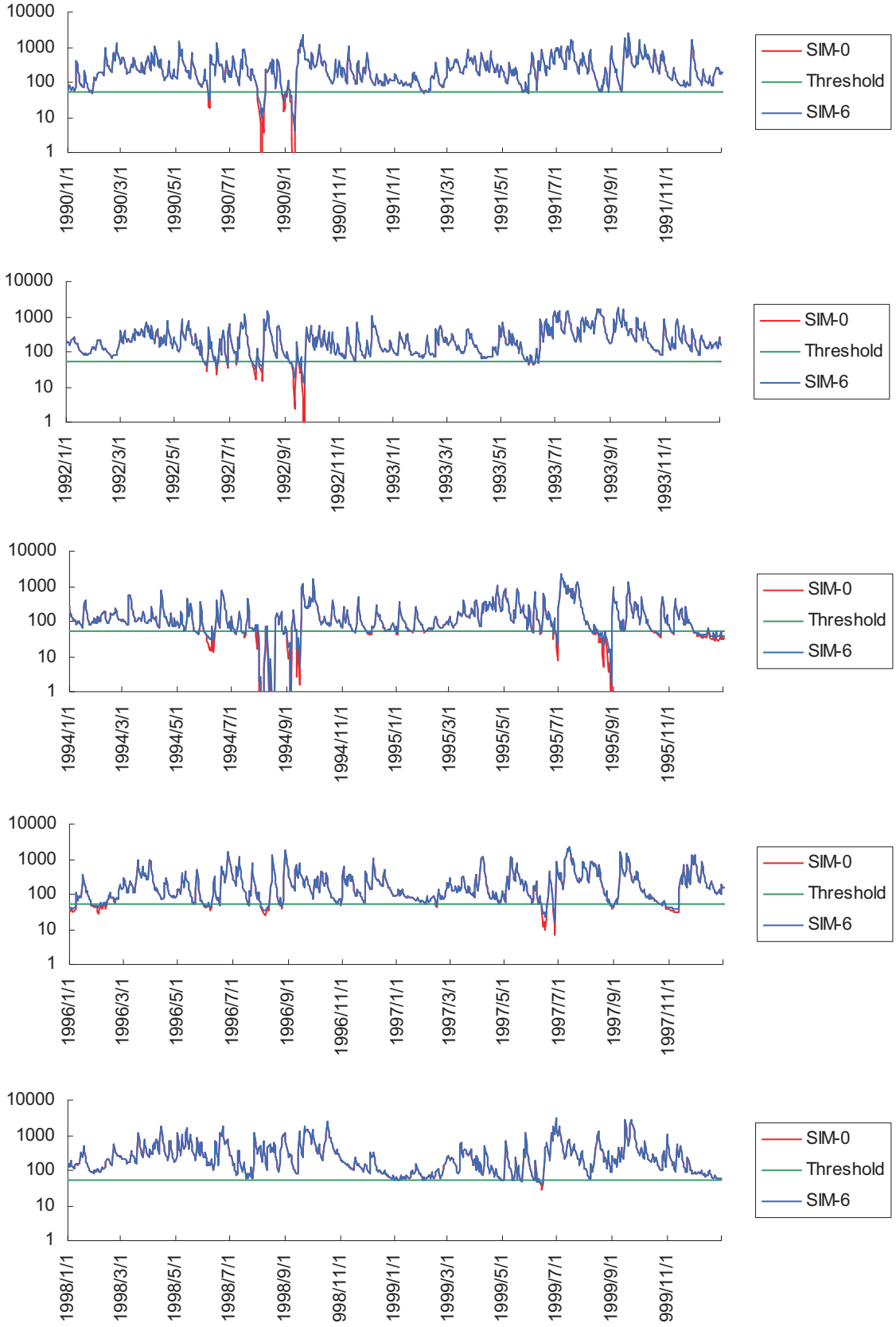


Fig. 17 Influence of additional water supply for drought mitigation at Magai.
(1990 - 1999)

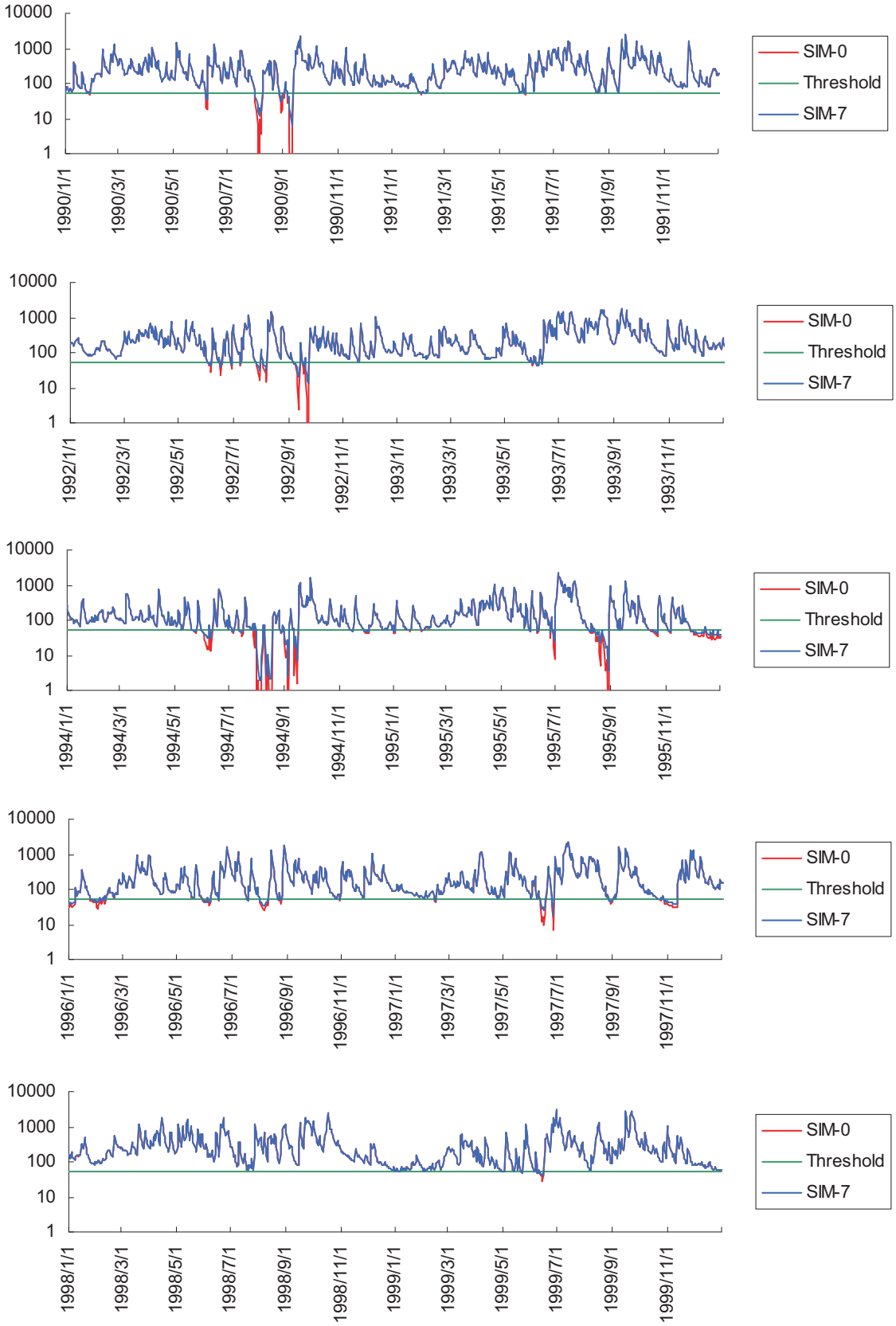


Fig. 18 Influence of additional water supply for drought mitigation at Magai.
(1990 - 1999)

まずSIM-0（渇水補填なし）とSIM-1に違いが全く見られなかったことから，渇水時に味噌川ダムからの補給水量を0.5m^3/s増やしても，犬山地点や馬飼地点の流況は全く変化しないという結果が得られた．これは，味噌川ダムから従来の放流量に追加された0.5m^3/s分の増加流量が，犬山地点に到達する前に，上流側で同時期に水不足が生じている他の取水地点で取水されてしまった可能性が考えられる．この問題を改善するには，個々の取水地点において，取水制限を基準地点の流量だけでなく，特定のダムから補給された水量についても常時監視しながら取水をさせるようにモデルの構造を変更させる必要があり，改善はかなり難しいと考えられる．SIM-2は木曽川水系連絡導水路によって犬山上流地点に徳山ダムから導水が実施された場合のシミュレーション結果であり，犬山地点および馬飼地点ともに流況が改善され，犬山地点の渇水日数（100m^3/s以下）が31日，馬飼地点の異常渇水日数（40m^3/s以下）が40日，渇水日数（50m^3/s以下）が23日減少するという結果が得られた．SIM-3は，長良川河口堰から馬飼取水地点の上流側に導水されることから，犬山地点の流況には影響がでないと思われたが，若干流況が悪化した．これは，長良川河口堰からの導水によって馬飼地点の流況が改善されたことにより，木曽川上流のダム群からの利水補給や不特定容量からの放流が抑制された可能性が考えられる．したがって，長良川河口堰から導水が実施された場合には，馬飼地点の基準流量は導水する前の流量に設定しないと犬山地点の流況がさらに悪化する可能性が示唆される．馬飼地点では異常渇水日数（40m^3/s以下）が11日，渇水日数（50m^3/s以下）も11日減少するという結果が得られたが，2.0m^3/sのみの導水なので，SIM-2の徳山ダムからの利水補給を実施した場合よりも流況の改善効果は小さくなった．SIM-4では徳山ダムと河口堰からの導水を実施する場合のシミュレーション結果を示している．犬山地点では，SIM-3で考察したように長良川河口堰からの導水によって流況が少し悪くなる影響がでるため，徳山ダムからの導水が実施されても，徳山ダムからの単独補給の場合（SIM-2）よりも流況が悪くなったが，馬飼地点では，長良川河口堰と徳山ダムの両方からの利水補給により，異常渇水日数（40m^3/s以下）が48日，渇水日数（50m^3/s以下）が29日減少し，本研究で実施したシミュレーションの中では最大の流況改善効果が得られた．SIM-5では，さらに味噌川ダムからの利水補給も加えたシミュレーションを実施したが，犬山地点および馬飼地点ともに明確な流況の改善効果は見られなかった．

[2]利水補給の効果（1990～1999年）

Fig.16は，1990年代に徳山ダムから木曽川水系連絡導水路を通して木曽川（犬山地点の上流側）に導水が可能であると仮定した場合に，犬山地点の流況がどの程度改善されるかをシミュレーションしてみたSIM-6の結果を示している．1990年から1999年の10年間に犬山地点の計算流量が100m^3/sを下回った日数は536日であったが，徳山ダムから導水があれば497日まで渇水日数が減少する結果が得られた．しかし，これにSIM-7で長良川河口堰からの導水を加えても犬山地点の流況は全く変化しなかった．

Fig.17は，馬飼地点における木曽川水系連絡導水路による導水の効果をシミュレーションした結果を示している．馬飼地点では，50m^3/sを下回る渇水期間が287日から257日に短縮され，導水路による渇水被害の軽減効果が認められた．さらに，長良川河口堰から導水を加えると，1994年(平成6年)規模の異常渇水時に置いても馬飼地点での瀬切れを回避できる効果があることもわかった(Fig.18)．実際に，馬飼地点における1990年から1999年までの異常渇水期間(40m^3/s以下)は192日であり，渇水補填を考慮しないモデルでは178日であった異常渇水期間が，徳山ダムと長良川河口堰からの導水があった場合には106日まで短くなるという結果が得られた．これらの結果は，まだ定量的な評価としては問題があるが，定性的には，渇水時における水源の多系統化による渇水リスクの軽減効果を評価できたことを意味している．

9. おわりに

本研究では，これまでの先行研究で構築した木曽川水系統合流出解析モデルをさらに高度化し，下流域で取水される農業用水の影響も考慮した上で流域全体の河川取水量をモデル化し，各河川の現在気候条件下における流況再現性の向上と異常渇水時における木曽川水系連絡導水路等を用いた渇水時補填シミュレーションを試みた．具体的には，ダムのモデル化，取水量のモデル化および渇水時補填のモデル化に取り組み，過去の渇水事例を対象に，木曽川下流域における流況の再現性検証と渇水時における利水補填シミュレーションを実施した．渇水時補填で使用する水源施設のパターンは，味噌川ダム，徳山ダム（水系連絡導水路上流施設を使用），長良川河口堰の3パターンを考慮した．その結果，味噌川ダムのみからの利水補給では犬山地点および馬飼地点の流況改善にほとんど寄与しなかったが，木曽川水系連絡導水路により徳山ダムからの利水補給が実施されると犬山地点および馬飼地点の流況は大きく改善し，渇水期間および異常渇水期間が大幅に短縮されるという結果が得られた．さらに，長良川河口堰か

らの導水を実施すれば1994年（平成6年）規模の異常渇水時でも木曽川下流域の瀬切れを回避できる可能性があることが示された．今後は，本研究で構築したモデルのさらなる精度向上と，将来温暖化時における影響予測を実施し，もし深刻な渇水被害の発生が予測される場合には，その被害を回避するために事前にどのような対策を実施するべきかといった流域総合水資源管理に資する温暖化適応策の検討を早急に実施していく必要がある．

謝　辞

本研究で解析に用いた丸山ダム，横山ダムおよび主要地点における河川流量データは，国土交通省中部地方整備局河川部，農業利水実績データについては東海農政局から提供を受けた．また，独立行政法人水資源機構東海支社から，木曽三川における4ダム（牧尾ダム，岩屋ダム，阿木川ダム，味噌川ダム，徳山ダム）のデータの提供を受けた．ここに記して謝意を表します．

参考文献

佐藤嘉展・道広有理・鈴木靖（2012）：木曽川水系統合流出解析モデルの高度化，京都大学防災研究所年報，第55号B, pp. 519-527.

Kojiri T. (2006): Hydrological River Basin Assessment Model (Hydro-BEAM), In Singh V.P. and Frevent D.K., "Watershed models", Taylor & Francis, CRC Press, Boca Raton, Florida, pp. 613–626.

Sato Y., Ma X.Y., Xu J.Q., Matsuoka M., Zheng H.X., Liu C.M. and Fukushima Y. (2008): Analysis of long-term water balance in the source area of the Yellow River basin, Hydrological Processes Vol.22, pp. 1618–1629.

（論文受理日：2013年6月1日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

SiBUC Mannual 利用編 ver1.0
—Part1: モデル入力データの作成と陸面過程解析の方法—

SiBUC Manual Analyzer's Edition ver1.0

–How to Generate Land Surface Data Sets and Simulate using SiBUC–

小槻峻司(1)・峠嘉哉(1)・萬和明(1)・相馬一義(2)・甲山治(3)・田中賢治

Shunji KOTSUKI(1), Yoshiya TOUGE(1), Kazuaki YOROZU(1),
Kazuyoshi SOUMA(2), Osamu KOZAN(3) and Kenji TANAKA

(1) 京都大学大学院 工学研究科
(2) 山梨大学大学院 医学工学総合研究部
(3) 京都大学 東南アジア研究所

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University
(2) Interdisciplinary Graduate School of Medicine and Engineering, University of Yamanashi
(3) Center for Southeast Asian Studies, Kyoto University

Synopsis

This document describes the way to generate land surface parameters and simulate using SiBUC. The document provides the information about model intercomparison projects which SiBUC participated, and about previous studies using SiBUC. The document guides users to understand the original data, the flows to process those original data, the flows to run the SiBUC, and the way to process the output from SiBUC. The document also guides the users to understand the way to visualize the generated land surface data and processed output data from SiBUC simulations.

キーワード: SiBUC, 陸面過程モデル, ユーザーマニュアル, 作画
Keywords: SiBUC, land surface model, user manual, visualization

1. 序論

近年，人口増加に伴って世界の食糧需要量は大きく増加している．灌漑農地は，多量な水を消費するデメリットを有する一方で食糧生産性に優れる．世界では総農地面積の約2割の灌漑農地から，約4割の食糧が生産されている．2050年には90億人にも達すると予測される人口を養う上では，灌漑農地における農業水需要量を把握すること，また供給量としての水資源量を把握することが重要である．水資源量を把握する観点からは，地表面に於いて降水量に対する蒸発・流出のバランスを解く必要がある．

一方で，地表面の水・熱収支は，地球上の水・熱循環にとっても重要な役割を持つ．例えば，水循環の視点から見た地表面の蒸発散は，地表に到達した降水が水蒸気となって大気へ戻る過程であり，表層土壌を乾燥させて土壌層の浸透能を回復させ，降雨流出の形態を変化させる．熱循環の視点から見た蒸発散は，地表面で得た気化熱を大気へ輸送する過程であり，地表面が太陽から得た熱エネルギーを再分配させる働きがある．

その様な背景の元，陸面過程モデル(Land surface

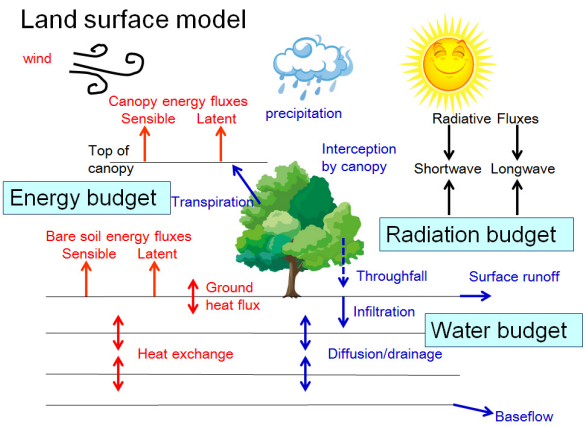


Fig 1. Schematic image of land surface process. Energy, radiation, and water budgets are calculated in the process.

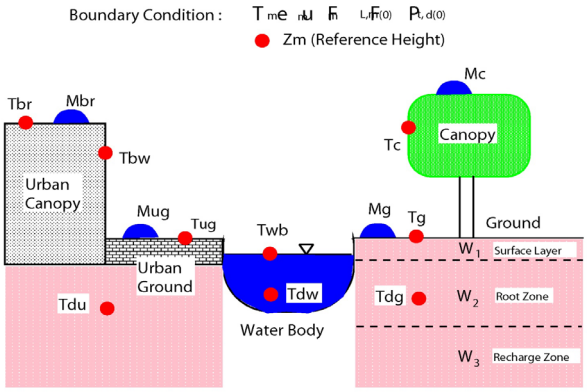


Fig 2. Schematic image of the SiBUC, which uses mosaic scheme. Each grid is divided into three land cover categories (water body, green area, and urban area).

model: LSM)は，陸域水循環モデルや大気水循環モデルの地表面境界を解くモデルとして開発されてきた．陸面過程モデルは，非常におおざっぱな言い方をすれば，大気側からの気象強制力を条件に，地表面の放射収支･水収支･熱収支を解くモデルである（Fig.1）．気象強制力には，降水・気温・短波放射・長波放射・比湿・大気圧・風速が用いられる（モデルによっては，地表面アルベドや射出率を入力とすることもある）．

京都大学防災研究所・水資源環境センターを中心とした研究チームにより，陸面過程モデルSiBUC(Simple Biosphere model including Urban Canopy; Tanaka, 2004)が開発されてきた．SiBUCは地表面状態を緑地・都市・水体の3つのカテゴリーに分類し，各グリッドにそれらの混在を認めるモザイクスキームを採用したモデルである（Fig.2）．

1.1　本資料の目的

本資料では，SiBUCを利用する為の方法について解説する．具体的には，計算に要する地表面パラメータや気象強制力の作成方法，入力データを用いたSiBUCの解析方法，SiBUC出力の代表的な処理方法を説明する．また，入力データや出力データの作画方法についても説明する． SiBUCの詳しいモデルの説明や支配方程式の記述については，Tanaka(2004)を参照されたい．論文については，以下より取得可能である．(http://rwes.dpri.kyoto-u.ac.jp/~tanaka/sibuc/sibuc-web.pdf)

本資料の目的は，マニュアルを公開の上，読者に興味を持って頂き，SiBUCユーザーの拡大につなげることである．加えて，本資料ではSiBUCの解析出力についても説明を加えており，その出力を使うといった研究協力にも発展できればと考えている．

1.2　読者への注意とお願い

まず注意点である．これまで開発者らは，注意深くソースコードを開発してきたが，SiBUCには依然

Table 1. The MIPs (model intercomparison projects) which SiBUC have participated.

Name of the projects	Year	Target area	Processes	Related papers
Lake Biwa	1994	The Lake Biwa Basin (sites)	Paddy field	田中ら(2000)
RhoneAGG	2001	Alps (basin)	Impacts of spatial resolution of LSM	Boone et al. (2004)
GSWP2	2003	Global soil wetness (sites)	Soil moisture	萬ら(2006)
SnowMIP2	2008	Hitsujigaoka, Hyytiala, Alptal, Bearms, Fraser (sites)	Snow melt and assimilation	Rutter et al. (2009)
ADMIP	2010-	West China and Mongolia (sites)	Asian dryland	萬ら(2011)
ALMIP2	2012-	The Niger River Basin (sites and basin)	African Monsoon (Arid and semi-arid)	To be published

Table 2. Previous studies using SiBUC and their coupled models, discussed phenomenon or processes, and references.

Applied Area	Coupled Model			Discussed phenomena or processes							Reference
	Atm	Riv	Crp	DA	HI	Frc	SM	ET	Rof	IRR	CC	
Tokyo, JP	○				○							Souma et al. (2013)
	○				○		○					相馬ら (2013)
	○				○		○					藤井ら(2011)
Niigata, JP			○				○	○				萬ら(2010)
Lake Biwa, JP	○							○				相馬ら(2004)
						○	○	○	○	○		田中ら(2001a)
						○		○				Tanaka et al. (2003)
						○		○	○	○		Tanaka et al. (2001)
Central Japan					○	○	○	○				相馬ら(2006)
Entire Japan	○				○	○	○	○				Souma et al. (2008)
		○	○			○			○	○		小槻ら(2013b, c)
		○	○			○			○	○	○	Kotsuki et al. (2013b)
Southeast Asia		○							○	○		小槻ら(2011)
						○	○	○	○			Kotsuki et al. (2013c)
						○		○	○			Kotsuki et al. (2013a)
Asian Dryland				○			○	○				萬ら(2011)
Huaihe River (China)							○		○	○		甲山ら(2004)
	○					○						田中ら(1998)
				○			○					田中ら(2001b)
Turkey						○		○	○	○	○	Tanaka et al. (2006)
Aral Sea						○	○	○	○	○		峠ら (2011, 2012, 2013)
Nile River		○				○		○	○			浅野（2013）
		○				○		○	○	○	○	安倍ら(2012)
Niger Riv.		○				○	○	○	○			To be published
Tibetan Plateau / Siberia							○	○				渡辺ら(2003)
Global						○	○	○		○		萬ら(2006, 2009)
		○				○			○	○		小槻ら（2012）
						○		○		○		小槻ら（2013a, d）

Atm: Atmospheric models, Riv: River routing models, Crp: Crop growth models
DA: Data assimilation, HI: Heat islands and heavy rainfall, Frc: Meteorological forcing for LSM, SM: Soil moisture, ET: Evapotranspiration, Rof: Runoff (river discharge, water resources), IRR: Irrigation, CC: Climate change

としてバグがある可能性がある．また，開発者らはSiBUCの性能向上に努力してきたが，まだSiBUCの計算結果は現実と大きく異なるかもしれない．これらがもたらす読者の不利益に対し，開発者は一切の責任を負わない．あくまでも利用者の責任でSiBUCを利用して戴きたい．

次にお願いである．この資料については，開発者らの手により作成された．可能な限り分かり易く記述したつもりであるが，SiBUCを初めて扱う読者には難解な記述もあるかもしれない．その場合は，難解であった場所を，開発者らに伝えて欲しい．加えて，SiBUCは改良・拡張の余地を無限に残している．もし，あなたがSiBUCの改良・拡張に成功し，その成果をSiBUCのユーザーに還元する事を望むならば，是非開発者らに連絡して頂きたい．双方の権利についてよく相談した後，その成果をSiBUCの改良版に反映すべく，出来る限りの努力をする．

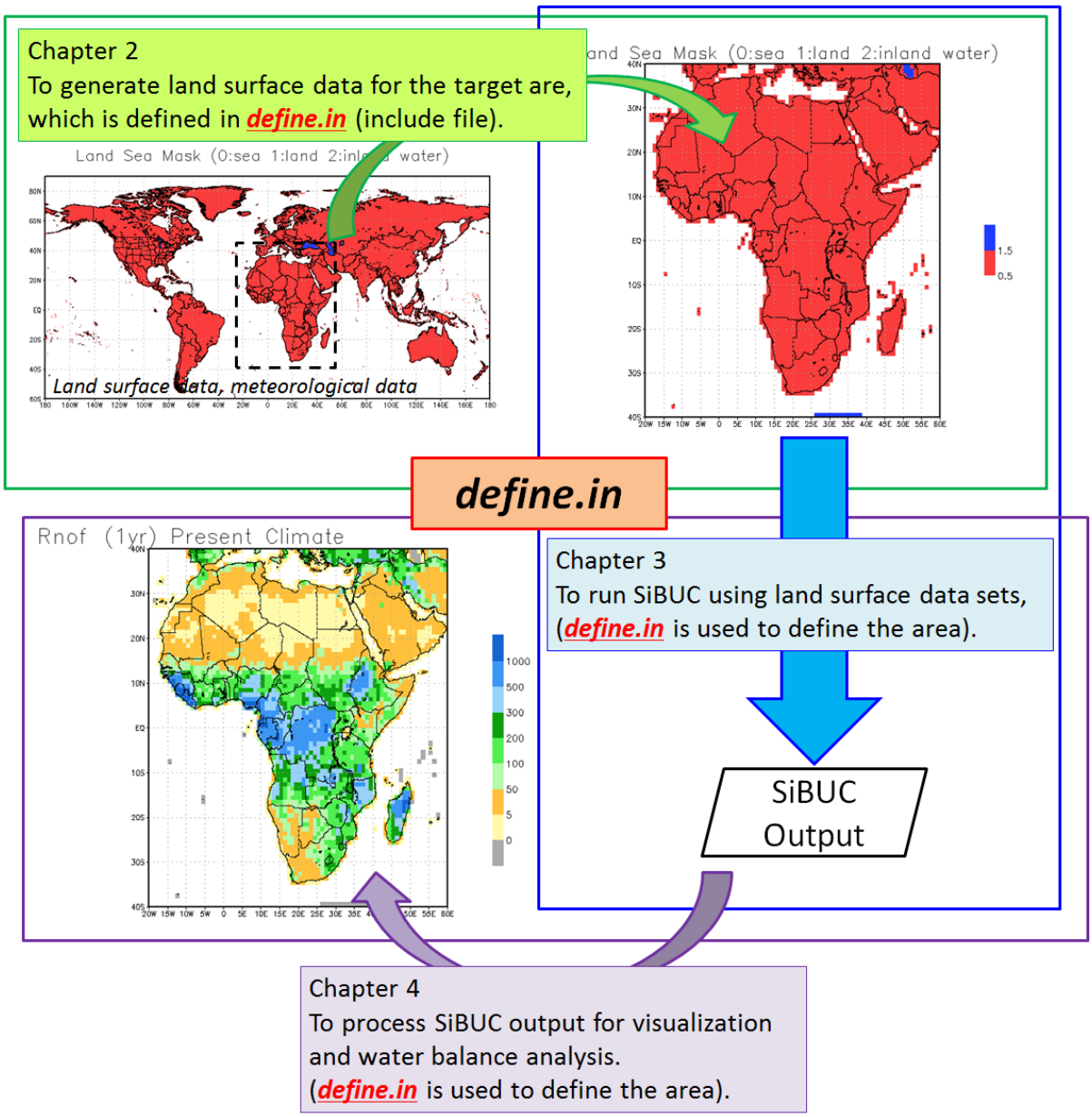


Fig. 3. The structure of this document. Chapter 2 describes the way to generate land surface data sets. Chapter 3 describes the way to run the SiBUC. Chapter 4 describes the way to process output data from SiBUC.

1.3 関連する研究と文献

SiBUCについての引用は，以下の様にして欲しい．

Tanaka K. 2004. Development of the New Land Surface Scheme SiBUC Commonly Applicable to Basin Water Management and Numerical Weather Prediction Model. Doctoral Dissertation, Graduate School of Engineering, Kyoto University: Kyoto; 289.

なお，本資料で解説するSiBUCの計算を実行するには，多数の入力データが必要である．データを利用して研究を行った際は，データの提供者・開発者への謝意も含めて一つ一つ丁寧に引用して欲しい．本資料中でも，引用すべき文献について明記する．

開発者らはこれまで，複数の陸面過程モデル相互比較プロジェクト(MIPs: model intercomparison projects)に参加し，動作確認や改良・拡張を行ってきた．入力・検証データの揃ったMIPs適用地域で一定の動作確認を経ている．これまでに参加したMIPsについては，Table 1にまとめた．

加えて，SiBUCはこれまで，アラル海流域・日本・ナイル川等の流域を対象とした研究から全球を対象とした研究まで，様々な応用研究が計られてきた．それら既往研究の概要と文献については，Table 2にまとめた．

1.4 必要な計算機環境と知識

SiBUCの解説，及び，入力データの作成は，シェ

Table 3. The overall structure of directories to use SiBUC on a certain $(path)/ directory. The structure in this table assumes to use SiBUC on the entire African Continent at spatial resolution of 1.0 degree. The users can change names of directories with blue color depending on the resolution, the target area, the version, and their preferences.

Directories on $(path)/		Purpose	Chapter
Data/	data/	To connect link to global data sets	2
	Africa_1deg	To generate land surface and meteorological data sets	2
SiBUC_Africa1deg_v1.01/	input/	Input parameters (no need to change, basically)	-
	lib/	Library programs codes of land surface processes	3
	restart/	Initial files for restarting simulation	-
	src/	Source programs of SiBUC	3
	output/	Output files of SiBUC	4

ルスクリプトとFortranソースコードより構成されている．そのため，SiBUCを利用する際には，以下の2つの条件が必要である．

[1] シェルスクリプト，及び，“make”コマンドを使える環境である事．UNIX, LiNUX, MacOSが稼働する計算機環境を想定している．ただし，WINDOWS環境下での解析実績もあるため，WINDOW環境下での使用を望む利用者は，開発者らへ相談して頂きたい．

[2] Fortranコンパイラが使用可能であること．これまで，Intelのコンパイラ環境下で開発・解析されてきたため，Intelコンパイラ環境が理想的である．また，フリーソフトウェアであるgfortran環境下でも解析可能な様に，動作環境を確認中である．

加えて，以下の環境・知識を有していることが望ましい．なお，これらの知識が無くとも解析を実行させることは可能であるため，実際に処理を行いつつ知識・技術を習得していく事も可能である．

[1] SiBUC出力，及び，入力データを確認する為，フリーソフトウェアGrads (Grid Analysis and Display System)のスクリプトを準備した．本資料中の地図ファイルは，全てGradsにより作成されている．ただし，Gradsによる作画はSiBUCを解析する上で必ず必要な訳ではない．

[2] 基本的に，入出力ファイルはバイナリで記述される．アスキーファイルではなく，バイナリファイルを用いる理由は，多量なデータを扱う為，データ容量を抑えるためである．

1.5 本資料の構成

本資料の構成はFig.3に示す通りである．入力データの作成・SiBUCのソースコード・outputの処理プログラムは，同じ領域定義ファイル(“define.in”)を読み込むことで，基本的にソースコードに手を入れる事無く解析可能である．つまり，領域定義ファイルを最初に決定することで，容易にSiBUCの解析・output処理まで行うことが出来る．実際の作業で必要になるのは，最小限のインクルードファイルの修正（主に，“define.in”へのpath修正）とスクリプトの実行のみである．また，元データには全球データを利用するため，世界のどの地域に於いても解析を実行することが出来る．これにより，データ処理の時間を除けば，実際の作業時間にして30分以内に，いずれの領域に於いてもSiBUCを用いて解析することが可能になった．勿論，ここで示す方法は基本的な解析方法である．モデルの修正や入力データを作成する際には，ソースコードの修正が必要になる．

第2章では，領域を決定した後に(“define.in”)，全球の地表面・気象強制力データから領域のデータを切り出すプロセスを説明する．

第3章では，切り出した陸面データを使用して，SiBUCによる解析を実行するプロセスを説明する．

第4章では，解析で出力されたoutputファイルの処理方法について説明する．

それぞれのプロセスではGradsを用いた作画方法についても説明する．Gradsでバイナリファイルを読み込むために必要なコントロールファイルについては，実行するソースコード中で自動作成されるため，ユーザーが自ら作成する必要はない．スクリプトファイルについても基本的に準備してあるが，領域や作画範囲については対象毎に異なるため，それらを定義するスクリプトを修正する必要がある（2.5節に詳しく述べる）．

1.6 全体のディレクトリ構造

本資料で解説するディレクトリの全体構造は，Table 3に示す通りである．以降，本資料では具体的に，新たにアフリカ全領域を対象にSiBUCを実行する事を想定して解説を進める．なお，本資料では以後で説明するプログラム群のうち，入力データの作成アルゴリズムをv1.1として，SiBUCの実行及びoutput処理のプログラム群をv1.01と想定して解説を

Table 4. The structure of directories to generate land surface data sets for SiBUC.

Directories on $(path)/Data/		Operations	Process
data/		To generate link for global data sets	2.1
Africa_1deg/	include/	To define the target region with editing "define.in"	2.2
	lib/	To compile library with "make all"	2.3
	src/	To generate the data sets with "make all" and "paraset.sh"	2.4
	out_basic/	Output directory	
	FIGrads	To visualize output file on out_basic using Grads	2.5
	forcing	To generate forcing data with "script_forcing.csh" after editing "define_force.in"	2.6

進める．開発者らによるSiBUCの開発はまだ途上であり，今後もソースコードの改良・修正が予想される．大幅な改定があった場合は，極力その都度マニュアルを改訂していく予定である．

1.7　データ・プログラムの提供について

本資料を執筆している現在，SiBUCはオープンソースとはなっていない．しかし，SiBUCを用いた計算に興味がある場合は，まずは開発者らに連絡して頂きたい．使用目的に応じた適切な提供方法を個別に相談したいと考えている．

SiBUCの前処理で作成される地表面物理パラメータ・気象強制力データや，SiBUCのoutputファイルの提供を望む場合も著者らに連絡して頂きたい．これまでも，そういった形での研究協力は行ってきており，基本的に問題なくデータ提供できると考える．

以上，第1章が長くなったが，第2章以降では具体的な作業内容について説明する．

2.　地表面データの作成

第2章では，領域定義ファイル("define.in")を読み込むプログラム群による，地表面データの作成方法を説明する．第2章で説明するデータセットは，Table 4に示されるディレクトリ上のコマンド実行スクリプトにより作成される．以後，手順に従って実行方法を説明する．なお，本章のコピーデータ元には，京都大学防災研究所・水資源センターのデータサーバー・nas027(通称lake)上での作業を想定して書かれている事に留意願いたい．

2.1　ディレクトリの作成とリンク作成

SiBUCを用いたいディレクトリ上にDataディレクトリを作成し，最新の地表面データ自動作成ディレクトリをコピーする．具体的には，$(path/)上に於いて，**[Process 2.1]**のコマンドを実行する(Table 5)．青字のディレクトリ名は，ユーザーが自由に設定できるが，領域・解像度情報を記載する事が望ましい．$(Dat_dir)/は入力データ作成のプログラム群を更新しているディレクトリである．*DATE*はアーカイブされた日時であり，最新の日時を選択すると良い．

Table 5. **[Process 2.1]** on $(path)/

```
$ mkdir Data
$ cd Data
$ ln –fs $(Dat_dir)/data/ ./data/
$ cp –r $(Dat_dir)/XXMIN_LSPv1.1_DATE/
        ./Africa_1deg
```

2.2　領域定義ファイルの修正

領域は，$(path)/Data/Africa_1deg/include/に格納されている，"define.in"で定義する．Emacs等のエディタで，"define.in"を対象に応じて修正する．**[Process 2.2]**中の赤字について，以下の順に修正する(Table 6).

[1] 対象領域によって，領域を定義する．

[2] モデルの解像度を決定する．解像度(resl)を決定すれば，モデルの格子数(mx,my)は計算により算出できる．例えば，経度方向であれば，mxとreslの積が(xmax-xmin)に一致するようにmxを決定すれば良い．特に解像度について制約はないが，高解像度になるほど，SiBUCの解析時間が膨大になる．著者の考えとしては，モデルの総格子数は10000以下になるのが望ましい．これまでの研究では，全球スケールでは0.25～1.0°，大陸河川スケールでは0.05～0.2°程度でモデル計算が実行されてきた．

[3] ファイル名と解像度を定義する．以下の陸面パラメータの作成ファイルやSiBUCのoutputファイルには，ここで定義したファイル名が用いられる．なお，cname, creslの文字数も修正することに留意されたい．

2.3　ライブラリのコンパイル

地表面パラメータ作成に用いるライブラリをコンパイルするため，$(path)/Data/Africa_1deg/lib/上で**[Process 2.3]**のコマンドを実行する(Table 7).

Table 6. **[Process 2.2]** To edit $(path)/Data/Africa_1deg/include/define.in

```
!================================================
      character cname*6,cresl*4
      parameter ( cname = 'Africa'     ) ! need to change (depending on target region)
      parameter ( cresl = '1deg'     ) ! need to change (depending on resolution)
!================================================
      integer nx,ny,mx,my
      parameter ( nx = 43200 )
      parameter ( ny = 21600 )
      parameter ( mx =      80 ) ! need to change (depending on project area & resolution)
      parameter ( my =      80 ) ! need to change (depending on project area & resolution)
!================================================
      real xmin,xmax,ymin,ymax,resl
      parameter ( xmin =   -20. ) ! need to change (depending on project area)
      parameter ( xmax =    60. ) ! need to change (depending on project area)
      parameter ( ymin =   -40. ) ! need to change (depending on project area)
      parameter ( ymax =    40. ) ! need to change (depending on project area)
      parameter ( resl =     1. ) ! need to change (depending on resolution)
!================================================
```

③ To define the names

② To define the Resolution

① To define the target region

Table 7 **[Process 2.3]**
on $(path)/ Data/Africa_1deg/lib/

```
$ make clean
$ make all
```

2.4 地表面物理データの作成

地表面パラメータ作成スクリプトを実行するため，$(path)/Data/Africa_1deg/src/上で**[Process 2.4]**のコマンドを実行する(Table 8)．領域とマシン環境にもよるが，このプロセスには半日程度の計算時間を要する．

Table 8 **[Process 2.4]**
on $(path)/ Data/Africa_1deg/src/

```
$ make clean
$ make all
$ ./paraset.sh > log.paraset &
$tail –f log.paraset
```

2.5 Gradsを用いた地表面パラメータの作画

$(path)/Data/Africa_1deg/FIGrads/上で，Gradsスクリプトを実行することで，作成したデータを作画する．全ての作画スクリプトは，“p_target.gs”, “p_project.gs”, “p_header.gs”をその内部で実行させる．“p_target.gs”は作画領域を定義する．“p_project.gs”は作画スタイルを定義する(shadedかgrfill，mapの高解像度化等)．“p_header.gs”は，Grads上での作画範囲を定義する．

それらの微調整をした後，**[Process 2.5]**のコマンドを実行することで，作成した地表面パラメータのGIFファイルを作成できる(Table 9).

Table 9 **[Process 2.5]** on $(path)/
Data/Africa_1deg/FIGrads/

```
$ grads
$ yes
ga> drawall.gs
```

2.6 気象強制力データの作成

$(path)/Data/Africa_1deg/forcing/上のスクリプト，“script_forcing.csh”を実行し，**[Precess 2.6-1]**により気象強制力データを作成する(Table 10).

Table 10 **[Process 2.6-1]**
on $(path)/ Data/Africa_1deg/forcing/

```
$ ./script_forcing.csh > log.forcing &
$ tail –f log.foricing
```

このスクリプトにより実行されるプログラムは，$(path)/Data/Africa_1deg/forcing/define_force.inをインクルードファイルとして読み取り，実行する．**[Precess 2.6-2]**にはこのインクルードファイルの内容を記載しているが，重要な点は解析期間を決定することと，利用する降水量データを選択することである(Table 11)．勿論，複数の降水量データを作成してSiBUCにより解析することも出来る．

“script_forcing.csh”を実行する前に，**[Precess 2.4]**

Table 11 **[Process 2.6-2]** To edit $(path)/ Data/Africa_1deg/forcing/define_force.in

```
!=================================================
        integer isy,iey
        parameter ( isy=1979,iey=1999 )
!=================================================
! Precipitation Data ( 0:do not make, 1:make, (*) template )
! available from "1960" to "2006"
        real opt_prec,opt_prec1,opt_prec2,opt_prec3,opt_prec4
        parameter ( opt_prec1 = 1 ) ! (*) GPCCv6
        parameter ( opt_prec2 = 1 ) ! (*) GPCCv6 & APHRODITEv1101
        parameter ( opt_prec3 = 1 ) ! (*) GSMAP_MWR
        parameter ( opt_prec4 = 1 ) ! (*) GPCP_v1.2
!=================================================
```

の“paraset.sh”が完了されてなければならないことに留意されたい．気温や大気圧など，標高依存する気象強制力を内挿する際には，“paraset.sh”により作成される標高データを要する為である．

2.7　本章で用いたデータ

本章では，全球の陸面データから作成した対象領域の陸面パラメータを作成する手順を説明した．重要なのは，“$(path)/Data/Africa_1deg/src/paraset.sh”で実行される，4つのプログラムである．それぞれのプログラムの実行内容と解析順序はTable 12に示される．また，本章で使用された地表面データについてはTable 13にまとめた．入力データの作成アルゴリズムv1.1では，Table 13にまとめたデータを用いているが，今後も世界で発信される地表面データの情報をキャッチアップしつつ，更新・改良を行っていく予定である．本資料の作成時に於いても，全球湖沼・湿地地図(Global lake and Wetland Datasets: GLWD; Lehner and Doll, 2004)のデータを入力データとして取り組むべく，作業を行っている．

本章に用いた気象強制力データについて，降水量データについてはTabal 14に，Hirabayashi et al . (2008)より用いたデータについてはTabal 15に，JRA25より用いたデータについてはTabal 16にまとめた．降水量データのうち，APHRODITEについては，データの得られないユーラシア大陸域以外ではGPCCの降水量を用いて降水量データを作成している．

2.8　本章で作成したデータ

本章で作成されたデータのうち，第3章で述べるSiBUCの解析に於いて用いられるデータについて説明を加える．

(1) 地表面パラメータ

作成された地表面パラメータのうち，Table 17に示されるデータがSiBUCの解析に用いられる．現在のSiBUCv1.01はTable 18に示されるように19種類の土地被覆を扱っている．その中で，灌漑農地は

Table 12. The purpose of programs processed in “./paraset.sh”

$(path)/Data/Africa_1deg/src	Purpose	Order
landmask.f	To generate land masking data (whole lands) using GLCC v2	1
classfmake.f	To generate class fraction (land use) data using GLCC v2 and MIRCA 2000	2
soilmake.f	To generate soil physical and agricultural parameters using satellite NDVI , GTOPO30 and ECOCLIMAP	3
addmake.f	To generate country masking data according to FAO’s definition	4

Table 13. The global land surface data sets processed in “./paraset.sh”

Name	Data	Spatial Resolution	Provided by
GLCC v2	Global land cover	30sec ≒ 1km	U. S. Geological Survey
GTOPO30	Global elevation	30sec ≒ 1km	U. S. Geological Survey
MIRCA2000	Global irrigation and crop map	5min ≒ 10km	Portmann et al. (2010)
NDVI	10 day composite NDVI	1km	Spot-Vegetation
ECOCLIMAP	Global soil and vegetation parameters	30sec ≒ 1km	Meteo-France

Table 14. The precipitation data sets processed in "./script_forcing.csh"

Name	Period	Area	Time resl.	Spatial resl.	Produced by	Reference
GPCC_v6	1901-	Global	monthly	0.5 deg.	Observation	Rudolf et al. (2010)
GPCP_1DD_v1.2	1997-	Global	daily	1.0 deg.	Obs. and satellite	Huffman et al. (2013)
APHRODITE v1101	1951-	Eurasia	daily	0.25 deg.	Observation	Yatagai et al. (2012)
GSMaP_MWR_v4.8.4	1998-	Global	hourly	0.25 deg.	Satelite	Ushio et al. (2009)

Table 15. The meteorological data sets provided by Hirabayashi et al. (2008) processed in "./script_forcing.csh"

Meteorological forcing	Unit	Time resl.	Area	Spatial resl.	Period
Short wave radiation	W/m^2	daily	Global	0.5 deg.	1951-
Long wave radiation	W/m^2	3 hourly			
Specific humidity	kg/kg	daily			
Surface temperature	K	3 hourly			

Table 16. The meteorological data sets provided by JRA25 (Onogi et al., 2007) processed in "./script_forcing.csh"

Meteorological forcing	Unit	Time resl.	Area	Spatial resl.	Period
Atmospheric pressure	Pa	6 hourly	Global	1.25 deg.	1979-
Wind speed	m/s				
Specific humidity	kg/kg				
Surface temperature	K				

Table 17. The generated data sets which are used in simulation in SiBUC. "**" is determined by cname and cresl which are defined in "define.in".

$(path)/Data/Africa_1deg/out_basic/	Data	Dimension
AREA_**.bin	Area of each grid (km^2)	mx･my
ClassFrac_**_MIRCA-GLCC.bin	Class fraction data for 19 land cover type	mx･my･19
cropstage_**.bin	Crop stage data for irrigated cropland	mx･my･36
Mask_**.bin	Land masking data	mx･my
Nc_**.bin	Vegetation fraction	mx･my･15*36
Soil_**.bin	Soil physical parameters	mx･my･11
SPOTLAI_**.bin	LAI (leaf area index) generated by NDVI (m^2/m^2)	mx･my･15･36
Vc_**.bin	Greeness fraction	mx･my･15･36

MIRCA2000のデータを用いて7作物に分類されて扱われている．一方，LAI("SPOTLAI_**.bin")や，vegetation fraction ("Nc_**.bin")，greeness fraction ("Vc_**.bin")の植生パラメータは，作物種を問わず灌漑農地として一種類作成されるのみである．植生パラメータは，ECOCLIMAPを用いて1kmデータから作成するものの，現在1km解像度で作物分類情報を提供するデータが存在しない．そのため，SiBUCの解析では，全ての灌漑作物に同じ植生パラメータが与えられている．なお，**は"define.in"で定義した，領域名(cname)と解像度(cresl)で決定される．

SiBUCで用いられる土壌物理パラメータはTable 19に示される．標高・勾配のデータはGTOPO30より，それ以外のデータについてはECOCLIMAPから作成されている．

灌漑農地の農事暦データ("cropstage_**.bin")は，衛星NDVIを用いた時系列解析により作成される．詳しい作成方法については，小槻ら(2012)に詳しく述べられている．

作成された地表面パラメータの作画ファイルの例をFig.4に示す．Fig.4a-1，4a-2はそれぞれ，grasslandと総灌漑農地被覆率の全球分布を示している．Fig.4b-1，4b-2はそれぞれ，土壌深さと間隙率の全球分布を示している．Fig.4c-1，4c-2はそれぞれ，1月1日と7月1日における灌漑農地の作物生育ステージの全球分布を示している．Fig.4では，作成されたデータを全球分布情報として紹介したが，"$(path)/Data/FIGrads/draw_all.gs"を実行した際には，"$(path)/Data/include/define.in"で定義された領域の作画ファイルが取得できる．

Table 18. The generated class fraction data used in SiBUC simulation. 19 land cover type is included, currently.

	Data
1.	Urban Canopy
2.	Water Body
3.	Broadleaf-evergreen trees
4.	Broadleaf-deciduous trees
5.	Broadleaf and needle leaf trees
6.	Needleleaf-coniferous trees
7.	Needleleaf-deciduous trees
8.	Short vegetation/c4 grassland
9.	Broadleaf shrubs with bare soil
10.	Dwarf trees and shrubs
11.	Farmland (non-irrigated)
12.	Paddy field (non-irrigation)
13.	Paddy field (irrigated)
14.	Spring Wheat (irrigated)
15,	Winter Wheat (irrigated)
16.	Corn (irrigated)
17.	Soybean (irrigated)
18.	Cotton (irrigated)
19.	Other crops (irrigated)
(20)	To be added

(2) 気象強制力データ

気象強制力は，SiBUCの解析に必要となる7要素(降水・気温・短波放射・長波放射・比湿・大気圧・風速)が作成される．その中でも，陸面過程解析に大きな影響を与える降水データについて説明を加える．

降水データは，Table 14に示されたように，GPCC_v6, GPCP_1DD_v1.2, GSMaP_MWR_v4.8.4, APHRODITE v1101の4プロダクトが利用可能である．GPCCとAPHRODITEは地上観測降水量から空間内挿により作成されたプロダクトである．GSMaPは，衛星観測情報から作成されたプロダクトである．GPCPは衛星観測降水量を地上観測降水量で補正したプロダクトである．各降水プロダクトの年平均降水量の全球分布をFig. 5に示す．最も大きな違いは，衛星観測情報を用いているGSMaPとGPCPは海上でもデータを得られる点である．陸上に於いては，大気場が収束しする，降水量の多い地域では，各降水プロダクトが同じ傾向を示している．しかし，Fig. 6に示すように各地域で見た時，各降水量プロダクトの違いが明らかになる．例えば，GPCCをAPHRODITEは共に観測降水量を基にして作成されたプロダクトであるが，東南アジア域の多い所では250mm/year以上の違いが出ている(Fig.6a-1)．各プロダクトの良し悪しを議論する事は難しいが，ユーザーとして各降水量プロダクトが不確実性を有している事を理解する必要がある．

降水量プロダクトの不確実性が流出解析に与える影響を論じたFekete et al. (2004)は，以下の様に指摘している．

－降水量がポテンシャル蒸発散量を上回る湿潤域では，降水量の差はほぼ等しく流出量の差として反映される．流出量は降水量と比較してその量自体が少ないため，相対的により顕著な差となる．

－流出プロセスが強い非線形性を持つ半乾燥域では，降水量の差は，流出する量としては湿潤域に比して小さい値として反映される．しかし，流出プロセスの非線形性により，相対的には湿潤域よりも大きい流出の差が発生する．

－水収支解析によってほとんど流出が発生しない乾燥域では，降水量の差は流出量の差としては反映されない．多少の降水量の差は，単に蒸発散量の増加・減少として吸収される．

Fekete et al. (2004)の指摘する様に，湿潤域に位置する東南アジアでは，降水量の違いは蒸発散量に於きな影響を与えず(Fig. 6b-1, 6b-2)，流出量の違いとして反映されることが分かる(Fig. 6c-1, 6c-2). そのため，降水量としての差が小さい場合でも（例えば10%程度），流出量としてはより大きな差として解析されることに注意する必要がある．この傾向は，流出率の小さな流域ほど顕著になる．

3. SiBUCによる解析手順

本章では，第2章で作成した地表面データを用いて，SiBUCにより解析する手順を説明する．なお，3.1節では京都大学防災研究所・水資源センターのデータサーバー，nas027を想定したコマンドとなる．外部環境のユーザーに対しては，第2章の全プロセス，及び**[process 3.1]**を行った後の環境が提供されると想定されるので，**[process 3.2]**以後を読み進めて頂いて問題ない．

3.1 最新のSiBUCディレクトリのコピー

最新のSiBUCバージョンを，**[Process 3.1]**のコマンドを実行する事でコピーする(Table 20)．DATEはSiBUCのディレクトリがアーカイブされた日付を．意味する．青字のディレクトリ名は，ユーザーが自由に設定できるが，領域・解像度・SiBUCのバージョン情報を記載する事が望ましい．

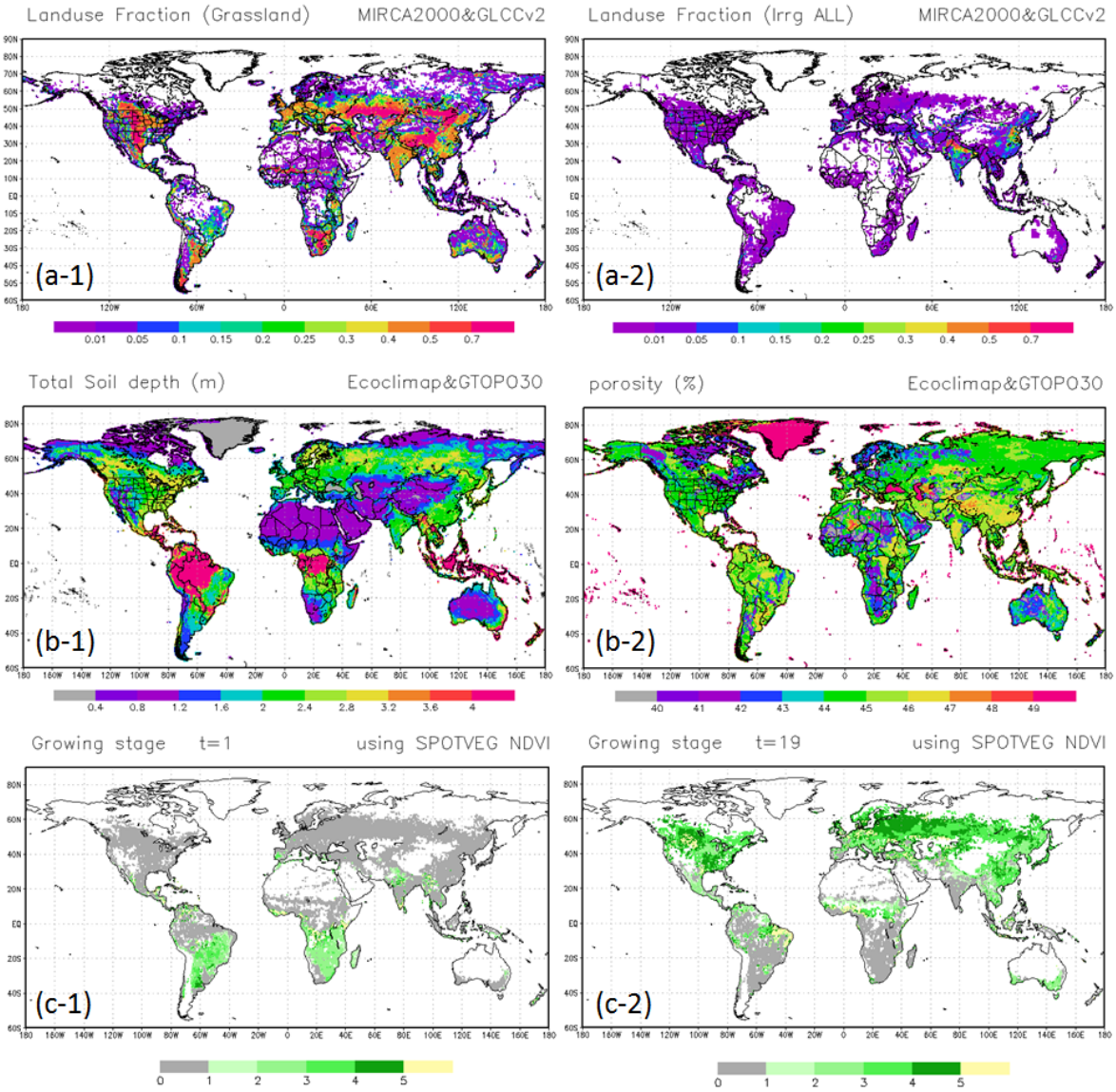


Fig.4. Several example figures generated by Grads. Figures (a-1) and (a-2) show class fraction data for grassland and all irrigated cropland, respectively. Figures (b-1) and (b-2) show total soil depth and porosity, respectively. Figures (c-1) and (c-1) show growing stages of irrigated cropland on January 1 and July 1, respectively.

Table 19. The generated soil physical data sets used in SiBUC simulation.

	Data
1.	root depth (m)
2.	soil depth (m)
3.	clay fraction of soil texture
4.	sand fraction of soil texture
5.	porosity
6.	wilting point
7.	field capacity
8.	B power of Clapp Hornberger
9.	soil type
10.	Topography (m)
11.	Slope (m/m)

Table 20. **[Process 3.1]** on $(path)/

$ cp -r $(SiBUC_dir)//XXX_SiBUCv1.01_*DATE*
./SiBUC_Africa1deg_v1.01

3.2 ライブラリのコンパイル

SiBUCのライブラリをコンパイルするため，$(path)/SiBUC_Africa1deg_v1.01/lib/上のディレクトリで **[Process 3.2]**のコマンドを実行する(Table 21).

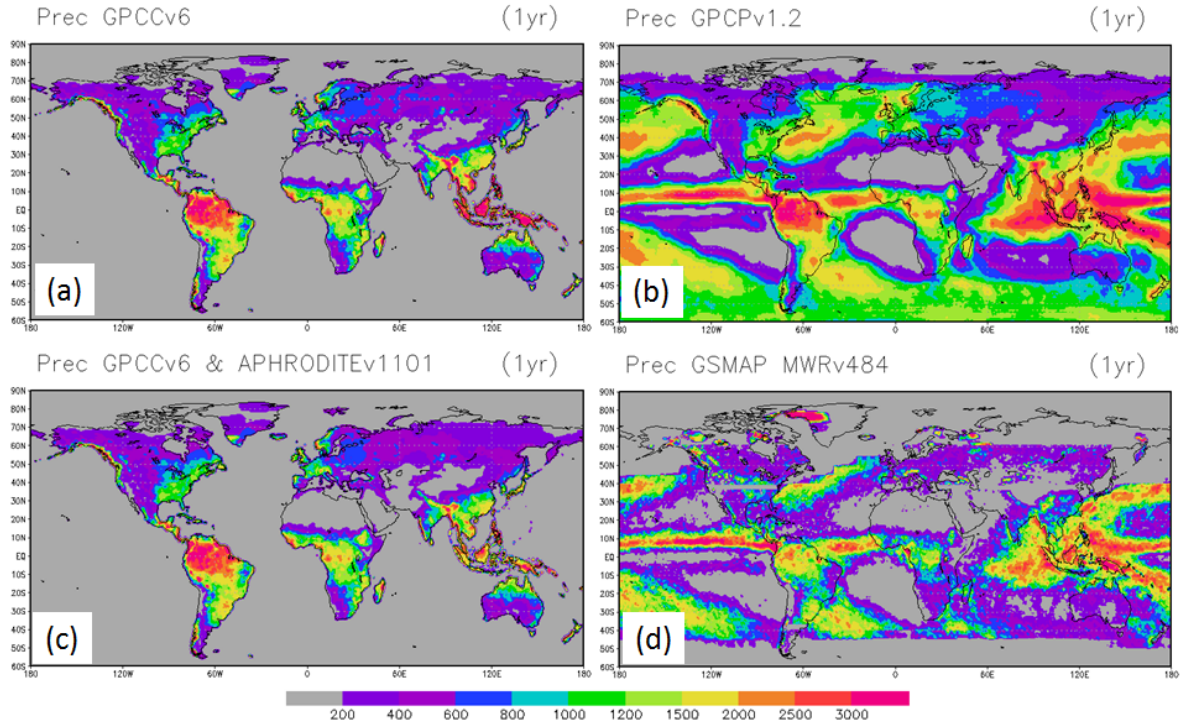


Fig.5. Mean annual precipitation of (a) GPCC, (b) GPCP, (c) APHRODITE, and (e) GSMaP from 1998 to 2004.

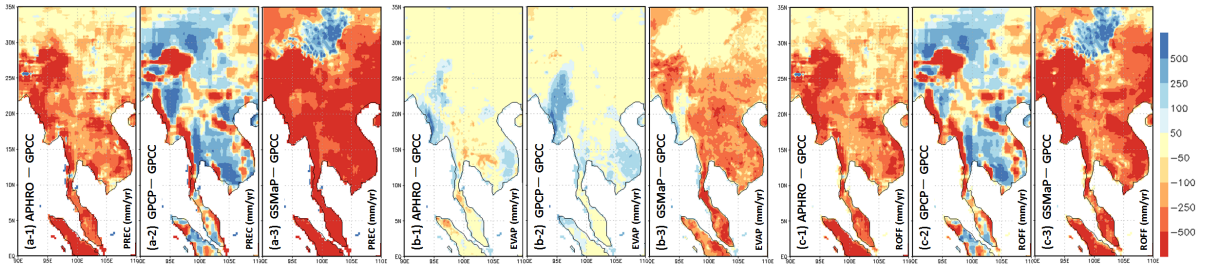


Fig 6. Difference in mean annual precipitation (a-1, a-2, a-3), simulated evapotranspiration (b-1, b-2, b-3), and simulated runoff (c-1, c-2, c-3) from 1998 to 2006. Units of every figure are mm･yr-1.The results using APHRODITE minus that of GPCC are shown in a-1, b1, and c-1. The results using GPCC minus that of GPCC are shown in a-2, b-2, and c-2. The results using GSMaP minus that of GPCC are shown in a-3, b-3, and c-3. Cold color means precipitation, evapotranspiration, and runoff using GPCC are higher than other precipitation products.

Table 21. **[Process 3.2]**
on $(path)/SiBUC_Africa1deg_v1.01/

```
$ cd ./lib/sibuc/
$ make clean
$ make all
$ cd ../ssl2/
$ make clean
$ make all
```

3.3 解析設定・オプションの設定

解析設定・オプションは，“define_input.in”, “OPTION_OUTPUT.in”, “OPTION_SIMULATE.in”の3つのファイルによって定義される．これらのファイルは，“$(path)/SiBUC_Africa1deg_v1.01/src/”にある．解析・オプション設定のうち，重要な点に説明を加える．

地表面データ作成に使用した“define.in”は，ここでも共有され使用される．“define.in”へのpathや，入力とする気象強制力は，“OPTION_SIMULATE.in”で定義される(Table 22)．開発者らの一般的な解析では，気温・長波放射・短波放射・比湿にはHirabayashi et al.(2008)データを使用し，大気圧・風速データにはJRA25を用いている．降水量データについては，どのプロダクトが良いかといった判断が難しいため，使用者の側で複数のデータを用いて実験することが好ましいと考えている．

解析の出力要素は，“OPTION_OUTPUT.in”で定義

される．しかし，SiBUCを単独で利用する限りにおいては，このファイルを修正する必要はない．このオプションファイルは，将来的に河川・貯水池・作物成長モデルとオンライン結合することを想定し，その際の膨大なアウトプットを管理するために準備している．

解析期間・スピンナップ・結合モデルのオプションは，“OPTION_SIMUKATE.in”で定義される(Table 23)．スピンナップ期間は一般的に3年以上が望ましいが，乾燥域ではそれ以上のスピンナップが必要との指摘もある．SiBUCは各年度の最終日・最終ステップでRESTART計算の為の状態量ファイルを出力する．スピンアップ期間を0とした場合は，解析初年の状態量から解析を再開することが出来る．結合モデルオプションについては，今後のオンライン結合によって選択肢が増える予定である．現在は，灌漑モデル結合の有無のみ指示できる．

3.4 SiBUC計算の実行

解析設定・オプションを修正した上で，**[Process 3.5]**のコマンドを実行してコンパイルし，計算を実行する(Table 24)．SiBUCの解析結果は，$(path)/SiBUC_Africa1deg_v1.01/output/に出力される．

Table 24. **[Process 3.5]**
on $(path)/SiBUC_Africa1deg_v1.01/src/

```
$ make clean
$ make all
$ ./sibuc.exe > log.simtest &
$ tail –f log.simtest
```

Table 22 **[Process 3.3]** To edit on $(path)/SiBUC_Africa1deg_v1.01/src/define_input.in

```
!=============================================
!--> definition of the input directory
      character dir*28
      parameter ( dir = '../../Data/TEST_Africa_1deg/')
      include '../../Data/TEST_Africa_1deg/include/define.in'
!=============================================
!--> definition of the forcing file and time step
      character fnum1*14, fnum2*11, fnum3*11, fnum4*11, fnum5*11
      character fnum6*13, fnum7*13
      integer instp1,instp2,instp3,instp4,instp5,instp6,instp7
      integer irecf(7)
      parameter ( instp1 =   1, fnum1 = 'Prec1hr_GPCCV6')   ! Precipitation
      parameter ( instp2 =   3, fnum2 = 'tair3hr_H08'    )   ! Temperature
      parameter ( instp3 = 24, fnum3 = 'ssrd1dy_H08'    )   ! Short Wave Radiation
      parameter ( instp4 =   3, fnum4 = 'slrd3hr_H08'    )   ! Long wave Radiation
      parameter ( instp5 = 24, fnum5 = 'qair1dy_H08'    )   ! specific humidity
      parameter ( instp6 =   6, fnum6 = 'wind6hr_JRA25' )   ! Wind speed
      parameter ( instp7 =   6, fnum7 = 'pssf6hr_JRA25' )   ! atmospheric pressure
!=============================================
```

Path to the “define.in”

Definition of meteorological forcing

Table 23 **[Process 3.4]** To edit on $(path)/SiBUC_Africa1deg_v1.01/src/OPTION_SIMULATE.in

```
! ===== OPTIONS SIMULATION ================================
!--> simulation perio
      integer isy,iey,nspin
      double precision dtx
      parameter ( isy      = 1979, iey = 1999 ) ! from isy to iey
      parameter ( nspin    = 3                ) ! spinup X years, and 0 for restart
      parameter ( dtx      = 3600.            ) ! calculation time step of LSP (default is 1 hour )
!--> model setup
      integer opt_irrg     ! default is 1
      parameter ( opt_irrg = 1                ) ! Irrigation 0: not included, 1:included
```

4. 計算結果の処理

本章では，第3章の解析により出力されたファイルの代表的な処理方法を説明する．

4.1 気候値解析と作画

SiBUCにより解析された，複数年の日アウトプットは，**[Process 4.1]**のコマンドを実行することで解析期間の気候値として月毎に算出される(Table 25)．気候値を算出する期間は，“monanal.f”のヘッダー部分で定義されている．

Table 25. **[Process 4.1]**
on $(path)/SiBUC_Africa1deg_v1.01/output/

```
$ ifort monanal.f -o monanal
$ ./monanal
```

算出した気候値を作画する為，Gradsのスクリプトを準備している．**[Process 4.2]**のコマンドを実行する事で，SiBUCの出力ファイルを作画できる(Table 26)．コントロールファイルについては，“monanal.f”中で自動作成されるため，ユーザー自身で準備する必要はない．

Table 26. **[Process 4.2]**
on $(path)/SiBUC_Africa1deg_v1.01/output/

```
$ cd ./clim/
$ grads
$ yes
ga> sibuc_project.gs
```

“sibuc_project.gs”がSiBUC解析気候値を作画するスクリプトとなる．なお，**[Process 2.5]**と同様に，“p_target.gs”，“p_project.gs”，“p_header.gsを作画領域に合わせて修正する必要がある．また，提供段階のデフォルトでは，“sibuc_project.gs”は年平均・積算値のみを作画するように設定されている．“sibuc_project.gs”中の，月のループを1月から12月に

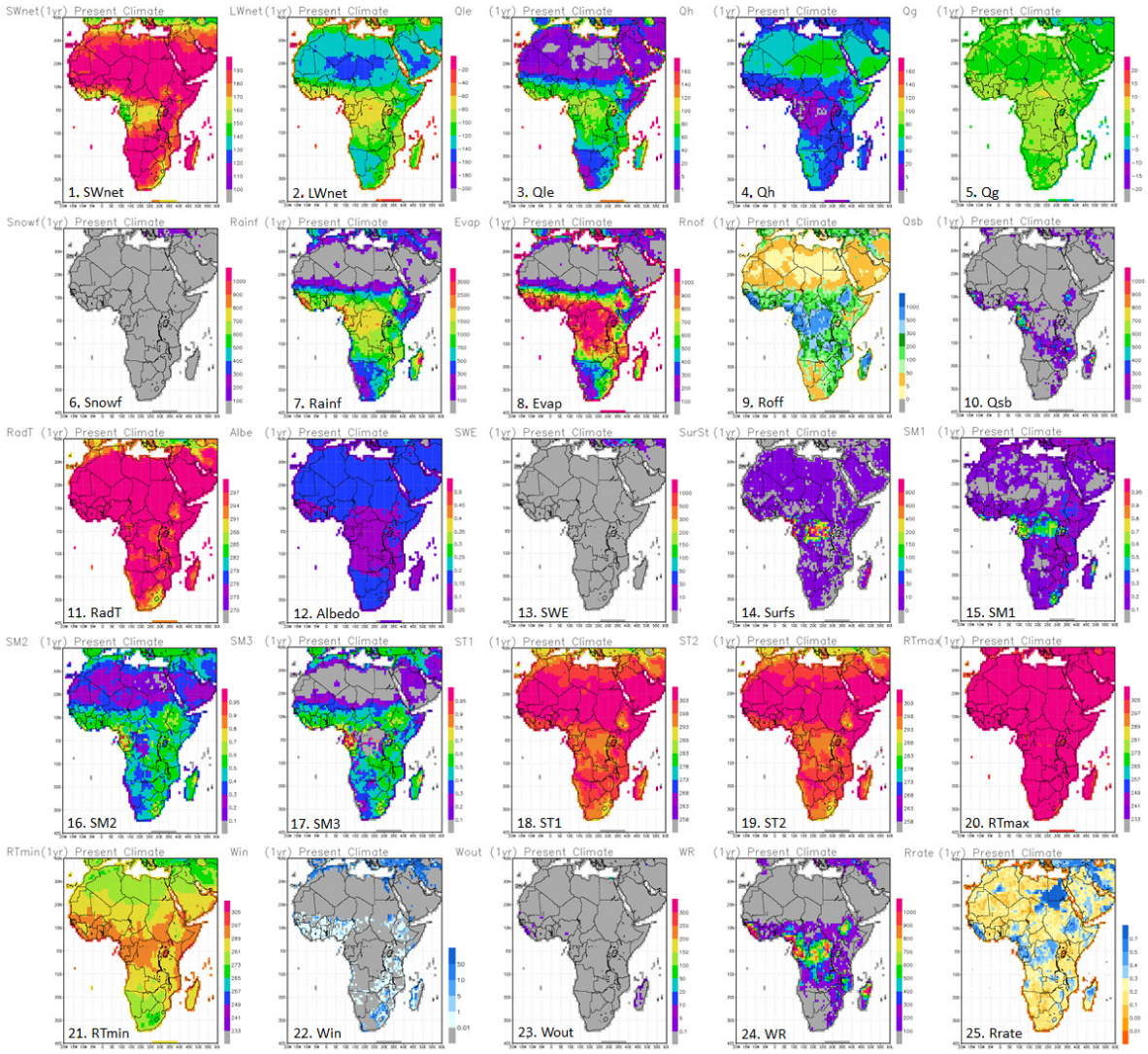


Fig.7 Sample figures of twenty-five variables simulated by SiBUC over the entire African Continent.

Table 27. Twenty-five visualized variables with “project_sibuc.gs”

	Name	Variables	Unit
1.	Swnet	Net short-wave radiation	W/m^2
2.	Lwnet	Net long wave radiation	W/m^2
3.	Qle	Latent heat flux	W/m^2
4.	Qh	Sensible heat flux	W/m^2
5.	Qg	Ground heat flux	W/m^2
6.	Snowf	Snowfall	mm/m^2
7.	Rainf	Rainfall	mm/m^2
8.	Evap	Evapotranspiration	mm/m^2
9.	Roff	Total runoff (= surface runoff + base runoff)	mm/m^2
10.	Qsb	Base runoff	mm/m^2
11.	RadT	Radiative temperature	K
12.	Albe	Albedo	-
13.	SWE	Snow water equivalent	mm/m^2
14.	Surfs	Surface storage	mm/m^2
15,	SM1	Soil moisture of the 1st layer	-
16.	SM2	Soil moisture of the 2nd layer	-
17.	SM3	Soil moisture of the 3rd layer	-
18.	ST1	Soil temperature of the 1st layer	K
19.	ST2	Soil temperature of the 2nd layer	K
20.	RTmax	Maximum radiative temperature	K
21.	RTmin	Minimum radiative temperature	K
22.	Win	Irrigation water requirement (≠withdrawn water)	mm/m^2
23.	Wout	Drained water from irrigated cropland	mm/m^2
24.	WR	Water resources = Rainfall + Snowfall – evapotranspiration	mm/m^2
25.	Rrate	Runoff rate = Total runoff / (Rainfall + Snowfall)	-

することで，各月ごとの変数も作画することが出来る．このスクリプトにより作画される変数は，Table 27にまとめられる．1-23番の変数は，SiBUCから出力された変数である．24, 25番目の変数（WR, Rrate）はSiBUCの出力値から“sibuc_project.gs”中で計算したものである．なお，降水量・蒸発散量等の単位は，SiBUCはkg/m^2/sで出力しているが，スクリプト中で86400を乗じてkg/m^2 (mm/m^2)として作画している．アフリカ大陸全域に於いて“sibuc_project.gs”で作画した25変数をFig. 7に示す. Fig. 7に示される作画ファイルは，デフォルト設定で作画したファイルであり，“sibuc_project.gs”中のclevs, cclos等の範囲・値を変更することで，色合いや作画内のレジェンドについて変更することが可能である．

4.2 水収支解析

SiBUCの出力ファイルからの水収支解析の方法について説明する．本節での水収支解析は，或る領域の水収支を計算する(Fig.8). **[Process 4.3]**のコマンドを実行する事で，SiBUCの出力ファイルからのミス収支解析を実行できる(Table 28).

Table 28. **[Process 4.3]**

```
        on $(path)/SiBUC_Africa1deg_v1.01/output/
$ cd ./wbcheck/
$ ./both_ym.csh
```

このスクリプトにより，年毎，及び，月毎の水収支解析が実行できる．計算結果は，$(path)/SiBUC_Africa1deg_v1.01/output/wbcheck/gnu/に4つのアスキーファイルとして出力される“wb**_anual.txt”と“wbAfrica1deg_month.txt”はGt単位で，“mm_wb**_anual.txt”, “mm_wbAfrica1deg_month.txt”はmm単位で出力される．ここで，**は“define.in”で定義した，領域名(cname)と解像度(cresl)で決定される．出力ファイルには，年情報の後（月出力のファイルには，年・月・1900年からの積算月情報の後）に，以下の情報が記録されている．

[1] *WB*: 水収支
[2] *Prec*: 降水量
[3] *Evap*: 蒸発散量

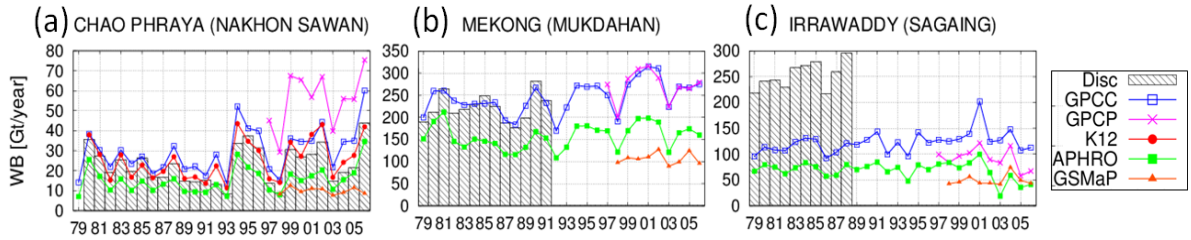


Fig.9 Annual runoff from 1979 to 2006 in the upper basin stations at (a) Nakhon Sawan in the Chao Phraya River, (b) Mukdahan in the Mekong River and (c) Sagaing in the Irrawaddy River. Black bars, blue lines, purple lines, red lines, green lines, and orange lines represent observed river discharge, simulated runoff using GPCC, GPCP, observed precipitation (K12), APHRODITE, and GSMaP_MWR, respectively.

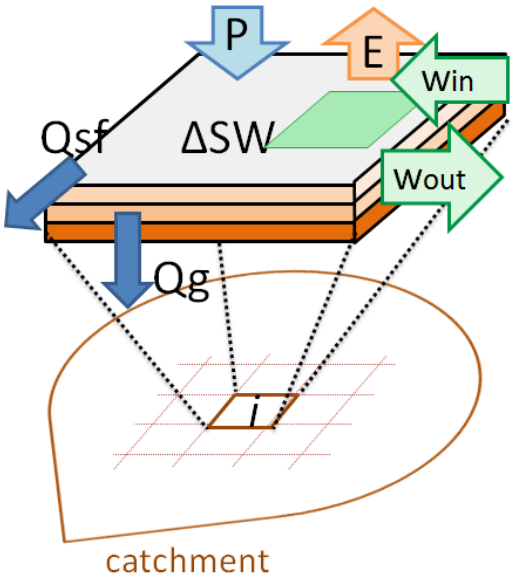


Fig.8 Schematic image of water balance analysis over certain catchments.

[4] *Roff*: 流出量

[5] *TWS*: 地表面貯水量 (total water storage)

[6] *ΔTWD*: 地表面貯水量変化

単位はいずれも，領域積算値(Gt)，若しくは，領域平均値(mm)である．なお，各メッシュの*Roff*及び*WB*は以下の式で計算される．

$$Roff_i = Qs_i + Qsb_i \quad (1)$$

$$WB_i = Prec_i + Win_i - Evap_i - Wout_i - \Delta TWS_i \quad (2)$$

ここで，各変数の意味はTable 27と同様である．地表面貯水量(TWS)は，土壌水分量や地表・植生遮断量，湿地・水田などの地表滞水量の総和である．

積算・平均する領域には，デフォルトで**[Process 2.4]**で作成された，解析領域を使用している．ユーザー自身で対象とする流量観測点の集水域マスクを作成すれば，**[Process 4.3]**で処理されるプログラムの読み込みマスクデータと入れ替えることで，*Roff*は観測流量と比較することが出来る．例えば，Fig.9は東南アジアの3河川で，異なる降水量プロダクトを用いて解析された流出量と，観測流量を比較したものである．本節で説明した水収支解析の最も一般的な応用は，Fig.9の様に，SiBUCで計算された流出量を観測河川流量と比較することである．

5. 結語

本資料では，SiBUC Manual利用編ver1.0として，SiBUCを利用する為の方法について解説した．計算に要する地表面パラメータや気象強制力を全球陸面データから作成する手順，入力データを用いたSiBUCの解析手順，SiBUC出力の代表的な処理方法を説明した．

本資料で説明した内容は，多くのプログラム群とそれを実行するスクリプトにより実行される．プログラム群を全て読み込み，理解する必要は無いが，本資料から大まかな流れを理解して頂ければ幸いである．本資料が，今後新たにSiBUCを利用し始めるユーザーの助けとなり，彼らの研究成果がいつの日か社会に還元されることを祈念しつつ，本資料の結語とする．

謝 辞

SiBUCは，これまでの多くの先輩諸兄の改良・修正・知見により現在に至っている．これまで開発に関わってこられた全ての方々に，深く感謝する．

参考文献

安倍雅宏・田中賢治・小尻利治・浜口俊雄(2012): ナイル川流域における多国間水資源開発コンフリクトに関する研究，京都大学防災研究所年報，第55号B, pp.579-591.

浅野倫矢(2013): 大規模貯水池操作モデルによるナ

イル川流域の流出再現性の向上, 京都大学工学部地球工学科　卒業論文.
藤井嵩大・田中賢治・相馬一義・小尻利治(2011): 都市気象を表現する力学的ダウンスケーリングに関する研究, 水工学論文集, 第55巻, pp.355-360.
小槻峻司・田中賢治(2013a): 陸面過程モデルと大気水収支法による灌漑農地からの水蒸気供給量推定. 土木学会論文集B1,Vol:69,pp.1801-1806.
小槻峻司・田中賢治・小尻利治(2013b): 気候変動が日本の水資源に与える影響推計 (I) -日本全域水源モデルの開発-, 水文・水資源学会誌, Vol:26, pp.133-142.
小槻峻司・田中賢治・小尻利治(2013c): 気候変動が日本の水資源に与える影響推計 (Ⅱ) -水需給・米生産変化とその適応策-, 水文・水資源学会誌, Vol:26, pp.143-152.
小槻峻司・田中賢治・小尻利治(2013d): 多様な作物分布を考慮した全球農業水需要量推定, 環境科学会誌, Vol:26-2, pp.158-166.
小槻峻司・田中賢治・小尻利治・浜口俊雄(2012): 衛星データから作成した農事暦を活用した全球陸域水循環解析, 水文・水資源学会誌, Vol:25, pp.373-388.
小槻峻司・田中賢治・小尻利治・浜口俊雄(2011): 灌漑を考慮した陸域水循環モデルの構築, 水工学論文集, 第55巻, pp.553-558.
甲山治・田中賢治・池淵周一(2004) : 中国淮河流域における農業形態の推定と陸面過程モデルへの適用, 土木学会水工学論文集, 第48巻, pp.211-216.
相馬一義・田中賢治・池淵周一(2006): 現業気象データと陸面過程モデルによる日本の地表面状態量の推定, 京都大学防災研究所年報, 第49号 B, pp.617-624.
相馬一義・田中賢治・中北英一・池淵周一(2004): 非静力数値気象モデルへの詳細な陸面過程モデルの導入, 土木学会水工学論文集, 第48巻, pp.127-132.
相馬一義・田中賢治・末次忠司・坪木和久・篠田太郎・榊原篤志・長谷川晃一・茂木耕作・中北英一(2013): 現実的な地表面状態量初期値が2008年に東京都で発生した局地的大雨へ与える影響, 土木学会論文集B1（水工学）, Vol.69, I_343-I_348.
田中賢治・石岡賢治・中北英一・池淵周一(2001a) : 水田、湖面における熱収支の季節変化-琵琶湖プロジェクトより-, 京都大学防災研究所年報, 第44号B-2, pp.427-443.
田中賢治・中村忠則・椎葉充晴・池淵周一(2001b) : 地表面温度情報とKalman Filterを用いた土壌水分データ同化, 土木学会水工学論文集, 第45巻,pp.271-276.
田中賢治・中村忠則・椎葉充晴・池淵周一(2000): 陸面過程モデルにおける土壌水分量の役割, 土木学会水工学論文集, 第44巻, pp.157-162.
田中賢治・中村忠則・山本卓生・椎葉充晴・池淵周一(1998) : SiBUC-JSM88結合モデルのテストラン, 京都大学防災研究所年報, 第41号B-2, pp.135-154.
峠嘉哉・ 田中賢治・小尻利治・浜口俊雄(2011) : 灌漑地の拡大の影響を考慮したアラル海流域における水・熱収支の経年変化の再現, 土木学会水工学論文集, 第55巻, pp.391-396.
峠嘉哉・田中賢治・小尻利治・浜口俊雄 (2013): 集水域の灌漑地拡大の影響を考慮した水・熱収支解析によるアラル海の経年的縮小の再現, 環境科学会誌, Vol26-2, pp180-190.
峠嘉哉・田中賢治・中北英一・小尻利治(2012): 陸面解析による灌漑取水とアラル海の消長に関する応答分析～アラル海流域の持続可能性向上へ向けて～, 土木学会論文集G(環境), Vol.68-5, pp.I147-I152.
濱邉良・田中賢治・池淵周一(2003): 夏季チベット高原における陸面過程モデルSiBUCの性能評価, 水文・水資源学会2003年研究発表会要旨集, pp.68-69.
萬和明・キムスンミン・立川康人・椎葉充晴・松宮謙治（2011）: データ同化を用いた陸面過程モデルにおける土壌パラメータ推定方法, 2011年土壌水分ワークショップ論文集, pp.4.1-4.4.
萬和明・藤園順哉・立川康人・椎葉充晴（2010）: 地表面水文過程に基づいた作物生長モデルの構築, 京都大学防災研究所年報, 第53号B, pp.507-513.
萬和明・田中賢治・池淵周一(2006) : 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.
萬和明・田中賢治・中北英一(2009) : 水収支に基づく土壌水分推定値の精度評価, 水工学論文集第53巻, pp.403-40.
Boone A. and Coauthors (2004): The Rhone-aggregation land surface sheme intercomparison project: an overview, *Journal of climate*, Vol:17-1, pp.187-208.
Fekete B. M. and Vorosmarty C. J. (2004): Uncertainties in precipitation and their impacts on runoff estimates, *Journal of Climate*, Vol.17, pp.294-304.
Hirabayashi Y., Kanae S., Motoya K., Masuda K. and Doll P. (2008): A 59-year (1948-2006) global near-surface meteorological data set for land surface models, *Hydrological Research Letters*, Vol.2, pp.36-40.
Huffman G. J. and Bolvin D. T. (2013): Version 1.2 GPCP One-Degree Daily Precipitation Data Set Documentation. (http://precip.gsfc.nasa.gov, Last access Mar 20, 2013)
Kotsuki A. and Kenji T. (2013a): Comparative study of

precipitation products through a hydrological land surface analysis in Southeast Asian basins, Thailand, *Hydrological Research Letters*. (in revision)

Kotsuki A. and Kenji T. (2013b): Estimation of Climate Change Impact on Japanese Rice Yield and Water Resources, *Proceedings of 2013 IAHR World Congress*. (in press)

Kotsuki A. and Kenji T. (2013c): Impacts of Mid-Rainy Season Rainfall on Runoff into the Chao Phraya River, Thailand, *Journal of Disaster Research*, Vol:8-3. (in press)

Lehner B. and Doll P. (2004): Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands, *Journal of Hydrology*, Vol.296, pp.1-22.

Onogi K. and Coauthors (2007): The JRA-25 reanalysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan,* Vol.85, pp.369-432.

Portmann F. T., Siebert S. and Doll P. (2010): MIRCA2000－global monthly irrigated and rainfed crop areas around the year 2000: a new high-resolution data set for agricultural and hydrological modeling, *Global Biogeochemical Cycles*, Vol.24, pp.1-24.

Rudolf B., Andreas B., Udo S., Anja M. C. and Markus Z. (2010): GPCC status Report December 2010. (http://gpcc.dwd.de, Last access Mar 20, 2013)

Rutter N. and Coauthors (2009): Evaluation of forest snow processes models (SnowMIP2). *Journal of Geophysical Research*, Vol.114, pp.1-18.

Souma K., Sunada K., Suetsugi T. and Tanaka K. (2013): Use of ensemble simulations to evaluate the urban effect on a localized heavy rainfall event in Tokyo, Japan, *Journal of Hydro-environment Research.* (in press)

Souma K., Tanaka K., Nakakita E., Ikebuchi S. and Takara K.(2008): Effect of the LDAS Derived Realistic Distribution of Soil Moisture on a Summertime Heat Thunderstorm Prediction in Japan, *Proceedings of Water Down Under 2008*, pp.2339-2349, J2.3.

Tanaka K. 2004. Development of the New Land Surface Scheme SiBUC Commonly Applicable to Basin Water Management and Numerical Weather Prediction Model. *Doctoral Dissertation, Graduate School of Engineering, Kyoto University*: Kyoto; 289.

Tanaka K., Fujihara Y., Watanabe T., Kojiri T. and 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*, Vol.50, pp.31-36.

Tanaka, K., Hayashi H., Nakakita E. and Ikebuchi S. (2001): Energy and Water Budget of Paddy Field in the Lake Biwa Basin, Japan, *Proc. of the International Workshop on GAME-AAN/Radiation*, 2001.

Tanaka, K., Ishioka K., Nakakita E. and Ikebuchi S. (2003): Energy and water budget in the lake Biwa basin Japan, *Abstract of the IUGG2003*, pp.A114.

Ushio T. and Coauthors (2009): A Kalman filter approach to the Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) from combined passive microwave and infrared radiometric data, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol:87A, pp.137-151.

Yatagai A., Kamiguchi K., Arakawa O., Hamada A., Yasutomi N. and Kitoh A. (2012): APHRODITE: Constructing a Long-term Daily Gridded Precipitation Dataset for Asia based on a Dense Network of Rain Gauges, *Bulletin of American Meteorological Society*, vol.93, pp.1401-1415.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

沿岸域帯水層塩水侵入平面モデル開発に関する基礎的研究

Fundamental Study on Development of Horizontal Seawater Intrusion Model in Coastal Aquifer

浜口 俊雄・Ahmed KAMAL(1)・角 哲也

Toshio HAMAGUCHI, Ahmed KAMAL(1)and Tetsuya SUMI

(1) 京都大学大学院工学研究科

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This paper proposes a horizontally two-dimensional seawater intrusion model in conjunction with vertically two-dimensional seawater intrusion behavior. In modeling vertically two-dimensional seawater intrusion behavior, the freshwater depth at the coastal line is theoretically modified from zero to the theoretically appropriate value. The positions of the interface between seawater and freshwater in a vertical section can be then obtained. The horizontal model of seawater intrusion is produced through incorporation of the modified interface positions based on the two-dimensional advection-dispersion equation in the porous media. It can be shown that seawater intrusion behavior is described by the proposed model on behalf of three-dimensional model.

キーワード：地下水，帯水層，塩水侵入，淡水，平面モデル
Keywords : Groundwater, Aquifer, Seawater intrusion, Freshwater, Horizontal model

1．序論

世界中の沿岸部は帯水層が海に面しており，そこから地下水が流出すると同時に海水がくさびとなって帯水層内に侵入している．また河口部でも，河川が海に流出する一方，河床部では塩水遡上が見受けられる．日本は島国であり，Fig.1. で見て取れるように，昔から沿岸域の多くの地点で塩水侵入が認められている．近年では，気候変動に伴う地球温暖化によって，海面上昇が危惧されてきているため，さらなる深部への塩水侵入・塩水遡上が予想される．そこで日本の塩水侵入問題を深刻に受け止め，これに対して事前に解析などで予測検討しておく必要がある．しかしながら，現状，流域毎に地下水塩水侵入を検討するには大変な労力と時間を要する．特に地下水塩水侵入では3次元挙動をするため，事前検討を進めることは１つの流域の地下水に対する塩水侵入解析の準備すら多大な時間がかかり，計算労力も多大なものとなることは想像に難くない．そのため，広域塩水侵入解析が準備過程も計算過程も容易に遂行できるモデルの存在が望まれる．

本研究では，こうした広域解析を視野に入れ，広域の帯水層内の塩水侵入の影響特性を解析で容易に把握すべく，まずは定常な状態での鉛直断面での理論展開から検討を始める．そこで得られた理論展開結果を基に，塩水侵入平面モデルを提案する．ただし本稿では上記特性把握ならびに大きな計算格子でも適用できる塩水侵入平面モデル開発が主眼であるため，理論展開する上で，塩水と淡水が容易に分散拡散的な混合をせずに淡塩境界面が明瞭な状態のままであると仮定して式展開し，実際に分散拡散で生じる混合域を特性把握過程では表現しないか

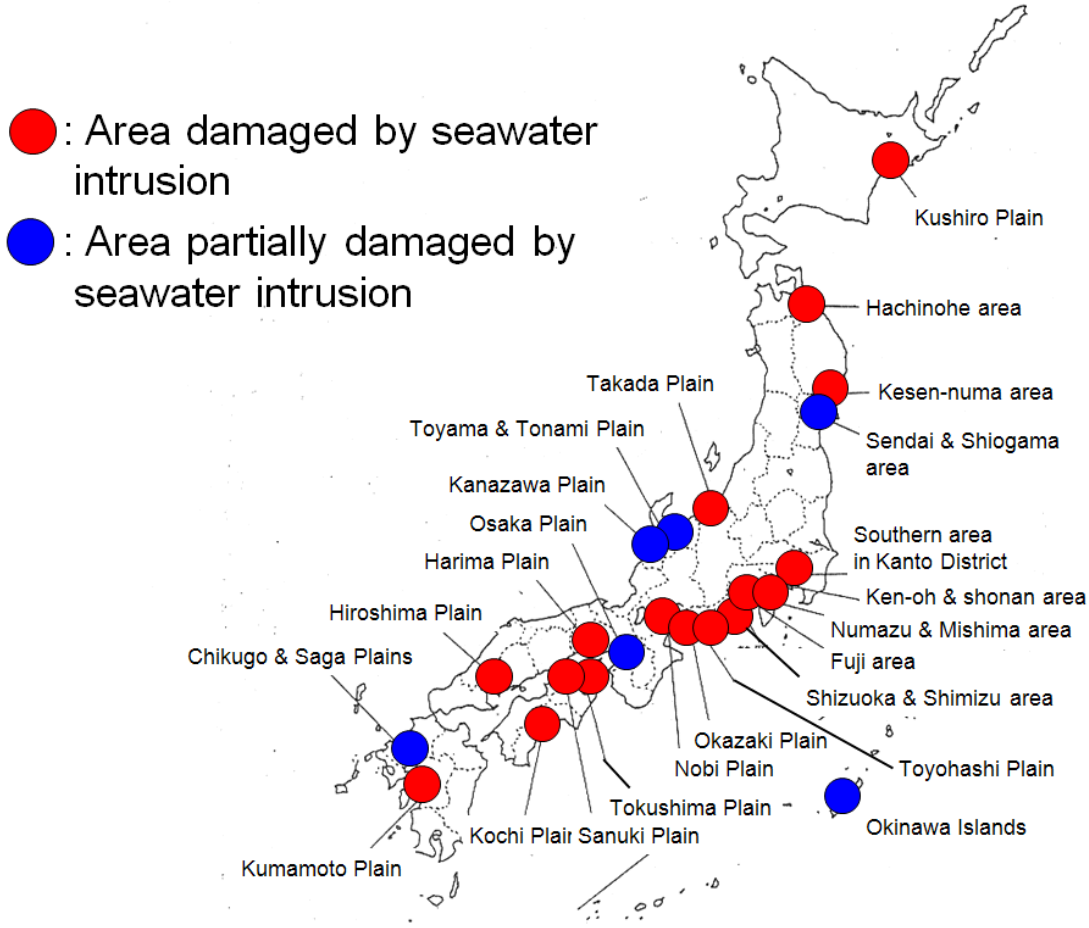


Fig.1 Japan map of seriously and partially damaged by seawater intrusion

たちで検討を進めても上記特性についての定性的な一般性は失われない．

2．淡塩界面

まずガイベン・ヘルツベルグの近似とデュプイの準一様流仮定を用いて，上述の仮定の下で，鉛直2次元断面の定常不圧地下水で塩水くさびを考える．Fig.2の様に，塩水くさびの淡塩境界面の形状は，陸面と海面の交点を原点とし，そこから内地へxだけ移動した場所には，海面位置から地下にhだけ下がったところに淡塩境界面があるとし，定常な降雨が一様に生じている場合を考えると，流量qは，式(1)の様になる．

$$q = q_0 - \varepsilon x \tag{1}$$

ここに，ε：一様一定な単位面積あたりの地下淡水の涵養強度(m/s)，q_0：地下水涵養がなかったときの単位奥行きあたりの淡水流量(m^2/s)であり，q_0は

$$\begin{aligned} q_0 &= \int_{-\zeta}^{h} (-u)dy = -u(h+\zeta) \\ &= -uh(1+\omega) \end{aligned} \tag{2}$$

で与えられる．ωは式(3)で定義された密度の無次元定数とする．

$$\omega = \frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} \tag{3}$$

ここに，ρ_s：海水密度(kg/m^3)，ρ_f：淡水密度(kg/m^3)である．また地下淡水の水平流速uは，k：透水係数(m/s)として式(4)で与えられる．

$$u = -k\frac{\partial \zeta}{\partial x} = -k\omega\frac{\partial h}{\partial x} \tag{4}$$

式(4)を式(2)に代入し，x=0かつζ=0(h=0)を条件にしてx方向に積分して解くと，式(6)を得る．

$$\begin{aligned} h &= \sqrt{\frac{2q_0 x}{k\omega(1+\omega)}} \\ &\approx \sqrt{\frac{2q_0 x}{k\omega}} \end{aligned} \tag{5}$$

(since $\omega \ll 1$)

しかし同式では明らかに，海岸線位置での淡水出口にあたる地下淡水層厚がゼロになる．帯水層の淡水領域に関して，一様一定な涵養がある場合に準一様流仮定と海岸線位置で地下水面が海面に一致する条件を用いて算定し

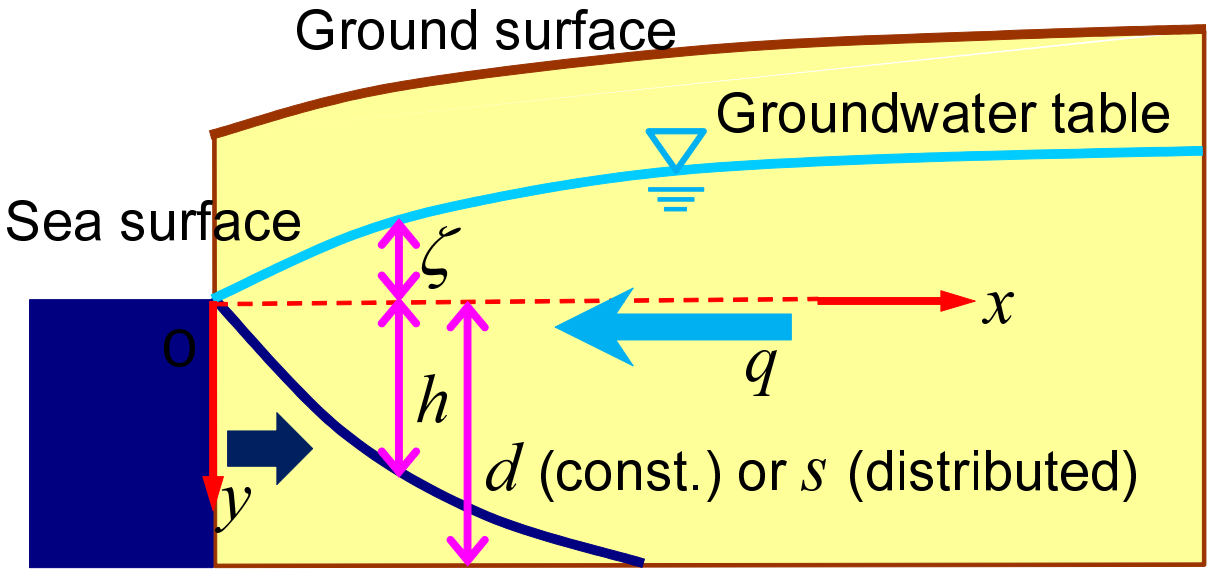


Fig.2 Schematic of vertical section in a coastal aquifer

たものの，この近傍で準一様流仮定が成立せずに鉛直流動分だけ差異が生じている (佐藤・岩佐，2002) ことによると思われる．

そこで，淡水部の鉛直流速 v として，帯水層淡水部に対して連続式 (6) を鉛直方向に積分する．

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}=0 \tag{6}$$

地下水面変動量は淡塩境界面変動量に比べて十分小さいとおけるので，地下水面近傍の鉛直流速はゼロと近似し，v について整理すると式 (7) になる．

$$\begin{aligned} v &= -\int_{-\zeta}^{h}\frac{\partial u}{\partial x}dy \\ &= \int_{-\zeta}^{h}\frac{\partial}{\partial x}\left\{\frac{q_0}{h(1+\omega)}\right\}dy \end{aligned} \tag{7}$$

上式に式 (2),(4) を代入して整理すると，

$$v=-\int_{-\zeta}^{h}\left\{\frac{{q_0}^2(1+\omega)}{k\omega}\cdot\frac{1}{(h+\zeta)^3}\right\}dy \tag{8}$$

となり，この積分計算結果が

$$v=-\frac{{q_0}^2(1+\omega)}{k\omega}\cdot\frac{y+\zeta}{(h+\zeta)^3} \tag{9}$$

である．いま p_f：淡水部の静水圧 $(\mathrm{kg/ms^2})$ として鉛直流動のダルシー則を考えると

$$v=-k\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{p_f}{\rho_f g}-y\right) \tag{10}$$

を得る．式 (10) を式 (9) に代入して整理した後，鉛直方向に積分すると，

$$\frac{p_f}{\rho_f g}=y+h+\frac{{q_0}^2(1+\omega)}{2k^2\omega}\cdot\frac{(y+\zeta)^2}{(h+\zeta)^3} \tag{11}$$

が得られる．ここで求めたい海岸線上の淡塩境界面までの深さを h_0 と置き，そこでの淡水圧と海水圧が釣り合っていることを鑑みて式 (11) を考えると，式 (12) が得られる．

$$h_0=\frac{q_0}{k\omega}\sqrt{\frac{1+\omega}{2}} \tag{12}$$

海岸線上の境界条件に h_0 を用いて式 (6) を得る過程と同様の計算を行うと，近似式 (14) が得られる．

$$\begin{aligned} h &= \sqrt{\frac{2q_0x}{k\omega(1+\omega)}+\frac{{q_0}^2}{2k^2\omega^2}\cdot\frac{1+\omega}{2}} \\ &\approx \sqrt{\frac{2q_0x}{k\omega}+\frac{{q_0}^2}{2k^2\omega^2}} \\ &\qquad (\text{since } \omega \ll 1) \end{aligned} \tag{13}$$

この h が淡塩境界面形状を示している．なお，q_0 は海岸線位置以外の点で h または ζ の値が計測されることで q_0 が定まり，式 (1) から一様涵養下の水平方向の地下淡水流量 q も定まる．

3．平面地下水移流分散拡散モデル

以下，議論簡略化のため，対象の帯水層底面が一様に平らで海面下 d にあるとおいても一般性は失われない．塩分濃度 c と混合密度 ρ の関係は

$$\begin{aligned} & c=\frac{\rho-\rho_f}{\rho_s-\rho_f} \\ \Longleftrightarrow \quad & \rho=(1+c\omega)\rho_f \end{aligned} \tag{14}$$

で定義される．

沿岸帯水層内の地下水柱図は，理論的に界面が存在していたとすれば，Fig.3のようになっている．いま，濃度

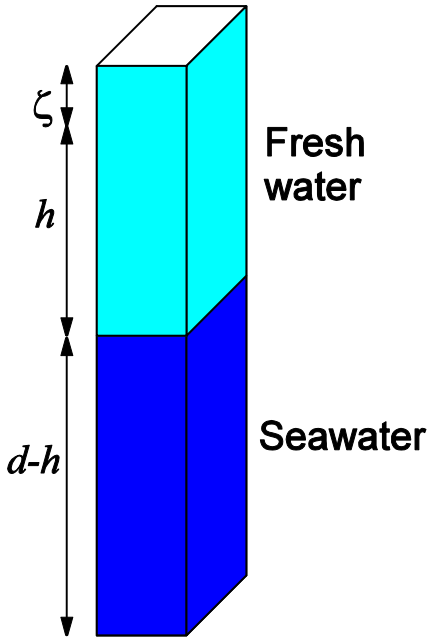


Fig.3 Schematic of a theoretical groundwater column in a coastal aquifer

の鉛直平均値 $\bar{\rho}$ を求めると，

$$\lambda\bar{\rho}\int_{-\zeta}^{d}dz=\lambda\rho_s\int_{h}^{d}dz+\lambda\rho_f\int_{-\zeta}^{h}dz$$

$$\Longleftrightarrow\quad \bar{\rho}(d+\zeta)=\rho_s(d-h)+\rho_f(h+\zeta)$$

$$\Longleftrightarrow\quad \bar{\rho}=\rho_f\frac{(1+\omega)d}{d+\omega h} \tag{15}$$

の様に変形して表せる．ここで，ρ=$\bar{\rho}$ と見なせば，式(14),(15)から

$$c=\frac{d-h}{d+\omega h}=\frac{d-h}{d+\zeta} \tag{16}$$

が得られる．この平面濃度式は，鉛直方向の塩水帯水層厚に対する淡水帯水層厚の比を示していることがわかる．なお帯水層底面が平らでない一般の場合も同様に展開して用いればよく，海面から帯水層底面(不透水性基盤面)までの位置を一定値 d から，空間変動する s にして考える．つまり，式(16)で d から s に置き換えても成り立つ．

また c と h が線形対応していることから，平面的な視点で見ると，平面濃度分布を得ることができれば理論上の鉛直方向の淡塩境界面位置を一意に定めることが出来る．すなわち平面濃度分布の計算によって塩水くさび形状も一意に得られることになる．実際に界面付近に淡塩界面混合帯域が発生するものの，その中心位置がこの理論上の界面位置であり，それが特定されていると言える．塩水侵入最深部の濃度を考えれば，式(16)に $h=d$ を代入して c=0 となり，平面的に見た塩水侵入最深位置と c=0 の位置が合致する．塩水侵入開始位置である海岸線部を考えれば，式(14)から得られる h と ζ の条件関係式

$$h=\frac{q_0}{\sqrt{2}k\omega}\ll d\quad\text{かつ}\quad\zeta=\frac{q_0}{\sqrt{2}k}\ll d \tag{17}$$

を式(16)に代入して検討すると $c\cong1$ となり，同じく平面的に見た海岸線部と c=1 の位置は合致する．先述の海岸線での淡水層厚補正を加味しても補正前と同様に c は平面位置とその地点の値からその地点の鉛直界面位置(混合帯域の中心位置または代表位置)を推定できていることがうかがえる．

ところで平面地下水モデルの基礎方程式は，ピエゾ水頭は $d+\zeta$ であることに留意すれば，式(18)で与えられる．

$$\lambda\frac{\partial\zeta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left\{k(d+\zeta)\frac{\partial\zeta}{\partial x}\right\}+\frac{\partial}{\partial y}\left\{k(d+\zeta)\frac{\partial\zeta}{\partial y}\right\}+\varepsilon \tag{18}$$

ここに，λ：有効間隙率である．なお先述の通り，議論簡略化のために帯水層厚底面を平らにした場合の式を与えているが，d を空間変動する s で表せば，式(18)は一般の場合に用いることが出来る．ここから ζ の平面分布が得られ，その結果から x,y 方向の地下水流速 v_x,v_y がそれぞれ式(19),(20)で算定できる．

$$v_x=-k\frac{\partial\zeta}{\partial x} \tag{19}$$

$$v_y=-k\frac{\partial\zeta}{\partial y} \tag{20}$$

これらを用いて下記の平面地下水移流分散式(21)を解けばよい(神野，2001)．

$$\frac{\partial c}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left(D_x\frac{\partial c}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(D_y\frac{\partial c}{\partial y}\right)-\frac{\partial(v_xc/\lambda)}{\partial x}-\frac{\partial(v_yc/\lambda)}{\partial y}+c\delta \tag{21}$$

ここに，D_x,D_y：x,y 方向の分散係数，δ：涵養水の塩分濃度である．なお鉛直挙動を考慮した地下水移流分散解析であれば，式(18),(21)も鉛直方向(z 方向)の項を加味した式で，かつ，密度変動分布を考慮するように密度を変数に加える必要があるが，本研究では，鉛直方向の挙動が平均化された平面モデルのため，式(18),(21)は非連成で考えられる．

以上で平面塩水侵入モデルが導出された．

4．結論

本研究は，広域の沿岸帯水層の塩水侵入解析を目的とするため，平面地下水モデルとともに解析可能となる平面地下水移流分散モデルを誘導した．そこではまず理論的にモデル誘導を行うべく，分子拡散を表現しないで式展開すると，淡塩界面が実際に混合帯域として存在する

こととは異なり，同界面が明瞭に存在すると仮定する必要が生じるが，これで得られた明瞭な界面位置が混合帯域の中心位置または代表位置を示していると解釈することができ，モデルの妥当性の検討に対して一般性は失われない．

また海岸線位置の地下淡水深を考慮して補正した．その後，塩分濃度の鉛直平均化を行い，それを地下水塩水侵入の平面化モデルや平面地下水モデルに利用することで，塩分濃度の平面分布が求まり，かつ，その平面濃度分布から淡塩界面の鉛直位置も(混合帯域代表位置として)容易に推定できるメリットを確認した．

本稿では，広域塩水侵入解析に向けたモデルの誘導提案を行った．今後具体的な地域での数値解析による検証を行ってきたい．

謝　辞

本研究を始めるにあたり，本所水資源環境研究センター故小尻利治教授におかれましては病床にありながらご指導ご鞭撻を賜りましたこと，衷心より追悼の意を表しますとともに深謝の意を表します．

参考文献

佐藤邦明・岩佐義朗 編著：地下水理学，丸善出版，2002.
神野健二 編著：地下水中の物質輸送数値解析，九州大学出版会，2001.

(**論文受理日：2013年6月7日**)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

Density Current Simulation Using Two-Dimensional High Resolution Model

M. R. SOLIMAN(1), Satoru USHIJIMA(2), Nobu MIYAGI(1) and Tetsuya SUMI

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University
(2) Professor, Academic Center for Computing and Media Studies, Kyoto University

Synopsis

A two-dimensional multi-phase numerical model for incompressible, immiscible and variable density fluids has been developed based on Navier-Stokes equations. The governing equations were discretized in a collocated grid system and solved with a finite volume method. The present model was parallelized in a shared memory system using openMp which reduced the computational time. The model was verified against Boussinesq and non-Boussinesq lock exchange problems. In addition, the model was applied to simulate salinity intrusion into Ohashi River that connects Nakaumi and Shinji brackish coastal lakes. The developed model successfully predicted the density current propagation in the experimental cases while it still needs refinement for field study cases.

Keywords: Numerical modeling, Multi-phase flow, Density current, OpenMP

1. Introduction

Gravity or density currents constitute a large class of natural flows that are generated and driven by the density difference between two or even more fluids. The density difference between two fluids usually arises due to differences in temperature or salinity, but it can also arise due to the presence of suspended solid particles. In water environments, saline intrusions or oil spills in the oceans, turbid water intrusions in a lake and suspended sediment plumes in a river are good examples. In case of shallow coastal lakes or estuaries, usually there is an interaction between sea water and the lake's fresh water. During tide, the sea water propagates into the lake, causing the sea water to plunge underneath the free surface of a receiving water basin. The plunge sea water forms a density current that continues to flow along the bottom causing water stratification. This stratification acts as a barrier restraining the mixing of the water column in coastal lakes. As a result of the incomplete mixing of the water column and lack of light for the photosynthesis in deeper layers, the water column may become anoxic. Assessing the exchanges between water layers is important because they influence the trophic organization of the ecosystem. Density stratification in lakes, estuaries and in the oceans leads to circulation and mixing of large volumes of water resulting in multiphase flow. Modeling of these processes is of great importance for conservation of the ecological balance of these systems.

Several laboratory experiments have been performed to study density currents (e.g. Lowe et al., 2005; Kolar et al., 2009). With the rapid development of numerical methods and advancements in computer technology, Computational Fluid Dynamics has been widely used to study density currents. Mathematical and numeri-

cal models when properly designed and tested against field or laboratory data, can provide significant knowledge for density current dynamics and characteristics. The characteristics of a gravity current head have been studied by means of Large-Eddy Simulation (LES) and 3D Direct Numerical Simulations (DNS) of flow fronts in the lock-exchange configuration (e.g. Hartel et al., 2000, Ooi et al., 2007). Other researchers studied the density current using commercial CFD codes based on multiphase flow as FLUENT and FLOW-3D (e.g. Georgoulas et al., 2010; Sangdo et al., 2012). A number of hydrodynamic models are also used to simulate density currents in lakes, estuaries and coastal seas (e.g. Kasem and Imran, 2004; De Cesare et al., 2006; Ushijima et al., 2007)

In this paper, a 2D vertical multiphase model has been developed for studying salinity propagation process in brackish coastal lakes due to tidal water flux fluctuations. The present model describes a multiphase system for immiscible and incompressible fluids with collocated grid system which are parallelized in a shared memory system by Open Multiprocessing (OpenMp, 2011). The present research aims to present the validity, usefulness and applicability of multiphase numerical approach for the simulation and study of the hydrodynamic and salinity intrusion that are usually formed at estuaries and coastal lakes due to tide effect representing the water surface fluctuations as well as the density current propagation. The developed model is validated against the experimental data for Boussinesq and non-Boussinesq lock-exchange problems. In addition, saltwater intrusion into the tidal Ohashi River is simulated and validated using field measured data.

2. Numerical Procedures

2.1 Flow governing equations

The basic governing equations for flow are the mass conservation equation and momentum equations, Eq.(1)-Eq.(2), which describe the flow conditions in the vertical domain Ω as follows:

$$\int_\Omega \frac{\partial \rho}{\partial t}\, d\Omega + \oint_{\partial\Omega} \rho \boldsymbol{u} \cdot \boldsymbol{n}\, dl = 0 \tag{1}$$

$$\int_\Omega \frac{\partial u_i}{\partial t}\, d\Omega + \oint_{\partial\Omega} u_i \boldsymbol{u} \cdot \boldsymbol{n}\, dl = \int_\Omega f_i\, d\Omega - \frac{1}{\rho}\oint_{\partial\Omega} p \cdot \boldsymbol{n}\, dl + \oint_{\partial\Omega} \nu\, \nabla u_i \cdot \boldsymbol{n}\, dl \tag{2}$$

where t is time; ρ is the cell averaged fluid density; $\boldsymbol{u}$ is the velocity vector; u_i is the velocity component with subscript i = 1 and 2 in x- and z- directions, respectively; x and z are the vertical orthogonal coordinates; $\boldsymbol{n}$ is the unit normal vector on the domain boundary $\partial\Omega$ towards the outside direction; p and ν are the average fluid pressure and dynamic viscosity, respectively; and f_i is the external force component due to acceleration.

2.2 The interface tracking method

The motion of the interface between immiscible liquids of different densities and viscosities is defined by the volume fraction function ϕ and the interface is convected using the computed velocity field by the following three conditions:

$$\phi = \begin{cases} = 1, & \text{fluid 1} \\ 0 < \quad > 1, & \text{interface} \\ = 0, & \text{fluid 2} \end{cases} \tag{3}$$

The time dependence of the volume fraction function ϕ is governed by:

$$\int_\Omega \frac{\partial \phi}{\partial t}\, d\Omega + \oint_{\partial\Omega} \boldsymbol{u}\phi \cdot \boldsymbol{n}\, dl = 0 \tag{4}$$

Eq.(4) states that ϕ moves with the fluid and is considered as a flag identifying cells that contain fluid. According to the local value of ϕ, appropriate properties and variables are assigned to each cell within the domain.

2.3 Convection diffusion equation for transported concentration

The transported concentration is obtained by solving the convection-diffusion equation:

$$\int_\Omega \frac{\partial c}{\partial t}\, d\Omega + \oint_{\partial\Omega} \boldsymbol{u}c \cdot \boldsymbol{n}\, dl = \oint_{\partial\Omega} \frac{\nu}{\sigma_c} \nabla c \cdot \boldsymbol{n}\, dl \tag{5}$$

where c is the fluid concentration, and σ_c is Schmidt number for concentration diffusion, which represents the ratio of viscosity to fluid diffusivity.

2.4 Computational procedure

The Numerical computation consists of four stages: flow computation, interface tracking, mass transport, and updating fluid properties stages. The governing equations are discretized in a collocated grid system and solved with a finite volume method.

(i) In flow computation stage; the flow equations, Eq.(1)-Eq.(2), are solved according to the existing domain and boundary conditions. Estimated velocity components are obtained at the cell center using pressure at the present computational step while upwind scheme is used to calculate convective terms. The cell center velocity components are interpolated at the cell boundaries. C-HSMAC algorithm is used to correct the pressure field so that the divergence of velocity in a cell should be less than a small threshold value (Ushijima et al., 2003). This algorithm for pressure computation has the power to deal with large density contrast fluids (Ushijima et al., 2007). The cell centered velocity components then are corrected with the obtained pressure values.

(ii) In the interface tracking stage; the volume fraction function ϕ is calculated from Eq.(4) using the computed velocity field. The interface between different fluids is achieved and hence various fluid zones can be determined.

(iii) In the mass transport stage; concentrations can be estimated using the convection-diffusion equation, Eq.(5), using the computed velocity field.

(iv) In the updating fluid properties stage; a simplified equation of state is used to compute fluid density according to the volume fraction function and concentration values, given in a simple linear equations:

$$\rho = \phi\rho_l + (1-\phi)\rho_g \tag{6}$$

$$\nu = \frac{\phi\rho_l\nu_l + (1-\phi)\rho_g\nu_g}{\rho} \tag{7}$$

with

$$\rho_l = \rho_o + \beta(c - c_o) \tag{8}$$

where ρ is the cell average density according to the existing fluid; ρ_l and ρ_g are the densities of two-phase immiscible fluids (liquid and gas); ν is the cell average viscosity according to the existing fluid; ν_l and ν_g are the viscosities of the two-phase immiscible fluids; ρ_o and c_o are the reference density and concentration values which are usually taken as 0.998 g/cm^3 and zero, respectively, for fresh water; and β is the direct proportional coefficient of the salinity gradient between the maximum and minimum value.

(v) Finally, the model goes to the flow computation stage again to calculate the water pressure and the flow velocity field and so on.

2.5 Open multiprocessing computation technique (OpenMP)

A parallel computation technique in shared memory system is implemented in the present model. This model is parallelized by Open Multiprocessing (Open MP, 2011). OpenMP is an implementation of multithreading which is a method of parallelizing whereby a master thread (a series of instructions executed consecutively) forks a specified number of slave threads and a task is divided among them, Fig.1. The threads then run concurrently, with the FORTRAN runtime environment allocating threads to different processors. This process enables us to significantly reduce the elapsed time of the large-scale computations.

3. Model Validation With Experimental Results

The present model has been tested to evaluate its applicability. Therefore, it was applied to density current problems and compared with experimental results and field data. The simulation results for these test cases are described below.

3.1 Lock-exchange problem

The lock-exchange test or dam break problem is defined as water of different densities are separated by a vertical barrier which is removed at time zero. Lock exchange involving fluids either with small density differences (the Boussinesq case) or with large density differences (the non-Boussinesq case). The removal of the barrier results in a gravity current of the lighter

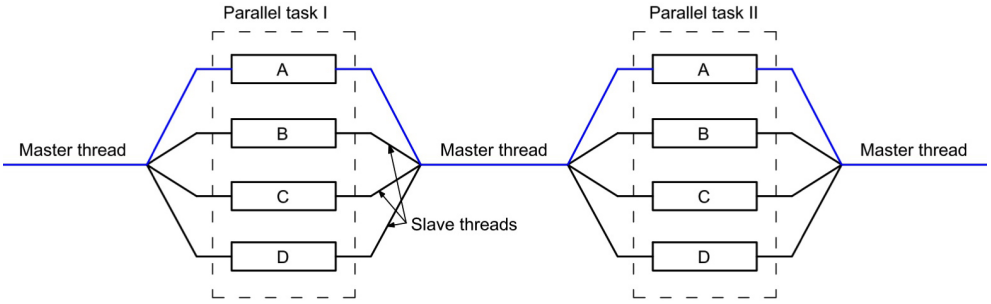


Fig .1 An illustration of multithreading process where the master thread forks off a number of threads which execute blocks of code in parallel.

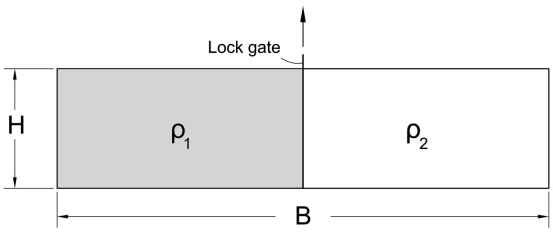


Fig .2 Sketch of the lock-release tank.

fluid propagating at constant speed along the upper surface of the channel into the heavy fluid. In the opposite direction a gravity current of the heavier fluid propagates also at constant speed along the bottom of the channel. The lock-exchange test represents mixing processes that occur frequently in geophysical fluid dynamics. For the Boussinesq case: when a fresh water river empties into a salt water estuary while for the non-Boussinesq case: the volcanic eruptions often take the form of gravity currents. The density within the flow is a result of suspended ash and hot rocks, and is often many times larger than the surrounding air. Fig.2 presents a sketch for the used the lock-release cell, showing two fluids of densities ρ_1 and ρ_2, each having a depth of H and separated by a removable lock gate. Herein, the Boussinesq and Non-Boussinesq lock-exchange tests have been used to validate the developed code.

3.2 Boussinesq lock-exchange experiment

This model was applied to the Boussinesq lock-exchange experimental results obtained by Kolar et al. (2009). The density cell had internal dimensions of length (B) = 58.4 cm, height (H) = 29.5 cm, and width = 2.54 cm. The both mixing fluids were initially separated by the barrier which was 0.4 mm thick of stainless steel sheet. The both mixing fluids were fresh water and saline water with a salt concentration of 17.5 ppt. Water at room temperature was used, resulted in a heavy water density (ρ_1) of = 1.011 g/cm^3 and a light water density (ρ_2) of 0.998 g/cm^3, for a density ratio of 0.987, which was clearly in the Boussinesq realm.

Herein, we present high resolution outcomes for direct and quantitative comparison of experimental and numerical results throughout the domain, not just the wave front. Fig.3 compares the model results with the laboratory experiments and determines how well the model captured the evolution of a density field that is driven entirely by gravity currents. This figure clearly shows a good agreement between the calculated density propagation of the wave front compared with those which are experimentally measured. In addition, a coincidence between the front position for the estimated and the measured data was obtained as shown in Fig.4.

3.3 Non-Boussinesq lock-exchange experiment

Lowe et al. (2005) have carried out a series of experiments on the lock exchange involving fluids with large density differences - the non-Boussinesq case. One of the experiments is selected in this study. The experiments were performed in a rectangular channel using two fluids of density ratio (γ = 0.681). The less dense fluid was freshwater (ρ_2 = 0.998 g/cm^3) and the denser fluid was either a solution of sodium chloride (NaCl)

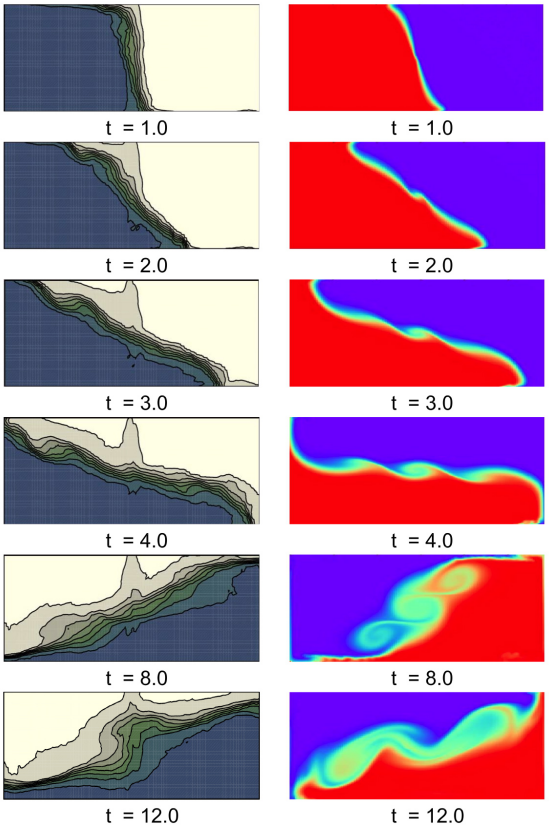


Fig .3 Comparison of experimental and predicted results for the density current propagation sequences for the Boussinesq lock-exchange case; (left) laboratory results and (right) model results.

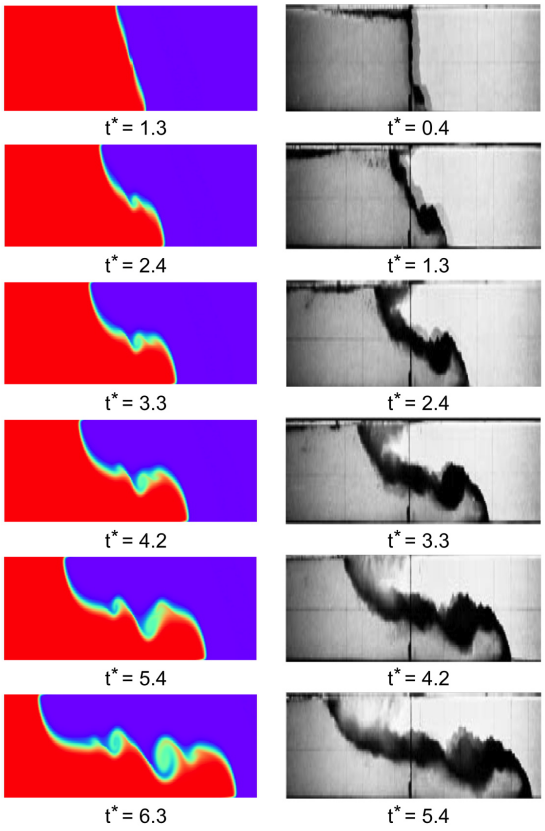


Fig .5 Comparison of experimental and predicted results for the density current propagation sequences for the non-Boussinesq lock-exchange case, (where $t^* = t\sqrt{(g(1-\gamma))/H}$; (left) model results and (right) laboratory results.

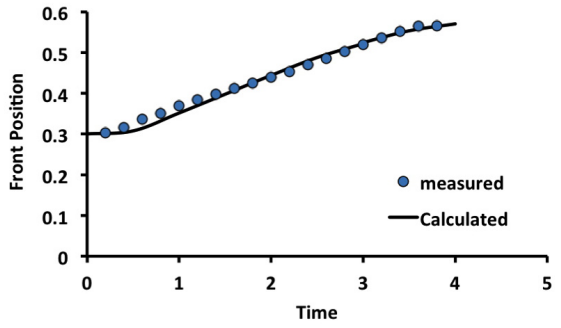


Fig .4 Comparison of the front position estimated from the laboratory experiments and the present model for the Boussinesq lock-exchange case.

or sodium iodide (NaI) (ρ_1 = 1.466 g/cm^3). The channel length was B = 182 cm, 23 cm wide and was filled to a depth of H = 20 cm. The flow was started by a vertically removing lock gate.

Fig.5 compares the model results with the laboratory experiments and determines how well the model captured the evolution of a density field that is driven entirely by gravity currents. This figure clearly shows an acceptable agreement between the calculated density propagation of the wave front compared with those which are experimentally measured but in a different time scale. In addition, the developed model successfully predicted the bore within the heavy front. The front velocity of the density current is almost the same for the light case as well as the heavy case as shown in Fig.6. In the heavy front case, discrepancy may be

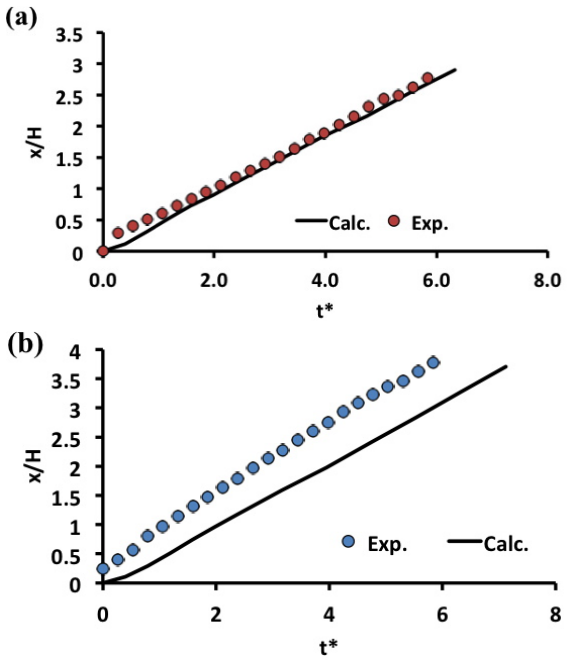


Fig .6 Comparison of the relative front position estimated from the laboratory experiments and the present model for the non-Boussinesq lock-exchange case; (a) light front and (b) heavy front

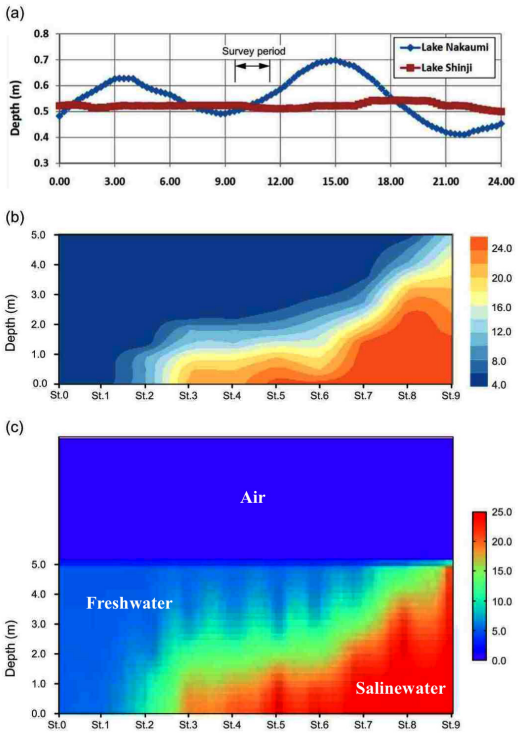


Fig .8 Initial conditions at 10:30 Am: (a) water level fluctuation, (b) measured salinity values along the Ohashi River, and (c) estimated salinity values along the Ohashi River.

observed because of the gate removal effect.

4. The Model Application on Ohashi River, Japan

The Ohashi River in southwest Japan is a tidal river located between two brackish lakes, Shinji and Nakaumi, Fig.7. These brackish lakes are stably stratified due to salinity (density) differences. Nakaumi Lake is strongly affected by the salt water entering from the Sea of Japan through Sakai channel while the freshwater Hii River influenced on Lake Shinji. The density gradient has a significant impact on water movement in the Ohashi River. In this study, the field measured data (September 10, 1999) for the saltwater intrusion into the Ohashi River are used to validate the present model (Moriwaki et al., 2003). Fig.7 shows the nine measuring stations along the Ohashi River.

The salinity initial conditions of the salinity concentration values, computational domain, and the two lakes water levels are introduced in Fig.8. The model run starting time was 10:30 Am. The used simulation time period was chosen to decrease the effect of temperature on density values. The computational domain was separated vertically into two phases, air at top and water at bottom with different concentrations. A computational time step of 0.1 sec. and a computational grid of 0.25m and 100m in the vertical and the horizontal directions, respectively, were used in the numerical calculations. The computations were performed using 32 threads which could reduce the computational time by 85% compared with the case of using single thread. The linear wave theory was used to calculate the intrusion water flux from Lake Nakaumi using the water level difference between the two lakes. The model results show good agreement against the measured data for salinity concentrations at 14:30 Pm and 16:30 Pm as shown in Fig.9 and Fig.10. However, model refinement is needed to avoid the stripping shape of salinity concentrations.

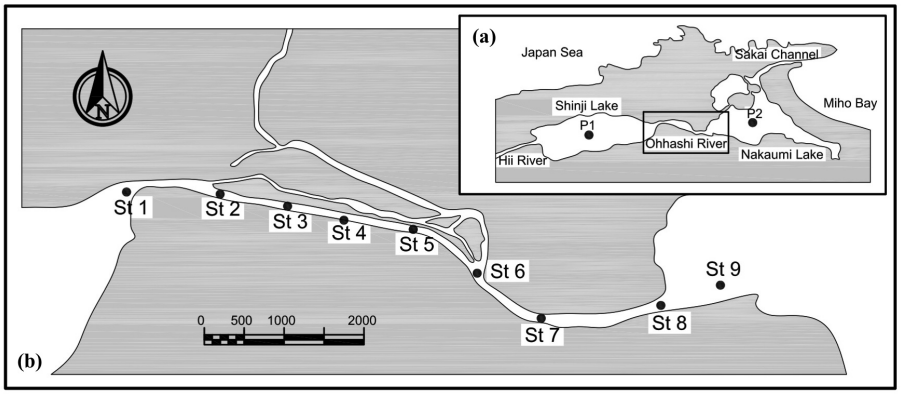


Fig .7 Geographical location of the Ohashi River and sampling locations: (a) location in the Lake Shinji-Nakaumi system and (b) nine sampling localities in September, 1999.

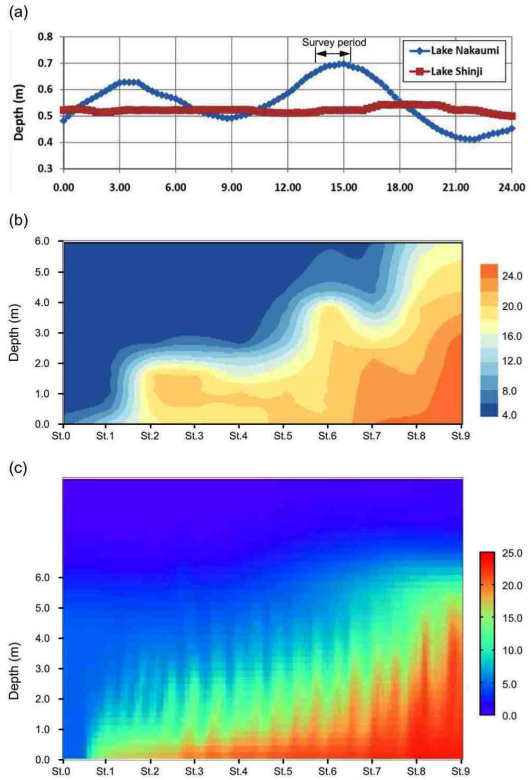


Fig .9 Comparison of the measured and the estimated results at 14:30 Pm: (a) water level fluctuation, (b) measured salinity values along the Ohashi River, and (c) estimated salinity values along the Ohashi River.

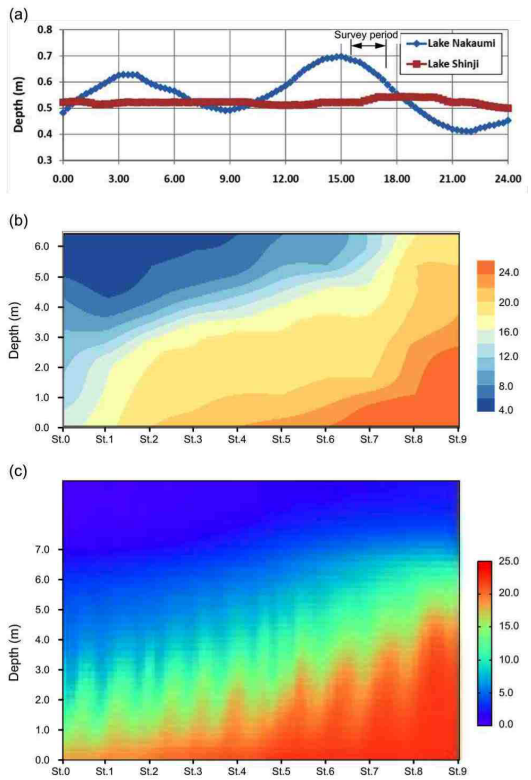


Fig .10 Comparison of the measured and the estimated results at 16:30 Pm: (a) water level fluctuation, (b) measured salinity values along the Ohashi River, and (c) estimated salinity values along the Ohashi River.

5. Conclusion

A two-dimensional multiphase numerical model for incompressible, immiscible and variable density fluids has been developed to study salinity propagation of brackish coastal lakes due to tidal water flux. The governing equations are discretized in a collocated grid system and solved with a finite volume method. Using openMp parallel programing approach reasonably decreased the computational time. The developed model successfully predicted the density current propagation in the lock-exchange problems for Boussinesq and non-Boussinesq experimental cases. In addition, saltwater intrusion into Ohashi River was simulated and validated using field measured data. The predicted model still needs refinement to avoid concentration oscillations.

References

De Cesare G, Boillat G, Schleiss A (2006) Circulation in stratified lake due to flood-induced turbidity currents, Jour. Environ Engng., ASCE, Vol. 132, No. 11, pp. 15081517.

Georgoulas, A., Angelidis, P., Kopasakis, K. and Kotsovinos, N. (2010): 3D Modelling of Turbidity Currents, Environ Fluid Mech, Vol.10, pp.603-635.

Hartel, C., Meiburg, E. and Necker, F. (2000): Analysis and Direct Numerical Simulation of the Flow at a Gravity-Current Head: Part 1. Flow Topology and Front Speed for Slip and No-Slip Boundaries. Journal of Fluid Mechanics, Vol.418, (September 2000), pp.189212, ISSN 1469-7645.

Kassem, A., and Imran, J. (2004), Three-dimensional modeling of density current. II. Flow in sinuous confined and unconfined channels, Jour. Hydraul. Res., Vol. 4 No. 2 (6), pp. 591602.

Kolar, R., Kibbey, T., Szpilka, C.M., Dresback, K., Tromble, E., Toohey, I.P., Hoggan, J. and Atkinson, J. (2009): Process-oriented tests for validation of baroclinic shallow water models: The lock-exchange problem, Journal of Ocean Modelling, Vol.28, pp.137-152.

Lowe, J., James, Rottman, W. and Linden, F. (2005): The non-Boussinesq lock-exchange problem: Part 1. Theory and experiments, Journal of Fluid Mech., Vol.537, pp.101-124.

Moriwaki, S., Fujii, T. and Fukui, K. (2003): Intrusion of high salinity water mass into Ohashi River, San'in District of Japan, LAGUNA, Vol.10, pp.35-45.

Ooi, S.K., Constantinescu, G. and Weber, L.J. (2007): 2D Large-Eddy Simulation of lock-exchange gravity current flows at high grashof numbers. Journal of Hydraulic Engineering, Vol.133, No.9, pp. 1037-1047, ISSN 0733-9429.

OpenMP (2011): OpenMP applicaton program interface, http://www.openmp.org.

Sangdo, A., Pierre, Y., Julien, Subhas, K. and Venayagamoorthy (2012): Numerical simulation of particle-driven gravity currents, Environ Fluid Mech, DOI: 10.1007/s10652-012-9251-6.

Ushijima, S., Okuyama, Y., Takemura, M. and Nezu, I. (2003): Parallel computational method for pressure field in incompressible flows on 3d curvilinear coordinates, Annual Journal of Hydraulic Engineering, Vol.47, pp.385-390.

Ushijima, S., Makino, O. and Nezu, I. (2007): Three dimensional computational method for wave flows running up in a river and their flooded flows, Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering, Vol.25, pp.31-39.

Ushijima, S., Yamada, S., Enkai, M., and Nezu, I. (2007): Transportation of solid bodies in wave flows predicted by 3D multiphase model: Proceedings of 32nd IAHR Congress, Theme D-2b, CDROM.

(Received June 11, 2013)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

伊勢湾の水文環境への温暖化影響について

Climate Change Impact on the Hydrologic Environment of Ise Bay

鈴木靖・佐藤嘉展・本間基寛・道広有理(1)・Sergey M.Varlamov(2)

Yasushi SUZUKI, Yoshinobu SATO, Motohiro HONMA, Yuri MICHIHIRO(1) and Sergey M.Varlamov(2)

(1) 一般財団法人日本気象協会
(2) 独立行政法人海洋研究開発機構

(1) Japan Weather Association
(2) Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

Synopsis

For the purpose of an integrated watershed environment management, a coupled river runoff and ocean circulation model is developed. Climate change impact on the hydrologic environment of Ise Bay is assessed by the model. Future climate change of rain fall amount and air temperature from 15 CMIP3 models are used as an atmospheric boundary conditions, and climate change of river discharge and water temperature from Hydro-BEAM prediction are also used as a river mouth boundary condition. Future SST in Ise Bay increases by about 3℃ in August, while 2℃ in February. Coastal areas are more strongly influenced.

キーワード：伊勢湾，海面水温，将来予測，CMIP3
Keywords: Ise Bay, SST, climate change impact, CMIP3

1. はじめに

伊勢湾の水温・流況・塩分・濁度・栄養塩等の水文環境は，地球温暖化により様々な影響を受けることが考えられる．東京湾や大阪湾と伊勢湾を比較すると，伊勢湾の容積は河川流入量の約 2 年分であり，東京湾（約 7 年），大阪湾（約 5 年）よりも河川水の影響が大きい．伊勢湾に流入するおもな河川の年平均流量は，木曽川 298 m^3/s，長良川 223 m^3/s，揖斐川 119 m^3/s，宮川 74 m^3/s などである（Fig. 1）．洪水時には木曽川の流量は 1 万 m^3/s 以上にもなり，木曽三川（木曽川・長良川・揖斐川）から伊勢湾へと流入する河川水の影響は無視できない．河川水は淡水であること，融雪期は河川水温が低いこと，夏季の河川水は流量も少なく高温になりやすいことなどの影響により，流入する河川水と海水との密度差が大きくなり，伊勢湾内の成層状態の発達に大きな影響を与える．また洪水時には大量の土砂が河川から供給され，湾内の濁りや底質環境などにも影響を及ぼす．

鈴木ら(2010) は，河川源流域から沿岸部までの流域圏の水と物質循環を統合的に評価するツールとして，河川と海洋を結合した流域圏統合モデルを開発し，東京湾への河川水の影響について検討した。また，鈴木ら(2012a, 2012b) は河川海洋結合モデルを木曽三川流域から伊勢湾に適用した．2003 年 4 月の大雨出水時の事例解析を行い，木曽三川から伊勢湾内へと流出する浮遊土砂の拡散計算結果は湾内西岸を南下することを示した．MODIS 衛星観測による伊勢湾内の濁度の拡がりをよく再現し，河川海洋結合モデルは十分な精度を有することを明らかにした．

地球温暖化により伊勢湾の水文環境は様々な影響を受け，特に水温の変化は魚介類の生息環境に重要

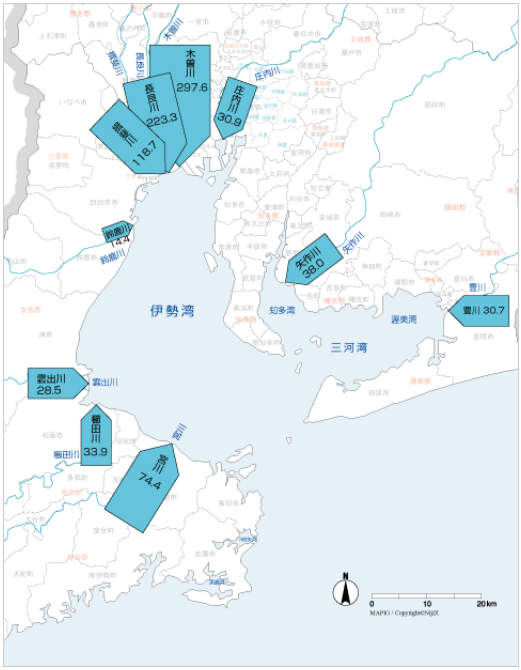


Fig. 1 Annual average discharge from rivers flowing into Ise Bay (source: Ise Environmental Database).

な影響を及ぼす．将来の水産資源保護のためには水温の将来予測をもとにした魚介類への影響評価と適応策の検討が必要となる．しかしながら伊勢湾については，将来の可能最大高潮・波浪の検討等，気象や波浪への影響が議論されているのみで，将来の水温変化については十分な検討がなされていない．

そこで本研究では，地球温暖化シナリオ下の気候モデルによる大気と海洋の将来変化予測を用いて，河川海洋結合モデルによる現在気候再現実験と将来気候予測実験を行い，伊勢湾の水文環境の現在気候再現性の検証と，大気・海洋・河川の各気候変化外力が湾内海面水温の将来予測に及ぼす影響を調べることを目的とした．

2. 河川海洋結合モデル

河川海洋結合モデルは，1) 分布型流出モデル，2) 不定流モデル，3) 3次元海洋循環モデル，4) 海洋拡散モデル，の4モデルで構成されている．本研究では伊勢湾の水温・塩分等の評価を目的としているため，不定流モデルと拡散モデルを除き，1) 分布型流出モデルと4) 3次元海洋循環モデルにより，河川水の流出計算と湾内の流動場・水温の計算を行った．

2.1 分布型流出モデル

分布型流出モデル Hydro-BEAM を用いる．モデルの概要を Table 1 に示す. Hydro-BEAM は Kojiri (2006) によって開発されたセル集中型モデルであり，各セルは 1 本の河道網とそれに接続する 2 つの斜面の集合体として表される．セル毎に降水・蒸発散・融雪・流出・浸透の水文過程が計算される．降水は一旦そのすべてが斜面に供給され，蒸発散により大気中に戻った残りが地表流とさらに下層の地下水流出成分に分離され，それぞれが kinematic wave モデルおよび貯留関数モデルにより計算される．河道網は，国土地理院の 50m メッシュ標高データから作成した落水線と河道勾配に基づいて作成される．各セルにおける水文過程を計算するためのパラメータ（粗度・アルベド・含水率・透水率・土壌間隙率等）は，5 つの土地利用区分（森林・草地・水田・都市・水域）ごとに設定されている．

入力する気象データは，アメダスの 1 時間毎の降水量と気温データを用いるとともに，熱収支モデルによる積雪・融雪・蒸発散計算を行うために，気象官署の風速・気圧・水蒸気圧・日照時間を用いる．

Table 1 Specifications of Hydro-BEAM.

Item	Contents
Cell size	Horizontal: 1 km Vertical: 4 layers
Hydrologic processes	Rainfall, evapotranspiration, snowmelt, outflow, underground seepage
Runoff process	Surface: kinematic wave model Subsurface: storage function model
River channel	50 m mesh DEM
Land use	Forest, grass, paddy field, city, water
Hydrologic parameters	Roughness, albedo, moisture content, hydraulic permeability, soil porosity
Meteorological data	Rainfall, temperature, wind speed, pressure, water vapor pressure, sunshine duration
Outputs	River discharge, water temperature, density of suspended sediment

Table 2 Specifications of RIAMOM.

Item	Contents
Basic equations	Equations of motion Equation of continuity Hydrostatic equation Advective equation of tracer
Variables	Current vector (u,v,w), pressure (surface height), water temperature, salinity
Coordinate	Z (60 layers)
Horizontal grid	Latitude and longitude (1/72 degree)
Open ocean boundary	JCOPE2 re-analysis data (1/12 degree)
Tidal data	NAO tide model
River boundary	Discharge, water temperature
Meteorological data	Wind, temperature, sea surface pressure, humidity, cloud amount, rainfall
Outputs	Current (u,v,w), water temperature, salinity, sea surface level

気象観測データは，1 km メッシュ上に，距離の 2 乗の重みを利用して内挿補間するとともに，気温の高度補正も考慮する．出力されるデータは，河川流量・水温等の 1 時間ごとの計算値である．

2.2 3次元海洋循環モデル

3 次元海洋循環モデル RIAMOM を用いる．モデルの概要を Table 2 に示す．RIAMOM は流体力学のプリミティブ方程式を数値計算するモデルである（Lee and Yoon, 1994）．基本方程式は，運動方程式・連続の式・静水圧近似式・トレーサーの移流方程式からなり，予報変数は流速 3 成分・圧力（海面高度）・水温・塩分である．モデルは，静水圧平衡のもとでのブシネスク近似を仮定し，3 次元，非線形，自由水面のプリミティブな Navier-Stokes 方程式を解くものである．

海表面を通した境界条件として入力する気象データは，海面気温・風・気圧・湿度・総雲量及び低層雲量・太陽放射熱であり，気象庁 MSM GPV データを与えた．湾口の外洋境界条件として，潮汐変化と広域海洋モデルの境界値を与える．ここでは国立天文台の潮汐モデル (http://www.miz.nao.ac.jp/staffs/nao99/index.html) と JAMSTEC の JCOPE2 モデル (Miyazawa et al., 2009) による再解析データを与えた．また，木曽三川河口における境界条件として，河川流量および河川水温の 1 時間ごとの計算値を与えた．伊勢湾内は，水平 1/72 度（約 1.4 km），鉛直 60 層の 3 次元のメッシュに分割して計算した．出力されるデータは，各メッシュにおける流速 3 成分，水温，塩分および表層の海面高度である．

3. 現在気候の再現

3.1 計算条件

現在気候の再現実験は，三重県水産研究部による湾内観測データが得られている 2004 年を対象とした．2004 年は台風の上陸数が 10 個と，過去最多となった年である．東海地方は台風 21 号（9 月 29 日～30 日），台風 23 号（10 月 20 日～21 日）が相次いで通過し，大雨による土砂災害や浸水被害を各地にもたらした．

Hydro-BEAM による木曽三川の流出計算は，流域を 1 km メッシュで区切って河道網を作成し，気象庁アメダスおよび気象官署の 1 時間ごとの降水量・気温・風速・気圧・水蒸気圧・日射量を 1 km メッシュに内挿補間し，外力条件として与えた（佐藤ら，2011）．木曽三川河口における 1 時間ごとの河川流量・水温が出力され，RIAMOM の河川境界条件として与えられる．伊勢湾の流動場と水温の計算は，前月から 15 日間のスピンアップを含めて月別に行った．

3.2 計算結果の検証

Fig. 2 には三重県水産研究部による定点観測の位置図を示す．湾奥から湾口にかけて 16 か所の定点が設定され，月 1 回の観測が行われている．観測要素は，各層の水温・塩分・流向・流速・濁度・DO・pH・クロロフィル a・プランクトン等である．ここでは，湾内における河川の影響の違いに着目し，木曽三川河口部の湾奥（地点 2）と湾口（地点 18）の 2 地点を検証地点とした．

各月の計算結果から観測日に対応するデータを抽出し，月別の計算結果と観測値を Fig. 3 に示す．上から順に，海面水温，表層の塩分濃度と流速が図示されている．計算値は海洋モデル RIAMOM の表層第一層（層厚 2 m）の平均値である．

海面水温の計算値は，2 月から 3 月にかけて最も低く，その後夏場にかけて水温が上昇し 9 月に水温が最も高くなっている．観測値も概ね同様な季節変化を示すが，夏場の水温ピークは湾奥（No.2）の観測値では 8 月に出現しており，計算値のピークは観測値よりも 1 か月遅くなっている．湾奥においては 6 月から 8 月にかけての計算値は観測値よりも約 1℃程度低め，9 月から 12 月にかけて計算値は約 1-2℃程度高めとなっており，1 月から 4 月にかけて計算値は観測値よりも約 5℃程度高めとなっている．この冬季の計算値の高温バイアスは湾口（No.18）においても同様で，伊勢湾全体の水温計算値が冬季は高めとなっている．湾口においては冬季以外でも 1-2℃程度の高温バイアスが現れている．湾口の高温バイアスが年間を通して現れていることは，外洋境界条件として与えた JCOPE2 再解析値に水温バイアスが含まれている可能性を示唆する．

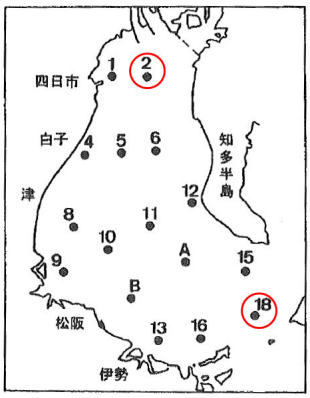


Fig. 2 Observation points and selected validation points (circle).

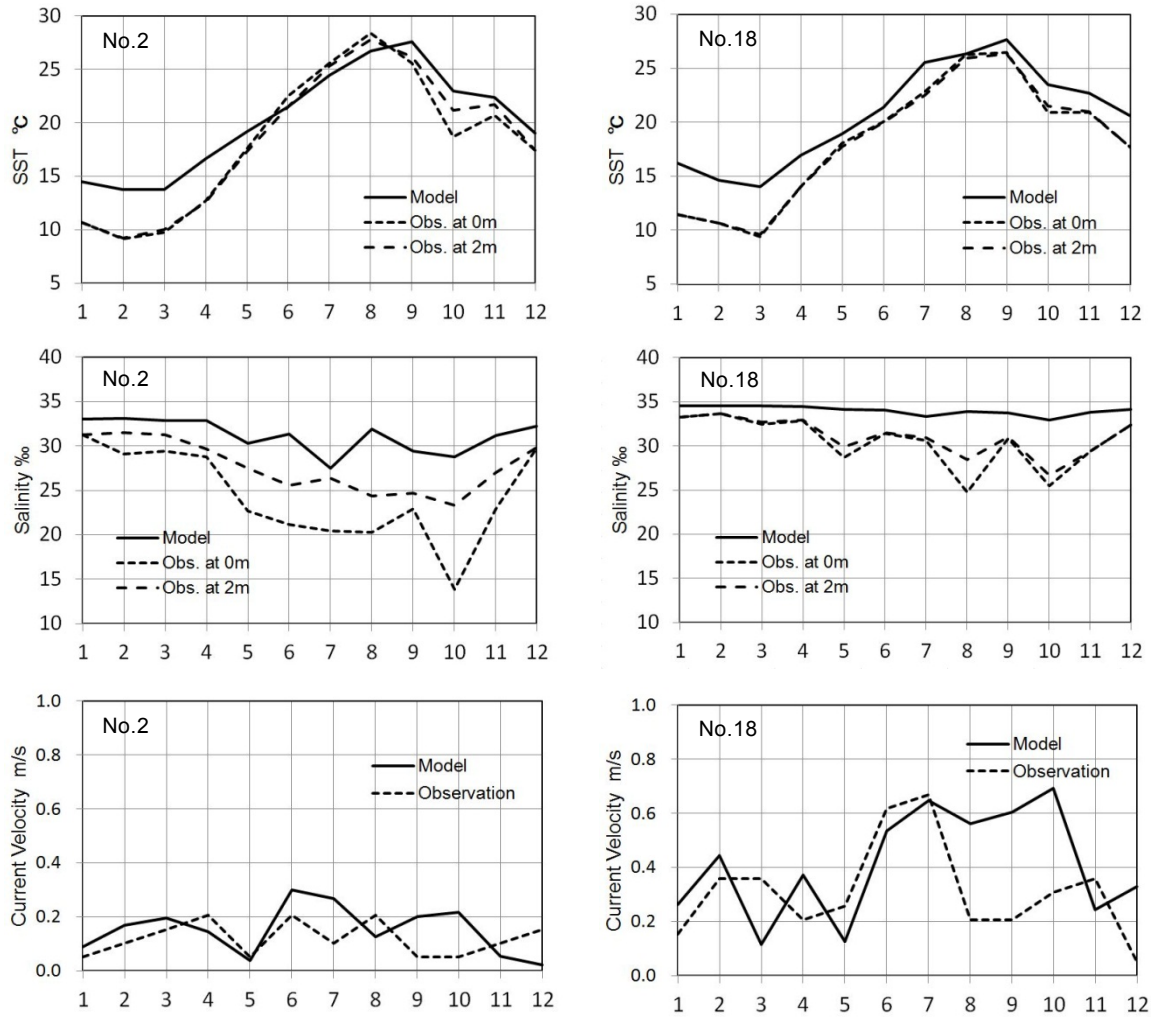


Fig. 3 Comparison of monthly sea surface temperature (SST), salinity and surface current velocity from model results with observations at point No.2 (left) and No. 18 (right).

また，冬季の5℃にも及ぶ高温バイアスは，冬季の表層からの冷却が十分ではなく，モデルの乱流混合過程等の問題ではないかと考えられる．

表層の塩分濃度の計算値は1年を通して観測値よりもかなり高めとなっている．湾奥（No.2）の観測値は河川流量が少ない冬季の塩分濃度が高く，河川流量が増える5月から10月にかけて顕著に塩分濃度が低下しているのに対して，計算値は観測値に比べて変化の幅が小さめである．観測値は水深0mと2mでは塩分濃度が大きく変化し，密度が小さく軽い河川水が薄い層になって流出していることがわかる．モデルの鉛直層を表層付近ではもっと薄く設定する必要があることと，塩分濃度の鉛直混合過程が大きめとなっていることが課題である．湾口（No.18）においては観測値の塩分濃度は湾奥よりも高くなり，河川水の影響が小さくなっている．塩分濃度の計算値は湾口においても高めのバイアスを示している．

流速に関しては，湾奥（No.2）では流速が弱く，湾口（No.18）では流速が強くなるという観測値の傾向をモデルでもおおむね再現している．また流速のオーダーもほぼ妥当であるといえる．

4. 将来気候の予測

4.1 気候変化シナリオ

将来気候予測実験は CMIP3 の A1B シナリオに対する 100 年後の予測計算を行った．CMIP3 の気候変動情報データベース http://hes.dpri.kyoto-u.ac.jp/（道広ら，2011）から木曽三川流域および伊勢湾周辺の降水量と気温の将来変化量を設定した．CMIP3 の現在気候は 1980 年から 1999 年まで，将来気候は 2080 年から 2099 年までの各 20 年間である．現在気候再現性でスクリーニングした 15 モデルのマルチアンサンブルにより求めた，月別の降水量・気温の将来変化量を Table 3 に示す．海面水温の将来変化量はデータベース化されていないため，CMIP3 データから

Table 3 Future climate change value of precipitation, air temperature and sea surface temperature.

Month	Precip. ×α	Air temp. +β℃	SST +γ℃
1	1.038	3.249	2.075
2	1.071	3.445	2.076
3	1.057	3.126	2.101
4	1.027	2.870	2.033
5	1.065	2.933	1.976
6	1.039	2.939	1.981
7	1.109	2.787	1.947
8	1.129	2.953	1.923
9	1.067	3.133	1.923
10	0.991	3.081	1.991
11	0.913	2.963	1.986
12	0.955	3.158	2.028

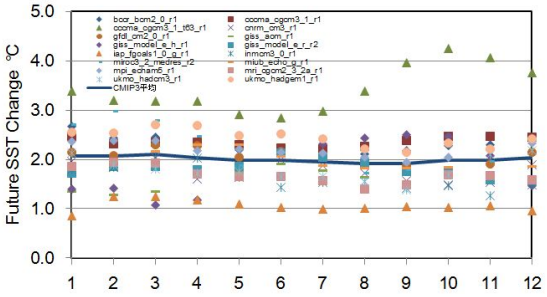


Fig. 4 Future SST changes from CMIP3 models at open ocean near Ise Bay.

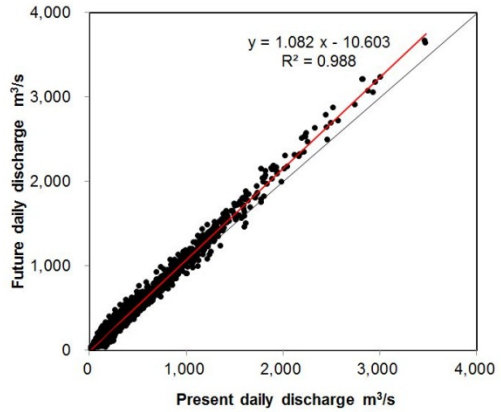


Fig. 5 Relation between present and future daily discharge of Kiso river.

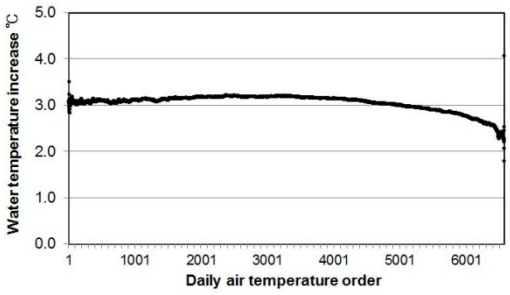


Fig. 6 Future water temperature increase of Kiso river by model in relation to daily air temperature.

伊勢湾沖合の北緯 33.5 度，東経 138.0 度の直近 4 メッシュの海面水温を抽出平均し，各モデルの海面水温将来変化量を解析した．Fig. 4 に図示するように，海面水温の上昇量はモデルによってばらつきが大きく，約 1℃から 4℃のばらつきがある．これらのアンサンブル平均をとると，海面水温の将来変化量は年間を通して約 2℃となる．こうして求めた月別の海面水温の将来変化量を Table 1 に示す．

河川の流量と水温の将来変化量は，Hydro-BEAM の現在再現計算と将来予測計算のモデル計算値の差から設定した. Fig. 5 には木曽川の日流量の現在と将来の関係を示す．現在再現計算は 1983 年から 2000 年まで，将来予測計算は CMIP3 の A1B シナリオに対する 2083 年から 2100 年までの各 18 年間の計算結果である．図示のように将来の河川流量は現在の約 1.08 倍となる．河川水温に関しては，Hydro-BEAM による現在と将来の水温計算値の差分をとり，18 年間の日平均気温の大きい順にならべかえたものを Fig. 6 に示す．図示のように，気温の順位と河川水温の差分との間には Fig. 6 に示すような分布曲線が描かれる．この日平均気温に対する分布曲線をもとに，河川水温上昇量として将来の変化量を設定した，

4.2 計算手法

前項で求めた大気（降水量・気温），外洋（海面水温），河川（流量・水温）の外力の将来変化を，気候変化量として現在気候再現実験時の外力に上乗せすることにより将来予測計算を行う（道広ら，2012）．気候変化量を上乗せする手法は，現在の観測値に気候変化量を加えた仮想的な将来観測値を設定することになるため，気候モデル出力を直接用いる際には避けられないバイアス補正の問題を回避することができる．

外洋境界条件は海水温の鉛直分布を与える必要がある．ここでは海面水温の将来変化量を表層から海底まで一様に与えることとし，JCOPE2 再解析値の鉛直分布に，Table 1 に示す海水温変化を一律に加えて設定した．

4.3 将来予測計算結果

Fig. 7 には伊勢湾の海面水温の分布を示す．1 月，4 月，7 月，10 月の各月平均の海面水温の現在気候再現値（左図），将来気候予測値（中央図），および将来変化量（将来－現在）（右図）を各々示す．また，Fig. 8 には木曽三川河口部の湾奥（No. 2）と湾口（No. 18）の 2 地点について，海面水温，表層の塩分濃度および流速の月別値の将来予測を現在と比較して示す．

伊勢湾の海面水温は河口部を除く湾全体では，現

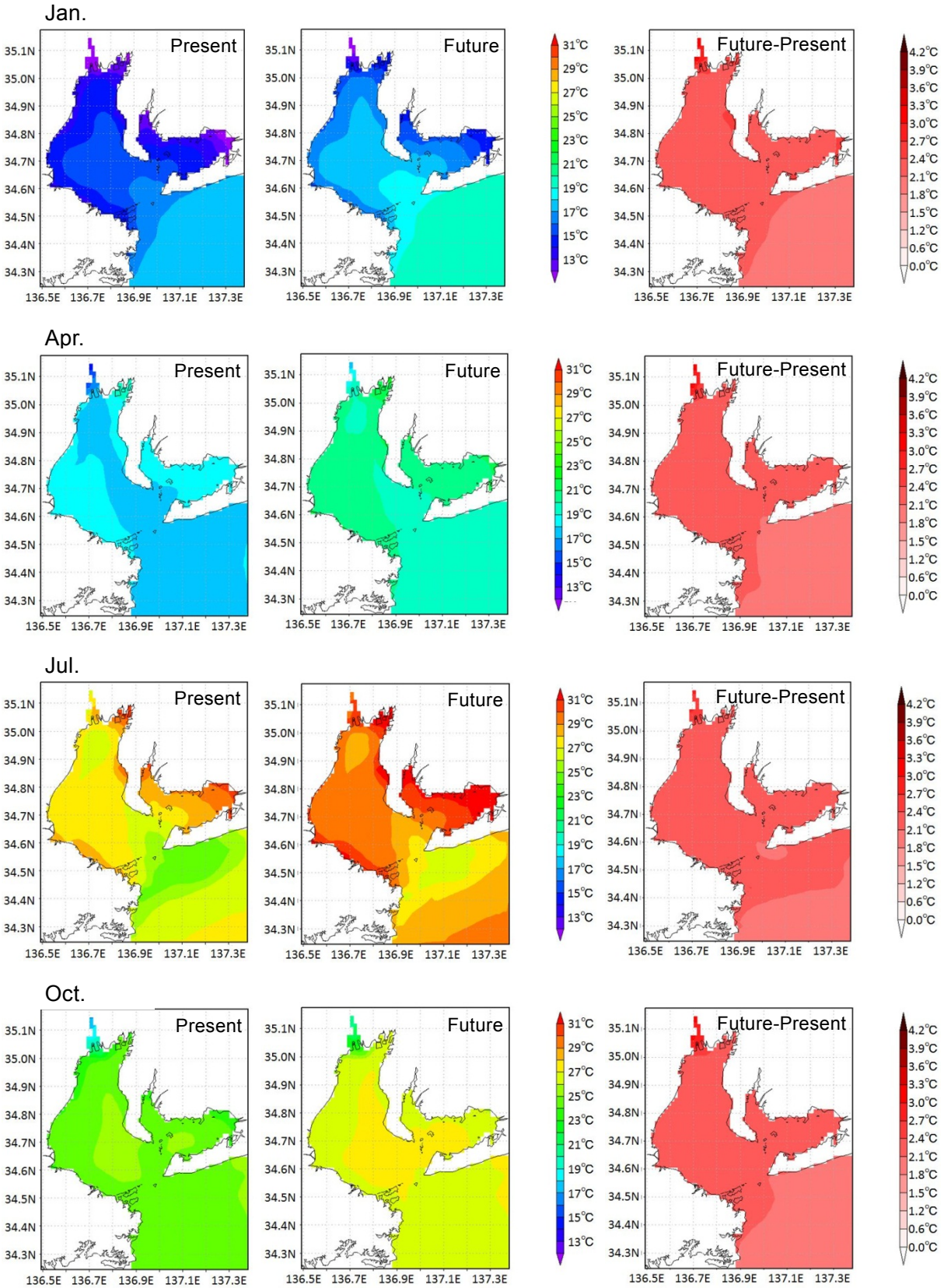


Fig. 7 Monthly mean SST distribution in January, April, July and October under the present and future climate conditions, and SST difference between present and future.

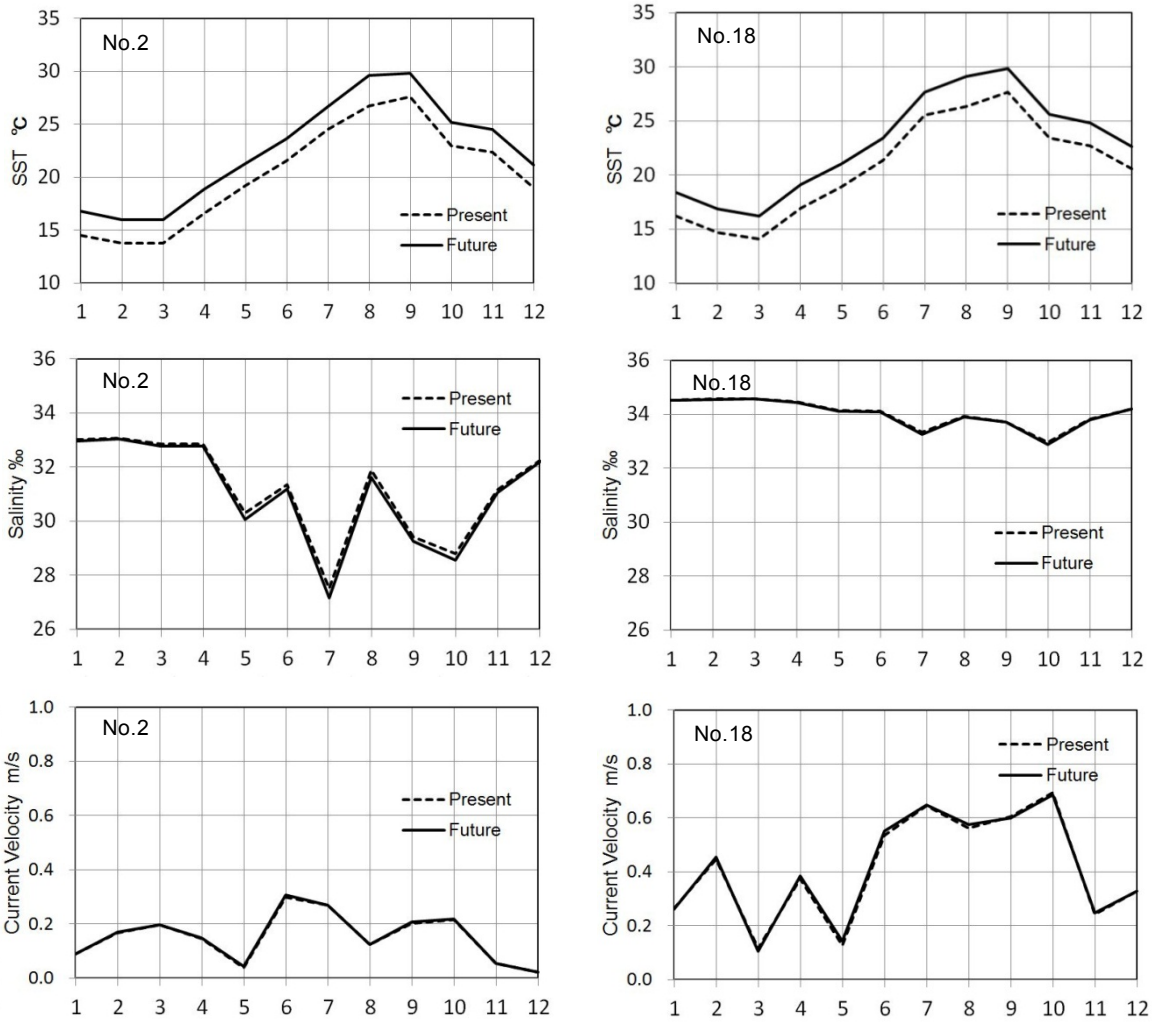


Fig. 8 Future projections of monthly sea surface temperature (SST), salinity and surface current velocity at point No.2 (left) and No. 18 (right) compared with present model results.

Table 4 Monthly mean values of future river discharge of Kiso-sansen rivers, present and future SST and SST increase (future – present) at the point No.2, No.18 by the model.

Month	Discharge m^3/s	SST ℃ (No. 2)			SST ℃ (No. 18)		
		Present	Future	Increase	Present	Futute	Increase
1	384	14.53	16.77	2.24	16.22	18.37	2.15
2	474	13.78	16.00	2.22	14.66	16.86	2.20
3	484	13.76	15.95	2.19	14.06	16.24	2.18
4	620	16.61	18.85	2.24	16.93	19.15	2.22
5	1159	19.20	21.30	2.10	18.93	21.05	2.12
6	970	21.53	23.64	2.11	21.40	23.46	2.06
7	558	24.48	26.68	2.20	25.53	27.69	2.16
8	761	26.75	29.62	2.87	26.34	29.14	2.80
9	1176	27.62	29.79	2.17	27.67	29.86	2.19
10	1479	22.98	25.19	2.21	23.46	25.63	2.17
11	496	22.38	24.53	2.15	22.72	24.82	2.10
12	533	19.03	21.18	2.15	20.57	22.64	2.07

在気候において 1 月は約 15℃，4 月は約 17℃，7 月は約 27℃，10 月は約 24℃と計算されている．将来気候予測によると，海面水温は約 2℃以上上昇する．海面水温の上昇量は夏季以外は約 2.1℃～2.2℃であり，夏季は 2.8℃～2.9℃と上昇量が大きくなっている．また Fig. 7 の水温上昇量の分布によると，木曽三川の河口部を中心に沿岸部での上昇量が湾中央部よりも顕著であることがわかる．Table 4 によると，湾奥（No. 2）の水温上昇量は，湾口（No. 18）よりも 0.1℃弱大きくなっている．木曽三川河口部は湾奥（No. 2）よりもさらに沿岸部に位置し，上昇量は大きく，3℃以上の上昇が計算されている．

沿岸部や三河湾での昇温が顕著であり，冬季よりも夏季の水温上昇が高いこと，また，湾内よりも沿岸部での昇温量が高いことが特徴的である．これは，水深の浅い沿岸部や三河湾では，気温上昇や日射による水温上昇が効果的に行われることに起因するものと考えられる．夏場は成層がより発達し，海面付近の上下混合が少なくなるため，より高温となりやすいことも影響していると考えられる．

将来の夏季の海面水温は伊勢湾全体で 30℃近くにも達し，沿岸部では場所によっては 30℃を超えるところも出現する．魚介類などの水産生物は生息に適した水温に敏感であることから，伊勢湾の将来の水文環境変化は魚介類の生息に大きな影響を及ぼすことが考えられる．

Fig. 8 によると，海面水温以外の塩分濃度や流速に関しては，現在と将来で海面水温ほどの大きな変化は見られない．塩分濃度は湾口（No. 18）ではほとんど変化がないが，湾奥（No. 2）では将来の塩分濃度は年間を通じて若干低下する．湾奥での変化が大きいことは河川水の影響が考えられる．将来の河川流量の増加（Fig. 8）が主な要因と考えられるが，将来気候における水温上昇と成層状態の発達により河川水が現在よりもより薄い層となって湾内に拡がっていく可能性も考えられる．

5. おわりに

地球温暖化 A1B シナリオ下の気候モデルによる大気と海洋の将来変化予測を用いて，河川海洋結合モデルによる現在気候再現実験と将来気候予測実験を行い，伊勢湾の水温等水文環境の現在気候再現性の検証と，その将来予測について調べた．その結果，以下の結論が得られた．

現在気候の再現実験は，三重県水産研究部による湾内観測データが得られている2004年を対象とした．海面水温の計算値は観測値と同様な季節変化を再現し，2月から3月にかけて最も低く，その後夏場にかけて水温が上昇するが，夏場の水温ピークは湾奥の計算値は観測値よりも1か月早めとなっている．また，湾奥，湾口ともに，1月から4月にかけての計算値は観測値よりも約5℃程度高である．モデルの冬季高温バイアスは，冬季の表層からの冷却が十分ではないことに起因し，モデルの乱流混合過程等の問題ではないかと考えられる．湾口においては冬季以外でも1-2℃程度の高温バイアスが現れている．湾口の高温バイアスが年間を通して現れていることは，外洋境界条件として与えたJCOPE2再解析値に水温バイアスが含まれている可能性を示唆する．表層の塩分濃度の計算値は1年を通して観測値よりもかなり高めとなっている．湾奥の観測値は河川流量が少ない冬季の塩分濃度が高く，河川流量が増える5月から10月にかけて顕著に塩分濃度が低下しているのに対して，計算値は観測値に比べて変化の幅が小さめである．モデルの鉛直層を表層付近ではもっと薄く設定する必要があることと，塩分濃度の鉛直混合過程が大きめとなっていることが課題である．湾口においては観測値の塩分濃度は湾奥よりも高くなり，河川水の影響が小さくなっている．流速に関しては，湾奥では流速が弱く，湾口では流速が強くなるという観測値の傾向をモデルでもおおむね再現している．

将来気候予測実験は CMIP3 の A1B シナリオに対する 100 年後の予測計算を行った．CMIP3 の気候変動情報データベースから木曽三川流域および伊勢湾周辺の降水量と気温の将来変化量を設定した．海面水温の将来変化量はCMIP3データから伊勢湾沖合のメッシュを抽出し，各モデルの海面水温将来変化量を解析した．また河川の流量と水温の将来変化量は，Hydro-BEAM の現在再現計算と将来予測計算のモデル計算値の差から設定した．

伊勢湾の海面水温は将来気候予測によると，湾全体で約 2℃以上上昇する．上昇量は夏季以外は約 2.1℃～2.2℃であり，夏季は 2.8℃～2.9℃と上昇量が大きくなっている．また沿岸部での上昇量が湾中央部よりも顕著であることがわかった．木曽三川河口部の水温上昇量は 3℃以上と計算されている．沿岸部や三河湾での昇温が顕著であり，冬季よりも夏季の水温上昇が高いこと，また，湾内よりも沿岸部での昇温量が高いことが特徴的である．これは，水深の浅い沿岸部や三河湾では，気温上昇や日射による水温上昇が効果的に行われることに起因するものと考えられる．将来の夏季の海面水温は伊勢湾全体で30℃近くにも達し，沿岸部では場所によっては 30℃を超えるところも出現する．魚介類などの水産生物は生息に適した水温に敏感であることから，伊勢湾の将来の水文環境は魚介類の生息に大きな影響を及ぼすことが考えられる．

伊勢湾の水文環境の将来変化を予測するためには，気温や外洋水温の上昇が重要な要素であるが，魚介類の生息域として重要な沿岸部での水文環境への温暖化影響を評価するためには，河川水の影響を定量的に評価することも重要であるといえる．

今後は，具体的な適応策立案のためには定量的な将来予測が必要とされる．本研究で用いた手法は，大気・海洋・河川の各気候変化外力の将来変化量を月別に与えてその影響を調べるという，大まかな将来変化傾向を推定する手法である．温暖化シナリオや気候モデル個々の不確実性が大きい現状では，アンサンブル平均により不確実性を減らし，温暖化の大局的な影響を調べる目的にかなった実用的な研究手法であるといえる．しかしながら，予測精度の向上を図り，時空間的により詳細な将来気候予測を得るためには，気候海洋モデルの力学的ダウンスケーリングによる海洋境界条件の直接ネスティングや，河川モデルの水温計算プロセスの精度向上など，取り組むべき課題はまだ多いといえる．

参考文献

伊勢湾環境データベース：伊勢湾流域の概要　河川流量，http://www.isewan-db.go.jp/about/index.asp, 2013年5月28日閲覧．

国立天文台：NAO.99b 潮汐予報システム，http://www.miz.nao.ac.jp/staffs/nao99/index.html, 2013年5月28日閲覧．

佐藤嘉展・小尻利治・道広有理・鈴木靖 (2011)：マルチ気候モデルと貯水池操作を考慮した分布型水文モデルの木曽三川流域への適用，京都大学防災研究所年報，第54号B，pp. 757-769．

鈴木靖・佐藤嘉展・道広有理 (2010)：河川流出が東京湾の水域環境に及ぼす影響について，京都大学防災研究所年報，第53号B，pp. 743-749．

鈴木靖・佐藤嘉展・道広有理・Sergey M.Varlamov (2012a)： 河川海洋結合モデルによる伊勢湾の河川流出水の影響について，土木学会論文集B3（海洋開発）, Vol. 68, No. 2, pp. I_1001-I_1006.

鈴木靖・佐藤嘉展・道広有理・本間基寛・Sergey M.Varlamov (2012b)：流域圏統合モデルによる伊勢湾への河川水の影響評価，京都大学防災研究所年報，第55号B，pp. 511-517.

三重県科学技術振興センター水産研究部 (2005)：漁況海況予報関係事業結果報告書（漁海況データ集），292pp.

道広有理，鈴木靖，佐藤嘉展 (2011)：気候変動情報データベースの開発とその利用，土木学会論文集B2（海岸工学），Vol. 67, No. 2, pp. I_1211-I_1215.

道広有理，佐藤嘉展・鈴木靖 (2012)：流域スケールの水文解析に向けたGCM出力の活用方法の検討，土木学会論文集B1（水工学），Vol. 68, No. 3, pp. 125-135.

Kojiri, T. (2006) : Hydrological river basin environment assessment model (Hydro-BEAM), Watershed Models, ed. by V. P. Singh & D. K. Frevent, Taylor & Francis, CRC Press, USA, pp. 613-626.

Lee, H. C., and J. H. Yoon (1994) : On the free surface OGCM. Proc. of fall meeting the Japan Oceanogr. Soc., pp. 225-226.

Miyazawa, Y., R. Zhang, X. Guo, H. Tamura, D. Ambe, J.-S. Lee, A. Okuno, H. Yoshinari, T. Setou, and K. Komatsu (2009): Water mass variability in the western North Pacific detected in a 15-year eddy resolving ocean reanalysis, J. Oceanogr. 65, pp. 737-756..

（論文受理日：2013年6月7日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

気候変動に対する一般市民の意識啓発のための情報提供方策の検討

Study on the Information to Enlighten the Consciousness of the Citizen for the Climate Change

本間基寛・鈴木靖・佐藤嘉展

Motohiro HONMA, Yasushi SUZUKI and Yoshinobu SATO

Synopsis

We performed Internet questionary survey subject to residents in Toyama and grasped the image for the climate change and examined a reporting policy to enlighten the consciousness of the citizen for the climate change. The persons who feel a climate change at the present tend to feel the additional changes in the future. It is important to show the monitoring results of climate change for a citizen and promote the understanding for the climate change that had already occurred. It has been shown that general images for the climate change promote to understand the need of the mitigation, and that it is important to explain about the climate change that might occur in the future even if it did not occur at the present in order to have people recognize widely the need of the adaptation.

キーワード: 気候変動，緩和策，適応策，住民意識，アウトリーチ
Keywords: climate change, mitigation, adaptation, consciousness of citizen, outreach

1. はじめに

気候変動リスクへの対策としては，地球温暖化の原因となる温室効果ガスの排出を削減し，地球温暖化の進行を食い止める「緩和策」と，気候変動に伴う気温や海水面の上昇，降水量の変化などに対して人や社会，経済のシステムを調節することで影響を軽減する「適応策」に分類することができる．一般市民を対象とした気候変動対策としては，緩和策に関する啓発活動が盛んに行われているが，適応策に関しては行政主体による検討は進められているものの，一般市民への啓発が必ずしも十分とは言えない．その原因として，自らが住まう地域に対する気候変動による具体的な影響のイメージが不足していることが考えられる．

気候変動による地域での影響を具体的に理解するためには，気候モデルによる将来変化の予測結果を活用し，リスク評価を行うことが必要である．リスク評価の元となる気候変動予測情報については，例えば，CMIP3を中心とした全球気候モデル（GCM）の実験結果について，日本国内を対象としてメッシュ情報として整理し，データベースを構築して公開しているものもあり（例えば，道広ら（2011）），気候変動予測情報の利活用が図られているところである．しかしながら，これらのような気候変動予測情報が一般市民には十分に伝わっておらず，気候変動に関する研究成果をどのように社会へ発信していくべきかが課題となっている．

そこで本研究では，一般市民の気候変動に対するイメージを把握するとともに，気候変動対策の必要性の認識の向上や対策行動実施の促進に繋がる意識啓発のための情報提供方策について検討を行った．

2. 調査手法

本研究では，気候変動に伴う気温上昇により，農作物や観光資源などに対する影響が大きいことが考えられる富山県の一般市民を対象に，インターネット調査を通じたアンケートを実施した．初鹿ら（2007）によると，近年，富山県の平野部では気温

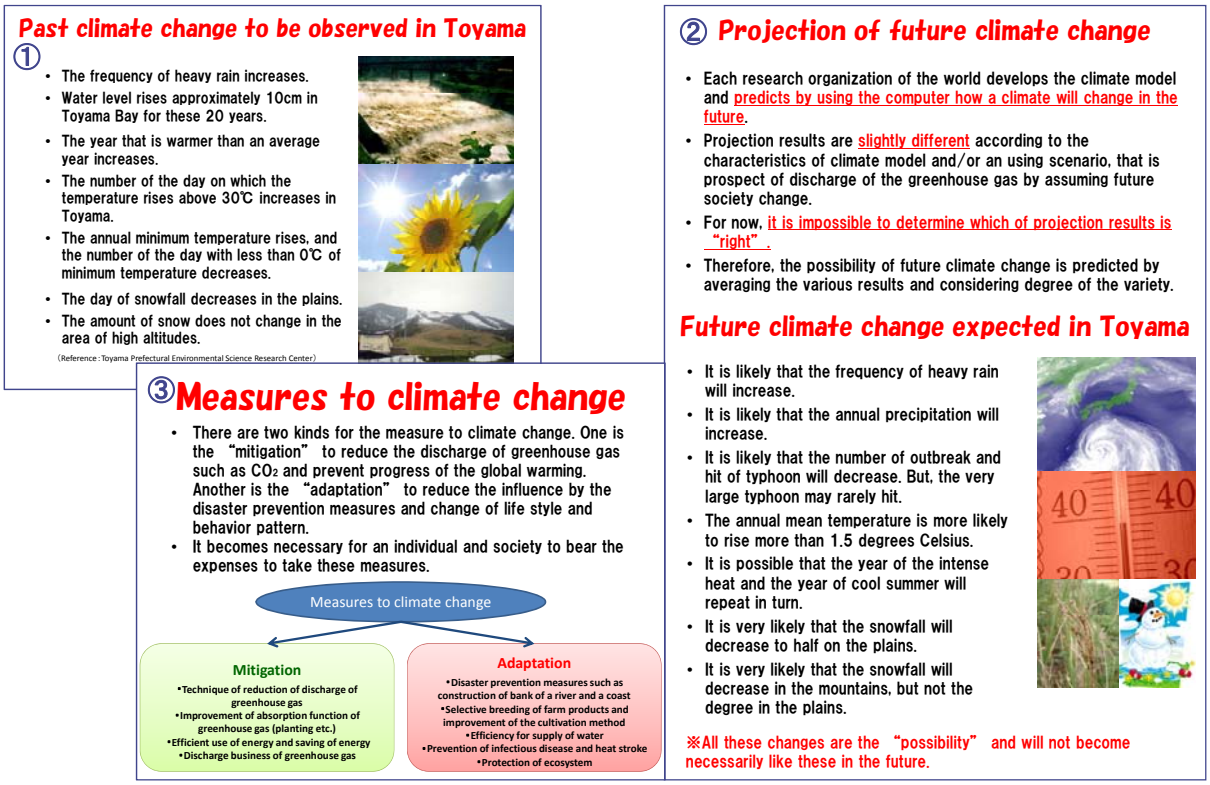


Fig. 1 Material which has been shown to experimental group

の上昇に伴い，冬季間の降雪量が減少する傾向にある．一方で，高標高地域では気温が上昇しても依然として雨雪判別気温以下であることから，降雪量が減少していない．しかし，将来にわたって気温の上昇が続いた場合，高標高地域での降雪量の減少や融雪時期の早期化を招き，スキー場の営業期間の見直しや田植え時期における水需給関係の変化といった様々な影響を受ける可能性がある．気候変動リスクへの対応というと，水害や渇水といった極端現象への対策が挙げられるが，気候変動に対する一般市民の意識向上という側面からみた場合，このような極端現象に限らず，生活環境に身近な影響に対する対策の行動についても調査することが肝要であると考える．そこで，本研究では，富山県内の一般市民が感じている気候変化や近い将来に発生すると思われる気候変化及びその影響，気候変動対策の必要性認識やその実施状況について調査を行った．

アンケート調査の概要をTable 1に示す．調査対象者の1,000サンプルのうち，500サンプルに対しては調査の途中にweb画面上で，富山県内でのこれまでの気候変化や将来の気候変化の予測，気候変化への対策について簡単に説明した資料を提示した（実験群と称す）．提示した資料をFig. 1に示す．残りの500サンプルに対しては資料を提示していない（統制群と称す）．実験群と統制群を比較することにより，気候変動に対する一般市民の意識を変化させるために有効な情報提供方策を検討することとした．

Table 1 Outline of investigation

Date	06～08/04/2013
Area	Toyama Prefecture
Method	Questionnaire survey using Web
Distribution and Collection	1000samples

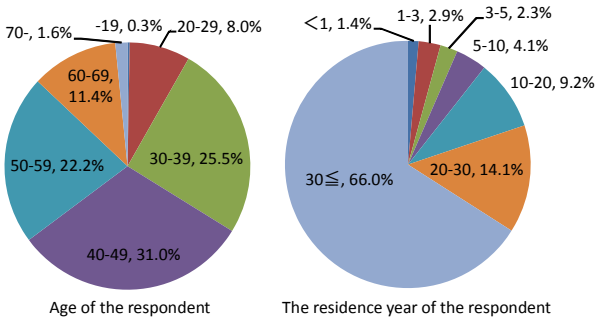


Fig. 2 Age and the residence year of the respondents.

3. 回答者属性

本調査の回答者属性について，年齢と居住年数をFig. 2に示す．回答者の年齢構成は，40代が31.0%と

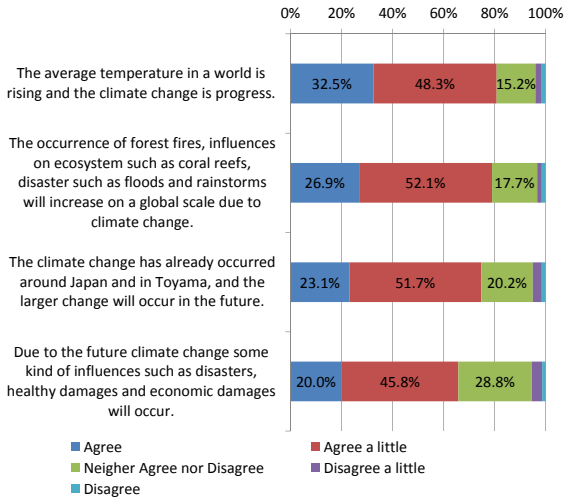


Fig. 3 General images for the climate change.

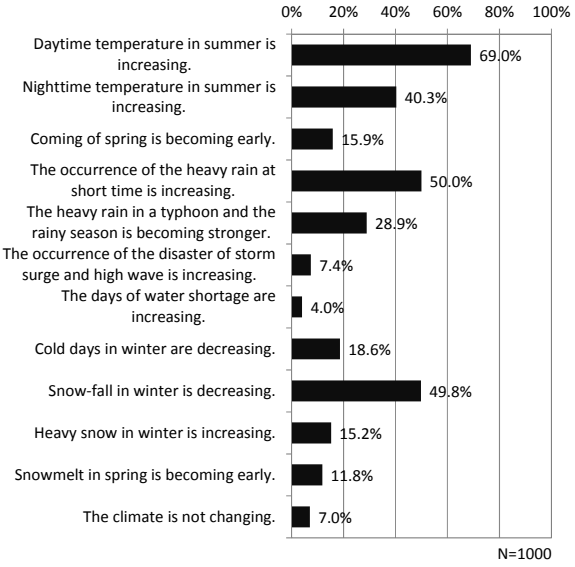


Fig. 4 The climate change feeling to date.

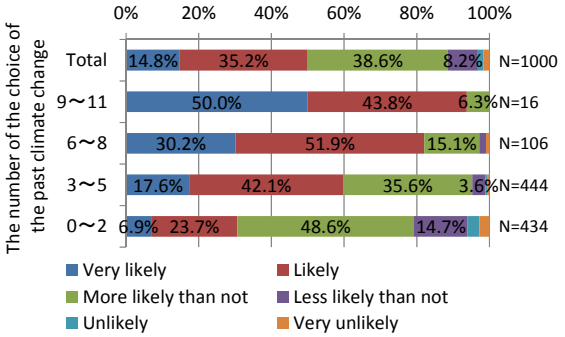


Fig. 5 The recognition to the possibility of climate change in the future (10-20 years later) according to the number of the climate change feeling to date.

最も多く，次いで30代，50代，60代の順で多い．また，居住年数は，30年以上が66.0%で最も多く，約8割が居住年数20年以上の回答者であった．本調査では，富山県内におけるこれまでの気候変化について質問をしているが，居住年数20年以上の回答者が大多数であることから，概ね過去20年以上の経験にもとづいた回答が得られていると考える．

4. 気候変化に対する認識

4.1 現在までの気候変化に対する認識

世界各地または日本周辺における気候変化の発生状況や今後の発生可能性といった気候変化に対する全般的なイメージの把握を行った．その結果をFig. 3に示す．「世界の平均気温が上昇しつつあり，気候変化が進行していると思う」，「世界的に見て，気候変化による森林火災，サンゴなど生態系への影響，洪水や暴風雨などによる災害が増加すると思われる」という質問に対して，「そう思う」，「ややそう思う」と回答した人が約8割に達していた．また，「日本周辺や富山県においても気候の変化が起きており，将来も大きな気候変化が起きると思われる」，「将来の気候変化によって，自分自身や周りにおいて災害や健康被害，経済被害などの何らかの影響を受けると思う」という質問に対しては，先ほどの2つの質問よりは低いものの，7割の回答者が「そう思う」，「ややそう思う」としており，大多数の市民は何らかの気候変化が起きている，または将来発生すると感じていることがわかる．

富山県内での気候変化に関して，現在までに感じている具体的な現象について質問した結果をFig. 4に示す．「夏場の日中の気温が高くなってきている」を選択した人は約7割に達した．また，「短時間にざぁっと降る雨の回数が増えてきている」，「冬季の雪が減ってきている」，「夏場の夜の気温が高くなってきている」を選択した人も4〜5割になっており，夏場の高温や短時間強雨，冬季の雪の減少を感じている人が多い．

4.2 将来の気候変化に対する認識

富山県内における将来の気候変化に対する認識を把握した．「将来（10〜20年後），富山県において気温の上昇など何らかの気候変化が起きる可能性」について質問した結果をFig. 5の1段目に示す．全体では「可能性が非常に高い」，「可能性が高い」と回答した人が約5割，「どちらかといえば高い」も含めると約9割の人が，富山県において将来何らかの気候変化が生じるであろうと考えている．さらに，Fig. 4で示した「現在までに感じている具体的な気候変化の現象」の選択数別に集計した結果をFig. 5の2段目以下に示す．現在までに感じている気候変化の数が多い人ほど，将来の気候変化の発生可能性について

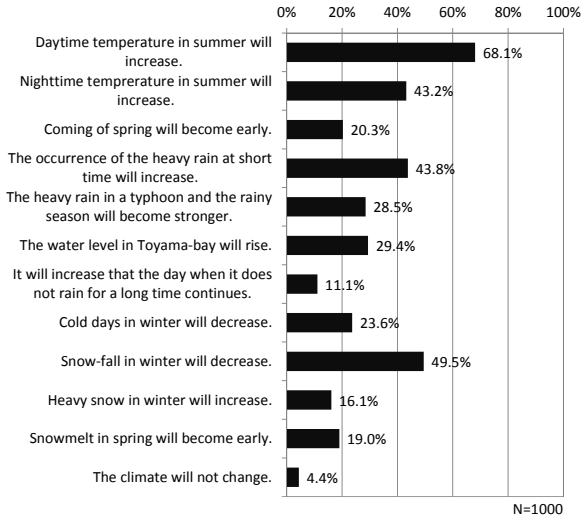


Fig. 6 The climate change seemed to occur in the future.

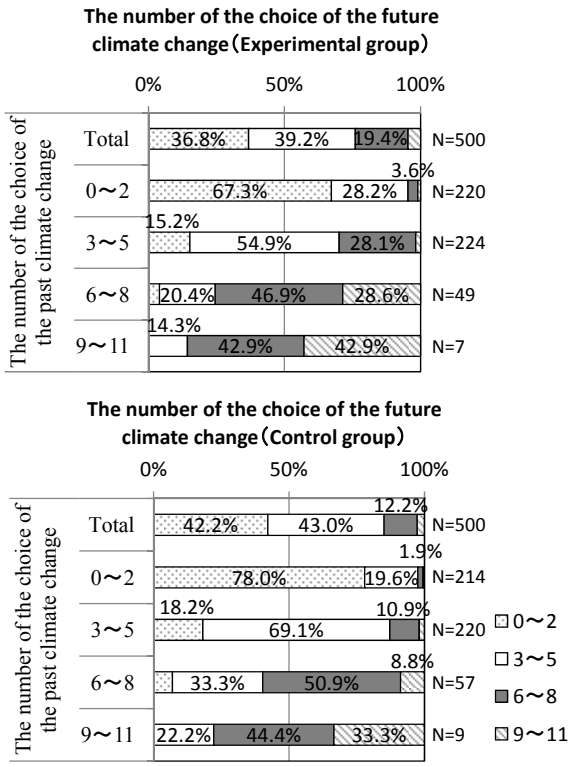


Fig. 7 The number of the choice of the climate change to occur in the future according to degree feeling a climate change to date.

も高いと考えている人が多いことがわかる．

富山県内で将来発生すると思われる気候変化の具体的な現象について質問した結果をFig. 6に示す．「夏場の日中の気温が高くなる」と回答した人が約7割，「冬季の雪が減る」，「短い時間にざぁっと降る雨の回数が増える」，「夏場の夜の気温が高くなる」と回答した人が4〜5割となっており，現在までの気候変化と同様の現象が将来さらに発生すると思っている人が多いことがわかる．一方，「長い間雨が降らない日が続くことが増える」と思っている人は約1割と低い結果となっている．

Fig. 4で示した現在までに感じている気候変化の選択数別に，Fig. 6で示した将来発生すると思われる気候の変化を挙げた数を集計した結果をFig. 7に示す．Fig. 7の上段は，現在までに感じている気候変化（Fig. 4）について質問した後，富山県内でみられるこれまでの気候の変化をまとめた資料（Fig. 1の①）を提示し，その後に将来発生発生すると思われる気候変化を選択してもらったグループ（実験群）の回答である．Fig. 7の下段は，資料を一切提示せずに回答してもらったグループ（統制群）である．実験群，統制群ともに，現在までの気候変化を感じている数が多い人ほど，将来にも多くの気候変化が発生すると感じている傾向にある．また，これまでの気候変化の発生を示す資料の提示の効果を分散分析で検証したところ，有意な差（F値 6.55，有意確率0.01）を確認することができ，資料を提示した実験群ほど，将来の気候変化の発生に対する想起が補強される傾向にあるにあることがわかる．

国の社会資本整備審議会答申の「水災害分野における地球温暖化に伴う気候変化への適応策のあり方について」では，気候変化による影響のモニタリングの強化が必要であることが強調されている．将来発生する可能性がある気候変化に対する理解を促進するにあたっては，気候モデルによる将来予測計算結果を周知していくことが重要であることは論を待たないが，それに止まらず，過去の気象観測やモニタリングデータの分析結果を一般市民に対して公開し，既に発生している気候変化に対する理解を促進していくことも重要性であるといえよう．

5. 気候変化の具体的影響のイメージ

前章でみたように，富山県内の多くの人々は10〜20年後の将来，気候変化によって気温上昇や降雪の減少，短時間強雨の増加といった現象が生じる可能性が高いと考えている．それらを踏まえ，これらの気候変化によって，産業や生活面においてどのような影響が生じると考えているのかについて把握した．10〜20年後の気候変化によって富山県で生じると思われる具体的な影響について質問した結果をFig. 8に示す．「熱中症などの健康被害の増加」と回答した人が55.7%に達し，「富山県内で収穫される農作物の変化」，「富山湾周辺で採取される水産物の変化」，「スキーなど冬のレジャー機会の減少」といった高温化に伴う影響を挙げた人も約4〜5割に達した．また，「大雨の増加による浸水被害の増加」と

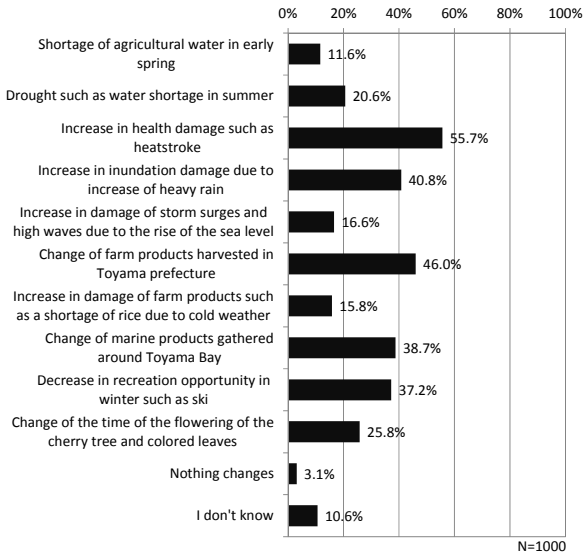


Fig. 8 The concrete influence of the future climate change

回答した人も約4割と多くなっている．一方で，「春先の農業用水の不足」や「夏場の水不足といった渇水被害」，「冷害による米不足などの農作物被害の増加」を回答した人は2割以下であり，渇水や冷害による農作物被害を懸念する人は少ない．

Fig. 6で示した富山県内で将来発生すると思われる気候変化の選択数別に，Fig. 8に示した気候変化による具体的な影響の選択数を集計した結果をFig. 9に示す．Fig. 9の上段は，将来発生すると思われる気候変化（Fig. 6）について質問した後，富山県内で予想される将来の気候の変化をまとめた資料（Fig. 1の②）を提示し，その後に気候変化による具体的な影響を選択してもらったグループ（実験群）の回答である．Fig. 9の下段は，資料を一切提示せずに回答してもらったグループ（統制群）である．実験群，統制群ともに，将来多くの気候変化が生じると考えている人ほど，気候変化の影響も多くなると考える傾向にある．また，将来の気候変化の予測を示す資料を提示した実験群ほど，将来の気候変化の発生に対する想起が補強される傾向が見られたが，分散分析の結果，有意な差は確認できなかった（F値 3.26，有意確率0.07）．

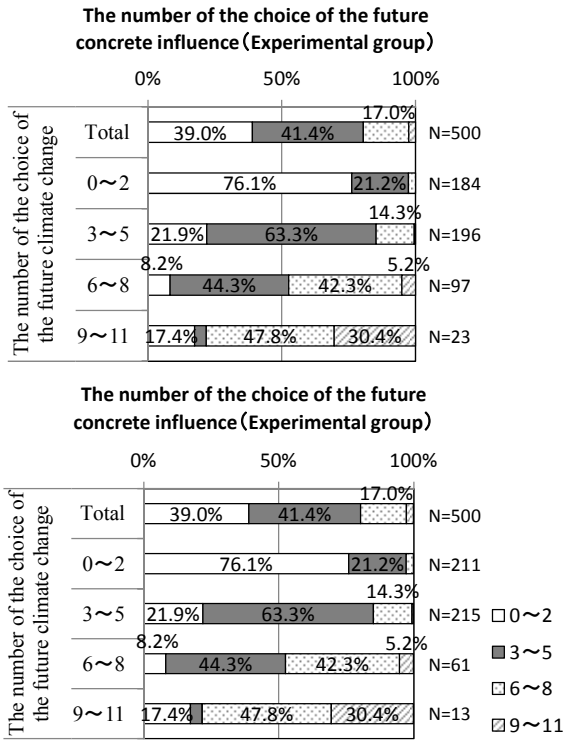


Fig. 9 The number of the choice of the concrete influence of the climate change according to the number of the choice of the climate change to occur in the future.

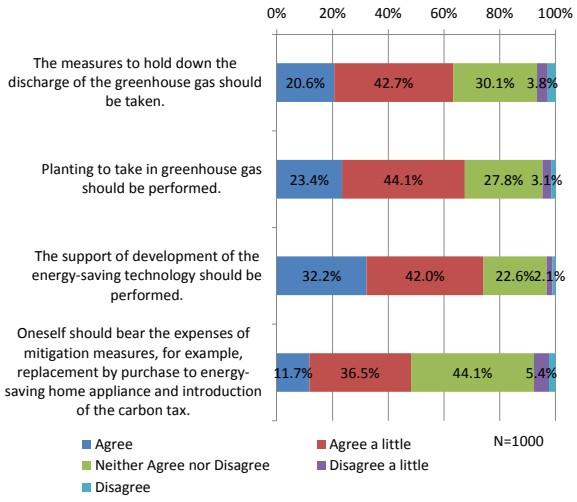


Fig. 10 The recognition of the need of the mitigation measures.

6. 気候変化対策の必要性認識に必要な情報提供の内容

6.1 対策の必要性認識

(1) 緩和策の必要性認識

気候変化対策の必要性を認識するために必要な事項について検討を行った．緩和策実施の必要性の認識について質問した結果をFig. 10に示す．「温暖化ガスの排出量を抑えるための対策を行うべきだ」，「温室効果ガスを吸収するための植林を行うべきだ」，「省エネ技術の開発支援を積極的に行うべきだ」という質問に対して，「そう思う」，「ややそう思う」と回答した人が6〜7割に達していた．多くの人々は気候変化対策の緩和策の実施を必要と考えていることがわかる．また，「省エネ家電への買い換えや炭素税の導入など，自らも負担すべきだ」という質問に対しても，約5割が「そう思う」，「やや

そう思う」と回答している．自らのコスト負担が伴う対策に関しては，「どちらともいえない」という回答が増加しており，慎重な態度が垣間見えるものの，多くの人々は気候変化対策の緩和策の実施を必要と考えているといえる．

次に，Fig. 10の緩和策実施の必要性に関する質問の回答について，「そう思う」を5点，「そう思わない」を1点とした合計点を目的変数とし（Table 2（上）），「気候変化に対する全般のイメージ（Fig. 3）」と「富山で生じる気候変化の具体的影響（Fig. 8）」を説明変数にした重回帰分析の結果をTable 2（下）に示す．なお，Table 2（上）に示すように，緩和策の必要性に関する4つの質問について，Cronbachの信頼性係数（α係数）（堀ら，2001）を求めたところ，α=0.8304となり，これらの意識項目について内的一貫性を持っていることを確認している．「富山で生じる気候変化の具体的影響（説明変数X1）」に比べて「気候変化に対する全般のイメージ（説明変数X2）」の方が標準偏回帰係数が大きい結果が得られた．このことから，緩和策実施の必要性は，気候変化に対する全般のイメージができていれば感じることができると思われる．一方，富山で生じる気候変化の具体的影響の理解が緩和策実施の必要性認識には必ずしも繋がっていないことが示された．

(2) 適応策の必要性認識

次に，適応策実施の必要性の認識について質問した結果をTable 2に示す．「農産物の品種改良など，食糧の安定供給のための支援を行うべき」，「熱中症や感染症などの健康被害を抑えるための対策を行うべき」という質問に対して，「そう思う」，「ややそう思う」と回答した人が6～7割に達し，高温化に対する対策を実施していく必要があると考えている人が多いことがわかる．また，「保険への加入や住宅のかさ上げなどの対策を個人でも行うべき」という質問に対しては約4割が「そう思う」，「ややそう思う」と回答している．緩和策と同様，自らのコスト負担が増える対策に関しては他の対策に比べて肯定的な意見が減少する傾向にあるものの，将来の浸水被害に対する対策の必要性を一定程度認識しているといえる．一方，「水不足や洪水に備えてダムなどの施設を建設していくべきだ」という質問に対しては，「そう思う」，「ややそう思う」と回答した人が約2割と低く，「どちらともいえない」と回答した人が約6割に達した．ダムなどの施設建設に対して，他の対策よりも必要性の認識が低くなった理由の1つとして，Fig. 8に示したように渇水被害の発生可能性が低いと思われていることが考えられる．近年は大規模な渇水被害が発生していないことから，

Table 2 Total score of the recognition of the need of the mitigation measures (upper) and the multiple regression analysis of the influence on it (lower).

The recognition of the need of the mitigation measures

Question	Mean	SD	α-coef.
The measures to hold down the discharge of the greenhouse gas should be taken.	3.745	0.920	0.8304
Planting to take in green- house gas should be performed.	3.846	0.870	
The support of development of the energy-saving technology should be performed.	4.021	0.855	
Oneself should bear the expenses of mitigation measures, for example, replacement by purchase to energy-saving home appliance and introduction of the carbon tax.	3.499	0.855	
Total	15.111	2.851	

(5:Agree～1:Disagree) (N=1000)

The multiple regression analysis

Explanation variable	Partial regression Coef.	t-value	Std. Partial regression Coef.
X1 General image to climate change	0.532	19.250**	0.554
X2 Concrete influence in Toyama	0.138	3.824**	0.111
X3 Control Group (Dummy)	-0.262	-1.819	-0.046
Constant	6.422	15.866**	0.554

*：P<5%，**：P<1%

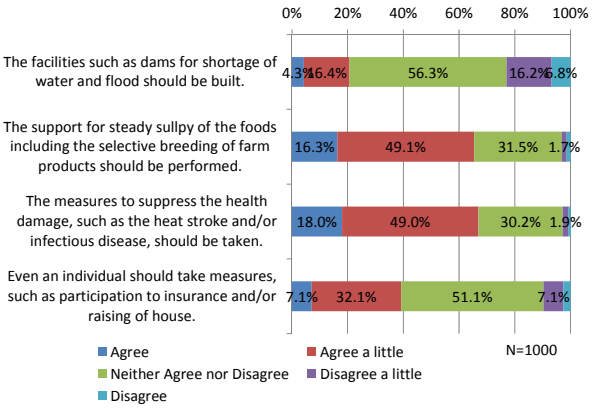


Fig. 11 The recognition of the need of the adaptation measures.

将来においてもそのような被害が発生する可能性は高くないと考えられ，ダム建設などへの必要性の認識が低くなっている可能性がある．

以上のことから，適応策実施の必要性を幅広く認識してもらうためには，現在発生していなくても将

来発生する可能性がある気候変化についても説明をしっかり行っていくことが重要であると思われる．

6.2　対策の実施状況

個人で行っている気候変動対策の実施状況について質問した結果をFig. 12に示す．上から1～4段目の項目が適応策に関連するもの，5～8段目が緩和策に関連するものである．適応策に関連するものでは，「熱中症対策」を行っている人が30.2%で最も多かったが，「災害危険地域からの転居」，「水害等の保険の加入」，「節水や水の備蓄等の水不足対策」はいずれも1割前後の実施率で低調であった．緩和策に関連するものでは，「環境負荷の少ない製品の購入等」，「電気・ガスの節約，省エネ工夫」を行っている人がともに約4割であった．また，「住宅の緑化」，「徒歩，自転車，電車での移動の奨励」はともに1割前後の実施率であった．

Fig. 10で示した緩和策の必要性認識の合計点別に，Fig. 12の個人での緩和策の実施個数を集計したものをFig. 13に示す．緩和策の必要性の認識が高いほど，個人レベルでの緩和策の実施数も多い傾向にあることがわかる．両者の順位相関係数は0.3999であった．同様に，Fig. 11で示した適応策の必要性認識の合計点別に，Fig. 12の個人での適応策の実施個数を集計したものをFig. 14に示す．やはり，適応策の必要性の認識が高いほど，個人レベルでの適応策の実施数も多い傾向にあるが，順位相関係数は0.1997であり，緩和策に比べて対策の必要性認識との相関が低い結果となった．この要因としては，個人レベルでの適応策に関しては，対策実施のコストが高く，その効果が感じにくいものが多いことが考えられる．

7.　まとめと今後の課題

富山県在住の一般市民を対象としたインターネットアンケート調査を行い，一般利用者の紀伊国変動に対するイメージを把握するとともに，気候変動対策の必要性を認識するための情報提供方策について検討を行った．本研究より得られた主要な結論を以下にまとめる．

- 将来の気候変化に対する認識を持ってもらうためには，将来の気候変化予測に関する情報だけではなく，現在までの気象観測やモニタリングの結果を一般市民に対して公開し，既に発生している気候変化に対する理解を促進することが重要である．
- 将来の気候変化予測の理解度が高まれば，気候変化の具体的な影響のイメージに繋がる．

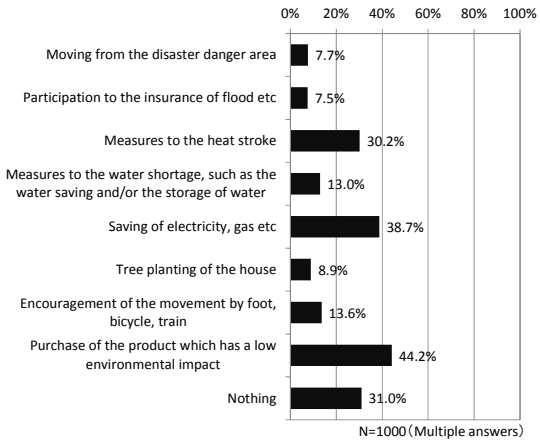


Fig. 12 The measure of the climate change taking in individuals

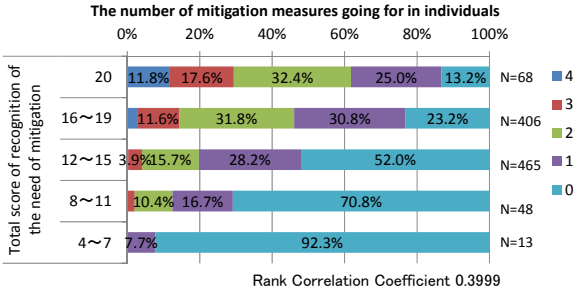


Fig. 13 The number of mitigation measures going for in individuals according to the recognition of the need.

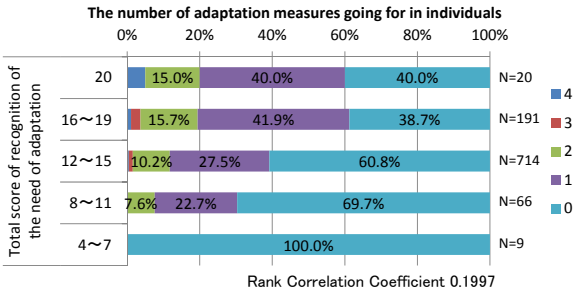


Fig. 14 The number of adaptation measures going for in individuals according to the recognition of the need.

- 緩和策の実施の必要性は，気候変化に対する全般的なイメージができていれば感じることができる．一方で，地域で生じる具体的な影響の理解が必ずしも緩和策の実施の必要性認識には繋がってない．
- 適応策実施の必要性を幅広く認識してもらうためには，現在発生していなくても将来発生する可能性がある気候変化に対しても説明をしっかり行っていくことが重要である．

今後の課題は，本研究のアンケート調査の結果を踏まえ，農業従事者などの特定利用者を対象とした

ワークショップを開催し，気候変化予測情報のあり方や具体的な活用方策を検討していくことである．

謝　辞

本研究の一部は，文部科学省気候変動リスク情報創生プログラムの支援により実施された．記して謝意を表する．

参考文献

初鹿宏壮・溝口俊明・木戸瑞佳・川崎清人・和田直也（2007）：富山県における温暖化調査研究―県内各地の降雪量及び日数の変化傾向―，日本気象学会2007年度秋季大会講演予稿集，Vol. 92，p. 336.

堀洋道・吉田富二雄（2001）：心理測定尺度集Ⅱ，サイエンス者，pp. 436-453.

道広有理・鈴木靖・佐藤嘉展（2011）：気候変動情報データベースの開発とその利用，土木学会論文集B2（海岸工学），Vol. 67，No. 2，pp. I_1211-I_1215.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

予測流入量情報を用いたダム事前放流操作の影響分析手法に関する基礎的検討

A Fundamental Impact Analysis of Prior Release Operation at a Reservoir Considering Inflow Prediction

天井洋平(1)・野原大督・堀智晴・角哲也

Yohei AMAI(1), Daisuke NOHARA, Tomoharu HORI and Tetsuya SUMI

（1）京都大学大学院工学研究科

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

A method for impact analysis of a reservoir's prior release operations precedential to floods is developed as a fundamental study in this paper. A Monte Carlo simulation model of a reservoir's prior release operation coupled with artificial generation model of inflow predictions is proposed here. The inflow predictions can be generated with random errors based on given accuracies of the prediction so as to take impacts of inflow prediction's accuracy on the effectiveness of prior release operations into consideration. Impacts of prior release operations on flood mitigation and water storage for water utilization are then analyzed and discussed by use of proposed simulation model for the assumed reservoir operations which are derived from an existing multi-purpose reservoir.

キーワード：事前放流操作，モンテカルロシミュレーション，予測流入量の模擬発生
Keywords: prior release operation, Monte Carlo simulation, simulated generation of inflow prediction

1. はじめに

流域における洪水による被害を防止・軽減するための重要な施設の一つに多目的ダムがある．多目的ダムは通常，治水や利水，発電といった複数の管理目的を持つ．そのため，各目的のために利用することのできるダム容量は，予備放流方式を採用しているダムを除き，それぞれの目的を達成するよう予め定められ，治水操作も時季ごとに定められた治水容量を利用して行われることが多い．しかし，計画規模を超えるような出水や，河川整備途上のため下流河川における治水安全性が十分でない場合においては，ダム下流の河川流量を低下させるためにダムにより多くの流出水を貯留するなどの柔軟な操作を行うことができれば，河川流域全体の治水安全性を高めることができると考えられる．

こうした中，ダムの治水機能を向上させるための手段として，近年，多目的ダムの事前放流操作に対する関心が高まっている．事前放流操作は出水が見込まれる場合に，事前に放流を行ってダム貯水位を制限水位よりも低下させ，より大きな空き容量をもって洪水調節を行おうとする操作であり，平時におけるダムの利水機能を損ねることなく，洪水時において洪水調節に利用できる容量を一時的に増大させることができる操作として期待されている．しかし，参照する予測情報の精度が悪い場合には，予測を信

頼して事前放流操作を行ったものの予測されたほど出水が大きくなく，出水後に貯水量が十分に回復しないといった利水面への悪影響が生じる可能性も考えられる．したがって，事前放流操作の効果を考える際には，利用する予測情報の精度が操作に与える影響についても合わせて検討する必要がある．

ダム貯水池の事前放流操作の検討は，近年盛んになってきている．下坂ら（2009）は，出水直前および出水時における時々刻々の累積降雨量や流入量からその時点以降に最低限流入すると考えられる総量を推定し，その量を事前に放流する方法を提案している．一方，予測情報に基づいた事前放流操作の検討については，例えば三石ら（2011）は，米国のNCAR/NCEP（The National Center for Atmospheric Research/National Centers for Environmental Prediction）により現業用，研究用に開発されたメソスケール気象モデルWRF（Weather Research and Forecasting Model）による降雨予測を用いたダム事前放流操作の有効性を検証し，事前放流操作によって洪水調節効果の向上が期待できる一方，予測の誤差に起因する治水・利水上のリスクが存在することを示している．臼谷・中津川（2010）は，積算予測雨量に基づいた融雪期におけるダムの事前放流操作の検討を行っている．また，北田ら（2010）は，下坂ら（2009）の提案する事前放流を用いた洪水調節方式に加えて降雨予測情報を合わせて考慮する方法を提案している．しかし，これらの研究では，予測情報を考慮する際に，ある程度の予測誤差を見込んで安全側の操作を行う，より予測精度が高いと考えられる積算雨量の予測情報を利用する，あるいは実績降雨と予測降雨との差から予測値を補正する等，予測情報に含まれる不確実性に対応するための工夫が施されているものの，操作の効果の分析にあたっては，ある降雨予測モデルによって実際に提供された予測系列を考慮した場合の操作結果についてのみ検討が行われている．現業の予測情報の精度は向上し常に変化していることを考えると，予測情報の精度と事前放流操作の効果との関係を網羅的に分析し，事前放流操作導入の判断に資するような方法論を確立することは重要であると考えられる．

このような観点から，著者らはダム流入量予測情報の精度と事前放流操作の効果を分析するシミュレーションモデルの開発に取り組んでいる．すなわち，任意の予測精度を有した予測流入量系列を多数模擬発生させた上で，それぞれの予測流入量系列を考慮した事前放流操作に関するモンテカルロシミュレーションを実施し，それらの結果を総合的に分析することのできるモデルである．本稿では，構築したモデルを用いて，予測流入量情報を用いた事前放流操作による治水・利水面への効果やリスクについて基礎的な分析を行った結果を示す．

2. ダム事前放流操作シミュレーションモデル

2.1 シミュレーションの概要

本研究では，定められた精度となるように予測流入量系列をランダムに模擬発生させる機構を構築するとともに模擬発生させた予測流入量系列に基づいたダム事前放流操作のシミュレーションモデルを構築し，分析を行う．水文予測情報を用いたダム操作に関する研究では，水文予測情報として降水予測情報を考えている事例が多い（三石ら，2011；臼谷・中津川，2010；竹内，1990）が，ここでは予測降水量から予測流入量へ変換する際の不確実性の影響を取り除いて分析を容易にする目的から，予測水文量として予測流入量を考えることとした．

シミュレーションを用いた分析の流れは次の通りである．まず，対象とするダム貯水池における流入量の観測値に，2.2に述べる方法によって，ある予測精度パラメータの下で発生させた誤差を加えることによって，定められたリードタイムLまでの任意の精度の予測流入量情報を予め模擬発生させる．次に模擬発生させた予測流入量情報に基づいてダム貯水池の事前放流操作実施の判断を行い，実施する基準を満たせば事前放流操作を，そうでなければ利水操作を実施する．ただし，流入量の観測値から洪水調節に移行する必要がある場合は，所定の洪水調節操作を行う．以上の手順を一つの出水事例に対する分析対象期間Tにわたって繰り返すことで，一回の操作シミュレーションが完了する．この操作シミュレーションを，予測流入量情報の模擬発生を行いながら多数回繰り返して行い，得られた結果を総合的に評価することで，ある予測精度を有する予測流入量情報を用いた場合のダム事前放流操作の分析を行うことができる．さらに，予測精度パラメータの値を変化させながら同様のシミュレーションおよび分析を行うことによって，様々な予測精度の下での予測情報を用いた事前放流操作の効果を分析することができる．以上の分析のフローをFig. 1に示す．

2.2 予測流入量情報の模擬発生機構

竹内（1990）は，予測情報の精度の表現方法として二つの方法を挙げている．一つは，予測値と実現値の差の程度によって予測精度を表す方法である（Datta and Burges，1984；Lettenmaier，1984；Sivaarthitkul and Takeuchi, 1995）．この方法では，予測のリードタイムが長くなると予測精度が低下するといった関係を容易に表現できる一方，新たな予測

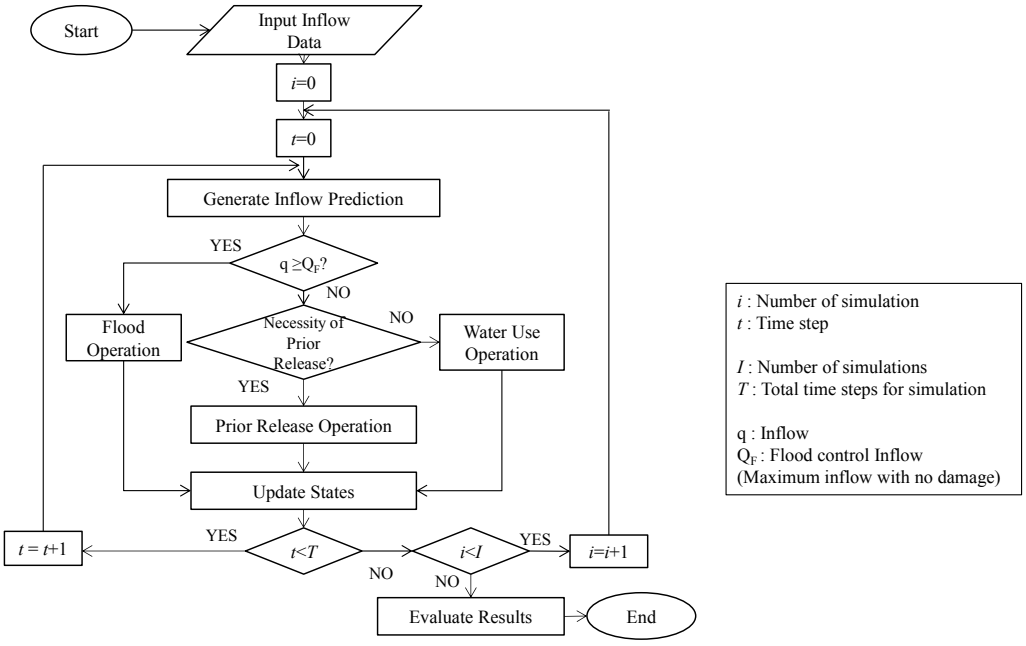


Fig. 1 Schematic flow of impact analysis using the proposed simulation model

実施時点における予測値の更新のメカニズムを構成しにくいという特徴がある．もう一つは予測値が次の予測更新時点で前回の予測値からどの程度変化するかの度合いで表す方法である．この方法は予測の安定性等の予測値更新のメカニズムを表現しやすい一方で，予測リードタイムと予測情報の精度との関係を表現するのは難しい．事前放流操作においては，予測リードタイムと予測情報の精度との関係が操作の効果を分析する上で重要であると考えられるので，以上で述べた予測精度を表す二つの方法のうち，本研究では前者の精度の表現方法を採用する．

具体的には，流入量の観測値に，平均を0とした正規分布に従う変数を模擬発生させた上で予測誤差として加えることによって，予測実施時刻t (t = 0~T) におけるl 時間先 (l = 1~L) の予測流入量（時間単位）を1時間ごとに模擬発生させる．ここでは参照する予測情報のバイアスは既知であると仮定し，バイアスを補正した上で当該予測情報を参照するものと考え，予測誤差の模擬発生の際に用いる確率分布の平均を0としている．予測誤差はリードタイム方向に1次の自己相関を考え，各予測時点における予測誤差系列の模擬発生モデルとしてAR(1)モデルを採用した（星，1997）．定式化すると以下のようになる．

$$e(t,l)=e(t,l-1)\cdot\rho_L(1)+r(t,l)\sqrt{1-\{\rho_L(1)\}^2}\quad(l\geq 2, t\geq 0)\quad(1)$$

ここに，$e(t,\ l)$ は時刻t におけるl時間先の予測値の実測値からの誤差，$\rho_L(1)$ は予測リードタイム方向の予測誤差の1次の自己相関係数，$r(t,\ l)$ はランダムに発生させた誤差成分である．$r(t,l)$ が従う確率分布は平均を0，標準偏差を，時刻 $t+l$ の観測値$I_o(t+l)$ と誤差の広がりを表現する係数$c_e(l)$ の積である$c_e(l)\cdot I_o(t+l)$とする正規確率分布$N(0,\{(c_e(l)\cdot I_o(t+l)\}^2)$とし，分散が流入量の真値に対して一定比となるように与えている．また，$e(t,l)$ は (1) 式によって各時刻，リードタイムについて決定論的に1つの値が算出される．予測精度のパラメータの係数である$c_e(l)$ については，まずは基礎的な検討を行うため，予測の誤差がリードタイムに対して線形に増加すると仮定し，以下のように設定した．

$$c_e(l)=\alpha l\quad(l\geq 1)\qquad(2)$$

以上のように誤差を表現することにより，αを変化させることで模擬発生させる予測情報の精度，すなわち予測誤差の大小を任意に変化させることができる．各予測実施時点における予測誤差の初期値$e(t,\ 1)$ は，正規確率分布$N(0,\{(c_e(1)\cdot I_o(t+1)\}^2)$ からのランダムサンプリングによって値を決定する．時刻tにおける，l 時間先の流入量予測値$I_p(t,\ l)$は以下のようになる．

$$I_p(t,\ l)=I_0(t+l)+e(t,\ l)\qquad(3)$$

一方，予測の更新時にも，前回出された予測の誤差と新たに出される予測の誤差との間の相関関係を考

えることができるが，本研究では分析を容易にするため，予測実施時刻方向に予測誤差間の相関は無いと仮定する．

2.3 予測流入量情報を用いたダム事前放流操作モデル

事前放流操作では，実施の判断に出水の予想状況を考慮することが多い．この点を踏まえて，本研究では，流入量予測のリードタイム内において，当該ダムの操作規則等により洪水調節を開始する必要があると定められている流入量（以後，洪水流量と呼ぶ）以上の流入が予測された場合に事前放流操作の実施が決定されるものと考える．ただし，事前放流を実施するにあたって，下流河川における安全確認や周知，関係機関への通知等の作業に3時間程度を要すると仮定し，事前放流操作の実施が決定されてから3時間後に事前放流操作を開始する．

事前放流の際には，定められた放流増分限界を遵守しながら，洪水流量を放流量の上限として洪水調節の開始時刻までに速やかに所定の水位（以後，事前低下水位と呼ぶ）まで低下させるものとする．事前放流による水位低下完了後は，洪水調節が開始されるまで低下させた水位を維持する．一方，洪水調節操作が完了した場合，または事前放流操作の一時中断が行われている時に出水が洪水流量を超えずにピークを迎え，かつピーク流量以上の流入がリードタイム内において予測されなかった場合，低水操作へと移行するものとする．

2.4 操作結果の評価方法

一般に，事前放流操作は治水面，利水面両方に影響を及ぼすことから，事前放流操作の評価にあたっては，この二つの視点から検討する必要がある．本研究では，まずは基礎的な検討として，ダム貯水池の水位（貯水容量）という物理量のみに着目し，次のように評価する．すなわち，治水面については，事前放流操作が洪水調節の開始時までに完了するか否かを評価する．これは，本来事前放流操作の実施が必要であったにも関わらず，予測が過小であったために，事前放流操作が実施されない，または実施判断が遅れ，所定の事前低下水位を確保できなかったという，事前放流操作実施の必要性の見逃しがどの程度あるかを検証するためである．一方，利水面については，洪水調節実施後に利水容量が回復されているかどうかを評価する．これは，本来事前放流の必要のない規模の出水に対して，過大な予測を信頼して事前放流操作を実施してしまい，その結果，出水後に定められた利水容量を回復できないケース（事前放流操作実施の空振り）がどの程度あるかを検証するためである．

3. 適用と分析

3.1 対象流域の概要とシミュレーション条件

名取川水系の碁石川に位置する釜房ダムを対象に適用を行った．釜房ダムの洪水調節操作では，一定率一定量操作が採用されており，300 m^3/s（洪水流量）以上の流入があった場合には流入量がピークに達するまで一定率の洪水調節，流入量がピークに達してからは一定量の放流を行い，最大放流量は850m^3/sと定められている．一定率放流における放流量は，次式によって算定される．

$$q_{out} = (q_{in} - 300) \times 0.407 + 300 \tag{4}$$

ここに，q_{out}：放流量 (m^3/s)，q_{in}：流入量 (m^3/s)である．また，洪水期間が設定されており（7月1日～9月30日），この洪水期間における洪水調節容量は21,000,000m^3，それ以外の非洪水期間では予備放流によって確保した空き容量によって洪水調節を行うことと定められている．

釜房ダム下流の名取川では，2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震により堤防の損壊等が生じ，一時的に治水機能が低下した状況が生じた．この低下した治水機能を補うために，釜房ダムにおいて必要に応じて事前放流操作を実施することが定められた．この事前放流操作を含む洪水調節操作では，出水が予想される場合に洪水流量である300m^3/sを限度に事前放流を行い，洪水調節の開始時点よりも前に，制限水位以下1m分（約2,400,000m^3に相当）の空き容量をさらに確保すると共に，従来と比べてより大きく確保した空き容量を使って流入水を貯留することで，ダム貯水位が但し書き操作開始水位を超えないと判断される限りにおいて，最大放流量を600m^3/sに抑えることができるとされている．

事前放流の具体的な実施条件については，24時間前において流域内の累加雨量が50mm以上の降雨で洪水が予想された場合または累加雨量が80mm以上の降雨が予測された場合という条件が考慮されている．本研究では，2.1でも述べたように，予測水文量として（総）雨量ではなく流入量を考えていることから，上記の実施条件に対応する条件として，24時間以内に洪水流量である300 m^3/s以上の流入量が予測された場合に事前放流操作を実施するものと仮定した．ただし，予測情報は時々刻々と更新されるため，更新の前後で事前放流実施の判断基準となる事象である，300 m^3/s以上の流入が予測されているかど

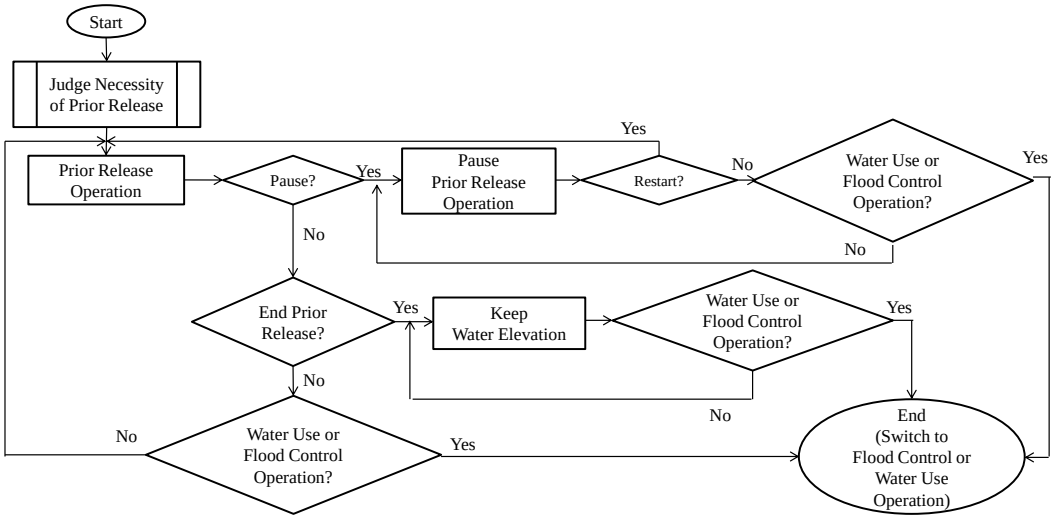


Fig. 2 Schematic flow of the operation rule for prior release operation

うかが，予測実施時刻によって変わる可能性がある．こうした予測の更新に対して一貫性のある操作判断が必要となるが，ここでは，事前放流操作実施判断への予測情報の反映方法として，I) 予測情報を全面的に信頼し，300 m^3/s以上の流入が予測されればただちに事前放流操作に移行する，II) 予測情報の更新状況を見極めるため，300 m^3/s以上の流入が3時刻続けて予測された場合に事前放流操作に移行する，の2種類を考えた．また，事前放流操作開始後の取り扱いについても，i) 事前放流操作を中断なく完了させる，ii) 予測情報の更新により300 m^3/s以上の流入が予測されなくなった場合には水位低下操作を中断し，現水位を維持した上で，再び300 m^3/s以上の流入が予測された場合には水位低下操作を再開する，の2種類を考えた．ここで，事前放流操作の中断や再開を何度も繰り返すことは現実の操作では考えにくいため，事前放流操作の中断の条件を3時刻続けて300 m^3/s以上の流入が予測されなくなった場合，再開の条件を3時刻続けて300 m^3/s以上の流入が予測された場合としている．Fig. 2に事前放流操作のフローを示す．

予測リードタイム方向の予測誤差の1次の自己相関係数$\rho_L(1)$は，本研究においては基礎的な検討として，0.9と仮定した．予測の精度のパラメータ$C_e(l)$ の係数αは，0.01，0.015，0.02，0.025，0.03の5通りを考え，予測精度の変化に伴う事前放流操作の効果の違いを分析した．シミュレーションに用いる出水事例については，2002年から2011年の間に洪水流量以上の流入量を観測した6事例と，ピーク流量が100 m^3/s以上かつ洪水流量未満であった比較的規模の小さな出水5事例の計11事例の流入量系列の観測データを用いた．ただし，事例間の操作シミュレーション結果の比較を可能とするために，これらの出水を全て洪水期間である7月～9月に生じたものと仮定し，初期貯水量を洪水期間における制限水位の下での貯水量に相当する18,300,000m^3とした上で，各事例について1000回の操作シミュレーションを実施した．シミュレーション開始時点は，事前放流操作の実施判断に向こう24時間以内の予測情報を用いることを考慮し，それに更に24時間の余裕をもたせた出水の48時間前とした．シミュレーション終了時点については，ここでは流入量が概ね落ち着くと考えられる，出水後48時間とする．

3.2 予測流入量情報の模擬発生状況の検証

予測流入量情報の模擬発生についての検証結果を示す．ここでは一例として，2005年8月26日の出水事例（ピーク流入量580m^3/s ）に対する予測流入量情報の模擬発生結果を取り上げる．模擬発生結果の検証にあたっては，ME（Mean Error）によって誤差の正負の偏りの程度を，MAE（Mean Absolute Error）によって誤差の大きさを確認する．実測流入量のピーク時刻の24時間前（$t = T_1$）および12時間前（$t = T_2$）における流入量予測のリードタイムごとのME, MAEをFig. 3，Fig. 4に示す．ただし，時刻tにおけるl時間先の流入量予測のMEである$ME(t, l)$，時刻tにおけるl時間先の流入量予測のMAEである $MAE(t, l)$ はそれぞれ以下の式によって算出している．

$$ME(t,l) = \frac{1}{I}\sum_{i=1}^{I} e(i,t,l) \tag{5}$$

$$MAE(t,l) = \frac{1}{I}\sum_{i=1}^{I} \left|e(i,t,l)\right| \tag{6}$$

ここに，$e(i, t, l)$ はシミュレーションiにおける，時刻tに実施したl時間先の予測値の予測誤差，Iはシミュレーション総数（=1000）である．

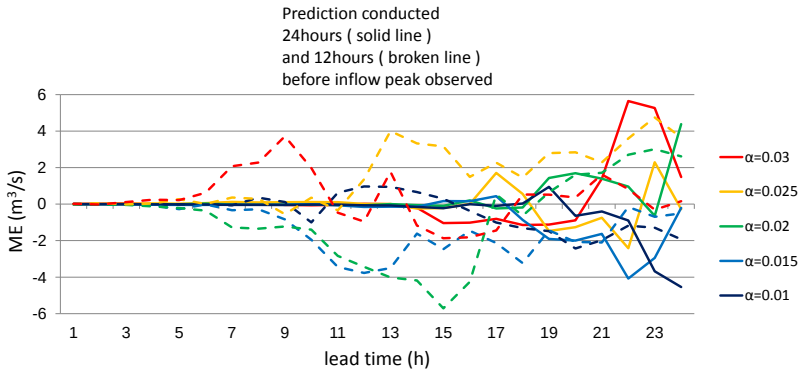


Fig. 3 ME of generated inflow prediction

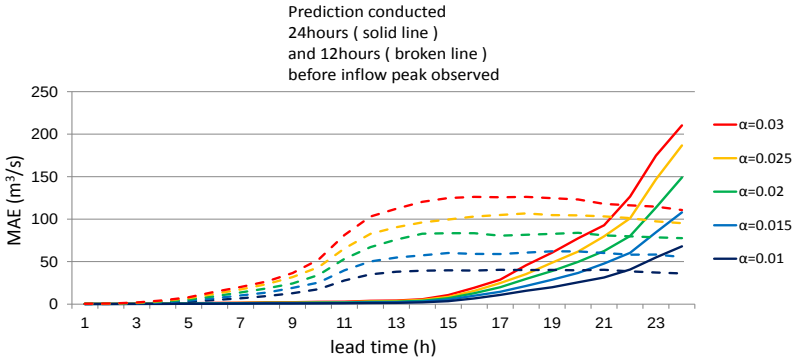


Fig. 4 MAE of generated inflow prediction

MEに関して，流入量実測値が大きい部分ではばらつきが見られるが，これは乱数発生が完全ではなく，設定した確率分布から多少歪んだ形となっていることが原因であると考えられる．しかし，この乱数が原因の誤差は予測対象時刻の流入量実測値が大きい部分で実測値の約1%程度であり，分析上大きな影響を与えないと考え，意図どおりに誤差を模擬発生できていると判断した．

MAEに関して，αが大きいほどMAEの値も大きくなっていること，ピーク流量までのリードタイムが長い24時間前における予測のほうが，12時間前における予測と比較してMAEが大きいことが分かる．このことから，異なる予測誤差を模擬発生できるように予測精度のパラメータの定義ができていること，また，リードタイムが大きくなるに従って予測誤差が大きくなる性質を組み込むことができていることが確認できる．

3.3 予測流入量情報を用いた事前放流操作の分析

構築したモデルによる事前放流操作のシミュレーション分析の結果を述べる．ここでは，誤って事前放流を行ってしまった場合に出水後の水位の回復がより難しいと考えられる洪水流量以下の出水事例を用いたシミュレーション結果によって事前放流操作の利水面への影響を評価するとともに，事前放流が必要な洪水流量以上の出水事例を用いたシミュレーション結果によって事前放流操作の治水面での評価を行う．事前放流操作の操作方法については，3.1で述べた操作方法のうち，1) 洪水流量以上の予測が出された時点で実施，中断なし ，2) 洪水流量以上の予測が 3 時刻続けて出された時点で実施，中断なし， 3) 洪水流量以上の予測が出された時点で実施，事前放流操作の中断あり，の 3 種類を検討した．

事前放流操作実施後に利水容量が回復されるかに関しては，全出水事例に関するシミュレーションにおいて利水容量が回復される結果となった．これは，今回釜房ダムにおいて事前放流操作によって空けるよう定められた容量が比較的小さいことが原因と考えられる．そのため，ピーク流量が 100～300m^3/s の中小規模の出水時に事前放流が行われた場合においても，その後の流入水によって貯水位を十分に回復できたものと考えられる．今回検討を行っていないさらに規模の小さな出水では貯水位が回復しない可能性もあるが，今回実施したうち最もピーク流量が小さい（ピーク流量：120m^3/s）出水事例を用いたシミュレーションでは，誤って事前放流操作が実施されたケースがほとんどなかったことから，それより規模の小さな出水では，多少の予測誤差があっても事前放流そのものが行われない可能性が極めて高い

Table 1 Number of simulations in which prior release operation was conducted out of those using flood events in which prior release operation is not necessary (5000 simulations)

Operation rule	α=0.01	α=0.015	α=0.02	α=0.025	α=0.03
1)	0	37	213	548	903
2)	0	0	0	1	9
3)	0	0	0	2	17

Table 2 Number of simulations in which prior release operation was not finished before flood control operation out of those using flood events in which prior release operation is necessary (6000 simulations)

Operation rule	α=0.01	α=0.015	α=0.02	α=0.025	α=0.03
1)	0	0	0	0	0
2)	0	6	6	3	5
3)	0	0	0	1	0

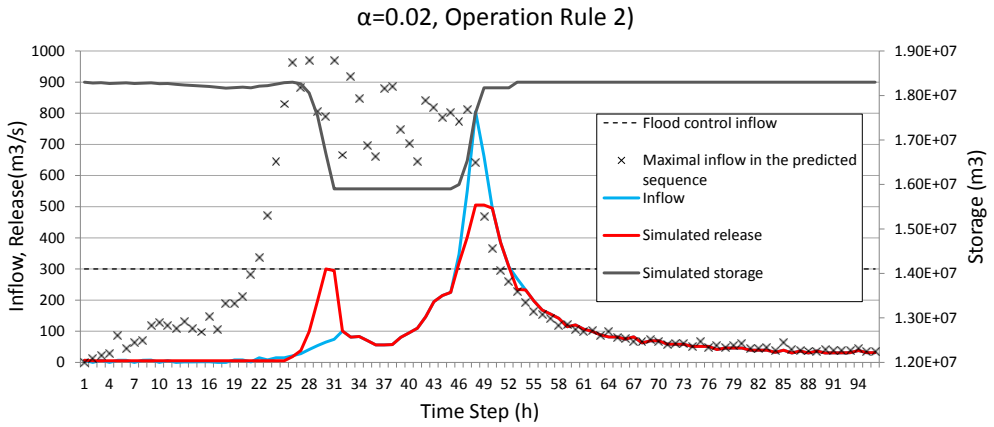


Fig. 5 Time series of reservoir operation in a simulation during the flood event on July 11th in 2002

と考えられる．

次に，操作規則上は事前放流が不必要な規模の出水事例（5事例）を用いたシミュレーションにおいて，予測の精度ごとに定められた容量（2,400,000 m^3）の事前放流を行ったケース数をTable 1に示す．Table 1より，予測精度パラメータαが大きく，つまり誤差が大きくなるにつれ，不要に事前放流を行う危険性が高くなることがわかる．特に，操作1) のように予測を全面的に信頼するような操作を仮定した場合には，予測の精度が悪化することによって事前放流実施判断を誤る可能性が著しく大きくなっている．一方，操作2)や操作3)のように，予測の不安定性に対する対応や段階的な操作方法を採用した場合には，不要な事前放流を行うケースが著しく軽減し，予測精度の悪化にも操作の判断が左右されにくくなっている．

一方，事前放流操作が必要となる洪水流量以上の流入量を観測した6事例の出水事例に対する操作シミュレーションにおいて，事前放流操作が洪水調節開始前に完了しなかったケース数をTable 2に示す．全ての操作方法において，予測の精度に関係なくほとんどのケースで事前放流操作が洪水調節開始前に完了していることが確認できる．一例として，今回用いた出水事例のうちピーク流入量が最大である2002年7月11日の出水事例（ピーク流入量805 m^3/s）を用いたシミュレーション結果をFig. 5に示す．今回，事前放流操作の実施判断に予測系列の最大値を考慮することとしているが，模擬発生させた予測値系列の中に過大評価をしているものがある限りは，事前放流が必要となる流入量を見逃すことがないことが原因であると考えられる．一方，予測の不安定性に対する対応や段階的な操作を考慮した操作2)と操作3)では，実施判断や操作の遅れ等から，事前放流を洪水調節開始時までに完了できないケースが非常に若干ながらあった．

以上，釜房ダムの事前放流操作を対象としたシミュレーション結果から，今回の予測情報の事前放流操作への反映方法では，全体的に治水面では安全側に，利水面では危険側に評価されたことが分かる．また，操作方法によっては予測精度の良し悪しが比較的小さな規模の出水における事前放流操作実施の判断に影響を与えることが確認された．本適用では，事前放流で確保する空き容量が比較的小さかったこ

ともあり，出水後に利水容量が回復しないようなケースは無かったものの，確保すべき空き容量が大きくなれば，実施判断の誤りによる利水面への影響が生じることも懸念される．一方，予測の更新を考慮した事前放流実施判断や段階的な操作によって，実施判断の誤りの頻度を軽減できる可能性や予測精度の悪化への対応性等の利水面でのメリットが示唆されたものの，慎重な判断を行うがゆえに事前放流操作を所定の時点までに完了できない可能性がわずかに増大し，治水面でのデメリットが増す危険性を示す結果となった．

また，今回用いた出水事例については出水の規模が小さかったこともあり，実操作において但し書き操作が行われた事例はなく，シミュレーションにおいても但し書きが行われたケースはなかった．事前放流に期待される重要な効果の一つと考えられる但し書き操作の回避・軽減については分析できなかったため，今後，但し書き操作の実施が必要な規模の出水についての分析を行いたい．

4. 結論

本研究では，予測情報を考慮した事前放流操作の効果を分析するために，予測流入量系列の模擬発生機構を含むダム事前放流操作シミュレーションモデルを構築し，名取川水系釜房ダムを対象に予測流入量情報に基づいた事前放流操作の効果を分析した．その結果，操作方法によっては，予測精度の良し悪しが比較的小さな規模の出水における事前放流操作実施の判断に影響を与える可能性があること，予測の更新を考慮した事前放流実施判断や段階的な操作によって実施判断の誤りの頻度の軽減や予測精度の悪化への対応が期待できるものの，事前放流を所定の時点までに完了できない危険性がわずかに増大する可能性があること等が示唆された．ただし，先の章でも述べているように，本シミュレーションでは予測誤差の表現方法や事前放流操作の実施判断に用いる予測情報の水文量，事前放流の実施判断方法等に様々な仮定を置いていることから，ここで得られた結果の一般性を検証するためには，各条件や仮定による分析結果への影響についてさらなる検討が必要であると考えられる．また，ダム貯水池の実管理上では予測情報の精度に関する情報が必ずしも入手できない場合もあるため，本論での基礎的な分析結果を踏まえた上で，今後，予測情報に含まれる系統的な誤差が事前放流操作結果に及ぼす影響を分析すること等も重要であると考えられる．

謝　辞

本研究の実施にあたり，国土交通省東北地方整備局よりダム貯水池および流域に関する資料の提供を頂いた．また，平成 23 年度京都大学防災研究所特別緊急共同研究（課題「東日本大震災において被災した河川下流域の環境変化に対応するための流域管理手法の検討」）より支援を受けた．関係諸氏に対し，ここに深い謝意を表す．

参考文献

臼谷友秀，中津川誠（2010）：積算予測雨量に基づいた融雪期におけるダムの洪水調節機能の向上について，土木学会論文集B, Vol66, No.3, pp.268-279.

北田悠星，菊池慶，岡部真人，山田正（2010）：気象庁の降水短時間予報を用いて既存ダムの洪水調節機能を向上させる手法の提案，水工学論文集，Vol54，pp.523-528.

下坂将史，呉修一，山田正，吉川秀夫（2009）：既存ダム貯水池の洪水調節機能向上のための新しい放流方法の提案，土木学会論文集B，Vol.65，No.2，pp.106-122.

竹内邦良（1990）：降雨予測の精度と予備放流方式の効果について，水工学論文集，Vol34，pp.73-78.

星清（1997）: 7.4.3時系列データの模擬発生，水文・水資源ハンドブック，株式会社朝倉書店，pp.249-251.

三石真也，尾関敏久，角哲也（2011）：WRFによる降雨予測を活用した新たな洪水調節手法の適用性検討, 水文･水資源学会誌, Vol.24, No.24, pp.110-120.

Datta, B. and Burges, S.J. (1984): Short-term, single, multiple-purpose reservoir operation: Importance of loss functions and forecast errors, Water Resources Research, Vol.20, No.9, pp.1167-1176.

Lattenmaier, D.P. (1984): Synthetic streamflow forecast generation, J. Hydraul. Eng. Am. Soc. Civil. Eng., Vol.110, No.3, pp.277-289.

Sivaarthitkul V, Takeuchi K. (1995): Assessment of efficiency increase of reservoir operation by the use of inflow forecasts: a case study of the Mae Klong River Basin in Thailand, Journal of Japan Society of Hydrology and Water Resources, Vol.8, No.6, pp.590-601.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

予測情報の不確実性を考慮した貯水池利水操作における確率流況予測情報の利用性分析手法の開発

Development of a Method for Impact Analysis of Stochastic Streamflow Prediction on Reservoir Operation for Water Use Considering Prediction's Uncertainty

野原大督・堀智晴

Daisuke NOHARA and Tomoharu HORI

Synopsis

A method for impacts analysis of uncertainties of stochastic streamflow prediction on long-term reservoir operation for drought management is therefore investigated in order to analyze the kind of uncertainty that most affects improvements in the performance of reservoir operations. Monte Carlo simulations of reservoir operation for water supply are conducted, coupling with optimization process of reservoir operations by stochastic dynamic programming considering long-term stochastic streamflow predictions, which are artificially generated with arbitrary uncertainties controlled by changing uncertainty indices proposed in this study. A fundamental case study was conducted using a simplified reservoir basin of which data was derived from the Sameura Reservoir basin in Japan, demonstrating the implication of the effect of stochastic streamflow prediction and its uncertainty.

キーワード: 貯水池操作，渇水，確率流況予測，不確実性指標，モンテカルロシミュレーション，利用性分析
Keywords: reservoir operation, drought, stochastic streamflow prediction, uncertainty index, Monte Carlo simulation, impact analysis

1. はじめに

近年，気象・水文予測技術の進展には目覚ましいものがあり，予測技術の進展を反映して様々な形態の予測情報が提供されるようになってきている．従来から提供されていた，予測される将来の状態をひとつの値，またはひとつのカテゴリーで示す決定論的予測情報に加えて，将来の状態を確率的に評価し，複数の想定される状態を，その状態が出現する確率値と合わせて予測する，確率予測情報の提供も開始されている．我が国では，1980年に気象庁から降水確率予報が東京地方を対象に発表され始めたのを始め，1996年からは，1か月予報などの季節予報にも確率予報形式が導入されている（立平，1999）．また，予報技術としては，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技術が，同じく1996年の3月より導入されている．しかし，一般向けの予報は確率予報の形式で発表されており，予測情報の利用者側から見れば，確率予測情報の解釈方法や利用技術が依然重要であると言える．

流域の水資源を管理する上で大きな役割を果たすダム貯水池に置いては，管理対象とする流域の気象・水文状態に関する確率予測情報は，操作意思決定上，非常に有用であると考えられる．確率予測情報では，前述のように想定される将来の状態の他に，その状態が生起する確率に関する情報が賦課されており，このような確率に関する情報を整理し把握することによって，予測の不確実性や信頼性などの判断に役立てることができると考えられる．予測情報の不確実性が小さく，信頼性が高いと判断される場

合には，予測情報を信頼した積極的な放流操作を行うことができ，特に著しい出水が予測される場合や，逆に渇水が予想される場合に，大きな効果を上げることができる．反対に，予測情報の誤差や不確実性が大きく，信頼性が低いと判断される場合には，予測情報をダム操作に過度に反映させないなど，予測が外れた場合において予測情報に従った操作を行ったがゆえにかえって非効率な操作結果を生じるといった恐れを減じることができよう．また，これらの判断を予測状態の確率的特性に応じて客観的・定量的に行うことが可能となる点も大きな利点であると考えられる．

確率予測情報の利用性については，気象予測の提供者側から，多様な予測利用者を想定した一般的な問題を対象として，これまでにも様々な検討や分析がなされている．例えば，立平（1999）は，確率予報を含めた気象予測情報の利用性や価値に関して，様々なユーザーを想定した一般的な議論を展開している．古川・酒井（2004）では，気象予報におけるカテゴリー予報と確率予報の期待費用や価値の違いについて，気候値予報と完全予報との比較を含めた一般的な分析がなされ，確率予報の優位性が確認されている．また，Richardson (2000)は，アンサンブル予報に基づく確率予報と決定論的カテゴリー予報等の各種予報技術との比較を，抽象的な問題を対象に行い，アンサンブル予報に基づく確率予報の優位性を確認している．ここで見てきたように，一般的な問題を取り扱った気象予測情報の提供者側からの分析では，確率予測情報の情報としての価値の高さを確認しているものが多い．

ところが，以上に述べたような利点が考えられるのにも関わらず，実際には貯水池管理における確率予測情報の定量的な利用はあまり進んでいないのが現状である．この現状の背景としては，提供される確率予測情報の確率的特性と貯水池管理における当該情報の利用性との関係について，貯水池管理に関する専門知識を有した情報利用者側からの十分な分析がなされていないために，確率予測情報を考慮した放流操作を実務上，責任を持って実施することが難しい状況にあることが挙げられる．

貯水池操作における予測情報がもたらす効果や便益などの利用性に関する分析は，これまでにも行われてきている．決定論的予測情報の貯水池操作への利用については，神田・森（1984）が，貯水池操作の側から見れば将来流入量に関するどのような情報が，どのくらいの確度で予測できなければならないかという点を明確にすることを目的に，利水用貯水池操作における流入量情報の価値を評価する方法を提案している．ここでは，流入量情報の価値を評価するための特性量として，流況特性量，予測精度，リードタイムを考え，これらを予め知ることができた場合に対応する流況調整を行ったことで減少させることができる渇水被害の値によって，単純な流況パターンを用いて情報の価値を評価した結果，流況特性量のうち渇水の時期に関する特性量を知ることの価値が高いこと，渇水時期の情報に含まれる誤差が大きくなるとその価値が急激に減少することなどを確認している．また，竹内（1990）では，予備放流方式の短期貯水池操作を対象として，出された予測値が次の更新時点で変更される度合いによって表現した降雨予測の精度と予備放流方式の効果についての検討を行っている．SivaarthitkulとTakeuchiによる一連の研究では，様々な量の誤差の統計値やリードタイム方向の誤差の成長度合を持った流入量予測情報を模擬発生させ，これらの予測情報を考慮することによって治水・利水・発電の目的をもった多目的ダム貯水池の操作がどの程度向上するのかについての詳細な分析が，操作シミュレーションを用いて行われている（Sivaarthitkul and Takeuchi, 1995; Takeuchi and Sivaarthitkul, 1995; Sivaarthitkul and Takeuchi, 1996）．

一方，決定論的予測情報ではなく，不確実性を伴った様々な情報が貯水池管理においていかに利用され得るかについての検討も行われている．Tejada-Guibert et al.（1995）は，確率DPによるダム群の操作最適化問題を対象に，流域の水文状態と当該水文状態が生起した際の流況の条件付き生起確率に関する情報が与えられた場合における最適利得の変化について考察している．また，予測情報の精度と放流意思決定との関係の分析では，高棹ら（1995）は，流量予測情報が持つ精度と放流意思決定基準が持つ曖昧性との相互関係を分析するための渇水調整問題のモデル化手法を提案している．ここでは，目標放流量や目標貯水量などの放流意思決定基準をファジィ化するとともに，流量予測情報の持つ不確実性の度合いを確率値やファジィ値として表現することで，渇水調整問題をファジィ意思決定問題として表現し，シミュレーション計算の結果，流量予測情報の精度の変化によって，最も曖昧性の小さくなる放流決定準が異なることを示している．堀・椎葉（1998）は，さらに，流量予測情報や放流意思決定基準の曖昧性を陽に表現するため，両者の曖昧性を表現するためのメンバーシップ関数をファジィ数で表現したtype-2ファジィ意思決定問題としての貯水池操作問題を考え，両者の関係のさらに詳細な分析を試みている．また，最近では，アンサンブル予報を利用することによる長期貯水池操作上の便益について，Faber and Stedinger（2001），Kim et al.（2007）

が数例の適用ケースによって検証している．その他にも，近年，非決定論的気象・水文予測情報に含まれる不確実性が，それを考慮した貯水池操作の精度に与える影響についての研究が行われてきている（Georgakakos and Graham, 2008; Gong et al., 2010; Pianosi and Ravazzani, 2010; Block, 2011; Zhao et al., 2011）．しかし，こうした研究の数はいまだ多くなく，確率予測情報などの非決定論的な気象・水文予測情報の不確実性が貯水池操作精度に及ぼす複雑な影響を明らかにするまでには至っていない．

本研究では，上記の事情に鑑み，貯水池管理における確率予測情報の利用の促進に資するために，まずは基礎的な検討として，確率流況予測情報の不確実性の性質と貯水池管理における確率流況予測情報の利用性との関係の分析を網羅的に行うためのシミュレーション分析モデルを開発する．具体的には，予測確率分布の統計値を与えて模擬発生させた確率流況予測情報を考慮した，貯水池の実時間利水操作に関するモンテカルロミュレーションを行い，長期確率予測流況予測情報に含まれる不確実性の性質と利水操作における確率予測情報の利用性との関係についての網羅的な分析を行うことを可能にする手法を開発する．

2. シミュレーション分析モデルの概要

確率予測流況予測情報の利水操作への適用性を網羅的に検討するため，本研究では，ランダムに模擬発生させたダム貯水池の管理対象流域における観測流況と予測流況を考慮した利水放流決定モデルを構築し，構築したモデルを使ったモンテカルロシミュレーションを実施することにより，確率流況予測情報の利用性の分析を行う．

まず，対象とするダム貯水池の管理流域における流況の統計値情報を用いて，河川流量やダム流入量といった流量系列を模擬発生させる．流量の模擬発生は，分析対象とする期間にわたって行う．次に，予測流量の確率分布を模擬発生させる．確率予測情報としては，予測対象の取り得る値が，二値，カテゴリー値，あるいは連続値など，様々な形式が考えられるが，ここでは一般化した問題を考えるため，将来生起する流量の状態が連続値に対する確率分布の形式で提供されるような確率予測情報を考える．このとき，予測確率分布の平均や分散を変更することによって，任意の安定性や曖昧性を表現できるようにしておく．最後に，模擬発生させた流況の確率予測分布を考慮した利水放流の最適化計算を，確率動的計画法（確率DP）を用いて実施する．最適化計算は，予測情報が得られる毎（予測流量系列を模擬発生させるたび）に行い，次の最適化計算を行うまでの間，当該最適化計算結果と現状の貯水池の状態に基づいた放流を行う．

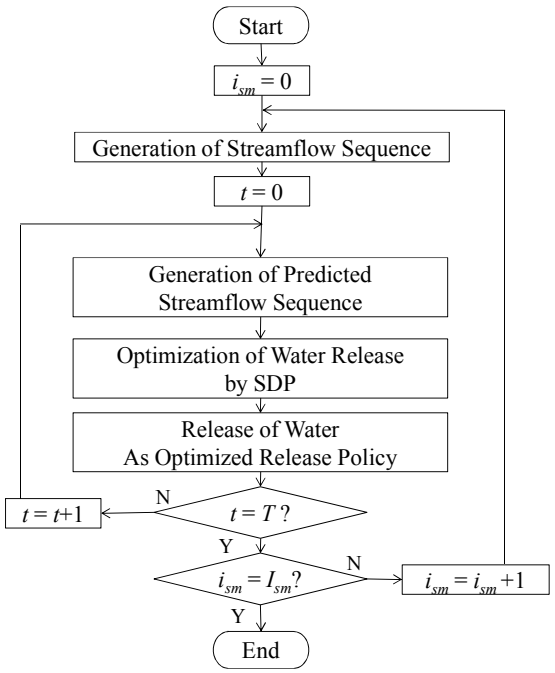


Fig.1 Flow of Monte Carlo simulation for the impact analysis of stochastic streamflow prediction

以上の手順を分析対象期間（例えば一年間）について反復することによって，1回のシミュレーションが完了する．このシミュレーションを多数回繰り返して得られた結果の統計的性質をもって，分析を行う． シミュレーションの流れを図6.1に示す．

次に，シミュレーション条件について述べる．まず，分析対象としては世界各国の様々なダム流域が考えられるが，本研究では，まずは我が国における一般的なダム流域を対象として考える．そのため，操作精度を判断するための分析期間については，我が国には通常1年分以上の流出量を貯留するような経年ダムが存在しないことに鑑み，1年間に設定する．次に時間ステップについては，Sivaarthitkul and Takeuchi（1995）などでは海外の大規模な貯水池を対象に月単位の操作について論じているが，我が国では比較的小さなダム流域が多く，よりきめ細やかな操作の精度分析が重要であることから，本研究では5日単位と設定し，これを1期と数えることにする．また，予測期間については，本研究では主にダム貯水池の利水操作を対象とすることから，日本における渇水の時間スケールを考慮して概ね3か月先までの予測系列を模擬発生させるものとする．予測の時間解像度については，操作時の時間解像度と同じ5日単位を1期として，18期先までの予測系列を模擬発生する．利水放流の最適化計算は，確率DPを用いて

予測期間である18期先までを対象に行う．

3. 流量系列の模擬発生手順

3.1 流量の確率分布

乱数を使った流量系列の模擬発生を行うためには，流量の確率分布形などの統計的性質を定める必要がある．一般に，年流量などの水文サイクルが完結しているような時間スケールを考える場合の確率分布形については，正規分布で近似できる場合が多い（星，1997）．しかし，より小さな時間スケールの流量を考える場合には，分布の歪みが無視できなくなる．一般に，水文量の生起確率分布は右に歪むことが多い．右に歪んだ分布を表現するためには，対数正規分布（特に3母数対数正規分布）やPearson III型分布などが考えられる．本研究では，4. に述べるように流量予測誤差に正規分布を用いる関係から，流量についても変数に正規性を仮定した方が，議論が容易であるため，流量の確率分布形には3母数対数正規分布を採用する．いま，対数変換を施した変量$y=\ln(x-c)$が正規分布に従うとき，確率変数xは対数正規分布に従い，確率密度関数は母数λ, ζ, cを用いて次式のように与えられる．

$$f(x)=\frac{1}{x\zeta\sqrt{2\pi}}\exp\left\{-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln(x-c)-\lambda}{\zeta}\right)^2\right\} \tag{1}$$

このとき，変換後の変量yは$N(\lambda, \zeta^2)$に従う．

3.2 流量系列の模擬発生

渇水の軽減を目的とする利水操作を考える際には，渇水が比較的長い期間にわたって続く少雨現象によって引き起こされることに鑑みると，流況の持続性を考慮することが必要である．そこで，3母数対数正規分布に従う流量系列の模擬発生モデルには，時系列の系列相関を考慮することのできる1次の自己回帰モデル（AR(1)モデル）を採用する．いま，正規化を施した状態の流量を考えるとき，AR(1)過程は，次式のように表わされる．

$$z(t)=\rho_z(t,t-1)z(t-1)+\sqrt{1-\rho_z(t,t-1)^2}\,\varepsilon(t) \tag{2}$$

ここに，$z(t)$は第t期の標準正規変量として表わされた流量，$\rho_z(t,t\text{-}1)$は第t-1期と第t期の間の正規化された流量の系列相関，$\varepsilon(t)$は$N(0,1)$に従う白色ノイズ成分である．このうち，$\rho_z(t,t\text{-}1)$は，流量の原系列の相関から次式を用いて算出する．

$$\rho_v(t,t-1)=\frac{\exp\left[\lambda(t-1)\lambda(t)\rho_z(t,t-1)\right]-1}{\left\{\exp\left[\lambda(t-1)^2\right]-1\right\}^{1/2}\left\{\exp\left[\lambda(t-1)^2\right]-1\right\}^{1/2}} \tag{3}$$

ここに，$\rho_v(t,t\text{-}1)$は第t-1期流量と第t期流量の間の系列相関，$\lambda(t)$は第t期における流量$q(t)$が従う3母数対数正規分布の確率密度関数が次式で表現される場合の母数$c(t), \lambda(t), \zeta(t)$の一つである．

$$f(q(t))=\frac{1}{q(t)\zeta(t)\sqrt{2\pi}}\exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln\left[q(t)-c(t)\right]-\lambda(t)}{\zeta(t)}\right)^2\right] \tag{4}$$

原系列は，発生させた正規変量$z(t)$から次式により算出する．

$$q(t)=c(t)+\exp\left[\lambda(t)+\zeta(t)z(t)\right] \tag{5}$$

ここで，時間ステップとして1か月を考える場合は，このモデルはThomas-Fieringモデルと呼ばれる（星，1997）．

4. 流量の確率予測情報の模擬発生手順

本研究では，確率予測情報は，流量の真値に，確率分布の形式で与えられる誤差分布を与えたものとして定義する．第t期の誤差確率分布の形状には正規分布を仮定する．さらに，確率予測情報の不確実性に関する二つの指標を導入し，任意の値の指標を持つ確率予測情報となるように調節しながら予測誤差確率分布を模擬発生させる．以下に，流量の確率予測情報の模擬発生の方法を述べる．

4.1 確率予測情報の不確実性

確率予測情報の不確実性や性質を表現する指標としては，様々なものが考えられる．例えば，Murphy (1993) は，確率予測情報の予測精度指標に関する包括的な議論を行っており，予測精度指標として，信頼度（reliability），分離度（resolution），識別度（discrimination），尖鋭度（sharpness）を挙げている．それらの中でも，信頼度と識別度が互いに補完関係にある特に重要な二つの指標であると指摘している（Murphy and Winkler, 1987; Casati et al., 2008）．

確率流量予測情報の不確実性を考える場合においても，同様に二つの重要な視点を考えることができる．一つは，予測の信頼性に関する概念で，予測と真値がどの程度対応しているか，あるいはどの程度

ずれているか，という概念である．もう一つは，予測の特定性に関する概念で，確率予測情報が将来の起こる現象をどの程度特定して予測できているか，言い換えれば，予測確率分布の幅がどの程度狭いかという概念である．

確率予測情報の不確実性に関するこれらの二つの概念は，貯水池操作において確率流況予測を利用する場合にも，相互補完的な概念として重要であると考えられる．例えば，将来の流量をより狭い範囲で示せる方が，予測状態の識別性が高くなり，一般に予測情報としての価値は高いと考えられるが，それに伴って予測確率分布から真値が外れる可能性も大きくなり，予測の信頼性は小さくなる．反対に，予測に幅を持たせた方が予測された範囲の中に真値が存在する可能性も一般に高くなり，予測の信頼性も大きくなると考えられるが，その範囲が流量の気候学的な出現範囲（例えば過去30年間の出現範囲）よりも大きくなると，もはや予測情報としての価値は無くなる．

本研究では，こうした確率予測情報の持つ不確実性に関する二種類の特徴を，次のように表現する．まず，予測の信頼性については，予測確率分布の中心とその予測が与えられた下での真値の条件付き確率分布の中心との差の分散（第t 期についての差の分散を$[\sigma_c(t)]^2$と表記する）を考える（Fig 2(a)を参照）．この表現方法により，$[\sigma_c(t)]^2$が大きくなるにつれて予測確率分布がその予測が与えられた下での真値の出現確率分布と大きく離れやすくなり，予測の安定性や信頼性が小さくなる性質が表現できる．ここで，予測確率分布の中心とその予測が与えられた下での真値の条件付き確率分布の中心との差の平均，すなわちバイアス（bias）を考えることもできるが，予測情報の統計が既知である場合は，バイアスを比較的容易に補正することができる．そのため，ここでは予測情報の利用時には既にバイアスの補正がなされたものとして，バイアスはゼロであると仮定する．その一方で，$[\sigma_c(t)]^2$が非ゼロである場合は，$[\sigma_c(t)]^2$が既知である場合でも，個々の予測確率分布と真値が平均的にどの程度ずれているかをあらかじめ知ることはできないため，容易に補正することはできない量である．

一方，予測の特定性に関する指標については，予測確率分布の分散（第t 期についての予測確率分散の分散を$[\sigma_p(t)]^2$と表記する）を考える（Fig.2(b)を参照）．この表現方法により，$[\sigma_p(t)]^2$が大きくなるほど予測の確率分布の裾野が広がり，予測が曖昧なものとなり，反対に$[\sigma_p(t)]^2$が小さくなるほど予測の確率分布の幅が狭まり，より明瞭性に富んだ予測情報となる性質を表すことができる．

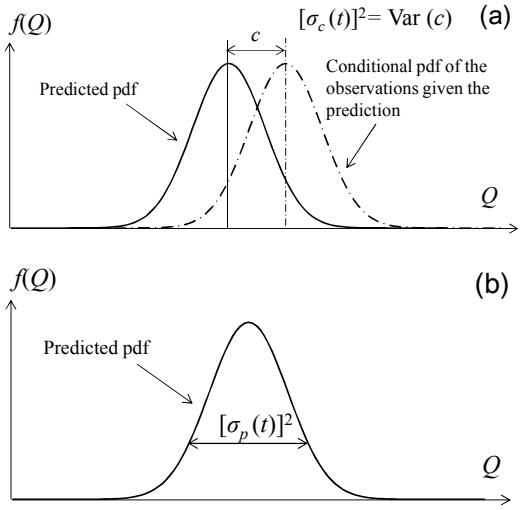


Fig.2 Concepts of uncertainty contained in stochastic inflow prediction, (a) reliability and (b) discrimination

4.2 確率予測情報の模擬発生手順

確率予測情報の模擬発生は次のように実施する（Fig.3参照）．まず，各分析期間の流況の真値$q(t)$を3. の方法によって模擬発生させる．次に，予測確率分布の平均（分布の中心）を決める．第t期の流量に対する予測確率分布を模擬発生させることを考える場合，予測確率分布の平均が正規確率分布$N(\mu_c(t), [\sigma_c(t)]^2)$に従うとして，そこから予測確率分布の平均$\mu_p(t)$の仮値$\mu_p'(t)$をランダムサンプリングする．ここに，$\mu_c(t)$は予測確率分布の平均$\mu_p(t)$の全予測回について取った平均，$\sigma_c(t)$は予測確率分布の平均$\mu_p(t)$の全予測回について求めた標準偏差である．ただし，前節でも述べたように，仮に予測確率分布の平均$\mu_p(t)$の予測回についての平均$\mu_c(t)$が予め分かっているのであれば，得られた予測値に対して$\mu_c(t)$を減じることで実時間でも容易にバイアスの補正が可能であるので，ここではこのバイアス補正が必要に応じて既になされたものとみなして，$\mu_c(t)=q(t)$と考える．

次に，$\mu_p'(t)$を中心として$[\sigma_p(t)]^2$の分散を持つ正規確率分布$N(\mu_p'(t),[\sigma_p(t)]^2)$を考えれば，第$t$期の流量に対する予測確率分布を模擬発生できるわけであるが，このままでは得られた予測確率分布がその後の流況を予測する適切な確率分布とはならない．例えば，$\mu_c(t)=q(t)$かつ$\sigma_c(t)=0$の場合，得られる予測確率分布は正しい生起確率分布になるべきところであるが，上記の手順では常に予測確率分布の平均が流量の真値と等しくなってしまうため，予測確率分布が得られたという条件のもとでの流量の条件付生起確率分布が，予測確率分布と異なってしまうことになる．この問題を解消するため，上記の手順で得られた$\mu_p'(t)$

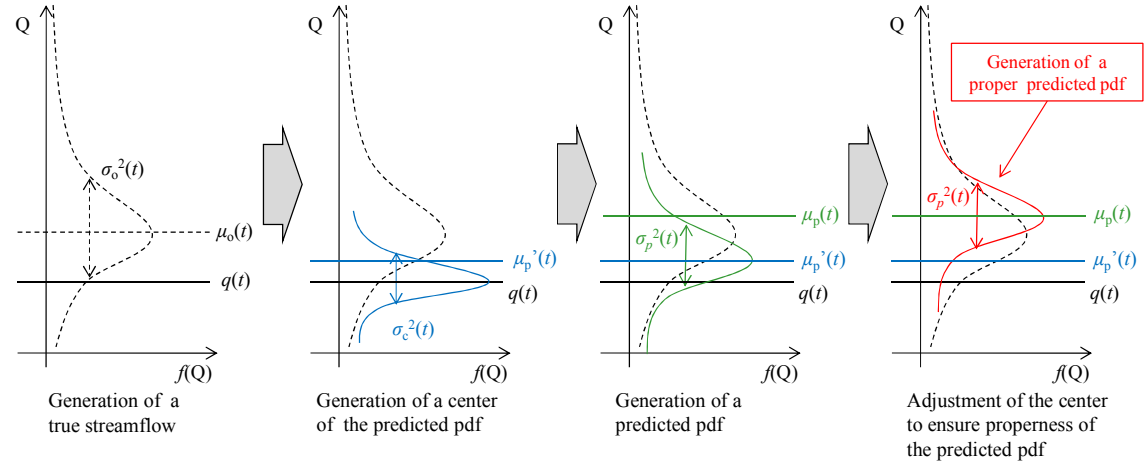


Fig.3 Schematic flow diagram for generation of an inflow probabilistic density function for period t

を中心として$[\sigma_p(t)]^2$の分散を持つ正規確率分布$N(\mu_p'(t),[\sigma_p(t)]^2)$からさらにランダムサンプリングを実施して得られた値を予測確率分布の平均$\mu_p(t)$とし，この$\mu_p(t)$を中心に$[\sigma_p(t)]^2$の分散を持つ正規確率分布$N(\mu_p(t),[\sigma_p(t)]^2)$を，第$t$期の流量に対する予測確率分布とする．この操作により，$\mu_c(t)=q(t)$かつ$\sigma_c(t)=0$の場合において，予測確率分布とその後の流量の条件付き生起確率分布が一致する性質を確保することができる．

以上の作業を定式化すると以下のようになる．まず，第t期の予測流量$\hat{q}(t)$に関する確率密度関数は，次式のようになる．

$$f_{\hat{q}}(\hat{q}(t))=\frac{1}{\sigma_p(t)\sqrt{2\pi}}\exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{(\hat{q}(t)-\mu_p(t))}{\sigma_p(t)}\right)^2\right]\quad(0<\hat{q}(t)<\infty)\qquad(6)$$

ここで，予測確率分布の標準偏差$\sigma_p(t)$は，真値の気候学的標準偏差$\sigma_o(t)$を用いて，次のように定められる．

$$\sigma_p(t)=C_p\sigma_o(t)\qquad(7)$$

ここに，C_pは予測確率分布の標準偏差の，真値の気候学的標準偏差に対する比を表わす係数であり，このC_pを増減させることにより，予測確率分布の広がり，すなわち予測の曖昧性を変化させることができる．つまり，C_pが小さければ小さいほど，予測としての曖昧性は減少し，C_pが大きければ予測としての曖昧性も大きくなることなる． また，$\mu_p(t)$は前述のように正規確率分布$N(\mu_p'(t),\ [\sigma_p(t)]^2)$に従うものとしてランダムサンプリングされるが，その確率密度関数は次式のようになる．

$$f_{\mu_p}(\mu_p(t))=\frac{1}{\sigma_p(t)\sqrt{2\pi}}\exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{(\mu_p(t)-\mu_p'(t))}{\sigma_p(t)}\right)^2\right]\quad(0<\mu_p(t)<\infty)\qquad(8)$$

さらに，$\mu_p'(t)$は前述のように正規確率分布$N(\mu_c(t),[\sigma_c(t)]^2)$に従うものとしてランダムサンプリングされるが，その確率密度関数は次式のようになる．

$$f_{\mu_p'}(\mu_p'(t))=\frac{1}{\sigma_c(t)\sqrt{2\pi}}\exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{(\mu_p'(t)-\mu_c(t))}{\sigma_c(t)}\right)^2\right]\quad(0<\mu_p'(t)<\infty)\qquad(9)$$

ここに，調整前の予測確率分布の平均$\mu_p'(t)$の予測回方向の標準偏差$\sigma_c(t)$は，真値の気候学的標準偏差$\sigma_o(t)$を用いて，次のように定められる．

$$\sigma_c(t)=C_c\sigma_o(t)\qquad(10)$$

ここにC_cは，調整前の予測確率分布の平均$\mu_p'(t)$の予測回方向について求めた標準偏差の，真値の気候学的標準偏差に対する比を表わす係数であり，このC_cを増減させることにより，予測の誤差のばらつきの程度，すなわち予測の信頼性を変化させることができる．つまり，C_cが小さければ小さいほど，予測の誤差のばらつきの程度が小さくなることから予測の信頼性が増大するのに対し，C_cが大きければ予測の誤差のばらつきの程度が大きくなり，予測の信頼性も減少することになる．

一般に，気象・水文予測では，予測対象とする量の気候学的なばらつき程度に予測のばらつきが大きければ，予測が気候値予測と同等になることから予測としての意味は無くなる（高野，2002）とされていることから，模擬発生する予測情報が意味のあるものにするためには，概ね以下の式を満足すること

を目安としてC_cおよびC_pの値を決定する必要がある．

$$\left[\sigma_c(t)\right]^2+\left[\sigma_p(t)\right]^2<\left[\sigma_o(t)\right]^2 \Leftrightarrow C_c^2+C_p^2\le 1 \tag{11}$$

ここで，模擬発生させた予測確率分布の平均の予測回方向の標準偏差を$\sigma_f(t)=C_f\sigma_p(t)$とおくと，$[\sigma_f(t)]^2=[\sigma_c(t)]^2+[\sigma_p(t)]^2$であることから，$C_f^2=C_c^2+C_p^2$の関係が成り立つ．すなわち，$C_f$は調整後の予測確率分布の平均$\mu_p(t)$の標準偏差の，真値の気候学的標準偏差に対する比を表わす係数となる．また，調整前の予測確率分布の平均$\mu_p'(t)$の平均$\mu_c(t)$については，前述の通りである．以降は議論を簡単にするため，$\mu_c'(t)=q(t)$とする．

以上は，$\sigma_c(t)$ や$\sigma_p(t)$が定常であるとの仮定の下での議論であったが，通常，予測情報はリードタイムが大きくなるほど，予測誤差のばらつきが大きくなったり，あるいは予測が曖昧になったりすることが多い．すなわち，予測リードタイムが大きくなるにつれ$\sigma_c(t)$や$\sigma_p(t)$が大きくなることが多いと考えられる．この性質を反映すると，式(7)，式(10)は予測リードタイムlを用いてそれぞれ以下の式によって置き換えられる．

$$\sigma_p(t)=C_p(l)\sigma_o(t) \tag{12}$$

$$\sigma_c(t)=C_c(l)\sigma_o(t) \tag{13}$$

$C_p(l)$や$C_c(l)$の候補としては，いま$C_p(l)$を対象に考え，予測リードタイムの最後の期間において気候学的標準偏差と等しくなる場合を考えると，例えば以下のようなものが考えられる．

$$C_p(l)=\frac{1-\alpha_p}{L}l+\alpha_p \tag{14}$$

ここに，Lは予測リードタイムの最大値，α_pはl=0のときの予測確率分布の標準偏差の気候学的標準偏差に対する比である．式(14)は，リードタイムの増加とともに予測の曖昧性が線形に増大するモデルであるが，予測の曖昧性が非線形に増大すると考える場合は，高次の関数や指数関数などを設定すればよい．$C_c(l)$についても，以上と同様に定義することができる．

5. 貯水池操作手法

前章までの過程に基づいて模擬発生させたL期先までの確率予測情報を用いて，利水放流の決定を行う．利水放流の最適化計算は，確率DPを用いて予測期間であるL期先までを対象に行う．利水操作の目的は流況評価地点における渇水被害の最小化と設定し，渇水被害を算出するための被害関数には，次のものを用いる．

$$\min_{R_{\min}^*\le r_t\le R_{\max}^*}\sum_{t=1}^{T_{opt}}E_{w_t}\left[H_t(w_t)\right] \tag{15}$$

$$R_{\min}^*=\max\left\{R_{\min},s_t+q_t-S_{\max}\right\} \tag{16}$$

$$R_{\max}^*=\min\left\{R_{\max},s_t+q_t-S_{\min}\right\} \tag{17}$$

ここに，r_tは第t期の放流量，T_{opt}は最適化計算の期間数，w_tはダム下流の流況評価地点における第t期の河川流量，q_tは第t期のダム流入量，$R_{\min}$と$R_{\max}$はそれぞれ対象ダムの操作ルールや物理的制約によって定められる最小放流量および最大放流量，$S_{\min}$と$S_{\max}$は同様にそれぞれ対象ダムの操作ルールや物理的制約によって定められる最小貯水量および最大貯水量である．$H_t(w_t)$は，第t期において流況評価地点における河川流量がw_tであった場合に水不足によって生じる渇水被害で，次式によって定義される（池淵ら，1990）．

$$H_t(w_t)=\left\{\max(d_t-w_t,0)\right\}^2/d_t \tag{18}$$

ここに，d_tは第t期における水需要，すなわち流況評価地点における必要流量である．一方，第t期における貯水量状態s_tに対応する将来被害関数は次式によって定められる．

$$f_t(s_t)=\min_{R_{\min}^*\le r_t\le R_{\max}^*}E_{w_t}\left\{H_t(w_t)+E_{q_t}\left[f_{t+1}(s_{t+1})\right]\right\}\quad(s_{t+1}=s_t+q_t-r_t) \tag{19}$$

なお，本研究では，予測対象期間内のすべての時点に対する予測確率分布が与えられることから，流況の遷移確率（マルコフ性）は考えない．また，T_{opt}以降に想定される渇水被害については，貯水池の各状態から1年先まで平均的な流況が得られた場合に想定される積算被害の値をあらかじめ計算しておいたものを用いる．

6. 適用と考察

6.1 対象流域とシミュレーション条件

ここまでで構築したシミュレーションモデルを用い

て，吉野川流域の早明浦ダムを対象にシミュレーションを行った．早明浦ダムは利水，治水，発電など，多目的ダムとして運用されているが，本研究では利水操作のみを対象としているため，全ての貯水容量のうち，利水容量のみを対象として考えた．また，操作時には，洪水時に置いては所定の治水操作を行いつつ，その他の場合には利水目的である渇水被害を最小にすることを目的として放流操作を行い，発電のための操作は考慮しないものとした．また，流況評価地点については，実際には早明浦ダム下流に位置する池田ダムの直上流に定められているが，確率予測情報の性状が利水操作結果へ及ぼす影響の分析を容易にするため，本研究では早明浦ダムの直下流に位置すると仮定し，早明浦ダム地点から流況評価地点までの本川への流出量は考えないものとした．そのため，流況評価地点における流量は早明浦ダム放流量と一致し，流量の模擬発生は早明浦ダムへの流入量についてのみ行う．この仮定により，前章の議論における流況評価地点の河川流量w_tと需要量d_tは，それぞれダム放流量r_tと目標放流量R_tに読み替える．

一方，$R_{\min}$，$R_{\max}$，$S_{\min}$，$S_{\max}$は早明浦ダムの諸元よりそれぞれ，0 (m^3/s)，400 (m^3/s)，0 (m^3)，173,000,000 (m^3)と定めた．予測および操作の時間解像度（1期の長さ）は5日を考え，シミュレーション期間，予測リードタイム，最適化計算期間は，それぞれ73期（約1年間に相当），18期（約3ヶ月間に相当），18期と設定した．最適化計算期間の最後の期における将来被害関数（f_{18}）については，向こう1年間（73期）の渇水被害を考慮し，次式によって計算した．

$$
\begin{aligned}
f_t(s_{73}) &= \min_{R^*_{\min} \le r_{73} \le R^*_{\max}} H_t(w_{73}) \\
f_t(s_t) &= \min_{R^*_{\min} \le r_t \le R^*_{\max}} \{H_t(w_t) + f_{t+1}(s_{t+1})\} \quad (t = 19, \cdots, 73)
\end{aligned}
\tag{20}
$$

この予報期間以降（19期目以降）の将来被害の算出にあたっては，最適計算時に将来の流況をやや慎重に考えることを促すため，1993年～2007年までの流況データを基に算出した1/3低流況を用いた．また，流況評価地点を早明浦ダム直下流に位置すると仮定したことに伴い，流況評価地点における確保流量を，早明浦ダム下流域の水文特性から池田ダム地点における利水安全度が概ね1/5程度になるように，本来の流況評価地点である池田ダム直上流地点の確保流量から残流域流出量を差し引くことによって逆算し，Fig.4のように設定した．早明浦ダム流入量の生起確率分布形には，3. で論じたように，3母数対数正規分布を仮定し，確率予測情報の確率分布形には4. で論じたように正規確率分布を仮定した．また，確率予

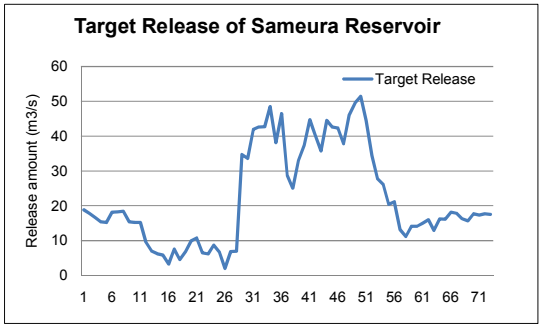


Fig.4 Assumed target releases of Sameura Reservoir

Table 1 Scenarios for generation of stochastic inflow prediction (PP: perfect prediction, DP: deterministic prediction, PSP: proper stochastic prediction)

Case	C_f^2	C_c^2	C_p^2	Remarks
1	0.0	0.0	0.0	PP
2	0.2	0.2	0.0	DP
3	0.2	0.1	0.1	
4	0.2	0.0	0.2	PSP
5	0.4	0.4	0.0	DP
6	0.4	0.3	0.1	
7	0.4	0.2	0.2	
8	0.4	0.1	0.3	
9	0.4	0.0	0.4	PSP
10	0.6	0.6	0.0	DP
11	0.6	0.4	0.2	
12	0.6	0.3	0.3	
13	0.6	0.2	0.4	
14	0.6	0.0	0.6	PSP
15	0.8	0.8	0.0	DP
16	0.8	0.6	0.2	
17	0.8	0.4	0.4	
18	0.8	0.2	0.6	
19	0.8	0.0	0.8	PSP
20	1.0	1.0	0.0	DP
21	1.0	0.8	0.2	
22	1.0	0.5	0.5	
23	1.0	0.2	0.8	
24	1.0	0.0	1.0	PSP

測情報の模擬発生時のパラメータC_c^2とC_p^2は，リードタイムに対して定常であると仮定し，Table 1に示すような計24の組合せ（シナリオ）について検討を行った．また，確率DPの適用のための状態量の離散化数は放流量，貯水量ともに100レベルとした．上記の

条件の下，1月1日からの73期，すなわち1年間の操作を1回のシミュレーションとして，1000回のシミュレーションを行い，得られた結果について分析を行った．

6.2　流量系列の模擬発生結果の検証

まず，1979年～2008年までの30年間（30標本）の早明浦ダムの流入量データを用いて第1期～第73期までの各期の早明浦ダム流入量の生起確率分布（3母数対数正規分布）の母数（λ, ζ, c）の推定を岩井法により実施した．各期について推定された対数正規確率分布への適合性の検証結果をFig.5に示す．ここに，標本歪み係数は次式によって算出した．

$$C_s = \frac{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(y_i - \bar{y})^3}{\left\{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(y_i - \bar{y})^2\right\}^{3/2}} \tag{21}$$

ここに，C_sは標本歪み係数，Nは標本数である．また，SLSC（標本最小二乗基準，Standard Least-Square Criterion）（寶・高棹，1988）は次式によって求められる．

$$\mathrm{SLSC} = \frac{\sqrt{\xi^2}}{\left|v_{1-p} - v_p\right|} \tag{22}$$

ここに，v_{1-p}，v_pは，それぞれ非超過確率1-p，pに対応する標準変量であり，本研究では寶（2006）に従い，p=0.01とした．ξ^2は推定された確率分布モデルによる理論値と標本値との平均二乗誤差で，次式によって求められる．

$$\xi^2 = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(v_i - v_i^*\right)^2 \tag{23}$$

ここに，v_i^*は，プロッティングポジションp_iに対応する標準変量で，次式によって求められる．

$$v_i^* = g(y_i) = g\left(F^{-1}(p_i)\right) \tag{24}$$

ここに，$F^{-1}()$は式(1)で表わされる確率分布関数の逆関数である．またプロッティングポジションp_iについては，本研究では，Cunnane公式（Cunnane, 1978）を用いて次式により算出した．

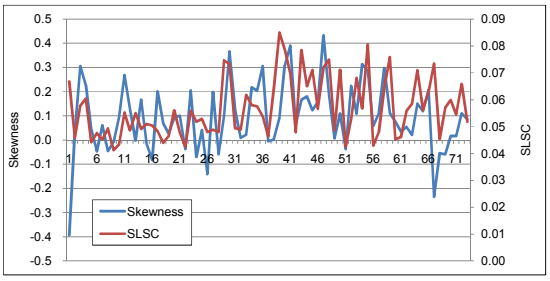


Fig.5 Evaluation for estimated results of lognormal distribution with three parameters (LN3) for five-daily inflow of Sameura Reservoir (Skewness, SLSC)

$$p_i = \frac{i - 2\alpha}{N + 1 - 2\alpha} = \frac{i - 0.8}{N + 0.2} \tag{25}$$

Fig.5を見ると，標本歪み係数は概ね-0.4～0.4の間に分布し，SLSCは概ね0.04～0.08の間に分布している．SLSCによる確率分布あてはめの可否の判断については，日本の河川流量極値データに対してはSLSC<0.4程度で良い適合を示していると考えて良いことが，田中・寶（1999）によって示されている．このことと標本歪み係数の結果から考えると，5日平均の早明浦ダム流入量についての3母数対数正規確率分布の適合度はあまり良くないと考えられる．ダム貯水池の利水操作における長期確率流量予測情報の統計的な利用性の分析という本シミュレーションの目的から考えると，必ずしも極値付近で確率分布モデルが良い適合度を示す必要はないことに留意して，流入量統計データのうち，極端に大きな出水イベントを標本から除外するなどの処置を施すことによって，推定された確率分布モデルの適合性が良くなる可能性があり，今後検討したい．

本シミュレーション分析では，流入量の確率分布モデルの推定結果を用いてダム流入量系列の模擬発生を行う．推定された確率分布モデルと実測値との適合度があまり良くないことにより，模擬発生された流入量系列が早明浦ダム流入量の確率水文特性を十分に反映できていない恐れが生じるが，流入量が推定された確率分布モデルによく適合するダム貯水池における確率流量予測情報の利用性の分析という点においては，特に支障が無いため，以後は上記で得られた3母数対数正規確率分布を用いて，ダム流入量の模擬発生を行うことにした．

流入量模擬発生モデルによる早明浦ダム流入量の模擬発生の結果をFig.6～8に示す．全般的に流入量の統計的性質が良く再現できている．

6.3　確率流入量予測情報の模擬発生結果

前節で得られた流入量の真値に対し，C_c^2，C_p^2の両

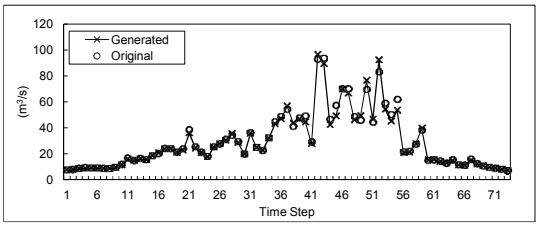


Fig.6 Averages of inflows generated by each five-daily time step

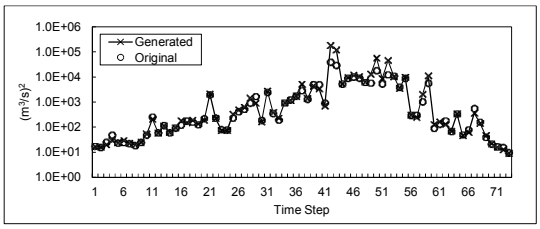


Fig.7 Variances of inflows generated by each five-daily time step

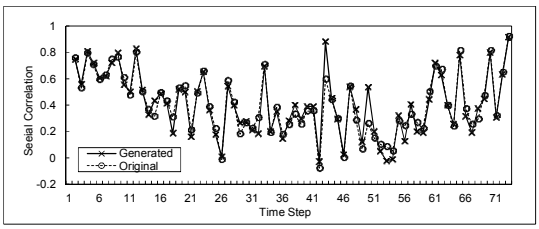


Fig.8 Serial correlations of inflows generated by each five-daily time step

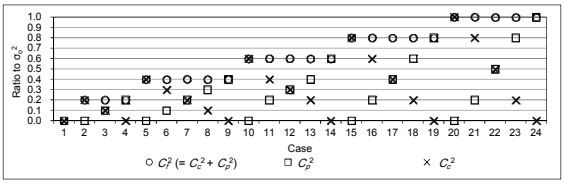


Fig.9 Generation results of stochastic inflow prediction

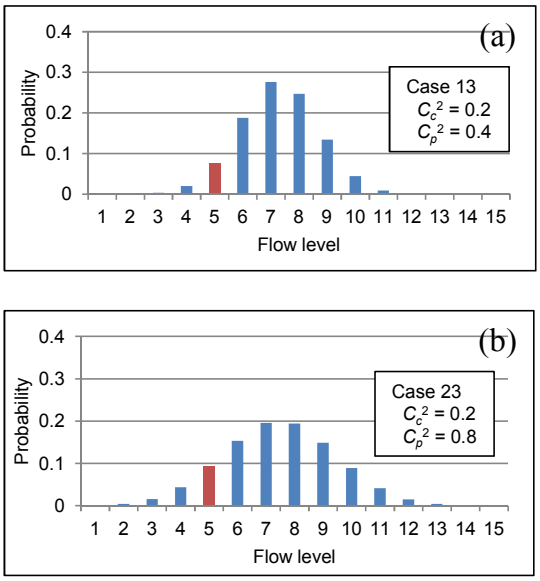


Fig.10 Examples of histograms of generated stochastic inflow prediction for the period 24, (a) in Case 13 and (b) Case 23 (The level to which the true value belongs is shown by red color in each figure.)

パラメータを変化させながら流入量の確率予測情報を模擬発生した．各シナリオについて模擬発生した1000通りの確率流入量予測情報からC_c^2, C_p^2の両指標を再計算した値をFig.9に示す．意図した通りに模擬発生していれば，C_c^2，C_p^2の両指標を再計算した値はそのシナリオに対して設定した両指標に一致するが，Fig.9より概ね一致しており，意図通りに模擬発生できていることが分かる．Fig.10(a), (b)に第24期に対して模擬発生されたCase 13, Case 23における確率流入量予測情報の例（ヒストグラム）を示す．C_p^2が大きくなるにつれ，確率予測情報の予測幅（分散）も大きくなっていることが確認でき，これらからも意図通り模擬発生できていることが分かる．

6.4 利水操作結果

以上で述べてきた模擬発生による1000組の年間流況と，同じく各ケース1000組の各期において模擬発生させた確率予測情報を用いて，早明浦ダムを対象とした利水操作シミュレーションを実施した．ケース1～ケース24までの24ケースの操作シミュレーションの結果，式(18)に従って算定された渇水被害量をFig.11(a)～(d)に示す．1000回の操作シミュレーションの総合的な結果では，C_c^2が大きくなることよりも，C_p^2が大きくなることの方が，平均渇水被害の悪化につながりやすいことがうかがえる（Fig.11(a)）．すなわち，式(18)で定義される渇水被害をできる限り抑える目的で流況の確率予測情報を利用しようとする場合，C_c^2によって表現される予測の安定性よりも，C_p^2によって表現される予測確率分布の分散，すなわち確率分布の裾野の広さを抑えることに，より注意を払う必要があることを示している．一方，Fig.11(b)～(d)では，1回（1年間すなわち73期）のシミュレーションにおける平均渇水被害の算定例を，流況の豊渇に分けて示している．模擬発生させた流況シナリオが平年並または比較的豊水であった場合の各ケースにおける操作シミュレーションによる渇水被害の分布は，Fig.11(c)およびFig.11(d)に示すように，Fig.11(a)で見られた1000回の操作シミュレーションにおける平均的な渇水被害の分布と概ね類似する傾向が見られた．すなわち，C_c^2が大きくなることよりも，C_p^2が大きくなることの方が，年間平均渇水被害

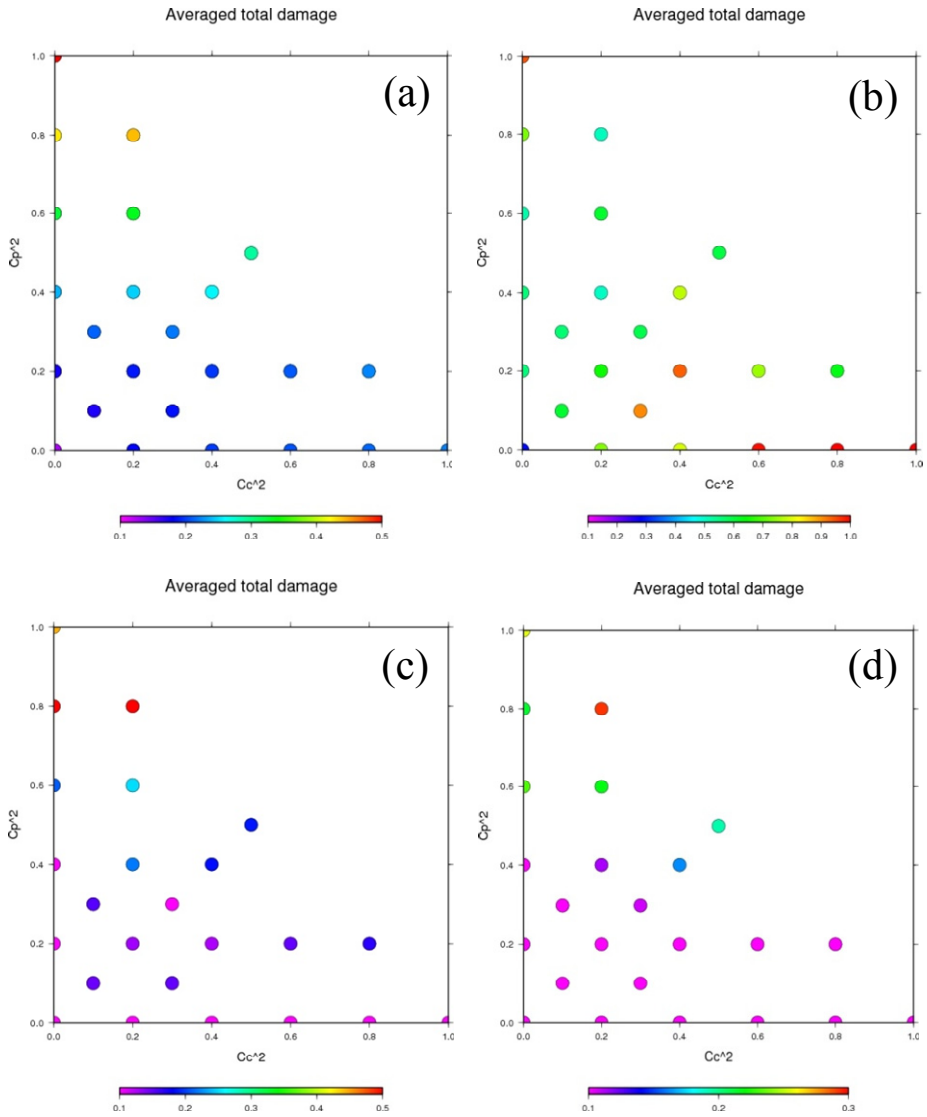


Fig.11 Total damages averaged over the operated period with two indices of stochastic inflow prediction, (a) averaged over 1,000 simulations, (b) in a low inflow scenario, (c) in a medium inflow scenario and (d) in a high inflow scenario

の悪化につながりやすい傾向が見られた．一方，図Fig.11(b)に示すような比較的低水であった模擬発生流況シナリオを用いた各ケースにおける操作シミュレーション結果では，各ケース間の年間渇水被害の算定値の分布に上記のような特徴は見られず，むしろC_c^2が大きいケースの方が，年間平均渇水被害が大きく算定される傾向が見られた．

Fig.12(a), (b)に，Fig.11(a), (b)と同じ結果を，表示形式を変えて示す．図中同じ色で示されているケースは，C_f^2の値が同じ組合せを示しており，同じ色のケースであれば，ケース番号が小さなものほどC_c^2が大きく，ケース番号が大きなものほどC_p^2が大きい．Fig.12(a), (b)からも，明らかに渇水流況の場合の被害算定結果のケース間の分布パターンが異なっていることが見て取れ，同じC_f^2の値を持つケースの中ではC_p^2の値が大きくなるほど，渇水被害は小さくなっている．このことは，低流況時においては，ダム貯水池の利水操作のために確率流況予測情報に求められる性質が，平常時とは異なる可能性があることを示唆している．すなわち，平常時には，ある程度の平均的な誤差があっても予測確率分布の分散を狭め，予測された状態の分離性を高める方が，利水操作への適用上は有効であることを示唆しているのに対し，渇水時には，予測された状態の分離性が少々低く曖昧な情報となったとしても，予測の正確性を高めた方が，利水操作への適用上有効であることを示唆しているものと考えられる．しかし，Fig.11(b)やFig.12(b)においてケース24（C_c^2=0.0, C_p^2=1.0）が大き

な被害を示しているように，これらの傾向に必ずしもそぐわない結果もあり，一般的な結論を得るには，確率予測情報の模擬発生機構などの条件を変えながらシミュレーション分析を重ねる等により，さらに検討を加えていく必要があると考えられる．また，低流況時にのみケース間の被害算定結果の分布が異なる原因についても，本分析では明らかにならなかったため，この点の更なる検討についても，今後の課題としたい．

7. おわりに

本稿では，確率的特性を考慮して模擬発生させた流況系列と確率予測情報を用いて，主にダム貯水池の利水操作を対象とした確率流況予測情報の利用性分析を，モンテカルロシミュレーションにより実施した．確率予測情報の予測確率分布と誤差の確率分布には正規確率分布を採用し，流況の真値の気候学的分散と予測確率分布の平均的な誤差との比を表わすC_c^2と，同じく予測確率分布の分散との比を表わすC_p^2の二つのパラメータを導入し，これらに値を変化させることによって，任意の誤差と裾野の広さを持つ予測確率分布を模擬発生する手順を構築した．また，確率予測情報を反映した利水放流の最適放流戦略の決定には，渇水被害の最小化を目的とする確率DPを採用した．以上のように構築されたシミュレーションモデルによる吉野川流域早明浦ダムを対象とした1000回の操作シミュレーションの結果，シミュレーション全体の平均的な渇水被害の算定値は，C_p^2の変化により大きく影響され，利水操作時にはより分離性の高い確率流況予測情報が好まれることが示唆された．また，個別のシミュレーション結果に目を向けると，概ね平年並にまたは平年よりも水に恵まれているような流況系列に対しては，概ねシミュレーション全体の平均的な結果と類似した結果が得られたものの，低流況のシナリオに対しては，逆にC_c^2の変化に渇水被害の算定値がより大きく影響され，低水時における利水操作には確率流況予測情報の分離性よりもむしろ正確性の方が重視される傾向にあることが示唆された．ただし，特に低流況時には，これらの傾向に必ずしもそぐわない結果もあり，一般的な結論を得るには，確率予測情報の模擬発生機構などの条件を変えながらシミュレーション分析を重ねる等により，さらに検討を加えていく必要があると考えられる．また，低流況時にのみケース間の被害算定結果の分布が異なる原因についても，本分析では明らかにならず，この点の更なる検討を今後の課題としたい．その他，確率DPを適用する際に流量や貯水量を離散化するが，この離散化レベル数

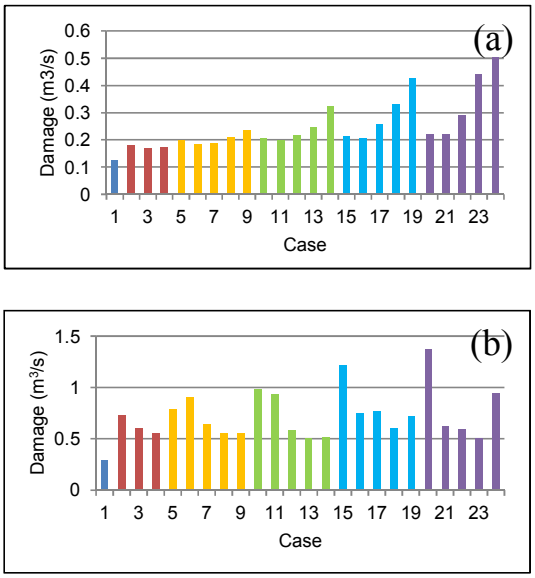


Fig.12 Averaged total damages over the operated period which are (a) averaged over 1,000 simulations and (b) in a low inflow scenario

がシミュレーション結果に影響を与える可能性も考えられる．今回の研究では，離散化レベル数を100としたが，さらに細かなレベル数でシミュレーションを実施した場合に結果がどうなるかについても，今後検討する必要があると考える．

謝　辞

本研究は，独立行政法人日本学術振興会の科学研究費補助金（課題番号：23760462）の支援を受けた課題研究の一環として行われた．また，吉野川流域および早明浦ダムに関する諸データについては，独立行政法人水資源機構より提供を受けた．これらの関係者に対し，ここに深い謝意を表す．

参考文献

池淵周一・小尻利治・宮川裕史（1990）：中・長期気象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.

神田徹・森田哲也（1984）：利水用貯水池操作における流入量情報の価値，第28回水理講演会論文集，pp.33-38.

高棹琢馬・椎葉充晴・堀智晴（1995）：渇水時貯水池操作における意思決定基準の曖昧性と流量予測精度との相互関係分析モデルの構築，京都大学防災研究所年報，38，B-2，pp.365-380.

寶馨（2006）：第11章水文量の確率統計解析，池淵

周一・椎葉充晴・寶馨・立川康人，エース水文学，株式会社朝倉書店，pp.159-181.
寶馨・高棹琢磨（1988）：水文頻度解析における確率分布モデルの評価基準，土木学会論文集，Vol.393，II-9，pp.151-160.
竹内邦良（1990）：降雨予測の精度と予備放流方式の効果について，水工学論文集，34，pp.73-78.
立平良三（1999）：気象予報による意思決定―不確実情報の経済価値―，株式会社東京堂出版，142pp.
田中茂信・寶馨（1999）：河川流量の頻度解析における適合度と安定性の評価，水工学論文集，第43巻，pp.127-131.
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.
土木学会（1999）（編）：水理公式集平成11年度版，第1編水文編，土木学会，p.12.
古川武彦，酒井重典（2004）：アンサンブル予報―新しい中・長期予報と利用法―，株式会社東京堂出版，pp.218-222.
星（1997）：時系列データの模擬発生，水文・水資源ハンドブック，7.4.3，pp.249-251.
堀智晴・椎葉充晴（1998）：Type-2ファジィ集合を用いた渇水時貯水池操作意思決定機構の不確実性分析モデル，京都大学防災研究所年報，41，B-2，pp.109-117.
Block, P. (2011): Tailoring seasonal climate forecasts for hydropower operations, Hydrol. Earth Syst. Sci., Vol.15, pp.1355-1368.
Casati, B., Wilson, L.J., Stephenson, D.B., Nurmi, P., Ghelli, A., Pocernich, M., Damrath, U., Ebert, E.E., Brown, B.G. and Mason, S. (2008): Forecast verification: current status and future directions, Meteorol. Appl., Vol.15, pp.3-18.
Cunnane, C. (1978): Unbiased Plotting Positions – A Review, Journal of Hydrology, Vol.37, pp.205-222.
Faber, B. A. and Stedinger, J. (2001): Reservoir optimization using sampling SDP with ensemble streamflow prediction (ESP) forecasts, Journal of Hydrology, 249, pp.113-133.
Georgakakos, K.P. and Graham, N.E. (2008): Potential benefits of seasonal inflow prediction uncertainty for reservoir release decisions, Journal of Applied Meteorology and Climatology, Vol.47, pp.1297-1321.
Gong, G., Wang, L., Condon, L., Shearman, A. and Lall, U. (2010): A simple framework for incorporating seasonal streamflow forecasts into existing water resource management practices, Journal of the American Water Resources Association, Vol.46, pp.574-585.
Kim, Y. O., Eum, H. I., Lee, E. G. and 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, 133(1), pp.4-14.
Murphy, A.H. (1993): What is a good forecast? An essay on the nature of goodness in weather forecasting, Weather and Forecasting, Vol.8, pp.281-293.
Murphy, A.H. and Winkler, R.L. (1987): A general framework for forecast verification, Mon. Wea. Rev., Vol.115, pp.1330-1338.
Pianosi, F. and Ravazzani, G. (2010): Assessing rainfall-runoff models for the management of Lake Verbano, Hydrol. Process. Vol.24, pp.3195-3205.
Richardson, D.S. (2000): Skill and relative value of the ECMWF ensemble prediction system, Q.J.R. Meteorol. Soc., pp.649-667.
Sivaarthitkul, V. and Takeuchi, K. (1995): Assessment of Efficiency Increase of Reservoir Operation by the Use of Inflow Forecasts: A Case Study of The Mae Klong River Basin in Thailand, J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour., 8(6), pp.590-601.
Sivaarthitkul, V. and Takeuchi, K. (1996): Inflow Forecasts: A Powerful Tool for Sustainable Reservoir Development and Management, Annual Journal of Hydraulic Engineering, 40, pp.107-112.
Tejada-Guibert, J.A., Johnson, S.A. and Stedinger, J.R. (1995): The value of hydrologic information in stochastic dynamic programming models of a multireservoir system, Water Resources Research, 31(10), pp.2571-2579.
Takeuchi, K. and Sivaarthitkul, V. (1995): Assessment of effectiveness of the use of inflow forecasts to reservoir management, Modelling and Management of Sustainable Basin-scale Water Resources Systems, pp.299-309.
Zhao, T., Cai, X. and Yang, D. (2011): Effect of streamflow forecast uncertainty on real-time reservoir operation, Advances in Water Resources, Vol.34, pp.495-504.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

渇水時貯水池操作における長期確率流量情報の利用性に関する一考察

Impact Analysis of Long-term Stochastic Inflow Prediction and Its Uncertainty on Reservoir Operation during Drought Situation

野原大督・三木博子(1)・堀智晴

Daisuke NOHARA, Hiroko MIKI(1) and Tomoharu HORI

(1) 京都大学大学院工学研究科

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Impacts of long-term stochastic inflow predictions (SIPs) and their uncertainties on reservoir operation for water supply under drought situations are analyzed and discussed in this study. Multiple sets of SIPs are pseudo-randomly generated with five-day resolution for three months arbitrarily changing the two kinds of prediction's uncertainty, namely reliability and discrimination, for a comprehensive analysis of the impact of the SIP. Monte Carlo simulations of long-term reservoir operation for water supply under drought situations are then conducted considering generated multiple SIPs with various uncertainties. Proposed analyzing method was applied to an assumed reservoir which data was derived from Sameura Reservoir in Japan, demonstrating expected impacts of SIPs and their uncertainties on the long-term reservoir operation, and giving a suggestion what type of uncertainty in SIP is more important in real-time reservoir operation for more effective drought management.

キーワード：利用性分析，確率流入量予測，渇水時貯水池操作，不確実性指標，モンテカルロシミュレーション

Keywords: impact analysis, stochastic inflow prediction, reservoir operation for drought management, uncertainty index, Monte Carlo simulation

1. はじめに

ダム貯水池は，下流の水需要と自然からの水供給とのギャップを埋めるように放流を行うことによって河川流況を調整することで，渇水管理において重要な役割を果たす．対象河川流域において今後予想される気象・水文状況を考慮した効率的な貯水池操作手が，効果的な渇水管理のためには不可欠である．

将来の気象・水文状況に関する情報の一つとして，向こう数か月程度における降水量や流入量などの水文量に関する長期確率予測情報が，近年，各国の気象当局から提供されている．Krzysztofowicz (2012)は，こうした確率水文予測情報を意思決定において利用する4つの利点を挙げている．すなわち，確率予測情報は，1) 科学的により誠実（honest）であること，2) 洪水のような水災害についてリスク論的な警告を提供できること，3) より合理的な意思決定を行うことを支援できること，4) 確率予測情報を分析することによってさらに付加的な経済価値を得ることができる可能性があること，である．

今後数か月間の水文量に関する長期確率予測情報は，長期貯水池操作における意思決定にとっても

有用であると考えられる．なぜなら，こうした確率予測情報には，将来の水文量の期待値だけではなく，その予測情報が持つ不確実性に関する情報も含まれており，こうした情報が，決して決定論的に見通すことのできない長期の将来における水需給の状態について様々な可能性を考慮する必要のある長期貯水池操作にとって，非常に役立ち得ると考えられるからである．このような観点から，長期貯水池管理において予測情報の不確実性に関する情報を含んだ決定論的でない水文予測情報を利用しようとする多くの研究がなされてきている（Kelman et al., 1990; Karamouz and Vasiliadis, 1992; Faber and Stedinger, 2001; Kim et al., 2007; Georgakakos and Graham, 2008; Gong et al., 2010; Pianosi and Ravazzani, 2010; Zhao et al., 2011）．

しかし，貯水池の実管理現場の放流意思決定において，確率水文予測情報はこれまで必ずしも十分に考慮されてきてはいない．これは，様々な不確実性を有する確率水文予測情報を長期貯水池管理において考慮した場合に，貯水池操作に関する意思決定がどの程度改善し得るのか，あるいは，予測情報を考慮することによって逆にどの程度のリスクを負うことになるのか，系統だった分析が行われていないことが一因であると考えられる．こうした状況を克服するためには，長期貯水池操作における確率水文予測情報の利用性に関する網羅的な分析を実施することが必要となる．Nohara and Hori (2012)では，確率予測情報の不確実性に関する二種類の指標を導入しながら，確率流況予測情報を水補給のための長期貯水池操作において考慮する場合に，予測情報の不確実性が操作意思決定の精度に及ぼす影響について分析を行っている．ここでは，利水操作精度が年間平均の渇水被害によって評価されている．一方で，実時間での渇水管理にとってより役立ち得る情報を得るためには，渇水が実際に生起している場合において，確率予測情報が利水放流決定や渇水の緩和にどの程度貢献し得るのか，また，確率予測情報に含まれる不確実性が利水放流決定にどのような影響を及ぼすのかについても，検討を行うことが重要である．

そこで，本稿では，様々な程度の不確実性を有する長期確率流入量予測情報の渇水時における利水放流意思決定への利用性を，確率流入量予測情報の不確実性がダム利水操作精度に及ぼす影響と合わせて分析する．

2. 分析の方法

2.1 概要

本研究では, Nohara and Hori (2012)で開発した利水操作における確率流況予測情報の利用性分析手法を基に，確率流入量予測情報の渇水時利水補給意思決定における利用性分析のためのモンテカルロシミュレーションモデルを構築する．まず，向こう3カ月先までの5日単位の確率流入量予測情報を模擬発生させる．その際，対象ダム貯水池の流入量の真値に対して任意の誤差や曖昧性を持つように確率流入量予測情報を模擬発生させる．渇水時の利水操作に対する確率流入量予測情報の利用性を検討するため，Nohara and Hori (2012)とは異なり，ここでは，流入量の真値としては，実際に対象とするダム貯水池において観測された過去の低流況を考える．続いて，模擬発生させた確率流入量予測情報を考慮した利水放流の最適化を，確率的動的計画法（確率DP）を用いて行い，向こう3カ月先までの5日単位の最適放流戦略を決定する．得られた最適放流戦略に従って，利水操作を5日単位で行う．ただし，予測情報の更新，すなわち，3か月先までの新たな確率予測情報の模擬発生を5日ごとに行うので，予測を更新する度に最適放流戦略を算出し直しながら，最新の最適放流戦略に従って利水放流を行う．利水操作における確率流入量予測情報の利用性の分析は，渇水期間における上記の利水放流決定に関するシミュレーションをモンテカルロシミュレーションとして多数行い，それらの結果を総合することによって行う．さらに，確率流入量予測情報の不確実性に関する属性を変更させながら，上記のシミュレーションを繰り返し多数行うことによって，様々な不確実性を有した確率流入量予測情報の渇水時利水操作における利用性分析を実施する．

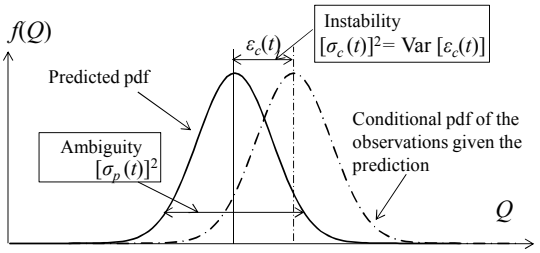


Fig.1 Concepts of uncertainty contained in stochastic predictions

2.2 確率流入量予測情報の不確実性

確率流入量予測情報は予測対象期間内の各時点における流入量の真値に誤差確率分布を加えることで模擬発生する．誤差確率分布の確率分布は平均が0の正規分布であると仮定する．そのため，予測確率分布は平均が真値の正規分布となる．確率流入量予測情報の模擬発生にあたっては，確率予測情報の不

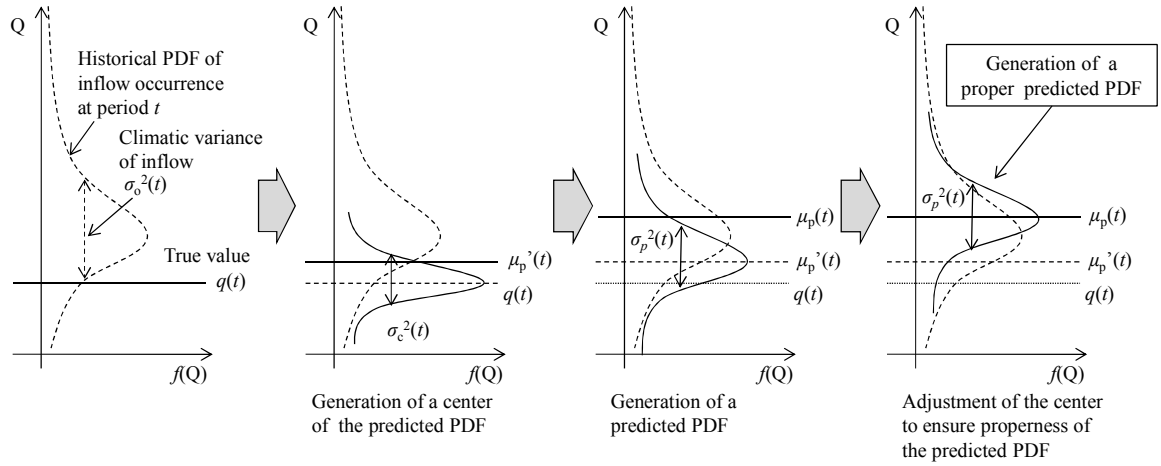


Fig.2 Schematic flow diagram for generation of stochastic inflow prediction for period *t*

確実性に関する二つの属性を考慮する．一つは予測の不安定性であり，もう一つは予測の不明瞭性である（Fig.1 参照）．

確率予測情報の不安定性は，予測確率分布と予測が出された下での真値の条件付き確率分布との対応がどの程度安定しているかという性質に関連付けて考えることができる．本研究では，予測確率分布の中心（平均）と予測が出された下での真値の条件付き正規確率分布の中心との差をもって，両者の確率分布の対応と定義し，この差の分散を確率予測情報の不安定性を測る指標と考える．一方，予測情報の不明瞭性については，予測確率分布の幅，すなわち，予測される範囲がどの程度限定されているかによって表現できると考え，確率予測分布の分散をその確率予測情報の不明瞭性を測る指標として考える．

予測確率分布と予測情報が与えられた下での真値の条件付き確率分布の平均的な差，すなわち，バイアス（bias）も，確率予測情報の不確実性に関する重要な指標であると考えられるが，バイアスは予測情報に関する統計情報が既知であれば，比較的容易に補正できるため，本研究ではすでにバイアス補正がなされているものとして，これを考慮しないことにした．

2.3 様々な不確実性を有した確率予測流入量情報の模擬発生

前節で述べた二つの重要な不確実性に関する属性を制御しながら，以下の手順で確率流入量予測情報を模擬発生させる（Fig.2を参照）．

まず，予測確率分布の中心（平均値）を，予測確率分布の中心が従う正規確率分布$N(\mu_c(t), [\sigma_c(t)]^2)$からのランダムサンプリングにより模擬発生させる．予測確率分布の中心の確率密度関数は次式にようになる．

$$f_{\mu_c'}(\mu_p'(t)) = \frac{1}{\sigma_c(t)\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left\{\frac{\mu_p'(t)-\mu_c(t)}{\sigma_c(t)}\right\}^2\right] \quad (0<\mu_p'(t)<\infty) \qquad (1)$$

ここに，$\mu_p'(t)$は期間tにおける予測確率分布の中心としてサンプルされた値，$\mu_c(t)$は第t期の予測確率分布の中心が従う正規確率分布の平均である．なお，本研究では，確率予測情報のバイアス補正は既になされたものと考えるので，$\mu_c(t)=0$である．$\sigma_c(t)$は第t期の予測確率分布が従う正規確率分布の標準偏差で，次式によって定義される（Fig.1を参照）．

$$\left[\sigma_c(t)\right]^2 = \mathrm{Var}\left[\varepsilon_c(t)\right] = C_c^2\left[\sigma_o(t)\right]^2 \qquad (2)$$

ここに，$\sigma_o(t)$は第t期における過去の観測流量から求められる標準偏差，$\varepsilon_c(t)$は第t期における予測確率分布の中心と予測が与えられた下での真値の条件付き確率分布の中心との差，C_cは確率予測情報の不安定性を表す指標で，観測流量の標準偏差（$\sigma_o(t)$）に対する$\sigma_c(t)$の比として定義される指標である．この定義によって，C_cが大きくなるほど予測確率分布が予測が与えられた下での条件付き確率分布から遠ざかりやすくなるように，確率予測情報の不安定性を調節できる．反対にC_cが小さいほど，予測確率分布が事後の真値の生起確率分布に近づきやすくなり，予測の信頼性が増すことになる．$C_c=0$，すなわち，$\sigma_c(t)=0$の場合は，確率予測情報は完全な確率予測情報となり，予測確率分布と予測が与えられた下での真値の条件付き生起確率分布は完全に一致する．

次に，以上の操作によって模擬発生された予測確

率分布の中心の位置を調整する．調整は，平均がμ_p'(t)，標準偏差が予測確率分布の標準偏差$\sigma_p(t)$と同じである正規分布$N(\mu_p'(t), [\sigma_p(t)]^2)$から再度ランダムに値をサンプリングし，サンプリングされた値$\mu_p(t)$を予測確率分布の中心の位置とすることで行う．この操作によって，C_c=0の場合に，予測確率分布と予測が与えられた下での真値の条件付き生起確率分布が一致する性質を確保することができる．逆に，この操作を行わなければ，予測確率分布の中心が常に真値に相当することになってしまう．最終的に，第t期の流入量の予測確率分布は，この新たにサンプリングされた$\mu_p(t)$を中心とした標準偏差$\sigma_p(t)$の正規確率分布として与えられ，次式のように定義される．

$$f_{q^*}(q^*(t)) = \frac{1}{\sigma_p(t)\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left\{ \frac{q^*(t) - \mu_p(t)}{\sigma_p(t)} \right\}^2 \right] \quad (0 < q^*(t) < \infty) \tag{3}$$

ここに，$q^*(t)$は第t期における予測流入量であり，$\mu_p(t)$は調整後の予測確率分布の中心となる．また，予測確率分布の標準偏差$\sigma_p(t)$は，次の式によって定義される（Fig.1を参照）．

$$\left[\sigma_p(t)\right]^2 = C_p^{\,2}\left[\sigma_o(t)\right]^2 \tag{4}$$

ここに，C_pは確率予測情報の不明瞭性を表す指標で，観測流量の標準偏差（$\sigma_o(t)$）に対する$\sigma_p(t)$の比として定義される．この定義によって，C_pが大きくなるにつれて予測確率分布の幅が大きくなり，予測情報がより曖昧になるように，確率予測情報の不明瞭性が調節できる．また，C_p=0の場合には確率予測情報の分散が0となり，予測情報は決定論的予測となる．流入量確率予測値は，予測が実施される度に，上記の手順に従いながら，予測対象期間内の各時点について模擬発生する．このとき，任意の組み合わせのC_cとC_pを設定することによって，様々な不確実性を持った確率流入量予測情報を模擬発生することができる．

C_cとC_pに任意の非負の値を割り当てることができるが，気候値のみに基づく将来予測と比べて予測情報を価値のあるものとするためには，少なくとも$[\sigma_c(t)]^2+[\sigma_p(t)]^2 \le [\sigma_o(t)]^2$，すなわち，$C_c^2+C_p^2 \le 1$の条件を満たす範囲で，それぞれの値を割り当てる必要がある．これは，確率予測情報に含まれる分散が，流入量の気候学的分散$[\sigma_o(t)]^2$を超えてしまえば，流入量の気候値に基づいて将来の状況を判断した方が期待できる精度が良いことになり，予測としてはもはや意味がないからである．

2.4 貯水池操作

模擬発生させたL期先までの確率予測情報を用いて，ダム貯水池からの利水放流の決定を行うことを考える．利水放流の最適化計算は，確率DPを用いて予測期間であるL期先までを対象に行う．利水操作の目的は流況評価地点における渇水被害の最小化と設定し，渇水被害を算出するための被害関数には，次のものを用いる．

$$\min_{R^*_{\min} \le r_t \le R^*_{\max}} \sum_{t=1}^{T_{opt}} \underset{w_t}{E}\left[H_t(w_t)\right] \tag{5}$$

$$R^*_{\min} = \max\left\{R_{\min}, s_t + q^*_t - S_{\max}\right\} \tag{6}$$

$$R^*_{\max} = \min\left\{R_{\max}, s_t + q^*_t - S_{\min}\right\} \tag{7}$$

ここに，r_tは第t期の放流量，T_{opt}は最適化計算の期間数で本研究では予測期間Lと同値，w_tはダム下流の流況評価地点における第t期の河川流量，q^*_tは第t期のダム流入量，$R_{\min}$と$R_{\max}$はそれぞれ対象ダムの操作ルールや物理的制約によって定められる最小放流量および最大放流量，$S_{\min}$と$S_{\max}$は同様にそれぞれ対象ダムの操作ルールや物理的制約によって定められる最小貯水量および最大貯水量である．$H_t(w_t)$は，第t期において流況評価地点における河川流量がw_tであった場合に水不足によって生じる渇水被害で，次式によって定義される（池淵ら，1990）．

$$H_t(w_t) = \left\{\max(d_t - w_t, 0)\right\}^2 / d_t \tag{8}$$

ここに，d_tは第t期における水需要，すなわち流況評価地点における必要流量である．一方，第t期における貯水量状態s_tに対応する将来被害関数は次式によって定められる．

$$f_t(s_t) = \min_{R^*_{\min} \le r_t \le R^*_{\max}} \underset{w_t}{E}\left\{H_t(w_t) + \underset{q_t}{E}\left[f_{t+1}(s_{t+1})\right]\right\} \tag{9}$$
$$(s_{t+1} = s_t + q^*_t - r_t)$$

なお，本研究では，予測対象期間内のすべての時点に対する予測確率分布が与えられることから，流況の遷移確率（マルコフ性）は考えない．また，T_{opt}=L以降に想定される渇水被害については，貯水池の各状態から1年先まで平均的な流況が得られた場合に想定される積算被害の値をあらかじめ計算しておいたものを用いる．

Table 1 Simulated results of averaged drought damage over the simulated period in 1994

Initial storage (%)	Case 1 (m^3/s)	Case 2 (m^3/s)	Case 3 (m^3/s)	Case 4 (m^3/s)	Case 5 (m^3/s)	Difference (m^3/s)	Rate of difference (%)
20	5.280*	4.990	4.817	4.734	4.674†	0.607	11.5
40	2.725*	2.450	2.262	2.174	2.113†	0.613	22.5
60	0.639*	0.515	0.433	0.421	0.420†	0.219	34.3
80	0.066	0.064†	0.099	0.109	0.142*	0.078	55.0
100	0.019†	0.023	0.073	0.085	0.118*	0.100	84.4

*Maximal damage over cases with each initial storage; †minimal damage over cases with each initial storage.

Table 2 Simulated results of averaged drought damage over the simulated period in 2005

Initial storage (%)	Case 1 (m^3/s)	Case 2 (m^3/s)	Case 3 (m^3/s)	Case 4 (m^3/s)	Case 5 (m^3/s)	Difference (m^3/s)	Rate of difference (%)
20	6.416*	6.209	6.128	6.092	6.028†	0.387	6.0
40	3.292*	3.070	2.920	2.866	2.812†	0.480	14.6
60	0.781*	0.650	0.562	0.527	0.503†	0.278	35.6
80	0.018†	0.020	0.044	0.056	0.086*	0.069	79.7
100	0.011†	0.014	0.039	0.050	0.082*	0.071	86.5

*Maximal damage over cases with each initial storage; †minimal damage over cases with each initial storage.

Table 3 Simulated results of averaged drought damage over the simulated period in 2008

Initial storage (%)	Case 1 (m^3/s)	Case 2 (m^3/s)	Case 3 (m^3/s)	Case 4 (m^3/s)	Case 5 (m^3/s)	Difference (m^3/s)	Rate of difference (%)
20	20.25†	20.37	20.42	20.49	20.56*	0.304	1.5
40	14.68†	14.82	14.95	15.06	15.15*	0.471	3.1
60	10.12	10.11†	10.19	10.31	10.37*	0.261	2.5
80	6.60*	6.42	6.36†	6.37	6.42	0.236	3.6
100	3.80*	3.52	3.42	3.36	3.32†	0.478	12.6

*Maximal damage over cases with each initial storage; †minimal damage over cases with each initial storage.

3. 適用と考察

3.1 対象流域とシミュレーション条件

提案手法を吉野川流域の早明浦ダムに適用し，利用性分析を行った．早明浦ダムは利水，治水，発電など，多目的ダムとして運用されているが，本研究では利水操作のみを対象としているため，全ての貯水容量のうち，利水容量のみを対象とした．また，操作時には，洪水時においては所定の治水操作を行いつつ，その他の場合には利水目的である渇水被害を最小にすることを目的として放流操作を行い，発電のための操作は考慮しないものとした．また，流況評価地点については，実際には早明浦ダム下流に位置する池田ダムの直上流に定められているが，確率予測情報の性状が利水操作結果へ及ぼす影響の分析を容易にするため，本研究では早明浦ダムの直下流に位置すると仮定した．そのため，流況評価地点における河川流量は早明浦ダム放流量と一致し，流量の模擬発生は早明浦ダムへの流入量についてのみ行うことにした．これらの仮定により，前章の議論における流況評価地点の河川流量w_tと需要量d_tは，それぞれダム放流量r_tと目標放流量R_tに読み替えられる．

一方，$R_{\min}$，$R_{\max}$，$S_{\min}$，$S_{\max}$は早明浦ダムの諸元よりそれぞれ，0 (m^3/s)，400 (m^3/s)，0 (m^3)，173,000,000 (m^3)と定めた．予測および操作の時間解像度（1期の長さ）は5日を考え，シミュレーション期間，予測リードタイム，最適化計算期間は，それぞれ73期（約1年間に相当），18期（約3ヶ月間に相当），18期と設定した．最適化計算期間の最後の期における将来被害関数（f_{18}）については，向こう1年間（73期）の渇水被害を考慮し，次式によって計算した．

$$
\begin{aligned}
f_t(s_{73}) &= \min_{R^*_{\min} \le r_{73} \le R^*_{\max}} H_t(w_{73}) \\
f_t(s_t) &= \min_{R^*_{\min} \le r_t \le R^*_{\max}} \left\{ H_t(w_t) + f_{t+1}(s_{t+1}) \right\} \quad (t = 19, \cdots, 73)
\end{aligned}
\tag{10}
$$

この予報期間以降（19期目以降）の将来被害の算出にあたっては，最適計算時に将来の流況をやや慎重に考えることを促すため，1993年～2007年までの流況データを基に算出した1/3低流況を用いた．また，流況評価地点を早明浦ダム直下流に位置すると仮定したことに伴い，流況評価地点における確保流量を，早明浦ダム下流域の水文特性から池田ダム地点における利水安全度が概ね1/5程度になるように，本来の流況評価地点である池田ダム直上流地点の確保流量から残流域流出量を差し引くことによって逆算して設定した（野原・堀，2013）．

流入量の真値としては，吉野川流域で実際に渇水のあった，1994年，2005年，2008年の流況を用い，特に渇水の被害が生じた夏期（第37期～第54期，概ね7月上旬～9月下旬の3カ月間）についてシミュレーションを実施した．確率予測情報の模擬発生時のパラメータC_c^2とC_p^2は，リードタイムに対して定常であると仮定し，$C_c^2+C_p^2 \leq 1$を満たす15の組合せ（シナリオ）について検討を行った．流入量の確率予測情報を考慮した利水操作シミュレーションは，予測情報の不確実性に関する上記の各シナリオについて，それぞれ5種類の初期貯水量（利水容量の20%, 40%, 60%, 80%, 100%）を想定して，それぞれ1,000通り実施した．また，確率DPの適用のための状態量の離散化数は放流量，貯水量ともに100レベルとした．

このうち，本稿では，$C_c^2+C_p^2=0.4$である5通りのシナリオ，すなわち，$C_c^2=0.4$かつ$C_p^2=0.0$ (Case 1)，$C_c^2=0.3$かつ$C_p^2=0.1$ (Case 2)，$C_c^2=0.2$かつ$C_p^2=0.2$ (Case 3)，$C_c^2=0.1$かつ$C_p^2=0.3$ (Case 4)，$C_c^2=0.0$かつ$C_p^2=0.4$ (Case 5)についての分析結果を中心に示す．

3.2 シミュレーション結果と利用性分析

予測情報の不確実性に関する各ケースおよび各初期貯水量について，確率予測情報を考慮した利水操作シミュレーションの期間全体の平均渇水被害をTable 1～3に示す．なお，1994年，2005年，2008年のの流況に対してシミュレーションを行った結果をそれぞれTable 1, Table 2，Table 3に掲載している．典型的な低流況であった1994年と2005年に対するシミュレーション結果では，初期貯水量が比較的小さい場合（20%～60%），C_cが大きく，またC_pが小さくなるほど，より大きな渇水被害が生じているのが分かる．反対に，これらの流況に対する結果において，初期貯水量が比較的大きい場合（80%, 100%）においては，確率予測情報のC_cが小さく，またC_pが大きくなるほど，渇水被害が大きくなっていることが確認できる．一方，著しく低い流況であった2008年に対する結果では，上記とは反対の結果が見られた．すなわち，初期貯水量が比較的小さい場合（20%, 40%, 60%）においては，C_cが小さくかつC_pが大きくなるにつれて渇水被害が大きくなるのに対し，初期貯水量が比較的大きい場合（80%, 100%）においては，C_cが大きくかつC_pが小さくなるにつれて，より大きな渇水被害が生じていた．

Case 1（C_c=0.4, C_p=0.0）とCase 5（C_c=0.0, C_p=0.4）の操作シミュレーション結果の時系列をFig.3とFig.4に示す．Fig.3には初期貯水量を80%として1994年の低流況を対象に確率流量予測情報を用いた利水操作シミュレーションを実施した際の結果を，Fig.4には同様に初期貯水量を20%として2008年の低流況を対象にシミュレーションを実施した際の結果を示している．Fig.3から，より大きなC_pが割り当てられたCase 5においては，低流況が続き貯水量が低下するよりも先に節水を行うことによってCase 1より大きな渇水被害が生じていることが分かる．一方，Fig.4では，Case 5は，第43期より前ではCase 1と比較して渇水被害が小さいのに対し，第44期から第47期にかけては貯水量の低下に伴って大きな渇水被害が生じている．

2008年の流況が著しく低かったことを考えると，$C_c^2+C_p^2$の値が同じである確率流入量予測情報を利用したダム貯水池の渇水操作を比較した場合，上記の結果より以下のように考察することができる．1994年や2005年における大きな初期貯水量（80%, 100%）の場合のように，それほど厳しくない渇水の状況下では，よりC_pの小さな，すなわち，より曖昧性の小さな確率流入量予測情報を考慮することが，ダム貯水池のより効果的な渇水管理にとって重要であると考えられる．これは，渇水時貯水池操作においてより不明瞭な（より曖昧な）確率予測情報を考慮した場合には，予測確率分布の裾野が比較的広いことから，生起確率は低いものの生起した場合に大きな渇水被害をもたらすことが懸念される極端に低い流況も予測の中に含まれてしまい，これを考慮した保守的な操作を行うことによって，不必要な節水を行ってしまうからであろう．1994年，2005年流況での小さな初期貯水量（20%, 40%, 60%）でのシミュレーションや，2008年の流況での大きな初期貯水量（80%, 100%）の条件下でのシミュレーションで見られたように，中程度の規模の渇水時には，C_cがより小さい，すなわち，より安定性の高い確率流入量予測情報を考慮した方が，ダム貯水池の利水操作をより効果的にすることを期待できると考えられる．これは，より安定性が高く予測幅の広い確率予測情報を考慮することによって，将来の低流況の可能性を適切に予測し，それに応じた節水を段階的に比較的緩やかに実施することができたからであると考えられる．一方，2008年の流況を使って比較的小さな初期貯水量（20%, 40%, 60%）の条件の下で行ったシミュレーシ

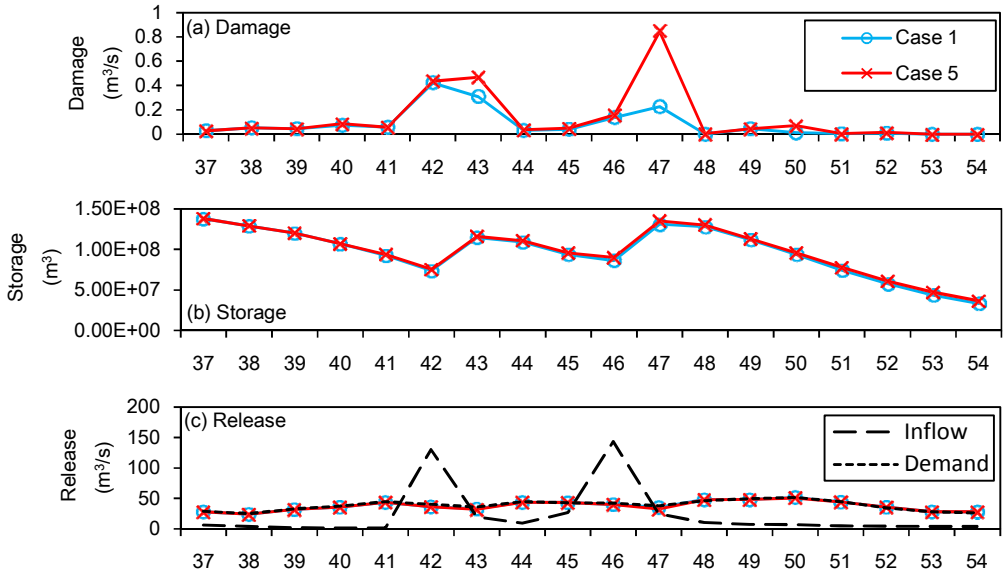


Fig.3 Simulated time series of (a) damage, (b) storage and (c) release with initial storage of 80% for 1994

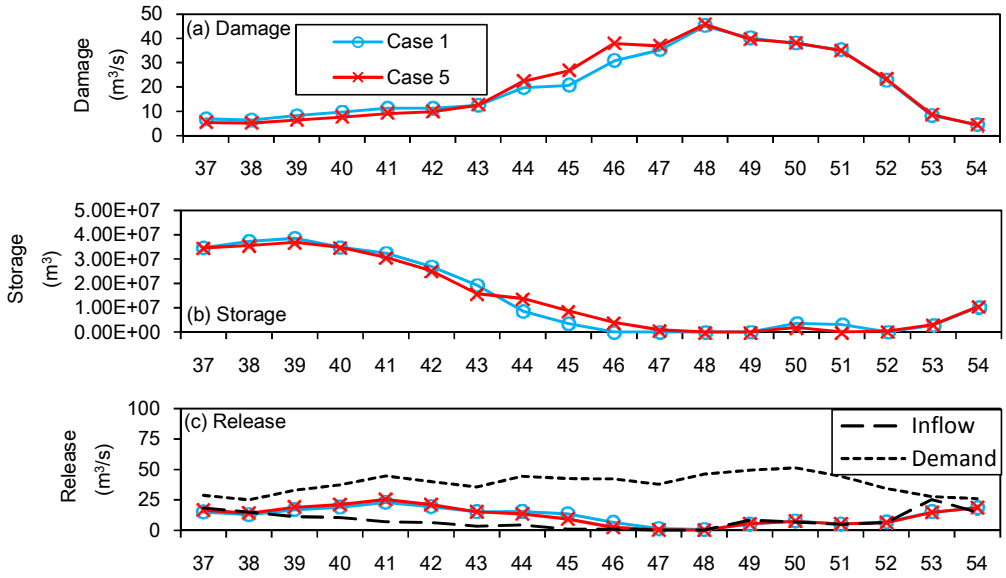


Fig.4 Simulated time series of (a) damage, (b) storage and (c) release with initial storage of 20% for 2008

ョン結果に示されたように，著しい渇水時における利水操作では，C_pの小さな確率流入量予測情報が再び好まれるようである．これは，真の流況系列がそもそも著しく低いので，C_cが少々大きくなって予測が不安定になって分布の平均の誤差が大きくなっても，概ね低流況の予測となるので節水の意思決定に大きな影響を及ぼさなかったものと考えられる．逆に，C_pが大きくなると豊水の予測も小さな予測確率ながら含まれることになり，これに引きずられて節水が緩和されることによって，後に貯水量が著しく低下し大規模な水不足が生じたことが，上記の結果をもたらした可能性が考えられる．

4. おわりに

本稿では，渇水時の貯水池利水操作における様々な不確実性を持った確率流入量予測情報の利用性の分析を行った．確率予測情報の不確実性として不安定性と不明瞭性を考え，様々な不安定性や不明瞭性を持った確率流入量予測情報を模擬発生した上で，吉野川流域早明浦ダムを対象として，渇水時の利水放流決定における確率流入量予測情報の利用性の基礎的な分析を行った．その結果，比較的小規模な渇水時については，C_pがより小さいこと，すなわち予測情報の曖昧性が小さいことがより重要であったのに対し，中規模の渇水時においては，より小さなC_c，

すなわちより安定した確率予測情報が好まれるという結果となった．一方，大規模な渇水時においては，多少不安定となってもより明瞭な確率予測情報を考慮することが，ダムによるより効果的な渇水調節をもたらすことが示唆された．本稿では，仮想化した流域設定を用いて，過去の低流況事例についてのシミュレーション分析を行ったが，今後はより現実に近い設定を用いながら，様々な流況の下でのシミュレーション分析を行い，より一般的な知見を得ることが求められる．さらに，最適計算結果が確率DPの離散化レベル数や被害関数の設定によっても変化することが想定されるので，これらの点からも，今後より網羅的な分析が必要であると考えられる．

謝　辞

本研究は，独立行政法人日本学術振興会の科学研究費補助金（課題番号：23760462）の支援を受けた課題研究の一環として行われた．また，吉野川流域および早明浦ダムに関する諸データについては，独立行政法人水資源機構より提供を受けた．これらの関係諸氏に対し，ここに深い謝意を表す．

参考文献

池淵周一・小尻利治・宮川裕史（1990）：中・長期気象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.

野原大督・堀智晴（2013）：予測情報の不確実性を考慮した貯水池利水操作における確率流況予測情報の利用性分析手法の開発，京都大学防災研究所年報，第56号B（投稿中）．

Faber, B. A. and Stedinger, J. (2001): Reservoir optimization using sampling SDP with ensemble streamflow prediction (ESP) forecasts, Journal of Hydrology, 249, pp.113-133.

Georgakakos, K.P. and Graham, N.E. (2008): Potential benefits of seasonal inflow prediction uncertainty for reservoir release decisions, Journal of Applied Meteorology and Climatology, Vol.47, pp.1297-1321.

Gong, G., Wang, L., Condon, L., Shearman, A. and Lall, U. (2010): A simple framework for incorporating seasonal streamflow forecasts into existing water resource management practices, Journal of the American Water Resources Association, Vol.46, pp.574-585.

Karamouz, M. & Vasiliadis, H.V. (1992): Bayesian stochastic optimization of reservoir operation using uncertain forecasts, *Water Resour. Res.* Vol.28, pp.1221-1232.

Kelman, J., Stedinger, J.R., Cooper, L.A. and Yuan, S.-Q. (1990): Sampling stochastic dynamic programming applied to reservoir operation, Water Resour. Res., Vol.26, pp.447-454.

Kim, Y. O., Eum, H. I., Lee, E. G. and 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, 133(1), pp.4-14.

Krzysztofowicz, R. (2001): The case for probabilistic forecasting in hydrology, Journal of Hydrology, Vol.249, pp.2-9.

Pianosi, F. and Ravazzani, G. (2010): Assessing rainfall-runoff models for the management of Lake Verbano, Hydrol. Process. Vol.24, pp.3195-3205.

Nohara, D. and Hori, T. (2012): Impact analysis of reliability and discriminability index of stochastic inflow prediction and its application to long-term reservoir operation, Proc. of HIC2012, Hamburg, Germany.

Zhao, T., Cai, X. and Yang, D. (2011): Effect of streamflow forecast uncertainty on real-time reservoir operation, Advances in Water Resources, Vol.34, pp.495-504.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

水力発電設備の持続的使用を目的としたダム湖土砂管理
－貯水池式発電所ダム湖における堆砂進行が発電運用に及ぼす影響－

Reservoir Sedimentation Management for Hydropower Plant Sustainability
- Influence of Sedimentation Progress in Storage Reservoirs on Hydropower Plant Operation -

奥村裕史(1)・角　哲也

Hirofumi OKUMURA(1), Tetsuya SUMI

（1）電源開発株式会社　土木建築部 土木技術室

(1) Electric Power Development Co., Ltd. Civil Engineering Office, Civil & Architectural Engineering Dept.

Synopsis

Reservoir sedimentation is one of the most important problems for securing long term achievement of hydropower plant operation in the future. We have already classified the sedimentation problems regarding the reservoir types and proposed effective sediment control measures for regulating reservoirs. On the other hand, sedimentation problems in storage reservoirs need to be more studied. In this paper, we have evaluated the influence of sedimentation progress in storage reservoirs on power generation by analyzing long-term operation record. Finally, future influence of reservoir sedimentation was predicted from the viewpoints of changing active storage capacity, inflow water regime and the maximum hydropower discharge.

キーワード：水力発電所，堆砂，貯水池，水使用率
Keywords: hydropower plant, reservoir sedimentation, storage reservoir, water use efficiency

1. はじめに

既設水力発電設備を持続的に使用していくにあたり，最重要課題の1つはダム湖における堆砂対策である．水力発電用設備は，Fig. 1に示すとおり河川にシリーズで設置され，そのうちダム湖は発電方式・役割の違いによって，河川上流に設置する貯水池（貯水池式発電所）とその下流に設置する調整池（調整池式発電所）とに分けられる（千秋，1967）．著者らは既に，発電用ダム湖を貯水池と調整池とに分け，ダム湖における堆砂問題について分析を行った（奥村・角，2010）．その結果，貯水池よりも調整池において，ダム湖周辺の浸水被害リスク軽減を目的とする堆砂対策の実施が必要性であることを明らかにした．さらに著者らは，Fig. 2に示すとおり，調整池が有する特性である，上流貯水池からの水補給を受けることが可能であること，ダム高に対して洪水吐の規模が大きいこと等を利用し，池タイプ，中間タイプ，川タイプの3つのタイプの調整池それぞれに適した有効な堆砂対策を提案した（奥村・角，2010；奥村・角，2011）．その対策内容は，基本的に出水時にダム水位を低下させ，スルーシング排砂を主とする方法によるものである．

一方，調整池の上流側に位置する貯水池については，周辺に社会資本が少ないこと，利用水深が大きく堆砂が満水位近くの高い位置に生じる割合が小さ

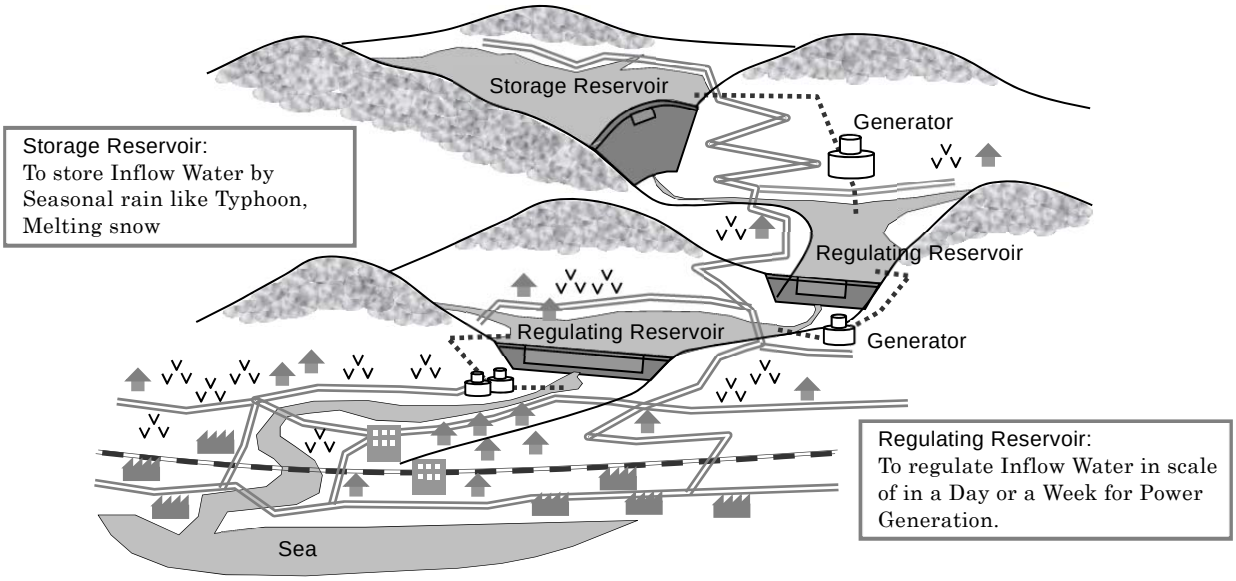


Fig.1 Location and Position of Hydropower Plants

いため河床上昇にともなう出水時水位の上昇の程度が小さいこと等から、調整池に比較して一般に浸水被害リスクは小さく，貯水池の堆砂対策の必要性は小さい（奥村・角，2010）．しかしながら，堆砂は毎年進行し，貯水池の主目的である台風期や梅雨期等の流入水を貯留して，下流の水力発電施設を含めたシリーズの水力発電システムに対する季節間の流量調節を行うために必要な有効貯水容量は確実に減少している．ダム湖に流入する水量は年毎に大きく変動し，その変動に応じた貯水池運用および発電運用（水使用）を行っていることから，堆砂進行による影響のみを抽出・認識することは難しい．例えば，（社）電力土木技術協会（2005）は，発電用ダム湖について堆砂影響の調査を行ったが，堆砂進行により発電運用に支障が出ている地点は，調査対象354地点のうち，わずか6地点であると報告した．また，（社）日本大ダム会議の土砂管理分科会（2010）は，8割以上の発電用ダム湖で有効貯水容量内の堆砂率は10%未満であり，運用上の大きな問題ではない，と報告した．

本研究は，上記のような報告はあるものの，貯水池式発電所において，堆砂進行による発電運用への影響は本当に生じないのかという疑問について，長期的視点から明らかにすることを目的としている．具体的には，電源開発㈱が所有・管理する貯水池式発電所の長期間の運用実績を分析し，堆砂進行の影響を抽出するとともに，堆砂がさらに進行した場合についてシミュレーションを行い，その影響を明らかにする．

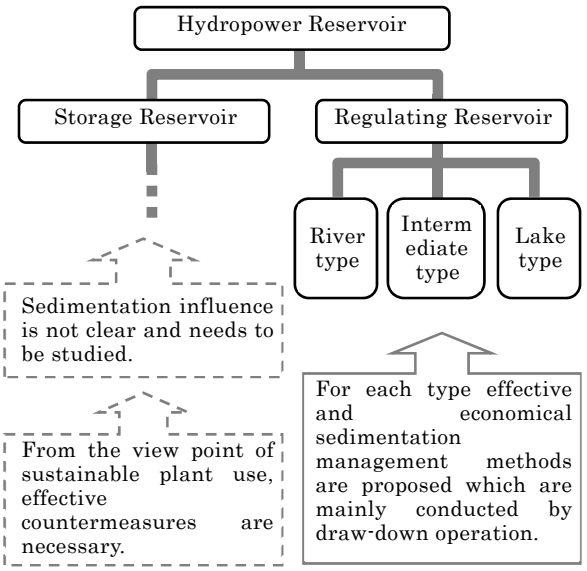


Fig.2 Sedimentation Management in Hydropower Reservoir

2. 発電運用の経年変化

Fig. 1 に示されるように河川にシリーズで設置されている水力発電システムにおいて，貯水池は季節的な流量の過不足を調節する役割を担っており，そのために大きな有効貯水容量が必要である．千秋（1967）は、貯水池の条件の 1 つに，「年間総流入水量の 20%以上の有効貯水容量を有すること」を挙げている．これは有効貯水容量に対する年間の貯水池回転率（以下「有効貯水回転率」）が 5 以下である

ことを意味する．本章では，電源開発 ㈱ が所有・管理する貯水池式発電所の発電運用の経年変化を水使用率，有効貯水回転率等の指標を基に分析を行う．

2.1 水使用率変化および有効貯水回転率との関係

Table 1 に電源開発 ㈱ が所有･管理する A から G までの 7 つの貯水池について，堆砂進行による有効貯水回転率の発電運用開始時と 2011 年時との比較を示す．表ではダムが設置されている地域を「／」の右に示しているが，これは河川砂防技術基準（1997）の地域別比流量を求める際の地域区分に従っている．有効貯水回転率を算出するために用いた年間総流入量は 1988 年から 2011 年までの 24 年間の平均である．当初から有効貯水回転率が貯水池条件の 5 以下を満足していない地点があるが，最低限 20 以下であれば良いとする指針もある．表から全ての貯水池で堆砂進行により有効貯水容量が減少し，有効貯水回転率が大きくなっていることが分かる．

有効貯水回転率の上昇が貯水機能や発電運用にどのような影響を及ぼしているかを確認するために，**式(1)**に示す「水使用率」を 7 つの貯水池について算出した． 一般に，有効貯水容量が減少すれば，出水時の流入水を十分貯水できず，発電機を通らないダム放流量（無効放流量）が増大すると考えられる．

$$\text{水使用率}(\%) = \frac{\textit{年間発電使用水量}}{\textit{年間発電使用水量＋年間ダム放流量}} \quad (1)$$

算出結果を Table 2 に示す．表から，1988 年から 2011 年の間に 7 地点のうち 6 地点で堆砂が進行し，5 地点で水使用率が低下していることが分かる．B 地点は堆砂が進行しているものの，ダム放流の頻度がもともと小さく，特に 2000 年以降でダム放流が行われた年は 2 回のみであったため，水使用率がわずかに上昇した．同様に，C 地点では，2005 年から 2010 年の間に平年程度の出水・流入が生じず，ダム放流量が減少したため，水使用率が上昇する結果となった．一方，G 地点では，堆砂対策の実施により有効貯水容量内の堆砂率が減少している．以上の結果から，貯水池式発電所においては，一般的に緩やかながら貯水池有効貯水容量内の堆砂が進行しており，出水発生の程度による流入条件の差異の影響はあるものの，概ね水使用率が低下していることが確認できる．

Fig. 3 および Fig. 4 に E 地点および D 地点の水使用率の経年変化，および年間流入水量（使用水量＋ダム放流水量）と年間使用水量を示す．図中には，水使用率の回帰直線を載せているが，両地点ともに低下傾向を示している．E 地点は，算出対象期間でまとまった量のダム放流があったのは 7 年であり，半分以上の年で水使用率が 100%である．ダム放流があった年に水使用率が低下しているが，その低下する程度が経年的に大きくなっていることがわかる．一方，D 地点は，算出対象期間でダム放流があった

Table 1 Reservoir Turnover Ratio (Active Water Capacity) Original and as of 2011

Reservoir (plant) /Area	Original Active Cap. (1,000m³)	Start of Operation	Reservoir turnover ratio (Active Cap.)	
			Original	2011
A/Hokuriku	458,000	1960	3.14	3.19
B/Hokuriku	330,000	1961	4.14	4.21
C/Kii-Nanbu	68,000	1962	4.42	4.47
D/Sikoku-Nanbu	72,500	1970	5.33	5.65
E/Hokuriku	50,000	1964	7.56	7.66
F/Kii-Nanbu	89,000	1960	12.55	13.63
G/Chubu	205,444	1956	24.98	31.97

Table 2 Secular Change of Water Use Efficiency

Res. (Plant)	Sedimentation Ratio		Water Use Efficiency	
	1988~2011 Average	1988~2011 Change*	1988~2011 Average	1988~2011 Change*
A	1.68%	0.058%/yr.	99.67%	−0.059%/yr.
B	1.59%	0.045%/yr.	99.11%	+0.035%/yr.
C	1.10%	0.066%/yr.	78.73%	+0.485%/yr.
D	5.61%	0.105%/yr.	91.22%	−0.158%/yr.
E	1.36%	0.133%/yr.	97.89%	−0.183%/yr.
F	7.94%	0.058%/yr.	78.84%	−0.104%/yr.
G	21.86%	−0.027%/yr.	89.82%	−0.125%/yr.

*change means inclination of regression line.

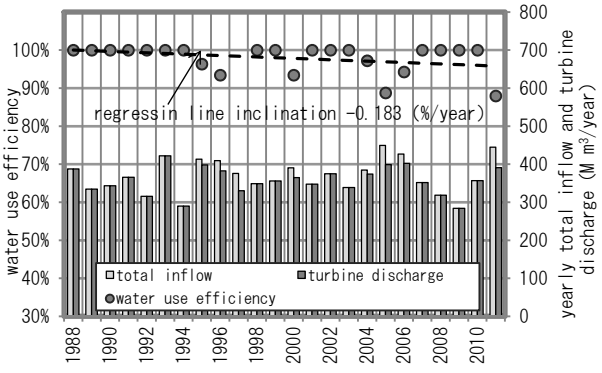


Fig. 3 Secular Change of Water Use Efficiency in Hydropower Plant E (1988-2011)

年は 16 であり，24 年間の水使用率の平均は 90%程度である．水使用率は毎年大きく変動しているものの，E 地点と同様に徐々に低下しており，80%以下に低下している年もある．これら 2 地点の傾向は堆砂進行による有効貯水容量減少の影響を示唆している．

水使用率の低下は，ダム放流をもたらす出水時の大きな流入とこれを調節する有効貯水容量の相対関係にあると考えられる．そこで，Fig. 5 に E 地点および D 地点の各年毎における「豊水量以上流入量合計／有効貯水容量」の値と水使用率との関係を示す．図から，「豊水量以上流入量合計／有効貯水容量」の値が大きい年に水使用率が小さくなることが分かる．このことより，適切な堆砂対策により有効貯水容量の減少を抑制する，さらに積極的に有効貯水容量の回復まで行うことができれば，出水時のダム放流量を小さくし，水使用率の低下を防ぐことができると考えられる．

出水時のダム放流と有効貯水容量の関係を考察するために，Fig. 6 に D 地点の 2005 年の出水時（最大流入量 985m³/sec）の発電運用およびダム運用の実績を示す．また，同図には有効貯水容量内堆砂率が当時の 6.4%から進行し，20%および 50%まで増加した場合の運用シミュレーション結果も示す．運用シミュレーションでは，ダム水位が実績と同程度になるようにダム放流を行っており，これが水使用率の減少の要因となっている．

Table 3 に結果を示すが，堆砂が進行するとダム放流の開始日時が早くなり，さらに最大放流量が大きくなることが分かる．特に堆砂率が大きい場合，出水初期のダム水位上昇の速さが大きくなり，それらを実績と整合させるために，堆砂率 20%および 50%のケースではダム放流量を多くする必要があった．このため，上記の 2 ケースにおいては，ダム放流量の合計が多くなる結果となった．

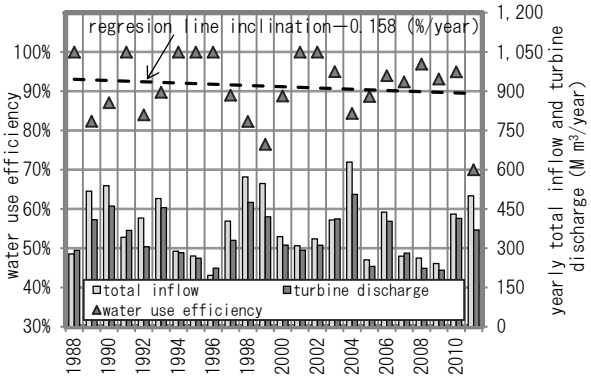


Fig. 4 Secular Change of Water Use Efficiency in Hydropower Plant D (1988-2011)

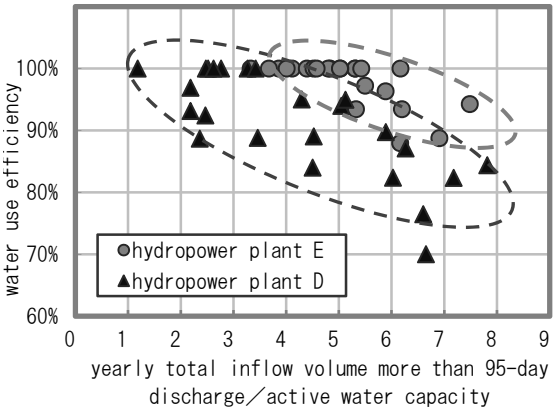


Fig. 5 Relation between Water Use Efficiency and Total Inflow Volume more than 95-day Discharge

Table 3 Summary of Comparison between Record and Simulation Result at Reservoir D

Sedimentation Ratio in Active Water Cap.	Maximum of Dam Gate Discharge	Date of Dam Spillway Gate Open	Total Volume of Dam Gate Discharge
6.4% (2005)	601m³/sec	2:00,6th Sep.	29,458,000m³
20%	670m³/sec	14:00,5th Sep.	34,575,000m³
50%	700m³/sec	3:00,5th Sep.	45,800,000m³

Average Yearly Total Inflow Volume : 384,572,000m³

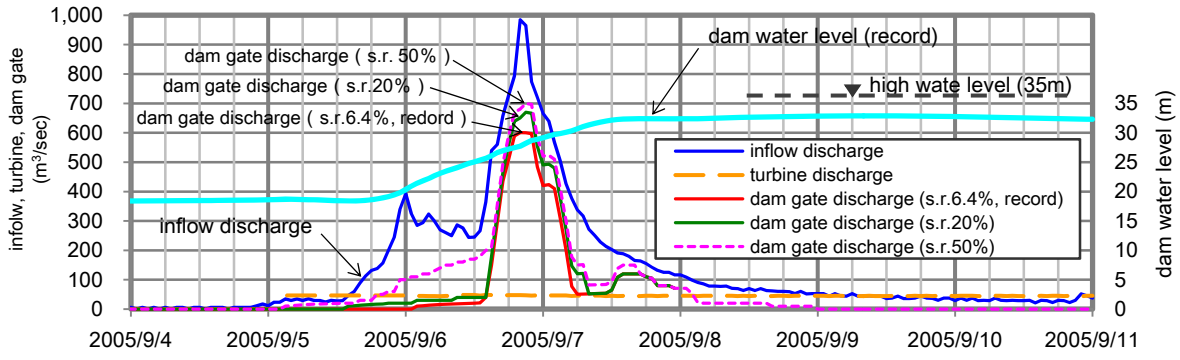


Fig. 6 Comparison of Dam Gate Discharge Condition between Record and Simulation Result at Reservoir D

2.2　水使用率と最大発電使用水量との関係

水使用率は，有効貯水容量と貯水池地点の流況との関係だけでなく，設備能力である最大発電使用水量の大小にも影響を受ける．これが大きければ有効貯水容量にあまり依存せずに水使用が確保できる．一般に水力発電設備では，流れ込み式の場合で，設置地点の流況に基づいて流量設備利用率（実際の年間発電使用水量合計／（最大使用水量×365 日））が 45～60%となるように計画される（新エネルギー財団，2012）．一方，貯水池式では，これにマスカーブを用いた必要有効貯水池容量を加味した検討が行われている．

さらに，これらの値は，水力発電用ダム貯水池が設置されている地域の流況特性（日本海側，太平洋側など）にも大きく左右され，特に台風時のような大きな出水の影響が大きい．Fig. 7 に 1988 年から 2011 年までの間のデータを用いた E 地点と D 地点の流況特性を示す．これより明らかに D 地点の方が出水の影響が大きく，無効放流が発生しやすいことがわかる．この流況特性の違いを定量化するために，ここでは発電最大使用水量と豊水量（年間 95 日間はこれより下らない流量）を上回る流量との比率を指標として検討を行った．

Fig. 8に，各地点の年間の豊水量以上の流入量の合計（Fig. 7のハッチ範囲）を，連続95日間最大出力で発電した場合の使用水量の合計（最大使用水量×95日）で割った値と，水使用率との関係を示す．図より明らかに，これらの間には明確な相関性があり，貯水池地点の流況が水使用率に影響を与えていることが分かる．水力発電所計画時においては，最大発電使用水量と有効貯水容量とから河川利用率（最大使用水量以下で発電使用可能な水量の積算値／年間の総流入量）を算定し，経済性を検討するが，今回はこの逆の手順を行ったものである．

3.　堆砂進行が発電運用に及ぼす影響

第 2 章で，発電運用（水使用率）には，有効貯水回転率と最大発電使用水量が影響することを示した．本章では，それらの関係を整理し定式化を行う．

3.1　発電運用（水使用率）に影響を及ぼす要因の整理

発電運用（水使用率）に影響を及ぼす要因について，これまでの分析結果を基に整理し図化したものを Fig. 9 に示す．発電運用は，「貯水池地点の流況と有効貯水容量との関係」および「貯水池地点の流況と最大発電使用水量との関係」の影響を受ける．水力発電計画時には，これらの関係から，電力需要状況と経済性を踏まえ，発電所の仕様を検討・確定する（千秋，1967）．多くの貯水池は設置から数十年が経過し，計画時に考慮されなかった堆砂進行による有効貯水容量の減少が生じており，次項では，この影響を評価することが可能な関係式を導く．

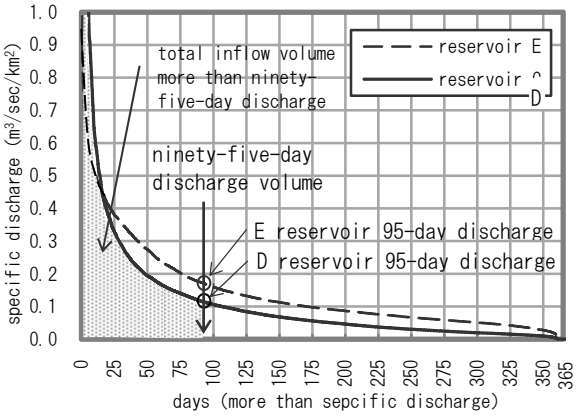


Fig.7 Inflow Regime of Reservoir E and D

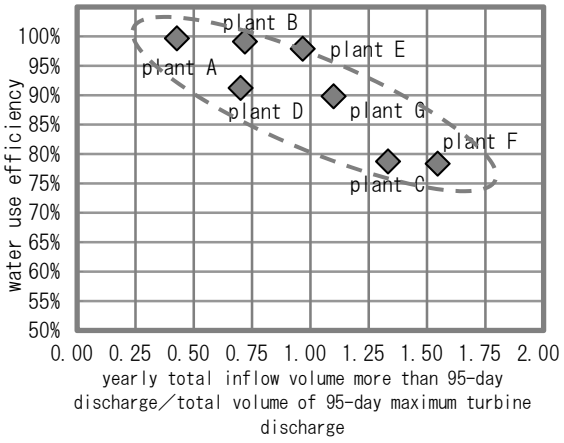


Fig.8 Relation between Water Use Efficiency and Maximum Turbine Discharge

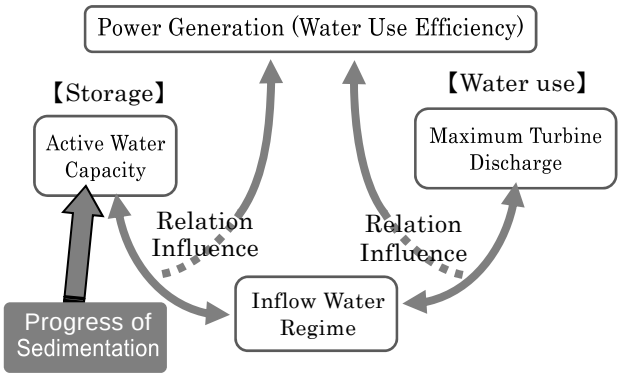


Fig.9 Conceptual Diagram of Water Use Efficiency and Factors

3.2　発電運用（水使用率）の評価式

7 つの発電所（貯水池）の発電運用実績をもとに，発電所の水使用率を「有効貯水容量と貯水池地点の流況との関係」，「最大発電使用水量と同流況との関係」から導く式を，多変量回帰分析により求める．関係式は，式(2)の通りであり，流況は，年間総流入量と出水時に特化した豊水量以上の流入量の両者を検討する．

$$\text{水使用率}(\%) = \frac{a1 \times \text{年間総流入量} + a2 \times \text{豊水量以上流入量の合計}}{\text{有効貯水容量}} + \frac{a3 \times \text{豊水量以上流入量の合計}}{95\ \text{日間最大発電時使用水量の合計}} \quad (2)$$

重回帰分析の結果，得られた$a1$～$a3$の係数の値および実績との比較をTable 4に示す．A地点で水使用率が100%をわずかに超えているが，有効容量内堆砂率変化に伴う水使用率変化の傾向を求めるうえでは，問題とはならないと考えられる．相関係数は0.926であり，水使用率を評価する良好な式を得ることができた．

Table 4 Multi Regression Analysis Result

Plant Reservoir	Coefficient	Water Use Efficiency	
		Record	Calculation
A/Hokuriku	$a1$ =＋0.03509 $a2$ =－0.06467 $a3$ =－0.1183 b =＋1.065	99.67%	101.79%
B/Hokuriku		99.11%	97.50%
C/Kii-Nanbu		78.73%	84.35%
D/Sikoku-Nanbu		89.82%	91.30%
E/Hokuriku		97.89%	92.84%
F/Kii-Nanbu		91.22%	90.91%
G/Chubu		78.34%	76.08%

Correlation Coefficient 0.926

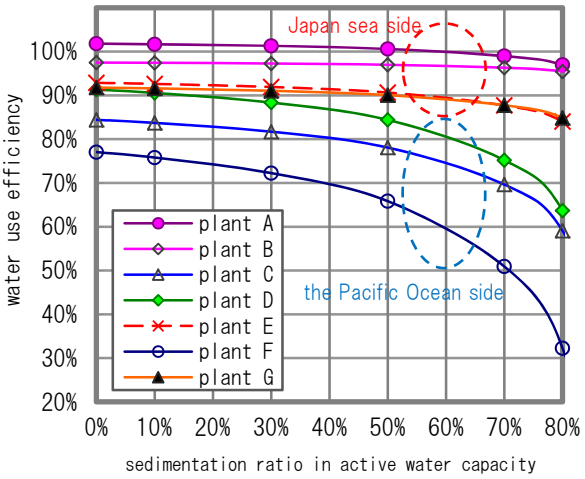


Fig.10 Prediction of Water Use Efficiency

4.　貯水池における堆砂対策

第3章で得られた水使用率を評価する式を用いて，今後，貯水池において堆砂進行した場合に水使用率がどのように変化するかの予測を行う．また，予測結果に基づき貯水池における堆砂対策について述べる．

4.1　貯水池堆砂進行が発電運用に及ぼす影響の予測

式(2)を用いて，今後，貯水池の堆砂が進行した場合の水使用率を求めた．結果を Fig. 10 に示す．

図から，堆砂が進行することにより水使用率が低下し，発電運用に影響が生じることが分かる．また，同じ堆砂率まで堆砂が進行しても，発電運用に及ぼす影響の程度が地点によって異なっていることが分かる．北陸および中部地域に設置されている 4 つの貯水池（A 地点，B 地点，E 地点，G 地点）では，堆砂率が 50%程度まで上昇しても，水使用率は殆ど変化しない．一方，紀伊南部および四国南部に設置されている 3 つの貯水池は，堆砂率が 0%から 50%程度に上昇すると水使用率が 10%程度低下することとなる．特に F 地点では 15%程度の大幅な水使用率の低下となる．

堆砂率が 10%程度までの低い範囲では，E 地点，G 地点，D 地点の水使用率は 90%程度で同じレベルにあるものの，堆砂進行にともない，D 地点の水使用率が残りの 2 地点に比して大きく低下する．これは，堆砂進行により有効貯水容量が減少した場合に，紀伊南部や四国南部などの豊水量以上の流入量の合計が多い地域においては，貯水池運用に大きく影響するためと考えられる．一方，年間を通じて比較的平均的な流入のある北陸，中部などの地域では，有効貯水容量の減少が直ちに水使用率の低下につながるとはいえない．

第 1 章で述べた（社）日本大ダム会議の土砂管理分科会の報告（2010）と Fig. 10 に示されるシミュレーション結果とはよく整合する．水使用率は，紀伊南部および四国南部の地域において，堆砂率が 30%程度に達して初めて数%程度低下する．それ以外の地域では，堆砂率 70%程度になるまで，水使用率は殆ど低下しない．

この結果は，西南日本における梅雨や台風などの出水に大きく左右される水力発電用貯水池ほど，堆砂進行による有効貯水容量の減少が貯水機能に大きく影響することを示す．さらに，今後の気候変動による貯水池地点の流況の変化の影響も，より大きく受ける可能性があることを示唆している．

4.2 貯水池における堆砂対策の必要性

水力発電設備は，長期的な使用が求められており，将来的に堆砂が進行し発電運用に影響が生じることが予測されるのであれば，早期に対策を講じることが有効である．その理由は大きく2つある．1つ目の理由は，河川にシリーズで設置されている水力発電システムの最上流に位置し，貯水を期待される貯水池が，その貯水機能を低下させた場合，下流に設置されている全調整池の発電運用に影響し，大きな損失につながるからである．2つ目の理由は，貯水池は，通常大規模なダム湖であり，設置位置も山間部にあるため，一度流入した土砂の排除は浚渫による対策が行われる等，対策を要する等の困難性を伴う．さらに，排除した土砂は処分地・消費地までの輸送において，運搬距離が大きいことや運搬路の整備不足等のため困難が生じる（伴田・角，2009）．堆砂進行による発電運用への影響が生じる前に，その影響を予測し，早めに対策を講じることができれば，有効貯水容量の多くを温存することができる．

5. おわりに

本研究は，従来明確ではなかった貯水池式発電所における堆砂進行による発電運用への影響について，既設発電所の長期間の運用実績を分析し，堆砂進行の影響を抽出するとともに，堆砂がさらに進行した場合を模擬的にシミュレーションし，その影響を検討した．得られた成果は以下のとおりである．

1) 1988 年から 2011 年の間の電源開発㈱が所有・管理する貯水池式発電所の運用実績を整理した結果，貯水池の有効貯水容量内において堆砂が進行し，発電運用における水使用率は緩やかに低下している．

2) 貯水池式発電所における水使用率は，有効貯水容量と最大発電使用水量と関連があり，堆砂進行に伴う有効貯水容量の減少により水使用率は低下する．

3) 貯水池式発電所における水使用率を，貯水池地点の流況，有効貯水容量，最大発電使用水量を用い評価する式を作成した．これにより，堆砂進行が発電運用へ及ぼす影響の予測をシミュレーションすることができる．

4) 評価式を用いた水使用率の将来予測結果によると，紀伊南部，四国南部などの梅雨や台風などによる出水が貯水池流入水量に及ぼす影響が大きい地域において，水使用率への堆砂進行の影響が大きく，対策の必要性が高い．また，それ以外の地域においても，堆砂率が 70%程度になると水使用率へ影響が生じる可能性がある．

本研究では，貯水池式発電所における堆砂対策の必要性について論じたが，具体的な対策方法については，浚渫，排砂バイパス，土砂吸引などの方法を水位運用の制約や経済性を考慮して検討していく必要がある．また，貯水池地点の流況は，今後の気候変動によって変化する可能性があり，最大発電使用水量の妥当性も含めて，対応の検討を進める必要がある．

参考文献

奥村裕史・角哲也（2010）：発電用ダム貯水池および調整池における堆砂等の特性を考慮した堆砂対策，電力土木，No.350

奥村裕史・角哲也（2010）：水力発電用ダム調整池における堆砂特性等を考慮した水位低下運用によるスルーシング排砂，水工学論文集第 55 巻，2010.

奥村裕史・角哲也（2011）：ダム水位低下運用と排砂バイパスを組合せた水力発電用ダム調整池堆砂対策，水工学論文集第 56 巻，2011.

建設省河川局（1997）：改訂新版 建設省河川砂防技術基準（案）同解説，計画編第 12 章ダム施設計画

新エネルギー財団（2012）：中小水力発電ガイドブック

千秋信一（1967）：発電水力演習，学献社

電力土木技術協会（2006）：水力発電用ダム堆砂に係る調査と啓発 調査報告書

日本大ダム会議土砂管理分科会（2012）：土砂管理分科会報告書－貯水池の土砂動態と土砂制御工法－，大ダム No.212, pp.12-129

伴田勝・角哲也（2009）：土砂資源マネジメントの観点によるダム堆砂リサイクル事業の検討，河川技術論文集第 15 巻

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

3D Numerical Study of Time Dependent Bed Changes in the Flushing Channels for Free Flow Sediment Flushing in Reservoirs

Taymaz ESMAEILI(1), Tetsuya SUMI, Yasuhiro TAKEMON and Sameh A. KANTOUSH(2)

(1) Ph.D. student, Dept. Of Urban Management, Graduate School of Engineering, Kyoto University
(2) Assoc. Professor, Dept. Of Civil Engineering, German University Cairo (GUC)

Synopsis

Dams are extensively used for different purposes (i.e. irrigation, water supply, flood control and hydro-electric power supply) and flushing is one of the proposed methods for preserving the storage capacity of dam reservoirs. In the free-flow sediment flushing, the water level is drawndown during a flood and subsequently the increase in the flow velocity results in sediment erosion in dam reservoir. The efficiency of the free-flow sediment flushing depends on various parameters such as hydraulic condition, sediment properties and reservoir geometry. Owing to this fact that advanced numerical models could simulate many aspects of the hydraulic characteristic of flow and sediment erosion-deposition field, application of these models could provide the initial assessment of the different impacts of upcoming free-flow sediment flushing. In the present study a fully 3D numerical model, SSIIM, used for assessing the temporal bed changes during the free-flow sediment flushing in various shallow reservoir geometries. The outcomes of the numerical simulations reveal the capability of the 3D numerical model to simulate the different stages of channel formation in shallow reservoirs and also modeling the flow field when the bed topography is in the equilibrium condition.

Keywords: Reservoir sedimentation, 3D numerical simulation, free-flow sediment flushing

1. Introduction

One of the most important side effects of dam construction over the streams is disturbing the natural sediment transport trend from upstream to the downstream area. When the stream flow enters a dam reservoir, the flow velocity decreases and subsequently in such a condition, all bed load and all or a portion of the suspended load deposits in the dam reservoir. Also, the fine sediments are transported deeper into the reservoir by the flow. Deposition of sediment reduces the storage capacity of the dam reservoir during the operational period of dam. The annual rate of reservoir storage capacity loss to sedimentation in the world is 0.5-1% and it varies dramatically from river basin to river basin due to the different forest cover and geological conditions (White 2001). A decreased storage volume reduces the amount of water for flood control purpose, electricity production and water supply. This loss of storage volume represents a huge economic loss and the reduction of flood control benefits (Morris & Fan, 1998). Moreover, in some areas with sedimentation rates above the average (e.g. China 2.3% or the Middle East 1.5%) the lifetime of the dam would be

reduced drastically. Furthermore, the sediment yields of the Japanese rivers are high in comparison with other countries due to the topographical, geological and hydrological conditions (Sumi, 2006).

In order to control the reservoir sedimentation, different approaches such as bypassing, dredging, flushing, sluicing and upstream sediment trapping have been developed. Although the combination of these sediment control measures usually adopted to gain the maximum effect, the flushing and sluicing method plays an important role in the sediment removal and reduction, especially the flushing approach, as it is an efficient hydraulic sediment removal technique to restore the reservoir storage capacity (Liu et al. 2004). Free-flow sediment flushing through dam reservoirs is one of the typical techniques in Japan because of sufficient rain fall, economical issues, independency from other facilities and potential for high efficiency. During the free-flow sediment flushing, the bottom outlets of the dam are opened and the water level in dam reservoir is drawndown in a short time. This process will increase the flow velocity and the bed shear stress, results in forming a channel through deposited sediment in reservoir and flushing the fine and coarse sediment. In some cases, the free-flow sediment flushing is performed during a flood event, with respect to a speculated standard, to facilitate the sediment discharge out and also preventing the negative environmental effects in the downstream. The coordinated free-flow sediment flushing in DASHIDAIRA & UNAZUKI dam reservoir in Kurobe River, located in Toyama prefecture, is a pioneer example as shown schematically in Fig. 1.

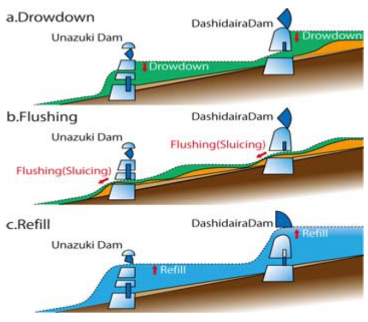


Fig. 1 Outline of coordinated sediment flushing (Minami et al. 2012)

Many reservoirs are not flushed because an accurate prediction of the success of an upcoming reservoir flushing is time and cost-intensive (Haun & Olsen 2012). Loss of the stored water besides the lack of knowledge about the amount of the flushed out sediment and location of the erosion-deposition area in the reservoir will be the negative factors for choosing the free-flow sediment flushing. Following that, the environmental effects downstream of the reservoir caused by the flushing are difficult to estimate because of the complexity of free-flow sediment flushing process. So, it is important to have an initial assessment of the efficiency of upcoming free-flow sediment flushing.

The common way is physical model study that is time consuming, usually not cost effective for complex natural geometries and also takes a long time. The other issue relates to the physical modeling is scale effects which will be further magnified if the fine sediments should be used.

The RESCON model developed by the World Bank in 1999, including the theoretical formulas suggested by Atkinson (1996), to predict the economical feasibility of different approaches for removing the accumulated sediment through dam reservoirs. More specifically, this model is a computer model of RESCON approach developed as a demonstration tool (Palmier et al. 2003). However, results are likely to vary noticeably owing to the reservoir and sediment characteristics. Subsequently this approach is only recommended for use in early design stages as a preliminary study. However, an accurate assumption of the deposition pattern is not feasible with these theoretical formulas (White & Bettes 1984).

Numerical models were developed as an alternative over the last decades to avoid scaling problems and because of an expected time and cost reduction (Chandler et al. 2003). Niu (1987) & Ju (1990) used one-dimensional diffusion model for simulating the volume of flushed out sediment and bed deformation change during the flushing process. One dimensional numerical model usually uses some assumptions and simplifications that could not represent the real nature of complex interacting flow-sediment field during the flushing process. Kitamura (1995) and Zigler & Nisbet (1996) use the

one-dimensional numerical model with a forming flushing channel as limiting factor. More advanced two-dimensional numerical models were used by Olsen (1999) & Badura et al. (2008) for simulating the flushing in a physical model scale and prototype scale respectively.

Three-dimensional numerical models are still under development for application in this field. Atkinson (1996), Khosronejad (2008) and Haun & Olsen (2012) used three-dimensional models for simulating the flushing process in the physical model scale. Application of three-dimensional numerical models for simulating the complex structure of interacting flow and sediment field would be useful for understanding the different stages of flushing process and utilize the outcomes for application in the prototype scale.

In the Present study, Three-dimensional numerical program SSIIM (Simulation of Sediment Movements In Water Intakes With Multiblock Option) was used for simulating the flow field and bed changes when the free-flow sediment flushing is conducted in shallow reservoirs with different geometries.

2. Numerical model SSIIM

2.1 Three dimensional flow model

The SSIIM program solves the Navier-Stokes equations with the k-ε model on a three dimensional general non-orthogonal coordinates. These equations are discretized with a control volume approach. The SIMPLE or SIMPLEC methods can be used for solving the pressure-poisson equation. An implicit solver is used, producing the velocity field in the computational domain. The velocities are used when solving the convection-diffusion equations for different sediment sizes (Olsen 2011).

The Navier-Stokes equations for non-compressible and constant density flow can be modeled as:

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0 \tag{1}$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x_j} \left(- P \delta_{ij} - \rho \overline{u_i' u_j'} \right) \tag{2}$$

where the first term on the left side of the Equation (2) is the transient term. The next term is the convective term. The first term on the right-hand side is the pressure term and the second term on the right side of the equation is the Reynolds stress term. In order to evaluate this term, a turbulence model is required. SSIIM program can use different turbulence models, such as the standard k-ε model or the k-ω model by Wilcox (2000). However, the default turbulence model is the standard k-ε model.

The free surface is modeled as a fixed-lid, with zero gradients for all variables. The locations of the fixed lid and its movement are as a function of time, which can be computed by different algorithms. The 1D backwater computation is the default algorithm and it is invoked automatically. Pressure and Bernoulli algorithm can be used for both steady and unsteady computations. The algorithm is based on the computed pressure field. It uses the Bernoulli equation along the water surface to compute the water surface location based on one fixed point that does not move. The algorithm is fairly stable, so that it can also be used in connection with computation of sediment transport and bed changes (Olsen 2011).

For the wall boundary treatment, it is assumed that the velocity profile follows a certain empirical function called a wall law. It is a semi-analytical function to model the turbulence near the wall in the boundary layer and consequently the CFD model will not need to resolve the turbulence of flow in boundary layer. As a result, it would not necessary too many grid points near the wall:

$$\frac{U}{u_x} = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{30 y}{k_s} \right) \tag{3}$$

where the shear velocity is denoted u_x, κ is a constant equal to 0.4, y is the distance to the wall and k_s is the roughness equivalent to a diameter of particles on the bed.

2.2 Morphological model

The sediment transport process in rivers is described by the following equation, Exner's equation, which is the sediment continuity equation

integrated over the water depth:

$$(1-\lambda)\frac{\partial z_b}{\partial t}+\frac{\partial q_{tx}}{\partial x}+\frac{\partial q_{ty}}{\partial y}=0 \quad (4)$$

where z_b is the bed elevation, λ is the porosity of bed material, and q_{tx} and q_{ty} are components of total-load sediment transport in x- and y-directions, respectively.

In this 3D CFD program, the suspended load can be calculated with the convection-diffusion equation for the sediment concentration, which is expressed as follows:

$$\frac{\partial c}{\partial t}+u_j\frac{\partial c}{\partial x_j}+w\frac{\partial c}{\partial z}=\frac{\partial}{\partial x_j}(\Gamma_T\frac{\partial c}{\partial x_j}) \quad (5)$$

where w is the fall velocity of sediment particles and Γ_T is the diffusion coefficient and can be expressed in the following way:

$$\Gamma_T=\frac{\nu_T}{Sc} \quad (6)$$

where Sc is the Schmidt number representing the ratio of diffusion coefficient to eddy viscosity coefficient ν_T and set to 1.0 as default.

For calculating the suspended load in Equation (4), Equation (5) is solved incorporated with the formula by van Rijn (1987) for computing the equilibrium sediment concentration close to the bed as the bed boundary. In order to solve Equation (4) and Equation (5), conditions of z and C should be given at inflow and outflow boundaries. For the inlet boundary, due to the clear water scour conditions, z=C=0 can be given and for the outlet boundary, far away from the pier, $\frac{\partial C}{\partial x}=\frac{\partial z}{\partial x}=0$ can be given due to the uniform flow.

The concentration formula has the following expression:

$$C_{bed}=0.015\frac{d^{0.3}}{a}\frac{\left[\frac{\tau-\tau_c}{\tau_c}\right]^{1.5}}{\left[\frac{(\rho_s-\rho_w)g}{\rho_w\nu^2}\right]^{0.1}} \quad (7)$$

where, C_{bed} is the sediment concentration, d is the sediment particle diameter, a is a reference level set equal to the roughness height, τ is the bed shear stress, τ_c is the critical bed shear stress for movement of sediment particles according to Shield's curve, ρ_w and ρ_s are the density of water and sediment, ν is the viscosity of the water and g is the acceleration of gravity.

Once Equation (5) is solved, the suspended load can be calculated as follows:

$$q_{s,i}=\int_a^{z_f}u_i c\,dz \quad (8)$$

where $q_{s,i}$ (i=1,2) are components of suspended-load sediment transport in x-and y-directions, respectively.

For calculating the bed load in Equation (4), the following relation proposed by van Rijn's formula (1987) is used:

$$\frac{q_b}{D_{50}^{1.5}\sqrt{\frac{(\rho_s-\rho_w)g}{\rho_w}}}=0.053\frac{\left[\frac{\tau-\tau_c}{\tau_c}\right]^{1.5}}{D_{50}^{0.3}\left[\left(\frac{(\rho_s-\rho_w)g}{\rho_w\nu^2}\right)\right]^{0.1}} \quad (9)$$

where D_{50} is the mean size of sediment. Then, the components of bed-load sediment transport in x- and y-directions can be calculated as follows:

$$q_{bx}=q_b\cos(\alpha_b);q_{by}=q_b\sin(\alpha_b) \quad (10)$$

where α_b is the direction of bed-load sediment transportation.

3. Experimental conditions

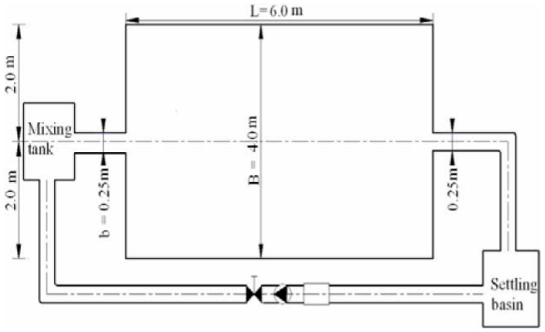
3.1 Experimental set-up

In this paper experimental data provided by Kantoush & Schleiss (2009) were employed. All experimental tests were conducted in a rectangular shallow basin and width of the inlet and outlet was 0.25 m for all cases.

Adjacent to the reservoir, a mixing tank was used to prepare the water-sediment mixture. The water-sediment mixture was supplied by gravity into the water-filled rectangular basin. The

sediments were added to the mixing tank during the test. To model the suspended sediment currents in the laboratory, non-uniform crushed walnut shells with the median grain size (d_{50}) of 50 μm and density of 1500 kg/m³ was used in all experiments. This is a non-cohesive, light weight and homogeneous grain material (Kantoush & Schleiss 2009). The Ultrasonic Velocity Profiler (UVP) as well as Large Scale Particle Image Velocimetry technique (LSPIV) used for measuring the surface velocity field. The evolution of the bed level was measured with a miniature echo sounder. The hydraulic and sediment condition were set to fulfill the requirements for subcritical and fully developed turbulent flow condition. The water discharge and water level was equal to 0.007 m³/s and 0.2 m respectively and they were kept constant for the experimental runs. Fig. 2 illustrates the experimental set-up of the reference rectangular basin.

(a)



(b)



Fig. 2 (a) plan view and (b) view looking over the downstream of experimental set-up (Kantoush & Schleiss 2009).

3.2 Test procedure

Kantoush & Schleiss (2009) configured the tests in three phases. In the first phase the shallow basins filled with clear water and after reaching to the stable state, in the second phase, the mixture of water-sediment drained by the gravity into the water-filled reservoir. In this stage the flow velocity as well as the bed morphology measurements conducted in every 90 minutes interval for a total period of 4.5 hours. The pump was turned off after each time step to record the bed morphology.

In the third phase two types of free-flow flushing (with and without drawdown) performed. The final bed topography from the second phase was used as the initial bed for two types of flushing. Moreover, the clear water introduced into the basin to evaluate the effect of sediment flushing on the bed deformation and the distribution of the horizontal flow velocity pattern. In the case of free-flow flushing with drawdown the water level decreases to half of the normal water depth (0.1 m) whereas it was kept constant in the case without drawdown. The duration of runs was 48 hours but there was no noticeable change in the bed morphology and flow character after about 24 hours.

4. Numerical simulation

4.1 Domain description

In the present study, shallow reservoirs with different geometries were considered to represent the capability of three-dimensional numerical model for assessing the flow velocity distribution and also bed topography changes during the free-flow flushing. Fig. 3 demonstrates the four different types of reservoir geometries (T1, T8, T11 and T13) that were used for the numerical study. T8, T11 and T13 used for modeling the surface flow velocity distribution. Free-flow flushing without drawdown was conducted for run T1 while free-flow flushing with drawdown employed for T8 and T13.

Regarding the procedure of the experimental runs described in the preceding section, in numerical simulations, the final bed morphology obtained in the second phase was used as the initial bed topography before free-flow sediment flushing procedure. Moreover, the final bed morphology in the equilibrium condition was utilized for

simulating the three-dimensional flow field.

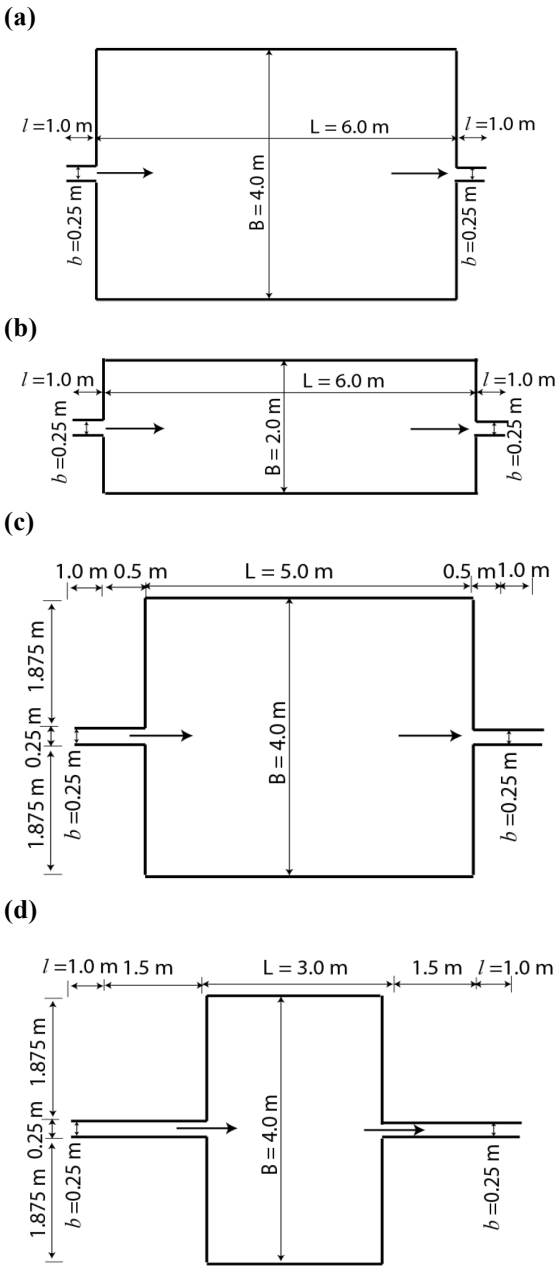


Fig. 3 Geometrical configuration of (a) run T1, (b) run T8, (c) run T11 and (d) run T13.

Making an appropriate grid is a very important process in the preparation of input data for SSIIM program. The size and alignment of the cells will strongly influence the accuracy, the convergence and the computational time (Olsen 2011).

The cell sizes for T1, T8, T11 and T13 in X and Y direction were 5 cm × 2.5 cm, 5 cm × 1.5 cm, 2.5 cm × 1 cm and 2.5 cm × 1 cm respectively. Considering the 12 cells for vertical grid distribution, the total number of cells were 230400, 190320, 960000 and 576000 respectively.

For the inflow boundary condition, the velocity distribution was specified by the numerical model while the gradient of pressure is given zero. At the outflow boundary, the vertical gradient of velocity is zero and the hydrostatic pressure distribution is specified according to the water depth. For the solid boundary, wall laws introduced by Schlichting (1979) were used for the side walls and the bed.

During the simulations it was found that it is important to model the drawdown procedure appropriately for T8, T11 and T13 runs. So, the water level in the reservoir lowered during a short period of time (about 1.5 minutes) to the half and subsequently due to the increased flow velocity and bed shear stress the flushing channel start to form along the reservoir. Because of the hydraulically complex nature of the drawdown and then flushing channel formation, it is necessary to adjust the roughness, time step, discretization method and sediment related parameters to get the satisfying results with respect to the measured experimental data. So, because of the shallow water condition and also different expansion ratio it is necessary to check different set of input parameters. Moreover, some simplification in sediment size distribution was assumed in order to introduce the non-uniform sediments to the model.

4.2 Simulation of flow velocity field

Measuring the surface velocity using LSPIV (Large Scale Particle Image Velocimetry) is usually conducted as a part of monitoring process during the free-flow sediment flushing from dam reservoirs (i.e. Unazuki and Dashidaira resrvoirs in Japan). Furthermore, measuring the flow velocity during the flushing process can help us to better understand of the erosion and deposition dynamic during the flushing.

Owing to the importance of the flow velocity measurement after full draw down, the simulated flow velocity field by the numerical model SSIIM compared to that of measured during the experimental runs. So, the final bed morphology after the free-flow sediment flushing with drawdown introduced to the model and the three-dimensional flow field was calculated.

Fig. 4 shows the simulated surface velocity distribution pattern versus the measured one for runs T8, T11 and T13 respectively.

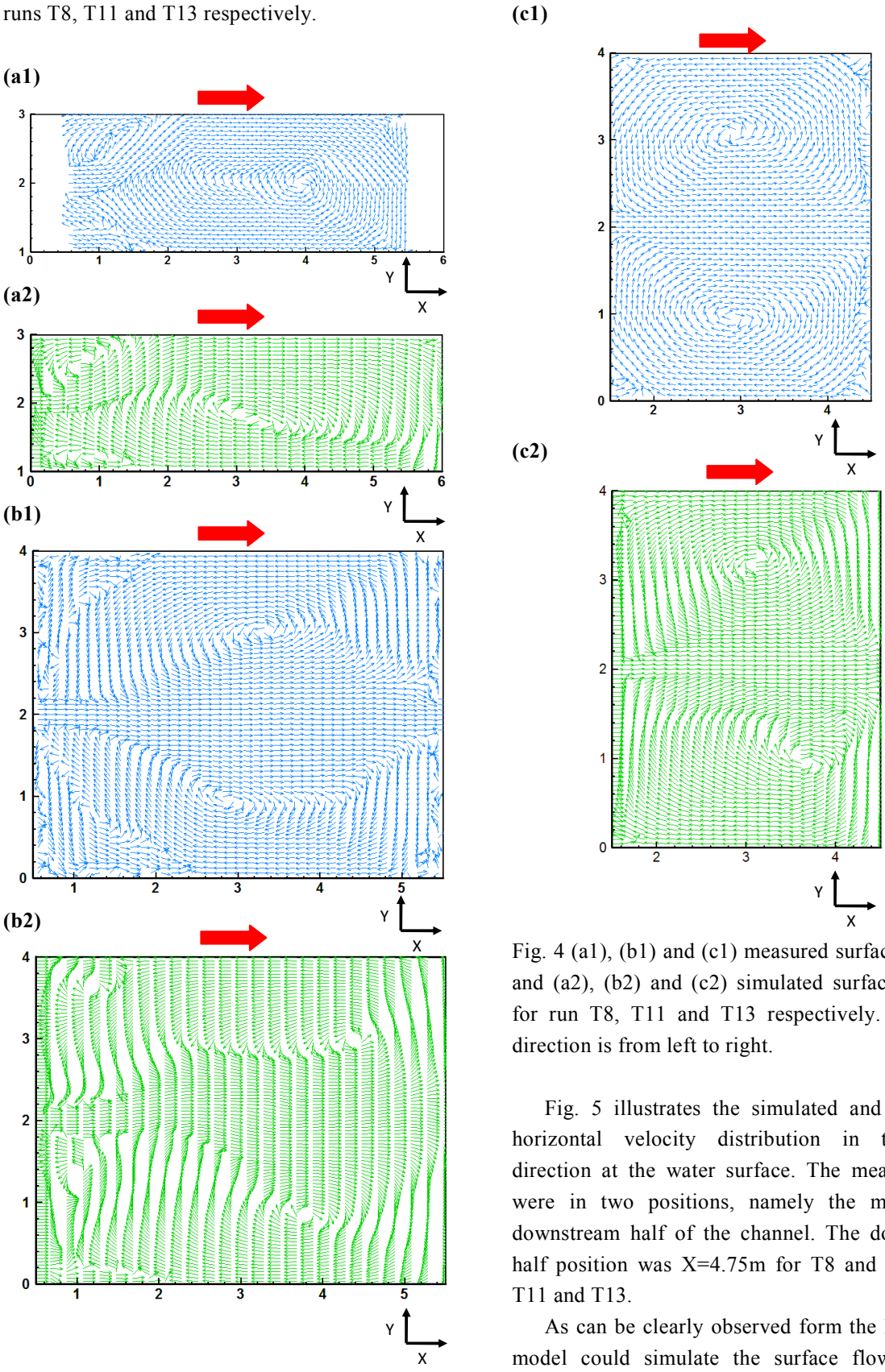


Fig. 4 (a1), (b1) and (c1) measured surface velocity and (a2), (b2) and (c2) simulated surface velocity for run T8, T11 and T13 respectively. The flow direction is from left to right.

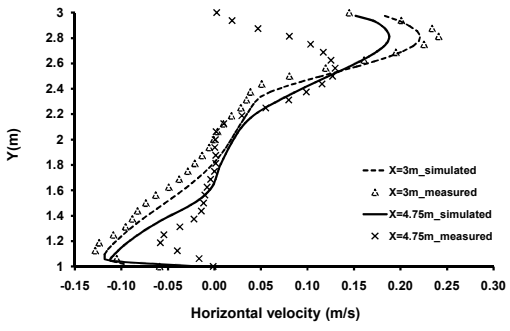
Fig. 5 illustrates the simulated and measured horizontal velocity distribution in transversal direction at the water surface. The measurements were in two positions, namely the middle and downstream half of the channel. The downstream half position was X=4.75m for T8 and X=4m for T11 and T13.

As can be clearly observed form the Fig. 4, the model could simulate the surface flow velocity pattern, almost similar to the measured one, with the main aspects such as the flow velocity direction

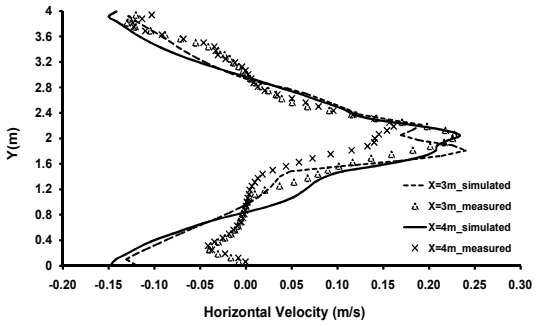
and the position of different eddies and circulation areas. As for the surface velocity of run T8, the simulation shows the asymmetric flow structure similar to the measurements but the recirculation zone beside the right wall is different than obtained by the measurements. Concerning the T11 and T13 run, the symmetric flow pattern with two distinguished circulation zones on the both sides can be observed in the simulation outputs. But, still the circulation domain and consequently the main high flow velocity trajectory field is not completely similar to the measurements. Furthermore, Fig. 5 reveals that although the numerical model quantitatively could simulate the magnitude of the horizontal flow velocity in the water surface, results has better agreement with the measured values in the middle of the channel. This can be attributed to the more stable flow velocity pattern in the middle part of the channel than the downstream half. It is obvious that the flow field in the downstream half is more complex because of the strong reverse flow formation while a portion of the stream flow discharged out from the outlet gate. The discrepancy between simulated and measured flow velocities beside the walls is higher than other areas. As mentioned before, it is assumed that the velocity profile follows a certain empirical functions whereas reverse flows accompanying with eddies present a complex flow field beside the walls.

However during the simulations it was found that the lateral expansion ratio (reservoir width/inlet width) and aspect ratio (reservoir length/reservoir width) when the total area of the reservoir is same, are important parameters which can strictly affect the stability and also the accuracy of the numerical model results.

(a)



(b)



(c)

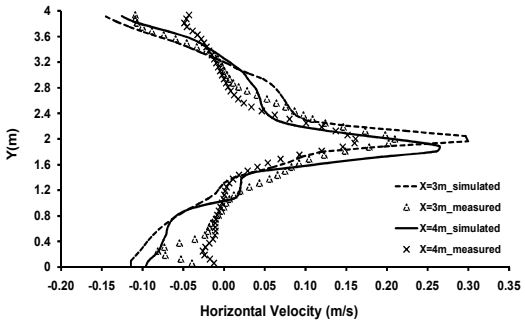


Fig. 5 Horizontal surface velocity in the transversal direction for (a) T8, (b) T11 and (c) T13.

More specifically, the total area of runs T8 and T13 are same but the flow field computation was much more stable in run T8 than run T13.

4.3 Simulation of bed changes and flushing channel formation

Drawdown is the lowering of the water level in a reservoir. Hydraulic flushing involves reservoir drawdown by opening the bottom outlet to generate and accelerate unsteady flow towards the outlet (Morris & Fan, 1998). This process will initiate the progressive and retrogressive erosion pattern in the deposited sediment that leads in to formation of the flushing channels in the reservoir.

Nonetheless, investigation and explanation about formation and also the characteristic of flushing channel in different type of reservoirs is necessary. The characteristic of the flushing channel when the reservoir is fully drawdown can be briefly introduced by the location, width, side and longitudinal slope and shape.

In this paper a free-flow flushing without drawdown for the run T1 and with drawdown for

the run T8 and T13 were conducted by employing the three-dimensional numerical model SSIIM. The simulated final bed morphology was compared to the measured data by Kantoush & Scleiss (2009). Fig. 6 demonstrates the final measured and simulated bed topography contours for T1, T8 and also T13. Because the equilibrium condition was obtained after one day, the simulation period for bed changes was 24 hours. In order to further discussion about the characteristics of flushing channel formation, the cross-section change caused by lateral bank erosion in the middle of the reservoir has been shown for T8 and T13 in Fig. 7. Also, Fig. 7c provides data about degradation along the center line of T13 reservoir.

For the run T1, the final bed topography obtained in phase 2, used as the initial topography. Then, the clear water without sediment injected into the reservoir with the constant hydraulic condition (Q=7 l/s and h=0.2 m). As shown in Fig. 6a and 6b, if the flushing is performed with the constant water level, sediment will be flushed from a very small area mostly close to the inlet. In such a condition, the free-flow flushing effect would be very local and tongue-shaped crater topography would be visible (Fig. 6a and 6b).

In free-flow flushing with drawdown, the water level lowering will generate high flow velocity that initiates the flushing channel formation. The erosion pattern along with strong jet flow, then, develops the initial flushing channel geometry. In this stage the initial flushing channel deepened and widened. The location of the flushing channel depends on the flow characteristic and reservoir geometry. In the next stage, during a relatively short period, a rapid widening of the flushing channel with an advancing front is visible.

Fig. 6d and 6f reveals that in the simulation results for both T8 and T13 runs, the flushing channel location was in the centerline along the shortest path between the inlet and outlet whereas measured data demonstrate the flushing channel development direction is towards the left side in the run T8. Both the simulation outputs and the experimental measured bed, illustrate the same location for the flushing channel in the run T13. Moreover, the measured final bed topography shows that the channel width increased in the downstream direction similar to a T shape head. The same trend witnessed in the simulation results (Fig. 6e & 6f). However, the sediment deposition pattern in the simulation seems different, although there are some similarities. So, the various set of input parameters should be employed to have more accurate bed deposition pattern.

The bed topography, geometry of the reservoir and also flow pattern developed by the entrance jet can affect the location, size and shape of the flushing channel. However, the final bed deposition pattern would also able to change the flow pattern. So, deviation of the jet trajectory from the short and straight path from inlet to the outlet likely to result in different characteristic of scoured channel. Regarding the run T8, this can be the reason for different location, size and shape of the flushing channel in the simulation and measurement.

5. Conclusions

In this paper, first, the final measured surface velocity using the LSPIV technique compared with the simulation results utilizing the three-dimensional numerical model SSIIM. In the next step, free flow flushing without drawdown for one case and with drawdown for two cases were performed. The following results obtained from the study:

1- The SSIIM model can simulate the complex characteristics of the surface velocity using the equilibrium final bed morphology, almost similar to the measured one. Many aspects such as jet trajectory, recirculation zones, eddies and the flow distribution pattern can be presented quantitatively. In addition, comparing the simulated horizontal surface velocity to the measured one reveals the capability of the numerical model for quantitatively assessing the surface flow velocity.

2- Free-flow flushing without drawdown had only a very local effect. Small nosed shape flushing channel emerged close to the inlet and it did not expand and distribute to the downstream direction. Nevertheless, a small cone shaped erosion area appeared beside the outlet in the numerical simulation results.

3- During the free-flow flushing for two geometry type reservoirs (namely wide and narrow), straight flushing channel along the centerline formed in numerical simulations. On the other hand, experimental runs show

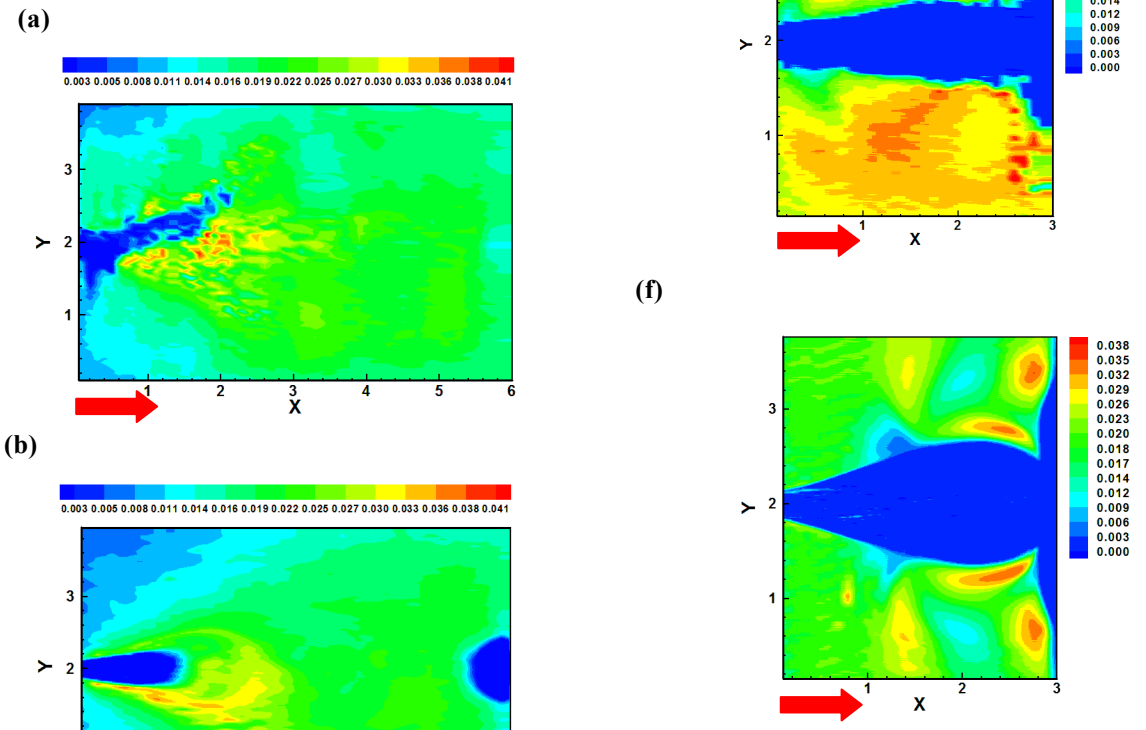


Fig. 6 Contours of measured bed after flushing for (a) T1, (c) T8 and (f) T13 versus simulated bed contours for (b) T1, (d) T8 and (f) T13.

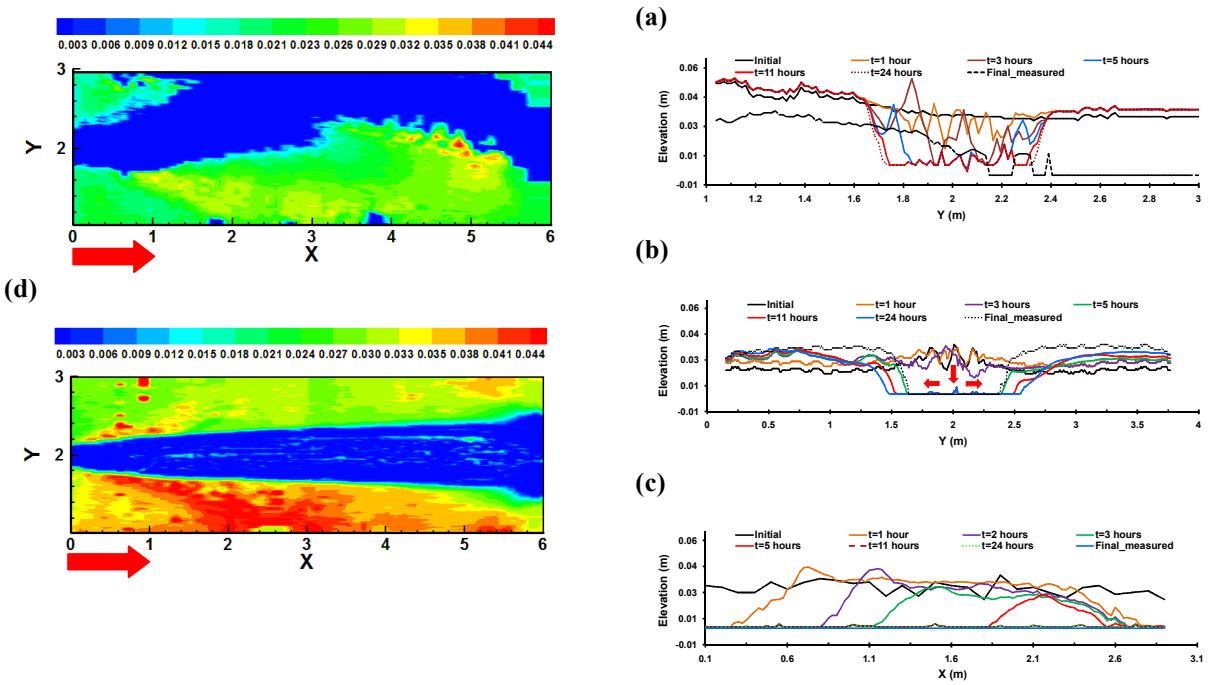


Fig. 7 Lateral development of flushing channel for (a) T8 and (b) T13 during the free-flow flushing

with drawdown; (c) Channel degradation along the centerline of reservoir T13.

the different location of the flushing channel for narrow reservoir. Reservoir geometry, bed topography, flow pattern affect the location, size and shape of the flushing channel and at the same time, the final bed topography has the potential to influence the flow pattern. In addition, the flow pattern is important to boundary condition. Owing to the dynamic interaction between various effective parameters, the exact prediction of the geometrical character of flushing channel is difficult. In addition, a deviation in the entrance flow would have a major effect on flushing channel formation procedure.

4- Although the location, shape and size of the flushing channel are important, it is necessary to have the insight about the upcoming flushing efficiency. Specifically, estimating the volume of the flushed out sediment by numerical model would be useful both from the hydraulic and environmental point of view. The numerical models, especially three-dimensional models with reasonable accuracy, can be a cost-effective and also time-saving alternative for physical experiments. Furthermore, various shapes of reservoirs should be considered in order to evaluate different geometric and hydraulic aspects of flushing channel formation in the future studies.

References

Atkinson, E., (1996): The feasibility of flushing sediment from reservoirs, Tech. report, HR Wallingford, UK.

Badura, H., Knoblauch, H. and Schneider, J. (2008): Pilot project Bodendorf, Work Package 8 " Pilot Actions ". Report of the EU Interreg IIIB Project ALPRESREV, Austria.

Chandler, K., Gill, D., Maher, B., Macnish, S. and Roads, G. (2003): Cooping with maximum probable flood-an alliance project delivery for Wivenhoe Dam, Proceedings of 43rd conference, Hobart, Tasmania.

Haun, S. and Olsen, N. R. B. (2012): Three-dimensional numerical modeling of reservoir flushing on a prototype scale, Int. J. River Basin Management, Vol., (10), No. 4, pp. 341-349.

Ju, J., (1990): Computational method of headwater erosion and its application, Journal of Sediment Research, Vol. (1), 30-39 (In Chinese).

Kantoush, A. S. and Schleiss, A. J. (2009): Channel formation during flushing of large shallow reservoirs with different geometries, Environmental Technology, Vol. (30), No. 8, pp. 855-863.

Khosronejad, A., Rennie, C.D., Salehi Neyshabouri, A.A. and Gholami, I. (2008): Three dimensional numerical modeling of sediment release, Journal of Hydr. Research, Vol. (46), No. 2, pp. 209-223.

Kitamura, Y., (1995): Erosion and transport process of cohesive Sediments in dam reservoirs, Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering, Vol. (13), No. 1, pp. 47-61.

Liu, J., Minami, S., Otsuki, H., Liu, B. and Ashida, K. (2004): Prediction of concerted sediment flushing, Journal of Hydr., Eng., ASCE, Vol. (130), No. 11, pp. 1089-1096.

Minami, S., Noguchi, K., Otsuki, H., Fukuroi, H., Shimahara, N., Mizuta, J. and Takeuchi, M. (2012): Coordinated sediment flushing and effect verification of fine sediment discharge operation in Kurobe River, Proceedings of the International symposium on dams for changing world, ICOLD, Kyoto, Japan.

Morris, G. L., & Fan, J. (1998): Reservoir Sedimentation Handbook, New York: McGraw-Hill Inc.

Olsen, N. R. B., (1999): Two-dimensional modeling of flushing process in water reservoirs, Journal of Hydraulic Research, Vol. (37), No. 1, pp. 3-16.

Olsen, N. R. B., (2011): A three-dimensional numerical model for simulation of sediment movements in water intakes with multiblock option, www.ntnu.no, Online User's manual.

Palmier, A., Shah, F., Annandale, G.W. and Dinar, A. (2003): Reservoir Conservation Volume 1: The RESCON approach, World Bank.

Schlichting, H. (1979): Boundary-Layer Theory, New York: Mc-Graw Hill Inc.

Sumi, T., 2006: Reservoir sediment management measure and necessary instrumentation technologies to support them, The 6th Japan-Taiwan Joint Seminar on Natural Hazard Mitigation.

White, W.R. and Bettess, R. (1984): The feasibility of flushing sediment through reservoirs. Challenges in African Hydrology and Water Resources. Proceedings of the Harare Symposium, IAHS press, Wallingford, UK.

White, R., (2001): Evacuation of sediments from reservoirs, Thomas Telford Press.

Wilcox, D.C. (2000): Turbulence modeling for CFD, California: DCW Industries Inc.

Ziegler, C.K. and Nisbet, B.S. (1995): Long term simulation of fine-grained sediment transport in large reservoir, Journal of Hydr., Eng., ASCE, Vol. (121), No. 11, pp. 773-781.

(Received June 10, 2013)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

自動車による避難行動と道路上の信号制御を考慮した水害避難行動モデル

Signal Control Model And Car Behavior Used In Simulating Flood Evacuation

花島 健吾・和田 洋介・堀 智晴・野原 大督

Kengo HANAJIMA, Yousuke WADA,Tomoharu HORI and Daisuke NOHARA

Synopsis

Although it is important to retain the flood water within the river channels by using dikes and reservoirs, these facilities alone cannot cope with excessive floods. In Japan, appropriate combination of facility-based and non-facility-based countermeasures is getting more important. To determine non-facility-based countermeasures, we need to simulate flood hazardous situation. However, simulation models which include only evacuating on foot are not enough because our society and our lifestyles are based on using cars.

In this study, a evacuation simulation models which express the signal control and the behaviors of cars is developed. The performances of this model have been tested in the several simulation results in actual flood-plain areas in Japan.

キーワード：水害，避難，シミュレーション，自動車，信号制御
Keywords : flood disaster, evacuation, simulation, human behavior, car behavior, signal control

1. 本研究の背景と目的

近年頻発するゲリラ豪雨による小河川の氾濫等の都市型水害は，河道の大規模治水施設のみで対処する事には困難がある．また，多くの自治体においては，さらなるハード整備を速やかに行える財政状況ではない．整備を続けることは重要だが，水害が発生した際に最低限，住民の人命を守る事を考えるならば適切な避難行動を取るための対策が重要となる．適切な避難対策を検討する場合，水害時の避難行動をシミュレートすることは施策の効果測定には欠かせない．

そのため，水害時の避難行動をコンピュータ上で模擬するために様々な研究が行われて来た．西原(1983)，高橋ら(1970)による氾濫原を人が歩行する様子を浸水深と歩行速度の関係を用いてシミュレートするアプローチに始まり，その後，高棹ら(1993;1995)により住民が避難決意に至る心理過程も含めてシミュレートする水害避難ミクロモデルが提案された．一方，片田ら(2000)はGISを用いて災害情報伝達過程をシミュレートするモデルを開発した．また，鈴木・今村(2005)は津波からの避難を対象とし，詳細な現地調査に基づいて経路選択モデルを作成し，避難者による交通渋滞を含めたシミュレーションモデルを開発している．また，後藤ら(2004)は避難者を粒子に見立てて地盤解析や構造解析の分野で多く用いられてきたDEM（個別要素法）を適用して詳細にシミュレートするモデルを開発した．

また花島ら(2012)は避難者の詳細な避難行動を明らかにすることにより，避難時に生じる経路上の混雑を考慮できるモデルを開発した．これらのシミュレーションモデルは，それぞれの解析目的によって，重視するパラメータは違っているものの原則として歩行者のみによる避難を前提としていた．現実には避難場には多くの車が存在しており，道路上に流された車両が避難遂行の障害物となる恐れがある．また，車両を用いた避難も実際には行われており，こうした避難車両による交通障害が間接被害をもたらす恐れがある．深草・戸田ら(2008)は，内水氾濫時の交通障害発生を予測する手法を検討している．

車両の存在や使用を含めて避難シミュレーションを検討する場合，経路上の信号機等による交通制御の影響や歩行者との交錯の影響を把握しておくことが重要になる．

赤羽ら(1997)は，交通シミュレーションモデル構築のフ

レームワークを標準化する際，少なくとも信号による影響を再現できるものでなくてはならないと指摘している．そこで，狩野ら(2002)はセルオートマトンを用いた広域の経路選択システムを構築し，信号機の挙動に近似した交通制御をモデル化した．また高山ら(1993)は，信号機に交通量配分の役割をさせ，道路の交通容量との関係から渋滞などの交通障害をシミュレートした．しかし，多くのモデルは平常時の交通を対象としたもので，水害等の緊急状況下での交通障害の発生をシミュレートするにはさらなる検討が必要である．

そこで，本研究では，筆者らが従来から開発を進めてきた水害避難ミクロモデルを基本として，車両による避難行動のシミュレーションが可能となるよう機能拡張を図る．

2. 自動車を用いた避難行動モデル

2.1 道路モデリング

洪水からの避難プロセスをシミュレートする際，精緻な道路ネットワークのモデルは不可欠である．花島ら(2012)は，国土地理院が提供するデジタル化された実際の街路網のデータベース(数値地図2500)を元にしてシミュレーション用の道路ネットワークを構築し，水害避難ミクロモデルに導入した．数値地図において道路は中央を折れ線近似した線(Arc)で，道路の交差点は点(Node)で一次元的に表現されているが，当モデルにおいては，NodeとArcから矩形の連続体で表された二次元道路モデルを構築している[Fig. 1(a)]．これにより，追い越しや回避などの詳細な避難行動をわずかな計算負荷の増加で表現できる．

現行の水害避難ミクロモデルは歩行者のみの避難を前提に設計されていた為，車両を通行させるにあたり，歩道と車道に分けてそれぞれの通行可能領域とともに道路モデルを再定義した[Fig. 1(b)].

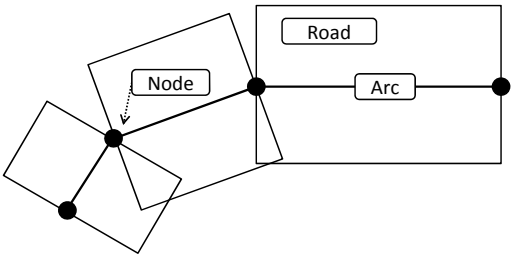


Fig. 1(a)　Digital street network model (see Hanajima,2012)

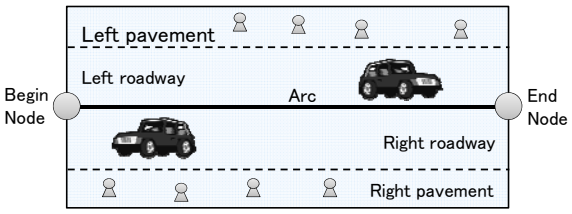


Fig. 1 (b)　Datail of road network

2.2 歩行避難者のモデル

歩行避難者（以下：歩行者）の行動は，堀ら(2004)の水害避難ミクロモデルに基づいてシミュレートされる．道路上の歩行者の位置づけは，自身が乗っているArc(道路)のIDと，Arcの始点からの距離の組み合わせで表現されている．歩行者が移動してNode(交差点)まで達した場合，そのNodeに接続しているArcの中から次に進むべきArcを探して進む．歩行者は目的地までの最短経路を進むが，各Nodeからの最短経路は予めWarshall- Floyed法(1932)によって計算されており，歩行者はその計算結果を参照して次に進むべきArcを決める．

また各歩行者は，花島ら(2012)の回避行動アルゴリズムに従い，自分の進行方向に他の歩行者あるいは障害物を見つけた際は，回避しつつ進路を変える[Fig. 2]．これにより，経路上の混雑や障害物による遅延など，避難遂行への影響を評価できる．

矢守ら(1992)は，人にはこれ以上の接近を不快と感じる円状のパーソナルスペースがあるとして，これを人体円とした．本研究でも，これを適用して各歩行者は直径1mの人体円として表現する．各歩行者はこの人体円が他者の人体円や障害物に衝突することを自律的に避けながら進んでいく．各歩行者には，進行方向に向かって矩形の衝突判定領域を設定する．この領域内に他者や車両などの障害物を認めた場合，その歩行者は回避行動をとる．進行方向は回避される対象の側方にh(m)間隔を空けた位置を通過できるような向きに転回される．側方間隔は建部(1990;1994)らの実験で得られたデータより0.9mとした．加えて各避難者は道路側面の壁との衝突も回避する．壁との間が狭く，側方間隔hをとれない場合は，壁と反対側の向きにhをとる．領域の大きさは，進行方向の向きに1計算ステップの間に歩行者が進む距離，進行方向の法線方向には人体円の直径の1.2倍の長さとする．

上記のモデルの歩行者が，中央防災会議による観測実験(2008)の結果とよく一致する挙動をとる事が花島ら(2012)により示されている．

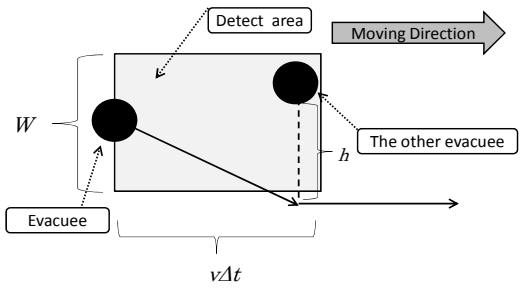


Fig. 2　Behavior of pedestrians

2.3 車両避難者のモデル

1990年代以降，数多くの自動車交通シミュレーションモデルの研究開発が行われ，様々な適用事例が報告されている．

堀口ら(2002)が行った自動車交通シミュレーションの系統と利用実績の分析によると，現在，主流となっているのは，交通を流体に見立てリンク容量などの交通流特性を外性的に与えるQ-Kタイプと，追従走行モデルに従い個別の車の挙動を集積して交通状態を再現するC-F(car f ollow)タイプの２通りに分かれる．

前者は交通センサスのゾーン単位など，交差点数(10^2～10^3)の比較的大きなエリアで，交通需要や渋滞箇所などマクロ視点の解析等に用いられる．後者は交差点数(10^1～10^2)の局所的なエリアで，交差点改良や駐車施設整備などのミクロ視点の解析に用いられる．

さて，ここで本研究が目的とする水害時の自動車交通のシミュレートに適したタイプを考える．

水害時の危険区域からの離脱等を表現する必要があるため，対象エリアの広さとしてはQ-Kタイプに相当する．しかし，水害対応車両の走行経路選択や稼働可能時間など，個別の自動車の挙動を再現する必要もある為，自動車にはC-Fタイプで用いられる追従走行モデルを用いるのが適している．

つまり，現行の主流である2タイプのいずれも水害時の避難シミュレーションには適しておらず，「自動車には追従走行モデルを用い，広域なエリアでのシミュレーションを可能とする」モデルが必要であることがわかる．

現在，自動車交通シミュレーションモデルにおいて，上記の条件を満たす主要モデルが存在しない理由としては以下の2つが考えられる．

1つは，C-Fタイプのモデルが必要とする交差点の信号制御のデータや，主要道路でない道路の平時の交通量などの詳細データを，エリア内全域について入手するのが非常に困難な事である．

もう1つは，広域なエリアを対象とするシミュレーションの場合，観測したいアウトプットは交通量や平均走行速度，渋滞箇所などマクロ視点のものなので，その為に個別車両挙動のような詳細なインプットの積み上げを行うのは，非常に無用な手間をかけることであり，解くべき問題と手段がマッチしていないと考えられる事による．

そこで，本研究では，花島ら(2012)が提案した水害避難ミクロモデルをベースにして，自動車の走行シーンを定常走行時，減速停止時，加速発進時の3分類に単純化し，さらに自動車の相対位置で区別した上で，自由走行モード，追従モード，減速停止モードの3つのシンプルなモードで表現したC-Fタイプの自動車交通シミュレーションモデルを統合することで，計算負荷を低減しつつ広域なエリアでも可能な限り自動車の挙動をよく再現することができるように改良した[Table 1].

本研究において導入する，車両による避難者（以下：車両）は，形状は長さ4m×幅2mの矩形とし，走行領域は道路に設定された片側１車線とする．避難場での位置づけや経路選択のアルゴリズムについては，歩行者と同様とすることができる．

追従行動については基本部分は前述の水害避難ミクロモデルにおける歩行者のモデルとよく似たアルゴリズムを導入する．衝突判定領域の大きさは，進行方向の長さには1計算ステップの間に車両が進む距離，進行方向の法線方向には車幅と同じとする．しかし，衝突判定領域内に他の自動車を認めても，追い越し等の回避行動はとらずに速度を落とし，前の自動車の後ろについて走行する．

<table>
<tr><th rowspan="2">Movement</th><th colspan="2">Modeling</th></tr>
<tr><th>Lead vehicle</th><th>Following vehicle</th></tr>
<tr><td>Regular</td><td rowspan="2">Free drive mode</td><td rowspan="3">Following mode</td></tr>
<tr><td>Acceleration</td></tr>
<tr><td>Deceleration</td><td>Deceleration mode</td></tr>
</table>

Table 1. Mo deling of moving car

以下，本研究で用いる3つの車両挙動のモードについて説明する．

(1) 自由走行モード

自由走行モードとは，道路上に別の車両や信号などの障害物がない時は車両ごとにあらかじめ設定された標準速度（最高速度に相当）v_{max}(m/s)で走行しようとし，最高速度に達している場合はそのままの速度で走行する．最高速度より小さい場合は加速し，最高速度に到達しようとする．その時，車両iの性能に応じて設定された一定の加速度a_i(m/s^2)で加速を続けるものとする．

(2) 減速停止モード

赤信号を認めて停止するような場合は，停止地点を定めそこで速度が0になるように減速をしていくことになる．この場合停止を決めて減速を始めてから，実際に停止するまでの減速の様子が問題となる．これについては実際の道路上で車両が減速する際ブレーキを何回も踏むことで速度と停止線までの位置がほぼ直線関係になるように減速しているとする中村らの報告があるが，場面や運転者によるバラツキも大きい．そこで本研究では，簡単のため，等加速度運動をしながら車両は停止線に向かって減速し停止することとした．

今，停止位置よりx(m)手前で停止を決め減速を始めたとする．x(m)進んで速度がゼロになるような一定の加速度a(m/s^2)を求めると

$$a = -\frac{{v_0}^2}{2x} \qquad (1)$$

となり，停止に向かって減速し始める時の車両の初速度をv_0(m/s)，減速を始めてから経過した時間t(s)における速度をv(m/s)として速度の式を表すと，

$$v = -\frac{{v_0}^2}{2x}t + v_0 \qquad \left(0 \le t \le \frac{2x}{v_0}\right) \tag{2}$$

になる．

ただし，急激な減速を防ぐため，減速加速度の下限を設け，これを$a_{\min}$ (m/s^2)とする．今標準速度$v_{\max}$(m/s)で移動中の車が停止する場合を考える．停止のためには，障害物を認知し，停止の意思決定を行い，ブレーキを操作，減速する必要がある．これに要する距離は，障害物発見時の速度に依存し，停止視距と呼ばれている．速度$v_{\max}$(m/s)に対する停止視距を$l_{\mathrm{stop}}(v_{\max})$とすると，式(1)より

$$a_{\min} = -\frac{{v_{\max}}^2}{2l_{\mathrm{stop}}(v_{\max})} \tag{3}$$

となる．これが最高速度に対する減速のための加速度であるため，これを下限とする．

なお，以上から，停止視距だけ走行してちょうど停止するまでに要する時間$T_{\mathrm{stop}}(v_{\max})$(s)は

$$T_{\mathrm{stop}}(v_{\max}) = \frac{2l_{\mathrm{stop}}(v_{\max})}{v_{\max}} \tag{4}$$

となる．

(3) 追従走行モード

ある車両の衝突判定領域の中に同じ方向に走行中の車がある場合は，その車両は追従走行モードとなる．追従走行モードで前方車両の速度に応じた車間距離を保ちつつ，前方車両との相対速度をゼロにするように速度を調整する．標準車間距離の値は，資料[17]によると，一般的に低速域（60km/hr以下）では前方を走行している車両の時速の値－15メートルであり，高速域（60km/hr以上）では前方を走行している車両の時速の値をメートル単位としたものである．

本研究で作成した追従走行モデルは次のようである．

追従走行をする車両の挙動は，前方の車両との車間距離によって場合分けされる．

(a)　車間距離が標準値よりも小さい場合

車間距離が標準値よりも小さい場合，まず相対速度が負であるかで場合分けをする．相対速度が負である時は衝突をさけるために減速する必要がある．この際の加速度は，1タイムステップ後に対象車両の車間距離が標準値になるように定めるとする．すなわち，今時刻t(s)で減速を始めるとし，減速した速度を求める式を示すために，時刻t(s)からt＋1(s)間の加速度を$a(t)$ (m /s^2)とする．時刻t(s)での実車間距離を$l_{\mathrm{real}_{ij}}(t)$(m)，前車両の速度を$v_i(t)$(m/s)，時刻t(s)での標準車間距離を$l_{\mathrm{ideal}}\left(v_i(t)\right)$ (m) として，時間t＋1(s)における対象車の速度 $v_j(t+1)$ (m/s)を次式で求める．

$$l_{\mathrm{ideal}}\left(v_i(t)\right) = l_{\mathrm{real}_{ij}}(t) + v_i(t)\cdot\Delta t - v_j(t+1)\cdot\Delta t \tag{5}$$

となる．なお，相対速度が正である時はこのままの速度で走行すれば車間距離が広がっていくので，同じ速度で走行していくことにする．

(b) 車間距離が標準値よりも大きい場合

車間距離が標準値よりも大きい場合，まず対象車両から見た前方車両の相対速度の正負分け考える．相対速度が正である時は，そのままの速度で走行するとさらに車間距離が大きくなるため，衝突や接近といった危険は発生しない．したがって対象車両は自由にその行動を決めることができ，事実上の自由走行モードとして扱うことができる．

相対速度が負である時は前方車両に近づいていく状態であるが，車間距離が標準値よりも大きいため最高速度に達していない車両の場合は加速するという選択肢がある．しかし，この時点で車間距離が減少傾向であることを考慮すると，いずれ車間距離は標準値に近づく．速度変化を頻繁に行うルールを採用すると，減速，加速を繰り返し，挙動が不安定になるおそれがある．そこでこのケースでは同じ速度で走行をしていくことにする．

(c)標準車間距離で走行していた場合

後続車両から見た前方車両の相対速度が負となり，車間距離が詰まる場合は標準車間距離に戻すことができるように自分の車を減速していく．また，相対速度が負でない場合は最高速度（自分の車の最初に与えられた速度）になるまで加速していく．車間距離が標準値より大きくなる場合は必ずしも車間を詰める必要が無いこととする．

2.4 信号による交通制御

以前の水害避難ミクロモデルでは，経路上に信号は設置されておらず，歩行者は交差点でも各々が自由に好きな方向へ進む．しかし車両を含めたシミュレーションを行う場合，この挙動は非現実的である．車両が通行する避難モデルの場合，信号機による交通制御の再現は不可欠と言える．信号機による交通制御モデルとしては，流体モデル，車追従モデルなどがあるが，本研究では狩野ら(2002)の提案したセルオートマトンモデルを参考に，次のような道路ペアに着目した制御モデルを検討した．一般に交差点においては，同時に両方向が通行可能となる道路のペアが１つ存在する．しかし，交差点には十字路だけではなく，三叉路や五叉路があり，どの道路同士がペアになるかは自明ではない．広範囲の避難フィールドを設定する場合，実際の制御状況を観察して再現するのも困難である．

そこで，本研究では数値地図2500から得られるArcの接続関係から基本的にはより直線に近い2本のArcをペアにす

るアルゴリズムを考案した．

信号機による交通制御は，一つのNodeに結節したArcのペアの設定と，ペアごとに設定された信号保持時間によって表現される．

(1) 道路ペアの設定

信号制御を行う交差点にあたるNodeについて，下記の手順で道路ペアを設定していく．

① Arc の xy 平面上の傾き tan θ を計算する(x:東西方向 y:南北方向)
② 傾きの差が 0 に最も近い 2 本の Arc を第 1 ペアとする
③ 第 1 ペア以外の Arc において，傾きの差が最も近い 2 本の Arc を第 2 ペアとする
④ 以下，順次繰り返し
⑤ Arc が残り 1 本になった場合，その Arc 1 本でペアとする

以上の手順で，三叉路以上の全ての形状の交差点について道路ペアを設定する．

(2) 制御ルール

道路ペアごとに信号保持時間を設定し，これによって道路の重要度や道路種別などを考慮した信号制御が可能となる．交差点での信号制御は以下の手順で行うものとする．なお，移動可能な状態とは，車両・避難者共にそのArcからその他全てのArcへの流入を許可されている状態を言う．

① 第 1 ペアに属する Arc を移動可能とする
② 第 1 ペアの信号保持時間が経過した後，第 2 ペアのみ移動可能とする
③ 第 2 ペアの信号保持時間が経過した後，第 3 ペアのみ移動可能とする
④ 以下繰り返し[Fig. 3]

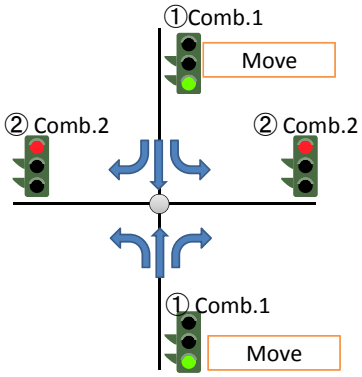


Fig. 3　Signal control rule

(3) 待ち行列と流入制限

Arcの端点，すなわち交差点に到達した避難者は，自身が乗っているArcの状態が(2)で言う移動可能であれば，次に進むべきArcに進む．移動可能でなければ，静止してステータスが変わるのを待つ．その際，後続の避難者が到達した場合は先着の避難者の後ろで待機し，待ち行列を作る．

そのArcに多数の避難者が存在し，待ち行列がArcの反対側の端点まで到達した場合，他のArcからそのArcへの流入を不可とし，そのArcに進もうとする避難者は端点で待機する．つまり，複数のArcにわたって待ち行列を作る[Fig. 4]．

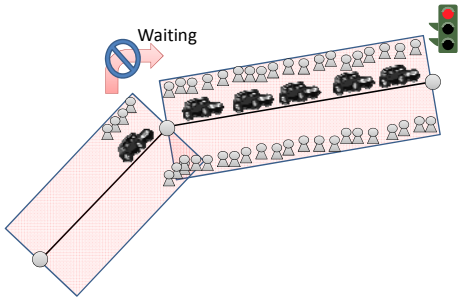


Fig. 4　Waiting line

3 適用と考察

3. 1 適用地域

滋賀県東浅井郡虎姫町の一部（2010年1月1日に長浜市と合併）を適用地域とした．虎姫町は人口5,582人（2005年），面積9.45km^{3}の町である．南端には一級河川の姉川，東端にはその支流の高時川があり，これら河川の堤防に囲まれている．両河川は，洪水時には相当な被害を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．堤防が決壊すれば，平坦な町内に水が大量に流れ込んで滞留することが予想されている．滋賀県が2012年に作成した「地先の安全度マップ」によると，生起確率が100年に一度の洪水で，ほぼ町内全域で3.0m以上の浸水，両河川の合流地点付近の住宅地では4.0m以上の浸水が予想される．

3. 2シミュレーションの初期条件

(1) 避難フィールドの設定

適用地域内の空間スケールは南北方向に3000m，東西方向に4000mとする．[Fig. 5] は適用地域の航空写真で，[Fig. 6]は適用地域をデジタル道路ネットワーク化したものである．[Fig. 6] の領域を避難フィールドとして，シミュレーションを行う．なお道路幅は，一般的な市町村道に適用される道路構造令の道路区分第3種3級を適用し，一律に片側6m（歩道3m・車道3m）の計12mとしている．なお，簡単の為に歩行者と車両の交差は考えず，それぞれ個別にシミュレートする．フィールド内の主要100交差点には信号機を設置し，交通制御を行う．Arcの各組の信号保持時間は60秒とし，60秒毎に信号を切り替える．避難所は適用地域のほぼ中央に位置する災害時避難場所の虎姫高校とする．

(2) 避難者の設定

歩行者5500人及び車両2000台を避難フィールド内にランダムに配置する．但し，混雑の避難行動への影響を把握し



Fig. 5 Study ar ea (Torahime t own) (Copyright Cnes/Spot Image, Digital globe, Geo eye)

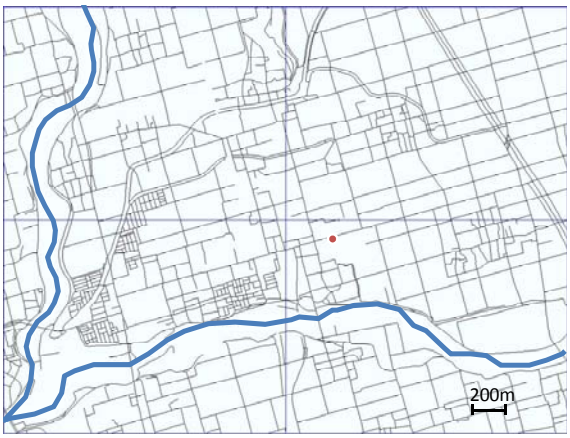


Fig. 6 Digital street network of study area

やすくする為，すぐに目的地にたどり着く周囲500m四方には配置していない．

避難者の歩行速度は，実際はみな一律ではない．年齢や性別，怪我や疾病の有無などによって異なる．岡本ら[19]は避難行動中の速度を成人男性・成人女性・子供及び高齢者の３グループに分けて定義し，避難シミュレートすることを提案している．そこで本研究では，歩行者の基本の速度は，平均1.1m/s，下限0.55m/s，上限1.65m/sの分散$\sigma^2 = 0.05$の三角形分布に従うとする．車両については基本の速度8.3m/sとする．各避難者は一斉に避難を開始し，最短経路をとりながら目的地に向かって移動する．目的地にたどり着いた避難者は避難完了としてフィールドから除外する．

計算ステップは1秒とし，ステップごとに避難完了者数を計測した．なお，混雑や信号制御の影響のみを比較するため氾濫解析データは用いてない．

3.3 歩行者の避難行動

[Fig. 7]は，避難行動開始直後から100分後までの，避難完了者数を示したグラフである．点線が，混雑の影響を全く考慮しなかったケース，破線が信号機による交通制御を行わなかったケース，実線が信号機による交通制御を行ったケースである．

混雑を考慮しないケースでは避難開始後53分までにほぼ全ての避難者が避難完了している．他２ケースでは，時間が経つにつれて避難完了者数の伸びが緩やかになるが，これは目的地付近や多数の歩行者が流入する経路で滞留を起こしているためであると予想される．信号による交通制御を行ったケースは，行わないケースに比べて初めの時間帯は避難完了者が少なくなるが，38分あたりで逆転する．最終的な避難完了者数も3227人となり，交通制御を行わないケースの2607人より多くなる．

これにより，水害避難時のような多くの歩行者が一カ所を目指して移動する場合でも，信号機による交通制御は歩行者の滞留抑制に一定の効果がある．

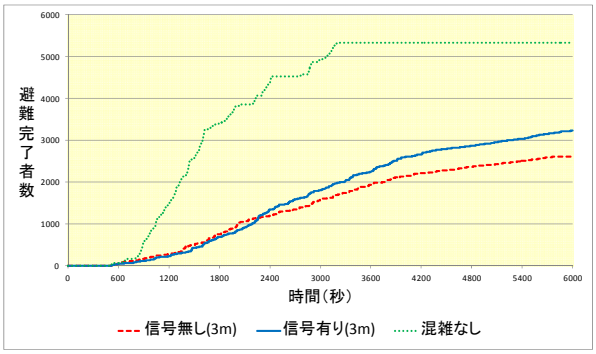


Fig. 7 The number of pedestrians who complete evacuating

3.4 信号保持時間の影響

[Fig. 8] は，信号保持時間を30秒，60秒，90秒，120秒と様々に変え，その他の初期条件は同様にしてシミュレーションを行った結果を示したグラフである．信号保持時間を30秒としたケースでは，2時間以内の避難完了者が2263人となり，信号を設置しないケースよりも少なく，かえって交通障害を引き起こしていることがわかる．信号保持時間を90秒としたケースでは，避難完了者が最も多く3395人であった．しかし，信号保持時間が最長の120秒のケースでは，2616人となっている事から，信号保持時間には，街路や避難行動の状況に対して適切な範囲が存在することがわかる．

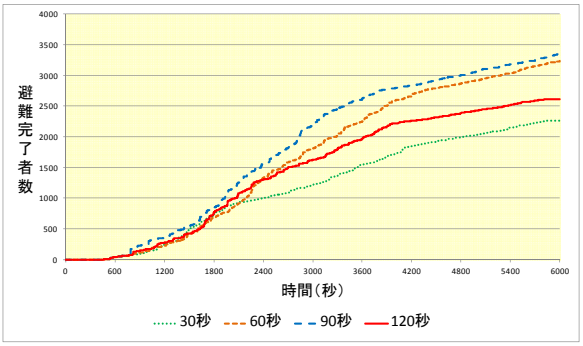


Fig. 8 The number of pedestrians who complete evacuating under various signal durations

3. 5 自動車による避難行動

[Fig. 9] は自動車の避難行動開始直後から20分後までの，避難完了台数を示したグラフである．点線が追従行動などの車両特有の挙動を考えずにモデル化した自動車エージェントを用いたケースで，実線が2. 3でモデル化した自動車エージェントを配置したケースである．前者のケースでは，開始後10分までに全ての車両が避難完了している．この時，実際の道路の基本交通容量は1250台/hであるのに対し，目的地付近の道路では最大で3000台/h程度の交通量が発生しており，現実に起こるとは想起しにくいほど遅滞なく車両が進行している．これは，自動車特有の挙動を表現していない影響と考えられる．たとえば，青信号になった後の発進時にすぐに巡行速度に達するが，現実にはそのような事は起こらず，徐々に速度を上げていく．また，減速過程においても，前方の車両が1秒後に衝突する距離に近づくまで減速をしないが，現実の減速はもっと早いタイミングで行われる．つまり，より現実的な自動車行動モデルであれば，もっと信号による影響を受けるはずであると考えられる．

しかし，本研究で提案する後者モデルでは，信号や自動車の混雑の影響による遅滞が表現できており，概ね妥当な結果が得られていると考えられる．

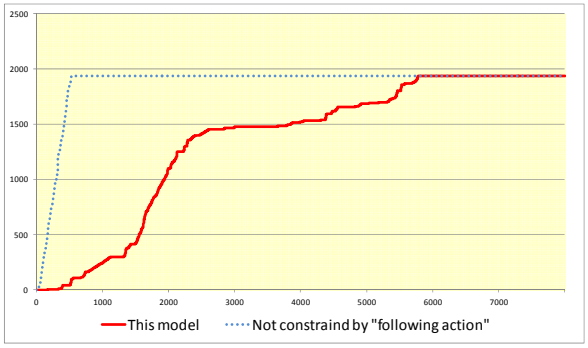


Fig. 9 The number of cars who complete evacuating

4．結論

本研究では，水害時における信号による交通制御避難が避難シミュレーションに及ぼす影響を探るため，信号機を導入した避難場によるシミュレーションモデルを開発した．実際の地域に適用した結果，多くの歩行者が避難所等の特定の地点を目指して移動する災害避難時においても，信号による交通制御は避難経路上の避難者の滞留等を抑制する効果がある可能性が示された．ただし，信号保持時間等の設定は，避難経路や避難行動の実際に合わせて適切に行われる必要がある．また簡易な自動車行動モデルを用いて，自動車を用いた避難者への信号機による交通制御の影響や渋滞の一部を表現できた．しかし，避難場あるいはその近辺におけるキャパシティを無限として設定している点など改良を要する部分がある．現実には，目的地に到達した車両は敷地内もしくはその周囲に駐車されるはずであり，それらの駐車車両は経路上の障害物となり，ある程度時間が経過して多くの車両が集中すれば混雑の原因ともなるはずである．

また，現在のようなクルマ社会においては，水害時の自動車を利用した避難による交通障害や，避難に使われた自動車が水没する危険性，また避難経路上で立ち往生して歩行者にとっても新たな障害物となる危険性が指摘されている．実態に即した避難シミュレーションを可能とする為には，自動車と歩行者の交差や，浸水深や流速の自動車への影響などを含めた総合的なシミュレーションが必須である．また，本研究で開発した信号による交通制御と簡易な自動車挙動を再現したモデルは，そのようなモデルの開発につながる重要な1ステップである．

参考文献

赤羽,大口,吉井,堀口(2002)：交通シミュレーションモデルの実用化に向けての課題,土木計画学研究・講演集No.20(1),1997

岡本睦，目黒公郎(2007)：避難行動シミュレーションに基づく避難困難度マッピングシステムの構築，生産研究，Vol.59，No.3，pp. 37-40.

片田敏孝・淺田純作・桑沢敬行(2000)：GISを用いた災害情報伝達のシミュレーション分析，土木情報システム論文集，Vol.9，pp.49-58.

狩野,小塚(2002)：ＣＡ法による広域道路交通シミュレータを用いた経路案内方式の評価，情報処理学会,高度交通システム研究会ITS-10-6, pp. 37-43.

後藤仁志・原田英治・久保有希・酒井哲郎(2004)：個別要素法型群衆行動モデルによる津波時の避難シミュレーション，海岸工学論文集，第51巻，pp. 1261-1265.

鈴木介・今村文彦(2005)：住民意識・行動を考慮した津波避難シミュレーションモデル，自然災害科学，Vol.23，

No.4，pp.521-538.

高棹琢馬・椎葉充晴・堀智晴(1993)：住民意識の変化過程を考慮した水害避難モデルの設計，水工学論文集，第37巻，pp. 239-244.

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，Vol.509，Ⅱ-30，pp.15-25.

高橋保，中川一，東山基(1970)：洪水氾濫水の動態と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.

高山,亀谷,中村,飯田(1993)：信号交差点を組み込んだ時間交通量配分モデルによる渋滞列長の分析,土木学会第47回年次学術講演会講演概要集,pp432-433.

建部謙二，中島一(1990)：静止した障害物に対する単独歩行者の回避行動，歩行者の回避行動に関する研究(Ⅰ)，日本建築学会計画系論文集，第418号，pp.51-57.

建部謙二，辻本誠，志田弘二(1994)：回避行動開始点の判定と前方回避距離，歩行者の回避行動に関する研究(Ⅱ)，日本建築学会計画系論文集，第465号，pp.95-104.

首都直下地震避難対策等専門調査会(2008)：中央防災会議第9回報告.

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，京都大学博士学位論文

花島健吾・大澤豪・堀智晴・野原大督(2012)：経路上の混雑及び障害物の影響を考慮した水害避難行動モデル，水工学論文集，第56巻，184-189.

深草新・戸田圭一・宇野伸宏(2008)：内水氾濫に起因する道路交通障害予測に関する研究，河川技術論文集第14巻，土木学会水工学委員会河川部会，pp.223-228, 2008.

堀口良太,小根山裕之(2002)：適用事例を通した交通シミュレーションの利用実態の分析と利用促進の課題，土木学会，土木学会論文集IV，Vol.709，No.IV-56，pp.61-69.

矢守克也・杉万俊夫(1992)：横断歩道における群集流の巨視的行動パターンの計量に関する研究-コンピューターグラフィックスによる計量-，社会心理学研究，第7巻第2号,pp.102-111.

Floyd, Rob ert W(196 2) :"Algo rithm 97 : Shortest Path", Communications of the ACM **5** (6), 345-.

Hori, T. and Shiiba, M(2004) : "Micro Model Simulation Tools for Per formance-based De sign of a Flo od Ri sk Management System", J. Na tural Di saster Sc ience, Ja pan S ociety for Na tural Disaster Science, 26(2), 73-80.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

佐用川流域における洪水氾濫統合解析システム構築に関する基礎的研究

Fundamental Study on Development of Integrated Runoff System Considering Flood and Inundation Events at Sayou River Basin

戸田淳治・浜口俊雄・田中賢治

Junji TODA, Toshio HAMAGUCHI, and Kenji TANAKA

Synopsis

We demonstrate the performance of the integrated runoff system to prepare for a flood disaster. To be concrete, we try a reproduction calculation featuring flood and inundation events at the Sayou River basin. To reduce the victims of flood disasters, let us at first show directions on evacuation decision for the river management administrators and the concerned residents using evacuation-warning system to be proposed in this research. We start with the simulation on floods to consider the above-mentioned system.

キーワード: 洪水災害，流出氾濫統合システム，外水氾濫，内水氾濫
Keywords: flood disaster, integrated runoff system, flooding, inundation

1. はじめに

1.1 研究の背景

昨今の気候変動により，防災上注意･警戒を要する気象現象(大雨など)が発生する頻度が増加し，防災システムの不備のため，これまで数多くの方々が洪水災害や土砂災害など自然災害の犠牲となってきた．Table 1 に示されるように，風水害による死者･行方不明者が毎年コンスタントに発生している現状がある．

このため自然災害に対する備えを強化し，よりきめの細かい防災システムの整備が喫緊の課題となっている．

1.2 研究の目的

自然災害による犠牲者を一人でも減らすため，我々は気象分野，土木分野，IT 分野の融合及びコンピュータと人の融合による包括的な防災システムの構築を目指している．本研究は洪水災害や土砂災害の予測から避難警報に至るまでのプロセスをシステム化し，防災情報を必要とする人々が避難に対する意思決定を行う上での指針を示すことを最終的な目標とする．そしてそれぞれの事例に対し，気象，災害，情報伝達の３つの側面から考慮すべき事柄を検証することも同時に行う．ただ今回は洪水災害対策に焦点を絞った内容を報告する(Fig.1 に示した赤枠部分)．

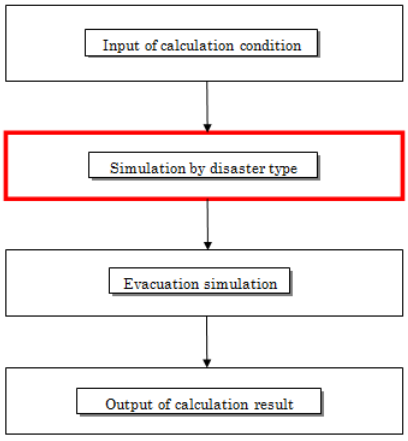


Fig.1 Evacuation warning system overview

Table 1 Breakdown of the dead or the missing by natural disasters
(source: white paper on disaster prevention)

年	風水害	地震・津波	火山	雪害	その他	合計
平成 5 年	183	233	1	9	11	437
6	8	3	0	21	7	39
7	19	6,437	4	14	8	6,482
8	21	0	0	28	35	84
9	51	0	0	16	4	71
10	80	0	0	28	1	109
11	109	0	0	29	3	141
12	19	1	0	52	6	78
13	27	2	0	59	2	90
14	20	0	0	26	2	48
15	48	2	0	12	0	62
16	240	68	0	16	3	327
17	48	1	0	98	6	153
18	87	0	0	88	2	177
19	14	16	0	5	4	39
20	21	24	0	48	7	100
21	76	1	0	35	3	115
22	31	0	0	57	1	89
23	125	18,880	0	132	0	19,137

2. モデルの説明

2.1 概要

本研究では，2009 年 8 月に兵庫県で発生した，佐用町水害を取り上げる．記録的な大雨により洪水氾濫，がけ崩れ等が発生し，人的被害が 20 名程度に及ぶ甚大な災害となった．とりわけ特徴的だったのは，犠牲者の多くが避難行動中に被災したことである．

このような洪水災害に対抗する手段として，流出予測及び氾濫予測を行うための流出氾濫統合システムが構築された．Fig.2 にその概念図を示す．

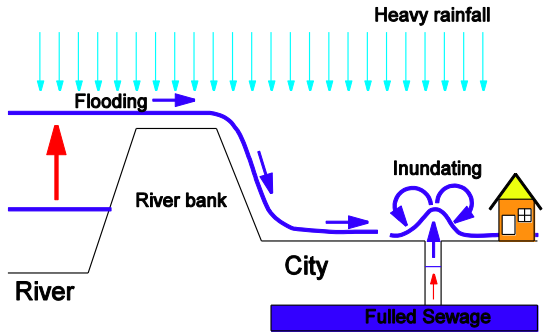


Fig.2 Integrated runoff system overview

2.2 流出モデル(HydroBEAM)

本モデルは外水氾濫に対する流出モデルとして使用した．空間解像度は1km，計算時間間隔は10分とした．Fig.3 はモデル概念図，Table 2 は使用データの一覧である．

以下にモデルの概略を列挙する．

・鉛直構造はＡ層～Ｃ層とし，Ｄ層は考慮しない
・地表面，Ａ層，河道に対しては Kinematic wave 法を使用
・Ｂ層及びＣ層に対しては線形貯留法を使用

本研究では手始めとして再現計算を行った．世界測地系(JGD2000)を基にしてデータ処理を行ったため，以下のデータを扱う際は注意が必要である．

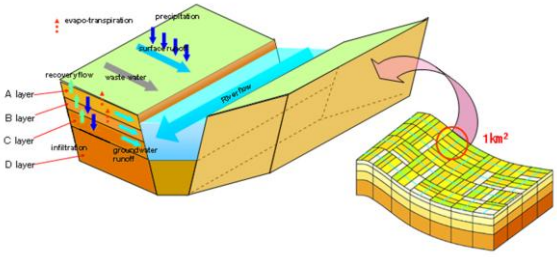


Fig.3 HydroBEAM overview

Table 2 Dataset used in HydroBEAM

データ名及び内容	測地系	空間解像度	時間解像度
W07_52M(流域･非集水域メッシュ)	日本測地系	1km	-
W15-52L(流路データ)	世界測地系	-	-
W13_52T(河川台帳)	-	-	-
L03-a-06(土地利用データ)	世界測地系	1km	-
DEM_10m(標高データ)	世界測地系	10m	-
analysis precipitation(解析雨量)	世界測地系	1km	1時間毎
water level observation(水位観測データ)	-	-	1時間毎

＊W07_52M

世界測地系と日本測地系(Tokyo Datum)の位置のずれ(Fig.4)を考慮して，世界測地系のメッシュで流域メッシュを抽出

＊W15-52L

ArcGISの「空間検索」で河道メッシュを抽出

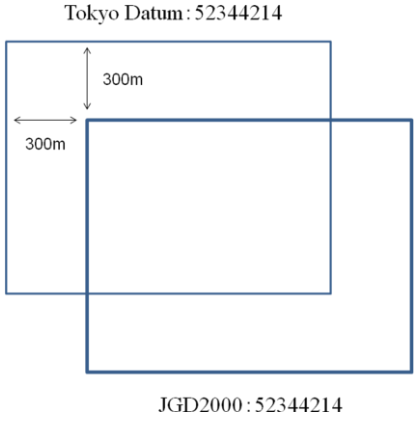


Fig.4 Handling for geographical coordinate system

これらのデータを用いて対象流域の落水線を算定したのが Fig.5 である．

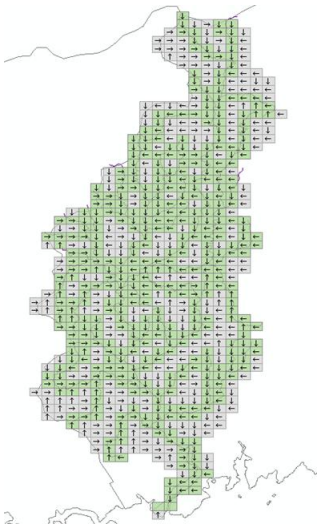


Fig.5 Flow direction map in Chikusa river basin

2.3 氾濫モデル(内･外水氾濫マクロモデル)

最初に本モデルの基礎式を以下に示す．連続式は式(1)，運動式は式(2)で与えられ，基礎式(3)を得る．導出過程は巻末に記した参考文献を参照されたい．

$$(1-\lambda)\frac{\partial h}{\partial t}=-\frac{\partial q_x}{\partial x}-\frac{\partial q_y}{\partial y}+r_e=-\frac{\partial}{\partial x}(u_m h)-\frac{\partial}{\partial y}(v_m h)+r_e \quad (1)$$

$$u_m=-\kappa_x\frac{\partial h}{\partial x},\quad v_m=-\kappa_y\frac{\partial h}{\partial y} \quad (2)$$

$$(1-\lambda)\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left(\kappa_x h\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\kappa_y h\frac{\partial h}{\partial y}\right)+r_e \quad (3)$$

ここに，h：水深，λ：建物占有率，q_x,q_y：x, y 方向の流束，r_e：有効降雨などの流入強度，u_m,v_m：x,y 方向の平均流速，κ_x,κ_y：x,y 方向の氾濫伝達係数である．

本モデルは氾濫流動を表す微小要素を集約化することで流出モデルと同じ格子スケール(1km)で解析可能となるよう構築された．当然1kmより小さい計算格子でも流出解析の出力データを調整することで適用可能となる．また外水氾濫と内水氾濫の両方に対応し，内水氾濫に対する流出解析をも含む．空間解像度は1km，計算時間間隔は10分とする．Table 3 に使用データの一覧を示す．

次に以下のデータに関して補足説明する．

＊BldA, BldL

建物占有率の算定に使用．ArcGISの「インターセクト」「ディゾルブ」「ジオメトリ演算」等を用いてメッシュ毎の面積比を算出する．

被災地点(後述)を含む３次メッシュ(52344214)と建築物，及び河道を重ね合わせたものがFig.6である．建物占有率は「0.019399」とかなり小さい値である．

＊water level data 及び BI, HI

HydroBEAMの出力データ．本間の越流公式を用いたメッシュ毎の越流量の算定に使用．

具体的にはこれら各メッシュの水位データ等が氾濫モデル入力データとなることで，両モデルは統合され一元的な扱いが可能となっている．

Table 3 Dataset used in inundation model

データ名及び内容	測地系	空間解像度	時間解像度
DEM_10m(標高データ)	世界測地系	10m	-
BldA, BldL(建築物及び建築物の外周線)	世界測地系	-	-
water level data(水位データ)	世界測地系	1km	１0分毎
BI, HI(川幅及び計画高水位)	世界測地系	1km	-
inundation depth record(浸水深実績データ)	-	-	-
analysis precipitation(解析雨量)	世界測地系	1km	１時間毎



Fig.6 Superposition (3rd mesh， BldA， and W15-52L)

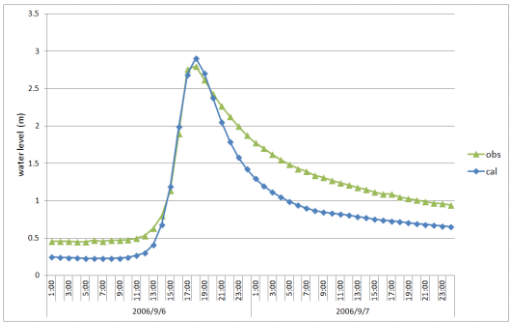


Fig.8 Hydrograph at Enkohji (2006 event)

Fig.8に関しては，ピーク前後の基底水位が低く計算されていることが問題点である．

3. 算定結果と考察

3.1 流出モデル

最初に千種川流域のサイトマップをFig.7 に示す．



Fig.7 Site map in Chikusa river basin

今回注目するのは中流域にある円光寺という観測地点である．まず当該地点で氾濫が発生していないと思われる2006年9月の事例で再現計算を行った．モデルのパラメータ等を調整して導いた結果がFig.8及び Fig.9 である．

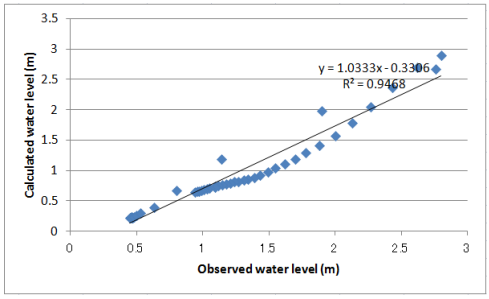


Fig.9 Comparison of water level at Enkohji (2006 event)

次に上記事例と全く同じパラメータを用いて2009年8月における再現計算を行った．その結果をFig.10に示す．なお，ここでは観測された水位データをH－Q式を用いて流量データに変換している．また，ピーク流量を記録してから観測値が 0 になっているのは観測機器の故障のためである．ただ，ピーク前の時間帯で観測値が計算値より小さくなっていることが問題点である．

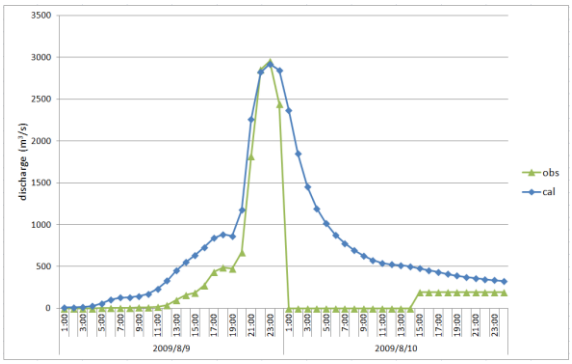


Fig.10 Hydrograph at Enkohji (2009 event)

3.2 氾濫モデル

まずFig.11に氾濫計算を行う対象となるメッシュ位置を示す．水色で囲んだメッシュの内，左側が越流地点を含むメッシュ，右側は氾濫流が拡散するメッシュである．同時に右側メッシュは2009年の大雨事例に関し，幕山川付近での避難行動中の被災地点を含んでいる．またFig.12は幕山川付近の浸水実績図を表しており，灰色の丸印は被災地点を示している．なお、被災地点付近の浸水深は70cm程度であった．

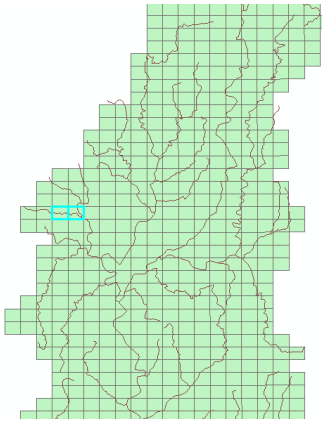


Fig.11 Target 3rd mesh on inundation simulation

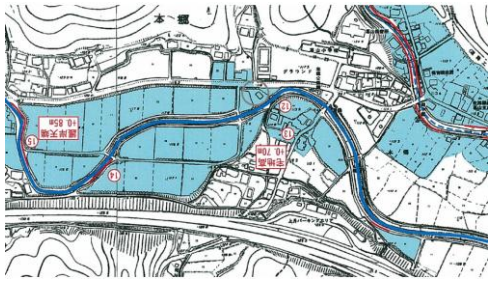


Fig.12 Flood area map (near the Makuyama river)

さて本題の計算結果の評価手法であるが，内･外水氾濫マクロモデル(H_model)とは別に平面氾濫解析モデル(K_model)を入手し，両者の計算精度を比較した．

まずは K_model の基礎式を以下に示す．連続式は式(4)，運動式は式(5)及び式(6)で与えられる．詳細は巻末の参考文献を参照されたい．

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial (uh)}{\partial x}+\frac{\partial (vh)}{\partial y}=0 \tag{4}$$

$$\frac{\partial (uh)}{\partial t}+\frac{\partial (u^2h)}{\partial x}+\frac{\partial (uvh)}{\partial y}+gh\frac{\partial h}{\partial x}=-\frac{gnu\sqrt{u^2+v^2}}{h^{4/3}} \tag{5}$$

$$\frac{\partial (vh)}{\partial t}+\frac{\partial (uvh)}{\partial x}+\frac{\partial (v^2h)}{\partial y}+gh\frac{\partial h}{\partial y}=-\frac{gnv\sqrt{u^2+v^2}}{h^{4/3}} \tag{6}$$

ここに，h：水深，u,v：x,y 方向の実流速成分，n：マニングの粗度係数である．

K_modelの空間解像度(50m)に対し，H_modelの空間解像度を1000m としたときの浸水深の算定結果を比較した図が Fig.13である．これを見ると，H_model の浸水深が少し大きめの値を示しているが，今後パラメータのより正確な同定等を行うことで両者の算定結果は近づき，空間解像度(1000m)での H_modelの有効性を示すことができると思われる．

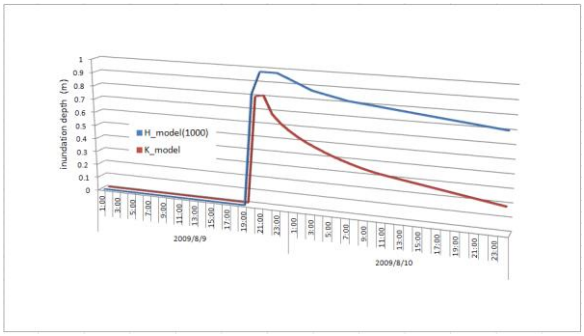


Fig.13 Comparison of Inundation depth result

次に，外水氾濫に加えて内水氾濫も考慮した再現計算(out_in)を行い，外水氾濫のみを考慮した浸水深結果(out)と比較した図がFig.14である．

両者とも時間の経過と共に浸水深は低減するが，排水能力を示すパラメータの違いにより低減スピードは異なっている．

再現計算(out_in)のピーク値が大きいなど今後計算精度を上げる必要があるが，外水氾濫と内水氾濫の両方に対応するモデルの存在価値は高く，今回はその有効性を示すための第一歩である．

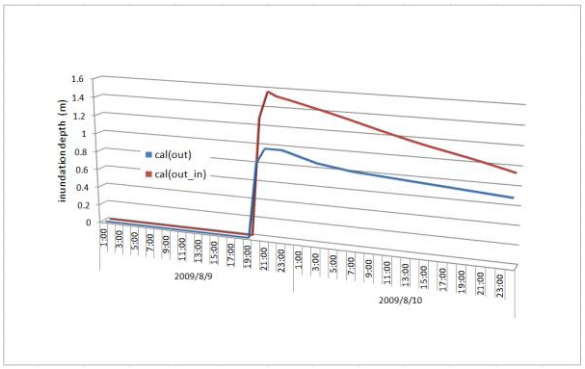


Fig.14 Change of inundation depth by disaster

4. 今後の課題及び展望

今回は洪水災害対策としての洪水氾濫統合解析システムの構築について述べたが，現状ではシミュレーション精度が不十分である．そのため，さらなる計算精度の向上に向けた取り組みを行わなければならない．以下に現状の問題点を列挙する．

＊モデルのキャリブレーション

モデルパラメータを対象流域ごとに変化させる必要があり，またその決定に対し多大な時間を要する．

＊観測データの同化

流出モデルに関しては河川の正確な水位及び流量，氾濫モデルに関しては河川からの正確な越流量を算定するため，河川の断面データが入手できると計算精度の向上につながる．また，対象地域の排水能力がデータとして整備されていればなお良い．

次に今後の展望として，まずすべきことは氾濫計算を行う際の格子サイズ及び計算結果としてのグリッドスケールを避難モデルに適合するように決めることである．さらにリアルタイムでの避難予測を行うに際してメッシュが細かすぎると予測精度が良くなる反面計算時間が増大し避難の意思決定が間に合わなくなったり，逆にメッシュが粗すぎると計算精度が不十分でユーザの信頼を損なう可能性がある．このような観点から適切なメッシュサイズを選定することが求められる．

参考文献

井本昂志，小尻利治，田中賢治，浜口俊雄(2008)：気候変動による流域水環境の変動特性に関する比較，京都大学防災研究所年報，第 51 号，pp. 799-813.

川池健司，井上和也，林秀樹，戸田圭一(2002)：都市域の氾濫解析モデルの開発，土木学会論文集 No.698.

佐藤嘉展，道広有理，鈴木靖，中北英一，小尻利治(2010)：気候変動に伴う木曽三川流域の流況予測，京都大学防災研究所年報，第53号，pp. 723-735.

浜口俊雄，小尻利治，Mukta SAPKOTA(2011)：分布型流出モデルと統合化可能な内・外水氾濫マクロモデルの開発，京都大学防災研究所年報，第54号B，pp. 673-682.

藤田一郎(2010)：平成21 年台風9 号による兵庫県佐用町河川災害について．

（論文受理日：2013年6月10日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

木津川における底生動物生息場としての瀬の形態の歴史的変遷

Historical Changes of Riffle Morphology for Benthic Invertebrate Habitats in the Kizu River

小林草平・竹門康弘

Sohei KOBAYASHI and Yasuhiro TAKEMON

Synopsis

To understand qualitative and quantitative changes of riffles as habitat for invertebrates associated with channel degradation, field surveys of riffles and aerial photo analyses were conducted in the Kizu River. We classified 4 types of riffles based on geomorphologic characteristics. Taxonomic richness and biomass of invertebrates differ largely among the 4 types, and they were greater for the types with coarser bed materials, which provide sufficient stability and interstices for invertebrates. Aerial photo analysis suggests that despite the decrease of total riffle area since 1948, invertebrate biomass and taxonomic richness at reach-scale have recently increased in the Kizu River.

キーワード: 河川，河床低下，瀬，河床粒径，底生動物
Keywords: River, Channel degradation, Riffles, Bed materials, Benthic invertebrates

1. はじめに

国内の多くの河川で，砂利採取やダム建設により河川内土砂量が減少し河床が低下している（末次，2009）. 河川では水流と土砂が織り成す河床地形が，生物の生息場として機能し，生物の生産力や多様性を高めている（Takemon, 1997; Bilby et al., 2003）．河川内の砂利採取や上流のダム建設に起因する過度な土砂の減少は，特定あるいは様々な生物の生息場を消失させる恐れがある．例えば，サケ科魚の産卵床は，適度な小礫と流速の存在のもとに形成されるため，十分な小礫の供給及びその入れ替えがないと産卵床としての質が失われる（Coulombe-Pontbriand and Lapointe, 2004; Moire et al., 2008）．河床低下が生態系に及ぼす影響に対しての関心は増えつつあるが，そのプロセスである河床地形や生息場の分布や質の変化についての理解は十分ではない.

河川では，河床土砂の侵食と堆積により，瀬淵構造という瀬（流れが速い浅場）と淵（流れが遅い深場）が交互に出現するパターンが見られる（可児，1944 ; Leopold et al., 1964）．瀬は底生無脊椎動物（以降，底生動物）の生物多様性と生産力の高い場であり（Grubaugh et al., 1997; 西村ら，2001），魚類の食物の観点からも重要である．また，瀬の河床による流下有機物の捕捉や底生動物による有機物の消費は，河川内有機物の除去を意味する（Takemon et al., 2008; Ock et al., 2010）．生物生息場としての瀬の質は礫径など河床条件によって大きく異なるが（小林・竹門，2012），近年の砂礫の減少に伴い瀬の量や質がどのように変化しているかの知見は少ない.

本研究は，近年河床低下が進む木津川において，瀬の底生動物生息場としての量と質の変遷を明らかにすることを目的とした．過去の生態系を把握するのは難しいが，現在見られる河床地形と底生動物群集の対応関係と，過去の航空写真上の河床地形情報を基に，木津川における瀬の変遷を推論した.

2. 方法

2.1 調査地

調査対象は淀川水系の木津川の下流部（0～25km 区間）である．木津川の下流部において流れは北上

し最終的に宇治川・桂川からの流れと合流する．0～25km区間において，河道幅は300-500m（一部800m），河床勾配は1/1200-1/1000，平均年最大流量は1800m^3/s，平水時の流量は25m^3/sである．花崗岩が多い地質のため細かい河床材料（<16mm）が優占する．この区間の中においても河道特性や瀬の形成に河川縦断的な違いがあるため，本研究では河川の景観や横断形状に基づき11k付近を境に上流と下流の区間に分けた［Fig. 1］．既存データによると，流心部における河床粒径（D_{50}）は，下流で4.3±2.2mm，上流で8.1±7.0mmであった（国土交通省，未発表データ）．

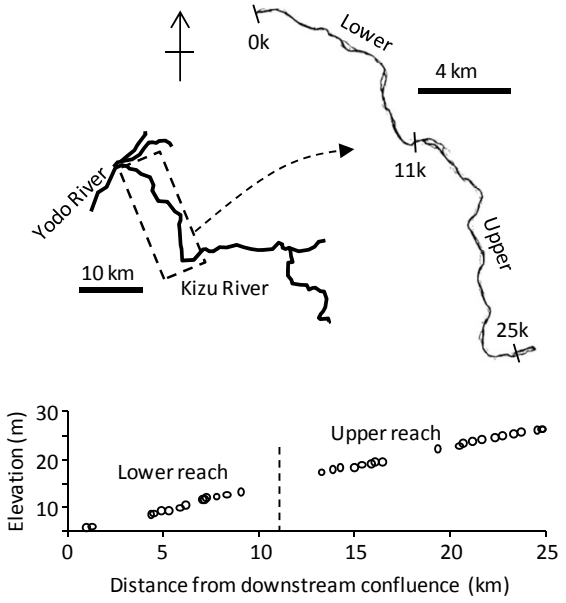


Fig. 1 A simple map of study river (up) and the longitudinal location of study riffles (down).

0～25km区間においては，下流や淀川本川における砂利採取や上流のダム建設により，1960年代から河床低下が生じている[Fig. 2A]．河床低下は上流区間では1960年代に急激に進行し，下流区間では現在に至るまで比較的均一の速度ないし90年以降にやや加速する形で進行している．これと共に河川の横断形状も変化した．区間による多少の違いはあるものの，大まかには，以前は平坦だった河床が現在は流路に相当する部分が掘られ河道内に高低差が生じた[Fig. 2B]. 流路と高低差が生じることで高水敷化した場所では，出水による撹乱に晒される頻度が減少したため植生が繁茂し，1960年以前と比べると河道内の裸地面積は半分以下に減った（河川生態学術研究会木津川グループ，2003；崔美景，未発表データ）．

2.2　瀬の定義

瀬は通常砂州の前縁部に生じ，縦断的に見て河床が盛り上がった部分に相当する（Gordon et al., 2004）．瀬は野外においては，速い流速と浅い水深に伴って，水面が十分に波立った場として他の場所（淵など）と区別される．また，瀬ではその上流や下流よりも水面幅が狭まり，水面が縦断方向に勾配を持つことが多い．航空写真上においても，河川内の砂州の前縁部，相対的に縮小した水面幅，流路方向の急激な変化によって認識することができる．

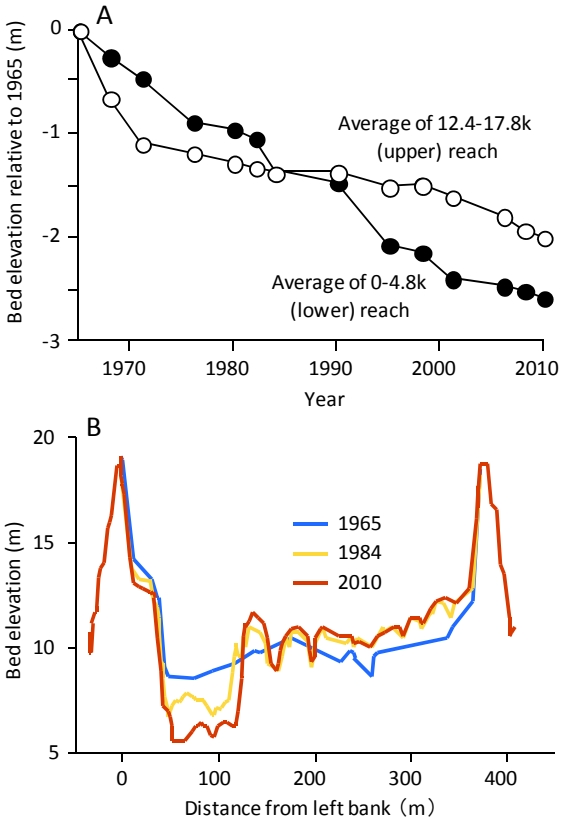


Fig. 2 (A) Changes of river bottom elevation in the Kizu River, (B) Cross-sectional profile of a site (2.0k) in different years.

本研究では木津川におけるこれまでの観察から，砂州前縁部の河床形状を基に4タイプの瀬（拡散I，拡散II，横断，集中）に区分した[Fig. 3]．流れが砂州前縁を横切るときの水面幅が広く，横切り方も平行に近い形である場合，その中に形成する瀬を「拡散型：Diverge」とした（砂州の前縁部や水面幅の狭まりが明瞭でないものをI型，明瞭なものをII型とした）．流れが砂州前縁を横切るときの水面幅は広いが，横切り方が垂直に近い形である場合の瀬を「横断型：Traverse」とした．横断型の瀬では，瀬の前後で流向がZ形のように変わるのが特徴である．流れが砂州前縁を横切るとき水面幅が狭い場合の瀬を「集中型：Converge」とした．流れは砂州前縁を垂直に近い形で横切り，瀬の前後で流れがS字に折れ曲がるのが特徴である．

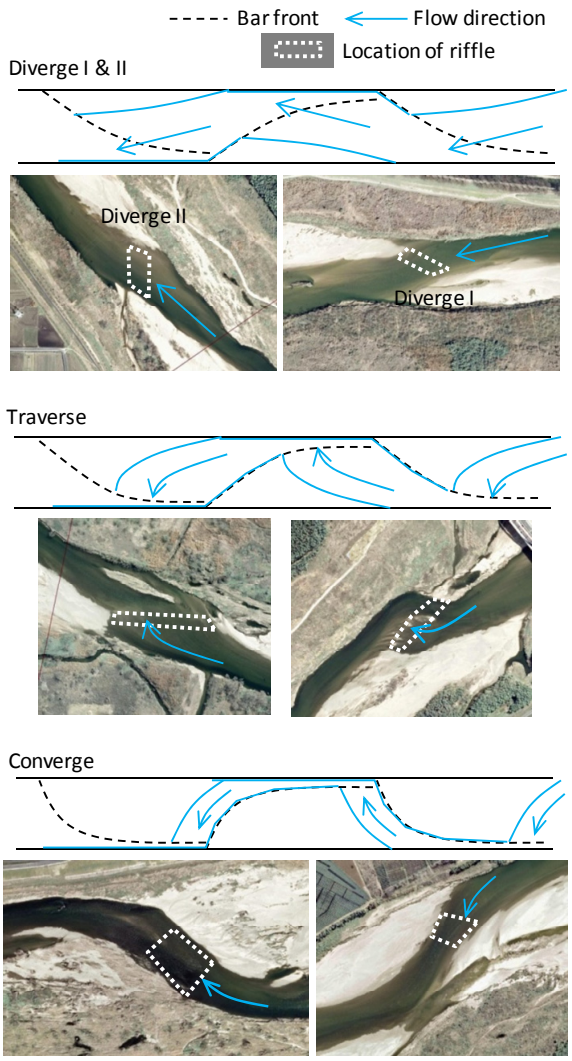


Fig. 3 Schematic view and aerial photos of 4 riffle types in the Kizu River. See text for the definitions.

2.3 野外調査と採集

瀬の物理特性の調査と底生動物の採集を2012年の8月の平水時に行った．木津川の対象区間において多数の瀬を調査するため，ボートを使用し上流から下流の瀬へ移動し，移動時間の短縮を図った．上流と下流区間で計32の瀬を調査した[Fig. 1].

各瀬においては，瀬の位置を携帯GPS（eTrex20J, ガーミン社）で記録し，瀬の長さや水面勾配をレーザー距離計（Impulse200, レーザーテクノロジー社）により計測した．瀬の始まり（上流点）と終わり（下流点）は川幅全体に広がる波立ちにより特定した．河床粒径の評価を行う目的で，川縁沿いの河床5箇所についてデジカメで撮影した．どの瀬も，上流側より下流側に位置する砂州の川縁で河床材料が粗い傾向にあり，本研究では基本的に下流側砂州の川縁で河床を撮影した．

瀬の3箇所で底生動物の採集を行った．瀬の中において縦断方向（上流側と下流側）や横断方向（流心部と川縁部）の底生動物群集の違いが考えられるため，基本的に上流側の流心で採集した．いずれも30cm方形枠を河床におき，下流側にDフレームネット（開口部：50×50cm，網目：0.25mm）を構え，枠内の石に付着したり，間隙に潜む底生動物をネットに洗い流した．3箇所から得られた底生動物サンプルは1つにしてエタノール80%で固定・保存した．

2.4 室内作業および解析

底生動物サンプルは1mmのフルイ上で洗浄し，フルイ上に残ったものについて底生動物とそれ以外の有機物に区分した．底生動物は可能な限り属や種レベルまで同定し個体数を計数した．分類群ごとに，余分な水分を取り除いた後に重量（湿重）を0.1mgまで計測した．湿重は採集面積である0.09m^{2}で除し，現存量（g/m^2）として表した．底生動物以外の有機物（>1mm）は60℃で48時間乾燥後に乾燥重量を1mgまで測定し，採集面積0.09m^{2}で除して堆積有機物量（g/m^2）として表した．

分類群ごとに重量を出現個体数で除して平均体サイズ（mg）を求めた．また，各分類群が好む河床粒径の指標（S）として，現存量で重み付けをした出現サンプルの河床粒径の平均値を算出した．

$$S = \Sigma\,(B_i \times D_i) / \Sigma B_i \qquad (1)$$

ここでBは現存量，Dは河床粒径（下記参照），iはサンプルである．

河床材料のデジカメ画像はImageJ（Schneider et al., 2012）を用いて粒径の計測を行った．画面上で格子を表示し，格子点に重なる粒子の25個分について長径（最長軸）と短径（最長軸と直交する軸）を計測し2径の平均値を求めた．各瀬において5枚の画像から計125の礫径を数値にした．

瀬の物理特性（長さ，水面勾配，粒径，有機物量）や底生動物群集の特性（分類群数，現存量）における4タイプ間の違いを検証するため瀬タイプ（4水準）と区間（2水準）を要因とする二元配置分散分析を行った．瀬タイプの影響が有意と認められた場合，Tukey's testによる多重比較を行い，違いが有意であるタイプ間を特定した．また，特性間に関係があるか検証するためSpearmanの相関係数（R_s）を求めた．

2.5 航空写真の解析

木津川の上空で撮影された1948年～2012年の7年分の航空写真において瀬を抽出し瀬の面積を求める作業を行った．他の年の航空写真も存在したが，平水時以外の撮影であったため瀬の判断には不適であり本研究では用いなかった．前述の定義に基づき，

Table 1 Physical characteristics of riffles with different types and results of ANOVA test

	Upper reach				Lower reach				Significant difference by ANOVA
	Di I	Di II	Tr	Co	Di I	Di II	Tr	Co	
Surveyed number	4	4	5	5	6	3	3	2	
Longitudinal length (m)	53.5 (13.7)	68.5 (28.3)	35.6 (13.4)	58.9 (33.5)	69.4 (40.4)	72.9 (21.6)	37.7 (12.5)	108.4 (7.3)	
Water surface slope (%)	0.06 (0.05)	0.22 (0.24)	0.67 (0.53)	0.80 (0.45)	0.03 (0.02)	0.15 (0.06)	0.49 (0.19)	0.27 (0.11)	Co > Di I, Di II Tr > Di I
Bed material size, D_{60} (mm)	37.7 (21.0)	43.9 (8.7)	71.3 (17.1)	99.2 (34.6)	16.7 (4.8)	30.7 (19.4)	38.4 (10.9)	56.9 (5.9)	Co > Tr, Di I, Di II Tr > Di II
Benthic POM (g/m^2)	0.93 (0.87)	0.80 (0.43)	4.59 (2.73)	4.84 (1.95)	0.62 (0.27)	0.83 (0.36)	1.27 (0.79)	5.89 (5.19)	Co,Tr > Di I, Di II

Di I: Diverge I, Di II: Diverge II, Tr: Traverse, Co: Converge

航空写真上でも，砂州前縁部において水面幅が前後より狭まった場所，あるいは急激に流れの方向が変化している場所を瀬とした[Fig. 3]．同様に，定義に基づき瀬をいずれかのタイプに区分した．GISソフト（ArcGIS version10, エスリ社）を用いて，航空写真上に瀬のポリゴンを作成して面積を計算し，上流と下流区間別に瀬タイプごとに総面積を算出した．総面積は区間距離で除して標準化（ha/km）した．

3. 結果

3.1 瀬のタイプと物理特性

調査した瀬の数は，拡散I型が10（上流4，下流6），拡散II型が7（上流4，下流3），横断型が8（上流5，下流3），集中型が7（上流5，下流2）で，計32であった．

瀬の長さにおいては，タイプ間で有意な違いは認められなかった[Table 1]．一方，水面勾配と河床粒径（D_{60}）は，拡散I型とII型に比べて横断型と集中型で有意に大きかった．現地において横断型や集中型の瀬は常に水面の波立ちが大きいことが確認され，水面勾配や河床粒径の大きさが関係していると考えられる．河床粒径について言い換えると，拡散I型やII型の多くは砂利（2−16mm）や礫（16−64mm）で，横断型や集中型の瀬の多くは石（64−128mm）で構成されていた．また，各タイプでは，下流区間よりも上流区間で水面勾配や河床粒径が大きかった．瀬の水面勾配と河床粒径には有意な正の相関があった（$R_s = 0.70$, $p < 0.001$）[Fig. 4A]．つまり，水面勾配が大きい瀬は河床粒径も大きく，こうした瀬が横断型や集中型であった．

河床有機物（ここでは1mm以上の粒状有機物，Benthic POM）の量も，拡散I型やII型に比べて横断型や集中型で有意に大きかった[Table 1]．河床有機物量は，河床粒径と有意な正の相関関係にあった（$R_s = 0.72$, $p < 0.001$）[Fig. 4B]．つまり，粒径が粗い瀬ほど有機物量も大きく，そうした瀬が横断型や集中型であった．

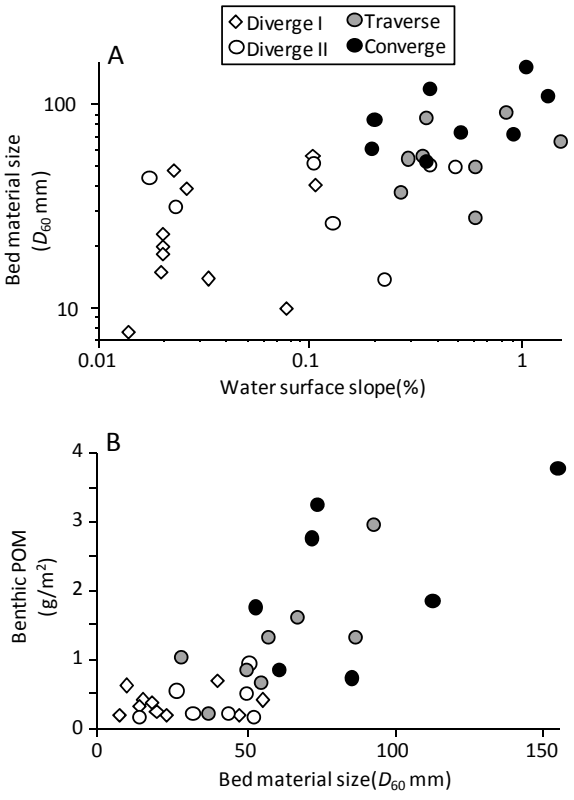


Fig. 4 Relationship between riffle characteristics

3.2 瀬のタイプと底生動物群集

底生動物現存量（湿重量/m^2）及び分類群数（サンプルあたり）は，拡散I型やII型に比べて横断型や集中型で有意に大きかった[Fig. 5]．現存量においては，

平均値が最大の集中型と最小の拡散I型の差は10−30倍であった．出現分類群数は，拡散I型に比べて集中型で多く（上流，下流区間とも13分類群），拡散I型に出現せず集中型に出現する分類群は多くいたが，逆の傾向の分類群はいなかった．各タイプにおいて，下流区間よりも上流区間で現存量や分類群数が大きかった[Fig. 5]．現存量と分類群数はそれぞれ河床粒径と強い正の関係にあった（現存量と粒径：$R_s = 0.84$, $p < 0.001$，分類群数と粒径：$R_s = 0.86$, $p < 0.001$）[Fig. 6]．河床粒径が大きい瀬が底生動物も多いことを示しており，こうした瀬が横断型や集中型であった．

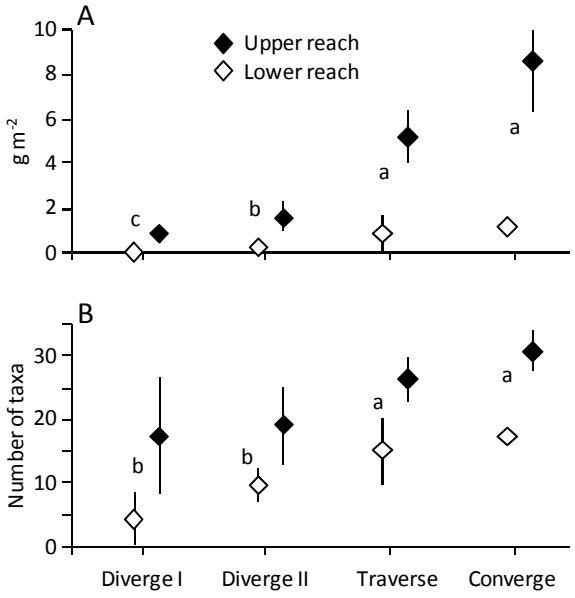


Fig. 5 Mean (±1SD) biomass (A) and taxonomic richness (B) of benthic invertebrates in each riffle type.

分類群によって河床粒径との関係が異なった．造網性トビケラの仲間［ウルマーシマトビケラ（*Hydropsyche orientalis*），オオシマトビケラ（*Macrostemum radiatum*）など］は，横断型や集中型で特に多く，河床粒径と現存量の関係は強かった．一方，カゲロウの仲間の多く［ミジカオフタバコカゲロウ（*Acentrella sibirica*），ヒメヒラタカゲロウ（*Rhithrogena sp.*）など］は，タイプ間で現存量の違いは不明瞭で，現存量は中間的な粒径の瀬に多い傾向にあった．

各分類群の平均体サイズ（mg）と選好粒径（定義は方法を参照）には正の相関がみられた（$R_s = 0.63$, $p < 0.001$）[Fig. 7]．ただし，生息型によってその傾向には若干の違いがあり，造網型（net-spinners）は体サイズに関わらず，比較的大きな粒径を選好する一方で，石の裏面の砂や石と石の間の空隙を利用する掘潜型（burrowers），匍匐型（clingers），滑行型（gliders）は体サイズとともに選好粒径が増大する傾向にあった．石の表面を主に利用する遊泳型（swimmers）は体サイズと選好粒径の関係性はみられなかった．

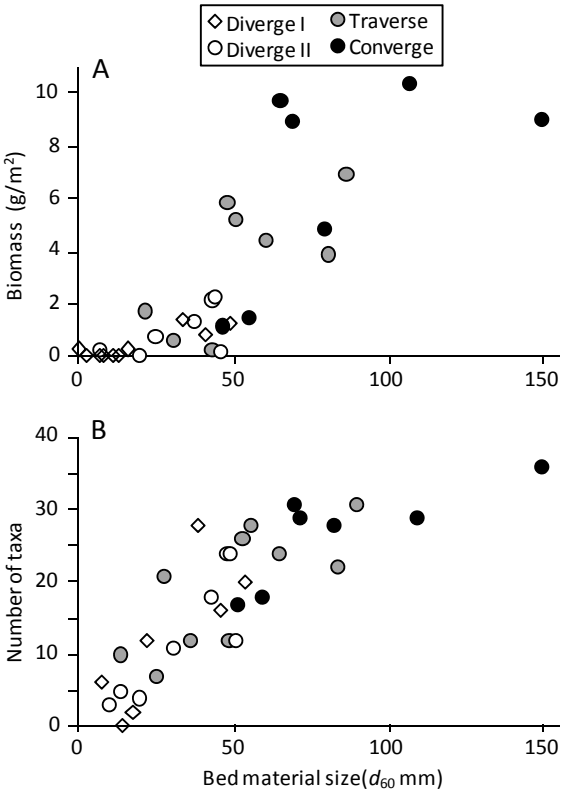


Fig. 6 Relationship between bed material size and invertebrates (A: biomass, B: number of taxa)

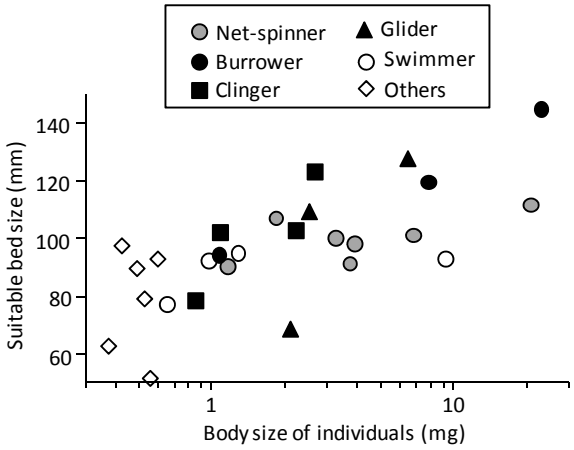


Fig. 7 Relationship between body size and suitable bed size among invertebrate taxa

3.3　瀬の面積とタイプの変遷

航空写真上において，上流も下流区間も瀬の総面積は1945年に最大であった[Fig. 8]．60年代と70年代にかけて総面積は減少する傾向にあった．2000年以降の瀬の総面積は下流区間では大きな変化はないが，上流区間では増加する傾向にあった．

上流区間も下流区間においても，1945年には瀬の

大部分を拡散I型が占めていたが，このタイプは年とともに減少した．下流区間よりも上流区間で横断型や集中型の瀬の割合が大きかった．これら2つのタイプは上流区間において2000年以降に増加していく傾向にあった．

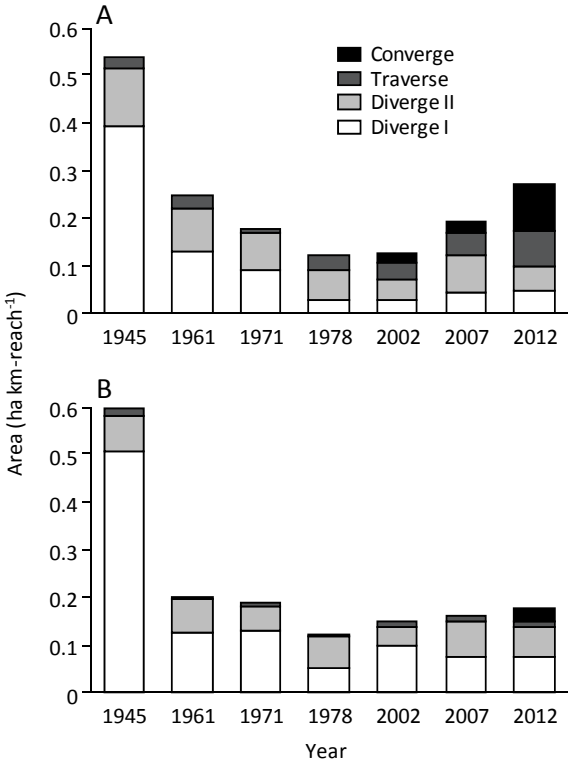


Fig. 8 Historical changes of riffle area and type composition determined by aerial photos (A: upper reach, B: lower reach)

4. 考察

4.1 瀬のタイプによる底生動物群集の違い

本研究から木津川において瀬のタイプによって底生動物群集は大きく異なることが示された．底生動物の現存量や出現分類群数が大きかった横断型や集中型の瀬は，水面勾配や河床粒径が大きく，また波立ちも大きく，一般に認識されている瀬の特徴が最も強く表れる瀬であった（つまり，もっとも瀬らしい瀬であった）．木津川の0～25km区間においては，どの瀬も似たような水温・水質条件下にあり，且つタイプごとに分布が特定の区間に集中するわけではないので，タイプ間の群集の違いに対する水温・水質の影響は小さいと言える．タイプ間の群集の違いには，瀬の形状に関わる物理環境（流れや底質）が大きく影響していると考えられる．

瀬のタイプによる底生動物群集の違いに粒径が強く影響していることが考えられる．これは，底生動物の現存量も分類群数も河床粒径と強い正の相関関係にあり，横断型も集中型も河床材料が大きいことから伺える．一地点内において，河床材料が泥や砂（<2mm）から石（64-256mm）へと大きくなるほど，底生動物の現存量や分類群数も増加することは世界の河川を通じて一般的であることが，著者らによって示されている（小林・竹門，2012）．本研究は，こうした関係が瀬を単位にしても見られることを示すものである．

瀬の底生動物にとって河床粒径が大きくなることには2つの大きな意義があると考えられる．一つは河床安定性の増加である．河床粒径が大きくなると，住処としての安定性が高まり，特に巣を張るなど基質に固着した生活を送る底生動物の生息が可能になる（小林ら，2010）．本研究においても，ウルマーシマトビケラをはじめとする造網性トビケラの仲間は特に粒径と現存量の関係が強かった．造網性トビケラでなくても，ある程度の河床安定性が底生動物の生息には欠かせない．例えば，多くのカゲロウの仲間が食物とする付着藻類が成長するには，生える基質（石）が一定の期間撹乱を受けずに安定的に存在する必要がある．また，移動はあまり行わずに縄張りを構える分類群もいて，そうした生活にはやはり基質の安定性を必要とする．

また，河床粒径が大きくなると，底生動物が潜める河床の空間（隙間）が増大すると考えられる．分類群ごとに選好する粒径を求めたが，底生動物の生活型によって体サイズと選好粒径の関係は異なった．造網型の底生動物は，体サイズに関わらず比較的大きい粒径を好んだ[Fig. 7]．自由に移動する底生動物の中でも，掘洗型，匍匐型，滑行型の分類群は，体サイズとともに選好する粒径が大きかった．これらは河床の空隙を必要とするグループである．一方，河床表面を主に利用する遊泳型の底生動物は，体サイズと選好粒径に関係性は見られなかった．こうした生活型による違いは，特に河床の隙間を利用する底生動物にとって，粒径により決まる隙間の大きさが生息を規定していることを示すものである．河床の粒径とともに有機物量が大きくなるのは，粒径とともに河床の空隙が増加し捕捉される有機物が多くなることを示している．

瀬のタイプによって水面勾配が異なることから，河床粒径だけではなく流速等の水理条件も異なると考えられる（本研究では流速は評価しなかった）．水理条件の違いや代表粒径では評価されない粒度分布なども底生動物群集に影響しうる要因である．

4.2 瀬のタイプの変遷

木津川において50年の間に瀬の面積やタイプ構成

が大きく変化したことが示された．瀬の面積は1945年に圧倒的に大きかったが，この時代のほとんどが拡散I型と判定される瀬であった．1945年の河道は，うろこ状あるいは網状で，各砂州が小さく高頻度にあるため，砂州の前縁部が散在していて捉えにくい．全ての小砂州の前縁に瀬が発達していない可能性もあり，その場合は今回の推定は過大評価となる．ただし，1960年代は浅場が多かったことは明らかであり（竹門ら，2013），少なくとも本研究の瀬の定義（ここでは浅くて流速が大きく波立つ場）に近い条件の場は，広く存在していたはずである．

近年になって横断型や集中型の瀬が増加しているのには，砂州形状や河床粒径の変化が関係していると考えられる．1970年代まで優占して見られるうろこ状，網状，複列砂州の河道では基本的に河床が平坦で（標高の高低差がない），流路は広くまた流向は河道の向きとほぼ平行である．こうした河道条件において見られる瀬は，拡散I型やII型がほとんどである．一方，横断型や集中型のほとんどが単列砂州にのみ見られる．近年木津川で優占して見られる単列砂州の河道では，砂州の一部は植生に覆われるほど個々の砂州は安定して存在し，また砂州と流路の間には高低差が生じている．そのため，砂州が流路の幅や向きに強く影響しており，流路の一部は川幅が狭まり，流向も大きく屈曲している．横断型や集中型の瀬の増加には，こうした砂州形状の変化（砂州の高低差の発達）が大きく関わっていると考えられる．

木津川においては河床低下に伴い河床粒径も大きくなっていると考えられる．横断型や集中型の瀬は河床粒径とともに水面勾配が大きいのも特徴である．大きな水面勾配を保つには，その水面勾配が生じる流れに対し安定的な河床材料が必要である．したがって，木津川において河床低下に伴う河床の粗礫化によって横断型や集中型の形成が可能になったことも考えられる．

4.3　木津川全体の瀬の底生動物群集の変遷

航空写真の解析結果は，木津川において瀬の面積は河床低下とともに減少したが，底生動物の現存量や分類群数の観点から好適な横断型や集中型の瀬が増加してきたことを示している．すなわち，底生動物の生息場としての瀬の質は高まったことを示している．各タイプの面積にそのタイプの底生動物現存量をかけることで，区間全体での瀬の底生動物現存量を推定したところ，それは年とともに増加する傾向にあり，2012年の現存量は1945年の2.1倍，1971年の5.4倍と推定された[Fig. 9]（下流区間はどのタイプも現存量が小さいので上流に比べて推定現存量がかなり小さい）．瀬以外にも底生動物は生息しているが，瀬以外は基本的に砂河床で底生動物が少ないこと，またそういう場所でも瀬と同様の河床材料の変化が生じていることは十分に考えられることから，瀬だけでなく区間全体として底生動物現存量に同様の傾向が生じている可能性は高い．

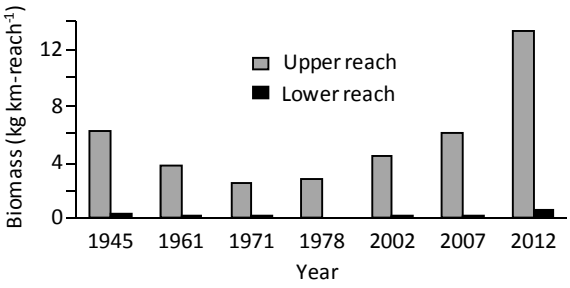


Fig. 9 Estimated invertebrate biomass at whole reach

分類群数についても年とともに増加している可能性がある．横断型や集中型で分類群数は高いので，分類群数が高い瀬が増加したことは確かである．また，瀬の数を増やしていけば合計の分類群数は増え，横断型と集中型の瀬では今回の調査で見られた全ての分類群が確認できたが，拡散I型とII型は全瀬を足しても7分類群が欠如していた．このことは，木津川において横断型や集中型の瀬の出現によって生息種が増加した可能性がある一方で，拡散型の瀬の減少によって生息種が減少する可能性は小さいことを示している．

木津川の瀬において過去に底生動物が少なかったことは，1970年代の環境調査資料からも伺うことができる．京都府では水質の影響を調べる目的で，木津川において底生動物の定量採集（瀬を対象に行われる）を，しかも本研究の上流区間にあたる場所で同時期（8月）に行っている[京都府衛生部公害対策室，1980]．この調査結果と本研究を比較すると，過去の底生動物群集は本研究における拡散I型やII型と似た特性を持っていたことが明らかである[Fig. 10]．例えば，定住した生活を送るトビケラよりも自由移動の生活を送るカゲロウ類が多かった．また，サンプルあたりの現存量や分類群数は本研究における拡散I型やII型と同等であり，横断型や集中型と比べるとかなり低い値であった．1970年代は全国的に水質汚染がひどかった時期であるが，汚水に比較的耐性を持つトビケラの仲間よりも比較的きれいな水に生息するカゲロウの仲間が優占しており，群集構成からは1970年代の木津川において水質が悪かったことは考えにくい．

本研究の結果は河床低下によって瀬の生息場としての質が高まったことを示す結果となったが，全国

の河川を見ると木津川の例は特殊であるかもしれない．木津川は本来砂河川であり，河床材料は平水時でも不安定で，本流は底生動物が住み難かったことが容易に想像される．また，うろこ状や網状の河道であったときは，瀬と淵の区分がつきにくいなど，川の中は比較的単調な環境であったことも想像される．木津川においては河床低下が起こることで，河床の安定性と生息環境の不均一性が高まったと見ることもできる．砂河川であれば同様の遷移が生じている可能性はあるが，日本に多い礫河川では河床の安定性や生息環境の不均一性が本来備わっている状況が多いと考えられる．そのような河川で河床低下が起こると，安定性が過度に高まったり，岩盤下などを含め河床材料の粗礫化が進みすぎることで，瀬の底生動物の現存量や分類群数が低下する可能性がある（小林ら，2011）．生息場の変遷の事例数を高めること，また様々な生息場を扱っていくことで河床低下が河川生態系に及ぼす影響がより的確に理解することになると思われる．

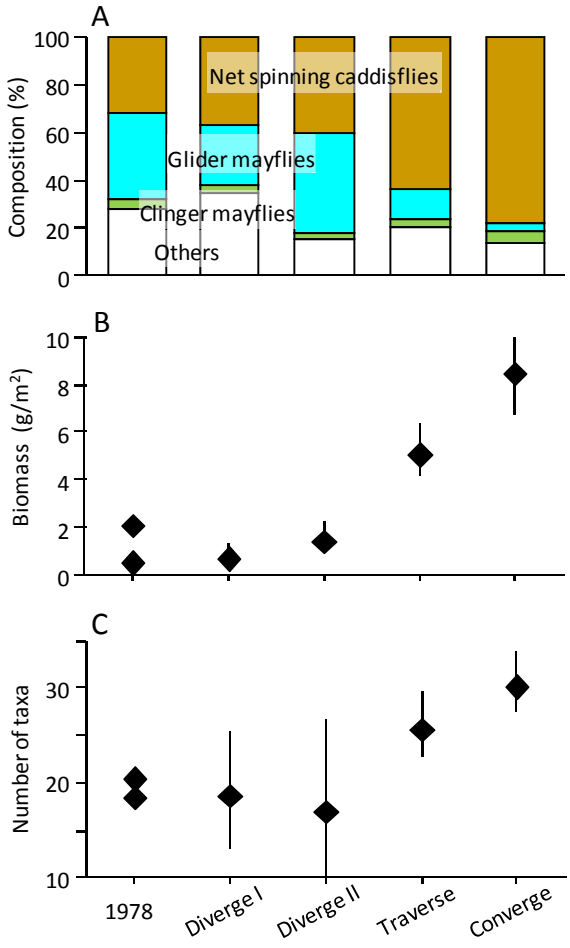


Fig. 10 Comparison of invertebrate community between a 1978-study and upper-reach of present study (A: relative composition, B: biomass, C: number of taxa)

5. まとめ

本研究では1960年代より河床低下が進んでいる木津川において，瀬の底生動物生息場としての変遷を現地調査と航空写真解析により推論した．拡散I型，拡散II型，横断型，集中型という4タイプの瀬を定義し比較を行い，水面勾配や河床粒径が大きい横断型や集中型の瀬は，拡散I型やII型よりも底生動物の現存量や分類群数が大きいことを明らかにした．瀬の河床粒径が大きいことは河床の安定性や空隙の量を高め，多くの底生動物にとって好適な条件になると考えられた．航空写真分析より，木津川においては過去より瀬の総面積は減少しているものの，全瀬に占める横断型や集中型の割合は増加していることが明らかとなった．このことは，河床低下による生息場多様性の減少が懸念されている中，木津川の瀬に限っては年々底生動物生息場としての質が高まっていることを示している．

謝　辞

本研究は国土交通省建設技術研究開発助成制度の河道整備・管理に関する技術研究開発「河川環境のための河床地形管理手法に関する技術開発」のもと行われた．研究に協力・助言いただいた角哲也教授，崔美景氏，寺田匡徳氏，野町和平氏にお礼申し上げる．

参考文献

河川生態学術研究会木津川クループ（2003）：木津川の総合研究－京田辺地区を中心として－，河川生態学術研究会木津川クループ

可児藤吉（1944）：渓流棲昆虫の生態，日本生物誌昆虫（上），pp. 171-317.

京都府衛生部公害対策室（1980）：自然環境保全基礎調査報告書　木津川の水生生物－付着藻類と底生動物－，京都府衛生部公害対策室.

小林草平・中西哲・天野邦彦（2011）：山地河川の小規模ダム下流における砂礫の減少と底生動物群集，陸水学雑誌，72巻，pp. 1-18.

小林草平・竹門康弘（2012）：土砂量と河床材粒径に着目した生息場評価，京都大学防災研究所年報，55号B，pp. 537-545.

末次忠司（2009）：現場で役立つ実践的減災読本　河川の減災マニュアル，技報堂出版，東京.

竹門康弘・小林草平・崔美景・寺田匡徳・竹林洋史・角哲也（2013）：河川の横断測量データに基づく水

面比高分布を用いた生息場評価法, 河川技術論文集, 19号, pp. 519-524.
西村登・信本励・三橋弘宗（2001）：山陰・北陸・近畿地方16河川における底生動物の現存量とそれに関連する要因，ホシザキグリーン財団研究報告, Vol. 5, pp. 161-206.
Bilby, R.E., Reeves, G.H. and Dolloff, C.A. (2003): Sources of variability in aquatic ecosystems: factors controlling biotic production and diversity. In RC Wissmar and PA Bisson (eds), Strategies for restoring river ecosystems: sources of variability and uncertainty in natural and managed systems: pp. 129-146. American Fisheries Society: Bethesda.
Coulombe-Pontbriand, M. and Lapointe, M. (2004): Geomorphic controles, riffle substrate quality, and spawning site selection in two semi-alluvial salmon rivers in the Gaspe Peninsula, Canada. River Research and Applications, Vol. 20, pp. 577-590.
Gordon, N.D., McMahon, T.A., Finlayson, B.L., Gippel, C.J. and Nathan, R.J. (eds.) (2004): Stream hydrology: an Introduction for Ecologists, John Wiley & Sons, West Sussex.
Grubaugh, J.W., Wallace, J.B. and Houston, E.S. (1997): Production of benthic macroinvertebrate communities along a southern Appalachian river continuum. Freshwater Biology, Vol. 37, pp. 581-596.
Leopold, L.B., Wolman, M.G. and Miller, J.P. (1964): Fluvial processes in geomorphology. W.H. Freeman, San Francisco.
Moir, H.J. and Pasternack, G.B. (2008): Relationships between mesoscale morphological units, stream hydraulics and Chi-nook salmon (*Oncorhynchus tshawytscha*) spawning habitat on the Lower Yuba River, California. Geomorphology, Vol. 100, pp. 527-548.
Ock, G., Muto, Y., Sumi, T. and Takemon, Y. (2010): Roles of riffle and pool structure in particulate organic matter dynamics in the downstream reaches of dam reservoirs. Annuals of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Vol. 53B, pp. 773-782.
Schneider, C.A., Rasband, W.S. and Eliceiri, K.W. (2012): "NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis", Nature Methods, Vol. 9, pp. 671-675.
Takemon, Y. (1997): Management of biodiversity in aquatic ecosystems: dynamic aspects of habitat complexity in stream ecosystems. In T. Abe, S.A. Levin & M. Higashi (eds), Biodiversity: an ecological perspective: pp. 259-275. Springer, New York.
Takemon, Y., Imai, Y., Kohzu, A., Nagata, T. and Ikebuchi, S. (2008): Spatial distribution patterns of allochtonous and autochtonous benthic particulate organic matter on the riverbed of a mountain stream in Kyoto, Japan. Water Down Under 2008: pp. 2393-2403.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

タリアメント川における定点カメラ画像を用いた止水性生息場の履歴と水生生物群集の解析

Analysis of Habitat History on Lentic Animal Communities by Using Fixed Cameras in Tagliamento River

寺田匡徳(1)・渡辺幸三(2)・W. BERTOLDI(3)・A. M. GURNELL(4)・K. TOCKNER(5)
竹門康弘・角哲也

Masanori.TERADA(1), Kozo.WATANABE(2), W.BERTOLDI(3), A.M.GURNELL(4)
, K.TOCKNER(5), Yasuhiro.TAKEMON and Tetsuya.SUMI

(1) 京都大学大学院工学研究科
(2) 愛媛大学
(3) トレント大学
(4) ロンドン大学クイーン・メアリー
(5) IGB

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University
(2) Tokushima University
(3) Trento University
(4)Queen Mary, University of London
(5)IGB Leibniz-Institute of Freshwater Ecology and Inland Fisheries,
and Institute of Biology at Freie Universitat Berlin

Synopsis

Biodiversity of lentic habitats in river channels generally depends on a frequency of connection with channels and the time since the habitat was born. The Tagliamento River in the north Italy has a steep basin with high sediment supply and thus its middle reaches form braided channels changing frequently with flow fluctuations. To understand relations of species diversity of aquatic animal communities to age of lentic habitats, the temporal dynamics of the habitats in two reaches of the river were recorded by fixed cameras installed on the cliff tops beside the reaches. A total of 89 habitats were chosen to collect aquatic animals and to measure environment factors in April to May, 2011. This paper revealed that lentic species increase with the age of habitats while lotic species decrease with the age. Considering with specificity of habitat preference, we discussed on the age and longevity of the lentic habitats required for maximize biodiversity of habitats scale and reach scale.

キーワード: タリアメント川，生息場履歴，定点カメラ画像，生息場評価
Keywords: TagliamentoRiver, habitat history, fixed camera image, habitat evaluation

1. はじめに

1.1　背景

河川では流量と土砂供給によって河床地形が形成され，その地形が多くの生物によって利用されている．そのため，河川における生物の多様性は地形の多様性と深く関係している．（竹門，2007）

現在，日本の多くの河川でダム建設による土砂供給量の減少や河床掘削によって流路の固定化が進んでいる．（アジア航測，2012；玉井信行，2004）このことが特に水域と陸域のエコトーンを利用している生物に大きな影響を与えている．（野村康弘，2005；綾史郎，2004）本研究で着目しているたまり，ワンドは陸域である砂州上の水域というエコトーンであり，流路とは異なる止水性の環境を持ち，河川全体の生物多様性を高める上で大きな役割を持っている．（黒川マリア他，2009；福原修一他，2009）例えば，多くのタナゴ類は普段は本川で生活しているが，産卵期になると，洪水で本川とつながった機会にたまりに侵入し，たまり内のイシガイ類の殻内に産卵を行う．さらに孵化した個体はある程度成長すると，再び洪水等で本川と接続した際に本川に移動する．そのため，タナゴ類の生息には本川とたまりが存在し，さらに適度な頻度での接続が重要である．
そのため，このような止水性生息場を維持していくこと，さらには質を向上させていくことが重要な課題であり，その質の評価手法の開発が急がれている．

現在，止水性生息場に関する様々な研究が行われており，止水性生息場の生物の種構成や多様性は攪乱の頻度と深い関係があることが分かっている．（Catherine and Fran, 2009：寺田，2011）また，たまりでは中程度の本川との接続がβ多様性を高めることが分かっている．（Ward et al, 1999：Ward and Tockner, 2001）また，止水性生息場だけでなく，流水性生息場の代表である瀬では，大規模な出水時に瀬頭に土砂が堆積することによって，軟らかい河床が形成され，好適なアユの産卵場となっていることが分かっている．（角哲也他，2011：鈴木崇正他，2011）このように生息場の履歴を考慮し，生息場の評価を行うことは非常に重要である．

現在，タリアメント川では定点カメラが2地点に設置されており，１時間ごとに河道の様子を撮影している．この画像を用いて，土砂動態や砂州上植生の変遷等の観察や生息場の寿命を観察することができる．（Dimitry et al, 2003：Walter et al, 2009）

1.2　目的

本研究では，河川の生物多様性を考慮したダム等の土砂・流況管理目標の策定を最終目標とする．この最終目標のためには二つの段階が必要である．まずは生物多様性を維持・向上させるような河川地形を明らかにすることである．その上で次の段階として，その地形を生み出すような土砂供給量と流況を考える必要がある．本研究では一つ目の段階である生物多様性を維持・向上させるような河川地形を明らかにすることを目的とし，止水性生息場の履歴に着目した生息場評価を行った．

2.　手法

2.1　調査対象河川

イタリア北西部（フリウリ＝ヴェネツィア・ジュリア自治州）を流れるタリアメント川（Tagliamento River）を対象とした．タリアメント川はアルプスの標高1195mを源流とし，アドリア海に流れ込む全長170km，流域面積2580 km^2 の急峻な河川である．タリアメント川の特徴として，ダムや人口堤防がほとんどなく，自然河川に近い環境が残されている点が挙げられる．また，アルプスからの土砂供給量が非常に多いため，広大な裸地砂州が広がっており，かつて日本の多くの河川がそうであったように，ダイナミックな地形の変化が頻繁に起こっている河川である．そのため，日本の河川管理目標を考える上で本河川は非常に有用な河川であるといえる．

本研究ではタリアメント川のCornino（コルニーノ）地点とFragogna（フラゴーニャ）地点の２地点に設置された定点カメラの撮影範囲を研究対象とし，現地調査及びカメラ画像の解析を行った．



Fig.1　Flow routing in Tagliamento



Fig.2 Fixed camera

2.2 現地調査手法

2011 年 4-5 月に 2 つのリーチの計 89 地点（Cornino:46地点，Flagogna:43地点）で現地調査を行った.調査地点のハビタットはPrimary Channel(PC), Secondary Channel(SC), Bar Head Wand(BH), Bar Tail Wand(BT), Active Pond(AP), Terrace Pond(TP)の6種類である.PC,SCは止水性生息場との比較対象として調査を行った．Fig.3は定点カメラからの画像に調査位置をプロットしたものである.



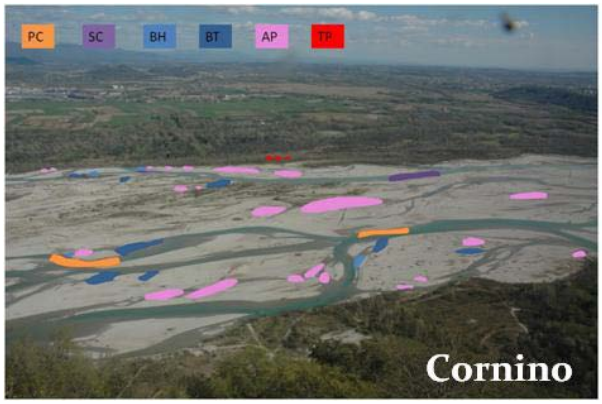


Fig.3 The research sites

	Cornino	Flagogna	合計
PC	2	2	4
SC	2	2	4
BH	4	2	6
BT	9	5	14
AP	26	27	53
TP	3	5	8
	46	43	89

Fig.4 The number of sites and habitat types

これらの調査地点ごとに生息生物，水質，物理環境の調査を行った.生息生物調査はDフレームネットを用いて行い，調査地点内の全てのマイクロハビタットを網羅するように生物を採集した．採集したサンプルはエタノールで固定し，研究室に持ち帰りソーティングを行った.

水質調査は調査地点に測器を持ち込みDO，EC, ORP,COD, pHを計測した．また，簡易パックテストでNO3, NH4, PO4を計測した．また，一部の調査地点には水温ロガーを1~2日間設置し、水温の日変動を計測した.

物理環境は面積と形状をGPSを用いて計測した．また，任意の数点を選び水深を測定した.

2.3 生息場履歴を表す指数

止水性生息場の履歴を表す値として，Habitat AgeとHabitat Longevityの2つの値を用いた．それぞれの定義を以下で説明する．Habitat Ageは止水性生息場が出現してからの時間を指すものである．この場合の出現とは，洪水等によってその場の地形が形成されること，又は以前から地形的には存在したが，その地点が洪水等で流水部となり一時的に止水性生息場でなくなった後，再度止水性生息場に戻ることを指す．つまり，直近の出現イベントからある地点までの時間である.

Habitat Longevityは止水性生息場の出現から消滅まで時間である．出現はHabitat Ageと同じ考え方であり，消滅は洪水等で流水部になることと水が枯れてしまうことを意味している．今回はひとつの地点の過去3回の出現・消失の履歴を辿り，その平均をHabitat Longevityの値とした.

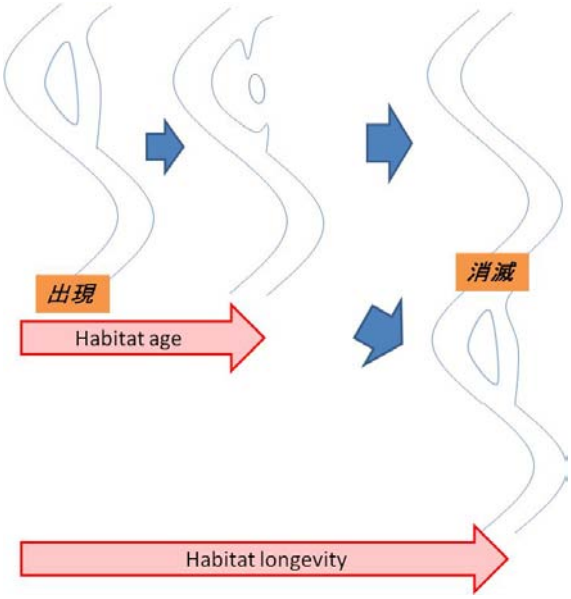


Fig.5 Simple image of " Habitat Age " and " Habitat Longevity "

3. 結果

3.1 現地調査結果

①生物調査結果

今回の現地調査では89地点で調査を行い，計134種（PC&SC：57種，BH：35種，BT：60種，AP：99種，TP：25種）の生物が確認された．

確認された生物の内訳とハビタットごとの種数及び種組成を以下に示す．

水生昆虫	115
節足動物	2
甲殻類	2
貝類	3
魚類	6
その他	6
計	134

Fig.6 Items of creatures

Ephemeroptera	14
Plecoptera	9
Trichoptera	12
Chironomidae	31
Coleoptera	21
Diptera	13
その他	15
計	115

Fig.7 Items of insects

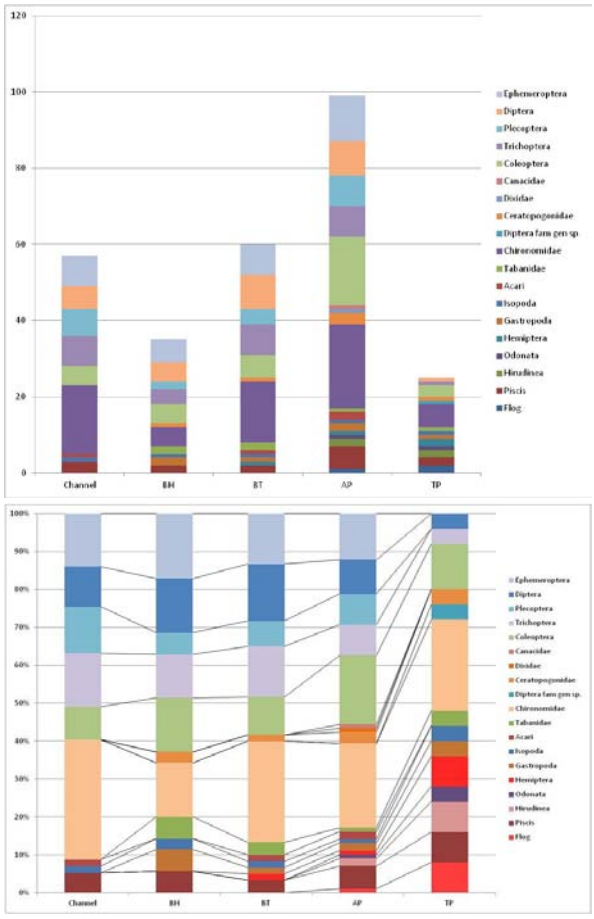


Fig.8 Composition of species

今回の調査では，流水部に生息する種数よりも，APに生息する種数の方が多かった．このことから，止水性生息場がタリアメント川の生物多様性を高めていることが確認できる．また，種組成を見てみると，TPが非常に特異な種組成を持っていることがわかった．

また，TP以外のハビタットは似た種組成を持っていることがわかった．これはタリアメント川は水位変動が大きく，APやワンドが頻繁に本川と繋がっていることが一因であると考えられる．

②水質調査結果

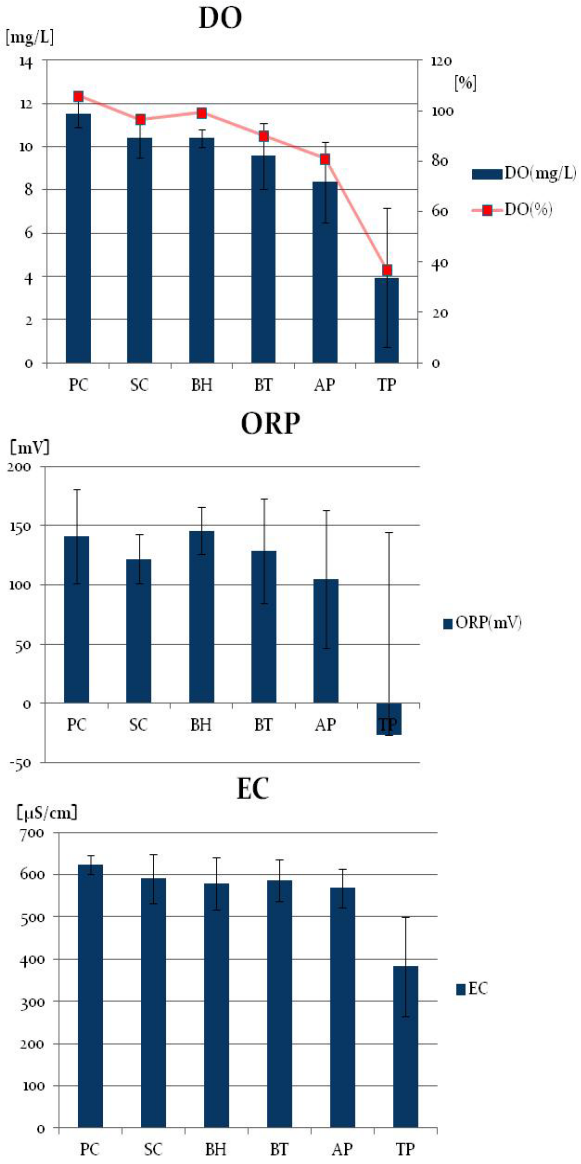
水質調査で得られた結果がFig.9である．ここでもTPの特異性が見て取れた．TPは本川との接続頻度が極端に少ないために堆積有機物の分解に酸素が消費され，また，周囲を樹木に囲まれているために光合成による酸素の供給が少ないと考えられ，そのため，DOが低くなり，ORPが還元側に傾いていると考えられる．

また，TP以外のハビタット間では大きな差は見られなかった．このことは本川の水が小規模な洪水等で止水性生息場に頻繁に流入していること，又は，砂州の間隙が大きく，平水時から本川と止水性生息

場の水交換が行われていることが原因であると考えられる．

水温の日変化の結果を見るとAPやワンドに対して，TPの日変動が小さいことが見て取れる．これは周囲が樹木に覆われていることによって日射を受けにくいことと多くのTPに湧水が流れ込んでいることが影響していると考えられる．

APとワンドはTPよりも大きな日変動を示している．これは周囲に日射を遮るものが少ないことが原因であると考えられる．さらに，ワンドよりもAPの方が変動が大きいことが見て取れる．これはワンドが比較的水温の安定している本川と接続し、常に水交換を行っている為であると考えられる．



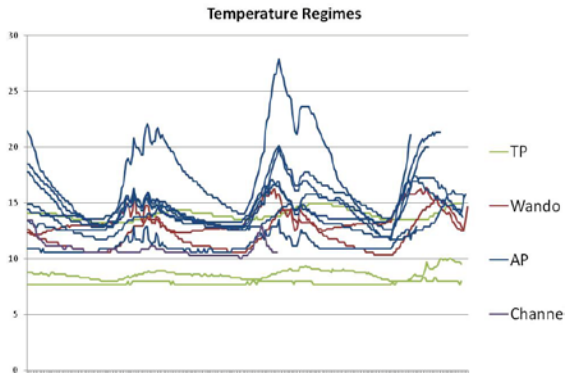


Fig.9 Result of water quality and temperature

3.2　画像分析結果

タリアメント川のCornino地点とFragogna地点の２地点を臨む近傍の山上に設置された定点カメラの画像を用いて，Habitat AgeとHabitat Longevityを算出した．この定点カメラは日中のみ1時間毎に撮影している．この画像から止水性生息場の上流端と下流端の両方が本川と接続した際，流水環境となり止水環境が消滅したと見做した．また，TPについては樹木に覆われており画像では直接観察できないため，TPの存在している付近の砂州上に流路ができた際に止水環境が消滅したと見做した．Habitat Ageのおよその分布をまとめたものと各ハビタットごとのHabitat Age及びHabitat Longevityの平均を以下に示した．

TP のHabitat Age，Habitat Longevityの値は他のハビタットに対して約5倍ほど大きな値を取っており，TPが生息場寿命の観点からも非常に特異であることがわかる．

TP以外のハビタット間では有意な差は見られず，10~20日という短いスパンで消失と形成を繰り返していることがわかった．



Fig.10 Cornino



Fig.11 Flagogna

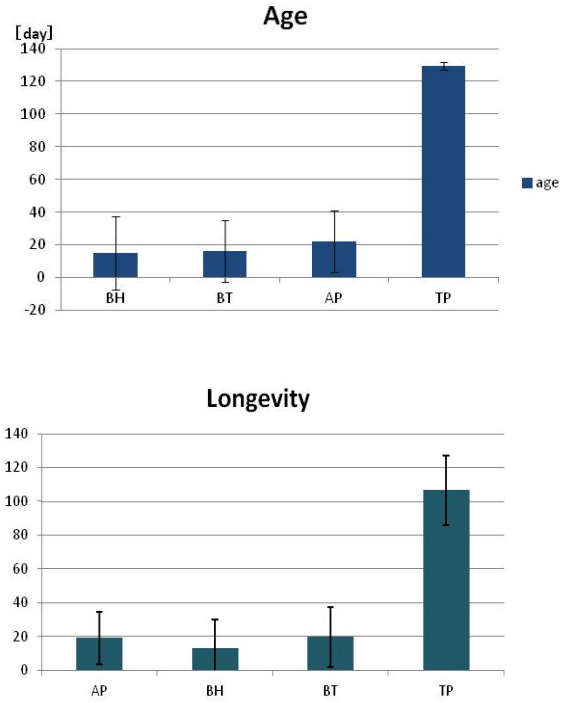


Fig.12 Result of Habitat Age and Habitat Longevity

3.3　生息場履歴と生物群集の関係

①Habitat Age

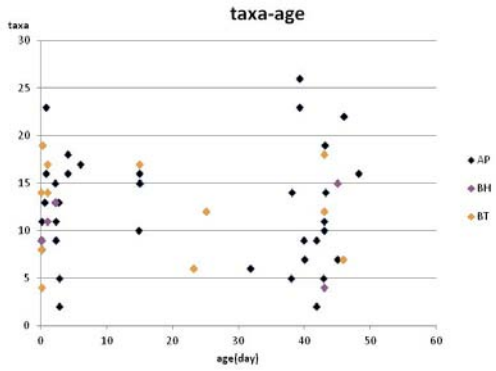


Fig.13 Habitat Age-the number of taxa

Habitat Ageと種数の関係をFig.13に示した． TPはHabitat Age が他と比べてかなり大きくなるため消去した．TPを除いて考えたとしても，Habitat Ageと種数に直接的な相関は見られなかった．

②Habitat Longevity

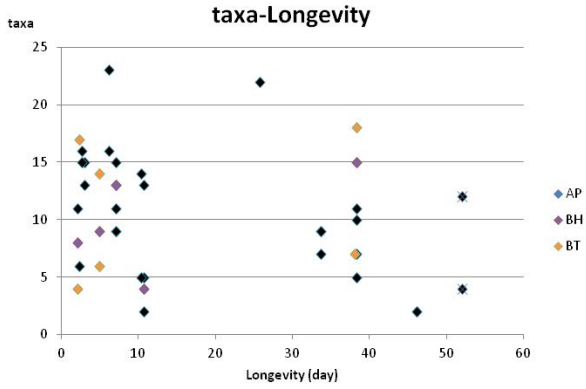


Fig.14 All Habitat Longevity-the number of taxa

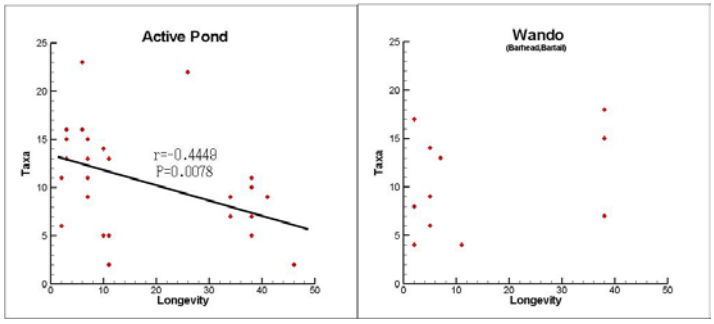


Fig.15 Habitat Longevity-the number of taxa

Habitat LongevityでもTPが大きく外れるため，TPは無視した．これを見てもHabitat Ageと種数に直接的な相関は見られなかったが，Fig.14をAPとワンドに分けて考えると，APの種数とHabitat Ageには負の単相関の関係が見られた．つまりAPにおいては接続が頻繁に起こるような地点で種数が多く，接続が起こりにくい地点では種数が減少している．

4.　考察・まとめ

本研究は生物多様性を維持・向上させるような河川地形を明らかにすることを目的とし，イタリアのタリアメント川での現地調査の結果とタリアメント川に設置された定点カメラで撮影されたインターバル画像から得られた生息場の履歴の関係を求めた．

現地調査の結果から，TPは非常に特異な環境及び生物群集を持っていることがわかった．この主な原因としては①日射を受けにくい②湧水の流入③撹乱頻度が少ないことの３つが考えられる．TP以外のハ

ビタットでは環境・生物群集の双方で大きな差は見られなかった．このことはTP以外の止水性生息場は本川との接続が頻繁に起こり，その都度水や水生生物の流入が起こっているからだと考えられる．Habitat LongevityとAPの種数が負の相関を取ることも同じ理由で説明できる．

ハビタットごとのHabitat AgeとHabitat Longevityの値はTPが非常に大きくなっているが，その他のハビタット間では差がなかった．これはタリアメント川において，APはワンドと変わらぬほど小規模洪水による撹乱を受けやすいということである．これは豊富な土砂供給と大きな流量変動があるタリアメント川の特徴であると言えるだろう．平成21年度淀川上流環境保全調査事業報告書によると，昭和23年に撮影された木津川の航空写真では現在のタリアメント川に見られるような複列砂州が観察される．当時の木津川や他の日本の河川においても，小規模洪水による撹乱を受けやすいAPが多く存在していたと考えられ，本研究で得られた知見は過去を評価する上でも有用であると考えられる．

止水性生息場の種数とHabitat Age又はHabitat Longevityの関係を見ると直接的な相関関係は見られなかったが，Habitat LongevityとAPの種数では相関が見られた．

Habitat Ageは直前の攪乱からの時間であり，生物に直接的な影響を与えていると考えられるが，直前の攪乱のみに由来するため偏差が大きくなってしまうという問題点がある．例えば，直前に大規模な攪乱が起こってしまうと，ほとんどの地点が同じHabitat Ageを持つこととなってしまう．Habitat Longevityは数回の形成・消滅過程を平均しているので，生物に直接的に影響を与えているものではないが，偏差が少ないものである．そのためHabitat Longevityの方が地形の特徴を正確に表したものと言えるだろう．

5. 今後の課題

Habitat Age において50日以上のサンプル、Habitat Longevityにおいては10~30日程度と50日を超えるようなサンプルが少なく，今後サンプルを増やし，この間を埋めていく必要がある．また、Habitat Longevityの値を得るには数回の形成・消滅過程が必要な為，長期に渡る連続的なカメラ画像が必要であり，そのために定点カメラからの撮影を今後も続けていく必要がある．また，現在は夜間の撮影ができておらず，夜間の本川との接続を考慮していないことも今後の課題である．

本研究でのHabitat Age及びHabitat Longevityの算出では，上流端と下流端の両方が本川と接続した際に流水部になったと見做している．しかし，たまりの上流端又は下流端の一方が接続した際，たまりがワンドに変化するが，これをたまりの消失と捉えることもできる．このような中間的な状況をどのように捉えていくかも今後考えていく必要がある．

謝　辞

本研究を進めるに当たりご協力いただいた京都大学防災研究所水資源環境研究センターの皆様並びにトレント大学の方々に深く感謝致します．

参考文献

アジア航測株式会社（2012）：淀川上流環境保全調査業務報告書

綾史郎，近年の淀川の生態環境の変化．生活衛生，2004．48(6)：pp．334-340

黒川 マリア，片野 修，東城 幸治，北．聡（2009）：小河川におけるワンド・タマリの環境要因と水生無脊椎動物の分布，陸水学雑誌，2009．Vol．70：pp．pp．67-85．

鈴木崇正，角哲也，竹門康弘，中島佳奈（2011）：土砂供給に伴うアユ産卵環境の変化予測，京都大学防災研究所年報 第 54 号 B

角哲也，中島佳奈，竹門康弘，鈴木崇正（2011）：アユの産卵に適した河床形態に関する研究，京都大学防災研究所年報 第 54 号 B

竹門康弘（2007）：砂州の生息場機能，土と基礎の生態学，講座，土と基礎，Vol．55，No．2，pp．37-45

玉井信行（2004）：河川計画論．東京大学出版会．東京．

寺田匡徳（2011）：木津川たまりにおける魚類等の生息場評価に関する研究

野村康弘（2005）：多摩川におけるカワラバッタの分布状況と生息地間ネットワークに関する研究，環境システム研究論文集，33，73-78，2005

福原修一，森下郁子，矢田敏晃，木本紀子（2009）：砂州周辺水域の生物群集，木津川の総合研究Ⅱ，pp．P269～284．

Catherin, L and Fran, S(2009) : Hydrological connectivity drives patterns of macroinverteblate biodiversity in floodplain rivers of the Australian wet/dry tropics

Ward J.V. and Tockner K. (2001) : Biodiversity: towards an unifying theme for river ecology, Freshwater Biology,46,807–819

Ward J.V., Tockner K. & Schiemer F. (1999) :

Biodiversity of floodplain river ecosystems: ecotones and connec-tivity.Regulated Rivers: Research and Management,15,125–139

Walter B, Angela G, Nicola S, Tockner K, Luca Z, Luca Z and Guido Z (2009) : Understanding reference processes: linkages between river flows, sediment dynamics and vegetated landforms along the tagliamento river, italy , River Research and Applications , Volume 25, Issue 5, pages 501–516, June 2009

Dimitry Van Der Nat, Klement T, Peter J. E ,J.V.Ward And Angela G (2003) : Habitat change in braided flood plains (Tagliamento, NE-Italy), Freshwater Biology Volume 48, Issue 10, pages 1799–1812, October 2003

（論文受理日：2013年6月7日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

河川生息場の変動履歴分析のための河床地形モニタリング手法の開発

A Geo-morphological Monitoring Method for Analyzing Riverine Shifting Habitat Mosaic

兵藤誠・粟津陽介・竹門康弘・角哲也・鄧朝暉(1)

Makoto HYODO Yosuke AWAZU, Yasuhiro TAKEMON, Tetsuya SUMI, Zhaohui DENG(1)

(1) いであ株式会社

(1) IDEA Consultants, Inc., Japan

Synopsis

Some recent studies highlighted dynamic nature of spatiotemporal patterns of riverine habitats. Existing habitat evaluation tools, however, lack this perspective. In order to analyze spatiotemporal patters that support biological diversity, we conducted a case study in a middle reach of the Tenryu River. Firstly, a set of interval-recording-cameras have been installed to monitor spatiotemporal changes caused by various flood events with different intensity and frequency. Secondly, we measured riverbed softness of habitat units, of which riffles are of particular importance for Ayu fish (*Plecoglossus altivelis altivelis*) as a spawning redd. Finally, we developed a monitoring method to analyze changing patterns of riverbed and riverine shifting habitat mosaic using a photogrametoric method. Habitat data recorded via several interval-recording-cameras were transformed into ortho data, and showed the effectiveness to analyze and quantify the spatiotemporal patterns.

キーワード:河床地形モニタリング，変動履歴，シフティングハビタットモザイク，河床軟度，生物多様性
Keywords: geo-morphological monitoring, spatiotemporal patterns, shifting habitat mosaic, riverbed softness, biological diversity

1. はじめに

1.1 現状の河川環境の評価手法と課題

治水と環境の一体的な管理を行うためには，河川環境を適切に評価する必要がある．河川環境の評価を行う手法として様々なツールが存在する．例えば，Habitat Evaluation Procedures (HEP) やAustralian River Assessment System (AUSRIVAS)等であり，HEPは，複雑な生態系の概念を特定の対象生物の生息場に置き換え，その生息場適性指数 (Habitat Suitability Index: 質×空間×時間) に基づき定量的に評価する手法である (US FWS, 1981)．AUSRIVASは，水生昆虫を指標として，その生息場に係る物理環境を指標とした予測モデルにより，自然状態 (リファレンス) と現状を比較し，分類化や重み付けにより点数付けを行っている (Parsons et al., 2001).

これらの手法は，河川生態系の「現状」について評価を行うことで，自然再生事業や環境アセスメントにおける代償措置等の合意形成の場で活用されている．利害関係者間で認識を共有するツールとして国内でも適用された事例がある．

しかしながら河川生態系は，Fig.1に示すように，二次流路，瀬や淵，ワンドやたまり等の河川生息場（の要素）が経年的に創出や消失を繰り返し，生息

場環境の変動履歴（時間的・空間的パターン）の結果として形成されるものであるが，現在普及している手法は，変動履歴という観点を適切に評価できていない．

近年の研究では，河川生息場の機能を評価する上で, Shifting Habitat Mosaicという概念が着目されている．それは，「氾濫原の河川生息場は，ある生息場の要素を見ると消失・創出の変化（更新）が生じるが，ある一定の領域スケールから俯瞰的に見ると，瀬や淵，ワンドやたまり等の生息場要素の配置は変化するが，全体の構成要素は比較的安定して存在する」(Arscott et al., 2002)という考え方であり，河川環境を評価する上で重要な指標となる．河川生息場に着目して評価を行うためには，その変動履歴を適切に捉えると共に，生物多様性（個体数や種数）を最適化する変動履歴を把握する必要がある．既往研究により，河川生息場の空間的な多様性が生物多様性を最適にすることが示唆されている（Takemon, 1997）．更に，生息場寿命（Habitat Age）という新たな視点から，時間的な変化の中で，河川生息場が多様に存在することの重要性が示されている．北イタリア・タリアメント川では，河川に隣接する山付の高所からデジタルカメラで１時間間隔に撮影した画像を用いて河川生息場形成後の継続時間を分析し，継続時間が異なる河川生息場が多く存在することが種の多様性を高めることを把握した（Arscott et al., 2002）．河川生息場の時間的・空間的パターンと生物多様性の関係を把握するためには，河川生息場の要素毎の変動履歴を定量的に追跡し，時間的及び空間的パターンを編み合わせるような分析を行う必要がある．

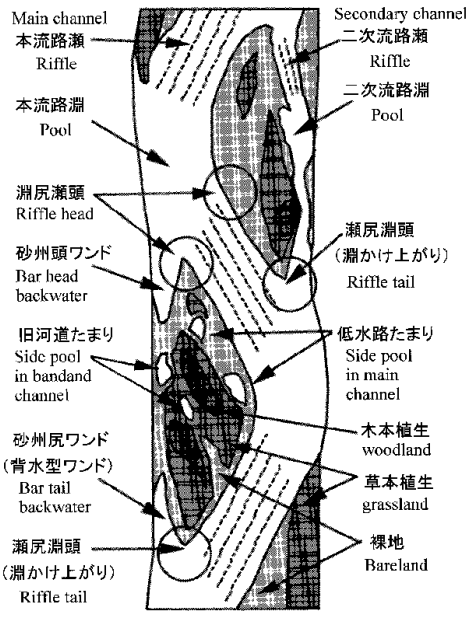


Fig. 1 Riverine habitat structure (竹門康弘, 2007)

1.2　本研究の目的と本論文の位置づけ

本研究は，河川生息場の時間的・空間的な変動歴を適切に分析し，生物多様性（個体数と種数）を最適にする変動履歴の条件を設定した上で，その条件を満たすための土砂（粒径及び量）と流況（ハイドログラフ）のシナリオを推定し，シナリオを実現するための管理手法を提案することを最終的な目的とする．

本論文では，その第一段階として，河川生息場の変動履歴に着目し，異なる洪水規模による河床地形の応答について詳細に把握した．具体的には，河床地形に多様な変化が生じる天竜川（16.3k付近）を対象に，河道内に設置されている鉄塔（中部電力所有の許可工作物）の河床から約60mの高さにインターバル撮影機能付きデジタルカメラを設置して，鉄塔より上下流に向けて1時間間隔の撮影記録を行った．この結果を用いて洪水時の流れの特性や，その結果として生じる河川生息場の変動履歴を分析した．次に，河川生息場として，瀬，たまり，ワンドの河床の軟度を調査し，洪水時流れの特性との関連性を考察した．その中で天竜川の天然資源として重要なアユの産卵床となる瀬に着目して，産卵にとって好適な河床環境の形成過程，特に産卵床にとって重要な軟らかい河床が形成される流量条件を，現地の河床軟度調査, 及び河床変動解析により分析した. 更に，河道内に設置したデジタルカメラの撮影画像について，解析写真測量技術を用いてオルソ化を行い，河川生息場の変動履歴を定量的に分析するための，新たな河床地形モニタリグ手法を開発した．

1.3　天竜川対象地区の概要

本論文で対象とする天竜川では，天竜川ダム再編事業が行われており，本事業は恒久的な土砂対策の施設整備を行うことにより，佐久間ダムの治水・利水容量を維持するとともに，土砂移動の連続性を確保すること，また，ダム貯水池内からの土砂供給による河川環境の改善，及び海岸線後退の抑制等を目的としている．一方で，天竜川のダム下流の河道区間では河床の粗粒化や樹林化，ダムによる洪水時の濁水長期化によるシルトの付着等の変化が生じている．また，近年アユの漁獲高が減少しており，じれらの問題を解決する必要がある．

天竜川16.3k付近は，天竜川の最下流に設置されている船明ダムの下流区間であるが，洪水により河床地形が変化しやすい状況にあり，また，減少傾向にあるが，瀬ではアユの産卵が確認されている．アユの産卵環境として, 瀬の中で礫が浮石の状況であり，かつ，河床軟度が高い（河床が軟らかい）箇所が好適であることが分かってきた（角ら, 2011；鈴木ら,

2011；村井ら, 2012）．そのため，ダム上流域からのシルトや砂の供給量が増えて，シルトや砂，礫の構成比が著しく崩れると礫間に目詰まりが生じ（浮石環境が減少し），河床環境が悪化する．また，シルトにより礫が被覆されると付着藻類が劣化し，アユの採餌環境に負の影響を及ぼすこと等が懸念されている．アユにとって好適な河川環境を維持するためには，上流域からの適切な土砂（量と質）の供給と土砂を輸送する洪水流のバランスを解明することが重要となる．

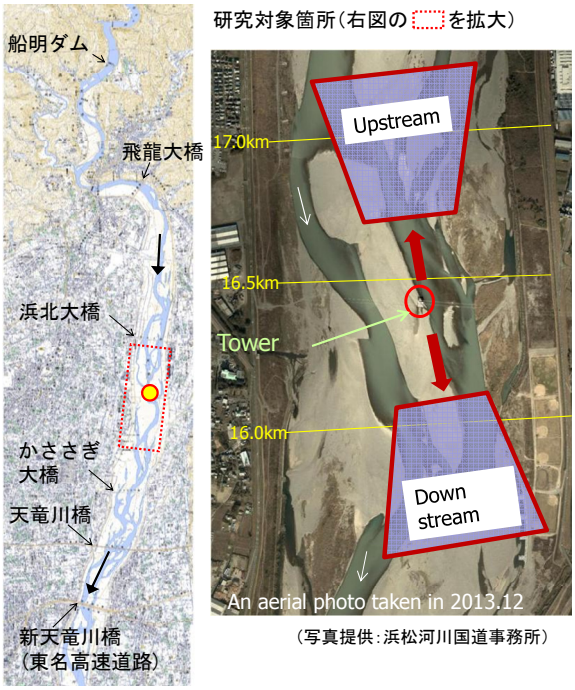
2.　河床地形モニタリング

河床地形モニタリングでは，河川生息場をマクロ及びマイクロの異なる空間的スケールで捉えるために，インターバル撮影機能付きデジタルカメラにより，洪水時流れの特性や河川生息場（の要素毎）の変動履歴をマクロ・スケールで把握し，生息場要素の河床軟度に着目して変動履歴をマイクロ・スケールで把握するために現地調査を行った．

2.1　カメラモニタリングの概要

河川生息場の変動履歴をマクロ・スケールで把握するために，天竜川（16.3k付近）の河道内に設置されている鉄塔（中部電力所有の許可工作物）の河床から約60mの高さに，インターバル撮影機能付きデジタルカメラを2012年8月8日に設置し，設置したカメラから鉄塔の上流及び下流に向けて1時間間隔で（5時から19時までの毎時15回，夜間を除く），撮影記録を行った（Fig 2.）．各カメラに太陽光パネルを設置し，電池による通常のバッテリーを併用することで長期間の連続撮影を可能とした．また，1ヶ月に一度程度，鉄塔上で撮影データの回収を行うとともに，撮影角度の調整や故障したカメラの交換，バッテリー交換等の維持管理を行っている．

インターバル撮影機能付カメラによる撮影画像をFig. 3に示す．生息場環境として，上下流を合わせて瀬を3個，ワンドを7個，たまりを6個特定し，これらの変動履歴をカメラによるモニタリングで追跡した．モニタリングでは，2012年8月8日以前の5月17日にカメラ設置に関する現地テストを行っており，その際に鉄塔での塔上作業を行いカメラによる撮影画像を記録しているため，本論文ではその画像も活用する．また，モニタリングは8月8日以降，現在に至るまで継続的に行っているが，瀬の河床軟度の調査を2012年9月，10月，11月の3回にわたり行っているため，ここで論じるモニタリング結果は，2012年8月8日から同年12月末までの約3ヶ月間を対象とした．

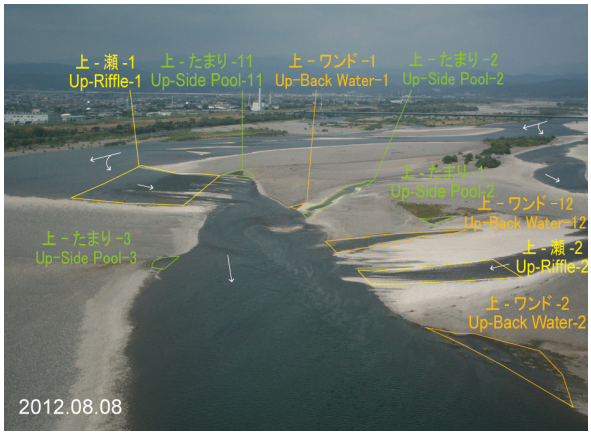


(a) The study site selected is located at 16.3km from the river mouth, which is a downstream reach of the Funagira dam (located the most downstream at 30 km). Several interval-recording-cameras have been installed to monitor spatiotemporal patterns of riverine habitat at upstream and downstream reaches of the study site.



(b) Interval-recording-cameras were located in a middle of the river channel, approximately 60 m high from the riverbed. These cameras have been equipped with solar panels, enabling data accumulation of a longer period.

Fig. 2 A camera monitoring location at the Tenryu River. Interval recording of camera photo data has started since 8 August 2012 to date. Photos were also taken on 17 May 2012 as a field test of the interval recording prior to its implementation, and therefore were used in this article to analyze spatiotemporal patterns of riverine habitat.



(a) A view of an upstream reach from the camera site



(b) A view of a downstream reach from the camera site

Fig. 3 Views of interval recording photo data by camera monitoring. Habitat units of upstream and downstream reaches were identified. At the beginning of this camera photo monitoring, in total 3 riffles, 7 back waters, 6 side pools were identified. Spatiotemporal patterns of these habitat units identified were monitored via these cameras set.

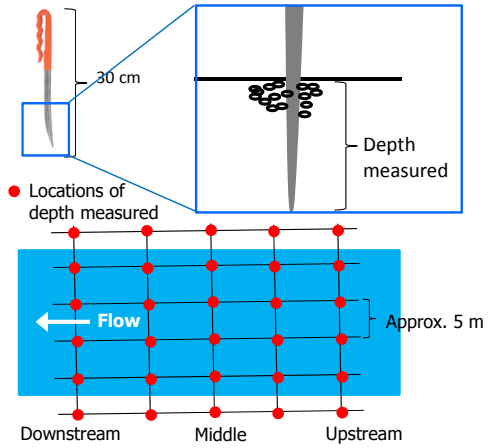


Fig. 4 Survey on riverbed softness by "*shino*". As shown in the fig.4 up, *shino* was used to measure riverbed softness by sticking it with certain weights into riverbed and measuring the depth of being stuck. A matrix was organized at each habitat unit, in which grids were locations of depth measured. Depths measured five times at each grid were averaged and adopted as the riverbed softness.

2. 2　河床軟度調査の方法

河床軟度調査では，河川生息場（瀬，たまり，ワンド）について，生息場の大きさに応じて流下方向に最大12ライン～最小3ライン，流下方向に垂直（横断方向）に最大16ライン～最小5ラインを引いてマトリックスを作成し，その格子点の河床軟度を計測した．計測にあたっては，縦横断方向にメジャーを張り，格子点間の距離を把握できるようにした．河床軟度の計測の方法は，目盛を刻んだシノを河床に一定の荷重をかけて突き刺し，その貫入深を記録した．1地点につき，5回行いその平均値を河床軟度とした．河床が軟らかい程，河床軟度の値は大きくなる．

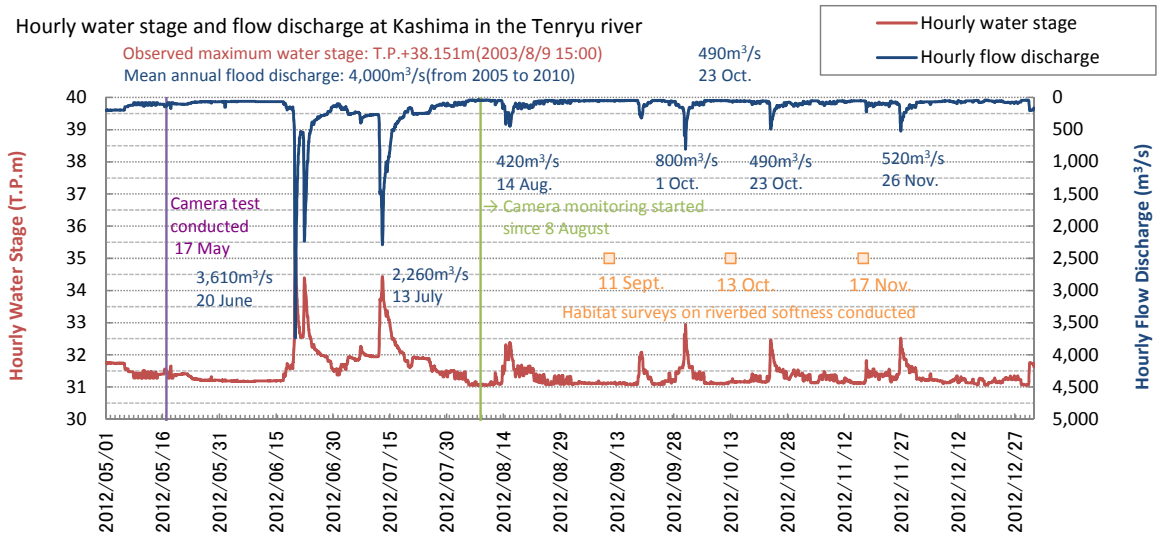


Fig. 5 Hydrograph on hourly water stage and discharge at Kashima

3.　河川生息場の変動特性分析

本章では，インターバル撮影機能付デジタルカメラによるモニタリングの撮影画像と現地での河床軟度の調査結果を用いて，異なる洪水規模による河川生息場の変動特性について詳細に分析する．

3.1　観測期間のハイドロ特性

観測期間のハイドロ特性をFig 5.に示す．ここに示す時刻水位及び時刻流量は鹿島地点のものであり，25km地点に設置されている．また，時刻水位は水文水質データベースの値であり，時刻流量は平成23年度のH-Q式から換算したものであるため，流量は確定値ではなく参考値である．カメラを設置した2012年8月8日以降を見ると，8月14日に約420m^3/s，10月1日に約800m^3/s，10月23日に約490m^3/s，11月26日に520m^3/sの洪水が生じた．平均年最大流量が4,000m^3/s（2005年～2010年の平均値）であるため，観測期間に発生した洪水は小規模である．カメラを設置する前の期間を見ると，6月20日に約3,610m^3/s，7月13日に2,260m^3/sの中規模洪水が生じており，また，これらの洪水発生前の5月17日にカメラテストを行い，鉄塔上から撮影した写真がある．そのため，中規模洪水（6月20日：約3,610m^3/sと7月13日：約2,260m^3/s）及び小規模洪水（10月23日：約490m^3/s）による河川生息場や河床地形の変化に着目して変動履歴を分析した．なお，小規模洪水として10月1日洪水があるが，暴風により設置したカメラの角度が変化し，洪水時の流れの特性を把握することができなかった．

3.2　河床地形変化と河床軟度

(1)　中規模洪水時の河川生息場の変動特性

2012年5月17日と8月8日の写真を比較して，その間に生じた中規模洪水による河川生息場の変動特性を把握した．

上-瀬-1の左岸側上流部の砂州が本川下流側に延びた結果，瀬の上流部に土砂が堆積して早瀬部分が長大な瀬へと変化した（Fig.6 (a)）．

上-瀬-2では，右岸側上流部の砂州が二次流路2に対して左岸側に向かい移動（右岸側に堆積）し（Fig.6 (b)），それに伴って瀬の左岸側が浸食され（Fig.6 (c)），瀬が大きく蛇行し，瀬が二次流路1に対して垂直に合流する形状となった．また，瀬の左岸側が下流へ延伸したことにより（Fig.6 (d)），瀬の延長が大きくなるとともに，止水環境である上-ワンド-2が新たに形成された．

二次流路3に着目すると，洪水前にあった砂州が流出したこと（Fig.6 (e)），及び二次流路2と3の分派地点で土砂堆積が生じて止水環境となり，上-たまり-1及び上-ワンド-12が形成された．

二次流路4に着目すると，洪水後に二次流路2（上-瀬-2に向かう流路）と二次流路4の分派地点から二次流路1に渡る比較的広い範囲で土砂堆積が生じて止水環境となり（Fig.6 (f)～(g)），上-ワンド-1及び上-たまり-2が形成された．

上記より，平均年最大流量程度の中規模洪水が生じると土砂移動が生じ，堆積・侵食の過程により流路や河川生息場が変化し，既存の生息場環境の変化（拡大や縮小，消失）や新たな生息場環境が創出されることが分かった．

(2)　小規模洪水時の河川生息場の変動特性

2012年10月23日に生じた小規模洪水（約490m^3/s）について，インターバル撮影機能付デジタルカメラによる1時間毎の撮影画像を用いて，洪水時流れの特性や河川生息場の変動特性を把握した．

上流域（Fig.7）の上-ワンド-1及び上-たまり-2に着目すると，水位の上昇に伴い，旧河道（Fig.6の二次流路4）を先行して洪水流が通過し，小規模洪水時に

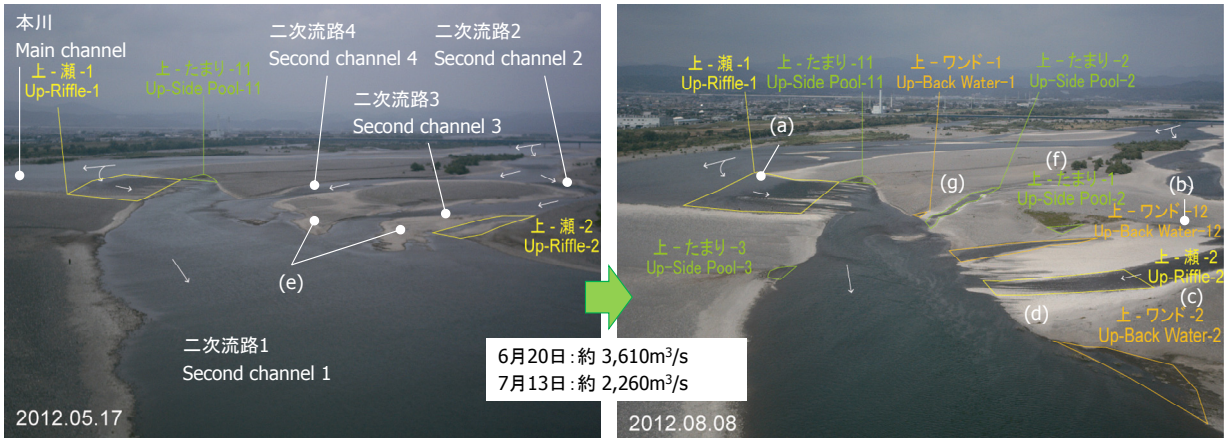


Fig.6 Geo-morphological change before and after events of middle size floods occurred on 20 June and 13 July 2012.

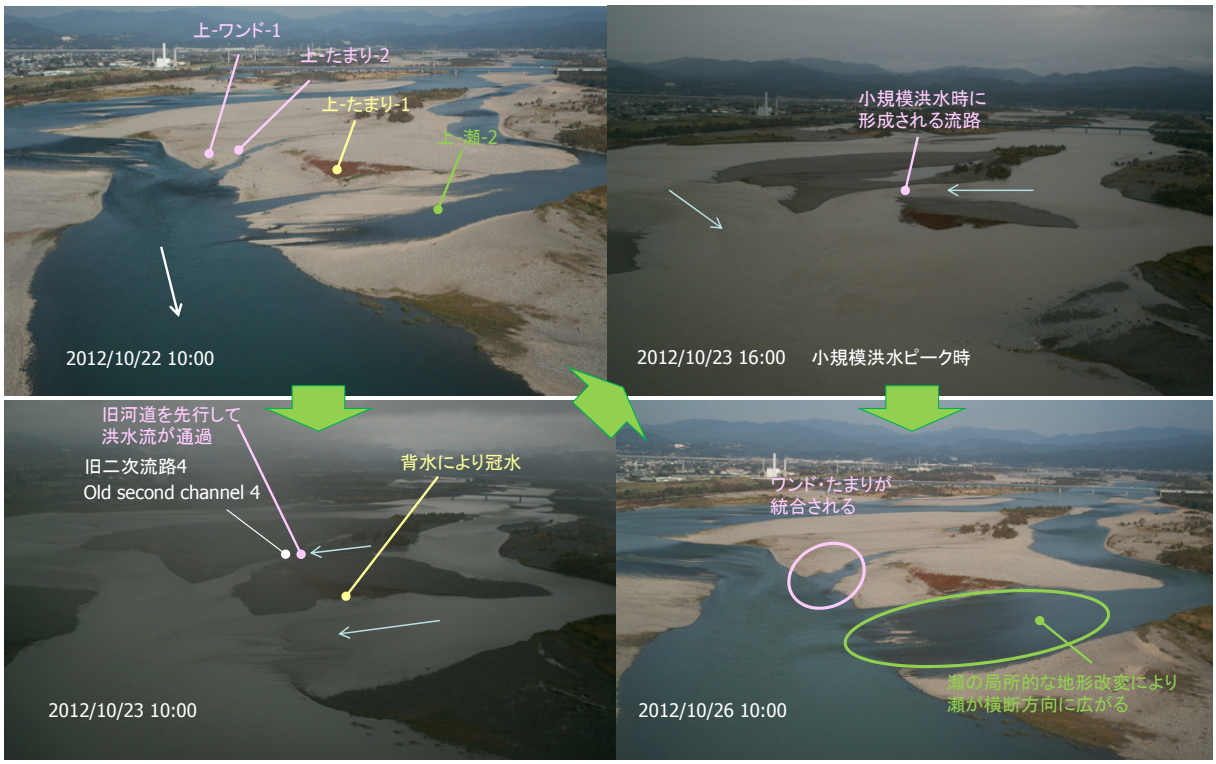


Fig. 7 Flow direction and characteristics of geo-morphological change at the upstream reach in a small size flood event occurred on 23 October 2012.

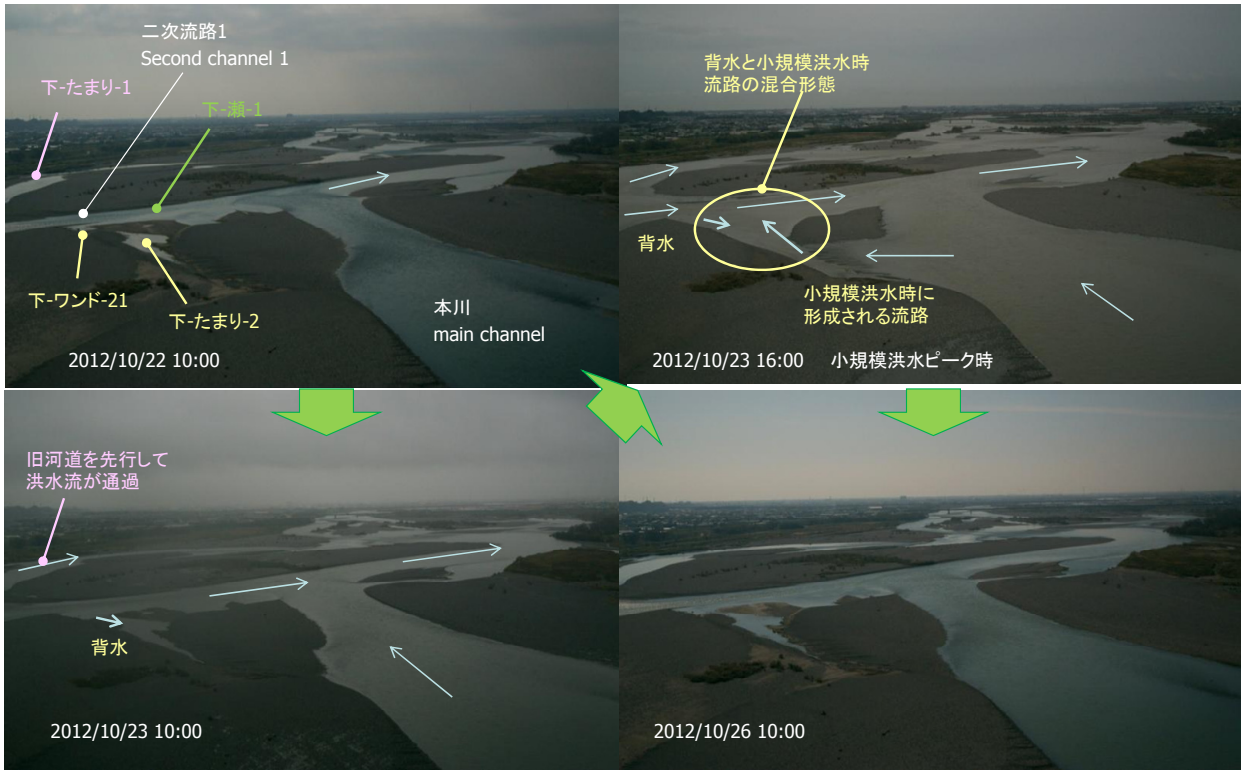


Fig. 8 Flow direction and characteristics of geo-morphological change at the downstream reach in a small size flood event occurred on 23 October 2012.

形成される流路となっている．この洪水流により規模の小さい土砂移動が生じ，上-ワンド-1と上-たまり-2を分断していた砂州が流出し，ワンドとたまりが統合されることとなった．

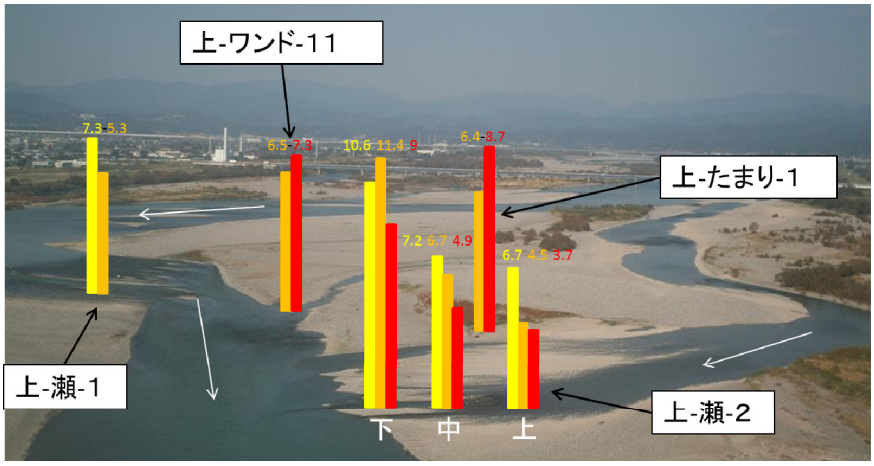
上-たまり-1では，上-瀬-2の周辺の水位の上昇に伴い，背水により冠水する特性であることがわかる．カメラからの撮影画像では，小規模洪水の前後で河床地形の変化が見られなかった．

上-瀬-2では，局所的に土砂が移動して瀬の右岸側の土砂が移動し，瀬の面積が横断方向に広がった．

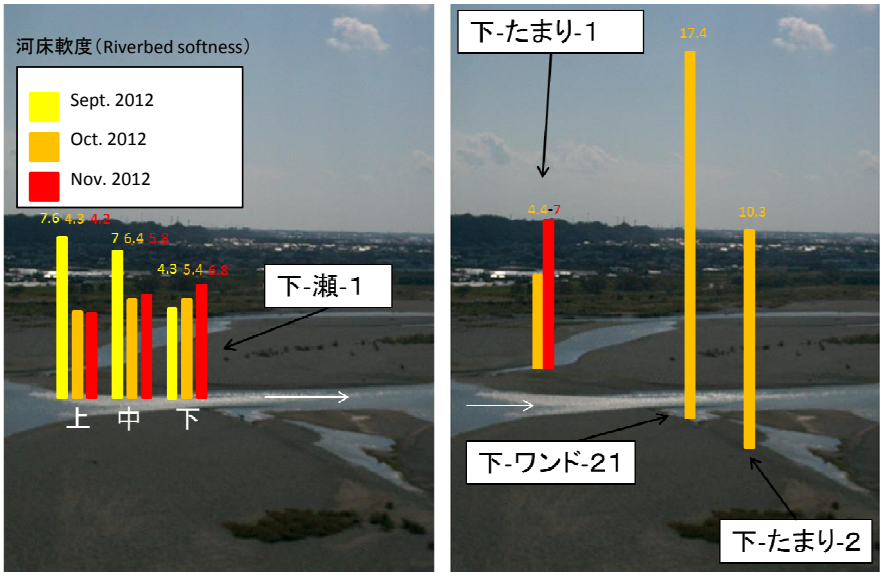
下流域（Fig.8）の下-たまり-1をみると，水位上昇に伴い旧河道を先行して洪水流が通過しているが，小規模洪水による河川生息場の変化は生じていない．

下-たまり-2と下-ワンド-21では，水位上昇に伴い，二次流路1の背水により冠水し，その後更に水位が上昇すると本川から二次流路1に向かう流路が形成され，洪水ピーク時の生息場環境は背水と流路の両方の流れが複雑に混合する形態であることが分かった．

以上より，小規模洪水時の流れの特性として，水位上昇に伴い旧河道を先行して流下するものと，背水により冠水するもの，またこれらの混合形態よるもの等，様々であることが分かった．また，小規模洪水では，背水により冠水する場所では河川生息場の変化は見られなかったが，旧河道を洪水流が流れるような流路が形成される場所（上-ワンド-1と上-たまり-2，上-瀬-2等）では，河川生息場の微地形が変化することが分かった．



(a) Distribution of riverbed softness in each habitat unit upstream.



(b) Distribution of riverbed softness in each habitat unit downstream.

Fig.9 Distribution of riverbed softness in each habitat unit. Surveys were conducted three times in September, October, and November 2012. Numbers shown in the Fig. 9 represent the softness. Longer bars correspond to larger numbers, meaning that the riverbed is soft and vice versa. Data obtained in each grid of a matrix developed for each habitat unit were averaged. In the case of riffles, data were categorized by an upstream, middle, and downstream reach, prior to being averaged.

(2) 河床軟度調査結果

上記（1）の結果は，カメラ画像から見た河川生息場のマクロ・スケールの地形変化を示したものであるが，マイクロ・スケールでどのような変化が生じているのかを，2012年9月，10月，11月に行った河床軟度調査を用いて把握した（Fig.9）．河床軟度はマトリクスの格子点（流下方向：3～12ライン，横断方向：16～5ライン）で計測しており，Fig.9ではこの結果を基に，ワンド及びたまりについては調査箇所全体の平均値，瀬については上流部，中流部，下流部の3つの区域に分けてそれぞれ平均値を算出して記載した．

たまりやワンドなどの止水的河川生息場では，小規模洪水が起こるたびに河床軟度が高くなっていることわかった．上-たまり-1や下-ワンド-21は，マクロ・スケール（撮影画像）では変化が見られなかったが，小規模洪水時に背水により冠水する場所であるため，洪水の末期等に細粒土砂が堆積しやすい地形であることが，河床を軟化させているものと考えられる．

上-瀬-2の9月から10月の変化をみると，瀬の上流部（瀬頭）で河床が硬化し，下流部が軟化した．また，10月から11月では，瀬全体の河床軟度が小さくなった．これは，9月や10月の小規模洪水により，瀬の上流部の河床が侵食し，下流部に堆積するような小規模な土砂移動により生じたものと考えられる．規模は小さいが，瀬の中でこのようなマイクロ・スケールの土砂移動が生じることで瀬頭が硬化したものと考えられる．

下-瀬-1では，9月の段階では瀬の上流部の河床軟度が大きく下流部が小さかったが，11月になると，河床軟度の縦断的な傾向が逆転し，瀬の上流部の河床が硬化し下流部が軟化した．また，瀬全体の河床軟度は小さくなっていた．この要因は，上記の上-瀬-2と同様のマイクロ・スケールの土砂移動が生じたためと考えられる．

(3) 河川生息場の変動特性の考察

上記の（1）と（2）の結果から，2012年6月と7月の2,000～3500 m^3/s程度の中規模洪水により，マクロ・スケールで判別できる土砂移動が生じて，瀬の更新やワンドやたまりが新たに形成されるような変化が生じたことが分かった．

また，9月～11月に生じた小規模洪水時には，河川生息場内でのマイクロ・スケールの変化が生じた．具体的には，洪水時に背水により冠水するような止水的生息場では，洪水の減衰期等に細粒土砂を堆積させることで，河床を軟化させた．瀬については，

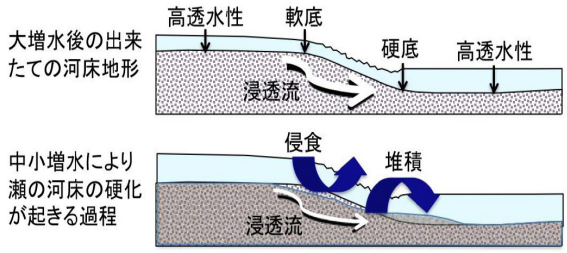


Fig. 10 Erosion and deposition processes occurred due to a small size flood event. A riffle head gets coarse since smaller particles are eroded and washed away. A riffle tail on the other hand gets soft due to deposition occurred by the riffle head erosion. Small scale geo-morphological change due to a small scale flood determines characteristics of micro habitat in a riffle.

上流部の河床（瀬頭）が侵食し，下流部（瀬尻）に堆積するような小規模な土砂移動により，瀬頭が硬化し，瀬尻が軟化するような変化を生じさせ，瀬は全体的に河床が硬化することが分かった．瀬の周辺の河床の軟化・硬化が生じる過程の概念図はFig.10のように示すことができる．

アユの産卵にとっては，瀬の重要性については勿論であるが，その中でも，瀬頭の河床が軟らかい場所が適していることが分かっており，その状況は，洪水時に土砂移動が生じるような砂州が瀬の上流側（洪水時の土砂移動により瀬頭を堆積させる砂州がある場所）にある．今回の調査結果から，そのような場所は2,000～3,500m^3/s程度の中規模以上の洪水によって形成されると考えられる．一方，小規模洪水が生じる場合には，瀬頭を硬化させるため，アユの産卵床を劣化させていると考えられる．このことからも，中規模洪水の発生時期や頻度が重要であることが分かった．

3.3 河床変動解析による河床地形変化の把握

洪水規模による河床地形変化の特性を把握するために，天竜川13km～19km区間を対象に河床変動計算を行い，異なる洪水規模による河床地形の変化の傾向を把握した．本論文では，CCHE2Dというミシシッピ大学で開発された平面二次元河床変動計算ソフトを用いて計算を行った(e.g., Wu, 2004 & 2007)．計算メッシュを作成するCCHE-MESHはグラフィカルユーザインタフェース（GUI)が良く，河床データの内挿機能が充実している．またCCHE2Dは，有限要素法によって離散化を行い計算するため，計算安定性が高く汎用性が高いという特徴がある．

(1) 解析方法及び解析条件

CCHE2Dにおける基礎式を示す.

(a) 流体の連続式

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial (uh)}{\partial x}+\frac{\partial (vh)}{\partial y}=0 \tag{1}$$

ここに，x, yは水平方向の座標系，u, v [m/s]はx, y方向の水深平均流速，h [m]は水深である.

(b) 運動量保存則

$$\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}=-g\frac{\partial \eta}{\partial x}+\frac{1}{h}\left(\frac{\partial (h\tau_{xx})}{\partial x}+\frac{\partial (h\tau_{xy})}{\partial y}\right)-\frac{\tau_{bx}}{\rho h}$$
$$\frac{\partial v}{\partial t}+u\frac{\partial v}{\partial x}+v\frac{\partial v}{\partial y}=-g\frac{\partial \eta}{\partial y}+\frac{1}{h}\left(\frac{\partial (h\tau_{yx})}{\partial x}+\frac{\partial (h\tau_{yy})}{\partial y}\right)-\frac{\tau_{by}}{\rho h} \tag{2}$$

ここに，η [m]は水位，$\tau_{xx}, \tau_{yy}, \tau_{xy}, \tau_{yx}$ [N/m^2]はx-y座標系の水深平均レイノルズ応力，$\tau b_x, \tau b_y$ [N/m^2]は底面せん断応力である.

$$\tau_{xx}=2\nu_t\frac{\partial u}{\partial x}$$
$$\tau_{xy}=\nu_t\left(\frac{\partial u}{\partial y}+\frac{\partial v}{\partial x}\right)$$
$$\tau_{yy}=2\nu_t\frac{\partial v}{\partial y}$$
$$\tau_{yx}=\nu_t\left(\frac{\partial u}{\partial y}+\frac{\partial v}{\partial x}\right) \tag{3}$$

ここに，ν_t [m^2/s]は渦動粘性係数である.

$$\nu_t=\bar{l}^2\sqrt{2\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2+2\left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2+\left(\frac{\partial u}{\partial y}+\frac{\partial v}{\partial x}\right)^2+\left(\frac{\overline{\partial U}}{\partial z}\right)^2}$$
$$l=\frac{1}{h}\int \kappa z\sqrt{\left(1-\frac{z}{h}\right)}dz=\kappa h\int_0^1 \varsigma\sqrt{(1-\varsigma)}d\varsigma\approx 0.267\kappa h \tag{4}$$

ここに，l [m]は混合距離，κはカルマン係数（ここでは0.41とする），ςは相対水深である．$\overline{\partial U/\partial z}$ は鉛直方向の流速勾配を水深平均したものであり，以下のようにして求める.

$$\frac{\overline{\partial U}}{\partial z}=\frac{1}{h}\int\frac{\partial U}{\partial z}dz=\frac{u_*}{h\kappa}\int_{z_0}^{1}\frac{1}{z}dz=C_m\frac{u_*}{h\kappa} \tag{5}$$

ここに，U [m/s]は流速の絶対値，u_* [m/s]は摩擦速度の絶対値，C_mは係数（=2.34375）である.

$$\tau_{bx}=h^{-1/3}\rho_w g n^2 uU$$
$$\tau_{by}=h^{-1/3}\rho_w g n^2 vU \tag{6}$$

$$u_*^2=\frac{\tau}{\rho_w}=\frac{1}{\rho_w}\sqrt{\tau_{bx}^2+\tau_{by}^2} \tag{7}$$

ここで，ρ_w [kg/m^3]は水の密度，g [m/s^2]は重力加速度，n [m$^{-1/3}$/s]はマニング係数である.

$$n=d^{1/6}/A \tag{8}$$

ここで，d [m]は50%粒径とし，A=20としている.

(c) 掃流砂の輸送方程式

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{q_{bk}}{U}\right)+\frac{\partial (\alpha_{bx}q_{bk})}{\partial x}+\frac{\partial (\alpha_{by}q_{bk})}{\partial y}+\frac{1}{L}(q_{bk}-q_{b*k})=0 \tag{9}$$

ここで，q_{bk} [m^2/s]は粒径階kの単位幅掃流砂量，q_{b*k}は粒径階kの平衡掃流砂量，α_{bx}, α_{by}は流砂の方向余弦，L [m]は緩和距離スケールである.

(d) 掃流砂の平衡流砂量式（Wu, Wang and Jia の式）

$$\phi_{bk}=0.0053\left[\left(\frac{n'}{n}\right)^{3/2}\frac{\tau_b}{\tau_{ck}}-1\right]^{2.2}$$
$$\phi_{bk}=q_{b*k}/\left[p_{bk}\sqrt{sgd_k^3}\right]$$
$$n'=d_{50}^{1/6}/20 \tag{10}$$

ここに，ϕ_{bk}は無次元掃流砂量，p_{bk}は粒径階kの交換層における含有率，τ_{ck} [N/m^2]は粒径階kの限界掃流力，sは土粒子の比重，d_{50}は交換層における50%粒径である.

(e) 限界底面せん断応力の式

$$\frac{\tau_{ck}}{(\rho_s-\rho)gd_k}=\Theta_c\left(\frac{p_{ek}}{p_{hk}}\right)^{-m}$$
$$p_{hk}=\sum_{j=1}^{N}p_{bj}\frac{d_j}{d_k+d_j}$$
$$p_{ek}=\sum_{j=1}^{N}p_{bj}\frac{d_k}{d_k+d_j} \tag{11}$$

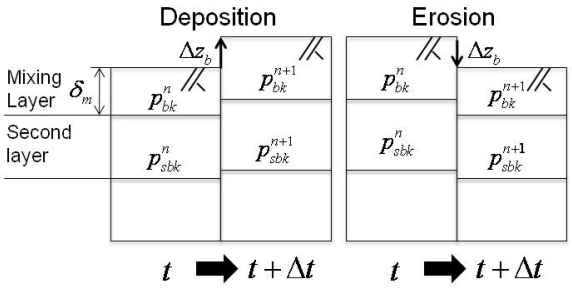


Fig. 11 Concept of mixing layers

Table 1 Conditions of a 2D bed variation simulation model.

計算区間		天竜川13km～19km
初期河床条件		2004年2月の測量データ
初期河床材料		2007年調査の粒度分布データ
メッシュ	縦断方向	20m
	横断方向（高水敷）	15m～25m
	横断方向（低水敷）	10m
乱流モデル		混合距離モデル
計算時間間隔		30 sec
上流端条件	流量	2004年2月～11月の500m^3/s以上を抽出
	土砂量	浮遊砂（LQ式）
下流端条件	水位	一次元不定流計算の結果

ここに，m=0.6，Θ_c=0.03（シールズ数），p_{hk}及びp_{ek}は粒径階kの遮蔽確率及び露出確率である．

(f) 浮遊砂の輸送方程式

$$\frac{\partial(hC_k)}{\partial t}+\frac{\partial(uhC_k)}{\partial x}+\frac{\partial(vhC_k)}{\partial y}=\frac{\partial}{\partial x}\left(\varepsilon_s h\frac{\partial C_k}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\varepsilon_s h\frac{\partial C_k}{\partial y}\right)+\alpha\omega_{sk}(C_{*k}-C_k) \tag{12}$$

ここに，C_kは粒径階kの浮遊砂濃度を水深平均したもの，C^*_kは粒径階kの平衡浮遊砂濃度，ε_s [m^2/s]は渦度拡散係数，αは係数である．

(g) 浮遊砂の平衡流砂量式

$$\phi_{sk}=0.0000262\left[\left(\frac{\tau}{\tau_{ck}}-1\right)\frac{U}{w_{sk}}\right]^{1.74}$$
$$\phi_{sk}=q_{s*k}\Big/\left[p_{bk}\sqrt{sgd_k^3}\right] \tag{13}$$

ここに，q_{s*k} [m^2/s]は単位時間・単位幅当たりの浮遊砂通過量である．粒径階kの土粒子の沈降速度w_{sk} [m/s]である．

(h) 沈降速度（Zhangの式）

$$w_{sk}=\sqrt{\left(13.95\frac{\nu}{d_k}\right)^2+1.09\left(\frac{\rho_s}{\rho}-1\right)gd_k}-13.95\frac{\nu}{d_k} \tag{14}$$

ここに，ν [m^2/s]は水の動粘性係数，d_k [m]は粒径階kの粒径，ρ [kg/m^3]は水と土粒子の混合密度，ρ_s [kg/m^3]は土粒子の密度である．

(i) 流砂の連続式

$$(1-p')\frac{\partial z_{bk}}{\partial t}=\alpha w_{sk}(C_k-C_{*k})+(q_{bk}-q_{b*k})/L \tag{15}$$

ここに，$\partial_{zb}/\partial_t=\Sigma\partial_{zbk}/\partial_t$，$\delta_m$ [m]は交換層厚，p_{bk}は交換層内における粒径階kの含有率である（Fig.11を参照）．

j) 粒度分布の変化

$$\frac{\partial(\delta_m p_{bk})}{\partial t}=\frac{\partial z_{bk}}{\partial t}+p^*_{bk}\left(\frac{\partial\delta_m}{\partial t}-\frac{\partial z_b}{\partial t}\right)$$
$$p^*_{bk}=\begin{cases}p_{bk}:\partial\delta_m/\partial t-\partial z_b/\partial t\le 0\\ p_{sbk}:\partial\delta_m/\partial t-\partial z_b/\partial t>0\end{cases} \tag{16}$$

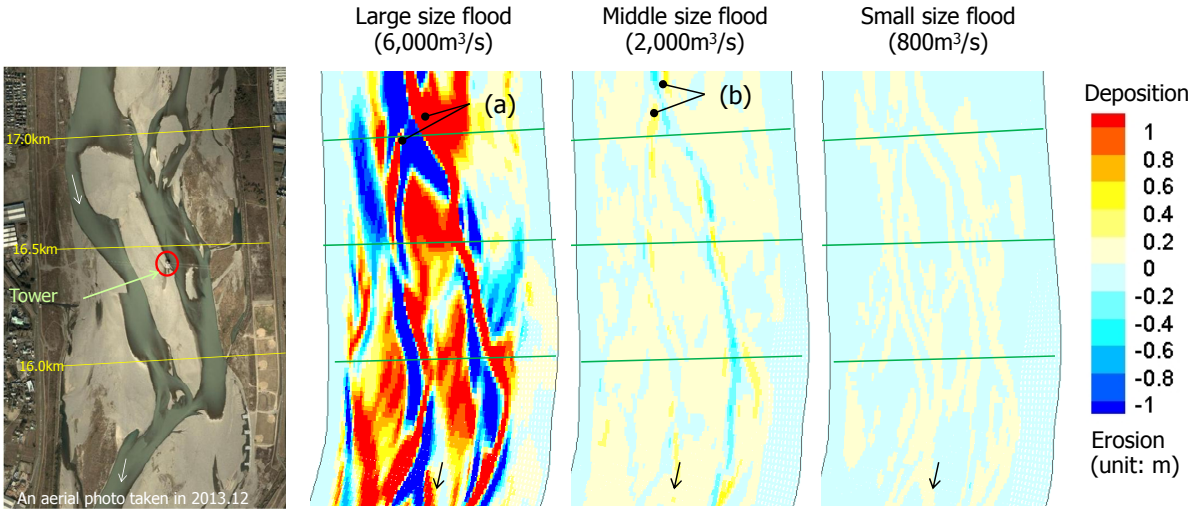


Fig.12 Results of the 2D bed variation simulation model.

ここに，p_{sbk}は交換層の一つ下の第2層（Second Layer）内における粒径階kの含有率である．

(2) 計算結果

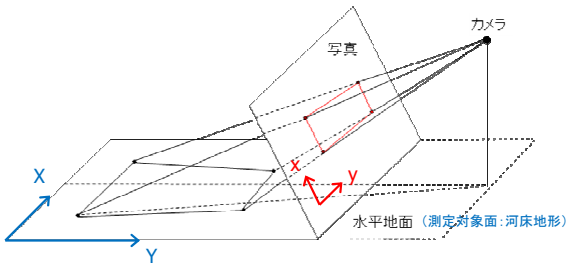
与えた洪水波形は，6,000m^3/sの大規模（1/2.5年確率程度），2,000m^3/sの中規模（1/1年確率程度），800m^3/sの小規模（5/1年確率程度）の3つの規模である．大規模洪水では流路を横断するような堆積が確認できた（Fig.12 (a)）．これにより，以前はなかったところに新たな瀬が造成されたと考えられる．

中規模洪水でも流路を横断するような形の堆積がみられたが（Fig.12 (b)），堆積の規模が小さかった．インターバル写真の比較からも，6～7月の中規模洪水によって瀬の更新が起きており，今回計算でもそれが概ね再現できたといえる．

小規模洪水では，僅かに堆積・浸食は起こるものの，地形を大きく変化させることはないことがわかった．これにより，現地調査の結果と合せて考察すると，小規模洪水時には，瀬が硬化する原因であると考えられる．

4. 河床地形モニタリング手法の開発

1時間間隔で鉄塔の上流及び下流の河床変動履歴を撮影してきたが，河川生態系は，本論文の冒頭で示したように，二次流路，瀬や淵，ワンドやたまり等の河川生息場（の要素）の変動履歴（時間的・空間的パターン）を把握するためには，各河川生息場の特徴（面積や河岸延長等）を定量的に把握することが必要となる．そのため，これまでの撮影画像を基に，画像解析技術を用いて河川生息場の変動履歴を定量的に把握するための河床地形モニタリング手法を開発した．



測定対象面に設定された平面座標系XY
写された写真面に設定された平面座標系xy

Fig.13 An conceptual image of transforming recorded photo data into the ortho data.

画像解析技術の原理について，測定対象面（河床地形）に設定された平面座標系XYと，写された写真面に設定された平面座標系xyとの間に，式(17)が成立する（Fig.13）．

$$X = \frac{b_1 x + b_2 y + b_3}{b_7 x + b_8 y + 1}$$
$$Y = \frac{b_4 x + b_5 y + b_6}{b_7 x + b_8 y + 1} \qquad (17)$$

$$x_i b_1 + y_i b_2 + b_3 - x_i X_i b_7 - y_i X_i b_8 = X_i$$
$$x_i b_4 + y_i b_5 + b_6 - x_i Y_i b_7 - y_i Y_i b_8 = Y_i \qquad (18)$$

式（17）は，測定対象面が水平面でなくても（鉛直面や斜面でも），平面形状であれば成立する．式（18）の8つの未知係数b_1～b_8は，4点以上の標定点の測定値の組$(X_i, Y_i ; x_i, y_i)$ $(i=1,2\cdots n: n>=4)$ に対して，式（17）を展開して線形方程式に変換することで．最小二乗法により求めることができる．

Table 2 Accuracy of the photo transformation into the ortho data. The target posts referred to as "□" in the No. column in this table were used for transforming photo data to the ortho data through the photogrammetric method.

No	Coordinate values measured by RTK-GPS		2D modeling results, ortho data values		Accuracy compared with measured values	
	X longitude (m)	Y Latitude (m)	X longitude (m)	Y Latitude (m)	ΔX(m)	ΔY(m)
11 □	-133592.083	-61785.077	-133592.083	-61785.077	—	—
12 □	-133380.497	-61788.585	-133380.497	-61788.585	—	—
13	-133300.363	-61887.546	-133301.500	-61888.300	-1.137	-0.754
14	-133153.745	-61975.745	-133155.400	-61974.400	-1.655	1.345
15 □	-133149.182	-62037.259	-133149.182	-62037.259	—	—
16 □	-133505.510	-61900.398	-133505.510	-61900.398	—	—
17	-133477.368	-61936.546	-133478.500	-61937.900	-1.132	-1.354
18	-133409.339	-61909.945	-133408.100	-61908.900	1.239	1.045
				Average (absolute value)	1.291	1.124

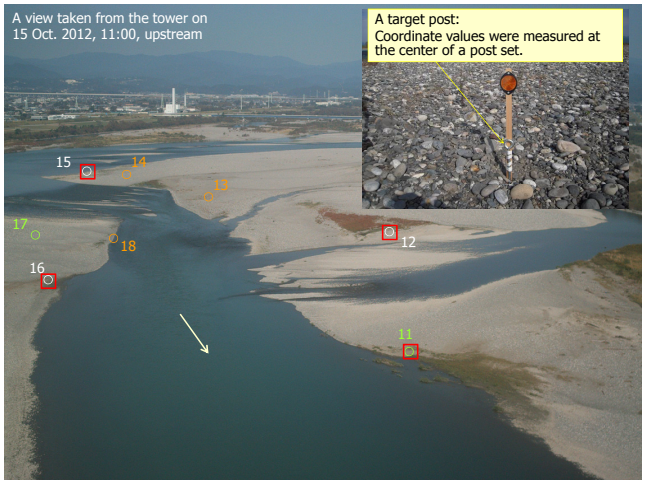


Fig. 14 Data transformed into the ortho data through the photogrammetric method. "○"in the fig. refers to a location where target posts having coordinate values have been set. 2D ortho data were developed based on No. 11, 12, 15, and 16, referred to as "□" in the fig., using a photogrametric method.

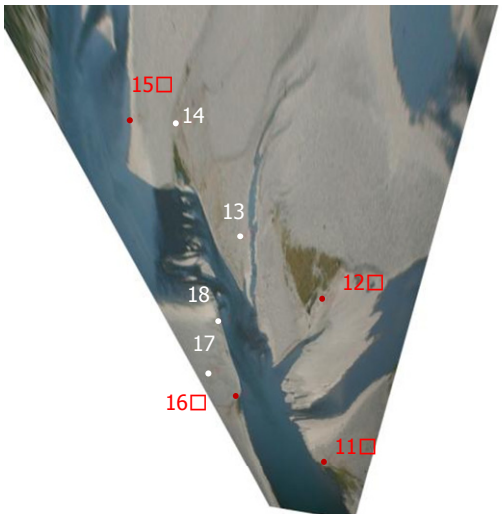


Fig. 15 Results of the 2D modeling based on photos taken on 15 October 2012. The target posts referred to as "□" in the fig. were used for transforming photo data to the ortho data through the photogrammetric method.

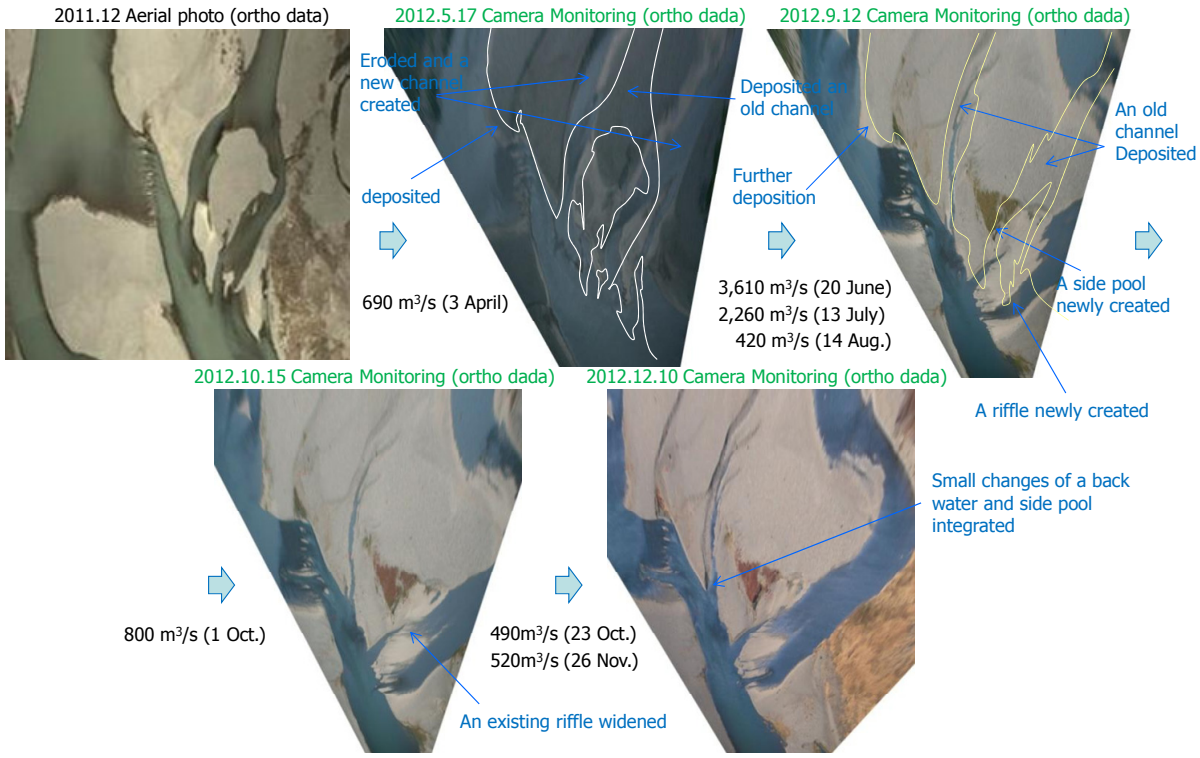


Fig.16 A set of ortho data transformed from the photo data by the photogrammetric method. White lines in the photo data dated 17 May 2013 depict water and terrestrial boundaries as of 12 November 2011. Light yellow lines in the photo data dated 12 September 2012 depict water and terrestrial boundaries as of 17 May 2012. This monitoring method in combination with photogrammetric method with the accuracy of approximately 1.0 m showed that it enables to obtain quantitative data and analyze spatiotemporal patterns of riverine habitat.

航空写真で用いられるオルソ化の技術を応用して，インターバル撮影機能付デジタルカメラで鉄塔の高さ約60mから撮影した斜め写真画像のオルソ化（座標変換）を行った．オルソ化を行うために，カメラ画像の画角の中で，任意の8地点に杭（標的：target posts）を設置し，カメラの撮影画像から確認できるように反射板を配置した（Fig.14）．次に，RTK-GPSを用いて，各杭の中心点の座標を計測し，撮影画像の中に固定した座標値を与えた．本論文では，Fig.14に示すように，標的No. 11，12，15，16を基準点として撮影画像の調整（引延しや短縮）を行い，オルソ化を行った．オルソ化した撮影画像をFig.15に示し，その座標変換の精度をとりまとめたものをTable 2に示す．解析精度の検証は，前述のNo.11，12，15，16の基準点以外を対象に，測定値（RTK-GPSによる計測結果）と画像変換後の座標値を比較することで行った（Fig.15とTable 2参照）．その結果，解析精度は約1mであることが分かった．解析精度については，今後を精度向上していく必要があるが，本研究が対象とする天竜川16.3k付近では，堤間幅が約1kmあり，その中での約1mの精度であるため，河川生息場や河床地形の変動履歴をモニタリングし，定量的な評価を行う上では十分な精度を有していると考えられる．

更に，Fig.16は，カメラモニタリングの上流側で撮影した一連の写真画像について，上記の画像変換によりオルソ化した結果である．Fig.16の右上の2012年9月12日の画像の薄黄線は，一時点前の2012年5月17日の河床地形の水際ラインを示しており，河床地形変化を重ねてみることができる．この間では中規模洪水が発生しており，その結果は3.2（1）で分析した通りである．しかし，画像をオルソ化することで堆積・侵食の過程をより明確に示すことができ，その変動履歴を定量的に示すことが可能となる（例えば面積変化等）．これらの結果を用いれば，生物多様性を最適にする河床地形や河川生息場の変動履歴を定量的に分析・評価することができるようになる．

5. 結論と今後の課題

河川生息場環境の変動履歴分析のための河床地形モニタリグ手法の開発に関して以下の結論を得た．

適切な位置からインターバル撮影機能付デジタルカメラによるモニタリングを行うことで，洪水時流れの特性（流向や冠水の現象）や土砂移動特性，河川生息場環境の変動を推定できることが分かった．

カメラによるモニタリングと河床軟度調査の結果を基に，中規模洪水，及び，小規模洪水による変動履歴を分析した．その結果，中規模洪水では，瀬の更新やワンドやたまりが新たに形成されるような変化が生じ，マクロ・スケールで河床地形が変化することが分かった．また，小規模洪水では，河川生息場内でのマイクロ・スケールの変化が生じた．具体的には，砂州の下流側のワンドやたまり等，背水により冠水するような止水的生息場では，洪水の減衰期等に細粒土砂を堆積させることで，河床を軟化させることが分かった．一方，瀬では，瀬の上流側を侵食して下流側に堆積を引き起こすような局所的な地形改変によって瀬頭を硬化させ，瀬尻を軟化させる働きをすることを把握した．アユの産卵にとって，瀬頭の軟らかい河床が好適であることが分かってきているが，そのような場は中規模以上の洪水によって形成され，小規模洪水では瀬頭を硬化させることが分かり，中規模洪水の発生時期や頻度が重要であることが示唆された．

更に，解析写真測量技術を用いてオルソ化を行うことで，河川生息場の変動履歴（微地形の変化や浸食堆積過程）を定量的に示すことができた．これにより，本論文で示した河床地形モニタリング手法が実用的なレベルで適用できることが分かった．インターバル撮影機能付デジタルカメラによるモニタリングを適用することで，高価な航空写真による垂直写真撮影を行わなくても，河川生息場や河床地形の変動履歴をモニタリングすることができ，定量的に把握できることが分かった．本手法は，河川管理や河道管理の分野での適用も可能であると考えられる．

今後は，モニタリングの精度の向上を図るとともに，中規模洪水や大規模洪水による河川生息場と河床地形変化を把握・分析することで，知見を蓄積することが重要と考える．また，本研究対象区間では，インターバル撮影機能付デジタルカメラによるマクロ・スケールのモニタリングに加えて，月1回程度の頻度で河川生息場毎に，マイクロ・スケールでの変動履歴の把握（生息場を構成する礫，砂，流倒木，落ち葉等の割合変化），底生動物調査，河床材料調査，河床軟度調査を行っている．これらの結果を基に，生物多様性を最適化する河川生息場の変動履歴を把握し，モニタリングや河川環境の評価技術を確立していく予定である．

謝　辞

本論文の作成にあたり，国土交通省 中部地方整備局 浜松河川国道事務所よりデータの提供及び，研究を効率的・効果的に進めるための調整等で協力して頂いた．また，鉄塔へのカメラ設置や記録データの回収，維持管理等では，中部電力 掛川電力所，及び株式会社シーテックに協力して頂いた．更に，天竜

川現地での調査にあたり，天竜川漁協共同組合，天竜川天然資源再生連絡会，京都大学防災研究所 水資源環境研究センター 社会・生体環境研究領域の研究室，いであ株式会社 建設統括本部 水圏事業部 河川部から多大な協力を頂いた．ここに感謝の意を表したい．

参考文献

鈴木崇正・角哲也・竹門康弘・中島佳奈(2011): 土砂供給に伴うアユ産卵環境の変化予測，京都大学防災研究所年報 第54号B (Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No.54B).

角哲也・中島佳奈・竹門康弘・鈴木崇正 (2011): アユの産卵に適した河床形態に関する研究，京都大学防災研究所年報 第54号B (Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No.54B).

村井彰弘・竹門康弘・角哲也 (2012): アユの産卵床に必要な河床地形条件に関する研究，応用生態工学会研究発表会講演集, pp. 158.

Arscott, D., Tockner, K. Nat, D., & Ward, J. (2002): Aquatic Habitat dynamics along a Braided Alpine River Ecosystem (Tagliament River, Northeast Italy), Ecosystems 5: 802-814, DOI: 10.1007/s10021-002-0192-7.

Parsons, M., Thoms, M., & Norris, R. (2001): Australian River Assessment System: AusRivAS Physical Assessment Protocol, National River Health Program, Environmental Australia.

Takemon, Y. (1997): Management of biodiversity in aquatic ecosystems: dynamic aspects of habitat complexity in stream ecosystems. In: (ed. by Abe T., Levin S., & Higashi M.) Biodiversity: An Ecological Perspective. Springer, 259-275.

U.S. Fish and Wildlife Service. (1981): Standards for the devel-opment of habitat suitability index model for use in the Habitat Evaluation Procedures, USDI Fish and Wildlife Service, Division of Ecological Services. ESM 103.

Wu, W. (2004): "Depth-Averaged Two-Dimensional Numerical Modeling of Unsteady Flow and Nonuniform Sediment Transport in Open Channels," Journal of Hydraulic Engineering, vol. 130, pp. 1013-1024.

Wu, W. (2007): Computational river dynamics: CRC.

（論文受理日：2013年6月11日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

Influence of Point Environmental Conditions to the Present Species Richness of Fish and Mussel of Floodplain Pools in the Kizu River

Mikyoung CHOI[(1)], Yasuhiro TAKEMON, Kinko IKEDA[(2)], Kazuhiro NISHII[(2)] and Tetsuya SUMI

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University
(2) ASIA AIR SURVEY CO., LTD.

Synopsis

The Kizu River ecosystem is characterized by lentic habitats such as pools or wando on the floodplain, providing habitats to Acheilognathus bitterlings and freshwater unionid mussels. In the last decade, however, these habitats have been degraded by the decrease of peak discharge and flood frequency and excessive vegetation expansion on the floodplain. In order to restore the suitable habitat structure for the Kizu River ecosystem, it is needed to find out relations of habitat condition required for bitterlings and mussels. We used principal component analysis (PCA) and generalized linear model (GLM) based on selected data by correlation analysis. Species richness of Bitterling was best explained by a model consist of location, age, transparency, mean grain size and DO one year ago. Species richness of mussel was best explained by a model consist of flooding frequency and depth of mud two years ago. Species richness of resident fish was best explained by low relative height, age, area and vegetation coverage, and species richness of alien fish was explained by model consist of low relative, area, vegetation coverage and DO. Species richness of resident fish and alien fish were significantly correlated with habitat conditions of current year. The results indicate a range of habitat age for maintenance of fish and mussel diversity including more than two years old, is required in the Kizu River.

Keywords: bitterling, mussel, alien fish, species richness, habitat conditions

1. Introduction

The Kizu River has been known lentic habitat such as pool or wando for bitterlings and unionid mussels living in lentic habitats on its' floodplain (ASIA AIR SURVEY, 2009). In the last decade, however, these habitats have been degraded by the decrease of peak discharge and flood frequency and excessive vegetation expansion on the floodplain (Ashida et al, 2008). According to the deterioration of habitat condition, the diversity of bitterling and bivalve decreased, and representative protected bitterling '*Acheilognathus longipinnis'* had disappeared in the Kizu River (Kizu River Research Group, 2003). To restore the habitat structure of species diversity, especially bitterling and mussel, it is needed to find out relations of habitat condition required for bitterlings and mussels. In other to understand the intrinsic reasons for their presence or absence in a pool, it is inevitably important to analyze effects of habitat conditions not only at present but also in the past.The survival of mussels depends on the interaction of several biotic and abiotic factors operating at different spatial and

temporal scales (Morales et al., 2006; Haag and Warren, 1998). Because successful reproduction requires the availability of an appropriate host fish at the appropriate time and that juveniles find favorable habitat, mussels had possibility that they were related with spatial diversity as well as time lag. However, there have been only a few works showed empirical interrelations of species richness in a particular habitat to its environmental conditions (Negish et al., 2012; Strayer and Ralley, 1993; Yoshihiro and Takashi, 2010; Holland -Bartels, 1990; Layzer and Madison, 1995).

This paper aims to clarify the amount of time lag between habitat changes having a significant influence on species diversity and bitterling and unionid mussel. In addition, we attempted to figure out habitat parameters having a dominant role on species diversity.

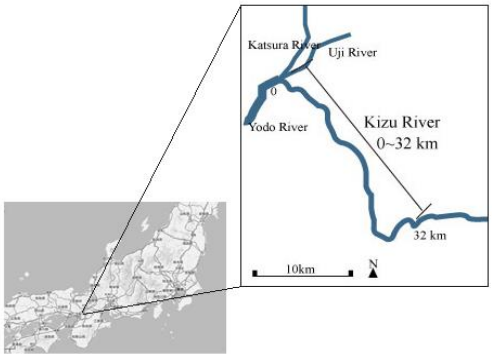


Figure 1 The study site of the Kizu River

2. Method

2.1 Study site

The study area was established in the lower reaches (0~32 km) of the Kizu River, a tributary of the Yodo River in central Japan (Fig.1). A mean of river slope in study area was 1/1180 and mean diameter of bed material was 2 mm ~3 mm (Kizu River Research Group, 2009). The study area was composed of bareland (ca. 21%), bushland (ca. 42%), woodland (ca. 14 %) on the floodplain, and water surface (ca. 23%). Vegetation area on the floodplain increased about 8 times and bareland area decreased about 70% compare with in 1948 (Choi et al, 2012).

2.2 Materials

(1) Fish and bivalve data (response variable)

We used species and habitat condition data from ASIA AIR SURVEY CO., LTD. A total of 47 floodplain pools surveyed from 10 to 26 August 2011. Fish and mussel data were classified into bitterling, unionid mussel, resident fish except bitterling, and predatory alien fish (e.g. bass, blue gill, snake head). Because successful reproduction of mussels requires the availability of an appropriate host fish (Morales et al., 2006; Haag and Warren, 1998), and exotic species and degraded water quality influenced declines of fish (Lydeard et al.,2004), we considered resident fish and predator fish as well as bitterling and mussel. The species richness of four groups was used as response variables to detect relations of fish and mussel diversity to habitat conditions.

(2) Habitat condition data (explanatory variable)

Following parameters measured by the field surveys were used for the analyses: habitat size, area of water surface, water depth, area of water depth than low 30 cm, transparency of water, water quality (PH, DO, COD, SS, EC, ORP), Chlorophyll, vegetation coverage, ratio of floating plants, grain size (mean, D60, D50, D30), depth of mud, porosity and ignition loss, relative height (low, mean, high), flooding frequency, age and location. Relative height is height between water level of main channel and level of 5 m buffer around pool. Flooding frequency was calculated by simulation using DEM data and water discharge of 10 years (0: no flooding, 1: one time, 2: eight times, 3: 16 times, 4: 22 times, 5: normally flooding per 1 year) . Age of pool defined by existent period of habitat using aerial photo from 2001 to 2012, and location was section number (0 ~ 32). A total of 27 habitat condition parameters were considered as explanatory variables. Relations of current species diversity to current habitat conditions as well as past conditions were analyzed using data of habitat conditions in 2007, 2009, 2010 and 2011.

2.3 Data analysis

To select representative explanatory variables among many habitat conditions, we used correlation analysis and principal component analysis (PCA). Correlation analysis was conducted for picking out data of habitat conditions statistically. And then,

final explanatory variables were selected by PCA.

Relations of fish and bivalve diversity to habitat conditions were analyzed using generalized linear model (GLM) with a Poisson error assumption and a long link function. Values of area and depth as explanatory data were log transformed, because they did not show normal distribution. The best model was selected based on Akaike's Information Criterion (AIC; Akaike, 1974), and Chi-squared (χ^2) was used to compare effect of past and recent conditions on fish and bivalve diversity. All analyses were conducted using SPSS version 19 (SPSS 19.0, SPSS Inc).

3. Results and discussion

Final explanatory variables were selected into low relative height, flooding frequency, age, location, habitat size, water quality (PH, DO), transparency, vegetation coverage, mean grain size, and depth of mud. Species richness of bitterling was best explained by a model consist of location, age, transparency, mean grain size and DO one year ago (χ^2 = 3.83, P = 0.05). Species richness of mussel was best explained by a model consist of flooding frequency and depth of mud two years ago (χ^2 = 12.18, P <0.001). This result showed species richness of mussel was influenced by habitat conditions 2years ago. It may assume that mussels were reproduced or flowed from main channel in the past. Because freshwater unionid mussel was taken about 5 years from reproduction to adulthood(Mahon and Bogan, 2001), a time lag may exist between current species richness and past habitat conditions. In addition, they required appropriate substrate to anchor and burrow, and substrate stability may affect their distribution (Holland-Bartels, 1990; Layzer and Madison, 1995; McRae et al, 2004).Species richness of resident fish was best explained by low relative height, age, area and vegetation coverage (χ^2 = 18.34, P <0.001) and species richness of alien fish were explained by model consist of low relative, area, vegetation coverage and DO (χ^2 = 20.42, P <0.001). Species richness of resident fish and alien fish were significatly related to habitat conditions of current year (Table 1).

Species richness of bittering had no significant

Table 1 Results of generalized linear model tested the relations of species richness in 2011 and habitat conditions in 2007, 2009, 2010 and 2011.

Species of richness	Model		n	Year	Wald χ^2	p-value
	Statistic data	Field survey data				
Bitterling	Location + age	Transparency + mean grain size + DO	5	2011	1.81	.177
				2010	3.83	.050
				2009	1.84	.174
				2007	3.15	.076
Mussel	Flooding frequency	Depth of mud	2	2011	0.56	.454
				2010	1.99	.157
				2009	12.18	.000
				2007	5.90	.015
Resident fish	Low relative height + age	Area + vegetation coverage	4	2011	18.34	.000
				2010	2.14	.143
				2009	1.13	.287
				2007	0.75	.386
Alien fish	Low relative height	Area + vegetation coverage + DO	4	2011	20.42	.000
				2010	0.28	.594
				2009	0.59	.441
				2007	0.55	.456

correlations separately. Although they did not show correlation between bitterling diversity in 2011 and each habitat condition in 2010 (Table 2), Figure 3 showed species richness of bitterling increased with high habitat age. For the preservation of symbiosis between bitterlings and mussels, a stabilized environment as well as immediate disturbance for both animals required. Species richness of mussel positively correlated with depth of mud (R = -0.524, P < 0.5) (Table 1). Although they had negative correlation, also had low R^2value, species richness of mussel had maximized results between 5 ~10 cm. Hence, mussel diversity required some disturbance to maintain depth of mud between 5~10 cm (Fig. 2). Therefore, to determine a target of substrate condition for mussel diversity, we should consider the effect of past conditions as well as current conditions.

Species richness of resident fish had a negative correlations with low relative height (R = -0.394, P < 0.5) and vegetation coverage (R = -0.35, P < 0.5). Species richness of alien fish showed a negative correlation with vegetation coverage (R = -0.341, P < 0.5) and a positive correlation with habitat size (R = .547, P < 0.5) and DO (R = 0.438, P < 0.5) (Table 2). As Jacqueline (1989), predators such as bass prefer the heavily vegetated sites and open areas. Our study also showed species richness of alien fish had a possive correlation with habitat size. However, they were negativly correlated with vegetation coverage. They had maximum values between 10~20 % vegetation coverage in the Kizu River.

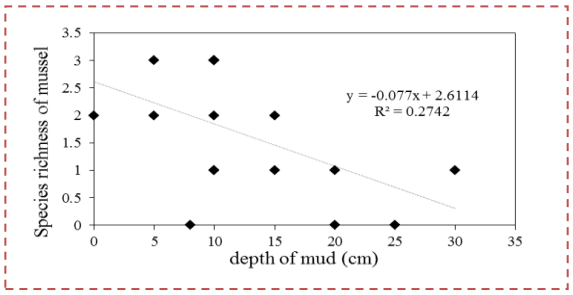


Figure 2 Relation of species richness of mussel in 2011 to depth of mud in 2009. p<0.05

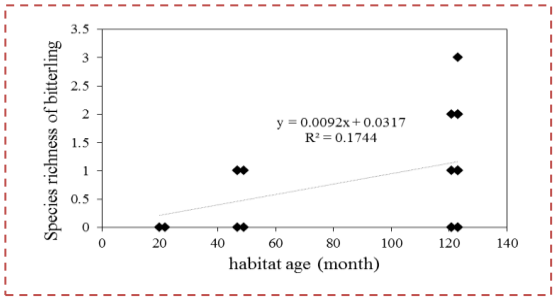


Figure 3 Relation of species richness of bitterling in 2011 to habitat age in 2010. *n.s.*

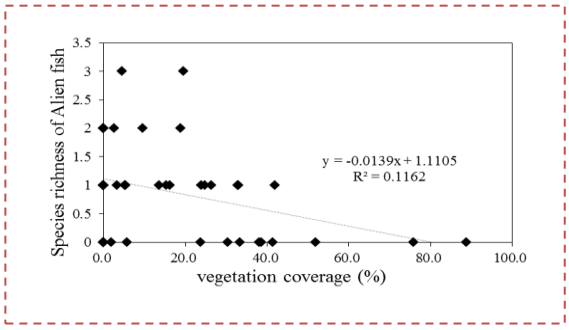


Figure 4 Relation of species richness of alien fish to vegetation coverage in 2011. p<0.05

Table 2 Results of correlation analysis tested relations between species richness and habitat conditions were used in model. Relations between bitterling richness in 2011 and habitat conditions in 2010. Relations between mussel richness in 2011 and habitat conditions in 2009, and relations between fish richness in 2011 and habitat conditions in 2011. (r values. *** p<0.001, * *p<0.01, * p<0.05)

Species of richness	Low relative height	age	location	Flooding frequency	area	Vegetation coverage	DO	transparency	Mean grain size	Depth of mud
Bitterling		.220	.331				-.203	-.151	-.007	
Mussel				-.454						-.524*
Resident fish	-.394**	-.287			.324 *	-.350*				
Alien fish	-.288				.547***	-.341*	.438**			

4. Conclusion

We used correlation analysis, principal component analysis (PCA) and generalized linear model (GLM) to find out relations of habitat condition required for bitterlings and mussels . Species richness of bitterling was best explained by a model consist of location, age, transparency, mean grain size and DO one year ago. Species richness of Unionid mussel was best explained by a model consist of flooding frequency and depth of mud two years ago. Species richness of resident fish was best explained by low relative height, age, area and vegetation coverage, and species richness of alien fish was explained by model consist of low relative, area, vegetation coverage and DO. Species richness of resident fish and alien fish were significatly relatived to habitat conditions of current year (Table 1). Range of habitat age for maintenance of fish and mussel diversity including more than two years old, is required in the Kizu River. To maintain a healthy and sustainable habitat for fishes and mussels, a wide range of habitat age should be considered.

Acknowledgements

This study was conducted in a research project "Development of riverbed management techniques for river environments" supported by the Japanese Ministry of Land, infrastructure, Transport and Tourism. We would like to the Yodo River Bureau for providing aerial photo and DEM data

References

ASIA AIR SURVEY CO., LTD (2009) Report of pond research in the Kizu River, part 2

Ashida K., Egashira S. and Nakagawa H. (2008) River Morphodynamics for the 21st Century, Kyoto University Press, pp 40-51

Akaike H. (1974) A new look at the statistical model identification, IEE Automat Contr. Vol 19, pp 716-723

Choi M., Takemon Y. and Sumi T. (2012) The Historical Changes of Aquatic Habitat Structure in the Kizu River, 18th Congress of the Asia and Pacific Division of the International Association for Hydro-Environment Engineering and Research, SS4F-2

Gangloff M.M. and Feminella J.W. (2007) Stream channel geomorpholpgy influences mussel abundance in southern Appalachian streams, U.S.A., Freshwater Biology, Vol 52, pp 64-74

Haag W.R. and Warren M.L. (1998) Role of ecological factors and reproductive strategies in structuring freshwater mussel communities, Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, Vol. 55, pp297-306

Holland-Bartels L.E. (1990) Physical factors and their influence on the mussel fauna of a main channel border habitat of the Upper Mississippi River, Journal of the North American Benthological Society Vol. 9, pp 327-335

Layer J.B. and L.M. Madison (1995) Microhabitat use by freshwater mussels and recommendations for determining their instream flow needs, Regulated Rivers: Research and Management Vol. 10, pp 329-345

Jacqueline F. S. and Roy A.S. (1989) Behavior of fish predators and their prey: habitat choice between open water and dense vegetation, Environmental Biology of Fishes, Vol 24, pp 287-293

Kizu River Research Group, 2003. Integrated research of the Kizu River II, 442pp

MacMahon R.F. and Bogan A.E. (2001) Mollusca: Bivalvia. pp 331-429 *in* H. Thorp and A.P. Covich (editors), Ecology and classification of North American freshwater invertebrates. 2nd edition, Academic Press, San Diego, Califirnia.

MacRae S.E., J.D. Allan and J.B. Burch (2004) Reach and catchment-scale determinants of the distribution of freshwater mussels (Bivalvia: Unionidae) in south-eastern Michigan, U.S.A. Freshwater Biology Vol. 49, pp 127-142

Mills S.C. and Reynolds J.D. (2003) The bitterling –mussel interaction as a test case for co-evolution, Jour. Fish Biology, Vol 63, pp84-104

Morales Y., Weber L.J., Mynett A.E. and Newton T.J.(2006) Effects of substrate and hydrodynamic conditions on the formation of mussel beds in al large river, J.N. Am. Benthol. Soc., Vol 25, pp 664-676

Negish J. N., Sagawa S., Kayaba Y., Sanada S., Kume M. and Miyashita T. (2012) Mussel

responses to flood pulse frequency: the importance of local habitat, Freshwater Biology doi 10.111, j.1365-2427

Strayer D.L. and Ralley J. (1993) Microhabitat use by an assemblage of stream-dwelling unionaceans (Bivalvia), including two rare species of Alasmidonta. Journal of the North American Benthological Society, Vol. 12, pp 247-258

Yoshihiro B. A. and Takashi M. (2010), Habitat characteristics influencing distribution of the freshwater mussel *Pronodularia japanensis* and potential impact on the Tokyo bittering, Tanakia tanago, Zoological science, Vol 27, pp912-916

(Received June 11, 2013)

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

河川環境のための河床地形管理手法に関する技術開発

Development of Riverbed Geomorphological Management Method for River Environment

竹門康弘・角 哲也・藤田正治・武藤裕則(1)・竹林洋史
堤 大三・石田裕子(2)・小林草平・玉基英(3)

Tetsuya SUMI, Yasuhiro TAKEMON, Masaharu FUJITA, Yasunori MUTO(1), Hiroshi TAKEBAYASHI, Daizo TSUTSUMI, Yuko ISHIDA(2), Sohei KOBAYASHI and Giyoung OCK(3)

（1）徳島大学大学院建築工学研究科
（2）摂南大学理工学部
（3）カリフォルニア大学バークレイ校

(1) Faculty of Architecture and Engineering, Tokushima University
(2) Department of Science and Engineering, Setsunan University
(3) College of Berkeley, University of California, USA

Synopsis

Riverbed gomorphology has ecological functions to support biodiversity by providing habitat structure to organisms and to promote material circling by controlling nutrient spiral length in river ecosystems. Therefore, in the river maintenance and management for the purpose of repair and regeneration of river ecosystem is able to plan for management riverbed terrain is reasonable. In this study, we selected Kizu River basin for the case study site where sediment augmentation is now under implementing. Here, we examined the criteria on river bed topography to improve river environment, and developed a model to determine the conditions for sediment supply needed to form and maintain suitable river bed topography.

キーワード：河床地形管理，流送土砂量，生息場評価法，河川環境保全，置土
Keywords: riverbed geomorphological management, sediment load, habitat evaluation procedure, river environmental conservation, sediment augmentation

1. はじめに

治水安全度の確保・向上，良好な河川環境の保全・復元等のため，ダム・堰等の構造物の設置・撤去や，河道の掘削・引き堤・置土等の河道に加えられる改変が，河床の縦横断形状，瀬-淵等の地形，河床材料，植生などに及ぼす影響，堤防をはじめとする河川管理施設の長期的な機能維持に与える影響，そしてハビタットの量・質の変化を通じて河川環境に与える影響等を明らかにすることが求められている．とりわけ礫床河川においては，河道整備や管理の結果生じる河床の縦横断形状や砂礫供給量・移動量の変化など個別多様な改変に対する河道の応答予測モデルと，その結果としての治水への影響（流下能力確保のための維持掘削量，既設護岸の局所洗掘や流れに対する安定性，樹林化の進行に伴う粗度増加など）および河川生態系を支える物理基盤への影響（保全対象となるハビタットの変化，砂州の固定化や植生の安定的繁茂に伴う河原の喪失など）の評価手法とを組み合わせて，河道整備・管理がもたらす結果を

総合的に把握し対策を検討するために活用可能な技術開発が重要である．

河川の本研究は，河川環境保全のための河床地形評価手法の開発，保全目標の河床地形を形成・維持するために必要な土砂供給条件の解明を通じて「河床地形管理の考え方と手法」を提案することを目的としている．そのために，木津川流域を調査対象に設定し，１）木津川流域の木津川上流域からの流送土砂量の推定，２）木津川本川の流送土砂量の推定，３）河川環境保全のために必要な河床地形の評価基準の開発，４）好適な河床地形を維持するために必要な流送土砂量の推定の各課題を，Fig. 1のように連関させて実施し，山地から三川合流までの土砂動態の現状を把握するとともに，木津川の河川環境を好適に維持するために要請される流送土砂量の目標値を提案することを目指した．

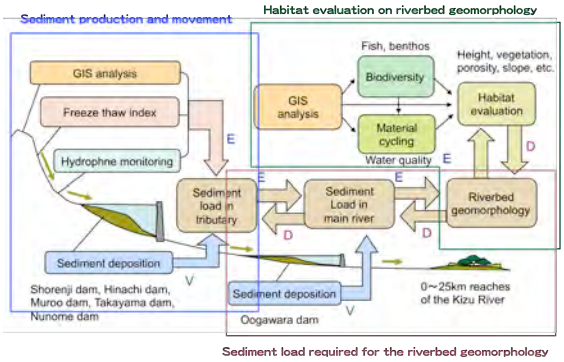


Fig. 1 Interrelations among subjects to be addressed for development of the riverbed geomorphology management in the Kizu River.

2. 本研究の構成

本研究開発は，共著者全員がFig.2のような研究課題間の関係を組織的に構成することによって実施された．各研究分担者はこの図式で互いに成果を連関できるように研究手法の擦り合わせを行った．

近畿地方整備局木津川上流河川事務所，水資源機構関西支社木津川総合管理事務所，ならびに関西電力との連携により，木津川全流域の標高データや航空写真の提供を受けるとともに．ハイドロフォンや濁度計の設置を行なった．また，各ダム流域の土砂生産・流出・ダム堆砂・浚渫量・下流置土量の情報提供を受ける一方で，本研究チームによる堆砂実測結果の情報共有を進めている．さらに，淀川河川事務所からは，木津川流域における過去の横断測量データ一式，航空写真，レーザー測量データ，木津川たまりの地形・生物相データの情報提供を受け，タナゴ類・イシガイ類の生息場適性を砂州地形適性に読替える手法を開発した．とくに，航空写真とレーザー測量データに基づく砂州地形分析ならびにたまりの物理環境・生物相データについては，淀川河川事務所ならびにアジア航測株式会社との共同研究によっている．本研究開発においては，上記研究者間ならびに団体間でタイアップしながら調査研究を進め，論文や学会の発表についても事務所・企業・大学の共著として発表する方針とした．

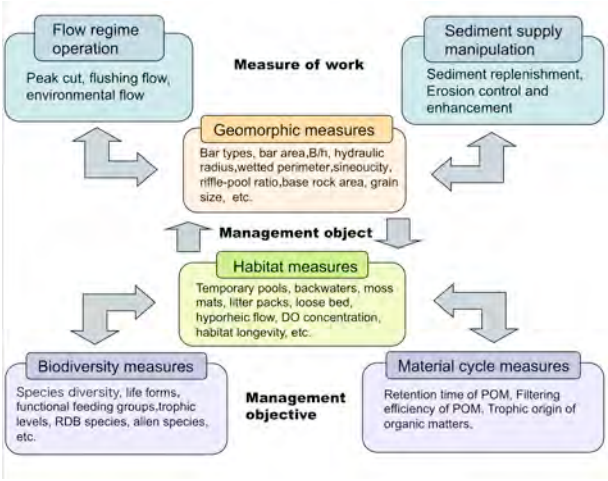


Fig. 2 Conceptual outline for development of the riverbed geomorphology management.

3. 研究成果の概要

3.1 凍結融解強度指数による流送土砂量原単位の算出

流域における恒常的な土砂生産は，冬期間の凍結融解によって裸地斜面の風化基岩が破壊されて土砂化する現象がひとつの大きな要因である事が，既往の研究によって明らかとなっている．流域における土砂動態，生態系との関わりを検討する上で，山地域において生産される土砂量を把握する事は不可欠である．そのため，凍結融解によって生産される土砂量を，熱伝導の観点から算出される凍結融解を反映した指数で代表し，流域における土砂生産の傾向を把握する事を目的として検討を進めた．ここでは凍結融解現象を反映した指数を，凍結融解強度指数と呼び，地盤内の凍結融解の繰り返し回数を深さ方向に積分した値として算出している．

平成24年度は，大河原堰堤流域，高山ダム流域，

布目ダム流域，高山ダム流域内の室生ダム流域，青蓮寺ダム領域，比奈知ダム流域の各流域において凍結融解強度指数を算出した．具体的には，航空写真から裸地を抽出し，その標高，傾斜，斜面向きをDEMデータから算出し，気温，日射量，風速のデータを入力値とする地盤の熱伝導解析によって，凍結融解強度指数を全裸地ごとに算出し，裸地面積の積の総和を流域全体の凍結融解強度指数とした．平成24年度は，この解析を木津川の各ダム流域において実施し，比凍結融解強度指数（総凍結融解強度指数/流域面積）［$m^3/km^2/y$］とダムの比堆砂量（堆砂量/流域面積）［$m^3/km^2/y$］とから得られた回帰式を用いて，全残流域の土砂流出量を推定した．これらを合計した木津川流域全体から流出する土砂量はおよそ17.8万m^3/yと推定された．

3.2　ハイドロフォン観測による流送土砂量の推定

蓮寺ダム，室生川堰堤，布目ダム上流と下流において，濁度とハイドロフォンのモニタリングを行ったが，2011年9月に日本に上陸した台風12号と15号によって室生川，青蓮寺川の機器に大きな被害を受け，布目ダム下流は埋没の結果データの取得が困難になった．本報告書では，2年半にわたるハイドロフォン観測ができた布目ダム上流のデータを布目ダムの年間堆砂量と比較することによって，布目ダムに流入する年間の土砂量と流入のタイミングについて推定することができた．また，同ハイドロフォン地点で行った3回の土砂投入実験の結果，ハイドロフォンで検知される流砂の径が2㎜ 以上であり，最も検知率が高いのは10㎜ 以上であると考えられた．また，同じ流砂量であっても，粒径，単位時間の衝突の密度，流量や水深によってハイドロフォンの音圧やパルスが変わることが示された．

最も土砂量と最も関係が強かった増幅率8 倍または16 倍のチャンネルのパルス数を用いて，ハイドロフォンと土砂量の検量線を作成した．これを用いて推定された年間流砂量は，2011年では10,959㎥，2012年では8,715㎥であった．布目ダム副ダムの年間浚渫量は5,000～10,000㎥であり，オーダー的には概ね一致する推定結果であった．

ハイドロフォンによって流砂量の推定値が得られると，出水イベントごとの土砂流出量が推定可能となる．2011年と2012年の年間ダム堆砂量に対する台風による出水イベントの寄与は31-39%と推定され，濁度計から推定された土砂量は42-47%であった．また，増幅率16 倍，4 倍，2 倍のチャンネルはそれぞれ，砂利小，砂利大，礫に反応していた．これらのチャンネルの消長により，出水規模による移動土砂粒径の限界値を判断できることがわかった．

3.3　貯水ダム下流域で実現可能な土砂還元量の評価手法の開発

木津川ダム群を，水および土砂の回転率のパラメータ（CAP/MAR（いわゆる貯水池回転率の逆数）＝総貯水容量／年間総流入量および先述のCAP/MAS（貯水池寿命）＝総貯水容量／年間総流入土砂量）で整理したところ，貯水池の寿命評価（CAP(総貯水容量)/MAS（年平均流入土砂量）で全国平均の中間的な400～1,000年に該当した．このため，仮に寿命1000年のダム管理を目指すには，概ね流入土砂量の1/2を排出できればよいと推定された．

いっぽう，ダム下流ではピークカットの結果，増水時の掃流力が低下しているため，掃流できる土砂量に限界があると考えられる．LQ式を用いて，ダム下流において掃流可能な土砂量を評価したところ，布目ダムでは，流入土砂量の60%が上限値であり，生起確率1.75回/年の流量1,000㎥では44%，3.25回/年の500㎥では30%まで低下することがわかった．これを高山ダム，青蓮寺ダム，比奈知ダムに適用させた結果，ダムの可能最大供給土砂量は50～60%であり，布目ダムを対象に検討してきたものと同様な傾向が得られた．

高山ダムについて，長寿命化と土砂掃流可能性の両観点から妥当な土砂還元量を推定したところ，長寿命化に必要な排砂量は年間60,000㎥程度であるのに対して，ダム下流の掃流力から推定される可能最大供給土砂量は84,000㎥であり，排砂必要量を掃流できることが分かった．

3.4　木津川本川の流送土砂量の推定

(1) 流送土砂量の過去からの変遷

高山ダムでは1990 年前後を境に堆砂速度の変化が見られるので，1990 年までの平均の年堆砂速度を求めるとおおよそ150,000㎥/年であった．このうち砂礫成分（<0.075㎜ 以下）を5 割とすると，流砂量は80,000㎥/年弱，木津川本流からも名張川と同じオーダーの土砂量があったことを仮定すると，高山ダム建設以前には，下流へ少なくとも100,000㎥/年かそれを上回る流砂量があったと推測された．木津川下流の掃流土砂量について，江頭ら（2000）ならびに国土交通省近畿地方整備局の推定値を基に累乗の曲線回帰を行った結果，現時点の平均流砂量は2万m^3弱に減少したと推定された．木津川においては1960年代から90年代までの間に流砂量が大きく減少し，2000年以降には減少率は小さくなったものの減少が続いていると推測される．

(2) 堰堤直上河床地形観測による流送土砂量の推定

大河原堰堤の堆砂変動量に基づいて期間累積流送土砂量を足し合わして求められる年間流送土砂量は，2011年に約60,000m³，2012年に約3,000m³と推定された．これは，2011年9月の台風12号および15号による継続時間の長い増水によって，貯水池内が掃流されて大きなポケットが形成されたことと，2012年の出水による流砂量の多くが堆砂したためと考えられた．この間の堆砂量の増分が約25,000m³であったことから，大河原堰堤地点における平均的な流送土砂量は，およそ20,000～30,000 m³の範囲にあると推定された．

(3)木津川本川の流送土砂量の推定

台風12号と15号の影響のあった平成23年において凍結融解度指数から求めた流送土砂量原単位を用いた木津川上流域からの土砂生産量は，163,040 m³/年と推定された．一方，大河原堰堤の2011年の堆砂変動量から全粒径の通過土砂量については45,000m³/年と推定された．実際の土砂通過量は，大河原堰堤に堆積しない細粒分を考慮して，全量をその2倍の90,000 m³/年と推定した．砂州環境評価地点を含む木津川下流の流送土砂量は，本川の90,000 m³/年と大河原堰堤残流域の27,000 m³/年を合計した117,000 m³/年と推定された．いっぽう，河床地形に寄与する粒径集団として砂礫のみを考慮し，その全粒径に占める割合を40%と仮定した場合には，木津川上流域からの平年土砂生産量は65,000 m³/年，大河原堰堤の堆砂測量から推定された平年通過土砂量は20,000m³/年，木津川下流の平年流送土砂量は，大河原堰堤残流域からの6,000 m³/年を併せた26,000 m³/年と推定された．

3.5 河川環境保全のために必要な流送土砂量推定手法の開発

(1)魚類や底生動物の生息場としてのワンドを好適性と経年変化

砂州上流側に開口するワンドを砂州頭ワンド，下流側に開口するワンドを砂州尻ワンドとして区別し，各ワンドの動物相を比較した結果，コウライニゴイ，ヨドゼゼラ，カワヨシノボリの稚魚，カゲロウ目，トビケラ目の幼虫などの流水性の動物が砂州頭ワンドを，ギンブナ，モツゴ，ヌマエビ，タイリクバラタナゴ，チビミズムシ，ユスリカ亜科の幼虫などの止水性の動物が砂州尻ワンドを選好することがわかった．

一方，砂州上のワンド個数は，平均比高が2.8-3.7mで，植被率が0.6-0.74で最大化した．すなわち，砂州上にワンドが形成できるようにするためには，水際部分の比高を低い砂州が形成される土砂供給条件が必要であり，かつ水際にまばらに樹木が生育する程度の撹乱体制が好ましいと判断された．

ワンド数の経年変化から，1980年以降砂州頭ワンドが漸減傾向にあるのに対して砂州尻ワンドは増加傾向にあることがわかった．木津川の生物多様性を高く維持するには，砂州頭ワンドと砂州尻ワンドの両タイプのワンドが存続する必要があるものの，現状においては砂州尻ワンドよりも砂州頭ワンドの数を増やすような対策が求められる．そのためには，水際部分の比高が低い砂州が形成される土砂供給条件が必要である．また，ワンド環境保全のために必要な流送土砂量の目標として両タイプのワンドの個数がバランスよく多かった1979年当時の流送土砂量が妥当と判断された．

(2)アユ産卵場や底生動物生息場としての瀬の好適性と経年変化

アユの成長にとっては藻類生育に適した集中型の瀬が増加する2000年以降，アユ産卵にとっては好適な産卵床条件を提供する横断型の瀬が増加する1990年以降が適していることから，アユの生息環境を維持するためには，20,000～30,000 m³/年の流送土砂量が適していると考えられる．さらに，瀬に生息する水生昆虫の種多様性維持の上では集中型の瀬が存在することが好適であると考えられることから，アユと同様に20,000～30,000 m³/年の流送土砂量が適していると言える．以上検討した複数の種のすべての要請を満足する掃流土砂量は存在しないものの，できるだけ共通部分を多く重ねるためには，30,000～50,000 m³/年の流送土砂量を目標とすることが妥当と考えられる．

(3)生息場好適性に関わる河床強度と空隙率の評価手法

河床の空隙率は魚類や底生動物などの生息場の質を左右する重要な要因であるが，その時空間的な分布と河床地形や水流との関係，また河床強度との関係など物理・力学特性についても不明な点が多い．現地の砂州で河床空隙量を直接的に評価する手法，また河床強度などから間接的に推測する手法を開発し，実際の野外で空隙率の空間分布を調べた．貫入試験機による初期貫入値から空隙率を高精度に予測できることが分かった．室内において空隙率や河床強度に対する粒径分布や水飽和度の影響を明らかにするため，大型の円筒（径1m，高さ1.5m）を用いた実験を行い，水の充填が増えると空隙率が上がるなどの知見が得られた．また，出水前後の河床変動量の計算から，ハビタットの物理環境として重要なパラメータである河床材料の粒度の形成プロセスを考える場合は，洪水中の河床及び粒度の時間変化も把握しておく必要であることが示唆された．

(4)砂州比高に基づく生態系の評価および必要土砂量の推定1:過去からの定期横断測量を用いた評価

現状の木津川においてタナゴ類やイシガイ類にとって好適なたまりの比高条件から，過去や将来の地形変化を評価する手法として，砂州の面的標高データを比高頻度分布に換算し好適な比高頻度を生息場ポテンシャルとして示す方法を開発した．この手法を用いれば，過去の横断測量データから砂州地形の好適性を定量的に評価することが可能となる．1965年から2010年までの14年分の横断測量データに基づいて分析した結果，木津川の低水路が侵食されて年々狭くなり，低水路から離れた場所に堆積が進むことで，砂州の高低差が増大したことが示された．その結果，好適なたまりの比高0.7-1.5m域の量は，1970年代後半から1990年代前半をピークとする一山型の変化が示された．過去の流送土砂量と比高頻度の関係から，木津川生態系にとって好適な流送土砂量は40,000～80,000m^3/年と推定された．

(5)砂州比高に基づく生態系の評価および必要土砂量の推定2:河床変動計算による評価

木津川下流域の河道条件，流況条件，土砂粒径条件を用いて，二次元河床変動計算を行い，流送土砂量の違いが砂州形状や比高頻度分布に与える影響を確かめた．本研究では，流況3パターンと河床粒度分布3パターンの計9通りの設定条件で流砂量に変異を生じさせ，それによって生じた砂州形状を比較したところ，木津川の環境目標である比高が0.7-1.5mの頻度が高まる条件は，流送土砂量が70,000 m^3/年で最大化する傾向を示し，逆に1.5-3.5mの高い比高条件の頻度は，流送土砂量が30,000 m^3/年以下で最大化する傾向を示した．この結果は，比高が0.7-1.5mの頻度が40,000～80,000 m^3/年で最大化する木津川の現象を忠実に再現はしていないものの一定の対応関係は認められた．とくに流送土砂量が減少すると高水敷の比高の被度が増加する点は現実の現象と対応するものであるが，今回の数値計算結果では，粒径が細かいほど高水敷と低水敷の二極化が生じた点は注目に値する．

3.6 河床地形管理の考え方と手法の提案

(1) これまでの河床地形の評価手法

河床地形は，生物の生息場を提供する機能と有機物の捕捉・分解など物質循環を促進する機能を通じて河川生態系の特性を規定している．ところが，これまでの河川環境の評価においては，生物種の量や分布や水質などの生態機能が対象であるために，直接生態機能の整備や管理をしようとする考え方が主流であった．これは，損なわれた生態系の修復に移植などの手法を検討しがちであることに端的に表れている．いくら生物の個体そのものを守っても，持続的に生育生息することを保証するためには，生息場と生物種間の関係性を管理の対象に加えなければ目的は達成できない．生物群集レベルの生物間相互作用に関しても，各種生息場に対する環境要請にしたがっていると考えられる．したがって，河川生態系の修復や再生を目的とした河川整備・管理においては，河床地形を管理対象として計画することが合理的である．

生息場の基盤となる地形条件に着目した環境評価の手法として，生息場評価法 HEP(Habitat Evaluation Procedure)が知られている．HEPは，米国の自然環境アセスメントで最もよく利用されている手法であり，事業計画とその代替事業について「ノー・ネット・ロス」を前提とした合意形成のために活用されている．このうち，河川の生息場の流速，水深，底質などの評価手法については，PHABSIM（Physical Habitat Simulation Model）が開発され，IFIM（Instream Flow incremental Methodology）による河川の正常流量の評価や設定のために実用化されている（Stalnaker et al., 1994, 中村2000, U.S.Fish and Wildlife Service 1980, 田中1998）．HEP やPHABSIM では，対象生物にとって重要な環境要因の好適性を生息場適性指数 HSI（Habitat Suitability Index）に基づいて関数化することによって，複数の事業計画の影響を比較検討し，代償措置の妥当性を検討するというものである（U.S.Fish and Wildlife Service 1980, 田中1998）．

いっぽう，群集全体の特性から河床地形も含めた環境の現状を評価する手法も開発されて来た．例えば，英国で開発されたRIVPACS（River Invertebrate Prediction And Classification System）（Wright et al 2000）や米国で開発されたIBI（Index of Biotic Integrity）（Karr 1981）は，それぞれ欧州各国や米国では実用化されている．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，英国では河川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おこなわれている（http://www.environment-agency.gov.uk）．日本でも，国土交通省が109の1級水系の河川について5年ごとに河川水辺の国勢調査が実施し，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）が，それらの情報を環境影響評価に有効利用するための方法はまだ確立されていない(尾澤, 2006)．これらを利用してRIVPACSの日本版を実現するためには，底生動物群集の分類基準を統一する課題，環境条件の対応データを揃える課題，群集

の変異幅をカバーするために支川や中小河川のデータを加える課題などが残されている．

これらの環境評価手法は，いずれも現状の好適性を評価し，環境改善の必要性を検出するためには有用であるものの，環境対策の方途を示さない点に難がある．その理由として，生物種や生物群集の調査を行った地点の環境要因を個別に扱っているために，河床環境の変化と結びつきにくいことが挙げられる．これまでの環境評価法のこのような短所を克服するためには，生物の生息場を規定する環境要因と河床地形が変化する動因とを連携させた環境把握が必要である．

(2) 河床地形管理の基本的考え方

上記のような背景の下で，本研究では，Fig. 4 に示した考え方にしたがって，生態機能からの環境要請をうまく河川管理の手段によって応えることができるような手法を検討した．この考え方では，まず管理目的は生態機能であっても，管理対象を生息場の基礎となる河床地形に設定し，管理手段を「目標とする河床地形が形成維持するために必要な土砂供給条件，流況変動条件，川幅条件」とすることを基本としている．そのためには，図中の下向きの矢印で示されるような因果関係を究明し，逆に上向きの矢印で示されるような予測可能な管理手段を見出すことが求められる．

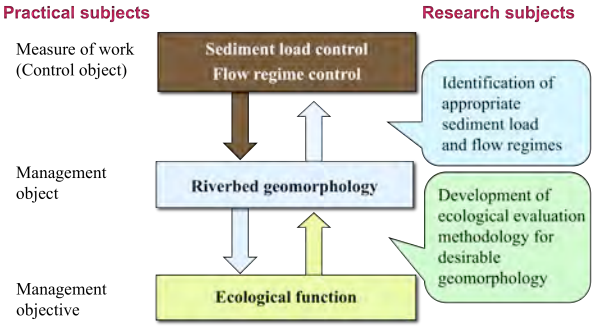


Fig. 4 Scheme of the riverbed geomorphology management based on Habitatology

このような河床地形管理の基本的な考え方にしたがって，管理対象の河川地形を検討する際には，土砂供給条件，流況変動ならびに川幅のそれぞれについて，管理手段としての具体的な測度を決めておく必要がある．本研究では，土砂供給条件については土砂移動量（流送土砂量）と粒径分布，流況変動については洪水流量と頻度，川幅については年最大流量時の流路幅で評価をした．また，河床地形については砂州の比高分布に代表される砂州形状や砂州の位置や瀬の形状といった河床変動計算で扱いやすい要因に着目した．また，土砂供給条件や流況条件の設定に際しては，流域単位の土砂生産量やダム堆砂等の要因を総合的に評価できるように，流域スケールで検討することを基本とした（Fig. 1）

生息場を好適に維持するためには，流域スケールの長期的な土砂の浸食移動堆積過程を管理する必要がある．そのために，斜面からの土砂生産量の変化を推定して集水域管理に反映させる課題，各集水域から流出する土砂量の変化を推定して支川の河道管理や下流の貯水池管理に反映させる課題，ダム堆砂量の変化を計測して土砂還元適正量を推定する課題，本川の土砂移動量を推定する課題，河床地形（本図では砂州）の生態機能（本図では生息場機能）を評価する課題，目標とする河床地形の形成維持のために必要な土砂移動量を推定する課題を連関させて追究し，一体的に管理の仕組みに活かすことが求められる．

ただし，Fig. 4の課題に関わる過程には長期の時間を要するため，すべてについての最適解が用意されてから事業着手するのではなく，仮説的な方針に基づいて事業を行いながら調査研究によって目標や手法を軌道修正し，順応的に進めていくことが肝要である．本研究では，Fig. 4の図式によって河床地形管理を事業化するための方針を示すとともに，仮説の検証やモニタリング結果を管理にフィードバックするための調査研究手法について取りまとめた．管理に必要な情報を入手するために調査手法は，河床地形管理のための調査手法フローチャート（Fig.5）に示される．

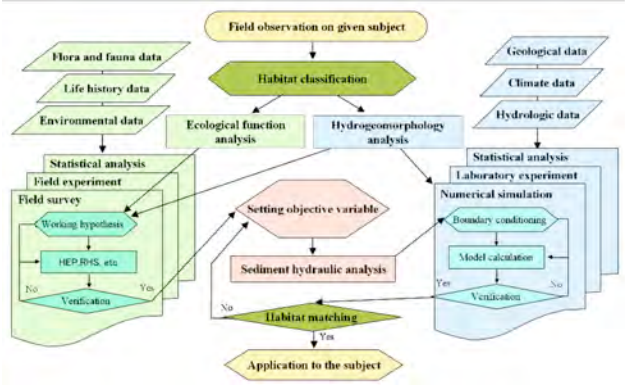


Fig. 5 Flow chart of research methods for the riverbed geomorphology management (after Takemon (2010).

一方，河床地形管理の考え方と手法を示すために，上記の河床地形管理のための調査手法フローチャートに加えて，河床地形管理手法の概要説明図式（Fig. 6）を作成した．この図式では，Fig. 5のフローチャートで調査した結果を河床地形管理に活用す

るための手法を説明している．管理の流れとしては，まず河床地形管理の事業対象河道区間について生態機能評価を行い，各種生息場適性モデルを作成する．この図では，木津川砂州のたまりに生息するタナゴ類の例と瀬に生息するアユの例を示している．

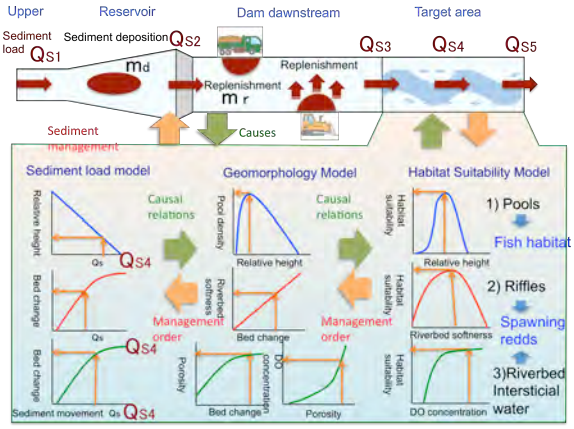


Fig.6 A work image of riverbed geomorphology management.

このように，たまりの局所環境要因に基づくHEPモデルも評価に用いる（Fig.6の右下部分）が，河床地形管理の手法としては，これらを土砂水理条件に翻訳可能な要因による評価関数に置き換える（Fig.6の中央下部分）．その上で，河床変動モデル等の数値計算や過去の地形分析によって，生息場の好適性から判定された河床地形要因の目標値を実現させるために必要な土砂移動量の推定を行う（Fig.6の左下部分）．Fig.6の左下図における３図の砂州比高，空隙率，河床材粒径は，本来は土砂移動量がむしろ説明変数であるが，本図は土砂移動の管理目標を推定することが目的であるため，土砂移動量を敢えて縦軸に示している．河床地形管理においては，この図から推定される土砂移動の必要量を，流域の土砂動態管理の目標値として活用する．

一方，河道の土砂動態管理のためには，土砂移動量（Fig.6のQs1～Qs5）が経時的に把握されている必要がある．土砂移動量の現状と上記の必要量を比較することによって，どれだけの土砂を量供給すれば管理目的を達成できるかを検討することになる．ここで，事業対象河道における土砂移動量については，Qs3，Qs4，Qs5が異なることに注意する必要がある．木津川下流域（三川合流点より0-25km区間）の場合には，高山ダム，布目ダム，ならびに各残流域の治山，砂防ダム，堰堤，護岸等の影響によりQs3が減少している．一方，淀川本川の河床掘削の影響によって，木津川下流域（0-10km区間）の河床低下が著しい（河川生態学術研究会木津川研究グループ,2003）．その結果，Qs3の供給が減っているのにQ s5が促進される結果，Qs3＜Qs4＜Qs5となっていると考えられる．本研究の調査結果により，木津川の10-16km区間には比較的まだ比高の低い砂州が多いことが示されたが，この区間の土砂は今後先細りとなることが予想され，河川環境を好適に保つためには，Qs3の供給を増加させる対策が必要と考えられる．したがって，Fig.6の方法により，土砂供給の必要量を評価することが必須となっている．

本研究で明らかにした，河川環境にとって好適な河床地形条件は，日本の多くの河川で失われつつあるのが現状である．その原因として，河床における土砂動態が低減していることが挙げられる（竹門，2007）．ただし，環境改善を目的とした土砂移動量の人為増加対策は，人口密度の低い米国では平成23年度の報告書で示したように，数～10万m³のオーダーに達しているが，日本では一部の例外をのぞき未だ試験施行段階にあり，実質的に河床地形を変えるほどの土砂量を投入している例は極めて少ない．このため，野外での実験的なデータから土砂移動量の最適化を研究することが難しい状況にある．したがって，本課題を追究するために現状でとりうる手法としては，土砂供給条件を変えた二次元河床変動の数値シミュレーションによって得られる河床状態から予測する手法と土砂移動量と河床地形の経年変化を生態系機能の変化と比較することによって予測する手法が考えられた．

4 河床地形管理の手法（木津川の実例）

4.1 木津川における流送土砂量の現状

木津川の河床は経年的に低下の一途をたどっている．これは，上流では木津川ダム群における土砂の捕捉が，下流では淀川本川を中心に行われた河道掘削ならびに砂利採取の影響によると言われている（淀川環境委員会,2003）．こうした河床低下の履歴からみて，木津川の土砂移動量は経時的に減少しており，今後もさらに減少していくと考えられる．各時代の土砂移動量を推定できれば，各時代の河床地形，生息場構造，生態機能に対応させることによって，木津川の河川環境が良好であった時期の土砂移動量を評価することができると期待される．また，この評価結果を用いれば，将来置土等によって土砂供給の事業を実施する場合に，河川環境の観点から現状の土砂移動量に対してどのくらいの増加をすればよいかについて目安を知ることができると考えられる．

これまでにも，近畿地方整備局によって木津川本

川の土砂移動量が試算されている（淀川水系統合土砂管理検討委員会，2010）．本章ではこの試算と本研究の成果に基づいた総合評価を試みた．淀川水系総合土砂管理委員会(2010)の推定方法は，各年の流量，各区間の河道形状と河床材料の粒度分布を境界条件として，過去のダム堆砂量から推定した年平均土砂供給量を条件に，一次元不等流河床変動計算を行うものであり，過去と将来のそれぞれ30年間という範囲について平均移動土砂量を幾つかの条件を仮定して求めている．その際に上流各支流からの土砂流入量については，ダムの年間堆砂量や周辺の比堆砂量に基づき粒径別に土砂供給が与えられ，またダムの建設後はその供給がなくなるように設定されている．この試算によると，木津川16km地点における過去30年間の年平均土砂移動量は，砂・礫成分（>0.075mm）について27,000m^3/年と算定されている．さらに今後30年間の予測として約10,000m^3/年を試算しており，木津川上流に建設されたダムによる土砂の捕捉等の影響により1/3程度までの減少を予測している．仮に2010年時点の土砂量を前後の期間の中間の約20,000 m^3/年とすると，30年前の1980年には38,000 m^3/年程度の土砂量があったことが見込まれる．また，ダムの貯砂量から年間で30,000m^3/年の土砂量が捕捉されていると仮定するならば，ダムのない1960年代までには50,000m^3/年程度の移動量があったことも見込まれる．こうしたことからおおまかに区分すると，ダムの影響のなかった1960年代までの>5万m^3/年，ダムに影響を受け始める1980～90年代の3～4万m^3/年，土砂減少がだいぶ進んだ現在2010年の2～2.5万m^3/年，さらに土砂減少が進んだ場合の0.5～1.5万m^3/年などの土砂量が想定される．

ただし，淀川水系統合土砂管理検討委員の試算は，高山ダムが建設された1965年以降を対象としたものであり，既に高山ダムによる土砂移動遮断の影響下のものである．このため，1965年以前の土砂移動量は過去30年間お推定値よりもさらに多かったと考えられる．さらに，1965年以前は森林伐採によって裸地面積が多かったため，現在よりの比流砂量自体も多かったと考えられる．これらを加味して木津川の航空写真がある1947年当時の土砂移動量を推測すると，少なくとも50,000m^{3}以上であったと考えられる．これに，高山ダムによる土砂移動遮断の影響と森林伐採による裸地面積の大きかった影響を加味すると，1920-1930年代には大凡60,000-70,000 m^{3}程度の土砂移動量があったと見積もられる．また，1920年以前については，むしろ森林伐採の頻度が戦争直前よりは小さかったはずなので，1920-1930年代よりは土砂移動量が少なかったかもしれない．

本研究では木津川本川の流砂量（平年ベース：砂礫のみ）をFig.7のように推定した．さらに，全粒径のうちの，河床地形に寄与する粒径集団として砂礫のみを考慮し，ここではその全粒径に占める割合を40%と仮定されている．

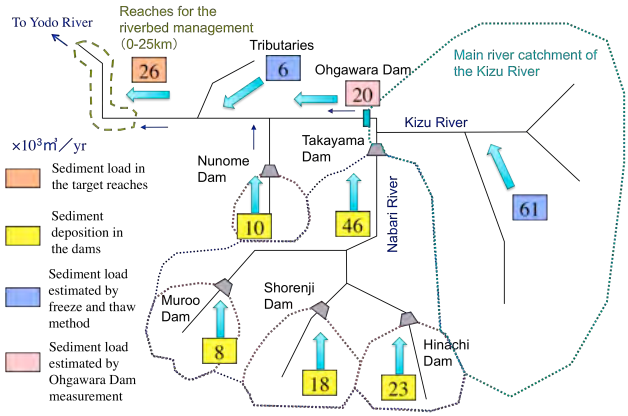


Fig.7 Results of estimation of sediment load in the Kizu River basin. Values represent those of average year base for sand and gravel component, assumed to account for 40% of the total sediment load.

4.2 木津川ダム群からの土砂還元計画

木津川本川の流砂量の推定（平年ベース：砂礫のみ）を用いて，仮に，高山ダムおよび布目ダムから砂礫分の50%を排砂（高山ダム：2.3万m^3，布目ダム：0.5万m^3）すると仮定すると，Fig.8のような土砂収支を求めることができる．これに伴い，ダムの長寿命化の観点からは，貯水池寿命が500年から620年に，100年後の堆砂率150%から132%に，全堆砂率が20%から17.7%に改善することができる．

一方，河川地形管理の観点からは，例えば，タナゴ類の生息環境の形成維持に最適とされる4-8万m^{3}の土砂移動量の範囲に合致する5.4万m^{3}の流砂量を実現することができる．なお，このような土砂管理を実現させるためには，貯水池からの具体的な土砂移動手段の確保が必要である．この観点の実現には，今後の技術開発に負うところが多いが，現段階で可能性のあるものを総括するとFig.9のようになる．

ここでのポイントの１つ目は，高山ダムにおける湖上輸送の導入である．これまで議論してきたように，高山ダムの実績堆砂量を考慮すれば，排砂バイパスを検討すべき条件に合致するものの，経済性の観点からは必ずしも最適とは言えない．そこで，その代替として，貯水池上流部に砂礫を効果的に捕捉する貯砂ダムを新設し，そこから，ダム貯水池の湖

面を利用して土砂をダムサイト付近まで輸送する案が考えられる．なお，その後は，土砂を陸揚げし，ダム直下に10,000㎥／年，また，大河原堰堤下流に23,000㎥／年を供給する．この際には，ダム直下に供給するものは，多少細かめのものを，大河原堰堤下流に供給するものは，多少粗めのものを想定することにより，大河原堰堤湛水池内の過剰な堆積を防止することができるものと考えられる．ここで，湖上輸送を実現させる方策としては，Fig. 10に示すような湖上シャトルによるものや，Fig. 11に示すような特殊エジェクターによるパイプライン輸送によるものなどが想定される．

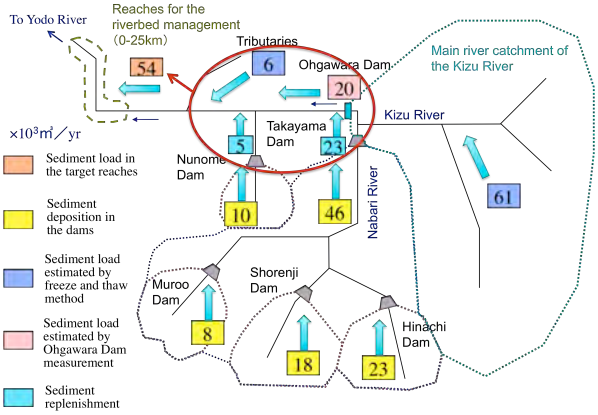


Fig.8 Results of estimation of sediment load in the Kizu River basin in case of sediment replenishment from Nunome Dam and Takayama Dam. Values represent those of average year base for sand and gravel component, assumed to account for 40% of the total sediment load..

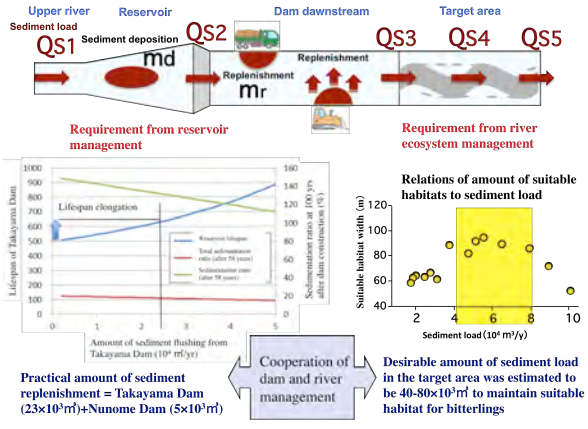


Fig.9 Prolongation of dam reservoir longevity in relation to the amount of sediment load in the Kizu River.

２つ目のポイントは，布目ダム下流への土砂還元である．布目ダム下流へは，すでに，年間500㎥程度の土砂還元が進められているが，一方で，河道な狭い区間があり，地域住民から土砂量の増加に対する抵抗感が存在する．これに対して，布目川下流区間は，急勾配河道となっており，十分な土砂流下能力がある．そこで，布目ダムからの土砂供給を，ダム直下に1,000㎥／年，布目川下流に6,000㎥／年のふた手に分けて管理することにより，布目川の河道管理との両立を図ることができるものと考えられる．

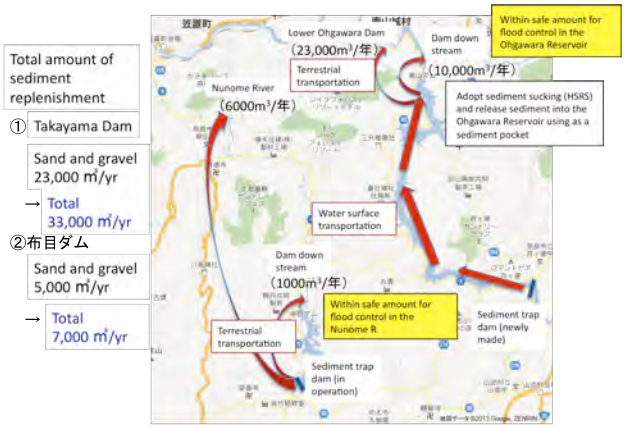


Fig.10 A proposal of sediment augmentation methods for Takayama Dam and Nunome Dam in the Kizu River.

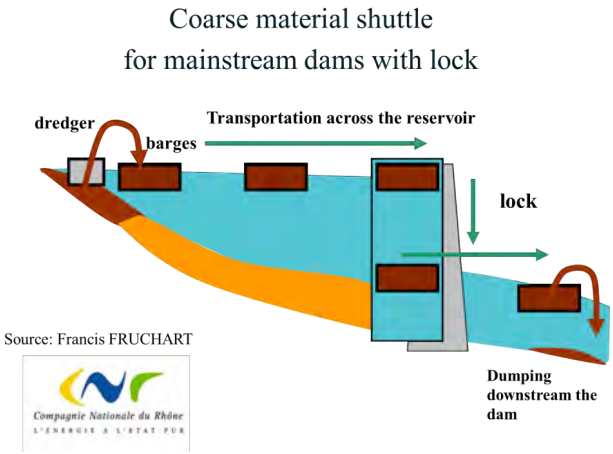


Fig.11 A proposal of sediment augmentation methods by water surface transportation across the reservoir.

4.3 高山ダム下流の置土に対するフラッシュ放流量の算定

本研究では，木津川・大河原堰堤貯水池を対象として，約2年間にわたる貯水池内の土砂収支の経時変化を明らかにした．そこで得られた貯水池堆砂量の変化と河川流量との関係を，堰堤上流に置き土をした場合に下流へのフラッシュを可能とする流量を算定するための基礎情報として活用することが考えら

れる．具体的には，貯水池内の堆砂量が減少している調査期間において発生した最大流量は，少なくとも堆砂量を減少させることが期待できる流量と考えられ，換言すれば置き土をフラッシュすることができる流量と捉えることができる．これより，置き土をフラッシュするために必要なダム放流量の上乗せ分の算定や，効果的な放流の運用方法の検討などが可能となる．

調査対象貯水池で堆砂量が減少した調査期間は，１，３，４，５および６である．各期間における貯水池堆砂の減少量と期間内に発生した最大流量を整理したのがTable 1である．

Table 1. Relations of peak discharge and amount of sediment load trapped in the Ohgawara Reservoir in the Kizu River.

Period in 2010-12	Sediment deposition (m³)	Maximum peak discharge (m³/s)	Events in the period
1．12.27-6.10	-11,200	560	Small spates concentrated in May to June
3．6.24-7.15	-6,270	100	Short low discharge period
4．7.15-8.4	-11,600	1,570	A large spate by Typhoon 6
5．8.4-10.27	-18,600	2,400	Large spates by Typhoon 12 and 15
6．10.27-1.7	-1,760	130	Long low discharge period

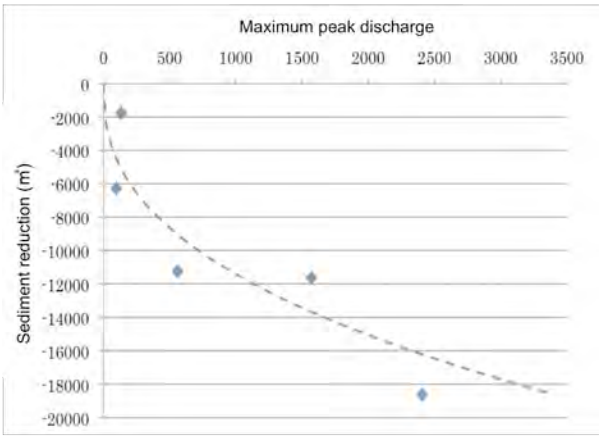


Fig.12. Relations of the amount of sediment reduction in the Ohgawara Reservoir to the maximum peak discharge in the period.

Table 1とFig.12に示した数値を勘案すると，貯水池内の堆砂量，特に中・下流部における堆砂量がある程度確保されている場合には，100m³/s程度の流量でも下流への土砂流出が発生していることが推測される．Fig.12は，Table 1に示した貯水池堆砂の減少量と最大流量との関係を図示したものである．Fig.12より，堆砂量減少期においては，堆砂の減少量と最大流量との間にはある程度の関係性が認められる．したがって，下流側において期待される置き土のフラッシュ量が決まっていれば，そのために必要な流量を図に示した関係から算定することが可能と言える．しかしながら，（３）に示した結果からも明らかなように，同程度の最大流量が発生しても下流への土砂流出が発生していない調査期間もあり，先述のようにフラッシュ前の貯水池内の堆砂状態が大きく影響することは明らかである．加えて，置き土の配置方法がフラッシュの適否を大きく左右することは言うまでもない．

4.4 河床地形管理の目標像

ヨーロッパの河川の自然再生でお手本とされているタリアメント川は，イタリアでも土砂生産や移動量の多い河川として知られている．ここでは，「健全な河川環境に求められる条件」について，多くの研究が蓄積されており，生物多様性保全の原理として生息場の多様性が重要であることが，広く認識されるようになった．日本でも，多自然川づくりの方針として，「川の営みを活かし」「河川が自らの力で川らしい地形をつくるメカニズムを活かす」川づくりが掲げられ，その実現のための試みが各地で行われるようになった．これまでに明らかとなった「健全な河川環境に求められる条件」を流程スケールの河床に適用するならば，Fig. 13のような河床地形と空間配置を河川管理の目標とすることが望ましいと考えられる．第4章で追究した，タナゴ類や二枚貝類の生息に適した砂州地形条件，アユの産卵に適した河床地形，ならびに有機物の捕捉効率を高める河床地形条件は，いずれもFig. 13に集約された河川地形が健全な河川環境に求められる理由について答えを示したものである．

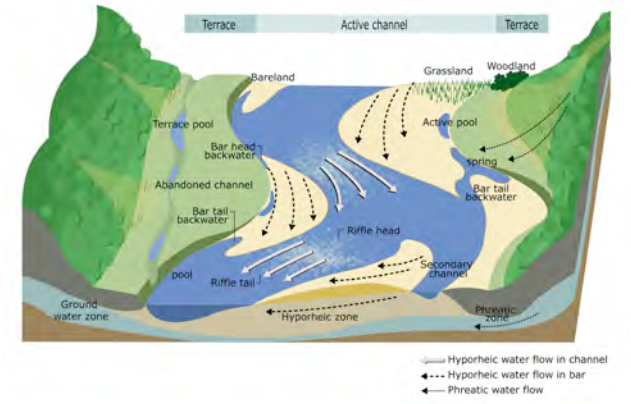


Fig.13. Typical classification of habitat structure in the floodplain reaches in natural streams and rivers.

ただし，そのような地形を目標としたとしても，どのような管理をすれば実現できるかに関しては未だ方法論が未熟であり，境界条件を変えた場合の将来予測をできるだけの定量的な情報やその処理技術が確立されているとは言えない現状である．1997年以降には，応用生態工学会を始めとする学会でも，生息場の構造とその維持のための仕組みに関する研究が盛んに行われるようになっており，今や自然の仕組みを追究する基礎科学としても自然の保全や再生を 目指す応用科学としても生息場の特性を動的に踏まえることは当然の時代になりつつあることを踏まえるならば，その方法と技術の開発は，世界的にもニーズの高い研究課題と言える．

本研究の結果，木津川の場合には，イタセンパラやイシガイ類の生息するたまり環境が注目されてきたが，本研究の結果，タナゴ類やイシガイ類にとって好適なたまり環境を提供する砂州地形条件は，1970-1990年の期間に最適であったことがわかった．木津川下流における流送土砂量の経年変化と対応させると40,000～80,000 m^3の流送土砂量が適していると判定された．また，稚魚期の生息場として砂州頭ワンドを必要とするコウライニゴイ，ヨドゼゼラ，カワヨシノボリにとっても，砂州頭ワンドが多かった1980年前後が目標となり50,000～60,000 m^3の流送土砂量が適していると言える．さらに，アユの成長にとっては藻類生育に適した集中型の瀬が増加する2000年以降，アユ産卵にとっては好適な産卵床条件を提供する横断型の瀬が増加する1990年以降が適していることから，アユの生息環境を維持するためには，20,000～30,000 m^3の流送土砂量が適していると考えられる．さらに，瀬に生息する水生昆虫の種多様性維持の上では集中型の瀬が存在することが好適であると考えられることから，アユと同様に20,000～30,000 m^3の流送土砂量が適していると言える．以上検討した複数の種のすべての要請を満足する掃流土砂量は存在しないものの，できるだけ共通部分を多く重ねるためには，30,000～50,000 m^3の流送土砂量を目標とすることが妥当と考えられた

5. 結論

近畿地方整備局木津川上流河川事務所，淀川河川事務所，水資源機構関西支社木津川総合管理事務所，関西電力，防災研究所技術室の協力のもと事業を進めた．河床地形管理の考え方を，１）設定した河川環境目標に対して最も適する河床地形条件を明らかにし，２）与えられた川幅条件の下で適切な河床地形条件が形成維持されるための流送土砂量を推定し環境サイドからの要請を明確化し，３）そのような流送土砂量を実現するための流況条件や土砂供給条件について，流域ダム管理の要請と照らし合わせて，実現可能な管理手法を提案するものと設定した．

この手法を木津川に当てはめて好適な河川環境維持のために必要な流送土砂量の推定した結果，全対象生物の要請を満足する掃流土砂量には幅があったが，たまり，ワンド，瀬の生息場条件に必要な重複部分から 30,000～50,000 m^3/年が妥当な目標であると判断された．また，これらの流送土砂量が現状の川幅や地形条件において，生息場の最適化を実現できるかどうかについて，二次元河床変動計算による検証を行った結果，河川環境から提案された流送土砂量の目標値について，ダム堆砂からの移送可能性ならびに置き土をした場合の流送実現性の双方から検討した結果，たまり環境の最適値はむしろ流送土砂量が 70,000 m^3/年で最大化する傾向を示し，逆に1.5-3.5m の高い比高条件の頻度は，流送土砂量が30,000 m^3/年以下で最大化する傾向を示し，必ずしも過去の経験値とは一致しなかった．このため，数値計算による再現性についてはさらに条件を精緻化した検討が必要である．

一方，木津川ダム群の水と土砂の回転率を整理した結果，寿命1000年のダム管理を目指すには，概ね流入土砂量の1/2を排出できればよいと推定された．次いで，LQ式を用いて，ダム下流における掃流可能な土砂量を評価したところ，布目，高山，青蓮寺，比奈知各ダム下流の可能最大供給土砂量は流入土砂量の50～60％であり，長寿命化のための排砂必要量を掃流できることがわかった．木津川における土砂還元計画を検討した結果，高山ダムと布目ダムから年堆砂量の50％に相当する23,000 m^3/年ならびに5,000m^3/年が可能と推定され，本川と残流域の流送分を併せて54,000 m^3/年まで増加させることができると予測された．

謝　辞

本研究は国土交通省建設技術研究開発助成制度の河道整備・管理に関する技術研究開発「河川環境のための河床地形管理手法に関する技術開発」の一環として実施されたものである．木津川流域の河川やダム貯水池の水理・水文情報や測量データの使用に際しては，近畿地方整備局木津川上流河川事務所，同淀川河川事務所，水資源機構関西支社木津川総合管理事務所，関西電力株式会社，アジア航測株式会社のお世話になった．また，野外調査や室内分析の作業を崔美景氏，寺田匡徳氏，野町和平氏に手伝っていただいた．以上の方々に心より感謝の意を表する．

参考文献

泉山寛明・堤大三・藤田正治 (2011): 裸地斜面の凍結融解強度に積雪および地形特性が与える影響，水工学論文，第 55 巻，pp.715-720.

小林草平・竹門康弘（2012）：土砂量と河床材粒径に着目した生息場評価，京都大学防災研究所年報，第 55 巻 B, pp..

小林草平・竹門康弘・角哲也・冨阪和秀・山崎友也，米田格，堤大三 (2013)：ハイドロフォンによるダム流入土砂量把握の高度化に関する研究，河川技術論文集，第 19 巻, pp. 147-152.

内藤淳也・角　哲也・竹門康弘（2012）：冷水性淡水魚類生態に適した河川水温環境に関する研究. 京都大学防災研究所年報, 第 55 巻 B, pp. 593-606.

野村三奈・浅野和広・武山直史・荒木　隆（2013）：木曽川中流部におけるワンド環境の定量的評価と改善策の効果. 河川技術論文集，第 19 巻，pp.465-470.

角 哲也・中島佳奈・竹門康弘・鈴木崇正（2011）：アユの産卵に適した河床形態に関する研究，京都大学防災研究所年報，第 54 巻 B，pp. 719-725.

鈴木崇正・角 哲也・竹門康弘・中島佳奈（2011）：土砂供給に伴うアユ産卵環境の変化予測，京都大学防災研究所年報，第 54 巻 B，pp. 711-718.

竹門康弘（2012）：河川の生息場研究の歴史・課題・展望. 水環境学会誌, 第 35 巻 A, 4 号, pp. 110-113.

竹門康弘・小林草平・寺田匡徳・崔美景・竹林洋史，角哲也 (2013)：河川の横断測量データに基づく水面比高分布を用いた生息場評価法, 河川技術論文集, 19, pp. 519-524.

富田邦裕・角　哲也・渡邊　守（2011）：ダムからの排砂と土砂マネジメントによる河川管理の事業評価 -矢作川におけるダムから海岸に至る総合土砂管理の最適化と費用便益評価-，河川技術論文集，第 17 巻，pp. 53-58.

Kantoush, S.A. and Sumi, T. (2011): Sediment Replenishing Measures for Revitalization of Japanese Rivers below Dams，Proceedings of the 34th IAHR World Congress，pp. 2838-2846.

Kantoush, S.A., Sumi, T. and Takemon, Y. (2011) : Lighten the load, International Water Power & Dam Construction, May, pp. 38-45.

Ock, G. and Takemon Y. (2011): Relation of hydrogeomorphology of gravel bar to particulate organic matter dynamics in braided Alpine river. Disaster Prevention Research Institute annuals, Vol. 54B, pp. 727-733.

Ock, G. and Takemon Y. (2011): Particulate organic matter retention capacity of braided gravel bar system, Proceedings of International Workshop on Habitatology for linking sediment dynamism and biodiversity: Scientific research project on Tagliamento River (NE Italy), Kyoto, Japan, pp. 87-96.

Ock, G., Takemon Y. and Sumi T. (2012): Particulate organic matter retention as an ecological indicator for riverbed management. 18th Congress of the Asia and Pacific Division of the International Association for Hydro-Environment Engineering and Research (IAHR-APD 2012). Jeju, Korea.

Ock, G., Takemon Y., Sumi, T. and Kondolf, G.M. (2012): Ecological significance of riverine gravel bars in regulated river reaches below dams. AGU, 2012, in press.

Sumi, T. and Kantoush, S.A. (2011): Sediment management strategies for sustainable reservoir，Proceedings of the International Symposium on Dams and Reservoirs under Changing Challenges, The 79th Annual Meeting of ICOLD，pp. 353-362.

（論文受理日：2013年6月7日）

京都大学防災研究所年報 第 56 号 B 平成 25 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 56 B, 2013

紀伊山地北部天川地域に分布する遷急線

Convex Slope Breaks in the Tenkawa District, Northern Kii Mountains

平石成美 (1)・千木良雅弘・松四雄騎

Narumi HIRAISHI (1), Masahiro CHIGIRA and Yuki MATSUSHI

(1) 公益財団法人深田地質研究所

(1) Fukada Geological Institute

Synopsis

Distribution of convex slope breaks and fluvial knickpoints have been investigated in the Tenkawa district, northern Kii Mountains, southwest Japan. We found that paleosurface remnants are developed in higher elevations in the catchment of the Tennokawa River, which incises the paleosurfaces with a convex slope break, L1. The intersections of L1 and the tributaries of the Tennnokawa River coincide with knickpoints in 8 tributaries, suggesting that L1 was formed by knickpoint recession. 60% of landslides, or 75% of large landslides (>10^5 m^2) in the study area involved L1 or occurred on slopes below L1, suggesting that they occurred on slopes destabilized by river incision. Paleosurfaces surrounded by slope breaks are widely developed in the Totsukawa catchment in the north and central Kii Mountains and we found that recent deep-seated catastrophic landslides have occurred on slopes with the slope breaks or newly incised slopes below the breaks.

キーワード: 遷急線，遷急点，紀伊山地，古地形面，地すべり
Keywords: slope break, knickpoint, Kii Mountains, paleosurface, landslides

1. はじめに

深層崩壊の発生場予測の手法はいまだ確立されていない．2011年の台風12号による深層崩壊については，発生前の詳細DEMデータから崩壊箇所は事前に重力変形をしており，それが小崖として表れていたことが指摘されている（千木良ほか，2012）．そして，詳細DEMデータを用いた詳細地形解析によって個々の崩壊危険斜面が抽出できる可能性が指摘されている．一方で，このような重力変形は河川の下刻に強く支配されて発生するものであるため，長期的な地形の発達過程の観点から広域的な崩壊危険度評価ができる可能性がある．平石・千木良（2011）は，熊野川支流の中原川流域において，高標高部に古地形面が広がり，それが新たな河川侵食を受け，谷中谷が形成されていること，そして，この河川侵食によって下部切断を受けた流れ盤斜面が重力によって変形していることを明らかにした．このような地形発達は中原川にとどまらず，熊野川流域に広く生じたものと推定される．

本稿では，紀伊山地北部の天川地域を対象に，古地形面の開析という視点から地形の特徴を明らかにし，それらと地すべり・崩壊との関係を考察する．また，この考えを十津川流域全体に拡張できる可能性についても述べる．

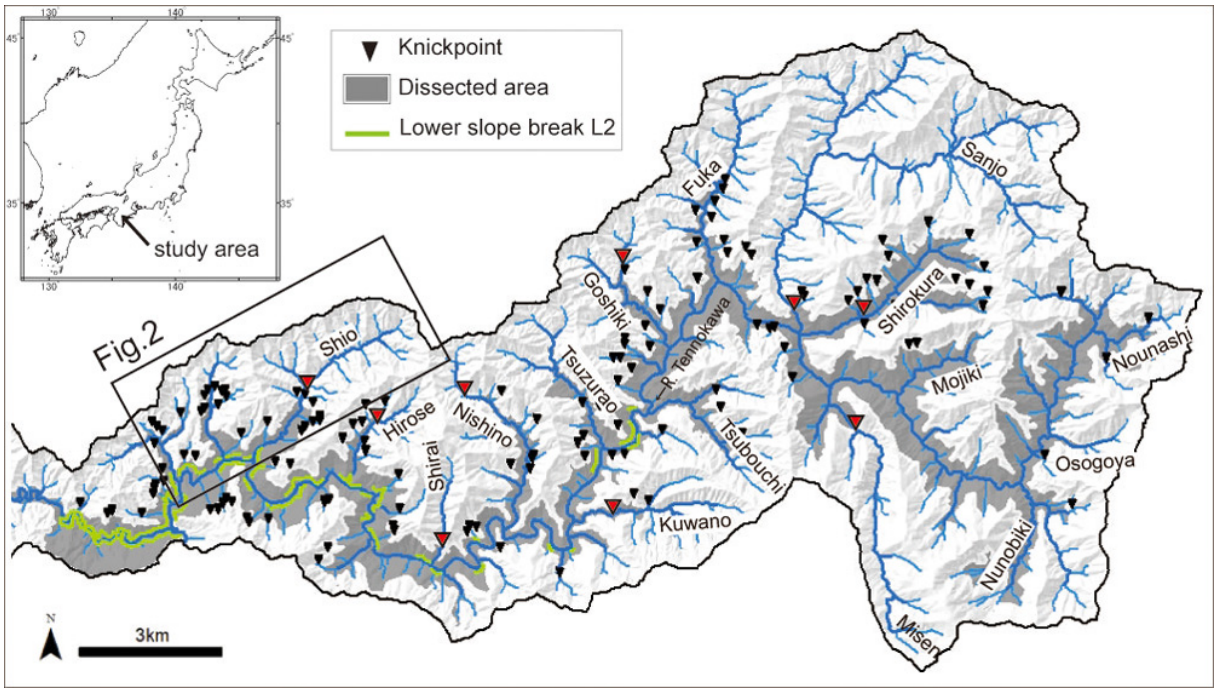


Fig.1 Distribution of slope breaks and knickpoints in the study area.

2. 調査地域

調査地域は紀伊山地北部，熊野川の最上流部にあたる天川地域である（Fig. 1）．ここでは熊野川は天ノ川と呼ばれる．調査地域の東部は大峯山脈の北端にあたり，山上ヶ岳，大普賢岳，八経ヶ岳など標高1700～1900 m級の山稜が連なる．西部は標高1000～1300 m程度の山々からなる．

本地域の地質は，大部分が四万十帯，北東部が秩父帯に属し，砂岩，泥岩，頁岩，混在岩，砂岩泥岩互層，チャート，緑色岩，酸性凝灰岩などが分布する．本地域東部中央には14～17 Ma（Hasebe et al., 2000）の大峯花崗岩類が貫入し，周囲の堆積岩はホルンフェルス化している（志井田ほか，1989）．

3. 方法

斜面の遷急線と河川の遷急点とを地形図とDEMデータを用いて判読した．遷急線の認定には主に地形図を用い，国土地理院発行の10 mおよび50 mメッシュのDEMから作成した傾斜図も併用した．使用した地形図は縮尺2万5千分の1地形図「猿谷貯水池」，「南日裏」，「中戸」，「洞川」，「弥山」である．遷急線は，場所により，重力変形によって不鮮明になっていたり地すべりによって分断されていたりする．そのような場合は，重力変形領域の上縁あるいは地すべり地形の上縁（滑落崖）をなぞるようにした（Fig. 2）．

遷急点は，国土地理院による10 mメッシュのDEMを用いて作成した河床縦断面図から，傾斜の急変する点を読みとって認定した．河床縦断面の作成にはとESRI社のArcGIS 10.0とそのアプリケーションArcGIS Spatial Analystを使用した．

また，（独）防災科学技術研究所地すべり地形分布図データベースによる地すべり地形GISデータを用い，遷急線の分布と地すべり地形の分布の関係を調べた．

4. 結果

4.1 遷急線と遷急点の分布

天ノ川の谷壁斜面には河床から100 m以上高い位置に明瞭な遷急線が認められ，それは支流の谷壁斜面にも連続して分布している（Fig. 2）．この遷急線を境界として，上位の領域を古地形領域，下位の領域を開析領域と名付けた．開析領域の最下部には，連続性には乏しいものの比較的明瞭な遷急線が分布するため，こちらを下位遷急線L2とし，前述の最も明瞭な遷急線を上位遷急線L1とした．また，大峯山脈の頂上部には高位平坦面などと呼ばれてきた小起伏面が点在し（内藤，1979；志井田ほか，1989），その縁も明瞭な遷急線をなす．これらの他にも局所的な遷急線は複数存在する．

天ノ川の16の支流について河床縦断面図を作成したところ，9支流に遷急点が認められた．明瞭な遷急点が認められる7支流（塩谷，白井谷，西之谷，桑ノ



Fig. 2 Oblique view of the landscape in the study area shown in Fig. 1. Sharply-defined upper slope breaks “L1” (white solid lines) are distributed >100 m above the riverbed of the Tennnokawa river. L1 divides the study area into two areas; upper paleosurface and lower dissected areas. These slope breaks are sometimes removed by landslides or blurred by gravitational slope deformation. In that case, we traced the outlines of landslide heads as the slope break. A long-river profile of a tributary “Shio valley” is shown in the bottom-right corner as an example. Squares are representative points of slope breaks’ altitudes (Fig. 9). In dissected area, lower slope breaks “L2” (yellow dashed line) are distributed intermittently.

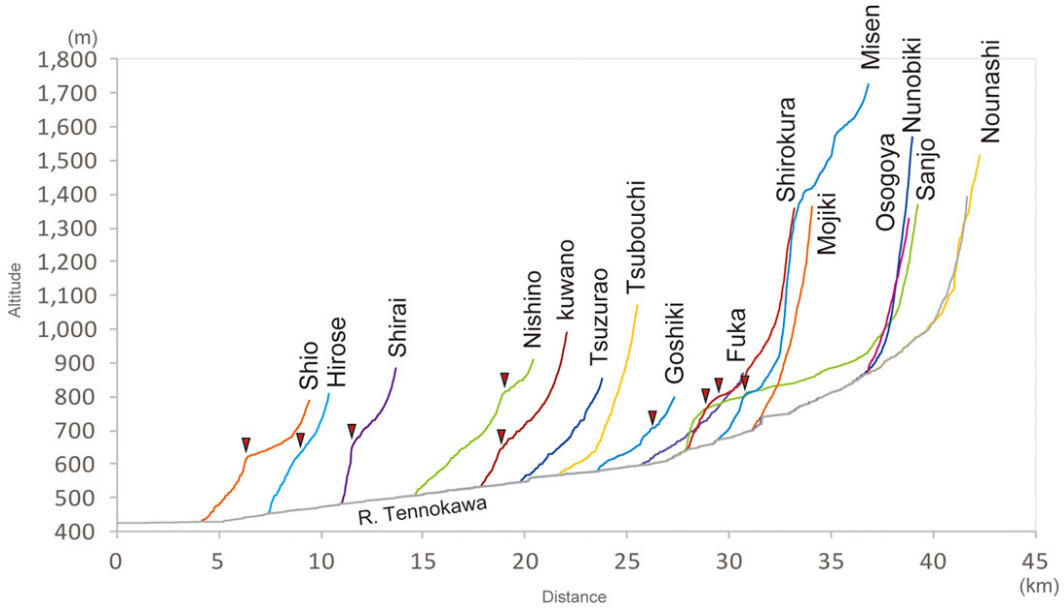


Fig. 3 Channel profiles of sixteen major tributaries and manually identified knickpoints.

谷，山上川，白倉谷，弥山川）と，遷急点はあるが輪郭が丸みを帯びた2支流（広瀬谷，五色谷）である．残りの7支流（九尾谷，坪内谷，深谷，モジキ谷，布引谷，オソゴヤ谷，ノウナシ谷）には顕著な遷急点は認められなかった（Fig. 3）．

4.2　遷急点と岩質の関係

遷急点の形態は，河床を構成する岩石の侵食に対する抵抗性に左右されると考えられる．予察的な調査として，縮尺5万分の1地質図「山上ヶ岳」（志井田ほか，1989）に示された赤色チャート及び赤色頁岩，チャート，酸性凝灰岩及び凝灰質頁岩，緑色岩類，および，志井田（1979）によるホルンフェルス

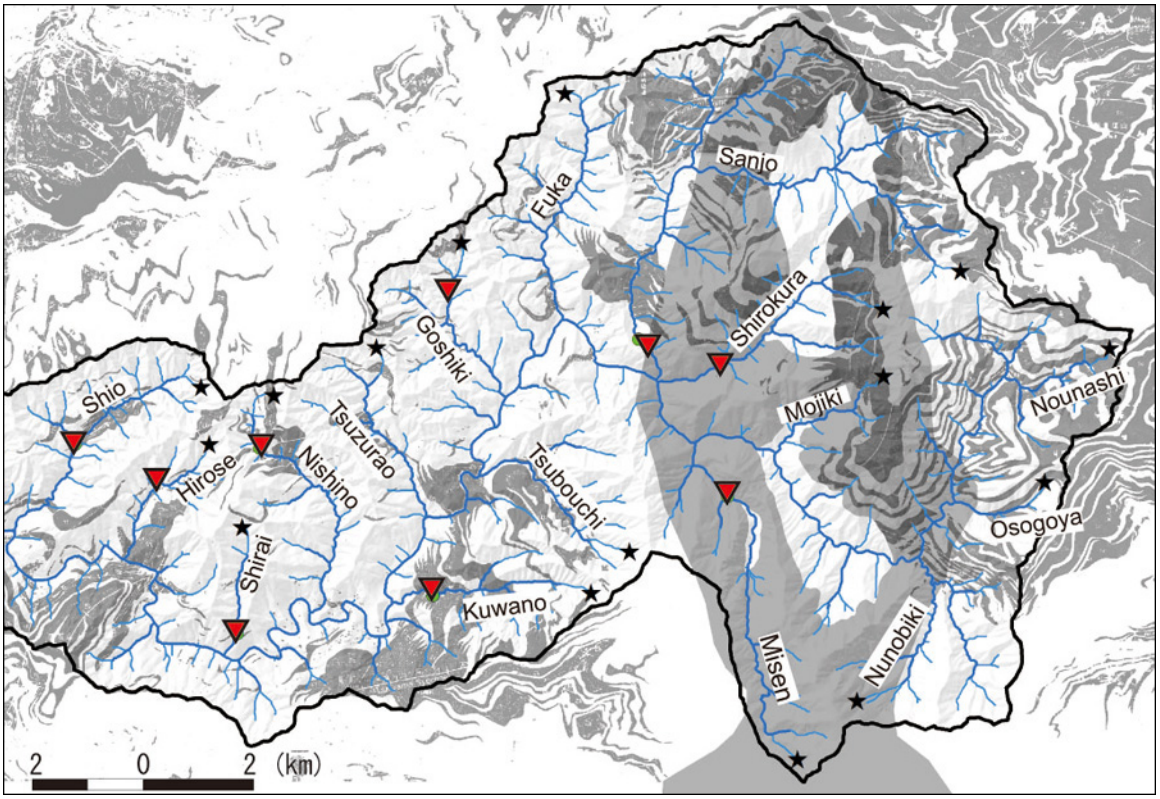


Fig. 4 Distribution of knickpoints of major tributaries (red triangles) and resistant rocks (gray color). Stars are sources of each tributary. Resistant rocks showed here are red chert and red shale, chert, tuff and tuffaceous shale, green rocks (Shiida et al., 1989), and hornfels (Shiida, 1979).

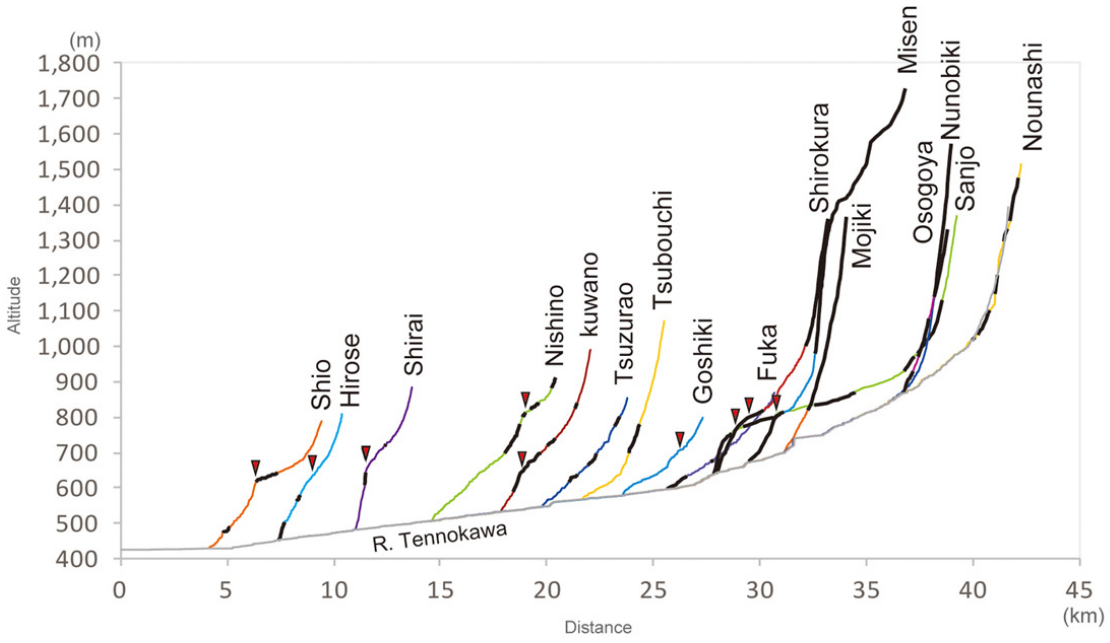


Fig. 5 Channel profiles of major tributaries. Thick black line shows the reaches with resistant rocks (Fig. 4).

の分布を，遷急点の分布と照らし合わせた．

その結果，明瞭な遷急点をもつ7支流では，遷急点はこれらの岩石の分布域あるいは直上流に位置し，遷急点の輪郭が丸みを帯びた2支流では，遷急点の位置およびその直上流に侵食に強い岩石が分布していない（Fig. 4，Fig. 5）．前者では侵食に強い岩石によって遷急点が保存され，後者では遷急点は上流側への伝播とともに不鮮明になったものと考えられる．

一方，顕著な遷急点のない残りの7支流でもこれらの岩石が分布する区間もある．これらの支流に遷急点が保存されていない理由は，今後現地調査も含めて検討する必要がある．

4.3　遷急線と地すべり地形との関係

調査地域に分布する地すべり地形388箇所のうち，地すべり移動体が古地形領域にあるものが152箇所（39%）に対し，移動体の一部または全体が開析領域に含まれるものは236箇所(61%)であった(Fig. 6)．また，規模の大きな地すべりは開析領域に多く発生する傾向があり，例えば，移動体の面積が10万m^2以上の地すべり16箇所のうち12箇所（75%）の一部または全体が開析領域に含まれる（Fig. 7）．これらの結果として，各地形領域の面積に占める地すべり移動体の面積の比率は，古地形領域が5.1%に対し，開析領域では10%とほぼ倍であった（Table 1）．なお，古地形領域と開析領域にまたがる地すべりについては，遷急線L1によって分割し，L1より上の部分を古地形領域，下の部分を開析領域に含めて面積を計算した．開析領域と隣接する古地形領域は古地形領域内部に比べ，地すべりが起きやすく，規模の大きな地すべりも発生しやすい傾向があると言える．

	Number of landslides	Ratio (%)
Paleosurface	152	39.2
Dissected area	236	60.8
Total	388	100

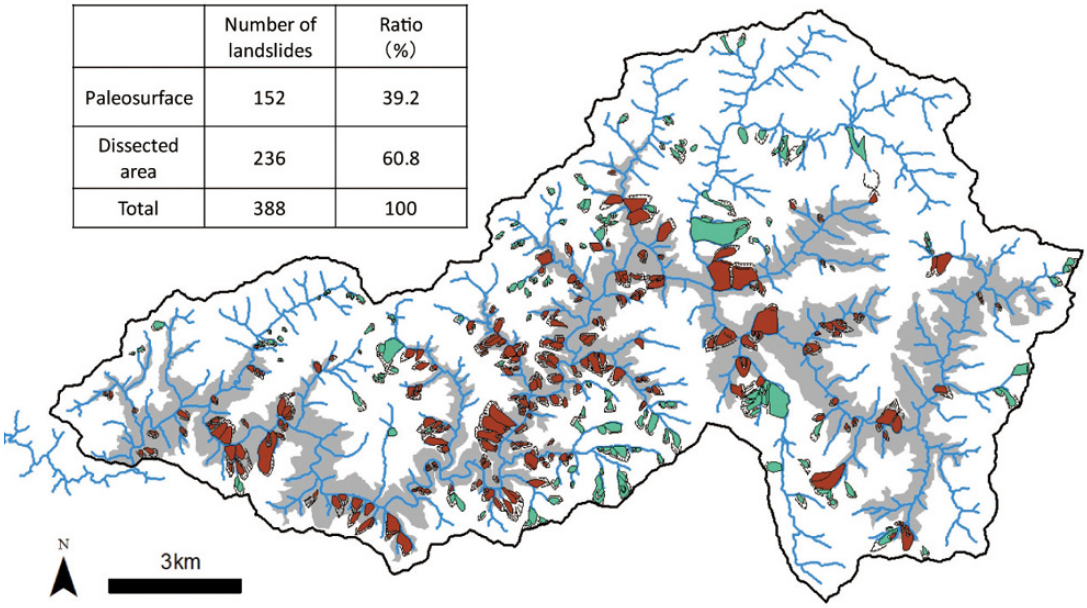


Fig. 6 Distribution of landslide bodies (using Landslide Distribution Maps by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention). Green: landslides within the paleosurface. Brown: landslides on the dissected areas totally or partly.

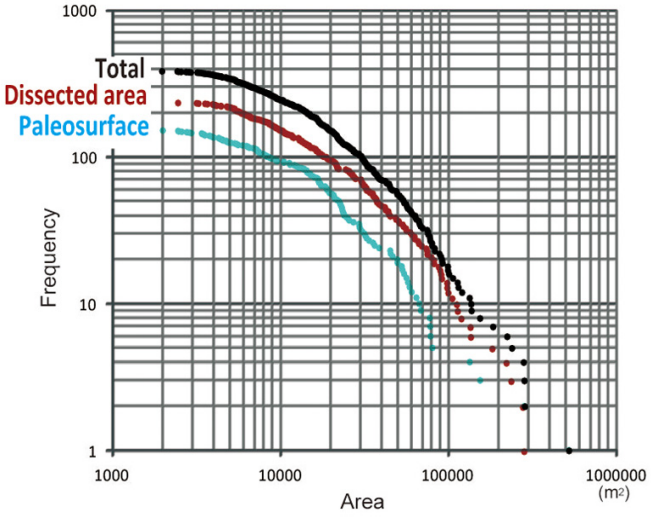


Fig. 7 Cumulative landslide frequency and the landslide size.

Table 1 Proportion of the areas occupied by landslide bodies to the total area.

	Total area (km²)	Total area of landslide bodies (km²)	Ratio (%)
Paleosurface	123	6.29	5.1
Dissected area	46.1	4.71	10
Total	169	11.0	6.5

5. 考察

5.1 急速な下刻と斜面の応答

調査地域には，現河床から100 m以上高い位置に遷急線が広く認められた．このような大規模かつ広域に連続して分布する遷急線は，本地域の侵食基準面である天ノ川の急速な低下により形成されたと考えられる．天ノ川の急速な下刻の原因は定かではないが，山地の隆起速度の急増に伴う下刻がその一因と考えられる（平石・千木良，2011）．

遷急点の認められた9支流のうち白倉谷を除く8支流では，遷急点は各支流の遷急線の上流端の位置とほぼ一致している（Fig. 1）．このことから，支流では，天ノ川との合流点に形成された遷急点が上流へ後退することによりその両側斜面に遷急線が形成されたものと考えられる．各支流の遷急点の後退距離には流域面積との相関関係は認められない（Fig. 8）．後退距離には，地質の違いなど流量以外の要素が反映されているものと考えられる．

遷急点が認められない7支流においても，遷急線は分水界までは達せずに河川の中ほどで途切れている（Fig. 1）．すなわち，遷急点が分水界まで後退してしまったのではなく，河川の中ほどで侵食され，保存されなかったのだと考えられる．

下刻により斜面下部が切り取られた斜面では重力的不安定が生じ，重力変形や地すべりが発生しやすいと考えられる．前述したように，開析領域の最下部には少なくともう1本の遷急線が認められることから，重力変形斜面はこの最新の侵食によりさらに不安定度を増しているものと考えられる．

5.2 旧河床の復元と侵食速度

天ノ川の河床から比高およそ100～140 mの位置には小面積の高位段丘面が複数認められる．これらの段丘と本流側壁斜面の遷急線を本流に沿って投影したのがFig. 9である．現河床からの比高が約140 mと最も大きい2つの段丘をつないだ位置に旧河床を推定した．支流の遷急点より上流の緩傾斜区間は，推定した旧河床に漸近するように延長することができる．このことから，現在の本流沿いに認められる最高位の段丘面は，周辺に広がる古地形面形成時の河床であると推定される．このうち，虻峠に分布する，現河床からの比高136 mの河岸段丘の段丘礫を対象に，宇宙線生成核種を用いて地表面露出年代を測定した結果は31 kaであり，そこから算出される天ノ川の下刻速度は年間4 mm以上である（松四ほか，2012）．吉山・柳田（1995）が天川地域の東方，大台ケ原から伊勢湾にそそぐ宮川中流域で河成段丘の比高から推定した隆起速度は年間0.1-0.2 mmである．天川地域の下刻速度はこの値に比べてはるかに大きく，本地域で急速な下刻が進行していることを示している（松四ほか，2012）．

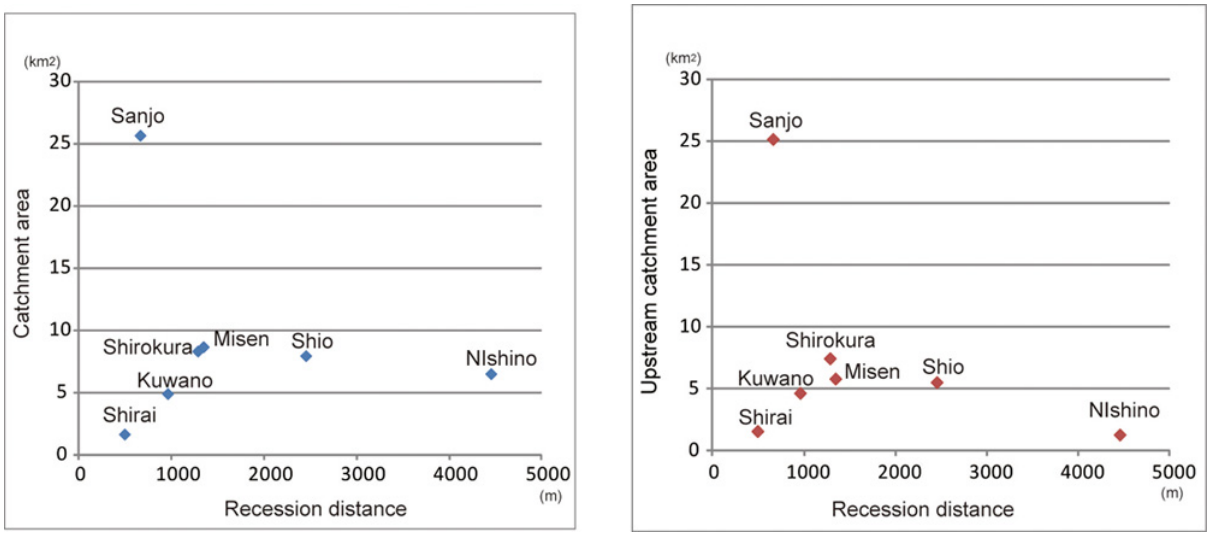


Fig. 8 Relationship between the recession distances and the catchment areas of tributaries (left: total catchment area, right: upstream catchment area of a knickpoint).

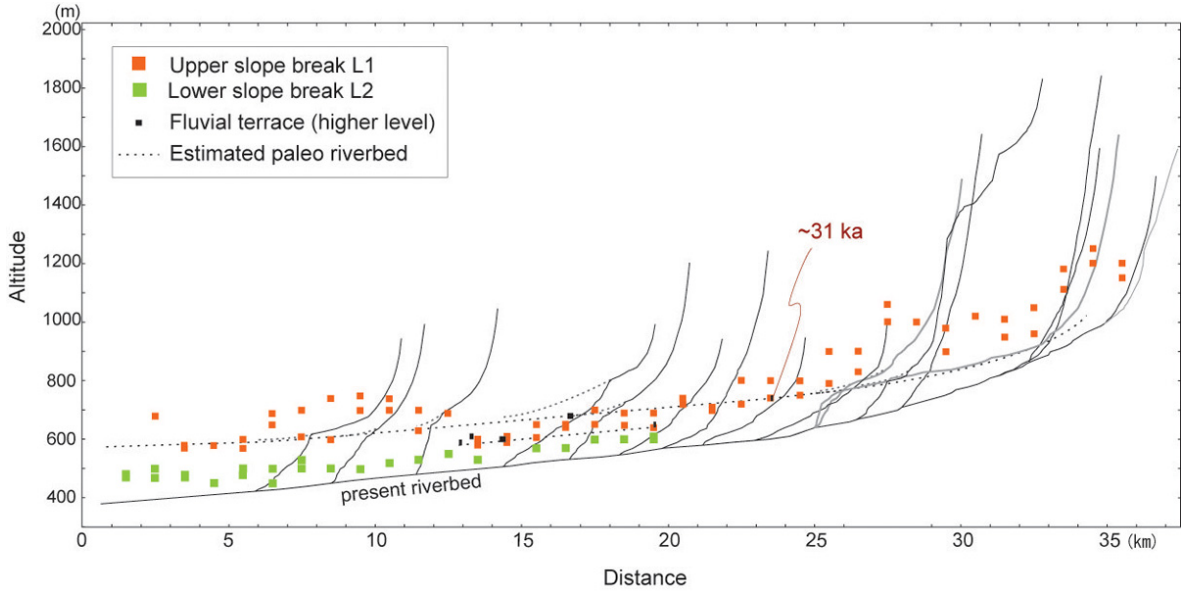


Fig. 9 Paleo riverbeds of the Tennokawa river estimated from the highest fluvial terraces, nearby slope breaks, and the extensions of tributary's river profiles above knickpoints. Paleo riverbed is reconstructed ~140 m above the present riverbed. There are alignments of L1 and fluvial terraces below the reconstructed river bed in the middle reach, suggesting that there remains another later paleo riverbed.

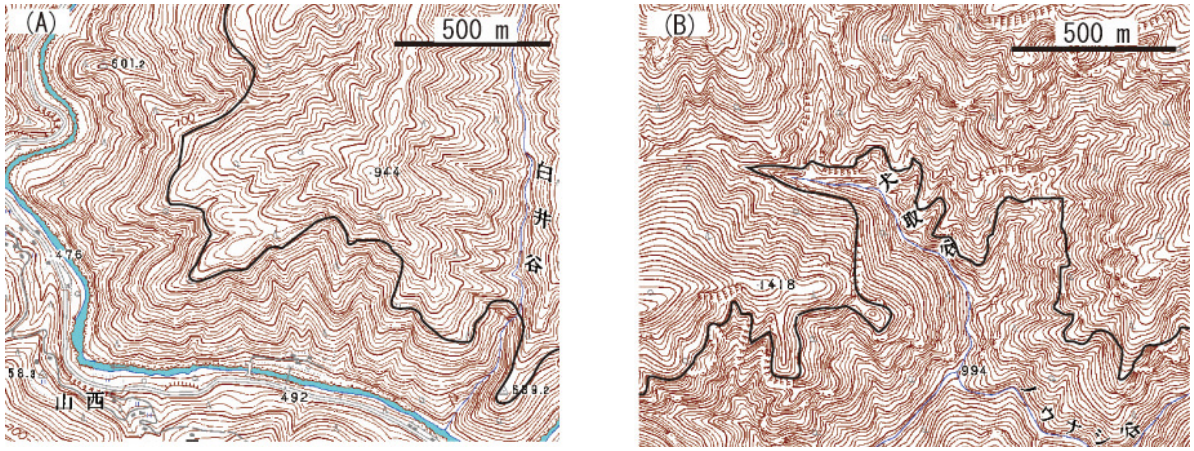


Fig.10 Examples of topographic maps in the study area, showing the slope breaks L1. Contour interval is 10 m. The base map used is "Minamihiura" (A) and "Misen" (B) with a scale of 1:25,000 by the Geospatial Information Authority of Japan. Black line shows upper slope break L1. (A) A clearly defined slope break line in the west part of study area. (B) A slope break line in the east part of study area. The contrast in slopes is not so strong as in the west part of study area.

Fig. 9の13～20 kmの区間では，推定した旧河床よりも低い位置に上位遷急線L1や段丘が認められる．これらは，より新しい時代に下刻の過程で形成された段丘面であり，本来はL1.5と位置付けられるような遷急線であると考えられる．今後，地形の形成年代を詳しく検討する上で，より細かな地形分類が必要である．

5.3　遷急線の明瞭・不明瞭

調査地域の遷急線は，容易に判読できる箇所と不明瞭で判読が難しい箇所があった．例えば，全体の傾向として，調査地域西部で比較的明瞭であり，東部の大峯山脈の主稜部では地形全体が急傾斜であるため不明瞭であった（Fig. 10）．大峯山脈は調査地域の中で最も標高が高く，おそらくその隆起速度と削剥速度は大きいと考えられる．一方，西部地域は大峯山脈よりも起伏の小さな古地形面が広がり，そこに新たな河川の下刻が作用している．このように，古地形面自体の起伏が大きな場合には，斜面の遷急線は明瞭には形成されないものと考えられる．

また，4.2で遷急点について述べたように，侵食に対する岩石の抵抗性の違いがある．縮尺5万分の1の地質図との重ね合わせでは不十分であり，岩石の種類だけでなく地質構造も考慮する必要もあるが，傾向として，侵食に強い岩石の分布域では遷急線が保存されやすいと考えられる．

斜面の遷急線は，重力変形によっても不鮮明になる（平石・千木良，2011）．

5.4　十津川流域の遷急線と崩壊

前述のように，遷急線の明瞭さにはばらつきがあるものの，不明瞭な箇所については個々にその要因を考慮することで，大局的な分布をとらえることは可能である．そのような考えで，本調査地域とその下流域からなる十津川流域（Fig.11）を対象に遷急線による地形区分を行なった．その結果，熊野川上流の天ノ川や中原川に比べて，中流部では，古地形面は高標高部に残っているが，その分布面積は狭くなっている．

そこに明治22年十津川災害で発生したと推定される崩壊地168箇所，2011年台風12号による崩壊地74箇所，および2001年に北股村，2004年に大塔村，2005年に十津川村でそれぞれ発生した3つの崩壊地をプロットした．十津川村における明治22年の大規模崩壊の位置は明治44年測量の5万分の1地形図の崩土地形とほぼ対応するという（平野ほか，1987）．これを十津川村の北方まで適応できると仮定して明治44年測量の地形図の崩土記号を抽出し，明治22年の崩壊地と考えた．2011年台風12号による崩壊地については，災害直後に国土地理院が公開した被災地の空中写真，Googleが公開したGeoEye社による被災地の衛星画像，および報道写真等から判読した．

その結果，ほとんどの崩壊が開析領域の内部もしくは古地形領域の縁で発生しており，古地形領域で発生したものは極めて少なかった（Fig.12）．すなわち，紀伊山地北部だけでなく十津川流域全体に，遷急点の後退による下刻の伝播，そして下刻に駆動された遷急線の形成と斜面の不安定化が生じており，豪雨時にはそれらの不安定な斜面で多くの地すべりが生じるのだと考えられる．

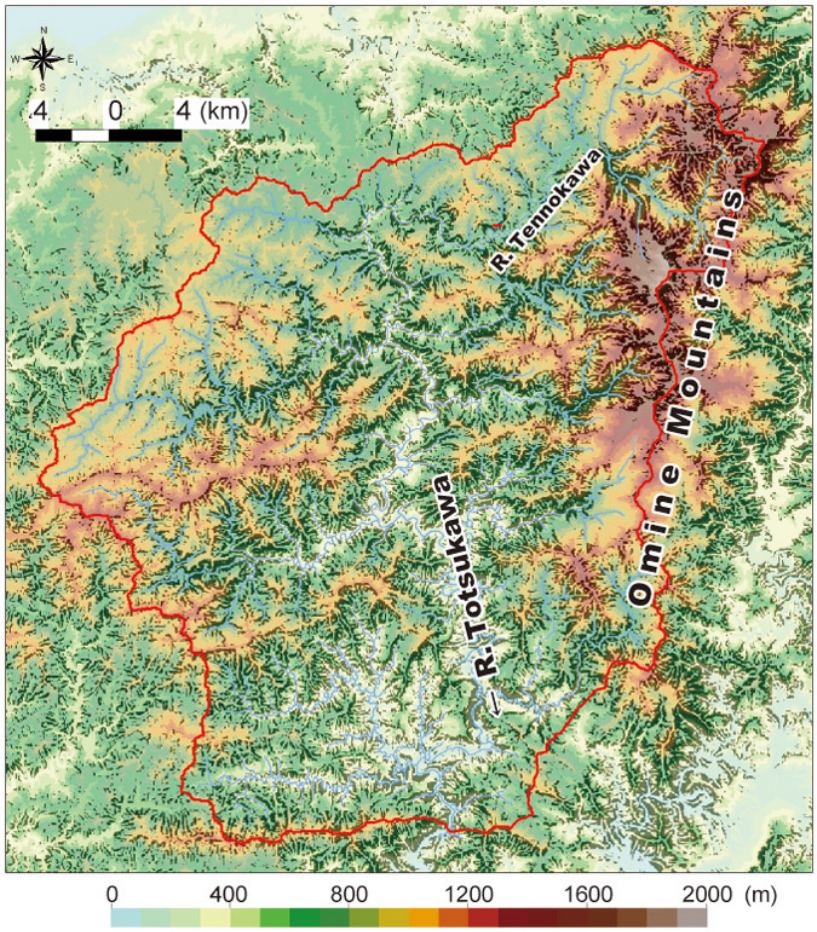


Fig. 11 An elevation map of the catchment of the Totsukawa River (downstream of the Tennokawa River). Overlaid black grid shows slopes steeper than 35 degrees.

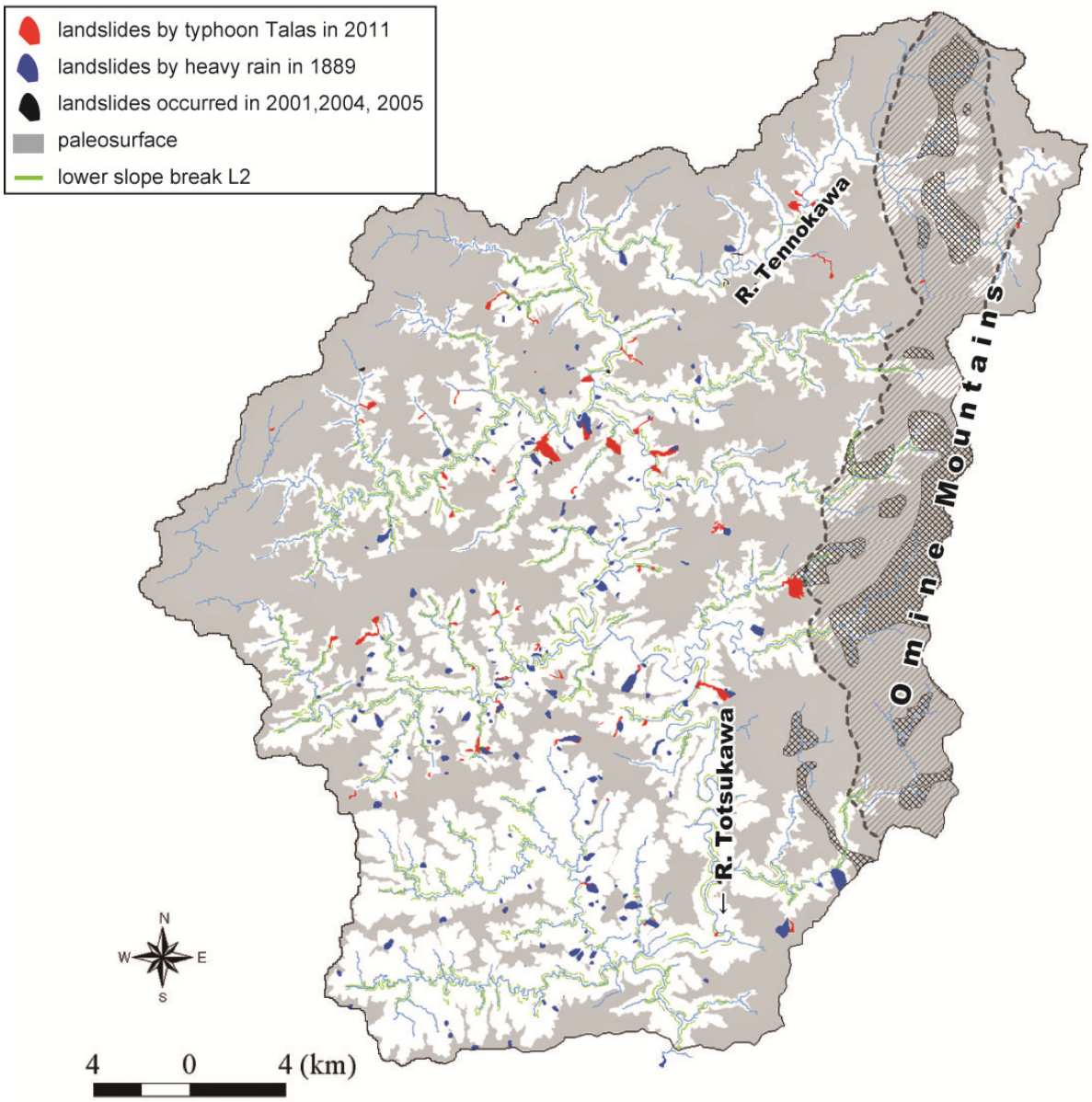


Fig. 12 Distribution of landslides in the Totsukawa and the Tennokawa catchments. Hatched areas along the Omine Mountains are granitic rocks (square) (Editorial committee of Engineering Geological Map of Kinki District ed., 2003) and hornfels (line) (Shiida, 1979).

6. おわりに

紀伊山地北部，熊野川の最上流部にあたる天川地域において古地形面の開析という視点から地形判読を行ない，地すべりとの関係を考察した．その結果，以下のことが分かった．

天ノ川の谷壁斜面には現河床から100 m以上高い位置に遷急線が分布し，それは支流の谷壁斜面にも連続して分布する．このような大規模かつ広域にわたって分布する遷急線は，山地の隆起に伴う急速な下刻により形成されたと考えられる．また，多くの支流で，遷急線の上流端は河床縦断面における遷急点の近傍に位置したことから，支流では遷急点が後退することによりその両側斜面に遷急線が形成されたものと考えられる．

遷急線は明瞭な箇所と不明瞭な箇所があった．不明瞭になる要因として，隆起速度や削剥速度の大きな地域では古地形面自体の起伏や傾斜が大きいこと，岩石の侵食に対する抵抗性に差異があること，重力変形により乱されることが考えられる．

地すべり地形の60%以上が遷急線の近傍で発生し，とくに面積10万m^2以上の大規模な地すべり地形に限ると75%が遷急線の近傍で発生している．結果として，開析領域全体の面積に占める地すべり移動体の比率

は古地形領域のほぼ倍である．これは，下刻により斜面下部が切り取られた斜面では重力的不安定が生じているためだと考えられる．開析領域の最下部には少なくとももう1本の遷急線が認められ，重力変形斜面はこの最新の侵食によりさらに不安定度を増しているものと考えられる．

これらの地形的特徴および地すべり発生の傾向は十津川流域全体に共通する可能性が高い．古地形面の開析という観点から地すべり発生場を理解することが紀伊山地中央部の地すべり発生危険度の面的把握に対して有用であることが示唆された．

謝　辞

京都大学防災研究所のTsou Ching-Ying氏にはArcGISの使用方法を丁寧に教えていただいた．ここに感謝の意を表する．本研究は，京都大学防災研究所萌芽的共同研究（課題番号：24H-05）の助成を受けたものである．

参考文献

近畿地方土木地質図編纂委員会編（2003）近畿地方土木地質図，財団法人国土技術センター．

志井田　功（1979）大峯山脈の稲村ヶ岳礫岩層とその関連岩層の地史，桜井女子短大紀要，創刊号，pp. 15-28.

志井田　功・諏訪兼位・梅田甲子郎・星野光雄（1989）5万分の1地質図幅「山上ヶ岳」，地質調査総合センター．

千木良雅弘・松四雄騎・ツォウ・チンイン・平石成美・松沢真・松浦純男（2012） 2012年台風12号による深層崩壊，京都大学防災研究所年報，55B, pp.193－211.

内藤博夫（1979）近畿地方における高位置小起伏面の分布について，奈良女子大学地理学研究報告，No.1, pp. 101-118.

平石成美・千木良雅弘（2011）：紀伊山地中央部における谷中谷の形成と山体重力変形の発生，地形，No. 32, No. 4, pp. 389-409.

平野昌繁・諏訪　浩・石井孝行・藤田　崇・奥田節夫（1987）吉野郡水災誌小字地名にもとづく1889（明治22）年十津川災害崩壊地の比定（その1：西十津川），京都大学防災研究所年報，30B-1，pp. 391-408.

松四雄騎・千木良雅弘・平石成美・松崎浩之（2012）：紀伊半島・十津川上流部の下刻速度－宇宙線生成核種を用いた蛇行切断の年代決定からのアプローチー，京都大学防災研究所年報，55B, pp. 241-245.

Hasebe, N., Suwargadi, B. W. and Nishimura, S. (2000) Fission track ages of the Omine Acidic Rocks, Kii Peninsula, Southwest Japan: Geochemical Journal, 34, 229-235.

（論文受理日：2013年6月11日）

防災研究所年報ＰＤＦのご使用にあたってご留意頂きたいこと

この電子媒体には各論文のフルカラーＰＤＦが収められており，ユーザーによるプリンタへの印刷は自由です．なお，著者権は各著者に属しますので，転載等をされる場合は著者に許可を得てください．各ＰＤＦファイルは京都大学防災研究所のＷＥＢサイト（http://www.dpri.kyoto-u.ac.jp）においても公開しており，いつでも検索およびダウンロードすることができます．

なお，年報所収の論文を引用頂く際には，年報Ａ，Ｂの種別，巻，号，ページ番号等を引用くださいますようお願い申し上げます．

広報出版専門委員会・委員長　丸山　敬