

Tue. Oct 25, 2022

Poster session (2nd Day) | Regular session : S04. Tectonics

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC | ROOM P-1 10th floor (Conference Room 1010-1070)

[S04P] AM-P

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S04P-01] Relationship between 3-D distributions of thermal structure and dehydration and megathrust earthquakes, regular earthquakes and volcanic chain in the southern Chile subduction zone

*Kaya Iwamoto¹, Nobuaki Suenaga², Shoichi Yoshioka^{2,1}, Francisco Hernan Ortega Culaciati³ (1. Faculty of Science, Kobe University, 2. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 3. Department of Geophysics, Faculty of Physical and Mathematical Sciences, University of Chile)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S04P-02] Low-velocity anomaly in the Pacific slab beneath the Kanto region

*Kazuki MIYAZAKI¹, Junichi Nakajima¹ (1. Tokyo Tech)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S04P-03] Seismic structure and seismotectonics of the East Japan forearc derived from seafloor S-net data

*Dapeng ZHAO¹, Yu Katayama¹, Genti Toyokuni¹ (1. Research Center for Earthquakes & Volcanoes, Graduate School of Science, Tohoku University)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S04P-04] Estimation of the crustal deformation using radiated energy of tectonic tremors in the northern Kii Peninsula

*Tsukasa Yamamoto¹, Yoshihiro Hiramatsu¹ (1. Kanazawa University)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S04P-05] Strain-rate field of Japan estimated from GNSS data using basis function expansion with ABIC

*Yukitoshi FUKAHATA¹, Tomohisa Okazaki², Takuya Nishimura¹ (1. DPRI, Kyoto University, 2. AIP, RIKEN)

Poster session (2nd Day) | Regular session : S02. Seismometry and monitoring system

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P-1 10th floor (Conference Room 1010-1070)

[S02P] PM-P

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-01] Seismic intensity distribution structure estimated from hypocenter and magnitude*Shutaro SEKINE¹ (1. Association for the Development Earthquake Prediction)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-02] Applying simple hypocenter determination method using the back-propagating wavefront to real observed arrival times*Shoji SEKIGUCHI¹ (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-03] Orientations of DONET seismometers estimated from seismic waveform data*Keisuke ARIYOSHI¹, Hiroki Horikawa¹, Shuichiro Yada¹, Masaru Nakano¹, Yojiro Yamamoto¹, Kentaro Sueki¹, Takane Hori¹, Narumi Takahashi² (1. JAMSTEC, 2. NIED)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-04] Amplitude of artificial vibration captured by DAS*Masayuki TANAKA¹, Akio Kobayashi¹ (1. Seismology and Tsunami Research Department, Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-05] Estimating crustal movements during slow slip events from ocean bottom pressure gauge data using oceanic models*Toshinori SATO¹, Masahiro Suzuki¹, Koichi Murata^{1,2}, Norihisa Usui³, Hajime Shiobara⁴, Tomoaki Yamada⁴, Masanao Shinohara⁴ (1. Chiba Univ., 2. OYO Corporation, 3. MRI, 4. ERI, Univ. Tokyo)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-06] Realtime Earthquake Damage Prediction System for Chiba Prefecture*Masahiro OOI¹, Narumi TAKAHASHI¹, Mitsutsugu IGARASHI², Kaoru YOSHIOKA², Shoichi SHIOZAKI², Kazumi ASAO¹ (1. NIED, 2. Chiba Pref.)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-07] Realtime Tsunami Inundation Predicting System Using S-net Data for Chiba Prefecture*Narumi TAKAHASHI¹, Masahiro OOI¹, Mitsutsugu IGARASHI², Kaoru YOSHIOKA², Shoichi SHIOZAKI², Kazumi ASAO¹, Wataru SUZUKI¹ (1. NIED, 2. Chiba Pref.)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-08] Development of real-time monitoring system for WIN using MQTT protocol*Hiroshi TSURUOKA¹ (1. ERI, Univ. Tokyo)

Poster session (2nd Day) | Introduction of committee activities : S24.Committee activities for society

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P-8

[S24] S24

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-01] Committee for Seismology Outreach

*久田 嘉章¹ (1. The Seismological Society of Japan)

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-02] Disaster Investigation Committee

*吾妻 崇¹ (1. The Seismological Society of Japan)

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-03] Newsletter Editorial Board

*新井 隆太¹ (1. The Seismological Society of Japan)

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-04] Geoparks Assistance Committee

*松原 誠¹ (1. The Seismological Society of Japan)

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-05] Zisin Editorial Board

*三井 雄太¹ (1. The Seismological Society of Japan)

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-06] Public Relations Committee

*篠原 雅尚¹ (1. The Seismological Society of Japan)

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-07] Strong Ground Motion Committee

*松島 信一¹ (1. The Seismological Society of Japan)

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-08] Committee for School Education

*加納 靖之¹ (1. The Seismological Society of Japan)

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-09] Committee on Summer School for Kids

*加納 靖之¹ (1. The Seismological Society of Japan)

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-10] Kanamori Fund

*中川 和之¹ (1. The Seismological Society of Japan)

Poster session (2nd Day) | Regular session : S15. Strong ground motion and earthquake disaster

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC | ROOM P-2 10th floor (Conference Room 1010-1070)

[S15P] AM-P

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-01] Seismic Waveform Generation by Conditional Generative Adversarial Networks and Spectral Inversion Analysis

*Junki Yamaguchi¹, Yusuke Tomozawa¹, Yasuhito Yoshida¹, Toshihide Saka¹, Ryo Hatano¹ (1. Kajima Technical Research Institute)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-02] Application of Seismic Waveforms Created by Conditional Generative Adversarial Network to Inversion Analysis

*Yusuke Tomozawa¹, Tomoki Hikita¹, Junki Yamaguchi¹ (1. Kajima Technical Research Institute, Kajima Corporation)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-03] Estimation of source radiation energy using synthesized seismogram envelopes considering heterogeneous subsurface structure

*Masashi OGISO¹ (1. Meteorological Research Institute)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-04] Effect of seismogenic zone on hierarchy patch source model

*Hiroyuki Goto¹ (1. Kyoto University)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-05] Source model of the 2022 off Fukushima prefecture earthquake by the isochrone back-projection and empirical Green's function methods

*Toshimi SATOH¹ (1. Shimizu Corporation)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-06] Re-examination of source rupture process of the 2002 Denali, Alaska, earthquake (M_W 7.9) based on strong-motion waveforms and fault displacements

*Yujia GUO¹, Kunikazu Yoshida¹, Ken Miyakoshi^{1,2} (1. Geo-Research Institute, 2. Ohsaki Research Institute, Inc.)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-07] Near-Field Ground Motion Simulation based on Depth-Dependent Stress Accumulation Model I, Interpretation of the 2019 Mw4.9 Le Teil earthquake

*Hideo AOCHI^{1,2}, Kenichi Tsuda³, Shohei Yoshida⁴ (1. BRGM, 2. Laboratoire de Geologie, Ecole Normale Supérieure, CNRS UMR 8538, PSL Research University, 3. Institute of Technology Shimizu Corporation, 4. Ohsaki Research Institute Inc.)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-08] Strong ground motion simulation of the great 1923 Kanto earthquake in the Tokyo metropolitan area: A Study on the strong motion generation area in the northern Tokyo Bay

*Tetsushi WATANABE¹, Fumino SUZUKI¹, Kenichi KATO¹, Katsuhisa KANDA¹ (1. Kabori Research Complex)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-09] Long-period ground motion simulations in the western part of Shizuoka prefecture for large earthquakes in the Nankai trough

*Takeshi NAKAMURA¹ (1. Central Research Institute of Electric Power Industry)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-10] **Simultaneous estimation of source, path, and site spectra from the S-net strong-motion records in the Japan Trench area**

*Yadab Prasad Dhakal¹, Takashi Kunugi¹, Shin Aoi¹, Hiroaki Yamanaka² (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Tokyo Institute of Technology)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-11] Sedimentary basin structure estimated from receiver function in the Yufutsu Plain and ground-motion amplification

*Kunikazu YOSHIDA¹, Kazuhiro Somei¹, Ken Miyakoshi² (1. Geo-Research Institute, 2. Ohsaki Research Institute)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-12] Evaluation of Response Spectra According to Recurrence Period in the Tokyo Metropolitan Area

*Takashi HAYAKAWA¹ (1. SHIMIZU Corp. Institute of Technology)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-13] Estimation of surface seismograms at MeSO-net seismic stations

*Shigeki SENNA¹ (1. NIED)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-14] Attenuation Characteristics of Long-Period Ground Motion Inferred from the F-net Broad-Band Strong Ground Motion Records

*Ken HATAYAMA¹ (1. National Research Institute of Fire and Disaster)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-15] Estimated seismic intensity history for 26 years in Japan

*Hiromitsu NAKAMURA¹, Yoshinori IWANAMI² (1. NIED, 2. MESW)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-16] Strong-motion characteristics in western edge of the Kyoto basin for the 2022 southern part of Kyoto prefecture earthquakes

*Takashi AKAZAWA¹ (1. Geo-Research Institute)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-17] Construction of a low-cost indoor 3D model using a depth camera and machine learning and its application to seismic behavior simulation

*Yuta TAKAHASHI¹, Hiroki UEMATSU¹, Ahyi KIM¹, Toshiyuki MASATSUKI², Yoshinari NAKANISHI² (1. Yokohama City University, 2. KOZO KEIKAKU ENGINEERING Inc.)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-18] DAS observation of Mj6.6 earthquake in Hyuga-nada, southwest Japan using optical fiber cable along railway

*Satoshi KATAKAMI¹, Shunta Noda¹, Masahiro Korenaga¹, Eiichiro Araki², Narumi Takahashi³, Naoyasu Iwata¹ (1. Seismic Data Analysis Laboratory, Center for Railway Earthquake Engineering Research, RTRI, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Poster session (2nd Day) | Regular session : S06. Crustal structure

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P-2 10th floor (Conference Room 1010-1070)

[S06P] PM-P

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-01] Estimation of S-wave seismic velocity structure by using OBS data around the Nankai Trough*Ayako NAKANISHI¹, Xin Liu¹, Yanfang Qin¹, Gou Fujie¹, Katsuhiko Shiomi², Shuichi Kodaira¹, Narumi Takahashi², Takeshi Nakamura³ (1. JAMSTEC, 2. NIED, 3. CRIEPI)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-02] Subsurface structure in the Tokai slow event area*Tomotake UENO¹, Youichi ASANO¹, Tesuya TAKEDA¹, Kazushige OBARA² (1. NIED, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-03] Adjoint tomography of an accretionary wedge and shallow slow-slip regions in the North Island of New Zealand*Shun Adachi¹, Bryant Chow², Yoshihiro Kaneko¹ (1. Kyoto University, 2. University of Alaska Fairbanks)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-04] Relationship between seismic activity and low-frequency earthquakes at Northern Tohoku and Southwestern Hokkaido using local seismic network, AS-net*Shinako NOGUCHI¹ (1. Association for the Development of Earthquake Prediction Research Division for Earthquakes and Disaster Mitigation)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-05] Seismic reflection survey at Konan Town, Saitama Prefecture, Japan: linear dependence of the dip angles of reflection layers with depth*Toshiki OHTAKI¹, Naomi Kano², Takanobu Yokokura² (1. AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute for Geology and Geoinformation, 2. formerly of AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute for Geology and Geoinformation)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-06] An Attempt to Discriminate Reflections Using Neural Networks for Improving Seismic Attenuation Profiling in Seismic Reflection Survey*Haruka Kawabe¹, Tetsuro Tsuru¹ (1. Tokyo University of Marine Science and Technology)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-07] Seismic velocity structure at the Kairei Hydrothermal Vent Field near the Rodriguez Triple Junction in the Indian Ocean*Ayato Morii¹, Toshinori Sato¹, Hiroyoshi takada¹, Tomoaki Yamada², Masanao Shinohara² (1. Chiba University, 2. the University of Tokyo)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-08] V_{SV} and V_{SH} structures beneath Asama volcano*Yutaka NAGAOKA¹, Kiwamu NISHIDA², Yosuke AOKI², Minoru TAKEO² (1. Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture, 2. Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo)

Poster session (2nd Day) | Regular session : S07. Structure and dynamics of the Earth and planetary interiors

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P-3 10th floor (Conference Room 1010-1070)

[S07P] PM-P

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S07P-01] Double Seismic Discontinuities at the Base of the Mantle Transition Zone below the Japanese Archipelago?*Keiko KUGE¹ (1. Department of Geophysics, Kyoto University)

Poster session (2nd Day) Regular session : S10. Active faults and historical earthquakes
--

2:00 PM - 5:30 PM JST 5:00 AM - 8:30 AM UTC ROOM P-4 10th floor (Conference Room 1010-1070)

[S10P] PM-P

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-01] Tectonic landforms along the eastern margin of the Ou Backbone Range, central part of Miyagi Prefecture: Potential of M7-class earthquake

*Masayoshi TAJIKARA¹, Tomoo Echigo² (1. Association for the Development of Earthquake Prediction, 2. Kankyo Chishitsu Co.,Ltd)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-02] Tectonic landforms and slip-rate of the Shibetsu fault zone in the eastern part of Hokkaido, Japan

*Takashi AZUMA¹, Daisuke HIROUCHI² (1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. Shinshu University)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-03] Subsurface structure revealed by seismic reflection survey along the eastern margin fault zone of the Yokote Basin, northeast Japan

*Hidenobu TAKAHASHI¹, Haruo Kimura¹, Yasuhira Aoyagi¹, Motoshi Tomura², Katsuya Noda² (1. Central Research Institute of Electric Power Industry, 2. Geosys Inc.)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-04] Inversion of lateral faults in the Chugoku district explored by gravity anomaly: Case studies at the Chojagahara – Yoshii faults and the Oharako fault

*Akihiro SAWADA¹, Yoshihiro Hiramatsu¹, Yuki Matsui¹, Amane Sugii¹, Masato Fukata¹, Tsukasa Yamamoto¹, Ryo Honda², Shinsuke Okada³ (1. College of Science and Engineering, Kanazawa University, 2. Mount Fuji Research Institute, 3. Iwate University)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-05] Study on mitigation of earthquake disasters caused by inland active faults : Fault model improvement considering shallow geologic structure

*Kimie NORIMATSU¹, Yoko Yoshimi¹, Naoya Takahashi², Tomoki Nakamura², Takashi Ishizawa¹, Shinsuke Okada³, Haruhiko Suzuki⁴, Yasuo Ichikawa⁴, Hisanori Matsuyama⁴, Shinji Toda¹ (1. IRIDeS, Tohoku Univ., 2. Tohoku Univ., 3. Iwate Univ., 4. OYO Corporation)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-06] The Large Earthquake on Dec. 7, 1493 Preceded the 1498 Meio-tokai Earthquake

*Tomoya HARADA¹, Akihito NISHIYAMA², Akihiko KATAGIRI³ (1. N/A, 2. Nara National Research Institute for Cultural Properties, 3. Research Institute for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata Univ.)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-07] Discussion on the causes of tsunamis accompanied by the 1914 Sakurajima earthquake, Japan

*Reiji KOBAYASHI¹ (1. Kagoshima University)

Poster session (2nd Day) Regular session : S11. Various phenomena associated with earthquakes

2:00 PM - 5:30 PM JST 5:00 AM - 8:30 AM UTC ROOM P-5 10th floor (Conference Room 1010-1070)

[S11P] PM-P

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S11P-01] Dynamic Stress Transfer in a Layered Granular Slope

*Koji UENISHI¹, Shuto SASAUCHI¹, Dongyun XI¹ (1. Univ. of Tokyo)

Poster session (2nd Day) | Regular session : S13. Crustal fluids and earthquake

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P-6 10th floor (Conference Room 1010-1070)

[S13P] PM-P

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S13P-01] Consideration of slow crustal strain changes after earthquakes -In the case of TSS observation site-

*Yuichi KITAGAWA¹, Norio MATSUMOTO¹ (1. Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, Geological Survey of Japan, AIST)

Poster session (2nd Day) | Regular session : S19. Seismology, general contribution

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P-7 10th floor (Conference Room 1010-1070)

[S19P] PM-P

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S19P-01] Questionnaire survey on residents' awareness of disaster prevention due to seismic activity in the northeastern Noto Peninsula

*Amane Sugii¹, Izumi Akasaka², Haruka Ohwashi², Kyosuke Sawatari², Takushi Bando², Akira Murata¹, Yoshihiro Hiramatsu¹ (1. Kanazawa University, 2. Ishikawa Prefectural Iida High School)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S19P-02] How to use Martian seismic and meteorological data obtained by NASA's InSight

*Keisuke Onodera¹, Taichi Kawamura² (1. ERI, Univ. of Tokyo, 2. IPGP)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S19P-03] Influence of station corrections on hypocenter determination of off Fukushima Prefecture using S-net Data

*Naoki Momomoto¹, Noriko Tsumura¹ (1. Chiba University)

Poster session (2nd Day) | Regular session : S04. Tectonics

📅 Tue. Oct 25, 2022 9:30 AM - 12:00 PM JST | Tue. Oct 25, 2022 12:30 AM - 3:00 AM UTC | 🏢 ROOM P-1
10th floor (Conference Room 1010-1070)

[S04P] AM-P

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S04P-01] Relationship between 3-D distributions of thermal structure and dehydration and megathrust earthquakes, regular earthquakes and volcanic chain in the southern Chile subduction zone

*Kaya Iwamoto¹, Nobuaki Suenaga², Shoichi Yoshioka^{2,1}, Francisco Hernan Ortega Culaciati³ (1. Faculty of Science, Kobe University, 2. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 3. Department of Geophysics, Faculty of Physical and Mathematical Sciences, University of Chile)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S04P-02] Low-velocity anomaly in the Pacific slab beneath the Kanto region

*Kazuki MIYAZAKI¹, Junichi Nakajima¹ (1. Tokyo Tech)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S04P-03] **Seismic structure and seismotectonics of the East Japan forearc derived from seafloor S-net data**

*Dapeng ZHAO¹, Yu Katayama¹, Genti Toyokuni¹ (1. Research Center for Earthquakes & Volcanoes, Graduate School of Science, Tohoku University)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S04P-04] Estimation of the crustal deformation using radiated energy of tectonic tremors in the northern Kii Peninsula

*Tsukasa Yamamoto¹, Yoshihiro Hiramatsu¹ (1. Kanazawa University)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S04P-05] Strain-rate field of Japan estimated from GNSS data using basis function expansion with ABIC

*Yukitoshi FUKAHATA¹, Tomohisa Okazaki², Takuya Nishimura¹ (1. DPRI, Kyoto University, 2. AIP, RIKEN)

Relationship between 3-D distributions of thermal structure and dehydration and megathrust earthquakes, regular earthquakes and volcanic chain in the southern Chile subduction zone

*Kaya Iwamoto¹, Nobuaki Suenaga², Shoichi Yoshioka^{2,1}, Francisco Hernan Ortega Culaciati³

1. Faculty of Science, Kobe University, 2. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 3. Department of Geophysics, Faculty of Physical and Mathematical Sciences, University of Chile

1. はじめに

チリ沈み込み帯南部では、南米プレートの下にナスカプレートが沈み込んでいる。同地域では、1960年バルディビア地震 (Mw9.5) や2010年マウレ地震 (Mw8.8) に代表される海溝型巨大地震が繰り返し発生し、また、33°S~46°Sの範囲には南北方向に連なるSouthern Volcanic Zoneと呼ばれる火山列が存在する。本講演では、数値シミュレーションにより、ナスカプレートの沈み込みに伴うチリ沈み込み帯南部の3次元温度構造を求め、バルディビア地震やマウレ地震の地震時すべりの温度範囲を定量的に決定する。さらに、得られた温度構造とスラブを構成する含水鉱物の相図を用いて、スラブ内の含水量分布を求め、同地域で発生する通常地震の震源分布や火山分布と比較し、その関連性について議論する。

2. モデル設定

本数値シミュレーションでは、3次元箱型モデルを考える。水平面内において、沈み込み方向にx軸を、海溝軸に沿って北方向にy軸を、鉛直下向きにz軸をとり、モデルサイズはそれぞれ、450 km、1200 km、200 km、格子点間隔は10 km、10 km、3.3 kmとした (図1)。モデル領域内にスラブ形状を模したガイドを設定し、その中に海洋プレートの物質を徐々に流し込むことにより過去数千万年前から現在までの海洋プレートの沈み込みを実現した。ガイド上面の形状にはSlab 2モデル(Hayes et al., 2018)を使用し、ガイドの厚さは海溝での海洋プレートの年齢の関数として与えた。ガイドの位置、ナスカプレートの沈み込み速度とその方向は、過去のプレート運動モデルに基づいて時空間的に変化させて与えた。初期条件はYoshioka and Sanshadokoro (2002)に従って、半無限冷却モデルを仮定して与えた。境界条件に関しては、モデルの上面(-z面)では流れはないものとし、0°Cで一定とした。海洋プレートが沈み込む海溝側の鉛直面(-x面)では、透過条件を与え、温度はプレート冷却モデルを用いて深さと海洋プレートの年齢の関数で与えた。他の4つの面については透過条件を与え、断熱とした。このような設定のもと、過去数千万年前から現在までの温度場・流れ場の時間発展問題を差分法を用いて解いた。得られた現在(0Ma)の温度場は、地殻熱流量のデータと比較し、観測値と計算値の残差が小さくなるようなモデルを構築した。含水量分布の計算には、海洋堆積物はvan Keken et al. (2011)のタービダイトの相図を、海洋地殻とスラブマントルは、それぞれTatsumi et al. (2020)のMORBと超苦鉄質岩の相図を用いた。本研究では、スラブ上面(0 km)から厚さ2 kmを海洋堆積層、その下の厚さ5 kmを海洋地殻、その下からスラブ下面までをスラブマントルとした。

3. 結果と考察

最終的に得られた0Maでの数値シミュレーション結果から、モデル領域南部では、南米プレート下に沈み込んでいるチリ海嶺に近く、その結果、若い海洋プレートが沈み込むため、相対的に古い海洋プレートが沈み込む北部に比べてスラブ上面での温度分布は高くなる傾向がみられた。そのため、マウレ地震とバルディビア地震の地震時すべりの下限での温度を比較すると、バルディビア地震の温度の方が高くなった。また、本数値シミュレーションで得られた温度-深さの関係と、前述の含水鉱物の相図を用いてスラブ上面付近の含水量分布を求めた。そして、得られた含水量分布を2012年1月1日~2022年1月1日までの10年間に観測されたMw 2.5以上の通常地震の震源分布(USGS)と比較した。現時点で得られている暫定的な結果によると、プレート境界付近における通常地震の震源分布は、スラブ内の最大含水量がゼロになる深さよりも浅部側に震源が分布していた。このことから、流体の存在によって有効法線応力が下げられ通常地震が発生していると考えられる。

さらに、沈み込み方向に沿った単位長さ当たりの最大含水量の変化量（脱水勾配）を求めた。その結果、海洋地殻とスラブマントルでは顕著な脱水がみられた。海洋地殻の脱水分解反応はMORBがlawsonite blueschist相からlawsonite eclogite相へと相転移したことに対応している。一方、スラブマントルの脱水分解反応は、超苦鉄質岩がbrucite相からantigorite相、chrolite相、amphibole相へと順に相転移にしていくことに対応している。これらの脱水分解反応は、およそSouthern Volcanic Zoneの直下で発生していた。このことから、スラブに含まれる含水鉱物が脱水分解反応によって水を放出し、プレート境界やマントルウェッジでの融点を引き下げることによってマグマが生成され、その直上に火山が形成されたと考えられる。

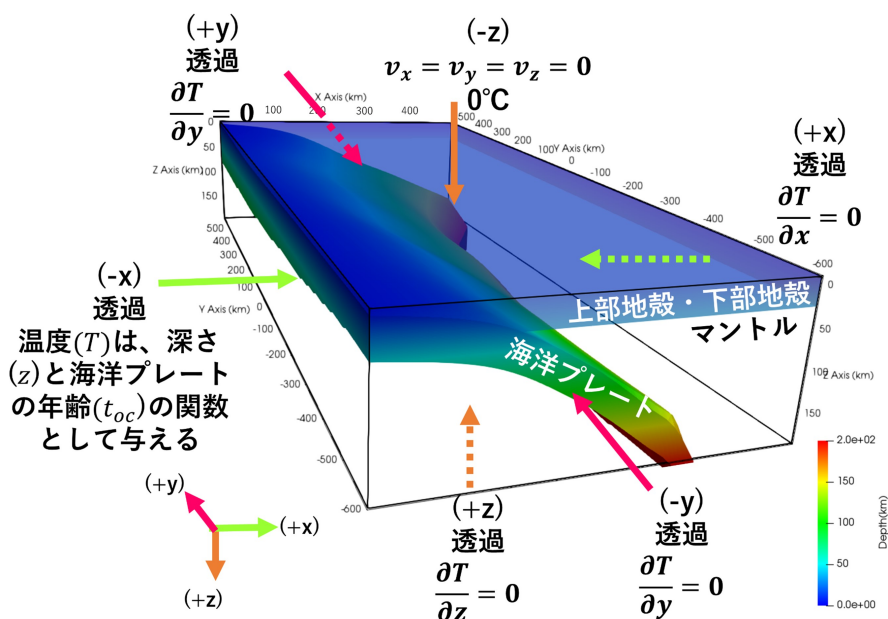


図1：3次元箱型モデルの領域と境界条件。モデル上部の濃い青色の領域は熱伝導層である上部地殻・下部地殻を表す。現在(0 Ma)のスラブ領域は深さで色分けして示している。海溝軸から内陸側にむかって+x軸をとり、海溝軸に沿って北方向に+y軸をとり、深さ方向に+z軸を取っている。黄緑色、ピンク色、オレンジ色の矢印は、それぞれ、±x軸、±y軸、±z軸方向を表している。

Low-velocity anomaly in the Pacific slab beneath the Kanto region

*Kazuki MIYAZAKI¹, Junichi Nakajima¹

1. Tokyo Tech

近畿地方から関東地方にかけての東日本を対象に地震波走時トモグラフィー(Zhao et al., 1992, JGR)を行ったところ、関東地方直下の太平洋スラブ内部に地震波速度が低速となる領域が存在することがわかった。そこで太平洋スラブ内部の速度構造をよりよく調べるため、気象庁で観測された太平洋スラブ内地震について次のような解析を行った。(1)ある観測点で観測されたあるスラブ内地震について理論波線を計算する。(2)波線上に別のスラブ内地震が存在する場合、それら2つのスラブ内地震を1つのペアとする。(3)これらの地震のペアについて震源間の距離を観測走時差で割ることで2つの地震間の地震波平均速度を計算する。(4)この操作を観測されたすべてのスラブ内地震について行う。以上の操作を関東・東北地方の太平洋側に設置された観測点全てについて行うことで、太平洋スラブ内部の地震波速度を詳細に求めた。

解析の結果、関東地方直下の太平洋スラブ内部における地震波速度は中部地方や東北地方直下のものと比べて低速であることが明らかになった。これはトモグラフィーで得られた結果と整合的である。関東地方は東北日本弧と伊豆一小笠原弧が会合する場所に位置しており、直下の太平洋スラブは尾根のように西側に突き出した形状をしていることが知られている。こうした太平洋スラブのジオメトリが本研究で明らかになった低速度領域の成因である可能性がある。また、関東地方直下には第一鹿島海山に代表されるような海山が沈み込んでおり、こうした地形の名残が低速度としてイメージされているかもしれない。

講演までに、同様の解析を北海道の島弧会合部にも適応する。加えて、関東地方下の低速度領域を通過する波線に対して地震波スペクトル比法を適応することで、同領域の減衰構造も推定し、太平洋スラブ内の異常構造の原因を考察する予定である。

Seismic structure and seismotectonics of the East Japan forearc derived from seafloor S-net data

*Dapeng ZHAO¹, Yu Katayama¹, Genti Toyokuni¹

1. Research Center for Earthquakes & Volcanoes, Graduate School of Science, Tohoku University

A permanent seafloor seismic network (S-net) consisting of 150 stations has been recently installed in the East Japan forearc and the outer-rise area under the Pacific Ocean, which provides an unprecedented opportunity to investigate the detailed forearc structure and initial stage of plate subduction. Using P-wave arrival-time data of local suboceanic events recorded by the seafloor S-net, *Yu and Zhao (2020)* determined P-wave velocity (Vp) tomography off Hokkaido, *Hua et al. (2020)* obtained Vp tomography off Tohoku, and *Wang et al. (2022)* investigated 3-D Vp anisotropic structure off Tohoku. However, the 3-D S-wave velocity (Vs) structure of the forearc region has not been investigated using the S-net data, except for *Matsubara et al. (2019)*. In this work, we use a large number of P and S wave arrival times of local earthquakes beneath the Pacific Ocean and land areas recorded by both the S-net and the land-based Kiban seismic network to investigate the 3-D Vp and Vs structures of the East Japan forearc. Geometries of the subducting Pacific slab boundary and the Conrad and Moho discontinuities under the forearc are refined by referring to results of previous studies including active-source seismic soundings and seismicity located by the S-net. The obtained Vp and Vs images are quite similar to each other, suggesting that they reflect robust features of the 3-D seismic structure. The subducting Pacific slab exhibits high velocities, whereas significant low-velocity (low-V) anomalies are revealed in the overlying Okhotsk plate beneath the forearc, which may reflect accretionary materials containing abundant fluids. The subducting oceanic crust atop the Pacific slab is revealed clearly as a thin low-V layer extending from the trench axis down to ~100 km depth under the volcanic front. Our results of earthquake relocation using the 3-D velocity model indicate that the double seismic zone in the subducting Pacific slab occurs from the outer-rise area east of the Japan trench down to ~180 km depth under the eastern margin of the Japan Sea. The occurrence and focal mechanisms of the double seismic zone are caused by slab deformation during its subduction, such as slab bending or unbending, as well as other processes including hydration, dehydration, compositional variations, and phase changes in the subducting slab. Significant lateral variations of velocity structure are also revealed in the interplate megathrust zone, which show correlations with the distribution of large interplate earthquakes. These results shed new light on the seismic structure and subduction dynamics of the forearc region (*Zhao et al., 2022*).

References

- Hua, Y., D. Zhao, G. Toyokuni, Y. Xu (2020). Tomography of the source zone of the great 2011 Tohoku earthquake. *Nature Communications* 11, 1163.
- Matsubara, M., H. Sato, K. Uehira et al. (2019). Seismic velocity structure in and around the Japanese island arc derived from seismic tomography including NIED MOWLAS Hi-net and S-net data. *Seismic Waves - Probing Earth System*, IntechOpen, 1-18.
- Wang, Z.W., D. Zhao, X. Chen (2022). Seismic anisotropy and intraslab hydrated faults beneath the NE Japan forearc. *Geophys. Res. Lett.* 49, e2021GL097266.
- Yu, Z., D. Zhao (2020). Seismic evidence for water transportation in the forearc off Northern Japan. *J. Geophys. Res.* 125, e2019JB018600.
- Zhao, D., Y. Katayama, G. Toyokuni (2022). The Moho, slab and tomography of the East Japan forearc derived from seafloor S-net data. *Tectonophysics* 837, 229452.

Estimation of the crustal deformation using radiated energy of tectonic tremors in the northern Kii Peninsula

*Tsukasa Yamamoto¹, Yoshihiro Hiramatsu¹

1. Kanazawa University

はじめに

プレート境界浅部での地震発生過程を考察する上で遷移帯でのすべりや地震活動をモニタリングすることは重要である。テクトニック微動と短期的SSEは時空間的に同期して発生することが知られている。微動は地殻変動量の推定に使用でき、Maeda and Obara (2009)では微動の累積放射エネルギーの時間的なパターンが観測された傾斜量変化とよく一致することを示した。しかしながら、微動を伴わないすべりも観測されており (e.g. Wech and Bartlow, 2014)、微動とすべりの関係はいまだ不明瞭である。そこで、本研究では微動の震源位置と放射エネルギーを使用して地殻変動量を推定することを目的とする。

データと方法

本研究の対象地域は紀伊半島である。産業技術総合研究所のアレイ観測網の地震波形データを解析した Nakamoto et al. (2021)で報告された微動の震源と放射エネルギーを使用する。Nakamoto et al. (2021)で報告されたETSのうち微動のクラスターが十分多く、かつ測地データの解析から短期的SSEが1つのみ発生しているETSを選択する。まず、Shiomi et al. (2008)のプレート境界面モデルを使用し、10 km×10 kmの小断層を配置する。次に、各小断層に微動を分配して累積放射エネルギーを求める。累積放射エネルギーから地震モーメントへの変換にはscaled energyを使用し、さらに地震モーメントから小断層のすべり量を推定する。その後、各小断層の断層パラメータを使って地殻変動量を計算する。このとき、Scaled energyは各ETSの累積放射エネルギーとそのETS期間中に発生した地震モーメントの比として使用する。まず、Scaled energyを空間的に均質と仮定して走向、傾斜、すべり角の条件を以下の通りにする。①走向、傾斜はプレート境界面モデルを使用し、すべり角を90°とする、②ETS期間中に発生したSSEの走向、傾斜、すべり角を使用する、③①と同様に走向、傾斜はプレート境界面モデルを使用し、45°から135°の間で観測値と計算値の差が最小になるすべり角を各ETSで決める、④走向、傾斜はプレート境界面モデル、すべり方向を一定にしたときのすべり角を使用する、⑤プレート境界面モデルをIwasaki et al. (2015)に変更し、①と同様の条件を使用する。

結果と考察

各ETSにおいて、微動の累積放射エネルギーから推定した傾斜量は観測値と比較するといずれの条件でも数倍程度の違いとなった。観測値と計算値の違いを定量的に評価するために、傾斜量の東西成分と南北成分の観測値と計算値の差の二乗和を計算すると、③のすべり角を変化させたときに最も観測値との差が小さくなった。微動の累放射エネルギー分布は空間的に均質ではないため、変換係数であるscaled energyの空間分布を変化させることでより観測値と合う傾斜量が得られる可能性が考えられる。そこで、scaled energyが空間的に不均質な場合について考察する。全ETSの微動の累積エネルギーが 1.0×10^8 Jを超える小断層を高放射エネルギー領域とし、scaled energyを変化させた。その他の領域の0.1, 0.2, 0.5, 1, 10, 20, 50倍として①の条件で計算した。結果として、scaled energyが1倍、つまりその他の領域と同じ値のときに観測値と計算値の差の二乗和が最小となった。したがって、scaled energyは空間的に均質に分布すると考えられる。

Strain-rate field of Japan estimated from GNSS data using basis function expansion with ABIC

*Yukitoshi FUKAHATA¹, Tomohisa Okazaki², Takuya Nishimura¹

1. DPRI, Kyoto University, 2. AIP, RIKEN

GNSS観測により、各観測点におけるある観測期間の変位速度が得られる。得られたGNSS速度データから歪み速度場を推定する方法はいくつもあるが、最近、Okazaki et al. (2021)は、ABIC（赤池のベイズ情報量規準；Akaike, 1980）を用いた基底関数展開に基づく方法を提案した。この方法は、水準測量データから地殻の上下変動を推定したFukahata et al. (1996)の解析法をGNSSデータに応用したものである。具体的には、変位速度場を基底関数展開し、観測されたGNSSデータから平滑化条件付きでその展開係数を求めるインバージョン解析を行う。観測データと平滑化の重みはABIC最小の規準で客観的に決定する。微分可能な関数を基底関数として用いることにより、変位速度場が得られればそれを解析的に微分することで、直ちに歪み速度場を得ることができる。解析では、双三次のBスプライン関数を用いた。

解析には、国土地理院（GEONET）、海上保安庁、京都大学、国際GNSSサービス(IGS)、UNAVCO、韓国GNSSデータ統合センターから公開されているGNSS観測点データを使用した。各観測点の日座標値をソフトウェアGIPSY Ver. 6.4 (Bertiger et al. 2010)を用いて算出し、地球基準座標系ITRF2014に準拠したIGS14座標系に変換した。Okazaki et al. (2021)では、2006年1月から4年間のデータを解析したが、本研究ではそれに加えて、1997年1月から3年間、2017年10月から3年間のデータも併せて解析した。使用した観測点数は各期間ごとに880, 1337, 1340点である。得られた変位データから、国土地理院および気象庁より公開されている機器交換のタイミングで生じたオフセット、M6以上の大地震時に生じた変動などを除去した。但し、余効変動については除去していない。そのような補正を施した時系列変位データに対し、東西・南北の各成分ごとに線形トレンドおよび年周成分、半年周成分を最小二乗法で回帰し、得られた線形トレンドの係数を各期間の平均変位速度とした。

解析の結果得られた各期間の歪み速度場を比較すると、特に最後の期間には東北沖地震の余効変動が含まれていることもあり異なっている部分も多いが、全体的には時間的な変動はそれほど大きくはなく、似通った歪み速度場となった。即ち、日本列島では、最近の四半世紀について、大まかには一定の速度で歪みが進行していることが分かった。その一方、これまでも指摘されてきたように、空間的には大きな変動があることが分かった。日本海東縁～新潟神戸歪集中帯および奥羽脊梁山脈を初めとする地域で非常に速い東西短縮が生じている一方、中国地方および茨城県北部から北関東を経て愛知県北部に至る前弧域では歪み速度が顕著に小さい。この前弧の低歪み帯は常陸－三河前弧低歪み帯と名付けた。それ以外の多くの地域でも、これまでよりも高い解像度で歪み速度場が得られた。ポスター発表では、各期間の歪み速度場を貼り出すことで議論の助けとしたい。

なお、本研究の詳細は地学雑誌で印刷中である。

Poster session (2nd Day) | Regular session : S02. Seismometry and monitoring system

📅 Tue. Oct 25, 2022 2:00 PM - 5:30 PM JST | Tue. Oct 25, 2022 5:00 AM - 8:30 AM UTC | 🏢 ROOM P-1
10th floor (Conference Room 1010-1070)

[S02P] PM-P

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-01] Seismic intensity distribution structure estimated from hypocenter and magnitude

*Shutaro SEKINE¹ (1. Association for the Development Earthquake Prediction)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-02] Applying simple hypocenter determination method using the back-propagating wavefront to real observed arrival times

*Shoji SEKIGUCHI¹ (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-03] Orientations of DONET seismometers estimated from seismic waveform data

*Keisuke ARIYOSHI¹, Hiroki Horikawa¹, Shuichiro Yada¹, Masaru Nakano¹, Yojiro Yamamoto¹, Kentaro Sueki¹, Takane Hori¹, Narumi Takahashi² (1. JAMSTEC, 2. NIED)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-04] Amplitude of artificial vibration captured by DAS

*Masayuki TANAKA¹, Akio Kobayashi¹ (1. Seismology and Tsunami Research Department, Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-05] Estimating crustal movements during slow slip events from ocean bottom pressure gauge data using oceanic models

*Toshinori SATO¹, Masahiro Suzuki¹, Koichi Murata^{1,2}, Norihisa Usui³, Hajime Shiobara⁴, Tomoaki Yamada⁴, Masanao Shinohara⁴ (1. Chiba Univ., 2. OYO Corporation, 3. MRI, 4. ERI, Univ. Tokyo)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-06] Realtime Earthquake Damage Prediction System for Chiba Prefecture

*Masahiro OOI¹, Narumi TAKAHASHI¹, Mitsutsugu IGARASHI², Kaoru YOSHIOKA², Shoichi SHIOZAKI², Kazumi ASAO¹ (1. NIED, 2. Chiba Pref.)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-07] Realtime Tsunami Inundation Predicting System Using S-net Data for Chiba Prefecture

*Narumi TAKAHASHI¹, Masahiro OOI¹, Mitsutsugu IGARASHI², Kaoru YOSHIOKA², Shoichi SHIOZAKI², Kazumi ASAO¹, Wataru SUZUKI¹ (1. NIED, 2. Chiba Pref.)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-08] **Development of real-time monitoring system for WIN using MQTT protocol**

*Hiroshi TSURUOKA¹ (1. ERI, Univ. Tokyo)

Seismic intensity distribution structure estimated from hypocenter and magnitude

*Shutaro SEKINE¹

1. Association for the Development Earthquake Prediction

はじめに

地震が発生すると、震源の位置とマグニチュード、そして各地の震度が発表される。しかし、多くの人にとっては、自分の住んでいる地域の震度がどれぐらいだったかに興味があると思われる。マグニチュードの推定に於いては観測点の最大振幅を用いて計算されている事が多く、最大振幅が大きければ、震度が大きく出ますが、直接的に計測震度に紐づいているわけではない。もし、震源の位置とマグニチュードから簡易的に震度分布をみる事ができるならば、あらかじめ地震の起こりそうな場所に震源を置いて任意の地点の震度を計算する事ができるようになる事で、防災上にも役に立つかもしれない。そこで、本研究においては、過去の地震における計測震度とマグニチュードから、震源分布を再現できるような構造（以下震度分布構造と呼ぶ）を、Sekine(2005)の手法を改良する事により求める事を試みた。

データおよび解析手法

気象庁の地震月報（カタログ編）にある震度データのうち、卓越周期等が記載されている2000年10月から2019年12月までのデータを用いた。これらのうち、震度1以上を記録した観測点が5点以上あるM5.5以下の21777個の地震のデータを用いる事にした。なお、記録している観測点は6795点である。地震の大きさをM5.5以下にしたのは、この大きさぐらいまでであれば、計算グリッドに対して破壊開始点と滑りの大きかった点が近傍であると近似できると考えたからである。これらのデータに対して減衰構造のインバージョンと同様の手法を用いる事により、震度分布構造を求めた。

結果

震度分布構造は、厳密に言えば物理的な意味はないものであると思われるが、発表においては、震度分布構造の特徴や物理量である減衰構造との比較を示す。

謝辞

本研究を行うにあたり、地震月報（カタログ編）のデータを使用いたしました。ここに記して感謝いたします。

参考文献

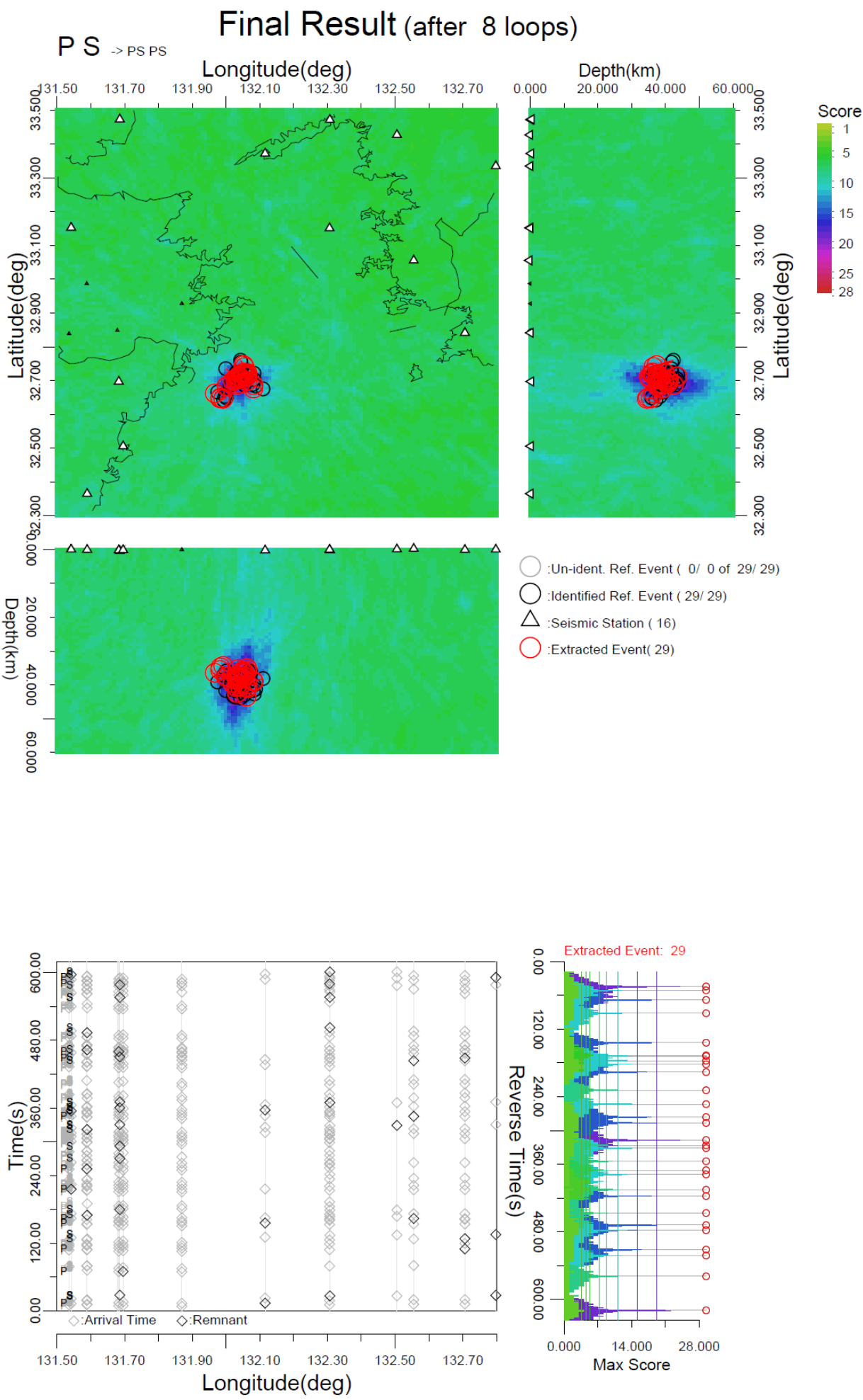
S.Sekine (2005): Tomographic Inversion of Ground Motion Amplitudes for the 3-D Attenuation Structure beneath the Japanese Islands, Report of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 68, 137-174

Applying simple hypocenter determination method using the back-propagating wavefront to real observed arrival times

*Shoji SEKIGUCHI¹

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

2022年連合大会で発表したように、地震波到着時刻情報のみを使いP波S波関係なく観測点からP波とS波両方を伝播させ、波面がたくさん重なった点を震源と推定する簡便な震源決定方法を開発した。理論的な読み取り値に適用して計算時間も短く精度よく震源決定ができることを示した。今回はこの手法を実際の読み取りデータに適用したのでその結果を報告する。通常、観測点での地震波P相やS相の到着時刻の読み取り値を使って震源決定をするが、その際には、地震毎に読み取り値をまとめることや位相の分別をしなければならない。連続して地震が発生している場合はこのようなことが困難なことが多い。そこで今回開発した手法では、地震波は波線理論に基づいて各観測点からの走時をあらかじめ計算しておく。次に観測点ごとに実際の観測読み取り値の時刻をもとに、時刻をさかのぼって対象領域の波が届いている地点にポイントを与える。高スコアところが震源である可能性が高いので、適切な閾値を設定してこのスコアから震源を推定する。実際には時間も位置も離散化されており各格子点でスコアを評価する。さて、各格子点にポイントを与えるという単純な処理が必要になるが、処理すべき格子点の数が多いので実行上はここが最も計算時間がかかるところとなる。スコアを元に震源を抽出するところはさほど計算時間が必要ではない。ここでは読み取り値と計算値が一致するところに1ポイントを与え、ほかは0ポイントとし、ポイントを与える格子点だけに処理対象を絞れたので、処理時間を大幅に短縮できた。読み取り値と計算値の差が最小の点を探す、という通常の震源決定で用いられる基準を採用すると全格子点を処理対象にする必要が出てくるので、時間がかかりすぎてしまう。また、ポイント付与処理のところにはOpenMPによる並列化も適用しさらなる計算時間短縮を図っている。まず、日向灘で2022年1月22日に発生した地震に適用してみた(図参照)。格子間隔は 0.01° , 1km, 0.1sとした。観測点は周辺のHi-net16点、本震から約10分間の手動読み取り値を使用した。この間29個の地震がルーチン処理では決定されている。うち読み取り値が重なっている地震は21個(72%)ある。今回の手法を適用した結果、29個すべての地震を推定することができた。ルーチン処理の地震との差は平均0.75格子間隔、処理時間は49sであった。次に日本列島全体を対象に、特に際立った地震活動がない時期として2015年1月1日0時から4時までの読み取り値に本方法を適用してみた。観測点はHi-netのみとした。格子間隔は 0.1° , 10km, 1sとした。この間34個の地震がルーチン処理では決定されている。うち読み取り値が重なっている地震は10個(29%)ある。今回の手法を適用した結果、34個すべての地震を推定することができた。ルーチン処理の地震との差は平均1.93格子間隔、処理時間は3m18sであった。最後に2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震の本震から4時間の東北日本の読み取り値に本方法を適用してみた。観測点はHi-netのみ231点とした。格子間隔は 0.1° , 10km, 1sとした。この間527個(領域外を含む)の地震がルーチン処理では決定されている。うち読み取り値が重なっている地震は462個(88%)ある。今回の手法を適用した結果、267個(領域内の地震425個に対して63%)の地震を推定することができた。ルーチン処理の地震との差は平均4.60格子間隔、処理時間は7m42sであった。ある程度限られた領域で集中して地震が発生した場合、日常的な地震活動の場合については、活動の概略を把握するには十分良い精度で震源決定ができると期待される。東北地方太平洋沖地震のように広範囲で多くの地震が発生する場合は、検出率が6割強と落ち、精度も悪化してしまう。検出されたほとんどの地震は実際の震源位置周辺に求められているがいくつかの地震は太平洋はるか沖合に決まってしまう傾向が見える。観測点が地震の西側に偏っていることが関係しているのかもしれない。このような傾向をあらかじめ理解しておけばこのような地域でも地震活動の把握に利用できる可能性がある。



Orientations of DONET seismometers estimated from seismic waveform data

*Keisuke ARIYOSHI¹, Hiroki Horikawa¹, Shuichiro Yada¹, Masaru Nakano¹, Yojiro Yamamoto¹, Kentaro Sueki¹, Takane Hori¹, Narumi Takahashi²

1. JAMSTEC, 2. NIED

南海トラフでは100-200年程度の間隔でM8級の高溝型巨大地震が繰り返して発生しており、今後30年以内にM8~9程度の地震が発生する確率は南海トラフ全域で70~80%程度と非常に高い値が報告されている[1]。高溝型巨大地震が高い確率で発生することが予測されている南海トラフにおいて、地震計・水圧計を海底に直接設置し、リアルタイムで地震・津波データを観測するため、地震・津波観測監視システムDONET(Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis)の構築が進められた。2011年より熊野灘のDONET1が運用を開始[2]、2016年からは紀伊水道沖のDONET2が運用を開始した。現在は、防災科学技術研究所が運用する陸海陸海統合地震津波火山観測網(MOWLAS)の一部として、合計51観測点において地震・津波データの観測が行われている。これらの観測データは、地震・津波の早期検知、地殻活動のモニタリングと構造解明に利用されており、更に、気象庁による緊急地震速報や津波警報の発令や地方自治体による津波即時予測において観測データが利活用されている。

DONET観測点で得られた地震動波形の解析においては、正確な地震計方位の把握が重要である。しかしながら地震計は深海に設置されるため、ROV (Remotely Operated Vehicle)によって意図した方位に精度良く設置する事や、設置後の方位をROV搭載カメラの映像を元に測定する事は、必ずしも容易ではないという課題があった。この課題に対し、中野ほかは2012年に、DONET1の20観測点の地震計に対して以下に示す3種類の方位推定を行った[3]。

- (1) 遠地地震の陸上観測記録との相互相関による方位推定
- (2) 遠地地震のP波初動の振動方向を用いた方位推定
- (3) エアガンによる振動波形を用いた方位推定

中野は、その後さらにDONET2が構築されたことなどから、2017年に地震計方位の再推定を行っている[4]。その後も、海洋研究開発機構は防災科学技術研究所からのDONET運用受託業務の一環として、引き続き方位推定を行ってきた[5,6]。

本発表では、DONET地震計の方位推定結果の更新を行うと共に、孔内に設置されている地震計への適用も試みる予定である。

謝辞:本研究はDONET海中装置の保守業務として実施しました。また、解析には防災科学技術研究所のDONETデータを使用させていただきました。観測網を維持、管理されている皆様に感謝いたします。

[1] 地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 長期評価による地震発生確率値の更新について, 2022年1月13日

[2] 川口 勝義, 荒木 英一郎, 金田 義行, DONET-海底におけるリアルタイム長期連続モニタリング手法の確立, Journal of Advanced Marine Science and Technology Society. Vol 17. No.2. pp 125-135. 2011

[3] Masaru Nakano, Takashi Tonegawa, and Yoshiyuki Kaneda. Orientations of DONET seismometers estimated from seismic waveforms. JAMSTEC Rep. Res. Dev., Volume 15, September 2012, 77-89

[4] 中野 優・他, 地震動波形から推定したDONET2地震計の方位, JpGU-AGU Joint Meeting 2017, STT59-P03

[5] 西山 岳洋・他, 地震動波形から推定したDONET地震計方位の精度向上, JpGU-AGU Joint Meeting 2020, SSS17-P02

[6] 矢田 修一郎・他, 地震動波形から推定したDONET地震計方位の精度向上, JpGU-AGU Joint Meeting 2021, SSS06-P01

Amplitude of artificial vibration captured by DAS

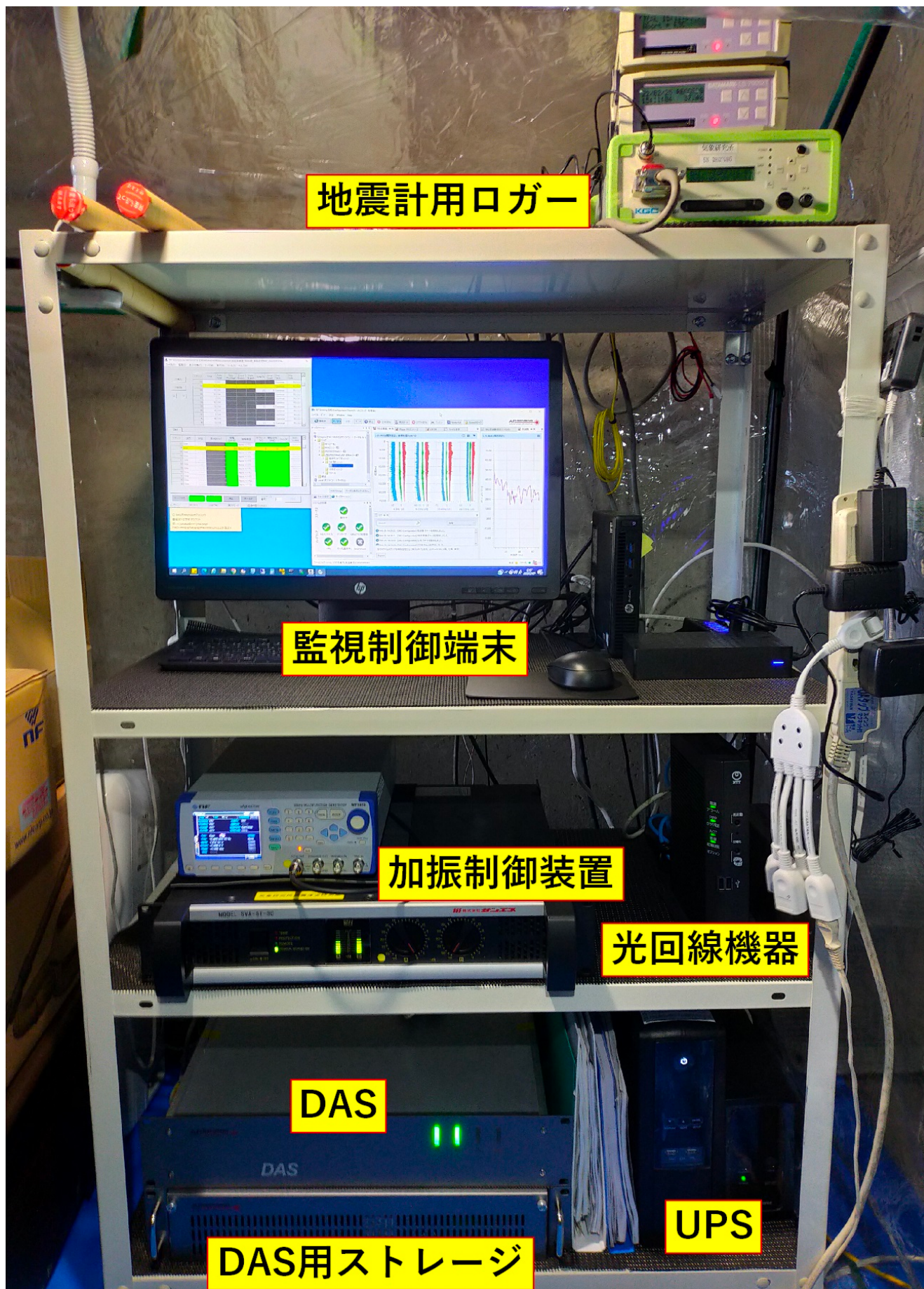
*Masayuki TANAKA¹, Akio Kobayashi¹

1. Seismology and Tsunami Research Department, Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

近年、分布型音響センシング（DAS; Distributed Acoustic Sensing）の技術を用いた地震観測の成果が数多く発表されている。DASの特徴としては、①一度の測定でファイバ全域にわたる稠密な一次元のひずみ速度計測が可能である。②光ファイバに入射する光パルス幅により決まる空間分解能があり、光パルス幅より狭い範囲の変化は平均化された値で観測されるため、点の計測は困難である。③ファイバ内の不純物や欠陥により発生する散乱光は微弱な光であり、ノイズ低減のために加算平均等の処理が行われている。④サンプリング周波数により決まる距離限界がある。⑤ファイバの伝送損失により、より遠方の散乱光の信号強度は装置の近傍よりも弱く、最大測定可能距離は存在し、かつより遠方ほど測定精度が劣る。等があり、DASで観測されるデータの物理量は、地震計で得られる物理量とは異なるひずみ速度で、かつある区間の平均化された値である。

DASは振動強度に対して線形性を有しているかなどを調査するため、静岡県浜松市天竜区船明地区にあるトンネル内に敷設したシングルモード4芯1kmの光ファイバを使い、複数の周波数及び強度の振動を発生させることができる加振装置により、人工振動を発生させてDASや地震計でその振動を観測した。光ファイバ線は、モルタルセメントで埋めるなど、いくつかの敷設環境について調査した。DAS装置や加振装置の制御、観測したデータの回収などは通信回線を介してつくば市にある気象研究所から行った。

加振装置では2 Hz、4 Hz、8 Hz、12 Hzの周波数につき、大きさを段階的に変化させて40秒間振動を発生させた。DASが記録した振動の周波数の安定度は、2 Hzの振動に対しては安定的に観測されているが、4Hz、8Hz、12Hzと高周波になるに従いそれぞれの周波数からの分散が大きくなった。また、振動源から遠ざかるに従い観測される振動の強さが小さくなる点は、田中・他（2020、地震学会）で報告した、ハンマで地面を叩いて人工振動を発生させた時と同じ結果である。加振装置の振動の強さに限りはあるが、2 Hzの振動に対してDASで観測した振幅はある強さの範囲で線形性が見られた。当日はリファレンスで設置した地震計との対比なども紹介する。



Estimating crustal movements during slow slip events from ocean bottom pressure gauge data using oceanic models

*Toshinori SATO¹, Masahiro Suzuki¹, Koichi Murata^{1,2}, Norihisa Usui³, Hajime Shiobara⁴, Tomoaki Yamada⁴, Masanao Shinohara⁴

1. Chiba Univ., 2. OYO Corporation, 3. MRI, 4. ERI, Univ. Tokyo

1. はじめに

海底圧力計（OBP）は、海底の上下変動を連続的に観測でき、スロースリップ（SSE）などのゆっくりした変動を捉えることにも有効である。しかし、OBPの観測データには、地殻変動以外に、海洋潮汐、海洋変動、機器の永年変化（ドリフト）などが記録されていて、これらを適切に取り除く必要がある。清水、他（JpGU、2021）は、観測データと海洋モデルをマルチチャンネル特異スペクトル解析（MSSA）を用いて成分に分解し、相関のよい成分のみを用いて観測データから海洋変動を取り除くという方法を開発した。これは、海洋モデルの不完全さを取り除き、より観測データから地殻変動を取り出しやすくする方法である。本研究では、更新された海洋モデルにこの方法を適用し、SSEによる変動の抽出を試みた。

2. 方法

解析に使用した更新された海洋モデルは、気象庁気象研究所が開発した日本沿岸海洋再解析データセット「MOVE/MRI.COM-JPN Dataset」（広瀬、他、2020）である。OBPデータは房総沖SSE領域で観測したデータ（2013~2015、2016~2018）を使用した。このデータには、2014年と2018年のSSEが含まれている。

OBPデータからは、潮汐モデル「Baytap08」（Tamura et al. 1991）を用いて潮汐成分を取り除き、直線フィットでトレンドを取り除いた。潮汐とトレンドを除いたデータと海洋モデルを用いてMSSAを行い、成分ごとにデータとモデルの相関を出し、相関の良い成分のみを用いて海洋モデルを再合成し、これを潮汐とトレンドを除いたデータから差し引いた。その後、SSEによる変動や季節変動等を見積もるため、パラメトリックモデル（Sato et al, GRL 2017）を当てはめ、スロースリップによる変動の抽出を試みた。

3. 結果

更新された海洋モデルは、従来の海洋モデルと比較して非常によく観測データと合っていることがわかった。潮汐とトレンドを除いたデータから再合成した海洋モデルを差し引いたデータは、変動の標準偏差が1.81 hPaとなった。単純に海洋モデルをそのまま差し引いた場合の標準偏差は2.41 hPaであり、本研究の方法によって海洋変動がよりよく除けている可能性がある。再合成した海洋モデルを差し引いたデータに、パラメトリックモデルを当てはめると、残差の標準偏差は0.76 hPaとなった。推定されたスロースリップによる上下変動は、2018年のSSEに対して隆起域と考えられる場所で1.48 mm (-1.49 hPa)の隆起となった。

謝辞

本研究の遂行にあたり、海洋研究開発機構「白鳳丸」、「なつしま」、海洋エンジニアリング（株）「第三開洋丸」、「第五開洋丸」を使用させて頂きました。各船長以下、乗組員の方々に感謝します。本研究は文部科学省の「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」の支援および科研費(25287109)の補助を受けました。

Realtime Earthquake Damage Prediction System for Chiba Prefecture

*Masahiro OOI¹, Narumi TAKAHASHI¹, Mitsutsugu IGARASHI², Kaoru YOSHIOKA², Shoichi SHIOZAKI², Kazumi ASAO¹

1. NIED, 2. Chiba Pref.

1. はじめに

防災科学技術研究所は、平成19年3月より、千葉県の震度観測網と防災科学技術研究所の強震観測網K-NETの震度情報を用いて、震度分布や被害分布等を予測する「地震被害予測システムの開発に関する共同研究」を千葉県と実施している。地震被害予測システムは、千葉県の地震被害想定調査で整備された地盤データや建物データ等を有効活用しており、地震発生時の初動体制に有益な情報を提供することを目的としている。また、平常時は、設定した震源から得られた震度分布等を用いて、図上訓練等に利活用できる柔軟なシステムになっている。

2. 震度情報の活用

千葉県内で震度4以上の有感地震が発生した際、地震被害予測システムは、千葉県の震度観測網から分岐された震度情報と防災科学技術研究所からメール送信されたK-NETの震度情報を統合し、震度分布や被害分布を250mメッシュ単位で即時的に予測している。震度観測網の震度情報にK-NETの震度情報を取り込むため、両観測網の震度情報のマージは、K-NETから千葉県が分岐している観測点のトリガー時刻を用いて、同一地震の震度情報かどうか判定している。

現在の地震被害予測システムは、令和元年度に改修を実施しており、人口、建物、地盤の基礎データに加えて、建物被害分布、液状化危険度分布、人的被害分布の推定法は、平成26・27年度の千葉県地震被害想定調査に準じている。また、新たに避難者数や帰宅困難者数を推計できる機能を付加している。

3. SVGの利用

地震被害予測システムの震度分布等の表示は、JIS化されたSVG（Scalable Vector Graphics）のデータ構造を採用している。SVGとは、インターネットの標準化団体であるWorld Wide Web Consortiumが勧告したフォーマットであり、2012年に日本工業規格（JIS）になっている。

SVGは、ベクトル画像の描画に必要なデータや座標系、投影、レンダリングなどをXML（Extensible Markup Language）形式で記述できるとともに、インターネットとの親和性が極めて高く、EdgeやChrome等のWebブラウザで表示することができる。SVGは、ベクター形式の地図情報やラスタ形式の震度分布図等が扱えるとともに、XML形式のデータ記述によって、観測値情報などをメタデータとして埋め込むことができる。地震被害予測システムは、SVGの被害予測情報を市区町村や町丁目単位で出力・表示するとともに、市町村に被害予測情報をFAX送信できるようにモノクロ出力にも対応している。なお、背景地図は、基盤地図情報をSVGに変換した上で使用している。

4. 予測情報の配信

地震被害予測システムで得られたSVGの被害予測情報は、防災情報システムネットワーク経由で配信することにより、県庁内と県の関係機関（出先、市町村、消防本部等）の防災PCのWebブラウザで閲覧することが可能である。なお、地震被害予測システムの配信は、震度分布、液状化危険度、全半壊棟数の予測をはじめ、死傷者数や避難者数の市区町村集計、駅周辺の帰宅困難者数となっている。

千葉県は、地震被害予測システムと津波浸水予測システム（高橋ほか、本学会）を構築しているが、これらシステムの予測情報は、防災情報システムネットワーク経由で配信されるため、県庁や関係機関の防災PC以外では閲覧することができない。しかし、地震発生直後は、県職員のみならず、市町村職員や消防職員等が予測情報を知ることが重要である。この問題を解決するため、予測情報をインターネット経由で配信するクラウドシステムを構築しており、地震被害予測システムで得られた震度分布、液状化危険度、全半壊棟数の予測情報や震度情報は、ユーザーが所有するスマートフォンやタブレット等で閲覧することが可能である。

5. おわりに

千葉県は、地震や津波の発生時、市町村と予測情報を共有した初動体制が確立できるようにするため、地震

被害予測システムや津波浸水予測システムを用いた訓練を市町村と実施しており、今後も千葉県の地震津波防災の取組みに協力していきたい。

Realtime Tsunami Inundation Predicting System Using S-net Data for Chiba Prefecture

*Narumi TAKAHASHI¹, Masahiro OOI¹, Mitsutsugu IGARASHI², Kaoru YOSHIOKA², Shoichi SHIOZAKI², Kazumi ASAO¹, Wataru SUZUKI¹

1. NIED, 2. Chiba Pref.

千葉県では、日本海溝海底地震津波観測網（以下、S-net）を用いた津波浸水予測システムを構築し、現在運用されている。このシステムは和歌山県や三重県、中部電力に導入したシステムと同様のもので、S-netで津波を観測すると、その津波高さの空間分布に従い、各予測対象地点の津波到達時刻、津波高、浸水深分布と浸水エリアを即時的に示すものである。

千葉県では、2011年の東北地方太平洋沖地震のみならず、1677年の延宝地震、1703年の元禄地震など、これまでに多くの津波被害を繰り返し受けてきた。これらの経緯を踏まえ、想定する津波は、日本海溝から伊豆・小笠原海溝にかけての海域、ならびに、相模トラフ沿いの海域を対象としている。この海域にマグニチュード（M）7.5から8.5まで、深度と傾斜にばらつきを持たせ、2600ケース超の断層モデルを設定した。浅い断層モデルも設定しているため、浅部で海底地すべりが発生して局所的に大きな津波が発生したとしても、S-netで観測できれば予測に反映することができる。使用したS-net観測点は、運用コスト低減を念頭に、福島県沖以南の観測点のみとした。予測対象地点は、南房総市から銚子市に至る九十九里・外房地域としている。千葉県のシステムは、基本的な予測手法は既に実装している和歌山県や三重県と同じであるが、いくつかの点でシステムに機能を追加して予測への信頼性を強化した。

1つめは、観測点のノイズ対策である。このシステムは、長時間平均と短時間平均をリアルタイムで計算し、その比を取ることでトリガーをかけている。この方法により、長周期のノイズが混入しても、津波を適切なタイミングでトリガーをかけることが可能である。しかし、S-netは浅海から深海まで幅広い範囲に設置しているため、各観測点のノイズレベルがまちまちであること、インラインシステムとして水圧計を取り付けているため、ケーブルの回転に伴い津波の周期に近いノイズが混入することに対応する必要があった。また、津波のトリガーがかかると、その時刻からの相対水位が津波の観測値となるため、線形的に観測値のオフセットが増加するような観測点は予測の過大評価につながる。これらを踏まえ、各観測点のノイズの特徴を抽出し、津波予測に不適な観測点、高いノイズレベルにより観測値の誤差が大きいと考えられる観測点、精度の高い観測が実現できている観測点に分け、それぞれのノイズに対する閾値などのパラメータを設定した。津波の周期に近いノイズの混入については、混入直後の即時的な判断は困難であるため、観測した津波高の空間的な比較と、津波伝播の状況からノイズと判断できれば、津波トリガーをキャンセルする形を採用している。

次に、予測情報の可視化の高度化である。通常、県庁内にサーバを設置、各市町のユーザーからクライアントして接続することで、津波到達時刻や津波高、浸水深マップなどの予測情報を地域と共有するシステムとして運用している。しかし、これらの予測情報共有のための仕組みは、ユーザーの通常の業務形態や、端末の設置数、サーバとユーザー間の回線環境など、様々な要素の影響を受ける。今後は、消防をはじめとする地域防災を支える人材への展開を念頭におき、行政機関の建物内だけの可視化ではなく、支援に出た現場でも確認できるようにする必要がある。そのため、作成した予測情報や観測情報をクラウドに伝送し、千葉県職員が所有するスマートフォンやタブレット等のモバイル機器上でも確認できるアプリケーションを作成、ユーザーに配布する体制を技術的に構築した。また、サーバからクラウドまでは一般のインターネット回線を使用するため、伝送するデータ量やタイミングを最適化し、回線の混雑にも耐えられる耐障害性を強化した。加えて、モバイル機器から写真をアップロードできる機能も追加し、発災時に現地からの情報を収集しやすい機能を付与している。システムの運用にあたっては、観測の現状、予測情報作成の現状、回線の状態をユーザーが即時的に把握できる必要がある。これらを確認した上で、予測情報の信頼性を理解し、今後起こりうることを想定することができる。また、気象庁からのアデス情報や、アデス情報による配信制御、潮位計による予測値の検証も同時に可視化できるようにした。さらに、県内の震度計を用いた地震被害予測システム（大井ほか、本学会）とも連携し、地震被害予測と津波浸水予測の統合も進めた。この統合されたシステムを用いて、毎年、避

難訓練を千葉県下で実施し、発災時でのスムーズな運用に備えることとしている。

本システムの構築は海洋研究開発機構、和歌山県、三重県との連携によって、実現されました。ここに厚く感謝の意を表します。

Development of real-time monitoring system for WIN using MQTT protocol

*Hiroshi TSURUOKA¹

1. ERI, Univ. Tokyo

はじめに

WINシステムは、多チャンネルの地震波形データを取り扱うための処理システムで、UNIX上で動作する多くのプログラム群から構成されている。地震観測テレメータシステムにおいては、その波形フォーマットを含め、リアルタイムデータ交換のためのシステムとして広く利用されている。プログラム群の中には、データ交換の際に利用される共有メモリ上のデータをテキストで表示するプログラムshmdumpがあり、これと連携したTcl/Tkで作成された波形表示プログラム群(shmx, shmz, shmck)がある。波形表示プログラムは、Tcl/Tkで記述されているためマルチプラットフォーム対応となっている。Webによるリアルタイム表示システムは存在しているものの、1秒ごとに波形表示用のファイルを作成して、それらをJavaScriptのプロットライブラリによって表示するシステムなどは開発されている。今回M2MやIoTにおいてよく利用されているMQTTプロトコルを用いたWINシステム用リアルタイム表示システムを開発したので報告する。

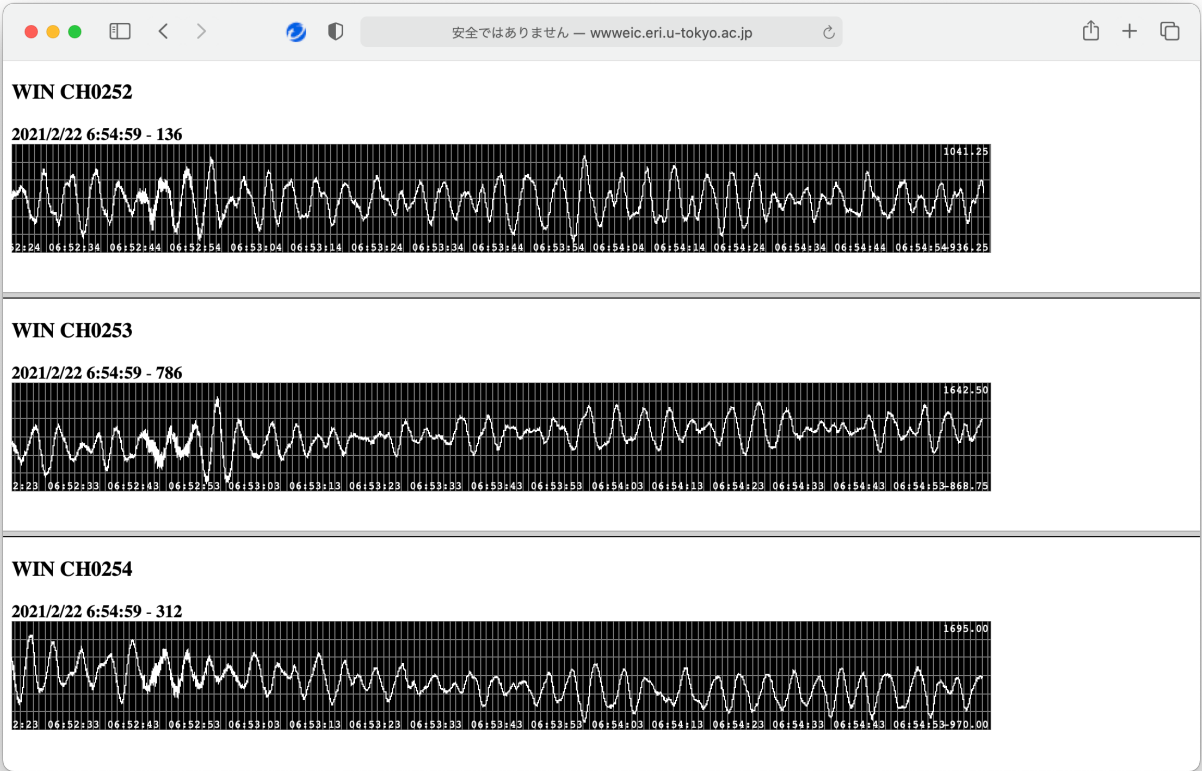
MQTTとは Message Queueing Telemetry Transport (MQTT) は、機械同士が通信を介して情報をやり取りする M2M (Machine-to-Machine) や家電や自動車など多種多様なモノがインターネットにつながりお互いに情報をやりとりする IoT (Internet of Things) においてよく利用されているプロトコルであり、シンプル、軽量、省電力という特徴を持っている。今回はその実装アプリでありmosquitto を用いたが、MQTTでは、パブリッシュ/サブスクライブ型モデルを採用しており、1対1はもとより多対多のやり取りが可能なプロトコルである。

リアルタイム波形モニタリングシステム

地震データのやり取りは、MQTTプロトコルを採用し、リアルタイムの波形表示については、<http://smoothiecharts.org>にあるJavaScriptライブラリのsmoothie.jsを採用した。さらに、mosquitto brokerへの配信データフォーマットとしては、WINテキストフォーマットをjson形式に変換して送信することとした。json形式への変換は、smoothie.jsでのプロットがシンプルになることによる。

実際例 実際に開発されたシステムのスナップショットを図に示した。ブラウザの負荷は非常に軽く、スマートフォンなどのブラウザでも表示できることを確認している。

今後の展望 今回は、mosquittoを利用したために、データ伝送はアスキー形式のみの対応となっているが、WINパケット（バイナリ）を送信できることがデータ転送サイズ等の面からも効率的である。また、MQTTプロトコルを採用することによりデータ送受信にアクセス制限をかけるなどが可能であり、より柔軟なデータ送受信を実現できる。また、MQTTプロトコルはrecv/send_rawに変わって利用できる可能性があり、その性能評価なども実施していく予定である。



Poster session (2nd Day) Introduction of committee activities : S24. Committee activities for society

📅 Tue. Oct 25, 2022 9:30 AM - 5:30 PM JST | Tue. Oct 25, 2022 12:30 AM - 8:30 AM UTC | 🏠 ROOM P-8
[S24] S24

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-01] Committee for Seismology Outreach

*久田 嘉章¹ (1. The Seismological Society of Japan)

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-02] Disaster Investigation Committee

*吾妻 崇¹ (1. The Seismological Society of Japan)

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-03] Newsletter Editorial Board

*新井 隆太¹ (1. The Seismological Society of Japan)

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-04] Geoparks Assistance Committee

*松原 誠¹ (1. The Seismological Society of Japan)

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-05] Zisin Editorial Board

*三井 雄太¹ (1. The Seismological Society of Japan)

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-06] Public Relations Committee

*篠原 雅尚¹ (1. The Seismological Society of Japan)

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-07] Strong Ground Motion Committee

*松島 信一¹ (1. The Seismological Society of Japan)

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-08] Committee for School Education

*加納 靖之¹ (1. The Seismological Society of Japan)

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-09] Committee on Summer School for Kids

*加納 靖之¹ (1. The Seismological Society of Japan)

9:30 AM - 5:30 PM JST | 12:30 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-10] Kanamori Fund

*中川 和之¹ (1. The Seismological Society of Japan)

Poster session (2nd Day) | Introduction of committee activities | S24.Committee activities for society

[S24] S24

Tue. Oct 25, 2022 9:30 AM - 5:30 PM ROOM P-8 (1階 (展示ホール))

9:30 AM - 5:30 PM

[S24P-01]Committee for Seismology Outreach

*久田 嘉章¹ (1. The Seismological Society of Japan)

Poster session (2nd Day) | Introduction of committee activities | S24.Committee activities for society

[S24] S24

Tue. Oct 25, 2022 9:30 AM - 5:30 PM ROOM P-8 (1階 (展示ホール))

9:30 AM - 5:30 PM

[S24P-02]Disaster Investigation Committee

*吾妻 崇¹ (1. The Seismological Society of Japan)

Poster session (2nd Day) | Introduction of committee activities | S24.Committee activities for society

[S24] S24

Tue. Oct 25, 2022 9:30 AM - 5:30 PM ROOM P-8 (1階 (展示ホール))

9:30 AM - 5:30 PM

[S24P-03]Newsletter Editorial Board

*新井 隆太¹ (1. The Seismological Society of Japan)

Poster session (2nd Day) | Introduction of committee activities | S24.Committee activities for society

[S24] S24

Tue. Oct 25, 2022 9:30 AM - 5:30 PM ROOM P-8 (1階 (展示ホール))

9:30 AM - 5:30 PM

[S24P-04]Geoparks Assistance Committee

*松原 誠¹ (1. The Seismological Society of Japan)

Poster session (2nd Day) | Introduction of committee activities | S24.Committee activities for society

[S24] S24

Tue. Oct 25, 2022 9:30 AM - 5:30 PM ROOM P-8 (1階 (展示ホール))

9:30 AM - 5:30 PM

[S24P-05]Zisin Editorial Board

*三井 雄太¹ (1. The Seismological Society of Japan)

Poster session (2nd Day) | Introduction of committee activities | S24.Committee activities for society

[S24] S24

Tue. Oct 25, 2022 9:30 AM - 5:30 PM ROOM P-8 (1階 (展示ホール))

9:30 AM - 5:30 PM

[S24P-06]Public Relations Committee

*篠原 雅尚¹ (1. The Seismological Society of Japan)

Poster session (2nd Day) | Introduction of committee activities | S24.Committee activities for society

[S24] S24

Tue. Oct 25, 2022 9:30 AM - 5:30 PM ROOM P-8 (1階 (展示ホール))

9:30 AM - 5:30 PM

[S24P-07]Strong Ground Motion Committee

*松島 信一¹ (1. The Seismological Society of Japan)

Poster session (2nd Day) | Introduction of committee activities | S24.Committee activities for society

[S24] S24

Tue. Oct 25, 2022 9:30 AM - 5:30 PM ROOM P-8 (1階 (展示ホール))

9:30 AM - 5:30 PM

[S24P-08]Committee for School Education

*加納 靖之¹ (1. The Seismological Society of Japan)

Poster session (2nd Day) | Introduction of committee activities | S24.Committee activities for society

[S24] S24

Tue. Oct 25, 2022 9:30 AM - 5:30 PM ROOM P-8 (1階 (展示ホール))

9:30 AM - 5:30 PM

[S24P-09]Committee on Summer School for Kids

*加納 靖之¹ (1. The Seismological Society of Japan)

Poster session (2nd Day) | Introduction of committee activities | S24.Committee activities for society

[S24] S24

Tue. Oct 25, 2022 9:30 AM - 5:30 PM ROOM P-8 (1階 (展示ホール))

9:30 AM - 5:30 PM

[S24P-10]Kanamori Fund

*中川 和之¹ (1. The Seismological Society of Japan)

Poster session (2nd Day) Regular session : S15. Strong ground motion and earthquake disaster
--

📅 Tue. Oct 25, 2022 9:30 AM - 12:00 PM JST | Tue. Oct 25, 2022 12:30 AM - 3:00 AM UTC | 🏢 ROOM P-2
10th floor (Conference Room 1010-1070)

[S15P] AM-P

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-01] Seismic Waveform Generation by Conditional Generative Adversarial Networks and Spectral Inversion Analysis

*Junki Yamaguchi¹, Yusuke Tomozawa¹, Yasuhito Yoshida¹, Toshihide Saka¹, Ryo Hatano¹ (1. Kajima Technical Research Institute)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-02] Application of Seismic Waveforms Created by Conditional Generative Adversarial Network to Inversion Analysis

*Yusuke Tomozawa¹, Tomoki Hikita¹, Junki Yamaguchi¹ (1. Kajima Technical Research Institute, Kajima Corporation)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-03] Estimation of source radiation energy using synthesized seismogram envelopes considering heterogeneous subsurface structure

*Masashi OGISO¹ (1. Meteorological Research Institute)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-04] Effect of seismogenic zone on hierarchy patch source model

*Hiroyuki Goto¹ (1. Kyoto University)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-05] Source model of the 2022 off Fukushima prefecture earthquake by the isochrone back-projection and empirical Green's function methods

*Toshimi SATOH¹ (1. Shimizu Corporation)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-06] Re-examination of source rupture process of the 2002 Denali, Alaska, earthquake (M_W 7.9) based on strong-motion waveforms and fault displacements

*Yujia GUO¹, Kunikazu Yoshida¹, Ken Miyakoshi^{1,2} (1. Geo-Research Institute, 2. Ohsaki Research Institute, Inc.)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-07] Near-Field Ground Motion Simulation based on Depth-Dependent Stress Accumulation Model I, Interpretation of the 2019 Mw4.9 Le Teil earthquake

*Hideo AOCHI^{1,2}, Kenichi Tsuda³, Shohei Yoshida⁴ (1. BRGM, 2. Laboratoire de Geologie, Ecole Normale Supérieure, CNRS UMR 8538, PSL Research University, 3. Institute of Technology Shimizu Corporation, 4. Ohsaki Research Institute Inc.)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-08] Strong ground motion simulation of the great 1923 Kanto earthquake in the Tokyo metropolitan area: A Study on the strong motion generation area in the northern Tokyo Bay

*Tetsushi WATANABE¹, Fumino SUZUKI¹, Kenichi KATO¹, Katsuhisa KANDA¹ (1. Kobori Research Complex)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-09] Long-period ground motion simulations in the western part of Shizuoka prefecture for large earthquakes in the Nankai trough

*Takeshi NAKAMURA¹ (1. Central Research Institute of Electric Power Industry)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-10] **Simultaneous estimation of source, path, and site spectra from the S-net strong-motion records in the Japan Trench area**

*Yadab Prasad Dhakal¹, Takashi Kunugi¹, Shin Aoi¹, Hiroaki Yamanaka² (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Tokyo Institute of Technology)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-11] Sedimentary basin structure estimated from receiver function in the Yufutsu Plain and ground-motion amplification

*Kunikazu YOSHIDA¹, Kazuhiro Somei¹, Ken Miyakoshi² (1. Geo-Research Institute, 2. Ohsaki Research Institute)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-12] Evaluation of Response Spectra According to Recurrence Period in the Tokyo Metropolitan Area

*Takashi HAYAKAWA¹ (1. SHIMIZU Corp. Institute of Technology)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-13] Estimation of surface seismograms at MeSO-net seismic stations

*Shigeki SENNA¹ (1. NIED)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-14] Attenuation Characteristics of Long-Period Ground Motion Inferred from the F-net Broad-Band Strong Ground Motion Records

*Ken HATAYAMA¹ (1. National Research Institute of Fire and Disaster)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-15] Estimated seismic intensity history for 26 years in Japan

*Hiromitsu NAKAMURA¹, Yoshinori IWANAMI² (1. NIED, 2. MESW)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-16] Strong-motion characteristics in western edge of the Kyoto basin for the 2022 southern part of Kyoto prefecture earthquakes

*Takashi AKAZAWA¹ (1. Geo-Research Institute)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-17] Construction of a low-cost indoor 3D model using a depth camera and machine learning and its application to seismic behavior simulation

*Yuta TAKAHASHI¹, Hiroki UEMATSU¹, Ahyi KIM¹, Toshiyuki MASATSUKI², Yoshinari NAKANISHI² (1. Yokohama City University, 2. KOZO KEIKAKU ENGINEERING Inc.)

9:30 AM - 12:00 PM JST | 12:30 AM - 3:00 AM UTC

[S15P-18] DAS observation of Mj6.6 earthquake in Hyuga-nada, southwest Japan using optical fiber cable along railway

*Satoshi KATAKAMI¹, Shunta Noda¹, Masahiro Korenaga¹, Eiichiro Araki², Narumi Takahashi³, Naoyasu Iwata¹ (1. Seismic Data Analysis Laboratory, Center for Railway Earthquake Engineering Research, RTRI, 2.

Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Seismic Waveform Generation by Conditional Generative Adversarial Networks and Spectral Inversion Analysis

*Junki Yamaguchi¹, Yusuke Tomozawa¹, Yasuhito Yoshida¹, Toshihide Saka¹, Ryo Hatano¹

1. Kajima Technical Research Institute

1. はじめに

近年の機械学習技術の発達により、地震動を模擬した時刻歴波形の生成が可能となっている。既往の研究では、条件付き敵対的生成ネットワーク(cGAN)による生成の検討がされており、例えばLiら(2020)や松本ら(2022)などがある。しかし、時刻歴波形の形状を再現する検討例はあるものの、振幅は基準化されており、振幅特性を再現した検討はない。一方、我々は、不確かさを考慮に入れた地震動評価への応用を目的として、cGANとスペクトルインバージョン解析(岩田・入倉(1986))を組合せ、経時特性と振幅特性にある確率分布をもった時刻歴波形群を生成することを目指したい。そこで本研究においては、振幅特性の再現に加えて観測記録に見られる経時特性と振幅特性のばらつきまで再現する手法を提案する。

2. 経時特性と振幅特性のモデル構築と時刻歴波形の生成方法

計算フローを図1に示す。経時特性のモデル構築に用いるcGANは、音声生成分野で検討が進められているConditional WaveGAN(Leeら(2018))を引用し、入力パラメータは、Mw、震源距離、観測点とする。観測点はカテゴリ変数として扱い、観測点固有の経験的特性を推定する。学習データセットには東北地方太平洋沖で発生したプレート間地震を用いる。F-netによるMwが7.0未満、震源距離300 km以下、P波初動から得られている記録を対象とし、図2、図3に示す1,295地震、144観測点の45,145記録を用いる。加速度波形は地震発生時刻を時刻0秒とする163.84秒間の波形に統一し、振幅を-1~1に基準化してcGANで学習させる。振幅特性の平均と標準偏差のモデル構築には、伝播経路特性、サイト特性、 ω^{-2} モデルの震源スペクトルを用いた経験的なモデルを想定している。伝播経路特性とサイト特性にはスペクトルインバージョン解析等を用いた地点固有の特性を反映する。

あるMw、距離における時刻歴波形群の出力では、cGANにより生成した波形に含まれる高次元の情報をそのまま用いるため、時刻歴波形の振幅方向に係数倍(スケールファクターを乗じる)のみ行うこととする。本研究では、観測記録に見られるばらつきまで含めて再現するため、cGANにより生成した波形群の中から、ターゲットスペクトルの平均と標準偏差を同時に満たす波形群を選定する。選定する波形群の各波形に独立に与えるスケールファクターと、波形群としてターゲットの分布形に適合する組み合わせは非常に多数になるが、この波形群の選定は、Baker and Lee (2018) を参考にし、フーリエ領域の検討用に修正したアルゴリズムを用いる。ただし、本検討では周期間相関は考慮していない。

3. ばらつきを有する時刻歴波形の生成例

まず、cGANを用いて経時特性の生成を行う。Mw 5.0、震源距離80 kmの条件で生成した観測点ごとの時刻歴波形の例を図4に示す。cGANでは振幅が基準化された波形が生成されるが、観測点によって波形形状に違いがみられる。同条件で100波生成し、そのフーリエ振幅スペクトルの平均を比較した結果を図5に示す。例えばFKSH19では3 Hz付近に1次卓越周波数があり、地表H/Vスペクトルのピーク周期とも対応することを別途確認しており、観測点ごとの特徴を有した経時特性が再現されている。

次に、振幅特性の再現を行う。Mw 5.0、 $f_c = 1.7$ Hzの ω^{-2} モデルの震源スペクトルと、友澤・引田

(2022)によるブロックインバージョン解析結果の不均質伝播経路特性と観測点ごとの経験的サイト増幅率を用いて設定する。さらに、ターゲットスペクトルに対する標準偏差として、ブロックインバージョン解析の標準偏差を用いる。FKSH19を例にターゲットスペクトルの平均と標準偏差を同時に満たす10波の波形群を出力した加速度時刻歴波形を図6に示す。出力された10波を見ると、最大振幅が倍半分程度のばらつきを持っており、経時特性にもばらつきがあることがわかる。出力した10波とターゲットスペクトルの平均と標準偏差の比較を図7に示す。フィッティング範囲とした1~10 Hzでは再現度が高いが、低周波数側では課題がある。

4. 今後の課題と展望

本研究ではプレート間地震のみを対象としていたが、その他の地震タイプへの拡張や、地震波の伝播方向に着目したモデルの高度化が考えられる。生成した時刻歴波形群は、波形合成法のグリーン関数や、広帯域震源モデルの要素地震にも活用することを考えている。

謝辞

防災科学技術研究所K-NET、KiK-netの観測記録とF-netのメカニズム解を活用させていただきました。記して感謝します。

参考文献

Yuanming Li, Bonhwa Ku, Shou Zhang, Jae-Kwang Ahn and Hanseok Ko(2020), Sensors 2020.
松本雄馬, 糸井達哉, 肥田剛典, 八百山太郎, 李尚元 (2022), 日本建築学会大会学術講演会.
岩田 知孝, 入倉 孝次郎(1986), 地震 第2輯.
Chae Young Lee, Anoop Toffy, Gue Jun Jung, Woo-Jin Han (2018), Computer Vision and Pattern Recognition.
友澤裕介, 引田智樹 (2022), 日本地震学会秋季大会（本大会）.
Baker, J. W., and Lee, C. (2018), Journal of Earthquake Engineering, 22(4).

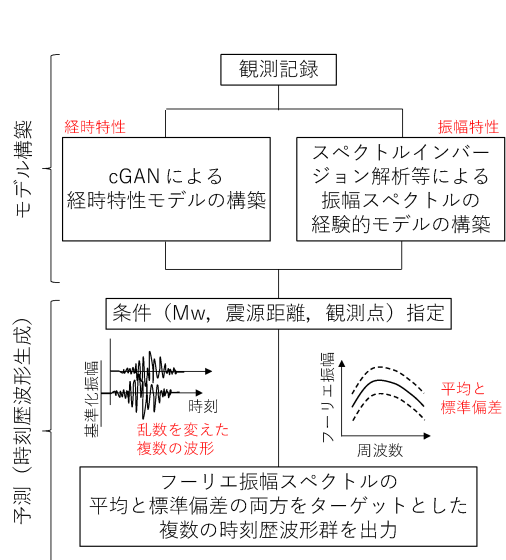


図1 計算フロー

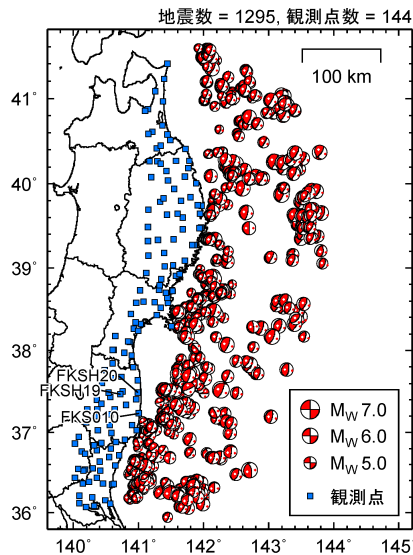
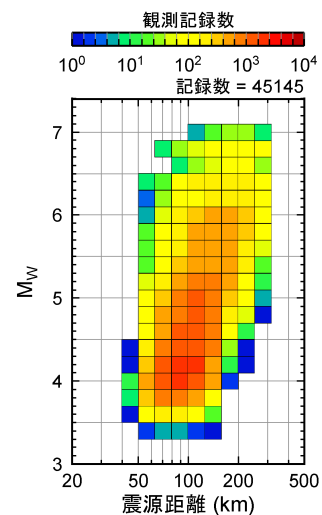
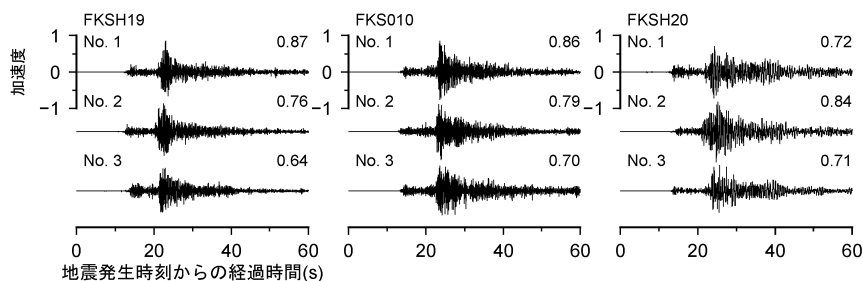
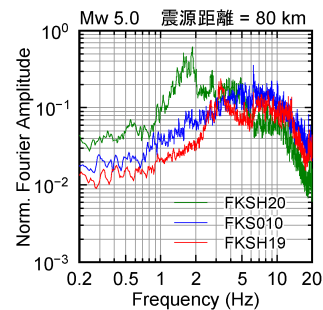
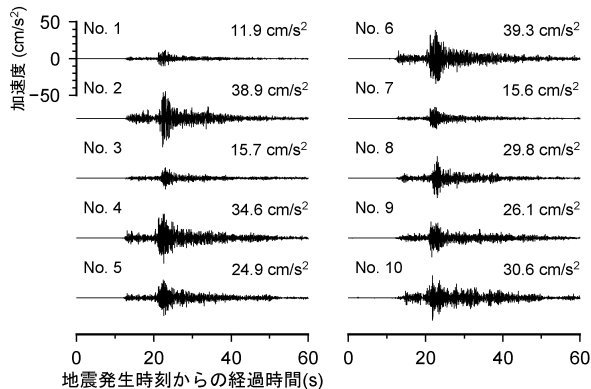
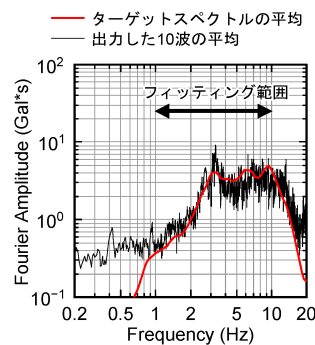
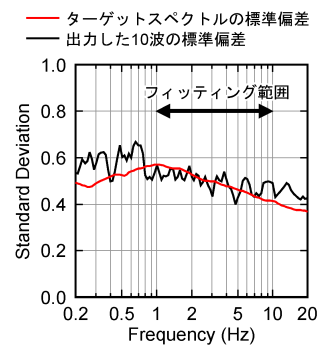


図2 解析に用いたデータセット

図3 データセットの M_w - 距離の分布図4 cGANにより M_w 5.0, 距離 80 km の条件で生成した観測点ごとの時刻歴波形の例図5 生成した時刻歴波形の
フーリエ振幅スペクトル図6 係数倍して出力した 10 波の時刻歴波形
(M_w 5.0, 距離 80 km, FKSH19)図7 出力した 10 波とターゲットスペクトルの
平均と標準偏差の比較 (M_w 5.0, 距離 80 km, FKSH19)

Application of Seismic Waveforms Created by Conditional Generative Adversarial Network to Inversion Analysis

*Yusuke Tomozawa¹, Tomoki Hikita¹, Junki Yamaguchi¹

1. Kajima Technical Research Institute, Kajima Corporation

1. はじめに

条件付き敵対的生成ネットワーク (Conditional Generative Adversarial Networks; cGAN) とスペクトルインバージョン解析を組合せ、振幅特性と経時特性にある確率分布をもった時刻歴波形群を出力する手法の検討を進めている (山口・他, 本大会)。本報告では、この新しい提案手法に基づき生成した時刻歴波形の妥当性の確認の一つとして、生成した時刻歴波形群を用いて、観測記録を再現する破壊開始点の推定を行った。

2. 推定手法

観測点ごとの経験的特徴を反映した時刻歴波形群の生成は山口・他 (本大会) の手法を用い、観測点ごとの経験的地盤増幅率と、伝播経路特性の不均質Q値は友澤・引田 (本大会) の結果を用いた。インバージョン手法については、エンベロープインバージョン (Nakahara et al., 1998) 等の先行研究があるが、本検討では生成した時刻歴波形の妥当性の確認を主目的とし、以下のような簡易な逆問題を検討した。誤差関数は、加速度波形の全パワーで正規化された累積パワー曲線Pc (Husidプロット) の観測と計算の差で定義した。Mw等の震源特性を表すパラメータは、F-netの値や仮定した値で固定し、波形の経時特性を用いて破壊開始点の位置と破壊開始時刻の推定を行った。震源パラメータの推定は今後の課題である。

3. 解析結果

例題1として、2018年10月22日19時47分頃に福島県沖で発生したM_J 5.0, M_w 5.0 (F-net) の地震の破壊開始点を推定した。推定に用いた観測点分布と解の探索範囲を図1に示す。図中の16ポイントの中から最小誤差となる解をグリッドサーチで推定した。破壊開始点の推定結果は図1に併せて記しており、JMAカタログによる震央位置と整合した。Pcの比較を図2に示す。計算によるPcは、出力した30波の中央値と四分位範囲を示している。P波とS波の到達時刻は、精度よく推定できている。加速度波形の比較を図3に示す。計算による加速度波形はPcの中央値に最も近いサンプルを示している。主要動区間やコーダ部分の振幅に違いがある地点もあるが、時刻歴波形の形状は概ね再現できている。

例題2として、2011年9月17日に岩手県沖で2地震が近接して発生した例を検討する。16時33分54秒頃に1つ目の地震が発生し (M_J 5.5, F-netのM_wなし), その約22秒後の16時34分16秒頃に2つ目の地震が発生した (M_J 5.8, F-netのM_w 5.9)。K-NET, KiK-netの観測記録では、この2地震が1ファイルに収録されている。解の探索範囲と観測点分布を図4に示す。未知パラメータの数は、地震1と2の破壊開始点と2地震の時間差の3つである。1つ目の地震の破壊開始点は、JMAカタログと整合するが、2つ目の地震の破壊開始時刻は、JMAカタログよりやや早い1つ目の地震の20秒後、破壊開始点はやや沖合に推定された。Pcの比較と時刻歴波形の比較を図5, 図6に示す。1つ目の地震のP波とS波の到達時刻と、2つ目の地震のS波区間は、概ね観測記録と整合し、検討対象とした地震規模の範囲では、空間分解能や時間分解能を有することが確認された。今後は、振幅情報も併せたインバージョンの検討や、震源特性の推定の可能性についても検討する。

謝辞

防災科学技術研究所K-NET, KiK-net, F-netを活用させていただきました。記して感謝します。

参考文献

Nakahara et al. (1998), JGR, Vol. 103, pp. 855-867. 友澤・引田 (2022), SSJ秋季大会 (本大会). 山口・他 (2022), SSJ秋季大会 (本大会).

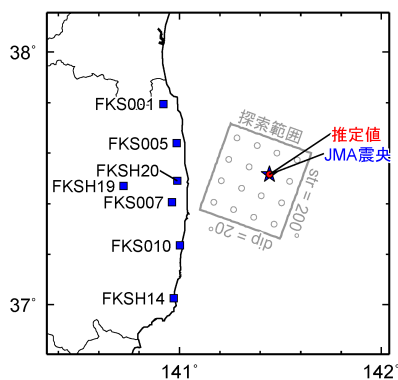


図 1 解の探索範囲と観測点分布

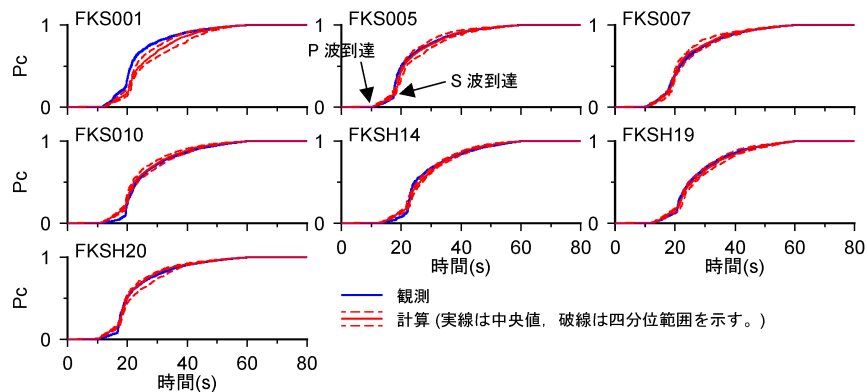


図 2 累積パワー曲線 Pc の比較

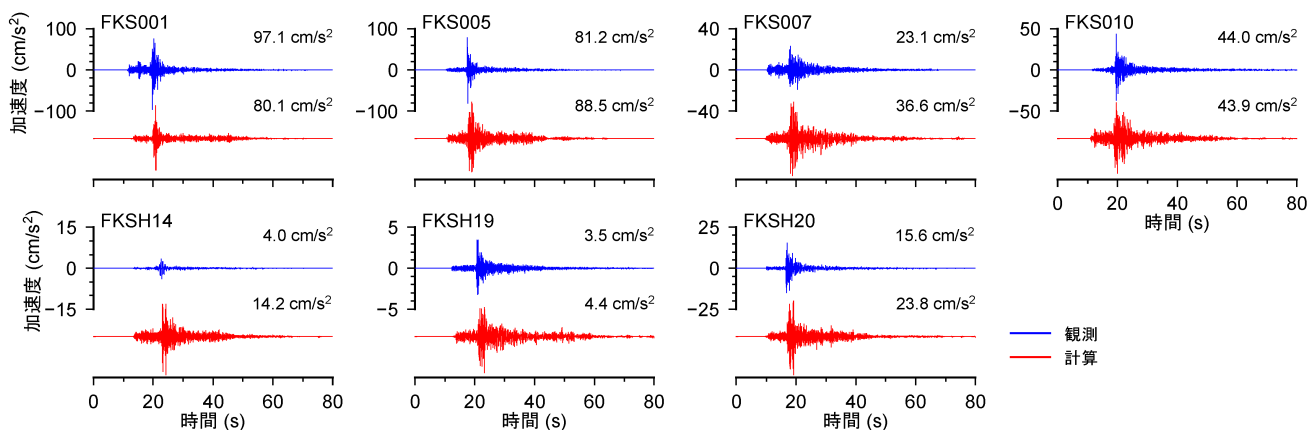


図 3 波形の比較

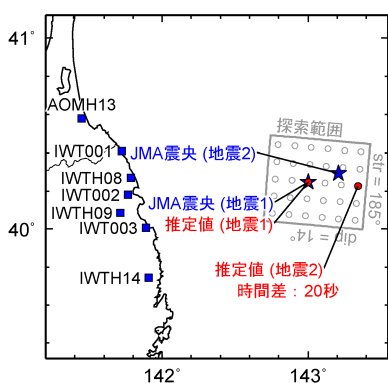


図 4 解の探索範囲と観測点分布

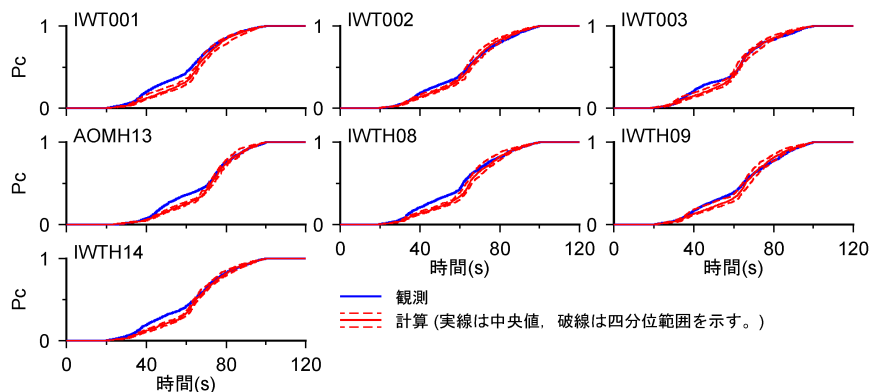


図 5 累積パワー曲線 Pc の比較

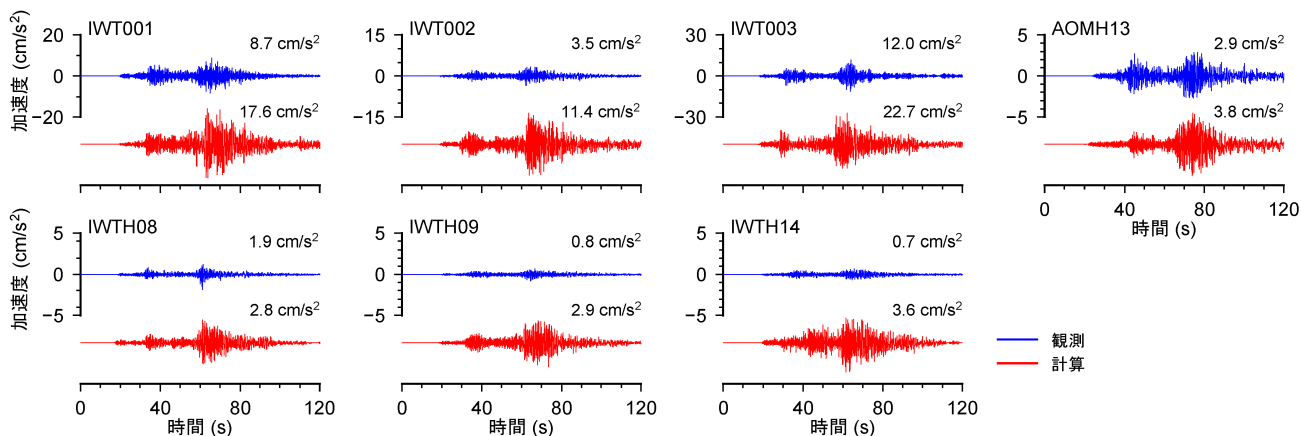


図 6 波形の比較

Estimation of source radiation energy using synthesized seismogram envelopes considering heterogeneous subsurface structure

*Masashi OGISO¹

1. Meteorological Research Institute

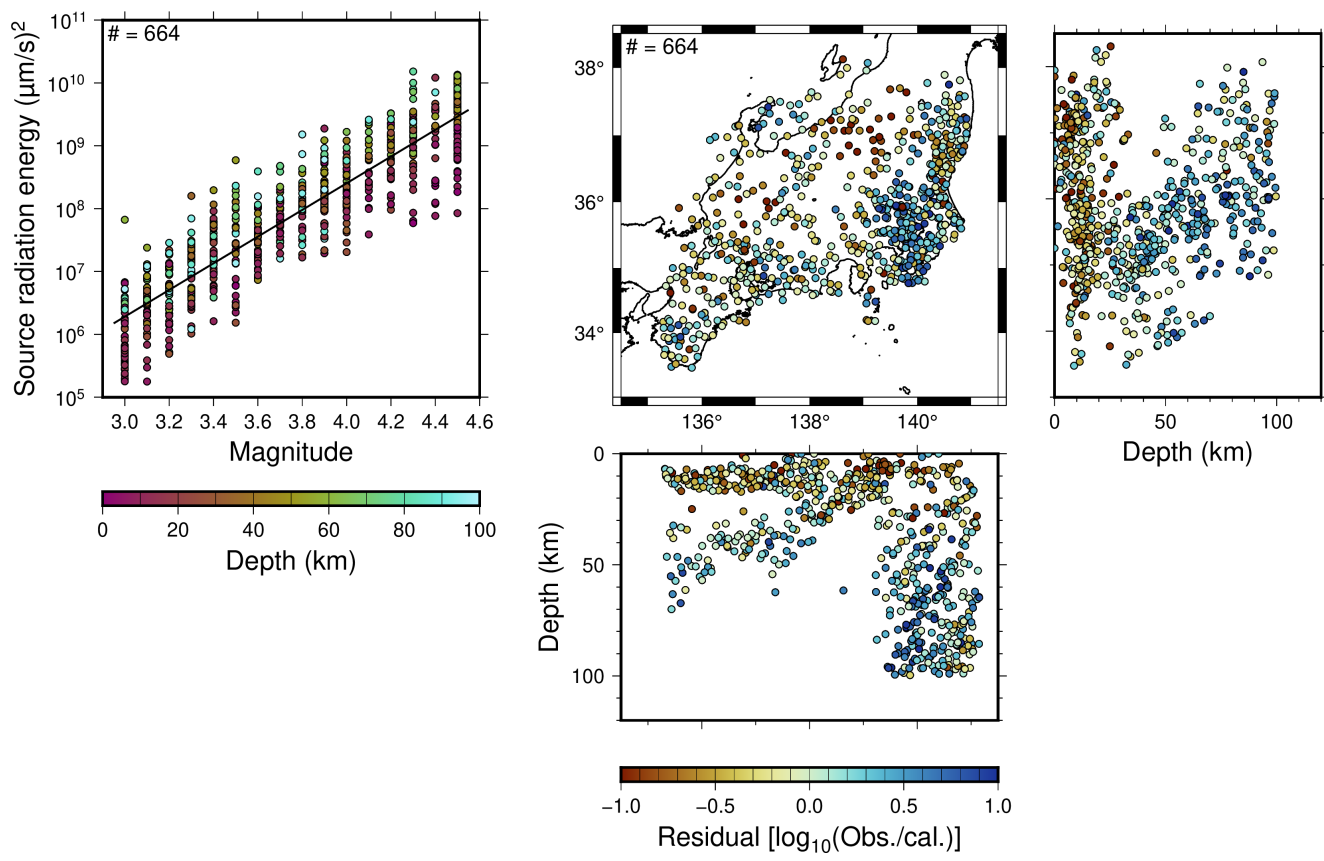
地震の発震時刻からある一定の時間が経過したのちの波動場は主に広角散乱波(コーダ波)から構成され、その地震波振幅は伝播特性の影響が小さく、主に震源特性とサイト特性に依存すると仮定されてきた。この性質を活用して、コーダ波を利用した震源特性やサイト特性の推定が数多くなされている。一方、近年の地震観測網の充実に伴い、日本列島周辺では地震波速度構造のみならず、地震波減衰構造や散乱構造の3次元不均質性が明らかになってきた。震源特性やサイト特性を推定する対象領域が狭い場合は伝播特性がコーダ波振幅に与える影響が小さいという仮定は妥当であるが、対象領域が広くなると伝播特性の影響は無視できない可能性がある。本研究では、関東・中部地方で発生したM3.0~4.5、深さ100km以浅の地震の震源放射エネルギー(1-2及び2-4Hz)を、不均質構造を考慮した合成エンベロープを用いて推定した。

関東・中部地方のHi-net観測点で観測された地震波形にバンドパスフィルタをかけ、3成分を合成してMSエンベロープを作成した。一方、輻射伝達理論に基づくモンテカルロ法を用いてエンベロープを合成した。速度構造は全国一次地下構造モデルの地震波速度を水平方向0.1度、深さ方向5kmでサンプリングし、線形補間したものを使用した。指数関数型のランダム媒質を仮定し、相関距離は1kmに固定したうえでS波到達時から80秒間のTime Windowにおける観測エンベロープの形状を最もよく説明する内部減衰と速度揺らぎのパラメータを探索した。この結果、各観測エンベロープごとに震源項とサイト特性項の積の値が得られるので、サイト特性に拘束条件をかけてこれらを分離した。

こうして得られた震源項の大きさとマグニチュードを比較したところ、マグニチュードが同一であっても震源深さが深い地震のほうが震源項の大きさが大きい傾向がみられた。この特徴は直達波のスペクトルを用いた解析(例えば中村、2009)と同様であり、本研究で得られた震源項がさらなる詳細な解析に活用可能であることを示唆している。今後は震源項の地域特性を詳細に検討する予定である。

本研究は防災科研Hi-net(<https://doi.org/10.17598/NIED.0003>)における観測記録を使用しました。また、JSPS科研費JP18K13622及びJP21K14002の助成を受けています。

(図: 1-2Hzの帯域における、マグニチュードと震源項の大きさの散布図、及び回帰直線からの偏差の空間分布)



Effect of seismogenic zone on hierarchy patch source model

*Hiroyuki Goto¹

1. Kyoto University

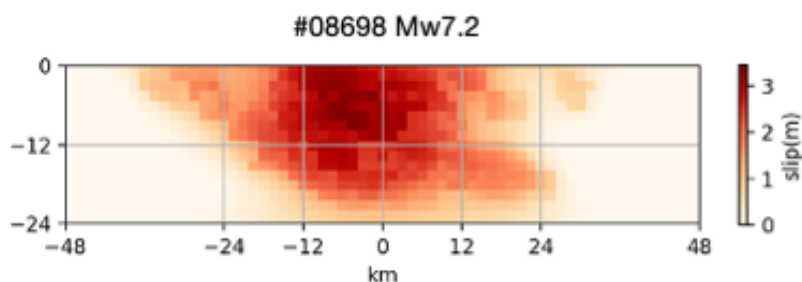
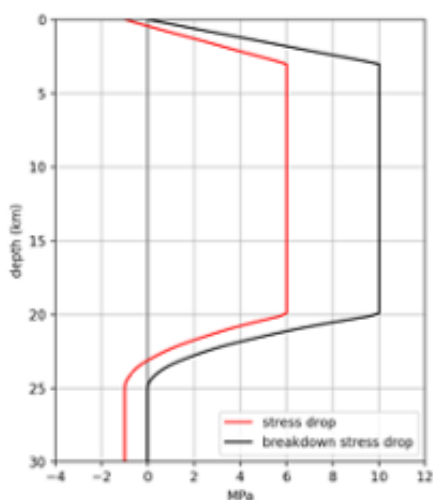
地震断層の破壊プロセスや生成される地震動について論じるとき、地表（自由表面）の存在を力学的条件として考慮することは重要である（Somerville, 2003; Pitarka et al., 2009; Wada and Goto, 2012; Yin and Denolle, 2021）。例えば、2016年熊本地震の本震で観測された断層近傍の特徴的な強震波形は、破壊プロセスと地表との相互作用により説明することができる（Kaneko and Goto, 2022）。一方、地表の影響を論じる場合には地震発生層の存在、すなわち地震発生層以浅や以深における応力降下量分布などの影響も無視することはできない。これまで階層パッチ構造を持つ震源モデルによる地表の影響について論じてきたが（後藤, JPGU, 2022）、本研究では、地震発生層を考慮してその影響について論じる。

地表等の影響が少ない理想的な地震（Ideal Quake）を基に、動力学震源モデルの力学的条件として地表および地震発生層を加えて影響を考察する。本研究におけるIdeal Quakeには、従来と同様に階層パッチ構造を持つ震源モデル（Ide and Aochi, 2005; Ide 2014）を採用する。地震に関するスケーリング（GR則、 M - τ 関係、オメガスクエア）が再現されるようパラメータを調整した上で、鉛直横ずれ断層型の多数の震源モデルを生成して特徴を論じた。最大すべり点と地表とですべり速度関数の形状が異なることや、断層長さに関するスケーリングとの対応等、いくつかの特徴を自然に説明できることが示される。一方、すべり速度のライズタイムが地表付近で伸びる現象は認められにくい傾向にある。Kaneko and Goto (2022)によって指摘されたように、速度構造の影響を考慮することが重要である可能性がある。

参考文献

Kaneko and Goto (2022) The origin of large, long-period near-fault ground velocities during surface-breaking strike-slip earthquakes. GRL. doi:10.1029/2022GL098029

後藤浩之（2022）階層パッチ構造を持つ震源モデルにより生成される地表断層地震の特性, JPGU2022, SSS10-04



Source model of the 2022 off Fukushima prefecture earthquake by the isochrone back-projection and empirical Green's function methods

*Toshimi SATOH¹

1. Shimizu Corporation

本研究では、S波部のエンベロープを用いたバックプロジェクション法によりブライトネス(強度)が大きい領域を推定することにより強震動生成域の位置の範囲を限定後、経験的グリーン関数に基づくグリッドサーチにより、2022年福島県沖の地震(MJ7.4)の広帯域震源モデルを構築した。

Pulido et al.(2008)は、近地の変位波形を対象としたFesta and Zollo(2006)のアイソクロンバックプロジェクション法をP波部の速度波形のエンベロープに拡張し、2007年能登半島沖地震に適用している。本研究では、これに以下の改良を加えた。ひとつめは、地盤増幅特性の補正である。本震の記録を近傍の中規模地震の記録でdeconvolutionした。また、震源近傍では地盤の非線形性の影響がみられるが、これらの記録を除くと震源近傍の観測点数が激減するため、本震と中規模地震のH/Vの比でも補正も行った。ふたつめは、Pludo et al.では、1次元地下構造モデルに基づく理論伝播時間と近傍の中規模地震の観測伝播時間との差を補正係数としているが、伝播時間の観測点補正を震源近傍の中規模地震のS波の伝播速度を用いて行うことである。2021年福島県沖の地震(MJ7.3)の経験的グリーン関数法による強震動生成域の推定(佐藤、2022)において、この考え方で ± 0.3 秒の範囲で速度波形の伝播時間を説明できていることから、0.5秒の時間ウィンドーで平滑化したエンベロープの補正には問題ないと考えた。

検討には、震源距離130km以下のS-net、K-net、KiK-net地中の水平成分の加速度波形の3~10Hzのエンベロープの2乗値を用いた。F-netのMT解に基づき断層面を設定し、気象庁の震源位置からの同心円状破壊を仮定し、破壊伝播速度を2.0km/sから3.0km/sを0.1刻みで仮定した11ケースで計算した。また、既往の研究と同様に、最初に得られたブライトネスを初期値として繰り返しを行い、断層面のブライトネスの総和を計算した。その結果、2回の繰返しで強度の総和はほぼ収束し、断層の北側浅部の2か所と、気象庁の震源の深さよりやや深い北側の1か所でブライトネスが明らかに大きい領域がみられた。また、ブライトネスの総和が最大となった破壊伝播速度は2.3km/sであった。本震記録の分析から、破壊開始点近傍に寄与は小さいものの強震動生成域があると考えられたため、ブライトネスが大きい3か所近傍と破壊開始点近傍の計4か所周辺に強震動生成域を設定し、経験的グリーン関数法(Dan et al., 1989)に基づくグリッドサーチで広帯域震源モデルを推定した。しかし、南側の観測点の最初の大きな振幅が説明できなかったため南側深部にも強震動生成域を設定し、再度、広帯域震源モデルを推定した。要素地震は、2022年3月19日の地震(MJ5.0)と2022年4月6日の地震(MJ5.2)である。S-netの7観測点、KiK-net地中の9観測点の加速度波形のエンベロープと速度波形を用いた。推定された南側深部の強震動生成域近傍はブライトネスは小さいものの、ブライトネスの変動係数が大きい領域であった。これは、S-net観測点も用いているものの陸域の観測点に比べてデータが少ないことが原因と考えられる。破壊開始点付近の深部の強震動生成域とこの南側深部の強震動生成域は、面積は他の3つの強震動生成域より大きいが応力降下量は小さかった。この2つの深部の強震動生成域は、2021年福島県沖の地震(MJ7.3)の破壊開始点付近の深部の強震動生成域の直下付近にある。応力降下量が一番大きかったのは北側深部の強震動生成域であった。また、北側浅部の2つの強震動生成域が、宮城県の大震災の大部分に寄与していることがわかった。この2つの浅部の強震動生成域は海洋性地殻内、他の3つの強震動生成域はマントルに位置している。2021年福島県沖の地震でも、1つの浅部の強震動生成域は海洋性地殻内にあり、応力降下量が相対的に小さく面積が大きい破壊開始点付近の強震動生成域と応力降下量が大きい南側の深部の強震動生成域はマントルに位置しているなど、両地震には類似の特徴がみられた。なお、破壊伝播速度は、バックプロジェクションによる最適値である2.3km/sと $2.3\text{km} \pm 0.1\text{km/s}$ の3ケースで計算した結果、2.3km/sのケースが最適となり、2021年福島県沖地震で推定された2.4km/sに近い値が得られた。

謝辞：本研究では防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net、S-net、F-net、気象庁の一元化震源情報を用いました。

Re-examination of source rupture process of the 2002 Denali, Alaska, earthquake (M_w 7.9) based on strong-motion waveforms and fault displacements

*Yujia GUO¹, Kunikazu Yoshida¹, Ken Miyakoshi^{1,2}

1. Geo-Research Institute, 2. Ohsaki Research Institute, Inc.

2016年熊本地震 (M_w 7.1) をきっかけに、地表地震断層を伴う内陸地殻内地震に対する浅部断層破壊を考慮した特性化震源モデルの設定が喫緊の検討課題となっている。このうち、浅部断層破壊を伴う震源断層の長さがきわめて長い地震に関しては、これまで発生数が比較的少なく、観測データを用いた研究事例も少ないことから、特性化震源モデルの設定手法が確立の途上にある。本研究は、浅部断層破壊を伴う長大断層地震に対する特性化震源モデルの設定手法の高度化へ向けた知見を蓄積することを目的として、長さ300 km以上に及ぶ地表地震断層が出現した2002年11月3日米国アラスカ州Denali横ずれ型内陸地殻内地震 (M_w 7.9) を対象に、震源過程解析を行い、震源特性を検討する。

震源過程解析は、10観測点の強震波形の長周期 (2-20秒) 成分を用いて、マルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法 (Hartzell and Heaton, 1983) により行った。震源近傍の観測データをより良く再現し、震源断層上のすべり量を精度良く評価するため、地表地震断層にできるだけ沿うように走向角が場所ごとに異なる曲面断層面 (長さ330.4 km, 幅18.9 km) を設定するとともに、解析に使用する速度構造モデル (Frankel, 2004; Eberhart-Phillips *et al.*, 2020) をM4クラスの小地震の波形記録を用いて検証し調整した。速度構造モデルの調整はYoshida *et al.* (2017) に準拠した手順で行い、理論波形は一次元水平成層構造を仮定し、離散化波数法 (Bouchon, 1981) および反射・透過係数行列法 (Kennett and Kerry, 1979) で計算した。また、この地震の断層全体の平均的な破壊伝播速度は震源域の媒質のS波速度 (3.5 km/s) を超えていないものの、部分的にはS波速度を上回るsupershearを起こす破壊領域が存在したとされる (e.g., Frankel, 2004; Asano *et al.* 2005)。これを踏まえ、破壊伝播速度が場所によって変わりうることへの対応として、活断層調査の情報 (Plafker *et al.*, 1994) を参考に設定断層面を4個のセグメント (西側から, Susitna Glacier, Denali西, Denali東, Totschundaセグメントと呼ぶ) に分割し、セグメントごとに異なる破壊フロントの伝播速度を許容した。しかしながら、この地震の震源域の東側半分では断層近傍の強震観測点が少なく、強震観測点だけですべてのセグメントでの伝播速度を精度良く推定するのは困難であった。そこで、波形インバージョンで得られた断層浅部のすべり分布を地表踏査 (Haeussler *et al.*, 2004) による地表地震断層の永久変位量やその分布と比較し、最終的なすべり分布および伝播速度を試行錯誤的に推定した。

得られた震源モデルによる地震モーメントは 9.15×10^{20} Nm (M_w 7.9) であった。主たるすべりはDenali西および東の両セグメントに分布し、その最大すべり量は10 mを超える。すべり分布に対してSomerville *et al.* (1999) の規範を適用したところ、断層面積は6245 km²、平均すべり量は4.7 mとなった。この地震は3ステージ震源スケーリング則の第3ステージ (Murotani *et al.*, 2015 ; 地震本部, 2020) の地震であるが、得られた断層面積はスケーリング則に比べてやや小さく、平均すべり量は約1.6倍と大きかった。本研究に限らず、Asano *et al.* (2005) の震源過程解析も4 m以上の平均すべり量を推定しており、今後、第3ステージ地震の震源特性に関する知見をさらに蓄積していくことが重要であると考えられる。次に、同じくSomerville *et al.* (1999) の規範を適用し、断層面上の大すべり域 (アスぺリティ) を抽出した。このうち、抽出された地震発生層以浅の大すべり域 (Long-period Motion Generation Area: e.g., Irikura *et al.*, 2020) の平均すべり量は8.7 mであり、これは断層全体の平均すべり量の約2倍程度、地表地震断層の変位量の最大値 (~9 m) と同程度の値であった。

Denali東セグメントでは、破壊伝播速度を変えた試行錯誤の結果、破壊伝播速度が4.7

km/s (supershear ; S波速度の135%) のときのすべり分布が地表地震断層の変位量に対する再現度がもっとも良かった。既往研究 (Dunham and Archuleta, 2004; Frankel, 2004; Walker and Shearer, 2009; Zeng *et al.*, 2022) で報告されているsupershear破壊の伝播速度は5.0-5.5 km/s程度で、本研究による値はそれらに比べて若干遅い。この地震に限らず、1999年トルコIzmit地震 (M_w 7.6) や2001年中国西部Kunlun地震 (M_w 7.8) など、近年の他の長大な横ずれ型断層の地震でもsupershear破壊の報告事例がある (e.g., Bouchon *et al.*, 2010; Huang *et al.*, 2016)。今後、supershear破壊が長大な横ずれ型断層の地震に共通する地震特性であるかどうか検討を進めていくことが重要である。

謝辞 : COSMOS Virtual Data Center

(<https://www.strongmotioncenter.org/vdc/scripts/event.plx?evt=814>) およびIRIS Data Management Center (http://ds.iris.edu/wilber3/find_event) の波形記録を使用した。本研究は原子力規制庁の委託業務「令和3年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震の特性化震源モデルに係る検討）事業」による成果の一部である。

Near-Field Ground Motion Simulation based on Depth-Dependent Stress Accumulation Model I, Interpretation of the 2019 Mw4.9 Le Teil earthquake

*Hideo AOCHI^{1,2}, Kenichi Tsuda³, Shohei Yoshida⁴

1. BRGM, 2. Laboratoire de Geologie, Ecole Normale Supérieure, CNRS UMR 8538, PSL Research University, 3. Institute of Technology Shimizu Corporation, 4. Ohsaki Research Institute Inc.

The earthquake rupture process is complex and heterogeneous related to the stress field and frictional condition in a fault system. The lateral heterogeneity is often discussed in relation to the fault geometry and past history. The depth variation of frictional rheological behaviour depending mainly on the temperature is well known, and this has been applied on modelling of characteristic earthquakes. However, many moderate earthquakes ruptured not the entire seismogenic zone depth but only a limited range of depth. The 2019 Mw4.9 Le Teil (France) earthquake showed a surface rupture along the known fault trace, and the ruptured area is limited in the first 2 km at most from the inversion results (e.g. Delouis et al., 2019; Ritz et al., 2020). From the viewpoint of seismic hazard assessment, it is a crucial question why this earthquake occurred in such unexpected, limited depth range. Previously, Aochi and Tsuda (in revision, 2022) constructed the on-fault stress field, which is loaded on the layers' rigidity. For the case of Le Teil earthquake, there is a stiff layer of high rigidity at the depths between 600 m and 1200 m according to the seismic inversion. We could interpret that this layer is only enough loaded by compressional principal stresses. The numerical simulation demonstrated that the lateral extension of the rupture at depth layer triggered the shallow part of the fault unfavourably loaded, but not the deeper part. In this study, we focus on the fact that the shallow part is ruptured with a delay, and this should be important in near-field ground motions. The variation in ground motion becomes smaller in the very near-field (Figure 1), as a strong directivity effect along dip disappears. It will be a further topic to establish the mechanical model of stress loading in slow deformation area, but our simple assumption allows to guess the probable stress field along the fault dip.

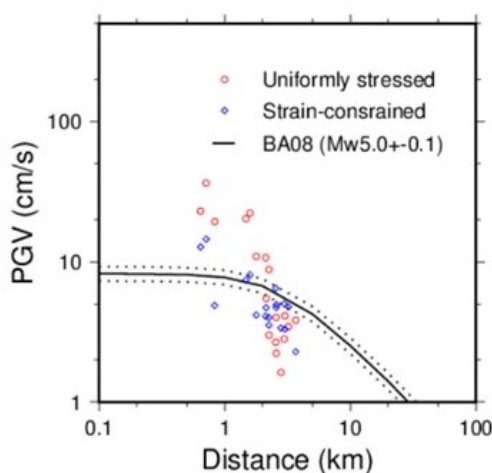


Figure1 (a) The comparison of the Peak Ground Velocity (1 component) in the randomly distributed receivers around the M4.9 earthquake model. The blue diamonds shows the model having the stress constrained by layer's rigidity, comparing to the model assuming the uniformly loaded plotted by red circles. The solid line shows an expected level from BA08 with a standard deviation by dotted lines.

Strong ground motion simulation of the great 1923 Kanto earthquake in the Tokyo metropolitan area: A Study on the strong motion generation area in the northern Tokyo Bay

*Tetsushi WATANABE¹, Fumino SUZUKI¹, Kenichi KATO¹, Katsuhisa KANDA¹

1. Kobori Research Complex

1. はじめに

鈴木ほか（2022）では、1923年関東地震の震度インバージョン解析による短周期エネルギー分布（神田・加藤，2019）を用いて、6つの強震動生成域（SMGA）から成る断層モデルを構築した。図1に示すように、震度を説明するSMGAは既往の波形インバージョン（例えば，Sato et al., 2005）によるすべりの周辺にあるものが多いが、東京湾北部のSMGA（SMGA5）は外れた位置にある。そこで本報では、震度や地震動への影響の観点から東京湾北部のSMGAについて考察する。

2. 震度インバージョンへの影響

神田・加藤（2019）で設定された断層面は東京湾北部を含むが、既往の波形インバージョンの断層面は東京湾北部を含まない。そこで、東京湾北部を含まないように断層面を南部に限定して震度インバージョン解析を実施した。震度の評価誤差は神田・加藤（2019）よりも大きく、加えて短周期エネルギー分布は歪んでおり、精度が得られなかった。震度の再現性の観点からは東京湾北部まで断層面を設定する必要があると考えられる。

3. 短周期地震動への影響

次に、鈴木ほか（2022）で震度を評価した統計的グリーン関数法による短周期地震動について、各SMGAの寄与を検討した。K-NET横浜（KNG002）では三浦半島のSMGA（SMGA3）の寄与が最も大きく、東京湾北部のSMGAの寄与は小さかった。一方、東京湾北部付近のK-NET篠崎（TKY025）では東京湾北部のSMGAの寄与が最も大きかった。東京の短周期地震動の評価においては東京湾北部のSMGAが必要であると考えられる。

4. 長周期地震動への影響

最後に、東京湾北部のSMGAの有無による長周期地震動（周期2～5秒）の違いを三次元差分法で検討した。断層モデルは鈴木ほか（2022）と同じであり、SMGAと同じ位置から長周期地震動が励起されると仮定した。地盤モデルの設定と検証については渡辺・加藤（2016）に示している。短周期地震動とは異なりK-NET横浜とK-NET篠崎で共通の傾向を示し、どちらの地点でも長周期地震動は東京湾北部のSMGAの有無で殆ど変わらなかった。より広域の今村式強震観測点の本郷、仙台、高田、岐阜でも同様の傾向が認められた。観測記録（横田ほか（1989）、武村ほか（1995）、武村・野澤（1996）、武村ほか（1994））と比較すると、本郷、仙台、高田で概ね同程度、岐阜でやや過小であった。

5. まとめ

1923年関東地震の震度の再現や短周期地震動の評価を行うためには東京湾北部のSMGAが必要であるが、このSMGAが既往の波形インバージョンで見られないのは長周期地震動への感度が小さく観測記録の再現性に影響しないためと考えられる。

参考文献

鈴木文乃，渡辺哲史，加藤研一，神田克久：1923年関東地震の強震動シミュレーション：断層モデルの再構築と詳細震度分布の推定，日本地震学会秋季大会，2022。
神田克久，加藤研一：震度インバージョン解析による首都直下の歴史地震の強震動生成域と短周期レベル，日

本地震工学会論文集，第19巻，第6号（特集号），91-104，2019.

Sato, H., N. Hirata, K. Koketsu, D. Okaya, S. Abe, R. Kobayashi, M. Matsubara, T. Iwasaki, T. Ito, T. Ikawa, T. Kawanaka, K. Kasahara, S. Harder: Earthquake source fault beneath Tokyo, Science, 309, 462-464, 2005.

渡辺哲史，加藤研一：1923年関東地震のSMGAモデルに基づく日本各地の長周期地震動の再現，日本建築学会大会学術講演梗概集，構造II，1149-1150，2016.

横田治彦，片岡俊一，田中貞二，吉沢静代：1923年関東地震のやや長周期地震動 今村式2倍強震計記録による推定，日本建築学会構造系論文報告集，第401号，35-45，1989.

武村雅之，工藤一嘉，野澤貴，佐藤俊明，片岡俊一：東北帝国大学向山観象所(仙台)で観測された1923年関東地震の本震・余震の記録，地震2，第48巻，297-306，1995.

武村雅之，野澤貴：高田測候所で観測された1923年関東地震の本震・余震の記録，地震2，第49巻，91-100，1996.

武村雅之，池浦友則，工藤一嘉，大沼啓人：岐阜測候所で観測された1923年関東地震の本震・余震の記録，地震2，第47巻，193-200，1994.

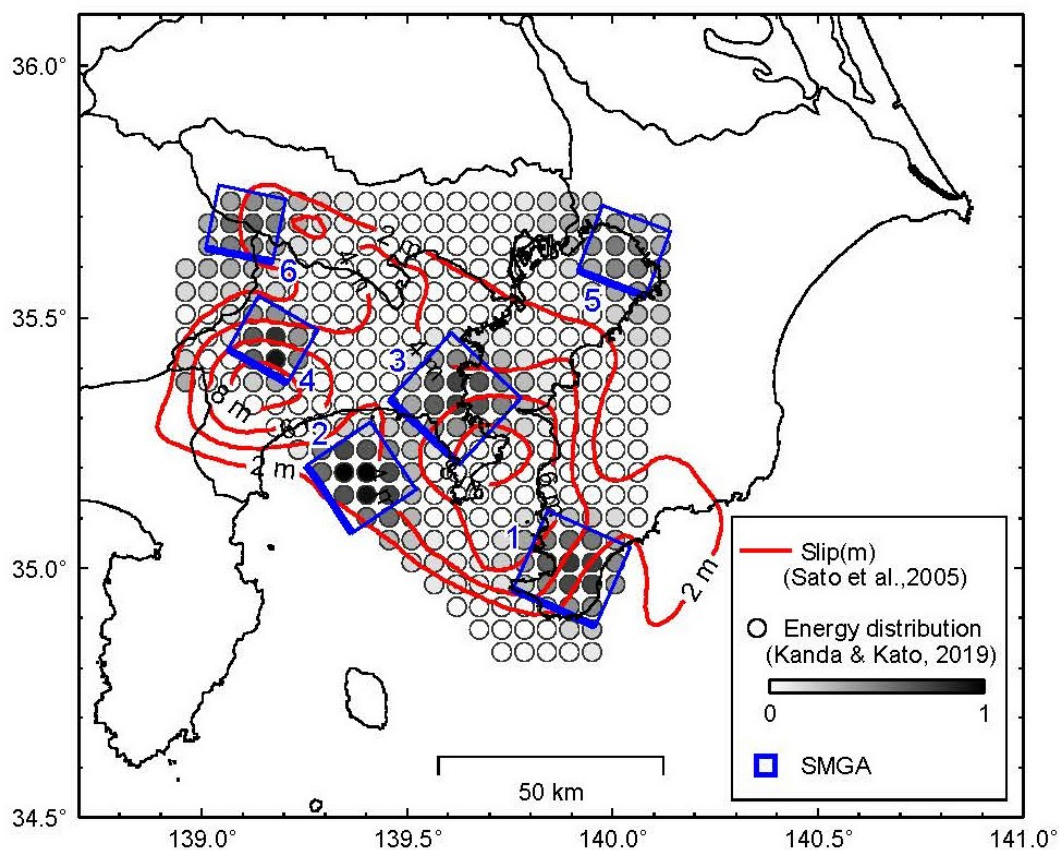


図1 1923年関東地震の震度インバージョン解析による短周期エネルギー分布（神田・加藤，2019），SMGAモデル（鈴木ほか，2022），既往の波形インバージョンによるすべり分布（Sato et al. (2005)を参考に作図）

Long-period ground motion simulations in the western part of Shizuoka prefecture for large earthquakes in the Nankai trough

*Takeshi NAKAMURA¹

1. Central Research Institute of Electric Power Industry

本研究では、南海トラフで繰り返し発生している大地震について、海域の3次元地下構造や海水層、海底地形を含む構造モデルを用いて、静岡県西部地方をターゲットにした長周期地震動のシミュレーションを実施した。静岡県西部は、牧之原台地から西方の遠州灘沿岸部で低地が続く、浜名湖から天竜川河口付近にかけて広がる浜松平野においては高さ100 m超の高層建築物が複数立地する。1944年東南海地震では、紀伊半島南部の破壊開始点から断層面上で破壊フロントが伝播する方向にあたり、また、それと平行して海洋堆積層がトラフ軸に沿って広がる方向に位置し、伝播経路上の堆積層で生成、増幅した表面波の伝播が予想される場所である。断層面上のすべり分布の不均質性が大きく破壊様式が多様な大地震の断層震源に対し、本研究では多数の震源モデルを用いてシミュレーションを行い、モデルの不確実性による振幅のばらつきを含めた評価を行った。

多数の震源モデルに対してシミュレーションを効率的に行うため、本研究では相反定理を用いて総計算量を削減した。観測点は防災科学技術研究所によるKiK-net SZOH28（浜松市）を対象とし、波形合成で必要となるグリーン関数の計算では、Nakamura et al. (2012)による3次元差分法を用いた。地下構造についてはJ-SHIS（藤原・他, 2012）および仲西・他（2021）等のモデル、陸上および海底地形についてはGEBCOによる15秒メッシュデータを用いた。震源モデルについては、Murphy et al. (2016)による手法に倣い、基準とする断層震源モデル（Ichinose et al., 2003; Kikuchi et al., 2003）のすべり量分布を確率密度関数として、マルチスケールの円形クラックを確率密度関数に従って配置した派生的なすべり分布モデルを50個準備した。各すべり分布モデルに対し、破壊伝播速度や破壊開始点などのパラメータを変えながら長周期帯（5秒以上）の波形振幅値を求めた。発表では、震源の各パラメータの不確実性が振幅のばらつきに与える影響や使用する構造モデルの違いによる波形振幅への影響について報告する。なお、本研究は、科研費19H01982の助成を受けたものである。

Simultaneous estimation of source, path, and site spectra from the S-net strong-motion records in the Japan Trench area

*Yadab Prasad Dhakal¹, Takashi Kunugi¹, Shin Aoi¹, Hiroaki Yamanaka²

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

We analyzed the strong-motion data recorded by S-net, which is a seafloor network of 150 observatories with seismometers and pressure gauges, covering the whole of the Japan Trench and the southern part of the Kurile Trench. The network has been in operation since 2016 (Aoi et al. 2020). The spectral inversion technique was used to separate the source, path, and site spectra from the strong-motion records in the least-square sense. To reduce the effect of the trade-off between the source and site terms in the inversion, theoretical site amplification factors estimated at two KiK-net stations were used. Strong-motion records with high S/N ratios from about 600 earthquakes having magnitudes between 3.5 and 7.0, and focal depths < 70 km, were used. Magnitude-dependent S-wave time windows of lengths 8 to 20 s were used, and zeroes were padded to compute the Fourier spectra with uniform frequencies. To avoid nonlinear site response and contamination of the records by rotations during strong motions, records having vector peak accelerations < 50 gals were only used. In our previous study (Dhakal et al. 2022), we determined the source, path, and site spectra from the mean spectra of two horizontal components. In the present study, we obtained the results from the single horizontal-component records aligned parallel to the long axes of the sensor houses, the cylindrical pressure vessels. Records from a few KiK-net stations, where site amplification factors were estimated reasonably well from surface and borehole records, were also employed in the spectral inversion to check whether the site amplification factors from the inversion were acceptable. We obtained the following results from the analysis. The obtained site spectra at the selected KiK-net sites matched well with the empirical site amplification factors derived at the sites based on the surface-to-borehole spectral ratios of the observed records. The path-averaged quality factors for the S wave were generally comparable with those reported in the previous studies. The source spectra obtained using the single horizontal component records (X components) and two horizontal component records were essentially the same. We fitted the source spectra with the omega-square source model by searching the corner frequency and flat level of the source spectra. From the flat levels of the source spectra, seismic moments and then moment magnitudes were estimated. We found that the estimated magnitudes generally matched well with the F-net catalog magnitudes. Also, the Brune-type stress drops varied with tectonic types and increased with focal depths, consistent with the previous studies using global and regional datasets (e.g., Allmann and Shearer 2009; Nakano et al. 2015). At several S-net sites close to the coast, the site factors were comparable to the theoretical amplification factors computed from the J-SHIS subsurface model. Even though the site factors estimated using the X-component records only and the two horizontal components were largely similar, they were different at many unburied sites at certain frequencies over about 4 Hz. Spurious site spectra, related to the resonance of the cylindrical pressure vessels, were present when using the two horizontal components (Sawazaki and Nakamura 2020). The spurious spectra between about 4 and 10 Hz, which were mainly from the Y components, were subdued when using the X-component records only. However, we recommend that the amplitude of the records should be used cautiously at frequencies higher than about 4 Hz.

Sedimentary basin structure estimated from receiver function in the Yufutsu Plain and ground-motion amplification

*Kunikazu YOSHIDA¹, Kazuhiro Somei¹, Ken Miyakoshi²

1. Geo-Research Institute, 2. Ohsaki Research Institute

北海道中央部に位置する石狩低地帯には、最も厚い所で10 km前後の堆積層が存在していることが知られており、地表で観測される地震動はその堆積層の影響を大きく受ける。2018年北海道胆振東部地震を契機として、この厚い堆積層の構造を調べるため、吉田・他（2019）は石狩低地帯南部の勇払平野の強震観測点の観測記録を用い、レシーバー関数法および地表／地中スペクトル比により地下構造モデルを求めた。本研究では、吉田・他（2019）から対象観測点を増やし、解析条件を調整して求めた速度構造モデルをもとに各サイトの増幅特性を検討した結果を示す。

地下構造モデルの作成手順を述べる。KiK-net観測点では、地表／地中スペクトル比の0.2～20 Hzを対象に地表～地中地震計間の速度構造モデルを調整した。次に、観測記録からレシーバー関数を求め、それを説明する地震基盤（ $V_s=3.4$ km/sを仮定）までの速度構造モデルを求めた。レシーバー関数からの逆解析では、3通りの初期構造モデルを用い、最終的に速度構造モデルを3通り（A, J, I）求めた。レシーバー関数にはカットオフ周波数約3 Hzのガウシアンフィルターを適用した。求めた速度構造モデルは、理論地震波形の計算や、微動アレイ観測と比較し、妥当性を評価した。

深発地震を用いた観測増幅特性と、求めた速度構造モデルから計算した理論増幅特性を比較した。解析対象はK-NETおよびKiK-netの15観測点とした。観測増幅特性の評価には、厚い堆積層による低周波数までの増幅を評価するため、M7クラスの深さ4つの深発地震の記録を用いた。各地震の観測記録のうち、直達S波部分を含む40.96秒間を取り出しフーリエスペクトルを計算した。対象観測点のうちAVS30=1130 m/sと表層までS波速度の速いSRCH10を基準観測点とし、地震ごとに基準観測点のスペクトルに対する各観測点のスペクトルの比（観測増幅特性）を計算した。求めた1～4地震のスペクトル比から観測点ごとに対数平均と対数標準偏差を求めた。理論増幅特性には、レシーバー関数により求めた水平成層速度構造モデルの基盤に平面S波が鉛直入射した際の入射波動場に対する地表の増幅特性を計算した。観測と同様に、SRCH10の理論増幅特性に対する各観測点の理論増幅特性のスペクトル比を計算した（図）。図に示したSRCH10の増幅特性は、解放地震基盤面に対するSRCH10のスペクトル比である。

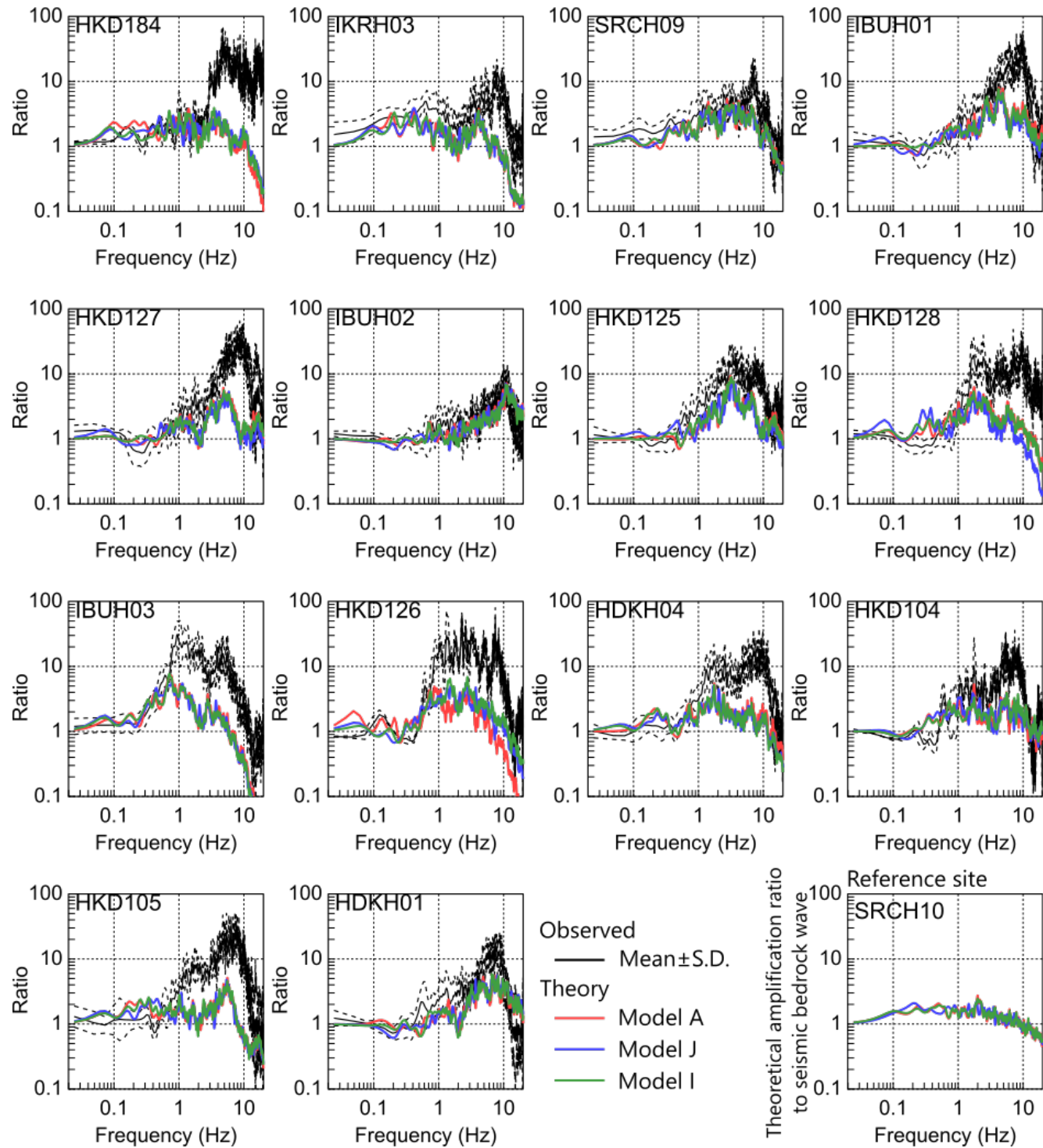
理論と観測のスペクトル比は、約1 Hz以下ではほとんどの観測点で良く対応する。1 Hz以上では観測点により状況は異なるが、レシーバー関数のカットオフ周波数の3 Hz程度までは対応の良い観測点も多い。3 Hz以上では理論が過小評価の観測点が多い。また、ほとんどの観測点で、低周波数側ではスペクトル比が小さく、高周波数側で大きいスペクトル形状を示す。スペクトル比が大きくなり始める周波数は観測点ごとに異なるが、ほぼすべての観測点で理論と観測はよく対応する。

理論と観測の1 Hz以下の長周期側のスペクトル比や、スペクトル比の増大し始める周波数がほぼ対応することは、基本的にはレシーバー関数により求めた速度構造モデルによる増幅特性が妥当であることを示している。観測点によっては0.1 Hz前後から数倍程度の増幅が見られ、勇払平野の厚い堆積層により低周波数側でも増幅されることが分かる。なお、KiK-net観測点の速度構造モデルは、地表／地中スペクトル比の20 Hzまでを解析対象として浅部の速度構造モデルを調整しているが、今回の計算結果では高周波数側で観測と理論が必ずしも対応しなかった。

地震動増幅特性の評価の観点からは、基準観測点のSRCH10の理論増幅特性の妥当性は別途検討する必要があるものの、基本的には1 Hz程度以下の低周波数側では、レシーバー関数法による速度構造モデルにより厚い堆積層による地震動の増幅を概ね説明できていると考えられる。高周波数側の理論と観測は必ずしも対応が良くないが、平野内部の不整形などで励起された表面波の影響などいくつかの要因が考えられる。

謝辞：本研究の一部は、原子力規制庁平成31年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震による地震動の評価手法の検討）業務の一部として実施した。

S-wave spectral ratio of soil site to reference site



Evaluation of Response Spectra According to Recurrence Period in the Tokyo Metropolitan Area

*Takashi HAYAKAWA¹

1. SHIMIZU Corp. Institute of Technology

・はじめに

防災科研のJSHIS¹⁾によると、フィリピン海プレートと太平洋プレートの震源が予め特定できない地震が都心の地震ハザードに大きく寄与する。性能設計²⁾は基本的な考え方として再現期間に応じた地震動強さに対して建物損傷をコントロールする。対象とする地震に対して性能設計を行う場合は、その地震動の再現期間と地震動強さの対応を明らかにする必要がある。本研究では、ばらつきを考慮した断層モデルを作成して、関東平野周辺のフィリピン海プレートおよび太平洋プレートの内部と上面で発生する地震を対象とした、再現期間に応じた工学的基盤における速度応答スペクトルを評価した。

・再現期間委応じた応答スペクトルの評価方法

地震本部と同様に定常ポアソン過程を仮定した。ある周期の速度応答スペクトル Y が t 年間に y を超える確率 P は(1)式で表される。 Y の再現期間 T は(2)式である。

$$P(Y>y) = 1 - \exp(-v(Y>y)*t) \quad (1)$$

$$T = 1/P(Y>y) \quad (2)$$

(1)式の $v(Y>y)$ は応答スペクトル Y が y を超える年あたりの頻度で(3)式で表される。

$$v(Y>y) = \sum_j \sum_k v_{j,k} \sum_i P_{j,k}(Y>y|m_i) P_{j,k}(m_i) \quad (3)$$

添え字 j,k は地震タイプと地震活動の小領域を表す。 $v_{j,k}$ はM5以上の年発生頻度である。地震タイプはフィリピン海プレートのプレート内か上面あるいは太平洋プレートのプレート内あるいは上面の地震である。 m_i は0.1間隔の規模(マグニチュード)である。 $P_{j,k}(m_i)$ は規模が $m_i \pm 0.05$ に収まる確率でGR式から算定する。 $P_{j,k}(Y>y|m_i)$ は規模が m_i の時に Y が y を超える条件付き確率で、 m_i 毎にばらつかせた断層モデルを設定し、評価地点の Y が各周期で対数正規分布すると仮定して算定する。

・地震動計算手法と地下構造

地震動計算には統計的G法を用いた。地震本部³⁾の三次元地下構造モデルから評価地点直下の構造を抽出した。

・地震活動領域、小領域と最大／最小規模

地震本部³⁾は太平洋プレートとフィリピン海プレートの震源が予め特定できない地震の活動域をそれぞれ16個と9個に区分している。これらの中から関東周辺の活動域を選び、それらを20km四方の小領域に分割した。この小領域が(3)式の k である。 $v_{j,k}$ は地震本部³⁾の0.1°メッシュの発生頻度データから求めた。地震本部は、M7程度以上の地震に対しては0.1°メッシュではなく矩形の断層面を一様に配置し、断層毎に発生頻度を付与している。そのような場合、地震本部の断層中心に断層を配置し、地震本部の断層毎の発生頻度を用いた。最大規模は地震本部の活動域毎の最大規模を用い、最小規模は $v_{j,k}$ が小さく影響が無視できたためM6.0前後とした。

・フィリピン海プレート内で発生する地震の震源断層

小領域毎に基準メカニズム(走向、傾斜、すべり角)を設定し、同メカニズムから断層面を張った。他の断層パラメータは中央防災会議に倣って設定した⁴⁾。フィリピン海プレート内部のP軸とT軸⁵⁾から基準メカニズムを設定した。断層モデルにばらつきを付与した。走向と傾斜は中規模の実地震のCMT解を分析して、基準メカニズムのP軸とT軸回りを $\pm 27^\circ$ 回転してばらつかせた。断層面は共役の2ケースを設定した。アスペリティは断層中心に設け、破壊開始点はアスペリティの底辺左右に設定した。

・フィリピン海プレート上面で発生する地震の震源断層

基準メカニズムの傾斜と走向はプレート沈み込みの方向とその直交方向、すべり角は 90° とした。断層パラメータの設定は地震本部レシピ³⁾に倣った。短周期レベルには経験式⁶⁾を用いた。断層の走向と傾斜は中規模の実地震のCMT解を分析して、基準メカニズムのP軸とT軸回りを $\pm 15^\circ$ 回転してばらつかせた。M6.8以下ではア

スペリティは1つで、破壊開始点はアスペリティ底辺の左右に設定した。M6.9以上では大小2つのアスペリティを設定し、左右を入れ替えたケース、破壊開始点は大アスペリティの底辺左右と小アスペリティの底辺中心に設定した。

・ **太平洋プレートのプレート内部と上面で発生する地震の震源断層**

基本的にフィリピン海プレートと同様に設定した。テキスト数の制限のため割愛し、発表時に述べる。

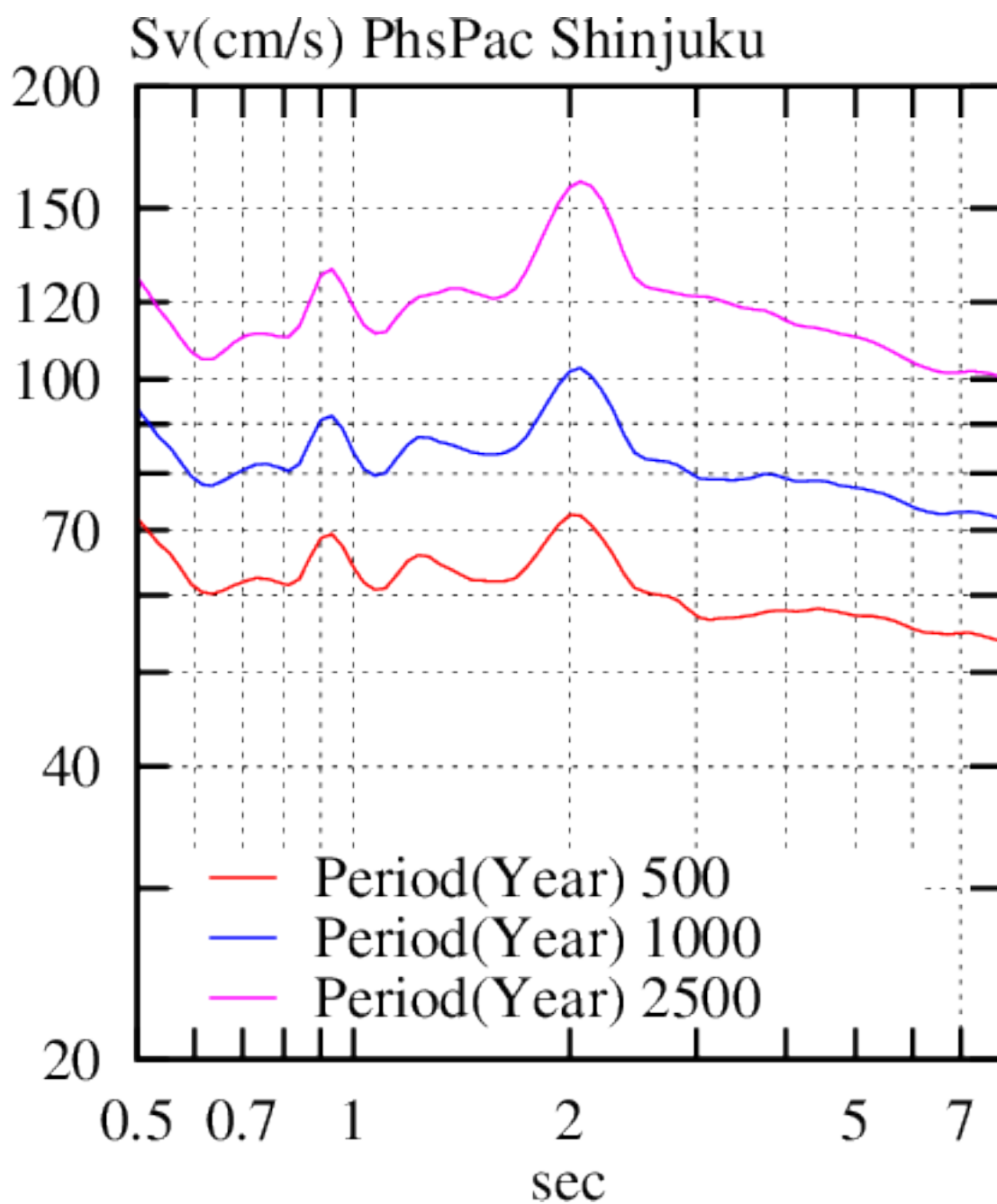
・ **新宿における結果**

再現期間が500年、1000年、2500年の応答スペクトルを示す。これらの再現期間は性能設計等で基準として多く用いられる再現期間である、高層建築や免震建物の固有周期である周期2秒以上では、再現期間1000年の速度応答スペクトルは70~100cm/s程度であった。

・ **今後の課題**

今回の本研究の断層モデルの走向と傾斜のばらつきには、中規模の実地震のばらつきを反映したが、より大きな地震のばらつきは更なる検討が必要である。また断層パラメータの設定に用いる経験式に関しても今後検討を進める。今回はまだ検討の初期段階であり、今後変更する可能性が高い。

- 1) <https://www.j-shis.bosai.go.jp/>
- 2) 日本建築構造技術協会,2018
- 3) 地震調査委員会,2020
- 4) 首都直下地震モデル検討会,2013
- 5) Nakajima *et. al.*,2011
- 6) 佐藤,2016



Estimation of surface seismograms at MeSO-net seismic stations

*Shigeki SENNA¹

1. NIED

1. 研究の目的

本研究では、MeSO-netの地中設置型地震計のデータから地表の揺れの様子を高精度に予測するために、各観測点での微動観測や地表における臨時観測を行うことにより、地盤増幅特性の評価や地盤のS波速度構造の推定を行っている。MeSO-netは、センサを地下20mに設置することで周波数により3倍から30倍程度のノイズ低減が期待できることから¹⁾、震源決定や速度構造の推定には優れたデータである。一方、大地震時の地震動や即時被害推定を行うには地表における地震動をリアルタイムで得ることが必要である。このため、MeSO-net各観測点の地表において臨時地震観測や微動アレイ観測を行ない、地中の地震動データに対する地表地震動への伝達関数を明らかにし、連続収集している地中のMeSO-netの地震動データから逐次的に地表における地震動を予測することを可能とした。ただし本手法は一次元の線形応答を仮定したものであり、大地震時の大振幅による非線形応答や地盤の液化化などが発生した際には正しく地表地震動を推定できない。本研究では、各観測点で実施した地表における臨時地震観測及び微動アレイ観測と地盤増幅特性や地盤のS波速度構造の推定結果について述べる。

2. MeSO-net観測点における地表地震記録の取得と増幅特性の推定

各MeSO-net観測点の地表において2~3ヶ月の臨時地震観測を行い、地中におけるMeSO-netの観測データに対する地表スペクトル増幅率の推定を行った。臨時観測はMeSO-netの地中地震計と同じセンサーを持つ地震計（白山工業社製JU410等）を観測井近傍に設置して行った。観測結果に対し、増幅特性は各観測地点における地中および地表で得られた地震波形に0.1~30Hzのバンドパスフィルターをかけ、フーリエスペクトルを成分ごとに計算し、バンド幅0.05HzのParzenウィンドウで平滑化した上で、地中記録に対する地表記録の比をとった。その結果、比較的固いローム台地と軟弱な後背湿地や自然堤防の増幅特性の特徴の違いが明瞭となっている。ローム台地の観測点については5~10Hzの短周期で増幅度が大きくなっており、MeSO-net地震計の深さ20mよりも浅い場所で地盤構造に変化があるものと考えられる。一方、後背湿地・自然堤防の地形では、1~2Hz付近で顕著な増幅を示す。

3. 微動アレイ観測とS波速度構造などの地盤物性値の推定

地下50m程度までのS波速度構造を推定し、MeSO-netによる地中地震動記録に対する地表地震動の増幅特性を高度化するために、微動アレイ観測をMeSO-netの293観測点で実施した。観測にはJU410を使用し、各MeSO-net観測点の地中地震計直上において、アレイ半径60cmの4点極小アレイと1辺5~15m程度の3点不規則アレイを展開し、サンプリング周波数は200Hzで、全点同時に15分間程度の観測を行った。微動アレイ観測結果に対しSPAC法等を用いて位相速度解析を実施し、AVS30などの増幅特性の抽出、分散曲線の直接深度変換法、逆解析などの逆解析手法を用いてS波速度構造などの地盤物性値を推定した。地表地震観測による増幅特性の推定結果と同様に、比較的固いローム台地と軟弱な後背湿地の特徴の違いが明確になっている。

4. 地震記録による地表~地中の増幅特性とS波速度構造モデルによる増幅特性の比較

本研究では、地震計設置位置における地中~地表の増幅特性の検討として、震度増分（図1）を求めた。図1に示した震度増分では、ローム台の方が他の微地形区分よりも震度増分が大きい。全体としては、台地系で比較的大きくなっており、低地系で比較的小さい値を示していることがわかる。このことより、比較的固いローム台地等の台地系微地形区分では、そのほとんどが、工学的基盤層が深さ20m以内に現れており、一方で軟弱な埋立地や三角州などの低地系では、工学的基盤層が深さ40mを超える層まで現れていない事と相関があるものとする。

5. まとめ

本研究ではMeSO-net観測点の地表において、評価した観測地点における震度増分の特徴としてローム台地では震度増分が1.0～1.5程度、周波数3～10Hzにおける増幅率が大きく、低地系微地形区分（後背湿地・自然堤防等）では震度増分は0.5程度、周波数2～5Hzで増幅率が大きくなる傾向にあった。また、微動観測のS波速度による伝達関数と地震観測記録の大半は調和的な結果となっているが、一部の観測地点については結果に乖離があるため、S波速度構造モデルの見直しや、観測地点の地形・地質情報等による確認・修正を行い、地震観測記録と調和的になるように調整した。今後、得られたS波速度構造モデルと震度増分については、マルチインテグレーションシステムに搭載し、連続収集している地中のMeSO-netの地震動データから逐次的に地表における地震動を予測することが可能となる。

（謝辞） 本研究は、首都圏を中心としたレジリエンス総合力向上プロジェクト サブテーマ(b)「官民連携による超高密度地震観測データの収集・整備」（2017年度～2021年度）において行われた。また、若井淳博士にはデータのとりまとめ等ご協力いただいた。

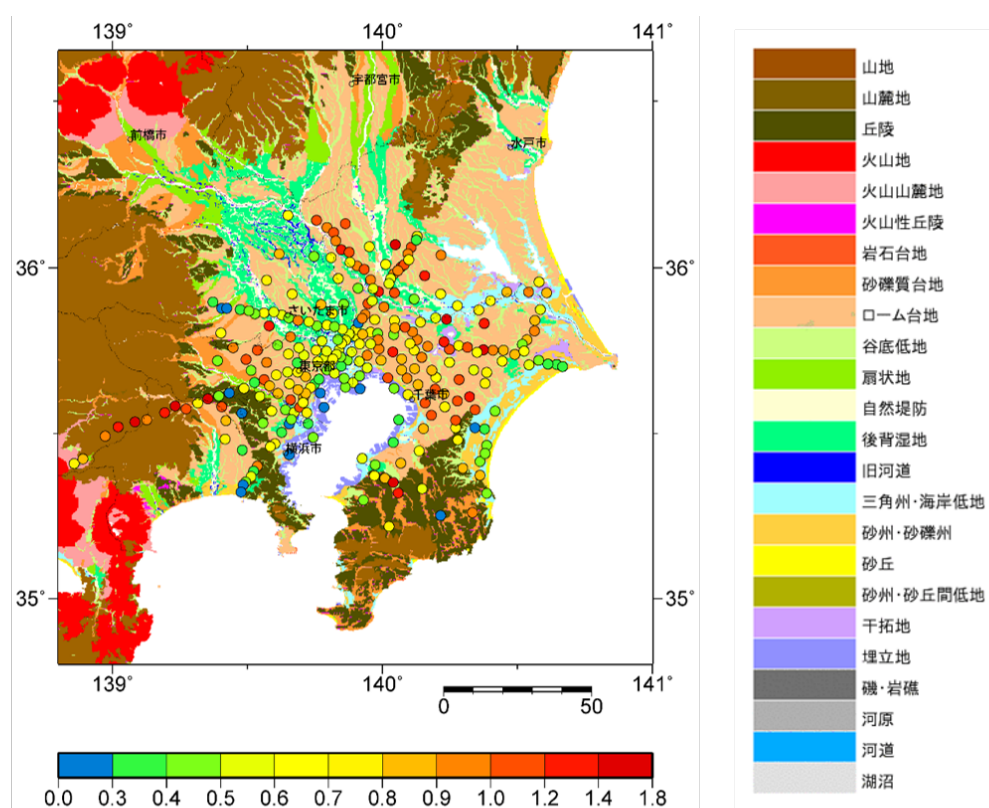


図1 MeSO-net地中～地表地震計による震度増分（背景は微地形区分）

Attenuation Characteristics of Long-Period Ground Motion Inferred from the F-net Broad-Band Strong Ground Motion Records

*Ken HATAYAMA¹

1. National Research Institute of Fire and Disaster

研究の動機

消防法令で定められている大型石油タンクの長周期地震動に対する耐震基準は、2003年十勝沖地震の際に苫小牧地域の石油タンクで火災、浮き屋根沈没等の甚大なスロッシング被害が発生したことを受けて、2007年に大きく改正された。その改正では、耐震基準上の長周期地震動レベルである「液面揺動の設計水平震度」が、石油タンク立地地域の長周期地震動スペクトル特性に応じて、最大2倍引き上げられた。そこでの判断材料となった長周期地震動スペクトル特性は、基本的に、座間(2000)など座間による一連の研究から編み出された経験的長周期地震動予測式から得られたものであった。ここで、座間(2000)の経験的長周期地震動予測式は、全国共通の標準スペクトルと、石油タンク立地地域と地震地体構造区分上の震央地域の組み合わせ毎に過去の地震記録から経験的に推定されたサイト増幅スペクトル（標準スペクトルに対する観測スペクトル比）との積という構造になっている。この地震動予測式は、近年発生した大地震（2003年十勝沖地震、2011年東北地方太平洋沖地震も）の際の観測スペクトルをそれなりに再現するが、そのような良い結果にならない事例もある。2016年熊本地震の際、大分地域の浮き屋根式石油タンクではスロッシングが発生し、浮き屋根の浮き室が損傷した。この地震の際には、大分よりも震源から遠方の地域でも、遠方のわりには高いレベルの長周期地震動が観測され、ところによってはスロッシングも観測された。大分地域を含め、これらの地域で観測された長周期地震動のレベルは、のきなみ、座間(2000)の経験的長周期地震動予測式による予測値を数倍から10倍上回った。これは、長周期地震動の全体的なレベルを左右する標準スペクトルが、この地震に対してはうまく機能していないことを示唆している。座間(2000)の経験的長周期地震動予測式における標準スペクトルは、Kudo(1989)の提案式を改良したものとなっているが、（1）距離減衰項の中の減衰パラメータは、依然としてKudo(1989)が用いたMamula et al.(1984)の提案値であり、データが少ない時代の経験値であること、（2）震源深さが表面波励起強度に及ぼす影響が考慮されていない、などの問題点を指摘することができる。もっとも、これらのことで生ずる問題は、サイト増幅スペクトルが吸収し、地震動予測式としては、結局は一定程度つじつまが合うような構造になっているのであろうが、「標準スペクトル」なるものをより適切にモデル化することによって、より高い精度の地震動予測式を編み出せる可能性は期待できる。このような観点から、本研究ではまず（1）の問題を考えるべく、岩盤もしくは硬質地盤上で多数の良質な長周期地震動記録が蓄積されているF-net広帯域強震記録を用いて、長周期地震動の全国平均的な減衰特性を調べた。

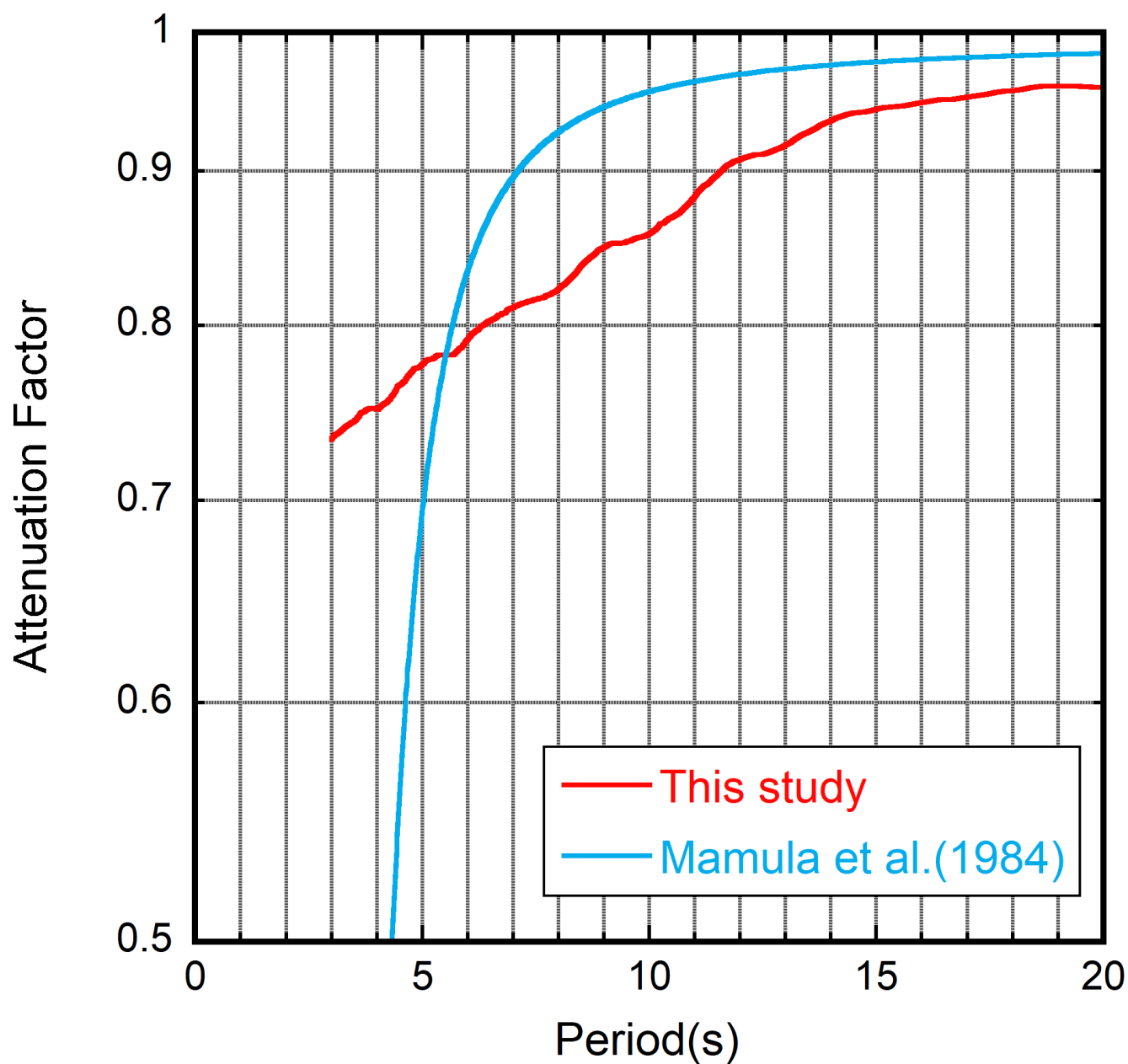
解析内容と結果

2003年9月26日の十勝沖地震以降、2020年3月までに日本周辺で発生したMw6.5以上の地震のF-net広帯域速度型強震計記録（サンプリング周波数20Hzのもの）のうち震央距離1,000km未満のもの対象として、岩田・入倉(1986)流のスペクトルインバージョン解析を行った。観測スペクトルに対するモデル式における距離減衰項は、Mamula et al.(1984)と同じく、 $\exp[-\alpha(T)/r]/r^{0.5}$ （ r ：震央距離、 T ：周期、 $\alpha(T)$ ：単位距離あたりの減衰強度）とした。解析対象周期は3～20sとした。観測スペクトルは、水平2成分の加速度フーリエ振幅スペクトルの幾何平均とし、スペクトル解析区間は、とりあえず、発震時からおおむね15分間（波形の立ち上がり時刻ではない）とした。各記録につき、記録長が短く地震動の主要動部分が記録されていないもの、波形がおかしいもの、ノイズが大きいもの、水平2成分合成振幅の最大値が20mm/s未満のものは除外した。さらに、解析対象地震は、5個以上の観測点で解析対象記録が得られているもの、解析対象観測点は、5個以上の地震で解析対象記録が得られているものとした。サイト増幅特性の基準点は、とりあえず、つくば観測点とし、全周期について増幅率1とした。結果、46個の地震、70個の観測点、1,718個の観測記録が解析対象となった。解析結果として、図に水平距離100kmに対する減衰率を示す。比較のため、Mamula et al.(1984)の提案値に対する減衰率も示す。ここでの解析方法、解析対象記録、解析条件等は暫定的なもので、今後見直し

を行う予定である。結果の議論はそれからにしたい。

謝辞

国立研究開発法人防災科学技術研究所の広帯域地震観測網F-netのデータを使わせていただきました。記して感謝します。

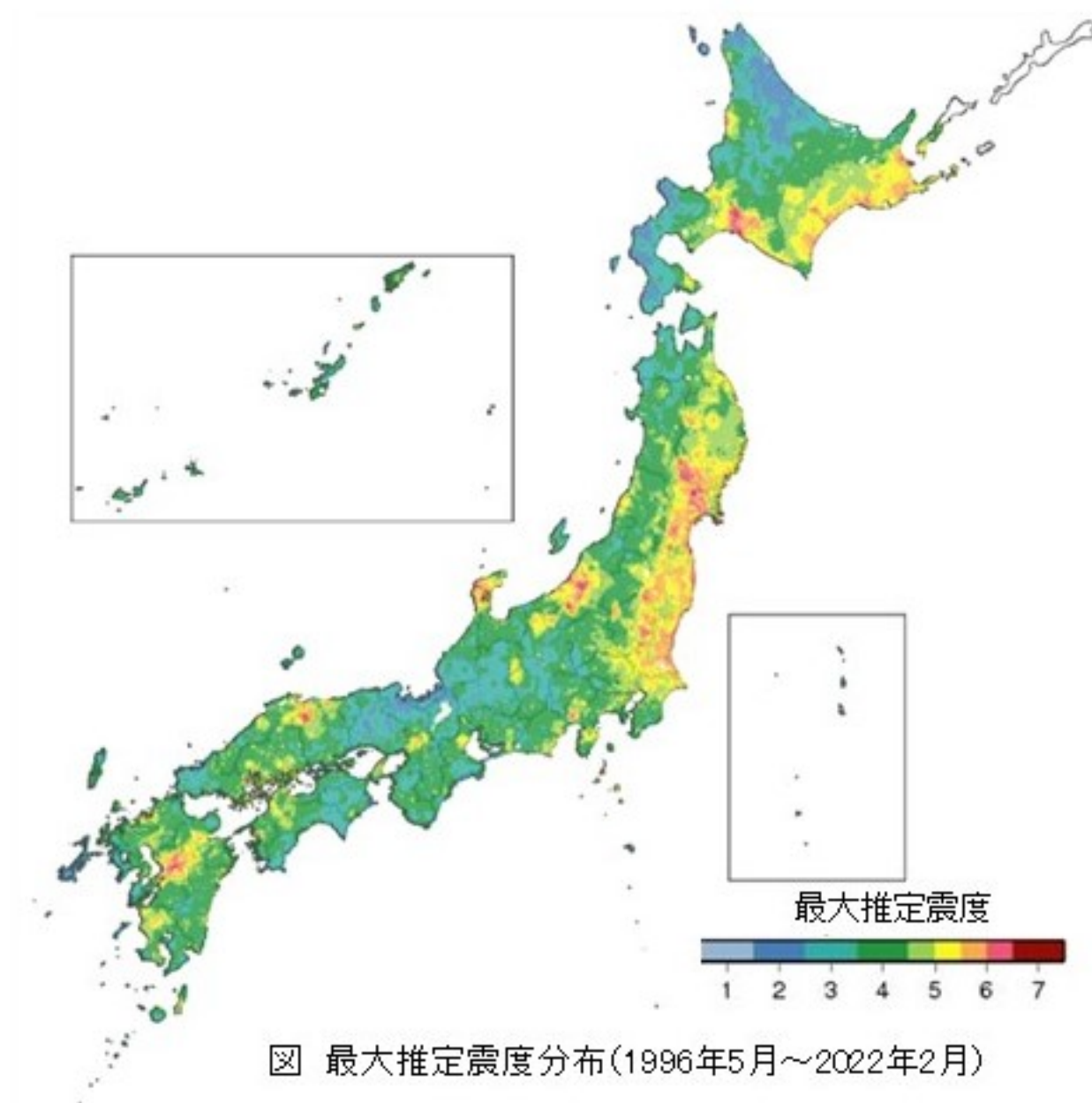


Estimated seismic intensity history for 26 years in Japan

*Hiromitsu NAKAMURA¹, Yoshinori IWANAMI²

1. NIED, 2. MESW

1995年の阪神・淡路大震災における俯瞰的な被害状況の把握や初動対応の遅れ等の反省から、全国を均質に覆う強震観測網や震度観測網の整備が行われ、25年以上が経過し、2011年東北地方太平洋沖地震のような海溝型の巨大地震や、2016年熊本地震のように内陸活断層の極近傍での貴重なデータが得られている。本研究では、このような稠密な観測網での観測が行われ始めた1996年以降の震度データを用い、地盤の増幅度を考慮した空間補間を行うことで、過去26年間の日本列島の揺れの履歴を推定することを目的とする。なお、対象とした地震は1996年5月から2022年2月の間に発生し、概ね震度3以上を観測した約5200地震である。震度の空間的な分布の推定については、まず地表で観測された計測震度データ（K-NET、KiK-net、気象庁及び地方公共団体の震度観測点）を藤本・翠川（2005）により、最大速度に変換し、地表での増幅率を除することで、工学的基盤最大速度を求める。このような処理で得られた観測点直下の工学的基盤の最大速度を、逆距離加重法（IDW）等を用いて250mメッシュに空間補間した後、増幅率を乗じて地表最大速度を推定し、震度の面的分布を算出する。なお、ここで用いる増幅率は、全国を対象として作成された地形・地盤分類250mメッシュマップから求められた地表から深さ30mまでの平均S波速度に基づくものである。図に求めた最大推定震度分布を示す。大半の人が、恐怖を覚え、物につかまりたいと感じると言われる震度5弱以上に見舞われた地域は、陸域の約34%となり、震度曝露人口（夜間人口）にすると6780万人（全人口の約53%）に相当していた。さらに、震度6弱以上に見舞われた地域は、陸域の6.9%程度、震度曝露人口は980万人（約7.7%）に相当していた。また、2011年東北地方太平洋沖地震発生直前までの10年間と、その後の東北地方太平洋沖地震を含む10年間で比較すると、陸域に占める震度5弱以上の地域の割合は18%と22%、震度6弱以上では2.5%と4.6%であった。最後に、本研究では250mメッシュで震度の推定を行っていることから、各地点の震度の履歴についても紹介したいと考える。謝辞：推定震度を求める際に、防災科研のK-NETとKiK-net、気象庁及び地方公共団体のデータを利用した。

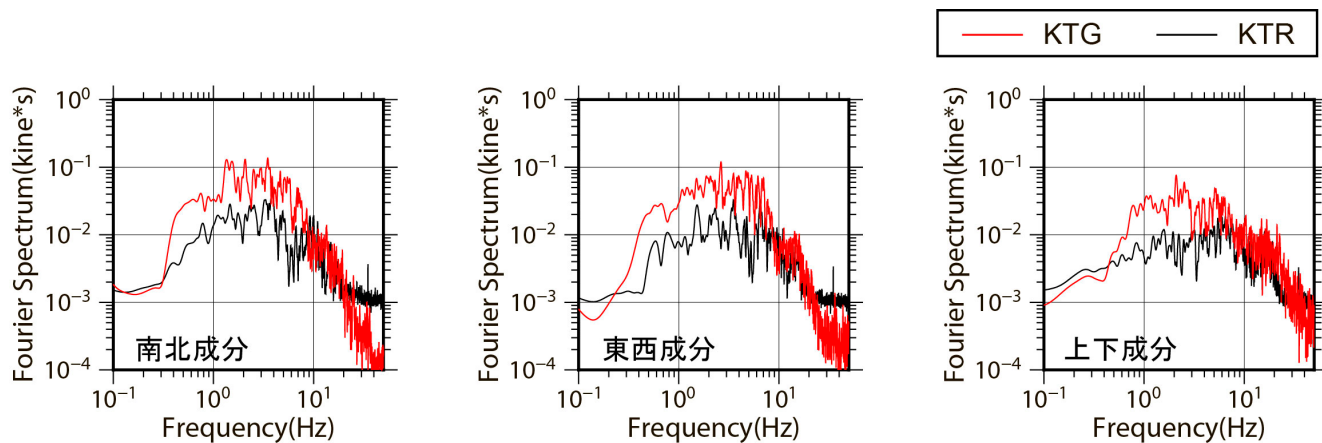


Strong-motion characteristics in western edge of the Kyoto basin for the 2022 southern part of Kyoto prefecture earthquakes

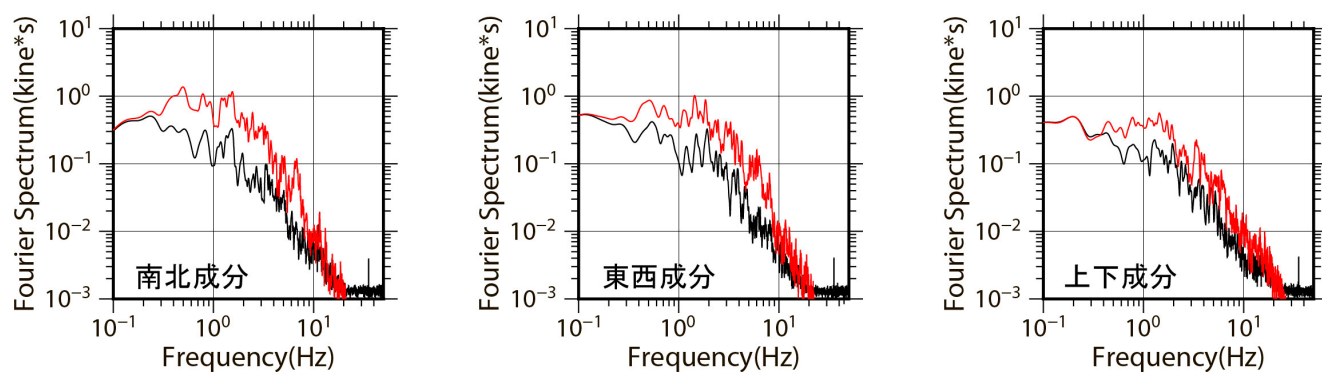
*Takashi AKAZAWA¹

1. Geo-Research Institute

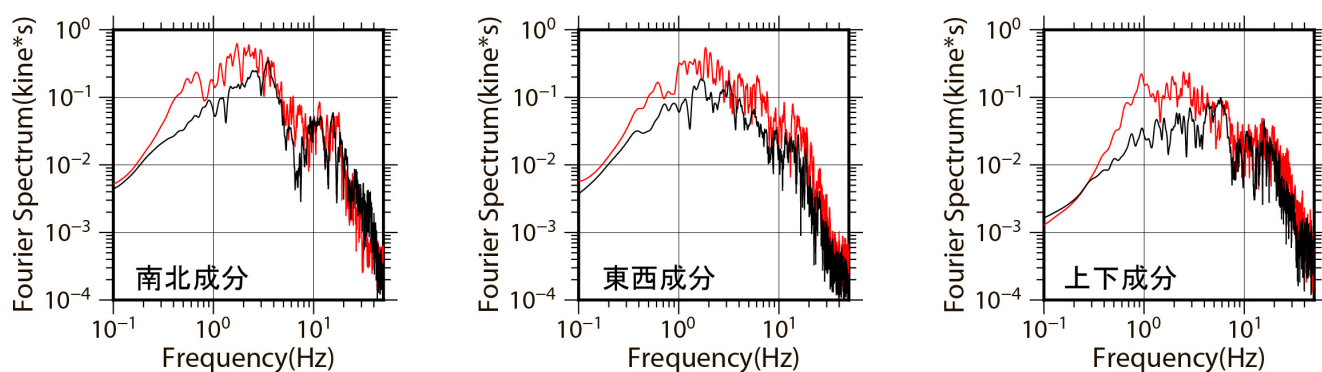
2022年の3月末から5月初めにかけて、京都府亀岡市北部付近を震源とするM_j4前後の地震が複数回発生し、そのうち2回の地震（いずれもM_j4.4）では最大震度4を観測した。京都府南部を震源とする地震で震度4以上を観測したのは、2014年8月6日に本地震群のやや西方で発生した地震（M_j4.2）以来である。本検討では、京都盆地西端に位置する関西地震観測研究協議会（関震協）の京都樫原（KTG）観測点と同協議会の管理点である京大桂（KTR）観測点を対象に、本地震群による地震動特性について分析した。KTG観測点が設置されている京都市西京区樫原蛸田町は、三方が天井川で囲まれた後背湿地を天井川の高さまで盛土して宅地化された地域であり、1995年兵庫県南部地震時には周辺地域と比較して木造建物に被害が集中した。一方、KTG観測点の西北西約1.5 kmに位置するKTR観測点は、硬質地盤上に建つ大規模建築物の中に設置されている。これまでに、両観測点で得られた観測記録から、KTG観測点の方がKTR観測点より揺れが大きい傾向があることが確認されている。本検討で、京都盆地周辺（対象地震群を除く）と最大で200 km程度離れた場所で発生した地震から、対象観測点を取り囲むように幾つか選定し、水平2成分と上下成分の速度時刻歴波形の最大値を両観測点で比較した結果、従来の知見通り、ほぼ全ての地震でKTG観測点の方がKTR観測点より大きい傾向を示すことが確認された。これらの観測記録のフーリエスペクトルを利用して比較した結果、広帯域に渡り、KTG観測点の方がKTR観測点より大きくなる傾向が見られた（例えば、図1(1), 図1(2)）。一方、対象地震群の観測記録の速度時刻歴波形の最大値は、東西成分は従来の知見通りKTG観測点の方が大きいですが、南北成分と上下成分は、従来の知見に反し、KTR観測点と同程度かやや小さくなる傾向が見られた。これらの観測記録のフーリエスペクトルを利用して比較した結果、南北成分が3~6 Hzで、上下成分が3 Hz以上で、KTR観測点はKTG観測点と同等かそれ以上の大きさとなる傾向を有することが確認された（例えば、図1(3)）。今後、KTG観測点とKTR観測点の近傍の観測点で得られている観測記録も利用しつつ、本検討で得られた結果の要因の特定を試みる予定である。



(1) 2014年6月11日19時52分頃に発生した京都市中部付近を震源とする地震 (M_J4.0)



(2) 2013年4月13日5時33分頃に発生した淡路島付近を震源とする地震 (M_J6.3)



(3) 2022年3月31日23時34分頃に発生した京都府亀岡市北部付近を震源とする地震 (M_J4.4)

図1 KTG観測点とKTR観測点で得られた地震観測記録の速度フーリエスペクトルの例

Construction of a low-cost indoor 3D model using a depth camera and machine learning and its application to seismic behavior simulation

*Yuta TAKAHASHI¹, Hiroki UEMATSU¹, Ahyi KIM¹, Toshiyuki MASATSUKI², Yoshinari NAKANISHI²

1. Yokohama City University, 2. KOZO KEIKAKU ENGINEERING Inc.

地震時における自宅周辺の危険は自治体等が発行するハザードマップからある程度予測することができ、個人の防災、減災対策に非常に有効である。しかし、自宅の中における危険を予測することは建物内外の状況に強く影響されるため困難である。地震時における室内の危険を知る手法の1つに、室内空間を3Dモデルに置き換えてシミュレーションを行うことが挙げられるが、人的、経済的コストの関係上個人宅で気軽に行う事は容易ではない。この問題を解決する1つの案として、本研究では深度カメラと機械学習を用いて、3Dモデルの作成からシミュレーションまでの一連の作業を自動化する手法を提案する。具体的には、深度カメラで室内の点群と写真を撮影し機械学習によって家具を検出した後、それらを3Dモデル化し、適切な物理パラメータを与える事で地震動に対する挙動を再現するシミュレーションを行い、室内に潜む危険を予測する仕組みを構築する。家具などの部屋の構造物の3Dモデル化は以下の手順で行った。①深度カメラを用いて室内の写真とその距離情報から点群を撮影する。②室内の写真から機械学習によって家具の種類と位置を特定する。③機械学習によって特定した家具の位置から点群を抽出し家具を直方体の3Dモデルとして生成し、家具の種類と大きさから質量や摩擦係数などの物理パラメータを3Dモデルに割り当てる。このようにして生成した3Dモデルに地震動を入力する事で室内の家具の挙動をシミュレーションする。本発表では、3Dモデルの生成に関する上記②と③のシステムを作成し、E-ディフェンスの室内加振実験のデータを元にその性能を評価した。②の家具を検出するシステムでは、既存の学習済み物体検出モデルに対してファインチューニングを行いE-ディフェンスでの室内で評価を行った。訓練データとして1248枚、検証データとして313枚の家具が写った画像をファインチューニングした結果として、E-ディフェンスの家具を検出することが出来た。学習データを増やすことで、さらに検出精度の向上が見込まれる。③では、本来の手順である実際の室内から得られた点群を元に3Dモデルを作成する前段階のテストとして、仮想空間にE-ディフェンスの室内を再現し室内写真と点群を撮影し、それを元に3Dモデルの構築を行った。結果としてそれらの仮想空間内においての物品検出、検出された家具の位置に対応する点群の抽出に成功し、シミュレーションに用いる3Dモデルを生成することができた。上記で生成された家具の3Dモデルに対してE-ディフェンスでの振動実験時に計測された変位波形を与えシミュレーションを行い、振動実験の結果と比較したところ、今回のモデルでは実際の家具の挙動と異なる挙動を示した。これらの大きな原因は、作成した家具には実際の家具に入っていた物品などが考慮されておらず、重心の位置がずれている事が原因の一つであると推測された。今後は家具に入っている物品を考慮するなど、家具の挙動に影響が大きい情報を取得または補うなどして、シミュレーション精度を向上させていく予定である。

DAS observation of Mj6.6 earthquake in Hyuga-nada, southwest Japan using optical fiber cable along railway

*Satoshi KATAKAMI¹, Shunta Noda¹, Masahiro Korenaga¹, Eiichiro Araki², Narumi Takahashi³, Naoyasu Iwata¹

1. Seismic Data Analysis Laboratory, Center for Railway Earthquake Engineering Research, RTRI, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

多くの地震が鉄道に大きな影響を及ぼしており、その影響は鉄道の一部で運行が制限・停止されるものから、広範囲で極端な被害を受け、脱線するものまで様々ある。2004年の新潟県中越地震（M6.8）、2011年の東北地方太平洋沖地震（M9.0）、2016年の熊本地震（M7.3）、2022年の福島沖地震（M7.4）では、新幹線が脱線した。さらに、上記より比較的規模の小さい地震において、特に都市部では点検に時間を要し、運転再開に多大な時間を要した事例もある（例：2018年大阪府北部地震（M6.1）、2021年千葉県北西部地震（M5.9））。鉄道の場合、地震発生直後は早期の地震動検知、地震動到達後は早期の沿線の揺れ具合の把握（構造物の被害推定）が重要である。

分散型音響センシング（DAS）は、光ファイバーケーブル内を進む後方散乱レーザーパルスの位相の変化を利用して、光ファイバーケーブルに沿った歪み変化を計測する（例：Miah and Potter, 2017、Ajo-Franklin et al., 2019、Sladen et al., 2019、Lindsey et al., 2020）。鉄道には、数千キロメートルにわたって線路の横にファイバーケーブルが敷設されているため、DASモニタリングに適している（Kowarik et al., 2020）。しかし、DASで記録された地震波形の振幅の信頼性を評価し、議論した報告は少ない。これは、DASで記録される振幅に影響を与える光ファイバーケーブルと設置面とのカップリング、波線の到来方向、ゲージ長などの判断が困難であるためである。

本研究の目的は、鉄道沿線の光ファイバーケーブルを用いた高密度地震観測網を構築することである。2022年1月22日に発生した日向灘のMj6.6地震の地震波形を、新幹線沿線に敷設された光ファイバーケーブルを用いてDASで観測し、その結果を紹介する。

DASは九州旅客鉄道が運営する九州新幹線沿線のケーブルに接続され、2022年1月12日から2月10日まで地震観測を実施した。新八代駅から新大牟田駅まで約75kmに渡って観測し、橋梁、高架橋、堤防、トンネルなど、さまざまな鉄道構造物が存在する。DASはAPセンシング社の製品（モデルN5200A）を使用し、interrogatorを新八代駅付近に設置した。時間sampling rateは500Hz、空間sampling間隔は5m、ゲージ長は10mであり、全15082チャンネルである。また、DASと地震計の観測波形を比較するために、鉄道構造物の上や下に5つの加速度計を設置した。

2022年1月22日に発生した日向灘のMj6.6地震とその余震（震央距離; 130-160km程度）をDASと並行して設置した加速度計で観測することに成功した。光ファイバーケーブルに隣接して設置された加速度計とDASのデータを比較し、今回の観測条件におけるDASの測定感度の限界を20galと推定した。また、記録値の標準偏差の分布等から、電架柱がDASに記録するひずみ値に大きな影響を与えている可能性があることが示唆された。鉄道沿線に既設の光ファイバーケーブルを用いたDASは、地震発生直後の早期警報の迅速化、地震動到達後の構造物損傷の検査区間をかなり高密度に制限することに役立つ。

Poster session (2nd Day) | Regular session : S06. Crustal structure

📅 Tue. Oct 25, 2022 2:00 PM - 5:30 PM JST | Tue. Oct 25, 2022 5:00 AM - 8:30 AM UTC | 🏠 ROOM P-2
10th floor (Conference Room 1010-1070)

[S06P] PM-P

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-01] Estimation of S-wave seismic velocity structure by using OBS data around the Nankai Trough

*Ayako NAKANISHI¹, Xin Liu¹, Yanfang Qin¹, Gou Fujie¹, Katsuhiko Shiomi², Shuichi Kodaira¹, Narumi Takahashi², Takeshi Nakamura³ (1. JAMSTEC, 2. NIED, 3. CRIEPI)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-02] Subsurface structure in the Tokai slow event area

*Tomotake UENO¹, Youichi ASANO¹, Tesuya TAKEDA¹, Kazushige OBARA² (1. NIED, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-03] Adjoint tomography of an accretionary wedge and shallow slow-slip regions in the North Island of New Zealand

*Shun Adachi¹, Bryant Chow², Yoshihiro Kaneko¹ (1. Kyoto University, 2. University of Alaska Fairbanks)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-04] Relationship between seismic activity and low-frequency earthquakes at Northern Tohoku and Southwestern Hokkaido using local seismic network, AS-net

*Shinako NOGUCHI¹ (1. Association for the Development of Earthquake Prediction Research Division for Earthquakes and Disaster Mitigation)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-05] Seismic reflection survey at Konan Town, Saitama Prefecture, Japan: linear dependence of the dip angles of reflection layers with depth

*Toshiki OHTAKI¹, Naomi Kano², Takanobu Yokokura² (1. AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute for Geology and Geoinformation, 2. formerly of AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute for Geology and Geoinformation)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-06] An Attempt to Discriminate Reflections Using Neural Networks for Improving Seismic Attenuation Profiling in Seismic Reflection Survey

*Haruka Kawabe¹, Tetsurou Tsuru¹ (1. Tokyo University of Marine Science and Technology)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-07] **Seismic velocity structure at the Kairei Hydrothermal Vent Field near the Rodriguez Triple Junction in the Indian Ocean**

*Ayato Morii¹, Toshinori Sato¹, Hiroyoshi takada¹, Tomoaki Yamada², Masanao Shinohara² (1. Chiba University, 2. the University of Tokyo)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-08] V_{SV} and V_{SH} structures beneath Asama volcano

*Yutaka NAGAOKA¹, Kiwamu NISHIDA², Yosuke AOKI², Minoru TAKEO² (1. Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture, 2. Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo)

Estimation of S-wave seismic velocity structure by using OBS data around the Nankai Trough

*Ayako NAKANISHI¹, Xin Liu¹, Yanfang Qin¹, Gou Fujie¹, Katsuhiko Shiomi², Shuichi Kodaira¹, Narumi Takahashi², Takeshi Nakamura³

1. JAMSTEC, 2. NIED, 3. CRIEPI

海域地震の震源位置決定、海域で発生する地震による地震動の予測や地震発生シミュレーションの精度及び信頼性の向上のためには、海底下のP波速度(V_p)だけでなくS波速度(V_s)の情報が必要不可欠である。南海トラフ巨大地震震源域における地震・津波ハザード評価の実現には喫緊の課題であり、特に、高精度震源決定のためのDONET観測点の堆積層補正や、長周期地震動予測のためには海洋堆積層の V_s 構造を精度良く推定する必要がある。しかし、現時点では、地震探査においてS波を射出可能な制御震源の活用が困難であり、海域における V_s 構造の詳細な把握の事例は限られている（例えばTakahashi et al., 2002）。本研究では、P波からS波に変換されたPS変換波や常時微動を利用した解析など、主にS波に着目した手法を用いて、南海トラフ域の海洋堆積層における V_s 構造を推定することを試みた。まず、2018年に紀伊水道域で実施された稠密OBS（自己浮上式海底地震計）を用いた地震探査データにレシーバ関数解析を適用し、堆積層内におけるP-S変換波を抽出し、反射法地震探査断面でイメージングされているP波反射面分布との相関から変換面・反射面を同定した。その結果、比較的陸域に近い水深1500m～2000m程度の海域では、海底下500m程度までの浅層の V_p/V_s が4～5程度と推定された。一方で、2011年に紀伊半島沖で実施されたOBSを用いた地震探査と地震観測期間中にOBSで記録された常時微動データを用いた地震波干渉法解析により、2次元の地震探査測線下の V_s 構造推定も試みた(Liuほか、JpGU2022, SEG/AGU Geophysics of Convergent Margins Workshop2022)。その結果、海底下500–1000m程度までの浅層の V_s の平均値は400-600m/s程度だが、地質構造などに対応した不均質性もみられることがわかってきた。本発表では、上記の結果とともに、反射法地震探査から得られる堆積層の詳細な V_p 情報を用いた V_p/V_s の推定、レシーバ関数解析の適用およびその結果との比較に基づき、より信頼できる V_s 構造推定について報告する。現在、経験式（例えば、Brocher, 2005）に基づいて設計した変換式によって、既存の3次元 V_p 構造から3次元 V_s 構造モデルの構築が進行中であるが、本研究の成果は、この3次元 V_s 構造の検証や改善にも活用していく。なお、本研究は、JSPS科研費JP19H01982の助成を受けたものである。また、文部科学省による科学技術試験研究委託事業「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」の一環としても実施している

Subsurface structure in the Tokai slow event area

*Tomotake UENO¹, Youichi ASANO¹, Tesuya TAKEDA¹, Kazushige OBARA²

1. NIED, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

環太平洋のプレート沈み込み帯では、繰り返し発生する巨大地震に加えて、その震源域周辺では長期的・短期的スロースリップ、超低周波地震、深部低周波微動や低周波地震などの様々なスロー地震が発生しており、特に巨大地震とスロー地震はすみ分けて活動していることがわかっている（例えばObara and Kato, 2016）。また、短期的スロースリップやそれに伴って発生する深部低周波微動や低周波地震は、プレート境界周辺の高Vp/Vs領域に関連して活動していることが分かっており、流体の関連性が示唆されている（例えばShelly, et al., 2006; Kato et al., 2010）。東海地域では、フィリピン海プレートの沈み込みに伴って発生する微小地震から巨大地震、各種スロー地震が発生している。これらの活動域について、地震学的な地下構造の特徴を調べるため、2008年に人工地震探査を実施した。

探査のレイアウトは、巨大地震の（想定）震源域、長期的スロースリップの活動域、短期的スロースリップやそれに伴う深部低周波微動や低周波地震の活動域であるプレート境界からの反射波を観測できるように設計されている。なお、探査は総測線長280 kmとなる4本の測線（A, E, W, T）と6箇所の発破点（薬量は全て500 kg）からなる。特に南北方向のW測線と北西－南東方向のE測線は、両測線の北端で交差する逆V字を形成しており、スロー地震の活発な領域上とその領域よりやや東に外れた領域上にそれぞれ配置されている。この交差する北端には、スロー地震活動域の構造的特徴をわかりやすく捉えられるよう共通の発破点（S3）が設けられている。使用した地震計は固有周波数2 Hzの地震計（A, E, W測線）および4.5 Hzのジオフォン（T測線）である。これらの地震計を500－650 m間隔でそれぞれの測線に配置し、100 Hzのサンプリング間隔で連続収録した。観測点全体のノイズレベルは中央値で170 nm/s程度であり、どの測線も良好な人工地震記録が得られ、明瞭な反射波も複数確認できた。本解析では、発破点－観測点間の2次元レイトレーシング法を用いて、発破記録の初動走時や明瞭な反射波の走時をよく説明できるような地下構造を推定した。この際、地下深部の反射構造については、得られた探査記録に振幅補正やnormal move out補正をした反射断面を作成し、おおよその反射体のイメージを得てこれを初期構造とした。

解析の結果、人工地震記録にみられた反射波の一部は、深さ10－15 kmおよび20 km程度に位置する地殻内の反射体によるものと推定される。この地域には、中央構造線や複数の活断層があるため、地殻内の反射体はこれらに関連した構造的特徴を示しているかもしれない。より深部からの反射波についてもW測線で明瞭に見られており、A測線やT測線では不鮮明ながらも確認することができる。この地下深部からの反射波は、深さ30－40 km程度に位置し、約10度程度の北傾斜を持つ反射体によるものと推定された。この地域に沈み込むフィリピン海プレートに伴って発生する地震は、この反射体よりもやや深い位置に分布し、その傾斜角も25度程度と相対的に高角であるため、この傾斜の緩い反射体と一致しない。しかしながら、精密に震源決定した深部低周波地震の分布（Ohta and Ide, 2011）と比較すると深さも傾斜も調和的であったため、人工地震探査で得られたこの反射体はプレート境界を示している可能性がある。一方で、W測線より東側のE測線では反射波が不明瞭であり、特に、E測線およびW測線の共通端点となる発破点S3による反射波の記録には明確な違いがでている。E測線のノイズレベルはW測線のノイズレベルと同程度であるため、このような反射記録の違いは、プレート境界付近の構造の違いによるものと考えられる。

Adjoint tomography of an accretionary wedge and shallow slow-slip regions in the North Island of New Zealand

*Shun Adachi¹, Bryant Chow², Yoshihiro Kaneko¹

1. Kyoto University, 2. University of Alaska Fairbanks

ニュージーランド北島のヒ克蘭ギ沈み込み帯には付加体や沈み込んだ海山、巨大地震を引き起こしうる固着したプレート境界が存在し、スロースリップが繰り返し発生している。先行研究であるChow et al. (2022a,b)は地震波トモグラフィーの手法の一つであるAdjoint tomographyをヒ克蘭ギ沈み込み帯に初めて適用し、ニュージーランド北島東岸の2つの高速度アノマリーをイメージングすることに成功した。これらの高速度アノマリーはこれまで知られていなかった深く沈み込んだ海山だと解釈されている。沈み込んだ海山の存在は海底の堆積物のデータや周囲の地球物理学的なアノマリーの存在などの独立した研究結果と調和的であり、海山の有無がスロースリップの発生領域と固着域が明確に分かれている要因である可能性を示唆している。

ニュージーランド北島近傍では2017-2018年にIODP(International Ocean Discovery Program)が海底掘削を実施したほか(Barnes et al., 2020)、2021年にはM7.3の地震が発生した(Okuwaki et al., 2021)。しかし、これらはいずれも先行研究の領域に含まれていない。そこで本研究ではChow et al. (2022a,b)の速度構造モデルを沈み込み帯に沿って北東方向に400km拡大し、両者を領域内に含めたモデルを使用する。領域内の60個の地震と88個の広帯域地震計のデータを用いてadjoint tomographyを適用し、6-30秒の周期の地震波形データに合うよう繰り返しモデルのアップデートを進めている。ヒ克蘭ギ沈み込み帯の付加体構造のイメージング結果やその解釈について、現在までの取り組みを報告する。

Relationship between seismic activity and low-frequency earthquakes at Northern Tohoku and Southwestern Hokkaido using local seismic network, AS-net

*Shinako NOGUCHI¹

1. Association for the Development of Earthquake Prediction Research Division for Earthquakes and Disaster Mitigation

地震予知総合研究振興会（以下、振興会）では、従来の地震観測網が疎であった東北地方北部から北海道南西部にかけて36点からなる地域地震観測網AS-netを整備し、2014年から当該地域の地震活動について震源決定を行ってきた（野口・他、2016）。本発表では、2014-2020年の震源決定により蓄積された検測値を用いたトモグラフィ解析による地下構造推定結果と、低周波地震を含む地域の地震活動との関連について述べる。トモグラフィ解析では、二重走時差トモグラフィ法（Double Difference tomography, Zhang and Thurber (2003)）を用いる。この手法で用いるP波およびS波の走時情報については、振興会の震源決定による検測値と、気象庁一元化震源の検測値を用いる。両者に含まれる観測点は合計165点となる。観測点振興会については2014-2020年の3,514地震、一元化震源については2000-2013年の4,832地震の読み取り値を使用する。これらによるP検測値は合わせて365,324、S検測値は同312,652となる。なお、振興会の震源決定対象領域は陸域下の狭い範囲なので、一元化震源は特に太平洋沖を含む広い範囲の地震を使用する。

解析の結果、推定された地下構造と、地殻内地震の分布や重力異常分布との関連がいくつかみられた。いくつかの地殻内地震活動は、地表付近の低速度異常領域とその下の領域の境界面からすぐ下に分布していた。また、浅部（深さ5 km）の速度異常分布は重力異常分布とよく対応しており、堆積層による走時遅れを反映していると考えられる。

また、対象地域にはいくつか低周波地震活動があり、八甲田山や岩木山など火山に関連するものの他、下風呂など非火山性のものもある。また、函館市鶴野付近の低周波地震活動は、浅部低周波地震も伴うなど注目されている（Yoshida et al., 2020）。なお、本研究の対象領域に隣接（一部重複）する北海道南西部において、Shiina et al. (2018)はトモグラフィ解析を用いて地殻内地震と深部低周波地震の発生メカニズムを考察している。本発表でも、Shiina et al. (2018)の結果と比較しつつ、地下速度構造と低周波地震活動との関連に焦点を当てる予定である。

謝辞

本研究では、気象庁、防災科研、北海道大学、東北大学、弘前大学、青森県により観測・提供された地震観測データを使用しています。また、気象庁による一元化地震カタログのデータを使用しています。記して感謝いたします。

野口科子・関根秀太郎・澤田義博・笠原敬司・佐々木俊二・田澤芳博・矢島浩・石田貴美子、AS-netによる青森県・北海道南西部の震源分布、日本地震学会2016年度秋季大会、名古屋、2016年10月、S09-P16.

Shiina, T., Takahashi, H., Okada, T., & Matsuzawa, T. (2018). Implications of seismic velocity structure at the junction of Kuril-northeastern Japan arcs on active shallow seismicity and deep low-frequency earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, 8732–8747.

<https://doi.org/10.1029/2018JB015467>

Yoshida, K., A. Hasegawa, S. Noguchi, and K. Kasahara (2020). Low-frequency earthquakes observed in close vicinity of repeating earthquakes in the brittle upper crust of Hakodate, Hokkaido, northern Japan, *Geophysical Journal International*, 223, 1724-1740. doi:10.1093/gji/ggaa418

Zhang, H., & Thurber, C. H. (2003). Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(5), 1875–1889.

<https://doi.org/10.1785/0120020190>

Seismic reflection survey at Konan Town, Saitama Prefecture, Japan: linear dependence of the dip angles of reflection layers with depth

*Toshiki OHTAKI¹, Naomi Kano², Takanobu Yokokura²

1. AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute for Geology and Geoinformation, 2. formerly of AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute for Geology and Geoinformation

我々は2001年に埼玉県大里郡江南町（当時、現熊谷市）の荒川近くの低地でP波震源を用いた3成分反射法探査を行った（加野・他、2003）。探査地域は関東平野のほぼ中央に位置する。荒川の右岸にあたり、周囲は水田が広がる平坦な地域で、厚い堆積層におおわれている。大滝・他(2022)に示した、この探査記録を再解析してえられた深さ1 km程度までのP波速度および反射断面を紹介する。

測線はほぼ東西方向でその長さは2 kmほどである。探査は2回にわけて行った。受振点は96点の固定展開とし、総受振点数は192点、総測線長は1,910 mである。それぞれの受振展開で発震点数は213点および234点であり、オフセットは最大で2,752 mおよび 2,021 mである。受振および発震点の間隔は10 mであり、CMPの間隔は5 mである。受振点には固有周期10 Hzの3成分受振器を使用した。P波発震源としてパイプレータ（model Y2400）2台を使用した。スイープ周波数は10–80 Hz、スイープ長は20 sであった。スイープ波形のコンボリューション後の観測記録長は6秒、サンプリングは500 Hzである。

上下動受振器の記録を使って屈折波静補正を行った後、VPの解析をCMP番号で50点おき（250 mおき）にCMP 50からCMP 450までの9地点で行い、暫定的な重合速度を求めた。速度を求める際には、CMPギャザ上で反射波を追跡し、反射波の計算走時が観測走時およびその距離依存性と合うように求めた。この際、反射面の水平方向の連続性も考慮した。この後、残留静補正を行い、速度を再解析した。えられた速度は表層で200–300 m/s、1,000 mで2,700–3,000 m/s程度となった。えられた速度を使い、CMP重合し、マイグレーションを行い、P波のマイグレーション時間断面をえた。この結果を深度変換したものをP波のマイグレーション深度断面とした。

えられた反射断面は複数枚の傾斜の異なる反射面が確認でき、その傾斜から測線下で西から東への傾斜構造が卓越していることが分かる。その測線方向の傾斜角は7–12°ほどであり、深くなるにつれおよそ5–6°/kmで増加している。このことは、傾動ひいては傾斜を起こした断層運動が一定のペースで進行していたことを示唆している。このような反射面が深くなるにつれその傾斜が増加する傾向は、時間断面でも見てとることができる。このため、この傾向は速度解析の誤差によるものではない。

この地域では、今回解析した測線と斜行する方向で山口ほか(2000)がP波反射法探査を行っている。この二つの測線は交差していないが、その距離は最も近いところで1 kmほどと比較的近い。彼らの反射断面にも傾斜構造が確認されている。測線間のなす角度、反射面の対応から、探査域下での真の傾斜方向を推定すると、およそ山口ほかの測線方向かそれより多少北向きとなった。この結果は、地層の一般走向から傾斜の方向は彼らの測線の方である北東方向に近いとした山口ほかの議論を裏付ける。

加野直巳・横倉隆伸・山口和雄・大滝壽樹 (2003) 傾斜成層構造のPS反射法調査。物理探査学会第108回学術講演会論文集, 227–230.

山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口努・横田俊之・田中明子・佐藤比呂志 (2000) 深谷断層周辺における反射法地震探査 ――江南台地と妻沼低地の地下構造――。地震 第2輯, 53, 115–125, doi:10.4294/zisin1948.53.2_115.

大滝 壽樹・加野 直巳・横倉 隆伸 (2022) 埼玉県江南町で `の反射法探査 ――反射面傾斜角の深さ依存性の検出――, 地質調査研究報告, 第 73 巻, 第 1 号, p. 19–28.

An Attempt to Discriminate Reflections Using Neural Networks for Improving Seismic Attenuation Profiling in Seismic Reflection Survey

*Haruka Kawabe¹, Tetsurou Tsuru¹

1. Tokyo University of Marine Science and Technology

研究背景と目的

反射法地震探査において、断層は主に反射面がずれることで観測できる。すなわち、反射面の存在しない部分では断層の観測が困難である。このため、従来の地震探査断面図では、反射面が存在する堆積層では断層を観測できるが、振幅が小さく反射面がおぼろげな火山岩質海洋地殻内部などでは断層の観測が困難であった。これに対し、著者らは、反射波の振幅以外の情報、例えば、減衰率を利用して解析をする研究を行っている。減衰率を利用した手法は計算した減衰率をマッピングして断面図を作成するため、通常地震探査断面図と比較すると振幅の影響が少ない断面図を作成することができる。断層では岩石の破碎により、不均質な構造であり、減衰率が大きいと予測されるため、通常の解析では観測が困難だった部分においても、高減衰部として断層の可視化が期待できる。Tsuru et al.(2018)では減衰率計算手法が適用され、一部の断層下部に高減衰部が観測でき有効性が示された。しかし、正確な構造の可視化には至っておらず、精度の低さが課題となった。精度が低い原因の一つに、減衰率の計算に用いる時間ウィンドウに関して研究が進んでいないことが挙げられる。減衰率計算手法では、地震探査データを分割して時間ウィンドウを作成し、ウィンドウ毎に減衰率の計算を行う。ここで、振幅の小さい反射波や散乱波をとらえるには、細かく地震探査データを分割することで、ウィンドウ内に含まれるノイズを少なくし、目的のシグナルのエネルギーの比を高くすることが有効と考えられる。さらに、減衰断面図はウィンドウ毎に計算した減衰率をマッピングしたものであるため、ウィンドウの細分化は断面図の分解能の向上につながる。しかし、細かい幅で分割すると、反射波や散乱波が含まれていないウィンドウも多く作成される。そのようなウィンドウから計算した減衰率を解析に用いると結果に悪影響を与え、精度低下の原因となる。よって、反射波や散乱波を含んでいるウィンドウのみを選択し、計算に用いるべきである。しかし、人間により大量のウィンドウの判別を行うことは、現実的でなく、客観性に欠ける。そこで、本研究ではニューラルネットワークを用いてウィンドウに反射波が含まれているか判別を試みた。

研究方法

ネットワークの学習、テスト共に合成したデータによって行った。振源としてRicker波を使用し、往復走時、反射係数、減衰率の3つのパラメータを考慮し反射波として作成した波形に、正規分布ランダムノイズを加えることで合成記録を作成し、これを分割することで時間ウィンドウのデータを作成した。各反射波の最大値を含んでいるウィンドウを正解のウィンドウとした。判別には3層ニューラルネットワークを用いた。出力層の活性化関数にSigmoid関数を用い、出力を0から1の範囲内とし、これを反射波が含まれている確率の大きさとした。入力配列について、1つのウィンドウに複数の反射波が含まれていた場合に、時間領域では反射波の位置関係によってピークの位置が様々に変化するのに対し、スペクトルは形状が変化のみであり、判別が容易であると考えたため時間領域のデータを直接入力するのではなく、振幅スペクトルを入力した。学習したネットワークをテストデータに適用し、精度の評価を行った。

結果と今後の課題

正解ウィンドウのうち82.5%を出力値0.5以上と判別できた。出力値0.5以上と判別された中で、誤答だったものの(正解ウィンドウではなかったもの)は12.2%であった。また、正解ウィンドウの73.5%は出力値0.9以上であり、出力値0.9以上において誤答率は3.9%であった。誤答の中には、ノイズのみのウィンドウを選択した場合だけでなく、正解ウィンドウの前後に位置しており、反射波の一部が含まれてしまったウィンドウを選択した場合が存在し、出力値が大きい場合の誤答ほどその傾向が強かった。また、反射波の振幅が小さいウィンドウは出力値が小さい傾向となったが、前後のウィンドウと比較すると高い出力値となることが多いことが分

かった。今後の課題として、反射波全体は含まないが一部を含むウィンドウを誤答とするか考察を行い、正解データのラベル付けについて再考する必要がある。また、振幅が小さい反射波の判別において、前後のウィンドウと比較することで正答率を向上できないか検討する必要がある。加えて、ニューラルネットワークのモデルや、学習データの改善により精度が向上する可能性があるため、検討を行っていく必要がある。

参考文献 Tsuru T., Park J., No T., Kido Y., Nakahigashi K., 2018, Visualization of attenuation structure in volcanic area by seismic attenuation profiling, Earth Planets and Space.70:31

Seismic velocity structure at the Kairei Hydrothermal Vent Field near the Rodriguez Triple Junction in the Indian Ocean

*Ayato Morii¹, Toshinori Sato¹, Hiroyoshi takada¹, Tomoaki Yamada², Masanao Shinohara²

1. Chiba University, 2. the University of Tokyo

インド洋ロドリゲス三重会合点の北側に伸びる中央インド洋海嶺の第1セグメント東側には、きれいな熱水域があり、水素を豊富に含む熱水が噴出している。この熱水域は、白鳳海丘と呼ばれる玄武岩質の海丘にあるが、その周辺では斑れい岩やかんらん岩が確認されている。このような地下深部の岩石が海底面近くまで上昇し、海水との作用により蛇紋岩化することで水素に富んだ熱水が発生していると考えられている。この地域の地下構造等を解明するために、2013年海底地震計（OBS）と人工震源を用いた地震波探査を行った。これまで、高田・他（JpGU, 2015）によってP波速度構造が報告され、白鳳海丘とその北側のYokoniwa Riseの地下1-2km付近でP波速度6.0km/sを超える高速度領域が確認され、地下深部の岩石の上昇が示唆されている。これらが蛇紋岩化しているかどうかなどを調べるには、S波構造を求めることが重要となる。そこで本研究では、人工震源及び自然地震を用いたP波とS波の両方の速度構造の解析を行った。

2013年1月27日から3月19日にかけて海洋研究開発機構、観測調査船「よこすか」を用いて人工震源構造調査および自然地震観測を行った（YK13-01航海、YK13-03航海）。地震波探査では、19台のOBSと1台のエアガン（G.I gun）、シングルチャンネルストリーマーケーブルを使用した。S波と思われるPhaseを見やすくするため、地震計の水平2成分をRadial方向とTransverse方向に回転させてS波到達時刻の読み取りを行った。この際必要となる地震計の方位は水中直達波の振動軌跡から推定した。3次元速度モデルの推定は、まず人工地震のみを用いFAST(Zelt and Barton, 1998)を使用して行った。続いて、人工地震で推定したモデルを初期モデルとして自然地震も含めて3次元モデルを推定した。このとき、tomoDD(Zhang and Thurber, 2003)を使用した。人工地震のみを用いた解析の結果、P波速度構造から見えていた白鳳海丘とYokoniwa Riseの下の高速度領域において、 V_p/V_s 比は2.0程度となった。これは斑れい岩の1.9、かんらん岩の1.7と比べると高い値である。蛇紋岩の V_p/V_s 比は、1.8-2.2程度といわれており、この結果は蛇紋岩化を示唆する可能性がある。この結果を基に自然地震を用いて3次元モデルを作成し震源の再決定も行った結果、人工地震のみを用いた結果と同様に2.0程度の高い V_p/V_s 比が熱水噴出孔周辺で見られた。また、自然地震の震源を見ると、熱水噴出孔とその北西数kmでクラスターが見られた。こうした地震を引き起こす断層が熱水の移動経路となっており、そこで熱水とかんらん岩が反応し蛇紋岩化していることが考えられる。

謝辞: 観測に関して、海洋研究開発機構の観測調査船「よこすか」の船長と乗組員の方々の協力を頂きました。本研究は科研費新学術領域 20109002 の助成を受けて行われました。

V_{SV} and V_{SH} structures beneath Asama volcano

*Yutaka NAGAOKA¹, Kiwamu NISHIDA², Yosuke AOKI², Minoru TAKEO²

1. Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture, 2. Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo

近年、トバ湖カルデラやイエローストーンカルデラ、霧島山といった大規模なカルデラやカルデラ縁の火山において、地下のS波速度構造の異方性 (V_{SV} と V_{SH} の不一致) が確認されている (Jaxybulatov et al., 2014; Jiang et al., 2018)。このような異方性はマグマだまりのシル状構造によって説明でき、一連のシル貫入によってマグマだまりが発達したことを示唆すると考えられている。しかし、どうしてシル状構造となるのか、またこのような構造は大規模なカルデラを形成する火山のみに共通な特徴であるのか、といったことは明らかになっていない。そこで本研究では、上記のような大規模なカルデラを形成していない浅間山について、マグマだまり内のS波速度異方性が見られるか調べた。

本研究では、地震波干渉法により浅間山周辺の観測点間を伝播する表面波を用いて速度構造を推定する。地震波干渉法は脈動などのランダムな波動場の相互相関関数を計算することによって観測点間の地震波の伝播を抽出する手法である。相互相関関数は観測点間の速度構造に敏感であるため、地震波干渉法は局所的な構造推定に適している。

解析には、浅間山周辺の46観測点（東大地震研、防災科研、気象庁）の3成分で記録された2005年7月～2007年7月の脈動記録を用いた。脈動記録の上下動成分の相互相関関数から観測点間を伝播するRayleigh波を、Transverse成分の相互相関関数からLove波を抽出した。抽出されたRayleigh波とLove波に対して、SPAC法（Aki, 1957）を用いて解析領域全体の平均的な1次元構造の位相速度分散曲線を測定した。分散曲線は0.1-0.5 Hzで安定的に測定でき、この周波数帯においてRayleigh波とLove波の位相速度は概ね一致する結果となった。マグマだまり内のS波速度異方性が確認された霧島山について、同様の手法により測定した平均的な1次元構造の位相速度分散曲線では、0.1-0.3 HzにおいてLove波位相速度の方がRayleigh波より最大1.2 km/s程度高速度となったが、浅間山ではこのようなRayleigh波とLove波の位相速度の違いが見られなかった。

次に、各パスの位相速度を領域平均構造に対する速度異常として測定し、各パスの位相速度を用いて表面波位相速度トモグラフィを行った（Rawlinson and Sambridge, 2005）。表面波位相速度トモグラフィは、4つの周波数帯（0.1-0.2 Hz、0.15-0.3 Hz、0.2-0.4 Hz、0.25-0.5 Hz）で行った。その結果、Rayleigh波の0.1-0.2 Hzでは浅間山の山頂より西側に低速度異常が見られ、0.15 Hzより高周波数帯では山体全体が低速度異常となった。一方Love波では、全ての周波数帯で山体全体が低速度異常となり、山頂の東側で低速度異常がより強い傾向が見られた。今後、線形化インバージョン（Tarantola and Valette, 1982）を行い、 V_{SV} 、 V_{SH} 構造を推定する。

Poster session (2nd Day) | Regular session : S07. Structure and dynamics of the Earth and planetary interiors

📅 Tue. Oct 25, 2022 2:00 PM - 5:30 PM JST | Tue. Oct 25, 2022 5:00 AM - 8:30 AM UTC | 🏢 ROOM P-3
10th floor (Conference Room 1010-1070)

[S07P] PM-P

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S07P-01] Double Seismic Discontinuities at the Base of the Mantle Transition Zone below the Japanese Archipelago?

*Keiko KUGE¹ (1. Department of Geophysics, Kyoto University)

Double Seismic Discontinuities at the Base of the Mantle Transition Zone below the Japanese Archipelago?

*Keiko KUGE¹

1. Department of Geophysics, Kyoto University

マントル遷移層底部を位置づける660km地震波速度不連続面は、マントルを主に構成するオリビン系鉱物の相変化で生じていると考えられている。一方で、深さ660km周辺に複数の地震波速度の不連続面が存在することが、反射波や変換波などを用いた地震波の解析から、マリアナ諸島やトンガ・フィジー諸島などでみつまっている（例えば、Tibi et al., GRL 2007; Zang et al., GRL 2006）。複数の660km地震波速度不連続面の存在は、マントル内のオリビン以外の鉱物による相転移に関係するとも考えられるため、複数の不連続面の有無やその不連続面の特性は、オリビン以外の鉱物の分布や種類、相を含めてマントルの特性を理解する上で重要である。

本研究では、サハリンで発生した深発地震について、日本の地震観測点で取得したデータを用いて、北日本下のマントル遷移層周辺を伝播したP波を調べる。本研究でみるP波は、西方へ沈み込む太平洋プレートから海側（沈み込む方向と反対側）に離れた場所に位置するマントルを伝播している。震央距離約9～13度の観測点の鉛直成分で、地震波速度モデルiasp91から予想される時刻に類似して、660km地震波速度不連続のtriplicationによると思われるP波の後続波がみられる。そして、さらに遠方の観測点で、みかけ速度の大きいP波の後続波が観測される。660km不連続のさらに深くの地震波速度不連続に起因するtriplicationによるものかもしれない。本発表では、この地震波の特性を紹介する。

Poster session (2nd Day) Regular session : S10. Active faults and historical earthquakes
--

📅 Tue. Oct 25, 2022 2:00 PM - 5:30 PM JST | Tue. Oct 25, 2022 5:00 AM - 8:30 AM UTC | 🏢 ROOM P-4
10th floor (Conference Room 1010-1070)

[S10P] PM-P

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-01] Tectonic landforms along the eastern margin of the Ou Backbone Range, central part of Miyagi Prefecture: Potential of M7-class earthquake

*Masayoshi TAJIKARA¹, Tomoo Echigo² (1. Association for the Development of Earthquake Prediction, 2. Kankyo Chishitsu Co.,Ltd)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-02] Tectonic landforms and slip-rate of the Shibetsu fault zone in the eastern part of Hokkaido, Japan

*Takashi AZUMA¹, Daisuke HIROUCHI² (1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. Shinshu University)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-03] Subsurface structure revealed by seismic reflection survey along the eastern margin fault zone of the Yokote Basin, northeast Japan

*Hidenobu TAKAHASHI¹, Haruo Kimura¹, Yasuhira Aoyagi¹, Motoshi Tomura², Katsuya Noda² (1. Central Research Institute of Electric Power Industry, 2. Geosys Inc.)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-04] Inversion of lateral faults in the Chugoku district explored by gravity anomaly: Case studies at the Chojagahara – Yoshii faults and the Oharako fault

*Akihiro SAWADA¹, Yoshihiro Hiramatsu¹, Yuki Matsui¹, Amane Sugii¹, Masato Fukata¹, Tsukasa Yamamoto¹, Ryo Honda², Shinsuke Okada³ (1. College of Science and Engineering, Kanazawa University, 2. Mount Fuji Research Institute, 3. Iwate University)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-05] Study on mitigation of earthquake disasters caused by inland active faults : Fault model improvement considering shallow geologic structure

*Kimie NORIMATSU¹, Yoko Yoshimi¹, Naoya Takahashi², Tomoki Nakamura², Takashi Ishizawa¹, Shinsuke Okada³, Haruhiko Suzuki⁴, Yasuo Ichikawa⁴, Hisanori Matsuyama⁴, Shinji Toda¹ (1. IRIDeS, Tohoku Univ., 2. Tohoku Univ., 3. Iwate Univ., 4. OYO Corporation)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-06] The Large Earthquake on Dec. 7, 1493 Preceded the 1498 Meio-tokai Earthquake

*Tomoya HARADA¹, Akihito NISHIYAMA², Akihiko KATAGIRI³ (1. N/A, 2. Nara National Research Institute for Cultural Properties, 3. Research Institute for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata Univ.)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-07] Discussion on the causes of tsunamis accompanied by the 1914 Sakurajima earthquake, Japan

*Reiji KOBAYASHI¹ (1. Kagoshima University)

Tectonic landforms along the eastern margin of the Ou Backbone Range, central part of Miyagi Prefecture: Potential of M7-class earthquake

*Masayoshi TAJIKARA¹, Tomoo Echigo²

1. Association for the Development of Earthquake Prediction, 2. Kankyo Chishitsu Co.,Ltd

奥羽脊梁山脈の東縁沿いには北上低地西縁断層帯や福島盆地西縁断層帯などの活断層帯が発達する（今泉・他編，2018等）。北上低地西縁断層帯と福島盆地西縁断層帯との間の地域では，奥羽脊梁山脈とその東方の相対的低地帯との地形境界が連続するにも関わらず，大規模な活断層（帯）は知られていない．この顕著な活断層が知られていない区間の北半部（岩手県一関市～宮城県大崎市付近）では，2008年に大規模な地震（岩手宮城内陸地震；Mj7.2）が発生しているが，地震後の調査によって，多数の小規模な活断層が散在すること（国土地理院，2009等），河成段丘に幅の広い撓曲状の変形が生じていること（田力・他，2009等）が明らかとなっている．岩手宮城内陸地震の震源域の南方の奥羽脊梁山脈東縁（宮城県加美町～仙台市青葉区付近）においては，奥羽脊梁山脈と東方の相対的低地帯との境界はやや不明瞭ながらも連続するにも関わらず，これまで愛子断層（大内，1973）以外の確実な活断層は知られていない．本研究では，この地域の詳細な空中写真判読および現地調査・地形測量を行い，断層活動による変位地形の抽出し，その確実性と活動性を検討した．

調査地域には，奥羽脊梁山脈から東方へ流出する河川が数多く分布するが，比較的大規模な河川沿いに河成段丘が良く発達する．今回の調査の結果，これらの河成段丘のいくつかの地点において断層活動によると思われる変位地形（断層崖や撓曲崖）が見いだされた．以下でいくつかの例について述べる．調査地域北部の宮城県加美町付近の鳴瀬川沿いには数段の河成段丘が発達しているが，それらの段丘面に西上がりの撓曲変位が認められた．それらの上下変位量は5～23 mで，高位の段丘ほど変位量が大きく，変位の累積性が認められる．この付近の河成段丘面は小池・町田編（2001）やMatsu'ura and Sugaya (2017)によって詳細な編年がなされており，それら既報の段丘面の年代から，上下変位速度は0.2～0.3 mm/yrと算出された．その南方の宮城県大町付近の吉田川沿いの河成段丘面においても撓曲崖状の変位が認められ，その変位量は2～3 m程度であった．吉田川沿いの段丘面の年代は今回の調査では明らかにすることはできなかったが，北方の鳴瀬川沿いの段丘面との対比から最終氷期の段丘面と推定され，確実ではないが上下変位速度は0.1 mm/yrと算出された．さらに南方の仙台市泉区福岡付近の七北田川沿いの段丘面にも3～4 mほどの変位が認められ，上下変位速度は0.2 mm/yr程度と算出された．仙台市青葉区愛子付近では広瀬川沿いに数段の河成段丘面が発達するが，ここにも西上がりの断層変位が認められる（愛子断層）．愛子断層は既知の活断層であるが，今回の調査によって，既報よりも長く，広瀬川の河谷全体を横断する活断層が存在することが明らかとなった．広瀬川沿いの河成段丘は編年学的研究が進んでおり（幡谷，2006；早田・八木，1989等），それらの年代に基づいて上下変位速度は0.1～0.2 mm/yrと算出された．

今回の調査の結果，調査地域の奥羽脊梁山脈東縁付近には，断続的ではあるが西上がりの断層変位が複数認められ，いずれも同程度の変位速度（0.1～0.3 mm/yr）を持つことが明らかとなった．地表の断層変位地形が明瞭でなく，断片的である理由は明らかではない．理由の一つとして，この地域では北上低地帯や福島盆地の西方の奥羽脊梁山脈に比べて，火山堆積物が広く厚く堆積しているために断層変位が地層中で吸収・分散して地表で認識しづらくなっている，という点が挙げられる．今回の調査地域は，地形（奥羽脊梁山脈と低地帯との地形コントラスト），地質（火山堆積物が厚く堆積），活断層の分布（短い活断層が断片的に分布），河成段丘の幅の広い撓曲変形（鳴瀬川沿い，Tajikara, 2004）等，岩手宮城内陸地震震源域と類似した性質を持っており，同様な西上がりの大規模な構造（南北50～60 km程度）が伏在し，岩手宮城内陸地震と同程度（M7クラス）の地震を発生させる可能性が考えられる．

本研究は令和3年度防災科学技術研究所委託研究「活断層の詳細位置情報等に関する調査研究」の成果の一部をとりまとめたものである．

Tectonic landforms and slip-rate of the Shibetsu fault zone in the eastern part of Hokkaido, Japan

*Takashi AZUMA¹, Daisuke HIROUCHI²

1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. Shinshu University

北海道東部に位置する標津断層帯は、北東-南西走向で北西側が隆起する成分を持つ逆断層である。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）による長期評価では、最新活動時期、平均変位速度および平均活動間隔のいずれもが不明となっていて、将来の地震発生確率を算出できていない。この活断層に沿っては、最終氷期に形成された扇状地が撓曲変形を受けている地点が多い。これらの扇状地を構成する礫層の層厚が厚いため、これまでに実施されたトレンチ調査等で明瞭な断層変形を地表付近で確認することができていない。そのため、地形面の形成年代と変形量に基づき、この活断層の上下成分の平均変位速度の推定を試みた。

今回の調査の結果、川北、武佐、俣落の3地区において、地形データと扇状地面の形成データを取得することができ、標津断層帯の平均変位速度（上下成分）の検討を行なった。川北地区では、現地測量に基づいて作成した地形断面図から上下変位量が約10 mと求められた。その測線上で掘削したKK-05のボーリングコアでは、Ma-Iの下位に層厚約2 mの風成ロームが確認されており、その中には目視できる範囲ではKc-1火砕流堆積物（約3.5～4 万年前）が含まれていないことから、4万年前以降に形成された地形面であると推定される。これらの上下変位量と地形面の形成年代の情報に基づき、川北地点における標津断層帯の平均変位速度（上下成分）は0.25 m/千年以上と算出した。武佐地区では、空中写真図化に基づいて作成した地形断面図から、上下変位量が約10 mと求められた。また、この測線に近接するMS-02の露頭では、Ma-Iの風成ローム中にアトサヌプリ火山灰（約2.3～2.6万年前）が挟在されていることが確認された。このことと、目視される範囲ではKc-1火砕流堆積物が認められないことから、MS-02の露頭が位置している地形面は約3～4万年前に形成されたと推定される。これらの上下変位量と地形面の形成年代の情報に基づき、武佐地点における標津断層帯の平均変位速度（上下成分）は約0.33～0.25 m/千年と算出した。俣落地区では、空中写真図化に基づいて作成した地形断面図から上下変位量が約52 mと求められた。この測線上で掘削したMO-01のボーリングを掘削したが、地形面の形成年代を決めるために有効な情報は得られなかった。仮に、川北地区や武佐地区と同程度の平均変位速度（上下成分）が俣落地区でも見られるのであれば、地形面の形成年代は15～20万年前となるが、それを支持するデータは今回の調査で得ることはできなかった。

今回の調査によって、標津断層帯の中部に位置する開陽断層において平均変位速度（上下成分）の検討を行ない、約0.3 m/千年（0.33～0.25 m/千年）と算出された。地形面の年代は摩周-Iより下位の風成ロームを詳しく調べることで、さらに年代の精度が向上することが期待される。なお、今回の調査では、平均変位速度の算出が主目的であったため、断層構造の存在を明らかにすることができていない。今後、活断層調査の成果を地震動評価や断層変位の事前評価に繋げるためには、標津断層帯の断層変位地形を形成した活断層の地下形状を確認するための調査が実施されることが望まれる。

本調査は、文部科学省受託研究「令和3年度 活断層評価の高度化・効率化のための調査」の一部として実施されたものである。

Subsurface structure revealed by seismic reflection survey along the eastern margin fault zone of the Yokote Basin, northeast Japan

*Hidenobu TAKAHASHI¹, Haruo Kimura¹, Yasuhira Aoyagi¹, Motoshi Tomura², Katsuya Noda²

1. Central Research Institute of Electric Power Industry, 2. Geosys Inc.

高橋 他 (2022, JpGU) では横手盆地東縁断層帯について、1896年の陸羽地震(Mj= 7.2)の際に明瞭な地表変位を生じた (例えば、山崎, 1896; 松田ほか, 1980) 北部区間と、地表地震断層の出現が報告されていない南部区間で、地下構造の特徴にどのような違いがあるかを明らかにするために、断層の走向方向とほぼ平行な測線において反射法地震探査を実施した。本発表では、反射断面の北部区間に着目して千屋断層上盤側の断層構造と、反射断面と過去に実施された重力探査 (木村 他, JpGU, 2021) により推定された密度断面との比較を通じた考察について報告する。

横手盆地東縁断層帯は、秋田県仙北市から同湯沢市に至る、南北走向で総延長約56 km、上下変位レートが1.0 mm/yr程度の活断層帯である (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005)。同断層帯は主として東側隆起の逆断層であり、大局的には横手盆地と東方の山地との境界に沿うように分布している。1896年の陸羽地震では、同断層帯の北部 (約26 km, 白岩断層・太田断層・千屋断層・金沢断層北部) に沿って明瞭な地表地震断層が出現した (例えば、山崎, 1896; 松田ほか, 1980)。一方、同断層帯の南部 (約30 km, 金沢断層南部・杉沢断層・大森山断層) では顕著な地表変位は報告されていない。

高橋 他 (2022, JpGU) では、秋田県仙北郡美郷町の善知鳥 (うとう) 付近から、みずほの里ロード沿線の南方へ至る約15 km の測線でP波反射法地震探査を実施した。探査測線は、横手盆地東縁断層帯の地表トレース (今泉ほか, 2018) にほぼ平行に設定した。発震は大型バイブレータ震源 (米国IVI社製のHEMI-40) で行い、標準発震点間隔は25 m である。標準受振点間隔は25 m として、460 ch 以上を同時収録し、サンプリング間隔は2 ms である。データ収録には独立型レコーダ (米国Geospace社製のGSX, GSR) を用いた。取得データに対して、一般的な共通中間点重合法によるデータ処理 (例えば、物理探査学会, 2016) を行い、マイグレーション深度変換断面から、深度約 3 km 程度までの地下構造をイメージングした。その結果、地表での破壊停止部を境界に北部では比較的連続性が良く、ほぼ水平な反射面が深さ2.5 km程度まで卓越しているのに対し、破壊停止部の南部では反射面は不明瞭であるという特徴の違いを明らかにした。

反射測線北部の4.2 km区間 (CDP1~420; 善知鳥~六郷東根) で得られた反射断面の特徴について、既知の反射断面との比較を通じ考察する。このCDP区間は南端付近で千屋断層と斜交してその上盤側を通過する。区間南部のCDP350-420、深さ0-500 mの区間では見かけ上北へ傾斜する中角度の連続した複数の反射面が分布する。また、これらの反射面を深部方向へ追跡すると、傾斜が小さくなり、一部ではほぼ水平な反射面も見られた。こうした構造は、地下に低角な部分を有し浅部で高角化して地表に出現する逆断層形状に伴って生じたものであると考えられる。本探査測線の北方で千屋断層とほぼ直交する測線で実施された反射法地震探査 (佐藤 他, 2006) でも、同様な地下構造が報告されている。ただし、本探査測線は千屋断層と斜交していること、千屋断層の東側には他にも複数の断層が分布すること、等も考慮する必要があり、佐藤 他 (2006) で見られた地下構造との連続性については、現在検討中である。また、CDP420までの測線北部では川口断層とその他小規模な地表地震断層のトレースを横切る。それら断層トレースと反射測線の直交部分はCDP160, 280に相当するが、その近傍で中角度に傾斜する反射面が確認された。これらの急傾斜する反射面も上記断層群に伴う地層の変形を示している可能性がある。

先行研究の重力探査に基づき推定された密度断面図 (木村 他, 2021, JpGU) では、地表での破壊停止点を境界としてその北側では南側に比べて相対的に低密度な構造をもつ領域が存在する。反射断面においては、この低密度域と同程度の空間スケールで連続性の良い水平な反射面が観測されている。また、とくに深度1000 m程度までに関しては、横手盆地東縁断層帯に直交する測線での反射法地震探査が数多く実施されている。今後は、こうした地下構造情報に加えて、地質図・ボーリングデータ等の地質情報とも比較し、本探査断面の地質学的解釈を進める。

Inversion of lateral faults in the Chugoku district explored by gravity anomaly: Case studies at the Chojagahara –Yoshii faults and the Oharako fault

*Akihiro SAWADA¹, Yoshihiro Hiramatsu¹, Yuki Matsui¹, Amane Sugii¹, Masato Fukata¹, Tsukasa Yamamoto¹, Ryo Honda², Shinsuke Okada³

1. College of Science and Engineering, Kanazawa University, 2. Mount Fuji Research Institute, 3. Iwate University

・はじめに

中国地方西部では北東-南西方向のリニアメントが卓越しており、それに沿って地質境界や断層、破碎帯が認められ、それらの一部は地質断層が第四紀後半に再活動した活断層である可能性が指摘されている(森岡ほか, 2007)。この地域の活断層は概ね北東-南西から東北東-西南西方向に延びており、これらの活断層は白亜紀の南北圧縮応力場において形成された左横ずれ断層が現在の東西圧縮応力場でインバージョンして、右横ずれ運動をしていると示唆されている(e.g. 金折・遠田, 2007)。応力場の変化により断層のずれ方向が逆となるインバージョンテクトニクスについては逆断層での例がよく知られており、重力異常に基づく断層構造の解析結果から高角の逆断層や上盤の基盤深度が下盤の基盤深度より深い逆断層の存在が報告されている(e.g. Hiramatsu et al., 2019)。横ずれ断層についても重力異常分布からそのずれ方向を知ることが可能である(萩原, 1986; 萩原ほか, 1997; Matsumoto et al., 2016)。本研究では長者ヶ原-芳井断層および大原湖断層を対象として重力異常解析を行い、西南日本における横ずれ断層の運動方向のインバージョンについて重力異常の観点から報告する。

・データと方法

本研究では、長者ヶ原-芳井断層および大原湖断層周辺で2020~2022年にかけてそれぞれ212点と51点の重力測定を行なった。使用した重力計は金沢大学所有のScintrex社製CG-3M型重力計である。測定点の緯度、経度および標高はGNSSにより決定した。解析には金沢大学既存重力データに加え、国土地理院(2006)、西南日本重力グループ(2010)、Yamamoto et al. (2011)、産業総合技術研究所地質調査総合センター(2013)の重力データを使用した。地形補正とブーゲー補正に用いる仮定密度は長者ヶ原-芳井断層周辺については2550 kg/m³、大原湖断層周辺については2300 kg/m³である。重力データは通常の補正に加え、10mDEMによる地形補正、ローパスフィルター処理、トレンドの除去を行った。この重力異常に対して断層構造の特徴を捉えるために、方向微分(断層の走向方向および走向と垂直方向)の計算を行なった。

・結果と考察

長者ヶ原-芳井断層では、北東部および南西部において重力異常分布と走向方向の方向微分値分布から左横ずれのパターンが認められる。現在の応力場では長者ヶ原-芳井断層は右横ずれの断層運動をしているため、重力異常すなわち密度構造の観点から過去において左横ずれの断層運動を長者ヶ原-芳井断層がしていたことが確認された。一方、大原湖断層では、重力異常分布と走向方向の方向微分値分布からは場所により右横ずれあるいは左横ずれのパターンが認められ、断層帯全体でインバージョンを起こした活断層であるか否かの判断は困難である。大原湖断層についてはその大部分が険しい山地に延びており、重力測定点を密に配置することが難しいため、横ずれ断層の運動方向の情報を重力異常から得られなかった可能性もある。

謝辞：この研究を行うにあたり、国土地理院、西南日本重力グループ(2010)、Yamamoto et al. (2011)、産業総合技術研究所地質調査総合センター(2013)の重力データを使用しました。

Study on mitigation of earthquake disasters caused by inland active faults : Fault model improvement considering shallow geologic structure

*Kimie NORIMATSU¹, Yoko Yoshimi¹, Naoya Takahashi², Tomoki Nakamura², Takashi Ishizawa¹, Shinsuke Okada³, Haruhiko Suzuki⁴, Yasuo Ichikawa⁴, Hisanori Matsuyama⁴, Shinji Toda¹

1. IRIDeS, Tohoku Univ., 2. Tohoku Univ., 3. Iwate Univ., 4. OYO Corporation

1. はじめに

活断層による浅部地殻内地震では、断層近傍での強震動や地表変位による構造物の被害が想定される。1995年兵庫県南部地震や2016年熊本地震にみられるように、特に都市直下の活断層が活動した場合、その被害はきわめて甚大となる。このような都市直下の地殻内地震を対象とした防災対策を考える上では、構造物に大きな被害をもたらす要因とともに、起こり得る地震災害の種類や規模を詳細に予測することが重要となる。当研究グループは①建物に大きな被害をもたらす要因の特定、②強震動および変位の予測方法の検討、③断層近傍の地質・地盤の調査を行っている。本発表は②強震動および変位の予測方法の検討のうち、主に予測に用いる断層モデルの設定方法の改良案について報告する。

2. 浅部断層構造を考慮した断層モデル（熊本地震での再現）

強震動の想定に用いる断層モデルの設定で一般的な手法は、地震発生層内を対象とするが、熊本地震後の研究では地震発生層より浅い地表面付近での長周期卓越型の強震動が断層近傍での大きな揺れに関与したことが示唆された。本研究は熊本地震を例に、断層浅部の構造を詳細にモデルに反映することで断層近傍の変位や強震動を説明できるモデルの設定方法を検討した。

予備的検討として、地震発生層上端と地表面との間の断層モデル形状が変位や強震動の予測にどのように影響するのか感度解析を行った結果、断層から離れた場所ではほとんど影響が無い一方、断層上端から数kmのごく近傍では大きく影響することが示された。この結果から、先行研究で指摘されていた地震発生層より浅い部分での不均質性を含みすべり分布のみでなく、断層形状や構造も断層近傍の強震動や変位の予測に重要であることが示された。

予備的検討の結果をふまえて、断層モデルはKumahara et al. (2016) による地表地震断層分布から検討した断層上端形状と、Toda et al. (2016) のスリップパーティションを考慮した地下形状を用いることで、地質・地形情報を重視し詳細な形状や構造を反映した設定とした。

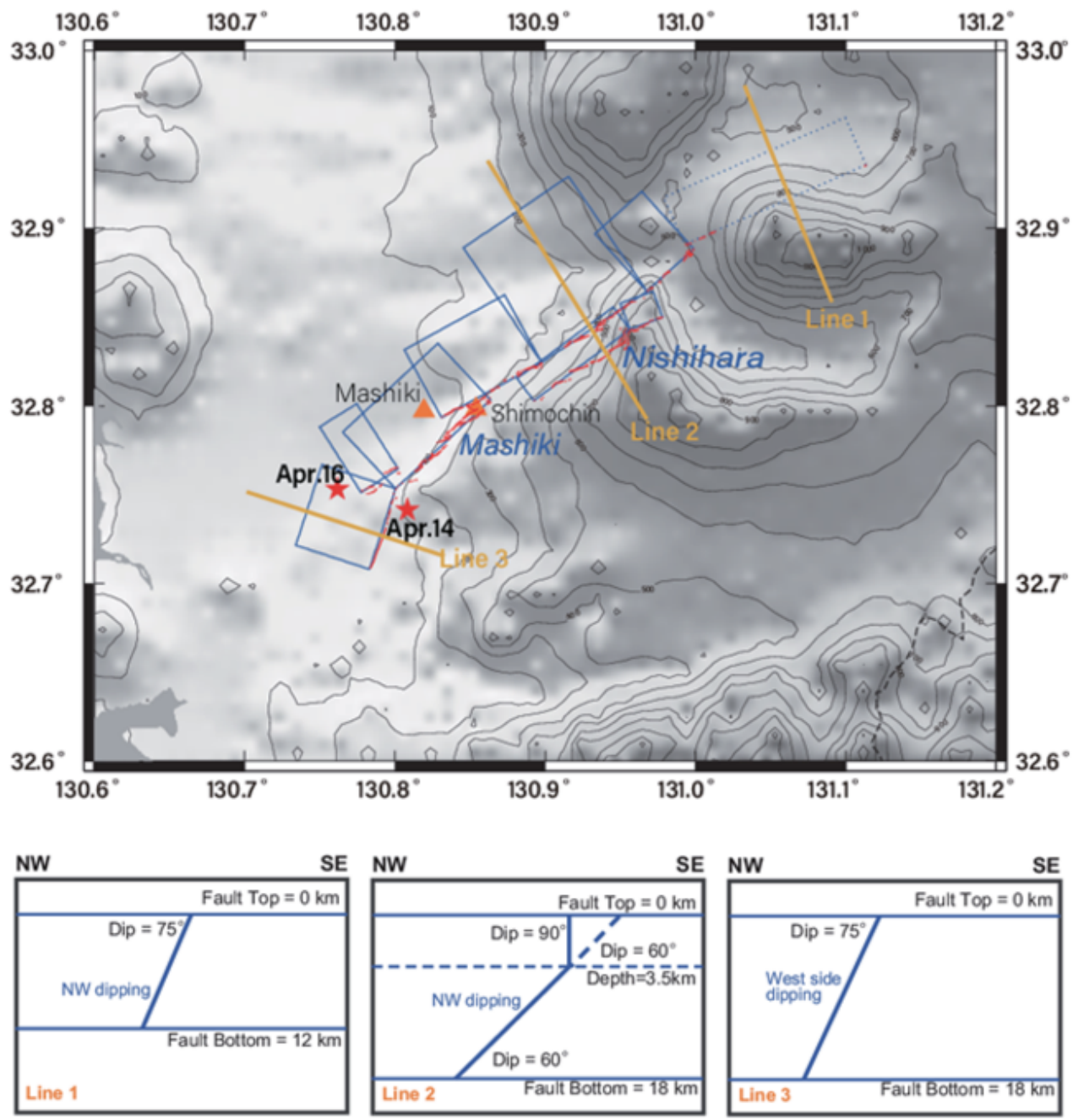
ディスロケーションモデル (Okada, 1992) を用いた変位計算の結果、布田川断層と出ノ口断層が並走する部分と益城町周辺に変位の集中がみられた。変位量は水平方向、上下方向ともに大きいところで約2mと、地殻変動観測 (地理院, 2016) や現地調査 (Toda et al., 2016) の結果とも整合している。当グループの関連研究である吉見・遠田 (2020) では建物被害の主要な要因を明らかにするため、建物被害率分布 (内藤ほか, 2018) と活断層分布 (鈴木ほか, 2017, 熊原ほか, 2017) や地表地震断層分布 (Kumahara et al., 2016), 地質図 (熊本県地質図編纂委員会, 2008) と比較し整理している。建物被害率が高まる箇所は断層が並走したり分岐するなど、構造が複雑になった箇所や断層の端部に集中しており、この分布の傾向は本研究の変位が集中する箇所と調和的である。この断層モデルで地震動の観測波形も説明可能であることを確認するため、KiK-net益城での観測波形と波数積分法 (久田, 1997) で計算した速度波形を比較した。断層近傍において地盤の永久変位を引き起こすような長周期の地震動に着目するため、0.8Hzのローパスフィルタを適用した。比較の結果はよく一致しており、定量的な指標として相関係数を求めると、どの成分も0.9前後と高い正の相関を示した。

これらの結果から、断層ごく近傍の地震動や変位の予測には活断層調査等の地質・地形情報を参照した詳細な断層モデルを用いることが有効であることが示された。地震前に知り得る情報である活断層データと地震後の情報である地表地震断層分布はよく整合しており、活断層情報から地表地震断層はある程度は予測が可能で

あると言える。

3. 浅部詳細断層モデルの既往活断層への展開

当研究グループでは断層近傍を対象とした強震動予測手法の高度化を目指しており、熊本地震の例で得た知見を既往の活断層に展開する。実践的な手法として検討するのに身近であり、詳細な調査が可能な活断層として宮城県の長町-利府線断層帯が挙げられる。仙台市を北東-南西方向に横切るこの断層帯は宮城県第三次地震被害想定（宮城県防災会議，2004）では長さ40km，幅20km，Mw7.14の断層モデルが想定されている。この断層モデルは40kmの長さを1枚の矩形で近似した単純なものであるが、実際の活断層分布は並走やステップ，走向の変化を伴い複雑であり，これらを反映した断層モデルを構築する。そのため，長町-利府線断層帯の形状や構造の詳細を明らかにする研究として，地形とボーリングデータを比較し断層の位置を見直す地形学的検討（高橋・遠田，2021）や断層帯を横断する測線での常時微動探査（鈴木ほか，2021）などを実施している。分かり得る情報をモデルに反映していくことが強震動予測に重要なことであり，地震災害の予測の向上につながることであることから，活断層や地盤情報等の調査データの充実が重要である。



The Large Earthquake on Dec. 7, 1493 Preceded the 1498 Meio-tokai Earthquake

*Tomoya HARADA¹, Akihito NISHIYAMA², Akihiko KATAGIRI³

1. N/A, 2. Nara National Research Institute for Cultural Properties, 3. Research Institute for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata Univ.

1. はじめに

16世紀以前に発生した地震については、現存史料の筆者がおもに京都・奈良を中心とした地域に限定されるために、被害等の実態が不明な場合がある。このような地震は『日本被害地震総覧599-2012』（宇佐美・他,2013）等の歴史地震カタログに掲載されていない。例えば、天正十三年七月五日（1585年7月21日）の地震は、三河深溝（現愛知県幸田町）にいた松平家忠の日記に「百年已來之なへ之由申候」、京都・奈良の同時代史料に「大地震」と記録されており、規模が大きな地震だと考えられる。しかし、被害状況等が不明で歴史地震カタログには掲載されていない（松浦,2011）。このような地震であっても、新史料の発見や、地震記事の信憑性の確認によって、その実態が明らかになりつつある場合がある。片桐（2020,2021）は、京都・奈良に記録がある明応二年十月二十九日（1493年12月7日）の地震は、三河・遠江でも記録された大地震だと指摘した。本研究では、この地震の候補となる地震について検討した。

2. 明応二年十月二十九日の地震

〔古代・中世〕地震・噴火史料データベース（β版）〔<https://historical.seismology.jp/eshiryodb/db/>〕によれば、『親長卿記』〔甘露寺親長（1424-1500）の日記〕、『大乘院寺社雑事記』〔興福寺大乘院門跡の尋尊（1430-1508）等の日記〕といった京都・奈良で記された同時代史料に、明応二年十月二十九日の深夜から翌日にかけて複数回の「大地震」・「地震」、その後約1ヶ月間で数回の「地震」が記録されている。また、『常光寺年代記』（現愛知県田原市堀切の常光寺に伝わる年代記）には、明応二年に「十月廿九日、夜戌剋斗ヨリ大地震、十一月五日迄時々震其後モ一日二日ツツ震事及四五度、又十二月四日卯剋ト大地震」と記録されている。この年代記に被害記事はないが、京都・奈良と同様に「大地震」とその後の余震と思われる地震が記録されているので、広範囲に揺れを及ぼした大地震が周辺域で発生したと考えられる。しかしながら、『常光寺年代記』の原本は昭和20年の戦災で焼失したために、現在は同寺に寄贈された写本の翻刻（伊那・清田,1961）が使用されており、この地震記事が、同時代に書かれたものか、後年に書き加えられたものか不明であった。

3. 同時代史料としての『常光寺年代記』と『大唐日本王代年代記』

片桐（2020）は、『常光寺年代記』の昭和4年の影写本（原本の上に薄い紙を重ね、原本の文字の形を忠実に敷き写したもの。誤字・脱字がなく、筆跡や記述方法の違いも分かる）が大倉精神文化研究所附属図書館（横浜市港北区）に所蔵されていることを見出し、史料学的分析を行った。その結果、『常光寺年代記』は常光寺住職3世の樹王によってまとめられて以来、断続的な時期も挟みながら、代々の住職や寺の関係者によって書き継がれてきたことは間違いないとした。すなわち、樹王が生じた文正元年（1466年）以降の記事は、伝聞・風聞を除き同時代史料だと結論した。したがって、明応二年の地震記事も信頼できる記録として扱える。ただし、地震当時、樹王は常光寺ではなく遠江の普濟寺（現静岡県浜松市中区広沢）にいたので、その場所での記録となる。さらに、片桐（2021）は『大唐日本王代年代記』（現愛知県知多郡東浦町の乾坤院に伝来した年代記）についても史料学的分析を行い、文明七年（1475年）以降の記事は、尾張・三河・遠江の事柄を記した同時代史料であると結論した。そして、明応二年の「十月晦日、地大震、自寅刻至七度」という地震記事を発見し、明応二年十月二十九日の地震は、京都・奈良に加え、三河・遠江でも記録された大地震であると指摘した。

4. 明応二年十月二十九日の地震の候補

明応二年十月二十九日の地震は、京都～遠江の広範囲に揺れを及ぼした大地震であるが、被害等の他の地震記

録は未発見で、中部日本及びその太平洋側で発生した地震という程度しか分らない。しかし、この地震は1498年明応東海地震（M8.2～8.4）の約5年前に発生しており、1707年宝永地震（M8.6）の約11年前に発生した1686年遠江・三河の地震（M7.0±1/4）のような、南海トラフ巨大地震に先行した地震の可能性がある。なお、京都の日記と『大唐日本王代年代記』には、二十九日（厳密には翌三十日）寅刻（午前3時～5時）から一連の地震が始まったと記録されているが、『常光寺年代記』では同日戌刻（午後7時～9時）から始まったと記録されている。よって、震源は遠江に近い地域で、一連の地震の数時間前から前震的な活動が始まり出していた可能性も考えられる。他の候補として、複数のトレンチ調査から15～16世紀頃に活動したことが明らかにされている阿寺断層の大地震の可能性もあるかも知れない。阿寺断層は、1586年天正地震（M7.8±0.1）の際に活動したとされているが〔例えば、廣内・安江（2011）〕、伝承のみで同時代史料からそれを示す記録は見つかっておらず、松浦（2011）等は否定している。

Discussion on the causes of tsunamis accompanied by the 1914 Sakurajima earthquake, Japan

*Reiji KOBAYASHI¹

1. Kagoshima University

はじめに

1914年1月12日10時過ぎ、桜島の大正噴火と呼ばれる噴火が始まった。約8時間後の18時28分頃、噴火が継続している中、マグニチュード(M)7.1の地震が発生した(1914年桜島地震と呼ぶ)。1914年桜島地震に伴って、小津波があった。筆者はこれまでこの小津波の記述を整理した。その結果、津波は、(当時の)鹿児島港付近、谷山村、西桜島村の沿岸で目撃され、それ以外の鹿児島湾沿岸では目撃されていないことが分かった。津波は、鹿児島港付近と西桜島村で船を壊すほどであったが、谷山村では船を壊すほどではなかった。このことから、津波の波源は桜島と薩摩半島の間と推定された。津波は、本震直後(以降、直後の津波と呼ぶ)と、本震から20分後または1時間~1時間半後(以降、後から来た津波と呼ぶ)に目撃されている。

本発表では、これらの津波の原因を考察する。地震に伴う津波の原因として事例が多いのは、断層運動による海底の地殻変動である。一方、津波の発生原因は地滑りや火山活動に関連するものなどもある。これらを含めて検討した。

津波の原因

桜島地震の津波については、原因の候補として、地震による海底地殻変動、地滑り、火砕流、マグマだまりの収縮による地殻変動、が挙げられる。

地震による海底地殻変動については、M7.1であることと、震源が津波波源に近いこと、震源が浅いことから、十分に津波の原因になりうる。直後の津波については整合的である。しかし、後から来た津波については時間が合わない。

津波の第1波よりも、第2波等の後続波が大きくなることがある。この津波の場合、後続波が高くなるためには、鹿児島湾全体での反射や屈折が必要になる。しかし、鹿児島港付近、谷山村、西桜島村以外では津波が目撃されていない。したがって、鹿児島湾全体で反射や屈折をした可能性は低く、遅れてきた津波が後続波である可能性は低い。

後から来た津波は余震によって起こる可能性もある。しかし、後から来た津波の方が直後の津波より高いことから、本震直後よりも海底の上下変動が大きい地震である必要がある。Omori (1920)によると、この時間帯では20時11分に震度slight(微)の余震が観測されている。普通の地震であれば、マグニチュードは本震よりも小さく、海底の上下変動も小さいと思われる。津波地震の可能性は考えられる。しかし、本震から1時間42分後であり、津波の目撃が「1時間~1時間半後」であることを考えると少し遅い。

本震で誘発された地滑りについては、海底地滑りと、海岸での地滑りの海域への流入が考えられる。桜島地震では、内陸では地滑りが起こったことが知られている[例えば、鹿児島新聞記者十餘名共纂(1914)]。しかし、海底地滑りや海岸での地滑りについては知られていない。鹿児島市の北の吉野村沿岸で小規模な崖崩れがあった。ここは始良カルデラ壁であり、急峻な崖になっている。確認されている石の大きさは「三百才」(約8 m³) [九州鐵道管理局(1914)]程度である。仮にこれらが海中に落下しても、鹿児島港付近や西桜島村沿岸で船を破壊するほどの津波が生じる可能性は低いだろう。

海底での地滑りについては、調査が不十分であるために、知られていない可能性はある。もし、本震で誘発された海底地滑りが原因であった場合、直後の津波には整合的であるものの、遅れてきた津波には時間が合わない。遅れてきた津波については、大きな余震によって誘発された海底地滑りであれば、時間は合う。しかし、先述の震度slightの余震が観測されているのみで、海底地滑りが誘発されるとは思えない。

火砕流によっても津波が生じることが知られている。安井・他(2006)によると13日20時14分に最大規模の噴火(火砕流)とある。しかし、この時刻に津波の目撃証言はない。津波の目撃証言のある12日の18時半頃

から20時頃までの間だけ津波が生じたというのは不自然であろう。

マグマだまりが収縮し、それに伴って地殻変動が起こり、津波の原因となったことも考えられる。ただし、この地殻変動自体が、桜島地震本震発生の原因となっている可能性もある。もし、本震が地殻変動によるものであれば、本震直後の津波については、その原因が地殻変動か、本震による断層運動か、の区別がつかない。

遅れてきた津波については、問題は、津波を起こす程度の急激な地殻変動で地震波がでないかということである。先述の20時11分の余震はこれに相当する可能性もあるが、時間が少し遅い。あるいは地震波をほとんど放射しない程度にゆっくり、しかし津波を発生される程度には急激に変動した可能性も考えられる。

Poster session (2nd Day) | Regular session : S11. Various phenomena associated with earthquakes

📅 Tue. Oct 25, 2022 2:00 PM - 5:30 PM JST | Tue. Oct 25, 2022 5:00 AM - 8:30 AM UTC | 🏢 ROOM P-5
10th floor (Conference Room 1010-1070)

[S11P] PM-P

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S11P-01] Dynamic Stress Transfer in a Layered Granular Slope

*Koji UENISHI¹, Shuto SASAUCHI¹, Dongyun XI¹ (1. Univ. of Tokyo)

Dynamic Stress Transfer in a Layered Granular Slope

*Koji UENISHI¹, Shuto SASAUCHI¹, Dongyun XI¹

1. Univ. of Tokyo

In this series of experimental and numerical study using the technique of dynamic photoelasticity and the open source ESyS-Particle code (Uenishi and Goji, *Procedia Struct. Integr.*, 2018; Uenishi and Xi, *SSJ Fall Meeting*, 2021, *Procedia Struct. Integr.*, 2022), in order to clarify the generation mechanism of earthquake-induced slope failures that may involve large deformation, the basic dynamics of dry granular media under impact loading has been observed. In particular, with high-speed video cameras, dynamic stress transfer and particle motion have been traced inside two-dimensional model slopes that consist of penny-shaped birefringent particles prepared by a digitally controlled laser cutter. The granular slopes, standing on a rigid horizontal plane and having different inclination angles, have been subjected to dynamic impact on their top horizontal free surfaces. First, for the slopes without confining retaining walls, two distinct failure patterns, complete collapse or mass flow caused by unidirectional stress transfer and separation of the slope face (toppling) due to multi-dimensionally expanding waves, have been identified (Uenishi and Goji, *Procedia Struct. Integr.*, 2018). Then, in order to clarify the effect of static confinement on the dynamics of granular slopes under impact, additional solid plates have been set on some boundaries of the slopes. For these statically confined slopes, it has been found that dynamic stress transfer and particle motion are considerably governed by the additional solid boundaries resembling retaining walls, and buckling-like jump of particles owing to the presence of the confining retaining walls has been recognized (Uenishi and Xi, *Procedia Struct. Integr.*, 2022).

Here, furthermore, the effect of material heterogeneities on granular dynamics is considered. For this purpose, a (roughly) horizontal interface is introduced in the model. The interface is located between a top layer of smaller particles and a basement made of larger particles, or vice versa. Dynamic stress transfer and particle motion, with special attention to the mechanical behavior around interfaces, are observed for these dissimilar granular slopes with / without retaining walls.

Acknowledgements: The research has been financially supported by the Japan Society for the Promotion of Science (JSPS) through the "KAKENHI: Grant-in-Aid for Scientific Research (C)" Program under grant number 20K04680.

Poster session (2nd Day) | Regular session : S13. Crustal fluids and earthquake

📅 Tue. Oct 25, 2022 2:00 PM - 5:30 PM JST | Tue. Oct 25, 2022 5:00 AM - 8:30 AM UTC | 🏢 ROOM P-6
10th floor (Conference Room 1010-1070)

[S13P] PM-P

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S13P-01] Consideration of slow crustal strain changes after earthquakes -In the case of TSS observation site-

*Yuichi KITAGAWA¹, Norio MATSUMOTO¹ (1. Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, Geological Survey of Japan, AIST)

Consideration of slow crustal strain changes after earthquakes -In the case of TSS observation site-

*Yuichi KITAGAWA¹, Norio MATSUMOTO¹

1. Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, Geological Survey of Japan, AIST

産総研では南海トラフでの巨大地震の短期・中期予測研究のために、愛知県・紀伊半島・四国の観測点で地殻変動・地下水の観測を行い、特にプレート境界での短期的SSEのモニタリングに重点をおいて取り組んでいる。2019年5月10日の日向灘の地震（M6.3）の後に、土佐清水松尾観測点のボアホール歪計でゆっくりとした地殻歪変化が観測された。2009年1月から2022年7月の間で四国周辺でのM5以上の地震や土佐清水市で震度2以上の地震を対象に同様な地殻歪変化を調査したところ、土佐清水松尾観測点では計13例の地殻歪変化が見つかった（そのうち1例は後述する大雨による変化であった）。これらの地殻歪変化の水平成分は短期的SSEによる歪変化に似ており、足摺岬南東側のプレート境界の固着域でのすべりの可能性が考慮された。しかしながら、類似の歪変化が繰り返し発生することや地殻歪の鉛直成分が変化していないことから、プレート境界でのすべりではないと判断された。これら12例のうちの11例では同時に土佐清水松尾観測点の孔2観測井戸の水位が変化していた。このように同様な変化が何度も繰り返し発生するため、観測点周辺で生じた局所的な変化の可能性が高いと推測している。土佐清水松尾観測点では大雨の際にも地殻歪変化が観測されており、その水平成分は地震後のゆっくりとした変化に類似していることが判明した。一方、地殻歪の鉛直成分や孔2観測井戸の水位変化は地震後と大雨時で異なっていた。大雨時に生じる地殻歪変化と水位変化の定量的な関係を議論するとともに、地震後に観測点周辺で生じたと思われる局所的な応力場の変化（地下水流動を含む）の可能性についての議論を行う。

Poster session (2nd Day) Regular session : S19. Seismology, general contribution
--

📅 Tue. Oct 25, 2022 2:00 PM - 5:30 PM JST | Tue. Oct 25, 2022 5:00 AM - 8:30 AM UTC | 🏢 ROOM P-7
10th floor (Conference Room 1010-1070)

[S19P] PM-P

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S19P-01] Questionnaire survey on residents' awareness of disaster prevention due to seismic activity in the northeastern Noto Peninsula

*Amane Sugii¹, Izumi Akasaka², Haruka Ohwashi², Kyosuke Sawatari², Takushi Bando², Akira Murata¹, Yoshihiro Hiramatsu¹ (1. Kanazawa University, 2. Ishikawa Prefectural Iida High School)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S19P-02] How to use Martian seismic and meteorological data obtained by NASA's InSight

*Keisuke Onodera¹, Taichi Kawamura² (1. ERI, Univ. of Tokyo, 2. IPGP)

2:00 PM - 5:30 PM JST | 5:00 AM - 8:30 AM UTC

[S19P-03] Influence of station corrections on hypocenter determination of off Fukushima Prefecture using S-net Data

*Naoki Momomoto¹, Noriko Tsumura¹ (1. Chiba University)

Questionnaire survey on residents' awareness of disaster prevention due to seismic activity in the northeastern Noto Peninsula

*Amane Sugii¹, Izumi Akasaka², Haruka Ohwashi², Kyosuke Sawatari², Takushi Bando², Akira Murata¹, Yoshihiro Hiramatsu¹

1. Kanazawa University, 2. Ishikawa Prefectural Iida High School

1. はじめに

能登半島北東部では2018年6月頃から地震の発生回数が増加傾向となり、2020年12月以降は4つの領域で順に活発化した。地震調査委員会（2022）では、地震活動の活発化の原因として流体が関与する可能性を挙げている。2021年9月16日の最大震度5弱（M5.1）の地震や2022年6月19日の最大震度6弱（M5.4）の地震では局所的な被害が生じた。現在でも群発的な地震活動は継続し、さらなる地震被害や海域での大地震による津波被害が危惧される。本研究の目的は、地震活動が活発な地域の石川県珠洲市に位置する石川県立飯田高等学校の教員、学生および保護者を対象とした地震津波防災意識に関するアンケート調査により、住民がもつ防災意識の現状と問題点を明らかにすることである。

2. 地震津波防災の意識に関するアンケート調査について

石川県立飯田高等学校の教員、学生および保護者を対象としたアンケート調査を実施した。調査期間はM5.4の地震発生約1ヶ月前の2022年5月18日から2022年5月24日である。調査方法は、Google Formsを用いたインターネット上での回答である。調査項目は、大別して4つの項目から構成されている。その内容は、1)居住環境（年代、性別、地域、小学校区分）、2)地震活動による行動や意識の変化、3)避難時における対策、4)津波に対する備えである。アンケートの有効回答数は413件であった。地震回数の増加が気になる人の割合は92%と大きく、能登半島北東部での地震活動の活発化による意識変化が見られた。また、地震回数の増加が気になると回答した人の中で73%が避難経路の確認などの行動変化が認められ、地震の増加によって意識変化だけでなく行動にも影響を与えることが分かった。さらに、震度1～3または4以上の地震を体験した場合の行動変化に関する設問では、震度4以上の地震を体験した人は震度1～3の地震のみしか経験していない人よりも「特になにもしない」という項目が6割減少し、行動に関する項目の回答が増加した。したがって、行動の変化は地震の発生回数だけでなく震度の大きさにも関連性があることが明らかとなった。津波に対して備えをしている人は全体の46%であった。このうち避難場所、避難経路の確認といった備えが最も多かった。また、「地震に対してどのようなことが不安ですか。」という設問に対して「津波が来る」という回答が2番目に多かった。年代、性別、地域、区分、各設問のそれぞれに関連性があるかを調べるため、自由記述の設問を除いた各項目ごとにクラメールの連関係数を算出し、相関の強弱について評価を行った。その結果、「奥能登の地震回数が増えたことが気になりますか」と「地震に対して不安はありますか」という設問の間に0.26程度の関連性が見られた。しかし、クラメールの連関係数からは珠洲市において地域の違いによる設問との強い関連性は見られなかった。また、クラメールの連関係数を計算するために使用した設問について「地域差が見られない」と仮定した上で、有意水準5%でフィッシャーの正確確率検定を行った。その結果、全ての設問に対して「地域差がみられない」ことを棄却することができなかった。このことから震度の違いによって行動変化は見られるものの、地震や津波に対する防災意識は地域によって有意な変化がないと考えられる。

3. まとめ

能登半島北東部における地震活動の活発化のため、地震被害や海域での大地震による津波被害が危惧される。そこで、住民がもつ防災意識の現状と問題点を明らかにするため、石川県立飯田高等学校の教員、学生および保護者を対象とした地震津波防災意識に関するアンケート調査を行った。解析した結果、震度の大きさによって防災行動に対して変化が見られることが分かった。地域と設問の間の関係について解析を行ったところ、地域による防災意識に差がない可能性があることが示唆された。

参考文献

- 1) 地震調査委員会（2022）：石川県能登地方の地震活動に関する「地震調査委員長見解」,
https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2022/2022_ishikawa_2.pdf

How to use Martian seismic and meteorological data obtained by NASA's InSight

*Keisuke Onodera¹, Taichi Kawamura²

1. ERI, Univ. of Tokyo, 2. IPGP

1. InSightミッションの概要

2018年11月26日にNASAのInSight (Interior Exploration using Seismic Investigations, Geodesy and Heat Transport)^[1]は、火星のエリシウム平原(4.5°N, 135.9°E)に着陸し、約3年にわたり地震および気象の準連続観測を実施してきた。火星表面には広帯域計(Very Broad-Band Seismometer: VBB)と短周期計(Short Period Seismometer: SP)が設置され、それぞれ0.01–10 Hz, 1–50 Hz帯に感度を持つ^[2]。通常観測ではVBBは20 Hz, SPは100 Hzサンプリングでデータを取得している^[3]。気象観測については、通常1Hzサンプリングで気温・気圧・風速・風向データを取得している^{[4][5]}。

2. 火星で観測された地震および気象現象

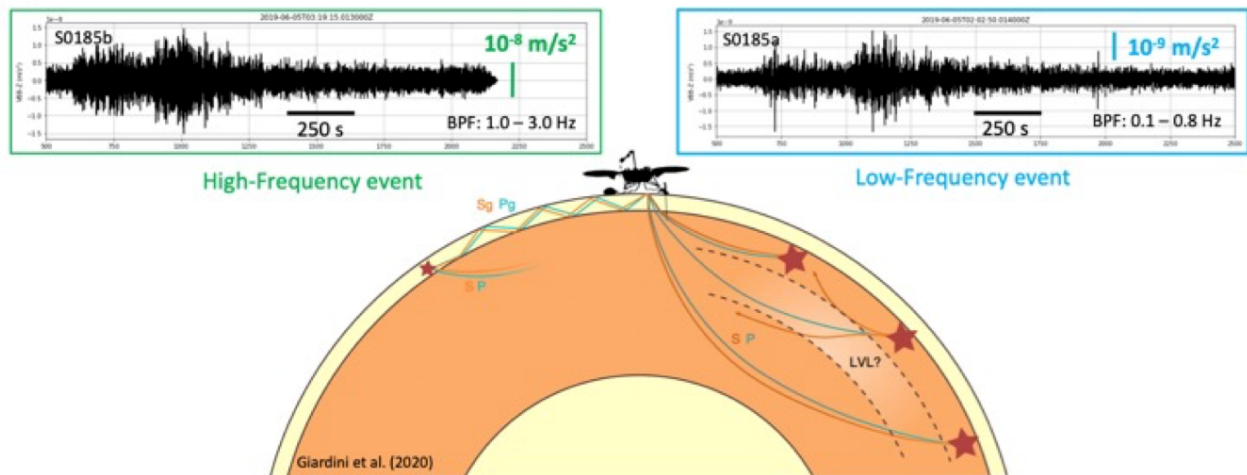
火星地震は大きく分けて二種類に分かれる。2.4 Hzを境にそれより低い周波数にエネルギーを持つ地震をLow-Frequency (LF) event, 2.4Hz以上にエネルギーを持つものをHigh-Frequency (HF) eventと呼ぶ^[6]。図1aにInSightで観測された地震データの例を示す。LFイベントは比較的散乱の影響が小さく、フェーズの読み取りが可能である。場合によっては、極性・線形性が確認でき、一点観測に基づく震源位置決定に大きく貢献している。HFイベントは非常に強い散乱の影響を受けており、地球の火山地帯や月で見られるような強散乱波形を示す。Giardini et al.^[7]はそれぞれの波形の特徴や推定された震央距離などをもとに、LFイベントはマントルを主に通過し、HFイベントは地殻内を多重反射・多重散乱して伝わる地震波であると解釈している。一方、大気現象に伴う地震動も観測されている。例えば、ダストデビル(局所移動低気圧の渦)の通過に伴う地面の変形が地震計および圧力計で同時観測されており(図1b)、地震・圧力データのスペクトル比から内部構造の推定も行われている^[8]。

3. データ利用案内

InSightの観測により、火星における地震ならびに内部構造への理解が飛躍的に進んできた。一方で、一点観測という非常に強い制約により、震源位置の決定や震源メカニズムなどについては不確定性が大きいのも事実である。本発表では、火星地震・内部構造への理解をさらに推し進めるため、日本の地震学コミュニティに惑星地震データの利用方法を広め、様々な視点から火星地震データの再解析・新手法の応用などを促すことを目的とする。InSightの地震および気象データは、NASAのPDS (Planetary Data System)やIRIS (Incorporate Research Institute for Seismology)でイベントのカタログと共に公開されている。本発表では、地震学コミュニティに馴染みのあるIRISからのデータ取得方法ならびに解析を行う上での注意点等について、実際の解析例を交えながら解説を行う。

参考文献 [1] Banerdt et al. (2020), *Nature Geosci.*, 13, 183-189. [2] Lognonné et al. (2019), *Space Sci. Rev.*, 215, 12. [3] Lognonné et al. (2020), *Nature Geosci.*, 13, 213-220. [4] Banfield et al. (2019), *Space Sci. Rev.*, 215, 4. [5] Banfield et al. (2020), *Nature Geosci.*, 13, 190-198. [6] Clinton et al. (2021), *PEPI*, 310, 106595. [7] Giardini et al. (2020), *Nature Geosci.*, 13, 205-212. [8] Kenda et al. (2020), *JGR Planets*, 125, 6, e2020JE006387.

(a)



(b)

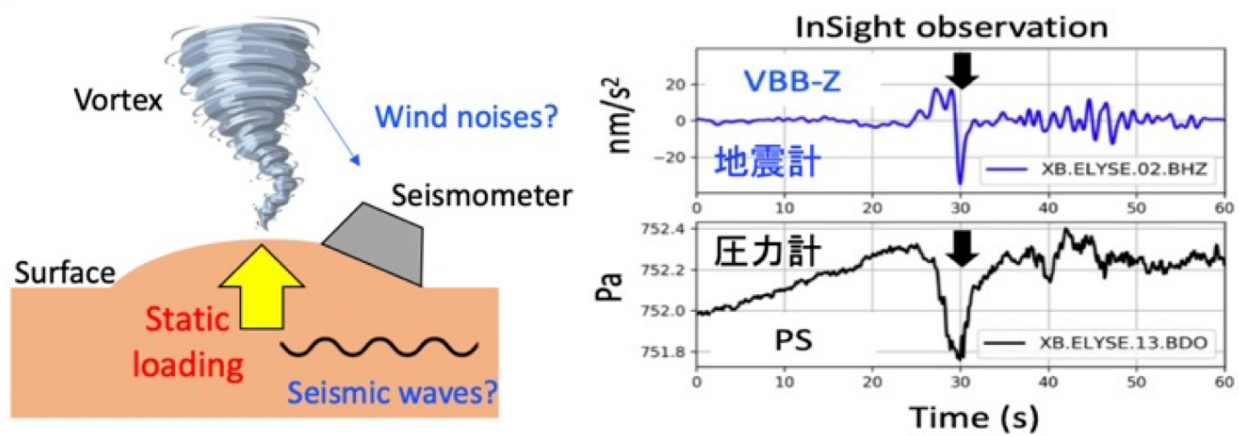


図1. (a) High-Frequency eventとLow-Frequency eventの波形例(上)とそれぞれのパスの概念図(下). (b) ダストデビルの概念図(左)と実際の観測データ例(右).

Influence of station corrections on hypocenter determination of off Fukushima Prefecture using S-net Data

*Naoki Momomoto¹, Noriko Tsumura¹

1. Chiba University

1.はじめに

これまでの研究で2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震が起こる前後で、東北地方太平洋側の地震活動度が変化することが明らかになっており[Toda et al., 2011]、それは地下内部の応力変化を反映していると考えられている[Hasegawa et al., 2012]。本研究の対象地域である福島県沖では、周辺の宮城県沖や茨城県沖に比べ多くの地震が発生しているほか、プレート境界付近のみならず陸側プレート内部や海洋プレート内部でも地震が起こっているため、この地域での地震発生の理解には、正しい震源位置の情報が特に重要となる。日本海溝沿いに設置された海底地震観測網S-netによるデータは、このような正確な震源決定に貢献すると期待される。ただし、その場合にも、震源決定に用いるS-net観測点や地震波速度構造や、観測点近傍の堆積層の影響など考慮すべき事項が存在する。本研究では、上記のような条件を変更したとき、決定される震源がどのように変化するかを調べ、陸域のみの観測点を用いて気象庁が決定した震源と今回のS-net観測点データで求められた震源にどのような違いがあるのかを明らかにする。特に観測点近傍の堆積層補正について実データから求められた値[西澤ほか, 2022]を適用し、その影響を調べた。

2.データ・手法 2018年1月1日から2019年8月31日までに福島県沖で発生した沈み込むプレート境界およびその内部の地震のうち、431個のM3.0以上の地震を研究対象とした。まず、福島県沖のS-net観測点26点で得られたそれらの地震波形からP波とS波初動を読み取り、震源を求めた。震源決定には、気象庁が海域観測点データを用いて震源決定を行う際に使用される速度構造を深さ方向に1次元化し使用した。1で述べた条件を変更した場合の震源位置の変化を調べるため、震源決定に使用するS-net観測点を、震源から100 kmの範囲内にある観測点のみに絞って計算することも行った。また、観測点近傍に存在する未固結堆積層が震源決定に及ぼす影響について調べるために、マルチチャンネル反射法地震探査(MCS)で得られたS-net観測点下における走時データ[西澤ほか, 2022]を使用した。ここでは、堆積層の存在を考慮せずに震源を求めた場合の走時と、MCSで得られた堆積層内の走時を使って、堆積層に対する走時の遅れの補正値を求め、それを観測点補正値に加えて堆積層を考慮した場合の震源決定を行った。

3.結果 S-netの初動データを使い、堆積層による遅れを考慮して求めた震央分布を図1に、同図の長方形の領域内で発生した地震について堆積層の影響を考慮した場合としなかった場合に求められた震源を鉛直断面（X-X'）に投影したものを図2に示す。ここで図2の断面の黒実線はIwasaki (2015)によって推定されたプレート上面の位置である。図2からわかる通り、堆積層を考慮した場合の方が堆積層を考慮しなかった場合よりもほとんどの震源が数km~20 kmほど浅い深さに決定された。特に沖合側(X'側)の震源の変化量は5 km以内のものも多く比較的小さいが、陸側(X側)の方になるにつれて、震源の変化量は徐々に大きくなっていき、およそ10 kmほどの変化量が多く占めるようになる。

4.考察 堆積層を考慮して求めた震源は速度の遅い層がある分、震源と観測点の距離が縮まるように、堆積層を考慮しないで決めた震源より浅く観測点よりの位置に変化した。特に本研究で震源決定に用いた観測点がS-net観測点のみであったため、陸側（X側）の震源は震源決定に使用する観測点が海溝側に偏っており、堆積層を考慮した場合の側方への変化が観測点のある海溝側になったと考えられる。今後は震源決定に使用する観測点の選定および3次元速度構造を用いた検討を行い、より正確な震源決定について考察する。

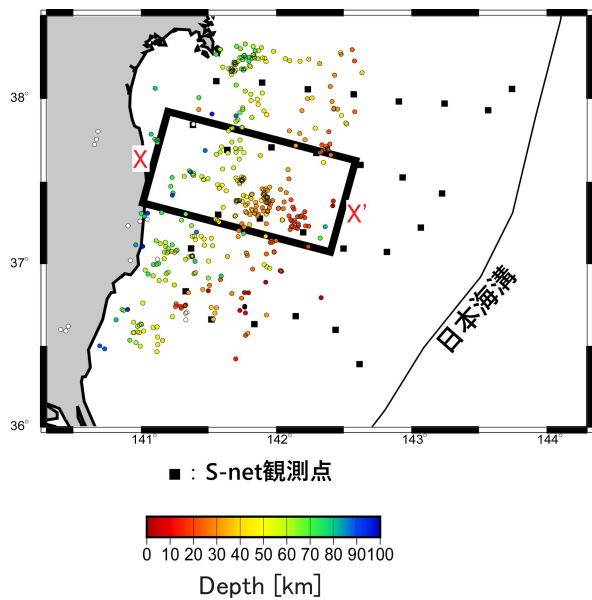


図 1 : S-netデータによる実際の震源分布。震源の深さを色ごとに分けて示している。

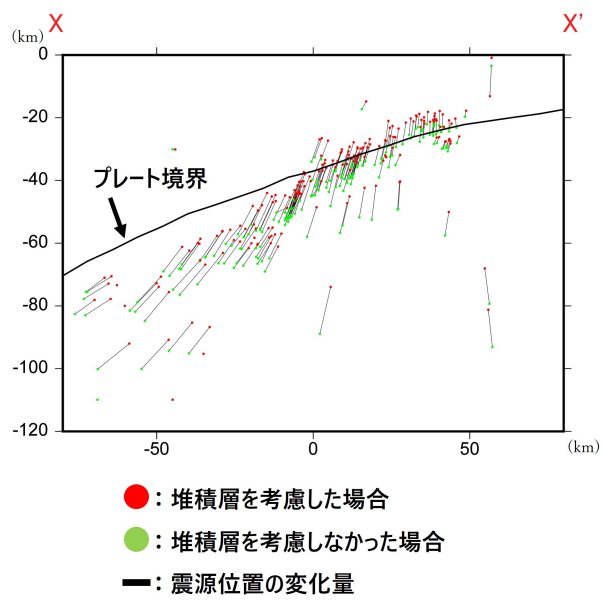


図 2 : 左図のX-X'範囲内の鉛直断面に震源を反映。さらに、観測点近傍の未固結堆積層を考慮することによって生じる結果の違いも表示。