

Thu. Oct 29, 2020

Room A | Regular session : S15. Strong ground motion and earthquake disaster

1:00 PM - 2:15 PM JST | 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM A

[S15]PM-1

chairperson:Yo Fukushima(IRIDeS, Tohoku University), chairperson:Yoshiaki Hisada(Kogakuin University)

1:00 PM - 1:15 PM JST | 4:00 AM - 4:15 AM UTC

[S15-01] What are Influencing Possibilities of the Strong Vertical Impulsive Seismic Motions on Viaduct-Damages of the Tohoku-Shinkansen Railway ?OHIROSHI MAEHARA¹ (1.Geosystem Research Institute)

1:15 PM - 1:30 PM JST | 4:15 AM - 4:30 AM UTC

[S15-02] Movement of Victims of Tokyo City in the First Step of Disaster Reconstruction from the 1923 Great Kanto EarthquakeOMASAYUKI TAKEMURA¹ (1.Nagoya University)

1:30 PM - 1:45 PM JST | 4:30 AM - 4:45 AM UTC

[S15-03] Development of Earthquake Probability Transition Table as a Tool for Comprehension and Awareness for the Nankai-Trough Earthquake ScenariosOYo Fukushima¹, Tomoaki Nishikawa² (1.International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

1:45 PM - 2:00 PM JST | 4:45 AM - 5:00 AM UTC

[S15-04] Causes of Fourier Amplitude Sags at Intermediate Frequencies for Simulating Broadband Strong Ground Motions using Stochastic Green's Function MethodsOYoshiaki Hisada¹ (1.Kogakuin University)

2:00 PM - 2:15 PM JST | 5:00 AM - 5:15 AM UTC

[S15-05] Study on rupture propagation effect of small and medium-sized earthquakes used as elemental earthquakes of empirical Green's function methodOJunpei Kaneda¹, Shinya Tanaka¹, Yoshiaki Hisada² (1.Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 2.Prof.,Kogakuin Univ.)

Room A | Regular session : S15. Strong ground motion and earthquake disaster

2:30 PM - 3:30 PM JST | 5:30 AM - 6:30 AM UTC | ROOM A

[S15]M-2

chairperson:Seiji Tsuno(Railway Technical Research Institute), chairperson:Ryuta Imai(Mizuho Information & Research Institute, Inc.)

2:30 PM - 2:45 PM JST | 5:30 AM - 5:45 AM UTC

[S15-06] Improvement of IPF method with utilization of Hi-net

○Keishi Noguchi¹, Naoki Hayashimoto¹, Koji Tamaribuchi², Yuki Kodera² (1.Japan Meteorological Agency, 2.Meteorological Research Institute)

2:45 PM - 3:00 PM JST | 5:45 AM - 6:00 AM UTC

[S15-07] Applicability of on-site P-wave earthquake early warning to the 2016 Kumamoto earthquake and the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake

○Seiji Tsuno¹, Katsutomo Niwa² (1.Railway Technical Research Institute, 2.JR Central Consultants Company)

3:00 PM - 3:15 PM JST | 6:00 AM - 6:15 AM UTC

[S15-08] A sample generation of scenario earthquake shaking maps via modal decomposition and empirical copula

○Ryuta Imai¹, Naoki Kasui¹, Asako Iwaki², Hiroyuki Fujiwara² (1.Mizuho Information & Research Institute, Inc., 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

3:15 PM - 3:30 PM JST | 6:15 AM - 6:30 AM UTC

[S15-09] Toward application of large-scale numerical simulation of earthquake generation, wave propagation and soil amplification into comprehensive earthquake damage estimation

○Takane Hori¹, Tsuyoshi Ichimura², Kohei Fujita², Ryoichiro Agata¹ (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Fri. Oct 30, 2020

Room A | Regular session : S15. Strong ground motion and earthquake disaster

9:00 AM - 10:15 AM JST | 12:00 AM - 1:15 AM UTC | ROOM A

[S15]AM-1

chairperson:Susumu Kurahashi(Aichi Institute of Technology), chairperson:Masatoshi Miyazawa(DPRI, Kyoto Univ.)

9:00 AM - 9:15 AM JST | 12:00 AM - 12:15 AM UTC

[S15-10] Estimation of fault slip distribution using back propagation calculation of seismic waves by data assimilation - Numerical experiments

○Shibata Yugo¹, Furumura Takashi¹ (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

9:15 AM - 9:30 AM JST | 12:15 AM - 12:30 AM UTC

[S15-11] Near-field Observations and Slip Distribution for the 2014 Orkney, South Africa Earthquake

○James Mori¹, Tatsunari Yasutomi¹ (1.DPRI Kyoto University)

9:30 AM - 9:45 AM JST | 12:30 AM - 12:45 AM UTC

[S15-12] Generation of long period velocity pulses near surface fault during the 2008 Wenchuan earthquake

○Susumu Kurahashi¹, Kojiro Irikura¹ (1.Aichi Institute of Technology)

9:45 AM - 10:00 AM JST | 12:45 AM - 1:00 AM UTC

[S15-13] Ground motion prediction equations for PGAs and PGVs from strong motion generation areas of a megathrust earthquake

○Masatoshi Miyazawa¹, Ryota Kiuchi^{2,3}, Kazuki Koketsu⁴ (1.DPRI, Kyoto Univ., 2.Graduate School of Science, Kyoto Univ., 3.Kozo Keikaku Engineering Inc., 4.ERI, Univ. of Tokyo)

10:00 AM - 10:15 AM JST | 1:00 AM - 1:15 AM UTC

[S15-14] Comparison of seismic motions in Hokkaido from intraslab, interplate, and outer-rise earthquakes of Northeastern Japan

○Yasumaro Kakehi¹ (1.Graduate School of Science, Kobe University)

Room A | Regular session : S15. Strong ground motion and earthquake disaster

10:30 AM - 11:15 AM JST | 1:30 AM - 2:15 AM UTC | ROOM A

[S15]AM-2

chairperson:Nobuyuki Morikawa(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience), chairperson:Kosuke Chimoto(Tokyo Institute of Technology)

10:30 AM - 10:45 AM JST | 1:30 AM - 1:45 AM UTC

[S15-15] Analysis of residual data between observed strong-motion and calculated one from a ground motion prediction equation based on a prototype strong-motion database

○Nobuyuki Morikawa¹, Asako Iwaki¹, Takahiro Maeda¹, Hiroyuki Fujiwara¹ (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

10:45 AM - 11:00 AM JST | 1:45 AM - 2:00 AM UTC

[S15-16] Effect of Source Fault Rupture Propagation on Residual of Spectral Inversion Results

○Kazuhiro Somei^{1,2}, Kimiyuki Asano³, Tomotaka Iwata³ (1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Geo-Research Institute, 3.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

11:00 AM - 11:15 AM JST | 2:00 AM - 2:15 AM UTC

[S15-17] Residual Analysis of Block Inversion for Estimating the Inhomogeneous Attenuation Structure of the Western Hokkaido

○Yusuke Tomozawa¹, Kenichi Kato¹, Kiichiro Nojiri² (1.Kobori Research Complex, 2.Hokkaido Electric Power Company)

Room A | Regular session : S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

11:15 AM - 12:00 PM JST | 2:15 AM - 3:00 AM UTC | ROOM A

[S16]AM-2

chairperson:Nobuyuki Morikawa(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience),
 chairperson:Kosuke Chimoto(Tokyo Institute of Technology)

11:15 AM - 11:30 AM JST | 2:15 AM - 2:30 AM UTC

[S16-01] Detection of Underground Velocity Discontinuity in Osaka and Kyoto Basins using S-wave Autocorrelation Functions

○Shuta Fukutome¹, Kimiyuki Asano¹, Tomotaka Iwata¹ (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan)

11:30 AM - 11:45 AM JST | 2:30 AM - 2:45 AM UTC

[S16-02] Imaging the Kanto Basin bedrock with seismic noise and earthquake autocorrelation functions

○Loic Viens¹, Chengxin Jiang², Marine A. Denolle³ (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, Japan, 2.Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, ACT, Australia, 3.Department of Earth and Planetary Sciences, Harvard University, Cambridge, MA, USA)

11:45 AM - 12:00 PM JST | 2:45 AM - 3:00 AM UTC

[S16-03] Spatial velocity variation detection using cross correlation of dense linear array microtremor records

○Kosuke Chimoto¹, Hiroaki Yamanaka¹ (1.Tokyo Institute of Technology)

Room A | Regular session : S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

1:00 PM - 2:15 PM JST | 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM A

[S16]PM-1

chairperson:Takumi Hayashida(IISEE, Building Research Institute), chairperson:Masayuki Nagano(Tokyo University of Science)

1:00 PM - 1:15 PM JST | 4:00 AM - 4:15 AM UTC

[S16-04] Seismic amplification evaluation in shallow subsurface structure for response evaluation of long period buildings constructed in the Tokyo metropolitan area

○Masayuki Nagano¹, Kenta Suzuki¹, Tomohiro Oguchi¹, Shigeki Senna² (1.Tokyo University of Science, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

1:15 PM - 1:30 PM JST | 4:15 AM - 4:30 AM UTC

[S16-05] Characteristics of teleseismic S-wave response of the Kanto sedimentary basin: Analysis of teleseismic earthquakes with different size and azimuth

○Yue Nakagawa¹, Kazuo Yoshimoto¹, Shunsuke Takemura² (1.Graduate School of Nanobioscience and Department of Materials System Science ,Yokohama City University, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

1:30 PM - 1:45 PM JST | 4:30 AM - 4:45 AM UTC

[S16-06] Estimation of subsurface structure based on microtremor observations at Mukawa, Oiwake and Hayakita districts of Yufutsu, Hokkaido

○Shinichi Matsushima¹ (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

1:45 PM - 2:00 PM JST | 4:45 AM - 5:00 AM UTC

[S16-07] Velocity Structure Model of the Hakodate Plain, Hokkaido

○Kimiyuki Asano¹, Tomotaka Iwata¹, Kunikazu Yoshida², Naoto Inoue², Kazuhiro Somei², Ken Miyakoshi², Michihiro Ohori³ (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Geo-Research Institute, 3.Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui)

2:00 PM - 2:15 PM JST | 5:00 AM - 5:15 AM UTC

[S16-08] Direct estimation of Vs30 from SPAC or CCA coefficients

○Takumi Hayashida¹, Toshiaki Yokoi¹ (1.IISEE, Building Research Institute)

Room A | Regular session : S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

2:30 PM - 3:30 PM JST | 5:30 AM - 6:30 AM UTC | ROOM A

[S16]PM-2

chairperson: Kimiyuki Asano (Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

2:30 PM - 2:45 PM JST | 5:30 AM - 5:45 AM UTC

[S16-09] Study on Seismic Response of the Aratozawa Dam based on Temporary Seismic Observation Data

○Shuji Kumagai¹, Shunichi Kataoka², Hidenori Mogi³, Hideki Nagumo⁴, Wataru Okamura⁵ (1.Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2.Hirosaki University, 3.Saitama University, 4.Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 5.KOZO KEIKAKU ENGINEERING Inc.)

2:45 PM - 3:00 PM JST | 5:45 AM - 6:00 AM UTC

[S16-10] Wave propagation analysis using deep borehole seismic observation data

○Tomiichi Uetake¹, Kazuhito Hikima¹, Akihiro Shimmura¹, Masatoshi Fujioka¹ (1.Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

3:00 PM - 3:15 PM JST | 6:00 AM - 6:15 AM UTC

[S16-11] Influence of medium between surface and borehole seismometer on borehole seismic record

○Shinako Noguchi¹, Yoshihiro Sawada¹ (1.Association for the Development of Earthquake Prediction (ADEP))

3:15 PM - 3:30 PM JST | 6:15 AM - 6:30 AM UTC

[S16-12] Data driven estimation of site effects using recurrent neural networks

○Mona Izadi¹, Shinichi Matsushima² (1.Department of Architecture and Architectural Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

Sat. Oct 31, 2020

Room A | Special session : S24. Pioneering the future of seismology with machine learning

9:00 AM - 10:15 AM JST | 12:00 AM - 1:15 AM UTC | ROOM A

[S24]AM-1

chairperson:Takahiko Uchide(Geological Survey of Japan, AIST), chairperson:Hisahiko Kubo(NIED), chairperson:Yuki Kodaera(Meteorological Research Agency, JMA)

9:00 AM - 9:15 AM JST | 12:00 AM - 12:15 AM UTC

[S24-01] Regional characteristic of seismic activity inferred from unsupervised machine learning of F-net moment-tensor catalog

○Hisahiko Kubo¹, Takeshi Kimura¹, Katsuhiko Shiomi¹ (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

9:15 AM - 9:30 AM JST | 12:15 AM - 12:30 AM UTC

[S24-02] Deep learning model for spatial interpolation of real-time seismic intensity

Ryota Otake^{1,2}, Jun Kurima², ○Hiroyuki Goto², Sumio Sawada² (1.OC Global, 2.Kyoto University)

9:30 AM - 9:45 AM JST | 12:30 AM - 12:45 AM UTC

[S24-03] False alarm and its measure on the earthquake early warning for the off-Torishima earthquake on July 30, 2020

○Masumi Yamada¹ (1.DPRI Kyoto Univ.)

9:45 AM - 10:00 AM JST | 12:45 AM - 1:00 AM UTC

[S24-04] Attempt to detect tectonic tremors in Sanriku-oki by applying a Convolutional Neural Network to S-net data

○Keisuke Yano¹, Hidenobu Takahashi², Kazuya Tateiwa², Masayuki Kano² (1.The Institute of Statistical Mathematics, 2.Tohoku University)

10:00 AM - 10:15 AM JST | 1:00 AM - 1:15 AM UTC

[S24-05] Development of 3D Convolutional Neural Network to locate hypocenter around Hakone with theoretical seismograms of time series as training data.

○Daisuke Sugiyama¹, Seiji Tsuboi¹, Yukutake Yohei² (1.JAMSTEC, 2.Hot Springs Research Institute, Kanagawa Prefectural Government)

Room A | Regular session : S17. Tsunami

10:30 AM - 11:45 AM JST | 1:30 AM - 2:45 AM UTC | ROOM A

[S17]AM-2

chairperson:Tatsuhiko Saito(NIED), chairperson:Ayumu Mizutani(Hokkaido University)

10:30 AM - 10:45 AM JST | 1:30 AM - 1:45 AM UTC

[S17-01] Rapid estimation of tsunami earthquake magnitudes at local distance○Akio Katsumata¹, Masayuki Tanaka¹, Takahito Nishimiya¹ (1.Meteorological Research Institute, JMA)

10:45 AM - 11:00 AM JST | 1:45 AM - 2:00 AM UTC

[S17-02] Tsunami Data Assimilation of S-net Pressure Gauge Records○Yuchen Wang¹, Kenji Satake¹ (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

11:00 AM - 11:15 AM JST | 2:00 AM - 2:15 AM UTC

[S17-03] Frequency characteristics of bottom pressure recordings induced by a typhoon○Hiroyuki Matsumoto¹, Emoto Kuniaki^{1,2}, Kentaro Imai¹, Narumi Takahashi^{1,3} (1.JAMSTEC, 2.Wakayama Prefecture, 3.NIED)

11:15 AM - 11:30 AM JST | 2:15 AM - 2:30 AM UTC

[S17-04] A meteotsunami on 1 July 2020 recorded by the S-net deep ocean pressure gauge network○Tatsuya Kubota¹, Tatsuhiko Saito¹, Naotaka Yamamoto Chikasada¹, Osamu Sandanbata¹ (1.NIED)

11:30 AM - 11:45 AM JST | 2:30 AM - 2:45 AM UTC

[S17-05] Tsunami generation by sea-surface pressure change: A 3-D model for open ocean observations○Tatsuhiko Saito¹, Tatsuya Kubota¹, Naotaka Yamamoto Chikasada¹, Yusuke Tanaka², Osamu Sandanbata¹ (1.NIED, 2.JAMSTEC)

Room A | Regular session : S17. Tsunami

1:00 PM - 2:15 PM JST | 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM A

[S17]PM-1

chairperson:Yusuke Yamanaka(The University of Tokyo), chairperson:Osamu Sandanbata(NIED)

1:00 PM - 1:15 PM JST | 4:00 AM - 4:15 AM UTC

[S17-06] Multiple-shock Characteristic of the 1933 Showa-Sanriku Earthquake○Nobuo HAMADA¹ (1.non)

1:15 PM - 1:30 PM JST | 4:15 AM - 4:30 AM UTC

[S17-07] Forward modeling of tsunami for the 1933 Showa-Sanriku earthquake using normal faults based on marine surveys○Toshitaka Baba¹, Naotaka Chikasada², Yasuyuki Nakamura³, Go Fujie³, Koichiro Obana³, Seiichi Miura³, Shuichi Kodaira³ (1.Tokushima University, 2.NIED, 3.JAMSTEC)

1:30 PM - 1:45 PM JST | 4:30 AM - 4:45 AM UTC

[S17-08] Study on resonance characteristics along western coasts of Japan Sea and amplification of 1833 Shonai-Oki tsunami○Yusuke Yamanaka¹, Kiku Shimazu², Takenori Shimozone¹, Yukimasa Higaki³ (1.The University of Tokyo, 2.Central Nippon Expressway Company Limited, 3.East Japan Railway Company)

1:45 PM - 2:00 PM JST | 4:45 AM - 5:00 AM UTC

[S17-09] Nonlinear Inversion of Tsunami waveforms, Estimation of Slip Distribution by Grid Search Part 1○Masaaki MINAMI¹ (1.Meteorological Research Institute Japan Meteorological Agency)

2:00 PM - 2:15 PM JST | 5:00 AM - 5:15 AM UTC

[S17-10] Physical mechanism of volcanic tsunami earthquakes repeating at Curtis Island, north of New Zealand○Osamu Sandanbata^{1,2}, Shingo Watada², Kenji Satake², Hiroo Kanamori³, Luis Rivera⁴, Zhongwen Zhan³ (1.Now at NIED (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience), 2.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 3.California Institute of Technology, 4.Université de Strasbourg, CNRS, IPGS UMR 7516, F-67000 Strasbourg)

Room A | Regular session : S17. Tsunami

2:30 PM - 3:15 PM JST | 5:30 AM - 6:15 AM UTC | ROOM A

[S17]PM-2

chairperson:Yutaka Hayashi(Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

2:30 PM - 2:45 PM JST | 5:30 AM - 5:45 AM UTC

[S17-11] Reconstruction of the inundation height by spatial interpolation method in the Sendai plain after the 2011 Tohoku Tsunami○Yuuki Eguchi¹, Yoshinori Shigihara¹, Tsuyoshi Tada¹ (1.National Defense Academy of Japan)

2:45 PM - 3:00 PM JST | 5:45 AM - 6:00 AM UTC

[S17-12] Numerical study on tsunamis propagating into river channel○Kento Koseki¹, Yusuke Yamanaka¹ (1.Department of Civil Engineering, The University of Tokyo)

3:00 PM - 3:15 PM JST | 6:00 AM - 6:15 AM UTC

[S17-13] Characteristics of tsunami flotsam behavior on vulnerable of embankment foundation by strong motion○Kentaro Imai¹, Ryoko Obayashi¹, Kuniaki Emoto², Hiroyuki Iwase³, Kentaro Nakai⁴ (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2.Wakayama Prefecture, 3.JIFIC, 4.Nagoya University)

Room A | Regular session : S15. Strong ground motion and earthquake disaster**📅 Thu. Oct 29, 2020 1:00 PM - 2:15 PM JST | Thu. Oct 29, 2020 4:00 AM - 5:15 AM UTC | 🏠 ROOM A****[S15]PM-1**

chairperson:Yo Fukushima(IRIDeS, Tohoku University), chairperson:Yoshiaki Hisada(Kogakuin University)

1:00 PM - 1:15 PM JST | 4:00 AM - 4:15 AM UTC

[S15-01] What are Influencing Possibilities of the Strong Vertical Impulsive Seismic Motions on Viaduct-Damages of the Tohoku-Shinkansen Railway ?

○HIROSHI MAEHARA¹ (1.Geosystem Resarch Institute)

1:15 PM - 1:30 PM JST | 4:15 AM - 4:30 AM UTC

[S15-02] Movement of Victims of Tokyo City in the First Step of Disaster Reconstruction from the 1923 Great Kanto Earthquake

○MASAYUKI TAKEMURA¹ (1.Nagoya University)

1:30 PM - 1:45 PM JST | 4:30 AM - 4:45 AM UTC

[S15-03] Development of Earthquake Probability Transition Table as a Tool for Comprehension and Awareness for the Nankai-Trough Earthquake Scenarios

○Yo Fukushima¹, Tomoaki Nishikawa² (1.International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

1:45 PM - 2:00 PM JST | 4:45 AM - 5:00 AM UTC

[S15-04] Causes of Fourier Amplitude Sags at Intermediate Frequencies for Simulating Broadband Strong Ground Motions using Stochastic Green's Function Methods

○Yoshiaki Hisada¹ (1.Kogakuin University)

2:00 PM - 2:15 PM JST | 5:00 AM - 5:15 AM UTC

[S15-05] Study on rupture propagation effect of small and medium-sized earthquakes used as elemental earthquakes of empirical Green's function method

○Junpei Kaneda¹, Shinya Tanaka¹, Yoshiaki Hisada² (1.Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 2.Prof.,Kogakuin Univ.)

What are Influencing Possibilities of the Strong Vertical Impulsive Seismic Motions on Viaduct-Damages of the Tohoku-Shinkansen Railway ?

*HIROSHI MAEHARA¹

1. Geosystem Research Institute

地震時にこれまで地震計で正確には観測できていない、強力な衝撃的鉛直地震動が働き、構造物にさまざまな被害を起こしていることが、土木学会関西支部の調査研究委員会活動で明らかになりました。その報告書が昨年春に同支部よりnet上に公開されました²。地震計ではこれまでに捉える事ができない、強力な鉛直地震波動がある事を、構造物の被害状況から説明しても長年理解を得にくい状況でした。この状況を変える契機となったのは、120年程前に海震の震度階表（ルドルフの表[1898年,10段階表], シーベルグの表[1923年,6段階表]）が作られていたことと、船舶工学者から「海震で船舶が損壊する時の地震波は、疎密波である事は常識である」との指摘を紹介しつつ、構造物の特徴的な破壊状態と海震の証言等を合わせて説明ができたことです。この春には土木学会の中に超過荷重に対する課題も含め調査研究小委員会が新たに設けられました。

問題の強力な衝撃的鉛直地震動の波はどのような波かは、まだ正確には観測できていないので、被災事例や海震の証言などから、現在想像される波の形状や特徴をまとめると次のようになります。

- 1.従来の地震計では捉えられない高周波だが、破壊力を持つ疎密波である。
- 2.地震現象の主体的な面と随伴的な面の両面性を持つ波で、M6クラスの地震から破壊力を持つ波が生じる。
- 3.被害状況が線状で数km程断続する場合もあるが、多くは突き上げ力で局在波的な規模の被害を起こす。
- 4.波形の頭部は平坦な場合とか釣鐘型の形状が予想され、釣鐘型では孤立波や連立する波形が予想される。
- 5.構造物の条件・状況・形態等と衝撃的な波の状況や形態とにより、被害状況は多様性を示す。
- 6.主震時でも余震時でも何度も生じ、震源断層から遠く離れた場所でも、突き上げ力による破壊を起こす。
- 7.強力な衝撃的鉛直地震波動は主震動より、3分程後に生じる場合こともある（後発鉛直キラーパルス）。
- 8.構造物に振動でなく、突き上げ力の波動による破壊を起こすが、部材軸方向の共振を伴う崩壊も起こす。
- 9.発生原因は岩盤の割れではなく、物質の相変化が予想される。

上記のような特徴を持つ強力な衝撃的鉛直地震動の波に対して、重要構造物や施設の安全性を確保するために、真の姿を早急に把握して対策を講じることが必要です。しなしながら、大地震自体がめったに起こらず、強烈な突き上げ破壊力を持つ上に、出現状況が孤立波的な状態の場合が多いため、一度や二度の観測値でその全容を把握することは至難の業となり、容易には成果を望めません。

冒頭で述べた委員会報告書²では阪神高速神戸線の橋脚の被害状況に対して、海震の証言を考慮しながら、破壊状態を比較検討し、破壊の発生状況と経過を考察しています。さらにRC単柱の橋脚と地盤を簡易なモデルで表し、基盤層からの鉛直速度波の半波長分1波（一山の突き上げ波）を入射した場合の柱の応力度の応答を検討しました。その結果、周波数依存性があることが分かり、軸方向共振を伴う場合、最初の入射波が圧縮波で伝播する間は共振変位は生じず、次の瞬間の引張の位相になると共振する全体変位を誘起し、初めの波より数倍大きな引張応力度を生じます。次の瞬間に共振の半周期で圧縮の位相になると、絶対値で引張応答応力度の最大値を上回る圧縮応力度を生じます。すなわちRCの柱が共振現象を伴うと、見かけ上圧縮破壊をした柱でも、先に引張破壊が先行しており、その後にはたやすく押しつぶされています。柱の衝撃的な波動に対する耐力は圧縮強度ではなく、引張強度に支配されるという知見が得られました。これは大変重要な知見です。

前述の委員会報告書²では既存の地震での主な被害事例に対して、この知見と前述の9項目の特性を踏まえた新しい視点からの考察も行っています。この視点から東北新幹線高架橋の被害事例を見直してみます。

東日本太平洋沖地震で東北新幹線橋梁に被害がありました。新幹線の高架橋はRC立体ラーメン構造で橋軸方向

に3,4径間分を一橋梁とし、その橋梁間を単純桁橋で繋ぐ図1の形式が広く採用されます。被災した橋の内の一つに第1中曽根橋（北上駅北北東約7km）があり、図1はその7番目のR7橋側からR6橋を見た図です。R7橋の始点側の端橋脚（R7-1右,左）に大きな被害が出ており、図2に被害状況を示します。少し離れたR1橋の終端橋脚（R1-5）にも被害があり、その状況を図3に示します。（矢印は打ち継ぎ目位置を示します。）

R7-1の両柱はマッシュルーム型の破壊をしており、重度の被害状況ですが、上部の自重は主桁が支え、この柱の状態では荷重がかかっていません。水平地震動による慣性力が長い時間働き、この被害が生じたとする、荷重支持能力を失った段階で、この柱を壊す力は隣の柱に付加されるので、隣の柱もそれなりの損傷を生じる筈ですが、図1の通り隣の柱はほぼ無傷です。したがってこの被害原因は水平慣性力ではありません。この判断は被害調査団の判断とは異なります。強力な衝撃的鉛直地震動が局地的に働き、隣の柱と極端な被害度の差を示す典型例と見られます。R7-1柱の被害度には打ち継ぎ目の処理の不完全さが影響しています。

図3のR1-5の両柱の被害状況と似た被害で少し損傷度が軽めの被害が、三陸南地震（2003年、M7.0、D71km、太平洋プレート内地震）で起きています。図4(a),(b)はその位置図と被害状況の例です。被害は水沢江刺～盛岡間の広い範囲で断続的に生じました。図4(b)には被災柱の他に近隣の柱の状況も見られ、ほぼ無傷の状態です。一事例だけ見た段階ではわかりませんが、図4(b)、図3の2例、図2の2例と見比べてみると、局在波的な突き上げ力により柱が引張破壊を起こした状況と過程がよくわかり、詳しい解析が望まれます。



R6 橋-橋脚頭部は斜亀裂、脚頭部が破壊-R7 橋
図1 第1中曽根橋のR7橋-端橋脚とR6橋-老番側（東日本太平洋沖地震,2011）



第1中曽根橋（矢印は打継目）
図2 R7橋の第1柱頭部の破壊状況



(a)被災位置図（三陸南地震,2003）(b)被災状況
図4 橋脚被害の発生位置と被災状況



第1中曽根橋（矢印は打継目）
図3 R1橋の第5柱の損傷状況

2. 土木学会関西支部、都市直下地震での鉛直方向の免震構造に関する調査研究委員会報告書、平成31年3月
https://www.jsce-kansai.net/wp-content/uploads/2019/06/chosa_chokka_2017-2018.pdf

Movement of Victims of Tokyo City in the First Step of Disaster Reconstruction from the 1923 Great Kanto Earthquake

*MASAYUKI TAKEMURA¹

1. Nagoya University

通常、大震災が発生すれば、多くの人々が被災し、家屋を失い、自力ですぐに再建できる人もあるが、多くはすぐには難しく、ある人は親戚知人を頼って他所へ避難し、ある人は公助による仮設住宅に身を寄せ、それぞれ再起を期することになる。約100年前に発生した関東大震災は当時のGNPの36.7%もの被害を出したが、そのようななかで被災者はどのような道筋をたどって再起したのか。復興の初期段階における被災者の動向を量的につかむために、震災直後の調査結果や従来の研究成果を利用して、被害が最も大きい東京市について検討した。

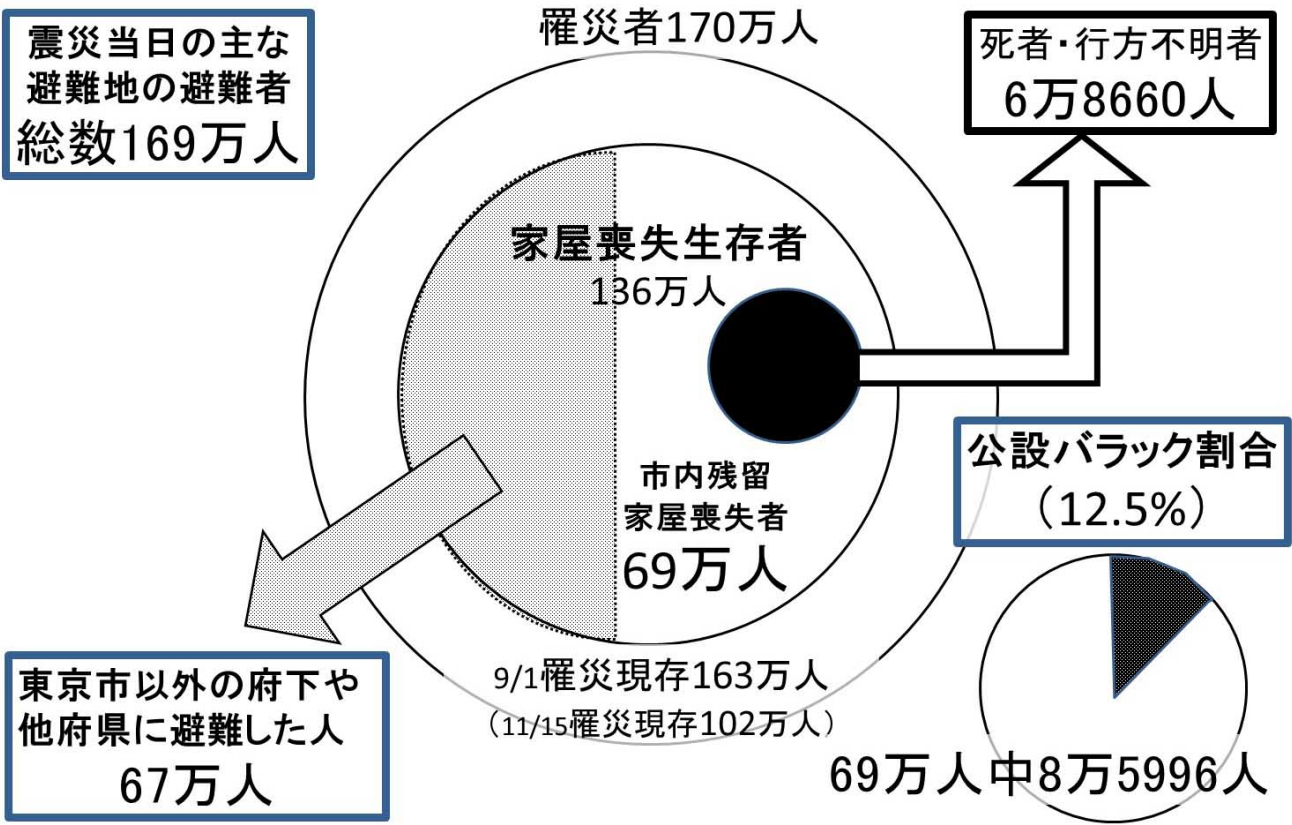
東京市(1925)『震災に因る日本の損失』によれば、震災地の1府6県(東京府と神奈川・千葉・埼玉・静岡・山梨・茨城の各県)の罹災者は約340万人、69万世帯に及んでいる。震災時の東京市の人口は約227万人でそのうち罹災者は170万人(約75%)である。このうち死者数(行方不明者も含む)は6万8660人であるので、罹災現存者は約163万人ということになる。

震災当日の市内の主な避難地の避難者数を『東京震災録』中輯(1926)から拾うと、合計で約169万人となり、先に示した罹災現存者数とほぼ同数となる。もちろんデータの性格上、精度の問題も多分にあるが、当日に限って言えば、火災による被災がほとんどであることもあり、罹災者のほぼ全てが安全な場所に避難せざるを得ず、かつ罹災者はこれら周辺の大公園などの空き地に避難するのが精いっぱいであったことがわかる。

次に、罹災現存者約163万人の内訳は全焼、全潰のほか半焼、半潰、破損(流失はゼロ)など様々であるが、そのうち全焼・全潰世帯の30万5146世帯(約143万人)をここでは家屋喪失世帯と仮定する。ただし、この中にも死者・行方不明者が含まれており、かつ諸井・武村(2004)『日本地震工学会論文集』第4巻が指摘しているように死者の大半は焼死であることから、ここではさらに死者・行方不明者の全員が家を失っていたと仮定して、実際に生存していて家を失った人(家屋喪失生存者)の数を求めると136万2494人となる。これは罹災現存者の約83%に達する。

政府の政策もあり、これらの人々の多くは、市外(東京府下や他府県)へ避難した。11月15日時点で全国一斉に行われた人口調査の結果を内務省社会局(1924)『震災調査報告』から引用すると、東京市からの避難者は66万9363人と推定され、さらに東京市内の罹災現存者は約102万人であることがわかる。東京府下や他府県へ避難するほどであるから、全てが家を失った人だと見なすと、先に求めた東京市全体の家屋喪失生存者数から、この数を差し引いて、11月15日時点で市内残留の家屋喪失者数を求めると、69万3131人となる。他府県へ避難する人のすべてが家屋喪失者であるとの仮定がやや過大であるとすれば、市内残留家屋喪失者は69万人以上ということになる。これは、罹災現存者約102万人の実に68%にあたる。

これらの人々に対して、どのくらい公的な仮設住宅(当時は公設バラック)が準備されたかについては、11月15日現在での東京市における公設バラック数の調査結果が東京市役所調査課(1924)『東京市震災状況概要』にある。それによれば、公設バラック数は2万1507世帯(8万5996人)分あったことがわかる。大きく見積っても12.6%の人しか公設バラックの恩恵に浴していなかったということになる。阪神淡路大震災など最近の地震の家屋の全壊・半壊数に対する仮設住宅の供給戸数が2-3割であると言われている[国土交通省住宅局住宅生産課(2012)]のと比較しても、その供給量の少なさがよくわかる。



Development of Earthquake Probability Transition Table as a Tool for Comprehension and Awareness for the Nankai-Trough Earthquake Scenarios

*Yo Fukushima¹, Tomoaki Nishikawa²

1. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

短期的な時間スパンでの地震発生予測の情報は、余震予測（大地震発生後の地震活動の見通しの予測）を除いて、これまで社会で実用されていなかった。「南海トラフ地震臨時情報」（以下、臨時情報）は、南海トラフ沿いにおいて大規模な地震（Mw8.0以上）の発生の確率が平時より高まったときなどに1週間～2週間単位の地震発生の見通しに関する情報である。このような情報発表の仕組みの社会での運用は、世界的に見ても類を見ない新たな試みである。

南海トラフ地震想定震源域内のプレート境界でMw8.0以上（以下、M8+地震）の地震が発生した場合（「半割れケース」と呼ばれる）と、それ以外の場合のうち監視領域内でMw7.0以上の地震（以下、M7クラス地震）が発生した場合（「一部割れケース」と呼ばれる）には、それぞれ「巨大地震警戒」と「巨大地震注意」というキーワードが付記された臨時情報が発表されることになっている。

社会のステークホルダーが臨時情報発表時に実効的な対応を取るためには、起こりうる地震発生シナリオの幅と、各シナリオが発生する確率とその不確かさの目安について理解をしておく必要がある。内閣府

（2019）には、半割れケースと一部割れケースの場合について、新たなM8+地震が7日以内に発生する見込みをISC-GEM地震カタログから算出しており、それぞれ、十数回に1回程度、数百回に1回程度の確率で起こりうるとしている。本研究では、起こりうる地震発生シナリオの幅を示すために、内閣府と同様の方法を使い、異なる時間スパンでの発生確率や、M7クラス地震が別のM7クラス地震を誘発する場合（この場合、臨時情報（巨大地震注意）が二度発表され、注意する期間が延長されることになる）などについても発生確率の算出を行うとともに、平時の発生レートを複数のモデルを用いて検討することにより、確率利得についても検討を行った。また、これらの確率と確率利得の信頼区間も評価した。

データとしては、整合性の確認のため、ISC-GEM（ver 6.0）カタログとアメリカ地質調査所のANSSカタログのふたつを用いた。M8+地震とM7クラス地震に続いてそれぞれ半径500km以内と160km以内に発生した地震を後発地震とカウントした。時間スパンとしては、1日、3日、7日、14日、3年を使用した。確率利得の計算には、ポアソン分布モデルとBPT分布モデルの両方を用いて計算を行い、比較した。

結果を表に示す。地震の発生確率が時間とともに急速に減少していく特徴や、M8+地震のほうがM7クラス地震に比べて別のM8+地震の「誘発能力」が一桁大きいといった特徴が見て取れる。このような計算結果を、より理解のしやすい表現に整理した「地震確率推移表」（仮称）としてまとめることを予定している。この推移表をステークホルダーと共有することにより、これまで必ずしも広く伝わっていなかった情報（たとえば、別の地震が誘発される可能性は地震直後が大きくその後急激に減少するといったこと）が提供されることになり、対応策を計画するうえで有用な理解や気づきを得ることができるようになると考えている。

（文献）内閣府（2019）, 南海トラフ地震の多様な発生形態に備えた防災対応検討ガイドライン【第1版】、令和元年5月、http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/pdf/honbun_guideline2.pdf

Earthquake Size	Catalogue	< 1 day	< 3 days	< 7 days	< 14 days	< 3 years
M8+	ISC (N=105)	1.9%	2.9%	2.9%	4.8%	10%
	ANSS (N=92)	1.1%	2.2%	2.2%	4.3%	9.8%
M7-class	ISC (N=1354)	0.22%	0.37%	0.59%	0.66%	1.7%
	ANSS (N=1252)	0.24%	0.40%	0.40%	0.48%	1.0%
M8+ gain (Poisson)	ISC (N=105)	6.3×10^2	3.1×10^2	1.3×10^2	1.1×10^2	3.2
	ANSS (N=92)	3.6×10^2	2.4×10^2	1.0×10^2	1.0×10^2	3
M8+ gain (BPT)	ISC (N=105)	3.0×10^2	1.5×10^2	64	53	1.4
	ANSS (N=92)	1.7×10^2	1.1×10^2	49	49	1.4
M7-class gain (Poisson)	ISC (N=1354)	73	40	28	16	0.52
	ANSS (N=1252)	79	44	19	11	0.32
M7-class gain (BPT)	ISC (N=1354)	35	19	13	7.4	0.23
	ANSS (N=1252)	37	21	8.9	5.4	0.14

Causes of Fourier Amplitude Sags at Intermediate Frequencies for Simulating Broadband Strong Ground Motions using Stochastic Green's Function Methods

*Yoshiaki Hisada¹

1. Kogakuin University

1. はじめに

小地震から大地震の波形合成を行う経験的・統計的グリーン関数法を用いて広帯域強震動計算を行う際、目標とする理論的な ω^2 モデルと比較すると、一般に大地震の震源スペクトルの振幅は中間周波数帯で大きな落ち込みが生じる（例えば文献1)）。本論文は小地震として理論的な ω^2 モデルを用いる統計的グリーン関数法を用いて、振幅スペクトルの落ち込みを4つの要因に分類し、その原因と改善法を理論的に考察した。

2. 震源スペクトルにおける中間周波数帯の振幅の落ち込みの要因と改善法

振幅スペクトルの落ち込みの4つの要因は、下記の通りである。

- (a) F 関数（小地震から大地震の要素地震のmoment rate 関数への変換関数）による中間周波数帯での振幅の落ち込み、
- (b) 低周波数と高周波数で異なる位相スペクトルを用いた波形を重ねることによる接続周波数帯での振幅の落ち込み、
- (c) 大地震の断層分割数（相似比 N の2乗個）の増大により ω^2 モデルから ω^3 モデルに漸近することによる中間周波数帯での振幅の落ち込み、および、
- (d) 大地震の断層面上の要素地震を重ね合わせる際、低周波数での N の2乗倍から、高周波数での N 倍の振幅に移行する遷移周波数帯での落ち込み、

このうち、(a)と(c)は従来から知られている「中間周波数帯」での振幅の落ち込みであるのに対し、(b)と(c)は異なる視点から振幅の落ち込みを考察しており、本報告ではそれぞれ「接続周波数帯」と「遷移周波数帯」と呼ぶ。各要因の振幅落ち込みの原因と改善法に関して、まず(a)に関しては指数関数型のF関数を用いること（例えば文献2)）、次に(b)に関しては振幅スペクトルの補正を行うこと（例えば文献3), 4)）、がそれぞれ有効であることを確認した。

一方、(c)と(d)に関する計算例として、文献1)に倣い1946年南海地震（ $M_w 8.2$ ）を想定した大地震の震源パラメータとして、 $M_0 = 1.0 \times 10^{21}$ Nm, $f_c = 0.03$ Hz, $L = W = 100$ km とする。破壊開始点は、分割した要素断層のうちで最も断層面の角点に近い要素中心点とし、 $V_r = 2.8$ km/s で断層面上を円筒状に破壊伝播させる。(c)に関しては、既存の研究から相似比 N の増大により破壊伝播が滑らかになることで振幅が低減することが知られているが（例えば文献1), 5)）、振幅の落ち込みは N が小さくても発生し、それが要素地震の破壊開始時間間隔に相当する卓越周波数よりも低周波数で必ず落ち込みが生じることを示した（図1参照、文献1)によるランダム破壊時間を考慮した場合）。

小さな相似比 N から振幅が落ち込む原因として(d)では、低周波数での要素地震のコヒーレントな重ね合わせから、高周波数でのランダムな重ね合わせに至る遷移周波数帯で振幅が N の2乗倍から N 倍に落ち込むことを理論的に明らかにし、振幅の落ち込みは要素地震の破壊開始時間の関数項に起因することを示した（図2参照）。

最後に、振幅落ち込みの実用的な改善法として、理論的な ω^{-2} モデルによる振幅補正を行う手法を提案し、図1, 2で用いた震源モデルを用いて、破壊伝播のforward, backward, middle pointにおける強震動を、統計的グリーン関数法を用いて広帯域強震動を計算した。その結果、 ω^2 モデルに基づく震源スペクトルの振幅補正を行わない場合は中間周波数帯の振幅を著しく過小評価することが分かった（図3、4参照）。

3. おわりに

本論文では統計的グリーン関数法を用いて小地震から合成した大地震の震源スペクトルは中間周波数帯で大きな振幅の落ち込みが生じる原因を整理し、その改善法を提案した。なお、本報告ではM8級の大地震を対象として検討を行ったが、M6 級程度 ($L=W=10\text{km}$) の小規模な震源モデルを用いた遠方近似解の成り立つ場合の結果検証も行い、ここで得られる結論と全く同じ結果が得られることを確認している。今後は実際の観測地震波を用いた経験的グリーン関数法にも拡張し、適用性を検討する予定である。

謝辞 本研究は工学院大学・総合研究所・都市減災研究センター（UDM）の助成で行われました。

参考文献

- 1) Irikura, K., Kamae, K., *Annali Di Geofisica*, Vol. XXXVII, N.6, 1721-1743, 1994.
- 2) Dan, K., Watanabe, T., Tanaka T., 日本建築学会構系論文集, 第396 号, pp.27-36, 1989.
- 3) 久田嘉章, SEINWEB, NTTファシリティーズ, テクニカルコンテンツ, 2010.
- 4) Hisada, Y, *J. Seismo.*, Vol. 12, pp.265-279, 2008.
- 5) 野津 厚, 地震, 第2 輯, 第56 巻, pp.337-350, 2004.

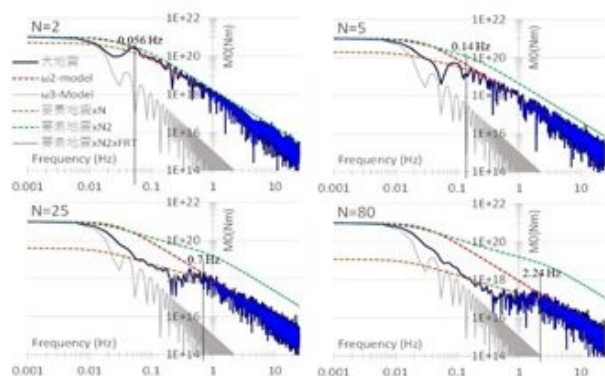


図1 相似比Nを変化させた大地震の震源スペクトルと中間周波数帯の落ち込み

大地震：統計的グリーン関数法（文献4）による震源スペクトル

ω2-model：Brune(1970)による理論的ω2モデル

ω3-model：L・W方向のユニラテラル破壊による理論的ω3モデル

要素地震×N：要素断層地震の破壊開始時間を完全なランダム和とした震源スペクトル

要素地震×N2：完全な同時破壊とした震源スペクトル

要素地震×N2×FRT：要素地震×N2に破壊開始時間関数を乗じた震源スペクトル

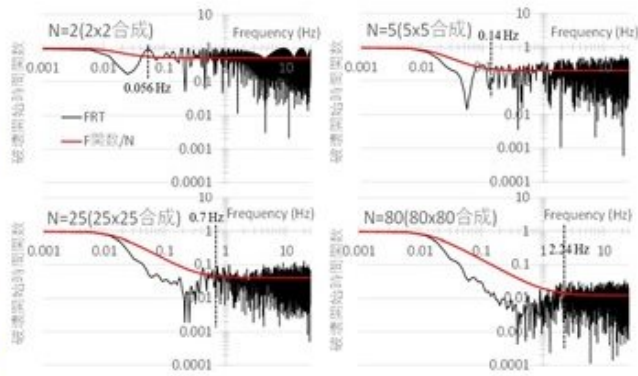


図2 破壊開始時間関数（下式）の振幅スペクトル（赤線：相似比Nで基準化した文献2による指数関数型の関数）

$$F_{RT}(\omega) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N e^{i\omega(\xi_{ij}/T_p + \varepsilon_{ij})} / N^2$$

ξ_{ij} 震源からij要素地震までの距離 ε_{ij} ランダム破壊開始時間

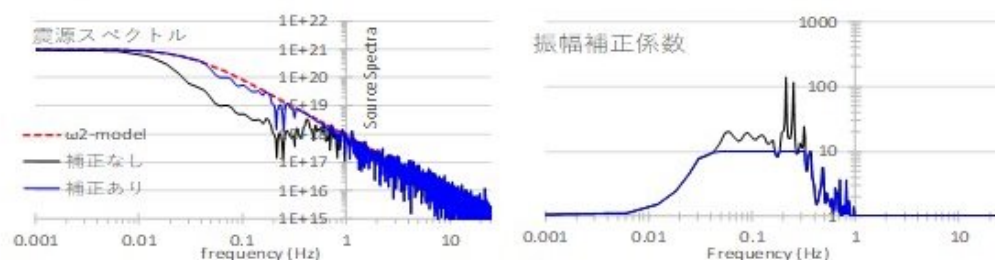


図3 中間周波数帯での振幅の落ち込みをω2モデルで振幅補正した震源スペクトル（左）と、振幅補正係数（右）。N=25を使用，振幅補正は0-1 Hzで行い，うち0.4-1.0 Hzの区間は補正係数を1まで線形に低減。

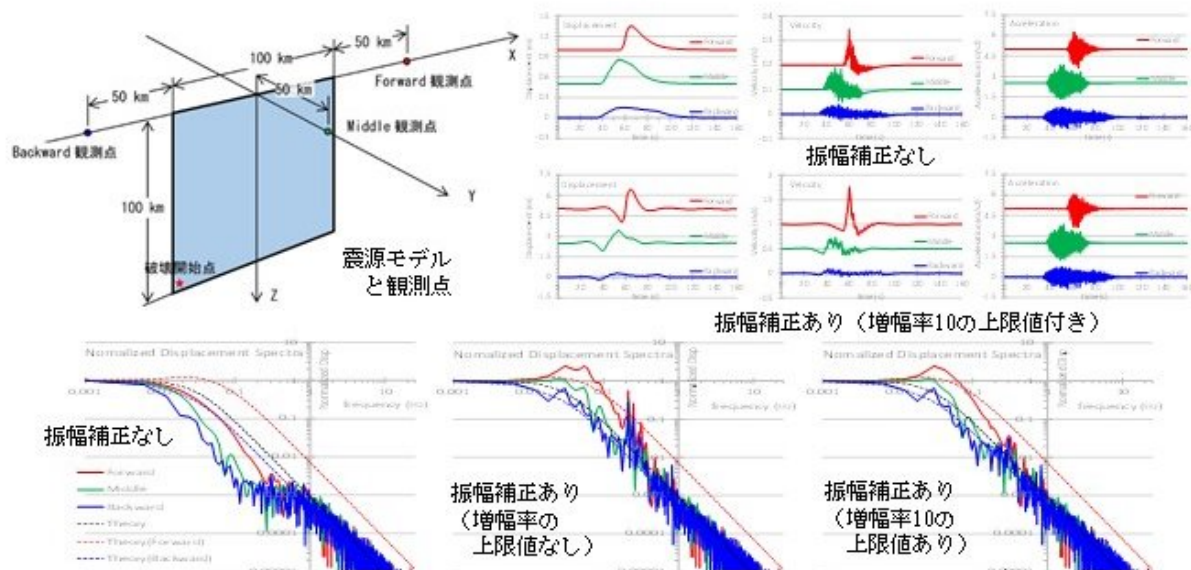


図4 統計的グリーン関数法（文献4）で用いた震源モデルと観測点（左上）、変位・速度・加速度波形（右上），および、最大振幅1で基準化した変位振幅スペクトル（下）。波形と振幅スペクトルにおいて、Forward(赤線)，Middle(緑線)，Backward(青線)に対応、スペクトルの破線は理論スペクトル。

Study on rupture propagation effect of small and medium-sized earthquakes used as elemental earthquakes of empirical Green's function method

*Junpei Kaneda¹, Shinya Tanaka¹, Yoshiaki Hisada²

1. Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 2. Prof., Kogakuin Univ.

1. はじめに

経験的グリーン関数法（以下、EGF）は過去に発生した地震の観測記録の再現に関しては実績もあり広く用いられている地震動評価手法の一つである（例えば、三宅ほか（1999））。しかし、地震動予測を行う場合、要素地震をどのように選定するか明確な基準はない。池浦（1997）では本震と要素地震の位置や地震タイプが近いことや、地震規模の差が2程度以内であることを挙げている。海溝型地震や長大断層による地震ではM8以上となることから要素地震としてM6程度の地震を用いることとなる。しかし、M6級の地震は数km程度の面積を持つことになるため、震源の破壊過程の影響が無視できない可能性がある。熊谷（2019）では2008年岩手県沿岸北部の地震（Mw6.8）の浅野・岩田（2009）による震源モデル（主たるSMGAの断層面が6km×6km）の破壊開始点をわずかに変更することで特定の方向に位置する観測点の再現性が向上することを示している。同様に断層モデルを用いて破壊伝播効果の影響について検討している研究として、例えば香川（2015）や引田ほか（2015）があるが、これらの研究で用いている断層長さは数十kmとやや大きい。一方、中村・八代（2002）は、ほぼ同一の位置・規模の2地震のスペクトル振幅比から、M5級の地震でも周期1秒以下の短周期で震源の破壊過程の影響があることを示しているが、用いられた震源の破壊過程はあきらかにされていない。

本研究では、震源の破壊過程があきらかにされているM6前後の地震を対象として、観測記録の傾向を分析するとともに、EGFによる観測記録を再現したうえで、破壊開始点や破壊伝播速度を変更した波形合成を行うことで、破壊伝播効果の影響について検討を行う。なお、本研究は破壊伝播効果の影響を含んだ要素地震を用いた波形合成が本震へ与える影響を確認することを目的としている。

2. 検討方法

本研究ではHikima and Koketsu（2005）で震源の破壊過程が求められている2004年新潟県中越地震の本震と規模の異なる4つの余震を対象とする。

初めに震源から見て異なる方位に位置する複数の観測点で得られた記録を用いてフーリエスペクトル比を算定し、破壊伝播方向との関係について整理を行う。次に、Hikima and Koketsu（2005）を基本とした特性化震源モデルを作成し、EGFにより観測記録の再現を行う。最後に破壊開始点を変更した波形合成を行い、破壊伝播効果が地震動の計算結果に与える影響をあきらかにする。

なお、本稿ではHikima and Koketsu（2005）のevent5（Mw5.9）（ここではEq.1とする）に関する検討結果を示す。また、要素地震は断層面に近い位置で発生した2004/10/27,17:15（Mw3.7）を用いた結果を示すが、今後複数用いる予定である。対象とする地震と観測点を図1、表1に示す。

3. 検討結果

3.1 観測記録のフーリエスペクトル比

図1に示す観測点を対象に算定したフーリエスペクトル比（Eq.1／Eq.2）を図2に示す。要素地震の地震規模が小さいことから対象周波数は0.5Hz～10Hzとし、Parzen Window 0.2Hzで平滑化を行った。算定したフーリエスペクトル比は、0.5Hz～2.0Hz程度で震源から観測点の方位によって違いがみられたため、ここでは破壊進行方向のforward側とそれ以外のbackward側として分けて平均値を算定している。ここで、破壊進行方向は

Hikima and Koketsu (2005) において、すべりの大きい部分が破壊開始点の南西に位置していたことから、破壊開始点から南西方向に破壊が進行すると仮定した。0.5Hz~2.0Hz程度ではforward側はbackward側の2倍程度大きくなっていることがわかる。Mw3.7の要素地震がほとんど方位性が無い点震源と仮定すると、Mw5.9程度の地震でも破壊伝播効果の影響が0.5Hz~2.0Hz程度にあらわれていると考えられる。

3.2 EGFに基づく破壊伝播の影響に関する分析

前節で示した破壊伝播効果をEGFによる波形合成で確認する。対象地点はforward側のNIGH19観測点とbackward側のNIGH08観測点、両地点の中間地点に位置するFKSH06観測点の3地点である。波形合成の手法は入倉ほか(1997)に基づいて行った。震源モデルは図3に示すHikima and Koketsu (2005) を基に特性化したモデルを用いる。なお、断層の分割数は要素地震の地震規模を考慮して再分割している。また、ここで用いる要素地震の波形はS波到達から5秒程度までとし、後続波は考慮しない。破壊開始点はHikima and Koketsu (2005) の位置と、南西側に2km移動した位置を用いる。破壊開始点を変更した評価結果を比較し、破壊伝播効果の影響を確認する。図4にEGFによる波形合成結果のEW成分を示す。上段の速度波形では特徴的な位相は再現できている。NIGH19では破壊開始点を南西へ2kmだけ移動すると位相が大きく乱れ、また、フーリエスペクトル比(EGFによる波形合成結果/Eq.2) から1Hz付近の振幅が半分程度になり、破壊伝播効果の影響が大きいことがわかる。この結果は前節のforward側とbackward側のフーリエスペクトル比の違いと概ね対応している。NIGH08地点では破壊開始点を移動したことで破壊が遠ざかる方向から近づく方向になり、振幅が増幅している。一方、FKSH06では破壊開始点を変えたことによる破壊伝播効果の影響は小さい。破壊進行方向に直交する地点のためと考えられる。

4. 今後の検討方針

今後はHikima and Koketsu (2005) の異なるイベントと要素地震で同様の検討を実施し、さらに破壊伝播速度を変えた場合の計算を行い、破壊伝播効果の影響を評価したいと考えている。また、要素地震の切り出し時間を変えて、表面波が多く含まれる後続波が波形合成の過程でコヒーレントに重なり合う場合の影響についても調べる予定である。

謝辞

防災科学技術研究所による地震記録を使用させていただきました。東京電力ホールディングスの引間和人博士には、2004年新潟県中越地震本震、及び余震の震源インバージョン結果をご提供頂きました。東電設計(株)南雲秀樹氏には適切なお助言をいただきました。図の作成にあたっては国土地理院の地理院地図とGMTを使用しました。ここに記して、お礼を申し上げます。

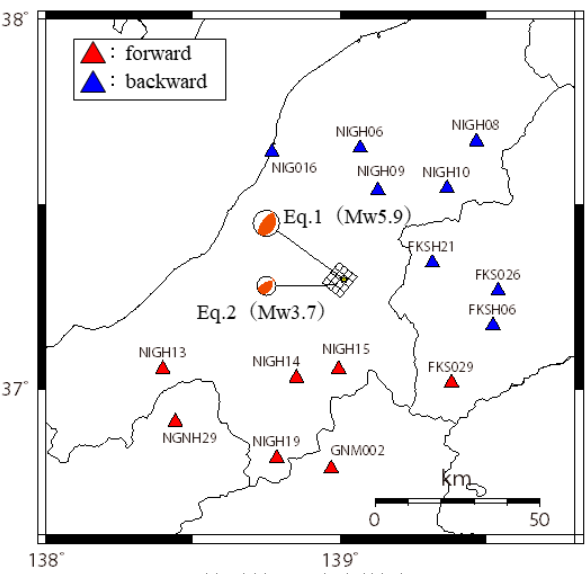


図1 検討地震と観測地点

表1 検討地震の諸元

No	date	Mw	Dep ^{※1} [km]	M0 ^{※1} [dyne・cm]	σ [MPa]
Eq.1	2004.10.27.10:40	5.9	11	6.34×10 ²⁴	8.7 ^{※2}
Eq.2	2004.10.27.17:15	3.7	11	4.50×10 ²¹	1.5 ^{※3}

※1: F-netより設定
※2: 神原・ほか(2006)より設定
※3: 試行錯誤的に求めた推定値

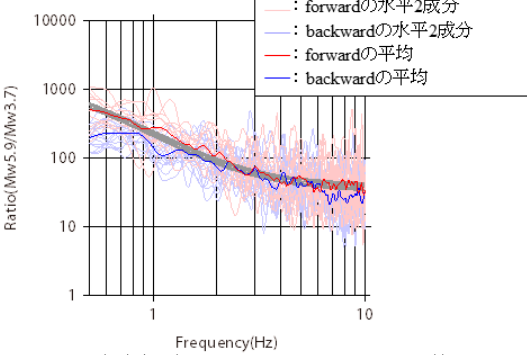
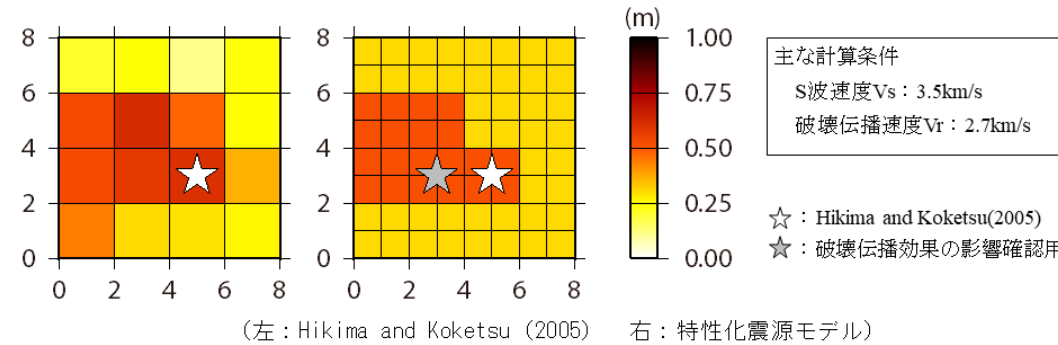


図2 観測記録のフーリエスペクトル比



(左: Hikima and Koketsu (2005) 右: 特性化震源モデル)

図3 Eq.1の震源モデル

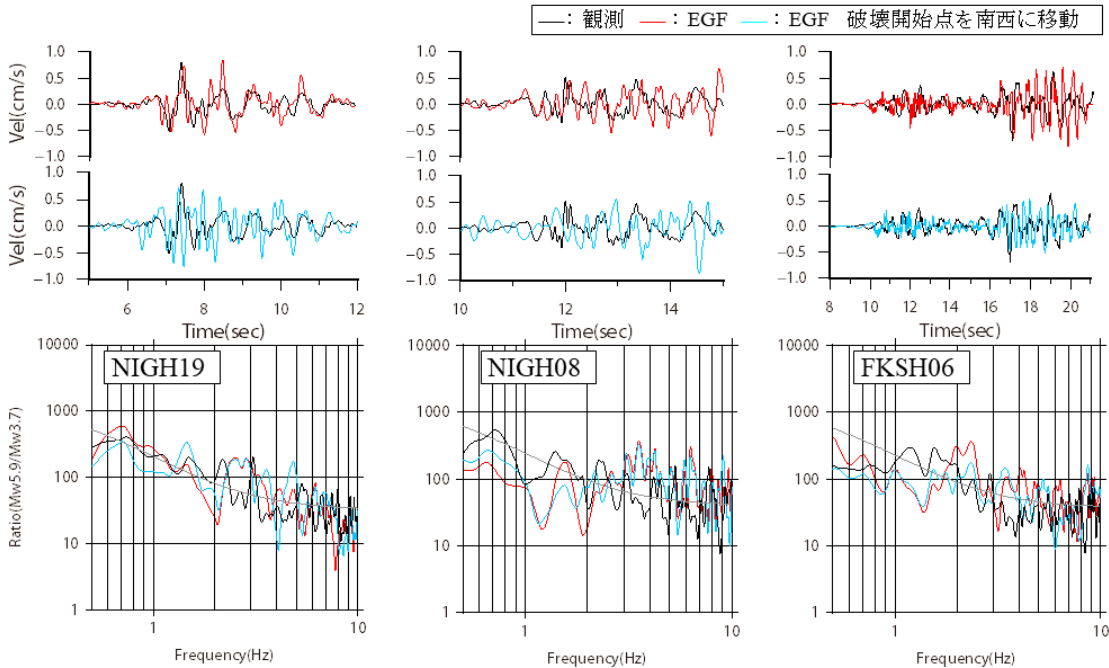


図4 EGFによるEW成分の波形合成結果

Room A | Regular session : S15. Strong ground motion and earthquake disaster

📅 Thu. Oct 29, 2020 2:30 PM - 3:30 PM JST | Thu. Oct 29, 2020 5:30 AM - 6:30 AM UTC | 🏠 ROOM A
[S15]M-2

chairperson:Seiji Tsuno(Railway Technical Research Institute), chairperson:Ryuta Imai(Mizuho Information & Research Institute, Inc.)

2:30 PM - 2:45 PM JST | 5:30 AM - 5:45 AM UTC

[S15-06] Improvement of IPF method with utilization of Hi-net

○Keishi Noguchi¹, Naoki Hayashimoto¹, Koji Tamaribuchi², Yuki Kodera² (1.Japan Meteorological Agency, 2.Meteorological Research Institute)

2:45 PM - 3:00 PM JST | 5:45 AM - 6:00 AM UTC

[S15-07] Applicability of on-site P-wave earthquake early warning to the 2016 Kumamoto earthquake and the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake

○Seiji Tsuno¹, Katsutomo Niwa² (1.Railway Technical Research Institute, 2.JR Central Consultants Company)

3:00 PM - 3:15 PM JST | 6:00 AM - 6:15 AM UTC

[S15-08] A sample generation of scenario earthquake shaking maps via modal decomposition and empirical copula

○Ryuta Imai¹, Naoki Kasui¹, Asako Iwaki², Hiroyuki Fujiwara² (1.Mizuho Information & Research Institute, Inc., 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

3:15 PM - 3:30 PM JST | 6:15 AM - 6:30 AM UTC

[S15-09] Toward application of large-scale numerical simulation of earthquake generation, wave propagation and soil amplification into comprehensive earthquake damage estimation

○Takane Hori¹, Tsuyoshi Ichimura², Kohei Fujita², Ryoichiro Agata¹ (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Improvement of IPF method with utilization of Hi-net

*Keishi Noguchi¹, Naoki Hayashimoto¹, Koji Tamaribuchi², Yuki Kodera²

1. Japan Meteorological Agency, 2. Meteorological Research Institute

1. はじめに

緊急地震速報の震源推定手法の1つであるIPF法 [溜淵・他(2014)] は、同時多発地震による観測データを適切に分離して処理できるという利点がある。一方で、IPF法は気象庁観測点、海底地震計、KiK-netの一部を使用しており、観測点密度の高いHi-netを使用した着未着法 [Horiuchi *et al.*(2005)] と比べると、内陸地震において迅速性と震源精度に課題があった。そこで本発表では、IPF法の迅速性と震源精度の改善のために、気象庁ヘリアルタイム伝送されているHi-netのデータをIPF法で活用することについて検討を行った結果を報告する。

2. 検討内容

Hi-netをIPF法で活用するため、以下の検討を行った。

a. Hi-net速度波形をIPF法の入力データにするための処理

Hi-net速度波形に加速度変換フィルタ [小寺(2019)] を適用して加速度波形に変換し、トリガ処理とその品質管理、震央方位解析 [横田(1985)]、及び震央距離解析 [Okada *et al.*(2003)、東田・他(2004)] など、気象庁加速度計と同様の波形解析処理を行った。

b. IPF法で多観測点処理を行うための高度化

観測点増加に伴って課題となる計算負荷を軽減するため、尤度計算に使用する観測点を最尤地点近傍に限定する観測点選別処理を追加した。加えて、非選別観測点の同一判定についても、「全パーティクルとの同一判定」の代わりに「尤度の重心との同一判定」を行うことで計算負荷の軽減を図った。また、品質管理異常となった観測点や、ノイズレベルが高くトリガしない観測点の未トリガ情報により、震源推定精度が低下することを避けるため、それらの観測点を”非選別”とすることで、未トリガ情報が疑わしい観測点を尤度計算から除外するロジックを追加した。

3. 結果

2018年に緊急地震速報を発表した898事例について検証を行った。Hi-net速度波形の加速度変換及び波形解析を行った結果、気象庁加速度計の波形解析結果（トリガ、震央方位、震央距離、振幅）と比較して大きな差異は認めなかった。これらの波形解析結果と気象庁観測点の波形解析結果を用いて、IPF法による震源推定を行った結果、既存のIPF法と比較すると、陸域の地震で第1報発表時刻の迅速化及び震源精度の向上が見られた。同様に、Hi-netを使用した着未着法と比較しても、ほとんどの事例で同等の精度で震源を推定できることがわかった。また、品質管理異常となった観測点や、ノイズレベルが高くトリガしない観測点を”非選別”とし、震源近傍での未着観測点の影響を軽減することで、尤度分布が収束し震源推定精度が向上することがわかった。

以上のように、Hi-netを活用したIPF法の高度化により、震源推定の迅速化と精度向上が可能となった。ただし、一部の深発地震、及び観測網の端で発生した地震については、特に震源推定初期段階においてIPF法の震源推定精度がやや低くなる場合があった。また、速度Mを使用している着未着法と比較すると、第1報発表時刻が遅い事例も多いことがわかった。今後はこれらに対応するため、IPF法の推定震源を用いた緊急地震速報の発表に速度Mを使用することなどについても検討を行う。

[謝辞]

本発表では気象庁観測点のデータのほかに、MOWLAS (Hi-net、S-net、DONET、KiK-net) のデータを利用しました。記して感謝いたします。

Applicability of on-site P-wave earthquake early warning to the 2016 Kumamoto earthquake and the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake

*Seiji Tsuno¹, Katsutomo Niwa²

1. Railway Technical Research Institute, 2. JR Central Consultants Company

P波オンサイト早期地震警報の実用化を目的として、2016年熊本地震と2018年北海道胆振東部地震の際に取得された地震データに対して、S波/P波のスペクトル比および最大振幅比を利用したP波オンサイト早期地震警報(津野・宮腰, 2019)の適用性を検証した。本手法を震源近傍で観測された地震データに適用する際は、十分なTs-p時間を確保することができないため、短時間のデータ・ウィンドウを利用してP波からS波を予測する必要がある。そこで、本研究では、異なるデータ・ウィンドウによる予測値と観測値の残差を評価し、短時間のデータ・ウィンドウの適用可能性について検討した。また、震源近傍で観測された地震データでは地盤の非線形性が現れる場合があるため、限られたデータ数ではあるものの、2016年熊本地震と2018年北海道胆振東部地震の本震データから、地盤の非線形性による本手法の予測精度について検討した。

震源域近傍で観測された2016年熊本地震の余震データを使用して、S波/P波のスペクトル比とP波スペクトルを掛け合わせることで、熊本平野で観測された地震のP波スペクトルからS波スペクトルを適切に予測できることを確認した。使用するデータ・ウィンドウ長の検討を行った結果、P波到達後0.6秒のデータ・ウィンドウ長で本手法の精度を確保できることを確認した。また、S波/P波の最大振幅比とP波最大値を掛け合わせることで、震源近傍で観測された地震データに対して、P波到達後1秒以下のデータ・ウィンドウ長で本手法を適用可能であることを確認した。

2016年熊本地震におけるKMM16(益城)と2018年北海道胆振東部地震におけるIBUH03(厚真)・IBUH01(追分)の本震データによるS波/P波の最大振幅比と余震データによるそれらを比較検討した。使用した地震データはKiK-net観測点で取得されたデータであり、地表/地中のS波振幅比とも併せて検討した。その結果、IBUH03では、本震データにおいて明瞭な地盤の非線形性による地表/地中のS波振幅比の低下が示されるものの、S波/P波の最大振幅比は余震データのそれらと大きな違いは見られなかった。震源の違いによる影響の方がサイトの違いによる影響よりも大きいため、2018年北海道胆振東部地震におけるIBUH03の予測値は本手法全体(震源・伝播・サイト)の誤差範囲に含まれたと考えられる。2016年熊本地震におけるKMM16(益城)と2018年北海道胆振東部地震におけるIBUH01(追分)の本震データについても同様の傾向が見受けられた。

A sample generation of scenario earthquake shaking maps via modal decomposition and empirical copula

*Ryuta Imai¹, Naoki Kasui¹, Asako Iwaki², Hiroyuki Fujiwara²

1. Mizuho Information & Research Institute, Inc., 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

背景：震源シナリオの不確定性による地震ハザード評価におけるばらつきの定量化のためには、多数のシナリオに基づくシミュレーションを実行して、標本データとしての計算結果を蓄積することが重要である。しかしながら、ひとつのシナリオに対する地震波動伝播シミュレーションを実行するためにはスパコンのような大きなリソースが必要であり、標本データとしての計算結果を蓄積することは容易ではない。本報告では、既にあるシナリオ地震動予測結果を利用して、まだ設定されていないシナリオに対する地震動予測結果を簡便に生成する方法を提案する。

提案手法と関連研究：提案手法の一つ目のポイントは、既に蓄積されている標本データとしての計算結果にモード分解を施すことによって、計算結果の観測点依存成分であるモードシェイプとシナリオ依存成分であるモード座標を抽出することである。シナリオとそのモード座標を同一視することによって、あるシナリオと別のシナリオを補間することが可能となる。提案手法では、この補間によってシナリオ地震動予測地図のサンプルを生成する。一方、シナリオには不確かさが含まれており、地震動予測のシナリオ依存成分であるモード座標は確率変数と見なすことができる。シナリオの補間によって地震動予測の候補を生成するとき、この確率分布に従ってサンプリングしなければ、地震ハザード評価を歪める可能性がある。提案手法の二つ目のポイントは、モード座標が誘導する確率分布に従ってシナリオの補間の頻度を設定することである。シナリオ地震動予測結果のモード分解を実施している先行研究として、能島・他(2018)がある。能島・他(2018)では、シナリオ地震動予測地図の地震動分布の空間相関の特性を明らかにすることを目的としてモード分解を適用する方法が提案されている。一方、我々の提案手法は能島らの方法の延長線上に位置づけられるが、地震動分布の不確かさの確率分布に着目するところに特徴がある。我々の動機は、これまでに蓄積された地震動予測結果を利用しつつ、まだ設定されていないシナリオに対する地震動予測結果を簡便に生成して地震ハザード評価に適用することである。従って、まだ設定されていないシナリオに対する結果を生成するだけでなく、その発生頻度を説明できるような方法を提案することが目的である。

方法：地震動予測地図の面的分布をデータ行列として格納する。即ち、データ行列の縦方向を観測点、横方向をシナリオとして、各シナリオの各観測点における地震動強さを要素とする行列を考える。データ行列の固有直交分解を考えることによって、データ行列の各列ベクトルを主要なモードシェイプベクトルで展開することができる。このときの展開係数を並べたものがモード座標ベクトルである。モード座標はシナリオ依存成分を表していることから、確率変数とみなすことができる。モード座標を確率変数とみなす場合、シナリオの不確かさが地震動強さ分布に及ぼす影響の確率的な特徴はモード座標の確率分布に反映されると考えられる。とくに、シナリオの影響の頻度が周辺分布に反映されるだけでなく、異なるモード同士の確率的な依存関係が同時分布に反映されると考えられる。従って、確率変数とみなしたモード座標の同時分布を検討する必要があると考えられる。各モードのモード座標とその周辺累積分布関数の合成関数は一様分布に従う確率変数を定める。コピュラとは、この一様分布に従う確率変数ベクトルの同時累積分布関数のことである。大雑把に述べるならば、コピュラとは、モード毎の確率的な特徴を周辺累積分布関数に押し付けて、異なるモード同士の確率的な依存関係のみを表現するものと言える。本報告では、経験コピュラを採用することとした。

計算結果：まず、せん断食い違い型点震源のラディエーションパターンのモード分解を実施して、本提案手法が多数のシナリオ結果に通底する特徴を抽出する能力があることが示された。更に、各モードのモード座標は独立ではなく、特定の依存関係があることが確認された。換言すれば、モード座標を生成する場合に然るべき

依存関係を満足するようにサンプリングしなければ、たとえ無相関なサンプリングをしても、現実には存在し得ない結果を生成してしまったり、存在し得たとしても発生頻度を歪めたりする可能性があることを示唆している。次に、実際のシナリオ地震動予測地図に対してモード分解を適用して、まだ設定されていないシナリオに対する地震動予測結果を簡便に生成できることを示した。更に、生成する地震動予測結果にバリエーションを与える方法を試みた。コピュラを評価することによって、各モード個別の確率的な性質とモード間の依存関係を独立に議論することができ、モード間の依存関係を調節することで地震動予測結果のバリエーションを制御することができた。

Toward application of large-scale numerical simulation of earthquake generation, wave propagation and soil amplification into comprehensive earthquake damage estimation

*Takane Hori¹, Tsuyoshi Ichimura², Kohei Fujita², Ryoichiro Agata¹

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

スーパーコンピュータ「富岳」の2020年度の運用開始に伴い、「富岳」を用いた成果を早期に創出することを目的として、文部科学省により「富岳」成果創出加速プログラム（2020～2022年度）が設置された。その課題の一つとして、著者らが中心となって申請した「大規模数値シミュレーションによる地震発生から地震動・地盤増幅評価までの統合的予測システムの構築とその社会実装」が採択された。著者らは前身課題であるポスト「京」重点課題において、富岳の計算性能を最大限活用できるような有限要素計算アプリケーションの開発に取り組んできた。重点課題において開発された地震動解析プログラム「E-wave FEM」は、四面体二次要素を用いた陰解法と高性能前処理による反復解法を組み合わせた弾性波動方程式の求解により、複雑地盤における地震動解析を精度よく、安定に、かつ高速に行うことができる計算アプリケーションである。本アプリケーションは、国の被害想定における長周期地震動評価のための手法高度化のニーズと合致していたため、重点課題の頃から国の被害想定への適用を目指した委員会での検討に組み込まれてきた。本課題においては、「富岳」でしかできない規模の地震動計算によって精度保証をした上で、国の被害想定における地震動評価で実際に用いられるようにすることが目標となる。さらに、開発した計算アプリケーション群を実務で活用するための環境整備を進め、建築・土木系企業等が、国の想定と同等の計算ができる仕組みを構築することも計画しており、5つの企業が本課題に連携機関として参画している。このように、高性能計算を活用した計算アプリケーションによる数値シミュレーションを、政策判断や実務等に活用するための基礎を築くことが、本課題の目指すところである。

プロジェクトの立ち上げからこれまでのところ、国の被害想定における長周期地震動評価に必要な計算を今年度中に遂行するための準備を進めている。まず「富岳」の実機を用いて、E-wave FEM・STRIKEなどに共通する有限要素解析ソルバー部分の計算で「富岳」の性能が引き出されるように、計算科学・計算機科学の最先端技術を駆使したコード改良を継続中である。さらに、E-wave FEMと国の被害想定において従来用いられてきた有限差分法の数値解をベンチマークテストで比較することで、E-wave FEMを被害想定のためのツールとして採用するメリット等を整理している。また、E-wave FEMを連携企業が実務で使いやすいツールとするため、マニュアル、プリポスト処理用計算機とツール群の整備など、環境整備構築も進めてきた。今年度後半には連携企業の計算チュートリアルを行い、実装されている機能に対するフィードバックをうけて、さらに環境整備を改善していく計画である。STRIKEについても、重点課題からの共同研究をさらに発展させ、企業ごとのニーズを踏まえた非線形地盤増幅計算を「富岳」で実施する準備を進めている。

さらに、津波初期水位推定や南海トラフプレート境界面固着度推定などを目的として、地震動解析コードとほぼ共通の有限要素解析ソルバーを用いた、弾性・粘弾性地殻変動の大規模計算コードE-cycle FEMの開発も進めている。こちらは、「富岳」でしかできない規模として、全球スケールの3次元不均質構造を考慮した弾性・粘弾性地殻変動計算により、参照解を得ることを目指す。そして、この参照解との比較により精度保証したグリーン関数を提供することで、国の被害想定のもとになる地震・津波シナリオの事前評価や、地震発生・準備過程ならびに津波発生過程の現状把握・推移予測・即時予測の高度化に貢献する。

Room A | Regular session : S15. Strong ground motion and earthquake disaster

📅 Fri. Oct 30, 2020 9:00 AM - 10:15 AM JST | Fri. Oct 30, 2020 12:00 AM - 1:15 AM UTC | 🏢 ROOM A
[S15]AM-1

chairperson:Susumu Kurahashi(Aichi Institute of Technology), chairperson:Masatoshi Miyazawa(DPRI, Kyoto Univ.)

9:00 AM - 9:15 AM JST | 12:00 AM - 12:15 AM UTC

[S15-10] Estimation of fault slip distribution using back propagation calculation of seismic waves by data assimilation - Numerical experiments

○Shibata Yugo¹, Furumura Takashi¹ (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

9:15 AM - 9:30 AM JST | 12:15 AM - 12:30 AM UTC

[S15-11] Near-field Observations and Slip Distribution for the 2014 Orkney, South Africa Earthquake

○James Mori¹, Tatsunari Yasutomi¹ (1.DPRI Kyoto University)

9:30 AM - 9:45 AM JST | 12:30 AM - 12:45 AM UTC

[S15-12] Generation of long period velocity pulses near surface fault during the 2008 Wenchuan earthquake

○Susumu Kurahashi¹, Kojiro Irikura¹ (1.Aichi Institute of Technology)

9:45 AM - 10:00 AM JST | 12:45 AM - 1:00 AM UTC

[S15-13] Ground motion prediction equations for PGAs and PGVs from strong motion generation areas of a megathrust earthquake

○Masatoshi Miyazawa¹, Ryota Kiuchi^{2,3}, Kazuki Koketsu⁴ (1.DPRI, Kyoto Univ., 2.Graduate School of Science, Kyoto Univ., 3.Kozo Keikaku Engineering Inc., 4.ERI, Univ. of Tokyo)

10:00 AM - 10:15 AM JST | 1:00 AM - 1:15 AM UTC

[S15-14] Comparison of seismic motions in Hokkaido from intraslab, interplate, and outer-rise earthquakes of Northeastern Japan

○Yasumaro Kakehi¹ (1.Graduate School of Science, Kobe University)

Estimation of fault slip distribution using back propagation calculation of seismic waves by data assimilation - Numerical experiments

*Shibata Yugo¹, Furumura Takashi¹

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

はじめに

一般に、大地震の震源断層すべり分布の推定は、地震波伝播のグリーン関数を用いたインバージョン解析に基づき行われる。これに対し、地震アレイ観測の波形データから震源断層すべり分布を直接イメージングする Back Projection (BP) が、近年、2004年スマトラ島地震 (Ishii et al, 2005) や東北地方太平洋沖地震 (Naercklin et al., 2012) などの巨大地震の震源過程解析に活用されるようになった。BPでは、仮定した断層面上の各点からの地震波放射に対応する見かけ速度でアレイ記録をスタッキングし、断層面上のエネルギー放射領域の時・空間変動を推定するものである。

さらに、アレイ観測記録を運動方程式の時間反転計算により震源に向けて発震時まで逆伝播させることで震源イメージングを行う Time reversal seismic source imaging (TRI) の近地・遠地アレイ観測データへの適用が Larmat et al. (2006) らによって提案されて以来、2004年スマトラ島地震 (Larmat et al., 2006) や氷河の崩壊に伴う地震 (Larmat et al., 2008)、火山性微動 (Larmat et al., 2009) など各種の震源のイメージングへの活用を通して有効性が示されてきた。TRIでは、3次元地震波伝播シミュレーションに大きな計算資源を必要とするが、不均質な伝播経路の影響を考慮して、全波形記録の震源に向けた逆伝播を行うことで、震源イメージングの高解像度化が期待できる。しかし、Kremers et al. (2011) は各種数値実験に基づき TRI は点震源のイメージングには有効だが、その空間分解能、特に深さ方向の解像度に限界があり、大地震の地震断層すべり分布推定への適用は困難であると述べている。

データ同化を用いた新しい TRI

前述の TRI では、地震波逆伝播計算にアレイ観測波形を直接または空間補間して入力される。このとき、観測点間隔が地震波の波長に比べて十分小さくないと球面状にばらばらに広がる波動場からは逆伝播波動場が適切に再構築されない。また、地震波逆伝播計算から求められる波動場は、観測点の位置で観測波形に完全に置き換えられるため、スムーズな波動場が再構築されにくい問題もある。

そこで本研究では、TRI にデータ同化の仕組みを導入し、逆伝播計算の結果と観測データが持つ誤差分布を考慮して適切に同化することでこの問題を解決し、逆伝播波動場を適切に再構築して震源イメージングの空間解像度を高めることを試みた。データ同化手法には、近年の津波 (Maeda et al., 2015) や地震波 (Hoshiaba and Aoki, 2015; Furumura et al., 2019; Oba et al., 2020) の予測で広く用いられる最適内挿法を利用した。データ同化を用いた TRI は、既に古村・前田 (2020) によって、中小地震の点震源のイメージングに適用され有効性が示されている。本研究では、これを大地震の断層すべり分布解析への適用に向け、その有効性を数値実験により検討した。

地震断層すべりイメージングの数値実験

まず、データ同化 TRI の数値実験に用いる理論地震波形を 2 次元差分法計算により用意した。計算領域は、南海トラフを南北に横断する三重県沖～日本海の 650 km×50 km の範囲とし、JIVSM (Koketsu et al., 2012) を用いて、堆積層・地殻・マントル構造とフィリピン海プレートを組み込んだモデルを用意した (図1)。設定した 36 km×12 km の震源断層モデルには 2 つのアスペリティを設定し、右下のアスペリティは、左上のおよ

そ9/10の大きさである（図1 赤の長方形）。破壊開始点は断層中心に置き、破壊伝播速度 $V_r=3.2$ km/sで断層面上の各格子点から地震波を放射させた。断層メカニズムは鉛直縦ずれ断層とし、地震発生から145秒間の地震波形を計算した。

次に、TRIの数値実験では時間を反転させた2次元差分法計算により、約10 km間隔の観測点から地震波を逆伝播させた。ここで、地震波動場の誤差分布が相関距離20 kmのガウス分布に従うと仮定し、また観測波形と計算結果の誤差の大きさが同程度であると仮定して、最適内挿法の重み関数を設定した。

データ同化を用いたTRI計算により得られた地震断層すべりイメージを図2に示す。ここでは、TRIの各時間ステップにおいて差分計算の各格子点の弾性エネルギーを求め、上位5格子点の合計エネルギーが最大となった時刻（4.5秒）での弾性エネルギーの分布を図示している。与えた断層すべりモデル（図1）と比較して、2つのアスペリティが分離した断層すべり分布のイメージングが適切に行われていることが確認できる。これに対して、データ同化を行わない、従来のTRIから求められた地震断層すべりイメージは、アスペリティを解像できずKremers et al. (2011)が指摘したとおりの結果となった。

なお、本実験では簡単のために、地震断層すべりの時間変化を考慮せず、弾性エネルギーが最大となった時刻の地震断層すべりを推定したが、巨大地震の震源解析では、断層すべりの時・空間的变化のイメージングが必要である。また、用いる地震波の周波数帯や観測点密度、またデータ同化パラメータがTRIの時間分解能に影響することが考えられる。数値実験によりこれらを確認し、大地震の実観測データを用いたTRIの有効性の検証を行う必要がある。

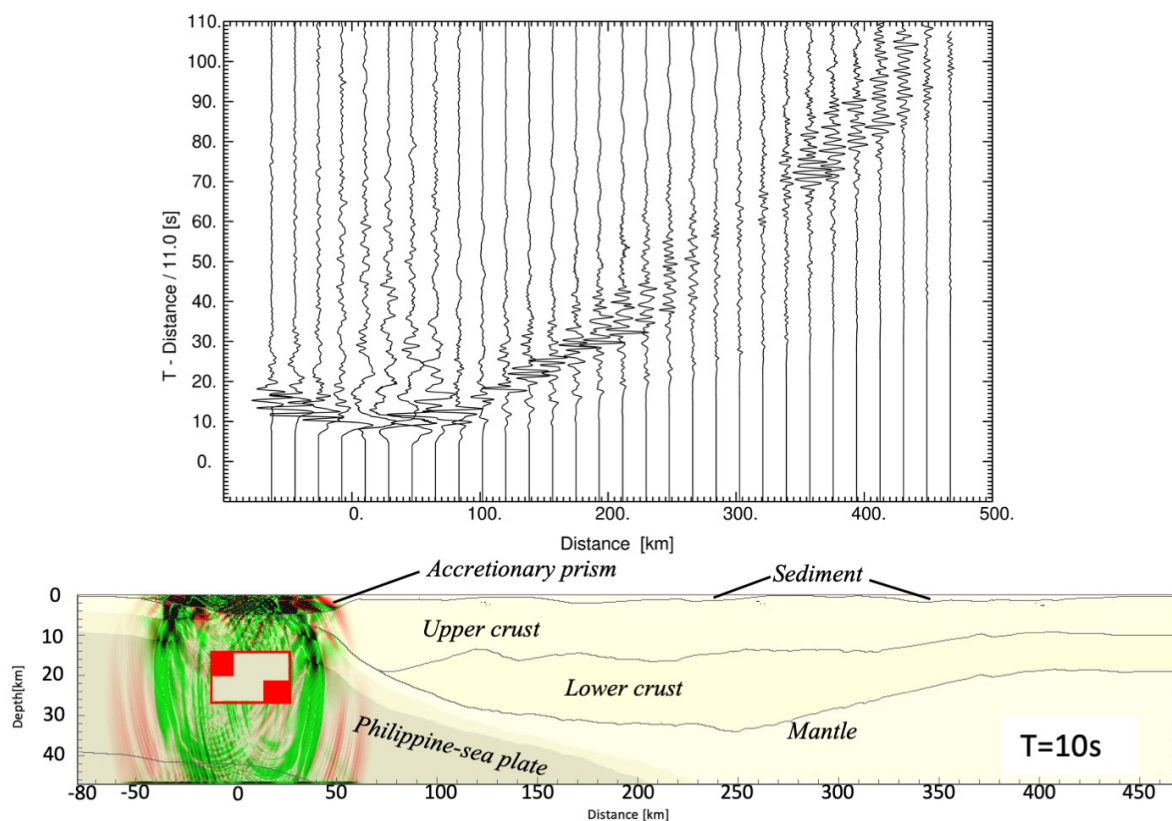


図1. Forward計算で得られた、地表観測点の地震波形水平動成分（時間スケールは11 km/sでReduce）、及び発震時刻から10秒後の波動場のスナップショット（赤はP波、緑はS波を表す）。赤の長方形では、震源断層面と地震モーメントを示している。

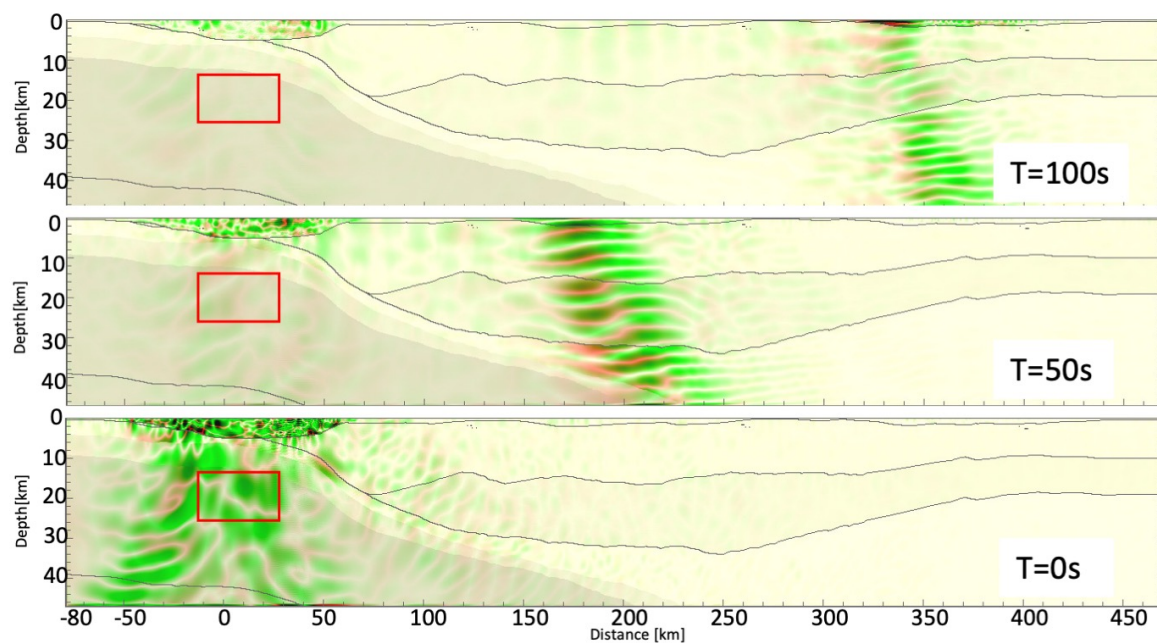


図2. 時間反転運動方程式の計算による逆伝播波動場のスナップショット。発震時刻から100 s, 50 s, 0 s（発震時）の波動場を表す。赤の長方形は断層震源の位置を表す。

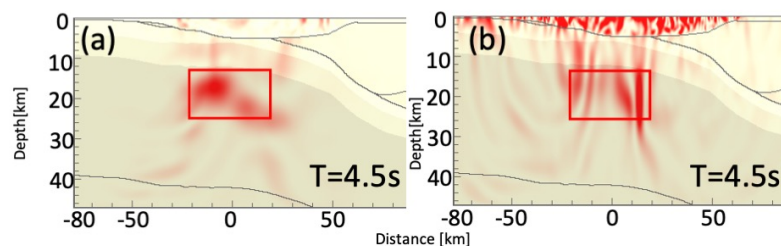


図3. 逆伝播波動場の弾性エネルギーの最大時刻（発震時から4.5秒後）のエネルギー分布。(a) データ同化を用いたTRI計算の結果、(b) データ同化を行わない場合。赤の長方形は断層震源の位置を表す。

Near-field Observations and Slip Distribution for the 2014 Orkney, South Africa Earthquake

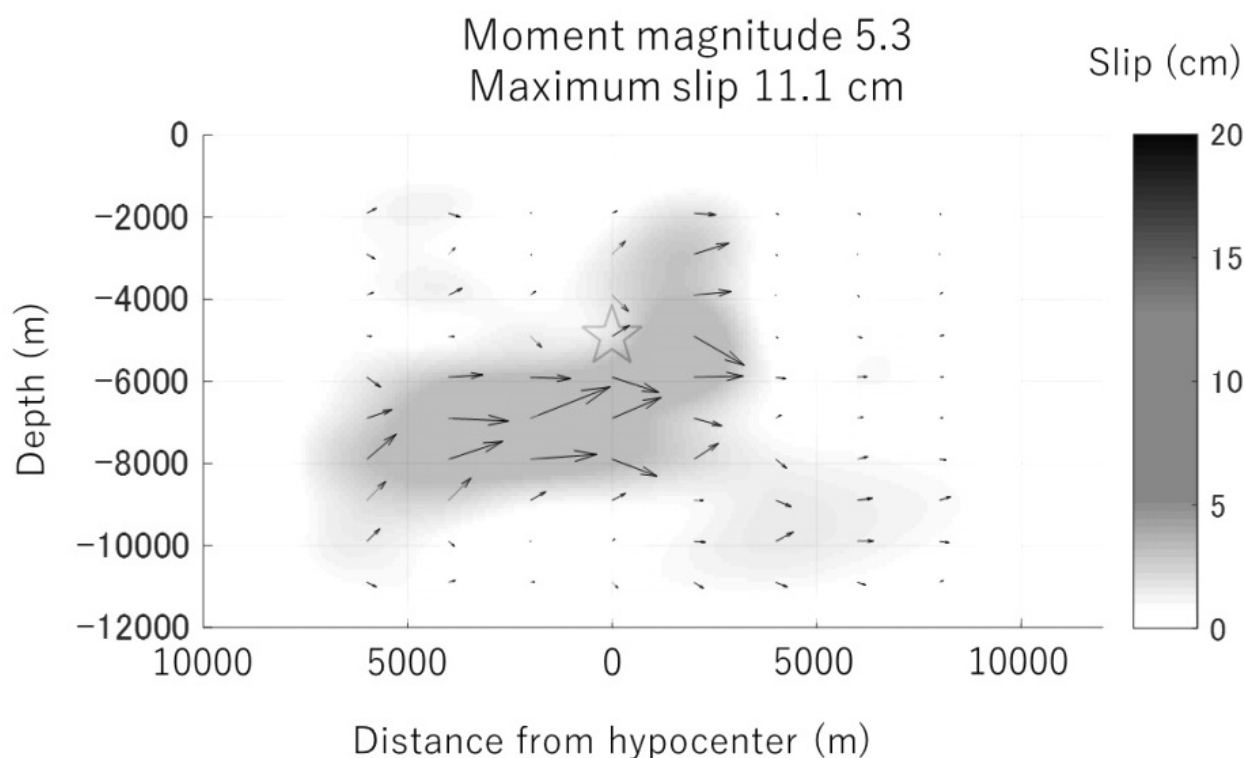
*James Mori¹, Tatsunari Yasutomi¹

1. DPRI Kyoto University

We examined the near-field records for the 2014 Orkney earthquake, Mw5.5, to infer source properties for this moderate-sized earthquake. The event was the largest recent earthquake associated with the deep gold mines of the region. Different from usual normal-faulting events that are induced on known structures of the mines, the M5 earthquake took place significantly below the mining horizon with a strike-slip mechanism on an unknown geologic structure. Seismic activity close to the Moab Khotsong and Great Norigwa mines is very well monitored by instruments installed on the surface and in the mine tunnels. The high sample-rate, 6 khz, geophones installed in the mine at depths of 1 to 3 km provide high-quality recordings of the mainshock and aftershocks.

The waveforms show that there is a small foreshock, about M1.8, located 1.6 km south of the mainshock hypocenter and at 0.6 sec before the mainshock. There is no evidence of any unusual character of the foreshock, or any significant deformation between the foreshock and mainshock.

Using lower frequency data, lower than 2.0 hz, the nearfield waveforms can be modeled using a finite fault slip inversion. The results show a slip distribution with two main patches of larger slip. One is located slightly shallower than the hypocenter to the north and another located slightly deeper than the hypocenter to the south. The area of the fault plane is relatively large for a M5 earthquake and this gives a rather small static stress drop.



Generation of long period velocity pulses near surface fault during the 2008 Wenchuan earthquake

*Susumu Kurahashi¹, Kojiro Irikura¹

1. Aichi Institute of Technology

2008年中国四川省を震源としたWenchuan earthquake (Mw8.0)が発生した。この地震では、地表地震断層が200 km以上に渡って現れ、最大で水平成分で4.9m、上下成分で6.5mの断層変位が確認されている (Yu et al, 2010)。また、既往のInSARによる地殻変動結果や波形インバージョン結果では、断層の北部と南部では傾斜角が異なるモデルが設定され解析がなされるなど、断層形状が複雑であることが示唆されている。(例えば国土地理院;2008, Koketsu et al.;2008)。さらに、図1 (右) に示すように、この地域周辺のテクトニクスや余震分布などの結果より、南部のセグメントでは平行に延びる2本の断層での活動がみられ、震源断層は同じで地表に近づく際に2手に別れる形であることが示唆されている (例えばZhao et al;2011, Zhang et al.;2018)。

強震動記録については、China's National Strong Motion Observation Networkにより地表断層周辺地域においても複数の観測点で貴重な記録が得られている。地表地震断層付近には2観測点 (MZQ観測点とSFB観測点) があり、最大加速度 (フィルターなし) はMZQ観測点で約800gal, SFB観測点で約600galであった。また、最大速度、永久変位 (ローパスフィルター: ~1.0Hz) は、MZQ観測点では約100cm/s、100cm、SFB観測では約50cm/s、50cmであり、特にMZQでは長周期速度パルスおよび比較的大きな永久変位が観測されている (図1右)。

これらの観測記録を再現する震源モデルとして、Kurahashi and Irikura(2010)により、経験的グリーン関数法 (Irikura, 1986) と離散化波数法 (Bouchon, 1981) のハイブリッド法により強震動生成域 (Strong motion generation area : SMGA) の震源モデルが構築されているが、単純化された一枚断層が想定されたもので、複雑な地表断層の幾何形状は考慮されていない。最近では、2016年熊本地震の事例のように地表付近に長周期速度パルスや永久変位を生成する領域 (ここでは長周期地震動生成域 (Long period generation area) : LMGAと呼ぶ) が存在する可能性が指摘されており (例えばIrikura et al. ; 2019)、Wenchuan earthquakeでもLMGAの存在がするか否かの検証は、強震動予測の観点からもきわめて重要である。

本研究では、Wenchuan earthquakeで活動した平行に走る2本の断層 (図1右) を想定断層モデルして、MZQとSFB観測点の観測記録およびInSARによる永久変位値を再現する震源モデルを構築する。

謝辞：強震動記録は、中国地震局によるthe National Strong Motion Observation Networkの観測データを使用させていただきました。記して感謝申し上げます。

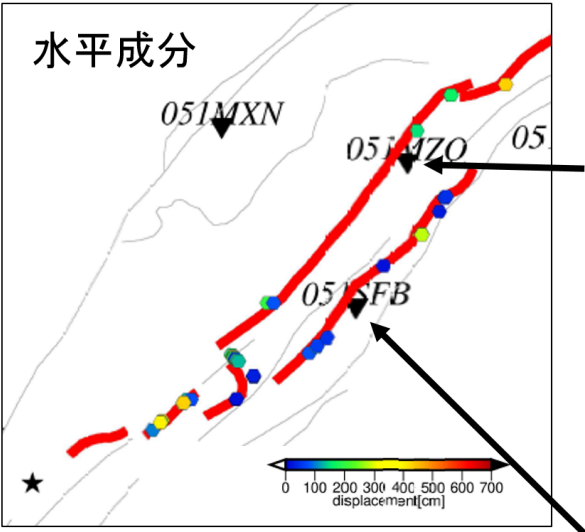
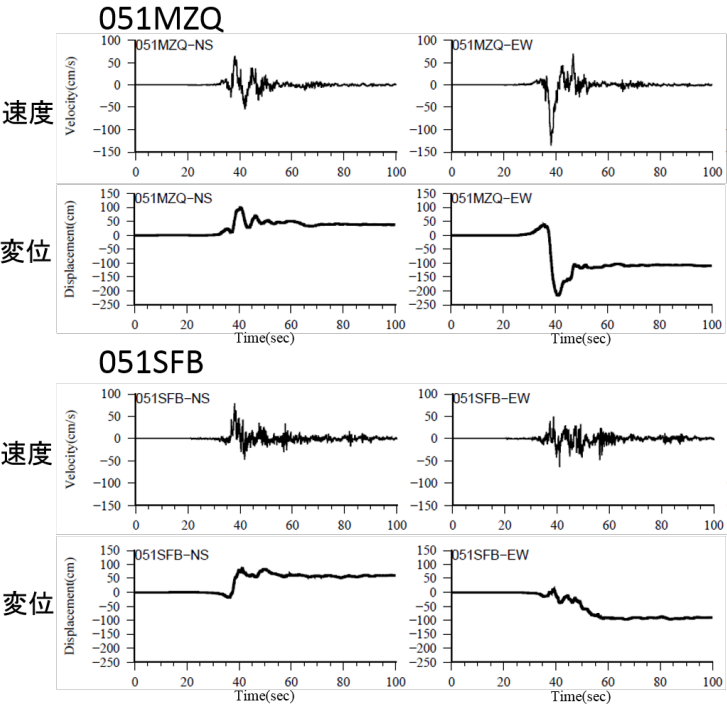


図1(右)対象とする断層の地表トレースおよび現地調査における水平動の変位(Yu et al.2010)
(左)MZOおよびSFB観測点の速度波形と変位波形



Ground motion prediction equations for PGAs and PGVs from strong motion generation areas of a megathrust earthquake

*Masatoshi Miyazawa¹, Ryota Kiuchi^{2,3}, Kazuki Koketsu⁴

1. DPRI, Kyoto Univ., 2. Graduate School of Science, Kyoto Univ., 3. Kozo Keikaku Engineering Inc., 4. ERI, Univ. of Tokyo

地震動の距離減衰式について、2011年Mw9.0東北地方太平洋沖地震のような巨大地震の近地観測記録が得られるようになって以降、既存のモデルを単純に適用するだけではモデルと観測値とのばらつきが大きい等の問題点が指摘されてきた。主にこれは断層滑りが一様でないことに起因しており、特に研究対象とされる強震動の殆どは、強震動生成域と呼ばれる断層面上の特定領域から放射された波で構成されている。従って、より不確実性の小さい距離減衰式の構築のためには、そのような強震動生成域を基準とした距離減衰の特徴を調査する必要があることが指摘されている (e.g., Midorikawa et al., 2012; Goda & Atkinson, 2014)。既存の距離減衰式では、対象とする地震の規模や断層面全体からの最短距離と言った、断層滑りが完了した後に分かる最終的なパラメータに基づくため、東北地方太平洋沖地震に見られるような複数の強震動生成域に対して個別に適用することは出来ない。このことに起因する予測値のばらつきは、断層面積が巨大になるほど無視できない効果として現れてくる。また、地震動に関して全波動場シミュレーションが可能となった今日においても、断層パラメータや構造に関する不確実性は大きく、従って巨大地震による強震動のシナリオ予測のためにも、個々の強震動生成域に対する距離や規模に基づき強震動が推定できる距離減衰式を求める必要がある。本研究では、2003年十勝沖地震、2011年東北地方太平洋沖地震の個別の強震動生成域に着目し、そのMwと距離に基づくPGA及びPGVの距離減衰の特徴を調べる。用いる強震動生成域は、Kamae & Kawabe (2004)によるAsp-1、Kurahashi & Irikura (2013)によるSMGA1、SMGA3である。PGA及びPGVについては、K-NETおよびKiK-netの地表記録から、当該強震動生成域から到達した波群を走時に基づいて選び出し、RotD50 (Boore, 2010)と水平二成分ベクトル振幅の最大値を採用する。基本となる距離減衰式は、強震動生成域からの距離に対してS波の幾何減衰を仮定し、Mw依存項、散乱・内部減衰に起因する距離減衰項、補正項をパラメータとする基本的な形を用いている。また表面波の影響を避けるために強震動生成域からの距離が400kmまでの観測点記録を用いる。モデル推定の結果、モデルに対するデータの対数標準偏差は0.236-0.237の範囲内であり、求められたモデルはデータをよく説明できていると考える。また東北地方太平洋沖地震に限ればPGAとPGVに対して、対数標準偏差は0.213と0.207であり、既存のモデルでは説明の難しかったPGVのモデル化も出来ている。1/Qに相当する減衰項は0.007と推定され、Kanno et al. (2006)による値、0.003-0.004よりも減衰が強い。これは、本研究では2003年十勝沖地震の記録数が全記録数の約4割を占め、北海道下での上部マントルの強い減衰構造の影響が現れているためと考える。例えば、東北地方太平洋沖地震のみの記録を用いた場合は、PGAとPGVについてそれぞれ0.0046と0.0019と低い値に求まる。Mwに関する依存項は、司・翠川(1999)やKanno et al. (2006)よりも大きく値が推定されているが、これは用いたデータセットにおける強震動生成域のMwの幅がMw7.5-7.8と狭く、十分に値が拘束されないためである。総じて、これまでの距離減衰式と比較可能なモデルパラメータは、合理的な値に求まっている。

Comparison of seismic motions in Hokkaido from intraslab, interplate, and outer-rise earthquakes of Northeastern Japan

*Yasumaro Kakehi¹

1. Graduate School of Science, Kobe University

箕・小笠原（連合大会，2019）は東北日本の宮城県沖で発生するスラブ内，プレート境界，アウターライズ地震による地震動について詳しい検討を加えた。その際，観測データとしては，東北日本弧という島弧に直交する2次元断面を意識し，島弧に直交する方向におよそ一列に並ぶ3タイプの地震による東北日本での地震動を解析した。ただし，観測点が陸上にしかないため，震央位置が異なる3タイプの地震による観測データの震央距離が系統的に異なり，同一条件での比較が難しいという問題があった。

そこでこの研究では，東北日本の3タイプの地震による地震動を北海道で観測したデータを解析した。解析には，宮城県沖で発生した2003年スラブ内地震（ M_w 7.0，気象庁一元化震源による深さ72.03 km，以下イベントSと呼ぶ），2011年プレート境界地震（ M_w 7.2，気象庁一元化震源による深さ8.28 km，以下イベントPと呼ぶ），2005年アウターライズ地震（ M_w 7.0，防災科技研F-net解による深さ14 km，以下イベントOと呼ぶ）という3地震の防災科技研のK-NET，KiK-net強震データを使った。この3地震は規模がほぼ同じで，図に示すように震央が東北日本弧に直交する方向にほぼ一直線に並ぶ。北海道の観測点を対象にする場合，3地震の間で震央距離に系統的な差はなく，おおよそ同程度だと考えてよい。

イベントPとOは震源が浅いという点で共通しており，イベントSのみ震源が非常に深いので，単純に考えるとイベントPとOによる地震動とイベントSによる地震動との間に大きな違いが見られることが予想される。図に3地震によるPGA（Peak Ground Acceleration，加速度最大振幅）の空間分布と道東前弧側の観測点KSRH07での速度波形を示す。PGAの空間分布を見ると，予想に反し，北海道での加速度レベルはイベントSとOが同程度で，イベントPのみが他の2者と異なり加速度レベルが低いことがわかる。KSRH07での観測波形を見ると，これも予想に反し，イベントSとPでは高周波成分の卓越するS波の後に低周波数の表面波が明瞭に見えるのに対し，イベントOのみが他の2者と異なり，波形全体で高周波成分が卓越し，低周波数の表面波の振幅は相対的に小さい。

以上のように，同程度の震央距離を持つ3地震の北海道での観測データの比較から，単なる震源深さの違い以外の因子が3地震による波動場の形成に深く関わっていることが推定される。不可解なのは，(1) 震源の深いイベントSの観測波形で，震源の浅いイベントPと同程度に表面波の振幅が大きいこと，(2) 震源の浅いイベントOで，低周波数の表面波の振幅が小さいこと，の2点である。(1)に関しては現時点では合理的な説明を思い付くことができない。(2)については，イベントOの低周波数の表面波の振幅レベルは普通で，実体波の高周波成分の振幅レベルが異常に高いと考え，その原因として，イベントOの震源が射出する高周波レベルがそもそも高い and/or 高Q値の海洋性プレートないしスラブを地震波が伝播するために高周波成分の振幅が落ちない，という説明が可能かもしれない。

また，3地震に共通して，北海道の前弧側と背弧側で加速度の振幅レベルが系統的に異なり，前弧側で加速度振幅（高周波地震波の振幅）が大きいのに対し，背弧側で加速度振幅が小さくなっていることが図より見てとれる。これは東北日本と同様に，北海道の背弧側の媒質の減衰が大きい（例えばNakamura and Shiina (EPS, 2019)）ことによると考えられる。観測記録を詳しく検討すると，前弧と背弧のコントラストは，イベントSとOで明瞭で，イベントPでは相対的に不明瞭であることがわかる。スラブ内地震とアウターライズ地震でコントラストが明瞭で，プレート境界地震では不明瞭という特徴は，箕・小笠原（連合大会，2019）によって東北日本の観測データで確認された特徴と一致する。イベントPとOは震源が浅いという点で共通するにも関わらず，この前弧／背弧のコントラストについても異なる特徴が見られるわけで，これもまた単純には理解しがた

い。前弧／背弧のコントラストは、地震波形で高周波成分が卓越するほど明瞭になるので、この事実を説明するには、イベントOの方が特異で、Oによる実体波の高周波成分のレベルが北海道のみならず東北日本においても異常に高いと考えるのが合理的であろう。ただし、その原因を震源に求めるのか、あるいは高Q値のスラブ中を伝播することに求めるのか（この場合、伝播経路の全く異なる東北日本と北海道のいずれでも同じ特徴が見られることに注意する必要がある）は難しい問題で、詳しい検討が必要であると考えられる。

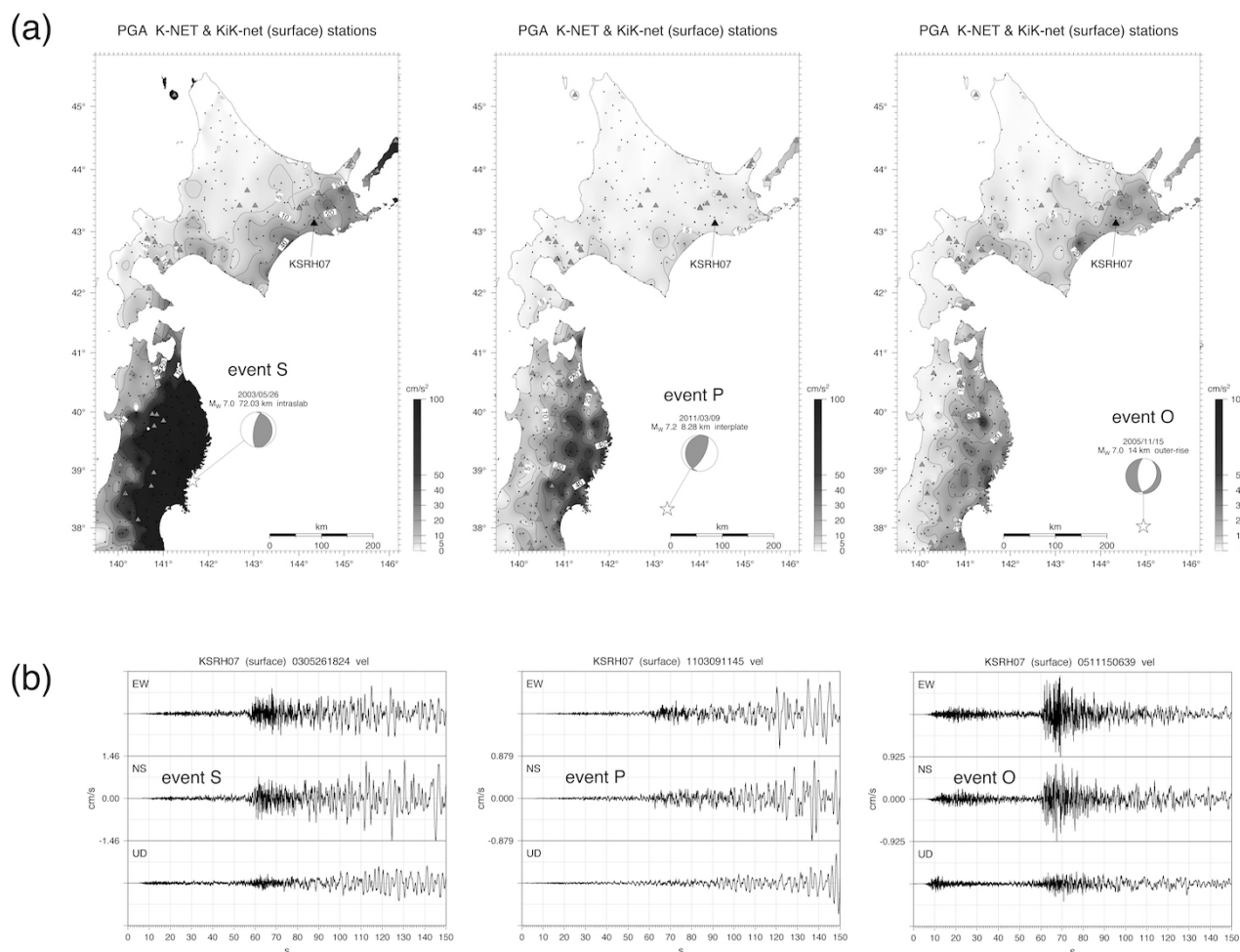


図. (a) 3 地震の PGA (Peak Ground Acceleration) の空間分布。(b) 3 地震の道東前弧側観測点 KSRH07 (阿寒郡鶴居村) での速度波形。

Room A | Regular session : S15. Strong ground motion and earthquake disaster

📅 Fri. Oct 30, 2020 10:30 AM - 11:15 AM JST | Fri. Oct 30, 2020 1:30 AM - 2:15 AM UTC | 🏠 ROOM A

[S15]AM-2

chairperson:Nobuyuki Morikawa(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience),
chairperson:Kosuke Chimoto(Tokyo Institute of Technology)

10:30 AM - 10:45 AM JST | 1:30 AM - 1:45 AM UTC

[S15-15] Analysis of residual data between observed strong-motion and calculated one from a ground motion prediction equation based on a prototype strong-motion database

○Nobuyuki Morikawa¹, Asako Iwaki¹, Takahiro Maeda¹, Hiroyuki Fujiwara¹ (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

10:45 AM - 11:00 AM JST | 1:45 AM - 2:00 AM UTC

[S15-16] Effect of Source Fault Rupture Propagation on Residual of Spectral Inversion Results

○Kazuhiro Somei^{1,2}, Kimiyuki Asano³, Tomotaka Iwata³ (1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Geo-Research Institute, 3.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

11:00 AM - 11:15 AM JST | 2:00 AM - 2:15 AM UTC

[S15-17] Residual Analysis of Block Inversion for Estimating the Inhomogeneous Attenuation Structure of the Western Hokkaido

○Yusuke Tomozawa¹, Kenichi Kato¹, Kiichiro Nojiri² (1.Kobori Research Complex, 2.Hokkaido Electric Power Company)

Analysis of residual data between observed strong-motion and calculated one from a ground motion prediction equation based on a prototype strong-motion database

*Nobuyuki Morikawa¹, Asako Iwaki¹, Takahiro Maeda¹, Hiroyuki Fujiwara¹

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

森川・他（2020; JpGU）では、様々な強震動予測モデルの構築、改良、検証を可能とする強震動統一データベースの構築を目指して、2018年までのK-NET、KiK-netによる全観測記録について、気象庁およびF-netによる震源情報、PS検層データと地震ハザードステーションJ-SHISより公開されている地下構造モデルに基づく観測点情報と紐づけした試作版を構築した。

一方で、我々はすでに地震動予測式を提案している (Morikawa and Fujiwara, 2013) が、観測値と予測値との残差（あるいは比）のデータを分析することは、後述するように予測式そのものの改良や地震動予測結果のばらつき分布形状の詳細なモデル化につながる。そこで、上述の強震動データベース試作版における観測値と Morikawa and Fujiwara (2013) の予測値に対する振幅比（計測震度については差）から成る「残差データ」を作成した。このとき、モーメントマグニチュードが推定されていない地震については気象庁マグニチュードを用い、地震規模や震源距離に対する適用範囲外の場合であってもそのまま外挿して予測値を求めている。

この「残差データ」について、地震規模や震源距離等との関係を検討することにより、既存式への追加補正項の適用による改良の方針を定めることが可能となる。それにより、既往式の適用範囲外となるマグニチュード5未満の地震や250km程度より遠い観測点に拡張して適用できる補正項を追加することで、例えば、観測記録に基づく観測点の経験的な揺れやすさ（森川・他、2008）を評価する場合において、小規模・遠方の観測記録も用いることも可能となり、精度の向上も見込まれる。一方で、「残差データ」は強震動予測結果におけるばらつきに相当する。そのため、「残差データ」の分布形状そのものについての詳細な検討も行う。ここでは、特に大振幅域における対数正規分布（計測震度の場合は正規分布）の妥当性に着目して検討を進める。

Effect of Source Fault Rupture Propagation on Residual of Spectral Inversion Results

*Kazuhiro Somei^{1,2}, Kimiyuki Asano³, Tomotaka Iwata³

1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Geo-Research Institute, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

染井・他(2019)は2016年熊本地震系列の強震記録にスペクトルインバージョン(例えば、岩田・入倉, 1986)を適用し、各地震の震源特性や各観測点のサイト特性を求めて、地下構造モデルの増幅特性の検証を行った。ここで得られた各特性に対し、各観測点の観測スペクトルから、あるイベントの伝播経路特性、当該観測点のサイト特性を周波数領域で除したもの(以下、観測点震源スペクトル)の中に、震源方位依存性を示しているイベントがあることを見出したこと(染井・他, 2020)から、本研究では、この方位依存性が震源断層の破壊指向性によると考え、解析を進めた。

ここでは引き続き、観測点カバレッジの良い2016年熊本地震系列の79地震(M_w : 3.4–5.3)について、観測点震源スペクトルを求め、そのばらつきの特徴を調べた。イベントに対して観測点震源スペクトルのコーナー周波数のばらつきは大きい、それよりも高周波数側では、観測点震源スペクトルのばらつきは徐々に小さくなることや、スペクトルのfall-off rateが観測点によって異なることが観察できた。ここでは観測点震源スペクトルを ω^{-n} 震源スペクトル形状によってモデル化し、コーナー周波数とfall-off rate(n)をグリッドサーチによって推定した。対象周波数範囲は変位観測点震源スペクトルの0.2–10 Hzとした。コーナー周波数は、0.1–10.0 Hzの範囲を0.01 Hz間隔で探索し、fall-off rateは、0.5–4.0の範囲を0.1間隔で探索した。低周波数側のフラットレベルは、F-netのMT解の地震モーメントによって固定した。その結果、複数の地震で観測点震源スペクトルのコーナー周波数とfall-off rateに系統的な震源方位依存性がみられた。例えば、2016年4月19日17時52分の地震(M_w 5.3)は、観測点毎に推定されたコーナー周波数とfall-off rateが震央から南南西側の観測点でともに大きく、北北東側の観測点で小さい傾向を示した。一方で、この地震の近くで発生した2016年4月19日20時47分の地震(M_w 4.9)の観測点震源スペクトルには、同様の方位依存性は見られない。従って、この方位依存性は、減衰構造の空間不均質といった地下構造の影響では無いと考えられる。そこで、 M_w 5.3の地震に見られる方位依存性は、断層破壊指向性の影響によるもの、という作業仮説をたて、観測点毎のコーナー周波数のばらつきを、線震源のユニラテラル破壊を仮定したdirectivity function (Ben-Menahem, 1961)によって説明することを試みた。directivity functionの破壊速度とS波速度の比は0.82に仮定し、破壊の水平方向を北から0から359度の範囲で、鉛直方向を真下から上向きに0から180度の範囲で、それぞれ1度間隔で探索し、Boatwright (2007)の残差関数が最小となる方向をグリッドサーチで推定した。なお、Boatwright (2007)は観測最大加速度(速度)を用いて破壊方向を推定したが、ここでは観測点毎の推定コーナー周波数を使用した。その結果、上述した M_w 5.3の地震の水平・鉛直方向の破壊は、それぞれ破壊開始点(震源)からN194°E、真下から上向きに124度の方向と推定された。

観測点震源スペクトルの方位依存性は断層破壊指向性の影響によるもの、という作業仮説を検証するため、経験的グリーン関数法を用いた地震動シミュレーション(0.2–10 Hz)によって、観測地震動を説明する強震動生成域と破壊伝播方向を推定した。その結果、仮定した気象庁CMT解の断層面上で震源から南南西(N214°E)及び浅部に向かって強震動生成域が破壊したことがわかった。観測点毎のコーナー周波数のばらつきから推定した破壊伝播方向は、線震源仮定という違いがあるものの、両者は概ね一致する。従って、ここで得られた観測点震源スペクトルの方位依存性は震源断層の破壊伝播によるものと考えられる。一方、観測点カバレッジがよくない観測データセットによるスペクトルインバージョンによって得られる震源特性もしくはコーナー周波数は、破壊伝播が含まれたみかけのものである可能性がある。系列内の他の地震についても破壊方向推定を行い、複雑な破壊様式を推定できるかどうかや、観測点が地表にのみ分布することによる破壊方向の推定精度について調べる。

謝辞：国立研究開発法人防災科学技術研究所 K-NET，KiK-net，F-net広帯域強震計，気象庁計測震度計，熊本県震度情報ネットワークシステムの強震記録を使用した。本研究は京都大学防災研究所共同研究（令和2年度萌芽的共同研究 2020H-01）によって実施されている。

Residual Analysis of Block Inversion for Estimating the Inhomogeneous Attenuation Structure of the Western Hokkaido

*Yusuke Tomozawa¹, Kenichi Kato¹, Kiichiro Nojiri²

1. Kobori Research Complex, 2. Hokkaido Electric Power Company

1. はじめに

前報（友澤ほか，2019）では、2018年北海道胆振東部地震を含む北海道西部で発生した強震観測記録を収集し、震源特性、伝播経路特性（不均質Q値構造）、サイト増幅特性をブロックインバージョン解析により推定した。その際、気象庁震源データに基づく検討を行っていたが、強震波形を用いた震源インバージョン解析結果であるAsano and Iwata (2019)、Kubo et al. (2019)、Kobayashi et al. (2019) を参照すると、2018年北海道胆振東部地震の本震の大すべり領域は気象庁の震源よりも浅い位置に推定されている。本検討では、Kobayashi et al. (2019) のモデルに基づく等価震源距離を用いて再度ブロックインバージョン解析を行い、本震の震源特性の推定に与える影響を検討した。また、伝播経路特性を均質と仮定する場合と、不均質と仮定する場合の2通りの解析結果の残差を分析し、不均質性を考慮する利点を検討した。なお、検討に用いたデータセットとブロックインバージョン解析手法は、前報（友澤ほか，2019）と同様のため、本報告では割愛する。

2. 距離指標が震源特性に与える影響

2018年北海道胆振東部地震の本震の距離指標を変更した影響を検討した。例えばKiK-net追分 (IBUH01) での距離を比較すると、震源距離は45 km、Kobayashi et al. (2019) の断層モデルに基づく等価震源距離は35 kmとなる。ただし、距離80 km以遠では、どちらの距離指標でも概ね等しくなった。距離指標を変更してブロックインバージョン解析を行った結果、2018年北海道胆振東部地震の本震の短周期レベルは、前報（友澤ほか，2019）の約8割の $1.38 \times 10^{19} \text{ Nm/s}^2$ となった。

3. 残差の分析

伝播経路特性を均質と仮定する場合と、不均質と仮定する場合の2通りの解析結果の残差を分析した。2018年北海道胆振東部地震の本震の残差（観測／計算）の標準偏差を比較したところ、不均質を考慮した方が特に高周波数側で残差の標準偏差が減少した。地震ごとに評価した残差は、2004年留萌支庁南部の地震でも同様に減少したが、全ての地震では減少しなかった。不均質減衰構造と震源位置との相対的な位置関係により、減衰構造の不均質性を考慮した効果が表れる地震と表れない地震があると考えられる。

次に、残差の空間分布の偏りの改善について検討した。残差の空間分布を図1に示す。残差の空間相関特性を評価するために、マクロ空間相関（例えば、Wang and Takada (2005)、糸井 (2011)）の考え方をを用いた。既往研究と同様に、相関係数 $R(km)$ を2観測点間の距離 $h(km)$ を用いて $R(h)=\exp(-h/r)$ の指数関数でモデル化した。なお、相関距離 $r(km)$ は相関係数が $1/e$ となる距離である。2点間の距離と相関係数の関係を指数関数でモデル化した結果を図2に示す。伝播経路特性の不均質性を考慮した方が相関距離が低減し、残差の空間分布の偏りが改善していることを定量的に確認した。

参考文献

友澤裕介, 加藤研一, 野尻揮一郎: ブロックインバージョン解析に基づく北海道西部の不均質減衰構造・震源特性・サイト増幅特性の推定, 日本地震学会秋季大会, S15-07, 2019.9.

Asano, K. and T. Iwata: Source rupture process of the 2018 Hokkaido Eastern Iwuri earthquake deduced

from strong-motion data considering seismic wave propagation in three-dimensional velocity structure, Earth, Planets and Space, Vol.71, 101, doi: 10.1186/s40623-019-1080-0, 2019.

Kubo, H., A. Iwaki, W. Suzuki, S. Aoi, and H. Sekiguchi: Estimation of the source process and forward simulation of longperiod ground motion of the 2018 Hokkaido Eastern Iwate, Japan, earthquake, Earth, Planets and Space, Vol.71, 98, doi: 10.1186/s40623-019-1079-6, 2019.

Kobayashi, H., K. Koketsu and H. Miyake: Rupture process of the 2018 Hokkaido Eastern Iwate earthquake derived from strong motion and geodetic data, Earth, Planets and Space, Vol.71, 63, doi: 10.1186/s40623-019-1041-7, 2019.

Wang, M., and T. Takada: Macrospatial Correlation Model of Seismic Ground Motions, Earthquake Spectra, Vol. 21, No. 4, pp. 1137-1156, 2005.

糸井達哉: 地震動強さのマクロ空間相関を用いた地震動予測に関する数値研究, 構造物の安全性および信頼性, Vol. 7, JCROSSAR 2011論文集, 2011.

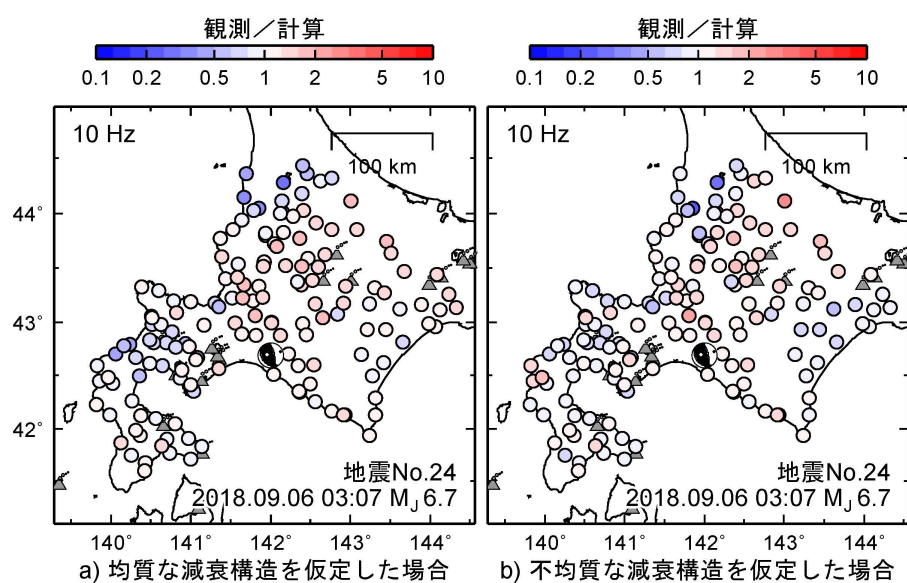


図1 残差の空間分布

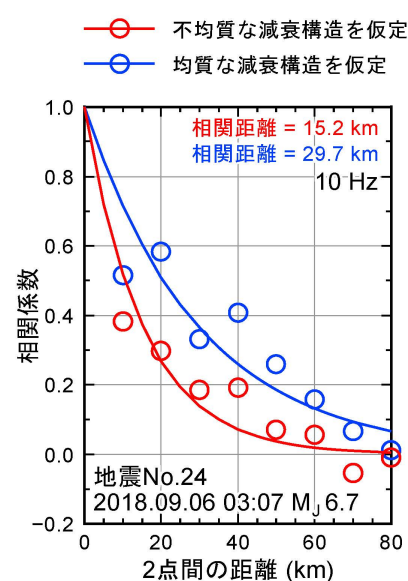


図2 相関距離と相関係数

Room A | Regular session : S16. Subsurface structure and its effect on ground motion**📅 Fri. Oct 30, 2020 11:15 AM - 12:00 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 2:15 AM - 3:00 AM UTC | 🏠 ROOM A****[S16]AM-2**

chairperson:Nobuyuki Morikawa(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience),
chairperson:Kosuke Chimoto(Tokyo Institute of Technology)

11:15 AM - 11:30 AM JST | 2:15 AM - 2:30 AM UTC

[S16-01] Detection of Underground Velocity Discontinuity in Osaka and Kyoto Basins using S-wave Autocorrelation Functions

○Shuta Fukutome¹, Kimiyuki Asano¹, Tomotaka Iwata¹ (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan)

11:30 AM - 11:45 AM JST | 2:30 AM - 2:45 AM UTC

[S16-02] Imaging the Kanto Basin bedrock with seismic noise and earthquake autocorrelation functions

○Loic Viens¹, Chengxin Jiang², Marine A. Denolle³ (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, Japan, 2.Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, ACT, Australia, 3.Department of Earth and Planetary Sciences, Harvard University, Cambridge, MA, USA)

11:45 AM - 12:00 PM JST | 2:45 AM - 3:00 AM UTC

[S16-03] Spatial velocity variation detection using cross correlation of dense linear array microtremor records

○Kosuke Chimoto¹, Hiroaki Yamanaka¹ (1.Tokyo Institute of Technology)

Detection of Underground Velocity Discontinuity in Osaka and Kyoto Basins using S-wave Autocorrelation Functions

*Shuta Fukutome¹, Kimiyuki Asano¹, Tomotaka Iwata¹

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan

1. はじめに

大阪平野と京都盆地は主に大阪層群と呼ばれる堆積層に覆われた盆地であり、その三次元速度構造は様々な物理探査によってモデル化されている(例えば、堀川・他, 2003; 京都府, 2006; Iwata et al., 2008; Sekiguchi et al., 2016). 2018年大阪府北部の地震では震源直上の堆積層観測点で地震動予測式より強い揺れが観測され、堆積盆地構造による地震動増幅が見られるとともに、震源モデルと地下構造モデルに基づく地震波伝播特性の研究がおこなわれている(例えば、Sekiguchi et al., 2020). 地下構造モデルは各種の情報を内外挿して作成されているため、モデル作成に使われていない、強震記録などの別のデータを利用してモデルの妥当性の検証が必要である。

Pham and Tkalcic (2017)では遠地地震波形P波記録の自己相関関数によってモホ面や氷床-岩盤境界などの地下の速度不連続面で生じた多重反射波の応答を検出しており、またその手法は堆積層などのより浅い構造にも応用可能であると述べている。震源が十分遠いあるいは不連続面での速度コントラストが十分大きいと不連続面以浅では、ほぼ鉛直に伝播するとみなせるため、直達波と反射波の時間差と波の速さから不連続面の深さを推定することが可能である。Fukutome et al. (2020)では、強震波形記録S波部分の自己相関関数を用いて大阪・京都盆地での盆地基盤面と地表面間の多重反射波を検出を試みた。本研究ではイベント数を増やすと同時に、地下構造や震源の違いによる自己相関関数の振る舞いを明らかにすることを目的として、既存のモデルを用いた理論波形による自己相関関数解析を行った。

2. 京都盆地及び大阪平野での自己相関解析

本研究では京都及び大阪での強震観測点の強震波形記録からS波の到達が明瞭に見えているイベント記録を選び出し、トランスバース成分にスペクトルホワイトニングとフィルタを適用した後、自己相関関数を計算しスタックした。ここではスタックに解析信号を用いて瞬時位相のずれで重みをつけるPhase Weighted Stack (PWS) (Schimmel and Paulssen, 1997)を用いた。

手法の検証のため、盆地基盤までのPS検層がなされているKiK-netの4観測点(KYTH07, KYTH08, OSKH02, OSKH05)の地表での強震記録の自己相関関数解析を行った。その結果2地点(KYTH07, OSKH05)ではスペクトルホワイトニングとフィルタのパラメータを適切に調節することで、基盤での反射波と推定される応答を検出することができ、それらの結果は既存のモデルから予想されるものと整合性があった。しかし、その他の2地点では既存のモデルから推定される応答とは異なる結果となった。この理由を考察するために地下構造や震源の特徴によって自己相関関数がどのような影響を受けるかを考察する必要があると考えた。

3. 理論波形による自己相関関数解析

地下構造や震源の特性が自己相関関数に及ぼす影響を考察し、自己相関関数解析の手法をより精査するために理論波形を用いた検証を行った。観測点のPS検層結果を利用して一次元速度構造モデルを与え、使用した地震の震源パラメータを与えて離散化波数法(Bouchon, 1981)によって観測点での理論波形を計算し、2.と同様の手法で自己相関関数解析を行った。

本研究ではモデルによる自己相関関数の結果から実際のデータでの解析の結果を考察することに加えて、震源の深さや震源距離などのパラメータと自己相関関数を比較することでそれぞれが結果に及ぼす影響を考察し、実際のデータでの解析を行う上でのデータ選定の基準を考察した。またホワイトニングやフィルタのパラメータを変化させることで結果を比較し、それぞれのパラメータの定量的な決定方法を確立することを目的として解析を行った。例えば、OSKH02でKiK-netのPS検層記録に基づく単純な速度構造モデルを仮定して理論波形を計算した予察的な結果では、基盤からの理論反射波走時に対応する信号が現れる地震とそうでない地震が見られた。関東平野の先行研究(例えば、地元・山中, 2018)に比べ、近畿地方では解析に使うイベント数が限られるため、イベント選択が特に重要と考えられる。今後、他の地点での比較や、より詳細な速度構造モデルを用いた検討、震源パラメータや放射特性が自己相関関数に及ぼす影響の考察等を行い、データ選択と得られる自己相関関数の関係について整理を行って、反射波を検出するためのより効果的な解析が行えるように手法の整理を行う。

謝辞：国立研究開発法人防災科学技術研究所KiK-netの強震波形記録を使用しました。記して感謝いたします。

Imaging the Kanto Basin bedrock with seismic noise and earthquake autocorrelation functions

*Loic Viens¹, Chengxin Jiang², Marine A. Denolle³

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, Japan, 2. Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, ACT, Australia, 3. Department of Earth and Planetary Sciences, Harvard University, Cambridge, MA, USA

Sedimentary basins can strongly amplify seismic waves from earthquakes. To better predict strong ground motions, a good understanding of both the sediment thickness and the internal basin structure is required. In this study, we map the deep and complex bedrock shape of the Kanto Basin, Japan, using ambient seismic noise and earthquake autocorrelation functions (ACFs). Noise ACFs are computed using one month of continuous data recorded by the vertical component of 287 MeSO-net stations located in the greater Tokyo area. Earthquake ACFs are obtained from the vertical records at MeSO-net stations of 50 Mw 6+ teleseismic earthquakes, which occurred between May 2017 and April 2020. Noise and earthquake ACFs both contain P-wave reflections from the sediment-to-bedrock interface that yield a consistent bedrock depth. The bedrock depths obtained with both methods also agree well with that from existing 3-D velocity models. Noise and earthquake ACFs open new opportunities to refine images of complex sedimentary structures and better mitigate the associated seismic risk.

Spatial velocity variation detection using cross correlation of dense linear array microtremor records

*Kosuke Chimoto¹, Hiroaki Yamanaka¹

1. Tokyo Institute of Technology

微動を用いたサイト特性や地下構造の推定は古くから行われてきた。微動アレイはS波速度構造モデルの推定に用いられており（Okada, 2003）、H/Vは地盤の卓越周期の推定（野越・五十嵐, 1971）や、2次元のコンターマップにより卓越周期の空間変化を推定することに用いられている（時松ほか, 1997）。近年では微動の連続観測によるモニタリングによって速度構造の時間変化の検出に用いられはじめている（Wegler et al., 2009）。モニタリングにおいては、微動の相関関数のわずかな変化を定量的に捉えるためにStretching法（Sens-Schonfelder and Wegler, 2006）が多く用いられている。モニタリングは年単位の膨大なデータを利用してその変化を観察しているが、もし空間方向にも同様に多くのデータが得られれば、同じ手法によって速度構造の微細な空間変化を捉えられるのではないかと考えた。

そこで、空間的に多くの微動データを得るために複数のセンサーによる微動アレイ計測を測線上で高密度に実施した。千葉県成田市において、100mの各測線に8個のセンサーJEP6A3-10を12.5m間隔で設置し15-20分の同時測定を行った。南北方向に総長4kmの測線において、39のリニアアレイにより312点の微動が得られた。微動は測線に沿ってトランスバース方向とラディアル方向の水平2成分と上下成分を計測した。なお、測線南端から3.1kmのリニア微動アレイにおいては1時間の測定を行っており、この観測点をStretching法のためのリファレンスとする。

得られた微動記録は、まず、各センサーにより計測された単点微動の解析によりH/Vを推定してそのコンターマップを作成することで、測線上の卓越周期の空間変化を推定した。H/Vには共通して周波数0.2Hzにピークが認められ、深部地盤によるものと考えられるが、その空間変化はほとんど見られなかった。一方で、周波数1-10Hzにもピークが見られるが、この空間変化は著しい。

Stretching法による速度変化の検出は、微動の自己相関や相互相関、単点相互相関に対して行われる。そこで、12.5m間隔で設置したリニア微動アレイの隣り合う観測点同士の相互相関関数を推定した。上下方向の関数を周波数1-4Hzでフィルタ処理をした。遅れ時間0秒付近で振幅が大きくなっているが、これは微動の相互相関関数によくみられる現象であり、細心の処理により取り除くこともできるが、このように共通して現れていることから速度変化の検出には影響しないと考え、ここでは無視する。注目されたいのは2つ目のピークであり、測線中央では1秒に現れ、測線北部では0.5秒程度と速い。リファレンス地点ではさらに速い。測線南部は変化が著しく、これはH/Vにも見られていることから、速度構造の変化も著しいことが示唆される。

Stretching法によりリファレンス観測点における関数に対して各関数の速度変化率を測定して検出された空間速度変化は、測線北端で25%を超え、測線中央では50%に達した。リファレンス関数との相関係数は、測線中央から北部にかけて高く、検出された変化の品質が確保されていることもわかる。

Room A | Regular session : S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

📅 Fri. Oct 30, 2020 1:00 PM - 2:15 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 4:00 AM - 5:15 AM UTC | 🏠 ROOM A
[S16]PM-1

chairperson:Takumi Hayashida(IISEE, Building Research Institute), chairperson:Masayuki Nagano(Tokyo University of Science)

1:00 PM - 1:15 PM JST | 4:00 AM - 4:15 AM UTC

[S16-04] Seismic amplification evaluation in shallow subsurface structure for response evaluation of long period buildings constructed in the Tokyo metropolitan area

○Masayuki Nagano¹, Kenta Suzuki¹, Tomohiro Oguchi¹, Shigeki Senna² (1.Tokyo University of Science, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

1:15 PM - 1:30 PM JST | 4:15 AM - 4:30 AM UTC

[S16-05] Characteristics of teleseismic S-wave response of the Kanto sedimentary basin: Analysis of teleseismic earthquakes with different size and azimuth

○Yue Nakagawa¹, Kazuo Yoshimoto¹, Shunsuke Takemura² (1.Graduate School of Nanobioscience and Department of Materials System Science ,Yokohama City University, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

1:30 PM - 1:45 PM JST | 4:30 AM - 4:45 AM UTC

[S16-06] Estimation of subsurface structure based on microtremor observations at Mukawa, Oiwake and Hayakita districts of Yufutsu, Hokkaido

○Shinichi Matsushima¹ (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

1:45 PM - 2:00 PM JST | 4:45 AM - 5:00 AM UTC

[S16-07] Velocity Structure Model of the Hakodate Plain, Hokkaido

○Kimiyuki Asano¹, Tomotaka Iwata¹, Kunikazu Yoshida², Naoto Inoue², Kazuhiro Somei², Ken Miyakoshi², Michihiro Ohori³ (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Geo-Research Institute, 3.Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui)

2:00 PM - 2:15 PM JST | 5:00 AM - 5:15 AM UTC

[S16-08] Direct estimation of Vs30 from SPAC or CCA coefficients

○Takumi Hayashida¹, Toshiaki Yokoi¹ (1.IISEE, Building Research Institute)

Seismic amplification evaluation in shallow subsurface structure for response evaluation of long period buildings constructed in the Tokyo metropolitan area

*Masayuki Nagano¹, Kenta Suzuki¹, Tomohiro Oguchi¹, Shigeki Senna²

1. Tokyo University of Science, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

2011年東北地方太平洋沖地震（以下、3.11本震）の際には、震源から350km以上離れた首都圏で震度5前後の長周期長時間地震動が観測された。特に、東京湾沿岸部では周期1.5~3.5秒のやや長周期成分が卓越する地震動が観測され、超高層集合住宅の地震応答や室内被害に影響を与えた[永野, 2012]。東京湾沿岸部とその少し内側で得られた観測記録の比較では、地震動のやや長周期成分が異なっていた。このことから、周期1.5~3.5秒成分の地盤増幅は、主にS波速度400m/s以上の工学的基盤より浅部の表層地盤の非線形挙動を含む応答により発生したものと推察される。浅部表層地盤による地震動増幅に関する検討は、大地震時の地震動評価および建物の耐震設計の際にも重要であり、実設計では建設地点でのPS検層結果に基づき地盤増幅特性および入力地震動が評価されている。首都圏には800棟以上の超高層集合住宅が建設されているが、地盤データ収集は困難であり、大地震時における応答を包括的に評価することが難しい。一方、近年では膨大な地点での微動計測を通じ浅部深部統合地盤モデルが構築されつつあり[Senna et al., 2019], これを利用することにより、任意の地点で地表位置等での地震動増幅を評価することが可能となる。

本研究では関東地域で構築された浅部深部統合地盤モデルを利用し、首都圏に建つ長周期建物の応答評価に資する浅部表層地盤の地震動増幅評価を実施した。浅部深部統合地盤モデルは2020年1月時点のデータを利用する。これらは約250m間隔の4分の1地域メッシュごとでS波速度等が推定されている(図1)。このモデルを超高層集合住宅の建設位置と組み合わせることで、表層地盤による地震動増幅を含めた、地震時の超高層集合住宅の建物応答を予測することが可能となる。工学的基盤での地震動が必要なるが、本研究では3.11本震時に首都圏で観測された地震動の振幅レベルをイメージし、告示波レベル2の1/2を用いる。構築した超高層集合住宅のデータベースから建設位置の浅部表層地盤モデルを用い、模擬地震波を工学的基盤から入力した浅部表層地盤の応答を逐次非線形応答解析により算出する。浅部地盤にある土質記号を簡易的に粘性土、砂質土に分類し、それぞれに非線形特性を設定して逐次非線形解析を行う。非線形モデルにはHDモデル[古山田, 2003]を使用する。地震波として乱數位相を持つ告示波を20波用意し、全地震波による応答の平均を算出した。地表位置で評価した地震動について、20波で平均した周期2~4秒の最大 $p_s S_v(h=5\%)$ を図2に示す。得られた結果の傾向は、お台場エリアでやや過小評価気味であるが、3.11本震時の観測記録と概ね整合する。超高層集合住宅DB[鈴木・他, 2020]に基づき建物階数より汎用多質点系曲げせん断モデルを構築した。浅部表層地盤のGL-6m位置で評価した地震波を、建物モデルへの入力地震動として利用し、建物の非線形応答解析を行った。各建物の最大層間変形角の最大値から建物応答を評価した結果を図3に示す。

図の作成にGMTを利用させて頂きました。

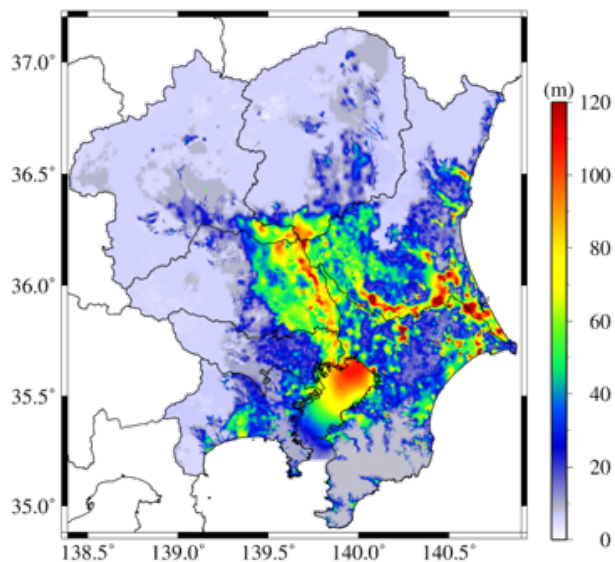


図1 工学的基盤深さ分布図

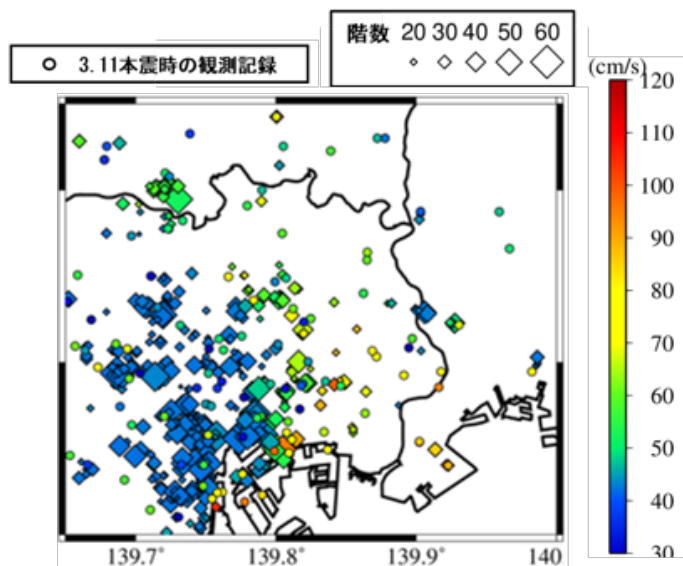


図2 告示波1/2レベル入力時の地表地震動の最大pSv分布図(周期2~4秒)

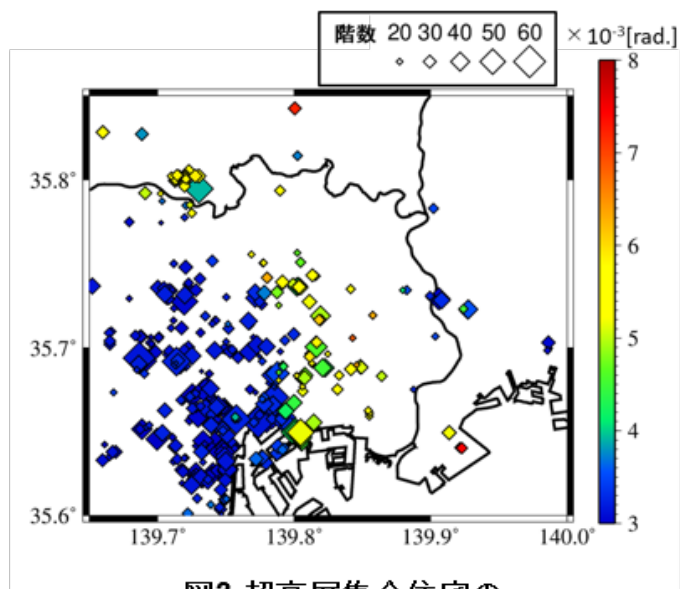


図3 超高層集合住宅の最大層間変形角の最大値分布

Characteristics of teleseismic S-wave response of the Kanto sedimentary basin: Analysis of teleseismic earthquakes with different size and azimuth

*Yue Nakagawa¹, Kazuo Yoshimoto¹, Shunsuke Takemura²

1. Graduate School of Nanobioscience and Department of Materials System Science, Yokohama City University, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

はじめに

大規模な堆積盆地では、地震の発生に伴って周期数秒以上のやや長周期地震動（以下、長周期地震動）が発生することが知られている。これまで関東堆積盆地については、その周囲で発生した浅発地震を解析対象として長周期地震動の発生メカニズムに関する研究が行われてきた[例えば、Koketsu and Kikuchi (2000)]。一方で、首都圏にはMeSO-netが稠密に敷設され、その連続記録が利用可能であり、遠地地震の実体波を用いた関東堆積盆地のS波応答を解析することが可能と考えられる。試験的解析としてアラスカ沖で発生したMw7.9の地震などのS波およびその直後の後続相の解析を実施したところ、地震基盤深度に対応して地震動が大きくなる特徴が確認され[中川・他(JpGU-AGU 2020)]、堆積盆地構造の解析に有用であることが期待される。本研究では、遠地地震を用いた関東堆積盆地の構造解析を目指し、地震規模と方位角の異なる地震を追加で解析し、堆積盆地のS波応答の規模と方位変化を調べた。

データと解析手法

MeSO-netおよびF-netで記録された、関東堆積盆地から震央距離30°~80°で発生した遠地地震の波形を解析した。先行的に解析したアラスカ沖、パプアニューギニア、イラクで発生した地震に加え、アラスカ、ハワイ、ニュージーランドで発生した地震を追加で解析した。それぞれのモーメントマグニチュードは7.1, 6.9, 7.3である。ただし、ニュージーランドで発生した地震の波形については地震規模は十分であると期待されたが、都市部でのノイズレベルが高かったため、解析結果から除外することにした。観測波形記録に加え、平面波入射シミュレーションによる計算波形も解析に使用した。全国1次地下構造モデル [Koketsu *et al.* (2012)] を仮定し、地震波伝播の評価にはOpenSWPC [Maeda *et al.* (2017)] を用いた。解析の周期帯域は5~20秒とした。中川・他(JpGU-AGU 2020)と同様に速度波形の振幅を2乗して時間積分し、S波と後続相のエネルギーを評価した。地震波エネルギーについて、堆積盆地外のF-net観測点の平均値に対する堆積盆地内のMeSO-net観測点の値の比率（以下、増幅率）を求め、堆積盆地内における増幅率の空間変化の特徴について調べた。

解析結果

アラスカとハワイで発生した地震について、地震動の水平成分では、S波とその後続波が堆積盆地内において5~20倍程度増幅されることが確認できた。この解析結果は先行で解析した規模の大きな地震と整合するものであり、地震の規模や方位角に依らず、関東堆積盆地内では遠地地震のS波とその後続波部分において、堆積盆地外と比べて大きな地震動が発現することが明らかになった。また、地震基盤深度が3 kmより深い地点において後続波の振幅が大きくなる傾向が見られることを確認した。

平面波入射シミュレーションから評価した増幅率と観測された増幅率を比較したところ、水平成分のS波の後続波の増幅率が堆積盆地内で大きくなる傾向を概ね再現できた。モデルシミュレーションにより、入射した遠地地震のS波に関東堆積盆地が作用して後続波が励起され、その波群が同盆地内にトラップされる現象であることを確認した。すなわち、遠地地震の実体波を利用することで堆積盆地のS波応答を安定的に評価できる可能性があり、より詳細な評価を進める必要がある。

謝辞

防災科学技術研究所のF-netおよびMeSO-netの地震波形記録を使用しました。地震動シミュレーションには東京大学情報基盤センターの富士通PRIMERGY CX600M1/CX1640M1(Oakforest-PACS)を利用しました。本研究は、ERI JURP <2020-S-04>の支援を受けて実施しました。

Estimation of subsurface structure based on microtremor observations at Mukawa, Oiwake and Hayakita districts of Yufutsu, Hokkaido

*Shinichi Matsushima¹

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

平成30年（2018年）北海道胆振東部地震の際に建物などの被害が多くみられた北海道勇払郡のむかわ町、厚真町追分、厚真町早来において、建物被害と地盤増幅特性との関係を調べるために、常時微動観測を実施した。微動観測は、2018年11月22日～24日にかけて、それぞれの地区において単点微動観測及びアレイ微動観測を行った。それぞれの地区における単点微動観測点における水平上下スペクトル比のピーク振動数分布を求めたところ、ピーク振動数が観測した範囲内で大きく変化する地区と概ね同じとなる地区があった。各地区にはそれぞれ防災科学技術研究所の強震観測網（K-NET）（防災科学技術研究所, 2019a）の観測点があるため、その近くにおいて単点微動観測及びアレイ微動観測を行った。K-NETでのボーリング調査による地盤構造の物性値とJ-SHIS（防災科学技術研究所, 2019b）の速度構造から、表層から深部にかけての初期地盤構造モデルを作成し、理論水平上下スペクトル比と理論位相速度分散曲線が観測結果に合うようにS波速度（ V_s ）と層厚を同定した。これらの速度構造を基本モデルとして、それぞれの地区での単点微動観測に基づく観測水平上下スペクトル比のピーク振動数が説明出来るように、単点微動観測点の層厚を同定した。本研究の観測結果からは、浅部地盤構造の影響のみが顕著に観測されたため、層厚の同定は $V_s = 600$ m/sの層よりも浅い層を対象とした。単点微動観測点で同定された地盤速度構造から作成した各層の下端のコンターマップより、地区によっては、複雑な深さ分布を示す層が存在し、それに伴い地震動分布も複雑であったことが示唆される。今後は、これらの地盤構造を用いて、地盤増幅特性の把握及び平成30年（2018年）北海道胆振東部地震の際の地震動分布について詳細に検討を行う。

謝辞：本研究は京都大学大学院工学研究科建築学専攻を令和2年3月に修了した叶婷（Ye Ting）氏の修士論文の内容の一部である。微動観測の一部は、JSPS科研費18K19952の助成により実施した。また、微動観測は、北海道大学大学院工学研究院の中嶋唯貴助教（当時、現准教授）と岩崎祥太郎氏、京都大学防災研究所浅野公之准教授、佐伯琢磨特任准教授（当時、現神戸学院大学教授）、長嶋史明特任助教、永井夏織氏および松島研究室の学生（浜辺亮太氏、松下隼人氏）（当時）の協力を得た。記して感謝の意を表す。

Velocity Structure Model of the Hakodate Plain, Hokkaido

*KimiYuki Asano¹, Tomotaka Iwata¹, Kunikazu Yoshida², Naoto Inoue², Kazuhiro Somei², Ken Miyakoshi², Michihiro Ohori³

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Geo-Research Institute, 3. Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui

函館平野は南側を津軽海峡に面し、東西を上磯山地と亀田半島に囲まれた沖積平野であり、平野の西縁では、逆断層である函館平野西縁断層帯が丘陵・段丘と低地との地形境界をなしている〔太田・他, 1994〕。函館平野の基盤は中生界の上礫層群であり、北斗市内の温泉ボーリングでは、完新世から中新世までの堆積層の下に深度1,325 mで上礫層群の石灰岩に達している〔北海道立地質研究所, 2004〕。函館平野における地震被害としては、震度5を記録した1968年十勝沖地震によるものが知られている。また、函館平野西縁断層帯の想定地震はM7.0～7.5であり、最新活動時期が約14,000年前以後、2020年1月1日時点の地震後経過率が0.02～1.1、今後30年以内の発生確率がほぼ0～1%と評価され、長期評価ではAランクとされている〔地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2020〕。これまで函館平野では、石油・天然ガス関連の構造探査、活断層調査、温泉学的研究等が行われたものの、地震動の増幅に大きく関わる深部地盤構造に関する詳細な調査はほとんど行われていなかった。本研究では、函館平野における地震動予測の高度化と地盤情報に関する知見の拡充に資するため、新たに大半径の微動アレイ探査を行い浅部から深部までの地盤構造を調査した。微動アレイ探査の結果に加え、既往の反射法地震探査の情報も取り入れ、函館平野の深部地盤構造モデルを新たに作成した。

微動アレイ観測は、函館市2地点（HAK, MHR）、北斗市2地点（KMI, OON）、七飯町1地点（NNE）の計5地点で、2017年9月25～28日の日中に実施した。各地点で、最小半径10～12 mから最大半径630～1,380 mまでの5～6種類の異なる半径の正三角形アレイによる観測を行った。地震計はLE-3D/5s（大半径）とSMAR-6A3P（小半径）を用い、ともにLS-8800で収録した。上下動記録にSPAC法を適用し、約0.3～10 Hzの範囲（位相速度がとても小さいNNEでは5 Hzまで）で位相速度を推定した。位相速度分散曲線をRayleigh波基本モードでモデル化することにより、各地点の一次元S波速度構造を推定した。深部地盤モデルの層構造のパラメータはJ-SHIS V2のものに揃え、層厚のみを探索した。浅部地盤については1～2層を仮定し、S波速度と層厚の両方を探索した。また、平野西部のOONやKMIでは、0.5～1 Hzの位相速度を説明するため、 V_s 約0.8 km/sの層を追加する必要があった。推定された V_s 3.1 km/s上面深度は、海岸に近いHAKやKMIで約2.9～3.3 kmと深く、やや内陸のOONやNNEでは約1.6～2.0 km、MHRで約0.7 kmであった。全体的に $V_s > 1$ km/sの層が堆積層に占める割合が大きい。 V_s 0.6～0.8 km/sの層厚は平野東部で薄く、西部で厚い。これは中部～下部更新統の富川層の層厚変化と対応し、函館平野西縁断層帯の活動で平野西部が沈降しているためである。

次に、微動アレイ探査及び既往の反射法地震探査〔石油公団, 1981; 佐藤・他, 2019〕の情報からコントロールポイントを設定し、スプライン関数による空間補間により函館平野の三次元深部地盤モデルを作成した。地質構造とS波速度構造の対応付けは、佐藤・他 (2019)による渡島半島横断深部反射法地震探査測線の地質構造解釈と微動アレイによるS波構造モデルを相互比較することにより、検討した。得られた三次元深部地盤モデルは、微動アレイや反射法地震探査の結果と同様、函館平野西縁断層に向かって西下がり堆積層厚が深くなるモデルとなった。既存のJ-SHIS V2モデルのうち、函館平野の部分为本研究で作成したモデルで置き換えることで渡島半島周辺の広域の地盤構造モデルを準備し、重力異常及び中規模地震の地震動のシミュレーションを行った。それぞれシミュレーション結果を観測データと比較することで、既往のJ-SHIS V2に比べて、モデルが改善されたことを確認できた。

謝辞：本研究は文部科学省委託「日本海地震・津波調査プロジェクト」（代表機関：東京大学地震研究所）の一環で実施しました。微動アレイ観測では、有限会社ジオアナリシス研究所と一般財団法人地域地盤環境研究

所の皆様のご協力を得ました。東京大学地震研究所佐藤比呂志教授には渡島半島横断深部反射法地震探査の資料をご提供頂きました。記して感謝いたします。

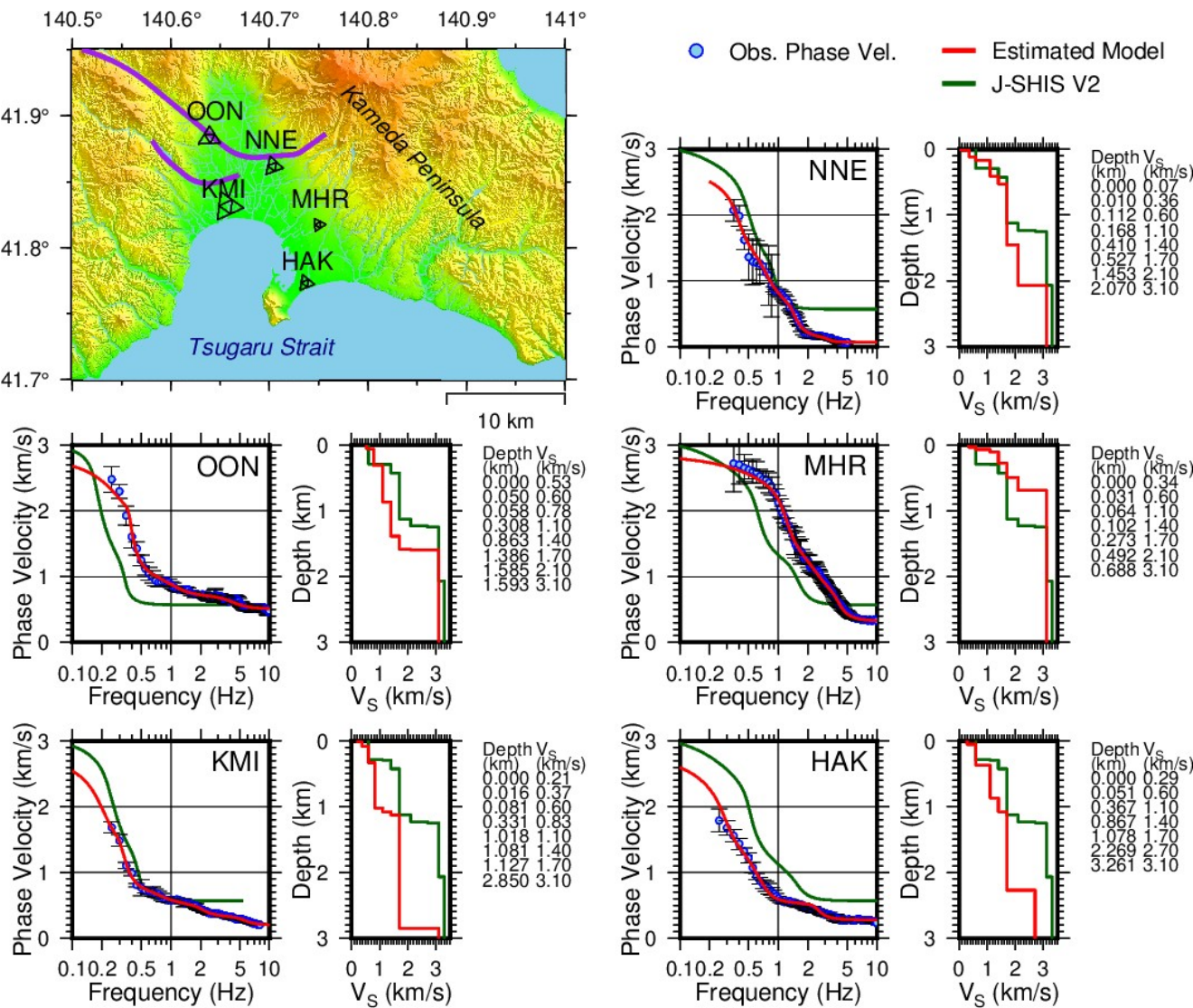


Fig.1: Phase velocity dispersion curves and S-wave velocity models in the Hakodate Plain. Map of the microtremor array survey sites is shown in the top left panel. The purple lines indicate the seismic reflection survey lines by Sato et al. (2019).

Direct estimation of Vs30 from SPAC or CCA coefficients

*Takumi Hayashida¹, Toshiaki Yokoi¹

1. IISEE, Building Research Institute

地表から深さ30mの平均S波速度（Vs30）は、地震時の地盤増幅度の評価や地盤種別と高い相関があることが知られており、地震時の揺れやすさの簡便な指標として地震動予測およびハザード評価、諸外国における耐震設計等において汎用的に用いられている。対象地点のVs30を推定する手法としては、検層記録からの直接推定、微地形分類（松岡・他、2005）や斜面傾斜（Wald and Allen, 2007; Iwahashi et al., 2010）からの推定などの多岐にわたる手法が提案されている。常時微動記録からVs30を推定する場合、アレイ探査によって最終的に得られたS波速度構造に基づいて導出する手順が一般的であるが、解析の過程において導出されるRayleigh波の位相速度からS波速度構造を介することなくVs30を求める手法（例えばBrown et al., 2000; 紺野・片岡, 2000; Albarello and Gargani, 2010）も広く用いられている。Hayashida(2020JpGU)は、機械学習の分類問題を用いることで、SPAC法（Aki, 1957; Okada, 2003）の初期段階の出力情報であるSPAC係数から、Vs30に準拠した地盤種別分類を行うことが可能であることを示した。これはSPAC係数とVs30との間に何らかの相関関係が潜在することを示唆している。もし、SPAC係数から地盤種別のみならずVs30をも効率的に推定することが出来れば、精度が解析者の熟練度や用いるソフトウェア、解析時の前提条件等に左右されないため、客観的かつ簡易的な表層地盤の揺れやすさの評価が可能になる。

本研究では、まず、任意に生成した3層からなる1,901パターンの浅部地盤モデルからRayleigh波の理論位相速度を1-20Hzの範囲で導出し、アレイ半径を5~30mとした場合の1m毎の距離における理論SPAC係数を求めた（全49,426パターン）。次に、それぞれのSPAC係数が低周波数側から漸減する際に0.9, 0.8, 0.7, …0の値を取る時の周波数を $f_{0.9}, f_{0.8}, f_{0.7}, \dots, f_{0.0}$ (f_x)と定義し、 f_x とVs30の相関関係を調べた。その結果、任意のセンサー間距離でのVs30と f_x には強い相関関係があり（図1に一例を示す）、線形回帰によって f_x からVs30を推定することが可能であることを確認した。本検討によって得られた経験式を、防災科学技術研究所KiK-netの検層記録を元に導出した理論SPAC係数（=擬似観測値）に適用してVs30の推定を試みたところ、適切な距離ならびに f_x の範囲を選定することでVs30を概ね推定することができた（図2に一例を示す）。また、アレイ半径を0.6mおよび1mとしたCCA法による極小アレイ探査（Cho et al., 2012）から得られるCCA係数に対しても同様の検討を行ったところ、CCA係数が500-1000になる周波数とVs30の相関は高く、CCA係数からのVs30の直接推定も可能であることが分かった。今後は実探査記録での検証事例を蓄積することで、本手法の実用化を目指す。

謝辞：本研究では、（国研）防災科学技術研究所が公開しているKiK-net観測点のPS検層記録を用いました。

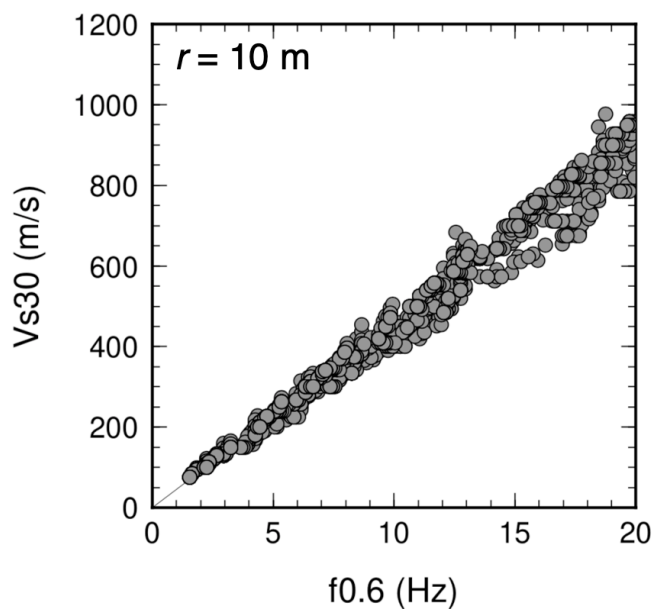


図1. 浅部地盤モデルより導出した理論SPAC係数において（センサー間距離 $r=10\text{m}$ ），SPAC係数が0.6になる周波数とVs30の関係

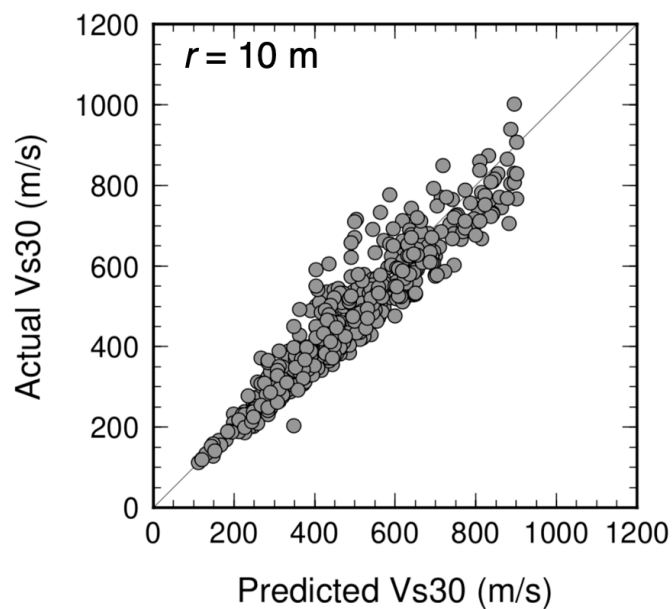


図2. 図1より得られたf0.6とVs30の関係をj用いて，防災科研KiK-net観測点617点を対象に予測したVs30と実際の値との比較

Room A | Regular session : S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

📅 Fri. Oct 30, 2020 2:30 PM - 3:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 5:30 AM - 6:30 AM UTC | 🏠 ROOM A
[S16]PM-2

chairperson:KimiYuki Asano(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

2:30 PM - 2:45 PM JST | 5:30 AM - 5:45 AM UTC

[S16-09] Study on Seismic Response of the Aratozawa Dam based on Temporary Seismic Observation Data

○Shuji Kumagai¹, Shunichi Kataoka², Hidenori Mogi³, Hideki Nagumo⁴, Wataru Okamura⁵ (1.Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2.Hirosaki University, 3.Saitama University, 4.Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 5.KOZO KEIKAKU ENGINEERING Inc.)

2:45 PM - 3:00 PM JST | 5:45 AM - 6:00 AM UTC

[S16-10] Wave propagation analysis using deep borehole seismic observation data

○Tomiichi Uetake¹, Kazuhito Hikima¹, Akihiro Shimmura¹, Masatoshi Fujioka¹ (1.Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

3:00 PM - 3:15 PM JST | 6:00 AM - 6:15 AM UTC

[S16-11] Influence of medium between surface and borehole seismometer on borehole seismic record

○Shinako Noguchi¹, Yoshihiro Sawada¹ (1.Association for the Development of Earthquake Prediction (ADEP))

3:15 PM - 3:30 PM JST | 6:15 AM - 6:30 AM UTC

[S16-12] Data driven estimation of site effects using recurrent neural networks

○Mona Izadi¹, Shinichi Matsushima² (1.Department of Architecture and Architectural Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

Study on Seismic Response of the Aratozawa Dam based on Temporary Seismic Observation Data

*Shuji Kumagai¹, Shunichi Kataoka², Hidenori Mogi³, Hideki Nagumo⁴, Wataru Okamura⁵

1. Tohoku Electric Power Co., Inc., 2. Hirosaki University, 3. Saitama University, 4. Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 5. KOZO KEIKAKU ENGINEERING Inc.

2008年岩手・宮城内陸地震において荒砥沢ダムの監査廊で観測された大加速度の地震動の生成要因を分析することを目的としてダム周辺で臨時地震観測^{*}を実施し、ダム及びダム周辺の震動特性について検討した。

1. 臨時地震観測の概要

臨時地震観測では、荒砥沢ダムを中心とする一辺900m程度の三角形の頂点3地点（下流側に追加1点）の合計4地点に地震計を2015年より設置している（図1）。これまでに、荒砥沢ダムの近辺で発生したM3程度以下の小地震及び東北～北海道地方で発生した地震の記録が得られている。一般に、ノイズレベルが小さく、付近で発生したM1以下の地震でもP波及びS波が明瞭である。

2. ダム及び臨時地震観測点のサイト特性

荒砥沢ダム周辺で発生したM1.7以上の地震による臨時地震観測点及び荒砥沢ダムの観測記録を用いてスペクトルインバージョン解析を行った。解析で使用する地震については、臨時地震観測点とダム監査廊の記録を使って震源再決定を行った。再決定された震源（深さ2~11km）は、気象庁より平均2~3km浅い結果となった。また、臨時地震観測点の中で比較的周辺の地形がなだらかなA地点で観測された記録に拡散波動場理論（Kawase et al., 2011）を適用して一次元地盤構造の推定を行い、表層約14mより下部はVs700m/s以上と推定した。

スペクトルインバージョン解析では、計算結果を安定させるために、A地点の理論増幅特性の他に友澤・他（2019）によるQ値を拘束条件に加えた。解析で得られたサイト特性と震源特性には、一部でA地点のサイト特性の影響が顕著に現れたため、インバージョンで求められた震源スペクトルに最もフィットする理論震源スペクトルを仮定して、各地点のサイト特性を求め直した。図2に各地点のサイト特性を示す。ダム監査廊におけるサイト特性は10Hz以下の周波数範囲では、6Hz付近で約1.5倍になることを除き増幅は概ね1以下であり、A地点よりも小さい。一方、高周波数（10Hz以上）では、ダム監査廊とA地点は同等であり、最大で3倍程度であった。このことから、ダム監査廊の支持地盤は岩盤的な震動特性を有していると推定され、PS検層結果（日本大ダム会議, 2018）とも整合する。

3. ダム堤体の相互作用の影響

ダム堤体の影響を調べるために、上下流方向の2次元FEMシミュレーション解析を行った。ダム堤体モデルの下部にはPS検層結果に基づく2層の地盤モデルを付加した（図3）。なお、ダム堤体は、モデル化後に小地震を用いた固有値解析により物性値を調整し、本震の計算では本震記録等をもとに算定した $G/G_0 \sim \gamma$ 曲線を用いた等価線形解析を行っている。

シミュレーションによって得られた余震及び本震の伝達関数（ダム監査廊/入射2E）を図4に示す。ダム堤体の地震応答特性は、余震では2Hz~4Hz付近に増幅率の変動が見られるが、倍率は最大でも1.2倍程度であった。10Hz以上の周波数帯域でも顕著な増幅は見られない。一方、本震の結果は、2Hz以上の小刻みな変動が消えてなだらかな形状になるが、増幅率は全体的に1倍程度以下であった。これらの結果から、本震でのダム監査廊の記録に含まれるダム堤体の影響は小さいと考えられる。

4. まとめ

これらの検討から、2008年岩手・宮城内陸地震の本震時に荒砥沢ダムで大加速度記録が記録された要因は、ダム監査廊周辺の地盤やダム堤体の影響ではなく、ダム堤体に入力する前の段階にあった可能性が示唆さ

れる。荒砥沢ダム周辺では地震発生層上端が浅い（例えば、Yoshida et al.,2014）ことや荒砥沢ダムの記録を用いた震源過程の検討においてダムの近傍にアスペリティが想定されている（例えば、吉田・他,2014）ことから、大加速度の主な要因として強震動を発生した場所がダムに近かったことが考えられる。なお、本震時のダムの相互作用について本震時の影響を詳細に確認するには、ダムの非線形特性を時間領域で検討することが必要である。

※荒砥沢ダム臨時地震観測グループ〔弘前大学 片岡俊一，埼玉大学 茂木秀則，北海道電力（株），東京電力HD（株），電源開発（株），日本原燃（株），リサイクル燃料貯蔵（株），東北電力（株）〕による共同観測

謝辞：本検討を行うにあたり，宮城県によって観測された荒砥沢ダムの地震記録及び気象庁による読み取り値を使用させていただきました。また，（株）小堀鐸二研究所の友澤氏には荒砥沢ダム付近のQ値をご提示いただきました。

参考文献：Kawase et al.（2011）,Bull. Seism.Soc. Am.,Vol.101,No.5, 2001-2014., 友澤・他（2019）,建築学会構造系論文集,Vol.84,No.756,171-181., 一般社団法人 日本大ダム会議（2018）,大ダム会誌,No.243, 5-46., Yoshida et al.（2014）,J. Geophys Res.,119,Doi:10.1002/2014JB011291., 吉田・他（2014）,地震学会2014年度秋季大会, S15-P19.



図1 臨時地震観測点の観測点分布
（※Google Earthより引用）

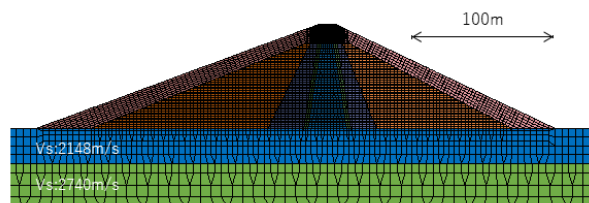


図3 FEMシミュレーションモデル

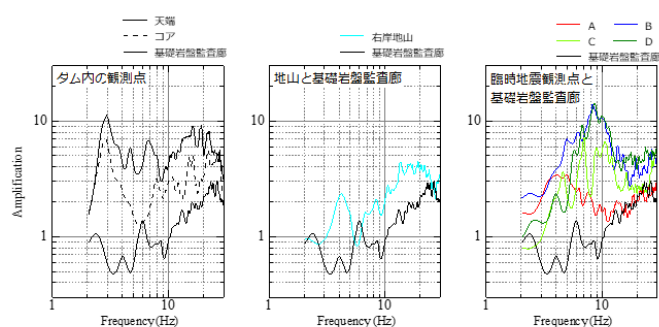


図2 各地点のサイト特性（自由表面の影響は含まない）

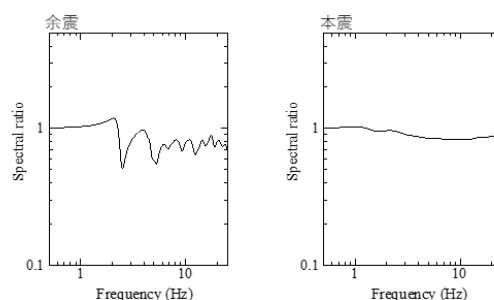


図4 FEMシミュレーション解析によって得られた伝達関数

Wave propagation analysis using deep borehole seismic observation data

*Tomiichi Uetake¹, Kazuhito Hikima¹, Akihiro Shimmura¹, Masatoshi Fujioka¹

1. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.

1. はじめに

2007年新潟県中越沖地震(M6.8)により、柏崎刈羽原子力発電所で大加速度の地震動が観測されるとともに敷地南側と北側での加速度振幅の違いが注目された。その原因として敷地の厚い堆積層による増幅と地盤構造の不整形性の影響が指摘されている。敷地内の地震観測点拡充の一環として、大深度ボーリング孔を利用した観測が計画され、敷地南側では既設の地質調査ボーリング孔を利用した深さ1022 mでの観測が2014年に開始[Fujioka et al.(2016)]、敷地北側では新規に掘削した1500 m孔での観測が2017年に開始された。

2. 柏崎刈羽原子力発電所における大深度観測の状況

大深度観測点は、敷地南側で新潟県中越沖地震後に掘削された地質調査孔を利用して地震計を設置したS孔(1022 m)、敷地北側に新規に掘削したE孔(1500 m)の2点である。両地点は、南北に1.3 km離れている。S孔は敷地内を貫く向斜軸上に、E孔は背斜軸上に位置しており、対応する地層境界の深さが大きく異なっている(椎谷層上面で約600 m)。大深度観測点の孔底には、サーボ型加速度計($\pm 2000 \text{ cm/s}^2$)、過減衰動電型加速度計($\pm 2000 \text{ cm/s}^2$)、周期1秒の高感度速度計が収納されており、地表にはサーボ型加速度計、過減衰動電型加速度計が設置されている。収録装置の時刻はGPSで校正され、24 bit、100 Hzサンプリングで観測が行われている。

大深度観測開始以降、敷地近傍の地震活動は不活発で、マグニチュード(M)が4を超える地震は発生していない。そのためM5を超える地震の記録は、敷地から離れた地震の記録のみとなる。両地点で得られた地震で最大のMは、2019年6月18日の山形県沖の地震(M6.7)である。また、敷地周辺で発生する地震の震源深さは、10~20kmが多いが、2020年8月6日の新潟県中越地方の地震(M5.1、深さ186 km)のような深発地震も得られている。

3. 大深度・地表間の地震波伝播

S孔及びE孔の大深度における波形と地表における波形(EW成分)のS波部分を図に示す。孔底の記録から目視で読み取ったS波初動が29秒の位置になるように揃えてある。また、下から上に向かって震央位置が南から北になるように波形を並べた。なお、波形は加速度波形に低周波数側のSNに応じてハイパスフィルターをかけて積分し、速度波形に直してある。孔底記録の二本目の縦線は、PS検層モデルから計算される孔底から地表へのS波の鉛直伝播時間の2倍の時刻を示した。S波が地表で反射して戻れば、この線の位置に入射波と同位相の波群が認められる。地表波形の図に引かれた線は、PS検層モデルから計算される地表へのS波初動の到着時刻である。

地震の規模によって有効な周波数が異なるため、近傍のMの小さな地震では短周期の継続時間の短い波形、遠方のMの大きな地震で周期の長い波形となっている。また、敷地近傍のMの小さな地震では継続時間が短いため、入射波のS波パルスが明瞭であれば、地表からの反射波も明瞭になると予想されるが、実際には入射波が明瞭であっても明瞭な地表反射波は見いだせない傾向がある。短周期の波動が、散乱や減衰により、表層で消費されてしまうためと考えられる。

孔底から地表への伝播時間は、概ねPS検層モデルから計算される時間となるが、遠方の地震では計算よりも早い傾向がある。遠い地震で、孔底-地表間の見かけ走時が早まるという現象は、波面を意識して斜め入射を考えれば解釈できる。また、敷地に近くても地表への走時が早い地震も見受けられる。距離と深さからみて入射角度がそれほど大きいとは考えられず、また、S孔とE孔で傾向が異なることから、地下構造の不整形性の影響とも考えられる。

深発地震の場合(2017年12月15日M4.1、2020年8月6日M5.1)、地震波が鉛直に近い角度で入射すると考

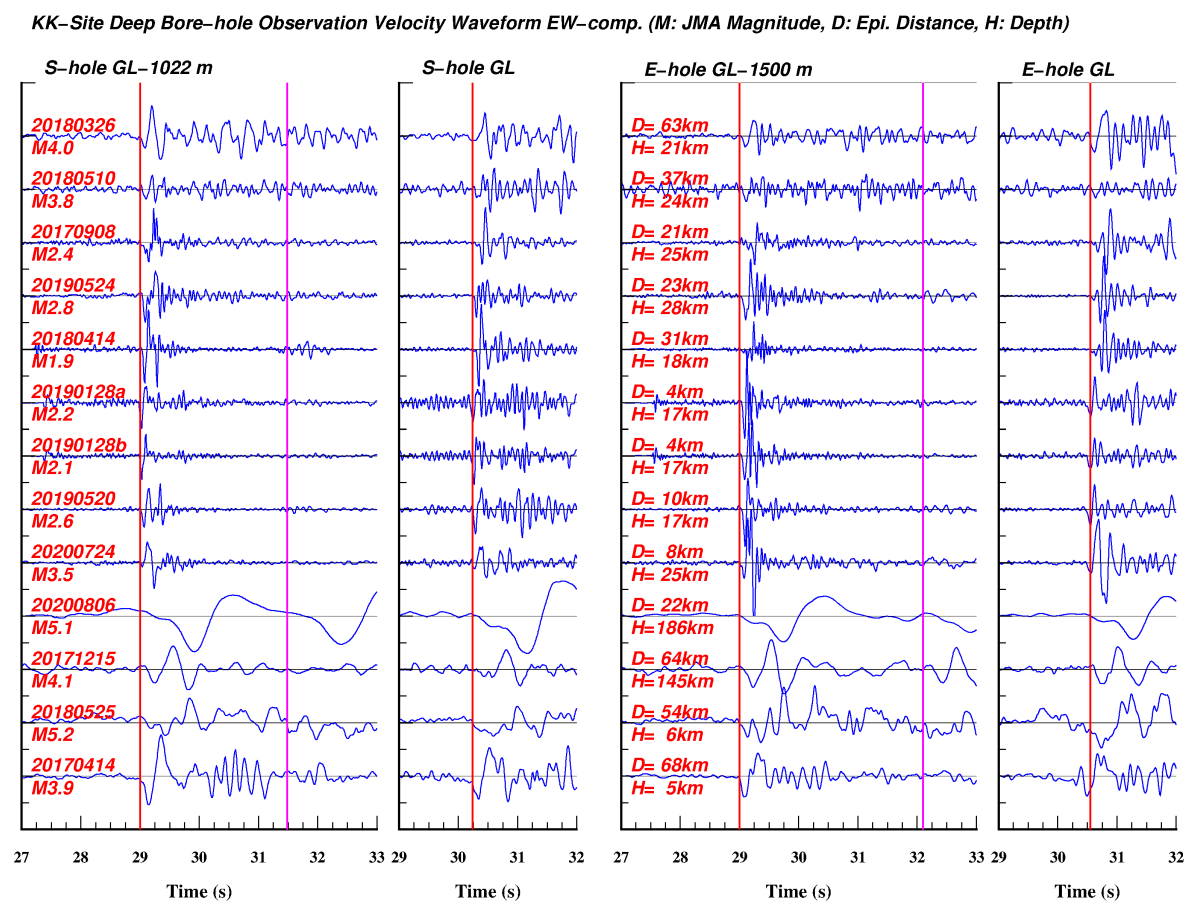
えられ、孔底から地表への伝播時間は、ほぼPS検層モデルと一致する。しかし、2つの地震で地表反射波の出方が異なっており、2020年の地震ではS孔、E孔とも地表反射波が明瞭であるのに対し、2017年の地震ではE孔では反射波が確認できるもののS孔の反射波は不明瞭である。両地震の波形では見かけの周期も大きく異なるため、地下構造の不整形の大きさを検討する材料になると考えている。

4. おわりに

柏崎刈羽原子力発電所の大深度地震観測記録を用いて、孔底（GL-1022m及びGL-1500m）と地表間の地震波伝播性状を検討した。地中から地表への伝播時間は、概ねPS検層結果と整合的であるが、遠方の地震では地表到達時刻が早まる傾向がある。また、地盤の不整形性に起因するとみられる到達時刻のずれも確認できた。今後、さらに検討を進める予定である。

文献

Fujioka, M., Hikima, K., Uetake, T., and Isaida, T., 2016, Deep vertical array observation in Kashiwazaki-Kariwa nuclear power station, *Proceedings of the 5th IASPEI/IAEE International Symposium: Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, P204E.



Influence of medium between surface and borehole seismometer on borehole seismic record

*Shinako Noguchi¹, Yoshihiro Sawada¹

1. Association for the Development of Earthquake Prediction (ADEP)

地震計は風波や人工の背景ノイズ震動を軽減するため、地中深くのボーリング孔底に設置される場合がある。特に高感度地震観測では背景ノイズの軽減は極めて重要であり、孔底設置の効果はたいへん大きい。また、振幅や継続時間の増幅など表層地盤による記録への影響を避けたい場合にも利用される。孔中地震計で観測される記録には、下方からの入射波と地表や表層からの反射波・屈折波が含まれるはずであるが、表層の弾性波速度は小さいため、その下方へ漏れる波動の影響は小さくなると期待される。一方で、孔底の地震記録が強震時の表層地盤の非線形応答の影響を受けたとする報告（若井・野津，2014）もある。本研究では、防災科研によるKiK-net強震観測網の記録を用いて、孔底の地震記録がそれより上の地盤の影響を受けるのか否かを調査する。

まず、青森県内のKiK-net観測点18点での地震記録を調べる。観測点に下方からほぼ鉛直入射する地震の記録を集めるため、震源深さは50 km以深とする。地震の規模や震源距離は様々である。震源・伝播経路によらない観測点の特徴をあぶり出すためには、十分に多数の多様な記録が必要となる。しかし背弧側では直下のプレート間・プレート内地震による振幅が小さくなるため、7観測点では30セット未満の記録しか得られなかった。各地震についてS波部分10.24秒のタイムウインドウをとり、これに10 %のコサインテーパーをかけてフーリエ振幅スペクトルを計算し、さらに0.4 HzのParzenウインドウをかけて平滑化する。得られたスペクトルの水平2成分の相乗平均を水平動の振幅スペクトルとする。

結果をFig. 1に示す。地表記録（Fig. 1(a)）では、地震の規模にかかわらず概ね8 Hz付近を中心に振幅が大きい。こうした特徴は孔底記録（Fig. 1(b)）にはみられないことから、地表付近の地盤による増幅によると推察される。一方の孔底記録では、1 Hz、3 Hz付近をはじめいくつかの谷がみられる。これは、地表からの反射波が重なった際に節となる周波数と考えられる。すなわち、入射波の波長が孔深さの4倍、4/3倍、4/5倍...となるとき、孔底ではそれらの波長の反射波が入射波と打ち消しあって振幅が低下する。本孔の速度検層データに基づく水平動の地表と孔底の振幅スペクトル比（Fig. 1(d)）に現れるピークの位置は、これらの特定周波数に対応する。

この谷が現れる周波数は孔深さと媒質の弾性波速度および入射波の入射角に依存し、それより上方の表層地盤による地震動増幅とは関係がない。しかしながら、この影響がない場合孔底の振幅スペクトルはなだらかな山型になるとすれば、例えばFig. 1(b)の1 Hz付近の谷での振幅は平均して3分の1程度に落ち込んでいる。孔底など地中の観測記録を利用する場合、この現象が起きている可能性を考慮する必要がある。

これら地表と孔底のスペクトルの比をとったものがFig. 1(c)である。これは同(d)の物理量に対応するが、上に述べた節によるピークの位置は概ね(d)の理論値に対応している。これとは別に、(c)では5-10 Hz付近がなだらかな山になっているが、これが(a)地表振幅にみられる山に対応している。(c)のような地表と孔底のスペクトル比は、一般に地盤増幅特性を調べるのに用いられるが、そこに現れる山には、表層地盤による増幅の効果と、反射波による節の効果が混在していること、これらは比をとる前の振幅スペクトルを調べることで区別できることがわかった。

AOMH06のような特徴を見せる観測点は、データ不足の点を除いても他に10点ほどみられた。一方で、孔底の記録に明瞭な谷が現れない観測点もいくつかあった。こうした点では、地盤が水平成層構造ではなく、水平方向の不均質が強いなどの原因で、孔底まで届く反射波が弱い等のメカニズムが考えられる。

孔底の地震記録について、孔底と地表の間の地盤の影響を調べた結果、地表反射波により特定周波数で振幅が打ち消される現象が多くみられた。今後さらに多数の地点およびデータを追加し、検層データ等の地盤情報との比較を行っていく。

謝辞

本研究では、防災科学技術研究所による基盤強震観測網KiK-netの観測データ (<https://www.doi.org/10.17598/NIED.0004>) および検層データを使用しています。また、気象庁による一元化震源カタログの震源情報を使用しています。記して感謝いたします。

参考文献

若井 淳, 野津 厚, KiK-net 地中観測点の記録に見られる表層地盤の非線形挙動の影響, 地震 第2輯, 2014-2015, 67 巻, 3 号, p. 99-104, <https://doi.org/10.4294/zisin.67.99>.

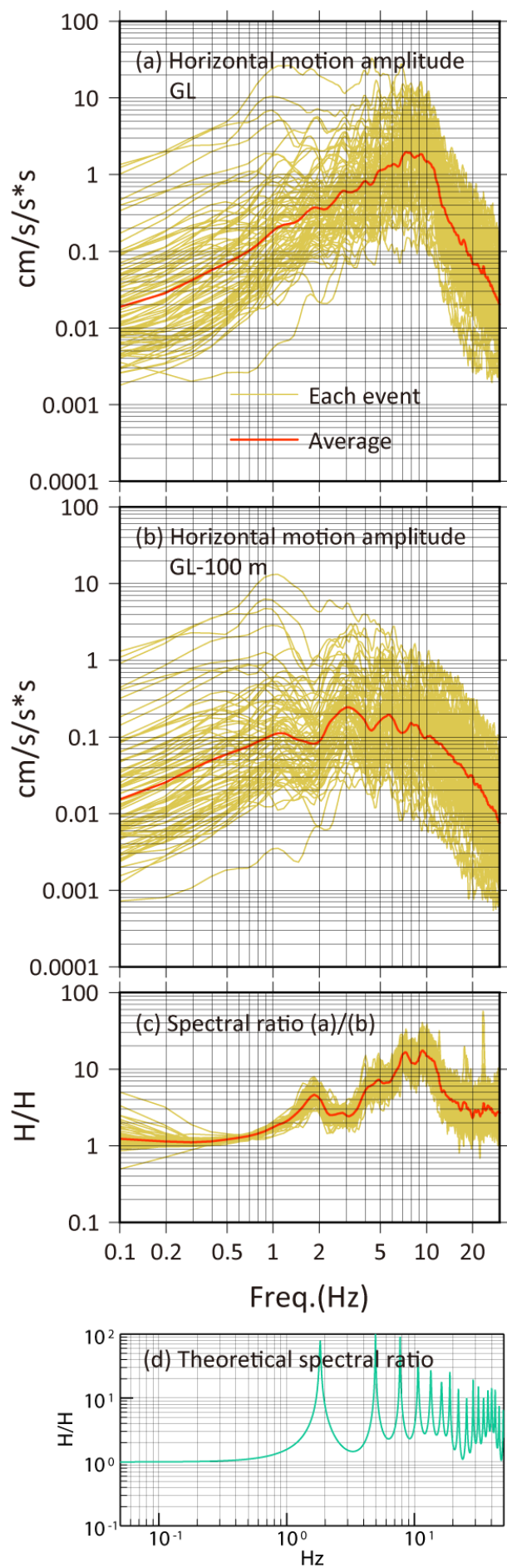


Fig. 1. Fourier amplitude spectra and spectral ratio for S-wave portion during earthquakes at KiK-net AOMH06. (a) Horizontal motion at GL, (b) Horizontal motion at GL-100 m, (c) Ratio of (a) to (b) and (d) theoretical spectral ratio for horizontal motion calculated from PS-logging data.

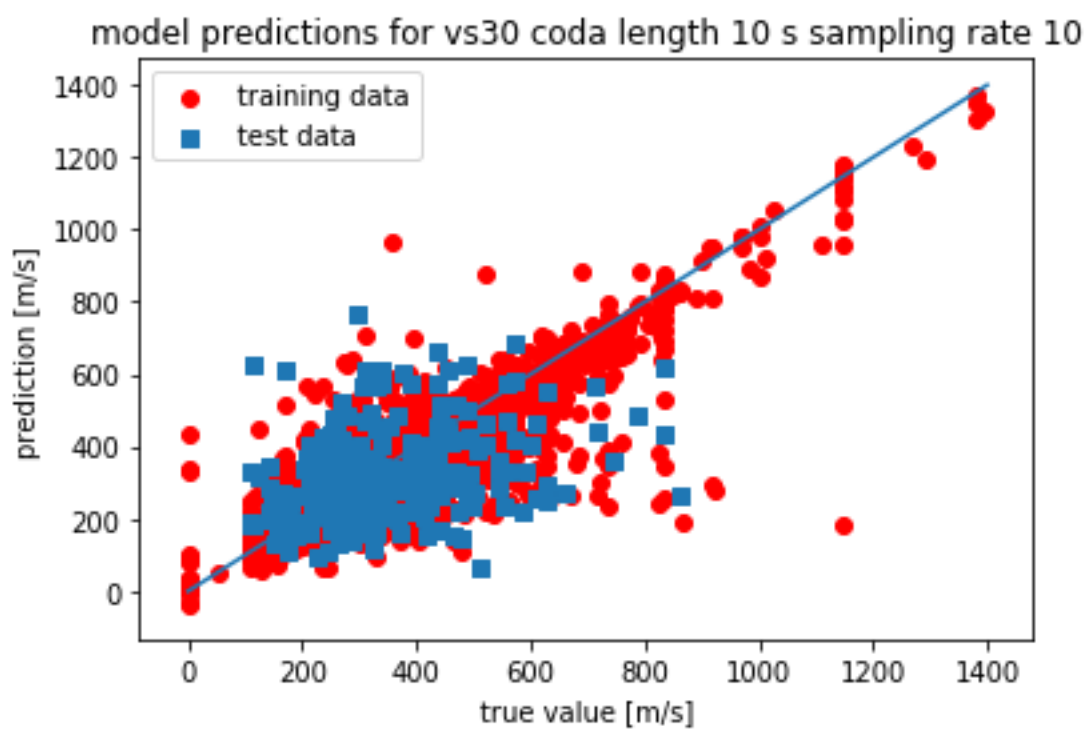
Data driven estimation of site effects using recurrent neural networks

*Mona Izadi¹, Shinichi Matsushima²

1. Department of Architecture and Architectural Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

The purpose of this study is to utilize artificial neural networks to propose a novel method of evaluating site effects. A Long Short-Term Memory (LSTM) Recurrent Neural Network (RNN) is designed using Tensorflow 2 library in python language. A dataset of 3 component strong motion records from all Kyoshin Network (K-NET) and Kiban Kyoshin Network (KiK-net) stations maintained by National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED, 2019) across Japan are obtained. In order to limit the dataset to the linear soil response range, only records with peak ground accelerations (PGA) between 10 and 120 gal are used. From each strong motion timeseries data, a 10 second time window, identified as coda wave, is extracted. Ideally, coda waves are composed of mainly surface waves and thus contain information on shallow subsurface structure.

Utilizing available borehole soil profile data, a vector of proxies is defined to represent the site effect characteristics at each station. These site proxies are time averaged shear wave velocity down to 30m depth (VS30), depth of seismological bedrock (Db), surface to bedrock ratio of shear wave velocity (Cv) and fundamental frequency (f0). Using these samples, a separate RNN is trained to predict each site proxy from coda waves. The dataset was divided into a training set of 95% of samples and a test set of the remaining samples. The RNN architecture consists of two hidden LSTM layers, one dense output layer and a sigmoid activation function. The target vector values are all normalized to fall within a range of 0 and 1. Once the network is trained, all predicted values are denormalized for performance evaluation. The best results were achieved when the RNN was trained over 100 epochs to predict VS30 values, with mean absolute error of 47.8 m/s on training set and 111.59 m/s on test set. The bigger error value on test set shows that the network is overfitting, and the performance is not ideal yet. This is expected to improve in further development of the study, by hyperparameter tuning on the one hand, and revised definition of coda wave time window on the other hand.



Room A | Special session : S24. Pioneering the future of seismology with machine learning

📅 Sat. Oct 31, 2020 9:00 AM - 10:15 AM JST | Sat. Oct 31, 2020 12:00 AM - 1:15 AM UTC | 🏠 ROOM A
[S24]AM-1

chairperson:Takahiko Uchide(Geological Survey of Japan, AIST), chairperson:Hisahiko Kubo(NIED),
chairperson:Yuki Kodera(Meteorological Research Agency, JMA)

9:00 AM - 9:15 AM JST | 12:00 AM - 12:15 AM UTC

[S24-01] Regional characteristic of seismic activity inferred from unsupervised machine learning of F-net moment-tensor catalog

○Hisahiko Kubo¹, Takeshi Kimura¹, Katsuhiko Shiomi¹ (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

9:15 AM - 9:30 AM JST | 12:15 AM - 12:30 AM UTC

[S24-02] Deep learning model for spatial interpolation of real-time seismic intensity

Ryota Otake^{1,2}, Jun Kurima², ○Hiroyuki Goto², Sumio Sawada² (1.OC Global, 2.Kyoto University)

9:30 AM - 9:45 AM JST | 12:30 AM - 12:45 AM UTC

[S24-03] False alarm and its measure on the earthquake early warning for the off-Torishima earthquake on July 30, 2020

○Masumi Yamada¹ (1.DPRI Kyoto Univ.)

9:45 AM - 10:00 AM JST | 12:45 AM - 1:00 AM UTC

[S24-04] Attempt to detect tectonic tremors in Sanriku-oki by applying a Convolutional Neural Network to S-net data

○Keisuke Yano¹, Hidenobu Takahashi², Kazuya Tateiwa², Masayuki Kano² (1.The Institute of Statistical Mathematics, 2.Tohoku University)

10:00 AM - 10:15 AM JST | 1:00 AM - 1:15 AM UTC

[S24-05] Development of 3D Convolutional Neural Network to locate hypocenter around Hakone with theoretical seismograms of time series as training data.

○Daisuke Sugiyama¹, Seiji Tsuboi¹, Yukutake Yohei² (1.JAMSTEC, 2.Hot Springs Research Institute, Kanagawa Prefectural Government)

Regional characteristic of seismic activity inferred from unsupervised machine learning of F-net moment-tensor catalog

*Hisahiko Kubo¹, Takeshi Kimura¹, Katsuhiko Shiomi¹

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

○はじめに

本研究では、防災科研F-netのモーメントテンソル解カタログを、次元削減による構造抽出やクラスタリングなどの教師なし機械学習で解析することで、地震活動の地域特性を調べる。

○データセット

防災科研は、日本周辺で発生する地震を対象として、広帯域地震観測網F-netの地震動記録を用いたモーメントテンソル解析を1997年からルーティン的に行っており、そのカタログをWeb上で公開している。ここではF-netの観測体制がほぼ同一である2003年から2019年までの期間に発生し、モーメントマグニチュードが4以上である、計15810の地震のモーメントテンソル解を用いた。

F-netによるモーメントテンソル解は、緯度・経度・深さ・モーメントテンソル6成分の情報を持つ。このモーメントテンソル6成分をダブルカップルとCLVDに分解し、それぞれに関する情報をデータセットに登録した。ダブルカップルの情報としては、P軸のazimuthとplungeおよびT軸のazimuthとplungeを登録するとともに、P軸・T軸の単位ベクトルも登録した。さらに断層タイプに関する情報として、P軸・T軸の情報から、Kavarnia et al. (1996)・Kagan (2005)によるsource-mechanismダイアグラムのxとyも登録した。xが大きいと逆断層成分が、xが小さいと正断層成分が卓越していることを意味する。またyが大きいと横ずれ成分が卓越していることを意味する。CLVDの情報としては、Aso et al. (2016)のsource-typeダイアグラムの定式化(j) によるダブルカップルとCLVDの比を登録した。

○次元削減による構造抽出

ここでは上記データセットのうち緯度・経度・深さ・source-mechanismダイアグラムのxとyの計5成分の情報を、カーネル主成分分析によって3次元に削減し、データセット内の構造抽出を試みた結果を紹介する。地震のメカニズム解の空間分布は非線形要素が強いため、主成分分析などの線形な次元削減手法ではなく、非線形な次元削減手法であるカーネル主成分分析を用いた。カーネル主成分分析はカーネル法を用いて非線形変換を行うことができ、より柔軟な解析をすることが可能である。カーネルにはガウシアンカーネル Radius Basis Functionを用いた。なお日本周辺で発生する地震の空間分布はもともと北東-南西の方向に広がっており、緯度と経度の情報には強い相関がある。そのため、まず緯度と経度に対して主成分解析による軸変換を行った上で、次元削減を行った。また次元削減前に各成分の正規化を施した。

解析の結果、カーネル主成分分析で得られる三つの主成分と地域ごとの特徴的な地震活動が対応することが分かった。第一主成分が大きい地震グループは、西日本・南西諸島・台湾にかけた地域の内陸および海域で起きている浅い正断層型の地震で主に構成される。第一主成分が小さい地震グループは、東日本の太平洋沖のプレート境界付近で発生している逆断層型の地震が多い。第二主成分が大きい地震グループは、横ずれ成分を多く含む台湾周辺の地震が多い。第二主成分が小さい地震グループは、千島海溝沿いの浅い正断層型の地震で主に構成される。第三主成分が大きい地震グループは、正断層成分を多く含む、深さ100km以上の深い地震で主に構成される。第三主成分が小さい地震グループは、東日本の内陸および日本海溝周辺の浅い逆断層型の地震や九州・南西諸島・台湾にかけた地域の逆断層型の地震で構成される。この結果はF-netモーメントテンソル解カタログを教師なし学習することによって、似た性質を持つ地震のグループを抽出することが可能であることを示唆する。

Deep learning model for spatial interpolation of real-time seismic intensity

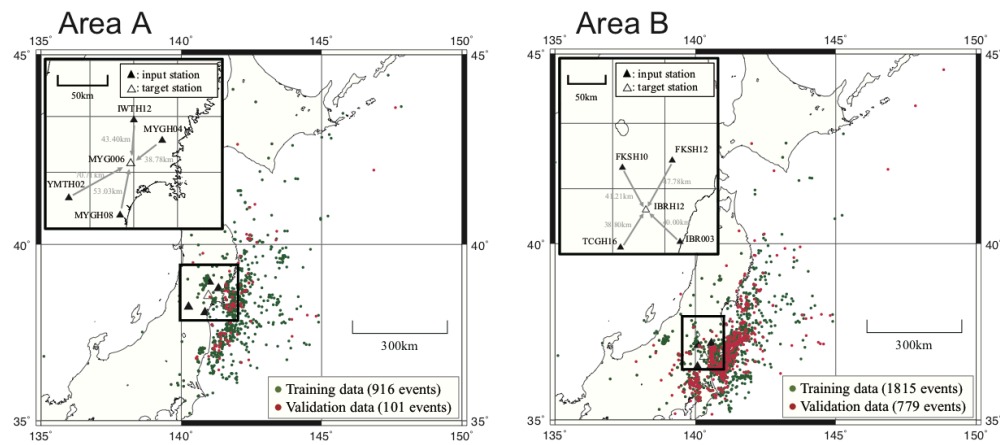
Ryota Otake^{1,2}, Jun Kurima², *Hiroyuki Goto², Sumio Sawada²

1. OC Global, 2. Kyoto University

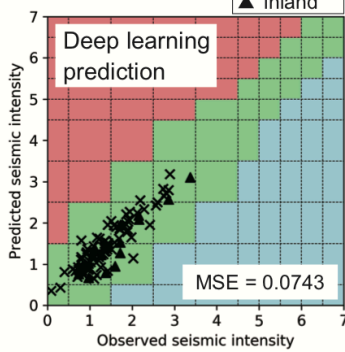
地震直後、あるいは発生後即時に震度の空間分布を把握することは、緊急対応において非常に重要である。本研究は、機械学習の一種である深層学習を利用して、ある地点における震度を周辺の地震記録から予測することを試みた。周辺と対象地点におけるリアルタイム震度をそれぞれ入力データ・出力データとし、ここでは地盤情報等は考慮しない。この問題設定は、ある地域に地震計を一定期間敷設して記録を収集し、観測終了後に周辺にある常設観測点から震度を予測する方法を想定しているが、即時予測が可能であれば緊急地震速報への応用も期待できる。

深層学習モデルは、因果関係を持つ系列データに高い有効性を持つLong Short-Term Memoryを用いて構成した。対象地点としてK-NET MYG006 (Area A), KiK-net IBRH12 (Area B)をそれぞれ選定し、周辺にあるK-NET/KiK-net 4観測点のリアルタイム震度を入力データに、対象地点のリアルタイム震度を出力データとしてモデルを訓練させた。なお、利用できる記録のうち70%を訓練データに、残り30%を検証データに用いている。Area A, Area Bそれぞれに対して得られた深層学習モデル (case 1, case 2) は、距離加重平均値 (weighted average) や最近傍観測点の値を採用した場合 (nearest record) に比べて、二乗誤差 (MSE) の意味で精度が高い。地震記録を直接学習させているため、地盤増幅 (サイト特性) の影響を自然に取り込んでいると考えられる。

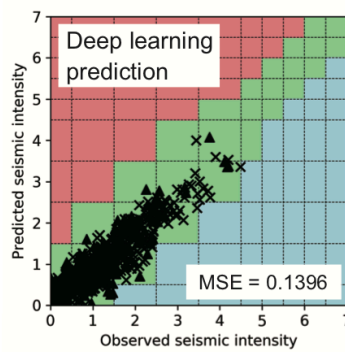
また、Area Bを対象に緊急地震速報を想定した深層学習 (case 3) を試みた。訓練データとして与える出力データをステップ関数とし、リアルタイム震度の最大値をステップ値に、周辺でのリアルタイム震度値が0を超えた時刻をステップ時刻とする。これにより、周辺で有意な震動が検出された場合に対象地点の震度を予測するという問題設定となる。深層学習による推定精度は、case 2の距離加重平均値より低いがこれは即時予測という問題設定の難しさに起因するものと考えられる。猶予時間 (warning time) と精度とのトレードオフで見れば、深層学習は地盤増幅や距離減衰といった地震動の性質を自然に取り込めるため、周辺で計測された最大震度値を採用する方法より精度が高いことがわかった。



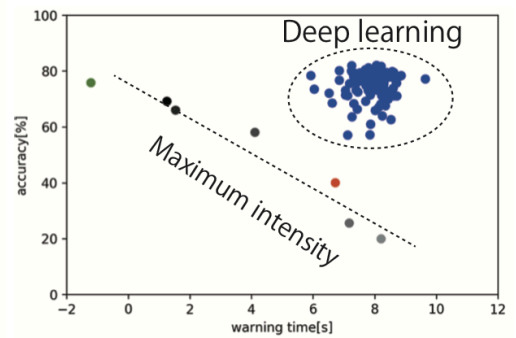
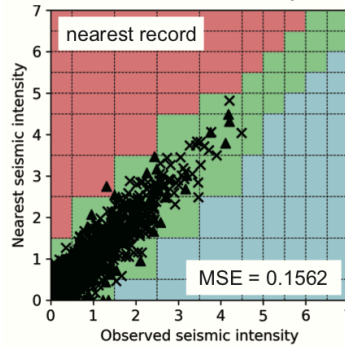
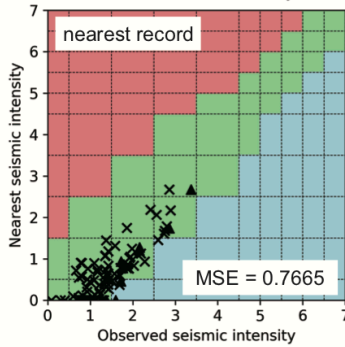
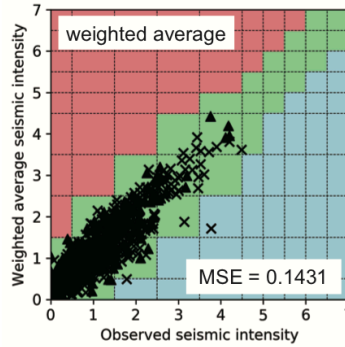
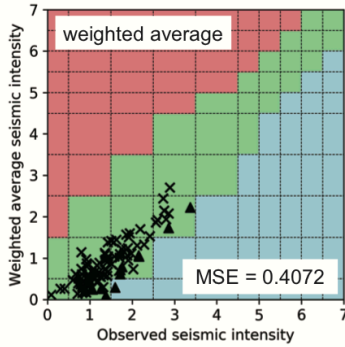
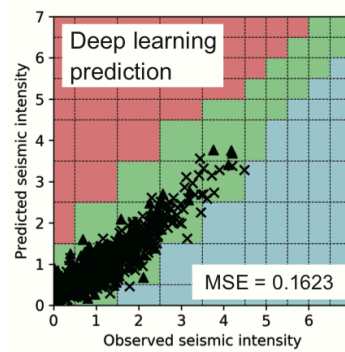
Case 1 (Area A)



Case 2 (Area B)



Case 3 (Area B - EEW)



False alarm and its measure on the earthquake early warning for the off-Torishima earthquake on July 30, 2020

*Masumi Yamada¹

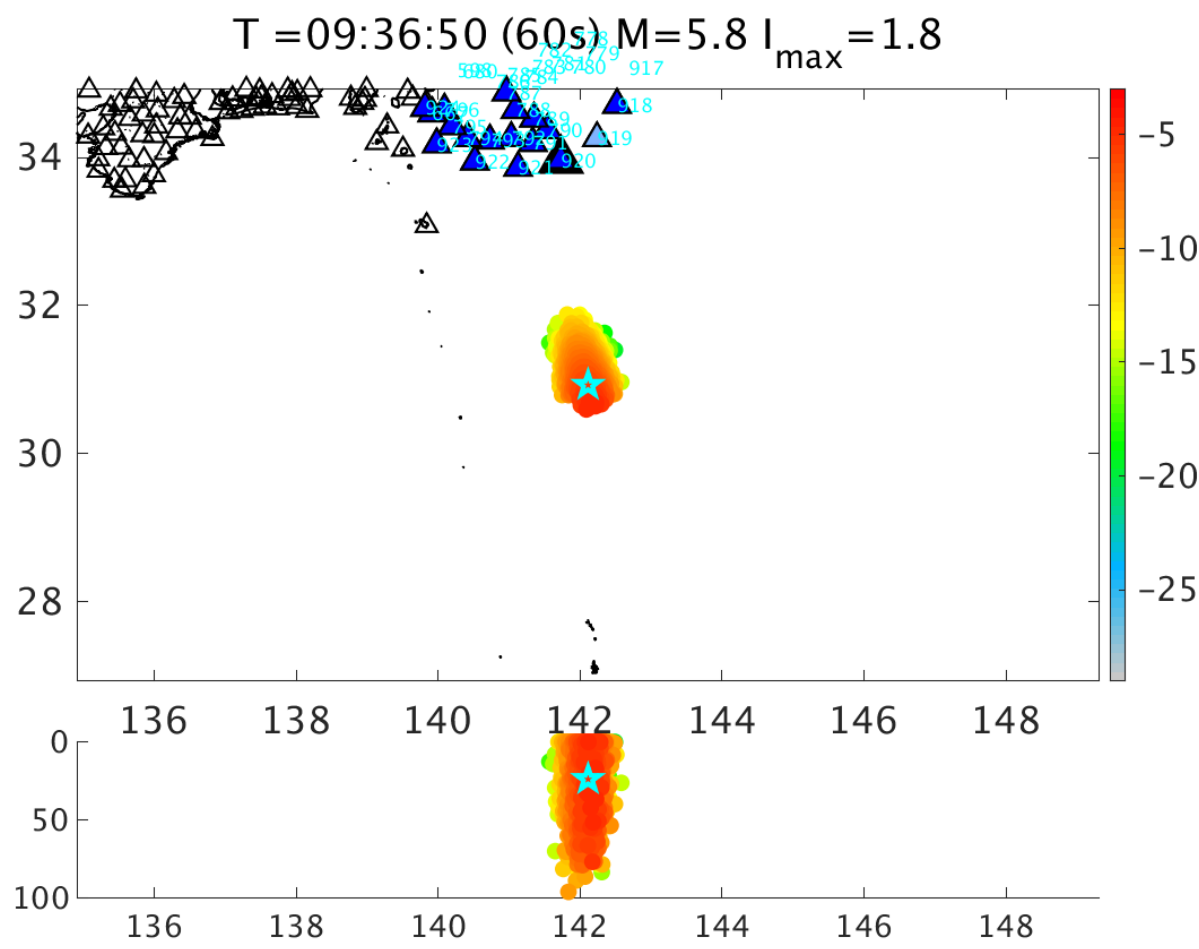
1. DPRI Kyoto Univ.

2020年7月30日に鳥島近海で発生した地震では、震度5弱以上を予測して一般向けに緊急地震速報が発表された。しかしながら、実際には震度1を観測した地点はなく、結果的に過大な警報となった。緊急地震速報が発表された原因として、(1)地震の場所を誤って予測し、実際の震源より400km以上北側に決めてしまったこと(2)誤った震源により、マグニチュードを過大評価してしまったこと、が挙げられる。

現在の緊急地震速報では、震源決定手法として、IPF法（気象庁の地震観測網+S-net）、着末着法（Hi-net観測網）、EPOSによる自動震源決定法（気象庁の地震観測網+Hi-net）と3つの手法を利用している。鳥島沖の地震では、島嶼部で観測点の数が少なかったため震源決定精度が悪く、実際の震源より400km以上北側に決めてしまった。これが第一の問題点である。

2つ目の問題点はマグニチュードの過大評価である。たとえ震源位置が誤っていたとしても、震源近傍の観測点を利用してマグニチュードを計算していれば、振幅が小さいため地震のマグニチュードは小さく予測されるはずである。しかしながら、マグニチュードの決定には予測震源から800km以上離れた小笠原諸島の母島観測点で観測されたデータを用いていた。マグニチュードの計算には閾値があり、振幅の小さい観測点($<50\mu\text{m}$)はマグニチュード推定に利用されない。また、2018年1月5日の茨城県沖の地震の誤報の後の改修により、理論P波到着時刻よりも前の振幅は、マグニチュード推定に利用されなくなった。おそらくこれらの制約条件によって、マグニチュードの計算に利用できたのは母島観測点のみとなり、その振幅値を利用したために、過大なマグニチュードを予測する結果となった。なお、気象庁では9月上旬より、マグニチュードの算出には震源からの距離が700km以下のものを使用する予定である。

島嶼部での震源決定精度を上げるための改善策は、観測点の密度を増やすことである。現在、気象庁の地震観測網、Hi-net、S-netのデータは上述のように別々の手法によって計算されている。しかしながら、これらのデータを統合して同じ手法で利用する事ができれば、新たな観測網を設置することなく、既存の観測網を利用して観測点密度を増やすことが可能である。本研究では、全国地震観測データ流通ネットワークを利用して、防災科学技術研究所のHi-netとS-netのデータを統合して解析した。解析には、パーティクルフィルタを利用して統合的にデータを処理するIPF法の改良版を使用している。この計算は、10秒程度のバッファを設けているが、オンラインで逐次計算されている。その結果、震源の誤差は30km程度とほぼ正確に震源決定することができ、予想されるマグニチュードも5.8と正しく推定できることが分かった。発表では詳細な解析結果について報告する。



Attempt to detect tectonic tremors in Sanriku-oki by applying a Convolutional Neural Network to S-net data

*Keisuke Yano¹, Hidenobu Takahashi², Kazuya Tateiwa², Masayuki Kano²

1. The Institute of Statistical Mathematics, 2. Tohoku University

近年、世界各地の沈み込み帯を中心に、スロー地震と呼ばれる、通常地震に比べてゆっくりとした断層の滑り現象が観測されるようになった(Obara & Kato, 2016). 低周波微動はスロー地震の一形態と考えられており、南海トラフやカスケディア、日本海溝では想定巨大地震震源域の深部や浅部で観測されている。微動は海溝型巨大地震同様、プレート境界面上の断層の滑り現象である可能性が高く、その時空間的活動の把握は巨大地震震源近傍のプレート境界面の断層のすべりを捉えるという観点から重要である。

微動検出の際、観測点間の波形のエンベロープの類似性に着目したイベント検出・震源決定手法であるエンベロープ相関法(e.g., Obara, 2002)がよく使用される。しかし、その原理として微動のみならず、通常地震も検出してしまう。この問題に対し、Nakano et al. (2018)は、畳み込みニューラルネット(CNN)を利用した通常地震・微動・ノイズの判別器を作成し、南海トラフ沿いの海域に設置されている地震・津波観測監視システム(DONET)の観測記録に対してその有効性を示した。Nakano et al. (2018)のCNNの特徴として、CNNの入力データにランニングスペクトルを利用している。ランニングスペクトルは、観測波形そのものと比較して、イベントの継続時間や震源の物理的な性質を示す周波数成分を顕著にするため、通常地震と微動の判別に適していると考えられる。

一方、近年敷設された日本海溝海底地震津波観測網(S-net)により、日本海溝における低周波微動の存在が明らかになった(Nishikawa et al., 2019)。微動検出にはエンベロープ相関法を用い、継続時間により微動と通常地震の区別をしている。S-netはDONETに比べて観測点数が多く日本海溝全域に渡って配置されており、三陸沖のみならず、襟裳沖、宮城沖、そして茨城沖など広域で発生する地震や低周波微動の検出、モニタリングが期待される。

本研究では、S-netを用いた日本海溝で発生する通常地震・微動・ノイズのリアルタイム波形分類を最終目標として据え、手始めに1観測点を対象とした波形のランニングスペクトルを入力データとするCNNに基づく通常地震、微動、ノイズの判別器を作成した。対象の観測点として微動が時空間的に続発する領域の一つである、三陸沖の観測点を使用した。この観測点で捉えられた微動、通常地震、ノイズの典型例を図1に示す。ノイズ波形では、時間窓全体でおおよそ均質にパワーが分布している。微動と通常地震では、S波到着時に最も強いシグナルが観測される。通常地震ではS波到着後もコーダ波などの観測シグナルは続くが、微動では通常地震に比べてシグナルは小さく、S波到着後ただちにノイズレベルに収束する。CNNの教師データとして、通常地震については気象庁一元化カタログに記載されている通常地震のうち震央が観測点近傍120kmにあるものを、微動についてはNishikawa et al. (2019)による微動カタログに記載されている微動のうち震央が観測点近傍120kmにあるものを利用した。観測期間は、通常地震と微動のカタログの期間が重複する2016年8月15日から2018年8月15日の2年間とした。2017年12月3日までのイベントを学習用に、以降のイベントを検証用に利用した。微動、通常地震共にS/Nの良いイベントを教師データとして学習させることを目的に、イベントを含む時間窓でのPower spectral density (PSD) のレンジが大きい上位1/4のデータを教師データとして用いた。この操作により学習に利用した通常地震・微動・ノイズの個数はそれぞれ633個、1593個、1407個となった。

CNNの構成はNakano et al. (2018)を参考にした。ただし、DONETとS-netで観測されるイベント波形の違いを考慮して、以下のような変更を行った。周波数領域の信号のパワーの大小関係ではなく、形状の違いを特徴量として抽出することを狙い、入力をPSDの最大値で規格化した。PSDが周波数方向に必ずしも細かく変化し

ないため、周波数方向に対するプーリングを導入した。時間窓長に関して、時間分解能の向上を期待して、Nakano et al. (2018)で用いられた240秒より短い120秒の時間窓を用いた。

学習の結果、通常地震・微動・ノイズに関してそれぞれ100%,94.5%,100%の精度で分類を行うことに成功した(図2)。また、CNNの判別確率と震央距離とマグニチュードの関係を調べた結果、微動に関しては震央距離が近いほど判別確率が高くなり、通常地震に関してはMwが大きいほど、震央距離が近いほど判別確率が高くなる傾向を示した。最後に連続記録に対して適用した結果、微動全体が入力時間窓に入ると微動の判別確率が上がり、窓から外れると下がることを確認した(図3)。

謝辞：防災科学技術研究所より公開されているS-netの波形データを使用しました。

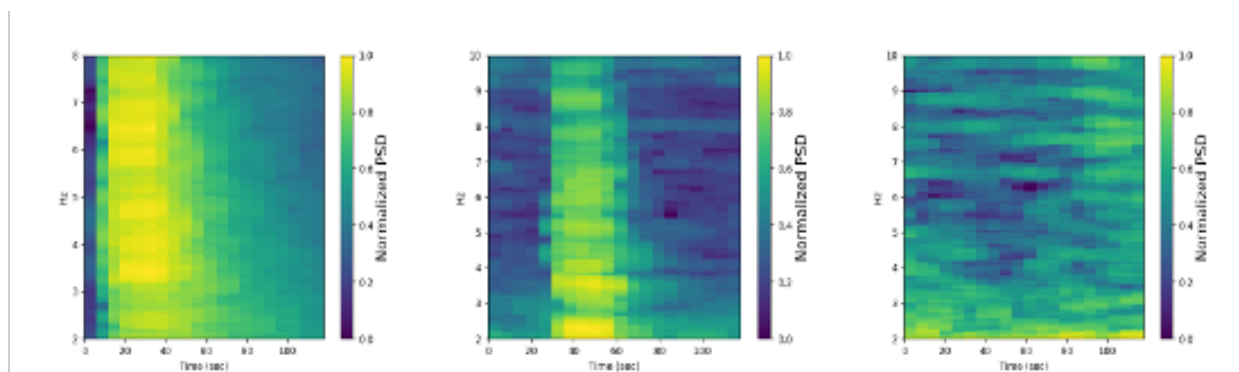


図1：規格化したPSDの例。左から順に、通常地震・微動・ノイズ。

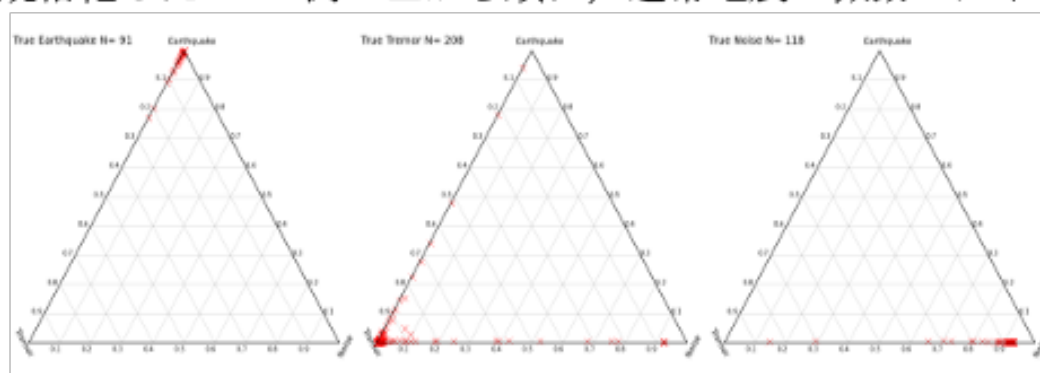


図2：正解が通常地震・微動・ノイズであるときのCNNの出力確率。

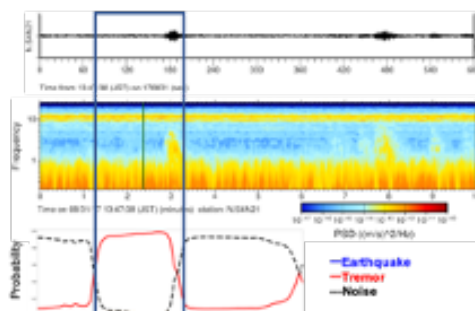


図3：連続波形(上段)，対応するPSD(中段)，CNNの出力確率(下段)。

Development of 3D Convolutional Neural Network to locate hypocenter around Hakone with theoretical seismograms of time series as training data.

*Daisuke Sugiyama¹, Seiji Tsuboi¹, Yukutake Yohei²

1. JAMSTEC, 2. Hot Springs Research Institute, Kanagawa Prefectural Government

我々は昨年の地震学会秋季大会において理論地震波形記録を生成し、これを教師データ（ある入力データとその正解となるデータを対応付けたもの）として機械学習を行うことにより、震源パラメータの推定を行うニューラルネットワークを構築する試みについて報告した。前回の発表では、日本列島規模の領域にて、震源や規模の異なる多数のパターンの仮想地震を網羅的に計算し、得られた理論地震波形記録から、地表の空間的な地震波伝播画像を生成し、深層学習を行い、震源パラメータを自動推定するニューラルネットワークを構築することが出来ることを示した。

我々はこのニューラルネットワークによる震源パラメータ推定を、神奈川県温泉地学研究所が保有する箱根火山地域の地震観測網（図1）に適用することを目的とし、様々な学習の試みを行った。

一般に、畳込み層を有する深層学習モデルは画像や映像など高次元データの学習に優れる特徴がある。本研究では、この深層学習での画像や映像の学習における技術を活用する方針を取った。通常の波形データとしてではなく、地震波形の各観測点での空間的広がり方を画像と考え、さらに地震波形の震源からの広がり状況、震源近くの細かな振動など時間発展のパターンを映像として捉え、教師データの作成を行った。また我々は、このような映像的な高次元データに、地震学の知識を取り入れる試みも行った。LTA/STAの計算を行い両者の差を画像や映像とする、速度を対数スケールとする、速度のZ成分とNE成分の絶対値の差を計算するなど、地震学における特徴抽出手法を高次元データへ持ち込み応用し、教師データとした。

作成した教師データは、3次元データ及び映像の学習に特化した3次元畳込みニューラルネットワーク（3DCNN）をベースとしたモデルを用いて学習を行い、実際の観測データの推定を行うことができる推論モデルを得る。ある時間範囲の理論地震波形記録の観測点における速度分布は、図2のような3次元データとして変換処理され、学習が行われる。なお、理論地震波形記録生成については、前回と同様にスペクトル要素法のSPECFEM3Dを用いている。箱根火山地域に対して用いた地下構造モデルはYukutake et al (2015)で、2304コアを用いた。理論地震波形の精度は周期5.6秒である。震源深さや位置など震源パラメータを変化させた1998個の仮想地震に対して約30秒間の理論地震波形を計算し、約60万枚の地震波伝播画像を生成した。

これを用い、32x32の空間伝搬データの6秒程度の時間発展パターンを3次元形状データとして生成し、教師データとした。もちろん、この3次元形状データは実際の地震波形観測データからも同様に自動的に生成が可能であり、自動的な震源パラメータの推定も可能である。また、先に述べた特徴抽出計算を行ったデータも同様の3次元形状データとして変換し教師データとする。

このように生成した教師データを基に、先に述べた3DCNNを用いた深層学習を行った。3層の3D畳込み層を用い、各震源パラメータを推定する推論モデルを機械学習により生成した。深層学習フレームワークはTensorFlow (<https://github.com/tensorflow>)を用いた。教師データの生成および機械学習は海洋研究開発機構・地球情報基盤センターが運用する計算機システムのGPGPUノードを利用して行い、ニューラルネットワークから推論モデルを構築した。

学習は1998個の地震が混ざらないように8:2に分割し、80%を学習に用い、学習に使用しない残り20%の地震を用いて交差検証を行ったところ、概ね良好な結果が得られた。最終的に完成した推論モデルの詳しい推定結果や他手法との比較、および実際の観測データに適用した場合の推定結果について発表の際に述べる。

謝辞

本研究は科研費19K12011の助成を受けたものです。また、海洋研究開発機構・地球情報基盤センターの計算機システムを用いました。記して感謝いたします。

図1 箱根火山地域の観測点分布図

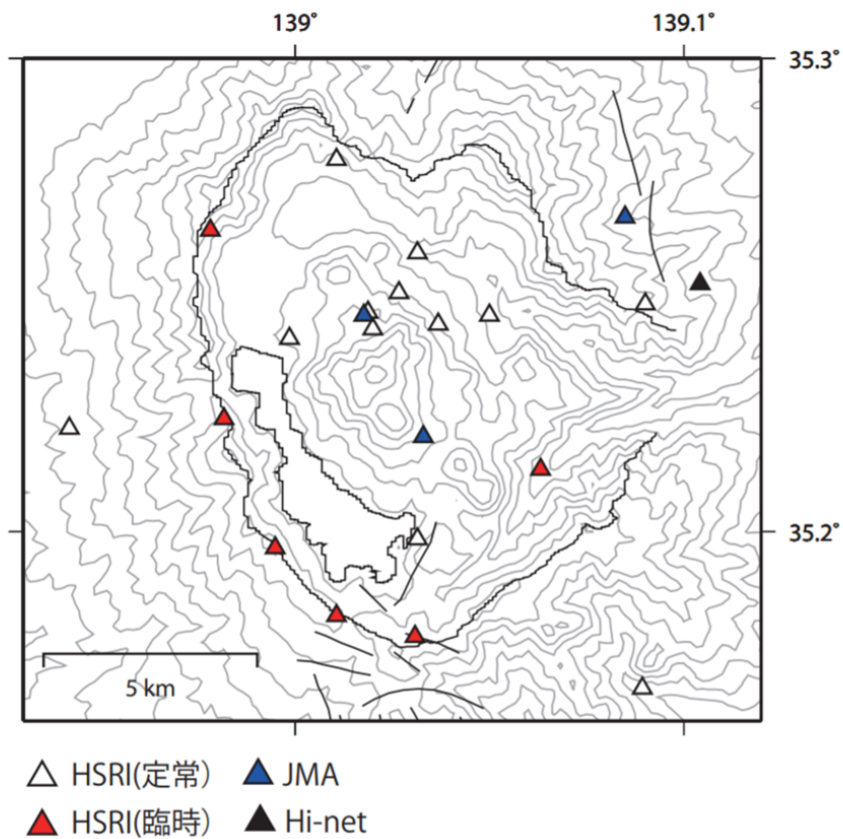
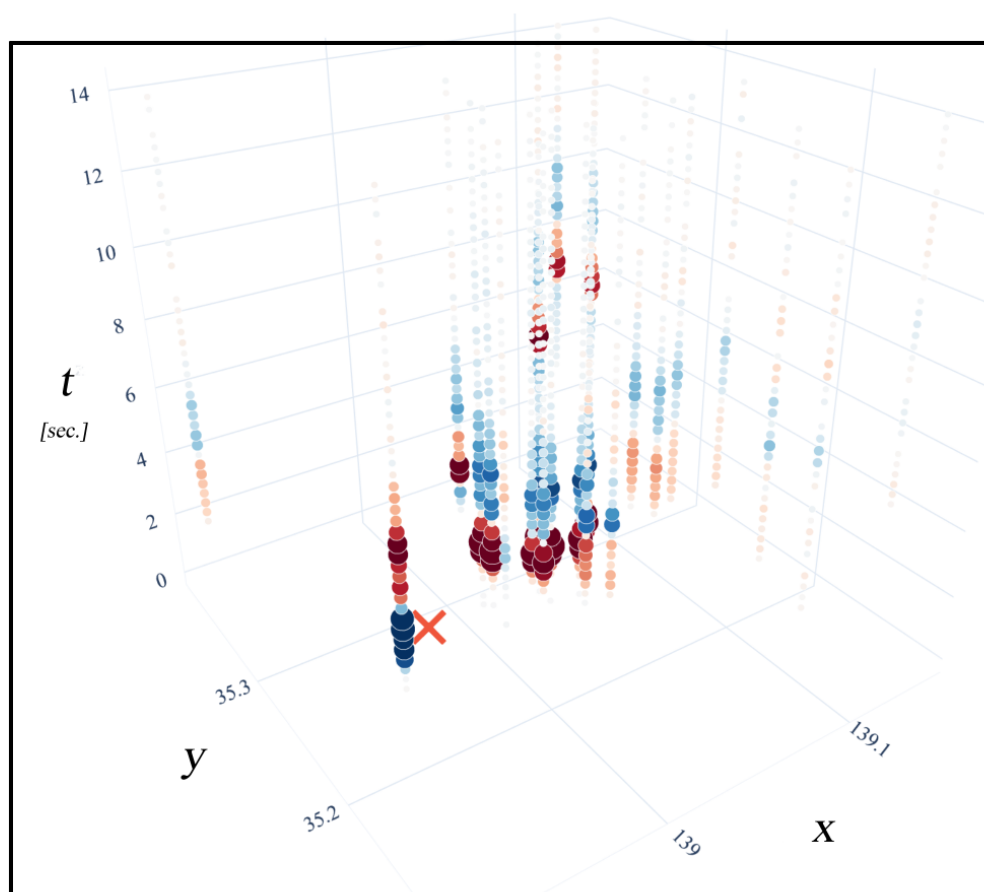


図2 地震波動伝播の3次元構造データ



Room A | Regular session : S17. Tsunami

📅 Sat. Oct 31, 2020 10:30 AM - 11:45 AM JST | Sat. Oct 31, 2020 1:30 AM - 2:45 AM UTC | 🏢 ROOM A
[S17]AM-2

chairperson:Tatsuhiko Saito(NIED), chairperson:Ayumu Mizutani(Hokkaido University)

10:30 AM - 10:45 AM JST | 1:30 AM - 1:45 AM UTC

[S17-01] Rapid estimation of tsunami earthquake magnitudes at local distance

○Akio Katsumata¹, Masayuki Tanaka¹, Takahito Nishimiya¹ (1.Meteorological Research Institute, JMA)

10:45 AM - 11:00 AM JST | 1:45 AM - 2:00 AM UTC

[S17-02] Tsunami Data Assimilation of S-net Pressure Gauge Records

○Yuchen Wang¹, Kenji Satake¹ (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

11:00 AM - 11:15 AM JST | 2:00 AM - 2:15 AM UTC

[S17-03] Frequency characteristics of bottom pressure recordings induced by a typhoon

○Hiroyuki Matsumoto¹, Emoto Kuniaki^{1,2}, Kentaro Imai¹, Narumi Takahashi^{1,3} (1.JAMSTEC, 2.Wakayama Prefecture, 3.NIED)

11:15 AM - 11:30 AM JST | 2:15 AM - 2:30 AM UTC

[S17-04] A meteotsunami on 1 July 2020 recorded by the S-net deep ocean pressure gauge network

○Tatsuya Kubota¹, Tatsuhiko Saito¹, Naotaka Yamamoto Chikasada¹, Osamu Sandanbata¹ (1.NIED)

11:30 AM - 11:45 AM JST | 2:30 AM - 2:45 AM UTC

[S17-05] Tsunami generation by sea-surface pressure change: A 3-D model for open ocean observations

○Tatsuhiko Saito¹, Tatsuya Kubota¹, Naotaka Yamamoto Chikasada¹, Yusuke Tanaka², Osamu Sandanbata¹ (1.NIED, 2.JAMSTEC)

Rapid estimation of tsunami earthquake magnitudes at local distance

*Akio Katsumata¹, Masayuki Tanaka¹, Takahito Nishimiya¹

1. Meteorological Research Institute, JMA

(1)はじめに

津波地震は表面波マグニチュードなどに比べて、異常に高い津波を発生させる地震である。このような比較的小さな地震波振幅の地震に伴う高い津波は破壊継続時間の長さに関連しているとされている。地震発生直後に、適切な津波予報を行うためには、その地震の規模を適切に推定する必要がある。気象庁などによる最初期の津波予報は、地震モーメントが推定される前に発表され、地震波の振幅から決まるマグニチュードに基づいている。地震波振幅に基づくマグニチュードは津波地震の場合に、規模を過小評価する可能性が高い。津波地震の規模を適正に推定するために、いくつかの手法について評価した。

(2)方法

周期200秒までの変位振幅を用いた手法(M_{D200})、積分変位の振幅を持ちた手法(カットオフ200s, M_{ID200})、長周期変位振幅を用いた手法(帯域200-400s, $M_{D200-400}$)、複数帯域振幅分布を用いた手法(M_{BA})などについて検討した。周期200秒までの変位振幅を用いた手法、積分変位の振幅を持ちた手法、長周期変位振幅を用いた手法は経験的な手法であり、日本列島周辺において発生した地震の観測振幅の対数に距離補正を加えて、モーメントマグニチュードとなるような経験式を構築した。

複数帯域振幅分布に基づく手法は、複数の帯域通過フィルターを施した記録の最大振幅の分布と理論波形の振幅分布と比較する手法である(図1)。理論波形を計算する際に震源の位置に点震源を置き、走向と傾斜角はプレート形状から仮定し、すべり角は90°を仮定した。理論波形の振幅は仮定する破壊継続時間によって大きく異なる。10^{0.1}倍おきの複数の破壊継続時間を仮定し、観測振幅分布と理論波形の振幅分布が最もよく合う破壊継続時間を選択した。その破壊継続時間のときの振幅から規模を推定した。

(3)結果

これらの手法を評価するため、USGSが公開している津波地震の震源過程解析結果のモデルを用いて、津波地震が三陸沖の海溝軸付近で発生したとして震源から1000kmまでの理論波形を計算し、その理論波形を模擬的な観測波形とみなして各手法によってマグニチュードを算出した。その結果を以下に示す。

	M_w	M_{D200}	M_{ID200}	$M_{D200-400}$	M_{BA}
1992 Nicaragua	7.6	6.7	6.9	7.2	7.5
1994 Java	7.8	7.5	7.5	7.2	7.6
1996 Peru	7.5	7.4	7.2	7.2	7.4
2006 Java	7.7	6.9	6.9	7.2	7.3
2010 Mentawai	7.8	7.3	7.2	7.3	7.5

結果を見ると、経験的手法では全て津波地震の規模を過小評価した。複数帯域振幅分布に基づく手法では過小評価の例もあるものの、モーメントマグニチュードに近い値が得られた。

謝辞

防災科学技術研究所及びIRISの提供する地震波形を使用した。震源過程解析結果はUSGSのサイトにて公開されているものを参照した。理論波形の計算にはTakeo(1985)のプログラムを使用した。

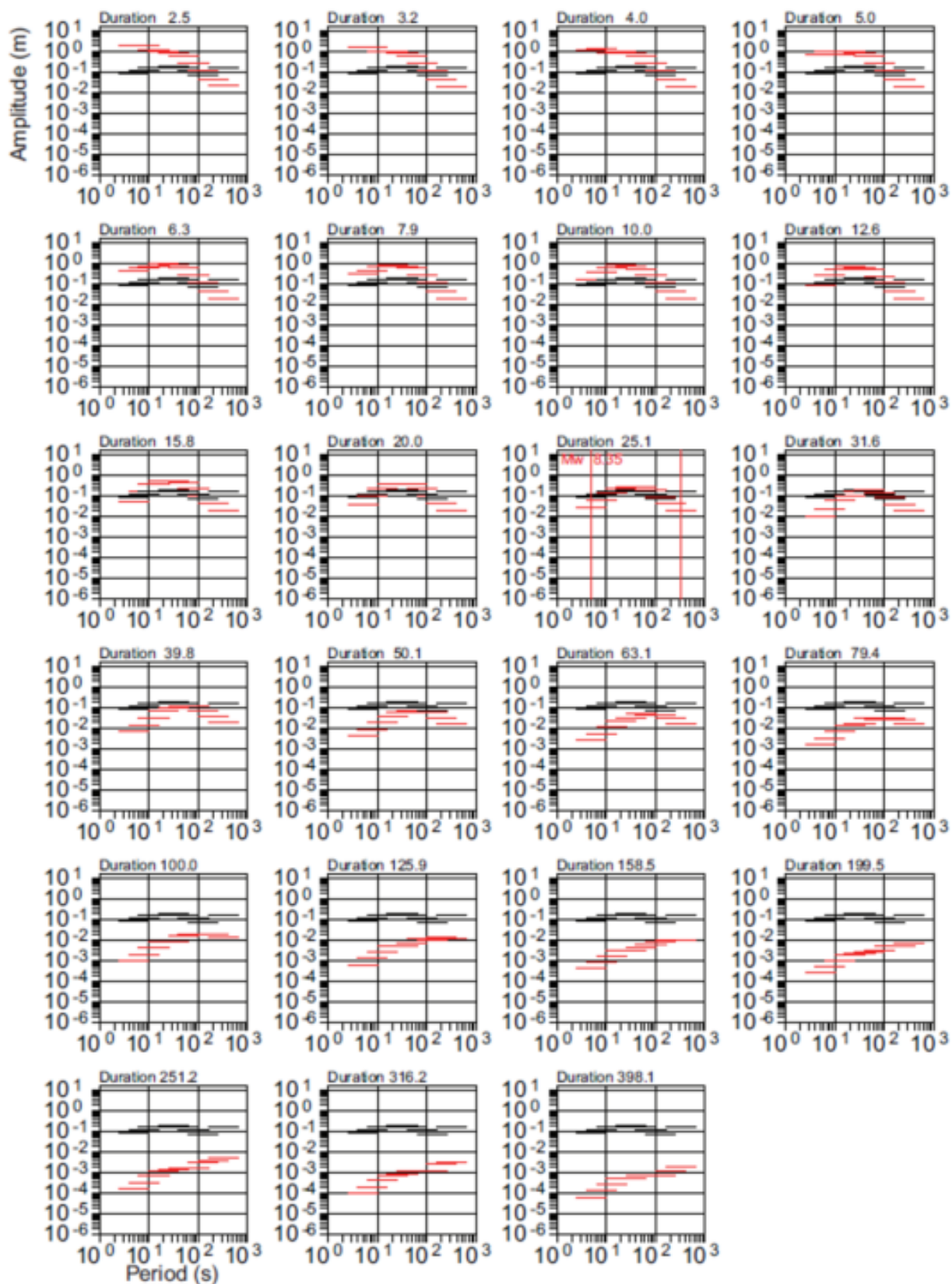


図1 複数帯域振幅分布。黒：観測、赤：理論。様々な破壊継続時間(Duration)を仮定して比較し、最適な破壊継続時間を推定している。

Tsunami Data Assimilation of S-net Pressure Gauge Records

*Yuchen Wang¹, Kenji Satake¹

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

The 2016 Fukushima Earthquake (M7.4) generated a moderate tsunami, which was recorded by the offshore pressure gauges of the Seafloor Observation Network for Earthquakes and Tsunamis (S-net). The S-net has a very short distance between two neighboring stations (~30 km), and records the water pressure and transmits the data to land in real time. Hence, it enables us to forecast the tsunami by data assimilation. Tsunami data assimilation is an early warning approach based on offshore observed data. It does not need the source information (Maeda et al., 2015 *GRL*). In this study, we used the S-net pressure gauge records for data assimilation, and retroactively forecasted the tsunami waveforms at three coastal tide gauges (Ofunato, Kamaishi and Miyako) to validate our method.

We processed the S-net raw records by two methods. In the first method, we removed the tidal components by polynomial interpolation, and applied a low-pass filter. This method is widely used in retrospective studies for waveform post-processing. However, the acausal digital filters require future data to filter the past data. So this method is not applicable in real-time operation. In the second method, we used the Ensemble Empirical Mode Decomposition (EEMD) real-time tsunami detection algorithm to extract the tsunami signals (Wang et al., 2020 *SRL*). EEMD decomposes the input data into several Intrinsic Mode Functions (IMFs), and separates the tsunami signals, seismic waves and tidal components automatically. The IMF2 represents the tsunami signals that are detected in real time. Then, the processed waveforms at 28 S-net pressure gauges were used for data assimilation.

The waveforms forecasted by assimilation with digital filter and EEMD were both consistent with the real observations in the first tsunami peak at coastal tide gauges. Though the assimilation results with digital filter had a better performance in the following waveforms, we note that only the EEMD results can be obtained in real-time operation. In summary, the data assimilation of S-net pressure gauge records is able to forecast the tsunami waveforms accurately, and the tsunami data assimilation approach can be really put into practice with the help of EEMD real-time detection algorithm.

Frequency characteristics of bottom pressure recordings induced by a typhoon

*Hiroyuki Matsumoto¹, Emoto Kuniaki^{1,2}, Kentaro Imai¹, Narumi Takahashi^{1,3}

1. JAMSTEC, 2. Wakayama Prefecture, 3. NIED

日本の周辺海域に設置されている海底観測ネットワークの津波計（海底津波計）のリアルタイムデータは津波警報の更新だけでなく、一部の観測データは自治体が提供する津波情報へも利用されている。しかしながら台風接近時に運用上の課題が顕在化してきた。本研究では、リアルタイム津波検知手法の高度化のために、台風接近時に観測された海底津波計データを精査して、地震による津波との相違点を明らかにする。

「地震・津波観測監視システム（DONET）」の観測にもとづき自治体が提供する津波情報では、50 秒の短時間平均（STA）と300 秒の長時間平均（LTA）による判定値としきい値の比較から津波検知を自動判定する（Takahashiほか、2015）。しかしながら、台風接近時にはこの判定値が大きくなることが運用上の課題として顕在化してきた。本研究では、DONETに接近した2018年台風第24号を対象として、海底津波計のデータ解析を行った。台風がDONETに最接近したのは9月30日12時頃（時刻はUTC、以下同じ。）である（図1）。台風の接近を含む4日間のKMB05観測点の観測データを図2に示す。上から順に潮汐を除去した観測データ、STAとLTA、津波検知の判定値の変化を示す。台風が四国沖に到達する9月30日06時頃から判定値が急激に大きくなり、16時頃に最大値に到達した後、10月1日00時頃に収束する。同じ期間のスペクトログラムを図3(a)に示す。台風接近時には、長周期波（高潮）（ $\approx 10^{-3}$ Hz）、うねり（ $\approx 10^{-2}$ Hz）、脈動（ $\approx 10^{-1}$ Hz）の周波数帯域が卓越し、広帯域にエネルギーをもつ。9月30日14時頃から分散性の高潮が厳然と観測されている。台風からの距離や水深による振幅の違いを除き、卓越周波数の特徴は観測点間で一致する。

次に台風接近時と津波をとまなう地震発生時に海底津波計で観測されるデータの特異性を明らかにする。2016年4月1日にDONETの直下を震源とする地震（M 6.5）が発生した（図4）。地震を含むKMD15観測点の1時間のスペクトログラムを図3(b)に示す。02時39分頃の高周波（ $\approx 10^{-1}$ Hz）のエネルギーが地震動によるもので、直後に津波に関連する低周波（ $\approx 10^{-3}$ Hz）のエネルギーが続く。台風接近時とは異なり、それらの中間周波数帯域（ $\approx 10^{-2}$ Hz）にはエネルギーが卓越しない。

本研究では、台風接近時に観測された海底津波計データを精査して、地震による津波との相違点を明らかにした。本研究で得られた知見は以下の通りである。(1) 台風接近時と津波発生時では、海底津波計の観測波形の卓越周波数の特徴に差異がある。台風接近時は広帯域にエネルギーが分布するのに対し、津波発生時は低周波（ $\approx 10^{-3}$ Hz）のエネルギーが卓越する。(2) 運用中の海底津波計による津波検出の判定値が台風接近時に大きくなる要因は、うねり成分が卓越するためである。津波検出の判定を高度化するには、台風接近時のうねり成分（ $\approx 10^{-2}$ Hz）を除去する必要があることを示唆する。

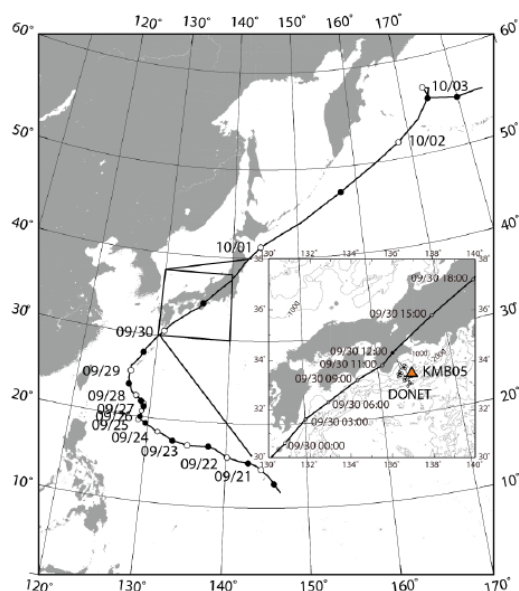


図 1：2018 年台風第 24 号経路図と DONET 観測点 (a)

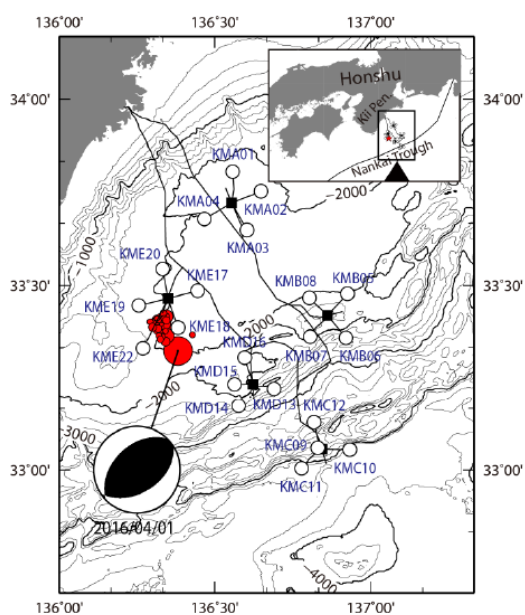


図 4：2016 年 4 月 1 日三重県南東沖地震で発生した地震と地震時に運用中の DONET 観測点

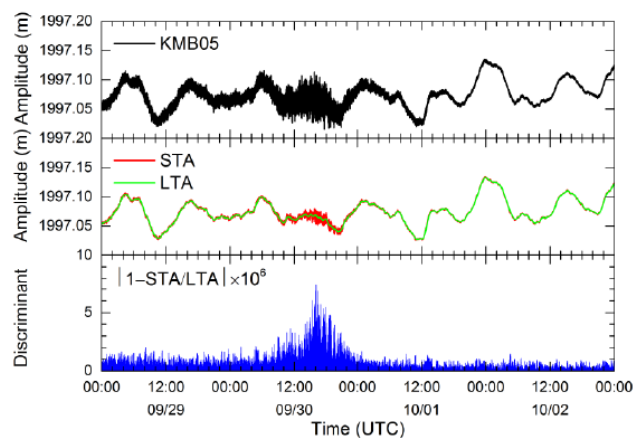


図 2：DONET 観測点の津波検知のための STA と LTA による判定値 (KMB05 観測点の例)

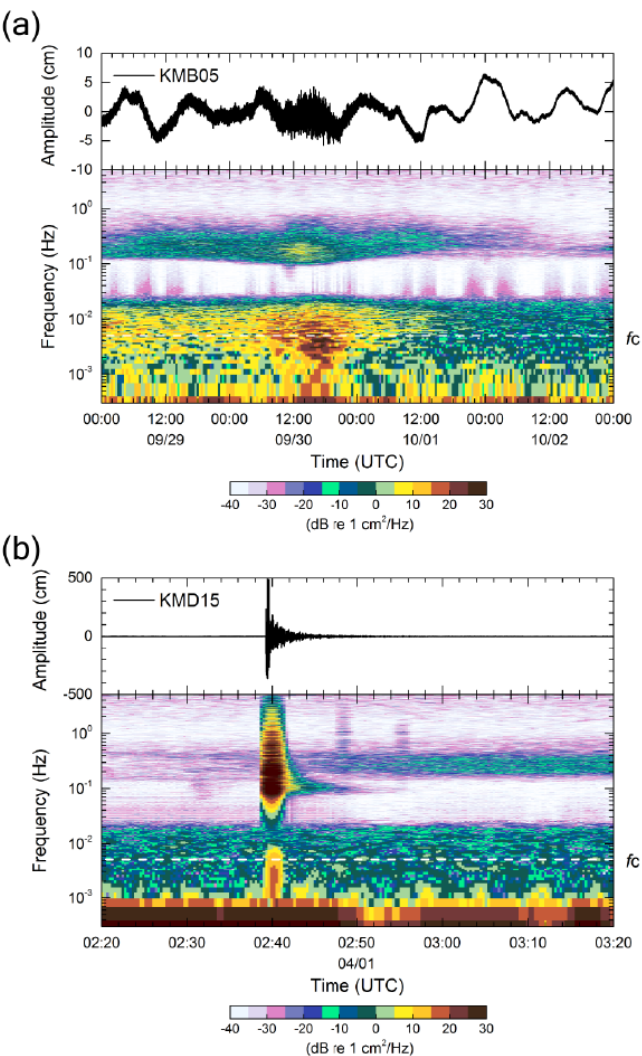


図 3：(a)2018 年台風第 24 号接近時の KMB05 観測点ならびに (b)2016 年三重県南東沖地震時の KMD15 観測点のスペクトログラム

A meteotsunami on 1 July 2020 recorded by the S-net deep ocean pressure gauge network

*Tatsuya Kubota¹, Tatsuhiko Saito¹, Naotaka Yamamoto Chikasada¹, Osamu Sandanbata¹

1. NIED

はじめに

近年、海底圧力計を用いた沖合の津波観測網 (e.g., Kanazawa et al. 2016) の発展により、沖合での広域・高密度な津波観測が可能になりつつある (e.g., Kubota et al. 2020). 2020年7月1日の17:00–19:00 UTC (7月2日 2:00–4:00 JST), 東北日本の沖合に展開された日本海溝海底地震津波観測網S-netの海底圧力計のうち福島～岩手沖の観測点で北に向かって伝播する圧力変動波群を記録した (図1). しかし、この時間帯に津波を励起するような顕著な地震は報告されていない. 本研究では、S-netにより観測された圧力変動波群の特徴を整理し、その要因を考察した.

S-net水圧記録の特徴とその原因

まず、S-net圧力観測波形の特徴を整理した. 図1aに周期100–3600 s のバンドパスフィルタを適用した観測波形を、図1b, 1cにS-net観測点における最大波の振幅とその到達時刻をそれぞれ示す. 水深の比較的浅い ($H_0 \sim 1000$ m) 観測点で振幅が大きい (1 hPa). また、最大波の到達時刻 (図1c) から、ほぼ真北 (方位角 $\sim 350\text{--}360^\circ$) に向かって見かけ速度 $c' \sim 80\text{--}90$ m/s で伝播していた. この波群の押し波・引き波それぞれの継続時間はおよそ600 s (卓越周期 $T_0 \sim 1200$ s) であり、押し波部分の南北方向の空間広がりを概算すると $c' T_0 / 2 \sim 50$ km程度と推測される.

津波を引き起こす要因としては地震時の断層すべりによって生じる海底地殻変動が最も一般的である. それ以外にも海底地すべり (e.g., Baba et al. 2019; Heidarzadar et al. 2020), 海底火山活動 (e.g., Fukao et al. 2018; Sandanbata et al. 2018) が知られているが、周辺の海陸の地震計で顕著なシグナルが検知されていないことを考慮するとこれらが原因ではないと思われる. ある空間広がりをもつ大気圧擾乱が移動すること (気圧波) によっても津波が励起されることが知られており、「気象津波」と呼ばれている (e.g., Hibiya and Kajiura 1982). 今回S-netで観測された圧力変動も、大気圧擾乱の移動によって生じた気象津波であると考えられるのがもっともらしい.

気象津波シミュレーション

東北沖を北に移動する低気圧を仮定して津波シミュレーションを行い、観測を説明する大気圧変動モデルを検討した. 大気圧擾乱の移動により生じる気象津波のふるまいは、津波の長波方程式に大気圧擾乱の空間微分に比例する項が加えられた形で表される (e.g., Hibiya and Kajiura 1982; Inazu et al. 2012; An et al. 2012; 齊藤・他2020 地震学会). ここでは、東西に十分広く、南北50 kmの空間広がりをもつガウス分布型の低気圧 (ピーク振幅 -1 hPa) が真北 (方位角 0°) に移動すると仮定し、移動速度を様々変えて計算を行った. また、気象津波において海底水圧計が観測する圧力変化は津波 (海面高変化) だけでなく大気圧変化による成分も加わることを考慮し、両者による圧力変動を足し合わせたものを観測と比較した.

低気圧の移動速度を、 $V = 100$ m/s と仮定することで、観測される波形の特徴や見かけ速度を再現することができる. 気象津波の成長する条件として、低気圧の移動速度 V と津波の伝播速度 c_0 が近い値となる ($c_0 \sim V$) とし、低気圧の移動距離 (あるいは津波の伝播距離) の増大に伴って振幅が大きくなる (Proudman 1929). 長波近似における水深1000 mでの津波伝播速度 $c_0 = (g_0 H_0)^{0.5} \sim 100$ m/s となることから、今回S-netにおいて観測された気象津波の波源は、水深 ~ 1000 m の等深線に沿って南北に分布すると考えられる.

さらに、計算された海面高変化と海底圧力変化の分布の時空間変化を比較すると、気象津波の波源域外では両者の分布は一致するが、波源域内では大気圧擾乱の影響により分布が異なっていた. この結果は、海底水圧計の気象津波記録から海面波高分布を正しく得るには、海面での大気圧分布の情報が必要であることを示している.

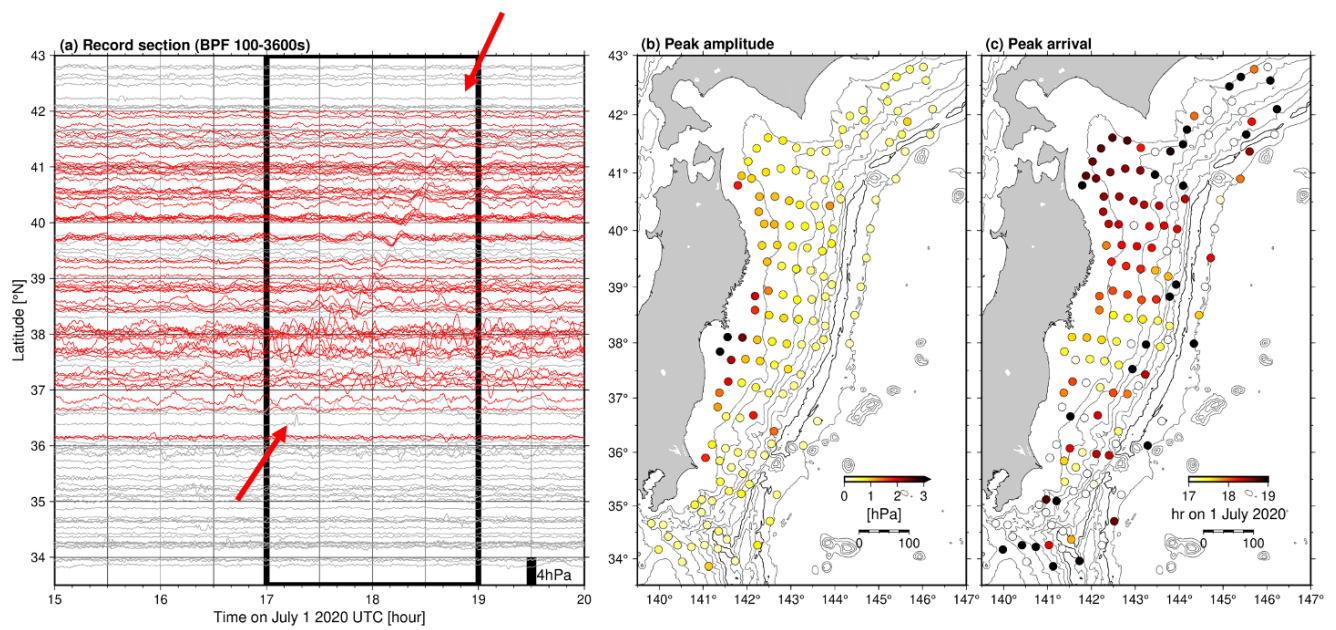


Figure 1. (a) S-net海底圧力計記録のレコードセクション (2020年7月1日 UTC, 周期100–3600s のバンドパスフィルタを適用). 品質の悪い観測点の記録は灰色で示した. 7月1日 17:00–19:00 (Figure 1aの黒枠内) における最大波の (b) 振幅および (c) 到達時刻.

Tsunami generation by sea-surface pressure change: A 3-D model for open ocean observations

*Tatsuhiko Saito¹, Tatsuya Kubota¹, Naotaka Yamamoto Chikasada¹, Yusuke Tanaka², Osamu Sandanbata¹

1. NIED, 2. JAMSTEC

はじめに

気圧変化によって発生する津波は気象津波と呼ばれる。観測データは驗潮記録がほとんどであり、長波を想定した水平2次元のモデルが主にデータ解析に利用されている（例えば、Hibiya and Kajiura 1982; 坂本・他 2012; 久保田・他 2020地震学会）。

一方、現在では海底圧力計が広く実用化され、沖合や津波発生域での海底圧力変化が観測できるようになり、津波発生プロセスの理解が進展している。例えば、地震による津波発生の場合、震源域内に設置された海底圧力計によって、津波と海底運動の両者を含む海底圧力変化が明瞭に観測され、流体-弾性体力学のシミュレーション（例えば、Saito 2019; Maeda et al. 2020）に基づく解析から破壊継続時間や応力降下量を通常の津波解析より詳細に推定することができる（Kubota et al. 2020）。

本研究では、3次元流体運動を考慮することで海面の気圧変化によって生じる津波発生の素過程を明らかにし、発生過程で観測されうる海底水圧変化を検討する。

3次元流体運動

一定水深のもと海面に圧力変化を与えることで、3次元運動方程式で記述される非圧縮流体運動を波数積分法で計算し、海面波高分布、海水流速分布、海底圧力分布を求める。発生メカニズムを理解するために、まず、移動しない気圧変化によって励起される津波を考え、後に、気圧変化が移動する場合を考える。

気圧変化が移動しない場合

急激に海面に気圧変化が起こる場合として、海面にステップ関数で表される気圧変化があるときの3次元流体応答の解を導出した。海面に急激に圧力が加わることで（高気圧の発生）、高気圧直下の海面は徐々に鉛直下方に変位し、海水は脇に押し出される。その結果、高気圧の脇では海面が隆起する。隆起した海面は、重力波（津波）として伝播する。この際、高気圧の外に位置する海底圧力計では、海底地殻変動によって海面が隆起した場合と等価な圧力記録となる。一方、高気圧のある領域内の海底に位置する圧力計は、海底地殻変動によって海面が隆起した場合と異なるふるまいをする。高気圧発生と同じタイミングで圧力が増大し、その後、海面が下方に変位するにともない、徐々に圧力が下がっていく、最終的に海底圧力変化はほぼゼロになる。これは、海底の永久変位によって圧力のオフセットがのこる海底地殻変動によって海面が隆起する場合と異なる。

気圧変化が移動する場合

低気圧が移動することで津波が成長する。気圧変化の移動は、移動しない気圧変化の解の重ね合わせで表現する。インパルス応答（時間・空間ともにデルタ関数震源の応答）に、一定速度で動く引張圧力源を畳み込で取り入れ、低気圧の移動による津波の発生を計算する。低気圧が平面波的に伝播する場合、3次元流体応答に関する解を得ることができる。これに、長波近似を適用すればProudman (1929) の解と同じになる。低気圧の移動速度が津波の伝播速度と同程度の場合、気圧変化が進行する方向では、海面変位分布は圧力分布の空間微分（もしくは時間微分）の形で与えられ、伝播距離の増大に伴い海面変位が増大する（例 宇野木 1993）。気圧変化の空間スケールが小さい場合、分散効果によって、より急激に波高が増大する場合もある。海底の圧力変化は、津波波高だけでなく、気圧変化による圧力変化も加わる。そして、波長が短い場合には、有限波長-水深効果が現れ、静水圧近似から期待される圧力変化より圧力変化は小さくなる。気圧変化の移動により発生する津波は海底圧力計で検知可能である。しかし、海底圧力計から波高を正確に計測するためには、海面圧力分

布の情報が必要となる.

Room A | Regular session : S17. Tsunami

📅 Sat. Oct 31, 2020 1:00 PM - 2:15 PM JST | Sat. Oct 31, 2020 4:00 AM - 5:15 AM UTC | 🏠 ROOM A
[S17]PM-1

chairperson:Yusuke Yamanaka(The University of Tokyo), chairperson:Osamu Sandanbata(NIED)

1:00 PM - 1:15 PM JST | 4:00 AM - 4:15 AM UTC

[S17-06] Multiple-shock Characteristic of the 1933 Showa-Sanriku Earthquake

○Nobuo HAMADA¹ (1.non)

1:15 PM - 1:30 PM JST | 4:15 AM - 4:30 AM UTC

[S17-07] Forward modeling of tsunami for the 1933 Showa-Sanriku earthquake using normal faults based on marine surveys

○Toshitaka Baba¹, Naotaka Chikasada², Yasuyuki Nakamura³, Go Fujie³, Koichiro Obana³, Seiichi Miura³, Shuichi Kodaira³ (1.Tokushima University, 2.NIED, 3.JAMSTEC)

1:30 PM - 1:45 PM JST | 4:30 AM - 4:45 AM UTC

[S17-08] Study on resonance characteristics along western coasts of Japan Sea and amplification of 1833 Shonai-Oki tsunami

○Yusuke Yamanaka¹, Kiku Shimazu², Takenori Shimozone¹, Yukimasa Higaki³ (1.The University of Tokyo, 2.Central Nippon Expressway Company Limited, 3.East Japan Railway Company)

1:45 PM - 2:00 PM JST | 4:45 AM - 5:00 AM UTC

[S17-09] Nonlinear Inversion of Tsunami waveforms, Estimation of Slip Distribution by Grid Search Part 1

○Masaaki MINAMI¹ (1.Meteorological Research Institute Japan Meteorological Agency)

2:00 PM - 2:15 PM JST | 5:00 AM - 5:15 AM UTC

[S17-10] Physical mechanism of volcanic tsunami earthquakes repeating at Curtis Island, north of New Zealand

○Osamu Sandanbata^{1,2}, Shingo Watada², Kenji Satake², Hiroo Kanamori³, Luis Rivera⁴, Zhongwen Zhan³ (1.Now at NIED (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience), 2.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 3.California Institute of Technology, 4.Université de Strasbourg, CNRS, IPGS UMR 7516, F-67000 Strasbourg)

Multiple-shock Characteristic of the 1933 Showa-Sanriku Earthquake

*Nobuo HAMADA¹

1. non

1. はじめに

1933年昭和三陸地震の震源についてはglobalなISSのデータを用いた調査が幾つも行われて来た。しかし国内の観測データを基に決められた気象庁カタログの震源は、図に示すようにそれらの震源からは東の沖合、海溝から大きく離れた地域に位置し、かねてよりその違いに疑問を持っていた。その原因を調査し突き止めたので紹介する。なお震源の深さについては議論するだけの精度がないと判断されることから、すべて震源の深さを0kmと仮定し検討した。

2. 震央位置の違いを生じた主要因

国内外の観測データ及び地震計の記録を参照した結果、地震はM6前後の大きさの前震とその4~5秒後に起きた本震からなることが明らかとなった。Matuzawa(1935)は、当時はmultiple shockの概念はまだ存在しなかったためか、約4秒間隔で2種類のP波が遠地の8観測点で観測されたことを報告しているのみである。図の下部はMatuzawa(1935)に掲載されているPasadena(PSA)、RiverSide (RVR)、Zurich(ZUR)の記録Fig3を部分拡大したものである。当時の地震観測網の中でPAS、RVRでは倍率10000倍を超える高感度の光学式Benioff地震計の稼働が始まったばかりの頃であり、またZURの記録も機械式地震計としては最高の倍率(1000倍以上)を有するQuervain- Piccard地震計の記録であることを考えると当時観測の主力であった普通の機械式地震計では、遠地観測点で前震のP波を検知することは困難であったことが想像される。国内の地震計の記録は、倍率が低く記録の紙送りが30mm/分と遅いこと、前震の立ち上がりは必ずしも顕著ではなかったことから、時間分解能は乏しいものの、初動の3~6秒後に大きな揺れが始まっていることが共通に認められ、やはり前震に引き続き本震が起きたと解釈できる。

今回の結果はアナログ記録の保存の重要性を改めて認識させられるものであるが、ともかく、大部分の遠地観測点ではISSに本震のP波を報告し、中央気象台の観測網ではパラオ (Δ = 約3600km) を除きほとんどの観測点では前震のP波を報告したことになる。つまりJMA震源は前震の震源であり、ISSのデータを用いて決めた震源は、近くは前震の観測値と、遠くは本震の観測値を混合して決められた仮想震源ということになる。定性的に考えるだけでも、前震と本震の検測値を混ぜると、origin timeを遅くすることになり、近くの観測点の前震のP波の読み取りは、その分だけ短くなる走時を合わせるため震源を観測網の方に、この場合西側に引き寄せるように作用することが分かる。本多・竹花(1933)、JMA以外の、ISSのデータを用いて決められた各震央は、仮想震源の沖合から陸側への引き寄せ効果を見事に表している。

3. 本震の震源

本震の初動は主として Δ が7000km以上の観測点で記録されているが、これだけを用いて震源を精度良く決めることは困難であるが、前震と本震の震源は同じと考え、その時間差4~5秒を補正して合わせて震源を決めると、誤差の範囲であるがJMA震源のやや北に決められた。従って前震、本震ともに東経145度付近に震源が位置することは確実である。このことは震央が羽鳥(1974)など従来推定されていた津波波源域の外側もしくは東側の縁に位置することになる。津波波源域の再検討もしくは津波発生メカニズムについての検討が今後期待される。

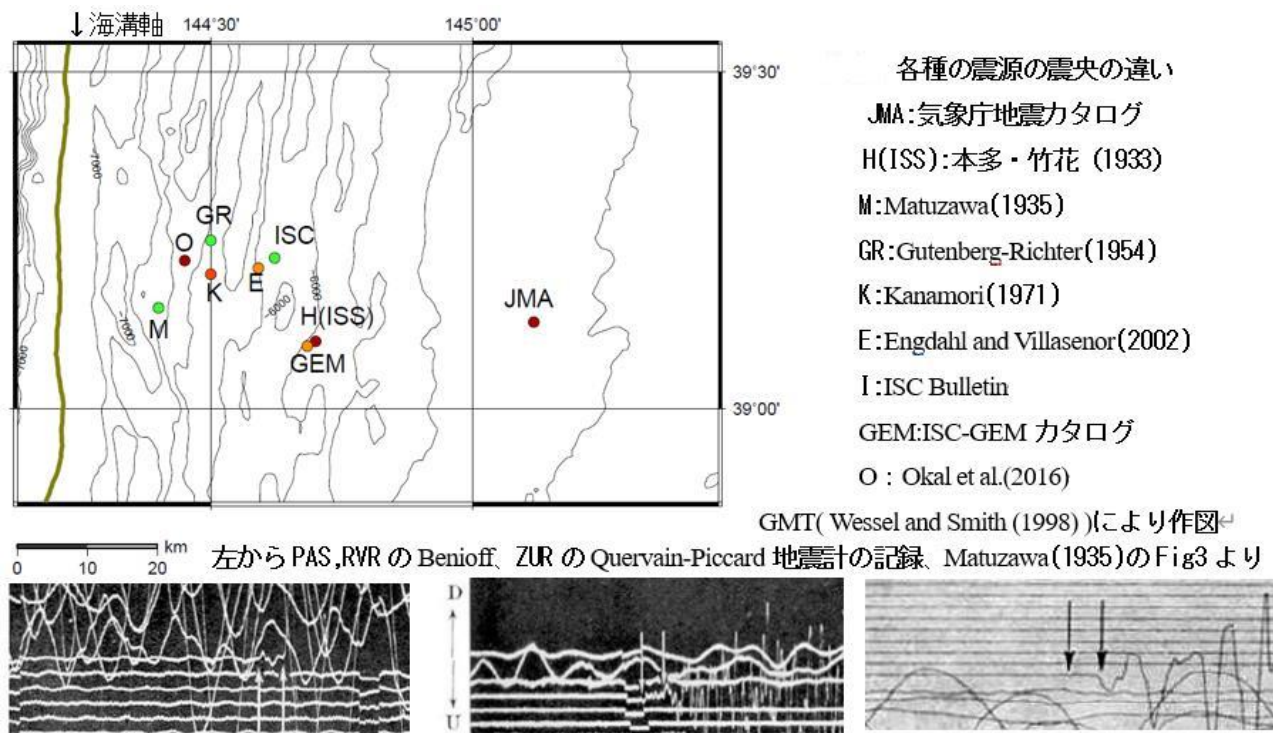
4. その他

今回の調査では次のようなことも明らかになった。

1) 昭和三陸地震の余震は本震から離れた海溝側に偏って発生している。このように海溝より偏った余震の分布は、同じouter riseで発生した2005年11月の宮城県沖地震(Mj7.1)、2011年東北地方太平洋沖地震の最大余震(Mj7.5)などでも認められる共通の特徴である。これらのouter riseの地震の震源域の中心は余震がほとんど起こらない強いAsperityの性質を持つことを示す。

2) 機械式地震計が主に用いられていた地震検知能力が低かった時代の、遠地地震の検測値には後続相が初動として報告されている事例が多数あるものと推定される。そのような遅延した検測値を震源決定に取り込む

と、見かけ上、陸よりシフトした震源を決めることになり、注意が必要である。



Forward modeling of tsunami for the 1933 Showa-Sanriku earthquake using normal faults based on marine surveys

*Toshitaka Baba¹, Naotaka Chikasada², Yasuyuki Nakamura³, Go Fujie³, Koichiro Obana³, Seiichi Miura³, Shuichi Kodaira³

1. Tokushima University, 2. NIED, 3. JAMSTEC

津波の事前予測（想定）は、はじめに海域で発生する地震の断層を仮定する。この断層のモデル化においては、海底地形、地殻構造、微小地震分布などの海域調査の結果を総合的に判断して行われる。2011年東北地方太平洋沖地震に引き続いて発生する可能性のあるアウターライズ地震の特性を理解し、津波を予測するため、海域の地形調査、地殻構造調査、地震観測が精力的に実施された。その結果を踏まえて、前報（馬場ほか、2020, JpGU）では日本海溝沿いの東経143.0度から145度、北緯36.5度から40.5度の領域において33本のアウターライズ地震の断層モデルを提案した。この領域は、1933年に発生した昭和三陸地震の震源域を含んでおり、本研究で採用した断層のモデル化が妥当であれば、提案した33本の断層のうちのいずれかが、1933年昭和三陸地震の津波を再現するはずである。本研究ではこれを目的として、1933年昭和三陸地震の津波の再現計算を行った。

比較のために利用する1933年昭和三陸地震の津波データは、東北大学と原子力安全機構まとめた津波痕跡データベースのうち、信頼度が最も良いAの痕跡データを利用した。津波の計算においては、半無限均質弾性体の解析解を利用して、断層モデルから海底地殻変動を計算し、斜面の平行移動の効果とKajiuraのフィルタを加味したうえで、それをライズタイム30秒で海面に与えた。津波伝播は非線形長波式を差分法で解いた。計算に必要な地形データは日本周辺の公開データをコンパイルして一律2秒間隔で格子化されたGlobal Tsunami Terrain Modelを利用した。ただし、効率的に計算するため、地形ネスティングにより、震源域の海域の18秒格子から沿岸2秒格子まで、空間分解能を変化させた。6時間分の津波を計算し、痕跡データと最も近い計算グリッドで得られた最大津波高を、Aida (1978)の信頼度指標（ K , κ ）を利用して評価した。なお、 K は1に近いほど、 κ は小さいほど精度がよい。

前報で提案した33本の断層モデルのうち、10番（断層長218km, Mw 8.3）の断層モデルが最もよく昭和三陸地震の痕跡データを再現した（ $K=0.92$, $\kappa=1.47$ ）。すでに既往研究で昭和三陸地震の断層モデルがいくつか提案されており、それらについても上記と同様の手法で計算し、痕跡データと比較した。Kanamori (1971)の断層モデルでは $K=1.16$, $\kappa=1.53$, 相田 (1977) のモデルでは $K=1.02$, $\kappa=1.49$, Abe (1978)の断層モデルでは $K=1.31$, $\kappa=1.71$, Uchida et al. (2016)の1枚断層モデルで $K=0.61$, $\kappa=1.49$, 2枚断層モデルで $K=0.71$, $\kappa=1.55$ であったので、本研究で提案した10番の断層は既往研究と比べてそんな再現性であった。

Study on resonance characteristics along western coasts of Japan Sea and amplification of 1833 Shonai-Oki tsunami

*Yusuke Yamanaka¹, Kiku Shimazu², Takenori Shimozono¹, Yukimasa Higaki³

1. The University of Tokyo, 2. Central Nippon Expressway Company Limited, 3. East Japan Railway Company

これまでに日本海東縁部で発生した地震津波は、日本海西部沿岸域で大きく増幅して浸水被害を発生させたことがある。本研究では日本海で過去に発生した大規模地震津波の一つである1833年庄内沖(山形沖)地震津波を対象とし、日本海東縁部で発生した津波が日本海西部沿岸域において増幅するメカニズムを推定することを研究の目的とする。

まず、1833年津波の痕跡高とそれが観測された時間を既往研究の分析結果に基づき精査し、比較的信頼性の高い痕跡高を抽出した結果、鳥取県境港市においては0.5mの浸水が発生していたことがわかった。さらに、同浸水が発生したのは日没後であることが歴史史料から示唆されており、1833年津波の沿岸挙動の解明の一助となる離散的な時間情報が得られた。

次に、1833年地震の発震日時は12月7日14時頃であり、津波の位相特性を考慮すれば同日16時半頃までに第一波目の津波が境港市沿岸域に到達することが推察された。これを念頭に置きながら、1833年12月7日の境港市に対する太陽位置及び恒星時を略算して日没時刻を推定すると、同日同市における日没時刻は16時54分となった。これらのことから、歴史史料に記述されている境港市における浸水は、津波の後続波が増幅したことによって発生したことがわかった。

境港市沿岸域は美保湾内に位置し、また周辺海域には隠岐海峡が位置するため、湾スケールや海峡スケールの固有振動による津波増幅が1833年津波の氾濫に関与した可能性が考えられる。そこで、数値実験に基づき美保湾や隠岐海峡を含む日本海西部域の固有振動特性を推定することを念頭に置き、境港市境港に容量式波高計を設置して水深変化の時系列データを取得した。そのデータの周波数解析に基づきピーク周期を推定するとともに、数値実験に基づき同海域の波の周期応答特性を推定して前述のピーク周期と比較した。これらの分析結果に基づき、同海域の固有振動特性を実証的に推定した。

上述の分析結果を踏まえながら、1833年庄内沖地震の断層モデルに基づきそれによる津波の伝播及び増幅特性を推定した。まず境港市沿岸域における推定水位の最大値及び出現時刻が観測値と概ね整合していることを確認した。推定された波形では、津波の第一波目の水位上昇量よりも後続波の水位上昇量の方が有意に大きく、後続波が浸水被害を拡大させたことが確認された。さらに、周波数解析に基づき推定水位波形を詳細に分析した結果、湾スケールの固有振動が津波によって励起されていたこと、また複数の固有振動モードが湾内で重なり、津波の後続波を大きく増大させていたことがわかった。

Nonlinear Inversion of Tsunami waveforms, Estimation of Slip Distribution by Grid Search Part 1

*Masaaki MINAMI¹

1. Meteorological Research Institute Japan Meteorological Agency

津波波形を用いたインバージョン計算においては、計算量の制約などから、多くの既往研究では線形の逆問題としてこれを解いている。しかしながら、津波数値計算においてはその非線形の効果は大きく、それが、津波波形を用いたインバージョン計算の精度を大きく削ぐ原因となっている。そこで、本研究では、津波の非線形性も評価することのできる手法として、同一のイベントに対し、様々なすべり量分布で非線形長波方程式での津波数値計算（順計算）を行い、その数値計算結果と観測値との比較から、最も観測値を説明する地震のすべり量分布を求め方法について検討した。つまり、グリッドサーチによる非線形津波インバージョンである。具体的には、今回は2010年チリ中部の地震(Mw8.8)について、Fujii et al.(2013)などの既往研究で用いられている小断層の配置、大きさを用い、そのすべり量だけを変え1万例以上のすべり量分布を作成、その鉛直変位を津波の初期値とし、JAGURS(Baba et al. 2015)を用い、非線形長波方程式で計算した。計算領域は太平洋全域を90秒メッシュとし Δt は3secとした。比較のための観測値としてはNOAAのDART((Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis)の波形を、津波到達時刻から2~5時間程度用いた。比較の方法として観測値(15秒値)と計算値(15秒値)の、V.R.を計算し、V.R.が高いほど波形の一致率が高く良い解とした。これらの計算は1事例の計算に2時間/node程度かかった。計算に使用した気象研究所スーパーコンピュータは880node構成で、そのうち200nodeを使用した場合、1万事例を計算するためには、概ね100時間程度で計算が終了する。以上のような条件で1万事例の計算を行ったが、その事例の取り方が本研究の最も重要なポイントとなる。まず総当たり的に計算することが考えられるが、今回の事例ですべり量のパターンを8通りとしても、その全パターンは 10^6 であり、計算量が全く足りていない。つまりもっと早く解を収束させるためには何らかの統計学的、機械学習的処理が必要になる。ここでは様々な手法が考えられるが、本稿ではその第一段階として、まず人間の目で波形を確認し、波形の合致が高いと思われるすべり量分布を作成し計算する、試行錯誤的な手法で計算し、その結果600回程度で概ねある値に収束した。次に、試行錯誤的に求められた値、既往研究(Fujii et al.2013とYoshimoto et al. 2016)の津波インバージョン結果を初期値とし、それらに摂動を与え新たなすべり量分布を作成、それらの計算結果でV.R.を求め、初期値より良い解があれば、その解を次の初期値とし新たに計算する方法を用いた。加えて全くランダムにすべり量を与える方法でも1000事例計算を行った。以上の方法で1万事例以上を計算した結果、V.R.は既往研究等の初期値からある一定程度は上がるが、それほど顕著には上昇せず、頭打ちをした。さらに全ての計算結果のV.R.を検討したところ、すべり量の空間分布がより滑らかなものが、V.R.が高かった。また、梶浦フィルタ(Kajiura 1963)を用い、海面変動をより滑らかにした場合もV.R.が上がるのが分かった。地震波による震源過程解析においても、すべりの時空間分布がなめらかであるという拘束条件がかかっている(例えばFukahata et al. 2003)が、本計算結果からも、すべりの空間分布がよりなめらかであるほど津波波形のV.R.が高いことが示唆された。これまでは計算量の制約からこのような非線形の津波インバージョンは試みられていなかったが、今回の結果から、最新のスーパーコンピュータを用いることによって、計算量の観点からは非線形の津波インバージョンも可能であることを示すことが出来た。しかしながら、今回の結果が真のすべり量分布を示すものであるとは言えず、さらなる手法の改善や、レゾリューションの向上などが必要である。

Physical mechanism of volcanic tsunami earthquakes repeating at Curtis Island, north of New Zealand

*Osamu Sandanbata^{1,2}, Shingo Watada², Kenji Satake², Hiroo Kanamori³, Luis Rivera⁴, Zhongwen Zhan³

1. Now at NIED (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience), 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 3. California Institute of Technology, 4. Université de Strasbourg, CNRS, IPGS UMR 7516, F-67000 Strasbourg

(1) はじめに

New Zealand北方沖に位置する直径1km未満の離島火山・Curtis島近くの海底において、地震マグニチュード5–6級の非ダブルカップル成分に富むCMT解を持つ火山性地震（以降、「Curtis地震」と呼ぶ）が、2009年・2017年に発生し、地震規模から経験的に推定されるよりも大きな津波を引き起こした（最大40 cmの津波が観測）。これらの地震は、日本南方沖の鳥島近海の海底カルデラ火山において約10年間隔で繰り返す「火山性津波地震」と類似した特徴を持つ（Sandanbata et al., 2020a–b, JpGU）。Gusman et al. (2020, GRL)は、二つのCurtis地震に対して、地下1.5 km程度の津波励起源と深さ約10 kmの地震波励起源の二つのソースから成る震源モデルを提案している。本研究では、2017年のCurtis地震の津波および長周期地震波の観測記録を統一的に再現する運動学的震源モデルを構築することで、効率的に津波を引き起こす特異な地震発生の物理メカニズムの解明を目指した。

(2) 津波記録を用いた地震による初期海水面変動分布の推定

まず、New Zealandの北島および離島の潮位計に記録された津波観測波形を用いて、地震によって発生した初期海水面変動分布を推定した。初期海水面変動のおおよその位置を推定するため、震源周辺に約10 km間隔に配置した9つの鉛直軸対称の海水面隆起波源モデルから予測される津波波形をJAGURS（Baba et al. 2015, PAGEOPH）を用いてそれぞれ計算した。その結果、Curtis島のごく近傍に与えた波源モデルが、観測記録の到達時間および波形を最も良く表した。

次に、より詳細な初期海水面変動分布推定のため、Curtis島付近に多数の海面上の小波源を仮定して計算した津波グリーン関数を用いて、津波波形インバージョンを行った。その結果、直径5–6 km程度の楕円形領域に、最大振幅1 m超の海水面隆起が推定された。隆起域直下の海底地形には、カルデラ火山の地形的特徴が見られ、この地震が海底カルデラ火山における現象であることが示唆された。

(3) 津波・長周期地震波記録に基づく運動学的震源モデルの構築

続いて、地震による津波・長周期地震波の波形記録を用いて、運動学的震源モデルを構築した。ここでは、地震の物理メカニズムを、「カルデラ下に水平方向に薄く広がるマグマだまりに蓄積した高圧マグマが生成する応力場によって、カルデラ壁の一部分に沿った環状断層が破壊」という仮説を立てた。この物理メカニズムを、環状断層でのDip方向すべりと、地下約3kmに位置する水平クラック断層の開口/閉塞から成る、複合的断層すべり現象としてモデル化した。このとき、環状断層のDip角を可変の断層パラメータとして、複数の断層モデルを仮定した。

仮定した複数の断層モデルに対して津波波形インバージョンを行い、それぞれの断層モデル上でのすべり分布を決定した。(2)の解析同様に潮位計記録を観測記録として用いた。また、断層構造を三角形メッシュで分割した多数の小断層すべりから予測される津波波形を計算し、津波グリーン関数として用いた。その結果、様々なDip角を持った複数の断層モデルで、環状断層における逆断層すべり(最大約4m)と、水平クラック断層の非対称的な開口(最大約4m)／閉塞(最大約2m)が推定され、観測記録を再現した。この結果は、物理メカニズムの仮説の妥当性を津波発生の観点から示した一方で、環状断層のDip角の特定は津波波形記録のみでは困難で

あった。

そこで、地震波励起の観点からの物理メカニズムの妥当性の評価と、環状断層のDip角制約のため、複数の断層モデルでのすべり分布に対して、点震源仮定のもとで長周期地震波をフォワード計算した。各すべり分布のCMT解を点震源モデルとして与え、一次元速度構造に基づく地震波グリーン関数を用いて震央距離8-29°に位置する観測点における長周期地震波（周期：57-143秒）をフォワード計算し、IRISで入手した同観測点での観測記録と比較した。その結果、環状断層のDip角によって計算波形の振幅が敏感に変化する傾向が見られ、Dip角が70°程度の断層モデルにおけるすべり分布が観測記録を十分に再現し、他の断層モデルに比べて明瞭に計算波形と観測波形の一致度が高くなった。このことから、物理メカニズムの仮説の妥当性が地震波励起の観点から確認されたとともに、環状断層のDip角が70°程度と制約された。

(4) 議論・結論

以上の結果から、2017年のCurtis地震の物理メカニズムとして、海底カルデラ火山地下直下に水平方向に薄く広がるマグマだまりに蓄積した高圧マグマによって環状断層破壊が発生する、"Trapdoor faulting（引き上げ戸状断層破壊）"を提案する。また2009年のCurtis地震についても、地震規模・津波波形・CMT解の類似性から、2017年地震との同様の現象が繰り返していることが示唆される。これらCurtis地震の物理メカニズムは、我々が先行研究において鳥島近海の火山性津波地震に対して提案したものと同等である（Sandanbata et al., 2020a-b, JpGU）。この二つの海底カルデラ火山での地震・津波現象にまたがる類似性は、"特異"な火山性津波地震が、海底カルデラ火山においてある条件下で発生しうる"普遍的"な現象であることを示唆している。

Room A | Regular session : S17. Tsunami

📅 Sat. Oct 31, 2020 2:30 PM - 3:15 PM JST | Sat. Oct 31, 2020 5:30 AM - 6:15 AM UTC | 🏠 ROOM A
[S17]PM-2

chairperson:Yutaka Hayashi(Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

2:30 PM - 2:45 PM JST | 5:30 AM - 5:45 AM UTC

[S17-11] Reconstruction of the inundation height by spatial interpolation method in the Sendai plain after the 2011 Tohoku Tsunami

○Yuuki Eguchi¹, Yoshinori Shigihara¹, Tsuyoshi Tada¹ (1.National Defense Academy of Japan)

2:45 PM - 3:00 PM JST | 5:45 AM - 6:00 AM UTC

[S17-12] Numerical study on tsunamis propagating into river channel

○Kento Koseki¹, Yusuke Yamanaka¹ (1.Department of Civil Engineering, The University of Tokyo)

3:00 PM - 3:15 PM JST | 6:00 AM - 6:15 AM UTC

[S17-13] Characteristics of tsunami flotsam behavior on vulnerable of embankment foundation by strong motion

○Kentaro Imai¹, Ryoko Obayashi¹, Kuniaki Emoto², Hiroyuki Iwase³, Kentaro Nakai⁴ (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2.Wakayama Prefecture, 3.JIFIC, 4.Nagoya University)

Reconstruction of the inundation height by spatial interpolation method in the Sendai plain after the 2011 Tohoku Tsunami

*Yuuki Eguchi¹, Yoshinori Shigihara¹, Tsuyoshi Tada¹

1. National Defense Academy of Japan

2011年に発生した東北地方太平洋沖地震では、北海道から関東に至るまで広大な範囲で津波の浸水被害を発生させた。東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ（以下、TTJS）は、多くの研究者の現地調査によって収集された津波の痕跡の情報を集約し、実際の浸水状況を把握するためのデータベースを構築した。

一方で、津波の浸水範囲が広く人手が不足したことや、田畑が広がっているなどそもそも痕跡になりえるものがない等、様々な理由により痕跡が密なエリアと疎なエリアが存在したり、信頼度を確保できなかったりする。そのため、津波の遡上計算における再現性の確認では、可能な限り万遍なく分布した痕跡高を使用することが望ましいが、実際には分布の密度や信頼度を考慮せずに使用せざるを得ない状況になっている。

本研究においては、津波による痕跡をもとに様々な内挿補間方法で作成された浸水高分布を作成し、数値シミュレーションによる遡上計算の結果と比較することで、津波の浸水高分布の再現に最適な内挿補間方法と痕跡の選択について提案を行う。仙台の沿岸部を対象とした本研究では、津波の浸水高分布の特徴を内挿補間によって再現できることが確認された。

内挿補間は、離散的に分布するデータから連続的な分布を作成し、空間全体の状態を把握するために使用され、扱う現象やその性質により、いくつかの方法が提案されている。本研究の痕跡を用いた浸水高分布の内挿補間による再現においては、ArcGISにおいて3D Analystツールで実装されている「Inverse Distance Weighted（以下、IDW）」、「Natural Neighbor（以下、NN）」、「クリギング」、「スプライン」、「トレンド」の5種類を使用した。このうち、IDWとクリギング、スプラインについては、内挿補間の際に用いる周囲の情報の点の数を設定できるが、用いる点の数を変化させることにより、空間分布に与える影響も確認した。

また、内挿補間に使用する痕跡については、TTJSによって収集された七北田川以南の仙台平野の痕跡を全て使用した場合、このうち多田ら（2018）によって信頼度が高いと分類された痕跡のみを道いる場合の2ケースと、これらのケースに浸水域のデータから遡上限界に点を追加した2ケースの、計4ケースで内挿補間を行い、浸水高分布を比較した。

内挿補間によって作成された空間分布は、非線形長波モデルで計算された津波遡上計算と比較して特徴の分析を行った。本研究では離散的な浸水高との比較において幾何平均Kと幾何平均偏差 κ が良好であった、藤井・佐竹モデルVer.8.0（2013）を断層モデルとして使用し、遡上計算を行った。マンニングの粗度係数は、津波浸水前の土地利用に基づき、小谷（1998）の粗度係数を使用した。

各内挿補間の方法により作成された浸水高分布の概要は、以下のようになった。

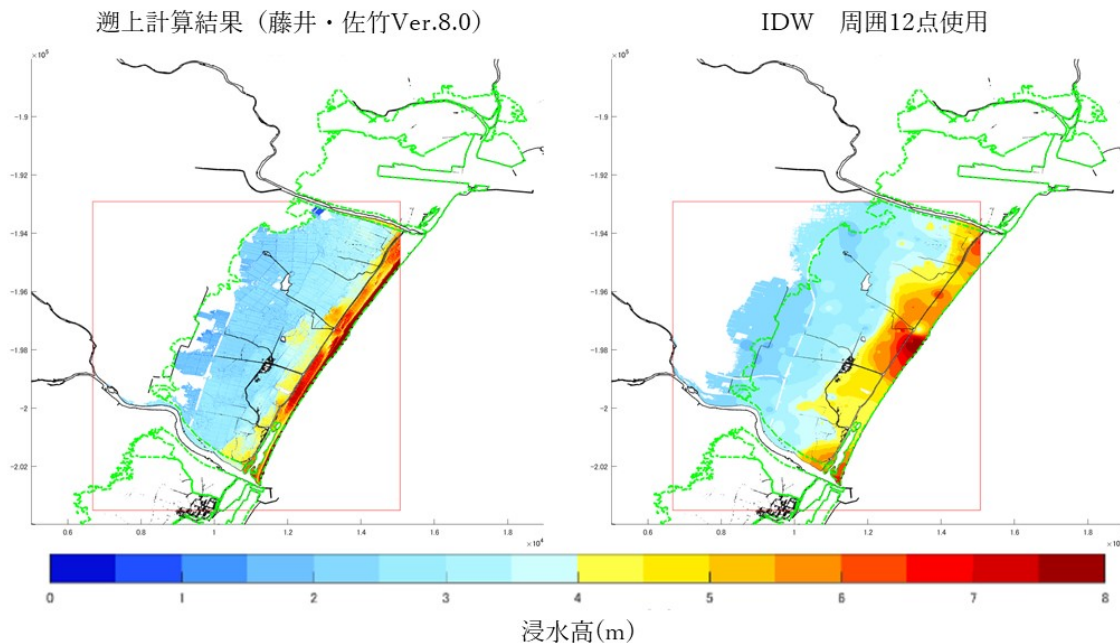
- ・IDW：痕跡が少ないエリアは沿岸部であっても浸水高が減少するが、内陸部に行くにつれ浸水高が確実に減少した。なお、補間に用いた点の数による変化はほとんど見られなかった（下図）。
- ・NN：浸水高が沿岸部から内陸部に向け減少していく傾向を再現した。ただし、痕跡の高さに比べて過大計算する傾向が見られた。
- ・クリギング：IDWの結果とほぼ同じであるが、使用する近傍の点を増やすほど沿岸部の浸水高が減少し、再現性が悪化した。
- ・スプライン：痕跡が少ない点をマイナスとするなど、局所的に高い浸水高の痕跡を含む今回の内挿補間には不適であった。

- ・トレンド：浸水域全体で関数に近似できるような傾向がなく，浸水高分布の再現はできなかった。

また，使用する痕跡については，多田らが行った分類を用い，遡上限界点を追加しない組み合わせが，浸水域を最もよく再現した。これは，特に遡上限界点付近の痕跡における遡上高が，その痕跡よりも海側の痕跡の浸水高よりも高い場合があり，内陸部の浸水高分布を押し上げるように寄与するためである。

浸水高の分布はIDW，NN，クリギングが，内陸部に行くにつれて減少しており，遡上計算に類似した結果となった（下図）。一方で，遡上計算では仙台東部道路の盛土が津波をとどめることになり，その東西において急激に浸水高が変化している。このように，浸水高が急激に変化するような状況を，今回の痕跡の分布では内挿補間によって再現することはできなかった。ただし，急激な浸水高の変化も，その周辺において痕跡が多数収集されていれば，再現できる可能性がある。

各内挿補間方法と遡上計算の結果における，浸水域全体の浸水高の頻度分布を比較すると，ピークの値やその周辺の分布から，IDWが最も遡上計算に近い結果となった。本研究において，クリギングでは痕跡が少ないエリアが遡上計算結果と外れやすく，NNでは全体的に浸水高を過大計算していた。



Numerical study on tsunamis propagating into river channel

*Kento Koseki¹, Yusuke Yamanaka¹

1. Department of Civil Engineering, The University of Tokyo

河口域に來襲した津波は、海域と河道の接続領域における複雑な流体運動を経ての河道に侵入し、その上流域で津波の氾濫被害を引き起こすことがある。しかしながら、定量的な観測データの不足から、その接続領域における津波の挙動については未だ限られた知見しか得られていない。本研究では、複数の数値モデルを用いて、海域と河道の接続領域における津波の流体特性の基礎的な分析を行うことを目的とする。

本研究では図に示す中心軸を基準とした軸対称の計算領域を設定し、沖側境界から最大水位と波長でパラメタライズしたガウス分布の津波を入射させることで、河道を模した狭窄水路に侵入する津波の挙動を分析する。数値モデルとして線形長波モデル、非線形長波モデル、非線形分散波モデルを用い、側方境界の線流量に対する境界条件としていずれの数値モデルに対してもSommerfeld放射条件を与えた。なお計算領域内における水深は一樣であり、入射波は沖側境界において長波条件を満たしている。また水陸境界では鉛直壁を仮定しているため津波の水路外への氾濫は考慮していない。このような条件の下で、入射津波の波高や波長、水深や狭窄水路幅などの地形条件、格子解像度などの数値計算条件を変化させながら、狭窄水路に侵入する津波の挙動を分析した。

本研究で得られた津波の伝播過程及びその特性を以下に示す。なお、本研究ではガウス分布の標準偏差(σ)を用いて、 6σ を入射津波の波長 L' と定義する。また、図において h は初期水深、 η は初期水位からの水位変動、 $\eta_{in,max}$ は入射波高、 w は狭窄水路幅、 v は流速を示す。本研究においては、初期水深(h)、初期水深に対する入射波高($\eta_{in,max}/h$)、初期水深に対する波長(L'/h)、狭窄水路幅(w)をパラメータとして設定した。まず狭窄水路に向かって伝播する津波は、狭窄地点の鉛直壁前面において水位を増大させた。ここで、鉛直壁前面位置(中心軸上)で観測される最大水位と入射波高の比を波高比と定義すると、波高比は最大で2程度となった。また、狭窄水路幅や入射津波の波長と狭窄水路幅の比(相対水路幅)、波の非線形強度などが波高比を決定する要因となることがわかった。次に、鉛直壁全面で増大した水位は、狭窄水路周辺の水位よりも大きくなるために圧力勾配が生じ、それによって狭窄水路に津波が侵入した。狭窄地点と沖側境界地点において、狭窄水路に流入する流量の累積値(侵入方向線流量の時間積分)と入射地点におけるそれとの比を侵入率と定義すると、その値は最大で33%程度となった。狭窄水路幅は計算領域幅の1/6であるため、狭窄水路に侵入する以前に比べて単位幅あたりの流量の累積値は2倍程度に増加したことに相当する。さらに、波高比を決定するパラメータの中で、相対水路幅の侵入率に与える影響は小さく、また入射波が狭窄水路に侵入する過程で波面が先鋭化することでその分散性が大きくなったが、本研究で適用した条件ではその影響は無視できることがわかった。

最後に、上述の数値計算格子を4倍に高解像度化して同様の分析を行い、上述の結果と比較した。高解像度化することにより、狭窄水路幅と格子解像度の比が4~20から16~80に増加することで、狭窄地点周辺で生じる縮流の流速場の推定精度が全ケースにおいて大きく向上した。その結果として波高比は最大で14%程度、侵入率は最大で7%程度上述の実験よりも増大した。本実験及び上述の実験ともに、入射波の波長と格子解像度の比は数百以上を維持している。これらのことから、狭窄水路に侵入する以前の入射津波の伝播の推定においてはいずれの場合においても十分な精度で推定できていることが推察される。また、非線形強度が小さい入射波条件においてもその他の入射波条件と同様に縮流の推定精度が向上したことから、狭窄水路幅の解像度が縮流の推定に影響する主要因の一つであることがわかった。

以上の結果から、河口域に來襲した津波が河道内に侵入する過程及び侵入後の挙動を高精度に推定するためには、河道に侵入する過程で発生する縮流を高精度に推定する必要があることがわかった。その推定精度が不十分である場合には上述の波高比及び侵入率を過小に推定し、河道内の津波による水位上昇量及び流量を過小評価する可能性がある。

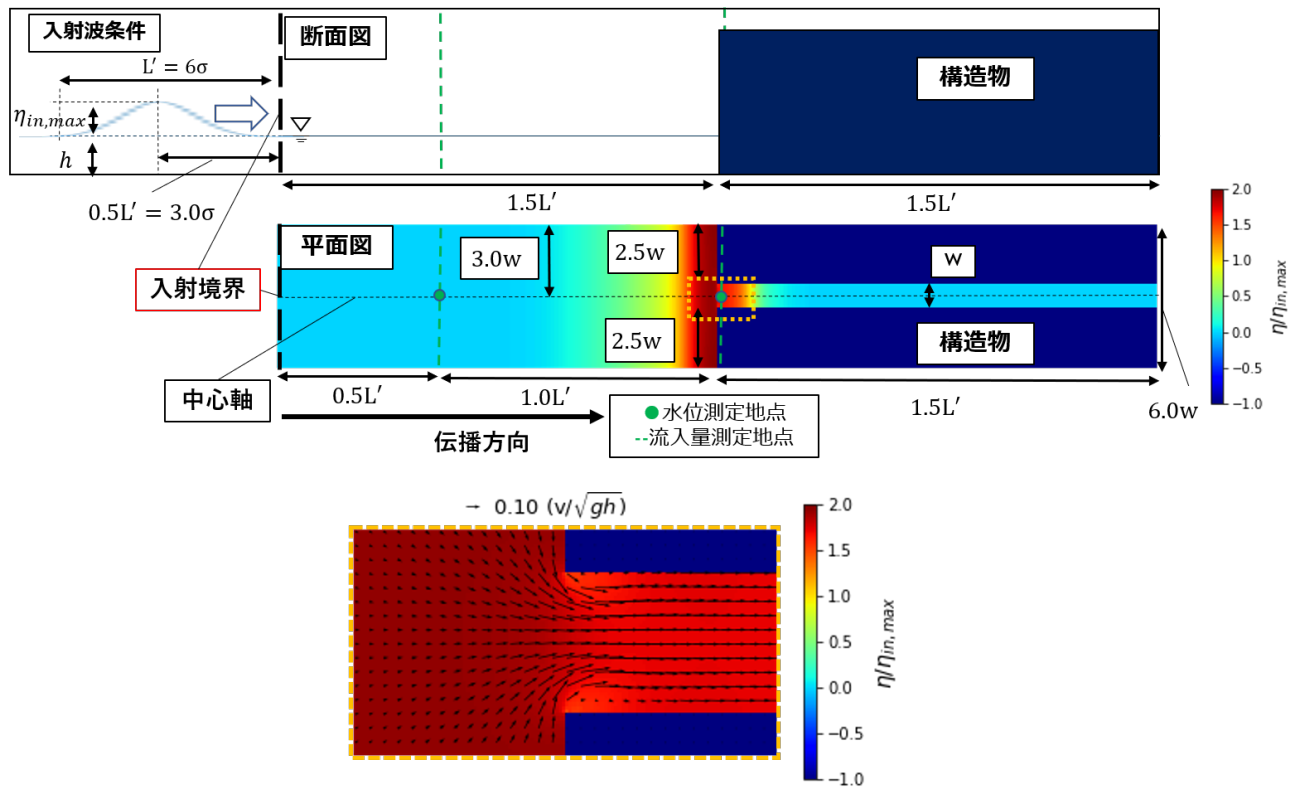


図. 数値実験の概要図（上）及び狭窄部の拡大図（下）
 ($h = 10[cm]$, $\eta_{in,max}/h = 0.1$, $L'/h = 60$, $w = 10[cm]$ のケース)

Characteristics of tsunami flotsam behavior on vulnerable of embankment foundation by strong motion

*Kentaro Imai¹, Ryoko Obayashi¹, Kuniaki Emoto², Hiroyuki Iwase³, Kentaro Nakai⁴

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Wakayama Prefecture, 3. JIFIC, 4. Nagoya University

1. 研究目的

既報（例えば、今井・他、2018）において、矢作川河口域において高度な土地利用展開されてきた愛知県碧南市を対象として、南海トラフ巨大地震による地震動に対する堤体基礎の沈下量を水～土骨格連成有限変形解析（Noda et al., 2008）を津波氾濫解析に組み込んだ氾濫解析を実施し、堤体基礎の強震動脆弱性を考慮した氾濫解析の重要性を示した。解析対象とした蜷川下流部には河道内にプレジャーボートが停泊しており、より現実的な津波被害予測には津波漂流物の影響についても検討する必要がある。本研究では、建物を地形と底面摩擦として取り扱う合成地形モデル（今井・他、2013）を用い、プレジャーボートを対象とした津波漂流物の拡散解析を行い、河岸堤体基礎の強震動脆弱性、建物の影響による漂流物の拡散過程、その影響範囲と集積状況について検討を行う。

2. 研究内容

本研究の解析対象領域である愛知県碧南市において地震動応答解析を行い、堤体の沈下量を津波氾濫解析に反映させた。津波氾濫解析には、蜷川河岸の堤体高およびその周辺の地盤高はGEOASIAによる解析結果、詳細建物データ（碧南市）、5 mDEM（国土地理院）とGNSS測量に基づいて最小空間分解能3.3 mの合成地形モデルを利用し、堤体天端のパラペット被害の有無、河口から約2.5 km上流にある樋門の開閉についてを計算条件とした。波源は内閣府モデルの津波断層Case 9とし、朔望平均満潮位（T.P. +1.0 m）とした。対象とする漂流物は蜷川下流部に係留されているプレジャーボートとし、その配置や船体諸元について現地調査を行った。漂流物の拡散解析には後藤（1983）による漂流物拡散モデルを適用した。漂流物の水平方向の運動は慣性力、水流の圧力勾配、付加質量、流水抵抗と拡散により記述される、本解析では拡散を除く4種類の力の釣り合いを決定論的に扱い、拡散については決定論的に定まる漂流物の位置を踏まえて確率論的に取り扱った。漂流物の移動および停止について、漂流物（船舶）諸元で設定した喫水0.5 m（浸水深0.5 m）以上の場合で移動し、それ以下では停止条件とした。

3. 主な結論

蜷川流域の堤体基礎の被害状況に応じた浸水過程や浸水域の拡大に対応して、漂流物の拡散過程や集積状況も大きく変化することを明らかにした。とくに、樋門の開閉の影響は大きく漂流過程に影響することを示した。また、合成地形モデルによる建物構造物の水流遮蔽効果の影響により津波氾濫の流束が道路に沿うようになるため、漂流物もそれに従って漂流するようになる。合成地形モデルと漂流物拡散解析を組み合わせることで、より現実的な漂流予測が可能となる。中小河川や一部の港湾施設を擁する地域においては、これら構造物の耐震化の重要性を示していることはもちろんのこと、強震動による海岸・河岸構造物や堤体基礎部の脆弱性が津波ハザード評価に与える影響を無視できないことを示している。

謝辞：本研究は R2-6年度文部科学省「防災対策に資する南海トラフ地震調査研究プロジェクト」（研究代表者：海洋研究開発機構 小平秀一）の一環として行われました。