

東北地域災害科学研究

第 55 卷 平成 31 年 3 月

論説

2016 年台風 10 号小本川洪水における赤鹿地区から宮本地区的 2 次元河床変動再現シミュレーション	千田健一	1
2018 年 7 月西日本豪雨における真備町氾濫域の土砂堆積と氾濫水密度の概算	松富英夫・鎌滝孝信	7
津波氾濫水密度の簡易評価モデル	松富英夫	13
下北半島西部、大間町奥戸におけるイベント堆積物調査	村上正能・岡田里奈・梅田浩司・鎌滝孝信	19
津軽半島、十三湖周辺に認められる津波と液状化の痕跡	岡田里奈・梅田浩司・鎌滝孝信	25
2018 年 7 月西日本豪雨時の富山県内の気象・防災情報に関する	吳修一	31
平成 28 年北海道豪雨による道路被害からの教訓	奥村誠・林憲裕	37
秋田県八峰町南部の冲積低地にみられる洪水堆積物について	鎌滝孝信・岡田里奈・梅田浩司	43
秋田県にかほ市沿岸低地にみられる津波および洪水堆積物の特徴	宇内滉志・鎌滝孝信・安部訓史・得丸達生・松富英夫・岡田里奈・村上正能・梅田浩司	49
東日本大震災の津波来襲時の海岸保全施設の被災メカニズムと新たな津波対策	橋本潔・田中仁	55
高速道路切土斜面に被害をもたらした降雨の評価の妥当性について—アーメダス線形補間データとレーダー・アメダス解析雨量の空間的誤差—	芳賀奈津美・風間基樹・加村晃良・長尾和之・宇佐美学・澤野幸輝	61
八甲田山における積雪水量に関する研究	柿崎志歩・佐々木幹夫	67
Sand spit morphological change of An Hai and Le Thinh inlets, Phu Yen Province, Central Vietnam	Nguyen Quang Duc ANH・Hitoshi TANAKA・Nguyen Xuan TINH・Nguyen Trung VIET	73
Recent morphology change at Da Rang River mouth, Phu Yen, Vietnam	Nguyen Trong HIEP・Hitoshi TANAKA・Nguyen Xuan TINH・Nguyen Trung VIET	79
田んぼダム排水装置に応じた水田貯水量と許容降雨量の算定	竹田稔真・朝岡良浩	85
橋梁部における杉の堆積に関する水理模型実験	西脇遼・齋藤憲寿・渡辺一也	91
UAV を用いた砂州の地形変化についての検討～馬場目川を対象として～	藤澤尚矢・齋藤憲寿・渡辺一也	97
直立壁前面における捨石堤の不規則波による変形特性に関する水理模型実験	高橋研也・田中仁	103
三沢海岸の長期的な汀線変化の特徴	久保田桃加・葛西美琴・佐々木幹夫	109
三沢海岸 2018 年地形変動特性	葛西美琴・久保田桃加・佐々木幹夫	115
十三湖における塩水の遷上特性	赤坂光・佐々木幹夫・功刀智	121
小川原湖塩水遷上特性	木村亮介・佐々木幹夫・功刀智	127
鉄骨置屋根構造における地震力の伝達メカニズム	山口優樹・藤田智己・飯藤將之	133
慣性質量効果を有する流れダンパーを付加した 1 層フレーム試験体の振動台加振試験	横田陽大・藤田智己・畠中友・船木尚己・飯藤將之	139
1906 年および 1982 年の秋田県森吉・阿仁の地震による被害に関する文献調査	水田敏彦・鏡味洋史・水田敏彦	145
1914 年秋田仙北地震と秋田県師範学校	鏡味洋史・片岡俊一	151
津軽平原南部の地震時卓越振動数	久利美和・山中佳子	157
2018 年口永良部火山噴火警戒レベル 4 での対応と課題	久利美和・山中佳子	161
加振実験と動的解析による石場建て構法の摩擦力の検討	末次優大・クアドラカルロス	167
地殻浅部での低周波地震活動	小菅正裕	173
福島県の広帶域リニアアレイで観測された常時微動の地震波干涉法解析—南北測線における解析—	起田賢親・山本英和・齊藤剛	179
岩石手で観測された短周期微動の地震波干涉法による群速度の推定	佐々木恵太・山本英和・齊藤剛	185
微動アレイ探査による盛岡市における S 波速度構造の推定—稠密複数アレイ観測と大規模アレイ観測—	多田光希・大場星也・山本英和・齊藤剛	191
再生可能エネルギーを活用するための小型振り子発電装置の開発	齋藤憲寿・高橋圭太・西脇遼・渡辺一也	197
液状化実験を活用した効果的な防災教育の検討	手塚寛・Muhammad Salman Al FARISI・閔亜美・熊谷裕太・新谷直己・宮鍋慶介・久利美和	203
自主的・持続的な防災教育活動の普及を目指した実施支援—減災アクションカードゲームを例に—	閔亜美・Muhammad Salman Al FARISI・手塚寛・石橋信治・熊谷裕太・新谷直己・久利美和	209
山形大学の教員養成における学校防災教育—教職大学院と学部—	村山良之	215
東日本大震災被災地における復興事業完了後の津波避難訓練の取り組み—2018 年福島県いわき市薄磯区の事例—	杉安和也・高橋秀幸・横田信英・片山健太・Garcia Fry MARTIN・橘一光・小野寺清美・菊地弘幸	221
火災時における避難リスクの認知向上を目指した室内濃煙体験訓練の提案	渡邊武・杉安和也・小林光	225
心理学を用いた灾害シミュレーションの可視化手法の検討	高瀬慎介・斎藤丈士・森口周二・寺田賢二郎・邑本俊亮・櫻庭雅明	231
地区防災計画制度の普及による地域防災力の向上を目指して	井良沢道也・小原孝一・平門由佳子	237

Tohoku Journal of Natural Disaster Science

Volume 55

March, 2019

ARTICLES

	Page
A simulation of river bed elevation change at Omoto river in 2016 typhoon No10	Kenichi CHIDA 1
Sediment deposit and rough estimation of the density of inundation water in Mabi-cho flooded area caused by the West Japan torrential rainfall in July, 2018	Hideo MATSUTOMI and Takanobu KAMATAKI 7
A simple evaluation model for the density of tsunami inundation water	Hideo MATSUTOMI 13
A study of event deposits in coastal lowland on the western coast of Shimokita Peninsula	Masayoshi MURAKAMI, Rina OKADA, Koji UMEDA and Takanobu KAMATAKI 19
Traces of tsunami and liquefaction recorded around the Lake Jusan, Tsugaru Peninsula	Rina OKADA, Koji UMEDA and Takanobu KAMATAKI 25
Disaster and meteorological information issued in Toyama prefecture during rainfall event in July 2018	Shuichi KURE 31
Lessons from highway damage by 2016 heavy rainfall disaster in Hokkaido	Makoto OKUMURA and Norihiro HAYASHI 37
Flood deposits recorded in coastal lowland on southern part of the Happo town, Akita Prefecture	Takanobu KAMATAKI, Rina OKADA and Koji UMEDA 43
A study of tsunami and flood deposits on coastal lowland in Nikaho City, Akita Prefecture	Hiroshi UNAI, Takanobu KAMATAKI, Norihumi ABE, Tatuki TOKUMARU, Hideo MATSUTOMI, Rina OKADA, Masayoshi MURAKAMI and Koji UMEDA 49
Destruction mechanism of coastal structures during the 2011 Tohoku Tsunami and new countermeasures	Kiyoshi HASHIMOTO and Hitoshi TANAKA 55
Validity of the evaluation of rainfall that caused damage to cut slopes of expressway	Natsumi HAGA, et al 61
Study on snow water on Hakodate mountain	Shio KAKIZAKI and Mikio SASAKI 67
Sand spit morphological change of An Hai and Le Thinh inlets, Phu Yen Province, Central Vietnam	Nguyen Quang Duc ANH, Hitoshi TANAKA, Nguyen Xuan TINH and Nguyen Trung VIET 73
Recent morphology change at Da Rang River mouth, Phu Yen, Vietnam	Nguyen Trong Hiep, Hitoshi Tanaka, Nguyen Xuan TINH and Nguyen Trung VIET 79
Calculation of Water storage capacity and Allowable rainfall among different Drainage devices in the Rice field dam	Toshimasa TAKEDA and Yoshihiro ASAOKA 85
Experimental Study on Accumulation of Cedar at the Bridge	Ryo NISHIWAKI, Noritoshi SAITO and Kazuya WATANABE 91
Study on the Sandbar of Topographical Change using UAV:As a target Babame River	Naoya FUJISAWA and Kazuya WATANABE 97
Hydraulic model experiment on deformation characteristics due to irregular waves of rubble mound breakwater at the front of upright seawall	Kenya TAKAHASHI and Hitoshi TANAKA 103
Characteristics of Long Term Shoreline Change on Misawa Coast	Momoka, KUBOTA, Mikoto KASAI and Mikio SASAKI 109
Characteristics of shoreline in Misawa coast in 2018	Mikoto KASAI, Momoka KUBOTA and Mikio SASAKI 115
Characteristics of salt water intrusion in Lake Jusan	Hikaru AKASAKA, Mikio SASAKI and Satoru KUNUGI 121
Characteristics of saltwater intrusion in Lake Ogawara	Kosuke KIMURA, Mikio SASAKI and Satoshi KUNUGI 127
Transmission mechanism of seismic force in steel roofs and RC frames	Yuki YAMAGUCHI, Tomomi FUJITA and Masayuki HANDO 133
Shaking Table Test of One Story Test Specimen Frame with Liquid Damper	Takahiro YOKOTA, Tomomi FUJITA, Tomoyuki HATANAKA, Naoki FUNAKI and Masayuki HANDO 139
Literature survey of Akita-ken Moriyoshi-Ani earthquakes of 1906 and 1982	Toshihiko MIZUTA and Hiroshi KAGAMI 145
The 1914 Akita Senboku earthquake and Akita Prefectural College of Education	Hiroshi KAGAMI and Toshihiko MIZUTA 151
Predominant frequencies during earthquakes observed in southern part of Tsugaru plain	Shunichi KATAOKA 157
Operation and issues under the 2018 volcanic eruption warning level 4 on Kuchinoerabu volcano	Miwa KURI, and Yoshiko YAMANAKA 161
Shaking Table Test and FEM Analysis to Evaluate Friction Force on Wood-stone Support	Y. SUETSUGU and C. CUADRA 167
Seismic activity of shallow low-frequency earthquakes	Masahiro KOSUGA 173
Seismic interferometry analysis of microtremors observed in a lineae array with broadband seismometers in Fukushima Prefecture	K. OKITA, H. YAMAMOTO and T. SAITO 179
Estimation of group velocity by seismic interferometry analysis of short period microtremors observed at Iwate University	K. SASAKI, H. YAMAMOTO and T. SAITO 185
Estimation of S-wave velocity structures in Morioka area by using microtremor array survey –Observation using miniature arrays and one using large size arrays	K.TADA, H.YAMAMOTO, S.OHBA and T.SAITO 191
Development of a compact pendulum power generator to utilize renewable energy	Noritoshi SAITO, Keita TAKAHASHI, Ryo NISHIWAKI and Kazuya WATANABE 197
Investigation of effective education for disaster mitigation by utilizing liquefaction experiment	Hiroshi TETSUKA, Muhammad Salman Al FARISI, Tsugumi SEKI, Yuta KUMAGAI, Naoki ARAYA, Keisuke MIYANABE, and Miwa KURI 203
Support activities aimed at dissemination of voluntary and sustainable education for disaster mitigation: an example of the Disaster Mitigation Action Card Game	Tsugumi SEKI, Muhammad Salman Al FARISI, Hiroshi TETSUKA, Shinji ISHIBASHI, Yuta KUMAGAI and Naoki ARAYA, Miwa KURI 209
Disaster education in the course of teacher training in Yamagata University	Yoshiyuki MURAYAMA 215
Action of the evacuation drills of the post recovery project from 2011 Great East Japan Earthquake –Case study at 2018 usiso iwaki city fukushima	Kazuya SUGIYASU, Hideyuki TAKAHASHI, Nobuhide YOKOTA, Kenta KATAYAMA, Gareth Fry MARTIN, Ikko TACHIBANA, Kiyomi ONODERA and Hiroyuki KIKUCHI 221
Proposal of dense smoking drill at indoor aimed for recognizing evacuation risks in case of fire	Takeshi WATANABE, Kazuya SUGIYASU and Hikaru KOBAYASHI 225
Visualization method of disaster simulation using psychology	S. TAKASE, T. SAITO, S. MORIGUCHI, K. TERADA, T. MURAMOTO and M. SAKURADA 231
The spread of area disaster-prevention-planning systems aims at improvement in local disaster prevention power	Michiya IRADAWA, Kouichi OBARA and Yukako HIRAKADO 237

2016年台風10号小本川洪水における赤鹿地区から宮本地区的 2次元河床変動再現シミュレーション

(株) 防災技術コンサルタント 千田 健一

1. はじめに

2016年台風10号による小本川出水では、乙茂（おとも）地区で高齢者福祉施設が被災し、その下流の赤鹿地区～宮本地区では、土砂と洪水が集落内に侵入した（南雲、江頭）。本研究は、その土砂堆積範囲を衛星写真より確認するとともに（図-2）、河床材料等の現地確認調査を実施し、混合流径河床変動計算の手法を用いて上記浸食・堆積現象を再現する（図-1）。なお、流出解析にはCommonMP、移動床計算にはiRIC Ver3.0のiRIC Nays2DHを用いる。

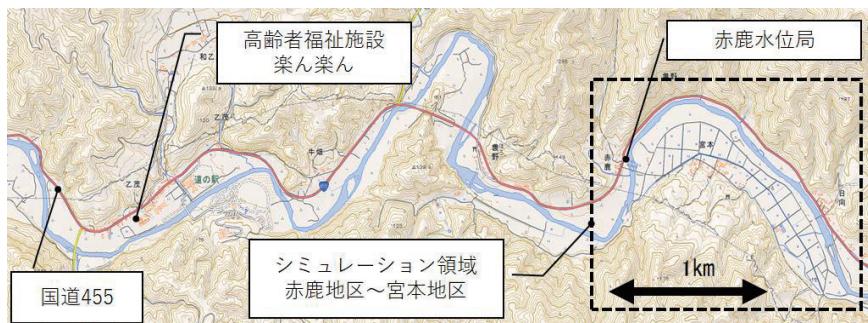


図-1 位置図

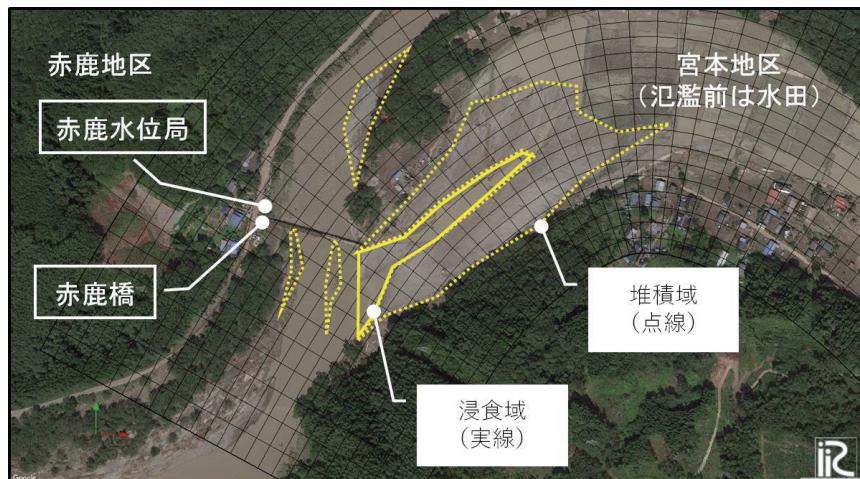


図-2 赤鹿地区の氾濫・土砂堆積・浸食領域判読

航空写真（2018年7月27日グーグルマップ衛星写真にIRICによりアクセス）

*A simulation of river bed elevation change at Omoto river in 2016 typhoon No10. by Kenichi Chida

2. 流出解析

流入ハイドログラフは、水位局の存在する赤鹿地区上流で求めた。流出解析ツールは commonMP(ver1.5)である。パラメータは総合貯留閾数法により同定した。流域平均雨量は、流域内に位置し、2次元河床変動シミュレーション対象領域至近の岩泉（気象庁）時間雨量とした。計算の結果、小本川の赤鹿水位観測所位置でのピーク流量は、 $3,000\text{m}^3/\text{s}$ ($\approx 2926\text{m}^3/\text{s}$) と計算された。この値は、風間、江頭らの検討結果とほぼ等しい。

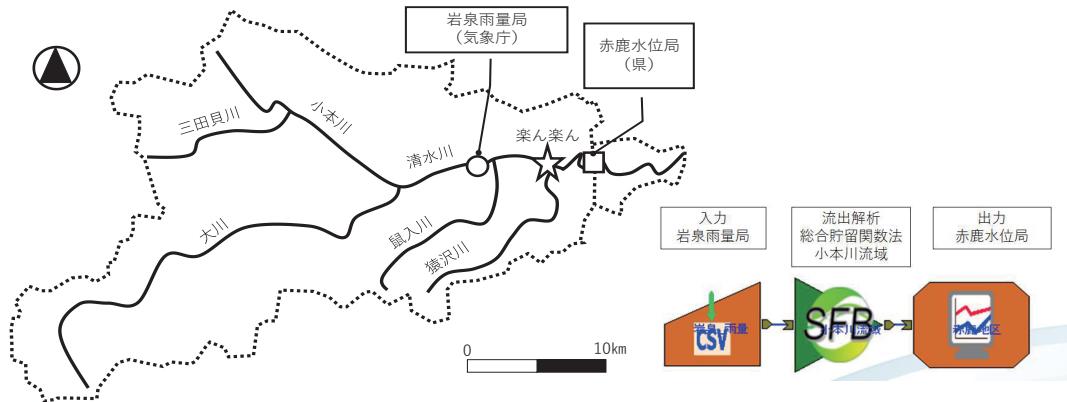


表-1 流域定数一覧表

流域面積 A	標高差 ΔH	流路長 L	勾配 I	リザーブ定数			遅滞時間 Tl	初期流出率 f1	飽和流出 fsa	飽和雨量 Rsa	基底流量
km^2	m	km	—	C	K	P	hr	—	—	mm	m^3/s
700	1340	60	0.022	0.12	72	0.33	2	0.5	1.0	100	10.0

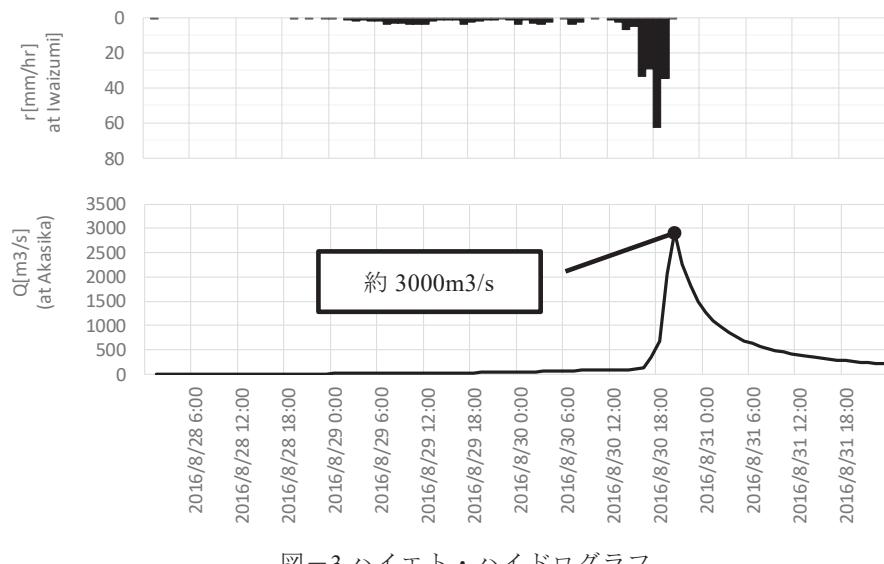


図-3 ハイエト・ハイドログラフ

3. 現地確認調査

現地確認調査は、2018年（H30）年7月17日および8月14日に、下記の要員にて実施した。

主任 千田健一 調査補助 千田聖 ロジステクス 千田智香子

現地調査状況を図-4に示す。河床材料は、赤鹿橋右岸下流の中洲にてサンプリングし、後日、粒径・重量を計測し、粒度加積曲線図を作成した（図-5参照）。

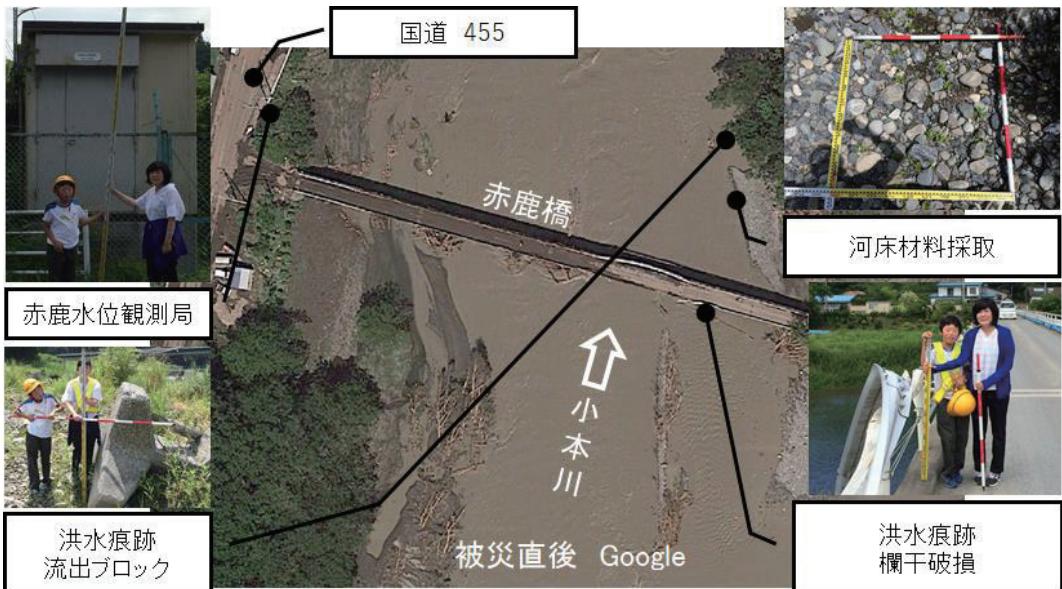


図-4 現地調査写真及び位置図

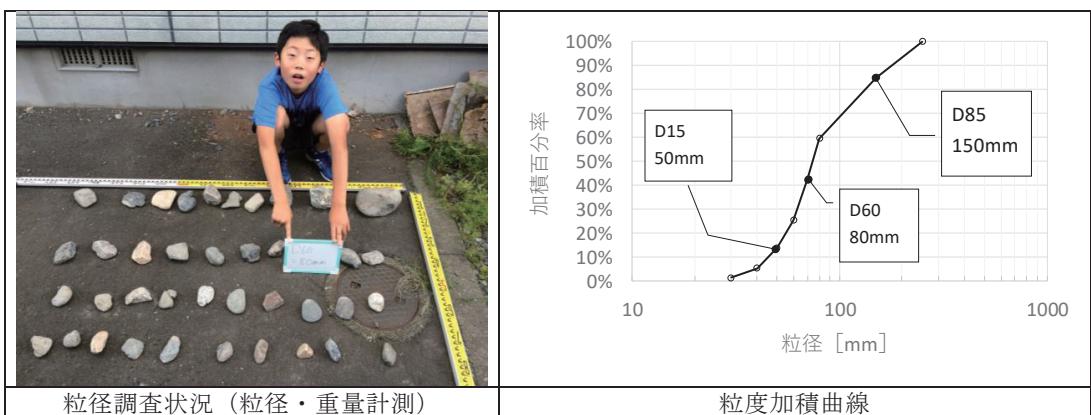
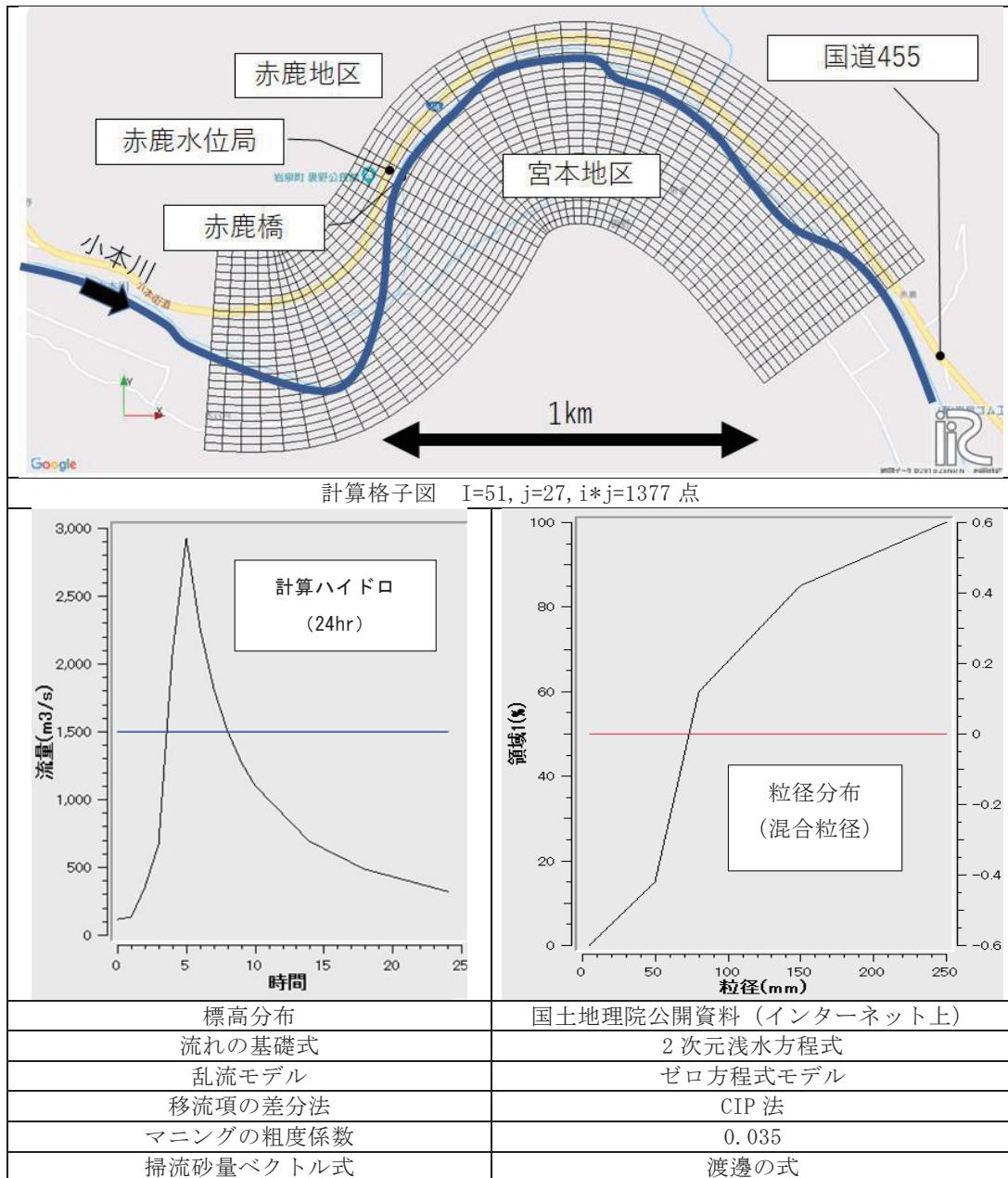


図-5 粒径調査結果

4. シミュレーション条件

シミュレーション条件の詳細を以下に示す。

表-2 シミュレーション条件一覧表



5. 2次元河床変動シミュレーション結果の要約

表-3 2次元河床変動シミュレーション結果のまとめ

	<p>2次元河床変動シミュレーションは、左の入力ハイドログラフにて、実時間 24時間を実施した。以下、 ①洪水前半($Q \approx 1,500 \text{m}^3/\text{s}$) ②洪水ピーク($Q \approx 3,000 \text{m}^3/\text{s}$) ③洪水後半($Q \approx 1,000 \text{m}^3/\text{s}$) に關し、考察する。</p>
入力ハイドログラフ	
	<p>④赤鹿橋上流では、両岸から尾根が迫り、狭窄部となっており、流速が加速する。このため、洪水時河床浸食が生じる。 ⑤赤鹿橋下流宮本地区東部では、洪水時の水面幅が④に比べ広く、流速の減速が生じる。この地区では土砂は堆積傾向である。</p>
洪水前半 $Q \approx 1,500 \text{m}^3/\text{s}$ T=13,000Sec	
	<p>⑥赤鹿橋上流 狹窄部 水衝部では河道湾曲による局所洗堀が進行する。 ⑦狭窄部水裏側（⑥の対岸）は堆積傾向である。 ⑧赤鹿橋下流右岸では、氾濫流が水田に乗り上げ直進し、その高速流により浸食を生じる。 ⑨赤鹿橋下流宮本地区東部は、流速の減速により堆積が進行する。</p>
洪水ピーク時 $Q \approx 3,000 \text{m}^3/\text{s}$ T=18,000Sec	
	<p>⑩赤鹿橋下流宮本地区東部では、堆積領域が広がる。 ⑪赤鹿橋下流右岸（⑩の堆積領域全面）では浸食が進行する。 ⑫赤鹿橋上流 狹窄部 水衝部では河道湾曲による局所洗堀がさらに進行する。 ⑬狭窄部水裏側（⑫の対岸）は堆積が顕著となる。</p>
洪水後半 $Q \approx 1,000 \text{m}^3/\text{s}$ T=40,000Sec	

6. シミュレーション結果の考察

図-6 上段は赤鹿地区のグーグル画像である（2018/06/15 アクセス）。拡大すると、水没した赤鹿橋の橋面の泥の清掃が終わっていない段階で、発災直後の写真とわかる。写真判読による土砂堆積域を点線、土砂浸食域を実線で示した。シミュレーションでは、赤鹿橋の上流湾曲部外縁では浸食が生じている（図-6 下段）。このことは、航空写真からは水面下であることから確認できない。航空写真から、宮本地区陸上部では、氾濫流により水田が浸食され、その周辺で土砂堆積が生じていることが分かる（図-6 上段）。これと、シミュレーション終了時の河床変動量分布を比べると、両者の空間分布は概ね一致した（図-6 下段）。

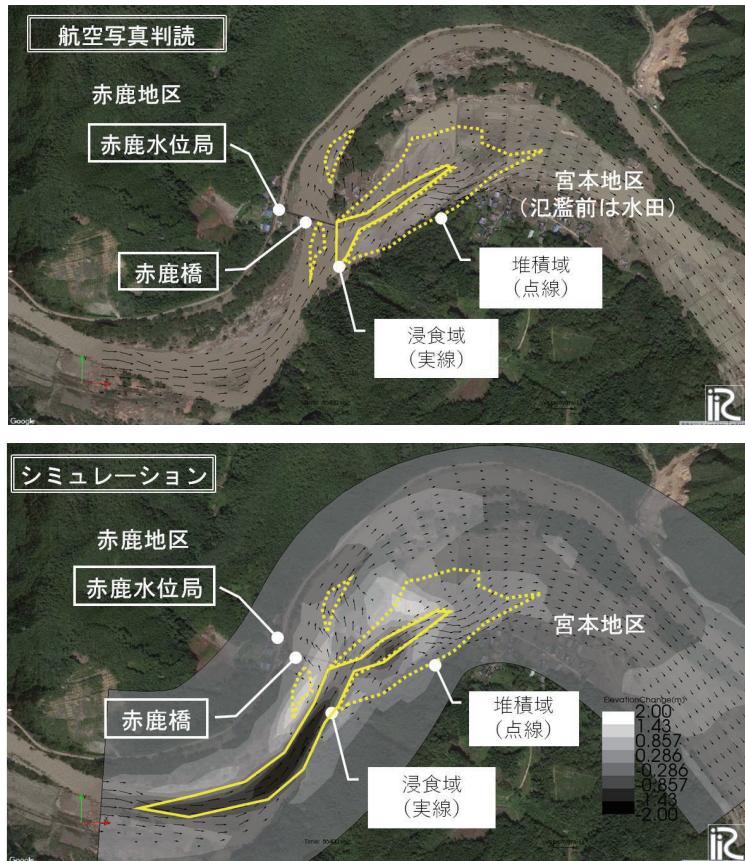


図-6 シミュレーション結果の考察

参考文献

- 1) 原田大輔・江頭進治・萬矢敦啓・岩見洋一 2016 年度小本川災害における流路・河床変動を伴う洪水の解析 2017 年度河川技術に関するシンポジウム OPS1 話題提供 PPT
- 2) 平成 28 年台風第 10 号による岩手県災害調査報告書 土木学会 2017 年 7 月

2018年7月西日本豪雨における真備町氾濫域の 土砂堆積と氾濫水密度の概算*

秋田大学 松富英夫
秋田大学 鎌滝孝信

1.はじめに

2018年7月6日～7日にかけた前線性西日本豪雨（正式名称：平成30年7月豪雨、期間：6月28日～7月8日。以下、本豪雨）により、一級河川高梁川の右一次支川小田川沿いの倉敷市真備町地区において越水や破堤により大規模な洪水氾濫が発生した。内水、小田川の越水や破堤氾濫ばかりでなく、左二次支川末政川、高馬川、内山谷川、右二次支川真谷川の越水や破堤氾濫も発生したため（破堤は計8箇所）、総氾濫面積は12 km²（地区面積の27%）程度¹⁾、最大氾濫浸水深は5.4 m²⁾に達した。真備町地区的死者は51人に達し³⁾、高齢者の犠牲（鉛直避難の失敗）が目立った。全壊家屋数は4,520棟（倉敷市全体）で、これは本豪雨における市町村単位の全壊家屋数としては最大である⁴⁾。

洪水や津波氾濫後の土砂堆積の検討は洪水では氾濫流の流向や流速、規模評価、洪水と津波氾濫の違いなどを目的として⁵⁾、津波では歴史津波の規模評価を主目的として⁶⁾行われている。洪水と津波氾濫の違いでは、建築物に対する被害程度の違いも論じられている⁷⁾。

本研究は、土砂堆積と密接に関係する氾濫水密度に着目した津波荷重や津波規模評価の高度化研究を背景に⁸⁾、本豪雨における真備町氾濫域の現地調査に基づいて、洪水氾濫による土砂堆積の実態や氾濫水密度などを論じる。

2.現地調査

現地調査は2018年7月19日、20日の実質2日間である。主な調査項目は真備町地区氾濫域の各調査地点（St.と略記）における最大氾濫浸水深（＝最大氾濫浸水痕跡水位－土砂堆積地点地盤位）および堆積土砂の厚さと断面構造である。最大氾濫浸水深の測定にはレーザー距離計（Laser Technology社製）を用いた。

図-1に調査地点（●）や破堤地点（×）、堤防法面崩壊地点（△）などを示す。図中の黒アラビア数字は調査地点番号、赤ローマ数字は破堤地点番号である。

表-1 現地調査結果例

調査地点	浸水痕跡場所	土砂採取場所	堆積土砂	浸水深h(m)	土砂堆積厚Z(cm)	直線距離L(m)	備考
St.1	排水機場建屋壁面	畔	泥	5.25	1~3	1010	
St.2	健康福祉館壁面	駐車場他	泥	3.97, 3.54	0.4, 0.2~0.4	690, 730	9時前停止
St.3	浄化センター建屋壁面	水路の蓋	泥	6.05	0.2	840	
St.4	2階建て住家壁面	畔	泥	5.52	1.5~4	830	
St.5	2階建て住家壁面	畔	泥	5.39	2.5	610	
St.6	3階建てCRC造住家壁面	畔	泥	4.51, 4.39	0.5~1, 0.2~0.3	790, 820	
St.7	整備工場建屋内側壁面	道路脇	泥	5.69	1.5~2	640	証言
St.8	大型平屋店舗壁面	水田内	砂+泥	6.22	2.5	1090	砂0.2~0.3cm
St.9	2階建て住家壁面	畑地内	砂+泥	5.01	2~2.2	680	同厚
St.10	建造中2階建て住家壁面	水田内	砂+泥	5.23, 4.78	3, 2.8	570	2層(1+2.1)
St.11	2階建て住家壁面	畔	砂+泥	5.72	2	460	砂層0.1cm
St.12	2階建て住家壁面	畔	泥	5.73	1~1.5(乾燥)	700	1.5~2(湿潤)
St.13	蔵壁面	休耕地内	砂	5.42	5~6	90	

* Sediment deposit and rough estimation of the density of inundation water in Mabi-cho flooded area caused by the West Japan torrential rainfall in July, 2018 by Hideo MATSUTOMI

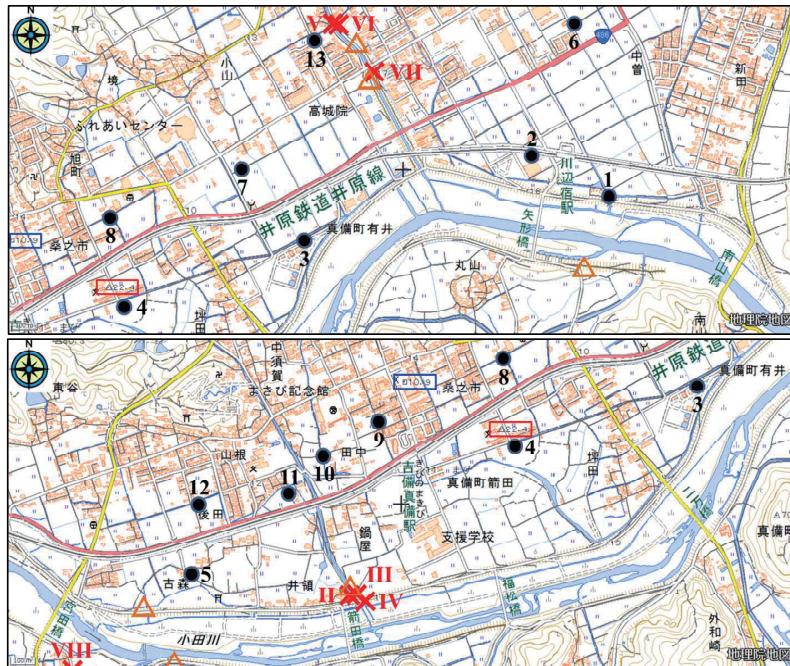


図-1 倉敷市真備町地区における浸水深や土砂堆積厚などの調査地点(国土地理院地形図に加筆)。●: 調査地点, ×: 破堤地点, △: 堤防法面崩壊地点, □: 三角点, □: 水準点, 黒アラビア数字は調査地点番号, 赤ローマ数字は破堤地点番号)



図-2 St.9における堆積土砂の断面構造 (砂層+泥層)

3. 土砂堆積状況の実態例

本研究では堆積土砂の成分を砂 (sand) と泥 (シルト・粘土, mud) の2種類に大別して論じる⁹⁾。表-1に各調査地点における現地調査結果例を示す。図-2にSt.9における堆積土砂の断面構造 (砂層 + 泥層) を示す。堆積土砂の成分は泥が主体 (mud-dominated) であった。

図-3に各調査地点における最大氾濫浸水深 h (m)と土砂堆積厚 Z (cm)の関係を示す。図中には土砂堆積厚を最大氾濫浸水深の0.5%, 1%, 2%とした場合の関係が破線で示されている。2%は2011年東北地方太平洋沖地震津波において仙台平野で得られた平均的な値で、■はそのときの取得データ例 (sand-dominated領域) である⁹⁾。▲は2017年7月の秋田豪雨において一級河川雄物川の左一次支川大納川の氾濫調査¹⁰⁾ (参考文献10)における図-6中の $h=1.05$ m地点。溢水氾濫河川近傍の住家背後)で得られたもの (mud-dominated領域) である。図から、本豪雨における真備町地区氾濫域の土砂堆積厚は東北地方太平洋沖地震津波における仙台平野の場合と比べて薄い傾向にあることが判る。

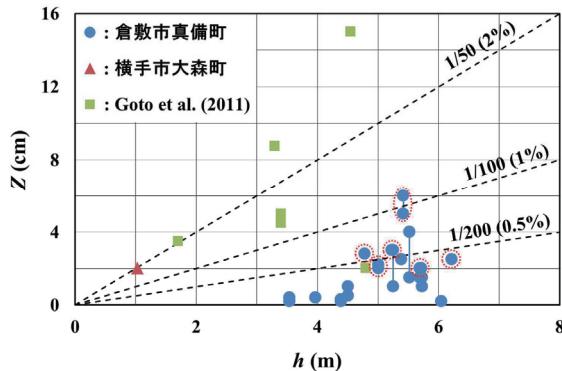


図-3 最大氾濫浸水深 h と土砂堆積厚 Z の関係(赤破線囲いは砂や砂を含む土砂の堆積)

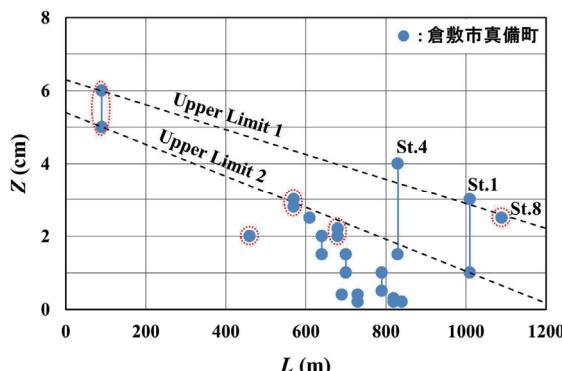


図-4 最寄りの破堤地点からの直線距離 L と土砂堆積厚 Z の関係(赤破線囲いは砂や砂を含む土砂の堆積)

ただし、堆積土砂が砂を有意に含む場合は（赤破線囲いのデータ。**表-1**参照），堆積厚が厚い傾向にある。津波氾濫の場合に比べて土砂堆積厚が薄い理由として、(1)洪水の氾濫水土砂濃度は津波のものに比べて薄い、(2)全般的に調査地点が破堤地点から大きく離れていて（後述の**図-4**参照）、洪水氾濫流の流勢が弱い⁷⁾、(3)本氾濫域は袋小路の湛水域で¹¹⁾、全氾濫水量が制限された中で積極的に人工排水が行われたこと¹²⁾、すなわち最大氾濫浸水深の割に全土砂量が少ない（湛水時間≈土砂の沈降時間が短いとも言える）ことなどが考えられる。

参考までに、本研究現地調査における最大氾濫浸水深の中に土木学会発表の5.4 m²⁾より大きいものが存在する。これは著者らが主に一段低い田畠内の土砂堆積を対象としているためと考えられる（**表-1**参照）。また、土砂堆積厚はデータ収集時の堆積土砂の状態、すなわち乾燥状態(dry)か湿潤状態(wet)かに依存することに注意を要する。

図-4に各調査地点における最寄りの破堤地点からの直線距離 L (m)と土砂堆積厚 Z (cm)の関係を示す。直線距離はGoogle Earthの距離測定機能を用いて評価している。図中の赤破線囲いの意味は**図-3**の場合と同じである。また、暫定的に両者の関係に対する2種類の上限線が破線で示されている。図から、破堤地点から離れるにつれて、土砂堆積厚が薄くなることが判る。この傾向は東北地方太平洋沖地震津波において仙台平野で得られた土砂堆積傾向⁹⁾や一様勾配斜面を遡上する津波を模擬した土砂を含む氾濫流によるもの¹³⁾と同じである。St.1, 4, 8の3調査地点における土砂堆積厚が直線距離の割に厚めである。St.1に最寄りの破堤地点はVII地点、St.4はIV地点、St.8はV地点である。これら3調査地点の共通事項は次のような個別事情を有することである。St.1は近傍に排水路と小田川への排水樋管があり、土砂が集まり易いところと推定される。St.4は破堤延長が100 m程度に達した大規模な破堤部の下流域正面に位置している、換言すれば、洪水氾濫流が道路や鉄道施設(国

道486号と井原鉄道)などの大規模な人工構造物に妨げられていないところである。St.8は破堤地点IVとV(破堤延長300m程度)からほぼ直線距離に位置しているところである。

4. 沔溢水の断面平均土砂濃度と密度の概算

4.1 真備町地区の湛水量、貯留率と堆積土砂量

真備町地区氾濫域の湛水量、貯留率、堆積土砂量を利用可能なデータを用いて概算する。

小田川の幹川延長は72.9 km、流域面積は492 km²である。高梁川の幹川延長は111 km、流域面積は2,670 km²で、流域平均の2日間降水量は356 mm¹⁴⁾であった(3日間降水量350 mmという資料¹⁵⁾もある)。したがって、小田川流域における全降水量は $492 \text{ km}^2 \times 356 \text{ mm} = 1.75 \times 10^8 \text{ m}^3$ と概算される。

真備町地区における氾濫水の最大貯留量は、最大氾濫域の平面形を三角形¹⁶⁾、その三角形の頂点から底辺に垂直方向の断面形も三角形、すなわち三角錐と仮定し、最大氾濫面積を12 km²、最大氾濫浸水深を6 m(表-1参照)とすれば、 $12 \text{ km}^2 \times 6 \text{ m}/3 = 2.4 \times 10^7 \text{ m}^3$ と概算される。

したがって、真備町地区氾濫域の貯留率(=最大貯留量/全降水量)は $2.4/17.5 = 0.137 \approx 14\%$ ということになる。この貯留率は2017年7月秋田豪雨における3~6%¹⁰⁾の2.3~4.6倍である。真備町地区はいかに貯留効果が大きく、洪水氾濫被害が甚大となり易いかが理解される。

真備町地区氾濫域の堆積土砂量は、土砂堆積厚として表-1に示した13調査地点の土砂堆積厚の平均値0.0202 mを採用すれば、 $12 \text{ km}^2 \times 0.0202 \text{ m} = 2.43 \times 10^5 \text{ m}^3$ (間隙を含む)と概算される。この堆積土砂量は10トンダンプトラックで約40,000台分である。

4.2 真備町地区の氾濫や湛水の状況

- ・7月7日01:34に高馬川右岸の破堤(II地点)が確認された¹²⁾。この時刻は2.6 km下流に位置する小田川の矢形橋基準地点(高梁川との合流地点から0.8 km上流)における水位記録¹⁵⁾から推してほぼ最大水位時と考えられる。証言によれば¹⁷⁾、7月6日23:30~24:00の間に破堤したことである。この破堤時刻頃の車載のライブ映像写真(7月6日23:58)が存在する¹⁸⁾。
 - ・証言によれば¹⁷⁾、高馬川合流点直下流の小田川左岸の破堤(IV地点)は7月7日02:00~05:00の間のことである。図-5は7月7日07:00頃に撮られた破堤地点における氾濫状況写真で(破堤は06:52に確認)¹²⁾、この時刻頃には堤内外の水位差がほとんど認められない。すなわち、堤内地側がほぼ満水状態に達していたことを示している。破堤時の堤内地側の湛水深は不明であるが、破堤地点の堤内地側が流勢で大きく浸食されていることから¹⁵⁾、2~5時間の短時間で急激に増水、すなわち氾濫水は有意な氾濫流速を持った後に満水状態になったと推定される。
 - ・矢形橋基準地点では7月7日02:30に最大水位T.P. 15.49 mに達し、7月6日23:10~7月7日16:40までの17.5時間ほど計画高水位T.P. 14 mを超えた¹⁵⁾。7月7日の07:00には最大水位から1 m程度(T.P. 14.5 m)、24:00には3 m程度(T.P. 12.5 m)水位が下がった¹⁵⁾。
 - ・証言によれば¹⁷⁾、末政川右岸(V地点)は7月7日00:00過ぎ(高馬川右岸破堤の少し後)、左岸の2箇所(VI, VII地点)は7月7日06:30~07:00の間に破堤したことである。
 - ・調査地点St.2(浸水深は3.54~3.97 m)は、浸水して停止した高所にある時計から、7月7日09:00頃にほぼ最大浸水位に達したと推定される。
 - ・国土地理院の資料によれば¹⁶⁾、7月7日の日中と7月8日14:00の真備町地区氾濫浸水域はほぼ同じである。しかし、氾濫浸水域はあまり変化していないが、氾濫浸水位が大きく低下した写真が7月8日15:00に撮られている¹²⁾。その後、7月10日14:00までに氾濫浸水域はほぼなくなっている¹⁶⁾。
- 以上から、少なくとも7月7日07:00~7月7日17:00頃までの10時間は氾濫浸水域が満水状態であったと推定される。その後、7月10日14:00までの69時間をかけて氾濫水は排水(蒸発を含む)された



図-5 小田川と高馬川の合流地点直下流における破堤氾濫状況(国交省撮影。破堤延長は約100 m)

と推定される。図-6に真備町地区氾濫浸水域における湛水深の推定経時変化を示す。

4.3 断面平均の土砂濃度と氾濫水密度の概算

真備町地区氾濫域における氾濫水の断面平均の土砂濃度 C_m と密度 ρ を概算するため、前節の諸状況を踏まえて簡易な満水・排水時の土砂堆積モデルを考案する。本モデルの考案に際し、次の仮定を導入する。

- (1)前節で仮定した三角錐域と異なるが、本節の検討では氾濫・湛水域を矩形で水平床とする。
- (2)氾濫・湛水域における増水時間は短く（図-6の破線部）、増水時の氾濫水は有意な氾濫流速を持っているので、土砂堆積は無視できるとする。
- (3)7月7日07:00～17:00までの10時間は満水状態で、浸水深は6/3=2 mとする。このときの貯留量は前々節で評価した最大貯留量とする。また、断面平均の氾濫水密度は時・空間的に一定とする。
- (4)7月7日17:00～7月10日14:00までの69時間で氾濫浸水深は2 m～0 mへ直線的に減少する。

4.3.1 計算法

以上の仮定から、土砂の沈降速度を v_f とすれば、満水時の土砂堆積量（実体積）は、

$$\cdot 2.4 \times 10^7 \text{ m}^3 \times C_m \times 10 \times 3600 \text{ s} \times v_f / 2 \text{ m} = 4.32 \times 10^{11} \text{ m}^3 \times C_m \times v_f \text{ s/m} \quad (1)$$

排水時の土砂堆積量（実体積）は次の2ケースが考えられる。

$$\cdot 2.4 \times 10^7 \text{ m}^3 \times C_m : 無次元時間 t_{*1} = 69 \times 3600 \text{ s} \times v_f / 2 \text{ m} \geq \quad (2)$$

$$\cdot 2.4 \times 10^7 \text{ m}^3 \times C_m \times 69 \times 3600 \text{ s} \times v_f / 2 \text{ m} = 2.98 \times 10^{12} \text{ m}^3 \times C_m \times v_f \text{ s/m} : t_{*1} < \quad (3)$$

4.3.2 計算例

したがって、土砂粒径毎の断面平均土砂濃度は（ v_f はストークスの式で評価。温度は20°Cを仮定）、

$$\cdot d_{50}=0.02 \text{ mm } (v_f=3.6 \times 10^{-4} \text{ m/s}, t_{*1}=44.7) \text{ のとき}$$

$$\text{式(1)+式(2)}=1.80 \times 10^8 \text{ m}^3 \times C_m=2.43 \times 10^5 \text{ m}^3 \therefore C_m=1.35 \times 10^{-3}=0.135\%$$

$$\cdot d_{50}=0.01 \text{ mm } (v_f=8.9 \times 10^{-5} \text{ m/s}, t_{*1}=11.1) \text{ のとき}$$

$$\text{式(1)+式(2)}=6.24 \times 10^7 \text{ m}^3 \times C_m=2.43 \times 10^5 \text{ m}^3 \therefore C_m=3.89 \times 10^{-3}=0.389\%$$

$$\cdot d_{50}=0.005 \text{ mm } (v_f=2.23 \times 10^{-5} \text{ m/s}, t_{*1}=2.77) \text{ のとき}$$

$$\text{式(1)+式(2)}=3.36 \times 10^7 \text{ m}^3 \times C_m=2.43 \times 10^5 \text{ m}^3 \therefore C_m=7.22 \times 10^{-3}=0.722\%$$

$$\cdot d_{50}=0.002 \text{ mm } (v_f=3.56 \times 10^{-6} \text{ m/s}, t_{*1}=0.442) \text{ のとき}$$

$$\text{式(1)+式(3)}=1.21 \times 10^7 \text{ m}^3 \times C_m=2.43 \times 10^5 \text{ m}^3 \therefore C_m=2.00 \times 10^{-2}=2.00\%$$

一般的に排水中に氾濫水の濁りがなくなることはないと考えられる。濁りがなくならない条件は $t_{*1}=1$ で、このときの沈降速度は $8.05 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ ($d_{50}=0.003 \text{ mm}$) となり、断面平均土砂濃度は、

$$\text{式(1)+式(2)}=2.75 \times 10^7 \text{ m}^3 \times C_m=2.43 \times 10^5 \text{ m}^3 \therefore C_m=8.84 \times 10^{-3}=0.884\%$$

ほぼ乾燥した自然堆積土砂の間隙比 e を2~3とすれば、断面平均土砂濃度は上記の1/3~1/4倍となる。氾濫水の密度 ρ や比重 ρ/ρ_w は、 ρ_s を土砂の密度、 ρ_w を清水の密度とすれば、次式から評価される。

$$\rho=\rho_w \left\{ 1 + \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} - 1 \right) C_m \right\} \quad (4)$$

$\rho_s/\rho_w=2.65$ 、 $e=2\sim 3$ とすれば、各土砂粒径に対する氾濫水の比重は次のように評価される。

$$\cdot d_{50}=0.020 \text{ mm} \text{ のとき} : \rho/\rho_w=1.0005 \sim 1.0007, \cdot d_{50}=0.010 \text{ mm} \text{ のとき} : \rho/\rho_w=1.0016 \sim 1.0021$$

$$\cdot d_{50}=0.005 \text{ mm} \text{ のとき} : \rho/\rho_w=1.0030 \sim 1.0040, \cdot d_{50}=0.003 \text{ mm} \text{ のとき} : \rho/\rho_w=1.0036 \sim 1.0049$$

$$\cdot d_{50}=0.002 \text{ mm} \text{ のとき} : \rho/\rho_w=1.0083 \sim 1.0110$$

現実的には $\rho/\rho_w=1.0036 \sim 1.0110$ と考えられ、海水の比重（≈1.03程度）よりもかなり小さい。したがって、河口から流出した土砂水は海水表面部を広がることになる。

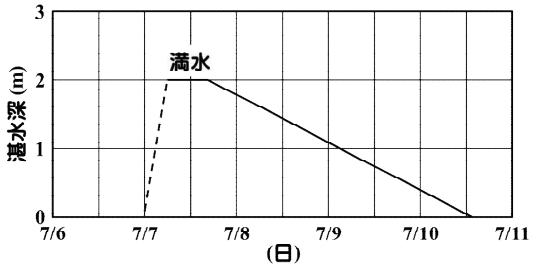


図-6 真備町地区氾濫域での湛水深の推定経時変化

5. おわりに

2018年7月の西日本豪雨における大規模な洪水氾濫域である倉敷市真備町地区の現地調査に基づいて、洪水氾濫による土砂堆積の実態、氾濫水の断面平均の土砂濃度 C_m と密度 ρ を検討した。主な結果は次の通りである。

- (1)調査地点St.13を除き、破堤地点から大きく離れた調査地点が多く、堆積土砂は泥が主体で、堆積厚 Z は最大氾濫浸水深 h の1%以下であった。この堆積厚は津波氾濫におけるものより薄い。
- (2)時間差を持つ2方向からの氾濫流があったためか、砂+泥の層が2層形成された調査地点(St.10)が存在した。下層は1.0 cmと薄く、上層は2.1 cmであった。本調査地点は堆積作用のみであったと考えられる。
- (3)初め氾濫流は北から来襲し、その後南から来襲したにもかかわらず、泥層1層のみが形成された調査地点(St.7)も存在した。
- (4)津波の場合⁹⁾と同様、砂や砂を含む土砂の堆積層が形成される場合は堆積厚が厚い傾向にあった。
- (5)土砂堆積厚は破堤地点からの直線距離 L に依存し、直線距離が増加するにつれて薄くなるが、個別の条件次第では直線距離に関係なく厚くなるところも存在した。
- (6)大胆な仮定や土砂堆積モデルを導入して、今回の現地調査で得られた土砂堆積データから氾濫水の断面平均土砂濃度(0.22~0.67%)と密度(1.004~1.011 g/cm³)の評価を試みた。氾濫水密度は海水密度より小さいという妥当な結果が得られた。

謝辞:本研究の遂行にあたり科学研究費(基盤研究(C), 17K01320)の補助を受けた。謝意を表する。

参考文献

- 1) 毎日新聞:真備の死者9割が自宅で 高齢で2階上がれず(2018年7月22日版), 2018/8/20参照.
- 2) 産経新聞:真備の浸水は5.4メートル「1階から2階への避難も困難」(2018年8月4日版), 2018/8/4参照.
- 3) 岡山県:平成30年7月豪雨による被害等について(8月17日14時現在), 2018/8/20参照.
- 4) 消防庁:平成30年7月豪雨及び台風第12号による被害状況及び消防機関等の対応状況について(第52報), 2018/8/20参照.
- 5) 例えば、産総研:鬼怒川大水害による洪水堆積物の特徴を緊急調査により解明—地層から過去の洪水履歴を読み解くための鍵—, 2018/8/27参照.
- 6) 西村裕一:津波堆積物の時空間分布に基づく古地震の調査研究, 地震, 第2輯, 第61巻特別号, pp.S497-S508, 2009.
- 7) 松富英夫:破堤氾濫と家屋被害, 平成16年7月北陸豪雨災害調査報告書, 土木学会・平成16年7月北陸豪雨災害緊急調査団, pp.67-72, 2005.
- 8) 松富英夫, 岡田隼人, 久保田友寛, 今野史子:RC造建築物に作用する津波荷重の氾濫水密度への依存に関する基礎実験, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.74, No.2, pp.265-270, 2018.
- 9) Goto, K., Chagué-Goff, C., Fujino, S., Goff, J., Jaffe, B., Nishimura, Y., Richmond, B., Sugawara, D., Szczuciński, W., Tappin, D.R., Witter, R. and Yulianto, E.: New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event, *Marine Geology*, 290, pp.46-50, 2011.
- 10) 松富英夫, 今野史子:2017年7月秋田豪雨による雄物川洪水氾濫の特徴と課題, 土木学会論文集B1(水工学), Vol.74, No.4, pp.1165-1170, 2018.
- 11) 岡山大学教育学部社会科教室内地域研究会:真備町—その地理と社会科教育—, 地域研究第25集, p.188, 1983.
- 12) 国土交通省中国地方整備局河川部:平成30年7月豪雨による中国地方整備局管内の出水概況 平成30年8月10日(金), 2018.
- 13) 松富英夫, 今野史子, 後村晃基, 今藤晃太, 鎌滝孝信, 渡邊一也:津波氾濫水密度とその遡上距離や土砂堆積への影響に関する定量実験, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.73, No.2, pp.373-378, 2017.
- 14) 国土交通省東北地方整備局:平成30年7月豪雨(西日本豪雨)災害の概要, 2018.
- 15) 国土交通省岡山河川事務所:第2回高梁川水系小田川堤防調査委員会資料, 2018.
- 16) 国土地理院:浸水推定断彩図, <http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H30.taihuu7gou.html>, 2018/7/16参照.
- 17) 山陽新聞:「水が来るぞ!」叫びながら自宅へ 真備での日何が、渦流の証言(2018年8月6日版), 2018/8/29参照.
- 18) 前野詩朗:2018年7月西日本豪雨による岡山県における河川災害の概要と課題, 平成30年度河川災害に関するシンポジウム資料, pp.17-32, 2018.

津波氾濫水密度の簡易評価モデル*

秋田大学 松富英夫

1.はじめに

松富らは津波荷重や歴史・想定津波規模評価の高度化を目指して、津波氾濫水密度 ρ の入射フルード数 F_n や土砂粒径（中央粒径 d_{50} ）への依存性を小規模移動床実験に基づいて検討している¹⁾⁻⁴⁾。しかし、津波氾濫水密度の入射フルード数に対する上限の実験式を暫定的に提示し、中央粒径への定性的依存性を言及するに止まっており、いまだに津波氾濫水密度に関する知見が限られている。

本研究は津波氾濫水密度の簡易評価モデルを新規に構築し、その評価モデルを上述の既報実験結果に適用して、津波氾濫水密度を評価できるようにするとともに、その知見の充実を目的とする。

2. 簡易評価モデル

津波氾濫水密度の評価モデル構築の第一段階（簡易評価モデル）として、実験的検証の容易性から、土砂の断面平均濃度 C_m を対象とし、掃流土砂と浮遊土砂に分離⁵⁾せず、全流送土砂で論じる。土砂の密度を ρ_s 、清水または海水の密度を ρ_w 、単位幅・単位時間あたりの体積全流送土砂量を q_T 、入射津波の氾濫水深を h_i 、断面平均氾濫流速を u_i 、底面せん断応力を τ_b 、重力加速度を g とする。

単位幅・単位時間あたりの全流送土砂重量は、

$$(\rho_s - \rho_w)gq_T \quad (1)$$

摩擦速度を u_* とすれば、入射氾濫流が底面の単位面積あたりにする仕事率は、

$$\tau_b u_* \propto \tau_b u_i \quad (2)$$

この仕事率により全流送土砂重量の輸送が維持されるので、 c_1 を補正係数として次式が得られる。

$$(\rho_s - \rho_w)gq_T = c_1 \tau_b u_i \quad (3)$$

一般的に定常流における流速係数 u/u_* は固定床下や移動床下に限らず1より大きく、氾濫流による底面への仕事率の全てが全流送土砂重量の輸送維持に費やされるわけではないので、 c_1 は1より小さないと推定される。ただし、氾濫流（非定常流）における τ_b の評価法（採用する抵抗則）次第では、 $c_1 < 1$ とならないことも考えられる（後述）。

土砂の断面平均濃度 C_m （ $\ll 1$ ）を導入すれば、単位幅・単位時間あたりの体積全流送土砂量 q_T は次式のように表現される。

$$q_T = C_m h_i u_i \quad (4)$$

したがって、式(3)と(4)から次式が得られる。

$$(\rho_s - \rho_w)gC_m h_i = c_1 \tau_b \quad (5)$$

移動床下の氾濫流の抵抗則は不明である。研究の余地がまだ多く残されているが、移動床下の定常流のマンニングの粗度係数 n （m, s単位）または摩擦損失係数 f を導入すれば、 τ_b は次式のように表現される。

$$\tau_b = \frac{\rho_w g n^2}{h_i^{1/3}} u_i^2 = \frac{1}{8} \rho_w f u_i^2 \quad (6)$$

ここで、径深 $R \cong h_i$ としている。本来ならば、式(6)においては ρ_w の代わりに ρ が採用されるべきであ

* A simple evaluation model for the density of tsunami inundation water by Hideo MATSUTOMI

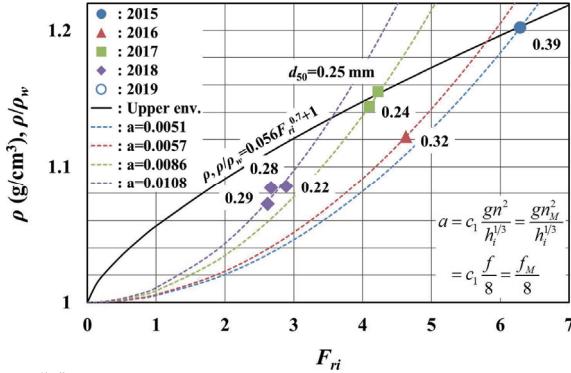


図-1 既報の実験結果¹⁾⁻⁴⁾によく適合する式(8)の簡易評価モデル曲線（破線）とその場合のa値

る。 ρ を採用しても以下の理論展開に大きな問題はないが、本研究は簡易評価モデルを目指しているので、その影響を c_1 に担わせることにする。したがって、式(5)と(6)から次式が得られる。

$$C_m = c_1 \frac{\rho_w}{\rho_s - \rho_w} \frac{gn^2}{gh_i} \frac{u_i^2}{F_{ri}^2} = c_1 \frac{\rho_w}{\rho_s - \rho_w} \frac{gn^2}{h_i^{1/3}} F_{ri}^2 = c_1 \frac{f}{8} \frac{\rho_w}{\rho_s - \rho_w} F_{ri}^2 \quad (7)$$

式(7)を氾濫水密度 ρ の定義式（式(8)の第1行目）に代入すれば、次式が得られる。

$$\begin{aligned} \rho &= \rho_w \left\{ 1 + \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} - 1 \right) C_m \right\} \\ &= \rho_w \left(1 + c_1 \frac{gn^2}{h_i^{1/3}} F_{ri}^2 \right) = \rho_w \left(1 + c_1 \frac{f}{8} F_{ri}^2 \right) = \rho_w (1 + a F_{ri}^2) \end{aligned} \quad (8)$$

ここで、 a は次式である。

$$\begin{aligned} a &= c_1 \frac{gn^2}{h_i^{1/3}} = \frac{gn_M^2}{h_i^{1/3}} \\ &= c_1 \frac{f}{8} = \frac{f_M}{8} \end{aligned} \quad (9)$$

式(8)から、氾濫水密度は入射フルード数に強く依存することが判る。式(9)の n_M ($=c_1^{1/2}n$) は「移動床下の氾濫流のマンニングの粗度係数」、 f_M ($=c_1 f$) は「移動床下の氾濫流の摩擦損失係数」と呼ぶべきもので、 c_1 は移動床下の氾濫流と定常流の流水摩擦の違いを示すものとも言える。

3. 簡易評価モデルの検証と諸係数の評価例

氾濫水密度に関する既報¹⁾⁻⁴⁾の実験結果を用いて、前章で提示した氾濫水密度に関する簡易評価モデルの検証を行い、 a や n_M 、 f_M 、 c_1 の評価例を示す。

3.1 簡易評価モデルの検証

図-1に氾濫水密度に関する既報¹⁾⁻⁴⁾の実験装置毎（実験装置を毎年改良しており、実験実施年度毎とも言える）の実験結果によく適合する式(8)の曲線（破線）とその場合の a 値を示す。実験は年度順に入射フルード数が小さくなるように行われている。図中の実線は実験値の上限を包括する暫定的な実験曲線である。図から、本簡易評価モデルは、年度毎の土砂粒径差が小さい条件下において、年度順に破線が上側に位置しており、実験結果を矛盾なく説明していることが判る。

図-2と3に式(8)が既報の実験結果によく適合する場合の n_M と f_M の値および入射フルード数 F_{ri} （左図）、中央粒径 d_{50} （中央）、相対水深 h_i/d_{50} （右図）への依存性を示す。図-3の左図中の実線は暫定的な回帰曲線で、後述する。図から、実験データが少なく、その値域も狭いが、 n_M と f_M は入射フルード数と中央粒径に依存し、入射フルード数と中央粒径が大きくなるにつれて小さくなることが判る。

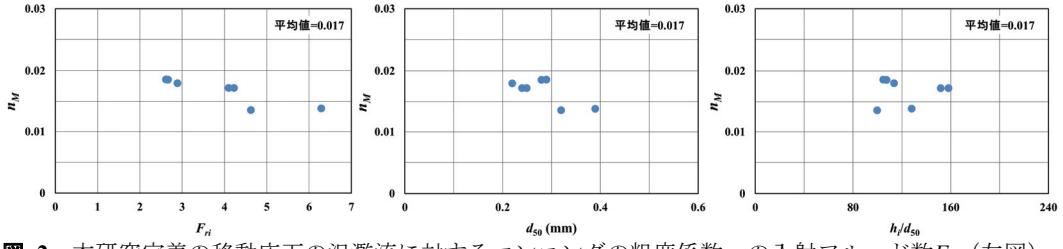


図-2 本研究定義の移動床下の氾濫流に対するマンニングの粗度係数 n_M の入射フルード数 F_{ri} （左図）、中央粒径 d_{50} （中央）、相対水深 h/d_{50} （右図）への依存性

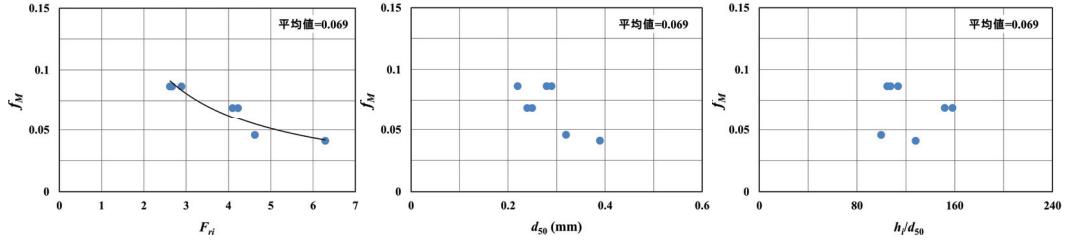


図-3 本研究定義の移動床下の氾濫流に対する摩擦損失係数 f_M の入射フルード数 F_{ri} （左図）、中央粒径 d_{50} （中央）、相対水深 h/d_{50} （右図）への依存性

式(8)と(9)から理解されるように、 n_M や f_M が小さくなれば、氾濫水密度も小さくなり、この傾向は実験結果と整合している。また、既報の実験範囲内では、 n_M や f_M は h_i/d_{50} にあまり依存していないことが判る。参考までに、これまでの定常流実験に基づく知見では、移動床や固定床にかかわらず、 h_i/d_{50} が大きくなれば、摩擦損失係数、ひいてはマンニングの粗度係数は小さくなる⁶⁾。

3.2 諸係数の評価例

移動床下の定常流の相当砂粒粗度 k_s として芦田⁷⁾やRijn⁸⁾などの研究成果を踏まえて $3 \times d_{50}$ ($12 \times d_{50}$ 程度になり得る⁸⁾)、抵抗則として広矩形開水路定常流の粗面則や田中・サナ・川村⁹⁾の定常流に対するもの(粗度高さとして $k_s/33$ を使用)を採用すれば、摩擦損失係数 f はそれぞれ次式から評価される。

$$\frac{8}{f} = \left(6.0 + 5.75 \log_{10} \frac{h_i}{3d_{50}} \right)^2 \quad (10.1)$$

$$\frac{8}{f} = \left\{ \frac{2 - \frac{33h_i}{2d_{50}} + 11 \frac{h_i}{d_{50}} \ln \left(11 \frac{h_i}{d_{50}} \right) - \frac{d_{50}}{22h_i}}{\kappa \left(11 \frac{h_i}{d_{50}} - 1 \right)} \right\}^2 \quad (10.2)$$

例えば、式(8)と(10.1)から、補正係数 c_1 として次式を得る。

$$c_1 = \left(\frac{\rho}{\rho_w} - 1 \right) \frac{h_i^{4/3}}{n^2 u_i^2} = \left(\frac{\rho}{\rho_w} - 1 \right) \frac{h_i^{4/3}}{g n^2 F_{ri}^2} = \left(\frac{\rho}{\rho_w} - 1 \right) \frac{8}{f F_{ri}^2} = \left(\frac{\rho}{\rho_w} - 1 \right) \left(6.0 + 5.75 \log_{10} \frac{h_i}{3d_{50}} \right)^2 \frac{1}{F_{ri}^2} \quad (11)$$

図-4に既報¹⁾⁻⁴⁾の移動床下の氾濫流の実験結果に対して移動床下の定常流の抵抗則を仮定した場合の摩擦損失係数 f の値および中央粒径 d_{50} （左図）と相対水深 h/d_{50} （右図）への依存性を示す。これらの結果は田中・サナ・川村の抵抗則を用いても基本的に同じであるが、田中・サナ・川村の f が少しだけ（本研究の実験では平均的に14%程度）大きめとなり、移動床下の氾濫流の f_M （後述）に少しだけ近づく。図-4の左図から、 f は中央粒径にほとんど依存していないことが判る。これは図-3の中央図に示したものと値もさることながら変化傾向も異なり、移動床下の定常流に対する抵抗

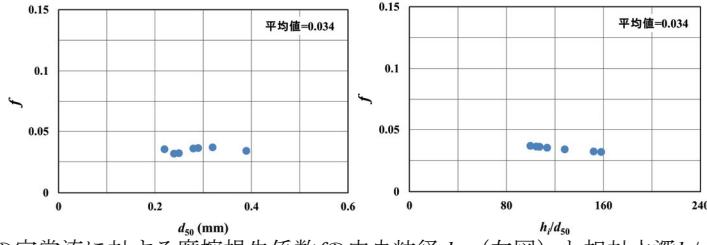


図-4 移動床下の定常流に対する摩擦損失係数 f の中央粒径 d_{50} （左図）と相対水深 h_i/d_{50} （右図）への依存性

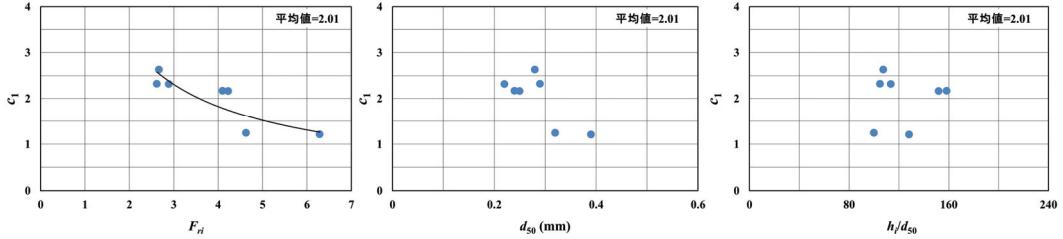


図-5 補正係数 c_1 の入射フルード数 F_{ri} （左図）、中央粒径 d_{50} （中央）、相対水深 h_i/d_{50} （右図）への依存性

則の採用が不適切であることを示している。図-3と4の両右図の比較から、移動床下の氾濫流における f_M は大きくばらついているが、移動床下の定常流扱いにおける f より平均的に2倍程度大きいことが判る（後述の図-5参照）。したがって、 n_M は平均的に n の1.4倍程度ということになる。2倍や1.4倍といった大差の傾向は固定床下の氾濫流の摩擦損失係数が固定床下の定常流のものに比べて大きいこと¹⁰⁾と整合している。参考までに、移動床下の定常流の摩擦損失係数 f は固定床下の定常流のものに比べて小さいことが示されている⁶⁾。ただし、これと逆傾向の実験結果が存在することも指摘されている⁶⁾。式(10.1)型の定常流に対する抵抗則を用いる限り、固定床下では $k_s \cong d_{50} (< 3d_{50})$ を使用することになり、 h_i が同じ場合は固定床下の f が（本研究の実験では平均的に28%程度）小さくなる。

図-5に式(8)が既報の実験結果によく適合する場合の補正係数 c_1 の値および入射フルード数 F_{ri} （左図）、中央粒径 d_{50} （中央）、相対水深 h_i/d_{50} （右図）への依存性を示す。図-5の左図中の実線は d_{50} の影響を無視した場合の暫定的な回帰曲線で、次式である（相関係数 $R=0.85$ ）。

$$c_1 = 5.7 F_{ri}^{-0.82} \quad (12)$$

図から、 c_1 はいずれの実験ケースにおいても1より大きいことが判る。これは当初の予想と異なる。この主な理由として、図-4に対する考察のところで述べたように、本研究対象の流れが定常流でなく、氾濫流であることが考えられる。換言すれば、氾濫流の場合に式(10.1)型の定常流に対する抵抗則を採用していることが考えられる。氾濫流と定常流における結果の違いは摩擦損失係数や c_1 、ひいては氾濫水密度に限ったことではない¹¹⁾。また、 c_1 は入射フルード数や中央粒径が大きくなれば小さくなること、相対水深にあまり依存していないことも判る。

3.3 泛濫水密度の簡易評価法

土砂粒径（中央粒径 d_{50} ）、入射津波の氾濫水深 h_i と氾濫流速 u_i 、ひいては入射フルード数 F_{ri} は既知とする。

式(8)と(9)から理解されるように、 n_M または f_M を評価できれば、氾濫水密度も評価できる。これらの評価手順は次の通りである。

Step 1：式(10.1)から移動床下の定常流の摩擦損失係数 f を評価する。

Step 2：式(12)から c_1 を評価する。式(12)の使用は土砂粒径の影響の一部を切捨てたことになる。

Step 3 : 式(9), (10.1), (12)から得られる式(13)を用いて f_M を評価する。必要であれば、その評価した f_M と式(9)から n_M を評価する。

$$f_M = c_1 f = 45.6 \left(6.0 + 5.75 \log_{10} \frac{h_i}{3d_{50}} \right)^{-2} F_{ri}^{-0.82} \quad (13)$$

Step 4 : 式(8), (9), (13)から氾濫水密度 ρ を評価する。

図-6に氾濫水比重（または密度）に関する実験値とモデル評価値の比較を示す。図から、当然のことながら両者はよく一致しており、本研究の簡易評価モデルは有用であることが判る。

氾濫流の非定常性は千差万別である。上述した Step 2 における式(12)は既報実験の氾濫流のみに適用できるものである。式(13)の適用度は非定常性の程度次第で悪くなるかもしれない。

ところで、相対粗度 k_s/R に関して水面勾配（=動水勾配） I を用いて次の経験式が提案されている¹²⁾。

$$\frac{k_s}{RI} \cong \frac{k_s}{h_i I} \cong 1.8 F_{ri}^{-2.25} \quad (14)$$

また、摩擦損失水頭の評価式から次式が得られる。

$$I = \frac{f}{8} F_{ri}^2 \quad (15)$$

したがって、式(14)と(15)から次式が得られる。

$$\frac{k_s}{h_i} \cong 1.8 I F_{ri}^{-2.25} = \frac{9}{40} f F_{ri}^{-0.25} \quad (16)$$

式(10.1)と(16)から理解されるように、移動床下の定常流の摩擦損失係数 f は陰関数表示となるが、入射フルード数 F_{ri} のみ（土砂粒径の影響を無視）から近似的に評価される。したがって、式(13)ではなく、 f_M の回帰式を直接導出するより簡便な方法も考えられる。

例えば、式(8)と(9)から次式を得る。

$$f_M = 8 \left(\frac{\rho}{\rho_w} - 1 \right) \frac{1}{F_{ri}^2} \quad (17)$$

図-1に示した氾濫水密度に関する既報¹⁾⁻⁴⁾の実験結果に対する暫定的な回帰曲線 ($R=0.95$) と上限曲線⁴⁾ (図-1中に表示) はそれぞれ次式である。

$$\left(\frac{\rho}{\rho_w} - 1 \right) = 0.027 F_{ri}^{1.10} \quad (18) \qquad \left(\frac{\rho}{\rho_w} - 1 \right) = 0.056 F_{ri}^{0.7} \quad (19)$$

式(17)と(18)から次式を得る。

$$f_M = 0.216 F_{ri}^{-0.90} \quad (20)$$

式(20)が式(13)に代わるもので、図-3の左図中に実線で示されている。当然のことであるが、式(20)は f_M と F_{ri} のデータから直接求めた回帰式と一致する。

式(17)と(19)から次式を得る。

$$f_M = 0.448 F_{ri}^{-1.3} \quad (21)$$

式(21)は移動床下の氾濫流における氾濫水密度の上限に対する経験的な抵抗式（暫定）と呼ぶべきもので、実際的な入射フルード数の範囲内であれば式(13)や(20)より大きな値を与える。

図-7に摩擦損失係数 f_M の評価式(13), (20), (21)の既報実験条件下¹⁾⁻⁴⁾での比較を示す。図から、式

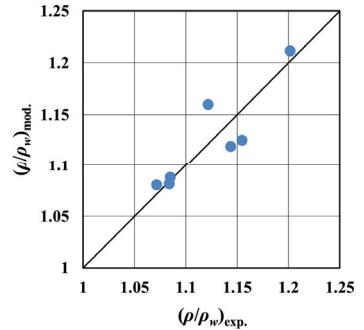


図-6 泛濫水比重に関する実験値とモデル評価値の比較

(13)と(20)がほぼ一致していることが判る。これは実験毎の土砂粒径差が小さいためと考えられる。

4. おわりに

- 本研究で得られた主な結果は次の通りである。
- (1) 泡濫水密度 ρ は入射フルード数 F_{ri} と土砂粒径（中央粒径 d_{50} ）に依存し、土砂粒径が大きくなれば、小さくなることを理論的に示した。後者の傾向は既報の実験結果と一致している。
 - (2) 本研究定義の移動床下の泡濫流の摩擦損失係数 f_M とマンニングの粗度係数 n_M の値を例示した。これらの値はそれぞれ移動床下の定常流扱いによるものの平均的に2倍と1.4倍であった。
 - (3) 移動床下の定常流の相当砂粒粗度 k_s として $3 \times d_{50}$ 、抵抗則として既存の広矩形開水路定常流の粗面則を採用し、これらから得られる摩擦損失係数 f （式(10.1)。図-4の右図）を c_1 倍して f_M （式(13)。図-3の右図）、必要であればマンニングの粗度係数 n （式(9)）を $\sqrt{c_1}$ 倍して n_M （図-2の右図）を評価して、式(8)から泡濫水密度を評価する方法（簡易評価モデル）を提示した。
 - (4) 土砂の断面平均濃度 C_m （ \propto 泡濫水密度）を測定する実験（推定する現地調査^[13]）を実施するならば、本研究提示の方法は津波泡濫流に限らず土砂を含むいろいろな泡濫流に適用可能と考えられる。

謝辞：本研究の遂行にあたり科学研究費（基盤研究（C），17K01320）（代表：松富英夫）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, 川島 峻: 津波泡濫流の密度に関する基礎実験, 土木学会論文集B2（海岸工学）, Vol.71, No.2, pp.355-360, 2015.
- 2) 松富英夫, 今野史子, 齋川 聖, 鎌瀧孝信, 渡邊一也: 津波泡濫水密度の土砂堆積や遡上高への影響, 土木学会論文集B2（海岸工学）, Vol.72, No.2, pp.397-402, 2016.
- 3) 松富英夫, 今野史子, 後村晃基, 今藤晃太, 鎌瀧孝信, 渡邊一也: 津波泡濫水密度とその遡上距離や土砂堆積への影響に関する定量実験, 土木学会論文集B2（海岸工学）, Vol.73, No.2, pp.373-378, 2017.
- 4) 松富英夫, 岡田隼人, 久保田友寛, 今野史子: RC造建築物に作用する津波荷重の泡濫水密度への依存に関する基礎実験, 土木学会論文集B2（海岸工学）, Vol.74, No.2, pp.265-270, 2018.
- 5) 例えば、高橋智幸, 首藤伸夫, 今村文彦, 浅井大輔: 掃流砂層・浮遊砂層の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発, 海岸工学論文集, 第46巻, pp.606-610, 1999.
- 6) 楊永荻, 平野宗夫, 羽田野袈裟義: 平坦な移動床流れの抵抗則, 水工学論文集, 第39巻, pp.483-488, 1995.
- 7) 芦田和男: 河道の設計法 一河川の粗度について(4)一, 土木技術資料, 第1巻7号, pp.8-11, 1959.
- 8) Van Rijn L. C.: Equivalent roughness of alluvial bed, Journal of Hydraulic Division, Proc. of ASCE, Vol.108, No.HY10, pp.1215-1218, 1982.
- 9) 田中 仁, アーマド・サン, 川村育男: 波動境界層の準定常性に関する理論および実験, 土木学会論文集, No.593, II-43, pp.155-164, 1998.
- 10) 松富英夫: ダム破壊等に伴う急速な泡濫に関する水理学的研究, 東北大学博士論文, p.198, 1988.
- 11) 例えば、松富英夫, 小泉拓也, 照井裕介, 加藤広之, 岩瀬浩之: 定常と非定常実験の違いが胸壁越流後の津波の泡濫流やRC造建築物への波力に及ぼす影響, 土木学会論文集B1（水工学）, Vol.74, No.5, pp.1225-1230, 2018.
- 12) Kikkawa, H. and S. Fukuoka: Characteristics of open-channel flow with sediment, 東京工業大学土木工学科研究報告, No.10, 1971.
- 13) 松富英夫, 鎌瀧孝信: 2018年7月西日本豪雨における真備町泡濫域の土砂堆積と泡濫水密度の概算, 東北地域災害科学研究, 第55巻, 2019. (印刷中)

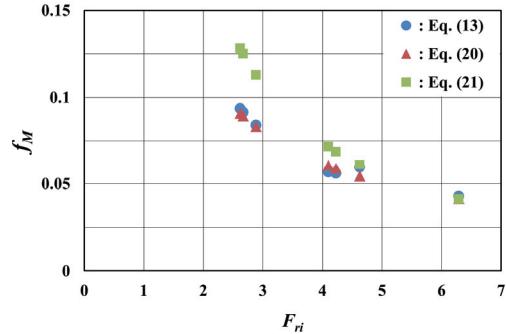


図-7 本研究定義の摩擦損失係数 f_M の評価式(13), (17), (18)の既報実験条件下での比較

下北半島西部、大間町奥戸におけるイベント堆積物調査

弘前大学理学部 村上正能・岡田里奈・梅田浩司
秋田大学地方創生センター 鎌滝孝信

1. はじめに

近年、異常気象などによる自然災害が多発しており、2018年も西日本豪雨災害、台風21号による強風・高潮被害、北海道胆振東部地震による表層崩壊などの甚大な被害が発生した。こうした自然災害による被害は、自治体や住民にとって非常に重要な課題であり、防災・減災意識を高めていくためにも、過去に発生してきた災害の種類や頻度、規模などの情報を、古文書などの歴史資料に加えて科学的な証拠を併せて示すことが重要となる。このうち、過去の地震・津波の証拠については、津波堆積物に関する調査・研究によって明らかにされており、国内外で数多くの報告がなされている。日本海沿岸においては過去に発生した津波の痕跡が識別されている（例えば、鎌滝、2016）。東北北部の西津軽においては岡田（2018）が十三湖五月女泡地区において1741年に発生した渡島大島の海底地すべりを起源とする津波堆積物を報告しており、青森県の日本海側にも津波が到来したことが確認できる。また、羽鳥（1984）によると1741年渡島大島津波は、北海道渡島半島から秋田県の男鹿半島にまで達していることから、青森県においても津軽半島のみならず下北半島にも到来している可能性がある。

下北半島におけるイベント堆積物については、太平洋側の下北郡東通村において標高5m以上まで分布する津波堆積物が確認されており、これらは西暦1611年慶長三陸地震、あるいは17世紀に千島海溝で起こった連動型地震に由来するものと考えられている（Tanigawa et al., 2014）。一方、半島西部ではいくつかの古地震の記載がある史料（例えば、1588年の大地震；むつ市史編纂委員会編、1988）はあるものの、これまで津波堆積物は見つかっていない（電源開発株式会社、2017）。筆者らは下北半島西部の大間町奥戸においてイベント堆積物の調査を行なった。その結果、沖積低地の粘土～シルト層の中にイベント層と考えられる砂層を見出した。今回は、このイベント層の特徴や成因について報告する。

2. 調査地域・調査方法

奥戸川流域の沖積低地の標高は2～5m程度であり、津波の週上によって運ばれた碎屑物が堆積しやすい環境である（図1）。なお、同地域におけるこれまでボーリング調査によって2500～7500年前の3枚の洪水起源と考えられる砂層（Eok①層、Eok②、及びEok③層）が報告されている（電源開発株式会社、2017）。調査はハンドコアラーによって12試料、ハンディジオスライサーを用いて5試料の計19のコア試料を採取した。なお、ハンディジオスライサーは、ハンドコアラーによって予め層相の変化が著しい地点や泥層に挟まれる薄い砂層が確認された地点において、幅10cm、厚さ3cm、深さ2mまでのブロックサンプルを定方位で採取した。また、コア試料内のイベント堆積物を構成する碎屑粒子の起源を検討するために、調査地

域を流れる奥戸川河口付近の海岸から海砂を、奥戸川中流域から河川砂を採取した。採取したコア試料および河川砂、海砂は実体鏡及び偏光顕微鏡での検鏡観察、粒度分析、EPMA（電子線プローブマイクロアナライザ）によるガラス、鉱物化学組成の分析を行い、イベントの同定や当時の堆積環境、形成年代等について検討した。

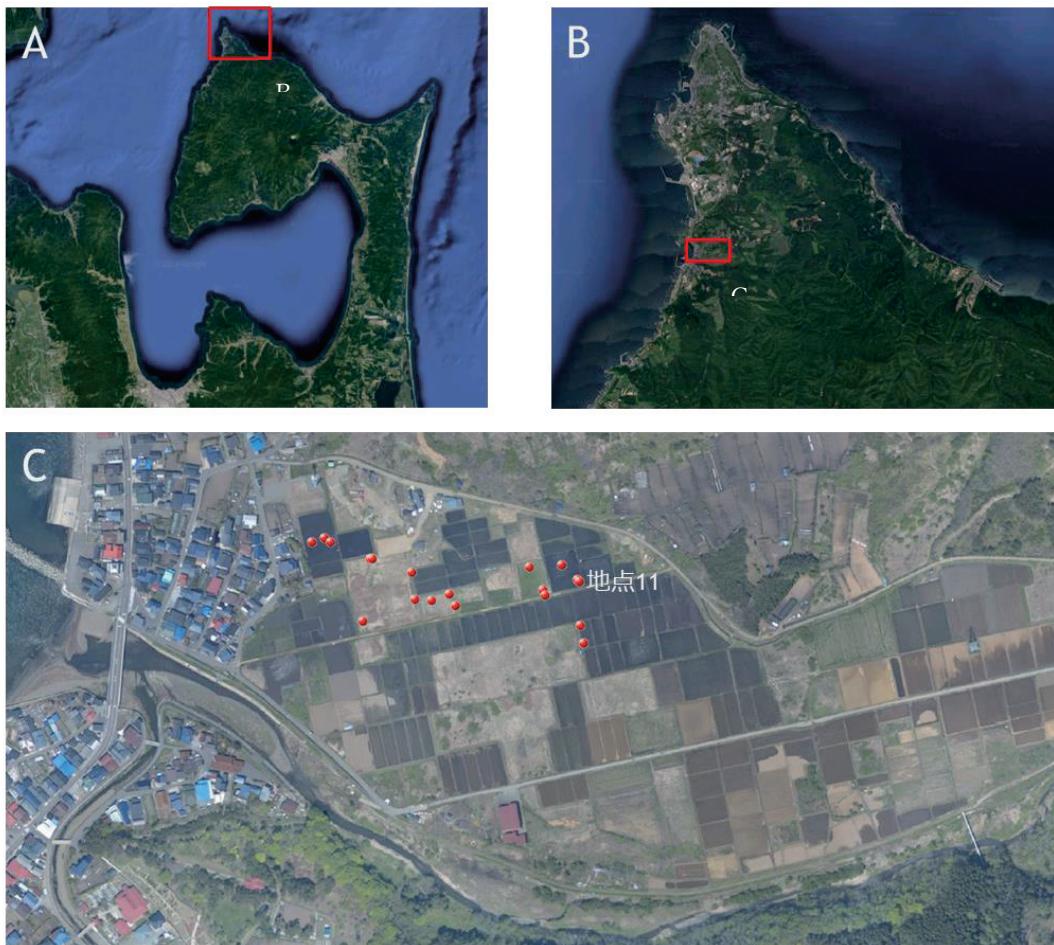


図1 調査位置図

A : 青森県下北半島 B : 大間町周辺 C : コア試料掘削地点

3. コア試料の層相観察

採取したコア試料のほとんどが粘土を主体とし、細粒から中粒砂サイズの砂層が挟まれている。ここでは代表的な試料として地点 11 で得られた試料を記載する。コア試料はジオスライサーで深度 2.00m まで採取した。地表面から深度 0.27m までは耕作土からなる。深度 0.27~1.03m までは粘土からなる。深度 1.03~1.10m までは細粒砂混じりの粘土からなる。深度 1.10~1.34m までは細～中粒砂を主体とし、まれに砂サイズの軽石が含まれる。深度 1.34~2.00m までは粘土からなる。

4. 分析結果

地点 11 の深度 1.20m の砂層、奥戸川河口付近の海砂、奥戸川中流域の河川砂の実体鏡写真を図 2 に示す。地点 11 の砂層は斜長石を主体とし、斜方輝石、単斜輝石、火山ガラス、燐灰石、軽石、ジルコン、岩片、少量で褐簾石と石英を含んでいる。海砂は斜長石と石英を主体とし、斜方輝石、単斜輝石、岩片を含んでおり、碎屑粒子が良く円磨されていることを特徴とする。河川砂は斜長石を主体とし、斜方輝石、単斜輝石、燐灰石、岩片、少量の火山ガラスと石英を含む。碎屑粒子の鉱物組成は地点 11 の砂層と河川砂の特徴が類似している。

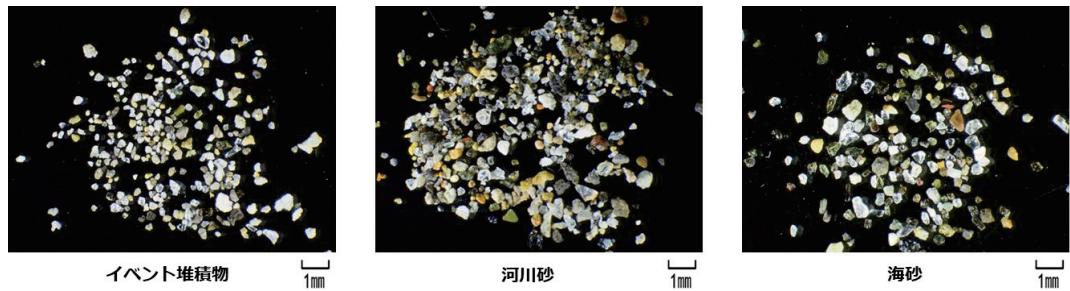


図 2 地点 11 の砂層の砂、奥戸川砂と海砂の写真

粒度分析は SHIMADZU 製のレーザ回折式粒度分布測定装置 SALD-3000J によって行なった。コア試料については深度 1.10, 1.15, 1.20, 1.25, 1.30m の碎屑粒子および海砂、河川砂の粒度分析を行った。分析結果を図 3, 4 に示す。地点 11 の砂層は中粒砂付近に弱いピークがあるものの、粘土・シルト成分を含み全般的に淘汰が悪い。海砂については 0.5mm 附近に明瞭なピークを有しており、淘汰は良い。これに対して、河川砂の粒径は 1μm~1mm まで幅広く分布しており、淘汰が悪く、砂層の粒径分布に類似している。

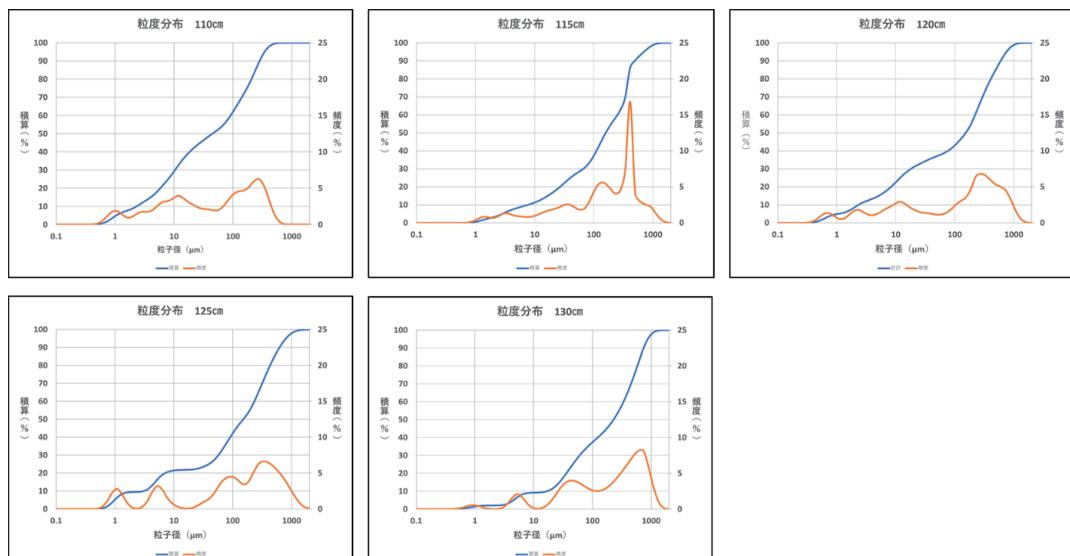


図 3 地点 11 (深度 1.10~1.30m) の粒度分析結果 (—粒度分布曲線、—積算分布曲線)

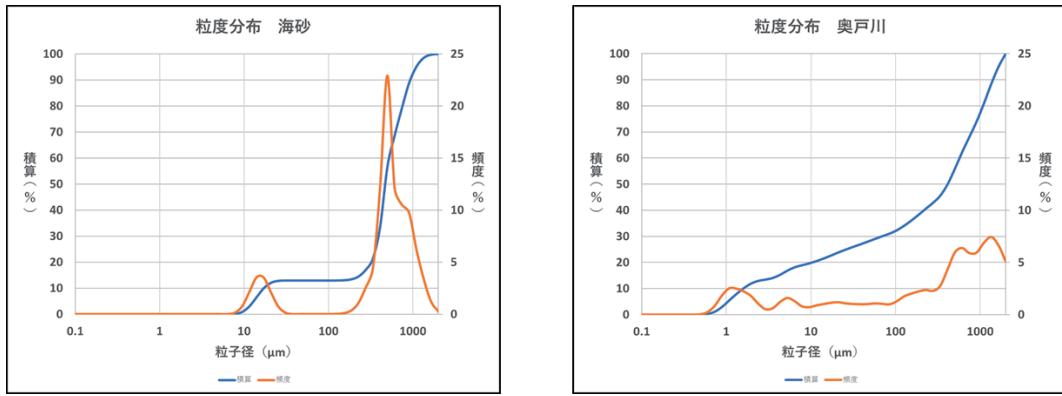


図 4 河川砂と海砂の粒度分析 (—粒度分布曲線, —積算分布曲線)

図 5 は海側から陸側の地点の柱状図および砂層を対比したものである。砂層は陸側に向かって厚くなり、海側に向かっては地点 1 で消滅する。以上のことから、奥戸地区の沖積低地の粘土層に挟まれる砂層は、奥戸川の上流から供給された碎屑粒子によって形成された可能性が高く、現時点では洪水イベントによる堆積物と考えられる。

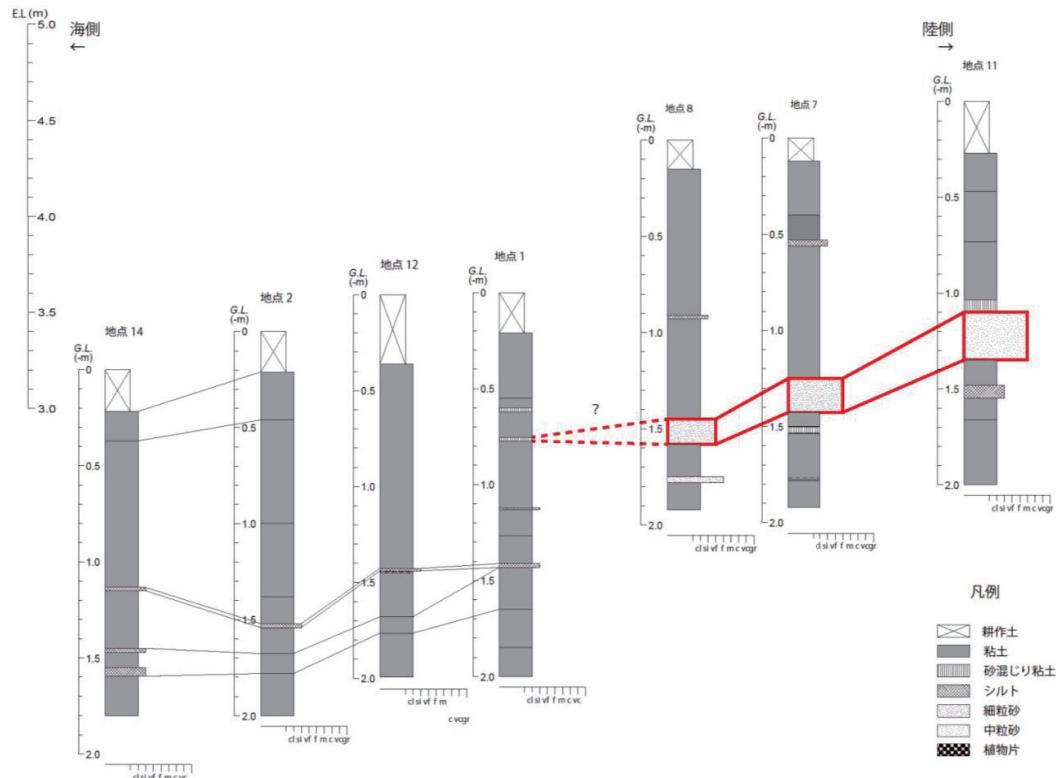


図 5 柱状図の対比

5. EPMA 分析

今回識別したイベント堆積物の形成年代を明らかにするため、堆積物中の軽石についてEPMAによる主成分分析を行なうとともに、広域テフラとの対比を行った。分析は日本電子製のEPMA (JEOL JXA-8230) によって、加速電圧を15kV、照射電流を 6.00×10^{-9} A、ビーム径を3~5μmで測定した。主成分分析はSiO₂、TiO₂、Al₂O₃、FeO、MnO、MgO、CaO、Na₂O、K₂Oの9成分を定量し、各元素の合計は無水に換算して100%とした。図6にはSiO₂とNa₂O、K₂Oの相関を示す。また、図6には下北半島に降下した可能性が高い十和田a (To-a)，十和田b (To-b)，白頭山苦小牧 (B-Tm)，洞爺 (Toya) の各テフラの化学組成の範囲を併せて示した。なお、それぞれのテフラの年代は、十和田aは915年、十和田bは2550±20BP、白頭山苦小牧は10世紀、洞爺は11.2~11.5万年前である。軽石のNa₂Oは2.5~3.5 (wt%)、K₂Oは3.5~4.0 (wt%)であるが、今回検討した4つの広域テフラのどれとも対比はできなかった。

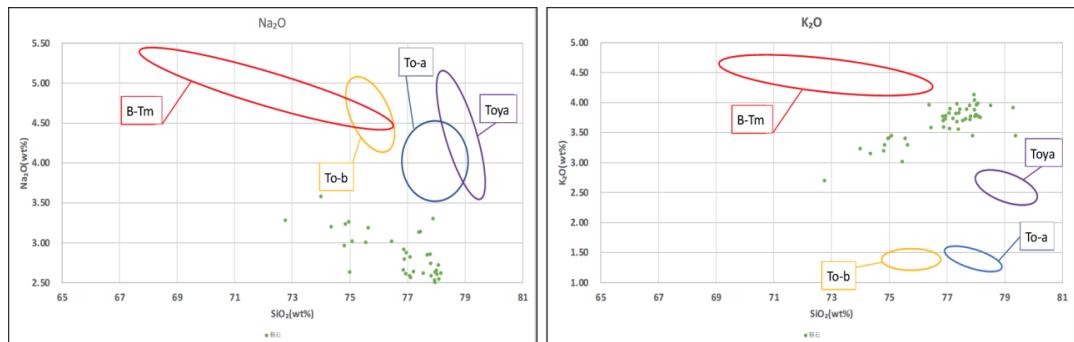


図6 イベント層内の軽石のハーカー図 (Na₂O, K₂O)

6. まとめ

イベント堆積物がもつ堆積相、構成鉱物などの特徴から解釈すると、大間町奥戸地区に見られるイベント堆積物は洪水起源と考えられ、津波起源のイベント堆積物である可能性が低いと考えられる。またイベント堆積物内の軽石については今回特定ができなかつたため今後の課題としていく。

謝辞

本研究において弘前大学理工学研究科の柴正敏名誉教授にはEPMA分析の指導をいただいた。また、秋田大学理工学部の宇内滉志氏には現地調査の際にお世話になった。記して感謝申し上げます。

参考文献

- 谷川晃一朗：青森県六ヶ所村平沼における津波堆積物調査 活断層・古地震研究報告, No17, p.1-14, 2017
 電源開発株式会社：第467回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 2017年5月
 鎌滝孝信・高渕慎也・松富英夫・阿部恒平・黒澤英樹：秋田県男鹿市および八峰町における津

波堆積物調査 土木学会論文集 B2 (海岸工学), 72, 2, I_1693-I_1698, 2016
むつ市史編さん委員会 1988 年 12 月 むつ市史年表編
町田洋 新井房夫 著 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺], 東京大学出版

津軽半島、十三湖周辺に認められる津波と液状化の痕跡*

弘前大学理 工学研究科 岡田 里奈・梅田 浩司
秋田大学地方創生センター 鎌滝 孝信

1. はじめに

突発的な事象（津波、洪水や高潮など）により地質学的な時間スケールに比べて瞬時に形成された堆積物をイベント堆積物という。このうち、津波堆積物はイベント堆積物の一種であり、津波またはそれから派生した水流によって海底や沿岸の砂泥や礫などが侵食され、それらが別の場所へ運搬されて再堆積したものと定義されている（例えば、澤井、2012）。津波堆積物の分布調査や年代測定によって当時の浸水範囲や発生時期などが明らかにされるが、これらの情報は将来の地震・津波ハザード評価に反映することができる。東北地方の日本海沿岸では、秋田県にかほ市、秋田県潟上市（鎌滝ほか、2015, 2016）や青森県鰯ヶ沢町（熊谷ほか、2017）の沿岸域においてイベント堆積物が見出されている。筆者らは昨年度から鰯ヶ沢町より北方約25kmに位置する五所川原市五月女瀬（そとめやち）においてイベント堆積物の調査を行なってきた。その結果、液状化痕を侵食する津波堆積物を発見したので、今回はそれについて報告する。

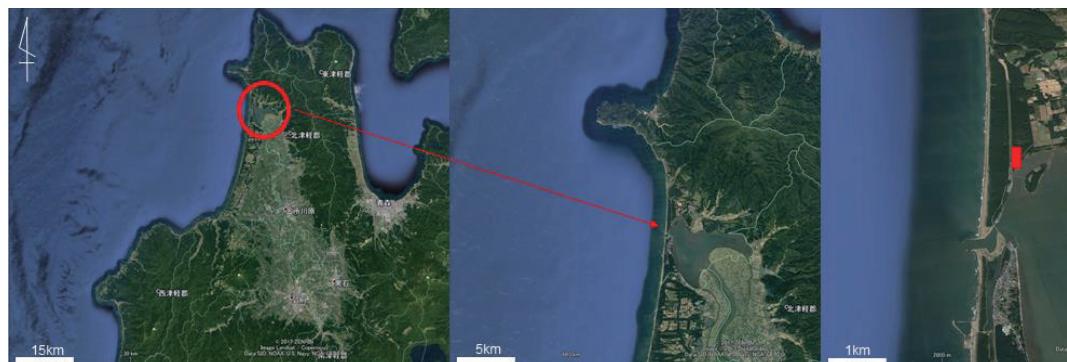


Figure 1 左：津軽半島全体、中央：十三湖周辺、右：調査地域周辺 (Google Earth より)

2. 調査地域および調査方法

調査地域である五月女瀬には、浜堤に沿って南北に延びる小河川が存在し、汽水湖である十三湖に注いでいる。この小河川に沿って標高1.0～1.6mの低地が広がっており、津波が発生した際に遮るものなく、海域からの物質輸送に伴う堆積作用が生じる可能性が高い（Figure 1）。調査はジオスライサーを用いて幅10cm、長さ200cm、厚さ3cmのブロックサンプルを定方位で採取した。試料は小河川の河口から約250m地点からさらに上流に向かって約20m間隔、合計15箇所で採取した（Figure 2）。さらに、南北方向に約7m、東西方向に約5m、深さ約2.5mのトレン

*Traces of tsunami and liquefaction recorded around the Lake Jusan, Tsugaru Peninsula by Rina Okada, Koji Umeda and Takanobu Kamataki

チを2箇所（小河川の河口から約270mおよび約300m地点）で掘削し、壁面観察、剥ぎ取りなどを行った。イベント堆積物を識別するため層相観察・記載、砂質堆積物の検鏡観察・粒度分析などを行った。また、イベント堆積物の年代を決定するため、試料に含まれる木片や植物片などについて放射性炭素年代測定（ ^{14}C 年代測定）を併せて実施した。

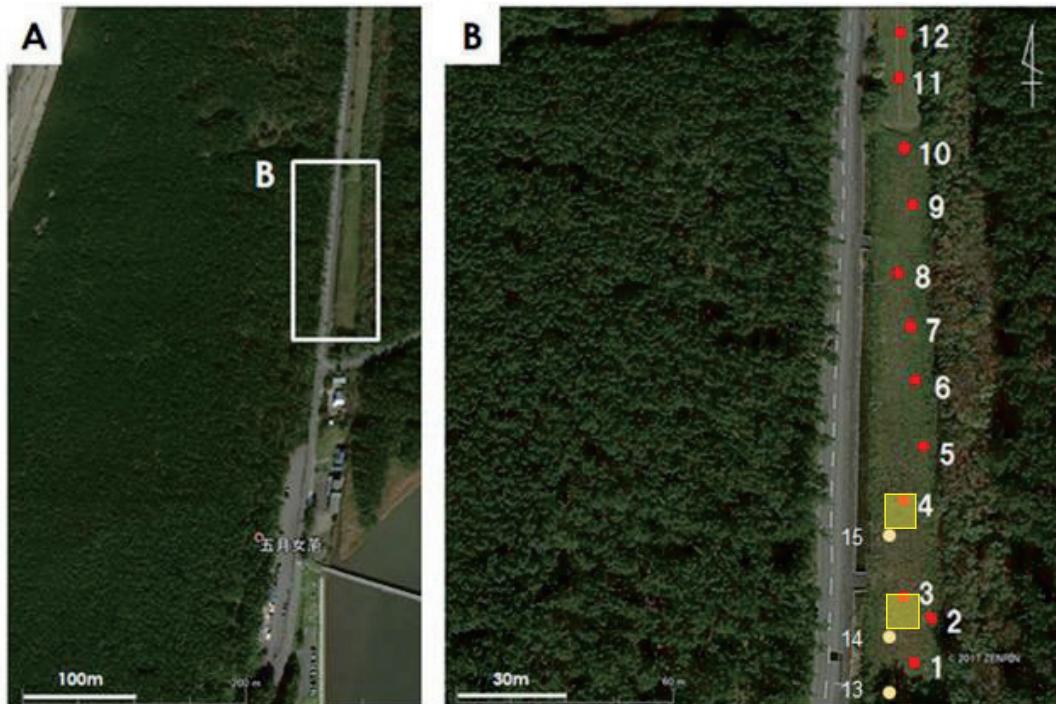


Figure 2 A : 調査地域周辺, B : ポーリング地点およびトレンチ地点

3. 結果・考察

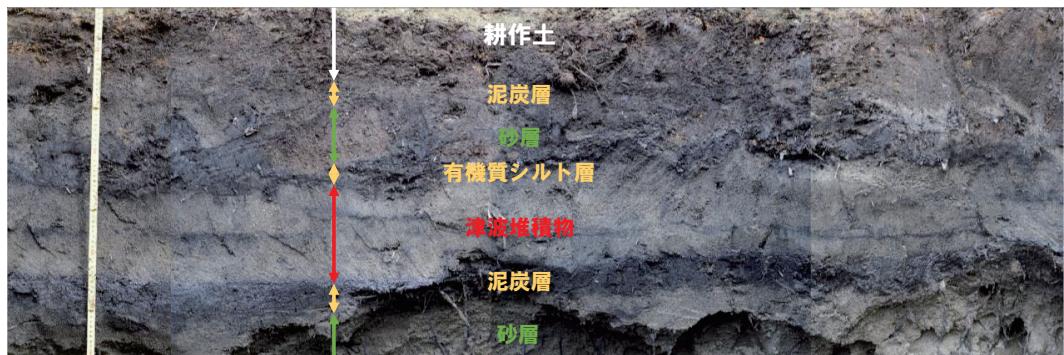


Figure 3 トレッヂ壁面

トレッヂでの壁面観察 (Figure 3) によると、地表から約85cmまでは盛土や耕作土からなる。そ

こから深度 85~90cm は泥炭層、深度 90~100cm は有機質シルト混じりの中粒砂層、深度 100~105cm は有機質シルト層、深度 105~125cm は細粒~粗粒砂層、深度 125~135cm は泥炭層、深度 135cm 以深は中粒砂層となっている。このうち深度 105~125cm の砂層 (Figure 4) には次のような特徴がある。1) 下位の泥炭層との侵食面が明瞭である、2) 上部には植物片が含まれ、下部には偽礫 (リップアップクラスト) がみられる、3) 砂層は薄い泥層 (マッドドレイブ) を境に 2 つのユニットに分けられる、4) 平行層理や斜交層理が発達する、5) 層厚が南側から北側に向かって徐々に薄くなり、消滅する、6) 砂の鉱物組成や形態が十三湖の海浜砂と類似する。これらを踏まえると、この砂層は海側からの碎屑物の供給によって生じたイベント堆積物であると考えられる。さらに、

このイベント堆積物を 1cm 間隔でサンプリングして粒度分析を行った結果、2 つのユニットともに上方細粒化（下部は粒径 1.0mm にピークを有する単峰性を示すことに対し、下層の上部は粒径 10 μm と 0.5mm にピークを有する二峰性を示す）している。以上のことから、2 つの上方細粒化する砂層のユニットは海側からの 2 回の遡上流によって、マッドドレイブは遡上流が停滞した際に形成された堆積物と考えられる。これらのことから、深度 105~125cm の砂層は津波堆積物と判断した。

一方、深度 125~135cm の泥炭層には小規模ながら多くの噴砂痕や荷重痕が認められる (Figure 6)。その下位の砂層の中粒砂が泥炭層を砂脈として貫き、噴砂が泥炭層を覆っている。また、この泥炭層からはヤマトシジミの化石が含まれる。噴砂痕の存在は、この地域が強い揺れに襲われ、液状化が生じたことを意味する。また、荷重痕は津波堆積物が覆った泥炭層には流動性があったこと、ヤマトシジミの化石が泥炭層に含まれることから、津波堆積物の堆積環境は湖底であったことが示唆される。さらに、液状化で生じた噴砂を津波堆積物が侵食していることから (Figure 5)，液状化が生じたのは津波が襲来する前であった。



Figure 4 深度 105~125 cm の砂層



Figure 5 津波堆積物と噴砂

た。深度 85~90cm の植物片より AD1811~1920、深度 100~105cm の植物片より AD1726~1814、ヤ

マトシジミの化石より AD1392~1443 という値を得た (Table 1)。ヤマトシジミの年代については、海洋リザーバー効果の影響を考慮する必要があるが、十三湖は汽水環境であり正確なリザーバー年代を決定することは困難である。ただし、一般的に海産試料と陸上試料の年代差が約 400 年と考えられていることから (Reimer et al., 2013)，深度 125~135cm の堆積物の年代は AD1800 年頃以前であると判断できる。これまでの日本海側の古地震・古津波研究によると（例えば、川上ほか, 2017），この堆積物に相当するイベントは 1741 年に発生した渡島沖津波の可能性が高い。なお、羽鳥 (1984) によるとこの津波による十三湖付近の波高は 5~6m と推定されており、1983 年日本海中部地震のそれを上回るとされている。

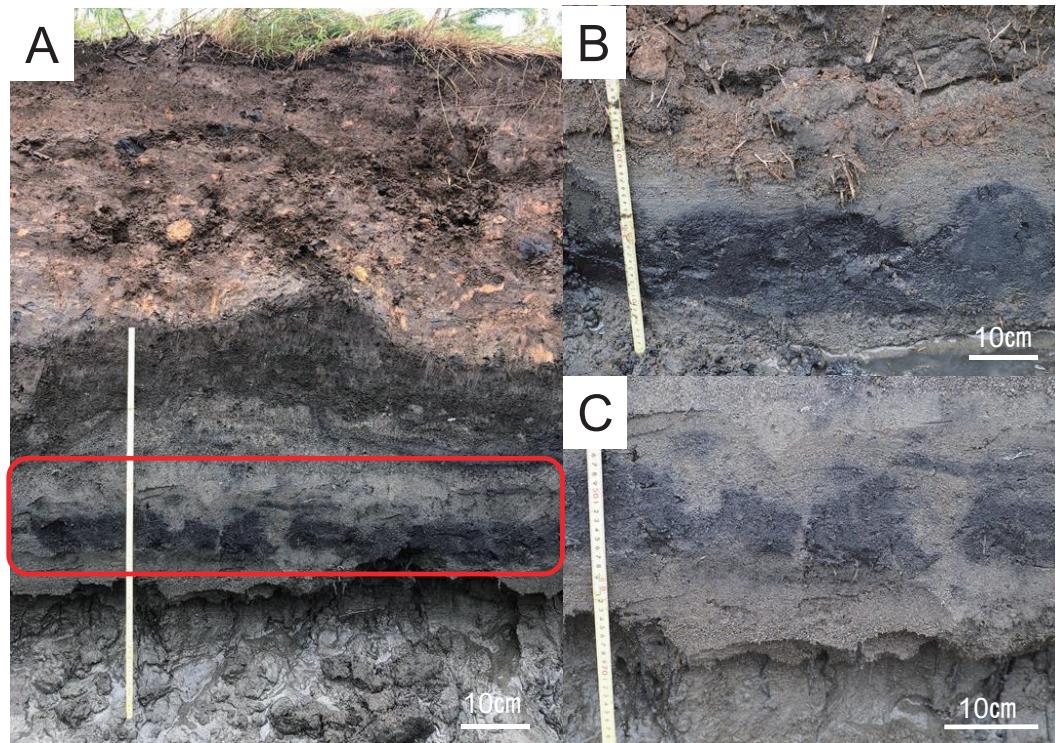


Figure 6 A : 全体, B : 荷重痕, C : 噴砂痕

Table 1 放射性炭素年代測定結果

	放射炭素年代	暦年較正值
深さ 85~90cm(植物片)	60±30	1811-1920calAD
深さ 100~105cm(植物片)	210±30	1726-1814calAD
深さ 125~135cm (ヤマトシジミ の化石)	520±30	1392-1443calAD

1741 年渡島沖津波は津波地震ではなく、渡島大島の噴火・山体崩壊・海底地すべりによって生じたと考えられている（例えば、Satake, 2007）。しかしながら、弘前藩庁日記によると噴火開始から山体崩壊までの 10 日間には津軽地方にも規模の大きい地震が頻発していたらしい。したがって、津波堆積物の下位にみられる液状化痕は、これらの渡島大島に由来する火山性地震によって生じた可能性は否定できない。

4.まとめ

これまでのジオスライサーによるボーリング調査では、津波由来のイベント堆積物（津波堆積物）であること、津波堆積物の直下に噴砂痕がみられること、十三湖に注ぐ小河川の河口から約 450m 津波が遡上したことなどが確認された。しかし、津波堆積物と噴砂の切断関係、当時の調査地域の環境、津波堆積物の年代が不明であったが、今回のトレーニング調査により明らかになった。

謝辞

本研究には、科学研究費（基盤研究（C），17k01321）（代表：鎌滝孝信）を使用した。青森県五所川原市役所の方々には、現地調査等でお世話になった。ここに記して関係各位に感謝します。

引用文献

- 一木絵里・辻誠一郎・杉山陽亮・村木 淳・宇部則保・中村俊夫：青森県八戸市の縄文時代早期貝塚出土試料の¹⁴C 年代と海洋リザーバー効果、第四紀研究、54, 5, 271-284p, 2015.
- 鎌滝孝信・阿部恒平・黒澤英樹・三輪敦士・今泉俊文：秋田県沿岸の沖積低地にみられるイベント堆積物、第四紀研究、54, 129-138p, 2015.
- 鎌滝孝信・高渕慎也・松富英夫・阿部恒平・黒澤英樹：秋田県男鹿市および八峰町における津波堆積物調査、土木学会論文集 B2 (海岸工学), 72, 2, I_1693-I_1698p, 2016.
- 鎌滝孝信・安部訓史・金沢 慎・松富英夫：秋田県南部の沿岸低地における過去の津波浸水域および履歴の検討、土木学会論文集 B2 (海岸工学), 73, 2, I_445-I_450, 2017.
- 川上源太郎・加瀬善洋・卜部厚志・高清水康博・仁科健二：日本海東縁の津波とイベント堆積物、地質学雑誌, 123, 10, 857-877p, 2017.
- Kenji Satake : Volcanic origin of the 1741 Oshima-Oshima tsunami in the Japan Sea, Earth Planets Space,

59, 381-390, 2007.

澤井祐紀：地層中に存在する古津波堆積物の調査，地質学雑誌，118, 9, 535-558p, 2012.

羽鳥徳太郎：北海道渡島沖津波（1741年）の挙動の再検討—1983年日本海中部地震津波との比較
一，地震研究所彙報，59, 115-125p, 1984.

Paula J Reimer • Edouard Bard • Alex Bayliss • J Warren Beck • Paul G Blackwell • Christopher Bronk Ramsey • Caitlin E Buck • Hai Cheng • R Lawrence Edwards • Michael Friendrich • Pieter M Grootes • Thomas P Guilderson • Haflidi Haflidason • Irka Hajdas • Christine Hatte • Timothy J Heaton • Dirk L Hoffmann • Alan G Hogg • Konrad A Hughen • K Felix Kaiser • Bernd Kromer • Sturt W Manning • Mu Niu • Ron W Reimer • David A Richards • E Marian Scott • John R Sounthor • Richard A Staff • Christian S M Turney • Johannes van der Plicht : INTCAL13 AND MARINE13 RADIOCARBON AGE CALIBRATION CURVES 0-50,000 YEARS CAL BP, RADIOCARBON, 55, 4, 1869-1887p, 2013.

2018年7月西日本豪雨時の富山県内の気象・防災情報に関する*

呉 修一 富山県立大学 環境・社会基盤工学科

1. はじめに

日本の各地で毎年のように洪水氾濫等の水害が発生している。2018年7月の西日本豪雨では、死者が224名、行方不明が8名（消防庁、2018年11月6日現在）と平成の時代で最悪の被害が生じた。西日本豪雨後に、防災学術連携体は西日本豪雨・市民への強い緊急メッセージ「あなたには災害の危険性を知る義務と、自分と家族を守る責任があります」を発信している（2018年7月22日の記者発表）。中央防災会議（2018）は、住民は「自らの命は自らが守る」意識を持ち適切な避難行動等を行い、行政は住民が適切な避難行動をとれるよう全力で支援を行うよう、提言している。

著者らのグループは、2015年9月関東・東北豪雨（呉ら、2016a,b）、2016年岩手豪雨（森口ら、2018）での豪雨災害等、東北地方の水害後に現地調査やその後の解析などに従来から従事している。Sato et al. (2017) では、水害時に利用できるウェブ上の情報を整理することで、災害情報を活用するには、1) どこに、どんな情報があるかを事前に把握しておくという情報リテラシー、もう一つは、2) その情報が何を意味して、どのように使うのかという情報リテラシーの二つが必要であることを明らかにしている。また、呉ら（2019）は、住民を対象としたアンケート調査等を行い、住民の防災情報への理解度等を明らかにしている。

本論文では、2018年7月の西日本豪雨時の、富山県の気象情報、特に、高解像度降水ナウキャスト、土砂災害警戒判定メッシュ情報、大雨警報（浸水害）の危険度分布、洪水警報の危険度分布の4つに着目し、これら的情報がどのような状況を示していたか等を明らかにする。

2. 2018年西日本豪雨の概要と富山県の被害状況

2018年7月西日本豪雨の際、富山県内では、7月4日の降り始めから8日24時までに継続的に雨が降り、総降雨量は多いところで400mmを超える大雨となった。神通川上流域など岐阜県に属する個所では、例えば、小鳥崎観測所（岐阜県高山市）にて、7月4日0時から8日24時までの総雨量680mm、2日雨量412mmを記録したほか、流域内の複数観測所で、既往最大より約1.2倍～1.3倍の2日雨量を記録し、観測史上第1位を更新した（神通川堤防調査委員会、2018）。

富山県内では、富山、魚津、滑川、立山、上市、舟橋の6市町村が、計約9万1千人を対象に「避難準備情報・高齢者避難開始」を発令し、227人が実際に避難をしている（富山新聞、2018）。県内の中小河川では、白岩川、大岩川、上市川、柄津川、坪野川、片貝川で避難判断水位に達した。1級河川では、神通川、黒部川、庄川、小矢部川でレベル2の氾濫注意水位を超えており（北日本新聞社、2018）。一例として、図-1、図-2に、岐阜県の高山を源流とし富山市内を流れる1級河川神通川の、神通大橋地点および大沢野大橋地点における水位の時系列を示す。神通大橋地点において、観測史上第2位の水位（ピーク水位：7.22m）を観測している。ちなみに観測史上第1位は、平成16年10月の台風第23号の出水（ピーク水位：8.33m）である。大沢野大橋水位地点では、7月6日1:00に避難準備・高齢者等日案開始の目安となるレベル3の避難判断水位を超過している。この豪雨により神通川では左岸22.4k付近で堤防欠損が生じるなどの被害が生じている。

*Disaster and meteorological information issued in Toyama prefecture during rainfall event in July 2018, Shuichi Kure

3. 気象・防災情報の概要

本論文では気象・防災情報として、気象庁HPでリアルタイムで公開されている、「高解像度降水ナウキャスト」、「土砂災害警戒判定メッシュ情報」、「大雨警報（浸水害）の危険度分布」、「洪水警報の危険度分布」の4つに着目する。

「高解像度降水ナウキャスト」は、気象ドップラーレーダーの観測データに加え、気象庁・国土交通省・地方自治体が保有する全国の雨量計データ、ワインドプロファイラやラジオゾンデの高層観測データ、国土交通省のXバンドレーダのデータを活用し、降水域の内部を立体的に解析して、250m解像度の降水分布を30分先まで予測している（気象庁HP）。

「土砂災害警戒判定メッシュ情報」は、大雨による土砂災害発生の危険度の高まりを、地図上で5km四方の領域ごとに5段階に色分けして示す情報であり、避難にかかる時間を考慮して、危険度の判定には2時間先までの雨量及び土壤雨量指数の予測値を用いている（気象庁HP）。

「大雨警報（浸水害）の危険度分布」は、大雨警報（浸水害）を補足する情報である。短時間強雨による浸水害発生の危険度の高まりの予測を示しており、大雨警報（浸水害）等が発表されたときに、どこで危険度が高まるかを面的に確認することができる。1時間先までの表面雨量指数の予測値が大雨警報（浸水害）等の基準値に到達したかどうかで、危険度を5段階に判定し、色分け表示する（気象庁HP）。

「洪水警報の危険度分布」は、洪水警報を補足する情報である。指定河川洪水予報の発表対象ではない中小河川（水位周知河川及びその他河川）の洪水害発生の危険度の高まりの予測を示しており、洪水警報等が発表されたときに、どこで危険度が高まるかを面的に確認することができる。3時間先までの流域雨量指数の予測値が洪水警報等の基準値に到達したかどうかで、危険度を5段階に判定し、色分け表示している（気象庁HP）。上記情報の詳細に関しては、気象庁HP等を確認されたい。

図-3に、これらの2018年7月5日12:00-18:00における時系列変化を示す。強い雨域が富山県に停滞していることがわかる。この強降雨により、全域の土砂災害警戒判定、富山市内の浸水害の危険度分布、富山県内全域の洪水警報の危険度分布の危険度が徐々に上昇していることがわかる。浸水害は表面雨量指数を用いたものであり、都市域の内水氾濫や冠水の危険度と理解すべきと考えられる。

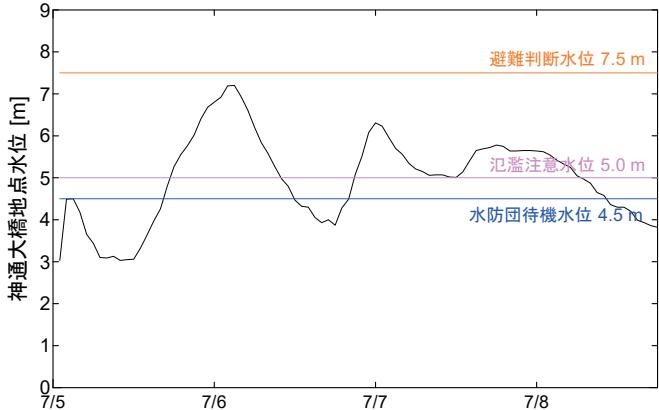


図-1 神通川神通大橋地点における水位の時系列

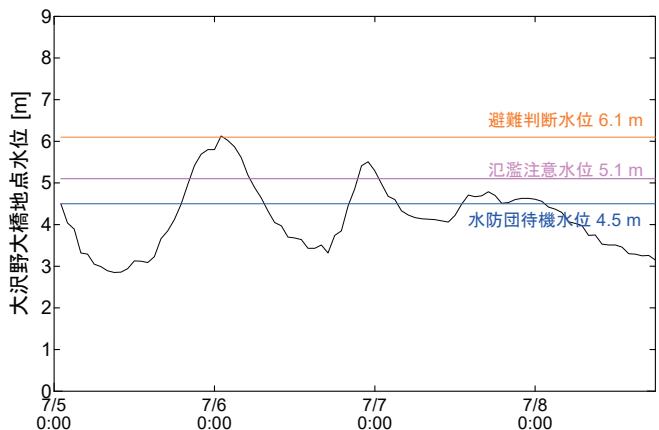


図-2 神通川大沢野大橋地点における水位の時系列

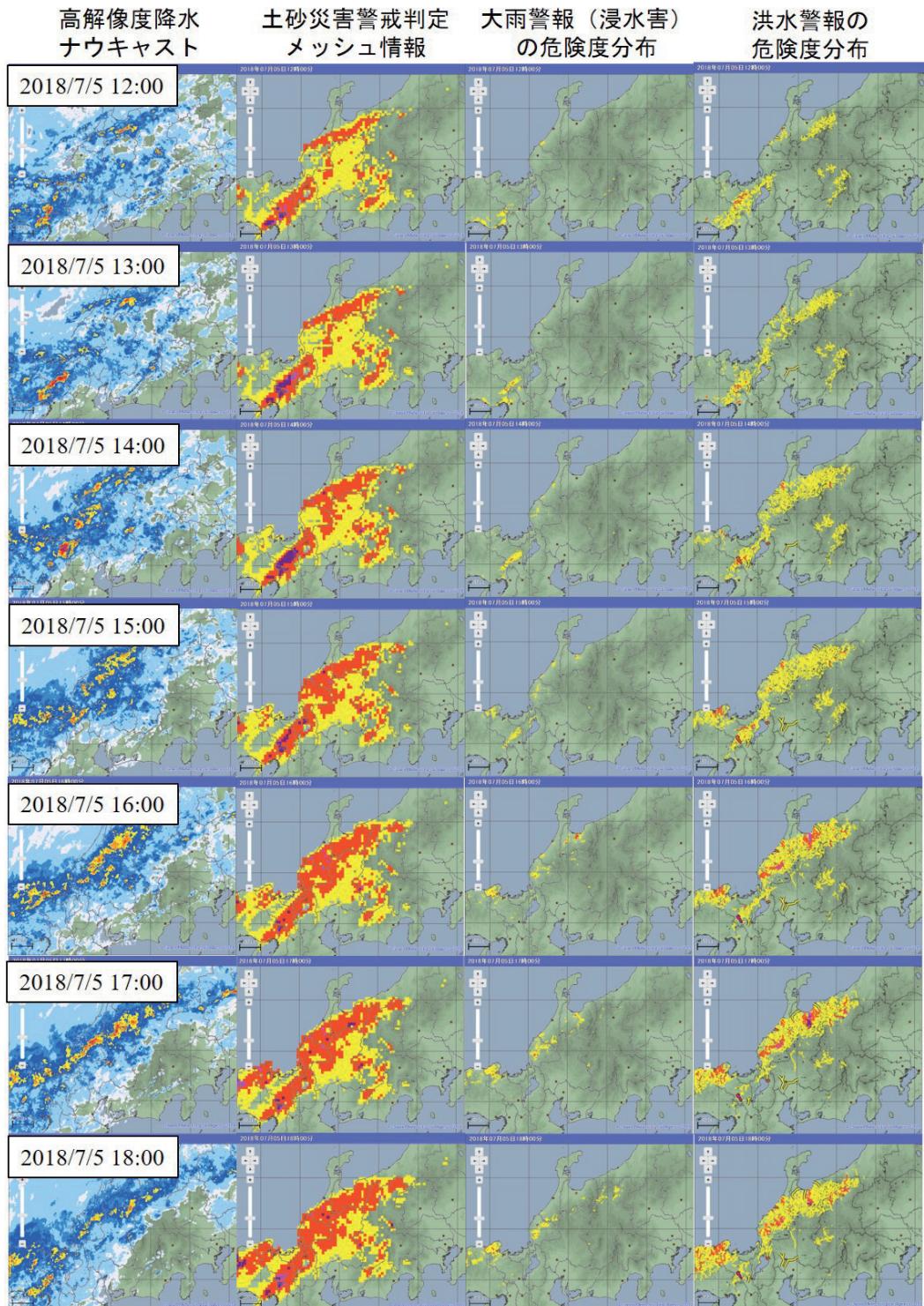


図-3 2018年7月5日12:00-18:00の高解像度降水ナウキャスト、土砂災害警戒判定メッシュ情報

大雨警報（浸水害）の危険度分布、洪水警報の危険度分布の時系列

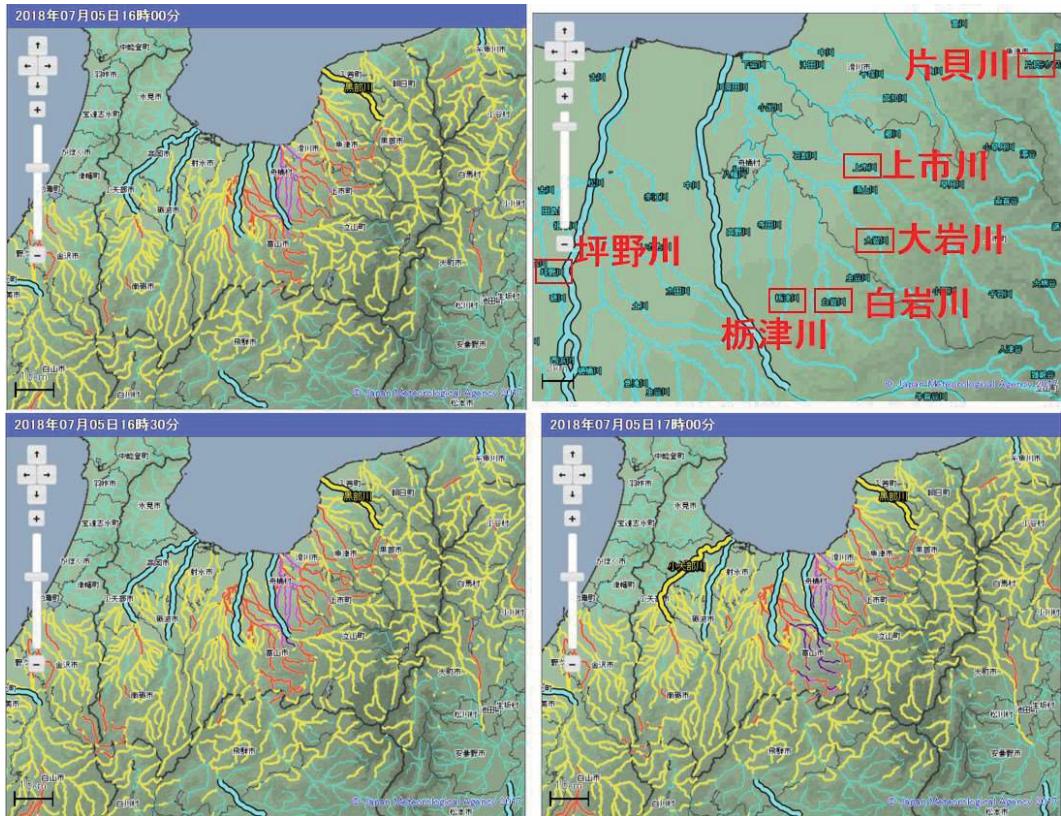


図-3 2018年7月5日16:00-17:00の洪水警報の危険度分布の時系列（拡大版）

ここで図-4に、洪水警報の危険度分布を拡大したものを示す。上述したように、県内の中小河川では、白岩川、大岩川、上市川、栎津川、坪野川、片貝川で避難判断水位に達している。洪水警報の危険度分布では、ピーク時（17:00）に、栎津川が非常に危険（紫色）から極めて危険（濃い紫色）と示されている。また、白岩川も非常に危険（紫色）から警戒（赤色）で示されている。大岩川、上市川、坪野川、片貝川も警戒（赤色）で示されている。栎津川、白岩川が危険な状況であることは容易に理解できる反面、赤色の河川では紫色に比べて危険度が低いと勘違いする可能性もありえる。しかしながら、全体としてこのような中小河川の洪水の危険度を良好に表現できていると見ることができ、有益な情報と考えられる。

このように、気象庁から公表されている洪水警報の危険度分布は、中小河川の豪雨時の危険度を理解するうえで有効な情報となりえる。当然であるが、流域雨量指数の予測値に基づいたものであり、不確実性が存在する点があり、他の複数の大小の出水ケース、他の地域等で更なる検証が必要不可欠である点は注意されたい。

しかしながら、著者らの調査結果（吳ら、2019）では、上記の情報が存在し利用可能であることを知っている地域住民の数は極めて少なく、今後これらの存在や利用方法などを広くわかりやすく周知することも重要な要素になってくるであろう。

4. 今後の減災に向けた取組

高頻度災害である洪水氾濫や土砂災害は毎年のように生じ、今後も温暖化等の影響により規模・頻度の更なる増加が懸念される。平成 30 年 7 月西日本豪雨からの提言（中央防災会議、2018）では、マルチハザードのリスク認識、防災気象情報・避難情報の伝達手段の強化や防災情報の 5 段階レベルでの表現、市町村職員の情報発信の負担の軽減等が今後の避難促進対策として提言されている。以下、著者が今後必要と感じている取り組みに関して列挙する。

マルチハザードや可能最大洪水氾濫の推定：

平成 27 年に水防法が一部改正され、最大規模の洪水・内水・高潮への対策が必要となり、洪水に係る浸水想定区域について、想定しえる最大規模の洪水に係る区域に拡充して公表することとなった。このように、計画規模を超過するような最悪規模の洪水を物理的に算定し、その地域が潜在的に抱える最大の洪水リスクを明示することで、最悪シナリオを想定した防災対策を考えることが可能となる。しかしながら、このような大規模出水時には洪水のみならず、土砂災害や土石流、大量の流木流出なども発生し、これらが非線形的に被害を増長させる恐れがある。上記の中央防災会議の提言するマルチハザードのリスク認識においては、これらの複合的な発生や可能最大という側面からの評価・認識が必要である。また住民への周知方法やハザードマップの見せ方等についても今後は検討を行う必要がある。

災害情報の有用性評価：

内閣府（2018）は平成 28 年度台風第 10 号災害を踏まえた課題と対策の在り方での議論を通じ、避難情報の名称を変更した。避難指示は避難指示（緊急）に変更され、避難準備情報は避難準備・高齢者等避難開始に変更された。これは、平成 28 年台風 10 号の岩手での豪雨災害（森口ら、2018）の際に避難準備情報の意味が明確に伝わらなかった事に起因する。しかしながら、これでも防災情報に対する危機意識の改善は十分とは言えず、今後、内閣府は 5 段階レベルでの表現を検討している。どのような避難情報の名称が有益かは今後も議論が必要と考える。

気象庁は、高解像度降水ナウキャスト、土砂災害警戒メッシュ情報や予測雨量(メソ数値予報モデル:MSM)等に加え、本論文で検証した高解像度の流域雨量指数や浸水状況を表現する表面雨量指数に基づく、「浸水害の危険度分布」、「洪水警報の危険度分布」を運用・公開している。これらの有用性の検証を今後も継続的に行い、現在利用可能な情報のなかで、どの情報が有用で注意点は何か等を整理する必要がある。

上記以外にも様々な取り組を実施・統合することで、発災前後の行政・住民の対応や有効な災害情報の発信のための知見を整理し、有効なタイムラインの策定支援や、わかりやすい情報発信や伝わる情報伝達方法等を更に検討していくことが必要である。

謝辞：

本研究は、JSPS 科研費 JP18K04372 の助成を受け実施したものです。ここに謝意を表します。

参考文献：

- 1) 気象庁 HP, 雨雲の動き (高解像度降水ナウキャスト), <https://www.jma.go.jp/jp/highresorad/index.html>
(2019年1月16日アクセス)
- 2) 北日本新聞, 大雨で6市町村227人避難, Webun, 2018.7.6. <http://webun.jp/item/7477173>
(2019年1月16日アクセス)
- 3) 呉修一・森口周二・堀合孝博・小森大輔・風間聰・田中仁, 2015年9月東北豪雨による渋井川洪水氾濫の特徴, 自然災害科学, Vol.35, No.2, pp.87-103, 2016 a.
- 4) 呉修一・林晃大・森口周二・堀合孝博・田中仁, 2015年9月渋井川洪水氾濫を対象とした可能最大流体力の算定, 河川技術論文集, Vol.22, pp. 297-302, 2016 b.
- 5) 呉修一・千村紘徳・地引泰人・佐藤翔輔・森口周二・邑本俊亮, 地域住民を対象とした防災情報の理解度等に関する基礎調査と可能最大洪水を想定した防災対応の提案, 日本自然災害科学, 2019, 投稿中.
- 6) S. Sato, S. Kure, S. Moriguchi, K. Udo, F. Imamura (2017) "Online Information as Real-Time Big Data About Heavy Rain Disaster and its Limitations: Case Study of Miyagi Prefecture, Japan, During Typhoons 17 and 18 in 2015" Journal of Disaster Research, Vol. 12, No. 2, pp. 335-346.
- 7) 消防庁: 平成30年7月豪雨及び台風第12号による被害状況及び消防機関等の対応状況(第58報), (平成30年11月6日現在) <http://www.fdma.go.jp/bn/2018/detail/1052.html> (2018年12月28日アクセス)
- 8) 神通川堤防調査委員会: 神通川堤防調査委員会報告書, 2018.9.
http://www.hrr.mlit.go.jp/toyama/upload/file/jindu_teibouchosai/07_houkokusyo.pdf (2019年1月15日アクセス)
- 9) 中央防災会議, 平成30年7月豪雨による水害・土砂災害からの避難に関するワーキンググループ: 平成30年7月豪雨を踏まえた水害・土砂災害からの避難のあり方について(報告), 2018.12.26.
http://www.bousai.go.jp/fusugai/suigai_dosyaworking/index.html (2018年12月28日アクセス)
- 10) 富山新聞, 西日本豪雨の教訓 避難指示の遅れは致命的, 2018.7.12. <http://editorial.x-winz.net/ed-98886>
(2019年1月16日アクセス)
- 11) 内閣府: 平成28年度台風第10号災害を踏まえた課題と対策の在り方, 2016.12.
http://www.bousai.go.jp/oukyu/hinankankoku/guideline/pdf/161226_hombun.pdf (2019年1月15日アクセス)
- 12) 防災学術連携体: 西日本豪雨・市民への緊急メッセージ, 2018.7.22.
http://janet-r.com/050_saigaiji/2018/050_2018_gouu/20180722_emergencymessage/2018gouu_0722_emessage.html
(2018年12月28日アクセス)
- 13) 森口周二, 大河原正文, 呉修一, 2016年台風10号による岩手県内の被害の分析-地盤工学と河川工学の観点から-, 地盤工学ジャーナル, Vol.13, No.2, pp. 149-158, 2018.

平成 28 年北海道豪雨による道路被害からの教訓*

東北大学災害科学国際研究所 奥村 誠
国土交通省北海道開発局 林 勝裕

1. 本稿の目的

地球温暖化の影響が疑われる中、深刻な影響をもたらす豪雨災害が頻発している。その影響により、都市間をつなぐ幹線交通路の途絶が長期間に及び、地域住民の生活のほか、広域的な経済活動の停滞をもたらした事例も少なくない。一方で後述するように、交通インフラの維持管理業務を委託している地場の建設業者への建設需要が減少する中で持続可能性に問題があり、新技術の活用を含めた新しい対応策を考えていくことが不可欠である。本稿は、平成 28 年 8 月末の台風 10 号北海道豪雨による道路被害への対応について、注目すべき取り組みをまとめる。

第一著者は、平成 28 年 10 月および平成 30 年 9 月に国土交通省北海道開発局建設部を来訪して、災害対応に関するヒアリングを実施するとともに、被災箇所の復旧状況を視察した。その際、第 2 著者は事前の質問項目に対して、a)当時の状況、b)新たに発覚した問題点、c)その後の改善点、に区分して状況を整理した。本稿は、それらの内容に基づき、道路管理や影響緩和策などのソフトな災害対応の面で重要と思われる教訓を報告する。

2. 平成 28 年 8 月 北海道豪雨による道路被害

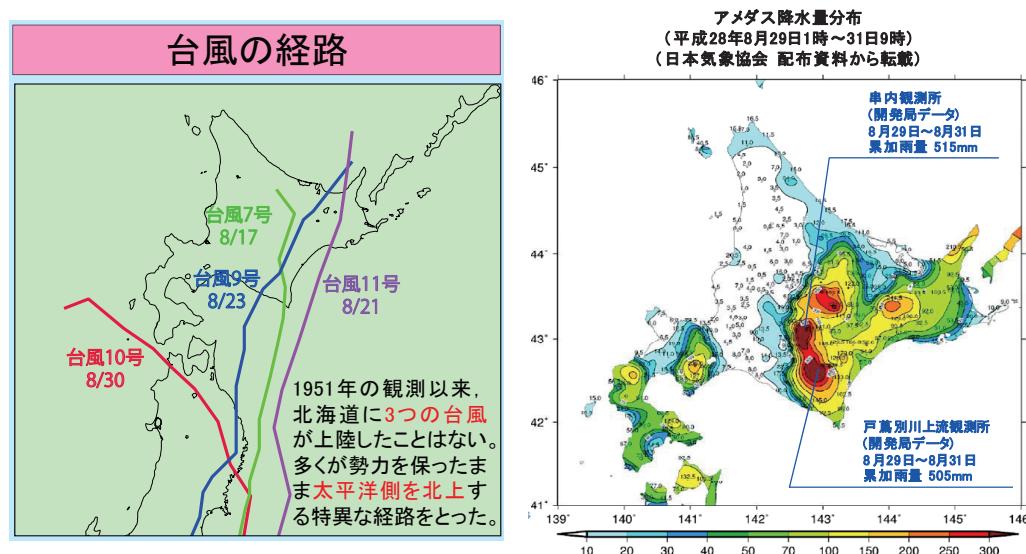


図-1 平成 28 年 8 月の台風の経路と降水量の分布（北海道開発局資料¹⁾）

* Lessons from highway damage by 2016 heavy rainfall disaster in Hokkaido by Makoto Okumura and Norihiro Hayashi

図-2 道東をつなぐルートの途絶位置（北海道開発局資料¹⁾）

		8/29	8/30	8/31	9/1	9/2
①	R39 石北峠		15:00		10:00	
②	R273 三国峠		14:00			
③	R38 狩勝峠		20:40			
④	R38 小林橋・清見橋		23:00			
⑤	道東自動車道	21:55		8:00		
⑥	R274 日勝峠		11:15			
⑦	R236 野塚峠		12:00		18:00	
⑧	R336 えりも岬		14:00-19:00			

図-3 道東をつなぐルートの途絶

期間（北海道開発局資料¹⁾）

平成 28 年 8 月 17 日から 23 日に 3 個の台風が相次いで北海道に上陸し大雨が発生した。さらに 30 日には岩手県に大きな被害をもたらした台風 10 号が津軽海峡から日本海に西北に抜ける過程で、太平洋岸からの湿潤な空気を巻き込み十勝地方を中心に記録的な大雨となった（図-1）。これにより 9 河川で堤防が決壊、79 河川で氾濫が発生し、死者 6 名（行方不明を含む）のほか、鉄道も石北線、石勝線、根室線、日高線で路盤流出などの深刻な被害が発生した¹⁾。

国道は 28 路線 54 区間（延長 706.3km）で事前通行規制を行ったが、実際には 24 路線 31 区間で土砂災害が発生

し、8 月 29 日夜から通行止としていた道東自動車道の土砂災害と合わせて、日高山脈を越えるすべての道路（7 本）が通行不能になり、道東地域が途絶状態に陥った（図-2、図-3）。特に、国道 274 号の日勝峠前後の 43.8km の区間は、10 か所の橋梁損傷、6 か所の道路本体の洗堀と損傷、3 か所の覆道損傷など合計 66 か所で甚大な被害を受けた（図-4）。当初は現場に近づくことができず被害の概要把握が困難な状況で、最新の IT 技術を駆使した復旧工事が平成 29 年 10 月中に完成するまで、36.1km の区間の通行止は 14 か月に及んだ。なお、この道路被害と復旧工事の概要は、北海道開発局の資料¹⁻³⁾や土木学会誌⁴⁾で紹介されている。

3. 事前通行規制の決定方法

- 直轄国道では、災害の危険性が高い場所を事前通行規制区間として規制基準とともに指定し、パトロールの目視結果と合わせて判断している。パトロール業務は全道を 128 に分け業者に維持工事として発注している。1 区間をおおむね 2 時間で循環できるように区間分割している。
- 日勝峠は落石と雪崩を理由とした特殊通行規制区間と指定していたが、降雨による河川洗堀で橋梁背面の土砂流出や落橋、道路本体の洗堀は過去に例はなく、想定されていなかった。
- 有識者会議の議論を受け、降雨および河川の水位を理由とする規制基準を追加し、テレメータ、CCTV を増設するとともに、河川管理者からの水位観測データを活用することとした。た



図-4 国道 274 号日勝峠区間の被災状況（北海道開発局資料¹¹⁾）

だし、河川管理者の水位観測地点が上流部に少ないとこと、夜間の目視による水位観測が難しいこと、解除の判断において、水位低下時に河川蛇行が強まり浸食が増す可能性を考慮する必要があり、水位に基づく単純な判断には限界があることが、課題として認識されている。

4. 災害発生の検知と規制の実施

- a) 災害の発生はパトロールのほか警察・消防および直通電話 #9910 を通じた通報で検知する。業者が事前通行規制区間のゲートを閉め、区間内部に残る車両を追い出す。
- b) 規制区間に内に集落があり孤立の危険性があった。パトロールカーに通行止を行う機材を積んでいない場合、通報を受けてから実効性のある規制が開始できるまでのタイムラグが長くなる。
- c) 自治体に連絡要員(リエゾン)を派遣し、沿道の居住者の状況把握に努めるとともに、パトロールカーへの積載機材の見直しで 3 時間以内に規制を開始できるようにした。急病人対応のため緊急自動車のみ通行可能とする体制を確認した。

5. 復旧方針の決定と工事の迅速化

- a) 災害復旧工事も、一般的な工事と同様の作業手順で測量、設計、工事管理を行っていた。しかし、道路自体が流され、流水や熊の足跡が発見されるなど、車両や徒步で現場に近づくことが危険な状況で、本格的な積雪期が迫る中で被災状況の把握と復旧工事の計画と設計を迅速に進めることができた。
- b) 冬季の積雪も多く、工事可能な時期が制約される区間であった。発注済みの工事も一時中止として資機材を本区間の復旧工事に集中させることとした。ドローン等で撮影したビデオ映像

から、Mofix(ビデオ画像処理技術)を用いた連続モザイク写真を作成し、短期間で被害の全貌を把握した。また、ドローン搭載の Laser Scanner 測量による現地測量作業の効率化、SIM システムを用いた 3D データモデル作成により被災規模を迅速に把握し、調査期間の短縮化(200 日を約 30 日に短縮)が図られた(図-5)。

さらに土工事においては、MC(Machine Control)・MG(Machine Guidance)建設

機械を活用し、丁張を省略した。また、工事用道路の利用時間を割り当てて多区間の同時施工を可能とした。冬季も橋梁護岸工事やコンクリート構造物工事を継続するとともに、除雪も実施して工事の迅速な再開に備えた。

c) 今回の復旧工事は、i-construction 技術の成功例として評価されている⁴⁾。



図-5 測量に関わる新技術の適用 (北海道開発局資料¹⁾)

6. 通行止期間中の影響緩和策

a) 道路情報板、HP、メール、SNS、地域 FM、記者発表を通じて、被災状況と規制状況を広報する体制を持っている。地域においても道の駅や除雪ステーション内にインフォメーションセンターを開設し、進捗状況の広報やパネル展示などを実施した(図-6)。

b) 道東地域の孤立が農水産物の輸送や観光に大きな影響を与えると考えられたため、NEXCO が昼夜連続工事により着手から 24 時間で 9 月 1 日 8:00 に道東道を開通させたことを受け、開発局から NEXCO への要請により、被災区間内の交通に対する無料化措置が実施され、悪影響の緩和に役立った(図-7)。

c) 地域期成会、商工会議所、運輸関連協会などからの要望を受け、利用者や観光、経済への影響を少なくするための広報の充実に力を入れた。高速道の無料化は H29.10 の国道 36 号竹浦橋被災時にも実施され、情報提供の強化は豪雪時にも効果を発揮している。なおネットワーク全体の信頼性の確保を図ることの重要性は、全国的に認識され、平成 29 年度末の道路法改正による「重要物流道路制度」の創設につながっている。

7. 今後の課題

以上のように、この災害において、いくつかの特徴的な対応がとられたが、今後の災害への適用可能性という点では以下のような課題がある。まず、パトロールを含む道路管理業務の業者発注について、管理業務だけではペイしないことから、地元業者への建設・更新事業の発注量



図-6 インフォメーションセンターの開設（北海道開発局資料¹⁾）

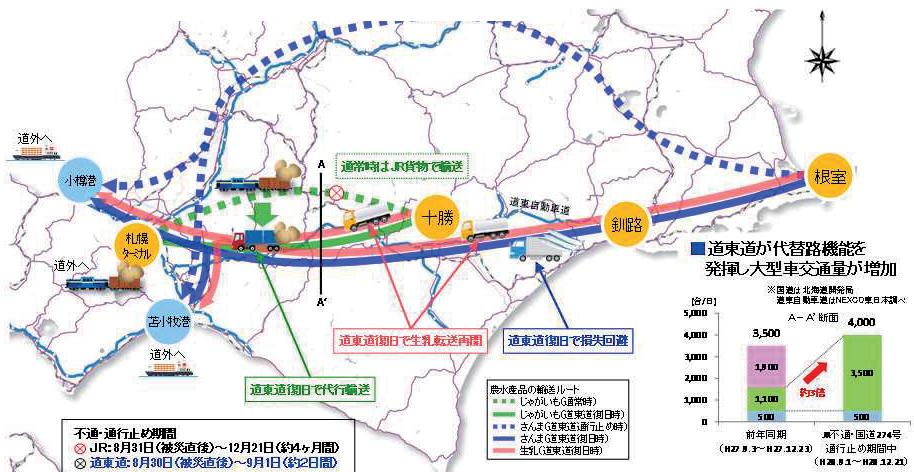


図-7 道東道の代替ルート機能（北海道開発局資料¹⁾）

が減少していく中では担い手の持続が難しいという問題がある。次に、新技術の導入にあたり、従来技術に基づく業務成果物を求めるのではなく、新しい技術で作成可能な成果物を受け入れるよう、契約内容を見直す必要がある。ただし、その転換を急速に進めた場合、新技術に対応できない中小の地元業者が排除される可能性にも配慮が必要である。

また、災害時に広域的な影響がどのように波及しているのかを把握するため、ETC2.0 をはじめとするビッグデータに期待が高まっている。さらに、道路管理者や建設業者以外が有する情報を積極的に活用することも検討に値する。例えばトラック輸送企業など、道路利用者のドライブレコーダーなどの画像や、沿道住民が農業用に有するドローンからの画像を活用できれば、有用な情報を迅速に獲得できる可能性がある。これらの技術研究を積極的に進めていくことが望まれる。

参考文献

- 1) 国土交通省北海道開発局 (2017) 平成 28 年 8 月北海道大雨災害への対応、北海道開発局報告冊子、90 頁、平成 29 年 9 月 28 日初版発行。
- 2) 佐藤友祐・佐藤大・藤岡博之 (2018) 台風の影響により被災した国道 274 号日勝峠(日高側)の復旧について—被災から 14 か月での開通を可能にした受発注者との協力体制—、第 61 回(平成 29 年度)北海道開発技術研究発表会、防 8(道)、6 頁、<https://www.hkd.mlit.go.jp/ky/jg/gijyutu/splaat0000016711-att/splaat000001676d.pdf> (2018.11.13 最終アクセス)
- 3) 南朋恵・伊東佳彦・中原孝行 (2018) 国道 274 号日勝峠災害の類型区分とその復旧—復旧工事における ICT の活用—、第 61 回(平成 29 年度)北海道開発技術研究発表会、防 10(道)、5 頁、<https://www.hkd.mlit.go.jp/ky/jg/gijyutu/splaat0000016711-att/splaat000001676f.pdf> (同上)
- 4) 伊藤幸輔 (2018) 2016 年北海道豪雨災害による国道 274 号早期復旧技術、土木学会誌、Vol.103, No.9, pp.24-25.

秋田県八峰町南部の沖積低地にみられる洪水堆積物について*

秋田大学地方創生センター

鎌滝 孝信

弘前大学大学院理工学研究科 岡田 里奈・梅田 浩司

1. はじめに

秋田県では、2017年、2018年と二年続けて洪水の発生があった。洪水の頻度や規模を予測することは、河川および河口周辺の防災対策を考える上でも重要である。筆者らは2012年度以降、日本海東縁の秋田県および青森県において、地震・津波被害の将来予測に資する情報を整備することを目的として、古津波の痕跡に関する調査を進めてきた。その結果、北東北における日本海東縁の古津波に関する情報は徐々に蓄積されてきた（鎌滝ほか、2015, 2016, 2017, 2018など）。一方、それらの調査では津波堆積物のみならず、洪水によって形成されたと考えられるイベント堆積物がいくつかの地点でみつかっている（鎌滝ほか、2016; 鋸治ほか、2018など），過去の洪水、氾濫堆積物に関する研究例は多くない。なかでも1983年日本海中部地震の際に浸水被害を受けた地域から得られたボーリングコア試料には、1983年以前に形成された津波堆積物および洪水堆積物の両方がみいだされている（鎌滝ほか、2016, 2018のEm1層およびEm2層）。本研究では、上記の洪水堆積物（鎌滝ほか、2016のEm2層）について、その構成物から西暦915年に発生した十和田カルデラの噴火に関連した火山泥流起源の可能性が高いことを明らかにしたので以下に報告する。

2. 調査地域

調査地域は秋田県山本郡八峰町峰浜沼田地区を流れる竹生川河口付近にあたり、東西を標高10m程度の二列の砂丘に囲まれた沖積低地である。そこは現在の海岸線から400～650m程度内陸に位置し、標高は2.5～3.5m程度である。調査地域からおおよそ4.5km南には米代川が流れしており、米代川右岸から峰浜沼田地区までは、米代川や竹生川等の日本海へ注ぐ河川の現在の流向方向と直交するように南北方向に沖積低地が延びる（図1）。1983年日本海中部地震の際には、竹生川に沿って津波が遡上し、上流1800m付近まで到達したとされる（土木学会日本海中部地震震害調査委員会、1986）。その際、調査地域に広がる水田には5～10cmの厚さの砂や泥、すなわち津波堆積物が表面を覆ったことがわかっている（三浦ほか、1984）。ボーリング掘削地点（図1CのMH1）の標高は3.55mである。

3. 調査方法

ボーリング調査は、外径116mmのオールコアボーリングでおこない、深さ8mのコア試料を採取した。採取した試料は室内に持ち帰り、堆積物の観察、記載、および各種分析等を実施した。また、イベント堆積物と判断した部分に関しては構成粒子の検鏡観察をおこない、火山ガ

* Flood deposits recorded in coastal lowland on southern part of the Happo town, Akita Prefecture by Takanobu Kamataki, Rina Okada and Koji Umeda

ラスが含まれている試料に関しては弘前大学機器分析センターの EPMA（日本電子社製 JXA-8230）を使用して主元素組成の分析をおこなった。調査地点の標高は、トータルステーションを用いた水準測量によって求めた。

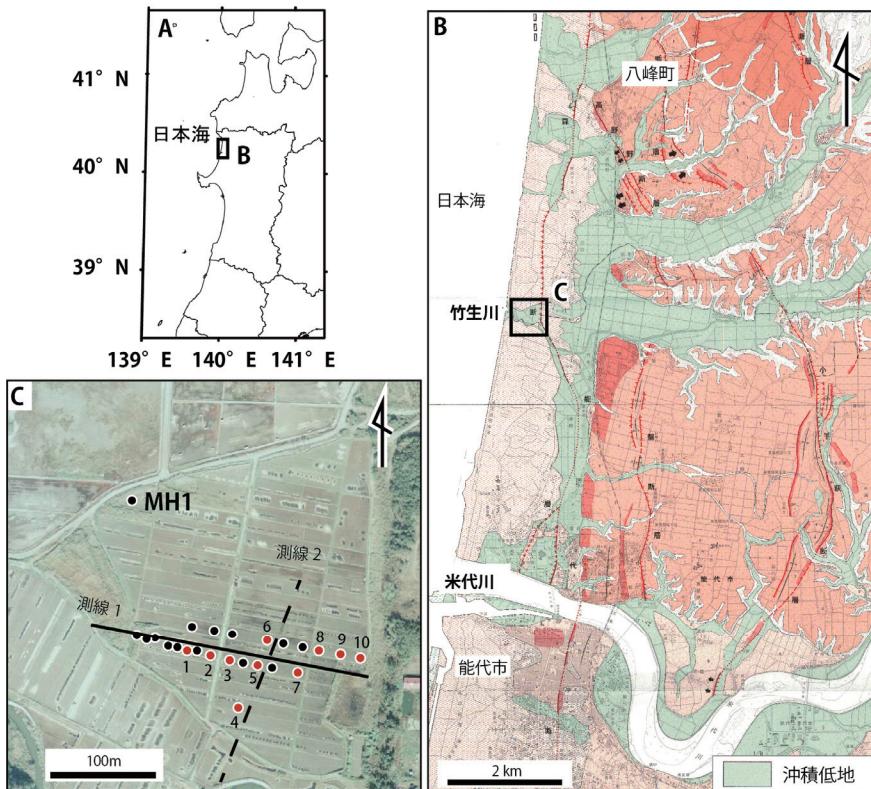


図 1 調査位置図

A : 全体図, B : 調査地点周辺の地形分類図, C : ボーリング掘削地点。B は国土地理院発行の 25,000 分の 1 都市圏活断層図「能代」, C の空中写真は国土地理院発行約 8,000 分の 1 「1975 年撮影, CTO7522-C7A-3」を使用した。C の MH1 は本研究のボーリング掘削地点, 地点 1~10 に代表される測線 1, 2 の各地点は鎌滝ほか (2018) の調査地点を示す。

4. 調査結果

(1) ボーリングコア試料の層相, 堆積環境およびイベント堆積物とその形成年代

図 2 にボーリングコア試料 MH1 の柱状図と写真および推定される堆積環境を示す。MH1 地点のボーリングコア試料に関しては、鎌滝ほか (2016) がその層相観察を基に下位から、河川・氾濫原 (深度 2.00~8.00m), 湿地 (深度 1.48~2.00m), 砂丘 (深度 0.24~1.48m) および耕作土 (地表~0.24m) と 4 つの堆積相に区分しており、湿地堆積物の中にイベント堆積物 Em1 層が、河川・氾濫原堆積物と湿地堆積物の間にイベント堆積物 Em2 層が挟まれることを述べた (図 2)。さらに鎌滝ほか (2018) は、イベント堆積物 Em1 層の成因を、その分布様式と構成物の特

徵から津波であることを明らかにし、その発生時期を13~15世紀頃と見積もっている。

ここでは、イベント堆積物Em2層の特徴を以下に述べる。深度2.00~3.15mにみられるEm2層は、材などを中心とした植物遺骸や軽石を多量に含む淘汰の悪い火山灰混じりのシルトからなり、下位の砂混じりシルトとの境界は侵食面である。この地層の下部には砂質シルトのリップアップクラストや多量の材および礫径10~50mm程度の軽石が多く含まれ、上方粗粒化する。Em2層の上部では、平行層理や低角の斜交層理が発達し上方細粒化する。Em2層の形成年代に関しては、MH1コアの深度2.66m、すなわちEm2層の中から得られた材の放射性炭素年代年代値が 910 ± 30 yBP、Em2層の上位の地層（深度1.98m）からは 570 ± 30 yBPと報告されている（鎌瀧ほか、2016）。また、同地域から得られたボーリングコア試料のEm2層の下位と考えられる地層から、 1030 ± 30 yBP、 1250 ± 30 yBPおよび 1320 ± 30 yBPなどの年代値も報告されている（秋田県、2013）。

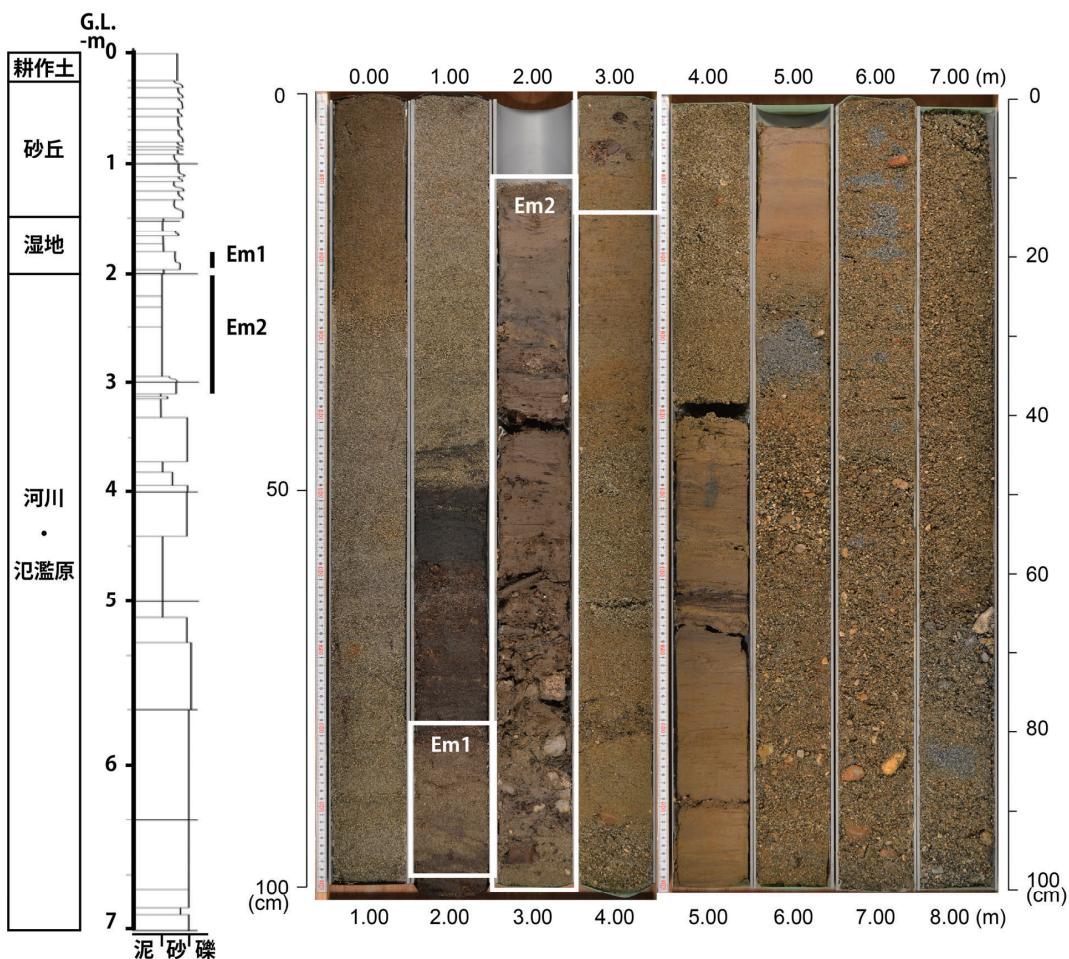


図2 ボーリングコア試料MH1の柱状図および写真

(2) イベント堆積物 Em1 層および Em2 層構成粒子の鏡下観察

調査地点周辺の海浜砂（図 3A），イベント堆積物 Em1 層の構成粒子（図 3B）およびイベント堆積物 Em2 層の構成粒子（図 3C, D）を示す。海浜砂を構成する砂の粒子と図 1C の地点 1 におけるイベント堆積物 Em1 層を構成する砂の粒子を顕微鏡下で観察，比較したところ，どちらもある程度円磨された石英や石質岩片が多く含まれており良く似ているが，火山ガラスはほとんど含まれないことがわかる（図 3A, B, 鎌滝ほか, 2018）。一方，イベント堆積物 Em2 層の構成粒子をみると，Em1 層や海浜砂と異なり様々な形態の火山ガラスが多量に含まれていることがわかる（図 3C, D）。

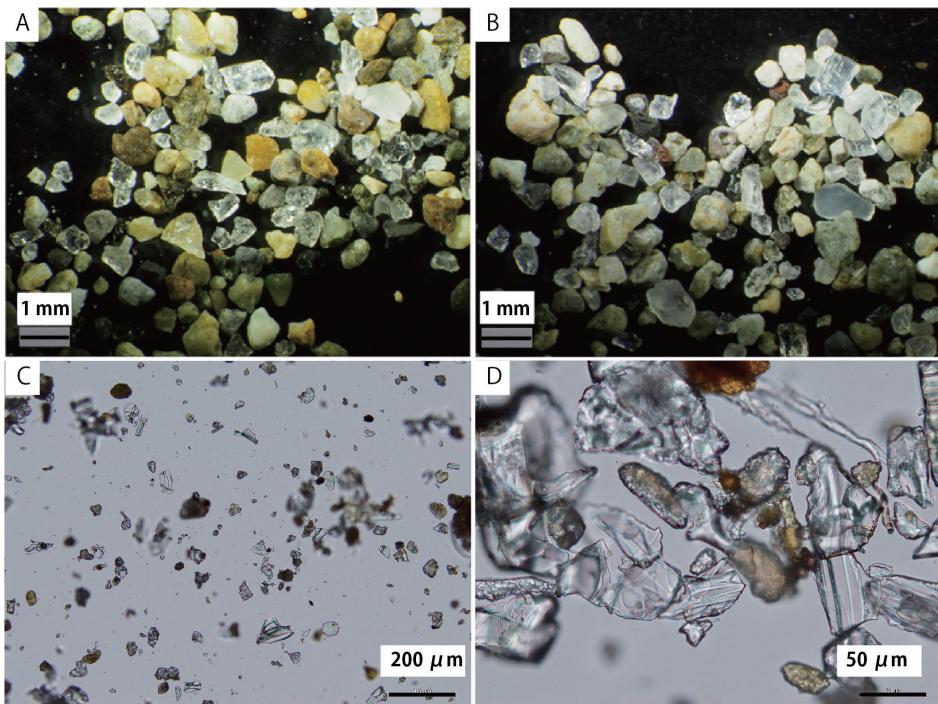


図 3 イベント堆積物の構成粒子と調査地点周辺の海浜砂の顕微鏡写真

A : 調査地点周辺の海浜砂, B : Em1 層の構成粒子, C および D : Em2 層の構成粒子
A, B は鎌滝ほか (2018) より引用

(3) イベント堆積物 Em2 層に含まれる火山ガラスの主元素組成の分析

イベント堆積物 Em2 層中に含まれる火山ガラスについて，EPMA を用いた主元素組成をおこなった。分析条件は電子ビーム径 $10 \mu\text{m}$ ，加速電圧 15kV ，電流値 10nA としておこなった。その結果，分析値は K_2O が $1.30\sim1.57\text{ wt.\%}$ ， TiO_2 が $0.30\sim0.43\text{ wt.\%}$ の範囲に収まった。本研究で得られた分析値を，青木・町田（2006）による十和田 a テフラ（西暦 915 年），十和田中撤テフラ（約 6000 年前）および十和田南部テフラ（約 8600 年前）の $\text{K}_2\text{O}-\text{TiO}_2$ 図にプロットすると，十和田 a テフラの分析値と調和的なことがわかる（図 4）。したがって，Em2 層に多量に含

まれる火山ガラスは、十和田 a テフラ由来のものと解釈できる。

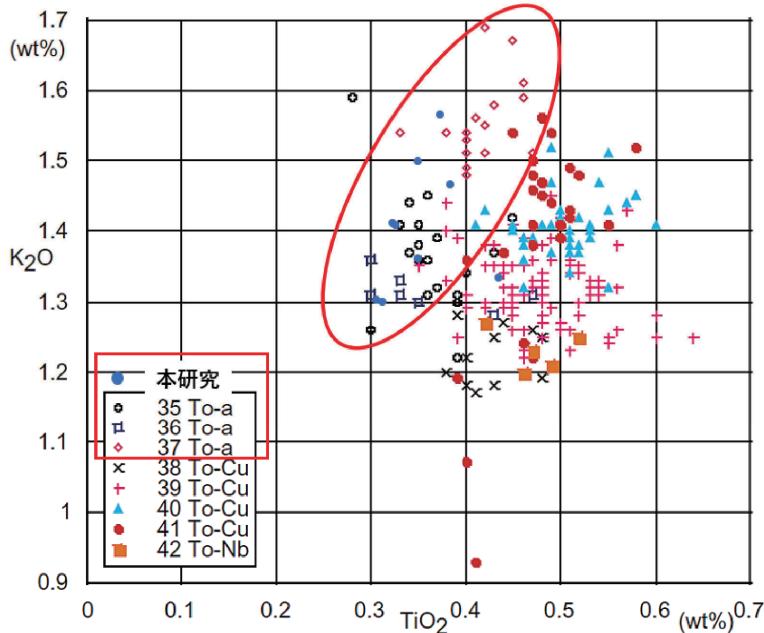


図 4 Em2 層に含まれる火山ガラス（本研究）、十和田 a テフラ（To-a）、十和田中撋テフラ（To-Cu）および十和田南部テフラ（To-Nb）の K_2O - TiO_2 図
青木・町田（2006）の K_2O - TiO_2 図に一部加筆

5. イベント堆積物 Em2 層の形成要因

ボーリング試料 MH1 から見いだされたイベント堆積物 Em2 層は、1) 材などを中心とした植物遺骸や軽石を多量に含む淘汰の悪い火山灰混じりのシルトを主体とし、2) 下位の砂混じりシルトとの境界は侵食面を呈し、3) イベント堆積物の下部は砂質シルトのリップアップクラストや材および軽石を多く含み上方粗粒化し、4) 上部では平行層理や低角の斜交層理が発達し上方細粒化する、という特徴がみられる。さらに Em2 層を構成する粒子は海浜砂の特徴と大きく異なり、火山ガラスを多量に含む。このように Em2 層には陸源物質が多く含まれることから、洪水堆積物と考えられる。

洪水堆積物 Em2 層の形成年代は、植物遺骸の放射性炭素年代値により 10~12 世紀頃と考えられる。この時期には十和田カルデラの大規模な噴火があり（西暦 915 年、早川・小山、1998），それに関連して発生した火山泥流が米代川流域に大きな被害を与え、当時の住家の埋積等が知られている（赤石、1999）。また、Em2 層に含まれる火山ガラスの主元素組成も十和田 a テフラと調和的である。したがって、本研究で得られた洪水堆積物はその内包物や形成年代から、十和田カルデラの 915 年噴火に関連した火山泥流堆積物の可能性が高いと考える。また、米代川を流下してきた火山泥流が竹生川流域の本調査地点に到達する流路は、日本海沿岸を南北に延

びる砂丘と東側の段丘に境された南北方向に延びる沖積低地（図1）と推定される。

6. おわりに

本研究により、秋田県八峰町の沖積低地から見いだされた洪水堆積物 Em2 層の形成要因は、十和田カルデラの西暦 915 年噴火に関わる火山泥流の可能性が高いことが明らかになった。しかしながら、その到達経路に関しては仮説の域を出ない。今後、追加調査を進めその仮説を検証していく予定である。

謝辞

本研究には、文部科学省「地（知）の拠点整備事業」平成 25～29 年度補助金および科学研究費（基盤研究（C），課題番号：17K01321，代表：鎌滝孝信）を使用した。秋田大学大学院理工学研究科の松富英夫教授には、津波や洪水について日々ご教示いただいている。京都大学の増田富士雄名誉教授には、津波および洪水堆積物についてご教示いただいた。秋田県八峰町総務課、産業振興課および八峰白神ジオパーク推進協議会の方々には、現地調査に際してお世話になった。ボーリング調査については、応用地質株式会社エネルギー事業部の阿部恒平博士および黒澤英樹氏にお世話になった。ここに記して関係各位に深く感謝の意を表します。

引用文献

- 赤石和幸：十和田火山、毛馬内火碎流に伴う火山泥流堆積物から平安時代の埋没家屋の発見、
地質学雑誌、105, pp.x x i i - x x i v, 1999.
- 秋田県：秋田県地震被害想定調査報告書、553p, 2013.
- 青木かおり・町田 洋：日本に分布する第四紀後期広域テフラの主元素組成—K₂O-TiO₂ 図によるテフラの識別、地質調査研究報告、57, pp.239-258, 2006.
- 土木学会日本海中部地震震害調査委員会編：1983 年日本海中部地震震害調査報告書、土木学会、933p, 1986.
- 早川由紀夫・小山真人：日本海をはさんで 10 世紀に相次いで起きた二つの大噴火の年月日－十和田湖と白頭山－、火山、43, pp.403-407, 1998.
- 鍛治純輝・岡田里奈・梅田浩司・石田将貴・内館美紀・鎌滝孝信：津軽半島、鳴沢川流域にみられる過去の洪水堆積物の特徴、東北地域災害科学研究、54, 投稿中, 2018.
- 鎌滝孝信・阿部恒平・黒澤英樹・三輪敦志・今泉俊文：秋田県沿岸の沖積低地にみられるイベント堆積物、第四紀研究、54, pp.129-138, 2015.
- 鎌滝孝信・高渕慎也・松富英夫・阿部恒平・黒澤英樹：秋田県男鹿市および八峰町における津波堆積物調査、土木学会論文集 B2 (海岸工学), 72, I_1693-I_1698, 2016.
- 鎌滝孝信・安部訓史・金澤 慎・松富英夫：秋田県南部の沿岸低地における過去の津波浸水域および履歴の検討、土木学会論文集 B2 (海岸工学), 73, I_445-I_450, 2017.
- 鎌滝孝信・内館美紀・金澤 慎・石田将貴・松富英夫：1983 年日本海中部地震津波の影響地域における過去の津波履歴の検討、土木学会論文集 B2 (海岸工学), 74, I_529-I_534, 2018.
- 三浦昌司・児玉 徹・金田吉弘：日本海中部地震による津波被害、農業技術、39, pp.49-52, 1984.

秋田県にかほ市沿岸低地にみられる津波および洪水堆積物の特徴*

秋田大学 宇内滉志・鎌滝孝信・安部訓史・得丸達生・松富英夫
弘前大学 岡田里奈・村上正能・梅田浩司

1. はじめに

近年、国内でも地震や大雨の影響により津波や洪水が発生し、多くの被害が報告されている。秋田県では1983年5月26日に発生した日本海中部地震で、県北部の沿岸地域を中心に79人が犠牲になるなど大きな津波被害を受けた。このような災害に対する減災対策を進めるためには、事前に防波堤や護岸の整備などを行うハード対策だけでなく、過去に発生した津波や洪水の記録を基にし、住民の防災意識を向上させることを目的とする防災教育などソフト対策が重要である。古文書等に記されていないより長期間にわたる津波および洪水の記録を追跡するためには、地層の記録を調べることが有用である。日本における津波堆積物に関する研究例はほとんどが太平洋沿岸におけるもので、日本海沿岸部における情報は不足している。また、洪水堆積物に関する研究例も多くない。そこで筆者らは、将来における津波等の被害低減に役立てるための情報を取得することを目的として、秋田県にかほ市の三森地区において津波堆積物調査を行っている。その結果、当地域すでに報告されている津波堆積物(鎌滝ほか, 2015, 2017)に加え、洪水によって形成された可能性が高いイベント堆積物が見いだされたので報告する。

2. 調査地域および調査方法

調査地域は鳥海山の北西麓に位置し、秋田県にかほ市の白雪川と大沢川に囲まれた三森地区で、標高約2~3mの沖積低地の水田である。また、調査地点の沿岸部は浜堤となっており、浜堤の標高は4~5mとなっている。調査地点は浜堤に囲まれているような地形特徴がある。この地域は、2013年に公表された秋田県地震被害想定調査(秋田県, 2013)によると、最大クラスの津波の場合、約5~10mの浸水深が想定されている。また、調査地域からは津波堆積物と考えられるイベント堆積物が複数見いだされている(鎌滝ほか, 2015, 2017)。一方、鳥海火山を由来としたラハール(火山泥流)堆積物も当地域から2km程度内陸で報告されている(南ほか, 2015)。本調査地域において外形116mm、コア径90~100mmの機械ボーリング、直径30mm程度のハンドコアラーおよび幅100mm、長さ200cm程度の小型ジオスライサー(高田ほか, 2002)を利用して地表から2~6mの堆積物を群列掘削した。試料は室内に持ち帰り、詳細な層相観察を実施した。また、具体的な調査地点を図1に示す。

*A study of tsunami and flood deposits on coastal lowland in Nikaho City, Akita Prefecture. by Hiroshi Unai, Takanobu Kamataki, Norihumi Abe, Tatuki Tokumaru, Hideo Matsutomi, Rina Okada, Masayoshi Murakami and Koji Umeda

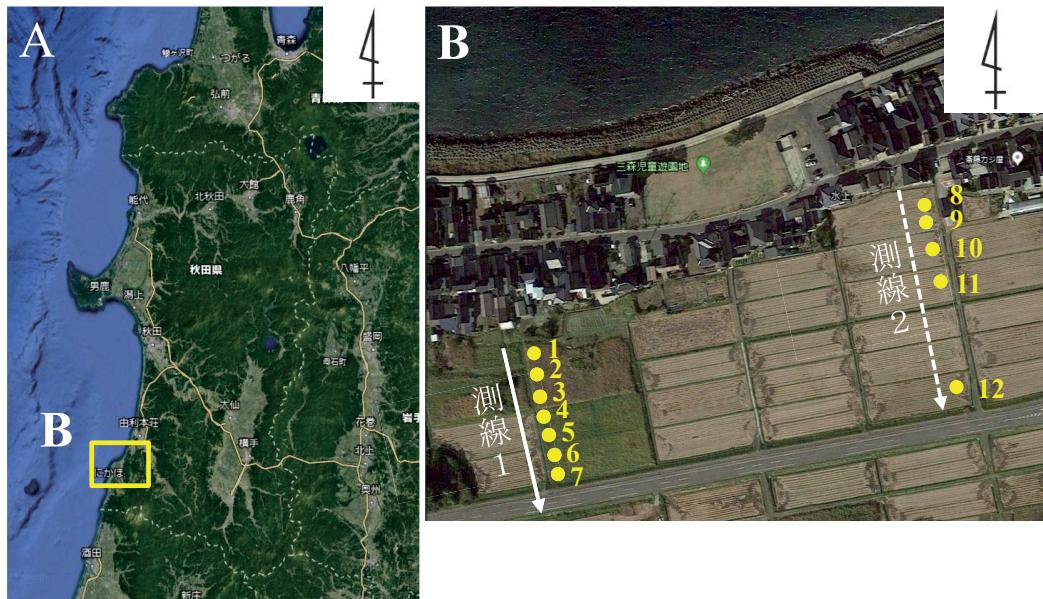


図1 調査地点

A：全体図，B：拡大図、測線1、測線2：ボーリング掘削地点

引用：Google Earth

3. 調査結果

図1の測線1および測線2から得られたボーリングコア試料について、その構成物、地層境界、堆積構造などを観察した。ここでは地点3、地点7、地点8の詳細を以下に示す。

地点3のボーリングコアは、ハンドコアラーで掘削した。地点3の標高は2.70mである。0~21cmは耕作土で、21~51cmは細粒砂混じりのシルトである。51~80cmは植物遺骸を多量に含む黒色の泥炭層で、80~105cmは茶褐色のシルトである。105~120cmまでは極細粒砂、細粒砂および中粒砂から構成されており、上方細粒化の特徴が見られる。120~140cmは礫径4mm程度の礫まじりシルトで、140~150cmは中粒砂からなる。

地点7のボーリングコアは、小型ジオスライサーで掘削した。地点7の標高は2.70mである。0~22cmは耕作土で、22~52cmは細粒砂混じりのシルトである。52~82cmは黒色の泥炭で、82~98cmは一部細粒砂まじりの泥炭である。98~162cmは中粒砂、粗粒砂、極粗粒砂、中礫から構成されており、この地層を構成する砂粒子は比較的角のある特徴がみられる。

地点8のボーリングコアは小型ジオスライサーで掘削した。地点8の標高は2.65mである。0~30cmは耕作土で、30~35cmはシルト層である。35~70cmは細粒砂と中粒砂で構成されており、この地層の基底面は侵食面である。70~80cmは細粒砂まじりのシルト層である。80~110cmは植物遺骸を多量に含む黒色の泥炭である。110~130cmは中粒砂で構成され、基底部には侵食面がみられ、下位の泥炭を侵食し取り込んだ偽礫がみられる。130~170cmは黒色の泥炭、170~180cmは植物片まじりの粘土、そして180~190cmは泥炭からなる。

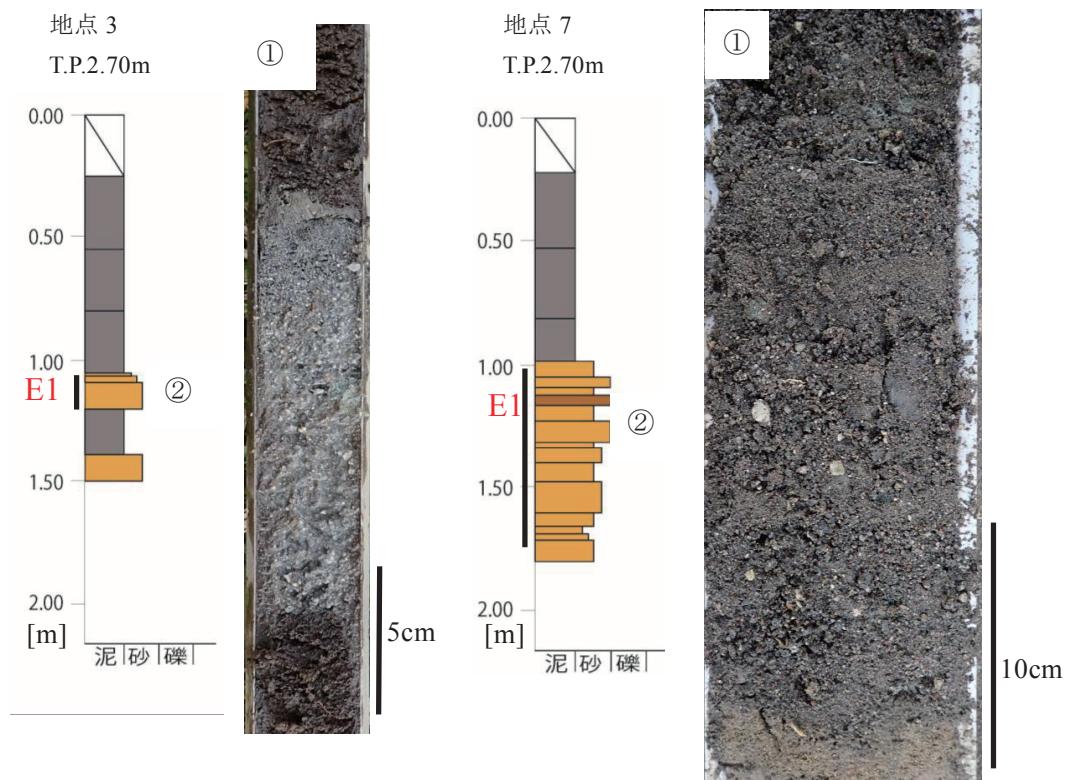


図2 地点3および地点7の柱状図およびE1堆積物の写真

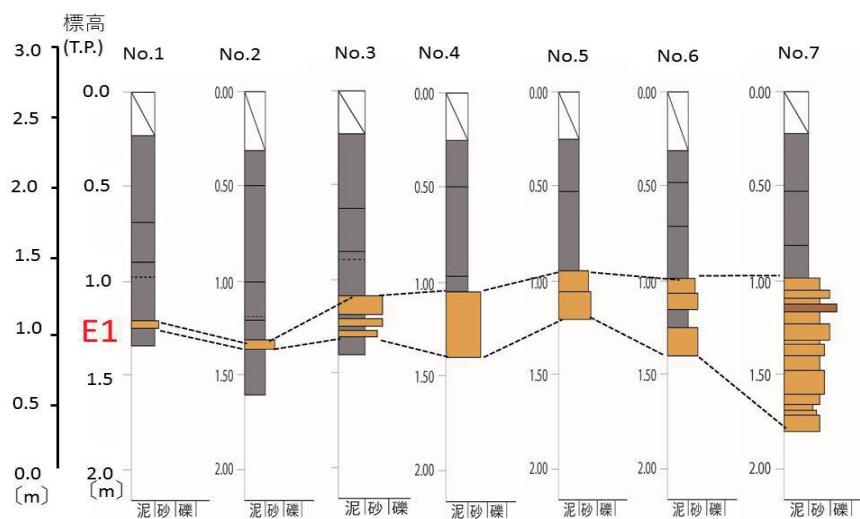


図3 測線1におけるE1層の厚さの変化

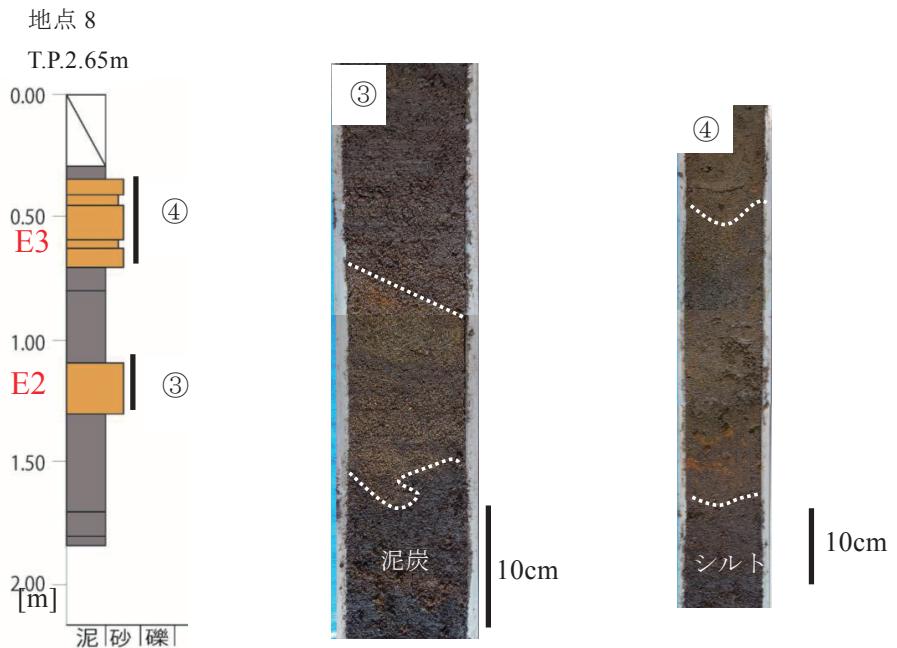


図 4 地点 8 の柱状図およびイベント堆積物 E2 と E3 の写真

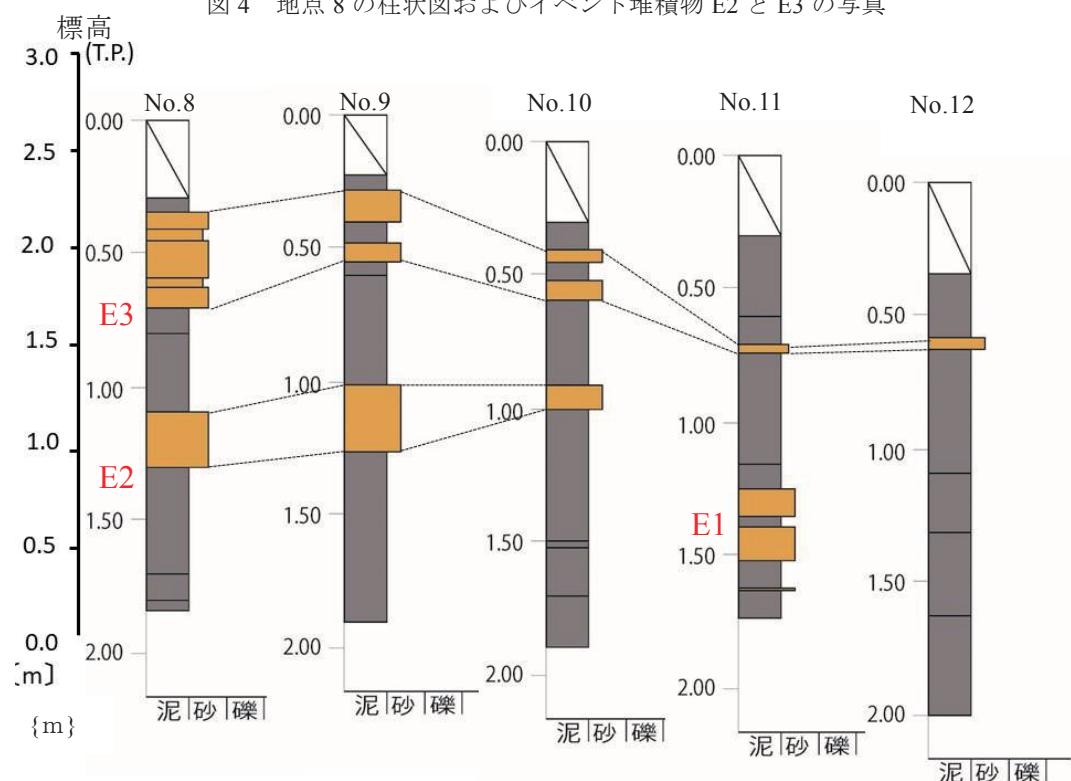


図 5 測線 2 における E2 および E3 層の厚さの変化

測線 1 のボーリングコア試料は主に有機質シルトや泥炭などを主体とした細粒堆積物からなり、その中に細粒砂や中粒砂を主体とした粗粒堆積物が挟まれる。地点 7 の深度 98~162cm は中粒砂、粗粒砂、極粗粒砂および中礫によって構成される。この砂層は、1) 比較的角のある砂によって構成されていること、2) 陸側から海に向かって砂層が薄くなる傾向があること、3) 比較的大きい中礫が混在していることなどの特徴がみられる。このイベント堆積物を E1 層とする。

測線 2 のボーリングコアについて、有機質シルトや泥炭を主体とした細粒堆積物の中に細粒砂を主体とした砂層が挟まれる。地点 8 の深度 110~130cm は基底部が侵食面を呈し主に中粒砂からなる。この地層の上部の深度 110~112cm は細粒砂で構成されており、下部の中粒砂から上部に行くにつれて細粒化する特徴がある。また、深度 125~130cm 付近では、下層のシルト層を侵食し取り込んだと考えられる偽礫を含む。この砂層は、1) 基底部が明瞭な侵食面を呈し、2) 下層の泥炭を侵食し取り込んだ偽礫を含み、3) 上部に粒度の細かい砂が堆積し下部は比較的粗い砂が堆積すること、などの特徴から有機質シルトを主体とした細粒堆積物がある静穏な湿地環境に、強い水流を伴った突発的なイベントが発生したと考えられる。また、このイベント堆積物を E2 とする。

測線 2 のボーリングコアについては、もう一枚有機質シルトや泥炭を主体とした細粒堆積物の中に細粒砂を主体とした砂層がみられる。地点 8 の深度 35~70cm は基底部が侵食面を呈し主に中粒砂からなる層である。この砂層も E2 と同様の特徴を持っている。このイベント堆積物を E3 とする。

4. イベント堆積物の形成要因

E2 および E3 イベント堆積物については、層準や砂層の特徴が同様なことから既に報告されている津波堆積物（鎌滝ほか、2017 の E1 層および E2 層）と同じである。つまり、E2 津波堆積物は 12~13 世紀以降、E3 津波堆積物は 14~15 世紀以降に形成されたと考えられる。

E1 イベント堆積物について測線 1 に沿って層厚の変化をみると、海から最も近い地点 1 から海から最も離れている地点 7 に向かうにしたがって厚くなる傾向が認められる（図 3）。また、E1 イベント堆積物は測線 1 において厚さは変化するがすべてのボーリングコアでみられるが、測線 2 では地点 11 のみにしかみられない。前述した E1 イベント堆積物の特徴も含めて考えると、河川の上流から土砂などを巻き込み強い水流を伴って氾濫したものと解釈できる。ゆえに E1 イベント堆積物を洪水堆積物と解釈した。図 6 は E1 イベントのおおまかな浸水域を示しており、矢印の方向に水が流れたと考えられる。また、鳥海火山北麓では過去に大規模な火山泥流が発生していたことが明らかになっており、火山泥流の最大到達距離は土石流として横森周辺、より希釈した河川流の状態で平沢周辺の海岸まで到達すると考えられている（南ほか、2014）。今回、発見された E1 洪水堆積物が先行研究で議論された火山泥流の堆積物と一致するかどうかは、今後年代測定やより広域の分布調査をおこなうことで検討していきたい。



図 6 E1 イベントの浸水域

5.まとめ

本研究では、秋田県にかほ市三森地区の沖積低地において洪水堆積物の特徴を示し、砂層の分布と層厚の変化から洪水の浸水域に関する一案を示した。土砂を伴った浸水域を考えるとこのようになるが、水のみの遡上を考えるとさらに浸水域は拡大すると考えられる。このような情報はこの地域の防災を考える上で重要な情報となると考える。今後、日本海側における過去の津波および洪水に関する情報を整備するためにイベント堆積物のより広範囲への分布調査および試料の解析等を進める予定である。

謝辞

本研究には科学研究費（基盤研究（C），課題番号：17K01321，代表：鎌滝孝信）を使用した。秋田県にかほ市農業委員会事務局および防災課の方々には現地調査に際してお世話になった。ここに記して関係各位に深く感謝の意を表します。

引用文献

- 秋田県, 2013, 秋田県地震被害想定調査報告書, 553pp. ; 鎌滝ほか (2015) 第四紀研究, 54, 129-138 ; 鎌滝ほか (2017) 土木学会論文集 B2 (海岸工学), 73, 2, I_445-I_450 ; 南ほか (2015) 火山, 60, 1-16 ; 高田ほか, 2002, 地質ニュース, 579, 12-18.

東日本大震災の津波来襲時の 海岸保全施設の被災メカニズムと新たな津波対策*

東北大学大学院工学研究科 橋本 淩
東北大学大学院工学研究科 田中 仁

1. はじめに

東日本大震災の津波（以下、「今次津波」という）によって、宮城県の沿岸部はかつてない甚大な被害を受けた。そこで、本稿では、宮城県における調査^{1), 2)}を基に、災害に強いまちづくりのための多重型津波対策の観点から、今次津波来襲時の海岸保全施設の被災メカニズムを明らかにすることにより、海岸保全施設による新たな津波対策について提示するものである。

2. 海岸保全施設の構造断面の被災メカニズムと粘り強い断面

現地調査による今次津波来襲後の宮城県沿岸の海岸保全施設の被災状況を踏まえて、海岸保全施設の堤防や護岸、陸閘に着目して断面的变化による被災メカニズムを表-1に整理した。

堤防、護岸、陸閘はいずれも、施設を越える高い津波の押し波のみならず、津波の戻り流れによって全壊、流出したことがわかった。

表-1 海岸保全施設の構造断面の被災メカニズム

被災状況	被災メカニズム推定
堤防：裏法から倒壊	①海岸堤防より高い津波が押し波で到達し堤防背後洗掘, ②堤防背後の洗掘により堤防天端が倒壊, ③戻り流れによりさらに堤防侵食, 表法が倒壊し全壊
堤防：天端から倒壊	①海岸堤防より高い津波が押し波で到達し堤防天端が流出, ②裏法倒壊, ③戻り流れによりさらに堤防侵食, 倒壊が進行し全壊
護岸：堤体の倒壊	①海岸堤防より高い津波が押し波で到達し堤防背後を洗掘, ②引き波が護岸天端を越流し護岸前面が洗掘, ③戻り流れにより堤体, 天端が倒壊, ④戻り流れによりさらに侵食, 倒壊が進行し全壊
護岸：波返工の破損	海岸堤防より高い津波が押し波で到達し波返工が破損
陸閘：破損・流出	①海岸堤防より高い津波が押し波で到達し陸閘を越流, ②陸閘背後に戻り流れが到達し背面からの水圧で扉体破損, ③陸閘の強度以上の水圧が作用し陸閘流出

また、宮城県全沿岸（施設整備済み延長 163 km : 2004 年河川局, 港湾局, 農村振興局, 水産庁整備分）のうち 24 海岸（施設延長 27 km）の海岸保全施設を対象として、海岸堤防の脆弱度の分析を行い、海岸堤防の粘り強い断面の方向性を模索した。着目するところは、海岸堤防の越流水深に対して、被災状況、天端高、比高、背後の状況（道路等の施設の有無）とした。

*Destruction mechanism of coastal structures during the 2011 Tohoku Tsunami and new countermeasures by Kiyoshi Hashimoto and Hitoshi Tanaka

図-1に示した海岸保全施設の形状と被害規模の結果から、①様々な越流水深で被災が見られるとともに、被災していないものも見られることから、粘り強い構造にすることは可能であるが、越流する場合は対策が必要であること、②天端高が低い方は被害が小さいが、必要な天端高は確保する必要があるため、天端高を低くすることは困難なこと、③比高が小さい方は被害が小さく、比高を低くすることで粘り強い構造にできる可能性があること、④背後に道路等の侵食を抑制する施設があると被災が小さく、背後に侵食対策を施すことで粘り強い構造にできる可能性があることがわかった。

以上より、比高が大きい場合は背後の侵食も大きくなるが、背後に侵食を防止できる施設があると被害が小さいことを踏まえ、できるだけ比高を小さくするとともに、裏法尻背後の侵食対策により、堤防を粘り強い構造とすることが可能であると言える。

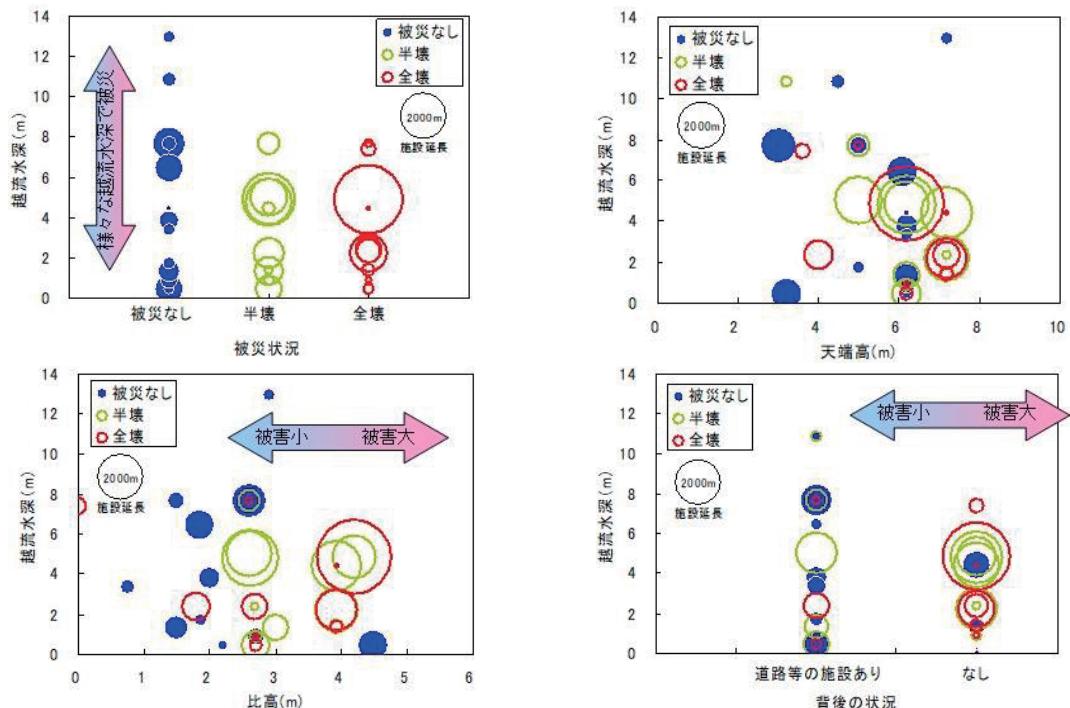


図-1 海岸保全施設の形状と被害規模

3. 海岸保全施設の戻り流れによる被災メカニズム

今次津波により仙台湾沿岸部の多くの海岸堤防が破堤しているが、前項に示したように、押し波のみならず陸域への遡上後の戻り流れにより破堤規模が拡大したと推定される。

そこで、国土交通省東北地方整備局から借用した防災ヘリ（みちのく号）からの空撮ビデオ映像をキャプチャーして、破堤している個所を中心として戻り流れのメカニズムの分析を行い、国土地理院による被災後の空撮も含めて、戻り流れによる海岸保全施設の被災メカニズムの解明を行った。表-2に、推定される戻り流れによる海岸保全施設の被災メカニズムをまとめた。

表-2 戻り流れの海岸保全施設の被災メカニズムの推定

資料	場所	戻り流れによる海岸保全施設の被災メカニズム
国土交通省東北地方整備局防災ヘリ(みちのく号)からの空撮ビデオ映像	閑上漁港、名取川周辺	広浦から勢いよく閑上漁港を通じて沖側に戻り流れが生じており、同時に隣する名取川及び井戸浦・藤塚からも戻り流れが生じている。時間が16時15分であることから、これは比較的大きな第1波後の戻り流れ。
	五間堀川と貞山堀	貞山堀に沿って南北相互から五間堀川河口部に流下して戻り流れが生じており、その背後の破堤開口部から沖合に流出している。多くに戻り流れが海岸堤防を破壊。
	阿武隈川河口右岸部	海岸と河川堤防の接合部に集まる戻り流れにより破堤した。また、陸側にパラペット(河川堤防上部工)と海岸堤防の波返しが散乱。海岸堤防裏法尻付近にできた侵食溝は、押し波と戻り流れとの繰り返しで形成。
	荒浜漁港	阿武隈川右岸側の荒浜漁港から勢いよく戻り流れが発生しており、それに追随するようにその南側の合間から沖側に向かって戻り流れが生じ、海岸堤防を破堤。
	山元海岸	破堤地点に集まる戻り流れが鮮明に映し出されており、渦流として流出。堤防背後に沿う流れ、陸域から海岸林を越える流れが破堤地点で合流し、速い流れが形成され、さらには侵食が増大。さらには、破堤地点から流れが速いため、押し波が進行できず重なって渦なども発生。また、海岸線を上空斜めアングルから見渡すと、破堤箇所が南北方向ある一定の位置で生じており、沖側の渦流の状況から判断すると、強い流れとその持続性を示している。渦水の境界は堤防背後の侵食部分。
国土地理院による被災後の空撮	山元町	山元町の地形は海岸線から背後近くまで山間が迫っており、海岸から遡上した津波が山に反射して戻り流れと変わり、勢いよく一気に海域に向かっており、沿岸各所では海岸堤防が破堤し冲に流出。
	亘理町、岩沼市	海岸背後が広域に平坦地であるため、押し波により内陸部奥深くまで津波が遡上し、ある時期から戻り流れと変わって貞山堀や五間堀川などの低い箇所に集まり海に流出。
	女川町	海岸背後がすぐ山間でもあり押し波の勢いが戻り流れに変わって、一気に海域へ戻る。

以上より、今次津波による海岸堤防の破堤の原因は、大半が津波の戻り流れによるものであることがわかった。

また、図-2に津波の戻り流れによる海岸保全施設の被災メカニズムのイメージを示したが、海岸保全施設の被災メカニズムは、①河口部周辺等地形の低い箇所や押し波時に破堤した個所に戻り流れが集中し、②戻り流れにより堤防法線に津波が流下し、③堤防背後の侵食がさらに進行、④堤防の破損、倒壊、破堤が拡大した、ということであった。

なお、真野ら³⁾は、すでにこのような戻り流れによる海岸堤防破堤のメカニズムを明らかにしているが、宮城県の調査¹⁾から、山元町から石巻市まで地区ごとの旧地形と津波破堤箇所の関係を見ると、海岸堤防破堤箇所は、海岸背後の地区に湿地や干拓地が存在するところ（例えば、牛橋河口、五間堀川河口、藤塚地区、南長谷地区、東松島洲崎海岸背後など）や旧河川が存在するところであることを確認することができた。

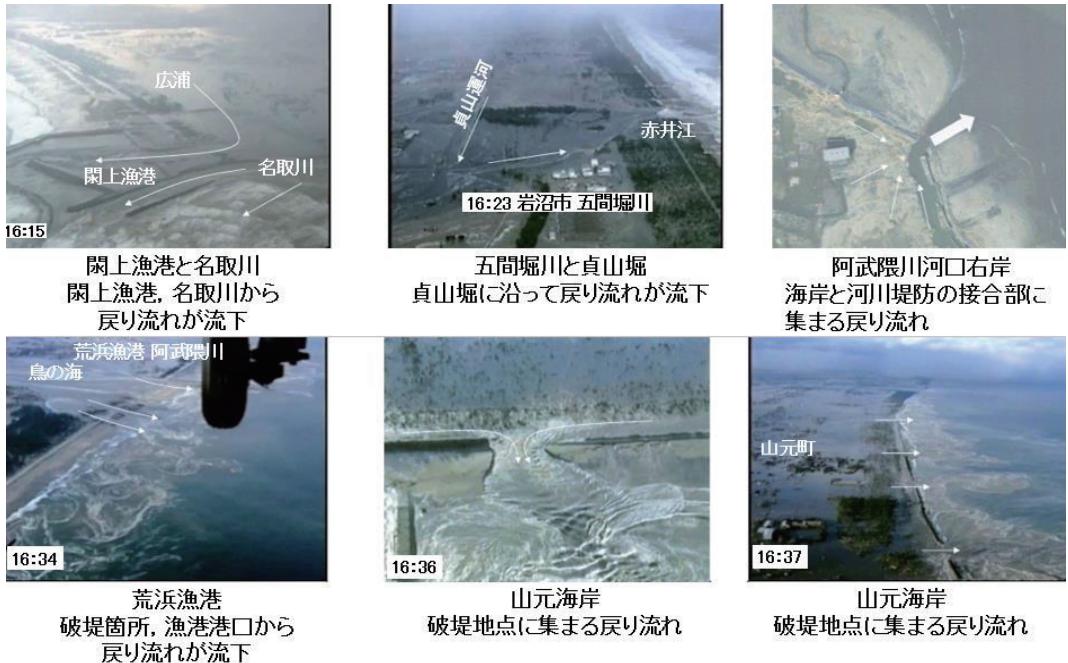


写真-1 国土交通省東北地方整備局防災ヘリ (みちのく号) からの空撮ビデオ映像

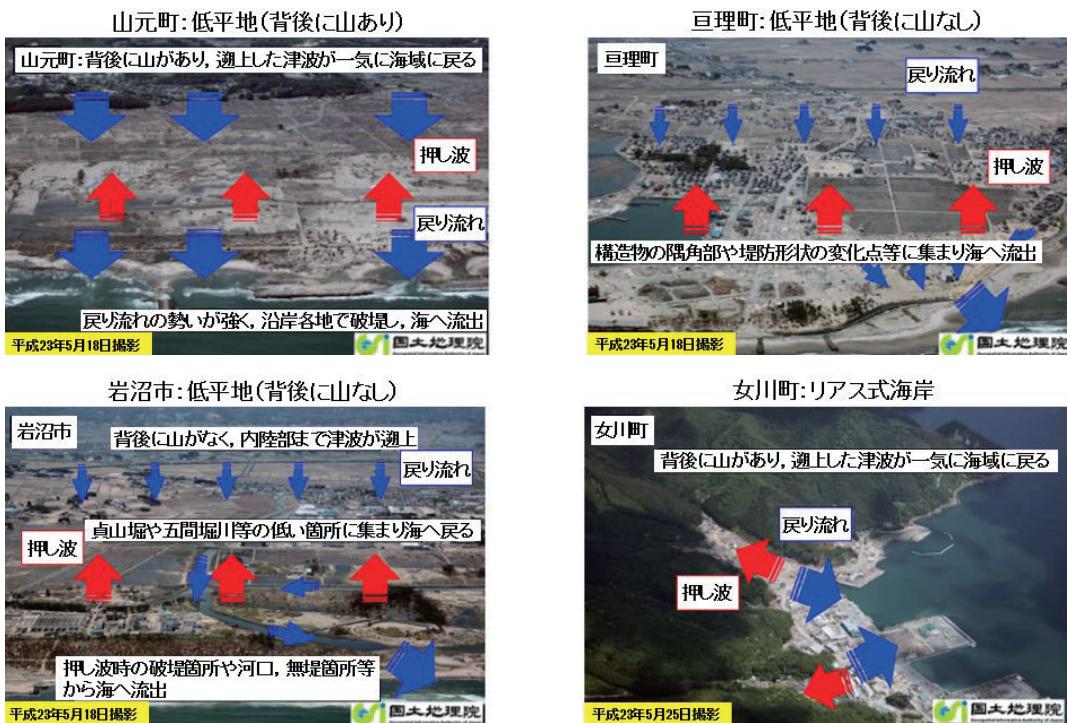


写真-2 国土地理院による被災後の空撮

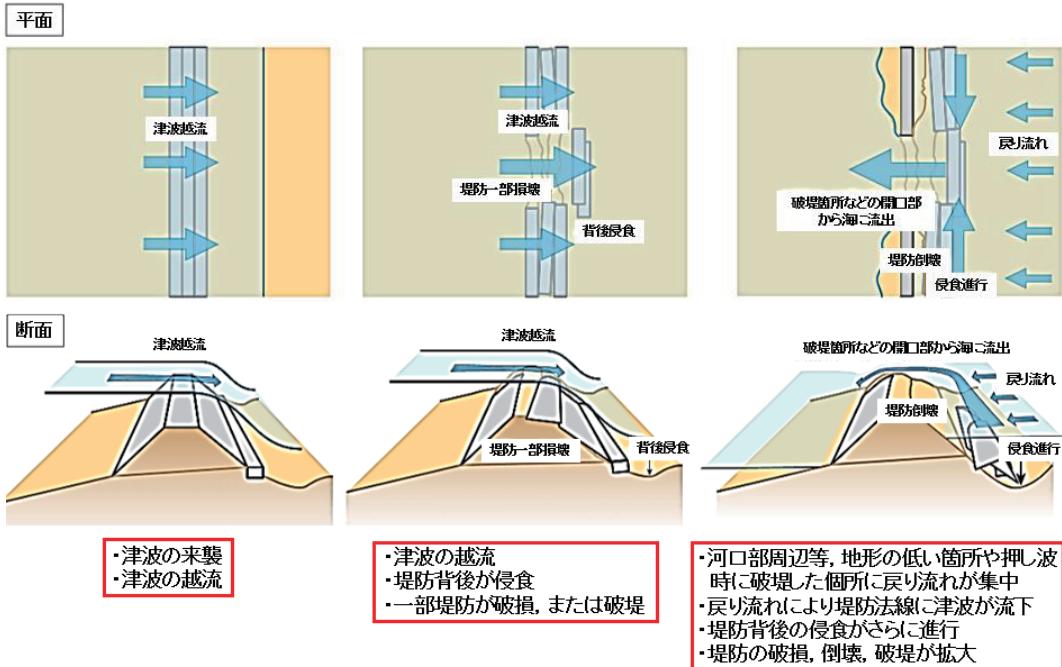


図-2 戻り流れによる海岸保全施設の被災のメカニズムのイメージ化

5. 海岸保全施設における新たな津波対策

表-3 及び図-3 に、海岸保全施設の構造断面の被災メカニズム、海岸保全施設の被災状況分析による粘り強い断面の検討に加え、津波の戻り流れによる海岸保全施設の被災メカニズムを踏まえ、津波防護レベル（数十年から百数十年に1度の津波を対象に、人命及び資産を守るレベル）における海岸保全施設の対策と津波減災レベル（今次津波のように構造物対策の適用限界を超過する津波に対して、人命を守るために必要な最大限の措置を行うレベル）に対して考慮すべき対策について示したが、災害に強いまちづくりのための多重型津波対策の観点から、海岸保全施設における新たな津波対策については、海岸保全施設は、津波防護レベルで整備し「粘り強い」構造にすること、津波減災レベルに対しては、海岸堤防背後の盛土嵩上による「補強効果」、防潮林の設置による「減勢効果」、運河の活用による「減勢効果」と戻り流れの「誘導効果」を発揮させ、さらに「誘導効果」発揮のために、津波の戻り流れを円滑に排水するための破堤点を考慮する必要があることを明らかにすることができた。

6. おわりに

筆者ら⁴⁾は、仙台湾沿岸における貞山運河等の津波減災効果と破堤点の赤井江における戻り流れの解析を行い、運河の津波減災効果と誘導効果及び戻り流れの排水効果について確認しているが、災害に強いまちづくりのための多重型津波対策の観点から、今後とも、戻り流れについて定量的に解析し、運河の設置効果や戻り流れを排水させる方策等について、詳細に検討を進めることが必要であると考える。

表-3 海岸保全施設における新たな津波対策

項目	対策	対策内容
海岸保全施設の粘り強い構造	堤防対策	天端を幅広に、天端被覆工、裏法被覆工を強化。裏法勾配を緩勾配化し、比高(背後地盤と堤防高の差)を小さくし、裏法尻に洗掘防止工を施工。
	護岸対策	護岸前面に洗掘防止、基礎部を杭などにより補強。波返工の突出長を短くし構造を強化。施工打継部を強化し排水口を設置。背後を洗掘防止。
	陸閘対策	乗り越し用階段を設置し陸閘の数を減らす。フラップゲート等により遡上した津波を排水。
津波減災レベルに対し考慮すべき対策	堤防背後の盛土嵩上	堤防背後の洗掘に対して余裕しろを確保。防潮林の設置位置での浸水深を低減させることにより、防潮林の効果を拡大可。
	防潮林の設置	押し波時に津波の勢いを低減。ただし、押し波及び戻り流れにより、倒木した防潮林が漂流物となり、背後家屋等の被害を拡大させる可能性もあることに留意。
	運河の設置	運河により、戻り流れの濬筋を固定し、堤防背後等の公共土木施設に影響を与える箇所での洗掘を防止。ただし、押し波時に津波の侵入経路となる可能性もあることに留意。
	戻り流れを排水するための破堤点の考慮	わざと破堤させること(ヒューズ)により、スムーズに遡上した津波を海に排水。押し波時に破堤の可能性があることに留意。

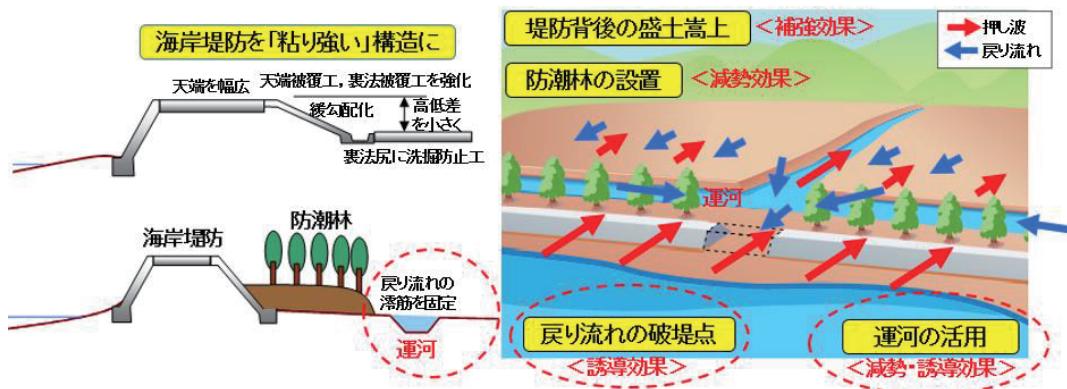


図-3 海岸保全施設における新たな津波対策

参考文献

- 1) 宮城県 (2011) : 宮城県東北地方太平洋沖地震津波防災対策検討業務委託報告書
- 2) 宮城県 (2012) : 宮城県公共土木施設構造検討会報告書
- 3) 真野 明・有働恵子・田中 仁 (2013) : 海岸堤防の被災・明石書店
- 4) 橋本 潔・田中 仁 (2018) : 仙台湾における運河群の津波減災効果、土木学会論文集B3 (海洋開発), 第74巻2号, p.I_157-I_162.

高速道路切土斜面に被害をもたらした降雨の評価の妥当性について

- アメダス線形補間データとレーダー・アメダス解析雨量の空間的誤差 -

東北大學 芳賀奈津美 風間基樹 加村晃良
東日本高速道路株式会社 長尾和之 宇佐美学
株式会社ネクスコ・エンジニアリング東北 澤野幸輝

1. はじめに

高速道路切土盛土斜面では豪雨に対する維持管理が課題となっている。東北地方の高速道路では、1993年から2017年までの23年間に豪雨以外の湧水等を原因とするものも含む斜面災害が切土で102件、盛土で111件生じた。このうち降雨や台風に起因した斜面崩壊は切土で92件、盛土で90件であり、2002年には2か月で36件の崩壊事例が報告されている。

現在高速道路では、時間雨量または積算雨量が基準値を超過した場合に、斜面崩壊の危険性があると判断して通行規制を行うといった対応をしている。この基準は過去の経験に基づいて、ある区画ごとに画一的に設定された値であり、基準値を超過した際には広範囲を一様に点検・巡回する必要があることから、災害対応の遅延リスクがある。また、基準雨量に達したとしても、実際には事前通行止めや規制が不要であったというケースや、一方で基準雨量に達する前に災害が発生してしまうといった未捕捉災害が発生してしまうケース、双方の問題を抱えている。これを踏まえ、地盤工学会では、道路ネットワーク全体の通行止め時間が効果的に縮減していくように、対応策の選択および対応事業の計画を立ててゆく必要があるとしている¹⁾。

このように効率的な維持管理体制を実現するためには、素因・誘因に基づく危険度評価等が求められるが、未だにその評価方法は確立されていない。そこで本研究では、斜面崩壊の大きな誘因の1つと考えられる降雨パターンに着目し、東北地方の高速道路切土斜面で過去に大きな被害を出した事例を分析し、降雨パターンと切土斜面被害発生との関係について考察する。特にここでは、アメダス観測所における降雨データとレーダー・アメダス解析雨量データの空間的誤差を分析した。

2. 使用データ

東北地方の高速道路切土斜面が降雨を誘因として崩壊に至った事例についての分析を行った。盛土と比較して切土は本線から斜面の状況を直接確認できるため、被災時刻と発見時刻の時間差が小さい傾向にある。また被災の時期は夏季に集中していることも分かっている²⁾。全92件の切土斜面被災事例のうち1998年の台風4号と2002年の台風6号影響を受け崩壊したとみられる24事例(12事例ずつ)を対象に分析した。雨量データの評価には2つの時間降雨量を用いた。1つ目は対象とする斜面から直近3カ所の気象庁アメダスデータ³⁾を直線距離で線形補間したもの(図1参照)であり、もう1つは地上の雨量計を組み合わせて解析したレーダー・

*Validity of the evaluation of rainfall that caused damage to cut slopes of expressway by Natsumi Haga, et al.

アメダス解析雨量³⁾（以下、解析雨量）である。

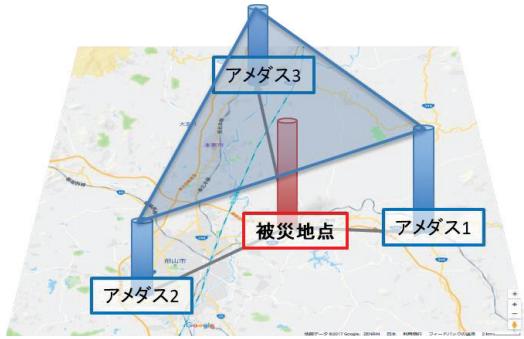


図 1 アメダスデータから被災地点の雨量を

推定する線形補間法の概念図

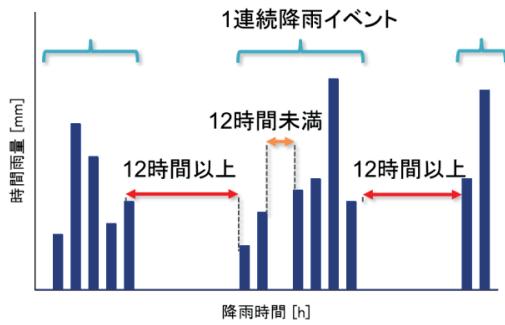


図 2 1つの降雨イベントの抽出方法

対象とする崩壊地点は岩手、宮城、福島の三県に分布する。解析雨量が存在するのは 1988 年 4 月以降であり、2001 年 3 月までは 5km 四方メッシュ、2001 年 4 月からは 2.5km 四方メッシュが採用されている。本研究の検討では 1988 年以降の降雨を対象とした。また、各時間雨量データから降雨イベントを抽出する際には 12 時間連続で時間雨量 0mm の場合を降雨イベントの区切りとした（図 2 参照）。

3. 解析雨量と線形補間雨量

3.1. 1998 年台風 4 号被災地点概要（一部）

1998 年の台風 4 号の被災点のうち、磐越自動車道 50.7~66.2kp に位置する 7 つの切土斜面に関して 5km 四方の解析雨量を適用すると、連続した 4 つのメッシュに区切ることができる。図 3 に被災地点とメッシュの配置、線形補間に用いたアメダス観測所の概略位置関係を示す。またグレーの破線位置における地形断面図が下部のグラフである。この 4 つのメッシュにおいて、1995 年から 1998 年までの 4 年間の各時刻における解析時間雨量の標準偏差を比較し、偏差の大きい上位 10 の時刻を表 1 にまとめた。()内の数値は各被災地點の線形補間雨量を示す。7 番目と 9 番目は被災時刻を含む降雨イベント内の時刻である。2 番目の時刻では隣り合うメッシュの解析雨量に最大 43mm/h、同地点を示す 2 種類の雨量間に最大 45mm/h の差が見られる。図 3 の

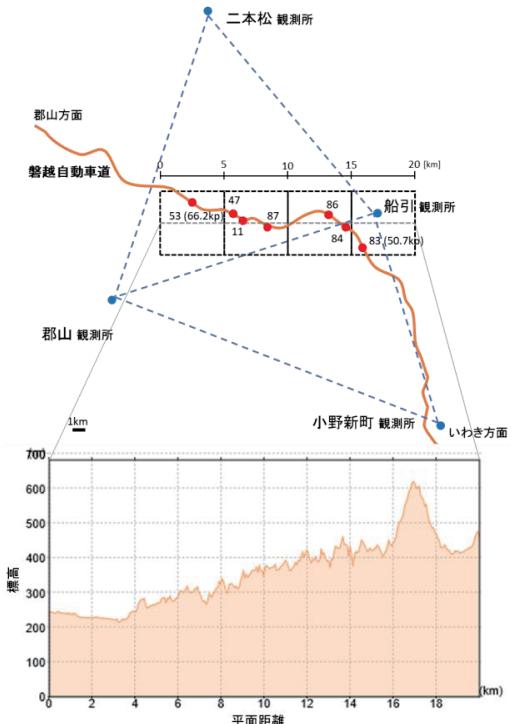


図 3 被災地点平面図と

4 メッシュの東西に沿った標高⁴⁾

地形断面を見ると、20kmの間に標高差が約400mある地点を含むことがわかる。さらに広域の地図を見ると、地点83を含むメッシュには標高700mを超える山が存在していた。この標高の違いが降雨をもたらす雲の動きに影響を与え、地上の降雨量に違いを生み出していると考えられる。

表1 1998年台風4号による被災地点の線形補間時間雨量と解析時間雨量の比較

	日付	偏差	被災地点位置の解析雨量(補間雨量) [mm/h]			
			地点53	地点11,47,87	地点84,86	地点83
1	1998/7/22 8:00	19.6	50 (18)	12 (14,15,13)	3 (2,2)	2 (2)
2	1997/7/24 15:00	18.8	0 (0)	3 (0,0,0)	45 (0,0)	2 (0)
3	1997/7/21 16:00	18.1	43 (0)	31 (0,0,0)	4 (0,0)	0 (0)
4	1995/7/24 16:00	17.1	40 (0)	0.4 (0,0,0)	0.4 (0,0)	0.4 (0)
5	1997/7/24 16:00	16.1	0.4 (0)	7 (0,0,0)	40 (0,0)	2 (0)
6	1997/8/26 18:00	12.2	31 (9)	14 (7,8,6)	2 (0,0)	0.4 (0)
7	1998/8/29 10:00	9.8	0 (4)	0 (8,7,10)	21 (7,14)	18 (15)
8	1998/9/22 15:00	8.9	21 (11)	18 (8,8,6)	4 (3,1)	0 (1)
9	1998/8/29 8:00	8.9	22 (12)	8 (9,9,7)	0.4 (3,1)	0 (1)
10	1997/8/4 16:00	8.4	1 (2)	0.4 (5,4,6)	14 (4,9)	20 (9)

3.2. 地点11の解析雨量と線形補間雨量

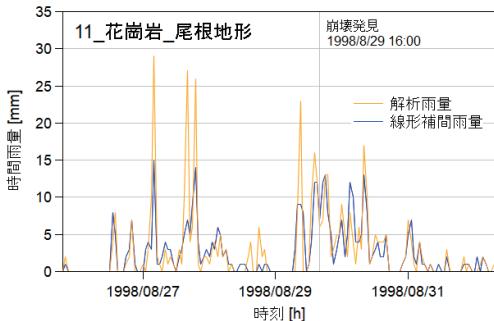


図4 地点11_時刻歴時間雨量

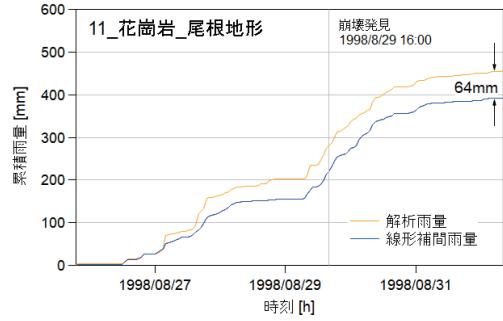


図5 地点11_時刻歴累積雨量

1998年8月の台風4号による被災地点11に着目し12時間連続で時間降雨量が0mmの場合を降雨イベントの区切りとして被災時の降雨イベントを抽出した。図4は被災時降雨イベントの時刻歴時間雨量、図5は累積雨量である。この被災時刻を含む降雨イベントの降り始めから降り終わりまでの時刻は、解析雨量、線形補間雨量においてそれぞれ1998/8/25 17:00～1998/9/1 8:00、1998/8/25 20:00～1998/9/1 4:00であった。この地点では被災時降雨イベントにおける2つの時間雨量の増減のタイミングは概ね一致したが、同時刻における2つの値は最大20mm/h異なった。線形補間雨量では時間雨量の最大が15mm/hであるのに対して解析雨量ではほぼ2倍の29mm/hであった。また解析雨量では15mm/hを超える時間雨量が6回記録されている。図5をみると被災時の累積雨量は解析雨量が280mmで線形補間雨量より60mm多く、最終的な累積雨量は解析雨量が456mm、線形補間雨量が392mmでその差は64mmであった。他被災地点でも同様に解析雨量が線形補間雨量を上回る傾向が見られた。

1998 年被災の地点 11 において解析雨量と線形補間雨量の時間雨量の差が大きい時刻を抽出した。比較範囲は解析雨量が存在する 1988 年 4 月から被災した 1998 年の末までの 10 年 9 ヶ月である。表 2 にはこの間の解析雨量と線形補間雨量の差が大きい時刻とその時間雨量を 2 つの時間雨量の差が大きい順に並べた結果の上位 18 位まで（上位 20 の時刻と時間雨量）を示した。これを見ると、上位 17 までの時刻全てにおいて解析雨量が線形補間雨量を上回る結果となった。線形補間雨量が解析雨量を最も大きな差で上回った時刻は 1997/8/26 17:00 でその差は 9mm/h であり、解析雨量が上回った時の最大差 31mm/h の 3 割程度の値であった。これらのことから、比較を行った期間において、解析雨量が線形補間雨量よりも大きい値を示す傾向にあるということが言える。また、表の網掛け部分は被災時刻を含む降雨イベント内に含まれる時刻を示しており、斜面被害をもたらした降雨イベントにおいて時間雨量の観測方法の違いが分析結果の違いに影響をもたらすことが示唆される結果となった。

3.3. 地点 41 の解析雨量と線形補間雨量

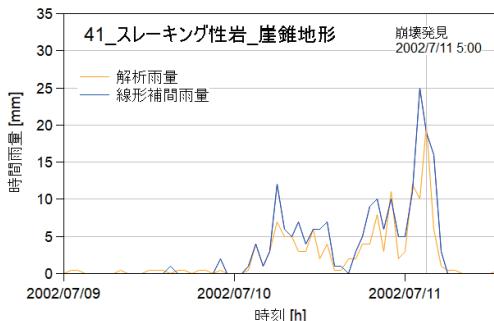


図 6 地点 41_時刻歴時間雨量

表 2 被災地点 11_解析-線形補間雨量比較

	日付	時間雨量 [mm/h]		
		解析雨量	補間雨量	差(解析-補間)
1	1997/7/21 16:00	31	0	31
2	1995/8/11 12:00	22	1	21
	1997/8/22 21:00	22	1	21
4	1998/8/27 16:00	27	7	20
5	1995/8/13 18:00	19	0	19
6	1995/8/3 0:00	32	15	17
7	1995/8/16 15:00	24	8	16
	1998/8/27 4:00	29	15	14
8	1998/8/29 9:00	23	9	14
10	1995/7/13 10:00	17	5	12
	1998/8/27 19:00	26	14	12
12	1996/7/27 20:00	11	0	11
	1998/7/29 22:00	21	10	11
	1995/3/17 18:00	15	5	10
14	1997/11/27 0:00	28	18	10
	1998/8/12 10:00	21	11	10
	1998/9/22 15:00	18	8	10
	1995/8/16 14:00	12	3	9
18	1997/8/3 17:00	11	2	9
	1997/8/26 17:00	1	10	-9

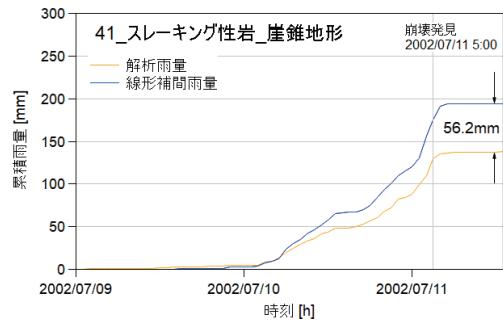


図 7 地点 41_時刻歴累積雨量

2002 年 7 月に発生した台風 6 号における被災地点 41 についても同様に時刻歴の時間雨量と累積雨量を比較した。結果を図 6, 7 に示す。被災時刻を含む降雨イベントの降り始めから降り終わりまでの時刻は、解析雨量、線形補間雨量においてそれぞれ 2002/7/9 4:00 ~ 2002/7/11 15:00, 2002/7/9 17:00 ~ 2002/7/11 7:00 であった。時間雨量最大値は解析雨量で 20mm/h、線形補間雨量で 25mm/h であった。1998 年の台風 4 号の際に被災した地点 11 の例では解析雨量が線形補間雨量をほとんどの時刻の時間雨量で上回っていたのに対し、この例では線形補間雨量が解析雨量を上回る時刻が多い結果となった。2002/7/10 0:00 以降、降雨イベントが終了する 2002/7/11

15:00までの40時間の間では解析雨量が線形補間雨量を上回ったのは7時間のみであり、その時間+雨量差の最大は2mm/hであった。図7の時刻歴累積雨量を見ると、解析雨量、線形補間雨量の被災時の累積雨量はそれぞれ129.6mm、175mmであり、降雨イベント終了時の累積雨量はそれぞれ137.8mm、194mmでその差は56.2mmであり、線形補間雨量が解析雨量の1.40倍であった。これは用いる雨量の選択で結果が大きく変わることを示す。

次に2002年の台風6号の被災地点41において、解析雨量と線形補間雨量の時間雨量の差が大きい時刻を抽出した。解析雨量が存在する1988年4月から被災した2002年末までの14年9ヶ月の間の解析雨量と線形補間雨量の差が大きい時刻とその時間雨量を上位12位まで(上位14の時刻と時間雨量)並べた結果を表3に示す。表の網掛け部分は被災時刻を含む降雨イベント内の時刻と時間雨量を示している。これを見ると、上位11の時刻全てにおいて解析雨量が線形補間雨量を上回っていることがわかる。さらに線形補間雨量が上回った12位の時刻2002/7/11 4:00は2002年の台風4号の降雨イベントに含まれる時刻であった。また、この時の差は15mm/hで、解析雨量と線形補間雨量の差が最大となった1994/8/29 22:00の雨量差28mm/hと比較すると半分程度の差であると言える。

4. 解析雨量とアメダス雨量

解析雨量と線形補間を行う前のアメダス観測所における観測雨量(以下アメダス雨量)の比較を行った。表4に船引アメダス観測所における解析雨量とアメダス雨量を比較した結果を示す。この船引観測所は図3の略図内で被災地点83と同じ5km四方メッシュ内に含まれる。比較範囲は1988年4月から2002年12月までとした。表4より、解析雨量がアメダス雨量を上回る際の最大差は35mm/hであった。一方でアメダス雨量が解析雨量を上回る結果が出てきたのは144番目であり、その差は4mm/hと小さい値となった。

図8、9はそれぞれ船引観測所における時刻歴時間雨量と累積雨量を示したものである。各雨量を比較すると、1988年4月から2002年の間において解析雨量がアメダス雨量を上回る傾向が続いていることがわかる。同期間における各雨量の年間累積雨量平均を算出すると、アメダス雨量では1173mm/年であったのに対して解析雨量では1686mm/年とおおよそ1.44倍もの値を示した。

表3 被災地点41_解析-線形補間雨量比較

	日付	時間雨量 [mm/h]		
		解析雨量	補間雨量	差(解析-補間)
1	1994/8/29 22:00	30	2	28
2	1999/8/13 7:00	44	17	27
3	1999/7/16 21:00	24	0	24
4	1998/7/28 17:00	43	20	23
5	1990/8/7 16:00	22	0	22
	1999/8/18 14:00	23	1	22
7	2000/8/5 16:00	34	16	18
8	1989/7/22 15:00	17	0	17
	1996/10/4 15:00	18	1	17
10	1989/8/27 19:00	36	20	16
	1998/7/11 15:00	16	0	16
	1988/8/30 23:00	19	4	15
12	1994/8/5 19:00	15	0	15
	2002/7/11 4:00	10	25	-15

表4 船引観測所_解析-線形補間雨量比較

	日付	時間雨量 [mm/h]		
		解析雨量	アメダス	解析-アメダス
1	1994/8/20 11:00	35	0	35
2	1994/9/8 16:00	67	38	29
	2000/8/8 20:00	29	0	29
4	1994/8/9 14:00	24	0	24
5	1999/8/8 13:00	23	0	23
6	1990/9/20 0:00	38	17	21
	1999/8/21 18:00	21	0	21
8	1989/7/20 17:00	19	0	19
	1994/8/20 12:00	19	0	19
10	1994/5/27 17:00	20	2	18
		...		
144	1988/4/13 11:00	1	5	-4

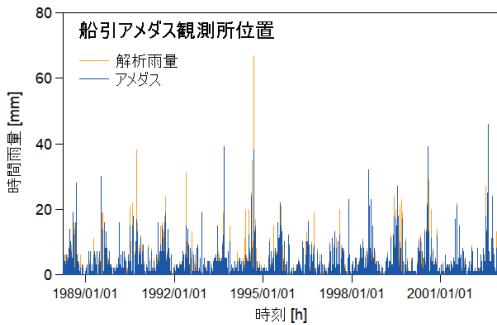


図 8 船引観測所_時刻歴時間雨量

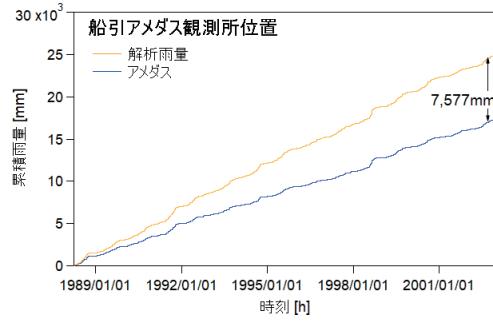


図 9 船引観測所_時刻歴累積雨量

5. 結論

本研究によって解析雨量の隣り合う 5km 四方のメッシュ間で最大 40mm/h 以上、同地点における解析雨量と線形補間雨量の間で 40mm/h 以上の時間降雨量の差が生じることが分かった。これは周辺地形が降雨をもたらす雨雲の動きに影響を与えるためと考えられる。また線形補間雨量、アメダス雨量は解析雨量より小さい値を示す傾向にあった。したがって解析雨量を用いることで、広い範囲で安全側の評価が可能であると考えられる。

今後の課題としては、解析雨量を用いた斜面崩壊に対する降雨の影響分析を行うこと、降雨を代表とする誘因に加えて地質・地形・供用年数等の素因を組み合わせた評価を行うことが挙げられる。また本研究では分析対象を 1998 年の台風 4 号と 2002 年の台風 6 号の際の 24 件の被災斜面に限定していたが、今後は対象を拡大し、他の降雨災害で被災した斜面と健全な斜面を分析し比較することで斜面崩壊に大きく影響する因子を特定したいと考える。

参考文献

- 1) 地盤工学会 (2009) : 地震と豪雨・洪水による地盤災害を防ぐために—地盤工学からの提言一, 地盤工学会 2007 年度会長特別委員会
- 2) 芳賀奈津美, 金鍾官, 河井正, 風間基樹, 長尾和之, 高橋卓也, 澤野幸輝 (2018) : 東北地方の高速道路切土斜面に被害をもたらした降雨パターンの分析, 東北地域災害科学的研究論文集, Vol.54, pp.143-148.
- 3) 国土交通省気象庁, 各種データ・資料, www.jma.go.jp/jma/menu/menureport.html
- 4) 地理院地図, <http://maps.gsi.go.jp>

八甲田山における積雪水量に関する研究*

八戸工業大学, 柿崎 志歩 佐々木 幹夫

1. はじめに

八甲田山に降り積もっている積雪層からの融雪水は地下に浸透し,地下水になり,7月までに青森県の東と西にある平野部の河川を潤している。川の水が飲料水やかんがい用水に利用されており,八甲田山の積雪層からの融雪水は,青森県において重要な水資源となっている。

八甲田山の雪質・積雪特性を調査することで河川への融雪水量を知ることが出来る。しかし,八甲田山の積雪水量については調査・研究例がなく,本研究が初めてである。八甲田山の積雪水量は,青森県において重要な水資源となっており,解明が急がれる。

2. 積雪特性の調査

積雪特性の調査地は,酸ヶ湯観測所とし,この地点における過去10年の積雪特性を調べた。積雪深の観測値は気象庁で公開されており,このデータを利用している。図1に2009年から2018年までの酸ヶ湯の積雪深を示した。図に示すように,2009年の積雪開始は11月5日,ピークは2010年2月21日,最大積雪深は同日に300cm,積雪終了は5月19日となっている。次に2012年の積雪開始は11月14日,ピークは2013年2月26日,最大積雪深は同日に566cm,積雪終了は6月5日であった。2015年の積雪開始は11月22日,ピークは2016年3月2日,最大積雪深は同日に323cm,積雪終了は5月13日であった。次に2016年の積雪開始は11月1日,ピークは2017年3月10日,最大積雪深は同日に383cm,積雪終了は5月22日であった。2017年の積雪開始は11月11日,ピークは2018年2月21日,最大積雪深は同日に429cm,積雪終了は5月19日であった。積雪は11月下旬から始まり,5月下旬に無くなっている。また,どの年もピークはだいたい2月下旬から3月上旬に迎えている。

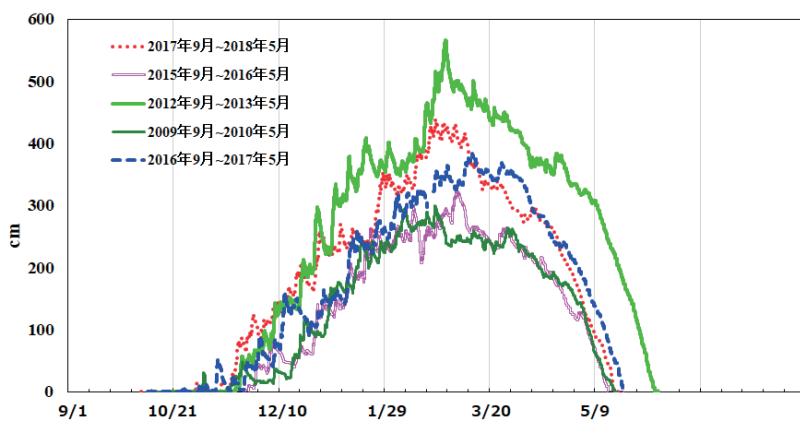


図1 八甲田山酸ヶ湯における積雪深

* Study on snow water on Hakkoda mountain by Shio Kakizaki and Mikio Sasaki

3. 積雪水量の予測

図1から積雪深は分かるが密度は不明のため積雪水量は分からず。そのため、八甲田山の水資源を明らかにするため、以下に示すように降水量と気温より積雪水量を積雪モデルおよび融雪モデルを用いて予測した。図2は積雪水量計算の流れを示している。

積雪深の計算の流れ

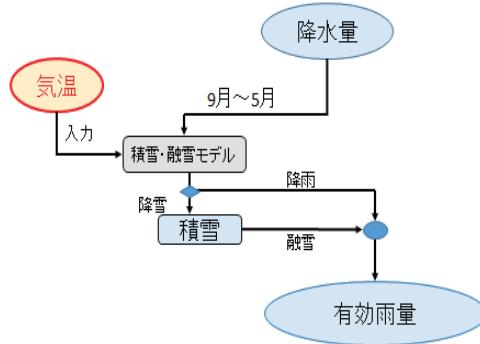


図2 積雪水量計算流れ

(1) 降雪量モデル

降雪量 s は式(1)より次のように与えられる。

$$s = afr \quad \text{ここに} \quad a = \begin{cases} 0 & T \geq T_m \\ 1 - \frac{T-T_i}{T_m-T_i} & T \leq T_i \\ 1 & T_i \leq T \leq T_m \end{cases} \quad (1)$$

f : 高度上昇に伴い増加する降水量の係数

r : 降水量

T : 気温

降水量 s は、気温により雨になるか雪になるかの判定が必要である。 $T \geq T_m$ になると、降水は雨になる。ここに、 T は気温、 T_m は山域全体で降水が雨になる温度である。本研究では $T_m = 2^{\circ}\text{C}$ としている。また、 $T \leq T_i$ になると、気温が低くなり雪になる。ここに、 T_i は山域全体で降水が雪になる温度である。本研究では $T_i = 0^{\circ}\text{C}$ としている。 $T_i \leq T \leq T_m$ になると気温 T は 0°C から 2°C の間になり、 0°C に近くなると雪になる割合が高くなり、 2°C に近くなると雨になる割合が高くなる。

(2) 融雪量モデル

融雪量 R_m は式(2)より次のように与えられる。

$$R_m = bct \quad \text{ここに} \quad b = \begin{cases} 1 & T \geq T_m \\ 0 & T \leq T_i \\ 1 - \frac{T-T_i}{T_m-T_i} & T_i \leq T \leq T_m \end{cases} \quad (2)$$

融雪量 R_m は、温度 T に比例する。融雪係数 c は、1°C当たりどれくらい雪が融けるかを与える係数である。したがって、融雪係数 c が高ければ速く雪が融けることになる。式(2)における係数 b は雪が融けるかどうかを与える関数である。 $T \geq T_m$ になると温度が高くなり、雪が融ける。この時 $b = 1$ している。また、 $T \leq T_i$ になると温度が低くなり、雪は融けない。この時、融雪は生じていないので $b = 0$ している。 $T_i \leq T \leq T_m$ になると、0°Cから2°Cの間になり、0°Cに近くなると雪は融けにくく、2°Cに近くなると雪は融けやすくなる。したがって、係数 b は気温 T の融雪への寄与率を表している。

(3) 積雪深モデル

第 t 日目における積雪深 S_t は、その前日 $t-1$ 日目における積雪深 S_{t-1} に当日の降雪量 s_t を加え、当日の融雪量 R_{mt} を引いた深さとなる。よって積雪深 S_t は式(3)により与えられる。

$$S_t = S_{t-1} + s_t - R_{mt} \quad (3)$$

S_{t-1} : 第 $t-1$ 日目の積雪水量深

s_t : 式(1)より与えられる第 t 日における降雪量

R_{mt} : 式(2)より与えられる第 t 日における融雪量

ここに、添字 t および $t-1$ は第 t 日目および第 $t-1$ 日目の意味である。 S_t は t 日目の積雪水量深を表す。

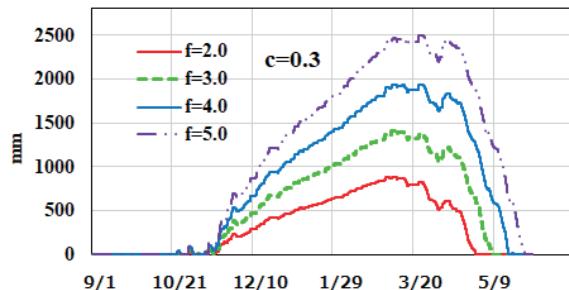


図3 2018年の積雪水量の予測,融雪係数 $c=0.3$

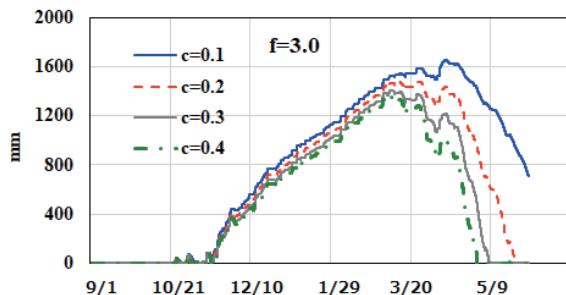


図4 2018年の積雪水量深の予測,降雪量係数 $f=3.0$

図3と図4は降水量係数 f と融雪係数 c をそれぞれ固定して求めた積雪水量の予測結果を示している。図3は融雪係数 $c=0.3$ とし、降水量係数を2~5で与えた場合の積雪水量の予測結果で

あり、図 3 に示すように降水量係数 f の値が大きいと積雪量が多くなるため、遅くまで雪が残る。図 4 は降水量係数 $f=0.3$ とし、融雪量係数 c を 0.1~0.4 で与えた場合の積雪水量の計算結果であり、図 4 の融雪係数 c の値が大きいと気温の融雪への寄与率が高くなるため、雪が速く融ける。

4. 現地観測

- ・観測位置

調査地点は図 5 で示す通り八甲田ロープウェーから 3km 離れた箇所にあり、徒歩により移動した。

今回 2018 年 4 月 21 日は北八甲田に調査地点を設け測定を行った。調査箇所は北八甲田硫黄岳北側斜面にあり、東京座標では $N40^{\circ} 38' 47.6''$, $E140^{\circ} 52' 53.2''$ となっている。



図 5 八甲田山位置

5. 観測方法

前述のように観測は南八甲田山中か北八甲田山中において行ってきたが、今年は北八甲田山中にて行った(図 5)。測定は 2018 年 4 月 21 日に行い、天候は晴れ、標高は 1220m。観測対象の積雪面は鉛直に掘り、密度の測定を行った。観測積雪層厚は雪層の地面近く、低木草上端までの深さ 2m 程度としており、今回は 2.5m まで観測を行った。観測鉛直雪壁の製作には毎年 2 時間程度の時間を要している。今年も隔雪凍結が生じる気温上昇低下があり、幾つか氷の厚い層ができていた。下層は例年と同じく硬い雪の層となっており、鉄製のスコップでないと観測鉛直積雪面の成形は不可能であった。観測鉛直雪面の製作後、密度の測定を行っている。

密度の測定はおおよそ 40cm^3 の容器に入った雪の質量を測定し、密度を算定している。融雪期の自然の状態の雪の密度であり、乾燥密度でもなく、また湿潤密度でもない。

図 6 に密度の測定結果を示した。図 6 は 2017 年⁽¹⁾と 2018 年の同一深さでの 3 回測定値の平均を示している。図より以下のことが言える。

2017 年は深さ 25cm や 125cm で急に密度が上昇している。これは気温が上昇と下降を繰り返し、氷の層にぶつかつた為である。表層を除けば積雪層は融雪期の末期であったことが言える。

2018 年は深さ 10cm のところで急に密度が上昇している。これは 2017 年と同様に気温の上昇と下降が繰り返した為、10cm のところで硬い氷の層が出来たと考えられる。

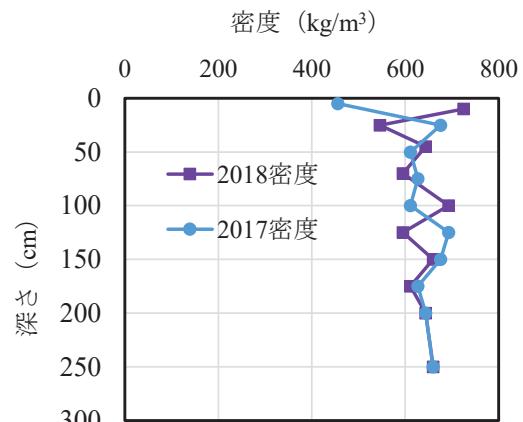


図 6 密度の測定結果

6. 積雪水量予測と観測積雪水量

図 7 に 2017 年の積雪水量予測と観測積雪水量を示した。式(1)における降雪量係数 f および融雪係数 c は, $f=4.1, c=0.26$ と設定した。観測積雪深は平均密度と積雪深（酸ヶ湯）の観測値 235cm (2017 年 4 月 22 日) より求めている。

ここに平均密度 ρ は次のように求めている。

$$\rho = (5 \times 456 + 20 \times 676 + 25 \times 611 + 25 \times 627 + 25 \times 693 + 25 \times 676 + 25 \times 627 + 25 \times 644 + 50 \times 660) / 250 = 644 \text{ kg/m}^3$$

上記の平均密度の計算において、積雪層の厚さは 250cm, 上層から 5cm の密度は 456kg/m³, 次の 20cm の密度が 676kg/m³, 以下その下層 25cm 每の密度が 611, 627, 693, 676, 627, 644, 660kg/m³ となっていることより平均密度 ρ を求めている。

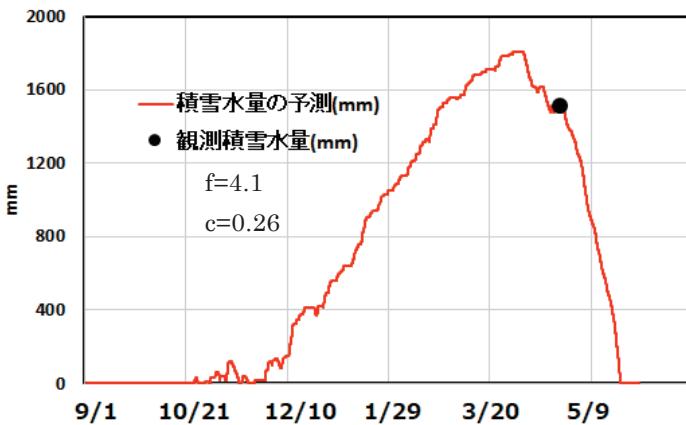


図 7 積雪水量の予測と観測積雪水量 ● (2017 年 4 月 22 日)

水換算の積雪深水量観測値 S_t を 2017 年 4 月 22 日においては次のように求めている。

$$S_t = 2350 \text{ mm} \times 0.644 = 1513 \text{ mm}$$

図 7 の $f=4.1, c=0.26$ は計算値が観測値と一致している。図示していないが、積雪が 0cm になっている日も積雪水量予測結果と、観測積雪深とが一致している。

図 8 に 2018 年の積雪水量予測と観測積雪水量を示した。式(1)における降雪量係数 f および融雪係数 c は, $f=3.6, c=0.28$ と設定した。観測積雪深は平均密度と積雪深（酸ヶ湯）の観測値 230cm (2018 年 4 月 21 日) より求めている。

ここに平均密度 ρ は次のように求めている。

$$\rho = (10 \times 725 + 15 \times 546 + 20 \times 644 + 25 \times 595 + 30 \times 693 + 25 \times 595 + 25 \times 660 + 25 \times 611 + 25 \times 644 + 50 \times 660) / 250 = 639 \text{ kg/m}^3$$

上記の平均密度の計算において、積雪層の厚さは 250cm, 上層から 10cm の密度は 725kg/m³, 次の 15cm の密度が 546kg/m³, 以下その下層 25cm 每の密度が 644, 595, 693, 595, 660, 611, 644, 660kg/m³ となっていることより平均密度 ρ を求めている。

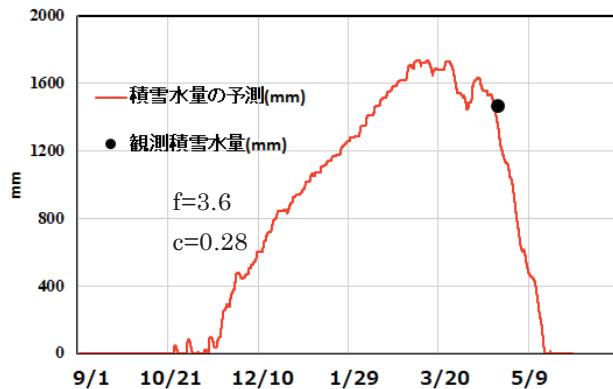


図8 積雪水量の予測と観測積雪水量●(2018年4月21日)

水換算の積雪深水量予測 Sot を 2018 年 4 月 21 日時点で次のように求めている。

$$S_{ot} = 2300\text{mm} \times 0.639 = 1469.7\text{mm}$$

2017 年の $f=4.1, c=0.26$ と 2018 年の $f=3.6, c=0.28$ について、これらの係数の途中経過は図示していないが、以下のように調整して決定している。2018 年の係数を 2017 年の係数 $f=4.1, c=0.26$ にすると、積雪水量が 4 月 21 日時点で 1870.9mm 大きくなっている。これが観測値と一致するの $f=3.9, c=0.286$ である。しかし $f=3.9, c=0.286$ にすると、積雪終了時期が 5 月 25 日になり計算値と 6 日ずれる。また、5 月 19 日に積雪は終了するが予測値は 5 月 25 日になるので、 $f=3.6, c=0.28$ とすると積雪終了が 5 月 19 日になり、計算値が観測値と一致する。

7. まとめ

本研究により以下のことが明らかとなった。

- ①積雪は 11 月下旬から始まり 5 月下旬に 0 になる。
- ②積雪のピークは 2 月下旬から 3 月上旬に迎えている。最積雪深は 2010 年に 300cm, 2013 年に 566cm, 2016 年に 323cm, 2017 年に 383cm, 2018 年に 429cm となっている。最大積雪深は 300~600cm になる。
- ③降水量係数 f が大きくなると降雪量が多くなり、遅くまで雪が残る。2017 年は $f=4.1$, 2018 年は $f=3.6$ となり f の値は 3.6~4.1 となった。
- ④融雪係数 c が大きいと、雪が速く融ける。2017 年は $c=0.26$, 2018 年は $c=0.28$ となり c の値は 0.26~0.28 となった。

雪・融雪モデルを使用すれば、山の残雪の正確な水量を算定することが可能になるとを考える。

参考文献

- (1) 水本涼太, 佐々木幹夫 : 八甲田山積雪特性, 東北地域災害科学的研究, vol.54, 2017, pp.155-160.

Sand spit morphological change of An Hai and Le Thinh inlets, Phu Yen Province, Central Vietnam.

Nguyen Quang Duc Anh¹, Hitoshi Tanaka², Nguyen Xuan Tinh³, and Nguyen Trung Viet⁴

1. Introduction

Tuy An is one of the most beautiful coastal districts in Phu Yen province in the central of Vietnam. This place has many scenic spots such as O Loan lagoon, the Sea cliff of stone plates and Cu Lao Mai Nha island. There is a long beautiful sand spit of 6 km length from Le Thinh and An Hai tidal inlets (as shown in Figure 1). These two tidal inlets are very important to maintain the O Loan lagoon water environment conditions which are vital for the aquaculture activities such as shrimp ponds in this area. This is a rather special and typical form of morphology along the coastline in Central Vietnam (Eriksson & Persson, 2014; Tanaka et al., 2018)



Figure 1. Location of the sand spit and An Hai and Le Thinh Inlets

Along O Loan lagoon through An Hai and Le Thinh inlets, local aquaculture activities have been developing significantly, which is conducive to the increase of revenues and profits to the local residents. However, it also negatively affects the living environment of the local people. The zone of the O Loan lagoon (with a total water surface area of 1,570 ha) to the end of the tidal channel of the local aquaculture industry has been developing strongly in the last 20 years. The shrimp ponds protecting methods are illustrated in the Figure 2. As can be seen in the Figure 2a, to protect the sand spit from the effect of waves and currents, citizens have grown trees on the right sand spit while in the inside side of the sand spit, a series of shrimp pond banks have been built. These make the northern part of spit sand from Le Thinh inlet to An Hai inlet be protected. Thus, it hardly occurs the breaching at the northern part of sand spit under the influence of natural factors.

Figures 2a and 2b show the beginning and the ending of the northern part of the sand spit with the viewing point from An Hai and from Le Thinh inlets, respectively. These photos were taken during the field trip on December 25th, 2018. Standing from the south side of An Hai inlet and looking up to the north and standing from the position of Le Thinh inlet and looking back to the south, it is very clear to observe

¹ Graduate student, Thuyloi University, 175 Tay Son, Dong Da, Hanoi, Vietnam

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

³ Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan

⁴ Professor, Thuyloi University, 175 Tay Son, Dong Da, Hanoi, Vietnam

the height of sand spit which is relatively high and being protected by the casuarina cultivation. The inside part of sand spit is protected by the shrimp pond banks reinforced by concrete structures or bamboo types (as shown in Figures 2c, 2d). These types of reinforcement solutions are built by the locality along the sides of tidal channel using their funds. In order to take advantage and expand the aquaculture space, the people have organized themselves to build the embankment and gradually encroached on tidal channel, which reduces the area of the tidal channel.

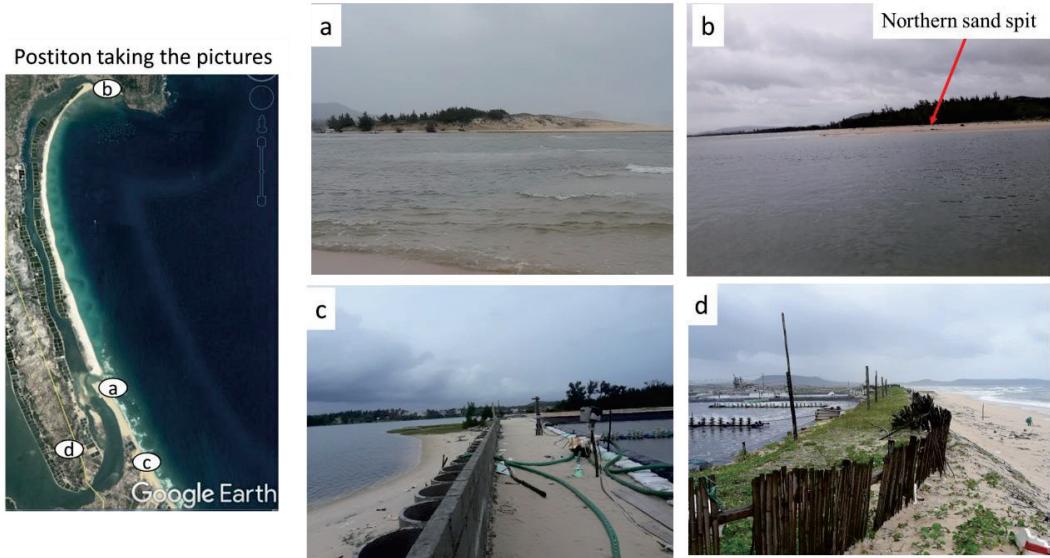


Figure 2. Sand spit, breaching and shrimp ponds protection.

The main objectives of this study are to investigate the sand spit morphological changes of An Hai and Le Thinh inlets as well as the breaching mechanisms at An Hai area. The analyzed results have been indicated that the sand spit breaching occurred at a lower dune elevation and usually following by a big flood event.

2. Data Collection and Research Methodology

In this study, the authors apply the remote sensing image method that has been carried out by Pradjoko & Tanaka, 2011; Tanaka, Hoang, & Nguyen, 2017 for An Hai and Le Thinh inlets in Phu Yen province. Being considered as the data set used in this study, beside the photos taken during the field trips, Landsat images from 1988 to 2018 (Figure 3) and Google images from 2009 to 2018 (Figure 4) were utilized. Those images are rectified to the same coordinate system in the World Geodetic System 84 (WGS-84) with the coordinates of the origin of 312895,40E and 1474664,56N. The baseline is set at 160 degrees counter clockwise from the North. In this study, tidal correction was not performed since the maximum difference between shoreline positions before and after tidal correction is still smaller than the resolution of Landsat images. Spatial moving average was applied to reduce the effect of big scatter in shoreline positions due to the low resolution of the Landsat images.

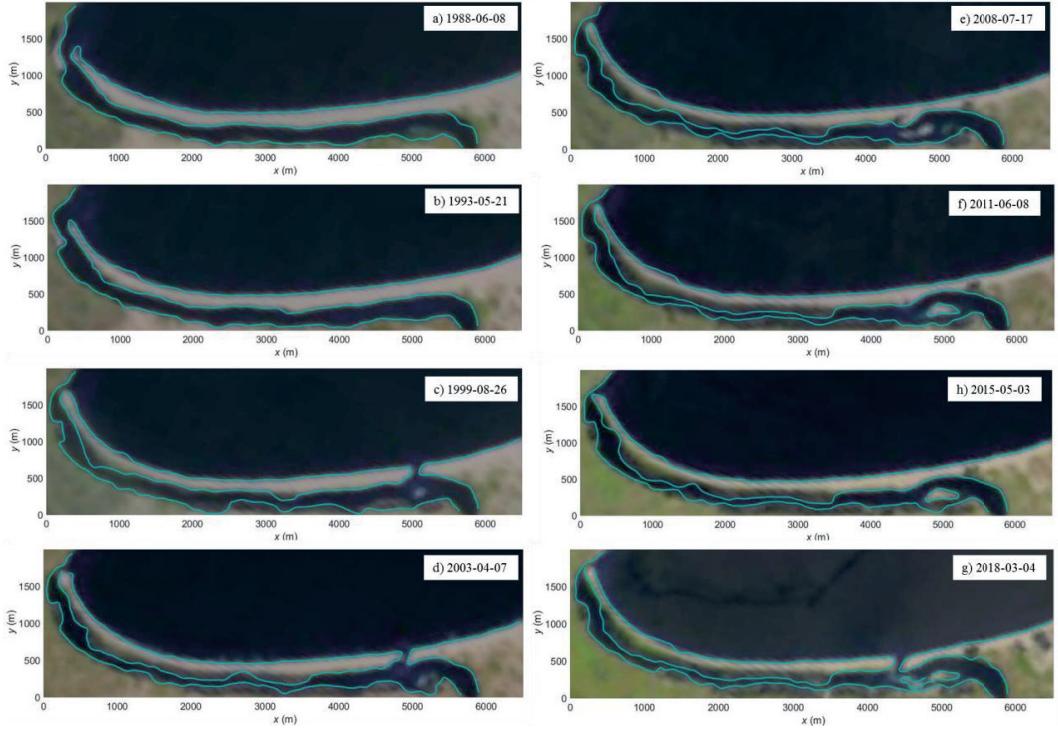


Figure 3. Analysis the shoreline changes of sand spits by using the Landsat images

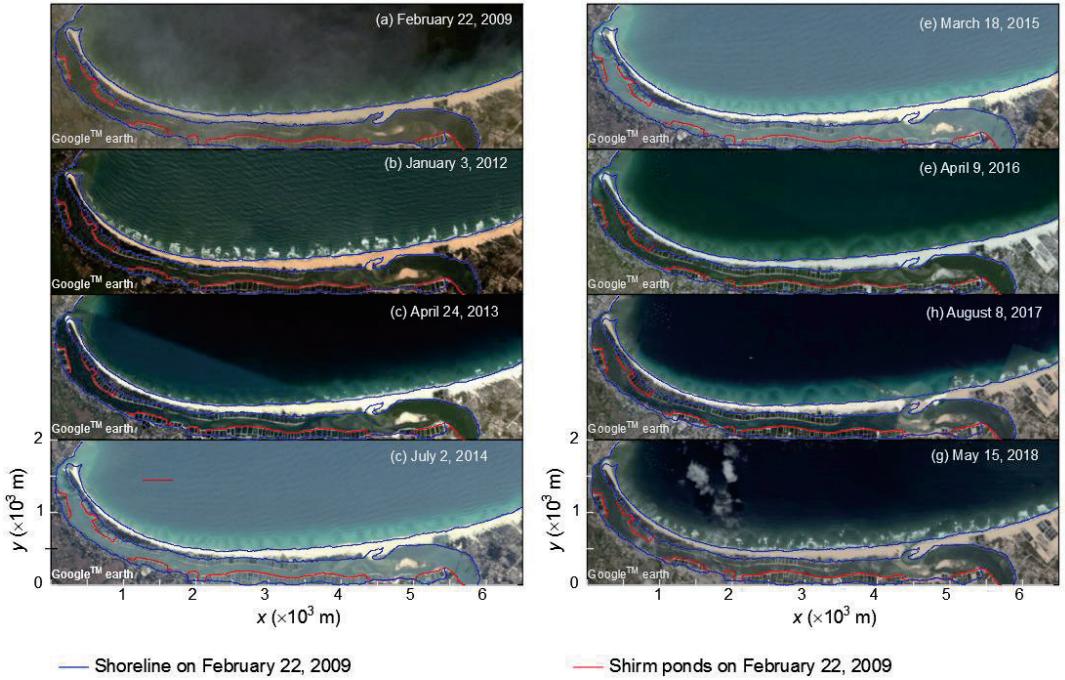


Figure 4. Analysis the shoreline changes of sand spits in Tuy An by using GG images

3. Results and discussion

In order to determine the increase in the area of shrimp ponds and the decrease in the area of the tidal channels over time, along with the observation of the width reduction phenomenon of Le Thinh inlet and the fluctuation of An Hai breaching over time, the authors have developed the basic definition in analyzing the extracted results of shoreline lines as shown in Figure 5.

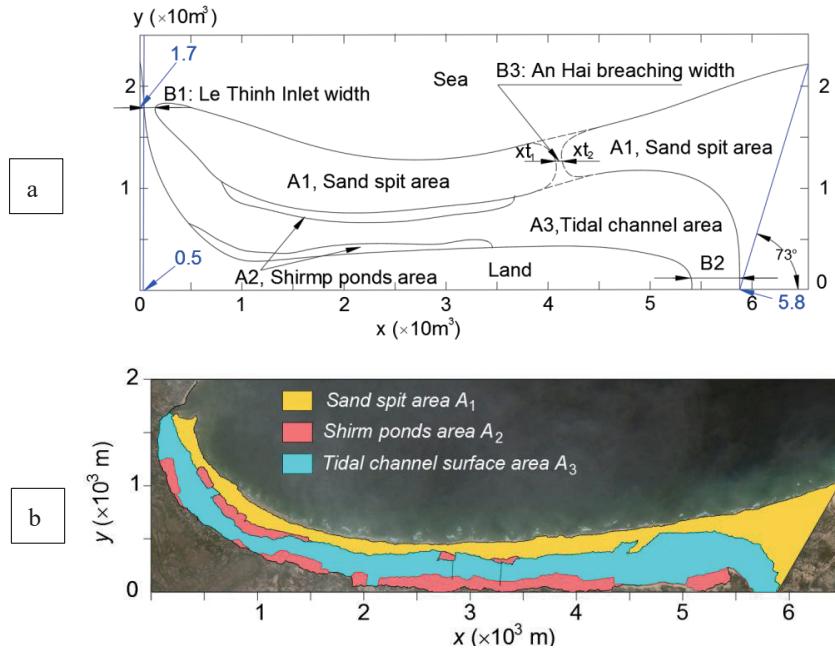


Figure 5. Definition of the analyzed parameters of the sand spit (a) and tidal channel areas at Tuy An (b) in which: A_1 : sand spit area; A_2 : shrimp ponds area and A_3 : tidal inlet channel; B_1 : Le Thinh inlet width and B_3 : An Hai breaching width

Figure 6 represents the results of the analysis the B_1 , B_3 parameters by using stateliness images in relation with the water level at Ha Bang hydrological station. Le Thinh inlet width, B_1 , tends to slightly decline from the analysis of both Satellite and Google images. It is easy to identify that the cause is due to the effect of diffraction wave and stream sediment transport. Based on the hydrological data of Cai river at Ha Bang station, it is noticeable that when big floods appeared on the Cai River, the breaching phenomenon occurred in the years of 1988, 1999, 2005, and 2010. Based on this hydrological data, it is also possible to see the relative correlation between the flow of the Cai River and the declining trend of Le Thinh Inlet width B_1 . One of the main causes of the breaching phenomenon in the An Hai Inlet area can be resulted from the impact of the local people. The activities can be mentioned such as reinforcing the spit sand locations along the tidal channel, expanding the aquaculture area by constructing the shores of shrimp ponds, encroaching on tidal channel surface area. When large flooding reaches tidal channel combined with the decline of the open surface of the tidal channel, the possibility of flood drainage through Le Thinh Inlet tends to decrease in width. As the result, the breaching phenomenon will occur. It can be seen that

the breaching of sand spit is influenced by large rivers.

During the period from 1988 to 2017, An Hai inlet were completely deposited for 3 times. The first period lasted for 10 years from 1989 to 1999; the second period was from 2007-2010 and the latest period was from 2011 to 2015.

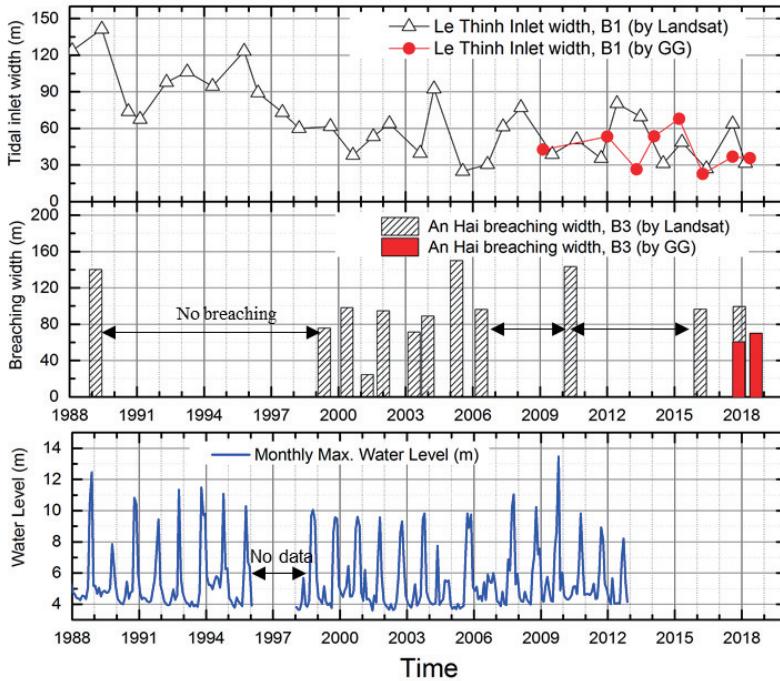


Figure 6. The relation between B1, B3 and the monthly max. water level at Ha Bang hydrological station.

To analyze in detail the cause of the breaching of sand spit, the authors correlated the variation of sand spit area and the tidal channel surface area based on the results analysis using the Google images with high resolution. Because the size of shrimp ponds along the two banks of the tidal channel is relatively small and the resolution of Landsat images is not good enough to do these analyzes.

There is a declining trend of tidal water area within 10 years from 2009 to 2018 due to construction of fishery embankments from 170×10^4 to $90 \times 10^4 m^2$. At the same time, the throat width of Le Thinh Inlet is very small, fluctuated from 20 m to 60 m. This indicates that in order to maintain the volume of water in O Loan lagoon, the depth of Le Thinh Inlet must be deeper.

During the period from 2000 to 2006, the breaching phenomenon of An Hai inlet appeared constantly although the monthly maximum water level during this period was not too high. During the fieldwork, through interviews with the local residents, it was found that in the southern sand spit where closes to the location of An Hai Port, the people have transported a lot of sand at the breaching position of sand spit during this period to fill up the banks of shrimp ponds. This activity decreased the height of sand spit in comparison with its original level. Therefore, although the flood water level during this period was not so high, the overflow through breaching positions for a long duration is completely explained.

As can be seen in Figure 8, the results of GG image analysis showed the reduction of the tidal channel water surface area from 2009 to 2018 along with a sudden decline in the area of sand spit in 2015, which can be observed by the breaching phenomenon of sand spit in this year.

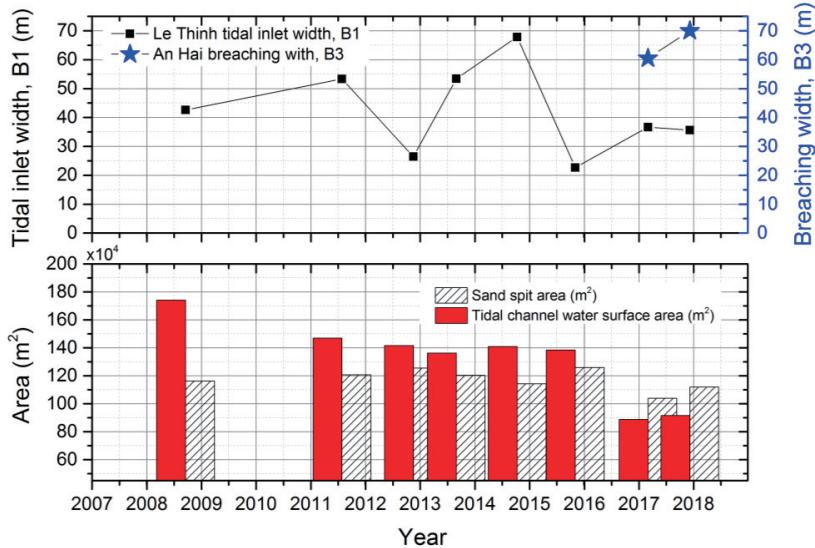


Figure 7. The relations of sand spit area, the tidal channel water surface area and the width of inlets

4. Conclusions

In short, sand spit morphological change of An Hai and Le Thinh inlets in Phu Yen province in the central of Vietnam has been figured out using satellite images in the last 30 years. Based on the analysis results, the breaching phenomenon of An Hai inlet and narrowing phenomenon of Le Thinh's inlet not only greatly depends on the flood flow regime but it is also being affected by the activities of the local people.

Acknowledgement

This work was supported by JSPS RONPAKU (Dissertation Ph.D.) Program. The authors would like to express their sincere gratitude for this support

References

- Eriksson, E.-L., & Persson, M. H. (2014). *Sediment transport and coastal evolution at Thuan An Inlet, Vietnam*. Lund University, Water Resources Engineering.
- Pradjoko, E., & Tanaka, H. (2011). Aerial photograph of Sendai coast for shoreline behavior analysis. *Coastal Engineering Proceedings*, I(32), 92. <https://doi.org/10.9753/icce.v32.sediment.92>
- Tanaka, H., Duy, D. V., Yuta, M., Duc Anh, N. Q., Viet, N. T., & The, N. N. (2018). Sand spit elongation and sediment balance at the Cua Lo. *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B1 (Hydraulic Engineering)*, I_475-I_480.
- Tanaka, H., Hoang, V. C., & Nguyen, V. T. (2017). Investigation of morphological change at the Cua Dai River Mouth through satellite image analysis. *Coastal Engineering Proceedings*, I(35), 9. <https://doi.org/10.9753/icce.v35.sediment.9>

Recent morphology change at Da Rang River mouth, Phu Yen, Vietnam

Nguyen Trong Hiep¹, Hitoshi Tanaka², Nguyen Xuan Tinh³, Nguyen Trung Viet⁴

Abstract

Da Rang River mouth, resembles many coastal areas in Vietnam, has been recently encountering significant changes induced by either nature or human involvement. The instability of sandspit's formation at Da Rang River mouth can be detected by two major phenomena which are migration of the river mouth after the 1993 flood and shrinkage of the south sandspit owing to human interference. This study, by utilizing one main source of satellite imagery: Landsat imagery, investigates the recent morphology and its variation thoroughly.

Keywords: Da Rang River mouth, the 1993 flood, human interference, migration.

1. INTRODUCTION

Da Rang River mouth has a typically deltaic shape that is common in the world. Since the past, numerous studies about the formation of delta coast had been made and yet still have been researched extensively lately. This study focuses on the dramatic reversal of river mouth mechanism due to human involvement. The observed phenomena of Da Rang River mouth are not obviously distinctive which were considered in many prior studies: migration of the river mouth and gradual disappearance of Southern sandspit. FitzGerald et al. (2000) discussed fundamentally the mechanism of ebb-tidal delta breaching at stable coasts where dominant of longshore sediment transport and asymmetric accumulation of sediment on either sides of river mouth leads to a severe deflection of the main channel. In more specific study, Patchanok Srivihok and Tanaka (2004), by using aerial photos, stressed the seasonal migration of Nanakita River mouth, Japan controlled by the dominance of longshore sediment transport. Sato et al. (2014) with abundant of bathymetric data characterized the formation and deformation of Tenryu River mouth, Japan triggered by floods, the formation of bar and trough topography bound with frequency of storm waves and erosion as

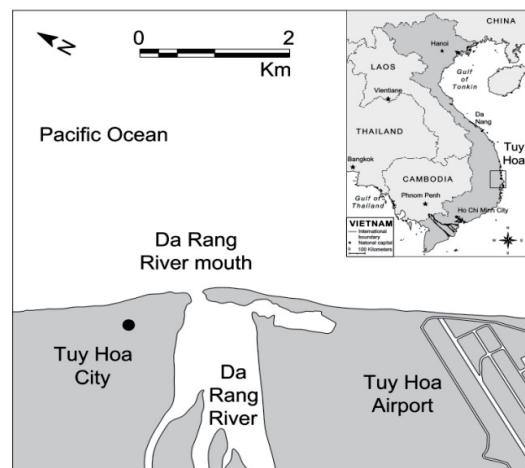


Figure 1: Study area

result of imbalance longshore sediment transport. The current situation of Da Rang River mouth is suspected that been causing by incidence of sand mining inside of river channel and the placement of beach protection construction on the South. This has already demonstrated widely, namely, Guangwei (2011) and Anthony et al. (2015) emphasized the same point of view of coastal erosion caused by the reduction of sediment supplied to coast owing to the impacts of major

- (1) Graduate Student, Department of Civil and Environmental Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan
- (2) Professor, Department of Civil and Environmental Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai 980-8579, Japan
- (3) Assistant Professor, Department of Civil and Environmental Engineering, Tohoku University, 6-6-06 Aoba, Sendai, 980-8579, Japan
- (4) Professor, Department of Civil Engineering, Thuyloi University, Hanoi, Vietnam

dams and channel bed erosion triggered by sand mining.

Da Rang River mouth has received attention of many studies for last few years due to its complicated changes. Hoang et al. (2015) claimed the existence of the sand terrace in front of the river mouth contributing a great deal of sediment on both sides of the entrance. Tanaka et al. (2016) indicated the elongation of the right sandspit created severe erosion on adjacent area. And more recent, Cuong et al. (2016) discussed the nearshore hydrodynamics and sediment transport in Da Rang River mouth in a short term

from 2015 to 2016 by abundant of field data obtained within that time. However, these researches mainly did not reflect the most recent change and such a debatable discussion between mechanism variations is vague. Therefore, this study will provide a comprehensive view on the mechanism of Da Rang River mouth by using Landsat images from 1988 to 2018.

2. STUDY AREA AND DATA COLLECTION

Da Rang River mouth is located in Tuyhoa City, south central Vietnam, away from from Ho Chi Minh City about 400 km in Northeast direction

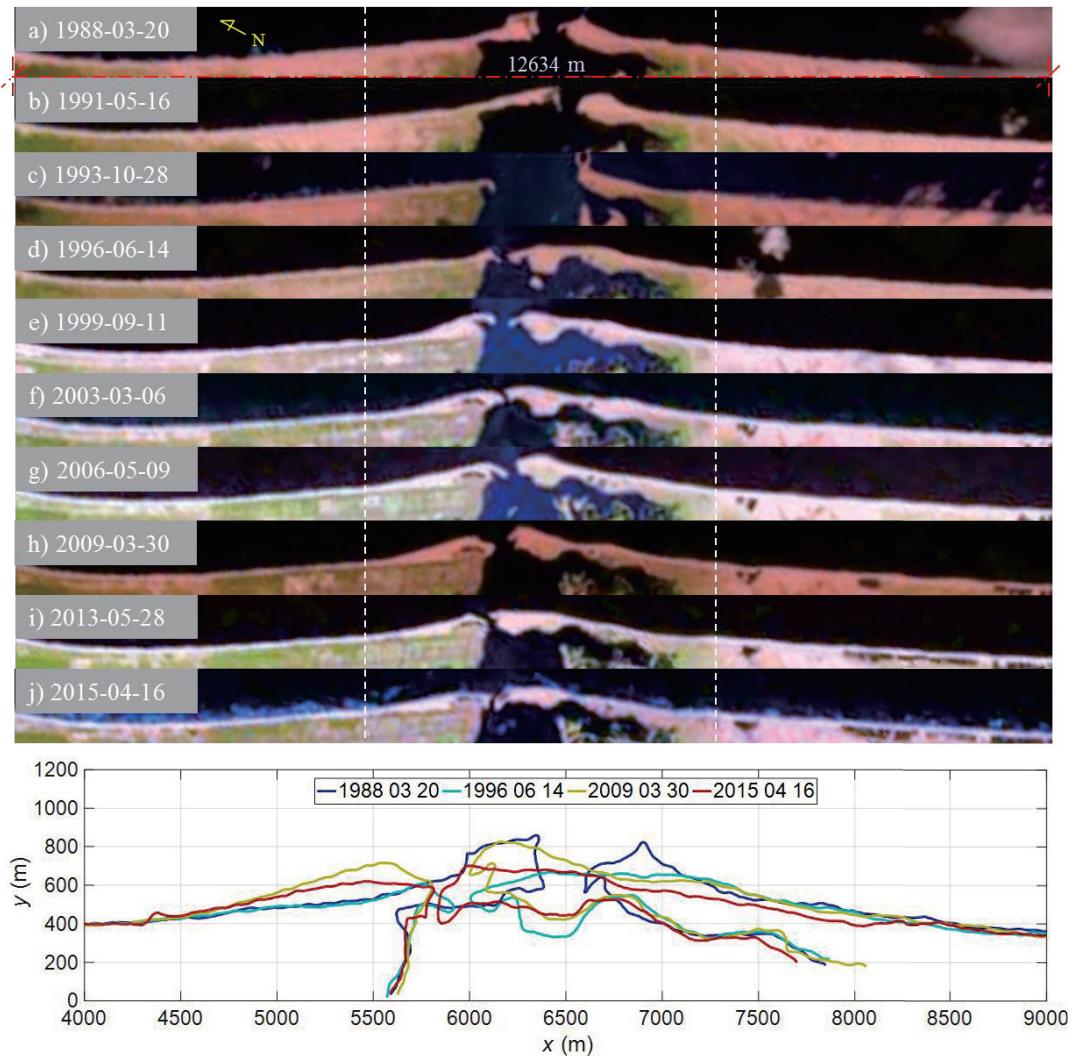


Figure 2: Morphology variation at Da Rang River mouth (1988~2015)

(Figure 1).The river mouth belongs to the largest river in South Central of Vietnam, Ba River which has the main stream of 307km in length and total basin area of about 13300 km². At the entrance of the river mouth, the formation of the spits as the accumulation of sediment beyond the shoulder of banks have existed for many decades. The sandspits on both sides have been fed by sediment supplied from the river and incident waves. However, the interference of human activities also created such a big impact on this area which the rate of sand mining has rised rapidly for last few years. It is reported by the local government that in the period from 2015 to 2017, at least 7 dredging activities had been executed on different locations. where the sand mining focuses on the upstream river bed and the entrance of the river mouth.

Approaching waves are a vital factor on the varied shapes of the sandspits since seasonal effects are highly noticeable. Da Rang River mouth is influenced by the monsoon climatic regime; Northeast monsoon prolongs from

October to April and Southwest wind lasts from May to September.

The main source data of this study is Landsat imagery obtained from U.S Geological Survey (USGS) database from 1988 to 2018 (190 photos). Every images are rectified to one coordinate system by linear transformation (Affine transformation) having a baseline of 148 degree to the North. Shoreline detection was also implemented to all images by extracting the wet-dry line by the maximum gradient pixel and nearest neighbour method. The drawback of using Landsat is its low resolution which neglects the effect of tide on shoreline.

3. RESULTS AND DISCUSSION

3.1 Natural morphology variation of Da Rang River mouth (1988 – 2015)

Da Rang River mouth from 1988 to 2015 encountered an overwhelm change in its mechanism. Figure 2 indicates clearly the migration of the river mouth from the South to the North after a big flood 1993. This implies the

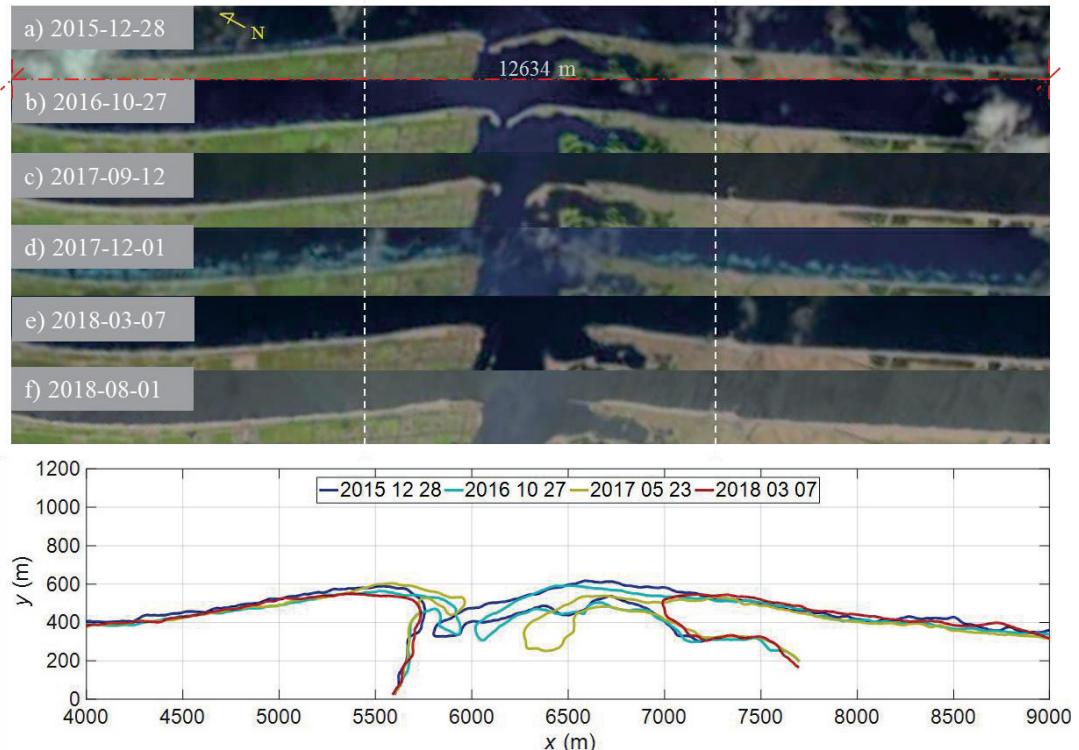


Figure 3: Morphology variation at Da Rang River mouth (2015~2018)

mechanism is turned into a new one which is more hydraulically efficient than the previous one due to a breakthrough by the flood. This new river mouth mechanism lasted for long period until late 2015. The mechanism during this period was discussed in detail by Hiep et al. (2016) which the predominance of longshore sediment transport or river mouth was cleared out thoroughly.

3.2 Morphology variation under impingement of human involvement (2015 – 2018)

In 2015, the closure of Da Rang River mouth nearly happened led to the urgent excavation to maintain the navigation channel. But the sand dredging was overdone that sand and gravel of some places inside the river mouth were intentionally taken way. And the elongation of the right sandspit caused a severe erosion on adjacent area that threatened the whole area behind that. With the aim of both reduction of wave heights at the shore and collection of more longshore transport of sediment, the former structures were 6 groins placed on the far South of Da Rang river mouth and the latter were several headland and detached breakwaters on the groins. Breakwaters are detached, generally shore parallel structures that reduce the amount of wave energy reaching a protected area. They are similar to natural bars, reefs or nearshore islands that dissipate wave energy. The reduction in wave energy slows the littoral drift, produces sediment deposition and a shoreline bulge or salient feature in the sheltered area behind the breakwater. Some

longshore sediment transport may continue along the coast behind the nearshore breakwater. However, the downside took place consequently when the right sandspit was becoming smaller until hit by a big typhoon in 2017. The entire sandspits disappeared and have not recovered afterwards as indicated in Figure 3.

3.3 Longterm morphological change

A simple analysis was conducted to investigate the longterm morphological change at Da Rang River mouth by comparing the entire shoreline data to the very first one. The expression of the analysis can be seen at Eq.1 below:

$$\Delta y(x,t) = y(x,t) - y_0(x) \quad (1)$$

The dark red area around 1993 in Figure 4 emphasizes the severe erosion on the left sandspit which indeed the flood wiped out the entire left sand spit. Then the left sandspit was not be able to reach its previous position and as a result deposited to the Northern adjacent area. In the meanwhile, the South sandspit accretion appeared after the flood and prolonged further to the opposite side. This is because large sediment was attached on this area by ebb shoal in front of the river mouth and sand bypassing from the North side. The elongation of the sandspit also triggered the erosion beyond it and became more severe until the 2017 typhoon emptied the entire South sandspit.

3.4 Analysis of river mouth characteristics

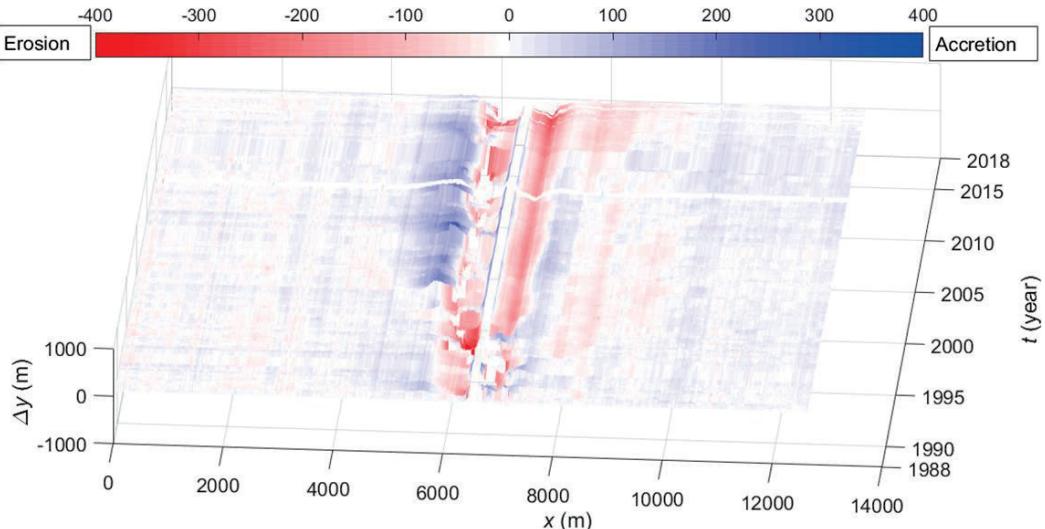


Figure 4: Long-term shoreline change at Da Rang River mouth

To investigate the morphology change at Da Rang River mouth by a quantitative approach but not only by visual. Several vital quantities of the river mouth are defined which are the center point, x_C , y_C ; river mouth width, B ; and area of each sandspit, A . Plus, yearly maximum fresh water discharge, Q_{max} from a hydrological station located far upstream from the entrance about 37 km is also brought up to make a contrast with river mouth parameters. The definition of these quantities and their measured values are shown discreetly in Figure 5.

The value of the centerpoint regarding

longshore direction reveals the movement of river mouth as the river mouth migrated to the left after the 1993 flood and its reverse on which the sandspit was getting smaller. between 2015 and 2018. With regard to crossshore direction, the specific trend is not able to be detected; however during the reduction period, the right sandspit was intruding into the upstream due to incident waves and lack of sediment from river mouth. The river mouth width also fluctuated through the entire period but 2 extreme values are those of two catastrophical events.

The area of two sand spits showed how

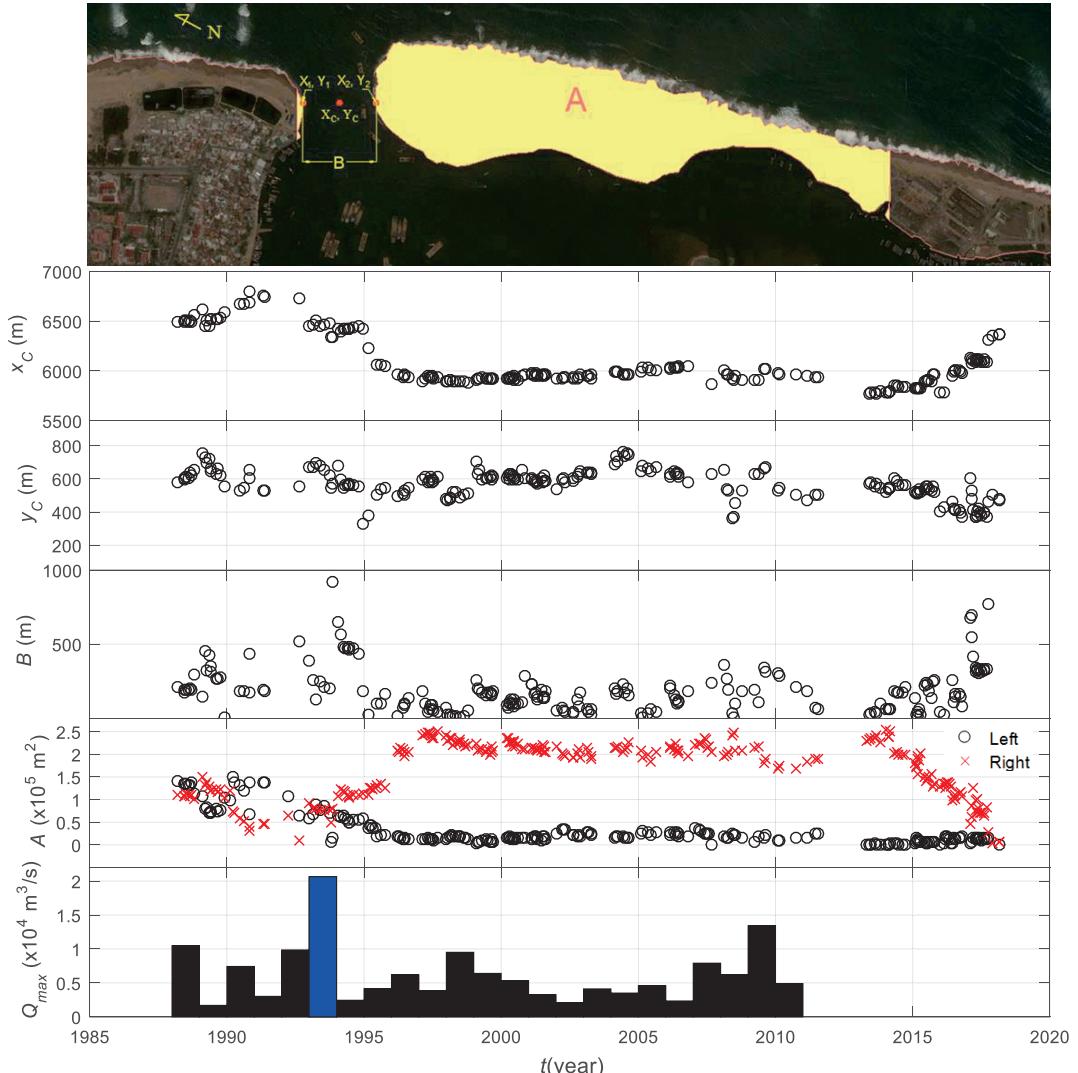


Figure 5: Definition and analysis of river mouth characteristics

dominant the growth of right sandspit was. Before the 1993 flood, the river mouth was stable although the area of two sandspit kept varying. After getting struck by the flood, the North sandspit was flushed almost entirely that the value of it nearly reached the bottom, while the South sandspit was faded away a smaller amount. The flushed sediment then stayed offshore and in front of the river mouth creating ebb shoal and bars. The recovery started immediately afterwards but the shoal and bars and dominant longshore sediment from South to North play their important roles to deposit plenty of sediment onto the right sandspit. This is why the South sandspit developed by a remarkable amount, whilst the North one remained constantly small. From 2015, the area of right sandspit was reducing to the amount of the left sandspit before they both went nothing after the 2017 typhoon.

The maximum fresh discharge data majorly referred to the flood events in Phu Yen and it is distinct to detect the extreme value caused by intensity of the 1993 flood.

4. CONCLUSIONS

Da Rang River mouth has a typical morphological change of a deltaic coast which can clearly be seen by the shoreline position variation. The shifting of the river mouth occurred when a new mechanism had been formed after the flood in 1993. This mechanism stayed stable till 2015 and to break this regime, it is believed to take decades or until next extreme event. However, since human started getting involved in the natural process, the equilibrium of river mouth has broken making severe erosion on two sandspits. With the lack of sediment from both main sources, which are sediment discharge from river and longshore sediment transport, it is presumed the recovery of sandspit is a tall order.

REFERENCES

- Anthony, E.J., (2015). *Wave influence in the construction, shaping and destruction of river deltas: A review*. Marine Geology, Vol. 361, 53-78.
- Cuong, K.N., Giang, T.N., Anh, N.T., Duc, D.D. and Vinh, N.T., (2016). *Hydrodynamics and Short-term morphological change in the Da Dien Estuary of Phu Yen Province, Vietnam*. Proceedings of the 8th Asia-Pacific Workshop on Marine Hydrodynamics in Naval Architecture, Ocean Technology and Constructions, APHydro 2016.
- FitzGerald, D.M., Kraus, N.C. and Hands, E.B., (2000). *Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at tidal Inlets*. Coastal and Hydraulics Engineering Technical Note ERDC/CHL CHETN-IV-30, U.S. Army Engineering Research and Development Centre, Vicksburg, MS.
- Guangwei, H., (2011). *Time lag between reduction of sediment supply and coastal erosion*. International Journal of Sediment Research, 26(1), 27-35.
- Hiep, T.N., Tanaka, H., Mitobe, Y., Viet, T.N., Hoang, C.V., Thanh, M.T., (2016). *Shifting of Da Rang River mouth and its relationship with erosion on adjacent sandy coast*. Journal of JSCE, Ser. B3 (Coastal Engineering), Vol. 72 (2016) No.2, p.I_1663-L_1668.
- Hoang, C.V., Tanaka, H., Viet, T.N., Binh , H.T.L., (2015). *Analysis of shore line erosion at the Da Rang River mouth, south central Vietnam*. Proceeding of Vietnam – Japan Workshop on Estuaries, Coasts and Rivers, September 2015, Hoian, Vietnam, VJWECR 2015, 60-68.
- Patchanok, S., Tanaka, H., (2004). *Monitoring of river mouth morphology change by aerial photograph analysis*. Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, VOL.48, 733-738.
- Sato, J., San-nami, T., Uda, T., Ishikawa, T., (2014). *Field investigation of topographic response to floods and waves around Tenryu River mouth*. Proceedings of 34th Conference, on Coastal Engineering, Seoul, 1-13.
- Tanaka, H., Hoang, C.V., Thanh, M.T., Hiep, T.N., Viet, T.N., (2016). Relationship between estuary morphology change and sand terrace formation at Da Rang River mouth, Vietnam, Journal of JSCE, Ser. B3 (Ocean Engineering), Vol. 72 (2016)

田んぼダム排水装置に応じた水田貯水量と許容降雨量の算定

日本大学大学院工学研究科土木工学科専攻 竹田稔真

日本大学工学部土木工学科 朝岡良浩

1. はじめに

近年、気候変動に伴い豪雨発生頻度の増加等が起こりつつあり¹⁾、豪雨による洪水への対策として田んぼダムが着目されている。田んぼダムは水田に専用の排水装置を設置し、落水量を抑制することで降雨を水田に一時的に貯留し、洪水被害を緩和する取組みである²⁾。田んぼダムは平成14年に新潟県村上地域振興局の担当者らによって発案され、平成30年の現在、新潟県、兵庫県、山形県等で多くの実績がある。また、郡山市や須賀川市³⁾では田んぼダム実施を見据えた実証実験を行っており、全国的に広まりつつある。

田んぼダムは水田が本来持つ貯水機能を活かしており、グリーンインフラとしての側面も持つ。しかし水田の最優先すべき目的は営農であり、時期によって堰高さや田面水深の変化、作業による畦畔高さの減少も考えられる。理想的な田んぼダムとしての貯水量は畦畔高さに水田面積を乗じたものであるが、実際の水田は水が張られており堰高さも時期によって異なるため貯水量も変動する。また、降雨時に田面水が畦畔から排水路に越流した場合、田んぼダム実施・未実施に関わらず排水路流量は増加する。以上より、田んぼダムが対応できる降雨には限界があるといえる。

既往研究は過去に洪水が発生した降雨イベントに対し、田んぼダム事業を行った場合の浸水域や浸水深の減少を評価したもの⁴⁾⁵⁾が多く、未知の降雨に対して解析した事例や畦畔からの越流について言及した例は少ない。そこで本研究では3種類の排水装置を対象として、人為的に操作される堰高さと初期田面水深を変化させた場合の許容降雨量と流出率の特性を明らかにすることを目的とした。本研究において、許容降雨量は畦畔から越流しない降雨量とする。また、洪水緩和機能の指標として降雨終了時の流出率についても評価した。

2. 排水装置概要と落水量算定式

(1) 対象排水装置

本研究では3種類の排水装置を対象とした。田んぼダム排水装置は、コンクリート枠が設置されていない水田耕区で用いる「フリードレーン」と「軽量落水枠」の2種類である。この2種類は田んぼダム向けの既製品として普及している。比較対象として、水深調節を目的とする既製品の「水田用給排水口」を田んぼダム未実施とした。

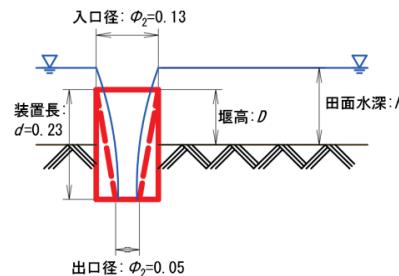


図1 フリードレーン装置の概要

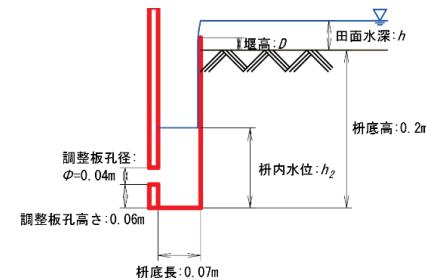


図2 軽量落水枠の概要

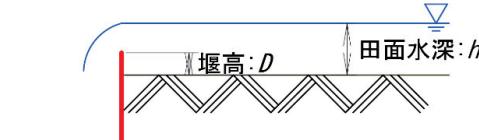


図3 田んぼダム未実施の概要

*Calculation of Water storage capacity and Allowable rainfall among different Drainage devices in the Rice field dam by Toshimasa TAKEDA and Yoshihiro ASAOKA

それぞれの排水装置からの落水量は落水量算定式⁹⁾によって算出する。

(2)フリードレーンの概要

フリードレーンは、前澤化成工業株式会社より販売されている型番:NFD150A、製品名「ニューフリードレーン150A」であり、装置の概要図を図1に示す。水深0~5cmでは式(1)に示す堰流れで落水する。水深5~8cmは式(2)に示す遷移流れ、水深8cm以上では式(3)のオリフィス流れで落水し、遷移流れまたはオリフィス流れであれば落水量を抑制し、田んぼダムとして機能する。

$$Q = E\pi\Phi_1\sqrt{2g} \int_D^h \sqrt{z} dz \quad (1)$$

$$Q = 0.0001(h-D) + 0.0031 \quad (2)$$

$$Q = \frac{C\pi\Phi_2^2}{4} \sqrt{2g(h+d)} \quad (3)$$

ここに、 Q : 落水量(m³/s), Φ_1 : 入口径(m), Φ_2 : 出口径(m), g : 重力加速度(m/s²), h : 田面水深(m), d : 装置長(m), D : 堰高さ(m)であり、 E と C はそれぞれ堰とオリフィスの流量係数である。

(3)軽量落水枠の概要

軽量落水枠は東北興産株式会社より販売されている製品の型番:なし、製品名「軽量落水枠 田んぼダム」であり、装置の概要図を図2に示す。装置入口が水位調節機能を持つ堰として働き、調整板に設けたオリフィスから落水する。落水量算定式¹⁰⁾は水田から式(4)の堰流れで枠に流入し、枠から水路に式(5)のオリフィス流れで落水される。

$$Q = EB\sqrt{2g} \int_D^h \sqrt{z} dz \quad (4)$$

$$Q = \frac{C\pi\Phi^2}{4} \sqrt{2gh_2} \quad (5)$$

ここで、 Φ : 調整板孔径(m), B : 排水周長(m), h_2 : 枠内水位(m)であり、枠内水位は枠内の水収支式により求める。

(4)田んぼダム未実施の概要

本研究で用いたフリードレーンと軽量落水枠は排水孔がオリフィスとして機能することで落水量を抑制する。また、田んぼダム事業を実施していない圃場では農家ごとに排水機構は異なる。上記の理由より、比較対象である田んぼダム未実施の場合は、堰流れで落水する田面水深調節のみを目的とした既製品を選定し、一般的な農家の標準的な落水枠(図3)と仮定した。製品は株式会社サンポリの型番:なし、製品名:「水田用給排水口 水番 スマートタイプ」を用い、落水は式(5)に示す堰式で求める。

3. 水理シミュレーション概要

(1)シミュレーション手法

水田の水収支は次式で表すことができる。

$$\frac{dh}{dt} = R - \frac{Q}{A} \quad (6)$$

ここに、 Q : 流量(m³/s), R : 雨量(m/s), A : 水田面積(m²)である。本研究では式(6)により田面水深変化を算出する。計算のタイムステップは10分とした。なお、本研究は安全側を考慮して土中への雨水浸透は扱わないこととした。

許容降雨量は、水田の水が畦畔から越流する最小の日降雨量とする。畦畔は整備済みの標準的な断面¹¹⁾だと仮定すると畦畔高さは30cmであることから、日降雨量を0mmから1mmずつ増加させて田面水深が30cm以上になった場合の日降雨量が許容降雨量である。許容降雨量が高ければ多様な降雨に対応できるが、水田からの落水が多い側

面を持つ。そのため、降雨終了時点における流出率も式(7)によって算出し、排水装置に応じた貯水能力の評価とした。また、初期田面水深は堰高さを越えないものとした。

$$\text{流出率} = \frac{\text{累積落水量}}{\text{総雨量} \times \text{水田面積}} \times 100 \quad (7)$$

(2)降雨波形の作成

本研究では水深が上昇しやすい後方集中波形を用い、降雨強度式は福島県郡山市⁸⁾のものを基に作成した。表1に示す許容降雨量はすべて200mm以上であることから、短時間で200mmの降雨は妥当でないと判断し、降雨継続時間は24時間とした。

4. シミュレーション結果

堰高さ0, 5, 10, 15cmにおいて、初期田面水深を0cmから堰高さと同じ水深まで変化させた場合の許容降雨量について解析した結果を表1に示す。表1の右端には、それぞれの堰高さにおいて初期田面水深が最大となる場合の流出率を示した。流出率は式(7)により算出した。また、初期田面水深に対する許容降雨量の変化はそれぞれ堰高さ0cmでは図4、堰高さ5cmは図5、堰高さ10cmは図6、堰高さ15cmは図7に示す。

解析の結果、各装置間で許容降雨量を比較した場合、どの条件においても田んぼダム未実施よりも軽量落水枠とフリードレーンは小さい値を示した。この結果より、田んぼダムをしなければ水田に降った雨を多く流出するため溢れこくいが、田んぼダムを実施した場合溢れやすくなるが同時に水田からの流出を抑制するといえる。また、軽量落水枠とフリードレーンの許容降雨量を比較した場合どの条件においても軽量落水枠が小さい値を示しており、フリードレーンよりも軽量落水枠の方が流出抑制効果は高いことが示唆された。

次に、同じ装置で堰高さと初期田面水深の違いによる性能の変化を検討した。それぞれフリードレーンは図8、軽量落水枠は図9、田んぼダム未実施は図10に示す。

フリードレーンの場合、堰高さまたは初期田面水深が上昇するにつれて許容降雨量は減少した。また、流出率は堰高さの増加に伴い上昇する傾向があった。

軽量落水枠の場合、フリードレーンと同様に堰高さと初期田面水深が上昇するにつれて許容降雨量は減少し、堰高さに応じて流出率も上昇した。

田んぼダム未実施では初期田面水深や堰高さにかかわらず流出率は約60%程度となった。軽量落水枠とフリードレーンの流出率が約20~40%程度であることから田んぼダム排水装置による流出抑制効果が示された。また、初期田面水深に応じた許容降雨量の変化は非常に小さいことから貯水能力は堰高さのみに依存する。

5. 考察

本研究の結果について特に考察すべき事項が2つ挙げられる。

1つ目が許容降雨量は最小でも238mm/day、最大の場合は691mm/dayと現実であれば100年に一度を超過する値であり、流域で考えた場合は大洪水が予想される。この要因として、本研究は水田のみを対象としたためと推察される。実際に水田耕区全体に雨が降った場合、水田に降雨が貯留されると同時に用水路と排水路の流量も増加する。用水路の流量が増加した場合いずれは水路と接する畦畔を越流して水田に水が流れ込む。また、排水路の流量が増加した場合は水田への越流に加えて、排水装置の出口部が水で覆われることにより排水が抑制され、田面水深が減少せざる結果として水田の水も溢れやすくなることが考えられる。本研究は装置の違いによる特性を明らかにすることを目的としたため水田のみを対象とした。今後の課題として、用排水路の条件も考慮した許容降雨量の算定が挙げられる。

2つ目はフリードレーンと軽量落水枠の落水機構の違いによる流出率の差である。堰高さ0cmの場合、フリード

表1 各堰高さと初期田面水深ごとの許容降雨量

堰高0cm	初期田面水深(cm)						流出率(%)
	0	1	2	3	4	5	
フリードレーン	420						30.6
軽量落水枠	372						19.4
田んぼダム未実施	691						60.1
堰高5cm	初期田面水深(cm)						流出率(%)
	0	1	2	3	4	5	
フリードレーン	379	376	373	371	370	368	34.5
軽量落水枠	349	344	339	335	331	328	23.8
田んぼダム未実施	579	579	579	579	579	579	60.1
堰高10cm	初期田面水深(cm)						流出率(%)
	0	1	2	3	4	5	
フリードレーン	342	337	332	327	323	320	38.9
軽量落水枠	328	321	314	308	303	298	29.5
田んぼダム未実施	462	461	461	461	461	461	59.7
堰高15cm	初期田面水深(cm)						流出率(%)
	0	1	2	3	4	5	
フリードレーン	317	309	301	294	287	280	40.2
軽量落水枠	313	304	296	288	280	273	37.1
田んぼダム未実施	352	349	346	344	343	342	58.7

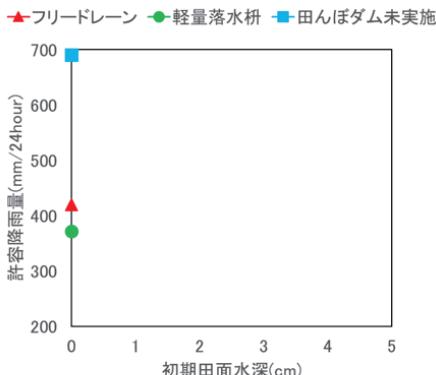


図4 堤高さ 0cm の許容降雨量

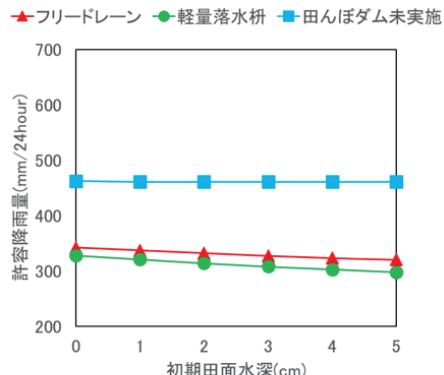


図6 堤高さ 10cm の許容降雨量

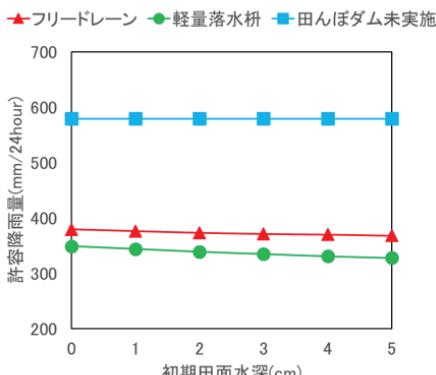


図5 堤高さ 5cm の許容降雨量

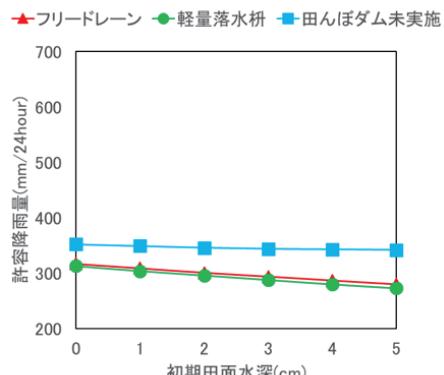


図7 堤高さ 15cm の許容降雨量

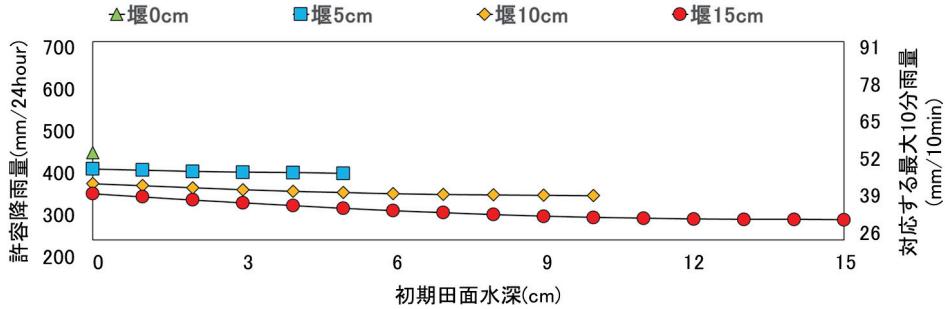


図8 フリードレーンの許容降雨量変化

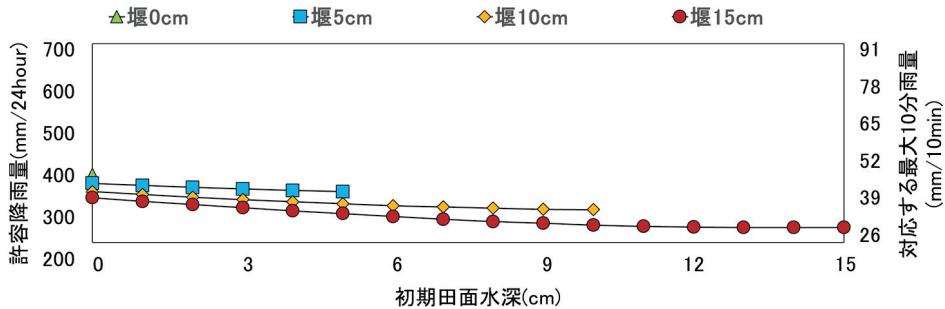


図9 軽量落水枠の許容降雨量変化

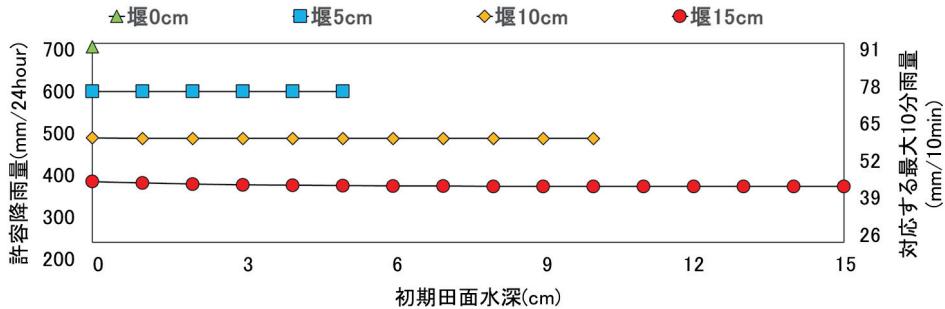


図10 田んぼダム未実施の許容降雨量変化

レーンの流出率30.6%，軽量落水枠の流出率は19.4%で両者の差は11.2%であった。しかし、堰高さ15cmの場合フリードレーンの流出率は40.2%，軽量落水枠は37.1%と両者の差は3.1%に縮まった。この理由として、流出率は式(7)を用いて算出し、分子は落水量となる。フリードレーンは堰高さを上げるにつれて落水量は減少するが、軽量落水枠は堰高さを上げるにつれて落水量は増加する。また、式(7)の分母である許容降雨量は両者とも堰高さを上げるにつれて減少する。その結果、フリードレーンは堰高さの変化による流出率の増加は小さく、軽量落水枠は堰高さの変化による流出率の増加が大きくなる。この原因は装置の落水機構の違いによるものである。

6.まとめ

本研究ではフリードレーン、軽量落水枠、田んぼダム未実施の3種類の排水装置に応じた水田貯水量と許容降雨量について算定し、更に計算値を比較検討することで装置の特性について言及した。得られた知見を以下に示す。

- 1) フリードレーンと軽量落水枠は堰高さに応じて許容降雨量は減少し、流出率は増加した。また、初期田面水

深に応じて許容降雨量は減少した。田んぼダム未実施では堰高さに応じて許容降雨量は減少し、流出率は減少した。また、流出率は約60%前後であり田んぼダム排水装置に比べて高い値であった。初期田面水深に応じて許容降雨量はわずかに減少する傾向にあった。

- 2) 堰高さ0cm、初期田面水深が0cmの場合、フリードレーンの流出率は30.6%、軽量落水枠は19.4%で両者の差は11.2%であった。堰高さ15cm、初期田面水深が15cmの場合フリードレーンの流出率は40.2%、軽量落水枠は37.1%で両者の差は3.1%となった。この結果から堰高さが上がるにつれて軽量落水枠とフリードレーン間での貯留能力の差は小さくなるといえる。この原因として、フリードレーンは越流水深の関数として落水量が求めるが、軽量落水枠は枠底高さに水田水深を足した値の関数として落水量を求めるためと考えられる。
- 3) 流出率は堰高さに比例して上昇するが、フリードレーンと田んぼダム未実施の場合、累積落水量は堰高さに応じて減少した。落水量は水深を変数に含む式によって算出されるため、越流水深の最大値が30cmの堰高さ0cmの場合よりも、越流水深の最大値が15cmとなる堰高さ15cmのほうが落水量の最大値は小さくなるためこのような結果になった。
- 4) 軽量落水枠は堰高さに比例して流出率も累積落水量も上昇した。軽量落水枠は枠内の水深で落水量を算出するため田面水深の影響を受けない。加えて堰高さ0cmと15cmの間で流出率は約2倍となったため許容降雨量は減少したが実際の流出量は増加したと考えられる。

本研究において堰高さと初期田面水深は表1の値を用いたが、実測値がある場合はパラメータを変更することで再計算は容易に可能である。また、装置の寸法によって許容降雨量や流出率は変動するが排水機構は同様であるため、装置の堰高さまたは初期田面水深に応じた水田貯水量と許容降雨量の変化傾向は同様になると推察される。

現場への適用に際し、実際の畦畔は整備不足等で30cmに満たない場合が多いことや、田面水が畦畔から越流する原因として用水路からの氾濫水流入がある。前者であればパラメータの変更によって対応できる。後者は流出モデル等で流域全体について解析する必要があり、今後の課題の一つである。

参考文献

- 1) 気象庁:気候変動監視レポート2017:
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/monitor/2017/pdf/ccmr2017_all.pdf, 2018.
- 2) 農林水産省:
http://www.maff.go.jp/j/nousin/houkan/new_tamen/kouzui.html, 2018.
- 3)須賀川市:建設部:田んぼダムについて, <http://www.city.sukagawa.fukushima.jp/10853.htm>
- 4)吉川夏樹, 宮津進, 安田浩保, 三沢真一:低平農業地帯を対象とした内水氾濫解析モデルの開発, 土木学会論文集B1(水工学), Vol.67, No.4, I_991-I_996, 2011.
- 5)吉川夏樹, 長尾直樹, 三沢真一:田んぼダム実施流域における洪水緩和機能の評価, 農業農村工学会論文集, No.261, pp.41-48, 2009.
- 6) 竹田稔真・朝岡良浩(2018): 田んぼダム排水装置による降雨貯留能力の比較, 土木学会論文集G(環境), Vol.74, No.5, pp.I_125-I_132.
- 7) 農林水産省:土地改良事業計画設計基準計画「ほ場整備(水田)」,
<http://www.maff.go.jp/council/seisaku/nousin/gizyutu/h24-1/pdf/data2-2.pdf>, 2018.
- 8)福島県:県内の降雨強度式, <https://www.pref.fukushima.lg.jp/uploaded/attachment/53861.pdf>, 2018.

橋梁部における杉の堆積に関する水理模型実験*

秋田大学工学理工学部 西脇 遼
 秋田大学大学院理工学研究科 斎藤 憲寿
 秋田大学大学院理工学研究科 渡辺 一也

1. はじめに

台風や大雨に伴う河川の増水によって流木が発生し、流出した流木が橋梁などの河川構造物に堆積することで水位上昇が生じ、洪水が拡大する被害が国内で多発している。一例として、2016年8月の岩手県豪雨災害では流木の発生と橋梁への堆積によって小本川が氾濫し、甚大な被害を及ぼした^{1,2)}。小本川の氾濫に見られたような流木による被害は、杉林が豊富な秋田県内においても発生する可能性があり、その流出過程を知ることは重要である。

そこで本研究では、実際の河川と橋梁をモデルとした水理模型実験を行い、橋梁への流木の堆積過程、堆積した際の水位、堆積本数、橋梁に堆積した流木の間隙などを計測し、流木の堆積状況についての検討を行った。

2. 研究対象

本研究でモデルとした河川と橋梁は、2016年8月に台風10号による豪雨災害が発生した小本川である。現地で測量を行い、橋梁の全長98m、川幅54m、水面からの橋脚の高さ4.6m、橋桁の高さ1.8m、欄干の高さ1.1m、道路の幅員3.7mという値を得た。

3. 実験方法

実験は直線矩形開水路に橋梁の模型を設置し、流木の模型を水路の一方の端から投入して行った。橋梁模型はアクリル板を用いて作製した。縮尺は小本川の川幅54mと実験水路の幅300mmの比より1/180とした。模型は単断面の橋梁として、橋脚が中央に1本の2スパンとなっており、橋脚幅は20mm、橋梁幅員20mm、橋桁厚10mm、欄干高さ10mm、橋脚と橋梁端部の間隔を140mmとした。橋梁模型の設計図を図-1に、水路に設置した模型を写真-1に示す。

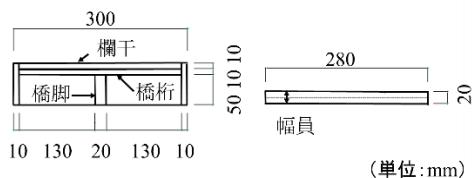


図-1 橋梁模型設計図



写真-1 橋梁模型

実験で用いる水路は長さ9.0m、幅0.3m、高さ0.5mであり、水路底面は固定床である。橋梁模型は流木投入地点から5.3mの地点に設置した³⁾。実験で使用した流木模型は針葉樹の杉である。

*Experimental Study on Accumulation of Cedar at the Bridge by Ryo NISHIWAKI, Noritoshi SAITO and Kazuya WATANABE

杉の直径は実スケールにおいて 1 m と想定して、模型流木直径は 0.5 cm とした。

本実験においては、「流木の長さに関する実験」(Case A) と「混合流木に関する実験」(Case B) と「流量変化に関する実験」(Case C) の 3 種類の実験を行った。Case A の実験では、3 種類の長さの異なる流木模型を用いて堆積状況を観察した。想定する流木の長さは 20 m, 25 m, 30 m である。小本川での災害時の流木発生量 1500 m³ より¹⁾ 流木長ごとの本数を算出した。流木模型の長さと本数を表-1 に示す。流木の比重は乾燥状態で 0.38 であり、4 日間水につけた湿潤状態で比重は 0.87~0.97 であった。実験では湿潤状態を使用した。水路に水位 5 cm となるように水を流し、橋桁下部と水面の隙間を無くした。ビデオを用いて橋梁模型を設置した箇所の横と上から、流木が堆積する様子を記録した。流木は 1 秒に 10 本ずつ投入した。流木長ごとに 5 回ずつ、合計 15 回実験を行った⁴⁾。流木の堆積状況は、流木堆積率で評価した。流木堆積率は式(1)で表される。

$$\text{流木堆積率}(\%) = \frac{\text{堆積した流木の本数}}{\text{投入した流木の本数}} \times 100 \quad (1)$$

Case B の実験では長さの異なる 3 種類の湿潤状態の流木を混合して流し、堆積状況を観察した⁵⁾。小本川での災害時流木発生量 1500 m³ を基に体積を統一した場合(Pattern 1.1, Pattern 1.2) と合計本数を 100 本に統一した場合(Pattern 2.1, Pattern 2.2) の 2 つの実験を行った。各実験の流木本数を表-2 と表-3 に示す。Case A と同様に水位 5 cm となるように水を流し、流木は 1 秒に 10 本ずつ投入した。体積を統一した実験は Pattern 1.1 と Pattern 1.2 ともに 2 回ずつ、本数を統一した実験は Pattern 2.1 と Pattern 2.2 ともに 3 回ずつ実験を行った。流木の堆積状況の評価には流木堆積率を用いた。

Case C の実験では数パターンの流量を設定して、流量ごとに流木の堆積状況の違いが見られるか検証を行った⁶⁾。設定した流量と流木が橋梁に堆積した状態で水を抜き、橋脚と橋梁両端の間のスパンの断面において、堆積した流木はどのくらいの断面積を占めているかを上流側から観察し、間隙率として評価をする実験を行った。間隙率は式(2)で表される。

表-1 流木模型の長さおよび本数

模型流木の長さ	12 cm	15 cm	18cm
想定する流木の長さ	20 m	25 m	30 m
投入本数	100 本	80 本	60 本

表-2 体積を統一した混合流木のパラメータ

	Pattern 1.1	Pattern 1.2
各流木の本数	18 cm	16 本
	12 cm	44 本
	6 cm	50 本
投入本数	110 本	130 本

表-3 本数を統一した混合流木のパラメータ

	Pattern 2.1	Pattern 2.2
各流木の本数	18 cm	14 本
	12 cm	40 本
	6 cm	46 本
投入本数	100 本	100 本

表-4 流量と水位

流量	3.6 L/s	4.5 L/s	5.4 L/s	6.3L/s
水位	3.50 cm	3.98 cm	4.37 cm	4.84 cm

$$\text{間隙率}(\%) = \frac{\text{堆積した流木によって塞がれたスパンの断面積}}{\text{橋梁のスパンの断面積}} \times 100 \quad (2)$$

4. 実験結果

Case A の実験より得られた、流木が橋梁に堆積した様子を写真-2 に示す。流木が橋梁にぶつかり堆積するとともに、上流側の水位が上昇して最終的に越流をする様子が確認できた。水位は約 2~3 cm 上昇した。下流側では水位の低下が確認でき、水位は約 1 cm 低下した。

図-2 に流木長 l と流木堆積率の関係を示す。流木の長さが長いほど、流木が橋梁に堆積しやすいことが確認できた。流木長ごとの流木堆積率は、長さ 12 cm では 25~40 %、15 cm では 30~60 %、18 cm では 60~80 % であった。分布の範囲は 15~30 % であり、長さ 15 cm の流木堆積率のばらつきが 3 種類の流木長の中で最も広範囲であった。これは流木長が橋梁の 1 スパンの間隔 13 cm よりも少し長いため、橋梁に多く堆積する場合とあまり堆積しない場合の 2 種類に分かれるためと推測される。

図-3 に経過時間 t と上流側の水位変化の関係を示す。水位は超音波式波高計を、橋梁模型中央から 5 cm 上流側の位置に設置して、100 秒間計測した。流木は水位の計測開始 10 秒後から、1 秒ごとに 10 本投入した。流木投入してから橋梁に流木が堆積し始めると、上流側の水位が上昇しているのがデータより読み取れた。流木長が 18 cm と 15 cm の場合は水位が 8 cm 以上であったが、12 cm の場合は水位が 8 cm 以下となることがデータより読み取れた。

図-4 に水位 η と流木堆積率の関係を示す。水位は流木が堆積した際、橋梁模型の中央から上流側 5 cm の水位と下流側 5 cm の水位をポイントゲージで測定した。上流側の水位は流木長と流木堆積率に関わらず、約 7~9 cm の水位となることがわかった。また下流側の水位も同様に流木長と流木堆積率に関わらず、約 2~3 cm の水位となることがわかった。上流側の水位にあまり違いが見ら



写真-2 橋梁模型の横方向からの流木堆積の様子

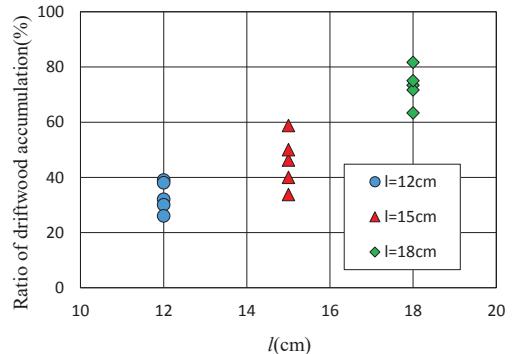


図-2 流木長と流木堆積率の関係

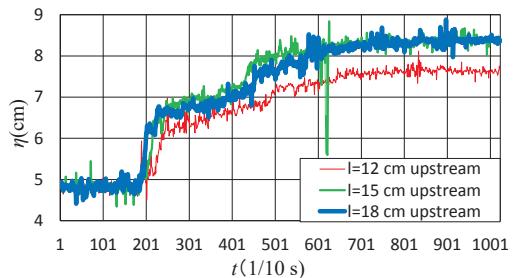


図-3 時間経過と水位の関係

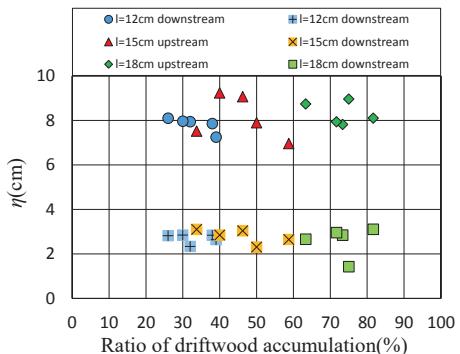


図-4 水位と流木堆積率の関係

れないのは、流木が橋梁に堆積したのち、越流に至るまでの充分な時間経過後に水位の計測を行つたためと推測される。

図-5に流速 u と水位 η の関係を示す。流速は流量計によって計測される流量 Q とポイントゲージで測定する水位 η と水路幅 B を用いて連続式で求めた。連続式は式(3)で表される。

$$Q = \eta \times B \times u \quad (3)$$

水位が高いほど流速が小さくなることが確認できた。また、上流側の水位と下流側の水位が流木長に関わらずあまり違いが見られないことに従つて、流速も流木長ごとにあまり違いが見られないことが判明した。

Case B の体積を統一した混合流木の実験により得られた、平均流木長と流木堆積率の関係を図-6に示す。混合した流木の長さの平均値を平均流木長 l_{mean} と定義した⁷⁾。平均流木長が長いほど流木が堆積しやすいことが確認できた。また、図-2 の流木長 12 cm と比較すると、平均流木長 10 cm の Pattern 1.1 の場合、流木堆積率は 40% 前後と堆積率はあまり違いが見られなかった。したがって長い流木が混合していると、平均流木長が小さい場合でも、橋梁に堆積しやすいと考えられる。

図-7 に平均流木長と水位の関係を示す。平均流木長の違いによる、下流側の水位の違いは見られなかった。しかし上流側の水位の違いは Pattern 1.1 が Pattern 1.2 よりも水位が高くなつた。

Case B の本数を統一した混合流木の実験より得られた、平均流木長と流木堆積率の関係を図-8 に示す。平均流木長が長いほど流木が橋梁に堆積しやすいと考えられ、図-2 の流木長と流木堆積率の関係と同じ傾向を示していた。Pattern 2.1 の流木堆積率は 20 %~60 % と分布の範囲が 40 % と広くなつていた。これは長い流木が橋梁に引っかかり、それに従つて短い流木も堆積していくため、長い流木の橋梁への引っかかりに流木堆積率が依存して、

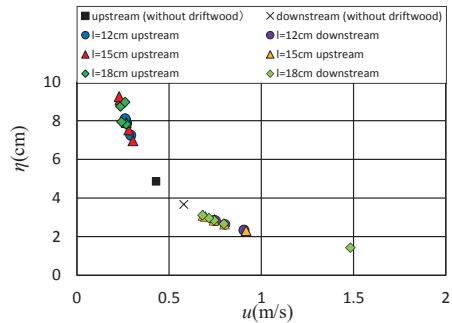


図-5 流速と水位の関係

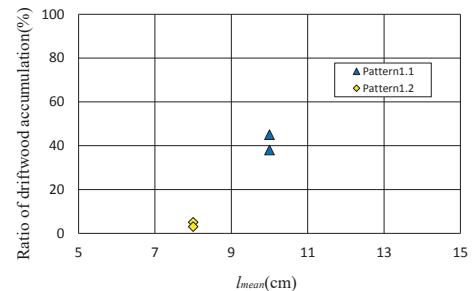


図-6 平均流木長と堆積率の関係(体積統一)

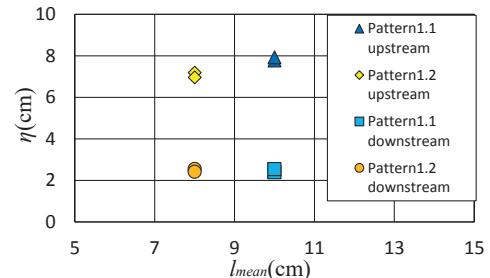


図-7 平均流木長と水位の関係(体積統一)

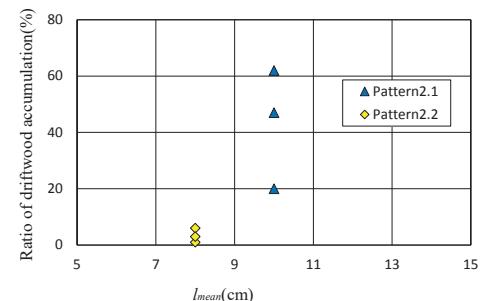


図-8 平均流木長と堆積率の関係(本数統一)

ばらつきが見られたと推測できる。Pattern 2.2 の混合流木は橋梁にほとんど堆積しなかった。

図-9に平均流木長と水位の関係を示す。平均流木長の違いによる、下流側の水位の違いは見られなかった。Pattern 2.1 の上流側の水位は図-4の水位と同じく約7~9cmとなった。Pattern 2.2 の上流側の水位は約6~7cmと水位の違いが見られた。これはPattern 2.2の際、橋梁にほとんど流木が堆積しなかったため、水位上昇が小さくなつたと推測できる。図-6の体積を統一した場合の平均流木長と水位の関係と似た傾向が見られた。

Case Cの流量に関する実験より得られた、流量と流木堆積率の関係を図-10に示す。流量が4.5L/sと6.3L/sの場合20~40%の流木堆積率が確認できた。また流量が3.6L/sと5.4L/sの場合0~10%の流木堆積率が確認できた。流量が6.3L/sの場合の流木堆積率は、Case Aの実験の場合と近い値となつた。また流量が4.5L/sの場合と5.4L/sの場合で流木堆積率に違いが出たのは、橋桁下部と水面の間隔と流速が関係していたと推測され今後検討が必要である。

図-11に流速と流木堆積率の関係を示す。上流側では流木が堆積するほど流速が小さくなることが読み取れた。しかし下流側には、流量4.5L/sの場合よりも流木の堆積本数が少なかつた流量5.4L/sの場合に流速が大きくなつており、流木の堆積率と流速の関係についてあまり見ることができなかつた。これは下流側の水位低下の違いが見られなかつたためと推測される。

橋梁に流木が堆積した様子を上流側から撮影したもの写真-3に示す。流木の堆積が橋梁の左側に集中していることが確認できた。この実験では12cm流木を100本流したところ、21本が橋梁に堆積した。橋梁のスパンの断面積が

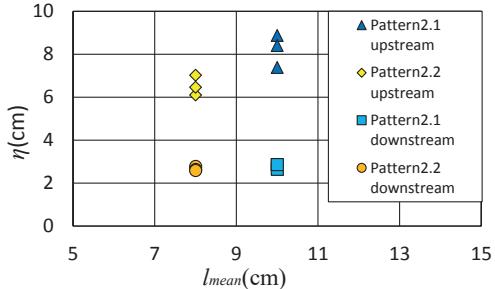


図-9 平均流木長と水位の関係（本数統一）

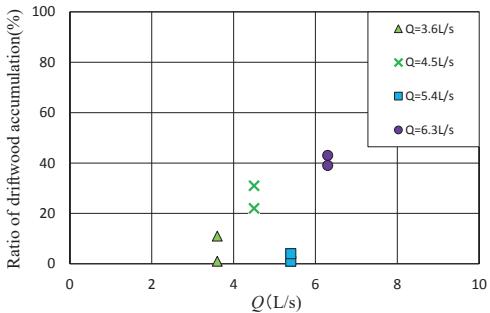


図-10 流量と流木堆積率の関係

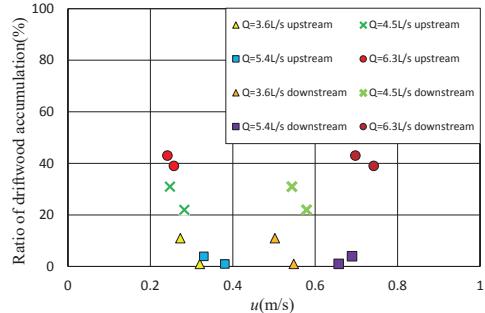


図-11 流速と流木堆積率の関係

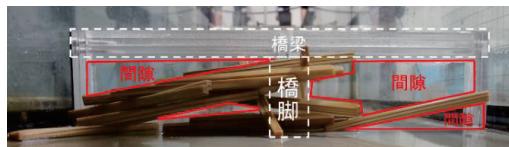


写真-3 流木が21本堆積した状態



写真-4 流木が49本堆積した状態

130 cm²であり、写真-3において間隙の面積を求めると、72 cm²となった。間隙率を式(2)より求めると、55%となった。

写真-4は写真-3と同様に橋梁に流木が堆積した様子を上流側から撮影したものである。流木の堆積は橋脚に集中していることが確認できた。この実験で12 cm流木を100本流したところ、49本が橋梁に堆積した。写真-4において間隙の面積を求めると27.5 cm²となった。間隙率は21%であった。このことから流木の堆積本数が多いほど、間隙率が小さくなることが確認できた。流木の橋梁への堆積は、橋梁の一端に集中する場合と橋脚に集中する場合の2種類が実験により確認できた。

5. 終わりに

本研究では杉の流木が橋梁に堆積した際に、流木がもたらす水位変化や間隙などへの影響を評価した。その結果、以下の知見が得られた。

- 1) 投入する流木の長さや混合率を変化させた場合、単一の流木および混合流木の長さが長いほど、流木堆積率が大きいことが確認された。
- 2) 単一の流木長を流下させた場合、上流側と下流側の水位にあまり変化は見られなかった。流木長が橋梁の1スパンより少し長い場合、上流側の水位に差が見られた。
- 3) 同じ本数の流木を流下させた場合であっても堆積本数に差があり、その間隙率は21%と55%であった。
- 4) 流量の増加によって流木堆積率が増加することが判明した。しかし、5.4 L/sの時に明確な傾向が見られなかった。今後は、5.4 L/sの時に流木堆積率が小さい原因の究明を行う予定である。

参考文献

- 1) 加藤一夫、小笠原敏記、松林由里子、渡辺一也、三浦忠昭、菅野貴詳、山口里美、渡邊康玄、赤堀良介、千葉喜一：小本川の流木捕捉施設設計に関する水理模型実験による検討、河川技術論文集、第24巻、2018.
- 2) 土屋十蔵、小山直紀、大石裕泰、佐伯博人：2016年8月の台風10号による岩手県北部水害調査報告、自然災害J.JSNDS、Vol.36、No.4、pp.409-427、2018.
- 3) 長谷川祐治、中谷加奈、里深好文、藤田正治：山地河川における流木の流下と橋梁集積に関する検討、第8回土砂災害に関するシンポジウム論文集、pp.133-138、2016.
- 4) 長谷川祐治、中谷加奈、里深好文、藤田正治：流木の流下と橋梁への集積に関する実験、京都大学防災研究所年報、No.58B、pp.350-357、2015.
- 5) 渋谷一、香月智、大隅久、石川信隆：根付き流木モデルによる流木捕捉工の捕捉効果に関する実験的検討、構造工学論文集、Vol.57、pp.1087-1094、2011.
- 6) 矢部浩規、渡邊康玄：流木の堆積、捕捉調査と河道流況特性について、水工学論文集、第52巻、pp.661-666、2008.
- 7) 渋谷一、香月智、大隅久、石川信隆、水山高久、流木捕捉工の捕捉性能に関する実験的研究、砂防学会誌、Vol.63、No.3、pp.34-41、2010.

UAV を用いた砂州の地形変化についての検討*

～馬場目川を対象として～

秋田大学理工学部 藤澤 尚矢
秋田大学大学院理工学研究科 齋藤 憲寿
秋田大学大学院理工学研究科 渡辺 一也

1. はじめに

近年、全国的にゲリラ豪雨などの集中豪雨による洪水被害が多発する状況にある。秋田県においては 2017 年 7, 8 月の集中豪雨や 2018 年 5 月の浸水被害など甚大な被害が生じており¹⁾、秋田県最大の二級河川である馬場目川も非常に高い水位が観測され、左岸の堤防に洗掘が生じた。河道に形成される砂州は流れを蛇行させる大きな原因であり、河道の変遷および河岸の被災と大きく関係するため、河道管理において砂州の挙動を把握することは重要な課題とされている。しかし、国土交通省の調査²⁾によると、国管理の一級河川は全てにおいて定期縦横断測量を実施しているが、馬場目川のような二級河川等は河川数が膨大である故に定期縦横断測量の実施率は 1%程度に留まっている。そのため、河川管理において定期的な現状把握が重要であることから、簡易的に維持管理を行う手法として UAV (Unmanned aerial vehicle) に着目した。

UAV を用いた測量に関しては、小花和ら³⁾のアクセス困難な場所での測量に利用する提案や、松葉ら⁴⁾の UAV を用いた海岸地形モニタリング手法の構築などすでに多くの研究が行われており、河川においては、河合ら⁵⁾の堤防や護岸などの河川管理施設の 3D モデル化による河川管理の提案がされている。

本研究では、馬場目川を対象とし、UAV を用いて空中写真を撮影し、SfM 处理を行い、処理データから砂州の挙動を観察するとともに、砂州の挙動と水位の関係について定量的に評価した。

2. 研究方法

(1) 対象河川

図-1 に示す馬場目川は、その源を秋田県南秋田郡五城目町の馬場目岳に発し、周囲の支川を合わせて八郎潟調整池に入り、船越水道を通り日本海に注ぐ、流域面積 910.5 km²、幹川流路延長 47.5 km の秋田県最大の二級河川⁶⁾である。本研究の対象領域は図-2 に示す延長約 850 m の領域であり、川幅は領域内を通して約 30 m 程度である。また、図中赤線の矢印は流路方向を示す。



図-1 対象河川

*Study on the Sandbar of Topographical Change using UAV : As a target Babame River by Naoya FUJISAWA and Kazuya WATANABE

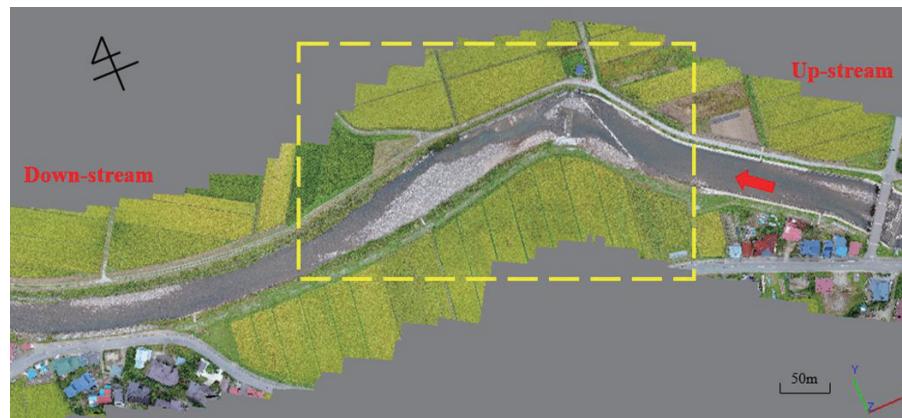


図-2 対象領域全体の様子（延長約 850m）

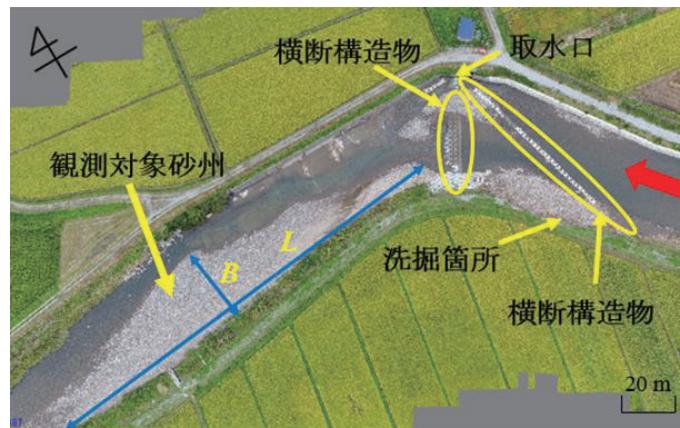


図-3 対象領域の拡大図(図-2 の破線で囲まれた領域)



写真-1 洗掘が生じた左岸の様子（2018 年 8 月 22 日撮影）



写真-2 観測対象の砂州の様子（2018 年 8 月 22 日撮影）

図-3は図-2中の破線内の拡大図である。左岸では、写真-1に示す2017年7,8月の集中豪雨により洗掘が生じた場所がある。また、河川右岸の湾曲部には農作業用の取水口があり、低水位時において水が溜まるように横断構造物によって水路を狭窄しているため取水口付近には砂州が生じている。本研究では図-3に示す領域内河川左岸の湾曲部後の砂州に着目し、観測対象とした。観測対象砂州の斜め写真を写真-2に示す。

(2) 現地観測

UAVにより上空150mから1枚あたり約215m×115mの空中写真を対象領域の全体850m内で50~60枚程度を撮影し、縦横80%程度オーバーラップするように、河川に沿って撮影を行った。表-1に今回使用したUAVのスペック、表-2にカメラのスペックを示す。なお、カメラの画像サイズはアスペクト比16:9を採用した。現地観測は水位平常時の2017年9月11日、2018年8月3日、11月28日、増水時の2018年8月22日、9月7日の計5回行った。

(3) SfM処理

撮影した空中写真をソフトに取り込んで3Dモデリング化を行い、PhotoScanによるSfM処理によって得られた画像から観測対象の砂州の挙動を定性的に把握するとともに、観測対象の砂州の面積 A 、砂州長 L （砂州の流路方向の最大の長さ）、砂州幅 B （流路に対して垂直方向の最大の長さ）を導出した。

また、水位 η については図-1に示す久保観測所のデータを利用した。なお、観測対象において平常時の水位は0.88m付近であった。

3.結果・考察

河道に砂州が形成されている状態で河岸浸食が発生する流量が流れると、通水直後から河岸浸食が発生する⁷⁾ため、砂州の形態の把握は重要である。また、砂州形態が変化する水理条件は桑村ら⁸⁾の実験によって確認されており、平常時の砂州形状や流路の蛇行形状だけでなく、洪水ピーク付近の砂州形態や砂州形状、水流の蛇行を想定することが重要であると述べている。よって降雨などイベントの前後における考察が必要であると考え、水位と砂州の挙動

表-1 UAVのスペック

重量	1388 g
対角寸法	350 mm
最大上昇速度	5 m/s
最大下降速度	3 m/s
ホバー精度	垂直:±0.5 m/水平:±1.5 m
最高速度	50 km/h
飛行時間	約30分

表-2 カメラのスペック

センサー 画像サイズ	1インチCMOS、有効ピクセル数:2000万画素
	アスペクト比3:2:5472×3648
	アスペクト比4:3:4864×3648
	アスペクト比16:9:5472×3078



図-4 2017年9月11日の様子

の関係性を考慮することにした。

まず、図-4 に示す 2017 年 9 月 11 日の様子では、湾曲部後の砂州によって河川の流路が最小で 6.8 m と川幅の 2, 3 割程度の大きさになるまで狭窄している。また、観測水位は 0.81m であり、水位は平常時よりも低い状態であった。

図-5 に示す 2018 年 8 月 3 日の様子では、砂州が河川の流路が最小で 8.2m と川幅の 3 割程度になるまで狭窄している状況である。また、観測水位は 0.88m であり、対象領域の平常時に近い状態であった。

図-6 に示す 2018 年 8 月 22 日の様子では、図-5 と比べて湾曲部後の砂州の面積が 2947.0m² から 1159.7 m² まで小さくなっている。河川の流路は最小で 18.0m と川幅の 6 割程度まで広がっていた。また、観測水位は 1.18m で平常時より高く、降雨によって水位が上昇したことで砂州が小さくなっていた。

図-7 に示す 2018 年 9 月 7 日の様子では、湾曲部後の砂州において、図-6 と比べて砂州の面積が 1159.7 m² から 1153.1 m² まで小さくなっている。一部分が流出している様であったが、観測水位は 1.24m であり、8 月 22 日よりさらに水位が上昇していたため、部分の流出ではなく、水位上昇による変化と考えた。

図-8 に示す 2018 年 11 月 28 日の様子では、再び湾曲部後の砂州が河川の流路を狭窄するように砂州が拡大している様子であった。しかし、砂州の面積は 1665.2 m²、河川の流路は最小で 14.8m と川幅の 5 割程度であり、2018 年 8 月 3 日と同じような状態には戻らなかった。また、観測水位は 0.89m であり、対象領域のほぼ平常時の水位であった。

8 月 22 日と 9 月 7 日は 8 月 15 日の降雨により河川の水位が急増していた期間であつ



図-5 2018 年 8 月 3 日の様子



図-6 2018 年 8 月 22 日の様子



図-7 2018 年 9 月 7 日の様子



図-8 2018 年 11 月 28 日の様子

表-3 湾曲部後の面積の算出結果

Date	Area[m ²]	η [m]	L[m]	B[m]
2017/9/11	3124.4	0.81	204	26.3
2018/8/3	2947.0	0.88	133	19.4
2018/8/22	1159.7	1.18	123	13.6
2018/9/7	1153.1	1.24	121	12.1
2018/11/28	1665.2	0.89	132	16.7

たため、空中写真で確認することが可能である水面上の砂州は小さくなっていた。ここで、本研究は水面より上の砂州の形態の把握のみ行っていたため、今後は断面測量を行い、水面下の砂州の形態の把握も一緒に行う必要がある。

11月28日は降雨後に水位が平常に近い状態に戻っているが、砂州は降雨イベント前より1000m²近く減少していたため、これは降雨イベントにより砂州が流出したのではないかと考える。

次に、対象砂州の A , L , B と撮影時の水位 η について表-3に示す。 A , L , B についてはSfM処理によって得た3Dモデルからソフト内の面積計算、測距を用いて導出した。これらより η と対象砂州の A , L , B それぞれとの関係性について検討した。 η と A の関係を図-9、 η と B の関係を図-10に示す。 A , L , B の関係を図-11に示す。水位が平常時の0.88m以下の場合、 A , L , B 全てにおいて急激に増加するが、大雨などにより水位が上昇した場合は緩やかに減少した。図-11では A の増加に対して L よりも B の増加が大きく、 B が敏感に変化することを把握した。また、表-3に示す8月3日と11月28日を比較した場合、 η と L はほぼ同じ値であるが A は 1281.8 m²、 B は 2.7 m 減少した。これは、8月15日の降雨により水位が上昇し、砂州が掘削され、河川流路が拡大したと考える。よって A の変化は L よりも B が大きく作用すると考える。

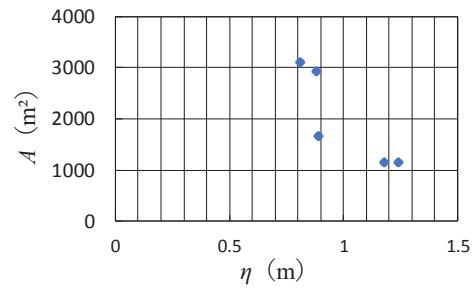


図-9 水位と砂州の面積の関係

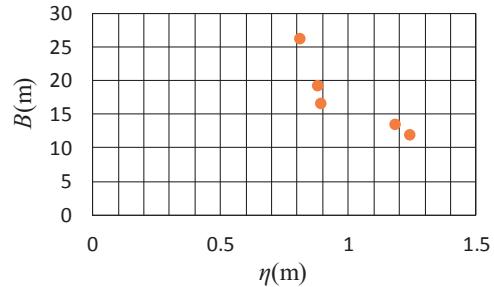


図-10 水位と砂州幅の関係

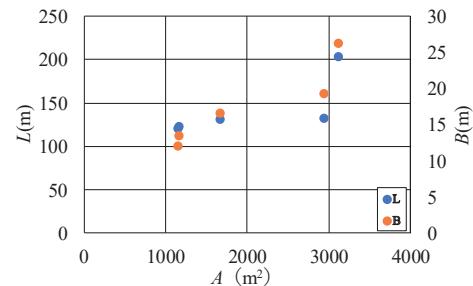


図-11 面積と砂州長と砂州幅の関係

4.まとめ

本研究では、河川管理の手法の一つとして、UAV を用いて空中写真を撮影し、SfM 处理を行った画像から、砂州の挙動を検討し、以下の結論を得た。

- 1) UAV を用いて撮影した空中写真に SfM 处理を行うことにより、砂州の動きの定性的把握や砂州の A , L , B を簡易的に導出することができる。
- 2) 8月3日と11月28日において η , L はほぼ同じ値であるが、 A , B は大きく変化したことから A の変化において B が大きく作用すると考える。
- 3) 対象領域内における η と A , L , B は、 η が平常時 0.88 m 以下になると急激に増加し、降雨によって水位が上昇した時は緩やかに減少した。

今後は、UAV 測量による水面上の砂州の形態の把握とともに、河川横断面測量を行い、水面下の砂州の形態の把握を行う。また、水面上の砂州と水面下の砂州の関係性についても検討していく。

謝辞：本研究を行うにあたり、秋田県秋田地域振興局より馬場目川の水文データを提供して頂いた。ここに記し、謝意を表する。

参考文献

- 1) 気象庁：災害をもたらした気象事例（平成元年～本年）
http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/index_1989.html (2018/12/3 アクセス)
- 2) 河川管理の状況と課題－国土交通省
www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/shaseiseishin/...dai01kai/dai01kai_siryou2.pdf (2019/1/6 アクセス)
- 3) 小花和宏之, 早川裕式, ゴメス クリストファー：UAV 空撮と SfM を用いたアクセス困難地の 3D モデリング, 地形, Vol35, No.3, pp283–294, 2014.
- 4) 松葉義直, 佐藤慎司, 波多野景治：静岡県福田浅羽海岸のサンドバイパス吐出口周辺における UAV を用いた地形変化監視手法の適用, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol 72, No.2, I_853-I-858, 2016.
- 5) 河合悠希, 窪田諭：3 次元モデルを用いた河川管理施設の維持管理システムの提案, 情報処理学会研究報告, Vol2015-IS134, No.4, 2015.
- 6) 秋田県：二級河川馬場目川水系 河川整備基本方針, 2007.
<http://www.pref.akita.lg.jp/pages/archive/10601> (2018/12/17 アクセス)
- 7) 河上将尊, 渡邊康玄：河岸浸食に及ぼす交互砂州の影響に関する水理実験, 土木学会論文集 A2(応用力学), Vol. 72, No. 2 (応用力学論文集 Vol. 19), I_593-I_600, 2016.
- 8) 桑村貴志, 渡邊康玄：砂州形態が変化する水理条件下の砂州の挙動, 北海道開発土木研究所月報, No.602, 2003.

直立壁前面における捨石堤の 不規則波による変形特性に関する水理模型実験*

五洋建設株式会社 高橋 研也
東北大学大学院工学研究科 田中 仁

1. はじめに

海岸施設・構造物施工時において、作用波浪が低減された所望の作業空間を確保するとともに、当該作業空間に供する重機等の足場を海上に確保したい場合がある。一般的には、等脚台形マウンド（捨石堤）を築造することが多いが、法面を有するために重機足場が当該作業空間から離れた位置となり作業半径が大きくなってしまう。例えば、外洋に面した海上工事を計画する際には、施工ヤードの被災リスクの低減および施工性の向上をおこなうことが課題として挙げられることが多い。

このような背景に鑑み、著者ら¹⁾は写真-1 および図-1 に示すバットレス型消波構造物を開発している。すなわち、L型壁構造であるバットレスを築堤内に埋設し、石材の重量および摩擦力により滑動・転倒に対して安定させた土留め構造とすることで、築堤側面が鉛直に切り立ち重機足場を作業空間に近接した位置に築造することができるものである。なお、バットレス底版は揚圧力低減および石材との噛み合わせ効果促進のために隙間を設けた梁構造としている。また、バットレスは防波壁としても機能するとともに、消波ブロックによって築堤の消波性能の増強および石材の吸出しリスクの低減が図られている。このバットレス型消波構造物の設計に資するため、著者ら¹⁾は既に水理模型実験を実施して設計波圧分布や水平波力の低減率、越波流量などの基本的な水理性能を確認している。しかし、破壊モードに関しては被災形態の目視確認を定性的におこなったにすぎず、破壊の進行とともに水理性能がどのように変化していくかについても触れられていない。これは維持管理計画を作成する上で有用な情報となり得る。

そこで、本研究においては、このバットレス型消波構造物の不規則波による変形に着目した水理模型実験を実施して、破壊モードおよび水理性能の変化傾向を把握することを目的とする。



写真-1 アクリル製バットレス模型

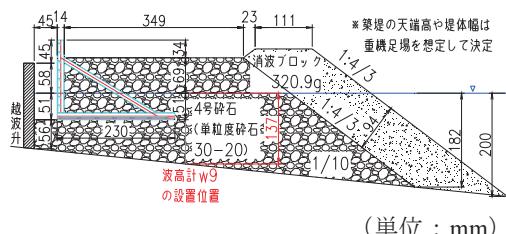


図-1 バットレス型消波構造物模型断面図

*Hydraulic model experiment on deformation characteristics due to irregular waves of rubble mound breakwater at the front of upright seawall by Kenya Takahashi and Hitoshi Tanaka

2. 実験方法

図-2 に実験断面図を示す。一般的な急勾配海岸を想定して 2 次元造波水路内に沖側で 1/50, 岸側で 1/10 の海底勾配模型を設置し, 造波水深を 78 cm とした。表-1 に実験条件を示す。沖波波形勾配 $H_0'/L_0 = 0.021 \sim 0.041$ の範囲で, 換算冲波波高 $H_0' = 6.9 \sim 17.7$ cm および冲波周期 $T_0 = 1.43 \sim 1.66$ s の 5 ケースを設定した。各ケースで不規則波群I～IIIと 3 組用意し, 造波信号の乱数値を各組毎に固定して波高レベルを変えても同じ波形となるようにした。ケース 3, 5においては消波ブロックの効果を確認するため, 消波ブロック模型を設置しない状態でも実験した。

まず, 海底勾配模型のみの状態で造波をおこない, 後述の検討で使用する進行波諸元を計測した。サンプリング周波数 20 Hz にて水位を計測し, 波高計 w2 および w3 における計測水位から合田ほか²⁾による入・反射波分離をおこなって通過波検定を実施した。

次に, 図-1 に示すバットレス型消波構造物模型を波高計 w9 の位置に設置して造波をおこなった。バットレス模型はアクリル製, 捨石模型は 4 号碎石（単粒度碎石 30-20 mm）とし, 消波ブロックは平均質量 320.9 g のモルタル製シェークブロック模型とした。図-3 にバットレス模型正面図を圧力計の配置とともに示す。バットレス模型海側壁面の水路中央付近高さ方向に, 圧力計を静水面下に 1 個, 碎石層内（完全被覆部）に 3 個および突出部（不完全被覆部）に 2 個の合計 6 個を設置した。圧力はサンプリング周波数 200 Hz にて計測した。さらに, 構造物背後の空間を越波升に見立て越波量を計測した。写真-2 にケース 3 における実験状況を示す。

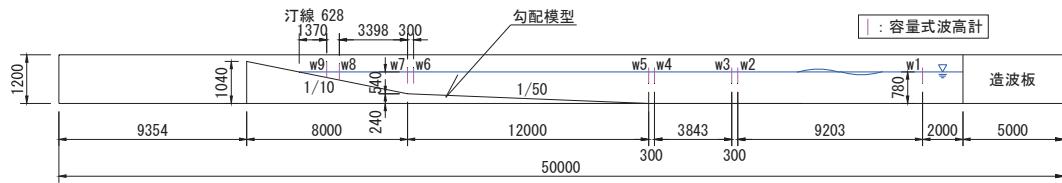


図-2 実験断面図（縦横比=2:1, 単位 : mm）

表-1 実験条件

ケース	H_0' (cm)	T_0 (s)	H_0'/L_0	造波 波数	消波 ブロック
1	6.9	1.43	0.021	900	有
2	9.8	1.45	0.030	900	有
3	12.2	1.51	0.034	1800	有, 無
4	13.7	1.58	0.035	1800	有
5	17.7	1.66	0.041	1800	有, 無



写真-2 実験状況（ケース 3, 波群 I）

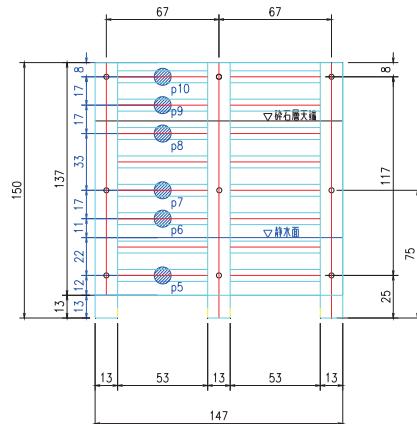
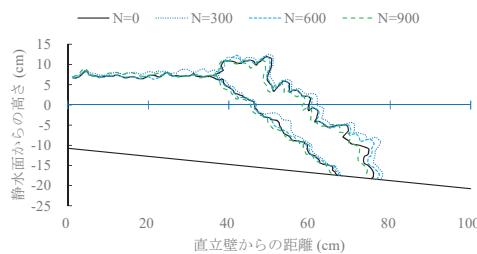
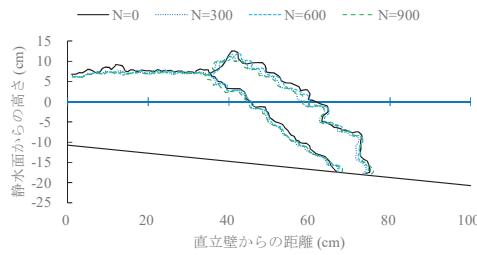


図-3 バットレス模型正面図および
圧力計配置図（単位 : mm）

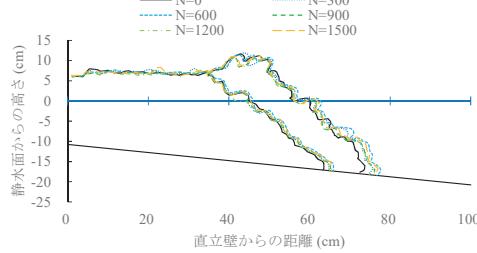
加えて、Hudson 式による消波ブロックの所要質量を満足しないケース 3~5 においては、バットレス型消波構造物の破壊モードをより詳細に把握するために、波群 I, II, III, I, II, III と順に 300 波ずつ繰り返して合計 1800 波作用させた。各波群造波終了後の 300 波毎に計測データの収録および水路側壁ガラス面からの画像解析による堤体形状の記録をおこなった。



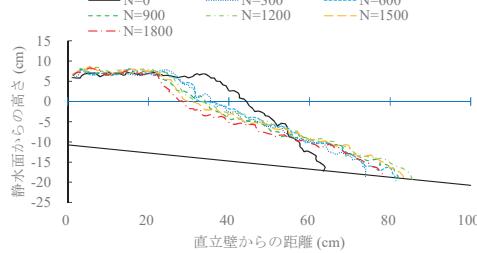
(a) ケース 1 (消波ブロック有)



(b) ケース 2 (消波ブロック有)



(c) ケース 3 (消波ブロック有)

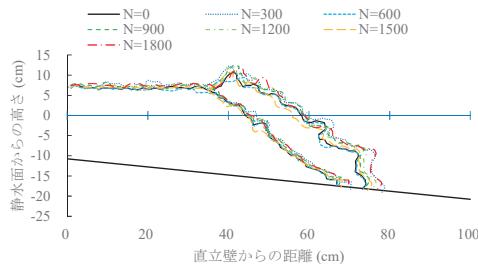


(d) ケース 3 (消波ブロック無)

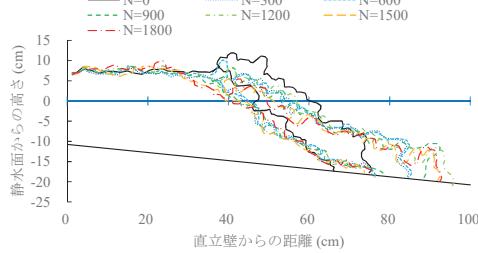


写真-3 ケース 5 (消波ブロック有)

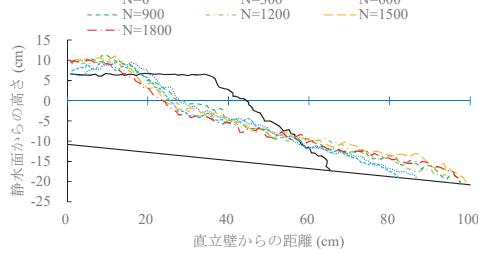
における 1800 波作用後の被災状況



(e) ケース 4 (消波ブロック有)



(f) ケース 5 (消波ブロック有)



(g) ケース 5 (消波ブロック無)

図-4 捨石および消波ブロックの断面変化 (N : 作用させた波の数)

3. 実験結果

(1) 破壊モード

図-4に全ケースにおける捨石および消波ブロックの300波毎の断面変化を、写真-3にケース5(消波ブロック有)における1800波作用後の被災状況を示す。ここに、 N は作用させた波の数であり、横軸は造波前のバットレス模型海側壁面を原点としている。なお、Hudson式による消波ブロックの所要質量を満足するケース1, 2(消波ブロック有)においてはほとんど断面変化が生じていなかつたため、造波を900波まで中止している。また、ケース3(消波ブロック有)における1500~1800波間のデータに関しては有効なデータと認められなかつたために欠測扱いとしている。今回の実験条件の範囲内においてはバットレス模型にほとんど変位が生じなかつたため、ここでは捨石および消波ブロックにより構成される築堤部の変形特性にのみ着目する。

図-4を見ると、Hudson式による消波ブロックの所要質量を満足するケース1, 2(消波ブロック有)のみならず、満足しないケース3, 4(消波ブロック有)においてもほとんど断面変化が生じなかつたことが分かる。消波ブロックがある場合において顕著な断面変化が生じたのはケース5(消波ブロック有)のみであり、静水面付近に位置する法肩が侵食されて消波ブロックと捨石が沖側に崩れる、いわゆるS字型断面に変形する破壊モードとなった。消波ブロックがない場合における破壊モードもある場合とほぼ同様であり、ケース3, 5ともに破壊が進行したが、特に図-4(g)に示すケース5(消波ブロック無)において、岸側へ打ち上げられた捨石がバットレス模型突出部に捕捉されて被災の進行が抑えられている様子が確認された。

(2) 変形レベルの変化

図-4において顕著な断面変化が認められたケース3, 5(消波ブロック有, 無)の変形レベルを算出し、作用波数による変化を確認した。変形レベルの算出にはVan der Meer³⁾による式(1), (2)を用い、捨石および消波ブロックそれぞれに対しての値を算出した。

$$S = A / D_{n50}^2 \quad (1)$$

$$D_{n50} = (M_{50} / \rho_r)^{1/3} \quad (2)$$

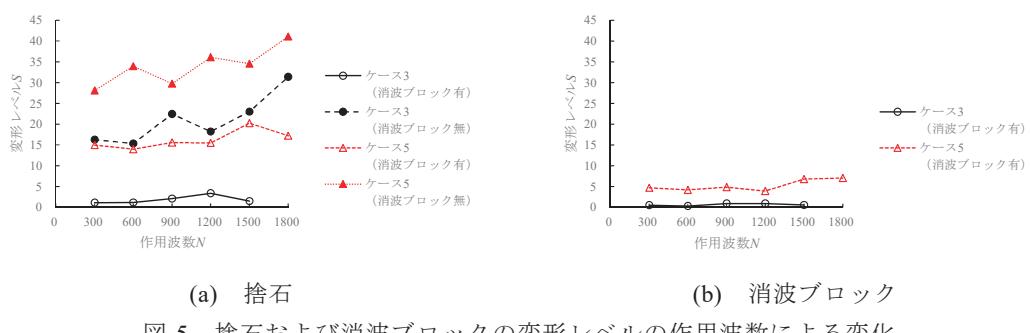


図-5 捨石および消波ブロックの変形レベルの作用波数による変化

ここに、 D_{n50} は捨石の 50% 質量に相当する粒径または消波ブロックの代表径、 M_{50} は捨石または消波ブロックの 50% 質量、 ρ_r は捨石または消波ブロックの密度、 S は変形レベル、 A は侵食部の面積である。図-5 に捨石および消波ブロックの変形レベルの作用波数による変化を示す。ケース 3 (消波ブロック有)においては波浪条件が低いために作用波数が増加しても変形レベルがほとんど変化していないが、ケース 5 (消波ブロック有)においては捨石および消波ブロックとも造波直後に大きく変形し、作用波数の増加とともに変形レベルが一定値に漸近していく傾向が読み取れる。一方、消波ブロックがない場合においては 1800 波作用後も捨石の変形レベルが上昇傾向であり、上述の通りバットレス模型にほとんど変位が生じなかったとは言え、築堤部の維持管理に配慮すれば、消波ブロックにより捨石を被覆する必要性は高いと言える。なお、捨石と消波ブロックの変形レベルの値が異なるのは、波浪の作用による締固まりや噛み合わせ、消波ブロックの捨石への食い込みなどによりそれぞれの変形過程が異なることに起因するものと考えられ、変形レベルの値の評価に当たっては注意が必要である。

(3) 反射率および越波流量の変化

バットレス型消波構造物の消波性能の指標を反射率および越波流量と考え⁴⁾、図-5 の変形レベルと同様に作用波数による変化をそれぞれ確認した。反射率 K_r は通過波検定と同様に波高計 $w2$ および $w3$ における計測水位から合田ほか²⁾による入・反射波分離をおこなって算出した。越波流量は実験計測値 q を換算沖波波高 H_0' および重力加速度 g により無次元化して整理した。

図-6 にバットレス型消波構造物からの反射率の作用波数による変化を示す。変形レベルが小さかったケース 3 (消波ブロック有)においては作用波数が増加しても反射率に大きな変化は見られないが、それ以外の変形レベルが大きかったケースにおいては作用波数の増加とともに反射率が減少している。これは、捨石および消波ブロックの被災が進行して構造物法面が徐々に緩勾配化していることと、それに伴い越波流量が増大していることなどによると考えられる。

図-7 にバットレス型消波構造物からの無次元越波流量の作用波数による変化を示す。波群特性の異なる不規則波群 I, II, III を順に 300 波ずつ繰り返して造波しているために変形レベルおよび反射率と比較してバラツキが大きいが、作用波数の増加とともに無次元越波流量が増加傾向であることが読み取れる。バットレス自体にほとんど変位が生じていなくても、築堤部の変形レベルが大きくなった場合には消波性能が低下する可能性があることに注意する必要がある。

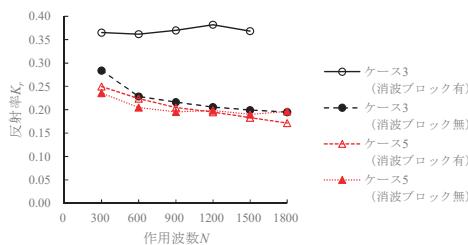


図-6 バットレス型消波構造物からの反射率の作用波数による変化

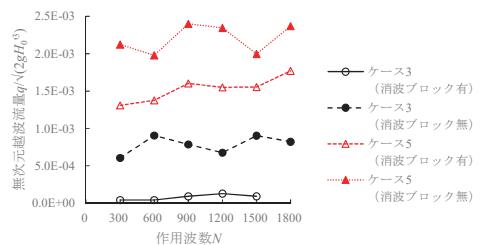


図-7 バットレス型消波構造物からの無次元越波流量の作用波数による変化

(4) 水平波力の変化

最後に、バットレス模型海側壁面における水平波力の作用波数による変化を確認した。水平波力は図-3に示す圧力計 $p5 \sim p10$ における圧力計測値を台形公式により積分して最大同時波圧合力として算出した。図-8に結果を示す。消波ブロックがある場合においては作用波数の増加とともに水平波力も上昇しているが、消波ブロックがない場合においては逆に減少に転じている。これは、図-4(g)および写真-4に示すように岸側へ打ち上げられた捨石がバットレス模型突出部に捕捉されたことにより、碎波して捨石部に突っ込んで来た水塊が突出部に直接作用して衝撃碎波圧を生じるのを防いだ結果であると考えられる。

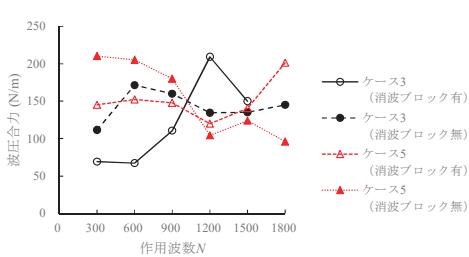


図-8 バットレス模型海側壁面における最大同時波圧合力の作用波数による変化

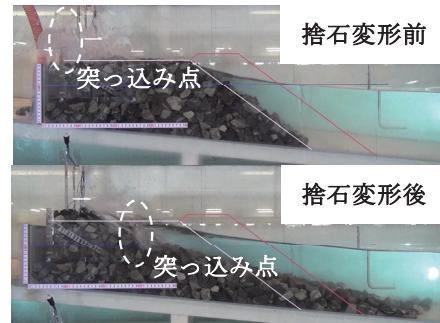


写真-4 ケース 5 (消波ブロック無)

4. おわりに

本研究においては、海岸工事を想定した新しいバットレス型消波構造物を提案し、水理模型実験を実施して破壊モードや消波性能などの基本的な水理性能を確認した。今後は本研究で得られた基礎資料から合理的な設計手法に体系化し、現場施工への適用を図っていく所存である。

謝辞

本研究において使用したモルタル製シェークブロック模型は本間コンクリート工業株式会社の池田雅俊氏から貸与いただきました。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 塩畑英俊, 宇山友理, 高橋研也, 西畑 剛, 山下 徹, 三好俊康, 林 規夫, 大久保泰宏 : バットレス型消波構造物の開発, 土木学会論文集 B3(海洋開発), Vol.74, No.2, pp.I_49-I_54, 2018.
- 2) 合田良実, 鈴木康正, 岸良安治, 菊地 治 : 不規則波実験における入・反射波の分離推定法, 港湾技研資料, No.248, 24p, 1976.
- 3) J. W. Van der Meer: Stability of breakwater armor layers - Design formulae, Coastal Engineering, 11, pp. 219-239, 1987.
- 4) 太田隆夫, 松見吉晴, 吉木弘軌, 平山隆幸, 大野賢一 : 傾斜護岸の複合被災に伴う消波性能変化の予測モデル, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.69, No.2, pp.I_761-I_765, 2013.

三沢海岸の長期的な汀線変化の特徴*

八戸工業大学 久保田 桃加、葛西 美琴、佐々木 幹夫

1. はじめに

三沢海岸の三沢漁港の建設以来,防波堤により北向きの沿岸漂砂が阻止された。その結果,漁港の南側には著しい砂の堆積が発生し,北側では海岸侵食が急速に進行した。三沢海岸では,ヘッドランド工法は海岸の侵食を防止し,砂浜を残すための対策として用いられている。ヘッドランドは三沢海岸に合計 13 基あり,南側から B1HL,B2HL,B3HL および B13HL と呼ばれている。本研究は,平均汀線(汀線の空間平均)を用いて砂浜の安定化と復元を調査し,三沢海岸の長期的な汀線変化を明らかにすることを目的としている。

2. 三沢海岸における侵食対策と海岸の現状

三沢海岸では,三沢漁港の北側において海岸侵食対策工としてヘッドランド工の建設を進めている。平成 29 年 12 月時点で,図 1 に示すように計画通りに堤長 200m,設置間隔 1km で設置されており,B12HL は平成 29 年に施工が実施され,平成 30 年 3 月にすべて完了した。現在は B13HL の北側 1km 地点に 100m の保護工が施工され,平成 32 年に完了する予定である。

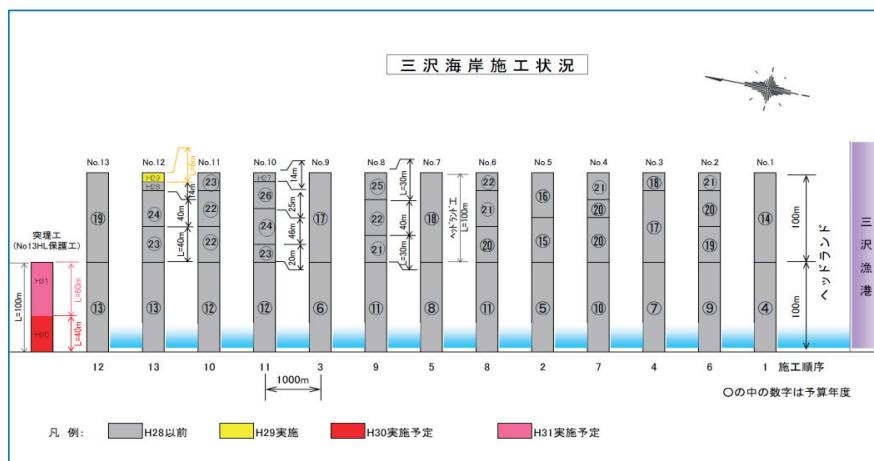


図 1 三沢海岸ヘッドランド工設置

3. 三沢海岸のヘッドランド工

写真 1 は三沢漁港の南北海岸を示している。写真 1 に示すように,南側は広く,北側では多く

* Characteristics of Long Term Shoreline Change on Misawa Coast by Momoka Kubota, Mikoto Kasai and Mikio Sasaki

の砂浜が減少している。



写真 1：三沢漁港の南北海岸（2017 年 6 月 30 日撮影）

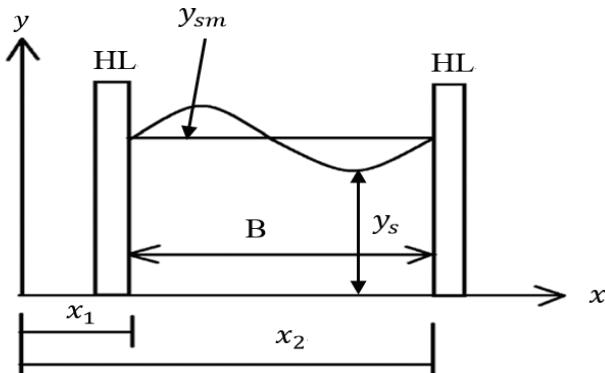
写真 2 では,B13HL の北側 1km 地点に 100m の保護工が施工され,B13HL より 3km 北側に高瀬川放水路導流提がある。



写真 2：B13HL から北海岸（2017 年 6 月 30 日撮影）

4. 平均汀線の定義

図 2 は,HL 間の海岸から海岸までの距離を y 座標, 海岸沿いの距離を x 座標, x_1 は座標点からの距離を意味し, x_2 は海岸の終点の x 座標の値である。 y_s は汀線位置, y_{sm} は平均汀線である。式(1) は平均汀線 y_{sm} の公式となっている。



$$y_{sm} = \frac{1}{B} \int_{x_1}^{x_2} y_s dx \cdots \cdots (1)$$

y_{sm} : 平均汀線

B : 海岸の幅

y_s : 汀線の位置

x : 海岸沿いの距離

図 2：平均汀線の定義

5. 平均汀線

図 3 は、2000 年 1 月～2018 年 4 月までの B1HL の南北海岸の平均汀線を示している。HL 間の海岸に従って平均をとる。縦軸に平均汀線をとり、横軸に時間（年月）をとっている。ひし形の線は南側海岸の平均汀線を意味し、四角の線は北側海岸の平均汀線を意味する。点線は B1HL が 200m 延伸したことを意味し、丸点線は B2HL が 200m 延伸したことを意味する。観測は B1HL から B13HL 区間 約 14 km を汀線に沿って歩き測定している。B1HL 南側海岸では、2000 年 1 月～2002 年 1 月にかけて前進傾向が見られる。2002 年 1 月～2003 年 1 月かけてほぼ同位置にあり、2003 年 1 月～2006 年 1 月にかけて前進傾向が見られる。2006 年 1 月～2008 年 1 月にかけて後退傾向が見られる。2008 年 1 月～2015 年 1 月にかけて前進と後退を繰り返しているが、ほぼ同位置にある。2015 年 1 月付近では前進が見られる。2015 年 1 月～2018 年 4 月にかけて前進と後退を繰り返しているが、徐々に後退傾向が見られる。2000 年と比べると前進している。B1HL 北側海岸では、2000 年 1 月～2002 年 1 月にかけて前進傾向が見られる。2002 年 1 月～2015 年 1 月にかけて前進と後退を繰り返しているが、ほぼ同位置にある。2015 年 1 月付近では前進傾向が見られ、2015 年 1 月～2018 年 4 月にかけて徐々に後退傾向が見られる。2000 年と比べると前進している。

図 4 は、2000 年 1 月～2018 年 4 月までの B7HL の南北海岸の平均汀線を示している。点線は B6HL が 200m 延伸したことを意味し、丸点線は B7HL が 200m 延伸、直線は B8HL が 200m 延伸したことを意味する。B7HL 南側海岸では、2000 年 1 月～2002 年 1 月にかけて前進傾向が見られる。2002 年 1 月～2003 年 1 月にかけてほぼ同位置にあり、2003 年 1 月～2005 年 1 月にかけて前進傾向となっている。2005 年 1 月～2009 年 1 月にかけて前進と後退を繰り返している。2009 年 1 月～2011 年 1 月にかけて前進傾向が見られる。2011 年 1 月～2012 年 1 月にかけて前進と後退を繰り返しており、2012 年 1 月付近は前進が見られる。2012 年 1 月～2013 年 1 月にかけて後退傾向が見られる。2013 年 1 月～2015 年 1 月にかけて前進と後退を繰り返しており、2015 年 1 月～2018 年 4 月にかけて徐々に後退が見られる。2000 年と比べると後退している。B7HL 北

側海岸では、2000年1月～2003年1月にかけて前進傾向が見られる。2003年1月～2009年1月にかけて前進と後退を繰り返しているがほぼ同位置にある。2009年1月～2011年1月にかけて前進しており、2001年1月～2012年1月にかけて後退傾向が見られる。2012年1月付近では前進しており、2012年1月～2015年1月は前進と後退を繰り返している。2015年1月～2018年4月にかけて徐々に後退傾向が見られる。2000年と比べると後退している。

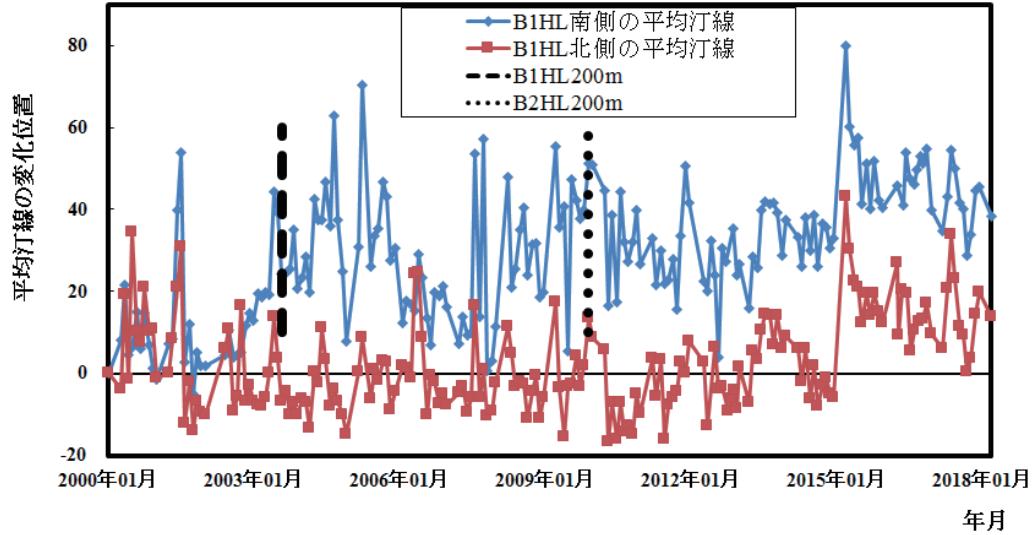


図3 B1HL の南北海岸の平均汀線

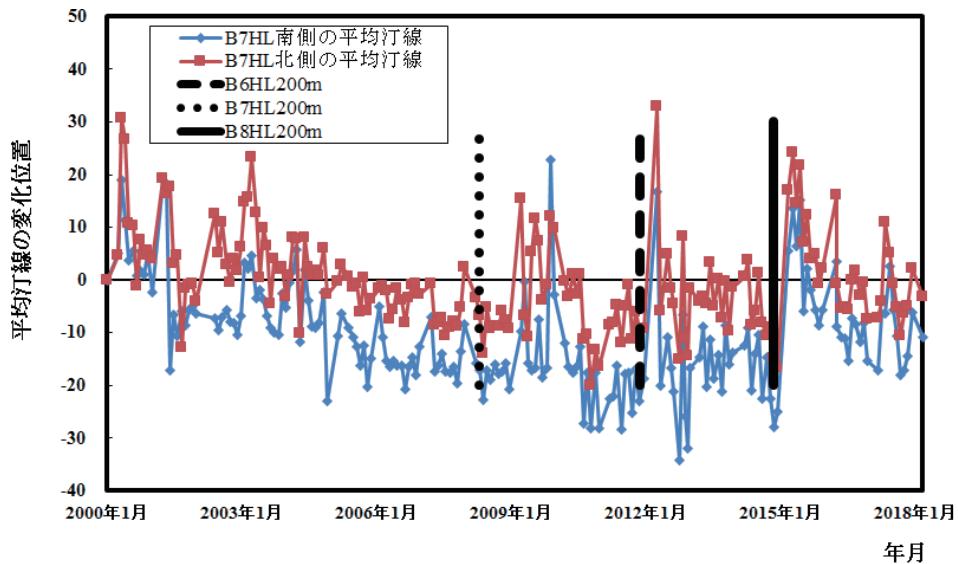


図4 B7HL の南北海岸の平均汀線

図5は、2000年1月～2018年4月までのB9HLの南北海岸の平均汀線を示している。点線は

B9HL が 200m 延伸したことを意味し,丸点線は B10HL が 200m 延伸,直線は B11HL が 200m 延伸してことを意味する。B9HL 南側海岸では,2000 年 1 月～2002 年 1 月にかけて前進傾向が見られる。2002 年 1 月～2005 年 1 月にかけて前進と後退を繰り返しており,ほぼ同位置にある。2005 年 1 月～2011 年 1 月にかけて前進と後退を繰り返しており,2011 年 1 月～2015 年 1 月にかけて後退傾向が見られる。2015 年 1 月付近では前進が見られ,2015 年 1 月～2018 年 4 月にかけて徐々に後退傾向が見られる。2000 年と比べると前進している。B9HL 北側海岸では,2000 年 1 月～2003 年 1 月にかけて前進傾向が見られる。2003 年 1 月～2015 年 1 月にかけて前進と後退を繰り返しているがほぼ同位置にある。2015 年 1 月～2018 年 4 月にかけて前進と後退を繰り返しており,徐々に前進傾向が見られる。2000 年と比べると後退している。

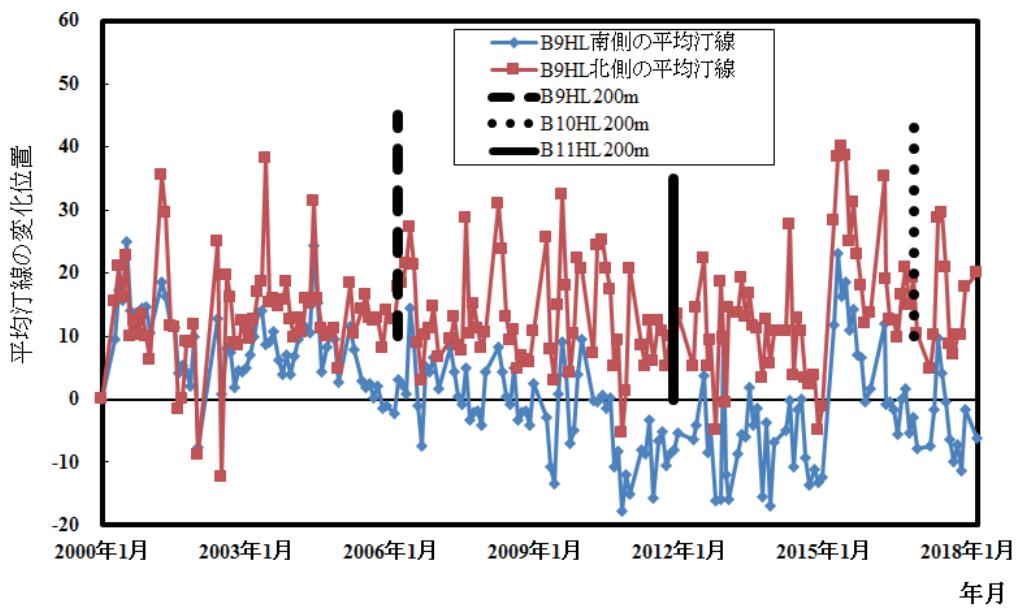


図 5 B9HL の南北海岸の平均汀線

図 6 は,2002 年 7 月～2018 年 4 月までの B13HL の南北海岸の平均汀線を示している。丸点線は B12HL が 200m 延伸したことを意味し,点線は B13HL が 200m 延伸したことを意味する。B13HL 南側海岸では,2002 年 7 月～2004 年 1 月にかけて前進傾向が見られ,2004 年 1 月～2006 年 1 月にかけて徐々に後退傾向が見られる。2006 年 1 月～2009 年 1 月にかけてほぼ同位置にあり,2009 年 1 月付近では前進が見られる。2009 年 1 月～2011 年 1 月にかけて徐々に後退傾向が見られる。2011 年 1 月～2015 年にかけて前進と後退を繰り返しているがほぼ同位置にある。2015 年 1 月～2018 年 4 月にかけて前進傾向が見られる。2002 年と比べると後退しているが,安定している。B13HL 北側海岸では,2002 年 7 月～2003 年 1 月にかけて前進傾向が見られ,2003 年 1 月～2009 年 1 月にかけて後退傾向が見られる。2009 年 1 月付近では前進が見られ,2009 年 1 月～2012 年 1 月にかけて後退傾向が見られる。2012 年 1 月～2015 年 1 月にかけて前進と後退

を繰り返しており,2015年1月付近では前進が見られる。2015年1月～2016年1月にかけて後退傾向が見られ,2016年1月～2017年1月にかけてほぼ同位置にある。2017年1月～2018年4月にかけて前進傾向が見られる。2002年と比べると後退している。

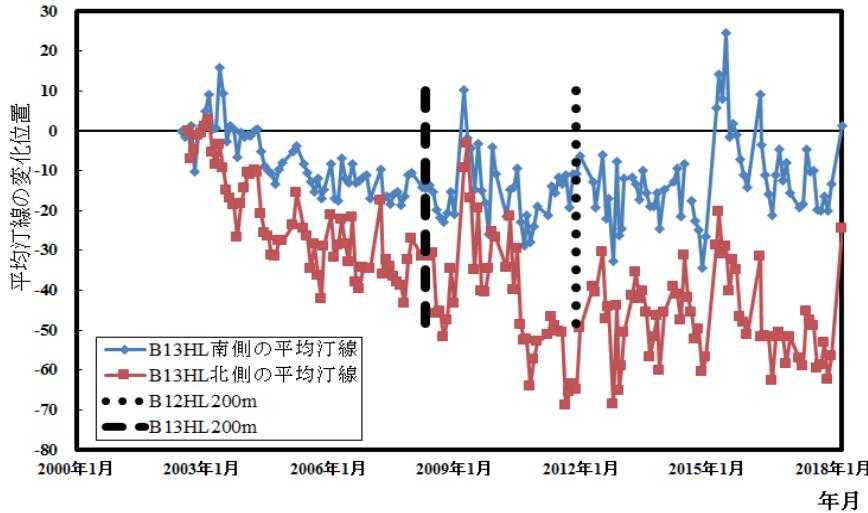


図 6 B13HL の南北海岸の平均汀線

6. 結論

本研究では,以下のことを明らかとなった。(1)B1HL 南側海岸は,ヘッドランド付近のみの観測をしているので,平均すると他の海岸の北側より前進している。(2)汀線と平均することによって,空間的な変化は消え,汀線全体が前進しているのか後退しているのかを明確に示している。(3)平均汀線は前進・後退の周期が,春～夏に前進し,秋～冬に後退する1年周期となっている。(4)汀線変動は1年周期であるが,天候が悪化し,時化が続いたとき時の汀線後退や,穏やかな天候が続いた時の大きな汀線前進が見られる。(5)平均汀線の長期的な地形変動を調べると,過去に海岸侵食は起きていたが,三沢海岸で侵食が止まり,ヘッドランド工の建設のため平均汀線が陸側から海側へ徐々に進んでいることが明らかになった。(6)長期の地形的特徴の変化を調べるには,平均汀線を用いた研究が有効な方法であり,他の海岸にも非常に有用である。

謝辞

この調査は青森県上北地域県民局（局長 櫻庭 憲司）からの委託研究により実施したものである。ここに深甚なる敬意を表する。

参考文献

- (1)島下大,佐々木幹夫：三沢海岸 2017 年度地形変動特性,東北地域災害科学研究 vol.54,2017,pp.119-124.

三沢海岸 2018 年地形変動特性*

八戸工業大学工学部土木建築工学科 葛西 美琴・久保田 桃加・佐々木 幹夫

1. はじめに

三沢海岸では、三沢漁港防波堤の建設以来、その北側海岸において侵食が急激に進んでいた。三沢海岸の侵食を防ぎ砂浜を残すための対策としてヘッドランド工法が用いられている。三沢海岸には合計 13 個のヘッドランドが建設されている。ヘッドランドは南から北へ順に B1HL,B2HL,~B13HL と名付けられている。ヘッドランド工周辺の海岸地

形を定期的に調査することで、地形変動の傾向を把握でき、海岸の地形変動の特性を明らかにすることができます。また同時に、ヘッドランド工法の効果を確認することが可能となる。本研究では、2018 年 4 月から 1 月までの汀線位置を調べることにより地形の変動特性を明らかにしてみる。

2. 現地観測

観測は、GPS、小型パソコンを一枚の板に固定して、B1HL～B13HL 区間（14 km）を汀線に沿って歩き汀線位置を月に 1 度の割合で測定した。汀線位置の測定は波が高い時は真の汀線位置より陸側に一定距離後退したところに仮の汀線を設けこの仮汀線に沿って移動し測定している。写真 1 は測定時状況を、写真 2 は使用した GPS と小型パソコンを示している。写真 1 に示した 4 月 24 日は陸側に 15m 後退したところを測定し、作業終了後に真の汀線位置に補正している。気象条件により観測実施日は左右されたがおおむね月 1 回の観測は実施できた。表 1 は今年度の観測日時と波の状況、汀線測定位置を示したものである。



写真 1 汀線測定風景



写真 2 GPS と小型パソコン

*Characteristics of shoreline in Misawa coast in 2018 by Mikoto Kasai, Momoka Kubota and Mikio Sasaki

表 1 汀線観測日

回数	対象月	実施日	波高	波向き	汀線測定位置
1	4月	2018年5月15日	0.6m	E	後退20m
2	5月	2018年6月5日	0.8m	ESE	後退20m
3	6月	2018年6月25日	1m	E	後退15m
4	7月	2018年7月17日	1.5m	E	後退20m
5	8月	2018年8月2日	1.2m	E	後退20m
6	9月	2018年9月13日	1.5m	E	後退20m
7	10月	2018年10月10日	1.5m	E	後退50m
8	11月	2018年11月12日	1.5m	E	後退35m
9	12月	2018年12月5日	1m	ENE	後退30m

3. 測定誤差

汀線位置はサーボングブレーカー(碎け寄せ波碎波)の碎波点を基準にしている。これは汀線付近の地形は汀線を境にそれより陸側は緩く、海側は急勾配となっており、波が穏やかな時は汀線上で碎波することから決めていることである。満潮や干潮により波の打ち上げは大幅に変化するが碎波点は大きくは変化しない。碎波点を基準にした場合、通常の海底地形上では満潮時で3mほど碎波点が陸側に移動している。本研究では、汀線位置に5m以内の差であれば、ほぼ同位置にあるとしており、潮汐による汀線位置の補正はしていない。

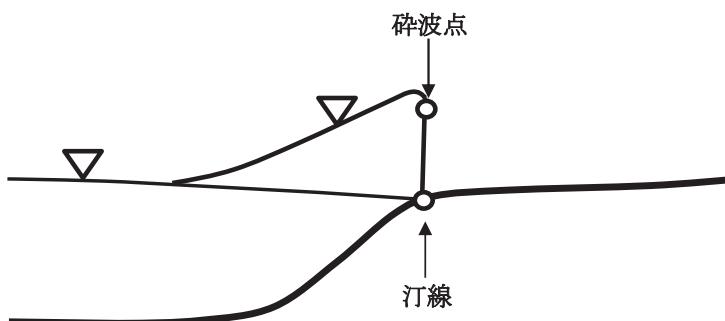


図 1 碎波点と汀線位置

4. 地形変動特性

図2は2018年における5月15日から12月5日までのB1HL～B2HLまでの各月の汀線位置を示している。太い実線が5月15日の汀線、丸点線が6月5日の汀線、角点線が6月25日の汀線、破線が7月17日の汀線、一点鎖線が8月2日の汀線、長破線が9月13日の汀線、長鎖線が10月10日の汀線、二

点鎖線が11月12日の汀線、細い実線が12月5日の汀線を示している。B1HL~B2HL間で最も前進したのは7月17日の汀線で最も後退しているのは5月15日の汀線となっていることがわかる。B1HL南側では10月10日の汀線が最も前進し、6月25日の汀線が最も後退している。その他の月の汀線はこれら二つの汀線の間を移動している。

図3はB1HL~B2HL間の海岸で最も前進した月の汀線と、最も後退した月の汀線を2000年の汀線と比較している。図において、2000年の汀線を細い点線で示している。図より、B1HL~B2HL間の海岸で最も後退した5月15日の汀線を2000年の汀線と比較すると、B1HL北側600m~800m地点で最大10m程の後退が見られるが、それ以外の海岸では前進しており、最大60mの前進が見られる。B1HL南側の海岸でも最も後退した6月25日の汀線でも2000年よりも前進しており、最大35mの前進が見られる。B1HLは最初に建設されたヘッドランド工であった。この箇所の海岸侵食が対策開始当時最も深刻で対策が急がれていた。海岸の侵食は激しく進んでいたが、この海岸侵食もヘッドランド工の設置により止まり、砂浜は年々復元してきている。汀線形状は円弧状を示しており、海浜の安定化が進んでいることを示している。

図4は2018年における5月15日から12月5までのB4HL~B6HLまでの各月の汀線位置を示している。最も前進した汀線はB4HL~B5HL間の海岸で10月10日の汀線、B5HL~B6HL間の海岸で7月17日の汀線となった。最も後退しているのはB4HL~B6HL間の海岸で6月25日の汀線となっ

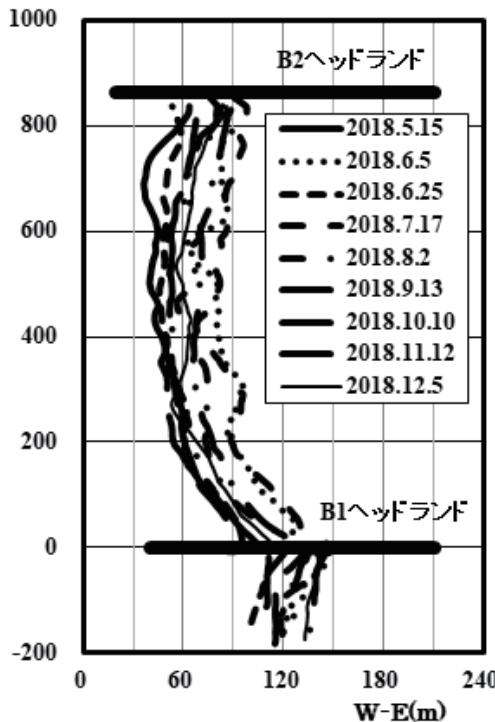


図2 B1HL~B2HL 各月の汀線位置

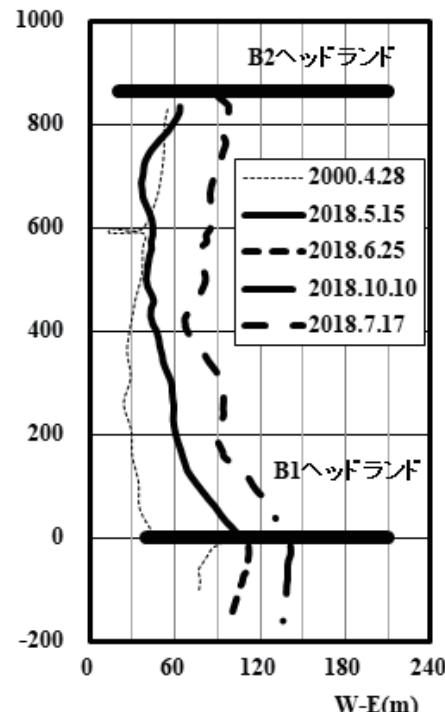


図3 B1HL~B2HL 汀線位置比較

た。その他の月の汀線はこれら二つの汀線の間を移動している。

図5はB4HL~B6HL間の海岸で最も前進した月の汀線と、最も後退した月の汀線を2000年の汀線と比較している。図より、B4HL~B5HL間の海岸では最も後退している6月25日の汀線と2000年の汀線を比較すると全体的に後退しており、最大30mの後退が見られる。最も前進した10月10日の汀線では、B4HL~1050m地点までは15m程の前進と後退を繰り返しており、1050m~B5HL間の海岸では最大50mの前進が見られる。B5HL~B6HL間の海岸では、最も後退した月の汀線でも最大30mの前進が見られる。この区間でも汀線形状は綺麗な円弧状となっている。

図6は2018年における5月15日から12月5日までのB10HL~B12HLまでの各月の汀線位置を示している。B10HL~B12HL間の海岸で最も前進したのは10月10日の汀線、最も後退したのは6月25日であることがわかる。その他の月の汀線はこれら二つの汀線の間を移動している。

図7はB10HL~B12HL間の海岸で最も前進した月の汀線と、最も後退した月の汀線を2000年の汀線と比較している。図より、B10HL~B11HL間の海岸で最も後退した6月25日の汀線を2000年の汀線と比較すると、全体的に後退しており、最大20mの後退が見られる。最も前進した10月10日の汀線では全体的に前進しており、最大50mの前進が見られる。B11HL~B12HL間の海岸では最も後退した汀線では全体的に後退しており、最大25mの後退が見られる。最も前進した汀線では全体的に前進しており、最大70m程の前進が見られる。この区間では最も前進した月の汀線は2000年と比較して大きな前進が見られ、また汀線形状も綺麗な円弧状を示しており、砂浜が安定していることがわかる。これらのグラフから夏に後退し秋に前進する傾向があることがわかる。

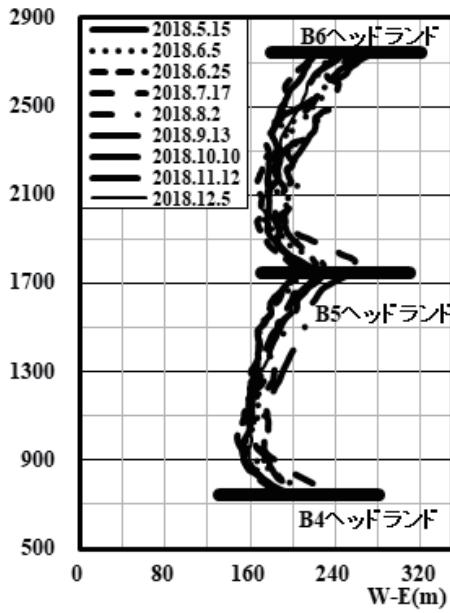


図4 B4HL~B6HL 各月の汀線位置

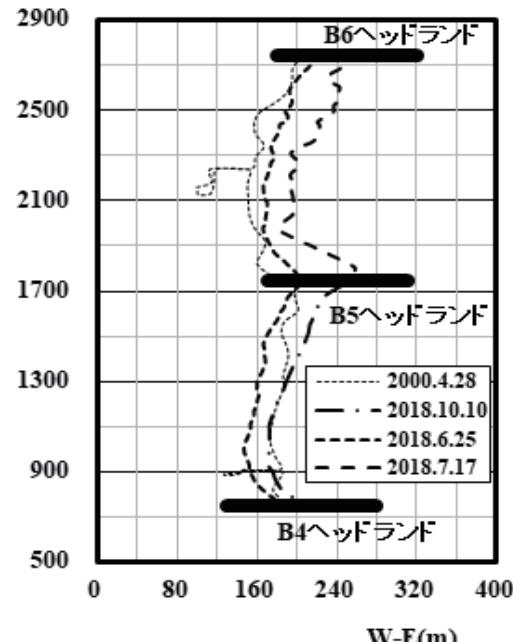


図5 B4HL~B6HL 汀線位置比較

図8は2003年4月汀線を基準にした場合の、2017年汀線(島下,佐々木(2018)⁽¹⁾)の前進量を示したものである。図において、正の値は2003年の汀線からの前進距離を示し、負の値は2003年の汀線からの後退距離を示している。図から、2017年の汀線がB1HLとB6HLの間、およびB8HLとB13HLの間の海岸で前進していることがわかる。汀線は後退と前進を繰り返しながら動いている。B6HLとB8HLの間の海岸と、B13HL北側の海岸では後退が見られる。B1HLとB2HLの間の海岸では、7月26日の汀線が最も前進し、最大65mの前進が見られる。最も後退したのは10月4日の汀線となった。

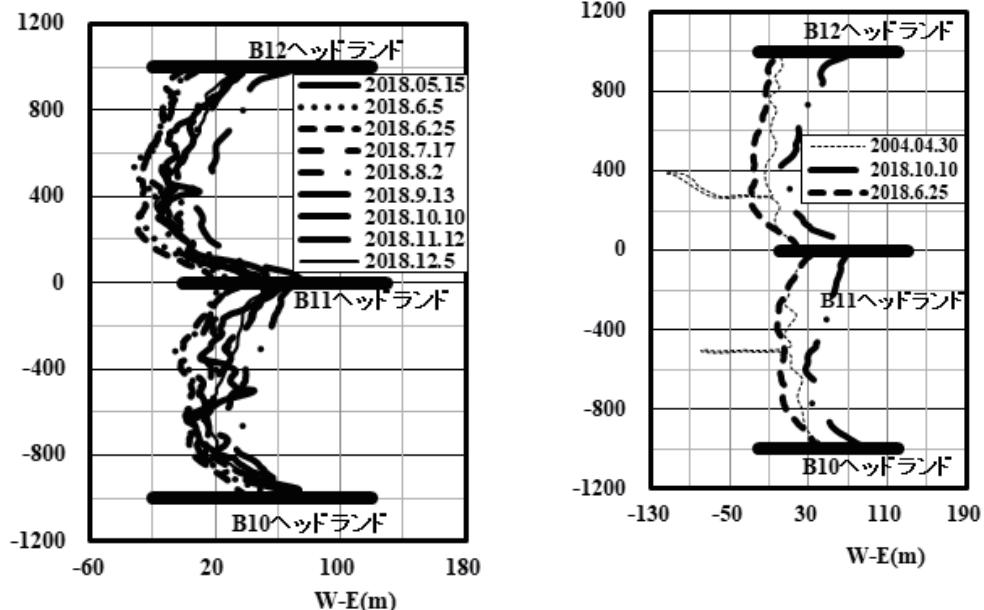


図7 B10HL~B12HL 汀線位置比較

図6 B10HL~B12HL 各月の汀線位置

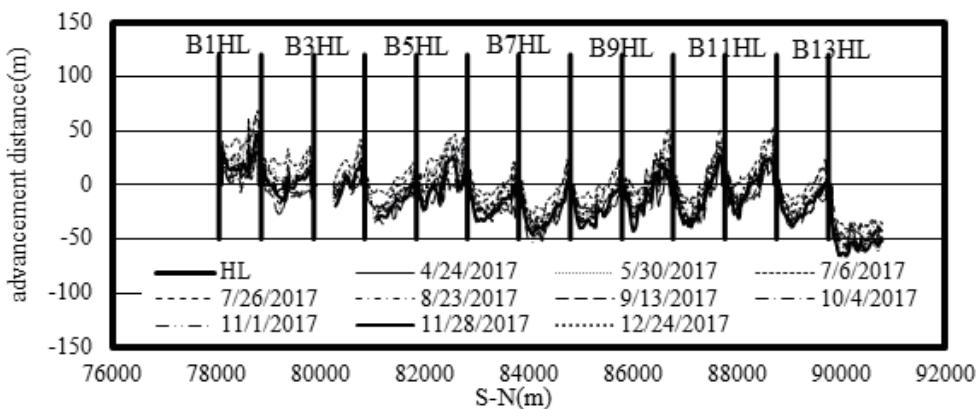


図8 2017年汀線前進量

汀線は夏に前進し秋に後退していることがわかる。B13HL 北海岸で、2017 年の海岸線は後退しており、最大 35m の後退が見られる。図に示されているように、汀線はヘッドランド周辺で大きく前進している。海岸線の形状は、円弧状となっている。

図示は省略したがB2HL~B4HL,B6HL~B10HL,B12HL~B13HL間の海岸では,以下のようになっている。B2HL~B3HL 間の海岸では最も前進した汀線は 2000 年と比較すると全体が前進している。B3HL~B4HL では B3HL~500m 地点に消波ブロックが設置されており,測定不可能であった。B6~B10HL 間の海岸では B6HL 北側 800m 付近で多少の後退が見られるがそのほかの海岸では最も前進した月の汀線は 2000 年の汀線よりも前進していた。B12HL~B13HL 間の海岸でも 2000 年よりも前進傾向が見られた。B13HL 北側では最も前進した月の汀線でも後退が見られるが,ヘッドランド付近では 2000 年の汀線よりも前進が見られた。これらの海岸でも汀線形状は円弧状となっており、砂浜が安定してきていることがわかる。

5. 結論

2018 年の三沢海岸の地形変動特性の特徴は以下のようになった。

- (1)B2HL~B3HL 間の海岸では最も前進した汀線は 2000 年と比較すると全体が前進している。B3HL~B4HL では B3HL~500m 地点に消波ブロックが設置されており,測定不可能であった。
- (2)B6~B10HL 間の海岸では B6HL 北側 800m 付近で多少の後退が見られるがそのほかの海岸では最も前進した月の汀線は 2000 年の汀線よりも前進していた。
- (3)B12HL~B13HL 間の海岸でも 2000 年よりも前進傾向が見られた。B13HL 北側では最も前進した月の汀線でも後退が見られるが,ヘッドランド付近では 2000 年の汀線よりも前進が見られた。掲載しなかったこれらの海岸でも汀線形状は円弧状となっており、砂浜が安定してきていることがわかる。
- (4)過去の汀線位置では夏に前進し,冬に後退する傾向があったが,2018 年の汀線位置は 10 月に最前進,6 月に最後退となる。
- (5)過去の汀線との比較により,B13HL 北側以外で前進が見られほとんどの砂浜に回復が見られる。
- (6)汀線形状は円弧状を示しており,地形変動の安定化が進んでいる。
- (7)ヘッドランド設置海岸で,砂浜の安定化が進み,三沢海岸の侵食防止,砂浜回復,保全には,ヘッドランド工が有効であることが昨年度の研究に引き続き明らかになった。

6. 謝辞

この調査は青森県上北地域県民局（局長 櫻庭 憲司）からの委託研究により実施したものである。ここに深甚なる敬意を表する。

参考文献

- (1)島下大、佐々木幹夫：三沢海岸 2017 年度地形変動特性、東北地域災害科学研究 vol.54,2017,pp.119-124.

十三湖における塩水の遡上特性*

八戸工業大学工学部土木建築工学科 赤坂 光・佐々木 幹夫
鉄建建設㈱ 功刀 智

1.はじめに

本研究は、青森県にある十三湖を調査対象としている（図 1）。十三湖は一級水系岩木川の河口に位置している汽水湖である。岩木川は津軽平野を北流した後、十三湖へ流れ込み湖口から日本海へ流れでている。日本海と十三湖を結ぶ湖口河道を現地では水戸口と呼んでいる（図 2）。十三湖はヤマトシジミの日本での一大生産地の一つである。2011 年にはシジミ漁獲量が日本で一位となっている。十三湖でも同様にシジミは何らかの影響を受けて年漁獲量が安定していない。その原因はまだ特定できていないが、水温上昇や塩分環境の変化も一因ではないかと考えられている。塩水はシジミの成長に大きく関わっている。十三湖には岩木川といくつかの小河川が流入しており、流入河川水の影響で塩分濃度が変化している。そのため、塩水と淡水の進入によって塩分環境がどのように変化するかを調査することは重要となっている。

本研究では佐々木・田中・梅田(2013)⁽¹⁾の調査結果をアップロードし、2013 年から 2017 年までの 5 年間の塩水遡上量を調べることとする。また、Sasaki, Tanaka and Umeda (2017)⁽²⁾の理論を用いて、湖口における遡上塩水塊の鉛直分布を明らかにしてみる。

十三湖に進入する淡水と海から湖に進入する海水の量を連続の式を用いて計算する。淡水流入量について岩木川の他に十三湖と繋がるいくつかの河川があるが、それらの十三湖に流入する河川水量は極めて少量となっている。そのため湖への流入河川水量として岩木川からの流量だけを使用することとする。計算により求まった海水量と淡水より、2013 年～2017 年の各月の十三湖に流入する塩分を調べる。さらに湖における連続の式より水戸口河道の流速を求め、算出した流速より塩分の鉛直分布を求め、湖における塩水塊の鉛直構造を検討する。



図 1 十三湖位置図

図 2 十三湖概要

*Characteristics of salt water intrusion in Lake Jusan by Hikaru Akasaka, Mikio Sasaki and Satoru Kunugi

2. 海水遡上量の算定方法

十三湖には岩木川からの淡水が流れ、水戸口からは海水が流れ込んでいる。この二箇所の湖口及び河口の水路が湖の水位に大きく関係している。国土交通省青森河川国道事務所より取り寄せた岩木川流量、十三湖水位のデータを整理し、2013年～2017年の各月ごとの海水の進水量を計算する。式(1)は十三湖における質量保存方程式を示したもので、湖汐水位 η_t は岩木川流量 Q_1 (流入量)と三戸口は流量 Q_2 (流出量)により上昇する。十三湖へ流入する岩木川流量 Q_1 を基に十三湖水位より水戸口河道内流量 Q_2 を算出する。水戸口河道内流量 Q_2 は式(1)により表され、式(2)により求めることができる。流量 Q_2 は式(2)により算出する。 Δt の時間は3600秒として計算し、 η を若宮水位観測所・十三観測所の実測値平均を使用した。流量 Q_2 が正の値ならば順流、負の値ならば逆流の塩水遡上となる。式(1)の右辺二項の中央差分を取ると式(2)のようになる。各正時の観測値を用いれば式(2)より水戸口流量 Q_2 が算出できる。

三

Q_1 : 岩木川流量 (m^3/s)

Q_2 : 水戸口河道内流量(m^3/s)

As : 十三湖面積 (k m²)

η_ℓ : 十三湖水位 (m)

t : 時間

3.各月ごとの海水潮上量

(1) 2015年の海水遡上量

図3(1)~(12)は2015年の月ごとの塩水流入量と淡水流入量の割合を示している。1月から2月までに海水流入量は増加していき、1月は20%、2月は32%となっている(図3(1)~(2))。3月と4月に侵入する海水は極わずかで3月は2%、4月は0%となった(図3(3)~(4))。そして塩水進入は5月には20%まで増加した(図3(5))。6月から8月の塩水進入量は6月は60%、7月は58%、8月は56%となっている(図3(6)~(8))。9月と10月の塩水流入量は殆ど同じで42%となっている(図3(9)~(10))。11月には11%減少して3%となった(図3(11))。海水侵入量は12月には3%まで減少した(図3(12))。

(4)2016年の海水遡上量

紙面の都合上、図示は省略するが、以下の特徴がみられる。

2016年の月ごとの塩水流入量と淡水流入量の割合を示している。1月から2月にかけて海水流入量は減少していき1月は38%、2月は27%となった。3月と4月は極端に減少し3月は10%、4月は9%となった。塩水進入量は5月には14%増え23%となっている。6月には29%増え、52%となった。7月には59%まで増加した。8月になると31%まで減少した。8月から11月の塩水侵入量は30%台で8月は31%、9月は29%、10月は29%、11月は29%となっている。12月は11月から16%減少して13%海水が進入した。



図3 十三湖に流入する塩水と淡水の割合

(2) 海水遡上特性

図4(1)は2013年～2017年の月別海水流入量を絶対値で表している。2月を見ると2014年の海水流入量が平均値よりも極端に下回っていることがわかる。2015年7月は平均値よりも多く海水が流入していることがわかる。2014年8月と2013年9月は平均値よりも極端に海水流入量が少ないことが分かった。これらのことから平均値よりも少ない値の月は例年には多量な積雪や降雨があったと考えられる。また、平均値よりも大きい値の月は例年の月よりも降水量が少ないと考えられる。

図4(2)は2013年～2017年の月別淡水流入量を絶対値で表している。4月を見ると2016年の淡水流入量が平均値よりも極端に少ないことがわかる。そして2014年8月と2013年9月は平均値よりも極端に淡水流入量が多いことがわかる。この図から2016年4月は例年よりも降水量が少なかったと考えられる。また、2014年8月と2013年9月は例年よりも降水量が多かったと考えられる。

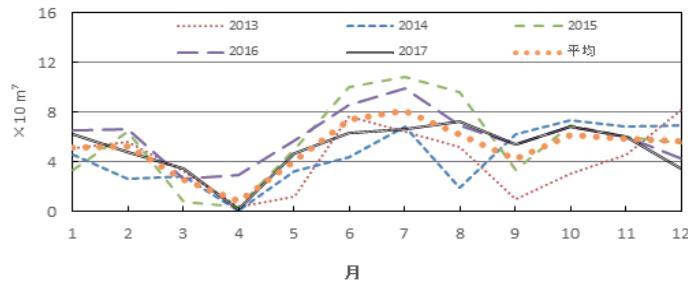


図4(1) 2013年～2017年の月別海水流入量($\times 10m^7/\text{月}$)

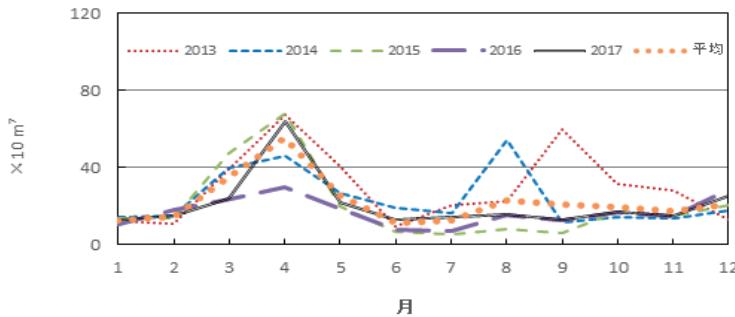


図4(2) 2013年～2017年の月別海水流入量($\times 10m^7/\text{月}$)

4. 塩水塊の鉛直塩分分布

(1) 2015年の塩分分布

図5(1)と5(2)は2015年1月と6月における塩分の鉛直分布を示している。縦軸は十三湖の深さを表しており、横軸は日を表している。シジミの生育環境に適しているのは、1.4~12psu, 6~12psu, 1.4~6psuでシジミが呼吸できる。シジミは10日以上呼吸できなければ死ん

でしまう。1月は淡水と海水が10日以内に交互に入れ替わりシジミが呼吸でき、シジミの生育環境に適していることがわかる(図5(1))。6月は1月に比べると高濃度の海水がほぼ毎日進入しており、淡水と入れ替わり呼吸の頻度が多いことがわかった(図5(2))。このことから、1月、6月ともにシジミが生きていくのに適している環境であることがわかった。図示は省略したが3月と4月は海水が極わずかしか遡上しておらずシジミが生きていくには困難な環境であった。6月から8月は海水が毎日遡上しているのに対し、9月から12月は2日~3日間隔で海水が遡上していることがわかった。

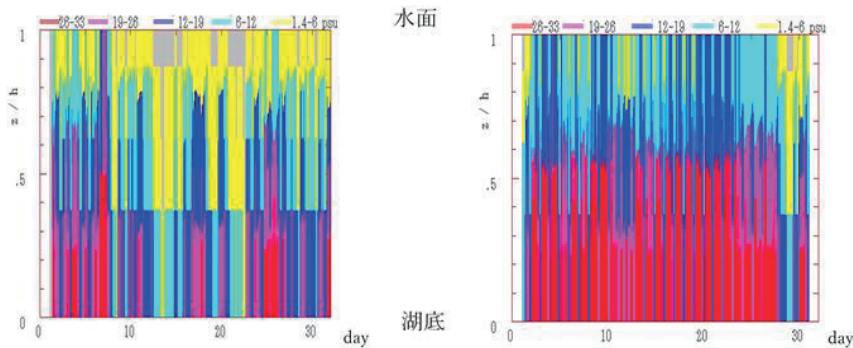


図5(1)2015年1月における塩分の鉛直分布 図5(2)2015年6月における塩分の鉛直分布

(2)2016年の塩分分布

図6(1)と図6(2)は2016年1月と6月における塩分の鉛直分布を示している。1月は海水がほぼ毎日進入し、1日~2日間隔で淡水と入れ替わりシジミの生育環境に適していることがわかる(図6(1))。6月は1月に比べると海水の濃度が低く、淡水の量が多いことがわかった(図6(2))。6月は20日以降、海水が進入していないためシジミの生育環境に適していないことがわかる。図示は省略したが2015年同様、3月と4月は海水が極わずかしか遡上していなかつた。12月は5日以上遡上していない期間もあった。

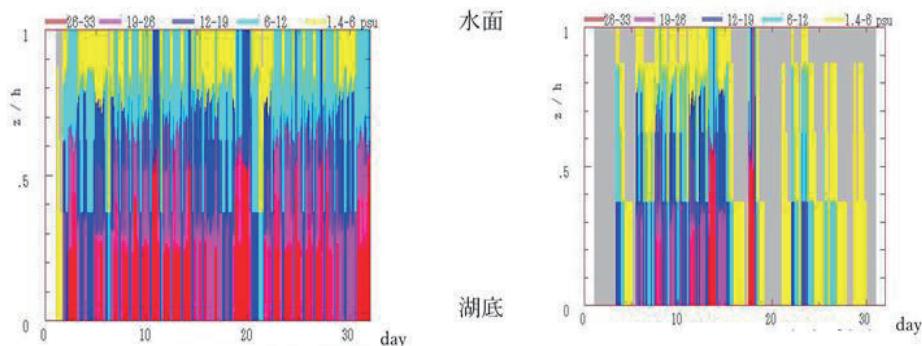


図6(1)2016年1月における塩分の鉛直分布 図6(2)2016年6月における塩分の鉛直分布

(3) 塩分鉛直分布の特徴

2015年と2016年の1月～4月は融雪の関係で海水の進入量はわずかである。5月は1日～2日間隔で淡水と入れ替わっていることがわかった(図5(1),図6(1))。2015年と2016年の6月を比べると2015年は高濃度塩分が毎日進入しているのに対して2016年は進入する塩水の量が少なく淡水の量が多いことがわかった(図5(2),図6(2))。7月から9月は高濃度の海水がほとんど毎日遡上していることがわかった。10月から12月は2日～3日の間隔で海水が遡上していることがわかった。

5.本研究で得られた結論

- (1) 2015年における十三湖に流入する塩水の比率は3月と4月を除くと20%以上に達することがわかった。
- (2) 2015年の3月と4月に流入する塩水が極わずかである理由として十三湖に雪解け水が流れ込み十三湖の水位が上がったために海水が流れ込まないためである。そして春から夏にかけて塩水の進入量は増大し5月から8月まで増大することがわかった。
- (3) 2015年の塩水の侵入量は6月が60%の割合で最大であった。
- (4) 9月になると台風の影響により降水量が多くなり十三湖の水位が上がった。このことから海水が進入できず、9月は塩水の進入量が減少することがわかった。
- (5) 2015年における塩分分布の1月と6月はほぼ毎日海水が進入し、淡水と湖底付近の高濃度塩水が10日以内に入れ替わり、シジミが呼吸できていることがわかった。
- (6) 2016年における塩分分布の1月は湖底付近の海水が毎日入れ替わりシジミが呼吸できていることがわかった。6月は20日以降、高濃度塩分が進入していないことがわかった。しかし、20日以降もシジミが呼吸できているためシジミの生育環境には適していることがわかった。
- (7) 2015年と2016年の塩分鉛直分布に共通する点は、1月～4月は融雪の関係で遡上する海水はわずかであり、特に3月と4月は極わずかであった。7月～9月は高濃度塩分が遡上することがわかった。10月～12月は2日以上の間隔で海水が遡上している期間が多くみられた。

参考文献

- (1) 佐々木幹夫・田中仁・梅田信：岩木川河口における塩淡水交換特性、東北地域災害科学研究、第49巻、pp.139-144,2013.
- (2) Mikio Sasaki, Tanaka H. and Umeda M. “Characteristics of Salt Water Movement in Iwaki River Estuary, Japan”Journal of Earth Science and Engineering, Vol. 7, No.1, pp10-19,2017.

小川原湖塩水遡上特性

八戸工業大学工学部土木建築工学科 木村 皇介・佐々木 幹夫、
鉄建設(株) 功刀 智

1.はじめに

本研究では青森県の東部に位置する小川原湖を調査対象にしている(図 1)。小川原湖は湖沼面積 62.12km²、水面の標高は 2014 年平均水位が 0.291m となっている。小川原湖は日本の湖沼では 11 番目の面積規模を有している(汽水湖のなかでは 5 番目)。青森県では、最大の湖である。また、流入河川は七戸川や花切川など 6 主要河川で、流出河川は高瀬川となっている。小川原湖の水質が平成 16 年から平成 26 年にかけて急激に悪化している。水質悪化の原因として進入塩分量の増加や、塩淡境界面の上昇が考えられている。しかし、湖への塩水進入については不明な点が多く、解明が急がれる。そこで、本研究では、湖口における塩水遡上特性を明らかにすることを研究の目的としている。今年度は、湖口部、北部湖岸近くに位置する濁筋における遡上塩水塊の挙動を現地観測により検討してみる。観測は平成 30 年 11 月 7 日から 12 月 10 日までの約 1 カ月間行った。



図 1 小川原湖位置

2.観測方法

観測は自記式の流向流速計 (No. 104) (写真 1)、小川原湖漁協より貸与を受けて使用した塩分水温計 (No.1060, No.1061) (写真 2)、水温塩分計 (No.336, No.337) (写真 3)、水温塩分計 (No.007) (写真 4) を用いて、2018 年 11 月 7 日から 12 月 10 日にかけて行った。



写真 1 流向流速計 (No.104)

写真 1 に示す流向・流速計を底面から 0.8m の高さに設置し測定を行った。底面近くの流動をとらえるために下層の流動を測定することに重点を置いた設置となっている。写真 2 は小川原湖漁協組合の塩分計であり、漁協の厚意によりこの塩分計を借りて測定を行ってい

*Characteristics of saltwater intrusion in Lake Ogawara by Kosuke Kimura, Mikio Sasaki and Satoshi Kunugi

る。写真3は昨年度に新たに本研究室で購入した新しい水温塩分計であり、底面から0.3mと0.6mの高さに設置低層の塩水の動きをとらえるように使用している。



写真2 使用した小川原湖漁協の水温塩分計 (No.1060, 1061)



写真3 水温塩分計 (No.336, 337)



写真4 ワイパー付き水温塩分計 (No.007)

写真4はワイパー付きの水温塩分計であり、長期にわたると計測器にフジツボ等の貝類が付着し測定が困難になるためにワイパーを付けている塩分計である。

図2に観測地点を示す(図2▲印)観測場所には濁筋が通っているためこの地点での観測を行った。写真5に流向流速計と塩分計の設置状況を示す。計器設置は観測地点に船で行き船上よりロープに固定した流向流速計と塩分計を取り付けたロープに鉄パイプを縛り付けて固定した(写真5)。

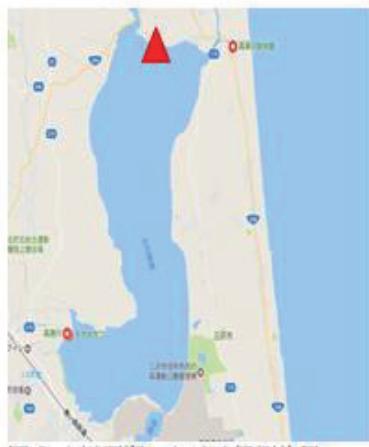


図2 湖口における観測位置(▲)



写真5 計測機器の設置

図3は11/7~12/10までの観測を行った際の機器の設置位置である。観測開始時の水深は1.8mだった。流向流速計（No.104）は底面から0.8m、水温塩分計（No.1060, 1061）はそれぞれ底面から1.2m、1.5m、（No.336, 337, 007）は0.3m、0.6m、0.9mの位置に設置した。

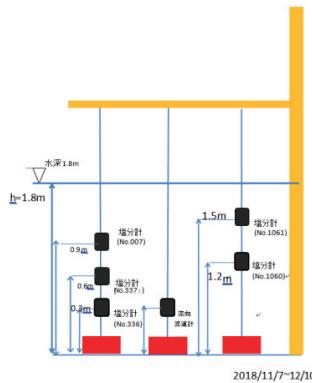


図3 塩分水温計および流向流速計の設置位置

3. 邋上塩水の塩分鉛直分布の検討

湖口より1km下流にある高瀬橋における塩水の混合形態は強混合が多く塩分の鉛直分布は無視できるとした調査研究が多い。しかし、湖口まで進む塩水は鉛直分布が大きくなり、塩分の分散は無視できない。2016年度に観測した塩分分布より得られる進入塩水塊の鉛直分布を検討してみる。

湖口における流速は古村・佐々木・功刀（2017）による河口水位と湖水位により次式のように与えられる。

$$V = 0.122 \sqrt{2g \Delta z} \quad \Delta z > 0 \quad (\text{順流}) \quad (1)$$

$$V = 0.22 \sqrt{2g |\Delta z|} \quad \Delta z < 0 \quad (\text{逆流}) \quad (2)$$

ここに、 $\Delta z = Z_0 - Z_1$

Z_0 ：小川原湖の水位 Z_1 ：高瀬川河口の水位

式（1）および（2）において、順流は湖から海へ向かう流れ、逆流は海から湖に向かう流れを意味している。式（1）および（2）により与えられる2016年10月の流速は図4に示すようになる。

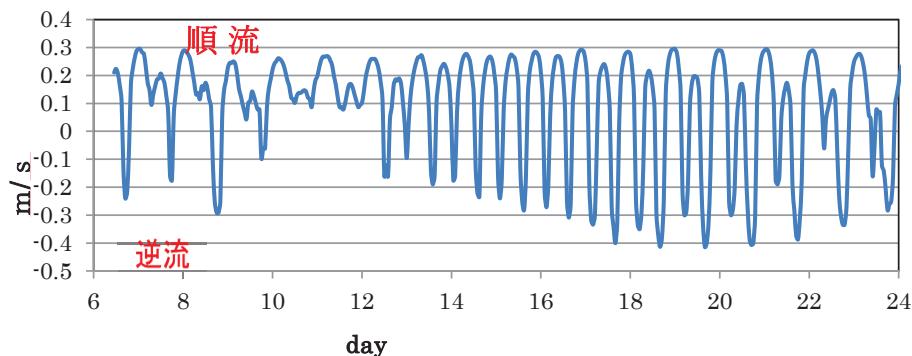


図4 小川原湖湖口における順流と逆流（2016年10月）

図4に示すように逆流はほぼ連日生じている。しかし、湖口に到達する塩水は限られており逆流の継続時間が長く、大きな速度に達するときだけであり、10月18日から25日にかけて塩水が湖口に到達する。図5に下層の塩分予測を示した。ここに、塩分の予測はSasaki, Tanaka and Umeda (2017)が以下のように示した理論により計算している。すなわち、逆流時には鉛直方向に分割した各層の塩分濃度 c は水底から水面までの全水層を n 分割した時の k 番目の水層内において次式(3)で与えられる。

$$c_k = (C_{\max k} - C_{\min k}) \{1 - \exp(-\alpha_{1k} \xi_k)\} + C_{\min k} \quad (3)$$

$$c_k = C_{\min k} \quad at \quad \xi_k = 0 \quad (4)$$

$$c_k = C_{\max k} \quad \text{at} \quad \xi_k = \infty \quad (5)$$

$$\xi_k = \beta_{1k} \int |u_k| dt / l_o + \beta_{2k} x_k / l_o + l_{01k} / l_o \quad (6)$$

式(6)において、t、およびxは時間、および流路に沿う陸から海へ向かって取られた座標、 u_k は流速、 l_0 は場の代表的な長さであり、ここでは $l_0 = 3600 \text{ m}$ としており、 β_1 および β_2 は任意の定数であり、逆流時に $\beta_1 = 1$ 、 $\beta_2 = 3$ 、順流時に $\beta_1 = 1$ 、 $\beta_2 = -3$ 、 L_{01} は逆流開始時の塩水フロントの位置に相当する距離である。

順流時には塩分濃度は次式(5)により与えられる。

$$c_k = (C_{pk} - C_{\min k}) \exp\{-\alpha_{2k}(\xi_k - \xi_{ok})\} + C_{\min k} \quad (7)$$

$$c_k = C_{pk} \quad \text{at} \quad \xi_k = \xi_{ok} = \xi_k \Big|_{t=0} \quad (8)$$

$$c_k = C_{\min k} \quad \text{at} \quad \xi_k = \infty \quad (9)$$

ここに、時間 t は順流開始時に 0 となる。また、式(7)において、 C_{pk} は順流開始時の塩分濃度である。式(3)および(7)より、逆流および順流時の塩分が計算される。

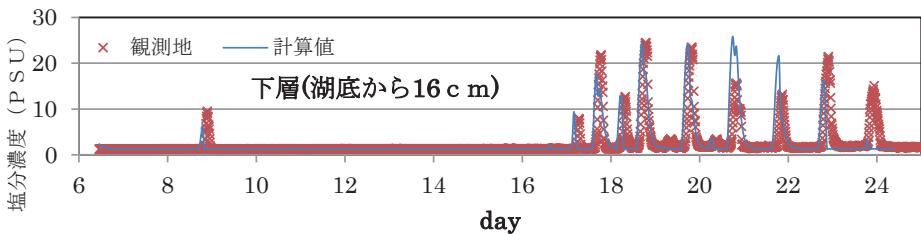


図 5 小川原湖口における 2016 年 10 月の塩水遡上

ここに、塩分の計算は次の境界条件を用いている。

$$\alpha_1 = 3.2, \alpha_2 = 1.5, l_{01} = -1200, l_{02} = 0, C_m = 33.5, C_1 = 1.3 \quad (10)$$

古村・佐々木・功刀によると上層(底面から 32 cm の高さ)の理論定数は以下のようになる。

$$\alpha_1 = 2.7, \alpha_2 = 1.0, l_{01} = -1300, l_{02} = 0, C_m = 33.5, C_1 = 1.3 \quad (11)$$

図 6 は式(10)および(11)により与えられる 2016 年 10 月の湖口における進入塩水の塩分分布を示しており、下層と上層の 2 層より塩分分布を予測した結果を示しているが鉛直分布はさらに変化した方が自然に見える。そこで、4 層の塩分予測結果より鉛直分布を予測したのが図 7 である。図 7 より、塩分の鉛直変

化は4層の場合はより自然に見える。すなわち、ここに入る塩水の鉛直分布は無視できないことを示している。

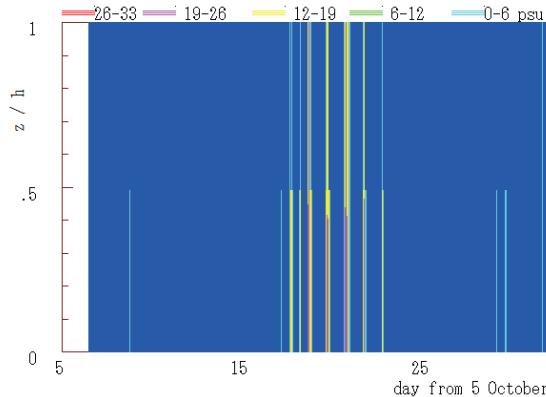


図6 湖口に進入する塩水の塩分鉛直分布（2016年10月）（2層の場合）

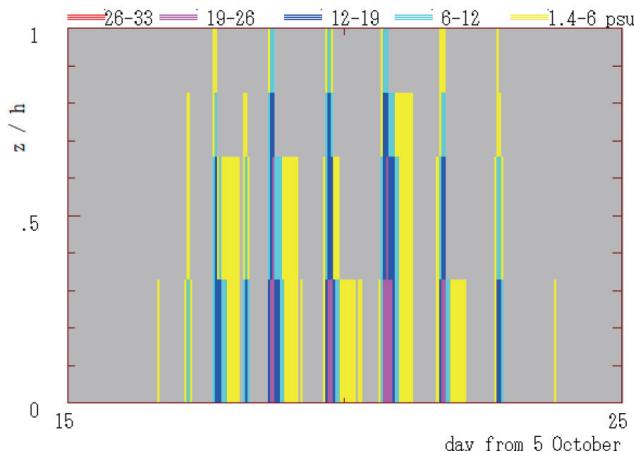


図7 湖口に進入する塩水の塩分鉛直分布（2016年10月）（4層の場合）

4. 結び

湖口に進入する塩水の塩分鉛直分布は無視できないことを明らかにした。

参考文献

- (1) 古村朋也・佐々木幹夫・功刀 智：小川原湖汽水環境調査、東北地域災害科学研究、第53巻、pp.77-82,2017.03.
- (2) Mikio Sasaki, Tanaka H. and Umeda M. "Characteristics of Salt Water Movement in Iwaki River Estuary, Japan" Journal of Earth Science and Engineering, Vol. 7, No.1, pp10-19,2017.

鉄骨置屋根構造における地震力の伝達メカニズム

山口 優樹（仙台高等専門学校専攻科） 藤田 智己（仙台高等専門学校）
飯藤 将之（仙台高等専門学校）

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震、2016年の熊本地震等、近年発生した大地震において鉄骨大スパン屋根がRC柱の上に露出柱脚形式で接合された空間構造物（以降、鉄骨置屋根構造とする）の体育館におけるRC下部構造と鉄骨置屋根の接合部（以降、屋根支承部とする）の損傷が確認され、避難所として十分機能できない事例が起きている¹⁾。

著者らは被害建物を対象として立体モデルを作成し静的、動的解析による鉄骨置屋根構造の被害メカニズムの検討を実施してきており、地震力が屋根面を通じて妻構面に集中する現象とともに、屋根部のつなぎ梁と下部構造の直交梁の耐力・剛性により地震力の伝わり方が変化し、屋根支承部の損傷に影響を与える可能性があることを示してきた²⁾。

本論文では鉄骨置屋根構造の3構面の縮小試験体を作成し、各構面を繋ぐつなぎ梁と直交梁のせん断剛性を模擬した板バネをパラメータとした振動台加振試験とシミュレーション解析を実施し、つなぎ梁と直交梁のせん断剛性と各構面に分配されるせん断力の関係を確認する。

2. 縮小試験体の振動台加振試験

2.1 試験概要

本研究では、東北地方太平洋沖地震で被害のあった体育館を基に妻構面と中央構面からなる簡略化した縮小試験体を用いた。図1～図3に縮小試験体の概要を、写真1に試験体全景を示す。妻構面の固有周期は0.2sec、中央構面の固有周期は0.4secとなっており、質量は各構面同等で柱頭部が1.6kg、屋根部が1.6kgである。図2に示す柱頭部と屋根部との接合はペアリングを介して連結し、ピン接合としている。各構面は屋根部と柱頭部において、つなぎ梁と直交梁を模擬した板バネによって接続される。

入力には正弦波と地震波を用いる。正弦波は、中央構面が大きく揺れる1次モード、中央構面と妻構面が逆位相で揺れる2次モードに合わせて周波数を設定し、振動台の入力加速度は30galとした。地震波はEl-centroNS波(1940年Imperial Valley地震)、八戸EW波(1978年十勝沖地震)、JMA神戸NS波(1995年兵庫県南部地震)を用い、振動台の最大入力加速度が1m/sec²程度となるように設定した。

試験ケースは表1に示すように、各構面を繋ぐつなぎ梁と直交梁の太さを10mm, 15mm, 20mmの3種類とし、屋根部につなぎ梁があるケース、屋根部と柱頭部につなぎ梁と直交梁があるケースの計12ケースとした。表内には各ケースごとのつなぎ梁と直交梁のせん断剛性と括弧内に梁幅を示している。つなぎ梁と柱のせん断剛性kは

$$k = \frac{12EI}{H^3} \quad (1)$$

で求めている。ここで、 I は断面 2 次モーメント、 E はヤング係数[195000 N/mm²]、 H は部材長さである。

2.2 計測方法

実験データの計測には加速度計、レーザー変位計、ひずみゲージを用いた。屋根部の応答加速度の計測は、小型加速度計を各構面の屋根面に計 3 箇所設置して行った。振動台の加速度は、振動台の南側に設置した加速度計で計測した。振動台と各構面の柱頭部の変位を測定するため、試験体とは独立してレーザー変位計を振動台の外部に計 4 箇所設置した。ひずみゲージは各構面の柱とつなぎ梁の両端とその裏側に計 4 箇所設置した。各部材に作用するせん断力は、各部材に設置したひずみゲージで得られたひずみ ε の値より、

$$Z = bh^3/6 \quad (2)$$

$$M = \varepsilon \cdot Z \cdot E \quad (3)$$

$$Q = \frac{M}{l} \quad (4)$$

で求めた。ここで、 Z は断面係数、 b は断面の幅、 h は断面の厚さ、 E はヤング係数[195000 N/mm²]、 l は上下端に設置したひずみゲージの中心間距離である。

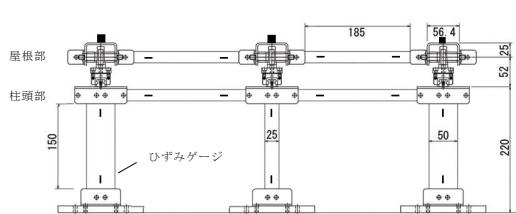


図 1 縮小試験体立面図 EW 方向

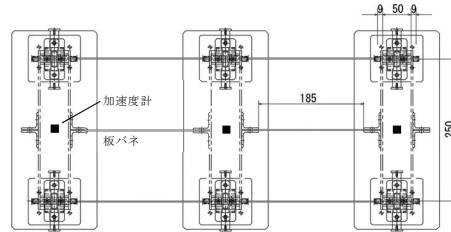


図 2 縮小試験体平面図

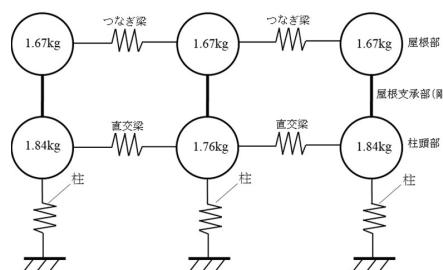


図 3 試験体概略図

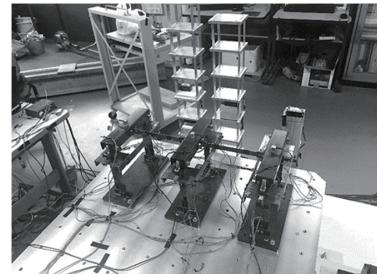


写真 1 試験体全映

表 1 実験ケースごとの各構面のつなぎ梁と直交梁せん断剛性【N/mm】と幅【mm】

CASE せん断剛性	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
屋根部 つなぎ梁	0.57 (20)	0.43 (15)	0.28 (10)	0.57 (20)	0.43 (15)	0.28 (10)	0.57 (20)	0.43 (15)	0.28 (10)	0.57 (20)	0.43 (15)	0.28 (10)
柱頭部 直交梁	△△	△△	△△	0.57×2 (20×2)	0.57×2 (20×2)	0.57×2 (20×2)	0.43×2 (15×2)	0.43×2 (15×2)	0.43×2 (15×2)	0.28×2 (10×2)	0.28×2 (10×2)	0.28×2 (10×2)

※括弧内はつなぎ梁の幅【mm】を示す。

3. 試験結果

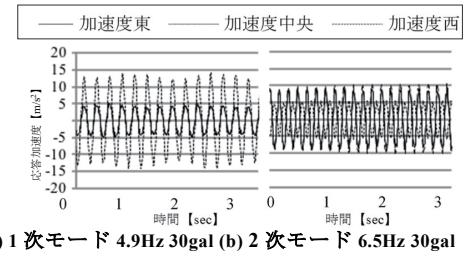
3.1 各モードの振動応答

正弦波加振試験によって得られた時刻歴波形のうち、CASE 1 の 1 次モードと 2 次モード結果を図 4 に示す。図中には、東側妻構面、西側妻構面、中央構面の応答加速度の時刻歴波形を重ね合わせて示している。

図 4 に示すように、1 次モードでは中央構面が妻構面に比べ応答が大きく、2 次モードでは中央構面と妻構面が逆位相で振動するモードとなる。1 次モードの振動の場合、妻構面に比べ中央構面では 2.5~3.5 度の応答増幅があった。2 次モードでは各構面が交互に振動し、中央構面の応答は 1 次モードより小さく、妻構面の 2~3 倍程度であった。

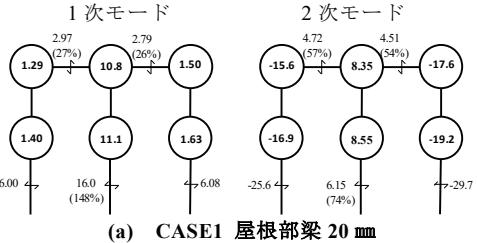
3.2 つなぎ梁と直交梁のせん断剛性と作用せん力の関係

正弦波加振試験および地震波加振試験の代表的な結果として、CASE1, CASE6 における各構面の作用地震力および、柱と梁に流れるせん断力とその割合を図 5, 6 に示す。各構面に作用する地震力は屋根部および柱頭部の質量と応答加速度の積として図中に太字で示し、図中括弧内には中央構面屋根部の地震力に対する柱と梁に流れるせん断力の割合として示している。また、中央構面屋根部に作用した地震力に対する中央構面柱、つなぎ梁、直交梁のせん断力の割合を示している。また、屋根部のつなぎ梁および中央構面の柱に作用したせん断力の総和に対するつなぎ梁と柱のせん断力の割合（以降、せん断力比とする）と屋根面等価せん断剛性比の関係を図 7 に示す。ここで、屋根面等価せん断剛性比は、妻構面の柱のせん断剛性とつなぎ梁、直交梁が直列ばねで連結された時のせん断剛性と中央構面柱のせん断剛性との比である。正弦波入力時において、CASE1~3 のように、つなぎ梁が屋根部のみに設置されるケースでは、中央構面の屋根部に作用する地震力に対して、つなぎ梁のせん断剛性が大きくなるほど、つ

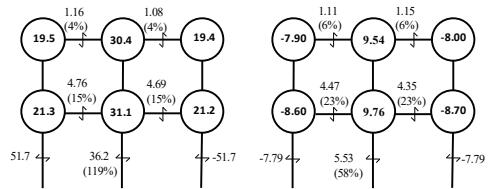


(a) 1 次モード 4.9Hz 30gal (b) 2 次モード 6.5Hz 30gal

図 4 加速度時刻歴波形：CASE1 屋根部梁 20mm

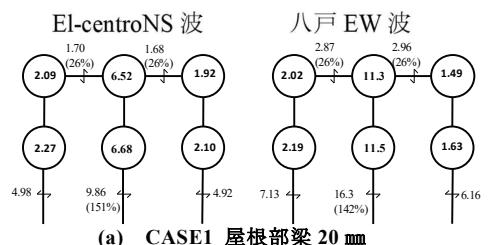


(a) CASE1 屋根部梁 20 mm

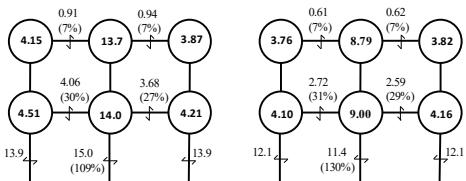


(b) CASE6 屋根部梁 10 mm 柱頭部梁 20 mm

図 5 各構面に流れるせん断力（正弦波）



(a) CASE1 屋根部梁 20 mm



(b) CASE6 屋根部梁 10 mm 柱頭部梁 20 mm

図 6 各構面に流れるせん断力（地震波）

なぎ梁に流れるせん断力が大きくなることを確認した。また、中央構面の柱には、屋根部から流れる地震力と柱頭部に作用する地震力の和としてせん断力が作用し、つなぎ梁のせん断剛性が大きくなるほど中央構面の柱のせん断力が小さくなることを確認した。CASE4~12 のように柱頭部に直交梁が設置されるケースでは、つなぎ梁のせん断力比は、屋根部のみにつなぎ梁が設置されるケースより小さくなり、さらに、柱頭部の直交梁のせん断剛性が高くなるほどその傾向は顕著になることを確認した。また、全ケースにおいて、1 次モードより 2 次モードの応答時で、つなぎ梁に伝達されるせん断力が大きくなり、その分中央構面の柱に伝達されるせん断力は小さくなることがわかつた。

地震波入力時では、屋根部のつなぎ梁に作用するせん断力が最大となる時、中央構面に作用する地震力に対するつなぎ梁と中央構面の柱に作用するせん断力の割合が、すべてのケースで正弦波加振試験における 1 次モード応答時と傾向が似ていることが確認できた。

4. シミュレーション解析

4.1 解析モデル概要

任意形状立体フレームの弾塑性解析ソフト SNAP を用いて、実験のシミュレーション解析を行う。本試験における多質点系モデルを図 8 に、モデル概要を表 2 に示す。

シミュレーション解析では、振動台加振試験では計測できなかった屋根支承部に作用するせん断力に着目し、各構面のつなぎ梁のせん断剛性と屋根支承部に作用するせん断力の関係を確認する。

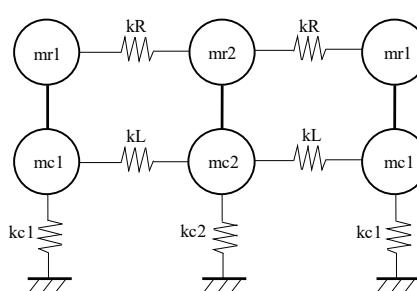


図 8 質点系モデル図

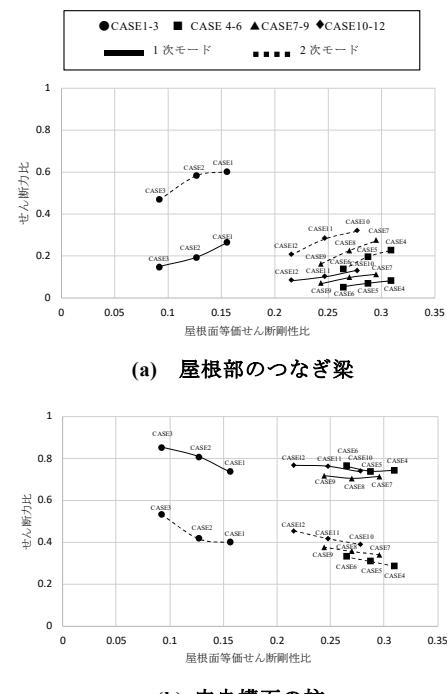


図 7 各部材のせん断力と屋根面等価せん断剛性比の関係

(b) 中央構面の柱

表 2 モデル概要

柱頭部の質量 (kg)	mc1 : 1.84 mc2 : 1.76
屋根面の質量 (kg)	mr1 : 1.67 mr2 : 1.67
柱のせん断剛性 (N/mm)	kc1 : 4.78 kc2 : 2.39
屋根面のせん断剛性 (N/mm)	20mm kR : 0.54 15mm kR : 0.41 10mm kR : 0.27 20mm kL : 0.54 15mm kL : 0.41 10mm kL : 0.27
柱頭部のせん断剛性 (N/mm)	

4.2 解析結果

シミュレーション解析の結果として、図9に解析結果と試験結果の時刻歴波形の重ね合わせを、図10に各構面のつなぎ梁と屋根支承部に流れるせん断力、屋根部の水平力とその割合を示す。なお、図中の左側が1次モード、右側に2次モードの結果である。

シミュレーション解析と振動台加振試験の時刻歴波形は概ね同様の応答をすることが確認でき、さらに図10と図5の比較より、各部材に作用するせん断力についても概ね対応していることが確認できた。CASE1とCASE7の比較より、柱頭部に直交梁が設置されたことで中央構面の屋根支承部に作用するせん断力の割合が低下している。これは、柱頭部に設置した直交梁の影響により中央構面の下部構造の見かけ上のせん断剛性が高くなり、屋根面に作用した地震力が下部構造に伝達されやすくなつたためである。また、つなぎ梁と直交梁のせん断剛性の総和が同じCASE6とCASE7を比較すると、屋根部のつなぎ梁のせん断剛性が大きく柱頭部の直交梁のせん断剛性が小さいCASE7の方が中央構面の屋根支承部に作用するせん断力の割合が小さくなることが確認された。以上のことから、柱頭部に設置された直交梁と柱のせん断剛性の総和が低く、もしくは屋根部に設置されたつなぎ梁のせん断剛性が高いほど、中央構面の支承部に伝達されるせん断力は小さくなり、その一方で、屋根面を通じて妻構面の支承部に伝達されるせん断力が大きくなることがわかった。

CASE1の2次モード振動時では、中央構面の支承部のせん断力の割合が負の値を示している。これは柱頭部に作用した地震力が屋根部へ伝達されたことを意味し、重層構造として地震力が上から下へと伝達される現行の設計手法の考え方と異なる現象である。この上部へ流れる力は、中央構面の屋根部に作用した地震力とともに妻構面へと伝達されることになる。

上述した解析結果に加え、妻構面フレームの固

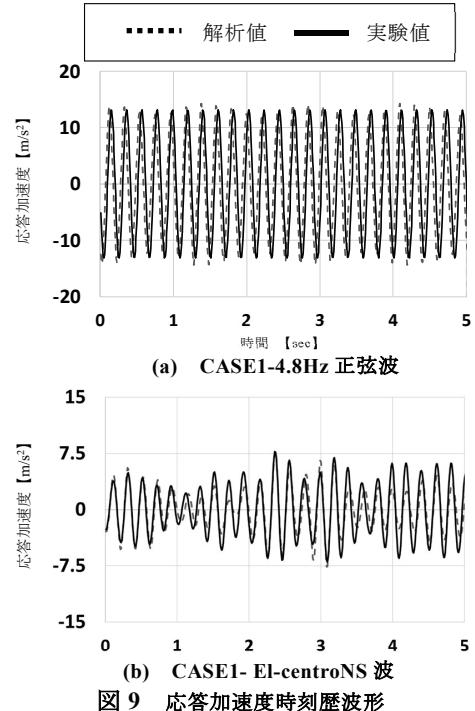


図9 応答加速度時刻歴波形

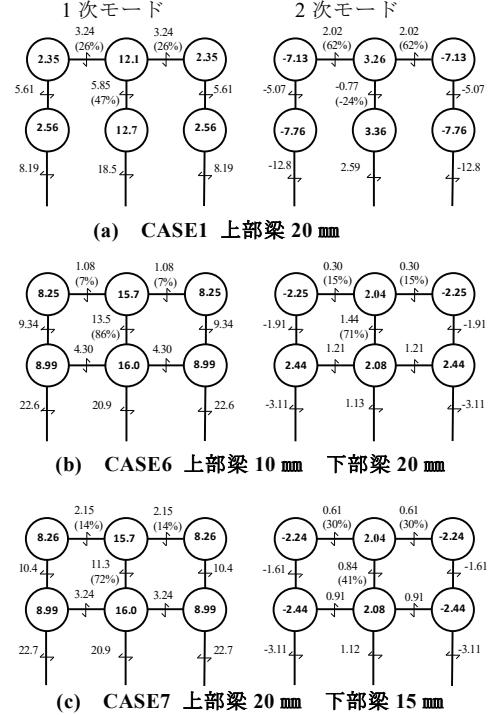


図10 屋根支承部に流れるせん断力の割合

有周期を 0.13sec, 0.1sec, 0.05sec とし、中央構面に対しより剛にした場合について正弦波入力の解析を実施した。最大入力加速度 0.3m/sec^2 で、各ケースの 1 次固有周期の正弦波として解析全ケースにおける各構面の屋根支承部に作用するせん断力と屋根支承部層の総せん断力の比（以降、支承部せん断係数とする）と屋根面等価せん断剛性比の関係を図 11 に示す。妻構面フレームの固有周期が短い場合、すなわち屋根面等価せん断剛性比が大きくなると、中央構面の支承部せん断係数は減少し、剛性比が 1.0 以降に 1 次モード振動時でも負のせん断力が発生する。また、妻構面の固有周期が短いほど支承部せん断係数は負の値を取りやすい。一方、妻構面の支承部せん断係数は剛性比とともに増加し、剛性比が 1.0 以降に支承部せん断係数は 0.5 を超え、屋根部に作用した地震力以上の力を両端の妻構面の支承部で支持することとなる。

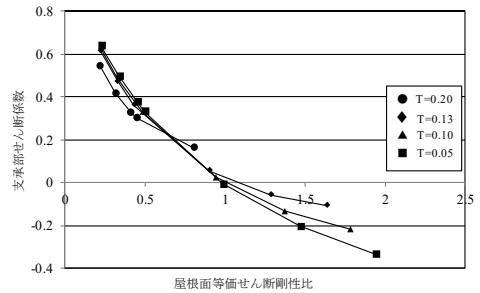
以上の結果より、妻構面の柱のせん断剛性および屋根部のつなぎ梁のせん断剛性が高い場合には、中央構面の柱頭部に作用する地震力が屋根面に伝達される可能性があり、設計時の想定以上の水平力が屋根面および妻構面の屋根支承部に作用する危険性がある。

5.まとめ

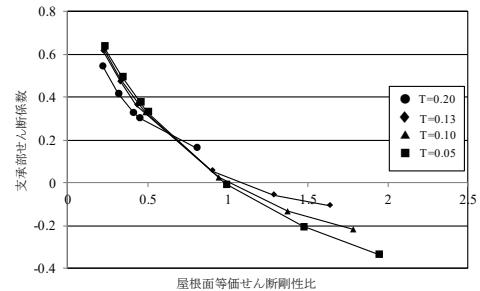
振動台加振試験およびシミュレーション解析により、屋根部のつなぎ梁と RC の直交梁のせん断剛性や妻構面の水平剛性が高くなることで、中央構面の柱頭部に作用する地震力が屋根面に伝達され、想定以上のせん断力が妻構面の屋根支承部に作用する危険性があることを確認した。今後は、実建物の屋根面等価せん断剛性比の調査を実施し、本解析結果との比較から被害状況との関係性の確認をしていく予定である。

参考文献

- 1) 一般社団法人 建築研究振興協会：東日本大震災における鉄骨置屋根構造の被害調査報告，2012
- 2) 藤田智己ほか：RC 下部構造と鉄骨置屋根の接合部への作用応力に関する横つなぎ材剛性の影響，コンクリート工学会年次大会論文集，第 40 卷，pp.787-792，2018



(a) 中央構面の屋根支承部



(b) 妻構面の屋根支承部

図 11 屋根支承部せん断力係数と屋根面等価せん断剛性比の関係

慣性質量効果を有する液流ダンパーを付加した

1層フレーム試験体の振動台加振試験

横田陽大（仙台高等専門学校専攻科）

藤田智己（仙台高等専門学校）

畠中友（東北工業大学工学部）

船木尚己（東北工業大学工学部）

飯藤将之（仙台高等専門学校）

1.はじめに

日本では地震による建物の構造的被害を防ぐために様々な策を講じてきた。その結果として東北地方太平洋沖地震や熊本地震のような大地震でも、建物における構造的被害は減少傾向にある。その一方で、地震による設備の落下や家具の転倒など非構造部材や建物の内部の被害が使用者に危害を与え、地震後の建物の継続的使用ができない事象が発生するなどの問題が生じている^{1), 2)}。

著者らは、地震による建物の内部被害を軽減するための新たな制震装置として、従来のダンパーと比較して大きな応答低減効果を簡易に得られる可能性を有する流体の質量移動効果を用いた慣性質量ダンパー(以降、慣性質量液流ダンパーとする)の開発を進めている^{例えば3), 4)}。

本論では1層フレームに慣性質量液流ダンパーを付加した縮小試験体の振動台加振試験を実施し、試験結果から本ダンパーを付加した際の振動応答特性の変化を明らかにするとともに、地震に対する有効性を確認する。

2.ダンパーの概要

本ダンパーは、図1に示すように1対のピストンシリンダー相互を細い管で連結した形状となっている。ダンパー内部には液体が封入され、シリンダーとピストンの隙間には液漏れを防ぐためのシール材が充填されている。外力によるピストンの変位に応じて、ダンパー内部の液流が連結管内を移動することにより慣性質量効果とエネルギー吸収が発生し、これを建物の応答低減に利用する機構となっている。

本ダンパーを付加した1層建物における振動方程式は、

$$(M_F + \beta^2 m_a) \ddot{x} + C_F \dot{x} + K_F x + F_f + F_s = -M_F \ddot{x}_0 \quad (1)$$

となる。ここで、 M_F はフレームの質量、 C_F はフレームの減衰係数、 K_F はフレームの剛性、 m_a は連結管内の液体の質量、 β はシール材厚さを考慮したピストン部面積A(以降、ダンパー有効断面積とする)と連結管の断面積aの比(A/a)を示す。本ダンパーは $\beta^2 m_a$ の慣性質量により、建物の

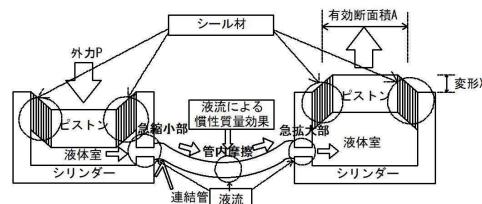


図1 慣性質量効果を有する液流ダンパーの概要

*Shaking Table Test of One Story Test Specimen Frame with Liquid Damper by Takahiro Yokota, Tomomi Fujita, Tomoyuki Hatanaka, Naoki Funaki, Masayuki Hando

長周期化を実現し、液流による抵抗力 F_f 、シール材の抵抗力 F_s によって減衰を与える。加えて、この慣性質量には入力地震動の低減を与える作用も有する。

図1に示すように、本ダンパーでは、ピストン部の変形 x に伴って、液体がシリンダーおよび連結管内を移動する際に急縮小部、急拡大部、連結管内部の3点で圧力損失を発生し、液流抵抗が発生する。

3. 振動台加振試験の概要

本試験で用いるダンパー試験体の平面図と断面図を図2に示す。フレームには、ダンパーを2台1組として使用し、内径10mmの鋼製の連結管により連結して試験体を構成する。連結管の長さは、0.5m、1.0m、2.0mの計3ケースとし、ダンパーに封入する液体には水道水を用いる。

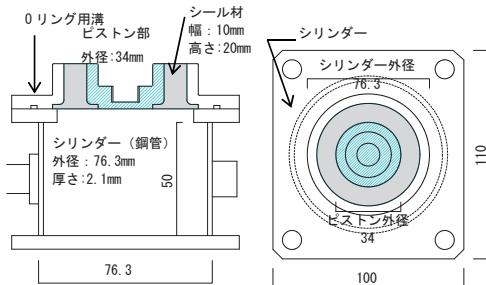


図2 ダンパー試験体 (左: 断面図 右: 平面図)

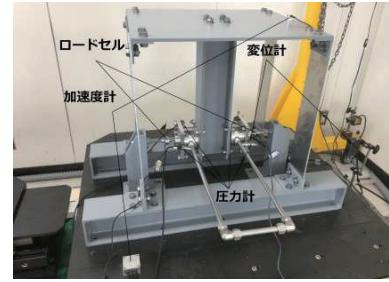


写真1 フレーム試験体全景

写真1、図3に示すように、1層フレーム試験体を、厚さ8mmの鉄板の梁と厚さ4mmのアルミ板の柱から構成し、基礎梁を介して振動台に固定する。ダンパーは梁中央に固定されたダンパー固定用治具を介して設置する。フレームの水平変位とともに生じる固定治具と基礎梁との相対変位によってダンパーが駆動し、応答低減効果をもたらす。

加振試験の入力地震動として正弦波および八戸EW波（1968年十勝沖地震）、タフトEW波（1952年Kern County 地震）、JMA神戸NS波（1995年兵庫県南部地震）、BCJ-L1波の4種類を用いる。振動台の性能を考慮して入力加速度が最大 2.0m/s^2 に収まるように入力レベルを調整した。なお、BCJ-L1波については、ダンパーが付加されることによるフレーム固有周期の変化域が応答加速度一定領域の周期帯に収まるように時間軸を1/2に縮めて用いた。減衰定数3%で、入力レベルを調整した入力地震波の加速度応答スペクトルを図4に示す。写真1に示すとおり、1層フレームと振動台に取り付けた加速度計で応答加速度を、1層フレームと振動台の横に取り付けたレーザー変位計でフレームの相対変位を、ダンパーに取り付けたロードセルでダンパー抵抗力を計測した。更に、各ダンパーのシリンダーおよび連結管両端部の計

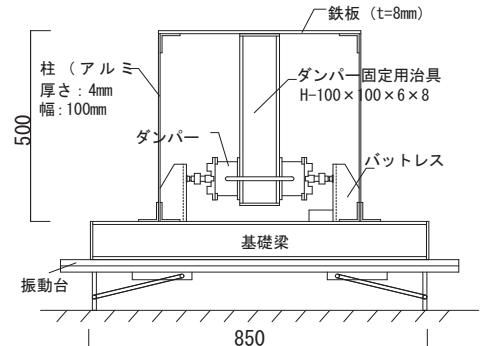


図3 1層フレーム試験体(単位:mm)

4か所に圧力計を取り付けダンパー内の内圧を計測した。シリンダーと連結管に取り付けた圧力計の差により、本ダンパーにおける急拡大部、急縮小部の圧力損失を、連結管両端部2か所の圧力計の差により、管内摩擦による圧力損失を計測した。

はじめに、正弦波加振試験により各ケースの固有周期と加速度応答倍率を確認し、次に、地震波加振試験より各ケースの等価減衰定数に対する加速度応答スペクトルから周期変動による応答低減効果を検討した。

4. 正弦波加振試験結果

正弦波加振試験より求めた共振曲線、およびそれぞれの変位・内圧差履歴ループ、変位・慣性力履歴ループの結果を図5～8に示す。ここで、慣性力は試験体質量とフレーム応答加速度の積である。図5に示すように、応答倍率は、管長が0.5mの時に約6倍、管長が1.0mの時に約4倍、管長が2.0mの時は約2倍となり、ダンパーを付加することで、どの試験体のケースにおいてもダンパー無の時に比べ加速度応答倍率の最大値を抑えることができ、その効果は連結管が長いほど大きい。固有周期はダンパー無の場合に比べ、管長0.5m、1.0mで短くなっているが、これはダンパーを構成するシール材の剛性が付加されたためである。

管長0.5mの時に0.16秒、1.0mの時0.20秒、2.0mの時0.26秒と、連結管が長くなり管内の液体量が増えことで慣性質量が増加し、長周期化される結果が得られた。本ダンパーの液流抵抗について、管内摩擦、急縮小部、急拡大部の変位・内圧差履歴ループを図6～図8に示す。

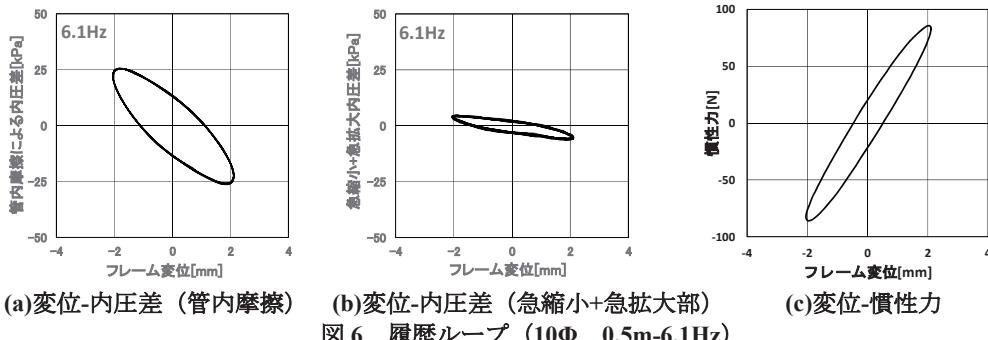


図6 履歴ループ (10Φ 0.5m-6.1Hz)

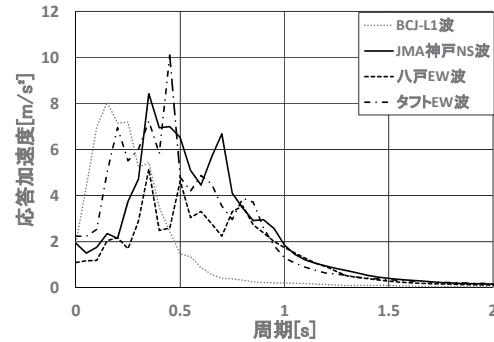


図4 入力地震動の加速度応答スペクトル(h=3.0%)

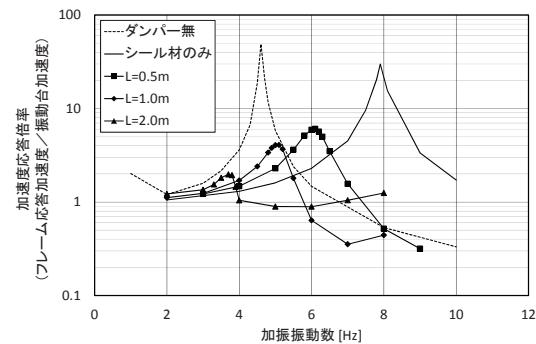
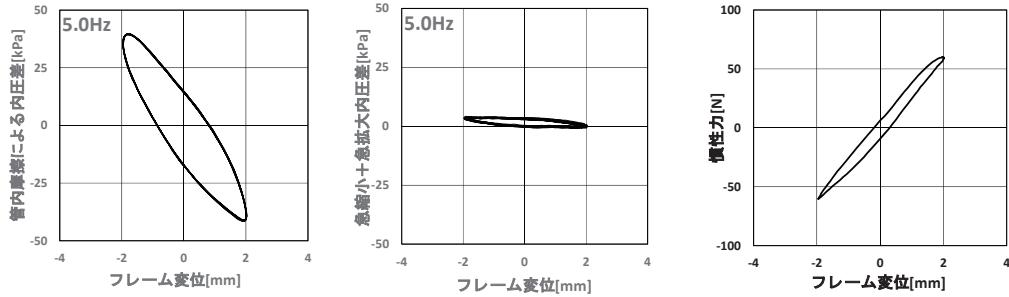


図5 正弦波加振試験による共振曲線



(b)変位-内圧差 (急縮小+急拡大部)

(c)変位-慣性力

図 7 履歴ループ (10Φ 1.0m-5.0Hz)

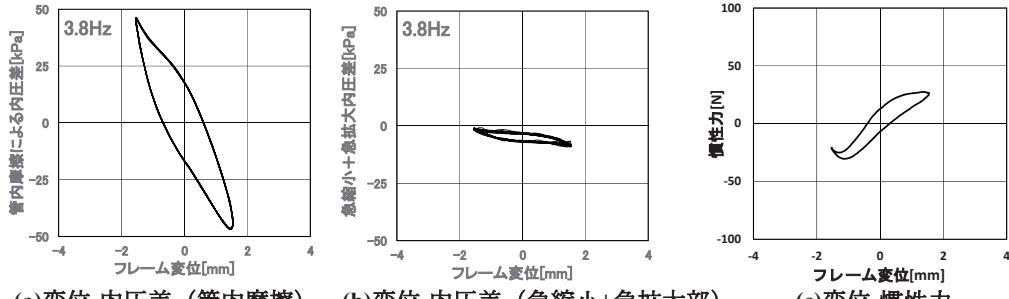


図 8 履歴ループ (10Φ 2.0m-3.8Hz)

管内摩擦による内圧差に比べ、急縮小部と急拡大部の内圧差は小さく、エネルギー吸収もほとんどないことがわかる。また、管長を長くすると変位 - 内圧差履歴ループの負剛性の傾きが大きくなることが確認でき、結果として変位 - 慣性力履歴ループの傾きは小さくなり、建物が長周期化される。

5. 地震波加振試験結果

各地震波における加速度応答スペクトルを用いて地震波加振試験の結果を整理したものを、図9～12に示す。なお、各応答スペクトルは、地震波加振試験結果より得られたそれぞれの固有周期における応答加速度と一致するよう減衰定数を調整して作成している。

地震波加振試験の結果を一覧にまとめたものを表1に示す。表内の等価粘性減衰定数は、地震波加振試験と応答スペクトルとの対応より求めたものである。

表1および図9～図12に示すように、全ての地震波ケースでダンパー無しのケースに比べてダンパーを付加することにより応答加速度を1/2程度に低減することができている。また、連結管の長さを変化させた場合、地震波によって減衰定数にはばらつきがあるものの、連結管を長くするほど減衰定数は大きくなる傾向を示し、正弦波加振試験と同様の結果が得られた。

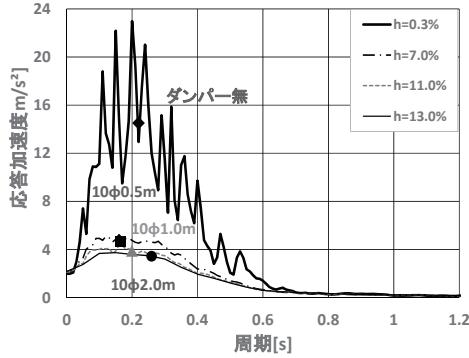


図9 加速度応答スペクトル (BCJ-L1波)

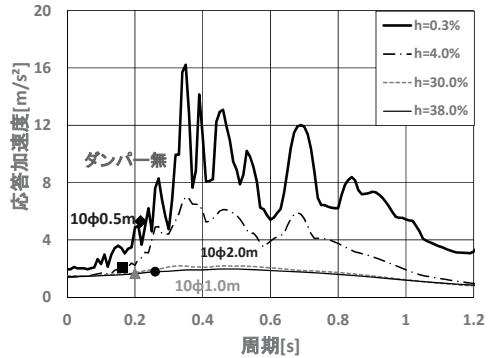


図10 加速度応答スペクトル

(JMA 神戸 NS 波)

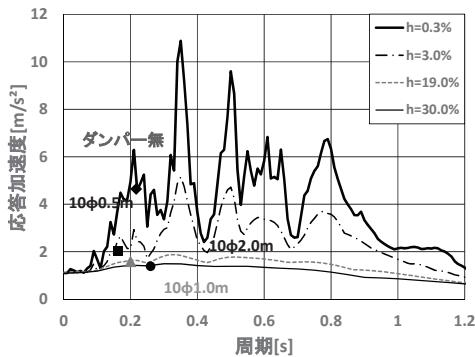


図11 加速度応答スペクトル (八戸 EW 波)

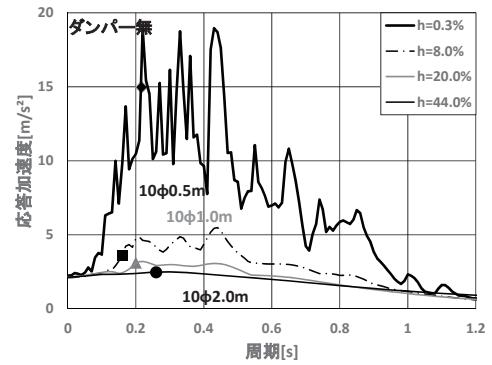


図12 加速度応答スペクトル (タフト EW 波)

表1 地震波加振試験結果と等価減衰定数の比較

地震波	試験体 ケース	最大振動台 加速度[m/s ²]	最大応答 加速度[m/s ²]	最大応答 変位[mm]	ダンパー 抵抗力[N]	加速度 応答倍率	等価減衰定数 heq [%]
BCJ-L1 波	ダンバー無	1.98	14.52	16.5	—	7.32	0.3
	0.5m	2.16	4.70	2.64	77.2	2.18	7.0
	1.0m	2.15	3.89	2.4	76.8	1.81	11.0
	2.0m	2.18	3.43	2.43	104	1.58	13.0
JMA 神戸 NS 波	ダンバー無	1.94	5.29	6.16	—	2.73	0.3
	0.5m	1.39	2.03	1.18	32.6	1.46	4.0
	1.0m	1.47	1.69	1.06	31.3	1.15	30.0
	2.0m	1.44	1.77	1.39	32.1	1.23	38.0
八戸 EW 波	ダンバー無	1.10	4.65	5.47	—	4.24	0.3
	0.5m	1.11	2.02	1.21	30.8	1.82	3.0
	1.0m	1.13	1.60	1.06	24.0	1.42	19.0
	2.0m	1.09	1.38	0.86	22.9	1.27	30.0
タフト EW 波	ダンバー無	2.25	14.97	17.54	—	6.67	0.3
	0.5m	2.11	3.58	2.31	52.4	1.69	8.0
	1.0m	2.16	3.12	2.3	49	1.44	20.0
	2.0m	2.15	2.47	1.55	55.7	1.15	44.0

入力地震波の違いについて検討してみると、BCJ-L1 波、八戸 EW 波およびタフト EW 波では連結管が長くなるほど加速度応答倍率は低減している一方で、JMA 神戸 NS 波では管長が 1.0m のケースよりも 2.0m のケースで加速度応答倍率は高くなり、管長と応答低減効果が比例関係を示さない場合もあることが確認された。

本ダンパーの慣性質量効果は、連結管内の液体質量 m_a やダンパーのピストンと連結管の断面積比 β の 2 乗に比例する。そのため、連結管の延長等の改良により慣性質量効果を増加させ、免震構造の周期帯まで建物の長周期が実現できれば、既存の建物へ本ダンパーを付加するだけで簡易免震化が可能となると考える。

6.まとめ

液流ダンパーを付加した 1 層フレームの振動台加振試験を行い、以下の知見を得た。

- 1) 正弦波加振試験より、連結管が長いほど慣性質量効果が増大し、フレームの固有周期の長周期化と、高い応答低減効果が得られることを確認した。また、ダンパーによるエネルギー吸収が主に管内摩擦で発生していることを確認できた。
- 2) 地震波加振試験より、管長を長くするとそれに伴い等価減衰定数が大きくなる傾向があることを確認した。BCJ-L1 波のように応答が一定となる周期帯での応答の場合、連結管の管長を長くするほど応答低減効果が高くなる。しかし、JMA 神戸 NS 波をはじめとした地震波では、慣性質量効果による固有周期の変化の影響により、連結管を長くするだけでは応答低減に繋がらないケースもあり、最適な応答低減効果を得るために、入力地震動の周期特性を考慮してダンパーの形状を決める必要があることがわかった。これらの課題については継続的な検討を行う予定である。

謝辞

本研究は、科学研究費（基盤研究（C）No17K06652、建物の機能維持を目指した慣性質量効果を有する制振機構の実建物への適用に関する検証、研究代表：船木尚己）のもとで実施されました。ここに記して感謝を表します。

参考文献

- 1) 畑中友ほか：東北地方太平洋沖地震における学校建物の機能被害とその要因分析、コンクリート工学年次大会 2014, Vol.36, pp.961-966, 2014.7
- 2) 国土交通省、国土技術政策総合研究所：熊本地震における建物被害の原因分析を行う委員会報告書、2016
- 3) 鈴木敦詞ほか：慣性質量効果を有する液流ダンパーの抵抗特性、日本建築学会大会学術講演梗概、pp.1007-1008, 2013
- 4) 畑中友ほか：慣性質量効果を有する液流ダンパーを用いた 1 層フレーム試験体の振動応答特性、構造工学論文集 Vol.63B, pp.205-211, 2017

1906年および1982年の秋田県森吉・阿仁の地震による

被害に関する文献調査*

秋田大学 地方創生センター 水田 敏彦
北海道大学 名誉教授 鏡味 洋史

1. はじめに

筆者らは秋田県内に被害を与えた明治以降の被害地震について、当時の地方新聞、郷土出版物、行政資料などの文献調査を進めている。これまで県内の広域に被害を及ぼした1896年陸羽地震、1914年秋田仙北地震および局地的な地震である1955年二ツ井地震などについて、被害および分布、震災対応などを順次明らかにしている。一方、これらの地震の他に秋田県内に被害を及ぼした被害地震も数多く知られている。明治期以降に発生した地震で秋田県に被害を生じた地震について、宇佐美らの日本被害地震総覧¹⁾から

選び表1に示す。番号は日本被害地震総覧の中で付けられている一連の地震番号である。小論では、これらの中から1906年と1982年に秋田県森吉・阿仁地域で発生した二つの地震を取上げ、当時の新聞記事から被害の実態、分布を明らかにする。被災地が限られる地震であるが、当該地域のみならず県内の地震防災を考える上の基礎資料として重要であると考えている。

2. 1906年および1982年の秋田県森吉・阿仁の地震と被災域の概要

日本被害地震総覧¹⁾による両地震の諸元を以下に示す。また、震央の位置を図1に示す。
1906年の地震: 1906年10月12日、10時4分、秋田県北部、 $\lambda = 140.5^\circ \text{E}$, $\phi = 40.0^\circ \text{N}$, $M = 5.4$ 、また、同日9時56分にも同程度の地震 ($\lambda = 140.5^\circ \text{E}$, $\phi = 40.0^\circ \text{N}$, $M = 5.6$) があった。被害については、『北秋田郡阿仁合町で石垣の崩壊などの小被害あり』と掲載されている。
1982年の地震: 1982年1月8日、5時37分、秋田県中部、 $\lambda = 140.29' \text{E}$, $\phi = 40.1' \text{N}$, $M = 5.2$, $h = 0 \text{ km}$ 、被害については、『阿仁町で物体の落下、窓ガラスの破損、小学校の校舎の壁や床に亀裂』と掲載されている。

表1 秋田県の主な被害地震（1894～2011年）
【*印はこれまで文献調査を行った地震】

番号	発生日	M	地震名、震央	秋田県の被災地
311*	1894.10.22	7.0	庄内地震	由利郡
317*	1896.08.31	7.2	陸羽地震	仙北・平鹿・雄勝郡
344	1901.08.09	7.2	青森県東方沖	小坂、毛馬内
366	1906.10.12	5.4	秋田県北部	阿仁合
398*	1914.03.15	7.1	秋田仙北地震	仙北・由利・平鹿郡
399	1914.03.28	6.1	秋田県平鹿郡	平鹿郡
494*	1939.05.01	6.8	男鹿地震	男鹿半島
533*	1955.10.19	5.9	二ツ井地震	二ツ井、響
538	1957.03.01	4.3	秋田県北部	二ツ井
561	1964.05.07	6.9	男鹿平島沖	男鹿平島、八郎潟
562	1964.06.16	7.5	新潟地震	日本海沿岸
565	1964.12.11	6.3	秋田県沖	八郎潟
580*	1968.05.16	7.9	1968十勝沖地震	鹿角郡
598	1970.10.16	6.2	秋田県南東部	東成瀬、山内
639	1982.01.08	5.2	秋田県中部	阿仁
645	1983.05.26	7.7	日本海中部地震	日本海沿岸北部
712	1996.08.11	5.9	鬼首付近	雄勝郡
731	1999.02.26	5.1	象潟付近	象潟
818	2008.06.14	7.2	岩手・宮城内陸地震	湯沢、横手
841	2011.03.11	9.0	東北地方太平洋沖地震	湯沢、横手
844	2011.04.01	5.0	秋田県内陸北部	大館
845	2011.04.07	7.2	宮城県沖	仙北・平鹿・雄勝郡
849	2011.04.19	4.9	秋田県内陸南部	大仙

*Literature survey of Akita-ken Moriyoshi-Ani earthquakes of 1906 and 1982 by Toshihiko Mizuta and Hiroshi Kagami

両地震の主な被災域は秋田県森吉町および阿仁町である。秋田県の中央部北側に位置し、森吉町は1956年北秋田郡米内沢町と前田村が合併し森吉町となり、阿仁町は1955年に阿仁合町と大阿仁村が合併し阿仁町となった。これらの地域は米代川支流の源流部に当たり、阿仁鉱山の金、銀、銅の採掘で栄えた町である。また、積雪は平地部でも1mを超える、山間部では2m以上を記録する豪雪地帯である。さらに、2005年に北秋田郡の森吉町、阿仁町、鷹巣町、合川町の4町が合併し、現在は北秋田市の一部となっている。

3. 新聞記事

3.1 1906年の地震

秋田の代表紙である秋田魁新報のマイクロフィルムを資料とした。地震に関する記事は地震発生翌日の10月13日と翌14日に表れる。被害に関する記事のみ選び以下に記す。●印は大見出し、◎は小見出し、『』は記事の引用を、《》は記事の要約・説明を示す。

秋田魁新報

【10月13日】3面：◎昨日の地震（秋田測候所報）『本日起こりし2回の地震は近来稀れなる強震にて最大水平動5耗8に迄達せり而して今回の地震は其震源地は秋田近海にあるもの如く其波動区域は南は新潟より北は函館に涉り秋田は其震動最も強烈なりとす』《秋田測候所の験測結果》◎昨日の強震『昨日午前10時2回の強震あり第1回は第2回より強烈に家屋震動し人々は戸外に出づる程なりき方向は東南より西北に向ひたる如し』 ◎時計止まる『昨日の地震は余程強烈にて大曲辺は時計止り市内にも止まりしものあり而して北秋田方面は微弱なりといふ』 ◎編輯日誌『午前10時頃、強震2回あり、楼上楼下の社員悉く戸外に避けた』

【10月14日】3面：◎一昨日の強震『一昨夜10時58分頃又々強震ありしも暫にして止り』

3.2 1982年の地震

秋田の代表紙である秋田魁新報、被災地域を含む能代市をエリアとする北羽新報、北秋田市をエリアとする秋北新聞、大館市をエリアとする北鹿新聞を参照し、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。地震に関する記事は地震発生の当日の1月8日付夕刊から1月10日の紙面まで表れる。被害に関する記事のみ選び以下に記す。●印は大見出し、◎は小見出し、」印は見出し内の改行を、『』は記事の引用を、《》は記事の要約・説明を示す。また、▲▽◆は記事の中で使われている▲▽◆印である。

秋田魁新報

【1月8日】5面：●森吉山周辺で直下型地震「阿仁、鹿角は大揺れ」8日早朝秋田駅は震度4記録『北秋田郡で直下型地震が発生、最強だった午前5時38分には鷹巣町で震度3、秋田市で震度2を記録した。この地震で奥羽、羽越両本線をはじめ、五能、阿仁合、男鹿の各線で線路点検などのため列車の運転を一時中断した。仙台管区気象台によると、震源地は北秋田郡の森



図1 対象とした地震の震央

吉山周辺のごく地表に近い部分。(中略) 同気象台は阿仁町役場などから電話で収集した情報から、震源地に近い同町や鹿角市などでは震度3ないし4の弱震か中震並みの揺れがあったと推定している。また秋田、二ツ井、羽後本荘の3駅の地震計はいずれも震度4を記録した。(中略) 仙台管区気象台による各地の震度は次の通り。▽震度3(弱震) 鷹巣▽震度2(軽震) 秋田、八戸、酒田▽震度1(微震) 盛岡』 ●通勤の足混乱秋鉄局『国鉄は最も揺れが激しかった午前5時38分に、秋田、羽後本荘、二ツ井の3駅の地震計が、震度4を記録。このため、秋鉄局は奥羽本線の羽後境一迫分間と北金岡一鷹巣間、羽越本線の象潟一秋田間、それに男鹿、阿仁合、五能の3線で線路に異状がないかを点検した。いずれも同8時半までには何らの異状も認められずに復旧したが、この間列車は全面ストップ(中略) 秋田空港は未明からの除雪と並行して滑走路の点検を行い、午前7時の除雪終了後も異状がないことを確認した』 ◎家具ガタガタ秋田市『市民は布団をはねのけて起き出した。蛍光灯は動き、調度品や家具もガタガタ』

●校舎の床や壁に亀裂』 阿仁合、根子の両小で『震源地に近い森吉町と阿仁町の住民は一夜をまんじりともしないで過ごした(中略) 阿仁町の比立内地区では不気味な地響きが鳴り、茶碗、コップが落ちるほど。森吉町の桐内沢、根森田地区では、遠雷のような音が鳴りやまず、ときどきズシーンという音とともに激しく揺れた。鷹巣町でも大きく揺れた。森吉署に入った連絡では大きな被害はなかったものの、阿仁町比立内の幸屋渡で店舗の陳列品が棚から落ち、酒瓶やしょうゆ瓶などが割れた。北秋田郡阿仁町の町教委に入った報告によると8日未明の地震で阿仁合小、根子小の校舎の床や壁に亀裂が入った。阿仁合小は1階図書室の床に数本の亀裂で、長いもので2メートル近く、短いもので数センチ。また、給食室の壁にもヒビ割れが数本入った。同小は51年春の完工で鉄筋コンクリート建て。床にはPタイルを張っている。根子小は2階の教室に長さ数十センチの亀裂が数本、1階の教室は前からあったヒビが大きくなつた程度。同小は42年の建築で鉄筋コンクリート建て。両小とも授業に差しつかえるほどの危険はない』

【1月9日】13面: ●「森吉山付近に活断層?」東北大地震予知センターが推測 ●森吉小で蛍光灯落下』 簡易水道も被害』 直下型地震の鷹巣阿仁『県消防防災課が同日午後1時現在でまとめた被害調べによると、阿仁町の根子小の体育館や教室の床、阿仁合小の図書館の床、町立体育館壁などに小規模の亀裂生じたほか、林業研修センターと山村開発センターのタイルの一部が破損、簡易水道も被害を受け、十数個が断水、小さな亀裂の生じた町道もあった。また森吉町でも森吉小で蛍光灯10本が落下した。このほか、酒店などで清酒やウイスキーがタナから落ちて割れたり、窓ガラスが破損するなどの被害が出た』

北羽新報

【1月9日】7面: ●早朝にグラリ列車ストップ』 森吉周辺で直下型地震』 二ツ井で震度4 通勤列車など2時間半『各地の震度は鷹巣町が震度3の弱震だったほか、秋田市、青森県の八戸市、山形県酒田市が同2の軽震、岩手県盛岡市、山形県新庄市が同1の微震となった。能代市は地震計がないので、はつきりしないが、震度3から2とみられている。地震による建物の損壊などの被害はでていないが、国鉄で独自に設置している線路沿いの地震計は、秋田、本荘、二ツ井、八郎潟の4カ所で震度4の中震を観測した。このため、秋鉄局では午後5時39分から奥羽線の北金岡一鷹巣間など2カ所、羽越線の一部、それに五能線、阿仁合線の全線で列車の運転を見合わせ、各地区的保線区員が、管轄の線路点検を行った。奥羽線は同8時30分すぎ、五能

線は同 7 時 30 分ごろにやっと運転が再開された（中略）運転規制がちょうど、通勤通学の時間帯だったため、列車で通勤しているサラリーマンなどの遅刻が相次いだ。学校の場合は冬休み期間中だったため、授業に影響はなかったが、補習授業をしている能代北の生徒や各高校の運動部員らの足が乱れた。秋鉄局によると、国鉄五能線では 53 年に強風のため、能代一向能代間で運転中止の規制をしたことがあるが、地震による規制は近年なかったという』

【1月10日】7面：●どちらが正しい震源地』森吉山地震気象台と予知センターの誤差 7 キロ『県消防防災課は、地震の情報や被害状況を収集しているが、秋田地方気象台と東北大大学地震予知観測センターが調べた震源地が違っていることが判明した。双方とも森吉山付近としてはいるが、緯度、経度から調べると震源地が 7 キロほども異なっている』

秋北新聞

【1月10日】1面：●続出した軽微の被害』阿仁部直下型地震の“余波”『森吉山周辺で起きた直下型地震は、阿仁町と森吉町で水道管の亀裂学校や開発センターなどの建物の一部が破損したり、商店で酒びんが落ちたりしたほか、一般家庭でも食器類に軽微ながら被害が出た。しかし、けが人などはなく被害程度も総額で 200 万円ほどと見ている。森吉警察署・鷹巣阿仁広域消防本部で 8 日朝までにまとめた主な被害は次の通り。◆阿仁町▽根子小学校の音楽室・女子トイレのコンクリート床にくもの巣状の亀裂▽阿仁町開発センター玄関床タイル 80 枚ほどがはがされた▽町道下浜瀬地内のアスファルトが長さ 60 メートルほどにわたって亀裂▽町立体育館の壁に亀裂（規模は調査中）▽直木地内で道路横断の簡易水道管が破裂して 13 戸ほどが一時断水▽林業研修センター 2 階タイルが落下▽高嶋製材所で工場の床に 1.6 メートルにわたって亀裂◆森吉町▽森吉小学校で蛍光灯 10 本が破損▽森吉郵便局でガラス破損▽松浦商店の壁が 1.8 メートル落下』

北鹿新聞

【1月9日】7面：●早朝の地震阿仁町中心に被害』校舎に亀裂、民家の断水など『鷹巣町で震度 3 の弱震を記録したほか、秋田市、山形県酒田市、青森県弘前市など東北各地でも軽、微震を記録。震源地の県北部を中心に、家屋の壁、床の亀裂、窓ガラスの破損などの被害があつたのを始め国鉄が最高 2 時間にわたって全面ストップ。通勤客の足が乱れるなどの様々な影響があつた。（中略）阿仁町一帯を中心に入家の窓ガラスが割れたり、壁がハガれ落ちたりする被害が続出。森吉書、阿仁町役場によると、阿仁町根子小学校 2 階の 2 教室でコンクリート床に亀裂が生じたほか、阿仁町開発センター玄関床のタイル 80 枚がハガれた。さらに、同町銀山下新町、高嶋製材所工場のコンクリート床面に長さ 1 メートル 60 センチ、深さ 7 センチにわたって亀裂が生じた。また同町下浜瀬地内の町道が長さ 60 センチ、幅 2 メートルにわたって裂けたが、通行に支障はなかった。このほか、阿仁町立体育館の壁が亀裂、森吉小で天井に吊してあつた蛍光灯が 12 本落下し破損。森吉郵便局で 126 センチ×40 センチの窓ガラス 1 枚が破損。阿仁町林業研修センター 2 階トイレ部分のタイルが落下。同町真木地区で簡易水道が昼過ぎまでの間断水、15 戸の住民が飲料水の確保に追われた。また、比立内、阿仁町銀山などの酒店で日本酒シャンパン、ワインなど 20 数本が転倒、破損する被害が出たほか、森吉山ふもとの阿仁町打当地区の民家では、突き上げるような搖れのため天井が落下。地震による火災や家屋の倒壊による人的被害はなかったものの、阿仁町、森吉町一帯で様々な被害が出た』

4. 被害のまとめ

4.1 1906年の地震

被害に関する記事を整理し表2に示す。被害が記載されている資料「秋田気象三十年報」²⁾を新たに見つけ追加した。秋田測候所が1886年から1915年までの中強震以上の地震をまとめた表があり、震域と被害が記載されている。中強震部と弱震部の範囲が示されており『中強震部：羽後、陸奥を含み面積590方里』『弱震部：陸中、陸奥、羽後、渡島（現函館市東部）を含み陸地面積1210方里』と記されている。また、被害を抜き出し、被害の分布を当時の鉄道と主要道路と共に示すと図2のようになる。被害は震央に近い北秋田郡に限られており『秋田郡阿仁合町古河鉱業場の石壠崩壊したる等同郡内には多少の被害あり』と記されている。その他、震央から40km～60km程度離れた秋田市と大曲町で時計が止まったことが報じられている。

表2 1906年の地震被害のまとめ

秋田魁新報	
波動区域は南は新潟より北は函館に涉り秋田は其震動最も強烈なり	その他 波動区域は南は新潟より北 は函館に涉り
秋田測候所（秋田市牛島）の観測結果	
初めの地震：震動の始まりし時刻12日午前9時58分53秒、震動の時間1分13秒、最大水平動3耗3（周期0.8秒）、最大上下動0耗3（周期0.5秒）	
2回目の地震：震動の始まりし時刻12日午前10時4分23秒、震動の時間1分36秒、最大水平動5耗8（周期0.7秒）、最大上下動1耗（周期2秒）	
秋田市：2回の強震あり1回は2回より強烈に家屋震動し人々戸外に出づる、時計止り	阿仁合町 古河鉱業場：石壠崩壊 同郡内（北秋田郡）には多少の被害あり
大曲町：時計止り	
秋田気象三十年報 ²⁾	
明治29年10月12日午前10時4分23秒	秋田市 2回の強震あり 第1回は第2回 より強烈に家屋 震動し人々戸外 に出づる、時計 止り
中強震部：羽後、陸奥を含み面積590方里	
弱震部：陸中、陸奥、羽後、渡島を含み陸地面積1210方里	
羽後北部、陸奥西岸に亘り震動甚だ強く振り子時計は概ね運動停止	
北秋田郡阿仁合町：古河鉱業場の石壠崩壊したる等同郡内には多少の被害あり	

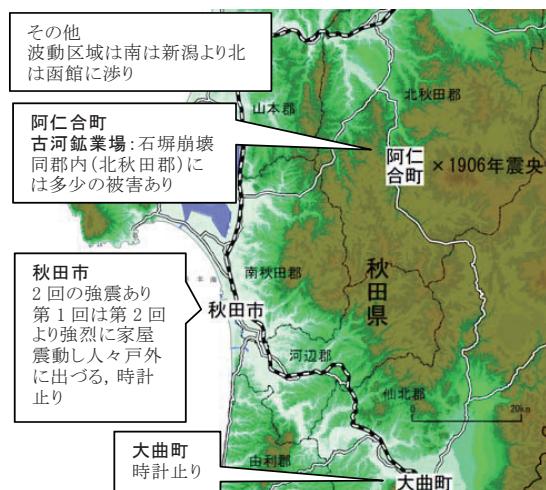


図2 1906年の地震被害分布

4.2 1982年の地震

被害に関する記事を整理し表3に示す。また、被害を抜き出し、被害の分布を当時の鉄道と主要道路と共に示すと図3のようになる。建物被害の分布は森吉町と阿仁町に集中し、小学校や公共建物等で壁の落下や亀裂、窓ガラスの破損が発生していた。また、簡易水道や町道の被害が報じられている。このほか鉄道被害が大きく報じられており、秋田魁新報に『秋田、羽後本荘、二ツ井の3駅の地震計が震度4を記録。このため、秋鉄局は奥羽本線（中略）それに男鹿、阿仁合、五能の3線で線路に異状がないかを点検した。いずれも同8時半までには何らの異状も認められずに復旧したが、この間列車は全面ストップ。ダイヤは大幅に乱れた』ことが記されている。当時の国鉄の機械式地震検知器（警報感震器）は、中村³⁾によると『地震動を水平2方向成分に分割し、それぞれに対して規定の加速度レベルを超えるかどうかを監視するもの』であり、『警報は、概ね気象庁震度階の4, 5, 6に対応する25Gal, 80Gal, 250Galなどに設定』されていた。一方、特別豪雪地帯での1月に発生した地震であるが、雪の影響は見られなかった。なお、秋田県気象月報⁴⁾によると、被災域（大阿仁観測所）における地震当日（1月8日）午前9時の積雪深さは53cmであった。

表3 1982年の地震被害のまとめ

郡名	旧市町村	集落	秋田魁新報	北羽新報	秋北新聞	北鹿新聞
北秋田郡	森吉町	小又	酒店などで酒瓶、窓ガラス破損		松浦商店:壁落下	
		森吉	森吉小:蛍光灯 10 本落下		森吉小:蛍光灯 10 本破損 森吉郵便局:ガラス破損	森吉小:蛍光灯 12 本破損 郵便局:窓ガラス 1 枚破損
	阿仁町	震度 3 ないし 4 町道:小さな亀裂			町道下浜瀬地内のアスファルトが長さ 60 メートルほどにわたって亀裂	下浜瀬地内の町道:長さ 60 メートル、幅 2 メートル裂けた、通行に支障はなかった
		比立内	幸屋渡店舗陳列品落ち、酒瓶やしようゆ瓶などが割れた			酒店で酒瓶転倒破損被害
		打当				民家突き上げるような搖れ天井落下
		水無	阿仁合小:1 階図書室の床数本亀裂、給食室の壁ビザ割れ数本 町立体育館:壁小規模亀裂		町立体育館:壁亀裂	町立体育館:壁亀裂
		真木	林業研修センター:タイル一部破損 簡易水道:被害十数戸断水		林業研修センター:2 階タイル落下 直木地内簡易水道管破裂 13 戸ほど一時断水	阿仁町林業研修センター:2 階タイルの外壁落下 真木地区簡易水道断水 15 戸の住民
	銀山	山村開発センター	タイル一部破損		開発センター:玄関床タイル 80 枚はがされた 高嶋製材所:工場の床 1.6 メートルにわたって亀裂	開発センター:玄関床タイル 80 枚がれた 銀山下新町高嶋製材所工場:コンクリート床面長さ 1.6 メートル、深さ 7 センチ亀裂
		根子	根子小:2 階教室長さ数十センチの亀裂数本、体育館教室の床亀裂		根子小:音楽室・女子トイレのコンクリート床亀裂	根子小:2 階の 2 教室コンクリート床亀裂
	鷹巣町		震度 3	震度 3		震度 3
鹿角郡	鹿角市	震度 3 ないし 4				
	能代市			震度 3~2 建物被害なし		
	秋田市	震度 2、蛍光灯は動き、調度品や家具もガタガタ	震度 2			震度 2

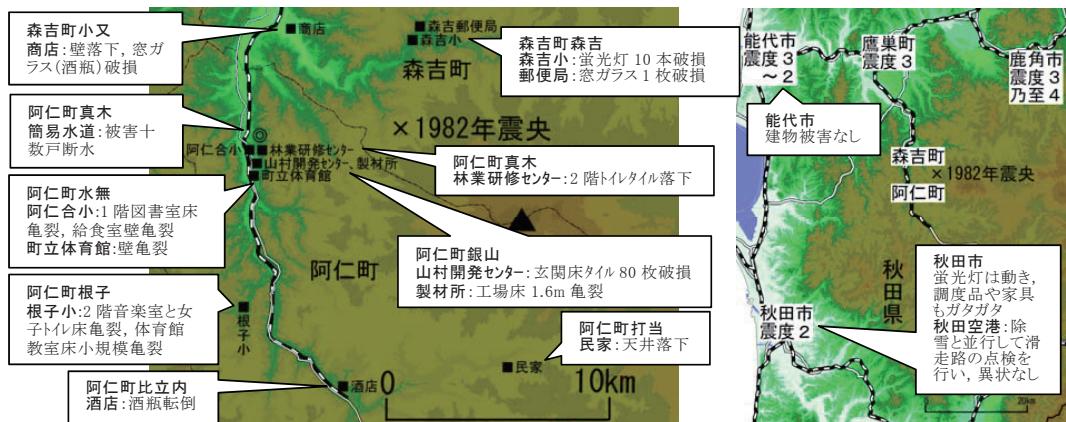


図3 1982年の地震被害分布（■：建物被害 ◎：水道被害）

5. まとめ

1906年と1982年に秋田県森吉・阿仁で発生した地震について、新聞記事を中心に被害の状況を整理した。1906年の地震については、阿仁合町の古河鉱業場で石壙崩壊し、北秋田郡内に多少の被害ありと記載されていた。また、秋田測候所の験測結果が報じられている。1982年の地震については、森吉・阿仁の小学校や公共建物等で壁の落下や亀裂、窓ガラスの破損が発生していた。また、道路・水道被害も発生し、鉄道への影響も見られた。一方、特別豪雪地帯での1月に発生した地震であるが、雪の影響は見られなかった。

謝辞 本研究は科学研究費補助金(基板研究(C) 18K04651)の助成を受けたものである。

参考文献 1) 宇佐美龍夫ほか4名:日本被害地震総覧、東京大学出版会, 2013. 2) 秋田測候所:秋田気象三十年報, 130pp, 1916. 3) 中村豊:リアルタイム地震動モニタリング、土木学会、リアルタイム地震防災シミュレーション集, pp.37-41, 1999. 4) 秋田地方気象台:秋田県気象月報, pp.21, 1982.

1914年秋田仙北地震と秋田県師範学校*

北海道大学 名誉教授 鏡味 洋史
秋田大学 地方創生センター 水田 敏彦

1. はじめに

1914年秋田仙北地震は図1に示すように、内陸の秋田県仙北郡を震源とする、M=7.1の地震で、震央から約35km離れた秋田市内でも負傷3、全壊3、半壊3の被害を生じた。なかでも秋田鉱山専門学校では1年前竣工のレンガ造校舎が大破するなど大きな被害を生じた。筆者らは文献調査を行い、同校の被害の詳細を明らかにした¹⁾。同校は秋田市街地に隣接する田圃の埋立地に新設され、南隣には秋田県師範学校も移転しており、同地震で被災している。本論では、秋田県師範学校に着目し1914年秋田仙北地震との関わりについて文献調査を行う。



図1 1914年秋田仙北地震の被害分布と秋田市（数字は住家全壊率%）

*The 1914 Akita Senboku earthquake and Akita Prefectural College of Education by Hiroshi Kagami and Toshihiko Mizuta

2. 秋田県師範学校の沿革と手形キャンパス

前身は1873年創設の伝習学校まで遡り1886年に秋田県師範学校として旧藩校の所在地東根小屋町（現：中通）に開校、1909年女子師範学校を分離し男子校となった秋田師範学校は南秋田郡旭村手形字深田に移転した。同地は1909年5月に造成を始め1909年12月には秋田市に編入されている。1913年10月には手形新校舎が完成し落成式が行われたが、翌年の1914年3月には秋田仙北地震で被災している。

1949年には新制の秋田大学学芸学部（現：教育文化学部）にキャンパスとも継承され現在に至る。図2は1912年測量の2万5千分の1の地形図で、手形地区の造成地に練兵場、鉱山学校、師範校が記載されている。同校の敷地の南北には低平な水田が広がっている。



図2 1912年測図の秋田市の地形図と手形地区の造成地（1912年測量 1:25,000 地形図）

3. 文献調査

秋田仙北地震関係の文献から秋田県師範学校に関する記載のあるものを以下に示す。

秋田県簿冊：大正3年震災関係書類壱庶務課²⁾：秋田県公文書館に保管されており、その中に秋田県師範学校関係の書類が残されている。被害に関しては集計表の中で秋田県師範学校の被害額は建物1779円、書籍器械229円、備品70円であり、書籍器械、備品等については個別の詳細な調査一覧表がある。3月22日には生徒を震災地に派遣しており、経費の申請、復命書が残されている。

新聞記事：秋田魁新報には秋田県師範学校に関して、次の2件の新聞記事が掲載されている。

【3月16日号外2面】▲県立学校の薬品 各県立学校の理化学器械薬などの破損夥し又師範中学土蔵に破損又は亀裂せるもの多し【3月20日3面】○師範生の視察 師範学校生徒は試験休

みを利用して 22 日震災地を観察し尚見学の為土工手伝を為すといふ。

秋田県師範学校関連図書：秋田県師範学校の記念誌「創立 60 年、秋田県師範学校」³⁾ の年表には『大 3 年（1914）1 月 15 日：午前 4 時 58 分強震あり本校も多少の震害を被れり、大 3 年 8 月 28 日：震災復旧工事竣工せり』が掲げられている。卒業生の回想文集が掲載されているが、在学中に地震に遭遇し記載のあるのは「大正 3 年（1914）卒業 村上善彦：思い出づる儘に」のみで『卒業の年の 3 月には強首の大地震に見舞はれて、跳飛んで外に出た刹那、鉱山学校の大煙突が折崩れて物凄い光景であった。私は〔中略〕取急ぎ高師入学の旅路に上つた。其の時は、未だ線路が曲がって居て徐行して通つた位だ。』と体験談を記している。

震災予防調査会報告：大橋良一「大正 3 年ノ秋田地震ニ就テ」⁴⁾ では師範学校の土蔵の内壁に生した亀裂について写真を用いて説明している。

佐々木金一郎「大震の記」：著者の佐々木金一郎は地震当時師範学校 3 年生で同校の寄宿舎で地震を体験している。同氏は卒業後小学校教諭・校長を歴任し、郷里の田根森（現：横手市）の村長を務め、郷土史家として秋田県史の編さんに関わっている。同氏の日記「大地震の記」では地震の体験談を述べるとともに、地震に関して新聞記事などから学んだことを細かに記録している。日記を所蔵している秋田県立博物館の畠中康博は「佐々木金一郎「大地震の記」」⁵⁾ で全文の翻刻を掲載し、日記の構成について議論している。

4. 秋田県師範学校の被災状況

被害は土蔵に亀裂が入る程度であり、詳細は大橋の論文に『予は秋田市内各所に於て亀裂を検し一好例を得たり、即ち秋田県師範学校の土蔵の内壁に生ぜしものにして、第 14 版第 1 図に見るが如く、壁は正しく南北に走り、北上より南下に走る圧迫亀裂、南上より北下に走れるは緊張亀裂なること一目瞭然たるべし。』と写真（図 3）入りで示している。師範学校に被害があったことは新聞記事（秋田魁新報 16 日号外 2 面）にも取り上げられているが詳細は報じられていない。また、学校の記録では復旧工事が 8 月 28 日に竣工している。秋田鉱山専門学校で大破の被害の生じたのはレンガ造の実験棟で木造校舎の被害は軽微であった¹⁾。木造校舎が主体であった秋田県師範学校での被害は同様に軽微であったものと思われる。

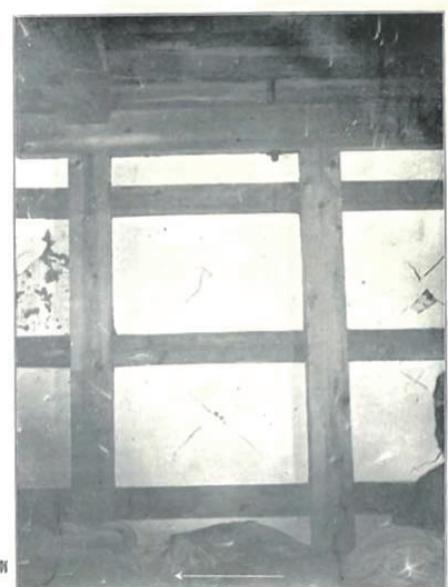


図 3 秋田県師範学校土蔵の被害、対角線のヒビ（大橋⁴⁾による）

5. 秋田県師範学校生徒の活動

生徒の被災地派遣は3月22日に実施されており、生徒10名、引率教諭1名、炊夫1名で強首村、布又の震源地方面に2泊3日で出かけている。引率教諭兼舎監の白坂高重の「災害地出張記録」²⁾によれば、

3月22日：

6時50分秋田発、

正午強首村役場着、郡書記と協議、小学校、民家前に天幕、1名を役場に分遣し文書の調整、

17時半修業、九升田石川理紀之助出張所にて自炊

3月23日：2名役場で事務、卒業生、在校生の家庭訪問、

13時半強首村出発、大沢郷村布又の岩石崩壊状況見学、21時帰宿

3月24日：5時より6時まで九升田村の方法を聴取、

午前中役場事務に従事

と、ある。石川理紀之助は明治・大正期の秋田県の農業指導者であり、1912年に疲弊した強首村九升田の救済事業に着手し、九升田に石川理紀之助出張所を開設していた⁶⁾。一行は、ここで自炊し宿所にしている。

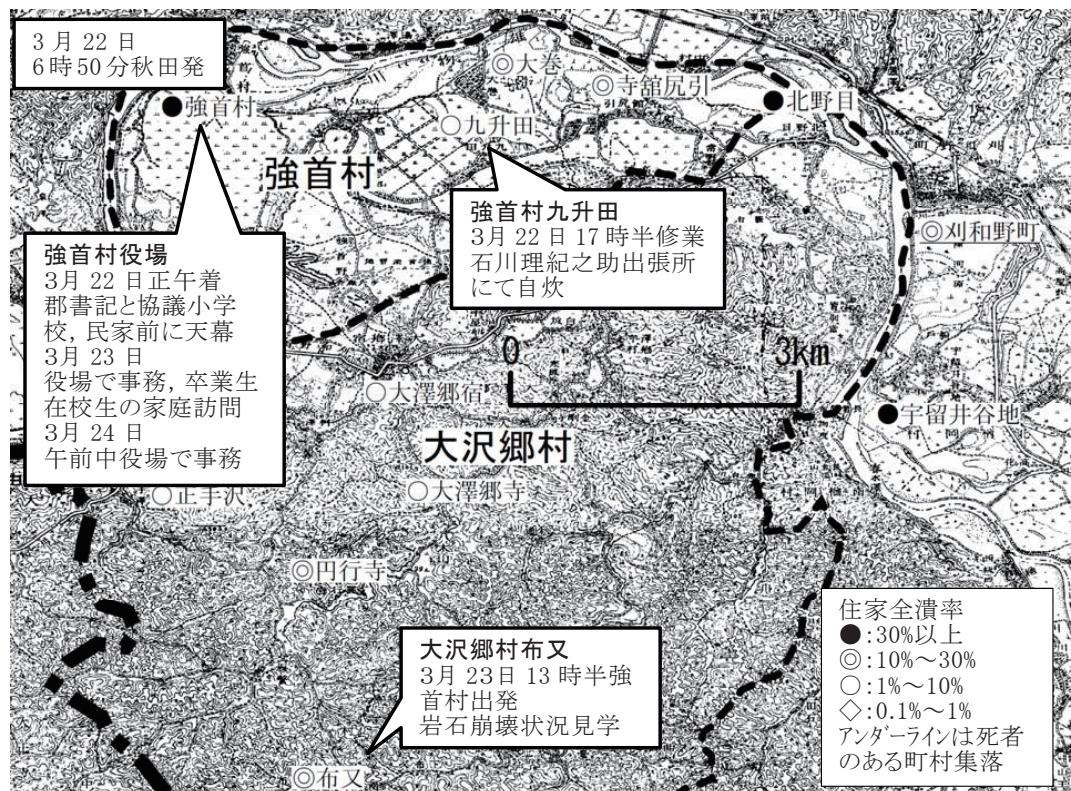


図4 秋田県師範学校生徒の被災地派遣

6. 秋田県師範学校生の佐々木金一郎の活動

日記を残している佐々木金一郎は前述の学校行事に参加していないが、別途帰省途中の3月と7月の2回強首方面に同級生とともに出かけ詳細な日記を残している。図5に3月23日の行程、訪問地を示す。

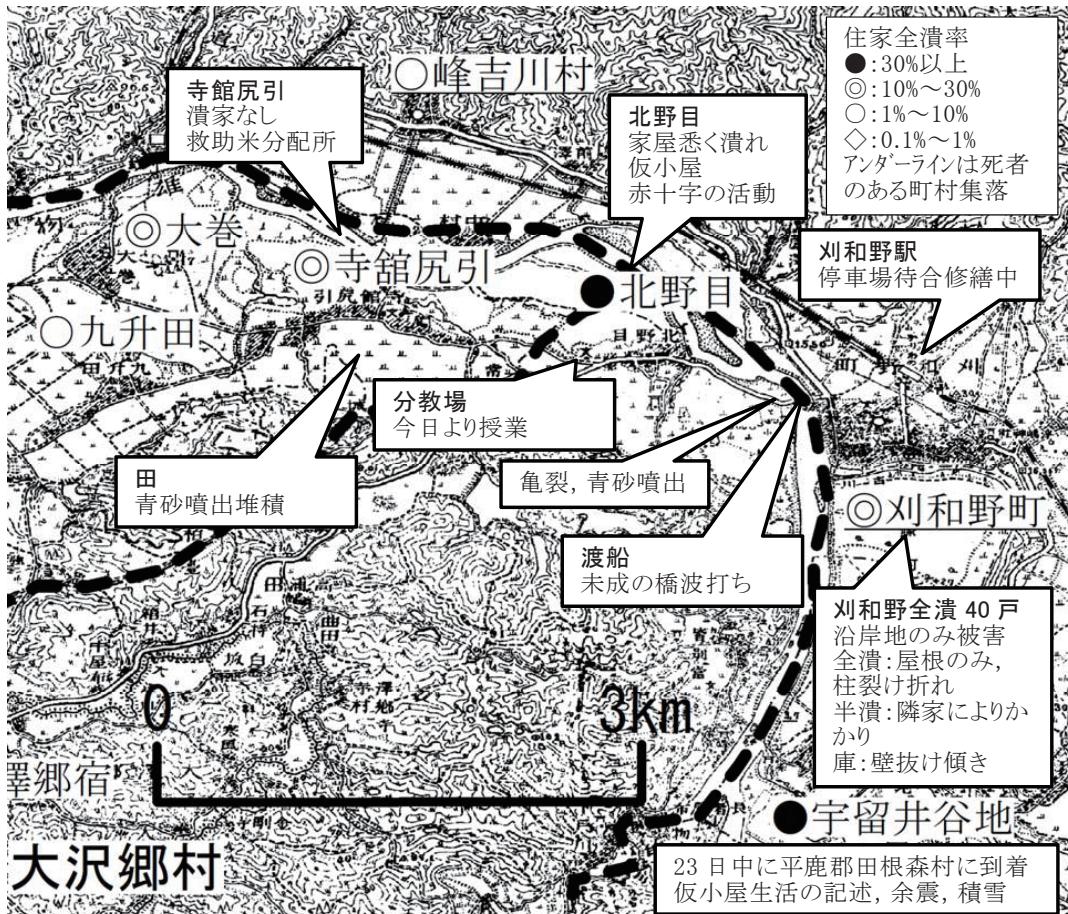


図5 佐々木金一郎による激震地の視察先（3月）

さらに、7月20日には、夏季休暇での帰省を利用し友人の田口君と震源地視察に出かけている。日記から行程を列挙すると；

7月20日秋田出発：寺館の田口君宅泊

7月21日6時出発、寺館小学校、九升田の石川事務所、十七連隊宿舎、大沢郷小学校、布

又到着、作業員相手の茶店、被災の様子聞取、山崩、冠水、洞門による排水、館に戻る、

18時田口君宅泊

7月22日10時刈和野発列車で帰郷

図6に行程を示す。

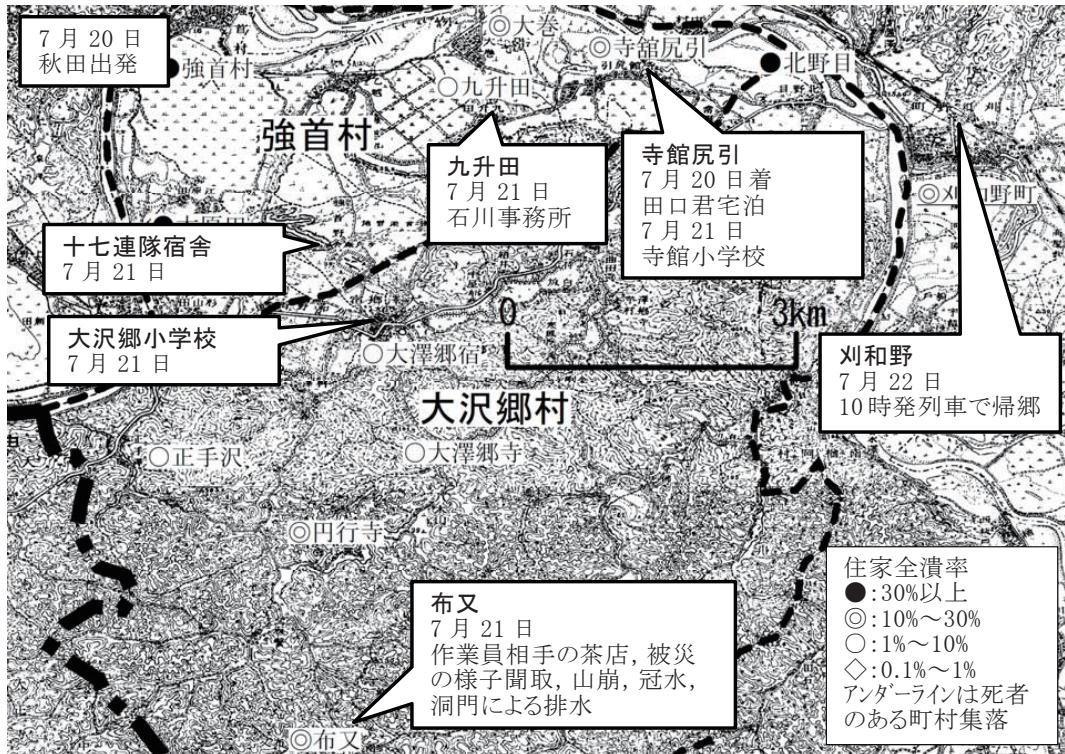


図6 佐々木金一郎による激震地の視察先（7月）

7.まとめ

小論では1914年秋田仙北地震と秋田県師範学校との関わりを文献で追ってみた。文献調査は秋田県簿冊、新聞記事、学校関係史料、学術雑誌を調査した。秋田県師範学校は秋田鉱山専門学校と同時期に水田埋立地に新設された敷地に開校した学校で、秋田鉱山専門学校と同様に地震による被害を受けていた。秋田鉱山専門学校では、レンガ造実験棟、煙突が大破したが、秋田県師範学校の被害は軽微であった。レンガ造の建物はなく木造の校舎の被害は軽微であったと考えられる。

生徒の手記では、敷地内の寄宿舎での地震時の様子を伝えており、鉱山専門学校の煙突の倒壊の様子などを知ることができる。生徒の被災地での視察行動についての詳細な記録も発見することができ、踏査行程を追うことができた。

小論では、被災をした一つの施設について的を絞った文献調査を行った。このようなアプローチも一つの方法であると考え他の地震についても機会をとらえ文献調査を進めていきたい。

文献

- 1) 鏡味洋史・水田敏彦：1914年秋田仙北地震による秋田鉱山専門学校被害の文献調査,歴史地震, 30,51-62,2015.
- 2) 秋田県：大正3年震災関係書類庶務課,秋田県公文書館所蔵簿冊,142pp,1914.
- 3) 秋田県師範学校：創立60年（秋田県師範学校），281pp,1933.
- 4) 大橋良一：大正3年の秋田地震に就て,震災予防調査会報告,82,37-41,1915.
- 5) 畑中康弘：「大地震の記」について,秋田県立博物館研究報告,37,51-68,2012.
- 6) 秋田県教育委員会編：秋田偉人叢書第2輯 石川理紀之助・森川源三郎両翁伝, 43-54, 1938.

津軽平野南部の地震時卓越振動数*

弘前大学 片岡俊一

1. はじめに

観測される地震動は、地下構造の影響を受けることから、精緻な地震動予測の為には、適切に地下構造の影響を組み込む必要がある。地下構造を知るためには物理探査が直接的ではあるが、地震動そのものの分析も必要不可欠であろう。そこで、我々は震度の差を地震動増幅の一つと捉え、津軽平野南部における強震観測点の平均 S 波速度と観測される震度との関係を調べてみた。その結果、距離減衰が無視できるとすると、両者の対応関係が良いことを明らかにしている¹⁾。

この地域は、強震動が観測される機会は少ないが、最近の地震記録を見ると、地震の規模が小さいにも拘わらず低振動数成分に卓越が見られるものがある。この卓越は比較的深い地下構造の影響と思われ、前述のような表層の平均 S 波速度で評価できるものではない。そこで、低振動数の卓越振動数について地震動および微動の分析を行ってみた。

2. K-NET 弘前における地震動

2011年東北地方太平洋沖地震以降、秋田県北部から青森県南部で浅い地震がそれ以前に比べると活発に発生している。そこで、表-1に示す地震の際の K-NET 弘前 (AOM016) における記録を集めて、周波数特性を検討してみた。表-1にあるように取り上げた 5 つの地震のマグニチュードは 4.2~5.0 である。表-1に示した地震の震央位置を K-NET 弘前の位置とともに図-1に示すが、震央距離は 38km~71km である。K-NET 弘前における震度は、地図上で 1 とした秋田県内陸北部の地震 (M:5.0) による 3 が最大で、それ以外の地震による震度は 1 又は 2 である。

表 1 検討に用いた地震の諸元

No.	年	月日	時刻	震央地域名	深さ	M
1	2011	4月1日	19:49:44.10	秋田県内陸北部	12	5.0
2	2012	10月6日	01:19:01.80	秋田県内陸北部	3	4.9
3	2016	1月11日	15:26:41.10	青森県三八上北地方	10	4.6
4	2016	7月16日	22:12:48.70	秋田県内陸北部	8	4.6
5	2016	11月2日	14:33:25.60	秋田県内陸北部	6	4.2

全ての記録を積分し、記録の後半部分約 40 秒についてフーリエスペクトルを求めた。その結果を図-2 に示すが、水平動では殆どの地震で 0.3Hz 程度の成分が、上下動では 0.5Hz 付近に卓越が見られる。

3. 周辺の地震動との比較

K-NET 弘前近傍の強震観測点として、著者らは南西に 2.6km 離れた位置にある弘前大学構内および東に 1.6km 離れた位置にある地点に強震計を設置している。残念ながら、これらの観測では

* Predominant frequencies during earthquakes observed in southern part of Tsugaru plain by Shunichi Kataoka

イベントトリガー方式を採用しており、一方で地震の規模が小さいために表-1に示した全ての地震の記録が得られている訳ではない。ここでは、3地点で比較可能なNo.4の地震記録を変位波形にして比較してみる。積分はフリーソフトウェアのViewWaveを用いて、カットオフ振動数は0.1Hzとして周波数領域で行った。

3地点の変位波形のうちより長周期成分が卓越しているEW成分のものを時刻をそろえて図-3に示す。弘前大学構内(HRD)の波形は、K-NET弘前の波形とよく似ている。東側の観測点(JOTO)の波形でも長周期成分が見られるが、K-NETと比較するとやや振幅が小さいよう見える。スペクトルでも確認したが、3地点での卓越振動数はほぼ同じで約0.3Hzである。

更に範囲を広げK-NET弘前から東に6kmほど離れた「平川市柏木町震度観測点」(以下、LG.HR-K)、「平川市猿賀観測点」(以下、LG.HR-S)の地震動記録をK-NETとの記録比較してみた。具体的には、2016年1月11日に青森県三八上北地域で起きた地震(表-1のNo.3)の記録を用い、図-2と比較することから速度成分のフーリエスペクトルで比較してみた。結果を図-4に示す。なお、図-2のスペクトルとは異なり、継続時間全長のスペクトルである。図からは、平川市の観測点のスペクトルにはK-NET弘前のように0.3Hzに卓越が見られない。

4. 微動の卓越振動数

上述のように、K-NET弘前で卓越している振動

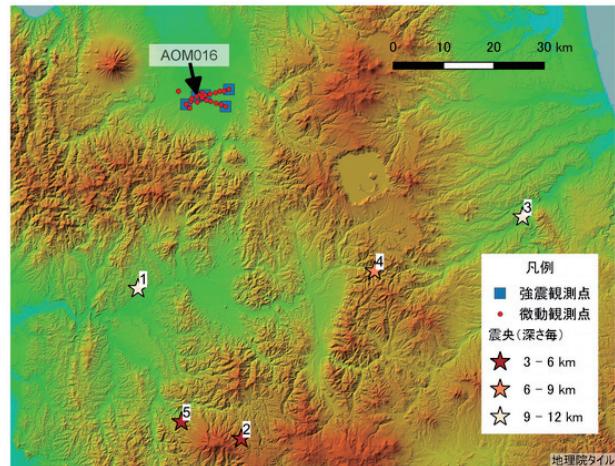


図-1 対象地震の震央位置とAOM016の位置

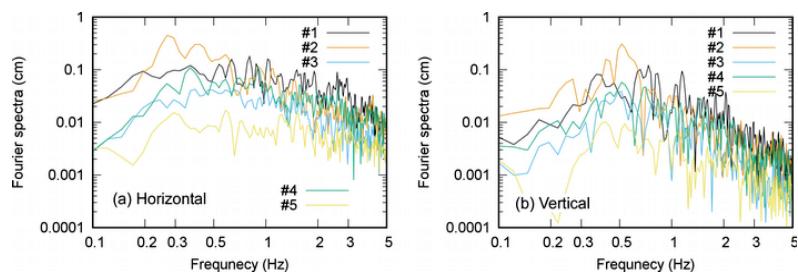


図-2 K-NET弘前で観測された地震動のフーリエスペクトル

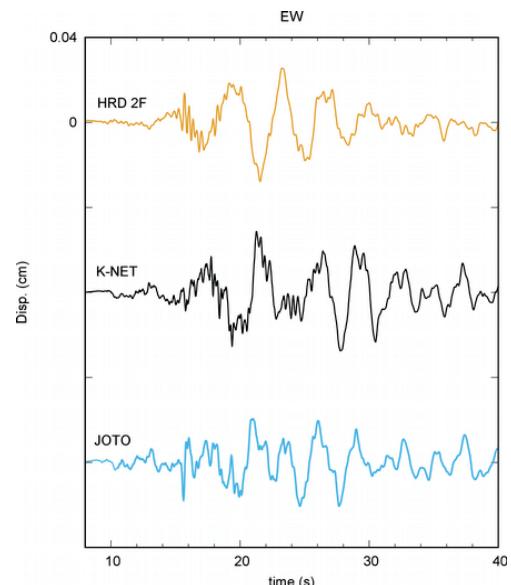


図-3 K-NET弘前とその周辺の観測点における観測記録を積分して求めた変位波形。

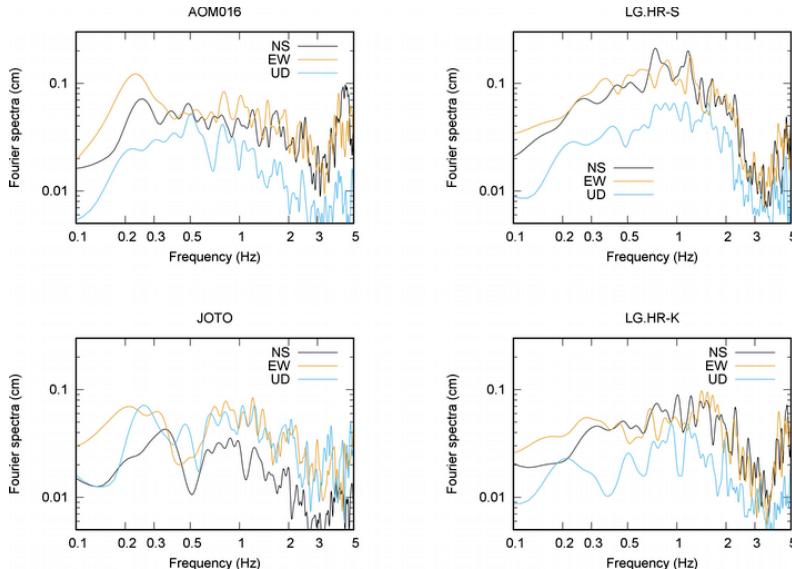


図-4 EQ No.4 の速度成分に対するフーリエスペクトル

数成分はその近傍の観測点では同様に卓越が見られるものの、東側に離れると低振動数の卓越は見られない。そこで、卓越振動数の空間分布を知るために、弘前大学から平川市の観測点に向かって測線を展開し、約1.5km毎に常時微動を計測してみた。

用いた微動計は東京測振社製のCV-374AVである。これを最低30分間観測点に設置した。図10分間のデータ毎に平滑化したパワースペクトルを求めた。更に、水平動と上下動の比（以下、H/Vスペクトル）を求めた。参考の為に、K-NETにおける微動のH/Vスペクトル比を図-5に示す。図には、NS/UDとEW/UDを区別して示したが、両成分ともに0.2Hz付近にピークがあり、EW/UDの方が振幅が大きい。地震動に比べてややピーク振動数が低いが、これは解析長さの違いに起因する分解能の違いによる可能性も考えられる。さらに、3回分の計測でスペクトル比はほぼ同じであり、安定していることも分かる。多くの地点でH/Vスペクトルは安定していた。また、本題とは関係ないが、この地点では1Hzよりも高い振動数領域には明瞭なピークがないことも特徴と言えるであろう。

ここまで水平2成分は独立に扱ったが、全ての観測点で2成分間に違いが見られなかった。そこで、H/Vスペクトルの各成分のピーク振動数の平均値を求め、その大きさと併せて図-6のように空間分布を求めてみた。図から、対象範囲の西部ではピーク振動数は0.2Hzから0.3Hzの範囲にあり、図では丸の大きさでピークの高さも高いという特徴が見られる。この特徴は、本論の最初に説明したK-NET地点と同様な傾向である。しかしながら、東部地域はピーク高さが低く、場合によってはピークが明瞭でない地点もある。これらの特徴は、地震動の特徴と対応している。

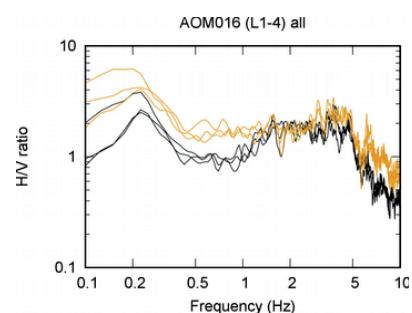


図-5 K-NET 弘前における微動のH/Vスペクトル比。黒が(NS/UD)、オレンジが(EW/UD)

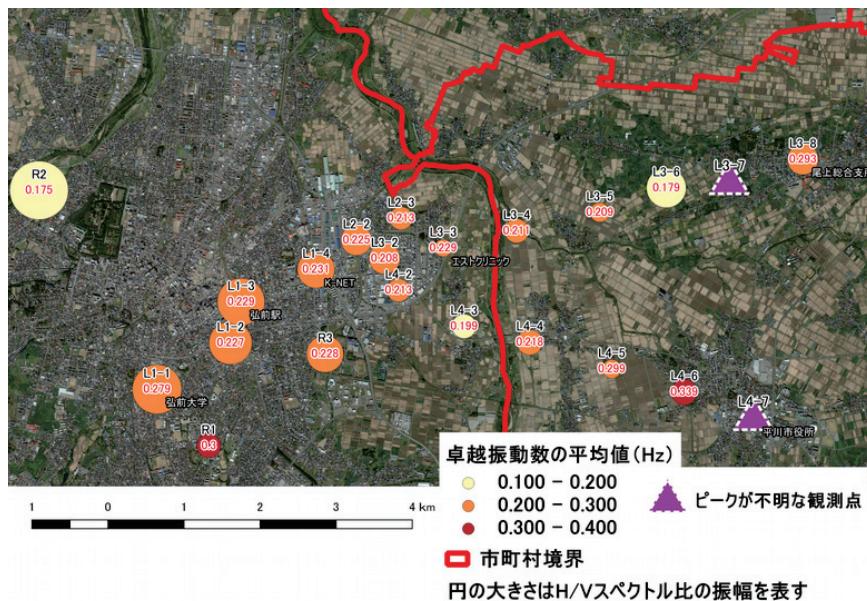


図 6 津軽平野南部の微動の卓越振動数（低振動数に着目）

5. まとめ

津軽平野の南側で起きた複数の浅い地震による K-NET 弘前における地震動記録には、水平動では 0.3Hz に上下動では 0.5Hz に卓越が見られた。K-NET で観測された地震動と同様なものは K-NET に近い観測点でも観測された。一方、津軽平野南東部の観測記録ではそのようなものは見られなかった。そこで、地震観測点を含み、その間に測線を展開し、複数点で微動を観測したが上述の特徴は微動でも同様であり、この間で地下構造が変化していることが示唆される。なお、J-SHIS の地下構造では、この間に急激な変化は見られない。

謝辞

本報告は、弘前大学理工学部地球環境学科を卒業した小野寺一駿君（平成 28 年度）、山内大樹君の卒業研究を整理してまとめたものである。また、波形処理の一部では、鹿島俊英氏が作成した ViewWave²⁾を利用した。記して謝意を示す。

参考文献

- 1) 片岡俊一：弘前周辺の強震観測点における震度と平均 S 波速度との関係、日本地震工学会・大会－2017 梗概集、P4-9.pdf.
- 2) 鹿島俊英：ViewWave, <http://smo.kenken.go.jp/~kashima/ja/node/2>. (2019 年 1 月 15 日確認)

2018年口永良部火山噴火警戒レベル4での対応と課題*

東北大学災害科学国際研究所 久利美和
名古屋大学大学院地震火山研究センター 山中佳子

1. はじめに

気象庁は2003年に火山活動レベルを導入したが、2007年に廃止し、噴火警報レベルを導入した。噴火警戒レベルは、火山活動の状況に応じて「警戒が必要な範囲」と防災機関や住民等の「とるべき防災対応」を5段階に区分して発表する指標である。中央防災会議（2011年、2012年）で改定された防災基本計画（火山災害対策編）に基づき、各火山の地元の都道府県等が設置する火山防災協議会（都道府県、市町村、気象台、砂防部局、火山専門家を含む地元の関係機関で構成）で避難計画を共同で検討する体制が作られた。こうして地元の避難計画と一緒に噴火警戒レベルが設定されるようになった（山里ほか, 2013）。噴火警戒レベル導入以降、レベル4（避難準備）、レベル5（避難）に至った事例は限られている。

2018年8月15日、気象庁は口永良部火山の噴火警戒レベルを2から4にあげた。本研究では、それとともに住民への対応と住民の対応について調査を行った。聞き取り調査は、2018年9月7日に、気象庁福岡管区気象台口永良部火山防災連絡室および屋久島町総務課消防交通係、9月8・9日に口永良部住民を対象に行い、レベル4（避難準備）での住民の状況から課題の抽出を行った。

2. 原稿口永良部島火山の最近の動向

口永良部島は、鹿児島県の南西部に位置する東西約11kmの島である（図1）。2007年12月1日より噴火警戒レベルが適応され（図2）、近年では、2014年8月3日（噴火警戒レベル1から3へ）、2015年5月29日（噴火警戒レベル3から5へ）、2015年6月日（噴火警戒レベル3）に噴火が確認されている。2014年は噴火直後に台風が接近したことから、一部の島民が屋久島に自主避難を行ったが、2015年の噴火では避難指示による全島避難が行われた。2015年5月29日に口永良部島の新岳火口において火山噴火が発生し、日本の火山において初めての特別警報（噴火警戒レベル5）が発表され、全島避難が行われた。行政の避難オペレーションについては、Sakamoto et al. (2016) が、住民の情報受け止めと行動については Kuri et al. (2017) が報告した。2014年8月の噴火の経験をふまえて具体的な避難行動指針が住民意見を交えて行進され、各家庭にも伝えられていた。さらに、気象台職員を招き勉強会も随時実施していた。学校と住民が共同し、防災体制の見直し、拡充を図り、火碎流・噴石などのさまざまなケースに備えた避難体制を詳細に検討していた。2015年5月29日の噴火による避難については、2014年の経験をもとにした具体策、直前に有感地震もあったことから実質的な避難準備、消防団らの

* Operation and issues under the 2018 volcanic eruption warning level 4 on Kuchinoerabu volcano by Miwa Kuri, and Yoshiko Yamanaka

早急な対応があり、迅速に避難につながった。背景には、非専門家ながら高い関心を持つ地域住民と専門家の関係構築や不確実性を含めた情報伝達が重要であることが示唆された。



図1 口永良部島 噴火警戒レベルに対応した規制範囲（気象庁作成）

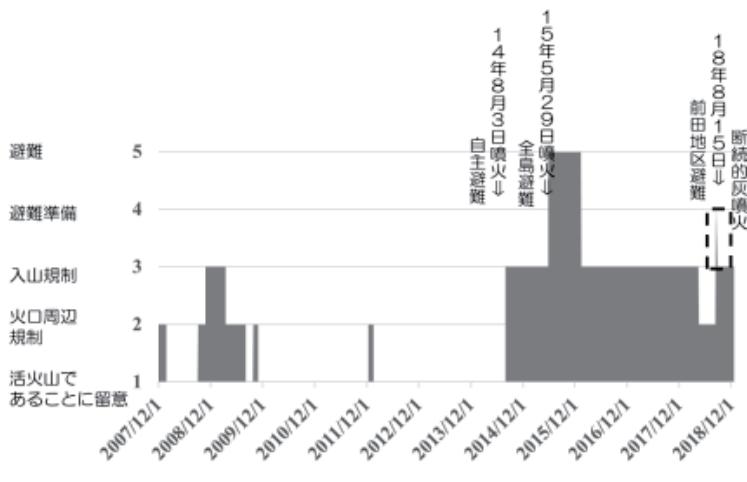


図2 口永良部島噴火警戒レベル導入後のレベルの推移

3. 2018年噴火警戒レベル4の避難区域設定と住民への情報伝達

気象庁は、2018年4月18日以降、口永良部火山の噴火警戒レベルは2としていたが、2018年8月5日から火山ガス（二酸化硫黄）の放出量が増加し、8日12時ころから火山性地震が増

加、「火山の状況に関する解説情報（臨時）（口永良部島第62号）」を8月8日20時00分に発表した。その後、火山活動が更に高まり、15日に新岳の西側山麓付近のやや深い場所で火山性地震が増加したことから、居住地域に重大な被害を及ぼす噴火が発生する可能性があると判断し、8月15日10時30分の「噴火警報（居住地域）（口永良部島）」で、噴火警戒レベルを2（火口周辺規制）から4（避難準備）に引き上げたと発表した。8月29日には、火山活動の更なる高まりは認められなかったことから、気象庁は火口周辺警報を発表し、噴火警戒レベルを4（避難準備）から3（入山規制）に引き下げた。

8月初旬以降、活動が活発化していたことから、口永良部連絡室と屋久島町総務課ではレベル3以上への引き上げの可能性があるとして、気象台より連絡を受け取っていた。2016年10月より福岡管区気象台の2名が屋久島町役場のある建物2階に常駐しており、「顔の見える関係」が構築されていた。8月15日朝8時半頃、気象台より屋久島町あてに電話による連絡があり、「口永良部西側で地震。レベルを3または4にあげる。」ことが伝えられ、屋久島町総務課役場口永良部支部の職員、本村・前田区長、消防団団長あてに電話連絡を行った。10時30分、気象庁はレベル4の「避難準備」を発表した。

気象庁ではおおむね火口から3kmの範囲での警戒が呼びかけられていたが、屋久島町では、警戒は3kmの範囲としながらも、立ち入り制限を2km圏内にとどめていた。屋久島町はその理由を、「避難準備」の段階なので、前田地区住民の自宅への立ち入りを可能にするためと回答した。

屋久島町では口永良部火山に関する年1回の島民向け談話会を開催しており、平成30年度は8月16日に開催が予定されていたが、15日のレベル4の発表を受け、急遽、懇談会を説明会に変更した。また、気象台も、8月16-17日に定期観測を予定していたことから、迅速な合同説明会に至った。8月16日の説明会で挙がった住民の要望に基づき、気象台は、レベル4の判断について説明を行うとともに、日報配信（火山性地震発生状況、気象支援情報）を8月29日までの2週間行った。口永良部島の噴火警戒レベル判定基準（平成30年3月29日作成）では、レベル4〔居住地域に重大な被害を及ぼす噴火の可能性〕はレベル2,3の段階で、体に感じる地震の発生、山麓の浅い場所を震源とするA型地震の多発の、いずれか一つでも観測された場合と定められていたが、今回は、火山ガス（二酸化硫黄）量の増加と島西部深部での有感には至らないもののやや大きめの地震の発生（速報値でマグニチュード1.9）を加味しての判断であったと説明した。レベルを下げる判断基準については、一時的に活発化した地震現象がなくなったのち、2週間程度で行うと回答した。口永良部島毛噴火警戒レベル4にかかる説明会は8月26日と29日を含め、計3回行われた。なお、気象台は、2015年の噴火対応以来、定期的な住民説明会と隔月報の配信を継続している。

4. 住民の対応と状況

避難状況について、8月15日、行政側では口永良部火山活発化に対し「人命優先」として、屋久島町より口永良部支部を通じて、住民の番屋ヶ峰への避難の提案を受けていたが、台風が接近していたことから、住民（特に年長者）の避難にはより危険が伴うこと、その時点で噴火が始まっていたことから、本村・前田地区区長の判断で、前田地区住民の避難場所は本

村にある公民館と定められた。前田地区は立ち入り可能ながら警戒が必要となったことで、宿泊施設の受け入れを停止した。田代地区の住民避難はなかった。屋久島への島外避難が報道されていたが、当該者は翌日には口永良部に帰島しており、屋久島町の記録では島外避難者はなかったとされた。

島外者の滞在状況について、8月13日は口永良部島夏祭りが予定されており、飲食物などの準備が完了していたが、台風接近のため、島外者は8月12日の船で屋久島に戻り、居住者のみでの実施となった。8月15日の警戒レベル4以降、8月後半に予定されていた小中学校の校舎基礎工事も延期となったため、宿泊予約の大量のキャンセルが生じたことから、住民の経済的な打撃は大きい。「避難準備であったため、営業禁止にはならなかったが、営業自粛となつたことで、補償制度が利用できなかつた。」との発言があった。公的な支援以外の対応策について質問を受け、金融商品¹⁾の紹介を行つたところ、現状、限られた地域を対象ではあるが、今後、広く取り扱われることや地域ごとの内容に強い関心を寄せていた。

口永良部島では山海留学として児童・生徒の受け入れを行つていたが、受け入れ宅では「自分たち家族だけなら噴火が来れば非常持ち出し袋を持って逃げればよいが、預かっている子供たちのこととは、やはり気持ちの負担が大きい。」とのことであった。結果的に、児童については受け入れを停止し、生徒については本人の意思を尊重し継続の方針とのことであった。

警戒レベルへの意識として、レベルが4に上げるかいなかの判断が、前田地区（火口から約2.0～2.5km）に居住者がいるか否かで異なることへの疑問の声があり、仮に居住禁止区域や、行政主導での移住の可能性についての議論もあった。また、噴火予知が不完全（不確実）な状況での、レベル運用や、レベルの決め方は補助的な情報に過ぎず、決定論的なものでは無いとの認識のもと、メディアなどで、情報の責任の所在を問うよりも、噴火警戒レベルが、決定論的な噴火予知に基づいたものではないことこそ、伝えてほしいとの意見があった。

5. 噴火警戒レベル4（避難準備）での課題

事前の判定基準への追加要素を加味した今回の判断は、活動推移に不確定要素の大きい火山活動では現実的な運用と考えられる。一方で、今回加味された判断基準内容の妥当性については、専門家を交えた検証が必要である。

判定を下げる基準として2週間の地震の静穏期間が定められているが、住民負担を軽減する上では、より短期間での判断の可能性についての検討が望まれる。より短期間の静穏期でのレベル引き下げは、頻繁なレベルの上げ下げを行う可能性があがることから、その煩雑さの不利益についても検討が必要である。

警戒範囲については、前田地区（火口から約2.0～2.5km）と本村地区（火口から約3.0km～）では避難行動の切迫度が実質的に異なるとの判断のもと、前田地区については立ち入り可能な

¹⁾ 損害保険ジャパン日本興亜は、グループ会社のSOMPOリスケアマネジメントと共にで、万一、富士山が噴火した場合の周辺の観光事業者やビジネスに生じる被害を補償する初の保険商品「富士山噴火デリバティブ」を開発し、2016年6月1日から発売した。また、東京海上日動火災保険が神奈川県の箱根山の噴火の際に一定額を支払う金融派生商品（金融デリバティブ）の販売を2016年12月より開始した

がら避難が推奨され、結果、自主避難となった。立ち入り制限が行われない以上、生活の保障がないことも、2週間の経済負担を住民が負担することとなり、負担が大きかった。これによる経済被害の課題を住民は指摘した。2週間あるいはそれ以上の自主避難時の支援制度の充実、あるいは、立ち入り規制区域を地区の境界を隔てる2.5kmとし、支援制度を活用することで経済的な課題が改善できるか否かの検証が望まれる。また、公的支援に限らず、民間の金融商品の課題である。なお、金融商品については、大規模な観光地を対象とした限られた地域を対象にした商品であり、定着や、その他の地域を対象とすることについては、今後着目すべきである。

また、警戒レベル4特有の課題ではないが、気象状況による複合災害の危険性が表面化した。番屋ヶ峰が避難場所として計画されていたが、番屋ヶ峰は島内の高台にあり、強風・豪雨時は居住地域からの移動に危険を伴う。さらに、避難所トイレが屋外にあるために避難後も危険が伴う。移動については気象状況に応じた判断が必要となるが、施設については至急の改善が望ましい。

6. おわりに

現状では居住者と訪問者を区別した立ち入り規制は行われていない。今後、立ち入り規制と経済支援を合わせた新たな制度設計（訪問者の立ち入りが規制された場合の経済支援など）の検討が考えられる。

気象災害では、2018年7月の西日本豪雨での報告にもあるように（気象庁など）、「避難準備・高齢者等避難開始」情報を、対象となる地域住民いかに迅速に周知し・行動に結び付けてもらうかが課題となる一方で、火山噴火においては、「避難準備」の期間が最低でも2週間、それ以上に長引く可能性があり、かつ、その期間の生活支援制度が整っていないことが本調査で明らかになった。現在、「南海トラフ沿いの地震観測・評価に基づく防災対応のあり方」について検討がすすめられており（内閣府資料）、なんらかの異常検知後、発災の有無、発災までの期間が不確実な点で、同様の課題がある。

なお、2018年10月21日に小規模な灰噴火（本村でも降灰確認）以降断続的な活動があり、12月18日に屋久島でも降灰が確認される規模の噴火が確認されたが、事前の判断基準に基づき、噴火警戒レベルは3に据え置かれている。

謝辞

本研究は、災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画「火山災害情報およびその伝達方法のあり方（名古屋大学）」の助成を得て行った。

参考文献

- Kuri M., M. Sakamoto, N. Maki (2017) Background of Rapid Evacuation of the 2015 Eruption and Education for Disaster Prevention by Residents on Kuchinoerabujima volcano, Journal of Natural Disaster Science, Volume 38, Number 1, p49-64.
- Sakamoto M., M. Kuri, M. Iguchi, N. Maki, T. Ichiko, N. Sekiya, H. Kobayashi (2016) Disaster

Governance in Disaster Management Planning -Analysis of the Evacuation Planning Process for Kuchinoerabujima Volcano Eruption-, Journal of Natural Disaster Science, Volume 37, Number 2, p105-117.

気象庁， 口永良部島噴火警戒レベル， https://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/activity_info/509.html [2019年1月10日閲覧].

気象庁， 防災気象情報の伝え方に関する検討会， https://www.jma.go.jp/jma/kishou/shingikai/kentoukai/H30tsutaekata/H30_tsutaekata_kentoukai.html [2019年1月10日閲覧].

内閣府， 南海トラフ沿いの異常な現象への防災対応検討ワーキンググループ，

http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taio_wg/taio_wg_02.html [2019年1月10日閲覧].

山里平，舟崎淳，高木康伸（2013） 気象庁の火山防災業務，防災科学技術研究所研究資料，第380号，p9-15.

加振実験と動的解析による石場建て構法の摩擦力の検討*

秋田県立大学 末次 優大、クアドラ カルロス

1. はじめに

日本の文化財木造建築物には社寺建築を中心に伝統構法によるものが数多く存在する。これは複雑な継手・仕口や貫などにより、粘りで揺れを吸収する柔構造である。

一方、現在の日本国内の戸建て住宅の主流である在来工法（軸組構法）は、一部の接合方法を受け継いでいるものの、筋交いや補強金物を多用した剛構造になっている。

現行の建築基準法等において、木造に関する規定は概ね在来工法で構成されており、これらを伝統構法に援用し耐震性能を評価することは不可能である。しかしながら、平成20年度には国土交通省の事業として「伝統的構法の設計法作成及び性能検証実験」検討委員会が設立され、伝統構法に関する実験・検討も行われるようになってきた。

本研究では伝統構法のうち、柱脚を基礎に緊結しない石場建て（礎石建て）に着目し、柱脚の滑り挙動について検討する。本報では、縮小模型を用いた加振実験、およびその結果をもとに摩擦力を考慮したモデルの作成・解析を行い、比較を通して解析結果の妥当性を考察した。

2. 加振実験

縮小模型を振動台に設置し、1100 Gal のパルス波を入力して加振方向の加速度を計3回計測した。なお、サンプリング周波数は 200 Hz とした。

図1に試験体の概略図、表1に試験体の諸元を示す。試験体長辺梁の中央に加速度計 a1, a2、その直下付近の振動台上に a3, a4 を設置した。礎石はコンクリートブロックで代用した。

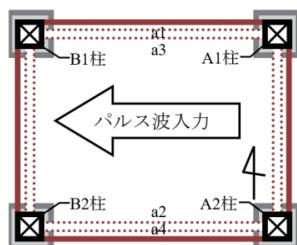


表 1. 試験体諸元

材料	スギ
長辺×短辺	1175×910 mm
高さ	370 mm
質量	42.05 kg

図 1. 試験体概略図

加振実験にあたり、試験体 EW 方向の固有振動数を求めるため、常時微動観測を行った。試験体上 a1, a2、および振動台上の計3か所に微動測定器を設置し、600 秒間計測した。このうち波形が安定している 40.96 秒間を選択して高速フーリエ変換を行い、フーリエスペクトルから a1, a2 の伝達関数を算出した（図2）。卓越振動数は 34.0 Hz で、これが試験体 EW 方向の固有振動数と推定できる。

* Shaking Table Test and FEM Analysis to Evaluate Friction Force on Wood-stone Support
by Y. Suetsugu and C. Cuadra

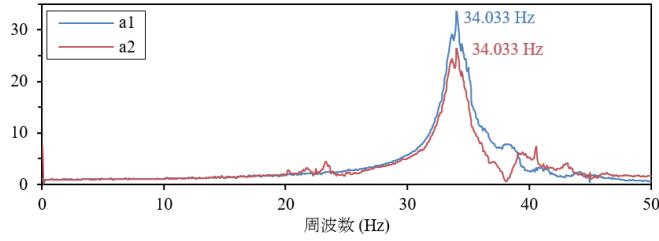


図 1. 伝達関数

各観測点の加速度の一部を図 2 に示す。なお、グラフ中の点と数字は、滑り出し加速度、摩擦時の最小加速度・最大加速度を示している。滑り出し加速度は、試験体上と振動台上の加速度に顕著な差が発生する点の加速度とした。

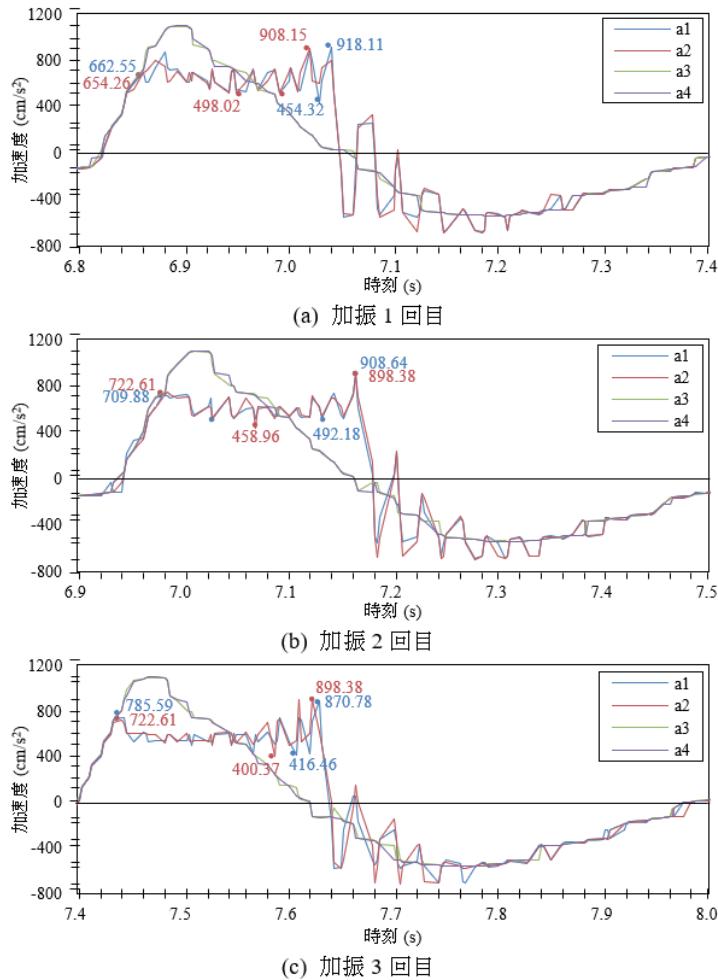


図 2. 各観測点の加速度

表 1. 滑り出し加速度と平均加速度

Run	滑り出し加速度 (cm/s ²)			平均加速度 (cm/s ²) (max a_i + min a_i)/2		
	a1	a2	平均	a1	a2	平均
1回目	662.55	654.26	658.41	686.22	703.09	694.65
2回目	709.88	722.61	716.25	700.41	678.67	689.54
3回目	785.59	722.61	754.10	643.62	649.38	646.50
平均			709.58			676.90

最小加速度と最大加速度の平均値を平均加速度と定義し、各回の滑り出し加速度と平均加速度を表 1 に示す。滑り出し加速度は判断が難しく各回のばらつきが大きいため、ばらつきの小さい平均加速度を用いると、試験体の摩擦係数は $\mu = a/g = 676.90/980.665 = 0.690$ と推測される。

3. 動的解析

構造解析ソフト「SAP2000」を用い、試験体のモデル化および時刻歴応答解析を行った。入力波には加振実験と同じものを使用した。モデルは図 4 に示す。

解析モデルの使用材料は、柱・梁などに用いる Wood, 天板に用いる Plywood とし、表 3 の通り定義した。柱脚部はすべて摩擦係数の等しい滑り支承と見なし、Friction Isolator Property を適用した。その諸元を表 4 に示す。水平方向の剛性は、加振実験試験体の質量および固有振動数から求め、鉛直方向の有効剛性は剛と見なせる十分大きい値に設定した。また、摩擦面を水平とするため、曲面半径は無限大に設定した。

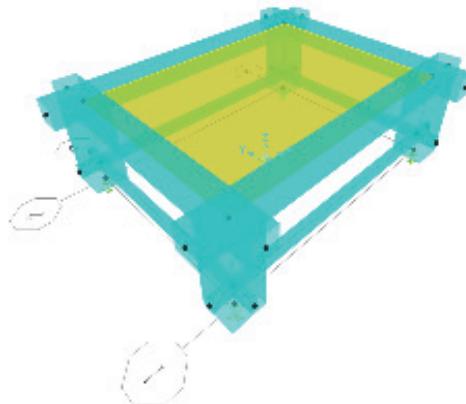


図 4. 解析モデル

表 2. 材料定義

Property	Wood	Plywood
Weight per Unit Volume ($\times 10^{-6}$ kN/cm ³)	3.80	6.00
Modulus of Elasticity (kN/cm ²)	750	1050
Poisson	0.4	0.4

表 3. Friction Isolator Property 諸元

Stiffness (X, Y)	4.8 kN/cm
Friction Coefficient; μ	0.690, 0.552
Effective Stiffness (Z)	100000 kN/cm
Effective Damping	0
Net Pendulum Radius	∞

アイソレータの摩擦係数は、実験結果から求めた 0.690 およびその 80%である 0.552 の 2通りを設定し、固有振動数はそれぞれ、34.3 Hz, 32.1 Hz となつたため、作成したモデルは妥当であると判断した。

加振実験 1 回目, 2 回目, 3 回目の入力波を入力したときの柱上部の加速度を図 5 に示す。

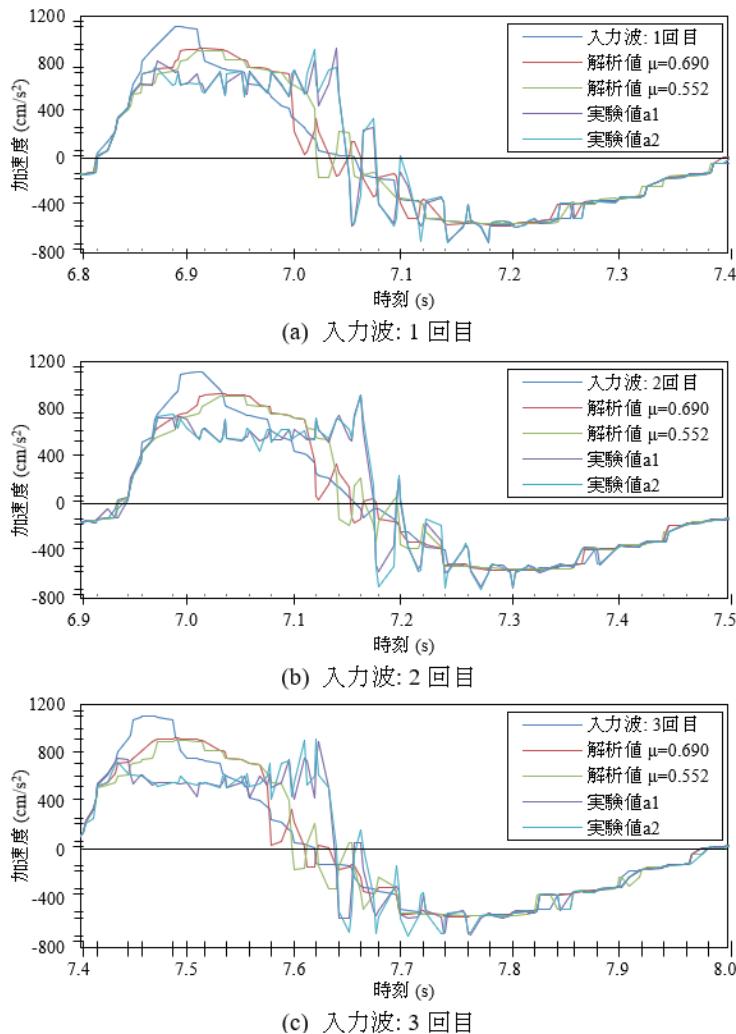


図. 5 解析結果と実験値の比較

$\mu = 0.690$ での解析結果は、滑り出し加速度が実験結果とほぼ一致するが、摩擦が発生している時間が実験より 0.05~0.06 秒ほど短く、動摩擦係数が実際よりも大きくなっていると考えられる。

$\mu = 0.552$ での解析結果は、滑り出し加速度が実験結果より小さいが、摩擦が発生している時間は $\mu = 0.690$ の場合より長く、実験結果より短い結果になった。

図 6 は、摩擦力-変位（アイソレータの力-変位）関係を示している。どちらの摩擦係数の場合も、柱 A1・A2 側と柱 B1・B2 側のせん断力に差異があり、軸力に偏りが発生していることが確認できる。

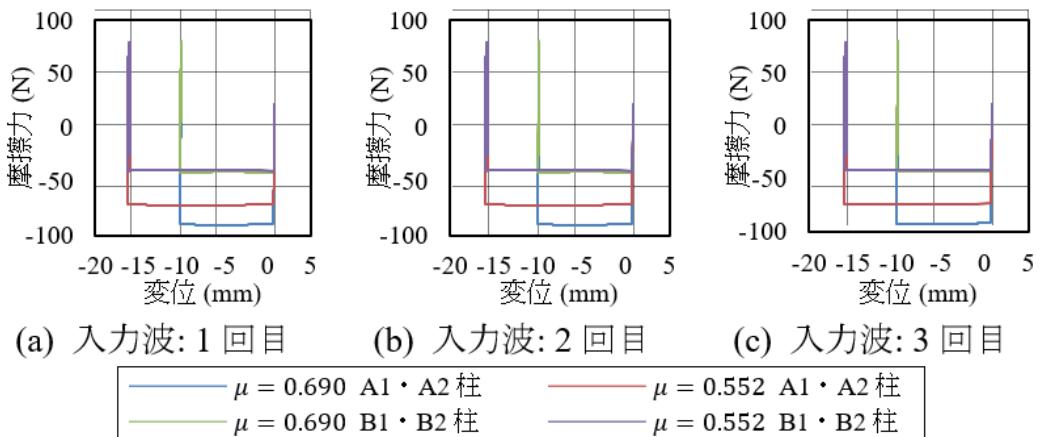


図 6. 摩擦力-変位 関係

4. まとめ

石場建てについて加振実験および解析の結果を比較し、滑り出しの加速度は概ね一致することを確認した。しかし、摩擦が発生している時間については、小さい摩擦係数を用いても大きな差異が認められるため、今後さらなる検討が必要である。また柱脚の滑り挙動について、摩擦力のほか、摩擦時の速度・滑り量を含めた検討を行っていく。さらに、礎石に石材を使用した場合の摩擦係数の検討も同様に行う。

参考文献

- 1) 齋藤悠介：微動測定と加振実験による神社建築の振動特性に関する検討，秋田県立大学卒業論文，2015.1
- 2) 上原勇真：石場建て構造の動的解析と加振実験の摩擦力の検討，秋田県立大学卒業論文，2018.1

地殻浅部での低周波地震活動*

弘前大学理工学研究科 小菅 正裕

1. はじめに

震源から放射される地震波の波長の上限は断層の大きさに関係し、規模が小さい微小地震は波長が長い、すなわち低周波の波を放射することはできない。しかし例外的に、通常の微小地震よりも有意に低い数 Hz の波が卓越する地震があり、これを低周波微小地震と呼ぶ（以下、低周波地震と略記する）。低周波地震は発生する深さにも特徴がある。図 1 は、東北日本で発生した通常の地震と低周波地震の深さ分布を示したものである。通常の地震の深さの下限は 15 km 程度である。これは、それ以深では高温で物質が軟らかくなり、脆性破壊を起こすことができなくなるためと解釈されている。一方、低周波地震はその多くが 20 km よりも深部で発生するため、脆性破壊とは異なるメカニズムで発生する地震と考えられている。

気象庁では 1998 年以降、震源カタログに低周波地震であることを示すフラグ（印）を付けている。その際、火山周辺の地殻浅部においてマグマだまりの膨張・収縮やマグマの移動に伴って発生する低周波地震と区別するために、フラグ付けの対象とする地震はおよそ 10 km 以深のものとし、「深部低周波地震」と呼んでいる。図 1 の右側の深さ分布は、深部低周波地震のフラグが付いた地震の分布である。これを見ると、通常の地震が発生する地殻浅部において発生する低周波地震も一定数存在している。このように脆性破壊域でも低周波地震が発生するのはなぜかということは、地殻内での断層運動の発生条件は何かということと直接関係し、地震学上極めて重要な問題を含んでいる。それを考えるためには地殻浅部での低周波地震の活動状況を知ることが必要であるが、浅部の低周波地震に対してはフラグ付けがなされていないため、活動の実態は不明である。

そこで本研究では、地殻浅部において通常の地震と低周波地震の両方が発生していることが知られている地域において、地震波の周波数成分の割合を示す Frequency Index（以下、FI 値と述べる）を用いて地震の分類を行い、地殻浅部における低周波地震の活動状況を把握することを目的とする。

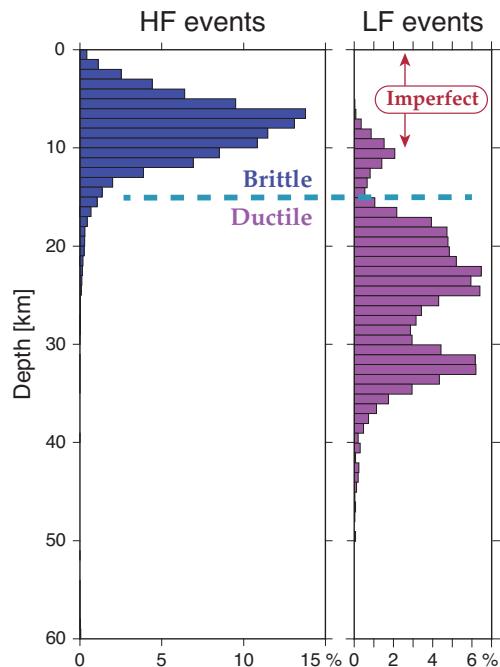


図 1 東北日本で発生した通常の高周波地震（左）と低周波地震（右）の深さ分布。気象庁一元化震源カタログを用い、低周波地震のフラグの有無で分類した。

*Seismic activity of shallow low-frequency earthquakes by Masahiro Kosuga

2. 方法とデータ

FI 値は $FI = \log_{10}(\bar{A}_H / \bar{A}_L)$ で定義される [Buurman and West (2010)]。ここで \bar{A}_H と \bar{A}_L は高周波および低周波帯域における平均スペクトル振幅である。両帯域でのスペクトル振幅が等しければ FI 値は 0、低周波のスペクトル振幅の方が大きければマイナスの値をとる。本研究では、高周波帯域は 10–20 Hz、低周波帯域は 2–4 Hz を用いた。高周波帯域は通常の微小地震において卓越する周波数、低周波帯域は東北日本の低周波地震において卓越する周波数に対応する。

FI 値を求めた例を図 2 に示す。本研究では、まず各観測点の S 波 2 成分の平均 FI 値を求めた。その際、上記の 2 つの帯域での S 波のスペクトル振幅が、P 波到達前のノイズのスペクトル振幅の 2 倍以上であることを条件にした。次に、FI 値の観測点平均値を求め、それを各地震の FI 値とした。

FI 値を用いた地震の分類は、八甲田山と北海道函館付近の地震を対象に行なった。波形データは、防災科学技術研究所 Hi-net のホームページからダウンロードしたイベント波形データを用いた。S 波の到達時刻は気象庁一元化震源の観測値を用いた。

3. FI 値の頻度分布

高周波地震も多数発生している八甲田山周辺域について求めた FI 値の頻度分布を図 3 に示す。FI 値は、+0.2 附近に大きなモード、-1.0 附近に幅が広くて小さなモードを持つ、bimodal な分布を

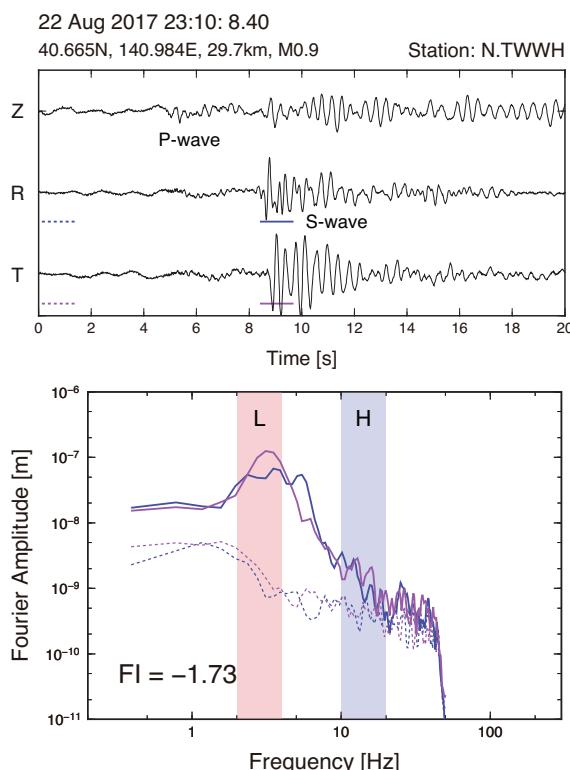


図 2 八甲田山の深部低周波地震について FI 値を求めた例。まず、水平 2 成分それぞれについて、S 波部分の 1.28 秒間の Fourier 振幅スペクトルを求め、2–4 Hz (図の L の帯域) と 10–20 Hz (H の帯域) での平均スペクトル振幅比の常用対数を FI 値とする。次に、2 成分の FI 値の平均を観測点の FI 値とする。下段の破線は P 波到達前のノイズのスペクトルで、S 波とノイズのスペクトル比がしきい値を下回る場合は FI 値を求めない。S 波とノイズの時間ウィンドウは波形の下に示している。

している。前者が高周波、後者が低周波地震に対応する。図3の下に示すようなカラースケールを用いると、地震の周波数成分を「高周波」「低周波」の二元論的分類ではなく、連続量として評価してその空間分布を見ることができる。

4. 八甲田山周辺の低周波地震の空間分布

2002年～2018年の期間に八甲田山周辺で発生した地震のFI値の空間分布を図4(a)に示す。赤色で表される低周波地震は、八甲田大岳付近の深さ5km以浅に円柱状に、また、大岳の東の深さ20km以深に小さな2つのクラスターを形成して分布している。八甲田山では2013年2月以降、大岳付近を震源とする地震活動が活発になり、GNSSによる観測では膨張性の地殻変動が観測された。また、大岳山頂付近を震源とする低周波地震も発生した〔仙台管区気象台火山監視・情報センター(2013)〕が、気象庁一元化震源カタログでは低周

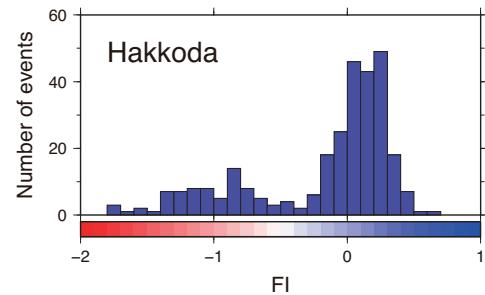


図3 八甲田山周辺で発生した地震のFI値の頻度分布。図のカラースケールに従って分類した震源分布を図4に示す。

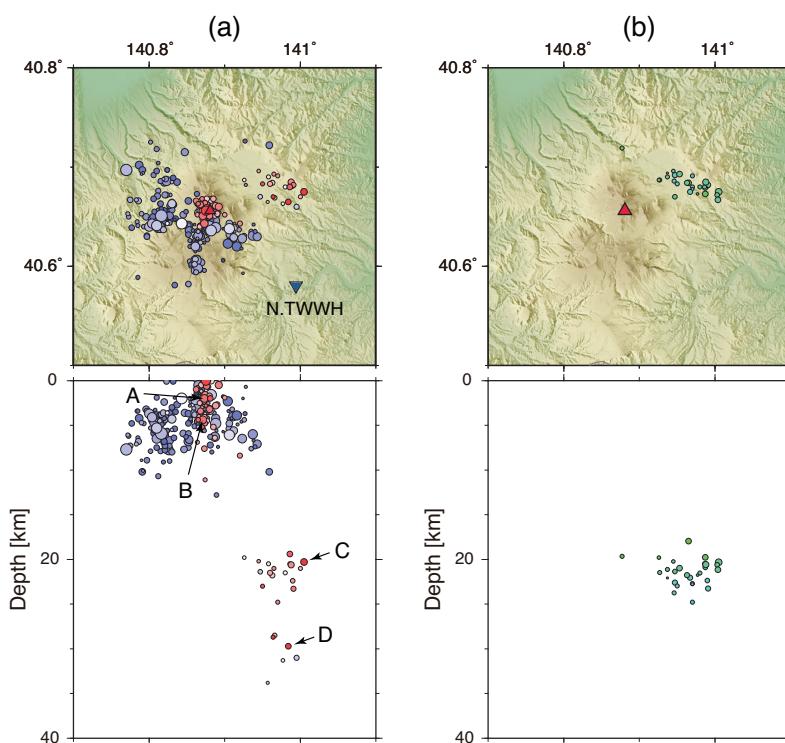


図4 (a) 八甲田山周辺で発生した地震のFI値の分布。カラースケールは図3に示す。震源の丸の大きさはマグニチュードを表す。赤い三角印は八甲田大岳の位置を示す。(b) 気象庁一元化震源カタログで低周波地震のフラグが付けられている地震の震源分布。丸の色は深さを表す。

波地震のフラグは付けられていない（図4(b)）ので、FI値を用いることで、八甲田山周辺での低周波地震の活動状況を客観的に示すことができるようになったと言える。なお、(a)(b)ともに気象庁一元化震源カタログによる位置を用いているが、対応しない地震があるのは、ノイズレベルが高くてFI値を求めることができなかった地震はプロットされていないためである。

八甲田山周辺で発生した地震のFI値の時空間分布を図5に示す。八甲田大岳付近での低周波地震活動が2013年から始まり2014年前半まで継続したことと、深さ20km以深での低周波地震は大岳付近での地震活動が活発になった後で発生し始め、活動はその後も継続していることがわかる。また、2006年4月に大岳付近の浅部で低周波地震が発生したこと（図5の矢印）もわかる。このように、FI値を用いることで、地震活動図に地震波の周波数成分の情報を盛り込むことができる。

5. 函館周辺の低周波地震の空間分布

函館付近で発生した地震についてもFI値を求め、その空間分布について検討した。ただし、対

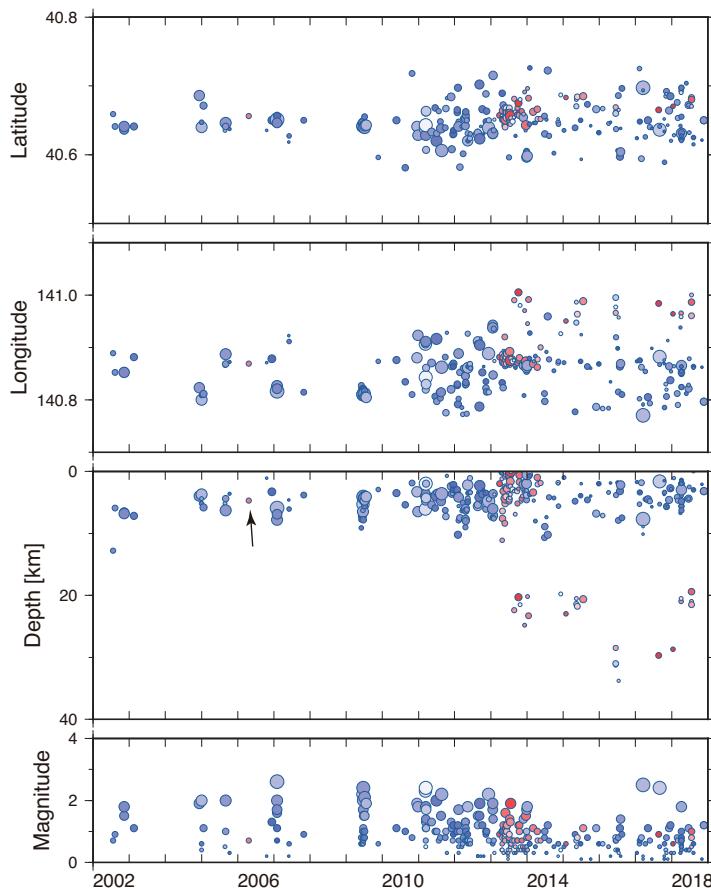


図5 八甲田山周辺で発生した地震のFI値の時空間変化。丸の大きさはマグニチュード、丸の色はFI値を表す。深さの時間変化図の矢印は低周波地震の発生を表す。

象とした地震は、活火山である恵山の南西の汐首岬付近の低周波地震と、2018年10月から11月にかけて函館市石崎町において臨時地震観測を行なった期間に発生した地震であるので、空間的にも時間的にも非一様である。FI値の空間分布を図6(a)に示す。低周波地震は、汐首岬付近の深さ20～32kmに大きなクラスター、それよりも10km程度西方の石崎地区の深さ5～20kmに小さなクラスターを形成している。気象庁一元化震源カタログによる低周波地震の分布域(図6(b))で発生した地震は、FI値からでも低周波と判定されている。石崎地区では、高周波地震と低周波地震が隣接して分布していて、東部は低周波、西部は高周波と棲み分けているように見える。

6. 議論

FI値を用いた地震の分類は、しきい値を決めれば客観的に行うことができ、観測者の主観に左右されることないので、地震活動の検討には有用なツールとなる。2013年から2014年にかけて、青森県から北海道渡島半島南端部にかけての領域に地震観測網AS-netが整備された。そのデータの解析から、函館市石崎付近の深さ5km前後において、低周波地震が発生していることが確認された[野口・他(2018)]。2018年10月から11月にかけて実施した臨時地震観測中に発生した地震のFI値からも、同程度の深さで低周波地震が発生していることが確認できた。このような地殻浅部での低周波地震がなぜ発生するかの解明は次の課題になるが、高周波地震と低周波地震が隣接して分布していることは、それらを含むクラスター領域が特異な地下構造をしているというよりは、個々の地震発生様式の違いを反映していることを示唆する。このような検討を各地で進める

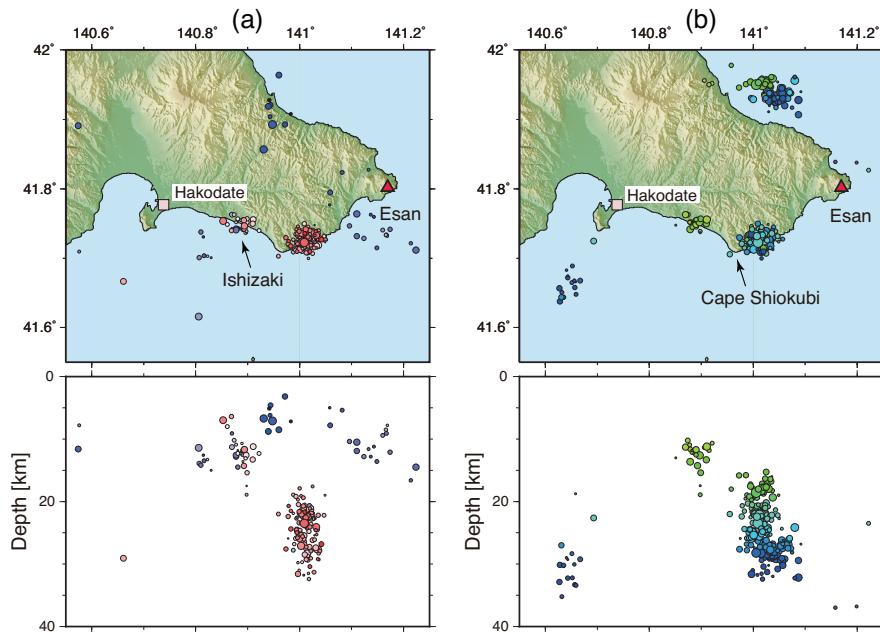


図6 (a) 函館周辺で発生した地震のFI値の分布。カラースケールは図3に示す。震源の丸の大きさはマグニチュードを表す。赤い三角印は活火山の恵山の位置を示す。(b) 気象庁一元化震源カタログで低周波地震のフラグが付けられている地震の震源分布。丸の色は深さを表す。

上で、FI 値の時空間分布は基本的なデータとなる。

FI 値を用いた先行研究としては以下のような例がある。Buurman and West (2010) は、アラスカの Augustine 火山の 2006 年の噴火活動の期間に FI 値がどのような時空間変動をしたのかを調べ、マグマの上昇との関係を議論した。Hotovec-Ellis et al. (2018) は、カリフォルニアの Mammoth 山の地殻中深部の地震を FI 値を用いて分類し、低周波・高周波地震の震源分布からマグマの存在領域を推定し、高周波地震の震源移動から流体の移動を推測した。このように、FI 値を通して地震活動を捉えることは、高周波・低周波地震の発生メカニズムを考える上で有用である。

7. おわりに

本研究では、八甲田山と北海道の函館周辺で発生した地震について、波形記録から FI 値を算出して地震の分類を行い、低周波地震と高周波地震が空間的に棲み分けていることを明らかにした。FI 値は簡便に求めることができて地震の分類が客観的に行えるので、地震活動解析には有効なツールであることも示した。

今後は、地殻浅部の高周波地震から地殻下部の低周波地震まで連続した震源分布を示す北海道の雌阿寒岳、深さ 10 km 前後に低周波地震と高周波地震が分布している岩手山や北海道の羊蹄山地域などの解析を進める。

文献

- Buurman, H. and West, M.E., 2010, Seismic precursors to volcanic explosions during the 2006 eruption of Augustine Volcano, chapter 2 of Power, J.A., Coombs, M.L., and Freymueller, J.T., eds., The 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska: U.S. Geological Survey Professional Paper 1769, 41-57.
- Hotovec-Ellis, A. J., D. R. Shelly, D. P. Hill, A. M. Pitt, P. B. Dawson, and B. A. Chouet, 2018, Deep fluid pathways beneath Mammoth Mountain, California, illuminated by migrating earthquake swarms. *Sci. Adv.*, 4, eaat5258.
- 野口科子・関根秀太郎・澤田義博・笠原敬司・佐々木俊二・田澤芳博・矢島浩・阿部信太郎・石田貴美子, 2018, 高密度観測網 AS-net で捉えられた東北地方北部～北海道南西部の低周波イベントの分布と特徴, 日本地震学会 2018 年度秋季大会講演予稿集.
- 仙台管区気象台火山監視・情報センター, 2013, 八甲田山の火山活動について, 火山噴火予知連絡会会報, 116, 22–35.

謝辞

本研究では、気象庁一元化震源要素と験測値、及び Hi-net と気象庁観測点の波形データを使用した。弘前大学理工学研究科の前田拓人准教授と弘前大学理工学部地球環境学科の成田伊織・松野有希の両氏には、函館周辺での臨時観測とデータ整理にご協力いただいた。以上の関係機関と方々に厚く御礼申し上げます。

福島県の広帯域リニアアレイで観測された

常時微動の地震波干渉法解析—南北測線における解析—*

岩手大学工学部 起田賢親
岩手大学理工学部 山本英和 齊藤剛

1.はじめに

我々は福島県の直下で発生するスープラスラブ地震(例えば, Uchida et al, 2010)と呼ばれる地震の発生メカニズムを解明するため, 2012年度から(公財)地震予知総合研究振興会で設置された広帯域地震計リニアアレイにより2014年まで東西測線(10台)の地震・微動観測を行ってきた。佐藤ほか(2017)では東西測線の10点の観測点に対し, 1ヶ月重合相互相關関数を計算し, 群速度の算定を行った。また, Takagi et al.(2014)の手法を用いて表面波の分離を行った結果, 東西測線の観測結果では表面波が卓越していると考えられた。さらにリニアアレイの組み合わせ位置の近い観測点間の群速度と付近のHi-netの観測記録で得られる群速度の比較を行ったところ, 値が同等になることからリニア記録に地震波干渉法解析を適用し, 浅部の構造を推定する手法が有効であると判断された。

今回は地震予知総合研究振興会により新たに設置され, 2014年から2015年までの約6ヶ月観測された4点の南北測線の解析を行った。南北測線に加え, 付近のHi-net、F-netの観測記録も用いて3成分相互相關関数を計算し, 群速度の算定を行った。また, Takagi et al.(2014)の手法を用いて表面波の分離を行い, Nishida et al.(2008)の速度構造モデルから計算したレイリー波, ラブ波との比較を行い, 得られた結果の妥当性を検討した。

2. 広域リニアアレイ観測

南北測線は地震予知総合研究振興会により設置された4点とF-net広野(N.HROF)の計5点の測線とし, 広野から南に向かって順に番号を振った。センサーは固有周期120秒3成分速度計(Trillium Compact)を使用し, 収録にはデータロガーLS8800を使用した。サンプリング周波数100Hzで観測点ごとに独立に連続測定された。広野のほかに参照点としてF-net八溝(N.YMF)とHi-netいわき西(N.IWWH)を使用した。図1に今回使用した観測点位置とHi-net, F-netの位置を示す。

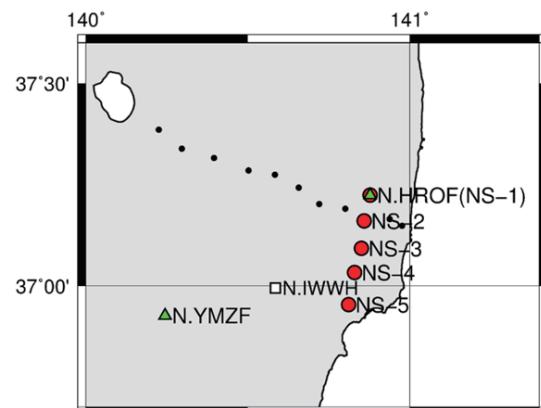


図1 南北測線の観測点位置と使用した

Hi-net, F-net位置

●は南北測線, ●は東西測線

□はHinet, ▲はF-net

*Seismic interferometry analysis of microtremors observed in a lineae array with broadband seismometers in Fukushima Prefecture by K. Okita, H. Yamamoto and T. Saito

3. 相互相関関数の算定

観測データや取得した Hi-net, F-net の観測記録は 100Hz でサンプリングされているが、データ量が膨大であるため計算時間を短縮するため波形データを 20Hz にリサンプリングした。リサンプリングを行ったデータに対し、時間領域における巨大地震や非定常雜音による振幅の乱れを取り除くため 1 秒の時間規格化、同時に二値化を行い、さらに周波数領域で規格化するためにホワイトニングを前処理として行った（例えば、Bensen et al., 2007）。観測記録は振興会の地震計によるもの、Hi-net, F-net の 3 つがあるが今回機器補正は行わなかった。前処理を行った波形に対し FFT 处理によりクロススペクトルを算出し、逆フーリエ変換により相互相関関数を計算した。相互相関関数計算には日野（2010）のスペクトル解析のプログラムを参考にした。基本区間 15 分の相互相関関数を 4 個平均して一時間重合相互相関関数として算出した。機器の不具合やバッテリー交換等で記録が数分から数時間途絶える時間帯があった日付は除いたうえで 1 カ月とした。重合する時間が長いほどノイズが小さく、特徴的な位相を確認することができる為、可能な 6 カ月の重合を行った。図 2 に比較のため重合期間を 1 時間、1 日、10 日、1 カ月、6 カ月とした相互相関関数を示す。図からは時間が長いほど特徴的な位相が見えることを確認できた。

Vertical(ZZ)相関関数と Transverse(TT)相関関数の比較を行った。図 3 に NS-1 から各測点へ計算した相関関数 ZZ, TT を示す。遅れ時間を比較すると TT の方がわずかに速く検出されていることが分かる。

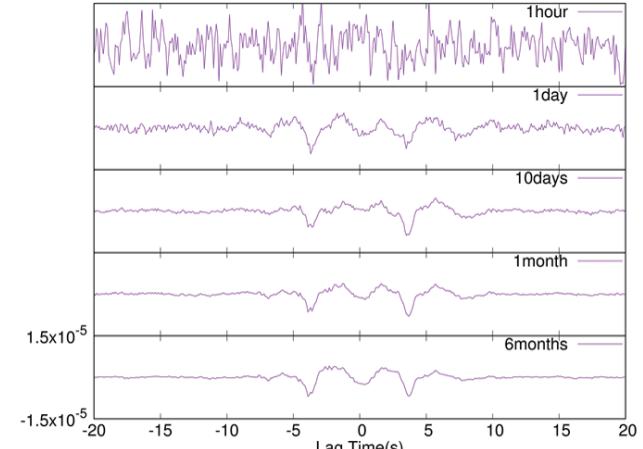


図 2 NS-2, NS-3 間の重合相互相関関数 vertical 方向の期間ごとの比較

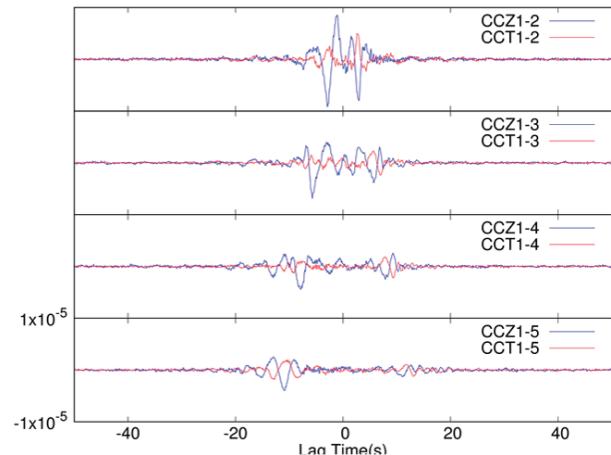


図 3 NS-1 から各測点への 6 カ月重合相互相関関数 vertical 方向, transverse 方向

4. 群速度の算定

得られた相互相関関数に対して Dziewonski et al.(1969) のマルチプルフィルタ解析を行い、群速度の算定を行った。相互相関関数に狭帯域のバンドパスフィルタをかけ、波形の包絡線の最大値から遅れ時間を算定し、地震計間距離を時間遅れで除することで周波数ごとの群速度を求めた。同時にシグナルをノイズで除すことにより SN 比を周期の関数として算出し、群速度の評価に用いた。詳しい計算方法については佐藤ほか(2017)に従う。今回は SN 比 10 以上を基準として群速度の信頼性を評価した。

図 4 に Vertical 方向の 6 カ月重合相互相関関数より算定した群速度と SN 比を示す。今回は機器補正を行っていないため、F-net である NS-1 と振興会の地震計を使用したほかの点とではフィルタリングがことなる可能性が考えられる。そのためか比較的距離が近い 1-2 の群速度はプラス方向とマイナス方向でわずかに異なっていた。2-3 での群速度は SN 比がピークをとる周波数 0.5Hz 程度以上からはプラス方向とマイナス方向でほぼ一致し、また約 2.2km/s で一定の値をとっていた。周波数によって速度が変化していないのでここでは実体波である可能性が考えられる。NS-5 との組み合わせでは分散曲線の連続性が低いことが確認できた一方で、NS-5 と最も近い組み合わせである 4-5 は他と比較して連続性が高く、群速度は約 1km/s まで低下していた。これらの結果から NS-2, NS-3, NS-4 付近の地下構造は近いものであると考えられる。また、NS-5 は分散曲線の連続性が低い中、NS-4 との組み合わせで連続的に群速度が低下する

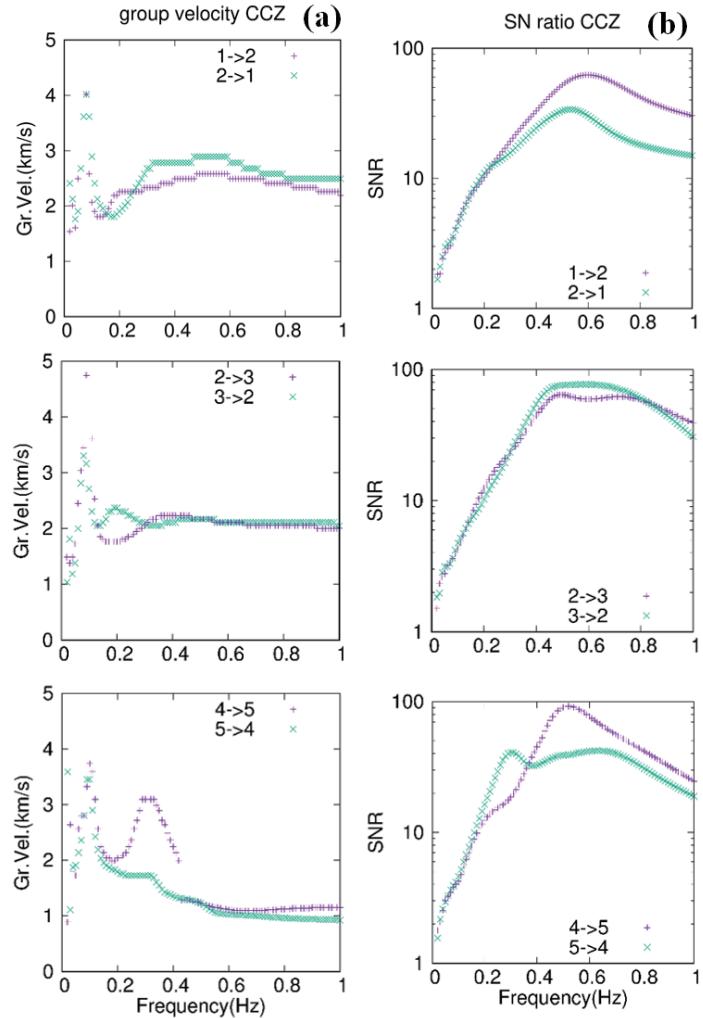


図 4 Vertical 方向の 6 カ月重合相互相関関数より算定した
群速度と SN 比
(a)は群速度、(b)は SN 比を示す

ことから、NS-4 と NS-5 の間で地下構造が変化していると考えられる。実際に NS-5 付近は平野部であり、浅部構造は他点より遅いと思われる。

5. 表面波の分離

上記の解析では得られた相互相関関数をそのまま計算に用いたため、群速度には実体波と表面波が混在していると考えられる。そこで Takagi et al.(2014)の手法によって表面波の分離を行

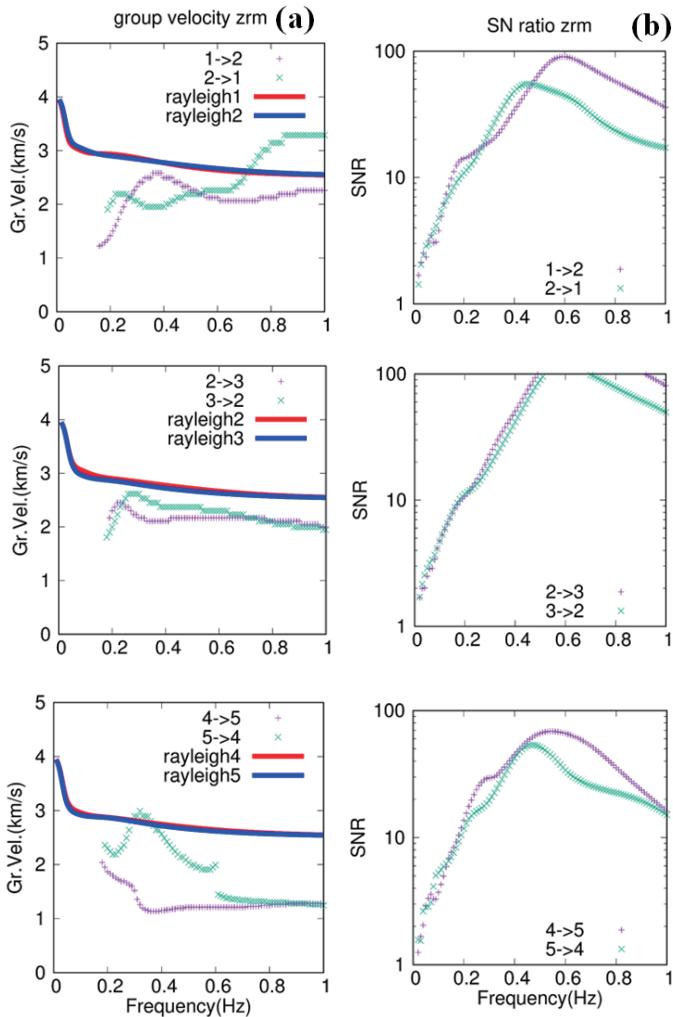


図 5 Vertical 方向の 6 カ月重合相互相関より
算定した分離群速度と SN 比
(a)は群速度、(b)は SN 比を示す

った。レイリー波の梢円運動とは対照的に P 波は直進粒子運動を有する。Takagi et al.(2014)では Vertical-Radial 相互相関関数(ZR), Radial-Vertical 相互相関関数(RZ)を求め、和をとることでレイリー波の寄与を相殺して P 波の寄与のみを保持し、対照的に ZR と RZ の差をとることで P 波の寄与を相殺してレイリー波の寄与のみを保持することで分離を行う。

分離を行ったレイリー波の比較対象として、Nishida et al.(2008)の速度構造モデルを使用した。モデルは Hi-net の傾斜計で測定された常時微動の地震波干渉解析から日本全国の S 波速度構造が求められており、緯度経度 0.1° 間隔、深さ 60km まで層厚 1 km ごとに物性値が求められている。今回は観測点周辺で、物性値が求められている 4 点を用いて線形補完を行い、観測点直下の構造とした。

図 5 に分離を行った表面波の群速度と SN 比、Nishida モデルより計算したレイリー波群速度を示す。全体的に Nishida モデルより遅い結果となった。

Nishida モデルは地表から 1km ごとの構造を求めており、実際の浅部の速度構造より速くなっていることが原因として考えられる。今後実際の浅部構造やそれに準ずる構造をモデルに取り入れることで、算定結果との一致が望めると考えられる。2-3 の群速度を分離前と比較す

ると周波数によって変化しているように見える。このことから分離によって表面波を卓越させることができると判断できる。また、SN 比の向上も確認できた。4-5 の群速度は SN 比が高いプラス方向を見ると、やはり約 1.2km/s 程度の他と比べて遅い値を示している。

6. 参照点の使用

参照点として F-net 八溝 (N.YMZ) と Hi-net いわき西 (N.IWWH) を使用し、1 カ月の重合相互相関を用いて群速度、SN 比を算定した（例えば、Yamanaka et al., 2015）。図 6 にいわき西と南北測線との相互相関より算定した群速度と SN 比を示す。いわき西は測線より内陸に位置しているためマイナス方向で SN 比が高くなっている。群速度を比較すると、図では省略した NS-3 を含め、NS-1 から NS-4 までは速度構造が似ていると判断できる。NS-5 に関しては、参照点を用いることでよりはつきりと浅部の遅い構造を相対的に確認できたと言える。

7. まとめ

福島県東部で南北方向のリニアアレイ観測に地震波干涉法解析を適用し群速度を求め、Nishida モデルとの比較を行った。また、参照点を用いて各測点での速度構造の比較を行った。Nishida モデルとの比較では

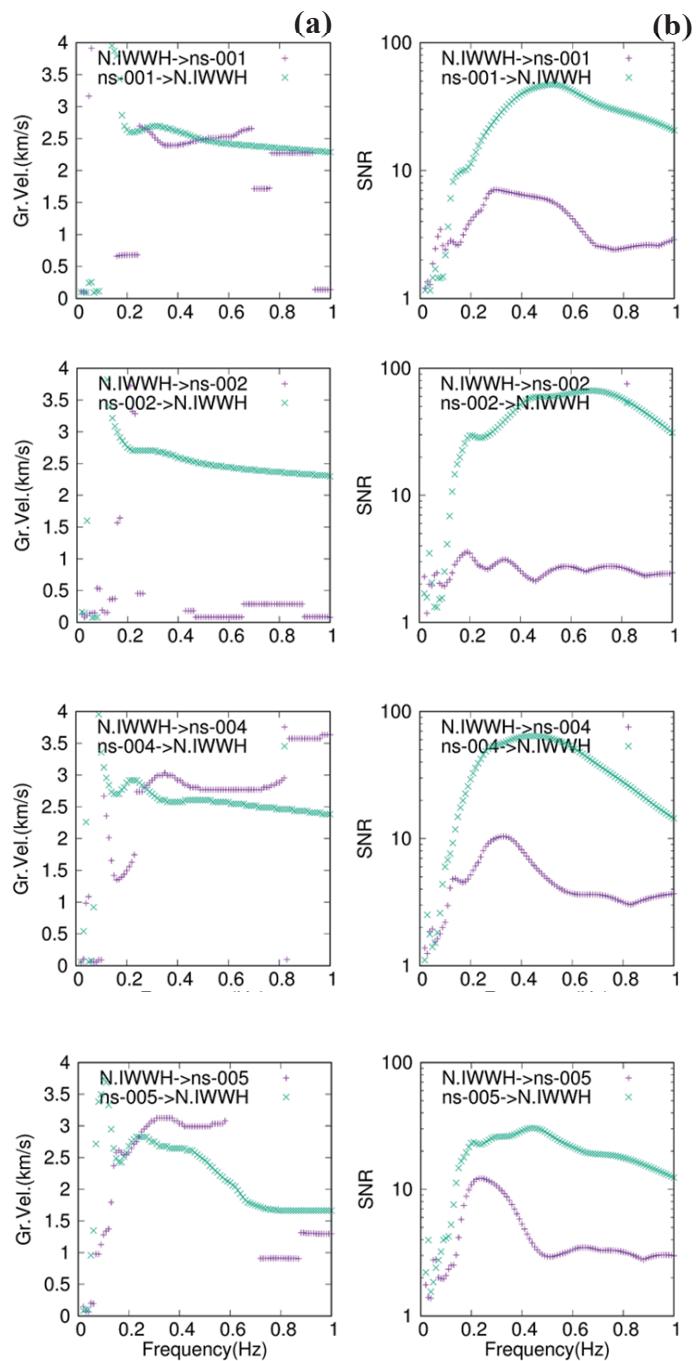


図 6 いわき西(N.IWWH)から南北測線への群速度と SN 比
(a)は群速度、(b)は SN 比を示す

観測結果が全体的に Nishida モデルより遅い結果となった。原因として Nishida モデルでは表されていない表層の影響が考えられ、浅部構造との比較を行ううえでは、新たに表層の構造を取り入れる必要があると思われる。参照点を用いた比較では NS-1 から NS-4 が近い速度構造を持つことが示唆され、NS-5 付近平野部の遅い構造を表すことができたと思われる。しかし、参照点は 1 カ月分のデータで解析を行ったため、今回より遠方の参照点を使用する場合にはさらに長期間のデータが必要であると判断される。

謝辞

(公財) 地震予知総合研究振興会からデータを提供していただいた。(国研) 防災科学技術研究所から F-net, Hi-net のデータを提供していただいた。一部の図面の作成には GMT(Wessel and Smith, 1998)を使用した。記して謝意を表する。

参考文献

- Bensen, G.D., M.H. Ritzwoller, M.P. Barmin, A.L. Levshin, F. Lin, M. P. Moschetti, N. M. Shapiro and Y. Yang(2007), Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, 169, 1239-1260.
- Dziewonski, A., Bloch, and M. Landisman(1969), A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444
- 日野幹夫 (2010), スペクトル解析新装版, 朝倉書店, pp. 300.
- Nishida, K., H. Kawakatsu, and K. Obara, (2008) : Threedimensional crustal S wave velocity structure in Japan using microseismic data recorded by Hi-net tiltmeters, *J. Geophys. Res.*, 113, B10302, doi: 10.1029/2007jb 005395.
- 佐藤史佳, 山本英和, 齊藤剛 (2017) : 福島県の広帯域リニアアレイで観測された常時微動の地震波干渉法解析(その 2), 東北地域災害科学研究 第 53 卷, pp. 163 - 168.
- Takagi R., Nakahara H., Kono T., and Okada T.(2014), Separating body and Rayleigh waves with cross terms of the cross-correlation tensor of ambient noise, *J. Geophys. Res.*, 10.1002/2013JB010824.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith(1998), New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, 79, 579.
- Yamanaka, H., K. Kato, K. Chimoto and S. Tsuno (2015) : Estimation of surface-wave phase velocity from microtremor observation using an array with a reference station, *Exploration Geophysics*, 46, pp. 267-275.

岩手大学で観測された短周期微動の地震波干渉法解析による群速度の推定*

岩手大学工学部 佐々木恵太
岩手大学理工学部 山本英和 齋藤剛

1. はじめに

地震時の揺れやすさを評価するために、地盤の S 波速度構造を把握することが重要である。これらの探査には、微動アレイ探査がよく用いられる。微動アレイ探査とは、表面波の位相速度にみられる分散性(位相速度が周波数によって変化するという性質)を利用して、主に地下の S 波速度構造を推定する手法(例えば Okada, 2003)である。しかし、この手法では、逆解析等で解が 1 つに求まらない可能性がある。よって、より多くの地下構造の情報があることが望ましい。そこで、最近では、別の手法である地震波干渉法が提案されている。これは、2 観測点における波動場の相互相關関数を長時間重合することによって、1 点を震源とし、もう 1 点を観測点とするグリーン関数(インパルス応答)を求める手法である(中原 2015)。この地震波干渉法を用いて、群速度の分散曲線を得ることで、地盤の S 波速度構造の情報量を増やすことを試みられ始めている。岩手大学内では、過去に、山本ほか(2017)で、岩手大学内のグラウンドにおいて 100m のリニアアレイを用いて微動観測及び解析を行った。より深部の情報を得るために、100m より長い測線間隔が必要とされる。かつ、より長時間の微動データの重合が必要である可能性がある。そこで、本研究では、数百 m 離して微動計を配置し、1 ヶ月程度という比較的長い時間の微動観測を実施し、解析をした。

2. 微動観測

図 1 に岩手大学内での観測地点を示す。数百 m 間隔で 3 成分微動計を 5 台設置し、No.1~No.5 とした。使用した微動計はレナーツ・エレクトロニクス社製の固有周期 5 秒三成分速度計 Lennartz LE-3D/5s である。データロガーは、白山工業株式会社の LS-8800 を用いた。サンプリング周波数は 100Hz とした。本観測は 2018 年 8 月 8 日から 2018 年 10 月 3 日の約 2 ヶ月実施した。解析はデータロガーに不具合が生じた以外の、のべ 33 日分を使用した。Lennartz LE-3D/5s の場合、ch1 が UD 方向、ch2 が NS 方向、ch3 が EW 方向となる。

図 2 に 8 月 8 日 2 時 0 分から 2 時 59 分に観測された 3 成分加速度波形を示した。上から下に No.1, No.2, No.3, No.4, No.5 と並んでいる。また、No.3, No.4 近くを通る道路は交通量が多く、ノイジー



図 1 微動観測地点

*Estimation of group velocity by seismic interferometry analysis of short period microtremors observed at Iwate University by K.Sasaki, H.Yamamoto and T.Saito

な場所であった。また、図3に図2と同時刻で、それぞれの観測点のch1, ch2, ch3のスペクトル波形とH/Vスペクトル比を示した。5Hz以上の高周波帯やノイジーな場所であるNo.3, No.4に関しては、多少のずれが確認されたが、2~4Hz付近の低周波帯では形状がそろっていることが確認された。

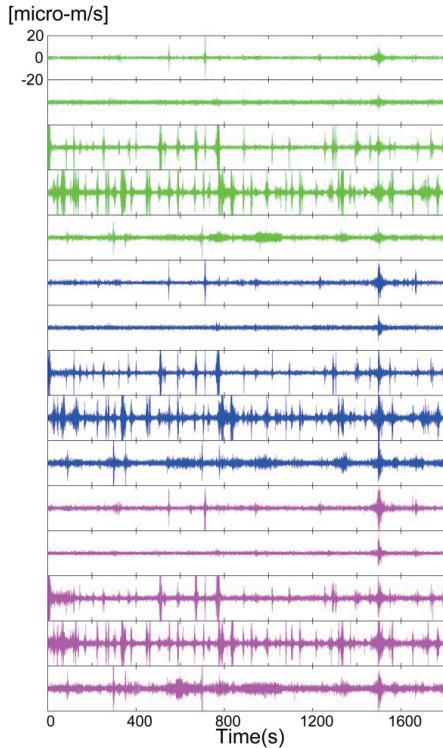


図2 観測された3成分加速度波形
(8月8日2時0分から2時59分)

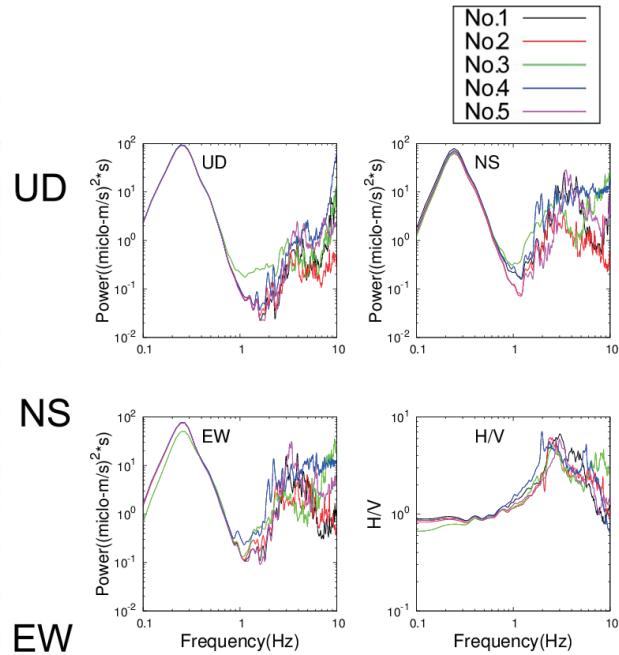


図3 観測された3成分スペクトルと
H/Vスペクトル比(8月8日2時0分から2時59分)

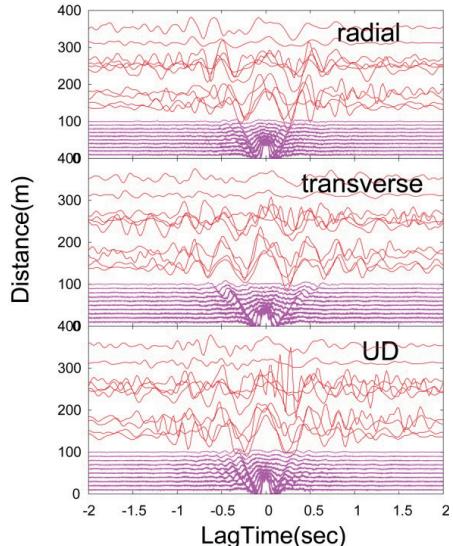


図4 距離ごとの全組み合わせ相互相関関数

3. 重合相互相関解析

基本解析区間を81.92秒とし、FFTによるスペクトル解析により相互相関関数を計算する。EW, NS成分から、radial, transverse成分を座標回転し、Bensen et al. (2007)の解析方法に基づき、観測された微動に対して周波数規格化、二値化をおこなう。radial, transverse, UD成分に対して相互相関関数を計算し、重合した。図4に全組み合わせの相互相関関数を距離ごとに示す。今回の観測から得られた重合相互相関のみでは、波動の

伝播が確認しにくいため、桃色の線で山本ほか(2017)で得られた重合相互相関を重ね合わせた。それぞれの方向で特徴的な位相のラグタイムを比べてみると、約 350m の距離で radial, UD 方向では約 1.3 秒であるが、transverse 方向では約 2.0 秒とラグタイムが長いことが分かる。したがって、transverse 方向の伝播速度が遅いことが予想される。また、今回は、33 日間のものを重合し、群速度の推定を行った。

4. 群速度の推定

Dziewonski et al. (1969)のマルチプレルフィルター解析を行い、群速度の推定を行った。まず、No.2 と No.5 の重合相互相関から算定された SN 比を図 5 に示す。SN 比とは、狭帯域フィルタ波形の包絡線の最大値をラグが十分大きい平均自乗振幅で除したものである。つまり、SN 比が高いと信頼性が高いといえる。赤の線が plus で、本研究の正の方向であり、黄緑の線が minus で、負の方向である。次に、観測点 No.2 と No.5 の重合相互相関から推定された群速度を図 6 に示す。正負のばらつきがみられることから、SN 比が低いデータも混ざっており、信頼性の低いデータが含まれている可能性が考えられる。これらを踏まえ、SN 比が 10 以上のものを抽出した上で、既存モデルから計算した群速度や山本ほか(2017)から得られた観測群速度との比較を行った。

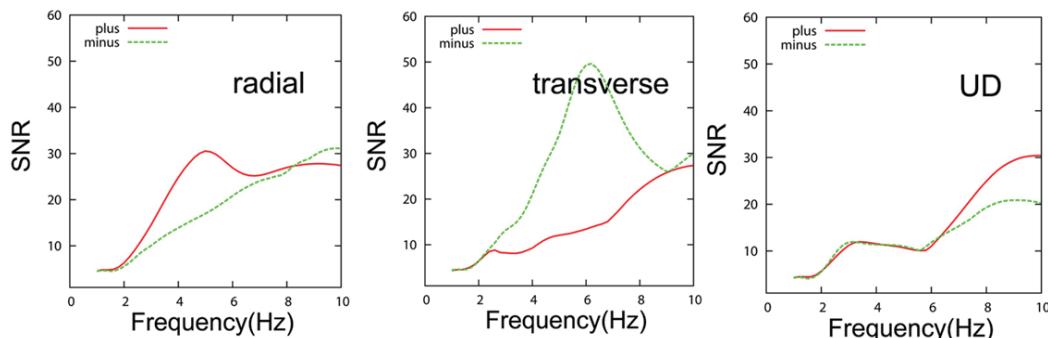


図 5 観測点 No.2 と No.5 の重合相互相関から算定された SN 比

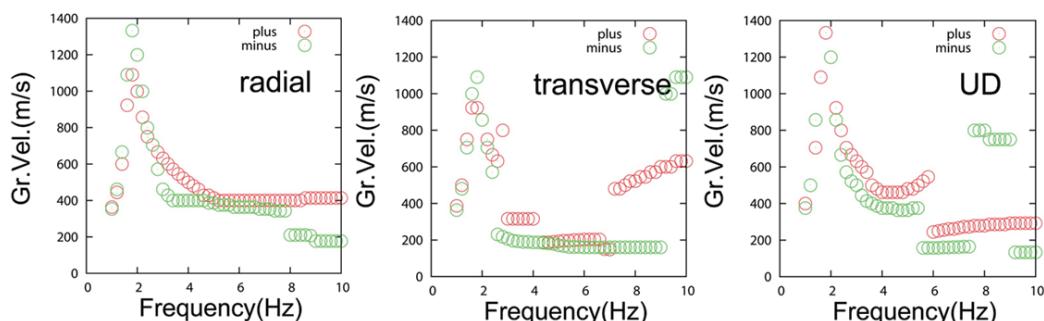


図 6 観測点 No.2 と No.5 の重合相互相関から推定された群速度

5. 既存モデルから計算した群速度や山本ほか(2017)から得られた観測群速度との比較

山本(2000)による S 波速度構造と、このモデルから計算した群速度を図 7 に示す。また、図 8 に山本ほか(2017)のリニアアレイ観測から得られた観測群速度を示す。図 8 は、佐藤(2016)論文を参考にし、SN 比が 10 以上のものを抽出した群速度である。これら図 7、図 8 と今回の観測結果から得られた群速度の SN 比が 10 以上のものを重ね合わせたものが図 9 である。過去の計算群速度や観測群速度と比較した結果、まず、各成分によって、群速度が異なっていることがわかった。そして、今回の観測は観測点間距離が比較的長いため、3~4Hz 程度の低い周波数帯まで群速度が得られていた。また、transverse 方向は、今回の観測群速度、山本ほか(2017)から得られた観測群速度と既存モデルから計算した群速度がほぼ一致した。これらを踏まえて、山本ほか(2000)の S 波速度構造を今回の観測結果を満足できるように修正する。

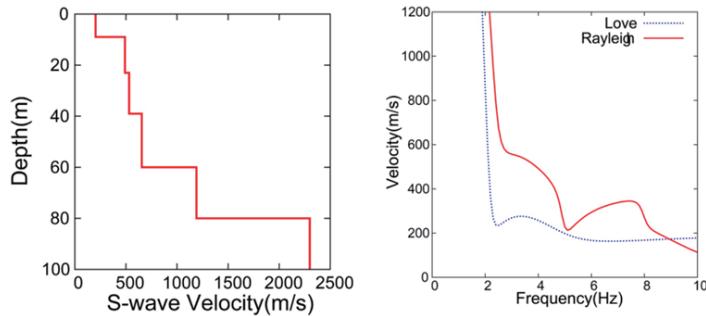


図 7 山本(2000)による S 波速度モデルとモデルから計算した群速度

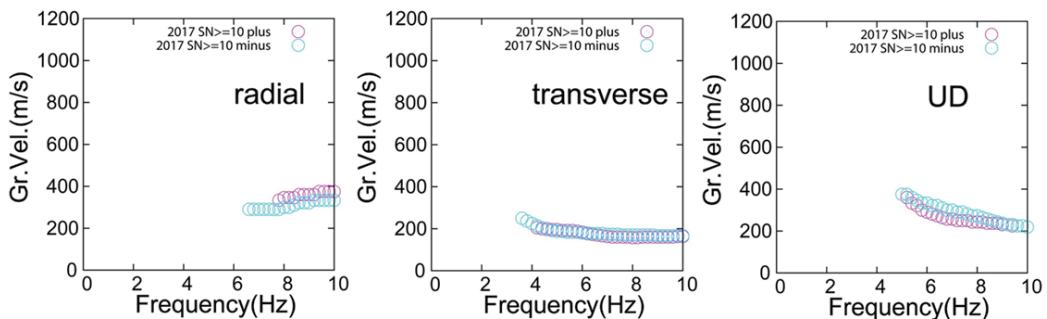


図 8 山本ほか(2017)から得られた観測群速度($SN \geq 10$)

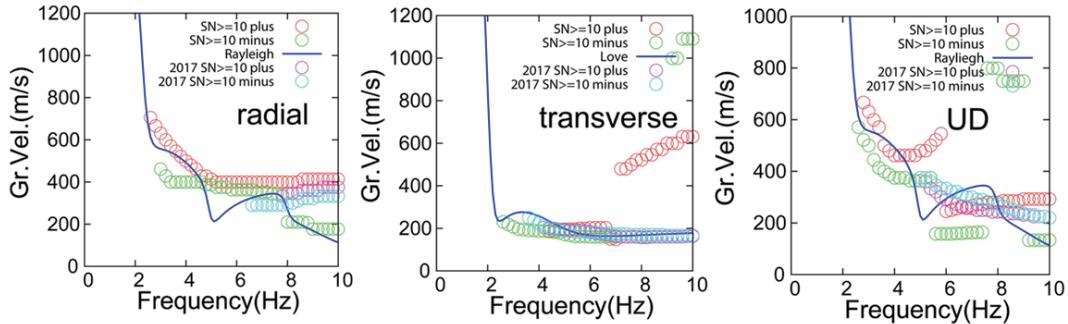


図 9 計算群速度と観測群速度($\text{SN} \geq 10$)の比較 青の直線は山本(2000)での既存モデルから計算した群速度
赤・黄緑は今回の観測群速度 桃・水色は山本ほか(2017)の観測群速度

6. 従来の岩手大学内における S 波速度モデルの修正

図 10 に修正前の S 波速度構造と修正後の S 波速度構造を示す。また、図 11 に今回の観測群速度と山本ほか(2017)のから得られた観測群速度に修正前の計算群速度と修正後の計算群速度を重ねたものを示す。Transverse 成分は観測群速度と計算群速度がほぼ一致したが、Rayleigh 波は radial 成分、UD 成分の両方に発生するので、観測群速度と計算群速度が完全には一致しない結果となった。

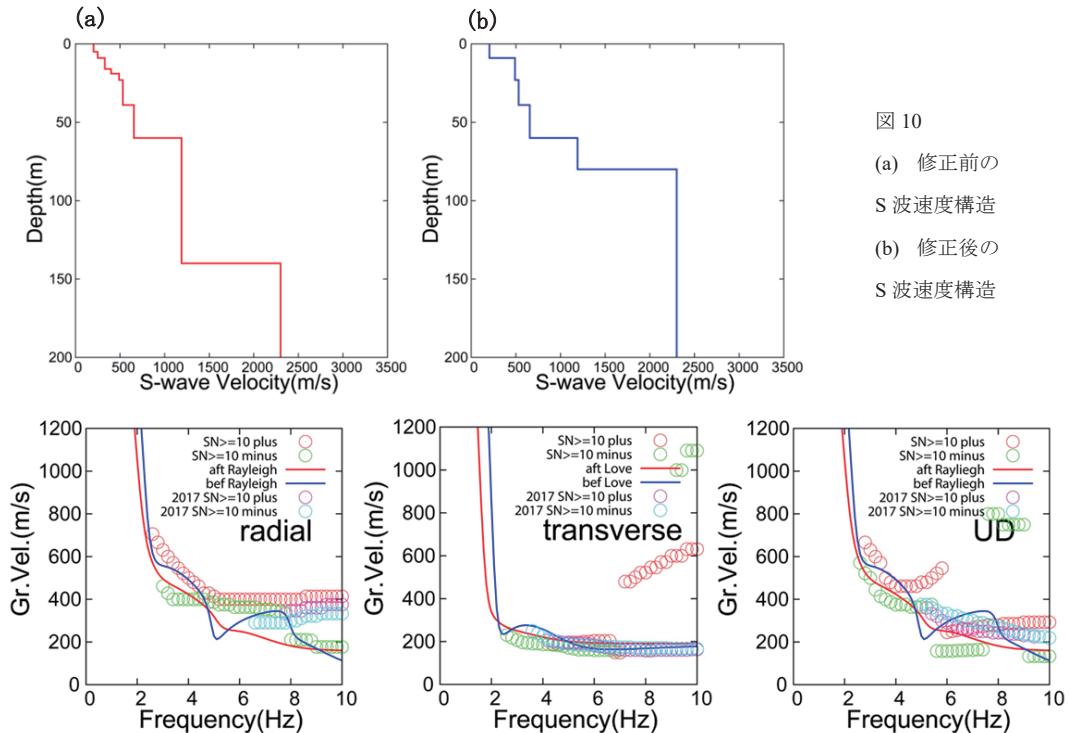


図 11 観測群速度($\text{SN} \geq 10$)に修正前の計算群速度(青線)と修正後の計算群速度(赤線)を重ね合わせたもの

7. 考察とまとめ

重合相互相関解析では、波動の伝播を確認することができた。また、山本ほか(2017)の岩手大学内グラウンドでの微動観測では、交通振動を考慮しなくても良い静かなグラウンドで行っていたため、微動計設置の際、交通振動を考慮せずに設置をした。今回得られた解析結果から、約1ヶ月もの長時間の観測であると交通振動も考慮しなくてはいけないことが分かった。さらにより結果を得るために、相互相関関数を出す際に時間規格化をかけるなどが考えられる。

群速度の推定では、例としてNo.2とNo.5のペアで比較した。山本ほか(2017)より比較的長い測線間隔にしたこと、3~4Hz付近の低周波帯において、今まで得られていなかった群速度を得ることができた。つまり、距離に応じた群速度が求められることがわかった。今後は、どのくらいの深度を探査したいかによって、測線の長さを考え、観測を行うことが求められる。

また、transverse方向では、ピークのSN比が50程度であり、既存モデルから計算した群速度や山本ほか(2017)での観測群速度との比較でも分かるように正しい群速度の推定ができたと考える。一方で、radial方向及びUD方向では正負でばらつきが大きい結果となった。その原因として、実体波が混在している可能性が考えられる。Takagi et al. (2014)などを応用して、表面波と実体波を分離させ、精度の高い解析を試みる必要がある。

従来のS波速度モデルの修正では、今回の観測結果に合わせるようにS波速度構造を修正した。今後は、精度向上のため、遺伝的アルゴリズム逆解析等を用いることも有効であると考えられる。

参考文献

- Bensen, G.D., M.H. Ritzwoller, M.P. Barmin, A.L. Levshin, F. Lin, M.P. Moschetti, (2007), Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, 169, 1239-1260.
- Dziewonski, A., S.Bloch, and M. Landisman(1969), A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444.
- 中原(2015), 地震波干渉法, その1歴史的経緯と原理, 地震, 第2輯, 第68巻(2015), 75-82頁
- Okada. H. (2003) : The Microtremor Survey Method, Geophysical Monograph Series, No. 12, Society of Exploration Geophysicists, 135
- Takagi R., Nakahara H., Kono T., and Okada T.(2014), Separating body and Rayleigh waves with cross terms of the cross-correlation tensor of ambient noise, *J. Geophys. Res.*, 10.1002/2013JB010824.
- 山本英和(2000), 3成分微動アレイ観測によるLove波の位相速度の推定の試み, 物理探査, 53, 153-166.
- 山本英和, 佐々木恭輔, 齊藤剛 (2017) : 浅部2次元S波速度構造推定を目的としたリニアアレイで観測された短周期微動の地震波干渉法解析-岩手大学構内における試み-, 東北地域災害科学研究第53巻, 157-162.
- 山本英和, 佐藤史佳, 齊藤剛 (2016) : 福島県の広帯域リニアアレイで観測された常時微動の地震波干渉法, 東北地域災害科学研究 第52巻, 263-268.

微動アレイ探査による盛岡市域における S 波速度構造の推定 - 稠密極小アレイ観測と大規模アレイ観測 - *

岩手大学工学部 多田光希, 大場星也
岩手大学理工学部 山本英和 齋藤剛

1. はじめに

都市の地震ハザード評価のためには特定の地域の浅部の S 波速度構造を面的に調査する必要がある。今回調査対象の盛岡市では過去の複数の地震時の高密度アンケート震度調査から都市内の数 km の狭い範囲内で体感震度が 1 ないし 2 程度異なり、それが地盤增幅率の影響であることが山本ほか(2005)で示唆されている。本研究では、新たに開発された浅部探査専用の装置を用いて稠密極小アレイ探査を実施し、盛岡市域の地震ハザードに有用な S 波速度構造分布を得ることが目的である。また同時に、やや長周期まで対象とした大規模アレイ探査を実施し、盛岡市のやや深部の S 波速度構造の推定を試みる。

2. 微動観測

稠密極小微動アレイ観測には 4DGeoTeK による GDAQ-4S を使用した。本装置は、中心に 1 台、半径 60cm の円周上に 3 台、等間隔に配置された 4 台の固有周波数 4.5Hz のジオフォーンで測定を行う。サンプリング周波数は 500Hz と設定した。極小アレイ探査地点では微動の H/V スペクトル比を得るために単点微動観測も同時に実施している。単点観測は白山工業社製の微動計 JU310 を使用した。サンプリング周波数は 200Hz である。大規模アレイ探査の場合は、センサーにはレナルツ社製 LE-3d/5s を、データ収録には白山工業社製のデータロガー LS8800 を使用した。サンプリング周波数は 100Hz である。アレイ半径は 30m, 100m, 400m, 1000m である。Anupap et al. (2018) では、岩手大学周辺の盛岡市中心部において微動アレイ探査を行った。本研究ではその領域の西部の青山地区と南部の本宮地区で測定を行った。図 1 に極小アレイ観測点および大アレイ観測点を示す。

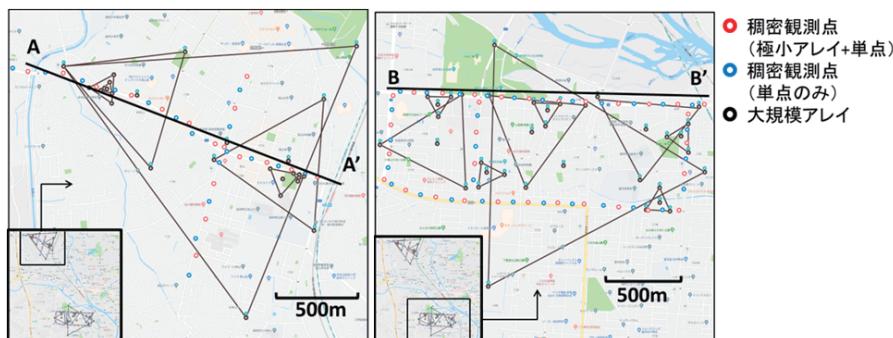


図 1 観測点位置 (左) 青山地区 (右) 本宮地区

青山、本宮地区に浅部の S 波速度構造の推定の考察に用いる測線 AA' および BB' を設けている。

* Estimation of S-wave velocity structures in Morioka area by using microtremor array survey – Observation using miniature arrays and one using large size arrays -by K.Tada, H.Yamamoto, S.Ohba and T.Saito

3. 微動の H/V スペクトル比

位相速度解析の前に、単点微動記録から H/V スペクトル比を計算し、ピーク周期分布を求めた。大アレイでは 4 点同時に微動を測定しているため、それぞれ単独にスペクトルを計算した。図 2 に微動のスペクトルおよび H/V スペクトル比の例を示す。H/V スペクトル比のピーク周波数を読み取り、その逆数からピーク周期を算定した。図 3 に大アレイの微動記録から得た H/V スペクトル比ピーク周期分布を示す。図 3(a) の青山地区では周期は大局的には東から西にかけて約 0.2 秒から 1.5 秒と長くなっている。また、図 3(b) からわかるように本宮地区でも同様の傾向が周期約 0.4 秒から 1.4 秒で見られた。したがって青山と本宮地区どちらも西に行くにつれて基盤深度が深くなっていると考える。しかし観測点間隔が密になると場所によって周期が急に異なる地点が一部見られた。これは H/V の形状が複数ピークを示すことに起因すると考えられる。そこで複数ピークがみられた地点において、低周波数帯の第 1 ピークと高周波数帯の第 2 ピークに分けて考察する。図 4 に稠密観測点における第 1 ピーク周期分布を示す。まず第 1 ピーク周期を読み取った場合、(a) の青山地区と (b) の本宮地区両方で大アレイ観測時の微動記録から得たピーク周期分布の傾向と類似していることが分かった。図 5 に稠密観測点における第 2 ピーク周期分布を示す。次に第 2 ピーク周期を読み取った場合、こちらも (a), (b) 両地区である地点から西に向けて短い周期の第 2 ピーク周期が認められていたことが分かった。

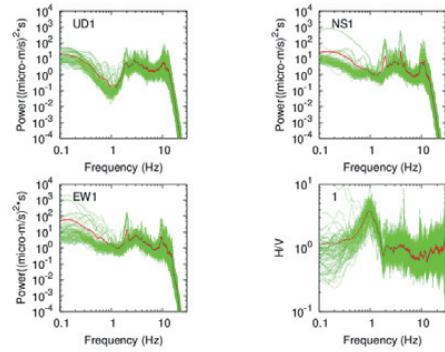


図 2 微動のパワースペクトルと H/V スペクトル比の例

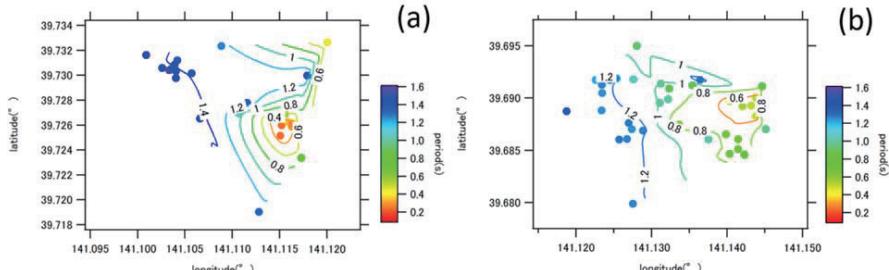


図 3 大アレイの微動記録による H/V ピーク周期分布 (a)青山地区 (b)本宮地区

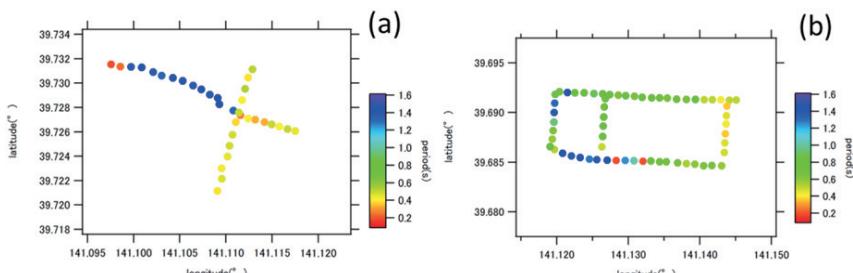


図 4 稠密観測の微動記録による H/V 第 1 ピーク周期分布 (a)青山地区 (b)本宮地区

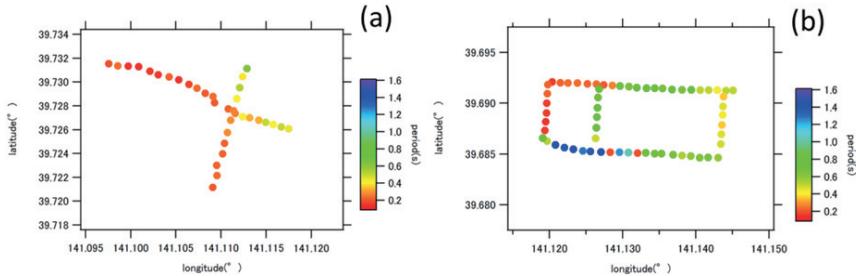


図5 濃密観測の微動記録によるH/V第2ピーク周期分布 (a)青山地区 (b)本宮地区

4. 大アレイの微動記録によるS波速度構造の推定

大アレイの微動記録により、やや深部のS波速度構造を試みる。空間自己相関法(Aki. 1957)により、上下動アレイ微動から周波数ごとの位相速度分散曲線を算出した。観測値から得られた位相速度分散曲線からやや深部のS波速度構造の推定を行った。その際、推定された計算値と観測値の位相速度分散曲線が一致するように構造モデルの推定を行った。また同時にH/Vスペクトル比のピーク周期の一一致も行い、信頼性を得た。図6に青山地区西部の計算値と観測値の位相速度分散曲線とH/Vスペクトル比を示す。

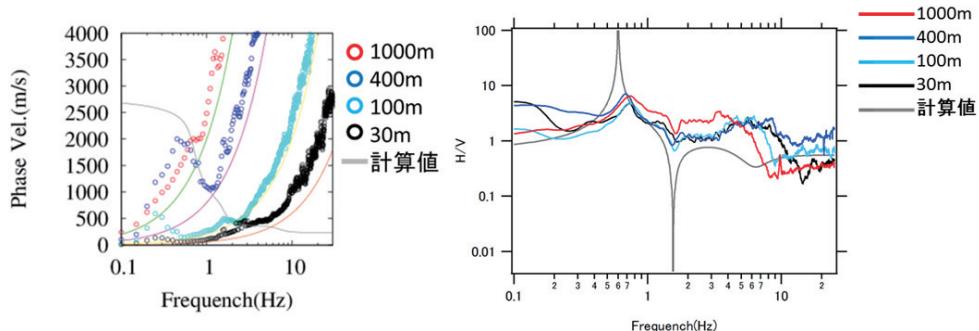


図6 大アレイ微動観測における計算値と観測値の比較 (左)位相速度分散曲線 (右)大アレイ中心でのH/Vスペクトル比

こうして得られたやや深部のS波速度構造を図7に示す。本研究では、対象地域を青山地区は西部と東部に、本宮地区は西部と中央部、東部の計5つに分類して考察を行った。

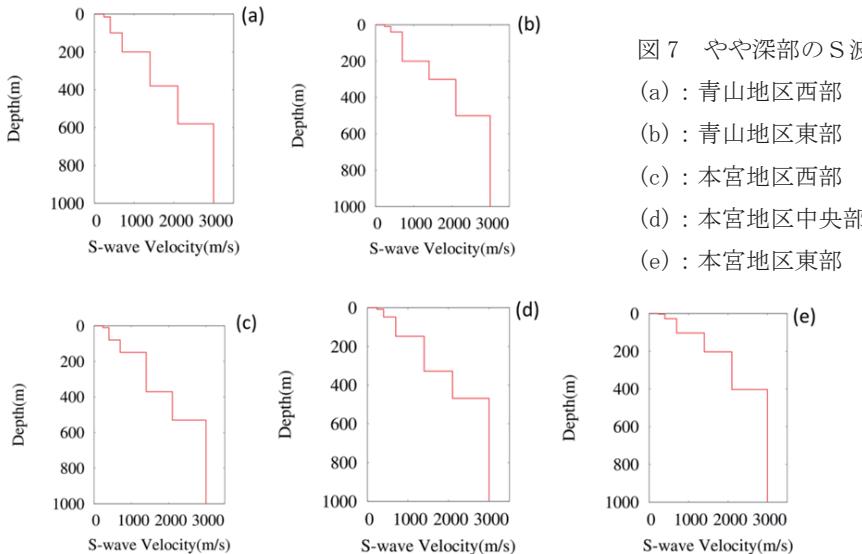


図 7 やや深部の S 波速度構造
(a) : 青山地区西部
(b) : 青山地区東部
(c) : 本宮地区西部
(d) : 本宮地区中央部
(e) : 本宮地区東部

基盤深度として $V_s=2100\text{m/s}$ の層に注目する。青山地区では $V_s=2100\text{m/s}$ の層に達するまでに東部より西部の方がおよそ 80m 深い結果となった。また同様に、本宮地区でも $V_s=2100\text{m/s}$ の層に達するまで東部より中央部はおよそ 125m 深く、西部はおよそ 170m 深い結果となった。この結果、青山地区と本宮地区両方で基盤深度が東から西にかけて深くなることが推測された。これは大アレイの微動記録による H/V スペクトル比のピーク周期分布が大局的に東から西にかけて長くなる傾向と一致している。

5. 稠密極小アレイの微動記録による S 波速度構造の推定

次に、稠密極小アレイの微動記録による浅部の S 波速度構造の推定を試みる。大アレイ時と同様、空間自己相関法(Aki, 1957)により、周波数ごとの位相速度分散曲線を算出した。観測値から得られた位相速度分散曲線から浅部の S 波速度構造の推定を行った。その際、推定された計算値と観測値の位相速度分散曲線が一致するようにモデルの推定を行った。また同時に、単点微動の H/V スペクトル比のピーク周期の一一致も行い信頼性を得た。図 8 に稠密観測点の計算値と観測値の位相速度分散曲線と H/V スペクトル比の例を示す。

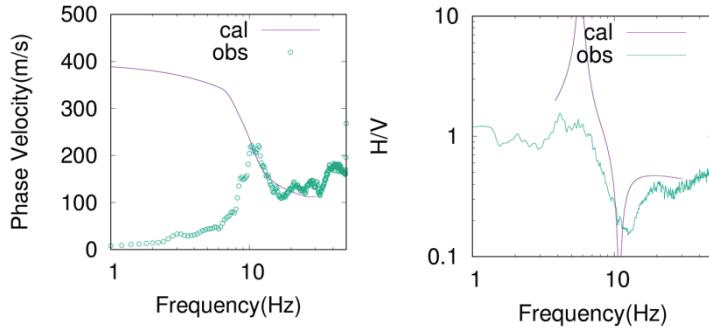


図 8 濃密微動観測における計算値と観測値の比較 (左)位相速度分散曲線(右)H/V スペクトル比

こうして得られた浅部の S 波速度構造を図 9 に示す。本研究では、青山地区の東西方向に測線 AA' と本宮地区北部の東西方向に測線 BB' を設け、考察を行った(測線の場所については図 1 を参照)。ただし、Vs=400m/s に達する深さの違いから青山地区の測線 AA' は深さ 20m とし、本宮地区的測線 BB' は深さ 10m としている。また、考察を行う際見やすくするために色による識別を行った。赤色に近いほど速度が遅く、青色に近いほど速度が速いことを表している。その図を図 10 に示す。

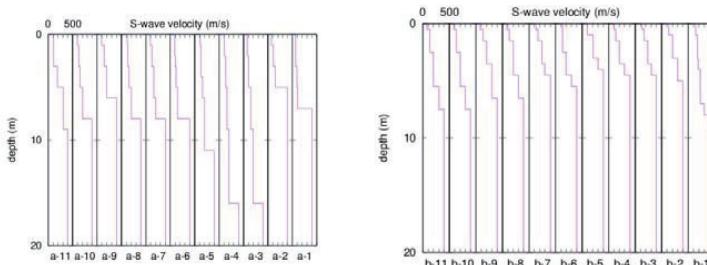


図 9 浅部の S 波速度構造 (左)青山地区測線 AA' (右)本宮地区北部測線 BB'

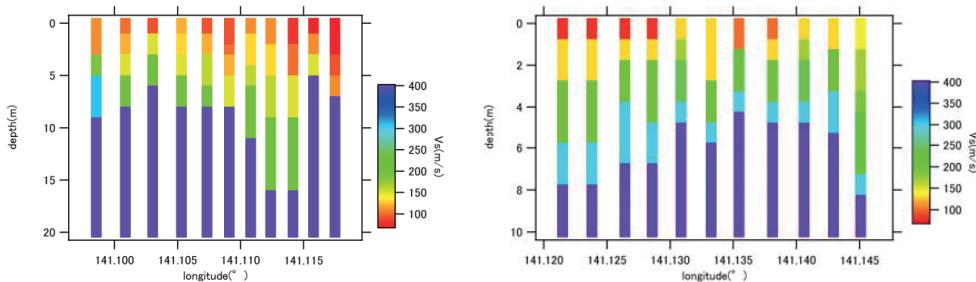


図 10 浅部の S 波速度構造(色による識別) (左)青山地区測線 AA' (右)本宮地区北部測線 BB'

青山地区の測線 AA' では東から 3 番目と 4 番目の地点から西に向けて Vs=400m/s の層が次第に浅くなる部分が見られた。この傾向が青山地区の濃密観測点の第 2 ピーク周期分布の同地点の傾向に類

似していることから浅部の S 波速度構造が稠密観測点の第 2 ピーク周期分布と相関があるのではないかと考えている。しかし、本宮地区の北部の測線 BB' では第 2 ピーク周期分布との相関が確認されていないため、今後も結果と考察について詰める必要がある。

6. 考察とまとめ

大アレイ観測によるやや深部の S 波速度構造の推定と H/V スペクトル比のピーク周期分布による対象地域の概要の把握から、青山地区、本宮地区どちらも東から西に向けて基盤が深くなる推測できた。今回推定された S 波速度構造を J-SHIS の深部構造の同地区との比較を行ったところ、各層の速度構造はおよそ同じような結果となった（地震ハザードステーション、藤原ほか、2009）。しかし、どの地区でも J-SHIS の深部構造より全体的に速度構造が深い結果が出ていた。

また、稠密極小アレイ観測による浅部の S 波速度構造の推定と H/V スペクトル比のピーク周期分布による対象地域の概要の把握から青山地区と本宮地区で、または青山地区内、本宮地区内など場所によって浅部の S 波速度構造が変化していると推測できた。またその変化はある地点で急激に変化している部分も見られた。

大規模アレイ観測と稠密極小アレイを併用することでより詳細に地盤の S 波速度構造を推測することができた。本研究では対象地域で観測可能な大アレイの半径として 1000m, 400m, 100m, 30m を採用したが、浅部の速度構造の推定に地区によって可能であれば 10m サイズや 50m サイズなど半径の小さいアレイ観測も加えることで、より詳細に信頼性の高い S 波速度構造の推定が可能であると考える。

謝辞

大規模アレイ観測および稠密極小アレイ観測の際に、岩手大学工学部社会環境工学科 4 年 起田賢親、川村匡永、佐々木恵太氏に観測を手伝っていただきました。記して感謝いたします。

参考文献

- Aki, K.(1957) : Space and Time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors : Bull. Earthq. Res Ins., 35, 415-456.
- Anupap, W., H. Yamamoto, T. Saito (2018) : Estimation of S-wave velocity structures in Morioka area by dense microtremor array observations , 東北地域災害科学的研究, 第 54 卷, 217-222.
- 藤原広行・河合伸一・青井真・森川信之・先名重樹・工藤暢章・大井昌弘・はお憲生・早川譲・遠山信彦・松山尚典・岩本鋼司・鈴木晴彦・劉瑛 (2009) : 強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料 第 337 号.
- 山本英和, 佐野剛, 斎藤徳美, 斎藤裕輔, 佐々木俊之 (2005) : アンケート調査による 2003 年 5 月 26 日宮城県沖の地震における盛岡市域の詳細震度分布, 物理探査学会第 112 回学術講演会論文集, pp. 180 - 183.
- 地震ハザードステーション : <http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>

再生可能エネルギーを活用するための小型振り子発電装置の開発*

秋田大学大学院理工学研究科 齋藤 憲寿
 秋田大学大学院理工学研究科 高橋 圭太
 秋田大学理工学部 西脇 遼
 秋田大学大学院理工学研究科 渡辺 一也

1. はじめに

近年、光や熱など周囲環境に存在する微小なエネルギーを電力へ変換する技術（エネルギーハーベスティング）が注目されている。エネルギーハーベスティングと呼ばれるのは、小型電子機器の自立電源となり得る、数 W 程度の出力のエネルギー変換技術である。これまで小規模な発電は用途が限られていたが、電子機器の省電力化技術の進歩に伴い用途が広がっている¹⁾。例えば、1 μW~数 W 程度の発電量があればセンサーで測定したデータを間欠的に無線送信することが可能であり²⁾、エナジーハーベスティングと無線センサー技術を組み合わせると、電池の使用量削減、メンテナンス性の向上、配線重量の軽減、配線コストの低減、設計上の自由度増大などの様々なメリットが考えられる³⁾。

我が国は河川や海洋などの再生可能エネルギーを豊富に有しており、福島原発事故以降、新たなエネルギーとして注目されている⁴⁾。特に、排他的経済水域を含めると世界第 6 位の海洋面積を誇り、日本の沿岸域に到来する平均的な波エネルギー輸送量は少なくとも 3500 万 kW⁵⁾ と見積もられ、日本の総発電容量の 3 割に相当する。これらをマイクロ水力発電のエネルギー源とすることで、センサモジュールや通信モジュール等に対する長期間供給可能な電源や、災害時における非常用電源として活用することが期待できる。

そこで、本研究では波エネルギーを対象とした再生可能エネルギーを活用する手法の一つとして、小型振り子発電装置を開発した。そして、水理実験を実施する前段階として陸上で基礎的な発電実験を行った。

2. 発電機構の選定および振り子発電の仕組み

波エネルギーを利用する技術は、越波型、可動物体型、振動水柱型の 3 種類に分類できる。本研究では可動物体型の一つとして、倒立振り子の流力振動を用いた発電⁶⁾を参考に、振り子運動を発電に用いた。また、発電方法としてワンウェイクラッチを取り組んだギアボックス⁷⁾により発電機を回転させる方法や、弾性圧電デバイス⁸⁾、柔軟発電デバイス⁹⁾、圧電素子^{10), 11)}などさまざまな発電デバイスがあるが、本研究では汎用性の高い圧電素子を用いた。写真 1 に小型振り子発電装置の概要を示す。中空の円柱でばねや歯車を必要としないため、極めてシンプルな構造である。まず、下端を回転自由にした発電装置を水中へ設置する。そして、波が発電装置に衝突すると、衝撃力により発電装置が傾斜するが、浮力による復元力によって傾斜が

* Development of a compact pendulum power generator to utilize renewable energy by Noritoshi SAITO, Keita TAKAHASHI, Ryo NISHIWAKI and Kazuya WATANABE

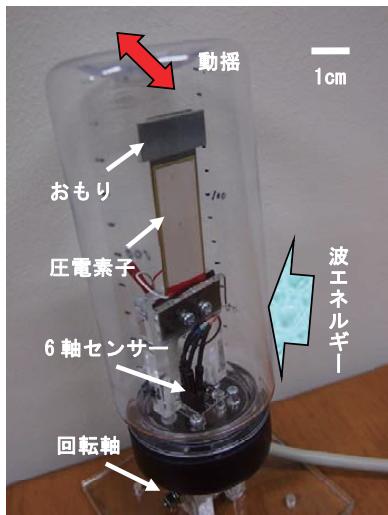


写真1 小型振り子発電装置

戻るため、振り子のように動搖する。そこで、圧電素子を用いて動搖（運動エネルギー）を電気エネルギーへ変換する。

発電装置は本体の高さ 240 mm、直径 65 mm であり、円筒部分の容積は 400 ml に相当する。また、円筒内部には圧電素子、圧電素子の変位調整おもり 6.9 g、角度、角速度および角加速度を計測するための 6 軸センサーを搭載している。

3. 圧電素子の電気的特性

表 1 に本研究で用いた圧電素子の電気的特性を示す。圧電素子は市販されているものを使用し、長さ 75 mm、幅 20 mm、厚さ 0.43 mm である。また、最大の出力電圧 ± 80 V、出力電流 100 μ A である。ここで、圧電素子の変位による出力電圧を確認するため、圧電素子の下部を固定し、おもりを付けない状態で上部を水平方向に変位させ、オシロスコープを用いて出力電圧を計測した。図 1 に圧電素子の出力電圧波形、図 2 に圧電素子の変位と出力電圧の最大値の関係を示す。圧電素子の変位が無い場合、出力電圧は 0 V であるが、外力により変位が生じた瞬間に出力電圧は大きくなり、その後減衰して 0 V へ戻る。また、出力電圧は変位に対して直線的に近似しており、5.00 mm の変位に対して出力電圧の最大値は 31.70 V であった。

表 1 圧電素子の電気的特性

Size(mm)	75×20×0.43
Rezonant Frequency(Hz)	3300
Rezonant Resistance(Ω)	300
Electrostatic Capacitance(nF)	110
Output Voltage(Vpp)	80
Output Current(μ A)	100

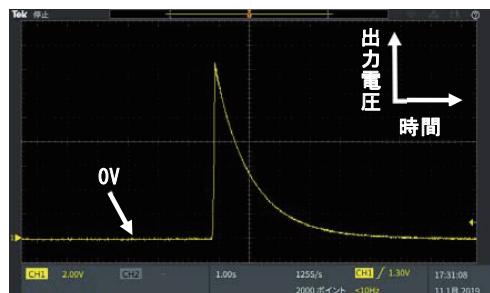


図1 圧電素子の出力電圧波形

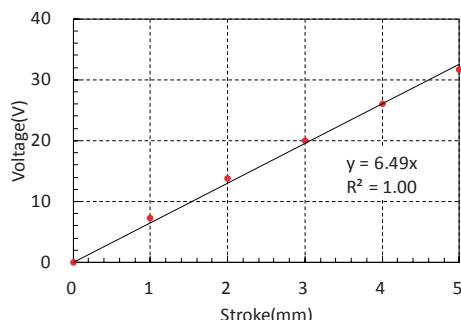


図2 圧電素子の変位と出力電圧の関係

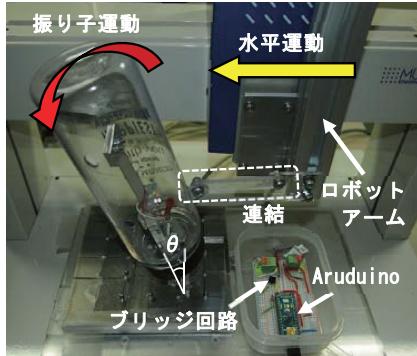


写真 2 発電実験の様子

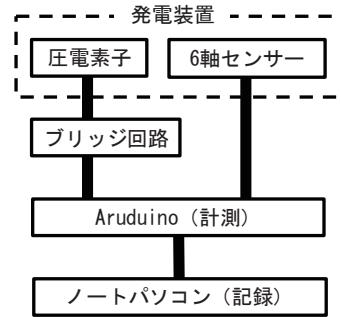


図 3 計測の概要

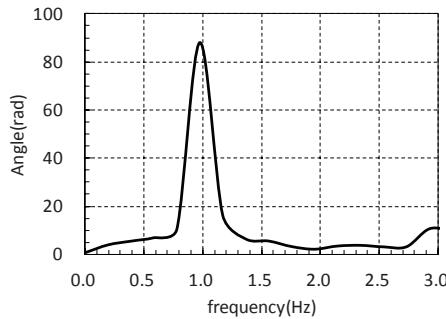


図 4 振り子運動の周波数解析

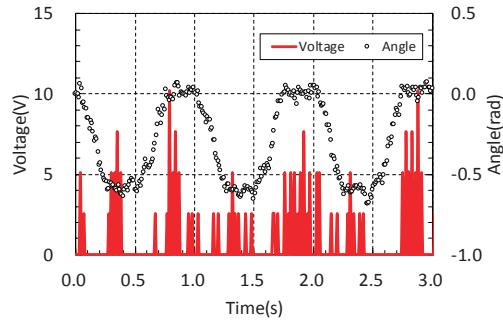


図 5 時間と出力電圧および角度の関係

4. 実験概要

写真 2 に発電実験の様子、図 3 に計測の概要を示す。発電装置を 2 軸（上下左右）方向に制御可能なロボットアームへ設置し、ロボットアームの水平運動を振り子運動に変換して発電実験を行った。発電装置に搭載している圧電素子および 6 軸センサーはワンボードマイコンの一種である Arduino に接続している。予備実験としてデータ処理速度について検討した結果、サンプリング可能な最小単位である 10 ms 毎に出力電圧、角度、角速度および角加速度を計測し、ノートパソコンを用いてデータの記録を行った。なお、角度、角速度および角加速度の計測対象は発電装置本体であり、圧電素子の変位を対象とした計測は行っていない。また、圧電素子の電圧は交流で出力されるが、ブリッジ回路により整流することで出力電圧はすべて正の値となっている。

設定条件は既往の研究⁸⁾を参考に、周期 1 s の規則波と同等となるようにロボットアームの水平移動速度 250 mm/s、振り子の角度 $\theta=0.60 \text{ rad}$ とした。図 4 に振り子運動の周波数解析結果、図 5 に振り子運動の時間と出力電圧および角度の関係を示す。周波数解析の結果、振り子運動は 1 サイクルあたり 0.98 Hz、すなわち 1 サイクルに要する時間は 1.02 s であった。また、発電

装置の動きを見ると、垂直である 0.00 rad から 0.26 s で 0.60 rad 傾き、 0.25 s 停止すると 0.26 s で垂直に戻り、 0.25 s 停止する。これらの動きを繰り返し行っている。

5. 実験結果および考察

図 5 を見ると、出力電圧は最高で 10.22 V であり発電を確認できるが、振り子運動の角度によって発電している箇所と発電していない箇所がそれぞれ見られた。また、圧電素子の変位量について図 1 のおもりを用いていない状態における圧電素子の変位と出力電圧の関係を見ると、おもに 6.90 g 用いた実験では圧電素子が最大で 1.57 mm 程度変位していたと考えられる。

図 6 に振り子運動の角度と出力電圧の関係を示す。広範囲の角度で 2.54 V 以上の発電が確認できるが、発電装置が垂直である 0.00 rad または最も傾いている -0.60 rad 付近では出力電圧が高くなる傾向が見られた。しかし、図 5 における発電の状況を見ると、同じ 0.00 rad または -0.60 rad であっても、発電装置の傾きが止まる瞬間は発電が見られるが、傾き始める瞬間は発電が見られなかった。

図 7 に振り子運動の時間と角速度および角度の関係を示す。発電装置は $-0.08 \sim 0.10 \text{ rad/s}$ の範囲で振り子運動を行っており、角速度の最大値は -0.52 rad および -0.07 rad 付近に集中している。これはロボットアームの加速によるものと考えられる。また、角速度は加速し始めてから 0.10 s でピークに達し、その後 0.10 s かけて減速している。そして、発電装置の動きが停止した直後 (0.00 rad または -0.60 rad 付近) は角速度の正負が交互に生じており、これはロボットアームの減速および停止に伴う慣性力が影響していると考えられる。

図 8 に振り子運動の角速度と出力電圧の関係を示す。図 6 と同様に広範囲において発電が確認できるが、 0.05 rad/s 以上では発電は見られなかった。また、角速度が 0.00 rad/s に近づくほど出力電圧が高くなる傾向を示し、本研究で出力電圧の最大値が見られたのは -0.03 rad/s およ

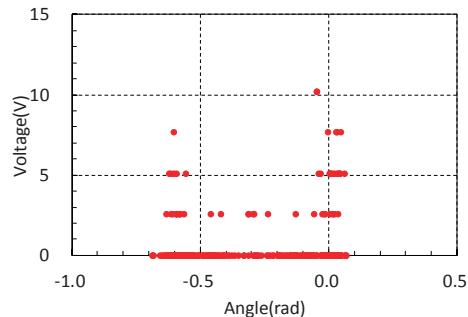


図 6 角度と出力電圧の関係

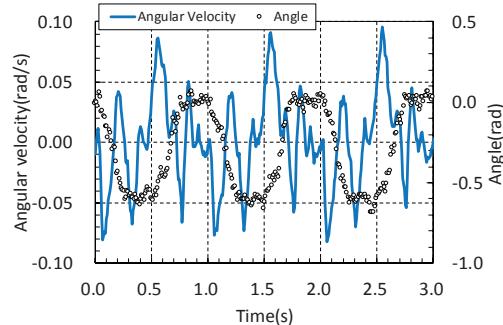


図 7 時間と角速度および角度の関係

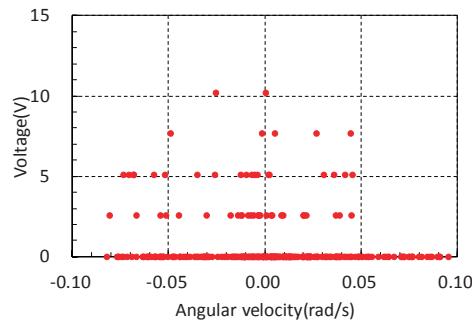


図 8 角速度と出力電圧の関係

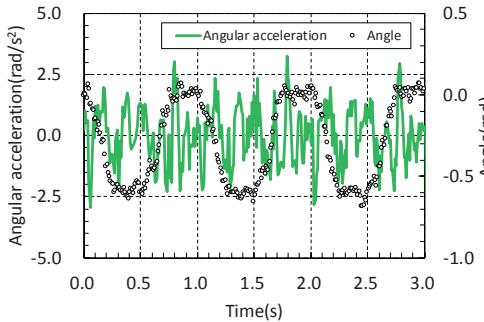


図 9 時間と角加速度および角度の関係

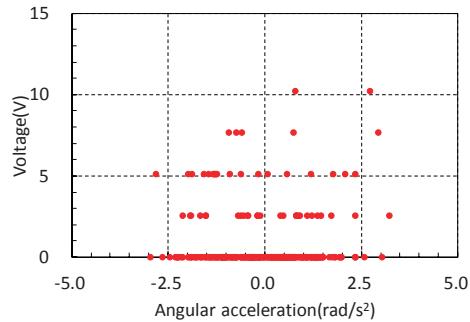


図 10 角加速度と出力電圧の関係

び 0.00 rad/s であった。したがって、ロボットアームの減速または停止に起因する発電装置本体の動搖（慣性力）を圧電素子が吸収し、電気エネルギーへ変換していたと考えられる。

図 9 に振り子運動の時間と角加速度および角度の関係を示す。発電装置は-2.96~3.24 rad/s² の範囲で振り子運動を行っており、角度に関係なく正負が交互に生じていることから、ロボットアームの加速、減速または停止が繰り返されることで発電装置が常に動搖していると考えられる。また、角加速度が 2.50 rad/s² 以上になるのは発電装置が垂直で停止した瞬間であり、-2.50 rad/s² 以下になるのは発電装置が垂直から傾き始めた瞬間であった。この状態について図 7 と比較すると、角度 0 rad（角速度 0 rad/s）付近のときに角加速度は最大値である 3.24 rad/s² であったことから、ロボットアームの停止に伴う発電装置本体の慣性力が最も大きいと考えられる。

図 10 に振り子運動の角速度と出力電圧の関係を示す。図 6 および図 8 と同様に広範囲において 2.54 V 以上の発電が確認できるが、本研究の出力電圧の最大値が見られたのは 0.80 rad/s² および 2.72 rad/s² と明確な傾向が得られなかった。これは計測機器の分解能が 2.54 V であり、角加速度の微細な変化を出力電圧の変化として計測できなかつたことが要因と考えられるため、計測機器の分解能を高め、詳細に検証することが今後の課題である。

6.まとめ

本研究は、小型振り子発電装置を開発し、陸上で基礎的な発電実験を実施することにより以下の知見を得た。

- 1) 圧電素子を用いて振り子運動から発電できることを確認した。また、得られた出力電圧は最大で 10.22 V であった。
- 2) 発電装置が垂直 (0.00 rad) または最も傾いている状態 (-0.60 rad) 付近では出力電圧が大きくなる傾向が見られた。しかし、同じ 0.00 rad または-0.60 rad であっても、ロボットアームが動き始めた瞬間は発電が見られなかった。
- 3) ロボットアームの減速または停止に起因する発電装置本体の動搖（慣性力）を圧電素子が吸収し、電気エネルギーへ変換していると考えられる。
- 4) ロボットアームが 0.10~0.25 s 間隔で加速、減速、停止を繰り返すことで発電装置本体が動

揺しやすい状況にあり、その結果、広範囲の角度で 2.54 V 以上の発電を確認できた。

- 5) 今後は可傾斜造波循環水路を用いた水理実験を実施し、波エネルギーによる発電が可能か検証していく予定である。

謝辞

本研究を遂行するにあたり、秋田大学大学院理工学研究科技術部 谷口智行技術長から貴重なご助言を頂きました。ここに記して、謝意を表します。

参考文献

- 1) 竹内敬治:エネルギー・ハーベスティングの最新動向, 表面技術, Vol.67, No.7, pp.334-338, 2016.
- 2) Ottoman, G, Hofmann, H., Bhatt, A., and Lesieutre, G. : Adaptive Piezoelectric Energy Harvesting Circuit for Wireless Remote Power Supply, IEEE Transactions on Power Electronics, Vol.17, No.5, pp.669-676, 2002.
- 3) 山田昇, 加藤洋平:圧電素子による沸騰減少からのエナジー・ハーベスティングに関する実験研究, 日本機会学会論文集 (B 編), Vol.79, No.804, pp.229-241, 2013.
- 4) 日本学術会議:再生可能エネルギー利用の長期展望, pp.1-40, 2017.
- 5) 高橋重雄, 安藤崇:日本周辺の波パワーとその利用に関する一考察, 海岸工学論文集, 第 36 卷, pp.874-878, 1989.
- 6) 比江島慎二, 岡圭人, 林健一, 井上浩男:倒立振り子の流力振動を用いた発電のための基礎的実験, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol.69, No.1, pp.12-21, 2013.
- 7) 石田啓, 高地健, 大貝秀司:振り子式波力エネルギー吸收装置による圧縮空気発生と消波特性に関する実験的研究, 海洋開発論文集, 第 16 卷, pp.105-110, 2000.
- 8) 陸田秀実, 川上健太, 黒川剛幸, 土井康明, 田中義和:弹性圧電デバイスを用いた波エネルギー利用技術の開発, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.B2-65, No.1, pp.1296-1300, 2009.
- 9) 陸田秀実, 大竹基喜, 森崎健一, 田中義和, 土井康明, 改森信吾, 菅原潤, 山中明:圧縮型柔軟発電デバイスを用いた波エネルギー発電技術の開発, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.70, No.2, pp.1316-1320, 2014.
- 10) 藤本大道, 村井基彦, 藤田修:圧電素子を用いた波力発電に関する小型水槽実験, 日本船舶海洋工学会講演論文集, 第 9E 号, pp.191-194, 2009.
- 11) 朝倉墨, 高橋智幸:カルマン渦列を利用した小型水力発電装置の開発と基礎的検討, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.66, No.1, pp.1286-1290, 2010.

液状化実験を活用した効果的な防災教育の検討*

東北大大学院理学研究科	手塚 寛
東北大大学院工学研究科	Muhammad Salman Al Farisi
東北大大学院環境科学研究科	関 亜美
東北大大学院工学研究科	熊谷 裕太
東北大大学院理学研究科	新谷 直己
東北大大学院情報科学研究科	宮鍋 慶介
東北大大学院災害科学国際研究所	久利 美和

1. はじめに

液状化現象は、強い地震動によって地面が液体のような挙動を示す現象である。液状化現象による建物の沈下・傾斜はゆっくりと進行するため、人的被害につながりにくいが、被害が全くないわけではない。例えば、2011年の東日本大震災において、液状化現象が道路の機能不全を引き起こし、避難行動や救助活動が妨げられたことが指摘されている¹⁾。このように、液状化現象は物的被害のみに留まらず、人的被害をもたらしうるものであるが、液状化現象とそれによって引き起こされる被害については、一般には十分に認知されていないように思われる。そこで、これまで我々は液状化現象のモデル実験（以下、液状化実験）を活用し、液状化現象に関する防災教育を実施してきた。

モデル実験は、スケールの大きな事象を扱う地学・防災教育においてしばしば活用されており、断層の形成や津波の発生、火山噴火、液状化現象を題材にしたものなどが開発されている（例えば、川端・福田²⁾、笠間³⁾）。火山災害を引き起こす現象についてのモデル実験を開発した浦野・林⁴⁾によれば、モデル実験には（1）現象の疑似体験ができる、その現象を直感的に理解できる、（2）観察・考察の対象とすることができる、（3）強い印象を残すことができる、といった防災教育上も有益な効能がある。一方で、単にモデル実験を実施するだけでは涵養することが難しい知識や思考力、態度もある。浦野・林⁴⁾の教材を含めて、モデル実験を取り入れた教材の多くがその点を考慮していることは言うまでもないが、防災教育にモデル実験を取り入れるにあたって、どのような点に留意すべきかを整理しておくことは有益だと思われる。

そこで本稿では、液状化実験に解説や講義、ワークショップを組み合わせた教育実践を通して抽出された、モデル実験、特に液状化実験を防災教育の一環として実施する際に考慮すべき性質とそれを踏まえた対策について述べる。

2. 液状化実験の手法

本研究で実施した防災教育では、2種類の液状化実験を採用した。1つ目は、防災科学技術

*Investigation of effective education for disaster mitigation by utilizing liquefaction experiment, Hiroshi Tetsuka, Muhammad Salman Al Farisi, Tsugumi Seki, Yuta Kumagai, Naoki Araya, Keisuke Miyanabe, and Miwa Kuri.

研究所⁵⁾によって提案されている「エッキー」を用いたものである。この実験では、ペットボトルの中に砂と水、マップピンを入れた後、一度逆さにして元に戻し、砂が沈殿するのを待つ。その後ペットボトルを指で叩くと、液状化現象によって砂に埋っていたマップピンが浮かんてくるのが確認できる。2つ目は、長谷川ほか⁶⁾の手法である。この実験では、まず水槽に敷き詰めた砂に水を十分に含ませ、その上に3Dプリンターで作製した建物模型を置き、地震前の状態を再現する。水槽を置いた机を叩いて振動を加えると、模型が砂中に沈み、水槽内は水浸しになる。これにより、地震発生後の液状化を模擬することができる。

3. 液状化実験を活用した防災教育の実施

小学生以下の子どもとその保護者が多く参加するサイエンスイベントや中学校での出張授業において、対象年齢や地域特性に応じて液状化実験を活用した防災教育を実施した（表1）。

宮城県仙台市で開催されたサイエンスイベントには2017年と2018年の2回出展しており、2017年は2種類の液状化実験を参加者に体験してもらうことに加えて、図を用いて液状化実験のメカニズムを解説した（図1）。2018年は、水槽を用いた液状化実験を体験してもらうに加えて、タブレットを用いてメカニズムを解説したり、仙台市の液状化ハザードマップを見せて解説を加えたりした。2回のイベントとともに、子どものみならず大人も実験に興味をもち、楽しんでいる様子が見られ、「なぜ起きるのか？」「どこで起きるのか？」といった疑問を口にする人も多かった。参加者との会話や参加者の反応から推察するに、液状化現象が起りうる場所に関する情報は、事前にほとんど知られていなかった。液状化現象は埋め立て地でしか起きないとと思っているか、どこで起きるか知らない人が多く、仙台市が液状化のハザードマップを公開していることも知らない人が大多数であった。

表1 実施した防災教育の一覧

形式	サイエンスイベントへの出展	出張授業
対象	小学生以下・保護者	中学生
地域	宮城県仙台市	高知県高知市
目的	1. 液状化現象とその被害について理解を深める	1. 液状化現象とその被害について理解を深める 2. 液状化被害を踏まえた上で津波からの避難行動を考える
手法	実験・解説	実験・講義・グループワーク



図1 サイエンスイベントにおける液状化実験の様子

高知県高知市内の中学校2校では、モデル実験に加えて講義やグループワークを取り入れた出張授業を開催した。実験は水槽を用いたものを用意し、生徒の代表に実施してもらった（図2）。砂を敷いた上にじょうろで水をまき、その上に砂をかぶせたケース（地下水位が高い条件を模擬）と、水をまかずに砂を敷き詰めたケース（地下水位が低い条件を模擬）の2つの条件で実験を行ってもらうことで、土地の性質によって液状化現象の起こりやすさが異なることが感覚的に理解できるようにした。講義では、液状化現象のメカニズムや起こりやすい条件、液状化現象によって引き起こされる被害などを解説した。また、高知県作成の液状化可能性予測図と、国土地理院の土地条件図、および高知平野西部の干拓の歴史を記した図を併せて紹介し、液状化現象の起こりやすさと地形発達史や人為改変に密接な関連があり、土地の履歴を知ることによって危険性を知ることができる旨を伝えた。グループワークでは、液状化可能性予測図と津波浸水の予測範囲・時間を記載している津波避難マップ（高知市作成）を参考にしつつ、津波から避難する際、「どこへ・どのような手段で・どのようなルートで・何に気をつけるか」を検討する議論を行った。なお、地震発生後に液状化現象以外で注意が必要な要因（ブロック塀や古い家屋の倒壊など）については、グループワーク前に紹介した。このことにより、特定の要因に着目するのではなく、総合的な議論がなされるようにした。議論に際しては、地域の地形や建物・道路などの環境に詳しい中学校の先生方や高知県立大学の学生にも同席していただいた。グループでの議論の後、生徒にはそれぞれのグループの意見を発表してもらった（図3）。生徒からは、「瓦礫やガラスなどに気をつける」「橋を通らないようにする」「液状化しているところを通らないようにする」といった意見が出され、それに対して我々や中学校の先生がコメントをしたり質問を行ったりすることで、より適切な避難について議論を深めていった。



図2 中学校での出張授業における液状化実験の様子



図3 中学校での出張授業におけるグループワーク発表の様子

4. モデル実験の効用の確認

浦野・林⁴⁾が指摘した、(1) 現象の疑似体験ができ、その現象を直感的に理解できる、(2) 観察・考察の対象とすることができます、(3) 強い印象を残すことができる、というモデル実験の効能は、本研究における教育活動でも確認された。「観察・考察の対象とすることができます」という効果については、サイエンスイベントでの実験体験者の発言から裏付けられたし、サイエンスイベントと出張授業の両方で「強い印象を残すことができる」ことも確認された。また、「現象の疑似体験ができ、その現象を直感的に理解できる」という効果については、客観的な評価をすることができないものの、講義で液状化現象のメカニズムと起こりやすい条件の説明

をする際に液状化実験を実施したときの生徒の反応を見た限りでは、その効果が感じられた。これらの効用は、災害に関する知識の習得や探究心を高める上で有益であり、体験者に強い印象を残すことで、災害を引き起こす現象への興味関心が惹きやすいことから、防災教育の導入としても適していることが窺える。

5. 防災教育において考慮すべき液状化実験の性質と対応策

本研究における教育活動を踏まえ、防災教育に活用する際に考慮すべき液状化実験の性質として以下の3点を抽出した。すなわち、(1) 防災上必要な知識の習得に限界があること、(2) 実際の被害や状況を想像することが難しいこと、(3) 主体的・実践的な思考力や態度は涵養されにくいこと、である。

(1) 「防災上必要な知識の習得に限界があること」は、液状化実験と簡単な解説を実施したサイエンスイベントの事例から窺えるものである。当然のことながら、モデル実験をするのみでは、発生しやすい場所の理解には直接結びつかないし、どこで防災に必要な情報を入手できるのかを知ることができない。ゆえに、適切な解説や情報提供を併せて行うことが有効だと思われる。

(2) 「実際の被害や状況を想像することが難しいこと」は、液状化実験に加えて講義とグループワークを実施した出張授業の事例から窺えるものである。実験と講義の後、生徒が津波からの避難に関するグループワークの成果を発表した際、避難時に自転車を使用すると述べたグループがあった。自転車は生徒にとって身近な乗り物であるが、液状化現象が発生すると道が荒れて通行が困難になる場合があり、基本的には最優先される選択肢と言えないだろう。道がどの程度荒れうるのかについては、講義中に写真を用いて簡単に示したが、印象づけが不十分であった可能性がある。分かりやすい写真や動画を用いて実際の被害状況を示すことで、発災時の様子を想像しやすくする工夫が有効だと思われる。また、本事例は、実践的な理解度を確認する場としてもグループワークが機能することを示している。

(3) 「主体的・実践的な思考力や態度は涵養されにくいこと」は、液状化実験で確認した現象も踏まえて総合的な議論が展開されていたグループワークと比べた、相対的な評価によるものである。防災への応用を念頭におく場合、本研究で実施したグループワークのように、液状化現象以外の危険要因についても総合的に検討し、発災時の行動を実践的に議論する場が重要なと考えられる。

上記の点は、あくまで本研究で実施した液状化実験の事例から見出されたものであり、モデル実験一般に当てはまるこことを必ずしも保証しないが、ある程度は共通の傾向を示すと思われる。

6. おわりに

本研究における教育活動においても、モデル実験の有効性が確認された。強い印象を残せるようなモデル実験を実施することは、災害を引き起こす現象への興味関心を高めるための導入として有効なアプローチであるし、現象への直感的な理解が促進する上、「なぜ起ころのか」を考えるきっかけにもなる。

防災教育のために液状化実験を活用する場合、実験の強みを活かした上で、(1) 防災上必要な知識の習得に限界がある、(2) 実際の被害や状況を想像することが難しい、(3) 主体的・実践的な思考力や態度は涵養されにくい、といった性質を踏まえた工夫が有効である。上記の性質を念頭においた上で、対象の地域特性や年齢層に応じた解説や講義、総合的・実践的なグループワークを実施することにより、災害リスクを理解する上で重要な知識や想像力、実践的な思考力および態度の習得が促進されると考えられる。

謝辞

本研究は、文部科学省博士課程教育リーディングプログラム「グローバル安全学トップリーダー育成プログラム」による支援を受けた。サイエンスイベントでの活動にあたっては、「グローバル安全学トップリーダー育成プログラム」に所属する東北大学の長谷川翔氏にご協力いただいた。出張授業の実施にあたっては、訪問した中学校の先生方や、文部科学省博士課程教育リーディングプログラムである「災害看護グローバルリーダー養成プログラム」に所属する高知県立大学の西川愛海氏、野島真美氏、河村木綿子氏にご協力いただいた。以上の皆さんに心より感謝申し上げる。

参考文献

- 1) 若松加寿江：東北地方太平洋沖地震による液状化被害の特徴、消防科学と情報、no. 110, 2012
- 2) 川端紹義・福田修武：防災教育を意識した地震のモデル実験について、和歌山県教育研修センター研究紀要、pp. 64-75, 2004.
- 3) 笠間友博：2011 年新燃岳噴火に関連した博物館教育実践報告、神奈川県立博物館研究報告、no. 42, pp. 1-6, 2013.
- 4) 浦野弘、林信太郎：災害を理解し、防災を意識する教材の開発—火山に焦点をあてたモデル実験の開発とその効果—、日本科学教育学会年会論文集、vol. 28, pp. 577-578, 2004.
- 5) 防災科学技術研究所：感性でとらえる地盤液状化の科学おもちゃ エッキー、2016.
http://www.bosai.go.jp/activity_general/ekky/ekky.pdf
- 6) 長谷川翔、石澤堯史、磯崎匡、伊藤大樹、昆周作、佐々木隼相、平田萌々子、松岡祐也、山田修司：安全・安心の社会的実装に向けた学際的調査と提案—福島県いわき市沿岸地域に根付く防災・減災、東北大学グローバル安全学トップリーダー育成プログラム学生自主企画活動報告書、第 3 章、pp. 32-83, 2017.

自主的・持続的な防災教育活動の普及を目指した実施支援

-減災アクションカードゲームを例に-

東北大学大学院環境科学研究科 関亜美

東北大学大学院工学研究科 Muhammad Salman Al Farisi

東北大学大学院理学研究科 手塚寛

東北大学大学院工学研究科 石橋信治

東北大学大学院工学研究科 熊谷裕太

東北大学大学院理学研究科 新谷直己

東北大学災害科学国際研究所 久利美和

1. はじめに

東日本大震災の発生を契機に、学校における防災教育の指針として、「災害に適切に対応する能力の基礎を培う」ための防災教育の充実が求められている¹⁾。特に、「東日本大震災を受けた防災教育・防災管理等に関する有識者会議」²⁾では、子どもらが自ら危険を予測して回避するために、「主体的に行動する態度」を育成する防災教育の重要性が示された。現在実施されている実践的な防災教育として、学校における日頃からの避難訓練²⁾や、防災に関する参加型ワークショップなど³⁾があるが、より主体性を涵養するための防災教育手法が必要であると考える。さらに、学校防災教育終了後1年以上が経過すると、防災に関する知識や意識は低下するといった報告がある³⁾。人々に災害や防災に関する意識を根付かせるためには、地域が自ら主体となり、持続的に防災教育を展開することが重要であり、佐々木ら⁴⁾は、地域が主体となった持続的な防災教育の実施は、地域の活性化のために不可欠という新たな価値を位置付けた。しかしながら、地域が主体となった防災教育の実現には、高度な知識がなくとも実践可能な手法が必要だと思われる。

これまで、主体的かつ持続的な防災教育に資する教材として、ゲーミングを活用したツールが多く開発されている^{5), 6)}。ゲーミングは、楽しく気軽に実施できる利点があるほか、一度ルールを理解すれば誰でも容易に実施できるため、「誰もが先生になる可能性をもつ」といった大きな特徴を持つ⁵⁾。久松ら⁷⁾は、小・中学生でも楽しく学習できることに重点を置き、より実用的な「思考促進型」であるゲーミング教材として、災害発生時におけるとっさの判断力および適切な行動力を学習できる減災アクションカードゲーム（Disaster Mitigation Action Card game, DMAC）を開発した。DMACは、文字を使用せずにピクトグラムを用いて様々な行動が描かれたカード（全27枚）を用いて、かるたのようにカードを囲んで実施するゲームであり（図1）、年齢や国籍を問わず実施することが可能である^{8), 9)}。詳細なルールは久松ら⁷⁾の報

*Support activities aimed at dissemination of voluntary and sustainable education for disaster mitigation: an example of the Disaster Mitigation Action Card Game by Tsugumi Seki, Muhammad Salman Al Farisi, Hiroshi Tetsuka, Shinji Ishibashi, Yuta Kumagai, Naoki Araya, Miwa Kuri

告を参照されたいが、ゲームは、全体の進行を行う「ゲームマスター」、各グループに入って議論のファシリテーターを担う「サブマスター」、議論を行う「プレイヤー」の3役で構成される。



図1 減災アクションカードゲーム実施のイメージ

これまで DMAC 開発者らは各地でのゲーム普及に向け、より多くの地域で運営側の人数を増やす試みを行ってきた⁷⁾。一方、未だ DMAC 実施の際には、開発者ら大学院生が実施先に出向き、ゲームマスターおよびサブマスターを担うことが多く、地域主体かつ持続的な防災教育を実施するための環境づくりには課題があった。

そこで本研究では、DMAC の実施支援を行うことで、地域住民自らが DMAC を用いた実践的・持続的な防災教育を行うためのシステム構築を目指した。具体的には、(1) 地域の高校生や大学生に DMAC の講習会を実施、(2) 講習を受けた高校生や大学生（地域住民）を主体とした DMAC の実践、の2段階で実施され、以降は開発者らが出向かずとも、持続的に DMAC を用いた防災教育が実施できる環境づくりを行なった。同時に、現地の学生を巻き込むことで、より多くの地域住民が防災意識を持つきっかけとなる場を提供できることを期待した。

2. 実施支援実績および概要

DMAC 開発者らによって、サブマスター やゲームマスター養成用の教材として「サブマスター講習」が用意されている。2015 年度以降に開発者らが実施した DMAC のサブマスター講習について、実施対象、人数、講習会後の自主的な DMAC の実践件数を表 1 に示す。なお、表 1 には養成講座としての実施のみならず、学会、研究会、教員研修などでの DMAC の紹介をきっかけとした実施報告も含まれている。

これまで、各地で計 290 名以上を対象にサブマスター講習会を実施しており、さらに受講者らを中心として全国で 26 件以上の自主的な DMAC の実践報告を受けている。

表 1. DMAC サブマスター講習実施概要

日付	場所	対象	人数	実践件数
2015/5/10	国士館大学	救命救急コース学生	20	多摩市内小学校 1 件ほか 海外など多数
2015/8/7	東北大学	小中高教員	20	名取市内小学校 1 件 横浜市内小学校 1 件
2015/11/6	茨城大学	水戸市小学校保護者・茨城 大学ほか	25	水戸市内小学校 1 件
2015/12/19	東北大学	神戸市内高校	7	神戸市内小学校 1 件 防災イベント 1 件
2016/1/24	NPO 法人 明日のたね	山形県鶴岡市	6	研修会 1 件 鶴岡市内小学校 1 件
2016/1/30	東北大学	仙台市内高校	4	米国高校生（英語実施） 1 件
2016/3/5	東北大学	東北大学グローバルラーニ ングセンター	3	米国大学生（英語実施） 1 件
2016/3/24	東北大学	しおがま女性防災ネット	2	研修会 2 件
2016/4/8	東北大学	東北大学文学研究科学生	15	東北大学新入生安全教育 研修 1 件
2016/6/26	東北福祉大学	Support Our Kids / Habataki 海外研修事前教育	100	研修会多数
2016/7/17	東北大学	猪苗代町青年組合	2	福島県イベント 1 件
2016/8/8	東北大学	小中高教員	28	宮城県内 1 件
2016/11/6	熊本大学	熊本大学 HIGO プログラム	20	リーディング大学院共催 企画 1 件
2016/12/18	東北大学	神戸大学附属高校	7	防災イベント複数 “神戸版”開発
2017/9/9	東北大学	「JICA 青年研修ミャンマー /防災コース研修」	15	石巻市内高等学校 1 件
2017/10/27	茨城大学	茨城大学子どもふれあい隊 サークル	12	茨城市内中学校 1 件 (ゲームマスターは筆者 らが担当)
2017/12/17	鶴岡工業高等 専門学校	鶴岡高専サービス・ デザイン部	4	庄内町防災イベント 1 件 (ゲームマスターは筆者 らが担当) 大学生向け 1 件 高齢者向け 2 件 PTA 役員向け 1 件

本稿では特に、2017 年に筆者らを中心にサブマスター講習を実施した茨城県水戸市および山形県庄内町での実践例を述べる。実施概要は以下の通りである。東北大学が外部で実施され

るイベントにおいて DMAC の運営を依頼された後、イベントが開催される地域の高校生や大学生に DMAC の運営補助を依頼し、イベント開催前日に、補助を依頼した地元の高校生や大学生向けに講習会を開催した。講習会では、サブマスター講習用教材を用いて、DMAC の開発経緯や実施目的、ルールの説明、イベント当日に出題を予定している問題を用いた実践およびサブマスターの体験・練習を行い、最後に出題問題の解説や議論のポイントを伝えた。その際、開発者らが作成した DMAC 実施マニュアルの簡易版のものを配布した。イベント当日は、筆者らが高校生や大学生のサポートを兼ねてゲームマスターを担い、講習を受けた高校生や大学生にはサブマスターまたはプレイヤーとして各グループに加わってグループの議論促進する補助する役割を依頼した。そしてイベント後も、サブマスター講習を受講した学生やゲームを体験した方々を中心に、地域が主体的・継続的に DMAC を用いた防災教育を実施することにより、地域全体として防災・減災に備えられるような環境構築を狙いとしている。

3. 実施支援詳細と成果

3.1. 茨城県水戸市

水戸市で実施した例では、筆者ら 2 人がイベント本番の前日に茨城大学に出向き、茨城大学子どもふれあい隊サークルの学生 12 名に DMAC の講習会を行った。翌日のゲーム実施当日は、小・中学生および保護者を対象に、前半・後半に分けた 2 部構成とし、第 1 部では小・中学生の学年・性別を混合した 4~5 名グループを 6 班作った。前日にサブマスター講習を受けた学生は各班に 2 名ずつ、サブマスターおよびプレイヤーとして加わってゲームを実施した。第 2 部では保護者を対象として、男性グループ 1 班、女性グループ 3 班の計 4 班に分け、茨城大学の学生は各班に 1 人サブマスターとして加わり、子供といふ際に災害が起こる状況を想定した問題も交えながらゲームを実施した。問題はどちらも、地震、津波、停電、洪水の計 4 題とし、問題文は、国営ひたち海水公園や那珂川といった地域に実在する場所を織り込んで作成した。

ゲーム当日に参加者に実施したアンケートでは、「このゲームをまたやりたいか」「災害から身を守る方法をもっと知りたいと思うか」という問い合わせに対し、どちらも参加者のうち 88% が「とてもそう思う」「そう思う」といった意欲的な回答をしていた。また参加者の半数以上が、「DMAC や防災の事を家族に伝えたい」という意思を示していた。保護者らにとって、東日本大震災の経験を鮮明に思い出し、災害について考え直すきっかけになっていた。

3.2. 山形県庄内町

庄内町では、筆者ら 3 人がイベント本番の前日に鶴岡工業高等専門学校のサービス・デザイン部の学生 4 名と顧問 1 名に向けた講習会を行った。ゲーム実施当日は、小学校低学年~60 歳代と幅広い年代の地域住民を対象に、年代・性別を混合した 4 班構成でゲームを実施した。前日にサブマスター講習を受けた鶴岡高専生には、サブマスターとして各班に入つてもらった。水戸市での実施回と同様にゲームマスターは筆者らが担当し、問題は、地震、津波、停電、洪水の計 4 題とし、問題文には湯野浜海水浴場や最上川などの庄内町に実在する名詞を織り込んで出題した。

庄内町では、参加者の多くが初めて DMAC を体験していた。参加者の中には、教育関係者で、自分の学校や地域でも防災意識を高めるために DMAC を広めたいとカードの取り寄せを希望する声があった。また、福祉施設の関係者より、施設の入居者向けにコミュニケーション促進のツールとして使いたいという声もあり、DMAC はプレイヤー全員に発言の機会が与えられている点において、コミュニケーション能力を鍛えるための教材としても有効である。本支援活動後、庄内地域では本活動への参加者を中心に、大学生 20 名、高齢者 20 名、PTA 役員 15 名、学童支援の高齢者（女性）30 名を対象として自主的に DMAC を用いた防災教育を実施した報告を受けている。主催者によると、庄内地域は太平洋側の地域に比べて災害に対する意識が低く、時折趣旨説明に時間を要することもあったが、DMAC はゲーム感覚で気軽に楽しく実施できるためハードルが低く参加しやすい様子があり、防災に触れるきっかけになるため非常に有効な防災教育教材であるといった感想を受けた。

4. 考察

DMAC は参加者らが自ら災害が発生した場合のとっさの行動について考え、意見を共有・議論する教材であり、ゲーム感覚で実践することができる。本研究で目的としていた、地域の高校生や大学生に DMAC の講習会を実施したのち、講習を受けた高校生や大学生（地域住民）を主体とした DMAC の実践することで、より多くの地域住民らが防災意識を持つきっかけとなる場が提供できたほか、イベント参加者を中心とした継続的に DMAC を用いた防災教育が実施できるシステムづくりに成功した。

地域の自主的な DMAC を用いた防災教育の実践に関して、運営者らはサブマスター講習を受ける、またはマニュアルや DMAC のホームページより DMAC のルールおよび進行方法を学ぶことで、容易に運営側に回ることが可能であるため、主催側の知識レベルなどに関して高望みをする必要はない。さらに、DMAC は体験回数を重ねるごとに、ゲームに参加するプレイヤーは反応が早くなる、回答がより詳細化する（例えば、DMAC 未経験時はカードを取って理由を説明することに精一杯だった人が、2 回目は帰宅途中に地震が起こる問題で、「自分の家は海から近いので、家には向かわずに日頃訓練している避難場所である公園に向かう」など、自宅の周囲環境を意識した発言をする）など、とっさの判断力や適切な対応力が向上している様子が見受けられた。プレイヤーのみならず、ゲームマスター やサブマスターといったゲームを運営する側である主催者らも、実践回を重ねるごとにファシリテーターとしての能力が向上し、ゲームの参加者に合わせたゲームの進行や議論の促進・詳細化（全員の意見を聞いた後、時系列を整理してまとめるなど）が図られている。DMAC は地域が主体となって気軽に実施することが可能であるため、被災地において災害の記憶を持続させる他に、特に災害が少ない地域では、災害や防災に関心を持つきっかけ作りとして取り掛かりやすい点において大きな利点である。DMAC を用いた防災教育を地域主体・継続的に実施することで、地域全体としての防災意識の向上および防災・減災への備えが実現する。

5. まとめ

地域に防災意識を根付かせるためには、地域主体かつ継続的な防災教育の実施が望まれている一方で、防災教育は主催側の防災に関する知識力が求められるため容易に実施することが難しい。さらに防災訓練を受動的に受けるだけでなく、能動的に防災意識を持つことは、発災時の自助・共助・公助能力の向上のために非常に重要である。防災教育実施支援の一環として、多くの地域住民を巻き込んだ DMAC を実施することで、多くの人が気軽に防災に触れるきっかけとなり、その後も継続的に地域主体型の防災教育が実施されることで、地域全体が一体となった防災・減災への備えが実現する。

謝辞

本研究は、文部科学省博士課程教育リーディングプログラム「グローバル安全学トップリーダー育成プログラム」による支援を受けて実施致しました。また、本論文執筆において自主的な実践に関する情報を提供していただいた NPO 法人明日のたね 伊藤和美様をはじめとする、これまで DMAC 実施において協力いただいたみなさまに感謝致します。

参考文献

- 1) 文部科学省, 学校防災のための参考資料「生きる力」を育む防災教育の展開（平成 25 年 3 月）, 2013
<https://anzenkyouiku.mext.go.jp/mextshiryou/data/saigai03.pdf> (参照年月日: 2019.1.4)
- 2) 文部科学省, 「東日本大震災を受けた防災教育・防災管理等に関する有識者会議」最終報告（平成 24 年 7 月）, 2012
http://www.mext.go.jp/b_menu/shingi/chousa/sports/012/toushin/__icsFiles/afieldfile/2012/07/31/1324017_01.pdf (参照年月日: 2019.1.4)
- 3) 黒崎ひろみ, 中野晋, 橋本誠, 東雲礼華, 地震・津波をテーマとした学校防災教育効果の持続と低下, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), 66-1, pp. 401-405, 2010
- 4) 佐々木隼相, 山田修司, 綿引周, 久利美和, 防災教育と社会実装-福島県いわき市沿岸部を事例として, 東北地域災害科学研究, 54, pp. 285-290, 2018
- 5) 吉川肇子, 防災教育にゲーミングを生かす, 自然災害科学, 24-4, pp. 363-369, 2006
- 6) 吉川肇子, 矢守克也, 杉浦淳吉, クロスロード・ネクスト -続・ゲームで学ぶリスク・コミュニケーション-, 株式会社ナカニシヤ出版, 2009
- 7) 久松明史, 山田修司, 渡邊俊介, 金子亮介, 牧野嶋文泰, 秋戸優花, 望月達人, 吉田奈央, 三嶋葵, 久利美和, 今村文彦, 湯上浩雄, 参加型防災学習の新教材「減災アクションカードゲーム」の開発と普及, 津波工学研究報告, 32, pp. 301-317, 2015
- 8) 富田史章, 大柳良介, 久松明史, 山田修司, 石橋信治, 渡邊俊介, 金子亮介, 安西瞳, 久利美和, アンケート調査による小・中学生対象の防災教育教材「減災アクションカードゲーム」の効果測定, 災害情報, No. 15-2, pp. 207-219, 2017
- 9) R. Kaneko, M. S. Al Farisi, S. Yamada, M. Kuri, Evaluation of the Disaster Mitigation Action Card Game for international students in Japan, 東北地域災害科学研究, 54, pp. 279-284, 2018

山形大学の教員養成における学校防災教育－教職大学院と学部－*

山形大学大学院教育実践研究科 村山 良之

1. はじめに

2019年度からの新しい教職課程に対応するため、教職課程編成の指針「教職課程コアカリキュラム」が2017年11月に示された。そこでは、(災害安全を含む)学校安全への対応に関する基礎的知識を身に付けることが目標の1つに挙げられ、大学では教職課程の必修科目の中でこれに対応することとなった。学校安全に関する授業科目を設定する場合や、関連科目の授業テーマで確保の場合等、大学の裁量によって多様であるとされる。山形大学地域教育文化学部では、2015年度から小学校教員養成コースにおいて「教員になるための学校防災の基礎」を開設し、2017年度からは必修科目として本格開講している。さらにそれに先行して、大学院教育実践研究科(教職大学院)では、必修科目「学校の安全と防災教育」を2009年度研究科設置時から開講している。本研究は、それらの実践を踏まえた成果と課題について検討するものである。

2. 地域教育文化学部「教員になるための学校防災の基礎」

表1 「教員になるための学校防災の基礎」 2018年度実績

01	オリエンテーション 学校防災の課題、教員紹介	村山
02	地質学の基礎：低地（沖積低地）	川邊
03	地形学の基礎：地形の成り立ちと災害の痕跡	八木
04	水害：沖積低地と土地利用	村山
05	土砂災害	八木
06	火山のしくみと火山災害	山形地方気象台 阿部
07	地震・津波の基礎	山形地方気象台 福田
08	気象の基礎	山形地方気象台 鈴木
09	気象災害	山形地方気象台 上野
10	学校の防災管理① 前提 ハザードと土地条件	村山
11	学校の防災管理② 東日本大震災の教訓	村山
12	防災教育の実践例① 防災教育の効果	村山
13	防災教育の実践例② 教科や特別活動での防災教育	村山
14	防災教育の実践例③ 防災ゲーム	村山
15	学校の防災管理③ 学校地域連携、学校の危機管理	齋藤

2015年度～18年度通して、15回の授業のうち、前半は地球科学的内容8回、後半は学校防災の実践的内容という構成で(表1)、開講初年度(村山, 2016)から全体構成は大きな変化はない。地球科学的内容を重視していること、学部内の教員3人(川邊、八木、村山)に加えて、

*Disaster education in the course of teacher training in Yamagata University by Yoshiyuki Murayama

山形地方気象台の専門家（今年度は阿部、福田、鈴木、上野）による授業4回、現職校長（齋藤）による授業1回を含むことが、本授業の特徴である。

学部実施の授業改善アンケート（無記名）の総合評価（総合的に判断すると良い授業だと思うか：はい5点～いいえ1点）によると、その平均値は17年度以後大きく低下した（表2）。17年度から必修となり、選択科目だった前年度までと比べて受講生が約2倍に増えた。受講生のおよそ半分はそもそも受講を希望しなかった学生であると推察され、それが低下の主因と考えられる。必修化後では、18年度は17年度に比べて若干改善していることもわかる。

表2 授業改善アンケートの総合評価（学部実施、無記名）

2015年度	4.64	n=36	回答数30以上の授業61のうち13位
2016年度	4.65	n=46	回答数30以上の授業69のうち21位
2017年度	3.56	n=67	回答数50以上の授業23のうち21位
2018年度	3.98	n=93	回答数70以上の授業17のうち12位

しかしながら、独自アンケート調査（無記名）結果によると、17年度よりも18年度が改善したとはいえないことがわかった（表3）。授業前半（地球科学）、授業後半（学校防災）、授業全体のそれぞれについて、「難しい／やや難しい／どちらともいえない／やや易しい／易しい」のいずれかを尋ねた問い合わせに対しては、18年度の方が前半について（やや）難しいとした割合が高くなった。「全く有益でない／あまり有益でない／どちらともいえない／少し有益／有益」への問い合わせに対しては、前半、後半、全体のいずれについても、（やや）有益と評価した学生の割合が低下した。17年度は、前半については（やや）難しいとする回答が多かったにもかかわらず（やや）有益との回答が約2/3あったが、18年度はそれが半分以下になってしまった。授業全体についても、難易度評価は下がらなかったのに有益感は明瞭に低下してしまった。

表3 独自アンケートによる評価（無記名、2017 n=80、2018 n=98）

年度	難しい+やや難しい (%)			有益+少し有益 (%)		
	地球科学	学校防災	授業全体	地球科学	学校防災	授業全体
2017	65	19	76	66	91	76
2018	74	19	70	46	83	67

全15回のうち有益または有意義と感じた授業回をあげてもらう問い合わせについても、全体的に17年度よりも18年度の方が反応が少ない傾向である（17年度データ割愛）。18年度についてみると（図1）、前半の反応が低い傾向は明らかで、とくに学内教員担当授業回が低い。一方で気象台担当の授業回はこれより反応が高い。後半についても、現職校長の担当回の反応が際立って多い。以上は前年度と同じ傾向であり、筆者を含む学内教員の授業改善が強く求められる。例年評価の高い気象台担当回でかつ担当者が同じ授業回においても、18年度の方が若干低い傾向も認められることから、もともと18年度受講生が地球科学的内容への忌避感が強いことも考えられる。しかしたとえそうであっても、授業改善の検討が必要であろう。

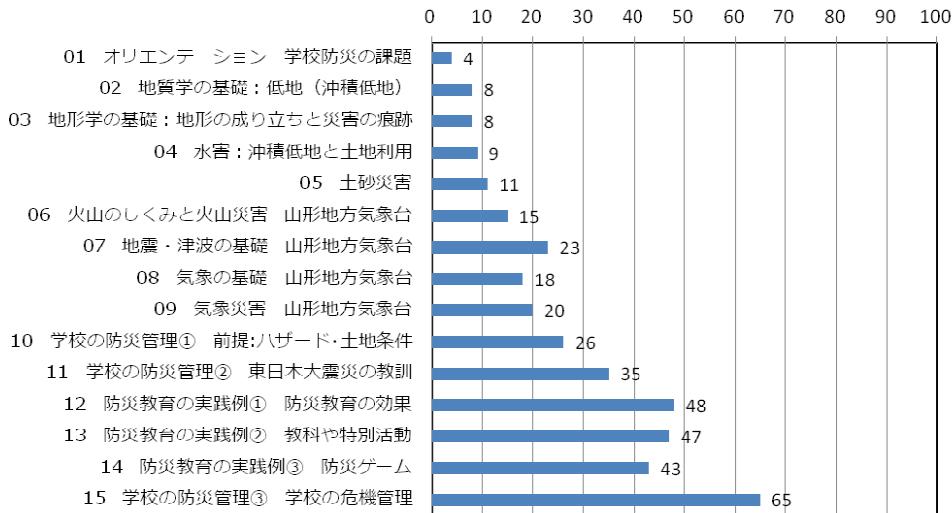


図 1 とくに有益または有意義と感じた授業（複数回答、実数、n=98）
独自アンケートによる評価（無記名）

表 4 独自アンケートにおける総合評価と自由記述の例

- a 授業を受ける前と後で学校防災に対する考え方について変化したこと
b 授業への感想および来年度に向けての提案

・総合評価 2 あまり有益でない

- a 学校側の対応によって子どもたちの生死が決まると考えが深まった。
b 地学を履修していなかったので、前半の内容が難しかったと感じた。

・総合評価 3 どちらともいえない

- a 津波、地震の防災にしか関心が無かったので、他の災害についての知識を学ぶことができてよかったです。
b 災害のメカニズムに力を入れすぎている。児童教育コースなので授業の事例に力を入れてほしかった。

・総合評価 3 どちらともいえない

- a 災害はどれも命に関わる重たい話であるし、その重大さを子どもたちにも伝えるべきと考えていたが、現在では子どもたちにはあくまで”楽しく”防災教育をする方が子どもたちの記憶に残り役に立つのだと考え方が変わった。
b 講義で得た新たな視点や考え方、知識を今後も忘れずにいようと思う。

・総合評価 5 有益

- a 自分の住んでる地域について、どのような災害が起こるかや、近くの避難所はどこかなどについて考えるようになった。
b 教員になるための必ず知っておかなければならぬ知識だと思うので、続けてほしい。

一方、自由既述の内容をみると、総合評価が高くなかった受講生でも、本授業科目に対して肯定的な記載内容が認められることも事実である（表 4）。総合評価の数値から、17 年度との比較から 18 年度の授業が改善されたとは言い難いが、単に悪化したと捉えるのも誤りであろう。

3. 教職大学院「学校の安全と防災教育」

表5は、開講10年目にあたる2018年度の授業計画である。最近数年はおおよそこのような計画で実施している。地震災害を中心にその土地条件とハザードに重点を置いていること、東日本大震災時の学校防災の課題を基盤にしていること、受講生による発表の機会が多いことが、本授業の特徴である。他の自然災害とくに水害と土砂災害は06～09回等で触れている。10～12回は学校防災（防災管理と防災教育）の実践的内容である。

表5 「学校の安全と防災教育」授業計画 2018年度

01	ガイダンス／授業の目的、方法、防災教育の現状と課題
02	災害事例①／東日本大震災 ハザードと基本的メカニズム
03	災害事例②／東日本大震災の教訓 発表会①
04	災害事例③／東日本大震災の教訓 発表会②
05	災害事例④／東日本大震災の教訓 発表会③
06	災害論①／災害の土地条件（沖積低地）
07	災害論②／災害の土地条件（水害、液状化、低地まとめ）
08	災害論③／災害の土地条件（丘陵地、活断層）
09	災害論④／災害の一般的構造、防災法体系
10	学校防災①／防災管理
11	学校防災②／防災教育①大雨避難ワークショップ他
12	学校防災③／防災教育②クロスロード他
13	防災教育発表会①
14	防災教育発表会②
15	防災教育発表会③ まとめ

前半の発表会は、「東日本大震災における学校等の被害と対応に関するヒアリング調査記録集増補第四版」（安全教育学会編、2014）から、受講生が1校ずつ担当して記録集の内容とその後について紹介するものである。近年の隣県の状況とは対照的に、山形県は1964年新潟地震、1967年羽越水害以降大きな自然災害を経験しておらず、東日本大震災でも同様であった。受講生は、そのほとんどが県内出身または県内の教員である。上記記録集の記載から大震災時の学校の生々しい状況を知りその後の状況をインターネット等から得ることとなり、また発表会で多くの学校の情報を共有することで学校や地域によってまったく状況が異なることも知ることとなる（受講生の感想割愛）。本授業を受講するモチベーションを高める効果も推測できる。

授業最後の発表会は、防災に関する授業案、学校防災マニュアル案等を提示するものである。以前の修了生が発表したなかには、その後実際に学校現場で実践されたものも複数あり、防災行事として定着しているものもある。最新の2018年2月の最終発表会では、勤務校の防災マニュアル案（引き渡し、避難所、修学旅行時等）現職院生、勤務校の防災取組（現況報告と改善案）現職、勤務校の地域合同防災訓練案（水害）現職、小1生活科（公園に行く）現職、中学数学（スマホバッテリで一次関数）学部卒院生、小学校の総合・国語・理科・道徳（カリキュ

ラム・マネジメントで防災）学部卒、特支の楽しく学ぶ防災（指導案いろいろ）現職 等が提案された。当該年もじつに多様な提案がなされた。そして、それらの発表や授業全体をふり返って、表6のような感想、コメントが得られた。

表6 2017年度最終発表会後の感想例（2018年2月） いずれも一部改変

- ・学部卒院生 高校国語志望 防災教育というと、そんなにバリエーション豊かになるだろうかと思っていたが、似たような提案がひとつもなく、全て違っていておもしろかった。／数学や国語と関連付けた発表は、科目の力もつけつつ、防災教育にもなっており、すごいと思った。またその科目を学ぶ意味づけにもなっていると感じた。／自分で作ってみての感想は、防災教育は何も特別のことではなく、日頃からできることだと感じた。
- ・学部卒院生 小学校志望 「防災教育」と言われてしまうと、難しいイメージを受けるが、日常的な教育活動のスペース・ふりかけとして捉えることができれば、そう難しいものではなく、むしろ楽しんでできるのではないかと感じた。／とくに今回のスライドは楽しんで作ることができたし、他の方々も楽しみながら作っていたことが伝わってきた。「どう楽しい授業を作ろうかな」という気持ちで作ると、ここも調べなければという意欲が次々と湧いてきて、子どももこういう気持ちになるのかもしれないと思った。
- ・学部卒院生 小学校志望 自分では思いつかなかつたような考え方方がポンポン出てきてひじょうに勉強になった。多校種にわたる学びの有効性であると考える。〔とくに特支、中学数学、高校古典に言及、略〕／防災とは無関係のように思われていた分野でも防災を取り入れられること、教科横断の柱として防災が位置づけられる実感した。／全体を通して感じたことだが、楽しんで防災を考えるといいアイデアが出るということである。楽しむことが一番大切である。
- ・現職院生 中学校英語 防災は大切なことであるのは分かっているが、目の前の忙しさの毎日で、起きる可能性の低い地震や災害の準備、心構えの優先順位は下がってしまう。／〇〇中〔勤務校〕の計画（防災マニュアル）は、おそらく3.11後に改められた。しかし（作成した先生も異動して）その情熱までは引き継がれるのが難しいことが分かる。／日々の授業にふりかけ・スペースの方が、使ってみる気持ちになるのではないか、と思いました。来年度現任校ではそんな意識で無理せず「おもしろくて楽しい！」スペース・ふりかけをできることから試してみたいと思います。
- ・現職院生 小学校 防災教育の視点を持つことで、さまざまな教科領域の授業に防災教育を盛り込んでいくことを実感しました。まさに「ふりかけ」「スペース」だと思いました。カリ・マネにぴったりだと思いました。／防災マニュアルのない△△小〔勤務校、受講生が存在を知らない〕にとって、がっちり作ってある学校があることを知り、意識を高くもたなければと思いました。××小の取組がとても参考になり、△△小でも取り入れていきたいと考えました。／今まで現場でごしてきた自分から、防災への意識の高まりは確実にあったと思います。今後現場に戻ったら、「ふりかけ」方式で防災教育を取り入れていきたいと思います。
- ・現職院生 小学校 授業中「物事を多面的にとらえることの大切さ」を伝えてきた（つもりだった）が、1つの教材を防災という面から切り取る可能性の大きさを改めて感じた。／マニュアルも、松からではなく梅から3年計画で作るとか、作って満足しないで訓練で活用しながら見直し、修正していくといった視点をもらうことができた。／後期は、前期の学びも含めて、いろいろなところで繋がってきておもしろいです。防災も「まさに」で、カリキュラム、総合、ファシリテーション等々、現場でも、職員、子ども、地域が繋がる実践を楽しみたいと思います。わくわくです。

上記の〔 〕内は筆者が追記したもの

本研究科では、2015年5～7月、第1～6期修了生123名のうち住所が把握できた115名を対象に、修了生アンケートを実施し、有効回答80（学部卒34、現職46、回答率約70%）を得た。そのなかで、本授業科目に関して以下のような結果、回答を得た。教職大学院で学んだことによってスキルアップしたと思える領域・事柄として、学校の安全・防災対策を挙げた修了生は、学部卒4（12%）、現職5（11%）あった。また、スキルアップに役だった授業科目に挙げた修了生が、6（学部卒1、現職5、うち1は全授業科目と回答）であった。さらに、スキルアップしたと実感できた具体的なエピソードとして、「学校の防災対策について、校務分掌総務部で防災担当として避難訓練を実施したり備蓄食の整備を行ったこと（現職）」、「防災対応、教育相談、校内研究に関して学んだことを実践し学校全体の教育課程を見渡すことができるようになった（現職）」が得られた。（本段落は、藤岡（2016）に基づく。）

4. おわりに

以上から、現況を以下のようにまとめることができよう。

地域教育文化学部「教員になるための学校防災の基礎」は、必修科目として2年（選択科目段階を入れて4年）の実績を有するものの、いまだ手探り状態と言わなければならない。とくに地球科学的内容その考え方について、改善を重ねていかなければならない。

教育実践研究科（教職大学院）「学校の安全と防災教育」については、本授業を必修科目として開講してきたことは、ある程度の成果があったといえよう。多くはないが、修了生から問合せが来たり、依頼によって筆者が訪問して授業や教員研修をしたりということもある。

東日本大震災から時間経過が進むに合わせて、大震災および当時の学校やその後について学ぶことを、より充実すべきと感じている。このうち大学院については、従来の発表会形式から学生同士の話し合いを含む形式に変更することも考えられる。受講生が触れる事例数は少なくなるが、より深く把握できると期待できる。とくに大震災時に子どもだった学部卒院生にとって当時既に学校現場にいた現職院生から得られる情報は大きな力になることも期待できる。さらに、研究科設置＝本授業開講10年になるため、本授業や学校防災に関して修了生対象の調査をすべき時期であると考える。以上、今後の課題としたい。

謝辞 山形地方気象台（中澤博司台長）の上野純一氏、阿部修嗣氏、福田武夫氏、鈴木崇氏、山形市立第二小学校齋藤英敏校長先生には、無償で講義を提供していただいた。藤岡久美子氏には修了生アンケートについて情報提供をいただいた。各氏に厚く感謝申し上げる。

文献

- 安全教育学会編 2014 『東日本大震災における学校等の被害と対応に関するヒアリング調査記録集 増補第四版』
- 藤岡久美子 2016 「修了生に関する取り組み」報告2 教職大学院での学びは役立ったか－山形大学大学院教育実践研究科修了生アンケートの分析－. 山形大学大学院教育実践研究科年報, 8, 302-306.
- 村山良之 2016 山形大学地域教育文化学部における防災教育－これまでの実績と学部改組への取組－. 東北地域災害科学研究, 53, 223-228.

東日本大震災被災地における復興事業完了後の津波避難訓練の取り組み -2018年福島県いわき市薄磯区の事例-*

東北大大学災害科学国際研究所 杉安 和也
 東北大大学電気通信研究所 高橋 秀幸
 東北大大学電気通信研究所 横田 信英
 東北大大学大学院 片山 健太
 東北大大学 Garcia Fry Martin
 福島工業高等専門学校 橘 一光
 株式会社空むすび 小野寺 清美
 株式会社空むすび 菊地 弘幸

1. はじめに

福島県いわき市薄磯区は、東日本大震災の際に同市内では最大の115名の死者(関連死含む)をだし、防潮堤(防災緑地)の整備、居住地の高台移転を含む震災復興土地区画整理事業が実施された地域である。同事業におけるハード面整備は震災メモリアル施設の建設を除き、2018年4月1日をもって完了し、現在は道路ネットワーク・避難場所としても使用される集会所や学校等の公共施設も完成形の状態で使用可能となった。これは、暫定的な避難経路・避難場所によって運用せざるを得なかった地区防災計画を、ようやく現地を歩きながら検証できる状況に至ったことを意味している(写真1)。筆者らは、薄磯区会・薄磯区復興協議会・消防団と連携しながら、2017年度より同地区の津波避難訓練の企画運営支援を行っている¹⁾。本稿はその2年目にあたる2018年10月21日に同地区にて開催した津波避難訓練について、報告を行うものである。

2. 訓練の方針

2018年における訓練では、「午前8時30分に地震が発生し、大津波警報が発令され、30分後(午前9時)には津波が到達する」という想定のもと、「約10-15分間での避難完了」を目標とした。この10-15分間という避難目標時間の設定は、各地区の避難場所までの移動距離が250mから600m程の範囲であり、地震発生後、自宅



写真1 福島県いわき市薄磯区全景

(2018年10月 筆者ら撮影)



図1 2018年度 薄磯区避難訓練の概要図

* Action of the evacuation drills of the post recovery project from 2011 Great East Japan Earthquake -Case study at 2018 usiso iwaki city fukushima- by Kazuya Sugiyasu, Hideyuki Takahashi, Nobuhide Yokota, Kenta Katayama, Garcia Fry Martin, Ikkoh Tachibana, Kiyomi Onodera and Hiroyuki Kikuchi

等から 500m 徒歩避難した場合の所要時間が約 10 分間とされることから逆算した設定である²⁾。薄磯区は、2016 年 11 月 22 日に発生した福島県沖での地震時の避難状況を踏まえて、逃げ遅れの確認見回り時間の短縮のため、住民が自宅から避難する場合には玄関に「避難済みサイン」を掲示するという地区独自のルールを設けている。

今回はこの避難済みサインの掲示(図 2)、新たに使用可能となった避難場所までの避難所要時間の確認(自動車避難を含む)、避難後の地区内での情報伝達、車椅子利用の身体障害者や観光客を想定した沿岸部から避難対応、ドローンを活用した沿岸部の逃げ遅れ(残存者)の確認、以上の 5 点を訓練によって確認することとした。なお、薄磯区内での各地区の避難目標地点は下記の 4 パターンに分類される。図 1 はその避難経路を示したものである。

①震災以前からの残存住宅地(小塚・南作地区)からは、最大 600m ほど離れた津波避難場所に指定されている豊間中学校に徒歩避難する。

②震災後に整備された高台移転地(薄磯 2 丁目)からは、安否確認のため、同地区内にある薄磯集会所に集合する。

③震災後に整備された災害公営住宅(薄磯団地 ※津波避難ビルにも指定)からは、3 階以上に避難、もしくは約 300m 離れた高台へ徒歩もしくは自動車で避難する。

④海岸(薄磯交流多目的広場駐車場)からは、身体障害者や観光客を誘導しつつ、防災緑地を越えて、高台に徒歩避難する(直線距離は約 250m だが、スロープの場合には約 450m となる)。



図 2 「避難済みサイン」

3. 各地の避難の様子と昨年度との比較

前述の方針に基づき実施した本年度(2018 年 10 月 21 日開催)の訓練結果を、昨年度(2017 年 9 月 24 日開催)での訓練結果と比較しながら以下に示す。

(1).徒歩避難の様子 :

小塚・南作地区では、避難場所から最遠に居住する住民(区役員)が、消防団とともに逃げ遅れを確認しつつ、避難完了後、区長へ電話で避難人数を報告するという流れとなった。避難時間は約 15 分(昨年 15 分)であった。同地区は昨年度から特段の避難経路変更・人口変動が生じていないため、避難時間についても差異はみられなかった。

災害公営住宅では、住民の避難後、消防団や隣組長らが各棟の避難状況を確認後、高台の集会所に向かい、区長へ直接報告するという流れとなった(※実際の災害時には、消防団や隣組長らや歩けない住民は、各棟の 3 階以上に避難し、電話報告をすることとなる)。避難時間は約 23 分(昨年 45 分)であった。この 23 分という避難時間が、今回の避難訓練での最長所要時間となった。昨年度の避難時間からの大幅な短縮がみられるが、これは災害公営住宅自体の住民数が昨年度より減少していることと、明確な訓練の終了タイミングを示していなかった昨年度から、各隣組長からの報告をもって終了とした今回の訓練のシナリオ変更による影響が大きいものと考える。

海岸(薄磯交流多目的広場駐車場)からの避難は、住民の誘導に従い、身体障害者役を介助者が車椅子で運搬しつつ、車椅子が通行可能な道路・スロープ・防災緑地を経由して、高台までの避難(移動)時間は約 6 分であった。この訓練では、身体障害者役は事前に車椅子に乗り、介助者も住民もすぐ側にいる状況で訓練に参加しているため、避難行動を開始するまでの準備時間はほぼ皆無である。なお事前の試走では、同じ経路の避難で移動時間は約 8 分 30 秒であり、昨年は徒歩避難で約 7 分の移動時間が必要であった。このため訓練時でのこの避難時間は、

介助者がかなり急いで行動した場合の参考値であることを添えておく。この他に、避難途中、防災緑地の前に敷設された車道と歩道を分断する縁石が、車椅子移動の支障になるといった課題が確認された。この訓練時の計測結果の他に、訓練開始前に地区内の7経路を車椅子で試走した結果、車椅子での平均避難所要時間は8.8分（最短7.3分・最長11分）となった（図3）。

(2).自動車避難の様子:自動車での避難車両数は、昨年度は33台であったが今年度は11台へと大きく減少に転じた。これは主たる自動車避難需要者である災害公営住宅の住民が、高台地区や他の地域への転出が昨年より進行したためと考えられる。一方で、昨年は誘導係からの指示もあって、避難先である高台地区内に分散して車両を駐車できていたのに対して、今年度は集合場所としていた集会所周辺への路肩駐車が集中し、巡回する消防車両の通行に支障が生じていた（図4）。今後、移転による新築住居が増えることもあり、災害時の駐車ルールの見直し・徹底が必要となるだろう。

(3).ドローンによる逃げ遅れ確認の様子 :

今回の避難訓練では、逃げ遅れ確認を行うドローンを2台（DJI社製 Inspire1およびPhantom4）運用し、高台から死角となる約250m先の防災緑地の向こう側（多目的広場駐車場および海岸）の様子を観測した。1台は操縦難易度の低い高台上空を垂直飛行し、残りの1台は、電線や住宅等への配慮が必要なため、操縦難易度が高くなる水平飛行での観測（※高台から海岸方面へ移動）を試みた。結果としてはどちらのアプローチでも駐車場・海岸に残存する車両・人々を十分に視認可能なレベルで観測が可能であった（写真2,3）。

ただし水平飛行し、現地の様子を直接観測した方が解像度は高く、残存者側からもドローンの存在を飛行音と目視で確認でき、避難の注意喚起を施せる可能性がある。また、垂直飛行の場合、防災緑地と多目的広場の観測には支障はないが、防潮堤から海岸までの間に生じる死角の範囲が広くなるため、観測

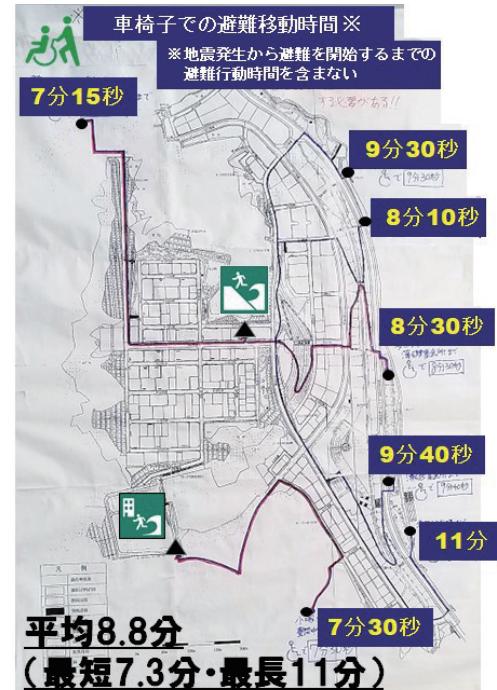


図3 車椅子での避難時間（事前の試走結果）

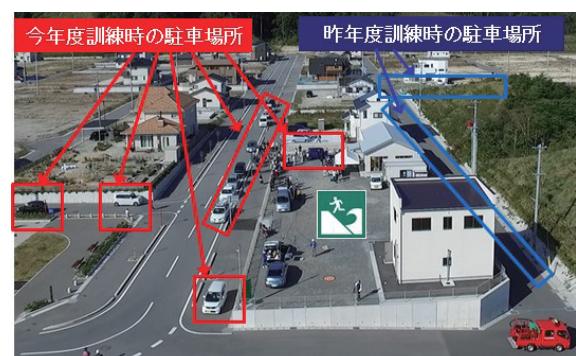


図4 避難訓練会場周辺の駐車状況

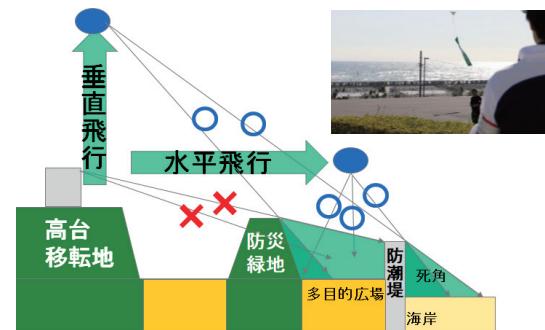


図5 防災緑地による死角範囲



写真2 高台からのドローンによる垂直飛行観測



写真3 ドローンによる水平飛行観測

精度を上げる（死角を狭める）という観点では水平飛行で現地を観測することがより望ましいといえる。

4. 訓練後の総括

最終的に今年度の訓練には126名が参加（昨年145名）し、地震が発生してからの平均での避難開始時間は4.4分（昨年3.4分）と微増する一方、平均での避難完了時間は11.5分（昨年12分）、避難を開始してからの避難所要時間は7分（昨年8.6分）と、高台移転が進んだことで短縮された。この訓練前に、筆者らは各地から車椅子で避難した場合の避難所要時間を計測しており、車椅子での平均避難所要時間は8.8分（最短7.3分・最長11分）であった。これらの数値を参考に、訓練当日に、振り返り事項として「本地区での避難所までの移動時間は約10分必要」であること、「避難目標時間を15分とする場合、遅くとも5分以内には自宅を出発（避難を開始）する必要がある」という『5分以内に出発・移動時間は10分必要』という地域胸中の時間感覚を共有してもらうことを本訓練での総括とした。今後、この結果をもとに具体的な地区防災計画を検討していく予定である。

謝 辞

本研究の一部は文部科学省リスクコミュニケーションのモデル形成事業（学協会型）による地域安全学会の取組み「行政・住民専門家の協働による災害リスク等低減を目的とした双方向リスクコミュニケーションのモデル形成事業」、および平成30年度東北大学若手研究者アンサンブルグラント第2ステージ「IoT機器を活用した人と環境調和型の防災・減災機能とジオデザインに関する共同研究」によるものである。記して御礼申し上げます。

参考文献

- 1) 杉安和也、班目佳小里、松本行真 2016年福島県沖地震津波における福島県いわき市内沿岸自治会の避難状況とその後の津波避難施策の検討、東北地域災害科学研究 No.54, p263-266
- 2) 総務省消防庁 第2章 市町村における津波避難計画策定指針、津波避難対策推進マニュアル検討会 http://www.fdma.go.jp/neuter/about/shingi_kento/h24/tsunami_hinan/houkokusho/p02.pdf
最終閲覧日 2019年1月15日

火災時における避難リスクの認知向上を目指した屋内濃煙体験の提案*

東北大学工学部・工学研究科技術部 渡邊 武

東北大学災害科学国際研究所 杉安和也

東北大学大学院・工学研究科 小林 光

1. はじめに

消防・防災訓練の一環として、煙体験ハウスと呼ばれる屋外テント内に安全性の高い疑似煙を充満させ、これを通り抜けることで、火災時の煙の怖さを疑似体験させるという取り組みが行われている（図1）。筆者らの所属する東北大学工学研究科においても、消防署より訓練機器（屋外テント及び煙発生装置（スモークマシン））と消耗品（スモーク液）を借用・購入し、毎年2回程度の濃煙体験訓練を実施している。しかしながら、この濃煙体験を行うには数ヶ月前に消防署へ事前予約を入れる必要があり、屋外実施であることから雨天時には中止せざるを得ないという運用上の課題があった。また、実際には屋内で火災に遭遇し、その煙から避難することが想定されるため、テント内での避難と火災建物からの避難とは状況が異なる。

この課題の解決策としては、天候の影響を受けない屋内で濃煙体験訓練を実施することが考えられる。テントの代わりに建物のオフィスや会議室などの一室を体験スペースとすれば、蛍光灯の照明や非常口標識、机や椅子などを用いた実際の部屋に近い環境を整え、より実践的な避難を提供できる。また、スモークマシン自体も事前に調達しておけば、消防署から物品を借用する必要も無くなり、訓練日程の調整も容易となる。

筆者らは、これらの利点から、屋外テントでは再現が困難であった体験内容を組み込んだ火災時における避難リスクの認知向上を目指す実践的な屋内の濃煙体験訓練プログラムを作成するべく、2017年10月から改良を加えながら計3回の屋内の濃煙体験訓練を実施した。本研究では、実施した訓練の内容について、アンケート結果を踏まえ、実施場所の選定、条件設定やその有用性等を検討した結果を報告する。



図1 屋外テントを用いた
濃煙体験訓練

2. 屋内の濃煙体験訓練の概要

2-1. 実施場所および参加者

濃煙体験を行う部屋は、排煙窓を有し、室内の自動火災報知設備が煙感知器ではなく熱感知器（作動式スポット型）である空室とし、訓練に使用する機器が要求する1φ200V電源設備のある部屋を選定した。この結果、第1回目（2017年10月12日）の実施場所は床面積60m²、高さ3mの部屋、第2回（2018年6月15日）および第3回（2018年10月16日）は第1回の

* Proposal of dense smoking drill at indoor aimed for recognizing evacuation risks in case of fire
by Takeshi Watanabe, Kazuya Sugiyasu and Hikaru Kobayashi

知見を踏まえ、短時間で煙が充満しやすいよう狭小な床面積 30m²、高さ 2.5～3m の部屋とした。なお、訓練時には非危険物のスモーク液を使用しているが、煙を火災と認識される恐れがあるため、事前に最寄りの消防署および警務員室へ連絡し、更に、体験部屋の熱感知器や廊下の煙感知器を誤作動しないようにカバーを施した。訓練参加者は、本学の留学生を含む学生、教職員、研究者のうち体験を希望する者とした。実際に参加した者の多くは実施場所（東北大学工学系総合研究棟）の入居者であり、20 歳代～60 歳代の男女計 73 名となった。

2-2. 使用機器

屋外の濃煙体験では、煙をあらかじめ充満させたテントに参加者が入場するが、本研究での屋内濃煙体験では、煙の充満過程を観察してもらうため、その再現機器としてスモークマシン（Rosco 1200：図 2）と熱風発生機（竹綱製作所 TSK-11）を併用し、各々にフレキシブルダクトを取り付けて火災時の高温の煙を再現した。スモーク液には、ほぼ無臭で滞留時間の長いクリアータイプ（ROSCO CLEAR-1）を使用した。また、煙を排出するための送風機（スイデン SFJ-300-1）、煙充満時の明るさを測定する照度計（Fuso TM-720）、更に誘導灯を模擬した PC 画面の輝度調整に輝度計（TOPCON BM-9）と波長測定に分光器（Flame-XR1-ES）、濃煙下での視認性確認のためにノートパソコン（TOUGHBOOK CF-C2）の液晶画面を非常口誘導灯再現の代用（図 3）とした。また室内には実際に家具も置き、疑似的なオフィス空間を再現した。このほか、距離を測定するためのスケールバーや誘導棒、体験結果を記入するアンケート用紙、スモークに対する保護具としてサージカルマスク、メガネ、軍手を用意した。



図 2 スモークマシンの煙

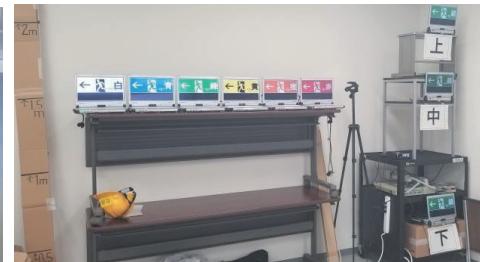


図 3 非常口誘導灯の模擬標識

2-3. 訓練内容

初回となる第 1 回目の屋内濃煙体験は、スモークマシン単体で濃煙を再現した。部屋の換気は行わず、約 10 分ごとに参加者十数人を体験終了者と入れ替わりで入室させた。参加者へは、入室前に濃煙下での避難方法とスモークマシンで発生させた煙について説明を行い、椅子や机のあるオフィスからの避難方法および蓄光標識の顕著性、水平・垂直距離の視認可能範囲を体験させた。第 2 回目は熱風発生機を追加し、煙と新鮮な空気が混ざる境目である中性帯の再現を試みた。また、第 1 回は煙を充満させるのに時間を要したため、部屋の広さが半分の体験部屋へ変更し、参加者 8 名を 1 班とし、約 15 分で班交代するようにした。さらに、濃煙下での視認状況をより実感させるため、パソコンを用いた 6 色（白、青、緑、黄、橙、赤）の非常口模擬標識、高さが異なる非常口模擬標識、床からの高さを示すスケールバーを追加し、3m 離れた場所から見え方を測定した（図 4）。この非常口標識の色の違いは、日本では緑色が使用され

ている一方、海外では赤色を採用している事例もあることから、非常時に本当に見えやすい配色サインはどれなのかを体験することを目的としている。非常口標識の設置高の違いも、現状では扉の上部、足元の2か所が主たる設置個所となるが、どの高さが濃煙下では認知しやすいのかを体験することが目的である。第1回同様に、最初に体験部屋の煙、避難方法を含めた体験内容を参加者へ説明し、体験後に体験結果に関する質問紙（アンケート）への記入を依頼した。なお、本体験は窓をスクリーンで覆い、蛍光灯を点けて行った。ただし、非常口模擬標識の視認性測定については、蛍光灯を点けた条件と点けない条件の2種類実施した。

第3回目は煙の濃度を体験者間で一定条件とするため、照度計を用いた管理を行った。また、パソコンによる非常口模擬標識の輝度も同様に統制し、実際に建屋に設置されている誘導灯と同じ輝度に合わせた。加えて参加者には健康障害防止のために保護メガネとサージカルマスクを着用させた。事前説明の後、参加者は室内が煙で充満する過程を観察し、照度計の値を目安にある程度煙が充満してから、非常口誘導灯を模擬したパソコン画面の見やすい高さと色、垂直方向・水平方向の視認可能距離を確認し、最後に姿勢を低くして壁に手を当てながら出口に向かって避難するという濃煙部屋からの避難行動を体験した（図5）。照明については自然光と蛍光灯の2グループに分けて実施した。さらに第2回同様に、参加者へ質問紙記入を依頼した。

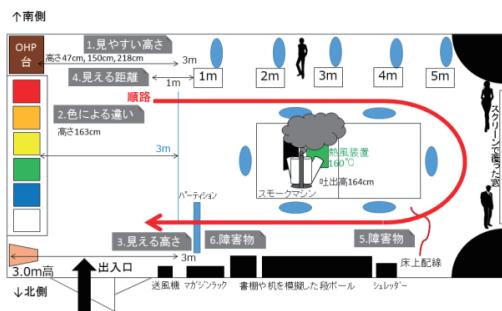


図4 濃煙体験部屋の平面図（第3回目）

	準備	入室前	入室後	煙放出	実験1 2	実験3 4	実験5	退室後
時間	7分	1分	2分	3分	2分	2分	1分	合計20分
主な内容	使用機器の動作確認 体験室内的換気	参加者がスモークマシンを着用	参加者がスモークマシンの説明 火災時の煙と中性帯の説明	高さ違いの標識の見え方測定 火災報知器の説明	火災時の煙と中性帯の見え方測定	垂直方向の視認距離測定	水平方向の視認距離測定	棟中電灯や誘導棒を使用 室内からの避難訓練 保護具の返却 質問紙（アンケート）への記入

図5 体験内容と所要時間（第3回目）

3. 結果と考察

3-1. 訓練プログラムの検討

第1回目ではスモークマシンを単体で使用したが（図2）、煙が天井まで十分に届かなかつた。そのため、サーキュレーターで上方へ風を送り込むことを試みたが、結果的には部屋全体へ煙が拡散することとなった（図6）。また、床面積が $60m^2$ と大きかったため、図6の状態になるまで約8分の時間を要し、天井の煙が蛍光灯の光を乱反射して眩しさが増す（視認性が低下する）ことが分かった。さらに、参加者が入室する度に廊下へ煙が流出しており、廊下の煙感知器は何も対策していないと思われる。

第2回目は煙の温度と室温の差により、実際の火災に近い上昇気流を再現することを意図したスモークマシンと熱風発生機の併用で中性帯を作成することができた（図7は第3回目の訓練写真）。しかし、火災からの避難を考える上では、中性帯発生後の煙充満状態も体験させる必要があった。そのため、部屋をその都度換気する必要が生じ、排煙窓を開けて家庭用扇風機や

サーキュレーターで換気したところ約 15 分を要した。なお、照明の違いについては、蛍光灯 on より off の状態の方が非常口模擬標識は見やすかったという感想が複数寄せられた（図 8）。



図 6 体験部屋全体に煙が拡散（第 1 回目） 図 8 濃煙かつ照明 off での模擬標識の視認性



図 7 スモークマシンと熱風発生機を用いた中性帶の再現（第 3 回目）

第 3 回目は、アンケート結果（第 2 回）から煙の濃度で視認性が大きく異なることが判明したため、煙濃度の管理を行った。霧の濃度測定に照度計が使用される事例¹⁾を参考に、床面の照度を測定した結果、肉眼の煙濃度と相関がある結果を得た（表 1）。また、色の差を体验させるパソコンの液晶の輝度を調整し（表 2），光の波長を測定した（図 9）。訓練の所要時間については、強力な送風機を用いたことで約半分の換気時間となり、事前説明から質問紙記入完了まで合計約 20 分で終わる内容となった（図 5）。

表 1 体験グループごとの体験内容別照度（単位 lux）

班	体験内容		
	BG	非常口模擬標識	垂直/水平距離
昼 1	420	250	150～100
昼 2	450	250	150～70
昼 3	400	250	180～150
夜 1	900	—	610
夜 2	900	700	450～340
夜 3	930	580	450～310
夜 4	890	570	390～280
夜 5	860	570	405～290

表 2 非常口模擬標識の色と輝度

主色	副色	輝度 (cd/m ²)	輝度差 (cd/m ²)
白	黒	29	29
青	白	4.5	24.5
緑	白	6.5	22.5
黄	黒	23	23
橙	白	10	19
赤	白	6	23
誘導灯白	—	32	—
誘導棒 LED	—	62800	—

※輝度差は主色と副色の輝度の差

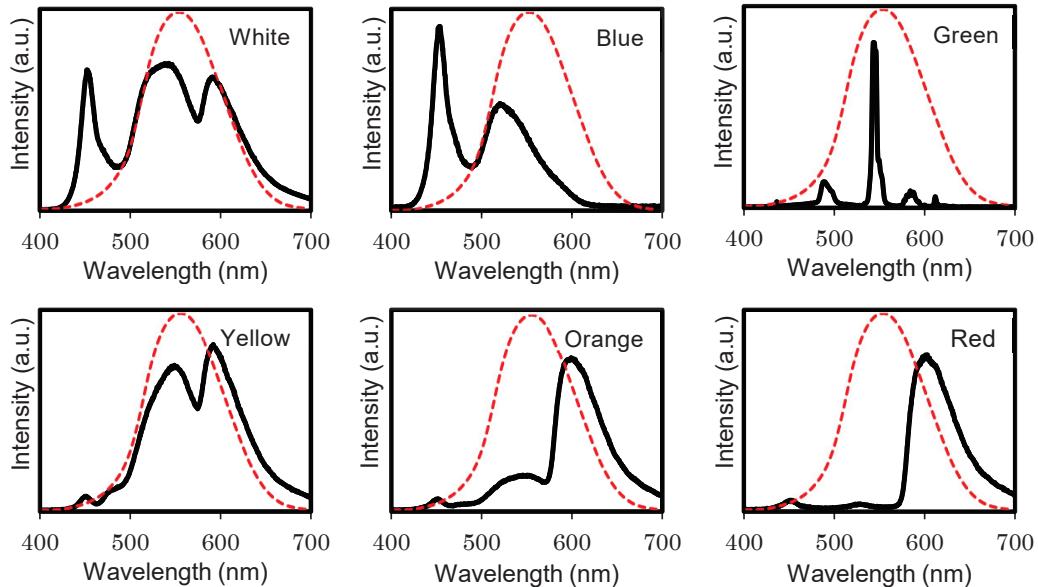


図9 非常口模擬標識の波長スペクトル（赤点線は明所視の標準比視感度）

第3回目の屋内濃煙体験訓練では、中性帯発生時は高さによって煙の濃度が異なることで低い姿勢で避難する理由を目で確認させ、充満後は視界が大きく奪われるため光源や音源が主な伝達手段になることを体験させた。参加者の感想には、「煙が天井に溜まることが分かった」、「低い姿勢で避難する理由がわかった」、「予想以上に見えないと分かった」など、濃煙下での状況を認知できた旨を示す回答が得られた。一方で、障害物を置いて避難させることで、参加者に避難経路を考えさせる目的もあったが、参加者からの反応は少なく（※2回目では「床のコードを整理する理由がわかった」等の回答有），訓練全体としては、視認性の変化への関心の方が高い結果となった。また今回は、色違いの非常口模擬標識を用いて行ったが、避難時には非常口等の標識が見えるかどうかが重要であるため、今後、標識を視認可能な間隔（本実験結果では水平距離2m前後）で配置し、濃煙体験部屋から避難させると、標識整備の大切さを強調できる可能性がある。

3-2. 視認性に関する体験結果

上記の体験結果の評価として、第2回の2条件下での参加者29名（男17、女12、平均33歳）、第3回の昼条件下での参加者24名（男17、女6、不明1、平均26歳）、夜条件下での参加者20名（男16、女4、平均40歳）のアンケート回答を集計した。この結果、非常口模擬標識の高さは「上」よりも「目線の高さ」や「下方」が、色は「緑色」や「黄色」、「白色」が視認しやすい結果となった（図10、図11）。また、ほぼ同じ煙濃度では、蛍光灯の照明が点くと標識が見えない人（不可視）が増加した。視認距離は誘導棒を使用していない「垂直方向」の方が誘導棒を点滅させた「水平方向」よりも短くなった。実際に、煙放出後約4分で天井高の半分まで煙が下降していた（図7右）。高さの違う非常口模擬標識の視認性は第2回目で中段、第3回目で下段が高くなつたが、第3回目は中性帯を分かりやすく見てもらうために中性帯が

目線くらいの高さで各種実験を始めたのに対し、第2回目は図6のように部屋全体に煙が充満した後に実験を開始していたため、煙の拡散程度で生じた差と考えられる。光の強さは光源からの距離の2乗に反比例するため、煙濃度が均一ならば目と距離が近い中段が視認しやすいのは予想と一致する。これにより、第2回のデータは第3回より濃い煙の状況での視認性を測定した結果と推測され、平均視認距離が短いこととも整合性がある。

次に、色については緑、白、黄が見やすい色となった。見やすさには、輝度差、明るさ（人間の感度）、形状、動きなどの要素があるが、今回の差は輝度差と人間の感度である。年齢による若干の感度差はあるものの、標準比視感度は555nmの黄緑色が最も感度が高く²⁾、図9でも緑や黄、白には555nm付近の波長が含まれており、見やすい色であったと考えられる。

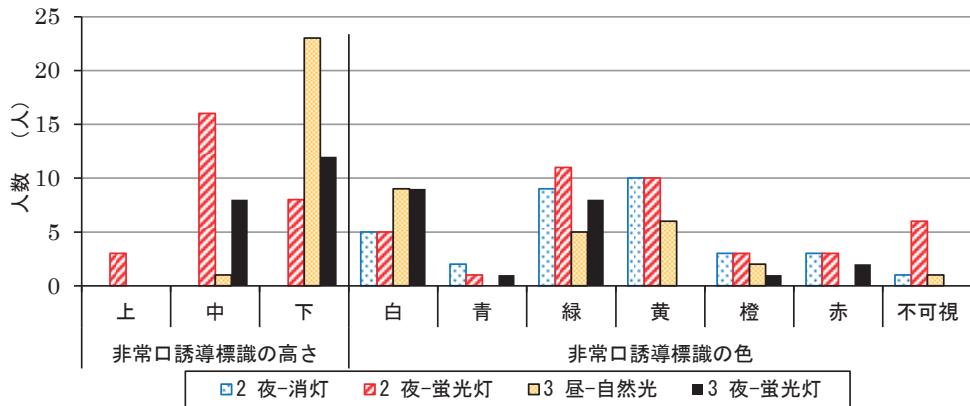


図10 屋内濃煙体験における視認性（高さ、色）に関する質問紙集計結果

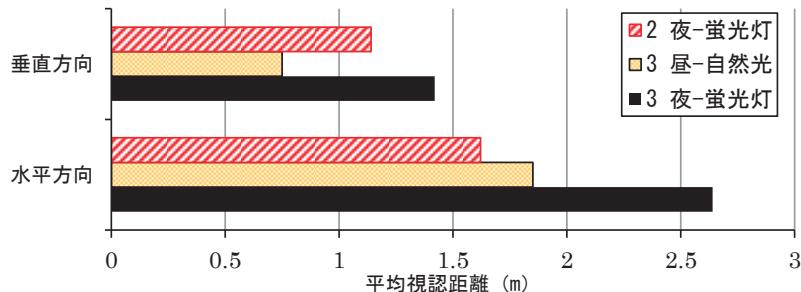


図11 屋内濃煙体験における視認距離（垂直および水平方向）に関する質問紙集計結果

4. まとめ

屋内環境で火災初期-中期の煙状況を様々な道具を用いて疑似体験することは、運営面での利点と共に、初期避難の重要性と、中期避難の困難さを理解し、そのための事前準備の意義を認知させる上で一定の効果があると示唆できた。今後もより有効な訓練を検討していきたい。

参考文献

- 1) 桑原祐貴、藤井慎、高松衛 他：濃霧中におけるLED色光の視認特性に関する研究－昼間および夜間における－、日本人間工学大会講演集、47, pp.314-315, 2011
- 2) 高橋康朗、佐川賢、岩澤洋：年代別の分光視感効率関数、照明学会誌、83, p.169, 1999

心理学を用いた災害シミュレーションの可視化手法の検討

八戸工業大学 高瀬 慎介
(株) NHK メディアテクノロジー 斎藤 丈士
東北大学災害科学国際研究所 森口 周二
東北大学災害科学国際研究所 寺田 賢二郎
東北大学災害科学国際研究所 邑本 俊亮
日本工営(株)先端研究開発センター 櫻庭 雅明

1. はじめに

高密度に蓄積された災害関連データと高度に発展した災害シミュレーションは、メカニズム解明やリスク評価のためのツールという目的だけでなく、3次元可視化を通じてサイバー空間における災害の疑似体験をも実現することが可能である。筆者らは、これまで、様々な災害シミュレーション結果や災害調査結果の3次元可視化コンテンツを作成し、東北大学災害科学国際研究所に設置されている「災害科学情報の多次元統合可視化システム（以下、IMIDeS）」上での効果的な可視化方法について検討してきた。その中で、データの質や量、およびアリティの追求だけでは人々の防災・減災意識を高めるような品質には到達しないことを痛感しており、真の意味で防災に寄与する3次元可視化コンテンツとは、視覚を通じて人の心に訴え、それによって防災意識を刺激するようなものである必要があると考えてきた。それを実現するためには、災害データやシミュレーションの専門的知識に加えて、人間の認知過程に関する知見、およびそれに基づいて可視化コンテンツを作り出すための高い映像技術が求められる。当然ながら、単独の研究分野だけではこれを達成することは難しく、それぞれの要素技術の専門家が防災という出口を見据えて、強固な連携体制の下でコンテンツを構築する必要がある。そこで本研究では、災害シミュレーション、認知心理学、映像のそれぞれの専門家が集結し、人の心に訴える可視化コンテンツの作成を試みた。

2. 可視化コンテンツの選定

本研究は、2つの災害シミュレーション結果について検討を行った。1つは、仙台市の建物の地震応答シミュレーション（図1）、2つめは、山形県月山で発生した雪崩の再現シミュレーション¹⁾（図2）を題材とした。図1、2に示す可視化結果は、これまでのシミュレーション結果の可視化方法によるものである。このデータをもとにIMIDeSにより表現可能な3次元可視化コンテンツを作成した。図3、4に仙台市の建物の地震応答シミュレーションを、図5、6に雪崩の再現シミュレーションの可視化結果を示す。それぞれ視点の違いによる感じ方の影響を調べるため、上方からの視点と下方（人が立ったている状況を想定）からの視点の2パターンの可視化を行っている。

Visualization method of disaster simulation using psychology by S. Takase, T. Saito, S. Moriguchi, K. Terada, T. Muramoto, M. Sakuraba

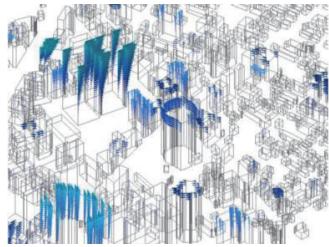


図1：仙台市の建物の地震応答シミュレーション

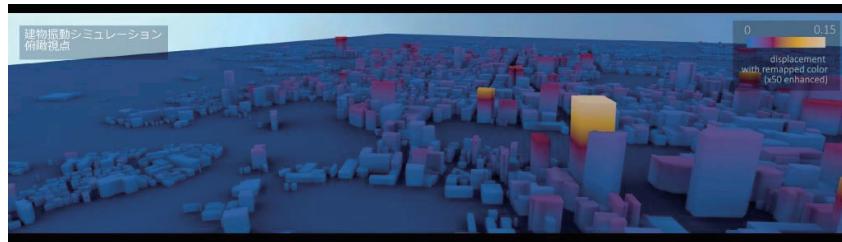
図2：月山で発生した雪崩の
再現シミュレーション

図3：仙台市の建物応答シミュレーション可視化結果（上方視点）

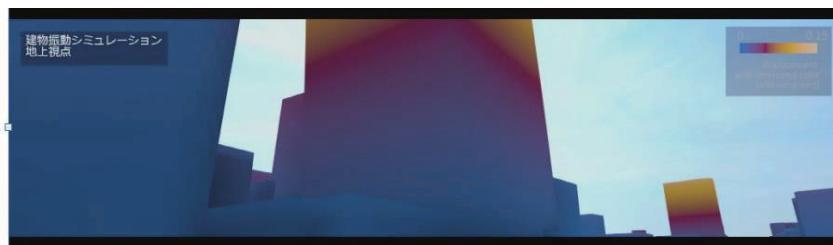


図4：仙台市の建物応答シミュレーション可視化結果（下方視点）



図5：雪崩の再現シミュレーション可視化結果（上方視点）



図6：雪崩の再現シミュレーション可視化結果（下方視点）

3. SD 法を用いた可視化コンテンツに対する印象評定実験の結果と考察

可視化方法による違いが人の心にどのように影響を及ぼすか調べるため、可視化コンテンツを 8 種類（災害 2 種類（雪崩・地震）×次元 2 種類（2D・3D）×視点 2 種類（上方・下方）用意し、1 グループ 6 名で 8 つのグループに対して順番にコンテンツを上映して、上映ごとに 20 個の形容詞対（表 1 を参照）を用いた SD（Semantic Differential）法による印象評定実験を行った。コンテンツの再生順による影響も考慮し、各グループのコンテンツの再生順はバランスをとっている。

実験参加者 48 名の 8 種類の映像それぞれに対する 20 個の形容詞対への回答（合計 384 個）を対象として因子分析（最尤法、プロマックス回転）を行った。分析には、HAD16²⁾を用いた。その結果、4 因子構造を得た（表 1）。各因子の ω 係数から、信頼係数の高さを確認した（F1 : $\omega=.937$, F2 : $\omega=.790$, F3 : $\omega=.752$, F4 : $\omega=.781$ ）。また、適合度指標の値は、 $\chi^2=347.55, p=.000, df=116, CFI=.942, RMSEA=.074$ と十分な値であった。表 1 の各因子に含まれる質問項目の内容から、それぞれの因子を、F1：臨場感、F2：恐怖感、F3：現実味、F4：複雑性と命名した。

各因子に含まれる評定項目について、逆転項目については逆転処理を行ったうえで、平均得点を算出した。災害別の 4 因子それぞれの平均得点を図 7～図 14 に示す。それぞれについて、次元（2D・3D）×視点（上方・下方）の 2 要因分散分析を行った。なお、F1 のみ、欠測値があったため、F1 に関わるデータのみリストワイズ除去した。

図 7 に示した「雪崩の臨場感」については、次元と視点の主効果が有意であった（ $F(1, 46)=17.16, F(1, 46)=112.07, ps<.01$ ）。3D のほうが 2D よりも平均値が高く、下方のほうが上方よりも平均値が高かった。2 要因の交互作用は有意ではなかった。図 8 に示した「地震の臨場感」についても、次元と視点の主効果が有意であった（ $F(1, 46)=44.42, F(1, 46)=8.51, ps<.01$ ）。3D のほうが 2D よりも平均値が高く、下方のほうが上方よりも平均値が高かった。2 要因の交互作用は有意ではなかった。

図 9 に示した「雪崩の恐怖感」については、次元の主効果は有意でなかったが、視点の主効果が有意であった（ $F(1, 47)=79.89, p<.01$ ）。下方のほうが上方よりも平均値が高かった。2 要因の交互作用は有意ではなかった。図 10 に示した「地震の恐怖感」については、次元と視点の主効果が有意であり（ $F(1, 47)=9.18, F(1, 47)=8.81, ps<.01$ ），交互作用も有意であった（ $F(1, 47)=8.17, p<.01$ ）。交互作用が有意であったので単純主効果検定（Bonferroni 法, $\alpha=.05$ ）を行ったところ、上方においては 3D のほうが 2D よりも平均値が有意に高かったが、下方においては 2D と 3D の間に有意差は認められなかった。また、2D においては下方のほうが上方よりも平均値が有意に高かったが、3D においては上方と下方との間に有意差は認められなかった。

図 11 に示した「雪崩の現実味」については、次元の主効果のみ有意であり（ $F(1, 47)=4.63, p<.01$ ），3D のほうが 2D よりも平均値が高かった。図 12 に示した「地震の現実味」については、次元の主効果（ $F(1, 47)=12.18, p<.01$ ）と交互作用（ $F(1, 47)=5.45, p<.05$ ）が有意であった。単純主効果検定の結果、上方においては 3D のほうが 2D よりも平均値が高かったが、下方においては、2D と 3D の間に有意差は認められなかった。一方、次元ごとの分析では、いずれにおいても視点の違いによる有意差は認められなかった。

図 13 に示した「雪崩の複雑性」については、次元と視点の主効果が有意であった（ $F(1,$

$46)=10.39, F(1, 46)=10.94, ps<.01$). 3D のほうが 2D よりも平均値が高く、下方のほうが上方よりも平均値が高かった。2 要因の交互作用は有意ではなかった。図 14 に示した「地震の複雑性」については、次元と視点の主効果が有意であった ($F(1, 46)=11.91, F(1, 46)=8.40, ps<.01$)。3D のほうが 2D よりも平均値が高く、上方のほうが下方よりも平均値が高かった。2 要因の交互作用は有意ではなかった。

以上より、可視化方法により人に与える影響の違いがあることがわかった。災害の種類によって影響力の表れ方の強さに多少の違いはあるものの、おおむね 3D のほうが 2D よりも臨場感、恐怖感、現実味、複雑性が高く評価され、下方のほうが上方よりも臨場感、恐怖感、現実味が高く評価されることが明らかとなった。また、今回抽出された 4 つの因子は、今後より効果的な可視化コンテンツを作成する上で、考慮すべき視点となるものと考えられる。

表 1：因子パターン行列（最尤法、プロマックス回転）

項目番号	質問項目	因子			
		F1	F2	F3	F4
item9	印象的な - 印象的でない	.891	.156	.066	-.046
item5	派手な - 地味な	.874	.067	.031	.028
item3	興奮した - 沈黙した	.809	-.067	-.036	.058
item8	個性的な - 平凡な	.730	.100	-.070	-.094
item7	迫力のある - 迫力のない	.718	-.167	.059	.024
item1	動的な - 静的な	.679	-.051	-.026	.090
item2	速い - 遅い	.620	-.019	-.121	-.027
item4	感情的な - 理性的な	.608	-.056	-.129	.018
item15	臨場感のある - 臨場感のない	.591	-.197	.186	.048
item18	激しい - 穏やかな	.536	-.384	-.045	.118
item12	面白い - つまらない	.476	.160	.179	-.327
item6	ゆるんだ - 緊張した	-.350	.348	.062	.179
item16	安全な - 危険な	.002	.782	-.076	.044
item17	怖い - 安心な	.099	-.703	.006	-.037
item19	わかりやすい - わかりにくい	-.101	.037	.913	.057
item20	はっきりした - ぼんやりした	.033	.041	.772	-.001
item14	現実的な - 非現実的な	-.008	-.160	.524	-.013
item13	人工的な - 自然な	.120	.067	-.475	.046
item11	表面的 - 深みのある	.116	.072	.005	.894
item10	単純な - 複雑な	-.071	.027	.014	.695
因子間相関		F2	F3	F4	
F1		-.662	.540	-.565	
F2			-.336	.336	
				-.449	

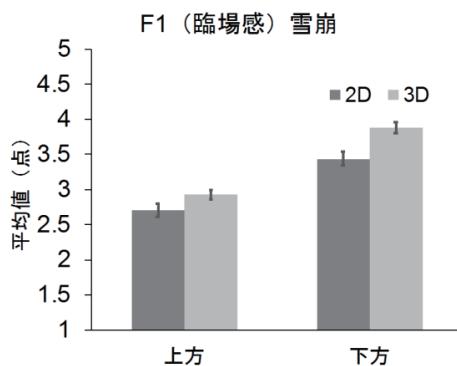


図 7：雪崩の臨場感

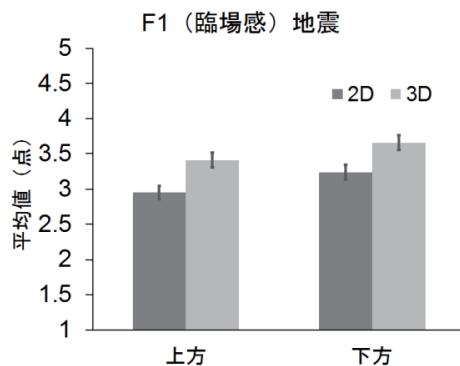


図 8：地震の臨場感

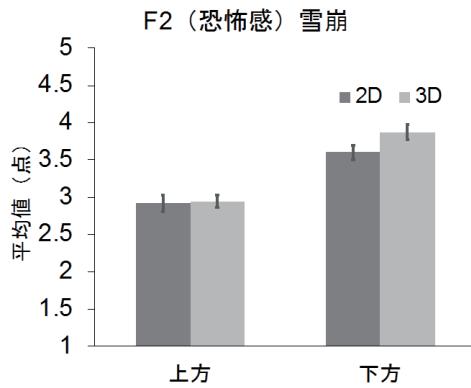


図 9：雪崩の恐怖感

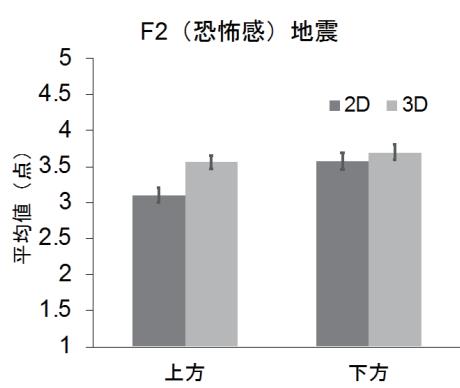


図 10：地震の臨場感

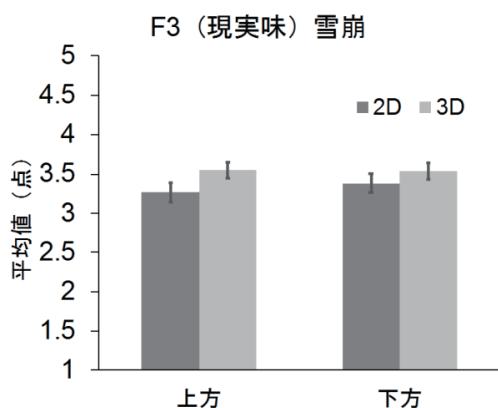


図 11：雪崩の現実味

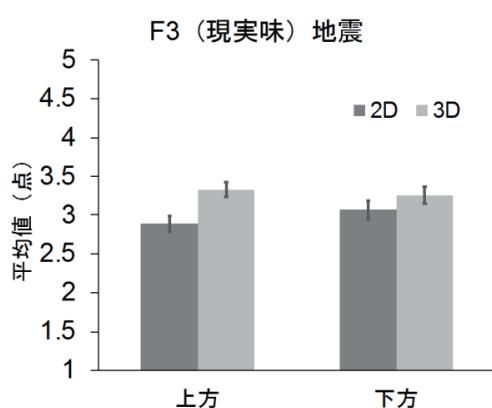


図 12：地震の現実味

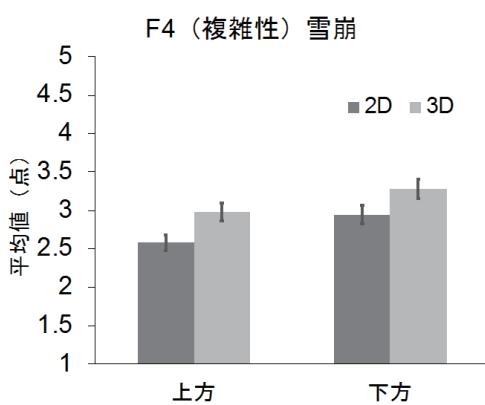


図 13：雪崩の複雑性

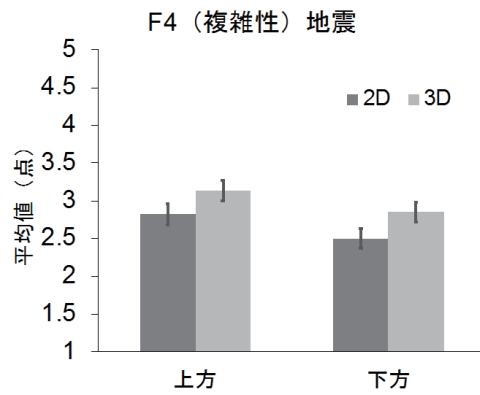


図 14：地震の複雑性

4. おわりに

本研究では、災害シミュレーション・認知心理学・映像のそれぞれの知見や技術を融合して、災害シミュレーションの可視化コンテンツを作成し、心理学で用いられている手法を用いて可視化の印象評定実験を行った。SD 法を用いた印象評定実験より、今回用いたコンテンツでは 4 つの因子（臨場感・恐怖感、現実味・複雑性）に分類することができた。また、3 次元可視化や視点のアングルにより災害シミュレーション結果の印象が変化することがわかった。

今後の課題として、防災教育に用いる場合、どのような因子の影響が大きいのか調べ、防災教育に役立つ可視化手法の検討を行う予定である。

参考文献

- 1) 山口裕矢, 高瀬慎介, 森口周二, 寺田賢二郎, 小田憲一, 上石勲：非ニュートン流体モデルを用いた雪崩の 3 次元非構造有限要素解析, *Transactions of JSCES*, Paper No.20170011, 2017
- 2) 清水裕士：フリーの統計分析ソフト HAD：機能の紹介と統計学習・教育、研究実践における利用方法の提案. 『メディア・情報・コミュニケーション研究』, 第 1 号, 59-73., 2016

謝辞：本研究は、平成 29 年度東北大学災害科学国際研究所リソースを活用した共同利用研究助成を受けたものです。ここに記して、感謝を表します。

地区防災計画制度の普及による地域防災力の向上を目指して

岩手大学農学部 井良沢道也 國土交通省新庄河川事務所 小原孝一 林野庁東大雪森林管理支署平門由佳子

1. はじめに

平成25年の災害対策基本法の改正で、地区居住者等による自発的な防災活動に関する計画制度である「地区防災計画制度」が創設された。しかし、本制度の創設から3年で（平成29年3月時点），計画が策定済みの市町村は全国で3地区のみとなっており、普及が進んでいないのが現状である。そこで、地区防災計画に向けた活動が行われている全国及び岩手県内の事例において、聞き取り調査等を行い、制度の普及への課題について検討した。

2. 地区防災計画制度とは

地区防災計画とは「市町村の一定の地区内の居住者及び事業者（地区居住者等）による自発的な防災活動に関するもの」とされている。つまり、地区住民自らがその地区的防災計画を立て行政に提案するというボトムアップ型の計画となっている。

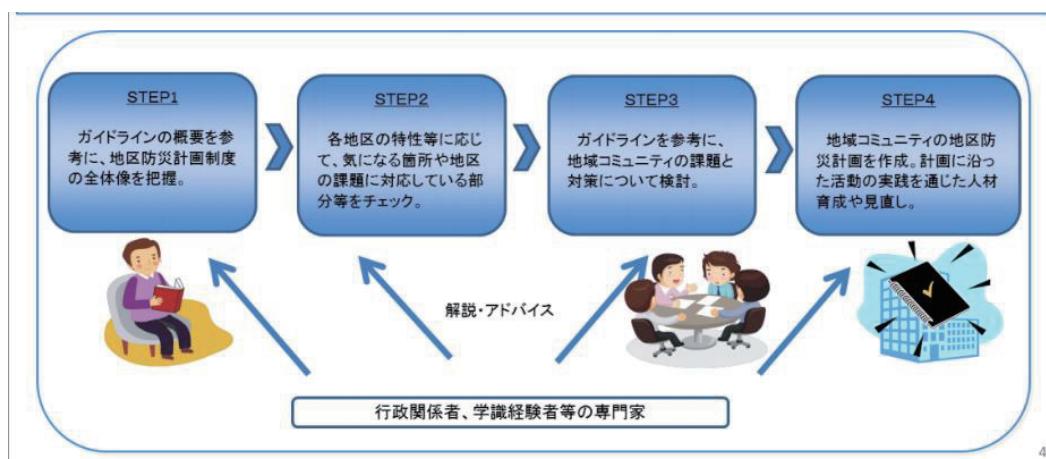


図1 地区防災計画制度 作成のステップ

都道府県や市町村などの地方公共団体には「地域防災計画」というものがあるが、これは災害時に行政がどのように動き、どのような対策を行っていくか、日頃からどのような備えをしておくかを定めたものであり、その地域住民にとってはトップダウン型の計画となっている。

The spread of area disaster-prevention-planning systems aims at improvement in local disaster prevention power.

Michiya Iradsawa(iwate Univ.), kouichi Obara(Sinjyo River Office), Yukako Hirakado(Higashitaisetu Forest Office)

また、細かい地区毎に対策が決められているところはほとんどない。この地区防災計画制度が立ち上がった背景には東日本大震災がある。東日本大震災で公助の限界と共助の重要性が改めて認識され、公助と共助の連携が大きな課題となった。「公助の限界」が浮き彫りになっていることから、災害時の対策について「地域防災計画」だけでは十分とは言えない。そのため内閣府は平成26年4月よりこの「地区防災計画制度」を施行し、地区住民の自発的な防災活動、それにともなう防災意識の向上を目指し地域コミュニティにおける防災活動を推進している。地区防災計画は地域特性に応じた計画を立てることができる。また、そこに住む地元住民などが作成するものであるので、住民自身も改めて地域を見直しながら計画を立てることができる。しかし、他の地域をまねており、ただのお飾りの計画になっているところも少なからずあるという。そのようにならないよう、行政などのバックアップが必要になってくる。地区防災計画制度はボトムアップ型の制度であるからと言って行政側が待つだけという体制では、この計画制度はうまくいかないのではないかと思われる。行政側もこの計画制度を住民に知ってもらい、活動を支援する体制が必要である。

3. 目的

地区防災計画を策定することは、その地区住民の命を守ることに大きな影響を与える。しかし、普及には課題が多く、全国的にも認知度は十分ではない。西日本では南海トラフ地震などを懸念して対策が取られるところが増えてきているが、東日本ではまだ防災意識が低い傾向にあり、東日本大震災で大きな被害を受けた岩手県でも認知度が低い。そのため、今現在行われている防災対策について岩手県内の地区住民、行政職員双方からの声を聞き、地区防災計画を進めうえでの課題、その解決策を探ることとした。

4. 調査方法

全国事例の調査として、地区防災計画制度のモデル地区に指定されている44地区の中から新潟県長岡市、燕市、宮城県仙台市片平地区の3地区を選定し、実際に地区的住民代表者や担当職員の方に聞き取り調査を実施し、地区防災計画策定に向けた取り組みについて取りまとめた。また、活発な地域防災活動が行われている新潟県阿賀町、新潟県砂防課において聞き取り調査を実施し、各地域の防災活動の特徴を整理した。さらに山形県庄内町木の沢地区において新庄河川事務所、庄内町等が実施している住民参加のハザードマップづくりに参画し、アンケート調査を行い、活動の効果を考察した。一方、岩手県内事例の調査として、行政側に岩手県内の市町村役場防災担当者への聞き取り調査(5市町村)及びメールによるアンケート調査(全33市町村)、地区住民側に防災リーダーへの聞き取り調査(5地区)、防災に関するワークショップの開催(八幡平市寺田地区)(参加者:約40人)を行った。

5. 調査結果

調査を行った地域では、地域の特性を考慮した活動が熱心に行われていることが分かった。仙台市片平地区は防災活動をまちづくりの一環として捉えている点が特徴的である。地域の小学校や大学と連携し、まちづくりを主体として防災を織り込んだ活動を行うことで、子供や若者が積極的に参加できる工夫がされている(図1)。新潟県での調査においては、土砂災害前ぶれ注意情報やながおか土砂災害Dメールなど(図2)の情報発信がされていることがわかった。一方で活動が沈滞化している地区もあった。地域防災力の向上を目指す上で重要なのは、地域

住民同士の交流を深め、自分の地域をより深く知ることであり、地域活動のきっかけとして地区防災計画が機能することが期待される。



図1 宝探しゲーム

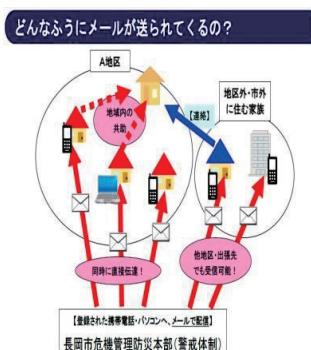


図2 ながおか土砂災害Dメール

また岩手県内全33市町村へのアンケート調査の結果から、行政側の課題として3つの課題があげられた。①職員の不足：聞き取り調査およびアンケート調査どちらでも多く聞かれた課題である。他部署と連携するなど市町村全体で取り組む姿勢が必要となってくる。②制度の理解度の低さ：市町村職員、地区住民双方に言える課題である。制度自体だけでなく自助・共助の意識も不十分な地域がある。地区の防災組織の活動の活性化など防災意識の向上が急がれる。③手続きなどの簡易化：地区防災計画は策定までに多くの会議や書類作成が必要であり、職員不足が深刻な現状では取り組みにくい。手続きや書類の簡易化が本制度普及の一助となりうる（図3, 4, 5, 6, 7）。地区住民側の課題として3つの課題があげられた。①過疎化、高齢化：特に農山村地域では深刻な問題である。高齢者をうまく活用する、PTAなどの他組織を活用するなど人材確保に工夫が必要である。②次世代育成：現在の防災リーダーは活動的であっても、その人の次を担う人材がいないことが聞き取り調査で浮き彫りとなった。市町村の防災リーダー育成講座などを活用して次世代育成に努めることが急がれる。③活動内容の工夫：若い世代などは参加から遠ざかってしまうので、訓練内容などの工夫が必要である。

図3 計画の普及活動有無

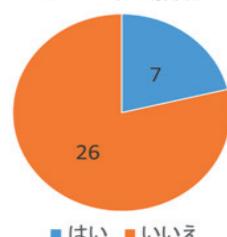
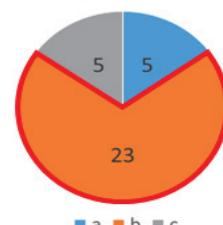


図4 今後の普及活動への動き



- a.導入に向けて活動を行っている。
- b.将来的に導入に向けた活動をしたいと考えているが今は難しい。
- c.導入に向けた地域住民への積極的な働きかけは考えていない。

図3 計画の普及活動有無

図4 今後の普及活動への動き

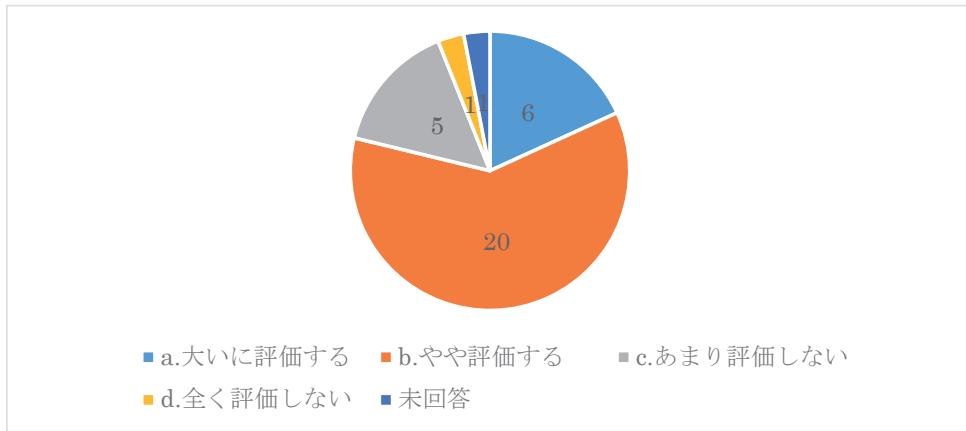


図5 地区防災計画制度の評価 (n=33 単一解答)

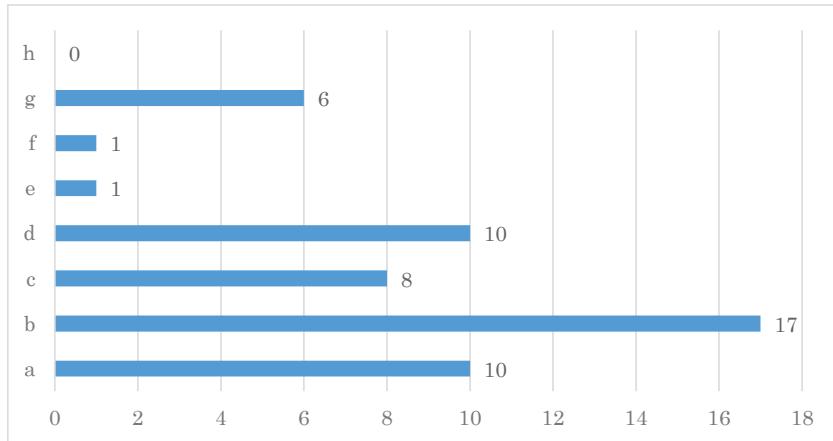


図6 地区防災計画制度の評価点 (n=33 複数回答)

- a. 防災に関する意見交換や訓練を行うことで、住民の自助意識が芽生える。b. 住民自らが計画を作成することで、共助意識が向上する。c. 災害時に行う行動を事前確認することができ、災害対応力が向上する。d. 自治会(自主防災組織)の防災意識が向上し、地区内行動が具体的に提示できる。e. 地区住民の安心感が増す。f. 自治体の防災担当者の交代に影響されず継続的に活動が持続する。g. 普段からの連携により、災害発生時には行政等関係機関と地区住民との連携が發揮される。h. その他

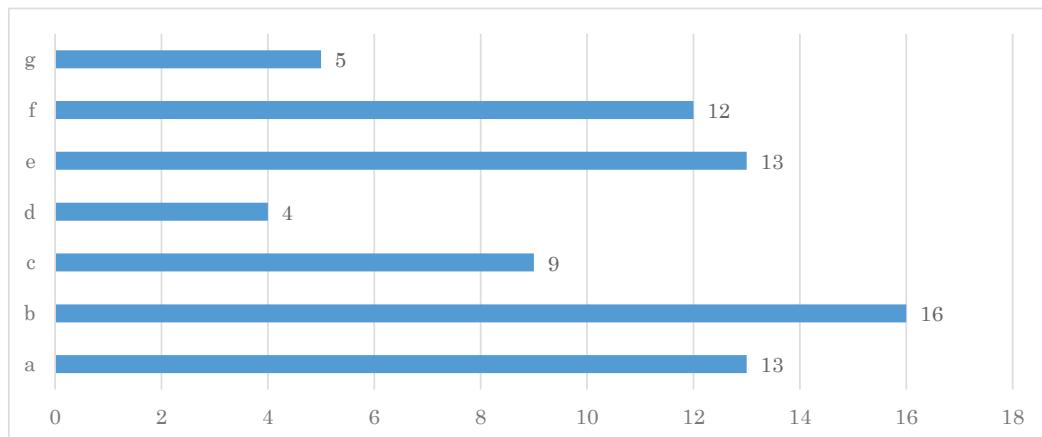


図7 地区防災計画制度の導入課題 (n=33 複数回答)

a. 過疎化 b. 人口増加 c. 高齢化 d. 自主防災組織の組織率の低迷 e. 自主防災組織の形骸化 f. 地域コミュニティの活動の停滞 g. 市町村職員の不足 h. その他

6.まとめと提言

これらの結果から、今後、岩手県内及び全国において地区防災計画の普及、地域の防災力の向上を目指していくための方策を以下に提言する。

(1) 行政側の課題

市町村の防災担当職員への聞き取り調査、アンケート調査の結果より、地区住民を支援する側の行政にもいくつか課題があることが分かった。まず、多くの声が上がっていたものが職員不足の問題である。市町村職員の防災担当者は消防や防犯などの仕事と兼務していることが多く、防災ばかりに多くの時間をとれないという。これには他部署との連携によりうまくいった例がある。黒潮町「防災地域担当制度」により、町職員全体が防災担当（普通の業務と兼務）として働いている。これは極端な例ではある。しかし、黒潮町では南海トラフ地震が起こった場合、津波が 34.4m 押し寄せるとの調査結果がわかり、防災に対しての対応が急務となつたため、町全体で防災対策の強化に励んでいる。また、行政側の負担を軽減するということを考えれば、「公助」に頼りきりではなく自助や共助での地域防災力の向上を促すということも負担を和らげる一助になるのではないだろうか。行政としての支援の在り方を見直す動きも出てきている。行政は公的な機関であるため、公平でなくてはならない。そのため特定の地区に多くの支援をすることができない。まずは行政がどのような支援を行うことができるのか（補助金の給付、アドバイザーの派遣など）を住民に知ってもらうということが重要になってくる。いきなり「共助」におまかせといって突き放すのではなく「よりそう」という体制が望まれる。

(2) 地域住民側の課題

各地区で地区防災計画を作成するには、まず、地区の防災組織を確立しなければならない。そのため、初めに地区の防災組織体制の課題とそれに対する考察を述べる。これから日本で高齢化は避けられない。そのため、「高齢化」を生かした地域コミュニティの形成が地域の活性化につながると考える。岩手県陸前高田市長部地区のように高齢化を問題とせず、活用すると

いうことは一つの良い例なのではないだろうか。65歳などで退職しても元気な人は多く、地域で何か役割を与えて「生きがい」を与えることにより、お年寄りの方々の元気につながる。また、長年住んでいる人であれば、より地域を知っているため、その「知識」を生かすことができる。地域コミュニティの問題として、近年若い世代の参加率の低下があげられる。仕事などで忙しい、地域との関わり合いを避けるなど様々な理由はあるが、いざ災害となった時に頼りになるのはやはり若い世代である。そのため、若い世代の方々をどう地域コミュニティに取り込むかが課題となる。これにはまず、その子供たちからコミュニティ活動への参加をさせるということがあげられる。学校を活用する（小中高大すべて）、特に小学校区などだと地域に関わりを持ちやすい。また、PTAなどの役員を活用するという例もある（花巻市松園4区）。様々な地区に聞き取り調査をし、現在の防災リーダーは大変活発に活動しており、地区住民からの信頼も厚い人が多いことが分かった。しかし、その方々の次世代がいないという地域が多くみられた。世代交代により今までの地域防災活動がストップしてしまった地域もある（燕市笈ヶ島地区）。次世代育成として、まずは地区の防災組織に若い世代を取り込まなければならない。パソコンなどのデータ管理をお願いするなど、高齢者では難しい仕事をやってもらうなど若い世代を生かした組織体制が望まれる。また、より防災に詳しい人材育成として市町村などが行う防災リーダー育成の講座への参加援助などが挙げられる。

（3）地区防災計画制度、防災活動の課題

地区防災計画制度の一つの大きな課題として手続きに膨大な手間と時間がかかるということがあげられる。市町村職員に行ったアンケート結果からも地区防災計画制度導入の課題として多くあげられた。また、現在策定されているものは膨大な資料で構成されているものが多く、これから策定を考えている住民たちにとっては大きな壁となっている。そのため、手続きの簡易化、および策定される計画内容の簡素化が望まれる。内閣府へ聞き取り調査を行った際、現在策定されている者でも肝心な避難場所や避難するタイミングなどが書かれていないものがあると述べていた。そのため、行政側からある程度どのような内容を取り入れて欲しいかなどを具体的に示すということを検討してみてもよいかもしれない。また、策定までの手続きなどをサポートするスタッフの派遣（岩手県では地域防災センターなどがいる）を行うなどの工夫が必要である。スタッフの派遣に関しては、計画作りが最終目標となってはいけないため、その後の活動を行う際にもセンターとして入ってもらうなど継続的な支援が必要である。

「防災だけ」ではなく「防災にも」強いまちづくりを行っていくことが今後の地域防災を進めていくうえで重要になる。日常に何げなく取り入れ、まちの魅力や日常生活と防災が両立することが望まれる。地域のイベントに防災を組み込むことや、また観光として防災を取り込むなど人々が関わりやすくなる工夫が必要である。

本調査は平成29年度岩手県県民協働型評価推進事業の助成を受けて実施した。調査実施にあたり、岩手県政策推進室、総合防災室、仙台市及び新潟県、岩手県の市町村防災担当者ならびに防災リーダーの皆様に御礼申し上げます。また、助言を頂きました国土防災技術（株）の皆様方に厚く謝意を表します。

参考文献：平成29年度岩手県県民協働型評価推進事業「地区防災計画制度の普及による地域防災力の強化方策の検討」(<http://www.pref.iwate.jp/seisaku/hyouka/kenmin/060577.html>)

日本自然災害学会東北支部役員（平成 30 年度）

支 部 長 風 間 基 樹 (東北大学・工)
幹 事 長 河 井 正 (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・理工)
村 山 良 之 (山形大学・教育)
山 本 英 和 (岩手大学・理工)
千 葉 則 行 (東北工業大学・工)
中 村 晋 (日本大学・工)
佐 藤 健 (東北大学・災害研)
会計監査員 飯 藤 將 之 (仙台高等専門学校)

平成 31 年 3 月 1 日 発行

東北地域災害科学研究 第 55 卷
(平成 30 年度)

編 集 者 自然災害研究協議会東北地区部会
部 会 長 風 間 基 樹
日本自然災害学会東北支部
支 部 長 風 間 基 樹

発 行 者 東北大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
センターラン 今 村 文 彦
〒 980-8572 仙台市青葉区荒巻字青葉 468-1
TEL 022 (752) 2099

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