Volume 61 March, 2025

東北地域災害科学研究

第61巻 令和7年3月

論説	頁
1894 年庄内地震直後の地域刊行物-「山形県震水災概況」を中心に- 鏡味洋史・水田敏彦	1
1964 年新潟地震による庄内地方の被害-鶴岡市と酒田市で刊行された報告書- … 水田敏彦・鏡味洋史	$\overline{7}$
地震時の応答波形を用いた簡易的な木造住宅の固有周期の推定に関する検討 田口真衣・寺本尚史	13
機械学習による東北地方の地震の即時スペクトル予測 大野 晋	17
気象庁五所川原市栄町観測点の地下構造推定 片岡俊一	23
干渉 SAR による岩木山西側斜面の変位と追子森断層 道家涼介・黒澤英樹	29
モホの深さを可変にした震源決定の試み	35
令和6年能登半島地震における高岡市伏木地区の液状化被害と地盤特性… 三浦篤史・三辻和弥・小國惇浩	41
2024 年能登半島地震による能登北岸の隆起海岸における津波について 松冨英夫・鎌滝孝信	47
山形県および秋田県沿岸から報告されているイベント堆積物の成因	
鎌滝孝信・角田海斗・和田凌汰・藤木利之・植松暁彦・相原淳一・齋藤龍真・駒木野智寛	53
気候モデル d4PDF 気象場より得られた潮位・波浪推算値の累積確率特性について	
佐々木幹夫・南 将人	59
2018 年西日本豪雨の被災地域における地名と災害リスクとの関連性 城田芽美・鎌滝孝信	65
2023 年秋田豪雨における秋田市駅東地区の被害について	71
2024 年 7 月の梅雨前線豪雨による人的被害発生場所の特徴 牛山素行・本間基寛・向井利明	77
令和6年7月下旬に発生した山形県北部豪雨災害について	
・岩田尚能・加々島慎一・石垣和恵・八木浩司	83
令和6年7月山形県豪雨における建物・構造物の被害について	
	89
津軽平野の上位沖積面に認められる洪水堆積物について 堂元礼比古・梅田浩司	95
馬場目川における河床変動に関する検討山田晃平・齋藤憲寿・渡辺一也	101
米代川の河口部における塩水遡上について 山﨑 諒・齋藤憲寿・渡辺一也	105
等圧効果を利用した通気工法外壁の風荷重低減の試み 植松 康・細川敬士郎	111
円弧型独立上屋の構造骨組用風力係数に関する検討藤沢優輝・丁 威・植松 康	117
着床式洋上風力発電施設とコンテナの衝突に関する検討	123
富山での自動車を利用した津波避難方式の構築に向けて-東北地方の事例を参考に-	
沼澤蓮音・藤下龍澄・呉 修一	129
メッシュ別人口分布の津波安全性評価のための最適避難モデル 佐藤千仁・堀合紳弥・奥村 誠	135
モバイル空間統計に基づく災害後外部支援者の実効滞在時間の計算方法	
澤村悠里・奥村 誠・山口裕通	141
降積雪期における歩行者への追従を考慮した津波避難車両交通シミュレーション	
	147

文部科学省研究開発局 自然災害研究協議会東北地区部会 日本自然災害学会東北支部 東北地区自然災害資料センター

Tohoku Journal of Natural Disaster Science

Volume 61

March, 2025

ARTICLES

Local Publications Issued Just After the 1894 Schonai Earthquake:	
Focusing on the Book of "Overview of the Earthquake and Flood in Yamagata Prefecture"	
Hiroshi KAGAMI and Toshihiko MIZUTA	1
A Study of Earthquake Damage in Shonai District Caused by the 1964 Niigata Earthquake	
– Reports Published in Tsuruoka and Sakata Cities – Toshihiko MIZUTA and Hiroshi KAGAMI	7
Simple Estimation of the Natural Periods of Wooden Houses Using Seismic Response Waveforms	
from Dynamic Analysis Mai TAGUCHI, Naofumi TERAMOTO	13
Realtime Prediction of Strong-Motion Spectra Using Machine Learning for Tohoku Region Susumu OHNO	17
Estimating Sub-Soil Structure at JMA Goshogawara Sakaemachi Station, Aomori, Japan Shunichi KATAOKA	23
Displacement of the Western Flank of Mt. Iwaki by InSAR and Its Relationship to the Okkomori Fault	
Rvosuke DOKE and Hideki KUROSAWA	29
An Attempt to Determine Earthquake Location Using Variable Moho Depths	35
Liquefaction Damage and Dynamic Soil Properties in Fushiki. Takaoka City by the 2024 Noto Peninsula Earthquake	
Atsushi MIURA, Kazuva MITSUJI, Atsuhiro OGUNI	41
Tsunami on the Northern Coast of Noto Peninsula, Uplifted by the 2024 Noto Peninsula Earthquake	
Hideo MATSUTOMI and Takanobu KAMATAKI	47
A Study on the Origin of Event Deposits in the Coastal Areas of Yamagata and Akita Prefectures	
the Eastern Margin of Japan Sea Takanobu KAMATAKI Mikuto SUMIDA Rvota WADA	
Toshiyuki FILIKI Akihika UEMATSIL Jyun, ichi AHARA, Ryuma SAITO and Tomohiro KOMAGINO	53
Cumulative Probability Characteristics of Tide and Wave Estimates Obtained	00
from the Climate Model d4PDF Weather Field Mikie SASAKI and Masete MINAMI	59
Polotionships Botwan Diago Namos and Natural Disastar Bick in Araga Affected by the 2018	00
Wastern Lopen Taken Annes and Natural Disaster Misk in Areas Antester Up the 2010 Wastern Lopen Taken Anne Shi Pata and Takenabu KAMATAKI	65
Western Sapan formula hannan	00
Damage at Ekito District of Akita Oity in the 2025 Akita Torrential Raman	71
Characteristics of Human Costality Locations Due to Heavy Rainfell Disaster Council by Boilt Frank in July 2024	11
Matanuki ISHIVAMA Matahira HONMA and Tachiaki MIKAL	77
Havy Rainfall Disastar in Lata July 2024 in the Northern Part of Vanagata Prefecture	
Isaa MOTOVAMA Kaguya MITSUII Makata KIIMAGAI Vashimiki MIRAVAMA Tamag HASHIMOTO	
Macanawi SATO Naarashi WATA Shinyishi KACASHIMA Karja ISHICAKI and Hinashi VACI	60
Masanati Dario, Navyosini twara, Sini tem Kacasiniwa, Kazde isini Ada Buroani I Ada	00
on July 2024 Repute to free to	80
blocd Depresits in the Linner Allurial Depresits of the Taugam Blain	05
Flood Deposits in the Opper Anaviar Deposits of the Esugard Flam. Akiniko DOMOTO, Koji OMEDA	90
Kohai WAMADA Nowitagi SAITO and Kamura WATANADE	101
Study on Soline Water Dup Ha et Vaneshine Divar Mauth Heing Numerical Simulation	101
Study on Same water Kun-Op at Toneshiro Kiver Mouth Using Numericali Smutation	105
An Attempt to Deduce Wind Loads on Ventilated Extension Wall Systems Using Descente Equalization	105
An Attempt to reduce while Loads on ventilated Exterior wan Systems Using Pressure Equalization	111
Yasushi UEMAISU and Kejjiro HOSOKAWA	111
Discussion of Wind Force Coefficients for the Main Wind Force Resisting System of a Vaulted Free Roof	1177
Yuuki FUJISAWA, wei DING, Yasushi UEMAISU	117
Study on Impact of Wind Turbine and Container by Tsunami	
Tsubasa IKEGAYA, Noritoshi SAITO and Kazuya WATANABE	123
Development of a Tsunami Evacuation System Using Vehicles in Toyama Based on Precedent Projects in Tohoku Kegion	100
Hasune NUMAZAWA, Ryuto FUJISHITA and Shuichi KURE	129
Mesh-Based Optimal Evacuation Model for Safety Evaluation of Tsunami Evacuation	
Kazuto SATO, Shin-ya HORIAI and Makoto OKUMURA	135
A Method for Calculating the Effective Time Spent by External Supporters After a Disaster Based on Mobile	
Spatial Statistics	141
Tsunami Evacuation Vehicle Traffic Simulation Considering Pedestrian Following During in Snowfall	- ·-
and Snowy Season Shin-ya HORIAL and Makota OKUMURA	1/17

Tohoku Research Group for Natural Disaster Science

1894年庄内地震直後の地域刊行物

- 「山形県震水災概況」を中心に--*

北海道大学 鏡味 洋史

秋田大学地域防災減災総合研究センター 水田 敏彦

1. はじめに

1894 年庄内地震は山形県庄内地方に死者 726 名,全壊家屋 3858 棟などの多大の被害を生じた M=7.0 の内陸地震で,1891 年濃尾地震を契機に発足した震災予防調査会にとって最初の大地震であり,震災予防調査会報告に多くの被害調査報告がなされている。同時に地震に関する地域刊行物も多く残されている。本論では,これらの地域刊行物を概観する。1894 年の山形県では水害にも見舞われておりそれらを含む「山形県震水災概況」について内容を紹介する。

2. 1894 年庄内地震の直後に発刊された地域刊行物

筆者らは、この地震について被害調査に関する文献調査を進めるにあたり文献収集を行い地 震の直後に地元で5冊の刊行物が出版されていることを示している¹⁾。

以下に,出版日の順に並べ比較する。これらの書籍は国会図書館デジタルコレクションに収 録されており閲覧複写して利用した。

- ① 太田文輔: 荘内震災録²⁾
- ② 鶴廼舎主人述菅原教敏編輯:東西田川飽海三郡甲午大地震記³⁾
- ③ 両羽震災取調所編纂日向源吉編:悲愴惨憺両羽地震誌⁴⁾
- ④ 佐藤多治郎: 荘内明治震災録 5)
- ⑤ 渡辺九十九:山形県震水災概況⁶⁾

3. 先行研究

これらの地域刊行物を扱った先行研究を参照しておく。岸上⁷⁾は 1968 年に庄内の文献調査 を行っており地震研究所彙報に報告している。地域刊行物の③と②を取上げ,被害について詳 細に記載されているが,被害統計は途中の段階のものである事を指摘している。

北原⁸⁾は「災害と写真メディア」で庄内地震を取上げ,黎明期の写真,それらを補う挿絵が どう取り扱われたかに着目し議論している。その中で,地域刊行物の②,④を取上げている。

*Local publications issued just after the 1894 Schonai earthquake: Focusing on the book of "Overview of the earthquake and flood in Yamagata prefecture" by Hiroshi Kagami and Toshihiko Mizuta

4. 地方出版物の概要

5 冊の刊行物について,著者,特徴について述べる。著者については,経歴等を国会図書館 デジタルコレクションで同時代の人名録などの文献を検索し参照した。《 》内に著者の注を 記す。

① 荘内震災録²⁾

11 月 12 日の発行で地震後 3 週間で山形の出版社より刊行されている。著者の太田文輔は 1881・1899年に山形新聞の仮編集長であり山形市香澄町在住であったことが判明した。新聞関 係者であったためか,いち早く新聞記事等をまとめた内容で挿絵の引用,被害統計を含む。3 銭 で市販されており,新聞のダイジェスト版としての需要があったものと思われる。

②東西田川飽海三郡甲午大地震記³⁾

鶴廼舎《つるのや》の主人の口述を菅原教敏が活字に起こしている。奥付には編輯兼発行人 として鶴岡町の菅原教敏の名が掲げられているが,経歴などは鶴廼舎主人を含め分らなかった。 和綴本で見出しが付けられ,小話の集合体として口語体で綴られ挿絵,被害統計を含め著者の 書下ろしで再編されている。16頁の冊子で定価の表示はない。

③悲愴惨憺両羽地震誌 4)

著者は「両羽震災取調所」編纂,「東京 今村次郎」助纂となっており,今村次郎は当時の速 記者(1868-1937)として編纂に関わったと思われる。編輯兼発行者は鶴岡の日向源吉となって いる。山形県荘内実業家伝⁹⁾に書籍商として日向源吉が掲げられている。1868年生まれで小学 校教員を経て 1890 年鶴岡で書籍商を営んでいる。各種の情報を集大成したもので 159 頁と大 部で 65 銭の定価が付けられている。

④荘内明治震災録

著者の佐藤多治郎は、1913 年発行の山形県之自治¹⁰ に東田川郡藤島村《現:鶴岡市》収入 役とある、地震当時の役職等は分からないが村政に関わっていたものと推察される。本書は翌 年2月に発刊されている。冒頭頁の「凡例」では『本書編述の要旨は汎く販売を目的とするに 非ずして只知己有志間に頒布し以て将来の参考に資するにあり、故に事実は実地見聞する処と 其筋の調査を主とし以て正確を期せり』と述べている。第1章:地震とは何ぞや、第2章:古 来出羽の大地震、第3章:庄内大地震前の情況、第4章第地震当時の情況、第5章:大地震后 の有様、第6章:将来家屋の構造法、第7-9章:飽海・東田川・西田川各町村の被害、からな る。

⑤山形県震水災概況⁶⁾

著者の渡辺九十九(1852~1909)は荘内日報社「郷土の先人・先覚250」¹¹⁾によると,政治家であり1889~1901まで飽海郡南平田村長の後,郡会議員,県会議意を歴任した。当時鉄道のなかった酒田への鉄道敷設運動にも情熱を傾け,地方史の編纂などを行っている。公的資料の集大成を行ったもので詳細な統計資料,各種の請願関連の資料等も掲載している。出版は翌1895年2月であり非売品としている。

山形県では同年地震のみならず、5月の山形大火、8月の飽海郡の水害さらに12月には最上 川の中上流部の水害に見舞われており、それらを含めた記録となっている。次章では本書の詳 細について述べる。 表1に5冊の地域刊行物を比較して示す。

文献	$(1)^{2)}$	$(2)^{3)}$	$(3^{4)}$	$(4)^{5)}$	$(5)^{6)}$
題名	荘内震災録	東西田川飽海三郡	悲愴惨憺	荘内	山形県
		甲午大地震記	両羽地震誌	明治震災録	震水災概況
発行日	11/12	12/20	12/30	翌年 2/15	2/18
発行所	山形市	鶴岡町	鶴岡町	山形市	飽海郡南平田村
著者	太田文輔	鶴廼舎主人述	両羽震災取調所	佐藤多治郎	渡辺九十九
		菅原教敏編輯	編纂日向源吉編		
頁	16	53	159	48	202
価格	3 銭	—	65 銭	非売品	非売品
特徴	新聞記事のダ	書下ろし	集大成	知己に頒布	公的資料集大成
	イジェスト				【含水火災】

表1 直後に発刊された地域刊行物の比較

5. 山形県震水災概況

5.1 目次と概要

『山形県震水災概況』⁶⁾の目次と内容を以下に示す。

·明治 27 年山形県震災概況

まず「荘内震災義捐金募集の檄」を引用し被害概要を述べている。漢語が多用されている格 調高い文章である。本文では本年の県下の災害について5月の山形市の大火で2359焼失,8月 の飽海郡の暴雨:鳥海山欠,月光,日向川氾濫,12月の最上郡の水害について述べている。山 形は東京より遠く鉄道の便なし,戦争《日清戦争》で国庫・民間の義捐金は少ない飽海郡では 水害の後の地震で被害大であることを訴えている。被害概要として:全潰3773,半潰2440,大 破8667,死者731,負傷966,斃牛馬400,公共復旧費概算:70万円をあげている。

·山形県震災被害一覧表

市町村別の詳細な被害一覧表が掲載されている。飽海郡は酒田町,松籟町外25村,東田川郡 は18村,西田川郡は4村を横欄に,縦欄は全戸数,全焼・全潰・半潰・破壊を(家屋・官公署・ 学校・社寺・倉庫類・小計)別に,死亡者・負傷者を(男・女・計)別に,斃牛馬を掲げた大 判の一覧表である。

·震災物件及価格概算表

前掲の3郡町村に各河川水利組合を加えた単位で集計している。集計項目は種別【箇所数と 損害額】で田・畑・山林原野・道路・橋梁・樋管溜池・堤防・溝渠用水路・学校・神社・寺院 堂塔仏閣である。

山形市外拾郡一市水災被害物件調査票

水災被害の郡別一覧表で死傷・建造物・耕地・山林・橋梁・堤防・道路・船舶の被害一覧で あり、山形市は堤防に若干の被害があるのみである。飽海郡はこの表に入っておらず、次表に 別途掲げられている。

· 飽海郡月光日向川両河水災物件及損害概算表

8月の飽海郡月光日向両河川の水害については別途この表にまとめている。死者22人,建物 流失51・浸水1212戸等が件数と被害額が記載されている。この8月の水害では最上郡でも被 害を受けているが12月の水害による被害との分離が難しいので算入していないとの注釈があ る。

·明治 27 年 5 月 26 日山形市焼失財産統計表

焼失建物個数 2359 (家屋 1128, 土蔵 347, 小屋 884)の山形市 17 町別の被害額一覧が掲げられている。

· 震災復旧工事設計予算表

震災復旧工事設計の予算表であるが水災による分も含めている。12月の南村山郡他7郡の水 害分は含まれていない。

·尋常小学校舎建築復旧費及経常費予算表

当時各町村に1校づつあった尋常小学校の統計表である。

· 震災被害地国税並町村税水利費比較表

各町村別の一覧表であるり、国税・県税・町村税・普通水利及水害予防組合費の一覧表である。

・上野村 内相 済民書

三郡震災救済委員連署の嘆願書であり、以下3件の嘆願が続く。

・国税特別処分法を制定し山形県震災地飽海東西田川三郡罹災民を救済せられん事を請うの書

・酒田私設鉄道利子補給に関する請願

・最上川治水の儀に付請願

5.2 付図:山形県震水災概図

付図は山形県震水災概図と題し、河川を詳細に記した山形県全図に水災の範囲(月光川・日 向川)、(最上川支流鮭川)、(最上川中・上流)と庄内地震の劇震地(飽海郡酒田周辺・東西田 川郡の一部)が詳細に記されている。国会図書館デジタルコレクションでは4分割し収録され ている。これらをコピーし繋ぎ合わせて図1に示す。原図は横長の地図で東を上に山形県全体 が収められているが、90度右に回転し上方が北になるようにし見やすくして示した。文字が横 向きになり、縮小したため文字が判別しにくいので主要な地名を加筆した。また、震災・水災 の範囲・時期を着色して示す。

欄外に酒田の市街図が掲げられ地震による焼失区域が記されているが不鮮明である。酒田の 地図については,①荘内震災録²⁾にも同様な地図が示されているが,道路は単線で描かれてお り別物である。出典は記されていないが直後の新聞記事によるものと推察される。震災予防調 査会報告の中村・辰野の報告¹²⁾の付図「酒田震災一覧」が欄外の図に類似しており簡略化した ものと思われる。なお,北原⁸⁾によるとこの図の原典は酒田市立光丘文庫所蔵の図幅を引用し たものとしている。

4



図1 山形県震水災概況の付図に加筆(原図は上面が東,90度右回転表示)

6. まとめ

本論では、1894 年庄内地震の直後に地元で出版された地震および災害に関する地域刊行物 5 冊について紹介し比較した。地震発生 3 週間で新聞記事などの情報を取り纏めたものから、多 くの情報を取り纏め翌年に発刊された大部なものまである。本論では水害など他の災害を含む 「山形県震水災概況」に着目して内容を紹介した。5 月の山形市の大火、8 月の飽海郡の水害そ して 12 月の最上川中上流部の水害も含めて詳述されている。飽海郡では 8 月の水害の被災域 が 10 月の地震の劇震域と重なっており、災害を大きくしている。

2024 年 8 月 25 日の庄内地方の水害では、鳥海山麓を流れる月光川、日向川の名前が報じられた。130 年前の庄内地震の直前に同河川の水害があったことは特筆に値する。

文献

- 水田敏彦・鏡味洋史:1894.10.22 庄内地震の被害調査報告および関連資料の文献調査,日本建築学会技術報告集,17-35,407-710,2011.2.
- 2) 太田文輔: 荘内震災録: 17pp, 1894.11.
- 3) 鶴廼舎主人述菅原敬敏編輯:東西田川飽海三郡甲午大地震記, 53pp, 1894.12.
- 4) 両羽震災取調所編纂日向源吉編:悲愴惨憺両羽地震誌, 159pp, 1894.12.
- 5) 佐藤多治郎: 荘内明治震災録, 48pp, 1895.2.
- 6) 渡辺九十九:山形県震水災概況, 202pp, 1985.2.
- 7) 岸上冬彦: 1894年の庄内地震の研究, 東京大学地震研究所彙報, 39, 227-233, 1958.
- 8) 北原糸子:災害と写真メディア-1894 庄内地震のケーススタディー,神奈川大学 21 世紀 COE プログラム研究推進会議調査研究資料1「環境と景観の資料化と体系化に向けて」,71-126,2004.12.
- 9) 高田可恒編:山形県荘内実業家伝,実業之荘内社,153p,1911.2.
- 10) 船山耕作:山形県之自治,藤島村, 187p, 1913.9.
- 11) 須藤良弘:渡辺九十九,荘内日報社:郷土の先人・先覚 250, 1991.8 掲載 郷土の先人・先覚 250 《渡辺九十九》 | 荘内日報(2025.1.11 閲覧)
- 12) 中村達太郎・辰野金吾:山形県震災被害調査報告,震災予防調査会報告,7,15-30,1895.12.

1964年新潟地震による庄内地方の被害

- 鶴岡市と酒田市で刊行された報告書-*

秋田大学地域防災減災総合研究センター 水田 敏彦 北海道大学 鏡味 洋史

1. はじめに

1964 年(昭和 39 年)新潟地震は新潟県沖で発生した M7.5 の地震であり、被害は新潟県を 中心として隣県の山形県や福島県などにおよんでいる。筆者らは新潟地震の新潟県以外で発生 した広域の被害全般について文献調査を通じて被害の実態を明らかにしてきた^{例えば1)}。また, 庄内地方について地方新聞の記事を収集し被害状況を整理した²⁾。この地震は新潟地震と命名 されているが、山形県庄内地方は新潟に次ぐ被害に見舞われており、特に鶴岡市や酒田市では 詳細な被害報告がなされている^{3),4)}。本論では,鶴岡市と酒田市で刊行された報告書に着目 し文献調査を行い、両報告書を比較し被害の詳細を追う。

2. 庄内地方の被害の概要

傷

순

壞

36

26 178

4761168

¥ 床

壞

7

230

57

696

死

6 36 298

2

9 67

12

[日

市

町

余目町

酒田市 1 19116

遊佐町

鶴岡市

温海町

計

1964 年新潟地震における庄内地方の被害は気象庁技術報告5)に山形県の市町村別被害一覧 表が掲げられており、庄内地方のみ選び簡略化して表1に示す。被害は鶴岡市が最も多く死者 6, 負傷者 36, 住家全壊 298 等となっている。酒田市の被害は死者 1, 負傷者 19, 住家全壊 116 等であった。また、図1は震度分布図である。日本被害地震総覧⁶⁾による等震度線(VI,V)

現在

鉄

動

道

被

害

1

1

3

5

10

道

陷

被

害

1

8

13

6

144

116

破線は市町村界

と庄内地方の当時の市町村を併せて示している。 庄内地方については全域が震度Vの範囲に位置す る。なお、鶴岡の震度VIは当時の委託観測点で日 本被害地震総覧⁶⁾に掲載の等震度線はこれを基に しているが、気象庁震度データベース7)では鶴岡 の震度VIは採用されていない。



v

衣」 1964 年新潟地震による圧灼地力の	ह 1	1964	年新潟地震	によ	る庄	内地方	の被害
-----------------------	----------------	------	-------	----	----	-----	-----

E

浸

水

16

16

床

下

浸

水

23

23

部

破

捐

1306

8428

2093

14689

1055

27571

*A Study of earthquake damage in Shonai district caused by the 1964 Niigata Earthquake

-Reports published in Tsuruoka and Sakata cities - by Toshihiko Mizuta and Hiroshi Kagami

3. 鶴岡市と酒田市の比較と市域の変遷

鶴岡市と酒田市は共に山形県の庄内地方を代表 する街である。両都市を比較し表2に示す。また, 鶴岡・酒田市域の変遷を図2に示す。

鶴岡市は 1924 年 (大正 3 年) 鶴岡町が市制施行 により鶴岡市となり,その後,1953 年 (昭和 28 年)町村合併促進法の施行を経て,京田村,栄村, 大泉村,湯田川村,田川村,豊浦村,上郷村,加 茂町,大山町を合併し新潟地震当時,人口は約 9 万 6 千人 (※1965 年国勢調査による),面積は 234km² であった。さらに,平成の大合併により 2005 年 (平成 17 年) 鶴岡市,藤島町,羽黒町, 櫛引町,朝日村,温海町が新設合併して,2024 年 現在の人口は約 11 万 7 千人で山形県では 2 番目, 面積は 1,312 km² となり東北では一番広い市とな っている。

酒田市は 1933 年(昭和8年)酒田町が市制施行 により酒田市となり, 1963 年(昭和38年)まで に飛鳥村,西荒瀬村,東平田村,北平田村,中平 田村,上田村,本楯村,南遊佐村を合併し,地震 当時の人口は約9万6千人(※1965年国勢調査に よる),面積は 171km²であった。また,酒田測候 所が 1937年(昭和12年)に開設されていた。さ



図2 鶴岡・酒田市域の変遷 (背景地図は1962 年発行1/20 万地勢図)

らに平成の合併により八幡町,松山町,平田町を新設合併し,2024年現在の人口は約9万5千人,面積は602 km²となっている。

	1	
項目	鶴岡市[備考]	酒田市[備考]
市制施行	1925年(大正13年)	1933年(昭和8年)
人口 (1965年)	95,615 人	95,982 人
地震前の合併	京田村、栄村、大泉村、湯田川村、田川	飛鳥村(1950年)、西荒瀬村、東平田村、
	村、豊浦村、上郷村、加茂町(1955年)、	北平田村、中平田村、上田村、本楯村、
	大山町(1963年)[面積 234km ²]	南遊佐村(1954年)[面積 171km ²]
地震後の合併	藤島町、羽黒町、櫛引町、朝日村、	八幡町、松山町、平田町(2005年)
	温海町(2005年)	[面積 602 km ² 、2024 年人口約 9 万 5 千人]
	[面積 1,312 km ² 、2024 年人口約 11 万 7 千人]	
県出先機関(1964年)	田川地方事務所 [馬場町]	飽海地方事務所 [秋田町]
同現在(2024年)	庄内総合支庁	[三川町]
測候所	アメダス観測所(1976 年~)	酒田測候所(1937年~2009年)
図書館	鶴岡市立図書館	酒田市立図書館 光丘文庫
新聞		
荘内日報(1946年~)	本社	支社
山形新聞(1876年~)	支社	支社

表2 鶴岡市と酒田市の比較

4. 鶴岡市と酒田市で刊行された報告書

1964 年新潟地震に関する庄内地方 における行政の報告として, 鶴岡市が まとめた『新潟地震の記録(鶴岡市を 中心として)』³⁾と酒田市がまとめた 『新潟地震酒田市災害記録』⁴⁾がある。 図3と図4に表紙と本文の例を示す。 また, 鶴岡市と酒田市で刊行された報 告書を比較し表3に示す。

鶴岡市の報告³⁾は鶴岡市新潟地震災 害対策本部が編集し地震発生翌年の 1965年3月に刊行されている。本書は 本文3編とはしがき・付録・あとがき の計176頁よりなる。鶴岡市長による 「はしがき」によると、「このたびの地

震は関東大震災に次ぐ大地震である」 「当地方としては明治 27 年(※1894 年庄内地震)以来の事」とし、「今回の 震災を今後に対する教訓として反省し ながら、その問題点をとえりあげよう と試みたものである」とあり、本書の 刊行の経緯が述べられている。第1編 「地震発生の状況と被害及びその対策」 では地震発生の状況,被害の実態、対 策と復旧の状況がまとめられている。 地震を感じた人々の 19 名の体験記が



図4 新潟地震酒田市災害記録(左:表紙 右:本文の例)

掲載されており第5章で述べる。第2編「地震の解明と分析」では日本及びその附近の地震活動の概況や庄内地域付近に起こった地震,新潟地震の地質学的考察など,第3編では「問題点 と今後の課題」がまとまられている。鶴岡市は酒田測候所の資料を用いずに気象庁の資料を使 用し,東京大学地震研究所の村井勇教授に校閲を依頼している。

酒田市の報告⁴⁾ は酒田市総務課が編集し地震発生から2年後の1966年3月に刊行されてい る。本書は本文2編とはしがき・記録写真・付録・あとがきの計76頁よりなる。酒田市長によ る「はしがき」によると、「地震のように多角的な被害をもたらすものについては、できるだけ 詳細な記録が欲しい」とし、「過去の記録を参考にして、被害の拡大を防ぐ(中略)今後の指針 ともなれば」と述べられている。第1編「地震発生と被害復旧状況」では地震の発生状況と被 害の実態と復旧が詳細にまとめられている。酒田市は測候所があり酒田測候所の記録を用いて いる。第2編「地震の印象と記録」では地震を感じた人々の8名の体験記が掲載されており第 5章で述べる。

		河口士
- 項目	鶴岡巾	酒田市
書名	新潟地震の記録(鶴岡市を中心として)	新潟地震酒田市災害記録
発行年月日, 頁数	1965年3月20日,176頁	1966年3月1日,76頁
編集・発行者	鶴岡市新潟地震災害対策本部・鶴岡市長	酒田市総務課・小山孫次郎(※酒田市長)
はじめに	足立市長:明治27年以来の地震,将来の	小山市長:できるだけ詳細な記録,今後
	資料,元中学校長高橋氏に委嘱	の指針
あとがき	鶴岡市新潟地震災害対策本部嘱託高橋静	資料は膨大で一部を削除,酒田市の災害
	夫:鶴岡市を中心とした地震記録の蒐	の数的なまとめと写真記録・作文を掲載
	集・編集、東大地震研村井勇教授の校閲	
地震の発生状況	気象庁の資料	酒田測候所の資料
被害実態と復旧	84頁, 12地区別被害統計表	59 頁, 13 地区別被害統計表
体験記	19 名 (粟島 2, 温海温泉 1, 鼠ヶ関 1, 飛島	8名(浜中小学校長1,第二中学校長1,西
	1, 鶴岡消防本部望楼見張番 1, 酒田測候所	平田小児童 1,第三中生徒 1,宮野浦 2,と
	検測係1,大山小児童3,西郷小児童4,西郷	びしま船長 1, 第三中付近母子寮 1)
	中生徒 3, 西郷小校長 1, 大山小校長 1)	
被害地図	5万分1地形図:2枚(土木・農林関係被	市域全図:9枚(住家・非住家,社会福祉・
	害図,住家・非住家の全潰・半潰分布図)	衛生施設,農業,土木,小中学校,社会教育
		施設,水道,港湾,河川)
その他	地震の解明と分析: 49 頁	
	問題点と今後の課題:14頁	

表3 鶴岡市と酒田市の報告書の比較

5. 地震体験記から読み解く庄内地方での新潟地震

鶴岡市と酒田市の報告書^{3),4)}には被害の状況や人的被害の惨状を詳細に記載した計 27 名の 体験記が収録されており,断片的ながら学術論文や他の報告書に見られない内容を含んでいる。 本論では収録されている新潟地震の体験記に着目し内容を紹介する。

鶴岡市で刊行された報告書³⁾については,第1編1章3節に「地震を感じた人々の印象」 として,表題が付けられ,小中学生には学校名・学年・氏名が記載され,以下に示す19名の体 験記がある。体験者は丸数字で区別して示す。

- (1)①粟島釜谷において
- (2) ②粟島内浦において
- (3) ③温海温泉について
- (4) ④ 鼠ヶ関に於いて
- (5) ⑤飛島の潜水夫の話
- (6)⑥鶴岡消防本部望楼見張当番の話
- (7) ⑦酒田測候所検測係の話
- (8) 学童の作文から
 - ⑧おそろしかった地震(大山小1年)
 - ⑩新潟地震(大山小6年)
 - 12じしん(西郷小4年)
 - ⑭新潟地震(西郷小6年)
 - ⑥恐ろしかった地震(西郷中2年)
- (9) 教師の記録から

18無題(西郷小校長)

⑪一瞬の出来事(西郷中3年)

⑨地震(大山小5年)

(1)じしん(西郷小3年)

13おそろしかつたじしん(西郷小5年)

①56月16日の思い出(西郷中1年)

19無題(大山小学校長)

酒田市で刊行された報告書⁴⁾については第2編1章に「地震の印象」として、3項目を挙げ、 表題が付けられ、小中学生には学校名・学年・氏名が記載され、以下に示す8名の体験記がある。 体験者は丸数字で区別して示す。

(1)教師の記録から

⑩港内に浅瀬(浜中小学校長)
⑪音を立てて落ちる棟瓦(第二中学校長)
(2)作文集から

②ふくれ上がる田圃(西平田小6年)③軽くゆれる大地(第三中3年)(3) 地震の恐怖を語る

御次々におこる地割れ(宮野浦住民A)
 ⑤地盤が沈下(宮野浦住民B)

このスクリューに異変(とびしま船長)
の恐ろしさでいっぱい(第三中付近母子寮)

学校での体験記が多く,鶴岡市の報告³⁾では12/19名(63%),酒田市の報告⁴⁾では4/9名(44%) で,種別は小学校長3名,中学校長1名,小学生8名,中学生の4名である。また,鶴岡市の 報告³⁾には①②新潟県粟島,温海町③温海温泉④鼠ヶ関,⑤酒田市飛島,⑦酒田測候所といっ た鶴岡市以外の記事が6/19名(32%)見られる。体験記を居場所ごとに整理して図5に示す。 併せて主な内容を吹き出しで引用して示す。



図5 鶴岡市と酒田市の報告書^{3),4)}に掲載の体験記の例(背景地図は1962年発行1/20万地勢図)

6. まとめ

1964年新潟地震に関して、鶴岡市と酒田市で刊行された報告書を紹介し比較した。庄内地方 は新潟に次ぐ被害に見舞われ、直後の被害調査報告、学術論文には見られない体験記が多く残 されている。江戸時代庄内地方は庄内藩で、その後、明治時代廃藩置県の過渡期(酒田県・鶴 岡県)を経るといった強い地域性がある。隣接した都市で別々に刊行された詳細な報告書が残 されている例は他に余りないと思われる。酒田市の地元の気象台資料に対して、鶴岡市ではこ れを利用せず気象庁の資料を用いている。体験談では鶴岡市は市域に限定せず酒田市や他地域 を含むなど広域を意識しているなど、各都市のこだわりを垣間見ることができた。両都市の歴 史的背景を踏まえた比較論は今後の課題としたい。

参考文献

- 水田敏彦・鏡味洋史:1964年新潟地震による新潟県以外の被害に関する広域的考察,日本建築学会 技術報告集,28,69,pp.1072-1077,2022.
- 2) 水田敏彦:1964 年新潟地震の庄内平野における被害に関する文献調査,日本建築学会大会学術講演 梗概集(北海道), pp.13-14, 2022.
- 3) 鶴岡市:新潟地震の記録(鶴岡市を中心として), 176pp, 1965.
- 4) 酒田市:新潟地震酒田市災害記録, 76pp, 1966.
- 5) 気象庁:昭和 39 年 6 月 16 日新潟地震調査報告,気象庁技術報告,43,230pp,1965.
- 6) 宇佐美龍夫ほか4名:日本被害地震総覧,東京大学出版会, pp.394-400, 2013.
- 7) 気象庁震度データベース検索: https://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/index.html (2024.11.20 閲覧)

地震時の応答波形を用いた簡易的な木造住宅の固有周期の推定に

関する検討*

秋田工業高等専門学校 田口 真衣, 寺本 尚史

1. はじめに

現在日本では、地震時に建物の応答データを用いてリアルタイムに損傷評価を行うヘルスモ ニタリングの導入が進んでいる。損傷評価を行うにあたって、固有周期や減衰定数などを同定 するモーダルパラメータ同定と剛性や減衰係数などを同定する物理パラメータ同定などのシス テム同定に関する研究¹¹²¹³⁾が多くなされており、建築物への導入が進められている。一方でコ スト面の問題から住宅のような低層建築物にはヘルスモニタリングが適用されておらず、地震 後の建物の損傷調査に時間を要している。本研究は、低層建築物を対象としたシンプルな損傷 推定手法の検討を行うものであり、一質点系の振動方程式と観測された波形のみから固有周期 を推定する手法を用いて、住宅を想定した一質点系の水平ばねモデル等の動的応答解析結果か ら固有周期を推定可能かどうかの検討を行う。

2. 振動方程式を用いた固有周期の推定手法

図1に示す一自由度系の水平ばねモデルの場合,ある時刻(iステップ)における振動方程式は 式(1)で表される。

$ma_i + cv_i + kx_i = ma_{0i}$ (1)

ここで, a は応答加速度, a₀ は入力加速度, v は応答速度, x は応答変位である。また, 建物の固有のパラメータとして m が質量, c が減衰係数, k が剛性である。ma の項は慣性, cv の項は減衰, kx の項は建物の復元力を表す。(1)式を質量 m で除すると(2)式となる。

$$a_i + \frac{c}{m}v_i + \frac{\kappa}{m}x_i = -a_{0i} \qquad (2)$$

ここで(3) 式と(4) 式をそれぞれ(2) 式に代入すると、(5) 式となる。

 $c=2hm\omega \qquad (3)$ $k=\omega^{2}m \qquad (4)$ $a_{i}+2h\omega v_{i}+\omega^{2}x_{i}=-a_{0i} \qquad (5)$



ここでhは減衰定数,ωは角速度である。この運動方程式の連続する3ステップ分を抜き出し 行列式に変換すると,(6)式のように表され,逆行列マトリクスを用いて式(7)のように変形でき る。

$$\begin{bmatrix} a_i & v_i & x_i \\ a_{i+1} & v_{i+1} & x_{i+1} \\ a_{i+2} & v_{i+2} & x_{i+2} \end{bmatrix} \begin{pmatrix} 1 \\ 2h\omega \\ \omega^2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -a_{0i} \\ -a_{0i+1} \\ -a_{0i+2} \end{pmatrix}$$
(6)

*Simple Estimation of the Natural Periods of Wooden Houses Using Seismic Response Waveforms from Dynamic Analysis by Mai Taguchi, Naofumi Teramoto

$$\begin{pmatrix} 1\\ 2h\omega\\ \omega^2 \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} a_i & v_i & x_i\\ a_{i+1} & v_{i+1} & x_{i+1}\\ a_{i+2} & v_{i+2} & x_{i+2} \end{bmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} -a_{0i}\\ -a_{0i+1}\\ -a_{0i+2} \end{pmatrix}$$
(7)

(7)式より,3ステップ分の入力加速度および応答加速度,速度,変位から減衰定数hおよび角 速度ωを求めることができ,このうちωから(8)式により固有周期Tを推定する。

$$T = \frac{2\pi}{\omega} \qquad (8)$$

また T の推定は(7)式の 3 ステップ分の h および ω が同じ値の場合のみ可能となる。そのため弾塑性応答の場合,剛性が時間ごとに変化するため正確な推定値を得られない事から,(7)式の右辺に入力する数値は,各ステップの応答値ではなく(9)式に示す各ステップの増分値を用いる。

 $\Delta a_i = a_i \cdot a_{i-1}$ $\Delta v_i = v_i \cdot v_{i-1}$ $\Delta x_i = x_i \cdot x_{i-1}$ $\Delta a_{0i} = a_{0i} \cdot a_{0i-1}$ (9)

3. 検証に用いた解析モデルの概要

推定には、一質点系の水平ばねモデ ル(図 1)および一層の木造住宅をモデ ル化した動的解析の結果を用いた。

水平ばねモデルの復元力特性は弾性 および弾塑性とし,弾塑性はバイリニ アとトリリニアの各モデルを用いた。 木造住宅モデルの解析には wallstat⁴⁾を 用い,サンプル住宅をもとに作成した 在来軸組構法の一層の住宅とした。モ デルの概要を図3に示す。なお,水平 ばねモデルの加振前の固有周期は0.5s とし,木造住宅モデルは弾性時の荷重 一変位関係の傾きから剛性を求め算出 した。加振後の固有周期はいずれのモ デルも荷重一変位関係のピークトゥー ピークの傾きから剛性を求め算出し た。入力波はいずれもJMA 神戸波とし た。



図3 木造モデルの概要

4. 検証方法

検証方法については、各モデルの動的応答解析結果から得られた前後3ステップ分の応答値

および入力加速度を(7)式右辺に代入し,得られた固有周期 T と実際の固有周期の値を比較する ことにより推定値を検証する。なお,応答値のうち応答速度 v および応答変位 x については, 応答解析で得た応答加速度 a を用いて平均加速度法における応答加速度と応答速度および応答 変位の関係から算出した。ただし,木造住宅モデルにおいては wallstat を用いた応答解析から 応答変位 x のデータのみ得ることができるため,応答速度 v および応答加速度 a は,応答変位 x を微分および二回微分したものを用いた。

3章で先述したように、この行列式のもととなる振動方程式では質量 m,減衰係数 c,剛性 k が同じ値の場合のみ推定が可能である。そのため、この行列式から得られる 1,2ho,ω²の 3 つ の推定値のうち、第一行の算出値が 1 から大きく外れた値になる場合、振動方程式の質量、減 衰係数、剛性が一定である仮定が成立していない事となり不適切なデータと判断できる。これ より、今回は得られた推定データを 1 の推定値が-1 から 3 の範囲のものに絞り、範囲外のデー タは除いたものを推定結果とした。

5. 検証結果

一質点系水平ばねモデル

水平ばねモデルの推定結果を図 4(a)~(c)に 示す。ここで,縦軸は構造物の固有周期の推 定値を表し,加振前および加振後の固有周期 も併せて示す。図 4(a)の弾性においては推定 値が加振前の値(初期固有周期)と一致した。 図 4(b)のバイリニア,図 4(c)のトリリニアにお いても、最大耐力を超える応答がある前は推 定値が初期固有周期と一致した。最大耐力を 超える応答が生じた時点より後では、バイリ ニアでは初期固有周期と加振後の固有周期の 間で変動を繰り返し、トリリニアは最大変位 後の推定値が加振後の固有周期よりも若干小 さい値で変動を繰り返した。これは,履歴ル ープの特性上,剛性が変わるタイミングで推 定値が大きく変動するためである。またトリ リニアの推定値が加振後の固有周期の値を下



回っているのは,図5に示すように,最大変位後の 図4 水平ばねモデルの推定結果 剛性(実線)が最大変位時の剛性(点線)よりも大きく

なっているためだと考えられる。バイリニアとトリリニアのいずれも,推定値が一定の値で上 下を繰り返しており剛性の変化を捉えることができた。

② 木造住宅モデル

木造住宅モデルの推定結果を図 6 に示す。ここで、図 6(a)は損傷が少ない応答(弾性)、同(b) は損傷が大きい応答(弾塑性)のものである。損傷が少ない応答は加振前の固有周期が 0.27s、加

振後の固有周期が 0.31s である。推定結果は多少の変 動が生じたが,比較的よく一致した。最大加振後(4 秒以降)の推定値を平均したところ 0.37s となり,加 振後の固有周期よりもやや大きい値となった。また 損傷が大きい応答は加振前の固有周期が 0.46s,加振 後の固有周期が 0.70s である。損傷が少ない応答に比 べて全般的に推定値が大きく変動しており,特に建 物に大きな損傷を受けた時点より後で,推定値が上 昇したのに加え変動幅が大きくなった。建物が損傷 を受けた事を推測することは可能だったものの,一



質点系水平ばねモデルのように推定値が一定にならず、グラフから固有周期を明確に判断する ことは困難であり、上下の仕方も複雑で剛性の変化をとらえきることができなかった。



6. まとめ

本研究では、一質点系の振動方程式と観測された波形から非常にシンプルに固有周期を推定 する手法を考案し、動的応答解析結果を用いて、固有周期を推定可能かどうかの検討を行った。 その結果、一質点系水平ばねモデルにおける推定は、弾性・弾塑性ともに比較的精度よく行う ことができた。一方で、木造住宅モデルでは、損傷が少ない応答は比較的良く推定できたが、損 傷の大きい応答は変動が大きく、グラフから明確に推定することは困難であった。今後は応答変位 が大きい時間を中心に荷重一変位関係1ループごとに対応する固有周期と照らし合わせるなどの確 認を行い細かく挙動を検討する。

参考文献

- 1) 鈴木悠,三田彰:少数の加速度センサを用いた出力のみによる建物の層間変形角推定手法,日本建築学会構造系論文集 第81巻, pp1062~1070(2016.7)
- 2) 吉本怜毅,三田彰:多入力多出力モデルに基づく建築構造パラメタのオンライン同定,日本建築学会構造系論文集 第574号, pp39~44(2003.12)
- 3) 濱本卓司,森田高市,勅使川原正臣:複数モードの固有振動数変化を用いた多層建築物の層損 傷検出,日本建築学会構造系論文集 第560号,pp93~100(2002.10)
- 4) 瀧野敦夫,植松千陽,中川貴文:倒壊解析シミュレーションに基づく木造住宅の地震被害度の 推定,日本地震工学会論文集 第19巻,pp368~370(2019)

機械学習による東北地方の地震の即時スペクトル予測*

東北大学災害科学国際研究所 大野 晋

1. はじめに

緊急地震速報に代表される早期地震警報は,震源に近い観測点でのP波検知により地震規模 と位置を推定し,推定震源情報に基づいてS波主要動の到達時刻を,地震動評価式(経験式) からS波主要動の振幅(震度)を推定する方法と,データ同化と呼ばれる物理モデルによるシ ミュレーションと観測値の融合による逐次更新の手法が主なものである。

前者は早期に警報を発することができるが、震源決定と経験式両方の誤差が累積するため振幅の推定精度が低い。後者は精度の良い予測にはP波検知より時間がかかる。いずれも震度を 対象としているが、構造物の応答・被害予測には周期情報を含むスペクトルの方が望ましい。

これらの課題に対して,機械学習を用いて,震源に近い前線観測点のスペクトルから目標観 測点のスペクトルを逐次的に更新推定することで,スペクトルの即時予測を行う手法を提案し ている¹⁾²⁾。ここでは入力情報に震源位置を加えたケースについて報告する。

2. データ

解析に用いたデータは文献 2 と同じであり,前線観測点として MYG011(牡鹿),目標観測点 として MYG013(仙台)を用い,2004/1/30 から 2023/5/14 までのマグニチュード 5.0 以上の 203 地 震を対象とした。図1に加速度最大値とマグニチュードの関係を,図2に観測点位置と震源位 置及び F-net によるメカニズム解を示した。



図1 加速度最大値とマグニチュードの関係



図2 観測点・震源位置及びメカニズム解

3. 解析手法

機械学習モデルを図3に示す。連続観測記録がリアルタイムで得られることを前提として, 震源に近い前線観測点(複数可)と予測対象とする目標観測点を設定し,前線観測点はP波到 達以降,目標観測点はS波到達以降について,時間窓を延長更新して,前線-目標観測点間の各 時間窓のスペクトルの関係をCNN(特徴量抽出)とLSTM(時間変化学習)モデルを用いて学 習させている。

なお,文献 1)2)では入力として前線観測点のスペクトルのみを用いていたが,次節で示すように震源域を広く取ると精度が低下し,前線観測点のP波部分のみを用いた場合に特に精度低下が見られた。文献2ではその原因として,前線-目標観測点間の伝達特性に(おそらく入射条件が異なるため)震源域依存性が見られること,それは前線S波-目標S波間よりも前線P波-目標S波間の方が顕著であることを指摘し,震源域を限定すると(具体的には図2の枠で囲んだArea-N,C,Sの領域に限定すると)精度が向上する結果を得ていた。

本稿では、震源位置情報を入力に取り込むために、図3左下のように気象庁震源位置を入力 の別チャンネルに追加することを試みた。



図 3 CNN-LSTM モデル (文献 1)を修正)

4. 適用例

まず,前線観測点のフーリエスペクトルのみを入力としたケースについて示す。図1の全地 震をトレーニングデータとテストデータに 9:1 の割合で分割し,全領域のトレーニングデータ を対象に機械学習を行い,テストデータの一つである N1 地震(2020/9/12, M6.2)を推定した 例²⁾を図4に示す。

(a)(b)が前線 P 波から目標 S 波区間を推定した場合,(c)(d)が前線 S 波から目標 S 波区間を推定した場合で,(a)(c)が評価誤差を,(b)(d)がフーリエスペクトルを示している。(e)(f)は前線観測点と目標観測点の波形で,時刻を揃えて示している。前節で述べたとおり,S 波よりも P 波区間の推定精度が低下していることが確認できる。



図4 図1の全領域の地震をトレーニング対象とした場合のN1地震の推定例 (前線観測点スペクトルのみを入力)

図5は、トレーニングデータを推定対象(N1地震)と同じ領域である図1の Area-N内に絞った場合の推定例²⁾である。図4よりも全体の推定精度が向上していること、S波を含む方が 推定精度は高いが、P波のみでも概略は予測できることがわかる。



図 5 図 1 の Area-N 内の地震をトレーニング対象とした場合の N1 地震の推定例 (前線観測点スペクトルのみを入力)

図6は、トレーニングデータを図1の全領域に戻し、入力情報に震源位置を加えた場合のN1 地震に対する推定例である。図4と比較して、P波区間でも概ね目標観測点のスペクトルを推 定できていることがわかる。ただし、P波区間・S波区間とも予測スペクトルは全体的に平滑 化されており、山谷の再現性は震源域を限定した図5の方が良好であることも確認できる。



図6 図1の全領域の地震をトレーニング対象とした場合のN1地震の推定例 (前線観測点スペクトル及び震源位置を入力)

5. まとめ

機械学習を用いて、震源に近い前線観測点のスペクトルから目標観測点のスペクトルを逐次 的に更新推定することで、スペクトルの即時予測を行う手法¹⁾²⁾に対し、震源位置を入力情報と して追加することで、広い震源域に対する特に P 波区間での適用性の向上を試みた。その結果、 適用性の向上は確認できたが、震源域を限定した方がスペクトルの山谷の再現性は良好であり、 データが十分ある場合は震源域を限定した方が再現性は高いものと思われる。

今回用いた機械学習と、単なる観測点間の伝達関数を用いた予測との違いは、非線形性を含む多点多成分間の伝達特性を自動的に学習できること、また応答スペクトルや Wavelet 変換にも適用可能な拡張性にある。今後入力の多点化や wavelet 変換についても今回と同様の検討を行い、モデルの高精度化を進める予定である。

謝辞

防災科研 K-NET のデータ ³⁾を利用させていただきました。本研究では British University of Egypt の Torky 博士 (元東北大大学院生) のプログラムを修正して用いています。深層学習に は Tensorflow⁴⁾, Keras⁵⁾, scikit-learn⁶⁾を用いました.本研究は JSPS 科研費 JP23K04102 の助成を 受けたものです。

参考文献

- 1) A. Torky & S. Ohno (2024) A FREQUENCY-BASED SITE FORECASTING METHOD USING DEEP LEARNING, Proc. 18WCEE.
- 2) S. Ohno & A. Torky (2024) SOURCE DEPENDENCY OF SPECTRAL TRANSFER CHARACTERISTICS FOR REALTIME SPECTRAL FORECASTING, Proc. 18WCEE.
- 3) National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (2019) NIED K-NET, KiK-net, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, doi:10.17598/NIED.0004
- 4) TensorFlow: doi: 10.5281/zenodo.4724125
- 5) Keras: https://keras.io
- 6) scikit-learn: https://scikit-learn.org/stable/

気象庁五所川原市栄町観測点の地下構造推定*

弘前大学 片岡俊一

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震の際に津軽平野内で観測された地震動記録を分析すると,近接した地点であっても同じ周期帯域の振幅が大きく異なっていた¹⁾。卓越していた周期は,J-SHISの地下構造からもとめた SH 波の増幅帯域と対応するものの,両者の周期が一致する訳ではない。 地震動の特性を理解するには,地震観測点直下の地下構造を把握する必要がある。そこで,津

K-NET

軽平野内の地震観測点のうち,地震動記録が公開されている気象庁五所川原市栄町観測点を取り上げ,その地点の地震基盤までの地下構造を 推定した。以下では観測点名を栄町観測点とする。また,栄町観測点の近傍にはK-NET五所 川原(AOM019)観測点がある。そこで,津軽 平野内にあるもう一つのK-NET観測点である, K-NET 中里(AOM023)と合わせて図1に示す。

2. 地下構造の推定方法の基本方針

長周期地震動を説明するためには, 地震基盤 以浅の地下構造が必要である。そこで, Kawase

 JMA 地理院地図・色別標高図
 0 2.5 5 km
 図 1 気象庁五所川原栄町観測点 (JMA) と K-

AOM023

NET 五所川原(AOM0019),中里(AOM023)の 位置

et al. (2011)の考え²⁾を用いて,地震基盤以浅の構造を推定することにした。日本全国の地震基盤ま での地下構造を統一的にモデル化したモデルが J-SHIS で公開されているので(以下, J-SHIS モデ ル),それを基本とし,当該地点の J-SHIS モデルの層厚を調整して観測値と合わせることで地下 構造を推定する。但し,対象地点は軟弱地盤であることから,表層のモデル化は重要である。そ こで,J-SHIS モデルの表層については微動アレー探査等で推定して妥当なものに置き換える。

3. 浅層部分の地下構造モデル

この地点では、2005年に微動計測を行っている.その際には、1辺長が約10.4mの正三角形の 各頂点に鉛直成分のセンサーを、重心に3成分のセンサーを設置した。サンプリング振動数を 200Hzとし、200秒間のデータを3回計測した。用いたセンサーはANET 製の CR4.5-2S である。

計測された微動の鉛直成分を用いて,空間相関法により位相速度を求めた。その際には,重心 と頂点のもの(以下, C-A)と頂点間相互のもの(以下, A-A)を別個に評価した上で,各々の結 果について3回の計測結果を平均し,さらにC-Aの結果とA-Aの結果を平均した。結果を図2に 示す。高振動数では位相速度は100m/sに漸近している。K-NET五所川原の地盤データでは表層か



^{*} Estimating sub-soil structure at JMA Goshogawara Sakaemachi station, Aomori, Japan by Shunichi Kataoka

ら深さ9mまでS波速度は100m/sであり、その速度と栄町観測点の位相速度は対応している。

2005年に計測した微動の水平動と上下動のスペ クトル比のピーク振動数は1Hz付近にあった。 CR4.5-2Sの振動数特性は 0.5Hz 以上で平坦である ことから、低振動数成分の卓越の有無を確認する ために、2024年に東京測振製のCV-374AVを用い て,微動を2時間計測した。CV-374AV はサーボ 型速度計を内蔵しており、カタログにある周波数 範囲は0.1~100Hzである。微動データは10分間 毎のファイルとなっているので、10分間毎に水平 動と上下動とのスペクトル比(H/V比)を求め、 そのH/V比を平均したものを図3に示す。H/V比 のピークは1Hz付近にあるが、その幅は広い。ま た,水平動2成分に違いはないことも分かる。1Hz 付近が卓越することは、文献³にも記載がある。 なお、0.5Hz以下でH/V比が大きくなるが、これ はセンサーのノイズの影響と考えている。

以上のデータから浅層モデルを構成することと した。この地点では,地盤柱状図がなく,K-NET 五所川原でも深さ20mまでの地盤構造しか分から



図2 観測位相速度(Obsv.)と推定した地下構造から求めた理論位相速度(Theory)



図3 微動の水平動と上下動のスペクトル比

ない。しかしながら,この地点から北方に約21km離れた津軽大橋では深さ50mに橋脚を支持で きる地盤が存在する⁴。また,文献⁵には五所川原周辺では表層から50m程度の深さに砂礫層があ るとの記述もある。つまり,数十m程度の深さには硬質な地層が存在するものと考えられる。こ こでは,簡単のため,この地層の上面を工学基盤面と称する。

工学基盤面の深度を推定するために、まず H/V 比のピーク振動数がこの地層から浅部の地下構造で形成されていると考えた。最表層の S 波速度は 100m/s 程度と考えられるので、この速度が工学基盤面まで続いているとし、さらに 1Hz の卓越が 4 分の 1 波長則で説明できるとすると、層厚は 25m になる。一方で、観測位相速度 c(f) を式(3) に示すように Ballard の方法⁵⁾で疑似深度 QZ と疑似 S 波速度 QVS に変換すると、疑似深度 30m 程度まで安定して擬似 S 波速度が求まっていることが分かった。

$$QZ=1.1c(f) \tag{3a}$$

$$QVS = 1/3c(f)/f \tag{3b}$$

そこで、表1に記すように浅層の全体の層厚を41mとし、最表層の厚さは3m,それ以深は6m あるいは7mとし、41m以深は層厚が無限大とする地下構造を仮定し、文献6)に掲載されているフ リーのソフトウェア SWAMIを用いてS波速度分布を推定した。SWAMIはRixとLaiにより開発 された表面波の位相速度から地下構造を推定するプログラムである⁹。このプログラムでは初期値 として層厚と密度,S波速度,およびポアソン比が必要であり,変数はS波速度のみである。ま ず,表層各層のS波速度を110m/sとし,最表層のポアソン比を0.485,それ以外の層のポアソン 比を0.495として,SWAMIを適用し,その結果を再度初期値にするという計算を行い,もっとも 残差が小さいものを浅層モデルとした。結果を表1のVs欄に記す.また,図2には,推定した地 下構造による理論位相速度も描いているが,低振動数側を除いて,観測値をよく説明している。

			BF		2 nd	BF				
Pre-set				Result		Pre-set			Result	
		層厚	[(m)		層厚	₽ (m)	層厚	(m)		層厚(m)
Layer	Vs	初期値	r	n	1 st best	2 nd best	初期値	r	n	1 st best
1	. 105	3.0	1.0	0	3.0	3	3.0	1.0	0	3.0
2	. 114	7.0	1.0	0	7.0	7	7.0	1.0	0	7.0
3	151	7.0	1.0	0	7.0	7	7.0	1.0	0	7.0
4	180	6.0	1.0	0	6.0	6	6.0	1.0	0	6.0
5	205	6.0	1.0	0	6.0	6	6.0	1.0	0	6.0
6	226	6.0	1.0	0	6.0	6	6.0	1.0	0	6.0
7	246	6.0	1.0	0	6.0	6	6.0	1.0	0	6.0
8	400	63.0	1.2	2	75.6	63.0	63.0	1.2	2	63.0
g	600	260.0	1.3	3	439.4	338.0	338.0	1.3	3	494.4
10	1100	265.0	1.3	3	265.0	203.8	203.8	1.3	3	203.8
11	. 1400	239.0	1.3	3	525.1	108.8	108.8	1.3	3	64.4
12	2100	515.0	1.3	3	515.0	669.5	669.5	1.3	3	660.5
13	3100	629.0	1.3	3	286.3	817.7	817.7	1.3	3	372.2
14	3300	infinity	_	_			infinity	_	-	

表1 地盤モデルと逆解析のパラメータ

4. 地震動記録の収集と水平上下動比の算出

Kawase et al. (2011)が提案した考えを適用す るために, 栄町観測点において, 2003 年以降で 震度 3 以上を記録した地震動のうち,表 2 に示 す 19 記録を解析対象とした。震央位置を図 6 に示し, 地震諸元を表 2 にまとめる。用いた地 震記録のうち, 2003 年 9 月 26 日に起きた十勝 沖地震の最大余震記録の震度が 4 であり, それ 以外は震度 3 である。

地震の発震時刻と理論走時からS波初動時刻 をもとめ、それより2秒前から40.96秒間のス ペクトルを求めた。その際には、最初と最後の 2秒間にはコサイン型のテーパーをかけた.ま た、Hanningウィンドを3回施すことでスペク トルの平滑化を行った。得られたスペクトルか



図4検討に用いた地震記録に対する震央位置

ら水平上下動比(EHVR)を求め、それらを平均した。各々のEHVRと平均値とを図5に示す。 最低次のピーク振動数は0.2Hz付近にあるが、NS/UDとEW/UDではその高さが異なる。また、 1Hz付近のスペクトル比の形状も2成分で異なる。これらのことは、津軽平野という盆地構造の

	地震の	発生日時	雨山地々	谷市	∞亩	深さ	N 4
No	. 日付け	時刻	辰 天 地 石	稱長		(km)	IVI
	1 2003/05/26	18:24:33.4	宮城県沖	38.8200	141.6500	72	7.1
	2 2003/09/26	04:50:07.4	十勝沖	41.7783	144.0783	45	8.0
	3 2003/09/26	06:08:01.8	十勝沖	41.7083	143.6900	21	7.1
	4 2008/06/14	08:43:45.3	岩手県内陸南部	39.0283	140.8800	8	7.2
	5 2008/07/24	00:26:19.6	岩手県沿岸北部	39.7317	141.6350	108	6.8
	6 2011/03/09	11:45:12.9	三陸沖	38.3283	143.2783	8	7.3
	7 2011/03/11	20:36:39.9	岩手県沖	39.2300	142.5783	24	6.7
	8 2011/03/12	04:46:46.1	秋田県沖	40.3933	139.0883	4	6.4
	9 2011/06/23	06:50:50.7	岩手県沖	39.9467	142.5900	36	6.9
2	LO 2012/05/17	00:59:01.1	青森県津軽北部	40.7167	140.4533	15	3.6
2	L1 2012/05/24	00:02:26.5	青森県東方沖	41.3433	142.1233	60	6.1
2	L2 2012/12/07	17:18:30.8	三陸沖	38.0183	143.8667	49	7.3
2	13 2013/02/02	23:17:35.8	十勝地方南部	42.7017	143.2267	102	6.5
2	L4 2014/08/10	12:43:18.1	青森県東方沖	41.1333	142.2783	51	6.1
2	15 2015/07/10	03:32:51.2	岩手県内陸北部	40.3533	141.5583	88	5.7
2	16 2016/01/14	12:25:33.3	浦河沖	41.9700	142.8000	52	6.7
2	L7 2019/08/29	08:46:39.3	青森県東方沖	40.9800	143.0267	21	6.7
2	18 2020/12/21	02:23:21.5	青森県東方沖	40.7817	142.6917	43	6.5
2	19 2021/02/13	23:07:50.5	福島県沖	37.7283	141.6983	55	7.3

表2 地震動の水平動上下動スペクトル比を求めるために用いた地震の諸元



図 5 地震動の水平動上下動比(EHVR).左は NS/UD,右は EW/UD.灰色線は個々の地震の EHVR であり,赤色線は算術平均,青色線はが幾何平均. 影響であると考えている。

5. 深部のモデル化と逆解析

五所川原市栄町観測点の地下構造を推定するために対象地点の位置を指定して,J-SHIS で公開 されている WebAPI を用いて深部地下構造を入手した。さらに,先に推定した浅部地下構造との 間に S 波速度 400m/s の層を仮定し,表1の Pre-set の欄に示すような初期モデルを作成した。

ここでは総当たり的に計算を繰り返して地下構造を推定する。つまり,第 l 層の層厚 th_l を式 (1)のように変化させ,式 (2) に記す *misfit* が最小となる地下構造を最適な地下構造とした。ここで, th_{l_0} は第1層の層厚の初期値であり, r は変化の度合いを決める定数で,各層毎に指定する。式 (1) 中のiは,式にあるように, -nからnまで変化するので,結局,初期値の r^{-n} 倍から

 r^{n} 倍の間を 2n+1 個に分けた層厚モデルを作成して,理論値を計算することになる。式(2)で SPR(f) は観測の EHVR, z(f) は仮定した地下構造から算出される理論値である。

$$th_{l} = th_{l_{o}}r^{i}$$

$$(i = -n, -n+1, ..., -1, 0, 1, ..., n-1, n)$$
(1)

$$misfit = \sum_{i} \left\{ \frac{\text{SPR}(f_i) - z(f)}{z(f)} \right\}^2$$
(2)

表1に第1回目の計算に用いたrとnを記す。

水平2成分でEHVR が異なることから, NS/UD を対象とし, *misfit* 値を計算する区間を 0.2Hz から 1.5Hz として地下構造を求めた。その際の

misfit 値を計算した順に図6に示す。本来なら ば最小の misfit を与える地下構造を採用すべき であろうが、図中のA(2nd best)とB(1st best) を比較したところ、低振動数側のピークの合致が 良いのは、Aであった。そこで、Aの値を初期値 として更に総当たり法により、最適値を求めた。 その際の $r \ge n$ の値も表1に示してある。この結果 を最適モデルとした。



最適モデルから算出される鉛直下方から入射す

る SH 波, P 波の増幅倍率と EHVR の理論値を図 7 に示す。図には初期モデルも描いてある。初期 モデルから計算した EHVR の理論値よりも最適モデルのものの方が, 0.2Hz 付近のピーク振動数 に対する対応が良い。また,初期モデルでは表せしていない, 0.5Hz から 1.0Hz の間にある二つの ピークも最適モデルは再現している。

最適モデルの速度の深さ方向の分布を図8に示す。浅層はK-NET五所川原(AOM019)と比較 し、深部についてはJ-SHISモデルと比較してある。浅層部分のS波速度は青線で示したAOM019 のそれと対応している。深さ40m程度まではS波速度が漸増しているが、これは層厚の仮定によ る可能性もあり、改善の余地は残っている。地震基盤の深さはJ-SHISモデルよりも10%程度浅く なった。

7. まとめ

津軽平野の地下構造を把握する第一歩として,気象庁五所川原市栄町観測点における地震動お よび微動アレー探査結果から観測点直下の地下構造を推定した。今回の推定では,平行成層を仮 定しているが,地震動の水平動上下動スペクトル比は,水平成分によって形状が異なり,平行成 層ではないことが想定される。この点については,今後の課題としたい。

謝辞

気象庁が公開している地震動記録および K-NET の地下構造を利用させて頂いた。微動の計測は 当時に片岡研究室に所属していた学生の協力を得て行った。記して謝意を示す。

参考文献

 小田島智弘,片岡俊一:2011年東北地方太平 洋地震の際の津軽平野における長周期地震動の振 幅分布,東北地域災害科学,60,25-29,2024.
 Kawase, H., F.J. Sánchez-Sesma, and S.
 Matsushima: The Optimal Use of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Motions for Velocity Inversions Based on Diffuse Field Theory for Plane Waves, Bull. Seismo.Soc.Am.,101,2001-2014,2011.
 河上房義,浅田秋江,森芳信,神山眞:津軽 チュウ積平野の常時微動特性について,第7回災害 科学総合シンポジウム,55-58,1970.
 山科喜一,藤谷敦,竹森弘:長泥橋の基礎グイ の設計と載荷試験,橋梁と基礎,2-5,15-20, 1968.

 小貫義男,三位秀夫,島田いく郎,竹内貞子, 石田琢二,斎藤常正:青森県津軽十三湖地方の沖 積層,東北大学理学部地質学古生物教室研究邦文 報告,第58号別冊,1-16,1963.

5) Ballard, R. F., Jr.:

Determination of soil shear moduli at depth by in situ vibratory techniques, U. S. Army Waterways Experiment Station, 1964. 5) Lai C. G., and Krzysztof Wilmanski: Surface waves in geomechanics: direct and inverse modeling for soils and rocks, International center for mechanical sciences courses and lectures No.481, Springer Wien New York, 2005.



図 7 最適モデルによる鉛直下方から伝播する SH 波, P 波の理論増幅特性(下)と理論 EHVR (上)



6) Lai, C. G. and Rix, G. J.: Simultaneous Inversion of Rayleigh Phase Velocity and Attenuation for Near-Surface Site Characterization, Report No. GIT-CEE/GEO-98-2, School of Civil and Environmental Engineering, Georgia Institute of Technology, 258pp, 1998.

干渉 SAR による岩木山西側斜面の変位と追子森断層*

弘前大学 道家 涼介

応用地質株式会社 黒澤 英樹

1. はじめに

岩木山は,青森県西部,津軽平野の西に位置する活火山である(図1)。同火山は,約35万 年前以降活動しており,約20万年前には大規模な山体崩壊を起こしたことが知られている (佐々木,2015など)。山麓部には,その際の岩屑なだれ堆積物が分布し,多数の流れ山地形 が形成されている。山体崩壊以降は,崩壊した箇所を埋めるように溶岩が噴出し,現在の山体 を作ったとされる。同火山のマグマ噴火は,現在の山頂付近に分布する溶岩ドーム群(約6千 ~2千年前)を形成した噴火が最後であり,それ以降は,江戸時代における4回の水蒸気噴火 が古文書に記されている(田中,2001;小岩,2014など)。

岩木山の西側斜面には,約20万~3 万年前の第2期に噴出した溶岩流など が分布するが(佐々木,2015 など), 国土地理院が全国を対象に実施してい る ALOS-2/PALSAR-2 データの干渉 SAR 時系列解析の結果(Descending 右 観測)において,衛星から遠ざかる変 位(およそ1 cm/yr)が報告されている (国土地理院,2021)。

上述のように、岩木山は過去に山体 崩壊を起こしており、このような山地 斜面の挙動は、十分にモニタリングさ れる必要がある。本研究では、岩木山 西側斜面における挙動とその原因・メ カニズムを明らかにすることを目的と し、ALOS-2/PALSAR-2 データを用い た干渉 SAR 解析を実施した。本稿では、 解析の結果から明らかとなった顕著な 変位の発生時期と、その原因や地形と の対応などについて考察を行った結果 を報告する。



図1 岩木山の位置および解析に使用したデータ。
 図中の赤枠(Path123)および青枠(Path19)は、
 解析に使用した ALOS-2/PALSAR-2 データの範囲
 を示す。地理院地図のタイルデータを基図に使用。

* Displacement of the western flank of Mt. Iwaki by InSAR and its relationship to the Okkomori Fault by Ryosuke Doke and Hideki Kurosawa

2. データおよび解析方法

本研究では、宇宙航空研究開発機構(JAXA)が運用する ALOS-2/PALSAR-2の観測データの 内、岩木山周辺を撮像した Descending 右観測の Path19 (SM1) と Ascending 右観測の Path123 (フルポラリメトリ)のデータを使用した(図 1)。この2条件の観測データについて、2014 年の観測開始から 2023 年末までのデータを取得し、直近の観測日同士の干渉ペアをとり、RINC (Ozawa et al., 2016)を用いて、差分干渉解析を実施した。なお、岩木山では、冬季に積雪が あり、干渉性が低下するため、冬季のデータは除いて干渉ペアを組んだ。加えて、約3年の長 期の干渉ペアとして 2020 年と 2023 の夏季の観測データについて干渉ペアを組み、解析を実施 した。これは、短期間のペアでは観測される変位が極めて小さいことに加え、2.5 次元解析に より準東西成分、準上下成分を推定する上で、観測日が近いペア同士で行うことが望ましいた めである。差分干渉解析はグランドレンジ 25 mの解像度で実施し、解析の際には、国土地理 院の 10 m DEM から作成された楕円体高モデルを用いるとともに、気象庁によるメソスケール 数値気象モデルを用いた大気遅延の補正も行った。加えて、アンラッピングエラーを抑えるた めに、5 ピクセルのウィンドウサイズにおける位相分散値が 0.7 以下となる範囲をマスクした 上で、位相アンラッピングを実施し、衛星視線方向の変位を得た。

3. 解析結果

図2および図3にAscending右観測(以下,Asc.)およびDescending右観測(以下,Des.)の直近の干渉ペア同士の差分干渉SAR解析結果を示す。Asc.については概ね1年程度の干渉



図2 岩木山西側斜面を対象とした干渉 SAR 解析結果 (Ascending 右観測)。直近の観測日同 士の干渉ペアの解析結果で,各図の右上にペアをとったデータの観測日を示す。正の値(寒 色系)は衛星から遠ざかる変位,負の値(暖色系)は衛星に近づく変位を示す。等高線の間 隔は 25m。



図3 岩木山西側斜面を対象とした干渉 SAR 解析結果 (Descending 右観測)。図の詳細については図2の説明を参照。

ペアになっており、Des.については数ヶ月~1 年未満の干渉ペアである。国土地理院(2021) において観測されている岩木山西側斜面の変位速度は 1 cm/yr 程度であり、一般的に言われて いる差分干渉解析における変位の検出限界以下のため、ここで示した短期間の干渉ペアにおい ては、同箇所における変位は明瞭ではない。しかしながら、Des.の解析結果(図 3)において は、2022 年 7 月 26 日と 2023 年 5 月 16 日の干渉ペアで、岩木山西側斜面で衛星から遠ざかる 顕著な変位(3~5 cm 程度)が認められる。なお、この干渉ペアには、岩木山南側に顕著に衛 星に近づく変位が認められるが、この一つ前の干渉ペア(2022 年 5 月 17 日と 2022 年 7 月 26 日)において、逆に衛星から遠ざかる変位が認められていることから、2022 年 7 月 26 日のデ ータに含まれているノイズであることがわかる。この部分を差し引いても、岩木山西側斜面の 変位は残ることから、これはノイズではなく、有意な変位であるものと言える。一方、Asc.に ついては、同時期の干渉ペア(2022 年 7 月 28 日と 2023 年 7 月 27 日)において、同箇所で周 囲よりもわずかながら衛星に近づく変位が認められる(図 2)。

図4には、2020年と2023年の3年間の干渉ペアの解析結果を示す。3年間の干渉ペアを取る ことにより S/N比が向上し、岩木山西側斜面においてより明確な変位が確認できる。なお、山 頂付近および山麓部には、一部アンラッピングエラーと見られる箇所(主にカラースケールの 範囲をオーバーしている箇所)が存在するため、留意されたい。Asc.の干渉ペアにおいては、 岩木山西側斜面において、約2~3 cm 程度衛星に近づく変位が認められる(図4a)。Dec.の干 渉ペアにおいては、同箇所で約3~5 cm 衛星から遠ざかる変位が認められる(図4b)。さらに、 2020-2023年の3年間のペアに対して2.5次元解析を行なった結果、変位量として、西向きに約 5~7 cm、沈降量1~2 cm が推定された(図5)。



図4 2020 年および 2023 年夏季同士の干渉 SAR 解析結果。(a) Ascending 右観測および(b) Descending 右観測の解析結果。正の値(寒色系)は衛星から遠ざかる変位,負の値(暖色系) は衛星に近づく変位を示す。等高線の間隔は 20m。



図5 2.5 次元解析の結果。(a) 準東西成分および(b) 準上下成分。各図において,正の値(暖色系)は東向き方向および上向き方向,負の値(寒色系)は西向きおよび下向き方向の変位を示す。等高線の間隔は20m。

4. 考察

本研究で得られた岩木山西側斜面の変位は西向きの変位であり(図 5a),同箇所の斜面の傾 斜方向と一致することから,本結果は,地すべり性の変位の存在を示唆するもの言える。また, 直近の観測日同士の干渉ペアの解析結果(図2および3)から,同箇所の変位は,2022年の夏 以降に顕著であったことが明らかである。2022年8月には,近隣の河川が氾濫する大雨があり, 岩木山に近い AMeDAS 弘前観測点において,月降水量として 500mm を超える雨量を記録して いる。これは,ALOS-2の観測期間である 2014年以降,最大の雨量であり,2022年の夏を挟む 干渉ペアにおいて,顕著な変位が観測されたことは,大量の降雨が地すべり性の変位を誘発し たことを示唆する。

岩木山西側斜面には、活断層研究会編(1991)により、追子森断層と呼ばれる東西走向・南 落ちの断層の存在が示されている。活断層研究会編(1991)では小縮尺の位置図しかないこと に加えて、公開されている GIS データにおいても、実際の崖地形との対応がつかない場所に追 子森断層のトレースが引かれているという問題がある。本研究により実施した地形判読の結果、 対象地域周辺で、追小森断層と同規模・同センスの崖地形を溶岩流の面上に認められたことか ら、追小森断層はこの崖地形を判読したものと推察した(図6)。干渉 SAR 解析の結果におい て検出された変位箇所の北縁は、直線的であり、この追子森断層と考えられる地表の崖地形と よく対応することから、同断層が斜面性の変位に伴い形成された重力断層であることを示唆す る。また、地形判読により、変位ブロック内に、いくつかの亀裂状の地形も認められており(図 6)、地すべりの進行に伴いブロック内で変形が進行している様子を見ているものと示唆される。



図6 岩木山西側斜面を対象とした地形判読結果。矢印は追小森断層と推定される崖地形の位置を示す。背景基図には1mDEMに基づき作成した傾斜量図を用いている。

5. まとめ

本研究では、ALOS-2/PALSAR-2 データの差分干渉 SAR 解析結果から、岩木山西側斜面にお ける地すべり性の変位を検出した。この変位は、2022 年夏以降に顕著であり、同年 8 月に発生 した大量の降雨に起因し、加速したものと推察される。加えて、干渉 SAR 解析により検出され て変位は、追小森断層と見られる崖地形の形成に寄与していることも明らかになった。

6. 引用文献

活断層研究会編(1991):新編日本の活断層:分布図と資料,東京大学出版会,440p.

小岩直人(2014):岩木山の地形と歴史,「岩木山を科学する」刊行会編『岩木山を科学する』, 北方新社, 72-80.

国土地理院(2021): 岩木山の干渉 SAR 時系列解析結果,第149回火山噴火予知連絡会資料.

- Ozawa T., Fujita T. and Ueda H. (2016): Crustal deformation associated with the 2016 Kumamoto Earthquake and its effect on the magma system of Aso volcano, *Earth, Planets and Space*, 68(186). doi: 10.1186/s40623-016-0563-5
- 佐々木実 (2015): 岩石から見た岩木山,「岩木山を科学する」刊行会編『岩木山を科学する 2』, 北方新社, 84-98.
- 田中和夫(2001):火山災害(1)岩木山,青森県史編さん自然部会編『青森県史 自然編 地 学』,561-564.
モホの深さを可変にした震源決定の試み*

弘前大学大学院理工学研究科 小菅 正裕

1. はじめに

地震の震源位置は地震に関する最も基本的な情報である。日本における地震観測は,気象庁・ 防災科学技術研究所・大学・自治体等によって行われており,気象庁ではそれらのデータを一元 的に処理して結果を公開している。その震源データ(気象庁一元化震源)は,日本における公的 な震源データとして,地震に関する研究の他,防災や教育など多方面において利用されている。

図1は、日本海東縁部において2003年以降に発生した地震の震源分布を示す。震央分布においては、1983年日本海中部地震(M7.7)や1993年北海道南西沖地震(M7.8)の余震域の形状が確認できる。しかし、その領域での震源の深さは、地震発生直後に決定された余震の深さ(例えば、



図1 2003 年1月~2024 年1月の期間に,北海道から石川県にかけての日本海東縁部で発生した 地震の震源分布。データは気象庁一元化震源カタログで,震央分布図中のポリゴンで囲まれた範 囲内の震源を示す。(b) は深さ 30 km 以深の震源を示す。断面図は深さ方向に 2 倍に拡大している。

^{*}An attempt to determine earthquake location using variable Moho depths by Masahiro Kosuga

Sato et al., 1986)に比べて明らかに深い。また,震源深さの下限は地域によって異なり,深い地震が分布する領域は,新潟県付近を除き,陸域から一定以上離れた場所に限られる(図 1(b))。

正確な震源分布の情報は地震テクトニクスの理解や地震防災の観点からも重要である。日本海 東縁部において深い地震が見られることは,震源決定の方法に起因する見かけ上のものである可 能性があることから,本論ではその原因を探り,解決の一方法を示すことを目的とする。

2. 観測波形と地震波速度構造

青森県西方沖の深い位置に震源が決められた地震の波形例を図2に示す。この地震では振幅の 小さな屈折波が初動となり、その後に振幅の大きい直達波が現れている。屈折波が初動となるこ とは、震源と観測点の間には地震波速度が急増する面があることと、震源の深さはその面よりも 浅いことを示している。日本海東縁部における構造探査の結果(No et al., 2014)によれば、最も 顕著な速度境界面である地殻とマントルの境界(モホ)の深さは日本海沿岸部に近づくにつれて 深くなるものの、図2の震央付近では15 km 程度である。したがって、図2の震源の深さは実際 よりもかなり深く決められていることになる。

その原因は,震源決定に用いられる地震波速度構造にあると思われる。その構造(JMA2001, 図 3)は日本列島内陸において行われた人工地震探査データを基にし,震源決定における不安定さ を除くために速度の急変を含まないものとなっている(上野・他, 2002)。すなわち,モホが存在 しない構造である。その構造において屈折波の速い走時を説明するためには,震源を深くする必



図 2 震源の深さが 32.8 km と決められた地震の波形のペーストアップ。震源と観測点の位置を右下に示す。波形の縦軸の位置は震源から観測点までの震央距離に対応し,P波初動の位置を4sにそろえている。点線は屈折波,実線は直達波の到達を示す。右上は初動部分の波形の拡大。

要があるであろう。実際,図3に示すようなモホでの速度不連続を含む成層構造モデルを用いると, 日本海東縁部での震源が一元化震源よりも系統的に浅くなることが確認できた。しかし,モホの 深さの地域変化を近似できない1次元成層構造は,広域的な震源決定には適さない。

3. モホの深さのモデルとそれを用いた震源決定法

モホの深さの地域変化を表すモデルとして CRUST1.0 (Laske et al., 2013) がある。これは人工 震源を用いた構造探査とレシーバ関数解析から得られたモホの深さをグローバルにコンパイルし, 1°刻みで平均化したものである。それによると、日本海沿岸付近でのモホの深さは 27 km 程度で、 内陸に向かって深く、日本海中央部に向けて浅くなる(図4)。このモデルを用いると、任意の位 置でのモホの深さは周囲のデータからの内挿によって決めることができる。

モホの深さの地域変化を考慮して震源を決めるには、「べき乗」の地震波速度構造モデルが適し ている。このモデルは、地震波速度が地球中心からの距離 r のべきの形の $v = v_i (r/r_i)^{z_i}$ で表され るもので、 v_i は層の上端での速度、 r_i は地球中心から層の上端までの距離である(Aki, 1965)。こ のモデルは東北大学におけるルーチン的な震源決定に用いられており(Hasegawa et al., 1978)、パ ラメータ v_i 、 r_i 、 z_i は地表とモホにおいて与えている。このモデルでの地震波速度の深さ分布を図 5 に示す。モホの深さの地域変化に対応した構造は、モホでの r_i を場所によって変えることで表現 できる。





図5 P 波とS 波についてのべき乗の速 度構造モデルと JMA2001 モデル。速度 ジャンプのある構造がべき乗のモデル。

図4 CRUST1.0モデルによるモホの深さのコンター。デー タは白丸の点の位置において与えられている。 上記のパラメータは東北大学と同じものを用いたが、モホの深さは震源と観測点のペアごとに 変えた。すなわち,震央と観測点間を10等分した各点でのモホの深さをCRUST1.0に基づいて求め、 その平均値をペアでのモホの深さとした。地震波の到達時刻は気象庁一元化処理の検測値を用い た。JMA2001を模した成層構造を用いると、一元化震源とほぼ同じ結果が得られることを確認した。

4. 震源決定結果

2003 年1月~2024 年1月の期間に日本海東縁部で発生した地震を対象に震源再決定を行い,気 象庁一元化震源との比較を行った(図6)。震央分布はほとんど同じである。断面図を見ると,再 決定震源の深さは一元化震源よりも系統的に浅くなり,下限の地域変化も小さくなっている。また, 一元化震源での深さの上限には下限に対応したような地域変化が見られるが,再決定震源では明 瞭ではない。

震源深さの下限の違いを調べるために D90 を求めた。D90 は、地震数を浅い方から積算し、全体の 90%に達した深さである。図 7 は一元化震源と再決定震源の D90 およびそれらの差を示している。再決定による震源深さの変化は陸から離れるほど大きく、顕著に浅くなった領域は一元化



図 6 震源分布の比較。(a) は気象庁一元化震源,(b) はモホの深さを可変として再決定した震源。 期間は 2003 年 1 月~ 2024 年 1 月で,震央分布図中のポリゴンで囲まれた範囲内の震源を示す。 断面図は深さ方向に 2 倍に拡大している。

震源の深さが特に深い領域(図1(b))に対応する。最も変化が大きいのは秋田・山形県境の西方 沖である。図7(c)に示した観測点の分布と対応させると、一元化震源が深い領域は観測点からの 距離が遠く、ほとんどの観測点において屈折波が初動となる場合であると推測される。なお、本 研究の方法によっても、陸から離れた領域の震源が深い傾向は依然として残る(図7(b))。

5. 2024 年能登半島地震の余震の震源深さ

一元化震源と再決定震源の深さのどちらが妥当であるかは,精度良く決定された震源と比較し て判断する必要がある。震源の深さは,その上方に観測点が存在する場合に精度良く決定するこ とができる。日本海には定常的な海底地震観測網が存在しないので,2024年能登半島地震の余震 を対象とした海底地震観測の結果と比較する。海底地震観測データを用いると,震源の深さは18 km までとなることが報告されている(篠原・他,2024)。図8はその観測領域での震源分布を比 較したものである.一元化震源では深さが18 kmを超える地震が少なくないのに対し,再決定震 源の深さは概ね18 km よりも浅い。このことから,本研究の再決定震源の深さは妥当と考えられる。

6. おわりに

本研究では、震源と観測点のペアごとに異なるモホの深さを与えて震源を決定した。その震源 深さは気象庁一元化震源よりも系統的に浅くなり、海底地震観測データを用いた震源深さとも調 和的である。この方法によれば、モホの深さの地域変化を考慮しながら広域的な震源分布を簡便 に求めることができる。これは3次元地震波速度構造を用いたルーチン的な震源決定が実現する までの繋ぎに過ぎないが、当面は有用な方法と考えられる。



図7 D90の比較。(a) は気象庁一元化震源,(b) はモホの深さを可変として再決定した震源,(c) は再決定震源と気象庁一元化震源のD90の差。(c)の三角形は観測点の位置を示す。

謝辞

本研究では気象庁一元化処理の検測値と震源要素,および Hi-net の観測波形データ(NIED Hi-net: https://doi.org/10.17598/NIED.0003)を利用した。記して謝意を表する。

文献

- Aki, K., 1965, A computer program for precise determination of focal mechanism of local earthquakes by revising focal depths and crust–mantle structure, Bull. Earthq. Res. Inst., 43, 15–22.
- Hasegawa, A., N. Umino, and A. Takagi, 1978, Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc, Tectonophysics, 47, 43–58.
- Laske, G., G. Masters, Z. Ma, and M. Pasyanos, 2013, Update on CRUST1. 0—A 1-degree global model of Earth's crust, Geophys. Res. Abstr., 15, No. 15.
- No, T., T. Sato, S. Kodaira, T. Ishiyama, H. Sato, N. Takahashi, and Y. Kaneda, 2014, The source fault of the 1983 Nihonkai–Chubu earthquake revealed by seismic imaging, Earth Planet. Sci. Lett., 400, 14–25.
- Sato, T., M. Kosuga, K. Tanaka., and H. Sato, 1986, Aftershock distribution of the 1983 Nihonkai-Chubu (Japan Sea) earthquake determined from relocated hypocenters, J. Phys. Earth, 34, 203–223.
- 篠原雅尚・日野亮太・高橋 努・他,2024,緊急海底地震観測による令和6年能登半島地震東部 震源域における精密余震活動,日本地震学会2024年度秋季大会講演予稿集,S22-02.
- 上野 寛・畠山信一・明田川 保・舟崎 淳・浜田信生, 2002, 気象庁の震源決定方法の改善—浅 部速度構造と重み関数の改良—, 験震時報, 65, 1507–1520.



図 8 2024 年能登半島地震の震源分布の比較。(a) は気象庁一元化震源による震央分布と断面図の 位置を示す。(b) は気象庁一元化震源, (c) はモホの深さを可変として再決定した震源の深さ分布で, (a) の線に直交する方向に±5 km 以内の震源をプロットしている。破線は 18 km の深さを示す。

令和6年能登半島地震における高岡市伏木地区の液状化被害と地盤特性

山形大学工学部 三浦篤史 三辻和弥 小國惇浩

1. はじめに

著者らは令和6年能登半島地震において、液状化被害が見られた富山県高岡市伏木地区およ び吉久地区での被害調査を行い、いくつか報告してきた¹⁾。1,2回目の調査は2024年2月に、 3回目の調査は2024年3月に実施し、そこでは建物の応急危険度判定、建物や電柱などの傾 き, 液状化によるものと思われる噴砂, それぞれの位置を目視で確認し地図上に記した。また, 単点常時微動観測による地盤振動特性の検討も行った。応急危険度判定,建物や電柱の傾き, 噴砂の分布から概ねの液状化被害範囲を推定し, 常時微動観測から得られた H/V スペクトル比 では被害範囲における卓越振動数は 1.0~2.0Hz 程度であることを確認した。応急危険度判定か ら被害範囲の北西側で被害が著しいことが確認され、被害範囲で行った常時微動観測点数も必 ずしも十分ではなかったため、2024年9月にあらためて常時微動観測を中心とする調査を行っ た。そこでは被害範囲における単点による常時微動観測点を追加し、あわせて常時微動水平ア レー観測により表層地盤のS波速度構造を推定した。被害範囲における単点常時微動観測では 概ね 1,2回目の調査同様に 1.0~2.0Hz に卓越振動数のピークが見られた一方で、一部被害範 囲の中でも 3.0~5.0Hz と確認された地点もあった。常時微動水平アレー観測による表層地盤の S波速度構造推定では、H/Vスペクトル比の結果と推定したS波速度構造を用いて一次元重複 反射理論により求めた表層地盤の増幅特性を比較し、卓越振動数ではH/Vスペクトル比の結果 と一次元重複反射理論の結果は概ね一致する結果となった。

本報では上記3回に分けて行った被害調査及び単点常時微動観測,常時微動水平アレー観測の結果について報告する。

2. 高岡市伏木地区の液状化被害

図1には富山湾に接する高岡市の伏木地区と吉久地区の調査範囲²⁾(青丸)を示しているが, 本報では伏木地区(中央青丸)の検討に絞って報告する。図2には国交省で公開されている液状 化しやすさレベル³⁾を示すが,図1と比較すると伏木地区で液状化した範囲は危険度2と評価さ れているところが多く,一部危険度3や4を含む評価となっている。図3には応急危険度判定分布 を示すが,応急危険度判定による「危険(赤)」,「注意(黄)」,「調査済(緑)」が色の それと対応している。この分布が概ね液状化被害範囲と一致すると考えられ,特に範囲の北西 側に応急危険度判定が「危険(赤)」や「注意(黄)」と判定された建物が多く見られた。図 4,5,6,には液状化被害例を示す。被害範囲では図のように至る所で建物や電柱の沈下・傾斜, 噴砂が確認された。被害のあった建物の多くが住宅などの小規模建築物であったが,比較的近 年に建てられたと考えられる二棟並んだ住宅において,一棟は傾斜し一棟は個別の地盤改良に より目視では沈下や傾斜が確認できなかった例なども存在した。

Liquefaction damage and dynamic soil properties in Fushiki, Takaoka city by the 2024 Noto Peninsula Earthquake by Atsushi Miura, Kazuya Mitsuji, Atsuhiro Oguni.



図1 被害調査範囲

図2液状化しやすさレベルの分布



図3 応急危険度判定の分布



図4 傾斜した建物



図5 傾斜した伏木駅前公衆トイレ



図6 液状化による噴砂

3. 常時微動観測

図7には伏木地区の液状化範囲と実施した常時微動観測点の分布を示す。図中の地図は国土 地理地図²⁾に基づいており,地形分類より,「赤:高い盛土(埋立地)」,「薄黄色:砂州」, 「緑:氾濫平野」,「橙色:台地・段丘」,「紫:崖・段丘涯」となっている。黄色△は2024 年2月および3月に実施した単点での常時微動観測点(#1-#5), 橙色△は2024年9月に追加した 観測点(#6-01-#7-01)を表している。緑の星印はJMA観測点を表し、図中の青い網掛けで囲っ た部分は液状化したと考えられる範囲を示している。また、あわせて傾斜が顕著であった電柱 の位置を青丸でプロットしている。図8に#1-#5, #6-01-#7-01で得られたいくつかのH/Vスペクト ル比を示す。周囲に噴砂が見られ、液状化した地点と考えられる#1、#4、#5では表層地盤の卓 越振動数が1.0-2.0Hzに見られ、比較的表層が軟弱な性質であることが示唆される一方、周囲に 液状化被害が見られなかった#2と#3では 4.0-5.0Hzの成分が卓越しており,比較的硬質な地盤 特性であることが推定される。周辺で噴砂や住宅の沈下・傾斜が確認された#6-01~08では、#6-01,03, SNMにおいて1.0~2.0Hzに卓越振動数と思われるH/Vスペクトル比のピークが見られる。 #6-04や#6-07では3.0Hz~5.0Hz付近にピークが見られ、やや高振動数側に評価される形となっ た。地元の方の話では今回の液状化範囲では大昔に海であった場所を埋め立てたとの話もあり、 地域の歴史を記した地誌などにもそういった記述が見られるものもあるが、これについてはさ らに文献等による調査を進める必要があると考えている。そういったことも踏まえ一部高振動 数側に評価された地点はあるものの液状化被害のあった地区では地盤の卓越振動数は概ね1.0-2.0Hzと考えられそうである。JMA観測点である#7-01の結果からは明瞭なピークが見られず、 地形区分より「台地・段丘」に位置しているため、比較的堅固な地盤であり軟弱な表層はほと んど存在していないと考えられる。



図7 常時微動観測点分布



図8 常時微動観測点のH/V スペクトル比

4. 水平アレー観測によるS波速度構造の推定

図7のMNT, CMC, SNMの3箇所においては常時微動水平アレー観測を実施し,表層地盤のS波速度構造の推定を行った。水平アレー観測は,正三角形の3つの頂点と重心位置に計4つのセンサーを設置して行い,各地点で配置した三角形アレーの大きさはMNTで1辺5m,10m,CMCで1辺36m,18m,10m,SNMで1辺12m,5mとなっている。図9に推定した位相速度を示すが,これらは長郁夫博士らが公開⁴⁾しているBIDO2.0を用いて空間自己相関法により求めた。図10に各地点における水平アレー観測から推定したS波速度構造を示す。あわせて図7のNo1,No2,No3(緑丸)ではボーリングデータが公開⁵⁾されており,今回水平アレー観測を行った場所に近いNo2のデータを使い,太田・後藤の式⁶⁾でN値からS波速度に変換したグラフを図10に重ねている。MNTとSNMではGL-5m以浅の範囲でVs=200m/sと評価され,N値から得られたものより高く評価される結果となったものの,ボーリングデータが得られているGL-20mまでは、3か所ともVs=150m/s~200m/s程度で評価され概ね一致している。また,推定したS波速度構造を用いて一次元重複反射理論により求めた表層地盤の増幅特性を比較したものを図11に示す。卓越振動数で比較すると、H/Vスペクトル比の結果と一次元重複反射理論の結果はピークが概ね一致する結果となった。





図11 H/Vスペクトル比と推定したS波速度構造から求めた1次元理論波動伝播特性

5. まとめ

富山県高岡市伏木地区の液状化被害および常時微動観測によって推定した表層の地盤特性 について報告した。今回の地震により液状化した範囲を応急危険度判定の分布,建物や電柱の 沈下・傾斜,噴砂などから推定し,公開されている液状化しやすさマップと比較したところ, 推定した液状化範囲では一部危険度「3」や「4」となっているものの,危険度「2」と評価され ている場所が多かった。また,応急危険度判定分布より,推定した液状化範囲の北西側で建物 被害が顕著であった。

2024年2月及び3月に行った単点常時微動観測では液状化範囲外と想定される#2や#3においてH/Vスペクトル比の卓越振動数が4.0Hz~5.0Hz程度と評価され,液状化範囲内では1.0Hz~2.0Hz程度の卓越振動数を示す結果となった。2024年9月には推定した液状化範囲内を中心に常

時微動観測を行った。単点観測では液状化範囲内の卓越振動数であると考えられる1.0Hz~2.0Hzに評価できた地点もあったが、いくつかの地点では3.0Hz~5.0Hz程度とやや高振動数側に 卓越振動数が評価される地点もあった。

同年9月の観測では常時微動水平アレー観測によりS波速度構造の推定を行った。推定したS 波速度構造と公開されているボーリングデータのN値からS波速度構造に変換したものと比較 したところ,概ね説明できるものとなったが,GL-5m以浅の範囲では観測により推定したS波速 度構造の方がVsの値が大きく評価されるものもあった。また,推定したS波速度構造と推定結 果を用いて求めた表層地盤の増幅特性は、単点でのH/Vスペクトル比を概ね説明できるものと なった。

この度の令和6年能登半島地震による被害のお見舞いを申し上げますとともに、一日も早い 復旧を心からお祈り致します。

謝 辞

常時微動観測の実施に当たっては,東北大学災害科学国際研究所・大野晋准教授のご協力を 得ました。また現地での観測については地元関係各位のご協力を得ました。

参考文献

- 1) 三辻和弥 小國惇浩 三浦篤史, 日本地震工学会第18回年次大会梗概集, 20240153
- 2) 国土地理院地図 Vector, https://geolib.gsi.go.jp
- 3) 富山県内の液状化しやすさマップ, https://www.hrr.mlit.go.jp/ekijoka/toyama/toyama.html
- Tada, T., I. Cho, and Y. Shinozaki, New horizons in the utility of horizontal-motion microtremors, Proc. 7th International Conference on Urban Earthquake Engineering, Center for Urban Earthquake Engineering, Tokyo Institute of Technology, 2010.
- 5) 高岡市 https://www.city.takaoka.toyama.jp/soshiki/toshikeikakuka/2/1/3/11103.html
- Ohta, Y., Goto, N., Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristic soil indexes, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 6, No.2, pp.167-187, 1978

2024年能登半島地震による能登北岸の隆起海岸における津波について*

中央大学研究開発機構 松冨英夫 岡山理科大学理学部 鎌滝孝信

1. はじめに

2024年1月1日16時10分の能登半島地震(M_j7.6)では顕著な津波が発生し、半島東岸の珠洲市や 能登町、半島西岸の志賀町における津波の実態は土木学会などの現地調査¹⁾によりある程度判明し ている。しかし、顕著な隆起海岸である半島(輪島市と珠洲市)北岸における津波の実態はほと んど判っていない。その理由として、(1)半島北岸では道路の損壊・埋没・消失により現地調査そ のものが難しかったこと、(2)海岸隆起により、津波が海岸線より陸側に氾濫し難くなったこと、 (3)津波と津波前後の冬期波浪(推算沖波有義波高が1月1日9時の4m強から1月1日21時の2m強へと 変化²⁾。輪島における波浪観測では4m弱から2m強へと変化³⁾の遡上高が同程度で(津波遡上には 大なり小なり波浪が常に関与する)、両者の遡上痕跡の区別がつけ難かったことなどが考えられ る。

能登半島北岸における今次津波の痕跡高を把握すること,ひいては海岸隆起による津波発生特 性を知ることは,隆起海岸集落における津波の防災・減災の検討において基礎的なことである。 したがって,本研究は能登半島北岸における今次津波の痕跡高把握を試みるとともに海岸隆起に よる津波発生モデルとその解析法の提案を目的とする。

2. 現地調査

現地調査は「海岸隆起量調査」と「津波痕跡高調査」の2つからなり、2024年1月5日~12月1日かけ て5回に分けて行った。隆起量と痕跡高の測量(水準測量)は自動レベルと5m標尺を用いて行っ た。測量点の位置特定は主に現場撮影写真とGoogle Earthを用いて行った。

(1) 海岸隆起量調査

海岸隆起量は、地震が発生した時季の最低潮位を高さの基準(後述)にして、珊瑚藻や牡蠣な どの白化上端位と海藻生息域上端位を測量して総合的に評価した⁴⁾。

(2) 津波痕跡高調査

津波痕跡高は,先ず諸機関や個人が撮影した航空写真やビデオ映像などから津波痕跡とおぼし きものの地点を特定し,可能な限り住民からの聞き取りを含めた現地測量調査により評価した。

3. 海岸隆起量

図-1に海岸隆起量の評価地点と評価値(暫定値)を示す。この結果はサンゴ藻などの白化上端 位に基づいている。隆起量の基準位は地震発生時季前(2023年12月1日~2024年1月1日)の最低潮 位⁴⁾のT.P. 0.03mである。図から、(1)海岸隆起量の空間分布は国土地理院発表のもの⁵⁾と同じ傾向 であること、(2)能登半島北岸の全域で海岸隆起が生じていることが判る。本調査における最大隆 起量は4m強であることも判る。この海岸隆起量結果は後述の津波発生モデルにおける初期の水位

^{*} Tsunami on the northern coast of Noto Peninsula, uplifted by the 2024 Noto Peninsula Earthquake by Hideo MATSUTOMI and Takanobu KAMATAKI



図-1 能登半島北岸における白化上端位に基づいた⁴⁾海岸隆起量評価(Google Earthに加筆)



図-2 能登半島北岸における暫定的な津波痕跡高評価例(Google Earthに加筆)

上昇量H₀として利用される。

4. 津波痕跡高

図-2に津波痕跡高の評価地点(●,●)と評価値(黄色数値で,暫定値)を示す。図中,水色 地点と水色数値(白四角囲い)は土木学会などが現地調査した地点と痕跡高評価値で¹⁾,本研究手 法による評価値の位置付け確認のための地点と評価値である。残りの黄色3地点の中には津浪痕跡 らしきものとした著者らの判断に誤りがあるかもしれない。図-3(a)~(f)に各評価地点における津 波痕跡や津波事象結果とおぼしきもの(白丸囲い部分)の写真例を示す。

図-2から、本研究手法による津波痕跡高の評価値(黄色数値)は土木学会などによる評価値 (水色数値)に比べて常に小さめであることが判る。

また,窓岩ポケットパーク (図-3(c))⁶の1地点を除いて,痕跡高は3~4m程度であることも判る。この高さは津波数値シミュレーション結果⁷⁾の2~3m程度(凡例のカラーバーからの読み取り値)に比べて高いが,高い波浪^{2),3)}の存在(wave set-upを含む)を考えれば,整合的と言えるかもしれない。

さらに、防波堤などで守られていない海に直面した窓岩ポケットパークで5m強の痕跡高と評価 されたが、窓岩から珠洲市寄りに直線距離で1.4km程度しか離れておらず、防波堤などでしっかり 守られた真浦漁港(図-3(d))で痕跡高が3.5m程度であることを考えれば、5m強の痕跡高は突拍子 もない高い数値ではなかろう。



(a) 輪島市大沢漁港のエプロンに打ち上がった漂流物



(b) 輪島市名舟漁港の斜路などに打ち上がった漂流物



(c) 輪島市町野町窓岩ポケットパークにおける事象(津波来襲前にあった上側写真の白丸内の丸 っぽい物体⁶がその後の短期間で消える)



(d) 珠洲市真浦漁港の船揚場にて移動した小船



(e) 珠洲市木ノ浦海岸に打ち上げられた漂流物



(f) 珠洲市狼煙漁港の船揚場にて散らばった漁船群 図-3 津波の痕跡や事象とおぼしきものを示す写真

大沢漁港(図-3(a))でも痕跡高が4.5m程度と高いが、この高い傾向は津波数値シミュレーション⁷⁾でも示されている。

5. 隆起海岸における津波発生モデル

海岸隆起による津波発生を理論評価できれば,理論結果と今次津波の現地調査結果を比較・検 討することで,能登半島北岸における津波実態の把握に近づくと考えられる(津波に重なった波 浪成分の影響が残されている)。



凶-4 律波発生モナルの初期余件と商記方の止義

能登半島北岸における今次地震は海陸(境界)断層によると評価されている⁸。しかも、南東傾 斜の逆断層と評価されている⁸。したがって、海岸隆起(海底域と陸域の同時隆起)による最も単 純な断面二次元の津波発生モデルとして図-4に示すものが考えられる。図中、 H_0 は海岸隆起によ る初期の上昇静止水部(水色部分)の高さ、 h_0 は断層上端直上位置における静水深、 $h_1=h_0+H_0$ 、 h_0 $\leq h_G \leq h_1$ 、i は半無限一様斜面海域の斜面勾配、 L_0 は初期の上昇静止水部の岸沖方向長さ、 $x \geq y$ は沖 海域の静水面位と断層上端位置を通る鉛直線との交点に原点を持つ水平と鉛直の空間座標、 $h_s(x)$ は任意地点xにおける静水深である。このモデルでは断層上端直上位置の海底面に段差(不連続) はなく、 H_0 は空間的に一定と仮定している。また、このモデルは有限水深で水平床下の無限海域 における初期有限上昇静止水部による既存の津波発生モデル(例えば、初期有限上昇静止水部が 水平面的に円形⁹⁾や長方形¹⁰)の一様勾配斜面上版(バージョン)と言えよう。

本研究提案津波発生モデルの理論解析方法として従来理論^{9,10)}のように線形理論を用いる方法と 非線形浅水理論を用いる方法が考えられる。有限水深で水平床下の半無限海域版の線形近似理論 は防波堤越波後の波浪が港内で発生させる波(越波伝達波)を対象としてすでに存在する¹¹⁾。ま た,津波発生における線形長波理論適用の限界が指摘されている¹²⁾。したがって,提案津波発生 モデルの理論解析においては第一近似として摩擦を無視した非線形浅水理論を基礎式として採用 することが望ましいと考えられる。この場合は一様勾配斜面上のダム破壊流れ¹³⁾と判断される が,前面(海)側に水がある場合の理論解析例はないようである。



図-5 珠洲市長橋漁港の津波観測点における潮位観測データ(2024年1月1日)¹⁴⁾

提案津波発生モデルをダム破壊流れと判断してよいと思われる一証拠が実観測により示されて いる。図-5¹⁴⁾がその一証拠で、潮位観測データの時刻が正しいとして、地震発生が16時10分にも かかわらず、約2分10秒後の16時12分20秒頃から潮位が下がり始めている。この時間差から、断層 上端直上位置が津波観測点(長橋漁港)からどのくらい沖であるかも推定され得る。また、地震 発生後どのくらい時間が経っているか正確には判らないが、初期の津波引き過程が窓岩ポケット パークにおいてビデオに撮られている⁶。

本モデルをダム破壊流れと考えた場合,初期上昇静止水部域全体(x軸の下部を含む)の水は一 方的に沖方向へ流れていくと考えられる。しかし,発生津波域の後端が初期汀線位置(x=-L₀)に 達した後の後端の挙動がよく判っていない。今後の詳細な理論・数値・実験的検討が待たれる。

6. 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)能登半島北岸における海岸隆起量の実態を白化上端位の観点から示した。

(2) 能登半島北岸における津波痕跡高を写真に残された津浪痕跡らしきものに基づいて評価した。(3) 隆起海岸における一津波発生モデルとその解析法を提案した。

謝辞:科研費(基盤研究(C),24K07988,代表:松冨英夫)の補助を受けた。また,公開された 国土地理院と国際航業の航空写真,堀井利治氏の動画写真を利用した。記して謝意を表する。

参考文献

- 1) Yuhi et al.: Post-event Survey of the 2024 Noto Peninsula Earthquake Tsunami in Japan, *Coastal Engineering Journal*, pp.1-14, 2024. https://doi.org/10.1080/21664250.2024.2368955
- 2) 気象庁:日々の沿岸波浪図, https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/wave/chart/daily/coastwave.html, 2024年1月31日参照。
- 3) 国土交通省港湾局:ナウファス, https://nowphas.mlit.go.jp/, 2025年1月3日参照。
- 4) 松冨英夫:隆起後に白化した岩礁の白化上端位 -隆起量の簡易現地推定法-,土木学会論文 集B2(海岸工学), Vol. 67, No. 1, pp. 67-71, 2011.
- 5) 国土地理院:「だいち2号」観測データの解析による地殻変動, https://www.gsi.go.jp/uchusokuchi/ 20240101 noto insar.html, 2024年2月2日参照。
- 6) 朝日新聞:奥能登の奇岩「窓岩」,変わり果てた姿に 地震で崩れ,穴なくなる,https://www. asahi.com/articles/ASS1X4Q47S1XPQIP002.html, 2024年2月12日参照。
- 7) 例えば、二木敬右、米山 望、吉池朋洋:令和6年能登半島地震津波の波源推定、自然災害科学、Vol.43, No.3, pp.679-688, 2024.
- 8) 例えば, 気象庁: 令和6年能登半島地震の評価, https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/ 2024/20240101 noto 3.pdf, 2024年2月14日参照。
- 9) 高橋龍太郎:海底の變動に因って生ずる津浪について,東京帝国大学地震研究所彙報, Vol.20, part 4, pp.375-400, 1942.
- 10) Kajiura, K.: Tsunami source, energy and the directivity of wave radiation, Bulletine of the Earthquake Research Institute, Vol.48, pp.835-869, 1970.
- 11) 松井政博, 倉田克彦, 荻野英樹, 鈴木 功: 越波による伝達波特性 (Cauchy-Poisson波による モデル化), 第27回海岸工学講演会論文集, pp.410-413, 1980.
- 12) 首藤伸夫:津波発生数値計算手法に関する疑問,津波工学研究報告,第33号, pp.17-25,2017.
- 13) 松冨英夫:水平床の貯水部を持つダム破壊流れの斜面遡上,東北地域災害科学研究,第57巻, pp.47-52,2021.
- 14) 気象庁:「珠洲市長橋」津波観測点の潮位観測データ(2024年1月1日), https://www.data.jma. go.jp/omp/data/jishin/tide/nagahashi_kansoku.html, 2024年2月2日参照。

山形県および秋田県沿岸から報告されているイベント堆積物の成因*

岡山理科大学理学部 鎌滝 孝信・角田 海斗・和田 凌汰・藤木 利之

(公財)山形県埋蔵文化財センター 植松 暁彦

元東北歴史博物館 相原 淳一

株式会社 ALISys 齋藤 龍真

北海道大学医学研究院 駒木野 智寛

1. はじめに

日本海東縁に面した沿岸地域における津波防災・減災施策を進めるためには、この地域で発 生した古津波の詳細を明らかにし、将来発生する可能性がある津波の規模を想定する必要があ る。日本海東縁では1833年庄内沖地震,1964年新潟地震,1983年日本海中部地震および1993 年北海道南西沖地震など、津波を伴う大きな地震が次々と発生し、沿岸地域に大きな被害をも たらした(宇佐美ほか, 2013 など)。しかしながら、それぞれの地震が発生した領域における 同規模の地震の繰り返し間隔などは知られていない。したがって、東北地方の日本海沿岸にお ける古地震・古津波に関する情報の蓄積は、太平洋側などと比較して不足している状況といえ る。そのような少ない情報の中で、山形県酒田市飛島と秋田県男鹿半島の沿岸部では礫質のイ ベント堆積物が報告されており、放射性炭素年代測定によって9世紀および10世紀頃に大き な津波の影響を受けて形成された可能性が示唆された(平川, 2013;川上ほか, 2014;相原ほ か,2020 など)。さらに,秋田県の沿岸低地における調査から,8世紀から9世紀頃と13世紀 から 14 世紀頃に秋田県中部から南部にかけて津波堆積物を残すような津波があった可能性も 指摘されている(鎌滝ほか, 2015, 2017 など)。このように秋田県沿岸部や日本海にある離島 では、いくつかの津波堆積物の可能性があるイベント堆積物の存在が確認されているが、その イベント堆積物が津波堆積物かどうかは一部を除いてまだ解明されていない。また秋田沖には, 近年大きな津波を伴うような海域を震源とする大規模な地震が知られていない地震空白域が存 在するとされ(石川, 2002;大竹, 2002など),そのような地域で大きな地震が発生すると、そ れに伴い発生した津波が秋田県男鹿半島や山形県飛島に津波堆積物を残す可能性がある。そこ で、本研究では秋田県男鹿半島南岸および山形県飛島西岸から報告されている礫質イベント堆 積物の成因を明らかにするため、イベント堆積物中の礫のインブリケーション(覆瓦構造)に 着目して調査を実施した。

2. 調査地域および調査方法

調査地域は秋田県男鹿半島南岸の男鹿市船川港椿周辺および山形県酒田市飛島北西岸とした (図1)。周辺地域では、図1Aに示すようにいくつかの歴史地震が知られている。両地域とも

^{*} A study on the origin of event deposits in the coastal areas of Yamagata and Akita Prefectures, the eastern margin of Japan Sea by Takanobu Kamataki, Mikuto Sumida, Ryota Wada, Toshiyuki Fujiki, Akihiko Uematsu, Jyun-ichi Aihara, Ryuma Saito, and Tomohiro Komagino

に平川(2013)によって礫質イベント堆積物が報告されており,そのイベント堆積物中の礫の インブリケーションを測定した。インブリケーションとは,粒子が互いに寄りかかって上流側 に傾いて堆積している様子で,この傾きの方向からそのインブリケーション,すなわちイベン ト堆積物を形成した流れの方向を推定することができる(例えば,横川,1998 など)。本研究 におけるインブリケーションの測定結果は,吉冨(2022)が開発したローズダイアグラム作成 用の Web アプリケーションを利用してとりまとめた(図2および3)。



図1 東北地方の日本海側で発生してきた主な歴史地震と調査位置図

A:東北地方日本海側の海域および海陸境界域で発生してきた主な歴史地震および全体図, 1:850年出羽地震,2:1694年能代地震,3:1704年岩館地震,4:1793年西津軽地震,5: 1804年象潟地震,6:1833年庄内沖地震,7:1983年日本海中部地震,B:秋田県男鹿市の 調査地点周辺地形図,C:山形県飛島の調査地点周辺地形図。Bは国土地理院発行の25,000 分の1電子地形図「船川」,Cは同「飛島」を使用した。地形図内の黒破線内は調査地域を 示す(図2および3の地形図の範囲)。Aの歴史地震に関する情報は地震調査研究推進本部 (2009)および宇佐美ほか(2013)を使用した。

3. 調査結果とその解釈

(1) 男鹿半島南岸にみられるイベント堆積物中の礫のインブリケーション

図2に男鹿半島南岸における調査地点と調査結果のローズダイアグラムを示す。O-1からO-4はそれぞれイベント堆積物中の礫のインブリケーションを測定した地点で,同一の礫層を追跡した。ここでは4地点計76組のインブリケーションを測定した。地点O-1では多少ばらつくが東向きの流れと西向きの流れを示すものが多い。地点O-2では概ね北東向きの流れを示すものが多い。地点O-3およびO-4では東北東向きの流れを示すものが多い。

これらの結果から、この地点でみられるイベント堆積物はすべての地点で海から陸への流れ が卓越する状況で形成されたと推定される。地点 O-1 のみ、陸から海への流れの影響もあった

ことが示唆される。



図2 男鹿半島南岸における調査地点および調査結果のローズダイアグラム 地形図は国土地理院発行の25,000分の1電子地形図「船川」を利用した。

(2) 飛島北西岸にみられるイベント堆積物中の礫のインブリケーション

図3に飛島北西岸における調査地点と調査結果のローズダイアグラムを示す。T-1からT-3は それぞれイベント堆積物中の礫のインブリケーションを測定した地点で,ここでも男鹿半島と 同様に同一の礫層を追跡した。ここでは3地点計100組のインブリケーションを測定した。な お,この地域では南方向からの流れを示すデータが得られなかったため,ローズダイアグラム は北半分のみで表現する。3地点ともに東北東向きの流れを示すものが卓越する。

これらの結果から、この地点でみられるイベント堆積物は男鹿半島のものと同様に、すべて の地点で海から陸への流れが卓越する状況で形成されたと推定される。



図3 飛島北西岸における調査地点および調査結果のローズダイアグラム 地形図は国土地理院発行の25,000分の1電子地形図「飛島」を利用した。

4. それぞれの地域でみられるイベント堆積物の形成要因

イベント堆積物中の礫のインブリケーションが示す古流向は、両地点ともに海から陸を示す ものが卓越しているといえる。したがって、これらイベント堆積物の成因として洪水や斜面崩 壊等の影響は取り除けることとなる。海側からの水の流れによって陸上にイベント堆積物を形 成する可能性がある現象として、津波とともに高潮の可能性も考えられる。しかし、高潮につ いては、発達した台風が接近する際に風の吹き寄せによって波が高くなると同時に、気圧の低 下によって海面も上昇することで大波が発生し、内陸部に波が押し寄せて高潮堆積物を形成す る。今回研究対象としている地域は東北地方の日本海側で、この地域まで台風が強い勢力を保 ってくることが現実的に考えにくい。また、高潮の発生には台風から吹き寄せる風の方向が関 連するため、南側に開いた湾地形で大きな影響を受ける傾向にあるとされるが、特に飛島につ いてはそのような地形ではなく高潮の影響は受けづらいと考えられる。さらに高潮は津波に比 べてより頻繁に発生すると考えられるため、仮にイベント堆積物が高潮によって形成したもの であれば、地層中により多くのイベント堆積物が挟まれていてもおかしくはない。

以上のことを総合的に解釈すると、これらの地域でみられるイベント堆積物は津波によって 形成されたものといえる。なお、男鹿半島南岸の地点 O-1 でみられる陸から海方向への流れを 示すインブリケーションは、津波の戻り流れで形成された可能性もあるが、そのような議論を 進めるためには計測個数が少ないため、今後さらなる追加調査が必要と考える。 また,飛島北西岸の調査地点については,本研究においてインブリケーションを測定したイ ベント堆積物の上位の地層から、9世紀頃の製塩土器の破片が大量に産出する。一方,イベン ト堆積物およびその下位の地層からはそのような製塩土器が産出しないことから,このイベン ト堆積物を形成した津波の発生時期は少なくとも9世紀ないしそれ以前と考えることができる かもしれない。しかしながら相原ほか(2020)では,古津波堆積層 Ts1,Ts2およびその下位の 地層からも製塩土器が産出するとされるため、今後、本研究で研究対象としたイベント堆積物 と相原ほか(2020)のTs1およびTs2との層位関係を含め、追加の調査および検討をおこなう 必要がある。なお、産出した製塩土器の詳細等については改めて別稿にて報告する予定である。

謝辞

本研究には科学研究費(基盤研究(C),課題番号:20K05042,代表:鎌滝孝信,基盤研究(C), 課題番号:24K04366,代表:駒木野智寛)を使用した。ローズダイアグラムの作成には広島大 学大学院人文社会科学研究科の吉冨健一氏が Web に公開しているアプリケーション(吉冨, 2022 を参照されたい)を利用した。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

- 相原淳一・植松暁彦・阿部芳郎・東京大学総合研究博物館放射性炭素年代測定室・黒住耐二・ 樋泉岳二・野口真利江,2020,山形県酒田市飛島西岸製塩遺跡の考古学的調査-古代製塩遺 跡と古津波堆積層 Ts1・2-,東北歴史博物館紀要,21,1-28.
- 平川一臣, 2013, 日本海東縁の古津波堆積物, 地震予知連絡会会報, 90, 537-541.
- 石川有三,2002,日本海東縁の地震活動からみた歪み集中帯,大竹政和・平 朝彦・太田陽子 編,日本海東縁の活断層とテクトニクス,155-165,東京大学出版会.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会,2009,日本の地震活動-被害地震から見た地域別の特 徴-(第2版),496p,地震予知総合研究振興会.
- 鎌滝孝信・阿部恒平・黒澤英樹・三輪敦志・今泉俊文,2015,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,54,129-138.
- 鎌滝孝信・安部訓史・金澤 慎・松富英夫,2017,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.
- 川上源太郎・加瀬善洋・ト部厚志・高清水康博・仁科健二,2017,日本海東縁の津波とイベン ト堆積物,地質学雑誌,123,857-877.
- 大竹政和,2002,日本海東縁の地震発生ポテンシャル,大竹政和・平 朝彦・太田陽子編,日 本海東縁の活断層とテクトニクス,175-185,東京大学出版会.
- 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子, 2013, 日本地震被害総覧 599-2012, 694p, 東京大学出版会.
- 横川美和, 1998, 堆積粒子の配列が語るもの, 地球科学, 52, 370-377.
- 吉冨健一, 2022, 方向データを手軽に扱えるローズダイアグラム作成 Web アプリ, 地学教育, 75, 67-72.

気候モデル d4PDF 気象場より得られた潮位・波浪推算値の累積確率特性

について*

八戸工業大学 佐々木 幹夫

八戸工業高等専門学校 南 将人

1. 緒言

本論文では d4PDF 気象場の波浪や海面上昇推算値の利用方法についてのこれまでの調査研 究結果を述べている。再現期間 6000 年の波浪や潮位偏差が図示¹⁾ されているのを見てそんな に長い期間の再現値が取り扱われて良いのだろうかという疑問が本研究の発端である。6000 年 で 1 度起きるような高波浪や高潮位の実証は不可能に近いことは確かであろう。継足し 6000 年標本の疑問に理論的に答えられるようにはなっていない。しかし、本研究では波浪や潮位の 実測値の確率分布が対数正規分布をなしていることから d4PDF 波浪・潮位推算値の適正な利用 方法について答えを出しているように思える。第2節では d4PDF の概要を示し、気象場の風向、 風力、気圧等の気象条件の取り出し・利用方法について述べ、有義波高の推算例を示している。 第3 および4節では波浪・潮位の実測値が対数正規分布をなしていること、d4PDF 継足し 6000 年標本は再現期間の検討や再現値の予測には使用が不適当であることを示している。

2. d4PDF の概略および利用事例

2.1 d4PDF の概要²⁾

気候変動予測と影響を考慮し、それに伴う不確実性の定量評価「地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース、database for Policy Decision making for Future climate change

(d4PDF)」が公開されている。その中で、水平解像度約 60km の気象研究所全球大気モデル MRI-AGCM3.2 の全球実験か ら、過去実験と温度上昇の実験結果を用いて、実験結果の テキスト化と波浪推算への応用を実施した。なお、過去実 験は、1951 年~2011 年 8 月×100 メンバ、4℃上昇実験は 2051 年~2111 年 8 月×90 メンバとなっている(図 1)。



2.2 風速データの取り出し事例

データベース(d4PDF)を用いて、青森県八戸地域の風速データを取り込み、過去と4℃上昇時の風速のテキスト化を行い、波浪推算を行った。DIAS³⁾に登録し、様々なデータの中から「6時間瞬間値2次元データ:sfc_snp_6hr_2byte」で2008年の実験結果を用いた。なお、アンサンブ

^{*} Cumulative probability characteristics of tide and wave estimates obtained from the climate model d4PDF weather field by Mikio Sasaki and Masato Minami

ルは全 100 メンバーあるが、その中で m001、m011 と 10 メンバー間隔で全 10 メンバーのデー タを用いた。ダウンロードしたデータを気象・気候の分野で用いられてきた、「グリッド解析表

示システム(ソフト) Grid Analysis and Display System(GrADS)」を用いて図化した。図 2 はそ の一例で、2008年1月の海水面での圧力と風速 ベクトルを示したものである。図化範囲は、青 森県を対象として東経139.20~141.90度、北緯 40.10~41.60度とした。また、八戸地域は東経 141.71度、北緯40.16度と設定した。さらにバ イナリー形式からテキスト形式に変換するソフ トを作成して八戸地域の風速をテキスト化した。

4℃上昇実験 2051 年1月の風速をテキスト化した例を図 3に示す。6時間毎に東西方向 U と北南方向 V の風速(単 位: cm/s)が取り出されている。このテキスト化したデー タの時系列変化図を図4に示す。図中の青線が東西方向成 分 U を赤線が北南方向成分 V の風速を示している。

2.3 波浪推算の応用事例

テキスト化した風速データを用いて波浪推算を行った。 波浪推算には風波の発生・発達に用いられる S.M.B.法を

適用した。この方法では、風速と吹送距 離Fあるいは吹送時間tが支配的な要素 であり、発生した風波の大きさは有義波 高 H_{1/3}と有義波周期 T_{1/3}で表す事ができ る。これらの諸量に対してウィルソンが 1965 年に信頼度が高い観測値を用いて H_{1/3} と T_{1/3} の算定式を提案している。吹 送距離Fを設定するために、2022年の風速 と波浪の観測値を用いて吹送距離 F を求め た。なお、風速は気象庁の「過去の気象デ ータ検索」4)を、波浪は「全国港湾海洋波 浪情報網(NOWPHA)」5の観測値を用いた。 算出された吹送距離 F を用いて、前述のテ キスト化された風速から 4℃上昇実験での 有義波諸元の波浪推算を行った。その結果 を図5に示す。

以上の手順により、データベースから風 速データを取得し波浪推算をする事ができた。



図2 青森県の海水面圧力と風速分布図例





- V 北南方向



図4 4℃上昇実験の風速の時系列(2051年1月)

U 東西方向

-

-12



図5 4℃上昇実験の波浪推算(2051年/1月)

3. 潮位・波浪実測値の累積確率特性

青森県の太平洋岸沿岸、日本海沿岸、および陸奥湾沿岸における波浪および潮位の実測値の 確率特性を調べた結果を図6、図7および図8に示す。図8(a)には深浦波浪、(b)にはむつ小 川原潮位の実測値がそれぞれ d4PDF 推算値とともに図示されている。全図とも横軸は対数目盛 でとられており、縦軸は確率紙の目盛、すなわち、目盛線は標準偏差1、平均値0の確率密度 関数 f(y)で与えられる非超過確率 F

 $F = \int_{-\infty}^{y} f(y) dy$ (1) により%で表示されており、実際の距離は確率変数 y で座標がとられている。この確率紙にプロットされている実測値が直線状になっていれば現象は対数正規分布をなすことになる。図に示した実線(赤)は自動で引かせた内挿線であり、図中にこの式が表示されている。ここに、式中の y は式(1)に示した確率変数で縦軸の座標であり、x は横軸の値であり、波高および潮位偏差を示している。図6(a)は八戸港沖太平洋沿岸、(b)はむつ小川原港沖太平洋沿岸、(c)は下北沖太平洋沿岸、(d)は陸奥湾青森港沖の実測値を示している。また、図6(e)お

よび図8(a)には日本海沿岸の竜飛沖および深浦沖の実測値が示されている。



図 6 (a) 波浪八戸実測値 (2008-2023)



図 6 (c) 波浪下北沖実測値 (2008-2023)



図 6 (b) 波浪むつ小川原実測値 (2008-2023)



図 6 (d) 波浪陸奥湾青森実測値 (2008-2023)



図7(d) 潮位竜飛実測値(1985-2021)



図 7 (b) 潮位下北沖実測値(1997-2021)



図6(e)波浪日本海沿岸竜飛実測値



図7(a) 潮位八戸実測値(1963-2011:47年)

20

30

40 50 60

潮位偏差 cm

y = 3.0856ln(x) - 10.9

八戸潮位偏差累積確率(対数正規分布)

99.999

99.99

99.9

99

90

10

1

0.1

0.01

10

14

% 50 1/100000

1/10000

1/1000

1/100

1/10

80



図7(c)潮位陸奥湾青森実測値(1971-2020)



図7(e)潮位深浦実測値(1972-2021)

図において、波高の大きい側のプロットが内挿線の上側にあればその波高は小さすぎ、下側に きていれば大きすぎる波高を意味している。また、逆に、波高の小さい側においてプロットが 内挿線より上側にきていればそれは値が小さすぎていること、および、直線の下側にきていれ ば大きすぎていることを意味する。大きい方の最後の値が図6(d)青森、(e)竜飛、および図 8(a)深浦で小さ目に、図6(b)むつ小川原では大きめになっている。しかし、全体をみれば プロットは直線上にあり、波高は対数正規分布をなしているといえる。図6(a)八戸および(c) 下北沖は見事な直線状のプロットとなっている。故に、波高実測値は対数確率紙上で直線分布 をなす、よって、この極値の現象は対数正規分布といえる。

図7に潮位の実測値を潮位偏差にし、その確率特性を示した。図7(e) 竜飛日本海沿岸,及び図8(b) むつ小川原では最後の値が100年相当の大きな値となっているため直線から下側に離れている。これら2つの観測を除き、同図他の観測値に着目すると観測値は直線上にある。以上により、図7(a)~(e),及び図8(b)の潮位偏差は直線分布となっているといえる。したがって、潮位偏差も対数正規分布をなしているといえる。

4. 波浪・潮位の d4PDF 推算値の累積確率特性

図8に波浪および潮位のd4PDF 推算値の継足し6000 年標本値(60 年×100 メンバ、2011 年 除く)の累積確率を示した。図よりこの継足し6000 年標本値は直線とは認められず対数正規分 布をなしているとは言えない。実現象の確率分布と異なるため再現値の予測に用いることは不 適当といえる。また、大きめの値と小さ目の値の分布よりこの標本値にはエルゴード性は認め られず、それは無いといえる。従って、エルゴード性が無いので継足しでなくメンバ単位で扱 うことが可能となる。



図9は対数確率紙上の各メンバの直線性を調べたもので縦軸のRはそれぞれのメンバの残差 の二乗和で次式により定義されている・ $R = \sum_{i=1}^{60} (y_i - (aln(x_i) + b))^2$ ここに、a, b:定数 (2) ここに、上式(2)の定数 a 及び b はメンバ 60 年標本値の確率紙上内挿線の傾き、および切片 をであり、これら定数 a および b は各メンバ毎に最小二乗法により求まる。添え字 i は 1951 年から 2011 年まで各年を意味している。式(2) は R が大きいと対数正規分布から外れているこ と、小さいと確率紙上で直線性が良く対数正規分布をなすメンバであることを意味している。 図よりメンバ m070 が最小の R を与え、このメンバの確率特性は図 10 に示すように、ほぼ完全 な直線分分布となり実測値との確率特性は一致している。これにより再現値の予測が可能とな る。ただし、d4PDF 予測値はさらなる精度の良い推定が必要になっているようにみえる。



図9 波浪過去実験各メンバの直線性調べ



図 10 波浪メンバ m070(d4PDF)の確率特性

5. 結言

波浪・潮位の累積確率特性を調べた結果、実測値は対数正規分布をなしていること、d4PDF 推算値継足し 6000 年標本は実測値の確率特性と異なるため再現値の予測に使用するのは不適 当であること、100 メンバの中には確率特性が実現象と一致するメンバが存在し、それを見出 すことにより再現値の予測が可能となることを示した。

謝辞 本研究では青森県県河川砂防課が収集・整理した波浪・潮位の実測値を用い、また、同 課より提供いただいた d4PDF 気象場波浪・潮位推算値を使用している。ここに県河川砂防課に 深甚なる謝意を表する。

参考文献

1)五十嵐 雄介他 6 名, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. 78, No. 2, 1 - 967T_972, 2022.
 2)https://climate.mri-jma.go.jp/d4PDF/design.html

- 3) https://auth.diasjp.net/cas/login?service=https%3a%2f%2fd4pdf.diasjp.net%2fd4PDF.cgi
- 4)https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php?prec_no=31&block_no=47581&year=202 2&month=1&day=27&view=
- 5) https://www.mlit.go.jp/kowan/nowphas/

2018年西日本豪雨の被災地域における地名と災害リスクとの関連性*

岡山理科大学大学院理工学研究科 城田芽美 岡山理科大学理学部 鎌滝孝信

1. はじめに

2018年8月の西日本豪雨は,南下した梅雨 前線の影響により線状降水帯が形成され発 生した。8月6日には広島県・岡山県・鳥取 県で大雨特別警報が発令され,各地で甚大な 被害をもたらした (気象庁, 2018)。岡山県の 高梁川では,本流の高梁川の水位上昇に伴 い,支流の小田川でバックウォーター現象が 発生した(内閣府, 2020)。小田川流域の複数 箇所で堤防の決壊や越水が生じたことから 岡山県倉敷市真備町で大規模な浸水被害を 受けた(図1,2)。この浸水被害において多 くの人的被害が出てしまった。一方この地域 では,当時発行されていたハザードマップに よる浸水想定範囲と西日本豪雨災害による 浸水範囲はおおむね一致しており,防災情報 の活用が十分になされていなかったことが 人的被害を拡大させた要因のひとつと考え た。

筆者らは上記の事象を踏まえ,自治体の出 すハザードマップなどの防災情報を十分に 活用し,住民の防災意識を向上させることが できれば人的被害の減少が期待できるので はないかと考えた。まずは子供たちに防災へ <complex-block><caption>

図 2 西日本豪雨における真備地域の浸水推定 図(国土地理院より引用)

意識を向けてもらい、そこからの保護者等と会話することで大人の意識向上のきっかけづくり を目指すこととする。子供たちに防災へ意識を向けてもらうためには、学校での防災教育に子 供たちが地域に興味を持ちやすい内容を取り入れることが効果的である。学校現場での防災教 育に迅速かつ平易に新たな内容を取り入れていくためには、教科との関連性がある題材や教科 内で取り扱える内容のものが良いと考え、本研究では地名に着目した。

地名は、「たんに土地を区別するための符号ではなく、その土地の立地環境や、地名発生時の

*Relationships between place names and natural disaster risk in areas affected by the 2018 Western Japan torrential rainfall by Megumi Shirota and Takanobu Kamataki

国土地理院

歴史を反映したものであり,地誌である」(木全,1991)と言われている。地名の中には,その 土地の特徴を由来として先人が残したものも多い日本では,地名はその土地の災害リスクを類 推する上で決して無視できるものではないと考えることができる。実際に広島県では,2016年 に発生した広島土砂災害において,現在の八木地区の昔の地名「八木蛇落地悪谷(やぎじゃら くじあしだに)」のような過去に消された自然災害を意味する地名に注目が集まった(尾形, 2014 など)。同様に 2011 年東北地方太平洋沖地震が発生した際にも,東北地方太平洋側の地域 にみられる津波に関する地名などが取り上げられた(平川,2016 など)。また,地名を調べる ことは,その地域の歴史や土地,地形などを細かく調べることにつながり教科内での題材とし て用いることができることや,児童・生徒の地元への興味関心の向上にも役立つと考えられる。 地名と災害リスクとの関係性に関する既往研究については,災害地名の具体的な記述の報告や 都市部,東北地方太平洋側については地名等を用いて災害リスクとの検討が数多く行われてき た(花岡,2015 など)。2018 年西日本豪雨災害の影響を受けた中国地方では,そのような報告 が少ない。

花岡(2015)は既往の地名研究の課題として,個々の地名の意味解釈に重点が置かれ個別事 例に基づく記述的な把握に留まる点と,具体的な活用事例が進んでいない点の二点を指摘した。 また,花岡(2015)は、一般的に使用される住居表示に基づく地名のデータベースを用いて、 岩手県と宮城県を対象に、地名語尾と災害リスク、土地条件を比較する研究を行い、地名語尾 と自然災害リスクとの間に一定の関係があることを明らかにした。

以上を踏まえた上で本研究は、住民が地名の成り立ちから発生しうる災害について考えるき っかけになるような防災教育教材を作成するための基礎データを整備することを目的とし、そ の土地で発生してきた災害と地名との関連性について検討する。

2. 調查地域

本研究では、岡山県を流れる高梁川とその支流である小田川の合流地点を中心とした地域を 調査範囲とした。2018年の西日本豪雨災害でハザードマップによる浸水想定範囲と実際の浸水 範囲がほぼ一致していたことから調査地域は、岡山県倉敷市真備地区とした(図 3)。さらに、

地名を調べるうえで 1925 年修正測 図の旧版地形図 2 万 5 千分の 1 「箭 田」図幅を使用した。また,調査に 用いた重ねるハザードマップでの地 形分類図の代表例として真備地区の 詳細な一部地域を拡大表示(図 4)し て示す。図 4 は,図 3 中の同色の四 角内に対応する地域である。真備地 区の地形として,丘陵地と低地の大 きく 2 つに分けられた。丘陵地にあ たる部分では,後期白亜紀の花崗岩 類が分布している(国土交通省,



2020)。低地にあたる部分では,小田 川によって形成された沖積低地が 発達し(海津,2019),主に河川堆積 物が堆積した地質からなる(斎藤, 2018)。また,東側に存在する高梁川 の右岸堤防と南側を流れる小田川 の左岸堤防,さらに北側の丘陵地に はさまれて閉塞された土地となっ ている(海津,2019)。小田川の河床 勾配は高梁川に比べて小さく,バッ クウォーター現象が発生しやすく なっており(国土交通省,2020),小 田川に合流する末政川や高馬川で



図4 調査地域の地形分類図 重ねるハザードマップ(国土地理院)に加筆

は下流部で河川の天井川化している(海津, 2019)。

3. 調查方法

まず,現在閲覧可能な国土地理院の旧版地形図と現在の地名データベースを用いて,過去の 地名と現在の地名をそれぞれ収集する。詳細は以下に記載する3種である。

使用した地名データベースと旧版地形図

·2023年 位置参照情報(発行機関:国土交通省)

·2020年 国勢調查小地域集計(発行機関:総務省)

・1925年 25,000分の1修正測図「箭田」(発行機関:国土地理院)

3-1. 地名語尾の抽出

収集した地名から地名語尾を抽出する。現在の地名では、○丁目や空間的な位置を示す東西 南北については地名から除外した地名から語尾を抽出した。具体的には、倉敷市真備町川辺新 田第二や新田南の地名では、数字や空間的な位置を示す「第二」や「南」を除外して、地名語 尾をどちらも「田」としている。また、旧版地形図は、地形図から読み取るかたちで神社仏閣 や山、溜池等の名前に該当しない地名をすべて収集した。ここで、各地名や地名語尾やどのよ うな意味を示すのか、災害を示唆するのか調べるため、地名用語語源辞典と岡山地名辞典を併 用して意味を調べた。

3-2. 周辺の地形について

各地名地点の周辺地形についても調査しまとめた。ここでは、教育現場等で容易に活用でき ることを考え、国土地理院の重ねるハザードマップで表示される地形分類図を用いた。現在の 地名は、重ねるハザードマップで表示されている地名記載地点の周辺から、過去の地名は同じ ように旧版地形図の地名記載地点を重ねるハザードマップに置き換え、その周辺の地形をまと めた。地名の範囲の検索が容易であると考えていた Google map では、真備地区が市町村の合併 を繰り返していることから、地名の範囲が表示されたのはわずか十数件であったため、地名記 載地点の周辺を地名の範囲として今回は取り扱った。

4. 調査結果とその解釈

4-1. 抽出した地名語尾について

収集した地名から地名語尾を抽出する と,過去の地名では103件,現在の地名で は183件抽出することができた。抽出し た地名語尾の中で4件以上抽出した語尾 について図5および6のようにまとめた。 過去の地名語尾(図5)と現在の地名語尾

(図 6)を比較すると,過去と現在で「谷」 や「山」は同じ件数抽出された。一方,現 在では「田」は大幅に件数を増やし,団地 の開発から「台」や,改変する際の新しい 地名に用いられることの多い「旭」が新た に抽出された。このことから,現在にかけ て開発が進んだことがわかる。

また,それぞれの地名と地名語尾について意味や語源を調べ,災害を示唆する ものを持っているか否かについてまとめた(図7,8)。







過去の地名(図7)では災害を示唆する語尾を含む地名と含まない地名が約50%ずつになって いたが,現在の地名(図8)では,約60%が災害を示唆しない地名や地名語尾となっていた。 このことから,過去から現在にかけて,地名の変更や市町村の合併によって,災害を示唆して いた地名の減少が考えられた。また,実際に災害が起きているにも関わらず,災害を示唆しな い地名が増えていることからも,災害を示唆していた地名などが市町村合併による消失や住民 が良い印象をもてる地名に改変されたことが示唆される。

4-2.各地名地点における地名語尾について

国土地理院の重ねるハザードマップで, 真備地区にみられる地形は, 山地・山麓堆積地形・ 台地段丘・扇状地・氾濫平野・自然堤防・旧河道である。一部, 後背湿地を含む地名もあった が、ごく少数だったため今回は、表示していない。各地名地点周辺の地形は、おおよそが、2~3種の地形を数える地名が多く、山地と氾濫平野がどちらも多く見られた。

過去の地名地点周辺の地形(図 9)は、過去の地名から抽出した地 名語尾が「谷」および「田」が多 かったことに着目すると、「谷」は 山地の地形から氾濫平野の広い 範囲にみられ、一部で旧河道に分 布にしていた。山と山の間や、田 と関連し小さい谷底も含めた低 地を意味する「谷」では、山地か ら氾濫平野まで広くみられたこ とは妥当な分布であると考えら



図9 過去の各地名地点周辺の地形

れる。「田」を含む地名は、山地から旧河道まで全般的に広く分布しており、中でも多く分布し ていたのは氾濫平野や自然堤防、旧河道で、主に低地の地形に多くみられた。耕作地や水田の 意味をもつ「田」としておおよそ意味に沿った分布といえる。その他の地名語尾では、「井」が 山麓堆積地形と扇状地を除き、山地から旧河道まで広く分布しており、水回り周辺の意味を持 つ「井」としては妥当な分布と考えられる。

現在の地名地点周辺の地形 (図10)では、過去の地名地点 と同様に「谷」および「田」に 着目すると、「谷」が山地から氾 濫平野まで分布し一部に旧河道 を含むこと、「田」が全般的に分 布していることから、分布の様 子は大きく変化がないように考 えられる。しかし、現在の地名 から新たに抽出された地名語尾 である「台」や「旭」に着目す ると、「台」は山地と氾濫平野、



図 10 現在の各地名地点周辺の地形

「旭」は山地と台地および氾濫平野に分布しており,開発の進んだ場所の地名であることを推 測することができた。「台」を抽出した地名は,11 地区に分割された団地名から収集した地名 で,山地と氾濫平野にそれぞれ11件ずつ「台」が見られることから山地を開発した団地である ことが考えられ,「台」の語源の意味にも沿っていた。「旭」では,同じ件数の山地と台地段丘, 氾濫平野の分布が見られることから主に氾濫平野に分布し,背後に斜面を有する土地であると 考えられた。「旭」は瑞祥地名や合併行政地名に多用されるとの語源の意味から,地形と地名が 反映されていないといえる。

5. まとめ

本研究によって、岡山県倉敷市真備地区において災害を示唆する地名が地名の改変等により 減少していることがわかった。高梁川周辺では災害が度々発生している報告がある中で、今回 取り上げた西日本豪雨での甚大な被害を考慮すると防災教育に現在の地名を活用することは有 効であるとは言いにくい。したがって、過去の地名を用いた方が岡山県ではより有効的な結果 が出ると考えられる。さらに、今回は大正 14 年修正測図を閲覧可能な最も古い旧版地形図とし たが、これ以前の地名についても検討することを視野に入れていきたい。

また,国土地理院の重ねるハザードマップを用いた地形の検討では,岡山県での表示は調査 地域で細かく表示されていたので防災教育に活用していく上で有効といえる。「重ねるハザー ドマップ」は,児童・生徒にも容易に使用できると考えられることから,学校における防災教 育でも取り扱いやすいと考える。一方,現在検討中の広島県の一部地域では,細かく表示され ない地域あることから,そのような地域ではどのように検討していくか活用の容易さといった 面も含めて考えていきたい。

今後の課題としては,調査範囲の拡大と調査方法の改善と検討の2つが最も重要な項目とし て挙げられる。加えて,学校で実際に活用するためにも教材の開発も同時に進めていくことも 必要である。

6. 参考文献

花岡和聖,2015,小地域地名の語尾と自然災害リスクとの関連性,歴史都市防災論文集,9, 57-64.

- 平川雄太・佐藤翔輔・鹿島七洋・今村文彦,2016,津波由来地名の整理・分類と空間分布に 関する考察―東日本大震災を対象にしてー,災害情報,14,128-139.
- 気象庁, 2018, 平成 30 年 7 月豪雨 (前線及び台風第 7 号による大雨等), 災害をもたらした 気象事例, 1-53.
- 木全敬蔵, 1991, 地名データベース試案, 地図, 29, 3, 1-12.
- 国土交通省国土政策局国土情報課,2020,土地分類基本調査(土地履歴調査)説明書 倉敷 5万分の1,1-51.
- 楠原佑介・溝手理太郎, 1983, 地名用語語源辞典, 661pp, 株式会社東京堂出版, 東京. 内閣府, 2020, 平成 30 年 7 月豪雨(西日本豪雨)災害, 令和元年度版防災白書, 2-12. 岡山地名辞典刊行会, 1974, 岡山地名辞典, 592pp, 日本文教出版株式会社, 岡山.
- 尾形武寿,2014,地名には「先人の警鐘」がある 広島土砂災害は"人災",リベラルタイム 2014年11月号掲載,<u>https://blog.canpan.info/nfkouhou/archive/343</u>,2025年1月14日閲 覧.
- 斎藤眞・佐藤大介, 2018, 平成 30 年 7 月豪雨による斜面災害地の地質, 地質調査総合センタ
 一, <u>https://www.gsj.jp/hazards/landslide/20180710-disaster.html</u>, 2025 年 1 月 7 日閲覧.
- 海津正倫, 2019, 倉敷市真備町における西日本豪雨災害時の洪水流について, E-journal GEO,

14 (1), 53-59, 2019.
2023 年秋田豪雨における秋田市駅東地区の被害について*

秋田市

秋田

観測所

秋田大学 齋藤憲寿・渡辺一也

仁別

観測所

秋田駅

調查範囲

1. はじめに

秋田県では 2023 年 7 月 14 日~18 日の記録 的な停滞前線性豪雨により、各地で内水氾濫 や外水氾濫が発生した。被害額は農林水産関 連で 138 億円, 土木関連で 195 億円に達し, 住宅の浸水被害は約7,400棟であった¹⁾。

特に浸水被害の8割が秋田市に集中してお り,松富ら²⁾は中心市街地について調査した。 そこで本研究は氾濫した太平川が流れる駅東 地区を対象とした調査の一部である。

2. 調査範囲、雨量および水位データ

図1に秋田市北部の地図を示す。太平川は 雄物川水系支流の一級河川で延長 26.3 km, 流 域面積 148.1 km3 である。調査は秋田駅の東側 にある駅東地区の南北約3km,東西約2kmで あり,太平川の下流部に位置している。この 地区は昭和 50 年以降急速に宅地化が進み、沿 川には人口・資産ならびに交通の拠点などが 集中している。

図2に秋田市内の雨量データ³⁾を示す。仁 別観測所は秋田市北東部にある大平山(標高 1.170m)の中腹,秋田観測所は市街地の西部 に位置している。それぞれ 7/14 の午後から雨 を観測しており、7/15の昼頃にピークを迎え ていた。そして24時間総雨量は仁別観測所で 331 mm,秋田観測所で189 mm に達した。

図3に太平川の水位データ4を示す。牛島 観測所は調査範囲の南に位置しており、7/15 の昼前には氾濫危険水位(375 cm)を超えた。 そのため複数の箇所で氾濫が発生し、水田や 住宅等への浸水が拡大した。そして深夜に 504

(駅東地区) 牛島 観測所 図 1 調查範囲(秋田県秋田市) 50 時間降水量(仁別 時間降水量(秋田) 総雨量 (仁別) 40 総雨量(秋田 (IIII) 30 時間降水量 20 10 1/17 0:00 1/1A 12:00 1/150:00 12:00 12:00 0.00 1/10 1/15 1/10

仁別観測所および秋田観測所の雨量データ³⁾ 図 2



*Damage at Ekito district of Akita city in the 2023 Akita torrential rainfall by Noritoshi SAITO and Kazuya WATANABE

2 km

500

400

300 (mm)

200

100

0

7/17 12:00

雪風災



図4 太平川(広面広面)

図6 秋田昭和線(広面宮田)



図5 城東十字路(広面樋ノ沖)

図7 川尻広面線(広面広面)

cm まで達したが、徐々に低下して 7/16の昼前には氾濫危険水位を下回った。

3.7月15日午後(災害当日)の状況

図4に太平川の様子を示す。撮影場所は秋田駅から南東へ約1.5kmに位置しており、中央に 架かる桜橋は木造の歩行者専用橋である。豪雨により欄干の上部まで水位が上昇して通行が不 可能な状態となり、越水により住宅への浸水が見られた。そして隣接する桜大橋の下部には歩 行者用アンダーパスがあり、越水はこのアンダーパスを目掛けて流れていた。

図5に城東十字路の様子を示す。城東十字路は秋田駅から東へ約1.5kmに位置しており、地下道(広面ジョイパス)は冠水によって通行が不可能であった。しかし道路や歩道の浸水深は約0.2mであり、撮影した時点では自動車の往来が多数見られた。

図6に秋田昭和線の様子を示す。撮影場所は城東十字路から南へ約0.5 km に位置しており, 道路上には動けない自動車が見られた。また,周辺の店舗はほぼ浸水しており,付近の交差点 では浸水深が最大で約1.0 m であった。

図7に川尻広面線の様子を示す。撮影場所は秋田駅から南東へ約1.0kmに位置しており、車 道の冠水は見られるが、歩道の冠水は見られなかった。しかし撮影場所より西(奥)側の標高



図8 秋田昭和線(広面谷地田)





図9 秋田昭和線(広面樋ノ沖)

図11 川尻広面線(広面小沼古川端)

は低いため、次第に浸水深が大きくなっていた。

4.7月16日午前(災害翌日)の状況

図8および9に秋田昭和線の様子を示す。図8は城東十字路の北へ約0.2km,図9は南へ約0.3kmに位置している。十字路の北および西側の道路は水が引いて自動車の通行が可能であったが、図9から桜大橋までの約0.4kmの区間は水が引いておらず、通行が不可能であった。そして秋田駅東口の道路では数匹の鯉が泳いでおり⁵,太平川では日常的に多くの鯉が泳いでいることから太平川の越水が約2.0km離れた秋田駅東口まで押し寄せたと示唆される。

図10に広面釣瓶町の様子を示す。撮影場所は城東十字路の北東へ約0.3kmに位置しており, 住宅街の道路には水がやや残っていた。しかし,一部の地域を除き自動車の通行が可能であり 後片付けを始めている住宅が見られた。

図 11 に川尻広面線の様子を示す。撮影場所は秋田駅から南東へ約 1.2 km に位置しており, 自転車を押している男性の股下まで冠水していた。しかしこの冠水は昼頃には解消されており, 自動車の通行が可能となった。



図 12 太平川(広面広面)

図 14 川尻広面線(東通仲町)



図13 広面樋ノ沖

図 15 明田地下道(東通観音前)

5.7月17日午前(災害2日後)の状況

図 12 に太平川の様子を示す。災害当日の図 4 と比較すると氾濫危険水位を低下し,周辺の 通行が可能となった。しかし桜橋の欄干は一部を残し流されており,2024 年末の時点で修繕は 行われていない。また,隣接する歩行者用アンダーパスは泥が堆積して通行が不可能であった。

図13に広面樋ノ沖の様子を示す。撮影場所は城東十字路から南へ約0.1kmに位置しており、 周辺店舗の駐車場には泥や小石が堆積するとともに浸水により動けない自動車が多数見られた。 そして城東十字路周辺の水は引いたが、地下道(広面ジョイパス)は冠水したままで通行が不 可能であった。

図 14 に川尻広面線,図 15 に明田地下道の様子を示す。撮影場所は秋田駅から約 0.5 km 南に 位置しており,図 13 と同様に浸水により動けない自動車が見られたが,その多くは撤去作業が 進まず,数日間通行に支障が生じていた。また,明田地下道の水は引いており歩行者の通行が 可能であったが,浸水被害ごみが大量に堆積しており,自動車の通行は不可能であった。そし て堆積物の状況を見ると,図 14 の道路上には図 13 のような泥は見られず,粒径の大きい砂利 が筋を描くように堆積していた。そのため,川尻広面線では太平川からの越水や豪雨が集まり, 明田地下道(東から西)方面へ向かう強い流れが発生していたことが示唆される。



図 16 秋田市駅東地区における浸水深の分布(国土地理院:地形治水分類図に追記)

6. 最大浸水深の調査結果

駅東地区は北,東および南の三方を山に囲まれ,秋田駅や明田地下道等がある南西方向へ向かって標高が低くなる地形である。本研究では現地調査や地域住民へのヒアリング,SNS (YouTube, Instagram, X 等)の画像解析を実施し,各地点における最大水位と地面の差を浸水深として算出した。図16に地形治水分類図へプロットした最大浸水深の分布を示す。

豪雨によって計 10 ヶ所の外水氾濫が発生しており,内水氾濫との複合的な洪水により地区 の東および南側を流れる太平川の右岸沿いを中心に広範囲で浸水が確認された。さらに地区内 は旧流路が多く,河川改修を実施した堤内地は周辺よりも標高が低い窪地となっており,外水 氾濫の影響により浸水深 1.0 m以上の被害が局所的に集中していた。さらに秋田駅から東側へ 延びる秋田中央道路に着目すると,道路から南側は浸水深 0.5 m以上となった地域が多く分布 していたが,北側は浸水深 0.5 m未満または浸水無しの地域が多く分布していた。北側の被害 が比較的小さくなった要因として,太平川から離れていることや秋田中央道路が周辺の住宅街 よりも標高が低く,太平川からの越水や豪雨を秋田駅東口方面へ流していたと考えられる。

また,広面地区連合町内会らが実施した被害調査⁶によると,広面地区にある 29 町内の多く

は太平川の右岸沿いまたはその周辺に位置し ており,床上浸水被害世帯数は325以上,床下 浸水および車庫・小屋浸水被害世帯数は422以 上であった。特に,駅東地区の北東に位置する 柳田地区は堤防が無く,秋田岩見船岡線によ り越水が堰き止められることで地区のほぼ全 域で冠水したが,夕方には水が引き始めてい た。その西側にある境田地区では大排水路お よび秋田岩見船岡線を越えてきた水によって 冠水した。そして夕方には浸水深が約0.8mに 達して歩行や自動車による移動が困難とな り、タイヤや量水器の蓋などが流れていたこ とが報告されている。



図17 長面第一街区公園(横森, 7/20撮影)

駅東地区では大規模な河川改修が行われてきたが、今回発生した豪雨の規模では越水を防ぐ ことは出来ずに広範囲で浸水被害が生じた。また、調査を進めることで排水路や避難所、図 17 のような浸水被害ごみ等における管理体制の不十分さが明らかとなり、これらは今後の課題と いえる。一方、流域治水の深化に向けて太平川流域における内水被害等軽減対策計画⁷⁾が登録 されており、被害軽減を図るための整備が推進されることを期待したい。

7. まとめ

本研究は 2023 年 7 月秋田豪雨における秋田市駅東地区の被害状況を把握するため,浸水深 調査を実施した。その結果,計 10 ヶ所に及ぶ外水氾濫と内水氾濫の複合的な洪水により,地区 の東および南側を流れる太平川の右岸沿いを中心に広範囲で浸水が確認された。また,市街化 した駅東地区として初めての豪雨災害であり,被害状況を記録することにより今後の防災対策 の一助になれば幸いである。

謝辞:掲載した画像は及川洋秋田大学名誉教授から提供を受けた。また,浸水深調査へご協力 いただいた駅東地区住民の方々に対し,記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 秋田県: 令和5年大雨災害の検証と今後の対応, pp.1-55, 2024.
- 2) 松冨英夫, 鎌滝孝信, 今野文子: 2023 年秋田豪雨による秋田市中心市街地の氾濫について, 東北 地域災害科学研究, Vol.60, pp.67-70, 2024.
- 3) 気象庁<https://www.jma.go.jp/jma/index.html>, 2025/1/4 アクセス.
- 4) 秋田県河川砂防情報システム<https://kasen.pref.akita.lg.jp/pc/>, 2025/1/4 アクセス.
- 5) <https://twitter.com/i/status/1680423167662096384>, 2025/1/6 アクセス.
- 6) 秋田市広面地区連合町内, 広面地区社会福祉協議会: 令和5年7月15日大雨による秋田市広面 地区水害記録誌, pp.1-62, 2024.
- 7) 国 土 交 通 省 <https://www.thr.mlit.go.jp/akita/river/10_ryuuikichisuikyougikai/pdf/omonogawapurojekuto2.pdf>, 2025/1/6 アクセス.

2024年7月の梅雨前線豪雨による人的被害発生場所の特徴*

静岡大学防災総合センター 牛山素行

日本気象協会 本間基寬

気象庁 向井利明

1. はじめに

筆者は 1999 年以降に日本で発生した風水害を対象に,人的被害(死者・行方不明者)の発生状況についての調査を続けてきた¹⁾。近年は,整備が進む防災気象情報や災害リスク情報(ハザードマップ等)の有効性を検討する観点から,自然災害に伴う最も重篤な被害との1つと考えられる人的被害の発生場所・発生タイミングに着目し,発生場所の地形的特徴や,発生時に発表されていた防災気象情報についての事例解析を始めている²⁾。本報では,2024 年 7 月 25~26 日に山形県・秋田県付近で発生した大雨に関する調査結果を報告する。

2. 調査手法

筆者の一連の研究で対象とする人的被害は,総務省消防庁が「災害情報」としてとりまとめ ている資料に示されている死者(直接死者)・行方不明者である。人的被害をもたらした原因外 力については,「洪水」(川からあふれた水で流されるなどしたもの),「河川」(溢れていない川 などに接近し転落するなどしたもの),「土砂」,「強風」,「高波」,「その他」と分類している。 本報では防災気象情報や災害リスク情報との関連性が深いと考えられる「洪水」,「河川」,「土 砂」による被害を検討対象とする。人的被害発生状況や被災場所は,報道されている記事や画 像・動画,ゼンリン住宅地図, Google ストリートビュー,災害前後の空中写真など,一般的に 入手可能な情報と,筆者の現地での観察をもとに推定している。本事例に関する現地調査は, 2024 年 8 月 1~2 日,10 月 3 日に行った。利用資料は 2024 年 11 月までに得られたものとした。

検討対象とした防災気象情報は,被災時間帯における被災場所近隣の気象庁 AMeDAS 観測所 の降水量,被災時間帯前までに発表されていた警報等(大雨警報,洪水警報,土砂災害警戒情報, 大雨特別警報),顕著な大雨に関する気象情報,記録的短時間大雨情報,被災時間帯における洪 水キキクル(原因外力「洪水」「河川」の場合)または土砂キキクル(原因外力「土砂」の場合)の危 険度とした。検討対象の災害リスク情報は,国土交通省「重ねるハザードマップ」で参照でき る洪水浸水想定区域,家屋倒壞等氾濫想定区域,土砂災害警戒区域,地形分類である。

3. 結果

(1)大雨および被害の概要

2024年7月24~27日にかけ,梅雨前線の活動により秋田県,山形県を中心に大雨となり,7 月25日の昼過ぎと夜遅くには山形県に顕著な大雨に関する気象情報,大雨特別警報がそれぞ れ2回発表された³⁾。この大雨により死者5人(山形県3人,秋田県2人),住家の全壊・半壊・ 床上浸水674棟などの被害が生じた⁴⁾。なお,関連死者および行方不明者は報告されていない。

* Characteristics of human casualty locations due to heavy rainfall disaster caused by Baiu front in July 2024 by Motoyuki Ushiyama, Motohiro Honma and Toshiaki Mukai

(2)秋田県由利本荘市東由利蔵

7月24日21時過ぎ頃、当時秋田県由利本 荘市内にいたとみられる同県大仙市内在住の 40 代男性が、「道路が冠水しているため迂回 して帰る」と家族に伝えた後行方不明となり, 同 29 日に由利本荘市東由利蔵(ひがしゆりく ら)の石沢川付近で車と遺体が発見されたと 報じられている 5)。東由利蔵付近から大仙市 方面に向かう幹線道路としては国道107号と 県道 30 号が考えられる。図1中A地点付近 で車が発見され、図の右側が上流側である。 現地踏査したところ国道 107 号沿いでは車発 見箇所上流側の石沢川に面した場所での路肩 決壊や洪水の痕跡は認められなかったが、県 道 30 号沿いでは B 地点付近で越流により道 路上を洪水流が流れた痕跡が認められた。断 定はできないが、この付近で流された可能性 が考えられる。川からの洪水流が確認できる こともあり, 被災の原因外力は「洪水」と判 断した。

被災場所から南東約 3.0km の AMeDAS 東 由利の降水量(図 2)を見ると,7月 24 日午後



図1 由利本荘市東由利蔵付近。地理院地 図に加筆,以下同様



図2 AMeDAS 東由利の降水量推移

から1時間10mm以上のやや強い雨が降り始め,20時には1時間54.5mmの非常に激しい雨となった。被災時間帯は明確でないが,24日22時以降はほぼ雨が上がっていること,被災は家族への連絡以降と考えられることから,22時頃を目安とすると,この時点で3~24時間降水量は1976年の観測開始以降最大値を上回っていた。被災場所付近の洪水キキクルの危険度は,24日18:20に「警戒」(赤,警戒レベル3相当),19:40~20:40は「危険」(紫,警戒レベル4相当),以後24日中は「警戒」が継続していた。

由利本荘市における被災当日の水災害に関係する警報等としては 24 日 17:29 に洪水警報, 18:03 に大雨警報(浸水害)が発表され,被災時間帯も継続中だった⁶。顕著な大雨に関する気象 情報,記録的短時間大雨情報の発表はなかった。

被災場所は詳細にはわからないが,図1の範囲は全て洪水浸水想定区域,家屋倒壊等氾濫想 定区域の範囲外である。被災箇所をB地点付近と仮定すると,地形分類(自然地形)では情報が ないが,土地分類基本調査では「谷底平野・氾濫平野」,すなわち低地である。

(3)秋田県湯沢市上院内

7月25日8:45頃,秋田県湯沢市上院内(かみいんない)の道路工事現場から,川に流されそうになっていた建設機材の片付けに当たっていた 60代男性が土砂崩れに巻き込まれたと消防

に通報があり⁷⁾,捜索が続けられたところ,8 月15日に同県大仙市の雄物川で発見されたと 報じられている⁸⁾。工事現場のため現地では遠 望しかできなかったが,報道内容からも河川脇 の斜面が崩壊したことによる被災とみられ,原 因外力は「土砂」と分類した。

被災場所の北西約 11.2km の AMeDAS 笹子 の降水量(図 3)を見ると,7月24日朝から雨が 降り続いてはいるが特に強い雨ではない。被災 時間帯の25日9時時点では,いずれの降水継 続時間でも観測史上最大値を上回っていなか った。一方,被災場所付近の土砂キキクルの危 険度は,25日未明から「警戒」(赤,警戒レベ ル3相当)が続き,8:20以降は「危険」(紫,警 戒レベル4相当)となっていた。

湯沢市における被災当日の土砂災害に関係 する警報等としては,前日24日19:35に土砂 災害警戒情報が発表され,被災時間帯も継続中 だった^の。顕著な大雨に関する気象情報,記録 的短時間大雨情報の発表はなかった。

被災場所は土砂災害警戒区域の範囲外だが, 工事現場で周囲には民家もない場所であり,土 砂災害警戒区域の指定対象とはならない場所 と考えられる。

(4)山形県酒田市北青沢

7月25日10時頃,山形県酒田市北青沢(き たあおさわ)で,家族とともに自宅から徒歩で 避難先に向かっていた80代女性が洪水に流さ れ行方不明となり,同31日に2kmほど下流の 荒瀬川付近で発見されたと報じられている ⁹⁾¹⁰⁾。8月2日の現地調査時には,図4中のC 地点付近で小屋淵川が土砂で埋積され,周囲で は深さ1m程度の土砂の堆積も見られた(写真 1)が,土砂により倒壊・流失した住家は確認で きなかった。地形図よりC地点付近の渓流の 勾配は約3度で土石流が流れうる最末端の角 度である。報道⁹⁾¹⁰⁾からは,被災時には土石流 などの土砂流出というよりは洪水となってい



図3 AMeDAS 笹子の降水量推移



図4 酒田市北青沢付近



写真1 図4中C地点付近



写真 2 図 4 中 B 地点付近

た状況のように読み取れる。現地で通りかか った方からは、25日昼前後時点では、まだこ のような土砂の堆積は見られなかったとい う話も聞いた。これらのことから原因外力は 「洪水」と判断した。被災場所は明確にはわ からないが、避難場所は図4中のA地点で、 集落側から道(地形図に描かれてないが B地 点付近の東西方向にも道がある、写真2)を通 り避難していたとみられ、土砂や洪水の痕跡 や報道の記述内容から考えると、被災場所は 図4中の点線楕円付近と推定される。

被災場所の西約4.5kmのAMeDAS 酒田大沢 の降水量(図5)を見ると,7月25日明け方頃か ら断続的にやや強い雨となり,被災時間帯頃 は1時間40mm以上の激しい雨だった。ただ し被災時間帯は激しい雨の降り始めた頃とも 言え,被災時間帯の25日10時時点では,い ずれの降水継続時間でも観測史上最大値(酒田 大沢は観測開始が2017年のため近隣の廃止観 測所「上草津」の記録と合わせて集計)を上回 っていなかった。被災場所付近の洪水キキク ルの危険度は,25日8:10に「警戒」(赤,警戒 レベル3相当),8:20以降は「危険」(紫,警戒 レベル4相当)と急速に高まり,被災時間帯も 「危険」が継続していた。

酒田市の被災当日の水災害に関係する警報 等としては,25日8:41に大雨警報(浸水害)と 洪水警報が発表され,被災時間帯も継続中だ った¹¹⁾。25日9:10には記録的短時間大雨情報 が発表された。なお,25日昼過ぎには大雨特 別警報(浸水害),顕著な大雨に関する気象情報 も発表されたが,いずれも被災時間帯の3時 間程度後である。

被災場所が明確にはわからないので細かな 議論はできないが,仮に荒瀬川近くの道付近 であれば,洪水浸水想定区域(想定最大規模), 家屋倒壊等浸水想定区域(河岸侵食)の範囲内 であり,図4のC地点を通る道沿いであれば





図6 新庄市本合海付近



写真3 図6中の矢印付近



図7 新庄市本合海付近の道路断面図

いずれも範囲外となる。

(5)山形県新庄市本合海

7月25日23:43頃,山形県新庄市本合海 (もとあいかい)の新田川付近で,車が流され たとの救助要請を受けて出動した山形県警の パトカーが,要請のあった現場付近で洪水流 に流され,パトカーから外に出たとみられる 2人の20代警察官が,28日までに現場付近お よび現場の下流側で発見されたと報じられて いる¹²⁾¹³⁾。

被災場所は、北側の山地、南側の台地から、 新田川沿いの谷底平野を横断方向に通り抜け る道路である(図6、写真3)。図6の右側が上 流側で、同図範囲のやや上流側で新田川から 越流し、谷底平野の広い範囲を洪水流が流れ たものと見られる。現地で計測したところ(図 7)、南側の台地上から谷底平野付近までの比 高は4m前後で、図6中のB~D地点付近に浸 水痕跡が見られた。最も深いところ(C地点付 近)で浸水深は約1mだった。現地調査を行っ





た8月1日時点で、図6中①、③、④付近の水田中に車が残っていた。②は被災したパトカー が発見された位置を発災直後のテレビ映像¹²⁾から推定したもので、調査時には既に移動されて いた。明らかに洪水流による被災であり、原因外力は「洪水」と分類した。なお、こうしたや や高い場所から河川近くの低い場所に緩やかに下る道路で洪水流に車が巻き込まれ、人的被害 が発生するケースは、毎年頻発している被災形態である¹⁴⁾。

被災場所の北東約 6.3km の AMeDAS 新庄の降水量(図 8)を見ると,7月 25日は昼前から断続 的に1時間 20~40mm 前後の強い雨や激しい雨が続き,夕方に一時小康状態となるが夜遅くに かけ再び激しい雨が続いた。被災時間帯の 25日 24時時点ですでに1~72時間のいずれの降水 量についても 1985 年以降の観測史上最大値を上回る記録的な大雨となっていた。被災場所付 近の洪水キキクルの危険度は,25日 21:30 に「警戒」(赤,警戒レベル3相当),21:40 以降は 「危険」(紫,警戒レベル4相当)と急速に高まり,被災時間帯も「危険」が継続していた。

新庄市の被災当日の水災害に関係する警報等としては,25日11:22に洪水警報,13:23に大 雨警報(浸水害)が発表され,被災時間帯直前の23:40に大雨特別警報(浸水害)が発表されてい た¹¹⁾。また,13:07と22:47には顕著な大雨に関する気象情報も発表されている。記録的短時 間大雨情報の発表はなかった。

被災場所付近は,洪水浸水想定区域,家屋倒壊等浸水想定区域の範囲外である。地形分類(自 然地形)は情報がないが,土地分類基本調査では「谷底平野・氾濫平野」であり,現地で見ても 明らかに洪水の可能性がある地形である。

4. おわりに

今回調査した4箇所について,被災時間帯に被災場所付近に発表されていた防災気象情報と, 被災場所付近の災害リスク情報を整理すると表1となる。洪水キキクルまたは土砂キキクルは いずれも「警戒」(警戒レベル3相当)以上で,4箇所中3箇所は「危険」(警戒レベル4相当)だ った。これは2023年の洪水・土砂災害20箇所についての検討結果²⁾と同傾向である。本事例で も、キキクルの危険度については大きな「見逃し」は生じていなかったと言ってよいだろう。

原因外力「洪水」の3箇所はいずれも洪水浸水想定区域の範囲外だったが、いずれも低地(谷 底平野等)で地形的にみれば洪水が生じうる場所だった。特に、由利本荘市東由利蔵、新庄市本 合海の被災場所は山間部の中小河川付近での洪水である。中小河川を対象とした浸水想定区域 の指定作業は近年進められつつあるが、現状では単にハザードマップを見るだけでは危険性を 把握しにくい状況下にあると考えられる。こうした場所での洪水の危険性についての注意喚起 が重要だろう。本検討はまだ断片的なものであり、同様な検討を重ねていきたい。

表1 被災場所付近に発表されていた防災気象情報と災害リスク情報

発災日	被災場所	人数	原因 外力	極値 更新	キキクル	警報等	顕著 雨	記録	土砂災害 警戒区域	浸水 想定区域	地形分類
7/24	秋田県由利本荘市東由利蔵	1	洪水	0	警戒(3)	警報(3)	\times	\times	—	範囲外	低地
7/25	秋田県湯沢市上院内	1	土砂	\times	危険(4)	土砂警(4)	\times	\times	範囲外	_	—
7/25	山形県酒田市北青沢	1	洪水	\times	危険(4)	警報(3)	\times	0	_	範囲外*	低地
7/25	山形県新庄市本合海	2	洪水	0	危険(4)	特警(5)	0	\times	—	範囲外	低地

*推定される被災箇所に幅があり、洪水浸水想定区域の範囲内だった可能性もある

引用文献

- 1)牛山素行・本間基寛・横幕早季・杉村晃一:2019 年台風 19 号による人的被害の特徴,自然災害科学, Vol.40, No.1, pp.81-102, 2021
- 2)牛山素行・本間基寛・向井利明:2023 年の風水害人的被害発生場所と防災気象情報,日本災害情報学会第29 回学会大会予稿集,pp.77-78,2024
- 3)仙台管区気象台:東北地方災害時気象資料 梅雨前線による大雨(令和6年7月24日~27日), https://www.jmanet.go.jp/sendai/data/saigai/siryou/20240724-27_zensen.pdf, 2024(2024年11月18日参照)
- 4)総務省消防庁:令和6年7月25日からの大雨による被害及び消防機関等の対応状況(第22報), https://www.fdma.go.jp/disaster/info/items/2024072500ame22.pdf, 2024(2024年11月18日参照)
- 5)秋田魁新報: 2024 年7月30日, 朝刊, 33ページ
- 6)秋田地方気象台:秋田県災害時気象資料「令和6年7月24日から26日の秋田県の大雨」, https://www.data.j ma.go.jp/akita/data/saigai/pdf/saigai_20240724_26akita.pdf, 2024(2024年8月7日参照)
- 7)NHK: 秋田 湯沢 工事現場で土砂崩れ 作業していた男性 1 人行方不明, https://www3.nhk.or.jp/news/html/20 240725/k10014522871000.html, 2024 年 7 月 25 日(2024 年 7 月 26 日参照)
- 8)NHK: 雄物川で見つかった遺体の男性 湯沢で行方不明の作業員と確認, https://www3.nhk.or.jp/lnews/akita/2 0240826/6010022185.html, 2024 年 8 月 26 日(2024 年 11 月 18 日参照)
- 9)さくらんぼテレビ:【山形】行方不明の 86 歳女性の捜索続く 避難中に姿見えなくなる・はん濫した川に流 されたか 酒田市大沢, https://www.sakuranbo.co.jp/news/2024/07/29/2024072900000011.html, 2024 年 7 月 2 9 日(2024 年 7 月 30 日参照)
- 10)山形新聞: 2024年8月8日, 朝刊, 21ページ
- 11)山形地方気象台:山形県災害時気象資料 梅雨前線に伴う大雨(令和6年7月24日~27日), https://www.jma-net.go.jp/yamagata/pdf/support/storm/2024_1.pdf, 2024(2024年8月7日参照)
- 12)テレビュー山形:「パトカーごと流されている」ノイズだらけの45秒間の通話 大雨の夜, 救助に向かい死亡した巡査長に "届かなかったライフジャケット" (山形・新庄市), https://newsdig.tbs.co.jp/articles/-/13 22818, 2024 年 7 月 27 日(2024 年 7 月 28 日参照)
- 13)NHK:山形 新庄 死亡の男性 不明の 29 歳巡査部長と確認 https://www3.nhk.or.jp/news/html/20240729/k1001 4528981000.html, 2024 年 7 月 29 日(2024 年 7 月 30 日参照)
- 14)牛山素行: 2023 年台風 2 号と梅雨前線による大雨に伴う人的被害発生場所の特徴,第42 回日本自然災害学 会学術講演会講演概要集, pp.145-146, 2023

令和6年7月下旬に発生した山形県北部豪雨災害について*

- 山形大学理学部 本山 功
- 山形大学工学部 三辻 和弥
- 山形大学地域教育文化学部 熊谷 誠 山形大学地域教育文化学部 村山 良之
 - 中央開発株式会社 橋本 智雄
 - 中央開発株式会社 佐藤 正成
 - 山形大学理学部 岩田 尚能
 - 山形大学理学部 加々島 慎一
- 山形大学地域教育文化学部 石垣 和恵
 - 深田地質研究所 八木 浩司

1. はじめに

令和6年7月25日午前から7月26日未明にかけて,活発化した梅雨前線の活動により山形 県北部から秋田県にかけて大雨となった(図1)。山形県では庄内地域から最上地域にかけて東 西に線状降水帯がかかり,洪水,斜面崩壊,土石流等により家屋の浸水・全半壊,農地冠水・ 土砂流入,道路損傷など総額1,111億円もの甚大な被害が生じた(URL1)。降雨は7月25日の 午前5~10時頃から強まり,13時5分に酒田市と遊佐町に大雨特別警報が発令された(図1B)。 山形県において線状降水帯が発生したのは令和4年8月の山形県置賜地域以来2度目のことで ある。降雨は7月25日18時頃に一度弱まり20時10分に大雨警報に切り替わったが,その後 再び強まり,23時40分に酒田市・新庄市・舟形町・鮭川村・戸沢村・庄内町に大雨特別警報



図1 7月25~26日の気象データ。A,24時間降水量分布。気象庁のデータに基づく(URL2)。 B,時間降水量(酒田大沢・新庄観測所)と河川の水位(市条・升形観測所)(URL2, URL3)。

^{*} Heavy rainfall disaster in late July 2024 in the northern part of Yamagata Prefecture by Isao Motoyama, Kazuya Mitsuji, Makoto Kumagai, Yoshiyuki Murayama, Tomoo Hashimoto, Masanari Sato, Naoyoshi Iwata, Shin-ichi Kagashima, Kazue Ishigaki, and Hiroshi Yagi

が発令された。酒田市では3時間半後に再び 大雨特別警報が発令され,1日のうちに同じ 自治体に2度大雨特別警報が発令されたのは 全国で初めてであった。酒田市東部から新庄 市にかけての地域では300mmを超える24時 間総雨量が記録された。被災地域が広域だっ たため、山形大学災害環境科学研究ユニット ではメンバーで地域を分けて現地調査を行い 変状や被災状況を把握した(図2)。



図2 調査地域。地形図は地理院地図(URL4) に基づく。

2. 庄内地域における災害の概要

庄内地域では酒田市・遊佐町の一部において調査を行った。特に酒田市東部の出羽山地に源 を発して西流する荒瀬川の流域における被害が顕著であり、谷底低地の想定最大規模の洪水浸 水想定区域を上回る面積が本川・支川からの氾濫によって浸水し、水田・家屋が壊滅的な被害 を被った。国道344号線および荒瀬川と北隣の日向川との間を結ぶ地方道や林道の洗掘・侵食 等の損傷も著しかった。斜面災害も多数発生し、酒田市北青沢小屋渕地区では集落全体が小屋 渕川から流下した土石流に覆われた(図3)。この土石流は小屋渕川上流の標高300m付近の複 数箇所で発生した斜面崩壊に起因するとみられる。荒瀬川流域における斜面崩壊のほとんどは 表層崩壊であり、第四系からなる丘陵の急斜面と河岸の急斜面、および中新統分布域では無立 木地・幼齢林の斜面に多く認められた(図4)。

荒瀬川および日向川下流の平野部では河川の増水による洪水被害も各地で生じ,例えば酒田 市麓・観音寺地区は荒瀬川右岸からの越水により市街地が浸水した(図5)。

3. 最上地域における災害の概要

最上川中流の新庄市本合海から戸沢村蔵岡にかけての地区は水害常襲地として知られる。国 道47号線の本合海大橋付近では令和2年7月の大雨災害(中央開発株式会社,2020)の時と同



図3 土石流被害(酒田市小屋渕地区)。A,ドローンによる南西側上空からの斜め画像(8月7日撮影)。B,土砂堆積の様子。堆積物の厚さは1mから2mに達した(8月1日撮影)。







図5 荒瀬川の氾濫による市街地の浸水被害 (酒田市麓)(7月27日撮影)。

様に越流が生じていた(図6)。戸沢村蔵岡地区は過去に内水氾濫が繰り返されてきたが,今回 は最上川からの越水,外水氾濫によって集落全体が浸水した(図7)。調査を行なった新庄市・ 鮭川村・真室川町・戸沢村・大蔵村・舟形町・最上町では随所で斜面崩壊が認められ,宅地・ 農地・道路・鉄道等に顕著な被害が生じた(図8,9)。

真室川町・鮭川村を流れる川の中~下流や新庄市を流れる升形川・新田川といった中小河川 で越水・決壊が生じた。その中でも新庄市本合海地区では、水田地帯を横断する道路を走行し ていた3台の一般車両(ここではC1~C3と呼ぶ)と救助に向かったパトカー1台(P)が新田 川の氾濫によって流され、警察官2名が殉職した(図10)。

4. 新庄市新田川の氾濫と水難事故

山形県議会運営委員会の資料(URL5)によると,7月25日23時23分頃に一般人(C3車両) からの救助要請の110番通報を受けて,パトカー1台(P)が救助に向かい,23時33分頃に現 場道路の冠水域に進入し,23時38分頃に道路から水田へ流されたとされている。また,ドラ イブレコーダーの記録からパトカーが流された時の水深が約80 cm だったとされている。パト カーに乗車していた2名の警察官は,パトカーの外に出て下流へ流された。パトカーより後に も,一般車両2台(C1,C2)が現場道路へ進入して流されている。

この水難事故は、夜間に生じたため目撃情報などの直接的な情報が限られる。そのため、現 場に残された侵食痕・漂着物・堆積物などを手掛かりにして、災害発生時の状況や原因につい て解析を行った。発災地点は新田川の谷底平野を横断する片側1車線の地方道であり、南西端 の大坪十字路から北東端の福田山橋までの差し渡し700mの区間であった。この区間には45 本の街路樹(ここではT1~T45と呼ぶ)と13本の電信柱(D1~D13)が並んでいて(図10E)、 それらに付着した泥や漂流物を手掛かりにして浸水範囲・浸水深・流向を推定することができ た。また、上下流数kmの範囲に渡って新田川の越水痕や侵食痕、道路や水田に残された漂着 物や侵食痕等を調査して、氾濫水の流下経路を復元した(図10B)。

新田川は,発災地点付近では東西方向に延びる南北幅約 500~600 m の谷底平野の北側の縁 を東から西へ流れている。発災地点の上流 1~3 km の範囲では谷底平野の中央付近を流れ,2 km 上流で支川の新庄内川が合流している。発災地点の下流側では谷底平野を斜めに横切り,700 m



図6 本合海大橋における最上川越流の痕跡(新庄市本合海)(8月6日撮影)。



図7 最上川の外水氾濫による浸水被害(戸 沢村蔵岡)(8月6日撮影)。



図8 表層崩壊による家屋の倒壊(鮭川村川 口)(8月4日撮影)。



図9 瀬見温泉の表層崩壊(最上町瀬見)(8 月 26 日撮影)。

下流から谷底平野の南西側の縁に沿って流れる。新田川は河床が浅く,特に発災地点の上流1 ~3kmの範囲では河床の標高は氾濫原の水田と大差なく,天井川に近い地形をなしている。

4.1. 氾濫水の流下経路の復元

調査の結果,発災地点から上流3kmの範囲で3箇所の決壊が認められた(図10B)。発災地 点の上流3km地点の新田川左岸の堤防の決壊により生じた氾濫水は途中の道路を横切りなが ら水田を流れた後に内川橋の下流で新庄内川へ流入し,結果的に新田川へ復流したと考えられ る。新庄内川の内川橋の上流側の左岸でも決壊が生じた。そこからの氾濫水は,内川橋の南西 側で道路を越えた後に新田川の左岸沿いの水田を流れて,発災地点の800m上流の決壊で生じ た氾濫水と合わさって発災地点へ流下したと考えられる。現場道路を越流した氾濫水は発災地 点から700m下流で新田川の堤防を侵食して河道へと復流した。

発災地点の800m上流の新田川の左岸で生じた決壊が3箇所の決壊の中で最も規模が大きく, そこから水田へ流出した濁流が水難事故の直接的な原因と考えられる。決壊地点から水田に土 砂がスプレー状に広がって堆積しており,相当量の河川水が勢いよく流出したことが伺える(図 10A)。この決壊箇所は新田川が西向きから北へ転向する屈曲部にあたる。河床が浅いため河道



図10 新田川の水難事故(新庄市本合海)。A,発災現場のドローン斜め画像(8月2日撮影)。 B,氾濫水の流下経路。C,流された車両(8月2日撮影)。D,痕跡水位の測定(D7)(9月13日 撮影)。E,痕跡水位の調査対象。F,道路上における流向。G,道路上の痕跡水位(縦細線)と最 大増水時の水面・浸水深。地形断面は地理院地図(URL4)から作成。

断面積が小さく流下能力が低く溢れやすいこと、およびカーブの先のボトルネックとなる地形 (狭窄部)によって水の流れが阻害されて水位が高まったと考えられる。さらに、直線的な流 路からカーブにさしかかった水流が屈曲部での遠心力も加わってカーブ外側を強く攻撃した可 能性がある。決壊地点の上流 200 m 程の範囲では、左岸堤防に越水の痕跡が、堤防の水田側の 斜面には洗掘された痕跡が認められたため、決壊に先んじて越水が生じ、越流によって堤防が 洗掘・侵食された可能性も高い。そして、これらの条件が重なって決壊に至ったと推定される。

現場道路は普段から比較的交通量の多い所であるため、この決壊が生じたのは C3 車両が流 される直前の 23 時から 23 時 20 分頃までの間と推測される。新田川には水位観測所がないが、 北隣の升形川の升形観測所のデータによると、その時刻は河川水位がピークにさしかかる時に あたることから(図 1B)、新田川でも水位のピークに近い状態だったことが考えられる。また、 パトカーが流された時刻はほぼ新田川の水位のピーク時であったと見てよいであろう。

4.2. 発災地点の水流・水位の復元

発災現場となった道路の街路樹や電信柱に残された痕跡水位を地形断面図上にプロットした 時の上端に沿うように引いた線は、最大増水時の水面を表すと考えられることから、最大増水 時に道路が冠水した範囲は約300m(T6~T34の区間)、最大の浸水深は約85 cm(T22~T27 の区間)、パトカーが流された地点の水深は約80 cmと推定される(図10G)。パトカーの位 置の推定水深は、パトカーのドライブレコーダーの記録から求められた値(約80 cm)と一致 するため、パトカーが流されたのは最も水位が高くなった最大増水時だったと考えられる。ま た、一般車両C1とC2はそれぞれ水深50 cmと70 cmで流されたと考えられる。

街路樹や電信柱の漂着物がたなびく方角をもとにして,道路上の流向についても測定した。 その結果は,道路を斜めに横切るように,北東から南西ないし東から西へ向かう流れが卓越し ていたことを示す(図10F)。推定された最大増水時の水面は水平ではなく,わずかに北東側 が高く,南西へ傾斜しているが(図10G),これは,道路上で東側が流れの上流側に,西側が 流れの下流側にあたることと整合的である。

4.3. パトカーの被災時の状況

以上より,被災したパトカーが現場道路に到着してから流されるまでの間は,道路上を流れ る氾濫水の水位が最も高かった時間帯であったと考えられる。パトカーは大坪十字路側から現 場道路へ進入し,T6付近から冠水域に入り,緩い下り坂を進むにつれて水深が次第に増し,T21 付近(水深 80 cm)に達した。この時パトカーは,要救助車両(C3)へ近づこうと前進を試み ていたが,パトカーの右前方から流れてくる氾濫水による抵抗を受けて前進が阻まれるととも に,水深が増すにつれて浮力が大きくなったために車体が浮き始めて,左手側(西側)の水田 へ押し流されたものと考えられる。

5. おわりに

本報告は紙数の制約から一部の報告に留まったが、今回の大雨災害は広域に及ぶため未整理 の調査資料も多くある。今後も災害研究と地域防災に資する基礎資料の蓄積・公表を進めてゆ きたいと考えている。なお、新田川流域は洪水浸水想定区域に指定されていなかった。中小河 川の洪水浸水ハザードマップの早期の策定が望まれることを、最後に付言しておきたい。

6. 引用文献

中央開発株式会社(2020)令和2年7月豪雨災害調查報告書.179p.

URL1:7月25日からの大雨等の状況(山形県防災くらし安心部、令和6年12月23日)

(https://www.pref.yamagata.jp/documents/41540/higaijokyo20241223.pdf)

- URL2: 気象庁(https://www.data.jma.go.jp/)
- URL3:山形県河川 · 砂防情報(http://www.kasen.pref.yamagata.jp/bousai/index.html)
- URL4:地理院地図(https://maps.gsi.go.jp/)
- URL5:山形県議会運営委員会の概要(令和6年10月2日)

(https://www.pref.yamagata.jp/documents/38310/r061002giun.pdf)

令和6年7月山形県豪雨における建物・構造物の被害について

- 山形大学工学部 三辻 和弥
- 山形大学工学部 三浦 篤史
- 山形大学工学部 小國 惇浩
- 山形大学理学部本山功

1. はじめに

令和6年7月下旬,山形県庄内地方や最上地方および秋田県南部を中心に線状降水帯が発生 するなど数日間に渡って断続的に激しい豪雨に見舞われ,中山間部での斜面崩壊,河川の氾濫 や河岸崩壊,家屋の損壊などの被害が見られた。ここでは,令和6年8月に行った山形県酒田 市,鮭川村,戸沢村での被害調査をもとに主に建物・構造物被害の状況について報告する。

2. 令和6年7月山形県豪雨

山形県庄内地方や最上地方では、令和6年7月24日から26日にかけて豪雨となり、25日に は線状降水帯が発生している。気象庁の報告によると、7月24日0時から27日24時にかけて の山形県内の総降水量は、最も多かった真室川町で457.0mm、後述する被害の大きかった酒田 市大沢で407.5mmとなっており、また24時間降水量の期間最大値も最も大きかった新庄市で 389mm,酒田市大沢で357.5mmと短期間に多くの降雨があったことがわかる。降雨量を7月24 日から27日にかけての時系列で見ると、新庄市では24日9時ごろから多くなり正午ごろをピ ークとして夕方にかけて一旦、小康状態となるが、19時を過ぎたあたりから21~22時ごろを ピークとし26日にかけて再び雨量が増大している。同様な傾向は酒田市大沢や最上町瀬見な どほかの多くの地区でも見られている。

3. 建物・構造物の被害

著者らは令和6年8月4,7,15日の計3回,山形県鮭川村(4日),戸沢村(4,15日),酒田市 (7,15日)について建物や橋などの構造物を中心に被害調査を行った。図1に被害調査地点の 地図を,図2には新庄市・鮭川村・戸沢村の調査ルートを示す。地図はいずれも国土地理院の 電子国土地図に加筆している。また,以降の地図の方位はいずれも上が北を示している。

鮭川村では村内を南北に流れる鮭川が大きく蛇行する南部の川口地区で写真 1,2 に示すような住宅の被害が見られた。住宅の背面,東側の斜面から崩落してきた土砂が住宅1棟と土蔵 1 棟を押し出し,建物が倒壊に至っている。村内にはいたるところで斜面崩壊が見られ,村の中心部では内水氾濫の痕跡も見られた。

戸沢村では村役場のある古口地区のほか,蔵岡地区でも外水氾濫による浸水被害が見られた。 蔵岡地区はこれまでにも繰り返し水害を受けてきた地区であり,2020年7月の水害後には輪中

^{*}Damage of houses and civil structures due to heavy rainfall in Shonai and Mogami, Yamagata Prefecture on July 2024 by Kazuya Mitsuji, Atsushi Miura, Atsuhiro Oguni, and Isao Motoyama.

提や排水ポンプが整備されている。ただし,2020年7月の水害は内水氾濫によるところが大き かったのに対して、今回の水害は最上川と鮭川との合流点付近からの外水氾濫による影響が大 きいと考えられる点が異なっている。また、この付近では部分的に最上川の堤防が損壊してお り、河川狭窄部のほか、鮭川と最上川との合流点での渦流の発生による影響が考えられる。



図1 被害調查地点

図2 新庄市・鮭川村・戸沢村の調査ルート



写真1 鮭川村の斜面崩壊と住宅被害



写真2 住宅の層崩壊(写真1と同じ住宅)

酒田市では荒瀬川流域に沿って斜面崩壊,河川の氾濫,河岸の浸食や崩壊,落橋,住宅の損 壊など大きな被害が数多く見られた。大沢地区を中心に麓地区から北青沢地区までの直線距離 で約9kmの範囲に渡って建物や橋などの構造物被害を中心に調査を行った。図3に被害調査を 行った荒瀬川および日向川流域の地図を示す。著者らが調査した8月上旬では,荒瀬川流域に おいては広い範囲にわたって流木が樹皮を剥がれた状態で至る所に散乱していたほか,側溝の ボックスカルバートも流されており,土砂で表面を厚く埋め尽くされた田畑も多数見られた。 図4には八森自然公園~常禅寺にかけての地区の被害の様子を示す。図4-B,Dの写真に見られ るように,橋脚には流木が絡まっており,後述のように水流が妨げられることにより複数の橋 が落橋している。図4-Dでは水道橋が落橋し橋脚が傾斜している。また,図4-C,Fのように河 岸の浸食や崩壊も至る所で発生していた。図4-Gのように周辺の集落では外水氾濫によって運 ばれた土砂が厚く堆積している。



図3 荒瀬川および日向川流域の調査地点(電子国土地図に加筆)



図4 八森自然公園~常禅寺(#1~#7)の被害の様子(電子国土地図に加筆)

図5にはさらに上流側の山添~石田・日潟地区の被害の様子を示す。図5-Aに見られるよう に田畑は広く河川から流入した土砂に覆われている。住宅の被害も数多く見られ,図5-Bのよ うに田畑に盛土した敷地の住宅は基礎下の地盤が流出したことにより下屋部分が沈下していた。 図5-Cの大坪地区では浸水や土砂の流入による被害のほか,河川の氾濫により護岸が大きく抉 られ,護岸背後の複数の住宅が損壊する被害も見られている。また図 5-F のように荒瀬川に合流する小さな河川沿いに土砂が流入して住宅を損壊させる被害も見られた。図 5-F では車庫や納屋として使われていたと思われる1階部分がピロティ状の構造をなしていたが、土砂によって壁や柱の一部を流されているが、倒壊には至っていない。写真 3,4 には図 5-B とは別の基礎の被害によって不同沈下を起こした住宅を示す。敷地地盤の盛土部分の土が流出し、基礎梁が破壊したことにより上部構造全体が傾斜している。



図5 山添~石田・日潟(#8~#13)の被害の様子(電子国土地図に加筆)



写真3 不同沈下した住宅

写真4 盛土の流出と基礎梁の破壊

図6には後口山・下青沢~ 上青沢地区の被害の様子を示す。斜面崩壊や河岸浸食・崩壊が至る所に見られるほか,橋の被害も多数見られた。図6-Aの#14の橋は通行可能であったが,図 6-Bの#15の橋は落橋しており,図6-Dの#17の橋は落ちてはいなかったが通行不可であった。 いずれの橋も橋脚には多くの流木等が絡まっていた。



図6 後口山・下青沢~ 上青沢(#14~#18)の被害の様子(電子国土地図に加筆)

酒田市北青沢地区では荒瀬川に注ぐ小屋渕川上流から流出した大量の土砂が集落を埋め尽 くした。図7に土砂の堆積範囲を示す。小屋渕川は大量の土砂により河川閉塞し,図7に示す 矢印のように両側の擁壁沿いに流路が変更されていた。この地区は急傾斜地崩壊危険区域に指 定されており,図7中に「土砂の流入」とある方向から小屋渕川が流れ込んでいるが、集落の 広い範囲で写真5のように土砂や流木が大量に堆積する状態となった。また、多くの住宅では 1 階高さの半ば付近までが土砂により埋没してしまっていた。ただし、上流側に位置する、細 い柱で支持された壁の少ない納屋など一部の建物を除いて、倒壊や傾斜した建物は見当たらず、 人が生活する家屋の骨組については構造的な被害は見られなかった。写真6および7は土砂に 埋まった住宅の8月時点の様子(左)と土砂が撤去された後の11月の様子(右)を比較したも のである。写真からもわかるように、柱・梁などの部材や接合部など家屋の骨組には大きな被 害は見られないようである。下流側ほど粒径の小さな土が堆積している様子であったが、住民 の方の話などからも土砂の流入は夜間にゆっくりとした速度で生じたらしく、その影響により 傾斜や倒壊など建物の構造的な被害が抑えられたのではと考えられる。



図7 小屋渕地区の土砂の堆積範囲(推定)

写真5 土砂堆積の様子



写真6 土砂が流入した住宅と土砂が撤去された後の状態-1



写真7 土砂が流入した住宅と土砂が撤去された後の状態-2

被災された皆様にお見舞い申し上げますとともに、被災地の一日も早い復興を祈念しており ます。

津軽平野の上位沖積面に認められる洪水堆積物について

弘前大学理工学部 堂元礼比古・梅田浩司

1. はじめに

十和田火山は約20万年前から活動を開始し、約1万5千年前にはデイサイト~流紋岩質の 八戸火砕流が発生し、現在の十和田カルデラが形成された。その後は、1~3千年に1回のペー スで VEI が 4~5 クラスの噴火を繰り返しており、最新の噴火は西暦 915 年に発生した噴火エ ピソード A と呼ばれるもので、大湯 1~3 軽石や毛馬内火砕流を放出した。これらの火砕物や その遠方相は、一般に十和田 a テフラ(To-a)と呼ばれている。To-a の噴火後、米代川流域で は大規模なラハール(シラス洪水)が頻繁に発生し、現河床から比高10m前後の最も新しい段 丘面を軽石質ラハール堆積物が広く覆った(平山・市川, 1966;赤石, 1999)。一方, 十和田火 山の北西方向に位置する津軽平野でも、岩木川に沿って To-a に起因する大規模なラハールが発 生し、低湿地が埋め立てられ、当時の居住環境に大きな影響を及ぼしたことが指摘されている (小野ほか, 2012)。しかしながら、このラハール堆積物の分布は限られている。また、片岡ほ か(2015)は、津軽平野の浅層堆積物のテフラの分析を行った結果、砕屑粒子は十和田起源の テフラのみならず、より古い時代の尾開山凝灰岩相当層などに由来するテフラ粒子が混合・再 堆積したものであることを指摘している。以上のことから、To-aの噴火後に発生した岩木川流 域のラハールの影響が米代川流域に匹敵するか否かは必ずしも明らかでない。そのため、本研 究では津軽平野に広く分布する上位沖積面を構成する堆積物を対象に,層相観察,粒度分析, 砕屑粒子の記載および火山ガラスの主成分元素分析を実施し, To-a 由来のラハール堆積物の識 別を試みた。

2. 調査地点の地形概観

津軽平野は南北に細長い沖積低地である。周囲を山に囲まれていて、平野に流れ込む浅瀬石 川・平川・岩木川によって地形が形成された。南から北に向かって扇状地、氾濫原、デルタと 配列する。氾濫原では岩木川が下刻し、上位沖積面と下位沖積面を形成する。形成された両沖 積面は比高数 m の段丘崖によって区分される。両沖積面を区分する段丘崖は五所川原付近で不 鮮明になり、デルタに遷移していく。調査地点は青森県弘前市大字三世寺であり、氾濫原上流 域の上位沖積面上に位置する後背湿地である。調査地点の標高は 18.2 m で、現岩木川の河床か らの比高は 7.1 m である。

3. 研究方法

調査地点では深さ3.1mのトレンチを掘削した。トレンチ面の上部1mほどは耕作土である。 層相観察の結果,下位から第①層~第10層の合計13の層準に区分した。上位沖積面の形成時期 を推定するため,泥炭層(2)層,④層)および⑧層に含まれる樹木について放射性炭素年代測

*Flood deposits in the upper alluvial deposits of the Tsugaru Plain by Akihiko Domoto, Koji Umeda

定を行った。

次にトレンチ面の堆積構造を定量的に把握するため, 泥炭層を除く各層から採取した 11 試料について粒度分析を行った。粒度分析は弘前大学のレーザー回折式粒度分布測定装置(島津製作所製 SALD-3000J;測定粒子径 0.1~2000 µm)を使用した。分取した試料は,分散剤としてヘキサメタりん酸ナトリウム 0.2 wt%を加え,1 分間の超音波洗浄したものを投与試料とした。測定は試料毎に平均3回ずつ行い,粒径加積曲線を求めた(図-1,B)。また,測定結果の粒径加積曲線から含泥率(図-1,D), Folk and Ward (1957)に基づき,平均粒径値(図-1,C)を算出した。

破砕粒子の給源を検討するため, 弘前大学共用機器基盤センターの波長分散型 X 線マイクロ アナライザー(EPMA: JEOL JXA-8230)を用いて, 火山ガラスの主成分元素組成の測定を行っ た。試料はナイロン製使い捨て#255 メッシュシート(糸径 43µm, 目開き 57µm)を使い, 流水中で指圧にて粉砕しながら洗浄した。残渣を#125 メッシュシート(糸径 70µm, 目開き 133µm)を用いて水中で篩分けした。これにより 1/8mm~1/16mm に粒度調整した試料を超音 波洗浄機により洗浄し, 粒子表面に付着した粘土分を洗い流した。さらに, エポキシ樹脂を用 いてスライドガラス上に包埋し, #3000 カーボンランダムで研磨し, 1µm のダイヤモンドペ ーストにて鏡面研磨した薄片を作成した。EPMA の測定条件は加速電圧を 15kV, 照射電流を 6.00×10⁻⁹ A, ビーム径 10µm に設定し, 主成分 9 元素(Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na およ び K, ただし Fe は全鉄)について定量を行った。なお, 測定ごとにワーキングスタンダードで ある AT 火山灰の火山ガラスを用いてチェックした。

4. 分析結果

a) 放射性炭素年代測定

放射性炭素年代測定を行った 3 つの試料のうち,下部 2 つは泥炭層より試料を採取 し、トレンチ面中央部は樹木より測定したものである(図-1,A)。結果は下部より 4440 ±30 yr. BP, 4230±30 yr. BP, 4250±30 yr. BP であった。上位沖積面は縄文海進時の水 域に注ぐデルタとして形成された。その後に堆積した下位沖積面は,海退以後の岩木川 の下刻によって形成されてものである。下位沖積面の最下部に生育面を持つ埋没樹の放 射性炭素年代から,下位沖積面は 2240 年前以降に形成されたと考えられる(海津,1974)。 一方,上位沖積面下部の粘土層は十三湖層中部シルト部層に対比される(小貫ほか, 1963)。そのため,粘土層は縄文海進高頂期ごろに形成されたものと考える。これらの ことから,上位沖積面の形成時期は約 6000~2500 年前頃と推定されているが,今回の 得られた放射性炭素年代測定結果もこれと調和的である。

b) 粒度分析

頻度分布図(図-1, B)によると、中粒砂サイズ以上にピークを持つ層(①,③, ⑧, ⑨, ⑪, ⑫, ⑬層)と細粒砂サイズ以下にピークを持つ層(⑤,⑥,⑦, ⑩層) に区分される。2つの特徴の違いは各層の平均粒径(φ)と泥(粒径 56.58μm 未満の 粒子)の含有率からも見て取れる。平均粒径(図-1, C)は細粒砂以下にピークを持つ 試料が4φ程度(極細粒砂~粗粒シルト)であるのに対して、中粒砂以上にピークを 持つ試料は $0-3\phi$ 程度(粗粒砂〜細粒砂)である。含泥率(図-1, D)は細粒砂サイズ 以下にピークを持つ試料について、少なくとも 30%以上泥が含まれている。一方で中 粒砂以上にピークを持つ層ではほぼ泥が認められない。このことから、中粒砂サイズ 以上にピークを持つ層はそれらを運ぶような輸送力を有する強い水流を伴う環境であ ったことを示唆する。そのことから洪水イベントを記録した洪水堆積物と考える。一 方、細粒砂以下にピークを持つ試料は水流などによって輸送されやすい細かな粒子が 堆積する静かな環境であったことを示唆する。なお、最下位の第①層は円礫を含む砂 礫層が 30cm 以上堆積していることため、岩木川水系の河床であった。その上位に堆 積する 2 つの泥炭層は植生が繁茂していた時期があったことを示す。しかし調査地点 では、基本的に、細粒砂サイズの破砕粒子が堆積する後背湿地のような環境が継続し ていたと考える。そこに強い水流を伴う突発的なイベントによって砂質の破砕粒子が 流入し、イベント堆積物を形成した。また、トレンチ面は少なくとも 3 つの洪水イベ ント(イベントI:第③層;イベントII:第⑧・⑨層、イベントIII:第①~⑬層)を 記録している。

c) 火山ガラスの主成分元素分析

計8つの試料(①,③,⑦,⑧,⑨,⑩,①,③層)に含まれる火山ガラスについて EPMA分析を行った。図-2に主成分元素の分析結果をハーカー図で示す。なお、第①層 には火山ガラスが含まれていなかった。どの層においても含まれる火山ガラスの化学組 成は、尾開山凝灰岩(約4.0 Ma)、大滝沢凝灰岩(約2.5 Ma)、虹貝凝灰岩(約2.5 Ma)、 青荷凝灰岩(約1.5 Ma)、鶴ヶ坂凝灰岩(約0.76 Ma)といった津軽平野に広く分布する テフラを主体とする(山田ほか、2021)。一方で、K₂O量が低い(1.5~2.0 wt.%)+和田 起源のテフラ(To-Cu, To-H, To-Ofなど)が認められることから、これらのテフラが混 合・再堆積したものと考える。なお、火山ガラスの化学組成がバイモーダルで高い FeO* 量とアルカリ含有量を特徴とする白頭山・苫小牧テフラ(B-Tm)は含まれなかった。

5. 議論・まとめ

津軽平野の堆積環境の変遷を明らかにするための一環として,氾濫原上流域の上位沖積面堆 積物のトレンチ調査を行った。津軽平野の氾濫原の上位沖積面は約6000年前から2500年前頃 には形成されたと考えられているが,放射性炭素年代測定の結果もこれを支持する。粒度分析 と堆積構造によると、トレンチ面最下部は河床であったが、河道が移動し、植生が繁茂する時 期があった。しかし、基本的には細粒砂サイズの破砕粒子が堆積するような湿地的環境が続い た。そこに強い水流を伴う突発的なイベントによって中粒砂以上の破砕粒子が堆積するイベン ト堆積層が形成された。洪水イベントは少なくとも3回発生したと考えられる。また、火山ガ ラスの主成分元素から、堆積物の給源を検討した結果、鮮新世〜更新世中期のテフラが主体で あり、十和田火山起源のテフラは比較的少量であった。また、B-Tm(西暦946年)が含まれな いことから、この地域ではTo-aのラハール含む最近約1000年間の洪水イベントの影響は小さ かったと考えられる。 引用文献

- 赤石和幸(1999) 十和田火山, 毛馬内火砕流に伴う火山泥流堆積物中から平安時代の埋没家屋 の発見, 地質学雑誌, 105, 123-124.
- Folk, R.L. and Ward, W.C. (1957) Brajos river bar: a study in the significance of grain-size parameters. Journal of Sedimentary Petrology, 27, 3-27.
- 平山次郎・市川賢一(1966)1,000 年前のシラス洪水〜発掘された十和田湖伝説〜,地質ニュース,140,10-28.
- 小野映介・片岡香子・海津正倫・里口保文(2012) 十和田火山 AD915 噴火後のラハールが及ぼ した津軽平野中部の堆積環境への影響,第四紀研究, 51, 317-330.
- 小貫義男・三位秀夫・島田豊郎・竹内貞子・石田琢二・斉藤常正(1963)青森県津軽十三湖地 域の沖積層,東北大地古邦報,58,1-36.
- 海津正倫(1974) 岩木川河床より出土した埋没林とその形成環境について, 第四紀研究, 13, 216-219.
- 海津正倫(1976)津軽平野の沖積世における地形発達史,地理学評論, 49, 714-735.
- 山田淳越・柴 正敏・近藤美左紀・梅田浩司(2021)津軽地方の鮮新世〜前期更新世の記載岩石 学的特徴について一火山ガラスの主成分化学組成一,青森地学,66,2-6.



図-1 A; 柱状図, B; 頻度分布 (μm), C; 平均粒径 (φ), D; 含泥率 (%)



図-2 火山ガラスの主成分化学組成

馬場目川における河床変動に関する検討*

秋田大学理工学部 山田晃平

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,日本では異常気象による集中豪雨によって全国的に洪水被害が多発しており,短時間における川の増水などの影響で堤防が決壊し,甚大な被害が発生している。洪水による被害を減らすために河床変動の特性を把握し,管理していくことは重要である。

そこで本研究では秋田県にある馬場目川を対象とし水位データと横断測量を用いて河床変動について調査した。

2. 研究対象

馬場目川は秋田県南秋田群郡五城目町平の下地区馬場目岳(標高 1,037 m)に発しており, 流域面積は 910.5 km², 幹川流路延長 47.5 km の秋田県内最大の 2 級河川である。馬場目川の 概要図と測量実施位置を図 1 に示した。調査地点は馬場目川の中流域を対象とし, RTK を用 いた横断測量を実施した。側線は上流側からそれぞれ側線 1, 側線 2, 側線 3 とし, 2010 年と 2016 年から 2022 年は図 2 の様にトータルステーションを用いた光波測量, 2023 年, 2024 年 は図 3 のように RTK 測量を行った。それぞれの側線の特徴として側線 1 は河道が比較的直線 的な場所に位置おり, 側線 2 では右方向の湾曲部後に位置し, 側線 3 は緩やかに右方向に湾曲 をしている箇所に位置している。



図1対象領域

^{*} Study on River bed Change from Topographical Survey in Babame River by Kohei YAMADA, Noritosi SAITO and Kazuya WATANABE

3. 観測方法

図2と図3に調査地点における横断測量時の様子を示す。

図2にある光波測量では距離と角度を同時に測ることができるトータルステーションを使用 した。実測では測点にプリズムを設置し入射光と反射光を利用して距離と角度を求めることで 精度を向上させた。高さは距離と角度から自動で算出される。

図3にある RTK 測量では衛星との通信により座標(緯度経度),標高を求めることができ、 トータルステーションよりも測量時間を短縮できる。



図2 光波測量



図 3 RTK 測量

4. 結果

図4は久保観測所で観測された水位データ¹⁾を基に作成した馬場目川の水位の変化を表した グラフである。青線が水位の変化を表しており、赤い線が引かれた箇所は2017年から2022年 まで光波測量を行い2023年と2024年にRTK測量を行った日である。秋田県では毎年7月か ら8月にかけて洪水が多発し、馬場目川の氾濫危険水位である3.40mを超えている年が多く あることが分かる。特に2023年の7月は著しく水位が上昇しており、大規模な洪水が生じて いる。



図4 水位の変動(久保観測所)

図 5 から図 7 は 2010 年~2024 年の断面図であり, 左岸側を基準としているグラフである。 側線 1 に関しては赤枠部分が堆積する傾向があることが分かる。側線 2 では赤線で囲った部分 の左岸側が堆積する傾向にある。側線 3 では 3 つの側線の中で最も変化が見られず, 赤線で囲 われている右岸側に土砂が堆積し易い傾向にあることが分かった。



図8から図10は各側線での2023年と2024年の断面図を比較している。側線1では右岸側に1m程度の侵食が見られ中央部分と左岸側に最大2m程度の堆積が見られた。側線2では左岸側と右岸側に侵食が生じ、中央部に堆積が生じていた。また側線3では右岸と左岸が堆積しており中央部に侵食が生じていた。

5.おわりに

本研究では馬場目川における河床変動に関して検討した。側線1では他の側線と比べ断面図 は平坦になっていたが、2023年から2024年の断面図の変化は2023年と比較すると左岸が1m ~2m程度と大きく堆積をしており、断面図の左岸側の河床が高く変化した。側線2では右岸 が堆積する傾向にあったが2024年は2023年と比較して右岸が侵食をしていた。側線3では 2024年の断面図は2023年と比較して左岸側と右岸側が堆積をしていた。



参考文献

- 秋田県建設部河川砂防課:秋田県河川砂防情報システム、https://kasen.pref.akita.lg.
 (2024年10月30日閲覧)
- 2) 秋葉海志,自見寿孝,齋藤憲寿,渡辺一也:令和5年7月豪雨時の馬場目川における洪水 について,令和5年度東北地域災害科学研究第57巻,pp77-pp82,2024.

米代川の河口部における塩水遡上について*

秋田大学理工学部 山﨑 諒

秋田大学大学院理工学研究科 齋藤憲寿・渡辺一也

1. はじめに

河口では淡水に海水が混じる塩水遡上が発生する。塩 水遡上の例として川内川¹),網走川²などがあり,塩水遡 上による影響としては農業用水や工業用水,飲料水に被 害をもたらすことがある。具体的な数値としては塩水濃 度が 0.25 %で農業用水の取水停止の目安であり,生活用 水の基準は 0.15 %である³。神田ら⁴)は雄物川河口を対象 に現地観測および数値計算を用いて塩水遡上と外力の関 係を明らかにした。

秋田県の一級河川は雄物川の他に子吉川,米代川があ るが,米代川河口を対象とした塩水遡上に関する3次元 的数値計算を用いた研究はあまり行われていない。

そこで本研究では秋田県の一級河川である米代川河口 を研究対象とし,数値計算により塩水遡上と外力の関係 を検討した。

2. 研究対象

図1 に米代川の流域図を示す。本研究の対象である米

代川は秋田県北部の能代市を流れる一級河川であり,河口部は右岸側から砂州が形成されている。 図2に米代川河口部を示す。



^{*}Study on Saline Water Run-up at Yoneshiro River Mouth using Numerical Simulation by Ryo YAMAZAKI, Noritoshi SAITO and Kazuya WATANABE



図1 米代川の流域図

3. 数値計算

数値計算に使用した基礎方程式を式(1)~(4)に示す。

$$\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} + \frac{\delta w}{\delta z} = 0 \tag{1}$$

$$\frac{\delta u}{\delta t} + u\frac{\delta u}{\delta x} + v\frac{\delta u}{\delta x} + w\frac{\delta u}{\delta z} - fv = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\delta p}{\delta x} + \frac{\delta}{\delta x}\left(V_H\frac{\delta u}{\delta x}\right) + \frac{\delta}{\delta y}\left(V_H\frac{\delta u}{\delta y}\right) + \frac{\delta}{\varepsilon z}\left(V_H\frac{\delta u}{\delta z}\right)$$
(2)

$$\frac{\delta v}{\delta t} + u \frac{\delta v}{\delta x} + v \frac{\delta v}{\delta x} + w \frac{\delta v}{\delta z} - f u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\delta p}{\delta x} + \frac{\delta}{\delta x} \left(V_H \frac{\delta v}{\delta x} \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(V_H \frac{\delta v}{\delta y} \right) + \frac{\delta}{\delta z} \left(V_H \frac{\delta v}{\delta z} \right)$$
(3)

$$\frac{\delta w}{\delta t} + u \frac{\delta w}{\delta x} + v \frac{\delta w}{\delta x} + w \frac{\delta w}{\delta z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\delta p}{\delta x} + \frac{\delta}{\delta x} \left(V_H \frac{\delta w}{\delta x} \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(V_H \frac{\delta w}{\delta y} \right) + \frac{\delta}{\delta z} \left(V_H \frac{\delta w}{\delta z} \right) - \frac{g}{\rho_0} \left(\rho_0 + \rho \right) \tag{4}$$

$$\frac{\delta c}{\delta t} + u \frac{\delta c}{\delta x} + v \frac{\delta c}{\delta y} + w \frac{\delta c}{\delta z} = \frac{\delta}{\delta x} K \left(\frac{\delta c}{\delta x} \right) + \frac{\delta}{\delta y} K \left(\frac{\delta c}{\delta y} \right) + \frac{\delta}{\delta z} K \left(V_H \frac{\delta c}{\delta z} \right)$$
(5)

式(1)は連続式,式(2)~(4)は 非圧縮とプシネスク近似を使 用した 3 次元 Navier-Stokes 式 である。また,塩水濃度の輸送 方程式を式(5)に示す。ここで, u: x方向の流速,v: y方向の 流速,w: z方向の流速,t:時 間,f: = 1ノオリ係数, $V_H:$ 水平 方向の渦粘性係数, $V_v:$ 鉛直方 向の渦粘性係数, $\rho_0:$ 参照密 度, $\rho_0 + \rho:$ 密度,C:塩水濃 度,K:拡散係数である。

表1に計算条件を示す。水 深に関しては神成ら⁵⁾を参照



X n ##XII								
初期濃度分布	なし	あり						
流路長	1500 m	3000 m						
川幅	500 m							
水深	2.7 m							
主流路部勾配	1/5000							
計算格子	$20 \text{ m} \times 20 \text{ m} \times 0.3 \text{ m}$	$20 \text{ m} \times 20 \text{ m} \times 1.35 \text{ m}$						
計算時間	3600 s							
流量	100	m³/s						
初期配置濃度	0 psu	35 psu						
初期濃度分布	$0 \text{ m} \times 0 \text{ m} \times 0 \text{ m}$	$300 \times 500 \times 2.7$						
下流端波高	0.66, 1, 2	3, 4, 5 m						
下流端周期	5.	S						
河口幅	40, 60, 80, 100, 500 m							



図3 計算領域の概略図
した。波高や周期の値はリアルタイムナウフ アスのから過去数年間のデータを参照した。 下流端周期 T=5.8 s および流量 Q=100 m³/s を 固定し,河口幅 B と下流端波高 H を変化さ せて計算を行った。

図3に計算領域の概略図を示す。この概略 図は上空から見た2次元的図である。赤い領 域は砂州を表しており、砂州と川幅の間を河



口幅 B とする。図3のメッシュは実際の計算時のメッシュよりも粗く表示している。

図4に塩水の経時変化を示す。塩水が河口から300m遡上している状態と塩水の経時変化の概略 図を鉛直方向から見た図である。経時変化として1000s,3000s後の遡上の様子も示している。本 研究では初期配置として河口に塩水が遡上していない状態と河口から35 psuの塩水が300m遡上 した状態から計算を開始しており,異なる河口幅と波高に伴う遡上距離の影響を検討した。

4. 計算結果

波高・河口幅と塩水遡上距離の関係(初期塩水濃度分布なし)

図5,図6に波高と遡上距離の関係 を示す。図5は塩水濃度別での塩水 遡上距離の結果を表しており,砂州 がない状態(河口幅 500 m)の結果であ る。結果より、3%の塩水は遡上せず 2%の遡上距離としては河口から約 250 m~1000 m まで遡上した。1%の塩 水は河口から約700m~1500mまで遡 上した。0.25%の塩水では波高が 0.66 m~3mでは約950m~1450mまで遡上 したが,波高が4m以降は遡上距離が 1500mを超えるような結果となった。 図6は図5と同じく塩水濃度別での 塩水遡上距離の結果を表しており,砂 州がある状態(河口幅 40 m)の結果で ある。結果より、3%の塩水は遡上せ ず、2%の塩水は波高が高くなるたび に遡上距離が伸びていく結果となっ た。1%, 0.25%の塩水は計算範囲で







図6 塩水遡上距離(砂州あり B=40 m)

ある 1500 m を超えるような遡上距離であ った。今回は1例として砂州ありの状態を 河口幅 40 m で示したが,河口幅 40 m の他 にも 60 m, 80 m, 100 m で計算を行ったが 河口幅が広がるほど塩水遡上距離は伸び る結果となった。





図7に塩水濃度の3次元的図を示す。今

回の計算で塩水濃度別の遡上距離は分かったが, 遡上の様子を図7に示している。2%の塩水は河 底を這うような形で塩水遡上しており塩水濃度が低くなっていくほど水面付近に近づいていく形 で遡上している形となった。

初期濃度分布がない状態で計算を行い得られた共通のことは砂州がある場合も砂州がない場合 も塩水遡上自体は起きるのだが、塩水濃度が3%の塩水遡上は起きないことが計算から得られた。 砂州がある場合と無い場合を比べた際に大きく違う点としては1%より低い塩水濃度の遡上距離が 大きく違っていた。砂州がある場合ではすべての波高で1500mを超えるような塩水遡上を起こし ていたが砂州がない場合ではそのようなことは起こらなかった。加えて砂州がある場合とない場合 を比べた際に、砂州がある場合には3%以外のすべての濃度で塩水遡上距離が大きく伸びており砂 州が発達することによって200mほど遡上距離が伸びる結果が得られた。

波高・河口幅と塩水遡上距離の関係 (初期塩水濃度分布あり)

図8, 図9に波高と遡上距離の関係を示 す。図8は塩水濃度別での塩水遡上距離を 表しており,砂州がない状態(河口幅 500 m)の結果である。図8の砂州なしの結果で は、3%の塩水は河口から300m~900mま で塩水遡上することが計算から得られた。 2%の塩水では1300m~2700mまで塩水遡 上することが計算から得られた。1%の塩 水では2800m~3000m付近まで塩水遡上 する結果が得られた。0.25%の塩水では波 高が大きくなるに連れ3000mを超えるよ うな結果が得られた。

図 9 は塩水濃度別での塩水遡上距離を 表しており,砂州がある状態(河口幅 40 m) の結果である。砂州ありの結果では,3%



の塩水は河口から 700 m~800 m を遡上し ており,2%の遡上距離は河口から 2700 m 付近を遡上する結果となった。1%と 0.25%の塩水では計算範囲である 3000 m を超えるような塩水遡上が見られた。

図10は3%の河口幅別の塩水遡上距離 を示しており,河口幅40m,60m,80m, 100m,500mの5種類で比較を行ってい る。波高が3m以下の場合は河口幅が広 いほど遡上距離が短く,波高が5mの場 合は河口幅が広いほど遡上距離は長い傾 向であった。

一方,河口幅が広いほど波高による遡 上距離の変化が大きくなっており,河口 幅 40 m では波高による遡上距離の変化 が約 100 m に対し,河口幅 100 m では波 高による遡上距離の変化は約 450 m とな った。反対に河口幅 500 m では塩水遡上 距離が短くなるという結果は得られな かった。これらの結果を踏まえ,河口幅 が広くなるほど波高による影響を受け やすくなり,塩水遡上距離の変化が広が







ったのではないかと考察する。加えて砂州ありでの結果から共通して分かることは波高が4mの時 に塩水遡上距離が短くなっていたことが挙げられる。波高が4mのときのみ遡上距離が短くなって しまうのは初期濃度分布がない場合の結果とは違った結果となった。

図 11, 図 12 に塩水の最大遡上距離時の様子を示す。図 11 は左岸側に塩水遡上した様子であり, 図 12 は右岸側にも塩水遡上した図となっている。波高が3m以下の場合は左岸側のみ塩水が遡上 しているのに対し,4m以降は左岸側だけでなく右岸側(砂州側)にも塩水が遡上している。本研究 では片側からのみの流入を想定したため,波高が3mの場合よりも4mの方が短くなってしまった と考察する。

それらに加え,水深別の濃度分布の結果を算出した。図 13 に水深別の塩水濃度分布の様子を示 す。この結果から水深が深くなるほど塩水濃度が高くなっていることが分かる。それに加え,初期 濃度分布がある状態でも図7のように塩水濃度が高いほど河底を這うように塩水遡上し,塩水濃度 が低いほど水面付近に塩水遡上することが水深別の塩水濃度分布の結果から分かった。

初期濃度分布がある状態で計算を行った結果,砂州がある場合と砂州がない場合で大きく違いが 見られた。1つ目に波高による遡上距離の違いが大きく違っていた。砂州がある場合は波高による 塩水遡上距離の差が約100m,砂州が ない場合では波高による塩水遡上距 離の差が大きく出ている。2つ目に砂 州がない場合と砂州がある場合とで 遡上距離に大きく違いが見られたこ とである。初期濃度分布がない場合と 同じように全体的に塩水遡上距離が 伸びる結果となっていたが,初期濃度 分布がある場合でも同じように砂州 がない場合の方が全体的に塩水遡上 距離が伸びていた。だが,波高が5m



かつ塩水濃度が3%の場合のみ砂州なしで塩水遡上距離が大きくなっていた。これらの結果から初 期濃度分布があるなしに関わらず砂州の発達は塩水遡上を加速させることが今回の研究から明ら かとなった。

5. おわりに

本研究では、米代川河口域において3次元的数値計算を行い、塩水遡上と外力の関係を検討した。初期塩水濃度分布がない場合では砂州がある場合とない場合で塩水遡上距離の差に大きく差が出ていた。波高に関しては砂州がある場合は流量の大小に関わらずどの塩水濃度を取っても塩水遡上距離が伸びる結果となった。初期塩水濃度分布がある場合でも砂州がない場合より砂州がある場合の方が全体的に塩水遡上距離が伸びていた結果が今回の研究から得られた。

今回の研究から砂州が発達することによって塩水濃度が高い場合,低い場合どちらでも塩水遡 上距離が伸び,農地利用や生活用水に大きく影響を及ぼすことが分かった。

参考文献

- 1) 小松利光, 上杉達雄, 安達貴浩, 松岡弘文, 坂元浩二, 大和則夫, 朝田将: 川内川における塩水 遡上の人工的制御に関する研究, 海岸工学論文集, Vol.43, pp.341-345, 1996.
- 2) 池永 仁, 大塚 純一, 三澤 大輔, 内島 邦英, 樫山 和夫, 山田 正: 網走川における塩水遡上特性 と塩水楔の形態変化に関する研究, 水工学論文集, Vol.42, pp.775-780, 1998.
- 3) 日本植物生理学会: <https://jspp.org/hiroba/q_and_a/detail.html?id=578>(2024/12/19 アクセス)
- 4) 神田智洋,谷口隼也,齋藤憲寿,渡辺一也:雄物川河口における塩水遡上に関する検討,東北 地域災害科学研究, Vol.58, pp.75-80, 2022.
- 5) 渡辺 一也, 神成 寿樹, 伊東 緋音:日本海側河川を対象とした冬季高波浪時の wave set-up と 入退潮量に関する検討, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.70, pp.401-405, 2014.
- 6) リアルタイムナウファス:国土交通省港湾局 <https://nowphas.mlit.go.jp/pastdata/>(2024/11/21 ア クセス)

等圧効果を利用した通気工法外壁の風荷重低減の試み*

東北大学未来科学技術共同研究センター 植松 康 NTT 都市開発㈱ 細川敬士郎

1. はじめに

近年,住宅の外壁には金属系または窯業系のサイディングがよく 用いられ,通気工法(図1)が普及している。この工法は,サイディン グの裏側に通気層を設け,湿気を外気に放出することで壁体内の結 露やカビを防止するものである。この工法については温湿度など環 境面での研究は多くなされているが(例えば Rahiminejad et al.¹⁾),風荷 重や構造に関する研究はほとんどない。類似の構造としてダブルス キン工法があり,その風荷重評価に関する研究はこれまで多数なさ

れているが(例えば Xu et al.²⁾),空気層の厚さが全く異なるため,そ



の結果をそのまま通気工法外壁に適用することはできない。通気工法外壁の実務設計では、建設省告示第 1458 号等に規定された外圧と内圧がそれぞれサイディングの表面と裏面に作用するとして風荷重を算定する場合が多いと思われる。しかし、通気層の上下端には開口があり外部あるいは小屋裏に通じているため、通気層内の圧力(ここでは「層内圧」と呼ぶ)は建設省告示等に規定された内圧とは大きく異なる。

サイディングに作用する外圧(表面に作用する風圧)は縮尺模型を用いた風洞実験で求めるこ とができるが、裏側にある空気層は厚さが 20mm 程度と薄く、これを縮尺率 1/100 程度の模型 で再現することはできないため、層内圧を風洞実験で直接測定することはできない。そこで、 渡部・植松³は、金属サイディングを対象として、風洞実験による外圧データと非定常ベルヌ ーイの定理を用いたシミュレーションにより層内圧を推定し、サイディングの設計用風荷重評 価方法を提案した。そこでは上下の開口だけでなく嵌合部のわずかな隙間の影響も考慮してい る。いま、サイディング間に意図的に開口を設けると、「等圧効果」によってサイディングに作 用する風荷重の低減が期待される⁴)。そこで、本論文では、通気工法外壁システムの風荷重に 及ぼす意図的開口の効果について渡部・植松³と同様の手法を用いて検討する。

2. 対象建物

本研究では平面形 10m×10m, 軒高 6m, 4 寸勾配(約 22°) で軒の出 0.6m の切妻屋根を有する住宅を対象とする(図 2)。外壁は金属サイディング(厚さ 15mm, 幅 400mm)の横 張りとし, サイディングを取りつける縦胴縁(幅 45mm, 厚 さ 18mm)の中心間距離は 455mm とする。下端(高さ 500mm)の開口幅は 10mm, 上端(軒高)の開口幅は屋外開



* An attempt to reduce wind loads on ventilated exterior wall systems using pressure equalization by Yasushi Uematsu and Keijiro Hosokawa 放(EX と表記)の場合 10mm,小屋裏開放の場合 18mmとする。なお、小屋裏開放の場合、小屋裏換 気条件として図3に示す3種類(AT-e, AT-g, AT-eg) を想定する。意図的開口は雨仕舞を考慮し、図4の ような形状とする。これらの開口の流量係数等のパ ラメータは、「実変動風荷重載荷装置」⁵⁾を用いた実 験に基づき定められる。また、意図的開口の設置間 隔もサイディング1~4枚おきの範囲で変化させ、 サイディングの風荷重に及ぼす影響を検討する。

3. 風洞実験による壁面外圧の測定

層内圧シミュレーションに用いる壁面外圧は,図5に示す2種類 の模型(縮尺率 λ_L = 1/100)を用い,桁行面と妻面に分け,地表面粗度 区分Ⅲに概ね相当する境界層乱流中で測定した。風洞気流の平均風 速のプロファイルを表すべき指数は $\alpha \approx 0.21$,屋根平均高さにおける

乱れの強さとスケールは、それぞれ*I_H*≈0.16および L_x ≈ 0.2m である。模型には圧力測定孔が妻面に 72 点,桁行面に 60 点,ほぼ均等に配置されている。実 験では屋根平均高さにおける平均風速U_Hを 9m/s と した。設計風速を $U_H = 27.8 \text{ m/s}$ と設定すると、風速 の縮尺率は $\lambda_V = 1/3.1$ となり、時間の縮尺率は $\lambda_T =$ 1/32.4 と計算される。実験では、圧力測定孔に作用 する風圧をサンプリング周波数 800Hz で全点同時計 測した。1回の測定時間は 18.5 秒(実スケールでは 10分)であり、ばらつきを考慮し10回連続して測定 した。風圧係数等の統計量は10回の計測・解析結果 のアンサンブル平均で評価する。風向のは, 妻面に正 対する方向を 0°とし、桁行面風圧測定の場合には -90°~+90°, 妻面風圧測定の場合には 0°~+180°の範 囲を 10°ピッチで変化させた。測定された風圧は屋 根平均高さにおける平均速度圧 q_H (=1/2 ρU_H^2 , ρ は空 気密度)で基準化され,外圧係数Cpeとして表される。

図6は、桁行面および妻面に作用する全風向中の 最大・最小ピーク外圧係数の分布を示す。最大ピー ク外圧係数は正対風向のとき壁面上層部で、最小ピ ーク外圧係数の絶対値は壁面に平行な方向から 10° ~20°ずれた斜め風向のとき壁面風上端下層部で大 きくなる。サイディングに作用する風力もこれらの 風向および場所で大きくなると予想される。



4. 層内圧シミュレーション方法(概要)

サイディング裏側の空間は縦胴縁で区切られており, 胴縁とサイディングの間を過ぎる流れ はないものとする。したがって,以下では下端開放部(高さ 500mm)から上端開放部(軒先)まで の幅L_H =410mm,厚さd =18mmのサイディング裏側空間内の鉛直方向の流れを考える。いま, この空間をいくつかの仮想空間(ここでは「仮想室」と呼ぶ)に分け,仮想室内の圧力は一定と 仮定する。ここで,ある仮想室jに着目したとき,この仮想室に流出入する流れと圧力の様子を 模式的に表すと図7のようである。サイディング勘合部の隙間や意図的開口および壁面上下端 の隙間を流れる「隙間流れ」の駆動力は仮想室jの層内圧Pjと開口部・隙間位置での外圧 _ePjとの 差である。以下,計算を簡単にするため,隙間や開口は中央に集約して考える。この隙間流れ (流速 _eUj)に圧力損失を考慮した非定常ベルヌーイの定理を適用すると次式を得る。

$$\rho l_{e \ e} \dot{U}_{j} = P_{j} - {}_{e} P_{j} - \left(\frac{1}{k_{e}}\right)^{\frac{1}{n}} \left(\frac{\rho}{2}\right)^{\frac{1}{2n}} {}_{e} U_{j} | {}_{e} U_{j} |^{\frac{1}{n-1}} - \frac{64\nu}{{}_{e} U_{j} d_{e}} \frac{\rho l_{e}}{2d_{e}} {}_{e} U_{j} | {}_{e} U_{j} | {}_{e} U_{j} |$$
(1)

ここに、「・」は時間に関する微分を表し、 $l_e = 開口部・隙間の有効深さ、k_e = 開口部・隙間の$ $の流量係数、<math>n = 流れ係数(0.5 \sim 1.0), v = 空気の動粘性係数、d_e = 開口部・隙間の有効幅で$ $ある。なお、Oh et al.⁶⁾によれば、<math>l_e$ は次式で与えられる。

$$l_e = l_0 + 0.89\sqrt{A_e} \tag{2}$$

ここに、 l_0 および A_e はそれぞれ開口部・隙間の実深さおよび実面積を表す。 $_eP_j$ は風洞実験で得られた開口部・隙間位置での外圧係数 C_{pej} を用いて次式で与えられる。

$$_{P}P_{j} = \frac{1}{2}\rho U_{H}^{2} \cdot C_{pej} \tag{3}$$

隣り合う仮想室の境界を過ぎる z 方向の「キャビティ流れ」の駆動力は仮想室間の圧力差で ある。キャビティ流れを平行な平板間の流れとみなし、仮想室 j と j+1 の境界を過ぎる流れ(流 速 jU_{j+1})に非定常ベルヌーイの定理を適用すると次式を得る。

$$\rho L_{V j} \dot{U}_{j+1} = P_j - P_{j+1} - C_{Lz} \frac{\rho}{2} |_{j} U_{j+1}| |_{j} U_{j+1}| - \frac{6\nu}{j} \frac{\rho L_V}{2L_H} |_{j} U_{j+1}| |_{j} U_{j+1}|$$
(4)

ここに、 C_{Lz} は圧力損失係数 (= $1/\sqrt{k_z}$ 、 k_z : キャビティ流れの流量係数)、 L_H および L_V はそれぞれ仮想室の幅および長さ表す(図 7 参照)。

また,質量保存則より,各仮想室内の圧力(層内圧)の変化は次式のように表される。

$$\dot{P}_j = \frac{\gamma P_0}{V_0} \sum_{m=1}^N k_m A_m U_m \tag{5}$$

ここに、 γ は空気の比熱比(=1.4)、 k_m , A_m , U_m はそれぞれ仮想室jにある m 番目の開口部・隙間(仮想室間の境界を含む)の流量係数,面積,流速を表し,Nは開口部・隙間の総数である。 (1)~(4)式を用いて開口部・隙間並びに仮想室間の境界を過ぎる流れの流速を求め,(5)式に代入 すると層内圧の時間変化が求められる。これを全ての仮想室に適用し,得られる連立方程式を 4 次 Runge-Kutta 法を用いて数値解析的に解けば全仮想室内の圧力の時刻歴が得られる。なお, 風洞実験模型での圧力測定孔位置は開口部・隙間位置とは異なるので,開口部・隙間位置での C_{pej} は実験結果から空間補間により求める。また,風洞実験での圧力測定の時間刻みは $\Delta t =$ 1/800 秒であり,これを実時間に換算すると約 1/25 秒となる。シミュレーションでは時間積分 に陽解法を用いる。その場合,時間刻みを十分小さくしないと解が発散してしまう。そこで, 本研究では試行錯誤の結果,風洞実験で得られた外圧係数の時刻歴に対して3次スプライン関数を用いて補間を行って得た時間刻み1/4000秒のデータを用いることとした。

上式に含まれる開口部・隙間流れの特性値(流量係数等)は実 大試験体と「実変動風荷重載荷装置」⁵⁾を用いた実験に基づき設 定した。図 8 は意図的開口の流量係数測定実験の概要である。 実験装置は建具の気密性試験方法を定めた JIS A 1516 を参考に 決定した。具体的には、図 4 に示した意図的開口の実大モデル を「実変動風荷重載荷装置」の圧力箱に取り付け、PLA (Pressure Loading Actuator)を用いて圧力箱に負圧を作用させ(ステップ載 荷)、圧力箱に流入する空気の流量 $Q (= A_1V_1)$ と試験体前後の圧 力差 ΔP を風速計と差圧計を用いて測定した。

一般に, QとΔPの間には以下の関係がある。

$$Q = k_e A_e \left(\frac{2}{\rho} \Delta P\right)^n$$

ここに、 k_e は流量係数、 A_e は開口面積であり(前述)、 k_eA_e は等価 開口面積を表す。図9に測定結果を示す。実線はn = 0.5とした 近似式であり実験結果(■印)に概ね一致している。これより、 以下n = 0.5とする。また、開口部の面積 A_e を与えれば(6)式より 流量係数 k_e が定まる。得られた結果は、1mm 幅および 5mm 幅の 開口に対してそれぞれ $k_e = 0.315$ および 0.366 であった。以下の シミュレーションではこれらの値を用いる。なお、複雑な形状 を有する金属サイディングの勘合部については、渡部・植松 ³に より詳細な検討がなされており、図8と同様の実験によってn =0.65 を得た。また、風洞実験結果に基づく不規則な変動風圧を 作用させた際の実験結果とシミュレーション結果との比較によ

り, 勘合部の有効幅を 2mm と仮定したとき $k_e \approx$ 0.035 を得た。これより, 勘合部の隙間が層内圧に及 ぼす影響は意図的開口に比べるとかなり小さい。し たがって, 以下のシミュレーションにおいては嵌合 部における空気の流れは無視する。壁面上下端の開 口部や通気層内の流れの特性についても, 渡部・植松 ³⁾は図 10(a)に示すような実大 4 室モデルを用いて同 様の実験とシミュレーションを行い, z 方向の流れの 流量係数として以下の値を得た(詳細については渡 部⁷⁾を参照されたい)。





(6)





上端開口 $k_{e1} = 0.36$, 仮想室 $k_{e2} = 0.90$, 下端開口 $k_{e3} = 0.30$

図 11 は桁行面について,縦胴縁,サイディング嵌合部,風洞実験模型での外圧測定点の位置 を示す。図中の破線はサイディング裏側の仮想室の境界を表す。意図的開口の配置間隔につい ては以下の4通り(①~④)を想定する。

①0.8m間隔(サイディング2枚につき1か所)
②1.2m間隔(サイディング3枚につき1か所)
③1.6m間隔(サイディング4枚につき1か所)
④なし(上下の開口のみ)

5. シミュレーション結果と考察

本論文では桁行面を対象に検討する。壁面上端が小 屋裏に開放されている場合(図3参照),開口部の圧力 は小屋裏空間の圧力 P_{attic} となるが,その値は小屋裏換 気口の位置と面積によって決まる。一般に,小屋裏空 間の体積に対して換気口の面積は小さいので, P_{attic} の 変動は小さいと考えられる。そこで,本研究では変動 を無視し,時間平均値 \bar{P}_{attic} のみを考慮する。その場合, \bar{P}_{attic} は換気口面積を重みとした換気口位置における 平均外圧の重みつき平均値となる。実際の設計におけ る換気口の面積と設置位置には様々なものがあり,一 概に定めることはできないので,図3に示した3ケー スに対して以下のように単純化する。

- AT-e:桁行面の軒直下にある圧力測定点(片面 10 点, 両面では 20 点)における平均外圧の平均値
- AT-g: 妻面の頂点に近い2点(両面では4点,図は省 略)における平均外圧の平均値
- AT-eg: AT-e および AT-g で考慮した計 24 点における 平均外圧の平均値

 $\bar{P}_{attic} \epsilon q_H$ で基準化した「平均小屋裏圧係数」 $\bar{C}_{p,attic}$ の風向による変化を図 12 に示す⁷⁾。平均外圧係数の変化に伴い, $\bar{C}_{p,attic}$ も風向 θ によって大きく変化する様子が見て取れる。

ー般にサイディングの種類や施工方法(縦胴縁の間 隔,留め付けるビスの種類など)を壁面の場所によっ て変えることはないと考えられる。すなわち,それら は面全体における風力係数の最大(正)および最小 (負)ピーク値で決定されると考えられる。そこで,以



下においては,主としてサイディングの風力係数や層内圧係数の壁面全体における最大・最小 ピーク値に着目する。

図 13 および図 14 は、意図的開口幅g = 1mm、設置パターン①の場合について、図 3 に示した 4 種類の上端開放状態に対する最大および最小風圧・風力係数の風向による変化を示す。比較のため意図的開口がない場合の結果も示した。図中、 C_{pe} は外圧係数、 $C_{pl,0}$ および $C_{pl,1}$ は意図

図的開口のない場合およびある場合の層内圧係数, $C_{f,0}$ および $C_{f,1}$ は意図的開口のない場合およびある場合のサイディングの風力 係数を表す。また,記号「^」および「~」は最大ピーク値およ び最小ピーク値を示す。正のピーク風圧・風力係数は $\theta \approx 90^{\circ}$ で 最大となり,負のピーク風圧・風力係数は $\theta = 10^{\circ} \sim 20^{\circ}$ で絶対値 が最大となっている。これらの風向における最大・最小ピーク層 内圧係数の大きさは最大・最小ピーク外圧係数よりかなり小さい。 また,最大・最小ピーク風力係数(\hat{C}_f , \check{C}_f)の大きさは意図的開口 を設けることで小さくなっている。標準的な工法では,サイディ ングは外側から打ち付けられるので,それを引き剥がす方向に作 用する負のピーク風力係数 \check{C}_f が設計上重要になる。一方,通常の 設計では考慮されていないが,石膏ボード等の内装部材には外側



から層内圧が作用することになる。内装部材は通常室内側から打ち付けられるので最大ピーク 層内圧係数 \hat{C}_{pl} が設計上重要になる。そこで、サイディングの最小ピーク風力係数 $\check{C}_{f,cr}$ と最小ピ ーク外圧係数 $\check{C}_{pe,cr}$ (層内圧係数を 0 と仮定すればサイディングの最小ピーク風力係数に対応す る)に対する比を図 15 に示す。また、最大ピーク層内圧係数 $\hat{C}_{pl,cr}$ と最大ピーク外圧係数 $\hat{C}_{pe,cr}$ と の比を図 16 に示す。なお、ここに示した結果はいずれも全サイディング・全風向中の最大値あ るいは最小値であり、g = 1mmの場合は設置パターン①、g = 5mmの場合は設置パターン③と した。これより意図的開口によってサイディングに作用する風荷重が低減することが分る。ま た、内装部材に作用する風力も外圧に比べて小さくなっている。ただし、それらの低減効果は開 口の幅および設置パターンによって異なる。層内圧係数は、屋外開放以外の場合には外圧係数 に対して最大 20%~35%低減するが、開放状態によっては外圧と同程度になることもあるので 注意が必要である。最大ピーク層内圧係数をそれほど上昇させることなくサイディングの最小 ピーク風力係数の絶対値が低減するような開口の幅と設置位置を選択することが重要となる。

6. 結 論

本論文では横張り金属サイディングを用いた通気工法外壁を対象とし,勘合位置に意図的開 ロを設けることでサイディングに作用する風力を低減できることを確認した。

参考文献

- 1. Rahiminejad, M., Paris, A.L.M., Ge, H., Khovalyg, D.: Performance of lightweight and heavyweight building walls with naturally ventilated passive and activd facades, Energy and Buildings, 256, 111751, 2022.
- 2. Xu, H., Yu, S., Chen, Y.: Experimental and theoretical modelling of fluctuating internal wind pressures on a ventilated double skin facade of a building, Energy and Buildings, 323, 114795, 2024.
- 3. 渡部 慶, 植松 康: 通気工法を用いた外壁システムの風荷重評価に関する研究, 日本風工学会論文 集, 44 (2), 23-32, 2019.
- 4. Uematsu, Y., Yambe, T., Yamamoto, A.: Wind loading of photovoltaic panels installed on hip roofs of rectangular and L-shaped low-rise buildings, Wind, 2, 288-304, 2022.
- 5. ガヴァンスキ江梨, 高橋麻衣, 植松 康, モリソンマリー:実変動風荷重載荷装置の性能評価, 日本建築学会技術報告集, 21(49), 1075-1080, 2015.
- 6. Oh et al. : The UWO contribution to the NIST aerodynamic database for wind loads on low buildings: Part3.Internal pressures, Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, 93, 31-59, 2007.
- 渡部 慶:等圧効果による風力低減と荷重再配分を考慮した通気工法外壁システムの風荷重評価に 関する研究,東北大学修士学位論文,2017.

円弧型独立上屋の構造骨組用風力係数に関する検討*

秋田工業高等専門学校 藤沢 優輝 秋田工業高等専門学校 丁 威 東北大学 植松 康

1. 研究の背景・目的

円弧型独立上屋はスポーツ施設や公園の休憩所な ど,公共空間で広く利用されている。一般に壁がなく軽 量であるため風荷重が設計上重要となる。しかし,建設 省告示や日本建築学会「建築物荷重指針」¹⁾(以下「荷 重指針」と呼ぶ)には設計用風力係数は示されていな い。実務では円弧屋根を持つ閉鎖型建築物の外圧係数 を基に設計荷重を評価することが多いようである。し かし,独立上屋には壁がなく上下面が風に曝されるた め,屋根まわりの流れは複雑であり,その風力特性は閉 鎖型とは大きく異なる。したがって,閉鎖型建築物の外



写真1 円弧型独立上屋

圧係数に基づいて独立上屋の風力係数を評価することはできない。

本研究では、まず多点風圧測定用の模型を用いた風洞実験により屋根全体に作用する風圧・ 風力の特性を把握する。次に、標準的な構造モデルを設定し、荷重効果(フレームに作用する曲 げモーメントや軸力)に基づき構造骨組用風力係数について検討する。具体的には、まず時刻歴 解析によって最大荷重効果を与える風向を明らかにする。次に、その条件に対して Kasperski²⁾ が提案した LRC 法を用いて最大荷重効果を与える等価静的風力係数分布を求める。最後に、ガ スト影響係数法の枠組みで設計用風荷重を評価するための構造骨組用風力係数を提案する。

2. 対象建築物と風洞実験概要

本研究では、スパンB=15m、桁行長さW=15mの 円弧型の独立上屋を対象とする(図1参照)。ライズ・ スパン比は代表的な値としてfB=0.2とする。構造 骨組は図2のように2つのアーチ型ラーメンで支え られているものとする。柱脚は固定と仮定する。骨 組部材は通常の許容応力度設計を行って決定した。 その結果、柱は角形鋼管: 300×300×30×12、梁はH形 鋼: H300×200×8×12 となった(いずれも部材は SN400)。



写真2 風洞実験の様子

* Discussion of wind force coefficients for the main wind force resisting system of a vaulted free roof by Yuuki Fujisawa, Wei Ding, Yasushi Uematsu





図2 フレームの荷重負担領域

風洞実験は東北大学大学院工学研究科都市・建築学専攻所有のエッフェ型境界層風洞(写真 2)を用いて行った。実験模型の幾何学的縮尺率は λ_L =1/100と設定する。風圧測定用の模型は 3D プリンタで作製した。スパン B および桁行長さ W はいずれも 150mm である。屋根のライ ズ・スパン比は f/B=0.2 である。屋根の平均高さ H は 80mm,厚さ t は 4mm である。図 3 に示 すように、屋根には 5 ラインに沿って圧力測定孔が上下面にそれぞれ 5 点ずつ設けられている (全部で 50 点)。風圧測定のサンプリング周波数は 500Hz とし、全点同時測定される。1 回の 測定時間は 19.1s (フルスケール換算で 600s)であり、同一条件下で 6 回測定する。風向は図 1 に示すように定義し、0°から 90°の範囲を 10°ピッチで変化させた 10 風向に 45°を加えた 11 風 向である。模型の対称性を利用すれば、1 つのフレームに対して風向-90°~+90°の範囲のデー タを得ることができる。



屋根面には上面と下面の風圧の差が風力として作用する。この風力を屋根平均高さHでの速 度 $Eq_H (= 1/2 \rho U_H^2)$ で基準化し、風力係数 $C_f (= C_{pt} - C_{pb}, C_{pt}$ および C_{pb} は屋根上下面の風圧係数)で表す。風力係数の符号は下向きが正となる。

3. LRC 法による風荷重評価

本研究では、風荷重評価に LRC 法を用いる。この LRC 法では、構造物の剛性が比較的高く変動風力による共振効果が無視できる場合、着目する荷重効果と風力との相関を考慮し、最大荷重効果を再現できる等価静的風力係数*C_{f LRC}が次式で与えられる。*

$$C_{f_LRC} = \bar{C}_f + g_r \cdot C'_f \cdot \rho_{rf} \tag{1}$$

ここに, \bar{C}_f = 平均風力係数, C'_f = 風力係数の標準偏差, g_r = 荷重効果のピークファクター, ρ_{rf} = 風力と荷重効果の相関係数。

3.1 着目する荷重効果

LRC 法で荷重評価を行う場合,着目する荷重効果を適切に設定する必要がある。本研究で対象としているような比較的小規模で剛な低層構造物の場合,平均風力を作用させたとき構造上最もクリティカルとなる応力に着目すればよい(植松ら³⁾)。図2に示すように屋根は2つのフレームにより支えられており,屋根の1/2領域に作用する風力をそれぞれのフレームが負担するものとする。まず,風洞実験によって得られた平均風力係数分布を用いて計算される平均荷重を屋根に作用させて構造解析を行い,最も重要な荷重効果を選択した。風荷重は図4に示した風洞実験模型における桁行方向の圧力測定ラインに対応する5点に作用する集中荷重で与えた。風向-90°~+90°の範囲における解析結果より,風上柱脚曲げモーメントMと風下柱の軸力(引張力)Nが構造設計上クリティカルであることが示された。そこで,本研究では荷重効果としてMおよびNに着目する。

3.2 最大荷重効果をもたらす条件

MとNの時刻歴 M(t), N(t)は次式で与えられる。

$$M(t) = q_H \sum_{j=1}^{5} \alpha_j C_{fj}(t) A_j \qquad N(t) = q_H \sum_{j=1}^{5} \beta_j C_{fj}(t) A_j$$
(2)

ここに, *q*_Hは速度圧, *a_j*および *β_j*は*M*および *N*に対する影響係数(点*j*に単位の力をかけたと きの *M* および *N*の値), *C_{fj}(t)*は圧力測定点 *j*での風力係数の時刻歴, *A_j*は荷重負担面積。*M(t)* および *N*(*t*)は以下のように無次元化され, それぞれ *M**(*t*)および *N**(*t*)で表される。



各風向角に対して測定された各測定点での風力係数の時刻歴 $C_{fj}(t)$ を用いて、式(2)、(3)により $M^*(t)$ および $N^*(t)$ を計算し、10 分間における最大ピーク値 M^*_{max} および N^*_{max} を求めた。図 5 は M^*_{max} の風向 θ による変化を示す。いずれもおよそ θ = 60° で最大荷重効果が発生す

ることが分る。したがって、以下では θ=60° に着目する。

図6は風向θ=0°,60°,90°のときの平均風力係数分布を示す。θ=0°のように桁行面に正対す る風向の場合に比べて,斜め方向から風が吹く場合(θ=60°),風下側屋根面端部に沿った領域 で大きな負の値(上向き)を示している。これは流れの剥離によって屋根上面に円錐状の渦が形 成され,その渦によって大きな負圧が作用するためである。この負圧によって大きな柱軸力(引 張力)が作用するようになる。また,フレームの荷重負担領域における風力分布の非対称性が大 きくなり,フレームの曲げモーメントが大きくなる。



図 6 平均風力係数分布

3.3 等価静的風力係数

最大荷重効果を与える風向 $\theta = 60^{\circ}$ に対し、LRC 法による等価静的風力係数分布(C_{f_LRC})のほか、条件付きサンプリングによる最大荷重効果をもたらす瞬間の風力係数分布(C_{f_LCO})のほ 平均風力係数 C_{f_mean} とガスト影響係数 G_f の積(ガスト影響係数法)で与えられる風力係数分布(C_{f_gust})を求めた。なお、 G_f は M および N の時刻歴に基づき設定した。3 つの方法による風力 係数分布を図 7 に示す。平均風力係数分布もあわせて示した。いずれの荷重効果についても、 $C_{f_LRC} \geq C_{f_cond}$ の分布はよく一致している。これは LRC 法が最大荷重効果をもたらす風力係数 分布を推定する方法であり、条件付きサンプリングの結果の平均値に対応するからである。また、ガスト影響係数法による分布もそれらと概ね一致しており、本研究で対象とした f/B=0.2の場合には簡便なガスト影響係数法が有効であるといえる。



4. 構造骨組用風力係数

図 7 に示した C_{f_LRC} 分布をそのまま設計で用いることは困 難である。そこで、基規準と同様、屋根をいくつかの領域を 分けて、領域ごとに一定値を与える方法で構造骨組用風力係 数を提案する。建設省告示や荷重指針に示されている円弧屋 根をもつ閉鎖型建築物の外圧係数の規定を参考に、図 8 に示 すように屋根を R_a (風上側)、 R_b (中央部)、 R_c (風下部)の 3 領 域に分割した。各領域に対して C_{f_LRC} の面平均値(C_{f_U} , C_{f_M} , C_{f_L})を求めた結果を表 1 に示す。これらには乱れの効果が含 まれている。そこで、基規準でのガスト影響係数法の枠組み



図8 平均風力係数の領域分け

で設計用風荷重を評価できるように、これらの値をガスト影響係数で除した値を構造骨組用風 力係数(*C^{*}f_U*, *C^{*}f_M*, *C^{*}f_L*)として提案する。結果を表2に示す。基礎の設計の場合には風下側 柱軸力(引張力)Nに着目した構造骨組用風力係数を、フレームの応力を検討する場合には風上 側曲げモーメントMに着目した構造骨組用風力係数の値を用いればよい。

表1 最大荷重効果を与える等価静的風力係数

(各領域の面平均値)

荷重効果	$C_{f_{-}U}$	C_{f_M}	$C_{f_{-}L}$
N	1.78	-1.63	-1.54
М	2.27	-1.54	-1.50

表2構造骨組用風力係数の提案

荷重効果	$C^*_{f_U}$	$C^*_{f_M}$	$C_{f_L}^*$
N	0.94	-0.86	-0.81
М	2.27	-1.54	-1.50

5. まとめ

本研究では、円弧型独立上屋を対象とし、風洞実験により屋根に作用する風力分布を測定した。屋根は2つのアーチ型ラーメンによって支持されると仮定し、設計上最も重要な荷重効果として風上柱脚曲げモーメント M と風下柱の軸力(引張力) N に着目した。風力係数の時刻歴を用いて最大荷重効果を与える等価静的風力係数分布をLRC 法により求めた。また、時刻歴解析を用いた条件付きのサンプリングも行い、最大荷重効果が発生する瞬間の風力分布を求め、両者がよく一致することを示した。さらに、それらが平均風力係数分布にも似ていることから、従来のガスト影響係数法で評価できるような構造骨組用風力係数を提案した。すなわち、屋根を風上、中間、風下の3 領域に分割し、各領域に対して LRC 法による等価風力係数を面平均した一定値として与えた。これらの提案値は構造設計者に設計根拠を提供すると期待される。

謝辞

本研究の一部は(財)能村膜構造技術振興財団の令和6年度助成金によるものである。

参考文献

- 1) 日本建築学会:建築物荷重指針·同解説, 2015
- 2) M. Kasperski,: Extreme wind load distributions for linear and non-linear design, Engineering Structures, Vol.14, No.1, pp. 27-34, 1992.
- 3) 植松 康, 織茂俊泰, 渡部俊一郎, 北村周治, 岩谷 賢: 翼型に似た断面形状を持つ鉄骨ハウスの設計用風荷 重, 第18 回風工学シンポジウム論文集, pp.347-352, 2004.

着床式洋上風力発電施設とコンテナの衝突に関する検討*

秋田大学理工学部 池ヶ谷翼

秋田大学大学院理工学研究科 齋藤憲寿・渡辺一也

1. はじめに

秋田港は 2022 年 12 月より日本国内初の商業ベースでの大型洋上風力発電プロジェクトであ る洋上風力発電事業の 13 基の着工が終了し,本格的な商業運転を開始している。他にも秋田港 は地区新産業都市の指定を受け,地域経済に重要な役割を持っている。このように秋田港には 現在洋上風力発電施設や陸上風力発電施設などのエネルギー資源,コンテナや木材などの産業 資源が多く存在していて北海道南西沖地震や能登半島地震のような津波が秋田港に襲来した場 合どのような被害となるのか検討する必要がある。

既往研究として,重松ら¹)は漂流物模型を使用して波力を計測している。また,羽田ら²)は 洋上風力発電施設に船舶が衝突した場合の力を計測している。漂流物と津波の実験では,耐久 性のある構造物³)やシェルター等を用いた方法についても検討が行われている。さらに,高橋 ら⁴)は構造物にロードセルを用い津波によって左右する荷重を計測していた。

本研究では実際の津波のフルードの相似則で着床式洋上風力発電施設とコンテナの模型を 作製し,さらに無線化の計測方法を使用し,できるだけ実際の動きに近い模型実験を行う。

2. 模型縮尺の選定

フルードの相似則を行うために,実験で使用する水槽の水位と流速の数値を求める予備実験 を行う。予備実験は水位を測る超音波水位計,流速を測るプロペラ流速計を用いて1点法で測 定をする。貯水深は*H*,浸水深*h*と表す。*H*は25 cm,30 cm,35 cm の3パターンであり,*h*はど れも0 cm で固定してそれぞれ3回測定する。実験装置の概略は図1に示す。予備実験では図1 のタワーとコンテナはないものとして予備実験を行う。実験水路は幅0.30 m,高さ0.50 m,全 長11.0 m であり,海側5.0 m,陸側6.0 m,斜面勾配1/26の鋼製矩形水路を使用した。



^{*}Study on Impact of wind turbine and container by Tsunami by Tsubasa IKEGAYA, Noritoshi SAITO and Kazuya WATANABE

これらの実験から測定した最高水位と同時 間の流速を計算してフルード数を求める。そ の結果を**表1**に示す。

水槽内のフルード数は1.10~1.20であっ た。これは岡本ら⁵⁾の北海道南西沖地震の実 測データと一致する。そのためこのフルード 数を用いて水槽の水位と北海道南西沖地震の

	议] 佣天候》 倒足 相不				
H(cm)	最高水位	同時刻の流	フルー		
	(cm)	速(cm/s)	ド数		
25	6.27	92.15	1.18		
30	8.47	102.84	1.13		
35	10.05	114.69	1.16		

表1 予備実験の測定結果

水位のデータのを相似させ、縮尺 1/25 で洋上風力発電施設とコンテナ模型の作製を行う。

3. 実験概要

コンテナ模型は 3D プリンタで作成した。洋上風力 発電施設模型は塩ビパイプを利用した。コンテナ模型 の概要は図2に,着床式洋上風力発電施設模型の概要 を図3に示す。

1 つ目の計測方法として衝突時の力を求めるためコ ンテナの中に加速度センサを入れている。加速度・角 速度・地磁気の9軸センサで姿勢や挙動など模型の状 態がわかる。このセンサを用いて加速度だけではなく 姿勢や挙動も観ることができる。

$F = m\alpha \qquad (1)$

式(1)は運動方程式を示す。F:力(N), m:質量(kg), a:重力加速 度(m/s²)である。加速度を求めた後、模型同士を衝突させた時 の力を測定するため式(1)を使用して力を求める。

2 つ目の計測方法として動画解析で計測をする。コンテナ 模型に色を識別できる印をつけて置き,HSV OpenCV を利用 して印を動画につけることで,動画上で変化した座標と時 間がわかり,微分をして速度を算出し,もう一度微分して 加速度を算出することができる。加速度を求めた後は式(1)を 利用して力を算出することができる。これらの方法 2 つ同時 に計測し,本実験では精度の良い動画解析を採用した。

コンテナ模型の中に加速度センサを入れ実験を行 う。動画を着床式洋上風力発電施設とコンテナ模型の 両方が移るように上から撮影する。また動画の印をつ けるためコンテナ模型に色のついた球を3か所つけて いる。実験条件は表2に示す。Hは25 cmで一定で実 験していく。



図2 コンテナ模型の概要



図3 タワー模型の概要

表2 実験条件

<i>H</i> =25 cm	h(cm)
第一波想定	0
第二波以降想定	7.5

124

4. 実験結果

(1)H=25 cm, h=0 cm の場合

加速度の算出は動画解析の結果を利用する。1回目の速度と加速度の結果を図4に示す。2 回目の速度と加速度の結果を図5に示す。3回目の速度と加速度の結果を図6に示す。それぞ れの赤線をタワー模型に衝突した瞬間のためその数値を力の値を求める数値に利用する。そ れぞれ上のグラフが速度を表していて、下のグラフが加速度を表している。

それぞれのグラフを比較してみると、1回目2回目の加速度のデータは何度もプラスやマ イナス方面の移動があるのに対し、3回目の加速度のデータは1度のみ、マイナス方面に大き な加速がある。ただし、2回目のグラフでは大きなマイナスの加速が複数あり、これは何度も 着床式洋上風力発電施設模型に衝突したことが分かる。

次に h=0 cm のコンテナ模型の挙動について図 7 に示す。1.00s が津波に衝突しコンテナ模型が動き出した瞬間である。下から上にかけてコンテナ模型が津波に流され,着床式洋上風力 発電施設模型に衝突している。1,2回目は模型が回転しながら流れていて縦方向になり着床式 洋上風力発電施設模型に衝突した。3回目は回転せずにそのまま横方向で着床式洋上風力発電 施設模に衝突した。これらの違いで津波の力を受ける模型の面積に差があった。



最後に計測した加速度の値と,式(1)を用い て実際の力に変換した。その結果を表3に示す。 1回目と2回目のデータよりも3回目のデータ の方が,着床式洋上風力発電施設模型が受け た力が大きかった。その結果コンテナ模型は回 転せずにそのままの方向で衝突した力は大き く,波による圧力が受ける面積の大きさによ り力の大きさは変化することが分かった。

表 3	H=25 cm, h=0 c	m の場合
<i>h</i> =0 cm	加速度(m/s ²)	力(kN)

1 回目	3.59	63.44
2 回目	6.57	115.94
3回目	8.23	145.31



図6 3回目のデータ



図7 コンテナ模型の挙動

(2)H=25 cm, h=7.5 cm の場合

加速度の算出は動画解析の結果を利用する。1回目の速度と加速度の結果を図8に示す。2回 目の速度と加速度の結果を図9に示す。3回目の速度と加速度の結果を図10に示す。それぞれ の赤線をタワー模型に衝突した瞬間のためその数値を力の値を求める数値に利用する。それぞ れ上のグラフが速度を表していて、下のグラフが加速度を表している。



図8 1回目のデータ

それぞれのグラフを比べると 1 回目では最 初に早い速度でコンテナ模型を津波が移動さ せて,後から波状段波によってコンテナ模型 が再度加速させた。一方で 2 回目の実験では 全体的に加速が少ない。そんな中で 1 回目と は違う点は,波状段波の方が,速度が速い結 果になった。3 回目の実験では,速度の波形が 1 回目と 2 回目の違い,山が一つになってい る。これは波状段波による影響が1回目と 2 回 目の実験よりも少なかったと考える。

次に, 図 11 に *h*=7.5 cm のコンテナ模型の 動きについて示す。3 回とも同じ動きをしたた め代表して 1 回目の動きのみ示している。動



きを見てみるとグラフと同じようにコンテナ模型が津波 に衝突して動いた後、波状段波により再度コンテナ模型 を加速させていることが分かった。

最後にグラフからその数値を算出した加速度の値と, 加速度の値から力に変換してそこから力の相似を行い実 際の力に直す。その計算データを表4に示す。それぞれ の数値を比べてみると、2回目の加速度、力がほかの計 測データよりも大幅に少ないことがわかった。

最後に表3と表4を比較するとH=25 cm, h=7.5 cm の場 合の方が, H=25 cm, h=0 cm の場合よりも加速, 力の大き さの幅が大きく、着床式洋上風力発電施設に衝突時加わ った力が大きい結果となった。

5. おわりに

本研究では実際の津波からフルード数の相似を行い, 測定方法を無線化にすることで, 実際の動きに近い挙動 を見ることができた。h=0 cm の場合ではコンテナ模型が 津波と平行な状態で着床式洋上風力発電施設模型と衝突 することや、 津波に対して垂直な状態で着床式洋上風力 発電施設模型と衝突することで着床式洋上風力発電施設 模型に掛かる力が変化することが分かった。h=7.5 cmの 場合では波状段波が起きるケースやその波状段波が計測 に影響しないケースが得られた。

参考文献

- 重松孝昌・中東大輔:二重式浮体津波避難シ ェルターの運動特性に関する実験的研究, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.67, No.2, pp.I 751-I 755, 2011.
- 2) 羽田 絢・中篠俊樹・二村 正・藤原敏文・ 井上俊司:浮体式洋上風力発電施設と船舶

の衝突挙動に関する実験的研究,日本船舶海洋工学会論文集, Vol.32, pp.I 65-I 76, 2020. 3) 小尾博俊:津波避難タワーの構造形式と漂流物の衝突挙動に関する数値解析的検討, 土木

- 学会論文集 B2(海岸工学), Vol.71, No.2, pp.I 1201-I 1206, 2015.
- 4) 高橋 陸・齋藤憲寿・渡辺一也:ロードセルを用いた津波漂流物の衝突に関する検討,東北 地域災害科学研究, 第 59 巻, pp.31-36, 2023.
- 5) 岡本憲助・松富英夫:津波氾濫流速の簡易推定法に関する基礎的研究,土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol, B2-65, No.1, 296-300, 2009.
- 6) 松冨英夫・首藤伸夫:津波の浸水深,流速と家屋被害,海岸工学論文集,第41巻, pp.246-250, 1994.



1.84s

1.43s

F L 0 W

1回目

図 11 コンテナ模型の挙動

表 4 H=25 cm, h=7.5 cm の場合

<i>h</i> =7.5 cm	加速度(m/s ²)	力(kN)
1 回目	11.56	203.91
2 回目	1.85	32.66
3 回目	8.07	142.50

-東北地方の事例を参考に-*

富山県立大学大学院 工学研究科 環境・社会基盤工学専攻 沼澤 蓮音,藤下 龍澄 富山県立大学 工学部 環境・社会基盤工学科 呉 修一

1. はじめに

2024年能登半島地震では富山県でも多くの被害が生じた。津波警報発令後の富山沿岸部の避 難では自動車を利用した避難が多くみられ,主要道路での渋滞発生が大きな課題として挙げら れている。しかしながら高齢化が進む富山沿岸部では,一部自動車を利用した避難が必要とさ れており,自動車と徒歩が共存する避難方法の確立が求められている。よって,本研究では2024 年能登半島地震に伴い発生した津波に関して,富山県沿岸部で実施した避難状況に関するアン ケート調査の結果から富山県での避難の課題を明らかにし,東北地方で策定された避難マニュ アルを参考に,富山県の特性に合わせた車両・徒歩避難手法を提案することを目的とする。

2. 2024 年能登半島地震の富山県内被害概要

令和6年1月1日16時10分,石川県能登地方を震源とするマグニチュード(Mw 7.6)の地震 が発生し,石川県,富山県,福井県,新潟県などで甚大な被害が生じた。富山県では,観測史 上最大の震度5強を記録し,6市1村(富山市,高岡市,氷見市,小矢部市,南砺市,射水市, 舟橋村)で震度5強,3市3町(滑川市,黒部市,砺波市,上市町,立山町,朝日町)で震度 5弱,1市1町(魚津市,入善町)で震度4を観測した。富山県では津波警報も発令されてい る。この地震に伴い,災害関連死2名(高岡市),重傷者13名(富山5名,射水4名,高岡2 名,氷見2名),軽傷者41名が生じている¹⁾。地震動および地盤の液状化などによる家屋被害 は,全壊家屋259棟(氷見233棟,小矢部10棟,射水10棟,富山2棟),半壊家屋807棟,一 部破損21,468棟,未分類28棟となっている。特筆すべき被害として,液状化の被害,氷見市・ 高岡市での断水,漁港関係での津波被害が挙げらる.その他にも,港湾施設などの土木施設や 農林水産関係,さらには文化財への被害などが多数報告されている¹⁾.

3. 現地調査の内容

執筆者らの調査チームは今次地震の発災後に富山県沿岸部で津波浸水調査を実施している。 それらの詳細に関しては,関連する文献^{2),3),4),5)}を参照されたい。また本研究では,富山県沿 岸部に居住する住民を対象に,災害発生時の避難状況を把握するための紙アンケート調査を実 施している⁵⁾。この調査では,住民の避難行動や避難時間,避難方法に加え,ハザードマップ や避難所に対する理解度についても明らかにすることを目的としている。富山県における今次

* Development of a Tsunami Evacuation System Using Vehicles in Toyama based on Precedent Projects in Tohoku Region by Hasune Numazawa, Ryuto Fujishita and Shuichi Kure

の避難行動に関する主な課題として、車避難による渋滞の発生や、避難時間が短すぎる点が挙 げられる。そのため、本アンケートでは車の使用状況、避難時間や場所、避難を中断した理由 などについて質問している。詳しい質問項目に関しては、おって研究室 HP(富山県立大学 工 学部 環境・社会基盤工学科 防災水工学研究室)に掲載予定であるため、そちらを参照された い。また、調査結果に関しては現在投稿中の文献⁵⁾を参照されたい。

アンケート調査は 2024 年 6 月下旬から 8 月上旬にかけて津波災害に対する意識調査に関す るアンケート調査票を実施し,富山県西部の氷見市から,高岡市,射水市,富山市,滑川市, 魚津市,黒部市,入善町,朝日町の沿岸部から約 300 メートル以内の居住地区を対象に,計4,000 通をポスティングした。対象とした沿岸部 9 市町には 400 通ずつ配布したが,沿岸部が広い氷 見市などではそれ以上の配布を行った。対象地域の特徴として,70 代以上の高齢者の居住率が 高いことが挙げられる。

4. アンケート調査結果の概要

紙アンケート調査の結果のまとめと一部集計結果を図1に示す。アンケート結果より,沿岸 部住民の8割以上の方々が地震発生直後に避難されていた。また,避難の際に車を利用した人々 は7~9割にのぼることが明らかとなった。このように高い避難率を示すことが明らかとなった が,車を利用した人々が極めて大きいことが課題として明確となった。その他にも指定避難所 以外の避難先や避難継続時間など、今次津波における富山沿岸部での避難状況に関して多くの 知見を得ることができたので、詳細に関しては関連文献⁵⁵を参照されたい。



図1. 紙アンケート調査結果の概要(左:アンケート調査結果のまとめ,右:避難手段)

5. 自動車避難計画の策定に向けて:東北地方の避難マニュアルを参考に

本来は避難時に地震により道路が通行不可となる可能性を踏まえ,原則徒歩避難を徹底した い。しかし,アンケート調査の結果より車避難の割合が高いことが明らかとなり,高齢者が多 い地域のため徒歩避難が困難である住民も存在することから,自動車を利用した避難方法を検 討していく必要がある。特に,いわき市で策定された津波災害時における自動車による避難ガ イドラインのような東北地方における既存の避難マニュアルを参考に,富山県の特性に適した 避難計画を構築していくことが重要となる。

福島県いわき市の自動車による避難ガイドライン^のでは,原則徒歩による避難の徹底の周知

を強化している。周知内容は、・津波避難場所等(半径 500 m 範囲内の場所等)の周知、・半径 500 m 範囲内に高台などがない津波避難困難地域にいる場合は、津波避難ビルや3 階建て以上の 頑丈な建物等に避難することを周知、・津波避難場所等までの誘導案内板確認の周知、・自宅近 辺での浸水深の周知が挙げられている。ここで、福島沖地震・津波の到達時間(約 20 分)を考慮し、避難開始までの準備時間を 10 分、歩行時間を 1 秒間に 1m と設定すると 600 m となるが、 国の指針を参考に安全側で 500 m を採用している。

しかしながら,住民アンケート調査より,先の震災の経験から「いち早く避難したい」,「自 動車も重要な資産である」という考えもあり,徒歩による避難の周知を図ったとしても自動車 による避難者は今後も見込まれる。よって,自動車による避難方針も明示している。自動車に よる避難方針は,やむを得ず自動車による避難をされる方は,最寄り(500m範囲内)の津波避 難場所や避難所を目指すのではなく,津波浸水想定区域外に避難する。また,避難行動要支援 者等を同乗させ最小の台数で避難できるよう,日頃から地域内において協議しておく,とされ ている。自動車による避難を円滑に行うために以下の対策が検討されている。

当面、市が独自に設定した「津波浸水想定区域」に基づき、次の対策を検討する。

短期的対策(平成 29 年度内に着手すべき対策)

(ア) 津波浸水想定区域境界付近のランドマーク(目印)の設定

(イ) ランドマークシグナル(区域内信号機の点滅運用)の検討

(ウ) 広域避難場所(21 世紀の森公園,いわき公園)を含む,浸水想定区域外で駐車スペースが確保できる場所の選定

(エ) 津波浸水想定深を踏まえた, 立体駐車場等の活用検討

(オ)既指定の津波避難ビル以外の民間施設等や、沿岸部に新たな高台を津波避難場所として 指定することの検討

(カ) 自動車による避難を踏まえた「避難誘導サイン」の検討

<u>長期的対策(所要の条件を満たした後に着手すべき対策)</u>

(ア) 踏切の遮断による避難ルートの検証

(イ)現在の津波浸水想定区域については、市独自の暫定版であることから、今後、県が津波防災地域づくり法に基づいて定める津波浸水想定区域が公表された後、「市津波避難計画」の策定及び沿岸各地での「地区防災計画」の活用により、地区独自のルール(ローカルルール)を定めることとし、そのルールづくりにおいて、具体的な「避難行動要支援者への対応」や「自動車による避難ルート」などの検討を行う。

また,宮城県亘理町⁷⁾では,津波浸水想定区域内の全20地区を対象に,徒歩による水平避難, 徒歩による垂直避難,自動車による水平避難,町・関係機関による手段により移動の4つのパ ターンを組み合わせた避難方法を示している。これにより,避難場所までの途中に,「目指す場 所」や「緊急時一時避難場所」を具体的に提示した計画を策定している。

このようないわき市, 亘理町での自動車避難の取り組みから, 富山が学ぶことは極めて多い。 富山でも原則徒歩による避難の推奨, 一部避難困難区域の車両避難の許容は既に地域防災計画 に明記されていた。上記マニュアルより学ぶべき富山にとって重要な点は、富山の極めて早い (3~10 分程度)津波の到達時間に適した、徒歩避難可能距離を示す点である。また上記マニ ュアルから、自動車による避難をされる方は、最寄り(500m範囲内)の津波避難場所や避難所 を目指すのではなく、津波浸水想定区域外に避難する。また、避難行動要支援者等を同乗させ 最小の台数で避難できるよう、日頃から地域内において協議しておくの2点は、極めて重要と 考える。そのための、津波浸水想定区域境界付近のランドマークの設定や緊急避難場所の策定・ 増加、詳細な地区毎の避難計画の策定を今後富山で進める必要がある。

6. 津波数値計算結果を用いた避難可能距離と浸水範囲の比較

ここで実際に富山の津波浸水範囲と避難可能距離との比較を簡易的に行ってみる。これら解 析結果は速報版の簡易結果であるため、今後精査が必要な点は注意されたい。まず津波数値計 算に関しては、執筆者のグループの従来からの津波浸水計算結果⁸⁾を用いる。想定断層は浸水 範囲・深が最大となる富山湾西側断層を想定している。地震による地盤沈下は考慮していない ため、浸水範囲が想定最大の規模ではない点に注意されたい。津波計算モデルや条件などは文 献⁸⁾を参照されたい。

津波数値計算より, 例えば入善町への津波到達時間は今回の計算では, 地震発生後に 446 秒 で沿岸部に到達している。この 446 秒を避難可能時間とする。

避難可能範囲については,移動速度は津波が来襲することが考えられる中で通常の歩行速度 で移動するとは考えにくいため厚生労働省 ⁹の持久力評価に使われる,ややきついと感じる歩 行での性・年代別の歩行速度の平均である 114 m/分 を用いた。これはいわき市などでの想定 (60 m/分)よりも早い移動速度である。これにより,入善町の最大波高到達まで(446 秒の間

に移動可能な距離は847.4 mとなる。海岸にいる人が移動可能な範囲を海岸線から847.4 mまでの範囲,避難所へ避難可能な範囲は避難所を中心とした半径847.4 mの円内とする。上記条件の海岸から,最大津波到達までに移動可能範囲,避難所への避難可能範囲と浸水範囲・浸水開始時間を重ねて図2に示す。



図2. 射水市(左)と黒部市・入善町(右)での可能移動範囲と浸水開始時間(ピンク:海岸

からの移動可能範囲, 黄:避難所へ避難可能範囲, 青から赤へのラベル:浸水開始時間)

このように、浸水範囲が避難可能範囲に収まっているため、地震発生後早急な避難開始であ れば、避難が可能だと思われる。しかしながら、いわき市ガイドラインで示されたように避難 開始までの準備は10分程度要する。また、今次津波での避難を開始した人々の多くは5分以上 経過して避難を開始している。そうすると、避難可能時間は466秒から5分の300秒を引くと 166秒しか存在せず、浸水範囲外への避難は極めて困難となる。このように富山の津波避難で は地震を感知してから、早急の避難が必要となる。

7. 終わりに

富山では、次の地震・津波で死者を絶対に出さないような対応を行っていくことが必要であ り、そのためには富山県の特性に合わせた車避難のマニュアルの考慮が重要であると考えられ る。本研究では今回の津波における避難状況から車避難が現実的な選択肢であることを示し、 具体的な策定方法について検討行った。簡易数値計算結果より、地震直後に避難を開始する必 要が示唆されるなど、厳しい避難の状況が明らかとなった。よって、今後は車での避難を考慮 し、今後予定されている避難マニュアルの計画立案や社会実装に反映させることを目指してい る。加えて地区防災や町内会での防災会議への落とし込みに向けた活動などを検討している。 今後、富山県が実施していく必要があるのは、

- 1) 津波想定の見直し(海陸の大規模連動を考慮した地震・津波の想定)
- 2) 津波浸水想定区域・ハザードマップの見直しと、それに応じた避難困難区域(レッドゾーン)と緊急避難場所の再設定・周知と渋滞発生道路の周知
- 3) 原則徒歩避難の徹底周知と車避難促進に向けた取り組みの明確化,地区防災計画への落と し込みと地区毎の避難計画の策定

注意すべきは,陸域海域の連動を考慮していく必要があるため,地震後の道路状況が車避難に 適さないほどの被害を受ける箇所が存在する可能性が高いことである。よって,原則徒歩避難 を周知するとともに,避難困難区域のみならず,道路被害想定区域や渋滞想定区域・道路など の策定も行っていく必要がある。

これらを行っていくなかで、いわき市や亘理町など、東北地方の取り組みは大いに参考にな るため、今後も多くを学ばせて頂きたいと考えている。

謝辞

紙アンケート調査において富山県の住民の皆様には多くのご協力を頂いた。なお、本研究は R6年度国土技術研究センター助成事業「流域治水とコンパクトシティの融合を通じた適散適集 グリーン社会への展開とその治水安全度評価」および JSPS 科研費 JP24K01135 より実施した。 車避難に向けては東北大学災害科学国際研究所の多くの教員より極めて有益なアドバイスを頂 いた。末尾ながらここに記して皆様のご協力に謝意を表する。

引用文献

- 富山県(2024)令和6年能登半島地震災害対応検証報告書, https://www.pref.toyama.jp/documents/45124/r6kensho.pdf (2025年1月14日閲覧)
- 2) 藤下龍澄, 呉修一, ダサリ ダンラジュ, 沼澤蓮音, 松本晋太朗, 宮田英寿, サッパシー アナワット(2024)令和6年能登半島地震による富山沿岸部の津波調査報告, 富山県立大 学紀要, 34, pp.63-69.
- Yuhi, M., Umeda, S., Arita, M., Ninomiya, J., Gokon, H., Arikawa, T., ... Mori, N. (2024). Post-event survey of the 2024 Noto Peninsula earthquake tsunami in Japan. *Coastal Engineering Journal*, 66(3), 405–418. https://doi.org/10.1080/21664250.2024.2368955
- Yuhi, M., Umeda, S., Arita, M. *et al.* (2024) Dataset of Post-Event Survey of the 2024 Noto Peninsula Earthquake Tsunami in Japan. *Sci Data* 11, 786. https://doi.org/10.1038/s41597-024-03619-z
- 5) Numazawa, H., Kure, S., Nakao, S., Dasari, D., Suppasri, A., Sugawar, D., Seto, S., and Shigihara, Y. (2025). Evaluation of tsunami evacuation behavior of local residents during the 2024 Noto Peninsula earthquake and tsunami in coastal area of Toyama Prefecture, Japan. *Coastal Engineering Journal*, under review.
- 6) いわき市防災会議(2017) 津波災害時における自動車による避難ガイドライン, https://www.city.iwaki.lg.jp/www/contents/1504048791026/simple/gaidorain.pdf (2025 年1月14日閲覧)
- 7) 亘理町(2023) 亘理町津波避難計画,
 https://www.town.watari.miyagi.jp/common/img/content/content_20231122_130341.pdf
 (2025 年 1 月 14 日閲覧)
- 8) 鈴木颯, 呉修一, 原信彦(2019) 富山における詳細な浸水被害の事前把握に向けた津波の 伝搬・浸水計算, 富山県立大学紀要, 29, pp.56-62.
- 9) 厚生労働省,健康づくりのための運動指針2006~生活習慣病予防のために~,資料2,1-43.
 https://www.mhlw.go.jp/shingi/2006/07/dl/s0719-3c.pdf(2025年1月14日閲覧)

メッシュ別人口分布の津波安全性評価のための最適避難モデル

東北大学大学院工学研究科 佐藤 千仁

東北大学災害科学国際研究所 堀合 紳弥

東北大学災害科学国際研究所 奥村 誠

1. はじめに

将来の人口分布のあり方は,都市や地域の将来計画における基本的な検討事項である。高齢 化による脆弱性の高まりと,防災投資のための財政的の低下が懸念される中,将来の人口分布 の自然災害への安全性を評価することの重要性はますます高まっている。特に津波の危険性が ある沿岸部の都市域では,浸水区域内に漁業や港湾関係などの産業が集積していることが多く, 浸水区域内の人々の滞在を完全に禁止するような規制を実施することは難しい。そのため,浸 水域内の人口分布が,適切な避難により安全性を確保できるのかを確認することが必要となる。

これまでの自治体における津波避難計画では、歩行者や自動車の避難速度に一定値を設定し、 津波浸水予想時刻までに移動できる距離を与えて、その範囲内を安全な地域とみなすことが多 かった。しかし、歩行者と自動車が混在して避難速度が低下する危険性が考慮されておらず、 物理的に実現不可能な避難行動を前提とする安全性の評価となっている。

本稿では,避難を,地域の初期の人口分布を迅速に安全な人口分布に移行させる手段と位置 付け,物理的な実現可能性を保証しつつ最も効率的な避難のあり方を求める数理最適化モデル を構築する。複数の人口分布を直接的に扱うために,汎用性の高い地域メッシュを単位として 人口分布を表現し,避難交通をメッシュ間の人口の移動として扱う点に特徴がある。また,青 森県八戸市を例にモデルの動作を確認する。

2. 津波安全性評価と既往研究

2011 年東日本大震災以前は,津波避難における自動車の利用は禁止されていたが,実際に同 震災や 2016 年福島県沖地震では多くの地域で自動車避難が用いられ,その中には距離的に徒 歩避難が不可能な地域も多いことが判明した。その後,津波地震想定の改訂を受け,自動車避 難を前提とする津波避難計画を作成する自治体も増加しているが,前述したように距離に基づ く安全性のチェックにとどまり,道路渋滞や歩車の相互作用などは考慮されていない。

避難交通による道路渋滞の可能性を考慮した研究も徐々に蓄積されてきている。たとえば、 エージェントベースのシミュレーションモデルを用いた研究は多く行われており、最近では、 小坂ら(2017)¹⁾や堀合ら(2024)²⁾のように、積雪による道路条件の違いなどを加味した分析も行 われている。ただし、将来の人口分布の安全性評価を行うには、人口分布に対応するエージェ ントを生成してシミュレーションを繰り返す必要があり、計算コストが大きくなる。道路ネッ トワーク上で、渋滞の発生を回避するような効率的な交通パターンを求める数理最適化モデル

^{*}Mesh-based optimal evacuation model for safety evaluation of Tsunami evacuation by Kazuto Sato, Shin-ya Horiai and Makoto Okumura

も開発されている³⁴が,複数の人口分布の計算を行うには,人口をネットワーク上に再配分す る作業が必要であり,計算コストが大きい。

複数の人口分布を扱うには、ネットワークではなく、地域メッシュをベースとするモデルが 望ましいが、研究事例は少なく、増田ら(2023)⁵⁾の洪水避難制御モデルに限られる。このモデル はネットワークベースのモデルの計算負荷の軽減のためにメッシュベースのモデルを採用して いるが、その主眼は垂直避難と水平避難の選択率という避難方法の評価にある。

本稿は,地域の人口分布の津波安全性評価を主眼とする点で,上述の研究とは目的が異なる。

3. メッシュベース人口分布の津波安全性評価のための最適避難モデル

本稿では,避難を,地域の初期の人口分布を 迅速に安全な人口分布に移行させる手段と位置 付け,物理的な実現可能性を保証しつつ最も効 率的な避難のあり方を求めるメッシュベースの 数理最適化モデルを構築する。

本モデルでは,自動車と歩行者が混在し,互 いの移動速度を低下させる相互作用を考慮す る。また,今後の人口減少や高齢化により地域



図 1: メッシュおよびモードの概略

内の歩行困難者が増加することを鑑みて、1 台の自動車に歩行者を複数回にわたり乗降させる 可能性を考える.そこで,避難者を,自動車を運転する「運転者」,運転者に同乗する「同乗者」, 「歩行者」の3つモードに分け,避難途中の移行を可能とする。地域メッシュには,自動車と 歩行者が移動する道路部分,車両が歩行者を乗降させる道路外部分,防災公園や避難タワーに

代表される、浸水区域内の避難場所部分という、3つの部分を考える。以上を図1に示す。

時点tにメッシュiに存在する避難者が津波に遭遇するリスク(以下「津波遭遇リスク」) R_tⁱを, メッシュiのその時点tまでの最大浸水深のロジット関数を用いて,

 $R_t^i = 1/\{1 + \exp(-30 * (時点t以前の最大浸水深 - 0.3))\}$

と設定する。これは浸水深 0.3m 付近を境に 0 から 1 に数値が急上昇する S 字型の関数である。

浸水区域外メッシュならびに避難場所部分の津波遭遇リスクを0とおく。また津波が遡上開 始する t<30 までは全メッシュとも津波遭遇リスクを0とおく。各時点・各メッシュの津波遭遇 リスクと滞在者数の積を足し合わせて,第1波到達から終了までの時間で除して,津波遭遇人 数の期待値(以下「津波遭遇人数」)を求める。

本稿のモデルで用いる集合,変数・パラメータ,定式化をそれぞれ,表1から表3に示す。 表1:本稿のモデルで用いる集合

Т	期の集合	Α	地域メッシュの集合
A_a	避難場所をもつ地域メッシュの集合	A_b	避難場所をもたない地域メッシュの集合
A_c	浸水想定域内で,避難場所をもたない地域メッシュの集合		
A_d	浸水想定域外の地域メッシュの集合		
A_i	地域メッシュ i に隣接する地域メッシュの集合		
N(i), S(i), W(i), E(i)	地域メッシュ i の道路北,南,西,東側に隣接するメッシュ		

表 2: 本稿のモデルの変数・パラメータ

	変数		パラメータ
$p_t^i, \overline{p_t^i}, \widetilde{p_t^i}$	道路内に存在する運転者,同乗者,歩行者数	T_0	地震発生から津波第1波到達完了の時間
$q_t^i, \overline{q_t^i}, \widetilde{q_t^i}$	道路外に存在する運転者,同乗者,歩行者数	T_1	津波第1波到達開始から完了までの時間
$\widetilde{r_t^{\iota}}$	避難場所に存在する歩行者数	θ	自動車の平均乗車可能人数
u_t^i , $\overline{u_t^i}$, $\widetilde{u_t^i}$	道路内に流入する運転者,同乗者,歩行者数	R_t^i	津波遭遇リスク
v_t^i , $\overline{v_t^i}$, $\widetilde{v_t^i}$	道路内で流出する運転者,同乗者,歩行者数	H^{i}	道路の収用容量
$m_{i,t}^i, \overline{m_{i,t}^i},$	地域メッシュ間を移動する運転者, 同乗者,	δ^i	渋滞流と自由流の密度波速度の比
$\widetilde{m_{l,t}^{\iota}}$	歩行者数	τ_1, τ_2	自動車・徒歩での避難準備に要する時間
<u>1</u> <u>1</u> <u>1</u>	道路外から道路内に移動する運転者,同乗	$ au_3$	自動車の乗降に要する最小時間
l_t^{ι} , l_t^{ι} , l_t^{ι}	者,步行者数	$ au_4$	歩行者の避難場所への入場に要する最小時間
$i \overline{i} \sim$	道路内から道路外に移動する運転者,同乗	ϵ_1,ϵ_2	自由流状態の自動車,歩行者のメッシュ通過時間
n_t^i , n_t^i , n_t^i	者,步行者数	ξ^i	運転可能者の割合
\widetilde{o}_t^ι	道路外から避難場所に移動する歩行者数	η^i	徒歩困難者の割合
S_t^i	運転者から歩行者になる避難者数	e_h^i	歩行者と自動車の占有空間の比
\bar{s}_{t}^{i}	同乗者から歩行者になる避難者数	C_j^i	メッシュ間移動のフロー容量
$\widetilde{S_t^{\iota}}$	歩行者から同乗者になる避難者数	D^i	避難者の人数
		E^{i}	道路外の駐停車可能な車両台数
		\widetilde{F}^{ι}	避難場所に収容可能な人数

表 3: 本稿のモデルの定式化

$\overline{\min\sum_{t=0}^{T_0} \left[\sum_{i \in A} \frac{1}{T_1} R_t^i \left\{ \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) + \left(q_t^i + \overline{q_t^i} + \widetilde{q_t^i} \right) \right\} + \frac{1}{T_1} R_t^i \left\{ \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) + \left(q_t^i + \overline{q_t^i} + \widetilde{q_t^i} \right) \right\} + \frac{1}{T_1} R_t^i \left\{ \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) + \left(q_t^i + \overline{q_t^i} + \widetilde{q_t^i} \right) \right\} + \frac{1}{T_1} R_t^i \left\{ \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) + \left(q_t^i + \overline{q_t^i} + \widetilde{q_t^i} \right) \right\} + \frac{1}{T_1} R_t^i \left\{ \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) + \left(q_t^i + \overline{q_t^i} + \widetilde{q_t^i} \right) \right\} + \frac{1}{T_1} R_t^i \left\{ \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) + \left(q_t^i + \overline{q_t^i} + \widetilde{q_t^i} \right) \right\} + \frac{1}{T_1} R_t^i \left\{ \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) + \left(p_t^i + \overline{q_t^i} + \widetilde{q_t^i} \right) \right\} + \frac{1}{T_1} R_t^i \left\{ \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) + \left(p_t^i + \overline{q_t^i} + \widetilde{q_t^i} \right) \right\} + \frac{1}{T_1} R_t^i \left\{ \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) + \left(p_t^i + \overline{q_t^i} + \widetilde{q_t^i} \right) \right\} + \frac{1}{T_1} R_t^i \left\{ \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) + \left(p_t^i + \overline{q_t^i} + \widetilde{q_t^i} \right) \right\} + \frac{1}{T_1} R_t^i \left\{ \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) + \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) \right\} + \frac{1}{T_1} R_t^i \left\{ \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) + \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) \right\} + \frac{1}{T_1} R_t^i \left\{ \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) + \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) \right\} + \frac{1}{T_1} R_t^i \left\{ \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) + \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) \right\} + \frac{1}{T_1} R_t^i \left\{ \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) + \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) \right\} + \frac{1}{T_1} R_t^i \left\{ \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) + \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) \right\} + \frac{1}{T_1} R_t^i \left\{ \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) + \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) \right\} + \frac{1}{T_1} R_t^i \left\{ \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) + \left(p_t^i + \overline{p_t^i} + \widetilde{p_t^i} \right) \right\} \right\}$	$\frac{1}{1000}\sum_{i\in A}$	$A_{d} \sum_{j \in A_{i}} \left(m_{j,t}^{i} + \overline{m_{j,t}^{i}} + \widetilde{m_{j,t}^{i}} \right) + \frac{1}{1000} \sum_{i \in A_{d}} \widetilde{s}_{t}^{i} \right]$	(1)
メッシュの保存則		避難場所の収容容量制約	
$p_t^i + u_t^i - v_t^i + l_t^i - n_t^i = p_{t+1}^i, \forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A$	(2)	$\widetilde{r_t^i} \leq \widetilde{F^i}, \forall t \in \{0, \dots, T\}, \forall i \in A_a$	(29)
$\overline{p_t^i} + \overline{u_t^i} - \overline{v_t^i} + \overline{l_t^i} - \overline{n_t^i} = \overline{p_{t+1}^i}, \forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A$	(3)	避難前の出発時間制約	
$\widetilde{p_t^i} + \widetilde{u_t^i} - \widetilde{v_t^i} + \widetilde{l_t^i} - \widetilde{n_t^i} = \widetilde{p_{t+1}^i}, \forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A$	(4)	$l_t^i = 0, \forall t \in \{0, \dots, \tau_1 - 1\}, \forall i \in A$	(30)
$q_t^i - l_t^i + n_t^i - s_t^i = q_{t+1}^i, \forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A_a$	(5)	$\widetilde{l}_t^i = 0, \forall t \in \{0, \dots, \tau_2 - 1\}, \forall i \in A$	(31)
$\overline{q_t^i} - \overline{l_t^i} + \overline{n_t^i} + \widetilde{s_t^i} - \overline{s_t^i} = \overline{q_{t+1}^i}, \forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A_a$	(6)	$\widetilde{o}_t^i = 0, \forall t \in \{0, \dots, \tau_2 - 1\}, \forall i \in A_a$	(32)
$\widetilde{q_t^i} - \widetilde{l_t^i} + \widetilde{n_t^i} - \widetilde{o_t^i} + s_t^i - \widetilde{s_t^i} + \overline{s_t^i} = \widetilde{q_{t+1}^i},$	(7)	メッシュ移動量の上限制約 (メッシュ存在量以)	下)
$\forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A_a$	(f)	$v_t^i + n_t^i \le p_t^i, \forall t \in \{0, \dots, T\}, \forall i \in A$	(33)
$q_t^i - l_t^i + n_t^i = q_{t+1}^i, \forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A_b$	(8)	$l_t^i + s_t^i \le q_t^i, \forall t \in \{0, \dots, T\}, \forall i \in A_a$	(34)
$\overline{q_t^i} - \overline{l_t^i} + \overline{n_t^i} + \widetilde{s_t^i} - \overline{s_t^i} = \overline{q_{t+1}^i}, \forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A_b$	(9)	$l_t^i \leq q_t^i, \forall t \in \{0, \dots, T\}, \forall i \in A_b$	(35)
$\widetilde{q_t^i} - \widetilde{l_t^i} + \widetilde{n_t^i} - \widetilde{s_t^i} + \overline{s_t^i} = \widetilde{q_{t+1}^i}, \forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A_b$	(10)	$\overline{v_t^i} + \overline{n_t^i} \le \overline{p_t^i}, \forall t \in \{0, \dots, T\}, \forall i \in A$	(36)
$\widetilde{r_t^i} + \widetilde{o_t^i} = \widetilde{r_{t+1}^i}, \forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A_a$	(11)	$\overline{l_t^i} + \overline{s_t^i} \le \overline{q_t^i}, \forall t \in \{0, \dots, T\}, \forall i \in A$	(37)
$u_t^i = m_{N,t}^{S(i)} + m_{S,t}^{N(i)} + m_{W,t}^{E(i)} + m_{E,t}^{W(i)}$	(12)	$500/80\widetilde{v}_t^i + \widetilde{n}_t^i \le \widetilde{p}_t^i, \forall t \in \{0, \dots, T\}, \forall i \in A$	(38)
$\forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A$	(12)	$\widetilde{l}_{t}^{\tilde{\imath}} + \widetilde{o}_{t}^{\iota} + \widetilde{s}_{t}^{\tilde{\imath}} \leq \widetilde{q}_{t}^{\tilde{\imath}}, \forall t \in \{0,, T\}, \forall i \in A_{a}$	(39)
$\overline{u_t^i} = \overline{m_{N,t}^{S(i)}} + \overline{m_{S,t}^{N(i)}} + \overline{m_{W,t}^{E(i)}} + \overline{m_{E,t}^{W(i)}},$	(13)	$\widetilde{l}_{t}^{\tilde{i}} + \widetilde{s}_{t}^{\tilde{i}} \leq \widetilde{q}_{t}^{\tilde{i}}, \forall t \in \{0, \dots, T\}, \forall i \in A_{b}$	(40)
$\forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A$	(15)	$n^{i} > \sum_{i=1}^{c_{1}} n^{i}$ $\forall t \in \{c, T\} \forall i \in A$	(41)
$\widetilde{u_t^i} = \widetilde{m_{N,t}^{S(i)}} + \widetilde{m_{S,t}^{N(i)}} + \widetilde{m_{W,t}^{E(i)}} + \widetilde{m_{E,t}^{W(i)}},$	(14)	$p_t \ge \sum_{s=1}^{n} u_{t-s}, v_t \in \{e_1, \dots, I\}, v_t \in A$	(41)
$\forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A$	(14)	$\sim \sum_{i=1}^{i} \sum_{j=1}^{i} \sum_{i=1}^{i} \sum_{j=1}^{i} \sum_$	
$v_t^i = m_{N,t}^i + m_{S,t}^i + m_{W,t}^i + m_{E,t}^i$	(15)	$p_t^l \ge \sum u_{t-s}^l, \forall t \in \{\epsilon_2, \dots, T\}, \forall i \in A$	(42)
$\forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A$	(13)	s=1 τ_3	
$\overline{m^l} - \overline{m^l} + \overline{m^l} + \overline{m^l} + \overline{m^l}$		$q_t^i \ge \sum n_{t-s}^i \forall t \in \{\tau_3, \dots, T\}, \forall i \in A$	(43)
$v_t = m_{N,t} + m_{S,t} + m_{W,t} + m_{E,t},$ $\forall t \in \{0,, T - 1\}, \forall i \in A$	(16)	s=1 τ_2-1	
$\sim \sim \sim \sim \sim \sim \sim$		$\widetilde{a}^i > \sum_{i=1}^{n} \widetilde{n}^i$ $\forall t \in \{\tau_i - 1, T\} \; \forall i \in A$	(44)
$v_t^{l} = m_{N,t}^{l} + m_{S,t}^{l} + m_{W,t}^{l} + m_{E,t}^{l},$	(17)	$q_t = \sum_{s=1}^{n_t} n_{t-s} v c c (t_3 - 1,, 1), v c c n_c$	()
$\forall t \in \{0, \dots, I-1\}, \forall l \in A$		$\sim \sum_{i=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4} \sum_{i=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4} \sum_{i=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4} \sum_{i=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4} \sum_{i=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4} \sum_{i=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4} \sum_{i=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4} \sum_{i=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4} \sum_{i=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4} \sum_{i=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4} \sum_{i=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4} \sum_{i=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4} \sum_{i=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4} \sum_{i=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4} \sum_{j=1}^{\tau_4$	
同乗者数の上限制約		$q_t^i \ge \sum_{s=1}^{n} n_{t-s}^i \forall t \in \{\tau_4, \dots, T\}, \forall t \in A_a \cup A_d$	(45)
$\overline{m_{j,t}^{i}} \leq m_{j,t}^{i}(\theta-1), \forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A, \forall j \in A_{i}$	(18)	同乗者の避難場所なしメッシュでの降車禁止制	約
$\overline{l_t^i} \le l_t^i(\theta - 1), \forall t \in \{0, \dots, T - 1\}, \forall i \in A$	(19)	$\overline{s_t^i} \le 0 \; \forall t \in \{0, \dots, T\}, \forall i \in A_c$	(46)
$\overline{n_t^i} \le n_t^i(\theta - 1), \forall t \in \{0, \dots, T - 1\}, \forall i \in A$	(20)	$q_0^i \leq \xi^i D^i, \forall i \in A$	(47)
$\overline{p_t^i} \le p_t^i(\theta - 1), \forall t \in \{1, \dots, T\}, \forall i \in A$	(21)		

$\overline{q_t^i} \leq q_t^i(\theta - 1), \forall t \in \{1, \dots, T\}, \forall i \in A$	(22)	$q_0^i + \sum_{t=0}^T \; \widetilde{\iota}_t^t \leq (1 - \eta^i) D^i, \forall i \in A$	(48)
道路内のメッシュ間フロー容量制約		初期条件	
$m_{j,t}^i \leq C_j^i, \forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A, \forall j \in A_i$	(23)	$q_0^i + \widetilde{q_0^i} = D^i (given), \forall i \in A$	(49)
$\widetilde{m_{j,t}^{\iota}} \leq \widetilde{C}_j^{\iota}, \forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A, \forall j \in A_i$	(24)	操作変数の非負制約	
$\begin{aligned} u_t^i + e_h^i \widetilde{u}_t^i &\leq \delta^i \{H^i - p_t^i - e_h^i \widetilde{p}_t^i\}, \\ \forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A \\ v_t^i + e_h^i \widetilde{v}_t^i &\leq \delta^i \{H^i - p_t^i - e_h^i \widetilde{p}_t^i\}, \\ \forall t \in \{0, \dots, T-1\}, \forall i \in A \end{aligned}$	(25) (26)	$ \begin{array}{c} \frac{p_{t}^{i}, q_{t}^{i}, u_{t}^{i}, v_{t}^{i}, m_{t,t}^{i}, l_{t}^{i}, n_{t}^{i} \geq 0, \\ \overline{p_{t}^{i}, q_{t}^{i}, u_{t}^{i}, v_{t}^{i}, \overline{m_{t}^{i}, u_{t}^{i}, v_{t}^{i}, \overline{n_{t}^{i}, v_{t}^{i}} \geq 0, \\ \widetilde{p_{t}^{i}, q_{t}^{i}, \widetilde{r_{t}^{i}, u_{t}^{i}, v_{t}^{i}, m_{t}^{i}, \widetilde{r_{t}^{i}, v_{t}^{i}, \overline{n_{t}^{i}, v_{t}^{i}} \geq 0, \\ s_{t}^{h}, \widetilde{s_{t}^{i}, \widetilde{s}_{t}^{i} \geq 0, \\ 0. \end{array} $	(50)
道路外の収容容量制約		$\forall t \in \{0, \dots, T\}, \forall i \in A, \forall j \in A_i, \forall h \in A_a$	
$q_t^i - q_0^i + \sum_{s=0}^{t-1} s_s^i \le E^i, \forall t \in \{0, \dots, T\}, \forall i \in A_a$	(27)		
$q_t^i - q_0^i \le E^i, \forall t \in \{0, \dots, T\}, \forall i \in A_b$	(28)		

式(1)は目的関数であり、津波遭遇人数(第1項)のほかに、浸水区域外の無駄な移動に対する ペナルティ(第2項)と、浸水区域外での無駄な降車に対するペナルティ(第3項)を加えたもの で、これを最小化する。以下特徴的な定式化のみ説明を加える。式(25)(26)は自動車(運転者)と 歩行者の混在を表現した収容制約であり、各モードの存在量が多いほど、互いのモードの道路 内への流入と流出が小さくなる。式(41)(42)はメッシュ流入後一定時間メッシュに滞在させるこ とで、運転者、歩行者それぞれのメッシュ通過に要する時間制約を表現している。式(43)(44)は 自動車への乗降に要する時間を、一定時間道路外に滞在することで示す。式(45)は避難場所へ の入場に時間を要することを示す。式(47)(48)はそれぞれ、運転者数の上限、同乗者数の下限を 示し、降車は徒歩困難者数に対応する。

本稿のモデルの各変数は非負の連続変数であり、目的関数、制約式が全て一次式のため、線 形計画モデルとして一般的な数理計画ソルバーで求解できる。本稿では、商用ソルバーGurobi Optimizer v11.0.3⁶を用いた。

4. 青森県八戸市を例にとったモデルの動作確認

3. で説明したモデルの動作確認 を,青森県八戸市で行う。八戸市は, 東日本大震災において最大 6.4m の 津波が襲来し,死者1名,行方不明



図 2: 対象地域の人口分布



図 3: 津波浸水区域の時間推移

者1名(2024年3月1日時点)を含む被害が生じた。日本海溝地震で想定される津波では、時間 的猶予が小さく、より大きな被害が想定されることから、計算対象とした。

計算対象地域は、2 つの河川に囲まれた、八戸市中心市街地の浸水区域内、44,050 人(国勢調査⁷⁾)とし、図2に夜間人口の分布を示す。対象の津波は、日本海溝地震モデルによる津波であり、浸水深の時間変化は、尾崎ら(2024)⁸⁾が日本工営株式会社の津波解析コードにより実施した、数値計算結果を使用する。第1 波の浸水は地震発生後 30 分から 60 分の間に広がる。図3 には、浸水深が 0.10m を超えたタイミングを等高線で示している。道路データには、オープンデータソースの Open Street Map⁹⁾ を使用し、各メッシュ内の道路延長と道路交差数、メッシュ間を横断する道路本数をそれぞれ得た。各メッシュ内の道路延長はメッシュの収容容量、道路本数はメッシュ間フロー容量、道路交差数はこれら両方の設定に、それぞれ使用する。この他、一般的な乗用車の定員から、車の定員を4人とし、自由流状態の運転者、歩行者の移動速度をそれ

ぞれ 30km/h, 5km/h とする。運 転者ならびに歩行者の出発準備 時間は,東日本大震災の実績値 を基にそれぞれ 25 分, 15 分と する。

なお、本稿では、全ての徒歩 困難者を一度の乗車では運び切 れない設定を与えて、運転者が 歩行者を複数回乗車させること を確認する。そのため、同乗者 各メッシュの運転者可能者の割 合を 0.10、徒歩困難者の割合は 0.40 と設定した。

以上の条件で計算を行った結 果,津波遭遇人数は 0.26 人とな った。初期人口のまま避難が行 われなかった場合の津波遭遇人 数は 2.1×10⁴ 人であるため,理 想的な避難を行えば,津波遭遇 人数を約 8 万分の1 にできるこ とが分かる。

次に, 横軸に時間をとり, 各時 点の人口分布のままで避難が行 われなかった場合の津波遭遇人 数を縦軸にとったグラフを図4 に示す。歩行者が避難開始する t=16 で津波遭遇人数が減少し始め,



図 5: 歩行者の乗車量推移

運転者が避難開始する t=26 から減少率が大きくなっている。続いて,横軸に時間,縦軸に歩行 者の乗車量をとったグラフを図5に示す。これより,運転者の出発する t=26 以降も乗車が続い ていることがわかる。これは,最適解において,本稿のモデルの特徴である,避難途中に複数 回歩行者を同乗させることが,最適解で生じていることを示す。

以上から,安全な人口分布に素早く変化させるような,同乗を含む理想的な避難を求めると いう本モデルの最適解として,妥当な解が計算されていることを確認した。

5. おわりに

本稿では、人口分布の津波に対する安全性を評価し、防災計画の検討に用いるための、歩車 混合避難を含むメッシュベース最適化モデルを提案した。また、青森県八戸市を例に、モデル の動作確認を行った。今後は、本稿のモデルを用いた人口分布の分析を進める。また、避難場 所使用や移動速度、同乗といった各種の条件を変更して、津波遭遇人数の変化を確認すること で、この地域のもつ津波災害への脆弱性を把握できると考えられる。

謝辞

本稿の津波遭遇リスク計算にあたり,日本工営株式会社ならびに八戸工業大学より津波数値 解析データをご提供いただきました。ここに深く感謝申し上げます。

参考文献

- 小坂陽介,野村尚樹,大藤愛子,宮島昌克:マルチエージェントシステムを用いた津波避難に関する解析-輪島市臨海地域を対象とした事例研究-,土木学会論文集 A1(構造・地震工学), Vol.73, No.4(地震工学論文集第 36 巻), pp. I_1010-_I 1017, 2017.
- 2) 堀合紳弥, 奥村誠: 積雪道路上での歩車混在空間における津波避難シミュレーション, 土木 計画学研究発表会・講演集, Vol. 70, CD-ROM, 2024.
- 竹居広樹,奥村誠: 津波避難における自動車利用率設定のための基礎的分析手法, 土木学会論 文集 D3(土木計画学), Vol. 74, No.5, pp. 181-189, 2018.
- 横山宗一郎,安藤宏恵,倉内文孝,杉浦聡志:徒歩と自動車の混合モードにおける津波最適避難 計画モデル,土木学会論文集 D3(土木計画学), Vol. 59, No.3, pp. 2167-2174, 2016.
- 5) 増田慧樹, 羽藤英二: MFD-RL 配分モデルを用いた豪雨災害における垂直・水平避難の予測制 御, 土木計画学研究発表会・講演集, Vol. 67, CD-ROM, 2023.
- Gurobi Optimizer Release Notes v11.0.3, <u>https://www.gurobi.com/downloads/gurobi-optimizer-release-notes-v11-0-3/</u>(参照: 2025-01-14)
- 7) 総務省統計局: 令和2年国勢調查
- 8) 尾崎壮一,古里春花,堀合紳弥,野島和也,田中聖三,高瀬慎介:構造物を考慮した八戸市にお ける津波遡上解析,計算工学講演会論文集,Vol. 29, pp. 728-730, 2024.
- 9) OpenStreetMap, <u>https://www.openstreetmap.org/</u>(参照: 2025-01-14)

モバイル空間統計に基づく災害後外部支援者の 実効滞在時間の計算方法*

東北大学大学院 澤村 悠里

東北大学災害科学国際研究所 奥村 誠

金沢大学 山口 裕通

1. はじめに

大規模災害後の被災地の復旧には外部からの適切な支援が必要である。奥能登地域を中心に 甚大な被害をもたらした令和6年能登半島地震では,貧弱な道路網の寸断と復旧の遅れにより, 外部支援者の受け入れが困難となり、「静かすぎる被災地」とも呼ばれた。復旧活動の改善を図 る上では、外部支援者の現地での活動量や時間を把握し、支援が不足している地域への交通機 能の改善を検討するなど,被災地全体としての復旧につながる抜本的な施策を行う必要がある。

携帯電話位置情報データの1つであるモバイル空間統計は、日本全国の1時間ごとの人口分 布を 500m メッシュ単位で準リアルタイムに把握できる¹⁾。現地での直接的な計測が困難な災 害時でも人口分布を把握できることを活かして被災地における外部支援者の活動量や時間を推 定できれば、災害時の復旧計画、受援計画の検討に役立つと考えられる。

しかし、モバイル空間統計から直接把握できる各メッシュの滞在者には、当該メッシュ内で 活動中の人(実効滞在者)だけでなく、別の地域に移動中の人(移動者)も含まれる。外部支援者の 活動量や時間を把握する上では、実効滞在者のみを把握する必要がある。

本研究では、モバイル空間統計から実効滞在者の滞在時間(以下、実効滞在時間)の抽出を試 みる。すなわち、モバイル空間統計のメッシュごとの人口分布データを連続するゾーンに集計 した上で、交通工学における累積図を応用することで、外部支援者の全滞在時間を実効滞在時 間と移動時間に分割することが可能となる。

2. 対象地域・対象者・対象期間

本研究では,令和6年能登半島地震の主要な被災地 における,その後の外部支援者の実効滞在者数と実効 滞在時間を計算する。対象地域は、図-1に示す地震の 被害が特に大きかった輪島市, 珠洲市, 七尾市, 能登 町, 穴水町, 志賀町の6市町とする。

外部支援者の数は,モバイル空間統計のメッシュ別 時間帯別の人口分布データにおいて,全人口から6市 町居住者人口を差し引いた値を与える。

対象期間は,データが不安定であった発災直後を除 いた 2024 年 1 月 15 日(月)から 2024 年 12 月 27 日(金)

輪島市 能登町 穴水町 志賀町 七尾市

*A method for calculating the effective time spent by external supporters after a disaster based on mobile spatial statistics by Yuri Sawamura, Makoto Okumura and Hiromichi Yamaguchi



文字	意味
i	ゾーン番号
t	時刻
Т	最終時刻
X_i^t	時点tにおけるゾーンi存在人口[人]
Y_i^t	時点tにおけるゾーンi 以遠人口[人]
Z_i^t	時点 t におけるゾーンi 実効滞在人口 [人]
k _i ^t	時点tにおけるゾーンi 移動人口[人]

表-1 ゾーン累積図の基本的数量

とする。なお、分析結果は、行動パターンの違い を考慮し、平日と土休日に分けて1週間ごとの 平均値を表示する。

本研究では、外部支援者を現地宿泊者と往復 移動者の2種類に区分する。現地宿泊者は、夜間 を含めて1日中被災地内活動場所に滞在する人 を指し、各地域の夜間の滞在人口の最小値に等 しいと考える。また、1人当たり8時間の活動



図-2 ゾーン累積図の考え方

を行っていると仮定する。往復移動者は、午前に被災地外から被災地内の目的地へと移動し、 午後に被災地外に移動する人を指し,その人数と実効滞在時間は,以下に示す方法で計算する。

3. ゾーン累積図

往復移動者の実効滞在時間を把握するために,移動時間を計算する必要がある。交通工学の 累積図²⁾は,一方向に車両が流れる単路上のある地点を通過した累積車両台数を時刻に対して プロットした図であり,任意の2地点間に存在した全車両の総滞在時間[台・時間]を把握する ことが可能である。対象地域を外部支援者が一方向に移動する道路に見立てることで,累積図 を応用して各ゾーンにおける総滞在時間[人・時間]を計算するとともに,総実効滞在時間[人・ 時間]と総移動時間[人・時間]に分離する。

対象地域である能登半島において,往復移動者は,午前に半島の根元から先端方向に移動し, 午後に半島の根元方向に移動する。この移動方向を考慮して,対象地域内の 500m メッシュを 2km ごとのゾーンに集約すれば,外部支援者は連続するゾーン境界線を順に通過する。そこで, データから1時間ごとに,各ゾーンとそれ以遠に存在する人口を求めて,図-2のように1時間 ごとのゾーン前後の境界線の累積通過人数と考えてプロットすれば,単路の累積図に対応する ゾーン累積図を作成できる。なお,当日流入人口のみを対象とするための夜間人口を除去する 補正や逆行を除去する補正を施し,午前・午後それぞれのゾーン累積図を作成する。


図-3 目的地が遠い人から順に流入する場合の構成比



図-4 どの目的地に向かう人も時間的に一 様に出発する場合の構成比

ゾーン累積図から把握できる総滞在時間を,総実効滞在時間[人・時間]と総移動時間[人・時 間]に分離することで移動時間を取り除き,実効滞在時間を抽出する。総実効滞在時間TAT[人・ 時間]と総移動時間TTT[人・時間]の構成比は人の流入順序に依存する。目的地が遠い人から順 に流入する場合の構成比は図-3のようになり,青色で示した総実効滞在時間は最小となる。ま た,どの目的地に向かう人も時間的に一様に出発する場合の構成比は図-4のようになり,総実 効滞在時間は最大となる。総実効滞在時間の真の値はこれらの2つの極端値の範囲内に存在す る。本論文では,どの目的地に向かう車両も時間的に一様に出発する状況を仮定した図-4の構 成比に基づく計算結果を示す。

ゾーン累積図から、当該ゾーンにおいて往復移動外部支援者が午前に到着後実効滞在を開始 する平均時刻(実効滞在開始時刻 t_i^{in})と、午後に実効滞在を終了する平均時刻(実効滞在終了時刻 t_i^{out})を計算できる。

$$t_i^{in} = \sum_{t=T-24}^{T} t \cdot \frac{\frac{dZ_i^t}{dt}}{\max(Z_i^t)} \tag{1}$$

$$t_i^{out} = \sum_{t=T-24}^T (-t) \cdot \frac{\frac{dz_i}{dt}}{\max(Z_i^t)}$$
(2)

この差から1人当たりの実効滞在時間である平均実効滞在時間AAT [時間]を計算できる。

$$AAT = t_i^{out} - t_i^{in} \tag{3}$$

総実効滞在時間*TAT* [人・時間]は実効滞在人口*Z*^{*t*} [人]と活動時間[時間]をかけあわせたもの であるから、この値の大きい地域ほど支援活動が集中して行われていると考えられる。

$$TAT = \sum_{t=T-24}^{T} Z_i^t \tag{4}$$



図-5 各ゾーンにおける実効滞在時間率

4. 実効滞在時間率の確認

まず,往復移動外部支援者の全滞在時間の うち,実効滞在時間の占める割合(実効滞在時 間率)を確認する。図-5は2024年2月第2週 平日の各ゾーンにおける実効滞在時間率の週 平均値を示しており,赤色が濃いほど実効滞 在時間の占める割合が大きく,薄いほど移動 時間の占める割合が大きい。

輪島市中心部や半島先端部(珠洲市)が含ま れるゾーンの実効滞在時間率が最も高く, 80%以上となっている。ついで,珠洲市中心 部,穴水町中心部,七尾市中心部を含むゾー ンでは70~80%となっている。他方,これら の間に位置するゾーンの実効滞在時間率は 60%程度と低く,40%程度の時間が移動に費 やされていることがわかる。

5. 実効滞在時間の推移

本章では,対象地域における平日の往復移 動者の実効滞在時間を週平均値の推移を用い て確認する。

以下では,全ゾーンでの計算値の中から,図 -6に示す輪島市,珠洲市,七尾市,穴水町の各



図-6 実効滞在時間の推移を示す4ゾーン





図-8 実効滞在終了時刻の推移

中心部が含まれる 4 ゾーンの推移を示す。特に 輪島市,珠洲市,穴水町は奥能登と呼ばれる地 域に属しており,震源から近く特に被害が甚大 だった地域である。奥能登に至るまでの貧弱な 道路網が寸断した結果,外部支援者の受け入れ が困難な状況が長期にわたって続いたという状 況を踏まえて,計算結果から地域ごとの活動量 についての考察を行う。

往復移動外部支援者の実効滞在開始時刻の推移を図-7に示す。発災後約3か月間は一貫して 七尾市における実効滞在開始時刻が最も早かっ たことが確認できる。他方,奥能登の3市町の 実効滞在開始時刻は,発災直後は七尾市よりも 30~60分程度遅かったが,その後徐々に早くな っていった。

往復移動外部支援者の実効滞在終了時刻の推移を図-8 に示す。発災後数か月間は一貫して七尾市が最も実効滞在終了時刻が遅かった。他方, 奥能登の輪島市,珠洲市の2市は,発災後から徐々に実効滞在終了時刻が遅くなっていく状況が確認された。一方で,穴水町は発災後からあまり変化がなかった。

往復移動外部支援者の平均実効滞在時間[時間]の推移を図-9に示す。発災後数か月間は一貫 して七尾市が最も平均実効滞在時間[時間]が長 い状況であり、4 地域の中で最も長い時間外部 支援者が復旧作業にあたっていたと思われる。 奥能登の3 市町に着目すると、発災直後から 徐々に平均実効滞在時間[時間]が長くなってい く状況が確認された。



図-9 平均実効滞在時間[時間]の推移



図-10 総実効滞在時間[人・時間]の推移

往復移動外部支援者の総実効滞在時間[人・時間]の推移を図-10に示す。4市町の中では七尾 市が最も総実効滞在時間の値が大きかった。発災から2か月程度上昇し続け、その後も一定の 水準を保っていた。輪島市の総実行滞在時間が次に大きく、発災から4月第2週まで上昇し続 けたが、その後減少し、ほぼ一定の水準で推移した。穴水町や珠洲市では総実行滞在時間は発 災後から3月第2週までやや上昇したが、それ以降減少したことがわかった。

4 地域の実効滞在時間の推移から、半島の根元にある七尾市と奥能登地域とで支援の量に大きな差があったこと、奥能登地域の中でも、輪島市と珠洲市・穴水町との間で支援の量に大きな差があったことがわかった。輪島市では8月第2週の総実効滞在時間が大きいが、これはお

盆の帰省者によるものと考えられる。また,輪 島市で顕著に見られた9月第4週のピークは, 9月の豪雨災害後の支援活動に伴うものと考え られる。

最後に,対象地域全域の総実効滞在時間,総 移動時間,実効滞在時間率の推移を図-11 に示 す。総滞在時間は発災後から徐々に上昇し,3~4 月ごろにピークを迎えた。総実効滞在時間も同 様に発災後徐々に上昇し,3~4月ごろがピーク となった。実効滞在時間率は,発災直後は57% 程度と低かったが2月上旬ごろに一度 60%を 超えた。その後4月下旬から5月にかけて 63% 程度に上昇した。



図-11 対象地域全域の総滞在時間[人・時 間]と実効滞在時間率の推移

これらの結果は,発災直後は交通障害によっ て多くの移動時間を要したが,その後の数か月をかけて交通網が復旧した結果,支援活動によ り多くの時間が割けるようになっていったことを示していると考えられる。

6. おわりに

本研究では、時間帯別の人口分布データであるモバイル空間統計データから、災害後外部 支援者の実効滞在時間を計算する方法を提案した。データから得られる推計人口を、交通工学 の累積図を応用し、実効滞在人口と移動人口に分割した。この提案手法を用いて令和6年能登 半島地震後の外部支援者の実効滞在時間を計算した結果、どの地域も発災後しばらくは、外部 支援者の平均実効滞在時間がおおむね長くなっていく状況が確認された。一方で、半島根元側 の七尾市と奥能登地域の間で、また奥能登地域の中で、外部支援の量に大きな差があることが 示唆された。実効滞在時間の地域差の原因は様々考えられるが、各地域に至るまでの交通網の 復旧の差が影響していると考えられる。また、対象地域全域における実効滞在時間率の推移か ら、発災直後から数か月かけて徐々に交通網が改善し移動時間が短縮されたことで、支援に割 ける時間が伸びていったことがわかった。

実際の交通網やインフラの復旧状況を加味し、比較・考察することが今後の課題である。

謝辞

モバイル空間統計データの使用にあたり,東北大学災害科学国際研究所,災害レジリエンス 共創研究センターの支援を受けた。記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) NTT ドコモ:モバイル空間統計とは, https://mobaku.jp/about/
- 2) 桑原雅夫:交通流理論 流れの時空間変化をひも解く, pp.69-104, 一般社団法人交通工学研 究会, 2020.

降積雪期における歩行者への追従を考慮した

津波避難車両交通シミュレーション*

東北大学災害科学国際研究所 堀合 紳弥 東北大学災害科学国際研究所 奥村 誠

1. はじめに

2011年東日本大震災以降,沿岸部の自治体では,防 潮堤などの整備によるハード面,車両避難のあり方な どのソフト面の双方から,津波防災対策の見直しが進 められてきた.さらに,千島・日本海溝地震による浸 水想定および被害想定の公表 ¹¹を受け,地域防災計画 や津波避難計画の改定が求められている.この被害想 定では,想定海溝近辺の地域特性として,冬季積雪時 での避難による被害想定²¹も組み込まれている.これ まで津波避難計画においては,津波浸水シミュレーシ



図-1 地区別避難計画図の一部

ョン結果に基づく津波到達予想時間から,避難開始時間を差し引いた移動可能時間に歩行速度 を乗じて計算された距離などを用いて,避難可能距離や避難困難地域(図-1)³⁾を算出している. これを基に対象とする津波が発生した際の,地域の避難行動の目安としてまとめられているが, 避難に係る時間や距離の算出の際には,他の避難者や車両からの交通影響がなく,交通流がス ムーズに流れることを前提としている.しかし,実際の避難過程においては,歩車道が分離さ れている道路構造の路線だけでなく,歩道が整備されていない住宅街などの街路も避難路とな り,同一空間(路線)上に存在する歩行者を意識した走行が行われる.特に,冬季には積雪等によ り,平時よりも歩行者の車道利用が増加するため,前方の歩行者に移動が制約される可能性も ある.従って,実際の避難環境に近い条件での避難計画を検討するためには,道路空間上での 歩車混在による影響を考慮する必要がある.

2. 本研究の目的

歩行者の影響による車両走行性の低下などを考慮し、津波遡上時までの避難地点への到達を 検討するための、エージェントベース津波避難車両交通シミュレーションモデルを構築する. 構築したモデルにより、積雪・堆雪に伴い歩行者が車道上を避難した場合の、夏季および冬季 での想定条件を設定した計算を行う.積雪や堆雪による幅員減少によって歩者間の影響増大が 懸念される冬季を想定した避難条件では、全体の交通流にどのような影響が生じ、夏季想定で の生存・犠牲数に対してどの程度変化するかを、シミュレーション結果から考察する.

* Tsunami evacuation vehicle traffic simulation Considering Pedestrian following during in Snowfall and Snowy Season by Shin-ya Horiai and Makoto Okumura

3. シミュレーション概要および方法

避難過程における道路空間上での, 車両と 歩行者間の接近による車両走行性への影響 を表現するため、マルチエージェントシステ ム "NetLogo6.4.0" を用いて, エージェントベ ース津波避難車両交通モデルを構築する.こ れまで, 走行モデルを用いた避難シミュレー ションモデルとして, 例えば, Wang et al.(2016)4による歩行者と車両の 2 モードで の避難モデルが提案されてきた. この避難モ デルでは、車両の走行制御に GM 追従モデル 5)を適用にすることにより、周囲の車両の存 在が後続する車両に及ぼす影響を考慮する ことで、渋滞などの表現を可能としている. ただし、歩行者からの影響は考慮されていな いため, 歩車混在下での避難行動は十分に表 現できていない.

本研究では、図-2のように GM 追従モデル を歩行者からの影響による速度低下を考慮 できるように拡張した.

計算対象とする青森県八戸市の浸水想定 区域内のうち,港湾部および一級・二級河川 に囲まれた地区内の建物立地上に,1点当た り居住1世帯/エージェントを表したエージ ェントポイントを配置する(図-3).エージェ ントは歩行・車両ごとに与える避難開始時間 を迎えると,順次建物部分から道路ネットワ ーク⁶⁾に移動し避難を開始する.避難開始時 間および歩車選択割合は,東日本大震災での



図-2 シミュレーションフロー



図-3 地区別エージェント初期配置(QGIS)

避難行動に関する調査結果⁷⁾を参照し,歩行避難者(43%)は小坂ら(2016)⁸⁾の避難速度を基に 地震発生後15分から,車両避難者(57%)は同じく25分から順次避難を開始する設定とした. 避難開始地点から歩行・車両エージェント別に指定された属性の避難目標までは,A*アルゴリ ズム法(式(1))に基づく最短経路探索によって経路を探索したのち,避難目標地点を決定のう え避難を開始する.

$$f(n) = g(n) + h(n) \quad \cdots (1)$$

ここに, f_(n):ノード n 地点でのトータルコスト

 $g_{(n)}: スタートノードからノードn地点までの実績コスト(移動距離)$ $h_{(n)}: ノードn地点からゴールノードまでの予想コスト(予想距離)$ 各エージェントの避難目標地点は,歩行者は直近の避難施設(図-4:赤バツ以外),車両は避 難施設以外の高台や内陸部の安全地点(図-4中:赤丸,計算領域の都合上一部浸水区域内設置) としている.これは,昨今の津波避難計画改定の中で,多くの自治体で検討されている"やむ を得ない場合の車両避難は,避難施設以外の安全な地点を目指す",という点を考慮するもので ある.浸水区域内の避難施設については,尾崎ら(2024)%による津波数値解析結果に基づいて独 自に簡易的な利用判定を行い,最大深水深と建物高さを比較した上で,丸印は利用可能,バツ 印は利用不可判定とした.歩行者は設定した避難速度に従い移動するが,車両避難エージェン トは,GM 追従モデル(式(2))により,先行する車両および歩行エージェントとの距離と速度差 を計測しつつ,加減速の操作を繰り返し,車両避難地点とした赤丸地点へと向かい走行する.

$$\alpha_f^t = \alpha \left[\frac{(v_f^t)m}{(x_e^{t-\Delta t} - x_f^{t-\Delta t})l} \right] \left(v_e^{t-\Delta t} - v_f^{t-\Delta t} \right) \quad \cdots (2)$$

ここに、α^t_f:加速度、α,1,m:モデルパラメータ、t:時間、Δt:反応時間、
e:先行車、f:後続車、x:車両位置

追従モデルにおける歩行者からの影響の設定により,走行特性として,3 ケースの実験条件 を設定する(表-1). CASE1 は,車両は他の車両からの影響を受け,車両は歩行者との相互影響

を受けずに歩車分離状態で移動可能な設定であ る. CASE 2 は,歩行者から車両への影響も考慮 し,他の車両や歩行者を検知した際は,減速接近 後,追い越しを行いながら移動できるという設定 である. CASE 3 では,歩行者を追越しすることは できず,減速接近後は,歩行者が前方から他路線 に進行するまで追従するという設定である. これ らの詳細な計算条件およびパラメータを表-2 に 示す. これらの設定により,冬季の道路状況と避 難車両に対する歩行者や他車からの影響を考慮 した,より実態に近い津波避難時の車両交通シミ ュレーションが可能となる.



図-4 避難目標地点(丸印)および 津波遡上浸水域(最大深水深)

CASE	走行特性	想定道路状況
CASE1	追越しおよび追従なし	歩・車道除雪済み 歩車分離
CASE2	接近時減速・追越し	車道のみ除雪済み. 追越し幅員あり
CASE3	接近時減速・追従	車道一車線分のみ除雪済み. 追越し幅員なし

表-1 ケース設定と想定道路条件

計算実行環境	NetLogo6.4.0	
計算ステップ	1ticks(step)=1sec	
歩車選択割合	歩行 43%:車両 57%(東日本大震災時調査実績)	
総エージェント数	13954 世帯 10), 11) (歩行 5988 世帯:車 7966 世帯)	
基準歩行速度 ⁸⁾ (区分は歩車共通)	①高齢男性単独世帯 : 1.14m/s ②高齢女性単独世帯 : 1.14m/s ③高齢夫婦世帯 : 1.14m/s ④非高齢2人世帯 : 1.3m/s ⑤非高齢単独世帯 : 1.3m/s ⑥非高齢者世帯(高齢者含) : 1.25m/s	
基準運転最高速度	夏季 50km/h: 冬季 19.2km/h ²⁾	
経路探索法	A*アルゴリズム法	
車両追従走行	GM 追従モデルに従う	
避難開始時間	歩行避難 15min~: 車両避難 25min~	
遡上開始時間	地震発生後 32min~(数値解析結果 ⁹ に基づく)	
犠牲判定	水深 0.5m に 10sec 滞在	

表-2 計算条件

4. 計算結果

構築したモデルを用いた計算結果として、図-5 に地震発生後 60 分時点での避難地点到達台 数と浸水区域外移動中台数を合わせた生存台数の推移と,歩行者および車両の生存・犠牲数を、 図-6 に地震発生後 60 分時点での津波浸水域とエージェントの存在位置状況を,①CASE1(夏季), ②CASE2(夏季),③CASE3(夏季),④CASE1(冬季),⑤CASE2(冬季),⑥CASE3(冬季)の順に示す.

まず,歩行者には追従モデルを適用していないため,ケース間では全く同じ動きが実現する. 車両生存数を比較すると,歩車分離して移動ができる CASE1 に対し,歩行者の影響も受ける CASE2 および CASE 3 では生存数が減少することを確認した.特に,冬季想定での生存数の推移 では,夏季想定での推移に比べ,減少幅が大きくなる傾向が見られた.冬季の CASE1(図-5中: ④)での生存台数 1537 台に対し, CASE 3(図-5中:⑥)では 869 台となり,歩行者からの影響を 考慮することで,生存台数が最大 668 台(43.5%)の減少となることが分かった. さらに, CASE1 から CASE2 の減少量(265 台)に比べ, CASE2 から CASE3 の減少量(403 台)では,減少量は 1.5 倍 となり,歩行者から受ける車両走行に対する影響が大きい事が分かった.その一方,夏季想定 でのケース間の差は,歩車分離条件の CASE1 と,歩行者からの影響を受ける CASE2 では 100 台 ほどの減少が生じたものの, CASE2 から CASE3 の間では,大きな減少幅は確認されず,冬季想 定時より歩行者からの影響は比較的小さい事が分かった.また,地震発生後 60 分時点でのエー ジェントの位置状況を見ると,追い越し不可能な設定である CASE3 では, CASE1,2に比べて浸 水域内の車列発生箇所が増加するなど,交通流の変化によって全体の避難行動に影響が生じて いる事が確認できた.

計算結果より,避難車両の走行に対する歩行者の存在は極めて重要な影響要因であり,現状 多くの自治体で行われている歩車間の影響を考慮しない条件では,想定が不十分である事を確 認した.特に,冬季の降積雪時の避難を考える場合には,車両の走行特性に対する歩行者から の影響を十分考慮したモデルを用いて,検討を行う必要がある事を確認した.









図-6 エージェント存在位置状況(地震発生後 60 分時点, 左列:夏季, 右列:冬季)

5. おわりに

将来,日本海溝地震の発生により被災が想定される地域のうち,北東北地方太平洋沿岸部の 青森県八戸市を対象として,冬季の降積雪時に,津波が発生した場合を想定した冬季の歩道等 への積・堆雪状態を考慮した津波避難車両交通シミュレーションを実施した.その結果,避難 速度が低下する冬季発災を想定した場合,歩車間の影響が顕著に出現するため,積雪寒冷地で の車両利用を含む津波避難を検討する場合には,歩車混在条件の考慮は必須であることを確認 した.現状,構築したモデルは車両のみが追従を行うと仮定しており,歩行者は車両および他 の歩行者からの影響を受けないものとしている.今後は,歩行者も他者や車両の影響を考慮で きる追従モデルを適用して,歩車間の双方向の影響を考慮できるシミュレーションモデルを構 築する予定である.

参考文献

1) 中央防災会議防災対策実行会議 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震対策検討ワーキンググ ループ:日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震の対策について 報告書, 2022.

2) 内閣府(防災担当) 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震対策検討ワーキンググループ: 被害想 定手法について(これまでのワーキンググループでの意見を踏まえた手法の検討), 2020.

3) 八戸市役所:八戸市津波避難計画

https://www.city.hachinohe.aomori.jp/soshikikarasagasu/kikikanrika/keikaku_plan/4435.html. 2022.

4) Wang, H., Mostafizi, A., Cramer, L. A., Cox, D., & Park, H.: An agent-based model of a multimodal near-field tsunami evacuation: decision-making and life safety. Transportation Research Part C: Emerging Technologies, 64, 86-100. 2016.

5) 禹ハンウル,間所洋和,佐藤和人,田村雄介,山下淳,淺間一:先行車追従モデルに基づいた追従運転者の操作特性の推定,自動車技術会論文集 Vol. 51, No. 2, pp. 304-309, 2020.

6) OpenStreetMap: 八戸市道路ネットワークデータ,

https://www.openstreetmap.org/export#map=15/40.51956/141.50451, 2024 年 7 月 4 日取得.

7) 内閣府 防災対策推進検討会議津波避難対策検討ワーキンググループ:自動車で安全かつ確 実に避難できる方策(補足資料), 2012.

8) 小坂陽介,野村尚樹,大藤愛子,宮島昌克:マルチエージェントシステムを用いた津波避難 に関する解析-輪島市臨海地域を対象とした事例研究-,土木学会論文集 A1(構造・地震工学), Vol.73, No.4(地震工学論文集第 36 巻), pp.I1010-I1017, 2017.

9) 尾崎壮一,古里春花,堀合紳弥,野島和也,田中聖三,高瀬慎介:構造物を考慮した八戸 市における津波遡上解析,日本計算工学会計算工学講演会論文集 Vol.29.2024.

10) 八戸市役所ホームページ:地域・年齢別人口(2020年4月30日),地域・年齢別人口(オ ープンデータ・推奨データ準拠), 2024年11月1日取得.

https://www.city.hachinohe.aomori.jp/soshikikarasagasu/johosystemka/tokeijoho/1/2303.html.

11) 八戸市役所ホームページ: 令和2年国勢調査結果

<u>https://www.city.hachinohe.aomori.jp/soshikikarasagasu/kohotokeika/tokei_g/16662.html</u>, 2024 年 11 月 1 日取得.