

東北地域災害科学研究

第49巻 平成25年3月

論説

L-Band Radar で観測した台風201217号の強風構造	渡邊 明	1
秋田駒ヶ岳火山1932年爆発の体験情報	狐崎長稜	5
秋田県森吉山周辺の誘発地震活動の時空間変動	小菅正裕・増川和真・千葉正堯・渡邊和俊	11
2011年東北地方太平洋沖地震による温泉湧出異常と誘発地震	川辺孝幸・中野啓二	17
2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) に先行する長期的地震活動の特徴	佐藤穠夫・塚塚晋也・Jim Mori	23
4月7日に発生した東北地方太平洋沖地震を対象とした岩手県奥州市における高密度アンケート震度調査	山本英和・齊藤 剛・齊藤良平・宇部陽子	29
東北地方太平洋沖地震とその余震を対象とした岩手県一関市における超高密度アンケート震度調査	山本英和・齊藤 剛・大河原正文・宇部陽子・齊藤良平・一戸欣也・菊池 薫	35
岩手県一関市における常時微動観測	山本英和・齊藤 剛・小田陽子・藤根友博	41
極小微動アレー探索による岩手県奥州市前沢区中心部の表層S波速度構造の推定	高倉 恵・山本英和・齊藤 剛	47
2011年東北地方太平洋沖地震による郡山・須賀川市のアンケート震度と地盤の振動性状との関係	中村 晋・堀 勇斗・厚ヶ瀬雄太	53
ポンプ場の耐震性能照査のための地震時相対変位の評価について	有賀義明・石川 嵩・樽井紀和	57
2011年東北地方太平洋沖地震の観測データに基づく、地盤特性の違いと建築構造物の非線形応答	田附達太・源栄正人・吉田英史	63
仙台市低層建築物における東北地方太平洋沖地震前後の固有振動数の変化	三屋栄太・大野 晋・源栄正人	69
東北地方太平洋沖地震を受けた学校建物被害調査に基づく既往の耐震診断の妥当性と問題点に関する考察	鈴木敦詞・畑中 友・藤田智己・船木尚己・飯藤將之・田中礼治	75
東北地方太平洋沖地震で被災した鉄骨置屋根構造の被害調査および常時微動測定結果	畑中 友・船木尚己・藤田智己・田中礼治・柴田明德	81
「陸前高田 奇跡の一本松」モニュメントの耐風設計	植松 康・金 南昔・飯田有未	85
Influence over water quality due to nutrient loading in the Royal Range of the Andes	Evelin Humerez, Makoto Umeda	91
Case study: Wind impact on shoreline change in front of a river mouth in lakes	Gabriela Sossa Ledezma, Hitoshi Tanaka	97
伊豆沼における底質組成の空間分布	仲田信也・梅田 信・嶋田哲郎	103
釜房ダムの上流部浅瀬における藻類現存量の観測	佐藤洋人・梅田 信・木村文直	109
泥火山噴出物の流入がインドネシア・ポロン川に与えた影響評価	呉 修一・武田百合子・有働恵子・梅田 信・真野 明・田中 仁	115
国内のダム湖に流入するリン濃度と流域背景の関係評価	桑原 亮・梅田 信	121
アジア領域を対象としたケッペンの気候区分を用いた気候変動評価と水害の関係の検討	吉田 司・江坂悠里・川越清樹	127
福島県を対象にした降雪特性と水環境の影響評価	中村光宏・佐藤佑哉・川越清樹	133
岩木川河口における塩淡水交換特性	佐々木幹夫・田中 仁・梅田 信	139
降雨流出過程の地域性に関する研究	西山 光・横尾善之	145
IDFカーブを利用した洪水頻度解析法に関する研究	龍崎尚真・横尾善之	151
降雨流出過程に影響する流域地形特性に関する研究	三浦優樹・菅野理恵・横尾善之	157
流域スケールの雨水貯留量の推定法に関する研究	岡崎聡史・小林秀平・横尾善之	163
可動堰敷上堆砂のゲートフラッシュに関する水理実験	濱上邦彦・三輪 弼	169
砂丘付近における風向風速特性と飛砂フラックスの関係	岡村慧視・有働恵子・滝塩将太・真野 明	175
k-εモデルによる植生のある急勾配流れの乱れ特性予測	平田吉成・真野 明・有働恵子・呉 修一	181
Estimation of tsunami arrival time on the north-eastern coast of Japan	Min Roh, Mohammad Bagus Adityawan, Hitoshi Tanaka	187
Numerical model study on the effect of the canal in reducing tsunami energy	Nguyen Xuan Dao, Mohammad Bagus Adityawan, Hitoshi Tanaka	193
現地試験に基づく東北地方太平洋沖地震津波被災域における黒松の特性	松富英夫・星 孟志・原田賢治・決得元基	199
鉄筋コンクリート造建物に働く津波流体力に関する模型実験	松富英夫・齋藤雅大・決得元基	205
津波戻り流れによる砂浜海岸の決壊	田中 仁・真野 明・有働恵子	213
東北地方太平洋沖地震津波を対象とした護岸への作用外力の分析	永澤 豪・田中 仁	219
秋田県沿岸市町村への津波等に関するアンケート調査について	野越三雄・佐藤孝司	225
津波防災計画における遠地津波への対応策の考察 一近年の遠地津波事例を踏まえて	安倍 祥・Suppasri Anawat・福谷 陽・今村文彦	231
1999年10月二戸市金田一地区の豪雨災害における住民意識調査	井良沢道也・高橋 歩	235
秋田県の歴史地震の教訓を防災教育教材にする試みその2 1914年秋田仙北地震を事例として	水田敏彦	241
学校の防災管理・防災教育支援-鶴岡市防災教育アドバイザー派遣事業-	村山良之・尾形圭一郎・山口幸一	247
東北大学工学研究科における室内物品の地震対策推進活動	本間 誠・藤田文夫・源栄正人	251

Tohoku Journal of Natural Disaster Science

Volume 49

March, 2013

ARTICLES

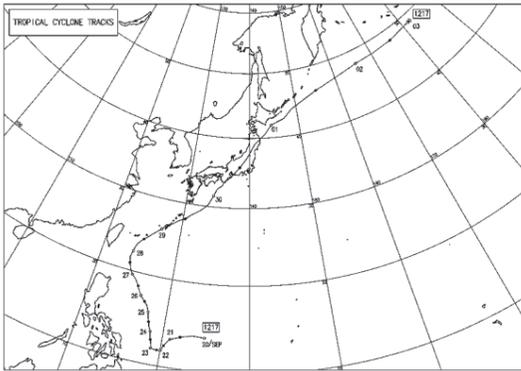
	Page
A gale structure of the typhoon201217 that we observed with L-band radar	Akira WATANABE 1
Experience information on 1932-explosion of Akita-Komagatake Volcano	Choro KITSUNEZAKI 5
Spatiotemporal variation of seismicity near the Mori-yoshi-zan volcano in the Akita Prefecture	Masahiro KOSUGA, Kazuma MASUKAWA, Masaaki CHIBA and Kazutoshi WATANABE 11
Water level and temperature change of hot springs and induced earthquakes by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake	Takayuki KAWABE and Keiji NAKANO 17
Long-term seismic activity prior to the 2011 Mw9.0 Tohoku-Oki earthquake	Tamao SATO, Shinya HIRATSUKA and Jim MORI 23
A high density questionnaire seismic intensity survey in Oshu City of Iwate Prefecture, for the aftershock of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake	Hidekazu YAMAMOTO, Tsuyoshi SAITO, Ryohei SAITO and Yoko UBE 29
An ultra high density questionnaire seismic intensity survey in Ichinoseki City, Iwate Prefecture of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake and the aftershock	Hidekazu YAMAMOTO, Tsuyoshi SAITO, Masafumi OKAWARA, Yoko UBE, Ryohei SAITO, Kinya ICHINOHE and Kaoru KIKUCHI 35
Microtremor observations in Ichinoseki City, Iwate Prefecture	Hidekazu YAMAMOTO, Tsuyoshi SAITO, Yoko UBE and Tomohiro FUJINE 41
Estimation of shallow S-wave velocity structure in central Maesawa, Oshu City, Iwate Prefecture by small size array observation of micro tremors	Megumi TAKAKURA, Hidekazu YAMAMOTO and Tsuyoshi SAITO 47
Comparison of seismic intensity by questionnaire survey for Koriyama and Sukagawa due to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake of ground properties.....	Susumu NAKAMURA, Yuto HORI and Yuuta ATSUGASE 53
Evaluation of relative displacement for seismic safety evaluation of water facility	Yoshiaki ARIGA, Takasi ISHIKAWA and Norikazu TARUI 57
Difference of ground motion characteristics and nonlinear response of building structures based on the observed earthquake data during the 2011 Tohoku earthquake	Ryota TAZUKE, Masato MOTOSAKA and Hideo YOSHIDA 63
Natural frequency change of low rise buildings in Sendai by the 2011 Tohoku earthquake	Eita MITSUYA, Susumu OHNO and Masato MOTOSAKA 69
Study on validity and problem of seismic diagnosis based on the survey about damage to school buildings by off-the-Pacific of Tohoku earthquake	Atsushi SUZUKI, Tomoyuki HATANAKA, Tomomi FUJITA, Naoki FUNAKI, Masayuki HANDOU and Reiji TANAKA 75
Survey and microtremor measurement of damaged steel gymnasium due to the 2011 Tohoku earthquake	Tomoyuki HATANAKA, Naoki FUNAKI, Tomomi FUJITA, Reiji TANAKA and Akenori SHIBATA 81
Wind resistant design of 'Rikuzentakata's Pine Tree of Hope'	Yasushi UEMATSU, Nam-Seok KIM and Yumi IIDA 85
Influence over water quality due to nutrient loading in the Royal Range of the Andes	Evelin HUMEREZ and Makoto UMEDA 91
Case study: Wind impact on shoreline change in front of a river mouth in lakes	Gabriela Sossa LEDEZMA and Hitoshi TANAKA 97
Spatial distribution of sediment composition in Lake Izunuma	Shinya NAKADA, Makoto UMEDA and Tetsuro SHIMADA 103
Observation of algae biomass in shallow waters of the upstream portion of the Kamafusa Dam	Hiroto SATO, Makoto UMEDA and Fuminori KIMURA 109
Effects of mudflow from the LUSI mud volcano on Porong River, Indonesia	Shuichi KURE, Yuriko TAKEDA, Keiko UDO, Makoto UMEDA, Akira MANO and Hitoshi TANAKA 115
Assessment of the relationship between the concentration of phosphorus flowing into reservoirs and land use in Japan	Ryo KUWAHARA and Makoto UMEDA 121
Evaluation of relationship between water disaster and climate change in Asia monsoon area	Tsukasa YOSHIDA, Yuri ESAKA and Seiki KAWAGOE 127
Evaluation of relationship between snow condition and water area in Fukushima Prefecture	Mitsuhiro NAKAMURA, Yuya SATO and Seiki KAWAGOE 133
Characteristic of exchange of salt and fresh water in Iwaki River mouth	Mikio SASAKI, Hitoshi TANAKA and Makoto UMEDA 139
Investigating variability and regionality of Japanese rainfall-runoff processes	Hikaru NISHIYAMA and Yoshiyuki YOKOO 145
Introducing Intensity-Duration-Frequency (IDF) curve as an alternative of current Japanese flood frequency analysis	Shoma RYUZAKI and Yoshiyuki YOKOO 151
Exploring scaling characteristics of watershed topography for rainfall-runoff modeling	Yuki MIURA, Rie KANNO and Yoshiyuki YOKOO 157
Estimating watershed-scale storage by hydrograph separation and storage-runoff relationship	Satoshi OKAZAKI, Syuhei KOBAYASHI and Yoshiyuki YOKOO 163
Hydraulic experiments about flushing of sand deposition on gates of diversion dams	Kunihiko HAMAGAMI and Hajime MIWA 169
Relationship between wind characteristic and sand flux over dunes.....	Keishi OKAMURA, Keiko UDO, Shota MITSUSHIO and Akira MANO 175
A prediction of turbulence property in steep slope flow with vegetation by k- ϵ model.....	Yoshinari HIRATA, Akira MANO, Keiko UDO and Shuichi KURE 181
Estimation of tsunami arrival time on the north-eastern coast of Japan	Min ROH, Mohammad Bagus ADITYAWAN and Hitoshi TANAKA 187
Numerical model study on the effect of the canal in reducing tsunami energy	Nguyen Xuan DAO, Mohammad Bagus ADITYAWAN and Hitoshi TANAKA 193
Characteristics of black pine tree based on field tests in the inundation area of the 2011 Tohoku earthquake tsunami	Hideo MATSUTOMI, Takeshi HOSHI, Kenji HARADA and Genki KETTOKU 199
Experiments on tsunami fluid force acting on a RC building	Hideo MATSUTOMI, Masahiro SAITOH and Genki KETTOKU 205
Breaching of sandy coast due to the 2011 tsunami	Hitoshi TANAKA, Akira MANO and Keiko UDO 213
Analysis of the effect of external force to the revetment due to the Tohoku-Pacific Ocean earthquake and tsunami	Tsuyoshi NAGASAWA and Hitoshi TANAKA 219
Questionnaire survey on tsunami and earthquake of self-governing bodies of the coastal cities and towns along Akita Prefecture	Mitsuo NOGOSHI and Koji SATO 225
Study on countermeasures against distant tsunami for disaster prevention plan.....	Yoshi ABE, Suppasri ANAWAT, Yo FUKUTANI and Fumihiko IMAMURA 231
The local residents awareness investigation in the heavy rain disaster of the October, 1999 Kindaichi, Ninohe-City area	Michiya IRASAWA and Ayumu TAKAHASHI 235
Approaches for educational material due to learning the historical earthquake in Akita – Part 2 A case study of the 1914 Akita Senboku earthquake –	Toshihiko MIZUTA 241
School supporting project for disaster prevention in Tsuruoka City, Yamagata Prefecture	Yoshiyuki MURAYAMA, Keiichiro OGATA and Koichi YAMAGUCHI 247
Promotion of indoor countermeasure against earthquakes at School of Engineering, Tohoku University	Makoto HOMMA, Fumio FUJITA and Masato MOTOSAKA 251

L-Band Radar で観測した台風 201217 号の強風構造*

福島大学 渡邊 明

1. はじめに

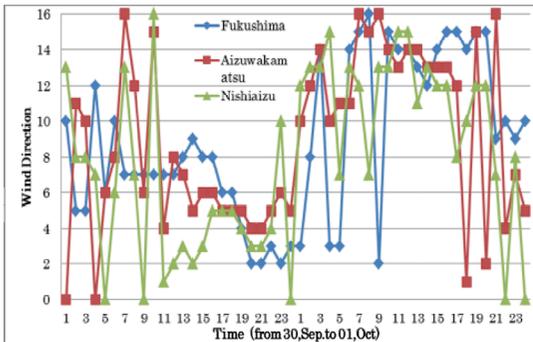
2012年9月29日から10月1日にかけて強い台風1217号が本州南岸を東寄りに進み、30日19時ごろ、愛知県東部に上陸した。台風の上陸は今年2回目で、各地で強風による負傷者が相次ぎ、交通網も混乱した。台風17号は第1図に示す通り上陸後急速に北東進速度を速め、30日の深夜から10月1日にかけて東北地方を通過し、北海道南部の太平洋岸を通過し、10月2日には千島列島に抜けた。



第1図 台風201217号の経路図

この間の、沖縄などでは瞬間最大風速 60m/s 以上、平均最大風速 40m/s 以上が観測されたものの、本州付近での強風は観測されず、上陸後、特に雨台風として静岡県内で1時に120mm程度の短時間強雨が観測され被害をもたらした。福島県では、中心が近づいた9月30日21時から24時にかけて6m/sから8m/s程度の平均風速が出現し、農作物等への被害が発生したものの、その他の被害はほとんど発生しなかった。降水量も福島県北部の鷲倉などで1時間降水量33mm程度があったものの、洪水や土砂災害などは発生しなかった。

この台風が福島県を通過した時の風向変化は、第1図の公表された経路であるとする、台風の進路方向の東部に当たる福島市では時計回り、西部に位置する会津若松市や西会津では反時計回りに変化するはずである。第2図に、9月30日0時から10月1日24時までの地上の風向変化を示す。福島市と西会津を比較すると、9月30日12時から台風の中心が接近してくる21時頃まで福島市は反時計回りの風向変化を示している。また、台風の中心西部に位置する会津若松市でも福島市と類似する変動を示している。さらに、台風中心より西部に位置する西会津では、9月30日10時ごろから15時ごろまでは時計回りの風向変化を示すものの、台風が接近してきた17時頃からは、前述の2地点と同様な風向変化を示している。こうした風向変化は基本的に地形の影響を受けているものと考えられるが、同時に台風自身が変形している可能性も高く、上層の構造も含めて観測することが、台風



第2図 福島、会津若松、西会津の9月30日1時から10月1日24時までの地上風向の変化 (16方位で表示)

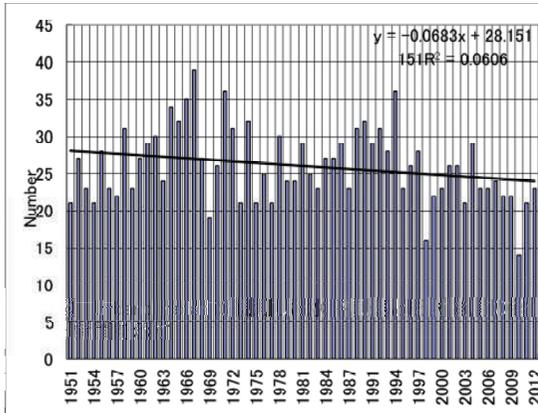
理解の一つとして重要である。

福島大学では1993年3月からL-band Radarが設置され、連続運転を行い、そのデータを1日遅れで<http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/radar-group/blr/fukushima/data/blrdata>で公開している。このデータを用いて台風201217号の上空での強風構造を解析した結果を報告する。

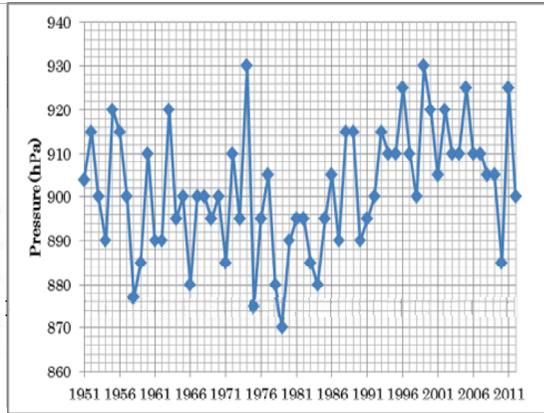
2. 台風の発生状況

杉(2009)は地球温暖化に伴う台風の変動を数値実験で検討し、台風の発生数は減少するが、台風の中心気圧はこれまで以上に低下し、強風が発生することを示した。第3図は近年の台風発生個数の推移を示した

* A Gale structure of the typhoon201217 that we observed with L-Band Radar by Akira Watanabe



第3図 台風の発生数の経年変化



第4図 台風の最低気圧の経年変化

ものである。杉(2009)の指摘のとおり発生数は100年で6.8個の割合で減少している。なお、これらの中心気圧の変動をみるため各年で発生した台風の最低気圧の変動を示したのが第4図である。1980年頃まで低下傾向を示しているが、その後台風の最低気圧は高化し、2000年まで上昇傾向を示している。そして再び減少傾向を示すといった変動をしている。過去61年間の平均的な変動を直線回帰で表現すると、100年で23hPaの上昇傾向を示し、杉(2009)が指摘しているような変動とは異なっている。これは必ずしも台風発生時の海水温が一樣に上昇しているわけではないこと、特に、最低気圧出現時の海水温との関係を求める必要がある。日本に上陸した台風の中心気圧の変動と海水温との関係では多くの研究がなされているが、Tsutsui(2008)は海水温が27℃から30℃の範囲で、海水温が1℃変化すると45hPaもの中心気圧の変動があることを示している。従って、最低気圧が生じた時の海水温との比較を正確にしないと図4の変動は理解できない。海水温の全球的な変動より、発生場所での海水温が影響している。

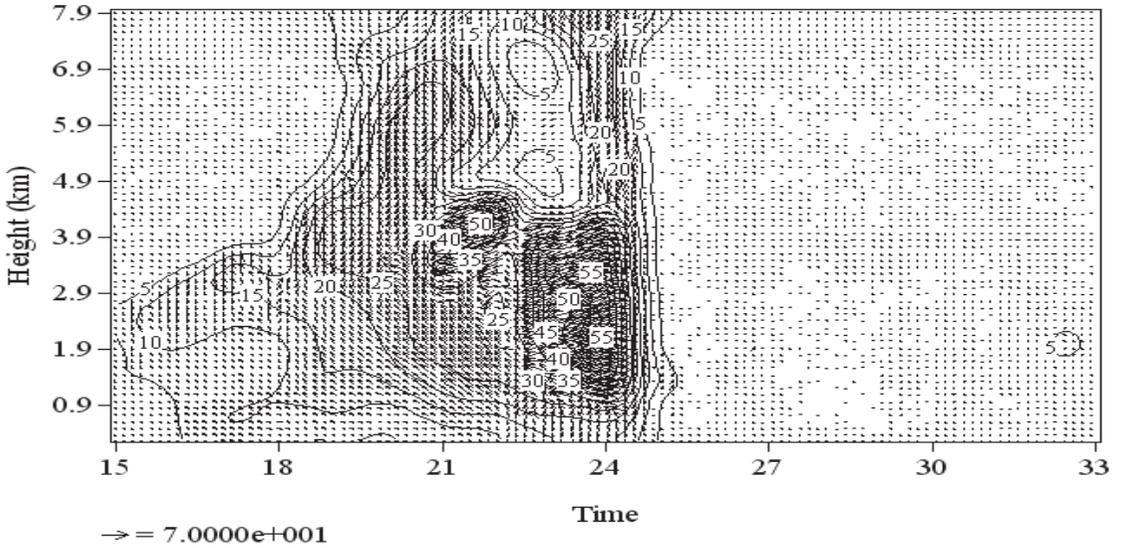
3. L-band Radar 観測

前述のような台風の変動で、強風域の構造がどのようにになっているのか、特に、上陸後の構造を理解することは台風による豪雨災害や強風災害を予測するためにも必要である。

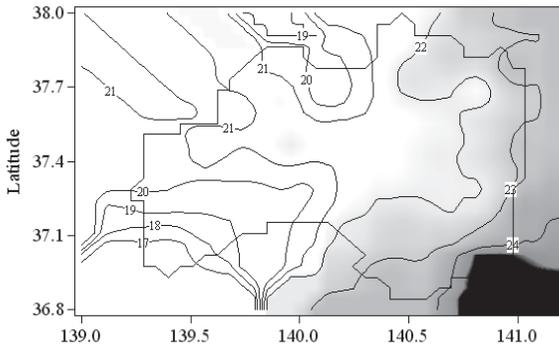
福島大学では、1993年3月にL-band radarを導入し、2007年まで連続して観測してきたが、制御器の代替ができず、その後観測ができない状況が続いた。2010年から住友電気工業のL-band radarにリプレースされ、観測が継続されるようになった。このradarの送信周波数は1357.5MHzと従来どおりであるが、送信出力は380.2Wとこれまでの出力の1/3に減少したものの、パルス圧縮をすることで、地上300mから7.9kmまでの3次元風向・風速を高度分解能100mで1分毎に観測している。公開データは気象庁の観測と合わせて10分ごとの平均値を用いている。このradarは、空気の屈折率のゆらぎ(空間変動)によって生じる電波の散乱を受信することによって、上空の風を測定するもので、大気中に電波の波長の1/2の空間スケールをもつ乱流が存在し、それによって屈折率のゆらぎが生じると、ブラッグ散乱によりごく微弱ではあるが電波が戻ってくる(加藤ほか, 1982)。また、空気屈折率の鉛直勾配が大きいかほど電波は多く散乱される。空気屈折率は気温・気圧・水蒸気量の関数であるが、対流圏では空気屈折率の鉛直勾配はほぼ水蒸気量の鉛直勾配によって決定される(Tsuda et al., 2001)。従って、反射強度は大気の可降水量に対応する。こうしたradarを用いて、台風201217号の観測を行った。

4. 観測結果

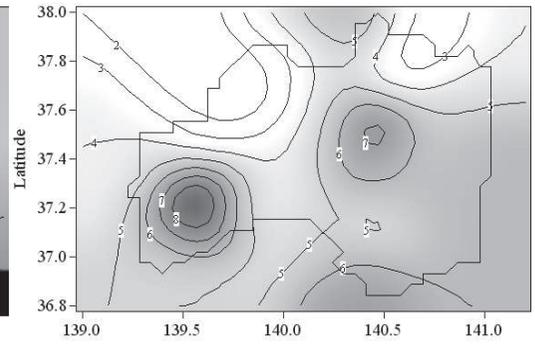
第5図に2012年9月30日から10月1日9時までのL-band radarにより観測された水平風の鉛直一時間断面を示す。台風通過に伴う観測地点での降水は9月30日19時から10月1日3時までで、9月30日23時は1時間に21.5mmの強い降水を記録している。水平風の鉛直一時間断面から、台風201217号による10m/s以上の強風域は9月30日15時ごろ高度1.9kmから3kmに南風として出現し、台風通過時の9月30日21時から10月1日1時ごろまでは地上1kmから4.5kmまでに50m/sの東風が卓越している。この東風は時間と共に高度を上げており、台風接近に伴う変化と考えられ、最も強風域の出現高度が低下した10月1



第5図 L-band radar で観測した水平風の高度—時間断面 当値線は水平風速(m/s)を示す。



第6図 9月30日21時の地上気温分布(°C)

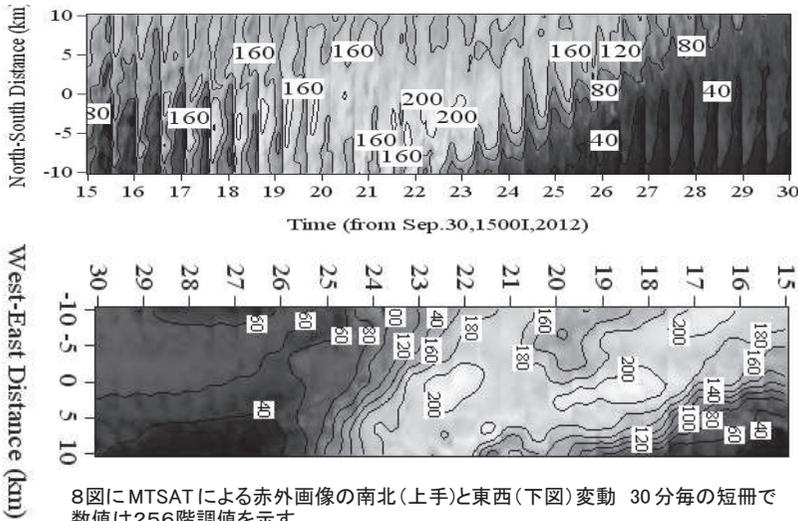


第7図 9月30日21時の風向分布 数値は16方位を示す。

日0時ごろに中心が通過したものと考えられる。しかし、この台風の強風域出現はかなり特徴的に団塊状を示している。渡邊(1995)は、すでにL-band radarで1994年の台風26号の観測をしており、この時の台風は日本海を通過したものの、強風構造は比較的鉛直に同様な風系が観測され、通過と共に南東風から南、南西風と規則的に変動していた。福島市上空とはいえ50m/s以上という強風が団塊状に出現しているのは特異なケースである。

第6図は2012年9月30日21時の地上気温の分布図である。これを見ると、ほぼ22°Cを境に西部で低温、東部で高温になっていることがわかる。一方、16方位で表現した風向分布図を第7図に示す。福島県全体として北東から東、南、南西と時計回りの風向分布が確認でき、風向分布としては低気圧の存在が推定できる分布になっている。しかし、第2図に示した風向の時間変動では台風に伴うような時間変化は確認できなかった。すなわち、台風というよりは低気圧の存在としての風向変化と考えられる。

第8図にMTSATによる赤外面像の南北変動と東西変動を30分毎の短冊にして、その変動を示したものである。21.5mmの降水量をもたらした23時頃を中心に階調値215(220K)が出現しており、館野の高層観測結果と比較すると、この時の対流圏界面が約16kmで、雲頂は13kmまで発達した雲が通過したことがわかる。この発達した雲域は、20時頃南部から侵入し、北部へ移動していることを示している。また、東西変動では基本的に16時頃発達した雲が時間とともに東進し、19時頃一つの発達した雲が通過するが、その後21時頃からもう一つの発達した雲が東進し、22時頃二つの発達した雲域がまとまり、東進している。この後半の雲の移動速度は10km/hour程度である。公表されている台風の進路を考え、かつ台風を取り巻く雲バンドを考えると、



8図にMTSATによる赤外画像の南北(上手)と東西(下図)変動 30分毎の短冊で数値は256階調値を示す。

観測地点は進行方向の東部に位置するため、発達した雲域は南部から接近するか、または東部から接近する可能性が高く、西から東への変動は考えにくい。また、この雲域の移動は台風が10月1日0時頃会津若松付近を60km/hourで進行したとする移動とは整合性がない。

観測されている地上の風向・風速変化でも同様、上空においても明確な風向変化は観測されず、福島上空では南風領域に50m/s以上の強風がコアとなって出現して

いる。この強風コアが台風によるものとすれば、台風接近にともなう中心に向かう動径方向の風と考えられる。

5. まとめ

台風が上陸することによって台風構造が変形し、軸対象も変形することが、Teshiba et al(2001), Shibagaki, et al(2003)や山下, 石原(2005)らによって既に観測されている。また、高度1km以上で強風が出現することが指摘されており、今回の観測と一致している。特に、今回の台風201217号は福島近辺では台風構造に伴う強風構造は確認できなかった。しかし、地形摩擦がなくなる高度1km以上では55m/s以上の風速が出現していた。この時、高度13km付近まで発達した雲が通過して、1時間22.5mmという降水をもたらしている。強風域は東風で、団塊状に出現しており、強い対流によって形成されている可能性もある。地上気温の空間分布は、西部で相対的に低温、東部で高温となっており、前線構造を示している。地上の風向分布でも台風構造は認められなかった。ただし、MTSAT画像からは台風中心付近の雲の塊が存在しており、その東側からは顕著な南風、西側から顕著な北風にとまなう雲塊が確認できる。

すなわち、総合的にこれらのデータを解釈すると、今回の台風に伴う福島上空の強風は、台風が温帯低気圧化する途中の状況で、活発な積雲対流構造とも関連して出現した強風構造と考えられる。近年、温暖化に伴い、寒気の南下も顕在化しており、より低緯度での温帯低気圧化も強風をもたらす構造として注目する必要がある。今後より多くの台風について強風の出現実態を解析する必要がある。

引用文献

- 加藤進, 福山 薫, 若杉耕一, 佐藤 享, 深尾昌一郎, 1982: 大型レーダーによる中層大気の観測. 気象研究ノート, No.144, 1-55.
- Shibagaki, Y., M. D. Yamanaka, M. Kita-Fukase, H. Hashiguchi, Y. Maekawa, and S. Fukao, 2003: Meso-alpha-Scale Wind Field and Precipitating Clouds in Typhoon 9426 (Orchid) Observed by the MU Radar, J. Meteor. Soc. Japan, Vol.81, 211-228.
- 杉正人, 2009: 温暖化で台風はどうか? <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/research/hurricane>.
- Teshiba, M., H. Hashiguchi, S. Fukao, and Y. Shibagaki, 2001: Typhoon 9707 observations with the MU radar and L-band boundary layer radar, Annales Geophysicae, Vol.19, 925-931.
- Tsuda, T., M. Miyamoto and J. Fummoto, 2001: Estimation of a humidity profile using turbulence echo characteristics, J. Atmos. Oceanic Tech., Vol.18, 1214-1222.
- Tsutsui, J., 2008: Maximum potential intensity of tropical cyclones derived from numerical experiments using the Community Climate System Model (CCSM3), J. Disaster Reserch. Vol.3 25-32.
- 渡邊明, 1995: 境界層レーダーによる台風26号の強風の構造観測, 東北地域災害科学研究, Vol.31, 15-19.
- 山下順也, 石原正仁, 2005: ウインドプロファイラが捉えた台風0416号の風の場の変化, 天気, Vol.52, No.7, 539-547.

秋田駒ヶ岳火山 1932 年爆発の体験情報*

秋田大学 (名誉教授) 狐崎 長琅

1. はじめに

秋田駒ヶ岳の女岳では近年地熱域が拡大しつつあり、本格的な火山活動への進展が懸念されている。前回の 1970 年噴火は予想外の溶岩流出で世間を驚かせた。その前(1932 年)の噴火は小規模な水蒸気爆発とみなされている。1932 年以前の活動については信頼できる歴史記録はない。地質学的な研究によると(藤縄・他,2004), 1100-1000 年ほど前には女岳近傍の小岳が形成されるような活発な活動をしていたようで、秋田駒ヶ岳は約 1000 年の休眠から目覚めて、昭和期以後新活動期に入ったのかもしれない。昨年 3 月 11 日の巨大地震以来、東北日本の地殻活動は活発化傾向にある。女岳の現状にはその一環としての側面も重なりそうである。

1932 年以前の約 1000 年間、本火山が全く休眠していたとも言い切れず、どの程度の活動なら記録に残りうるか、その限界が問題となる。ごく常識的には、溶岩噴出が山麓遠くからも眺められた 1970 年噴火程度の事変は、幕藩体制が整備された江戸期には見逃されなかったろうが、1932 年爆発程度なら、果たしてどうか。まずはその実態を良く知る必要がある。

爆発は 1932 年 7 月 21~26 日に発生したと見られているが、その頃天候も悪く直接の観察者はいなかった。事後登山者が異変に気づき、中央気象台の国富・鷺坂(1932)や東京大学の大塚(1932)の現地調査となった。我々は、これらの報告によって状況を伺うことができるが、両報告間には、後で触れるように若干の異同がある。実状を汲み取るには整合上の配慮もいる。

1932 年爆発の実状は地元(旧田沢湖町)でも殆ど知られておらず、記録も乏しい。しかし最近、地元出身者が遺した随筆集(鬼川,1975)に、この噴火についての注目すべき体験記があることに、筆者は気づいた。事後約 40 年の回想記であり、記載事象の信頼性については考慮の余地もある。そこで、当時の地元新聞(秋田魁新報;以後魁紙と記す)なども参照し、諸側面について検討した。あわせて、1932 年爆発がどのように認知されたのか、情報伝達の実状も探った。

2. 爆発観察記

上記随筆集「天から約 60 年」は前編(回顧彼是)と後編(天から釣の理論と実技)からなる。前編の末尾近くに「天変地異」の節があり、それは本火山関連の以下の内容からなる：

(1) 1932 年爆発の体験、(2) 1934(或いは 1935)年発生の水蒸気噴出、(3)1970 年女岳噴火。

当面必要な(1)と共に(2)の全文も付録 1 に収録した[(3)は省略]。(2)の事象は 1932 年爆発とは直結しないが、今では知る人もない珍しい現象であるため、記録に留め後の参考に供する。

著者の鬼川医師は当時満 36 歳(1895 年 11 月生)の新進の医学博士で、少年時から地元の山岳、溪流に親しんだ生来の自然愛好者であった。1933 年以後は角館町で内科医院を開業した。

その記述を要約すると、当日 1932 年 7 月 21 日一家で田沢湖畔春山の生家に滞在していた。夜 21 時ころ、大砲を遠くで打ったような音がするので、彼は確認のため夫人と外に出た。月はなく奥羽山脈には雲が低く立ち込めていた。全天に雷光の如き光が映じ、そして大砲音のよ

*Experience information on 1932-explosion of Akita-Komagatake Volcano, by Choro Kitsunezaki.

うな爆発音が聞こえた。これが30分間ほどの間に数回反復した。当日海軍の艦艇が船川港に来ていたので、探照燈を照らして、艦砲を発射したのだろう、とも思った。この事象が秋田駒ヶ岳の噴火によるもの、と悟ったのは後のことのようなのである。ここで、特に注目したのは次の2点である。

- ① 7月21日の夜に爆発音があった。 ② 爆発音に先行して光った。

①の日付は、船川港への軍艦入港との関連で述べられており、この点については、当時の魁紙から関連情報を探った。既存文献上(大塚,1932;国富・鷺坂,1932),7月21日の爆発開始を示唆する事象は13時頃国見温泉で感知された鳴音や地震であるが、秋田県側では26日(25日も?)生保内(現仙北市田沢湖)で聞こえた爆発音(国富・鷺坂,1932)以前にはその種の事象は知られていない(この辺の状況については4で補足する)。したがって、それが事実なら新情報に属する。②の光は単なる水蒸気爆発以上の高温を示唆するようで、真実なら本質的な意味を持つ。

3. 新聞記事等からの探索

(1) 1932年6月中旬から8月上旬にかけての魁紙を秋田市立図書館のマイクロフィルムで閲覧した。その頃演習のため、第1艦隊と第2艦隊(総員約2万名)が確かに船川港や土崎港に来航していた。しかし、それは6月29日に入港し、7月9日から10日にかけて出港しており、7月21日には艦隊は既になかった(*)。30機以上の航空機をも伴う大艦隊の入港は秋田県空前の大事件で、水兵上陸や大歓迎会等の状況が連日紙面で喧伝された。海から遠い当地ではおそらくその印象がなおも現在進行形のごとく残存していたであろう。因みに、秋田のラジオ放送はこの年に開局されたばかりで、その普及状況も聞こえた範囲も定かではない。この演習は、前年の満州事変以来緊張を高めつつあった軍事・政治状況を背景としたものであろうが、その実体は魁紙からは伺えない。しかし、その光や音が海域から60km以上離れたこの山間地で、感知されそうもない。その連想の背景にあるのは事象の意外性と艦隊の壮大な印象であろう。

(*)【注】厳密には、これ以外に7月24日早朝、「(第?)14 駆逐隊入港」の記事があるが、見出しも小さい(同日夜出港)。大艦隊入港後のことで、これが特に注目された気配はない。

(2) 魁紙が秋田駒ヶ岳爆発を初めて報じたのは7月28日で、これは26日に植物調査のため登山した大館中学・小野進教諭が爆発跡を発見し、通報したことによる(*)。本火山爆発のニュースはこの通報から世に広まったらしい。地元の生保内村役場も28日に現地調査をした。ただし大塚(1932)によると、24日に登山者(誰かは明記せず)が横長根で新火山灰の付着に気づいたのが爆発発見の最初である。彼は爆発日を21日、厳密には21-24日と推定した(Otuka,1932)。

(*)【注】当初(7月28日)魁紙はその登山日を7月27日と報じたが、7月31日記事の小野教諭談では7月26日登山と述べている。後者が正しいと判断した。

(3) 地元の郷土史家田口(1971)は郷土誌「石ころ」の秋田駒ヶ岳噴火記念号で、1932年噴火にも触れ、「昭和7年(1932)7月21日、水蒸気爆発、大館中学小野進教諭登山、噴火の状況を次のように伝えた(以下略;火口状況等を記載)」と記している。ここでの7月21日は爆発日で、小野の登山日を意味しないようであるが、この日付の根拠は示されていない。おそらく当地自体での体験的伝承によるものではなく、大塚(1932)などの既存文献からの引用と思われる。

鬼川(1975)の表現は、1932年火口の形態や数などについては田口(1971)と類似しており、影

響混入の気配がある。自分の記憶事象に日付を付す際にも、田口にならい7月21日の事とした可能性も否定できない。他の話題でも鬼川の日付記載には明白な誤りが少々見られた。

4. 関連事象の補足

(1) 月齢カレンダー(koyomi.vis.ne.jp)によると、1932年7月21日の月齢は17.2日である。当地(春山)の月の出は、奥羽山脈の一角に遮られ、40分ほど遅れるため、21時40分頃となる。奥羽山脈は雲で覆われていたので、観察時は月明のない暗夜として一応矛盾はない。それ以後の日では月の出は更に遅れ、より暗夜になりやすい。

(2) 盛岡測候所の当直日誌で気象状況も調べた。色々参考となる面もあるので、関連期間をやや長く取って、当該日前後の記載内容を付録2に収録した。7月21日は夕刻より晴れだしたようで、雷電の気配は少ない。特に生家で屋外に出て観察し、雷を爆発音と誤ることもあるまい。

(3) 付録2をみると、雨天で明確に登山不適とみられるのは、19,22日で、ほぼ晴天で登山可能とみられるのは24,26,27日である。これは、噴火発見日が24,26,27日となっていることと適合する。因みに、27日は大曲高女の教諭が登山している(多分生徒を引率)。他の20,21,23,25日は日中概ね曇りのようで、推測しがたい。麓はかなり晴れていても、しばしば山上は雲に閉ざされ、風雨にさらされる。歩けても視界が効かず、足元しか見えないことも多い。

(4) 本火山爆発のころ大曲付近でも複数の地震があった。国富・鷲坂(1932)によると、秋田測候所において、下記の3地震が記録されていた(秒以下は省略)：

① 7月23日0時47分、② 7月25日19時37分、③ 8月1日6時28分。

これらの地震は盛岡測候所でも記録されていたが、計測的には震源を確定しがたかったようである。しかし、記象型の類似性から同一地震群に属すると判断された。やや大きかったのは②で、大曲では弱震、生保内では微震で遠雷のような地鳴りも聞かれた。これらのことからこの地震群は大曲付近で発生したもので、陸羽地震(1896年)の震源(千屋断層)とほぼ同一震源域のものとして推定された。人々には特に②の印象は強かったようで、これと重ねた書き出しで、3(2)の小野による火山爆発の発見も報じられている。類似の混同とみられる記事は他所でもみられる(*)。25-26日に生保内付近で感知された鳴動には、この地震群に属するものもありそうで(①②③以外にも類似の小地震はあったかも知れない)、火山爆発事象の判別を紛らわしくさせている。

(*)【注】秋田県災害年表(秋田県,1990)は、1932年の「駒ヶ岳(噴火)」の項で「26日19時には爆音と地震のようなものが遠く大曲でも感じられた」と記している。これは日付が1日食い違うが、②との混同かもしれない(情報源は魁紙か?)。

(5) 国富・鷲坂(1932)の記述は気象や地震の情報に詳しいが、地理的記載には誤りもある。彼らは阿弥陀池を図1のSとしているが、正しくはAで、Y付近とされている大焼け砂は、実はOYである。明治中期まで「大焼け砂」で噴気が見られたとも記しているが、YにもOYにも火口はない。これは片倉沢のことだろうという大塚(1932)の見解は多分正しい。片倉沢上流の硫黄鉱山跡(八合目付近)では、1975年頃でも筆者は弱い噴気を観察している。総じて、地理・地質的記載については大塚(1932)が正確で、図1の1932年火口列もそれに基づく。国富・鷲坂(1932)では、この火口列が全体的に500mほど東にずれており、描き方もやや略図風である。

(6) 大塚(1932)によると、本爆発で11個の火口が生じ(第9~11火口は亀裂状)、第9,10火

口では亜硫酸ガスが噴出していた。火口群から東方の横長根にかけての一带は火山灰で覆われ、ガスと火山灰で広く樹木が枯死し、鳥獣が多数死亡した。噴出物が本質物を含むかは定かでない。

5. 議論

(1) 結局、日付については正否の確証は得られなかったが、光と爆発音が数回発生したという事実は残る。感覚上の発生源は本火山とは直結していないが、音の反響や光の雲間反射で拡がって感知されたのかもしれない。彼の観察地点は、1932年火口列付近を見通しやすい位置にある(図1)。火口列の最上端(第11火口; 図2)付近は、晴天時なら西側カルデラ縁を挟んですれすれ直視できそうである。因みに、生保内の集落(秋田駒ヶ岳山麓の中核的居住域; 図1)は山際に寄り過ぎて、そこからは爆発域を見通せない。

(2) 付録2には発光現象などの異常現象も記載されているが、7月21日夜には該当する記載はない(*)。盛岡測候所は本火山から東に約30km離れるが、同山上の雷電は見通せるそうである。鬼川が見た光が火山爆発由来のものであったとすると、それは高空の強い光ではなく、火口から噴出した高温ガスの類が低雲に映じたもので、盛岡側からは東側カルデラ縁(標高1300~1350m)に遮られ、認知できなかったものと思われる。因みに、1932年火口列のうち最高所の標高は約1250mで、春山側に面する西側カルデラ縁の標高は1100~1150mである(図2)。

(*)【注】識別限界は監視状況にも依存する。付録1によると、盛岡測候所が秋田駒ヶ岳の爆発を知ったのは7月30日であり、それ以前、本火山は格別の関心対象ではなかったはずである。

6. むすび

1932年爆発は地元でも直接気づかれておらず、登山者の通報により数日遅れで世間に認知された。登山が普及しなかった江戸期以前にこの程度の爆発が注目されて、記録に残る可能性は乏しい。鬼川観察の日付(7月21日)については積極的に支持する傍証も、明白に否定する根拠も得られなかった。観察された光と音はやはり火山爆発由来とみるのが妥当そうで、その場合光は高温を意味する。高温ガスの噴出などマグマ水蒸気爆発に類する状態であった可能性がある。専門家による噴出物の再検出も望ましい。この火山爆発のころ、西南方の大曲町(現仙北市)方面でも群発的な地震が発生した。このことが既存の火山体験情報に若干の混乱をもたらしている。

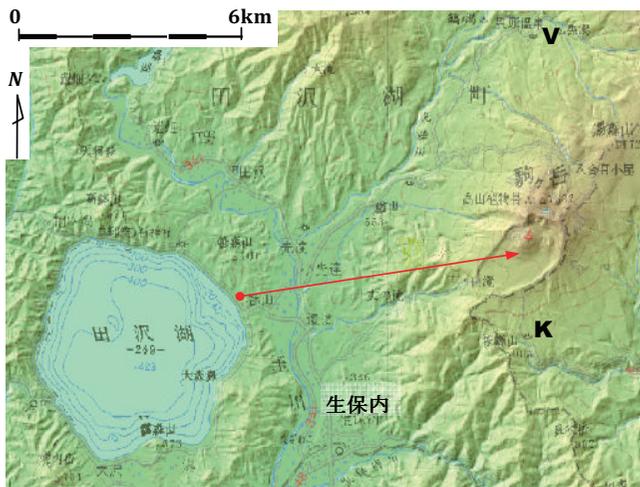


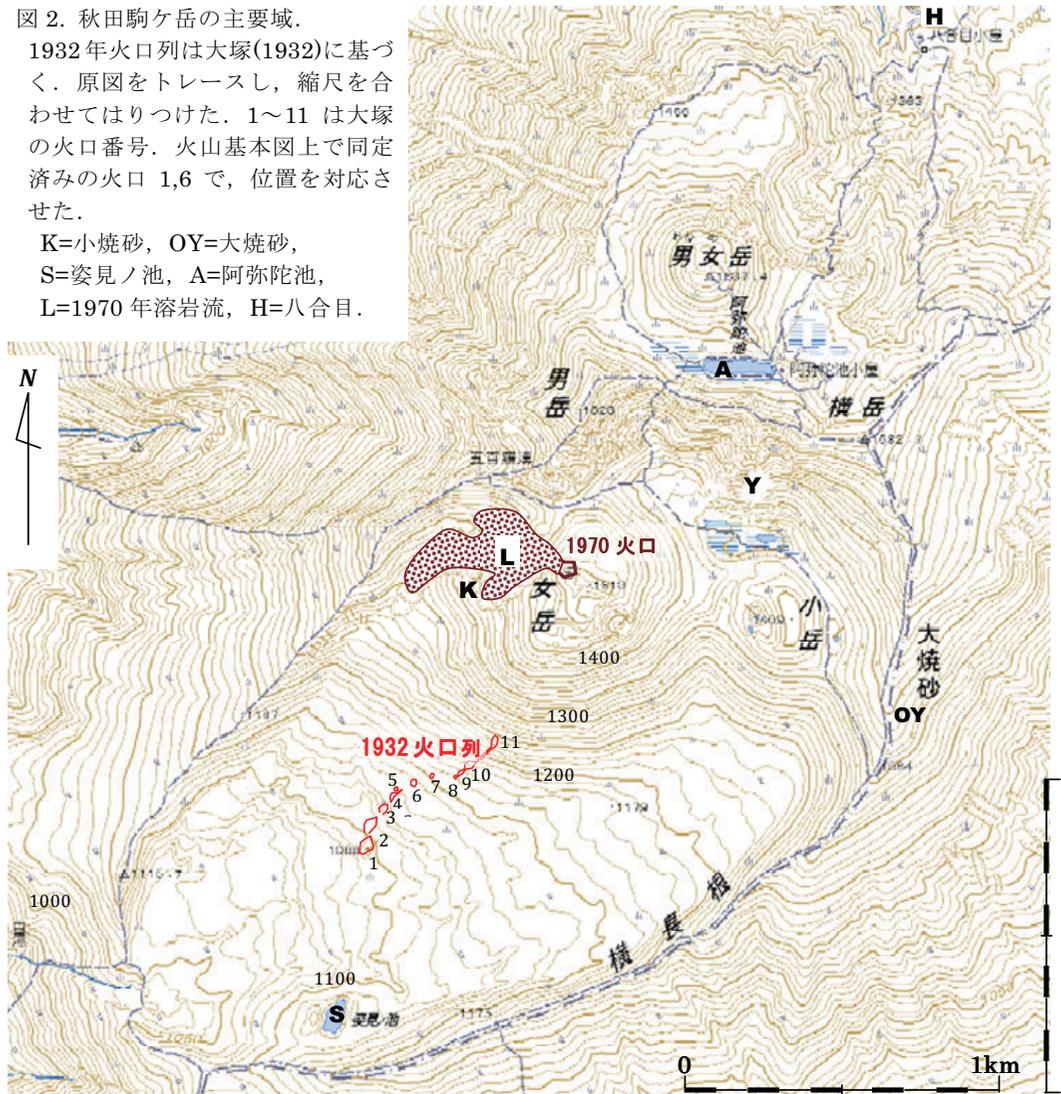
図1. 秋田駒ヶ岳と田沢湖(*)。矢印の始点(●)は春山の観察地点、終点は1932年火口列の上端(第11火口)付近。K=国見温泉。V=付録1(2)記載の水蒸気噴出地(空吹き湿原)。

(*)【注】地図作成にはカシミール3D(杉本智彦,2008)と付属の地図データを使用(図1:20万地形図, 図2:「ウオッチーズ」12500)。更に若干加工した。

図 2. 秋田駒ヶ岳の主要域.

1932年火口列は大塚(1932)に基づく。原図をトレースし、縮尺を合わせてはりつけた。1~11は大塚の火口番号。火山基本図上で同定済みの火口 1,6 で、位置を対応させた。

K=小焼砂, OY=大焼砂,
S=姿見ノ池, A=阿弥陀池,
L=1970年溶岩流, H=八合目。



謝辞

付録 1 や 2 の集録を許可してくださった鬼川徹氏や盛岡地方気象台・巻和男次長に感謝します。種々ご教示いただいた横山泉先生(北海道大学名誉教授)など、火山関連の方々感謝します。

参考文献

- 秋田県生活環境部編(1990)：秋田県災害年表，p.58。
 大塚彌之助(1932)：秋田駒ヶ岳の爆裂，火山,1 卷,2 号,p.38-45。
 Otuka, Y.(1932): Recent activity of the long-dormant Akita-Komagatake volcano in North-East Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol.10, p.876-883。
 鬼川光(1975)：天から釣 60 年，(非売品),p.129-130。
 国富眞一・鷺坂清信(1932)：秋田駒ヶ岳爆発調査報告，験震時報,6 卷,p.155-180。
 藤縄明彦・他(2004)：秋田駒ヶ岳火山,後カルデラ活動期における噴火史:火山体構成噴出物と降下テフラ層の対比，火山,49 卷,p.333-354。
 田口秀吉(1971)：人文にみる秋田駒ヶ岳，石ころ,9 号,p.4-12。

付録 1. 天変地異 (鬼川(1975)より転載^(*); (1)(2)の区分は筆者が便宜上挿入).

(1) 昭和七年七月二十一日、田沢湖畔春山の生家に、家内と子供、長女トシ、次女ミホ、長男徹、を同伴して滞在した。

夜九時頃、大砲を遠くで撃った様な音がするので、確めるつもりで、家内と二人で、外に出た。

月のない、殆ど無風の暗い夜で、ぼんやり空は薄く霞んで、星は僅かに見えていた。奥羽山脈は、雲が低く一体に掛っていた^(**)。

全天に電光を思わせる光がぴらっと映じた。そして大砲を撃った様な爆音が聞こえた。数分後、再び夜空に光が映じて、一瞬、光った。そして爆音があった。

その後も数回、爆発音を聞いた。咄嗟に、当日、海軍の艦艇が、船川港に来ていたので、探照燈を照らして、艦砲を発射したのだろう、と話したのであった。

最初の爆発音を聞いてから、最後の爆発音までの時間は、三十分そこそこであった。

突然、発現した数分の間隔で反復した爆発音と、電光(いなづま)を思わせる光の現象が、印象に残った。

秋田駒女岳の南斜面に出現した水蒸気爆発で、直径十米程度の爆裂火孔、四カ所を形成した。火口近くの地熱の上昇と、火孔からガスが出ていたが、次第に消失した。その後は平穏で、昭和四十五年の秋田駒の噴火まで、火山活動はなかった。

(2) 昭和十年頃の事である^(#)。孫六温泉の向側の先達川に合流する小沢、冷水沢の上流地帯、向蟹沢と黒湯温泉の湯川との中間のブナ帯、全然、地熱の変化、その他の異常が無く、冬期間の野兎猟場に、発現した異変である。

高さ二百米に達する水蒸気噴出柱を形成した。猛烈な勢いで、間断なく水蒸気を噴出した。

白煙が空に、もりもりと立ち上がって、ゼット機の騒音に似た騒音が絶間なく、周回数キロに及んだ。風向きでは、田沢湖まで達して聞こえた。噴出孔の外周四十～五十米のブナの樹木は枯れた。その後二～三年間は、騒音を伴ない噴出し続けた。

次第に衰弱して、僅か熱蒸気を噴き出すにすぎなくなった。現在、田沢湖高原温泉の原泉(げんせん)に利用されている。

^(*)【注】原文のまま転載したが、縦書きを横書きに変え、ふりがなを〈〉で表した(一部省略)。

^(**)【注】誤字を訂正(底く→低く)。

^(#)【注】田口(1971)は、これを1932年爆発の2年後(昭和9年)の事と記している。

付録 2. 盛岡測候所当直日誌による気象情報 (表記形式や用字を少々調整・簡略化して転載)。

7/19 午後2時50分より降雨次第に大降りとなり翌朝に及ぶ。午前4時、1時間雨量15mmを計る。【異常現象】午後11時55分頃西南西に雷鳴あり。

7/20 昼間より引き続き曇天なりしも午後8時04分より断続降雨翌朝に及ぶ。

7/21 日中曇天夕刻よりやや晴れ上がり夜に入り晴天となる。【異常現象】翌朝月暈現る。

7/22 曇り空にして時々少雨あるも蒸し暑し。【異常現象】午後6時半頃濃霧発生す。

7/23 夜に入るもかなり蒸し暑し。夜更けて快晴となる。

7/24 日中より晴天なりしが夜半に至りて曇天となり蒸し暑くなる。

7/25 日中より引き続き曇天にして蒸し暑く翌朝に及ぶ。

7/26 引き続き曇天午後11時頃より晴天となる。

7/27 昼間より引き続き快晴。【異常現象】午後6時半より岩手山の連峯の駒ヶ岳の上に黒い雲かかる。(7/28-29 略。)

7/30 夕刻波状雲現る。又夕焼けあり。【異常現象】午後7時半ころ西方に地雷様の爆音を聞く。(直ちに・・・に照会するも同時刻演習なき旨返事あり。)本日東朝の紙上に駒ヶ岳活動の記事あり。駒ヶ岳火山の末期的現象なりと秋田鉦専の加賀谷教授語る。

秋田県森吉山周辺の誘発地震活動の時空間変動*

弘前大学理工学研究科 小菅 正裕・増川 和真・千葉 正堯・渡邊 和俊

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震の発生後、余震活動に加えて、震源域から離れた領域での地震活動、すなわち誘発地震活動が活発になった(例えば、Hirose *et al.* (2011))。誘発地震活動の原因の解明は、内陸地震の発生機構の理解を深める上でも重要である。東北地方北部においては秋田県内での活動が活発で、中部の大仙市周辺と北部の森吉山周辺が主な活動域となっている(図1)。森吉山周辺での地震活動は、2012年10月にそれまでで最大規模のM4.9の地震が発生するなど、依然として活発な状態が続いている。小菅・渡邊(2012)及び小菅・他(2012)は、気象庁一元化震源カタログを基に2011年の森吉山周辺での地震活動の特徴について報告した。前者では、森吉山北方のクラスターの震源が鉛直方向に伸びた特異な形状を示すことを指摘した。しかし、震源域近傍には地震観測点が存在しないので、震源の深さの精度には問題があると考えられる。そこで我々は、2012年9月に震源近傍に臨時地震観測点を設置して観測を開始した。ここでは、臨時観測データも含めて震源を決め直し、2011年3月~2012年11月までの1年8か月間の地震活動の時空間変動の特徴について述べる。

2. 震源再決定

臨時地震観測は、森吉山北方の最も活発な地震クラスターの直上付近に1点、その点より7km程度北西部に9点のアレイ観測点を設置した。アレイ観測は、森吉山西方で発生している深部低周波地震と、森吉山周辺の地震に見られる後続波(小菅・渡邊(2012))の解析を目的にしている。震源決定には、クラスター直上の単独点とアレイ内の1点のデータを使用した(図2(b))。

震源再決定は以下のような手続きで行った。まず、9月28日~11月17日の期間に発生した106個の地震に対して、臨時地震観測点も含めた観測

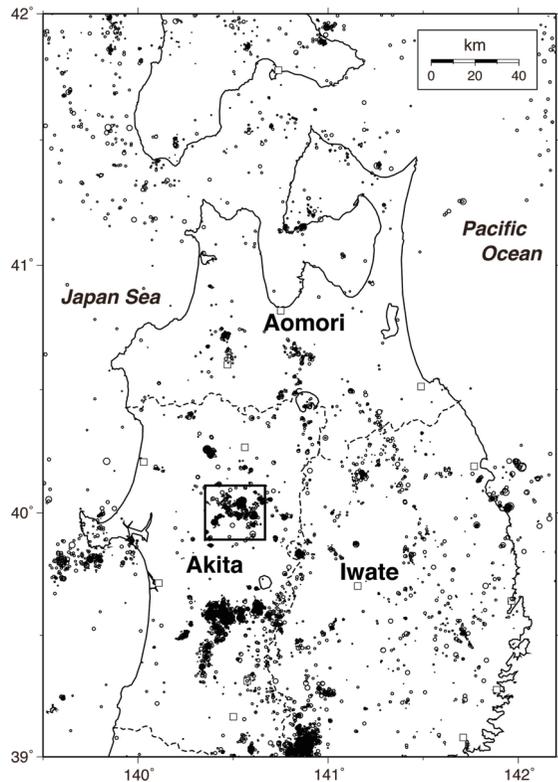


図1 2011年3月~2012年11月の期間に東北地方北部で発生した浅発地震(深さ30km以浅)の震央分布。四角で囲んだ領域を図2に示す。

* Spatiotemporal variation of seismicity near the Mori-yoshi-zan volcano in the Akita prefecture by Kosuga, M., K. Masukawa, M. Chiba, and K. Watanabe

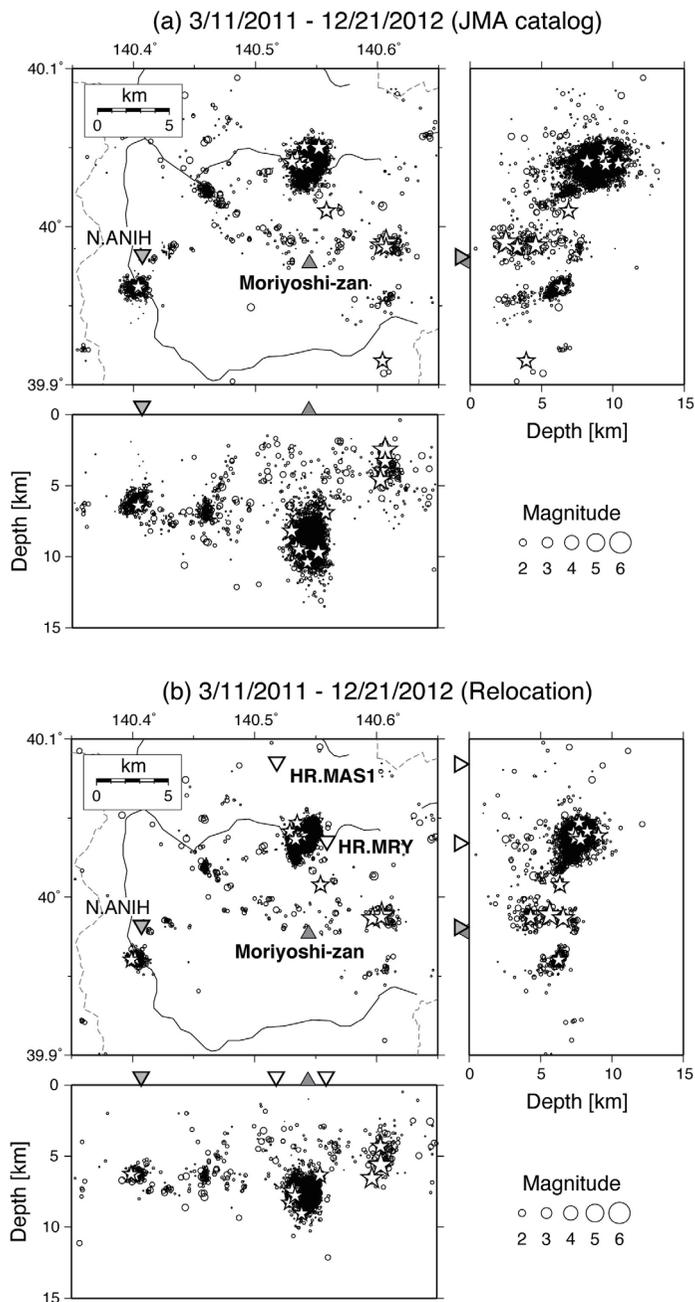


図2 森吉山周辺での震源分布 (平面図と南北及び東西断面図)。(a)は気象庁一元化震源カタログ、(b)は再決定した震源分布。逆三角形は観測点の位置を表し、(b)の白い三角形は臨時観測点を表す。星印はM3以上の地震の震源を示す。

を行った後、観測点の組み合わせを固定して震源を決定した。定常観測点は、2011年3月以降の観測数が多い順に8点を選んだ。次に、この震源決定での走時残差を観測点補正值とし、再度震源決定を行った。使用した観測点と観測点補正值の分布を図3に示す。最後に、気象庁一元化処理の観測値と観測点補正值を用いて、2011年3月以降の震源を再決定した。この際にも観測点は上記の8点に固定した。

図4は、同じ地震の組に対して、使用するデータ及び震源決定法への依存性を示したものである。(a)は気象庁一元化震源カタログの震源である。(b)は臨時観測点を含めた著者らの観測値と観測点補正值を用い、観測点の組み合わせを固定して決定した震源である。この震源は、小さなクラスターの分布が明瞭になり、震源決定精度が向上したことを示している。震源の深さは、一元化震源では8~10 km程度であるのに対し、臨時観測点のデータを含めた震源では7~8.5 km程度と浅く、範囲がやや狭くなった。(c)は気象庁一元化処理の観測値に観測点補正值を加えて再決定した震源である。この場合の震源の深さは7~9.5 km程度で、観測点補正值を用いると系統的に浅くなることが判明した。また、深さ方向の震源のばらつきはあまり変わらないが、東西方向のばらつきが小さくなった。再決定震源においてばらつきが減少した要因は、

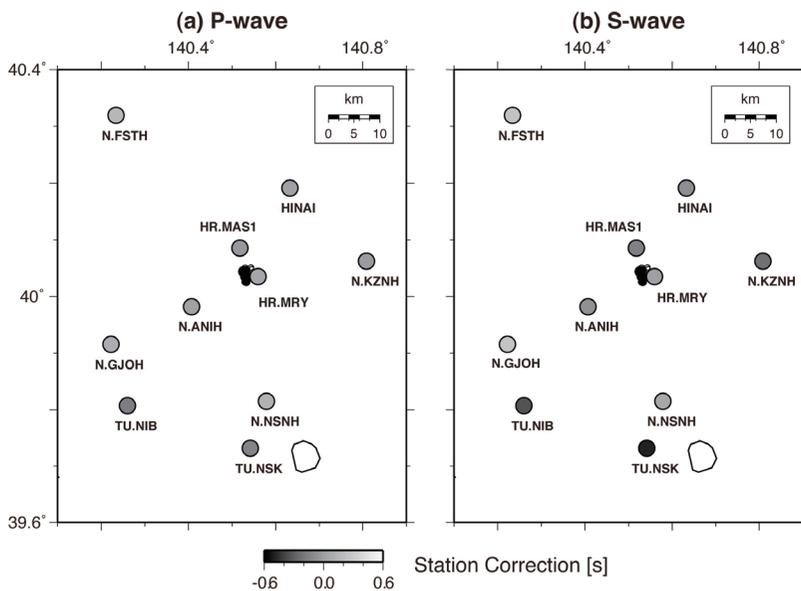


図3 観測点補正値の分布。左がP波、右がS波についてのもの。HR.MRY 観測点付近の黒丸が、観測点補正値を求めるのに用いた地震の震央を表す。

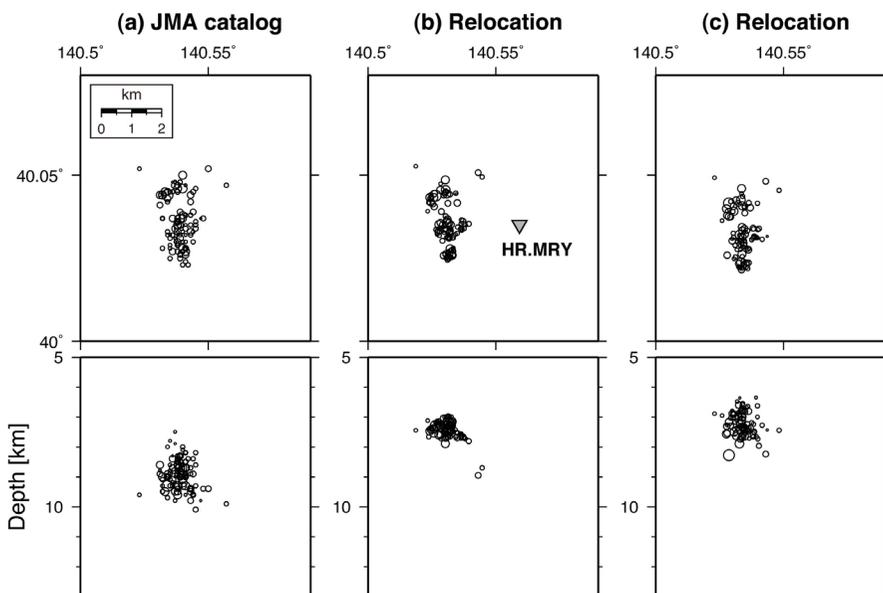


図4 森吉山北方のクラスターの震源位置の比較。(a)は気象庁一元化震源カタログによるもの。(b)は著者らによる観測値(臨時観測点も含む)を用い、観測点の組み合わせを固定し、観測点補正値を加えて決定した震源。逆三角形は臨時観測点の位置を示す。(c)は気象庁一元化処理の観測値を用い、観測点の組み合わせを固定し、観測点補正値を加えて決定した震源。

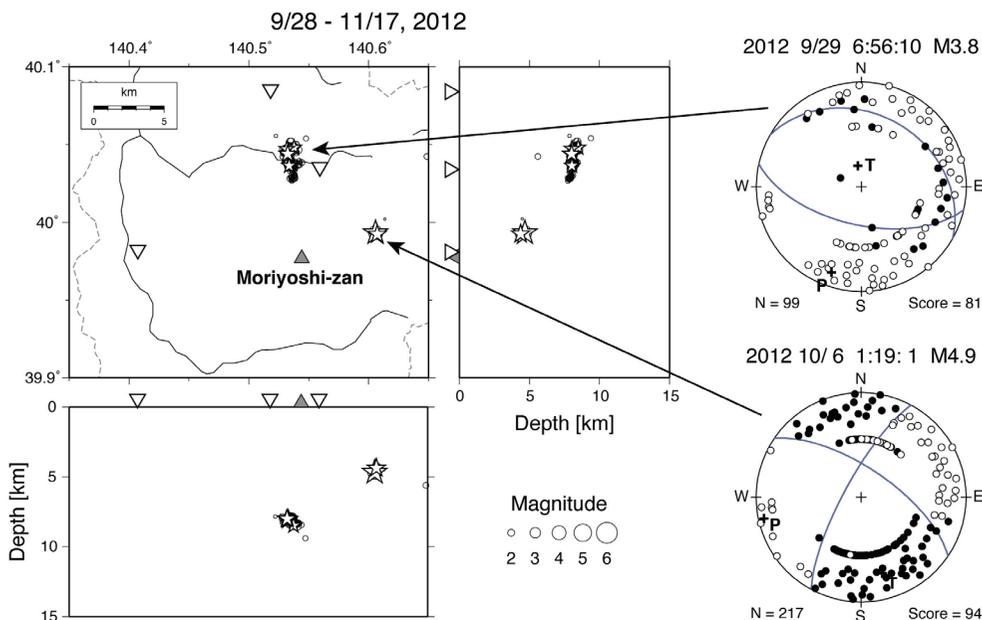


図5 森吉山周辺で発生した地震の震源分布とメカニズム解。臨時地震観測データのある期間について、著者らの観測値を用い、観測点の組み合わせを固定し、観測点補正値を加えて決めた震源を示す。星印はM3以上の地震の震源を示す。メカニズム解は等積投影法の下半球投影で、黒丸はP波初動の押し、白丸は引きを表す。P及びTと示した十字はP軸とT軸の位置を表す。

観測点の組み合わせを固定したことにあると考えられる。一般的に、震源から遠い観測点のデータを含めて決定した震源は深く求まる傾向がある。一方、観測点補正値は震源の絶対位置の改善に効果があると考えられる。これらのことから、観測点の組み合わせを固定し観測点補正値を用いて決定した震源の方がカタログ震源よりも決定精度が高いものと判断し、以下ではこれを用いて議論する。

3. 震源位置の時空間変化

図2(b)の再決定震源において、地震活動が最も活発な森吉山北方のクラスターの大きさは、南北方向に3 km、東西方向に2 km、深さ方向に3~4 km程度の大きさをもつ。小菅・渡邊(2012)は、震源が深さ方向に細長く伸びた形をしていることが特徴であるとしたが、それは小菅・他(2012)が指摘したように、震源の深さの決定精度が十分ではなかったための見かけ上のものと考えられる。

図2で森吉山の東のクラスターは、2012年10月6日に発生したM4.9の地震とその余震群を表す。この期間については臨時観測点のデータが使えるので、図2(b)と同様な方法で決定した震源の分布を図5に示す。M4.9の地震とその余震群は、深さ4 km程度の狭い範囲に集中的に発生していることがわかる。図5に示すM4.9の地震のメカニズム解は横ずれ型を示すが、森吉山北方のクラスター内の地震のメカニズム解は逆断層型である。このように10 kmも離れていない2つの地震のメカニズム解が異なるが、森吉山北方のクラスター内でも逆断層型と横ずれ型の両方の地震が発生していることが小菅・他(2012)によって示されている。

森吉山北方のクラスターの震源分布をさらに詳しく見ると、北北西- 南南東方向に伸びた3つのクラスターが北東から南西にかけて並んでいるように見える。図6は震源分布を6つの期間に分けて示したものである。森吉山北方での活発な地震活動は、東北地方太平洋沖地震から2か月程度経過した2011年5月に始まった。活動は3つのクラスターのうちの中央部で始まり、次第に北東側のクラスターでの活動に移り変わった。この間の地震活動の推移は比較的定常で、震源移動の速さは10 m/day程度である。2012年5月以降になると西側のクラスターを形成する活動が始まった。活動は9月以降に最も活発になり、小クラスター内の北端部、深さ方向では最深部においてM3以上の地震が頻発した。この時期には森吉山北方のクラスター外での地震活動も活発になり、10月6日に森吉山の東方でM4.9の地震(図5)が発生した。このように、地震活動の活発化が何度か繰り返していることを説明するには、流体の間欠的な流入などが考えられるが、期間を区切っても、震源移動が拡散モデルによって十分に説明できるようには見えない。その理由の一つとして、再決定震源の精度がまだ十分ではないことが考えられる。現在も継続中の臨時地震観測のデータを用いて、ある程度長期間にわたって震源の時空間変化を精度良く求めることができれば、誘発地震活動の発生機構についての議論も可能になると期待される。

4. まとめ

我々は、森吉山北方において2012年9月から臨時地震観測を開始した。そのデータを用いて震源決定の観測点補正值を求め、2011年3月以降に発生した地震の震源を再決定した。その結果、森吉山北方のクラスターは北北西- 南南東方向に伸びた3つの小クラスターが北東から南西にかけて並んでいて、地震活動は中央、北東、西方のクラスターの順に推移したことが判明した。ただし、震源の時空間変化は単純ではなく、震源移動が拡散モデルで説明できるかどうかの議論には、さらなる震源精度の向上が望まれる。

謝辞

本研究には気象庁一元化震源カタログのデータを使用した。一元化震源は、国立大学、防災科学技術研究所等の地震観測データを気象庁が収集し、一元的に処理して得られた結果である。震源の再決定及び震源メカニズム解の決定には、北海道大学、東北大学、防災科学技術研究所、気象庁、及び青森県の地震観測点で収録された地震波形データを使用した。臨時地震観測の実施にあたっては、米代東部森林管理署及び同署上小阿仁支所のご協力をいただいた。これらの関係機関に厚くお礼申し上げる。本研究の経費の一部は科研費(課題番号21109002)の助成によるものである。

文献

- Hirose, F., K. Miyaoka, N. Hayashimoto, T. Yamazaki, and M. Nakamura, 2011, Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0) —Seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity—, *Earth Planets Space*, **63**, 513-518.
- 小菅正裕・渡邊和俊, 2012, 東北地方太平洋沖地震に誘発された秋田県森吉山周辺の地震活動, *東北地域災害科学研究*, **48**, 23-28.
- 小菅正裕・渡邊和俊・橋本一勲・葛西宏生, 2012, 2011年東北地方太平洋沖地震後の東北地方北部での誘発地震活動, *地震*, **65**, 69-83.

2011年東北地方太平洋沖地震による温泉湧出異常と誘発地震*

山形大学地域教育文化学部 川辺孝幸・Terra-Fluid Systems 中野啓二

1 はじめに

平成23年3月11日14時46分頃に発生した、三陸沖を震源とするマグニチュード(Mw)9.0の平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震(The off the Pacific coast of Tohoku Earthquake in 2011;図-1)により、その地震によって発生した巨大津波によって東日本の太平洋沿岸は甚大な被害を受けたほか、津波関東地方を中心に液状化被害が発生した。さらに、この地震の際の地殻変動によって、東北地方南部を中心に温泉の湧出異常が発生するとともに、誘発地震の発生や、太平洋沿岸域における広域的沈降運動などの地質現象がおこった。

筆者らは、1995年兵庫県南部地震の際や2004年新潟県中越地震の際に、地震を契機に温泉湧出異常が起こることに注目していたが、今回の大地震の発生後、温泉湧出異常の有無について聞き取りを中心に調査をおこない、温泉湧出異常が発生していることを確認するとともに、温泉湧出異常が、本州の東北地方を中心とする引張応力を伴う広域的な地殻変動によるものであることを明らかにすることができた。また、引張応力を伴う広域的な地殻変動によって、誘発地震が発生したことを見いだした。

以下に、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う温泉湧出異常と誘発地震について述べる。

2 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地震活動と地殻変動

2011年東北地方太平洋沖地震に伴って、東北日本は5m近く東方向に引き延ばされるとともに、同時に太平洋沿岸では70cm前後沈降し、東北日本の地殻が大きな地殻変動がおこった(図-2, 国土地理院, 2011)。

また、2011年東北地方太平洋沖地震以降、本州の東北日本地質区の脊梁部より日本海側を中心に、点々と密集域をつくって、誘発地震が起こっている(図-1)。

このような地震活動や地殻変動は、2011年東北地方太平洋沖地震を起した巨大な断層のずれによって、上盤側の本州側が応力的により安定した状態に変形した結果であり、その結果、相対的に応力が低下した結果である。

温泉湧出異常や誘発地震の発生は、このような日本列島の地殻における伸張変形と相対的な圧力低下によるものとみられる。

3 2011年東北地方太平洋沖地震による温泉湧出異常

この地震を境に、東北日本のいくつかの温泉、なかでも山形県のいくつかの温泉で、湧出量が減少するなどの温泉湧出異常が広範囲に発生した。このような地震時の温泉湧出異常は、従来から、1995年兵庫県南部地震の際や、2004年新潟県中越地震などの内陸の浅所地震の場合に、その震央の近傍の温泉で発生することが知られている。

筆者らは、東日本のいくつかの温泉について、おもに電話によって、湧出量や湯温の変化について聞き取り調査をおこなった。対象の温泉は、自然湧出の温泉が少ないことや、井戸からのポンプでのくみ上げでは平常時を含めて湧出量を定量的に計測していないことが多いために、定量的な比較ができない問題がある。

*Water level and temprature change of hot springs and induced earthquakes by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. Takayuki KAWABE, Keiji NAKANO

また、電話の応対のようすから、とくに変化無しと答えた回答の中には、必ずしも実態を反映しない返答と思われるものもあった。

このような問題点はあるものの、聞き取りをおこなった結果を図-3に示す。

図-3に示す温泉湧出異常には、地震を境に、湧出量と湯温の両方が低下し、現在も低下したままの温泉、地震直後には湧出量と湯温の両方が低下した、隣接地域で発生する余震とともに回復した、もしくは回復しつつある温泉、本震もしくは余震によって湧出量および湯温ともに上昇したものがある。

今回聞き取りした温泉湧出異常では、地震を境に、湧出量と湯温の両方が低下し、現在も低下したままの温泉、地震直後には湧出量と湯温の両方が低下した、隣接地域で発生する余震とともに回復した、もしくは回復しつつある温泉、本震もしくは余震によって湧出量および湯温ともに上昇した温泉の3つのタイプが認められる。温泉湯量および湯温の低下した温泉は、山形県に多く、ついで、棚倉破碎帯に隣接する地域、群馬県北部の温泉、新潟県弥彦山地東縁の温泉などがある。これらのうち、いくつかの温泉は、隣接地域で発生する余震とともに、回復しているものも多い。

(1)温泉の湧出機構

温泉は、地下から湧出または地下から採取した水温25℃以上の湧水・地下水、もしくは温度によらず温泉法に規定する成分を一定量以上含むものとして、温泉法によって規定されている。

温泉の形成機構には、割れ目系型のほか、地下深くの透水層からくみ上げる帯水層型の温泉もあるが、地下に染み込んだ表流水が、地下にもたらされて地温によって暖められたり、接触した岩石や地層と反応してその成分を溶出させて取り込んでできる。古くは第三系における原油開発の副産物として、近年では関東や関西など未固結の鮮新～更新統が厚く発達するところにおける地下1,000mを越す地層中の深層地下水を採取して温泉として利用している。しかし、火山地域も含めて、古くからある既存の温泉の多くは、図-4に示すような割れ目系型の温泉である。火成岩、なかでも深成岩や先第三系の堆積岩などを構成する岩石は、通常固結して水を通さない。しかしこのような岩石から構成される岩体に発達する断層系や節理系などの割

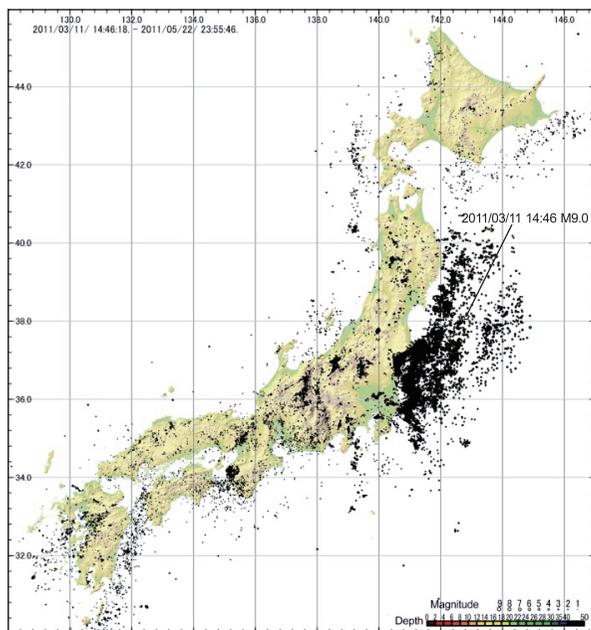


図-1 2011年3月11日東北地方太平洋沖地震の本震発生以降2ヶ月間の余震・誘発地震の震央分布

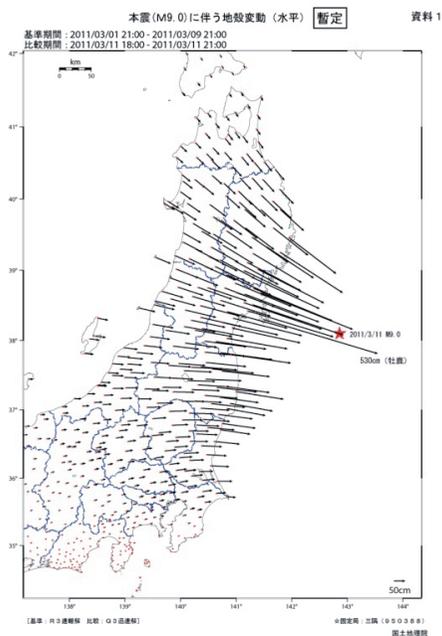


図-2 2011年3月11日東北地方太平洋沖地震による東北地方のGPS変位(GSI,2011)

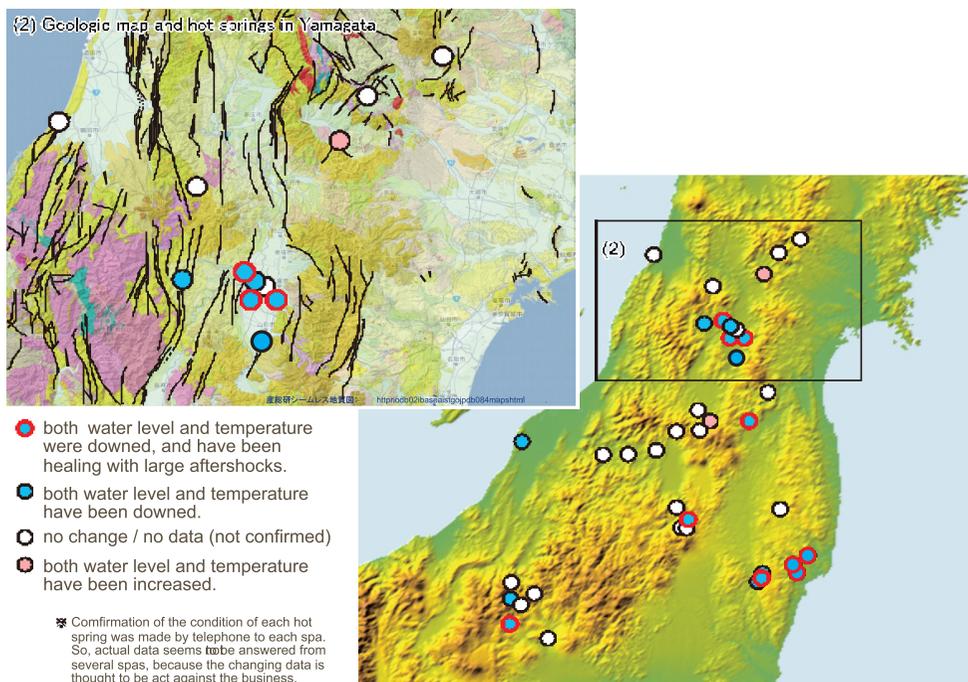


図-3 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う温泉湧出異常。削井井戸からの動力揚水が多いため、不明の場合は除外した。また、調査は基本的に電話による聞き取りでおこなったために、必ずしも正確でないと思われる場合もあり、その際は白丸で示した。なお、いわき市周辺のもの、3.11の地震では水位低下、4月中旬の地震以降、湧出量の増大に転じた。

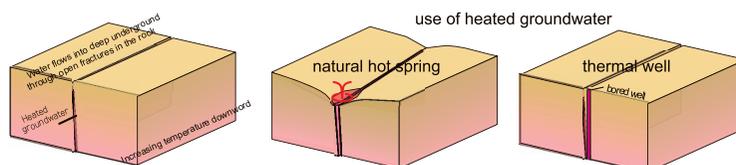


図-4 割れ目系温泉の湧出機構のモデル図

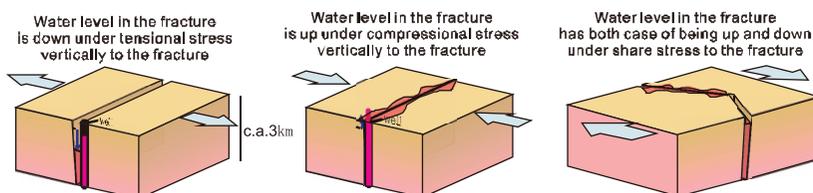


図-5 温泉を貯存する割れ目系に対する応力変化の違いによる割れ目系温泉の水位変化の違い

れ目系のうち、新鮮な癒着していない割れ目で、かつ割れ目が開いているものでは、表流水が地下に浸透・滞留して、深層地下水になる。浸透する地下水に対して、位置ポテンシャルがより低い場所で湧出しやすく、自然湧出の温泉は谷底などに多いが、深井戸によって地下の割れ目系を捕らえることで、より安定的に温泉の採取が可能であるため、現在の温泉の多くは、深井戸によって採取されているものがほとんどである。

(2) 割れ目系温泉における割れ目幅の変化による湧出量の変化

図-3で示すように、山形県内で温泉湧出異常のみられる温泉は、南北方向の断層から採取しているもの

がほとんどで、北東方向の断層に伴うものは、変化が無いものが多い。なお、山形盆地内に多くの温泉があるが、これらの温泉は、深さ600m以上の深層ボーリングによって、盆地内を埋める最大層厚400m前後の第四系の基盤となっている火山性第三系から採取されているもので、基本的には、以下に述べる割れ目系に伴う温泉であり、割れ目系は山形盆地に限る南北方向の断層系と同方向の断層系があり、その割れ目に賦存する温泉を採取していると思われる。

このように、割れ目系に伴う温泉の湧出異常には、異方性が認められる。

これは、割れ目系を構成する割れ目の幅が、外力に対するテンソル解によって、同じ外力が働いても、割れ目の向きによって、開く度合いが違うということである(図-5)。すなわち、外力に対して直交する割れ目では、引張力は、割れ目を開く力としてそのまま働いて割れ目が開く。一方、割れ目と外力とが平行する場合には、割れ目の幅方向の力は働かないので、割れ目幅に変化はない。

割れ目幅が変化すると、割れ目に賦存される地下水の体積は変わらないので、割れ目の幅が変化したことによって水平方向の断面積が変化するので、高さ＝水位の変化が起こる。具体的に例を挙げると、温泉を賦存する割れ目の存在する深さ(岩石が塑性域の深さを超えると割れ目は存在しえない)を3kmまでと仮定すると、もともと割れ目の幅が1mmである場合には、 $1(\text{mm}) \times 6 / 3000(\text{m}) = 2(\mu\text{m})$ となり、 $2\mu\text{m}$ 、すなわち0.2%の割れ目幅の拡大／縮小によって、約6mの水位変化が起きることが可能である。

山形県内における湧出量低下した温泉が依存する、南北方向断層系は、第2図に示す地震に伴うGPS変位結果(国土地理院, 2011)の伸張ベクトルの方向にほぼ直交する方向であり、伸張による外力が割れ目幅を広げる方向に、もっとも効果的に働いたことがわかる。また、湯量に変化しない温泉は、北東－南西方向の断層系や北北西－南南東方向の断層系に依存しており、GPS変位結果の伸張ベクトルの方向に斜交する方向になっていて、割れ目幅の変化にあまり影響を与えなかったとみられる。このような伸張方向に直交および斜交する割れ目系を境にした伸張量の違いは、鹿目ほか(2011)による山形盆地周辺の詳細なGPS観測結果とも調和的である。

同様な傾向は、福島県南部でも見られる。北北西－南南東方向の断層系(棚倉破砕帯)に依存する温泉では、ほとんど変化が無く、いわき市周辺では、本震では水位が低下した。しかし、3月中旬の福島県南部～茨城県北部のメカニズム解が正断層の地震群の発生以降、とくに、2011年4月11日に発生した福島県浜通りの地震によって、大きく増加に転じた。これは福島県南部～茨城県南部にかけて起こった正断層系の地震群でみられるような上部地殻の巨大ブロックが東方向に移動して、そのブロックの北東縁にあたるいわき市周辺の断層系が圧縮を受けたためであると考えられる。

以上のように、割れ目系に依存する温泉の水位は、外力によって割れ目に働く応力のテンソル解に従って変化する。今回の場合には、定量的な変化をとら

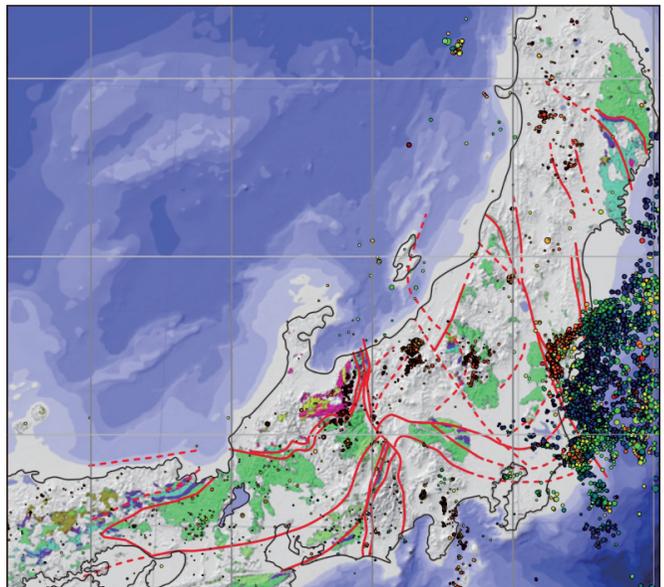
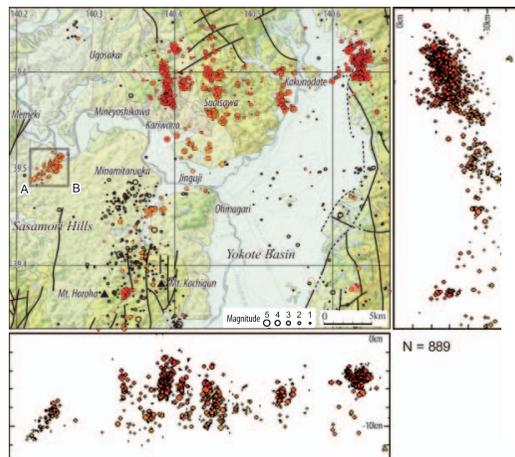


図-6 日本列島中央部～東北地方の地質構造線分布と誘発地震
誘発地震は、本州内陸側のどこでも起こっているわけではなく、地質構造線付近に起こっていることがわかる。

えることはできなかったが、定性的に明らかにすることができた。揚水試験によって割れ目幅を計測し、常時から定量的に水位観測をおこなうことによって、割れ目幅の変化を個々の温泉でとらえることによって、広域的な応力変化を明らかにすることができ、地震予知の有力な手段になり得ると考えられる。

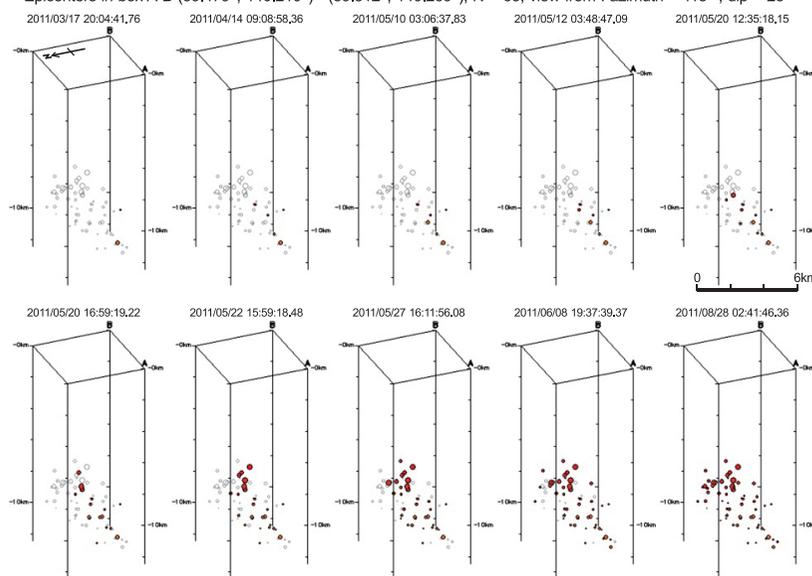


Epicenters in box A-B (39.479°, 140.210°) - (39.512°, 140.269°), N = 63, view from : azimuth = 113°, dip = 28°

4. 誘発地震の特徴と成因

2011年3月11日以降に発生した誘発地震は、本州の東北日本地質区の脊梁部より日本海側にいくつかのクラスターをつかって発生している(図-6)。これらのクラスターは、図-6に示すように、東北日本地質区の基盤に発達する構造線上、あるいは構造線の交差部に発生していることがわかる。

すなわち、図-2に示されるような本州東北日本地質区の太平洋側への伸張に関して、日本列



島全体が塑性的に伸張したのではなく、上述の温泉湧出異常や、鹿目ほか(2011)の山形盆地周辺における詳細なGPS観測結果でも明らかのように、断層などの断裂性の地質構造要素を境に起こっているということがわかる。日本列島の基盤を境する大規模な構造線は、おそらく、地殻下部でも明瞭な物性境界となっている可能性を示している、地殻下部における引張を一手に担っていると考えられる。

このような誘発地震群が発生している個々のクラスターの震源分布を詳細にみると、図-8や図-9のように、既存の地質構造の一部が、それらの伸びの方向とは無関係に、直径10km前後の楕円形の分布をなして分布していることがわかる。すなわち、各クラスターにおける震源分布は、誘発地震が、力学的な原因によって引き起こされているのではないことを示している。

図-8は、秋田県西南部の出羽丘陵に発生した誘発地震の震源分布を示した図である。図-8のように、こ

図-7 秋田県秋田市雄和萱ヶ沢周辺の誘発地震分布と、その時系列俯瞰図 誘発地震群は、地表では撓曲になっている部分の地下への延長で、約2ヶ月間かけて、南西下方から北東上方に向けて、ほぼN67° E60° Nの面をつかって分布している。

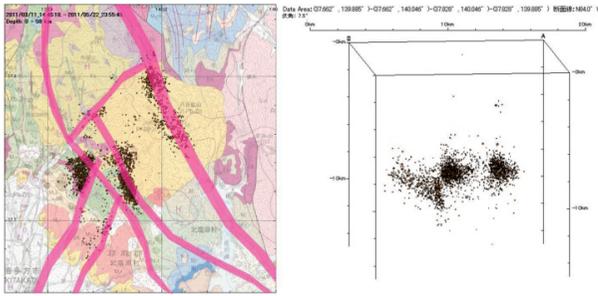


図-9 山形県一福島県境、大峠周辺の誘発地震の震源分布
誘発地震は、北西-南東方向および北北東-西南西方向の既存の地質構造線の一部を利用して、楕円形の分布をなしておこなっていることがわかる。

てほぼ同じ深度で起こるようになる。このような震源分布の時間をかけた動きは、力学的には説明できない。おそらく、流体が時間をかけて上昇してきたことを示していると思われる。

このような誘発地震の時間的・空間的変化は、2011年3月12日の長野県北部地震とその余震でもみられる。

このように、誘発地震は、流体が関与していることを強く示唆しているが、上述の誘発地震のクラスターの分布が、本州東北日本地質区の東への伸張を担っている基盤の地質構造と密接な関係をもっていることと考え合わせると、誘発地震は、本州東北日本地質区の伸張に伴う地質構造線に集中しておこる引張によって、地殻下部における圧力低下によって、流体の発生、もしくは流体から気体（バブル）の発生し、断裂系に沿って浅所に移動してきた流体、もしくは流体+気体によってもたらされたと考えることができる。

5. おわりに

2011年東北地方太平洋沖地震は、1000年に1度の大規模な地震であり、本州東北日本地質区は、陸地部分で、東側の太平洋側に向かって最大5m以上伸張した。この地震によって、温泉湧出異常が東北日本を中心に広範囲に起きた。その原因は、基本的には、この地震によって東北日本の東側への伸張が上部地殻に発達する既存の裂け目が開口することでおこり、その結果、割れ目系に賦存されていた温泉地下水の水位が、割れ目幅の変化に応じて水位が低下して、温泉湧出異常が生じたからである。このように、温泉の湧出量は応力のテンソル解に敏感であり、地震予知にも活用可能である。また、日本列島の伸張による応力変化は、地殻下部での圧力低下をもたらし、流体もしくは流体+気体を発生させ、それらの既存の地質構造を利用した浅所への移動が、誘発地震群のクラスターを多数生じさせたと考えられる。

なお、本研究においては、気象庁、防災科学技術研究所、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、産業技術総合研究所地質調査総合研究センター、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所、横浜市、海洋科学技術センターおよび2011年東北地方太平洋沖地震合同観測グループのデータを気象庁・文部科学省が処理した気象庁一元化処理検測値データを利用させていただいた。記してお礼申し上げる。

文 献

- 鹿目靖雄・長谷見晶子・島田誠一・加藤照之・小助川匠・日下貴史・松岡孝志・鈴木真嗣(2011)GPS 観測により得られた山形盆地断層帯南部周辺の地殻変動。2013年地惑連合大会, SSS030-P12, www.aob.geophys.tohoku.ac.jp/~hirahara/pdf/S.Hirahara_2011-2.pdf.
- 国土地理院, 2011, GPS連続観測から得られた電子基準点の地殻変動, <http://www.gsi.go.jp/chibankansi/chikakukansi40005.html>.

でも誘発地震の分布と既存の地質断層との関係が明瞭である。このうち、地質図には新第三系を切る断層とは表現されていないが、地層の走行傾斜をみると撓曲構造をなしている部分に対応する、秋田市雄和と萱ヶ沢周辺の誘発地震の三次元分布と時系列分布に注目すると、全体としては、撓曲の地下構造に対応する断層面(N30° E65° NW)をつかって分布していることがわかる。しかし、誘発地震は、この面に西斜め下から東斜め上に向けて、斜めの線状の分布で、約1ヶ月以上かけて上昇し、さらに地下約6km付近で東側と西側に分かれ

2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) に先行する長期的地震活動の特徴*

弘前大学 佐藤魂夫・平塚晋也, 京大防災研 Jim Mori

1. 目的

2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) (以下、東北沖地震) では、宮城県沖の海溝に近い浅部プレート境界が40m以上もすべり、大津波が発生した。過去、宮城県沖では深部プレート境界の地震が多く発生し(図1)、近い将来、同様な地震が発生する確率が高いと予測されていた。宮城県沖ではプレート間の固着が強いことは、GPSの地殻変動データから推定されていたが、浅部プレート境界において40m以上のすべり欠損が蓄積されていることは予想できなかった。

東北沖地震の2日前、本震の震央の北側でM7.3の地震が発生した(以下で、本震は東北沖地震をさす)。しかし、その前震の震源域では、1981年にもM7.0の地震が発生している(図1)。この地域における太平洋プレートと北米プレートの相対運動速度は約10cm/年であり、これら2つの地震が発生した時間差30年の間に蓄えられるすべり欠損量は、解放された40m以上のすべり量に比べれば極めて小さい。本研究では、1923年以降、過去90年間の地震活動を東北沖地震のすべり分布に照らして詳しく調べ、東北沖地震が30年前の地震ではトリガーされず、今回の前震によってトリガーされた原因を探る。すべり分布と過去の地震活動の間には、プレート境界(以下、大衝上断層)の摩擦特性を反映した関係が現れることが期待される。

2. 東北沖地震のすべり分布

本震のすべり分布は、すでに、地震波、地殻変動、および津波などのデータから数多く求められている。しかし、ここでは、地殻変動データを用いて独自にすべり分布を求め、それを使って地震活動との関係を議論する。データは陸域に分布するGEONETの観測点¹⁾に加えて、海域に分布する海上保安庁の5観測点²⁾および東北大学の5観測点³⁾のデータを用いた。求められたすべり分布にはすべり量が20m以上の大すべり域(high-slip patch)が海溝に沿って2つに分かれて存在し、その間に比較的すべりの小さな領域(low-slip zone)が存在する特徴が見られる(図1)。北側の大すべり域の中心(すべり量>60m)は海溝軸に接しており、また、南側の大すべり域の中心は海溝軸からは少し離れた場所に存在する。

3. 過去の地震活動

ここでは、気象庁によって編集された1923年以降の震源カタログを用いて、過去の地震活動を調べる。 $M \geq 6$ の規模の大きな地震を見ると、大すべり域の周辺にはいくつか活動の活発な領域が存在する(図2)。第一は、2つの大すべり域とその間に挟まれたlow-slip zoneの境界付近の活動である。以下では、これを‘LHSB地震帯’(LHSBはlow- and high-slips boundaryの略)の活動と呼ぶ。前述の1981年の地震、および本震の2日前の前震はこの地震帯に発生した地震である。第二は、宮城県沖の深部プレート境界の活動である。

*Long-term seismic activity prior to the 2011 Mw9.0 Tohoku-Oki earthquake by Tamao Sato, Shinya Hiratsuka, and Jim Mori

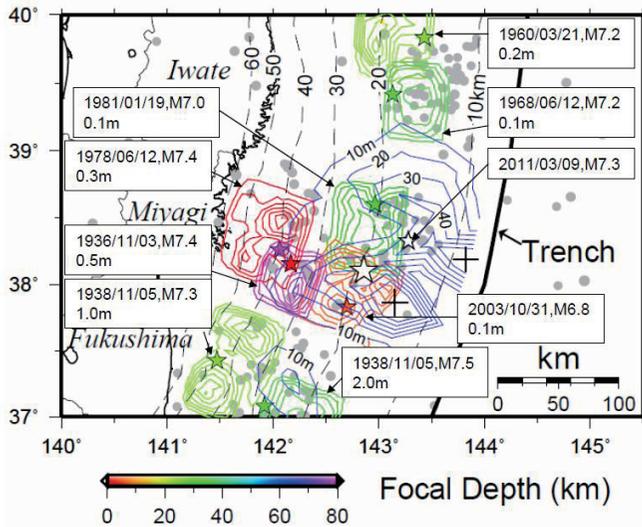


図1. 東北沖地震のすべり分布 (青のコンター) と過去の主要な地震のすべり分布の比較^{4),5)}。各地震のすべりのコンター間隔はマグニチュード(M)のあとに記載されている。大きな☆印は本震の震央を示す。+印は2つの大すべり域の中心の位置を示す。背景の灰色の点は、1923-2011. 3. 11の期間の $M \geq 6$ の地震の分布を示す。

この領域は1936年および1978年宮城県沖地震(いずれもM7.4)の震源域を含むことから、以下では、‘固有地震帯(characteristic earthquake zone)’と呼ぶことにする。第三は、上述の2つの地震帯の活動に比べれば小規模であるが、本震の震央の近くを南北に延びる地震帯である。以下ではこれを‘南北走向地震帯(N-S trending seismic zone)’と呼ぶ。この南北走向地震帯は南側の大すべり域を二分し、分割された西半分の西部領域は固有地震帯と接している。固有地震帯における本震のすべり量は20m以下で、すべり量が20m以上の領域として定義された南側の大すべり域には含まれない。

過去、LHSB地震帯には、本震の2日前の前震および1981年の地震の他に、1939年および1958年にも顕著な地震活動が存在した(図3)。1939年の活動は、最初、LHSB地震帯の北端で始まり、その10ヶ月後に、この期間最大のM6.8の地震が南端で発生した。1981年の活動においても、最初、北端を震源とするM7.0の地震が発生し、その4日後に南端でM6クラスの地震が2個発生した。本震の2日前に発生したM7.3の前震の震央はLHSB地震帯の中央に位置するが、主要なすべり域は1981年のM7.0の地震と同様、low-slip zoneを占めている⁶⁾。本震の2日前から開始した前震活動においても、その翌日に発生した3個のM6クラスの地震の震央は、LHSB地震帯の南端に位置している。このように、LHSB地震帯の活動は、震源が北から南へ移動する傾向が認められる。

固有地震帯で発生するM7クラスの地震は、LHSB地震帯の活動に先行する傾向が認められる。すなわち、1936年宮城県沖地震は1939年の活動の3年前に発生し、同じく、1978年宮城県沖地震は1981年の活動の3年前に発生した。LHSB地震帯では、2005年8月にもM6.3の地震2個を含む小規模な活動があったが、その際も、9日前にM7.2の地震が固有地震帯で発生している。

南北走向地震帯では、1948年に南端でM6クラスの地震が2個、1962年に北端で同じくM6クラスの地震が2個発生している。その後、この地震帯の活動はしばらく低調であったが、1994年に、1948年の地震とほぼ同じ場所でM6.0の地震が1個発生した。その後、2003年10月31日に、再び1994年の地震とほぼ同じ南端付近でM6.8の地震が発生した。さらにその翌日に、その地震の東方約50kmの地点でM6.3の地震が発生した。その地点は南北走向地震帯によって二分される南側の大すべり域の東部領域に含まれ、その近傍で発生した

M6以上の地震は、これ以外には存在しない。

南北走向地震帯における1948年および1994年の活動は孤立的であったが、2003年10月の活動のあとは、南側の大すべり域の周りで次々に大きな地震が発生した。すなわち、2年後の2005年8月には、固有地震帯およびLHSB地震帯で顕著な地震活動が発生した。2005年には、その他に、LHSB地震帯における活動の約3ヶ月後、北側の大すべり域の中心付近のアウトターライズでM7.2のプレート内地震が発生した。ほぼ同じ場所で、東北沖地震の40分後にM7.5の余震が発生しているが、それ以前では、2005年のこの地震がこの地域で発生した過去最大の地震であった。2006年以降は、福島県の沖合で地震活動が活発になった。2008年7月(M6.9)および2010年3月(M6.7)に発生した福島沖の地震は、2003年10月の地震に比べると南側の大すべり域から離れているが、余効すべりまで含めるとその影響は南側の大すべり域に及んでいた可能性がある⁷⁾。このような、大すべり域周辺の活動の活発化は、海域のみならず、内陸沿岸の地震活動にも及んだ。すなわち、2003年5月、宮城県北部の沿岸直下で、M7.1のプレート内地震が発生、その2ヶ月後、仙台市近傍の松島海岸直下でM6.4の地殻内地震が発生した。さらには、2008年6月に、岩手・宮城県境でM7.2の内陸直下型地震が発生している。2003年以降のこうした一連の地震活動を経て、本震の2日前に、LHSB地震帯においてM7.3の前震が発生した。この前震は1981年のM7.0の地震と比較すると、規模は相当大きい。また、その翌日にLHSB地震帯の南端に発生した前震群には、M6以上の地震が3個(M6.4, M6.3, M6.8)含まれ、1981年の活動において同じ南端で発生した地震活動(M6.6, M6.2)に比べると規模が大きい。

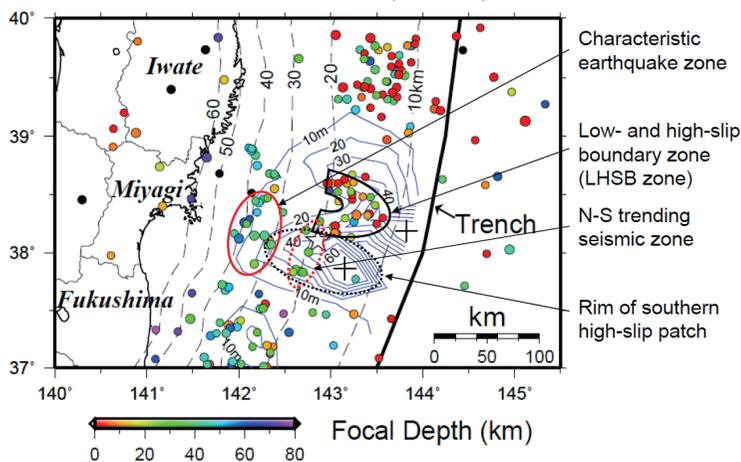


図2. 本文で定義される各地震帯の領域。○印は $M \geq 6$ の地震。期間は1923.1.1から2011.3.11の本震の前まで。青のコンターは東北沖地震のすべり分布を示す。+印は2つの大すべり域の中心の位置を示す。

2003年10月31日から本震の発生直前までの期間に発生した $M \geq 4$ の地震の分布には、南側の大すべり域の南縁に沿って東西に伸びる地震の分布が見える(図4)。正確には、南側の大すべり域の中心付近では、東西に伸びる地震の分布は南縁よりは北側に寄っている。しかし、大すべり域の中心の位置の誤差を考慮すれば、その違いは無視できよう。この期間、南北走向地震帯の北部には $M \geq 6$ の地震は見られないが、 $M \geq 4$ の地震はいくつか存在し、結果的に南北ひとつながりになった地震帯として認められる。本震の前日に発生した $M \geq 6$ の3個の地震の震央は、LHSB地震帯の南端に位置すると同時に、南側の大すべり域の北縁に沿って分布しており、これらの地震の発生によって、南側の大すべり域の東部領域は2003年以降に発生した地震群によって完全に取り囲まれた。この地震活動のドーナツパターン⁸⁾は、東部領域がきわめて強度の高い領域であ

ることを示すと同時に、このような高強度の領域を破壊するためには一方向からの働きかけでは不十分で、多方向からの応力集中が必要なことを示唆する。なお、本震の震央は南側の大すべり域の北縁上、LHSB 地震帯と南北走向地震帯とが交差する地点に位置している。

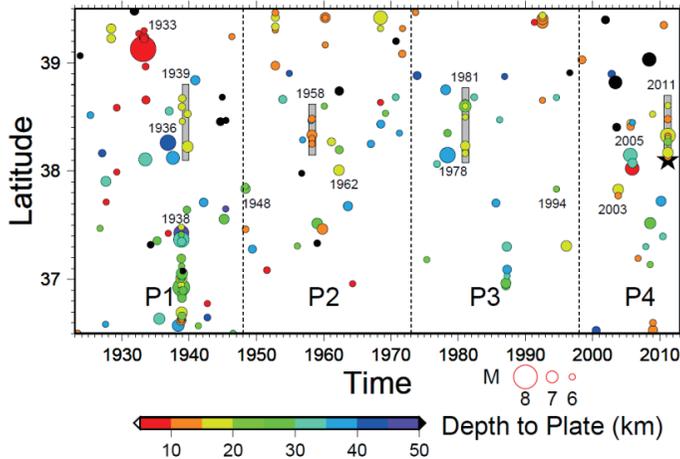


図 3. $M \geq 6$ の大地震の時空間分布。経度 140-145.5E の範囲の地震を含む。★は本震。各地震の色は、直下のプレート境界までの深さに対応して表示。灰色のバーは LHSB 地震帯で発生した顕著な地震活動を示す。

4. 本震の破壊過程との関連

Ide et al. (2011)によれば⁹⁾、本震は最初の 40 秒間、本震の震央から見て down-dip 側の領域を破壊し、その後の 40 秒間は up-dip 側の領域を破壊した。その後、破壊は再び down-dip 側に移動し、本震発生の 100 秒後あたりから福島・茨城県沖に南下した。過去の地震活動に照らして見ると、このような本震の破壊過程は、2 つの稀な破壊の連鎖から成り立っていると考えられる。ひとつは、2 日前の LHSB 地震帯に発生した前震活動が南側の大すべり域の西部領域の破壊を誘発したことである。固有地震帯で発生した地震が LHSB 地震帯の地震を誘発した例は、前述のように 3 例存在するが、LHSB 地震帯の地震が本震の震央から見て down-dip 側にある南側の大すべり域の西部領域および固有地震帯の地震を誘発した例は見られない。もうひとつは、最初の down-dip 側の破壊が南側の大すべり域の中心部を含む東部領域を破壊したことである。このような事例は、唯一、2003 年 10 月 31 日に南北走向地震帯の南端で発生した M6.8 の地震に見出される。山中(2003)によれば¹⁰⁾、その地震の震源域は南側の大すべり域の西部領域に対応する(図 1)。翌日の 11 月 1 日に発生した M6.3 の地震は南側の大すべり域の東部領域に含まれることから、この場合は、down-dip 側の破壊が up-dip 側の破壊を誘発した例と見なされよう。しかし、その時には、東北沖地震の場合のように 40m 以上のすべりを引き起こす大規模な破壊には至らなかった。

すべり分布と過去の地震活動の対比から、今回の前震活動が本震を誘発するに至った原因は以下のように考えられる。第一に、その前震活動が LHSB 地震帯で過去に発生した地震活動としては最大規模のものであり、南側の大すべり域の北縁にこれまで以上に大きな応力集中(大すべり域の強度低下)が生じたことがあげられる。しかし、原因はそれだけではなく、2003 年以降、南側の大すべり域の破壊強度が周囲の一連の地震活動によって十分に低下していたことが考えられる。本震の破壊は南側の大すべり域の北縁上の、LHSB 地震帯と南北走向地震帯とが交差する地点から開始した。そこから破壊が南側の大すべり域の東部領域に向かわず、down-dip 側の西部領域に伝播したのは、単純には、西部領域の強度が東部領域より小さかったためと解釈さ

れる。西部領域は2003年10月31日の地震の他にも、1948年、1962年、および1994年の地震によっても強度の低下を被っていたと推測される。西部領域の強度の低下は、down-dip 側に隣接する固有地震帯における度重なるM7クラスの地震によっても促進されていたであろう。一方、東部領域では過去に発生した地震は2003年11月1日の地震のみで、西側領域に比べれば強度の低下は小さかったと推定される。本震時の西部領域の破壊の規模が2003年10月31日の地震の規模を大きく上回り、東部領域はその西部領域の破壊に誘発されて大きくすべったものと考えられる。

Tanaka (2011)によれば¹¹⁾、2003年以降、東北沖地震の震源域周辺で発生する地震は地球潮汐との相関が高まり、その頃から、地殻応力が増加したことが示唆される。また、GEONETの地殻変動データからは、2003年頃から宮城県から福島県にかけての沖合で、プレート間カップリングが全体的に弱まったことが示唆される¹²⁾。これらは、上に述べた2003年以降の南側の大すべり域周辺の地震活動の活発化と調和的である。

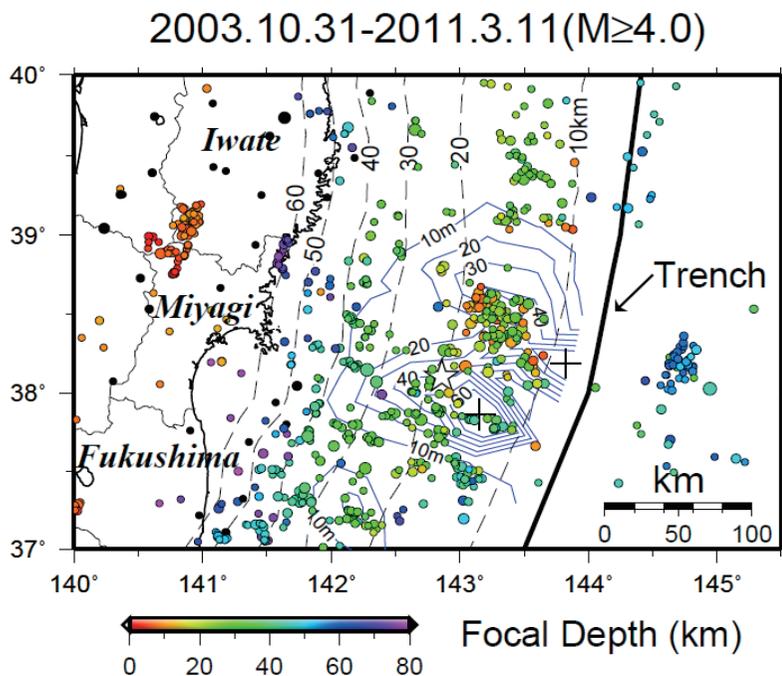


図4. $M \geq 4$ の地震の震央分布

5. 結語

1923年以降、東北沖地震の震源域における90年間の地震活動を見ると、地震帯と呼べる活動の活発な領域が存在する。これらの地震帯の活動が2003年以降、一斉に高まり、東北沖地震の発生につながったと推定される。すべり量が20m以上の大すべり域の破壊強度は高く、その結果、その大すべり域を囲むように $M \geq 6$ の大地震が発生したと考えられる。南側の大すべり域の中心の周りには明瞭な地震活動のドーナツパターンが見られた。今後は、他の沈み込み帯においても、このような地震活動の空間分布の特徴から大すべり域となる可能性のある地域を割り出すことが可能か検討を行う。

6. 参考文献

- 1) Ozawa, S., T. Nishimura, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire (2011), Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, *Nature*, 475, 373-376, doi:10.1038/nature10227.
- 2) Sato, M., T. Ishikawa, N. Ujihara, S. Yoshida, M. Fujita, M. Mochizuki, and A. Asada (2011), Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Science*, 332, 1395, doi:10.1126/science.1207401.
- 3) 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 seafloor geodetic data, *J. Geophys. Res.*, 117, B07409, doi:10.1029/2012JB009186.
- 4) Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2004), Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, B07307, doi:10.1029/2003JB002683.
- 5) 室谷智子・菊地正幸・山中佳子・島崎邦彦(2004)、1938年に起きた複数の福島県東方沖地震の破壊過程(2)、日本地震学会秋季大会予稿集、P029.
- 6) Shao, G., C. Ji, and D. Zhao (2011), Rupture process of the 9 March, 2011 M_w 7.4 Sanriku-Oki, Japan earthquake constrained by jointly inverting teleseismic waveforms, strong motion data and GPS observations, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G20, doi:10.1029/2011GL049164.
- 7) Suito, H., T. Nishimura, M. Tobita, T. Imakiire, and S. Ozawa (2011), Interplate fault slip along the Japan Trench before the occurrence of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake as inferred from GPS data, *Earth Planets Space*, 63 (7), 615-619, doi:10.504/eps.2011.06.053.
- 8) Mogi, K. (1969), Some features of recent seismic activity in and near Japan (2) Activity before and after great earthquakes, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 47, 395-417.
- 9) Ide, S., A. Baltay, G. C. Beroza (2011), Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*, 332, 1426-1429, doi:10.1126/science.1207020.
- 10) 山中佳子(2003), EIC 地震学ノート, No.141, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/EIC_News/031031.html.
- 11) Tanaka, S. (2011), Tidal triggering of earthquakes prior to the 2011 Tohoku-Oki earthquake (M_w 9.1), *Geophys. Res. Lett.*, 39, L00G26, doi:10.1029/2012GL051179.
- 12) Ozawa, S., T. Nishimura, H. Munekane, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire (2012), Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, 117, B07404, 373-376, doi:10.1029/2011JB009120.

4月7日に発生した東北地方太平洋沖地震の余震を対象とした岩手県奥州市における高密度アンケート震度調査*

岩手大学工学部 ○山本 英和, 齊藤 剛
 岩手大学大学院 齊藤 良平, 宇部 陽子

1. はじめに

岩手県奥州市では、平成23年4月7日に発生した平成23年東北地方太平洋沖地震の余震で多数の住宅被害が発生した。平成23年9月16日時点の奥州市の被害状況の報告によれば、住宅の全壊被害は奥州市全体で被災した42棟のうち、33棟が前沢区に集中した。大規模半壊は22棟のうち11棟、半壊は239棟のうち131棟が集中している(図1)。3月の本震では全壊した住宅は皆無であった。これらの被害の多くは前沢区中心部に集中して発生している。

気象庁発表の計測震度は奥州市前沢区および衣川区で本震で震度6弱(それぞれ5.5)、それ以外では水沢区で震度5弱(気象庁5.1, K-NET 5.3)であった。4月の余震で前沢区、衣川区、江刺区で震度6弱(5.8, 5.7, 5.6)と観測され大差ない。本研究では奥州市全域および前沢区中心部で区域ごとの地震時の揺れの差異を空間的に把握すること、および3月の本震時と4月の余震時で区域ごとの震度の面分布の差異を把握することを目的に、奥州市役所市民環境部および教育委員会の協力を得て、住民を対象とした地震の揺れに関する高密度アンケート調査を実施した。本報告では、4月7日に発生したM7.1の余震時における奥州市の震度分布について報告する。

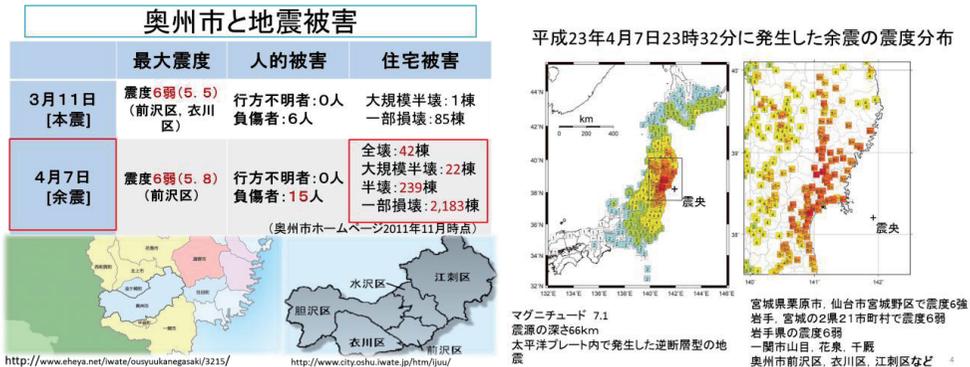


図1 本震と4月7日の余震時の奥州市における地震被害(左図)と気象庁による平成23年4月7日に発生したM7.1最大震度6強の余震の震度分布(右図)

* A high Density Questionnaire Seismic Intensity Survey in Oshu City of Iwate Prefecture, for the aftershock of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake by Hidekazu Yamamoto, Tsuyoshi Saito, Ryohei Saito and Yoko Ube

2. アンケート震度調査

震度アンケートは太田方式を採用した（太田他、1979、1998）。3月の本震と4月の余震のアンケートを2枚一組として同時に調査を実施した。奥州市教育委員会の協力を得て奥州市の小学校の児童6、727名の家庭を対象とした。また被害の集中した前沢区では、生徒数347名の前沢中学校全世界帯も対象とした。また前沢区中心部では、行政区の区長から調査を依頼し、200世帯を調査の対象に追加した。配布総数は7284枚である。図2に奥州市全域におけるアンケートの配布状況、回収数、有効回答数、小学校の位置を示す。学校単位の調査では、奥州市教育委員会から8月中旬に学校へ調査票を配布し、児童および生徒の家庭に調査を依頼、調査票を配布し、回答後回収した。行政区単位の調査では奥州市前沢総合支所を通じて回収した。地震時の揺れを感じた場所は、調査票に回答された住所からGoogle Mapを利用して緯度経度を算出し、回答とともにデータベースに入力した。地震時の住所が番地単位まで詳細に記載されていない調査票は今回の調査では無効とした。図3に、山本ほか（2012）によって得られた前沢区中心部における3月の本震と4月の余震のアンケートの回答の例を示す。質問番号16は揺れに関する項目である。4月の余震時の回答が3月本震時に比べ大きな揺れを感じた回答者が多いことがわかる。

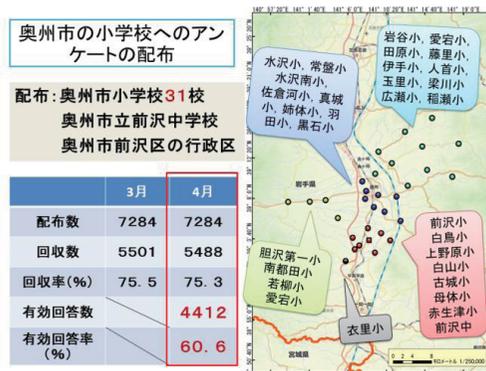


図2 震度アンケート配布状況、小学校の位置、回収数、有効回答数

(16)家(建物)全体としてのゆれはいかがでしたか。

1. 認められなかった
2. わずかにゆれた
3. かなりゆれた
4. 激しくゆれた
5. 非常に激しくギシギシゆれた
6. 倒れんばかりにゆれた

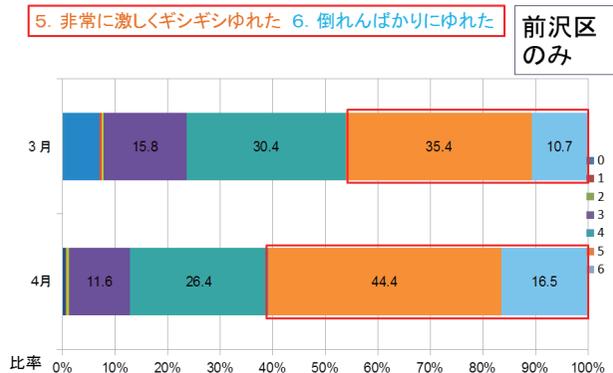


図3 奥州市前沢区における質問番号16の3月本震と4月余震の回答状況の比較（山本ほか、2012）

3. 解析結果及び議論

3月の本震における回収数は5501枚、配布数に対する回収率は75.8%、4月の余震における回収数は5488枚、回収率は75.3%であった。両地震とも非常に高い回収率であることがわかる。4月の余震の4412枚、配布数に対する有効回答率は60.4%であった。平成20年岩手・宮城内陸地震でも同様の調査を当該地域でも実施していたが、その際の調査よりもはるかに高い回収率および有効回答率を示していることから今回の調査に対する関心の高さがうかがえる。

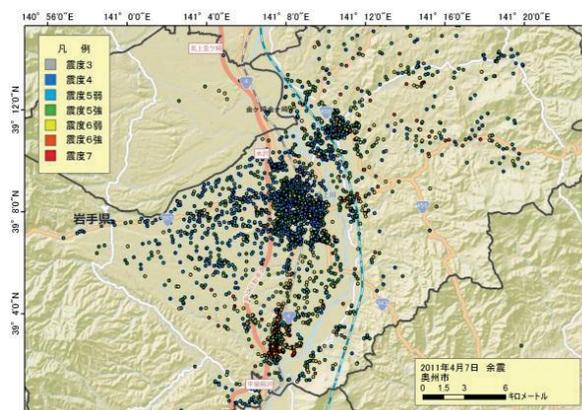


図4 アンケート1枚から算定した震度の空間分布

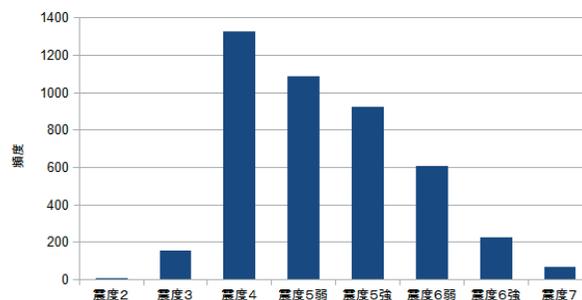


図5 アンケート1枚から算定した震度の頻度

図4にアンケート1枚から算定した震度を示す。回答者が揺れを感じた住所から経度緯度を求め、アンケートから計算した震度を色でプロットしている。小学校単位で調査を実施したため、中心市街地に若干結果が集中してはいるが、大局的にみれば市域にまんべんなく回答者が分布していることがわかる。図5に1枚のアンケートから算定された震度の頻度分布を示す。震度2から震度7まで幅広く分布していることがわかる。単純に、調査区域内で震度が大きく異なって分布していることも考えられるが、それ以外にもアンケート1枚から算定される震度は回答者の個人差の影響が大きく震度が大きくばらついていることも予想できる。

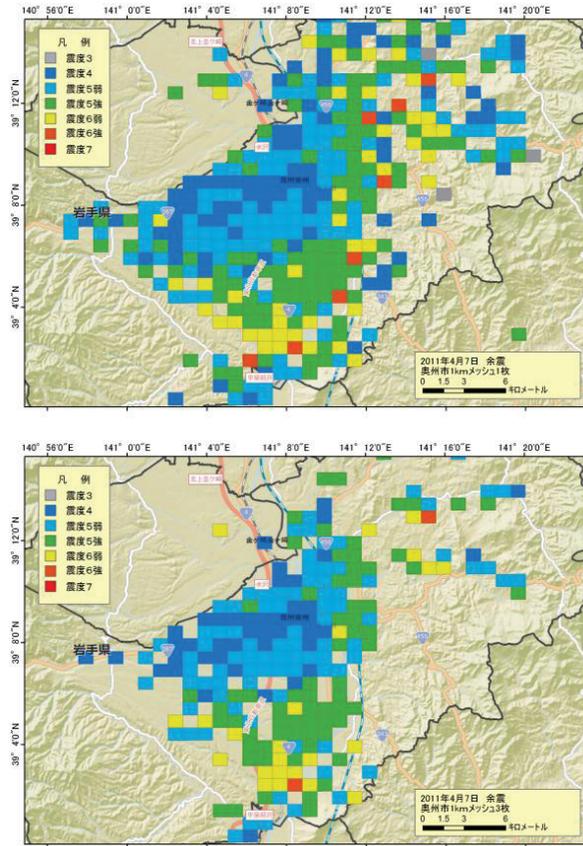


図6 1kmメッシュ平均震度の空間分布，1枚以上有効（上図），3枚以上有効（下図）

頻度分布図（1枚と3枚（1km））

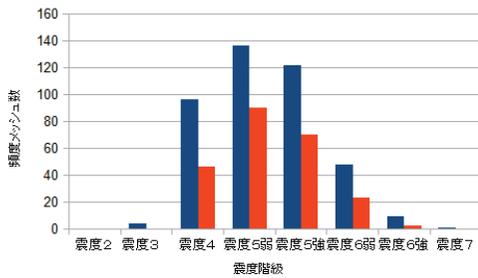


図7

図7 1kmメッシュ平均震度の頻度

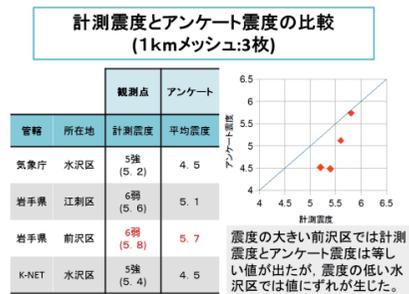


図8

図8 計測震度とアンケート震度との比較，1kmメッシュ平均震度3枚以上有効の場合。

個人差の影響を軽減するために、東西南北1kmのメッシュを作成し、1枚の回答から算定された震度をメッシュ内で平均化して震度分布図を作成する。さらにアンケートの個人差を軽減するためにメッシュ内で3枚

以上回答があるメッシュのみを採用して震度分布図を作成した。その結果、1kmメッシュで3枚以上回答が存在するメッシュは1079となった。図6に1kmメッシュ平均震度の空間分布を、1枚以上有効にしてメッシュで平均した場合と3枚以上有効にした場合の両方を示す。すべて有効にした場合市域周辺部にメッシュが存在するがその震度のばらつきの程度が大きいがわかる。3枚以上有効にした場合では算定されるメッシュが減少してしまうが、隣あったメッシュで震度の差異が大きい区域が減少することがわかる。図7に1kmメッシュ平均震度の頻度分布を示す。3枚以上有効にすると、震度7のメッシュが存在しなくなり、小さい震度を示すメッシュが大きく減少することがわかる。本研究ではメッシュサイズにかかわらず3枚以上を閾値とすることとした。

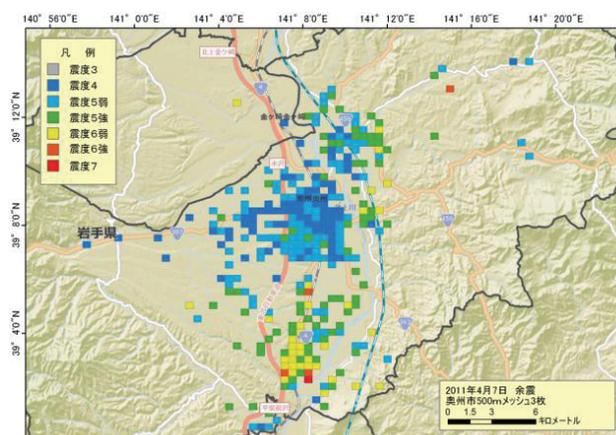


図9 500mメッシュ平均震度の空間分布

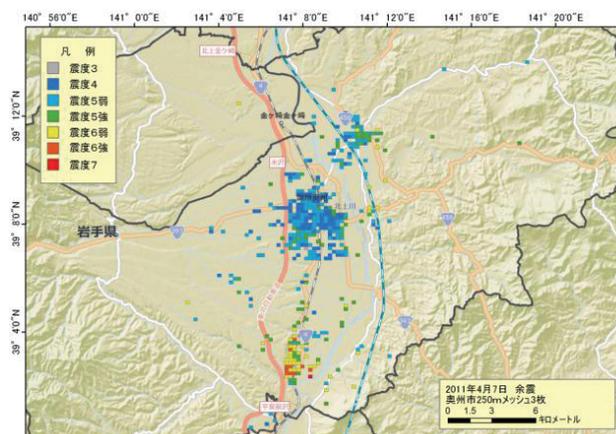


図10 250mメッシュ平均震度の空間分布

図6から、震度の最大は前沢区字島で6.33、最小は江刺区米里で4.02、メッシュの平均は4.91（震度5弱）となった。また、市域中心部から西部の水沢区から胆沢区では震度5弱が多数分布することがわかる。ただし、東部の水沢区羽田、江刺区などでも震度5強から震度6弱が分布している。これらは4月の余震で住宅被害や

橋梁の被害が認められた地域に該当することがわかった。また、アンケートから得られた震度と計測震度を比較したところ、奥州市前沢区では計測震度で6弱(5.8)、1kmメッシュ平均震度で5.7とほぼ一致した(図8)。

図9に東西南北500mメッシュで平均した震度分布を、図10に250mメッシュで平均した震度分布を示す。いずれも1メッシュあたり3枚以上の回答が存在したメッシュを有効とした。メッシュサイズが小さくなると分布図として得られる範囲は小さくなるが、区域ごとに震度の差異がある場合、その差異が明らかとなる。大局的な分布では1kmメッシュの場合も500m、250mメッシュの場合も大差ないが、メッシュサイズが小さくなると局所的には震度7を示すメッシュが南部の前沢区で一部認められるようになることがわかる。

図11に震度分布と住宅被害危険箇所、通行止めの橋梁との関係を示す。図11のみは、被害地域で回答者数が極端に少ない地区もあったため、比較を目的として1枚以上有効の震度分布を使用した。市域の南部から東部、北東部にかけて震度の大きいメッシュが分布し、その地域で被害が発生していることが確認できる。

4. まとめ

東北地方太平洋沖地震の4月7日に発生したM7.1の余震時における岩手県奥州市の詳細震度分布を求めた。その結果、市域南部の前沢区では震度が大きいことが判明し、一部震度7を示すメッシュも認められた。奥州市全域では、市域中心部から西部の水沢区から胆沢区では震度5弱が、東部の水沢区羽田、江刺区などでも震度5強から震度6弱が分布していることが認められた。

謝辞

奥州市教育委員会には学校単位のアンケート調査の、奥州市前沢総合支所には行政区のアンケート調査の便宜を図っていただきました。奥州市の小学校のご父兄の皆様および前沢行政区の区長他住民の皆様にはアンケート震度調査に協力していただきました。記してここに謝意を表します。

東日本大震災において被災に遭われた方々につきましては、心よりお見舞い申し上げます。

参考文献

- 太田裕、後藤典俊、大橋ひとみ(1979)：アンケートによる地震時の震度の推定，北海道大学工学研究報告，92，pp. 117-128。
- 太田裕、小山真紀、中川康一(1998)：アンケート震度算法の改訂-高震度領域-，自然災害科学，16，pp. 307-324。
- 山本英和、齊藤剛、石沢隆輝、齊藤良平、宇部陽子(2012)：東北地方太平洋沖地震とその余震を対象とした岩手県奥州市前沢区中心部における超高密度アンケート震度調査，東北地域災害科学研究，第48巻，pp. 5-10。

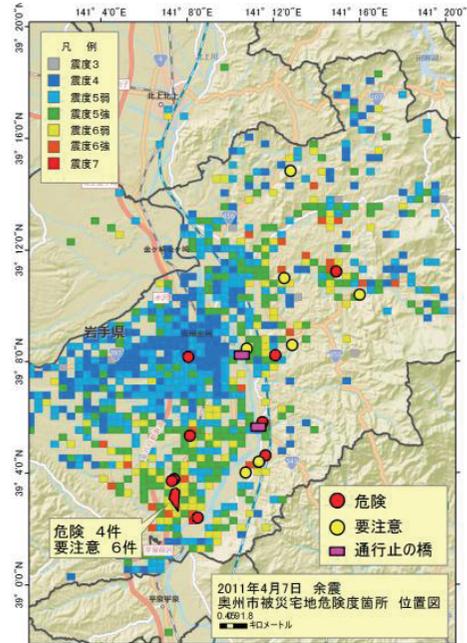


図11 500mメッシュ平均震度と住宅被害危険箇所，通行止の橋梁との関係

東北地方太平洋沖地震とその余震を対象とした 岩手県一関市における超高密度アンケート震度調査*

岩手大学工学部 山本 英和, 齊藤 剛, 大河原正文
岩手大学大学院 ○宇部 陽子, 齊藤 良平
一関市役所 一戸欣也, 菊池薫

1. はじめに

2011年3月11日14時46分ころ、東北地方太平洋沖地震が発生した。気象庁によると地震の規模はマグニチュード9.0、震源の深さ24km、震源の位置は北緯38°06′2″、東経142°51′6″であった。岩手県一関市では震度6弱を観測した。さらに4月7日にはその余震(M7.1)が発生し、一関市で震度6弱を観測した。一関市の発表によれば、住宅被害は全壊54棟、半壊587棟、一部損壊2966棟にのぼる。落石等の道路被害も1477か所であった。地震被害の原因を把握するために、一関市役所の協力を得て3月の本震と4月の余震の際のアンケート震度調査を実施した。本研究では、旧一関市と旧花泉町を対象に超高密度アンケート震度調査を行い、3月の本震と4月の余震とで一関市市内の揺れの大きさがどのようになっているかを把握し、詳細な震度分布を作成することを目的とする。また、2008年に発生した岩手・宮城内陸地震の際にも同様の調査(工藤他、2009、畠山他、2009)を行っており、比較・考察を行うことで市内における揺れやすい地域を把握することが最終目的である。

2. アンケート震度調査

震度アンケートは太田方式を採用した(太田他、1979, 1998)。今回の地震で震度表示は観測点のみであり、気象台の推定震度分布は観測点から推定しているものであることから、東西方向の精度が悪い。このため、震度調査により震度特性を把握し、被災状況との比較を行う。調査対象地区は、一関、山目、中里、真滝、弥栄、萩荘、花泉町桶津、花泉町永井、花泉町油島である。対象地区の世帯数は約24,600世帯である。

震度調査の実施方法は次のとおりである。一関市から各行政区の区長(いわゆる町内会長)に配布を依頼した。対象地区の5割程度の世帯で範囲の全体に満遍なく調査票が散らばるように区長に配布していただいた。回答者から一関市役所建設部あてに調査票を郵送していただいた。配布時期は7月下旬、8月末を回答の郵送締め切りとした。市役所建設部に集まった調査票を岩手大学へ送付してもらい、岩手大学で調査票の集計および分析を行った。大学へ届いた調査票は今回開発したWeb形式の震度アンケート集計システムを利用してデータベースを作成した。地震時の揺れを感じた場所は、調査票に回答された住所から緯度経度を算出し、回答とともにデータベースに入力する。地震時の住所が番地単位まで詳細に記載されていない調査票は今回の調査では無効とした。

3. 調査結果

3月の本震における回収数は5309枚で、そのうち有効算定数は3956枚、4月の余震における回収数は5439

* A Ultra high Density Questionnaire Seismic Intensity Survey in Ichinoseki City, Iwate Prefecture of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and the aftershock by Hidekazu YAMAMOTO, Tsuyoshi SAITO, Masafumi OKAWARA, Yoko UBE and Ryohei SAITO, Kinya ICHINOHE and Kaoru KIKUCHI

枚でそのうち有効算定数は 4465 枚であった。調査票から震度を算定した結果、3 月の本震では、最大 7.52、最小 2.56、平均 5.73、標準偏差 0.63、4 月の余震では、最大 7.31、最小 2.25、平均 5.54、標準偏差 0.75 であった。両地震とも平均値は震度 6 弱に相当し、気象庁発表の計測震度と同程度である。3 月の本震と 4 月の余震におけるアンケート震度の頻度分布を図 1 に示す。震度 2 から 7 まで広く分布しており、狭い範囲で感じた揺れの大きさが異なることが分かる。両地震とも最も多かったのは震度 6 弱で、3 月で 1458 枚、4 月で 1375 枚であった。これは計測震度とほぼ一致する。

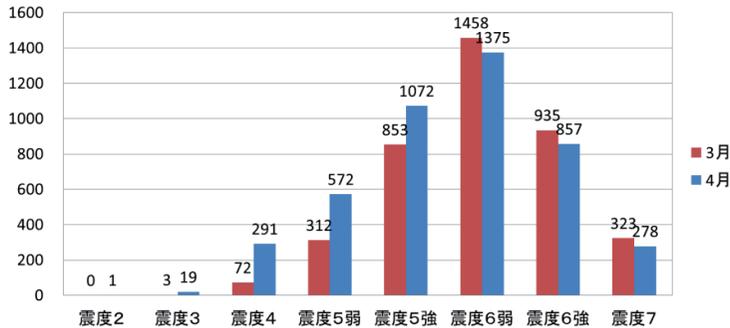


図1 3月と4月のアンケート震度の頻度分布

4. メッシュ平均震度と震度分布図

アンケート 1 枚から算定された震度は個人の影響を強く受ける。そのため、今回は東西南北 1km、500m、250m、125m のメッシュを作成し、メッシュ内の震度を平均し、メッシュの代表値とした。さらにメッシュ内にアンケートが 1-2 枚と少ないと、他のメッシュに比べて信憑性が劣るため、メッシュ内に 3 枚以上回答があるもののみ有効とした。メッシュの頻度分布を図 2、図 3 に示す。その結果、2 つの地震において、1km メッシュでは震度 4 のメッシュが存在し、震度 7 のメッシュは存在しない。しかし解像度を上げて 125m メッシュでは震度 4 はなくなり、震度 7 のメッシュが現れてくる。より狭い範囲で震度の大きな地区があったことがわかる。3 月と 4 月の地震を比べると、4 月で 5 強の頻度が大きくなる。

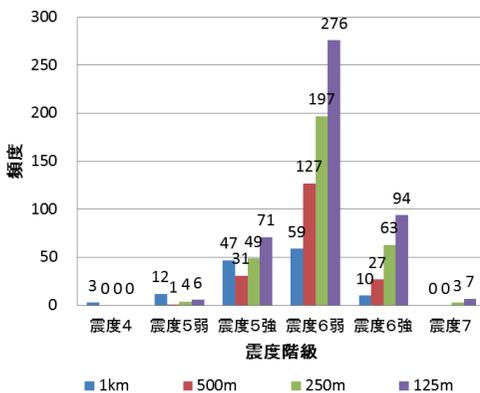


図2 3月の本震のメッシュの平均震度の頻度分布

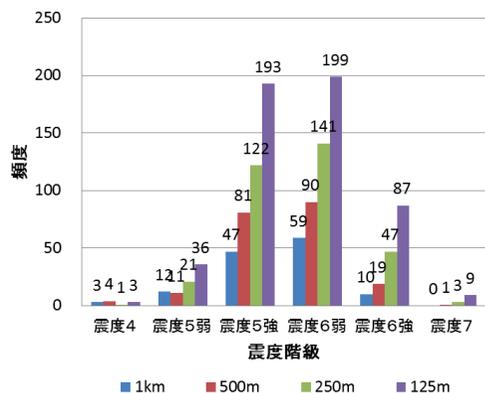


図3 4月の余震のメッシュの平均震度の頻度分布

250m メッシュで平均化された震度分布について、3月の本震を図4に、4月の余震を図5に、2008年の内陸地震を図6に示す。緑色の点線で囲まれた赤荻地区で震度が大きく、被害も多い。さらに山目2、3丁目周辺では震度の大きいメッシュが南北方向にのびている。4月の余震、2008年の内陸地震においてはその差がより大きい。3月と4月、2008年の内陸地震の際のメッシュ震度分布で同じ傾向がみられることから、これらの地域は揺れやすい地域であると考えられる。

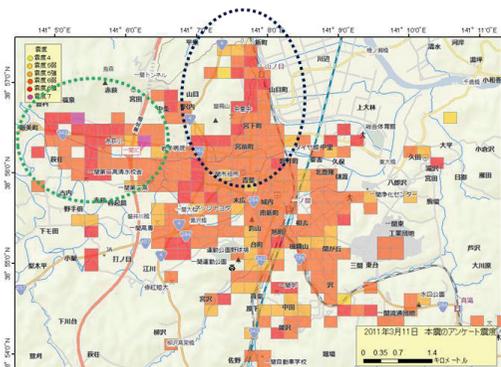


図4 3月の本震の250m 震度分布

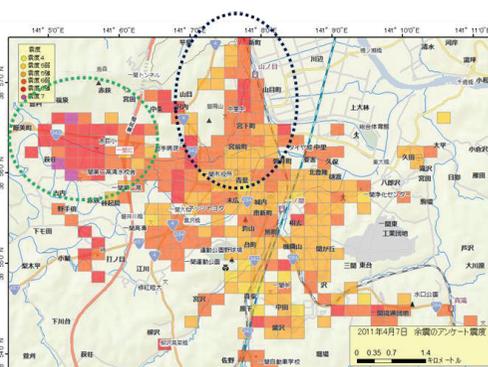


図5 4月の余震の250m 震度分布

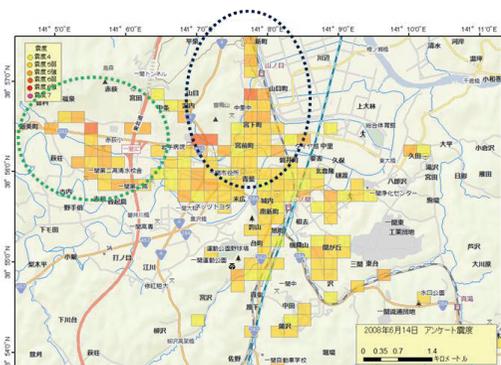


図6 2008年内陸地震の250m 震度分布

5. 微地形区分、地盤増幅率、表層地質との比較

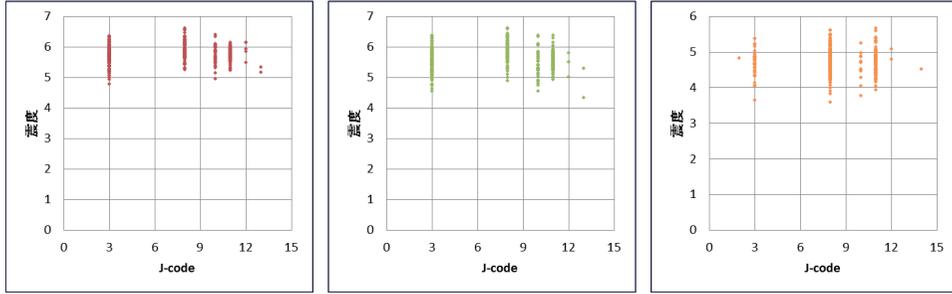
地震調査研究推進本部の地震ハザードステーションの微地形区分によると、調査対象地域は主に丘陵・砂礫質台地・谷底低地・扇状地・自然堤防・後背湿地から成っている。これらの微地形区分とアンケート震度との相関を調べてみると、ほとんど相関がないことがわかった。図7に微地形区分（J-code）ごとの250mメッシュアンケート震度を示す。

一関市中心部の地盤増幅率ARVを図8に示す。JR一ノ関駅周辺のARVは1.2程度で、周囲に比べてやや高い値を示している。一方アンケート震度調査によると揺れやすい地域と考えられる赤荻地区、山目地区はARVが0.9-1.0のメッシュがほとんどで、低い値である。震度の大きい場所で増幅率が小さくなっていることから、地震ハザードステーションの地盤増幅率（ARV）では震度分布を説明できない。図9にARVと3月の本震の250m震度分布、図10にARVと4月の余震の250m震度分布、図11にARVと2008年内陸地震の250m震度分布を示す。また図12に地盤増幅率ARVとの相関を示す。

3.11 本震

4.7 余震

2008 内陸



1	山地	7	岩石台地	13	後背湿地	19	干拓地
2	山麓地	8	砂礫質台地	14	旧河道	20	埋立地
3	丘陵	9	ローム台地	15	三角州・海岸低地	21	礫・岩礫
4	火山地	10	谷底低地	16	砂州・砂礫州	22	河原
5	火山山麓地	11	扇状地	17	砂丘	23	河道
6	火山性丘陵	12	自然堤防	18	砂州・砂丘間低地	24	湖沼

図7 微地形区分 (J-code) との相関

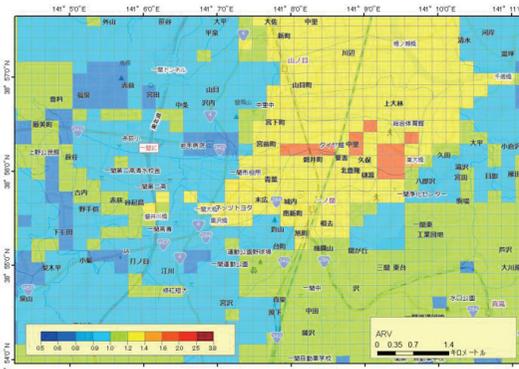


図8 ARV

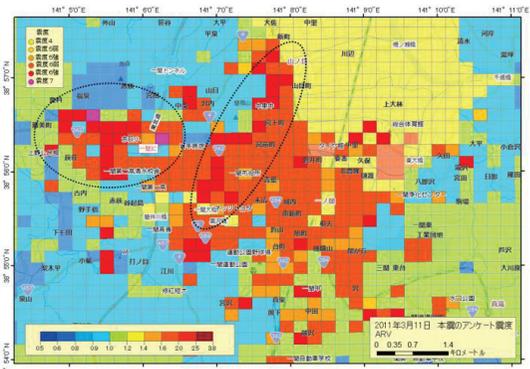


図9 ARV と3月の本震の250m 震度分布

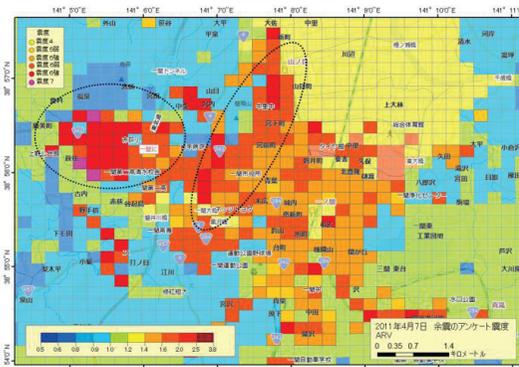


図10 ARV と4月の余震の250m 震度分布

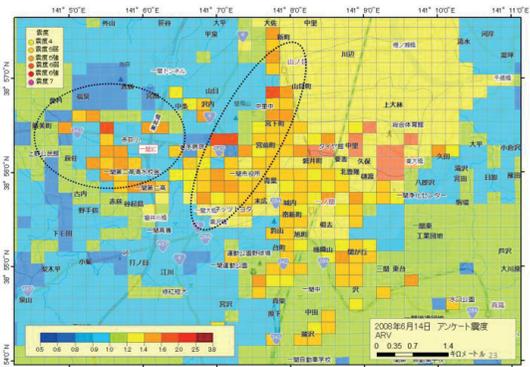


図11 ARV と2008年内陸地震の250m 震度分布

3.11 本震

4.7 余震

2008 内陸

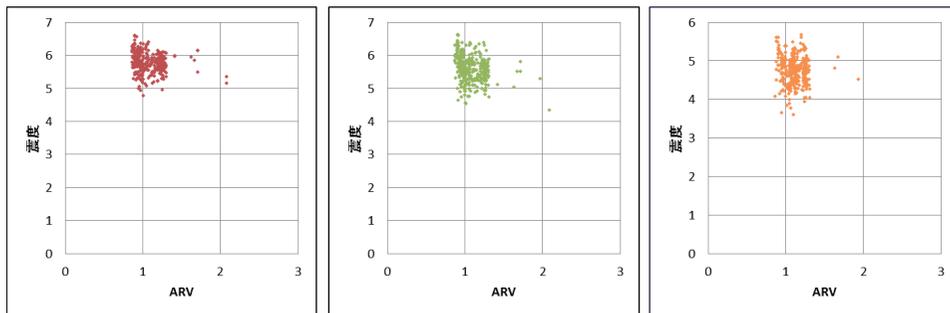


図12 地盤増幅率ARV との相関

次に、1/50000 表層地質とアンケート震度との比較を行う。図13に表層地質図を、図14に表層地質と3月の本震の震度分布、図15に表層地質と4月の余震の250m震度分布、図16に表層地質と2008年内陸地震の250m震度分布を示す。揺れやすい地域と考えられる赤荻、山目地区は砂礫や砂岩からなっており、同じ地質から成っている地区は他にもあることから、揺れやすい原因は表層地質だけにあるわけではないと推察される。

砂礫泥 砂礫 安山岩 砂岩 砂岩

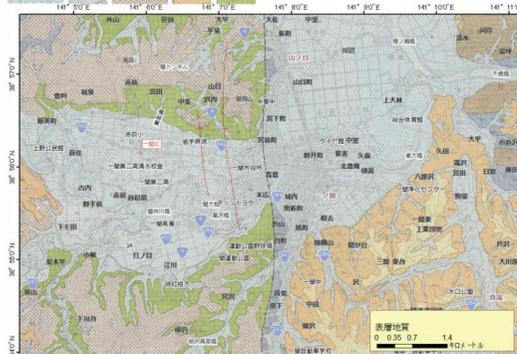


図13 表層地質

砂礫泥 砂礫 安山岩 砂岩 砂岩

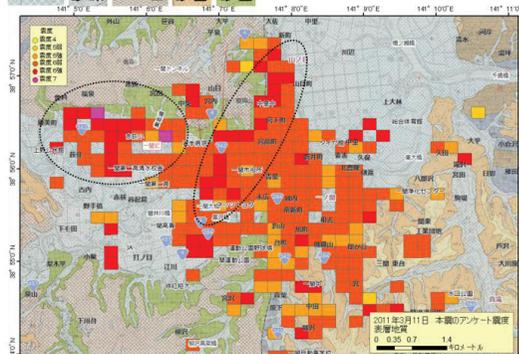


図14 表層地質と3月の本震の震度分布

砂礫泥 砂礫 安山岩 砂岩 砂岩

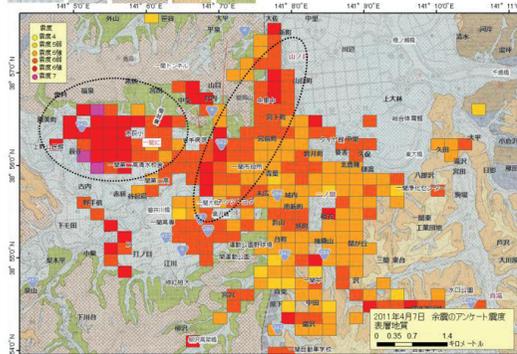


図15 表層地質と4月の余震の250m震度分布

砂礫泥 砂礫 安山岩 砂岩 砂岩

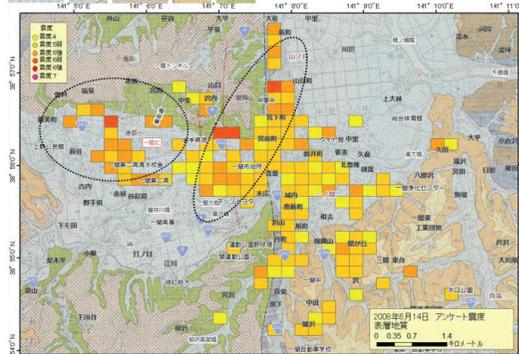


図16 表層地質と2008年内陸地震の250m震度分布

6. 本震、余震、内陸地震のアンケート震度の相関

3月の本震、4月の余震、2008年の内陸地震のアンケート震度についての相関を調べた。3つの地震の比較を図12に示す。内陸地震と3月の本震、内陸地震と4月の余震は相関が小さいことがわかった。本震と余震は相関がある。これは、本震と余震では調査票を同時に配布しており、対象者が同じためと考えられる。また内陸地震に比べ、3月の本震、4月の余震の有効回答数が多いため、より正確な結果が得られたものと考えられる。内陸地震における有効回答数は1158枚、本震では3956枚、余震では4465枚であった。

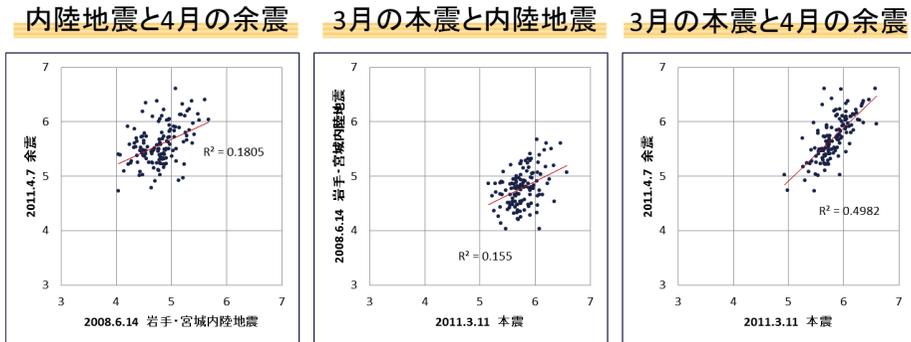


図12 本震、余震、内陸地震の比較

7. 結言

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震と4月7日に発生した余震について、岩手県一関市で超高密度のアンケート震度調査を行った。3月の本震における最大震度は7.52、最小震度は2.56で、平均震度は5.73だった。4月の余震における最大震度は7.31、最小震度は2.25で、平均震度は5.54だった。最も多かったのは震度6弱で、計測震度と一致する。震度2から7まで分布し、狭い範囲で感じられた揺れの大きさが異なることが分かった。メッシュの解像度を上げていくと、震度の大きな区域が現れることが分かった。より狭い範囲で震度の差があることが分かった。3月の本震、4月の余震、2008年の内陸地震の結果から、赤荻地区と山目地区は揺れやすいことが分かった。また震度の空間分布はJ-SHISの地盤増幅率や表層地質図の分布と相関が小さい。3つの地震の比較では、本震と余震は相関が認められた。

謝辞

調査票の配布では一関市の行政区の区長様の協力を得ました。記してここに謝意を表します。また、アンケート調査に協力していただいた住民の皆様に感謝します。

東日本大震災において被災に遭われた方々につきましては、心よりお見舞い申し上げます。

参考文献

- 太田裕・後藤典俊・大橋ひとみ(1979)：アンケートによる地震時の震度の推定，北海道大学工学研究報告，92，pp. 117-128。
- 太田裕・小山真紀・中川康一(1998)：アンケート震度算法の改訂-高震度領域-，自然災害科学，16，pp. 307-324。
- 地震調査研究推進本部 J-SHIS 地震ハザードステーション：<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>
- 工藤聖也、山本英和、佐野剛、畠山孝幸、山田貴之（2009）：東北地域災害科学研究 アンケート方式による岩手県南部における平成20年岩手・宮城内陸地震の震度調査—調査概要および結果— 第45巻 pp. 69-74
- 畠山孝幸、山本英和、佐野剛、工藤聖也、山田貴之（2009）：東北地域災害科学研究 岩手県一関市、奥州市、北上市における平成20年岩手・宮城内陸地震の詳細震度分布 第45巻 pp. 75-80

岩手県一関市における常時微動観測*

岩手大学工学部 山本英和 齊藤剛 小田陽子 藤根友博

1. はじめに

平成23年東北地方太平洋沖地震で岩手県一関市では震度6弱を観測した。平成23年4月7日にはM7.1の余震が発生し、一関市で震度6弱を観測した。平成23年8月31日時点での一関市の発表によれば、住宅被害は全壊54棟、半壊587棟一部損壊2966棟にのぼる。落石等の道路被害も1477か所であった。地震被害の原因を把握するために、一関市役所の協力を得て3月の本震と4月7日の余震の際のアンケート震度調査を実施した(山本他, 2013)。

地震時の揺れの差異は表層地盤の影響を強く受けるため、浅部の地盤の振動特性を明らかにし、実際の地震時の揺れの分布と比較することは重要である。そこで、地盤振動特性を調べるために、一関市広域および被害の多数発生した西部赤荻地区において1点3成分常時微動観測を実施した。

また、揺れの差異は表層地盤、特に地表から30m程度の平均表層S波速度(AVS)の影響を強く受けるため、浅部地盤S波速度構造を明らかにし、実際の地震時の揺れの分布と比較することは重要である。そこで、本研究では、超高密度震度調査から得られた空間的な震度分布と浅部地盤S波速度構造の関係を調べるために、一関市中心部において小規模サイズの微動アレー探査を実施した。

2. 観測点位置と観測装置

今回の観測では、1点微動観測89地点、微動アレー観測17地点の観測を実施した。図1に観測点位置図を示す。画鋲の点が微動アレーも実施した点である。

観測装置は、岩手大学で所有するレナルツ社製LE-3D/5Sの速度計、白山工業株式会社製DATAMARK LS8800のデータロガー(固有周期5秒)と、(独)防災科学技術研究所から白山工業社製微動観測キットJU210、215の加速度計を使用した。1点微動観測では両方を、微動アレー観測ではJU210、215のみを使用した。

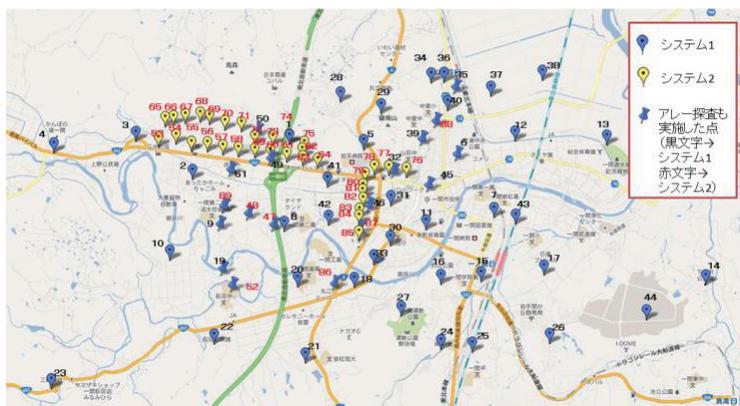


図1 観測点位置図

* Microtremor observations in Ichinoseki City, Iwate Prefecture by H. YAMAMOTO, T. SAITO, Y. ODA and T. FUJINE

3. 1点3成分微動観測

3-1. 観測システム

1点微動では2つの微動観測システムを用いた。レナルツ社製LE-3D/5Sの速度計、白山工業株式会社製 DATAMARK LS8800 のデータロガー（固有周期5秒）を使用して1箇所につき約15分間計49地点の測定を行った（システム1）。LS8800の測定条件は倍率10倍、フィルターはリニア、サンプリング周波数は200Hzである。また、赤荻地区や山目地区、山目町を中心に、白山工業社製微動観測キットJU210、215の加速度計を用いて、1か所につき約20分間計41地点の測定を実施した。センサーが速度計と加速度計が混在するため、振幅分布等の議論が同一条件では困難であるが、卓越周期分布等の初期解析として市域全体の傾向を理解するには十分であると判断した。図2に観測波形の例を示す（システム1）。上からUD（上下動）、NS（南北動）、EW（東西動）の観測波形、それぞれのパワースペクトル、H/Vスペクトル比となっている。

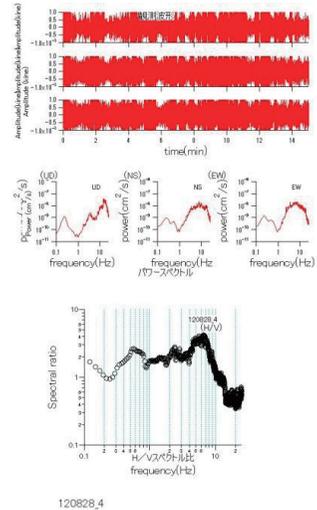


図2 観測波形 (120828_4)

3-2. 微動のH(水平動)/V(上下動)

すべての観測点でH/Vスペクトル比を計算し、そのピーク値を図3に示した。値の変化を色で示している。白抜きの円は、ピークが見られなかった観測点である。また、1Hz~10Hzの範囲でH/Vの卓越周波数を求め図4に示した。6Hz周辺は赤で示され、10Hzに近づくにつれ青、1Hzに近づくにつれ緑で示している。白抜きの円は、1Hz~10Hzの範囲で卓越周波数が見られなかった観測点である。赤荻地区ではピーク値が、8~10と大きな値の時、卓越周波数も10Hzに近い大きな値であることがわかった。山目町地区ではピーク値が4以下の小さな値の時、卓越周波数も2Hz以下の小さな値であることがわかった。

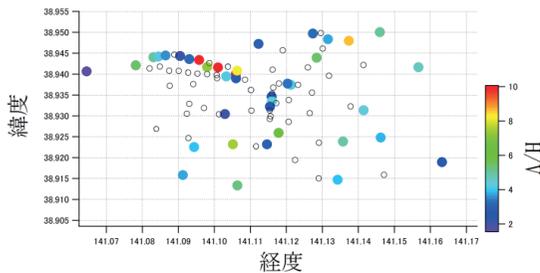


図3 H/Vピーク値の分布

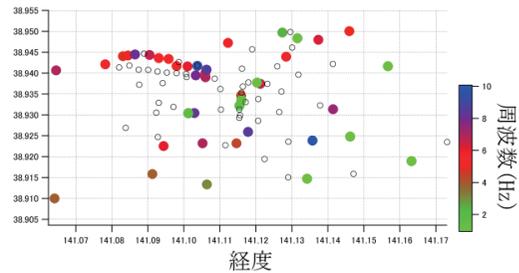


図4 卓越周波数の分布

3-3. 半径平均震度分布との比較

次に、アンケート震度分布とH/Vピーク値、卓越周波数との比較をするために、山本他(2013)の3月、4月のアンケート震度を本研究の微動観測点の半径Rmで平均した震度（半径平均震度）を求めた。500m、400m、300m、250m、200m、100mの平均震度を求めたが、半径が大きいと地域差が出にくく、細かい震度変化が認められない。また、半径が小さいと範囲内にあるアンケートの枚数が極端に少なくなってしまうため、本研究では半径250m平均震度分布を振動特性との比較に使用することにした。

図3と3月本震、4月7日余震の半径250m平均震度分布を比較すると、赤荻地区では震度が5.5~6.0の時、H/Vのピーク値は8~10と大きくなっているが、山目地区では震度6.0付近でH/Vのピーク値が5以下と小さ

くなっていることがわかった。図4と3月本震、4月7日余震の半径250m平均震度分布を比較すると、赤荻地区は震度6.0以上で、6Hzやそれ以上の大きな値になっているが震度5.0～6.0の時3Hz以下の小さな値であることがわかった。

3-4. 平均rms振幅と被害分布との比較

次に、被害状況と微動の振幅の関係を調べるために平均rms振幅を求めた。被害状況は一関市役所に教えていただいた宅地被害の地盤沈下と擁壁の損傷の分布(図5)である。平均rms振幅とは、システム1では速度振幅、システム2では加速度振幅から、(1)を使用して計算されるrms振幅を小さい順に並べ替え、車などの外的影響を少なくしたものである。

$$R = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x(i) \times x(i)} \quad \dots (1)$$

単位はシステム1ではkine, システム2ではGalである。図6がシステム1での平均rms振幅(EW成分)の分布図で、図7がシステム2の平均rms振幅(EW成分)の分布図である。図5と図6を比べると山目町2丁目、3丁目の被害がある場所で、振幅が0.0001～0.0002kineであることが分かった。図5と図7を比べると赤荻地区では被害が多くなっているが0.004Gal以下の小さな値になっている。また、山目地区では、被害が多く、0.008Gal付近の大きな振幅である。このことから山目町、山目地区は振幅が大きい場所で被害が集中しているが、赤荻地区では振幅が小さい場所で、被害が集中していることがわかった。

3-5. まとめ

- I. 赤荻地区と山目町地区では被害が大きく震度も大きい。赤荻ではH/Vピーク、卓越周波数が大きい値となり、山目町、山目地区ではH/Vピーク、卓越周波数が小さい値となっている。
- II. 平均rms振幅(EW成分)は、山目町、山目地区は大きい値の場所で被害が集中していたが、赤荻は小さい値の場所で被害が集中していた。

上記の結果より、赤荻地区と山目町、山目地区では、地盤の振動特性に違いがあることがわかった。よって、浅部地盤S波速度構造を知るために微動アレー探査を実施した。



図5 一関市の被害分布図

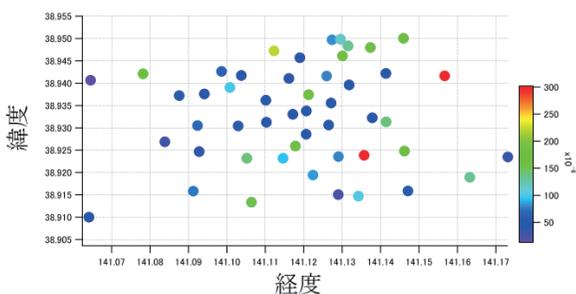


図6 システム2の平均rms振幅の分布図(EW成分)

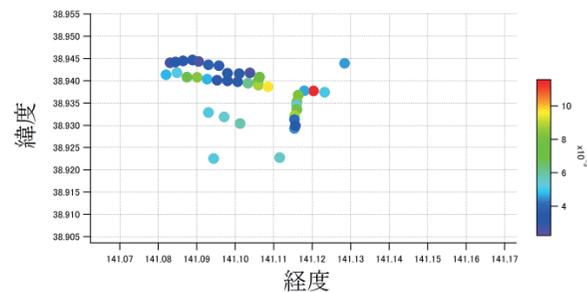


図7 システム1の平均rms振幅の分布図(EW成分)

4. 微動アレー観測

4 - 1. 観測方法

微動アレー観測には JU210、JU215 を 7 台もしくは、6 台使用し、微動計アレー配置は図 8 に示されるように 2 通りの配置で行った。配置①は、7 台使用し、極浅部調査用に半径 $r=60\text{cm}$ の円周上に 3 台、その外側に半径 $R=6\text{m}$ の円周上に 3 台、中心に 1 台微動計を配置。配置②は、6 台使用し、半径 $R=60\text{ cm}$ の円周上に 5 台、中心に 1 台微動計を配置。配置①を基本としたが十分な広さが取れない場合には外側の三角形のサイズを 3m まで縮小して観測を行った。さらに狭い場所では②の配置で観測を行なった。測定時間は 30 分、サンプリング周波数は 200Hz である。観測位置は一関市西部赤荻地区、山目町地区の広い公園を中心に選定したが、公園が無い場合、地面がぬかるんでいる場合などでは近くの路上などで観測を行ない、図 9 に示されるように全 17 地点で観測を実施した。

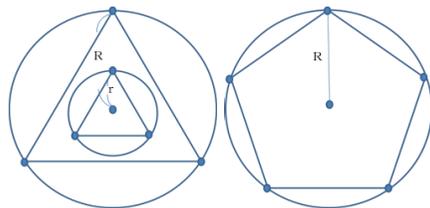


図 8 微動計アレー配置 (左①、右②)

4 - 2. 位相速度と平均表層 S 波速度 (AVS)

位相速度の解析には空間自己相関法を利用した。測定された上下動微動を 10.24 秒の区間に分割しクロススペクトルを算定、平均して空間自己相関係数 $\rho(f_0, r)$ を算出し、0 次のベッセル関数 J_0 に近似してレイリー波の位相速度 $c(f_0)$ を計算した (2)。

$$\rho(f_0, r) = J_0 \left\{ \frac{2\pi f_0 r}{c(f_0)} \right\} \dots (2)$$

配置①の場合は内側の極小アレーと外側の大アレーとで別々に位相速度を計算し、配置②の場合は五角形アレーとして位相速度を計算した。図 10 は観測点 No. 10 における位相速度であり、2 つの 3 角形それぞれから位相速度を計算したため 2 つの観測位相速度分散曲線を求められたが、五角形アレーの場合は 1 つしか観測位相速度分散曲線を求められない。この位相速度から、長尾・紺野 (2002) の方法を用いて平均表層 S 波速度 (AVS) を推定した。波長 15m、20m、30m、40m の位相速度をそれぞれ AVS10、AVS15、AVS20、AVS30 とした。図 11 の実線は傾きの大きい順にそれぞれ 40m、30m、25m、20m、15m の波長に相当し、観測位相速度分散曲線との交点から AVS を読み取った。



図 9 観測点位置図

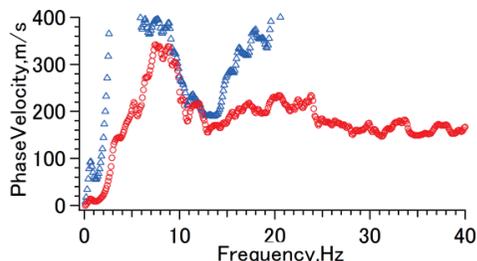


図 10 観測位相速度分散曲線 (△外側、○内側)

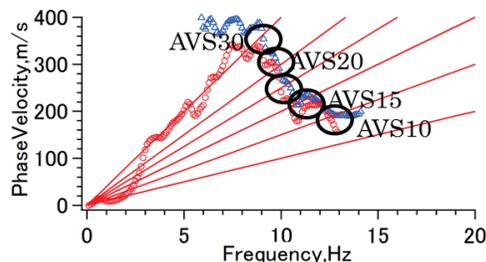


図 11 表層 S 波速度の読み取り

ただし、微動計間隔の関係より計算された観測位相速度分散曲線では推定困難な波長領域や、明らかに不自然な観測位相速度分散曲線となった場合は、その周波数における AVS は無視する。推定された AVS を表 1 に示す。西部赤荻地区では、波長 10m の S 波速度は小さいが、波長 25m の S 波速度は 10m の 2 倍程度まで大きくなっている。山目町地区では、どの波長においても S 波速度が小さく示された。図 12 は表 1 を空間的に示したものであり、山目町地区は他点より S 波速度が遅く示されることがわかった。

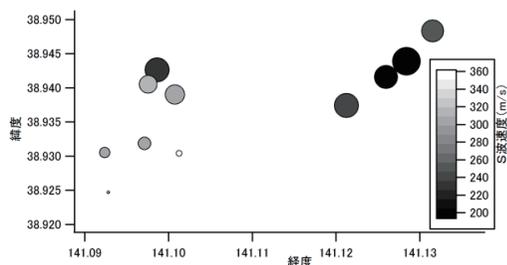


図 12 表層 S 波速度空間分布(波長 20m)

4-3. アンケート震度による半径平均震度と平均表層 S 波速度 (AVS) との関係

半径平均震度は半径 125m、200m、250m、500m で計算した。これを、3 月の本震、4 月の余震それぞれで算出し AVS との相関を調べた。図 13 は AVS20 と半径 250m の半径平均震度との相関を示したものである。3 月は震度が大きくなれば AVS が遅くなるという負の相関がみられるが、4 月はあまりみられない。相関係数はそれぞれ、3 月が -0.87、4 月が -0.44 であった。

表 1 推定表層 S 波速度

観測点No	観測点名	表層 S 波速度 (m/s)						
		波長 10m	波長 15m	AVS15	波長 20m	波長 25m	波長 30m	AVS30
No.1	消防コミュニティセンター	150	190	235	275	300	—	—
No.2	一関市変電所前	190	260	310	340	—	—	—
No.3	酒のちば駐車場	180	240	300	350	405	500	—
No.4	萩野西公園前歩道	—	—	—	—	—	—	—
No.5	萩野公園	225	280	305	345	—	—	430
No.6	松ノ木公園	270	290	360	395	450	440	—
No.7	清水部落公民館	—	—	—	—	—	—	—
No.8	谷起島公民館	290	330	345	395	400	400	—
No.9	萩荘小学校グラウンド	—	190	210	250	290	—	—
No.10	町浦北公園前広場	163	210	250	270	290	325	—
No.11	中里児童公園	123	160	200	225	245	365	—
No.12	配志和神社前道路	155	170	200	225	—	—	—
No.13	町浦南公園	—	—	—	350	370	400	—
No.14	寺前公園	150	190	240	295	325	—	—
No.15	一関消防署駐車場	—	—	—	—	—	—	—
No.16	十二神宿舎	—	—	195	230	265	335	—
No.17	高梨公園前道路	—	—	—	—	—	—	410

3 月、4 月それぞれ各半径における半径平均震度と AVS との相関を表 2 に示す。3 月、4 月ともに AVS20 において最も高い相関が示された。また、半径平均震度の半径が大きくなるにつれて相関がみられなくなることがわかった。

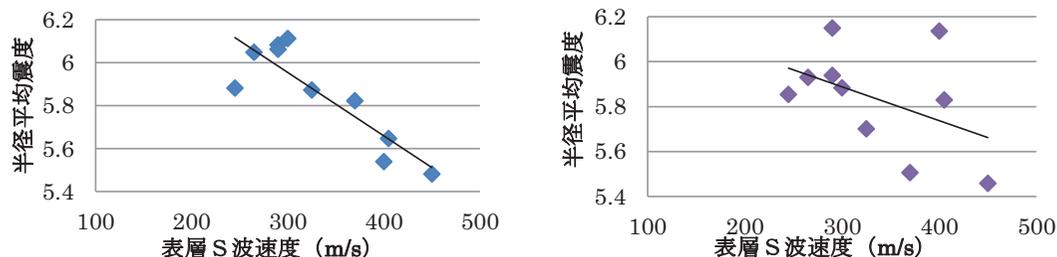


図 13 半径平均震度 ($r=250m$) と表層 S 波速度 (AVS20) の相関グラフ、(左 3 月、右 4 月)

表2 AVS と半径平均震度との相関係数 (左3月、右4月)

	avs10	—	avs20	avs30		avs10	—	avs20	avs30
半径(m)	波長15m	波長25m	波長30m	波長40m	半径(m)	波長15m	波長25m	波長30m	波長40m
125	-0.07	-0.74	-0.80	-0.74	125	-0.07	-0.02	-0.09	-0.04
200	-0.80	-0.79	-0.79	-0.53	200	-0.63	-0.65	-0.75	-0.44
250	-0.73	-0.75	-0.87	-0.68	250	0.00	-0.09	-0.44	-0.20
500	-0.06	-0.34	-0.48	-0.13	500	-0.27	-0.06	-0.20	-0.13

4 - 4. まとめ

西部赤荻地区の AVS10 は約 230m/s と小さいが、AVS20 は約 400m/s と大きい。山目町地区では AVS10 は約 180m/s、AVS20 は約 290m/s とどちらも小さい。平均表層 S 波速度より西部赤荻地区は表層地盤の極浅部に軟弱な層が堆積していて、そのすぐ下に固い層が堆積していると推測され、山目町地区は表層地盤に軟弱な層が堆積していると考えられる。3月の地震における半径平均震度と AVS が負の相関を持つが、4月の地震においてはあまり相関がみられない。また、AVS10 や AVS20 で強い相関がみられたことから、地下浅部が軟弱地盤だと考えられ、震度、被害に大きく影響していると推察できる。半径 500m の半径平均震度において、著しく相関が見られなくなることから、一関市は地域による震度差が大きいと考えられる。

5. 結論

赤荻地区と山目町地区では被害が大きく震度も大きいことがわかった。一関市西部の赤荻地区では H/V ピーク・卓越周波数が大きい値となる。さらに、AVS が小さいところでは S 波速度が小さく、AVS が大きいところでは S 波速度は大きくなる。それに対して、山目町地区では H/V ピーク・卓越周波数が小さい値となり、各 AVS において S 波速度が比較的小さく出ている。以上の結果より、西部赤荻地区は表層地盤極浅部に軟弱層が存在し、そのすぐ下に固い地盤が堆積していると考えられ、山目町地区はある程度深部まで軟弱層が存在していると推察された。

また、西部赤荻地区において地震時の揺れやすさを表わす rms 振幅が小さく示されたにも関わらず、被害が多数見受けられたのは、地下浅部に堆積している軟弱な層による影響ではないかと推察される。

謝辞

(独) 防災科学技術研究所から微動観測キットをお借りしました。記してここに謝意を表します。

一関市役所の職員の皆様には一関市における常時微動観測の便宜を図っていただきました。記してここに謝意を表します。

参考文献

- (1) 長尾毅, 紺野克昭 (2002) : 常時微動アレー観測に基づく表層地盤の平均 S 波速度推定精度に関する研究, 土木学会論文集, No. 696/I-58, pp. 225-235.
- (2) 山本英和, 齊藤剛, 大河原正文, 宇部陽子, 齊藤良平, 一戸欣也, 菊池薫 (2013) : 東北地方太平洋沖地震とその余震を対象とした岩手県一関市における超高密度アンケート震度調査, 東北地域災害科学研究集会, 第 49 巻, 掲載予定
- (3) Aki, K. (1957) "Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors." Bull. Earthq. Res. Inst., No. 35, pp. 415-456.

極小微動アレー探査による岩手県奥州市前沢区中心部の 表層 S 波速度構造の推定*

岩手大学大学院工学研究科 ○高倉恵
岩手大学工学部 山本英和 齊藤剛

1. 緒言

岩手県奥州市前沢区の中心部では、平成 23 年東北地方太平洋沖地震では住宅被害が少なかったものの、同年 4 月 7 日の余震では住宅の全壊、大規模半壊、半壊被害が多く見られた。特に前沢区五十人町では全壊被害が多かった。この原因を調査するため山本他(2012)では本震と余震時の前沢区中心部を対象とした超高密度アンケート震度調査を実施し、その結果、4 月の余震時に被害が集中した五十人町周辺で震度 6 強を示すメッシュが多数認められた。また、高倉他(2012)では前沢区中心部において 1 点 3 成分微動観測を実施し、前沢区の地盤振動特性を調査した結果、五十人町周辺で H/V スペクトルが 5Hz 付近で卓越することが確認された。これらのことから浅部地盤の S 波速度構造を把握する必要があるが、当該地域は市街地中心部のため十分な探査場所を確保するのが困難である。そこで本研究では前沢区中心部を対象に半径 60cm の極小アレーを用いた微動観測を実施し、極浅部の地盤の S 波速度構造の推定を試み、被害状況や震度分布との比較検討を行った。

2. 極小微動アレー観測

微動観測は住宅の全壊被害が多い岩手県奥州市前沢区の中心部で行った。観測点位置を図 1 に示す。微動観測に用いたアレーは、中心に 1 台、半径 60cm の円周上に正五角形型に 5 台、微動計を配置する形状である。使用した微動計は(独)防災科学技術研究所から借用した白山工業株式会社製微動観測キット JU210 である。サンプリング周波数は 200Hz、観測時間 30 分、全 19 地点で観測を行った。観測により取得した微動の上下動成分から、空間自己相関法によりレイリー波位相速度を算出した。

3. 被害箇所での位相速度

前沢区の中でも住宅被害が集中した、五十人町と二十人町の位相速度を検討した。五十人町での観測点 a の位相速度と疑似 S 波速度構造を図 2 に示す。また二十人町での観測点 b の位相速度と疑似 S 波速度構造を図 3 に示す。疑似 S 波速度構造は、波長の 1/2 及び 1/3 を深度とし、その波長に対応する位相速度を S 波速度として図示した。図 2 から、五十人町の観測点 a では約 20Hz~50Hz で位相速度が 100m/s 程度を示すことがわかる。疑似 S 波速度構造においても、表層から深度約 10m の浅部で S 波速度が 100~200m/s で推移であることがわかる。また図 3 から、二十人町の観測点 b では約 10Hz~50Hz で位相速度が 150m/s 程度を示すことがわかる。疑似 S 波速度構造においても、表層から深度約 4m の浅部で S 波速度が 150m/s 程度であることがわかる。全観測点における波長 10m の際の位相速度分布を図 4 に示す。図 4 から住宅の全壊被害が多い五十人町や二十人町で位相速度が 100~150m/s を示すことがわかる。このことから五十人町や二十人町では表層の S 波速度が遅く地盤が柔らかいことが推測される。

* Estimation of shallow S-wave velocity structure in central Maesawa, Oshu City, Iwate Prefecture by small size array observation of micro tremors by Megumi TAKAKURA, Hidekazu YAMAMOTO and Tsuyoshi SAITO

4. 震度平均分布と位相速度分布との比較

山本他(2012)から、本研究におけるアレー観測点の周り半径80m以内に存在するアンケート震度の結果を平均し観測点の震度としたものと位相速度との比較検討を行った。3月本震の震度平均を図5に、4月余震の震度平均を図6に示す。図5の3月本震の震度平均は、被害が多い五十人町では震度5強及び6弱を示す一方で五十人町同様被害が多い二十人町では震度4弱を示した。図6の4月余震の震度平均は、五十人町、二十人町ともに震度6弱及び6強が多数存在し、3月本震よりも4月余震の方が高い震度を示すことがわかる。図5、6及び図4を比較すると、五十人町の位相速度が100~150m/sを示す地点では3月4月共に震度5強~6強と高い震度を示した。一方で二十人町の位相速度が100~150m/sを示す地点では、3月の震度平均は震度4強であるのに対し、4月の震度平均は6弱や6強を示し、波長10mの際の位相速度は4月余震の震度平均とよく対応していることがわかる。

5. 疑似S波速度構造

図2、3に示した、疑似S波速度構造を2次的に並べたものを図7に示す。五十人町と二十人町を通る県道243号線沿いにあるアレー観測点の断面S波速度構造を並べた。図7から、五十人町と二十人町の観測点では、地表から深さ約2mではS波速度が150m/s程度と非常に遅く、五十人町では100m/s程度の場所もあることがわかる。また五十人町と二十人町の中間にある観測点17は表層から250m/s程度と、S波速度が速い地点であることがわかる。

6. S波速度構造とボーリング探査結果との比較

4月余震のアンケート震度250mメッシュ分布にアレー観測点、ボーリング探査地点を重ねたものを図8に示す。またボーリング探査地点と比較的近い場所にあるアレー観測点3点の、水平成層構造を仮定して観測位相速度を満足するように推定したS波速度構造を図9、10、11に示す。図9のS波速度構造とボーリング柱状図を比較すると、S波速度構造は地表から深度約3mまで170m/s程度を示し、3m以降はS波速度が300m/s程度と一気に速くなる。ボーリングは深度約3mまで盛土と粘土が占め、3m以降は砂・砂礫となっており、推定したS波速度構造とボーリング結果が大体一致していることがわかる。他2点の観測点でも、同様に推定したS波速度構造とボーリング結果が大体一致していることがわかる。

7. まとめ

位相速度と理論分散曲線から出した、推定S波速度構造は地表~深さ2m程度で約100~150m/sと非常に遅く、ボーリング探査の結果からも表層部分の地盤は非常に柔らかいことが推測できる。これらのことから、前沢区中心部の地盤は、基盤の上に軟弱地盤が薄く重なっていることが考えられる。

謝辞

奥州市前沢総合支所長阿部正勝様及び職員の皆様には前沢区における常時微動観測の便宜を図って頂きました。記してここに謝意を表します。

(独)防災科学技術研究所から微動観測キット JU210 をお借りしました。感謝申し上げます。

株式会社北杜地質センターには奥州市前沢区のボーリングに関する資料を提供して頂きました。感謝申し上げます。

参考文献

山本英和, 齊藤剛, 石沢隆輝, 齊藤良平, 宇部陽子(2012): 東北地方太平洋沖地震とその余震を対象とした岩手県奥州市前沢区中心部における超高密度アンケート震度調査, 東北地域災害科学研究, 第 48 巻, pp. 5-10
高倉恵, 山本英和, 齊藤剛, 石沢隆輝, 齊藤良平, 宇部陽子(2012): 岩手県奥州市前沢区中心部における 1 点 3 成分微動観測による地盤振動特性, 東北地域災害科学研究, 第 48 巻, pp. 41-46



図1 微動アレー探査観測地点

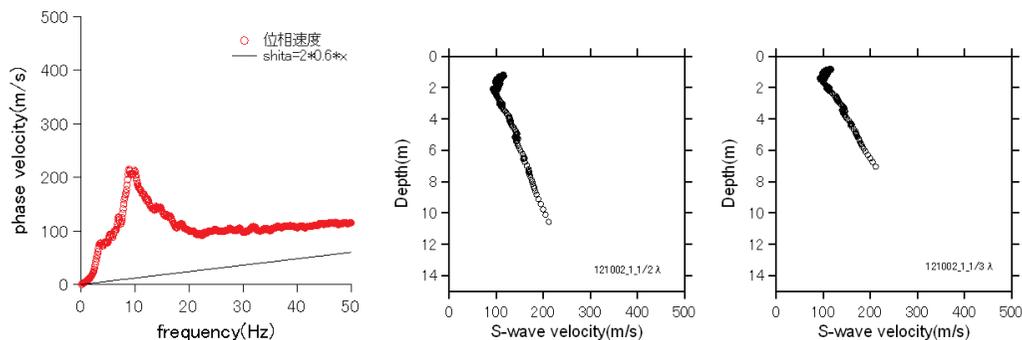


図2 五十人町での観測点 a の位相速度と疑似 S 波速度構造(左:1/2 波長 右:1/3 波長)

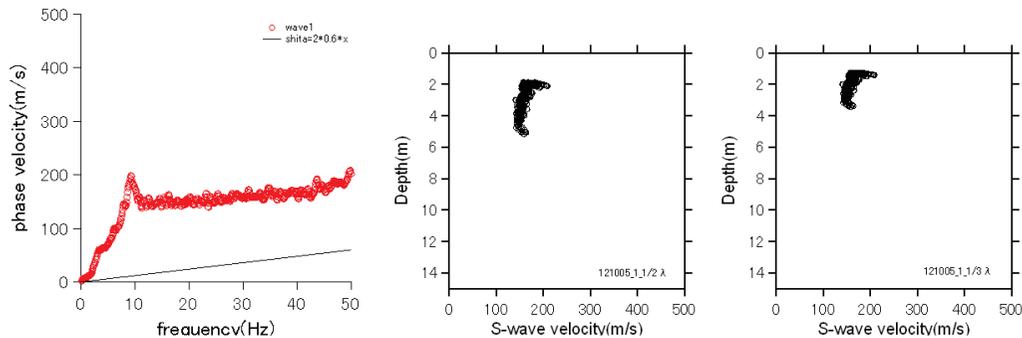


図3 二十人町での観測点 b の位相速度と疑似 S 波速度構造(左:1/2 波長 右:1/3 波長)

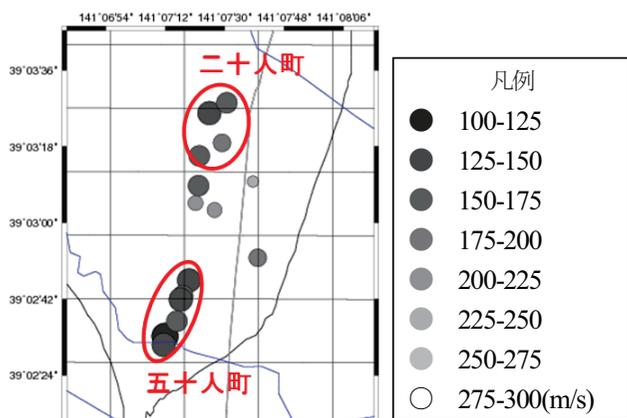


図4 波長10mでの位相速度分布

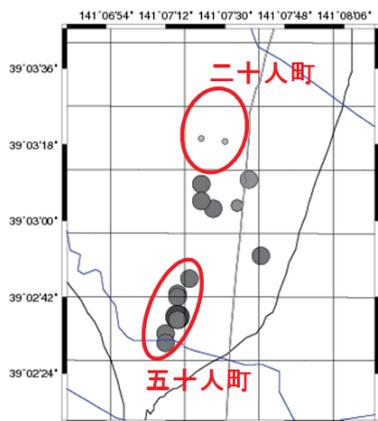


図5 3/11における平均震度分布(R=80m)

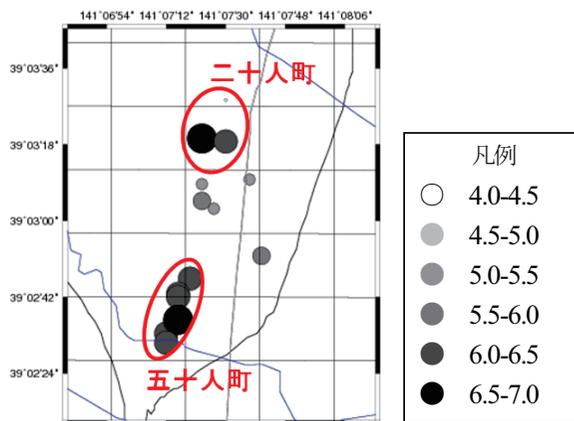


図6 4/7における平均震度分布(R=80m)

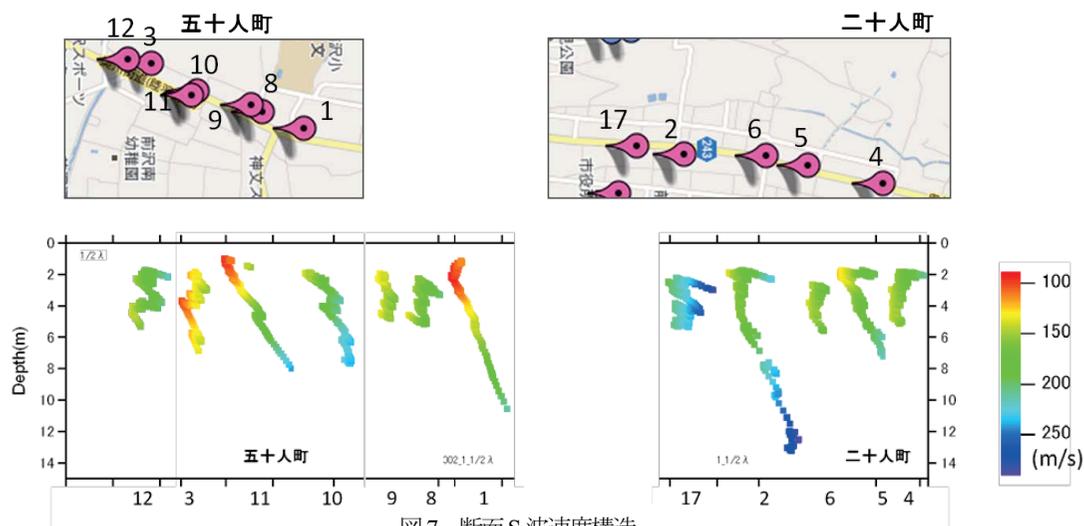


図7 断面S波速度構造

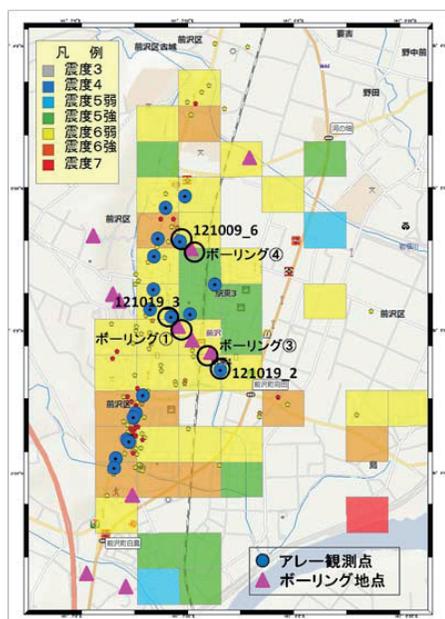


図8 観測地点とボーリング地点と震度分布

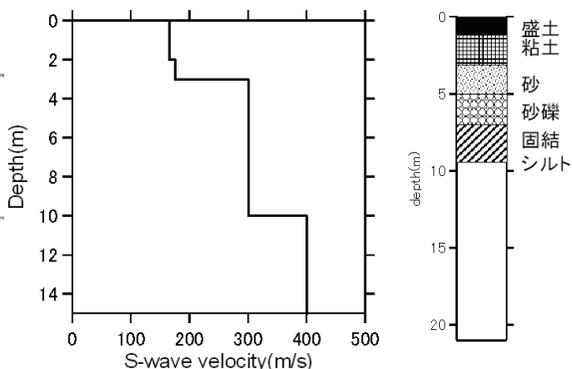


図9 S波速度構造(121009_6)とボーリング④の柱状図

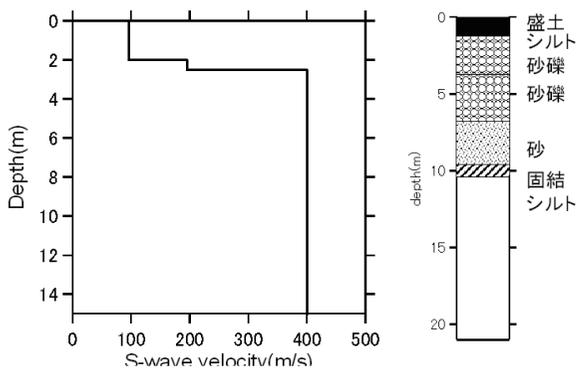


図10 S波速度構造(121019_3)とボーリング①の柱状図

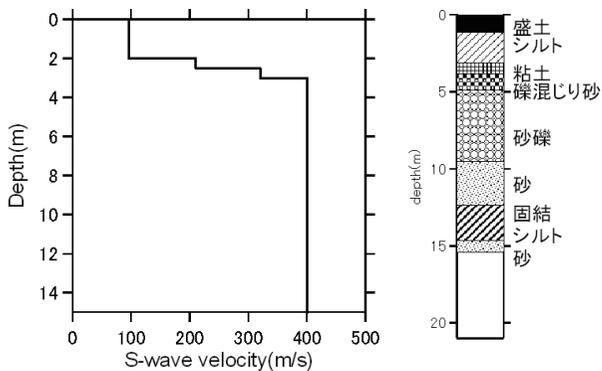


図11 S波速度構造(121019_2)とボーリング③の柱状図

2011年東北地方太平洋沖地震による郡山・須賀川市の アンケート震度と地盤の振動性状との関係

日本大学工学部土木工学科 中村晋, 堀勇斗, 厚ヶ瀬雄太

1. はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震による被害と地震動強さとの関係を把握するため、昨年、郡山市、須賀川市を対象にアンケート震度の調査を実施した。その結果、郡山市は、市街地中心部でアンケート震度が計測震度6弱を上回る6強、市街地東側ではアンケート震度が5強と市街地中心部より小さく、場所によってアンケート震度が5弱から6強まで異なるという結果になった。須賀川市も同様に、市街地中心部で最大震度7が観測され、地区に応じて5弱から7まで異なる結果となった。これらのことから、郡山市、須賀川市の各地区における揺れの大きさは、地区に応じて違いがあることが分かった。

ここでは、地震被害とアンケート震度の関係、さらにアンケート震度の差異に及ぼす地盤の振動性状の影響を把握することを目的とし、まず、アンケート震度から得られた各地区の震度と須賀川市における地区ごとの建物被害の関係を把握する。次に、アンケート震度の大きさと郡山市、須賀川市における地形や地盤などの改変(地歴)との関係、さらに地盤の振動性状との関係について把握する。ここで、地盤の振動性状は、常時微動を測定し、そのスペクトル解析より得られた水平/鉛直スペクトル比より得られる卓越周期、およびその周期における振幅をその指標とした。

2. アンケート震度と被災データとの関係

2.1 アンケート震度

震度の推定には、太田他(1979¹⁾、1998²⁾)により提案されているアンケート震度調査票を用いた手法を用いた。調査は、郡山市と須賀川市の公立小学校を対象として実施した。両市内の全公立小学校として郡山市立小学校が61校、須賀川市立小学校が16校を対象とし、1校当たり100名程度を目安に調査票を配布した。

1) 郡山市の調査結果

市街地中心部で震度の大きく建物被害が顕著であった細沼町、麓山、虎丸町、長者の4地区と、中心部を基点に東西南北に位置する各2地区の震度分布を図-1に示す。震度計設置点での計測震度6弱とアンケート震度は同じであった。建物被害が多く生じていた市街地中心部のアンケート震度は6強と、計測震度より大きな値が得られた。市



図-1 郡山市市街地におけるアンケート震度分布

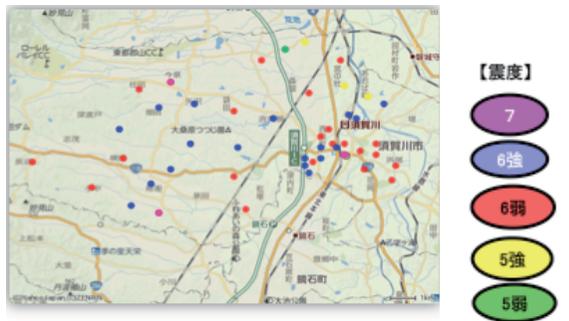


図-2 須賀川市におけるアンケート震度分布

街地の東側に位置する緑ヶ丘東、緑ヶ丘西では震度5弱と市街地中心部より小さく、市街地の西側地域で震度6弱と地域毎に揺れ易さは異なっている。

2) 須賀川市の調査結果

震度計が設置されている八幡町地区及び長沼地区、岩瀬地区、最小震度が得られた地区（季の郷とそれに隣接する向陽町）の震度分布を図-2に示す。建物の被害が顕著な市街地中心部で、最大震度7のアンケート震度が得られた。市内の各地域でアンケート震度に差が生じたが、同じ市街地中心部であっても、震度が1近く異なる値となった。須賀川市も震度計設置点での観測震度とアンケート震度は同じであった。

2. 2 被災地域とアンケート震度の関係

須賀川市における地区ごとの建物の被災データには、罹災証明の発行データに基づく地区別罹災件数を用いた。このデータは、被災の程度や建物の建築年度等の情報がないことから、様々な年代の集合住宅を含む住宅の平均的な被災の状況と見なすことにする。まず、各地区の罹災の程度とアンケート震度の関係を把握するため、地区ごとの罹災データをその地区の面積で除すことにより基準化した基準化罹災件数とアンケート震度の関係を図-3に示す。アンケート震度が異なっても、被害に大きな違いがないことが分かる。

次に、地震動の強さとしてのアンケート震度と建物の被害との関係として、地区の罹災件数を須賀川市全体の推定住宅数で除した罹災率との関係を図-4に示す。ここで、須賀川市の推定住宅数とは須賀川市の全世帯数を3.9(福島県における住宅以外の建物に居住する平均世帯数)で除したものである。アンケート震度が5.5を越えたあたり(6弱)から罹災率が徐々に高くなっていることが分かる。

3. 地歴とアンケート震度との関係

現地形の改変状況を把握するため、郡山市や須賀川市の図書館や歴史資料館にて、古地図の調査を実施した。図-5は明治6年の郡山を示す古地図である。現在と比べると池、沼が多い。江戸時代以降、人口増加による生活用水の不足により、人工の池や沼が多く造られた。しかし、水道の整

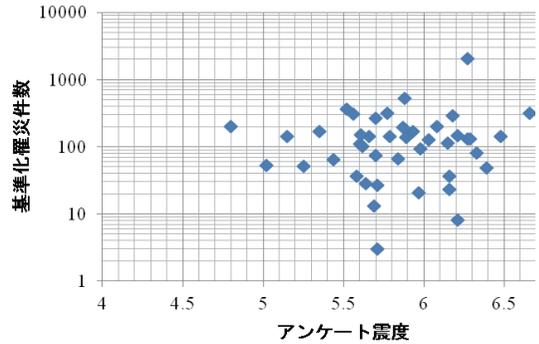


図-3 基準化罹災件数とアンケート震度の関係

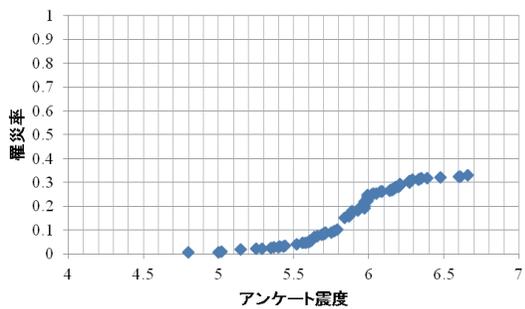


図-4 罹災率とアンケート震度の関係



図-5 明治6年の郡山市を示す古地図



図-6 須賀川城の城下町を示す古地図

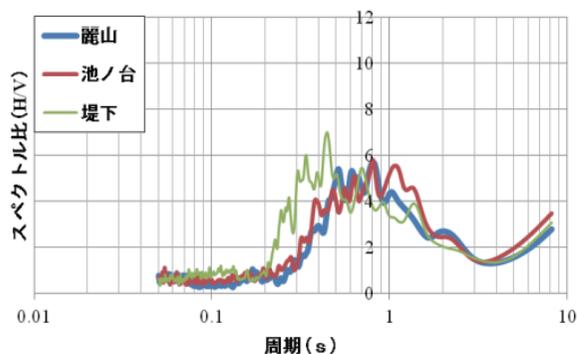


図-7 郡山市内のH/V スペクトルの比較

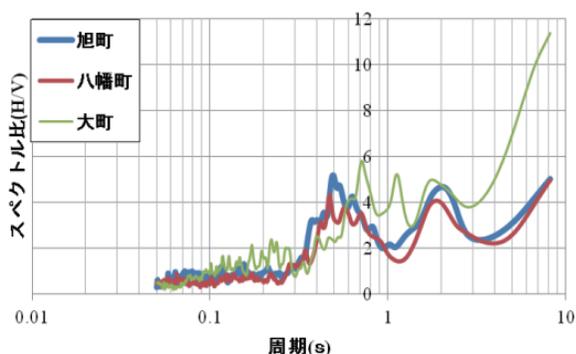


図-8 須賀川市のH/V スペクトルの比較

備により、次第に利用されなくなり、その多くが埋め立てられた。アンケート震度が高く、建物の被害が顕著であった駅周辺の細沼や池ノ台は、ため池を埋め立てられた地域である事が分かった。

また、須賀川市では、市役所をはじめとする建物や住宅被害が顕著な中心市街地にて、室町時代に築城(1448)された須賀川城の堀を埋め立てたことが分かった。図-6 は須賀川城の古地図である。城の周りには多くの堀が確認でき、アンケート震度7を観測した八幡町などの周辺に位置していたことが分かった。

郡山市、須賀川市で地震被害の大きかった中心市街地の地歴として、郡山市は比較的新しい時代に埋め立てた地域、須賀川市では500年以上前の比較的古い時代の埋め立てを行った地域であることが明らかになった。

4. 常時微動による地盤の振動性状との関係

郡山市、須賀川市におけるアンケート震度の推定対象とした行政区毎に、常時微動の測定を実施した。測定にはサーボ型速度計を用い、速度成分を対象とし、水平2成分(NS, EW)及び上下動成分の3成分について、サンプリング周波数100Hz、観測時間3分間の測定を実施した。両市の中心市街地における測定地点は、前述の地歴を踏まえて選定した。

得られた速度記録のスペクトル解析により得られた水平成分と鉛直成分のスペクトル比(H/V スペクトル)を求め、建物被害の多い中心市街地におけるH/V スペクトルを図-7, 8に示す。ここで、スペクトル比の卓越する周期を卓越周期とする。中心市街地における地盤の卓越周期として、埋め立てなどの地歴に応じた特徴は認められないが、0.5秒以上に卓越が認められ、スペクトル比も7から8程度と大きい。

郡山市にて、比較的スペクトル比が大きく、周期の長い卓越が認められるのは、市街地が地表から150～200m以深に存在する花崗岩上の洪積層に区分されている郡山層(泥岩・砂岩・礫岩)や西ノ内段丘礫層(礫)、大槻層(礫および砂)の上に存在し、その層全体の振動の影響が現れているものと推測される。表層地形の改変の影響は短周期側に現れると考えられるため、今後、短周期に着目した分析を行う予定である。

5. まとめ

ここでは、須賀川市におけるアンケート震度と被災データの関係より、震度6弱より建物被害が生じていたこと、郡山市、須賀川市とも地形などの埋め立てにより改変した地区にて建物被害が顕著であったことが明らかとなった。

参考文献

- 1) 太田裕, 後藤典俊, 大橋ひとみ (1979): アンケートによる地震時の震度の推定, 北海道大学工学部研究報告, No.92, pp.117-128
- 2) 太田裕, 小山真紀, 中川康一 (1998): アンケート震度算定法の改訂—高震度領域—, 自然災害科学, Vol.16, No.4, pp.307-323

ポンプ場の耐震性能照査のための地震時相対変位の評価について

弘前大学大学院理工学研究科 ○有賀義明
 北海道大学大学院 石川 嵩
 弘前大学大学院 樽井紀和

1. まえがき

水道施設は、生活に必須なライフラインのひとつであり、大都市部、内陸部を問わず地震時の機能保持が強く求められる施設である。1995年兵庫県南部地震以降、わが国では被害地震が頻発しており^{1)~4)}、2011年東北地方太平洋沖地震でも、本震および余震の際に東北地方から関東地方に及ぶ広範囲な地域で水道施設の地震被害が発生した^{5), 6)}。様々な地盤・構造物系の複合体として構成される、水道システムの地震時安全性を向上させるためには、個々の構造物だけに着目した個別的な耐震性能照査ではなく、管路で連結された構造物群等の相互影響を考慮した統合的な耐震性能照査が必要であると考えられる^{7)~9)}。

従来、構造物・施設の耐震設計は、個々の構造物ごとに実施され、隣接する複数の構造物や連結された構造物群の地震時挙動や相互影響を考慮した耐震設計は行われていないのが実情である。そのため、精度・信頼性の高い耐震性能照査を実行するためには強震動に対する地盤・構造物系の相互影響を考慮した定量的な解析評価が必要であると考えられる。そこで、強震動に対する複数の構造物・施設群の相互影響を考慮した耐震性能照査法の確立を目的として、管路で連結されたポンプ場を事例研究対象として、三次元動的解析により構造物間の地震時相対変位の評価について基礎的な検討を行った。

2. 三次元動的解析

2.1 解析対象

既設ポンプ場に隣接して新設ポンプ場が建設され、両者が、ある程度の変位に追随可能な、管路で連結される場合を解析対象として設定した。既設ポンプ場は地下1階の地下構造物、新設ポンプ場は地下1階・地上1階の半地下構造物とし、それぞれの寸法は表-1に示すように設定した。また、新・旧構造物の離間距離は3mとし、管路の長さは5m、直径は0.8mと仮定した。

表-1 新設および既設構造物の寸法

構造物	幅		高さ		奥行	
	地上	地下	地上	地下	地上	地下
新設	19m	19m	5m	5m	13m	26m
既設	16m		5m		26m	

2.2 解析モデル

三次元動的解析に用いた有限要素モデルを図-1に示す。そして、表層地盤を取り除いて

表示したものを図-2 に示す。既設ポンプ場は、土被り 0.5m の位置に設置されている。連結している 2 本の管路は解析モデルを正面からみて、手前側を管路 A、向こう側を管路 B とした。ポンプ場の構造は、新・旧ポンプ場の地震時の相互影響をより単純化して検討することに主眼をおき、基礎と壁とスラブによって構成した。地盤については、幅 76m、奥行 78m、深さ 10m の範囲をモデル化した。解析モデルの節点数は 20,503、要素数は 21,466 である。境界条件は、側方境界は粘性境界、下方境界は剛基盤とした。

2.3 動的物性値

ポンプ場、管路および地盤の動的物性値は、表-2 と表-3 のように設定した。新設ポンプ場と既存ポンプ場は鉄筋コンクリート造とし、管路はダクタイル鋳鉄管として設定した。ダクタイル鋳鉄管は可撓性があり、強震時には所定量の伸縮が可能である。こうしたダクタイル鋳鉄管の伸縮性を考慮する方法としては、ジョイント要素を用いて非連続的な挙動を評価する方法が考えられるが、ここでは、連続体解析によりダクタイル鋳鉄管の伸縮を疑似的に模擬することとし、管路は地盤と同様の地震時挙動を示すと仮定してダクタイル鋳鉄管の動的せん断剛性は管路が埋設されている Soil-1 と同等の値を仮定した。管路

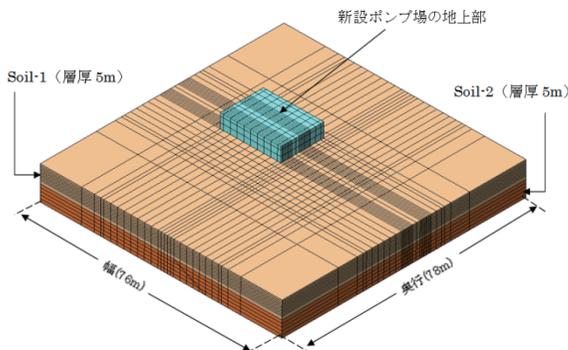


図-1 三次元解析モデル（全体）

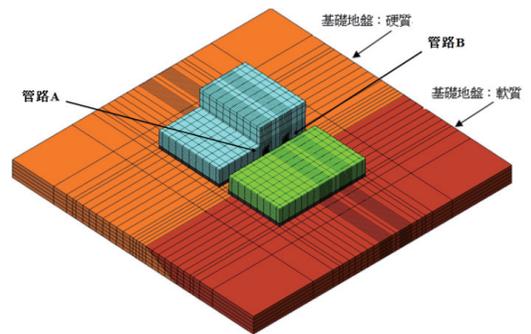


図-2 解析対象とした構造物と管路
(表層地盤を除いて表示)

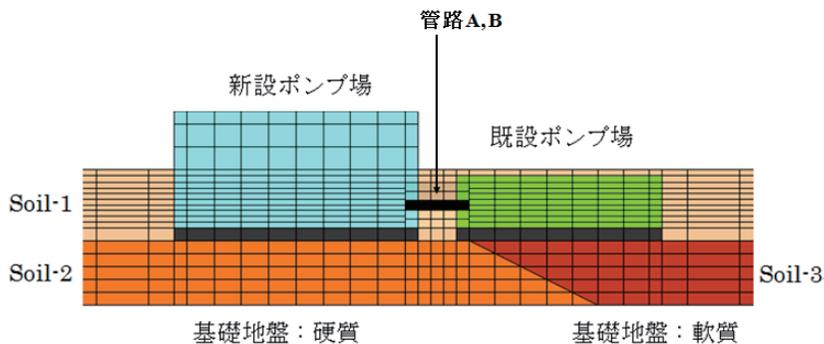


図-3 解析モデルの断面(管路 A の縦断面)

の減衰定数については、強震時のひずみ依存性を念頭に置いて、一般的に想定される値よりもやや大きい4%を仮定した。なお、地盤の動的せん断剛性に関しては、強震時のひずみ依存性を考慮して、初期剛性の1/5程度の値を用いた。同様に、減衰定数についても、一般的に想定される値よりも大きい8%を仮定した

表-2 構造物と管路の動的物性値

項目	新設ポンプ場	既設ポンプ場	管路 A	管路 B
せん断剛性 (N/mm ²)	9400	9400	12	12
密度 (g/cm ³)	2.35	2.35	7	7
ポアソン比	0.2	0.2	0.28	0.28
減衰定数	0.04	0.04	0.04	0.04

表-3 地盤の動的物性値

地盤構成	層厚 (m)	S波速度 (m/s)	密度 (g/cm ³)	ポアソン比	せん断剛性 (N/mm ²)	減衰定数
Soil-1	5	180	1.98	0.4	12	0.08
Soil-2	5	330	1.96	0.4	40	0.08
Soil-3	5	180	1.98	0.4	12	0.08

2.4 入力地震動

入力地震動には、図-4に示したような、レベル2地震動として策定された模擬地震動¹⁰⁾を使用した。入力地震動の最大加速度は633.64galであり、新・旧ポンプ場の横断方向（管路の軸方向）に入力した。

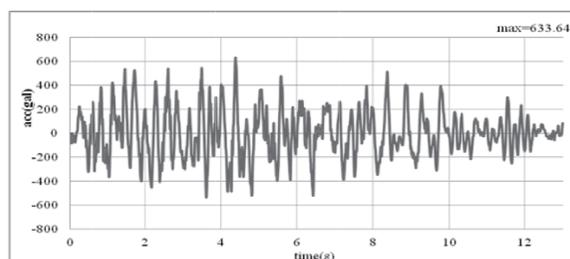


図-4 解析に用いた入力地震動

2.5 解析結果

1) 加速度応答

三次元動的解析で得られた最大加速度応答の分布状況を図-5（管路Aの縦断面）と図-6（連結部拡大）に示す。新設ポンプ側の管路A上端および管路B上端の最大加速度は、それぞれ1196.1galと1203.1gal、既設ポンプ場側ではそれぞれ1394.6galと1394.8galとなった。

2) 変位応答

新設ポンプ場と既存ポンプ場の連結部が最も遠ざかった時の変位図を図-7（管路 A の縦断面）と図-8（連結部拡大）に示す。

3) 連結部の相対変位

図-9 に示した代表出力位置の相対変位量を表-4 に示す。正の値は、新・旧ポンプ場が互いに遠ざかったとき値であり、負の値は、互いに近づいたときの値である。不均質地盤モデルを用いた解析での管路両端の相対変位量は、管路 A では最大約 10.8mm、管路 B でも最大約 10.8mm となった。

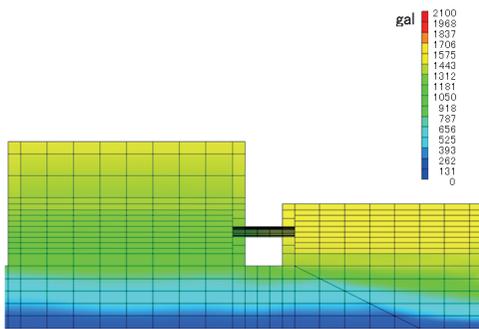


図-5 最大加速度の分布（管路 A の縦断面）

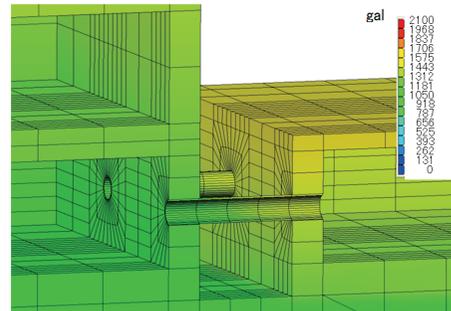


図-6 最大加速度の分布（連結部拡大）

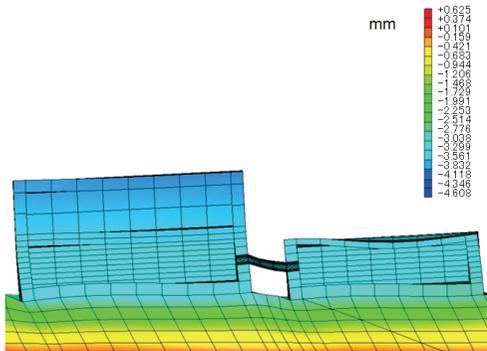


図-7 新・旧ポンプ場が最も離れた時の変位図（変位倍率 80 倍）

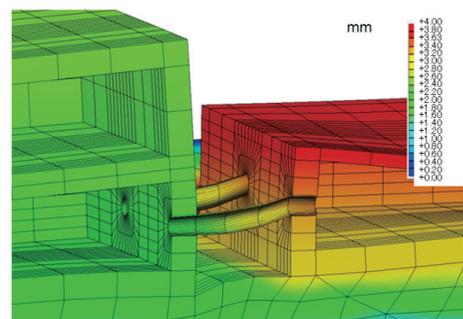


図-8 新・旧ポンプ場が最も離れた時の変位図（連結部拡大、変位倍率 80 倍）

2.6 考察

管路で連結された新・旧ポンプ場を検討対象として、管路両端の相対変位量に着目して三次元動的解析により基礎的な検討を行った。その結果、動的剛性が比較的高い構造物の下に動的剛性が低い基礎地盤がある場合、構造物の加速度応答は小さくなる反面、構造物の変位挙動は大きくなり、管路両端の相対変位量が增大することが確認できた。

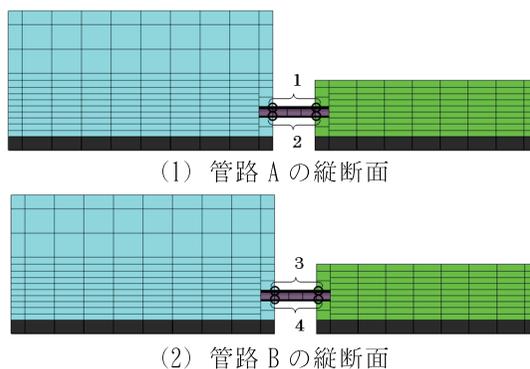


図-9 相対変位の代表出力位置

表-4 管路両端の相対変位量

位置		最大相対変位 (mm)	最小相対変位 (mm)
1	管路 A 上端	10.8	-10.2
2	管路 A 下端	10.8	-9.97
3	管路 B 上端	10.8	-10.2
4	管路 B 下端	10.7	-10.0

(備考) 正：離反時、負：接近時

大河川の最下流域にある沖積平野では軟弱地盤が広く厚く分布しているため、こうした地域にある水道施設に関しては、地盤・構造物連成系の長周期化の影響によって加速度応答は小さくなる反面、強震時には構造物が互いに逆位相で挙動するようになり構造物間の相対変位は増大し、こうした相対変位によって管路や構造物が損傷・破壊を受ける可能性があるものと考察される。

S波速度が低い軟弱地盤では、こうした傾向がより顕著になるものと考えられることから、地震動の長周期化・長時間化、構造物の変位挙動の長周期化、相対変位量の増大、相対変位による構造物・施設の損傷・破壊等について定量的な解析評価を平素から実施しておくことが必要であると考察される。

3. あとがき

形状が異なる二つの構造物を解析対象として、三次元動的解析によりそれらの地震時挙動を解析した結果、両者が互いに逆位相で変位挙動することによって両者間の相対変位が大きくなることを確認することができた。こうした相対変位の増大によって、管路や構造物が損傷・破壊を受ける可能性があるものと考察される。地震時挙動が異なる構造物によって構成される、複合構造的な施設の耐震性能照査に際しては、強震時の隣接構造物や連結構造物の相互影響、基礎地盤の硬軟の影響等を的確に考慮することが重要であると考えられる。

水道施設の地震被害は、構造物の耐震構造的な問題だけではなく、基礎地盤や周辺の地形条件にも大きく依存するものと考えられる。そのため、精度・信頼性の高い耐震性能照査を行うためには、構造物と地盤の相互影響、隣接構造物や連結構造物の相互影響、精緻な変位評価・相対変位評価等が重要であると考えられる。今後の課題としては、管路の継手部のモデル化（ジョイント要素を活用した解析）、地震動の作用方向の影響（管路横断方向加振、縦断方向加振、三方向同時加振等）、動的物性値の非線形性の影響等について検討を深める予定である。

謝辞

研究の実施に際しては、札幌市水道局の猪子敬之介様から検討対象について貴重な情報提供をしていただきました。また、解析プログラム DIANA を用いたラン作業に際しては、JIP テクノサイエンス株式会社の竹原和夫様から有益な助言を多くいただきました。記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 新潟県中越地震水道現地調査団(厚生労働省健康局水道課)：新潟県中越地震水道被害調査報告書，2005.2
- 2) 平成 19 年(2007 年)能登半島地震水道施設被害等調査団(厚生労働省健康局水道課)：平成 19 年(2007 年)能登半島地震水道施設被害等調査報告書，2007.8
- 3) 平成 19 年(2007 年)新潟県中越沖地震水道施設被害等調査団(厚生労働省健康局水道課)：平成 19 年(2007 年)新潟県中越沖地震水道施設被害等調査報告書，2008.3
- 4) 厚生労働省健康局水道課，日本水道協会：平成 20 年(2008 年)岩手・宮城内陸地震水道施設被害等調査報告書，2009.6
- 5) 厚生労働省健康局水道課，日本水道協会：平成 23 年(2011 年)東日本大震災水道施設被害等現地調査団報告書，2011.9
- 6) 鋤田泰子，片桐信：土木学会東日本大震災被害調査団(地震工学委員会)緊急地震被害報告会，2011.4
- 7) 厚生労働省：水道の耐震化計画等策定指針，2008.3
- 8) 厚生労働省健康局水道課，水道施設の技術的基準を定める省令の一部改正と水道施設耐震化の推進について，水道協会雑誌，第 77 巻第 10 号(第 889 号)，p.43-46, 2008.10
- 9) 日本水道協会：水道施設耐震化の課題と方策，2008.12
- 10) 札幌市地震防災検討委員会：地震防災対策に関する提言，2005

2011年東北地方太平洋沖地震の観測データに基づく、 地盤特性の違いと建築構造物の非線形応答*

東北大学工学部建築・社会環境工学科 ○田附 遼太
東北大学災害科学国際研究所 源栄 正人
東北大学大学院工学研究科 吉田 英史

1. はじめに

2011年3月11日に三陸沖を震源とするM9.0の東北地方太平洋沖地震が発生し、多大なる被害をもたらした。震源地から近い仙台市内でも多くの建物が地震動による被害を受けたが、東北大学人間・環境系研究棟のように大きな被害を受けた建物もあれば、仙台駅前のように被害の小さい建物もあり、場所によって被害の大きさが異なっていた。このことから、地盤の違いを考慮した耐震設計や耐震診断補強が必要であると考えられる。

ここでは、仙台市内の地盤の異なる4地点の地震観測記録をベースに、地震動の差異がそれぞれの地点に建てる階数の異なる建物の非線形応答に及ぼす影響を定量的に検討した。

2. 対象地点・表層地盤

対象地震動は2011年東北地方太平洋沖地震の本震とする。

対象地点は東北大学のDCRC観測網で2011年東北地方太平洋沖地震の貴重な観測データが得られている¹⁾仙台市内の地盤の異なる以下の4地点とする。

- ・仙台駅前(住友生命ビル)：洪積台地
- ・長町(長町南コミュニティーセンター)：沖積平野
- ・鉾町(東配水管理事務所)：沖積平野
- ・青葉山(東北大学人間・環境系研究棟)：青葉山丘陵地

図1に仙台市域の表層地質分類図²⁾を示す。仙台駅前や市街地中心部が位置するところは洪積台地となっており、住友生命ビルの観測記録は工学地盤地震動として位置づけられる。洪積台地を取り巻くように青葉山などの丘陵地が存在し、北部には人工改変地が存在する。そして、長町・鉾町などの地域が位置するところは沖積平野である。

3. 解析モデル

Takedaモデル型の復元力特性とする。図2にTakedaモデル型のスケルトンカーブを示す。初期剛性Kに対して、降伏時剛性低下率を0.3とし、降伏時剛性 $K_y = 0.3K$ とする。ひび割れ耐力 F_c は降伏耐力 F_y の1/3と仮定する。粘性減衰は降伏時剛性比例型($h=0.03$)とする。

以上から、初期周期 T 、降伏時周期 T_y とすると、 $T_y = T/\sqrt{0.3} \cong 1.83T$ と与えられる。

* Difference of Ground motion Characteristics and Nonlinear Response of Building Structures Based on the Observed earthquake Data during the 2011 Tohoku Earthquake by Ryota Tazuke, Masato Motosaka, Hidefumi Yoshida

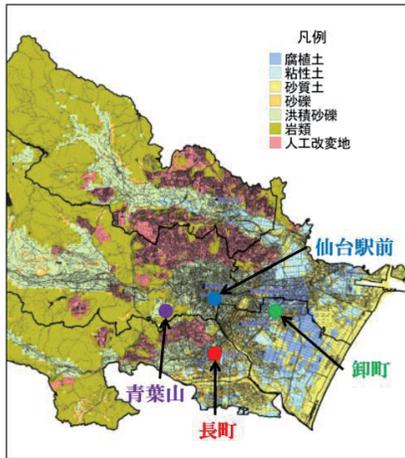


図1 表層地質分類図(250mメッシュ)²⁾

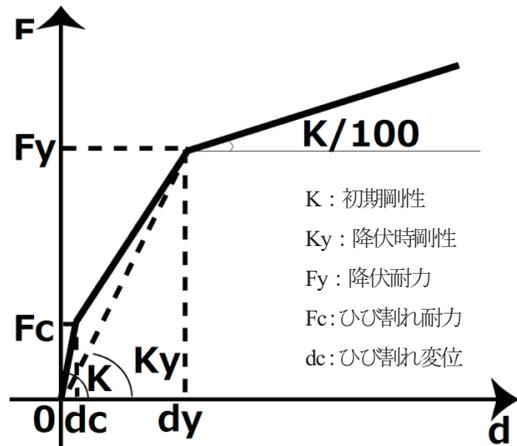


図2 Takeda モデル型スケルトンカーブ

4. 建物モデル

等価1自由度質点系による検討を行う。対象4地点に6階建・9階建・15階建・20階建の階高3.4mのRC構造物を建てると仮定する。RC造設計用1次固有周期(初期周期) $T=0.02 \times$ 建物高さ(m)で求められるので、それぞれの1次固有周期は0.41s・0.61s・1.02s・1.36sとなる。

5. 解析結果

5.1. 擬似速度応答スペクトル

図3に対象4地点のNS成分の擬似速度応答スペクトルを示す。1秒付近での周期帯で洪積台地である仙台駅前に比べ、青葉山では2倍以上、沖積平野である長町では4倍以上、同じく沖積平野である卸町では1.8倍程度増幅している。1秒付近でピークとなる長町と青葉山では、長町が青葉山に比べて2倍弱増幅している。

5.2. 必要耐力

塑性率(μ)と被災度の関係を大田³⁾と同じく以下のように想定する。

$\mu \leq 1.00$: 軽微・無被害 $1.00 < \mu < 2.50$: 小破 $2.50 \leq \mu < 5.50$: 中破 $5.50 \leq \mu$: 大破

仮定した被災度をもとに $\mu = 1.00, 1.80, 4.00, 6.00$ と設定し、それぞれの地点で得られたベースシア係数を縦軸、初期周期を横軸とした必要耐力スペクトルを図4に示す。この図から以下のことが分かる。

- 1) 6階建の建物は比較的地盤の固い仙台駅前に比べて、塑性率によるが長町では1.4~2.9倍、青葉山では、1.3~1.9倍、卸町では2.2~3.0倍耐力を持たせる必要がある。
- 2) $\mu = 1.00$ 、つまり被害を小さくするための耐力は、仙台駅前に比べて、長町では6階・9階・15階・20階建の建物を建てる時2倍以上必要であり、卸町では6階建の建物を建てる時3倍も必要である。
- 3) 15階建・20階建の建物になると、ベースシア係数が最も大きいのは長町である。
- 4) 9階建の建物で $\mu = 1.80$ になる時のベースシア係数が長町・青葉山で仙台駅前より小さくなっている。
- 5) 塑性率が大きくなれば、ベースシア係数(必要耐力)は小さくなる。

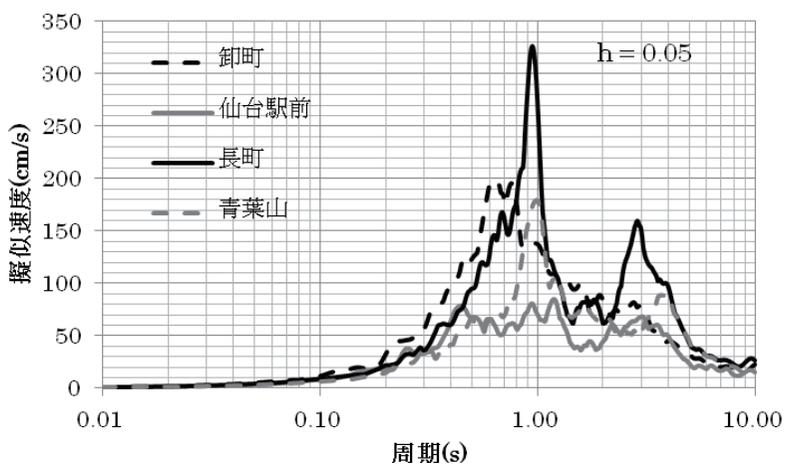


図3 擬似速度応答スペクトル

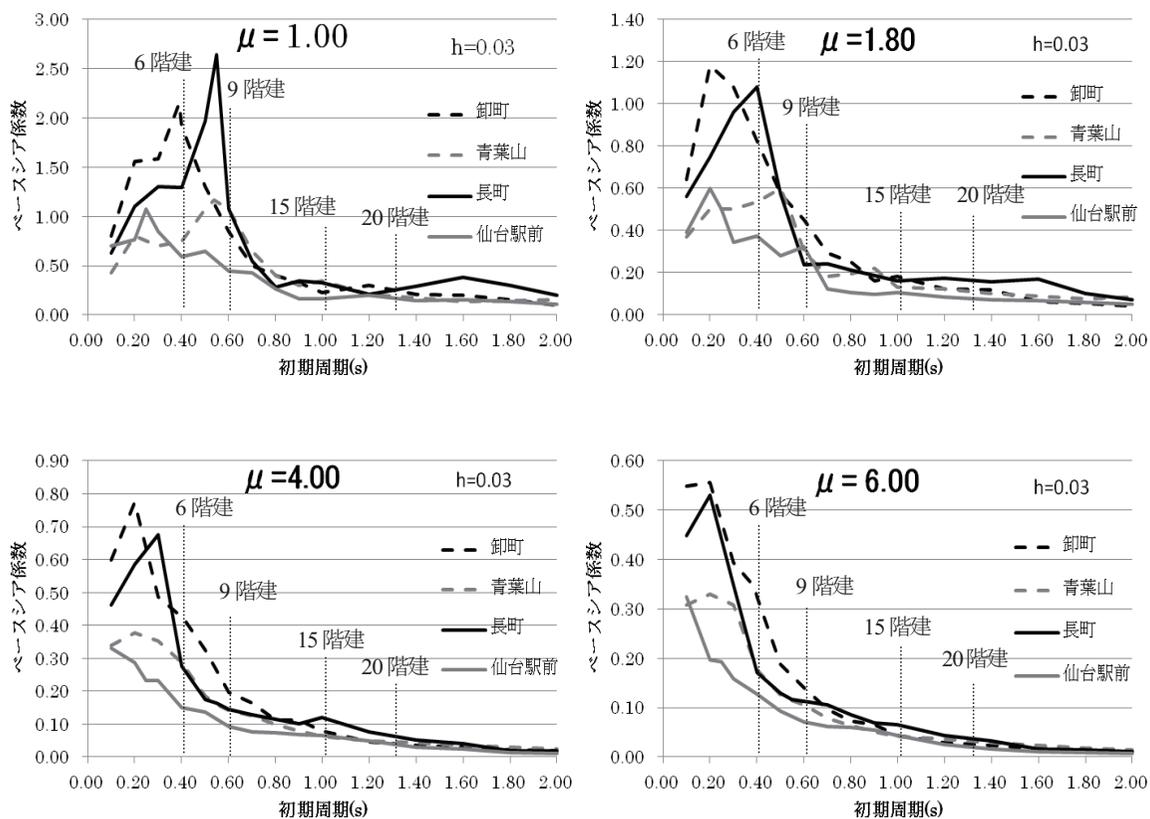


図4 仙台市域の地盤構造の異なる4地点の必要耐カスペクトル

5.3. 必要塑性率

建物に与える強度(ベースシア係数) $C_b=0.2, 0.6, 0.8, 1.0$ と設定し、その時塑性率を縦軸、初期周期を横軸とした必要塑性率スペクトルを図5に示す。この図から以下のことが分かる。

- 1) $C_b=0.2$ の時は仙台駅前と比較して、6階・9階・15階建の建物は卸町で、20階建の建物は長町で2倍以上変形している。卸町に6階建の建物を建てた時、想定の大破度では大破を示している。
- 2) $C_b=0.8$ の時の長町の15階建の建物と $C_b=1.0$ の時の長町の15階建・卸町の15階建の建物は仙台駅前よりも変形していない。
- 3) $C_b=0.8, 1.0$ の時、青葉山の6階建の建物では塑性率が1.0を下回っているが、9階建の建物になると1.0を上回っている。つまり、6階建の建物よりも9階建の建物の方が変形している。
- 4) ベースシア係数が小さいほど塑性率は大きくなっている。また、想定の大破度で大破～中破を示すものも多くなっている。

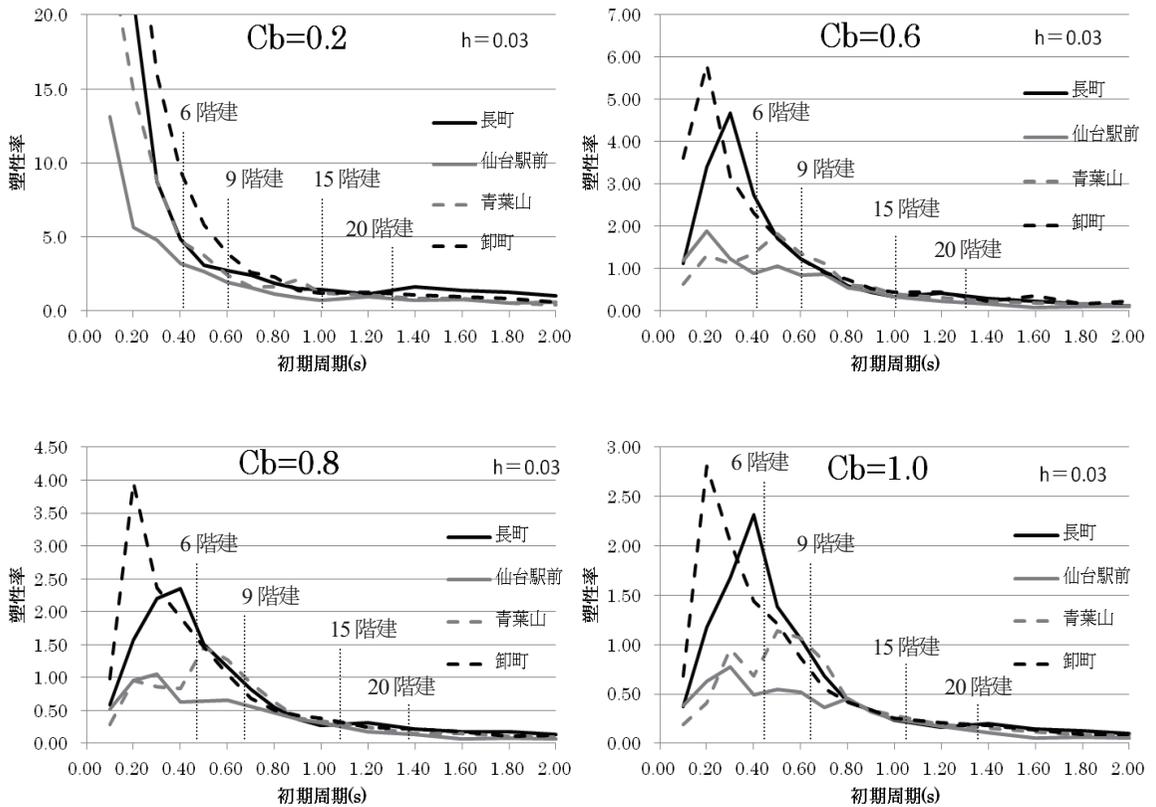


図5 仙台市域の地盤の異なる4地点の必要塑性率スペクトル

6. 考察

解析結果から、 $C_b=0.2$ で 6 階建 ($T=0.41$) の建物は鉦町で $\mu = 8.79$ と 4 地点で変形が一番大きく、仙台駅前で $\mu = 3.23$ と 4 地点で変形が一番小さいということになった。また、青葉山で $\mu = 4.50$ 、長町で $\mu = 4.73$ となった。鉦町での変形を他の 3 地点での変形に抑えるために、鉦町に 6 階建の建物を建てる時どの程度のベースシア係数(必要耐力)にすればよいか検討する。

図 6 に鉦町の必要耐力スペクトルを示す。図中の●印は、初期周期 0.41 (s)、 $\mu = 3.20$ のところを示す。この点を見ると、 $C_b=0.48$ である。つまり、鉦町での変形を仙台駅前での変形に抑えるためには、6 階建の建物にベースシア係数(必要耐力)を 0.48 にする必要があり、仙台駅前に比べ 2.4 倍程度耐力を持たせなければならない。

また、図中の▲印は、初期周期 0.41 (s)、 $\mu = 4.60$ のところを示す。青葉山・長町の塑性率があまり変わらなかったで、間をとって $\mu = 4.60$ をみる。この点を見ると $C_b=0.4$ である。つまり、鉦町での変形を青葉山・長町での変形に抑えるためには、6 階建の建物にベースシア係数(必要耐力)0.4 にする必要があり、青葉山・長町に比べ 2 倍程度耐力を持たせなければならない。

$C_b=0.2$ で 9 階建 ($T=0.61$) の建物でも同様の検討をしてみる。この時、鉦町で $\mu = 4.06$ 、仙台駅前で $\mu = 1.94$ 、青葉山で $\mu = 2.29$ 、長町で $\mu = 2.84$ である。図中の■印は、初期周期 0.61 (s)、 $\mu = 1.90$ のところを示す。この点を見ると $C_b=0.43$ である。図中の◆印は、初期周期 0.61 (s)、 $\mu = 2.30$ のところを示す。この点を見ると、 $C_b=0.33$ である。図中の×印は、初期周期 0.61 (s)、 $\mu = 2.80$ のところを示す。この点を見ると、 $C_b=0.26$ である。

以上から、鉦町での変形を仙台駅前での変形に抑えるためにベースシア係数を 0.43、青葉山での変形に抑えるためにはベースシア係数を 0.33、長町での変形に抑えるためにはベースシア係数を 0.26 にする必要があり。つまり、鉦町での変形を他の 3 地点での変形に抑えるためには、仙台駅前に比べ 2.1 倍程度、青葉山に比べ 1.6 倍程度、長町に比べ 1.3 倍程度耐力を持たせなければならない。

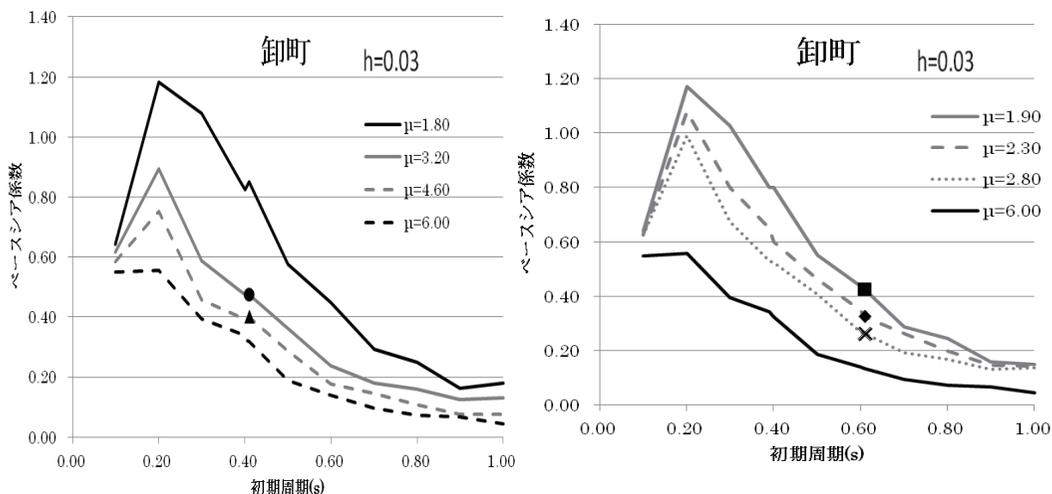


図6 鉦町の必要耐力スペクトル

7. 実被害との比較

2011年東北地方太平洋沖地震の地震動による被害として、仙台市若林区鉾町2丁目のRC造2階建の建物と仙台市若林区鉾町3丁目のRC造3階建の建物を取り上げる。写真1に2つの建物の被害状況を示す。

左の写真が鉾町2丁目のRC造2階建の建物の被害状況である。この建物は1階壁が弱軸方向に層崩壊し、2階隅柱はせん断破壊している。右の写真は鉾町3丁目のRC造3階建の建物の被害状況である。この建物はねじれてせん断破壊している。

以上の被害からこの2つの建物は大破であるので、図4の $\mu = 6.00$ の必要耐力スペクトルをみる。RC造2階建・3階建の建物より、初期周期0.10(s)~0.20(s)に注目すると、鉾町でのベースシア係数が他の3地点よりも大きい。つまり、持たせなければならぬ耐力が大きく、他の3地点比べそれだけ地震力を受けている。

また、ベースシア係数が約0.55より、図5の $C_b = 0.6$ の必要塑性率スペクトルをみる。初期周期0.10(s)~0.20(s)に注目すると、他の3地点に比べて鉾町では塑性率が大きく、想定した被災度は中破~大破を示していることから、この2つの建物の場合、概ね実被害と想定が合っている。

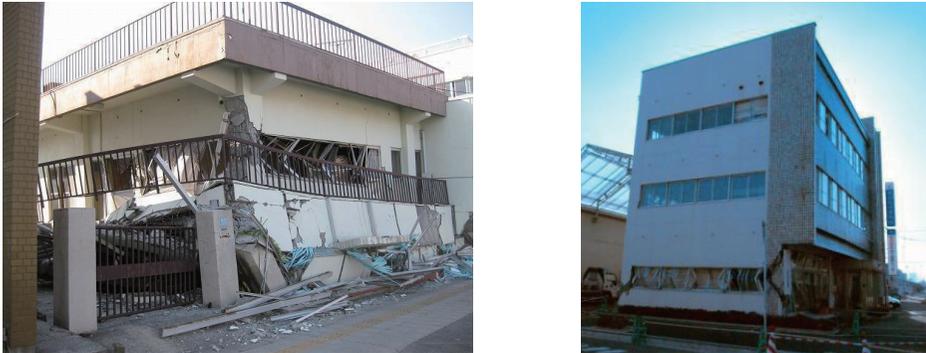


写真1 鉾町2丁目のRC造2階建の建物(左)と3丁目(右)のRC造3階建の建物の被害状況

8. まとめ

今回、仙台市域の地盤条件の異なる4地点で2011年東北地方太平洋沖地震の際に観測された地震記録を用い、階数の異なる建物の非線形応答に及ぼす影響を検討した。その結果、必要塑性率スペクトルは、与える強度(ベースシア係数)によって変形の大きさは異なるが、特に短周期で比較的地盤の固い仙台駅前に比べて、軟弱地盤である沖積平野である長町・鉾町では変形が大きくなっている。また、必要耐力スペクトルはやはり短周期で仙台駅前に比べて、長町・鉾町は耐力を持たせなければならぬ。これらの結果は、仙台市域のサイズミック・マイクロゾーニングのための貴重な基礎資料となると思われる。

[参考文献]

- 1) 大野・源栄：2011年東北地方太平洋沖地震とその余震における仙山市内の強震動特性、日本地球惑星科学連合, MIS036-P72, 2011. 5
- 2) 平成14年度仙台市地震被害想定調査報告書, 2002年, 仙台市
- 3) 大田俊一郎：周期性を考慮した地震動の破壊指標に基づく建物被害推定に関する研究、東北大学卒業論文, 2001
- 4) 岩崎智哉、源栄正人：入力特性を考慮した仙台地域への地震増幅特性、日本建築学会東北支部研究報告集, pp. 189-192, 2000. 6
- 5) 柴田明德 著：最新 耐震構造解析 第2版 森北出版(2003) pp. 113-144
- 6) 源栄正人：東日本大震災における地震動と建物被害の実態と教訓、東日本大震災に関する技術講演会論文集 pp. 21-40, 2012. 2
- 7) 堀則男：地震時エネルギー応答性に基づく鉄筋コンクリート造建物の耐震設計手法に関する研究、東北大学博士論文, 1996
- 8) 源栄正人：2011年東北地方太平洋沖地震 —地震被害調査速報—, 2011

仙台市低層建築物における東北地方太平洋沖地震前後の固有振動数の変化

東北大学工学研究科 ○三屋栄太
 東北大学災害科学国際研究所 大野晋
 東北大学災害科学国際研究所 源栄正人

1. はじめに

2011年に発生した東北地方太平洋沖地震により仙台市は大きな被害を受けた。仙台市やその周辺の建築構造物においても強震動による被害や振動特性の変化が報告されている¹⁾²⁾。強震動を受けた構造物の振動特性の変化を把握することは、その建物の耐震安全性の検討に有用である。著者らは仙台市に設置した強震観測網(darc観測網)の一部建物の上層階にも強震計を設置しており³⁾、東北地方太平洋沖地震の本震は欠測したものの、その前後の観測記録が得られている⁴⁾。本研究ではその前後での固有振動数の変化に着目した検討結果を報告する。

2. 観測記録・観測点

観測は2004年4月から開始しており、2011年7月までの記録を用いて解析を行った。図-1に解析に用いた地震の震央位置図、図-2に上層階にも強震計を設置している観測点の位置図を示す(番号は文献3)参照)。また、図-3に沖野小学校で観測された2008年岩手宮城内陸地震の加速度波形を示す。

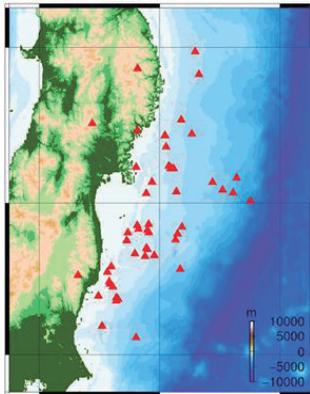


図-1 震央位置図

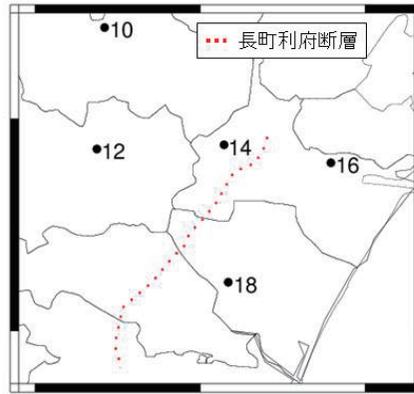


図-2 観測点位置図

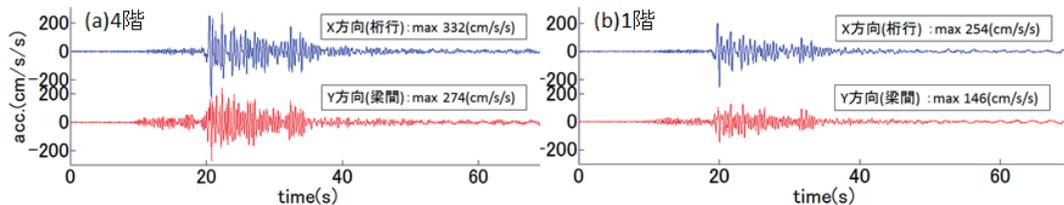


図-3 沖野小学校 1F,4F 加速度波形 岩手宮城内陸地震

Natural frequency change of low rise buildings in Sendai by the 2011 Tohoku earthquake

by Eita Mitsuya, Susumu Ohno and Masato Motosaka

3. 解析結果

(1) 中野中学校

校舎は1980年竣工のRC造3階の建物で、2008年度に耐震補強が行われ、また、外壁工事が行われている。図-4にNo.16,17の平面図、表-1にNo.16,17で観測された内の主要地震の諸元を示す。各地震において、1階と上層階のフーリエ振幅比をとり、1次固有振動数を求めた。図-5に主要地震とその前後の伝達関数を示す。記録のサンプリング周波数は100Hz、FFTを行う際には観測記録の全区間を用い、後続のゼロを付加してデータ数を65536にそろえて解析した。また、平滑化のためバンド幅0.4HzのParzenWindowを施している。図-6には1次固有振動数の経年変化を表したグラフを示す。1Fと上階の同時性が十分でなかったことから、ここでは相対変位のかわりとして、1次卓越周波数を中心に幅1Hzのバンドパスフィルターをかけた3Fの加速度波形の2階積分波形の最大変位を振幅レベルの指標に用いることとした。このようにして求めた最大変位と固有振動数の関係を図-7に示す。表記にあたっては主要地震を星印、05/08/16以前をterm1、05/08/16-08/06/14をterm2、08/06/14-11/03/11をterm3、11/03/11以降をterm4と分類して示した。図10には他の観測点3地点も含めた3/11前後での固有振動数の平均をとったものと、その低下率を表したものを示す。なお、後述する他3地点においても、同じ手法で解析を行った結果を掲載する。3/11以前では固有振動数は大きく変化せずに推移していることがわかる。一方、3/11後では大きく低下した後本震前までは戻っていないことが確認できる。同じ振幅レベルで固有振動数の低下率に着目すると、term1,term2とterm3では桁行方向、梁間方向の両方向ともほとんど変化は見られない。term3とterm4の前後では両方向において大幅に低下していることが確認できる。固有振動数の低下率として桁行方向で30%、梁間方向で28%程度となっている。

(2) 沖野小学校

校舎は1981年竣工のRC造4階の建物で、2000年度に耐震補強が行われ、ブレース補強等が実施されている⁹⁾。図-8に平面図を示す。固有振動数は3/11前後では大きく低下した後本震前までは戻っていないことが確認できる。振幅レベルを考慮し、その低下率についてみると、term1,term2とterm3の前後では桁行方向においてほとんど変化は見られないが、梁間方向においては若干の低下が見られる。2005年と2008年の主要地震においても梁間方向では同じ振幅レベルで後者の方が低くなっていることが確認できる。term3とterm4の前後では両方向において大幅に低下していることが確認できる。卓越周波数の低下率としては桁行方向で17%、梁間方向で25%程度となっている。

(3) 鶴谷小学校

校舎は1972年竣工のRC造3階建てである。図12に平面図を示す。桁行方向では振幅の増大に伴う振動数の低下が見られ、また3/11前後でも振動数が低下していることが確認でき、低下率はおよそ15%となっている。一方、梁間方向では固有振動数が9Hz付近とかなり高く位置している。また3/11前後での振動数の低下が見られず、振幅も桁行方向と比べ小さくなっていることが確認できる。

(4) 宮城県立図書館

建物は1998年竣工のSRC,S造4階建て、地下RC,SRC造1階となっている。図-16に平面図を示す。固有振動数は他地点と比較すると低く、桁行方向でおよそ3Hz、梁間方向で2Hzとなっており、3/11前後での振動数低下率はおよそ桁行方向で7%、梁間方向で9%程度と小さい。また、振幅の増大に伴う、振動数の低下がほとんど見られないことがわかる。

No.16,17 中野中学校1F,3F

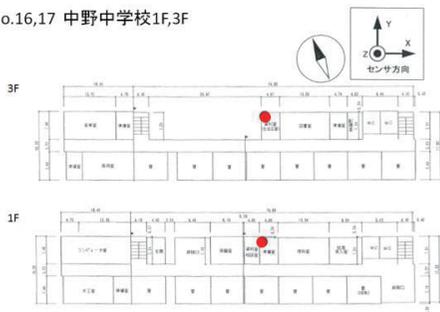


図4 中野中学校 1F,3F 平面図

表-1 中野中学校 1F,3F 地震記録諸元(抜粋)

発生日時・地震規模	最大加速度(cm/s/s)				1次固有振動数(Hz)	
	1F		3F		桁行	梁間
	桁行	梁間	桁行	梁間		
○05/01/01 05:13 M5.0	16	16	16	20	3.2	4.9
●05/10/19 20:44 M6.3	15	14	18	28	2.9	4.9
●07/12/25 23:04 M5.6	12	11	13	21	3.2	4.8
△09/04/21 18:57 M5.2	10	10	12	18	3.1	4.8
△11/03/09 11:45 M7.3	23	40	47	71	2.9	4.7
△11/03/10 06:23 M6.8	12	15	20	25	3.2	4.6
▲11/03/15 22:27 M6.2	30	30	37	67	2.1	3.3
▲11/04/22 01:11 M5.6	20	26	30	45	2.0	3.3

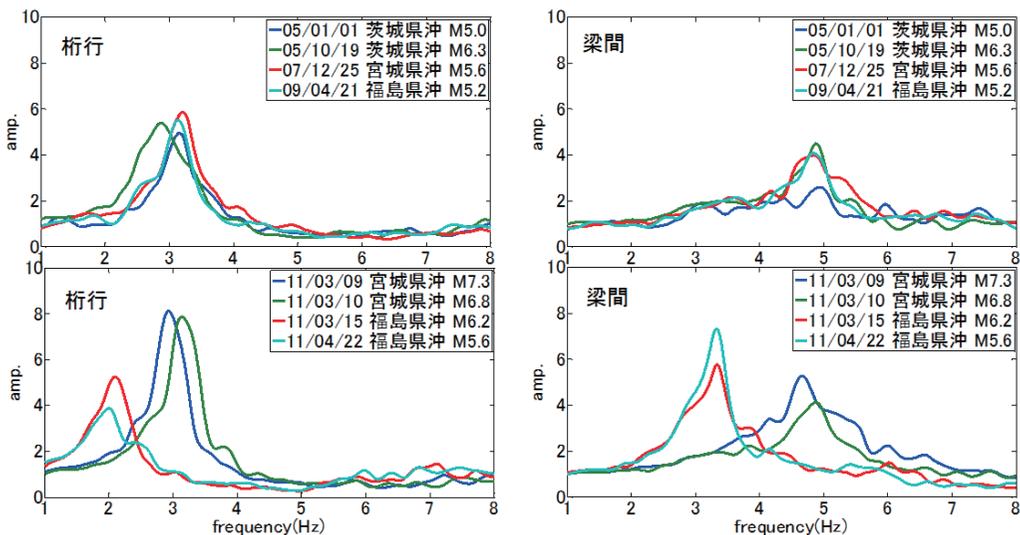


図5 中野中学校 1F-3F 伝達関数

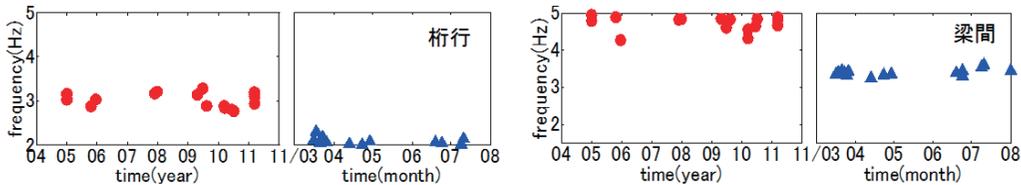


図6 中野中学校 1F-3F 固有振動数-経年変化

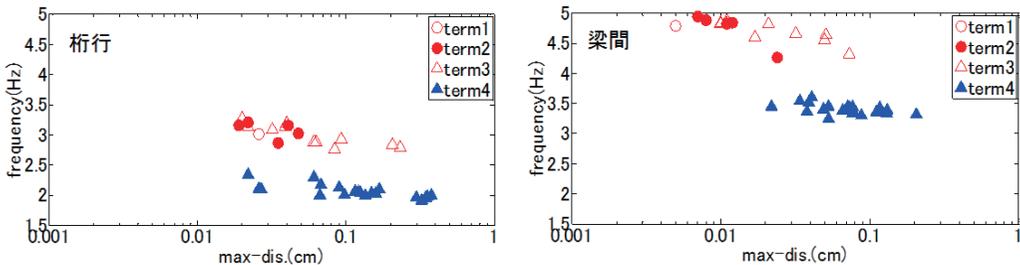


図7 中野中学校 1F-3F 固有振動数-最大変位

No. 18, 19 沖野小学校 1F, 4F



図-8 沖野小学校 1F,4F 平面図

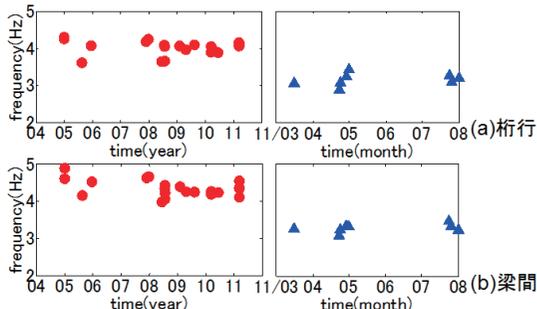


図-9 沖野小学校 1F-4F 固有振動数-経年変化

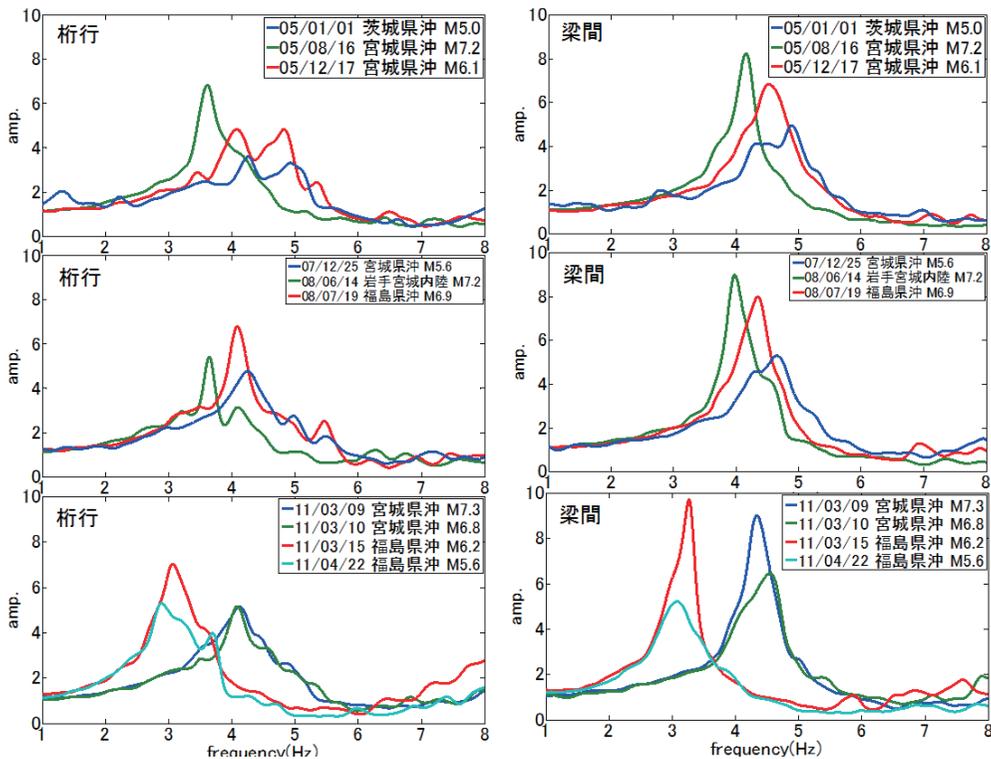


図-10 沖野小学校 1F-4F 伝達関数

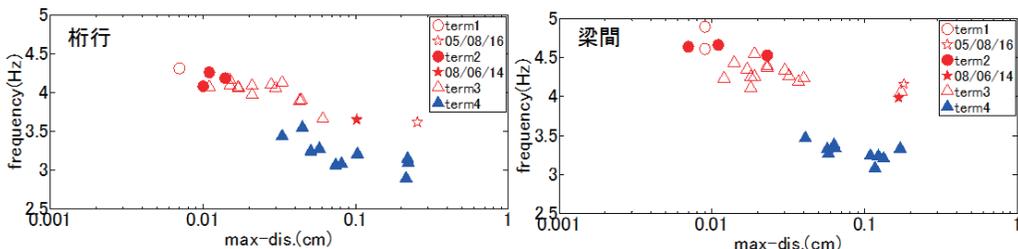


図-11 沖野小学校 1F-4F 固有振動数-最大変位

No.14,15 鶴谷小学校1F,3F



図-12 鶴谷小学校 1F,3F 平面図

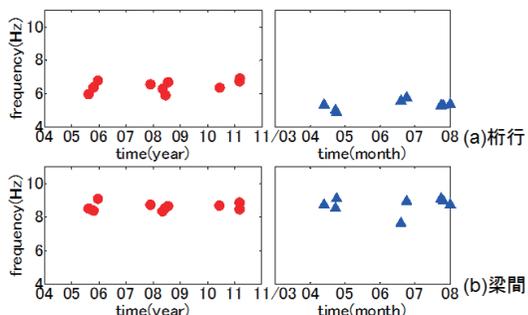


図-13 鶴谷小学校 1F-3F 固有振動数-経年変化

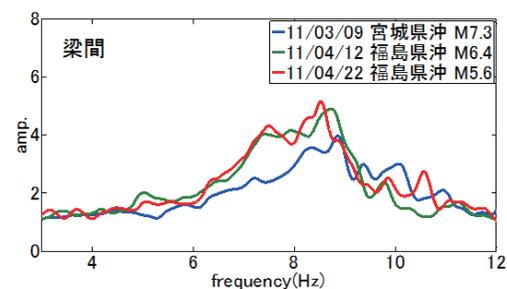
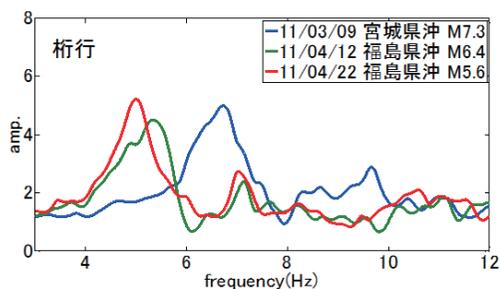


図-14 鶴谷小学校 1F-3F 伝達関数

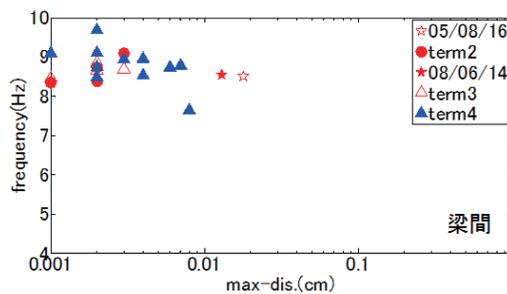
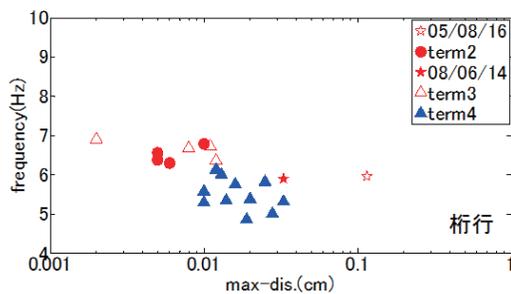


図-15 鶴谷小学校 1F-3F 固有振動数-最大変位

No.10,11 宮城県立図書館1F,3F

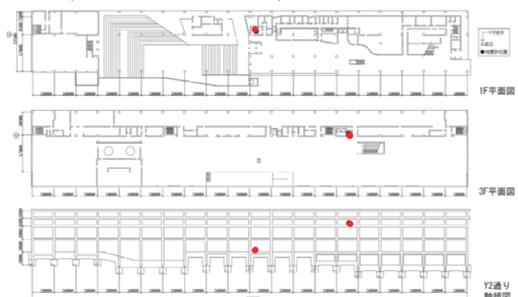


図-16 宮城県立図書館 1F,3F 平面図

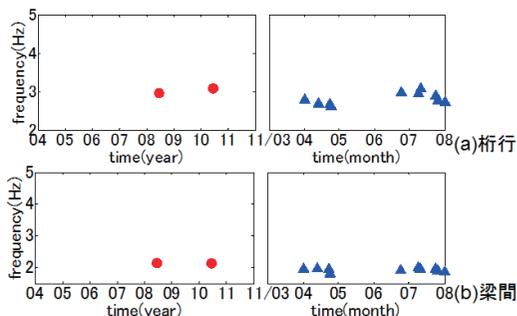


図-17 宮城県立図書館 1F-3F 固有振動数-経年変化

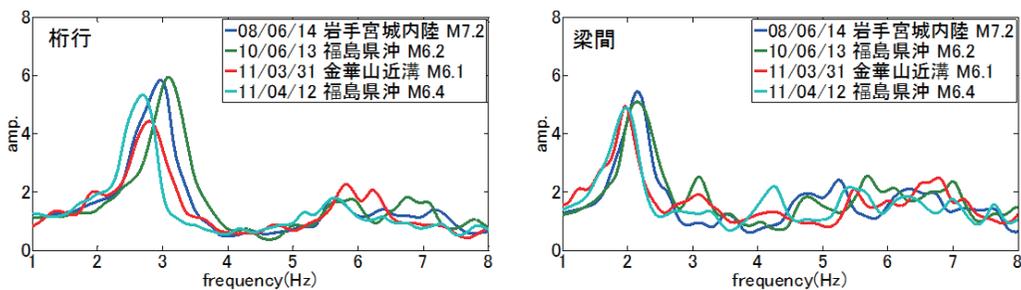


図-18 宮城県立図書館 1F-3F 伝達関数

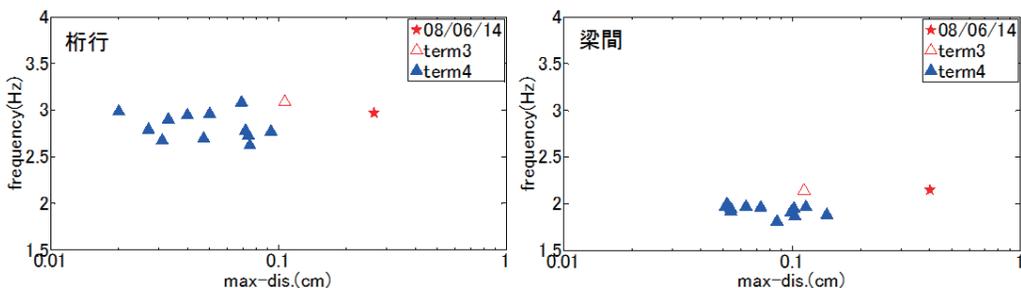


図-19 宮城県立図書館 1F-3F 固有振動数-最大変位

図 20 に 3/11 前後での固有振動数の平均をとったものと、その低下率を表したものを示す。共通点として鶴谷小学校の梁間方向を除き 3/11 前後で固有振動数の低下が見られる。中野中学校と沖野小学校では文献 1), 2) の対象建物と同程度の固有振動数の低下が見られ、その低下率は 20% から 30% 近くとなり大きい。相違点としては宮城県立図書館では固有振動数が低く、その低下率も数% と小さくなっていることがわかる。これは、他地点の学校建築と異なり大スパンの構造であること、建築基準法正後に竣工していることなどが原因として考えられる。また、鶴谷小学校の梁間方向では固有振動数の低下が見られなかった。この原因については、今後、建物のモデル化を行い、骨組解析を行うなどして検討を行う予定である。

4. まとめ

強震観測記録を用い、仙台市の公共建物数点で 3/11 前後での固有振動数の変化に着目して解析を行った。建物及び方向によって 3/11 前後で大きく固有振動数が低下している地点があることを確認した。また、一部では 2008 年岩手宮城内陸地震においても若干の低下が見られる地点も存在した。今後は耐震診断データによる建物モデルとの比較などの検討を行う予定である。

【参考文献】

- 1) 大橋 他:東北地域災害科学研究 第 48 巻,p.59-62 平成 24 年 : 2)源栄 他:日本建築学会大会学術講演梗概集,構造 II,p.45-46, 2012 :
- 3) 大野 他:日本建築学会大会学術講演梗概集,構造 II,p.1075-1076, 2004 : 4) 大野 他:日本建築学会大会学術講演梗概集,21095, 2011 :
- 5) 岩手・宮城内陸地震建物における地震記録日本建築学会東北支部災害調査連絡会,p.36-40

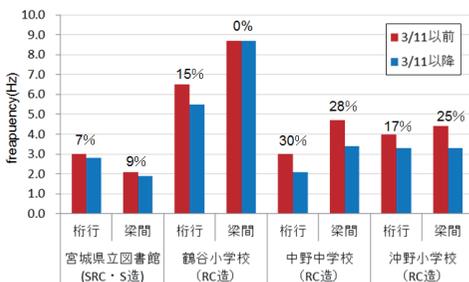


図-20 固有振動数低下率

東北地方太平洋沖地震を受けた学校建物被害調査に基づく 既往の耐震診断の妥当性と問題点に関する考察

仙台高専専攻科生 鈴木敦詞 東北工業大学大学院生 畑中友
 仙台高専 藤田智己 東北工業大学 船木尚己
 仙台高専 飯藤將之 東北工業大学名誉教授 田中礼治

1. はじめに

2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震では、東日本の広範囲にわたって非常に大きな揺れを観測した。地震動により建物の倒壊などに至る大規模被害は免れた一方、設備の落下や外装材のひび割れなどの軽微な被害は多数みられた¹⁾。学校建築においては、建物に被害を受けたために仮設校舎で授業を行っている、もしくは校舎の一部が使用不可能になっているなどのケースが確認された。

(社)建築研究振興協会東北分室(室長:田中礼治 東北工業大学名誉教授)では、東北地方の建築物の耐震診断および耐震改修の促進をはかり、地域の安全性向上に貢献すべく、平成9年に東北耐震診断改修委員会(委員長:柴田明德 東北大学名誉教授)を設置し、東北地方の学校建物の耐震改修を主導的に行ってきた。しかし、耐震診断・耐震改修された建物が大地震を受けた事例が少なく、既往の報告例もほとんど見られない。本調査は、耐震診断・耐震改修を集中的に行ってきた地域における、最大震度7クラスの地震に対する学校被害調査であり、既往の耐震診断の妥当性、耐震改修の有効性および問題点を確認し、今後大地震の発生が懸念されている東海・東南海地域などといった、耐震診断・耐震改修の促進が図られる地域での評定指標の一助となることを目的としている。

本論では、宮城県仙台市、名取市、石巻市および岩手県陸前高田市に所在する53校の学校建物86棟を対象に行った被害調査の結果を示す。そして、建物被害と構造耐震指標(以下 I_s 値)との比較・検討を行い、既往の耐震判定指標(以下 I_{s0})が、安全性確保に対して果たした役割について検証する。さらに建物が使用不可能となった事例を取り上げ、学校建物の使用継続性について考察する。

2. 被害対象物件

調査対象物件は、東北耐震診断改修委員会によって1996年から2011年の間に耐震診断の評定を受けた、宮城県仙台市、名取市、石巻市および岩手県陸前高田市の4市に存するRC造学校建物である。調査総数は53校の86棟で、その内訳および調査期間を表1に記す。

今回調査した53校86棟の校舎は、以下の4ケースに大別される。なお、耐震診断は、2次診断を採用し、東北耐震診断改修委員会では、 $I_{s0} = 0.7$ を採用している。また、 $C_{TU} \cdot S_D \geq 0.3$ となることも前提条件となる。

- (A) 耐震診断によって $I_s < I_{s0}$ となり、未改修のもの
- (B) 耐震診断によって $I_s < I_{s0}$ となり、耐震改修を行ったもの
- (C) 耐震診断によって $I_s > I_{s0}$ となり、耐震改修を行う必要のなかったもの
- (D) 耐震診断についてのデータがそろっていないもの

表1 調査対象物件の内訳

市町村名	学校数	建物棟数	調査期間
仙台市	24	39	2011/12/13 ~2012/2/23
名取市	8	14	2012/5/21 ~2012/6/18
石巻市	15	27	2012/8/27 ~2012/8/30
陸前高田市	5	6	2011/9/20 ~2011/9/21
合計	53	86	/

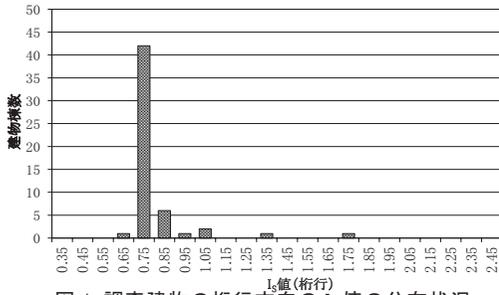


図1 調査建物の桁行方向の I_s 値の分布状況

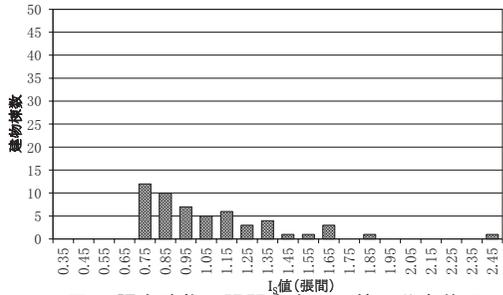


図2 調査建物の張間方向の I_s 値の分布状況

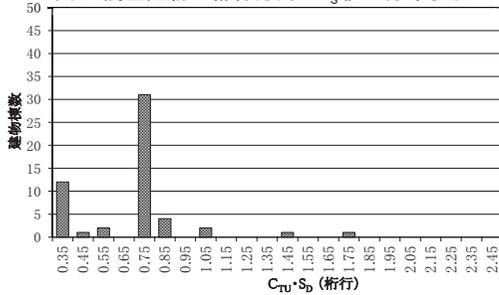


図3 調査建物の桁行方向の C_{TU}・S_D の分布状況

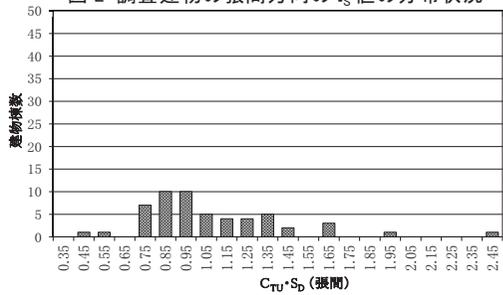


図4 調査建物の張間方向の C_{TU}・S_D の分布状況

表2 本調査における DL の判断基準

無被害	D0	 被害なし			
	D1	 仕上げ材ひび割れ			
一部損壊	D2	 仕上げ材剥落			
	D3	 剪断ひび割れ 構造被害			

(A)、(B)、(C)について、耐震診断評定資料をもとに I_s 値と $C_{TU} \cdot S_D$ の値の間隔を 0.1 ずつとして、棟数を桁行、張間について整理したものを図 1 から図 4 に示す。(D)については I_s 値のデータが存在しないため除外し、全体の建物棟数は 54 棟となっている。 I_s 値については、すべての建物において、梁間方向で 0.7 以上となっており、桁行方向では 0.7 未満の建物もあるが 1 棟のみである。また、張間方向では I_s 値が 0.7~1.7 で偏差が大きい分布となっているのに対して、桁行方向では 8 割近くが 0.7~0.8 となっている。張間方向の $C_{TU} \cdot S_D$ は、 I_s 値と同様に値が高い反面、ばらつきが大きい分布となっており、張間方向の F 値には建物ごとに大きな違いがないことを反映している。一方、桁行方向では $C_{TU} \cdot S_D$ の値が大きく二つに割れており、 I_s 値が 0.7~0.8 に集中している傾向と全く異なる。

図示の対象外となった(D)に関しては、ヒアリングの際に、全建物が耐震改修済みであることを確認しているため、(D)の建物においても I_s 値は I_{S0} を満たしていると考えられる。

3. 調査方法

調査は、了承を得た対象物件の耐震診断の評定資料から、耐震改修状況および I_s 値などの基本的状況を確認した後、建物内に立ち入ることを行った。加えて、すべての調査建物の学校関係者にヒアリングを行い、地震発生当時の状況や、学校周辺の地盤の状況などの情報収集を行った。調査方法はすべて目視によるものとし、柱、梁、壁などのひび割れ、建物周辺の地盤沈下の様子、エキスパンションジョイントのずれなどに特に注目して行った。

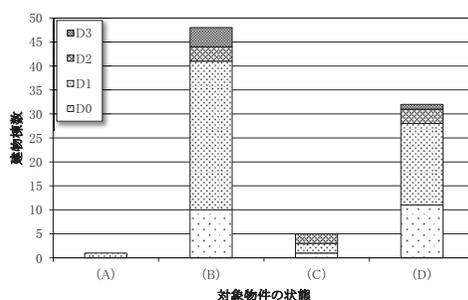


図 5 各ケースの DL の分布状況

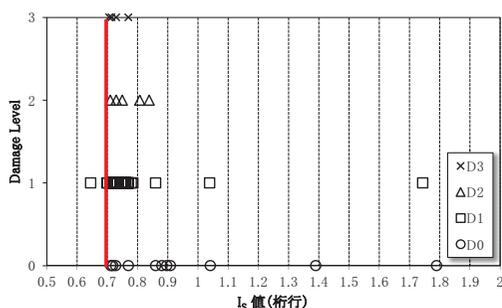


図 6 I_s 値(桁行)と DL の関係

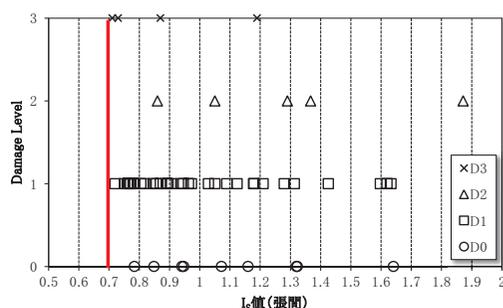


図 7 I_s 値(張間)と DL の関係

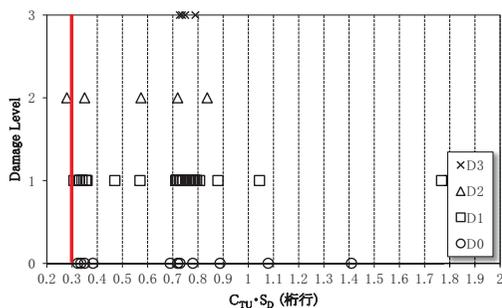


図 8 $C_{TU} \cdot S_D$ (桁行)と DL の関係

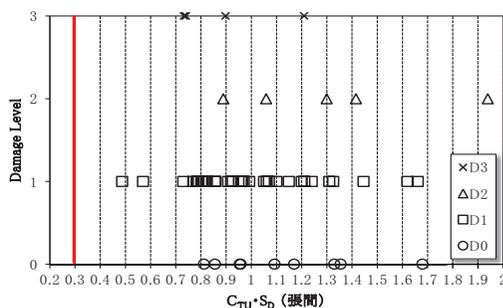


図 9 $C_{TU} \cdot S_D$ (張間)と DL の関係

調査の後、86棟の建物を岡田・高井のDL(Damage Level)をもとにランク付けし²⁾、被害程度の確認を行った。本調査におけるDLの判断基準を表2に示す。

4. 建物被害と I_s 値との関係および I_{s0} の妥当性に関する検証

本調査におけるDLの分布を図5に示す。今回の調査で(A)に該当するのは、陸前高田市に存する1校で、被害の程度はD1であった。ただし、既往の調査において、耐震改修を行っていない建物に甚大な構造被害が生じている事例があることが報告されており³⁾、その被害は(B)、(C)、(D)に比べて、大きなものであると推測される。(B)、(C)、(D)については、大部分がD0、D1に留まっており、耐震診断の評定として設定している $I_{s0} = 0.7$ が妥当なものであったことを示唆している。ただし、ごく少数であるがD3の被害も見られ、これは、基礎の形式、地盤や入力地震動の違いなどによるものと考えられる。なお、(D)においては、より詳細な検討を行うために、今後評定資料を入手して継続した調査を行う予定である。

次に、(A)、(B)、(C)について、 I_s 値および $C_{TU} \cdot S_D$ とDLの関係を図6から図9に示す。図6より、 I_s 値とDLに負の相関は顕著でなく、 I_s 値を増加させることによって、倒壊などの被害は免れる一方、その被害程度の低減には繋がらないことが分かる。図6において、D2、D3となった建物は、54棟中7棟であった。それはいずれも I_s 値が0.7を満たしており、被害を増大させた別の要因が存在すると考えられる。

D2、D3となった学校建物の大部分では、基礎形式が直接基礎であったことから、基礎の違いに着目し、基礎形式を直接基礎と杭基礎に大きく分け、DLの分布を整理したものを図10に示す。なお、基礎形式のデータがないものに関しては除外したため、全体の建物棟数は70棟となっている。図10より、杭基礎の建物は被害の程度が小さく、直接基礎の建物は被害のばらつきが大きいことが分かる。直接基礎について、地盤沈下が少ない敷地の建物については、D0やD1に留まっていた一方、地盤沈下が大きい敷地の建物は被害が大きい傾向があることが調査の中で確認されている。学校によっては、エキスパンションジョイント(EJ)が最大で10cm程度ずれたものも見られ、周辺地盤および基礎の形式を詳細に検討し、耐震診断・耐震改修に活かしていく必要があると考えられる。

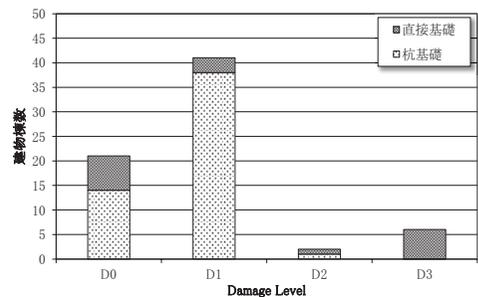


図10 基礎形式によるDLの分類



図11 直接基礎の建物のEJのずれ

5. 使用不可能と判断された建物に関する考察と学校建物の使用継続性

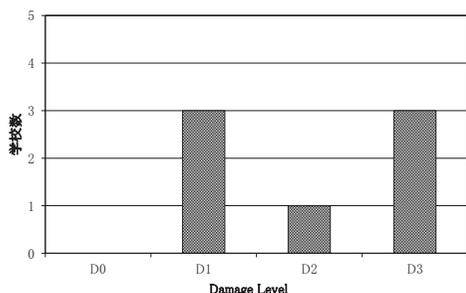


図 12 使用不可能建物の DL の分布状況

本調査では、学校建物に構造躯体的な被害が生じていない一方、使用不可能となっている事例も確認されている。宮城県によると、仮設もしくは他校を間借りしている学校は、最も多い時で、仙台市で 16 校、名取市で 2 校、石巻市で 14 校であった⁴⁾。その内、津波の被害によるものは 4 割程度で、残り 6 割の中には、構造被害、非構造部材・設備機器の被害、連続した他の棟が使用不可能となったなどといった理由が見られた。本調査内において、地震による建物被害により

使用不可能となっていた学校、校舎はそれぞれ 7 校、12 棟存在し、その全てが耐震改修されていた。使用不可能と判断された建物の DL の分布状況を図 12 に示す。その内、学校としての被害は D1 のものが多く、構造上問題が無くても、使用不可能と判断された他の理由が存在すると考えられる。学校関係者とのヒアリングなどをまとめると、その理由として、1)建物周辺の地盤の沈下、2)照明などの建築設備の被害、3)建物使用者の人命に対する配慮、が挙げられる。特に 3)については、児童・生徒の安全



図 13 使用不可能となった建物の地盤沈下



図 14 使用不可能となった建物の建築設備の被害



図 15 使用不可能となった建物の使用者に心理的抵抗を与えるひび割れ

を最優先する学校特有の事情によるものであると考えられる。使用不可能となった建物の、上記判断事由に該当する写真を図 13、図 14、図 15 に示す。学校建物は多くの児童・生徒が地震後も継続して授業が行われなければならない場所であるため、建物の耐震性のみならず、設備機器、非構造部材および周辺地盤などの条件を考慮した、きめ細やかな耐震診断・耐震改修が必要であるといえる。

6. まとめ

本論では、東北地方太平洋沖地震を受けた、宮城県仙台市、名取市、石巻市および岩手県陸前高田市に存在する 53 校の RC 造学校建物 86 棟について被害調査を行った結果を示した。その結果、 I_s 値が I_{50} を満たす校舎では、倒壊に至るような甚大な構造被害が生じていないことを確認した。また、耐震改修前に I_s 値が I_{50} を満たしていない場合も、その後耐震改修を行い I_s 値が I_{50} を満足するようになった場合、同様に甚大な構造被害が生じていないことが分かり、耐震改修の有効性および $I_{50} = 0.7$ の妥当性を確認することが出来た。

しかし、 I_s 値と D3 以下の被害の程度に負の相関は顕著でなく、 I_s 値が I_{50} を満たしていた場合でも、D3 相当の被害が生じている事例が確認された。被害が大きくなった建物の大部分に確認された点として、立地地盤の変状と直接基礎が挙げられ、周辺地盤や基礎の形式といった観点を今後の耐震診断・耐震改修に考慮する必要性が見られた。

一方、学校建物としての機能維持を考えた場合の使用継続性に関しては、構造安全性に加えて、設備機器や非構造部材および周辺地盤といった観点が判断を分けることが明らかとなった。この観点の中には、学校特有の事情によるものが含まれ、より詳細な耐震診断・耐震改修の必要性を示した。

今後は、調査建物の棟数の拡大、耐震診断の評定資料の入手に加え、地盤や入力地震動の観点からの被害状況の確認を行い、被害状況との対応を詳細に検討する予定である。

謝辞

本調査は、(財)国土技術研究センターの研究開発助成(平成 24 年度)「東北地方太平洋沖地震で被災した文教施設の被害調査に基づいた建物の機能維持に着目した安全性評価手法の提案」(研究代表者:船木尚己)を受けて実施したものです。ここに謝意を表します。

また、本論文は、(財)建築研究振興協会東北分室の調査活動に基づいてまとめたものであり、調査に御協力頂いた宮城県仙台市・名取市・石巻市、岩手県陸前高田市の教育委員会の方々をはじめ学校関係者各位に感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 日本建築学会:2011 年東北地方太平洋沖地震災害調査速報,丸善出版株式会社,2011.7
- 2) 岡田成幸、高井伸雄:地震被害調査のための建物分類と破壊パターン,日本建築学会構造系論文集,pp.65-72,1999.10
- 3) 楠浩一、壁谷澤寿海ほか:学校の被害,東日本大震災における鉄筋コンクリート建物の被害と分析,pp.1-10,2012.9
- 4) 宮城県教育委員会ホームページ:<http://www.pref.miyagi.jp/kyouiku/>
- 5) 日本建築学会東北支部:既存 RC 造建築物の耐震補強の設計と施工 -東北の現状-,相模書房,2000.11
- 6) 日本建築防災協会:震災建築物の被災度区分判定基準および復旧技術指針第 2 版,サンパートナーズ株式会社,2002.8.

東北地方太平洋沖地震で被災した鉄骨置屋根構造の被害調査 および常時微動測定結果

東北工業大学大学院生 畑中 友 東北工業大学准教授 船木尚己
 仙台高専助教 藤田智己 東北工業大学名誉教授 田中礼治
 東北大学名誉教授 柴田明德

1. はじめに

2011年3月11日に発生した三陸沖を震源とするM9.0の地震（東北地方太平洋沖地震）では、宮城県北部で震度7を観測するなど、東日本の広い範囲にわたって非常に大きな揺れを観測した。この地震によって、体育館等の施設の被害が多数報告されている。その中で、RC造片持ち柱の上に鉄骨の屋根が置屋根状に設置された形態の体育館施設（以降、鉄骨置屋根構造とする）で多くの構造被害が確認された。今回の地震で、これまで見られなかった特徴的な構造被害が確認されたことから、本報では、その代表的な例として、宮城県内に所在する体育館を対象に行った被害調査の結果、および体育館の改修前後で実施した常時微動測定で得られた結果について報告する。

2. 建物および被害調査結果の概要

本建物は1979年設計、1981年竣工の地上2階建ての体育館である。建物外観を写真1に、代表的な伏図を図1に示す。建物のメインアリーナ部分は、50m×50mの正方形、置屋根は鋼管トラス構造で南北方向に架けられている。アリーナを囲む東西の壁面は置屋根とは無関係となっているが、本建物において西側には舞台や葡萄棚などが設けられているため単純な自立壁とはなっていない。これに対し、東側の壁は自立壁となっており、その高さは9mである。

東北地方太平洋沖地震による本建物の主な被害は、鉄骨トラス梁と柱脚部の接合部の損傷、サブトラス・ラチス材の変形や水平ブレース材の変形、RC造柱の曲げひび割れ等である。これらの被害の中で特筆すべき点として、置屋根とRC造構面とを結合する部分の被害が挙げられる。屋根面は、C通りとM通りの各柱の柱頭部分で、4本のアンカーボルト(22φ)で結合されているが、C通りではアリーナ平面の中央部分の4~5箇所を除き、ほぼ全ての箇所アンカーボルトが破断した。各通りの柱頭部の被害がわかるようにC通り、M通り柱の双方について、柱1本おきの接合部の様子を写真4~9に示す。



写真1 建物外観

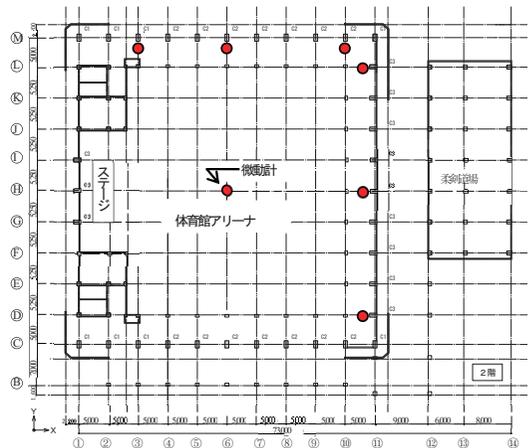


図1 基準階伏図 (微動計設置箇所)

Survey and microtremor measurement of damaged steel gymnasium due to the 2011 Tohoku Earthquake

By Tomoyuki HATANAKA, Naoki FUNAKI, Tomomi FUJITA, Reiji TANAKA, Akenori SHIBATA



写真2 建物内観（東側）



写真3 建物内観（西側）



写真4 1通り柱（左：C通り, 右：M通り）



写真5 3通り柱（左：C通り, 右：M通り）



写真6 5通り柱（左：C通り, 右：M通り）



写真7 7通り柱（左：C通り, 右：M通り）



写真8 9通り柱（左：C通り, 右：M通り）



写真9 11通り柱（左：C通り, 右：M通り）

これらの被害は、片持ち柱の自由端である接合面に比較的大きな回転が強制されたことによりアンカーボルトに強制変形もたらされ、これによりアンカーボルトが切断された。大きな強制変形によって「栓抜き作用」とも言うべきテコ作用が発生し、これに伴う局所的な圧縮・引張応力によってこれらの被害が生じたものと考えられる¹⁾。

C通りについては、ほぼすべての箇所であきモルタルが破壊していた。アンカーボルトは、モルタルの分だけ首下が長いため、栓抜き作用による引張のほか曲げを受けた破壊性状を示している。M通りでは、平面西側のステージから中央部分までは比較的被害が小さく、東側のラーメンほど被害が大きかった。このことから、鉄骨造の屋根がステージ付近を中心とした回転の挙動を示したものと推定できる。

その他の被害として、片持ち柱の損傷、屋根面の水平ブレースの座屈、天井材の落下が確認された。片持ち柱の損傷は、アリーナ周辺のRC柱全般に生じていたが、特に写真10(a)に示すように、妻面の11通りの柱脚

で大きな曲げひび割れが見られた。写真 10(b)に示すような屋根面の水平ブレースの座屈は屋根面全体に点在していた。使用部材は、19φと22φの丸鋼とL-75×75×6とL-65×65×6の山型鋼である。



(a) 柱の曲げひび割れ

(b) 水平ブレース座屈

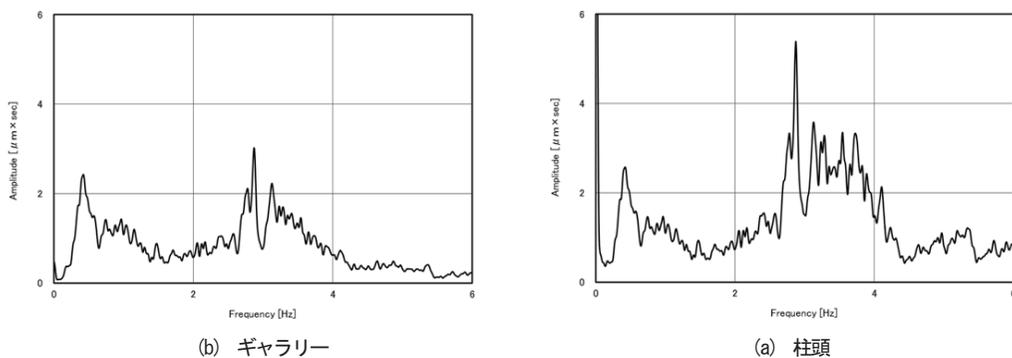
(c) 天井材の落下

写真 10 その他の被害

3. 常時微動測定

改修による建物の振動特性の変化を確認するために、建物の改修前後で常時微動測定を実施した。図1に示す通り、地盤、アリーナ中央部、ギャラリーの床上、柱柱頭に微動計を設置し、主に水平2方向に関して測定した。微動計は速度型換振器で、サンプリング周波数を200Hz、計測時間を5分間とした。

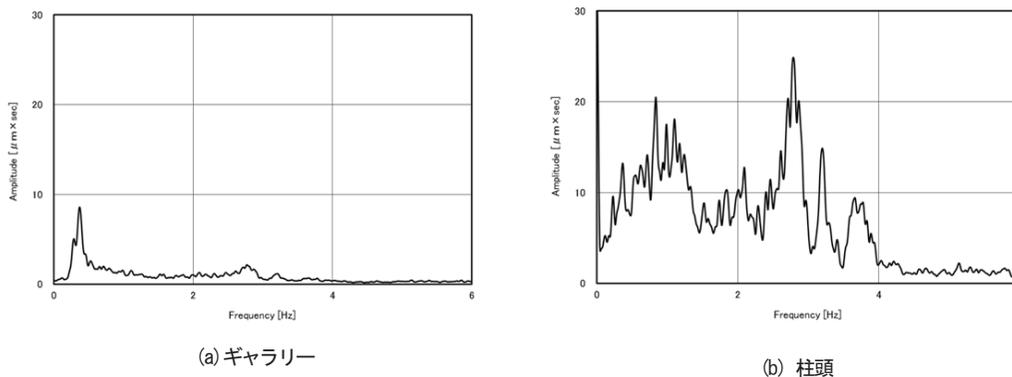
測定記録から求めたフーリエスペクトルを求めた。フーリエスペクトルは、5分間の測定記録の中から、比較的安定した波形記録を複数個のフレームに分割し、それぞれの平均を相加平均して算出した。得られた結果から、改修前後のフーリエスペクトルを図2、3に示す。これらの結果より、ギャラリーと柱頭における固有振動数はほぼ等しい結果となった。また、改修前後で固有振動数はほぼ同じ値を示した。改修後のフーリエスペクトルで、約1.3Hz付近にやや長周期成分が卓越する点が見られるが、これは、測定時に、風速10m前後



(b) ギャラリー

(a) 柱頭

図2 フーリエスペクトル (改修前)



(a) ギャラリー

(b) 柱頭

図3 フーリエスペクトル (改修後)

の北風が吹いていたことが原因と考えられる。

ギャラリーと柱頭の変位量の差、および建物全体の応答挙動の様子を改修前後で比較するため、メイントラス方向（NS方向）で測定した各通りの応答変位時刻歴波形を図4に示す。さらに、測定で得られた変位の時刻歴記録から、各階の振幅レベルを調べた。その結果を図5に示す。図は、測地記録から求めた平均的な変位振幅を、1階アリーナ部の変位振幅で基準化したものである。これらの結果、測定時の気象条件の違いから、改修前後での比較はできないが、いずれも柱頭部の変位が大きくなる傾向を示した。特に、改修後の柱頭部の変位が大きくなっているが、これは測定時に吹いた強風によって屋根面が大きく振られたものと考えられる。これらのことから、地震時も柱頭部の変位が増大し、それにより柱頭部に大きな回転が強制されたことで、前述のような接合部の被害が発生したものと想定される。

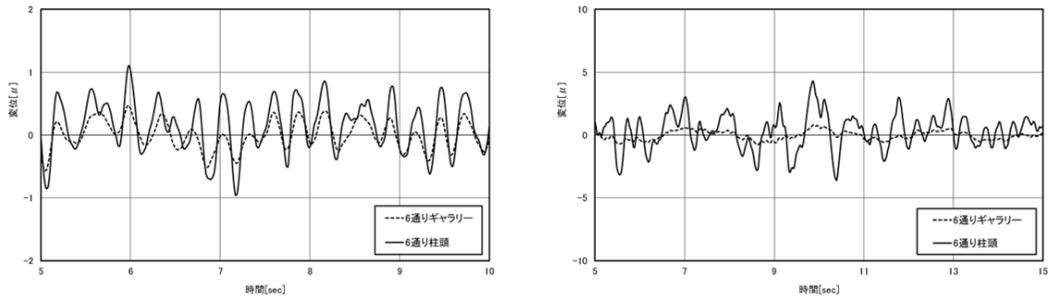


図4 応答変位時刻歴波形（左：改修前、右：改修後）

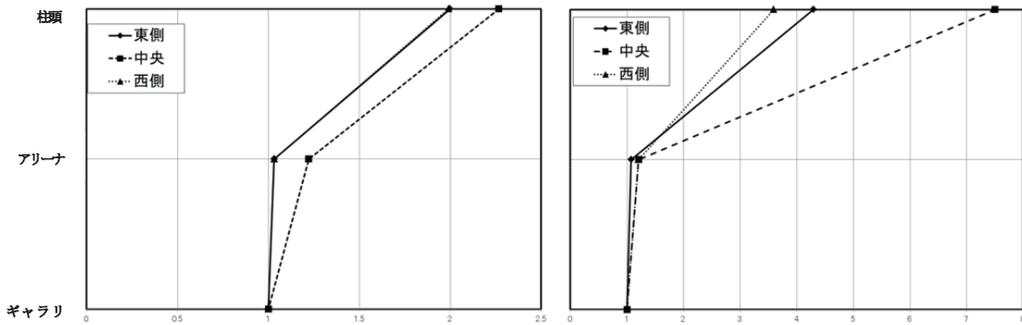


図5 変位振幅比（左：改修前、右：改修後）

4. まとめ

今回、東北地方太平洋沖地震によって特徴的な構造被害を受けた鉄骨置屋根構造の体育館について、代表的な例として1つの物件について被害調査と常時微動測定を行った。被害調査から、柱頭部に生じた被害の原因について考察した。また、改修前後で行った常時微動測定による結果から、建物の実挙動について確認した。建物は、柱頭で応答変位が拡大する挙動を示すことがわかり、測定により、柱頭に生じた被害の発生原因が究明できた。屋根面における振動がステージ付近を中心とした回転の挙動を示すと思われたが常時微動測定の結果からはそのような傾向は見られなかった。建物の動的特性については振動解析により詳細に調べる必要があり、それらについては今後の検討課題としたい。

参考文献

- 1) 小野瀬順一, 平塚正一郎, 古関貞義, 田中礼治: 鉄骨置き屋根構造によるアリーナ建築の被害と耐震補強, 建築技術 2012年4月号, pp.65-69, 2012.4

「陸前高田 奇跡の一本松」モニュメントの耐風設計*

東北大学 植松 康・金 南昔・飯田有未

1. はじめに

岩手県陸前高田市にある高田松原は、2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震(M9.0)による高さ10mを超える大津波に呑み込まれ、約7万本ともいわれる松がほぼ全てなぎ倒され壊滅した。その中で、奇跡的に1本だけ倒れずに残った。この松は復興のシンボルと捉えられ、「奇跡の一本松」と呼ばれた。土中に海水が浸入するのを防ぐため、周囲に長さ約6メートルの鉄板約150枚を打ち込むなど、懸命の保護活動が行われたが、海水で根が腐ってしまい、2012年9月12日ついに伐採された。切られた松は防腐処理を施した上で、元の場所にモニュメントとして保存されることになった。筆者らは、この保存プロジェクトにおいて、一般財団法人航空宇宙技術振興財団の技術アドバイザーとして、このモニュメントの耐風設計における風荷重評価を担当した。本論ではその基本的な考え方を述べる。

2. モニュメントの構造と振動特性

モニュメントの構造を図1に示す。心材は鋼管とCFRPで構成され、外皮には防腐処理された松が使われる。葉はプラスチック製である。最高高さ H は26.5m、樹冠部の重量は約1.35tあり、トップヘビーの構造物である。図2にFEM解析モデルを示す。樹冠部については、詳細なモデル化が困難であったため、高さ22.5mの位置に集中質量1.35tとして与えた。幹部分は、18要素に分割し、各要素の曲げ剛性等の力学特性は、詳細図に基づき、構成部材の寸法と物性から定めた。

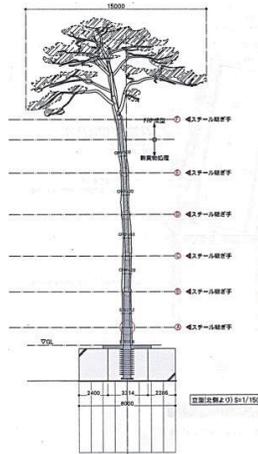


図1 モニュメントの構造

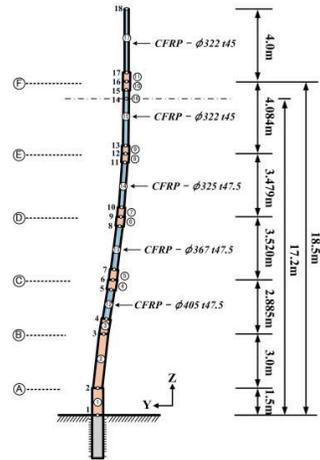


図2 有限要素モデル

1~6次固有振動数と1~4次振動モードを図3に示す。2次モードは1次モードに対して直交するモードであり、固有振動数はほぼ同一である。3次と4次、5次と6次についても同様である。図4は日本建築学会・建築物荷重指針¹⁾(以下、「荷重指針」とよぶ)に基づき設定された変動風速のパワースペクトルと固有振動数を比較したものである。図中の L は主流方向の乱れのスケールを表す(100m)。図より、1次(2次)固有振動数に比べて3次以上の固有振動数は高く、風による動的応答は1次(2次)モードが支配的であると考えられる。

3. 設計風速

建設地から約10km北東に位置する大船渡特別地域気象観測所(海拔37m、風速計設置高さ地上22.0m)での1963年~2012年までの50年間に及ぶ年最大風速記録に基づき、設計風速について考察する。年最大風速の確率分布(非超過確率) $F(I)$ は、図5に示すように、次式で表わされるI型漸近極値分布(Gumbel分布)で良好に

*Wind resistant design of 'Rikazentakata's Pine Tree of Hope' by Yasushi Uematsu, Nam-Seok Kim and Yumi Iida

固有振動数

j	$f_j(\text{Hz})$
1	0.654
2	0.655
3	3.242
4	3.250
5	8.377
6	8.393

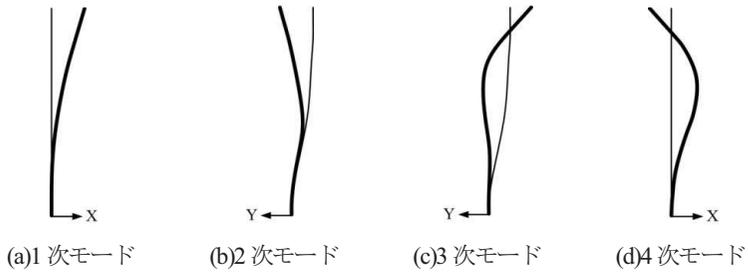


図3 固有振動数(1~6次)と固有振動モード(1~4次)

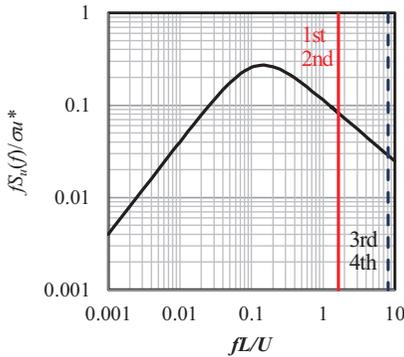


図4 変動風速のパワースペクトル

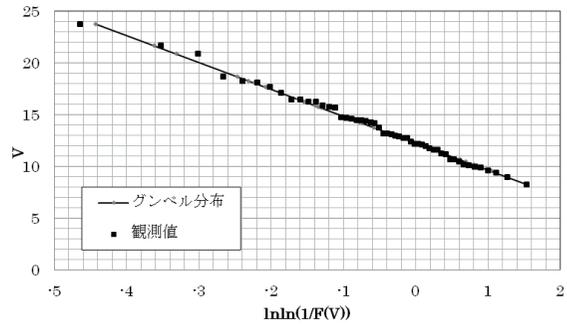


図5 年最大風速の確率分布(大船渡特別地域気象観測所)

近似できる。

$$F(V) = \text{Pr}[\text{年最大風速} \leq V] = \exp[-\exp(-y)], \quad y = a(V - u) \quad (1), (2)$$

ここに、 y は規準化変数と呼ばれる。 a および u は当該地域の風速の特性を表わす定数であり、ここではGumbelの積率法により決定した($a=0.385$, $u=12.3$)。これより、建築基準法で想定している再現期間50年の風速を求めると20.35m/sである。建築基準法での「基準風速 V_0 」は、開けた平坦地(地表面粗度区分Ⅱ相当)での地上10mでの値である。一方、観測所周辺の地表面粗度区分はⅢ程度と考えられるので、平均風速の高さ方向分布係数を用いて、上述の値を地表面粗度区分Ⅱの地上10mでの値(基準風速相当)に換算すると、 $V_0=23.0\text{m/s}$ と計算される。ここではこれを基準風速として設計風速を設定する。

4. 風力係数

樹冠部の風力係数の測定は東北大学流体科学研究所の低乱熱伝達風洞にて行った。模型は樹冠部のみ縮尺率1/40で再現した剛模型である(図6)。実験気流は乱れの強さ0.1%以下の一様流である。模型に作用する抗力 D と横力 S を風力天秤で測定した。これらは、平均速度圧 q と鉛直面に対する樹冠部の最大投影面積 A を用いて無次元化され、式(3)、(4)で与えられる抗力係数 C_D および横力係数 C_S として表わされる。

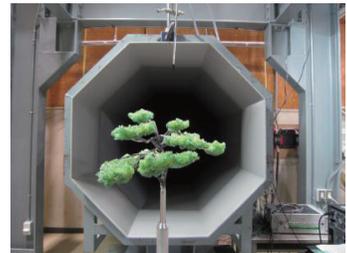


図6 風洞実験(風洞と模型)

$$C_D = \frac{D}{q \cdot A}, \quad C_S = \frac{S}{q \cdot A} \quad (3), (4)$$

C_D および C_S の風向 θ による変化を図7に示す。なお、これは風速30m/sでの結果であるが、風速30~55m/sの間で結果にほとんど違いは見られなかった。 C_D の最大値は、見付面積が最大となる風向 $\theta=112.5^\circ$ および 292.5° のときで0.95である。このとき $C_S \approx 0$ である。なお、風向は北を 0° としている。葉は外形のみを再現したソリッドなもの(充実率100%)である。実際のモニュメントでの充実率は20~30%程度であり、風による変形も考慮すると、樹冠部に作用する抗力は風洞実験結果から推定される値よりかなり小さくなると予想される。

幹部分の断面はほぼ円形であるが、外皮に実際の松を使っているため表面粗度が大きい。相対表面粗度を $k_s / \bar{D} \approx 10^2$ と仮定すると、円柱の風力係数に関する筆者らの研究結果²⁾より $C_D=1.08$ と推定される。なお、この風力係数は当該高さ Z での速度圧 q_z で定義されたものである。

5. 風荷重評価

5.1 変動風力

各節点(j)に作用する風力は、(5)式のように平均成分と変動成分の和で表され、平均成分は当該高さ Z_j での速度圧 q_j と風力係数 C_D 並びに受圧面積 A_j の積で与えられる。

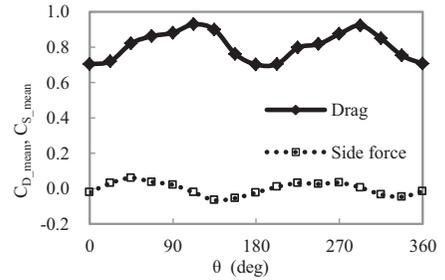


図7 平均抗力・横力係数

$$F_j(t) = \bar{F}_j + f_j(t), \quad \bar{F}_j = q_j C_D A_j, \quad q_j = \frac{1}{2} \rho U_j^2 = \frac{1}{2} \rho U_H^2 \left(\frac{Z_j}{H} \right)^{2\alpha}, \quad U_j = U_H \left(\frac{Z_j}{H} \right)^\alpha \quad (5)-(8)$$

ここに、 ρ は空気密度、 U_H は基準高さ H における風速、 α は平均風速の鉛直分布を表わすべき指数で、地表面粗度区分はIとして0.10とする。変動風力 $f_j(t)$ は準定常仮定に基づき次式で与えられるものとする。

$$f_j(t) = \rho U_j u_j(t) C_D A_j \quad (9)$$

これより $f_j(t)$ の標準偏差 σ_{f_j} およびパワースペクトル $S_{f_j}(f)$ は次式で与えられる。

$$\sigma_{f_j} = \rho U_j C_D A_j \sigma_{u_j}, \quad S_{f_j}(f) = \rho^2 U_j^2 C_D^2 A_j^2 S_{u_j}(f) \quad (10), (11)$$

ここに、 $S_{u_j}(f)$ は高さ Z_j における風速変動のパワースペクトルであり、次式で表わされるKarman型で表わされるものとする。

$$\frac{f \cdot S_u(f)}{\sigma_u^2} = \frac{4X}{(1+70.8X^2)^{5/6}}, \quad X = \frac{f \cdot L}{U} \quad (12), (13)$$

また、風速変動の標準偏差 σ_{u_j} は荷重指針より次式で与えられる。

$$\sigma_{u_j} = U_j \times I_{u_j} = U_H \left(\frac{Z_j}{H} \right)^\alpha \times 0.1 \left(\frac{Z_j}{Z_G} \right)^{-\alpha-0.05} \quad (14)$$

ここに、 I_{u_j} は高さ Z_j における乱れの強さである。また、地表面粗度区分Iより $Z_G=250\text{m}$ である。

5.2 動的応答解析と荷重評価

3. で与えられた設計風速から算定される速度圧と 4. に示した平均抗力係数を用いて計算した平均変位(ただし、頂部最大変位で基準化)と 2. に示した 1 次固有振動モードの比較を図 8 に示す。これより両者は概ね相似であることが分る。また、図 4 より動的応答において 1 次(2 次)モードが支配的になると考えられるので、設計用風荷重はガスト影響係数法を用いて算定でき、さらに、1 次モードと 2 次モードは直交することより、ガスト影響係数 G_f は 1 次モードに基づいて評価することができる。すなわち、設計荷重は(6)式で与えられる平均風力にガスト影響係数を乗じることで算定される。そして、ガスト影響係数は、気流の乱れの影響を考慮した不規則振動理論³⁾に基づいて計算される。

(5)式で表わされる風力と同様、節点変位 $X_j(t)$ も平均変位 \bar{X}_j と動的変位 $x_j(t)$ の和で表すことができる。

$$X_j(t) = \bar{X}_j + x_j(t) \quad (j=1, \dots, N) \quad (15)$$

ここに、 $N=18$ である。変位ベクトル $\{x\}$ を用いた運動方程式は次式で与えられる。

$$[M]\{\ddot{x}\} + [C]\{\dot{x}\} + [K]\{x\} = \{f\} \quad (16)$$

ここに、 $[M]$ 、 $[C]$ 、 $[K]$ は、それぞれ質量、減衰、剛性マトリクス、 $\{f\}$ は荷重ベクトルである。(16)式にモード解析を適用すると、 k 次一般化変位(基準座標) $q_k(t)$ に関する運動方程式として次式を得る。

$$\ddot{q}_k + 2\zeta_k \omega_k \dot{q}_k + \omega_k^2 q_k = \frac{P_k}{\tilde{M}_k} \quad (17)$$

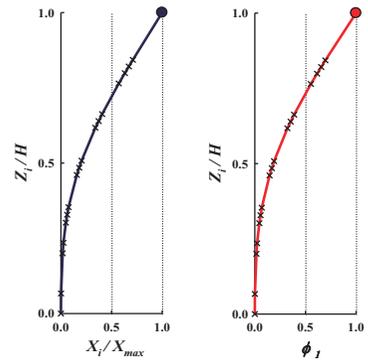
ここに、 ζ_k は k 次減衰定数(臨界減衰比)であり、0.02 と仮定する。構造物の振動に伴い正の空力減衰が発生するが、ここでは安全側の設定として無視する。 ω_k は k 次固有円振動数($=2\pi f$)、 \tilde{M}_k は k 次一般化質量である。 $P_k(t)$ は k 次一般化風力であり、次式で与えられる。

$$P_k(t) = \{\phi\}_k^T \{f\} = \sum_{i=1}^N \phi_{ik} f_i(t) \quad (18)$$

ここに、 $\{\phi\}_k$ は k 次モードベクトル、 ϕ_{ik} はその成分を表す。なお、(18)式は変動成分のみ表しているが、平均値についても同様で、 k 次一般化風力の平均値は次式で算定される。

$$\bar{P}_k = \{\phi\}_k^T \{\bar{F}\} = \sum_{i=1}^N \phi_{ik} \bar{F}_i \quad (19)$$

前述したように、当該構造物の応答は 1 次モードが支配的であるので、以下では 1 次モードのみを扱う ($k=1$)。(9)式を利用すると、1 次一般化風力の自己相関関数 $R_{P1}(\tau)$ は次式で与えられる。



(a)平均変位 (b)1次振動モード

図8 平均変位と振動モードの比較

$$R_{P_1}(\tau) = E[P_1(t) \cdot P_1(t+\tau)] = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \rho^2 U_i U_j C_{D_i} C_{D_j} A_i A_j \phi_{i1} \phi_{j1} E[u_i(t) \cdot u_j(t+\tau)] \quad (20)$$

ここに、右辺の $E[u_i(t) \cdot u_j(t+\tau)]$ は、節点高さ Z_i と Z_j における変動風速 $u_i(t)$ と $u_j(t)$ の相互相関関数 $R_{u_{ij}}(\tau)$ である。上式にフーリエ変換を適用すれば、 $P_1(t)$ のパワースペクトル $S_{P_1}(f)$ が次式で与えられる。

$$S_{P_1}(f) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \rho^2 U_i U_j C_{D_i} C_{D_j} A_i A_j S_{u_{ij}}(f), \quad S_{u_{ij}}(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} \tilde{R}_{u_{ij}}(\tau) e^{-2\pi f \tau} d\tau \quad (21), (22)$$

ここに、 $S_{u_{ij}}(f)$ は変動風速 $u_i(t)$ と $u_j(t)$ のクロススペクトルであり、 $u_i(t)$ と $u_j(t)$ のパワースペクトル $S_{u_i}(f)$ 、 $S_{u_j}(f)$ および無次元クロススペクトル $\tilde{R}_{u_{ij}}(f)$ を用いて以下のように表すことができる。

$$S_{u_{ij}}(f) = \tilde{R}_{u_{ij}}(f) \sqrt{S_{u_i}(f) \cdot S_{u_j}(f)} \quad (23)$$

$\tilde{R}_{u_{ij}}(f)$ は近似的に次式で表すことができる⁴⁾。

$$\tilde{R}_{u_{ij}}(f) = \exp\left(-\kappa \frac{f |\Delta Z_{ij}|}{U_a}\right), \quad \Delta Z_{ij} = Z_j - Z_i, \quad U_a = \frac{U_i + U_j}{2} \quad (24)-(26)$$

ここに、 κ は定数であり、ここでは自然風中での観測結果の平均的な値として 8.0 を用いる。 $S_{u_i}(f)$ および $S_{u_j}(f)$ は、(12)、(13)式を用い、それぞれの高さに対して算定される。また、(20)式において $\tau=0$ とおけば、 $P_1(t)$ の分散 $\sigma_{P_1}^2$ が次式で与えられる。

$$\sigma_{P_1}^2 = R_{P_1}(0) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \rho^2 U_i U_j C_{D_i} C_{D_j} A_i A_j \sigma_{u_i} \sigma_{u_j} r_{u_{ij}} \quad (27)$$

ここに、 σ_{u_i} および σ_{u_j} はそれぞれ $u_i(t)$ と $u_j(t)$ の標準偏差を表す。 $r_{u_{ij}}$ は $u_i(t)$ と $u_j(t)$ の相関係数であり、次式で近似的に表すことができる。

$$r_{u_{ij}} = \exp\left(-\frac{\Delta Z_{ij}}{L}\right) \quad (28)$$

一方、(17)式より、1次一般化変位 $q_1(t)$ のパワースペクトルは、

$$S_{q_1}(f) = \frac{1}{\omega_1^4 \tilde{M}_1^2} |H_1(f)|^2 S_{P_1}(f) \quad (29)$$

ここに、 $H_1(f)$ は1次モードの周波数応答関数であり、 $|H_1(f)|^2$ は次式で表わされる。

$$|H_1(f)|^2 = \frac{1}{[1 - (f/f_1)^2]^2 + 4\zeta_1^2 (f/f_1)^2} \quad (30)$$

(29)式を積分すれば q_1 の分散を求めることができ、近似的に次式で与えられる³⁾。

$$\sigma_{q_1}^2 = \int_{-\infty}^{+\infty} S_{q_1}(f) df \approx \frac{\sigma_{P_1}^2}{\omega_1^4 \tilde{M}_1^2} \left\{ 1 + \frac{\pi}{4\zeta_1} \frac{f_1 S_{P_1}(f_1)}{\sigma_{P_1^2}} \right\} \quad (31)$$

1次一般化変位 q_1 の最大ピーク値は次式のように表わされる。

$$\hat{q}_1 = \bar{q}_1 + g_1 \sigma_{q_1} \quad (32)$$

ここに、 \bar{q}_1 は平均応答であり、次式で算定される。

$$\bar{q}_1 = \frac{\bar{P}_1}{\omega_1^2 \tilde{M}_1} \quad (33)$$

g_1 はピークファクタであり、近似的に次式で算定される¹⁾。

$$g = \sqrt{2 \ln(f_1 T) + 1.2} \quad (34)$$

以上より、ガスト影響係数は次式で与えられる。

$$G_f = \frac{\hat{q}_1}{q_1} = 1 + g_1 \frac{\sigma_{q_1}}{q_1} \quad (35)$$

具体的な数字を代入して計算すると、 $G_f=3.0$ という結果が得られた。この値は通常の建築物の値(2~2.5程度)に比べてかなり大きい。その主な理由は以下の通りである。

- (1) 固有振動数が低く変動風速の動的荷重効果が大きくなる。
- (2) 計算において、幹部分の変動風力の空間相関は考慮しているが、受圧面積が小さいので通常の建築物ほど大きな規模効果はない。
- (3) 一方、受圧面積が大きく構造物全体の応答に大きく寄与する樹冠部については、今回風力に関する詳細なデータがなかったため、全体を1質点として扱った。その結果、樹冠部に作用する変動風力に対して完全相関を仮定していることになり、規模効果による荷重低減がガスト影響係数の値に反映されていない。

6. おわりに

本論では、陸前高田「奇跡の一本松」モニュメントの耐風設計における風荷重評価方法の概要を述べた。構造物の振動特性よりガスト影響係数法に基づく評価法の妥当性を示し、具体的にガスト影響係数を算定する手順を述べた。不明な部分においては、荷重を安全側に評価するよう仮定した。樹冠部の風洞実験では空隙のないソリッドな模型を用いたので、風力係数はかなり大きめに評価されていると考えられる。

参考文献

- 1) 日本建築学会：建築物荷重指針・同解説，2004。
- 2) Y. Uematsu and M. Yamada: Aerodynamic forces on circular cylinders of finite height, *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, Vol. 51, pp.249-265, 1994.
- 3) 岡内 功, 伊藤 學, 宮田利雄：耐風構造, 丸善, 1977.
- 4) 塩谷正雄：強風の性質—構造物の耐風設計に関連して—, 開発者, 1981(改定新版)。

INFLUENCE OVER WATER QUALITY DUE TO NUTRIENT LOADING IN THE ROYAL RANGE OF THE ANDES

Evelin Humerez¹
Makoto Umeda²

1. INTRODUCTION

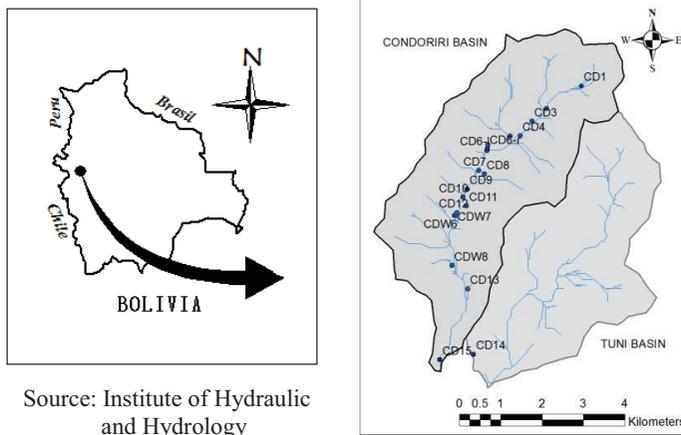
Many researches have focused on the study of water quality in rivers worldwide. Water quality in a river basin is influenced by various factors related to the hydrochemical processes. In general, chemical water composition is determined by the presence of inorganic ions, organic dissolved substances and dissolved gases. The presence of nitrogen, phosphorus and major ions have big influence over water quality especially in the streams of a river basin.

Nutrient loading and chemical water composition have been widely studied (Meybeck, 1987). However, regional studies in remote areas are very rare. Studies in water chemistry in Andes are mainly concentrated in the Apure River in Venezuela (Saunders and Lewis, 1989), Amazon River in Brazil (Mortatti and Probst, 2003), Andean Altiplano in Chile, Patagonian rivers in Argentina and Andean Amazon rivers in Peru (Saunders, et al., 2006) while few studies were done in Condoriri River basin. In the present study, field measurements were conducted in this basin on major ions composition, total nitrogen, total phosphorus, total organic carbon and physicochemical parameters. Thus, the water quality in the river basin is an important parameter that needs to be assessed. Knowledge of this study can provide information on the nutrient loading and the chemical weathering in a high altitude river in the Andes.

2. MATERIALS AND METHODS

Condoriri River basin is located 36 kilometers north - west from La Paz city, Bolivia between 4400 m and 5300 m over sea level in the Royal Range of the Andes. Condoriri, Tuni and Huayna Potosi cover a total basin area of 90.39 km². The river flows downhill towards Tuni Lake and provides drinking water to La Paz and El Alto, the two major cities in Bolivia.

The field work was conducted to analyze water quality in the streams and the lakes of the Condoriri River basin. 20 sampling points were taken through the whole basin in a dry season (July, 2012). The study area is showed in Fig. 1.



Source: Institute of Hydraulic and Hydrology

Figure 1: Condoriri River basin, location of field measurement area

¹ Graduate Student, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

² Associate Professor, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

The sampling sites were carefully chosen in order to maximize the representation of the river system. The measurements began from the highest point near the glacier to the end of the river basin near the Tuni Lake. The field work was conducted to analyze water quality in the streams and the lakes of the Condoriri River basin in a dry season (July, 2012). The measurements began from the highest point near the glacier to the end of the river basin near to the Tuni Lake. Water samples were taken from each monitoring point in the stream to analyze total nitrogen, total phosphorus, total organic carbon (TOC) and major ions. The chemical composition, the location of monitoring points and the physicochemical parameters are listed in Table 1.

Table 1: *Chemical composition of surface water within the Condoriri River basin*

Description	Sample ID	Latitude	Longitude	Elevation	T	DO	TDS	TOC	SiO ₂	TN
		S	W	(m)	pH	(°C)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)
Right below glacier	CD1	16°10'57.8"	68°13'32.4"	4847	8.3	0.20	7.74	158.00	0.39	2.72
Upstream of lake	CD2*	16°11'12.7"	68°13'59.4"	4706	7.9	7.20	7.25	148.00	0.43	4.25
Down area of lake	CD3	16°11'26.8"	68°14'10.6"	4690	8.2	9.20	7.05	129.00	0.73	4.74
Runoff of subsurface water	CD4	16°11'3.0"	68°14'22.8"	4678	8.1	7.60	6.89	106.00	0.67	5.07
Northeast side of lake	CD5i	16°11'42.7"	68°14'26.5"	4661	8.4	9.40	7.21	95.00	0.76	3.47
Outflow from lake	CD5o	16°11'44.8"	68°14'49.6"	4662	8.2	9.40	7.00	90.00	0.79	3.62
Spring water of right side	CD6*	16°11'47.3"	68°14'50.2"	4661	7.9	5.90	5.72	128.00	0.44	5.07
Spring water of left side	CD6l	16°11'49.3"	68°14'50.1"	4656	8.1	6.00	6.39	120.00	0.40	4.57
Middle between the lakes	CD7*	16°12'15.3"	68°15'1.9"	4579	8.1	7.70	6.87	128.00	0.50	4.57
Stream from the left side	CD8	16°12'8.2"	68°14'52.4"	4634	8.3	1.30	7.86	142.00	0.85	4.74
Inflow to the lagoon	CD9	16°12'19.8"	68°15'5.6"	4559	8.1	7.40	7.04	117.00	0.50	4.74
Middle of the lagoon	CD10	16°12'26.6"	68°15'9.7"	4563	7.7	8.50	7.29	88.00	0.75	4.09
Outflow from the lagoon	CD11*	16°12'33.0"	68°15'6.5"	4541	7.8	6.30	7.47	126.00	0.68	4.90
Hydrometric station	CD12*	16°12'38.6"	68°15'14.5"	4512	8.0	4.90	7.26	132.00	0.62	4.25
Stream right side from the wetland	CDW6	16°12'40.9"	68°15'16.4"	4499	7.7	5.10	6.14	73.00	0.56	4.57
Stream left side from the wetland	CDW7	16°12'41.3"	68°15'15.6"	4497	7.7	5.40	7.40	127.00	0.68	4.41
End of the wetland	CDW8	16°13'20.5"	68°15'18.3"	4485	7.8	5.00	6.26	119.00	0.92	3.47
Weir	CD13	16°13'39.4"	68°15'5.6"	4474	7.8	5.00	6.99	122.00	1.00	3.32
Inflow to Tuni lake	CD14	16°14'28.5"	68°15'2.1"	4468	7.6	2.70	7.25	121.00	0.91	3.94
The most downstream	CD15	16°14'35.0"	68°15'27.4"	4438	7.9	3.60	6.91	123.00	1.76	2.72

Table 1: (continued)

Sample ID	F ⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₂ ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	PO ₄ ³⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)
CD1	0.12	0.34	<0.01	0.11	<0.01	89.07	1.21	0.57	47.55	4.27	0.03
CD2*	0.12	0.20	<0.01	0.14	<0.01	51.92	2.39	0.65	35.30	3.83	0.06
CD3	0.03	0.11	<0.01	0.01	<0.01	8.31	0.45	0.24	3.48	<0.01	0.04
CD4	0.02	0.12	<0.01	0.04	<0.01	2.14	0.85	0.24	9.63	<0.01	0.06
CD5i	0.08	0.18	<0.01	<0.01	<0.01	20.43	1.39	0.42	17.72	1.71	0.07
CD5o	0.07	0.15	<0.01	<0.01	<0.01	17.66	1.43	0.44	18.23	1.87	0.04
CD6*	0.08	0.16	<0.01	0.17	<0.01	24.84	1.72	0.48	22.30	2.99	0.02
CD6l	0.13	0.50	<0.01	0.15	<0.01	50.43	1.93	0.59	26.06	3.32	0.03
CD7*	0.07	0.14	<0.01	0.11	<0.01	22.32	1.91	0.51	25.43	3.37	0.06
CD8	0.13	0.35	<0.01	0.17	<0.01	36.81	1.69	0.28	36.93	5.82	0.04
CD9	0.03	0.05	<0.01	0.13	<0.01	8.16	0.53	0.23	3.91	<0.01	0.07
CD10	0.02	0.04	<0.01	0.07	<0.01	4.94	0.45	0.21	2.66	<0.01	0.05
CD11*	0.02	0.04	<0.01	0.08	<0.01	6.19	0.55	0.24	4.16	<0.01	0.04
CD12*	0.07	0.14	<0.01	0.09	<0.01	18.55	1.44	0.40	17.87	2.03	0.03
CDW6	0.14	6.20	<0.01	0.50	<0.01	9.77	2.24	0.36	16.87	4.78	0.05
CDW7	0.68	0.08	<0.01	0.09	<0.01	8.50	1.17	0.34	14.04	1.38	0.07
CDW8	0.03	0.25	<0.01	0.08	<0.01	5.72	1.39	0.41	15.83	1.85	0.03
CD13	0.02	1.14	<0.01	0.08	<0.01	51.29	2.83	0.67	34.23	5.34	0.07
CD14	0.18	0.69	<0.01	0.08	<0.01	52.42	2.72	0.65	34.27	5.27	0.04
CD15	0.20	14.09	<0.01	<0.01	<0.01	48.66	4.14	0.77	30.36	8.40	0.02

Total dissolved solids (TDS) were estimated and parameters in situ like dissolved oxygen (DO), Temp and pH were measured using a water quality analyzer. For ions analysis and TOC water samples were filtered in situ on collection through membrane filters of 0.45 μm pore size. A 50 ml aliquot was stored in a plastic bottle. For total nitrogen and total phosphorus 500 ml of water samples were collected from 8 monitoring points and stored in a plastic bottle.

Ions were determined by ion chromatography using a DX-120 Dionex analyzer and total organic carbon was determined by 680 °C combustion catalytic oxidation method, which was developed by Shimadzu. A TOC-L analyzer was used for the analysis of water samples at Tohoku University. Total nitrogen was determined by method EPA 351.1 and total phosphorus was determined by method EPA 365.2 for the analysis of water samples. This procedure was made in the Institute of Sanitary and Environmental Engineering (Major San Andres University).

Historical discharge data of Condoriri River basin was obtained from the daily measurement of water level (Fig. 2) and the rating curve (Fig. 3) development by Glacier Retreat Impact Assessment and National Policy Development (GRANDE) and French Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Daily discharge data (Fig. 4) was considered for this study in order to calculate the transport of nutrients and ions. The transport was calculated for dry season as the product of discharge and concentration. Discharge for July was 0.117 m^3/s .

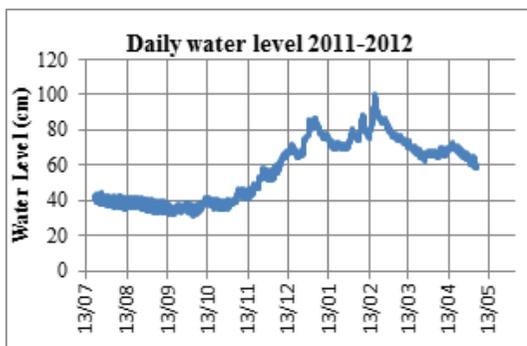


Figure 2: Daily water level Condoriri

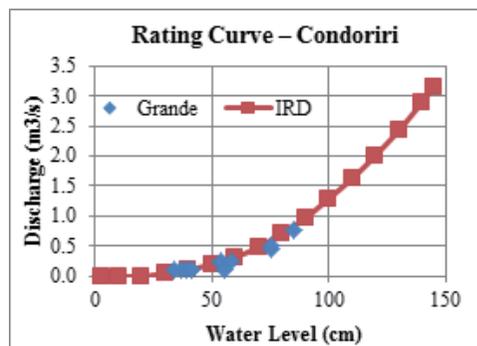


Figure 3: Rating curve for Condoriri River basin

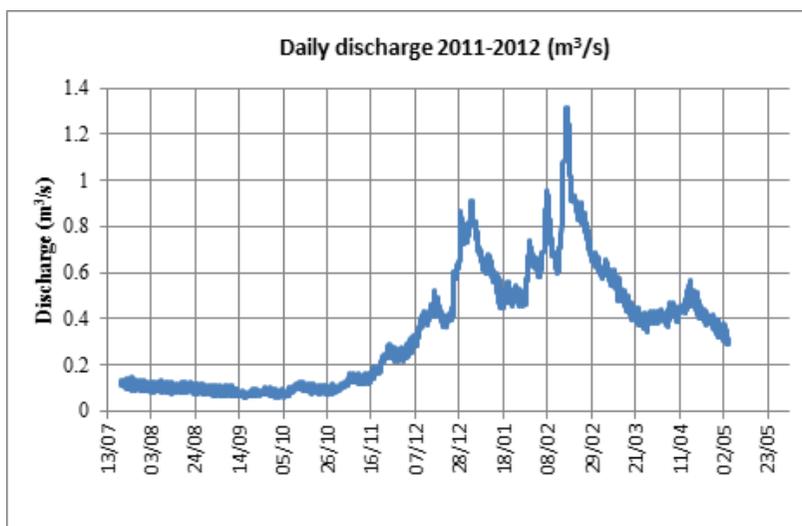


Figure 4: Daily discharge for Condoriri River basin

3. RESULTS AND DISCUSSIONS

Nutrients

Total Nitrogen had values ranging from 0.35 to 2.10 mg/l with a mean value of 1.53 mg/l higher compared with the average value of 0.20 ml/g from Chontabamba River in Peru and 0.01 mg/l in the Patagonia stream in Argentina. The values of total phosphorus were below limit detection.

Physicochemical parameters

All the water samples were slightly alkaline with pH values from 7.6 to 8.4 and with a mean value of 8.0. The average value of pH was a little high compared with most of the Andean rivers except of those rivers located in extremely arid areas like in upstream of Atacama-Chile with a pH average value of 8.2. The average value of pH was high compared with Amazon upstream rivers with a pH average value of 6.7.

The water temperatures ranged from 0.2 to 9.4 °C with a mean value of 5.89 °C. Dissolved oxygen varied from 5.72 to 7.86 mg/l with a mean value of 7.00 mg/l. The average value of dissolved oxygen was lower compared with Andean rivers but higher compared with the streams of Cordillera Blanca in Peru with a dissolved oxygen average value of 5.08 mg/l. The total dissolved solids varied from 73 to 158 mg/l with a mean value of 119.6 mg/l which was similar compared with most of the Andean rivers. Total Dissolved Solids average value of Condoriri basin was higher compared with 34.2 mg/l in the Orinoco River.

Major ion chemistry

Calcium had values ranging from 2.66 to 47.55 mg/l with a mean value of 20.84 mg/l, which is higher than 6.4 mg/l in Chillan River in Chile and 2.59 mg/l in rivers in the Amazon basin. Magnesium had values ranging from 0.01 to 8.4 mg/l with a mean value of 2.81 mg/l similar to the Andean rivers, a little higher compared with 1.2 mg/l in Cumbaza River in Peru and lower than 3.15 mg/l in Cordillera Blanca in Peru. Potassium had values ranging from 0.21 to 0.77 mg/l with a mean value of 0.44 mg/l lower compared with Andean and Amazon rivers. Sodium had values ranging from 0.45 to 4.14 mg/l with a mean value of 1.62 mg/l slightly lower compared with other Andean rivers.

Sulfate had values ranging from 2.14 to 89.07 mg/l with a mean value of 26.91 mg/l higher compared with Andean rivers but lower compared with 375 mg/l from rivers in extremely arid areas. Sulfate had higher values compared with Amazon upstream rivers. Ammonia had values ranging from 0.02 to 0.07 mg/l with a mean value of 0.05 mg/l slightly higher compared with other Andean and Amazon rivers except with the Bermejo River in Bolivia. Chlorine ion had values ranging from 0.04 to 14.09 mg/l with a mean value of 1.25 mg/l slightly lower compared with Andean rivers. However there was a big difference compared with Lauca River (Bolivia), San Pedro River (Chile), those rivers were located in extremely arid areas. Chlorine ion had not big difference compared with Amazon upstream rivers. Silica had values ranging from 2.72 to 5.07 mg/l with a mean value of 4.16 mg/l is lower compared with the rivers in extremely arid areas.

A Pearson correlation was done (Table 2) and high positive correlations were obtained between F^- - NH_4^+ , Cl^- - NO_3^- , Cl^- - Mg^{2+} , NO_3^- - Mg^{2+} , SO_4^{2-} - K^+ , SO_4^{2-} - Ca^{2+} , Na^+ - K^+ , Na^+ - Ca^{2+} , Na^+ - Mg^{2+} , K^+ - Ca^{2+} and Ca^{2+} - Mg^{2+} indicating the predominance of weathering process. The concentration of cations and ions ranked in the order of $Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^+ > K^+ > NH_4^+$ and $SO_4^{2-} > Cl^- > F^- > NO_3^-$ respectively.

Table 2: Pearson correlation between parameters

Parameters	Elevation	pH	T	DO	EC	TDS	TOC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	NH ₄ ⁺	SiO ₂
Elevation	1																
pH	0.360	1															
T	0.677	0.488	1														
DO	-0.088	-0.023	0.250	1													
EC	0.428	0.092	0.391	0.482	1												
TDS	0.546	0.425	0.471	0.492	0.902	1											
TOC	-0.769	-0.439	-0.564	0.083	0.117	-0.157	1										
F ⁻	-0.251	-0.403	-0.195	0.311	0.054	0.010	0.078	1									
Cl ⁻	-0.293	-0.398	-0.324	-0.413	-0.844	-0.923	-0.117	-0.030	1								
NO ₃ ⁻	-0.121	-0.334	-0.245	-0.489	-0.831	-0.867	-0.285	-0.039	0.979	1							
SO ₄ ²⁻	0.891	0.383	0.605	0.096	0.455	0.554	-0.726	-0.170	-0.218	-0.086	1						
Na ⁺	0.477	0.231	0.276	-0.392	-0.204	-0.171	-0.601	-0.128	0.449	0.539	0.662	1					
K ⁺	0.771	0.475	0.552	-0.151	0.394	0.452	-0.574	-0.182	-0.189	-0.074	0.904	0.785	1				
Ca ²⁺	0.733	0.455	0.522	-0.144	0.285	0.363	-0.635	-0.106	-0.076	0.039	0.899	0.853	0.987	1			
Mg ²⁺	0.355	0.190	0.186	-0.506	-0.429	-0.380	-0.590	-0.137	0.614	0.699	0.496	0.970	0.632	0.718	1		
NH ₄ ⁺	-0.066	-0.249	0.311	0.494	0.089	-0.017	-0.122	0.710	0.144	0.111	0.138	0.229	0.123	0.210	0.185	1	
SiO ₂	0.372	0.160	0.321	-0.048	-0.319	-0.056	-0.664	0.004	0.093	0.216	0.077	-0.091	-0.163	-0.124	0.015	-0.081	1
TN	-0.327	-0.021	-0.082	-0.446	-0.194	-0.237	0.335	0.260	-0.077	-0.087	-0.583	-0.296	-0.313	-0.341	-0.187	-0.031	0.069

Values in bold are different from 0 with a significance level $\alpha=0.05$

Sources of major ions

TDS values depended more on the concentration of Ca^{2+} , Mg^{2+} and SO_4^{2-} since these ions were more abundant compared with the rest. If halite dissolution is responsible for the presence of sodium the Na^+/Cl^- molar ratio = 1, if this ratio > 1 the presence of sodium indicates silicate weathering (Meybeck, 1987). The possible source of Na^+ and K^+ concentrations in natural waters are atmospheric precipitation, dissolution of rock salt (halite) and weathering of Na-bearing silicate minerals. If halite dissolution is responsible for the sodium, the Na^+/Cl^- molar ratio is approximately one, whereas a ratio of $\text{Na}^+/\text{Cl}^- > 1$ is interpreted as Na^+ and K^+ released from silicate weathering or Na-K bearing salts. The Na^+/Cl^- molar ratio was 11.7 suggesting the origin of Na^+ and K^+ from silicate weathering processes. The $(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})/(\text{Na}^++\text{K}^+)$ ratio was used to evaluate the relative contribution of rocks. If in the area there is a predominance of carbonates weathering the ratio >1 , in evaporates areas this ratio <1 . In our case the $(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})/(\text{Na}^++\text{K}^+)$ ratio was $3.7 > 1$ indicating carbonate weathering as primary contributor for the major ions. The plot of $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ versus SO_4^{2-} and $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ versus SO_4^{2-} showed the weathering of carbonates (Figure 5 and 6). The plot of $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ versus $(\text{SO}_4^{2-}+\text{Cl}^-)$ and the plot of $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ versus $(\text{SO}_4^{2-}+\text{Cl}^-)$ also showed the common source of these ions and the presence of MgSO_4 , CaSO_4 , Na_2SO_4 , K_2SO_4 , MgCl_2 , CaCl_2 , NaCl and KCl . These ions could be considered derivatives from chlorides and sulfate mineral (Figure 7 and 8). The plot of $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ versus $(\text{SO}_4^{2-}+\text{F}^-)$ and the plot of $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ versus $(\text{SO}_4^{2-}+\text{F}^-)$ could suggest the presence of MgF_2 , CaF_2 , NaF and KF (Figure 9 and 10).

Table 3: Ions ratio.

Ions ratio	
$\text{SO}_4^{2-}/\text{SiO}_2$ (*)	4.6
$\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ (*)	41.0
$\text{SO}_4^{2-}/\text{F}^-$ (*)	81.0
$\text{SO}_4^{2-}/\text{NO}_3^-$ (*)	188.1
$\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ (*)	4.7
$\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ (*)	7.4
$\text{Ca}^{2+}/\text{K}^+$ (*)	44.4
$\text{Ca}^{2+}/\text{NH}_4^+$ (*)	235.9
Na^+/Cl^- (*)	11.7
$\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^++\text{K}^+$ (**)	3.7

(*) = molar ratio; (**) = equivalent ratio

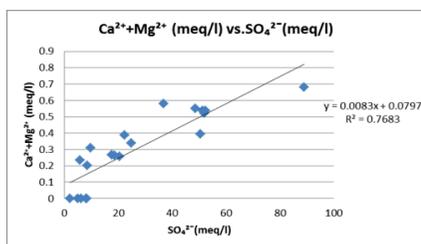


Figure 5: $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ versus SO_4^{2-}

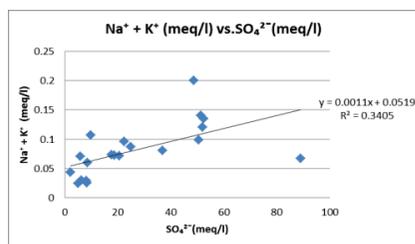


Figure 6: $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ versus SO_4^{2-}

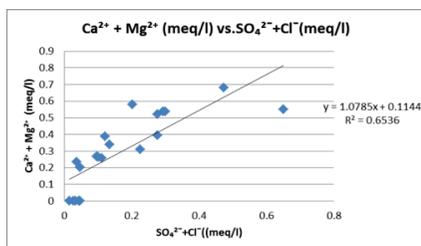


Figure 7: $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ versus $(\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-)$

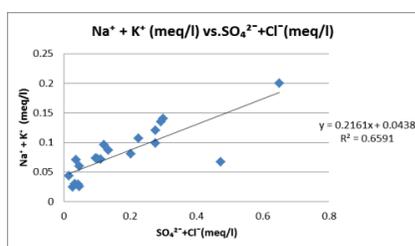


Figure 8: $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ versus $(\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-)$

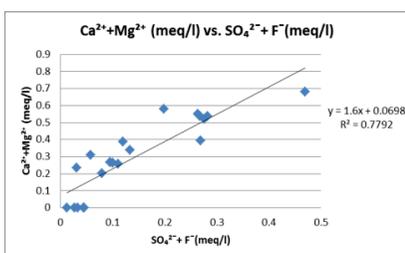


Figure 9: $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ versus $(\text{SO}_4^{2-} + \text{F}^-)$

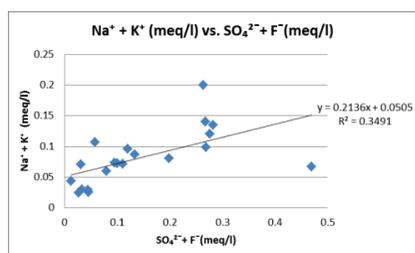


Figure 10: $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ versus $(\text{SO}_4^{2-} + \text{F}^-)$

Transport of nutrients and ions

Nutrient loading is calculated by equation 1 like the product of the discharge ($Q = 0.117\text{m}^3/\text{s} = 10.1 \times 10^6$ l/day) and the nutrient concentration C (kg/l), and the same analysis is also applicable to ions transport (Correll et al., 1999). For this purpose, data at hydrometric station (point CD12*) were considered. Results are showed in **Table 4**.

$$\text{Transport rates} \left(\frac{\text{kg}}{\text{day}} \right) = Q \left(\frac{\text{l}}{\text{day}} \right) * C \left(\frac{\text{kg}}{\text{l}} \right) \quad (1)$$

Table 4: Nutrient loading and ions transport

Nutrient	NO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	SiO_2	TOC	TN
Concentration (kg/l)	0.09×10^{-6}	18.55×10^{-6}	1.44×10^{-6}	0.4×10^{-6}	17.87×10^{-6}	2.03×10^{-6}	4.25×10^{-6}	0.62×10^{-6}	0.7×10^{-6}
Transport rates (kg/day)	0.9	187.5	14.6	4.0	180.6	20.5	43.0	6.3	7.1

Nutrients are represented by total nitrogen (7.1 kg/day) and the transport of mayor ions are mostly composed by SO_4^{2-} (187.5 kg/day) and Ca^{2+} (180.6 kg/day). The transport of SiO_2 is also important (43.0 kg/day) and total organic carbon (6.3 kg/day). It is clear that most of the composition of total nitrogen is due to the contribution of organic nitrogen because the concentration of nitrate is rather low. The nutrient loading and the transport of ions depend on local or regional condition such as lithology, climate, topography, discharge, etc. However, according to the results chemical weathering remains the main resource of dissolved substances and the presence of organic matter contributes with organic nitrogen and carbon. Through the whole basin were observed different species of macrophytes (*Isoetes lechleri*, *Elodea potamogeton*, *Lilaeopsis macloviana*, *Myriophyllum quitense*) and attached algae, most of them have influence over the concentration of nutrients in this river basin.

4. CONCLUSIONS

The assessed parameters show that the transport of nutrients is represented by total nitrogen (6.3 kg/day). The presence of macrophytes and attached algae in the streams contributes with organic nitrogen and carbon. The transport of mayor ions are mostly composed by SO_4^{2-} (187.5 kg/day) and Ca^{2+} (180.6 kg/day). Major ion concentrations have big variations through the whole basin and the ion composition has a strong influence in total dissolved solutes (TDS) values. Despite nutrient loading and the transport of ions depend of many factors chemical weathering remains the main resource of dissolved substances. According to the results, Na^+ released from silicate weathering with Na^+/Cl^- molar ratio = 11.7 > 1 and $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ ratio = 3.7 > 2.2 represents carbonate rocks as the main sources of dissolved loads.

ACKNOWLEDGMENTS

This study was financially supported by JST/JICA, SATREPS (Science and Technology Research Partnership for Sustainable Development) and JSPS KAKENHI (No. 2440415).

REFERENCES

- Correll, D., L., Jordan, T., E., and Weller, D., E.: Transport of Nitrogen and Phosphorus from Rhore River Watersheds during Storm Events, *Water Resources Research*, Vol. 35, pp.2513-2521, 1999.
- Meybeck, M.: Global Chemical Weathering of Surficial Rocks estimated from River Dissolved Loads, *American Journal of Science*, Vol. 287, pp. 401-428. 1987
- Mortatti, J., and Probst, J., L.: Silicate Rock Weathering and Atmospheric/Soil CO_2 uptake in the Amazon Basin estimated from River Water Geochemistry: Seasonal and Spatial Variations, *Chemical Geology*, Vol. 197, pp.177-196, 2003.
- Saunders, J., F., and Lewis, W., M.: Transport of Major Solutes and the Relationship between Solute Concentrations and Discharge in the Apure River, Venezuela, *Biogeochemistry*, Vol. 8, pp.101-113, 1989.
- Saunders, T., J., McClain, M., E., and Llerena, C., A.: The Biogeochemistry of Dissolved Nitrogen, Phosphorus, and Organic Carbon along Terrestrial-Aquatic Flowpaths of a Montage Headwater Catchment in the Peruvian Amazon, *Hydrological Processes*, Vol. 20, pp.2549-2562, 2006.

CASE STUDY: WIND IMPACT ON SHORELINE CHANGE IN FRONT OF A RIVER MOUTH IN LAKES

Gabriela Sossa Ledezma¹, Hitoshi Tanaka²

1. INTRODUCTION

Up to the present different study approaches have been carried out on shoreline change in a lake; for instance, in Lake Biwa (Tsuchiya et al. 1984) and in Lake Kasumigaura (Uda et al. 1998) giving new insights into understanding basic process of sand movement and erosion in lakes. Fujita & Tanaka (2002) used topographical maps and aerial photographs around the mouth of Nagase River for analyzing the wind-impact on sediment transport and erosion.

The present study: “CASE STUDY: WIND IMPACT ON SHORELINE CHANGE IN FRONT OF A RIVER MOUTH IN LAKES” makes a comparison between shoreline change in front of Tuni River Mouth and Nameless River Mouth with Shoreline Change around the Mouth of Nagase River in Lake Inawashiro (Fujita & Tanaka 2002), analyzing wind impact as erosive factor.

Trying to understand the erosive phenomena will be helpful for future studies on sediment transport and deposition model.

2. STUDY AREA AND DATA COLLECTION

The study area, Lake Tuni (located in La Paz, Bolivia) provides important water resources to two major cities of Bolivia (La Paz and El Alto). Furthermore Global Climate change will accelerate glacier retreat and it may result in accelerate sediment deposit reducing the capacity of the lake.

In Lake Tuni were found two sandspits placed in front of two rivers, one of them is called Tuni River and the other one was called Nameless.

Tuni River originates in Tuni Glacier, it flows for 5.46 Km before draining into Lake Tuni, and it has a river basin area of 9.98 Km². On the other hand, Nameless River flows for 0.94 Km before draining into Lake Tuni, and it has a river basin area of 0.65 Km². Fig. 1 is an outline of Lake Tuni, and shows the target area around the mouth of Tuni River and Nameless River.

For the analysis of shoreline change, data of wind direction and speed (from June 2011 to May 2012), bathymetric measurements performed in 2000 and water level data (from 2000 to 2012) of the lake were provided by EPSAS (Social Public Enterprise of Water and Sanitation in La Paz).

Despite the lack of topographical data, Geo-Eye satellite images were used for the periods: November 2005, August 2009, May 2011 and September 2012.

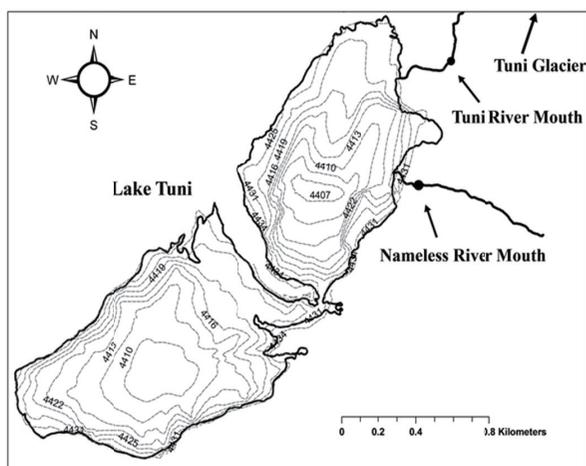


Fig1: Study Area

1 Research student, School of Engineering, Tohoku University (6-6-6, Aoba, Aoba-ku, Sendai, 980-8579, Japan.

2 Dr. Eng., Prof., Department of Civil Engineering, Tohoku University (6-6-6, Aoba, Aoba-ku, Sendai, 980-8579, Japan.

3. DATAANALYSIS

In Bolivia the raining season extends from January to March, while dry season extends from June to August. Water elevation in Lake Tuni through a year is depicted in Fig 2-3. Due to fluctuations in the water level sandspit are well recognizable only during dry season.

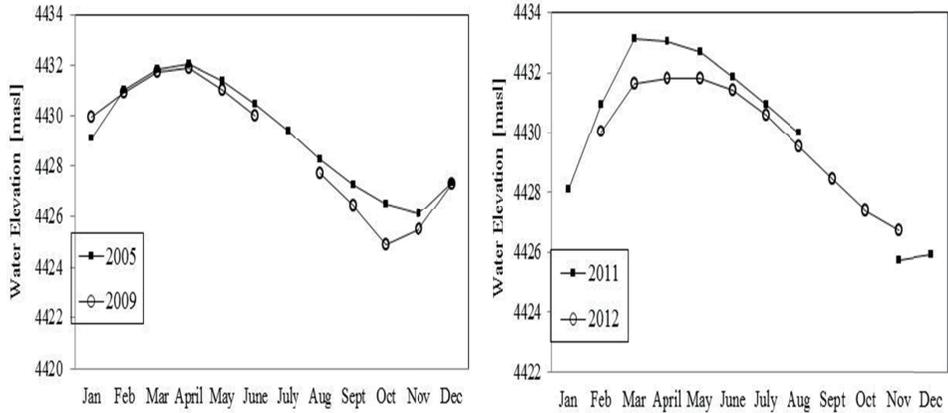


Fig. 2-3: Water Elevation in Lake Tuni (2005,2009,2011 and 2012)

Tuni River Mouth

Fig. 4-5 show the shoreline around the river mouth and the sandspit, which can be appreciated because in both cases November 2005 and August 2009 dry season is still present, and the water level. In the other hand for Fig. 6, which was taken in 2011, it cannot be seen the sandspit because the high level of the water, it shows just the shoreline shape. In May the water levels still being high due to this month is near to the raining season. Fig. 7 was taken in September 2012, month which is nearest to dry season than raining season.

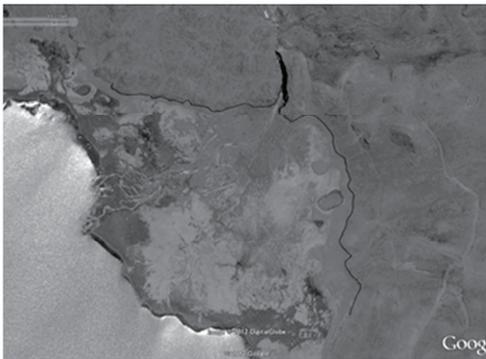


Fig. 4: Satellite Image Tuni River Mouth (November 2005)

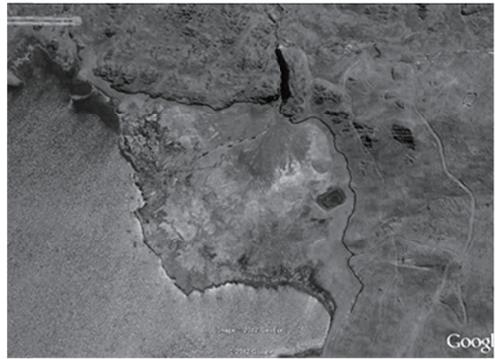
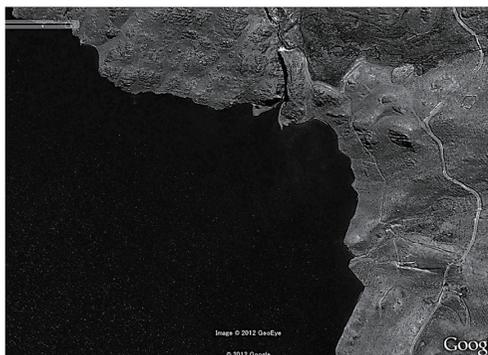


Fig. 5: Satellite Image Tuni River Mouth (August 2009)



Nameless River Mouth

Fig. 8-11 are satellite images which show the shoreline change for different periods of time around Nameless River.



Fig.8: Satellite Image Nameless River Mouth (Nov- 2005)

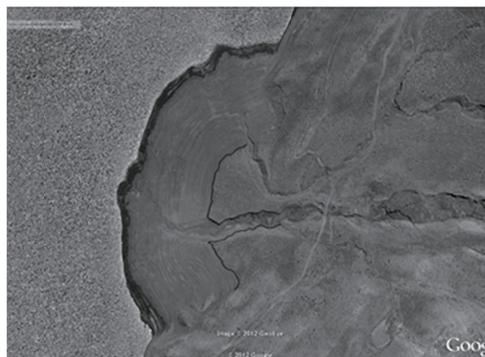


Fig. 9: Satellite Image Nameless River Mouth (August 2009)



Fig. 10: Satellite Image Nameless River Mouth (May 2011)



Fig.11: Satellite Image Nameless River Mouth (Sep-2012)

In despite that Figure 8 was taken in November 2005 and Figure 9 in August 2009 the water level allow us appreciate quite similarity in the shoreline around the Mouth of Nameless River for both periods

In case of Figure 10, this image was taken in May 2011, the water level is high but it can be seen that the shoreline does not show important difference with previous periods analyzed.

Figure 11 was taken in September 2012, the water level does not allow appreciate the whole sandspit, comparing the shoreline around the river mouth, it can be appreciated differences with any of the other periods explained before.

Comparison

In order to make an accurate comparison between shoreline changes around the Tuni River Mouth and Nameless River Mouth respectively it was overlap the shoreline for the periods analyzed: 2005, 2009, 2011 and 2012 as it can be seen in Fig.12-13.

In Tuni River (Fig. 12), it can be seen differences between 2011 and 2012 with 2005 and 2009 the shorelines, but it can be explained that it is because the images were not taken in the same season, nor with the same water level. Therefore it can be assumed that in Tuni River there is not remarkable erosive process.

In Fig. 13 it was analyzed Nameless River. In this case the influence of water level does not play an important role because it is clearly represented in the graph that there is no remarkable shoreline change. Also for this case can be assumed that the erosive process is not representative

Making a comparison with Lake Inawashiro of the erosive phenomena developed due to the existence of morphological similarities between the shoreline shape around the rivers.

Fujita & Tanaka (2002), showed through the topographical analysis of different periods a multiple sandspit development, establishing that the waves attack the shore with a large incident angle because of west-northwest winds that prevail during winter, concluding the wind impact as the main erosive factor.

In order to find the Wind Rose (Fig. 14), which represents the highest values of speed, wind information was analyzed monthly, quarterly, semiannually, and yearly.

However in Tuni Lake, examining the correspondence of Wind Direction, Wind Speed and sand movement it was found that; Due to Wind Direction is North North East direction (NNE), the fetch cannot have a remarkable erosive action over the shore, and the wind speed is low. analyzing the NNE direction as it is depicted in Table 2, 0.9 % of the wind data analyzed is bigger than 10 m/s.

Also In Table 1 which is a resume of the whole data analyzed it can be seen that just 2.3% have velocity bigger than 10 m/s).

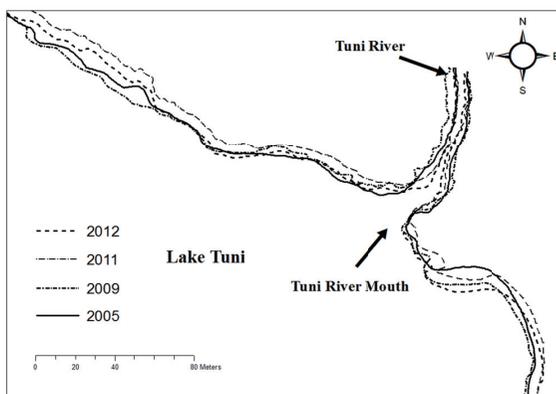


Fig. 12: Shoreline Change around Tuni River Mouth

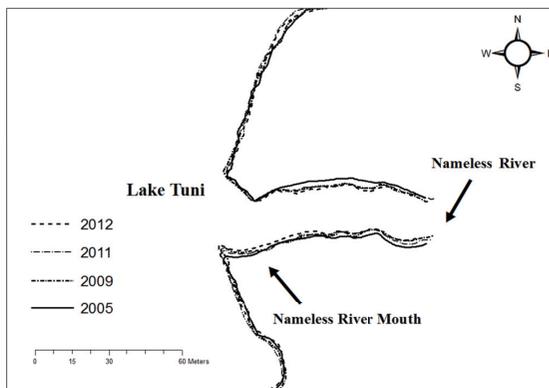


Fig. 13: Shoreline Change around Nameless River Mouth

Despite the analysis made in Lake Tuni have not counted with older periods as it was made in Lake Inawashiro, this appraisal bring and important perspective of the grade of erosive phenomena which is acting on the shoreline around of both River Mouths.

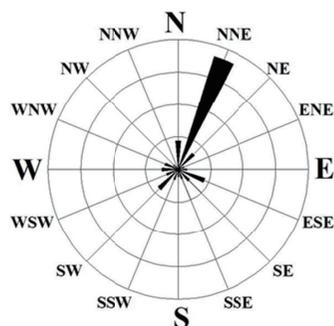


Fig.14: Wind Rose Lake Tuni

Velocity Range m/s	Average Percentage [%]
>10	2.3
7.5-10	11.5
5-7.5	22.6
2.5-5	25.6
1-2.5	22.5
0.5-1	8.2
<0.5	7.3

Table 2. Percentage [%] of Velocity Events

	>10 0	7.5-1 m/s	5-7.5 m/s	2.5-5 m/s	1-2.5 m/s	0.5-1 m/s	<0.5 m/s
N	1.4	4.2	2.0	1.4	0.3	0.3	0.3
NNE	0.9	7.1	17.4	5.7	0.3	0.3	0.3
NE	0	0	2.7	1.2	3.0	0.2	0.5
ENE	0	0	0	0.6	0.7	0.2	0.2
E	0	0	0	1.0	1.0	0.2	0.2
ESE	0	0	0	4.8	2.1	0.3	0.3
SE	0	0	0	1.3	0.5	2.0	0.3
SSE	0	0	0	2.0	0.2	0.2	0.2
S	0	0	0	0.8	0.4	0.4	0.2
SSW	0	0	0	1.3	0.8	0.5	0.3
SW	0	0	0	2.4	3.9	0.2	0.5
WSW	0	0	0	1.4	1.5	0.2	0.2
W	0	0	0	1.3	2.1	0.5	0.5
WNW	0	0	0	0	2.5	0.6	0.6
NW	0	0	0	0	1.0	0.3	0.3
NNW	0	0	0	0	0.4	0.0	0.3

Table 1. Velocity percentage [%] related with Wind Direction

CONCLUSIONS

Despite the lack of meteorological data and based on satellite overlap graphs it can be said that neither River Tuni Mouth nor River Nameless Mouth develop important shoreline changes.

Fujita & Tanaka (2002) found the wind impact as a remarkable erosive factor on shoreline change process, but in Lake Tuni, wind does not have the same impact. The small impact is consequence of a low wind speed; in addition, the relationship between wind direction and fetch length does not contribute to the erosive phenomena.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors would like to express their grateful thanks to JST/JICA, SARTREPS (Science and Technology Research Partnership for Sustainable Development) for supporting financially this study.

REFERENCES

- Fujita, Y. & Tanaka, H. 2002. Shoreline change around the mouth of Nagase River in Lake Inawashiro, *Proceedings of 13th APD-LAHR Congress*: 853-858.
- Tsuchiya, Y. et al. 1984. Study on beach processes on the Biwa Shoreline and the Haginohama Beach, *Kyoto University Disaster Prevention Research Institute Annual Report 27*: B-2 (in Japanese)
- Uda, T. & Yamamoto, K. 1985. Shoreline change on Oyasawabana Beach in Lake Hinuma. *Proceedings of Japanese Conference on Coastal Engineering 32*: 370-374. (in Japanese)

伊豆沼における底質組成の空間分布

東北大学 工学部 仲田 信也

東北大学 大学院工学研究科 梅田 信

宮城県伊豆沼・内沼環境保全財団 嶋田 哲郎

1. はじめに

多くの富栄養化した閉鎖性水域において水質改善の対策が実施されているが、十分な成果が出ていないことも多く、課題となっている。特に浅い湖沼における水質悪化の傾向が顕著であり、健全な生態系を保全するためにも水質の改善・管理が必要となる。しかし、浅い湖沼においては、河川流入による流動や波浪などにより、底泥が巻き上げられ再懸濁していることが水質改善を妨げる要因の一つとして挙げられる。

底質の巻き上げにより、土粒子や栄養塩類が再懸濁し、濁度の上昇や富栄養化といった水質環境を変化させることがある。また、底質の巻き上げが活発で水の濁りが高い環境では、沈水植物の生息が難しくなり、抽水植物や浮葉植物が優占になる。したがって、浅い湖沼においては特に底質の挙動と生態系や水環境が密接に関わっていると言える。底泥からの内部負荷を抑制し、効果的な水質対策を行うには、底質の挙動を考慮することが必要である。そのために、底質が形成する際に影響すると考えられる流速や湖沼の底質組成に関する空間分布を把握することは重要である。そこで、本研究では伊豆沼における流速と風速のデータを分析するとともに、底質組成の空間分布を把握するための現地観測を行い、含水比・強熱減量・全リン・全窒素の分析を行った。

2. 研究対象の概要

研究対象である伊豆沼は、宮城県北部に位置する湖面積 2.89km²、最大水深 1.6m、平均水深 0.76m の浅い湖である。図-1 に伊豆沼の平面図を示す。湖の形状は東西方向に長く、流入は本川である荒川、内沼からの流出河川である浄土川など複数ある。一方、流出は湖東端の 1 カ所のみである。また、伊豆沼の水位は下流端に設置されているゲートで管理されている。

伊豆沼およびその周辺は、多様な動植物の生息地になっており、国内有数の渡り鳥の飛来地としてラムサール条約に登録されている。しかし、家庭排水の流入、水鳥の糞や餌などの影響により水質が悪化し、富栄養化が問題となっている。実際、環境省が 2010 年に発表した平成 21 年度公共用水域水質測定の結果では、COD の年間平均値が 10mg/l にもなり、全国でワースト 1 位になっている。

*Spatial distribution of sediment composition in Lake Izunuma, by Shinya Nakada, Makoto Umeda, and Tetsuro Shimada

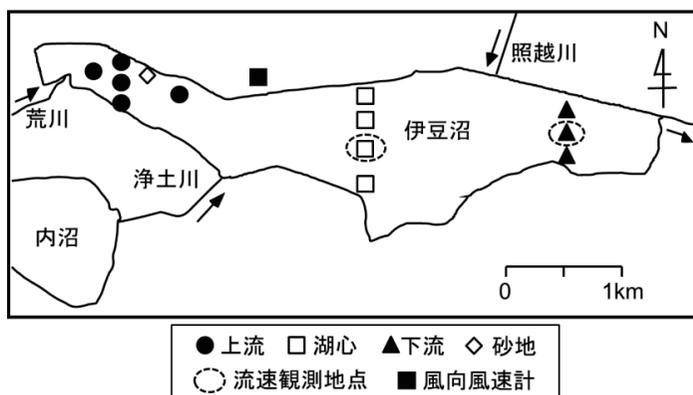


図-1 伊豆沼の平面図と観測地点

3. 研究方法

(1) 風速と流速の分析

伊豆沼における風速と流速について分析を行った。用いたデータは、梅田ら¹⁾が風向・風速と流速の観測を行ったものを用いた。

風向・風速は図-1に示した地点に風向・風速計を設置し、10分間隔で連続計測が行われた。この地点は湖岸近くの高台であり、この場所の地上から約3m、湖面からは約20mの位置に風速計が設置されている。しかし、この観測では、一部期間のデータが欠如していたため、その部分に関しては伊豆沼の西側6km地点にある築館アメダスのデータを用いて分析を行った。

流速は2010年の12月5日から12月26日、2011年の3月7日から5月8日と7月29日から9月30日に渡って観測された。この観測は流速計(JFEアドバンテック(株)製 COMPACT-EM)を図-1の点線で囲んだ湖心と下流の2地点に設置し、湖底から約0.5mの高さにセンサーが来るように取り付けられている。湖心地点、下流地点における水深は、共に約1.3mである。また、用いられた計器では、乱流計測が難しいが、できる限り変動成分のデータ解析を行えるよう、計測間やデータ数が設定されており、2010年は0.5秒間隔で180データの測定を30分毎、2011年は0.5秒間隔で60データの測定を30分毎に行っている。

(2) 底質の現地観測と分析方法

2012年8月にエクマン・バージ採泥器を用い、底質を採取した。観測地点は図-1のように13カ所を設定した。これらは、上流部の5地点、湖心部の4地点、下流部の3地点および、上流付近の砂地が広がっている地点に主に分類できる。また、上流部の5地点のうち3地点は、湖心部の4地点、下流部の3地点と同様に南北方向に一直線に並ぶように設定した。

含水比は各地点の試料を105°Cで12時間、乾燥させて求めた。強熱減量は、乾燥試料を600°Cで加熱後、重量を測定して求めた。全リンと全窒素は、各試料10-20mgに超純水10mlと水酸化ナトリウムとペルオキシ二硫酸カリウムを混合した分解液10mlを加え、121°Cで一時間、オートクレープし、0.45μmのメンブランフィルターでろ過した後、分析装置 Auto Analyzer II (BLTEC(株)製)で測定した。

4. 結果と考察

(1) 風速と東西成分, 南北成分の流速変動

図-2に月別に平均した風速と東西成分, 南北成分の流速変動を示す. 風速, 流速変動ともに12月, 3月, 4月といった冬季から春先にかけて値が大きく, 8月, 9月といった夏季は値が小さくなっている. 別当ら²⁾によると, 伊豆沼では12月から4月にかけて平均風速が高く, 冬季は西風の頻度が多いことがわかっている. したがって, 冬季から春先と夏季で流速変動に変化が見られたのは季節による風速の違いによる影響だと言える. また, 冬季から春先にかけて湖心と下流で流速変動に差が出ており, 南北成分より東西成分の方が, 若干差が大きくなっている. これは, 風向と湖の形状による影響で, 西風に対して吹送距離がより長くなる下流で流速変動が大きくなったと考えられる.

底質組成の形成に関しては, 流速変動の大きい冬季から春先の影響が大きいと考えられる. また, 流速変動は湖心の方が低いことから, 湖心と下流で底質の移動が異なり, 底質の組成も異なっている可能性がある.

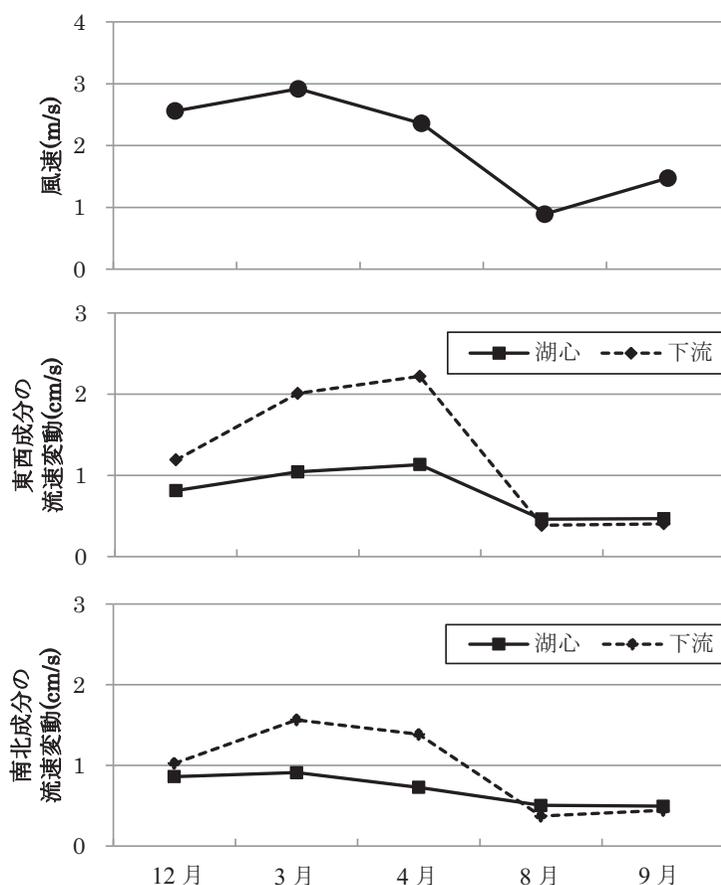


図-2 月別の平均した風速と東西成分, 南北成分の流速変動

(2) 南北方向の比較

図-3 に上流部の南北方向に一直線に並ぶ3地点、湖心部の4地点および下流部の3地点における含水比、強熱減量、全リンおよび全窒素の結果を示した。各測定項目に関して下流部では比較的南部の方で値が低く、北部の方で値が高くなる傾向がある。一方、上流部と湖心部では目立った傾向が見えなかった。しかし、各測定項目に関して南北方向より上流、湖心、下流といった縦断方向の違いの方が比較的、際立つ結果となった。流速変動が南北成分より東西成分の方が大きいこと踏まえると、底質は南北方向より東西方向の移動が大きいことが推測される。したがって、底質の組成の違いは南北方向より縦断方向に表れたと考えられる。

(3) 縦断方向の分布

図-4 には、上流部の5地点、湖心部の4地点、下流部の3地点で、それぞれ含水比、強熱減量、全リンおよび全窒素を平均して、縦断的な分布を示した。なお、砂地は上流部に入るが、別途に示した。含水比は、湖心が比較的高くなっている。この理由としては、湖心での流速変動が下流より小さいことが影響していると考えられる。その結果、湖心では土粒子が巻き上げられてもあまり移動せず、小さな土粒子が堆積しやすくなり、含水比が高くなった可能性がある。以上より、底質の組成に関しては、流速が影響していることが推測される。また、強熱減量、全リンおよび全窒素の値に関しても含水比と同様に湖心で比較的大きくなっており、底質の性質を示す含水比と関連がある可能性がある。

(3) 含水比に対する全リン、全窒素および強熱減量

含水比に対する全リン、全窒素および強熱減量の関係を図-5 に示す。図中の R^2 の値は決定係数である。含水比と強熱減量の関係性はやや弱い。これは植物の微細な断片が底泥中に多く含まれており、その多寡で強熱減量にばらつきが生じた可能性がある。一方、含水比と全リンおよび全窒素の関連性は比較的強いことがわかる。これはリンと窒素が、主に間隙水中に存在していたためであると考えられる。含水比は土粒子の大きさに依存することから、土粒子と全リン、全窒素および強熱減量の間に関連性があることが推測される。一般的に大きい土粒子ほど湖口近くに沈降することから、他の地点の底質に含まれるリン、窒素および有機物の量を推定できる可能性がある。

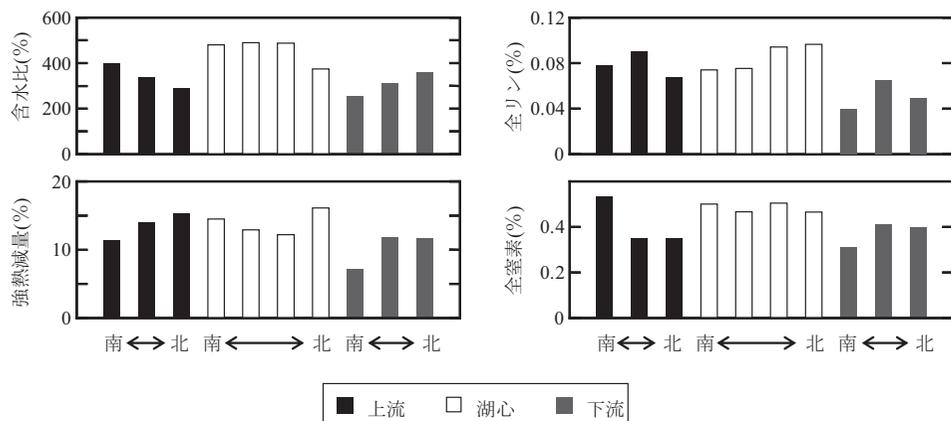


図-3 含水比，強熱減量，全リンおよび全窒素の南北方向の比較

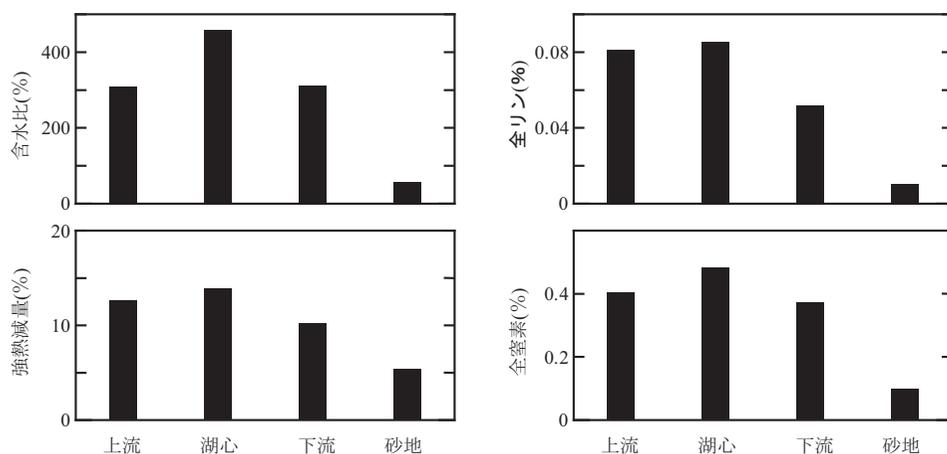


図-4 縦断方向の含水比，強熱減量，全リンおよび全窒素分布

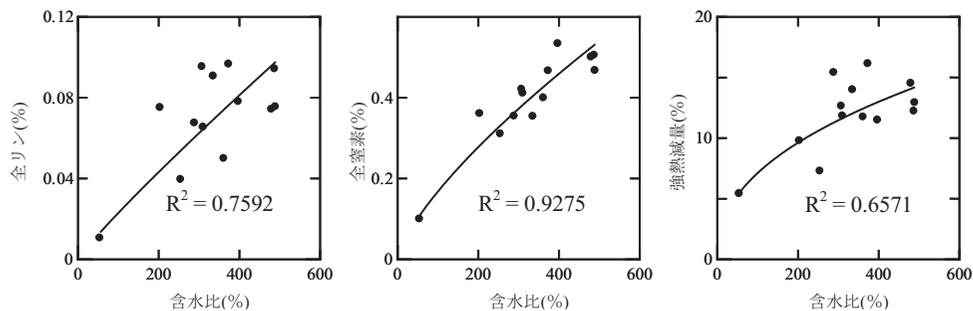


図-5 含水比に対する全リン，全窒素および強熱減量の関係

6. おわりに

伊豆沼を対象にして、風速・流速の分析と底質の含水比・強熱減量・全リン・全窒素の分析を行った。その結果、流速変動は冬季から春先にかけて高くなり、下流と湖心、東西成分と南北成分で違いが見られた。その理由としては、湖の形状と季節による風速と風向が影響していると考えられる。

さらに、底質の組成は縦断方向に違いが見られた。これは東西成分の流速変動が南北成分より大きいためであると考えられる。含水比、強熱減量、全リンおよび全窒素の縦断方向の空間分布の結果では、各測定項目ともに湖心で比較的高くなった。これに関しては、湖心の流速変動が下流より小さいことが影響していると考えられる。また、含水比と全リン・全窒素・強熱減量の間に関連性があることがわかり、含水比は粒径に依存することから、土粒子と全リン・全窒素・強熱減量の間にも関連性があることが推測された。今後は、粒径を考慮した検討を行う必要がある。

謝辞

本研究は、環境省の環境研究総合推進費（B-1004）および科研費（22404008）の支援により実施された。

参考文献

- 1) 梅田信，別当雄亮，進東健太郎：伊豆沼における底質の巻き上げと湖面風の関連，土木学会論文集 A2(応用力学)，Vol. 67, No.2(応用力学論文集 Vol. 14)，I_615-I_623，2011
- 2) 別当雄亮，梅田信：伊豆沼における湖面風と底質の巻き上げについて，東北地域災害科学研究，第 47 巻，pp.135-140，2011

釜房ダムの上流部浅瀬における藻類現存量の観測*

東北大学工学部 佐藤 洋人

東北大学大学院工学研究科 梅田 信

ダム水源地環境整備センター 木村 文宣

1. はじめに

釜房ダムは、仙台の水瓶として仙台の市民生活に大きな役割を果たしている。しかし、取水した湖水における異臭味がたびたび発生している。これは、ある種の藻類が原因物質を生成するためである。水域で発生する藻類には、水中を浮遊する植物プランクトンと底質上に繁殖する付着藻類の2つに分類することができる。釜房ダムでは、植物プランクトンに加え付着藻類も異臭味の原因となっていると考えられている。そのため、付着藻類が繁殖しやすい湖内の浅瀬域で観測および解析をすることが必要と考えられる。本研究では、釜房ダム貯水池の上流部浅瀬に設置した水質計と風速計により約2か月間に渡る観測を行い、得られたデータの分析・考察を行った。

2. 研究対象

釜房ダムは、宮城県柴田郡川崎に位置し、流域面積 195.25km²、総貯水容量 4.53×10⁷m³で、洪水調節、灌漑、発電、水道用水、工業用水のために建設された多目的ダムである。釜房ダムの平面図を図-1に示す。仙台市の水道水供給量の約36パーセントを占めている。しかし、釜房ダムでは湛水を開始した1971年から異臭味の問題に悩まされ続けてきた。その対策として、湖水を循環させ植物プランクトンの増殖を抑制するため、間欠式空気揚水筒を導入した。この対策によって、いったんは異臭味の発生が抑制されたが、1996年から再び異臭味が発生した。そのため、湖水の循環能力がより大きい多段型散気方式曝気システムを採用した。これによって、再び異臭味は低減されたが、完全に抑制するまでには至っていない。

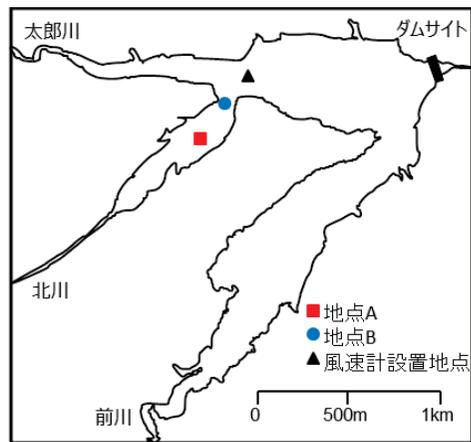


図-1 釜房ダムの平面図

* Observation of algae biomass in shallow waters of the upstream portion of the Kamafusa Dam, by Hiroto Sato, Makoto Umeda, and Fuminori Kimura

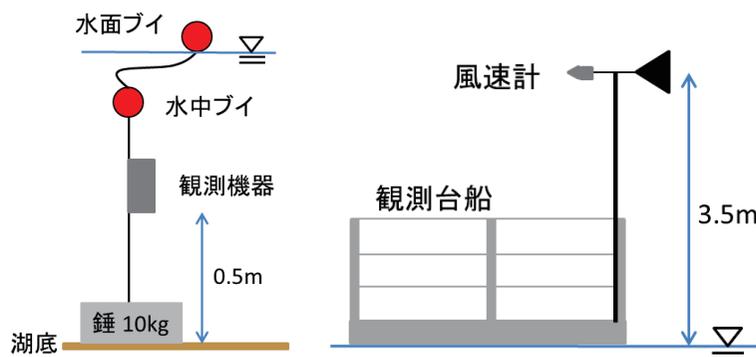


図-2 水質観測模式図（左）と風速計設置模式図（右）

3. 観測の概要

本研究では、北川が流入する、釜房ダムの上流部浅瀬の浅瀬中心付近（地点 A）と北川・太郎川合流点付近（地点 B）の 2 地点で水温・水質の観測を行った。また、本川上流域に設置されている水質センサーのための観測台船に風速計を設置した。釜房ダムの平面図、および観測地点を図-1 に示す。また、地点 A と地点 B での水質観測模式図と風速計設置模式図を図-2 に示す。

地点 A では 2012 年 7 月 19 日から 9 月 25 日まで、地点 B では 9 月 20 日までの間、湖底から 0.5m の位置にワイパー式クロロフィル濁度計（JFE アドバンテック製 INFINITY-CLW）を設置し、5 分間隔で水温、濁度、Chl-a の連続計測を行った。また、地点 A では湖底から 0.5m の位置に多波長励起蛍光光度計（JFE アドバンテック製 INFINITY-ME）を設置し、30 分間隔で、珪藻、緑藻、藍藻（*Microcystis*）、藍藻（*Microcystis aeruginosa*）の Chl-a の連続計測を行った。

風速計（Onset Computer Corporation 製）は地点 B と同じ期間、図-1 に示した風速計設置地点に、湖水面から 3.5m の位置に設置し、10 分間隔で連続計測を行った。

4. 結果と考察

図-3 に 7 月 19 日から 9 月 5 日までの地点 A と地点 B での水温のデータと気温のデータ、珪藻、緑藻、藍藻（*Microcystis* と *Microcystis aeruginosa*）のデータを示した。気温のデータを見ると 7 月 19 日は夜が約 20℃、昼は約 30℃であったが、7 月 20 日から 23 日の間は釜房ダムの気温が昼も夜も約 15℃と急激に気温が下がっている。この急激な気温の低下によって、浅瀬中心地点と合流点地点の両地点で水温が低下した。7 月 24 日からは気温が上昇したため、浅瀬中心地点と合流点地点の両地点で水温が上昇した。しかし、両地点の水温の上昇の仕方は、8 月 7 日以降にみられる日変動をすることなく上昇した。7 月 24 日から 8 月 5 日の内、水温が約 21.5℃以下の 7 月 24 日から 30 日の期間は、珪藻の存在量が多い。しかし、水温が約 21.5℃以上になった 7 月 30 日から 8 月 5 日の期間は、珪藻の存在量が減少していき、藍藻（*Microcystis* と *Microcystis aeruginosa*）の存在量が増加した。緑藻の存在量は観測期間中わずかであった。湖沼における一般的な藻類の増殖に対する最適水温は、珪藻で約 15℃、藍藻で約 25℃である¹⁾。観

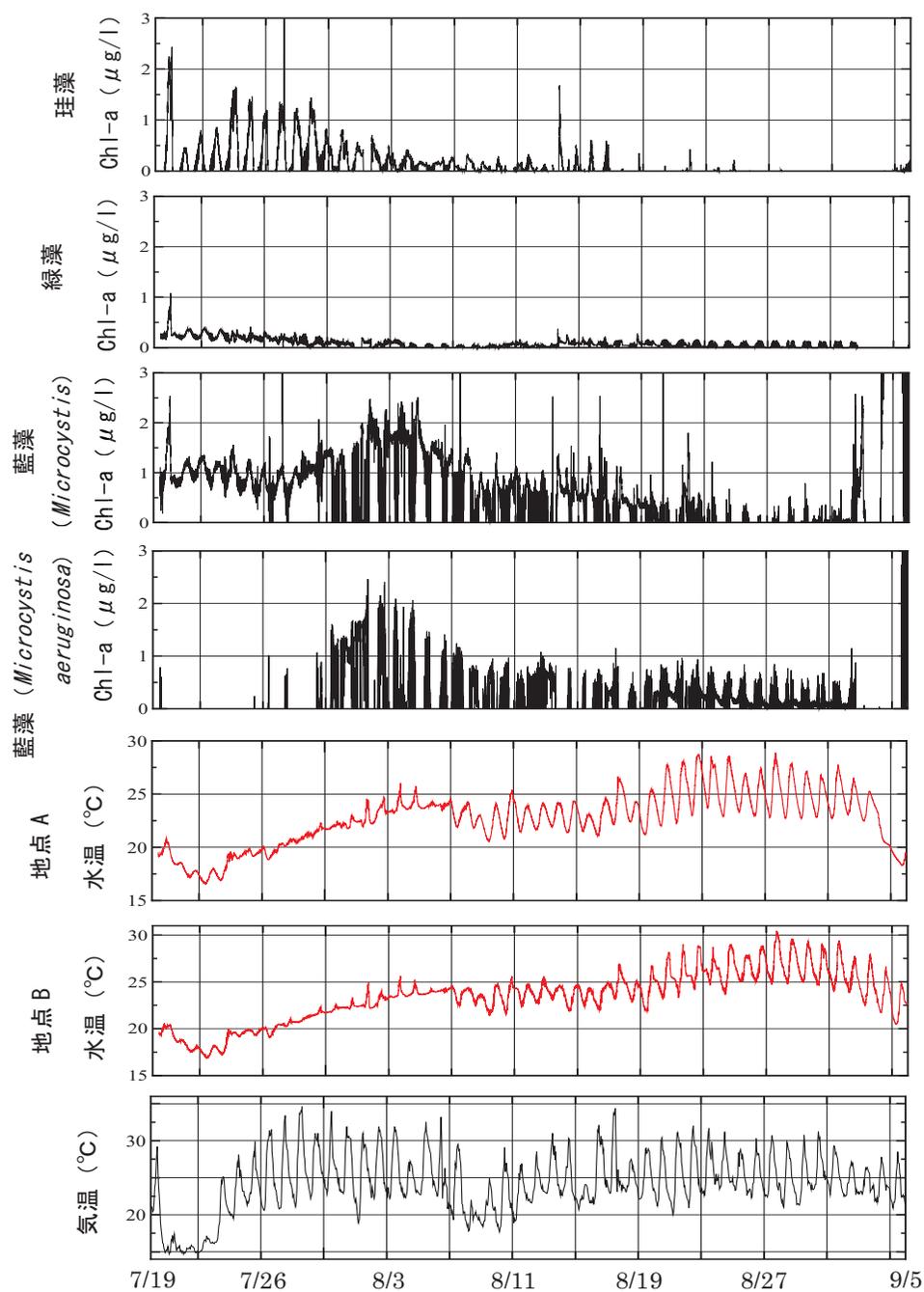


図-3 地点 A と地点 B での水温、気温と種類別藻類データ

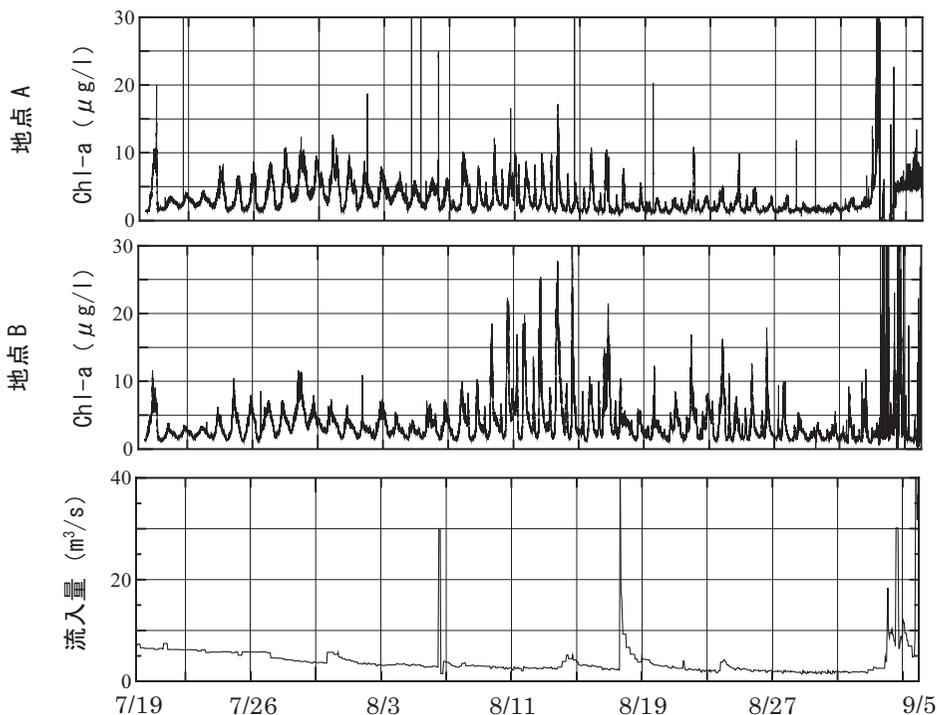


図-4 地点 A と地点 B での Chl-a 濃度と日平均ダム流入量

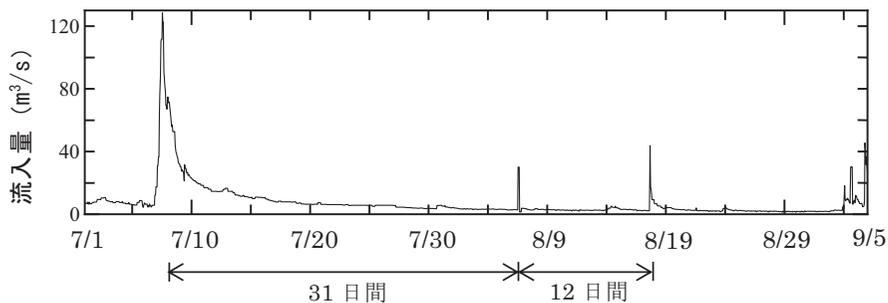


図-5 7月1日から9月5日の流入量のデータ

測結果を見てみると7月20日から23日の水温低下時は、水温15°Cに近づくほど珪藻の存在量が増加していき、24日から水温が上昇すると珪藻の存在量が減少していった。藍藻は水温が約21.5°C以上になった7月30日から増加をし、水温が25°Cに近くなった8月5日まで上昇した。このことから、7月24日から8月5日の間は、水温が珪藻と藍藻の増減に影響を与えていたと考えられる。

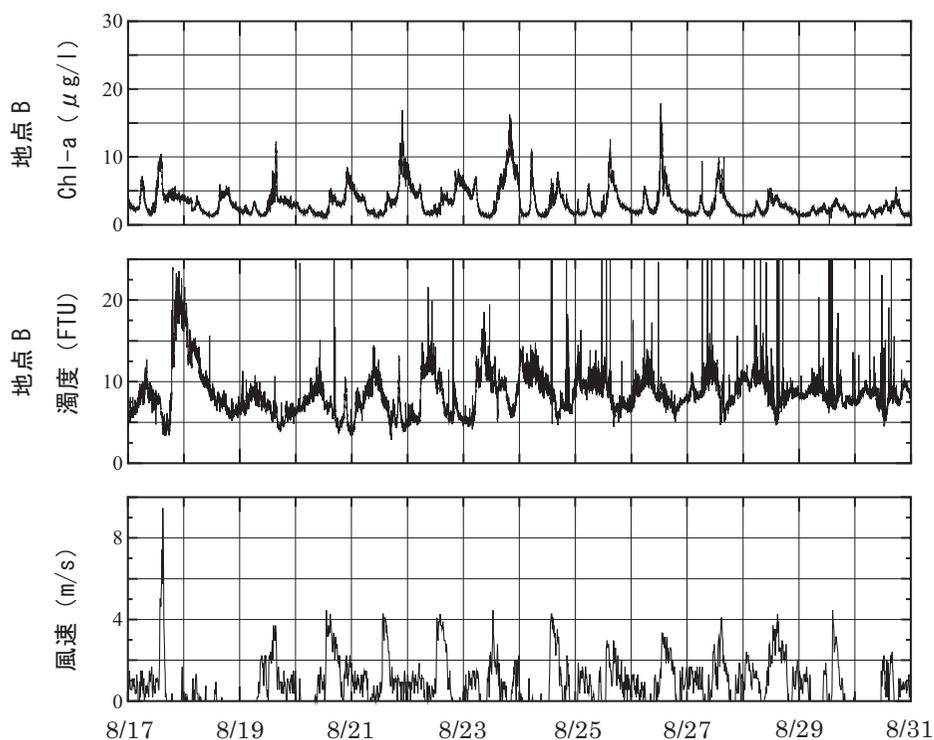


図-6 風速と地点 B での濁度と Chl-a 濃度の日変動データ

図-4 に 7 月 19 日から 9 月 5 日までの地点 A と地点 B の Chl-a のデータと流入量のデータを示した。8 月 6 日に小出水があり、その後両地点で Chl-a 濃度が増加した。しかし、地点 A と地点 B では Chl-a 濃度の増加に差があり、8 月 6 日から 13 日の間に地点 B の Chl-a の増加量が約 20 $\mu\text{g/l}$ であったのに対して、地点 A の Chl-a の増加量は約 5 $\mu\text{g/l}$ であった。また、8 月 17 日にも出水があったが、その後の Chl-a の増加量は地点 B でわずかに増加するのみだった。この 8 月 6 日の流入量増加後の Chl-a 増加量と 8 月 17 日の流入量増加後の Chl-a 増加量の差の要因には、流入してくる栄養塩量の差が考えられる。流入してくる栄養塩量は、流入量が急激に増加した際に上流に溜まっていた栄養塩が流出することで増加すると考えられる。よって、流入量が急激に増加した日と次に流入量が急激に増加した日の間隔が長いほど、上流で栄養塩が多く溜まるということになる。図-5 に 7 月 1 日から 9 月 5 日の流入量のデータを示した。データを見てみると 8 月 6 日以前で流入量が急激に増加したのは 7 月 7 日であり、間が 31 日間となっている。一方、流入量が急激に増加した 8 月 17 日と 8 月 6 日の間は 12 日間である。よって、8 月 6 日のほうが 8 月 17 日より多くの栄養塩が流入したため、藻類の増殖が顕著だった可能性がある。また、図-6 に 8 月 17 日から 8 月 31 日の風速と地点 B での濁度と Chl-a の 1 日の変動が分かるようにしたグラフを示す。データを見ると 8 月 20 日に風速が約 4m/s に達した後、地点 B の濁度が上がっている。その後、Chl-a の値が増加した。風が強く吹いたときに濁度が上がるのは、底泥の巻き上げが考えられるが、湖沼の底質は風速 5m/s 未満ではほとんど巻き上げ

が生じない²⁾。そのため、今回釜房ダムの観測で得られた風速と濁度、Chl-a の関係は底泥の巻き上げではないが、風速と濁度、Chl-a の間には何らかの関係性があると考えられる。

5. おわりに

本研究では、北川が流入する釜房ダム上流部浅瀬を対象として水温・水質、風速の観測を行った。観測の結果、7月24日から8月5日の内、水温が約21.5℃以下の時は珪藻の存在量が多かったが、水温が約21.5℃以上になると珪藻の存在量は少なくなり、藍藻の存在量が増加した。また、流入量が急激に増加した後、地点Aと地点Bの両地点でChl-aの増加がみられたが、Chl-aの濃度の増加の仕方に差が存在し、地点BのChl-aの増加量が地点AのChl-aの増加量より大きいという結果となった。

参考文献

- 1) 天野邦彦, 安田佳哉, 鈴木宏幸: 多目的ダム貯水池の水質と流入河川・貯水池特性との関連について, ダム工学, vol.10, pp.128-137, 2000
- 2) 仲田信也, 梅田信, 嶋田哲郎: 伊豆沼における底質組成の空間分布, 東北地域災害科学研究論文集

泥火山噴出物の流入がインドネシア・ポロン川に与えた影響評価*

東北大学災害科学国際研究所 呉 修一・武田百合子・有働恵子

東北大学大学院工学研究科 梅田 信

東北大学災害科学国際研究所 真野 明

東北大学大学院工学研究科 田中 仁

1. はじめに

2006年5月、インドネシア・シドアルジョで発生した泥火山、LUSI (Lumpur Sidoarjo [Lumpur とはインドネシア語で汚泥を意味する])は現在も噴出を続けている。噴出当初、その堆積域を堤防で囲む対策が取られたが、その後も泥の噴出は収まらず、2011年6月の時点で6.5 km²が泥水で覆われ、高速道路や鉄道に影響を与え、3万人以上の近隣住民の生活に影響が及んだ。噴出量は最大で約180,000 m³/dayに達するとされている(USGS, 2008; Daviesら, 2011)。

堆積・貯蔵限界を超えた汚泥は、隣接するポロン川へ導水路を通じ排出されている。噴出した泥には硫黄などの有毒成分が含まれるため、ポロン川河口部に位置する海老の養殖場が被害を受け、さらに海洋汚染などの懸念が高まっている。しかしながら現段階においても将来の解決のための目処はまったく立っていない。

本研究は、ポロン川への汚泥の流入が河道・河口部の河床形状・水質に与えた影響を現地調査・数値計算などを通じて明らかにすることを目的とする。これにより、汚泥の流入がポロン川の洪水疎通能力へ与えた影響の把握、河川・河口域の水質環境の現状の把握とその改善手法の提案、同様な泥火山噴出への対応策の提案などを行う。また、効率的な汚泥の浚渫方法や優先浚渫箇所の選定、河川環境への負荷の少ない汚泥の排出方法・対策工についての検討も行う。本報告では、LUSI 泥火山噴出およびポロン川の概要を示すとともに、2012年11月に行った現地視察の結果を紹介する。

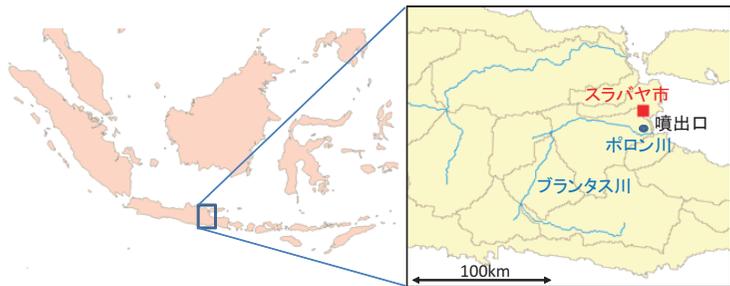


図-1 ポロン川および汚泥噴出口の位置

2. ポロン川の概要

ポロン川は、インドネシア・ジャワ島の東部に位置するインドネシア第2の都市スラバヤから南に約30kmに位置する(図-1)。ポロン川はブランタス川の下流部に位置し、ブランタス川は全長約320 km、流域面積約12,000 km²のジャワ島第2の河川である。

* Effects of Mudflow from the LUSI Mud Volcano on Porong River, Indonesia, by Shuichi Kure, Yuriko Takeda, Keiko Udo, Makoto Umeda, Akira Mano and Hitoshi Tanaka

流域の年平均雨量は 1500～2000 mm 程度であり、明瞭な雨期（10月～4月）と乾期（5月～9月）に区別される。ブランタス川流域はスラバヤ市、マラン市等を抱える人口緻密地帯であり、また、ジャワ島有数の穀倉地帯でもある。このため、「ブランタス川流域総合開発計画」に基づき、主として我が国の協力により古くから開発が進められており、円借款により多くの事業が実施されてきた（JICA 2001, 2002）。ブランタス川ではダム貯水池を含む多くの水工構造物などが治水・灌漑・発電などを目的として建設されてきた。このような水工制御施設の建設や継続的な河川改修に伴い、ブランタス川・ポロン川における洪水被害は著しく減少してきた。しかしながら、今回の泥火山噴出に伴い発生した大量の汚泥をポロン川に流入させることで、河床への汚泥堆積に伴い洪水疎通能力の低下が懸念されている。このような洪水疎通能力の低下は、これまでの地道な河川改修事業の意義を低下させるものであり、早期の影響評価と対応策の実施が求められている。本研究の実施は、ブランタス川流域で行われたこれまでの事業の効果発現を担保するものとも位置づけられる。

3. 泥火山噴出の概要

2006年5月29日、シドアルジョ市近郊の天然ガス田の試削現場より高温の汚泥（約 100℃）および有害ガスが噴出を始めた。インドネシアのジャワ島では泥火山の噴出は多くの箇所で行われており、珍しいことではない。しかしながら、今回、LUSI 泥火山の汚泥噴出はこれまでのものと規模が異なった。汚泥の噴出量は最大で 180,000m³/day と膨大であり、現在も噴出が続いている（Davies ら, 2011）。2007年の秋の時点で噴出量は累計で 3,000 万 m³ 以上にのぼり（USGS, 2008）、周辺地域への堤防の建設にも関わらず 6.5km² 以上が既に汚泥で完全に埋め尽くされている（写真-1）。

図-2に、泥火山噴出後の周辺地域の衛星画像（(a)2006年7月および(b)2010年7月、Google Earthより）を示す。図に示されるよう、汚泥の氾濫・堆積が広範囲に拡大してきたことがわかる。この汚泥の周辺居住地、工場地域、農場地域、高速道路への堆積に伴い 30,000 人以上の住民に影響を与えるとともに甚大な経済被害をこの地域に与えている。

Davies ら（2011）によると、汚泥の噴出量は、2010年の時点で 10,000～20,000 m³/day まで減少しているが、



写真-1 汚泥の氾濫・堆積状況および仮設堤防
（2010年10月撮影）

(a) 2006年7月 (Google Earth)



(b) 2010年7月 (Google Earth)



図-2 泥火山噴出後の周辺地域の汚泥堆積状況

今後20年以上も噴出が継続する可能性があることが指摘されている。USGS(2008)の調査によると噴出汚泥の粒径は、殆どが0.1mm以下であり、非常に小さい粒径分布を有している。

4. 現地視察の概要

汚泥流入がポロン川に与えた影響を調査するため、2012年11月に現地視察を行った。現地視察では、現地のスラバヤ工科大学の研究協力者およびインドネシア政府のシドアルジョ泥火山噴出災害の担当部局であるBPLS(Badan Penanggulangan Bencana Sidoarjo - Sidoarjo Disaster Recovery

Agency)を訪問し、LUSI泥火山に関する情報共有、意見交換、今後の研究協力体制に関して討議を行った。スラバヤ工科大学とは、今後の研究を共同で実施していくことで合意しており、現地の情報・データ収集を主に担当してもらう事となった。BPLSには、現在までの泥火山噴出の概要を紹介してもらうとともに、基本情報・データの提供をしてもらう事で合意した。

スラバヤ工科大学の案内のもと、2012年11月14日に実際にポロン川の現状を視察した。視察日は雨期の直前であり、河川流量は少ない状況であった。また、当日は汚泥の噴出は確認されたがポロン川への排出は行われていなかった。図-3の視察箇所を示される、汚泥の貯留施設(①)、ポロン川への流入部(②)、河道部(③、④)および河口部(⑤)を中心に視察を行った。

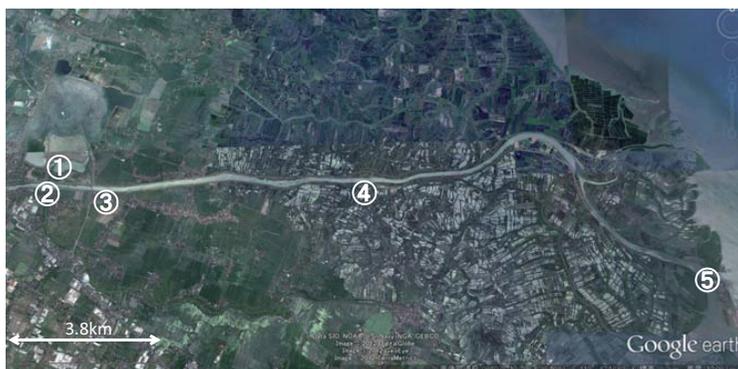


図-3 ポロン川現地視察箇所



写真-2 汚泥の貯留施設(左、①)および導水路(右)



写真-3 ポロン川への汚泥の流入部(②、河口から約21km地点)
(右岸側より左岸を撮影)

写真-2 に、汚泥の貯留施設①の写真を示す。写真左に示される大量に貯留された汚泥を、貯留水と合わせることで導水路(写真右) および排泥管を通じてポロン川に排出している。この汚泥の貯留施設へは安全・健康面の観点から一般人の立ち入りが禁止されているが、今回は研究目的ということで特別に一時的な許可を得て視察が行われた。**写真-3** に、ポロン川への汚泥の流入部②、河口から約21km 地点)の写真を示す。写真から見てとれるよう、複数の排泥管が設置されており、ここから汚泥の排出が行われている。また、排泥管の下には他の河床材料とは異なるものが堆積しているように見える。これらの粒径分布などの特性を調べその起源をしっかりと判別することが今後必要となる。**写真-4** に、ポロン川河道部③、河口から約19km 地点)の写真を示す。写真から見てとれるよう、河道右岸側に汚泥のような堆積物が目視で確認することができる。これら堆積物の色は他の河床材料物とは異なり、泥火山噴出物である可能性が高いと思われる。今後現地調査より河床材料を詳細に調べることでこれら堆積物の起源および特性を明らかにする予定である。**写真-5** に、ポロン川河道部④、河口から約11km 地点)の写真を示す。③の地点と同様に河道の護岸付近に汚泥のような堆積物を確認することができる。これらの堆積物が従来から存在するものなのか、泥火山によって発生した汚泥なのかをしっかりと調査する必要がある。**写真-6** に、ポロン川河口部⑤)に造成されたマングローブ林の写真を示す。LUSI 泥火山で発生した汚泥の粒径は非常に小さいため、ポロン川へ流入した汚泥は出水などに伴い河口部へと簡単に輸送される。しかしながら流速の小さい河口部ではこれら汚泥の堆積が顕著に発生しているものと考えられる。インドネシア政府はこの堆積汚泥を用いることで、河口砂嘴部に人工のマングローブ



写真-4 ポロン川河道部 (③、河口から約19km 地点)
(右岸側)



写真-5 ポロン川河道部 (④、河口から約11km 地点)
(右岸側)



写真-6 ポロン川河口部に造成されたマングローブ林 (⑤)
(下流側より撮影)

林を建設し、この人工島で海老の養殖実験や植物の繁茂実験を行う予定である。このような感潮域における植生域形成の促進は、沿岸部における海岸浸食の防止、さらには優れた沿岸生物環境の創出にも効果的である。今後の対策工の検討に当たっては、河口部におけるこのような人工的な浚渫工も含めた検討を行う必要がある。

5. 汚泥流入がポロン川に与えた影響

本研究の主目的は、汚泥流入がポロン川の河川環境に与えた影響を定量的に評価することである。汚泥流入がポロン川や河口部の漁業、海老の養殖に悪影響を与え、漁獲量の経年的な減少、漁獲サイズ



写真-7 人工のマングローブ林の一部 (左: 2010年10月、右: 2012年11月撮影)

の顕著な減少が生じていると現地漁民は訴えている(現地漁民へのインタビュー調査より)。また、ポロン川は既に毒の川だという現地住民の訴えが Youtube などの動画投稿サイトに投稿されている。しかしながら、これら被害をしっかりと科学・統計的に評価・調査した報告は著者らの知る限りでは存在しない。

BPLS へのインタビュー調査では、LUSI 泥火山の発生、汚泥のポロン川への放流以前と以後では、河床横断・縦断形状に大きな違いは生じていないという。これは汚泥の粒径が非常に小さいため、堆積した汚泥が出水時に全てフラッシュされ河口部へ輸送されるためである。また、BPLS が行った現地水質調査では汚泥流入を実施した前後で顕著な水質の変化は確認されていないという。

ポロン川への汚泥の粒径が小さいため河床への堆積は出水時に解消されるということは考えられる。しかしながら、流出した汚泥は流速が遅くなる河口部で堆積していると考えられる。これら河口部での影響を評価することが本研究の大きなターゲットとなる。インドネシア政府も河口部に堆積した汚泥を利用して上述したように人工のマングローブ林の造成を行っている。写真-7に、2010年10月と2012年11月の時点における人工島の一部の写真を示す。写真から見られるように人工島の建設は着実に進んでおり、植物の繁茂も進んでいることがわかる。この人工島の一部を利用して、写真-8に示すように海老の養殖実験などが行われている。ここでの海老の養殖がうまくいく事を示すことで、新たな海老の養殖場の場所として人工島を利用可能であるとともに、汚泥の流入がポロン川の生態系や漁業に与えた影響は少ないことを示すことも可能であろう。



写真-8 人工マングローブ林の海老養殖場

6. 今後の解析の流れ

本研究の対象領域は、河川地形・水理・水文・気象データなどが不足した流域である。よって、データの収集は現地調査および衛星データなどの利用を通じて行う。現地データ、例えば、河床縦断・横断標高データや堆積汚泥の粒径分布、水質データなどは現地のスラバヤ工科大学の研究者らの協力のもと収集する。また、全球をカバーする衛星データ、地理情報システム(GIS)や気象のアーカイブデータなどを補完的に利用する。河口部に堆積した汚泥が沿岸部の地形に与えた影響などを詳細な衛星画像を利用して今後解析していく予定である。このようにして収集したデータおよび数値モデルを用いることで、河川・河口部における水理計算、土砂輸送・堆積計算および水質計算を行う。これにより、ポロン川への汚泥の流入が河床形状や河川水質などに与えた影響を定量的に評価する。

7. おわりに

本報告では、シドアルジョの LUSI 泥火山噴出およびポロン川の概要を示すとともに、2012 年 11 月に行った現地視察結果を紹介した。今後、具体的なデータ解析結果や数値計算結果の報告を行う予定である。最後に、本報告で示した汚泥流入がポロン川に与えた影響についての記述の大部分は口頭でのインタビューなどを基にしたものである。よって、今後はデータの解析や数値計算を通じてより定性・定量的な評価を行っていく予定である。

謝辞

本研究は、科学研究費補助金基盤研究(B)「泥火山噴出物流入に伴うインドネシア・ポロン川の変化と河川環境の改善に関する研究」(24404014、代表：田中仁)の支援を受けて実施されたものである。ここに記して関係各位に謝意を表す。本報告で紹介した現地調査の実施にあたってはスラバヤ工科大学の Prof. Suntoyo および Dr. Bambang の両氏の多大な協力を得た。また、BPLS には非常に多くの情報を提供して頂いた。ここに記してスラバヤ工科大学および BPLS への協力を謝意を表す。

参考文献

- US Geological Survey (2008): Preliminary Analytical Results for a Mud Sample Collected from the LUSI Mud Volcano, Sidoarjo, East Java, Indonesia, available from: http://pubs.usgs.gov/of/2008/1019/pdf/OF08-1019_508.pdf (accessed Dec.6, 2012)
- JICA (2001): ブラントス川中流域改修事業 (II), 以下の URL よりアクセス可 (2013 年 1 月 14 日現在)
http://www.jica.go.jp/activities/evaluation/oda_loan/after/2001/pdf/project_27_all.pdf
- JICA (2002): ポロン川改修事業, 以下の URL よりアクセス可 (2013 年 1 月 14 日現在)
http://www.jica.go.jp/activities/evaluation/oda_loan/after/2002/pdf/project_41_alli.pdf
- Davies R.J., Mathias S.A., Swarbrick R.E., and Tingay M.J. (2011): Probabilistic longevity estimate for the LUSI mud volcano, East Java, *Journal of the Geological Society*, Vol.168, pp.517-523. doi: 10.1144/0016-76492010-129.

国内のダム湖に流入するリン濃度と流域背景の関係評価*

東北大学 工学部 桑原 亮

東北大学 大学院工学研究科 梅田 信

1. はじめに

河川に比べてダム湖は閉鎖的であるため、水質汚濁や富栄養化が進行しやすい環境にある。また、治水を目的に含むダムのように、貯水容量や流域面積が大規模になるものも多い。流入する土砂や有機物が水質悪化を引き起こす要因でもあることから、集水域内の人口や土地利用形態などが、ダム湖の水質に与える影響は大きいと考えられる。一方、ダム湖は日本における水道水源のほぼ半分を担うなど、非常に重要な水資源である。そのため、ダム湖の水質悪化は、我々の生活用水や飲料水の供給などにも影響を与えると予想される。

また、河川からの流入リンが原因の一つである富栄養化現象は、全国の湖沼で問題となっている。湖沼におけるリンの点源負荷量は、従来から実施されている対策により減少傾向にあるものの、面源負荷量の割合は増加傾向にある¹⁾。そのため、今後湖沼の水質改善を図るには、農地や市街地などの面源負荷に関して研究を進め、対策を強化していく必要がある。土地利用などの流域背景と河川の水質形成を関連付けた研究はなされている²⁾が、単一あるいは少数の水域を対象としている場合が多い。本研究では、ダム湖への流入総リン濃度と集水域内の人口や土地形態との関係を、日本国内の多数のダム湖を対象に検討した。

2. 研究方法の概要

(1) 対象ダム湖の選定

本研究で検討を行ったダム湖は、梅田・落合³⁾が選定したものとした。対象ダム湖の地理的分布を図-1に示す。選定の際に留意された点は次の通りである。まず、ダム湖の水質悪化は上水道に影響を与えると予想されるため、利用目的に上水道があるダムを選定対象にした。次に、全国的な関係性を調べるために、国内を10の地域に区分の上、各地域から複数選択したことである。また、流入河川のTP濃度の測定値が十分に入手可能な必要がある。これらのことから、国土交通省または水資源機構が管理し、利用目的に上水道がある79の多目的ダムから37のダムを研究対象とした。

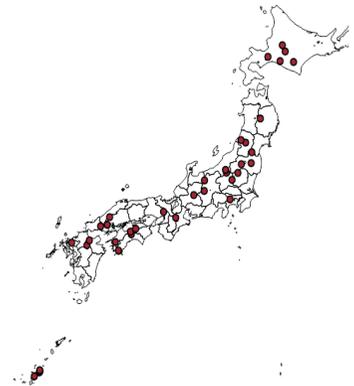


図-1 対象ダムの地理分布

*Assessment of the relationship between the concentration of phosphorus flowing into reservoirs and land use in Japan, by Kuwahara Ryo, Umeda Makoto

(2) 流入河川の総リン濃度

流入 TP 濃度は、ダム管理者である国土交通省や水資源機構⁴⁾が測定した値から求めた。ただし、入手できたデータは測定期間が限られているものが多く、対象とする期間が異なっている。基本的には 1990 年代の数年分のデータを平均しているが、この期間のデータが手に入らなかったダムや 2000 年以降に竣工したダムについては、2000 年代のデータを用いている。

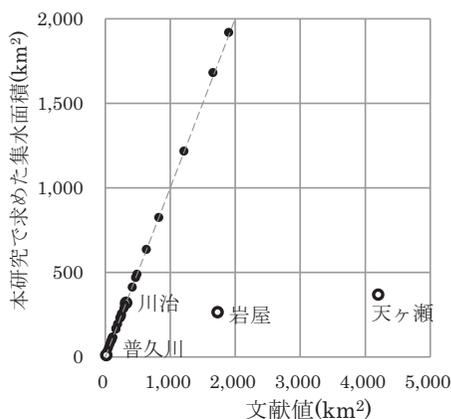
(3) 流域背景の算出

各ダム湖の集水域情報の解析には、ESRI 社の ArcGIS10 を利用した。まず、国土地理院が整備した基盤地図情報 (<http://fgd.gsi.go.jp/download/>) のうち、10m 間隔の標高ポイントデータを、セルサイズが約 15m のラスター形式に変換した。一つのセルに複数の標高ポイントが含まれる場合は、それらの平均を割り当てた。このラスターデータには、解像度などが原因で発生する凹凸を除去する処理を施している。次に、標高にしたがって水の流下方向を表す流向グリッドを作成し、ダムの座標を入力したポイントに流入する範囲を集水域として生成した。生成した集水域の精度を確認するため、全ての集水域について『ダム年鑑 2010』⁵⁾等に記載されている流域面積との比較を行った。

次に、人口データおよび土地利用データを ArcGIS に取り込み、集水域における情報を整理した。人口については国立環境研究所が作成した 3 次メッシュデータを用い、2010 年の人口シナリオに基づき算出した。土地形態の判別には、国土交通省国土政策局国土情報課が提供している国土数値情報ダウンロードサービス (<http://nlftp.mlit.go.jp/ksj/index.html>) の細分メッシュデータのうち、1997 年もしくは 2009 年に作成されたものを用いた。ただし、流入河川の水質データと利用期間が近い年をダムごとに選択している。TP 濃度との関係性を分析するために、11 項目に分けられている土地形態を、農地、森林、建物用地、荒地、幹線交通用地、河川および湖沼、ゴルフ場の 7 項目に分類して解析した。

(4) 流入河川の総リン濃度と流域背景の関係の評価方法

流入河川の TP 濃度と流域背景の関係性を調べるため、TP 濃度を目的変数、人口密度や土地利用形態を説明変数として重回帰分析を行った。説明変数の採用基準は、流入 TP 濃度との相関係数が 0.7 以上の要素と設定した。また、各変数を正規化したものに重回帰分析を行い、標準偏回帰係数を求めた。この係数の絶対値を比較することにより、TP 濃度に対する説明変数の影響度を評価することができる。



3. 結果および考察

(1) 流入河川の総リン濃度と流域背景の相関関係

GIS で生成した集水面積と文献値の比較を図-2 に示す。

図-2 集水面積の再現性比較

37の対象ダムのうち、川治・岩屋・天ヶ瀬・普久川の4ダムには間接集水域が存在するため、これらのダム湖は統計分析の対象からは除外した。ただし、流入TP濃度と流域背景の関係式を作成後、実測値と計算値を比較検討する際には対象に含めた。

流入河川の総リンデータの利用期間と平均値、および集水域についての代表的諸量（人口密度と農地・建物用地・森林の土地割合）を表-1に示す。

表-1 流入河川の総リン濃度データおよび流域背景の諸量

ダム名称	地方	流入河川水質 データの利用期間	平均流入 TP (mg/l)	人口密度 (人/km ²)	集水域に占める割合(%)		
					農地	建物用地	森林
金山ダム	北海道	1996-1998	0.011	5.7	7.3	0.2	85.5
漁川ダム	北海道	1996-1998	0.013	0.0	0.0	0.0	83.3
二風谷ダム	北海道	1996-1998	0.027	3.9	4.4	0.3	91.3
滝里ダム	北海道	2005-2009	0.051	27.2	18.0	1.0	74.6
札内川ダム	北海道	2006-2010	0.004	0.0	0.0	0.0	96.7
御所ダム	東北	2006-2010	0.012	28.7	11.8	1.4	81.4
寒河江ダム	東北	2007-2011	0.010	1.7	1.0	0.1	93.2
七ヶ宿ダム	東北	1996-1998	0.017	8.2	4.9	0.4	85.8
月山ダム	東北	2006-2010	0.007	0.5	0.2	0.0	95.8
三春ダム	東北	2006-2010	0.087	132.9	31.4	5.4	60.6
川治ダム	関東	1996-1999	0.011	3.8	1.2	0.2	95.1
宮ヶ瀬ダム	関東	2005-2009	0.007	3.3	0.0	0.1	95.0
矢木沢ダム	関東	1997-1999	0.009	0.0	0.0	0.0	88.6
草木ダム	関東	1996-1999	0.033	18.0	0.2	0.4	90.7
大町ダム	北陸	1994-1997	0.009	0.1	0.0	0.0	93.9
大川ダム	北陸	1997	0.019	24.7	5.6	0.8	88.0
三国川ダム	北陸	1994-1997	0.011	0.0	0.0	0.0	89.9
岩屋ダム	中部	1996-1998	0.012	6.8	1.6	0.2	93.8
味噌川ダム	中部	1996	0.004	0.6	0.0	0.0	95.7
天ヶ瀬ダム	近畿	1996-1998	0.038	251.3	7.8	4.1	77.7
青蓮寺ダム	近畿	1996-1998	0.023	44.6	5.6	1.1	88.9
一庫ダム	近畿	1996-1999	0.058	165.5	11.1	3.9	77.0
島地川ダム	中国	1997-1999	0.017	3.6	3.0	0.1	91.8
弥栄ダム	中国	1996-1999	0.018	46.0	5.4	0.6	89.5
温井ダム	中国	2006-2010	0.009	10.5	5.3	0.9	90.5
野村ダム	四国	1997-1999	0.050	109.0	17.6	3.8	74.6
中筋川ダム	四国	2006-2010	0.011	4.1	1.0	0.6	96.1
早明浦ダム	四国	1996-1999	0.007	3.6	1.3	0.2	87.0
富郷ダム	四国	1996-1999	0.006	2.2	1.1	0.1	91.6
池田ダム	四国	1996-1999	0.010	17.7	5.8	0.4	87.0
松原ダム	九州	2006-2010	0.058	31.9	6.0	1.2	81.5
耶馬溪ダム	九州	1994-1999	0.026	13.6	5.5	0.2	91.2
巖木ダム	九州	1997-1999	0.036	15.3	9.9	0.5	85.5
新川ダム	沖縄	1996-1999	0.010	0.0	0.0	0.3	97.2
普久川ダム	沖縄	1996-1999	0.010	0.0	0.0	0.0	94.0
辺野喜ダム	沖縄	1996-1999	0.010	0.0	0.1	0.0	91.0
漢那ダム	沖縄	2005-2009	0.025	0.6	0.0	0.0	92.3

各ダム湖の集水域の人口密度と、流入 TP 濃度の関係を図-3 に示す。相関係数は 0.79 であり、高い正の相関があった。一方、集水域内の人口と流入 TP 濃度の相関係数は 0.62 であったことから、TP 濃度を扱う際は人口密度を用いる方が適当であると考えられる。

また、土地形態と流入 TP 濃度の相関係数を表-2 に示す。全ての項目において、土地面積よりも割合を用いたほうが、相関が高いことがわかる。これらの結果は、流入リンの負荷量ではなく濃度を対象としているためだと推測される。農地・森林・建物用地の割合で相関係数の絶対値が 0.8 を上回ったことから、流入河川の TP 濃度に大きな影響を与えることが示唆される。

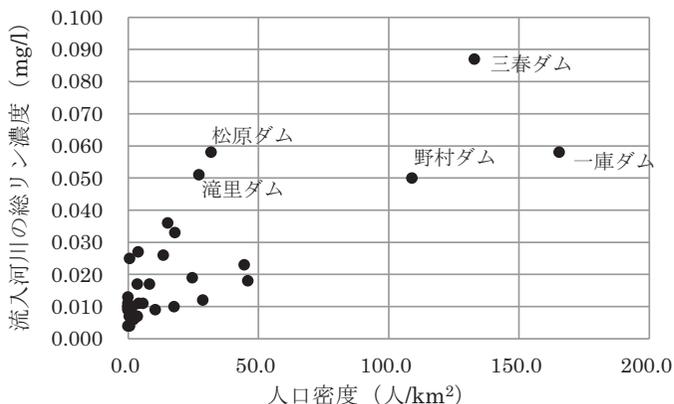
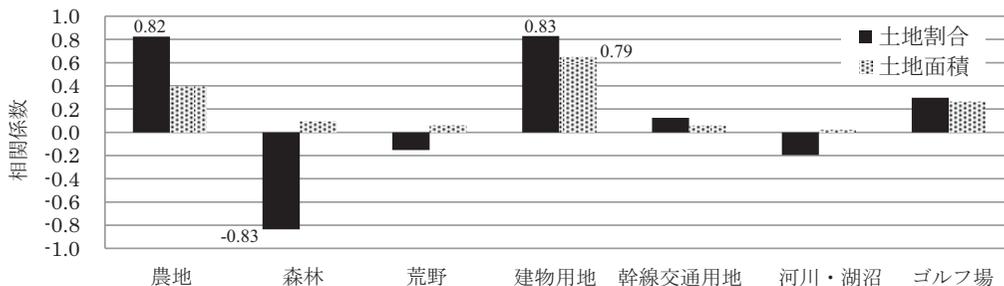


図-3 人口密度と流入河川の総リン濃度

表-2 流入河川の総リン濃度と土地形態の相関係数



(2)重回帰分析の結果と考察

3. (1)の結果より、流入 TP 濃度との相関係数が高かった 3 つの土地割合(農地・森林・建物用地)を説明変数として、重回帰分析を行った結果を式(1)に示す。また、各変数を正規化し重回帰分析を行ったものを式(2)に示す。

$$P = (0.036R_a) + (-0.099R_f) + (0.600R_b) + 0.103 \tag{1}$$

$$P' = (0.126R'_a) + (-0.395R'_f) + (0.388R'_b) - 2.3 \times 10^{-16} \tag{2}$$

ここで、 P は流入河川の年平均 TP 濃度 (mg/l)、 R_a は農地の割合、 R_f は森林の割合、 R_b は建物用地の割合であり、 P' 、 R'_a 、 R'_f 、 R'_b はそれぞれ変数を正規化したものを表している。なお、人口密

度と建物用地の相関係数は 0.95 であり、ほぼ線形従属であると見なせるため、本研究では建物用地の割合を説明変数として採用した。

流入 TP の実測値と、式(1)によって再現した TP 濃度を図-4 で比較した。式(1)の決定係数は 0.75 であり、ややばらつきが見られるが比較的高い再現性を確認した。式(2)の標準偏回帰係数を比べると、森林および建物用地の係数は、農地の係数の約 3 倍である。全ての土地割合が同程度変化したときの流入 TP の変化分は、係数の比に対応しているので、森林および建物用地の割合が流入 TP に与える影響は、農地割合よりも大きいといえる。また、式(1)において森林 R_f の偏回帰係数がマイナスであることは、リンの吸収源であると読み取ることができる。しかし、説明変数として用いた 3 つの土地全ては、リンの流出源であることが明らかにされている。このように、回帰式と実際の現象が乖離している原因としては、土地の割合を用いることで説明変数同士の相関が高くなることが原因だと考えられる。

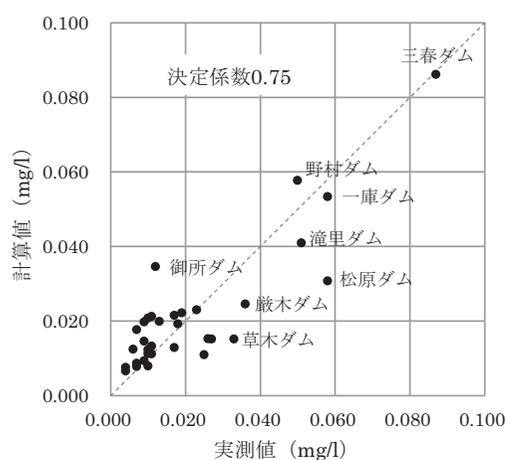


図-4 式(1)による流入河川の総リン濃度の再現性比較

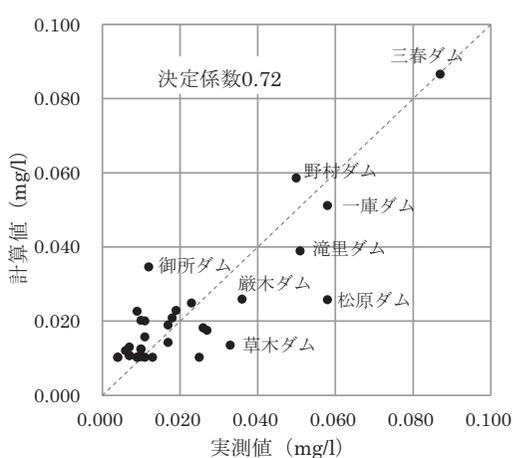


図-5 式(3)による流入河川の総リン濃度の再現性比較

次に、農地および建物用地の割合を説明変数として重回帰分析を行った結果を式(3)に示す。図-5で、流入 TP の実測値と式(3)によって再現した TP 濃度を比較した。式(4)は、標準偏回帰係数を求めるために変数を正規化したものである。

$$P = (0.001R_a) + (0.007R_b) + 0.010 \quad (3)$$

$$P' = (0.420R_a') + (0.463R_b') - 3.5 \times 10^{-16} \quad (4)$$

式(3)の定数項 0.010 は、人為的な負荷がなくても生じる TP 濃度と考えることができ、集水域における農地と建物用地によってさらに TP が増加していくと解釈できる。決定係数は 0.72 であり、式(1)よりも精度がやや劣る結果となった。しかしながら、説明変数はリンの流出源となることを表しており、より実際の現象に即している式だと考えられる。農地と建物用地を説明変数とした場合、

影響度にはあまり差がないことが式(4)の係数比較から確認できた。

4. おわりに

本研究では、人口や土地形態といったダム湖の集水域情報を GIS ソフトによって求め、流入河川の総リン濃度の実測値との関係を検討した。間接集水域を持たないダム湖に関しては、集水域の土地利用形態を良好に再現できた。全国に広く存在する 33 ダムを対象としたことから、統計分析によって得られた式を用いて、国内のダム湖流入河川のリン濃度を概ね再現できる可能性が高い。しかし、リンの実測データの利用期間にばらつきがあることや、適切な説明変数の選択など、より詳細な検討が必要な部分もある。また、リン濃度ではなく負荷量を目的変数にすることができれば、集水域の条件と湖内の水質に対する影響とをより正確に評価することができるのではないかと考えられる。

謝辞：本研究は、環境省の環境研究総合推進費（S-8-1(3)）の支援により実施された。

参考文献

- 1) 国土交通省・農林水産省・環境省（2006）：湖沼水質のための流域対策の基本的考え方，2006年3月
- 2) 石井裕一・北村立実・渡邊圭司・小松伸行・天野佳正・矢部徹：河川の水質形成と集水域の土地利用形態との関係，水環境学会誌，Vol.32，No.3，pp.139-146（2009）
- 3) 梅田信・落合雄太：気候変動による国内のダム湖水質への影響評価，土木学会論文集 G（環境），Vol.68，No.5，I_127-I_135，2012.
- 4) 独立行政法人 水資源機構：水質年報
- 5) 財団法人 日本ダム協会：ダム年鑑 2010，2010年3月

アジア領域を対象としたケッペンの気候区分を用いた

気候変動評価と水害の関係の検討

福島大学大学院共生システム理工学研究科 吉田 司

福島大学共生システム理工学類 江坂 悠里

福島大学大学院共生システム理工学研究科 川越 清樹

1. はじめに

世界各国の研究機関より開発された気候モデルにより、人為起源の温室効果ガス排出量増加に伴う気候システムの温暖化が明らかにされつつあり、気温上昇の他、極端な降雨事象の出現が予測されている。こうした極端な降雨事象の中に含まれる降雨量増大は、水災害のリスク、水資源の効率的な運用などの今後の課題を顕在化させるものであり、現在の段階で事前の評価を行い、今後の水管理体制を提言していくことが必要といえる。

温暖化の指針となるべく IPCC 第4次評価報告書でも、こうした水関連の課題をよりクリアにしていくことが望まれている。先に示すとおり、近年の科学技術の発展により、数値解析による気候モデルの開発が進み、複雑な大気・水循環をモデル化することで飛躍的に将来の気候、気象状況を予見することが可能にされた。こうしたデータを利用することで温暖化による水災害の様々な影響を見積もる研究が進められている。例えば川越

(2010) 等によって、日本列島での温暖化に伴う降雨変化による斜面崩壊発生確率が明らかにされている。このように、様々なアプローチから温暖化に伴う影響予測の取り組みがなされている。ただし、こうした予見の結果は、一部の専門家、および技術者が把握するだけではなく、一般市民、特に今後の将来を担う若年層にも理解できるようにしていくことが重要と思われる。また、取得することのできるデータも利用しながら現在の気候の変動傾向を明らかにしていくことも必要と思われる。

こうした背景を踏まえて、本研究では、現在取得されている世界各国の降雨量データ、特に水災害に影響を及ぼす日最大降雨量データを整理した。また、気候との関係性を明らかにするためにケッペン・ガイガーによる気候区分と日最大降雨量出現の関係を求め、気候帯に応じた日最大降雨量の特徴を明らかにすることに取り組んだ。また、気候帯に応じた水災害の履歴と比較検証することで日最大降雨量の特徴による災害分析を試みた。こうした既往気象、および災害データを整理・検証する研究のアプローチと共に、今後は大気大循環モデル(GCM: General Circulation Model)の利用も視野に入れ、気候モデルの出力結果もデータ化し比較検証することで、地球温暖化による水災害の影響を定量化かつ分布的に明らかにし、安全、安心な社会構築へ反映させることを目標としている。

2. 解析方法とデータセット

現在の地球の総人口は約70億人であるが、その半数以上の人々はアジアに住み、その大部分は、アジアモ

* Evaluation of relationship between water disaster and climate change in Asia monsoon area, Faculty of Symbiotic Systems Science, Fukushima University by Tsukasa Yoshida, Yuri Esaka, Seiki Kawagoe.

ンスーン地域に含まれる中国、インド、バングラデシュ、東アジア諸国などの人口で占められている。アジアモンスーン地域では、人口増加と気候変動の影響が同時的に生じており“Too much water (水災害)”, “Too little water (渇水)”の問題が顕在化している。以上の実情を踏まえて、アジアモンスーン地域を本研究の対象領域に設定した(図-1 参照)。アジアモンスーン地域を対象に研究を進めることで、隣接する日本列島の温暖化影響と比較検討することも可能であり、温暖化の時空間変化の推計に有用な成果になりうる。

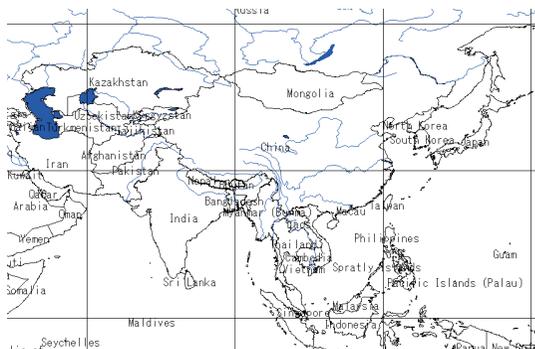


図-1 研究対象領域マップ

本研究で取り組んだ気候帯に応じた最大降雨量の特徴を明らかにすること、気候帯に応じた水災害の履歴と比較検証することで最大降雨量の特徴による災害分析を試みたことまでの解析方法は以下の 1)~4)に示すとおりである。

- 1) NOAA Satellite and Information Service, NNDC CLIMATE DATA Online(<http://www7.ncdc.noaa.gov/CDO/cdo>)によりアジアモンスーン地域の 1982 年から 2011 年の日降雨量データを取得し、最大値降雨量などのデータ整備を行った。
- 2) Hijmans, R.J. et al(Hijmans, R.J., S.E. Cameron, J.L. Parra, P.G. Jones and A. Jarvis : Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. International Journal of Climatology 25: pp.1965-1978, 2005.)により開発された高解像度(空間解像度 1km×1km)の月平均気温、月平均降雨量データを利用し、ケッペン・ガイガーの気候区分を行った。
- 3) 1), 2)データを利用して、気候帯に応じた最大降雨量の特徴を明らかにした。
- 4) アジア防災センターが整理した災害データベース(http://www.adrc.asia/latest_j/index.php)を利用し、気候帯の災害状況を整理し、気候帯、降雨量との比較検討を行った。

既に Yasunari et al(2005), 木口他(2009), yatagai et al(1997)によりアジアモンスーン地域の温暖化、および近年の降雨特徴を求める研究が進められているが、本研究では降雨極値に着目し水害影響までを見積ることのできる影響評価手法の開発を目標としている。また、先にも述べた通り、地球温暖化による影響評価を、一部の専門家、および技術者が把握するだけではなく、一般市民にも理解できるようにしていくことを目的にケッペン・ガイガーによる気候区分を用いて評価を定量かつ空間化することも目標としている。ここで、ケッペン・ガイガーの気候区分とは、植生分布に注目して考案した気候区分であり、気温と降水量の2つの変数によって分類される気候区分のことである(例えば水越・山下, 1985)。

3. 解析結果と考察

3.1 アジア領域の降雨極値と気候の関係

まず、図-2に Hijmans ら (2005) 気候値を利用したケッペンの気候区分と、NOAA Satellite and Information Service, NNDC CLIMATE DATA Online より取得した降雨データによる日最大降雨量の分布を示した。この2つの図を比較すると、高緯度になるにつれて日最大降雨量が小さくなる傾向と、空間的に気候帯と降雨極値の

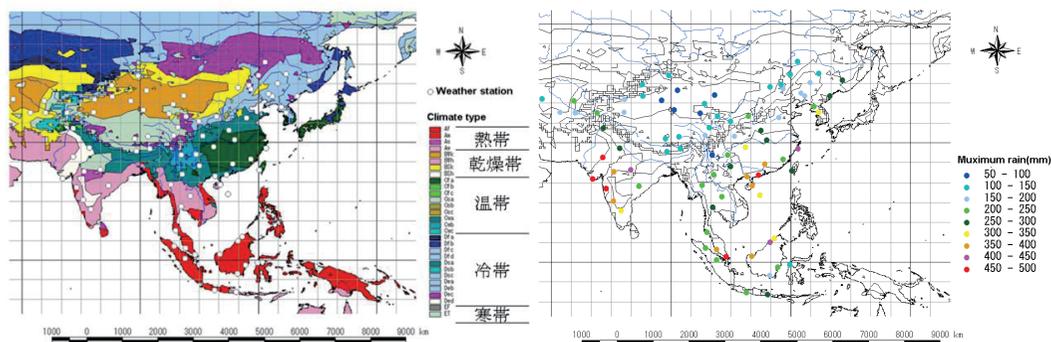


図-2 Hijmans ら (2005) 気候値を利用したケッペンの気候区分

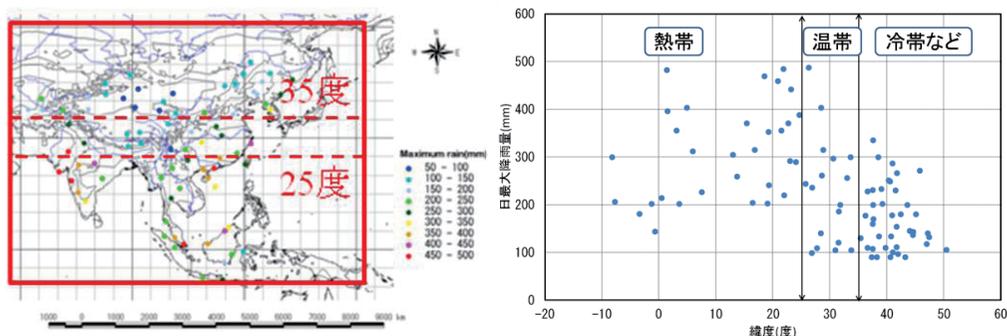


図-3 緯度と日最大降雨量の関係(1)

間に強い関係の傾向が見てとれる。また、インド西部、中国東南部の海岸地域が相対的に日最大降雨量の多い地域であることが示されている。

図-3は、緯度に応じた日最大降雨量の関係図である。なお、気候帯は緯度によって区分されるものではないものの、包括的、かつ連続的なデータの変動傾向を把握するため図-3を作成した。この図より、ある特定の緯度で極端に日最大降雨量が変化することが示されている。また、この変化する緯度は、大局的に気候帯の境界であることが示唆される。例えば熱帯と温帯の境（ここでは大局的に約北緯25度とする）で日最大降雨量は、熱帯で200mmから500mmの範囲、温帯以北で100mmから300mmの範囲に集約されていることが見てとれる。このように、気候帯に応じて日最大降雨量の変化は大きく異なる傾向が示されており、温暖化が生じて気候帯が変化した場合、降雨極値量の変化も極端に生じると推測される。また、この結果は、気候帯の変化を推計することで、定量的な降雨極値変化を見積もることのできる可能性を示唆している。具体的には、温暖化により熱帯と温帯の境が将来的に北上した場合、気候帯が遷移した地域の日最大降雨量がどの程度大きくなるのかを説明する要素になりうる。

しかしながら、気候帯は緯度だけで区分されるものではなく、経度によってもかなりのばらつきがある。そこで、図-4に緯度に応じた日最大降雨量の関係図を示す(経度約110~120度、約95~105度、約70~80度毎に細分化)。経度約110~120度の図より、温帯の北緯20度~30度にかけて日最大降雨量が高い傾向であるこ

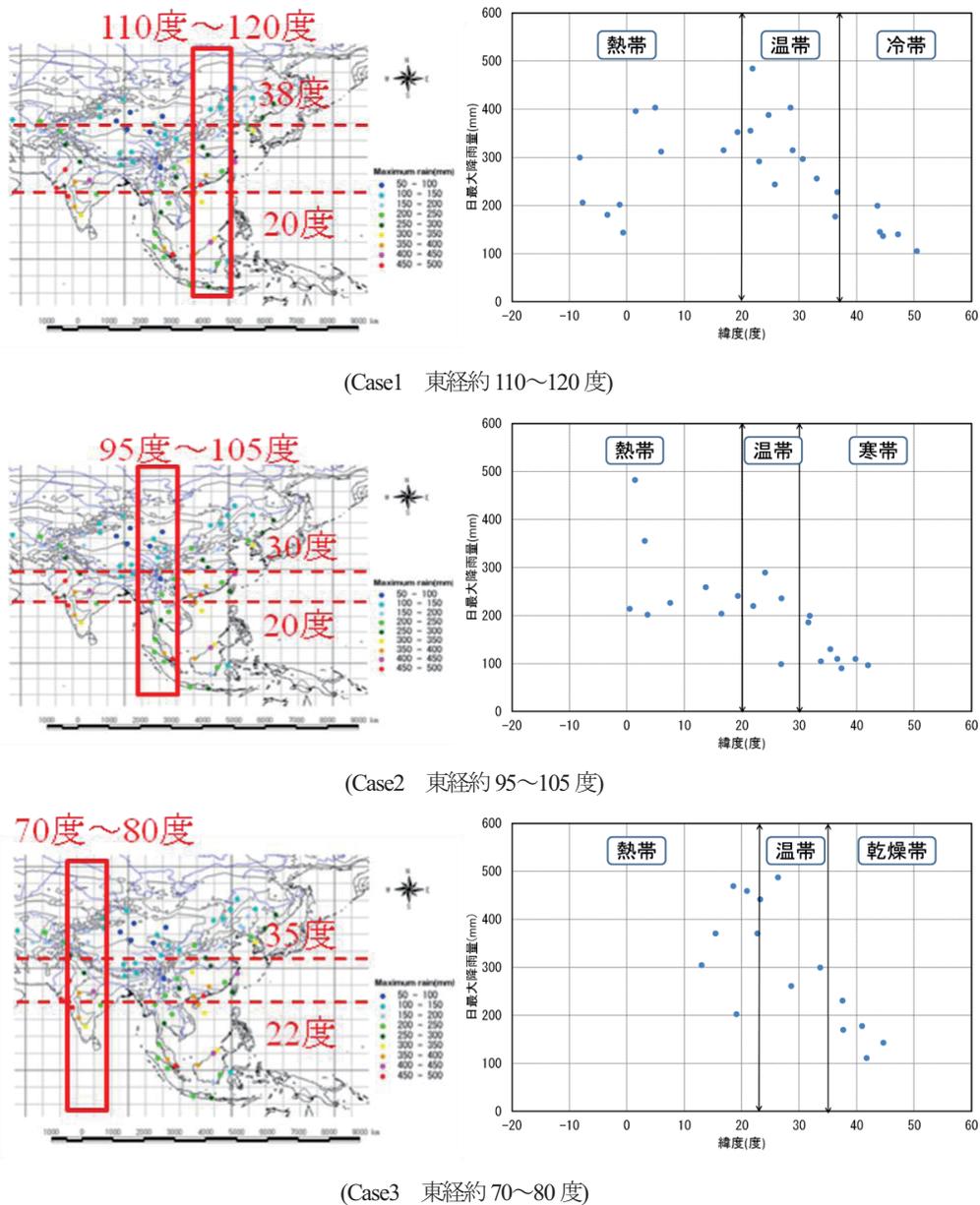


図-4 緯度と日最大降雨量の関係(2)

とが示されている。Yasunari ら (2005) による過去 40 年 (1960 - 2000) の東アジアの夏季降水の変化の研究でも、中国の長江流域では 1 日の降水量が 100mm を超えるような強い雨が増えており、降水量も増加傾向であることが示されている。この原因として、太平洋西部、東シナ海、南シナ海の海水温や大河の地形的な要因が影響している可能性を説明している。経度約 95~105 度の図より、北緯 10 度から 20 度にかけて日最大降雨量が極端に変化していることが見てとれる。これはインドシナ半島東部の山脈が影響している可能性も考えら

表 - 1 熱帯温帯境界・温帯の甚大な水災害

発生期間	国名	災害名	概	要
1999/7/1	中国	洪水	長江(揚子江)流域で,6月下旬からの記録的な大雨で洪水が発生。洪水に直面しているのは,湖北,湖南,江西,安徽,江蘇,浙江などの流域各省。洪水による死者は少なくとも291名であり,6千万人の人々を脅かしている。	
2004/6/21	中国	豪雨	中国南部の湖南省で豪雨が發生,この被害により少なくとも28人が死亡し,行方不明者が多数いることが報告された。	
2004/9/5	中国	洪水	9月3日から5日にかけての暴風雨により,中国南西部で起こった洪水は,雨量の減少につれて水かさ引き引いているが,177人あまりが死亡,60人以上が行方不明となっている。	
2004/9/12	台湾	洪水・地すべり	台湾北部では,集中豪雨により洪水や地滑りが発生し,少なくとも7人が死亡したおそれがあると報じられた。	
2005/6/1	中国	洪水	中国南部の湖南省で,豪雨により洪水や地すべりが発生し,少なくとも75人が死亡したと,水曜日に当局が伝えた。	
2005/6/18	中国	洪水	中国南部では,大雨による洪水や地滑りが相次ぎ,少なくとも536人が死亡,137人が行方不明,数十万人が避難した。	
2010/7/19	中国	豪雨・土砂崩れ	中国中央部で豪雨と洪水により23人が死亡,30人が行方不明。	
2012/6/28	中国	洪水・地滑り	中国では2012年6月28日から大雨により,8つの省で65人が死亡,30人が行方不明となっている。	

考えられるが,観測地点数が少ないため,データポイントを増加させ検証することで推計させる必要がある。北緯30度から40度にかけても日最大降雨量が大幅に減少していることが見てとれる。これは,ヒマラヤ・チベット高原による影響である可能性が示唆される。Yasunariら(2005)による研究では,ヒマラヤ・チベット地域の降水量は,過去30-40年は増加地域と減少地域が対照的に分布していることが示されている。こうした研究事例を参考にしても,ヒマラヤ・チベット地域の降雨状況は今後よく検証しなければならない地域といえる。経度約70~80度の図より,温帯中で極めて大きな日最大降雨量を示す傾向が認められた。この領域はインド西部,インダス川付近である。降雨極値の増大には大河の地形的な要因が影響している可能性が高いと推測される。先にも述べた中国の長江流域と同様に,インドでも強い雨が增加しており,インド洋の海面水温の上昇も関係している可能性があることが, Yasnariら(2005)の研究も示されている。したがって,海洋に地形開放された大河,およびその大河に面する海洋の状況も今後よく検証しなければならない事項といえる。

3. 2 アジア領域の水災害の現状

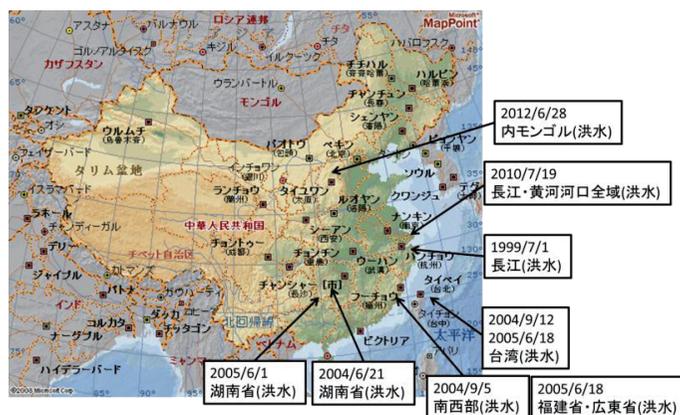


図 - 5 甚大な災害の位置関係

アジア防災センターが整理した災害データベース(http://www.adrc.asia/latest_j/index.php)を利用し,アジアモンスーン気候帯の過去の災害状況を整理し,気候帯,降雨量との比較検討を行った。表-1に熱帯温帯境界・温帯で起こった甚大な水災害の履歴を示す。また,図-5にはそれら災害の位置関係を示す。図より,中国の長江流域,黄河流域などの大河川周辺で甚大な災害が増加傾向にあることがわかる。これは気候変動の影響

響も考えられるが、これらの地域では近年特に人口が集中してきていることから、人口増加による影響も大きいと推測される。また、発生年月日に注目してみると、近年甚大な災害が北上している可能性も考えられることが見てとれる。どのくらいの雨がこのような甚大な水災害を引き起こしたのか、今後これらの地点の降雨量も合わせて定量的に解析する方針である。

4. まとめと今後の方針

本研究の取り組みとして、ケッペン・ガイガーによる気候区分と日最大降雨量出現の関係を求め、気候帯に応じた日最大降雨量の特徴を明らかにすることに取り組み、以下の結果を得た。

- ①気候帯と日最大降雨量は強い関係性を示している。
- ②温暖化に伴う気候遷移により北部地域（全球でいう中緯度地域）で日最大降雨量が将来的に増大する可能性がある。
- ③ヒマラヤ・チベット地域や、インダス川、長江などの大河流域はこの傾向と異なる固有性を持っている可能性が高い。
- ④近年甚大な災害は北上している可能性がある。

こうした既往気象、および災害データを整理・検証する研究のアプローチと共に、今後はさらに日最大降雨量の観測地点数を増やし、地形との関係を求め、大気大循環モデル（GCM: General Circulation Model）の出力結果や人口分布もデータ化し比較検証することで、地球温暖化による水災害の影響を定量化かつ分布的に明らかにすることを目標とする。

謝辞

本研究は、環境省の環境研究総合推進費（S-8）の支援により実施された。ここに記して謝意を示す。

参考文献

- 1) 安成 哲三：『地球温暖化』でアジアの雨と雪はどう変わるか？、名古屋大学理学部・大学院理学研究科広報誌(理フィロソフィア), No.15, pp.4-7, 2008.
- 2) 安成 哲三：『地球温暖化』はアジアモンスーンをどう変えるか？、科学 岩波書店, Vol.75, No.10, pp.1150-1154, 2005.
- 3) Hijmans, R.J., S.E. Cameron, J.L. Parra, P.G. Jones and A. Jarvis : Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology* 25: pp.1965-1978, 2005.
- 4) NOAA Satellite and Information Service : NNDC CLIMATE DATA Online, <http://www7.ncdc.noaa.gov/CDO/cdo>.
- 5) アジア防災センター：災害情報, http://www.adrc.asia/latest_j/index.php.
- 6) Endo N., B. AiLi Kun and T. Yasunari : Trends in Precipitation Amounts and the Number of Rainy Days and Heavy Rainfall Events during summer in China from 1961 to 2000, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol.83, No. 4, pp.621-631, 2005.
- 7) 例えば水越 允治, 山下 修二：『気候学入門』古今書院, 1985.
- 8) 例えば谷田貝 亜紀代, 安成 哲三：タクラマカン砂漠周辺の降水と水蒸気輸送場の経年変動, *地学雑誌*, Vol. 106, No. 2, pp.260-269, 1997.
- 9) 例えば木口雅司, 山根悠介, 村田文絵, 寺尾徹, 林泰一, 沖大幹：インド東北部・バングラデシュにおける2009年1～7月の降水現象, 2009年秋季日本気象学会講演予稿集, Vol.96, pp.236, 2009.

福島県を対象にした降雪特性と水環境の影響評価

福島大学大学院共生システム理工学研究科 中村 光宏
福島大学共生システム理工学類 佐藤 佑哉
福島大学大学院共生システム理工学研究科 川越 清樹

1. はじめに

人為起源の温室効果ガス排出量増加に伴う気候システムの温暖化、および温暖化に伴う降水現象の極端化は、水資源、水災害に関わる問題を生じさせると指摘している(例えば IPCC 第4次評価報告書, 2007, 風間他, 2006). 現況までの経験より捉えられてきた水水量や水水量に基づき設計された社会基盤への許容量を超過, もしくは過小になる事象の頻度が増すことで, こうした問題が生じると推測される. しかしながら, 社会に直接的に関与する水資源, 水災害にとどまらず, 人為的水調節操作の含まない山岳地の湖沼, 山地湿原等でも温暖化の影響は見込まれており, 水水量の変化に応じて水収支, 水質, 自然環境, 生態系等の多岐にわたる変化が示唆されている(例えば土原他, 2006). 本研究では, 温暖化の影響を包括的に捉えるため福島県全域を対象領域に設定し, 気象の変動傾向を明らかにするための解析を試みた. また, 気象の変動傾向と湖沼, 山地湿原との空間的な関係性を求めることに取り組んだ. 湖沼や山地湿原に関しては, 多雪地域, および排水条件の悪い火山地帯に多く分布することが知られている(大丸, 2009). そこで, 気象条件として降雪, 積雪に着目し, 温暖化の影響を検討した.

福島県内の気候帯は南北方向に連なる奥羽山脈, 阿武隈高地に規制されて分類されている. 奥羽山脈西麓の会津地域は冬季多降水の日本海側気候, 阿武隈高地東麓の沿岸域(浜通り地域)は太平洋側気候, 奥羽山脈と阿武隈高地に挟在する盆地(中通り地域)は内陸性気候に属する. 降雪, 積雪に着目した気象の変動傾向を検討する場合, 日本海側気候と内陸性気候の境界の遷移状況が重要となる. 会津地域に関すれば, 海岸域に面していないものの, 日本海沿岸域に開放された阿賀野川流域の地形により, 日本海海上で発達した雪雲が会津盆地内に入り込むことで日本海側気候帯が形成される(例えば五ノ井, 1975). その一方で, 奥羽山脈をまたいだ中通り地域は太平洋沿岸域に河口をもつ阿武隈川流域となり日本海側とは異なる気候帯となる. これらの流域間, および気候帯を隔てる山脈の標高は 1000~1500m 程度であり, 2000~3000m 級の日本列島脊梁の中でも低い部類に属する. 地形的要素を踏まえると, 風力等による大気交換も生じやすく, 気候変動も生じやすい領域と考えられる. 近年, 温暖化影響評価などに用いられる気候モデル(General Circulation Model 以下 GCM)の開発が盛んに行われているが, 会津地域, 中通り地域に示される地形状況に依存した固有性の生じやすい気候特性と普遍的な GCM によるアウトプットを重ね合わせて議論することで, より精度の高い予測量の同定を行うことも期待できる. 本論では, 近年の気象動向の変化に合わせて, こうした固有性の気候特性把握も視野に入れた調査, 観測の取り組みも合わせて説明することとする.

* Evaluation of relationship between snow condition and water area in Fukushima prefecture, Faculty of Symbiotic Systems Science, Fukushima University by Mitsuhiro Nakamura, Yuya Sato & Seiki Kawagoe.

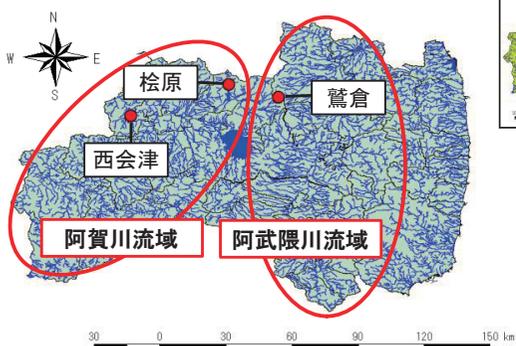


図-1. 風向風速観測地点平面

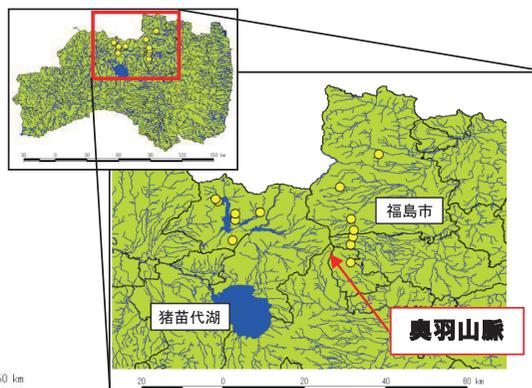


図-2. 採雪ポイント平面

2. 解析方法、およびデータセット

解析は①から④に従って実施した。

① 福島県全域の気候変動解析

積雪時期における気候変動の状況を広範領域の空間分布で把握するため、メッシュ気候値(気象庁監修, 空間解像度 1km×1km)であるメッシュ気候値 2010 データ(2012 年作成, 1980 年～2010 年の 30 年間平均値データ)とメッシュ気候値データ(1986～1988 年作成, 1985 年以前の観測値を基に平均化されたデータ)を利用し, 寒冷期(12 月から 3 月)の月別積雪深, 月別平均気温, 累積降水量の差を求めた。

② 福島県全域の降雪量解析

降雪状況の経年変化を把握するため, 降雪割合(≒降雪量/降水量)を降雪観測の行っている福島県内の AmedAS 観測所(計 13 ヶ所)で求め, 10 年毎移動平均で示した。対象期間は 1991 年から 2011 年の 20 ヶ年である。

③ 気候帯境界部の風向風速解析

奥羽山脈周辺の間降水に寄与しうる風向を把握するため, AmedAS 観測地点の西会津, 桧原, 鷲倉(図-1 参照)の風向風速データを示した。対象期間は 1991 年から 2011 年の 20 ヶ年である。

④ 気候帯境界部の降雪組成分析

奥羽山脈周辺の降雪, 積雪状況を把握するため, 14 点の採雪ポイントを設定し, 各ポイントの降水組成の同定化を試みている。

解析①, ②より福島県全域の冬季気象変動傾向を明らかにし, 特に気候帯変化の兆候, および特徴を把握することに取り組む。解析③, ④では, 気候帯の境界に着目した固有性を明らかにするための解析を行う。研究主題は, 気候帯の境界であるため, 解析①, ②では, 福島県という広範領域に対しての気候帯の境界の位置付けを明らかにする。

また, 水環境の影響評価としては, これら解析①から③を基に水環境の影響しやすいと推測される地域を福島県内から抽出することとする。

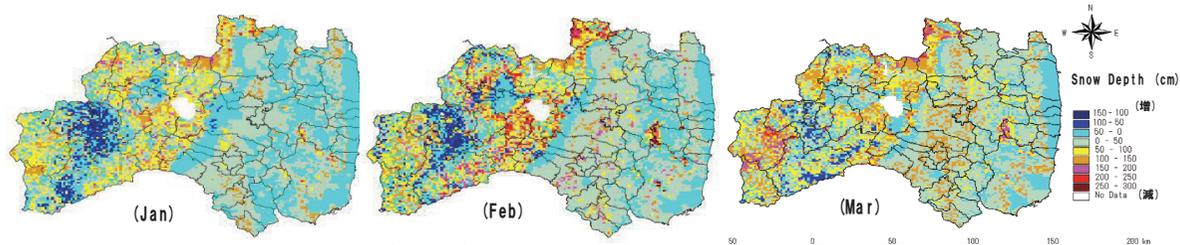


図-3. 積雪深変化平面

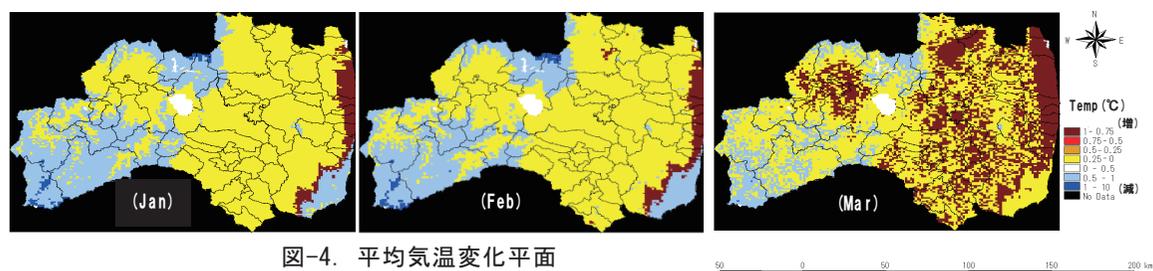


図-4. 平均気温変化平面

3. 解析結果

3-1. 福島県全域の気候変動解析

月別積雪深の変化平面図を図-3 に示す。1 月から 3 月までそれぞれを比較すると、増加・減少傾向が、月毎に大きな差異が発生することは無い。しかし、どの図を見ても奥羽山脈が値の傾向の境となっており、西側は積雪深の変化量が大きく、東側は変化量が少ないといえ、その中でも西南部において大きく変化している。西南部は増加、減少どちらも確認することが出来るが、特に、奥羽山脈西麓の地域、または猪苗代湖近辺や尾瀬近辺の地域は大きく減少している場所が多く確認できる。

次に月別平均気温変化平面図を図-4 に示し、積雪深と同じようにそれぞれを比較する。気候値の比較より、1 月から 3 月の時間経過にしたがう平均気温上昇領域の拡大が見てとれる。つまり、福島県全体を見ると平均気温は上昇傾向にあるという事である。ただし、奥羽山脈近辺に注目して図を比較すると、積雪深と同様に奥羽山脈が気候帯の境界となっていることが明らかである。会津盆地近辺こそ上昇傾向にあるものの、奥羽山脈よりも西側の裏磐梯地域や尾瀬近辺の地域、もしくは小名浜近辺の地域においては平均気温が下降傾向にある。

続いて寒候期降水量の変化平面図を図-5 に示す。奥羽山脈を境にして西側は減少傾向、東側は増加傾向にあると分かり、特に尾瀬近辺の地域は減少が顕著となっている。

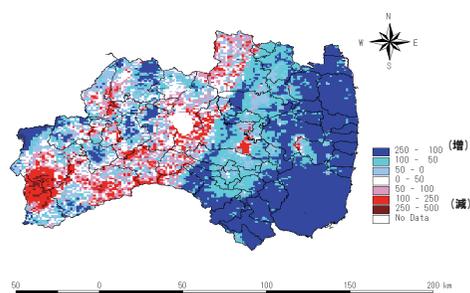


図-5. 寒候期降水量変化平面

3-2. 福島県全域の降雪量解析

対象期間 20 ヶ年を 10 年毎前期、後期に分け、それぞれ図-6 に示した。2 つの図を比較する

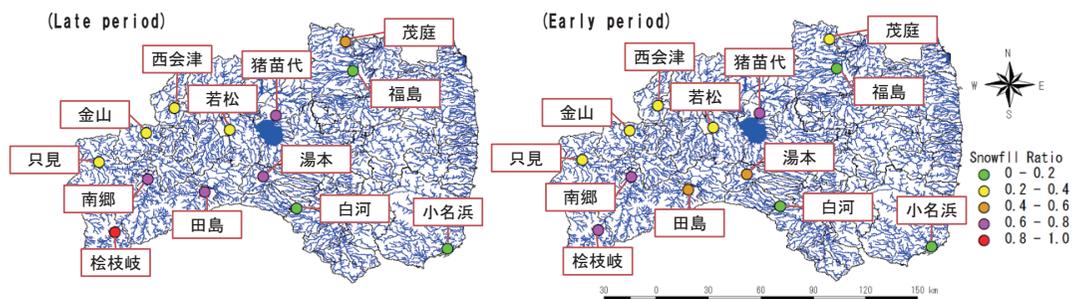


図-6. 期間別降雪割合平面

と、大きく増加している地点は確認できないが、減少している地点があることがわかる。また、奥羽山脈を境にして AmeDAS 観測所を比較してみると、西側の地点程高い値を示す傾向があった。

図-7 には対象期間内の 10 年毎移動平均図を示した。湯本や桜枝岐など降雪割合の値が大きかった地点において特に減少傾向にあり、元から値の低かった地点に於いてはあまり変化が見られなかった。しかし、猪苗代に注目してみると、この地点だけは降雪割合が増加傾向にあるといえる。

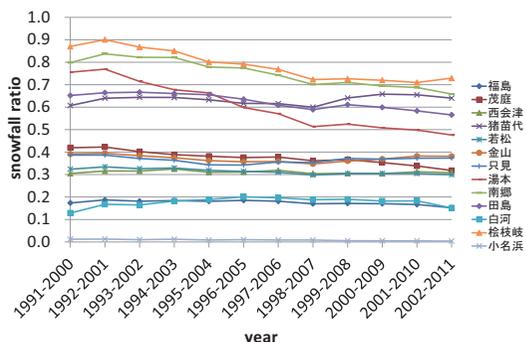


図-7. 降雪割合移動平均図

3-3. 気候帯境界部の風向風速解析

対象地点 3 ヲ所は奥羽山脈を境に流域の異なる地点となっている。西会津、桧原は阿賀川流域、鷲倉は阿武隈川流域である。今までの解析からも分かるように奥羽山脈は気候帯の境界となっており、西側の地域は福島県の豪雪指定地域にも指定されている。阿武隈川流域、阿賀川流域の風向、風速を調査し、境界の水環境への影響、変化を解析する。

図-8 に風向傾向図を示す。3 地点全てにおいて西向きの風がより多く吹いており、冬季間におけるシベリア高気圧の影響は明らかである。特に鷲倉についてはほぼ西風のみであった。また図-9 には平均風速の比較図を示した。阿賀川流域の 2 地点よりも鷲倉の方が 2 倍以上高い値を示しており、奥羽山脈を越えて強い風が吹き下りていることが伺える。

ここで桧原に注目する。桧原は他の 2 地点よりも東側からの風が多く、その数も近年は増加傾向にあった。風速に関しても、前半の期間よりも後半の期間の方が高い値を示している事は図をみるからに明らかであり、変化の兆しがあるのではないかと考える。

3-4. 今後の取り組み

図-2 において示した 14 点について調査を行っている。対象地点において採雪し、雪解け水

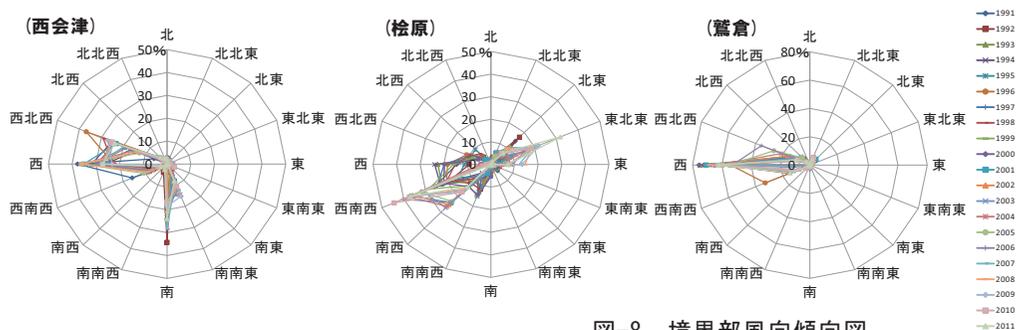


図-8. 境界部風向傾向図

から降水組成の同定化を続けている。気候帯の境界である裏磐梯地域における気象の変動傾向を明らかにする。

4. 考察と課題

4-1. 統合的解析結果と考察

福島県を全体的に捉えると、積雪深、平均気温、降水量のどれをとっても奥羽山脈が境界となり、違った傾向が示される事が図をみると明らかであった。浜通り地域、中通り地域は積雪深量の変化は少ないものの、気温の上昇幅は大きく、降水量も増加傾向にあった。この傾向は会津盆地近辺においてもみることができ、都市部が発達している地域程この傾向があるといえる。これは、人為的土地改変が進むことによって、地表面がコンクリートなどで覆われ、大気を暖める熱量も多くなり気温の上昇が発生することが起因と考えられる。また、都市が発達することで人口も集中し、人間による様々な社会活動によって熱が排出されることも一因であるだろう。逆に、裏磐梯地域や尾瀬地域など、人為的水調節操作の含まない山岳地の湖沼、山地湿原などが多く存在する地域は、積雪深量、降水量は減少傾向にあるなど異なる傾向を示していた。また、降雪割合についても、他と比較すると、西側の地域の中でも値が大きいため、雪質の違いが推測できる。

特に奥羽山脈境界部である裏磐梯地域に注目する。この地域はこれまでの結果から考えても気候帯の境界に属しており、この境界部の中で比較しても顕著な値を示すことの多い場所であった。猪苗代湖、桧原湖などといった大きな湖沼があることがその原因の一端であるだろう。風向解析結果でも示されているが、今も西向きの風が多いものの、東向きの風も増加傾向にある。このように西風が弱くなると、阿賀川流域、もとい日本海の影響が弱まると推測できる。よって、気候帯の変化に敏感な場所であるだろうから、冬季の影響が他よりも出やすい地域であるといえ、今後の影響もより一層大きくなっていくと考えられる。例えば、日本海起源である積雪には、ナトリウム、塩分といった値が多くなる筈である。しかし、風向や風速が変化すると

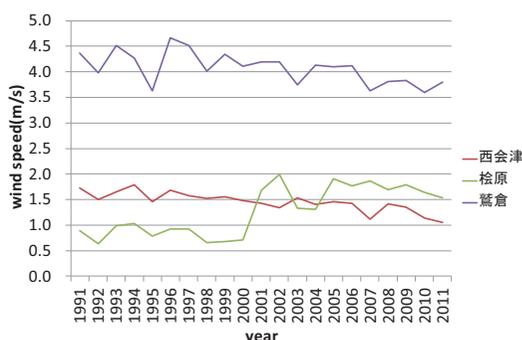


図-9. 境界部平均風速比較図



図-10. 降雪組成分析調査の様子

これらの成分値が減少することが推測できる。雪質の変化は、水環境の変化であり、灌漑などの水利用への問題や、融雪時期の災害などの問題へと繋がってしまうだろう。

5. おわりに

本研究では福島県全域を対象領域とし、気象の変動傾向を明らかにするために、過去 20 年の気象データを基に気候帯の境界を判別した。解析により奥羽山脈を境界として気候の変動が起こっていることが明らかであった。西側の地域において変化が大きく、特に裏磐梯地域や、尾瀬地域といった人為的操作の含まない山岳地の湖沼、山地湿原などが多く存在するという特徴のある場所であると確認できた。

今後は図-10 に示したように降雪組成分析調査を進め、雪質の変化を継続的に調査し、観測を進めていく。最終的には、気候帯境界付近の裏磐梯を中心に気候変動、水環境の調査解析を実施するとともに、福島県内各地域との比較検討を行うことで温暖化による気候、水環境の固有性を明らかにする。

謝辞

本研究は、「遷移途中にある自然環境を自然遺産として良好に保全するための研究モデルの策定—磐梯朝日国立公園の人間-自然環境系（生物多様性の保全）に関する研究—」（文部科学省特別経費（プロジェクト）採択事業）の支援を受けた。ここに謝意を示す。

参考文献

- 1) 風間聡, 沖大幹: 温暖化による水資源への影響, 地球環境, Vol.11, No.1, pp.59-65, 2006
- 2) 土原健雄, 石田聡, 今泉眞之: 湿原水文学研究の現状と北海道東部湿原の水文特性, 農業土木学会誌, Vol.74, No.7, pp587-590, 2006
- 3) 大丸裕武, 安田正次: 地球温暖化と山地湿原, 地球環境, Vol.14, No.2, pp.175-182, 2009
- 4) 五ノ井信雄: 冬型気圧配置における福島県内の降水について, 天気, Vol.22, No.9, pp521-526, 1975

岩木川河口における塩淡水交換特性*

八戸工業大学 佐々木幹夫
 東北大学大学院 田中 仁
 東北大学大学院 梅田 信

1. はじめに

岩木川はその河口に十三湖を有し湖口が岩木川の河口となっており現地ではこの河口を水戸口と呼んでいる。この河口における水位は河川と日本海の潮位の影響を受けて上下動を繰り返している。河川の水位は降雨時の洪水により上昇するが十三湖の水位もこの河川の水位に応じて上昇するが普段は日本海の満潮・干潮の影響を受けて海水位より少し遅れて変動している。この時間遅れが水戸口における順流、逆流を作り出している。すなわち、湖水位変動の時間遅れにより湖水位が海より低かったり高くなったりするために、湖に海水が入り込んだり、勢いよく湖水が海に流出したりしており、塩水と淡水の交換が生じている。このような塩淡水の交換は十三湖における汽水環境を作っており、この汽水環境の元でシジミが産卵したり、成長したりしており、シジミの自然産卵・自然繁殖に欠かせない汽水環境を作り出している。本研究では岩木川河口十三湖における海水遡上量および河川水流入量を調べ塩淡水の交換特性を検討してみる。

2. 岩木川河口の概要

(1) 岩木川の概要

岩木川は白神山地の雁森岳を水源とし、平川や浅瀬石川などの支川と合流しながら津軽平野の平坦な低地を北流し、十三湖をへて日本海へと注ぐ一級河川である。流域面積 2,504km²、幹線流路延長 102km、流域内人口は約 48 万人である。岩木川流域概要図を図-1 に示す。



図-1 岩木川流域概要

(2) 岩木川河口の概要

一級水系岩木川の河口に十三湖がある。湖沼面積 18.07 km²、周囲長 31.4 km、水面標高 0 m、水戸口により日本海につながっている汽水湖である。岩木川を主流とし、相内川、今泉川、鳥谷川、山田川、の流入があり、流水は水戸口により日本海へと流れていく。岩木川河口には若宮水位観測所、十三漁港南側には十三水位観測所があり、図には△印で示している。後述 4. で示すように、この水位観測値を用いて水戸口河道における流量を計算している。

* Characteristic of exchange of salt and fresh water in Iwaki River mouth by Mikio Sasaki, Hitoshi Tanaka and Makoto Umeda

汽水湖である十三湖はヤマトシジミが生息しており、日本で有数のシジミの産地である。図2に岩木川河口の概略を示している。写真1は十三湖を北から南に向かって撮影したものであり、写真右が日本海、中央に十三湖、左側の水域は十三湖の東部であり、図2に示した十三湖の東側（図右側）に対応している。日本海と十三湖を結んでいる水域が水戸口であり、その上側（南側）に走っている水域は岩木川の旧河道（旧水戸口）である。写真の上部に細く見える水域が岩木川であり、この箇所を北から南に向かって撮影したのが写真2である。写真2の下側に広がる水域は十三湖であり、この十三湖に流入



図2 岩木川河口概略図 △：水観測所

しているのが岩木川であり、この箇所を北から南に向かって撮影したのが写真2である。写真2の下側に広がる水域は十三湖であり、この十三湖に流入



写真1 十三湖概要



写真2 岩木川河口 十三湖に注ぐ岩木川

しているのが岩木川であり、写真は岩木川の河口を良く示している。

3. 河口における塩水遡上の形態

図3は岩木川水戸口付近における塩分の観測結果を示したもので合わせて計算値も示している。観測地点は深さ3mの箇所であり、センサーは水面から40cmの深さに設置された時の観測値である。図より、観測値の上限が25psu、下限が6～10psuとなっており、塩水が侵入し（上限値）、淡水と入れ替わって（下限値）いることがわかる。塩水は遡上開始時や逆流から順流への転流時には塩水楔形となっている。進入してくる海水の濃度は33psu程度であり、図ではこれより低い値になっているがこれは湖内に進入している間に淡水と混合しているために塩分濃度が下がったからである。図より塩分濃度の下限値が6～10psuとなっているがこれは淡水が塩分を取り込んだためであり、塩水と淡水の混合が進むことを示している。図より、塩水が侵入するとき塩分濃度は急激に上昇しているがこれは塩水と淡水の境界層が明確に存在し、塩分濃度の急激な立ち上がり（上昇）はこの境界層が破壊されることなく塩水が進入することを示している。同様に、塩分濃度が急激に下がるのも塩水と淡水の境界層が存在していることを示すもので、順流により塩水が下がり、淡水が水域

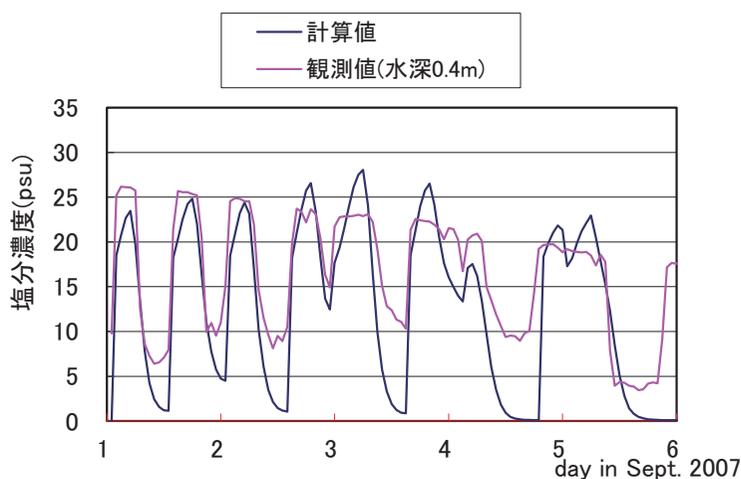


図3 岩木川河口における塩水の遡上（観測値と計算値）

を占めることを示している。

4. 海水の遡上量

海水の遡上量は十三湖における質量保存則より次式で計算される。

$$As \frac{de}{dt} = Qin - Qout \quad (1)$$

ここに、 e:湖水位 t:時間 As:湖面積 Qin:河川流量 Qout:水戸口流量

湖水位および河川流量は国土交通省青森河川国道事務所により1時間毎に測定されているので(図2水位観測所△印)、これを用いれば式1より水戸口流量が求められ、結果の一例を図3に示す。図3は2011年の1月～10月の水戸口流量を示したもので、式(1)より計算している。河川流量は岩木川が支配的なため上流の五所川原で観測されている流量を式(1)のQin河川流量としている。図において流量Qの値は逆流が負で、順流が正となっている。負の値は塩水が進入していることを示しているもので、図は海水の進入状況を良く示している。図より、冬季(1月～3月)にも海水は進入しており、4月になると順流の変動だけで海水の進入は見られない。4月に海水の進入がないのは山の融雪のために河川流量が多いからである。河川流量が多いと十三湖の水位が上がり、海水の進入はなくなる。図より、2011年9月は洪水のために海水の進入は見られない。図より9月には洪水が2回続いている、海水の進入は河川流量が多いと起こることはなく、河川流量の少なさに起因して海水の進入が生じていることがわかる。また、図に示すように、5月および6月には融雪が終わるために河川流量が少なくなり海水の遡上も頻繁に生じている。

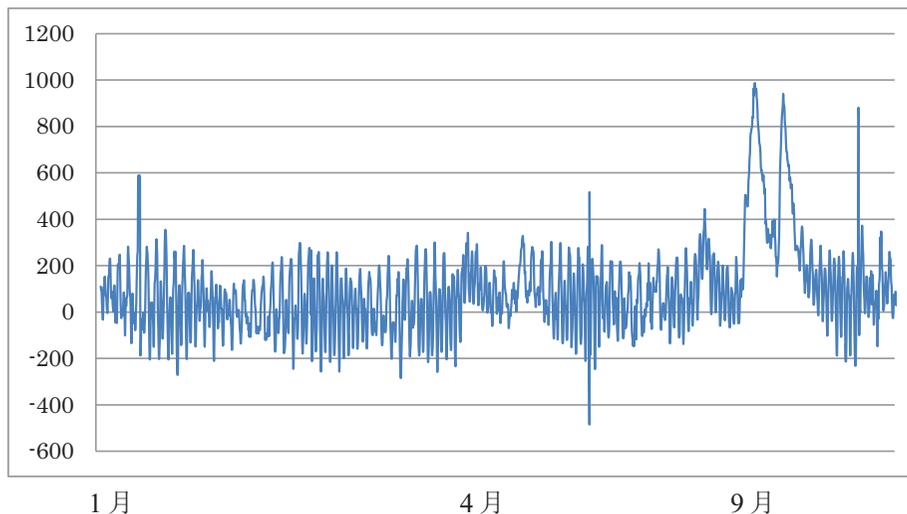


図3 2011年1月～10月の水戸口の流量（縦軸の単位：psu）

5. 海水の遡上特性

図4は縦軸に河川流量に対する塩水遡上量の割合、横軸に各月をとり、塩水の遡上量を示している。図4より、塩水遡上は月により異なり、3～5月には少なく、5、6、7月には河川流量の60%に達し、その他の1、2および8～12月にはおおよそ河川流量の2～4割の遡上量となっている。4月に塩水の遡上が少ないのは流域上流の山間部の融雪量のためであり、河川流量増により湖水位が上昇し、海水の遡上が起きなくなるためである。6月に多いのは大潮の影響もあるが主として降水量がこの時期に少ないことに起因している。図4に示すように、2008年と2010年の5月は例年と異なり、海水の遡上が多い、これは暖冬のために、早く山の雪が融けたためにこれらの年の5月は河川流量が少なかつたためである。河口の塩水遡上に最も大きく影響しているのは上流山間部の融雪であり、下流の現象が上流の現象により支配されているのは興味深いことである。

2005年の岩木川流量の割合が100%に近いがこれは4月の融雪が岩木川の流量を多くして、十三湖の湖水位を上昇させ、そのため順流が大きくなるからと考えられる。

図5に2003年から2011年までの各月の岩木川河川流量を示した。図5より、2008年4月～6月の岩木川河川流量が例年に比べて少ないことがわかる。各年の4月は岩木川の流量が多いことがわかる。これは、雪解け水が岩木川に流入し流量が増したからである。逆流流量は岩木川の流量が少ないと多くなり、結果的に塩水遡上量を多くしており、逆に岩木川流量が多いと塩水遡上量を少なくしているという関係である。

図6は春季の海水遡上量の一例を示したもので、2003年の3月～6月における海水遡上量を河川流量との割合で示しており、4月には海水の遡上がほとんどなく、融雪期の海水遡上量の変化を良く示している。図に示したように相対的には海水遡上は無いように見えるがそれでも194万 m^3 の海水が浸入している。

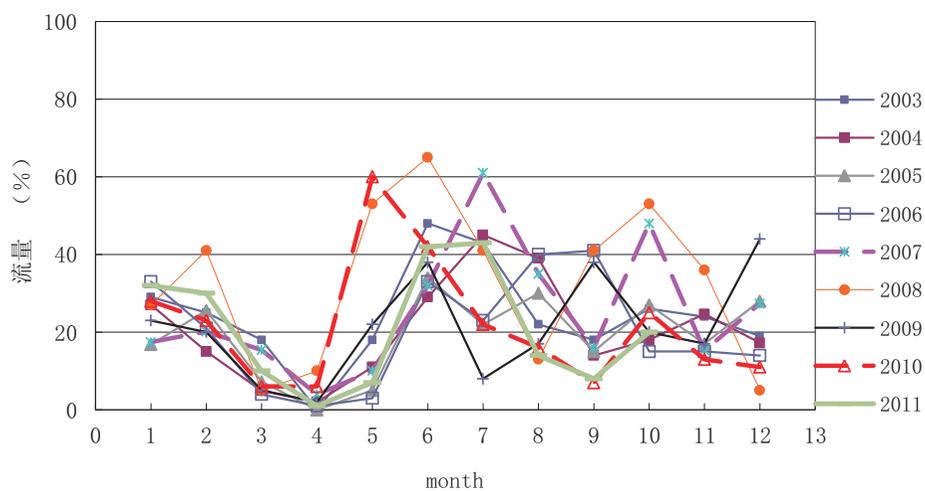


図4 岩木川水戸口における塩水遡上量

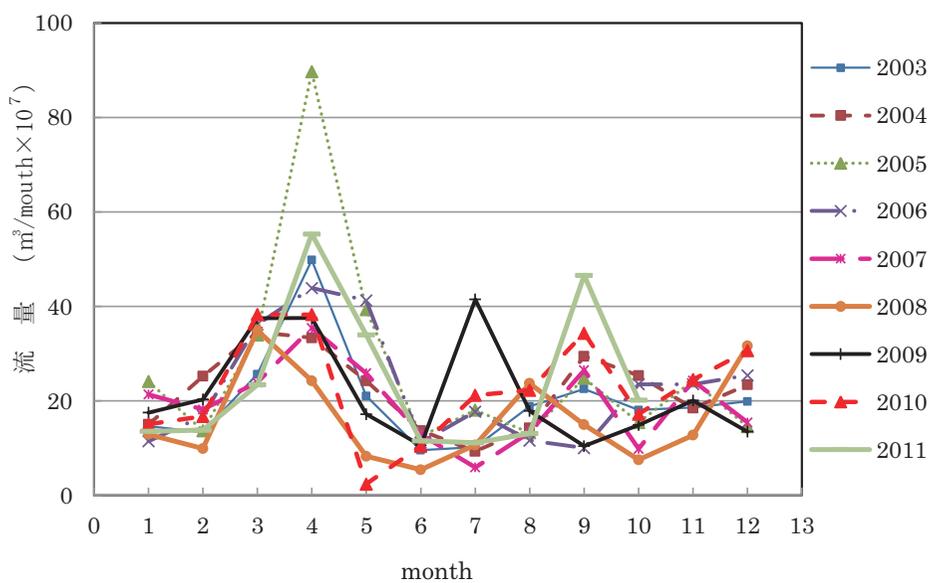


図5 岩木川河口における河川流量

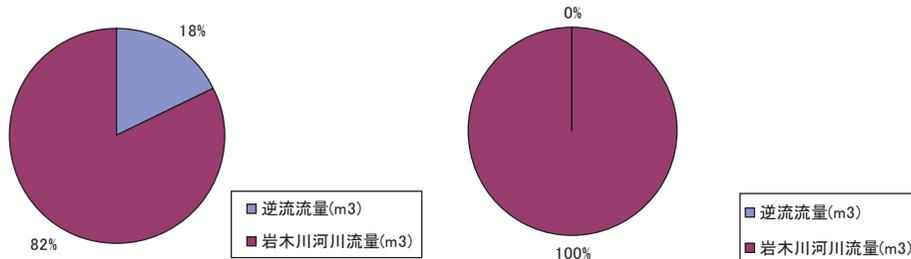
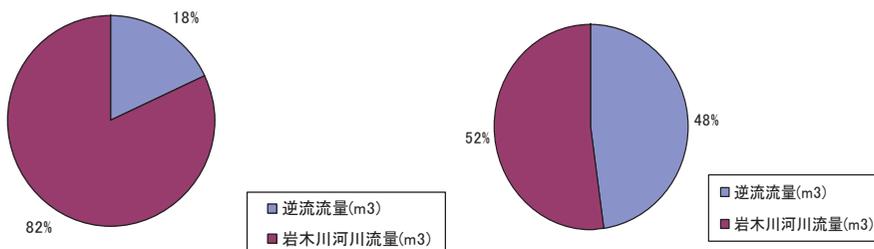
(1) 3月海水流量 6,079,372m³/月(2) 4月 海水流量 1,948,280m³/月(3) 5月海水流量 46,812,620m³/月(4) 6月海水流量 87,385,948m³/月

図6 河川流量と海水遡上量の割合 2003年3月～6月

6. 結び

河口における塩水遡上は3～5月に最も少なく、これは上流山間部の融雪の影響によるものであり、下流の現象が上流の現象により支配されている。本研究により以下のことが得られた。

(1) 塩水遡上は月により異なり、3～5月には少なく、5、6、7月には河川流量の60%に達し、その他の1、2および8～12月にはおおそ河川流量の2～4割の遡上量となっている。

(2) 4月に塩水の遡上が少ないのは流域上流の山間部の融雪量のためであり、河川流量増により湖水位が上昇し、海水の遡上が起きなくなるためである。

(3) 6月に多いのは大潮の影響もあるが主として降水量がこの時期に少ないことに起因している。

(4) 2008年と2010年の5月は例年と異なり、海水の遡上が多い、これは暖冬のために、早く山の雪が融けたためにこれらの年の5月は河川流量が少なかったためである。

(5) 河口の塩水遡上に最も大きく影響しているのは上流山間部の融雪であり、下流の現象が上流の現象により支配されているのは興味深いことである。

参考文献

- 1) 成田 泰葉・佐々木 幹夫・田中 仁・梅田 信 : 2007年十三湖水戸口における塩水遡上特性、東北地域災害科学研究、第44巻、2008. 3、pp.169～174.
- 2) 浅利 和伸・佐々木 幹夫・田中 仁・梅田 信 : 十三湖水戸口における塩水遡上特性、東北地域災害科学研究、第45巻、2008. 3、pp.135～140.

降雨流出過程の地域性に関する研究*

福島大学共生システム理工学類 西山 光

福島大学共生システム理工学類 横尾 善之

1. はじめに

降雨流出モデルは数多く提案されているが、モデル構造やモデルパラメータはモデルの解析者の試行錯誤によって決定されている場合が多く、一般に降雨流出モデルにはモデル構造やパラメータに不確実性がある。例えば菅原 (1972)は、日本の流域のタンクモデル構造は、洪水解析用が2または3段構造、日流量解析用が4段構造となる可能性を示しているが、それらの結果にも不確実性がないとは言いきれない。理想的には、タンクモデルの段数は流域内の代表的な降雨流出プロセス数に対応しているべきであるが、上記の不確実性が排除できない問題のため、実際に日本の流域のタンクモデル段数あるいは降雨流出プロセス数を網羅的な整理に成功した研究は存在しない。

一方、Barnes (1940)は流量の時系列データを対数プロットすると逓減部の勾配は2つまたは3つの直線部分からなることを示し、引けた直線の数が降雨流出プロセス数に対応し、勾配の急な直線から順に表面流、中間流、地下水流に対応すると提案している。この手法を吉川・砂田・フン (1979)は日本国内の神流川、梓川の2流域の洪水波に適用し、それを再現するタンクモデルの構造決定に成功している。また、日野・長谷部 (1982)は日本国内の神流川、梓川、相模川の3流域にBarnes (1940)の手法を数値フィルターのパラメータ決定に適用し、洪水波の成分分離に成功している。これらの先行研究を踏まえると、日本全国の流域の1年分の毎時の流量データを用いて河川流量の成分分離に必要な時定数の統一的な決定方法を提案できれば、日本全国の流域の降雨流出モデルの構造を流量データのみから統一的に決定できる可能性がある。

そこで本研究では日本の一級河川109流域と沖縄県の2流域を対象に、Barnes (1940)の手法と日野・長谷部 (1982)の手法を用いて1年分の毎時の河川流量の成分分離を行い、流量逓減部の時定数 T_C の大きさから降雨流出プロセス数を統一的に決定する手法を提案するとともに、降雨流出プロセス数と流域面積の関係を考察する。

2. 方法

2.1 対象流域および使用データ

本研究は日本の第一級河川109流域と沖縄県の2流域を対象としている。それぞれの流域の中で、人間活動の影響が少ないと考えられる上流部に位置していること、数年から数十年分の時間流量データが存在していることを条件に観測所を選定し、国土交通省の水文水質データベースから時間流量データを取得した。時間流量データは観測所の流域面積で除し、単位を mm/h と変換して利用した。

2.2 成分分離方法

本研究はBarnes (1940)の手法を用いて時間流量データの成分分離を行った。逓減時の観測流量 Q (mm/h)は式(1)のように表現でき、 Q_0 (mm/h)は初期値流量であり、 α (h^{-1})は逓減係数である。これを式(2)に変形し、取得した流量データの対数プロットグラフを作成し流量変動を明らかにして、図-1で囲った区間のように比較的長く継続している逓減部分を抽出した。

*Investigating variability and regionality of Japanese rainfall-runoff processes by Hikaru Nishiyama and Yoshiyuki Yokoo

これは長く継続している逓減区間ほどその流域の降雨流出プロセスを多く抽出できると考えたためであり、この条件に合う区間を流域ごとに1区間ずつ抽出した。次に、図-2のように抽出した逓減区間の勾配変化について直線を引いた。直線を引く際には、流量の急激な増加区間は読み取らないように注意して、その区間以外の流量を平滑的に読み取った。以上のようにして引いた直線から、直線の傾き α (h^{-1}) の逆数である時定数 T_c (h) と降雨流出プロセス数を表す直線の数を求めた。

$$Q = Q_0 \exp(-\alpha t) \quad (1)$$

$$\ln Q = -\alpha t + \ln Q_0 \quad (2)$$

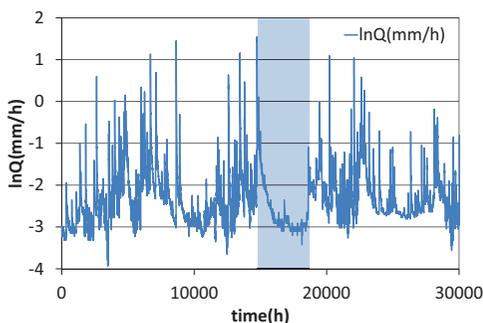


図-1 対数プロットグラフから逓減区間を抽出

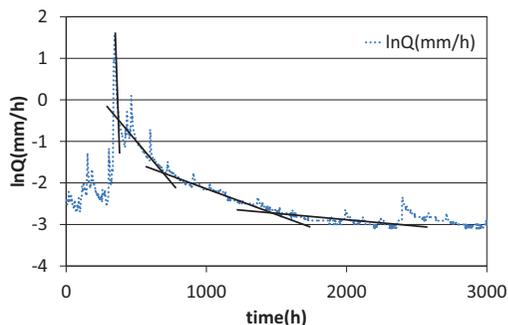


図-2 逓減曲線と成分分離の関係

3. 結果

3.1 降雨流出プロセス数と対象流域の関係

図-3 は流域ごとに直線の本数を求めた結果である。Barnes (1940)は直線の本数が降雨流出プロセス数を表すと仮定していたため、横軸は降雨流出プロセス数とした。

69 流域は降雨流出プロセス数が4つである。これは対象とした流域全体の約6割を占める。さらに降雨流出プロセス数は最小で3つ、最大で5つあることがわかった。

本研究では、時間流量データの対数プロットグラフから逓減区間を流域ごとに1区間ずつ抽出したが、抽出数を増やして流域ごとに2区間や3区間抽出して成分分離を行えば、降雨流出プロセス数が変化する可能性がある。この場合の解決法としては、2つの条件[(1)対象流域の中で抽出した逓減区間の長さが比較的長い、(2)対象流域の中で平滑的に逓減している区間]を満たしていればその流域の中で1区間だけ成分分離をすれば良いと考えられるが、反対にこの2つの条件を満たしていない流域(抽出した逓減区間の長さが短く、流量変動の激しい区間)であれば1区間だけでなく、2区間や3区間抽出して成分分離を行う必要があるだろう。

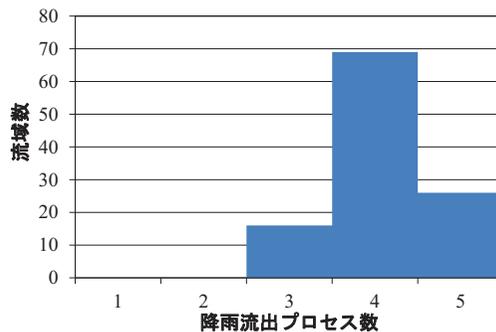


図-3 降雨流出プロセス数と対象流域数の関係

図-4 が地域別に降雨流出プロセス数の存在率を算出した結果である。

ほとんどの地域で存在率として高いのは降雨流出プロセス数が4つの場合である。さらに降雨流出プロセス数が北陸では3つ、九州・沖縄では5つの流域が多く、四国には5つの流域がないことがわかる。

3.2 時定数 T_C と降雨流出プロセス番号の関係

図-5 が流域ごとに算出した時定数 T_C の結果である。横軸の降雨流出のプロセス番号は小さいほど流出が速いプロセスに相当する。

この結果から、時定数 T_C は最小で2.5(h)、最大で12500(h)であった。さらに、縦軸を対数軸とすると時定数 T_C がある程度直線的にプロットされることがわかる。しかし、勾配の急な直線から順に番号を付けたために、同じ時定数 T_C であっても一方の流域では1番目のプロセスであるのに対し、他方の流域では2番目のプロセスであるなど、降雨流出プロセス番号と時定数 T_C の関係が一意に決まらないことがわかる。

そのため、降雨流出プロセスに対応するように時定数 T_C の範囲が明確になれば、統一的に降雨流出プロセスを時定数 T_C から決定できると考えられる。そこで著者らは、時定数 T_C について底を6とした対数値 ($\log_6 T_C$) とした図を作成し、縦軸の値の0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5を降雨流出プロセスの境界値と定め、その境界値の間がそれぞれ下から順に1, 2, 3, 4, 5と降雨流出プロセス番号に対応するとした。この境界値に従って図-5のデータをプロットし直したのが図-6であり、これにより降雨流出プロセスを明確に時定数 T_C から決定できるが、この結果の正確性についてはまだ検討が必要である。

図-7 はデータ区間を $6^{0.5}$, $6^{1.5}$, $6^{2.5}$, $6^{3.5}$, $6^{4.5}$, $6^{5.5}$ の5区間として時定数 T_C についてヒストグラム解析をした結果である。図-3の結果の降雨流出プロセス数が最大5つあったことに対応させてデータ区間を5区間とした。

この結果では、それぞれの区間についてほぼ均等な頻度で時定数 T_C が割り振られていることがわかる。この結果だけでは降雨流出プロセスに関する有意な結果であるとするかはまだ検討が必要であるが、このデータ区間が降雨流出プロセスの境界となる値に近いと考え、図-6を作

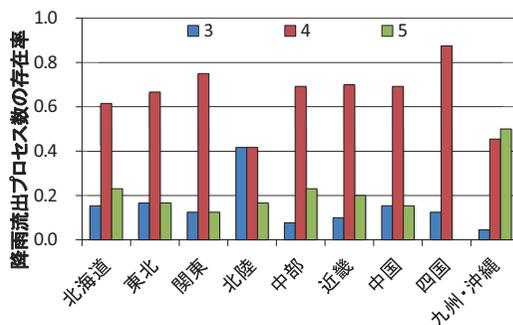


図-4 地域別の降雨流出プロセス数の存在率

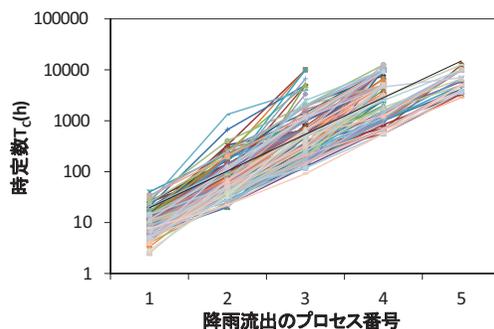


図-5 時定数 T_C と降雨流出プロセス番号の関係

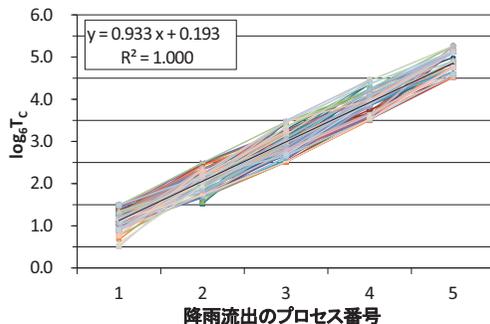


図-6 $\log_6 T_C$ と降雨流出プロセス番号の関係

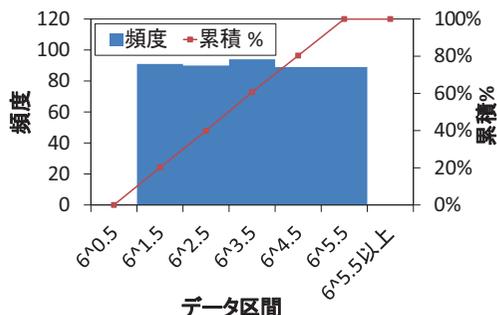


図-7 時定数 T_C (h) のヒストグラム解析

成した。

3.3 流域面積と降雨流出プロセス数の関係

図-8 は対象としている観測所の流域面積(km^2)と降雨流出プロセス数の関係を表している。降雨流出プロセス数は図-3 と同様に流域ごとに求めた直線の本数を表している。観測所の地形条件である流域面積(km^2)が降雨流出プロセス数に影響していると考えたが、両者の関係に相関はみられなかった。

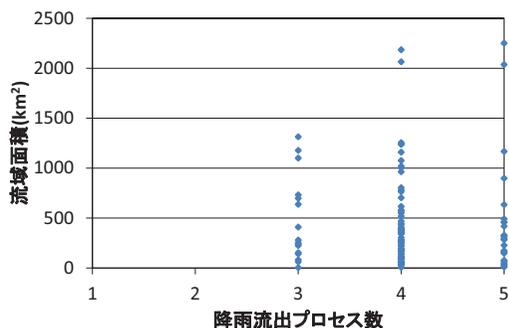


図-8 流域面積と降雨流出プロセス数の関係

4. 考察

4.1 降雨流出プロセス数と対象流域の関係

図-3 で分かった降雨流出プロセス数の最小が3つ

で、最大が5つであるという結果は、Barnes (1940)、日野・長谷部 (1982)の結果とは異なる。Barnes (1940)、日野・長谷部 (1982)は大きい流域では降雨流出プロセス数が3つになり、小さい流域では2つになることを示していた。タンクモデルの段数が降雨流出プロセスに対応していると考えると、菅原 (1972)が示したタンクモデルの段数のみに着目すれば、本研究の結果はタンクモデルの最大段数が一つ増えたことになる。さらに、図-8 に示すように流域面積の大きさと降雨流出プロセス数の関係に相関はみられなかった。これらの結果の差異は、時間流量データの対数プロットグラフから逡減区間を抽出する際に主観が入り込んでしまうこと、Barnes (1940)、日野・長谷部 (1982)よりも対象としている流域数が多くなっていること、流域スケールを考慮していないことが原因であると考えられる。

次に図-4 の結果から、ほとんどの地域で存在率として高いのは降雨流出プロセス数が4つの場合であることがわかる。これは菅原 (1972)の日流量解析用のタンクモデルが4段になっていたことと対応していると考えられるが、降雨流出プロセス数が3つの流域や5つの流域も存在しているため、地域ごとに降雨流出プロセス数を一意に定めることはできないと考えられる。日野・長谷部 (1982)はAutoregressive moving average(ARMA)モデルの適用で流域のモデルの相違には、流域面積の違い、流域を構成している地質地形構造の違いが影響している可能性を指摘している。図-3 の結果と合わせて今後は、対象流域の観測所の上流部や周辺がどのような地質地形構造の特徴を持つか、どのような気候条件が降雨流出プロセス数に影響しているかを調べる必要がある。

4.2 時定数 T_c と降雨流出プロセス番号の関係

時定数 T_c は最小で2.5h、最大で12500hであった。一方で日野・長谷部 (1982)が対象とした神流川、梓川、相模川では直線の勾配が急な順で、2番目もしくは3番目の直線の時定数は37~45hの範囲であった。これは本研究結果の降雨流出プロセス番号の1、2番の時定数に対応していることから、成分分離結果としては十分な結果が得られたと考えられる。

しかし、図-5の結果から降雨流出プロセス番号と時定数 T_c の関係が一意に決まらないことがわかったため、著者らは、降雨流出プロセスに対応するように時定数 T_c の範囲が明確になれば、統一的に降雨流出プロセスを時定数 T_c から決定できると考え、図-7の結果をもとに図-6を考案した。これにより降雨流出プロセスを明確に決定できる可能性を見出せたが、この結果の正確性については検討が必要である。時定数 T_c の範囲を定めることで降雨流出プロセスを決定するという研究事例はまだない。そのため、まずは時定数 T_c と流域の気

候・地質地形条件との関係性を明らかにしていくこと、次に日野・長谷部 (1982), 芳賀 (2011)などが行った数値フィルター解析や水質の時系列データを用いた降雨流出プロセスの分離による検証を行うことが今後の課題である。

5. 結論

本研究は降雨流出プロセス数を統一的に決定する手法を検討することと、降雨流出プロセス数の成因について考察することを目的として、Barnes (1940)の手法である片対数プロットの通減曲線による成分分離を利用して日本の第一級河川 109 流域と沖縄県の 2 流域について河川流量の成分分離を行った。得られた結果を以下にまとめる。

- ① 日本の流域の降雨流出プロセス数は 4 つの割合が高かったが、北陸では 3 つ、九州・沖縄では 5 つの割合が高いなど異なる特徴を持つ流域が存在した。
- ② 成分分離した結果によると、降雨流出プロセス番号と時定数 T_c の関係が一意に決まらないことがわかった。そこで著者らは $\log_6 T_c$ による時定数 T_c の範囲を定めて、降雨流出プロセスを統一的に決定する手法を提案した。具体的には、 $\log_6 T_c$ の値の 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5 を降雨流出プロセスの境界値と定め、その境界値の間が降雨流出プロセスの各プロセスであり、値が小さい方の範囲（流出が速いプロセス）から 1, 2, 3, 4, 5 と番号を付けて、この番号が降雨流出プロセス番号と対応するとした。この境界値に従って時定数 T_c から降雨流出プロセスを明確に決定できるが、この手法についてはまだ検討が必要である。
- ③ 降雨流出プロセス数と観測所の流域面積との関係には相関はみられなかった。今後は標高・表層地質などの地質地形条件や、降雨量などの気候条件について降雨流出プロセス数との関係を整理する必要がある。

今回の研究では、降雨流出プロセス数の成因を見つけることはできなかった。今後は、降雨流出プロセス数と気候・地理条件との関係を整理し、何が降雨流出プロセス数に影響しているかを調べていく必要がある。その上で、 $\log_6 T_c$ による時定数 T_c の範囲を定めて、降雨流出プロセスを統一的に決定する手法について、さまざまな検証のもとにこの手法の適用可能性について検討していく必要がある。

6. 謝辞

本研究は、東京大学総括プロジェクト機構「水の知」（サントリー）総括寄付講座、科学研究費補助金（若手研究 B, 24760388）、環境省環境研究総合推進費 S-8-1(4)、JST/JICA-SATREPS 「気候変動に対する水分野の適応策立案・実施支援システムの構築(IMPAC-T)」、東北大学災害科学国際研究所「特定プロジェクト研究 (B-18)」、科学研究費補助金（基盤 B, 22360192）の成果の一部である。また、本研究は国土交通省の水文水質データベース、数値地図情報、ダム諸量データベースを活用した。ここに謝意を記す。

参考文献

- Barnes, B.S. (1940), Discussion of analysis of runoff characteristics, *Trans. ASCE*, 105.
- 芳賀友洋 (2011), 数値フィルターと水質データを用いた阿武隈川の流量時系列データの成分分離に関する研究, 東北地域災害科学研究 47, 153-158.

- 日野幹雄・長谷部正彦 (1982), フィルター分離 AR 法による非線形流出系の同定と予測(時間単位), 土木学会論文報告集, No.324/II-8, pp.83-94.
- 吉川秀夫・砂田憲吾・グエン・ソン・フン (1979), 洪水流量逓減部曲線の特性を考慮した流出モデルに関する研究, 土木学会論文報告集, No.283, 23-32.
- 菅原正巳 (1972), 流出解析法, 共立出版.

IDF カーブを利用した洪水頻度解析法に関する研究*

福島大学共生システム理工学類 龍崎 尚真

福島大学共生システム理工学類 横尾 善之

1. はじめに

我が国の治水対策は国土交通省が策定した治水計画（河川整備基本方針）に基づいて進められており、治水計画では洪水防御の基本となる基本高水が定められている。基本高水は主に貯留関数法による流出解析から算出され、基本高水からダム等による洪水調節量を差し引いた計画高水流量が実際に河道に流すことを目標に河川計画が立てられている。この計画高水流量は、ダム、堤防、遊水地等の洪水調節施設を建設する際の理論上の根拠となっており、今日の治水行政の中で最も重要な指標の一つである。しかしながら、基本高水流量を定める過程で貯留関数法による流出計算の過程に不確実性があることや、森林保水力の増加による洪水ピーク流量の逓減を十分に考慮していない（関，2011）ことなどを理由に議論になる場合があり、ダム建設を始めとする河川整備を進める上で問題点の一つとなっている。この問題の一つの解決法として、洪水頻度解析法およびそれに基づく治水計画をできるだけ簡便かつ透明性を確保した上で決定する必要があるのではないだろうか。これまで、洪水頻度解析手法に関する研究は数多くなされており、例としては流量データを用いた岩井(1949)、雨量データを用いた宝ら(2001)がある。近年では、Intensity-Duration-Frequency (IDF) カーブを利用した洪水頻度解析がなされ始めている。IDF カーブの研究は、葛葉(2007)のように、本来雨量の頻度分布を対象としたものである。このIDFカーブは強度、継続時間、頻度と洪水頻度解析に必要な情報をも解析する。田崎ら(2012)はこの特性を利用して、IDFカーブを阿武隈川の6つの観測所に適用し、流量データを用いた洪水頻度解析が可能であることを示しているが、実際に洪水流量の推定までは行っていない。そこで本研究は、実測流量から計画高水流量を推定する手法として、田崎ら(2012)が提案したIntensity-Duration-Frequency (IDF)カーブを利用した洪水頻度解析法を東北地方の複数の水系に適用し、既存の計画高水流量と同じ再現期間の流量を推定し、IDFカーブによる洪水頻度解析法の特徴および可能性を検討した。

2. 方法

2.1 対象地点および使用データ

本研究は図-1 に示す東北地方を流れる岩木川、米代川、雄物川、最上川、北上川、阿武隈川の合計6水系を選び、それぞれ五所川原、二ツ井、椿川、下野、登米、福島各流量観測所を対象地点とした。これらの観測所における毎時の流量データを国土交通省所管の水文水質データベースの流量月表より取得した。



図-1 対象地点の位置

*Introducing Intensity-Duration-Frequency (IDF) curve as an alternative of current Japanese flood frequency analysis by Shoma Ryuzaki and Yoshiyuki Yokoo

2.2 IDF カーブの作成

IDF カーブは、頻度を1年に1回から各観測所のデータ数に応じて36~40年に1回までを対象とし、毎時の流量の強度 (Intensity: I) およびその継続時間 (Duration: D) を算出し、それらをプロットして作成した。また、継続時間が1時間の流量の再現期間と強度に関するグラフを作成した。なお、データが存在しない場合は前後の値の内挿値を利用し、欠測データは0とした。観測されていない年をはさむ場合でもその年をまたいで続けているものとした。なお、観測されていない年は、棒川は2000年、福島は2002年である。

2.3 計画規模の洪水流量の推定

再現期間と強度の関係を対数近似で外挿し、計画規模の洪水流量の推定を行った。なお、洪水流量の推定の際は、短い継続時間の洪水でも洪水流量が計画高水流量を越えた時点で、堤防の決壊やダムからの流出増大の危険性があるので、継続時間が1時間のときの再現期間と強度の関係から近似式を算出した。

3. 結果

3.1 IDF カーブ

図2~5は、それぞれ岩木川五所川原、米代川二ツ井、最上川下野、北上川登米におけるIDFカーブである。これらのIDFカーブを比較すると、二ツ井および登米において既往洪水の規模が大きいことがわかる。一方で、五所川原および下野における既往洪水の規模は小さいことがわかる。また、登米では他の観測所に比べて強度が高い状態が長時間にわたって継続する特徴がある。

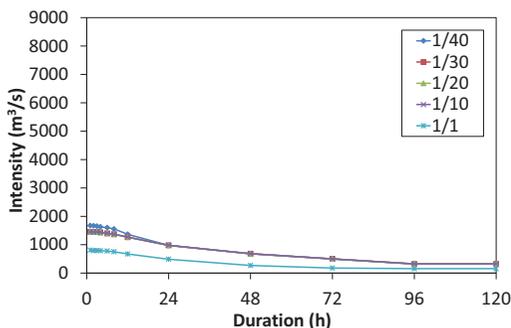


図2 岩木川五所川原におけるIDFカーブ

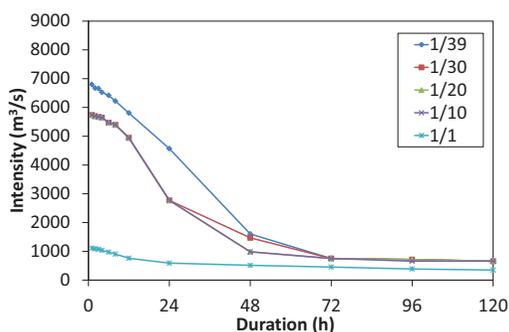


図3 米代川二ツ井におけるIDFカーブ

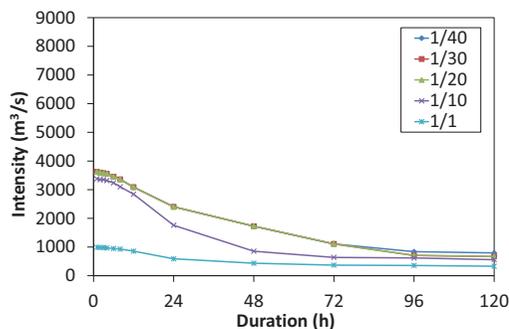


図4 最上川下野におけるIDFカーブ

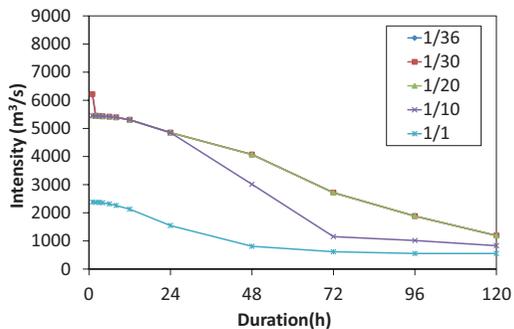


図5 北上川登米におけるIDFカーブ

3.2 再現期間と強度の関係

図-6、7は、それぞれ米代川二ツ井、最上川下野における再現期間と強度の関係を表したグラフであり、対数関数で表現した両者の関係式を外挿することで計画規模である40年程度の観測データから100年に1回の洪水流量を推定したものである。なお、対数関数による近似式を用いて流量を推定した理由は、再現期間の増加に従って、流量の増加が頭打ちになると仮定したためである。観測所ごとに結果を比較したところ、観測所によって再現期間に対する強度の増加率が大きく異なることがわかった。二ツ井では増加率が大きく、下野では小さい結果となった。なお、グラフの横軸の最大値である100は、各観測所の計画規模を表しており、その点における近似曲線上の強度が求める洪水流量の推定値である。

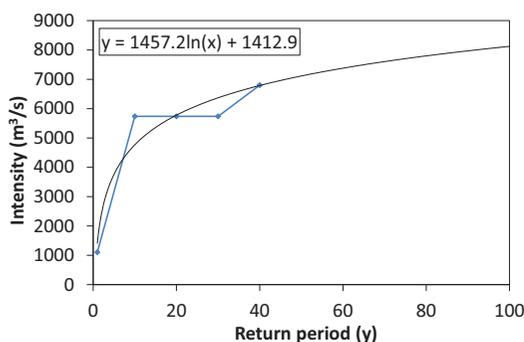


図-6 再現期間と強度の関係（米代川二ツ井）

図中の x は再現期間、 y は強度である。

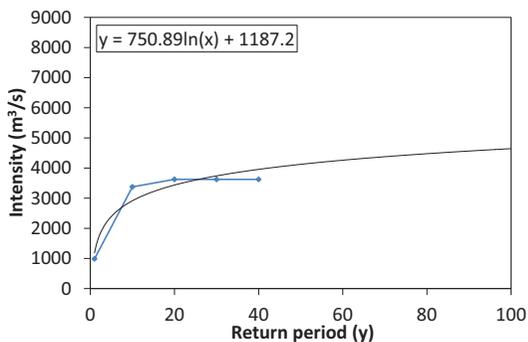


図-7 再現期間と強度の関係（最上川下野）

図中の x は再現期間、 y は強度である。

3.3 計画高水流量の変遷

図-8、9は、それぞれ米代川二ツ井、最上川下野における計画高水流量の変遷を示したグラフである。使用した流量データの期間において、二ツ井および下野では計画高水流量が改定されており、各図の実線に現在の計画高水流量、点線にそれ以前の計画高水流量を示した。二ツ井では、1954年の改定後、1973年に改定されており、実測流量が計画高水流量を超えていることから、改定が適切であったことがわかる。一方、下野では、1963年の改定後、1974年に改定されているが、実測流量は $3500\text{m}^3/\text{s}$ 程度で推移しているため、改定が過大であった可能性がある。

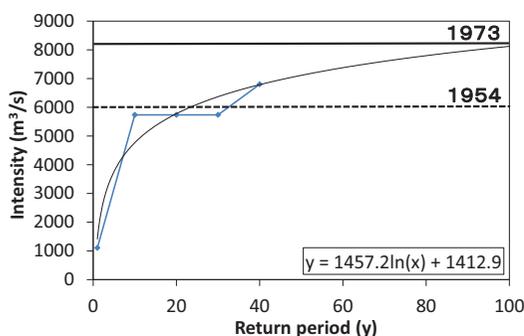


図-8 計画高水流量の変遷（米代川二ツ井）

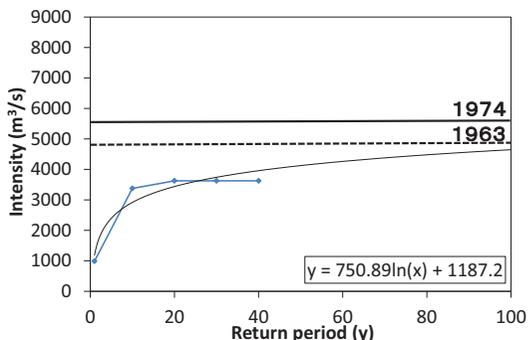


図-9 計画高水流量の変遷（最上川下野）

3.4 計画規模の推定流量

表-1 に対数近似式で求めた各観測所の計画規模における洪水流量の推定結果を示す。表-1 に示す通り、全ての観測所において既存の計画高水流量が推定値を上回る結果となった。特に、椿川においては既存の計画高水流量 $8700\text{m}^3/\text{s}$ に対し、推定流量はその半分以下である $4308\text{m}^3/\text{s}$ となり、五所川原においても既存の計画高水流量 $3800\text{m}^3/\text{s}$ に対し、推定流量はその半分以下である $1823\text{m}^3/\text{s}$ となった。このことから、IDF カーブを利用して計画規模の洪水流量を推定した場合、観測所によって既存の計画高水流量を大幅に下回る箇所があることがわかった。

表-1 各観測所の洪水流量の推定値一覧

水系	観測所	計画高水流量 (a m^3/s)	推定値 (b m^3/s)	a に対する b の割合 (%)
岩木川	五所川原	3,800	1,823	48
米代川	二ツ井	8,200	8,123	99
雄物川	椿川	8,700	4,308	50
最上川	下野	5,600	4,645	83
北上川	登米	8,700	7,888	91
阿武隈川	福島	5,800	5,138	89

図-10, 11 に観測所ごとの計画高水流量と推定値の差をそれぞれ流量、および、計画高水流量に対する推定値の割合で示す。図-10 から、既存の計画高水流量と推定値の差について実際のスケールで比較できるが、椿川においては他の観測所に比べ、圧倒的に大きな $4000\text{m}^3/\text{s}$ 以上の差を示している。また、図-11 より五所川原および椿川では既存の計画高水流量に対して推定値の割合が 50%以下となった。一方で、二ツ井においては割合が 99%を示し、既存の計画高水流量が計画規模の治水対策を行う指標として妥当な数値であることがわかった。以上より、五所川原および椿川において、計画高水流量を算出する際に基となる基本高水流量の既定値が過大である可能性があるといえる。

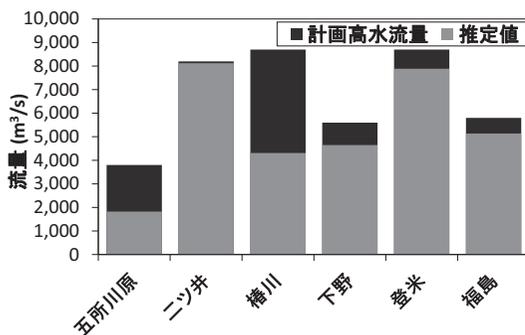


図-10 計画高水流量と推定値の差 (流量)

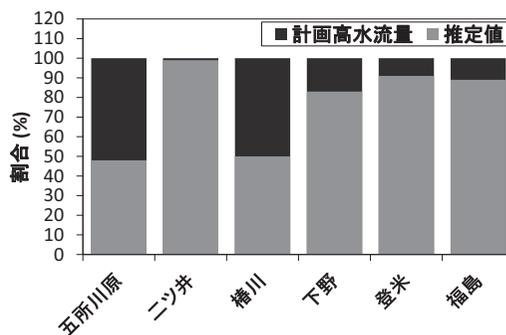


図-11 計画高水流量と推定値の差 (割合)

4. 考察

4.1 本研究の意義

本研究では、IDFカーブを利用した洪水頻度解析法の特長および可能性を検討した。IDFカーブを利用する方法の特長としては、パラメータの正確性を説明することが困難な、貯留関数法を用いたモデルによる、不確実性を伴う流出計算がないため、より現実に即した推定を行うことができる点にある。さらに、議論の対象となる森林保水力の増加についても、ある程度考慮している方法であるといえる。また、単純な方法であり、一般に公開されているデータによって、推定結果を導出できる点に特徴がある。本研究が行った方法では、河床掘削等の河川改修や、ダムを始めとする流量調整施設の建設、土地利用や地形の変化等、流域の変遷による流量の変動を考慮しておらず、流量データをそのまま統計解析に用いている点において、データの取り扱い方に問題がある。しかし、従来の貯留関数法による流出計算を用いた洪水頻度解析法に代わる新たな解析方法としてIDFカーブを利用することにより、モデルに依存せずに流量の実測値のみで計画規模の推定流量を算出することが可能であることを示したことが本研究の意義である。また、既存の基本高水流量を実測値から裏づけし、値の妥当性を検討する手法として応用できると考えている。上野（2002）が「基本高水の決定方法に問題があり、決定された諸河川の基本高水が絶対的なものでなく、一般に過大な基本高水が採用されていることは多くの識者が認めるようになった。」と述べているように、過大な基本高水の問題は、実際多くの水系で起きている可能性がある。この問題に対して、IDFカーブによる洪水頻度解析手法を用いることで、過大な基本高水流量が設定されている箇所を洗い出すこと、さらに基本高水流量が過大であった箇所において、再計算の必要性を説く根拠として示すことで既定値を見直すきっかけとすることができると著者は考えている。

4.2 本研究の課題

本研究の課題点としては、流域の変遷による流量への影響以外に洪水時の自然流況の復元および流量データの不足への対応が挙げられる。洪水時の流量データは、溢れた流量がダムや遊水地等に貯留されるので、洪水時に河道に流れるはずだった流量が含まれていない。宝（1998）が述べるように、本研究のような流量の確率評価を行う際、貯水池や遊水地における人為的な洪水流の貯留やあるいは破堤・越流などによる氾濫によって洪水流量の低減がある場合には、自然流況の復元作業が必要である。次に流量データの不足への対応である。洪水頻度解析法には雨量解析手法と流量解析手法があり、雨量データに比べて流量データが少ないことから、雨量解析手法が採用されてきた経緯がある。実際、一級河川においても観測所によって、流量データが不足しているのが現状であり、これは中小河川においても然りである。本研究で扱った水系のデータ数は、多くて40年分であったが、今後、流量データの蓄積数の増加に応じて対数近似式の精度が向上し、外挿による流量推定の信頼度が向上していくと考えられる。また、推定時にデータの再現期間を細かく取ること（10年刻みを5年刻みにするなど）も有効と予想される。

5. 結論

本研究は、田崎ら（2012）が提案したIDFカーブによる洪水頻度解析法を東北の6水系の各観測所に利用し、IDFカーブによる洪水頻度解析法の特長および可能性を検討した。本研究から得られた結果を以下に記す。

- ① 東北の一級水系の観測流量を用いて、洪水に関するIDFカーブを作成した。
- ② 各観測所の計画規模の洪水流量を推定した。
- ③ 五所川原および椿川において、既存の基本高水流量が過大である可能性がある。

なお、各水系の上下流における、計画高水流量が算出されている別の観測所においてもIDFカーブを作成し、

各水系の上下流における洪水の特徴を調べることに、ならびに、土地利用の変化やダムを始めとする洪水調節施設の建設等、流域の変遷が流量に与える影響を調べることを今後の課題とする。

謝辞

本研究は、環境省環境研究総合推進費 S-8-1(4)、JICA/JST 地球規模課題対応国際科学技術協力授業「気候変動に対する水分野の適応策立案・実施支援システムの構築(IMPAC-T)」、科学研究費補助金(若手研究 B、21760381 および 24760388)、東京大学統括プロジェクト機構「水の知(サントリー) 統括寄付講座との共同研究の成果の一部である。また、本研究は国土交通省の水文水質データベースを活用した。ここに謝意を示す。

参考文献

- 岩井重久 (1949), 確率洪水推定法とその本邦河川への適用, 統計数理研究, 第2巻 (3), pp. 21-36.
- 葛葉泰久 (2007), 九州中東部での IDF カーブの作成と 2005 年台風 14 号による豪雨の統計的評価, 自然災害科学, Vol25, No.4, pp. 525-540.
- 関良基 (2011), 意見書「日本学術会議が明らかにした事実を反映すれば国交省の新モデルでもカスリーン台風の再来計算流量は 16,663m³/秒となる。」
(http://www.yamba.sakura.ne.jp/shiryo/tokyo_k/tokyo_k_g_iken_seki_110930.pdf, アクセス日:2012/11/28)
- 宝馨 (1998), 水文頻度解析の進歩と将来展望, *J.Japan Soc.Hydrol.& Water Resour.* Vol.11,No.7,pp.740-756.
- 宝馨・端野典平・中尾忠彦 (2001), DAD 解析におけるレーダー雨量と非線形最適化手法の適用, 土木学会論文集, No.691/11-57, 1-11.
- 田崎将聖・菅野理恵・横尾善之 (2012), IDF カーブを用いた阿武隈川の洪水頻度解析, 東北地域災害研究, 第48巻, pp. 173-178.
- 上野鉄男 (2002), 治水事業をめぐる諸問題とこれからの治水の課題と展望, 京都大学防災研究所年報, 第45号, B.

降雨流出過程に影響する流域地形特性に関する研究*

福島大学共生システム理工学類 三浦 優樹

福島大学共生システム理工学類 菅野 理恵

福島大学共生システム理工学類 横尾 善之

1. はじめに

洪水や渇水の水循環モデルや河道モデルを作成する際に、河川や流域をどこまで細かく再現すればよいか、という点は未だ解決を見ない。粗い河道網を作成すると現実から遠ざかってしまい、細かい河道網を追及しても際限がない上に計算機への負荷が大きくなってしまふ。このため、モデル構築者が利用する地形データの解像度に依存した流域地形や河道開始点を設定していた（例えば Yokoo ら, 2012）。このため、地形データの空間解像度が降雨流出計算の結果に与える影響が検討されてきた（例えば Pradhan ら, 2005, Ku ら, 2005）が、統一的な見解を得るには至っていない。

Moussa ら (2011)は、この問題の解決の糸口となる研究成果を報告している。彼らのフランス国内の 18 流域を対象とした研究によると、河道が存在しないと定義する面積(カットオフエリア)を $0.5 \sim 5 \text{ km}^2$ とする場合、流域内の河道が存在しない最上流部の面積の合計は流域面積や流域地形によらず流域全体の 0.29 ± 0.03 程度となることを発見した。具体的には、Moussa ら (2011)は、「カットオフエリア」の大きさを変えていくことで、流域面積に占める最上流部の総面積の割合の変化を調べた。この知見は流域地形や河道網をモデルで再現する際の新しい指標になる可能性がある。しかしながら、Moussa ら (2011)の知見の有効性を他の流域で確認した例はなく、適用範囲についてはまだ不明確である。

そこで、本研究では Moussa ら(2011)の方法を日本の河川で適用し、フランスおよび日本の両国における適用結果の類似性および相違点を検討した。

2. 方法

対象流域は荒川と阿武隈川の 2 つ (図-1)とする。荒川は、福島県福島市を流れる阿武隈川水系の一級河川である。流域面積 185.4 km^2 、流路延長 29.7 km である。阿武隈川は福島県及び宮城県を流れる阿武隈川水系の本流で、一級河川であり、流域面積 5390 km^2 、流路延長 239 km である。

まず、国土交通省の国土数値情報ダウンロードサービスから福島県と宮城県の河川データ(線、点)と行政区(面)データを取得し、地理情報システム(Geographic Information System : GIS)上に取り入れる。

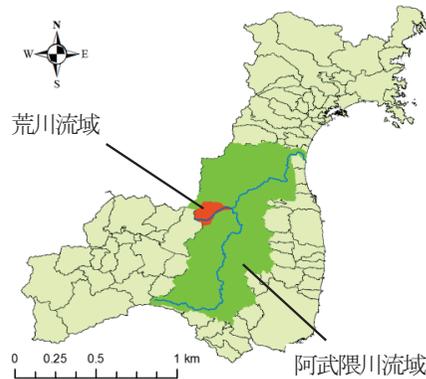


図-1 対象流域の位置

* Exploring scaling characteristics of watershed topography for rainfall-runoff modeling by Yuki Miura, Rie Kanno and Yoshiyuki Yokoo

その後、50m×50mのメッシュで表示し、1つ1つのセルに標高データを与える。河川は標高の高いほうから低いほうへ流れることから、囲まれたセルの中で標高が一番低いセルに向かって矢印を書く。その矢印はセルごとの流向を示している。流域全体の流向を求めるために、セルに向けられている矢印の数とそのセル自身の矢印の数の合計をセルごとに足していく。セルの中の値が大きいほどより多くの水が集まることになる。つまり、その流域では最大値のセルに向かって流れることがわかる。そこでカットオフエリアを設定する。カットオフエリアより大きいセルは河道網を表す。また河道が発生するセルに流れ込んだセルは最上流部を表す。カットオフエリアを変えていくことで、河道が発生するセルの位置が変わり、最上流部の面積が変化する。このような方法で、流域全体に占める最上流部の面積の割合を算出する。

3. 結果

3.1 カットオフエリアと河道網の関係

図2と図3は、荒川と阿武隈川を対象とした場合のカットオフエリアと河道網の関係を示したものである。①、②、③、④はそれぞれカットオフエリア (A) を流域面積 (A_0) の100%、10%、1%、0.1%に設定したときの河道網である。①のようにカットオフエリアと流域面積が等しいとき、流域すべてが最上流部となる。そこから、②、③、④のようにカットオフエリアを小さくしていくことによって、カットオフエリアより小さくなる最上流部の集水域の面積が小さくなりつつその数が増えることがわかる。

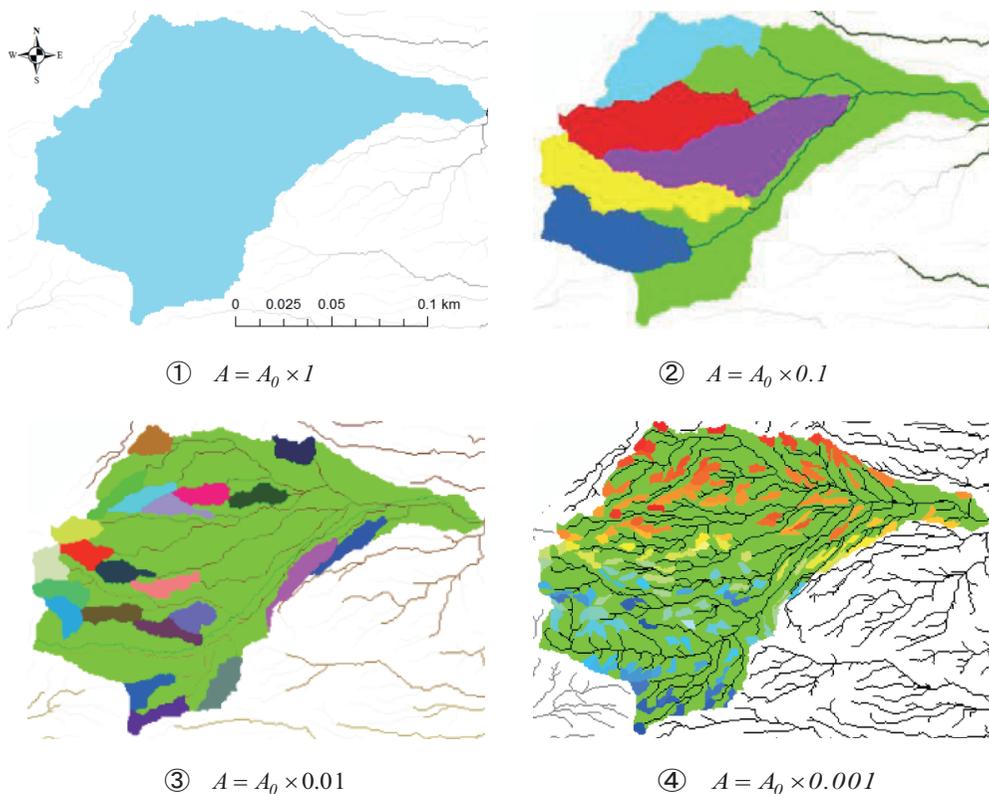


図2 カットオフエリアと荒川の河道網の関係

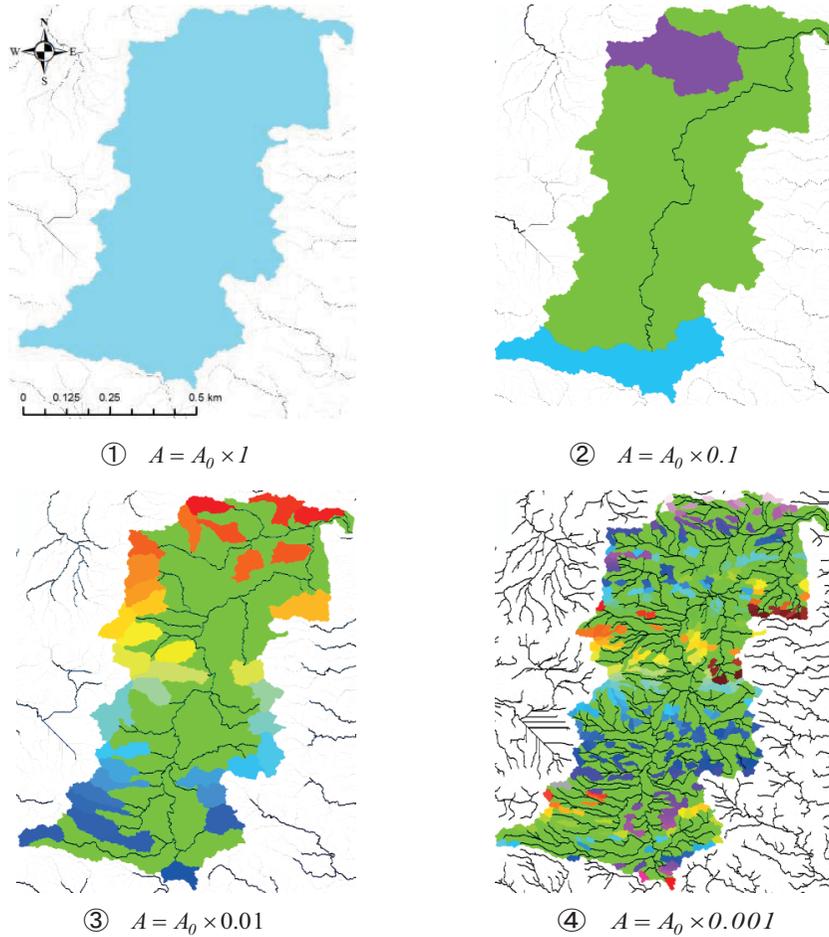


図3 カットオフエリアと阿武隈川の河道網の関係

3.2 カットオフエリアと最上流部の面積の関係

図4 と図5 はそれぞれ荒川流域と阿武隈川流域において計算したカットオフエリアの割合と最上流部の総面積の割合の関係を示す。図4 と図5 中の横軸 a は、式(1)で示される通り、流域面積 A_0 に占めるカットオフエリア A の割合である。図4 と図5 中の縦軸の $u(a)$ は、式(2)で示される流域面積 A_0 に占める最上流部の総面積 $U(A)$ の割合である。 $U(A)$ は、カットオフエリアの設定値ごとの集水域の面積の合計値となる。また、縦軸の $n(a)a$ は最上流部とみなされた各流域の総数 $n(a)$ と上述のカットオフエリアの割合 a の積であり、 $u(a)$ の近似値となるものである。

$$a = \frac{A}{A_0} \quad \dots(1)$$

$$u(a) = \frac{U(A)}{A_0} \quad \dots(2)$$

図4より、荒川の場合、カットオフエリアを小さくしていくと、 $0.1 \leq a \leq 1$ のときの $u(a)$ やその近似値である $n(a)a$ の変動が激しくなった。また、 $u(a)$ と $n(a)a$ の変化の仕方に違いが見られた。 $a \leq 0.1$ では徐々に変動が小さくなり、 $a \leq 0.01$ では $u(a)$ は、 $0.26 \leq u(a) \leq 0.32$ となった。 $a \leq 0.0008$ のときは、データ数が多く GIS 上での処理が困難だったため、結果を算出することができなかった。

図5より、阿武隈川の場合、カットオフエリアを小さくしていくと、 $0.2 \leq a \leq 1$ のときの $u(a)$ やその近似値である $n(a)a$ は滑らかに減少していった。 $a \leq 0.05$ になると徐々に安定し始め、 $a = 0.001$ になると $u(a)$ は $0.26 \leq u(a) \leq 0.32$ となった。荒川と同様に、 $a \leq 0.0008$ のときは、データ数が多く GIS 上での処理が困難だったため、結果を算出することができなかった。

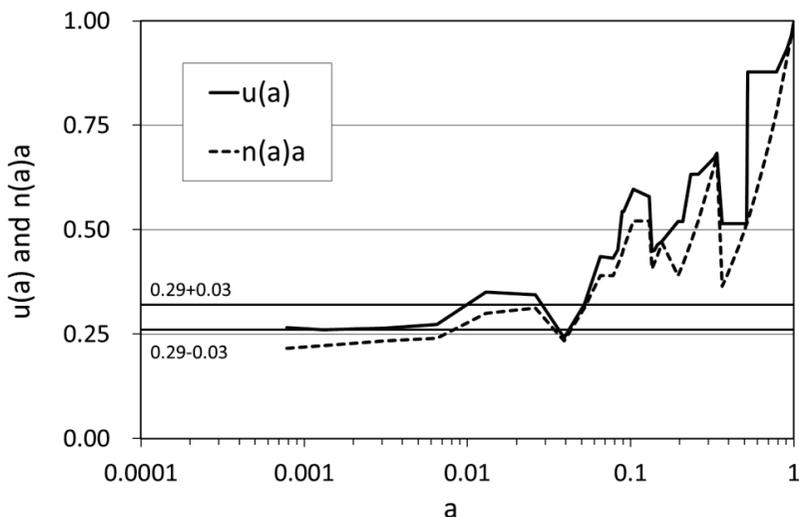


図-4 カットオフエリアと最上流部の面積の関係（荒川）

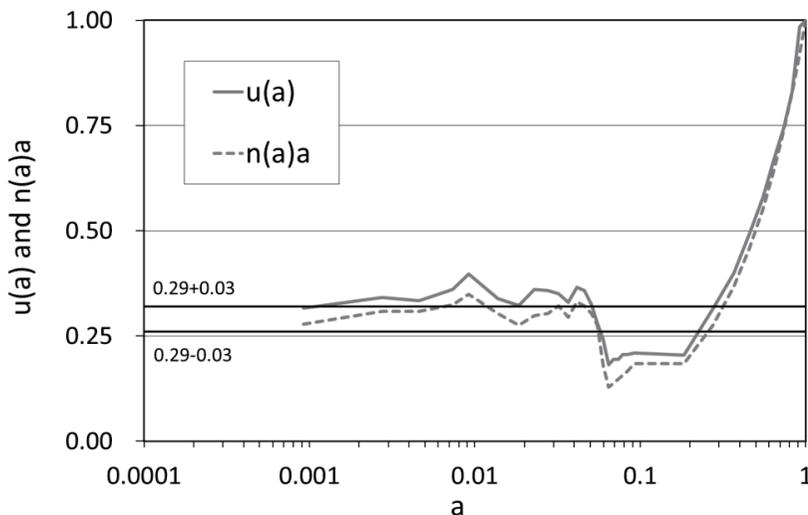


図-5 カットオフエリアと最上流部の面積の関係（阿武隈川）

図6は図4と図5を1つにまとめたものである。この図より、 $0.05 \leq a \leq 1$ の範囲において、荒川と阿武隈川で $u(a)$ と $n(a)a$ に大きな違いがみられた。 $a \leq 0.05$ では荒川も阿武隈川も同じように $u(a)$ や $n(a)a$ の変動が安定している。

Moussa ら(2011)の研究では、カットオフエリアを $0.5 \sim 5\text{km}^2$ とする場合、流域内の河道が存在しない最上流部の面積の合計は流域面積や流域地形によらず流域全体の 0.29 ± 0.03 程度となることを報告している。荒川流域で上流部の割合が一定となったカットオフエリアの面積は $0.14 \sim 7.24\text{km}^2$ であり、これは Moussa ら(2011)の研究と同様の結果である。一方、阿武隈川流域全体で上流部の割合が一定となったカットオフエリアの面積は $4.96 \sim 24.76\text{km}^2$ であった。計算機能力の制限のため、データの突合せはできていないが、 a が 0.001 未満の場合も上流部の割合が一定となる可能性が高いことが図6から推測される。このため、Moussa ら(2011)の知見は日本の荒川および阿武隈流域においても適用できる可能性が高いと考えられる。

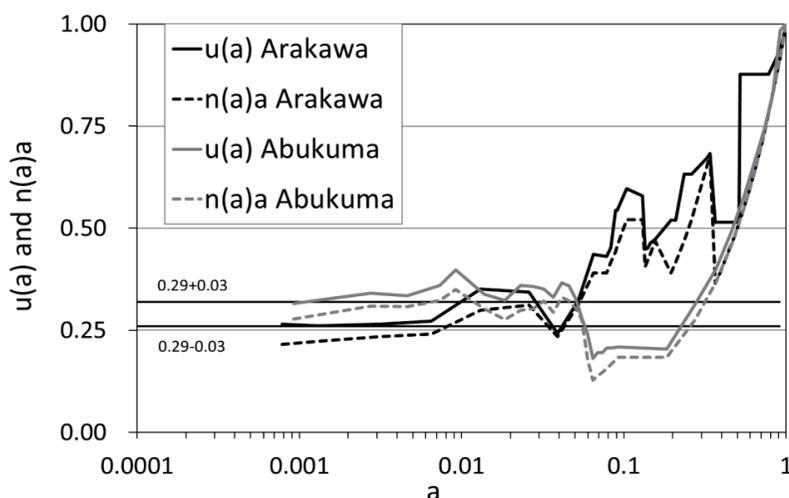


図6 カットオフエリアと最上流部の面積の関係 (荒川と阿武隈川)

4. 考察

本研究は Moussa ら(2011)の方法を日本の河川で適用し、フランスおよび日本の両国における適用結果の類似性および相違点を検討した。その結果、流域面積の違う日本の2つの流域の場合では、カットオフエリア $a \leq 0.001$ のとき、 $u(a)$ やその近似値である $n(a)a$ はフランスと同じように $0.26 \leq u(a) \leq 0.32$ になることがわかった。この結果は Moussa ら(2011)と同様の傾向を示しており、日本でも適用できると言えるのではないかと考えている。本研究では、 $0.0001 \leq a \leq 0.0008$ の範囲での $u(a)$ や $n(a)a$ を算出できなかったが、 $0.001 \leq a \leq 1$ のときの $u(a)$ や $n(a)a$ の変動が Moussa ら(2011)の結果と類似していることを踏まえると、Moussa ら(2011)と同様にカットオフエリアが $0.5 \sim 5\text{km}^2$ の範囲において $0.26 \leq u(a) \leq 0.32$ となるのではないかと考えている。このため、降雨流出モデルを構築する際には、河道が初めて発生する点の上流部の面積が $0.5 \sim 5\text{km}^2$ の範囲になるように設定すれば、流域の地形特性を同程度に安定して反映したモデル構築が可能になることを示していると考えられる。

また、本研究ではカットオフエリアの割合が $0.05 \leq a \leq 1$ の範囲において、対象流域が異なると最上流部の割

合の変化の仕方に大きな違いが生じた。これは、既往研究の 18 流域を対象とした場合でも同様であった。この要因として、流域形状の違いが関係しているのではないかと考えている。羽状形状は中央の本川に沿って左右から小規模な支川が合流するという特徴より、Moussa ら(2011)の方法を適用すると、支川が本川に合流するところでセルの値が急に上昇してしまう。放射状流域では比較的同じ規模のいくつかの支川が河口付近で本川に合流するという特徴から、流域全体で考えるとセルの値は河口付近に向かって徐々に大きくなっていく。そのことによって GIS 上での河道網の作成に影響し、放射状流域である荒川と羽状流域である阿武隈川で $u(a)$ や $n(a)a$ に違いが生じてしまうのだと考えている。

5. 結論

本研究は Moussa ら(2011)の方法を流域面積の違う日本の河川を対象とした場合、適用できるのかを検証した。その結果、荒川と阿武隈川の双方とも、カットオフエリア $\alpha=0.001$ のとき $u(a)$ は Moussa ら(2011)の研究で示された通りに $0.26 \leq u(a) \leq 0.32$ となった。また、 $\alpha \leq 0.001$ のときも $u(a)$ は $0.26 \leq u(a) \leq 0.32$ になると考えられる。 $\alpha=0.001$ とは荒川流域では 0.24km^2 、阿武隈川流域では 4.96km^2 である。これにより、Moussa ら(2011)の知見は日本の流域においても適用できる可能性が高いと言える。

今後は、流域形状の違いが関係しているという考えが、Moussa ら(2011)が対象とした 18 流域でも当てはまるのかを調べること、また $0.0001 \leq \alpha \leq 0.0008$ のときの $u(a)$ や $n(a)a$ の結果の別の算出方法を検討することが課題である。

謝辞

本研究は、東京大学総括プロジェクト機構「水の知」(サントリー)総括寄付講座、科学研究費補助金(若手研究 B, 24760388)、東北大学災害科学国際研究所「特定プロジェクト研究 (B-18)」、科学研究費補助金(基盤 B, 22360192)の成果の一部である。また、本研究は国土交通省の水文水質データベース、数値地図情報を活用した。ここに謝意を記す。

参考文献

- Ku, H. J., Kazama, S. and Sawamoto, M. (2005), Effect of geomorphologic resolution on hydrograph at different scales, *Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE*, 49, 223-228.
- Moussa, R., Colin, F. and Rabotin, M. (2011), Invariant morphometric properties of headwater subcatchments, *Water Resour. Res.*, 47, W08518, doi:10.1029/2010WR010132.
- Pradhan, N. R., Tachikawa, Y. and Takara, K. (2005), Development of a transferable hydrologic modeling in TOPMODEL framework across scale and region, *Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE*, 49, 217-222.
- Yoshiyuki Yokoo, So Kazama (2012), Numerical investigations on the relationships between watershed characteristics and water balance model parameters: searching for universal relationships among regional relationships, *Hydrol. Process.*, 26, 843-854, doi: 10.1002/hyp.8299.

流域スケールの雨水貯留量の推定法に関する研究*

福島大学共生システム理工学類 岡崎 聡史

福島大学大学院共生システム理工学研究科 小林 秀平

福島大学共生システム理工学類 横尾 善之

1. はじめに

水収支式の変数である貯留量変化 dS/dt と蒸発散量 ET は流域スケールにおいて直接計測できないという問題点がある。このため、流域スケールの水収支式には2つの未知数があるために水収支式からの推定にも限界がある。この問題に対して Kirchner (2009)は、流域の流出過程が単一の式で表せるような流域において降水量 P と蒸発散量 ET が流量 Q に対して十分小さいという条件のもと、毎時の流量データのみから貯留量の時間変化が算出できることを示した。しかし、横尾・小林・川崎 (2012)は Kirchner (2009)の手法を日本に適用し、流域の流出過程に複数の式が必要な場合には Kirchner (2009)の手法が適用しにくいことを示している。そこで本研究は日野 (1985)が提案した成分分離手法を用いて流量データを成分分離し、Kirchner (2009)の手法を用いて各成分に対応する貯留量を個別に算出して合計することで流域スケールの貯留量推定法の可能性を検討した。

2. 方法

2.1 対象流域

本研究では、馬淵川石切所観測所、北上川田瀬ダム、鳴瀬川高田橋観測所、名取川湯本観測所、阿武隈川白河観測所の5つの流域を対象とした。(図-1)

この流域は東北地方の一級河川の中で人間活動の影響が少ないと思われる上流部であることとデータの欠損が少ないことを考慮して決定した。

2.2 成分分離

本研究では成分分離に日野 (1982)のフィルター分離法を利用した。この手法では流量の減少区間をいくつかの直線で分け、それぞれの傾き a とその逆数である T_c を求める。この T_c から $c_0=(\delta/T_c)^2$ 、 $c_1=(\delta^2/T_c)$ として式(1)より数値フィルター $\omega(\tau)$ を求める。



図-1 対象流域の位置

$$\omega(\tau) = \begin{cases} c_0 \exp\left(-\frac{c_1\tau}{2}\right) \sinh\left(\sqrt{\frac{c_1^2}{4} - c_0}\tau\right) / \sqrt{\frac{c_1^2}{4} - c_0} & (\tau > 0) \\ 0 & (\tau \leq 0) \end{cases} \quad \dots(1)$$

*Estimating watershed-scale storage by hydrograph separation and storage-runoff relationship, by Satoshi Okazaki, Syuhei Kobayashi and Yoshiyuki Yokoo

数値フィルターによって分離される各流量成分は式(2)によって求まる。

$$Q'(t) = \alpha \sum_{\tau=0}^{17520} \omega(\tau) Q(t-\tau) \quad \dots(2)$$

ここでの α は重み係数であり、分離前のデータから分離後のデータを引いた残差が負の値をとらないように設定する。また、本研究では成分の数を4つに固定して成分分離を行った。

2.3 貯留量の算出

本研究では Kirchner (2009) の手法を利用した。Kirchner (2009) の手法ではまず、流量 Q が貯留 S の関数とする。

$$Q = f(S) \quad \dots(3)$$

式(3)の両辺を微分し、それを $g(Q)$ とする。

$$\frac{dQ}{dS} = f'(S) = g(Q) \quad \dots(4)$$

式(4)に水収支式(5)を代入することで式(6)のようになる。

$$\frac{dS}{dt} = P - Q - ET \quad \dots(5)$$

$$g(Q) = \frac{dQ}{dS} = \frac{dQ/dt}{dS/dt} = \frac{dQ/dt}{P - Q - ET} \quad \dots(6)$$

夜間に蒸発散量 ET が流量 Q に対して十分小さいと仮定すると、夜間・無降雨期間において式(6)は式(7)のように近似できる。

$$g(Q) = \frac{dQ}{dS} \approx \frac{dQ/dt}{-Q} \quad (Q \gg P), (Q \gg ET) \quad \dots(7)$$

本研究では夜間を19時～6時、無降雨を6時間前まで雨が降っていないこととした。

ここで、もし流域の流出過程が式(8)のような単純な関係式で表せるとすると式(7)は式(9)のように変形できる。

$$-\frac{dQ}{dt} = aQ^b \quad \dots(8)$$

$$g(Q) = \frac{-aQ^b}{-Q} = aQ^{b-1} \quad \dots(9)$$

式(8)から図-2のように縦軸を $-dQ/dt$ 、横軸を Q として近似式より流出パラメータ a 、 b を求める。

式(4)の両辺を積分し、図-2のようなグラフから求めた流出パラメータを代入して積分定数 S_0 を含む $S-S_0$ の形で式(11)から貯留量を算出する。

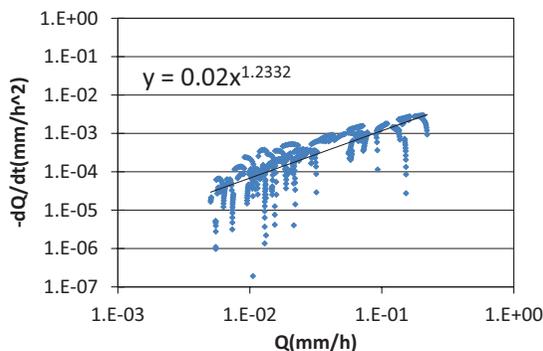


図-2 流量と流量変動の関係

$$\int dS = \int \frac{dQ}{g(Q)} = \int \frac{1}{a} Q^{1-b} dQ \quad \dots(10)$$

$$S - S_0 = \frac{1}{a} \frac{1}{2-b} Q^{2-b} \quad S_0 : \text{積分定数} \quad \dots(11)$$

また最終的な $S-S_0$ の値は式(12)のように各成分の値を合計して算出する。

$$S - S_0|_{total} = S - S_0|_{Q1} + S - S_0|_{Q2} + S - S_0|_{Q3} + S - S_0|_{Q4} \quad \cdots(12)$$

3. 結果

3.1 流量の成分分離

表-1 に分離の際の各成分の時定数 T_c の値、図2~11 に各流域の成分分離の結果を示した (例：阿武隈川白河観測所)。ここで $Q1$, $Q2$, $Q3$, $Q4$ はそれぞれ基底流、遅い中間流、速い中間流、表面流である。流出の遅い成分である $Q1$ から順に流量変動が激しくなっているのがわかる。このことから、雨量の影響を受けやすい表面流や安定して長期変動をしている基底流のような各成分の特徴が表せているといえる。しかし $Q3$ や $Q4$ の一部に負の値が出てしまったので、成分分離の方法の改善が必要になる。フィルター分離法では数値フィルターの元となる時定数 T_c の値の算出が重要であり、分離結果の不具合もこの時定数が原因となっている場合が多いため、時定数 T_c の算出方法を見直すことを考えている。

表-1 各成分の時定数

	成分 $Q1$	成分 $Q2$	成分 $Q3$	成分 $Q4$
時定数 T_c	1000	166.6	23.8	

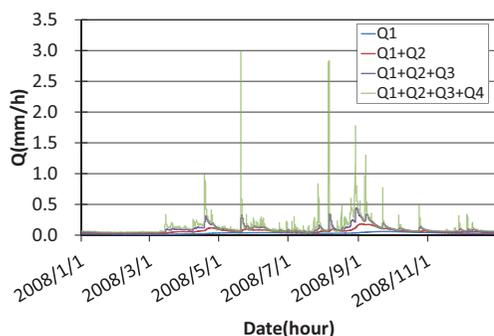


図-3 成分分離の結果

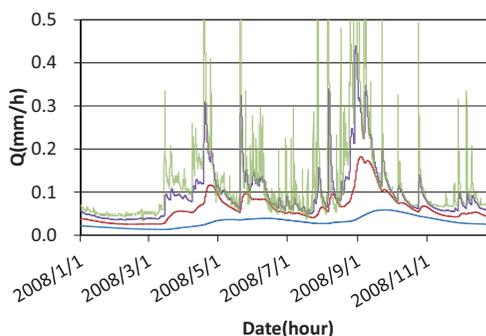


図-4 成分分離の結果 (拡大図)

3.2 各成分の貯留量算出

表-2 に式(8)から求めた成分ごとの流出パラメータ a , b を示した。この結果は図-5~8 の縦軸 $-dQ/dt$, 横軸 Q のグラフの近似式より算出した。この結果をみると成分ごとのパラメータの数値に違いがみられるため、流出の様子が異なるそれぞれの成分の特徴が示されているといえる。しかし、図-8 の表面流のグラフでは、まだ成分分離が十分ではなく、 $-dQ/dt > 0.001$ の部分に他の成分の影響が残ってしまっている。次に、図-9 の貯留量と流量の関係ではそれぞれの成分の流出パラメータを反映した特徴が示されている。このグラフをみると流出の遅い成分ほど流量の変動に対して貯留量の値が敏感に反応していることがわかる。このことから流出の遅い成分ほどその成分の流量と貯留量の関係性が強く、流出の速い成分ほど関係性が弱いということがいえる。また図-10 のグラフからも貯留量に基底流の成分の割合が高く、流出の遅い基底流が貯留量と最も関係が強いことがわかる。

表-2 各成分の流出パラメータ

	成分 Q1	成分 Q2	成分 Q3	成分 Q4
パラメータ a	0.0013	0.0011	0.0200	0.0157
パラメータ b	1.4075	0.7807	1.2332	0.5059

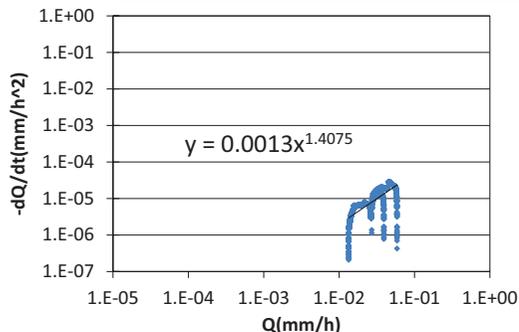


図-5 流出パラメータの算出: Q1

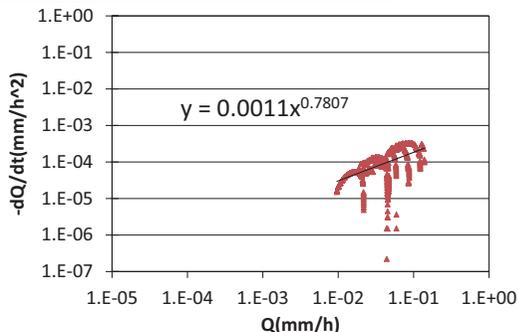


図-6 流出パラメータの算出: Q2

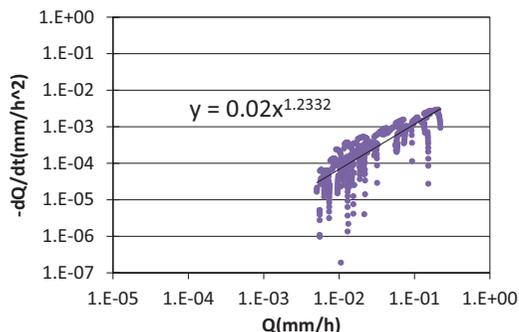


図-7 流出パラメータの算出: Q3

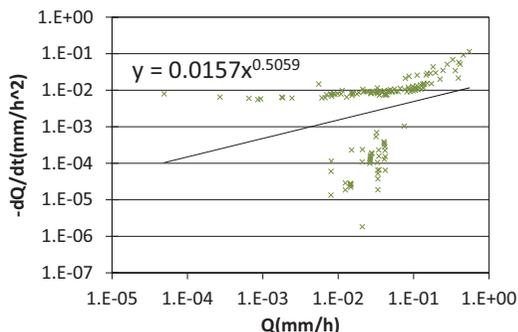


図-8 流出パラメータの算出: Q4

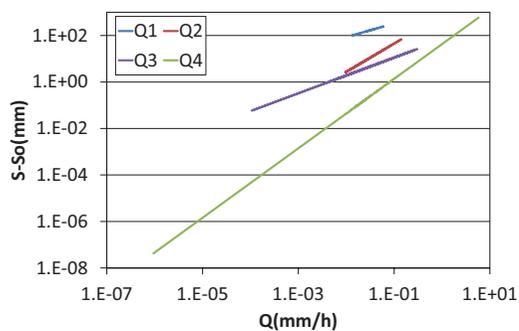


図-9 流量と貯留量の関係

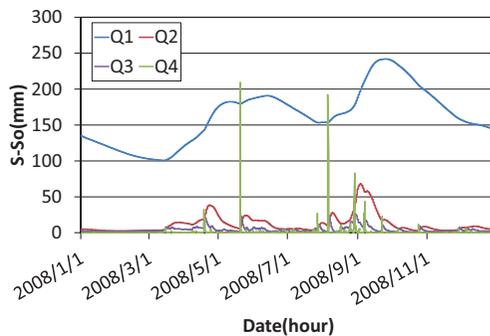


図-10 各成分の貯留量の算出結果

3.3 推定貯留量の年変化

図-11 に成分ごとに算出した貯留量の合計と Kirchner (2009)のオリジナルの手法によって算出した貯留量の値の年変化を示した。本研究の手法で計算した貯留量は常に 100 mm 以上の値を保っており、流域に常に安定的に存在している貯留量をより再現できており、ゼロに近い値が多いオリジナルの手法よりも現実的な結果と

なっている。また、雨量に左右されない安定した変動を示しているので貯留量の季節変化をみることができる。しかし、図-12 で対象とした5つの流域での算出結果を比較すると本研究で算出した貯留量の絶対量も貯留量に対する変動幅にも大きなばらつきがみられる。特に馬淵川と鳴瀬川の結果では著しく小さい値が算出された。また、阿武隈川の結果では他の流域に比べて貯留量の絶対値に対する変動幅が大きいことがわかる。そのため、今後は、ばらつきが出た原因を解明し、より正確な貯留量変動を算出できるように算出方法の改善をしたいと考えている。

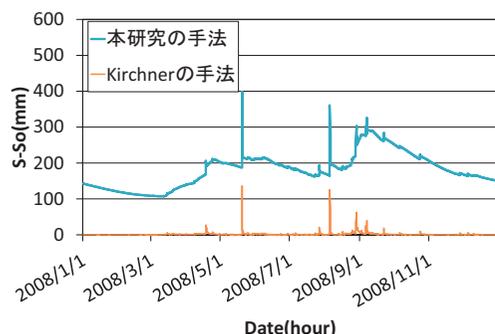


図-11 貯留量の算出結果

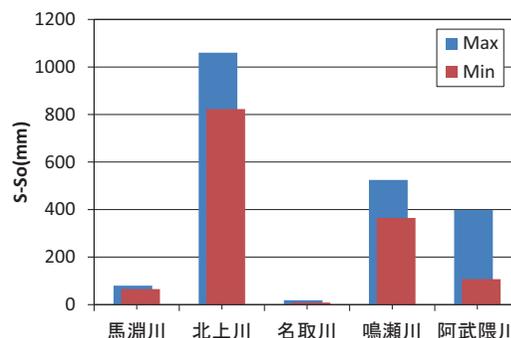


図-12 各流域の本研究での算出結果

4. 考察

本研究では Kirchner (2009) の手法を日本の流域に適用して貯留量を算出した。また、既往研究により問題として挙げられた流域の流出過程が単一の式で表せない場合の解決策として成分分離を行った。成分分離によって成分ごとに貯留量を算出することで成分ごとに様子の違う流出過程を分けて考えることができるため、流出過程を表すのに複数の式が必要とされた流域についても Kirchner (2009) の手法が適用できると考えている。また、結果に負の値が出てしまった成分分離も、時定数 T_e をより正確に算出することによって改善されると考えている。成分分離の精度を高めていくことで同時に貯留量の算出もより精度の高いものになることが期待される。

貯留量の算出結果としては基底流の割合が高いことから雨量による影響が少なく、安定した貯留量の変動を表すことができているといえる。季節変化についても梅雨の時期に最も貯留量の値が大きくなり、春の雪解け前が最も小さくなっていることからこの貯留量の変動がある程度は妥当であると考えている。しかし、流域ごとの結果にばらつきが生じたことについては今後の課題として検討していく必要がある。

また、Kirchner (2009) のオリジナルの手法と同様に結果に積分定数 S_0 を含んでいるため正確な貯留量の絶対値を算出することは出来なかったが、Kirchner (2009) の手法による結果よりも貯留量が安定していて貯留量の季節変化も読み取れることから、その流域での洪水や渇水の起こりやすい時期が特定できると考えている。

貯留関数法の欠点であるピークが複数ある洪水の予測に利用できる可能性がある。貯留関数法による流出予測では、複数のピークがある場合に最初のピークで貯留が飽和し、2つ目以降のピークにおいては土中に全く浸透しないものとして計算されている。しかし、最初のピークから次のピークになるまでの時間に土中に浸透した水の飽和状態が継続しているということはあるべきではない。この計算上の問題点を解決するために本研究の結果が利用できるのではないかと考えている。もし、ピークから次のピークまでの貯留量の変動が本研究の結果によって表せるのであれば、貯留関数法をより精度の高いものにできるだろうと考えられる。

5. 結論

本研究は、日本の洪水や渇水時の貯留量の状況を把握することを目的として、流域の流出過程に複数の式が必要な場合について、流出過程を単一の式と仮定した Kirchner (2009) の手法を有効にする手段として成分分離を行う方法の可能性を検討し、以下の結果を得た。

- ① 本研究で算出された貯留量は年間を通してゼロ近くまで下がることがなく、ある程度の値を保っていることや雨量の短期的な影響が少ないこと、長期的な変動による季節変化をみることができることなどの理由から、Kirchner (2009) の手法と比べて流域に安定して存在している貯留量の特徴をよく表している。そのため、洪水や渇水の起こりやすい時期がある程度は把握できる可能性が高いといえる。
- ② 成分分離では流出の遅い成分から速い成分になるほど流量の変動が激しくなり、それぞれの成分の特徴を反映した結果が得られた。しかし、表面流の結果の一部に負の値が出たことについては時定数 T_c の値の改善が必要である。
- ③ 本研究で対象とした5つの流域での結果で $S-S_0$ の値と変動幅のばらつきが大きく、流域ごとの結果に違いが生じてしまった原因を検討する必要がある。

今後は、今回の5流域の推定によって得られた課題について検討するとともに対象流域を増やし、それぞれを比較することで流域ごとのばらつきの原因を解明すること、また過去に起きた洪水や渇水とその時の貯留量の状況を合わせて検討することを考えている。

謝辞

本研究は、東京大学総括プロジェクト機構「水の知」（サントリー）総括寄付講座、科学研究費補助金（若手研究 B, 24760388）、環境省環境研究総合推進費 S-8-1(4)、JST/JICA-SATREPS「気候変動に対する水分野の適応策立案・実施支援システムの構築（IMPAC-T）」、東北大学災害科学国際研究所「特定プロジェクト研究（B-18）」、科学研究費補助金（基盤 B, 22360192）の成果の一部である。また、本研究は国土交通省の水文水質データベース、数値地図情報、ダム諸量データベースを活用した。ここに謝意を記す。

参考文献

- 日野幹雄, 長谷部正彦 (1985), FORTRAN と BASIC による水文流出解析, 森北出版株式会社
- Kirchner, J. W. (2009), Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward, *Water Resour. Res.*, 45, W02429, doi:10.1029/2008WR006912.
- 高橋裕 (1990), 河川工学, 東京大学出版。
- 横尾善之, 小林秀平, 川崎雅俊 (2012), 日本の山地流域における貯留量変化および貯留能の推定に向けた基礎的検討, 土木学会論文集 B1 (水工学), 第 68 巻, pp.I_475-I_480.

可動堰敷上堆砂のゲートフラッシュに関する水理実験*

岩手大学農学部 濱上 邦彦, 岩手大学農学部 三輪 弐

1. はじめに

取水堰の敷上は、洪水の疎通を妨げないように、現況河床より低い計画河床高に合わせて設置されている場合が多い。堰の建設にさいして上下流部のある区間について、計画河床高まで掘削されるが、その範囲が狭いため、出水時に堰上下流の掘削部に運ばれた土砂が溜まり、可動堰のゲート直下に堆砂する¹⁾。そのため、洪水減水時のゲート閉鎖の際に、ゲートフラッシュによる排砂が試みられるが、ゲートが閉鎖できずに、重機等を用いて人為的に土砂を除去する場合も多い。

著者らは、堆砂によりゲート閉鎖が困難となっている事例を調査分析し、ゲート閉鎖の可否を決める要因として、フラッシュ時の流量、土砂の粒径、ゲート上下流での水位差等が大きく寄与することを見出した^{2), 3)}。本論文では、現地調査における特徴的なパターンを実験水路において再現することで、フラッシュの進行に伴う砂床形状の変形過程とその相違、さらにフラッシュ可能な範囲が非常に狭くなる理由について考察した。

2. 実験の概要

2-1. 実験装置

実験装置には、水路長 17m、幅 50cm、高さ 50cm、水平勾配の水路を用い、流下距離 11m 地点にゲートを設置した。ゲートの寸法は高さ 50cm、幅 50cm、厚さ 1.6cm であるが、水路側壁に支柱を取り付けたために径間長は 45cm である。ゲートの上流 60cm、下流 70cm を堆砂領域とし、粒径 0.2-0.5cm、比重 2.5 の砂礫を堆砂厚 10cm で敷き詰めた (図 1 参照)。水路末端の堰高を調節することで下流水位を変化させることができる。

2-2. 実験の水理条件

実験条件を表 1 に示す。現地調査において堆砂フラッシュの可否に関係する要因として挙げられた項目について以下のように設定を行った。まず、流量に関しては、通常ゲートフラッシュは洪水減水時など比較的流量の大きいときに行われるが、しばしば流量が足りずに流出流の速度が小さい場合がある。本実験ではゲートフラッシュに十分な流量から不十分な流量まで 7 種類 (2, 3, 4, 5, 6, 8, 10 L/s) の流量とした。

また、下流河床高が高い場合のゲートフラッシュにおける排砂過程への影響を検討するために、ゲート下流側における水路末端の堰高を 2 パターン (14.6, 24.6 cm) 設定することで下流水位の調整を行った。なお、堰高 14.6cm は堆砂部分の水位がほぼ一定になる水位であり、堰高 24.6cm はそれより 10 cm 高くした水位である。

さらに、現地調査において堆砂分布の偏りがゲートフラッシュの可否に影響を及ぼすことが示唆されたため、この堆砂分布による影響を検討するために、堆砂形状として、2 パターン (全面堆砂, 片側堆砂) を設定した。

2-3. 実験の手順

上に述べた水理条件によって通水を行い、水位が安定したのちにゲート操作を行った。ゲート操作はゲート開度を 6 段階 (10, 8, 6, 4, 2, 0 cm) で下げていき、砂につかえてゲートが下りなくなった段階で通水を終了した。ゲート降下の時間間隔は実験ごとに異なっており、流量の大きい場合にはすばやく排砂がなされるために間隔は短い、流量の小さい場合には排砂に時間がかかり、間隔は長くなった。また、いったんゲート下

* Hydraulic Experiments about Flushing of Sand Deposition on Gates of Diversion Dams by Kunihiro Hamagami and Hajime Miwa

面が砂礫につかえても、そのままおいてフラッシュできる場合があります、その場合はフラッシュ可として続行した。

2-4. 測定項目

測定項目として、Exe.1~36 では、上下流の水位差とゲートフラッシュの可否の関係を調べるために、上下流の水位をデジタルカメラによって右岸側より10秒毎に測定した。

Exe.37~50 では、各堰上げ高および流量における砂礫の初動流速を比較するために、ゲートを0.5cm 間隔で下げていき、砂が数個動いた時点において、水路中央部のゲート前後での砂礫面上約0.5cm 地点にて流速を測定した。

Exe.51~55 では、下流水位の差異による砂礫面形状の変化を調べるために、各ゲート開度における河床形状の変化をレーザー変位計により測定した。

Exe.56~57 では、フラッシュ時のゲート上流部の流速分布を調べるために、粒径0.1mm の粒子(比重約1.0)をトレーサーとする可視化実験を行い、PIV(粒子画像流速測定法)により解析を行った。

Exe.58~62 では、片側堆砂における空隙部の流速分布を調べるために、電磁流速計により流速の横断分布を測定した。

3. 実験結果

3-1. 堆砂フラッシュの進行過程

3-1-1. 全面堆砂

(a)フラッシュがなされた場合

図2(a)は、Exe.52(流量8L/s, 堰上げ高14.6cm)における各ゲート開度での河床形状の変化を示している。

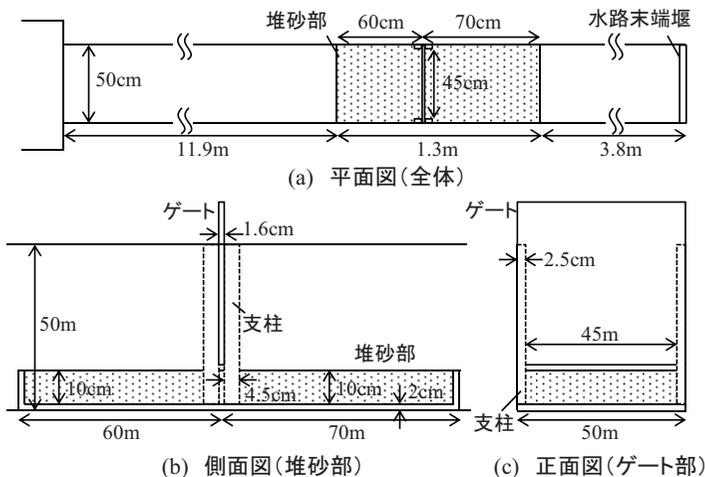


図1 実験装置図

表1 実験条件

実験目的	Exe.	流量 (L/s)	下流堰上げ高さ(cm)	堆砂条件	実験目的	Exe.	流量 (L/s)	下流堰上げ高さ(cm)	堆砂条件		
ゲートフラッシュの可否	1	5	14.6	全面	初動流速測定	37	2	24.6	全面		
	2	5				38	3				
	3	10				39	4				
	4	8				40	5				
	5	6				41	6				
	6	4				42	8				
	7	3				43	10				
	8	2				44	2				
	9	8				45	3				
	10	6				46	4				
	11	10				47	5				
	12	8				48	6				
	13	6	49		8						
	14	5	50		10						
	15	4	51		5						
	16	3	52		8						
	17	2	53		5						
	18	5	54		8						
	19	8	55		5						
	20	10	56		8						
	21	6	57		8						
	22	5	58		4						
	23	4	59		5						
	24	10	60		6						
	25	8	61		8						
	26	6	62		10						
	27	5									
	28	10	14.6		全面						
	29	8									
	30	6									
	31	5									
	32	4									
	33	3									
	34	2									
	35	10				24.6					
	36	8									

※ 全面堆砂:水路の横断方向に砂礫をすべて敷き詰めた場合
 ※ 片側堆砂:水路の片側に壁を立てて敷き詰めた後に壁を外して自然な勾配をつけた場合
 ※ 初動流速測定および河床形状測定は全面堆砂の場合のみで行っている。

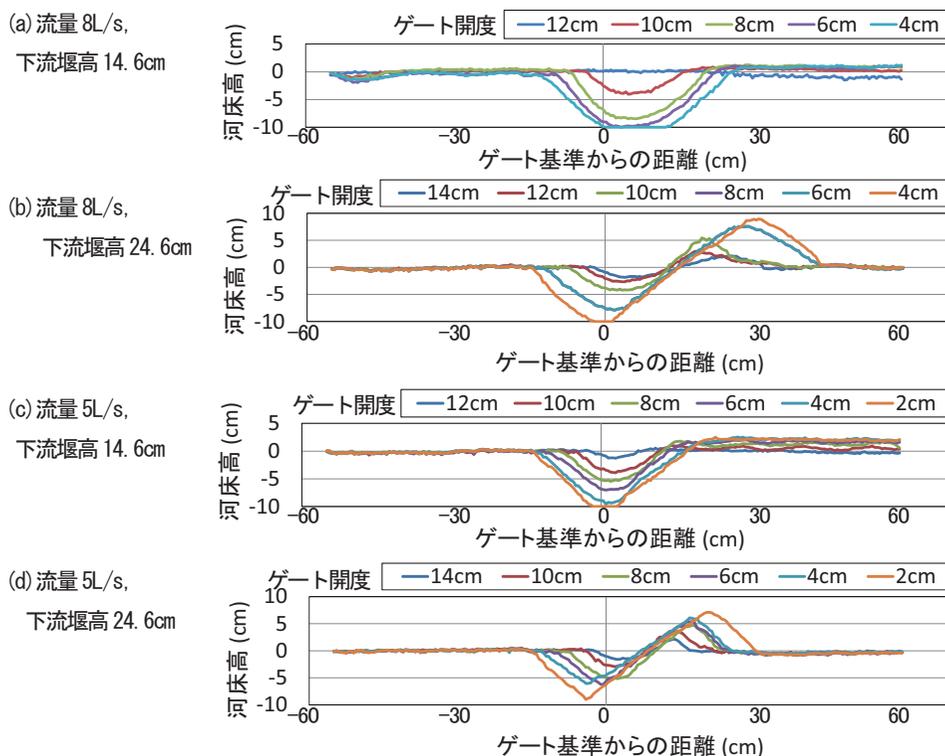


図2 砂礫面形状の変化 (全面堆砂)

ゲート下端からの流出流によって砂礫面が順次洗掘され、洗掘範囲も広がっていき、水路床が露出する。ゲートを降下させていくとともに、ゲート上流面の砂が深く掘れるが、その洗掘範囲はあまり上流側へと延びずに急勾配の砂礫形状が形成される。ゲート下流面においては洗掘範囲が下流側へと延びていき、巻き上げられた砂が下流側へ運ばれていくことがわかる。

図2(b) Exe.54 (流量 8L/s, 堰上げ高 24.6cm) においては、Exe.52 と同流量であるが、下流水位が高いために、ゲートフラッシュはなされるものの、砂が下流の砂面上に小山のように堆積することがわかる。また、通水中には大量の砂礫が上層へと巻き上げられ、降下した砂礫が斜面を下りてゲート直下付近まで落ち、再び巻き上げられる循環流のような動きが観測された。

(b) フラッシュがなされなかった場合

図2(c)は Exe.53 (流量 5L/s, 堰上げ高 14.6cm) の結果を示しており、流量が小さく、ゲート直下の流速が上がらないため、フラッシュを行うのに時間がかかった。とくに流量ゲート直下の砂礫のほとんどは排砂できても戸溝に残った砂礫がつかえてゲートが下りないことが多く見られた。これは実際の現場においてもしばしば見られることで、戸溝に詰まったままの砂礫を人力にて取り除くなどの対応がなされている。

Exe.53 と同流量条件の図2(d) Exe.55 (流量 5L/s, 堰上げ高 24.6cm) においても排砂が完了しなかった。

3-1-2. 片側堆砂

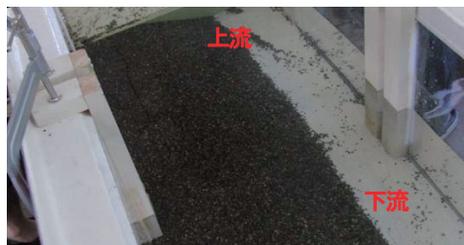
(a) フラッシュがなされた場合

片側堆砂においては、流量の大きい場合では全面堆砂の場合と変わらず、フラッシュがなされた。この際、

ゲート下流側の流れにおいて、堆砂部から堆砂のなかった領域へとむかう流れが起こり、写真1に示すように、フラッシュ前は完全に片側に分布していた砂礫(写真1(a))は、フラッシュ後は全面堆砂の場合と同じように下流側の全体へと分布した(写真1(b)).

(b)フラッシュがなされなかった場合

片側堆砂においては、流量が小さい場合、ほとんどの流量が堆砂のない断面を通過してしまい、堆砂部の流速が上がり、フラッシュがなされなかった。このときには上下流に水位差がほとんどつかず、砂礫の移動はほとんどおきないため、堆砂部にゲートがつかえてフラッシュが不能であった。図3は、Exe.59(流量5L/s)においてフラッシュ不能となったときの堆砂状況を示しており、左岸支柱周辺においてゲートがつかえている。このときの横断面を5つの領域に分割し流量を測定した結果を表2に示している。同表より、空隙部となる領域a~cにおいてほとんどの流量が通過し、フラッシュがなされる必要のある領域d~eの流量は小さく、フラッシュに必要な流速が得られないことがわかる。以上の結果より、堆砂の横断形状がフラッシュの可否に大きく影響することがわかる。



(a) フラッシュ前



(b) フラッシュ後

写真1 片側堆砂におけるフラッシュ後の堆砂状況 (Exe. 20)

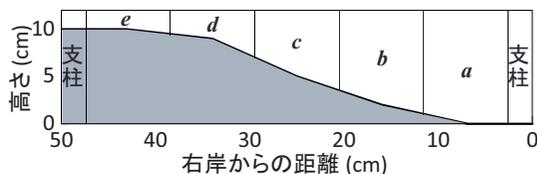


図3 片側堆砂状況 (Exe. 59)

表2 片側堆砂における各断面の流量 (Exe. 59)

	流量(cm ³ /s)	割合(%)
a	1.59	34.92
b	1.62	35.68
c	1.15	25.41
d	0.18	4.00
e	0.00	0.00
	4.54	100

3-2. 堆砂フラッシュの可否とゲート上下流の水位差の関係

ゲート上下流の水位差とフラッシュの可否の関係を検討するために、図4に各ゲート開度におけるゲート上下流の水位差の変化を示している。なお水位差Δhは砂礫粒径dで除してある。また最終的なフラッシュの可否を○(フラッシュ可)、△(戸溝にのみ砂礫が残る)、×(フラッシュ不可)で示している。

全面堆砂の結果を見ると、流量が小さい場合に途中でフラッシュ不可となった場合では、全体的な排砂は進むものの、とくに戸溝の排砂がなかなか行われず、ゲートがつかえる様子が観察された。このことから、戸溝周りの排砂がフラッシュの不可において重要であることがわかる。

図4(a)堰上げ高14.6cmと図4(b)堰上げ高24.6cmの比較より、同流量条件においても下流水位が高い場合にはより大きな水位差を必要とすることがわかる。なお、いったんゲート下面が砂礫につかえた後に、流下断面の減少によってゲート上流側の水位が上昇することで、しばらくフラッシュ可能になる場合も見られた。この場合においても戸溝での排砂が行われるかが重要で、流量が小さい場合ではやはりここでゲートがつかえる場合が多かった。

片側堆砂においては、流量が大きい場合においてはフラッシュは可能となっているが、全面堆砂よりも水位差は小さいまま推移している。流量が小さい場合においては、流水はそのほとんどが堆砂の無い領域を流れるため、水位差は大きくなりフラッシュ不可となっている。

3-3. 堆砂フラッシュ形状とゲート流出流速分布との関係

図5は、Exe.57（流量8L/s、堰上げ高24.6cm、全面堆砂）における開度4cmでのゲート近傍の流速分布を示している。ゲート手前から集中して潜り込んだ流れは、そのままゲートの下面に並行して砂面に沿ったまま流れていく。流速はゲート近傍において急激に大きくなり、ゲートの直下で最大となっている。これは、流速の最も大きいゲート直下で砂礫面が大きく洗掘されていることに対応している。流速が最大となる範囲はゲート上下流のごく近傍のみであり、このことが、下流水位が高く潜り流出となるような場合においては、ゲート直下のみが洗掘され、下流側に砂礫が山のようになり積みあがる原因であると考えられる

4. 実験結果と諸事例との比較

本実験は、径間長の相対的に短いゲートを用いた実験ではあったが、取水堰での堆砂フラッシュ現象とフラッシュ実行時のトラブルを定性的には再現することができた。ここに、現地で観察した現象²⁾との比較を記す。

(1) 堆砂フラッシュ形状

下流水位が高くない場合では、フラッシュの進行に伴って洗掘の範囲が下流へと広がっていく結果となった。これは北空知頭首工（石狩川、北海道深川市）における事例に対応している。北空知頭首工の特徴として、ゲート高が高くて上流水位を高くすることができるが、堆砂高が高く堆砂範囲が広い。フラッシュを行った後の砂礫の分布形状は図2(a)と類似しており、フラッシュ後の洗掘範囲は下流側へと広がっていた。

下流水位が高い場合の実験結果の特徴としては、洗掘の範囲が狭く、大きな山のような砂礫面形状が形成さ

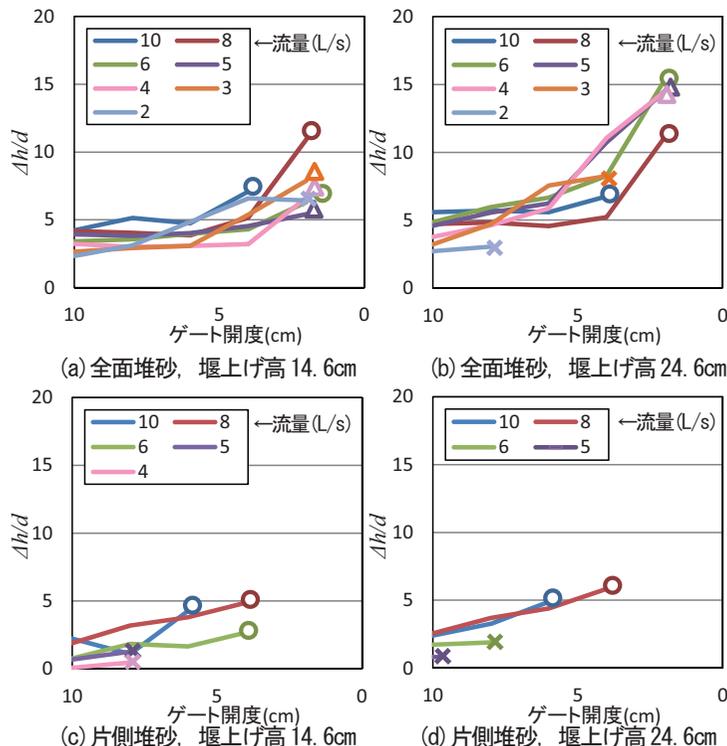


図4 各ゲート高における水位差

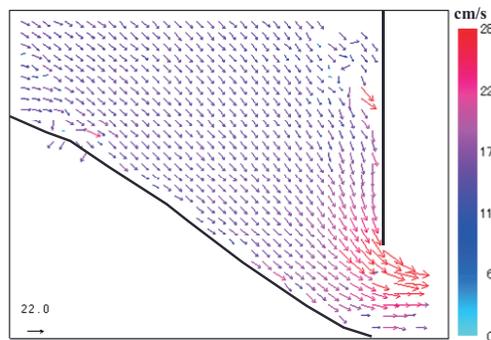


図5 ゲート上流・直下における流速分布

れることであった。これは六堰頭首工（荒川，埼玉県深谷市）における事例に対応している。六堰頭首工は堰下流に「鶯の瀬」と呼ばれる名勝地があり，これを温存したために下流水位が高くなり，頭首工地点の河床勾配が1/200程度であるにもかかわらず，もぐり流出となっていた。これはすなわち本実験における水路下端の堰上げ高を大きくした場合に対応しており，フラッシュを行った後の砂礫の分布形状は図2(d)と類似して，ゲート近傍のみで洗掘が行われ，上下流ともにゲートに接近して高い河床面が残されていた。

(2)堆砂の分布形状（片側堆砂）

片側堆砂の場合の実験結果の特徴としては，流量が小さい場合には堆砂のない領域を流水が通過してしまい大きな水位差を確保できないことであった。これは，忠別川第3頭首工（石狩川水系忠別川，北海道東川町）における事例に対応している。忠別川第3頭首工は，堆砂が河道中央に集まっており，堆砂の分布に偏りがあったためフラッシュがなされなかった。実験結果と同様に，通水流量のほとんどが堆砂のない領域を流れたことが原因である。片側堆砂であっても流量が大きい場合にはフラッシュはなされるが，忠別川第3頭首工においてはそれほどの流量に達していなかったと考えられる。

以上のように，本実験は現場における現象の再現性が高く，本実験結果が現場におけるゲート操作など具体的な問題を解決するための材料となることが期待される。

5. まとめ

可動堰ゲート直下周辺の堆砂のフラッシュ現象について，水路を用いた実験により，堆砂フラッシュの進行状況とそのメカニズム，さらには，フラッシュ可能な基本的な限界条件が明らかになり，本実験結果は現場での現象を良く再現できていることが示された。堆砂フラッシュの可否を決定付ける要因として，流量，下流水位（堰上げ高），堆砂分布を変化させた検討により，以下のような結果を得た。

- (1)流量が大きい場合においては，他のどの要因にも関わらず堆砂フラッシュがなされた。
- (2)下流水位が高い場合においては，ゲート下流側に砂礫が山のように堆積し，砂が大きく巻き上げられることでゲート下流において砂が循環し，フラッシュの可否に影響を及ぼすことが示唆された。
- (3)片側堆砂においては，流量が小さい場合，ほとんどの流量が堆砂のない断面を通過してしまうために，フラッシュがより難しくなることが示された。
- (4)堆砂フラッシュが可能な範囲はゲート周辺の狭い区間に限定されることが示された。

謝辞

今回の実験にあたり，岩手大学農学部・五十公野太郎氏，大滝光樹氏，小岩ちえみ氏，藤原由貴氏にご協力をいただいた。また実験費用の一部については，日本工営（株）からの奨学寄付金に依った。記して心からお礼申し上げます。

参考文献

- 1)三輪 弼：現河床より低い敷高の頭首工における堆砂の予防対策，農業土木学会論文集，153，93-100，1991。
- 1)三輪 弼：取水堰ゲート直下の堆砂のゲート操作によるフラッシュ過程，水工学論文集，第34巻，247-252，1990。
- 2)高井和彦，三輪 弼，濱上邦彦，永吉武志：取水堰ゲート操作による堆砂フラッシュ事例の分析，平成24年度応用水理研究部会講演集，1-16，2012。

砂丘付近における風向風速特性と飛砂フラックスの関係

東北大学 工学部 岡村 慧視
東北大学 災害科学国際研究所 有働 恵子
東北大学 大学院 工学研究科 満塩 将太
東北大学 災害科学国際研究所 真野 明

1. 緒言

海岸砂丘から発生する飛砂は、周辺農地への塩害や道路への堆砂など、深刻な被害をもたらしている。効率的な飛砂対策を行うためには、現地で発生する飛砂と風場の関係を明らかにする必要がある。しかし今までの飛砂に関する現地計測は、その多くが平坦な場所(有働, 2007)や沿岸方向に一樣な勾配をもつ場所(有働ら, 2010)で行われてきたため、砂丘のような3次元性の高い地形についてのデータは少ない。

本研究では、超音波式風向風速計および4方向飛砂センサーを用いて、瞬間風向風速および飛砂フラックスを調べることで、砂丘付近における風向風速特性と飛砂フラックスとの関係について明らかにすることを目的とする。

2. 現地観測の概要

現地観測は、大型低気圧が通過した2012年11月20日に山形県庄内砂丘で、また同様に大型低気圧が通過した2012年12月5~6日に鳥取県鳥取砂丘で行った。瞬間風向風速は、超音波式風向風速計(Delta OHM社, HD2003)を用いて、サンプリング周波数1Hzで砂面からの高さ1.5mにおいて計測した。風向はN方向を0度として時計回りに正とした。飛砂フラックスは、4方向飛砂センサーを用いてサンプリング周波数1Hzで砂面からの高さ0.05mにおいて計測した。

(1) 庄内砂丘

庄内砂丘は、山形県庄内海岸にある砂丘地帯である(図-1)。この庄内砂丘内にある平均汀線より約160m陸側の直径5m程度の砂丘前面と砂丘背面における瞬間風向風速および飛砂フラックスの計測を行った。計測期間は、2012年11月20日12:30~15:29で、天候は雨時々曇であった。計測期間中の卓越風向(西北西)に沿って砂丘の海側(前面)、陸側(背面)に機器を設置した(図-2)。計測期間中の中央粒径 D_{50} は0.60mm程度で、含水比は5.6%であった。

(2) 鳥取砂丘

鳥取砂丘は、鳥取県にある広大な砂丘地帯である(図-3)。庄内砂丘と同様に、瞬間風向風速及び飛砂フラックスの計測を行った。計測期間は大型低気圧が通過した2012年12月5日20:25~12月6日5:18で、天候は雨時々曇であった。鳥取砂丘における風速10m/s以上の場合の卓越風向は北西である(満塩ら, 2012)。卓越風向を考慮し、「馬の背」と呼ばれる高さ50mの大きな砂丘列の海側(測点A)と陸側(測点B)を計測点に設定したものの、本計測期間中の卓越風向は南南西(12月5日20:25~12月6日1:39, 時間帯①)、西南西(同日1:39~5:18, 時間帯②)で2測点間を結ぶ方向と一致しないため、本研究では時間帯①における測点A, B

Relationship between wind characteristic and sand flux over dunes by Keishi Okamura, Keiko Udo, Shota Mitsushio, and Akira Mano

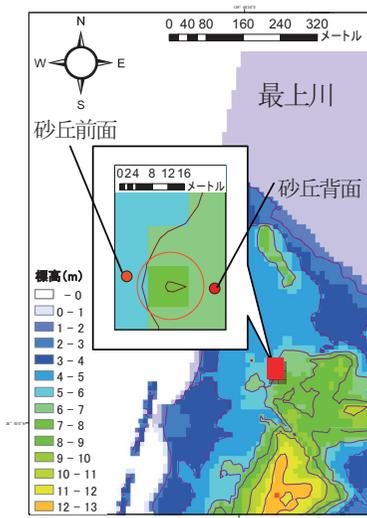


図-1 庄内砂丘での計測点の位置



図-2 超音波式風向風速計及び4方向飛砂センサーの砂丘前面（左）と砂丘背面（右）の設置状況

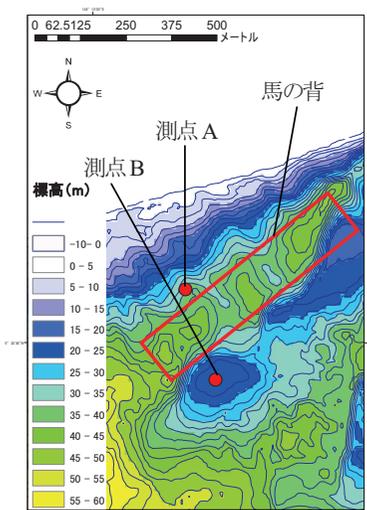


図-3 鳥取砂丘での測点A、Bの位置

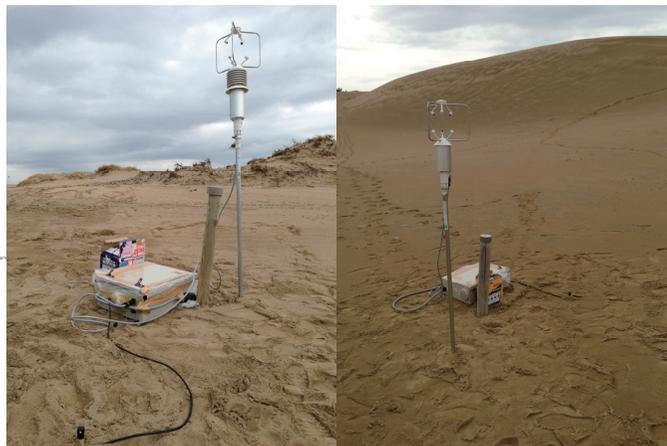


図-4 超音波式風向風速計及び4方向飛砂センサーの測点A（左）と測点B（右）の設置状況

のデータをそれぞれA1, B1, 時間帯②における測点A, BのデータをそれぞれA2, B2とし、各々について議論を進める。測点Aは西南西方向の緩い勾配上にあり、測点Bは砂丘列に囲まれた平坦な地形であった。超音波式風向風速計および4方向飛砂センサーの設置状況を図4に示す。計測期間中の中央粒径 D_{50} は0.25mm程度であった。

表-1 計測期間中の平均風速, 風速の標準偏差, 平均風向, 風向の標準偏差

地点	$\bar{u}(m/s)$	$u_{sd}(m/s)$	$\bar{\alpha}(\text{deg})$	$\alpha_{sd}(\text{deg})$
庄内砂丘前面	9.03	2.15	286	13.3
庄内砂丘背面	6.14	2.73	285	18.0
鳥取砂丘 A1	8.68	2.50	184	15.9
鳥取砂丘 B1	5.95	2.06	186	23.7
鳥取砂丘 A2	10.9	2.65	249	11.1
鳥取砂丘 B2	6.91	1.85	242	12.8

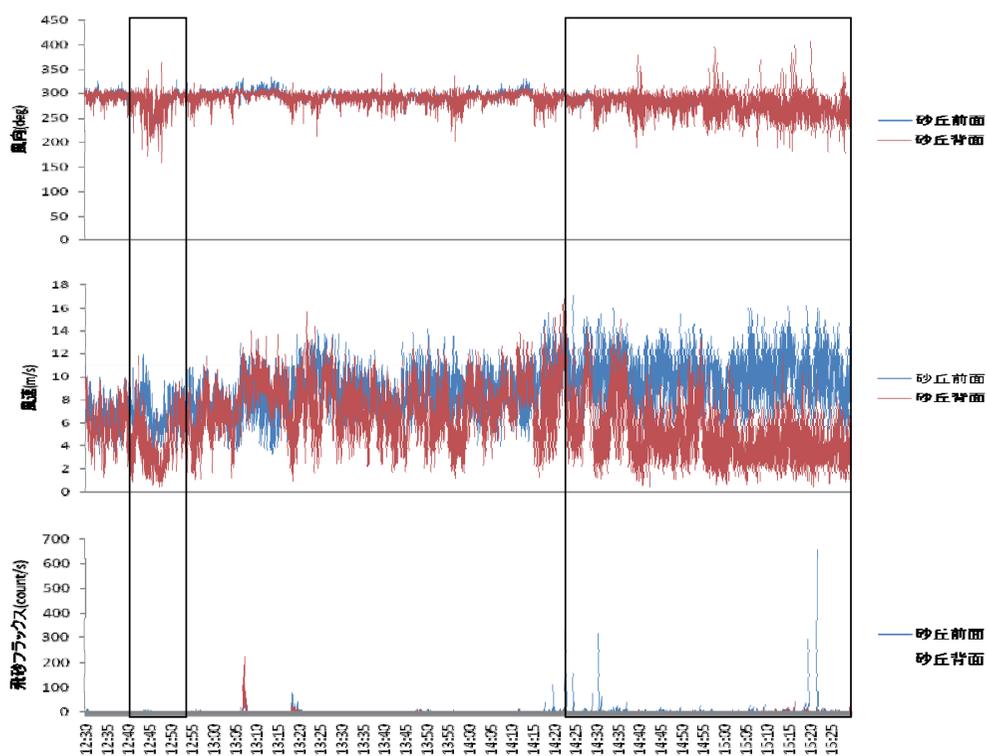


図-5 庄内砂丘の風向と風速, 飛砂フラックスの時系列データ

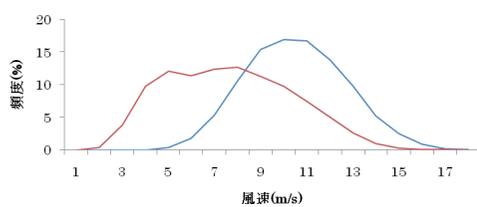


図-6 庄内砂丘の風速ヒストグラム

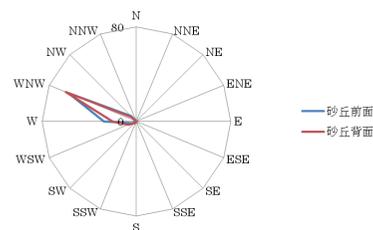


図-7 庄内砂丘の風向ヒストグラム

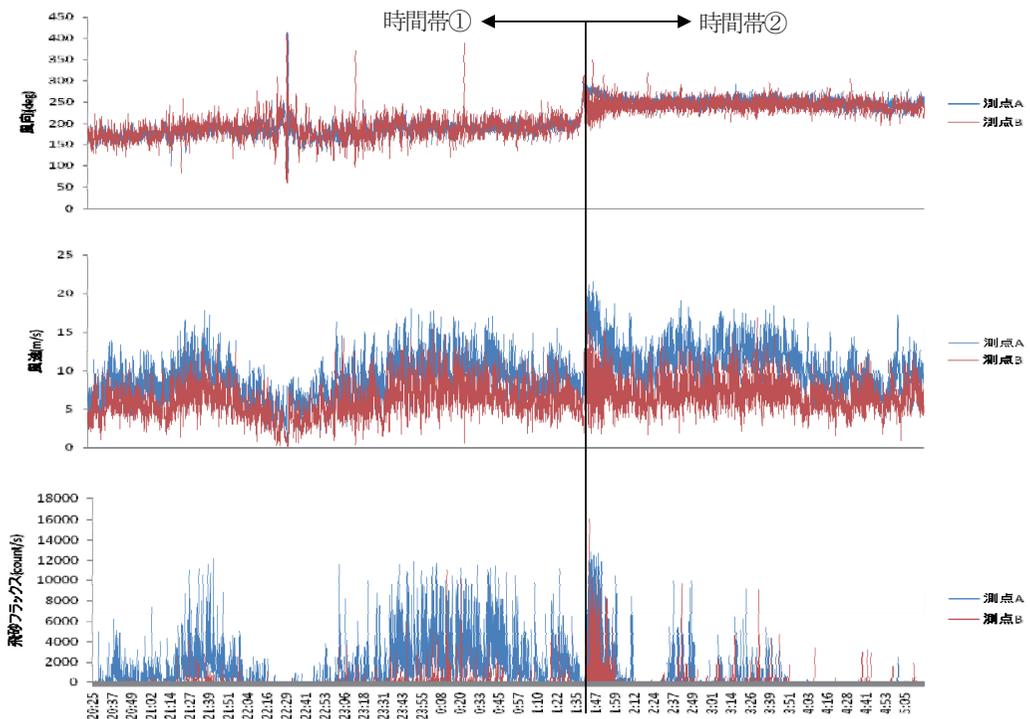


図-8 鳥取砂丘の風向と風速、飛砂フラックスの時系列データ

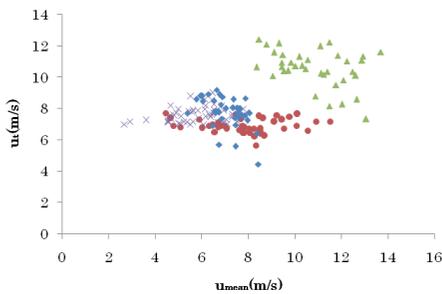


図-9 鳥取砂丘 5 分間の平均風速と限界風速の関係

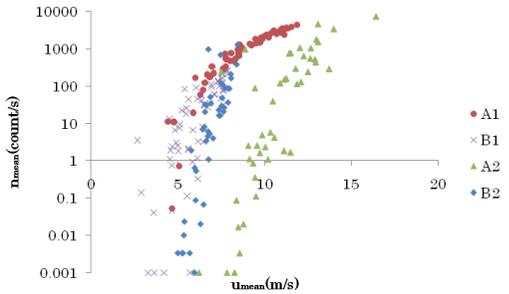


図-10 鳥取砂丘 5 分間の平均風速と平均飛砂フラックスの関係

3. 観測結果

(1) 庄内砂丘

風向と風速、飛砂フラックスの時系列データを図-5 に示す。風速については、平均風速が砂丘前面で 9.03m/s、砂丘背面では 6.14m/s と大きな違いが見られた (表-1、図-6)。また、風速の標準偏差は砂丘前面で 2.15m/s、砂丘背面で 2.73m/s であり、砂丘背面で風速に大きな乱れが生じていた。風向については、砂丘前面から砂丘背面にかけて風速の減少が大きい時間帯では砂丘背面における風向の乱れも大きくなった。平均風向は砂丘前面で 286°、砂丘背面で 285° と変化が小さいのに対し、標準偏差は砂丘前面で 13.3°、砂丘背面で 18.0° と



図-11 12月6日9時頃におけるA(左)、B(右)の4方向飛砂センサーの様子(矢印は北方向)

風向の乱れが大きく表れた(図-7)。これらの原因としては、風が砂丘の地形に沿って流れ剥離したことで地形乱流が起こった結果、風速が小さくなり、風速および風向の乱れも大きくなったと考えられる。

飛砂フラックスについては、風速が10m/sを越える頻度が多かったにもかかわらず、既存の研究(有働ら, 2010)と比べ、カウント数は極めて少なかった。これは計測日の天候が雨で砂が水を含み飛びにくい状況にあったことに起因する。

(2) 鳥取砂丘

風向と風速、飛砂フラックスの時系列データを図-8に示す。風向の時系列データを見てみると、大型低気圧の影響で12月6日1:39頃に卓越風向が南南西から西南西へと大きく変わっているのがわかる。また、12月6日2:00以降に飛砂フラックスが少なくなったことも見てとれる。

各々の飛砂フラックス特性を調べるため、平均風速と限界風速、平均飛砂フラックスの関係をそれぞれ図-9、10に示した。限界風速の算定にはStout・Zobeck(1997)が提案したTime Fraction Equivalence Method(TFEM)を用いた。TFEMは風速が変動することを前提とした算定法であり、現地計測結果を用いたTFEMによる飛砂の限界摩擦速度の推定は妥当であるという結果が得られている(有働, 2007)。単位時間 T_0 のうち風速 u が限界風速 u_t より大きくなる時間 $T(u > u_t)$ の割合 $\gamma_u (= T(u > u_t) / T_0)$ は、 T_0 のうち飛砂が発生している時間 $T(n > 0)$ の割合 $\gamma (= T(n > 0) / T_0)$ と等しいと仮定する。瞬間風速および飛砂フラックスデータを用いて、 $\gamma_u = \gamma$ となるように u_t を定める。本研究では、有働(2007)と同様に、5分間隔に区切った風速および飛砂フラックスデータにTFEMを適用して限界風速 u_t を求めた。

図-9を見ると、A2の限界風速値が他に比べ比較的大きい値を示している。比較のため、各々の線形近似式から対数則

$$u_t = \frac{u_{st}}{\kappa} \ln(z/z_0) \dots \dots \dots (1)$$

に代入し移動開始限界摩擦速度を求めると、A1, B1, B2でそれぞれ0.23m/s, 0.23m/s, 0.29m/sなのに対し、A2では0.37m/sと他に比べ大きい値を示した。ここで、 κ :カルマン係数(=0.4)、 z :風速計の高さ(=1.5m)、 z_0 :粗度長(= $d/30 = 8.3 \times 10^{-6}$ m)である。また、計算値として飛砂の限界摩擦速度の算定に多く用いられるBagnold(1941)の式

$$u_{*t} = A \sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} g d} \dots \dots \dots (2)$$

を用いて移動開始摩擦速度 u_{*t} を算定すると、 $u_{*t} = 0.23$ となった。ここで、 A :実験係数(=0.1)、 ρ_s :砂の密度(= $2.65 \times 10^3 \text{kg/m}^3$)、 ρ :空気の密度(= 1.226kg/m^3)、 g :重力加速度(= 9.81m/s^2)、 d :砂の粒径(0.25

$\times 10^3$ m) である。計算値と比較すると、A2, B2 で比較的大きな違いが見られた。この理由として2つ考えられる。1つは、4方向飛砂センサーが風向方向に砂に埋もれていたため、飛砂フラックスの測定に誤差が出た可能性があること(図-11)、もう1つは、Aが時間帯②において風向方向(西南西)に勾配のある地形であったため、平坦な地形に比べ飛砂が発生しにくい状況にあったことが考えられる。このことから、起伏の大きい地形であっても限界風速とそれに伴う飛砂フラックスは局所的な地形の影響を受けやすいということが推測できる。

4. 結論

本研究では、庄内砂丘と鳥取砂丘という規模の異なる2つの砂丘付近における瞬間風向風速と飛砂フラックスを計測することによって、砂丘付近の風向風速特性と飛砂フラックスとの関係性を調べた。

庄内砂丘において、砂丘背面での風向の乱れが大きくなり、風速が小さくなった。これは、風が地形に沿って流れ剥離したことで地形乱流が起こったことが一因として考えられる。

鳥取砂丘においては、観測値と時間帯によって限界風速とそれに伴う飛砂フラックスに大きな違いが見られた。特にA2では風向方向(西南西)に勾配のある地形であったため飛砂が発生しにくい状況にあったことから、限界風速が他に比べ大きくなったと考えられる。

本研究では現地計測による局所的な結果が得られたが、砂丘付近における風場は空間的に複雑な流れが生じており、これを局所的な結果のみで解明するのは困難である。今後は3次元性の高い砂丘付近の複雑な風場を計算し、定量的に風場と飛砂フラックスとの関係性を明らかにすることが必要とされる。

謝辞：鳥取砂丘の現地観測においては、鳥取砂丘事務所の方々にご協力頂いた。本研究は、科学研究費補助金(若手研究(B) 23760452, 代表者：有働恵子)の援助を受けて行われた。ここに記して謝意を表す。

参 考 文 献

- 有働恵子(2007)：飛砂の限界摩擦速度に関する現地観測，土木学会論文集B2(海岸工学)，第54巻，pp. 536-540
- 有働恵子・満塩将太・Junaidi・青木伸一・加藤茂・真野明(2010)：砂丘斜面上の飛砂に関する現地観測，土木学会論文集B2(海岸工学)，第66巻，pp466-470
- 満塩将太・有働恵子・永松大・松原雄平・真野明(2012)：経験的固有関数法を用いた鳥取砂丘の地形変化特性の解析，土木学会論文集G(環境)，第68巻，pp249-254
- Stout, J. E. and T. M. Zobeck (1997)：Intermittent saltation, *Sedimentology*, vol. 44, pp. 959-970
- Bagnold, R. A. (1941)：The physics of Blown Sand and Desert Dunes, Methuen, London, 265p.

$k-\varepsilon$ モデルによる植生のある急勾配流れの乱れ特性予測

東北大学工学部 平田吉成
 東北大学災害科学国際研究所 真野明
 東北大学災害科学国際研究所 有働恵子
 東北大学災害科学国際研究所 呉修一

1. 背景

植生のある開水路の流れ予測は治水, 利水, 親水等の目的から数多くの研究がされてきた. 題目である植生のある急勾配流れの予測が可能となればそれに対応した状況, 例えば堤防越流時の侵食予測が可能になる. 特に近年においては局地的豪雨や大雨の頻発により計画高水位超過洪水の危険性が増していることから, この研究への需要は高まると考えられる.

これらの研究の流れ予測は数値解析で行われている. 乱流の数値解析においては計算時間が短く, モデルも簡易である $k-\varepsilon$ モデルが広く用いられているが, 精度の高い予測は困難である. そのような中で様々な手法が提案され $k-\varepsilon$ モデルの改良が行われている.

2. 目的

本研究では $k-\varepsilon$ モデルを用いて植生のある急勾配流れの乱れ強度を予測する事を目的とする. しかしながら基本的な $k-\varepsilon$ モデルだけでは精度の高い予測は難しいため, 他の論文で提案されている $k-\varepsilon$ モデルの改良手法を佐藤の用いた式に適応させ, 予測精度を高めていくことを基本的な手段とする.

3. 既往研究と基本式

$k-\varepsilon$ モデルを用いた, 植生のある緩勾配流れの予測は清水 ¹⁾らによって研究された. 清水は植生を考慮するため下記の $k-\varepsilon$ モデルの基本式(1),(2),(4),(5)式の右辺にそれぞれ(6),(7),(8),(9)式を加えたモデルを使用した.

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = g \sin \theta - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P}{\rho} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(2(v_t + \nu) \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left((v_t + \nu) \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = -g \cos \theta - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{P}{\rho} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left((v_t + \nu) \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(2(v_t + \nu) \frac{\partial V}{\partial y} \right) \quad (2)$$

$$v_T = C_\mu \frac{K^2}{\varepsilon} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial K}{\partial t} + U \frac{\partial K}{\partial x} + V \frac{\partial K}{\partial y} = & \frac{\partial}{\partial x} \left(\left(\frac{v_t}{\sigma_K} + \nu \right) \frac{\partial K}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\left(\frac{v_t}{\sigma_K} + \nu \right) \frac{\partial K}{\partial y} \right) \\ & + v_t \left[2 \left(\left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 \right) + \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right)^2 \right] - \varepsilon \quad (4) \end{aligned}$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + U \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} + V \frac{\partial \varepsilon}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\left(\frac{v_t}{\sigma_\varepsilon} + \nu \right) \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\left(\frac{v_t}{\sigma_\varepsilon} + \nu \right) \frac{\partial \varepsilon}{\partial y} \right) + C_1 v_t \frac{\varepsilon}{K} \left[2 \left(\left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 \right) + \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right)^2 \right] - C_2 \frac{\varepsilon^2}{K} \quad (5)$$

ここに、 U, V は流下方向、垂直方向の時間平均流速(cm/s)、 x, y は流下方向、底面からの鉛直方向距離(cm)、 K は乱れエネルギー(cm^2/s^2)、 ε は乱れエネルギーの散逸率(cm^2/s^3)、 ν は動粘性係数(cm/s)、 v_t は渦動粘性係数(cm/s)を表し、係数 $C_\mu, C_1, C_2, \sigma_K, \sigma_\varepsilon$ はそれぞれ 0.09, 1.44, 1.92, 1.0, 1.3 とする。

$$-\frac{1}{2} C_{dx} \lambda U \sqrt{U^2 + V^2} \quad (6)$$

$$-\frac{1}{2} C_{dy} \lambda U \sqrt{U^2 + V^2} \quad (7)$$

$$C_{fk} \left(\left(-\frac{1}{2} C_{dx} \lambda U \sqrt{U^2 + V^2} \right) U + \left(-\frac{1}{2} C_{dy} \lambda U \sqrt{U^2 + V^2} \right) V \right) \quad (8)$$

$$C_{f\varepsilon} \frac{\varepsilon}{K} \left(\left(-\frac{1}{2} C_{dx} \lambda U \sqrt{U^2 + V^2} \right) U + \left(-\frac{1}{2} C_{dy} \lambda U \sqrt{U^2 + V^2} \right) V \right) \quad (9)$$

ここに、 λ は植生密度(cm^2/cm^3)、係数 $C_{dx}, C_{dy}, C_{fk}, C_{f\varepsilon}$ はそれぞれ 1.3, 0, 0.15, 0.16 を使用した。(6),(7)式は植生による抗力、(8)式は植生の抗力によって生じる乱流運動エネルギー、(9)式は(8)式の乱流運動エネルギーの散逸を表している。

Katul⁴⁾らは植生の抗力により伴流が生じる際にできる、小さな渦が急速拡散することを考慮するモデルを作成した。すなわち清水の使用したモデルに加え、式(4),(5)の右辺に式(10),(11)を新たに加えたモデルを使用した。

$$-\beta_d \left(\frac{1}{2} C_{dx} \lambda |U| + \frac{1}{2} C_{dy} \lambda |V| \right) K \quad (10)$$

$$-\beta_d C_s \left(\frac{1}{2} C_{dx} \lambda |U| + \frac{1}{2} C_{dy} \lambda |V| \right) \varepsilon \quad (11)$$

Katul は係数 C_s を 1.5、 β_d を 4.0 として計算した。Katul は過去の実験データ、及び従来のモデルと比較し、流速、乱れエネルギー、レイノルズ応力の予測精度が向上した事を確認した。

佐藤^{2),3)}は堤防越流を想定した、植生のある開水路での流れと侵食を測定する実験をし、その結果を $k-\varepsilon$ モデルで予測する研究を行った。彼の実験は堤防を越流した流れが裏法面を流れる現象をモデル化したものである。実験開水路は水路長 4.2m、水路幅 0.2m、勾配 1/10 に設定し、植生のモデルは竹ひごを用いて路床全面に 2cm 間隔で高さ 3cm の円柱状のものを千鳥状に配置、流量は 500, 800, 1100 cm^3/s 、固定床に用いる砂の粒径は 0.1, 0.2, 0.3mm のそれぞれ 3 パターンで行われた。計算モデルは清水の用いた $k-\varepsilon$ モデルを、等流条件を用いて 1 次元にしたモデルを使用し、植生による抵抗に受ける力と、それによって発生する乱流エネルギーを考慮した。佐藤が使用したモデルを下に示す。

$$\frac{\partial U}{\partial t} = g \sin \theta + \frac{\partial}{\partial y} \left((v_t + \nu) \frac{\partial U}{\partial y} \right) - \frac{1}{2} C_{dx} \lambda U \sqrt{U^2} \quad (12)$$

$$v_T = C_\mu \frac{K^2}{\varepsilon} \quad (13)$$

$$\frac{\partial K}{\partial t} = + \frac{\partial}{\partial y} \left(\left(\frac{v_i}{\sigma_K} + v \right) \frac{\partial K}{\partial y} \right) + v_i \left(\frac{\partial U}{\partial y} \right)^2 - \varepsilon + C_{fk} \left(\frac{1}{2} C_{dx} \lambda U^2 \sqrt{U^2} \right) \quad (14)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = & \frac{\partial}{\partial y} \left(\left(\frac{v_i}{\sigma_\varepsilon} + v \right) \frac{\partial \varepsilon}{\partial y} \right) + C_1 v_i \frac{\varepsilon}{K} \left(\frac{\partial U}{\partial y} \right)^2 - C_2 \frac{\varepsilon^2}{K} \\ & + C_{f\varepsilon} \frac{\varepsilon}{K} \left(\frac{1}{2} C_{dx} \lambda U^2 \sqrt{U^2} \right) \end{aligned} \quad (15)$$

底面境界条件については岡部⁵⁾らのモデルを参考にしている。つまり、水路床に最も近い格子点の流れが水路床上での摩擦速度 u_{*B} に規定される平衡壁面乱流になるものと仮定し、次のように設定した。

$$(v_T + v) \frac{dU}{dy} = \alpha u_{*B}^2 \quad \text{at } y = \frac{y_B}{2} \quad (16)$$

$$K = \beta u_{*B}^2, \quad \varepsilon = \frac{u_{*B}^2}{\kappa y_B} \quad \text{at } y = y_B$$

ここで、 κ はカルマン定数、 α 及び β は係数である。 α 及び β の値は水路床が粗面の場合、 $\alpha=1$ 、 $\beta=4$ とするのが適当だとされている。水面境界条件については禰津・中川らのモデルを参考にし、次のように設定した。

$$U_{iend} - U_{iend-1} = \frac{u_{*0} \Delta y}{\kappa h_n}, \quad K_{iend} = \frac{2}{3} K_{iend-1}, \quad \varepsilon_{iend} = \frac{2}{3} \varepsilon_{iend-1} \quad (17)$$

ここで、 $iend$ は水面上に位置する計算格子点の番号、 Δy は格子点間隔である。 U の条件式は、 u_{*0} に規定される対数型流速分布から導かれている。

以上のモデルを時間に関しては前進差分、空間については中央差分で離散化し、計算を行った。また、実験から得た等流水深 h_n を既知量として与え、未知変量 U 、 K 及び ε の変動量がひとつ前の時間ステップに対して0.1%以内に収まる条件で収束解を求めた。なお、計算対象領域は実験開水路長と同等とし、 $y = y_B \sim h_n$ の範囲で、計算格子点をこの間に等間隔(y_B)で配置した。ここで y_B は、粒径 d を用いて $y_B = 2d$ とした。

また、乱れ強度は、計算された乱流エネルギー(K)を以下に示すRodiの代数応力関係⁶⁾を用いて評価した。

$$\overline{u'^2} = K \left\{ \frac{2}{3} + \frac{(1-\gamma) \left(-\frac{2}{3} \frac{P_K}{\varepsilon} \right)}{c_\gamma + \frac{P_K}{\varepsilon} - 1} \right\} \quad (18)$$

ここに、 γ と c_γ はそれぞれ0.6、1.5である。

この計算モデルで計算された値と実験で計測された値を比較した図を次に示す。

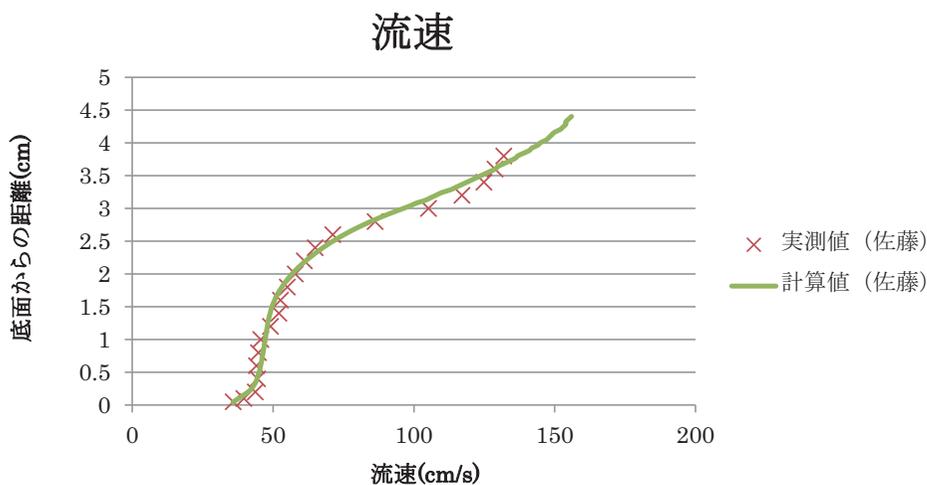


図 1.流量 8L/s での流速の実測値と計算値

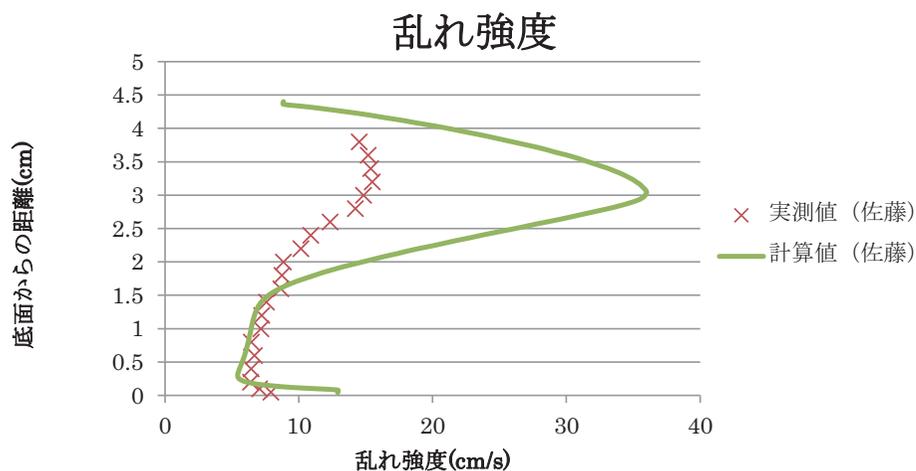


図 2.流量 8L/s での乱れ強度の実測値と計算値

計算による流速分布は実験値とほぼ一致し、精度の高い予測ができていると思われるが、一方、乱れ強度分布に関しては底面からの高さが 1.5cm 以下では精度の高い予測ができているが、1.5cm 以上では過大評価となっている。

5.提案モデル

この研究では佐藤の提案したモデルに Katul の用いた手法を適応したモデルを使用する。これによって佐藤のモデルでは考慮されていない、植生の抗力により伴流が生じる際にできる、急速に散逸する小さな渦が持っている乱流エネルギーを考慮に入れた計算ができるようになり、予測精度が向上すると考えられる。提案モデルを次に示す。

$$\frac{\partial U}{\partial t} = g \sin \theta + \frac{\partial}{\partial y} \left((v_t + \nu) \frac{\partial U}{\partial y} \right) - \frac{1}{2} C_{dx} \lambda U \sqrt{U^2} \quad (19)$$

$$\nu_T = C_\mu \frac{K^2}{\varepsilon} \quad (20)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial K}{\partial t} = & + \frac{\partial}{\partial y} \left(\left(\frac{v_t}{\sigma_K} + \nu \right) \frac{\partial K}{\partial y} \right) + v_t \left(\frac{\partial U}{\partial y} \right)^2 - \varepsilon + C_{fk} \left(\frac{1}{2} C_{dx} \lambda U^2 \sqrt{U^2} \right) \\ & - \frac{1}{2} C_{dx} \beta_d \lambda U K \quad (21) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = & \frac{\partial}{\partial y} \left(\left(\frac{v_t}{\sigma_\varepsilon} + \nu \right) \frac{\partial \varepsilon}{\partial y} \right) + C_1 v_t \frac{\varepsilon}{K} \left(\frac{\partial U}{\partial y} \right)^2 - C_2 \frac{\varepsilon^2}{K} + C_{f\varepsilon} \frac{\varepsilon}{K} \left(\frac{1}{2} C_{dx} \lambda U^2 \sqrt{U^2} \right) \\ & - C_5 \frac{1}{2} C_{dx} \lambda \beta_d U \varepsilon \quad (22) \end{aligned}$$

Katul が用いた係数 C_5 、 β_d は佐藤のモデルに適応させると次のように定義される。

$$C_5 = \frac{C_{f\varepsilon}}{C_{fk}} \quad (23)$$

$$\beta_d = C_\mu \frac{1}{2} \left(\frac{2}{\alpha'} \right)^{\frac{2}{3}} C_{fk} + \frac{3}{\sigma_k} \quad (24)$$

各係数、底面境界条件、水面境界条件、数値計算方法は佐藤と同様のものを用いる。

6.結果

提案モデルの値、佐藤の計算モデルの値、実験で計測された値を比較した図を次に示す。

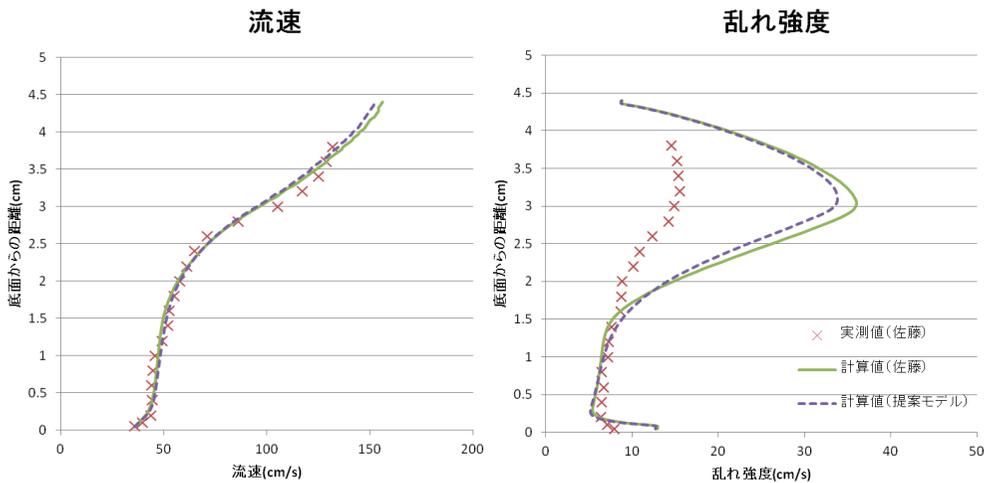


図 3. 粒径 0.2mm, 流量 8L/s での流速及び乱れ強度の実測値と提案モデルの計算値

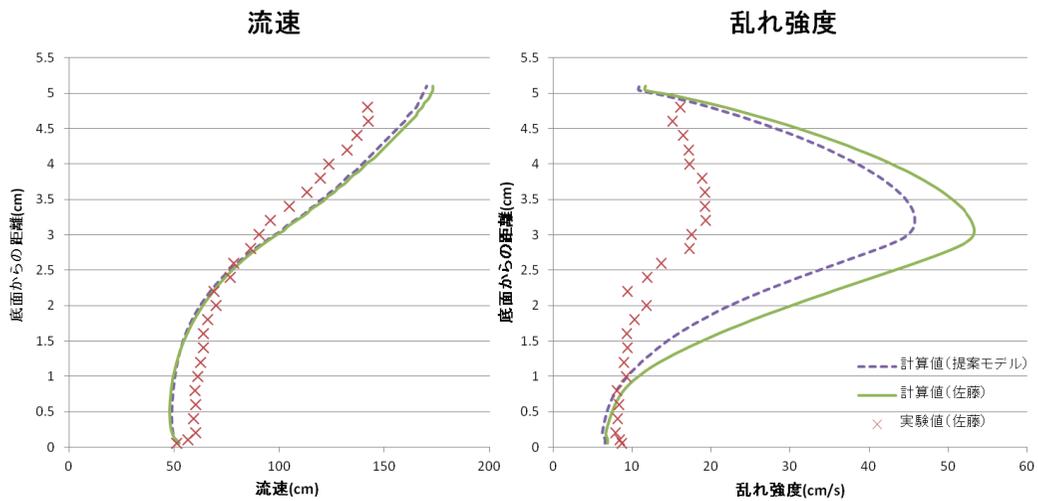


図 4. 粒径 0.3mm, 流量 11L/s での流速及び乱れ強度の実測値と提案モデルの計算値

図 3 は粒径 0.2mm, 流量 8L/s での結果, 図 4 は粒径 0.3mm, 流量 11L/s での結果を示している。流速分布は佐藤の結果とほとんど変わらなかった。乱れ強度分布は改善したが、改善された値は僅かであった。

7. まとめ

佐藤のモデルでは過大評価になっていた乱れ強度の計算を Katul の手法を用いることで、僅かながら改善することができた。しかしながら、乱れ強度の過大評価は未だに大きく、改善の余地がある。

8. 参考文献

- 1) 清水義彦: 直立性植生層を伴う流れ場の数値計算に関する研究 水工学論文集第 44 巻, 1992
- 2) 佐藤元泰: 越流による堤防裏法面侵食に及ぼす植生の影響に関する基礎的研究 東北大学大学院工学研究科土木工学専攻修士論文, 2012
- 3) 佐藤元泰: 堤防裏法面植生域での越流水の流速構造と侵食抑制効果 水工学論文集第 55 巻, 2011
- 4) Gabriel G. Katul One-and two equation models for canopy turbulence Boundary-Layer Meteorol. 113, 2004
- 5) 岡部健二: 植生を伴う河床上の掃流砂量に関する研究 水工論文集平成 11 年度版 p.243
- 6) Rodi W: A new algebraic relation for calculating the Reynolds stress ZAMM Vol56 pp.219~221, 1976

Estimation of tsunami arrival time on the north-eastern coast of Japan

Min Roh¹, Mohammad Bagus Adityawan², Hitoshi Tanaka³

ABSTRACT

Estimation of tsunami arrival time is crucial in tsunami disaster research. An estimated tsunami arrival time is useful to improve the preparation of an evacuation plan. However, the data collection is not sufficient to estimate the arrival time of the 2011 Tohoku tsunami because most of the measurement stations were destroyed by the massive tsunami. In this study, available video data and measured water level data have been used to estimate the tsunami arrival time. Estimation of the arrival time by video analysis and water level analysis was evaluated by comparison with a numerical simulation result and observation data reported by reliable organizations. The earliest tsunami arrival time was assessed at the place facing and close to the epicenter. The geographical position and relative distance from the epicenter are one of the important characteristics of the tsunami propagation. The analysis of video and water level can be used to assess the tsunami propagation.

1. INTRODUCTION

On March 11, 2011, magnitude of 9.0, off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake occurred in the eastern coast of Japan. The earthquake generated a huge tsunami. The massive tsunami waves were observed in the eastern Pacific Coast. Buildings, houses, and infrastructures were destroyed and washed away, as well as most of the hydraulic measurement stations. Thus, data collection has been difficult in research. In addition data quality should be improved to obtain an accurate result. Fortunately, many videos and few of the available water level data can be used to assess the effect of the tsunami propagation and inundation. These data give real-time information of the tsunami event. It is useful for assessing the tsunami behaviors where the data availability is limited.

Many researchers have studied the 2011 tsunami event to understand the tsunami physical factors such as tsunami height, tsunami celerity and tsunami flow velocity by using various methods, such as field survey, numerical calculation and image analysis. Extreme tsunami heights were observed in the eastern Pacific Coast. Mori et al. (2012) and Kakinuma et al. (2012) surveyed the tsunami height, inundation height and run-up height by using various instruments. The measured maximum run-up height attained at approximately 40 m. Furthermore, the tsunami impacts can be assessed by a numerical model. Muhari et al. (2012) and Shimozone et al. (2012) simulated the the tsunami propagation and inundation characteristics using the 2D tsunami model. Image analysis is an also a useful and practical method to obtain the tsunami characteristics. Adityawan et al. (2012) conducted video image analysis, recorded at the Sendai Plain, to estimate the tsunami celerity and velocity as well as tsunami arrival time. Ushiyama et al. (2012) suggested the tsunami arrival time by using the video and pictures in the Rikuzentakata City, which is one of the severely damaged areas due to the tsunami. Previous studies may well explain the 2011 Tohoku tsunami characteristics. Especially, the tsunami arrival time is available to develop the evacuation plan, hazard map and so on. An accurate tsunami arrival time is crucial to the response of tsunami disaster.

In this study, video data and available water level data are used to estimate the tsunami arrival time. The uncertain arrival time in videos has been adjusted by good record data, and the validity of the revised data has been verified by the cross checking with other video sources, numerical simulation result, and observation data. The improved tsunami arrival time has been obtained from the comparison results.

2. STUDY AREA

The study area is located in the Tohoku District along the eastern Pacific Coast as seen in **Fig.1**. Main rivers and tidal measurement stations are indicated on the map. The blue square is the location of river mouth, and the green square is the location of the tide stations. The coast area in the Miyagi Prefecture was enlarged to show the location of main rivers that are concentrated in that area.

¹Doctoral student, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

²Post-doctor Fellow, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

³Professor, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

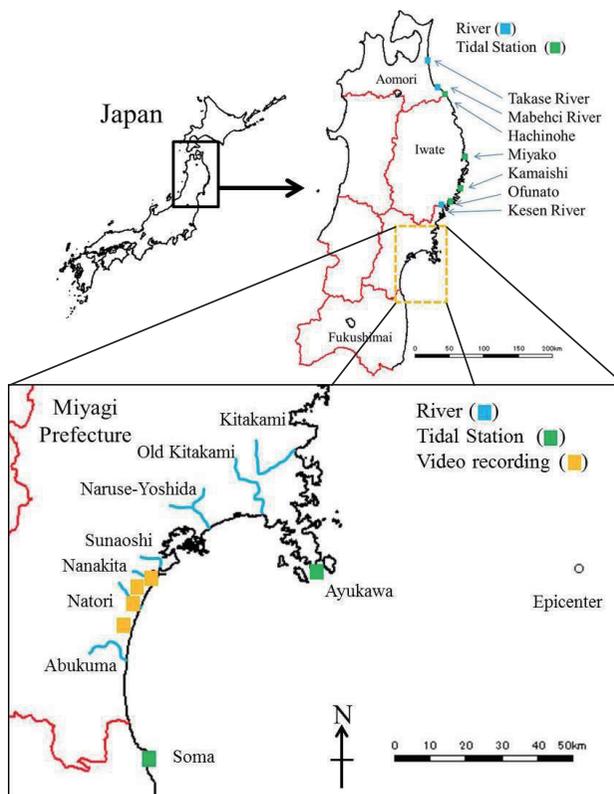
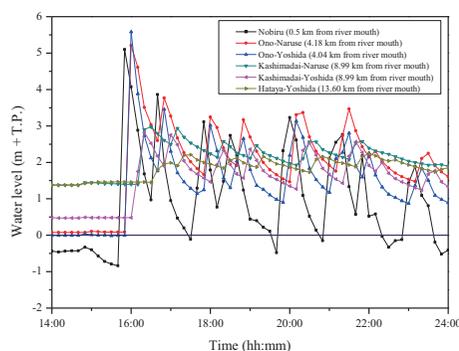


Fig.1 : Location of Study area

This study covers the area starting from the Takase River in the Aomori Prefecture (approximately 300 km from the epicenter) to the Soma in the Fukushima Prefecture (approximately 130 km from the epicenter). The tsunami caused severe devastating damages to this region where is considered as the first priority for research. Water level data and video data are available. Water level data is from the measurement stations located along the river. Video data was recorded in several places at the Sendai Airport, upstream and downstream in the Natori River, and the Nanakita River. The available data is used to estimate the tsunami arrival time. The differences of tsunami arrival time from the earthquake occurrence in the study area can be shown in this paper.

3. DATA COLLECTION

The data were collected from helicopter videos, CCTV for river management, personal video, and measured water level. **Fig.2-(a)** shows the water level of the Naruse-Yoshida Rivers observed at intervals of 10 minutes. The snapshot image from the video is shown in **Fig.2-(b)**. These data provide the time information and the tsunami travel distance according to the tsunami arrivals. Furthermore, the observed arrival times of the first tsunami wave and maximum tsunami wave on the tidal stations has been released by Japan Meteorological Agency. Various arrival time data for the 2011 Tohoku tsunami event were suggested by Muhari et al. (2012). The observation data and numerical simulation result can be used to compare with the video and water level analyses results. Those results are combined to complement the lack of data and uncertainty of the time data. The information of data collection is summarized in Table 1.



(a) Naruse-Yoshida Rivers



(b) Nanakita River

Fig.2 : Water level data and snapshot image from video recorded by helicopter
(Source : Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism)

Table 1. Data information

Name	Data type	Data source	Remarks	Adjustment
Takase	Water level	MLIT	Arrival time of peak water level at 0.20 km and 5.45 km from river mouth	On time
Oirase	Simulation	Muhari et al.*	Primary crest arrival time – 15:54:00	-
Mabechi	Water level	MLIT	Arrival time of peak water level at 1.20 km and 4.00 km from river mouth	On time
Hachinohe	Tide level	JMA	Maximum wave height arrival time – 16:51:00	On time
	Simulation	Muhari et al.*	Primary crest arrival time – 15:53:00	-
Miyako	Tide level	JMA	Maximum wave height arrival time – 15:21:00	On time
Kamaishi	Tide level	JMA	Maximum wave height arrival time – 15:21:00	On time
	Simulation	Muhari et al.*	Primary crest arrival time – 15:19:00	-
Ofunato	Tide level	JMA	Maximum wave height arrival time – 15:15:00	On time
Kesen	Video	Ushiyama et al.**	Arrival times of the Kesen River and the Rikuzentakata City were adjusted by the cross-checking.	On time
	Simulation	Muhari et al.*	Primary crest arrival time – 15:30:00	-
Kitakami	Water level	MLIT	Arrival time of peak water level at 8.5 km and 17.2 km from river mouth	On time
Onagawa	Simulation	Muhari et al.*	Primary crest arrival time – 15:28:00	-
Ayukawa	Tide level	JMA	Maximum wave height arrival time – 15:20:00	On time
Old Kitakami	Water level	MLIT	Arrival time of peak water level at 1.2 km and 21.7 km from river mouth	On time
Naruse-Yoshida	Water level	MLIT	Arrival time of peak water level at 0.5 km and 4.0 km from river mouth	On time
Ishinomaki	Simulation	Muhari et al.*	Primary crest arrival time – 15:45:00	-
Sunaoshi	Water level	MLIT	Arrival time of peak water level at 2.9 km and 5.5 km from river mouth	On time
Tagajo	Simulation	Muhari et al.*	Primary crest arrival time – 15:53:00	-
	Video	MLIT	Arrival time of wave front at 4.3 km from river mouth	On time
Nanakita	Personal video		At 4.4 km from river mouth. The arrival time is estimated from the MLIT video.	No record
	FDMA		At the river mouth. It is adjusted by the comparison with MLIT and SDF video.	Approx. 10 min
Arahama	Video	MLIT	Inundation time of wave front on land at 2.0 km from coastal line.	On time
	Simulation	Muhari et al.*	Primary crest arrival time – 15:53:00	-
Natori	Video	NHK	Arrival time of wave front at 1.5 km from river mouth	On time
	Video	SDF	Arrival time of wave front at 4.5 km from river mouth	On time
	Simulation	Muhari et al.*	Primary crest arrival time – 15:53:00	-
Sendai Airport	Video	NHK	Natori River downstream areas (approximately 0.7 – 1.8 km from coastal line)	On time
	CCTV		The arrival time is estimated from the TBC video.	No record
Abukuma	Video	TBC	Inundation time of wave front at approx. 1.3 km from coastal line	On time
	Water level	MLIT	Arrival time of peak water level at 1.0 km and 8.0 km from river mouth	On time
Iwanuma	Simulation	Muhari et al.*	Primary crest arrival time – 15:54:00	-
Soma	Tide level	JMA	Maximum wave height arrival time – 15:50:00	On time
	Simulation	Muhari et al.*	Primary crest arrival time – 15:48:00	-

MLIT : Ministry of Land Infrastructure, Transport and Tourism

JMA : Japan Meteorological Agency

FDMA : Fire and Disaster Management Agency

SDF : Japan Self-Defense Forces

NHK : Japan Broadcasting Corporation

TBC : Tohoku Broadcasting Company

* : Muhari et al., 2012

** : Ushiyama et al., 2012

4. ANALYSIS RESULTS

4.1 Tsunami travel distance and arrival time

Fig.3 shows the relationship between the tsunami travel distance and the arrival time that was estimated by the analyses of videos and water level data. The tsunami arrival time and travel distance were assessed by using the peak water level at the water level measurement stations. In case of video analysis, the wave front in rivers and on land was used to estimate the arrival time and the travel distance. In order to calculate the tsunami arrival time at the river mouths and coasts, the linear regression analysis was applied to the estimated arrival time and travel distance. The calculated arrival time at the river mouth is shown in this figure as the solid line. The result can be used to compare the observation data and numerical simulation result.

The tsunami travel in rivers and over land are affected by river characteristics, bottom conditions, and the geographical position from the epicenter. Analysis for the Kitakami River, Old Kitakami River, Natori River, Abukuma River and Naruse-Yoshida Rivers show that the tsunami waves were propagated constantly up to the river upstream as compared with Sunaoshi River and Takase River. The Sunaoshi River and the Takase River has a distinct trend, which is the significant decrease of the tsunami energy into the river channels. It may cause the different of the tsunami propagation features according to the river characteristics. The inundation flows were greatly influenced by tsunami debris and land covers such as residence area, bottom conditions covered with asphalt and so on. The difference of the tsunami arrival time is shown in this figure according to the geographic locations from the epicenter. The estimated tsunami arrival time at the river mouth and costal line can be divided into several groups. It is found that the tsunami wave arrived approximately 30 min early in the Kesen River and the Kitakami River compared with the second group such as Old Kitakami River, Naruse-Yoshida Rivers, Natori River, Nanakita River, and Sunaoshi River. The Takase River and the Mabechi River can be classified as the third group. The calculated arrival time at the coastal line from land data shows the similar to the result of rivers. The analysis result of video and water level can explain the effect of the geographic characteristics on the tsunami arrivals.

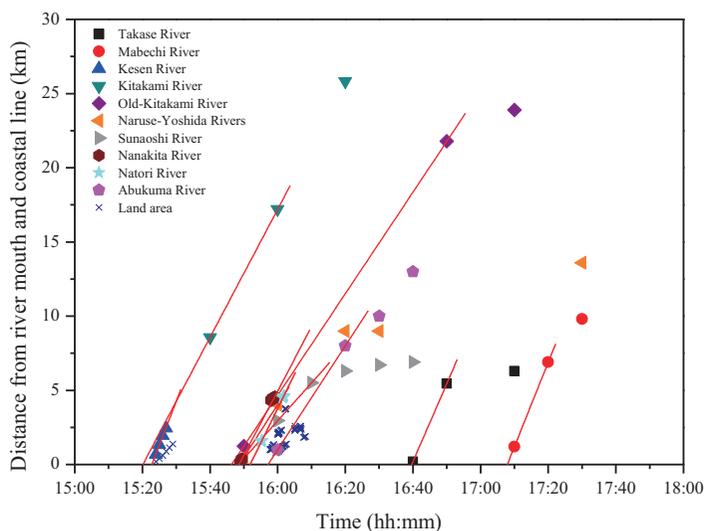


Fig.3 : Estimated tsunami travel distance and arrival time

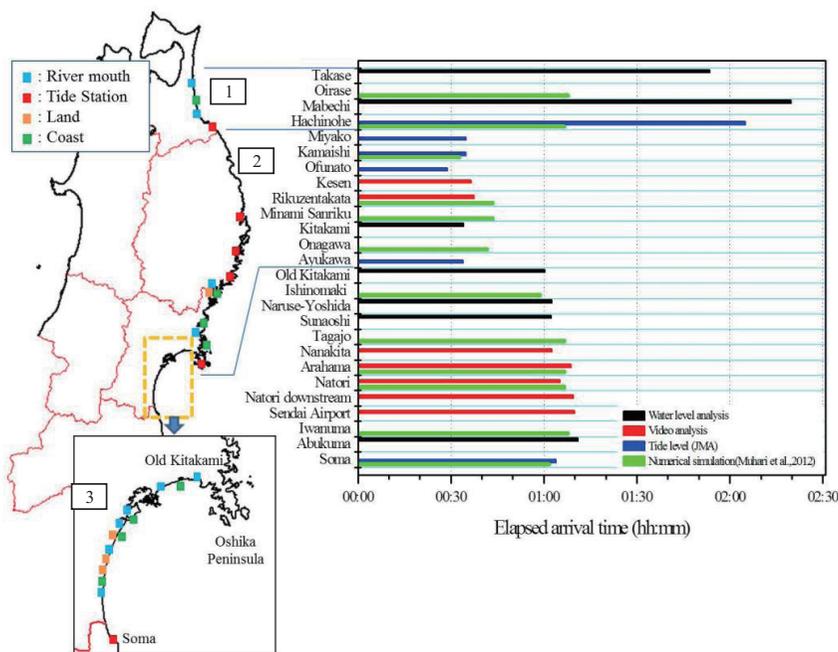


Fig.4 : Elapsed tsunami arrival time on the north-eastern coast

4.2 Elapsed tsunami arrival time along the north-eastern coast

The tsunami arrival time along the north-eastern coast can be obtained from the result of previous section. Based on the estimated time data at the river mouths and the coasts, the elapsed tsunami arrival time after the earthquake occurrence can be calculated. It can be combined with the tide observation data and the simulated tsunami arrival time. The elapsed tsunami arrival time from the Takase River to Soma tide station is shown in Fig.4. The earthquake occurrence time (14:46:00) is used to define the 00:00 time. The estimation result is classified by the type of data collection and the geographic location of data source.

The first group, covering the Takase River to Hachinohe tide station, which is relatively far from the epicenter. Thus, the estimated tsunami arrival time was approximately 2 hours from the water level analysis and the tide observation data, whereas the simulation result was 1 hour 10 min at the Oirase and the Hachinohe. The earliest arrival time of the tsunami was found on the second group. The tsunami wave arrived at approximately 30 min ~ 40 min after the earthquake occurrence. The estimated tsunami arrival time from each analysis has similar results. The third group is from the Old-Kitakami River to the Soma tide station. The elapsed arrival time for this group is approximately 1 hour ~ 1 hour 10 min. The third group has indicated the good agreement in all analysis results. Especially, the influence of the geographic location and feature has been confirmed in analyzing the results. The geographical effect can be found at the Oshika Peninsula between the second section and the third section. The tsunami wave arrivals have different behaviors based on the Oshika Peninsula. The arrival time difference was 30 min between the second section and the third section. The distance of the third section from the epicenter is closer than the first section. The relative location and the distance of the estimation point were also reflected in the tsunami arrival time. It is clearly shown that the geographical feature and location are related to the tsunami propagation, and it may cause the different tsunami arrival time. Furthermore, the definition of the arrival time in

the video is involved in the instant when the tsunami propagates into rivers and over land. There is a 10 min ~ 15 min difference between the video analysis result and the numerical simulation result.

The video image analysis and water level analysis are useful and effective, especially for the limited data availability. Based on this study result, the detailed tsunami arrival time can be obtained through the comparison of the reliable observation data and simulation result.

5. Conclusions

- Available data such as video and water level have been analyzed to assess the tsunami arrival time on the coastal line. The observed tide data and the numerical simulation result have been combined to evaluate the result of video analysis and water level analysis. The tsunami arrival time of the north-eastern coast of Japan has been successfully completed for the 2011 Tohoku tsunami event.
- The difference of the tsunami arrival time in rivers and on land can be explained from the relationship between the travel distance and the arrival time. The tsunami propagation and inundation are affected by the river characteristics, bottom conditions, and tsunami debris.
- The relative location and distance from the epicenter are one of the significant parameters to determine the tsunami arrival time. The earliest tsunami arrivals were estimated at the areas where is relatively close, and facing the epicenter. The arrival time of the maximum tsunami wave was estimated at approximately 30 min ~ 40 min after the earthquake occurrence up to the earliest arrival area.

ACKNOWLEDGMENT

The valuable water level data and videos were provided by the Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism (MLIT), Japan Self-Defense Forces (SDF), Fire and Disaster Management Agency (FDMA), NHK (Japan Broadcasting Corporation), TBC (Tohoku Broadcasting Company). Furthermore, the authors would like to thank the financial supports from the Grant-in-Aid for Scientific Re-search from JSPS (No. 22360193, No. 2301367), Grant-in-Aid for Scientific Research from the River Environmental Fund (REF) in charge of the Foundation of River and Watershed Environmental Management (FOREM), and the Collaborative Research Fund, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, as well as Assistance for Technological Development, Tohoku Construction Association. The second author is a Postdoctoral Fellow granted by JSPS (No. P11367).

REFERENCES

- Adityawan M.B., Roh, M., Tanaka, H., Mano, A. and Udo, K. (2012) Investigation of tsunami propagation characteristics in river and on land induced by the Great East Japan Earthquake 2011, *Journal of Earthquake and Tsunami*. (in press)
- Kakinuma, T., Tsujimoto, G., Yasuda, T. and Tamada, T. (2012) Trace survey of the 2011 Tohoku Tsunami in the North of Miyagi Prefecture and numerical simulation of bidirectional tsunamis in Utatusaki Peninsula, *Coastal Engineering Journal*, Vol. 54, No. 1, 1250007(28 pages).
- Mori, N., Takahashi, T. and the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Joint Survey Group (2012) Nationwide post event survey and analysis of the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami, *Coastal Engineering Journal*, Vol. 54, No. 1, 1250001(27 pages).
- Muhari, A., Imamura, F., Suppasri, A. and Mas, E. (2012) Tsunami arrival time characteristics of the 2011 East Japan Tsunami obtained from eyewitness accounts, evidence and numerical simulation, *Journal of Natural Disaster Science*, Vol. 34, No. 1, pp.91-104.
- Shimozono, T., Sato, S., Okayasu, A., Tajima, Y., Fritz, H.M., Liu, H. and Takagawa, T. (2012) Propagation and inundation characteristics of the 2011 Tohoku tsunami on the central Sanriku coast, *Coastal Engineering Journal*, Vol. 54, No. 1, 125004(17 pages).
- Ushiyama, M. and Yokomaru, S. (2012) Estimation of situation in Rikuzentakata city just before tsunami attack based on time stamp data, *Journal of Japan Society Natural Disaster Science*, Vol. 31, No. 1, pp.47-58. (in Japanese)

NUMERICAL MODEL STUDY ON THE EFFECT OF THE CANAL IN REDUCING TSUNAMI ENERGY

Nguyen Xuan Dao¹, Mohammad Bagus Adityawan², Hitoshi Tanaka³

ABSTRACT

A numerical model based on Reynolds Averaged Navier-Stokes (RANS) equations was used to assess for the effects of wave-induced turbulence on the canal. The model was applied to simulate the recent Great East Japan Earthquake and Tsunami 2011, with Sendai coast as the study area. It is located in northeast part of Japan from Nanakita River towards the north up to Sendai Port which was severely damaged from the tsunami. The results revealed that the Kita-Teizan Canal which is parallel to the shoreline in Sendai coast has significant effect in reducing the tsunami energy and plays an important role in the mitigation of tsunami impacts.

1. INTRODUCTION

The recent Great East Japan earthquake with M9 on March 11th, 2011 has provided many valuable practical lessons regarding the huge consequences and potential impact of megaequake and megatsunamis. Sea dikes and breakwaters along Sendai coast were destroyed due to the underestimated potential of the earthquake, with a magnitude of M9 and generated tsunami off the East coast of Honshu Japan. Therefore, there is a need for scientists to understand the tsunami wave and to construct a highly resilient structure, which can mitigate the impacts of tsunamis. It is important to understand the wave interaction with breakwaters in coastal environments, in relation to the design of the hydraulic structures. Numerical studies for the solitary wave interaction with the porous breakwaters was performed by Liu and Wen (1997), while Lin and Karunarathna (2008) studied solitary wave interaction with the fully emerged rectangular porous breakwaters with different length and particle size. There have been many researches conducted to study the effect of pine trees forest, artificial and natural structures, and coastal dune in reducing tsunami energy. Coastal vegetation has been widely recognized as a natural method to reduce the energy of tsunami waves (Tanaka, 2009); However, researches on the function of a canal in terms of tsunami mitigation have not been widely carried out. Therefore, the present study aims to understand the effects of a canal in reducing the tsunami energy.

2. STUDY AREA

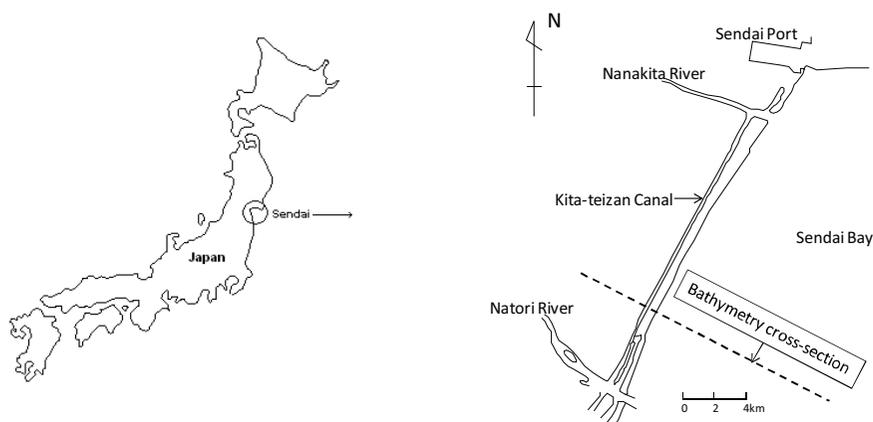


Figure 1. Map of the study area

¹ Doctoral student, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

² Post-Doctoral Researcher, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

³ Professor, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

Sendai coast is located in the northeast part of Japan. The area was starting from the Nanakita River to the Sendai Port was severely damaged by the 2011 Tohoku earthquake and tsunami. The Kita-teizan Canal connects the Nanakita River mouth with the Natori River mouth. The length and the width of the canal are approximately 9000m and 40m. Furthermore, the canal runs parallel to the Sendai coastline at a range between 300 and 400m.

3. MODEL SETUP

This part describes the details information on the input data, initial conditions and parameters, which were used for the numerical model. The domain was set based on the surveyed bathymetry cross-section data at the location as shown in the Fig. 1. The model domain was created to represent the average bathymetric slope, distance from the shoreline to sea dikes as well as from the sea dike to the canal. The information of the sea dike and the canal such as the height and the width were provided by the official government. The computational domain is shown in Fig. 2 below.

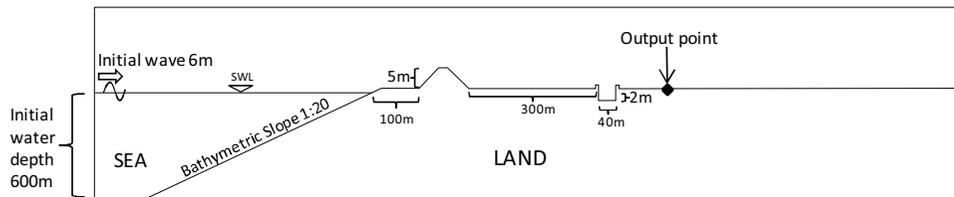


Figure 2. Computational domain setup for numerical model

A solitary wave train with a wave height of 6m and apparent period of 17 mins is sent from the left-hand boundary where the constant water depth is 600m. A beach with the slope of 1/20 is located at the other end of the domain. A sea dike with height of 5m from the ground surface is located at 100m from the shoreline. The canal with the width and the depth of 40m and 2m below the still water level is located at 240m from the backside of the sea dike. In addition, the height of the canal embankment is 0.6m.

4. NUMERICAL IMPLEMENTATION

4.1 Governing equations

In this study, a NEWFLUME model based on Reynolds Averaged Navier-Stokes (RANS) equations is applied to simulate the recent Great East Japan Earthquake and Tsunami 2011 along the coast of Sendai.

For a turbulent flow, the velocity and the pressure field can be decomposed into two parts: the mean velocity and pressure $\langle u_i \rangle$ and $\langle p_i \rangle$, and the turbulence velocity and pressure, u'_i and p' . Therefore,

$$u_i = \langle u_i \rangle + u'_i ; \quad p = \langle p \rangle + p' , \quad (1)$$

where $i = 1,2,3$ for a three-dimensional flow. If the fluid is assumed to be incompressible, the mean flow field is governed by the Reynolds equations as follows:

$$\frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_i} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_t} + \langle u_j \rangle \frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \langle \rho \rangle}{\partial x_i} + g_i + \frac{1}{\langle \rho \rangle} \frac{\partial \langle T_{ij} \rangle}{\partial x_j} - \frac{\partial \langle u'_i u'_j \rangle}{\partial x_j} \quad (3)$$

where ρ is the density of the fluid, g_i is the i th component of the gravitational acceleration, and $\langle T_i \rangle$ is the viscous stress tensor of the mean flow. For a Newtonian fluid, $\langle T_{ij} \rangle = 2\mu \langle \sigma_{ij} \rangle$ with μ being the molecular viscosity and the rate of strain tensor of the mean flow is

$$\langle \sigma_{ij} \rangle = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_j} + \frac{\partial \langle u_j \rangle}{\partial x_i} \right) \quad (4)$$

In the momentum equation (3) the influence of the turbulence fluctuations on the mean flow field is represented by the Reynolds stress tensor, $\rho \langle u'_i u'_j \rangle$ (Lin and Liu, 1997).

An alternative to the Reynolds stress closure model is the so-called $k - \varepsilon$ in which the Reynolds stress tensor is assumed to be related to the strain rate of the mean flow through the algebraic nonlinear Reynolds stress model (Shih, Zhu and Lumley, 1996). The governing equations for $k - \varepsilon$ model are as follows:

$$\frac{\partial k}{\partial t} + \langle u_j \rangle \frac{\partial k}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\left(\frac{\nu_t}{\sigma_k} + \nu \right) \frac{\partial k}{\partial x_j} \right] + \nu_t \left(\frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_j} + \frac{\partial \langle u_j \rangle}{\partial x_i} \right) \frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_j} - \varepsilon \quad (5)$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + \langle u_j \rangle \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\left(\frac{\nu_t}{\sigma_\varepsilon} + \nu \right) \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j} \right] + C_{1\varepsilon} \frac{\varepsilon}{k} \nu_t \left(\frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_j} + \frac{\partial \langle u_j \rangle}{\partial x_i} \right) \frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_j} - C_{2\varepsilon} \frac{\varepsilon^2}{k} \quad (6)$$

in which, σ_k , σ_ε , $C_{1\varepsilon}$ and $C_{2\varepsilon}$ are empirical coefficients. The recommended values (Rodi, 1980) for these coefficients are as follows:

$$C_{1\varepsilon} = 1.44, C_{2\varepsilon} = 1.92, \sigma_k = 1.0, \sigma_\varepsilon = 1.3 \quad (7)$$

4.2 Boundary and initial conditions

Appropriate boundary conditions need to be specified for the model. For a rigid boundary conditions, the values of k and ε are expressed as functions of distance from the boundary and the mean tangential velocity outside of the viscous sublayer. For the free surface boundary condition, the zero-gradient are imposed for both k and ε .

The initial condition for the mean flow is treated as still water with no wave or current motion (Lin and Liu, 2000).

The volume of fluid (VOF) is used to track the free-surface locations through the wave breaking process. The method was originally developed by Hirt and Nichols (1981) and has been modified by Kothe et al. (1991)

An initial of off-shore wave boundary condition ($x = 0$) was generated by using solitary wave equation in constant depth is given as follows:

$$\zeta(t) = a \operatorname{sech}^2 \left[\left(\frac{3a}{4d^3} \right)^{1/2} (-ct) \right] \quad (8)$$

in which, a is the wave height, d is the constant depth, and $c = [g(d+a)]^{1/2}$ is the wave celerity at constant water depth.

5. RESULTS AND DISCUSSIONS

The model was set up to simulate tsunami propagation and run-up in Sendai coast for two cases with a canal and without a canal to evaluate the effect of canal in reducing tsunami. In addition, an output point which can be seen in Fig. 2 is given to estimate the effect of canal into the tsunami propagation.

5.1 Effect of canal to flux discharge, tsunami depth-averaged velocity

Table 1 shows the tsunami depth-averaged velocity at the point after the canal is 11.67 m/s, the tsunami inundation depth is 4.89 m and the maximum discharge flux become 57.09 m²/s after approximately 14 minutes tsunami travel from the open boundary. Whereas, in the case without canal, the tsunami depth-averaged velocity is 13.43 m/s, the tsunami inundation depth becomes 4.82 m, and the maximum flux

discharge becomes 64.74 m²/s. It can be noted here that the flux discharge reduction was 7.65 m²/s due to the effect of the canal in this case.

Table 1: Flow discharge, depth-averaged velocity and inundation depth in two cases

	Without canal	With canal	Difference
Discharge (m²/s)	64.74	57.09	7.65
Depth-averaged velocity (m/s)	13.43	11.67	1.76
Inundation depth (m)	4.82	4.89	0.07

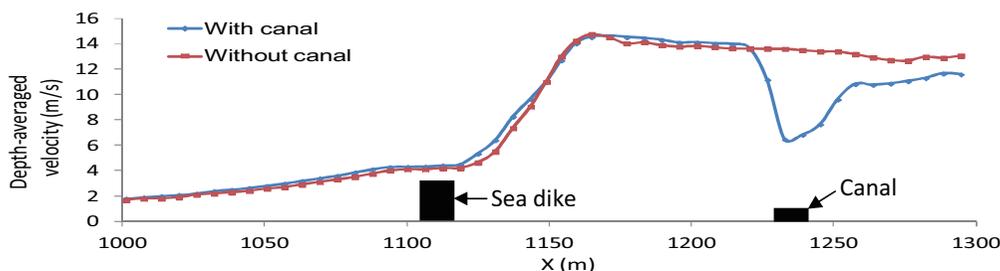


Figure 3: Tsunami depth-averaged velocity profile in two cases (with and without canal)

Fig. 3 shows the tsunami depth-averaged velocity profile from offshore into land. It can be seen that the depth-averaged velocity in the case with canal was suddenly decreased at the canal comparison with the case without canal.

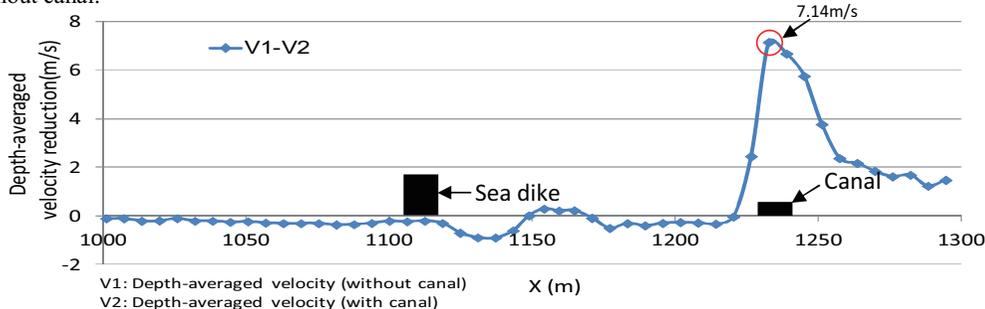


Figure 4. Tsunami depth-averaged velocity reduction due to the effect of the canal

To estimate maximum depth-averaged velocity reduction effects of the canal, with and without canal tsunami depth-averaged velocity is subtracted. Fig. 4 shows the differences of maximum depth-averaged velocity reduction. It can be seen that due to the effect of the canal, the maximum depth-averaged velocity reduced 7.14 m/s. This phenomenon can be explained by the effect of the canal, it takes time for tsunami to fill up water into the canal before running up further inland. Also, because of the tsunami energy dissipation into the canal, therefore, the tsunami depth-averaged velocity was reduced resulting delayed tsunami arrival time in the case with canal.

It can be clearly seen from Fig. 5 that at the snapshot 84 minutes, in the case with canal, the tsunami still had not reached the end of the domain whereas in the case without canal the tsunami had already passed it. Moreover, according to the snapshots 84 and 98 minutes, in the case with canal, the tsunami depth-averaged velocities were significantly reduced comparison with the case without canal.

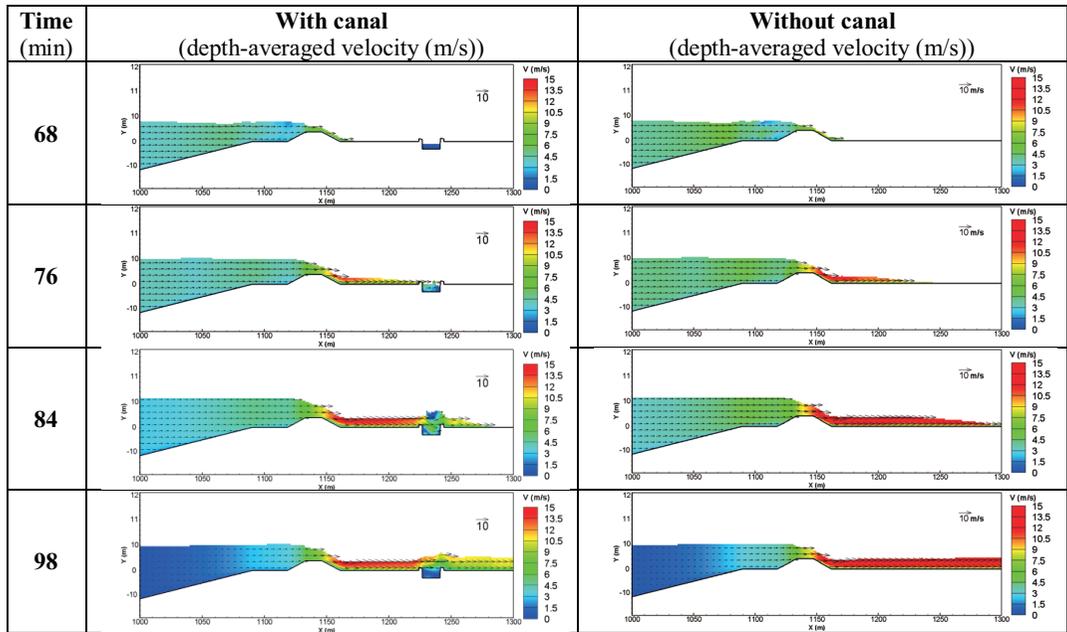


Figure 5: Tsunami depth-averaged velocity in two cases (with and without canal)

5.2 Effect of the canal to wave energy dissipation

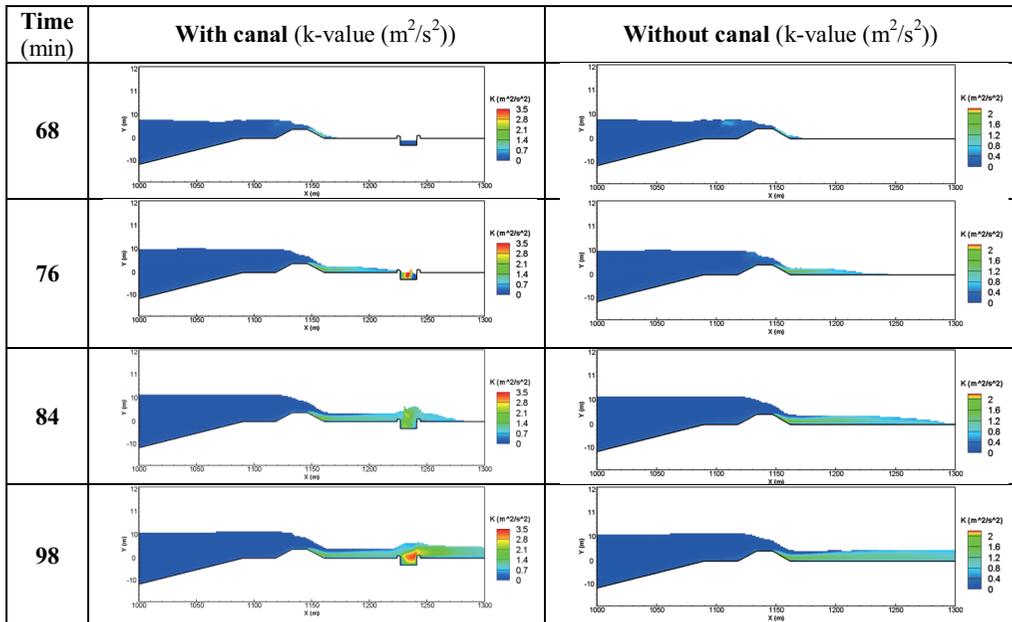


Figure 6: Turbulence kinetic energy value in two cases (with and without canal)

Fig. 6 shows that the maximum turbulence kinetic energy induced by surface layer was approximately 3.5 m²/s² located inside the canal. In addition, at the snapshot after 76, 84 and 98 minutes, it can be seen that the tsunami kinetic energy production was increased at the canal and much higher than the kinetic energy in the

case without canal. The increase of kinetic energy production at the canal will cause the tsunami wave energy dissipation and resulting reducing its energy. Therefore, the canal was effective in reducing tsunami energy.

6. CONCLUSIONS

The model has been successfully applied to simulate tsunami run-up as well as the effects of canal in reducing tsunami energy. Moreover, the results showed that the effect of Kita-Teizan canal in reducing tsunami energy was significant. Therefore, in terms of multiple defenses, the canal should be taken into account. Especially, in the largest tsunami, the canal embankment should be increased in both dimension height and width in order to be able to withstand and be more effective in reducing tsunami energy in the future.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to express their grateful thanks to Professor Pengzhi Lin of Sichuan University for providing the latest version of NEWFLUME. The appreciation is extended to the Sendai Office, Miyagi Prefecture for their kind supply of the valuable field data. This research could not be conducted without financial supports from the Grant-in-Aid for Specific Research Project, International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University. The Grant-in-Aid for Scientific Research from JSPS (No. 22360193, No. 2301367).

REFERENCES

- Hirt, C.W. and Nichols, B. D. (1981). Volume of fluid (VOF) method for dynamics of free boundaries. *J. Comput. Phys.* 39, 201–225.
- Kothe, D. B., Mjolsness, R. C. and Torrey, M. D. (1991). RIPPLE: A computer program for incompressible flows with free surfaces. Los Alamos National Laboratory, LA-12007-MS.
- Lin, P., Karunarathna, S.A.S.A., Numerical study of solitary wave interaction with porous breakwaters. *J. Waterway Port Coastal Ocean Engineering* (2007). 133, 352-63.
- Lin, P., and Liu, P. L.-F., (1998). "A numerical study of breaking waves in the surf zone." *Journal of Fluid Mechanics* 359, 239–264.
- Liu, P. L.-F. and Wen, J., (1997). "Nonlinear diffusive surface waves in porous media". *Journal of fluid Mechanics* 347, 119-139.
- Rodi, W. (1980). *Turbulence Models and Their Application in Hydraulics – A State-of-the-Art Review*. IAHR Publication.
- Shih, T.-H., Zhu, J. and Lumley, J. L., (1996). Calculation of wall-bounded complex flows and free shear flows. *Intl J. Numer. Meth. Fluids* 23, 1133-1144.
- Suntoyo, Tanaka, H. (2009). Numerical modeling of boundary layer flows for a solitary wave. *Journal of Hydro-environment Research*, 3(3), 129–137. doi:10.1016/j.jher.2009.05.004
- Tanaka, N. (2009). "Vegetation bioshields for tsunami mitigation: review of effectiveness, limitations, construction, and sustainable management." *Landscape and Ecological Engineering* 5(1), 71–79.
- Tanaka, H., Tinh, N. X., Umeda, M., Hirao, R., Pradjoko, E., Mano, A., and Udo, K., (2012). Coastal and Estuarine Morphology Changes Induced By the 2011 Great East Japan Earthquake Tsunami. *Coastal Engineering Journal*, 54(01), 1250010 (25 pages). doi:10.1142/S0578563412500106
- Thuy, B. N., Tanimoto, K., Tanaka, N., Harada, K., and Iimura, K. (2009). "Effect of open gap in coastal forest on tsunami run-up—investigations by experiment and numerical simulation." *Ocean Engineering* 36(15-16):1258–1269.

現地試験に基づく東北地方太平洋沖地震津波被災域における黒松の特性*

秋田大学 松富英夫
 秋田大学 星 孟志
 静岡大学 原田賢治
 秋田大学 決得元基

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震津波では、三陸の海岸林は壊滅的であったが、仙台の海岸林はある程度の津波減勢効果を発揮した¹⁾(**図-1**. κ は植生密度²⁾). 海岸林を津波減勢の目的で積極的、計画的に活用する場合はその特性を十分に知っておく必要がある.

そこで、本研究は東北地方太平洋沖地震津波浸水域における代表樹種である黒松の特性と被害条件(倒伏、抜根、折損)を現地試験に基づいて論じる.

2. 現地試験

海岸黒松の特性と被害条件に関する現地試験は岩手県の宮古市田老字向山(2011年12月6~9日(Case 1~13). 津波被災後に枯死)と山田市船越浦の浜(2012年5月11~13日(Case 14~26), 6月15~17日(Case 27~46). 津波被災後も生存)で行った(**図-2**). 両試験地の地盤は主に砂質で、地震による地盤沈下量は一等水準点とともに0.4 m程度³⁾, 試験期間中の日最大と日最小の潮差(宮古)は127 cmと67 cmである.

測定項目はワイヤー、滑車とパワーショベルにより樹木へ载荷する水平力 F , 樹木の水平変位, 樹高 H , 胸高直径 D , 抜根時の根部の深さ h_R と幅(長軸と短軸の2方向), 水平力载荷樹幹部の比重 S , 地下水面から地表面までの高さ h_G である. 樹木幾何諸元の記号の定義を**図-3**に示す. 力は引張型荷重計(東京測器研究所, 定格容量100 kN(Case 1~26), 200 kN(Case 27~46))で測定した. 力の载荷点は基本的に地表面から高さ1.2 mの胸高直径測定部(Case 39~41は2.4 m, Case 42と44は3.6 m, Case 43, 45, 46は4.8 m)である. 载荷中に载荷点のワイ



(a) 壊滅した陸前高田市の海岸林 ($\kappa=0.65\%$)



(b) 仙台市の海岸林(幅 140m, 奥行 220m)

図-1 海岸林の効果と限界例(Google Earth)



図-2 試験地(上段:宮古市, 下段:山田町)

* Characteristics of Black Pine Tree Based on Field Tests in the Inundation Area of the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami
 by Hideo MATSUTOMI, Takeshi HOSHI, Kenji HARADA and Genki KETTOKU

ヤーがずれないように載荷部に浅いカットを入れた。水平変位は 10 cm 間隔に目盛った測量ポールを試験樹木のそばに設置し、載荷荷重毎に撮影した写真から判読した。ポール、樹木、撮影点の間隔も測定した。

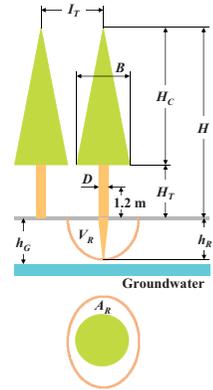


図-3 諸記号の定義

3. 試験結果とその考察

図-4~7 と図-9~10 に Case 毎の樹木の高さ H 、胸高直径 D 、水平力載荷樹幹部の比重 S 、根部の深さ h_R 、地下水面から地表面までの高さ h_G 、根部の平面積 A_R (=長軸長×短軸長)、体積 V_R (= $A_R \times h_R$)、合成弾性係数 E (倒伏前の比例限度内で評価) および水平力 F を示す。

試験黒松の樹齢 (年輪から判定) は 60~70 年、樹高は 21 m 程度と一定、胸高直径は 0.22~0.49 m 程度、比重は 0.8 程度 (枯死したものはやや

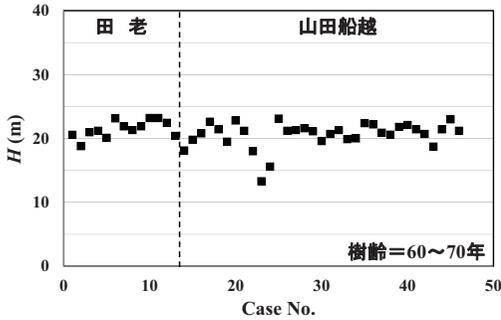


図-4 試験黒松の樹高 H

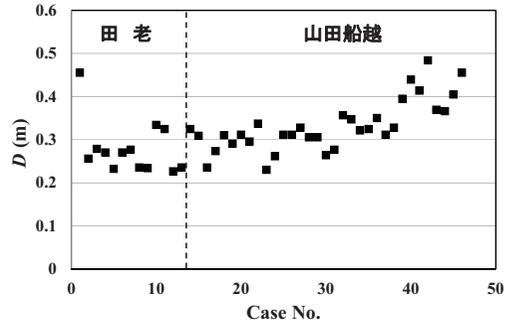


図-5 試験黒松の胸高直径 D

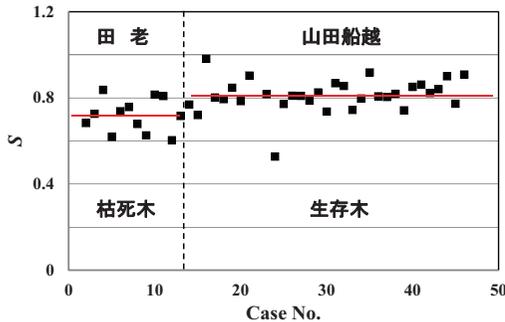


図-6 胸高直径部または荷重載荷部の比重 S

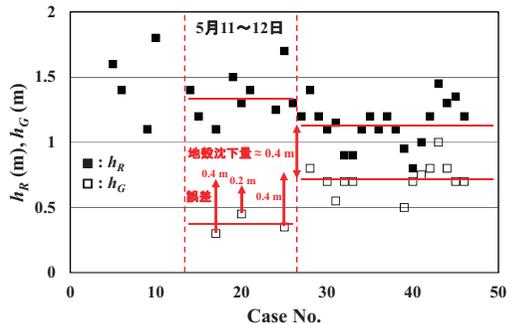


図-7 根部深さ h_R と地下水面と地表面間の高さ h_G

小さい) である。

図-7 から、根部の最深点は地下水面下 0.1~1.3 m に達していると判断される。根部のこの深さについては地震後の地盤沈下量 (0.4 m 程度) や地盤種別、潮差、地表面位置の判断ミスによる測定誤差 (0.2~0.4 m 程度) などを考慮する必要がある。図-8 に現地試験時の潮位⁴⁾ (矢印のデータは地下水面から地表面までの高さを測定したもの) や地表面位置の判断ミスによる測定誤差 (写真中に記載) 例を示す。図-7 から理解されるように、地震後の地盤沈下量と測定

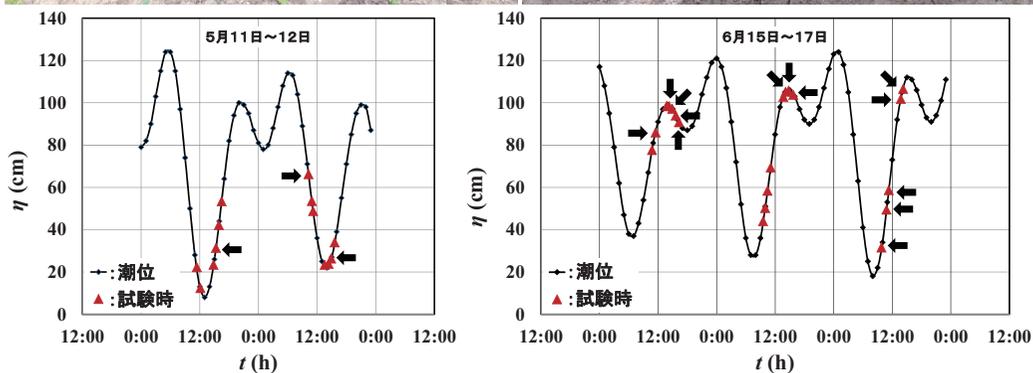


図-8 現地試験時の潮位（宮古，CDL=TP - 80.6 cm）

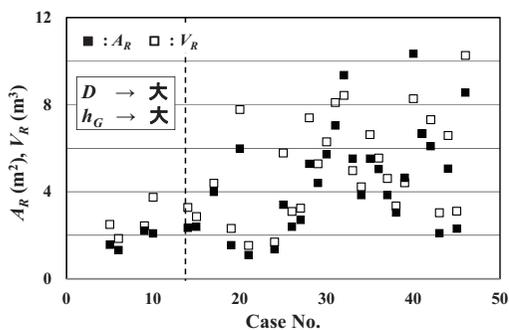


図-9 試験黒松の根部の平面積 A_R と体積 V_R

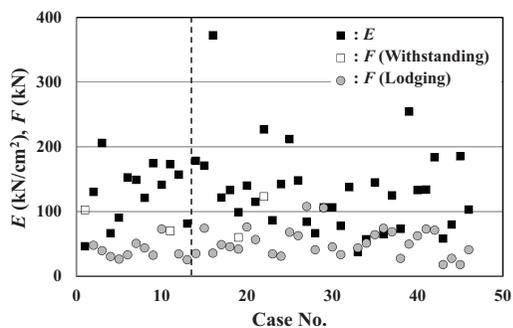


図-10 試験黒松の合成弾性係数 E と水平力 F

誤差を考慮するだけで地下水面から地表面までの高さが $0.4 \sim 0.8$ m 程度改善され、根部の深さと同程度の高さになる。

胸高直径が増加するにつれて、換言して成長がよいものほど、根部の深さと合成弾性係数は減少、根部の平面積と体積は増加し、根部がふっくらとすることが判る。根部の深さと合成弾性係数が同じ傾向を持つことは両者の密接な関係を暗示する。根部の深さが減少すれば、根部の円弧すべり半径が減少するため、合成弾性係数も減少すると考えられる。

図-10 によると、①胸高直径が大きいかからといって、倒伏耐力が常に大きいとは言えず、②倒伏耐力が大きいかからといって、合成弾性係数が常に大きいとも言えない。

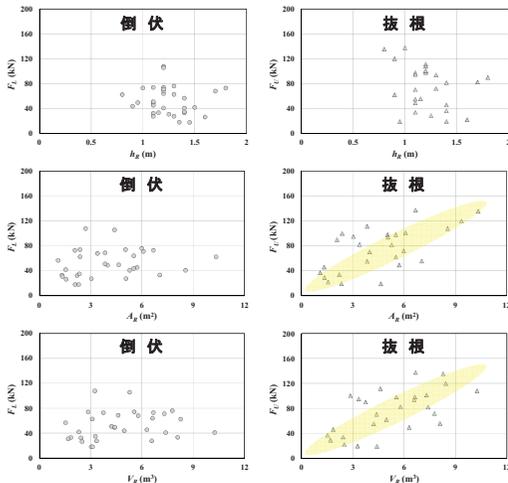


図-11 根部諸量と水平力 F の関係 (黒松)

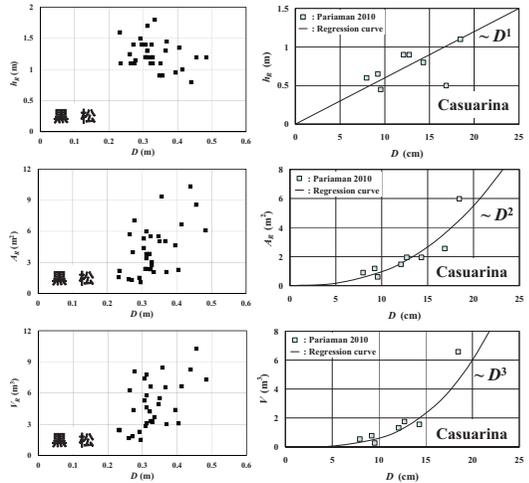


図-12 胸高直径 D と根部諸量の関係

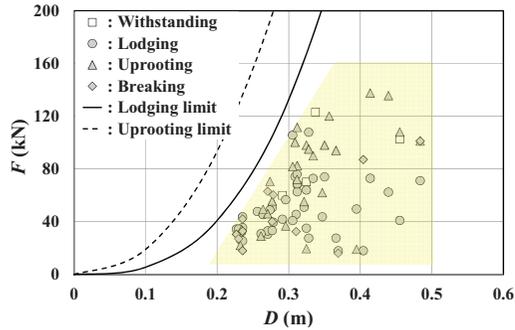


図-13 胸高直径 D , 水平力 F と被害形態の関係

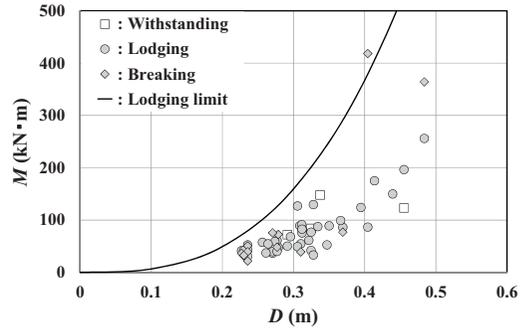


図-14 胸高直径 D , モーメント M と被害形態の関係

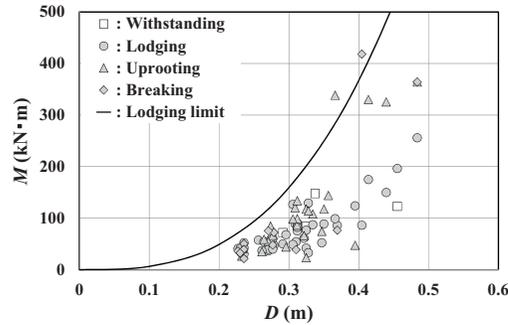


図-15 胸高直径 D , モーメント M と被害形態の関係

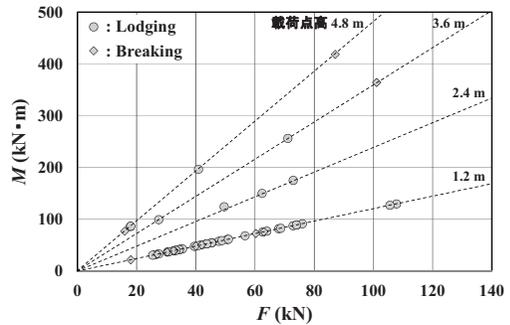


図-16 水平力 F , モーメント M と被害形態の関係

図-11 と 12 にそれぞれ根部諸量と水平力 F (F_L : 倒伏耐力, F_U : 抜根耐力), 胸高直径と根部諸量の関係を示す. 図-12 にはインドネシアの生きたモクマオウ科の常緑高木 Sea Casuarina に対する現地試験に基づいた結果⁵⁾も示してある. 両図から, ①次元よりも3次元の情報というように情報量が多いほど, また抜根耐力の方が, 根部諸量と力の相関が高い, ②データ数

(範囲)がまだ少ない(狭い)ためか、海岸黒松の胸高直径と根部深さの相関が不明確であることが判る。②は試験樹木の樹齢がほぼ同じということが一因している。

図-13~16に胸高直径 D 、水平力 F 、モーメント M と被害形態(持ち堪える(Withstanding): □, 倒伏(Lodging): ●, 抜根(Uprooting): ▲, 折損(Breaking): ◆)の関係を示す。図-13~15にはインドネシアの *Sea Casuarina* に対する現地試験に基づいた倒伏(実線)と抜根(破線)の上限条件⁵⁾も示してある。図-15には抜根耐力×力の載荷点高さとして評価した抜根時の仮想モーメントのデータが含まれている。これらの図から、①平均的に抜根耐力($\sim 430D^{1.7}$) > 折損耐力($\sim 170D^{1.2}$) > 倒伏耐力であるが、胸高直径毎の上限耐力はどの被害形態でもほぼ同じである、②この上限耐力は *Sea Casuarina* の上限倒伏耐力の8割程度である、③抜根耐力が倒伏耐力より小さい場合が少なからずある、④平均的に折損モーメント(≒抜根時の仮想モーメント)($\sim 3500D^{3.2}$) > 倒伏モーメント($\sim 920D^{2.2}$)であることが判る。①と④の大小関係は現段階での最小二乗法による近似曲線結果に基づいている。②には試験データ(胸高直径)範囲の違いが原因しているかもしれない。③には地下水位を含めた地盤条件の他に、倒伏段階で横方向(地表面とほぼ平行方向)に張った主要な根の破断が理由として考えられる。

4. おわりに

本研究における現地試験の範囲で得られた主な結果は次の通りである。

- ①被害形態による被害条件の違いは力の観点よりもモーメントの観点でよりよく認められ、平均的に折損モーメント > 倒伏モーメントである。
- ②力の観点での被害形態による被害条件の違いは平均的に抜根耐力 > 折損耐力 > 倒伏耐力であるが、胸高直径毎の上限耐力はどの被害形態でもほぼ同じであった。
- ③各被害条件の普遍的表示は現段階では難しい。

今後とも荷重載荷点高などの条件を変える(図-16)とともに地盤条件を考慮した一層の現地試験が必要である。

謝辞: 科研費(基盤研究(C))(松富英夫)と北東北国立3大学連携推進研究費(堺 茂樹)の補助を受けた。現地試験では岩手県から御理解と御協力をいただいた。特に、農林水産部森林保全課 千葉一弘氏と宮古農林振興センター 多田広之氏にお世話になった。謝意を表す。

参考文献

- 1) 松富英夫・山口枝里子・直江和典・原田賢治: 東北地方太平洋沖地震津波における鉄筋コンクリート造建物と海岸黒松の被害条件, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 68, No. 2, pp. 351-355, 2012.
- 2) 松富英夫・大沼康太郎・今井健太郎: 植生域氾濫流の基礎式と植生樹幹部の相似則, 海岸工学論文集, 第51巻, pp. 301-305, 2004.
- 3) 国土地理院: <http://www.gsi.go.jp/sokuchikijun/sokuchikijun60008.html>, 2011.04.14 参照.
- 4) 気象庁: <http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/db/tide/suisan/suisan.php?stn=MY>, 2012.07.20 参照.
- 5) 松富英夫・原田賢治・A. Bagyo WIDAGDO・Subandono DIPOSAPTONO: *Casuarina* の倒伏・抜根条件と2010年Mentawai地震津波でのその検証, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 67, No. 2, pp. 301-305, 2011.

鉄筋コンクリート造建物に働く津波流体力に関する模型実験*

秋田大学 松富英夫

秋田大学 齋藤雅大

秋田大学 決得元基

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震津波の経験を経ても、津波氾濫が想定される低平地においては鉄筋コンクリート(RC)造や鉄骨造の津波避難ビルが必要という判断に変わりはない。しかし、東北地方太平洋沖地震津波では複数の鉄筋コンクリート造建物が移動や転倒しており¹⁾、鉄筋コンクリート造建物は津波に強いという神話が崩壊した。したがって、津波浸水深に対して津波避難ビルはどのくらいの高さ(>浸水深)や奥行きがなければならないといった定量的な指針が是非とも必要であり、その基礎となる鉄筋コンクリート造建物に働く津波流体力の特性を知る必要がある。そこで、本研究は小型模型実験を行い、その結果に基づいて鉄筋コンクリート造建物に働く津波流体力の特性を論じる。

2. 浸水深と建物の被害程度

現地調査や資料に基づいた浸水深 h と鉄筋コンクリート造や鉄骨造建物の被害程度(大破: D, 中破: P.D., 小破: W)の関係を図-1に示す。図中には東北地方太平洋沖地震津波で得られたデータが多く含まれている。鉄骨造の建物については初の表示であり、国土交通省のデータ²⁾も含まれている。図から、浸水深が同じでも大破するものと中破で済むものが広い範囲で存在することが判る。津波避難ビルは絶対に大破してもらっては困るものであり、本図は浸水深だけで津波避難ビルの被害程度を論じることは許されず、他のパラメータが必要であることを示していると言えよう。

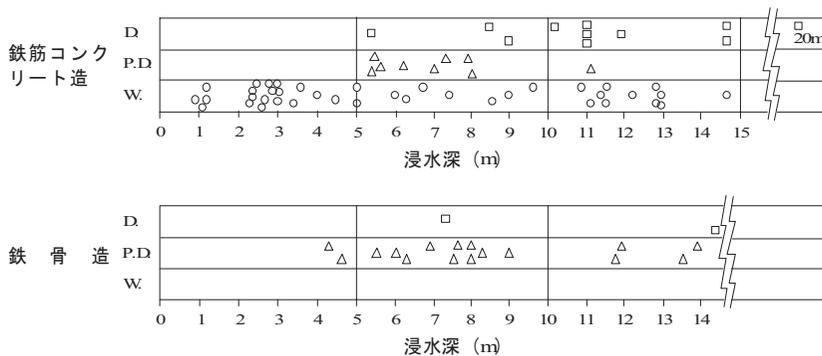


図-1 浸水深 h と建物の造り別の被害程度 (東北地方太平洋沖地震津波によるものを含む)

* Experiments on Tsunami Fluid Force acting on a RC Building

by Hideo MATSUTOMI, Masahiro SAITOH and Genki KETTOKU

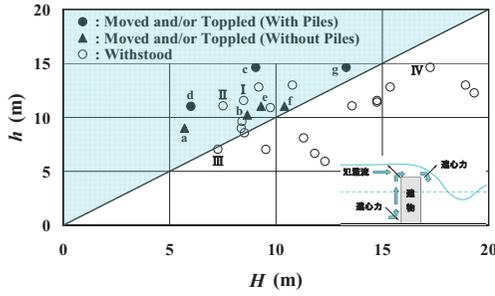


図-2 RC 造建物の高さ H ，浸水深 h と被害形態の関係

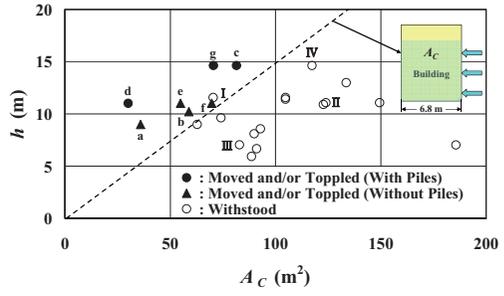


図-3 RC 造建物の浸水縦断面積 A_C ，浸水深 h と被害形態の関係

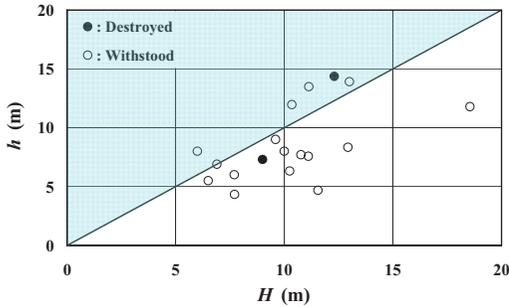


図-4 鉄骨造建物の高さ H ，浸水深 h と被害形態の関係

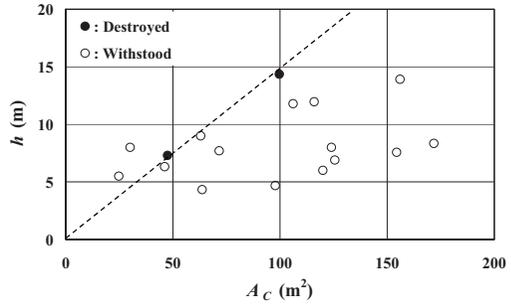


図-5 鉄骨造建物の浸水縦断面積 A_C ，浸水深 h と被害形態の関係

東北地方太平洋沖地震津波の現地調査に基づいて鉄筋コンクリート造建物の移動や転倒の条件を検討した(図-2と3)¹⁾。その結果、この条件は浸水深 h の他に建物の浸水縦断面積 A_C や壁面の開口率 O_p が大きく関係することが判明した。 A_C は特に重要なパラメータで、津波氾濫方向における単位幅あたりの建物重量に対応しており、力学的にも道理にかなったものである。本章では、既報のこの条件を鉄骨造の建物に適用し、その妥当性をクロスチェックする。

図-4と5は東北地方太平洋沖地震津波で得られた鉄骨造建物に関するデータの整理結果を示す。国土交通省のデータ²⁾も含まれている。図-4によると、鉄骨造の建物では水没せずとも移動や転倒したものがある。鉄骨造建物の特徴の一つは壁面が壊れやすいことである。この移動や転倒した建物には漂流物が多く引っかかっていた²⁾。鉄筋コンクリート造の建物に比べて耐力が弱いと考えれば、この被害結果は理解できることである。図-5によると、移動や転倒したものは既報の条件をほぼ満足している。また、破線の左上に位置しながら持ち堪えたものは壁面が壊れたと考えれば理解できる被害結果であり、既報の提案条件が否定されるものではない。

3. 実験

津波氾濫流は一様水深部、一様勾配斜面部を伝播した後、平坦な陸上部を氾濫するゲート急開流れ(段波)で模擬した。実験水路の概略、測定機器の配置と諸記号の定義を図-6に示す。

高さが 0.50 m, 幅が 0.30 m, 貯水深 L_U が 5.0 m, 一様水深部 (静水深 $h_0=0.067$ m), 一様勾配斜面部 (勾配 $S=1/26$), 平坦な陸上部 (地盤高 $h_G=0.01$ m) が各々 2.0 m で, 全長が 11.0 m の両面ガラス張り鋼製矩形水路である. 水路下流端の壁は撤去してあり, 氾濫流はそこを自由に透過できる. 一様勾配斜面部と平坦な陸上部は塩化ビニール樹脂製である.

実験に用いた建物模型を図-7 に示す. 宮城県女川町の鉄筋コンクリート造の旅館を模擬しており, 実際の「窓あり」の場合 (開口率は海側 8%, 陸側 29%, 側面 0 と 13%) と仮想的な「窓なし」の場合の 2 種類を作成した. 縮尺は 1/100 で, 高さ 13.3 cm, 幅 7.0 cm, 奥行き 5.3 cm, 模型重量はフルードの相似則³⁾と実際の鉄筋コンクリート造建物の平均像が 1.3 tf/m^2 階であることを考慮して, 「窓あり」の場合が 195 gf, 「窓なし」の場合が 204 gf とした. また, 上記模型の「骨組のみ」のもの (118 gf) も作成した. 「骨組のみ」の模型は鉄骨造建物の壁面がはがれた場合を想定した.

測定項目は建物模型の前背面から各 5 cm と背面から 30 cm の 3 位置における超音波式変位計 (株) キーエンス, UD-500) による氾濫水深 h , 四分力計 (株) エス・エス・ケイ) による水平力 F_x , 鉛直力 F_z と氾濫方向のモーメント M_y , プロペラ流速計 (中村製作所製, 直径 3 mm) による氾濫流速 u である. 氾濫流速は一点法 (模型がないときの最大氾濫水深時の 6 割水深位置) で測定した. 流況観察のため, 水路の上方と側方からビデオ撮影も行った.

実験条件をまとめて表-1 に示す. h_U は初期ゲート上流域の貯水深, h_B は陸上部の水路底面から建物模型底面までの高さ (床高) で, 各ケース 3 回ずつ実験を行った.

4. 実験結果とその考察

図-8 と 9 にそれぞれ最大水平力 F_{xmax} (衝突初期の衝撃部で発生), その後の準定上部の水平力 F_x (以下「水平力」と呼ぶ) と建物模型前面における浸水深 h (以下「前面浸水深」と呼ぶ) の関係を示す. 床高 h_B が 5 mm の場合のもので, 各図中には前面浸水深のみに基づく静水

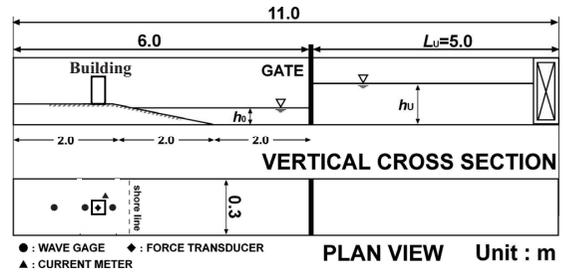


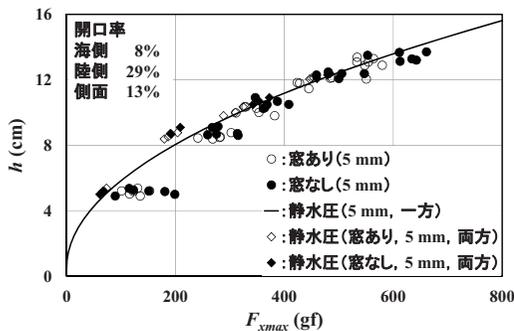
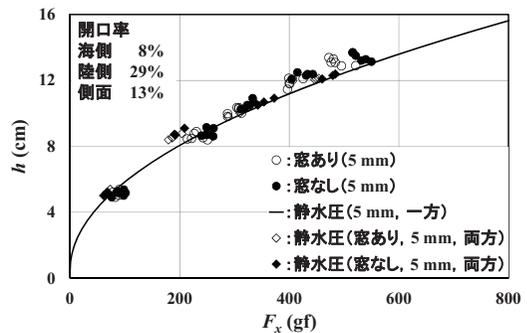
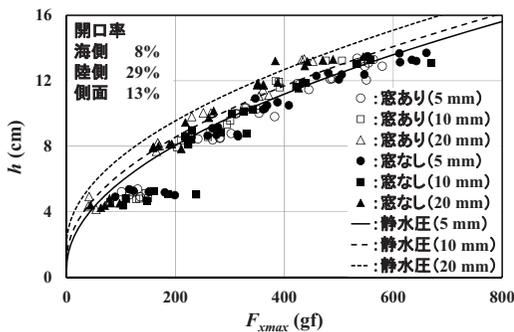
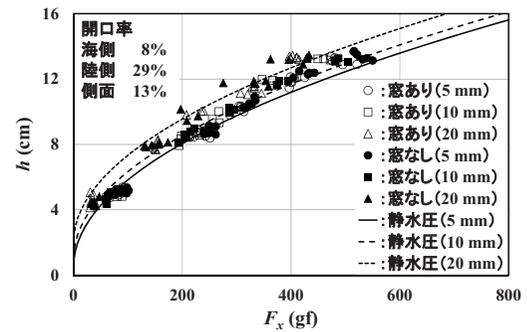
図-6 実験水路と測定機器の配置



図-7 塩化ビニール樹脂製の建物模型 (左: Google Earth, 右: 陸側正面 (左) と南側側面 (右))

表-1 実験条件

貯水深 h_U (cm)	15, 20, 22.5, 25, 27.5
静水深 h_0 (cm)	6.7
床高 h_B (cm)	0.5, 1, 2
地盤高 h_G (cm)	1
斜面勾配 S	1/26
模型の種類	窓あり (195 gf), 窓なし (204 gf), 骨組のみ (118 gf)

図-8 最大水平力 F_{xmax} と前面浸水深 h の関係図-9 水平力 F_x と前面浸水深 h の関係図-10 最大水平力 F_{xmax} と前面浸水深 h の関係図-11 水平力 F_x と前面浸水深 h の関係

圧（実線、以下「前面静水圧」と呼ぶ）と背面における浸水深に基づく静水圧を差し引いた正味の静水圧（以下「正味静水圧」と呼ぶ）も示してある。両図から、①最大水平力は、正味静水圧はもちろんのこと、前面静水圧よりも大きい傾向にある、②水平力は正味静水圧より大きい、前面静水圧とほぼ同じかやや小さい傾向にある、③最大水平力の変動幅は広い、④「窓あり」と「窓なし」では、当然のことながら、最大水平力、水平力、前面浸水深のいずれも「窓なし」で大きい傾向にあることが判る。②は水平力に動圧が寄与していることを示している⁴⁾。また、前面浸水深が大きくなるにつれて、前面静水圧より水平力が小さい傾向が明確化している。④の「窓あり」と「窓なし」での差はあまり大きくなく、その一因として開口率が8%と小さいことが考えられる。

図-10 と 11 に床高を5, 10, 20 mm と変化させた場合のそれぞれ最大水平力、水平力と前面浸水深の関係を示す。各図中には各床高における前面静水圧も示してある。両図から、①最大水平力と水平力の前面静水圧に対する傾向は図-8 と 9 の場合と同じである、②最大水平力、水平力と前面浸水深は、当然のことながら、床高が高くなるにつれて、小さくなることが判る。

図-12 と 13 に床高が5 mm で、「骨組のみ」の場合を加えたときのそれぞれ最大水平力、水平力と前面浸水深の関係を示す。「骨組のみ」の場合は、当然のことながら大幅に最大水平力、水平力と前面浸水深が減ることが判る。

図-14 と 15 にそれぞれ最大鉛直力 F_{zmax} （衝突初期の衝撃部で発生とは限らない）、準定上部の鉛直力 F_z （以下「鉛直力」と呼ぶ）と前面浸水深の関係を示す。各図中には前面浸水深の

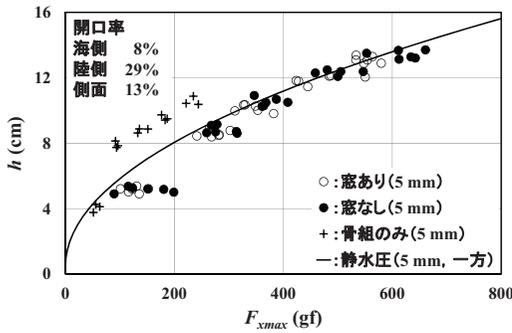


図-12 最大水平力 F_{xmax} と前面浸水深 h の関係

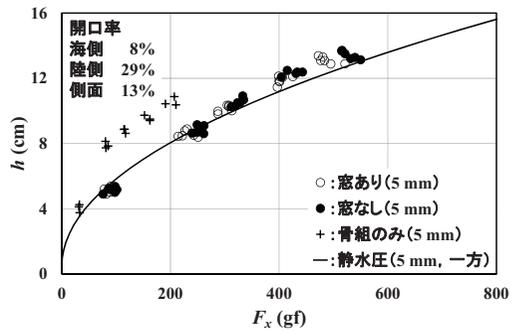


図-13 水平力 F_x と前面浸水深 h の関係

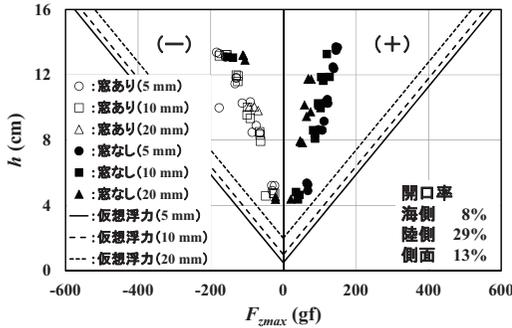


図-14 最大鉛直力 F_{zmax} と前面浸水深 h の関係

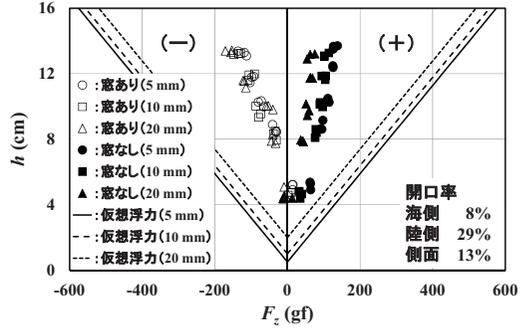


図-15 鉛直力 F_z と前面浸水深 h の関係

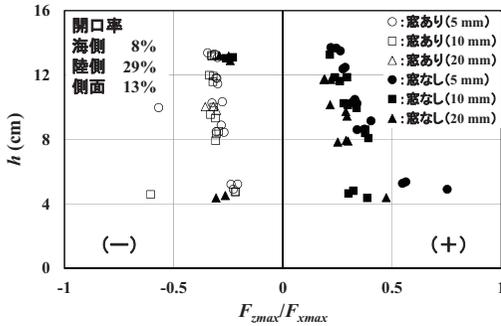


図-16 無次元最大鉛直力 F_{zmax}/F_{xmax} と前面浸水深 h の関係

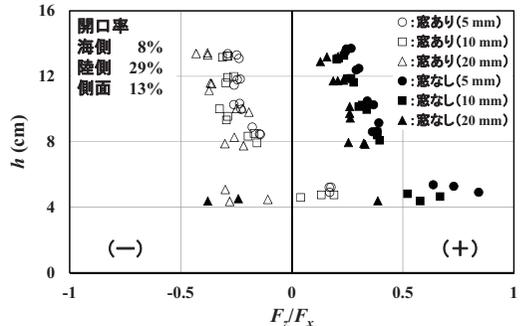


図-17 無次元鉛直力 F_z/F_x と前面浸水深 h の関係

みに基づく浮力（以下「仮想浮力」と呼ぶ）も示してある。両図から、①最大鉛直力と鉛直力ともに、基本的に「窓あり」の場合は負値（下向きの力）、「窓なし」の場合は正值（上向きの力）である、②床高が低いほど、最大鉛直力と鉛直力の絶対値は大きい傾向にある、③最大鉛直力と鉛直力は、本実験条件の範囲では仮想浮力の半分以下で、前面浸水深が大きくなるにつれて、その割合が低下する傾向にあることが判る。「窓あり」の場合の負値は窓（開口部）から氾濫水が流入することに起因している。

図-16 と 17 にそれぞれ無次元最大鉛直力 F_{zmax}/F_{xmax} 、無次元鉛直力 F_z/F_x と前面浸水深の関係

を示す。両図から、①無次元最大鉛直力と無次元鉛直力ともに、前面浸水深が小さいときは「窓なし」の場合が大きい、②無次元最大鉛直力と無次元鉛直力ともに、前面浸水深や床高が大きくなるにつれて、「窓あり」の場合はそれらの絶対値が大きくなり、「窓なし」の場合は小さくなることが判る。②の床高に関するこれらの傾向は無次元鉛直力で顕著である。

5. おわりに

本研究における現地調査や実験の範囲で得られた主な結果は次の通りである。

- ①津波避難ビルの転倒や移動の条件は浸水深だけでは論じられない。
- ②鉄筋コンクリート造建物の転倒や移動に関する既往の提案条件式は否定されない。
- ③衝突初期の衝撃部における最大水平力 F_{xmax} は、計算上の正味静水圧はもちろんのこと、前面静水圧よりも大きい傾向にある。
- ④準定上部の水平力 F_x は正味静水圧よりも大きい、前面静水圧とほぼ同じかやや小さい傾向にある。正味静水圧より大きいことは水平力に動圧が寄与していることを示している。
- ⑤「窓あり」と「窓なし」では、最大水平力、水平力、前面浸水深のいずれも「窓なし」で大きい傾向にある。
- ⑥最大水平力、水平力と前面浸水深は床高が高くなるにつれて小さくなる。
- ⑦「骨組のみ」の場合は最大水平力、水平力と前面浸水深が大幅に小さくなる。
- ⑧最大鉛直力 F_{zmax} と準定上部の鉛直力 F_z とともに、基本的に「窓あり」の場合は下向きの力、「窓なし」の場合は上向きの力である。
- ⑨床高が低いほど、最大鉛直力と鉛直力の絶対値は大きい傾向にある。
- ⑩最大鉛直力と鉛直力は、本実験条件の範囲では仮想浮力の半分以下で、前面浸水深が大きくなるにつれて、その割合が低下する傾向にある。
- ⑪無次元最大鉛直力 F_{zmax}/F_{xmax} と無次元鉛直力 F_z/F_x とともに、前面浸水深が小さいときは「窓なし」の場合が大きい。
- ⑫無次元最大鉛直力と無次元鉛直力ともに、前面浸水深や床高が大きくなるにつれて、「窓あり」の場合はそれらの絶対値が大きくなり、「窓なし」の場合は小さくなることが判る。床高に関するこれらの傾向は無次元鉛直力で顕著である。

謝辞：本研究を実施するにあたり科学研究費（基盤研究(C)，24510244）（松富英夫）と北東北国立3大学連携推進研究費（塚 茂樹）の補助を受けた。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 1) 松富英夫・山口枝里子・直江和典・原田賢治：東北地方太平洋沖地震津波における鉄筋コンクリート造建物と海岸黒松の被害条件，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol. 68, No. 2, pp. 351-355, 2012.
- 2) 平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震（東日本大震災）調査研究（速報）（国総研・建研）：<http://www.kenken.go.jp/japanese/contents/topics/20110311/0311quickreport.html>, 2011.07.15 参照.
- 3) 松富英夫・大沼康太郎・今井健太郎：植生域氾濫流の基礎式と植生樹幹部の相似則，海岸工学論文集，第 51 巻，pp. 301-305, 2004.
- 4) 松富英夫：津波氾濫流による流体力への動圧の寄与と漂流物の衝突力の確率分布，海岸工学論文集，第 56 巻，pp. 836-840, 2009.

貯水深 h_U (cm)	15, 20, 22.5, 25, 27.5
静水深 h_0 (cm)	6.7
床高 h_B (cm)	0.5, 1, 2
地盤高 h_G (cm)	1
斜面勾配 S	1/26
模型の種類	窓あり (195 gf), 窓なし (204 gf)

貯水深 h_U (cm)	15, 20, 22.5, 25, 27.5
静水深 h_0 (cm)	6.7
床高 h_B (cm)	0.5, 1, 2
地盤高 h_G (cm)	1
斜面勾配 S	1/26
模型の種類	窓あり (195 gf), 窓なし (204 gf), 骨組のみ (118 gf)

窓なしの場合が 203.9gf, 窓あり 195gf, 骨組のみ 118 gf
鉄筋コンクリート造 (1.3 tf/m²/階) や鉄骨造 (0.8 tf/m²/階)

津波戻り流れによる砂浜海岸の決壊*

東北大学大学院工学研究科土木工学専攻
東北大学災害科学国際研究所
東北大学災害科学国際研究所

田中 仁
真野 明
有働恵子

1. はじめに

2011年東日本大震災津波の被災を受け、海岸域に建設される海岸構造物はレベル1の外力に対して機能を発揮するように設計される。一方、レベル2の津波に対しては多重防御の考え方にに基づき、様々なハード施設ならびにソフトを組み合わせた対策を講じることとなっている。この多重防御として具体的に用いられる対策工としては、二線堤として道路盛土の建設、地盤かさ上げ、海岸林の活用などが考えられている。これらについては、従来のシミュレーション手法に組み込むことが容易であり、その効果を定量的に評価することが出来る。一方、宮城県仙台平野を対象とした既往の研究によれば、低平地に存在する水路網による集水効果や、さらには集水された水路内の流れが海岸近くにおいて砂浜を決壊させ、効果的に海域への排水を行ったことが報告されている^{1), 2)}。また、海岸線にほぼ平行に位置する貞山堀などの水路において津波エネルギーが吸収され、内陸部への津波到達の遅延をもたらした可能性も指摘されている。これらは上述の対策工に比べ、その減災効果の定量的評価が困難であり、そのため防災計画に位置づけることの困難さを伴っている一方で、将来、甚大な津波被害が予想されている他の地域における減災対策としての一つの選択肢となる可能性も有している。

そこで、本稿においては津波の戻り流れが砂浜を決壊させた事例を収集し、当該箇所において決壊が生じた機構を、古地図の分析により過去の地形との関連から解釈しようとするものである。なお、低平地に位置する水路での津波エネルギー吸収の効果に関しては、本論文集の別稿において数値シミュレーションに基づく検討を行っている³⁾。

2. 研究の概要

2012年3月11日に発生した東日本大震災津波による大規模な海浜・河口地形の変化については著者ら^{1), 2)}がすでに詳細な報告を行っている。その特徴的な地形変動の一つは、津波の戻り流れによる大規模な砂浜の決壊である。また、その様な侵食箇所が比較的早期に回復した点も大きな特徴である⁴⁾。そこで、大規模な砂浜決壊が生じた箇所として、著者ら^{1), 2)}によりすでに報告がなされている仙台市荒浜海岸および岩沼市赤井江を対象として選んだ(図-1)。これらの箇所においては、海域に注ぐ河口開口部が存在していたことが指摘されている。そこで、過去の古地図の収集を行った。なお、田中ら⁵⁾は長期的な海浜変形の検討に際して古地図の使用が有効であることを指摘しており、場合によっては200年程度の長期にわたる海浜の変形を論じることの出来る資料としての活用が可能である。また、津波被災後の資料としては、国土地理院による空中写真を使用した。

* Breaching of sandy coast due to the 2011 tsunami, Hitoshi Tanaka, Akira Mano and Keiko Udo



図-1 研究対象地域 (Google Earth, 2012)



図-2 御分領中海岸筋村々里数等調並海岸図 (1853年, 嘉永6年) (仙台市博物館)

3. 結果および考察

(1) 概要

1853年(嘉永6年)に作成された御分領中海岸筋村々里数等調並海岸図のうち、**図-1**にほぼ対応する領域を示したものが**図-2**であり、一部の地名を加筆している。**図-1**の地形は河口導流堤や河口港の防波堤の影響を大きく受けたものである。特に、人工的な海岸・河川構造物により北上する沿岸漂砂が阻止され、漂砂上手である南側での汀線の前進、漂砂下手である北側での汀線の後退が顕著である。このような現在の地形に比べて、**図-2**において名取川河口部の汀線が大きく海側に張り出すという興味深い特徴を示しているものの、田中ら⁵⁾は地形測量の精度に疑問を投げかけている。また、現河口部には、右岸・左岸にそれぞれ広浦・井戸浦がある。このことから、かつて導流堤による河口固定がなされていない時期には河口部が安定せずに大きく移動していたと推測されている。**図-2**においてもすでに広浦・井戸浦の存在が確認され、名取川河口開口部は現在のものと同様同じ位置である。**図-2**において名取川右岸には、海岸線に対してほぼ平行に貞山堀の存在が確認される。この周辺の貞山堀は木曳堀と呼ばれ、1597年から1601年に掘削された⁶⁾ものであり、地図が作成された1853年にはすでに貞山堀が存在していることが年代からも確認される。一方、名取川左岸には現在も存在する井戸浦は認められるものの、それより北に延びる貞山堀は見られない。この区間の運河は新堀と呼ばれ、明治時代の1870年から1872年に掘削された⁶⁾ため、**図-2**にはそれが描かれていない。

以下では、**図-2**のうち、荒浜海岸周辺および赤井江周辺に焦点を当て、津波により生じた海浜の決壊との関連について考察を行う。

(2) 荒浜海岸における旧川と砂浜の決壊

図-3には現在の地形図を表す。一方、図-4は、図-2に示した古地図のうち、荒浜地区を拡大したものである。古地図にも「荒浜」との集落名が確認される。荒浜の北側において海に注ぐ小河川は「赤渋堀」と呼ばれ、後述する明治16年に作成された地図にもそれが示されている⁶⁾。現在、このような河口は存在せず仙台台平野の低平地から集水された排水は貞山堀に合流した後に名取川河口より仙台湾に注いでいる。田中ら⁵⁾は、古地図の使用により現在では見られない往時の地形情報が得られることを指摘している。

図-5は1820年代に作成された宮城郡国分荒浜全図を示す。なお、同図はTanaka et al.²⁾の論文にも引用されている。基本的な地形は図-4と同様であるが、より詳細な流路の位置を読み取ることが出来る。

図-6は遠藤⁶⁾の著書に示されている明治十六年起県営貞山堀改修用地買収計画図である。明治初めに新堀が掘られた後も、このような局所的な貞山運河の改修が行われたことを示している。この改修により、そ

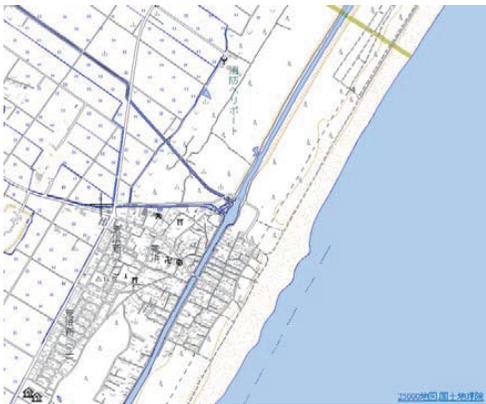


図-3 最新の地形図（国土地理院）



図-4 御分領中海岸筋村々里数等調並海岸図
(荒浜付近、部分、仙台市博物館)

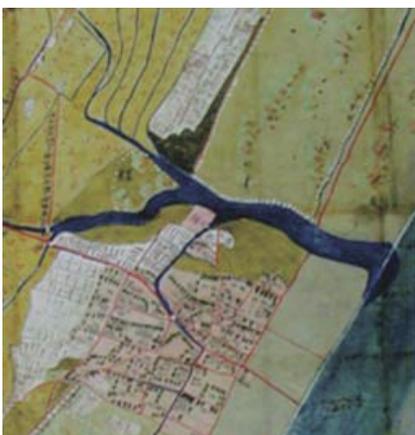


図-5 宮城郡国分荒浜全図（部分、宮城県公文書館）

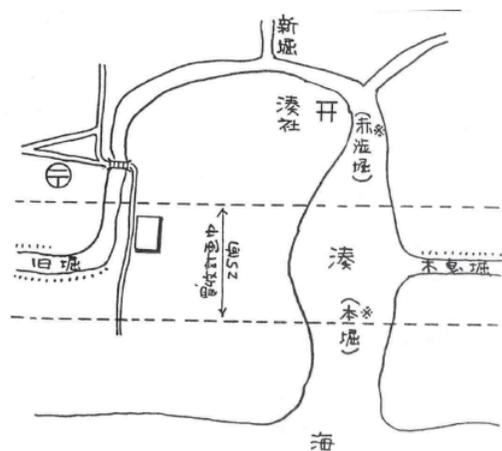


図-6 赤渋堀⁶⁾



図-7 荒浜海岸の砂浜決壊 (2011年3月13日, 国土地理院)

れまで赤渋堀から海域に排水されていた水は、貞山運河を通じて名取川に流れることとなった。図-6を図-5と比べると、湾曲する水路の形状や、流れ込む水路や道路の位置などが極めて良好に一致しており、当時の新堀の位置と現在の貞山堀との関係を明確に理解することが可能である。

図-7は津波の発生直後に国土地理院により撮影された空中写真であり、図-4、図-5、図-6に見られる旧川跡において砂浜の決壊が見られている。

(3) 赤井江における旧川と砂浜の決壊

図-8には赤井江付近を示す最新の国土地理院地形図を示す。また、図-9は、図-2に示した古地図のうち、赤井江付近を拡大したものである。古地図には藤曾根の集落が描かれ、東側は赤井江の水域に接していた。その後、その水域は干拓され、現在は県南浄化センターとなっている(図-8参照)。図-10に示す国土地理院の空中写真(1947年10月2日)において、県南浄化センター建設前の状況が明かである。田中ら⁵⁾が指



図-8 最新の地形図 (国土地理院)



図-9 御分領中海岸筋村々里数等調並海岸図 (赤井江付近, 部分, 仙台市博物館)



図-10 空中写真（1947年10月2日，国土地理院）

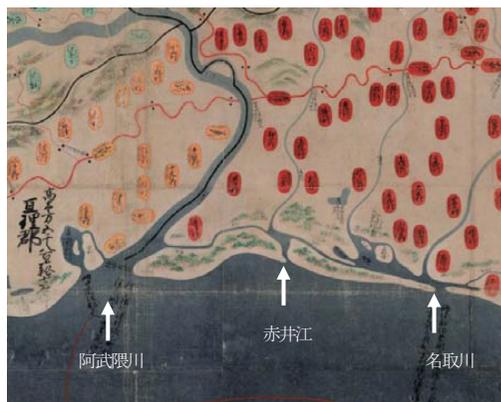


図-11 仙台領国絵図（部分，宮城県図書館）

摘するとおり，**図-9**に示した御分領中海岸筋村々里数等調並海岸図に描かれた地形は，海岸線の位置などの議論を行うには十分の精度を有していないが，少なくとも当時，赤井江が開口して海に連結していたことが確認される。なお，貞山運河事典⁷⁾によれば，1701年（元禄14年）に描かれた仙台領国絵図においても赤井江の開口が確認されるとの記述がある。そこで，仙台領国絵図を入手し，**図-11**にそれを示した。描かれた地形は現実のものに比べて大きくデフォルメされたものではあるものの，赤井江や名取川の開口部や貞山運河（木曳堀）の存在が明らかに認められる。**図-9**，**図-11**のいずれにおいても右岸河口砂州の発達が見られ，当該沿岸における沿岸漂砂の卓越方向に対応した地形であることが確認される。



図-12 赤井江地先の砂浜決壊（2011年3月13日，国土地理院）

図-12は赤井江地先における津波後の地形を表している。明らかに，以前の河道の位置において砂丘が決壊していることが分かる。この様に，旧川箇所は戻り流れの集中を生みやすい箇所であり，戻り流れの適切な処理の機能を評価することにより，津波防災・減災計画に位置づけることが期待される。

（4）河川規模に応じた津波戻り流れの特性

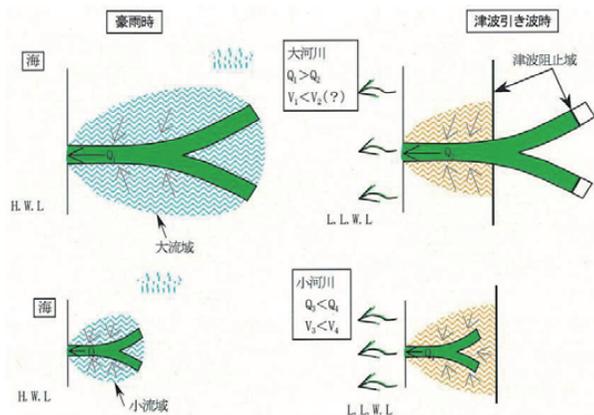
図-13は大河川と小河川における豪雨時と津波時の流量・流速の比較概念図を示している⁸⁾。大河川では集水面積が広く，河川流量も大きく，それに呼応して河口河積も大きい。小河川はそれと逆の関係にある。そのため，小河川では大規模津波発生時に流下能力を超える津波の戻り流量が発生する可能性が高い。石野ら⁸⁾は2004年インド洋大津波により被災を受けた橋梁調査を行い，津波時に大河川の橋梁の被害は少なく，小河川ほど橋梁被害が多くなることを報告し，その機構を上述のような洪水流下能力と津波戻り流れの大小関係に

より説明している。今後、低平地に位置する小河川・水路・運河などに津波時の排水効果を期待するためには、より高頻度で発生する洪水時の流下能力と低頻度ではあるものの大規模な津波引き波時の流量について定量的な評価が必要である。

4. おわりに

本稿においては、2011年東日本大震災津波の際に大規模な砂浜の決壊が生じた箇所について、旧川位置との関係について検討を行った。ただし、赤井江では海岸林が無く、荒浜地区においても決壊が生じた場所では海岸線の幅が他に比べて薄く、旧川位置とい

う要因の他に、植生の条件も影響しているものと考えられる。今後、数値シミュレーションなども含め、旧川箇所における戻り流れの効果についてより定量的な検討を行う必要がある。



図一 13 大河川・小河川における洪水時および津波時の流速・流量の相違⁸⁾

謝辞：本研究を行うに際して宮城県図書館、宮城県公文書館、仙台市博物館から貴重な資料の提供と、論文への登載許可を受けた。また、本研究に対して東北大学災害科学国際研究所 特定プロジェクト研究 (拠点研究) 「2011年津波による仙台海岸多重防衛システムの破壊機構と減災効果」(代表：真野 明教授)の補助を受けた。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 1) 田中 仁・真野 明・有働恵子: 2011年東北地方太平洋沖地震津波による海浜地形変化, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 67, No.2, pp.1_571-I_575, 2011.
- 2) Tanaka, H., Nguyen, X. T., Umeda, M., Hirao, R., Pradjoko, E., Mano, A. and Udo, K.: Coastal and estuarine morphology changes induced the 2011 Great East Japan Earthquake Tsunami, Coastal Engineering Journal, Vol.54, No.1, pp.1250010-1-1250010-25, 2012.
- 3) Nguyen, X. D., Adityawan, M.B. and Tanaka, H.: Numerical model study on the effect of canal in reducing tsunami energy, 東北地域災害科学研究, 第49巻, 2013. (印刷中)
- 4) 平尾隆太郎・田中 仁・梅田 信・Nguyen Xuan Tinh・Eko Pradjoko・真野 明・有働恵子: 東日本大震災津波後の河口地形変化の特徴と問題点, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.68, No.4, pp.1_1735-I_1740, 2012.
- 5) 田中 仁・松富英夫・泉 典洋: 古地図を用いた仙台海岸・石巻海岸の長期汀線変動に関する検討, 海岸工学論文集, 第52巻, pp.556-560, 2005.
- 6) 遠藤剛人: 貞山・北上運河沿革考, 仙台月急山叢舎, 263p., 1988.
- 7) 貞山運河事典編集委員会: 貞山運河事典, <http://www.teizanunga.com/Pages/default.aspx>, 2013年1月アクセス.
- 8) 石野和男・Bandara Nawarathna・矢野慎一郎・中川 一・田中 仁: スマトラ地震津波によるスリランカ南西部の橋梁被害調査解析と津波対策の今後の課題, 水工学論文集, 第51巻, pp.1457-1462, 2007.

東北地方太平洋沖地震津波を対象とした護岸への作用外力の分析*

パシフィックコンサルタンツ株式会社 永澤 豪

東北大学大学院 田中 仁

1. はじめに

東北地方太平洋沖地震およびそれに伴う津波による土木構造物の被災は、大規模かつ広域に渡り、我国の歴史上、類をみないものであり、現在、復旧・復興に向けて国を挙げた対応が行われている。この津波は、陸上への遡上に伴って沿岸部で巨大な波力・流速を発生し、多くの沿岸部の構造物を破壊したと考えられる。したがって、その影響を正しく理解し、構造物破壊等のメカニズムを把握することは重要である。著者ら(2012)は、東北地方太平洋沖地震津波により発生した構造物の被災について、宮城県気仙沼市御伊勢浜海水浴場の護岸について現地踏査および津波の平面計算を行って被災要因の推定を行ったが、巨大な津波が具体的にどのように作用し、護岸が破壊されたのか詳細は未だ明らかになっていない。そこで、本研究では、東北地方太平洋沖地震津波を対象にして、数値波動水路により断面モデルでの計算を行い、津波が護岸を越流する際の護岸への作用外力について分析を行ったものである。

2. 検討対象箇所

研究対象箇所は、宮城県気仙沼市御伊勢浜海水浴場である。被災後の空中写真を写真-1に示す。御伊勢浜海水浴場は、被災前は護岸前に数10m幅の砂浜、背後地にはマツの海岸林を有する弓なりの海岸であったが、東北地方太平洋沖地震津波で護岸が数100mに渡って倒壊・流出し、汀線が50~200m程度後退した。津波浸水高は、15~16m(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループによる速報値)であり、被災前の護岸背後の地盤高は3~4m前後であったと考えられることから、約10m程度の深さで越流が発生したと考えられる。背後地は、海岸林と田圃と街道沿いの集落であり、浸水範囲内の海岸林・家屋はその多くが流出した。

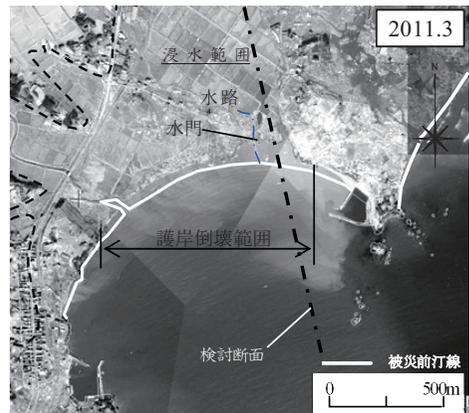


写真-1 御伊勢浜海水浴場被災後写真
(国土地理院撮影)

3. 検討方法

対象海岸に代表的な断面(写真-1 一点鎖線)を設定し、断面地形モデルを作成した。その地形モデルを断面水路として数値波動水路(CADMAS-SURFver. 5.1)を用いて津波解析を行った。入力波は平面津波計算モデルの結果から得られた数値を入力した。

3.1 計算モデル

数値波動水路の計算モデルを図-1に示す。地形条件は、護岸法線より海側(T.P.+3.65~T.P.-10.0m)につ

*Analysis of the effect of external force to the revetment due to the Tohoku-Pacific Ocean Earthquake and Tsunami by Tsuyoshi NAGASAWA and Hitoshi TANAKA.

いては、被災後の深浅測量に基づく横断面より作成した。T.P. -10m～-30m については、被災前の海底地形図より作成した。護岸より陸側背後地形については、現地の背後地形の平均的な勾配に合わせて一様勾配とし、痕跡調査に基づく最大遡上高（約T.P. +15m）に対して十分な余裕を持つよう、最大標高をT.P. +20mに設定した。また数値波動水槽については、津波の打ち上げに対して十分な余裕を持つように水路先端高をT.P. +40mとし、下端高は造波境界部の水深-30mに設定した。なお、計算格子は、構造物周辺を0.2mメッシュとし、その周辺から徐々にメッシュサイズを大きくして解析を行った。各諸数値の計測位置を図-1に示す。計測項目は、水位、水平・鉛直流速、圧力とした。特に護岸部は計測間隔を密に配置した。

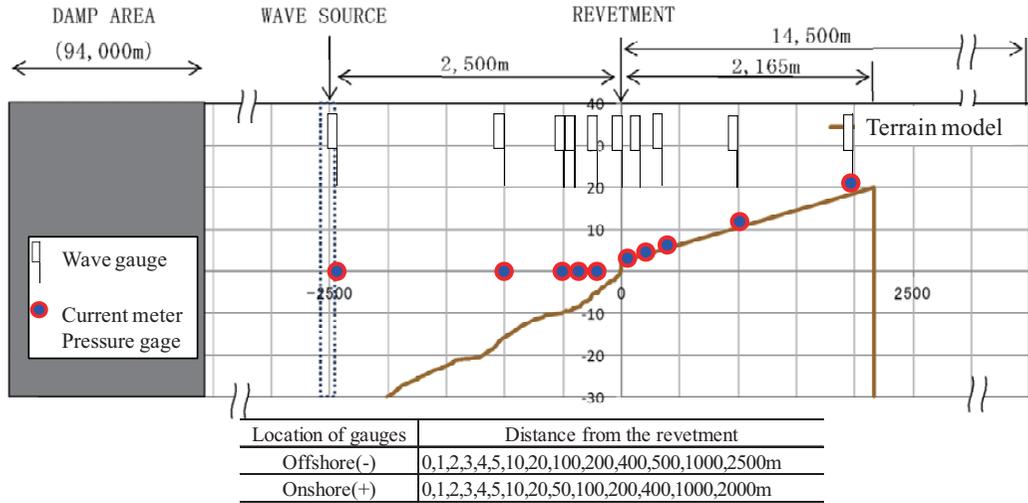


図-1 計算モデル図

3.2 計算条件

(1) 数値波動水路計算条件

数値波動水路の計算条件の一覧を表-1に示す。

(2) 入力波

入力波については、津波の平面計算を行い断面上で得られた水位変化より作成した。津波の平面計算条件は表-2の通りである。津波の平面計算結果（最大浸水深）を図-2に示す。

表-1 数値波動水路の計算条件

項目	設定
計算領域	X方向：-952,536m～14,665m
	Z方向：-30m～40m
水深h	29.662m（初期水位T.P.-0.338m）
Δx	0.2m～1m
Δz	0.2m～276m
Δt	Auto
差分スキーム	VP-DONOR
ポラース下限値	0.001
造波モデル	造波ソース（津波波形入力）
右端側	開境界
境界条件	SLIP
SubLoop	2回

表-2 津波の平面計算条件

項目	計算条件
メッシュ	1350m, 450m, 150m, 50m, 10m
支配方程式	非線形二次元モデル, 連続式, 運動方程式
計算手法	有限差分法, リーフログ法
断層モデル	東北地方太平洋沖地震津波 東北大学モデルver1.0 (Tohoku University model version 1.0)
潮位	T.P.-0.41m
地形モデル	被災後地形
構造物条件	構造物の越流破壊なし

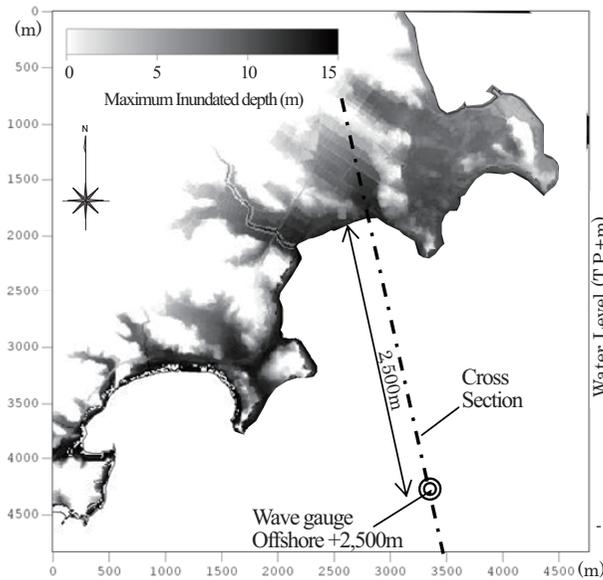


図-2 平面計算結果 (最大浸水深)

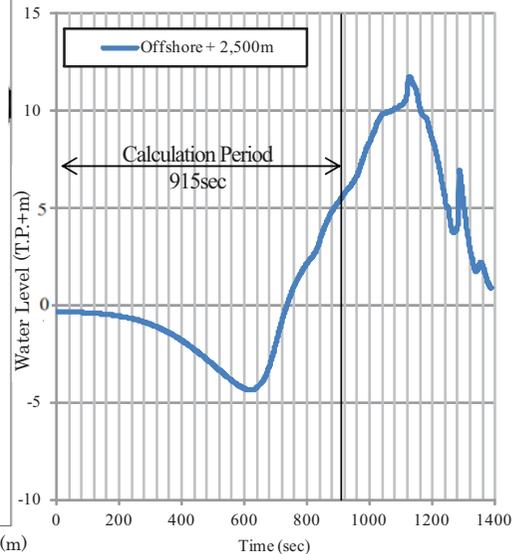


図-3 入力波 (計算値、沖合2,500m 地点)

平面計算結果のうち、比較的反射の影響を受けにくい範囲の沖合点の水位として、護岸法線より沖合2,500m地点の水位波形を入力波として用いることとした(図-3)。また、入力波形としては、最初の第1波を対象とし、反射波の影響が大きい第二波以降は対象外とするとともに、検討対象区域では水位変動が小さい地震発生から最初の20分間も対象外とした。入力波形を図-3に示す。本稿では、護岸に大きな力が作用すると考えられる護岸越流時(約890秒)を含む915秒間の計算結果について報告する。

なお、引き波時に反射波の影響と見られる小さなピークが見られることから、入反射分離を試みたが、除去できなかった。従って、測線近傍以外からの反射波と考え、除去しないこととした。

4. 計算結果

4.1 入射波の検定

最初に波が正しく入力されているかどうか確認を行うため、入射波の検定を行った。検定箇所は、造波位置(2,500m沖)とした。図-4にその結果を示す。計算結果の方が、水位が低いものの概ね想定どおり入力できていることがわかる。

4.2 水位変化

各地点における水位の時系列変化を図-5に示す。なお、同図には、護岸周辺に津波が到達する800秒以降の変化を示した。また、護岸周辺の水位・流速・圧力の計測地点の詳細

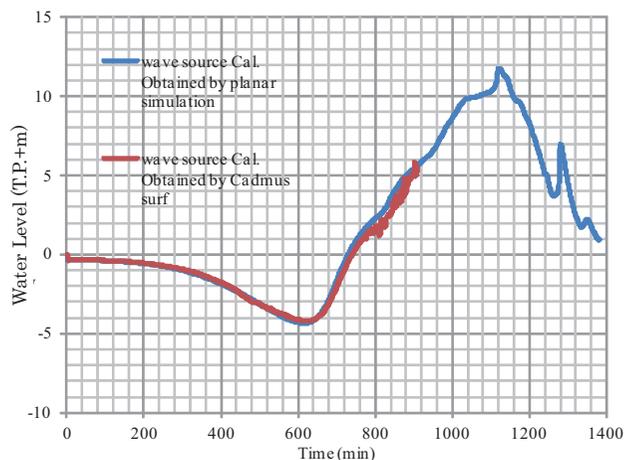


図-4 入射波検定結果

細い位置図を図-6 に示す。入力波形は引き波初動であり、沿岸ほど水位が低下する。水位の低下量は、沖合 400m 地点で-7m 以上に達し、汀線から沖合 200m 地点までは海底が露出した。押し波時には、今回の計算期間では水位はピークに達していないものの、沿岸部での水位は 10m 近くに達して護岸を越流し（約 890s）、護岸部陸側（図-5, Onshore03m）の水深は 5m にも達した。越流時には、護岸にぶつかり、水塊が大きく跳ね上がっており（図-7）、護岸前面の水位が高くなった。

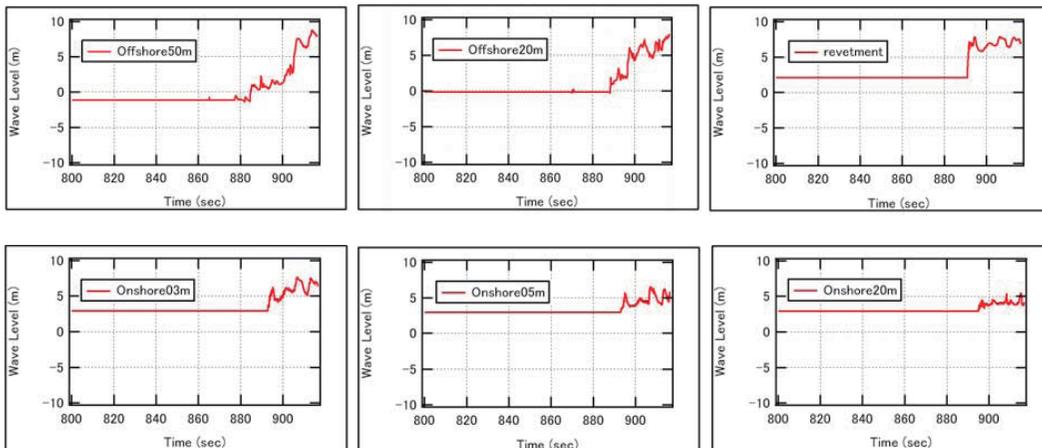


図-5 水位の時系列変化計算結果

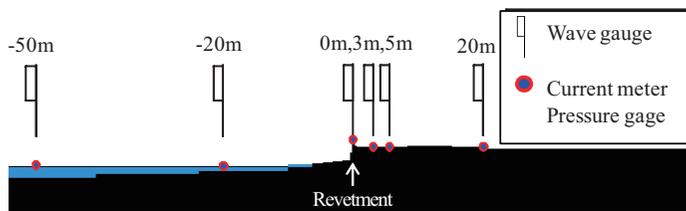


図-6 護岸周辺の水位・流速・圧力の計測地点

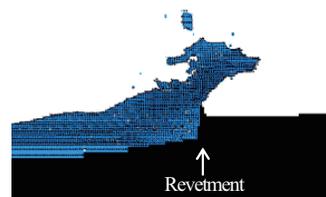


図-7 護岸越流状況

4.3 流速変化

各地点における流速の時系列変化を図-8 に示す。流速計測点は、水位計測点と同じ箇所であり、海上については T.P. ±0.0m、陸上については、地面直上部である（図-6）。入射波形は、引波初動であり、最初の時間は、流速値がとれていないことから、水位変化同様に 800 秒後からの結果を図-8 には示した。

反射波の影響がでていない沖合 1,000m の流速は 2~3m 程度と安定しているが、反射波の影響始める 500m より陸側では、鉛直流速 (W) はほとんどないものの、水平流速 (U) の変動は大きく、流速 5~10m/s となった（図-8, Offshore50m, 20m）。次に、護岸部分では、水平方向の流速が小さくなる一方で、鉛直上方向の流速が非常に大きくなっており、特に先端部の流速は 15m/s を越えるような流速が発生した（図-8, Revetment）。一方、護岸直背後では、流速方向が陸向きから海向きに反転した。これは、渦が形成されたためと考えられる（図-8, Onshore03m, 05m）。護岸から 10m 程度離れると流向・流速が比較的安定し、5~10m/s 程度の流速値となった（図-8, Onshore20m）。

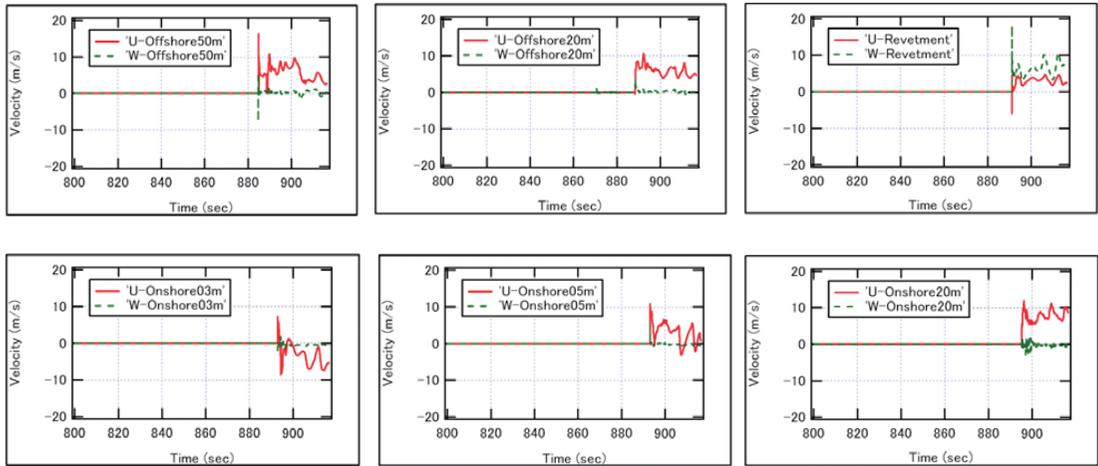


図-8 流速の時系列変化計算結果

4.4 圧力変化

圧力の時系列変化を図-9 に示す. 圧力の計測位置は, 流速計測地点と同地点である. 護岸より沖側の各地点の圧力変化はほぼ水位変動に対応しており, ほぼ静水圧になっていると考えられる (図-9, Offshore50m, 20m, 0.0m). 護岸より陸側の計測点の水位変化と圧力変化を比較すると, 津波先端が到達したと考えられる 890 秒付近で, 静水圧を越える強い圧力が発生している (図-9, Onshore03m, 05m, 20m). これは, 越水した水が落下したことによる衝撃的な圧力と考えられる. 東北地方太平洋沖地震津波では, 海岸保全施設背後地盤の洗掘や裏法面等の破壊が多く見られていることから, 護岸より陸側の強い作用外力の影響については, 今後検討が必要と考えられる.

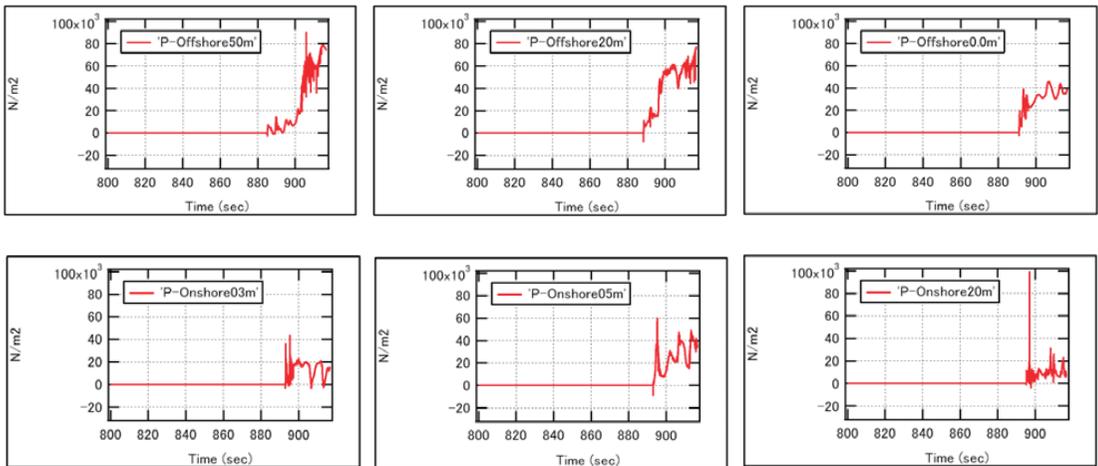


図-9 圧力の時系列変化計算結果

5. 波圧による断面照査

当該海岸は護岸タイプであり, 背後に土圧を抱えていることから, 押し波に対して強い構造であると言える. そこで, 護岸の弱点となる波返し部分の断面照査を行った. 護岸に作用する圧力の計算結果を図-10 に示す.

図-10に示した護岸表면에作用する圧力値から波返工に対してせん断と曲げモーメントに対して許容応力度法による照査を行った結果、無筋構造物とした場合、曲げモーメントに対して安全率が1程度となった。したがって、断面モデルで計算した状況が対象海岸の護岸越流時の状況の全てを表現しているわけではないことを考えると、地形条件の違い等に伴う作用波圧の大小や波返工の配筋の有無、部材厚の違いにより破壊が左右されたものと考えられる。実際、当該海岸では、破堤せずに残った海岸堤防では波返工の破壊が見られなかったが、近傍の海岸では波返工の破断も見られており、両方の状況が見られた。

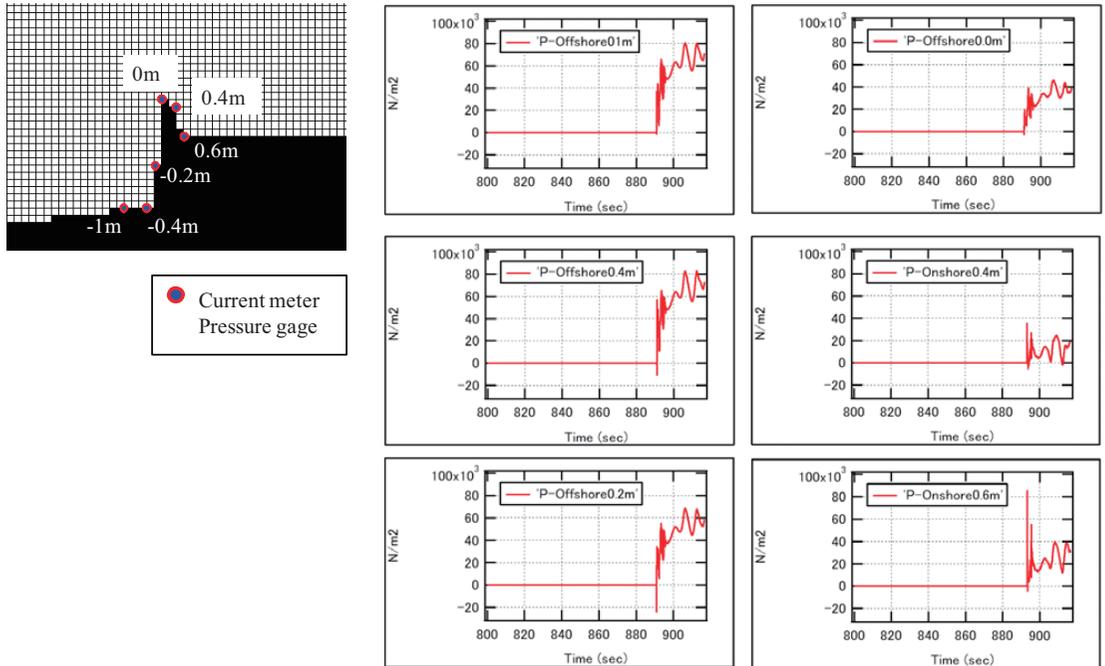


図-10 護岸に作用する圧力の時系列変化計算結果

6. まとめ

東北地方太平洋沖地震津波を対象に数値波動水路による護岸越流時の津波挙動の再現計算を行い、作用外力の検討を行った。計算結果から、護岸周辺には5~10m/sの非常に速い流れが発生し、特に津波の先端が護岸に到達した際は、鉛直上方に大きな水塊がうちあがり、護岸背後に落下することが分かった。このような護岸周りの強い流れに伴い、護岸背後地盤等が洗掘される等により、護岸の安定性が低下し、破堤に至ったと考えられる。ただし、当該海岸は、現地護岸の破壊状況により引き波時での破壊も示唆されていることから、さらに検討が必要である。

参考文献

- 1) 永澤 豪・田中 仁(2012):津波による大規模地形変化とそれに伴う構造物の被災要因の分析, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.68, No.2, pp.1361-1365.
- 2) 「東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ」による速報値
- 3) 平成23年(2011年)東日本大震災2.5万分1浸水範囲概況図(宮城県版) 国土地理院技術資料D・1-No.589, No.77
- 4) 東北地方太平洋沖地震を対象とした津波シミュレーションの実施 東北大学モデル (version1.0) (<http://www.coastal.jp/tjtj/index.php?plugin=attach&refer=津波計算結果&openfile=110610vers1.0.pdf>)

秋田県沿岸市町村への津波等に関するアンケート調査について

秋田大学地域創生センター 野越三雄

日本赤十字秋田看護大学 佐藤考司

1 はじめに

2011年3月11日のM9.0の巨大地震発生による東日本大震災の地震津波災害は人的には未だ行方不明者を入れて2万人に近く、物的損害も原発事故を考慮すれば計り知れないものとなった。太平洋側で

は周知のように何度も津波地震によって多大な被害を受けてきており、ハードソフトの面での対策も進んでいた筈なのに、今回の未曾有の地震津波被害は衝撃的な経験だったと考えられる。これは太平洋側だけの問題ではなく日本海側への警告として受け止め、現在の日本海沿岸の自治体の対応策を知ることは地域防災を進めて行く上で極めて大事なことと考えた。そこで秋田大学地域創生センター地域防災部門は秋田県沿岸の自治体を対象として、その現状を知ることが目的に主として津波に関する防災アンケートを実施した。

2 方法とアンケート内容

アンケートは秋田県沿岸の北から八峰町、能代市、三種町、大潟村、男鹿市、潟上市、秋田市、由利本荘市、にかほ市の6市2町に配布されたが、海岸はないが海岸に極めて近い大潟村にも配布した。それらの位置関係を図1に示した。アンケート文は全てインターネットのホームページを利用して担当部署に送付し、回答の返送はE-Mail、郵送、Fax等でお願いましたが、全てE-Mailで行われた。発送は8月1日とし、回答は一部遅れたが全て9月には回収された。アンケート内容は「秋田県沿岸市町村を対象にした津波・地震に関するアンケート調査」と題して、全文を巻末に示した。内容をI～Xの10項目としたが、大体の分類としては、自治体のパーソナリティ (I、II、III)、自治体から住民への調査又は配布物の実施 (IV、V)、防災行政無線の完備又は避難経路訓練 (VI、VII)、過去における地域防災計画の対応と今後の対応 (VIII、IX)、大学との関係 (X) に分けられた。

3 調査結果及び考察

各自治体からの回答結果を前述した大まかな分類に従って、表1 (I、II、III)、表2 (IV、V)、表3 (VI、VII)、表4 (VIII、IX、X)



図1 調査対象秋田県市町村

*Questionnaire survey on tsunami and earthquake of self-governing bodies of the coastal cities and towns along Akita Prefecture by Mitsuo NOGOSHI and Koji SATO

にまとめた。

表1.アンケート回答結果(I、II、III)

市町村名	八峰町	能代市	三種町	大潟村	男鹿市	潟上市	秋田市	由利本荘市	にかほ市
I 担当部局	総務課防災安全係	総務部総務課防災危機管理室	町民生活課消防防災係	住民生活課	総務企画課総務企画管理班	市民生活部生活環境課	総務部防災安全対策課	総務部危機管理課	総務部防災課防災危機管理センター
II 所在地	八峰町峰浜目名潟字目長田118番地	能代市上町1-3	山本郡三種町鶴川字岩谷子81-1	南秋田郡大潟村中央1-1	男鹿市船川港船川字泉台66-1	潟上市天王字上江川47-100	秋田市山王1-1-1	由利本荘市尾崎17	にかほ市象潟町字浜ノ田1
II 緯度	北緯 40 度 18 分 57 秒	北緯 40 度 12 分 33 秒	NA	北緯 45 度	北緯 39.89 度	NA	北緯 39 度 43 分 02 秒	北緯 39 度 23 分 10 秒	北緯 39 度 12 分 10 秒
II 経度	東経 140 度 2 分 31 秒	東経 140 度 1 分 48 秒	NA	東経 125 度	東 経 139.85 度	NA	東経 140 度 06 分 22 秒	東経 140 度 02 分 10 秒	東経 139 度 54 分 27 秒
II 海岸距離	2.5	2.3 能代市から 520m	3.5	NA	0.25	1.5	4	4	0.5
II 海面高	26.8	7	4.1	NA	1.5	5.3	5.745	6.5	21.6
II 庁舎階数	2	3	2	2	5	2	4	5	4
II 築年数	3	62	34	NA	39	47	48	43	18
II 改築等予定	NA	H28	NA	NA	NA	H26	H27	耐震強化 H25	NA
III 部局名称	総務課防災安全係	総務部総務課危機管理室	町民生活課消防防災係	NA	総務企画課総務企画管理班	市民生活部生活環境課生活安全班	総務部防災安全対策課	総務部危機管理課	総務部防災課防災危機管理センター
III 設置契機	NA	H18.3 能代市二ツ井町の合併による組織改編で設置	NA	NA	H23.4.1 組織改編により	H17.3.22 市町村合併により	S59.4 消防本部防災対策室を新設、H8.4 機構改正により総務部防災対策課へ移行	H22.4.1 防災等に関する事務の効率化を図る	H19 集中豪雨災害を契機に H20-H21 防災課設置、H22-H23 総務課に編入し防災危機管理センター、H24-東に本題震災を契機に防災課を設置
III 設置目的	町民の生命、財産を守るため	防災対策や体制の充実、強化のため	NA	NA	男鹿市防災行政推進のため	防災計画の策定および災害時応急対応の実施	防災対策の強化のため	総務課および交通防災課等で行っていた市の防災等に関する事務を一元化するため	防災行政無線システムの構築をはじめとした防災に関する施策を実行する専門の部署
III 態勢	3	3	3	NA	5(班長 1、班員 4)	4(専任 2、兼務)	正職員 13 名、アドバイザー(顧問)1 名、臨時職員 3 名	5(うち消防担当 1)	H20-21:4(防災課長含む) H22-23 : 4(総務課長含む) H24 : 4(防災課長含む)
III 職務内容	消防、災害対策、交通安全、防犯対策、防災無線関係ほか	防災用無全無線関係、災害被害資金、空襲対策、消防団業務等	消防・防災・交通安全に関すること	NA	地域防災計画、国民保護消防保護消防部事務、防災無線等	防災計画の見直し、災害時の応急対応の確保、各関係部署との連絡調整、現在自主防災組織の結成および、育成強化などに力を入れている。	防災そのほか市民の安全に関すること。防災会議、地域防災計画、防災訓練に関すること。自主防災組織の育成、指導、防災および設備の整備計画、災害予防および災害応急対応に関する連絡調整。災害情報および被害情報の収集および報告。国民保護協議会に入れていること。	防災等に関するすべての事務	防災、災害対策、避難救助等

但し、X は表4に入れた。これらの表の最上部分には市町村名が図1を参照して北から順に並び、左欄には項目I-Xの小項目を簡単に表現して記入した。表1 (I,II,III) について述べる。表内「NA」は無回答を意味する。このアンケートに回答した部局は殆どが総務部付となっており、秋田県内の他の自治体と同様な位置付けを示している。ただ、三種町、潟上市はそれぞれ市民生活課、市民生活部付となっている。さらに、庁舎について海岸からの距離、海面からの高さ、築年数(改築等予定)等を聞いた。注目すべきは海岸からの距離につき男鹿市の250m、にかほ市の500m、能代市の520mはその海面からの高さや庁舎階数を考慮しても問題とならう。ちなみに、東日本大震災時における津波浸水距離は仙台平野で4kmとされている。4自治体で改築が予定されているが、耐震性だけでなく沿岸に位置することを充分考慮する必要があると思われる。各自自治体についての防災に対する態勢は地域防災をリードしていくこと、災害に直面した時の司令塔であること等を考慮すれば極めて重要となる防災担当職務である。それを担当する正職員の数は回答なしの大潟村を除いて3~13名となっている。

人口の多い秋田市は13名と多く別格である。今度の東日本大震災時での様々な経験や反省から適正な態勢作りが望まれるが、秋田県は規模はともかくとして1983年日本海中部地震の津波・地震被害の貴重な経験を生かせるはずである。次に表2 (IV,V) について述べる。

表2.アンケート結果(IV、V)

市町村名	八峰町	能代市	三種町	大潟村	男鹿市	潟上市	秋田市	由利本荘市	にかほ市
IV調査の有無	有	無	無	不明	無	有	無	無	無
Vハザードマップ配布の有無	有	有	有	無	有	有	有	有	有
V配布時期	H24.3	H23.3 地震 H23.11 津波	H24.4		H23.12	H24.3	NA	H23.9	H21.4、 H24.4、 H22.12
V配布名称	八峰町津波ハザードマップ	能代市地震防災マップ 能代市津波ハザードマップ	三種町津波ハザードマップ		津波ハザードマップ	潟上市津波ハザードマップ	秋田市災害ハザードマップ(洪水・津波・避難地図)	津波ハザードマップ(暫定版)	H21.4・H24.4: 津波避難地図 H22.12: 地震防災マップ
V配布目的	地震により津波が発生した時の危険な場所を町民に知っていただき、八峰町の津波対策の充実と地域の防災意識の向上に役立てるため	地震、津波に対する意識の啓発および避難の参考のため	津波対策の充実と防災意識の向上		津波発生時の浸水および避難場所情報の提供	津波の危険性の周知	大雨による堤防の決壊を想定し、住民に災害への備えを促す	津波被害を最小にするため	津波への備え、住宅等建築物の耐震化
V配布数	3000 町内全戸	525000(地全戸 震) 24000(津 波)			5133500 世帯	15000	H18 雄物川: 135,000 H18-24 新城川: 4200 等	22,000 部(本 荘、岩城、由利、 西目地域全世帯 および関係機関)	9,700

IVは各自自治体において過去住民対象に調査(例えば地震津波に関するアンケートなど)を行ったかとの問いに殆どがなされておらず、行ったのは潟上市、八峰町の1市1町に止まっている。しかし、Vの地震津波に関するハザードマップの作成配布には大潟村を除いて殆どの自治体が特に津波に関するハザードマップを作成配

布しており、時期は昨年のも東日本大震災以降であることは納得できる。ただし、秋田市のみは洪水関係のハザードマップは詳細に作成しているが、津波に関して未だである。また、にかほ市では住宅等建築物の耐震化も合わせているとしているのは評価できる。配布部数もほとんどが全世帯数に合わせて配布している。

表 3(VI、VII)には、VIとVIIについての回答結果を示した。VIIは各自治体での防災行政無線などの機器の完備について質問した。

表 3. アンケート回答結果(VI、VII)

市町村名	八峰町	能代市	三種町	大湯村	男鹿市	潟上市	秋田市	由利本荘市	にかほ市
項目									
VI防災無線等の有無	有	有	有	有	有	有	無	一部完備 (沿岸部)	有
VI完備時期		H18・旧二ツ井町 H26 までに旧能代地区の防災無線	H10	S61	H18：市町村合併により	H19		H22.3	H23.6
VI設備問題点	屋外支局58局、全世帯3000世帯に個別受信機		合併後の統合がまだで旧町ごとの管理となっている	アナログ防災行政無線であり、デジタル化を検討中	屋外拡声子局の可聴範囲と不均衡	住宅の密閉性、天候での拡声範囲の変化		聞こえにくい地点があること	難聴地域の解消があること
VI無設置理由							財政的に設置が困難		
VII避難経路訓練実施有無	有	有	無	無	有	有	無	有	有
VII実施時期	H24.5.27	H24.5.28	NA		津波ハザードマップにおおよその方向を提示	H23.5.26、H23.10.27、H24.5.26		H23.9	H23.9、H23.11、H24.7
VII実施問題点	なし	NA	NA		男鹿市では現在特設避難経路指定は行っていない。指定の経路が損壊等することも想定されるので指定の意義について検討中	要援護者対策、学校等避難場所の夜間、休日の開放方法		特になし	地域によって条件が異なり、訓練への参加者が少ない
VII非実施理由			各自治体で避難訓練等を行っているから	県が被害調査の最中であるため			避難経路については、特指定していないため		
VII災害弱者への対応	各自治会で対応	要援護者個別計画の中で検討	NA	民生児童委員が巡回			秋田市災害対策基本条例を制定し、災害時要援護者への情報の提供および避難の支援が円滑に行われるよう、一定の制限のもと、災害時要援護者の個人情報を地域の自主防災組織などへ提供共有することとしている	特に行っていない	避難支援者を特定しても津波の場合、救えない可能性が大いにある

防災行政無線については1983年日本海中部地震以来の懸案であったが、さすが30年後では秋田市(由利本荘市は沿岸のみ完備)以外の市町村で完備している。秋田市の場合は海岸部における拡声伝達の完備には財政面で難しいとしている。さらに、設置している市町村でも可聴範囲など設置後における問題が生じているので今後の対応が急務となっている。VIIは東日本大震災でクローズアップされた避難経路の通知と訓練につい

での間である。経路確認と訓練の実施の有無では9自治体のうち秋田市、三種町、大潟村の3自治体でなされておらず、その理由として、避難経路は特に指定していない、現在県で被害想定の中のため等としている。

実施している時期は殆どが東日本大震災以後であり、実施問題点では想定避難経路損壊の恐れ、地域によって条件がことなり訓練への参加が少ない、他の関連事項との問題も考慮しなければならない、等の指摘がなされた。また、災害弱者については各自治体で様々な対応がみられる。秋田市のような人口が多く、多様なケースがある場合は市の災害対策基本条例を制定して対応することとしている。

表 4. アンケート結果(VIII, IX, X)

市町村名	八峰町	能代市	三種町	大潟村	男鹿市	潟上市	秋田市	由利本荘市	にかほ市
VIII 地域防災計画	有	有	有	有	有	有	有	有	有
VIII 計画策定期	H20.7	H21.1(現市地域防災計画市町村合併後策定)	H18	S49-5 回収正	NA	H19.3	NA	H18 策定 H23 全部改定	H13 に合併前の旧町単位で策定し、H20には合併後の計画を策定
VIII 住民への伝達	策定された計画をもとに防災マニュアルを作成し、全戸配布	広報等	防災行政無線	NA	公会依頼のみ対応	無	NA	無	ダイジェスト版を全戸に配布し周知
IX 津波防災計画への対応	県の改正された地域防災計画をもとに町の地域防災計画を見直す	被害想定調査や県の地域防災計画を踏まえ市の地域防災計画の見直しや津波ハザードマップの作成に取り組み予定	秋田県の地域防災計画の修正に市を合わせて見直し	もし津波被害がある想定であれば、津波ハザードマップを作成し住民に配布	早期の津波ハザードマップの改編と見直しを行う予定	津波ハザードマップの見直し等	秋田市地域防災計画の見直しを行う予定	H24 に再度津波ハザードマップを作成し、他の防災情報も網羅した防災ハンドブックを作成し、全戸に配布する予定	津波避難地図の見直し作業に着手し、地域防災計画改定の基礎資料とする
X 行政と研究機関の関係	行政と大学の連携により地域防災に関する研究活動を行えることは大変良いことだと思います。しかし、実際どのような活動をしたらよいかわかりません。大学側よりリードしていただき防災強化に力を尽くしたいと思います。	NA	NA	NA	防災会議に大学関係者を加えることなどして研究成果を地域防災計画に反映させ地域の防災に役立てる必要なのではないでしょうか。	今年度、秋田大学と連携して研究成果を縮結、防の学識経験者を加える受託研究契約を締結	秋田市防災会議委員に大学教授等を対象とするなど、研究のための専門的な意見や考え方を積極的に取り入れたい。また、自主防災組織の研究をお願いしたい。	市民や自主防災組織等を対象とする防災意識啓発のため、研究機関との関係性をさらに密にし積極的に指導助言を仰ぐ	災害対策基本法が改正され防災課意義の委員を入学識経験者を入れることになったため、研究機関との関係性をさらに密にし積極的に指導助言を仰ぐ

次に表 4 (VIII, IX, X) について述べる。VIII は平成 9 年 3 月の「秋田県地震被害想定調査報告書」に基づいて策定された秋田県地域防災計画によって各自治体での地域防災計画を策定したかの質問には 9 自治体全部が策定したと回答している。住民への伝達には様々であるが、何らかの対応をしているのは 5 自治体で、していないのが 2 自治体、2 自治体が無回答となっている。東日本大震災での反省からは住民への伝達徹底と訓練が何より必要であったからである。IX の今後の津波防災計画への対応としては、全自治体に於いて現在秋田県被害想定調査委員会が見直しを進めていることを十分理解しており、それを基とした県策定の新しい地域防災計画に従う姿勢を示している。県が明示しているように平成 24 年 12 月に秋田県津波被害想定結果を公表す

ることとしているので、現在待ちの状態である。最後の X の行政と大学等との協力については災害対策基本法の改正により、より活発で積極的に協調していくことを望んでいる。

住民が行政と密接にその地域における防災・減災に取り組む組織として各自治体に自主防災組織がある。この組織の活発さを示すのが組織率だとして、秋田県沿岸市町村と他の内陸市町村との自主防災組織率と世帯数を調べたら、図2に示す結果となった。世帯数の多い秋田市を除いて沿岸市町村の組織率は極めて高く秋田市を入れた平均は87.5%で、内陸市町村の組織率平均74.2%に比して非常に高いことを示している。沿岸市町村住民の津波防災に対する意識が高いと考えられる。

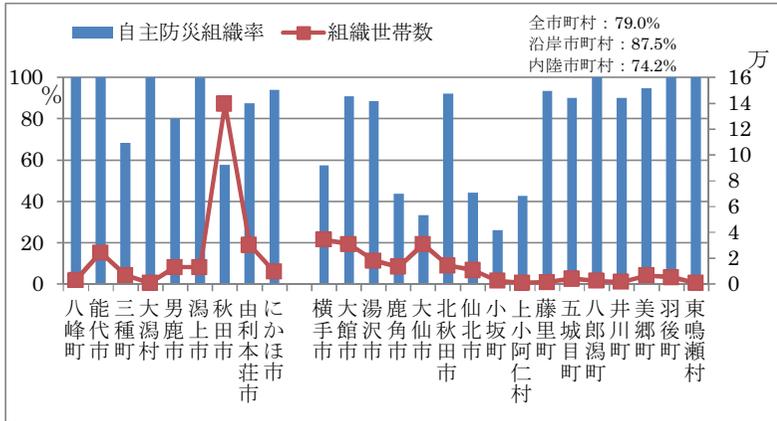


図2. 秋田県市町村自主防災組織率

謝辞

地域創生センターの教職員にはアンケート作成についてご協力頂いた。特に利勝事務官には特に協力頂いた。ここに記して感謝申し上げる。自主防災率データに関しては、秋田県総合防災課青柳格朗氏に提供頂いた。お礼を申し上げます。

秋田県沿岸市町村を対象にした津波・地震に関するアンケート調査(全文)

※回答は()内に記載下さい。

なお、選択の認否は該当するものを○で囲み、記載の認否で()内に記載しきれない場合は別紙(任務)にて御返願願います。

I (1) 貴自治体名 ()

(2) 担当部署課係名 ()

II (1) 主たる業務を行う市・町・村庁舎の位置(所在地、お分かりでしたら、北緯・東経)
 所在地() 東経()

(2) 海岸からの距離(最短)(km)

(3) 海抜からの高さ(最高値)(m)

(4) 庁舎の階数(最高階)(階)

(5) 築年数(年)

(6) 避難・新築の予定があれば完成年(年)

III (1) 貴自治体に防災担当部署が設置されていますか。正式な名称をお書き下さい。
 ()

(2) いつどのような契機で設置されましたか。
 ()

(3) 設置の目的をお書き下さい。
 ()

(4) どのような態勢(人数など)でしょうか。職務内容(変更可能な場合は)もお書き下さい。設置当初から現在までの変更をお書き下さい。
 (人数:)
 (職務内容:)

IV 貴自治体(又は貴部署)で過去住民を対象に防災(津波・地震に限る)に関する調査(例えばアンケートなど)を行ったことがありますか。他機関・企業等との共同の場合も含みます。
 (ある・ない)

V 貴自治体では現在までに津波防災マップ、地震ハザードマップ類などを作成配布されていますか。配布されていたらその時期、配布物の名称、目的、配布数をお書き下さい。(HP のみは含みません。予定の場合もお書き下さい)。
 (配布している・配布していない)
 (配布している場合: ①時期))
 ②配布物の名称)
 ③目的)
 ④配布数)

※作成された津波防災マップ、地震ハザードマップ類の複製がありましたら一部御返願下さいませよう

VI 貴自治体では(部)防災防犯課、(部)防災防犯課など防災に関係のある部署を完備されているでしょうか。完備されている場合は時期、問題点などについてお書き下さい。予定の場合については時期、設置しなかった理由などについてお書き下さい。
 (完備している・完備していない)
 (完備している場合(予定含): ①時期))
 (設置しない場合: ②問題点))

VII 現在貴自治体では東日本大震災における津波で重要視された避難経路などについて、特別に住民への通知や(訓練)等を実施しましたか。実施した場合は、時期、問題点についてお書き下さい。予定の場合には時期、実施しなかった場合は理由についてお書き下さい。
 さらに災害弱者(高齢者、病人、障害者等)と呼ばれる人々および外国人などについての対策はどのようにしており、また考えていますか。
 (実施した・実施していない)
 (実施した場合(予定含): ①時期))
 (実施しない場合: 理由))
 (災害弱者への対策:))

VIII 1995年阪神淡路大震災後の平成9年3月に「秋田県地震被害想定調査報告書」が作成されましたが、それを受けて貴自治体では地震防災計画を策定しましたか。策定してはいたる、時期、住民への伝達など、方についてお書き下さい。策定していない場合はしていない理由をお書き下さい。
 (策定した・策定しない)
 (策定した場合は: ①時期))
 ②住民への伝達)
 (策定しない場合: 理由))

IX 秋田県においても現在東日本大震災を契機として旅客想定避難委員会を立ち上げて、15年前の他機関が計画の見直しを進めており、今年12月にも津波被害想定結果を関係市町村に通知する意向ですが、これを受けて貴自治体はどのように対応されるのかお書き下さい。
 ())

X 行政と研究教育機関(大学も含む)との関係は密接であることが望めます。貴自治体としては特に東日本大震災以降この関係をどのようにしたる良いとお考えでしょうか。ご意見をお聞かせ下さい。
 ())

以上

※以上でアンケートは終了です。御協力ありがとうございました。

津波防災計画における遠地津波への対応策の考察*

—近年の遠地津波事例を踏まえて—

東北大学災害科学国際研究所

安倍祥・Suppasri Anawat・福谷陽・今村文彦

1. はじめに

東日本大震災以後、防災基本計画や地域防災計画、各機関の防災業務計画やBCP（事業継続計画, business continuity plan）等、各種の防災計画や津波時の対策・対応計画（以下、本報では「防災計画」とする）において、津波対策強化のための見直し作業が全国で進められている。また、中央防災会議「防災対策推進会議」の下に置かれたワーキンググループは、報告の中で今後の津波避難対策の方向性を示すとともに、地域性を考慮した津波避難計画の策定を呼びかけた（津波避難対策検討ワーキンググループ, 2012）。しかし、これらの防災計画や津波避難計画、あるいは地域において繰り返し取組まれている防災訓練などは、多くの場合、発生から到達までの時間余裕が限られる近地津波への対策に主眼が置かれ、遠地津波への対策や留意事項等は限られた事項にとどまる。そこで本報では、近年の遠地津波事例として、2010年チリ中部沿岸での地震津波（同じく「2010年チリ津波」とする）によるわが国での対応、および東日本大震災後の2012年カナダ・クイーンシャーロット島沖での津波（同じく「2012年カナダ西海岸津波」とする）に対する米国ハワイでの対応事例を踏まえ、防災計画へ考慮や反映が望ましいと考えられる事項等を整理する。

2. 参照事例

①2010年チリ津波： 2010年2月27日（日本時間）に南米チリ中部沿岸で発生したMw8.8の地震による津波は、わが国においても事中の遠地津波対応に多くの課題を残した。気象庁は27日夜に会見を行い、地震の規模や震源周辺の津波観測状況から、翌28日13時頃に日本へ津波が到達、津波警報を発令する可能性を示した。その後ハワイなどの津波到達状況を踏まえ2月28日午前8時30分に会見が行われ、太平洋沿岸地域に大津波警報あるいは津波警報発令の予定が伝えられた。同日9時33分には青森県太平洋沿岸、岩手県、宮城県に大津波警報を発令（3県の到達予想時刻は28日13時30分）、このほか太平洋沿岸の地域を中心に津波警報・注意報が発令された。津波警報等の発令に伴い、早くから避難勧告等を実施した市町村と、避難準備を呼びかけた後に津波到達時刻が近づいてから避難勧告等を発出した市町村に対応が分かれた。

②2012年カナダ西海岸津波： 東日本大震災後の2012年10月28日（日本時間）、北米西部（カナダ西海岸、クイーンシャーロット諸島）で発生したMw7.7の地震により、PTWC（太平洋津波警報センター）は震源の周辺地域やハワイなどに津波警報を発表し注意を呼びかけた。米国ハワイ州では、津波時の避難対象地域を示す“Tsunami Evacuation Zones”の情報が紙媒体やGoogle Map上で提供されており、本事例では少なくとも同ゾーンよりも半マイル内陸へ避難するように呼びかけられた。

*Study on countermeasures against distant tsunami for disaster prevention plan by Yoshi Abe, Suppasri Anawat, Yo Fukutani and Fumihiko Imamura

3. 遠地津波事例からの課題抽出

①2010年チリ津波の事例については、筆者らが当時収集した行政資料や報道情報から課題抽出を行った。また、海外事例である②2012年カナダ西海岸津波については、海外における津波対応の迅速把握のため外電をはじめとするニュース報道のほか、SNSの活用や情報流通状況を把握する目的で、主にTwitter（ツイッター）を用いた広報活動や避難の呼びかけ情報等を収集した。本報では一部を示す。

3.1 津波警報と避難勧告等の状況

①2010年チリ津波では、大津波警報が発令された東北地方3県を中心に、避難勧告よりも強い呼びかけに位置づけられる避難指示が市町村から発出された（総務省消防庁, 2010）。発出のタイミングは、前述のとおり津波警報の発令後早くから避難勧告等を実施した市町村と、津波到達時刻が近づいてから避難勧告等を発出した市町村に対応が分かれた（表1に岩手県における発出状況を示す）。津波に対する避難勧告等の発出基準は、市町村の地域防災計画や、津波対応のためのマニュアル類に定められる例が多く、特に時間の猶予の無い近地津波に対応するため、気象庁から発表される津波警報・注意報とともにほぼ自動で行われる仕組みを採ることが多い。2010年チリ津波では、気象庁による津波警報発表直後、到達予想時刻まで3時間以上の時間がある中で避難勧告等が発出され、即座に避難を開始した住民は長時間避難場所での待機を余儀なくされたケースもあった。

②2012年カナダ西海岸津波における避難広報の状況は、主にHawaii State Civil Defense（ハワイ州市民防衛局）から発信されたTwitter情報（@HI_CivilDefense, https://twitter.com/HI_CivilDefense）を参照した。@HI_CivilDefenseが報せた主要なツイートを表2に示す。地震発生直後のハワイ時間(HST)10月27日17時40分頃には「津波のおそれなし」に相当する情報が流れたが、約1時間40分後の19時20分頃にPTWC（太平洋津波警報センター）の発表情報として「津波到達のおそれあり」「津波警報」が報じられ、第1波到達予想時刻は22時28分とされた。津波警報および避難の呼びかけは、以後Twitter、ラジオ、テレビ、サイレン等により繰り返し伝えられた。@HI_CivilDefenseのツイートには、津波警報や避難を直接呼びかける情報のほか、ラジオやテレビ等により必要な行動を確認するよう促す情報があった。また、リツイートにより警察（交通規制や緊急通報911の状況等）、教育関係部局（避難所の開設状況等）等の情報が共有された。

表1 2010年チリ津波における岩手県内の避難勧告・避難指示の発令状況（岩手県・岩手大学, 2010）

市町村	避難勧告の発令日時	避難指示の発令日時
洋野町	—	28日 10:55
久慈市	28日 10:40	28日 11:30（避難指示へ切替）
	—	28日 12:30（対象の拡大）
野田村	—	28日 9:38
普代村	—	28日 9:35
田野畑村	—	28日 9:35
岩泉町	—	28日 9:33
宮古市	—	28日 11:00
山田町	—	28日 11:30
大槌町	—	28日 9:33
釜石市	—	28日 9:34
大船渡市	—	28日 11:00
陸前高田市	—	28日 11:30

表2 2012年カナダ西海岸津波におけるハワイでの津波・避難情報
 (@HI_CivilDefense によるツイッター情報より抜粋)

日時 (現地時刻)	情報	備考
17:40	Earthquake off British Columbia, mag 7.1. No tsunami.	地震発生、このとき津波情報は無い。
19:21	PTWC is investigating possible currents and other effects to Hawaii harbors as a result of the 7.7 magnitude earthquake in British Columbia.	ハワイへの津波の影響を示唆
19:25	Tsunami WARNING for Hawaii. Estimated first wave arrival 10:28 pm.	津波警報発表、到達予想時刻 22:28
21:02	Listen to KNDI (1270), KZOO (1210), or KREA (1540) if you need foreign language radio info on the tsunami WARNING.	津波警報についてラジオによる多言語情報を周知
22:08	The first wave will arrive in less than 30 minutes. Try to get at least a half mile inland if you are in an inundation zone.	想定浸水域より離れるよう呼びかけ
22:34	For those on the beaches, think of your families, walk out of the zone now. The first wave may not be the largest.	海岸部へ残る人へ避難のさらに呼びかけ
22:43	Remember tsunamis are a series of waves; the first may not be the largest. Wait for the "ALL CLEAR" on radio or television.	安全が確認されるまで避難を継続するように呼びかけ
0:18	Wailoa Harbor on the Big Island reporting 4 ft waves every six minutes.	津波の到達状況
0:59	TSUNAMI WARNING is cancelled, an ADVISORY is in place. Stay off beaches and out the water. Harbors remain closed..	津波警報から、津波注意報相当の情報へ切替
4:11	Tsunami Advisory canceled as of 3:49 am.	津波注意報の解除

3.2 避難の状況

①2010年チリ津波では、避難勧告等の対象人数に対し、避難所等で確認された人数に基づく避難率（避難所避難率）が低い数字にとどまり、当初はマスメディアなどから課題指摘の声があがった。気象庁の発表や津波の到達・観測情報などがテレビでは刻一刻と伝えられていたこともあり、避難勧告・避難指示下にあっても避難せずに自宅にとどまっていたケースが多数あったといえる。一方では、指定避難場所や公共施設等の避難所以外にも親類・知人宅や、休日（2月28日は日曜日）であることを生かして遠方へ外出していたケースもあった（例えば岩手県・岩手大学, 2010）。一方、指定避難場所（避難所）へ避難した住民等は、津波警報が長時間継続（東北地方3県の大津波警報は28日19時01分に津波警報へ、3月1日1時07分に津波注意報へ切り替え、注意報解除は1日10時15分であった）したために、長時間の避難所滞在を余儀なくされたケースや、警報等の発令中にもかかわらず帰宅する行動が多数あった。帰宅行動には、津波による被害や浸水範囲が限定的であったことなどによる自己判断によるもののほかに、冬期であり高台等の屋外に長時間とどまることができない、あるいは避難所となった施設へ避難していても情報が無く状況がわからない、居室が寒い、食事が提供されない、また、特に高齢者層からは横になっていることができない、和式トイレが使いにくいなど生活上の不便を挙げて帰宅を判断するケースがあった。大津波警報が発令された3県でも、津波警報から津波注意報へ切替えられた時点まで避難を続けていた住民はごくわずかであった。

②2012年カナダ西海岸津波では、夕刻から夜間にかけて多数の住民や観光客が避難する事態となった。自動車による避難も多数発生し、混雑による渋滞を生じた。多数の買い物客や観光客がいたために混雑や渋滞に拍車をかけた可能性も報じられた。

3.3 避難対象地域の状況

①2010年チリ津波では、東北地方の場合、到達予想の約4時間前に津波警報が発表されたことから、海岸地域では船舶を固定したり陸に揚げる作業の様子などがニュース映像として報じられた。一部の地域では、避難する車両や、低地部の道路で交通規制が実施されたことにより、交通渋滞が発生、渋滞状況や規制情報がドライバーに伝わらないといった問題も発生した。また、買い物行動が多数発生し、在庫の買い占めによって閉店せざるを得ない店舗もあった。

②2012年カナダ西海岸津波でも同様に、ガソリンスタンドに長蛇の列ができた様子が写真配信されるなど、多くの買い物行動があった。自動車による避難は交通渋滞を引き起こし、交通事故の発生も報じられた（ただし事故発生場所は確認できなかった）。@HI_CivilDefenseによるリツイート情報からは、警察が交通規制を行い、海岸部から高台や内陸へ向かう交通を優先させている様子や、避難の対象となるゾーンへ立ち入らないよう呼びかける情報が見られた。

4. 遠地津波への対応策について

以上のように、到達まで時間を要する遠地津波の事例でも、社会では大きな混乱や課題が見られた。しかし、PTWCや気象庁が提供する津波警報システムは、遠地津波の到達前に多様な対応を実施できるだけ時間の余裕をもたらしていることも事実である。

防災計画においては、余裕時間を活用することによる事中の対応の選択肢を明らかにしておくことが望まれる。具体的には、(1)避難準備情報等の避難のための事前情報の活用することにより、避難完了の目標時刻を設定することで無用な先行避難を避けるとともに、避難行動に時間を要する災害時要援護者を抱える世帯には支援を行い先に避難する、余裕時間を活用することで近くの高台避難ではなく遠方や滞在に適した避難場所へ早めに移動するなど、近地津波の際とは異なる避難の段階をとることが期待できる。(2)長時間にわたり避難が続くことも想定し、避難所の受入・運営体制を早期に構築し、必要物資の確保や情報提供体制の整備、要介護者や障がい者も受け入れることができる福祉避難所の設置など、安定的かつ確実な避難ができるような環境を整えることが求められる。そして、世帯や事業所などの行動として(3)避難準備の時間帯を活用した非常持出品・当面の生活用品や食事の準備と持ち出し、“てんでんこ”の避難の前に地域においてグループあるいは共助による避難を実施するなど、津波からの緊急的な避難よりも、予報に基づき事前に行動を起こす風水害の避難に近い準備と対応の行動が期待できる。早期に津波警報の発令や予告の情報がおり、十分な余裕時間がある場合には、家財の移動や船舶の固定など、余裕に応じた「減災活動」を行うことも可能と考えられる。

わが国の防災計画においては、近地津波への対策に主眼を置いた緊急的な対応の準備はもちろんであるが、遠地津波の場合における対応策の手順や、自助・共助・公助の枠組みのそれぞれにおける対応の選択肢を明らかにしておくこと、そして対応や行動のイメージトレーニングが行われることが望まれる。

謝辞 2012年カナダ西海岸津波における報道機関および各機関からの情報収集や津波災害の実態把握には、災害科学国際研究所津波工学研究分野の研究室に在籍する学生諸氏も大いに貢献した。ここに記し謝意を示す。

参考文献 中央防災会議防災対策推進会議津波避難対策検討ワーキンググループ：津波避難対策検討ワーキンググループ報告，2012.7.

総務省消防庁：チリ中部沿岸を震源とする地震による津波について(第19報)，2010.3.

岩手県・岩手大学：2010年チリ地震津波における避難行動に関するアンケート調査結果，2010.

1999年10月二戸市金田一地区の豪雨災害における住民意識調査

岩手大学農学部 井良沢道也, 岩手県盛岡広域振興局 高橋歩

1. 背景と目的

岩手県においては2011年東日本大震災や2008年岩手・宮城内陸地震など地震による災害が多発している。一方で、2004年7月の釜石市での土石流による死者2名を出した災害や2011年9月の二戸市浄法寺町でのがけ崩れで死者1名を出した災害など降雨による土砂災害も多発している。二戸市は平成11年に「二戸豪雨災害」が発生し、二戸市北部の金田一地区で土石流により死者2名を出した。これまで「二戸豪雨災害」における住民意識調査はなされていない。そこで、土石流による死者の出た「温泉駅前」と「下山井」、浸水被害の激しかった「湯田」の3地域を調査対象地として選定し、災害当時の避難状況や前兆現象などについて調べた。

2. 災害概要

岩手県北地方では、1999年10月27～28日にかけて、台風並みに発達した三陸沖西部を通過した低気圧により、豪雨もたらされた。降水量は県北内陸部で特に多く、二戸市の観測所では、28日の累計降水量が207mm(約250年確率)、28日午前8時には1時間雨量最大の33mm(約5年確率)を記録した¹⁾。本豪雨は、県北内陸部に大きな被害を与えた。特に被害が大きかったのは、軽米町、二戸市、山形村であったが、死者が出たのは二戸市金田一地区で起きた土石流による2名(温泉駅前と下山井で各1名)だけであった。二戸市では34世帯に避難勧告が発令され、ライフラインの寸断、土砂流出や道路の冠水、床上・床下浸水など被害総額は約79億円に上った²⁾。対象地域別に被害を見ていくと、温泉駅前では午前10時頃、下山井では午前9時頃に土石流が発生し、土砂や流木の堆積が目立っている。一方、湯田では、死者は出なかったものの、浸水した複数の住宅が付近の沢に流下して大破するなどの被害を受けた。

3. 調査概要¹⁾

* The local residents awareness investigation in the heavy rain disaster of the October, 1999 Kindaichi, Ninohe-city area

本研究では、アンケート調査、行政機関及び住民への個別聞き取り調査を実施した。

アンケート調査は、2011年9月29日に温泉駅前、湯田、下山井の3地域の各区長に70部ずつ配布し、その後、各区長の裁量で住民への配布部数を決定して頂いた上で実施した。配布部数（回収部数）は、温泉駅前45部（42部）、湯田70部（59部）、下山井68部（45部）となり、全体の回収率は79%（146部）となった。個別聞き取り調査は、2011年10月20日に、全3地域で1日かけて実施した。聞き取り対象者は10名で、その内訳は、温泉駅前2名、湯田2名、下山井6名。すべて個別訪問形式で行った。また、二戸市役所や岩手県北広域振興局森林保全課に出向き、当時の状況などについて聞き取りを行った。

4. 調査結果

表1に聞き取り調査より、当時の豪雨の動きと住民、行政の行動をまとめたものを示す。

4.1 避難の有無

全体としてみると約8割の住民が避難していないことが分かる。地域別にみると、温泉駅前では過半数が避難を行っているのに対し、湯田では避難した住民が1割にも満たない。

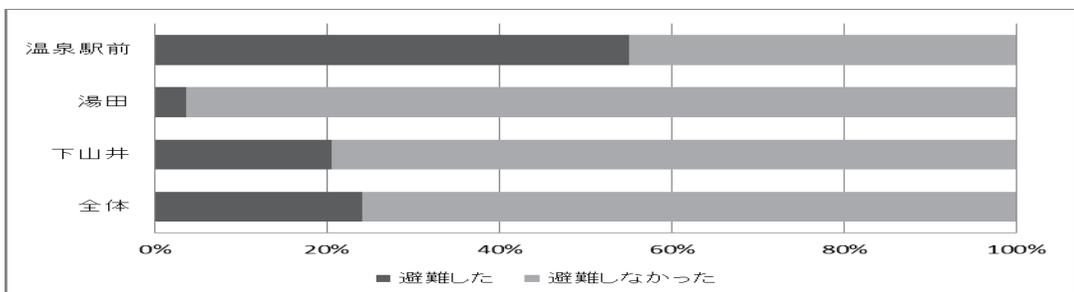


図1 避難の有無 (n=133)

4.2 避難の動機

避難の動機を見ると、「自治会長、消防団などからの呼びかけ」で避難した住民が最も多い(表2)。また、「避難勧告の発令」を機に避難を決めた住民も少なくないことから、避難を決める際に、避難勧告が住民の避難開始の一つの基準になっていると考えられる。しかし、当時の避難勧告発令の時間帯を尋ねたところ、温泉駅前では午前12時頃、下山井では午後13時半頃であり、避難勧告発令は土石流発生からかなりの遅れを伴うものであった。また、表2を見ても分

かるように、避難した住民の多くは、他人の情報（呼びかけや避難勧告など）を機に避難を始めており、周囲の状況に危険を感じつつも、それだけで避難の決め手とした者は少ない。

表1 当時の豪雨の動きと住民・行政の対応

時刻	住民			時刻	行政		
10月28日	温泉駅前	湯田	下山井	10月28日			
	夜明け前に水嵩の高まりを確認	溪流の水の増加・流木の流出					
6:00	1時間降雨が10mm以上に			6:00			
		沢沿い位置する家の中に水が浸入					
7:00	1時間雨量27mmを記録			7:00			
				8:00			
8:00	1時間雨量最大の33mmを記録(降雨のピーク)			8:25	災害警戒本部設置		
	溪流の水の増加を確認			9:00			
9:00	1時間雨量31mmを記録						
	土石流発生		何か大きな音と川の水位の低下を確認	10:00	災害対策本部設置		
	何か大きな音が聞こえた		土石流発生		二戸市金田一水梨に避難勧告発令(15世帯34人、11月2日午後7時廃止)		
	1時間雨量32mmを記録			11:00			
10:00	土石流発生(砂防ダムを警戒中の2名が巻き込まれ、1名は30m下流へ流され死亡)		土石流発生				
			濁った水の発生と何か大きな音を確認	12:00			
			土石流発生	12:10	二戸市金田一下山井に避難勧告発令(10月29日13時50分)		
11:00	1時間雨量25mmを記録			13:00			
12:00	1時間雨量10mmを記録			14:00			
13:00	1時間雨量4mmまで低下			15:00			
14:00				16:00			
15:00				17:00			
	消防団が浸水防止のために土のう積みを開始						
16:00				18:00			
17:00	1時間雨量1mm(降雨の終息)			19:00			
				消防出動状況	消防署職員延べ98人、消防団員延べ1500人、消防時自動車延べ149台		
18:00							

表 2 避難の動機 (n = 32 複数回答)

	下山井	湯田	温泉駅前	全体
①自治会長、消防団等から避難の呼びかけ	5	1	15	21
②避難勧告等の発令	3	1	8	12
③防災行線無線の土砂災害警戒情報の認知	1	0	1	2
④テレビやラジオによる土砂災害警戒情報の認知	1	0	1	2
⑤周囲の状況に異常を感じた	4	0	4	8
⑥隣人の呼びかけ	3	0	5	8
⑦その他	2	0	2	4

表 3 避難した住民の避難動機と避難時刻 (避難動機は表 2 を参照)

	回答者	避難動機	避難時刻
温泉駅前	A	①、②、③、④、⑤	午前9:00分
	B	⑤、⑥	午後16:00
	C	①	午前10:30
	D	①	午後14:00
	E	①、②	午後16:15
	F	⑥	午前10~12時
	G	⑥	午後17:00
	H	②	午後13:00
	I	①、⑤	午後17:00
	J	①、②、⑥	午後19:00
	K	①	午前10:30
	L	①	午前10:00
湯田	A	⑥	午前9:00
	B	⑦、水害に直接遭遇したから	午後17:00
下山井	A	⑥	午後16時頃
	B	①、②、④、⑤、⑥	午後13:30
	C	②、⑤	午前11:30
	D	①、②、③、⑤、⑥	午前11時頃
	E	①	午前11時頃

4. 3 避難時刻

上の表 3 は、避難した住民のうち、避難時刻を覚えていた人と避難動機をまとめたものである。今回の豪雨は、午前 6 : 00 から本格的に降り始め、午前 12 : 00 頃に終息した(表 1)¹³⁾。また、この豪雨の影響で、下山井、温泉駅前ともに午前 9 時頃には土石流が発生している。そのことから考えると、確実に事前避難できた住民は、皆無であり、多くの住民が豪雨の最中や終息後に避難していたと言える。土石流が発生し、なお、豪雨継続中の状況下で避難することは、かえって災害に巻き込まれる危険性を高くしていた可能性もある。

4. 4 避難しなかった理由

全体としてみると、避難しなかった住民の約5割が「自分の家は安全だと思った」と回答している（図2）。一方、「避難勧告が発令されなかったから」との回答も全体の約2割を占めていることから、住民が避難勧告の発令を、少なくとも避難開始の一つの基準としていることが伺える。下山井では「避難路が危険な状態」で避難できなかったとの回答が多くみられる。

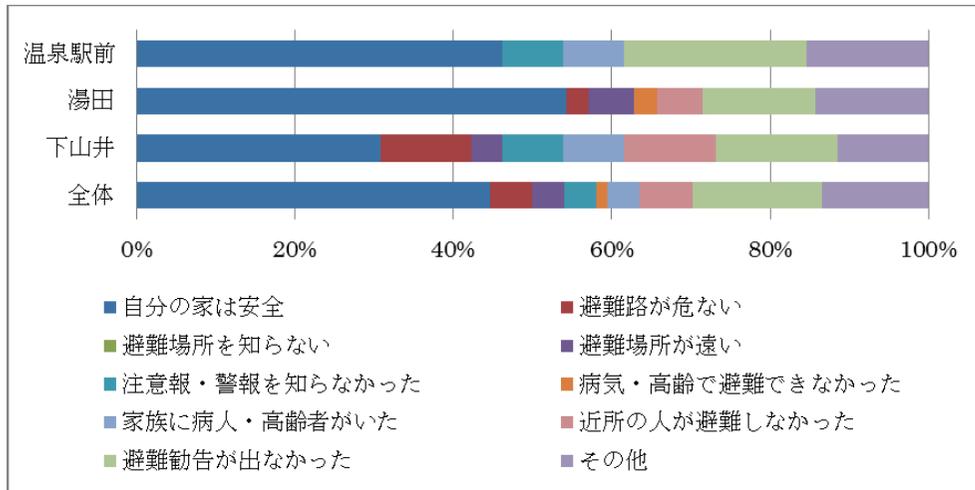


図2 避難しなかった理由 (n=101 複数回答)

4. 5 前兆現象の認知

全体としてみると、約3割の人が前兆現象を感じている（図3）。そして、「前兆現象を感じた」とする回答者の住宅は土石流が発生した沢や土砂が流出した沢付近に位置していた。

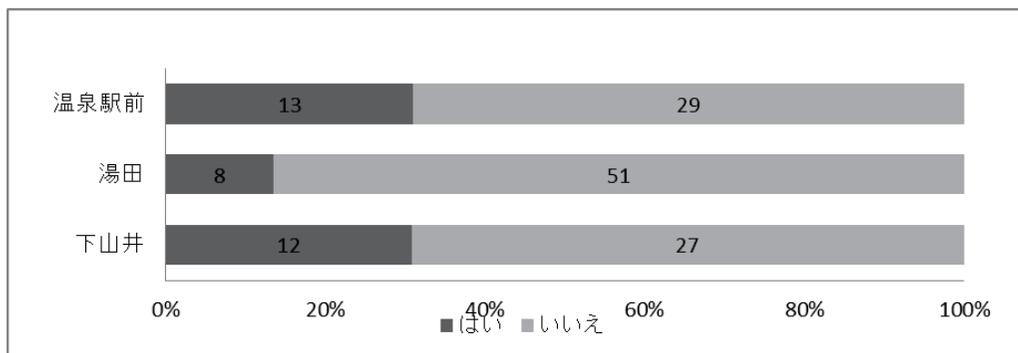


図3 前兆現象の認知度 (n=140)

4. 6 前兆現象の種類

前兆現象の種類としては、認識された種類に地域差が見られた（図4）。土石流による被害が大きかった温泉駅前と下山井では、土石流の前兆現象である「濁った水の発生」や「川の水位の低下」、「何か大きな音（山鳴り）」が確認されている。一方、浸水被害が大きかった湯田では、「溪流の水の増加」と「流木が流れてきた」が最も多く確認されている。

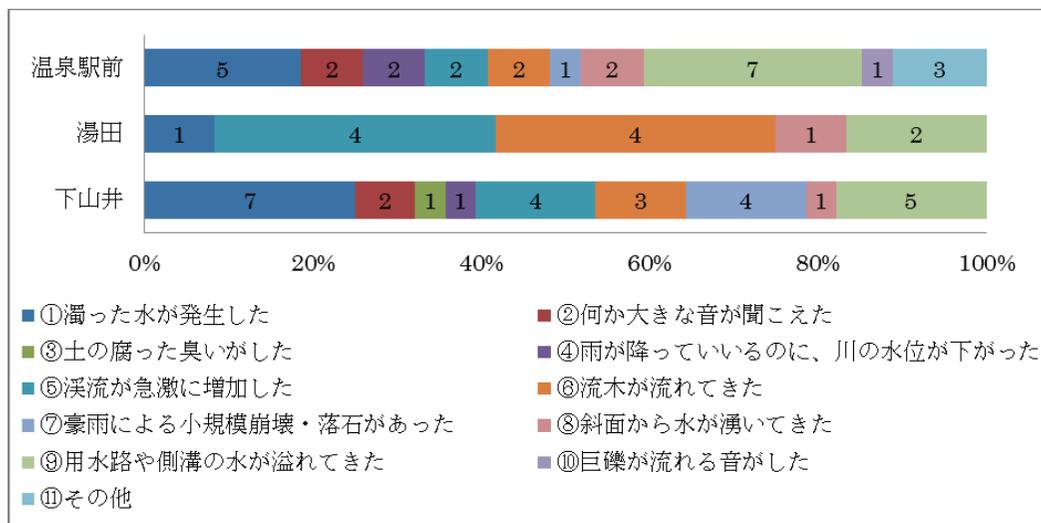


図4 前兆現象の種類（n=33 複数回答）

5. まとめ

今回のアンケート及び聞き取り調査を行ったことで、当時、新聞でしか取り上げられていなかった12年前の豪雨災害のより詳細な状況を明確にすることができた。本調査を進めるにあたり、二戸市役所及び岩手県北広域振興局林務室の関係各位、そして、二戸市金田一地区温泉駅前区長の田中孝香氏、二戸市金田一地区湯田区長の大沼利一氏、二戸市金田一地区下山井区長の表沢正実氏には聞き取り調査やアンケート配布で大変御世話になりました。

参考文献

- 1)気象庁HP <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>
- 26)岩手日報（平成11年10月28日及び平成11年10月28日）
- 3) 社団法人岩手県治山林道協会：平成13年度金田一地区治山測量調査委託業務報告書（2001）

秋田県の歴史地震の教訓を防災教育教材にする試み

－その2 1914年秋田仙北地震を事例として－*

秋田大学 地域創生センター 水田 敏彦

1. はじめに

秋田県は全域にわたって多数の活断層が存在し、これまで多くの被害地震が発生している。明治以降を見てみると、内陸では1896年(明治29年)陸羽地震と、1914年(大正3年)秋田仙北地震がある。被災の中心の地名から陸羽地震は『六郷地震』、秋田仙北地震は『強首(こわくび)地震』とも呼ばれている。筆者は、これらの地震の文献調査を行い、当時の地方新聞記事、郷土史料、行政史料等からの新たな情報の発掘に努め、そこから得られた成果を住民、特に子どもに対する防災教育へ還元するための防災教育教材の作成に取り組んでいる。前報¹⁾では、1896年陸羽地震を対象として、絵本とアニメーション教材を作成することを試みた。本報では、1914年秋田仙北地震について、これまでに収集した地域史料を整理するとともに、防災意識啓発のための一つの試みとして、教訓をもとにした絵本教材を試作したので紹介する。

2. 対象とした秋田仙北地震の概要と被害の特徴

日本被害地震総覧²⁾によれば、秋田仙北地震の諸元は、発震時1914年3月15日4時59分、秋田県仙北郡、M=7.1である。この地震による被害は死者94、負傷者324、家屋全潰640等となっている。早朝に発生した地震であり、今村明恒博士は震災予防調査会報告³⁾のなかで「住家全潰数640に対して死亡者数が多いのは発震時刻の朝5時頃に睡眠中の人が多かった」からだと指摘している。

図1は震災予防調査会報告³⁾および秋田魁新報の記事(1914年)を基に作成した秋田仙北地震の被害分布図である。住家の被害は震央に近い雄物川沿いと横手盆地中央部で大きい。山地部については住家の全潰は少ないものの、斜面崩壊が広範囲で発生し、大沢郷村の布又集落では地震による堰止め湖が形成された。また、人的被害は強首村29名、神宮寺町13名と数が多くなっているが、死者の発生についても広い地域に分布している。

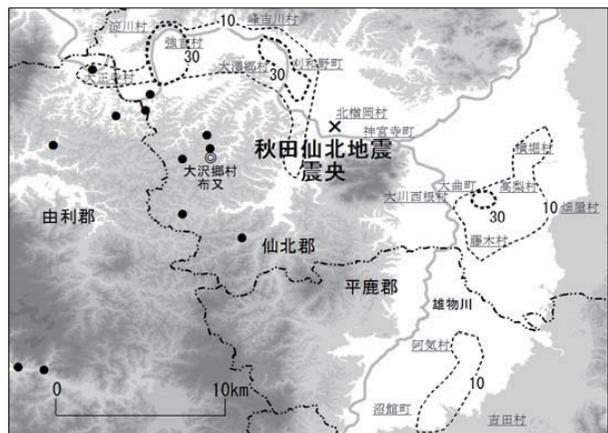


図1 秋田仙北地震の被害分布

(アンダーラインは死者のある町村 数字は住家全潰率% ●斜面崩壊)

*Approaches for educational material due to learning the historical earthquake in Akita - Part 2 A case study of the 1914 Akita Senboku earthquake -
by Toshihiko MIZUTA

3. 人的被害に関する文献調査

3.1 人的被害に関する地域史料

住民に伝えるべき知見・教訓として、人的被害の発生要因は重要であると考えられる。しかし秋田仙北地震の人的被害については、既往の調査報告³⁾では男女別に町村ごとの数字が記されているのみで、被害の発生状況や原因については触れられていない。利用できる地域史料として地震後に纏められた各種の郷土史料、当時の地方新聞などがあり、より詳細な被害状況を知ることができる。秋田仙北地震の人的被害が示されているものを次に示す。

大正三年震災関係書類土木課⁴⁾：秋田県公文書館収蔵の行政史料で、罫紙を二つ折りにした和綴の簿冊である。警察部が提出した「死亡者調査表」があり、犠牲者 94 名全員の住所、氏名、年齢・性別が記されている。

大正二年大正三年秋田県凶作震災史⁵⁾：大正二年における凶作と大正三年における震災の状況を秋田県で取り纏め、1918 年に発行している。震災前年の 1913 年は天候不順による凶作であり、秋田県は冷害対策を施しながら震災対応を行っていた。死亡者の原因（圧死、焼死）を町村別に記した表がある。

大沢郷村震災誌⁶⁾：震源地近傍大沢郷村の被害状況を役場で取り纏め、1918 年に発行している。死亡者の住所、氏名、年齢、原因を記した表がある。

地方新聞：秋田県内の代表的な地方紙として「秋田魁新報」がある。地震に関する新聞記事は地震発生翌日の 3 月 16 日に現れる。地震により新聞社の活字が転倒したため、他の活版所を利用して 2 頁の号外が 17 日まで発行されている。断片的ではあるが、既往の調査報告に示されていない人的被害の発生状況が詳細に記載されている。

3.2 人的被害の要因

大正三年震災関係書類土木課⁴⁾、大正二年大正三年秋田県凶作震災史⁵⁾から人的被害の発生要因を整理した。秋田仙北地震における死者 94 名について、年齢不明者 1 名を除く 93 名の年齢と性別、死者 94 名全員の死因が判明した。

年齢別・性別死亡者比率の状況は図 2 に示すとおりである。なお、死亡者比率は、各年齢の死者数／総死者数×100 と定義する。死者数は男女とも 10 才未満の子供の割合が多く合計すると 23% を超え 22 名にのぼる。次に 10～20 才未満が 20%、60 才以上の高齢者が 16% と多く、特に 60 才以上の女性の死亡者比率が高く 12% となっている。また、図 3 に秋田県統計書に基づく、1913 年（大正 2 年）12 月 31 日現在の秋田県の人口（本籍人口）の年齢構成を示す。総人口約 956 千人、年齢構成は現在と大きく異なり、10 才未満の子供の比率が 26% と多く、年齢が高くなるにつれその比率が低下する。性別については、全体的に男性が多く 60 才以上の高齢者では男女の差が殆どなくなる。図 3 に示されるように、当時 10 才未満の人口は 60 才以上の 3.7 倍程度であったことを考慮すると、高齢者の被災率が非常に高かったことがわかる。死者の性別については、20 代以降は男性より女性の割合が高く、これは、一般的に女性の方が避難行動が遅れること、幼児や高齢者を助けたことが考えられる。秋田仙北地震によって発生した死者について、被害要因別の割合を図 4 に示す。死因で多いのは地震発生直後の家屋の倒潰による圧死者 82 名であり、全体の 87% を占める。次いで多いのは火災によるもので焼死者が発生したのは 12 名であり全体の 13% であった。

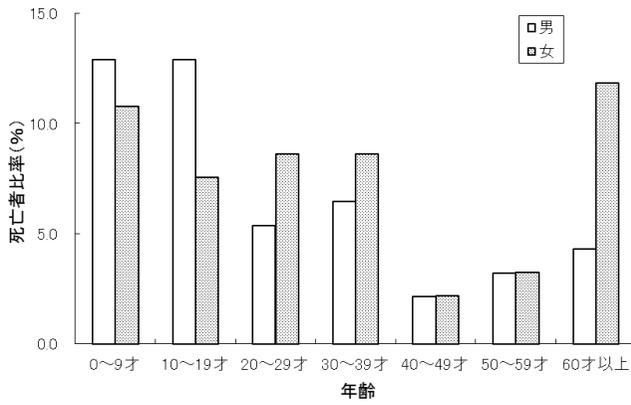


図2 年齢別・性別の死亡者比率

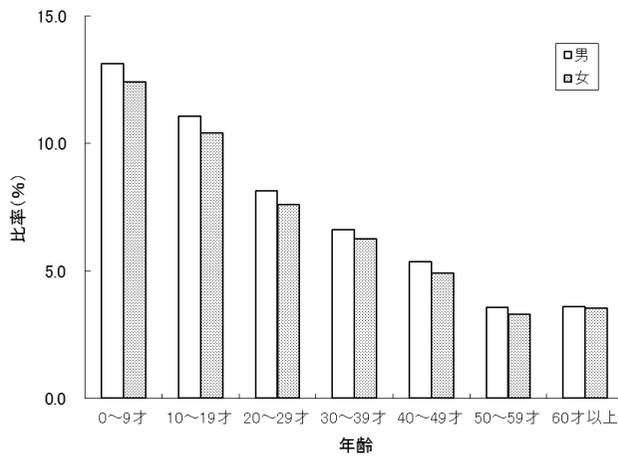


図3 1913年（大正2年）の秋田県の年齢比率

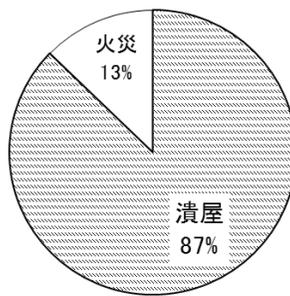


図4 死者の被害要因別割合

3.3 人的被害の発生状況

地震発生当時の地方新聞記事から人的な被害を中心に文献調査を行い、災害の特徴を探ってみた。秋田の代表紙である秋田魁新報のマイクロフィルムを秋田県立図書館で閲覧コピーし資料とした。以下に主な内容を『』で引用して示す。()内は記事の見出しを、個人名はイニシアルで示す。

【3月16日】刈和野町（一家四名圧死）『S方にて地震の響きと共に屋外に出でんとしたるに棟木墜落して家族四名圧死したるは悲慘の極みと云ふべく幼児一名丈け早くも外部に逃出したりとは不幸中の幸ひ』

【3月17日】強首村（局長夫人圧死）『郵便局は崩壊の後火災起り局長の夫人は圧死したり』、峰吉川村（峯吉川の惨状）『同村に於ける潰倒家屋はS氏外十三戸有其他潰倒に近き傾き倒れん計りの家屋は約五十戸ありて其他とも被害あり土蔵は悉く亀裂して全部塗替へを要する有様なる』中略『当日上り一番刈和野駅発列車にて出発のため三時頃より仕度を整ひ来客三十余名にて酒宴の最中に異様の音響と共に俄然家屋が潰倒し同氏の如きも辛ふすて這逃げ其他も命からがらに遁れ出でたれと土蔵座布に居れる五名は壁の下となり漸く掘り出しはしたれと十二才の下女一名は終に死亡せる』、淀川村（一族九人焼死）『淀川村方面も被害少なからずありて中に最も悲慘を極めたるは』中略『不在中家屋は潰倒し同時に出火せるため家族一同七名と別家某方より留守居に来たれる二名と都合九名焼死せるは無残の極みにて』、内小友村（内小友村の被害）『家屋の全半潰其他は無かりしも当時大曲町に赴き用弁中のM(43)は折柄の烈震にて逃場を失い遂に無惨にも圧死を遂げたる』

【3月20日】刈和野町（男泣きに泣く）『主人E留守中親子四人枕を並べて押し潰されたるが戸主Eは目下満州にありこの事を知るや知らずや、殊に同家には青森縣南津軽郡竹館字唐竹S妻S(二七)が地震のあつた前の日に林檎商に來たり同家に泊たる許りて押し潰されこの報を聞きたる郷里の夫は男泣きに泣けり』、大沢郷村（惨又惨）『K(四三)妻は突然の強震に遇ひ己が身一つなら逃れ得たるも子供が心配で堪らず背負ひて起たんとする所家屋潰れ背負ひたるまま押し潰され』、大沢郷村（夫婦二人圧死）『S(三〇)は妻K(二六)と共に叩き潰され』、北檜岡村（人と馬の悲鳴）『T(二五)は梁の墜落に遇ひ骨砕け即死』、北檜岡村（逃げんとて潰さる）『S孫長男R、Hの二人は逃げんとて却つて潰され』

【3月22日】高梨村（母の身代り）『震災地の仙北郡高梨村に於ける惨死者も少なからずありしかそが中にてK長女S(一七)は当日早朝炊事にて直ちに逃げ得べかりしを実母某か病床に臥しあるを救出さんため奥座敷に駆け込み母に手をかけんとせる一刹那柱が倒れて同女に突き当り其儘無惨の死を遂げたるが是れがため母は無事なりし 次は親子三人抱き合ひ惨死せるは同村S妻I(二八)にて同女は妊娠五ヶ月の身持にて四歳の子供を背負ひ二女H(六つ)を抱きて逃げ出でんとして其の儘無惨の死を遂げたる』

【3月25日】阿気村（阿気村）『本村は被害の程度尤も甚だしく就中同村四つ屋部落にあり全潰八戸、半潰七戸之に附近部落を合せ総被害全潰九戸、半潰七戸、大破十三戸、小破二百九十六戸の多数を算し全潰家屋の内K二男M(二つ)は惨死せり』

【3月26日】沼館町（沼館町）『沼館、今宿の家屋土蔵は殆ど全部の破損にして就中土蔵の塗壁の墜落多く其用を為さざるに至れり』中略『S、M、Gの各戸は全潰せり家族は避難する違も

なく母子相擁して家屋の下敷となり S 妻 S (三四) は重傷し二男 K は (三つ) は母を離れ無惨の死を遂げたり M (六八) は背部に重傷し空隙に匍匐し漸く九死を免れたりと云ふ』、吉田村 (吉田村) 『本村の被害尤も甚たしきは下吉田方面にして去る明治二十九年の激震の際も被害甚たしかりしと云ふ今回の強震には K 宅全潰し同人妻 E (五五) は棟木に圧倒され悲惨の最期を遂げたり』

死者が発生したことに言及する記事について、すべて家屋倒壊によるものであった。秋田仙北地震は午前 4 時 59 分に発生したため、就寝中避難が遅れた場合が多いが、早朝炊事中に子供や高齢者の救助により命を落としたものも見られる。火災による焼死者については、淀川村で家屋崩壊と同時に出火 9 名の焼死が、強首村では郵便局崩壊後の出火により 1 名死亡したことを報じており、人的被害の発生状況としては、家屋倒潰に伴う避難の遅れによる焼死者が非常に多い。

4. 絵本教材の試作

以上のような地域史料によって得られた災害の知見・教訓を踏まえ、幼児～小学校低学年を対象として、秋田仙北地震の絵本教材を試作した。前報¹⁾で作成した防災絵本シリーズ「しらないと 怖い じしん」の秋田仙北地震編として、「秋田仙北地震を知ろう」というサブタイトルをつけ 20 ページの絵本を作成した。子供たちにわかりやすい表現を使用し、人的被害の要因についてはグラフ化して含めた。秋田仙北地震の防災教育絵本の例を図 5 に示す。秋田仙北地震の物語は、前報と同様に地震のことをよく知らない主人公 (なまはげの“あっきー”) が、地震について詳しい“なまづ先生”に教わるストーリーとした。早朝に発生した地震時の状況 (図 5 左) について、就寝中や早朝炊事に家族を助けようとした人の被害の様子 (図 5 右) などを取り上げて絵で表した。

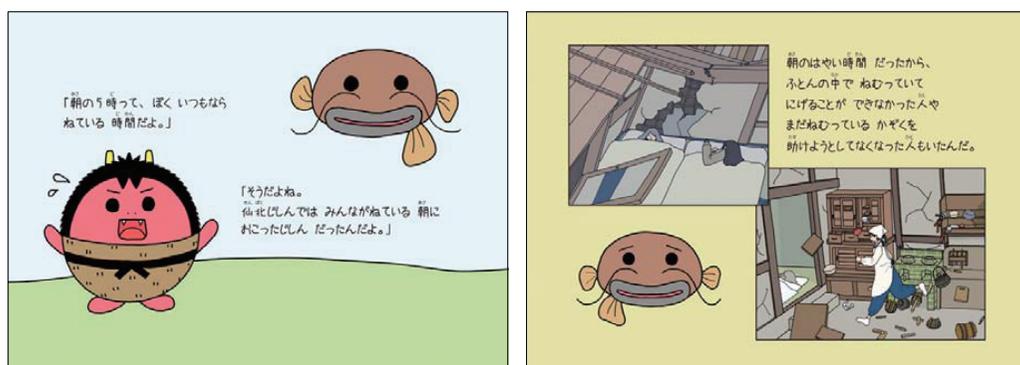


図 5 秋田仙北地震における防災教育絵本の例

その他、秋田仙北地震の被害の特徴として斜面崩壊も多く発生しており、最も大きな被害を出したのは大澤郷村の布又集落で、秋田魁新報の記事に『数百尺の高峰の中にある部落なるが大音響と共に前方の高峰は全部打ち割れ家屋大の岩石は飛び数丈の杉の木は埋没し』その結果『三十間長さ二町余の筒形の沼を造り水の深さ一丈八尺に達し為めに家屋は水に没したるより

部落民其他の応援に依り八十間を切り開き排水に努め今は減水しつつあり』と記されている。新聞記事によって得られた情報をもとに、大沢郷村布又集落の状況（図6）についても取り上げて絵で表した。

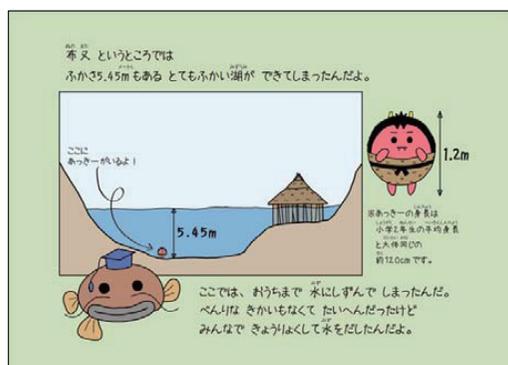


図6 斜面崩壊による堰止め湖発生場面

5. まとめ

本報では1914年に発生した秋田仙北地震を事例として、地域史料を整理し、子ども向けの防災教育絵本を試作した。絵本教材については、読み聞かせによる保護者への防災意識向上効果も大きいと考えている。今後は、防災教育の実践活動を蓄積し、教育現場の評価を受けて必要な改良を行いたい。

謝辞

絵本の作成については高橋菜未子氏（平成22年度秋田高専卒業生）にご助力をいただきました。また、歴史地震の資料収集や調査については鏡味洋史北海道大学名誉教授のご協力をいただきました。記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 水田敏彦：秋田県の歴史地震の教訓を防災教育教材にする試みー1896年陸羽地震を対象とした子ども向け教材の作成ー、東北地域災害科学研究、第48巻、pp.87-92、2012.
- 2) 宇佐美龍夫：新編日本被害地震総覧、pp.225-227、1996.
- 3) 今村明恒：大正3年秋田県仙北郡大地震調査報告、震災予防調査会報告、82、pp.1-30、1915.
- 4) 秋田県：震災関係書類土木課、秋田県公文書館所蔵簿冊、109pp、1914.
- 5) 秋田県：大正二年大正三年秋田県凶作震災史、110pp、1918.
- 6) 大沢郷村役場：大沢郷村震災誌、152pp、1918.

学校の防災管理・防災教育支援

—鶴岡市防災教育アドバイザー派遣事業—*

山形大学 村山良之・鶴岡市教育委員会 尾形圭一郎・同 山口幸一

1. はじめに

東日本大震災の貴重な経験をふまえて、学校における防災管理と防災教育の充実が強く求められている。2012年度山形県鶴岡市では、小学校40校、中学校11校の支援のため、市独自に「防災教育アドバイザー派遣事業」を実施することになり、村山がアドバイザーに就任した。以下では、同事業の概要、学校側からの評価、それをふまえた次年度に向けての課題について報告する。

2. 実施事業

本年度は以下のような事業を実施した。

月 日	内 容	備 考
7月 6日 (金)	学校訪問① (加茂小) 学校訪問② (湯野浜小)	避難訓練視察
7月 9日 (月)	第1回防災教育研修会	24校
8月 1日 (水)	教育講演会	石巻市立吉浜小学校 佐藤伸昭校長先生 186名
9月 3日 (月)	学校訪問③ (朝陽五小)	避難訓練視察, 6年生向け防災授業
9月26日 (水)	学校訪問④ (鼠ヶ関小)	
9月27日 (木)	学校訪問⑤ (朝陽一小) 第2回防災教育研修会	16校
9月28日 (金)	学校訪問⑥ (大泉小)	避難訓練視察, 児童への講話
10月 3日 (水)	学校訪問⑦ (京田小)	職員研修会
10月10日 (水)	学校訪問⑧ (斎小) 第3回防災教育研修会	避難訓練視察 7校
10月22日 (月)	第4回防災教育研修会	5校
11月14日 (水)	学校訪問⑨ (山戸小)	防災計画検討研修会

*School supporting project for disaster prevention in Tsuruoka City, Yamagata Prefecture by Yoshiyuki Murayama, Keiichiro Ogata, and Koichi Yamaguchi

(1) 研修会

研修会では、①各校の防災マニュアル等についてのグループディスカッション、②文部科学省「学校防災マニュアル作成の手引き」の活用についての講義、③学校・学区の自然条件の把握のための基礎となる地球科学、自然地理学に関する講義、④児童生徒向け防災教育の概説を行った。東日本大震災の経験をふまえて、とりあえず学校の防災管理に重点をおく内容とした。

研修会は4回開催され、そのうち第1回は全体で約2時間としたが、明らかに時間が不足し参加者からも時間延長が求められたため、第2回以降は、全体で約3時間とした。研修会には市内の全小中学校の参加を求め、なかには複数回(別の教員が)参加した学校もある。参加者の内訳は、校長5人、教頭33人、教諭14人、合計52人である。

①グループディスカッション

校種によらずできるだけ似通った土地条件の学校を4~6校ずつグループに設定した。各校は現行の防災マニュアルや避難訓練マニュアルなどを持ち寄り、それらを発表し合うことで、他校で参考にすべきことや自校の改善点等に気づいていただくことを目指した。津波被災の懸念がある沿岸の学校では既に独自の工夫が始められ、また後の回になるほど、各校の充実した取組が紹介されるようになった。研修会参加を前にこれを目標にしたマニュアルの見直しを推進した効果もあったようである。

②文部科学省「学校防災マニュアル作成の手引き」の活用について講義

2012年3月発表されたこの「手引き」は、その内容が学校現場にとってきわめて有効であると考えられた。そこでこれをテキストにして、その要点、鶴岡の実態をふまえてとくに留意すべき点、さらに踏み込んで考えるべきこと等を説明した。たとえば、悪天候時にまたはそれを想定して外套と長靴に履き替えて避難する等避難訓練を工夫すべきことや、地域の方々の知恵を借りて新たに避難場所を設定した市内の学校の事例紹介等を含めた。第1回研修会ではこの②に重点をおいたが、徐々に学校に浸透したと判断できたことと研修会参加者の意向をふまえて、第2回以降は下記の③をより充実させることとした。

③学校・学区の自然条件の把握のための基礎に関する講義

「手引き」にもあるとおり、防災マニュアル作成において地域の条件の理解は必須である。とくに自然条件の知識は、学校の先生方においてマニュアルを学校の実態にあわせるのに必ずしも十分ではないことが懸念された。そこで、地震の発生メカニズム、地盤条件、地形・地質等の基礎的な内容について説明することとした。

鶴岡市はいわゆる平成の大合併により、最大で東西約40km、南北約50km、市域面積は東北最大となっている。市の中心部は海岸から約4km、砂丘と丘陵で海岸から隔てられた沖積低地上にあるが、市域には長い海岸線、広大な山間部を含む。市内には多様な土地条件が展開するため、地震災害においては強震動、液状化に限らず、地域によっては津波や土砂災害を、豪雨災害においては河川の氾濫および土砂災害を、それぞれ想定しなければならない。一方、鶴岡を含む庄内地方では、地震ハザードとして庄内平野東縁断層帯による直下型地震および日本海東縁部のプレート境界型地震、さらに気象ハザードとして冬季の暴風雪も考慮すべき要件となる。

これらについて、既存の研究成果や公開されているハザードマップ等を示しながら説明した。さらに、研修会の後、先生方が自らこれらの情報に容易にアクセスできるよう、関連ウェブサイトへのハイパーリンクを付

した電子ファイルを参加者に配布（送信）した。

④児童生徒向けの防災教育の概説

防災教育の内容（防災基礎教育と防災実践教育等）、目標、教科等の指導体系等について説明した。概説にとどまり、その具体的な内容や手法について説明する時間は設定できなかった。

(2) 学校訪問

学校からの希望によってアドバイザーが訪問して下記のような支援活動を行った。その内容も学校側からの要望に基づくものであり、避難訓練の参観とコメント、児童向けの授業、管理職または担当教員との打合せ等を行った。

①避難訓練・防災授業

- 湯野浜小 津波情報伝達訓練（一次避難→二次避難）
- 朝陽五小 地震想定避難訓練（授業時）、児童への講話、6年生向けの防災授業
- 大泉小 地震想定避難訓練（休み時間、予告なし）、全校児童向けの短時間の講話
- 斎小 地震想定避難訓練（休み時間、予告なし）

②職員研修

- 加茂小 防災計画に対する指導助言（教頭）、避難場所の視察
- 鼠ヶ関小 防災計画に対する指導助言（教頭）、避難場所の視察
- 朝陽一小 防災計画に対する指導助言（管理職・担当）
- 京田小 防災計画に対する指導助言（全職員）
- 山戸小 防災計画検討研修会（全職員、地域の方々）

津波被災が懸念される学校においては、避難場所や避難方法についての意見を求められ、実際に避難場所を訪れた。上記①では避難訓練等参観後に管理職等と打合せを行い、②では校内研修、さらに地域住民を交えた研修会を行ったところもある。各学校のマニュアル等をもとに、各学校・学区の自然条件等をふまえて、改善すべき点があればそのような意見を述べた。

3. 参加者・学校からの反応と来年度への希望

研修会の際にその参加者に対して、また2012年12月に全校対象のアンケート調査を行った。

(1) 研修会参加者アンケートより：

- ・直下型地震に対する認識を新たにし、そのための減災対策、児童への指導など、多くの課題を感じた。
- ・基礎教育、実践教育の観点で教育をすすめること（つなげること）の大切さがわかった。
- ・防災マニュアル作成の手引きによる具体的な手立てを研修するよい機会となった。
- ・地理的環境が近い学校同士での情報交換で有意義な情報を得ることができた。
- ・鶴岡市が非常に危険な場所にある（地盤の様子）ことを詳しく知ることができた。

- ・これまでの避難訓練の実施マニュアルを再考する必要がある。児童生徒の視点から、どういう訓練が望ましいのか、多くのヒントを得ることができた。
- ・非構造部材の点検。「落ちてこない、倒れてこない、移動してこない」場所に。
- ・地域と一緒に対策等を考えること（防災訓練の必要性）も不可欠であることも認識できた。
- ・学校としての役割について、今後の校内研修等でも活用していきたい。

(2) 2012年12月全校アンケートより：

学校訪問以後の取組

- ・津波想定訓練で、防寒具等を身につけての避難訓練を早速実施してみた。低学年でもさほど時間がかからないうことがわかり、津波到達予想時間が15分以上であれば十分に高台に避難できることを検証できた。

来年度への要望

- ・児童に対する防災教育実践例の紹介
- ・山間地域の災害の内容
- ・地域と連携した訓練をどう進めればよいのか
- ・地域の防災組織や自治組織と合同の研修

来年度希望する形態と内容（回収数46）

- ・形態 校内教職員研修会24、複数校集合の教員研修会22、児童生徒向け授業16、防災訓練の参観等8、保護者等研修会4、避難所点検4
- ・内容 児童生徒向け防災教育23、防災訓練の改善22、マニュアル作生の手引き18、地域との連携方法16、学校安全計画9、校区の自然環境等8、避難所開設方法8

4. おわりに

本年度、手探り状態で本事業を開始したが、ちょうどよいタイミングで文科省から「手引き」が提示され、これを基にした学校の防災管理を中心とする研修と、学校訪問による様々な支援を行った。研修会では「手引き」を学校・学区に合わせるため、ハザードや土地条件等に関する内容を加えた。各校のマニュアル等を持ち寄ったことで、お互いに参考、刺激になった。また訪問校では、避難訓練方法の見直し等その後の具体的な改善の動きも複数確認できた。いまだ不十分だが、本年度の事業について、学校現場からはおおむね肯定的な評価を得ることができた（全校アンケート、詳細割愛）。

来年度も事業の継続が見込まれ、徐々に児童生徒向けの防災教育に重点を置くこと、そのための教材や教育プログラムに関する研修の実施、教員の教材研究や児童生徒の教材になるような自然環境についてのより適切な情報提供、防災管理や防災教育に関する校内研修会の誘導を目指したい。さらに、本事業終了後も学校の防災管理と防災教育の改善が継続するようなくみづくりも課題である。

東北大学工学研究科における室内物品の地震対策推進活動*

○東北大学工学研究科 本間 誠
東北大学工学研究科 藤田 文夫
東北大学災害科学国際研究所 源栄 正人

1. はじめに

東日本大震災（以下、震災）では、東北大学工学研究科において実験室や居室にて甚大な物的被害が発生した。東北大学工学研究科等安全衛生委員会（以下、安全衛生委員会）では、震災後に研究室を対象としたアンケート形式の被害調査を行い、研究室で発生した地震被害の概要を把握するとともに、地震対策の効果の有無や今後の地震対策に関連する意識等について調査した¹⁾。そして、地震直後の対応行動の見直しと、室内物品の地震対策を推進している。室内物品の地震対策を推進するにあたり、建築関係の指針²⁾や他組織で検討した地震対策基準類^{3) 4)}を参考に、大学の居室や実験室で実施されている地震対策の実情を踏まえ、室内物品の地震対策方法を定めた。本報告では、震災前の地震対策活動の概要と、現在実施中の室内物品の地震対策活動における策定した基準類と実施工程を述べる。

2. 震災前の地震対策

安全衛生委員会は、労働安全衛生法によって設置が義務づけられた、事業場単位で安全・衛生を審議する組織である。工学研究科長が委員長となり、各系・組織の代表の教員、事務職員、技術職員が委員となっている。年間スケジュールに沿って活動を推進し、毎月開催される委員会ではその時々の問題を審議している。東北大学工学研究科では、安全衛生委員会が地震対策についても審議を行っている。

震災以前の地震対策は、対応マニュアル類の策定、工学研究科全体での総合防災訓練の実施、応急措置訓練等の開催、室内物品の地震対策の推進、緊急地震速報システムの整備、安否確認システムの運用と周知、食料等の備蓄品や救助用工具の整備等を実施してきた⁵⁾。

室内の地震対策については、安全衛生委員会委員による職場巡視時に薬品や高圧ガスの管理とともに転倒防止対策も確認し、不十分な場合には研究室に改善を求める。指摘の根拠となる管理基準は、関連法令や学内規定を基本とし、物品の危険度や災害への影響を委員会で考慮し決められていた。この管理基準は、平成23年度から全ての教職員及び学生に配布する安全マニュアルに写真を例示して掲載した。

3. 震災における地震被害

震災では、東北大学工学研究科内における主要な建物である3つの研究棟が深刻な構造被害を受けた。また、構造的には軽微な被害であった建物でも、実験室や居室の室内では甚大な物品の物的被害が生じた。しかしながら、幸いなことに地震発生が実験研究の繁忙期を過ぎていたために、重篤な人的被害は発生しなかった。

前章で述べたように各研究室での物品の地震対策は進めていた。しかし、机の上に配置された数多くある小型実験装置の地震対策はさほど留意されておらず、落下して被害が生じた機器があった。小型装置ではあるが、

* Promotion on indoor countermeasure against earthquakes at School of Engineering, Tohoku University, by Makoto HOMMA, Fumio FUJITA and Masato MOTOSAKA

精密な装置が多く、その経済的な損害は多額なものとなった。転倒防止対策を行っていた本棚や物品棚でも金具や突張棒はずれて転倒したものがあつた。大型装置についても転倒や移動が発生した。重量物は動きにくいとの先入観があつたためか、重さに見合った地震対策は不十分であつたようだ。特に高圧ガスボンベは対策を行っていたものも含めて数多くの転倒が発生した（写真1参照）。震災前に実施していた地震対策は一定の効果はあつたが、大地震に対して必ずしも十分な対応ではなかつたことが認識された。



写真1 高圧ガスボンベの被害

震災後に研究室での被害の状況や教職員の意識についてアンケート調査を実施した。その中で、繁忙期の大地震時における負傷者発生の可能性について質問を行った。その結果は図1に示すように、「発生する」、「場合によっては発生」との回答が73%に達した。繁忙期には多くの学生が実験室で実験・実習を行っており、実験室の物品が人的被害を引き起こす可能性を教職員が認識していることがわかる。

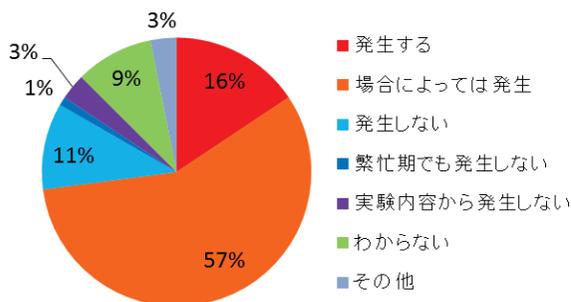


図1 繁忙期に大地震が発生した時の人的被害発生の可能性

4. 室内物品の地震対策の概要

震災直後に研究室へ資料を提供し、地震対策を実施するように呼びかけを行っていた。しかし、震災後の職場巡視で実験室を確認すると、完全に地震対策がおこなわれていない研究室が散見された。そして平成24年度の会計検査において、研究機器等の落下・転倒防止等の地震対策を全学的に早急に講じるよう指導があつた。

多くの実験装置や機器を保有する工学研究科で地震対策を実施するためには、何らかの地震対策の基準・方法を明示することが必要と考えられた。また、確実に実施するためには年度内に対策が完了する実施工程が必

要となった。

そこで地震対策の目安として、「東北大学工学研究科室内物品地震対策ガイドライン」（以下、ガイドライン）を策定した。このガイドラインで示した対策方法は、従来から実施していた方法よりも大幅な増強であるため、物品によっては短期間で対策を行うことが困難なケースも多いと想定されたことから、年度内に行う「地震対策最低基準」を設定した（図2参照）。そして年度内の震対策実施工程を定めた。

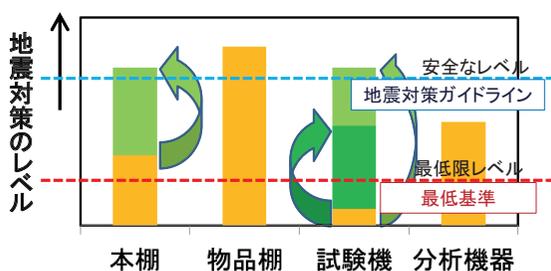


図2 地震対策のイメージ

5. ガイドライン

(1) 概要

地震対策の目安として策定したガイドラインは、目的を人的被害の防止だけでなく物品被害の低減まで含めた。この目的を達成するためには、単に転倒防止対策を行うだけでは不足と考え、必要な検討内容を示した。対策の順序としては、第一に物品の少量化、次いで物品配置のレイアウト、物品の転倒・移動対策を行うことが必要であることを示した。

二次的な地震被害の防止も検討することを示し、ガイドライン全体で総合的な地震対策を目指した。

(2) 必要な検討内容

化学物質を保管する棚・器具や高温装置、高価な測定装置等の地震対策を行うには、その物品の特性、設置場所の環境、運用方法を踏まえて検討することが必要である。

検討項目として、物品の転倒や落下、移動、破壊、変形等の直接的な被害を防止するとともに、物品による避難障害の発生、化学薬品の飛散・気化による火災・薬物中毒、実験装置の給排水設備の被害による漏水被害等の二次被害防止等を示した。

(3) 転倒・移動対策

転倒・移動対策は、資料2)の局部震度法に基づいて力学的な検討を踏まえて対策方法を決定する。

はじめに物品に働く地震力を設定する。この地震力によって転倒や移動が発生しないように固定点に必要な耐力を求める。そして、固定点の母材の仕様に合わせてアンカーや固定金具を選定する。

工学研究科では建物ごとに建設年代や設計が異なり、壁や床の構造が異なる。また、対象となる物品の種類や利用方法も様々であるために一律の固定方法を示すことは困難である。管理する研究室で固定方法を選定できるように必要耐力の計算方法を例示し、代表的なアンカーの仕様を示した。

地震力は、物品への作用加速度値を重力加速度値で除した係数である「震度」で設定し、建物における階層と物品の重要度によって決める。表1に示すように水平設計震度を1.0～2.0とし、鉛直設計震度を水平設計震度の1/2とした。地震時に危険と予想される化学物質を保管する棚・器具や高温装置、高価な測定装置等は「重要機器」に相当すると考えた。指針では建物の地階と1階は中層階よりも小さな震度を設定していたが、基準の場合分けは少ない方がわかりやすいと考え、中層階にまとめ、2階以上の建物の最上階とそれ以外の階層に区分した。

表1 設定した地震力

		一般機器	重要機器
		本棚や物品棚	化学物質を保管する棚・器具、高温装置、高価な測定装置等
水平設計震度	2階以上の建物の最上階 (13階建の総合研究棟は10階以上)	1.5	2.0
	最上階以外	1.0	1.5
鉛直設計震度	全て	水平設計震度の1/2	

耐震ゲルや耐震パットの地震対策用品は手軽に利用することができ、地震対策を進めるための強力なツールとなっている。しかしながらこれらの製品は過去に観測された地震動記録をもとに振動台試験を行って確認するに留まっている場合もあり、検証が不十分な製品があることも予想された。そのため、実験台や机の上に配置する小型～中型の実験装置や事務機器の地震対策に使用することとし、壁や床にアンカーの施工が困難な場合に利用することとした。

(4) 本棚や物品棚の地震対策

本棚や物品棚については、工学研究科内で多数保有され、比較的定型であるため、対策の計算過程を示した上で固定方法を明示した。

転倒防止は棚前面足元を支点とした回転を想定したモーメントの釣り合いについて検討し、移動防止については水平地震力による移動を検討した。壁や床に必要な引き抜き耐力を計算し、代表的なアンカーの仕様を示した。このような方法で求めた必要耐力は従来利用されていたアンカーよりも大きな値となり、一部の壁では壁自体の強度が不足することが予想されたため、定量的な評価で地震対策を進めていた家具メーカー等の事業者へ施工実態の聞き取りを行い、現状で最も強度が得られると考えられる施工方法を固定方法とした(図3参照)。最上階などで強度不足が生じる場合には補強を追加することを示した。

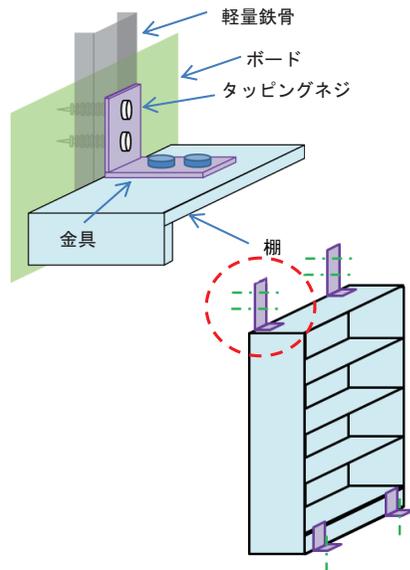


図3 棚を壁に固定する場合の固定方法例

(5) 実験装置等の転倒・移動対策

大型実験装置や精密実験装置等については、固定により本来の機能や能力の制限、かえって危険となる場合も考えられる。購入先やメーカーへ地震対策の相談を行って、装置・機器の破損を防ぎ、人的被害や物的被害を引き起こさないように検討を行うこととした。

薬品棚やコピー機等の実験室、居室で管理する主な物品については、資料3の引用や対策用品の写真等の具体的な対策例をガイドラインに掲載した。

6. 地震対策最低基準

ガイドラインを策定するまでは、職場巡視を通して安全衛生委員会で定めた実験装置や本棚、物品棚の管理基準が広く理解を得られていた。そのため、最低限行わなければいけない対策基準として、この基準を基本とし、薬品棚や高圧ガスボンベなど危険性の高い物品については対策レベルを上げた地震対策最低基準を策定した。

7. 地震対策の推進活動

計画的な地震対策を推進するために対策工程を定めた。具体的には、平成24年9月に対策方法と工程を示し、平成24年11月までに地震対策点検票を利用して各研究室で地震対策状況を確認し、11月～平成25年1月に地震対策を実施する。対策実施結果を点検票に取りまとめて、3月末までに対策状況を確認することとした。

地震対策の概要や具体的な対策方法、関連情報についての周知を安全衛生委員会や各会議で行った。周知した情報を多くの教職員が確認できるようにグループウェアに掲載した。また、対策実施には、関連事業者の協力が不可欠であったために説明や資料の送付等を行った。

研究室への対応として、11月に地震対策全体を示す説明会を開催し、12月にはアンカー施工方法の講習会を行い、適切な施工方法と事故防止についての情報を提供した。

本報告の作成時点（平成25年1月）では、対策状況の確認はまだ実施しておらず、2月下旬～3月上旬に実施する予定である。

8. 今後の課題

地震対策における今後の課題を以下に示す。

- 近年建設された建物に多く採用されている軽量鉄骨下地中空壁では、転倒防止の支点は壁背面に配置している金属製スタッドとなるが、スタッド自体は建物の構造部材に十分な強度で固定されているとは限らないため、多くの荷重を受けることができない。また、支点として利用されている壁の「画枠」も大きな荷重に耐える構造ではない。地震対策を実施しようとしても一部の壁では十分な強度を得られないのが現状である。地震対策の支点確保のためには施設関係者の理解と協力が不可欠である。
- 地震対策を考慮していない物品も多い。転倒・移動防止のための金具やチェーン等の取り付け位置が、重心や剛性を考慮した上で設定されていることが望まれる。特に、大型実験装置、精密実験装置では、固定により本来の機能や能力を制限が生じたり、かえって危険となる場合も考えられる。装置の設計の段階で、機器の特性や仕様を踏まえた地震対策を検討することが必要である。利用者だけの対策では困難な場合が多く、製造メーカーの協力が不可欠である。

- 転倒・移動防止対策において、壁・床の構造は建物や部屋によって異なり、さらに様々な物品が対象となるために固定方法も多岐にわたる。そのため、研究室で円滑に地震対策を行うためには参考とする具体的な対策事例を示すことが必要である。適切な対策事例を数多く収集し、広く周知し、関係者で情報共有することが、効果的な地震対策を推進するためにも重要と考えられる。
- 大学の研究室では時間の経過とともに実験装置の入れ替えを行う場合があるため、地震対策は長期間にわたって継続していかなければならない。単に基準を策定するだけでなく、それらの周知と具体的な対策方法の提供、実施状況確認が円滑にできる仕組みが必要である。物品購入・リースの契約時、職場巡視、防災訓練、一定規模の施設で必要な防災管理点検（室内の地震対策も確認）等の機会に地震対策活動を行う仕組みづくりが考えられる。

9. 謝辞

地震対策を計画するに当たり、東京消防庁防災部震災対策課の皆様、名古屋大学災害対策室の皆様には、地震対策基準類^{3) 4)}を作成するまでの経緯や地震対策の留意点を伺い、多くのアドバイスを頂きました。また、地震対策を実施している施工業者・メーカー等の皆様には多くの情報を提供していただきました。東北大学の防災、建築、安全衛生に関わる教職員には、ガイドライン策定や地震対策計画を立案する上で多くのご指導、ご意見を頂きました。東北大学工学研究科等安全衛生委員会委員をはじめ、工学部・工学研究科の教職員に多大な協力を頂きました。関係各位に深く感謝の意を表します。

【参考資料】

- 1) 大越浩司, 大野晋, 本間誠, 東日本大震災における東北大学工学部の室内被害, 第 31 回日本自然災害学会学術講演会講演概要集, 2012
- 2) 財) 日本建築センター, 建築設備耐震設計・施工指針(2005年版), 2005
- 3) 東京消防庁, 家具類の転倒・落下・移動防止対策ハンドブック, <http://www.tfd.metro.tokyo.jp/hp-bousaika/kaguten/handbook/index.html>, 2012,
- 4) 名古屋大学, 名古屋大学家具安全対策ガイドライン, <http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/taisaku/>, 2012
- 5) 内山勝他, 特集①東日本大震災を越えて, 青葉工業会報第 55 号, 2011

日本自然災害学会東北支部役員（平成24年度）

支 部 長	田 中	仁（東北大学・工）
幹 事 長	梅 田	信（東北大学・工）
評 議 員	片 岡 俊 一	（弘前大学・理工）
	松 富 英 夫	（秋田大学・工資）
	川 辺 孝 幸	（山形大学・教育）
	岩 崎 正 二	（岩手大学・工）
	千 葉 則 行	（東北工業大学・工）
	中 村 晋	（日本大学・工）
	源 栄 正 人	（東北大学・災）
会 計 監 査 員	飯 藤 将 之	（仙台高等専門学校）

平成 25 年 3 月 1 日 発行

東北地域災害科学研究 第 49 卷
(平成 24 年度)

編 集 者 自然災害研究協議会東北地区部会
部 会 長 田 中 仁
日 本 自 然 災 害 学 会 東 北 支 部
支 部 長 田 中 仁

発 行 者 東北大学災害科学国際研究所
東北地区自然災害資料センター
センター長 今 村 文 彦
〒 980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉 6-6-11-1106
TEL 022 (795) 7513

印 刷 所 有限会社 明 倫 社
〒 983-0842 仙台市宮城野区五輪二丁目 9 - 5
TEL 022 (295) 8211