Tue. Oct 22, 2024

Room A | Late-Breaking Session：S23. The 2024 Hyuga-nada Earthquake and its Effects

9:00 AM - 10:30 AM JST | 12:00 AM - 1:30 AM UTC | Room A International Conference Hall (4F)

[S23] AM-1

chairperson:Kiwamu Nishida(ERI, the university of Tokyo), Hisahiko KUBO, Yusuke Tomozawa(Kajima Technical Research Institute, Kajima Corporation)

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

[S23-01] The earthquake in the Hyuganada Sea on August 8, 2024 -Seismic Activity and Nankai Trough Earthquake Extra Information issued by the JMA-

*Kiyoshi TAKEDA[1], Shinya TSUKADA[1], Kazuhiro IWAKIRI[1], Masahiro YOSHIDA[1], Kazuki MIYAOKA[1], Yasuhide HASEGAWA[1], Takumi HIRAHARA[1], Junpei SHIMIZU[1], Issei SUGANUMA[1], Akemi NODA[1], Mugi YAMAMOTO[1], Kenichi FUJITA[1], Koji TAMARIBUCHI[1], Nobuyuki HIROTA[1], Shigeki AOKI[2] (1. Earthquake and Volcanic Engineering Affairs Division, Seismology and Volcanology Department, JMA, 2. Administration Division, Seismology and Volcanology Department, JMA)

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

[S23-02] Tsunami observation of the earthquake in Hyuganada Sea on 8 August 2024 recorded by N-net and DONET

*Tatsuya Kubota[1], Takayuki Miyoshi[1], Hisahiko Kubo[1], Wataru Suzuki[1], Shin Aoi[1], Kunugi Takashi[1], Tetsuya Takeda[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S23-03] Characteristics of seismicity around the August 8, 2024 Hyuga-nada earthquake (M7.1) and possible future scenarios

*Yusuke YAMASHITA[1], Takane Hori[2] (1. Miyazaki Observatory, DPRI, Kyoto University, 2. JAMSTEC)

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

[S23-04] [Invited]Nankai Trough Earthquake Extra Information (Megathrust Earthquake Attention) following the 2024 Hyuga-nada Earthquake (Mw7.0)

*Naoshi HIRATA[1] (1. ERI, The University of Tokyo)

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

[S23-05] [Invited]Issues in the announcement of the "Nankai Trough Earthquake Extra Information (Megathrust Earthquake Attention)"on August 8, 2024

*Sayaka IRIE[1] (1. Matsumoto University)

10:15 AM - 10:30 AM JST | 1:15 AM - 1:30 AM UTC

[S23-06] Problems with the Nankai Trough Earthquake Extra Information issued on Aug. 8, 2024

*Katsuhiko ISHIBASHI[1] (1. Emeritus Prof., Kobe Univ.)

Room A | Special session：S22. The 2024 Noto Peninsula Earthquake

10:45 AM - 12:15 PM JST | 1:45 AM - 3:15 AM UTC | Room A International Conference Hall (4F)

[S22] AM-2

chairperson:Yuji Itoh(Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Yasunori Sawaki

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

[S22-01] A long-persisting seismic swarm and the subsequent nucleation of the 2024 M7.6 Noto earthquake

*Aitaro KATO[1], Shigeki NAKAGAWA[1], Eiji KURASHIMO[1], Shinichi SAKAI[1], Kentaro EMOTO[2], Satoshi MATSUMOTO[2] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University)

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

[S22-02] Precise aftershock activity by rapid response seafloor seismic observation in the eastern source region of the 2024 Noto-Hanto earthquake

*Masanao Shinohara[1], Ryota Hino[2], Tsutomu Takahashi[3], Koichiro Obana[3], Shuichi Kodaira[3], Ryosuke Azuma[2], Tomoaki Yamada[1], Takkeshi Akuhara[1], Yusuke Yamashita[4], Eiji Kurashimo[1], Yoshio Murai[5], Takehi Isse[1], Kazuo Nakahigashi[7], Hisatoshi Baba[8], Yusaku Ohta[2], Yoshihiro Ito[4], Hiroshi Yakiwara[9], Yukihiro Nakatani[9], Gou Fujie[3], Toshinori Sato[6], Hajime Shiobara[1], Kimihiro Mochizuki[1], Shin'ichi Sakai[10,1], KH-24-JE01, KH-24-JE02C shipboard scientists[11] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Graduate School of Science, Tohoku University, 3. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 4. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 5. Graduate School of Science, Hokkaido University,, 6. Graduate School of Science, Chiba University, 7. Tokyo University of Marine Science and Technology, 8. Undergraduate School of Marine Science and Technology, Tokai University, 9. Research Field in Science, Science and Engineering Area, Kagoshima University, 10. Interfaculty Initiative in Information Studies, University of Tokyo, 11. N/A)

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

[S22-03] Fault Geometries of the 2024 Mw 7.5 Noto Peninsula Earthquake from Hypocenter-Based Hierarchical Clustering

*Yasunori SAWAKI[1], Takahiro Shiina[1], Kodai Sagae[1], Yoshihiro Sato[2,3], Haruo Horikawa[1], Ayumu Miyakawa[1], Kazutoshi Imanishi[1], Takahiko Uchide[1] (1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Tokyo City University, 3. Artificial Intelligence Research Center, AIST)

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

[S22-04] Natural time analysis of seismicity before the 2024 Noto earthquake

*Kei KATSUMATA[1] (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University)

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

[S22-05] Seismic reflection images of active submarine faults in the 2024 Noto earthquake (M7.6) rupture area

*Jin-Oh Park[1], Hamzeh Mohammadigheymasi[1], Yige Yang[1], Ehsan Jamali Hondori[2], Ayanori Misawa[3], Tetsuo No[4], Hironori Otsuka[5] (1. AORI, University of Tokyo, 2. Geoscience Enterprise Inc. (GSE), 3. AIST, 4. JAMSTEC, 5. KOBEC)

12:00 PM - 12:15 PM JST | 3:00 AM - 3:15 AM UTC

[S22-06] Coseismic crustal relative seismic velocity changes associated with the January 1st, 2024 Mw 7.5 Noto Peninsula earthquake

Nicolas Paris[1], *Yuji ITOH[2], Florent Brenguier[3], Qing-Yu Wang[3], Quentin Higueret[3], Yixiao Sheng[4], Ryota Takagi[5], Naoki Uchida[5], Tomomi Okada[5], Satoshi Hirahara[5], Shu'utoku Kimura[5], Shin'ichi Sakai[2] (1. IGE, Univerisité Grenoble Alpes, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 3. ISTerre, Université Grneoble Alpes, 4. School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, 5. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

Room A | Special session：S22. The 2024 Noto Peninsula Earthquake

1:30 PM - 3:00 PM JST | 4:30 AM - 6:00 AM UTC | Room A International Conference Hall (4F)

[S22] PM-1

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

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

[S22-07] Strong Ground Motions and Source Rupture Process of the 2024 Noto Peninsula Earthquake (M7.6)

*Kimiyuki ASANO[1], Tomotaka IWATA[2] (1. DPRI, Kyoto University, 2. Professor Emeritus of Kyoto University)

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

[S22-08] A characterized fault model for reproducing strong ground motions and crustal deformation during the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Sei Kanayama[1], Masayuki Nagano[1] (1. Tokyo University of Science)

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

[S22-09] Characterized source model of the 2024 Noto earthquake using the corrected empirical Green's function method

*Yosuke NAGASAKA[1] (1. Port and Airport Research Institute)

2:15 PM - 2:30 PM JST | 5:15 AM - 5:30 AM UTC

[S22-10] Rupture process of the 2024 Noto Peninsula earthquake estimated by waveform inversion with empirical Green’s functions

*Atsushi NOZU[1] (1. Port and Airport Research Institute)

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

[S22-11] Comprehensive evaluation of slip distribution and fault geometry of the 2024 Noto Peninsula earthquake based on dense GNSS networks

*Taisuke Yamada[1], Yusaku Ohta[1], Takuya NISHIMURA[2], Yoshihiro Hiramatsu[3], Yohei Kinoshita[4], Keisuke Yoshida[1] (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Kanazawa University, 4. University of Tsukuba)

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

[S22-12] Rupture process of the 2024 Noto peninsula earthquake derived from strong motion, teleseismic, and geodetic data

*Hiroaki KOBAYASHI[1], Tetsushi Watanabe[1], Kazuki Koketsu[2] (1. Kobori Research Complex Inc., 2. SFC Research Institute, Keio University)

Room A | Special session：S22. The 2024 Noto Peninsula Earthquake

3:15 PM - 4:45 PM JST | 6:15 AM - 7:45 AM UTC | Room A International Conference Hall (4F)

[S22] PM-2

chairperson:Kazutoshi Imanishi(AIST), Tsutomu Takahashi(JAMSTEC)

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

[S22-13] Imaging complex rupture evolution of the 2024 M_W7.5 Noto Peninsula earthquake by the back-projection of near-field array records

*Kazutoshi IMANISHI[1], Takahiko Shiina[1], Yumi Urata[1], Shutaro Sekine[2] (1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. ADEP)

3:30 PM - 3:45 PM JST | 6:30 AM - 6:45 AM UTC

[S22-14] Non-planar Fault Geometry Controlling the Distributions of Slip and Uplift of the M7.6, 2024 Noto Peninsula, Japan, Earthquake

*Ryosuke ANDO[1], Yo Fukushima[2], Keisuke Yoshida[2], Kazutoshi Imanishi[3] (1. Univ. of Tokyo, 2. Tohoku Univ., 3. Geological Survey of Japan)

4:00 PM - 4:15 PM JST | 7:00 AM - 7:15 AM UTC

[S22-16] Lateral variation of static stress drop in the source area of the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Tsutomu TAKAHASHI[1], Gou FUJIE[1], Masanao SHINOHARA[2], Ryota HINO[3], Shuichi KODAIRA[1], Tomoaki YAMADA[2], Takeshi AKUHARA[2], Koichiro OBANA[1], Ryosuke AZUMA[3], Yusuke YAMASHITA[4], Yoshio MURAI[5], Hisatoshi BABA[6], Hiroshi YAKIWARA[7] (1. JAMSTEC, 2. Univ. of Tokyo, 3. Tohoku Univ., 4. Kyoto Univ., 5. Hokkaido Univ., 6. Tokai Univ., 7. Kagoshima Univ.)

4:15 PM - 4:30 PM JST | 7:15 AM - 7:30 AM UTC

[S22-17] Site response changes caused by strong ground motions of the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Miroslav Hallo[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[2] (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Professor Emeritus, Kyoto University)

4:30 PM - 4:45 PM JST | 7:30 AM - 7:45 AM UTC

[S22-18] Real-Time Monitoring of the 2024 Note M7.6 Earthquake Genesis Process using Physical Wavelets

*Fumihide TAKEDA[1,2] (1. Takeda Eng. Consultant, 2. Earthquake Pred. Inst.)

Room B | Regular session：S09. Statistical seismology and underlying physical processes

9:00 AM - 10:30 AM JST | 12:00 AM - 1:30 AM UTC | Room B Medium-sized Conference room 301 (3F)

[S09] AM-1

chairperson:Ryota Takagi(Graduate School of Science, Tohoku University), Junichi Nakajima(Tokyo Institute of Technology)

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

[S09-11] An earthquake nest benetah the Tokyo Bay: implications for a subducted seamount

*Junichi NAKAJIMA[1] (1. Tokyo Institute of Technology)

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

[S09-12] Relationship between S-Wave Velocity Anomalies and Spatial Variations in Deep Tectonic Tremor Activity in the Nankai Subduction Zone

*Akifumi Takayama[1], Yasunori Sawaki[2], Yihuan Ruan[1], Yoshihiro Ito[3], Takuto Maeda[4], Takuo Shibutani[3] (1. Graduate School of Faculty of Science, Kyoto University, 2. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

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

[S09-13] Migrating Earthquake Swarm Activity in the Okinawa Trough revealed by Matched Filter Method

*Yuji Abe[1], Mamoru Nakamura[2] (1. University of the Ryukyus, 2. Faculty of Science, University of the Ryukyus)

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

[S09-14] Seismicity in shallow part of Hyuga-nada subduction zone by ocean bottom seismometer from 2015 to 2022

*Chingyu Hu[1,2], Masanao Shinohara[1], Yusuke Yamashita[3], Takashi Tonegawa[4], Tomoaki Yamada[1], Takeshi Akuhara[1], Kimihiro Mochizuki[1] (1. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo, 2. Graduate School of Science, The University of Tokyo, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

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

[S09-15] Spatial correlation between shallow tremor distribution and S-wave velocity structure in the northern Japan Trench

*Ryota Takagi[1], Ryosuke Azuma[1], Ryota Hino[1], Kiwamu Nishida[2], Masanao Shinohara[2] (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

10:15 AM - 10:30 AM JST | 1:15 AM - 1:30 AM UTC

[S09-16] High-precision hypocenter distribution of shallow tectonic tremors in the northern Japan Trench using relative location method

*Kosuke Minamoto[1], Ryota Hino[1], Kazuma Matsumoto[1] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

Room B | Regular session：S09. Statistical seismology and underlying physical processes

10:45 AM - 12:15 PM JST | 1:45 AM - 3:15 AM UTC | Room B Medium-sized Conference room 301 (3F)

[S09] AM-2

chairperson:Tsukasa Mitogawa(Pacific Consultants Co., LTD.), Genki OIKAWA(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED))

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

[S09-17] Seismicity of similar earthquakes in Ogasawara Ioto

*Genki OIKAWA[1], Hideki UEDA[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED))

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

[S09-18] Earthquake Swarm Detection along the Middle America Trench: Implications for the Relationship between Seismicity and Slow Slip Events

*Tomoaki NISHIKAWA[1], Vladimir KOSTOGLODOV[2], Takuya NISHIMURA[1] (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Universidad Nacional Autónoma de México)

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

[S09-19] A Hawkes Process Model for Tectonic Tremors Considering Spatial Interactions and Long-Term Periodicity

*Seiya Yano[1], Satoshi Ide[1], Shunichi Nomura[2] (1. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo, 2. Graduate School of Accountancy, Faculty of Commerce, Waseda University)

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

[S09-20] Detection of earthquake swarms off the Boso Peninsula and investigation of the association with small slow slip events

*Ryo Yoshimura[1], Tomoaki Nishikawa[2], Takuya Nishimura[2] (1. Kyoto Univ., 2. DPRI)

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

[S09-21] Modeling for seismicity modulated during megathrust earthquake cycles in the Kanto region, using Coulomb stress change

*Tsukasa Mitogawa[1], Takuya Nishimura[2] (1. Pacific Consultants Co., LTD., 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

12:00 PM - 12:15 PM JST | 3:00 AM - 3:15 AM UTC

[S09-22] Japan M5 or over forecast for 2025 based on rate/state stress transfer projects strong influences of the 2011 M 9.0, 2024 M 7.5 and M 7.1 events

*Shinji TODA[1], Ross S Stein[2] (1. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2. Temblor Inc.)

Room B | Regular session：S09. Statistical seismology and underlying physical processes

1:30 PM - 3:00 PM JST | 4:30 AM - 6:00 AM UTC | Room B Medium-sized Conference room 301 (3F)

[S09] PM-1

chairperson:Yuta Mitsui(Faculty of Science, Shizuoka University), Takao Kumazawa(Institute of Statistical Mathematics)

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

[S09-23] Global investigation of foreshock acceleration prior to large earthquakes

*Kai Koyama[1], Tomoaki Nishikawa[2], Takuya Nishimura[2] (1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S09-24] Nonstationary ETAS model: How it works for external forcing

*Takao KUMAZAWA[1], Yosihiko Ogata[1] (1. The Institute of Statistical Mathematics)

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

[S09-25] Inverse analysis of non-uniform seismic data by ETAS model

*Yosihiko OGATA[1] (1. The Institute of Statistical Mathematics)

2:15 PM - 2:30 PM JST | 5:15 AM - 5:30 AM UTC

[S09-26] Seismicity before and after the February 6, 2023 *M*7.8 and *M*7.5 earthquakes in Turkey

*Kazuyoshi Z. NANJO[1,2,3,4], Takao Kumazawa[3], Jun Izutsu[5,1], Takane Hori[4,1], Toshiyasu Nagao[6,1], Kazuo Oike[1] (1. University of Shizuoka, 2. Shizuoka University, 3. Institute of Statistical Mathematics, 4. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 5. Chubu University, 6. Tokai University)

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

[S09-27] Expansion rate of aftershock zones and b-value for magnitude 7-class earthquakes around Japan: characteristics of interplate earthquakes

*Yuta MITSUI[1], Yuya UTAGAWA[2], Ayaka MIYAMOTO[3] (1. Faculty of Science, Shizuoka University, 2. Formerly at Faculty of Science, Shizuoka University, 3. Formerly at Graduate School of Science, Shizuoka University)

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

[S09-28] Relationship with aftershock number and source region area

*Tetsuo Hashimoto[1], Takashi Yokota[2] (1. NIED, 2. AIT)

Room B | Regular session：S08. Earthquake physics

3:15 PM - 5:00 PM JST | 6:15 AM - 8:00 AM UTC | Room B Medium-sized Conference room 301 (3F)

[S08] PM-2

chairperson:Nelson Pulido(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience), Toshiko Terakawa(Nagoya University)

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

[S08-01] Broadband frequency rupture process of the 2016 Kumamoto earthquake using the multi-beam back-projection and strong motion records

*Nelson PULIDO[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

3:30 PM - 3:45 PM JST | 6:30 AM - 6:45 AM UTC

[S08-02] Modeling the Stress field around focal area of the 2016 Kumamoto earthquake(Mj7.3), Kyushu, Japan

*Yushi Nagayama[1], Satoshi Matsumoto[2], Takeshi Matsushima[2], Kentaro Emoto[2], Ryunosuke Takayama[1], Taiki Kono[1], Yuta Okuda[1] (1. Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyushu University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University)

3:45 PM - 4:00 PM JST | 6:45 AM - 7:00 AM UTC

[S08-03] Shear Strain Energy Changes in the Coseismic and Postseismic Periods of the 2016 Kumamoto Sequence: Constraints on Background Stress Field

*Angela Meneses-Gutierrez[1], Tatsuhiko Saito[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED))

4:00 PM - 4:15 PM JST | 7:00 AM - 7:15 AM UTC

[S08-04] Background stress in the source region of the 2016 Kumamoto earthquake based on changes in elastic strain energies and stress rotation

*Toshiko TERAKAWA[1], Kimiyuki Asano[2], Yumi Urata[3] (1. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2. Kyoto University, 3. AIST)

4:15 PM - 4:30 PM JST | 7:15 AM - 7:30 AM UTC

[S08-05] A complex rupture sequence of the M_W 7.7 2023 southeast of the Loyalty Islands earthquake

*Asuka Murakami[1], Yuji Yagi[1], Ryo Okuwaki[1] (1. University of Tsukuba)

4:30 PM - 4:45 PM JST | 7:30 AM - 7:45 AM UTC

[S08-06] Rupture Dynamics and Fault Characteristics of the Maidan Fault during the 2024 Mw 7.1 Wushi Earthquake in Xinjiang, China

*Hangyu Gao[1], Yuji Yagi[1], Ryo Okuwaki[1] (1. University of Tsukuba)

4:45 PM - 5:00 PM JST | 7:45 AM - 8:00 AM UTC

[S08-07] Multi-Scale Rate- and Roughness-Dependent Friction Realizes a Variety of Seismic-Aseismic Transitions

*Reiju Norisugi[1], Hiroyuki Noda[1] (1. Kyoto University)

Room C | Special session：S21. Acceleration of seismological research through integration with information science

9:00 AM - 10:30 AM JST | 12:00 AM - 1:30 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S21] AM-1

chairperson:Kodai Sagae, Shinya Katoh

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

[S21-01] Convolutional Neural Networks for Seismic Velocity Model Building and Uncertainty Quantification

*Fan Yu[1], Ehsan Jamali Hondori[2], Jin-Oh Park[1] (1. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 2. Geoscience Enterprise Inc.)

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

[S21-02] Discriminating Seismic Motion from Train Vibration Using Recurrent Neural Networks for Railway Earthquake Early Warning Systems

*Shunta Noda[1], Naoyasu Iwata[1] (1. Railway Technical Research Institute)

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

[S21-03] Enhancement of Phase Picking Models Using Deep Learning by Addressing the Label Imbalance Problem

*Shinya KATOH[1], Hiromichi NAGAO[1], Masaaki IMAIZUMI[2], Yoshihisa IIO[3] (1. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo, 2. Department of Basic Science, Graduate School of Arts and Sciences, The University of Tokyo, 3. ABUYAMA Seismological MUSEUM)

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

[S21-04] Seismic detection based on unsupervised combination of station-wise phase picks by deep learning

*Tomoki Tokuda[1,2], Hiromichi Nagao[1,2] (1. ERI, The University of Tokyo, 2. Graduate School of Information Science and Technology, The University of Tokyo)

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

[S21-05] Machine learning-based tectonic tremor location in the Japan Trench

*Kodai SAGAE[1], Masayuki KANO[2], Suguru YABE[1], Takahiko UCHIDE[1] (1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Graduate School of Science, Tohoku University)

10:15 AM - 10:30 AM JST | 1:15 AM - 1:30 AM UTC

[S21-06] Detection of slow slip events from continuous seismic waveforms in the western Shikoku based on random forest model

*Kazuki OHTAKE[1], Aitaro KATO[1], Yutaro OKADA[2], Takuya NISHIMURA[3] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

Room C | Special session：S21. Acceleration of seismological research through integration with information science

10:45 AM - 12:15 PM JST | 1:45 AM - 3:15 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S21] AM-2

chairperson:Ryoichiro Agata(JAMSTEC), Keisuke Yano

10:45 AM - 11:15 AM JST | 1:45 AM - 2:15 AM UTC

[S21-07] [Invited]Modeling of physical phenomena based on Bayesian statistics

*Satoru Tokuda[1] (1. Kyushu University)

11:15 AM - 11:45 AM JST | 2:15 AM - 2:45 AM UTC

[S21-08] [Invited]Machine Learning and Scientific Mathematical Models: Data-Driven Solutions of Forward and Inverse Problems

*Naoya Takeishi[1] (1. The University of Tokyo)

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

[S21-09] Physics-Informed Deep Learning for Forward and Inverse Modeling of Inplane Crustal Deformation

*Tomohisa OKAZAKI[1], Kazuro Hirahara[1,2], Takeo Ito[3], Masayuki Kano[4], Naonori Ueda[1] (1. RIKEN Center for Advanced Intelligence Project, 2. Kagawa University, 3. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 4. Graduate School of Science, Tohoku University)

12:00 PM - 12:15 PM JST | 3:00 AM - 3:15 AM UTC

[S21-10] HypoNet Nankai: Rapid hypocenter determination tool for the Nankai Trough subduction zone using physics-informed neural networks

*Ryoichiro AGATA[1], Satoru Baba[1], Ayako Nakanishi[1], Yasuyuki Nakamura[1] (1. JAMSTEC)

Room C | Special session：S21. Acceleration of seismological research through integration with information science

1:30 PM - 2:00 PM JST | 4:30 AM - 5:00 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S21] PM-1

chairperson:Masayuki Kano, Yusaku OHTA(RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S21-11] Bayesian non-parametric inference for the ETAS model

*Yuanyuan Niu[1,2], Jiancang Zhuang[2,1] (1. The Graduate University for Advanced Studies, SOKENDAI, 2. The Institute of Statistical Mathematics)

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

[S21-12] Spatio-temporal characteristics in GNSS time series based on robust spectral analysis

*Keisuke YANO[1], Masayuki Kano[2], Tetsuya Takatabatake[3], Yusuke Tanaka[2], Yusaku Ohta[2] (1. The Institute of Statistical Mathematics, 2. Tohoku University, 3. Osaka University)

Room C | Regular session：S03. Crustal deformation, GNSS, and gravity

2:00 PM - 3:00 PM JST | 5:00 AM - 6:00 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S03] PM-1

chairperson:Masayuki Kano, Yusaku OHTA(RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S03-01] Detection of a recent large Hyuga-nada long-term slow slip event and estimation of its spatiotemporal slip distributions

Hiroki Kawabata[1], Yukinari Seshimo[1], *Shoichi YOSHIOKA[1], Francisco Ortega-Culaciati[2] (1. Kobe University, 2. University of Chile)

2:15 PM - 2:30 PM JST | 5:15 AM - 5:30 AM UTC

[S03-02] Detection of intermediate-term slow slip events and estimation of slip distribution in the shallow region of Suruga Trough

*Yuji Kikuchi[1], Yuta Mitsui[2], Masayuki Kano[3] (1. Graduate School of Science, Shizuoka University, 2. Department of Geosciences, Shizuoka University, 3. Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S03-03] Detection of inflection points in high-rate GNSS data: Numerical experiments and a case study of slow slip events

*Riko Arai[1], Yuta Mitsui[2] (1. Graduate School of Science and Technology, Shizuoka University, 2. Department of Geosciences, Shizuoka University)

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

[S03-04] Establishment of a “Consortium to utilize the SoftBank original reference sites for Earth and Space Science” and current achievements

*Yusaku OHTA[1] (1. RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University)

Room C | Regular session：S03. Crustal deformation, GNSS, and gravity

3:15 PM - 4:45 PM JST | 6:15 AM - 7:45 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S03] PM-2

chairperson:Takeshi Iinuma(Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC)), Yusuke Yokota

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

[S03-05] The Spatiotemporal Evolution of Afterslip Following the Largest Foreshock (M 7.3) of the 2011 Tohoku Earthquake Based on OBPR Data

*Kyosuke Hirata[1], Ryota Hino[1], Taisuke Yamada[1], Kosuke Minamoto[1], Hideto Otsuka[1], Yusaku Ohta[1], Tatsuya Kubota[2] (1. Tohoku University, Graduate School of Science, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

3:30 PM - 3:45 PM JST | 6:30 AM - 6:45 AM UTC

[S03-06] Extracting crustal uplifts during slow slip by applying MSSA to ocean bottom pressure gauge data and an oceanic model

*Toshinori SATO[1], Saki SHIBATA[1], Koichi MURATA[1,2], Norihisa USUI[3], Hajime SHIOBARA[4], Tomoaki YAMADA[4], Masanao SHINOHARA[4] (1. Chiba Univ., 2. Oyo Corp., 3. MRI, 4. ERI, Univ. of Tokyo)

3:45 PM - 4:00 PM JST | 6:45 AM - 7:00 AM UTC

[S03-07] Investigation of offshore SSEs detected in SGO-A

*Yusuke YOKOTA[1], Tadashi Ishikawa[2], Shun-ichi Watanabe[2], Yuto Nakamura[2], Koya NAGAE[2] (1. Institute of Industrial Science, University of Tokyo, 2. Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard)

4:00 PM - 4:15 PM JST | 7:00 AM - 7:15 AM UTC

[S03-08] Utilization of Unmanned Surface Vehicles in GNSS-Acoustic Observation Using to Detect the Seafloor Crustal Deformation

*Takeshi IINUMA[1], Motoyuki Kido[2], Tatsuya Fukuda[1], Yusaku Ohta[3], Fumiaki Tomita[2], Ryota Hino[3], Hiroaki Takahashi[4], Takane Hori[1], Yusuke Yokota[5] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 3. Graduate School of Science, Tohoku University, 4. Graduate School of Science, Hokkaido University, 5. Institute of Industrial Science, University of Tokyo)

4:15 PM - 4:30 PM JST | 7:15 AM - 7:30 AM UTC

[S03-09] Estimation of Fault Interaction in Eastern Taiwan Using InSAR and GNSS: Case of the 2022 Yuli Earthquake

*Yuri Ishimaru[1], Youichiro Takada[2], Kuo-En Ching[3], Wu-Lung Chang[4] (1. Hokkaido University, Graduate School of Science, 2. Hokkaido University, Faculty of Science, 3. National Cheng Kung University, 4. National Central University)

4:30 PM - 4:45 PM JST | 7:30 AM - 7:45 AM UTC

[S03-10] 2D collision models with visco-elasto-plastic rheology applied to WNW-ESE shortening along the Niigata-Kobe Tectonic zone

*Erika Moreno[1], Shoichi Yoshioka[1,3], Vlad Constantin Manea[2], Marina Manea[2], Nobuaki Suenaga[1] (1. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 2. Instituto de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 3. Department of Planetology, Faculty of Science, Kobe University,)

Room D | Regular session：S02. Seismometry and monitoring system

9:00 AM - 10:30 AM JST | 12:00 AM - 1:30 AM UTC | Room D Medium-sized Conference room 201 (2F)

[S02] AM-1

chairperson:Eiichiro Araki, Masatoshi Miyazawa(DPRI, Kyoto Univ.)

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

[S02-01] Trial of a Condition Assessment Method for River Levees Using Optical Fiber DAS

*Shohei NAITO[1], Chisato Konishi[2], Ken Sakurai[2], Naoto Ogawa[2], Hiromitsu Nakamura[1], Hiroyuki Fujiwara[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. OYO Corporation)

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

[S02-02] Estimating Focal Mechanisms Using S/P Amplitude Ratios from DAS Records: A Case of Phase Cycle Skipping

*Yuki Funabiki[1], Masatoshi Miyazawa[2] (1. Graduate School of Science, Kyoto Univ., 2. DPRI, Kyoto Univ.)

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

[S02-03] Novel Method of Love Wave Detection and FK Analysis Using Distributed Acoustic Sensing (DAS) Data from the Sakurajima Network

*Syed Idros Bin Abdul Rahman[1], Kentaro Emoto[1], Takeshi Nishimura[2], Haruhisa Nakamichi[3], Kimiko Taguchi[2], Hisashi Nakahara[2], Takeshi Hirose[2], Satoru Hamanaka[1] (1. Kyushu University, 2. Tohoku University, 3. Kyoto University)

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

[S02-04] New deployment of seismic monitoring network by DAS, utilizing offshore windfarm facilities

*Yutaka OGAWA[1], Hiroko SUGIOKA[2] (1. NK Systems Limited, 2. Kobe University, Kobe Ocean-Bottom Exploration Center)

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

[S02-05] Application of a deep-neural-network-based arrival-time picking method to distributed acoustic sensing data on seafloor cable

*Hiroaki Yamahana[1,2], Masanao Shinohara[2] (1. The University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

10:15 AM - 10:30 AM JST | 1:15 AM - 1:30 AM UTC

[S02-06] Monitoring crustal activities in wide area by real-time strain observation in the Nankai Trough seismogenic zone.

*Eiichiro ARAKI[1], Takashi Yokobiki[1], Yuya Machida[1], Masataka Kinoshita[2], Hiroyuki Matsumoto[1], Shuhei Tsuji[1], Satoru Baba[1], Shuhei Nishida[1], Keisuke Ariyoshi[1], Takane Hori[1] (1. JAMSTEC IMG, 2. ERI, Univ. of Tokyo)

Room D | Regular session：S02. Seismometry and monitoring system

10:45 AM - 12:15 PM JST | 1:45 AM - 3:15 AM UTC | Room D Medium-sized Conference room 201 (2F)

[S02] AM-2

chairperson:Shuhei Tsuji, Aki Ito(JAMSTEC)

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

[S02-07] Recent progress of *in-situ* measurements for seafloor deformation using absolute pressure gauges in the Nankai Trough subduction zone

*Hiroyuki MATSUMOTO[1], Eiichiro ARAKI[1], Keisuke ARIYOSHI[1], Takashi YOKOBIKI[1], Shuhei NISHIDA[1], Yuya MACHIDA[1], Shuhei TSUJI[1] (1. JAMSTEC)

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

[S02-08] Instrumental and geographical effects on strain observation in seafloor boreholes

*Shuhei TSUJI[1], Eiichiro Araki[1], Hiroyuki Matsumoto[1], Yuya Machida[1], Takashi Yokobiki[1], Ettore Barbieri[1], Mikito Furuichi[1] (1. JAMSTEC)

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

[S02-09] Eighth Observation Network of MOWLAS: N-net
- - - Starting Observation of the Offshore System and Construction of the Inshore System- - -

*Shin AOI[1], Tetsuya Takeda[1], Takashi Kunugi[1], Masanao Shinohara[1,2], Takayuki Miyoshi[1], Kenji Uehira[1], Masashi Mochizuki[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S02-10] Development of a seafloor observation system for near-real-time monitoring of marine volcanic activities

*Aki Ito[1], Masaru Nakano[1], Tomoya Nakajima[1], Satoru Tanaka[1], Hajime Shiobara[2], Shin Iwasaki[3], Shoichi Sato[3], Shigeatsu Okumura[3], Makoto Yoshida[3], Minemori Sato[3] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Earthquake Research Institute, the Univ. of Tokyo, 3. Hakusan Corporation)

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

[S02-11] Development of a broadband OBS for ultra-deep sea areas (UDBBOBS)

*Hajime SHIOBARA[1], Aki Ito[2], Hiroko Sugioka[3], Masanao Shinohara[1] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Research Institute for Marine Geodynamics, JAMSTEC, 3. KOBEC, Kobe University)

12:00 PM - 12:15 PM JST | 3:00 AM - 3:15 AM UTC

[S02-12] Testing of seismic reflection survey using accurate hypocenter parameters by hypoTD

*Shigeki Horiuchi[1], Yuko Sato[1], Minoru Yoshida[2], Yoshiharu Yirayama[2], Hiroyuki Fujiwara[3] (1. Home Seismometer Corporation, 2. Hakusan Corporation, 3. NIED)

Room D | Regular session：S10. Active faults and historical earthquakes

1:30 PM - 3:00 PM JST | 4:30 AM - 6:00 AM UTC | Room D Medium-sized Conference room 201 (2F)

[S10] PM-1

chairperson:Kentaro Hattori(Kansai University), Takeo Ishibe

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

[S10-01] The Shimangoku Earthquake and its Seismo Tectonic Bearings Connected with the Shinano River Seismic Zone

*Kazuo KAWAUCHI[1] (1. Niigata University of Pharmacy and Medical and Life Sciences)

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

[S10-02] Perceptible Distance in Diary Records after the 1923 Taisho Kanto Earthquake

*Taku Yamamoto[1], Yasuyuki Kano[2], Junzo Ohmura[2] (1. Graduate School of Science, The University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo)

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

[S10-03] Investigation of the 1802 Kyowa Sado-Ogi earthquake based on felt records

*Akihito NISHIYAMA[1], Takeo ISHIBE[2], Akihiko KATAGIRI[3] (1. Nara National Research Institute for Cultural Properties, 2. Association for the Development of Earthquake Prediction, 3. Research Institute for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata University)

2:15 PM - 2:30 PM JST | 5:15 AM - 5:30 AM UTC

[S10-04] The 1861 Nishio, Central Japan, earthquake seems to be an event within the Philippine Sea slab

*Tomoya HARADA[1], Akihito Nishiyama[2], Takeo Ishibe[3] (1. Nuclear Regulation Authority, 2. Nara National Research Institute for Cultural Properties, 3. Association for the Development of Earthquake Prediction)

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

[S10-05] Collection of records of teletsunamis in western Japan caused by historical earthquakes and eruptions in the Edo and early Meiji periods

*Kentaro HATTORI[1] (1. Kansai University)

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

[S10-06] Source of the 1755 Lisbon Earthquake: A Phenomenological Reconstruction Based on Historical Records and Tsunami Simulation

*Thystere Matondo Bantidi[1], Takeo Ishibe[1], Ritsuko S. Matsu'ura[1] (1. Association for the Development of Earthquake Prediction (ADEP))

Room D | Regular session：S10. Active faults and historical earthquakes

3:15 PM - 4:15 PM JST | 6:15 AM - 7:15 AM UTC | Room D Medium-sized Conference room 201 (2F)

[S10] PM-2

chairperson:Takashi Ogami(Geological Survey of Japan, AIST), Junzo Ohmura(Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S10-07] Trial of machine learning-based hypocenter estimation using seismic intensity data – Toward the application to historical earthquakes

*Takeo ISHIBE[1,2], Yoko OGAWA[3], Yusuke SAIJO[3], Mitsuko FURUMURA[1], Ritsuko S. MATSU'URA[1] (1. Association for the Development of Earthquake Prediction, 2. The Institute of Statistical Mathematics, 3. Kozo Keikaku Engineering, Inc.)

3:30 PM - 3:45 PM JST | 6:30 AM - 6:45 AM UTC

[S10-08] An Attempt to Determine Seismic Intensity of Historical Earthquakes Using Interactive Generative AI

*Junzo OHMURA[1], Asanobu Kitamoto[2], Yasuyuki Kano[1], Yuta Hashimoto[3] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. National Institute of Informatics, 3. National Museum of Japanese History)

3:45 PM - 4:00 PM JST | 6:45 AM - 7:00 AM UTC

[S10-09] Seismic profiling across the Miura peninsula fault system and its western extension in the Sagami Bay

*Tatsuya ISHIYAMA[1], Hiroshi Sato[1,2], Hideo Saito[3], Hirokazu Ishige[3], Mamoru Nakata[3], Susumu Abe[3] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Center for Integrated Research and Education of Natural Hazards, Shizuoka University, 3. JGI, Inc.)

4:00 PM - 4:15 PM JST | 7:00 AM - 7:15 AM UTC

[S10-10] UHR MCS Survey at southwestern extension of Futagawa Fault Zone(Uto-hanto-hokugan section) Kyusyu, southwestern Japan.

*Takashi OGAMI[1], Kenji TARA[2], Naohiro KAZUI[2], Takahiro KUBO[2], Kenjiro MUKAIYAMA[2] (1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. Kawasaki Geological Engineering, Co., Ltd.)

Room D | Regular session：S13. Crustal fluids and earthquake

4:15 PM - 4:30 PM JST | 7:15 AM - 7:30 AM UTC | Room D Medium-sized Conference room 201 (2F)

[S13] PM-2

chairperson:Takashi Ogami(Geological Survey of Japan, AIST), Junzo Ohmura(Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

4:15 PM - 4:30 PM JST | 7:15 AM - 7:30 AM UTC

[S13-01] Observations of water flow at Wariishi hotspring in the Noto earthquake, Ishikawa Prefecture

*Shigeki TASAKA[1] (1. Gifu University)

Poster session (Oct. 22nd) | Regular session：S01. Theory and analysis method

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC | Room P Main Hall (2F)

[S01P] PM-P

[S01P-01] Long-term activity of shallow very low-frequency earthquakes in the Hyuganada region determined by the correlation method

*Shugo Tochitani[1], Naoki Suda[1] (1. Hiroshima University)

[S01P-02] Challenges in short-period waveform analysis of small earthquakes in Tohoku-Oki using S-net records and a land-ocean unified 3D model

*Taro OKAMOTO[1], Hiroshi Takenaka[2], Takeshi Nakamura[3], Masanao Komatsu[4] (1. Tokyo Institute of Technology, 2. Okayama University, 3. Central Research Institute of Electric Power Industry, 4. Okayama Gakuin University)

[S01P-03] Reproduction of seafloor seismic and pressure waveforms and calculation of sea-surface motions

*Takeshi NAKAMURA[1], Hiroshi Takenaka[2] (1. Central Research Institute of Electric Power Industry, 2. Okayama University)

[S01P-04] Study on a method for evaluating the spatial variation of ground motions between adjacent sites

*Ryoichi TOKUMITSU[1], Yu YAMAMOTO[1], Yasuo UCHIYAMA[1], Susumu OHNO[2] (1. Taisei Corporation, 2. Tohoku Univ.)

[S01P-05] Improvement of source estimation method of primary microseisms using polarity of Rayleigh waves

*Hiroki Kawakami[1], Naoki Suda[1] (1. Hiroshima University)

[S01P-06] Ambient noise surface wave analysis using DAS and seismometer data: cross-spectrum and travel-time anomaly due to source heterogeneity.

*Shun FUKUSHIMA[1], Kiwamu Nishida[2], Akiko Takeo[2] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo)

[S01P-07] Relationship between the assumed source time function and the receiver function in two-dimensional FDM simulations

*Yuto Ichibe[1], Hironori Kawakata[1], Shiro Hirano[2] (1. Ritsumeikan university, 2. Hirosaki university)

[S01P-08] Energy partitioning into strain components in diffuse wave fields (3)

*Hisashi NAKAHARA[1] (1. Tohoku University)

[S01P-09] Effect of depth-dependent scattering coefficients on the seismic envelopes

*Masaki Koizumi[1], Jun Kawahara[1] (1. Ibaraki University)

[S01P-10] Data assimilation of seismic wavefields and estimation of source mechanism based on adjoint equations: Application to MeSO-net data

*Tomoyasu Morita[1], Takashi Furumura[1], Takuto Maeda[2] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Faculty of Science and Technology, Hirosaki University)

[S01P-11] An approach for quantifying seismicity rate by spatial partitioning based on epicenter locations - Case study using Delaunay triangulation

*Kohei NAGATA[1] (1. Meteorological Collage)

[S01P-12] Estimation of medium characteristic of rock samples with irregular heterogeneity

*Nana YOSHIMITSU[1], Koyo MATSUDA[1] (1. Kyoto University)

Poster session (Oct. 22nd) | Regular session：S14. Earthquake prediction and forecast

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC | Room P Main Hall (2F)

[S14P] PM-P

[S14P-01] Prototype System for Forecasting of Plate Boundary Slip Behavior Based on Sequential Data Assimilation in the Nankai Trough

*Takane HORI[1], Ryoko Nakata[1,2], Takeshi Iinuma[1], Yoshihisa Hiyoshi[1], Mamoru Hyodo[3], Daisuke Sato[1] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Univ. of Tokyo, 3. Kochi Local Meteorological Office, JMA)

[S14P-02] Enhancing Statistical and Machine Learning Methods for Early Estimation of GR Law and MO Formula Parameters in Aftershock Activity

*Ryuku Hashimoto[1], Yasuhisa Kuzuha[2] (1. Graduate School of Bioresources, Mie University, 2. Disaster Mitigation Research Center (DMRC), Mie University)

[S14P-03] Development of a 6U CubeSat PRELUDE for elucidating the mechanism of ionospheric seismic precursor phenomena

*Masashi KAMOGAWA[1], Masashi YAMAZAKI[2], Nagisa SONE[2], Ryoma MIURA[2], TEAM PRELUDE[2] (1. Natural Disaster Research Section (NaDiR), Global Center for Asian and Regional Research, University of Shizuoka, 2. Department of Aerospace Engineering, College of Science and Technology, Nihon University)

[S14P-04] A Study of Atomospheric Pressure Distribution Affecting Earthquake Occurrence in the Japanese Islands (the second report)

*Jouichi SAITOH[1] (1. No affiliation)

Poster session (Oct. 22nd) | Regular session：S15. Strong ground motion and earthquake disaster

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC | Room P Main Hall (2F)

[S15P] PM-P

[S15P-01] Development of an Earthquake Disaster Prevention Foundation Simulator for the Great Earthquakes along the Nankai Trough

*Hiromitsu NAKAMURA[1], Takahiro MAEDA[1], Yuji DOHI[1], Shohei NAITO[1], Harumi ISHIMARU[2], Yoshinori TOKIZANE[3], Hiroyuki FUJIWARA[1] (1. NIED, 2. MESW, 3. OYO)

[S15P-02] Relationship between surface earthquake fault and building damage in the 2023 Southeast Türkiye Earthquake(Part2)

*Naokazu Monma[1], Hiromitsu Nakamura[1], Shouhei Naito[1], Hiroyuki Fujiwara[1], Tetsuya Yamada[2], Rie Sakuma[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. PASCO)

[S15P-03] Study on Empirical Green's Function Method Including the Subsequent wave for the April 11, 2011 Fukushima Hamadori Earthquake(Mj7.0)

*Hidetoshi Kasugai[1], Yoshiaki Hisada[2], Shinya Tanaka[3] (1. Graduate School, Kogakuin University, 2. Prof., Kogakuin University, 3. Tokyo Electric Power Services Co.Ltd.)

[S15P-04] Estimation of the SMGA's for the 2022 Chihshang, Taiwan earthquake.

*Jumpei Yamada[1], Yasuhiro Kaida[1], Haruhiko Suzuki[1], Shumpei Manabe[1], Si Hongjun[2], Diao Hongqi[2], Kazuo Dan[3] (1. OYO corporation, 2. Seismological Research Institute Inc., 3. University of Kumamoto)

[S15P-05] Shallow survey with small microtremor arrays: illustrative examples at stiff sites in the Kyushu region, Japan

*Ikuo Cho[1], Keiya Yoneoka[1], Daisaku Kawabata[1], Yoshinori Miyachi[1] (1. Geological Survey of Japan, AIST)

[S15P-06] Autocorrelation function from ground motion records for high-resolution imaging of sedimentary structures by cepstrum

*Tomotsugu WATANABE[1], Hiroshi TAKENAKA[1] (1. Department of Earth Sciences, Okayama University)

[S15P-07] Seismic Interferometry Analysis in the Aomori Region, northern Japan, using Data from Multiple Seismic Observation Networks

*Takuto MAEDA[1] (1. Hirosaki University)

[S15P-08] Borehole Investigation for Understanding the Seismic Nonlinear Behavior of Soft Soil Layers in the Nakagawa Lowland

*Takahiro MAEDA[1], Hiromitsu Nakamura[1], Hiroyuki Fujiwara[1], Hisanori Matsuyama[2], Nobuhiko Toyama[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. OYO)

[S15P-09] Amplitude Correction at Long Distances through Integration of Hybrid Method and Ground Motion Prediction Equations

*Takahiro MAEDA[1], Hiromitsu Nakamura[1], Hiroyuki Fujiwara[1], Sho Akagi[2], Kosuke Seki[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. MESW)

[S15P-10] Effects of Attenuation Characteristics Assumed in Ground Motion Prediction Equations on Seismic Motion Evaluation Results.

*Junpei KANEDA[1], Shinya TANAKA[1], Hideki NAGUMO[1], Kazuhito HIKIMA[2], Tomiichi UETAKE[2] (1. Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 2. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

[S15P-11] Ground-motion prediction equations for PGA and PGV in northeast Japan using the S-net data

*Yadab Prasad DHAKAL[1], Hisahiko Kubo[1], Takashi Kunugi[1] (1. NIED)

[S15P-12] Toward developing GMPE for acceleration response spectra using Pacific plate boundary earthquakes (1)

*Mitsuko FURUMURA[1], Hiroto Tanaka[2], Tsutomu Takahama[2], Ritsuko S. Matsu'ura[1] (1. ADEP, 2. KKE)

[S15P-13] Continuous monitoring of the UD component of real-time seismic intensities for wavefield-based earthquake early warning algorithms

*Yuki KODERA[1] (1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

[S15P-14] Sample generation of ground-motion time-series waveforms (2)

*Asako IWAKI[1], Ryuta Imai[1], Naoki Kasui[2], Hiroyuki Fujiwara[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Mizuho Research & Technologies)

[S15P-15] Characteristics of Predominant Periods of Near-fault Pulse-like Ground Motion measured based on Empirical Mode Decomposition

*Akihito Matsuho[1], Hisashi Nakahara[1] (1. Tohoku University)

[S15P-16] Spectral Characteristics of Long-Period Ground Motion Inferred from the F-net Broad-Band Strong Ground Motion Records

*Ken HATAYAMA[1] (1. National Research Institute of Fire and Disaster)

[S15P-17] Design of filter for real-time calculation of JMA seismic intensity from velocity seismograms

*Mitsuyuki HOSHIBA[1] (1. Meteorological Research Institute, JMA)

[S15P-18] Comparison of seismic wave characteristics and the effect of each floor of the building number on vibration

*Hideyuki Matsumoto[1] (1. Tokyo City University)

Poster session (Oct. 22nd) | Regular session：S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC | Room P Main Hall (2F)

[S16P] PM-P

[S16P-01] Temporary Observation of Strong Motions in the Kanazawa Plain.

*Kimiyuki ASANO[1], Tomotaka IWATA[2], Masayuki INATANI[3], Reiji TANAKA[3], Toshimitsu NISHIMURA[3], Takashi AKAZAWA[4] (1. DPRI, Kyoto University, 2. Professor Emeritus of Kyoto University, 3. Geo-Research Institute, 4. Hanshin Consultants Co., Ltd.)

[S16P-02] Evaluation of the Osaka Basin Model Based on Ground Motion Simulation

*Haruko SEKIGUCHI[1], Kimiyuki ASANO[1], Tomotaka IWATA[2] (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Kyoto University)

[S16P-03] Estimation of Ground Structure Based on Gravity and Microtremor Survey in the Mino Fault of the Median Tectonic Line, Miyoshi City, Japan

*Mei Takayanagi[1], Tatsuya Noguchi[1], Takao Kagawa[1], Masanori Kouno[1] (1. Tottori University)

[S16P-04] Estimation of Subsurface Structure for Prediction of Strong Ground Motions in Landslide Areas in Taki Town, Shimane Prefecture, Japan

*Tatsuya NOGUCHI[1], Takao Kagawa[1], Masanori Kohno[1] (1. Tottori University)

[S16P-05] Microtremor Exploration Using Low-cost Seismometers

*Takumi Hayashida[1], Hiroshi Inoue[1] (1. IISEE, Building Research Institute)

[S16P-06] Detecting irregularities in subsurface structures by using anisotropy in microtremor H/V spectral ratios at Kannonzaki Park

*Takumi MURAKOSHI[1], Ritsuya Fuse[2] (1. National Defense Academy of Japan, 2. Japan Ground Self-Defense Force)

[S16P-07] Examination of 50m-mesh geomorphologic classification map for earthquake groundmotion and liquefaction risk prediction

*Shigeki SENNA[1], Hisanori Matsuyama[2], Yoshiaki Inagaki[2], Kohei Kuwahara[3] (1. NIED, 2. OYO Corp, 3. GIROJ)

[S16P-08] Validation of the autocorrelation analysis for site amplification factors using the spectral inversion data in Okayama Prefecture

*Akihiro MINAKATA[1], Tomotsugu WATANABE[1], Hiroshi TAKENAKA[1], Ryoji KANESHIMA[2] (1. Department of Earth Sciences, Okayama University, 2. Okayama University (former))

[S16P-09] Estimation of sub-seafloor Vs-structure using OBN by linear array microtremor survey and surface wave survey

*Yasuhisa TANAKA[1], Shinji KAWASAKI[1], Takeshi KOZAWA[1] (1. JGI)

Poster session (Oct. 22nd) | Regular session：S17. Tsunami

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC | Room P Main Hall (2F)

[S17P] PM-P

[S17P-01] Tsunami simulation of the 2022 Tonga eruption including atmospheric air waves, elastic loading and Boussinesq dispersion

*Tatsuya Mimura[1], Toshitaka Baba[1], Ayumu Mizutani[2] (1. Tokushima Univ., 2. Tohoku Univ.)

[S17P-02] Effect of the sea temperature on the T-phase source relocation : 2023 Sofu sea mount swarm

*Shingo WATADA[1] (1. ERI, University of Tokyo)

[S17P-03] Real-time tsunami prediction under complex disaster and the utilization in Kagawa prefecture

*Narumi TAKAHASHI[1], Kentaro Imai[2], Naotaka Chikasada[1], Takeshi Kasai[3], Atsuko Nonomura[3] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Japan Agency for, 3. Kagawa University)

[S17P-04] Consideration of the tsunami inundation area along the coast of Miyazaki City -1662 Hyuga-nada and 1707 Hoei earthquakes-

*Kei IOKI[1], Yusuke YAMASHITA[2] (1. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 2. Miyazaki Observatory, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

[S17P-05] Variations in Probabilistic Tsunami Hazard Curves Due to Differences in Tsunami Source Fault Model Groups

*Eishin Watanabe[1], Toshitaka Baba[1], Tomohiro Yasuda[2] (1. Tokushima Univ., 2. Kansai Univ.)

[S17P-06] Probabilistic Tsunami Hazard Assessment along Kuril and Japan trenches: Probability Setting Method and Hazard Assessment Results

*Koichi MURATA[1], Kenji HIRATA[2], Hiroyuki FUJIWARA[2], Hiromitsu NAKAMURA[2], Yuji DOHI[2], Makoto NEMOTO[1], Tadashi KITO[1], Xuelei ZHANG[1] (1. OYO Corporation, 2. NIED)

[S17P-07] Probabilistic Tsunami Hazard Assessment along Kuril and Japan trenches: Characterized fault models and Simulation results

*Xuelei ZHANG[1], Kenji Hirata[2], Hiroyuki Fujiwara[2], Hiromitsu Nakamura[2], Nobuyuki Morikawa[2], Yuji Dohi[2], Makoto Nemoto[1], Tadashi Kitou[1], Koichi Murata[1] (1. OYO CORPORATION, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

[S17P-08] Estimation of a non-seismic tsunami source associated with the 2020 Alaska Sand Point earthquake

*Akino Naitoh[1], Toshitaka Baba[1] (1. Tokushima Univ.)

[S17P-09] Evaluation of inversion of coastal tsunami waveforms utilizing tsunami source constrained by offshore tsunami waveforms

*Hiroaki TSUSHIMA[1], Yutaka HAYASHI[1], Takeyasu YAMAMOTO[1] (1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

Poster session (Oct. 22nd) | Regular session：S02. Seismometry and monitoring system

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC | Room P Main Hall (2F)

[S02P] PM-P

[S02P-01] Seismic observation by distributed acoustic sensing using N-net offshore system in Hyuga-nada

*Masanao Shinohara[1,2], Shin Aoi[1], Tetsuya Takeda[1], Takashi Kunugi[1], Kenji Uehira[1], Masashi Mochizuki[1], Shinichi Tanaka[2], Masataka Masuda[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

[S02P-02] Operational Experiments of Real-Time Edge Processing for Ground Monitoring Using Optical Fiber DAS

*Hiromitsu NAKAMURA[1], Hiroyuki FUJIWARA[1], Shohei NAITO[1], Masaki TAKEBE[2], Masataka TOMA[2], Maki FURUKAWA[2], Naoto OGAWA[3], Ken SAKURAI[3] (1. NIED, 2. MESW, 3. OYO)

[S02P-03] Rapid detection of seismicity using relative source location method with seismic amplitudes

*Masashi OGISO[1] (1. Meteorological Research Institute)

[S02P-04] Characteristics seen in DAS observations on the Off-Tonankai Cable

*Masayuki TANAKA[1], Yasuhiro YOSHIDA[1] (1. Meteorological Research Institute)

[S02P-05] Investigation of the Strong Ground Motion Response of DAS Using a Large-Scale Shaking Table

*Satoshi KATAKAMI[1] (1. RTRI, Seismic Data Analysis Lab.)

[S02P-06] The quality of data from seismographs and pressure gauges in the N-net offshore system

*Tetsuya Takeda[1], Takayuki Miyoshi[1], Takashi Kunugi[1], Shin Aoi[1], Masanao Shinohara[1,2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

Poster session (Oct. 22nd) | Special session：S22. The 2024 Noto Peninsula Earthquake

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC | Room P Main Hall (2F)

[S22P] PM-P

[S22P-01] Aftershock distribution of the 2024 Noto Peninsula earthquake based on the dense seismic observation

*Hidenobu TAKAHASHI[1], Yasuhira Aoyagi[1], Haruo Kimura[1] (1. Central Research Institute of Electric Power Industry)

[S22P-02] Temporary high-density strong motion observation in Wajima city for the 2024 Noto Peninsula earthquake aftershocks

Tatsuo Kanno[1], *Michiko Shigefuji[1], Nobuo Takai[2], Seiji Tsuno[3], Hiroaki Yamanaka[3], Masahiro Korenaga[4], Hiroe Miyake[5], Kaito Abe[1], Naofumi Nakagawa[2], Yutaro Aoi[2], Ouma Fredrick[2], Ozaslan Bilal[3], Hiroki Matsuda[3], Towa Ohno[3] (1. Kyushu University, 2. Hokkaido University, 3. Tokyo Institute of Technology, 4. Railway Technical Research Institute, 5. Earthquake Research Institute of the University of Tokyo)

[S22P-03] 3-D seismic velocity structure in the source region of the 2024 Noto Earthquake revealed by a dense aftershock observation

*Yasuhira AOYAGI[1], Hidenobu TAKAHASHI[1] (1. CRIEPI)

[S22P-04] Attenuation structure of Noto Peninsula by maximum amplitude using the JMA Catalog.

*Shutaro SEKINE[1] (1. Association for Development of Earthquake Prediction)

[S22P-05] Moment tensor analysis for aftershocks of the 2024 Noto Peninsula Earthquake using shor-period records from ocean-bottom seismometers

*Takeshi Akuhara[1], Masanao Shinohara[1], Tomoaki Yamada[1], Ryosuke Azuma[2], Ryota Hino[2], Koichiro Obana[3], Tsutomu Takahashi[3], Gou Fujie[3], Shuichi Kodaira[3], Yoshio Murai[4], Hisatoshi Baba[5], Yusuke Yamashita[6], Hiroshi Yakiwara[7] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Tohoku University, 3. JAMSTEC, 4. Hokkaido University, 5. Tokai University, 6. Kyoto University, 7. Kagoshima University)

[S22P-06] The characterized source model of the 2024 Noto Peninsula earthquake using empirical Green's function method

*Toshimi SATOH[1], Atsushi OKAZAKI[2] (1. Ohsaki Research Institute, 2. Kansai Electric Power Company)

[S22P-07] Source Model of the 2024 Noto Peninsula Earthquake Estimated from the Broadband Ground Motion Records

*Kazuhiro SOMEI[1], Susumu Kurahashi[2], Kunikazu Yoshida[3], Ken Miyakoshi[4] (1. Geo-Research Institute, 2. Aichi Institute of Technology, 3. Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui, 4. Ohsaki Research Institute, Inc.)

[S22P-08] Source characterization and parameter estimation of the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Yoshiaki SHIBA[1] (1. Central Research Institute of Electric Power Industry)

[S22P-09] Source Model of the 2024 Noto Peninsula Earthquake by Envelope Inversion Using Synthetic Seismograms Generated from GIT and cGAN

*Yusuke TOMOZAWA[1], Junki YAMAGUCHI[1], Tomoki HIKITA[1], Toshihide SAKA[1] (1. Kajima Technical Research Institute)

[S22P-10] Broadband source model for the 2024 Noto Hanto, Japan, earthquake using empirical Green's function method and waveform inversion analysis

*Shohei Yoshida[1], Ken Miyakoshi[1], Takao Kagawa[2] (1. Ohsaki Research Institute, Inc., 2. Tottori Univ., Faculty of Engineering)

[S22P-11] Source fault model and strong ground motion of the 2024 Noto Earthquake estimated from prior and post information

*Kimie NORIMATSU[1], Shinji Toda[1] (1. IRIDeS, Tohoku Univ.)

[S22P-12] Comparison of ground motions at K-NET and KiK-net Togi stations due to the earthquakes around the Noto Peninsula

*Wataru Suzuki[1], Hisahiko Kubo[1], Takeshi Kimura[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

[S22P-13] Damage due to liquefaction, etc. and ground amplification characteristics during the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Shigeki SENNA[1] (1. NIED)

[S22P-14] Temporal changes in triggerability of the seismicity in the Northeastern Noto Peninsula associated with teleseismic earthquakes

*Ryo Matsuo[1], Masatoshi Miyazawa[1] (1. DPRI,Kyoto Univ)

[S22P-15] Aerial photo interpretation of building damage caused by the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Naokazu Monma[1], Hiromitsu Nakamura[1], Shouhei Naito[1], Hiroyuki Fujiwara[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

[S22P-16] Survey of Building Damage Caused by Tsunami and Strong Ground Motions of the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Yoshiaki HISADA[1], Ayaka Katano[2], Masahiro Murakami[1] (1. Kogakuin University, School of Architecture, 2. Kogakuin University, Graduate School)

[S22P-17] Response of the water layer to seismic waves in Toyama Bay during the Noto-Hanto earthquake on 1 January 2024

*Kirill Sementsov[1], Yuichiro Tanioka[1], Yusuke Yamanaka[1], Sergey Kolesov[2,3], Mikhail Nosov[2,3] (1. Hokkaido University, Faculty of Science, Institute of Seismology and Volcanology, 2. M.V.Lomonosov Moscow State University, Faculty of Physics, 3. Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences)

[S22P-18] Tsunami Time Series Data of 2024 Noto Peninsula Earthquake Extracted From Live Camera Images -Wajima Port and Toyama Bay

*Masaaki MINAMI[1], Gen Aoki[2], Hiroaki Tsushima[1], Yutaka Hayashi[1], Kenji Nakata[1], Tatsuo Kuwayama[2], Yasuyuki Yamada[2], Tadashi Sasabe[2], Kenshi Ohshima[3] (1. Meteorological Research Institute, 2. Japan Meteorological Agency, 3. Japan Meteorological Agency, Sendai Regional Headquarters)

[S22P-19] Tsunami magnitude *m* of the 2024 Noto Peninsula earthquake tsunami based on field surveys

*Yuichi NAMEGAYA[1], Kei Ioki[1], Kentaro Imai[2], Satoshi Kusumoto[2], Yuchen Wang[2], Hiroki Horikawa[2], Masa'aki Murakami[3] (1. AIST, 2. JAMSTEC, 3. Wakayama Prefecture)

Poster session (Oct. 22nd) | Regular session：S07. Structure and dynamics of the Earth and planetary interiors

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC | Room P Main Hall (2F)

[S07P] PM-P

[S07P-01] Toward Seismic Exploration on Titan in NASA's Dragonfly mission ~Thermal cycling experiments and instrumental & environmental noises~

*Keisuke Onodera[1], Hiroaki Shiraishi[2], Satoshi Tanaka[2], Taichi Kawamura[3], Takefumi Mitani[2], Hideki Murakami[4], Ryuhei Yamada[5], Kiwamu Nishida[1], Shun-ichi Kamata[6], Jun Kimura[7], Hiroyuki Kurokawa[8], Yasuhito Sekine[9], Takeshi Tsuji[10], Mark Panning[11], Ralph Lorenz[12] (1. Earthquake Research Institute/UTokyo, 2. ISAS/JAXA, 3. IPGP, 4. Kochi University, 5. University of Aizu, 6. Hokkaido University, 7. Osaka University, 8. Graduate School of Arts and Sciences/UTokyo, 9. Tokyo Institute of Technology/ELSI, 10. School of Engineering/UTokyo, 11. Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology , 12. Applied Physics Laboratory, Johns Hopkins University)

[S07P-02] ScS Travel Times in Japan

*Takahito Fukushige[1], Naofumi Aso[1] (1. Tokyo university of sience)

[S07P-03] Polarization Anomaly of Long-period Teleseismic P-waves: Insights into Azimuthal Anisotropy in the Upper Mantle beneath Australia

*Kotaro TARUMI[1], Kazunori YOSHIZAWA[1,2] (1. Department of Natural History Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Department of Earth & Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University)

[S07P-04] Phase speed maps in and around the Sea of Japan based on ambient noise analysis

*Tohma Tezuka[1], Kazunori Yoshizawa[1,2], Nori Nakata[3,4], Kiwamu Nishida[5] (1. Department of Natural History Sciences., Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Department of Earth & Planetary Sciences, Faculity of Science, Hokkaido Universuty, 3. Energy Geosciences Division, Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, CA, USA, 4. Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, USA, 5. Eathquake Research Institute, University of Tokyo)

[S07P-05] Kirchhoff Migration for Examining Structure around the 660 km Seismic Discontinuity beneath the Northern Japan Sea

*Keiko KUGE[1] (1. Department of Geophysics, Kyoto University)

[S07P-06] Shear Wave Tomography Beneath the Ontong Java Plateau Region Using a Joint Inversion of Body Wave and Surface Wave Data

*Yuko Kondo[1], Hiroko Sugioka[1], Masayuki Obayashi[2], Takehi Isse[3], Kazunori Yoshizawa[4] (1. Kobe University, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 3. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 4. Hokkaido University)

Poster session (Oct. 22nd) | Regular session：S08. Earthquake physics

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC | Room P Main Hall (2F)

[S08P] PM-P

[S08P-01] Diverse preseismic creep behavior of an RSF fault realized by choice of an evolution law: Insight from dynamic earthquake cycle simulation

*Shunya KANEKI[1], Hiroyuki Noda[2] (1. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 2. Kyoto University)

[S08P-02] Crafting Rotatable Beach Balls of Focal Mechanism Solution

*Masato Ikura[1], Naofumi Aso[1] (1. Tokyo University of Science)

[S08P-03] Spatial pattern on stress drops of small earthquakes in eastern Shizuoka prefecture and the Tanzawa region, Japan

*Misa Tanaka[1], Takuji Yamada[2] (1. Graduate School of Science and Technology, Ibaraki Univ., 2. Faculty of Basic Natural Science, Ibaraki Univ.)

[S08P-04] Frictional properties in the source area of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake

*Nanako Nemoto[1], Takuji Yamada[2] (1. Graduate School of Science and Technology, Ibaraki University, 2. Faculty of Basic Natural Science, Ibaraki University)

[S08P-05] On Selective Rupture in and around Weak Zones

*Koji UENISHI[1], Shoya SHIOIRI[1], Masanao SEKINE[1] (1. Univ. of Tokyo)

[S08P-06] Study of source inversion method for earthquake with long duration

*Ryo Yamaguchi[1], Yuji Yagi[1], Ryo Okuwaki[1] (1. University of Tsukuba)

[S08P-07] Fault re-activation of moderate to small earthquakes in a region of tectonic inversion, northwestern South Island, New Zealand

*Ayaka TAGAMI[1,2], Tomomi Okada[2], Martha Savage[3], Calum Chamberlain[3], John Townend[3], Miu Matsuno[2], Satoshi Matsumoto[4], Yuta Kawamura[4], Yoshihisa Iio[5], Tadashi Sato[2], Satoshi Hirahara[2], Shuutoku Kimura[2], Stephen Bannister[6], John Ristau[6], Francesca Ghisetti[7], Richard Sibson[8] (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan, 2. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, Sendai, Japan, 3. Victoria University of Wellington, New Zealand, 4. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University, Shimabara, Japan, 5. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, Japan, 6. GNS Science, New Zealand, 7. TerraGeologica, New Zealand, 8. University of Otago, New Zealand)

[S08P-08] Relationship between the Boso slow slip events and the accompanying earthquake swarm

*Issei Yasuhara[1], Toshinori Sato[2] (1. Graduate School of Science and Engineering, Chiba University, 2. Graduate School of Science, Chiba University)

[S08P-09] Numerical modeling of interplate slip on the Philippine Sea plate in the Kanto region, considering a stress accumulation analysis

*Takanori MATSUZAWA[1], Bunichiro Shibazaki[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Building Research Institute)

[S08P-10] Source process of the 1968 Hyuganada Earthquake derived from strong motion data

*Shunichiro Fujii[1], Reiji Kobayashi[1] (1. Univ. of Kagoshima)

[S08P-11] Observation of earthquake-induced rotational ground motions by broadband seismometer array: Part 2

*Kazutoshi IMANISHI[1], Suguru Yabe[1] (1. Geological Survey of Japan, AIST)

[S08P-12] Rupture directivity of moderate-sized earthquakes estimated by dense observation

*Taiki Kono[1], Satoshi Matsumoto[2], Kentaro Emoto[2], Takeshi Matsushima[2], Kazunari Uchida[2], Ryunosuke Takayama[1], Shinichi Sakai[3] (1. Kyushu University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, 3. The University of Tokyo III/GSII)

[S08P-13] The latest event on the Median Tectonic Line active fault zone, inland Shikoku, inferred from dynamic rupture simulations (Part 2)

*Yuko KASE[1], Yumi URATA[1], Hisao KONDO[1] (1. GSJ/AIST)

[S08P-14] Seismic Source Process of Large Strike-slip Intraplate Earthquakes with Multi-faults Rupture

*Naohiro Inoue[1], Yuji Yagi[1], Ryo Okuwaki[1], Ryo Yamaguchi[1] (1. University of Tsukuba)

[S08P-15] The features of the low-frequency marsquake S1022a derived by waveform inversion for moment tensors and source time functions

*Kirara Kotani[1], Keiko Kuge[1] (1. Department of Geophysics, Graduate School of Science, Kyoto University)

[S08P-16] Hypocenter relocations of the 2016 central Oita earthquakes with station corrections obtained from FAMT solutions

*Hirofumi Kowari[1,2], Masanao Komatsu[3], Hiroshi Takenaka[1] (1. Department of Earth Sciences, Okayama University, 2. Hanshin Consultants Co., Ltd., 3. Okayama Gakuin University)

[S08P-17] Analysis of rupture velocity based on the interaction between heat and fluid pressure and the rate- and state-dependent friction law

*Yoko Kono[1], Takehito Suzuki[2] (1. Aoyama Gakuin univ., 2. Takachiho univ.)

[S08P-18] Dynamic rupture simulation of the 2011 M_j7.0 Fukushima Hamadori, Japan, earthquake

*Genki Watanuki[1], Ryosuke Ando[1], Aitaro Kato[2] (1. Graduate School of Science, University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

Room A | Late-Breaking Session：S23. The 2024 Hyuga-nada Earthquake and its Effects

Tue. Oct 22, 2024 9:00 AM - 10:30 AM JST | Tue. Oct 22, 2024 12:00 AM - 1:30 AM UTC | Room A International Conference Hall (4F)

[S23] AM-1

chairperson:Kiwamu Nishida(ERI, the university of Tokyo), Hisahiko KUBO, Yusuke Tomozawa(Kajima Technical Research Institute, Kajima Corporation)

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

[S23-01] The earthquake in the Hyuganada Sea on August 8, 2024 -Seismic Activity and Nankai Trough Earthquake Extra Information issued by the JMA-

*Kiyoshi TAKEDA[1], Shinya TSUKADA[1], Kazuhiro IWAKIRI[1], Masahiro YOSHIDA[1], Kazuki MIYAOKA[1], Yasuhide HASEGAWA[1], Takumi HIRAHARA[1], Junpei SHIMIZU[1], Issei SUGANUMA[1], Akemi NODA[1], Mugi YAMAMOTO[1], Kenichi FUJITA[1], Koji TAMARIBUCHI[1], Nobuyuki HIROTA[1], Shigeki AOKI[2] (1. Earthquake and Volcanic Engineering Affairs Division, Seismology and Volcanology Department, JMA, 2. Administration Division, Seismology and Volcanology Department, JMA)

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

[S23-02] Tsunami observation of the earthquake in Hyuganada Sea on 8 August 2024 recorded by N-net and DONET

*Tatsuya Kubota[1], Takayuki Miyoshi[1], Hisahiko Kubo[1], Wataru Suzuki[1], Shin Aoi[1], Kunugi Takashi[1], Tetsuya Takeda[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S23-03] Characteristics of seismicity around the August 8, 2024 Hyuga-nada earthquake (M7.1) and possible future scenarios

*Yusuke YAMASHITA[1], Takane Hori[2] (1. Miyazaki Observatory, DPRI, Kyoto University, 2. JAMSTEC)

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

[S23-04] [Invited]Nankai Trough Earthquake Extra Information (Megathrust Earthquake Attention) following the 2024 Hyuga-nada Earthquake (Mw7.0)

*Naoshi HIRATA[1] (1. ERI, The University of Tokyo)

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

[S23-05] [Invited]Issues in the announcement of the "Nankai Trough Earthquake Extra Information (Megathrust Earthquake Attention)"on August 8, 2024

*Sayaka IRIE[1] (1. Matsumoto University)

10:15 AM - 10:30 AM JST | 1:15 AM - 1:30 AM UTC

[S23-06] Problems with the Nankai Trough Earthquake Extra Information issued on Aug. 8, 2024

*Katsuhiko ISHIBASHI[1] (1. Emeritus Prof., Kobe Univ.)

The earthquake in the Hyuganada Sea on August 8, 2024 -Seismic Activity and Nankai Trough Earthquake Extra Information issued by the JMA-

*Kiyoshi TAKEDA[1], Shinya TSUKADA[1], Kazuhiro IWAKIRI[1], Masahiro YOSHIDA[1], Kazuki MIYAOKA[1], Yasuhide HASEGAWA[1], Takumi HIRAHARA[1], Junpei SHIMIZU[1], Issei SUGANUMA[1], Akemi NODA[1], Mugi YAMAMOTO[1], Kenichi FUJITA[1], Koji TAMARIBUCHI[1], Nobuyuki HIROTA[1], Shigeki AOKI[2]

1. Earthquake and Volcanic Engineering Affairs Division, Seismology and Volcanology Department, JMA, 2. Administration Division, Seismology and Volcanology Department, JMA

2024年8月8日16時42分に日向灘でM7.1の地震（最大震度6弱）が発生し、宮崎県日南市で震度６弱を観測したほか、東海地方から奄美群島にかけて震度５強～１を観測した。また、宮崎県南部山沿いで長周期地震動階級３を観測したほか、鳥取県西部及び九州・奄美地方で長周期地震動階級２～１を観測した。気象庁はこの地震に対して、最初の地震波の検知から5.7 秒後の16時43分9.4秒に緊急地震速報（警報）を発表し、緊急地震速報の震源を用いて16時44分に高知県及び宮崎県に津波注意報を発表した。その後、16時52分に愛媛県宇和海沿岸、大分県豊後水道沿岸、鹿児島県東部及び種子島・屋久島地方にも津波注意報を発表した（同日22時00分までに全て解除）。この地震により、宮崎港で0.5ｍ（速報値）の津波を観測するなど、和歌山県から種子島にかけて津波を観測した。この地震は、発震機構（CMT解）が西北西－東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で、フィリピン海プレートと陸のプレートの境界で発生した。この地震の震源付近では、8月９日04時23分にM5.3（最大震度３）の地震が発生するなど、８月８日から8月31日までに震度１以上を観測した地震が25回（震度６弱：１回、震度３：3回、震度２：5回、震度１：16回）発生した。また、この付近の最近約30年間の活動をみると、1996年10月19日にM6.9の地震（最大震度５弱）、同年12月３日にM6.7の地震（最大震度５弱）が発生している。気象庁ではM7.1の地震の発生直後から1週間後まで、地震調査委員会（2016）が平成 28 年（2016 年）熊本地震を踏まえて取りまとめた「大地震後の地震活動の見通しに関する情報のあり方」に従って、この地震に対する地震活動の見通しやそれに基づく防災上の留意事項を随時発表した。また、気象庁では中央防災会議（2019）の「南海トラフ地震防災対策推進基本計画」に基づいて事前に定めた手順に従い、M7.1の地震の約50分後から「南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会」を臨時に開催し、この地震と南海トラフ地震との関連性について検討した結果、南海トラフ地震の想定震源域では、大規模地震の発生可能性が平常時に比べて相対的に高まっていると考えられたことから、8月８日19時15分に南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）を初めて発表した。気象庁は、その後も同検討会の会長、委員及び関係機関と連携のうえ、南海トラフ地震想定震源域付近の地殻活動を監視しつつ、地殻活動の状況等については9月定例の「南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会」（9月6日）までの間、随時、南海トラフ地震関連解説情報や報道発表資料等でお知らせした。また、南海トラフ地震臨時情報を踏まえた防災対応についても、内閣府と連携して周知に努めた。

© The Seismological Society of Japan

Tsunami observation of the earthquake in Hyuganada Sea on 8 August 2024 recorded by N-net and DONET

*Tatsuya Kubota[1], Takayuki Miyoshi[1], Hisahiko Kubo[1], Wataru Suzuki[1], Shin Aoi[1], Kunugi Takashi[1], Tetsuya Takeda[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

南海トラフ沈み込み帯では，過去に1944年昭和東南海地震や1946年昭和南海地震をはじめとする巨大地震が繰り返し発生し (e.g. Ishibashi, 2004)，大きな被害をもたらしてきた．近い将来においても同様の巨大地震が発生することが危惧されている (e.g. 地震調査研究推進本部, 2013)．これに備えて，熊野灘と紀伊水道沖の海域にはDONET (Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis, Kaneda et al., 2015; Kawaguchi et al., 2015) が展開されてきた．一方で，巨大地震の震源域と想定される海域のうち，高知県沖から日向灘には沖合の観測網は展開されていなかった．このような背景のもと，防災科学技術研究所では，2019年より南海トラフ海底地震津波観測網 (Nankai Trough Seafloor Observation Network for Earthquakes and Tsunamis, N-net) の構築を実施してきた (Aoi et al., 2021 UT)．N-netは沖合システムと沿岸システムからなる観測網で，2つのシステムのうち沖合システムの整備が2024年7月に完了し，現在，試験運用を行なっている (青井ほか, 2024 本大会)．それぞれのシステムは海底ケーブルにつながれた18台の観測ノードと2台の分岐装置および終端装置で構成され，各観測ノードの中には複数の地震計や水圧計などが搭載される．2024年8月8日，宮崎県沖の日向灘のプレート境界においてM_{JMA} 7.1の地震が発生し，沿岸では最大で宮崎港における0.5 mの津波が観測された (気象庁, 2024)．N-netの沖合システムとDONETの海底水圧計も本地震に伴う津波を観測した．本発表では，試験運用中のN-netの沖合システムおよびDONETの津波記録の特徴を整理し，かつその記録を活用して日向灘の地震の津波波源分布の推定を試みる．

水圧記録に含まれる地震動や波浪などの短周期成分および潮汐変動などの長周期成分を除去するため，理論潮汐モデル (Matsumoto et al. 2000) を用いて潮汐変動成分を除去したのち，バンドパスフィルタ (100–2000 s) を適用した．震央ごく近傍の観測点では最大で3 cm程度，震央から最も離れた観測点では1 cm程度の津波が記録された．震央に最も近い観測点NAE18では，地震の前後で水圧に有意な水圧オフセットの減少 (5 hPa程度) が記録されていたが，これは海底の上下変位に起因するものと考えられる．それ以外の観測点では，水圧オフセット値に顕著な変化は見られなかった．

これらの観測された振幅が妥当なものかを評価するため，複数の機関により得られているCMT解のそれぞれについて，Wells & Coppersmith (1994) のスケーリングに基づいて矩形断層を仮定し，津波線形長波方程式を用いてフォワード計算を実施した．その結果，CMT解の水平位置の違い (20–30 km) に起因して近傍観測点での津波の到達タイミングに違いが生じたが，どの解でも観測された津波の最大振幅や津波の卓越周期がよく再現された．なかでもGlobal CMT解に基づいて計算したものが，到達タイミングをもっともよく説明した．

続いて，N-netおよびDONETの津波記録からの逆解析により，本地震によって生じた海面上下変動 (津波波源) の分布を推定した．解析の結果，ひとつの大きな隆起域 (最大隆起量 ~20 cm) が推定され，隆起域と海岸線の間にわずかな沈降域が得られた．隆起域の長軸方向 (CMT解の走向に沿った方向) の広がりは約40 km，短軸方向の広がりは約20 kmであり，この分布はGlobal CMT解から期待される海底上下変位分布と整合した．観測点NAE18における隆起量は~5 cmとなり，観測された水圧オフセット変化とおおむね対応する．陸上のGNSS観測記録にもとづいて暫定的に推定した矩形断層モデル (国土地理院, 2024) から期待される上下変位と本津波波源分布を比較すると，その隆起のピークの位置は，本モデルのほうが約10 km陸側に位置する．陸上GNSSを用いて推定した矩形断層モデルから期待される海底上下変位では，震源のごく近傍の観測点の津波のピークの到達タイミングが5–10分ほど合わないことから，この水平位置の違いは有意なものであると解釈される．本結果は，N-netの水圧計の記録から得られた震源域周辺の水圧記録が，震源断層の水平位置の推定信頼度の向上に貢献できることを示唆する．

© The Seismological Society of Japan

Characteristics of seismicity around the August 8, 2024 Hyuga-nada earthquake (M7.1) and possible future scenarios

*Yusuke YAMASHITA[1], Takane Hori[2]

1. Miyazaki Observatory, DPRI, Kyoto University, 2. JAMSTEC

2024年8月8日16時42分に宮崎市沖の日向灘でMJ7.1（Mw7.0）の地震が発生した．宮崎市沖の領域は，M7前後のプレート境界地震が1931年，1961年，1996年と約30年間隔で繰り返し発生してきており（1899年M7.1もあるが，詳細は不明），当初は同じ震源域が30年間隔でひずみを解放していると考えられていた．しかし，余震分布，CMT解析，GNSSや強震動による断層すべりインバージョン解析，さらに地震発生前の地震活動の特徴や小繰り返し地震解析の結果などを総合的に判断すると，震源から南側に主な断層すべりがあると考えられる．宮崎市沖の領域で唯一判明している1996年10月と12月の震源域（Yagi et al., 1999）とはすべて重ならないようである．

今回の地震により，少なくとも1996年10月の震源域はひずみを解放していない可能性が高い．今後日向灘で最も考えられるシナリオとしては，この1996年の震源域で，今回の地震と同程度の地震が再び発生することがあげられる．1996年10月の地震の際には約12時間前からM4~5クラスの地震を伴う前震活動が見られていた特徴があり，震源がほぼ同じ1931年の地震の際にも約15時間前からM6.0の地震を含む前震活動が見られていた．1996年10月の前震活動は，震源域北側で始まり，本震震源に向かって南東方向にmigrationしながら規模も大きくなっていった．前震活動があった領域では，1997年以降M4.5以上の地震が発生しておらず，この領域の地震活動のモニタリングは今後重要になると考えている．なお，8月31日に1996年10月震源域の北側でM4.7の地震が発生した．M7.1発生以降，あまり地震活動が見られていなかった領域だが，M7.1発生以降最大の地震であり，1996年10月に前震活動が始まった場所に震源が近く，奇しくも規模も同じM4.7だった．1996年10月の事例を踏まえると前震の可能性も考えられたが，結果的に何も起こらなかった．今後，同様のケースがあった場合に，1996年10月のようにM4~5クラスの地震が続けて起こるかどうかは，事の切迫度を判断する上で注目するポイントの1つと考えられる．

1996年の地震の再来に関しては，現時点で次の発生時期を予測することは難しい．宮崎市沖では震源域が近接して発生した例として，1996年の地震が10月と12月で2ヶ月の間をあけて発生している．また，1931年の地震の2年前の1929年には，M6.9の地震がやや南西側で発生していたことが知られている．震源の深さが60km近く，周囲のプレート境界地震と比べ極端に深いが，この当時の震源決定精度の悪さを考慮すれば，この地震がプレート境界地震の可能性も否定はできず，震源域も近接している可能性は高い．過去の事例を踏まえれば，数年単位の警戒は必要とみられる．

一方，Yamashita et al. (2012)　による小繰り返し地震から推定したすべりレート分布では，宮崎市～日南海岸沖にかけてすべりレートが周囲より相対的に低い領域が広がっている．すべりレートは2～3cm/yrで，プレートの沈み込み速度次第ではあるが数cm/yrのすべり遅れが生じている．周囲のすべり遅れを解消するように地震が起こっていると考えれば，発生間隔は30年よりも長いことが期待される．1996年の地震は1931年の地震と前震活動や震源位置の特徴が似ている．1961年の地震は1931年1996年よりも南側に震源があり，津波が油津港に地震発生後1分で到達したことや，宮崎県南部で被害が大きかったことが報告されており（気象庁，1961験震時報），2024年と同様に震源域が日南海岸沖に広がっていたと考えられる点でよく似ている．つまり，1931年と1996年，1961年と2024年で2つのグループがあり，おおよそ60年周期で地震が発生しているようにも見える．これは，すべり遅れから考えると60年で2m前後のすべりに相当し，M7クラスの地震としては矛盾しないとみられる．この100年の間に30年間周期で地震が起こっていたように見えていたのは，60年周期のグループが30年程度ずつたまたまずれていた結果と見ることもできるかもしれない．

ワーストケースのシナリオとしては，有史以降最大とされる1662年日向灘地震の再来である．今回の地震の震源域や，1996年の震源域周辺は，1662年日向灘地震の震源域と考えられる領域に含まれ，最近の研究成果でスロー地震との相互作用によってM7クラスの地震が巨大化したことが考えられている（Ioki et al., 2023）．また，前述のすべり遅れによってバックグラウンドに蓄積されたひずみを，1662年日向灘地震のよ

© The Seismological Society of Japan

うな巨大地震で解消している事も考えられる．日向灘におけるタービダイトの調査からは，火山灰との対比で1662年の地震に対応すると思われる痕跡があるとともに，およそ800年前から6500年前の間に14枚のタービダイトが確認でき，400年程度の間隔と推定されており（Ikehara et al., 2023），再来間隔に関する今後の調査研究が重要である．

© The Seismological Society of Japan

[Invited]Nankai Trough Earthquake Extra Information (Megathrust Earthquake Attention) following the 2024 Hyuga-nada Earthquake (Mw7.0)

*Naoshi HIRATA[1]

1. ERI, The University of Tokyo

１．はじめに

2024年8月8日16時42分に日向灘で気象庁M7.1が発生し、気象庁は同日17時00分に「南海トラフ地震臨時情報（調査中）」を発表した。同日17時30分に「南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会」（以下、評価検討会）が開催され、評価の結果、同日19時15分に「南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）」が発表された。中央防災会議（2013）が定めた「科学的に想定される最大規模の南海トラフ地震の想定震源域」と想定震源域の海溝軸外側50km程度までの領域を併せた「監視領域」の中でMw7.0 が発生したと評価されたからである。

２．中央防災会議の南海トラフ地震対策

南海トラフでは過去に繰り返しＭ８を超える巨大地震が発生し多くの被害がもたらされてきた。既往最大の地震は、1707年宝永地震（M8.6）であるが、理論上は、2011年東北地方太平洋沖地震（M9.0）のような超巨大地震が発生する可能性が否定できない。中央防災会議はもし最大クラス（揺れに対してはM9.0、津波についてはM9.1）の地震が発生したときの被害を想定し、対応策を示している。国の報告では、現在の地震学の実力では、防災対応に資するような地震予知はできず、大規模地震対策特別措置法に基づく地震防災応急対策は改める必要があるとされた（中央防災会議・防災対策実行会議・南海トラフ沿いの地震観測・評価に基づく防災対応検討ワーキンググループ、2017）。一方、現在の科学的知見を防災対応に活かしていくという視点は引き続き重要であるとされたことも踏まえて、2019年5月の中央防災会議において「南海トラフ地震に係る地震防災対策の推進に関する特別措置法」に基づく「南海トラフ地震防災対策推進基本計画」が変更され、気象庁は南海トラフ地震臨時情報等を発表することとなった。

３．情報の発表

南海トラフ沿いでプレートの固着状態に通常とは異なる変化が観測されたときには、気象庁は南海トラフ地震臨時情報を発表する。臨時情報には、（１）調査中、（２）調査終了、（３）巨大地震注意、（４）巨大地震警戒　の4つがある。本年8月8日には、まず（１）が出て、調査の結果（３）が出た。どのような事象が観測されたら情報を発表するかの基準は「南海トラフ地震防災対策推進基本計画」で予め定められ、例えば、気象庁のウエッブページ等で公表されている（https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/nteq/info_criterion.html）。今回は、まず、監視領域内（図１の黄枠内）で気象庁M6.8以上 の地震が発生したため「調査中」を発表し、調査の結果は、「巨大地震注意」の発表条件である「監視領域内において、Mw7.0以上の地震が発生したと評価した場合（巨大地震警戒に該当する場合は除く）」に相当した。

４．おわりに

今回の情報は、予め定められた手続き通りに発表された。しかし、この情報の意味を社会が正しく理解して、適切な防災行動がとられたかについては、今後の調査と議論を待たなければならない。2019年に本情報の仕組みが制定されて初めて出された効果についての検証を続ける必要がある。

© The Seismological Society of Japan

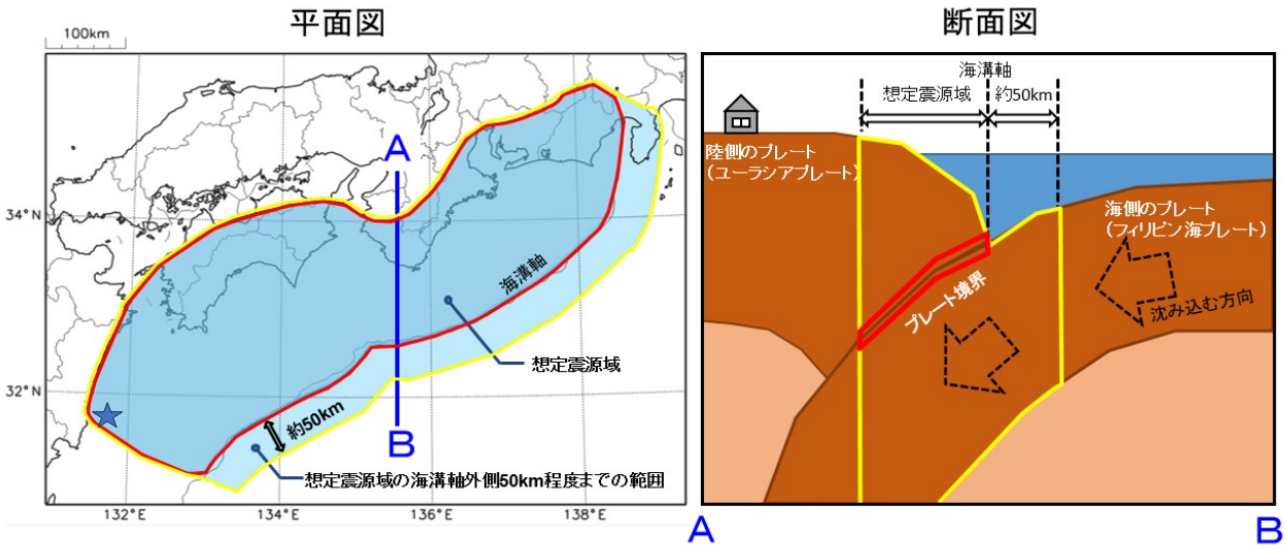


図１．南海トラフ地震の想定震源域と監視領域と、2024年日向灘の地震（M7.1）（★印）（気象庁のウエッブページより）

© The Seismological Society of Japan

[Invited]Issues in the announcement of the "Nankai Trough Earthquake Extra Information (Megathrust Earthquake Attention)"on August 8, 2024

*Sayaka IRIE[1]

1. Matsumoto University

１．はじめに
2024年8月8日、日向灘で発生したマグニチュード7.1の地震を受けて、気象庁は「南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）」を初めて発表した。臨時情報に関する政府からの情報発信、メディアの対応を雑駁ながら概観し、そこから得られた問題意識を議論の材料として提示する。
２．政府からの情報発信
気象庁では、8月8日19時45分から「南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）」についての記者会見が行われた。会見には気象庁の束田進也・地震火山技術・調査課長、南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会の平田直会長が登壇した。気象庁が公表した資料の１ページ目には「新たな大規模地震が発生する可能性は平常時と比べると高まっていますが、特定の期間中に大規模地震が必ず発生するということをお知らせするものではありません（下線筆者、元の資料では赤字で表記）」との文言があり、「南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）」の「不確実性」を強調した内容となっていた。一方、臨時情報に対する国民の対応については「政府や自治体などからの呼びかけ等に応じた防災対応をとってください」の一文のみで、詳細な記述はなかった。気象庁の記者会見では、お盆の時期の帰省や海水浴の可否など具体的な防災行動を問う記者の質問に対して、平田会長が答える形になった。気象庁会見と前後して官房長官会見、総理大臣会見が行われていたが、こちらでも国民への呼びかけの詳細な説明はなかった。当時、内閣府など中央省庁のウェブサイトも閲覧していたが、国民への呼びかけや具体的な防災対応がわかりやすい場所になく、各省庁のX（旧ツイッター）にもポストがないか、ごく簡略なものにとどまっていた。臨時情報発表時に国民に求めることは何なのか、誰が国民に対して責任を持って呼びかけるのかがあいまいな情報発信であったと言わざるを得ない。
３．メディアの対応
【放送】NHK、在京民放各局は一部を除き、日向灘の地震発生直後から予定していた番組内容を変更して緊急報道に切り替えた（テレビは長野県内で視聴）。その後も継続的・断続的に日向灘の地震の被害と臨時情報発表に向けた動きを伝える緊急ニュースを放送した局が多かった。放送では、スタジオで災害担当記者などが臨時情報発表の過程や意味、とるべき防災対応などを解説していた。各局とも、臨時情報は「予知」ではなく不確実性をはらむ防災情報であること、すぐに避難する必要はないことなどを伝えるために、工夫、あるいは苦心しているように見受けられた。「この情報は初めて出ることになりますが、扱いが、受け止めが非常に難しい情報になります。この情報の意味は、南海トラフ巨大地震が発生する可能性が普段に比べて高まっている、ただ、それはどの程度なのかは今の時点では言えないということになります」（NHK）、「日常生活を今まで通り、経済活動も社会活動も続けながら、今後起きるかもしれない南海トラフ沿いの巨大地震に備えて、地震への意識を高める、あるいは地震への備えを今まで以上にしておく。これが求められるそういう情報が出たということになります」（TBS）などのコメントがみられた。なお、NHKは8日から15日まで、画面にL字の「南海トラフ『巨大地震注意』」の表示を継続した。
【ネットメディア・SNS】私が見た限りではあるが、臨時情報発表から１週間、ニュースサイトやSNSには南海トラフ地震や臨時情報に関する誤情報・偽情報が流布することは少なかった。総務省が8月9日付けで、プラットフォーム事業者4社に対し「偽・誤情報に対する利用規約等を踏まえた適正な対応の実施」を要請していたことも背景にあると推察する。
４．まとめ
初の「南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）」の発表を通じて、以下の課題が明らかになった。①国民に対する注意呼びかけの主体（特に政府）やメッセージが明確でない②地震学の研究者が防災対策の情報発信の

© The Seismological Society of Japan

役割まで担うべきか③メディアは臨時情報をどう伝えるべきか、の３点である。以前から論文等で提案し続けてきたことだが「臨時情報の役割は何か」「伝えるべきメッセージは何か」を行政・メディア・研究者のの間で改めて議論しなければならないと考える。

[参考文献]
・大谷・入江他（2021）南海トラフ地震情報を使った防災対応上の潜在的課題群の抽出法の開発ーゆっくりすべりケースに対するテレビ報道を例にー, *日本地震工学会論文集*
・大谷・入江他,（2022）南海トラフ地震情報の報道における論点の抽出を目的としたワークショップの試みー「西半割れ」ケースー, *日本地震工学会論文集*
・入江（2024）南海トラフ地震臨時情報：社会は「わかりにくさ」をどう受け止めるか, *日本地震学会モノグラフ*

© The Seismological Society of Japan

Problems with the Nankai Trough Earthquake Extra Information issued on Aug. 8, 2024

*Katsuhiko ISHIBASHI[1]

1. Emeritus Prof., Kobe Univ.

●2024年8月8日の日向灘地震 (*M*w7.0) を受けて，気象庁は約2時間半後に「南海トラフ地震臨時情報 (巨大地震注意) 」を初めて発出した (以下, 南海トラフをNT, 南海トラフ地震をNT地震と略記)．同情報は「NT地震想定震源域 (以下, 想定震源域) では大規模地震の発生可能性が平常時に比べて相対的に高まっている」として，政府や自治体などからの呼びかけ等に応じた防災対応をとるように求めた (対象は不明瞭)．これにより，例えばJR東海は東海道新幹線を1週間一部区間で徐行運転したし，海水浴場の全面閉鎖や観光地の大量宿泊キャンセルなども生じた．演者は，石橋 (2020)「『南海トラフ地震臨時情報』体制への疑問」(日本地震学会モノグラフ (以下, SSJmg) No. 6, 25) などでこの仕組みに疑問を呈したが，問題点を再検討したい．

●**今回の臨時情報は科学的根拠が乏しく確度が低い：** **(1)** 日向灘地震が想定震源域の南西端で発生したというが，地震・地学データを総合的にみて，想定震源域が南西方に広すぎる可能性がある．地震調査委員会 (2013)「長期評価 (二版) 」も，西端は科学的知見が不十分で暫定的と明記している．**(2)** 前項に関連して，日向灘地震は*M*7級がくり返し発生しており，地震テクトニクスがNT地震とは異なる可能性がある．少なくとも17世紀以降，日向灘地震がNT地震の先行地震になったことはない．1498年明応NT地震に先行したか？とされる同年の日向灘地震は，原田・他 (2017, 地震2, **70**, 89) が実在を否定している．**(3)** 大規模地震発生の可能性が高まったとする根拠は全世界の地震の統計データだけである (1904～2014年の*M*w7.0以上の地震1437個のうち，50km以内で7日以内に*M*w7.8以上の地震が起きたのは6個)．だが，テクトニックな背景などを吟味せずに数だけで「1437分の6の発生確率」というのは意味がない．浜田・津村 (2017, SSJmg, No. 5, 42) が「半割れケース」に係る統計データを吟味してNT地震に適用できそうな例はごく僅かとしたように，精選されたデータセットを使うべきだ．しかも，最初の地震が想定震源域内のどこで起きたかに関係なく機械的に統計データを使うのは，物理地学的考察に欠ける．**(4)** 8日の日向灘地震が物理地学的に想定震源域にどう影響すると考えられるかという説明が皆無である．

●**制度設計の不備が過剰反応を惹起した：**JR東海の対応は，中央防災会議 (2021)「南海トラフ地震防災対策推進基本計画」(以下, 基本計画) や同社の「防災業務計画」にもとづくのだろうが，今回の臨時情報の確度の低さからみれば過剰反応と言わざるをえない．今回の事案が生じたのは，石橋 (2017, SSJmg, No. 5, 29；2018, 科学, **88**, 359；2020) が論じたように，予知可能を前提にした大震法 (大規模地震対策特別措置法) 体制の否定から始まったはずの「臨時情報」が，依然として大震法の発想を引きずっているからではないか．実際，基本計画の作成を義務づけている「南海トラフ地震防災対策推進特措法 (略称)」が，基本計画は大震法による地震防災基本計画と整合性をとるように規定している.「巨大地震注意」情報を認めるとしても，*M*7級地震の発生場所や情報の確度に応じてランク分けし，対応を違えるべきだろう．今回は低ランクとみなされるが，四国沖～熊野灘で前回のNT地震から78～80年しか経っていないことも，ランクを下げる要因になるのではないか．なお，8月15日に政府の特別な注意呼びかけは終了とされたが，気象庁と内閣府の所掌が判然としない．

●**今後に向けて：**「臨時情報」の科学的根拠と制度設計を全面的に見直す必要がある．いわゆる「半割れケース」では後発地震の予測と情報発信が非常に重要だが，石橋 (2017, 2018, 2020) が論じたように「臨時情報」では間に合わないこともありうる．なお，予測のためにはトラフの大洋側に海底地殻変動観測網を展開することが重要だろう (石橋, 2017, 2018)．国民の間にNT地震は発生予測可能という誤解が広がるのも大問題である．見直しに当たっては，演者が主張したように大震法を廃止することが必須であろう．NT地震はいずれ必ず発生し，しかも不意打ちになる可能性が高いから，社会全体を「地震に強くする」ことが先決である．例えば，JR東海が新幹線の高速走行リスクを認めたのだから，最高速度を常時 230 km/h 程度に落とすことも検討するとよい．今回メディアが，個人レベルの地震対策の注意に終始したのは残念である．なお，吉田 (2017, SSJmg, No. 5, 52) のNT地震の予測と防災に関する議論も傾聴に値する．彼は「一部割れ」ケースで*M*w7.0を閾値にしていることも批判している．

© The Seismological Society of Japan

Room A | Special session：S22. The 2024 Noto Peninsula Earthquake

Tue. Oct 22, 2024 10:45 AM - 12:15 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 1:45 AM - 3:15 AM UTC | Room A International Conference Hall (4F)

[S22] AM-2

chairperson:Yuji Itoh(Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Yasunori Sawaki

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

[S22-01] A long-persisting seismic swarm and the subsequent nucleation of the 2024 M7.6 Noto earthquake

*Aitaro KATO[1], Shigeki NAKAGAWA[1], Eiji KURASHIMO[1], Shinichi SAKAI[1], Kentaro EMOTO[2], Satoshi MATSUMOTO[2] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University)

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

[S22-02] Precise aftershock activity by rapid response seafloor seismic observation in the eastern source region of the 2024 Noto-Hanto earthquake

*Masanao Shinohara[1], Ryota Hino[2], Tsutomu Takahashi[3], Koichiro Obana[3], Shuichi Kodaira[3], Ryosuke Azuma[2], Tomoaki Yamada[1], Takkeshi Akuhara[1], Yusuke Yamashita[4], Eiji Kurashimo[1], Yoshio Murai[5], Takehi Isse[1], Kazuo Nakahigashi[7], Hisatoshi Baba[8], Yusaku Ohta[2], Yoshihiro Ito[4], Hiroshi Yakiwara[9], Yukihiro Nakatani[9], Gou Fujie[3], Toshinori Sato[6], Hajime Shiobara[1], Kimihiro Mochizuki[1], Shin'ichi Sakai[10,1], KH-24-JE01, KH-24-JE02C shipboard scientists[11] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Graduate School of Science, Tohoku University, 3. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 4. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 5. Graduate School of Science, Hokkaido University,, 6. Graduate School of Science, Chiba University, 7. Tokyo University of Marine Science and Technology, 8. Undergraduate School of Marine Science and Technology, Tokai University, 9. Research Field in Science, Science and Engineering Area, Kagoshima University, 10. Interfaculty Initiative in Information Studies, University of Tokyo, 11. N/A)

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

[S22-03] Fault Geometries of the 2024 Mw 7.5 Noto Peninsula Earthquake from Hypocenter-Based Hierarchical Clustering

*Yasunori SAWAKI[1], Takahiro Shiina[1], Kodai Sagae[1], Yoshihiro Sato[2,3], Haruo Horikawa[1], Ayumu Miyakawa[1], Kazutoshi Imanishi[1], Takahiko Uchide[1] (1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Tokyo City University, 3. Artificial Intelligence Research Center, AIST)

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

[S22-04] Natural time analysis of seismicity before the 2024 Noto earthquake

*Kei KATSUMATA[1] (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University)

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

[S22-05] Seismic reflection images of active submarine faults in the 2024 Noto earthquake (M7.6) rupture area

*Jin-Oh Park[1], Hamzeh Mohammadigheymasi[1], Yige Yang[1], Ehsan Jamali Hondori[2], Ayanori Misawa[3], Tetsuo No[4], Hironori Otsuka[5] (1. AORI, University of Tokyo, 2. Geoscience Enterprise Inc. (GSE), 3. AIST, 4. JAMSTEC, 5. KOBEC)

12:00 PM - 12:15 PM JST | 3:00 AM - 3:15 AM UTC

[S22-06] Coseismic crustal relative seismic velocity changes associated with the January 1st, 2024 Mw 7.5 Noto Peninsula earthquake

Nicolas Paris[1], *Yuji ITOH[2], Florent Brenguier[3], Qing-Yu Wang[3], Quentin Higueret[3], Yixiao Sheng[4], Ryota Takagi[5], Naoki Uchida[5], Tomomi Okada[5], Satoshi Hirahara[5], Shu'utoku Kimura[5], Shin'ichi Sakai[2] (1. IGE,

Univerisité Grenoble Alpes, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 3. ISTerre, Université Grneoble Alpes, 4. School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, 5. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

A long-persisting seismic swarm and the subsequent nucleation of the 2024 M7.6 Noto earthquake

*Aitaro KATO[1], Shigeki NAKAGAWA[1], Eiji KURASHIMO[1], Shinichi SAKAI[1], Kentaro EMOTO[2], Satoshi MATSUMOTO[2]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University

An intense earthquake swarm has persisted for over three years beneath the northeastern tip of the Noto Peninsula, central Japan, since November 2020. On January 1st, 2024, an M7.6 earthquake rupture nucleated within the swarm area and propagated bilaterally toward ENE and WSW directions along multiple faults over 100 km. Globally, it is rare that a long-lasting seismic swarm preceded such a large event. To explore how seismicity evolved in space and time domains, we analyzed the continuous seismic waveforms from 11 months prior to the M7.6 rupture, recorded by a dense seismic network deployed above the swarm area, by applying a machine-learning phase picker and template-matching technique. Immediately after the 2023 M6.5 event, seismic activity spiked but gradually decreased over time, followed by a sharp decline three months later. But the seismicity remained at high rate in areas where the M7.6 rupture nucleated, in contrast to the gradual decay in the surrounding areas. Note that a highly localized swarm started about 1.5 hours before the M7.6 rupture at the deeper part of the southeast-dipping fault that hosted the 2023 M6.5 event. After the M5.5 event 4 minutes before the mainshock rupture, the foreshock area expanded along strike and dip directions. The swarm-like foreshock sequence indicates the involvement of fluid-driven slow slip transient and facilitates stress loading on the mainshock nucleation point. Interestingly, the foreshock sequence took place by the reactivation of a weak fault structure that had been ruptured about eight months earlier. The combination of the swarm seismicity and the subsequence expansion of the foreshock area was similar to one observed before the 2011 M9 Tohoku-Oki earthquake, although the spatial and temporal scales are different. These results highlight the importance of earthquake swarms along weak faults as a triggering of intense foreshock activity.

© The Seismological Society of Japan

Precise aftershock activity by rapid response seafloor seismic observation in the eastern source region of the 2024 Noto-Hanto earthquake

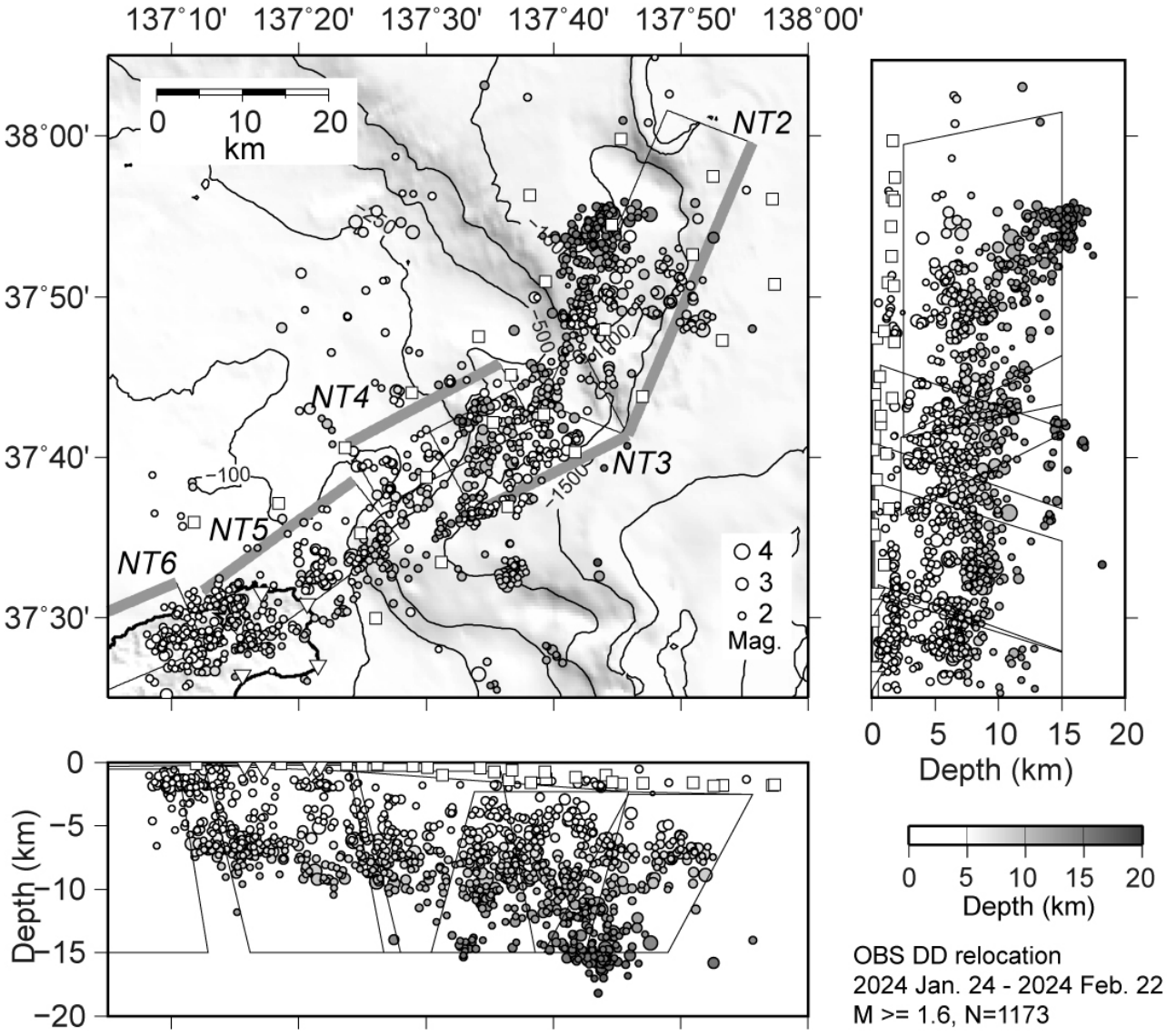
*Masanao Shinohara[1], Ryota Hino[2], Tsutomu Takahashi[3], Koichiro Obana[3], Shuichi Kodaira[3], Ryosuke Azuma[2], Tomoaki Yamada[1], Takkeshi Akuhara[1], Yusuke Yamashita[4], Eiji Kurashimo[1], Yoshio Murai[5], Takehi Isse[1], Kazuo Nakahigashi[7], Hisatoshi Baba[8], Yusaku Ohta[2], Yoshihiro Ito[4], Hiroshi Yakiwara[9], Yukihiro Nakatani[9], Gou Fujie[3], Toshinori Sato[6], Hajime Shiobara[1], Kimihiro Mochizuki[1], Shin'ichi Sakai[10,1], KH-24-JE01, KH-24-JE02C shipboard scientists[11]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Graduate School of Science, Tohoku University, 3. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 4. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 5. Graduate School of Science, Hokkaido University,, 6. Graduate School of Science, Chiba University, 7. Tokyo University of Marine Science and Technology, 8. Undergraduate School of Marine Science and Technology, Tokai University, 9. Research Field in Science, Science and Engineering Area, Kagoshima University, 10. Interfaculty Initiative in Information Studies, University of Tokyo, 11. N/A

石川県能登半島を震央とする令和6年能登半島地震が2024年1月1日に発生した。気象庁マグニチュードは7.6であり、本震の発震機構解は、北西-南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型である。能登半島では、2020年12月から群発地震活動が継続しており、地下での流体の移動と群発地震活動との関連が示唆されていた。群発地震と違って、今回の能登半島地震の震源域は半島東方の海域に拡がっている。そこで、海域下での余震活動の詳細を明らかにするために、自由落下自己浮上式海底地震計(OBS)の高密度な観測網による海域緊急余震観測を実施した。2024年1月20日から海洋研究開発機構学術研究船「白鳳丸」を用いて34台のOBSの設置を開始した(KH-24-JE01航海)。OBSの設置間隔は、余震の発生深度とほぼ同じと思われる10 kmとした。1月24日にはすべてのOBSの設置が完了し、観測を開始した。海底観測には、固有周波数4.5Hzの地震計を搭載する短周期OBS(SPOBS)、固有周波数1Hzの地震計を搭載し長期観測可能なOBS(LTOBS)、広帯域地震計を搭載するOBS(BBOBS)の3種類のOBSを使用した。地震計から信号はA/D変換され、メモリカードに代表されるデジタル媒体に保存される。1月下旬に設置したOBSのうち、26台のSPOBSは、2月19日から28日にかけて実施された白鳳丸KH-24-JE02C航海により、22日から24日にかけて回収された。また、2月の航海では観測を継続するために新たに20台のLTOBSを設置した。回収したSPOBSのデータにより余震の震源分布と発震機構解を精度のよく求めた。残念ながら1台のOBSからデータが得られなかったが、残りの25台については良好なデータが収録されていた。各OBS記録の時刻をGNSSの情報を用いて標準時に補正した。その後、観測期間中に気象庁が震源決定した観測対象域に震央を持つ地震を対象として、各OBSについてP波およびS波到着時をコンピューター上で読み取った。周辺の陸上観測点についても読み取りを行った。可能な場合には、地震規模推定のために上下動の最大振幅、さらに発震機構解決定のために初動の極性を読み取った。1000個以上の余震について解析を行っている。空間的に精度の高い震源決定には、正確な速度構造が重要である。過去にこの領域で行われた地震波構造探査の結果(Nakahigashi et al., 2012)を元に単純な一次元速度構造モデルを構築した。最上部層の速度と厚さは各観測点毎に異なる。特に海域ではS波速度が遅いことが予想される。そのため、絶対走時を用いる震源決定の際に走時計算に対する補正値（観測点補正値）を導入した。震源域東部である海域において精度の良い震源決定を行うために、海底観測点25点に加えて能登半島最東部に位置する陸上観測点4点を用いた。まず、絶対走時を用いる最尤法による震源決定(Hirata and Matsu’ura 1987)により初期震源を求め、その後、double-difference (DD)法(Waldhauser and Ellsworth 2000)により、震源を再決定した(図)。その結果、震源は海底から深さ約18 kmまでに決定された。観測域の西部については深さが12 kmを超える余震はほとんど震源決定されなかった。一方、東部については震源の深さ12kmが超える地震が発生しており、最も深い地震は震源域最東部に位置している。過去の地震波速度構造探査の結果と比較すると、余震活動は上部地殻内において活発であるように見える。余震は走向の異なる面構造を形成する３つのグループに分

© The Seismological Society of Japan

かれおり、西部のグループは南東に傾き下がり、中央および東部グループは北西に向かって傾き下がることがわかった。観測域では地震発生断層モデルが構築されており各面構造の浅部延長と断層モデルの上端が対応しており、余震分布は断層モデルとよく一致する。ただし、観測域内の最東部の断層モデルの北側半分に対応する領域では地震活動が活発でない。発震機構解をReasenberg and Oppenheimer (1985)のプログラムにより初動極性を用いて決定した。多くの逆断層型の余震がある一方で、横ずれ型断層の発震機構をもつ地震も見られた。逆断層型および横ずれ型の発震機構解を持つ地震はどちらも北西-南東方向の圧縮が卓越している。さらに詳しく見ると、圧縮軸の卓越方位に地域性があり、ほぼ断層モデルの走向に直交している。



© The Seismological Society of Japan

Fault Geometries of the 2024 Mw 7.5 Noto Peninsula Earthquake from Hypocenter-Based Hierarchical Clustering

*Yasunori SAWAKI[1], Takahiro Shiina[1], Kodai Sagae[1], Yoshihiro Sato[2,3], Haruo Horikawa[1], Ayumu Miyakawa[1], Kazutoshi Imanishi[1], Takahiko Uchide[1]

1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Tokyo City University, 3. Artificial Intelligence Research Center, AIST

地震学に限らず固体地球科学の諸分野においても，地下の断層面形状は基本的かつ重要な情報である．大規模な地震に即して発生する余震活動の震源分布は通常，本震断層の構造を反映していると考えられる．そのため，震源分布の空間クラスタリングによって，平面断層形状を推定する試みが行われてきた（e.g., Ouillon et al., 2008; Kamer et al., 2020）．しかし，従来の空間クラスタリングでは，共役断層や面の折れ曲がりといった，断層分布の複雑性を表現するのに問題があった．一方， LiDARといった技術を用いる物体認識などの分野では，物体表面を離散的な三次元点群として計測し，その点群から推定される法線ベクトルが物体の表面幾何の局所的な特徴を反映する指標として用いられてきた．そこで我々は，点群法線ベクトルを震源分布クラスタリングに組み込んだ，断層面形状の推定手法を考案してきた（例えば，佐藤ほか，2022，地震学会）．本研究では，このクラスタリングアルゴリズムを新たに改良した震源分布クラスタリング法を用い，2024年1月1日に発生した能登半島地震の余震分布から期待される複雑な断層面形状の推定を試みた．
なお，能登半島周辺で2005年1月から2024年1月までに発生した地震の震源を気象庁一元化震源から取得し，三次元速度構造（Nakajima, 2022）を用いて震源再決定を行った．2024年1月分の再決定震源を三次元点群とみなし，階層クラスタリングを実施した．
パラメータ選択と閾値による面選別により，能登半島直下では４枚の断層面を抽出した．各断層面は10–20 km程度の断層長を示した．北岸に沿って走向が北東から東北東の間で変化する３枚の面を抽出し，余震分布が持つ面的な向きの変化を反映していた．特に，輪島東部における北東走向の面は別の２枚の面に挟まれており，顕著な重力異常や地質構造との対応関係が見られた．断層面走向の空間変化からは，複雑な動的破壊が期待され，強震動生成などに寄与した可能性が示唆される．
半島西部の門前周辺では東傾斜の断層面を抽出した．この面を構成する余震分布は，2007年能登半島地震の余震分布とは大きく異なっていることから，2007年の断層面に対して今年の地震による断層すべりは進展しなかったことを示唆している．

© The Seismological Society of Japan

Natural time analysis of seismicity before the 2024 Noto earthquake

*Kei KATSUMATA[1]

1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University

１．はじめに

Natural time解析は，地震の発生間隔は一定と仮定し，地震の発生する順番に着目した手法でVarotsos et al. (2011) によって提案された．彼らはN個の連続発生する地震のk番目の地震に対して，$\chi_k = k / N$を定義し，χ_kをNatural timeと呼んだ．そして， Varotsos et al. (2011) やSarlis et al. (2013)で定義されるκ_1は震源域が臨界状態かどうかを示す指標であると考え，κ_1の時間変化を計算した．いくつかの大地震を解析した結果，$\kappa_1 = 0.070$ に近づくと数日から１週間で本震が発生すると主張している．さらにSarlis et al. (2013)はκ_1の平均値μと標準偏差σの比，変動係数$\beta = \sigma / \mu$を用いると，日本付近で発生したM7.6以上の地震の直前にβ値が最小になると主張している．そこで本研究ではSarlis et al. (2013) の手法を2024年能登半島地震 (M7.6) 発生前の地震活動に適用し，彼らが主張するような現象が見られるか検証した．

２．データと解析

研究領域は，36˚-39˚N，135˚-139˚Eの能登半島付近である．2021年1月1日から2023年12月31日までに研究領域で発生したM2.0以上，深さ30 km以浅の地震を気象庁一元化震源カタログから選択した．余震や群発地震を取り除くためのデクラスタリング処理は行っていない．解析手法はSarlis et al. (2013)に従ってβ値の時間変化を計算した．

３．結果

W=300の場合，2023年12月29日にβ値が最小値0.454を示した．M7.6が発生する約2日前である．この結果は，Sarlis et al. (2013)の主張と調和的であるように見える．また，β値は0.45から1.35の間を変動しているが，2022年4月5日にβ=0.552，2022年12月15日にβ=0.469の極小値を取っている．2022年4月5日の約2か月後にM5.4，2022年12月15日の約5か月後にM6.5の地震がそれぞれ発生している．

Varotsos et al. (2011) Natural time analysis of critical phenomena. Proc Natl Acad Sci USA 108(28), 11361–11364.

Sarlis et al. (2013) Minimum of the order parameter fluctuations of seismicity before major earthquakes in Japan, Proc Natl Acad Sci USA 110(34), 13734-13738.

© The Seismological Society of Japan

Seismic reflection images of active submarine faults in the 2024 Noto earthquake (M7.6) rupture area

*Jin-Oh Park[1], Hamzeh Mohammadigheymasi[1], Yige Yang[1], Ehsan Jamali Hondori[2], Ayanori Misawa[3], Tetsuo No[4], Hironori Otsuka[5]

1. AORI, University of Tokyo, 2. Geoscience Enterprise Inc. (GSE), 3. AIST, 4. JAMSTEC, 5. KOBEC

A large earthquake (M 7.6) with a reverse fault-type focal mechanism (Japan Meteorological Agency, 2024) occurred on the Noto Peninsula on 1 January 2024. The earthquake rupture extended northeast of the Noto Peninsula and generated a large tsunami, allowing us to speculate on shallow crustal movement near the seafloor due to a deep seismogenic fault. The earthquake source fault, estimated from the aftershock distribution of the January 2024 earthquake (Japan Meteorological Agency, 2024), has a total length of about 150 km from the west coast of the Noto Peninsula to the northeast offshore the Noto Peninsula. It is inferred that part of the ~150 km long fault, as an active submarine fault, could serve as the source of the tsunami in the northeast off the Noto Peninsula.During the R/V Hakuho-maru cruise (4-16 March 2024), we conducted a multichannel seismic (MCS) reflection survey to obtain a high-resolution image of the shallow crustal structure containing the active faults in the 2024 Noto earthquake (M7.6) rupture area off the northeast coast of Noto Peninsula. We acquired good quality MCS data on a total of 14 survey lines (~45 km long for each line). We used two GI guns (~12 liters) with a shot interval of 18.75 meters to obtain a high-resolution image of the shallow structure of the active faults. We recorded MCS data with a 5 or 6 second recording length and 2 msec sampling interval using a 1,200 m long, 48 channel streamer with 25 m group spacing. The Trigger Fish 2D navigation data was stored in the UKOOA P1/90 and P2/91 formats. After applying the UKOOA P1/90 navigation data to the MCS data for geometry setting, a series of conventional techniques were applied including trace editing, pre-filtering, spherical divergence correction, de-ghosting, surface-related multiple elimination, predictive deconvolution, stacking velocity analysis, normal moveout correction, common midpoint (CMP) stacking, and Kirchhoff post-stack time migration.Combining the MCS data with sub-bottom profiling (SBP) and multibeam echo sounder (MBES) data, we found a 1 to 2 km wide, ~40 km long, highly deformed zone composed of active reverse and strike-slip faults, close to F43 of the MLIT fault model. Some of the active faults extending near the seafloor develop in the 2024 coseismic rupture area derived from the tsunami waveform inversion, suggesting their tsunamigenic behavior. We identified another active reverse fault near the northeastern F42 of the MLIT fault model. The hanging wall of the reverse fault is intensely uplifted and deformed and contains slope failure structures, probably due to the repeated activity of the fault. In this talk we will present the geological interpretation of the MCS profiles, focusing on the shallow crustal structures that contain the active faults.

© The Seismological Society of Japan

Coseismic crustal relative seismic velocity changes associated with the January 1st, 2024 Mw 7.5 Noto Peninsula earthquake

Nicolas Paris[1], *Yuji ITOH[2], Florent Brenguier[3], Qing-Yu Wang[3], Quentin Higueret[3], Yixiao Sheng[4], Ryota Takagi[5], Naoki Uchida[5], Tomomi Okada[5], Satoshi Hirahara[5], Shu'utoku Kimura[5], Shin'ichi Sakai[2]

1. IGE, Univerisité Grenoble Alpes, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 3. ISTerre, Université Grneoble Alpes, 4. School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, 5. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University

On January 1st, 2024, a Mw 7.5 earthquake struck the northeastern tip of the Noto Peninsula in central Japan, which has experienced a prolonged seismic swarm since late 2020. Previous studies suggest that this swarm and its temporal migration are driven by fluid diffusion from the lower crust, possibly originating from the mantle. This fluid intrusion decreases effective pressure, facilitating fault reactivation and seismic activity. Earthquakes can alter crustal material properties through coseismic dynamic damage, static stress changes, and fluid migration. Since seismic wave velocities are sensitive to these crustal properties, monitoring their temporal changes provides insights into the damage levels and recovery processes during seismic cycles. The sensitivity of seismic velocities to shaking can also reveal areas of high crustal fluid pressure, as a decrease in effective pressure increases seismic susceptibility. Thus, measurements of seismic velocity changes associated with the 2024 Noto mainshock may provide important insights into crustal properties and fluid pressure distribution in the swarm area. In this study, we use ambient noise seismic interferometry to analyze seismic velocity perturbations induced by the Mw 7.5 Noto Peninsula earthquake. We analyze data from 42 permanent Hi-net seismic stations and 4 temporary stations operated by Tohoku University and the University of Tokyo in the regions that experienced moderate to strong seismic shaking (Sakai et al., https://doi.org/10.5281/zenodo.6767362, 2022; Okada et al., https://doi.org/10.1186/s40623-024-01974-0, 2024a; Okada et al., https://doi.org/10.5281/zenodo.10939231, 2024b). Our investigation focuses on the frequency band between 0.3 and 1.1 Hz. In this frequency band, we identify a stable seismic noise source likely linked to wind-driven swell activity near the Sea of Japan coast. We construct daily autocorrelations and cross-correlations of nearby stations and measure travel-time shifts (dt) of early coda waves as a function of time-lag (t) between reference and altered correlations to derive the coseismic relative seismic velocity changes. Our results indicate an average reduction of approximately 0.4% in surface wave velocities across the Noto Peninsula, peaking at 0.6%, similar to observations following the 2008 Mw 7.2 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake. Notably, the location of the maximum velocity drop varies with frequency: lower frequencies peak in the northeastern tip, while higher frequencies peak in the western corner of the peninsula. We discuss the origins of these velocity drops by comparing them with Peak Ground Velocity, Peak Ground Acceleration, and coseismic static stress changes. Within the peninsula, the velocity reduction correlates strongly with both seismic shaking and static stress changes. This suggests that both static and dynamic stress changes influence the coseismic velocity drop, complicating the quantitative assessment of their respective contributions. Conversely, no significant anomalies in the coseismic velocity perturbations were observed in the northeastern area associated with the seismic swarm. This implies a lack of pressurized fluids at shallow depths (~2 km), where our measurements are most sensitive. Outside the peninsula, velocity perturbations appear primarily driven by dynamic stress changes, as static stress changes in these areas are negligible.

© The Seismological Society of Japan

Room A | Special session：S22. The 2024 Noto Peninsula Earthquake

Tue. Oct 22, 2024 1:30 PM - 3:00 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 4:30 AM - 6:00 AM UTC | Room A International Conference Hall (4F)

[S22] PM-1

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

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

[S22-07] Strong Ground Motions and Source Rupture Process of the 2024 Noto Peninsula Earthquake (M7.6)

*Kimiyuki ASANO[1], Tomotaka IWATA[2] (1. DPRI, Kyoto University, 2. Professor Emeritus of Kyoto University)

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

[S22-08] A characterized fault model for reproducing strong ground motions and crustal deformation during the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Sei Kanayama[1], Masayuki Nagano[1] (1. Tokyo University of Science)

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

[S22-09] Characterized source model of the 2024 Noto earthquake using the corrected empirical Green's function method

*Yosuke NAGASAKA[1] (1. Port and Airport Research Institute)

2:15 PM - 2:30 PM JST | 5:15 AM - 5:30 AM UTC

[S22-10] Rupture process of the 2024 Noto Peninsula earthquake estimated by waveform inversion with empirical Green’s functions

*Atsushi NOZU[1] (1. Port and Airport Research Institute)

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

[S22-11] Comprehensive evaluation of slip distribution and fault geometry of the 2024 Noto Peninsula earthquake based on dense GNSS networks

*Taisuke Yamada[1], Yusaku Ohta[1], Takuya NISHIMURA[2], Yoshihiro Hiramatsu[3], Yohei Kinoshita[4], Keisuke Yoshida[1] (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Kanazawa University, 4. University of Tsukuba)

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

[S22-12] Rupture process of the 2024 Noto peninsula earthquake derived from strong motion, teleseismic, and geodetic data

*Hiroaki KOBAYASHI[1], Tetsushi Watanabe[1], Kazuki Koketsu[2] (1. Kobori Research Complex Inc., 2. SFC Research Institute, Keio University)

Strong Ground Motions and Source Rupture Process of the 2024 Noto Peninsula Earthquake (M7.6)

*Kimiyuki ASANO[1], Tomotaka IWATA[2]

1. DPRI, Kyoto University, 2. Professor Emeritus of Kyoto University

2020年12月頃より群発地震活動が継続していた能登半島北部（e.g., Amezawa et al., 2023）において、2024年1月1日16時10分頃発生したM_{JMA} 7.6 の地震（令和6年能登半島地震）では、震度7を観測した輪島市門前町走出や志賀町香能をはじめ、能登半島のほぼ全域で震度6弱以上の高震度の強震動が観測されたほか、新潟県佐渡や下越から福井県嶺北にかけての広い範囲で震度5強が観測された。
能登半島各地で観測された強震記録をみると、16時10分9秒頃（気象庁によるM5.9地震の発生時刻）より珠洲市付近から伝播している波や、16時20分22秒頃（気象庁によるM7.6地震の発生時刻）より再び珠洲市付近から伝播している波のほかに、16時20分30秒以降に、輪島市付近から能登半島の東西に伝播する振幅の大きな波など、複数の特徴的な波が認められる。これらの波は、震源断層で時空間的に各々のタイミングで破壊した大きなすべりから生じたS波及びその後続動と考えられる。
我々は、これらの観測波形の特徴を説明できるような震源破壊過程モデルの推定を目指して、本震直後より解析を継続してきた。本発表では、推定した震源破壊過程の特徴と強震動の関係について報告する。本発表での震源破壊過程の推定では、16時10分9秒に開始した破壊からを一連の破壊として解析する。震源破壊過程の推定には、能登半島のほか、震源域を取り囲むように富山県、佐渡島、舳倉島など震源域を取り囲む各地の強震計や震度計で記録された波形のうち、0.03～0.4 Hzの帯域のS波部分を使用した。断層モデルは、余震分布や既往の海底活断層形状などの情報を参考に、複数の震源断層からなるモデルを設定した。能登半島北東部の珠洲市直下には時間差（約13秒）をおいて破壊する2枚の断層面を異なる深さに仮定した。このうち、最初に破壊する断層面は2023年5月5日のM6.5の地震と共通の断層と考えられ、気象庁による16時10分9秒頃の地震の破壊開始点は、2023年5月5日のM6.5の地震時の大きなすべりの南西端に位置する。遅れて破壊するもう1枚の断層は、NT5断層に対応する断層面と考えている。このほか、能登半島西岸付近から富山トラフ付近にかけて震源断層モデルを仮定した。Green関数は、全国一次地下構造モデル（Koketsu et al., 2012）より各観測点直下の構造を抽出して、離散化波数法（Bouchon, 1981）と透過・反射係数行列法（Kennett and Kerry, 1979）で計算した。
以下、推定された震源破壊過程の特徴と観測地震動の対応を時刻を追って簡単に説明する。1） 16時10分9秒に、珠洲市直下の1枚目の断層面で破壊が開始し、主として南西方向へ破壊が拡がる。2） 約13秒後、珠洲市直下の2枚目の断層面で新たな破壊が開始し、こちらは主として北東へ破壊伝播する。3） 最初の破壊開始の約20秒後、能登半島北西端部のやや浅部で、４m以上の大きなすべりが生じた。能登半島西部での地震動にはこのすべりの寄与が支配的である。また、輪島付近での隆起にもこの能登半島北西部での大きなすべりが関係しており、強震記録を積分して得た変位波形の様子から、主たる隆起の開始から終了に要した時間は約5秒である。4） 次に、2番目の破壊開始の約15秒後（最初の破壊開始の約25～30秒後）頃より、珠洲市北東沖の海底下で4 m以上の大きなすべりが生じた。佐渡島での地震動には主としてこのすべりが寄与している。富山平野周辺などの地震動は、能登半島と珠洲市北東沖の両者からの地震波の寄与が複雑に重なっている。
このように、複数の震源断層が短い時間差をおいて、連動しながら複雑に破壊が進行したことが、珠洲市などで継続時間の長い強震動となった一因と考えられる。各機関による緊急海底地震観測などによる詳細な余震分布などの情報も報告されつつあり、今後、断層面の位置や深さ方向の傾斜変化等についても検討し、震源破壊過程モデルの改良を継続する予定である。
謝辞： 国立研究開発法人防災科学技術研究所及び気象庁の強震記録を使用しました。記して感謝いたします。

© The Seismological Society of Japan

A characterized fault model for reproducing strong ground motions and crustal deformation during the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Sei Kanayama[1], Masayuki Nagano[1]

1. Tokyo University of Science

令和6年1月1日16時10分頃（気象庁），石川県能登地方を震源としてM_j5.9の地震（以降，前震）とM_j7.6の地震（以降，本震）が発生し，羽咋郡志賀町香能や輪島市門前町走出で震度7が観測された。この地震では大規模な地殻変動が確認されており，能登半島の北西岸で3mから4m，北岸で約2mの隆起が生じていたことが地震後の現地地査で明らかになっている。筆者らも実際に門前町の海岸に出向き，隆起後の海岸の様子を確認した。地震の規模から考えると，工学的に重要性の高い地表地震断層（以降，地表断層）が生じたものと推察されるが，若山町で見られた地表変状を除けば震源断層の表出位置は全て海域であり，地表断層に伴う建物被害は報告されていない。

前震と本震については，強震波形をターゲットとした震源インバージョン解析によって，断層の破壊過程が推定されている（例えば，浅野・岩田[JPGU, 2024]，引間[JPGU, 2024]，野津・長坂[JPGU, 2024]）。本震については，震源インバージョン解析に基づく不均質すべり分布を参照した，アスペリティのみからなる特性化震源モデルが提案されている（松元・他[JPGU, 2024]）。しかし，例えばK-NET大谷では前震によって生じる約30cm程度の永久変位と合わせて2ステップ状の変位波形を呈するなど，本震の一部地域では前震の影響を無視できないため，震源周辺の地震動評価を目的とする場合には，前震を考慮したモデルが必要であると考える。

数100km規模で地表断層が確認された2023年トルコ・シリア地震（M_w7.8, M_w7.5）に対しては，地震発生層だけでなく地震発生層以浅についてもモデル化した特性化震源モデルに関する検討がされている（例えば，田中・久田[JEES, 2023]，貴堂・他[AIJ, 2024]，金山・他[AIJ, 2024]）。震源断層上及びその周辺で地震動の観測記録が得られており，地表断層が生じた可能性が高い能登半島地震に対し，震源断層のモデル化を行い，永久変位を含む震源近傍の地震動を説明可能なモデルを蓄積することは，強震動予測の高度化に向けて重要である。そこで本研究では，金山・他[AIJ, 2024]の手法と同様に，地震発生層以浅をLMGA，地震発生層内をSMGAおよび背景領域として震源断層を特性化し，断層周辺の観測記録と地殻変動分布の再現を試みる。

能登半島地震の震源断層は，前震と本震に分けてモデル化した。前震の震源断層の設定に際し，震源周辺の変位波形を書いたところ，K-NET大谷以外の観測点では変位波形に大きな影響が見られなかったため，K-NET大谷での隆起が説明できることを重視した。また，前震の震源断層の面積は地震モーメントと断層面積のスケーリングから概ね60km^{2}程度と本震に比して小さく，断層すべりの不均質性が周辺の観測点に与える影響は小さいと考え，簡単に均質すべりでモデル化した。断層の走向角や傾斜角は波形の再現性を見ながら調整した。本震の震源断層は，国土地理院による3枚の矩形断層を参考にしながら設定し，SMGAやLMGAの位置は，既往の不均質すべり分布からフォワードモデリングで試行錯誤的に設定した。

観測点での地震動の計算には，永久変位と地殻変動分布を再現するため，理論的手法を採用する。本研究では，各観測点の直下に水平成層地盤構造を仮定し，薄層法により計算した。水平成層地盤構造は，地震本部による全国一次地下構造モデルに加え，K-NETとKiK-net観測点については各観測点の土質データも参照した。すべり速度時間関数は，地震発生層には中村・宮武の近似式を用い，地震発生層以浅には2等辺3角形型の関数を与えた。

シミュレーションの結果，振幅や位相に課題が残る観測点はあるものの，多くの観測点で永久変位や速度パルスの特徴を良好に再現し，特にK-NET大谷の前震と本震で段階的に生じる永久変位を再現することができ

© The Seismological Society of Japan

た。また，構築した震源断層モデルを用いて算出した能登半島陸域における永久変位分布は，国土地理院による地殻変動分布と調和的な結果を示しており，変位量の大きかった半島北西端と北端の傾向を再現することができている。今後は，特性化震源モデルを調整し，震源断層周辺で観測された地震動に関する分析と，3次元差分法による地震動シミュレーションを行う予定である。

謝辞
防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET，KiK-net)，気象庁の地震観測データ，国土地理院の震源断層モデル（2024年1月30日時点）のデータを使わせていただきました。記して謝意を表します。

© The Seismological Society of Japan

Characterized source model of the 2024 Noto earthquake using the corrected empirical Green's function method

*Yosuke NAGASAKA[1]

1. Port and Airport Research Institute

2024年1月1日に発生した能登半島地震(M_J7.6)では能登半島の強震観測点で大きな地震動を観測するとともに多数の構造物被害が発生した．本検討では，修正経験的グリーン関数法（古和田ら，1998，野津・菅野，2008）を用いたフォワードモデリングにより本地震により観測された強震動を説明するための特性化震源モデルの構築を行った．修正経験的グリーン関数法は，地震動のフーリエ振幅をωスクエアモデルに従う震源スペクトル，伝播経路特性，経験的サイト増幅特性の3要素により求め，位相特性は中小地震記録によるものをそのまま用いる強震動シミュレーション方法である．振幅特性については個々の中小地震記録の振幅特性によらない波形が合成でき，継時特性については実際の観測記録を用いるため経験的グリーン関数法に近い特性をもつ合成波形が得られる．小断層の寄与は入倉ら(1997)の方法により重ね合わせを行う．本検討の対象地点は能登半島のK-NET, KiK-net観測点とした．震源モデル構築にあたっては，構造物への影響が大きい速度波形(0.2-2 Hz)に加えて，全体的な周波数特性を考慮するためにフーリエスペクトル 1 (0.2-10 Hz)をターゲットとした．能登半島内の観測点の速度波形には複数のパルス的な波群が見られており，これらを説明できるモデルを構築する．気象庁によるM_J5.9のイベント（16時10分9秒）も含めてモデル化を行った．能登半島では1mを超える地殻変動が観測されているためフリングステップに伴う大速度パルスの影響も考えられるが，変位波形との比較より本検討で対象とする強震動への影響は小さいと判断した．アスペリティの配置は，複数地点の速度波形から共通のサブイベントから生成されたと考えられる波群を定め，各地点への到達時刻が合うように決めた．さらに，観測記録に合うよう地震モーメントやサイズ，破壊開始点等のパラメターを決定した．震源付近はISK001，ISK002，ISKH01，ISKH03での観測記録から3つのアスペリティを用いることとした．M_J5.9のイベントはISK001で特に振幅が大きいため，ISK001にフォワードディレクティビティが働くよう破壊開始位置を設定した．ISK002等は経験的サイト増幅特性と本震の観測フーリエスペクトルのピーク周波数が明らかに異っていたため多重非線形性（野津・菅野，2008）を考慮した．ISKH02とISKH03で最大の速度となる16:10:50前後のパルスについてはISKH02付近のアスペリティから生成されるようモデル化した．震源断層南西部についてはISK006，ISK007，ISK015，ISKH04等を考慮してアスペリティを配置した．

謝辞：本検討では防災科学技術研究所の強震データおよび気象庁の震源情報を使用しました．

© The Seismological Society of Japan

Rupture process of the 2024 Noto Peninsula earthquake estimated by waveform inversion with empirical Green’s functions

*Atsushi NOZU[1]

1. Port and Airport Research Institute

経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンにより2024年能登半島地震の震源断層の破壊過程の推定を行った．ここでの主な目的は，構造物の大被害につながりやすい0.2-2Hz程度の地震動が断層面のどの部分でどのようなタイミングで生成されたかを知ることである．高周波側は2Hz程度までを対象とし，かつ，3次元的な地下構造を考慮して地震動を計算するには経験的グリーン関数を用いることが有利である．そこで，ここでは断層面をカバーするように5つの中小地震を選び，地震動の計算を行った．破壊フロント（First-time-window-triggering front）を開くタイミングについては先行研究[1)]も参考にさせていただいた．

この地震については気象庁が16:10:9.54（M5.9）と16:10:22.57（M7.6）の2つのイベントを発表している．このうち後者の方が大きいので，通常であれば後者の時刻から破壊フロントを開くことを考えるが，それでは観測波形の先頭部分が説明できないことが早くから指摘されていた[1)]．そこで，実際に個々の波形について，イベント2の時刻から破壊フロントを開くのでは説明できない部分がどこであるか検討してみたところ，特にISK001（大谷），ISKH03（内浦），ISKH02（柳田）の波形はイベント2に先行する初期破壊の影響を強く受けていると考えられた．ただ，より東側のISKH01（珠洲），ISK002（正院）やより西側のISK003（輪島），ISK015（大町），ISKH04（富来），ISKH06（志賀）ではイベント2に先行する振幅は小さいため，初期破壊はISK001，ISKH03，ISKH02に局所的に影響を及ぼすものであったのではないかと推定された．

ISKH03のEW成分とISKH02のNS成分は比較的単純な形をしており明瞭なパルス波が認められることが特徴である．ここではISKH03の51.0秒付近とISKH02の151.4秒付近のパルス波に加え，ISK003の45.0秒付近のパルス波が同一の波源に由来すると仮定して波源の位置と時刻を推定した．その結果，パルス波の波源はイベント2よりも40kmほど西の深部に位置していたと考えられた．この位置は穴水に比較的近い．

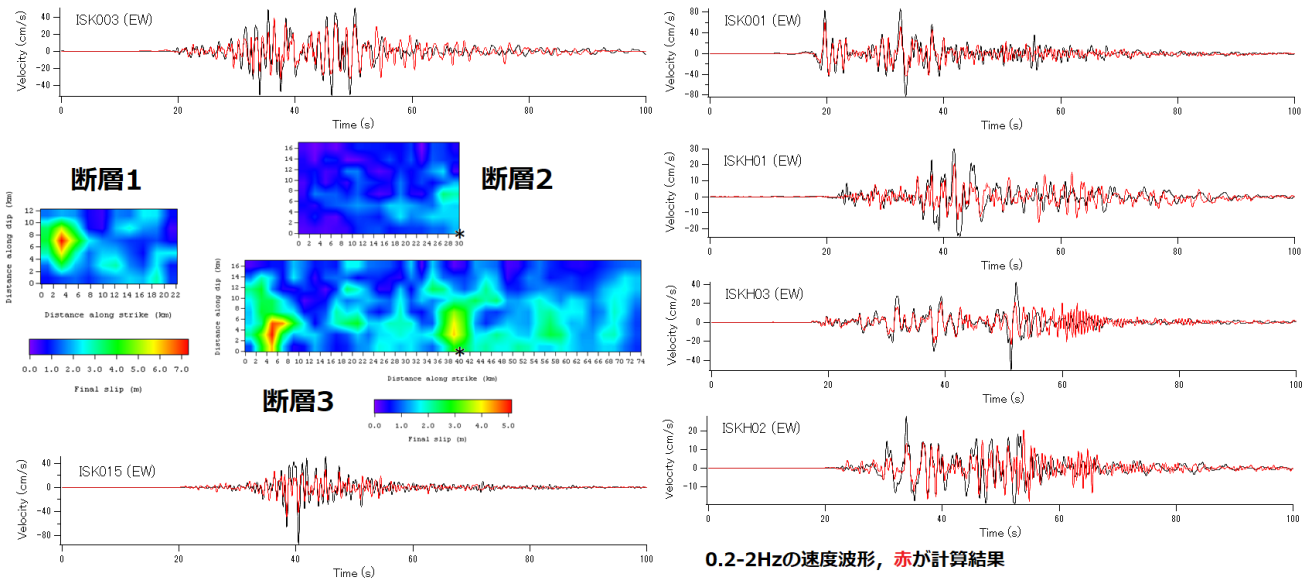
波形インバージョンでは国土地理院による3枚の矩形断層[2)]を修正しながら用いた．最も西側の断層1はそのまま用いた．断層3については，気象庁のイベント2を断層3に投影したところ面内に収まらなかったので，面内に収まるよう下方に延長した（図の＊が投影）．また，先に述べたようにイベント2よりも40kmほど西の深部（穴水付近）に強い破壊の一つが位置していたと考えられ，これは国土地理院の断層2ではカバーできないと考えられたため，国土地理院の断層2を用いることを止め，代わりに断層3を西方に延長した．さらに初期破壊を表現するため，断層3の走向に沿って10km～40kmの範囲に断層3に重ねるように（本研究の）断層2を置いた．断層2はイベント2よりも13秒早く＊の位置から同心円状に破壊するものとした．断層3は当初はイベント2の時刻に＊の位置から同心円状に破壊するものとしていたが，ISK003等の波形の再現性を考慮し破壊を3秒早めた．断層1は北東側の角から破壊開始するものとし，破壊開始はイベント2の11.3秒後とした．破壊フロントの拡大速度は3.1km/sとした．断層面上の各点は破壊フロント通過後の6秒間にすべると仮定した．データとして用いたのは水平2成分の32秒間の速度波形（0.2～2Hz）である．図に各断層の最終すべり量分布を示す．断層2ですべりの大きい部分は＊の位置よりも6kmほどupdip側である．断層3では＊の位置付近で大きなすべりが生じており，これが震央に近い観測点に初期破壊からやや遅れて大振幅の地震動をもたらしたと考えられる．また，断層3西端部の深部にもすべりの大きい部分が認められるが，これはISKH03の51.0秒付近とISKH02の151.4秒付近のパルスの波源に対応すると考えられる（ISKH03の地表ではこの時刻に100cm/sを超える揺れとなっている）．輪島での地震動の後半部分の振幅の大きい部分も同じ破壊によってもたらされたと考えられる．

謝辞 防災科学技術研究所のK-NET，KiK-netの強震記録，F-netのMT解，気象庁一元化処理震源リスト，国土地理院の断層モデルを利用しました．記して謝意を表します．

参考文献 1) 浅野公之・岩田知孝：強震波形による2024年能登半島地震の震源破壊過程，JpGU2024.2) 国土地理院：令和6年能登半島地震の震源断層モデ

© The Seismological Society of Japan

ル，2024，https://www.gsi.go.jp/common/000255958.pdf.



0.2-2Hzの速度波形，赤が計算結果

© The Seismological Society of Japan

Comprehensive evaluation of slip distribution and fault geometry of the 2024 Noto Peninsula earthquake based on dense GNSS networks

*Taisuke Yamada[1], Yusaku Ohta[1], Takuya NISHIMURA[2], Yoshihiro Hiramatsu[3], Yohei Kinoshita[4], Keisuke Yoshida[1]

1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Kanazawa University, 4. University of Tsukuba

2024年 1月 1 日に発生したMw 7.5 能登半島地震は，大規模な地殻変動とそれに伴う津波により能登半島およびその周辺域に甚大な被害を与えた．同領域では2020年末頃より活発な群発地震活動が観測され，それを捉えるために稠密なGNSS観測網が展開されている．さらに，SoftBankが全国に展開する独自の稠密GNSS観測網も使用可能な状況にある．本研究では，それら稠密なGNSS観測網に加え、ALOS-2/PALSAR-2によるLOS変位も併用することで，同地震の地震時すべりモデルを推定した．同推定においては，断層幾何の仮定が重要となる．本研究では活断層の地表トレースと余震分布との関係に基づき，断層の傾斜角に着目した検証を実施した．具体的には日本海プロジェクトによる活断層モデルを参考に断層幾何を仮定した6枚の断層を仮定した．海域に位置する断層３枚については， Fujii and Satake (2024)の断層幾何およびすべり量を使用した．陸域に位置する3枚の断層については，小断層に分割するとともに，断層面の傾斜角を30˚～60˚の範囲で網羅的に探索した．すべり分布の推定には，マルコフ連鎖モンテカルロ法の一種であるNo-U-Turn Samplerを使用し，各小断層におけるすべり量，すべり角，およびすべりの平滑化パラメータを同時に評価した．
結果として，いずれの傾斜角の場合でも能登半島北西部および北東部直下の断層面に ~7 m 程度のすべりのピークが推定された．これらのすべりによって，GNSSおよびSARデータが示す輪島市および珠洲市北岸における顕著な隆起・西向き変位が説明される．一方，仮定した傾斜角は地表変位量の計算値およびすべり量の推定不確実性に強く影響する．能登半島北部中央に仮定した断層面の傾斜角は変位の再現に強く影響し，高い傾斜角 (>45˚) では地表変位の上下成分の再現性が高いのに対し，低傾斜角 (45˚) では水平成分の再現度が高い．また，断層の傾斜角が大きいほど，すべり量の事後分布の信用区間が増大 (~13 m) し，粗度の高いすべり分布が推定された．これらの結果は仮定した断層幾何やグリーン関数が地表面変位を説明するのに必ずしも最適ではない可能性を示す．結果として，観測値をよく説明するという観点では，半島北部中央における断層面の傾斜角の最適値は45˚であり，同領域で反射法により示唆される活断層の傾斜角 (~60˚) よりもやや小さい．このように，断層面の傾斜角を測地観測データのみから一意に決めることは容易ではない．一方，反射法を含めた海底下構造探査データや地形データ等にもとづいて整備が進められ，海洋研究開発機構によってまとめられた海域断層モデル（https://www.jamstec.go.jp/offshorefault/index.html）では，深さ方向に傾斜が変化するリストリックなモデルも提示されている．そのため，追加的な試行として，断層面がリストリックな断層幾何を持つ可能性を念頭に，能登半島北岸部直下の断層面が浅部に高角 (=60˚) かつ深部に低角 (=25˚)な構造を持つことを仮定し，同様にすべり分布推定を実施した．その結果，同仮定により地表変位の水平・上下成分をバランスよく再現するすべり分布モデルを得た．得られたモデルは，傾斜角が45˚の平面断層によるすべり分布モデルと比較して，観測値全体の説明度合いはわずかに低いものの，その差は小さく同程度に観測値を説明する．今回，すべり分布の推定には均質半無限媒質のグリーン関数を用いた．一方，断層浅部の地表付近のごく浅い部分と，それよりも深い部分での速度構造は大きく異なり，それらが断層幾何の仮定に影響している可能性もあるため，今後の精査が必要である．
発表では上記の結果に加え，その他の断層パラメータに関する検討，余震分布との対応，モデルパラメータの不確実性などに関して議論する．
謝辞: 本研究で使用したソフトバンクの独自基準点の後処理解析用データは，「ソフトバンク独自基準点データの宇宙地球科学用途利活用コンソーシアム」の枠組みを通じて，ソフトバンク株式会社および ALES株式会社より提供を受けたものを使用しました. また，本研究に使用したALOS-2データは，JAXAの無償公開データを利用しました．またALOS-2データの解析には，SAR研究グループPIXELを通じて得られた，小澤 拓博士の開発したInSAR解析ソフトウェアRINCを使用しました．

© The Seismological Society of Japan

Rupture process of the 2024 Noto peninsula earthquake derived from strong motion, teleseismic, and geodetic data

*Hiroaki KOBAYASHI[1], Tetsushi Watanabe[1], Kazuki Koketsu[2]

1. Kobori Research Complex Inc., 2. SFC Research Institute, Keio University

2024年1月1日に発生したM_{JMA}7.6の2024年能登半島地震では，石川県で震度7が観測され，7月30日時点の死者は299人，全壊住家約6200棟と甚大な被害が出た．地震後の地震活動は能登半島北西部から東方沖にかけて長さ約150kmの幅広い範囲に分布しており，地震後の調査などから，この地震は能登半島北部沿岸部に存在する既知の活断層が関係していると見られる．陸域でのこのような大規模な地殻内地震の観測記録は貴重であり，それらを分析し，地震の破壊過程を明らかにすることは重要である．そこで，本研究では強震・遠地・測地データを用いて震源過程解析を行った．

強震データはK-NET，KiK-net，F-net，JMAの観測点から28点を選択して使用した．解析の際は，1Dグリーン関数を使用することと震源域と観測点までの構造や距離を考えて，観測地点によって解析帯域・波形種別を変更した．具体的には①能登半島内および舳倉島の点は0.03 ~ 0.3 Hzの帯域の速度波形，②佐渡島内のK-NETは0.03 ~ 0.07 Hzの帯域の速度波形，③能登半島外のF-netは0.01 ~ 0.05 Hzの帯域の変位波形を使用した．遠地データはIRIS-DMCで波形が入手可能な観測点から，方位角分布を考えて35点を選択して使用した．解析には0.01-0.4 Hzの帯域の変位波形を用いた．測地データは，震央距離が約150 km以内の国土地理院のGEONETおよびREGMOSの観測点の日々の座標値（F5解）を用いた．地震時の変位はGEONET三隅（950388）を固定し，地震前7日間の平均値と1月2日の座標値の差を取ることによって求めた．

震源インバージョン手法はマルチタイムウィンドウ線形インバージョン法(Yoshida et al. 1996; Hikima and Koketsu, 2005)を用いた．グリーン関数は強震・遠地・測地すべて1次元地下構造モデルを用い，それぞれKohketsu（1985），Kikuchi and Kanamori（1991），Zhu and Rivera（2002）の手法で計算した．グリーン関数の計算に用いた1次元地下構造モデルは，強震観測点については，全国一次地下構造モデル（JIVSM, Koketsu et al., 2009; 2012）の各観測点直下をベースとし，能登半島内および舳倉島の観測点については複数の中地震記録を用いて調整を行った．遠地観測点付近の構造はJ-Bモデルとした．遠地の震源付近の構造と測地観測点についてはJIVSMのGEONET輪島2（020971）直下の構造を用いた．

断層モデルの構築にあたっては，①地震後24時間の余震分布，②既知の断層線（e.g., 岡村, 2002; 岡村・他，2024），③海上保安庁による地震後の海底地形調査結果（地震調査研究推進本部，2024a,b），④海底地震計記録を用いて再決定された余震分布（e.g., 篠原・他, 2024）を参考にした．なお，①の地震後の余震分布については，HypoDD法（Waldhauser and Ellsworth, 2000）により再決定したものを用いた．また，気象庁カタログにおけるM_{JMA} 7.6とその約13秒前のM_{JMA} 5.9の地震による波の分離は困難であったため，M_{JMA} 5.9の地震の震源を破壊開始点として，2つを一連の地震としてモデルを構築した．構築した断層モデルは複数の面から成り，最も北東に位置する北西傾斜の面を除き，すべて南東傾斜である．南東傾斜の面の走向と傾斜はそれぞれ25˚～65˚，25˚～50˚の範囲であり，一部の面は震源分布に合わせるため傾斜方向に折り曲げている．また，M_{JMA} 5.9の震源付近については，主断層と並行断層の2枚の面を設定した．M_{JMA} 5.9の震源は長さ15kmの並行断層上の中央に位置する．断層全体の長さは震源付近で2重となっている面を除き145 km，幅は25 kmである．インバージョン解析では断層を5 km×5 kmの小断層に分割し，基底関数としては幅2.5秒の箱型関数を8個設定した．第1タイムウィンドウの破壊時刻を決める同心円状の破壊フロントの伝播については，予備解析を踏まえて，並行断層西端から主断層側へ乗り移ることとし，乗り移りに4sの遅れを仮定した．なお，以上の主モデルの複雑な箇所を単純化した副モデルも併せて検討した．

解析の結果，能登半島北東沖、震源やや西、能登半島北西部にそれぞれ6~9m程度のピークを持つ大すべり域が得られた．破壊開始10秒後程度まではあまりすべりはなく，10秒後過ぎに震源やや西の部分の破壊が始まり，その後，能登半島北東沖および能登半島北西部へ破壊が進んだ．それら2ヵ所の大きな破壊はほぼ同時であった．地震モーメントは3.2×10^{20} Nm（M_w 7.6）と推定された．観測データは概ね良好に再現されている．能登半島北東沖のすべりによる各データへの寄与を計算したところ，強震波形については，舳倉島観測点

© The Seismological Society of Japan

の波形の後半部，佐渡島の観測点や震源より東側のF-net観測点の波形への寄与が大きく，能登半島内の観測点への寄与は小さかった．このことから，能登半島内の強震動には震源やや西と能登半島北西部の大すべりが大きく寄与したと考えられる．以上の結果は主・副断層モデルで共通に得られている．

© The Seismological Society of Japan

Room A | Special session：S22. The 2024 Noto Peninsula Earthquake

Tue. Oct 22, 2024 3:15 PM - 4:45 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 6:15 AM - 7:45 AM UTC | Room A International Conference Hall (4F)

[S22] PM-2

chairperson:Kazutoshi Imanishi(AIST), Tsutomu Takahashi(JAMSTEC)

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

[S22-13] Imaging complex rupture evolution of the 2024 M_w7.5 Noto Peninsula earthquake by the back-projection of near-field array records

*Kazutoshi IMANISHI[1], Takahiko Shiina[1], Yumi Urata[1], Shutaro Sekine[2] (1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. ADEP)

3:30 PM - 3:45 PM JST | 6:30 AM - 6:45 AM UTC

[S22-14] Non-planar Fault Geometry Controlling the Distributions of Slip and Uplift of the M7.6, 2024 Noto Peninsula, Japan, Earthquake

*Ryosuke ANDO[1], Yo Fukushima[2], Keisuke Yoshida[2], Kazutoshi Imanishi[3] (1. Univ. of Tokyo, 2. Tohoku Univ., 3. Geological Survey of Japan)

4:00 PM - 4:15 PM JST | 7:00 AM - 7:15 AM UTC

[S22-16] Lateral variation of static stress drop in the source area of the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Tsutomu TAKAHASHI[1], Gou FUJIE[1], Masanao SHINOHARA[2], Ryota HINO[3], Shuichi KODAIRA[1], Tomoaki YAMADA[2], Takeshi AKUHARA[2], Koichiro OBANA[1], Ryosuke AZUMA[3], Yusuke YAMASHITA[4], Yoshio MURAI[5], Hisatoshi BABA[6], Hiroshi YAKIWARA[7] (1. JAMSTEC, 2. Univ. of Tokyo, 3. Tohoku Univ., 4. Kyoto Univ., 5. Hokkaido Univ., 6. Tokai Univ., 7. Kagoshima Univ.)

4:15 PM - 4:30 PM JST | 7:15 AM - 7:30 AM UTC

[S22-17] Site response changes caused by strong ground motions of the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Miroslav Hallo[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[2] (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Professor Emeritus, Kyoto University)

4:30 PM - 4:45 PM JST | 7:30 AM - 7:45 AM UTC

[S22-18] Real-Time Monitoring of the 2024 Note M7.6 Earthquake Genesis Process using Physical Wavelets

*Fumihide TAKEDA[1,2] (1. Takeda Eng. Consultant, 2. Earthquake Pred. Inst.)

Imaging complex rupture evolution of the 2024 M_w7.5 Noto Peninsula earthquake by the back-projection of near-field array records

*Kazutoshi IMANISHI[1], Takahiko Shiina[1], Yumi Urata[1], Shutaro Sekine[2]

1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. ADEP

2024年1月1日16時10分に、石川県能登地方でM_w7.5の地震が発生した。この地震の破壊過程を調べるため、近地アレイデータにバックプロジェクション法（Ishii et al., 2005）を適用した。バックプロジェクション法は、観測波形から直接エネルギー放射強度の時空間分布を推定することが可能であり、通常の波形インバージョンのように理論波形の計算や破壊伝搬速度などの仮定が不要である大きな利点がある。また、バックプロジェクション法には遠地アレイデータが使われることが多いが、近地アレイデータを使用することで、より時空間分解能の高い結果が得られる。

本研究では、地震予知総合研究振興会が新潟県長岡地区に展開している観測網（AN-net）（関根, 2022）のデータを使った。AN-netは能登半島地震の本震の震源域からおよそ100km東側に位置しており、50 km×30 kmの範囲に40点の観測点が存在する。それぞれの観測点には深度約100mのボアホールに高感度地震計（Lennarts LE-3Dlite MkII）と強震計（航空電子JA-40GA）が設置されているほか、地表にも同じ強震計が設置されている。本研究ではデータ品質を考慮し、ボアホールの強震計データを解析に使用した。実際の解析では、加速度記録を積分して速度波形にし、0.2-2.0 Hzの帯域のバンドパスフィルターを掛けたデータを使用した。

バックプロジェクション法では断層面を仮定する必要は無いが、ここでは沿岸域の活断層（井上・岡村, 2010）や余震分布の特徴を参考にし、南東傾斜の断層面（Fault 1）に加えて余震域北東部に北北西傾斜の断層面（Fault 2）を設定した。バックプロジェクション法により推定された破壊過程の主な特徴は以下の通りである。
・破壊は能登半島の北東部（Fault 1上）で開始し、エネルギー放射は小さいものの、深さ10km以浅を破壊しながら15秒ほどかけて能登半島の南西端まで進展した。
・その後、破壊は進展方向を北東に変え、約20秒かけて地表付近を破壊しながらFault 1の北東端まで達した。このときの破壊伝搬速度はP波速度に近いsupershearとなり、このsupershear破壊は約20秒間続いた（破壊開始から15～35秒）。この段階で、この地震の大部分のエネルギーが放射された。
・破壊はその後減速しながらFault 1の深部方向へと伝搬した。全体の破壊継続時間は約50秒であった。
・Fault 2への破壊の乗り移りは明瞭ではなく、Fault 2での大きなすべりは無かったか、あったとしても断層の南西端で限定的であったと推定される。

浅部における大きなエネルギー放射は、最大4mほどの海岸隆起や津波の発生と調和的である。また、近地強震波形に見られる複雑な波群や継続時間の特徴は、supershearを含む上述の破壊過程により概ね説明できそうである。さらに、S/Nがやや悪くなるが、首都圏地震観測網（MeSO-net）で観測された波群の特徴も同様に説明できそうである。

CMT解やGNSSによる地殻変動パターンから、今回の地震は横ずれを伴う逆断層地震である。逆断層で顕著なsupershear破壊が確認されたのは、初めての事例と思われる。このようなsupershear破壊が起こる物理的条件を解明し、能登半島地震による甚大な被害との関係を明らかにしていくことは、将来の地震災害の軽減に向けて重要な課題である。

謝辞：解析にはAN-net、MeSO-net、K-NET、KiK-net、気象庁一元化カタログを使用しました。記して感謝いたします。

© The Seismological Society of Japan

Non-planar Fault Geometry Controlling the Distributions of Slip and Uplift of the M7.6, 2024 Noto Peninsula, Japan, Earthquake

*Ryosuke ANDO[1], Yo Fukushima[2], Keisuke Yoshida[2], Kazutoshi Imanishi[3]

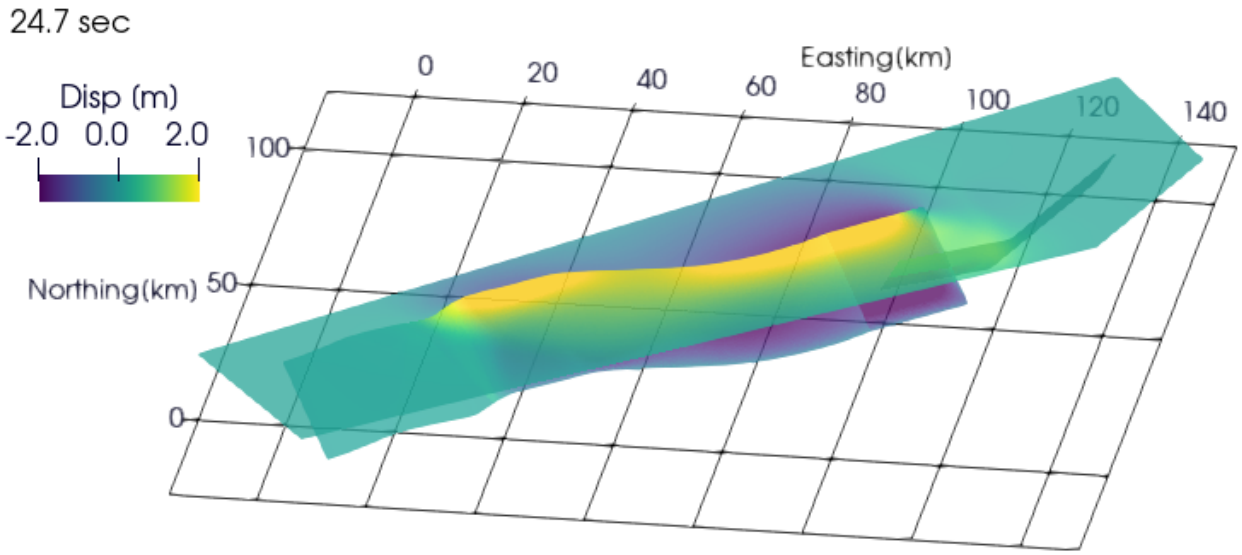
1. Univ. of Tokyo, 2. Tohoku Univ., 3. Geological Survey of Japan

2024年M7.6能登半島地震は，事前に記載されていた活断層セグメントを基本的には破壊したことが分かってきた．事前の地形学・地質学的推定（岡村，2009など）と事後の余震活動による推定（Yoshida et al., 2024）により，その断層形状は屈曲や分岐，並走する断層面などによる，顕著な複雑性を示していることが明らかにされた．合成開口レーダ（SAR）観測により，隆起のピークは半島の北西角部に位置する猿山岬地域で生じ約5mに達することが分かった．この地域は，沖合に位置する活断層の屈曲部に一致していることは特筆すべきであり，おそらく活断層の累積変位が半島の形状を決めている要素であろう．今回の地震破壊過程を決めている物理過程を理解するために，観測で制約した断層形状と広域応力場をモデル化した3次元動的破壊シミュレーションを行った．まず地震前の観測で制約したそれらのモデルは，余震分布とよく一致していることを確認した．3次元非平面断層上の破壊過程の数値計算には，高効率な領域分割-境界積分方程式法（FDP-BIEM）を用いた．数値計算の結果の一例を，断層面上の滑りと地表変位分布のスナップショットとして図に示す．計算した地表変位を観測されたSARと比較したところ，その空間分布が非平面断層形状効果としてよく再現されていることが分かった．この一致の良さは，地震時観測変位を用いたパラメタチューニング無しで得られており，モデルに仮定した断層形状とTranspressionの応力場の示している．シミュレーションは，南東傾斜と北東傾斜という共役断層間の動的破壊乗り移りの発生も示す．猿山岬地域での最大隆起は，当該領域での断層屈曲により生じた可能性が大きい．本研究では，観測された強震動と計算結果を比較して，震源効果に解釈も与えた．このように，動的破壊シミュレーションは災害を引き起こす大きな地震時変位や強震動の背後にある物理メカニズムを明らかにする能力があることを示している．

Observations have documented that the M7.6, 2024 Noto Peninsula earthquake primarily ruptured previously documented active fault segments located along the western and northern coast of the peninsula. The preseismic geological/geomorphological inference (e.g., Okamura, 2009) and postseismic aftershock inference (e.g., Yoshida et al., 2024) reveal that this fault system presents remarkable geometrical complexity, including the bends, branches and subparallel strands of the faults. The Synthetic Aparture Radar (SAR) observation found the largest uplift of about 5 m around Cape Saruyama, which marks the northwestern corner of the peninsula. Interestingly, this area is associated with the fault-bend offshore, facing and probably shaping the corner of the peninsula. In order to clarify the underlying mechanism of the earthquake rupture, we conducted the dynamic rupture simulation with the observational constraints of the 3-D fault geometry and regional stress field. We have confirmed their preseismic estimates are consistent with those of postseismic ones based on the spatial distribution and focal mechanisms of the observed aftershocks. The numerically efficient and geometrically flexible Boundary Integral Equation method (FDP-BIEM) is employed to consider the 3-D fault geometry in the dynamic rupture simulation. An example of a snapshot of the dynamic rupture propagation is shown in Figure for the displacement on the fault and the ground surfaces. We successfully reproduce the SAR-detected distribution of the surface displacement as the result of the observationally constrained non-planar fault geometry. The remarkable matching is obtained without postseismic parameter tunings, indicating the validity of the assumed models of the fault geometry and transpressional tectonic stress field. Our simulation also shows that the rupture is transferred between the conjugate faults. We have identified that the fault bend off the Cape Saruyama most probably caused the largest slip and uplift observed there. We also compare the synthetic and observed strong motion waveforms and interpret the source effects. The dynamic rupture simulation demonstrates the ability to illuminate the underlying

© The Seismological Society of Japan

mechanisms causing the hazardous large coseismic deformations.



© The Seismological Society of Japan

Lateral variation of static stress drop in the source area of the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Tsutomu TAKAHASHI[1], Gou FUJIE[1], Masanao SHINOHARA[2], Ryota HINO[3], Shuichi KODAIRA[1], Tomoaki YAMADA[2], Takeshi AKUHARA[2], Koichiro OBANA[1], Ryosuke AZUMA[3], Yusuke YAMASHITA[4], Yoshio MURAI[5], Hisatoshi BABA[6], Hiroshi YAKIWARA[7]

1. JAMSTEC, 2. Univ. of Tokyo, 3. Tohoku Univ., 4. Kyoto Univ., 5. Hokkaido Univ., 6. Tokai Univ., 7. Kagoshima Univ.

令和6年能登半島地震の震源域は，能登半島北東の海域から能登半島西方に約150kmの範囲に広がる．震源域周辺では，構造探査などの結果に基づいて多数の断層の分布が明らかにされている（佐藤・他 2021）．震源域の海域における詳細な震源分布や断層形状などを把握するため，全国の大学とJAMSTECでは海底地震計を用いた地震観測を1月下旬から実施している（篠原・他，2024）．2月下旬に26台の地震計を回収し，約一ヶ月間の記録を取得した．本研究では，この観測期間内に震源域周辺で発生したM1.8~5.2の地震を対象に震源スペクトルの特徴を調べた．解析には，回収した海底地震計と震源域周辺の陸上観測点の記録を使用した．

中小規模地震の震源スペクトルの推定では，伝播経路上の散乱・非弾性減衰の影響とサイト増幅特性を適切に取り除く必要がある．これまでの研究の多くは，経験的グリーン関数を用いて直達波のスペクトル比から震源スペクトルを推定している(例えば Shearer et al. 2006)．しかし本研究で用いる記録は直達波が振り切れたものが多数あり，地震の震源メカニズムも多様であったため，この手法は適用できなかった．そこでSコーダ波のスペクトル比を用いた解析を実施した．数Hz以上のSコーダ波は，発震時からの経過時間がS波走時の約2倍以上となると，振動エネルギーがほぼ空間一様に分布する．同一観測点で得られた異なる2つの地震について，発震時から同じ経過時間のコーダ波のスペクトル比をとることでサイト特性と伝播経路の影響を除去し，震源スペクトル比が得られる．これまでの直達波やコーダ波のスペクトル比を用いた震源スペクトルの研究では，地震ペアごとにスペクトル比にω^{-2}モデルをフィッティングしてコーナー周波数(f_c)を推定し，その平均をとるなどして各震源のf_cを推定している（例えば，Kita et al. 2024）．本研究では，全ての震源ペアで得られたスペクトル比に対する残差を用いて尤度関数を定義し，マルコフ連鎖モンテカルロ法を用いて全地震の地震モーメント（M_0）と f_cを推定した．各ペアで得られる震源スペクトル比は，各観測点，各成分の異なる時間窓で得られたものの対数平均をとり，その分散で重み付けをした．重み付き残差が正規分布に従うと仮定し，重み付き残差の分散は階層ベイズを用いて同時推定した．またM_0の大きさを制約するため，防災科学技術研究所F-netのCMT解を参照し，解析対象とした地震の中でCMT解のvariance reductionが80以上の地震について，log M_0のCMT解からのずれが正規分布となる事前分布を仮定した．

得られた結果はM_0が概ねf_c^{-3}に比例し，Bruneの静的応力降下量は規模によらず0.5MPa～10MPaであった．震源域周辺で構築された断層モデル（佐藤・他，2021）のうち，震源域北東部のNT3東部やNT2周辺で応力降下量が小さい傾向が見られた．応力降下量が相対的に小さくなる特徴は，地震で大きな滑りがあった領域や固着が弱い領域などで報告されている(Shearer et al. 2006; Moyer et al. 2018)．NT2やNT3はM7.6の地震時には大きく滑らなかった可能性が津波の解析などから指摘されており（Fujii & Satake 2024），NT3東部やNT2では断層面上の固着状況や摩擦係数などが震源域西部とは異なる可能性が考えられる．

謝辞：本研究では防災科学技術研究所Hi-net, F-net，東京大学，京都大学，気象庁の陸上観測点の地震波形記録を使用させていただきました．

© The Seismological Society of Japan

Site response changes caused by strong ground motions of the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Miroslav Hallo[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[2]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Professor Emeritus, Kyoto University

On 1 January 2024, a devastating M_{JMA} 7.6 earthquake occurred on the Noto Peninsula in Japan. Seismic waves were generated on tectonic faults beneath the Noto Peninsula and the Sea of Japan [1] and caused widespread damage to civil infrastructure on the ground surface. In general, the near-surface soil and rock layers cause amplification of seismic waves, which is included in the design of earthquake-resistant buildings by considering site-specific geological conditions. Nevertheless, when strong ground motions impinge, the near-surface soils exhibit nonlinear behavior and may undergo some structural changes driven by liquefaction or elastic softening phenomena. The structural changes can cause variations in the shear-wave velocity [2], which cause a change in the site response in the short- and long-term (during the strong ground shaking and after it, respectively). The site response changes influence the characteristics of the destructive ground shaking itself, and hence, their evaluation is important for engineering purposes.

In this study, we perform an analysis of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios (HVSR) from regional earthquake waveforms [3] recorded at 160 sites of the Noto Peninsula and its surrounding region. The waveform data originate from the K-NET and KiK-net [4], Shindo-kei networks of the Japan Meteorological Agency (JMA) and local governments, stations operated by the Disaster Prevention Research Institute (DPRI) of Kyoto University, and stations of the Port and Airport Research Institute (PARI). We identified significant HVSR peaks and their directionality characteristics separately for periods before, during, and after the devastating M_{JMA} 7.6 earthquake. This allows us to measure the temporal variations in the predominant site-specific resonance frequency during and after the strong ground shaking.

The long-lasting site response change is characterized by a predominant frequency drop and it is correlated with the peak ground velocity (PGV) measured during the M_{JMA} 7.6 earthquake. This proves it is a phenomenon related to site-specific near-surface geology. The short-lasting site response change is evaluated by using the HVSR in short-time windows from the mainshock waveforms, and it reveals strongly nonstationary behavior (Figure 1). Frequencies of HVSR peaks decrease simultaneously and omnidirectionally with the strong shaking and logarithmically recover long after it. The observed extreme predominant frequency drops show relative change values exceeding -70%. These results indicate that strong ground motions with PGV > 0.2 m/s may cause a drop in the site-specific resonance frequency. This behavior is physically related to temporal variations in near-surface shear-wave velocity. The introduced phenomenon may have a significant impact on a broad scale of research topics, from the dynamic soil characteristics to the input ground motions for building collapse.

Acknowledgments: We acknowledge the NIED, JMA, DPRI, PARI, and prefectural governments for operating monitoring stations used in this study. Miroslav Hallo was supported by the Japan Society for the Promotion of Science (JSPS) through Fellowship number P23070 and Grant-in-Aid for JSPS Fellows number 23KF0149.

References:
[1] Asano K & Iwata T, *Source rupture process of the 2024 Noto Hanto earthquake by waveform inversion of strong motion records*, Poster U15-P20, JpGU2024, Chiba, Japan, 2024.

© The Seismological Society of Japan

[2] Sawazaki K, Sato H, Nakahara H, & Nishimura T, Temporal change in site response caused by earthquake strong motion as revealed from coda spectral ratio measurement, *Geophys Res Lett* 33, L21303, 2006.
[3] Lermo J & Chávez-García FJ, Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull Seismol Soc Am* 83, 1574–1594, 1993.
[4] NIED, *NIED K-NET, KiK-net*, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2019. DOI: 10.17598/NIED.0004

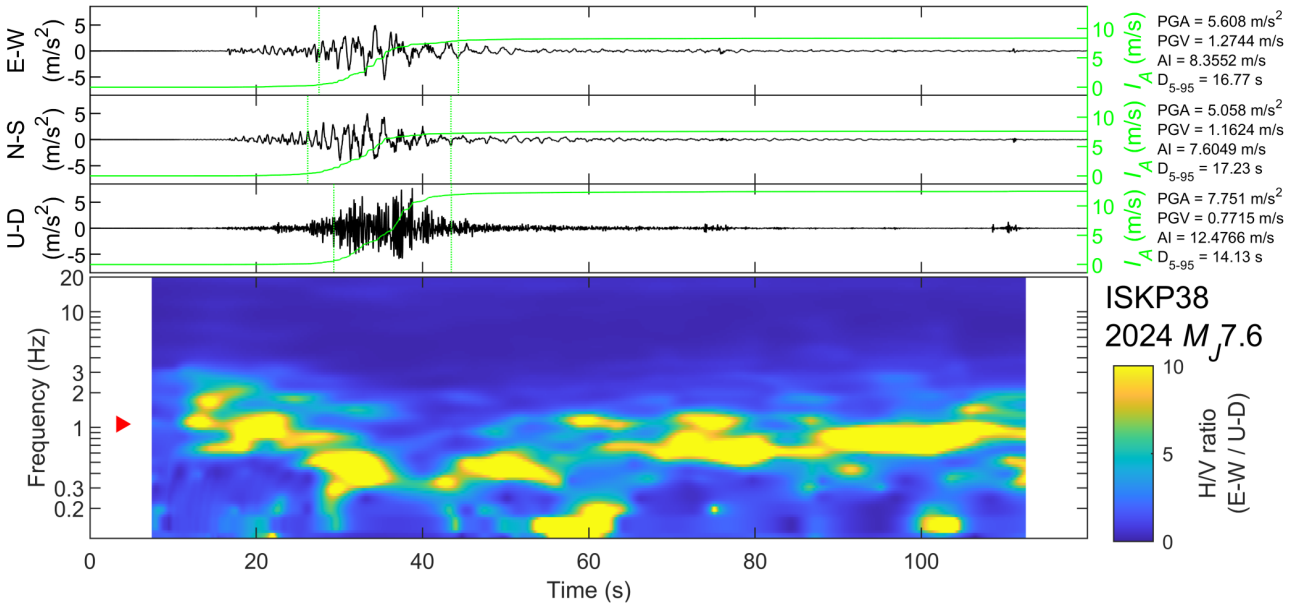


Figure 1. Short-lasting site response change – The short-time HVSR at the ISKP38 site (Monzenmachi of the Wajima City) during the 2024 M_J7.6 Noto Peninsula earthquake. Upper panels show measured acceleration waveforms (black curves) and Arias Intensity traces (green curves). The bottom panel shows short-time HVSR determined from E–W horizontal component (values shown by color scale). All panels have a joint time axis.

© The Seismological Society of Japan

Real-Time Monitoring of the 2024 Note M7.6 Earthquake Genesis Process using Physical Wavelets

*Fumihide TAKEDA[1,2]

1. Takeda Eng. Consultant, 2. Earthquake Pred. Inst.

The Earth’s outer layer, the lithosphere, consists of three parts: the brittle upper crust, the ductile lower crust, and the ductile uppermost mantle. Movements in the Earth’s plates cause steady creep in the ductile layers, building stress in the brittle upper crust [1]. The stress has vertical and horizontal directions to the Earth’s surface. This stress leads to earthquakes (EQs) of different sizes.
The process of how the EQs form in the brittle upper crust is complex. Some scientists have tried to explain the complexity using models that see the EQ system as self-organizing or critically self-organized. However, these models over-simplify the EQ frequency and magnitude relationship by ignoring the detailed variations in the transition between the brittle and ductile layers [2].
The details are important because they challenge the patterns expected by the simplified relation and provide new insights into how significant EQs form. We address these challenges and use a novel tool, Physical Wavelets (PWs), to advance EQ and tsunami prediction methods. This innovative tool has been instrumental in analyzing complex seismic and GNSS data, offering a fresh perspective on the megathrust and significant EQ formations.
By challenging conventional understanding, we can significantly mitigate the impact of these natural disasters. It is important to note that our findings are built upon a solid foundation of previous studies and patents [3]. We used seismic data from Japan within the latitude and longitude range of 16˚–52˚ and 116˚–156˚, respectively. By analyzing consecutive EQs with magnitudes above a certain level of Mc ≈4, we discovered a correlation between the moving sum of time intervals between the successive EQs and the region’s strain energy density. This finding has practical implications, as it allows us to predict when an impending significant EQ will occur by monitoring this energy’s accumulation and release cycles. The rapid release of this energy after its peak accumulation, known as Accelerated Moment Release, increases before the impending significant earthquake, providing a potential early warning system. The same method can be used to track the moving sum of EQ depths. If the energy is high, the EQs are deep. After reaching the peak, energy release shifts to shallower depths if the expected significant EQ is shallow. The energy keeps increasing for deeper significant events, like those in the Wadati-Benioff zone. We can predict the location of the impending EQ using smaller grid sizes and a lower magnitude threshold (Mc ≈ 3). These smaller-size analyses, combined with the entire region’s analysis, help predict the approximate epicenter, depth (deep or shallow), and exact date of the significant EQ occurrence.
We also identified two key processes to the significant EQ formation: CQK and CQT. CQK is after the 1995 Kobe M7.3 EQ, and CQT is after the 2000 Tottori M7.3 EQ. The CQK or CQT occurs in two spatially different segments shown by Japan’s Coda Q map [4], reflecting two distinct geological structures. Understanding the distinctive processes is crucial for improving our ability to predict and prepare for future significant EQs.
Japan’s GNSS network provides noisy daily data on crustal movement. By applying PWs to this data, we found out how the 2011 Tohoku M9 EQ formed over 15 months and identified the tsunami formation process over the last three months.
Similarly, by applying PWs to seismic and GNSS data, we can show how the Noto Peninsula M7.6 EQ on January 1, 2024, with a tsunami occurrence formed over three months. Thus, PWs could have provided real-time monitoring and early warnings for the 2024 Noto Peninsula EQ, potentially reducing the impact of the EQ and tsunami, and saving lives.

© The Seismological Society of Japan

References
1. Zoback & Zoback (2002) State of stress in the Earth’ s lithosphere, IHEES. 2. Takeda (2022) ArXiv. 2201.02815. 3. Takeda (2022) ArXiv. 2107.02799. 4. Jin & Aki (2005) High−resolution maps of Coda Q in Japan, EPS.

© The Seismological Society of Japan

Room B | Regular session：S09. Statistical seismology and underlying physical processes

Tue. Oct 22, 2024 9:00 AM - 10:30 AM JST | Tue. Oct 22, 2024 12:00 AM - 1:30 AM UTC | Room B Medium-sized Conference room 301 (3F)

[S09] AM-1

chairperson:Ryota Takagi(Graduate School of Science, Tohoku University), Junichi Nakajima(Tokyo Institute of Technology)

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

[S09-11] An earthquake nest benetah the Tokyo Bay: implications for a subducted seamount

*Junichi NAKAJIMA[1] (1. Tokyo Institute of Technology)

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

[S09-12] Relationship between S-Wave Velocity Anomalies and Spatial Variations in Deep Tectonic Tremor Activity in the Nankai Subduction Zone

*Akifumi Takayama[1], Yasunori Sawaki[2], Yihuan Ruan[1], Yoshihiro Ito[3], Takuto Maeda[4], Takuo Shibutani[3] (1. Graduate School of Faculty of Science, Kyoto University, 2. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

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

[S09-13] Migrating Earthquake Swarm Activity in the Okinawa Trough revealed by Matched Filter Method

*Yuji Abe[1], Mamoru Nakamura[2] (1. University of the Ryukyus, 2. Faculty of Science, University of the Ryukyus)

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

[S09-14] Seismicity in shallow part of Hyuga-nada subduction zone by ocean bottom seismometer from 2015 to 2022

*Chingyu Hu[1,2], Masanao Shinohara[1], Yusuke Yamashita[3], Takashi Tonegawa[4], Tomoaki Yamada[1], Takeshi Akuhara[1], Kimihiro Mochizuki[1] (1. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo, 2. Graduate School of Science, The University of Tokyo, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

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

[S09-15] Spatial correlation between shallow tremor distribution and S-wave velocity structure in the northern Japan Trench

*Ryota Takagi[1], Ryosuke Azuma[1], Ryota Hino[1], Kiwamu Nishida[2], Masanao Shinohara[2] (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

10:15 AM - 10:30 AM JST | 1:15 AM - 1:30 AM UTC

[S09-16] High-precision hypocenter distribution of shallow tectonic tremors in the northern Japan Trench using relative location method

*Kosuke Minamoto[1], Ryota Hino[1], Kazuma Matsumoto[1] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

An earthquake nest benetah the Tokyo Bay: implications for a subducted seamount

*Junichi NAKAJIMA[1]

1. Tokyo Institute of Technology

首都圏の地下には、多くの地震巣（近くの活動から隔離された地震活動が非常に集中している領域）が存在する。その中で最も活発な活動は東京湾北部の深さ60–70 kmに存在する太平洋プレート上部境界面で発生する地震の巣であり、過去約 20 年間の最大の地震は M6 である。一方で、1894 年の明治東京地震 (M7.0) はこの地震の巣の周辺で発生したという指摘もある。波形相関を用いた震源決定を行ったところ、地震の巣は半径約 10 km の円状の地震分布をしており、地震の並びは沈み込む太平洋プレートの平均傾斜角よりわずかに急であるという特徴が明らかになった。さらに、地震発生の特徴は空間的に異なり、第 2 象限ではプレート界面地震が多く、第 3 象限ではプレート界面地震が少なく、第 4 象限では M≧5 の地震が発生している。講演では地震活動の特徴を詳細に示した上で、東京湾北部の地震の巣の原因として海山の沈み込みを提案する。

© The Seismological Society of Japan

Relationship between S-Wave Velocity Anomalies and Spatial Variations in Deep Tectonic Tremor Activity in the Nankai Subduction Zone

*Akifumi Takayama[1], Yasunori Sawaki[2], Yihuan Ruan[1], Yoshihiro Ito[3], Takuto Maeda[4], Takuo Shibutani[3]

1. Graduate School of Faculty of Science, Kyoto University, 2. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University

本研究では，理論波形と観測波形のレシーバ関数 (RF) の計算を通じて，南海トラフ沈み込み帯における地震波速度異常域と深部テクトニック微動活動の空間変化との関係を調べることを目的とする．南海トラフ沈み込み帯では，テクトニック微動の放射エネルギー分布の空間変化が観測されている．これまでの研究から，テクトニック微動の発生要因の一つに，S 波速度異常として反映される流体の存在が示唆されている．しかし，プレート境界付近の詳細な S 波速度異常域の分布と，広範囲にわたるテクトニック微動活動の空間変化について言及した研究は少ない．また，テクトニック微動域周辺の詳細な S 波速度異常域の分布について，3次元的な S 波速度異常の分布を考慮した理論 RF と，観測 RF の両者を用いて論じた研究も少ない．したがって，このような研究は，深部スロー地震の発生メカニズムの解明に不可欠である．
南海トラフ沈み込み帯における S 波速度異常域の分布とテクトニック微動活動の空間変化を定量的に評価するため，本研究では遠地地震の直達 P 波到達前後の波形にマルチバンド RF を適用した．マルチバンド RF では，プレート境界面付近の S 波速度の大局的な構造と詳細な構造の両方の情報が得られる．本研究では RF の計算に時間領域反復デコンボリューション法を適用した．この手法においては，ベイズ情報量規準の最小化をイタレーションの終了条件として用いる利点が示されており (Ruan et al., 2023)，本研究でもそれに従った．
はじめに，プレート境界付近における観測 RF シグナルの振幅，到達時間，およびそれらの back azimuth 依存性などの特徴と，テクトニック微動活動の空間変化との関係について詳細に調べた．その結果，観測波形から海洋モホ面，大陸モホ面や海洋地殻の低速度帯に関連する RF シグナルを検出した．また，マルチバンド RF の形状の変化は，深部テクトニック微動活動の空間変化と対応する可能性がある．
次に，深部テクトニック微動域直上での観測 RF を説明するプレート境界面周辺の S 波速度異常域の分布を推定するために，理論波形から求めた理論マルチバンド RF と観測 RF を比較した．理論波形の計算には波線理論に基づく手法 (RAYSUM) および3次元有限差分法 (OpenSWPC) を用いた．観測 RF と理論 RF の両方から，深部テクトニック微動活動の空間変化を制約する S 波速度異常や，その分布についても議論を行う．

© The Seismological Society of Japan

Migrating Earthquake Swarm Activity in the Okinawa Trough revealed by Matched Filter Method

*Yuji Abe[1], Mamoru Nakamura[2]

1. University of the Ryukyus, 2. Faculty of Science, University of the Ryukyus

沖縄トラフは琉球弧の北西に位置し、現在もリフト拡大が進行している活発な背弧海盆である。沖縄トラフではしばしば群発地震が発生する。群発地震は主に沖縄トラフの中軸沿いや海底火山・熱水噴出孔周辺で発生する。ほとんどの群発地震は数日以内に活動が収束するが、1週間以上、あるいは約1年間続くこともある。群発地震の活動の推移をより詳細に把握するためには、より多くの地震活動を捉える必要がある。しかし沖縄トラフで群発地震が発生した場合、一時的に検知能力が低下する。また、M4クラスの地震では、気象庁の速度マグニチュードと変位マグニチュードに大きなずれが生じる（Nakamura, 2022）。そこでMatched filter法(Kato et al., 2014)を用いて群発地震発生時に震源が特定されていないイベントを検出した。またマグニチュードの問題を解決するため、本研究では速度マグニチュードを採用した。2002年から2022年にかけて、沖縄トラフのリフト軸周辺で発生した主要な群発地震について、気象庁のカタログにある地震データをテンプレートとして使用し、イベントを検出した。群発地震発生域の周辺にある複数の地震観測点で記録された水平動成分の連続波形に対し、テンプレート地震のS波と連続波形との相関を計算した。相関はS波読み取り時刻のプラスマイナス2.0秒間を用いた。波形にはBandpass filter 2.0 –4.0 Hz を適用した。地震活動の移動が確認された場合は、Rivalta (2010)の式を用いて移動速度と期間を推定した。これはダイク貫入によって群発地震活動域が指数関数的に拡大することを説明するモデルである。解析の結果、気象庁カタログに記載されたイベントを含め、約2~3倍の地震が検出された。また、2002年石垣島北部、2013年与那国海近海、2014年奄美大島近海、2019年宮古島北部の群発地震で地震活動の移動が確認された。南部沖縄トラフの群発地震では、地震活動域が長さ10 km以上に広がるケースが多かったが、中部沖縄トラフの群発地震では、ほとんどの活動域が約10~15km以内に留まった。2013年と2020年の与那国群発地震は、与那国リフトの南にある高まり（Futagoyama field：24.867N, 123.308E)から活動が開始している。ここは熱水噴出孔が確認されており(InterRidge Vents Database Ver.3.4)、直下にはマグマ貫入の痕跡が確認されている(Nishizawa et al., 2019)。Futagoyama fieldの直下に熱源となるマグマだまりがあるとすると、そのマグマだまりからのダイク貫入によって、群発地震が繰り返し発生していると考えられる。中部沖縄トラフでは、群発地震活動域が10 km以内に収まっていることが多い。これよりも狭い範囲で地震活動が移動している可能性も考えられるが、震源決定の精度が不足しているため、詳細を把握することは難しい。南部沖縄トラフと比較して、中部沖縄トラフで活動範囲が狭い群発地震が多いことは、マグマ活動、特にその粘性の違いに起因している可能性がある(Shinjo and Kato, 2000)。

© The Seismological Society of Japan

Seismicity in shallow part of Hyuga-nada subduction zone by ocean bottom seismometer from 2015 to 2022

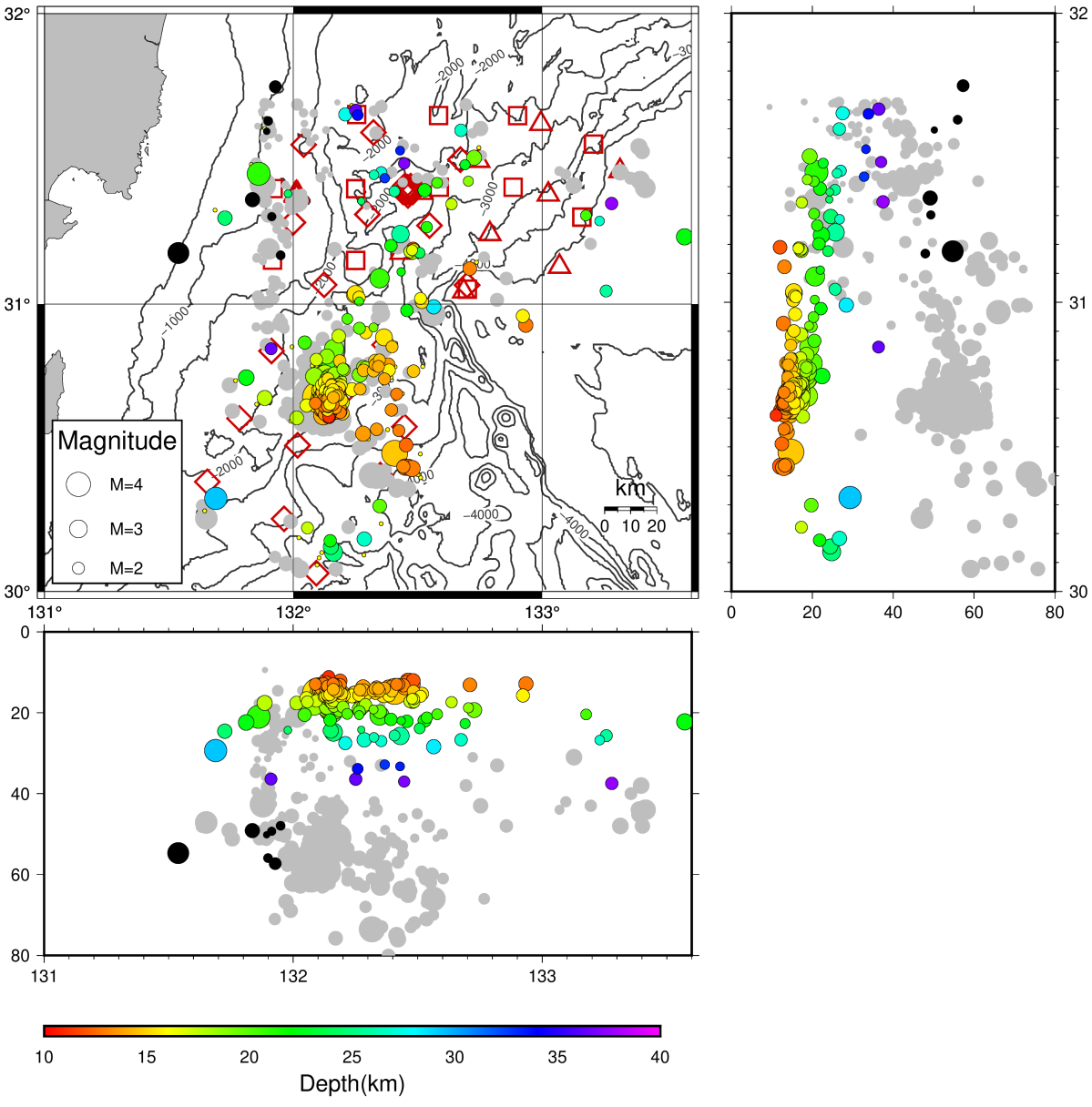
*Chingyu Hu[1,2], Masanao Shinohara[1], Yusuke Yamashita[3], Takashi Tonegawa[4], Tomoaki Yamada[1], Takeshi Akuhara[1], Kimihiro Mochizuki[1]

1. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo, 2. Graduate School of Science, The University of Tokyo, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

The Nankai Trough extends from Suruga Bay off the coast of Shizuoka Prefecture in the north to the offshore area of Miyazaki Prefecture in Kyushu in the south. It lies at the plate boundary where the Philippine Sea Plate subducts beneath the landward plate in a northwestward direction. Due to this tectonic setting, this area is known for catastrophic earthquakes occurred repeatedly. Although Hyuga-nada is situated on the southwestern side of the Nankai Trough, there is no historical record of earthquakes with a magnitude of 8 or above. Additionally, the region frequently experiences slow earthquakes, such activities are believed to occur frequently at the plate boundary in the Nankai Trough region according to previous studies. Therefore, research on slow earthquakes in the study area is also beneficial for understanding the stress conditions of the plates. This research emphasizes the precise localization of regular seismic events and integrates it with an analysis of slow earthquake activities to provide a comprehensive discussion, aiming to deepen the understanding of seismic characteristics in the region. To monitor seismic activities consistently over approximately a year, marine seismic networks composed of pop-up-type Long-Term Ocean Bottom Seismometers (LT-OBS) were deployed in the Hyuga-nada segment. The LT-OBSs captured continuous waveform data, with event times sourced from the JMA catalog used for detecting seismic events. Waveforms were displayed based on these event times, followed by manual analysis to determine P-wave and S-wave arrival times, maximum amplitude, and first arrival polarity (Urabe and Tsukada, 1991). Additionally, P-waves converted from S-waves at velocity discontinuities between sediment layers and the igneous crust were used to adjust travel times considering structural heterogeneity.The initial event locations were determined using the Hirata and Matsuura method (1987) with one-dimensional velocity structure modified from Yamamoto et al. (2020). The difference in travel times between S-waves and converted P-waves from S-waves provided station corrections to refine event locations. Average differences between observed and calculated travel times were computed for each station and were applied to estimate station corrections. This process was repeated iteratively 10 times to achieve more accurate hypocenters. Subsequently, the events were relocated using the Double-Difference seismic tomography method (tomoDD-SE, Zhang and Thurber, 2003, 2006) with both absolute and relative arrival times. This method calculates travel times using a pseudo-bending ray tracing algorithm (Um and Thurber, 1987) and employed a three-dimensional velocity structure model based on Nakanishi et al. (2018). After relocation with tomoDD-SE, focal solutions were estimated using first-motion data of P-waves. Outputs of tomoDD-SE included calculated takeoff and azimuthal angles to each station, which were essential for determining fault plane solutions using the Hardebeck and Shearer method (2002). This program is based on a grid search method. Finally, the Frohlich method (1992, 2001) was applied to classify earthquake source mechanisms based on the dip angles of the pressure, tension and null axes. This classification divided the events into pure thrust-fault (vertical T-axis), normal-fault (vertical P-axis), and strike-slip (vertical B-axis) types based on their focal solutions.The results indicated that seismic events were uniformly distributed within the network in both spatial and temporal domains, except for earthquake swarms. The JMA catalog suggested earthquake swarms as numerous earthquakes occurring within a short time frame: from December 18th to 23rd in 2017 and January 10th to 18th in 2018. We identified many earthquakes occurred in narrow

© The Seismological Society of Japan

region and most events had depths ranging between 10 and 20 km. While focal mechanism solutions revealed various source mechanisms in the study region, strike-slip fault and/or normal fault types were the most prevalent. The relocated events were notably deeper than the plate boundary, indicates that most earthquakes in the study region occurred within the subducting Philippine Sea plate.



© The Seismological Society of Japan

Spatial correlation between shallow tremor distribution and S-wave velocity structure in the northern Japan Trench

*Ryota Takagi[1], Ryosuke Azuma[1], Ryota Hino[1], Kiwamu Nishida[2], Masanao Shinohara[2]

1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

日本海溝北部では浅部微動が深さ約13 kmのプレート境界等深線（Koketsu et al. 2012）に沿って分布する（Tanaka et al. 2019; Nishikawa et al. 2019）。しかし、微動分布はプレート走向方向に連続的ではなく、微動の空白域が存在する。本研究では、日本海溝北部における浅部微動分布を規定する要因を明らかにするため、常時微動表面波を用いたトモグラフィー解析により同領域のS波速度構造を推定した。使用するデータは、2006年10月～2007年6月と2007年10月～2008年6月にそれぞれ青森県沖と岩手・宮城県沖で実施された自己浮上型海底地震計を用いた海底地震観測による連続記録である。観測点数は88点、観測点間隔間は約20 kmであり、S-netに比べてより高密度である。地震計水平成分の方位を推定・補正後、常時微動相互相関関数の全観測期間平均を計算し、周期10～20秒においてレイリー波基本モード・1次高次モードとラブ波基本モードを抽出した。まず青森県沖の観測データを用いて抽出した表面波の位相速度からS波速度構造を推定した結果、微動分布と推定したS波速度構造に良い相関が見られた。微動はプレート境界及び上盤内のS波速度が低い領域のみで発生しており、低S波速度領域の広がりはプレート走向・傾斜方向に微動分布と一致する。この低S波速度領域は、海溝から100 km 程度・深さ20 km程度まで存在し、沈み込む海洋プレート堆積層からの脱水深度（Hyndman & Peacock 2003; Nishikawa et al. 2023）と対応することから、海洋プレート堆積層から脱水した流体を反映していると考えられる。また、岩手・宮城県沖の観測データも含めた解析から得られた位相速度マップからも、岩手県沖と宮城県沖で発生する微動発生域において低速度であることが示された。以上のことから、日本海溝北部では、沈み込む海洋プレート堆積層から排出された流体が浅部微動発生に寄与していると考えられ、その流体分布がプレート走向方向に不連続な浅部微動の分布を規定している可能性がある。

© The Seismological Society of Japan

High-precision hypocenter distribution of shallow tectonic tremors in the northern Japan Trench using relative location method

*Kosuke Minamoto[1], Ryota Hino[1], Kazuma Matsumoto[1]

1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University

日本海溝北部では通常地震 (Fast 地震) と浅部低周波微動 (Slow 地震) が時空間的に連動して活動しており, それらは共にプレート境界で発生すると考えられている. 本研究では, 2007-2008年に日本海溝北部に展開された海底地震計 (OBS) データを用い, 浅部微動と通常地震の震源の相対的な位置関係を精度よく決定することで, より信頼できる微動分布を得ることを目的とする.
一般的に通常地震はP, S波の到達時刻情報を用いて震源が決定されるため, 震源深さがよく拘束される. 一方，微動波形にはP, S波の明瞭な到達が見られないことから, 微動震源は観測点間でのS波の到達時刻差から推定されるため，震源深さの制約が原理的に難しい． これに加えて, 海底下浅部のS波速度構造が詳細に得られていないこともあり, 海域で発生する浅部微動の震源深さの信頼性は高いとは言えない. 結果としてSlow地震とFast地震の相互作用についての詳細な議論は難しいままである.
そこで本研究では, 日本海溝においては微動と通常地震が空間的に近接し, 同一の深さ範囲で発生しているといった特徴 (Nishikawa et al., 2019) を踏まえ, 精度良く決定された通常地震の震源に対する相対震源決定を行うことで，微動の震源深さの推定精度を向上させ, 通常地震と微動との相互作用の議論の上で最も本質的な両者の空間分布の相対的関係を高い分解能で明らかにすることを目指す.
具体的に本研究では, CF (Hendriyana & Tsuji, 2021) の相互相関から計算される走時差を用いて個々に決定された震源を初期値として, Triple Difference Method (Guo & Zhang, 2016) による相対震源決定を行う. CFによって検測, 震源決定された初期震源は微動と通常地震との両者を含んでおり, 検知されたイベントの震源を個別に決定すると上盤側に広く分布していたが, 再決定によりプレート境界周辺に集まるようになったことから, 微動と地震は震源深さの上で近接していると考えられる.
さらにS-P時間から精度良く決定された通常地震をリファレンスとして相対震源決定を行うことで, 微動の震源深さの絶対値を評価できる可能性がある. そこで, PhaseNet (Zhu & Beroza, 2019) によるP, S波の読み取り値を用いて hypomh (Hirata & Matsu'ura, 1987) とhypoDD (Waldhauser & Ellsworth, 2000) により通常地震の震源を再決定したところ, それらの震源はプレート境界近傍に集中して分布しており, 上述の相対震源決定の結果を踏まえると, 通常地震と同様に微動もプレート境界付近における現象であると推測される.
今後はPhaseNetモデルによるS波の読み取り値と, 相互相関から計算されるS波走時差を連立したTriple Differenceにより, 固定した通常地震震源に対して微動震源を相対的に決定する.

© The Seismological Society of Japan

Room B | Regular session：S09. Statistical seismology and underlying physical processes

Tue. Oct 22, 2024 10:45 AM - 12:15 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 1:45 AM - 3:15 AM UTC | Room B Medium-sized Conference room 301 (3F)

[S09] AM-2

chairperson:Tsukasa Mitogawa(Pacific Consultants Co., LTD.), Genki OIKAWA(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED))

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

[S09-17] Seismicity of similar earthquakes in Ogasawara Ioto

*Genki OIKAWA[1], Hideki UEDA[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED))

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

[S09-18] Earthquake Swarm Detection along the Middle America Trench: Implications for the Relationship between Seismicity and Slow Slip Events

*Tomoaki NISHIKAWA[1], Vladimir KOSTOGLODOV[2], Takuya NISHIMURA[1] (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Universidad Nacional Autónoma de México)

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

[S09-19] A Hawkes Process Model for Tectonic Tremors Considering Spatial Interactions and Long-Term Periodicity

*Seiya Yano[1], Satoshi Ide[1], Shunichi Nomura[2] (1. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo, 2. Graduate School of Accountancy, Faculty of Commerce, Waseda University)

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

[S09-20] Detection of earthquake swarms off the Boso Peninsula and investigation of the association with small slow slip events

*Ryo Yoshimura[1], Tomoaki Nishikawa[2], Takuya Nishimura[2] (1. Kyoto Univ., 2. DPRI)

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

[S09-21] Modeling for seismicity modulated during megathrust earthquake cycles in the Kanto region, using Coulomb stress change

*Tsukasa Mitogawa[1], Takuya Nishimura[2] (1. Pacific Consultants Co., LTD., 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

12:00 PM - 12:15 PM JST | 3:00 AM - 3:15 AM UTC

[S09-22] Japan M5 or over forecast for 2025 based on rate/state stress transfer projects strong influences of the 2011 M 9.0, 2024 M 7.5 and M 7.1 events

*Shinji TODA[1], Ross S Stein[2] (1. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2. Temblor Inc.)

Seismicity of similar earthquakes in Ogasawara Ioto

*Genki OIKAWA[1], Hideki UEDA[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED)

小笠原諸島に位置する硫黄島では、高い地熱や噴火といった火山活動に伴う様々な現象が見られる。なかでも火山性地震活動は特に活発であり、防災科学技術研究所（防災科研）では日常的に多くの火山性地震を検出し、その震源カタログを作成している。防災科研が作成した火山性地震カタログの中には、互いに類似した波形を持つ相似地震がしばしば発生していることが分かった。相似地震の典型的な例として、プレート境界で観測される繰り返し地震がある。繰り返し地震は、背景にあるプレート運動と関連があることから直接推定が難しいすべり速度や固着状態の推定に用いられている（e.g., Igarashi et al. 2003）。硫黄島でもプレート境界と似たように、背景の地殻変動と地震活動に相関があることが知られており(e.g., Ueda et al. 2018)、相似地震は火山内部の情報を知る手掛かりになる可能性がある。そこで本研究では、硫黄島で発生する火山性地震についてクラスタリングおよびクラスターごとの発生位置の推定を行った。
硫黄島には防災科研の定常観測点3点と気象庁の観測点2つの合計5点の3成分速度地震計が置かれており、本解析ではこれらを用いた。2022-2023年のカタログを用いて、5つの3成分観測点の相互相関係数の和からDBSCANクラスタリング(Ester et al. 1996)を行い火山性地震の分類を行った。その結果、火山性地震は19個のクラスタに分類された。次に、クラスターごとに波形をスタックしクラスターのテンプレート波形を作成した。硫黄島では観測点の数が少ないため、テンプレート波形の読み取り走時、振動軌跡、振幅の3つの情報を用い、理論値と観測値の2乗残差が最小となる位置をグリッドサーチによって決定した。観測点のカバー率が低いため震源の特定精度は低いが、地殻変動の激しい阿蘇台断層付近に多くの地震を含むクラスターが分布していることがわかった。 また、マグマだまりの存在が示唆されているカルデラ再生ドームの直下ではなく、その周辺に相似地震クラスターが分布していることがわかった。この結果は、硫黄島で観測される相似地震が、地殻変動に伴うstick-slip現象によって引き起こされた可能性を示唆している。

© The Seismological Society of Japan

Earthquake Swarm Detection along the Middle America Trench: Implications for the Relationship between Seismicity and Slow Slip Events

*Tomoaki NISHIKAWA[1], Vladimir KOSTOGLODOV[2], Takuya NISHIMURA[1]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Universidad Nacional Autónoma de México

スロースリップイベント（SSE）は、主にプレート境界で発生する、低速で過渡的な断層すべり現象である。SSEは、ときに大地震の発生や、小中規模の地震の群発活動を伴う（例えば、Nishikawa et al., 2023）。中米沈み込み帯では、SSEがメキシコのゲレロ州、オアハカ州、コスタリカのニコヤ半島等で観測されており、同沈み込み帯で発生する大地震（M 7以上）との関連性が、盛んに研究されてきた (例えば、Voss et al., 2018; Cruz-Atienza et al., 2021)。それに対して、中米沈み込み帯で発生する中規模地震（M4からM6程度）の活動とSSEとの関係については、未だわかっていないことが多い。この関係の解明は、中米沈み込み帯における地震活動を支配するメカニズムの解明や、同沈み込み帯の地震活動確率予測の精度向上に不可欠である。そこで、本研究は、2001年から2024年までのANSS地震カタログを使用し、中米沈み込み帯における中規模地震の群発活動を網羅的に検出した。そして、群発地震活動とSSEの時空間的関係や、群発地震発生期間に周囲のGNSS観測点で記録された過渡的変位を調べた。

群発地震の検出には、時空間ETASモデル（Zhuang et al., 2002）に基づくNishikawa & Ide (2018) の方法を用いた。まず、中米沈み込み帯を、海溝軸に沿って、（１）メキシコ・コリマ州からオアハカ州、（２）オアハカ州からグアテマラ、（３）エルサルバドルからニカラグア、（４）ニカラグアからパナマの4領域に分割し、各領域内のM 4.3以上の地震活動に対して、時空間ETASモデルの8つのパラメータ（K, α, c, p, d, γ, q, ν）を推定した。ETASパラメータの推定には、Omi et al. (2015)のベイズ的アプローチを採用した。マルコフ連鎖モンテカルロ法（MCMC法）によって、事後確率分布をサンプリングし、事後確率を最大化するパラメータセットを得た。パラメータの事前確率分布には、十分に広い区間で一様な確率分布を、各パラメータに対して仮定した。そして、各領域において、半径30 kmの検出円を、緯度・経度方向に15 kmの間隔で配置し、推定したETASパラメータを用いて、各検出円内における地震発生数のETASモデルによる予測値を計算した。最後に、実際に観測された地震発生数と予測値を比較することで、ETASモデルが説明できない地震活動の活発化を、群発地震として検出した。活発化の検出基準は、Nishikawa & Ide (2018)と同一の基準を用いた。

次に、検出された群発地震活動を、先行研究 (Cruz-Atienza et al., 2021; Xie et al., 2020など) で報告されているSSEの活動と比較した。SSEが未報告の地域では、群発地震活動の震央付近のGNSS観測点の日座標値を確認し、未報告のSSEに起因する可能性のある過渡的な変位の有無を調べた。ゲレロ州におけるGNSS日座標値はCruz-Atienza et al. (2021) に、他の地域の日座標値はNevada Geodetic Laboratory (Blewitt et al., 2018)による。また、小さな過渡的な変位の検出には、Nishimura et al. (2013)の方法を用いた。

解析の結果、2001年から2024年の間に、中米沈み込み帯全域では、合計59の群発地震系列が検出された。ゲレロ地震空白域、メキシコ・チアパス州の沖合、コスタリカとパナマの国境のブリカ半島付近では、同一の検出円において、群発地震系列が4回または5回繰り返して検出された。59の群発地震系列のうち4系列は、2002年、2006年のゲレロSSEと、2014年のニコヤ半島SSEの発生期間と時空間的に近接して発生していた。これらの群発地震活動は、SSEによって誘発された可能性がある。加えて、未報告のSSE候補もいくつか見つかった。ニコヤ半島では、2022年に発生した群発地震系列の期間中に、付近の複数のGNSS観測点で数センチメートルの南向きの変位が観測された。同様に、ブリカ半島付近では、群発地震活動に伴い、付近の複数のGNSS観測点で約1 cmの南向き変位が観測された。また、チアパス州の沖合では、5つの群発地震系列が同じ地域で繰り返し検出され、そのうち4系列では、沿岸のGNSS観測点で数ミリメートルの南向き変位が観測された。本研究の結果は、中米沈み込み帯において、SSEが中規模地震の群発活動を誘発している可能性と、群発地震活動を伴う未報告のSSEが存在する可能性を示唆する。

© The Seismological Society of Japan

A Hawkes Process Model for Tectonic Tremors Considering Spatial Interactions and Long-Term Periodicity

*Seiya Yano[1], Satoshi Ide[1], Shunichi Nomura[2]

1. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo, 2. Graduate School of Accountancy, Faculty of Commerce, Waseda University

スロー地震は, 通常の地震に比べて非常にゆっくりとした滑りや変形を伴う現象であり, 各地のプレート境界で観測されている. その発生パターンはプレート境界の応力変化や環境変化を反映していると考えられており, 巨大地震との関連性も指摘されている (e.g., Obara & Kato, 2016; Warren-Smith et al., 2019). したがって, スロー地震の発生パターンをモデル化することは, スロー地震と通常の地震との関係を解明し, プレート境界の状態をリアルタイムにモニタリングするための重要な基礎情報となる. 特に, 地震学的手法によって2-10 Hz程度の帯域で観測されるテクトニック微動や低周波地震は, 他のスロー地震と比べて検出頻度が高く, 震源決定精度も優れているため, スロー地震の詳細な時空間発展を明らかにし, プレート境界の不均一性を議論するための手掛かりとなる (e.g., Bartlow et al., 2011; Yabe & Ide, 2014; Frank et al., 2015).

テクトニック微動は時空間的に密集して発生する傾向があり, さらにそのクラスターが準周期的に現れることが知られている. Ide & Nomura (2022) やNishikawa (2024) は, 地域ごとのテクトニック微動の準周期的な発生様式を, 数十秒から1日程度の周期を持つ短期的な繰り返しと, 数十から百日程度の周期を持つ長期的な繰り返しの双方を組み込んだ更新過程を用いてモデル化した.

一方で, テクトニック微動の空間分布は一般に不均一であり, 数kmから数十km, 数十分から1ヶ月程度にまで及ぶ多様な時空間スケールでの移動現象も報告されている. また, その移動方向や速度も完全にランダムではなく, 地域や時間スケールに依存する (e.g., Shelly et al., 2007; Ghosh et al., 2010; Ide, 2010). 地域ごとの特徴に加えて，このような特徴的な時空間スケールでの移動現象をモデルに取り組むことで，時空間発展の予測可能性が向上することが期待される. そこで本研究では, テクトニック微動の時間的特徴と空間的特徴を同時に表現するために, 周辺領域で発生したイベントの影響も考慮したホークス過程を用いることで, テクトニック微動の活動をモデル化した.

テクトニック微動のカタログはYano & Ide (2024) の手法を用いて構築した. この手法は, 従来のエンベロープ相互相関法に, 教師なし学習のクラスタリング手法を組み合わせることで, より客観的なテクトニック微動の検出を可能にした手法である. 解析対象は2004年4月から2013年12月までの約10年間で西日本において発生したテクトニック微動とし, Hi-netのデータを用いて検出を行った.

検出したテクトニック微動を, 平面で近似したフィリピン海プレートに投影し, その平面上を半径2.5 kmの円に内接する正六角形のグリッドで分割した. それぞれの正六角形領域では, 1. 領域内のランダムな偶発的効果, 2. 領域内で発生したイベントによる誘発効果, 3. 隣接領域で発生したイベントによる誘発効果, 4. 領域内の長期的なローディングによる効果, のいずれかによって微動が発生すると仮定した. これら1から4の効果をすべて組み込んだ強度関数に従うホークス過程モデルをFull Modelとする. さらに, 効果1のみのモデル (Random Model), 効果1と2のモデル (Simple Hawkes Model), 効果1, 2, 3のモデル (Interactive Hawkes Model), 効果1, 2, 4のモデル (Loading Model) のように, パラメータ数の異なるモデルを用意した. 各モデルに対して最尤パラメータを推定するとともに, 赤池情報量基準 (AIC) に基づいて比較を行った.

周辺領域からの影響を考慮しない場合, 長期的な繰り返しの効果を含むモデル (Loading Model) は, シンプルなホークス過程モデル (Simple Hawkes Model) と比較して, AICが10程度小さかった. これは, テクトニック微動の時間発展をモデリングする際に, 長期的な繰り返しを考慮することの有効性を示した先行研究 (Ide & Nomura, 2022; Nishikawa, 2024) と整合的である. 長期的な繰り返しの時定数は100から300日程度であった.

さらに, 一部の領域では, 周辺からの効果を考慮したモデル (Interactive Hawkes Model) や, すべての効果を取り込んだモデル (Full Model) のAICが, Simple ModelやLoading Modelのそれに比べて200程度と大幅に改善した. そのような領域は, 10から30 km程度の比較的小規模な移動現象が頻繁に観測される領域と一致してい

© The Seismological Society of Japan

た. また, 周辺領域から受ける影響の大小には, 空間不均一性や非対称性が存在し, それらはテクトニック微動の小規模なクラスター分布や移動方向と調和的な場合も見られた.
本研究のモデルを用いることで, テクトニック微動の時間的, 空間的な特徴を同時にモデル化し, 数km程度の空間スケールまで考慮した予測モデルを構築することができるかもしれない.

© The Seismological Society of Japan

Detection of earthquake swarms off the Boso Peninsula and investigation of the association with small slow slip events

*Ryo Yoshimura[1], Tomoaki Nishikawa[2], Takuya Nishimura[2]

1. Kyoto Univ., 2. DPRI

はじめに

明確な本震を伴わない地震発生レートの増加を群発地震と呼ぶ(e.g., Mogi, 1963)。群発地震は、火山活動が活発な地域や沈み込み帯、トランスフォーム断層など、陸海域問わず様々な場所で発生する。群発地震は、地殻流体の移動やスロースリップイベント（SSE）等の過渡的な非地震性現象によって引き起こされるとされ（e.g., Nishikawa & Nishimura, 2023）、群発地震の検出は、非地震性現象と地震活動の関係を明らかにする上で重要である。

本研究は、ETASモデル（Ogata, 1988; Okutani & Ide, 2011）と赤池情報量規準（AIC; Akaike, 1974）に基づく、シンプルな群発地震検出手法を開発した。そして、その手法を房総半島沖の地震活動に適用した。本発表では、その結果を報告する。

手法

ETASモデルは、ある時刻tの地震発生レート($\lambda(t)$)を、定常的な背景地震発生レート(μ)と、大森・宇津の余震則(e.g., Utsu, 1957)に従う余震発生レート
($\Sigma_{ti<t} K\exp\{\alpha(M_i-M_c)\}/(t-t_i+c)^p$)の和で表す。ここで、$t_i$と$M_i$は、$i$番目の地震の発生時刻とマグニチュードである。また、αは余震発生レートのマグニチュード依存性、cは地震発生直後の地震発生レートに関係する時定数、Kは余震発生レートの大きさを決める係数、pは余震発生レートの減衰のべき指数、M_cは最小マグニチュードである。モデルパラメータは、μ, α, c, K, pの5つである。

本研究では、Okutani & Ide (2011)により群発地震活動を考慮し改良されたETASモデルを参考に、群発地震発生期間における背景地震発生レートの増分を$\mu_1(t)$として群発地震活動を考慮した新たなモデルを作成した。$\mu_1(t)$は、群発地震により増加した地震の個数(N_{sw})と正規化されたガウス関数($1/(2\pi T_{sws}^2)^{1/2}\exp\{-(t-T_{swc})^2/(2T_{sws}^2)\}$)の積で表す。ここで、$T_{swc}$は群発地震中の背景地震発生レートのピーク時刻、$T_{sws}$は正規化されたガウス関数の標準偏差であり、$N_{sw}$と$T_{sws}$は新たなパラメータである。

また、本研究では、群発地震中の背景地震発生レートのピーク時刻T_{swc}を1日ごとにグリッドサーチを行い、新たなモデルパラメータとした。そして、群発地震を考慮したモデルと、オリジナルのETASモデルのAICの差（ΔAIC）が-2以下になる日付を抽出し、その日付を群発地震中の背景地震発生レートのピークの日付とみなした。パラメータの推定には最尤法を用いた。

データ

次に本研究は、SSEに伴う群発地震活動の発生が知られている、相模トラフ房総半島沖を中心とした深さ0-50kmの領域（北緯34.8°から35.6°、東経139.9°から140.9°）において、群発地震検出を実施した。解析期間は2000年１月１日から2010年12月31日の11年間とした。この期間は、2002年10月と2007年8月のSSEに伴う群発地震活動を含む。震源データには気象庁一元化震源カタログを用い、マグニチュード2.0以上の地震を解析に使用した。

結果

解析の結果、ΔAICが-2以下かつ最小となる日付が16日抽出され、そのうちΔAICが特に大きく減少した日付（-10以下）が5日あった。その5日のうち2日は、2002年と2007年のSSEに伴う群発地震活動に対応した。残

© The Seismological Society of Japan

り3日は、東京湾と房総半島南東部における狭い領域で発生した群発地震に対応した。これらの群発地震活動は、いずれもフィリピン海プレート上面のプレート境界面付近で発生した。

本手法は、既知の群発地震活動に対応するΔAICの顕著な減少を検出することができた。これは、本手法の有用性を支持する。また、本手法は、先行研究では未報告の群発地震活動に対応するΔAICの減少も検出した。これらの中で、少なくとも3系列の地震活動はより小規模なSSE（Nishimura, 2021）と時空間的に近接して発生していた。加えて、既知のSSEに伴って発生した群発地震と似た震源分布をもつ群発地震系列も検出した。しかし、この地震系列と、時空間的に近接したSSEは報告されていない。新たに検出された群発地震の中には、未報告の小規模なSSEと関連するものが存在する可能性もあり、GNSSデータなどの測地観測データを用いた更なる調査を予定している。

© The Seismological Society of Japan

Modeling for seismicity modulated during megathrust earthquake cycles in the Kanto region, using Coulomb stress change

*Tsukasa Mitogawa[1], Takuya Nishimura[2]

1. Pacific Consultants Co., LTD., 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

関東地方周辺では，過去の地震履歴から元禄関東地震及び大正関東地震といった相模トラフ沿いの海溝型大地震の前にM7程度の地震が複数回発生したことが知られている（中央防災会議，2013）．このように，その地域を代表する断層での大地震が長期間に渡ってその周辺の地震活動に影響を与えるような傾向は，西南日本やサンフランシスコ湾岸地域でも観測されている．多くの先行研究では，観測された地震活動の時間変化を説明するための指標としてクーロン破壊応力変化（CFS）が使用され，その有効性が実証されてきた（例えば，Hori and Oike，1999）．本研究では，相模トラフ沿いの海溝型大地震サイクルの応力変化が関東地方周辺の地震活動の時間変化に与える影響をΔCFSに基づいて評価した．
モール・クーロンの破壊条件では，クーロン破壊応力（CFS）が断層強度を超えた時に地震が発生する．多数の断層からなる断層群があり，それぞれの断層におけるCFSが0から断層強度まで一様に分布している場合，単位時間あたりの地震発生数はクーロン応力の増加速度に比例する（例えば，Ader et al.，2014）．そのため，単位時間あたりのCFSの過去の最大値からの増分をクーロン破壊速度（CFR）と定義すると，CFRが大きいほど地震の発生頻度が高まると言える．
応力の計算領域は，東経138.4～142度，北緯34.4～36.6度，深さ０～80kmの範囲とし，多様な地震メカニズム解を考慮するために，1997年から2023年の期間のM3.5以上のF-netのメカニズム解（福山ほか，1998）に対して1年間隔のCFRを計算した．ただし，計算負荷を低減するために計算領域内の格子点（0.2°間隔）上で応力テンソルを計算し，セントロイド位置が最も近い格子点の応力テンソルを用いて各メカニズム解に対するCFRを近似した．
媒質は半無限マクスウェル粘弾性層の上に厚さ60 kmの弾性層がある２層構造を仮定し，応力変化の計算には粘弾性応答の半解析解（Fukahata and Matsu’ura，2006）のソースコードを使用した．粘弾性層での粘性率は1.0×10^{19} Pa sとし，この時のマクスウェル緩和時間は約5.28年である．応力源は，相模トラフ沿いの海溝型大地震サイクル，2011年東北地方太平洋沖地震，長期的な定常応力載荷の3つを考慮した．相模トラフ沿いの固着による応力変化は，Nishimura et al.（2018）のバックスリップ速度のうち，深さ30 km以浅をバックスリップで与えた際の時間無限大の解を定常成分として累加する．相模トラフ沿いの海溝型大地震は，200年毎に1923年大正関東地震と同規模程度の大地震（以降，大正型地震とする），1800年ごとに1707年元禄関東地震と同規模程度の大地震（以降，元禄型地震とする）が発生し，元禄型地震の発生時には大正型地震は発生しないものと仮定した．元禄型地震のすべり域はバックスリップ領域の全域，大正型地震のすべり域は東経約140度以西の領域に対して，地震間に蓄積したバックスリップを全て解放するように地震時すべりを与えた．次に，2011年東北地方太平洋沖地震による応力変化は，茨城県沖の最大余震を含む4つの矩形断層モデルを仮定し，地震時すべりを与えた．最後に，長期的な定常応力載荷は，CFS速度を1 kPa/yearとして与えた．これらの応力源を考慮して，各メカニズム解に対する地震サイクル中の1年毎のCFRの時間変化を計算した．
1923年大正関東地震から次の海溝型大地震までの地震活動を評価するために，本モデルの地震サイクルの中における元禄型地震の次の大正型地震からの200年間ついて着目した．空間的なCFRの時間変化の傾向を調べるために，1年毎に各メカニズム解のCFRを最近傍の格子点上で累積し，さらに同一緯度経度の格子点のCFRを合計することで，水平格子点上のCFRの時間変化を計算した．各水平格子点上の1年毎のCFRを50年間隔で累積すると，大正型地震から150年後以降（西暦2073年から2123年に相当）で伊豆半島東方沖付近や東京都及び神奈川県西部でCFRが急激に増加する傾向にあることが分かった（Fig. 1）．ただし，本モデルでは長期的な定常応力載荷としてCFS速度を一律1 kPa/yearで仮定しており，伊豆マイクロプレートの境界となっている伊豆半島東方沖付近のような地域では，地震活動の時間変化の傾向を正しく評価できていない可能性が考えられる．今後の課題として，このような応力載荷速度の地域的な違いを考慮する必要があると考えら

© The Seismological Society of Japan

れる．

謝辞：本研究は，京都大学・東京工芸大学・清水建設・大崎総合研究所の共同研究「レジリエンス＆サステナビリティを考慮した建物性能評価」の一部として実施しました．また，粘弾性応答の計算には深畑幸俊教授から頂いたプログラムを改変して使用しました．メカニズム解のデータは防災科学技術研究所（F-net）を使用しました．図の作成にはGMT6（Wessel et al.，2019）を使用しました．ここに記して感謝いたします．

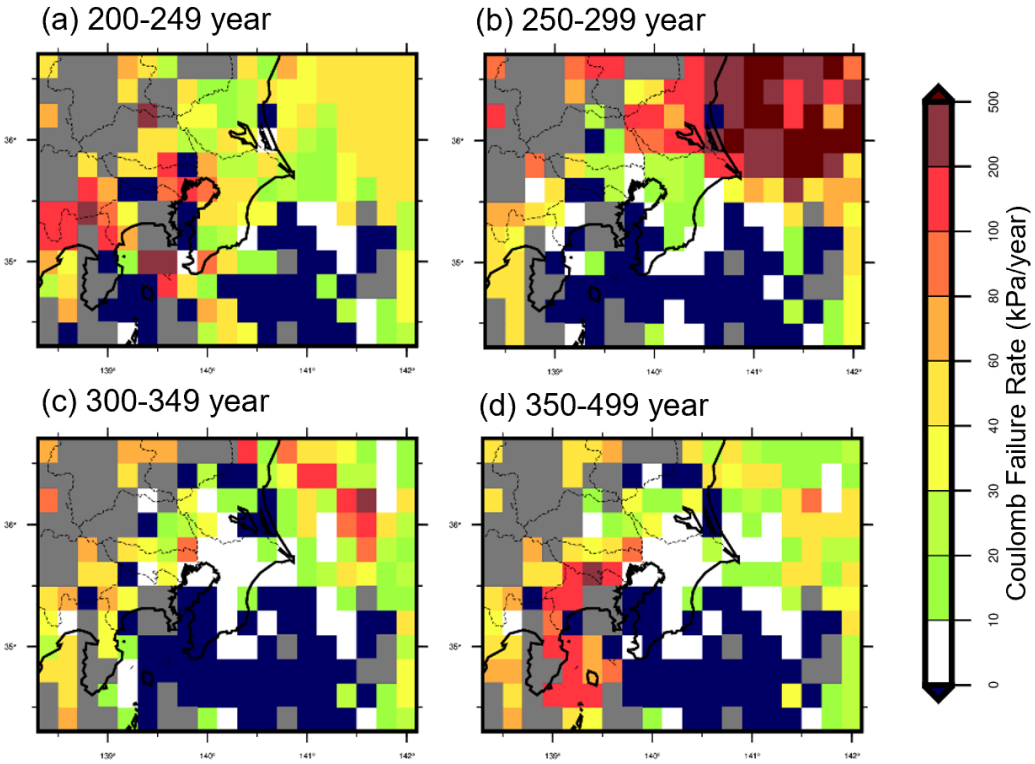


Fig. 1 Accumulation of the Coulomb failure rate every 50 years in the Kanto region. (a) to (d) show the time elapsed since the Genroku-type earthquake. The dark blue color indicates that the Coulomb failure rate has never been positive in the 50-year period.

© The Seismological Society of Japan

Japan M5 or over forecast for 2025 based on rate/state stress transfer projects strong influences of the 2011 M 9.0, 2024 M 7.5 and M 7.1 events

*Shinji TODA[1], Ross S Stein[2]

1. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2. Temblor Inc.

We contend that there is sufficient evidence that earthquakes promote and inhibit failure on nearby faults, a process governed principally by, whose effect decays with time. We reproduce the time decay and non-linearity of the response of seismicity to stress changes by rate/state friction (Dieterich 1994). Instead of calculating the stress on mapped faults, here we calculate the stress imparted to background focal mechanisms, because wherever there is a focal mechanism, a fault must exist and has indeed slipped. In rate/state friction, stress increases amplify the background seismicity rate, and stress decreases suppress it, and so the background seismicity model is crucial to the calculation. We have experimented with both the GEAR1 earthquake rate model (Bird et al 2015) and the observed JMA background rate for a sufficiently long period above the magnitude of completeness. We use the 200 M 6.0 earthquakes since 1995 as the sources of stress, represented by published or USGS finite fault models, or point sources if the events lack finite fault models. We calculate annual retrospective forecasts of M5 earthquakes for the years 1995-2023 in and around four main Japan’ s islands ranging of longitudes 128˚-148˚ and latitudes 30˚ - 46˚. To score the skill of these models, we devised a new metric which measures the difference between the observed and forecast cumulative number of events. In more than half of the testing years, the rate/state Coulomb model for a given year using JMA background outperforms the JMA background itself (the average behavior), and it also outperforms the GEAR1 model background, or the rate/state Coulomb model that uses GEAR1 to amplify the stress changes. This probably arises because GEAR1 includes ˜100 Tohoku aftershocks, whereas the JMA background does not. We then present prospective forecast for 1 Jan –31 Dec 2025.

© The Seismological Society of Japan

Room B | Regular session：S09. Statistical seismology and underlying physical processes

Tue. Oct 22, 2024 1:30 PM - 3:00 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 4:30 AM - 6:00 AM UTC | Room B Medium-sized Conference room 301 (3F)

[S09] PM-1

chairperson:Yuta Mitsui(Faculty of Science, Shizuoka University), Takao Kumazawa(Institute of Statistical Mathematics)

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

[S09-23] Global investigation of foreshock acceleration prior to large earthquakes

*Kai Koyama[1], Tomoaki Nishikawa[2], Takuya Nishimura[2] (1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S09-24] Nonstationary ETAS model: How it works for external forcing

*Takao KUMAZAWA[1], Yosihiko Ogata[1] (1. The Institute of Statistical Mathematics)

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

[S09-25] Inverse analysis of non-uniform seismic data by ETAS model

*Yosihiko OGATA[1] (1. The Institute of Statistical Mathematics)

2:15 PM - 2:30 PM JST | 5:15 AM - 5:30 AM UTC

[S09-26] Seismicity before and after the February 6, 2023 *M*7.8 and *M*7.5 earthquakes in Turkey

*Kazuyoshi Z. NANJO[1,2,3,4], Takao Kumazawa[3], Jun Izutsu[5,1], Takane Hori[4,1], Toshiyasu Nagao[6,1], Kazuo Oike[1] (1. University of Shizuoka, 2. Shizuoka University, 3. Institute of Statistical Mathematics, 4. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 5. Chubu University, 6. Tokai University)

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

[S09-27] Expansion rate of aftershock zones and b-value for magnitude 7-class earthquakes around Japan: characteristics of interplate earthquakes

*Yuta MITSUI[1], Yuya UTAGAWA[2], Ayaka MIYAMOTO[3] (1. Faculty of Science, Shizuoka University, 2. Formerly at Faculty of Science, Shizuoka University, 3. Formerly at Graduate School of Science, Shizuoka University)

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

[S09-28] Relationship with aftershock number and source region area

*Tetsuo Hashimoto[1], Takashi Yokota[2] (1. NIED, 2. AIT)

Global investigation of foreshock acceleration prior to large earthquakes

*Kai Koyama[1], Tomoaki Nishikawa[2], Takuya Nishimura[2]

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

大地震の前駆現象に関する研究は、地震の予測可能性を議論する上で極めて重要である。特に、大地震前に発生する前震活動は、これまで活発に研究されてきた。例えば、Bouchon et al. (2013)は、環太平洋のプレート境界で発生する大地震多くで、その直前に前震発生数が加速度的に増加したと主張した。また、Nishikawa & Ide (2018)は、2008年に茨城県沖で発生したM6.9のプレート境界地震の数日前に、加速的な前震の群発活動があったと報告している。さらに、数値シミュレーションや室内岩石実験においても、大地震の直前に前震発生数が加速度的に増加することが示唆されている(McLaskey, 2019; Ito & Kaneko, 2023など)。しかし、Bouchon et al. (2013)に関しては、地震活動のクラスタリングの影響を十分に考慮できていないことなどが、その後、批判されている(Felzer et al., 2015)。また、Nishikawa & Ide (2018)も、解析対象が茨城県沖の地震活動に限られており、同様の加速現象が、他の大地震においてどの程度一般的であるのかは不明である。

そこで、本研究では、世界標準の地震活動統計モデルであるETASモデル（Ogata, 1988）を用いて、大地震前の前震活動について全世界的調査を実施した。前震活動を評価するために、数値シミュレーションや岩石実験の結果を参考に、大地震前の前震活動の加速を表す項(=$L/(T_{eq} - t + d)^q$)をETASモデルに新たに加えた。この項は、逆大森則に類似しており、大地震（本震）発生時刻に至るまでの地震発生レートの加速を記述する。ここで、tは時刻、T_{eq}は本震発生時刻、L, d, qは新たなモデルパラメータである。

さらに、本研究では、上記のモデルに基づき、前震活動の特徴を定量化する新たな指標を定義した。まず、地震発生時刻における地震発生レート（定常な背景レート、余震発生レート、前震発生レートの合計）のうちの前震項の割合を評価することで、「前震確率」（各地震が前震項から生じた確率）を定義し、それを各地震に対して計算した。次に、計算された前震確率が50%を上回る地震を前震と定義し、その個数を「前震個数」とした。また、本震発生時刻から遡り、全前震の半数が含まれる期間を「前震50%期間」と定義し、前震活動を特徴づける時定数とみなした。以降の解析では、前震個数と前震50%期間を用いて、前震活動を定量化する。

本研究では、上記の新たなモデルと指標を、ANSS地震カタログに記載されている、2000年から2024年に発生した全世界のM6.5以上の大地震（366個）に適用した。具体的には、大地震の震央から100km以内で、大地震前の10年以内に発生したM4.5以上の地震の活動を解析した。ここで、解析対象とは別の大地震の余震活動による影響を排除するため、Maeda (1996)の余震活動継続時間に関する式を用いて、対象の大地震が、それよりも大きな地震の余震活動期間内に発生していた場合は、解析から除外した。

その結果、366個の大地震のうち、18個（約4.5%）の大地震の前に、前震活動の加速現象と解釈できる活動が観察された。ここでは、前震個数が5個以上、前震50%期間が10日未満となった前震活動を、顕著な加速を示すものと評価した。例えば、Nishikawa & Ide (2018)で解析された、日本海溝沈み込み帯における2008年の茨城県沖の地震や、2008年にバヌアツ沈み込み帯で発生したM7.3のプレート境界地震は、特に顕著な前震活動の加速を示した。2008年の茨城県沖の地震は前震個数15個、前震50%期間0.025日を記録し(L=0.42, d=0.042日, q=2.1)、2008年のバヌアツの地震は前震個数10個、前震50%期間0.05日を記録した(L=0.73, d=0.061日, q=1.7)。また、バヌアツ沈み込み帯では、前震活動の加速現象と解釈できる現象が、他にも多数見られた。

上記の解析に加えて、地震活動の加速現象が大地震前に特有の現象であるか検証するために、小地震前の地震活動に対しても同様の解析を現在実施している。また、加速現象の偶然性を評価するため、ETASモデルから合

© The Seismological Society of Japan

成された地震カタログに対しても同様の解析を実施予定である。

以上のように、本研究は、前震活動の特徴を定量化し、評価するための新たな解析の枠組みを提案するとともに、全世界の前震活動の特徴を明らかにするものである。

© The Seismological Society of Japan

Nonstationary ETAS model: How it works for external forcing

*Takao KUMAZAWA[1], Yosihiko Ogata[1]

1. The Institute of Statistical Mathematics

The stationary ETAS (epidemic type aftershock sequence) model is based on important empirical laws in aftershock statistics with a self-similar feature, and is therefore useful for the statistical analysis of many common earthquake occurrence series. However, as earthquake catalogs become richer, the non-stationarity arising from geophysical heterogeneity becomes more pronounced. This presentation discusses the utility of a model that assumes time dependence of the first two ETAS parameters, which are sensitive to the short-term prediction. The inversion analyses of the nonstationary ETAS model show heuristic results for swarm earthquakes and complex mainshock-aftershock-type seismicity. The case studies demonstrate how these parameters change quantitatively in swarm seismicity associated with slow slips, increases in pore fluid pressure such as magma and hydrothermal fluids, stress changes associated with earthquake motion, and interseismic induced effects due to geological properties.

© The Seismological Society of Japan

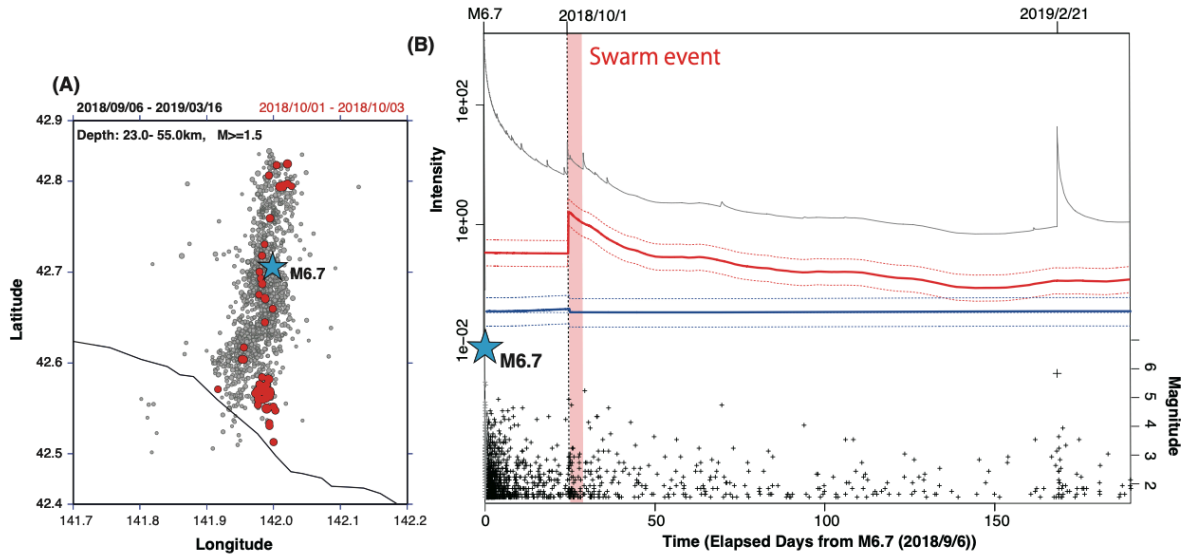


Fig.1 Hokkaido Iburi earthquake of M6.7, 2018 and aftershocks with swarms.

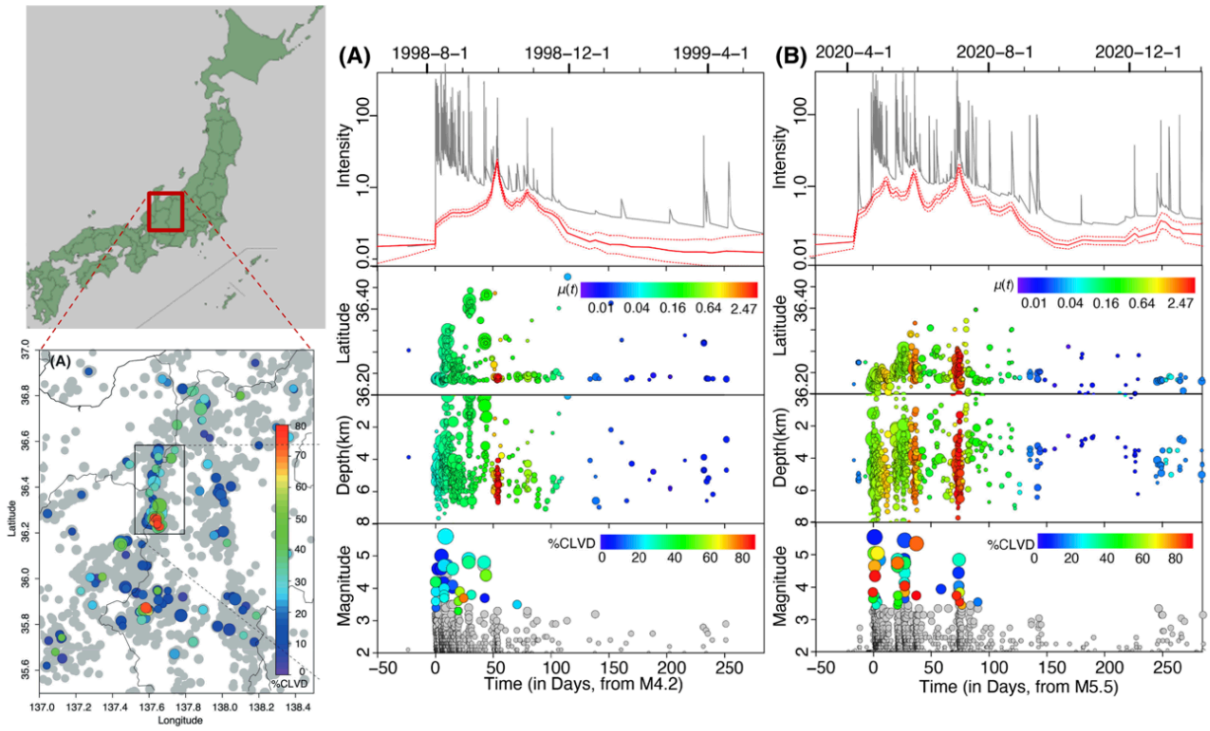


Fig.2 Nagano-Gifu earthquake swarms in 1998 and 2020.

© The Seismological Society of Japan

Inverse analysis of non-uniform seismic data by ETAS model

*Yosihiko OGATA[1]

1. The Institute of Statistical Mathematics

地震カタログデータが豊富になるにつれて、地震発生パターンの地域性や不均質性が顕著になり、それらを検出することが難しくなっている。特に大地震発生直後や活発な群発活動の地震データは非常に不完全である。例えば大・中地震が発生すると、後続地震のうち最大のものは、直後に発生する可能性が高い。

したがって、下限マグニチュードを出来るだけ低くとって地震の直後に予想される余震の規模分布と頻度分布を正確に予測することは、地震発生の物理的要因の解明や緊急時のリスク軽減にとって重要である。したがって、地震活動モデルのパラメータを決定する際には、カタログの不完全性という問題に適切に対処する必要がある.

そのため、地震の検出率モデルや定常・非定常ETASモデルなどの高次元の多パラメータモデルの逆問題を解くベイズ手法の助けを借りなければ、地震活動探求を極めることは難しい。例えば、余震活動や群発地震活動は、静的トリガーのみならず動的トリガーによって引き起こされる例が多い。大地震の直後や群発地震には、流体の貫入によってETASモデルのバックグラウンド率が急激に上昇したり、ゆっくりしたすべりと同調したりすることがある。このような量的変化の逆問題を高い精度で捉えるためには、大地震直後や活発な群発活動中のカタログ欠損率のモデル化を検討することが有効である。

本手法のポイントは、

(1) 地震データの検出率（欠測率）の時間変化を明らかにすること、

(2) ETASモデルについては、欠測地震を補完する発生率を偏りなく推定すること、

(3) 本震・余震活動中の群発型成分の有無を確認し、流体間隙水圧やスロースリップの関与の定量的な時間変化を可視化することである.

キーワード： ・Gutenberg-Richterマグニチュード分布、・地震マグニチュードの検出率モデル、・定常および非定常ETASモデル、・平滑化制約のベイズモデル、・赤池ベイズ情報量基準（ABIC）

© The Seismological Society of Japan

Seismicity before and after the February 6, 2023 *M*7.8 and *M*7.5 earthquakes in Turkey

*Kazuyoshi Z. NANJO[1,2,3,4], Takao Kumazawa[3], Jun Izutsu[5,1], Takane Hori[4,1], Toshiyasu Nagao[6,1], Kazuo Oike[1]

1. University of Shizuoka, 2. Shizuoka University, 3. Institute of Statistical Mathematics, 4. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 5. Chubu University, 6. Tokai University

On February 6, 2023 (UTC), a devastating *M*7.8 earthquake struck the East Anatolian Fault zone (EAFZ) bounding the Arabian and Anatolian tectonic plates. Nine hours later, a *M*7.5 earthquake occurred about 90 km NNW of the initial *M*7.8 earthquake. We provided a report on seismicity before and after the *M*7.8 and *M*7.5 earthquakes. To create it, we used three earthquake catalogs created by the Disaster and Emergency Management Authority (AFAD), Lomax (2023), and Kwiatek et al. (2023), to demonstrate that the result does not depend on the choice of catalog.

One feature of the seismicity before the *M*7.8 and *M*7.5 earthquakes is the 2020 *M*6.8 earthquake. Aftershocks since the *M*6.8 earthquake suggest that the south end of the *M*6.8 rupture was close to the north end of the *M*7.8 rupture. Another feature was the occurrence of two seismic swarms on and around the fault segment, from which the *M*7.8 rupture had initiated. On this segment, an area of a large slip (~1.3 m) overlapped with one of the swarms. The swarms began in mid-2022, and statistical analysis using the Epidemic-Type Aftershock Sequence model revealed that the occurrence rate after the start of the swarms (1.3 events of *M*1.5+ per day) was significantly larger than that before it (0.3 events of *M*1.5+ per day). We also observed a clear decrease in the Gutenberg-Richter *b*-value since the start of the swarms. This infers an increase in stress, assuming that the *b*-value is negatively correlated with differential stress.

We pointed out three features pertaining to seismicity after the *M*7.8 and *M*7.5 earthquakes. The first feature is the lack of post-*M*7.5-quake seismicity at the zone of increase in Coulomb stress imparted by the *M*7.8 and *M*7.5 earthquakes beyond the north end of the *M*7.8 rupture, noting that this area, which lacked seismicity, closely matched the area of the *M*6.8 rupture. The second feature is that due to stress transfer by the *M*7.8 and *M*7.5 quakes, future rupture was promoted around the south end of the *M*7.8 rupture, where the largest aftershock of *M*6.4 occurred on February 20, 2023. A map view that shows data of post-*M*7.5-quake seismicity until immediately before the *M*6.4 earthquake reveals a zone of low *b* -values around the future hypocenter. That zone coincided remarkably with the region where future rupture was promoted. The third feature is based on a comparison between the distribution of *b*-values based on seismicity after the *M*6.4 earthquake and the distribution of the faults of the *M*7.8 and *M*7.5 earthquakes. The spatial pattern in *b* generally shows high *b*-values around the causative faults (indicative of stress relieved by these earthquakes), except for two zones beyond the north end of the *M*7.8 rupture: one is the rupture area of the 2020 *M*6.8 earthquake and the other is a part of the EAFZ farther to the north, beyond the *M*6.8 rupture area. We will tackle the question of whether these two zones may show future activation.

© The Seismological Society of Japan

Expansion rate of aftershock zones and b-value for magnitude 7-class earthquakes around Japan: characteristics of interplate earthquakes

*Yuta MITSUI[1], Yuya UTAGAWA[2], Ayaka MIYAMOTO[3]

1. Faculty of Science, Shizuoka University, 2. Formerly at Faculty of Science, Shizuoka University, 3. Formerly at Graduate School of Science, Shizuoka University

本震後の余震数が経過時間のべき乗に従って減少する(e.g., Utsu, 1961)一方、余震の空間的範囲は経過時間の対数におよそ比例して拡大する(e.g., Peng and Zhao, 2009)ことが経験的に知られている。前者(大森ー宇津則)については、多くの本震に関してパラメータの比較研究が行われてきたが、後者については、個別の本震に関しての研究がほとんどである。

本研究では、日本列島周辺で発生したマグニチュード7級地震を対象として、余震域の拡大速度（対数時間における）を評価し、比較する。拡大速度の定量的評価は、実は困難な問題である。我々は、余震域の時空間的上限を既存のスケーリング関係(Gardner and Knopoff, 1974)を用いて制約し、その範囲内で本震直後からの余震発生端の位置を対数時間に対して回帰する、という単純な手法を導入した。25個の本震に対して、同手法による推定を行った。

余震域拡大速度と比較するためのパラメータとして、余震のマグニチュード頻度分布におけるb値(Gutenberg and Richter, 1944)を推定した。b値の推定は、カットオフマグニチュードMcの影響を受けやすい。Mcが時間変化すると考えられる余震の場合、推定精度が大きな問題となる。そこで、マグニチュードの差の頻度分布に基づくb-positive法(van der Elst, 2021)を導入した。その結果、時間経過に伴う余震域内のb値変化が軽減されることを確認し、安定した推定が行えていると判断した。

余震域拡大速度とb値の推定結果を比較した。データが少なくなってしまう問題はあるが、本震をプレート境界地震に限った場合、両者の間に負相関が見られた。b値と背景差応力との間の負相関(e.g., Scholz, 2015)を仮定すると、余震域拡大速度と本震後の差応力との間に正相関があることが示唆される。この傾向は、プレート内部で発生した本震には見られなかった。なお、プレート境界地震の結果を詳細に見ると、b値が低く(差応力が高く)余震域拡大速度が速かったのは、マグニチュード8を超える大きなプレート境界地震(2003年十勝沖地震、2011年東北地震)の震源域周辺であった。これらの領域は、プレート境界上の他領域に比べ、高い差応力がかかっている可能性がある。

余震域の拡大速度は、差応力以外にも温度・圧力条件や間隙流体など様々な要因に影響され得ると考えられるが、それらをサポートする結果は本研究では得られなかった。

参考文献:

Mitsui Y. (2024) Earth Planets Space, https://doi.org/10.1186/s40623-024-02035-2
Mitsui Y. et al. (2024) Prog. Earth Planet. Sci., https://doi.org/10.1186/s40645-024-00638-7

© The Seismological Society of Japan

Relationship with aftershock number and source region area

*Tetsuo Hashimoto[1], Takashi Yokota[2]

1. NIED, 2. AIT

(1)余震数と断層面積の関係の定式化

地震の断層の広がりを余震分布から求めると，その面積が広いほど余震数が多いことに気づく．これに関しては，清野(1977)やYamanaka & Shimazaki(1990)などで研究されている．ここでは，断層面積と余震数の関係について，最近の地震を含めて，定式化を検討した．マグニチュード(M)と断層面積(S，km^2)の関係については，次式で示される．

M＝logS+4.01・・・【A式】

Kanamori(1977)による地震モーメント(Mo)はモーメントマグニチュード(Mw)との関係は

logMo=1.5Mw+9.1【①】，ここではMw＝Mとする．一方，Moは弾性定数μ，平均すべり量D，断層面積SとしMo＝μDSであり，ストレスドロップ$\Delta\sigma$，係数cとしてD=$\Delta\sigma$/(cμ)$S^{1/2}$なので，Mo＝($\Delta\sigma$/c)$S^{3/2}$【②】となる．②を①に代入してM＝logS+2/3(log($\Delta\sigma$/c)－9.1)【③】となる．$\Delta\sigma$=3MPa，c=2.5とすると，A式を得る．次に，新たに定式化した余震数と断層面積の関係式

$N(M_{th})=10^{-b(\Delta M+Mth-4.01)}\cdot S^{b}$・・・【B式】

を示す．マグニチュードの下限M_{th}以上の積算余震数$N(M_{th})$，余震のｂ値，及び本震マグニチュードM_x，最大余震M_aで$\Delta M=M_x-M_a$とする．余震のG-R式は$N(M_{th})=10^{A-bMth}$【④】であり，Shcherbakov *et al.* (2004)に倣って，最大余震に④を適用すると$1=10^{A-bMa}$．MxとΔMを用いると$1=10^{A-b(Mx-\Delta M)}$と書け，対数をとって整理すると$M_x=A/b+\Delta M$【⑤】となる．ここで，新たな定式化として，M=Mxとして⑤を③に代入・整理すると，A=$\log S^{b}$-b(ΔM-2/3(log($\Delta\sigma$/c)-9.1)【⑥】，⑥を④に代入・整理すると，$N(M_{th})=10^{-b(\Delta M+Mth-2/3(\log(\Delta\sigma/c)-9.1)}\cdot S^{b}$【⑦】となる．⑦に$\Delta\sigma$とｃの値を代入して，B式が得られる．余震数は断層面積のb乗に比例することが分かる．なお、A式とB式から，$N(M_{th})$とMの関係は

$N(M_{th})=10^{b(M-\Delta M-Mth)}$・・・・【C式】

となる．

(2)解析事例

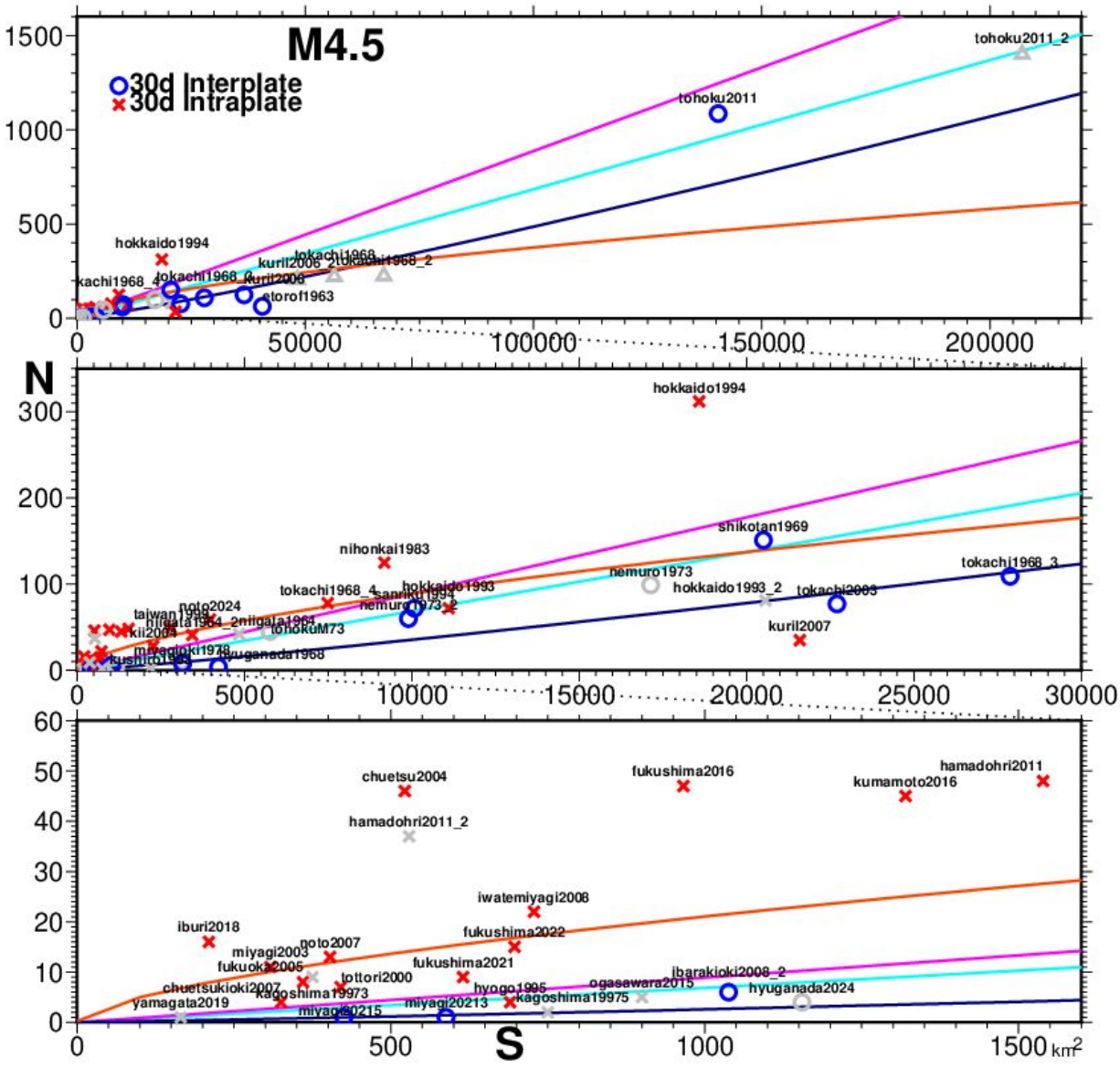
気象庁の震源カタログを利用して，本震発生から24時間以内のM3.5以上の余震分布から，断層面積を推定した．ここでは，単純化して，横ずれ断層は，余震の走向方向の長さと深さ分布からの矩形形状，それ以外は，上から見た余震分布を矩形として，面積を与えた．余震数は30日間としたものを表示する．平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震（東北地震と呼ぶ）では，M_{th}=M4.5とみえ，それぞれの余震活動の比較にはこの値を用いた．ここでは，プレート間地震と内陸地震やスラブ内地震をプレート内地震として分けて解析した．プレート間地震は全体的に活動が低調で，プレート内地震は，それに比べて活発で，ばらつきも大きい．最小二乗法で求めると，プレート間とプレート内では，それぞれ$N=10^{-3.003}S^{1.138}=0.00099S^{1.138}$ [127.8](紺)，$N=10^{-0.5576}S^{0.626}=0.2787S^{0.626}$ [172.1](橙)([]内はAIC)となった．一方，単純に比例するとすると，それぞれN=0.00685S[119.6](水色)，N=0.00887S[173.7](紫紅)なり，プレート間では比例の方が，AICが小さくなる．プレート内では，b値を入れたものの方がよくなる．

(3)考察

定式化したモデルのプレート間とプレート内で，b値は1.138と0.625であり，B式の10のべき数(-b(ΔM＋M_{th}-4.01)は，それぞれ-3.003と-0.5246で，M_{th}が4.5なので，ΔMは2.14と0.38となり，非現実的な値とはなっておらず，実解析においても，定式化されたモデルは概ね妥当なものと考えられる．今回の解析で，Hokkaido1994やChuetsu2004あるいはHamadohri2011やFukushima2016は回帰式から２～３倍程度ずれており，ばらつきとも言えるが，後者の2つの活動は東北地震の影響で，それぞれの断層面積で生じるべき活動以上に余震数が著しく増加していると考えるといいかもしれない．単位面積当たりの余震の生産性がよくなっているわけで，S^{b}に余震活動のｂ値が関わっているとも考えたが，Hamadohri2011の余震活動ではb値が0.766(M_{th}=0.2)で，小さい地震で数を稼いでいるのではなかった．G-R式のA値5.09であり，他の地震に比

© The Seismological Society of Japan

べて，やや大きな値となっている．今後，個別の余震活動のΔσの検討や，それ以外に大森・宇津公式の余震の時間的減衰についても検討する．



Room B | Regular session：S08. Earthquake physics

Tue. Oct 22, 2024 3:15 PM - 5:00 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 6:15 AM - 8:00 AM UTC | Room B Medium-sized Conference room 301 (3F)

[S08] PM-2

chairperson:Nelson Pulido(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience), Toshiko Terakawa(Nagoya University)

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

[S08-01] Broadband frequency rupture process of the 2016 Kumamoto earthquake using the multi-beam back-projection and strong motion records

*Nelson PULIDO[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

3:30 PM - 3:45 PM JST | 6:30 AM - 6:45 AM UTC

[S08-02] Modeling the Stress field around focal area of the 2016 Kumamoto earthquake(Mj7.3), Kyushu, Japan

*Yushi Nagayama[1], Satoshi Matsumoto[2], Takeshi Matsushima[2], Kentaro Emoto[2], Ryunosuke Takayama[1], Taiki Kono[1], Yuta Okuda[1] (1. Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyushu University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University)

3:45 PM - 4:00 PM JST | 6:45 AM - 7:00 AM UTC

[S08-03] Shear Strain Energy Changes in the Coseismic and Postseismic Periods of the 2016 Kumamoto Sequence: Constraints on Background Stress Field

*Angela Meneses-Gutierrez[1], Tatsuhiko Saito[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED))

4:00 PM - 4:15 PM JST | 7:00 AM - 7:15 AM UTC

[S08-04] Background stress in the source region of the 2016 Kumamoto earthquake based on changes in elastic strain energies and stress rotation

*Toshiko TERAKAWA[1], Kimiyuki Asano[2], Yumi Urata[3] (1. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2. Kyoto University, 3. AIST)

4:15 PM - 4:30 PM JST | 7:15 AM - 7:30 AM UTC

[S08-05] A complex rupture sequence of the M_W 7.7 2023 southeast of the Loyalty Islands earthquake

*Asuka Murakami[1], Yuji Yagi[1], Ryo Okuwaki[1] (1. University of Tsukuba)

4:30 PM - 4:45 PM JST | 7:30 AM - 7:45 AM UTC

[S08-06] Rupture Dynamics and Fault Characteristics of the Maidan Fault during the 2024 Mw 7.1 Wushi Earthquake in Xinjiang, China

*Hangyu Gao[1], Yuji Yagi[1], Ryo Okuwaki[1] (1. University of Tsukuba)

4:45 PM - 5:00 PM JST | 7:45 AM - 8:00 AM UTC

[S08-07] Multi-Scale Rate- and Roughness-Dependent Friction Realizes a Variety of Seismic-Aseismic Transitions

*Reiju Norisugi[1], Hiroyuki Noda[1] (1. Kyoto University)

Broadband frequency rupture process of the 2016 Kumamoto earthquake using the multi-beam back-projection and strong motion records

*Nelson PULIDO[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

本研究では、マルチビーム地震バックプロジェクション法と、震源の全方位をカバーするK-NET/KiK-net強震観測網からの震源近傍の強震記録の密集アレイを使用して、2016 年 4 月 16 日の熊本地震 (M7.1) の広帯域周波数 (0.1 ～ 10 Hz) 断層破壊プロセスを推定した。震源からの距離が 100 km 以内の 104 の観測点を選択し、震源周辺の等間隔の角度領域に分散する複数のサブアレイにグループ化した (図 1a)。バックプロジェクションのターゲット領域については、震源の周囲に南西北東方向に伸びる50 x 26 km の面積と地表から深さ20 kmまでのグリッドメッシュ（間隔500m）を構築した (図 1a の黄色で表示)。九州地域のトモグラフィーで得られた3次元S 波速度モデル (Matsubara et al., 2022)に基づいて、各グリッドと観測点ペアーの走時を計算し、到着時刻での速度エンベロープを積み重ねることで、各グリッドとサブアレイのビームパワーを計算した。ここでは、到着時刻は震源時刻と走時の合計として推定される。そして、特定の到着時刻に対するサブアレイビームの 2 乗して、グリッドのビームエネルギーを推定される。断層破壊の時空間過程を調べるため、震源時刻でグリッドエネルギーを0.25秒ごとに25秒まで探索し、到着時刻の前後±1秒のウィンドウ内でエンベロープ振幅の平均として計算される。各到着時刻とグリッドでの合計グリッドエネルギーは、結合されたサブアレイビームエネルギーの積として計算する。さらに、ビームフォーミング中のS/N比を高めるために、N 乗根スタッキング手順を適用した。熊本地震の広域周波数プロセスを調べるために、観測波形を 4 つの周波数帯域 (0.1～0.5、0.5～1、1～5、5～10 Hz) にバンドパス フィルター処理し、水平成分とそのヒルベルト変換をベクトル加算して速度エンベロープを作成した。本研究の結果によると、断層の破壊は最初の 3 秒間の弱い放射で始まり、全破壊時間は 16 秒間続き、日奈久断層と布田川断層領域に沿って 30 km の距離に及んだことが分かった。高周波 (HF) 地震動 (0.5～10 Hz) は、震源周辺の領域から発生し、地表から 10 km の深さまで広がり、3～9 秒間放射された。対照的に、強い低周波（LF）地震動放射（0.1～0.5 Hz）は、HF放射帯の北東の領域から、深さ5 kmより浅いところで11～16秒の間に発生した（図1b）。さらに、低周波放射は主に布田川断層破壊の主断層痕跡とほぼ平行に帯状のように分布しており、これは現地調査で確認された熊本地震の同時性断層破壊痕跡と密接に一致している（図1b）。加えて、西原村小森（JMA）で観測された熊本地震の強震記録は、約0.2 Hz付近で顕著な速度パルスを示した。この記録は布田川主断層痕跡のすぐ近くで観測されたため、本研究で特定された浅い強い低周波放射領域を反映している可能性が高いと考えられる。本研究で提案されたBP手法が、広帯域の破壊プロセスを正確に画像化できることを示している。また、熊本地震の断層破壊の低周波成分と高周波成分が空間的にも時間的にも補完的であることも明らかにし、地震の複雑さを強調している。

© The Seismological Society of Japan

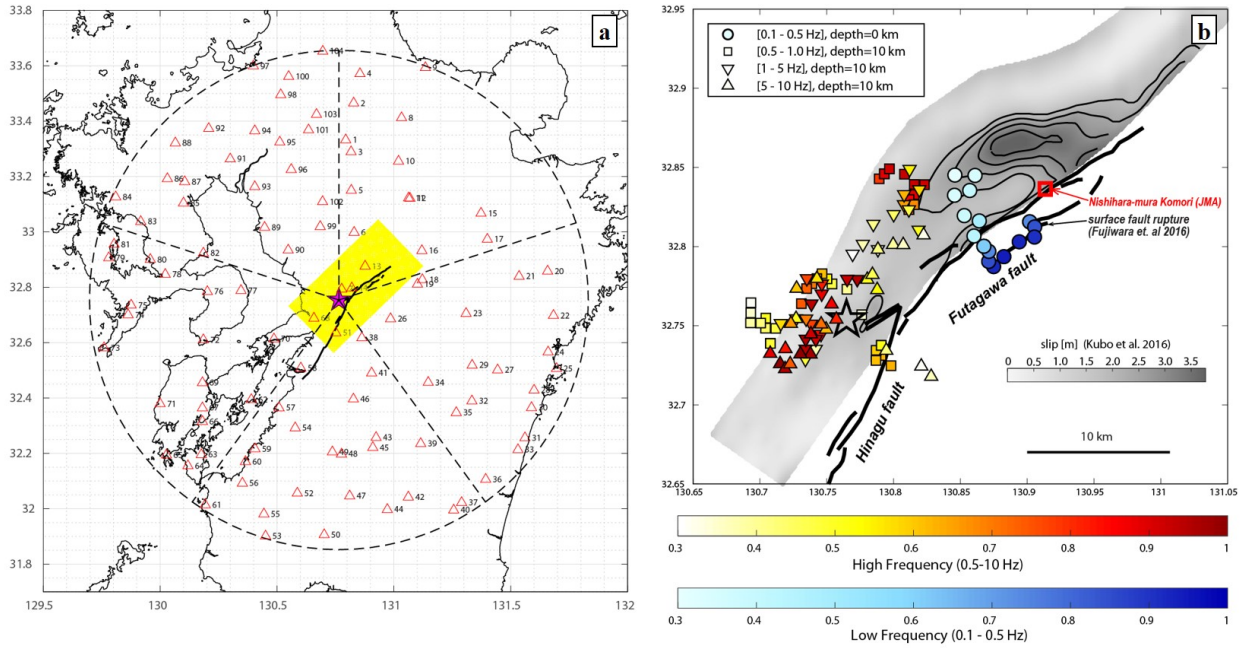


Figure 1 (a) KNET/KiK-net strong motion stations and their clustering used for multi-beam back-projection. (b) High frequency (HF) and Low frequency (LF) ground motion radiation (normalized back-projection grid energy).

© The Seismological Society of Japan

Modeling the Stress field around focal area of the 2016 Kumamoto earthquake(Mj7.3), Kyushu, Japan

*Yushi Nagayama[1], Satoshi Matsumoto[2], Takeshi Matsushima[2], Kentaro Emoto[2], Ryunosuke Takayama[1], Taiki Kono[1], Yuta Okuda[1]

1. Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyushu University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University

九州中部に位置する熊本地方には，北部には別府一島原地溝帯が，南部にはせん断帯が九州を横断する形で存在し，空間的に不均質な応力場が存在することが分かっており(Matsumoto et al., 2015b)，また同じく熊本地方に位置する布田川断層帯と日奈久断層帯の一部は2016年熊本地震の最大前震(Mj6.5)と本震(Mj7.3)の震源域にあたり，地震前後で応力場の時空間変化があったことが示されている(Mitsuoka et al., 2020)．一方，本震域南部の日奈久断層帯南部では未だ大きな破壊が生じていないことから将来大地震が発生する可能性を有しており，このような地震発生場である断層帯周辺の応力状態を把握することは，将来の地震活動を予測するうえで非常に重要である．特に，地震断層に応力集中が生じていたのかどうか，地震断層延長上の断層部での応力状態の把握が必要であると考えられる．そこで本研究では，断層周辺の応力変化を議論する際で重要な地震断層の形状の特定を行い，本震前における断層帯での応力集中度を考慮にいれた，地震前から地震後の一連の期間における2016年熊本地震震源域の応力場のモデル化を試みた．解析には，九州大学地震火山観測研究センターが九州地方に設置している定常・臨時地震観測点に加え，日奈久断層帯周辺に設置している稠密地震観測網である0.01満点地震観測点で得られた地震データを用いた．地震データからはP波極性の読み取りをもとにHASH(Hardebeck and Shearer, 2002)を用いて各地震イベントの発震機構解を決定し，地震モーメントテンソルを計算した．本震断層面はIio et al. (2021)の手法を参考にし，発震機構解のP軸方位角の空間変化から最適な面を決定した．応力場は，Matsumoto et al. (2015a)に基づき，地震前は広域応力と断層帯での応力集中，地震後は地震前応力場と本震断層すべりによる応力変化でモデル化した．パラメータは広域応力を表す偏差応力テンソルの大きさと，断層すべりによる応力変化に対する地震前の応力集中の占める割合の2つである．これらをグリッドサーチにより，各発震機構解の単位すべりベクトルと最大せん断応力方向の単位ベクトルの残差のRMS値が最小となるものを探索し，最適モデルを決定した．広域応力を表す偏差応力テンソルはMatsumoto (2016)の手法により地震モーメントテンソルを足し合わせることで推定し，断層すべりによる応力変化はAsano and Iwata (2021)のすべり分布インバージョンの結果を用いてOkada (1992)の式により計算した．解析の結果，断層帯での応力集中が本震発生前に地震断層にある程度存在するモデルが最適であることが分かった．一方で，このモデルは仮定した広域応力場によって変わり得ることから，地震前後の両期間において空間的不均質性が報告されている熊本地方の広域応力場を適切に推定することが重要であり，今後の課題として挙げられる．

© The Seismological Society of Japan

Shear Strain Energy Changes in the Coseismic and Postseismic Periods of the 2016 Kumamoto Sequence: Constraints on Background Stress Field

*Angela Meneses-Gutierrez[1], Tatsuhiko Saito[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED)

The shear strain energy density allows us to investigate whether stress is accumulated or released in the lithosphere. The energy is released during the occurrence of a large earthquake and the subsequent postseismic period, in the form of afterslip. Using the shear strain energy density, Noda et al. (2020 GRL) investigated the energy changes due to the mainshock of the 2016 Kumamoto earthquake, a large intraplate earthquake sequence that considerably affected the crustal deformation in the area. Their research showed that the shear strain energy patterns strongly depended on the background stress, and the correlation of aftershocks with the areas of shear strain energy increase. However, a quantitative relation between the large earthquake and the following afterslip was not investigated at this stage.

In this research, we extend the work of Noda et al (2020) to investigate the energy release, not only in the coseismic period but also in the postseismic period by considering energy absorption due to the viscoelastic response. For the analysis, we employ GPS observations from 93 GEONET sites in the research area. We performed a time series analysis to extract the deformation associated with the coseismic period and afterslip one year after the earthquake. These results are used to estimate detailed kinematic models of the deformation. To estimate the shear strain energy change, we introduce a depth-dependent background stress field within the seismogenic zone following Noda et al. (2020). We evaluate the dependence of the coseismic and postseismic change in shear strain energy as a function of the effective frictional coefficient $\mu_{eff.}$ We consider four cases of μ_{eff}: 0.0, 0.1, 0.2, and 0.4.

The total energy estimated during the coseismic period indicates energy release for each investigated case, in agreement with shear faulting to release the stored shear strain energy from the lithosphere and the results of Noda et al (2020). On the other hand, the total energy change estimated 1 year after the earthquake indicated that the energy was released if we assume μ_{eff}>= 0.2, but the energy was increased if we assume μ_{eff}=0.1. Since the energy increase by the afterslip is not physically reasonable, we can reject the background stress model with μ_{eff}=0.1. This study highlights the importance of examining mechanical parameters by integrating different stages of the earthquake cycle to avoid nonphysical models and accurately establish the mechanics of earthquake sequences.

© The Seismological Society of Japan

Background stress in the source region of the 2016 Kumamoto earthquake based on changes in elastic strain energies and stress rotation

*Toshiko TERAKAWA[1], Kimiyuki Asano[2], Yumi Urata[3]

1. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2. Kyoto University, 3. AIST

地震は，地下に蓄えられた弾性歪エネルギーを，断層運動により一気に解放する物理過程である．弾性歪エネルギーは絶対応力の関数であり，地下の応力状態を把握できれば，地震の発生メカニズムの解明に大きく貢献する．しかし，震源域の応力を直接測定することは難しく，とりわけ，偏差応力の大きさを推定することが本質的な課題となっている．本研究では，実効摩擦係数μ'をパラメータとした絶対応力６成分のモデリングを軸に，2016年熊本地震による弾性歪エネルギーの変化量と地震前後の応力の向き変化の両方を評価し，理論から予想される物理量の変化を観測データからの推定値と比較し，地震発生前の背景応力場の偏差応力レベルを調べることを目的とする（Terakawa et al., under review）．

地震によって解放される弾性歪エネルギーΔEの大部分は剪断歪エネルギーであり，これは地震前の偏差応力レベルが高いほど大きくなる．μ' = 0.3, 0.15, 0.1, 0.05, 0.03に対するΔEは（解放を正にとると）4.03, 2.03, 1.26, 0.437, 0.093E+16 Nmとなった．エネルギーバランスを考慮すれば，ΔEは少なくとも放射エネルギーよりも大きい必要がある．熊本地震本震の放射エネルギーは，地震波の解析や動的破壊シミュレーションにより2.09–2.7E+15 Nmと見積もられており（Kanamori et al., 2020; Kaneko & Goto, 2022），また，地震のスケーリングに基づく理論的な研究からは3.0E+15 Nm程度となることが見積もられる（Kanamori & Rivera, 2004）．従って，エネルギーバランスによる拘束条件により，μ' = 0.03は小さすぎる．

次に，熊本地震前後の絶対応力場から，理論的な応力の向きの時間変化を調べた．偏差応力が最も小さい場合でも，顕著な応力変化が予想されるのは震源断層のごく近傍（とくに日奈久断層付近は浅部のみ）に限られる．一方，CMTデータインバージョン法（Terakawa & Matsu’ura,, 2023）に地震データ（1996.1–2019.4）を適用し，熊本地震前後の応力の向きの変化を観測データからも調べた．応力の向きの違いをテンソルの内積を利用して評価すると，布田川断層と日奈久断層の接合部付近と日奈久断層の東～南東側の狭い領域に有意な応力の時間変化が見られた．しかし，この結果は応力場の理論的な予想からずれており，絶対応力場のモデル化に考慮されていない要因で発生した地震の影響であると考えられる．具体的な要因として，熊本地震発生前に知られていなかった応力場の不均質，深部からの高圧流体の流入等の局所的な応力変化，最大前震から本震までの間に発生した地震による影響などが考えられる．

絶対応力場のモデル化に考慮されていない要因に依る地震の影響を調べるために，本震後の絶対応力場の下で，本震後の約3年間に震源域から10km以内で発生した2628個の中小地震による弾性歪エネルギーの変化ΔE_aを評価した．すでに述べたように，地震で解放された弾性歪エネルギーの一部は，放射エネルギーE_rとして消費される．放射エネルギーを地震モーメントで規格化した規格化エネルギーE_r/M_oについては，理論的な下限値e_{min}を見積もることができる（Kanamori and Rivera, 2004）．$\Delta E_a/M_o$がe_{min}に満たない地震の割合を調べてみると，μ' = 0.3, 0.15, 0.1, 0.05に対して4.9, 5.9, 7.5, 16.0 %となり，実効摩擦係数が大きいほど小さくなった．各 μ'について，これらの地震を除いたデータセットを作成し，本震後の応力場（４ケース）を求めた．いずれの場合も，地震前後の応力の向きの時間変化は小さくなり，応力場の理論的な予想と解析結果とのずれも小さくなった．しかし，応力場のモデル化に考慮されていない地震を除いた場合でも，μ' = 0.1や0.05のモデルでは本震時に大きく滑った領域の応力の向きは再現できないことがわかった．

これらの分析の結果，この地域の地殻の実効摩擦係数は0.15から0.3程度であり，深さ10kmでの偏差応力の大きさは，布田川断層で37-65 MPa，日奈久断層で39-70 MP程度である．これは従来の応力インバージョンによる研究で見積もられてきた値（μ' < 0.1）よりも有意に大きい.また，余震のデータセットの中に，応力場のモデル化に含まれていない要因で発生した地震が数パーセント含まれており，これらは応力の時間変化を過大評価し，偏差応力レベルを過小評価する原因となることもわかった．

© The Seismological Society of Japan

A complex rupture sequence of the M_W 7.7 2023 southeast of the Loyalty Islands earthquake

*Asuka Murakami[1], Yuji Yagi[1], Ryo Okuwaki[1]

1. University of Tsukuba

沈み込み帯周辺の海洋プレート内部で発生する大地震では，複数の断層を破壊するような複雑な破壊伝播過程が複数報告されている．このような震源過程を解析する場合，断層形状をあらかじめ仮定する従来型の手法では断層形状をモデル化することが困難な場合があり，断層形状の不確実性に由来するモデリング誤差が解を大きく歪める可能性がある．こうした地震の一例として，2023年5月19日（UTC）にバヌアツ沈み込み帯南部のアウターライズにおいて発生したロイヤリティ諸島南東部地震（M_W 7.7）がある．アメリカ地質調査所（USGS）は2023年ロイヤリティ諸島南東部地震に対して走向105˚，傾斜66˚の矩形断層モデルを設定して有限断層インバージョンを行ったが，得られた理論波形は観測された遠地実体波P波の特徴を説明することに失敗している．これはUSGSが仮定した従来型の震源過程モデルではこの地震の複雑な震源過程を表現できなかったことを示唆する．観測波形をより良く説明する震源過程モデルを構築するためには，断層形状や破壊伝播方向に自由度を与えた高自由度な震源過程モデルを用いるのが望ましい．
ポテンシー密度テンソルインバージョン（PDTI）は，断層すべりを5つの基底ダブルカップル成分の重ね合わせで表現することで，モデル平面上に周囲の断層すべりを投影する手法である．PDTIでは断層形状の仮定をしないため，仮定した断層形状の誤差によって生じるモデリング誤差を軽減させるだけではなく，断層形状も推定することが可能である．また本研究においてはハスケルモデルのような単調な同心円上の破壊伝播だけでなく，破壊伝播方向の反転を含む自由な挙動を許容するために，仮想的な破壊フロント到達後のモデル平面上の全ての領域において自由にすべりが起きることが可能であるようにした．仮想的な破壊フロント速度は，震源近傍のS波速度を参考に3.2 km/sとした．また真の波源とモデル平面の位置のずれによる誤差を軽減するためにGlobal Centroid Moment Tensor解から得られる震源メカニズム解の節面と余震分布を参考に，走向285˚，傾斜45˚，長さ136 km，幅32 kmのモデル平面を設定して解析を行なった．解析には方位角に偏りのないよう選択した31観測点で得られた，遠地実体波P波の鉛直成分をダウンロードして用いた．グリーン関数は，CRUST1.0モデルの速度構造を用いて計算した．
破壊は，破壊開始から6秒まで，震源から南南東22 km地点までユニラテラルに伝播する．破壊開始時の走向は290˚であるが，4秒から5秒の間，時計周りに305˚まで変化し，6秒になると逆に反時計回りに回転し285˚まで変化する．7秒以降，震源の東において，破壊は走向を265˚まで変化させながら東南東に伝播する．その際震源から南東30 km地点にある半径5 kmの円形領域（領域B）を避けるように伝播するが，9秒以降には領域Bを破壊する．このとき，領域Bを破壊する前の走向は265˚であるのに対し，領域Bを破壊した後13秒以降に走向は275˚まで変化する．18秒後までに，破壊は領域Bを超えて震源から南東55 kmの地点まで到達する．このとき，走向は反時計回りに回転しながら270˚まで変化する．一方で震源よりも西の領域では，破壊開始11秒後，西北西に向かって破壊が伝播し，14秒後に停止する．破壊開始時の走向は285˚であるが，直後に300˚まで時計回りに変化し，震源から西45 km到達時に再び285˚まで変化する．得られた震源過程モデルによって再現された理論波形は観測波形をよく説明している．
一連の破壊伝播過程における急激な走向変化，および，その変化領域での破壊停滞は，破壊が形状の異なる複数の断層セグメントを次々と破壊した可能性をする．走向が遷移的に変化しかつ破壊がスムーズに伝播しているところは，断層形状が屈曲していることを示唆する．また震源西の領域における時間遅れの破壊エピソードは，断層セグメント間で破壊が停滞した結果，西側の断層セグメントを破壊するためのエネルギーが集中したことによって引き起こされた可能性がある．

© The Seismological Society of Japan

Rupture Dynamics and Fault Characteristics of the Maidan Fault during the 2024 Mw 7.1 Wushi Earthquake in Xinjiang, China

*Hangyu Gao[1], Yuji Yagi[1], Ryo Okuwaki[1]

1. University of Tsukuba

On January 22, 2024, at 6:09 (UTC), a magnitude (M) 7.1 earthquake struck Wushi County in Xinjiang, China. According to the China Earthquake Network Center (CENC), this large earthquake occurred along the Maidan fault zone on the southwestern side of the Tianshan Mountains. While the southwestern Tianshan fault zone has experienced several earthquakes of magnitude 6.0 and above since 1900, this large earthquake marks the first instance of the M 7-class earthquake since the establishment of the China Earthquake Network. The Maidan fault, which trends southwest, is at the junction of the Tianshan Mountains and the Tarim Basin. Geodetic studies indicate that this fault is affected by the tectonic shortening of the southern Tianshan Mountains. Under north-south compressional stress, the southwestern section of the Maidan fault exhibits distinct left-lateral strike-slip characteristics. Active fault studies classify the Maidan fault as a fold-thrust fault zone, with numerous high-angle segments. A finite-fault inversion has been widely applied to estimate the spatio-temporal distribution of slip-rate. However, this technique requires an assumption of the fault planes, and if the assumed fault planes are inconsistent with the actual fault, the obtained solution will be distorted. In this study, we employed a recently developed Potency Density Tensor Inversion (PDTI) method to analyze the Wushi earthquake using teleseismic P-waves. The PDTI estimates the seismic source process as a spatio-temporal distribution of the potential-rate density tensor along a model plane. The PDTI defines the model plane instead of fault planes, and obtained focal mechanisms are unconstrained by the assumed model plane geometry. To mitigate the overfitting or instability associated with that modeling of high degrees of freedom, modeling errors for the Green's function were introduced into the data covariance matrix and Akaike’ s Bayesian Information Criterion was used to determine the strength of smoothing. We selected 44 teleseismic P-waves of the Wushi earthquake and used the CRUST1.0 model to calculate the Green's function for the one-dimensional layered velocity model in the source region.
The results show that the main slip area of this earthquake is concentrated in a triangular region radiating from the initial rupture point toward the surface. This area extends approximately 20 km along the dip direction and has a maximum length of 40 km. The maximum total rupture is located at 7.5 km east and 15 km south from the initial rupture position with a maximum slip of 3.1 m. The total seismic moment is 6.5×10^{19} N m (Mw 7.1). The initial rupture with strike of 240˚ and dip of 40˚ grows near the hypocenter and continues for about 3 s. The main rupture with strike of 232˚ and dip of 55˚ starts about 10 km south of the epicenter at 3.5 s after the origin time and propagates eastward for about 15 km. Subsequently, rupture occurs on the northeast and southwest sides of the main rupture zone, and then rupture becomes faint after 10 s. The southwestern rupture had a strike of 250˚–260˚ with a dip of 50˚, while the northeastern rupture had a strike of 230˚–240˚ and a dip of 50˚. We will discuss that the discontinuous rupture propagation reflects the complex fault structure of the source region and suggests that multiple faults ruptured in a series.

© The Seismological Society of Japan

Multi-Scale Rate- and Roughness-Dependent Friction Realizes a Variety of Seismic-Aseismic Transitions

*Reiju Norisugi[1], Hiroyuki Noda[1]

1. Kyoto University

We applied a rate- and state-dependent friction law, which accounted for multi-scale roughness evolution, to a spring-slider model and found a variety of seismic-aseismic transitions for a single set of frictional parameters. By adding the direct effect, we modernized the previously proposed law for frictional strength (Aochi & Matsu’ura, 2002). This law considers the statistically self-Affine fault topography as a "state", and each Fourier amplitude of the corresponding angular wave number evolves as a function of the slip rate (V) and itself.The modernized law realizes the rate-weakening property only in a restricted range of V. The evolution of the state for a small wavenumber requires a much longer slip than that for a single stick-slip event, resulting in a gradual change in event characteristics. As the property of the limit cycles, the maximum V changes gradually from aseismic to seismic values as a function of spring stiffness. This is not the case for standard rate-and-state friction laws with a single state variable. It also showed loading-rate dependence of bifurcation behavior at the stability transition. Faster loading produces a supercritical Hopf bifurcation, and a single stable limit cycle attracts the trajectories starting from everywhere in the phase space, as long as being simulated. On the other hand, slower loading produces a subcritical Hopf bifurcation, and a conditionally stable fixed point coexists with a large-amplitude stable limit cycle. The conditional stability leads to a timing-dependent response to perturbations of the loading rate. Specifically, for the same negative velocity steps, the fault behavior changes to either seismic or aseismic depending on the timing of the perturbation. Our result indicates potential complexity in the change in a fault's seismic/aseismic property on a perturbation of loading condition, which has significant implications for the real seismic cycles. As an ongoing study, we applied the modernized law to a continuum model and simulated a sequence of earthquakes with an adaptive time stepper (Romanet & Ozawa, 2022) to investigate the scaling of the source parameters.

© The Seismological Society of Japan

Room C | Special session：S21. Acceleration of seismological research through integration with information science

Tue. Oct 22, 2024 9:00 AM - 10:30 AM JST | Tue. Oct 22, 2024 12:00 AM - 1:30 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S21] AM-1

chairperson:Kodai Sagae, Shinya Katoh

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

[S21-01] Convolutional Neural Networks for Seismic Velocity Model Building and Uncertainty Quantification

*Fan Yu[1], Ehsan Jamali Hondori[2], Jin-Oh Park[1] (1. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 2. Geoscience Enterprise Inc.)

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

[S21-02] Discriminating Seismic Motion from Train Vibration Using Recurrent Neural Networks for Railway Earthquake Early Warning Systems

*Shunta Noda[1], Naoyasu Iwata[1] (1. Railway Technical Research Institute)

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

[S21-03] Enhancement of Phase Picking Models Using Deep Learning by Addressing the Label Imbalance Problem

*Shinya KATOH[1], Hiromichi NAGAO[1], Masaaki IMAIZUMI[2], Yoshihisa IIO[3] (1. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo, 2. Department of Basic Science, Graduate School of Arts and Sciences, The University of Tokyo, 3. ABUYAMA Seismological MUSEUM)

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

[S21-04] Seismic detection based on unsupervised combination of station-wise phase picks by deep learning

*Tomoki Tokuda[1,2], Hiromichi Nagao[1,2] (1. ERI, The University of Tokyo, 2. Graduate School of Information Science and Technology, The University of Tokyo)

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

[S21-05] Machine learning-based tectonic tremor location in the Japan Trench

*Kodai SAGAE[1], Masayuki KANO[2], Suguru YABE[1], Takahiko UCHIDE[1] (1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Graduate School of Science, Tohoku University)

10:15 AM - 10:30 AM JST | 1:15 AM - 1:30 AM UTC

[S21-06] Detection of slow slip events from continuous seismic waveforms in the western Shikoku based on random forest model

*Kazuki OHTAKE[1], Aitaro KATO[1], Yutaro OKADA[2], Takuya NISHIMURA[3] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

Convolutional Neural Networks for Seismic Velocity Model Building and Uncertainty Quantification

*Fan Yu[1], Ehsan Jamali Hondori[2], Jin-Oh Park[1]

1. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 2. Geoscience Enterprise Inc.

Velocity is a fundamental parameter in seismology, essential for studying the physical properties of subsurface and converting time-recorded seismograms into representative depth sections in multi-channel seismic reflection studies. Practically, the primary output of velocity model building is a base subsurface model utilized for seismic imaging and interpretation workflows. Conventional processes to develop a seismic velocity model (e.g., traveltime tomography or full waveform inversion) are generally operator-dependent, time-consuming, and often require a reasonably accurate initial velocity model to converge to a stable solution. To address these challenges, we propose a method to estimate the interval velocity models faster and more accurately by using Convolutional Neural Networks (CNNs). In the recently developed velocity model building tools, CNNs have proven to be effective for simple geological settings (Araya-Polo et al., 2018; Simon et al., 2023). However, in more complex geologies such as subduction systems, CNNs have a gap compared to traditional model building methods. In addition to training the CNNs model with the simple layered geological settings, we implemented a more complex synthetic geological settings into the training process to solve this issue. Our CNNs model uses the residual move-out semblance panel as input data for training and the labels for each input are from the corresponding interval velocity profile at the same location. In this study, Monte-Carlo Dropout is implemented to perform uncertainty quantification of the predicted P-wave velocity model. Our CNNs model is trained by synthetic data and then tested on real seismic data after the transfer learning.

© The Seismological Society of Japan

Discriminating Seismic Motion from Train Vibration Using Recurrent Neural Networks for Railway Earthquake Early Warning Systems

*Shunta Noda[1], Naoyasu Iwata[1]

1. Railway Technical Research Institute

新幹線の早期警報用地震計は、沿線の変電所内などに設置され、地震動以外にも列車通過時の振動等を観測する。当然ながら、その頻度は地震動よりも高い。現在の地震計は、P波開始から最短1秒のデータで地震諸元を推定して警報出力判定を行う（P波警報）ため、その短時間のデータから振動が列車等によるものか地震動かを正確に識別（分類）する必要がある。P波開始からの時間が短い場合、その振幅は大きくなっていない場合があり、列車振動と誤認する可能性がある。現行手法によるこの識別の再現率（Recall）は、地震動・列車振動ともに約90%である（岩田・他，2016）。地震動を正確に識別できない場合でも、しきい値超過判定に基づく警報（S波警報）を出力することができる。しかしながら、P波警報を出力することができないため、警報出力が相対的に遅くなる可能性がある。したがって、この識別精度の向上は、警報の迅速化および地震時の走行列車の安全性向上に直結する。本研究では、時間的な再帰性を考慮したニューラルネットワーク（Recurrent Neural Network: RNN）をこの問題に適用し、その識別精度を評価した結果を報告する。
RNNは、時系列データの処理に適したニューラルネットワークの一種であり、過去の入力情報を保持し、それを次の入力処理に反映させることで、時間的な連続性のパターンや相関関係を学習することができる（例えばPanakkat & Adeli, 2007）。しかし、標準的なRNNには、長いシーケンスにわたる依存関係を学習する場合、勾配消失や重み衝突などの課題が存在する。これらの問題を解決するために、LSTM（Long Short-Term Memory）やGRU（Gated Recurrent Unit）といった拡張モデルが提案されている（例えばTitos et al., 2019）。本研究では、LSTMとGRUを用いて解析を行い、その有効性を評価する。
解析に使用したデータは、列車振動に関しては、新幹線地震計で観測された10,002個の波形記録（岩田・他，2016）、および鉄道総合技術研究所の日野土木実験所（東京都日野市）内で観測された在来線列車による5,687個の波形記録である。なお、この日野土木実験所のデータには、周辺を走行する自動車による交通振動も含まれている。地震動データは、防災科学技術研究所の強震観測網K-NETで観測された10,210個の波形記録を使用した。RNNモデルには、1秒ごとの3成分加速度振幅値をシーケンスとして入力し、列車振動データはすべて非地震動（ラベル0）としてラベリングした。列車は遠方から徐々に接近し、振動開始時点を明確に決定することが容易ではないため、常時微動や強い振幅を示す列車振動も同様にラベル0とした。
地震動データについては、STA/LTA法（Allen, 1978）を用いてP波開始時刻を決定した。さらに、地震動振幅レベルがP波開始前のノイズレベルの5倍以下となる状態が3秒以上継続した時点をもって地震動の終了と判定した。1秒のシーケンス内に0.3秒以上の地震動シグナル部（P波開始から地震動終了まで）が含まれるものを地震動（ラベル1）とし、それ以外は非地震動（ラベル0）とした。時間的な連続性を考慮するため、1つの波形記録内のシーケンスデータはシャッフルせず、波形記録自体を列車振動・地震動を問わずランダムにシャッフルした。データは、訓練用、検証用、テスト用にそれぞれ60%、20%、20%の割合で分割した。
解析には、TensorFlowを用いてLSTMおよびGRUモデルを構築した。過学習を防ぐため、検証用データの損失が5エポック連続で改善しない時点で学習を停止させた。以下に示す結果は、学習を停止させた時点までで最良の検証損失を示したエポックのモデルを用いて、テスト用データに対して評価したものである。解析によって得られた精度（Accuracy）、適合率（Precision）および再現率（Recall）などの各指標は、LSTMとGRUを用いた場合で有意な差は認められない。ただし、GRUのほうが1シーケンスあたりの平均処理時間がわずかに短い傾向が確認された。Accuracyなどの指標にはハイパーパラメータによる影響が見られるが、例えば隠れ層の数=3、ユニット数=128等と設定したLSTMモデルの場合、Accuracyは99%、非地震動および地震動のRecallはそれぞれ99%、97%という結果が得られた。これは、現行地震計の処理手法による値（共にRecallは約90%；岩田・他，2016）と比較して有意に高い値である。この結果から、RNNを地震動と列車振動の識別に適用することで、地震警報の出力精度を向上させる可能性が示唆された。今後は、本手法を実装した早期警報用地震計の開発を目指す。

© The Seismological Society of Japan

Enhancement of Phase Picking Models Using Deep Learning by Addressing the Label Imbalance Problem

*Shinya KATOH[1], Hiromichi NAGAO[1], Masaaki IMAIZUMI[2], Yoshihisa IIO[3]

1. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo, 2. Department of Basic Science, Graduate School of Arts and Sciences, The University of Tokyo, 3. ABUYAMA Seismological MUSEUM

近年、様々な深層学習を用いた地震波の走時読み取りモデルが開発されている。深層学習を用いた走時読み取りモデルでは、人が読み取ったP波とS波の走時位置を学習させる。現在、よく使用されているモデル(PhaseNet; Zhu and Beroza, 2019)は走時読み取りタスクをSemantic Segmentationタスクとみなし、入力は地震波を含む3成分波形データであり、正解ラベルはP, S波の走時時刻を頂点かつ高さ1とし、標準偏差0.1 sとしたガウス分布の形状をしたP,Sラベルとそれら以外を1としたノイズ(N)ラベルである。そして、モデルが推論する走時は出力確率分布が最大となる点である。

深層学習を用いた地震波走時読み取りモデルが高精度とされる一方で、トレース内に複数の地震波が存在する場合、全ての地震波の走時検出が困難という問題がある(Park et al., 2023)。この問題は定常的な地震活動のモニタリングなどでは大きな問題にならないが、大地震後の余震活動や注水実験による活発な誘発地震活動などでは大きな問題となる。余震活動や誘発地震活動は時間あたりの地震数が増えるため深層学習による自動化が求められる状況である。そのため一つのトレースに複数の地震波が含まれている場合でも読み取りができるようにする必要がある。

本研究では、この問題をラベル不均衡(Saini and Susan, 2023)によって生じている可能性があると考えた。PhaseNetの学習時に与えるラベルの面積比はPラベルとSラベルがそれぞれ1 %でNラベルが98 %である。そのため、大部分がNラベルであり、走時読み取りに重要なP波やS波を示すラベルはごくわずかである。これにより、モデルの学習時の損失値に影響を与えるのは主にNラベルであり、P波やS波ラベルの影響は限定的となる。そのため、Nラベルが多い状況は、モデルがP波やS波の信号を見逃しやすくなり、地震波の走時時刻を検出する際の感度が低下する可能性がある。このため、モデルのP波やS波への感度を向上させるために、ラベル不均衡に対処する必要がある。

そこで、本研究ではラベル不均衡を解消するために、損失関数に対する重み付けを行った。損失関数にはクロスエントロピー誤差を使用した。走時読み取りを行うモデルには、Vision Transformerを階層的に使用したSegPhase (Katoh et al., 2024)を用いた。PhaseNetと同様に走時読み取りタスクをSemantic Segmentationタスクとしており、正解ラベルはP,S,Nラベルとなっている。その結果が図である。図(d)が重み付けしたクロスエントロピー誤差を用いて学習したモデルの結果で、図(e)が通常のクロスエントロピー誤差を用いたモデルである。重み付けを行ったことで検出能力が大幅に向上していることがわかる。通常のクロスエントロピー誤差を用いたモデルではほとんどの波形が検出できていない。これは、学習データに日本の通常地震のものを使用しており、推論した地震波形はOklahomaの注水実験によって生じた地震のもので、学習と推論におけるデータの特徴が異なるためだと考えられる。しかし、それでも重み付けをすることで検出ができるようになっている。これは、重み付けによって地震波の本質的な特徴を効率よく学習できているからかもしれない。

本発表では、この手法の詳細と連続波形に適応した結果を紹介する

© The Seismological Society of Japan

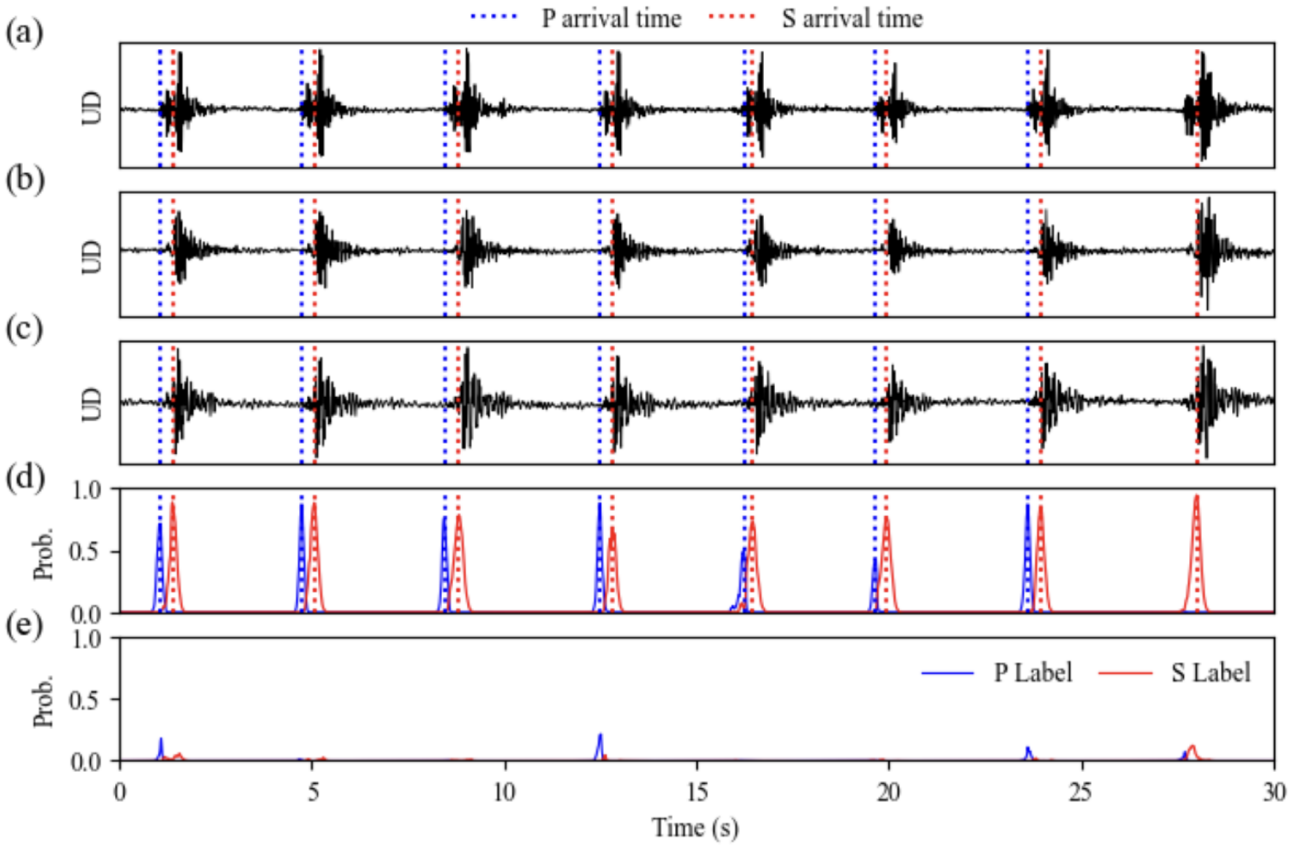


図 走時読み取り結果

2019 年 7 月 25 日 16 時 21 分 40 秒(UTC)、オクラホマ州にあるネットワーク O2 のステーション FW01 で記録された地震波形の走時読み取り結果である。(a)は UD 成分の波形、(b)は NS 成分の波形、(c)は EW 成分の波形、(d)は重み付けしたクロスエントロピー誤差を用いて学習したモデルの結果、(e)は通常のクロスエントロピー誤差を用いたモデルである。

© The Seismological Society of Japan

Seismic detection based on unsupervised combination of station-wise phase picks by deep learning

*Tomoki Tokuda[1,2], Hiromichi Nagao[1,2]

1. ERI, The University of Tokyo, 2. Graduate School of Information Science and Technology, The University of Tokyo

近年、従来のSTA/LTA法に代わる地震検出法として深層学習に基づく検出手法が注目されている。ニューラルネットワークのもつ優れた表現能力によって、深層学習モデルは的確に波形データの特徴を捉え、精度よく地震を検出することができる。深層学習モデルを用いた地震検出のさらなる拡張として、複数観測点で得られた波形データに対する適用が考えられる。複数観測点で得られた波形データを相補的に活用することにより、地震検出能力がさらに向上するものと期待される。複数観測点の波形データから地震を検出する一般的な方法は、観測点ごとにP波、S波到達時間を評価し、検出結果を矛盾なく説明する震源をグリッドサーチによって精査する手法である。こうした手法は深層学習モデルによる地震検出結果に対しても適用することが可能であり、様々な調査・研究で用いられている。しかし、このようなグリッドサーチによる相組み合わせ探索を効果的に行うには、時間窓内のP波、S波検出数の閾値、グリッドサイズ等を適切に設定する必要があり、その設定は必ずしも容易ではない。本研究では、グリッドサーチを用いることなく、複数の観測点から得られる地震検出結果を簡素でかつ効果的に組み合わせて、地震検出を行う新しい手法を提案する。具体的には、時間窓に対して、観測点ごとのP波、及びS波検出確率の最大値に基づいて地震検出傾向を示す「スコア」を定義し、地震検出を行う。地震、及びノイズを含む連続波形に適用した際にスコアの分布が地震・ノイズに二極化するという仮定を用いて、スコア算出に最適な観測点数、及び閾値を教師なし学習法（ラベル付データを必要としない）の枠組みで自動的に決定する。尚、P波、及びS波検出確率の評価には学習済み深層学習モデルを用いる。実データへの応用として、首都圏地震観測網（MeSO-net）から得られた 1 週間分の波形データに提案手法を適用した。その結果、提案手法は都市生活に起因するノイズの影響を受けず、効果的に地震を検出できることがわかった。

© The Seismological Society of Japan

Machine learning-based tectonic tremor location in the Japan Trench

*Kodai SAGAE[1], Masayuki KANO[2], Suguru YABE[1], Takahiko UCHIDE[1]

1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Graduate School of Science, Tohoku University

スロー地震の一種であるテクトニック微動 (以降, 微動) は, 世界中のプレート沈み込み帯における巨大地震発生域の深部延長または浅部延長で発生している (Obara & Kato, 2016). 微動はプレート境界面上の断層すべり現象に伴い発生すると考えられるため, 微動活動を網羅的に把握することは巨大地震発生域周辺の断層すべり現象をモニタリングするうえで重要である.
微動の検出・震源決定には, 観測点間のエンベロープ波形の相互相関に着目したエンベロープ相関法 (ECM; Obara ,2002) が広く使われている. しかし, この手法では地震と微動の信号を区別するのが困難であり, 日本海溝のように地震活動が活発な地域では多くの誤判別をしてしまう可能性がある. また海域では, 堆積層に地震波がトラップされることによる地震波形の複雑化 (e.g., Takemura et al., 2020; 2024) などの影響でエンベロープ波形の類似性が低下し, 微動の検出漏れが起こる可能性がある. このような誤検出や検出漏れを解決する策として, 機械学習に基づく信号分類はイベント波形の継続時間や周波数特性を学習するため有力である (e.g., Nakano et al., 2019; Takahashi et al., 2021). そこで本研究では, 防災科研のS-net を用いて機械学習に基づく日本海溝の微動モニタリングシステムを開発したので報告する.

本モニタリングシステムは以下の3ステップからなる. まず, 1分間の時間窓で計算された3成分スペクトログラムを入力とする CNN モデル (Sagae et al., in prep) を用いて, S-net 全観測点で地震・微動・ノイズへの信号分類を行った. 次に, グラフ理論に基づくクラスタリング手法であるスペクトルクラスタリング (von Luxburg, 2007) を用いて, 微動を検出した観測点群の取りまとめを行った (Sagae et al., 2024, JpGU). 最後に, 取りまとめた観測点群の全観測点ペアで, エンベロープ波形の相互相関とエネルギー比を同時に最適化するような3次元グリッドサーチを行うことで, 1分ごとに微動の震源決定を行った. エネルギーの計算には, Yabe et al. (2021) で推定された震源距離に依存する地震波減衰パラメータと水平サイト増幅特性を用いた.

2016年8月から2024年6月までの期間で微動カタログの作成を行った. 2016年8月から2021年12月までは ECM を用いて震源決定された従来の微動カタログ (Nishikawa et al., 2023) と期間が一致している. 水平方向の不確かさが10 km 以内の微動について, 1年あたりの検出数は従来のカタログと比べて約 5 倍となった. 従来の微動カタログの震源分布で空間的に不連続となっていた場所にも微動が検出・震源決定されていることと, 時間分解能が2.5分から1分に向上していることから, 本研究では時空間分解能が向上した微動カタログの作成に成功したと考えられる. また微動のエネルギー分布に着目すると, 先行研究で報告されている strike 方向の空間変化 (Yabe et al., 2021) だけでなく, dip方向への変化も確認できており, プレート間カップリングとの関係を議論できる可能性がある.

謝辞：本研究では防災科研のS-net波形データを使用しました. 本研究はJSPS科研費 JP21H05205 の助成を受けたものです. 記して感謝申し上げます.

© The Seismological Society of Japan

Detection of slow slip events from continuous seismic waveforms in the western Shikoku based on random forest model

*Kazuki OHTAKE[1], Aitaro KATO[1], Yutaro OKADA[2], Takuya NISHIMURA[3]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

南海トラフのプレート境界では、固着域と深部安定すべり域の遷移領域においてスロー地震が起きている。スロー地震には、測地学的帯域で観測されるスロースリップイベント（SSE）と、地震学的帯域で観測される低周波地震（LFE）や微動（tremor）等が知られており、巨大地震との関連が指摘されている(Obara and Kato, 2016)。近年、継続時間が数日程度の短期的SSE（S-SSE）が、GNSSデータを用いて検出されるようになったものの(Nishimura et al., 2013, Okada et al., 2022)、傾斜計やひずみ計に比べてGNSSデータは感度が低いためS-SSEの検出が難しく、特に小さな規模のSSEは見逃している可能性がある。一方で、SSEと微動の同期現象は、カスカディア沈み込み帯で発見され(Rogers and Dragert, 2003)、その後西南日本でも見つかった(Obara et al., 2004)。Rouet-Leduc et al. (2019)は、カスカディア沈み込み帯の連続地震波形記録に機械学習を適用することで、SSEの発生に関連するGNSS観測点の変位速度の時間変化を予測できることを示した。他の地域の異なるテクトニクス環境でも機械学習により連続地震波形記録を用いてGNSS変位速度の時間変化を予測できるか検証することが重要である。本研究では、四国西部の連続地震波形記録を用いて、機械学習によりGNSS観測点の変位速度の時間変化を予測し、S-SSEを検出することを目的とする。

2004年4月から2020年3月までの四国西部の複数のHi-net観測点で取得された地震波形記録を用いて、1日ごとに統計的特徴量を計算した。測地データとしては、四国西部周辺の複数のGEONET観測点について、Okada et al. (2022)の方法でGNSS変位速度を計算した。GNSSシグナルを強調するために、Bletery and Nocquet (2023)に従って、観測変位速度とスタックされたSSE期間の理論変位(Kano et al., 2019)との内積和を計算した。決定木のアンサンブルであるランダムフォレストによりモデルを構築し、連続地震波形記録の統計的特徴量からGNSS変位速度の時間変化を予測した。予測されたGNSS変位速度が1mm/yearより大きいタイミングを、S-SSEとして検出した。検出された各S-SSEについて変位速度を時間積分して変位分布を求め、すべりインバージョンにより断層モデルを推定した。その結果、モデルのGNSS変位速度の推定値は実際のGNSS変位速度と高い相関を示した。このモデルは地震波形記録の変化からS-SSEと考えられる変位速度の応答を検出し、そのほとんどはOkada et al. (2022)のS-SSEカタログのイベントに対応し、さらにカタログにないイベントも新たに検出された。本研究は、連続地震波形記録を用いて、機械学習により南海トラフ沿いで発生するSSEをより高精度に検出できる可能性を示す。

© The Seismological Society of Japan

Room C | Special session：S21. Acceleration of seismological research through integration with information science

Tue. Oct 22, 2024 10:45 AM - 12:15 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 1:45 AM - 3:15 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S21] AM-2

chairperson:Ryoichiro Agata(JAMSTEC), Keisuke Yano

10:45 AM - 11:15 AM JST | 1:45 AM - 2:15 AM UTC

[S21-07] [Invited]Modeling of physical phenomena based on Bayesian statistics

*Satoru Tokuda[1] (1. Kyushu University)

11:15 AM - 11:45 AM JST | 2:15 AM - 2:45 AM UTC

[S21-08] [Invited]Machine Learning and Scientific Mathematical Models: Data-Driven Solutions of Forward and Inverse Problems

*Naoya Takeishi[1] (1. The University of Tokyo)

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

[S21-09] Physics-Informed Deep Learning for Forward and Inverse Modeling of Inplane Crustal Deformation

*Tomohisa OKAZAKI[1], Kazuro Hirahara[1,2], Takeo Ito[3], Masayuki Kano[4], Naonori Ueda[1] (1. RIKEN Center for Advanced Intelligence Project, 2. Kagawa University, 3. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 4. Graduate School of Science, Tohoku University)

12:00 PM - 12:15 PM JST | 3:00 AM - 3:15 AM UTC

[S21-10] HypoNet Nankai: Rapid hypocenter determination tool for the Nankai Trough subduction zone using physics-informed neural networks

*Ryoichiro AGATA[1], Satoru Baba[1], Ayako Nakanishi[1], Yasuyuki Nakamura[1] (1. JAMSTEC)

[Invited]Modeling of physical phenomena based on Bayesian statistics

*Satoru Tokuda[1]

1. Kyushu University

古くは17世紀に発見されたケプラーの法則が象徴するように、単純な数式を用いて計測データを表す数理モデリングは様々な物理現象に対する理解を深めてきた。しかし、扱う現象が複雑になり、高度な計測技術を駆使する現代科学では理解が困難な計測データが顕在化している。本講演では統計科学の視点から、モデルの不定性・観測ノイズ・モデル不一致の三課題に着目する。凝縮系物理学の研究者との異分野協働で得た実証例を交えつつ、三課題への対処法やその基礎となるベイズ統計に関する我々の研究を紹介する。

© The Seismological Society of Japan

[Invited]Machine Learning and Scientific Mathematical Models: Data-Driven Solutions of Forward and Inverse Problems

*Naoya Takeishi[1]

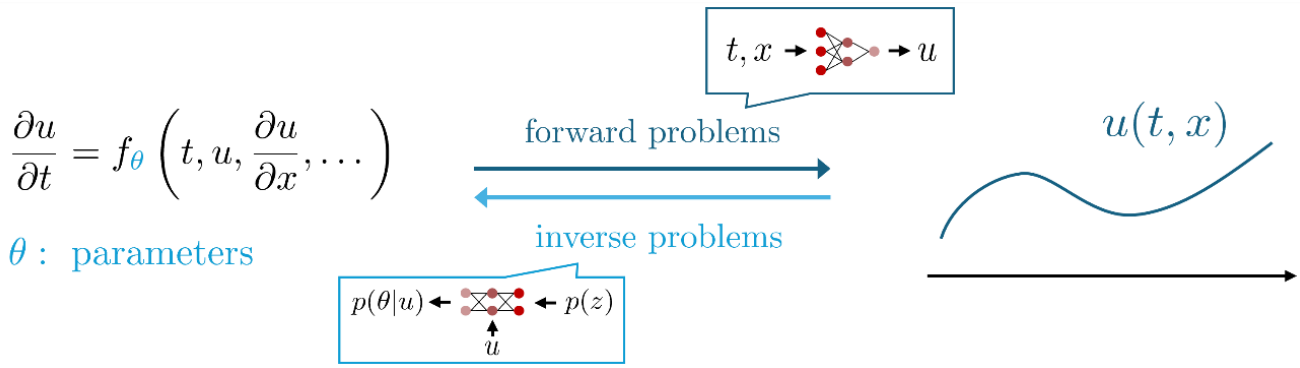
1. The University of Tokyo

科学研究の様々な分野で登場する微分方程式などの数理モデルに関連する諸問題に機械学習を応用することで、計算の効率化や、より複雑な設定への対応ができると期待されている。本講演では、そのような機械学習手法の基本的概念と最新の進展を紹介する。

まず、数理モデルの解を求める問題（いわゆる順問題）に対する機械学習の手法を取り上げる。physics-informed neural networksやdeep Galerkin methodといった、数理モデルによって損失関数を定義する手法の基本的な考え方を説明する。また、PDEなどの解をデータとして学習するneural operatorsと呼ばれるモデルについて論じる。これらの方法は、深層ニューラルネットワークの表現力を活用し、高次元の微分方程式の解を効率的に表現できると期待されている。

次に、観測データから数理モデルのパラメタを推論する問題（いわゆる逆問題）に対する機械学習の手法を扱う。特に、数理モデルの尤度関数を計算できない場合にパラメタの確率推論を行うという問題設定を扱う。これはlikelihood-free inferenceやsimulation-based inferenceとして知られる問題設定であり、近年特に深層学習による解法が注目を集めている。本講演ではその主要な方法を紹介し、推論の信頼性の問題など実践上の課題を議論する。このようなデータ駆動型の逆問題解法により、複雑な事後分布を表現したり、推論時に最適化やモンテカルロ法を実行せずに高速に計算したりできると期待されている。

最後に、科学的な数理モデルと機械学習のモデルを直接組み合わせるハイブリッドモデリングの研究動向を紹介する。ハイブリッドモデリングは、数理モデルと現実との乖離を機械学習によってうめて、より精緻な予測やシミュレーションを実現し得る方法である。



© The Seismological Society of Japan

Physics-Informed Deep Learning for Forward and Inverse Modeling of Inplane Crustal Deformation

*Tomohisa OKAZAKI[1], Kazuro Hirahara[1,2], Takeo Ito[3], Masayuki Kano[4], Naonori Ueda[1]

1. RIKEN Center for Advanced Intelligence Project, 2. Kagawa University, 3. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 4. Graduate School of Science, Tohoku University

プレート運動や地震に起因する地殻変動は、断層の変位食い違いモデル(dislocation model)により記述され、解析解や差分法・有限要素法などの数値解法によるモデリング手法が発展してきた。一方で、機械学習分野においてneural network (NN)により偏微分方程式系を順・逆解法するphysics-informed neural network (PINN)が提案され(Raissi et al., 2019)、自然科学・工学の各分野に応用されている。Okazaki et al. (2022)はPINNを横ずれ断層のモデルである「反平面(antiplane)歪み」における地震時地殻変動の「順解析」に適用し、同手法による3次元構造や様々なレオロジーにおける時間発展モデリング、逆解析やデータ同化への発展可能性を示した。

本研究では、PINNによる地殻変動の解析対象を以下の2点において拡張する：

・平面(inplane)歪み

・逆解析

正・逆断層のモデルである平面歪み問題は沈み込み帯のモデリング研究等で用いられており、これらの拡張はPINNの実用化に向けて重要なステップと考えられる。

Okazaki et al. (2022)は極座標を用いることで断層端部(dislocation line)における特異性を解消し、断層近傍を含め精確な解を得た。この方法は平面歪み問題にも適用できるが、一般の3次元構造には直接応用できない。そこで本研究では直交座標による解法も実施する。断層両側で変位不連続が生じるため、直交座標では単一のNNで解を近似することができない。そこで断層面に沿って領域を二分割し、各領域の変位場を異なるNNにより近似し、二領域の（断層面以外の）接触面において変位とその微分が連続である条件を課す。この方法では、断層端部で応力発散する一様すべりの変位場は解けないが、物理的に妥当な有限応力を生じるすべり分布の変位場を解くことができる。以下では順・逆解析それぞれについて直交・極座標による解析結果を比較する。

順解析においては、直交・極座標ともにほぼ精確な変形場が得られたが、変位場に定数シフト（剛体運動）の差異が見られた。定数シフトは断層が傾斜しているほど、また直交座標のほうが一貫して大きく、順解析においては極座標のほうが優れている結果となった。また、PINNは幾何形状・係数変化のモデリングに長けており、平面歪み問題においても地形・不均質・断層形状のある地下構造を容易に解析できた。

逆解析では、断層形状を含む地下構造を既知とし、すべり分布を推定する線形インバージョンのsynthetic testを実施した。PINNによる逆解析では、観測量（例：走時）と推定量（例：地震波速度）を近似する複数のNNを同時に最適化するのが一般的であるが、すべり逆解析においては観測量（地表変位）と推定量（断層すべり量）がともに変位のため、単一のNNで実施できる点が特徴である。数値実験の結果、直交座標のほうが良い推定値が得られた。

PINNによる逆解析では、微分方程式と観測データからの残差を損失関数とし、推定を安定させる正則化項を陽に課していないにもかかわらず、平滑なすべり分布が推定された。この理由をグリーン関数に基づく以下の2つの運動学的逆解法と比較することで検討した：

・ABIC: すべり量を基底関数展開する。平滑化の先験情報を与えABICにより最適化。

・NN: すべり量をNNで表現する。平滑化条件を課さない。

NNでは極めて不安定なすべり分布が推定された。NNは連続関数であるが自由度が高いため、観測データに過適合することを示している。ABICでは観測データの量・質に応じた平滑な解が得られたが、PINN直交座標の解はそれと同程度の滑らかさであった。これはPINNにおいて暗黙的に正則化がかかることを示唆している。手法の特性として、グリーン関数を用いる場合は断層すべりと地表変位の関係のみを扱い、地下の変形は考慮されない。一方PINNでは地下を含む変位場を解くため、断層近傍に応力が極度に集中する不安定な解が回避され

© The Seismological Society of Japan

やすいと考えられる。このようにPINNでは微分方程式を直接解くことで、物理的な要請に基づき暗黙的な正則化がかかっている可能性が考えられる。一般の劣決定問題におけるPINN解の正則性について、本大会の佐藤・岡崎（2024, 地震学会）で議論される。

© The Seismological Society of Japan

HypoNet Nankai: Rapid hypocenter determination tool for the Nankai Trough subduction zone using physics-informed neural networks

*Ryoichiro AGATA[1], Satoru Baba[1], Ayako Nakanishi[1], Yasuyuki Nakamura[1]

1. JAMSTEC

巨大地震の発生が予測されている南海トラフ域において正確な震源決定解析を行うことは、ハザード予測と地震現象の科学的理解向上の双方の観点において重要である。震源決定の精度向上において重要となるのは、震源から地表の観測点までの走時を正確に計算することである。震源決定のための走時計算には1次元構造などの単純な速度構造モデルを用いた手法が広く用いられてきた。しかし、沈み込み帯のように地下構造が複雑な空間変化を持つと考えられる領域では、より現実的な3次元速度構造を組み込むことは、震源決定精度に大きな影響を与えると考えられる。南海トラフ地域では、3次元速度構造モデルの確立に向けた研究が進展している（例えばNakanishi+2018）。多数公開されているグリッドベースの有限差分的数値計算のプログラムを用いることで、そのようなモデルをベースとした走時の3次元計算も可能である。しかしそのような状況でも多くの研究で単純な構造に基づく震源決定が行われていることは、走時の3次元計算に必要な実用上の計算コストと労力は依然として大きいということを示唆する。3次元速度構造モデルの震源決定への適用を進めるには、このような計算コスト・労力を伴わない、使いやすい震源決定ツールの公開が効果的であると考えられる。従来から知られている手法の中では、事前に計算して保存した走時表を使うというアプローチが候補となる。しかし、この方法には、精度を確保するために仮想的震源を高密度の格子上に用意する必要がありデータ量が大きくなりがちであることや、観測点が追加されると追加の計算による走時表の更新が必要になるという欠点がある。一方、深層学習などの機械学習モデルは、入力と出力の間の非線形関係を代理する軽量なモデルを生成する、より現代的なアプローチを提供する。物理情報ニューラルネットワーク（physics-informed neural networks、PINN、Raissi+2019）は、偏微分方程式で記述された物理法則を学習に組み込むことができ、ラベル付きの学習用データがなくても、走時を高速に計算（推論）する深層学習モデルの構築を可能にする。そこで本研究では、南海トラフ域の3次元速度構造モデルに対して学習させたPINNに基づく、3次元速度構造ベースの高速震源決定ツール「HypoNet Nankai」を開発した。HypoNet Nankaiで用いられるPINNは、速度構造モデルの解析対象領域内の任意の震源と受振点の組み合わせの多数のサンプルに対し、走時を決める偏微分方程式であるアイコナル方程式の残差が小さくなるように学習されている（Smith＋2021、Waheed＋2021）。アイコナル方程式における伝播速度は、海域地震探査データに重きを置いて構築された3次元 P波速度構造モデル（Nakanishi+2018）から与えられる。学習済みPINNは、震源決定に必要な任意の震源と地表の観測点間の走時を高速に計算（推論）することが可能となる。震源決定のアルゴリズムには、最大事後確率推定とラプラス（ガウス）近似による不確実定量化に基づく手法（Hirata+1987）を用いた。学習済みPINNとそれを搭載したHypoNet Nankaiの精度を検証するために、グリッドベースの数値計算手法との比較による2つの検証テストを実施した。その結果、ランダムに設定した震源に対する地球表面の走時関数において良好な一致が見られ、震源決定においては推定誤差の範囲内で整合的な推定位置が得られた。100以上の観測点における初動走時データを用いた一つの震源決定において、HypoNet Nankaiが要した時間は平均5秒未満であった。HypoNet Nankaiが、南海トラフ域の主に海域における震源決定を行うための、グリッドベースの3次元走時計算や1次元速度構造に基づく従来法に対する有望な代替ツールとなることを確認した。現在、HypoNet Nankaiの一般公開サーバーへのアップロードの準備を進めている。さらに、室戸沖での自動地震検知・震源決定システム（馬場ら、本大会）への組み込みを目標に、S波速度構造も対象とした震源決定ツールの拡張を進めている。発表当日はこれらの最新の結果についても紹介する予定である。

© The Seismological Society of Japan

Room C | Special session：S21. Acceleration of seismological research through integration with information science

Tue. Oct 22, 2024 1:30 PM - 2:00 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 4:30 AM - 5:00 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S21] PM-1

chairperson:Masayuki Kano, Yusaku OHTA(RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S21-11] Bayesian non-parametric inference for the ETAS model

*Yuanyuan Niu[1,2], Jiancang Zhuang[2,1] (1. The Graduate University for Advanced Studies, SOKENDAI, 2. The Institute of Statistical Mathematics)

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

[S21-12] Spatio-temporal characteristics in GNSS time series based on robust spectral analysis

*Keisuke YANO[1], Masayuki Kano[2], Tetsuya Takatabatake[3], Yusuke Tanaka[2], Yusaku Ohta[2] (1. The Institute of Statistical Mathematics, 2. Tohoku University, 3. Osaka University)

Bayesian non-parametric inference for the ETAS model

*Yuanyuan Niu[1,2], Jiancang Zhuang[2,1]

1. The Graduate University for Advanced Studies, SOKENDAI, 2. The Institute of Statistical Mathematics

The epidemic type aftershock sequence (ETAS) model, an example of a self-exciting, spatiotemporal, marked Hawkes process, is widely used in statistical seismology to describe the self-exciting mechanism of earthquake occurrences. The ETAS model is characterized by the rate of arriving earthquake events conditioned on the history of previous events, which is also called the conditional intensity function. Fitting an ETAS model to data requires us to estimate the conditional intensity function. Many previous methods, including parametric and non-parametric, have certain limitations in quantifying uncertainty since most estimation techniques deliver a point estimate for the conditional intensity function. The GP-ETAS model defines the background intensity in a Bayesian non-parametric way through the Gaussian Process prior, allowing us to incorporate prior knowledge and effectively encode the uncertainty of the quantities arising from data and prior information. Based on the GP-ETAS model, we have carried out some new research topics, and some work is still ongoing. This presentation introduces the GP-ETAS model and some developments we have made.

© The Seismological Society of Japan

Spatio-temporal characteristics in GNSS time series based on robust spectral analysis

*Keisuke YANO[1], Masayuki Kano[2], Tetsuya Takatabatake[3], Yusuke Tanaka[2], Yusaku Ohta[2]

1. The Institute of Statistical Mathematics, 2. Tohoku University, 3. Osaka University

The Global Navigation Satellite System (GNSS) is an observation system to measure the locations of observation stations by receiving radio waves transmitted from the satellites. Due to this observation principle, raw GNSS data contain various information from satellites to receivers such as the ionosphere, atmosphere, surrounding environment close to the antennas, as well as the motion of the Earth. Thus, pre-processing of raw GNSS data is required to estimate the target products by modeling the other factors using analysis software.The Geospatial Information Authority of Japan provides the daily coordinates at the GEONET stations as the F5 solution (Takamatsu et al. 2023). Because of its convenient use, the F5 solution is frequently used for a variety of geodetic, seismic, and volcanic analyses related to crustal deformation. To precisely extract the transient deformation due to tectonic or volcanic processes, it is important to understand the spatio-temporal characteristics and to accurately model them. Nonetheless, the comprehensive analysis of spatio-temporal characteristics in the F5 solution has been rarely published. Takabatake and Yano (2023) recently proposed a method to robustly estimate the frequency-domain characteristics of observed time series. In this presentation, we introduce this robust spectral estimation and its application to the GEONET F5 solution. The method utilizes the spectral Renyi divergences, which includes the Itakura-Saito divergence as a limit. The Itakura-Saito divergence (Itakura and Saito, 1968; Whittle, 1953) is widely used in the spectral analysis and provides the foundations of the maximum likelihood method or Burg’ s maximum entropy method. However, the method based on the Itakura-Saito divergence is unstable in the presence of outliers in the frequency domain such as annual or semi-annual components. The spectral estimation using the spectral Renyi divergence is shown to become more stable against the presence of outliers in the frequency domain than that using the Itakura-Saito divergence, which reduces the effect due to pre-processing of observations. We then applied the method to the F5 solution from 1996 to 2023, which was then divided into four years overlapping 0.5 years to calculate power spectral densities (PSD). We modeled each PSD as the sum of the two Brune’ s spectral models (Brune, 1970) representing both high-frequency and low-frequency components. In this model, the amplitudes, cut-off frequencies, and slopes of the spectra for both frequencies are estimated by the proposed method. Our preliminary result indicates that, for low-frequency bands, the modeled spectral shows the colored noise with the slopes of ~-4.0–-1.5, while those for high-frequency bands are close to the pink to white noise with slopes of ~-1.5–0.0. In addition, the amplitudes of high-frequency component showed a temporally gradual reduction until ~2003. This may correspond to the reduction of GNSS orbits provided by Internaltional GNSS service.

© The Seismological Society of Japan

Room C | Regular session：S03. Crustal deformation, GNSS, and gravity

Tue. Oct 22, 2024 2:00 PM - 3:00 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 5:00 AM - 6:00 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S03] PM-1

chairperson:Masayuki Kano, Yusaku OHTA(RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S03-01] Detection of a recent large Hyuga-nada long-term slow slip event and estimation of its spatiotemporal slip distributions

Hiroki Kawabata[1], Yukinari Seshimo[1], *Shoichi YOSHIOKA[1], Francisco Ortega-Culaciati[2] (1. Kobe University, 2. University of Chile)

2:15 PM - 2:30 PM JST | 5:15 AM - 5:30 AM UTC

[S03-02] Detection of intermediate-term slow slip events and estimation of slip distribution in the shallow region of Suruga Trough

*Yuji Kikuchi[1], Yuta Mitsui[2], Masayuki Kano[3] (1. Graduate School of Science, Shizuoka University, 2. Department of Geosciences, Shizuoka University, 3. Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S03-03] Detection of inflection points in high-rate GNSS data:
Numerical experiments and a case study of slow slip events

*Riko Arai[1], Yuta Mitsui[2] (1. Graduate School of Science and Technology, Shizuoka University, 2. Department of Geosciences, Shizuoka University)

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

[S03-04] Establishment of a “Consortium to utilize the SoftBank original reference sites for Earth and Space Science” and current achievements

*Yusaku OHTA[1] (1. RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University)

Detection of a recent large Hyuga-nada long-term slow slip event and estimation of its spatiotemporal slip distributions

Hiroki Kawabata[1], Yukinari Seshimo[1], *Shoichi YOSHIOKA[1], Francisco Ortega-Culaciati[2]

1. Kobe University, 2. University of Chile

九州南東部における国土地理院のGNSS時系列データの水平および垂直変位を用いて、日向灘地域で最近発生した長期的スロースリップイベント（SSE）を検出し、その時空間滑り分布を推定した。水平変位のS/N比が1.0以上となるように0.8 年の最短の時間窓を設定し、滑りの時間変化を求めた。その結果、2018.5年～2019.3年の期間、宮崎県中部下のプレート境界で2 cm以上の滑りが発生したことが分かった（単位は0.1年＝ 36.5日）。その後、2019.3年～2020.1年には、宮崎県南部下のプレート境界で滑り量が若干増加・拡大し、その後の期間（2020.1年～2020.9年）には滑り量が最大3.9 cmに達した。さらにその後の0.8年の間（2020.9年～2021.7年）には、ほぼ同じ場所でより小さな滑りが発生し、2021.7年以降は、滑りは検出されなかった。したがって、長期的SSEの発生期間は2018.5年～2021.7年の約3.2年間と推定された。年平均最大滑り速度は2020.1年～2020.9年の期間にみられ、約4.9 cm/年 (3.9 cm/0.8 年) と求まった。最大総滑り量は約12.9 cm、解放されたモーメントは 4.9 ×10^{19} Nm、Mwは7.1 と推定された。今回の長期的SSEを日向灘地域で発生したこれまでの長期的SSEと比較すると、年平均最大滑り速度は比較的小さく、主な滑りはプレート境界のほぼ同じ位置で検出された。一方、今回の長期的SSEの滑りの継続時間は最も長く、解放されたモーメントとMwは最大となった。本研究で推定された日向灘長期的SSEの約10 cm以上の総すべり域は、深さ約30～40 kmの範囲で、1996年12月3日の日向灘地震の余効滑り域とほぼ重なっていた。短期的SSEも同じ深さ範囲で発生している。これら3者のプレート間地震イベントが同じ深さ範囲で発生している原因として、そのプレート境界面上での沈み込み方向の大きな温度勾配が考えられる。大きな温度勾配は、プレート境界での摩擦パラメータ(a−b)の深さ範囲を狭めるという重要な役割を果たす。マントルウェッジコーナー(MWC)部と沈み込んだ九州ーパラオ海嶺の外縁部の両方がプレート境界の深さ約30 kmに位置していることともあいまって、間隙水圧と法線応力も滑りをコントロールする臨界スティッフネスと密接に関係している。MWCのプレート境界の浅部側と深部側の間隙水圧と法線応力の対照的な値も、3種類の非地震性滑りが同じ深さ範囲で発生することに寄与している可能性がある。

© The Seismological Society of Japan

Detection of intermediate-term slow slip events and estimation of slip distribution in the shallow region of Suruga Trough

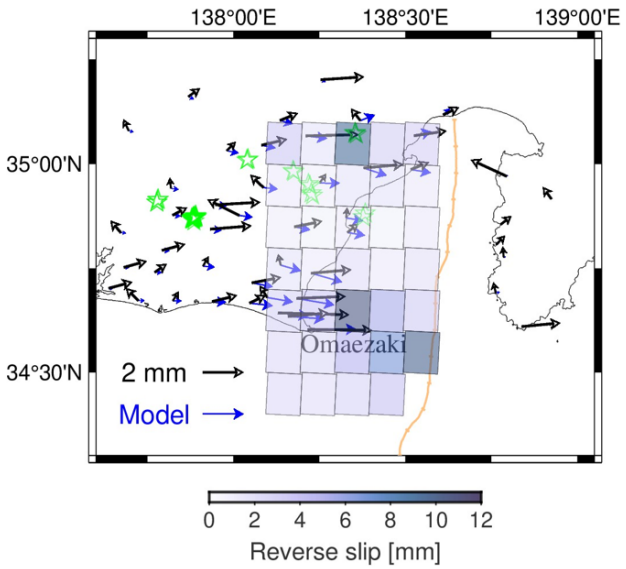
*Yuji Kikuchi[1], Yuta Mitsui[2], Masayuki Kano[3]

1. Graduate School of Science, Shizuoka University, 2. Department of Geosciences, Shizuoka University, 3. Graduate School of Science, Tohoku University

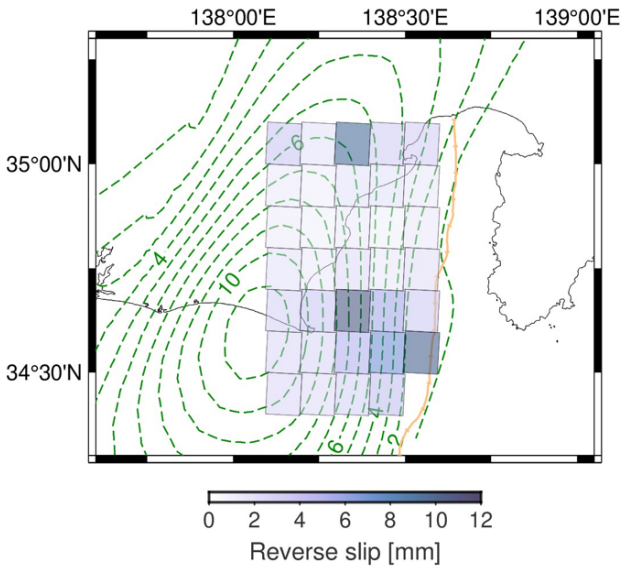
西南日本の南海トラフ沈み込み帯では、GNSSやひずみ計・傾斜計に基づく深部スロースリップイベント（SSE）の検出が行われてきた（例えばNishimura et al., 2013; Kano & Kato, 2020; Okada et al., 2022; Yabe et al., 2023）。いくつかの先行研究（Kano & Kato, 2020; Okada et al., 2022）は、南海トラフ沈み込み帯広域のデータを用いた網羅的な検出手法により、帯状に分布する深部SSEとは別に、駿河トラフなどのより浅部で多少の断層すべりを推定した。また、海溝に近い紀伊半島沖・室戸岬沖の浅部領域において、短期的SSEの典型的な継続時間よりもはるかに長い、数十日以上継続する、やや長期的なSSEの検出が報告されている（例えばYokota et al., 2020; Takemura et al., 2022）。
本研究では、2016～2022年の駿河トラフ上盤/下盤間のGNSS基線長変化に注目し、複数基線間の一時的短縮を検出することにより、駿河トラフ浅部領域でやや長期的なSSEが単独発生した可能性のある期間を推定した。その後、SSE候補期間における水平変位ベクトルを用いて、ベイジアンインバージョン解析に基づき断層すべり分布を推定した。
観測データは、国土地理院GEONET・F5解の水平成分について、2016年～2022年の時系列データを使用した。駿河トラフ浅部南側で上盤/下盤間の４つの基線をとり、基線長データに変換した。GNSS基線長データからはオフセットや季節変動、線形トレンドを予め除去した。
駿河トラフ浅部で100日程度継続するやや長期的なSSEが単独発生した可能性のある時期を探るため、複数の方法でSSE候補期間を絞り込んだ。まず、SSEによる基線短縮をランプ関数で模擬したテンプレートとGNSS基線長移動平均データとをテンプレートマッチングにより相関分析した。また、GNSS基線長移動平均データをトレンド除去したものに100日間のタイムウィンドウを設定し、基線短縮速度の増減を調べた。具体的には、タイムウィンドウに含まれるデータに直線をフィッティングし、回帰直線の右端と左端の差を求めることで基線長の速度変換（m/100day）を行った。複数基線においてテンプレートマッチングと基線長速度変換の両結果が調和的であった期間をSSE候補期間とし、当該期間内におけるテンプレートマッチングの相関係数のピークを抽出した。その後、相関係数の最大ピークの日付を中心にテンプレートの時間窓を50日～400日の間で変化させ、改めてテンプレートとGNSS基線長移動平均データとを相関分析することにより、継続時間を決定した。
解析の結果、2019年9月6日～2020年1月1日にかけて、継続時間118日程度のSSE候補を推定した。SSE候補期間においては、駿河トラフ付近で小繰り返し地震（Igarashi, 2020）が活発化しており、SSEと繰り返し地震活動に何らかの関連性が示唆された。
変位ベクトルを用いて、馬蹄型事前分布（Carvalho et al., 2009）を仮定したハミルトニアンモンテカルロ法に基づく断層すべり分布推定を行った。その結果、御前崎沖のプレート境界浅部（深さ～7 km）において最大10 mm程度の断層すべりを推定した（左図）。このすべり領域の一部は、Ochi & Kato （2013）が報告した東海地方の固着域近傍に位置していた（右図）。当該領域におけるすべり欠損速度は、南海トラフ沈み込み帯全体の中で比較的小さいと報告されている（Nishimura et al., 2018）。本研究で推定したSSEが繰り返し発生していることを仮定すれば、小さなすべり欠損速度の原因を一部説明できる可能性がある。

© The Seismological Society of Japan

断層すべり分布の推定結果
（緑色の星は小繰り返し地震；Igarashi, 2020）



2000～2005年におけるすべり欠損
（1cmコンター；Ochi & Kato, 2013）



© The Seismological Society of Japan

Detection of inflection points in high-rate GNSS data: Numerical experiments and a case study of slow slip events

*Riko Arai[1], Yuta Mitsui[2]

1. Graduate School of Science and Technology, Shizuoka University, 2. Department of Geosciences, Shizuoka University

スロー地震の多様な時間スケールにおける研究が進められている中、100秒～1日程度の継続時間を持つイベントの検出は難しい(e.g., Ide and Beroza, 2023)。さらに、長い継続時間を持つイベントが、より短いイベントの集合体である可能性についての議論も活発に行われている(e.g., Frank and Brodsky, 2019)。このため、スロー地震の理解を深める上で、短いサンプリング間隔での測地学的観測データを用いたスロースリップイベント(SSE)の検出が重要である。

本研究では、1日より短いサンプリング間隔を持つハイレートGNSSデータを用いて、網羅的なイベント検出方法について検討する。このために、Nevada Geodetic Laboratoryが提供する5分間隔の精密単独測位解データセット(e.g., 三井・新井, 2023)を使用した。我々が以前に行った予備研究では、ハイレートGNSSデータのノイズが大きいため、1日サンプリングデータで行われているテンプレートマッチングによるシグナル検出(e.g., Rousset *et al.*, 2017)が困難であることがわかった。そこで、イベントの開始時刻と終了時刻に生じる時系列データの変曲点を自動で検出する手法(Taylor and Letham, 2017)を採用した。具体的には、変曲点の候補を多数設定し、事前分布としてラプラス分布を仮定した最大事後確率推定に基づく折れ線回帰を用いて、有意な変曲点を抽出する。

まず、実際のハイレートGNSSデータのノイズ特性解析に基づいて作成した人工時系列データで、変曲点解析の設定の検討(数値実験)を行った。GNSSデータのノイズスペクトルは一般にホワイトノイズ的ではなく、周波数に依存した成分を持つことが知られている(e.g., Genrich and Bock, 2006; Geng *et al.*, 2018)。このことがシグナル検出に影響を与えていると考え、観測データに含まれるノイズのパワースペクトル密度の形状を調べた。次に、観測データのパワースペクトル密度の形状を単純化したパワースペクトル密度を持つノイズにClipped ReLU関数のシグナルを足して、人工データを作成した。この人工データを用いて、変曲点検知によるシグナル検出数値実験を行った。シグナルの変位量および変位期間を変えたとき、正解の位置に変曲点を検知できるか否かで、シグナル検出の結果を評価した。解析のための設定として、ラプラス分布のパラメタτおよび変曲点の候補点数に注目した。これらを変えたとき、シグナル検出の精度の変動の様子から、継続時間ごとに最適なパラメタを決定した。

次に、数値実験の結果を踏まえて、1日サンプリングGNSSデータに基づく先行研究のSSEシグナルを、ハイレートGNSSデータを用いて再検出した事例を紹介する。具体的には、東日本の相模トラフに沿った房総半島沖のフィリピン海プレート沈み込み境界で発生した、2011年、2013年～2014年、2018年のSSE (e.g., Fukuda, 2018)、さらに日本海溝に沿った茨城県南部付近の太平洋プレート沈み込み境界で発生した2016年のSSE (Nishimura, 2021)を対象とした。検出テストの結果、2011年、2013年～2014年、2018年のイベントでは、変位の方向、開始時刻、および終了時刻が先行研究とほぼ一致し、シグナルの自動検出に成功した。しかし、2016年のイベントでは、明確なシグナルを検出できなかった。これは、2011年、2013年～2014年、2018年のイベントでは最大で1 cm以上の観測点変位があったのに対し、2016年のイベントでは変位が最大でも3 mmに満たず、シグナルがノイズに対して不十分であったためと考えられる。

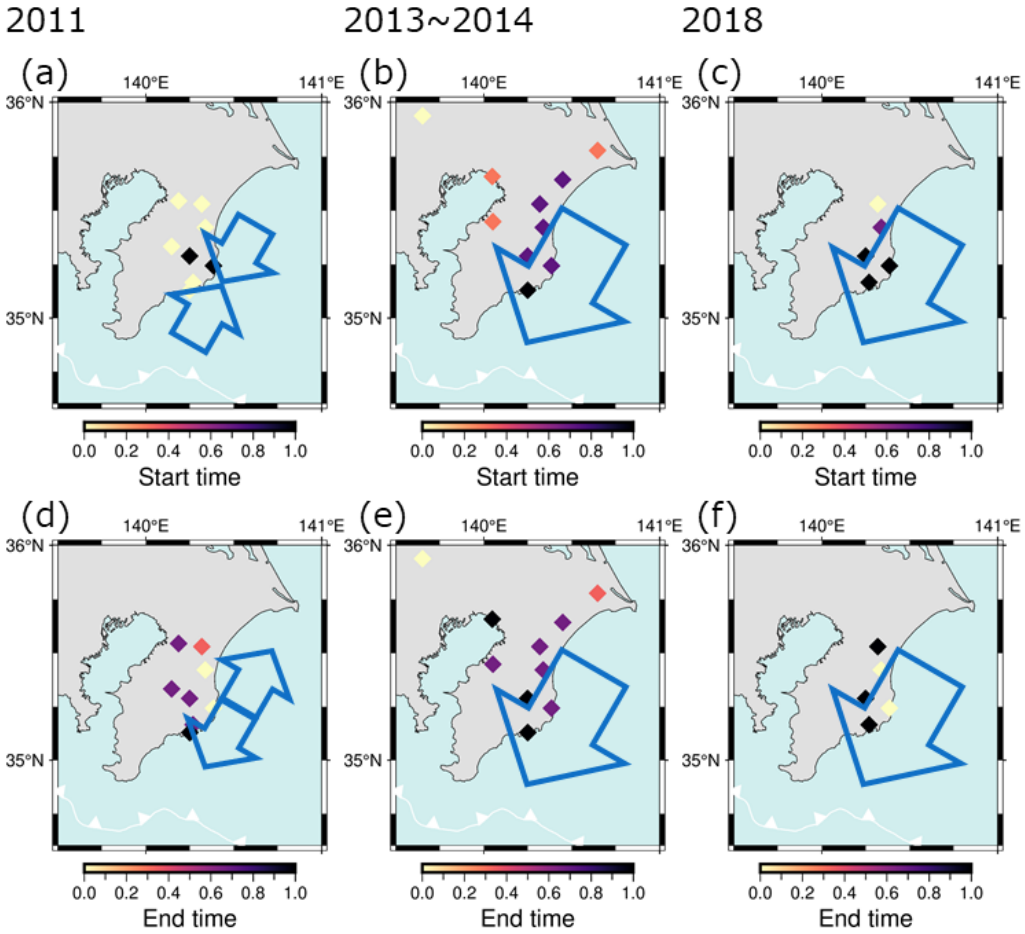
ハイレートGNSSデータは短いサンプリング間隔を持つため、イベントの時間発展を1日サンプリングデータより詳細にとらえることが期待される。例として、シグナルを検出できた3つのイベントについて、観測点ごと

© The Seismological Society of Japan

の変曲点(開始・終了時刻)を空間的に比較し、伝播の様子を調べた。2011年のイベントでは、開始時刻の伝播と終了時刻の伝播が逆方向となる傾向があった(図a, d)一方、2013～2014年および2018年のイベントでは、開始・終了時刻ともに、おおむね同方向に伝播した(図b, e; c, f)。また、変曲点における傾きの変化率を示すデルタ値を用いて、SSEの開始時刻と終了時刻のどちらがより明瞭であったかを評価した。結果として、2011年のイベントでは開始時刻が、2018年のイベントでは終了時刻が全体としてより高いデルタ値を示した。これは、開始・終了のどちらがより急激な現象となるか、イベントによって異なる可能性を示唆する。

本研究で導入した手法は、煩雑な前処理を必要としない自動検出であるため、世界中のSSEの多様性および普遍性を比較検討するのに役立つことが期待できる。

図. 変位量が最大値の50%以上の観測点を使用。



© The Seismological Society of Japan

Establishment of a “Consortium to utilize the SoftBank original reference sites for Earth and Space Science” and current achievements

*Yusaku OHTA[1]

1. RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University

全地球測位システム (GNSS) は、地震や火山現象にともなう地殻変動の把握だけでなく、対流圏における水蒸気量の動態そして太陽活動やその他の地球表層現象によって生じる電離圏の時空間変動等を高い時間分解能で把握できる観測センサーである。日本では国土地理院によって観測点間隔20-30kmで1,300点を超えるGNSS観測網から構成されるGEONETが1996年以降25年を超えて運用され、地殻変動を初めとするさまざまな地球科学現象の理解に大きく貢献してきた。近年、自動運転やドローンなどの技術発展が著しい。これら技術の根幹となるナビゲーション技術はGNSSがその基盤であり、従来のメートル精度の測位に加え、搬送波位相を用いたセンチメートル精度のリアルタイムでの位置情報取得が普遍的に利用できる状況が整いつつある。これらの基準点として特に携帯電話事業者が中心となり、独自のGNSS観測網を日本全国に展開を開始している。例えばソフトバンク株式会社 (以下，ソフトバンク)では、3,300点を超える独自のGNSS観測網をすでに設置、稼働させている。Ohta and Ohzono (2022) は，これらソフトバンク独自基準点の地殻変動監視への応用可能性について検討を行い、日座標値の推定値からおおむねGEONETと同等の性能で地殻変動を捉えられる可能性があることを指摘した。これらの成果を受けて、東北大学大学院理学研究科では、より幅広い地球科学分野へのソフトバンク独自基準点の利活用を目的としたコンソーシアム (Consortium to utilize the SoftBank original reference sites for Earth and Space Science, 略称：CSESS)を2022年8月にソフトバンク株式会社およびALES株式会社の協力を得て設立した。参画機関は2024年8月現在、東北大学大学院理学研究科を代表機関として，国内の大学・国立研究開発法人など23機関28部局およびソフトバンク株式会社、ALES株式会社等民間企業3社である。現在、CSESSの枠組みを通じ、ソフトバンク独自基準点の全観測点の観測データが専用線経由で東北大学大学院理学研究科に送信・蓄積され、コンソーシアム加盟機関が各研究テーマに沿ってデータを活用できる状況となっている。さらに、それら観測データのルーチン的な日座標値推定が行われ、GNSSデータ解析を行わずとも超稠密GNSS観測網の成果を活用できる。発表では、これら日々の座標値推定結果にもとづくソフトバンク独自基準点の精度評価結果を示すとともに、これまでにCSESSの枠組みで得られた成果についてレビューを行う。

謝辞：本研究で使用したソフトバンクの独自基準点の後処理解析用データは、「ソフトバンク独自基準点データの宇宙地球科学用途利活用コンソーシアム」の枠組みを通じて、ソフトバンク株式会社および ALES株式会社より提供を受けたものを使用しました。

© The Seismological Society of Japan

Room C | Regular session：S03. Crustal deformation, GNSS, and gravity

Tue. Oct 22, 2024 3:15 PM - 4:45 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 6:15 AM - 7:45 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S03] PM-2

chairperson:Takeshi Iinuma(Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC)), Yusuke Yokota

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

[S03-05] The Spatiotemporal Evolution of Afterslip Following the Largest Foreshock (M 7.3) of the 2011 Tohoku Earthquake Based on OBPR Data

*Kyosuke Hirata[1], Ryota Hino[1], Taisuke Yamada[1], Kosuke Minamoto[1], Hideto Otsuka[1], Yusaku Ohta[1], Tatsuya Kubota[2] (1. Tohoku University, Graduate School of Science, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

3:30 PM - 3:45 PM JST | 6:30 AM - 6:45 AM UTC

[S03-06] Extracting crustal uplifts during slow slip by applying MSSA to ocean bottom pressure gauge data and an oceanic model

*Toshinori SATO[1], Saki SHIBATA[1], Koichi MURATA[1,2], Norihisa USUI[3], Hajime SHIOBARA[4], Tomoaki YAMADA[4], Masanao SHINOHARA[4] (1. Chiba Univ., 2. Oyo Corp., 3. MRI, 4. ERI, Univ. of Tokyo)

3:45 PM - 4:00 PM JST | 6:45 AM - 7:00 AM UTC

[S03-07] Investigation of offshore SSEs detected in SGO-A

*Yusuke YOKOTA[1], Tadashi Ishikawa[2], Shun-ichi Watanabe[2], Yuto Nakamura[2], Koya NAGAE[2] (1. Institute of Industrial Science, University of Tokyo, 2. Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard)

4:00 PM - 4:15 PM JST | 7:00 AM - 7:15 AM UTC

[S03-08] Utilization of Unmanned Surface Vehicles in GNSS-Acoustic Observation Using to Detect the Seafloor Crustal Deformation

*Takeshi IINUMA[1], Motoyuki Kido[2], Tatsuya Fukuda[1], Yusaku Ohta[3], Fumiaki Tomita[2], Ryota Hino[3], Hiroaki Takahashi[4], Takane Hori[1], Yusuke Yokota[5] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 3. Graduate School of Science, Tohoku University, 4. Graduate School of Science, Hokkaido University, 5. Institute of Industrial Science, University of Tokyo)

4:15 PM - 4:30 PM JST | 7:15 AM - 7:30 AM UTC

[S03-09] Estimation of Fault Interaction in Eastern Taiwan Using InSAR and GNSS: Case of the 2022 Yuli Earthquake

*Yuri Ishimaru[1], Youichiro Takada[2], Kuo-En Ching[3], Wu-Lung Chang[4] (1. Hokkaido University, Graduate School of Science, 2. Hokkaido University, Faculty of Science, 3. National Cheng Kung University, 4. National Central University)

4:30 PM - 4:45 PM JST | 7:30 AM - 7:45 AM UTC

[S03-10] 2D collision models with visco-elasto-plastic rheology applied to WNW-ESE shortening along the Niigata-Kobe Tectonic zone

*Erika Moreno[1], Shoichi Yoshioka[1,3], Vlad Constantin Manea[2], Marina Manea[2], Nobuaki Suenaga[1] (1. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 2. Instituto de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 3. Department of Planetology, Faculty of Science, Kobe University,)

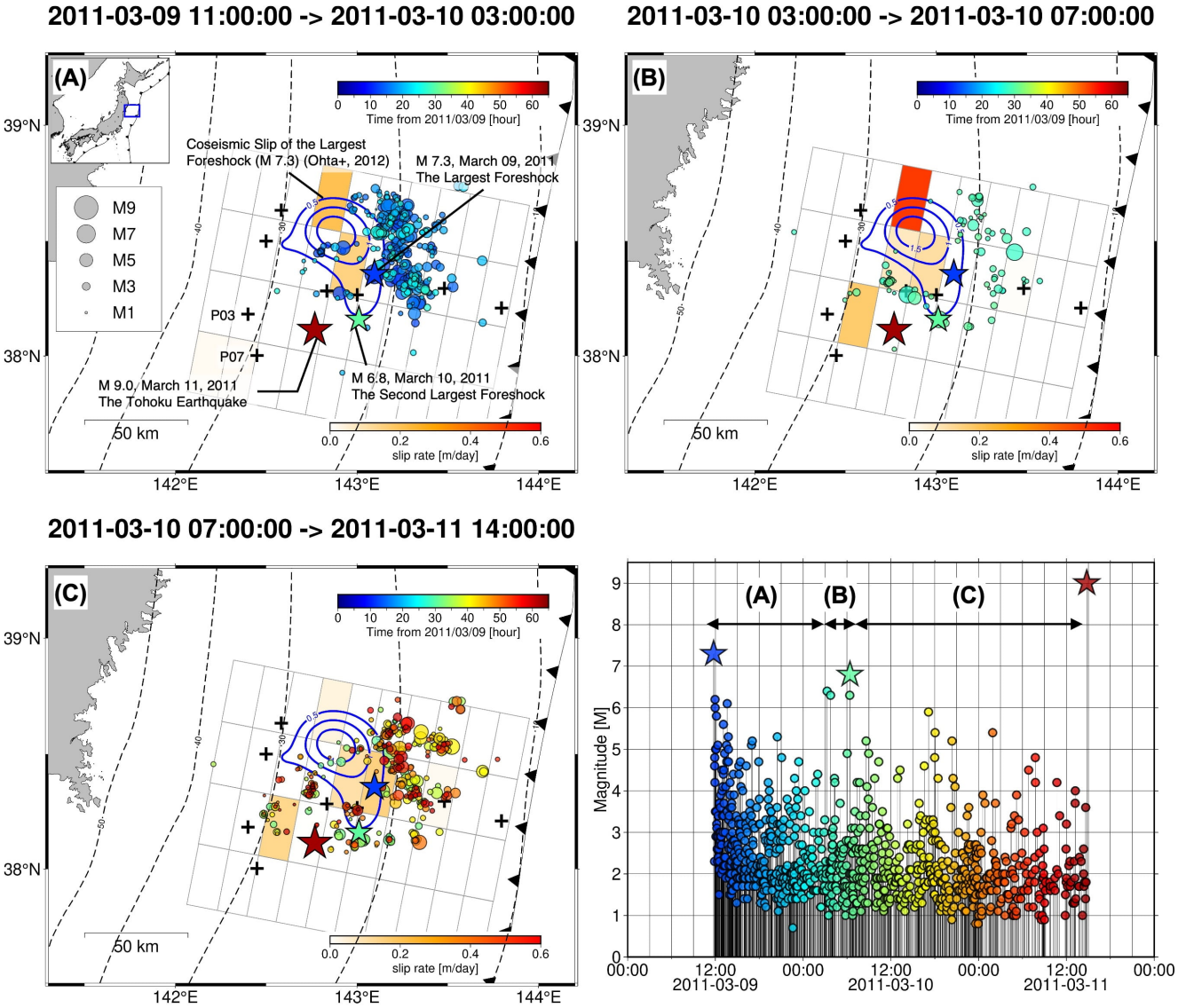
The Spatiotemporal Evolution of Afterslip Following the Largest Foreshock (M 7.3) of the 2011 Tohoku Earthquake Based on OBPR Data

*Kyosuke Hirata[1], Ryota Hino[1], Taisuke Yamada[1], Kosuke Minamoto[1], Hideto Otsuka[1], Yusaku Ohta[1], Tatsuya Kubota[2]

1. Tohoku University, Graduate School of Science, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

本研究では，2011年3月11日14：46（JST）頃に発生した東北地方太平洋沖地震（Mw 9.0）の最大前震（Mw 7.3；M9本震より51時間前に発生）（前震＃1）の発生から本震に至る非地震性すべりの時空間発展について，海底水圧計（OBPR）データの再解析を通して，より詳細に明らにする．Ohta+ (2012)は，陸上GNSS及びOBPRのデータを使用し，すべりの空間分布が時間的に変化しないことを仮定し，前震＃1からM9本震までの地表面変位からすべり分布を推定した．しかし，前震＃1からM9本震に至るまでに，本震の約32時間前にMw 6.5の2番目に大きな前震（前震＃2）が発生しており，この地震が本震に至る非地震性すべりの時空間発展に影響を及ぼしている可能性がある．OBPRデータには，時定数及び振幅が地殻変動成分とよく似た非潮汐海洋変動成分（海洋ノイズ）が含まれており，地殻変動検出を行うにあたっては海洋ノイズとの分離が重要となる．本研究では，日本近海で高空間解像度を有する海洋モデルであるMRI.COM（Hirose+, 2020）の出力と主成分分析を使用して非潮汐海洋変動起源のノイズ除去を試みた．その結果，使用した8観測点においてノイズレベル（１σ）は1 cm（水圧変動に換算して~1 hPa）未満となり，OBPRデータ上での地殻変動成分のS/N比が向上した．処理後のOBPRの記録を詳しくみると，前震＃1の震央に近い観測点（P09）では，前震＃1直後からその余効すべりによると考えられる変動が見られているのに対して，震央から離れた他の観測点での顕著な変動は9-13時間程度遅れて始まっており，前震＃1後の余効すべりの範囲が時空間的に変化していることが示唆される．こうした特徴を示すOBPRデータからすべりの時空間分布の推定を試みた．観測データが8観測点での上下変動成分のみと少ないことから，非負拘束付きスパースモデリング（LASSO）を使用してインバージョン解析を行った．前震＃1発生後，地震時すべりを起こした領域（M9本震震源北側）付近で非地震性すべりが発生し，遅れてM9本震震源のダウンディップ側で非地震性すべりが加速し，その後M9本震に至るまで本震震源付近ですべりが継続するというように，すべりの範囲が経過時間とともに遷移していることを明らかにすることができた．M9震源ダウンディップ側の非地震性すべり域では，すべりの加速に同期するような群発地震活動も見られた．

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Extracting crustal uplifts during slow slip by applying MSSA to ocean bottom pressure gauge data and an oceanic model

*Toshinori SATO[1], Saki SHIBATA[1], Koichi MURATA[1,2], Norihisa USUI[3], Hajime SHIOBARA[4], Tomoaki YAMADA[4], Masanao SHINOHARA[4]

1. Chiba Univ., 2. Oyo Corp., 3. MRI, 4. ERI, Univ. of 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、季節変動、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。海洋変動を取り除くため、これまでは、複数の観測点の平均を差し引く方法（e.g. Ito, et al, Tectonophys, 2013）、深さが同様の観測点のデータの差を取る方法（e.g. Fredrickson, et al, JGR, 2019）などが行われてきた。我々は、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（清水、他、JpGU、2021）。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、2018年の房総SSEにこの方法を適用し、従来の方法との比較等も行った。

２．方法
解析に使用した海洋モデルは、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4地点のデータ（2016~2018）を使用した。このデータには、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た。その結果、負の相関が高い成分とほぼ同じ周期を持つ正の相関が高い成分が対で存在することがわかった。これは、海洋モデルがその周期を再現しているが、振幅までは正確に再現できていないと考えられる。そこで、海洋モデルの再合成では、正の相関が高い成分を足し、負の相関が高い成分を引くことを行った。これは、観測データによって海洋モデルを補正したことになる。この再合成モデルを潮汐とトレンドを除いた観測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、SSEによる変動の抽出を試みた。

３．結果
再合成した海洋モデルは、元の海洋モデルと比べると、一見大きな違いはないように見られたが（図１(c)、(d)）、潮汐とトレンドを除いた観測データから再合成した海洋モデルを差し引いたデータ（図１(f)）は、単純に海洋モデルをそのまま差し引いた場合（図１(e)）より、変動がよりなめらかになった。パラメトリックモデルを当てはめて推定した2018年の房総SSEの変動は、3点で隆起、1点で沈降という結果となり、SSEのすべり領域を考えると妥当な結果である。従来の深さが同様の観測点のデータの差を取る方法と比較すると、変動の傾向（隆起か沈降か）はほぼ同様だが、変動の誤差は、今回の方法では5 mm程度、従来の方法では14 mm程度と、今回の方法のほうがよりよく変動を求められることがわかった。

謝辞
本研究の遂行にあたり、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, 23K03541) の補助を受けました。

© The Seismological Society of Japan

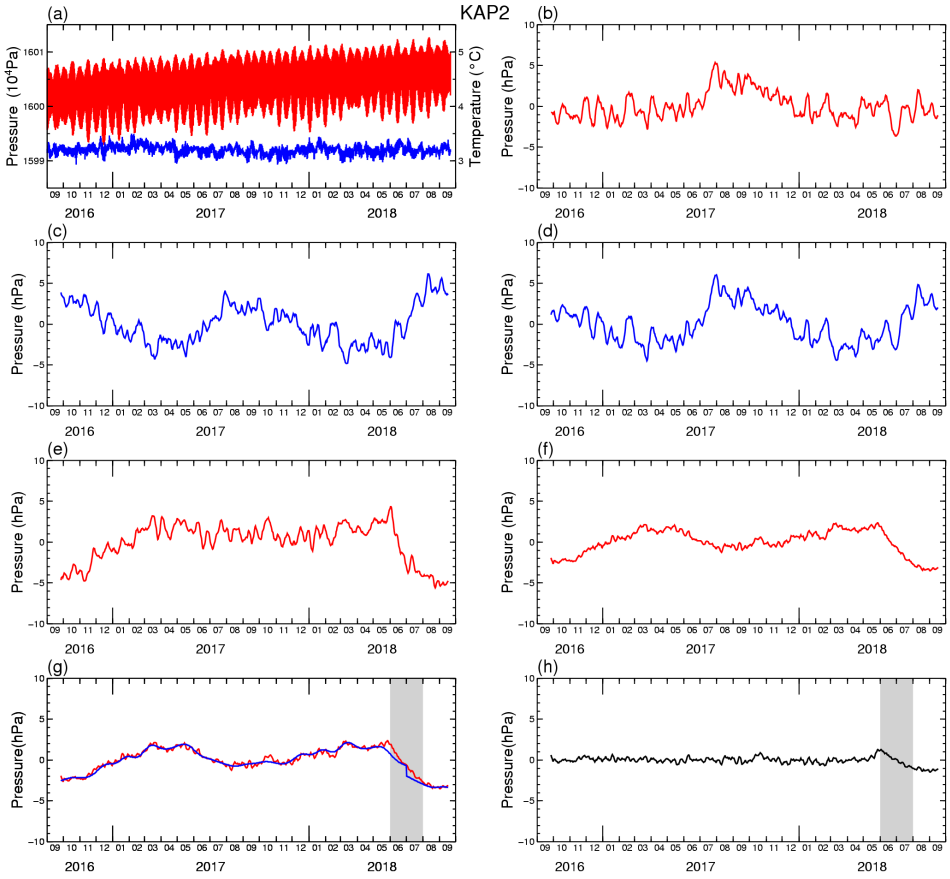


図 1　(a)OBP 観測点（KAP2）の圧力（赤）と温度（青）。(b)潮汐成分を除いた圧力の 7 日移動平均。(c)海洋モデルの 7 日移動平均。(d)再合成した海洋モデル。(e) 潮汐成分を除いた圧力から海洋モデルそのものを差し引いたもの。(f) 潮汐成分を除いた圧力から再合成した海洋モデルを差し引いたもの。(g)パラメトリックモデルの当てはめ。赤線は(f)の結果、青線は当てはめたパラメトリックモデル。グレーは SSE 発生期間。(h)SSE による変動。(g)の赤線から青線の SSE によるジャンプを除いたものを差し引いた結果。

© The Seismological Society of Japan

Investigation of offshore SSEs detected in SGO-A

*Yusuke YOKOTA[1], Tadashi Ishikawa[2], Shun-ichi Watanabe[2], Yuto Nakamura[2], Koya NAGAE[2]

1. Institute of Industrial Science, University of Tokyo, 2. Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard

これまで，海上保安庁のGNSS-音響測距結合方式（GNSS-A）による海底地殻変動観測網SGO-Aのデータは，海底局，海上局の機器バイアスによる影響を受けていた．この機器バイアスを評価し，補正するために，東京大学，JAMSTECにおいて水槽実験が実施された（中村ほか, 2023, 海洋情報部研究報告; Yoshizumi et al., 2024, JASA; 永江ほか, 2024, 超音波研究会）．これらの結果に基づくバイアス補正法，Acoustic Ambiguity Reduction (AAR) 法（Yokota et al., 2024, EPS）が開発され，すべての観測点での上下の位置決定精度，異なる種類の海底局が混じって設置されている観測点・観測時期の水平・上下の位置決定精度が改善された．

SGO-A観測網では南海トラフ浅部においてスロースリップイベント（SSE）が検知されている（Yokota & Ishikawa, 2020, Sci Adv）．本発表では，最新のデータのGARPOS（Watanabe et al., 2020, FES）による解析結果から浅部SSEの活動について調査し報告する．

ここでは，Yokota & Ishikawa (2020, Sci Adv)（以下，YI）のSSE検知と同様の手法を南海トラフに設置された15観測点と房総沖に設置された観測点を合わせた16観測点の2013年から2023年までのデータの水平動の時系列に対して適用する．最小二乗法で時系列に対する折れ線関数と直線をそれぞれ推定し，c-AICが最小となるケースを解とする．イベントの向きはすべり欠損の方向にならないものとした．YIではSSEの信号の長さを１年と仮定して推定していたが，この推定では，信号の長さは可変とした．

結果として，YIにおいて強い信号として検知された４地点の信号が今回も検出された．一方で，当時のデータ・期間では検知されなかった信号がいくつか検出された．たとえば，房総沖に設置された観測点ではOzawa et al. (2019, EPS)で推定された房総沖のSSEと同時期に信号が検出されている．

上下の位置決定精度が向上したことで上下動の時系列に対しても同様にイベントの探索を行うことができるようになった．この手法とデータ，期間（2013-2023年）においては5 cm程度の上下動を伴うイベントは検出されなかった．

謝辞：本研究は東京大学地震研究所の公募研究ERI JURP 2024-Y-KOBO12，セコム科学技術財団，JSPS科研費 学術変革A ”Slow to Fast地震学”のJP21H05200により実施されています．

© The Seismological Society of Japan

Utilization of Unmanned Surface Vehicles in GNSS-Acoustic Observation Using to Detect the Seafloor Crustal Deformation

*Takeshi IINUMA[1], Motoyuki Kido[2], Tatsuya Fukuda[1], Yusaku Ohta[3], Fumiaki Tomita[2], Ryota Hino[3], Hiroaki Takahashi[4], Takane Hori[1], Yusuke Yokota[5]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 3. Graduate School of Science, Tohoku University, 4. Graduate School of Science, Hokkaido University, 5. Institute of Industrial Science, University of Tokyo

2018年に開発に着手して以来，海洋研究開発機構と東北大学は無人観測機ウェーブグライダーを用いてGNSS-音響測距結合方式の海底地殻変動観測（以下，GNSS-A観測）を行うシステムを運用してきた．2019年7月に実海域での試験観測を実施したのち，2020年度以降は年二回，各運航で多数の観測点（7～18点）を巡回してGNSS-A観測を行っており，本予稿執筆時点までに計11回の長期（20～80日程度）運航を終えている．これらの運航において収録されたデータを解析して得られた地殻変動場については，富田・他（本大会）により報告される．本講演ではウェーブグライダーを用いてGNSS-A観測を実施してきたことによって得られた，海上無人機の活用及び運航に関する知見を報告するとともに，今後計画されている取り組みについて紹介する．ウェーブグライダーはLiquid Robotics社（米）が開発した，自動自律航行する海上無人機であり，波浪による海水の上下運動の大きさが海面と海中とで違うことを利用して推進力を得る．海面に位置するフロート部の太陽光パネルと二次電池からの電力供給により，航行制御や陸上との衛星通信，観測機器の作動及びデータ収録などが行われる．燃料の消費を要しないため，太陽光パネルによる発電量が十分な時期であれば，長期間の航行及びGNSS-A観測の実施が可能である．また，ラダーの角度を海流の向きや機体の進行方向を踏まえて調節して，設定した航路をたどれるようにしたり，船舶自動識別装置を搭載した船舶と接近した場合には，その針路に応じて衝突を回避したりといった自律制御がなされる．これまで，根室半島沖～茨城県沖の観測点を網羅する1～2か月程度の観測を春～夏に，青森県沖～宮城県沖の観測点を重点的に巡回する1か月弱の観測を夏～秋にそれぞれ実施してきた．他船との接触や内部機器の深刻な不具合のような，機体の亡失や大破につながる大きな事故やGNSS-A観測が実施不能となるトラブル等を起こすことなく航行及び観測を実施できている．とはいえ，海流の影響で設定した通りの航路をたどれないことがあったり，太陽光パネルによる発電量が十分ではないために観測時間を短縮せざるを得ないことがあったりと，機体の性能による運用の限界も明らかとなってきた．海流についていえば，ウェーブグライダーの航行速度（対水速度）は補助スラスタを最大出力で稼働させたとしても2ノット程度であり，黒潮続流や津軽暖流の中心域においては，設定どおりの航路を期待した速度で航行するのが難しい．特に，GNSS-A観測点における移動観測（観測点の水深を直径とする円を航路として設定）は，高精度の測位に不可欠であるものの，その実施の可否は流速による制限を大きく受けてしまうことになる．また，移動観測の実施可否は，補助スラスタ使用時には消費電力が非使用時の2～4倍にもなるため，電力残量及び発電量にも依存する．これまでの経験からすると10月下旬以降の日射量は不十分であることが多く，運用可能時期は限定的である．一方，無人機によるGNSS-A観測の実施には，費用対効果の面や荒天耐性の面で，船舶に比して優れたところは数多く存在する．現在，ウェーブグライダーの他にも，セイルドローンやブルーボトルといった風力によって航行する無人機が存在し様々な海域観測に用いられている．大型の機体を用いるならば，発電量を増やしたり航行速度をあげたりすることが可能となるが，日本国内においては，無人船舶と位置づけられるか漂流物とみなされるかが，機体の大きさに依存する．無人船舶扱いとなると運用面でのコストが増大し，費用対効果の面での利点を損ないかねない．本講演では，それらのうちどのような機体がGNSS-A観測にとって望ましいのかについて，ウェーブグライダーを用いて重ねてきた実績をもとに考察するとともに，開発途上にある新たな機体についても紹介する． 謝辞：本研究の一部はJSPS科研費JP19H05596，JP20KK0097， JP23H01262及びJP24H00258の助成を受けて行われた．また，ウェーブグライダーの投入及び回収の一部は，海洋研究開発機構所内利用航海（MR20-E02，「みらい」）及び東京大学大気海洋研究所の共同利用研究航海（KS-19-12，KS-20-16，KS-21-5，KS-21-25，KS-23-4，KS-23-14，KS-24-7及びKS-24-20，すべて「新青丸」）にて行われた（KS-24-20については，行われる見込み）．記して感謝を表する．

© The Seismological Society of Japan

Estimation of Fault Interaction in Eastern Taiwan Using InSAR and GNSS: Case of the 2022 Yuli Earthquake

*Yuri Ishimaru[1], Youichiro Takada[2], Kuo-En Ching[3], Wu-Lung Chang[4]

1. Hokkaido University, Graduate School of Science, 2. Hokkaido University, Faculty of Science, 3. National Cheng Kung University, 4. National Central University

台湾東部はフィリピン海プレートとユーラシアプレートの衝突境界に位置し，世界で最も急速な造山運動が進行する地域の一つである (Chai, 1972; Takada et al., 2007)．衝突の境界には，台東縦谷断層 (Longitudinal Valley Fault, LVF) と中央山脈断層 (Central Range Fault, CRF) の2つの活断層が並行して存在するが (Shyu et al., 2006; Lee et al., 2023)，これらの断層の力学的相互作用はほとんど解明されていない．本研究では，まず2022年3月22日にLVFで発生したYuli地震 (Mw 6.7) による地殻変動をInSARとGNSSを用いて面的かつ高精度に検出し，断層面上のすべり分布を求めた．さらに，Yuli地震の断層すべりに伴うCRF上での応力変化量を計算することで，2022年9月18日にCRFで発生したChihshang地震 (Mw 7.0) への影響を調べた．
はじめに，ALOS-2のInSAR画像とGNSSデータを用いて，半無限弾性体のグリーン関数 (Okada, 1985) によるジョイントインバージョン解析を行い，Yuli地震に伴うLVF上でのすべり分布を推定した．InSAR画像の誤差は空間的に相関を持つため，共分散成分を指数関数でモデル化した (Lohman & Simons, 2005; Fukushima et al., 2005)．推定されたすべりベクトルは逆断層成分を示し，断層すべりは深さ約10 kmから30 kmの範囲に集中した．最大すべり量は約60 cm，モーメントマグニチュードは6.8であった．
次に，Coulomb 3.3 (Toda et al., 2011) を用いて，LVFで発生したYuli地震の断層すべりに伴うCRF上のクーロン破壊関数の変化 (ΔCFF) を計算した．その結果，Chihshang地震の震源北部の主破壊域においてCFFが約0.3 MPa増加したことが明らかになった (図1)．これは，Yuli地震がChihshang地震の破壊域を北側に広げる役割を担ったと解釈できる．また，このΔCFFをCRFの長期的な応力蓄積速度で割ることで，Yuli地震がChihshang地震の発生を約50年早めた可能性を示した．
一方で，1951年にLVFで発生した台東縦谷地震や，2022年にCRFで発生したChihshang地震では，向かい合う断層面上に負のΔCFFを引き起こす (Tang et al., 2023)．このようなΔCFFの正負の違いをもたらす原因を解明するために，震源断層面でのすべり角を90°から0°まで系統的に変化させてΔCFFを計算した．その結果，震源断層面でのすべり角が90°の場合にはレシーバー断層面上のΔCFFは正の値となるが，0°に近づくにつれて負のΔCFFが現れることが明らかになった．LVFとCRFの位置関係はハの字型に向かい合っているため，LVFで発生した地震がCRF上にもたらす応力変化だけでなく，逆の場合についても同様の結果が得られる．
さらに，この地域の過去の地震記録を調べた結果，上記で明らかにしたように，震源断層のすべり角の違いによって，他方の断層面上において地震活動が活発化・静穏化する事例を見出した．以上より，台湾東部の2つの断層での地震発生間隔は，他方の断層で発生する地震によって大きく変化し，その影響の大きさは断層のすべり角に強く依存すると結論付けた．

謝辞：本研究は東京大学地震研究所共同利用 (2024-B-02) の援助をうけた．本研究で用いた PALSAR-2データはPIXEL (PALSAR Interferometry Consortium to Study our Evolving Land surface) において共有しているものであり，宇宙航空研究開発機構 (JAXA) とPIXELとの共同研究契約に基づきJAXAから提供された．PALSAR-2データの所有権はJAXAにある．

© The Seismological Society of Japan

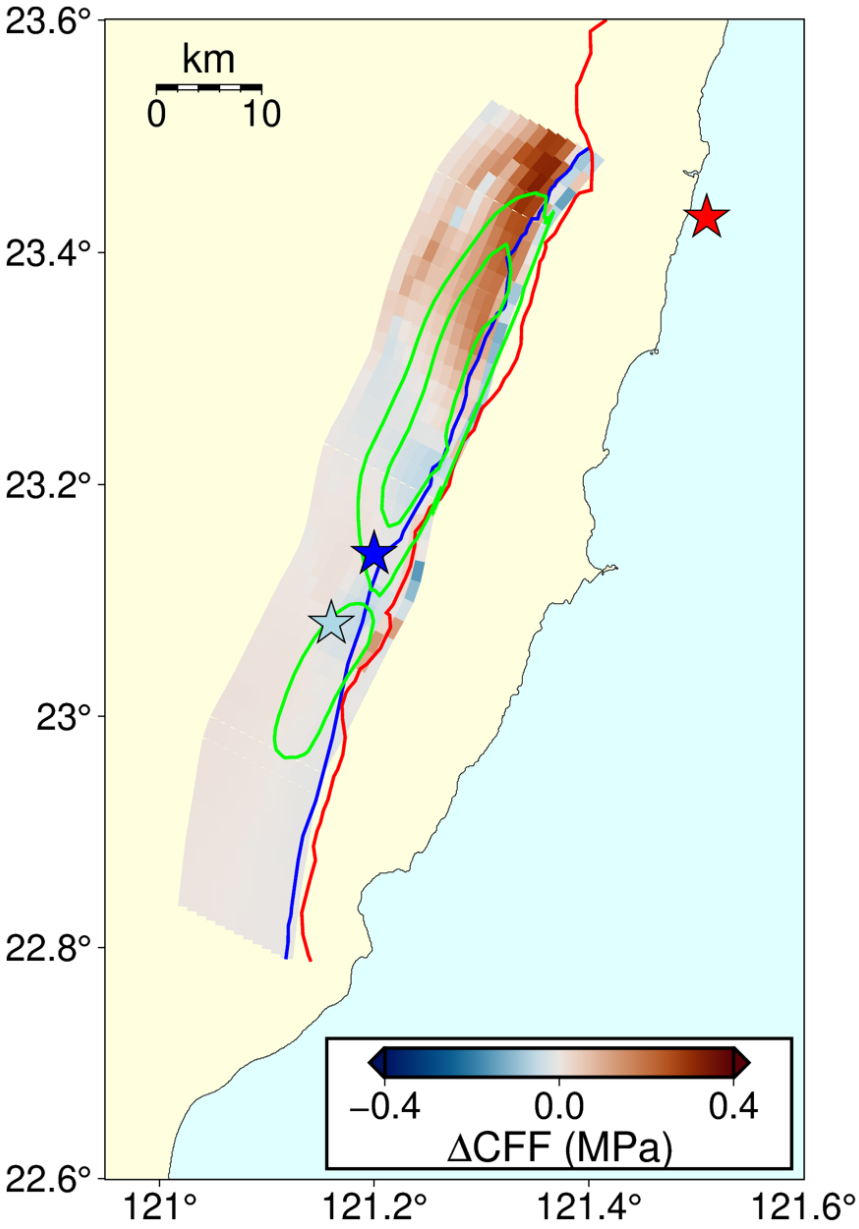


図1．2022年Yuli地震に伴うCRF上のΔCFF．CRFの各パッチのすべり角は，Tang et al. (2023) によって推定されたChihshang地震時のすべり角を用いた．見かけの摩擦係数μ'は0.4とした (Hsu et al., 2010; Tang et al., 2023)．赤，水色，青の星はそれぞれYuli地震，Guanshan地震，Chihshang地震の震源を示す．赤線と青線はそれぞれLVFとCRFの地表トレースを示す (Styron et al., 2010)．緑色の等値線は，Tang et al. (2023) によって推定されたGuanshan地震 (南側，50 cm間隔) とChihshang地震 (北側，100 cm間隔) の地震時すべり分布を示す．ΔCFFはChihshang地震の主破壊域北部で0.3 MPaに達する．

© The Seismological Society of Japan

2D collision models with visco-elasto-plastic rheology applied to WNW-ESE shortening along the Niigata-Kobe Tectonic zone

*Erika Moreno[1], Shoichi Yoshioka[1,3], Vlad Constantin Manea[2], Marina Manea[2], Nobuaki Suenaga[1]

1. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 2. Instituto de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 3. Department of Planetology, Faculty of Science, Kobe University,

Niigata-Kobe Tectonic Zone (NKTZ) is experiencing an unusual spatially non-uniform strain rate concentration and a continuous shortening in the WNW-ESE direction whose amount is decreasing from NE toward SW direction. The NE part of the NKTZ is characterized by the presence of a 6-km thick sedimentary layer. The central and SW parts of the NKTZ are strongly influenced by volcanism and the interaction between the Philippine Sea (PHS) slab and the Pacific (PAC) slab. In order to explain the observed strain concentration, previous studies used numerical simulations with a viscoelastic rheology and suggested the existence of a weak, low-viscosity layer between the upper and lower crust in the central and SW regions of the NKTZ, possible related to the presence of magmatism and fluids. However, it remains unclear how this hypothesis elucidates the highest surface concentration observed in the NE part of the NKTZ. In this study, we employ two-dimensional high-resolution thermomechanical numerical models with visco-elasto-plastic rheology under a horizontal compressive regime. Our objective is to analyze whether surface high-strain rate along the NKTZ could be explained by the combination of a thick sedimentary layer with a low-viscosity layer located below the upper continental crust and precence of hydrated crust and, magmatic intrusions. We attempt to predict temperature, viscosity, surface strain rate and surface deformation, and three numerical setups were constructed across NE, central and SW parts of the NKTZ, aligned with the maximum compressive direction of principal strain to analyze the pattern of WNW-ESE shortening along the NKTZ: Model 1 incorporates a hydrated layer with low-viscosity between the upper and lower crust (Profile 1, SW part of the NKTZ). Model 2 incorporates a hot hydrated mantle plume intrusion below the lower crust (Profile 2, Central part of the NKTZ). We prescribed initial thermal anomaly (DT=150˚C) with a spherical shape (radius of 15 km). Finally, Model 3 (Profile 3, NE part of the NKTZ) incorporates a 6-km low density mechanically weak sedimentary layer (density= 2200 kg/m^3, Cohesion: 1x10^4, viscosity = 10^{17} Pa s). Lateral boundary conditions are used from plate motion velocities that represent the average from 1997-2022 (Kawabata, 2024), and increase from SW to NE across the NKTZ, and the total duration of the time evolution considered is 3 Myr. The numerical results for Model 1 with a hydrated crust between the upper and lower crust with a viscosity < 10^{18} Pa s, show strain concentration at the model surface with values ranging from 0-2 x 10^{-7} /yr. Model 2 in the presence of magmatic intrusion with a viscosity of 10^{16} Pa s shows an increased strain concentration at the model surface with values ranging from 2-5 x 10^{-7}/yr. Finally, Model 3 in the presence of a sedimentary layer shows the highest strain concentration at the model surface with values of 7-9 x 10^{-7} /yr. The predicted principal horizontal strain directions coincide well with the observed directions of maximum principal strain direction in WNW-ESE. Our study shows that the high-strain concentration at the Earth's surface in the NE part of the NKTZ is strongly related to the presence of low-viscosity layers (< 1x10^{19} Pa s) due to the presence of fluids, magmatism intrusion released from the subducting slabs, and mechanically weak sediments.

© The Seismological Society of Japan

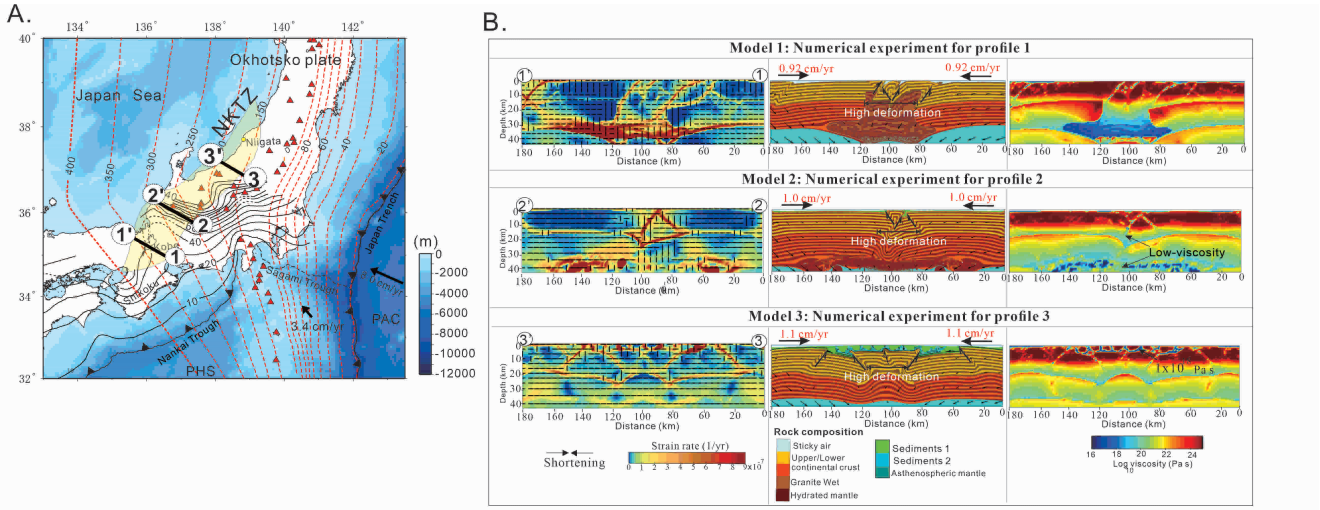


Figure 1. **A.** Map with the region and study profiles (Hirose et al., 2008). **B.** Results of 2D visco-elasto-plastic models in terms of strain rate, rock composition and viscosity for profiles 1, 2 and 3 with respective plate motion velocities taken from Kawabata (2024). The result shows strain concentration at the model surface and the horizontal directions of the strain rate on the surface of the numerical model. Note the strain and fault concentration where the low-viscosity layer is located. In the lower crust, the vertically located bars indicate extension.

© The Seismological Society of Japan

Room D | Regular session：S02. Seismometry and monitoring system

Tue. Oct 22, 2024 9:00 AM - 10:30 AM JST | Tue. Oct 22, 2024 12:00 AM - 1:30 AM UTC | Room D Medium-sized Conference room 201 (2F)

[S02] AM-1

chairperson:Eiichiro Araki, Masatoshi Miyazawa(DPRI, Kyoto Univ.)

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

[S02-01] Trial of a Condition Assessment Method for River Levees Using Optical Fiber DAS

*Shohei NAITO[1], Chisato Konishi[2], Ken Sakurai[2], Naoto Ogawa[2], Hiromitsu Nakamura[1], Hiroyuki Fujiwara[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. OYO Corporation)

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

[S02-02] Estimating Focal Mechanisms Using S/P Amplitude Ratios from DAS Records: A Case of Phase Cycle Skipping

*Yuki Funabiki[1], Masatoshi Miyazawa[2] (1. Graduate School of Science, Kyoto Univ., 2. DPRI, Kyoto Univ.)

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

[S02-03] Novel Method of Love Wave Detection and FK Analysis Using Distributed Acoustic Sensing (DAS) Data from the Sakurajima Network

*Syed Idros Bin Abdul Rahman[1], Kentaro Emoto[1], Takeshi Nishimura[2], Haruhisa Nakamichi[3], Kimiko Taguchi[2], Hisashi Nakahara[2], Takeshi Hirose[2], Satoru Hamanaka[1] (1. Kyushu University, 2. Tohoku University, 3. Kyoto University)

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

[S02-04] New deployment of seismic monitoring network by DAS, utilizing offshore windfarm facilities

*Yutaka OGAWA[1], Hiroko SUGIOKA[2] (1. NK Systems Limited, 2. Kobe University, Kobe Ocean-Bottom Exploration Center)

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

[S02-05] Application of a deep-neural-network-based arrival-time picking method to distributed acoustic sensing data on seafloor cable

*Hiroaki Yamahana[1,2], Masanao Shinohara[2] (1. The University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

10:15 AM - 10:30 AM JST | 1:15 AM - 1:30 AM UTC

[S02-06] Monitoring crustal activities in wide area by real-time strain observation in the Nankai Trough seismogenic zone.

*Eiichiro ARAKI[1], Takashi Yokobiki[1], Yuya Machida[1], Masataka Kinoshita[2], Hiroyuki Matsumoto[1], Shuhei Tsuji[1], Satoru Baba[1], Shuhei Nishida[1], Keisuke Ariyoshi[1], Takane Hori[1] (1. JAMSTEC IMG, 2. ERI, Univ. of Tokyo)

Trial of a Condition Assessment Method for River Levees Using Optical Fiber DAS

*Shohei NAITO[1], Chisato Konishi[2], Ken Sakurai[2], Naoto Ogawa[2], Hiromitsu Nakamura[1], Hiroyuki Fujiwara[1]

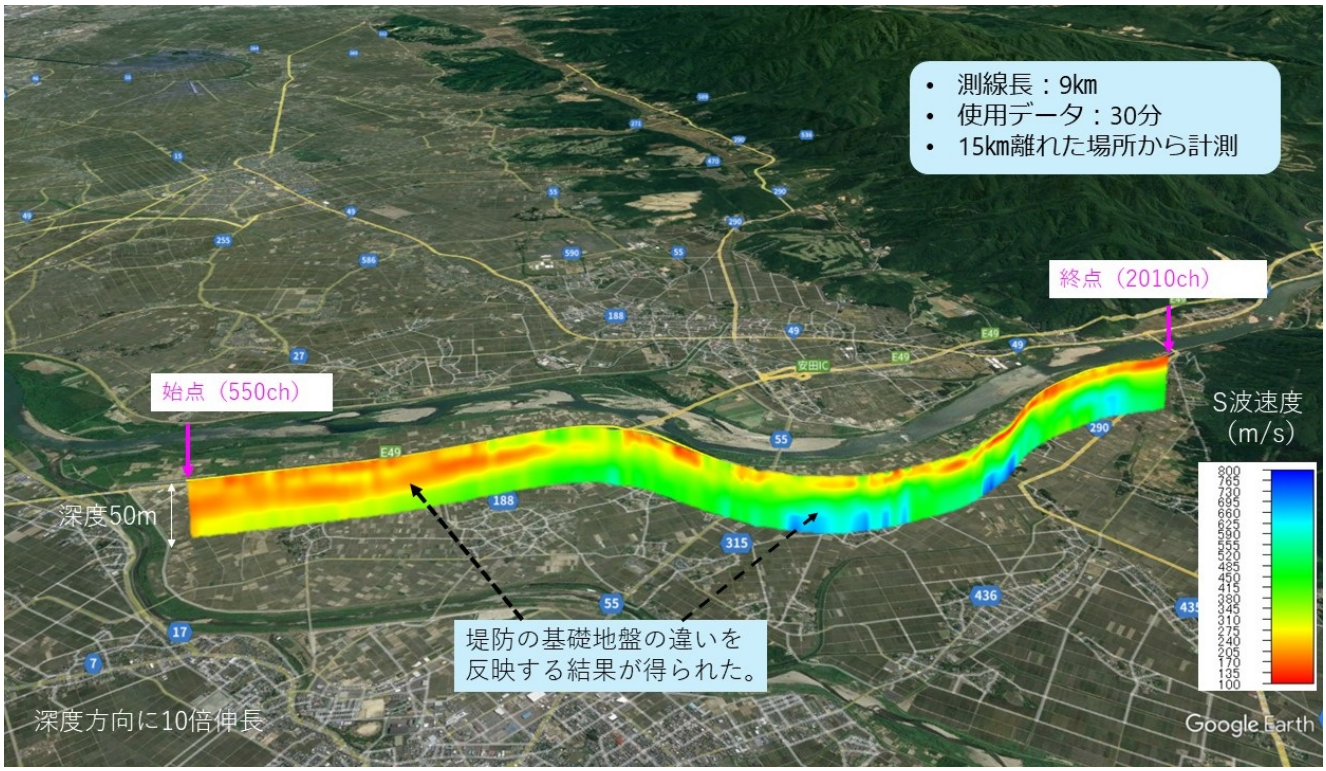
1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. OYO Corporation

通信用に敷設されている光ファイバのうち、未使用の芯線（ダークファイバ）を活用し、計測機器（インテロゲータ）を接続することにより、ケーブル軸方向に生じた歪を極めて高密度に計測するDAS（Distributed Acoustic Sensing）が地震観測等の分野で注目されている。このような技術を活用することで、河川堤防のような長大区間にわたる構造物や周辺の地盤に生じた現象について、極めて稠密かつリアルタイムに把握することが可能である。また、近年課題となっている、インフラモニタリングに関わる人的コストの削減にも貢献可能と考えられる。そこで、国立研究開発法人防災科学技術研究所（以下、防災科研）と応用地質株式会社（以下、OYO社）は、地震動予測のための地盤モデル高度化、および平時から災害時に活用可能な都市インフラのモニタリング技術開発を目的として、河川堤防に埋設された光ファイバを用いたDAS計測による河川堤防の状態把握手法に関する共同研究を実施している。本稿ではこの共同研究における１年目の成果について報告する。令和５年11月27日から12月1日にかけての約4日間にかけて、阿賀野川河川事務所内にインテロゲータ（Sintela社ONIX　MK.1.0）を設置し、阿賀野川および早出川の堤防沿いに約25kmにわたって敷設されている光ファイバケーブルと接続してDAS観測を行った。なお、河川事務所から離れた後半の13kmでは低周波領域のS/Nを向上させた高感度計測を実施した。なお、通常計測・高感度計測ともにゲージ長は6.4m、サンプリング間隔は6.4m、サンプリング周波数は500Hzに設定した。観測開始後、最初にDAS観測記録のチャンネル（ケーブル長）と実際の光ファイバ埋設位置を対応付けるための試験（タップテスト）を、マンホール付近を中心に21箇所で実施した。結果、埋設位置は川裏法肩、法尻、堤防道路下等、場所により異なるが、堤防周辺にケーブルが埋設されていることを確認した。次に、光ファイバDASを用いた地盤モニタリング結果との比較検証を目的として、早出川堤防上の高感度DAS観測実施区間のうち0.3㎞区間において微動アレイ探査および表面波探査を実施し、S波速度の二次元断面を求めた。微動アレイ探査はOYO社製McSEIS-ATと固有周波数2Hzのジオフォンを使用した。受振点を5m間隔で15箇所設置し、5箇所をオーバーラップさせる方法で、測線方向に設置場所を移動させながら、合計7回の測定を行った。各測定時間は15分間とした。表面波探査はGeometrics社製Geodeとランドストリーマーを使用した。ランドストリーマーにはジオフォンが1m間隔で24個設置されており、それらを移動しながら2m毎に起振を行った。30分間のDAS観測記録を用い、Hayashi et al. (2021,Geophysics)の方法を用いて20m毎に位相速度を推定し、1/3波長による初期モデルから逆解析を行うことにより算出した結果、約1.2km区間における深さ約100m以浅のS波速度断面を得ることができた。これを微動アレイ探査における半日間の観測記録により推定した、上記のうち一部（約300m区間）のS波速度構造断面と比較した結果、約60m以浅において整合的な記録が得られた。また、同一区間において表面波探査記録から推定したS波速度構造断面とも、約15m以浅においては整合的な記録が得られた。以上からDASを用いることにより微動アレイ探査や表面波探査と比較して長大区間のS波速度構造を、より短期間の観測により推定可能であることが示された。さらに、阿賀野川堤防の約9km区間（高感度DAS観測実施）における11月28日21時から30分間の観測記録を用いて深度50m以浅のS波速度構造断面を算出した（添付図）。光ファイバ設置位置の標高を全て把握できていないため、厳密には同じ標高での比較にはなっていないが、測線付近のボーリングデータによるN値分布や堤防の基礎地盤の土質分布と比較したところ、DAS観測により得られたS波速度構造と整合的であることがわかった。このように、DAS観測記録を利用することで、従来の物理探査手法と比較して効率的に地下構造を推定することが可能であることが示された。今後も河川堤防を対象としたDAS観測の共同研究を継続し、より感度の高い観測が可能なインテロゲータを用いた観測精度の検証や、交通量のモニタリングや地震・水害等による河川堤防の状態変化の早期検知等に活用する技術開発を行っていく予定である。

謝辞：今回のDAS計測にあたっては、国土交通省北陸地方整備局阿賀野川河川事務所の関係者の方々に多大な

© The Seismological Society of Japan

ご協力をいただいた。ここに記して謝意を表す。



© The Seismological Society of Japan

Estimating Focal Mechanisms Using S/P Amplitude Ratios from DAS Records: A Case of Phase Cycle Skipping

*Yuki Funabiki[1], Masatoshi Miyazawa[2]

1. Graduate School of Science, Kyoto Univ., 2. DPRI, Kyoto Univ.

分布型音響センシング、通称DASとは、光ファイバーケーブル内を伝播するレーザー光の後方散乱の位相を測定し、地震波動場によってケーブルに引き起こされる軸ひずみあるいはひずみ速度を計測する新技術であり、近年地震観測にも応用され始めている。DASにおいては、ケーブル自体が歪計として機能し、ケーブル沿いの任意の区間を歪計と同等に扱える。このために、地震計を設置することなく、超高密度に地震波動場を捉えることが可能であり、様々な地震学的観測に応用されることが期待されている。例えば、震源メカニズムによる節線がケーブルのどこを通っているかがDAS観測により判明すれば、従来の地震観測よりはるかに精密に震源メカニズムの推定が可能である。これを利用し、Li et al., 2023では、隣り合う観測チャネルの地震波形同士で相互相関を取ってP波の初動極性を求めることで、震源メカニズムをDAS記録から求めた。ただし、彼らの手法を活用するためには、近傍の観測点で、DASによってP波の波形が明瞭に記録できるほどの複数の地震が発生する必要がある。また、用いるのはP波の極性のみである以上、彼らの手法で分かるのはあくまで「ケーブルのどこを節面が通るか」のみであり、２つある節面がいずれも同定されるか否かは、震源とケーブルの位置関係に依存してしまう。

我々はDAS記録におけるP波とS波の最大振幅比を用いて、単独の地震記録から震源メカニズムを推定した(船曳・宮澤, 2024, JpGU)。国道９号沿いに設置された光ファイバーケーブルを用いてDAS観測を、ゲージ長・空間サンプリング間隔をともに約５m、時間サンプリング間隔を500Hzとして行った。その結果、2022年10月19〜20日に京都西山断層帯にて発生した地震がDASにより観測された。観測された地震波形のうち、P波・S波がいずれも明瞭に記録されており、全てのチャネルでサイクルスキップを起こしていない、10月19日の11時54分に発生したM2.2の地震と、同日15時34分に発生したM2.3の地震 (以下、M2.2、M2.3と呼称）からP波・S波それぞれの最大振幅を計測し、得られた最大振幅の比を最もよく説明する震源メカニズム解をグリッドサーチによって求めた。同時に、従来の地震観測点によるP波の初動極性を手動ピッキングにより得た。その結果、DAS記録のSP振幅比による震源メカニズムは左横ずれ型となり、これは従来の地震観測点によるP波の初動極性と極めてよく一致した。

本研究ではさらに、サイクルスキップが含まれる場合の対処方法の検討と震源メカニズム推定を行った。DASは後方散乱の位相を測定しているため、$-\pi$から$+\pi$までしか測定できず、DASの生記録における最大振幅が実際の最大振幅と一致するとは限らない。仮にこれ以上の位相変化を求めるためには$\pm 2n\pi$の補正（アンラップ）が必要である。

2022年の観測により記録された地震波形のうち、10月19日の11時00分に発生したM3.2の地震と、同日11時02分に発生したM3.4の地震は、少なくとも1000点の観測チャネルにおいてサイクルスキップを起こしていることが判明しており、船曳・宮澤(2024)の振幅比による震源メカニズム決定の手法をただ導入するだけでは、震源メカニズムは推定できない。そこで、サイクルスキップを起こしたチャネルを除外し、残りのチャネルから震源メカニズムを推定することとした。

サイクルスキップを起こしたチャネルの同定は次のように行った。まず、各チャネルのS到達時刻の0.5秒前から２秒後の記録に対し、連続する時刻の間でπ以上の位相差が発生している時刻をサイクルスキップが発生している時刻の候補とした。これらの候補を有するチャネルのうち、連続する時刻の間で、後の時刻が前の時刻に比べて$+\pi$以上跳ぶ、「正の位相のサイクルスキップ」と、後の時刻が前の時刻に比べて$-\pi$以下の跳びが発生する「負の位相のサイクルスキップ」が両方存在し、なおかつ「正の位相のサイクルスキップ」と「負の位

© The Seismological Society of Japan

相のサイクルスキップ」の時刻の時刻差の最小値が、サイクルスキップの候補が一切ないチャネルの見かけの半周期の最大値を下回るチャネルについて、サイクルスキップを起こしているものと見なし、除外した。上記の要領で除外されたチャネルを除くチャネルのDAS記録について、M2.2やM2.3の地震に対し適用したのと同様に、実体波振幅比から震源メカニズムを推定し、P波の初動分布と比較した。その結果、M3.2、M3.4いずれの地震についても左横ずれ型の震源メカニズムを示した。これは、この地域における典型的な地震活動であり、従来の地震観測点のP波初動極性による震源メカニズムとも一致した。

© The Seismological Society of Japan

Novel Method of Love Wave Detection and FK Analysis Using Distributed Acoustic Sensing (DAS) Data from the Sakurajima Network

*Syed Idros Bin Abdul Rahman[1], Kentaro Emoto[1], Takeshi Nishimura[2], Haruhisa Nakamichi[3], Kimiko Taguchi[2], Hisashi Nakahara[2], Takeshi Hirose[2], Satoru Hamanaka[1]

1. Kyushu University, 2. Tohoku University, 3. Kyoto University

Distributed Acoustic Sensing (DAS) has transformed seismic monitoring by providing high-resolution data over extensive distances, making it an invaluable tool for studying subsurface structures and seismic wavefields. However, applying frequency-wavenumber (FK) analysis to DAS data is challenging due to its directional sensitivity and the complex nature of seismic waveforms. Despite these challenges, DAS holds significant potential, particularly in fields such as oil and gas exploration, earthquake research, and environmental monitoring.

Our research introduces a novel method for the automatic detection of Love waves in DAS data. By integrating FK analysis, we accurately determine the slowness and azimuth of these waves. DAS captures horizontal strain data, which includes both Rayleigh and Love waves. A key observation in our study is that a 90-degree bend in the DAS cable causes a polarity flip in Love waves. This feature enables us to develop an automatic detection method that bypasses the need for manual inspection. Importantly, this method can be applied to other DAS data, provided there is a 90-degree bend along the cable.

We applied this method to ambient noise data collected between November and December 2022 from DAS observations at Sakurajima, one of Japan's most active volcanoes in Kyushu. The DAS cable, which is 4.4 km long with channel intervals of 4.79 meters, runs alongside the Nojiri River, and features a 90-degree bend at channel 250. Our analysis begins with cross-correlation between each channel and the average of all channels before the bend (50 channels), as well as between each channel and the average of all channels after the bend (50 channels). The average cross-correlation coefficient (CCC) serves as a critical indicator of data quality. If the quality is insufficient, we move to the next time window until we obtain good quality (coherent) data. We then examine CCC values between channel segments within the same time window, both before and after the bend, to identify polarity flips by detecting high inverse correlation with minimal time lag, which signals the presence of Love waves. Upon detecting these waves, we perform FK analysis to accurately determine slowness and azimuth. To address directional sensitivity issues in FK analysis, we adapt the polarity flip method used by Zhao et al. (2023) for MUSIC (Multiple Signal Classification) beamforming. Analyzing consecutive 10-second windows with an overlap of 5-seconds allows for precise localization of Love waves in the Sakurajima DAS data. We also analyzed Love waves across various frequency bands, enhancing our understanding of their characteristics.

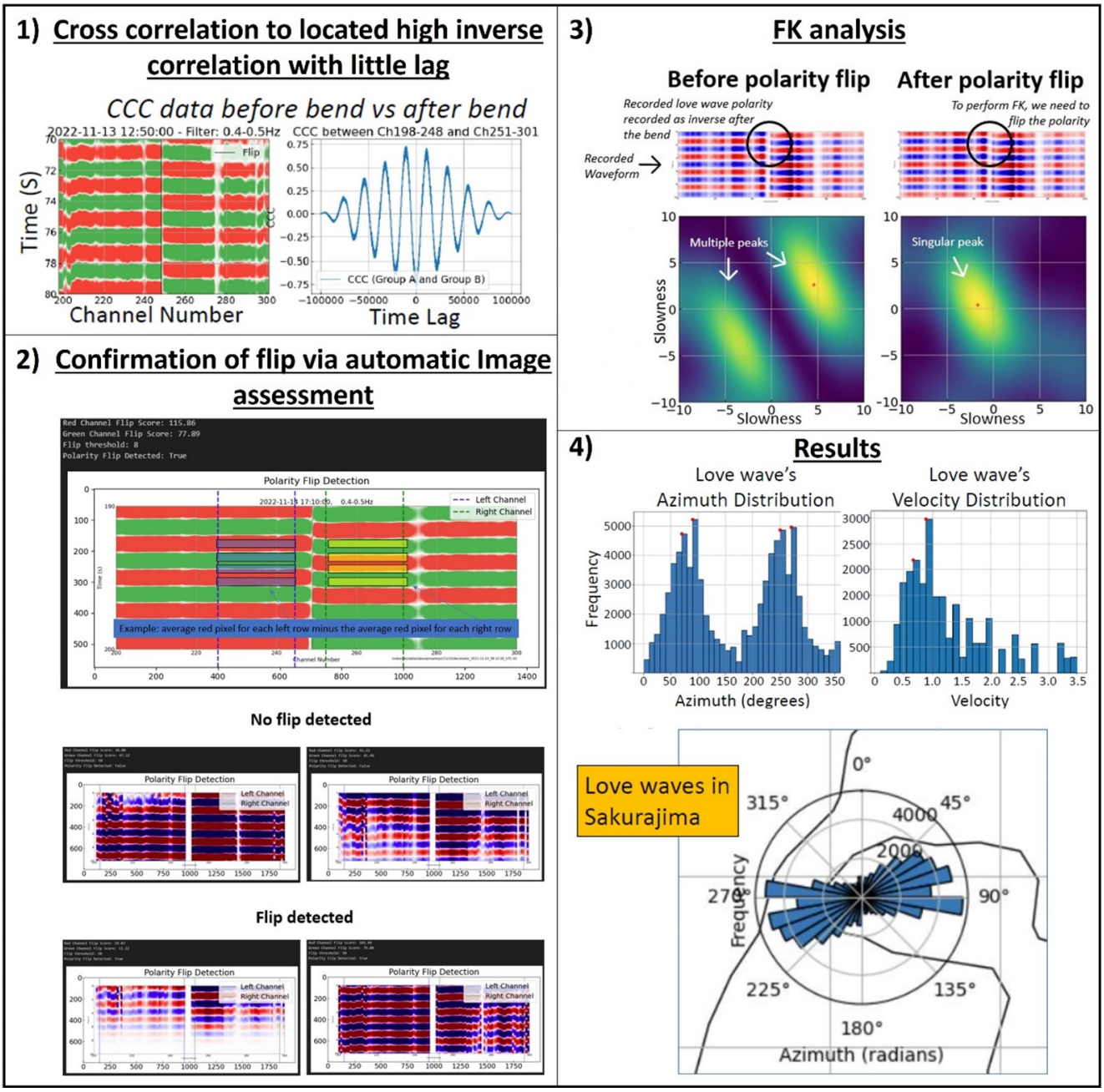
To improve detection accuracy and reduce false positives, we developed an image processing technique that verifies detected polarity flips by comparing pixel color intensities of plotted waveforms before and after the cable bend. This ensures the reliability of our Love wave detection method and removes any false positives automatically.

Our analysis identified distinctive Love wave patterns within the 0.4 to 0.5 Hz frequency range. FK analysis revealed that these waves predominantly propagate from the northeast and southwest of Sakurajima, with apparent velocities ranging from 0.5 to 1 km/s. We hypothesize that this propagation pattern is influenced by the northeast monsoon winds and the complex subsurface structure around Kyushu, contributing to

© The Seismological Society of Japan

the generation of microseisms.

In summary, our research introduces a novel method for the automatic detection and analysis of Love waves in DAS data. This method enhances seismic monitoring capabilities and offers valuable insights for practical applications in various fields. By improving wave detection accuracy and providing a deeper understanding of seismic wavefields, our study significantly advances seismic research and monitoring.



New deployment of seismic monitoring network by DAS, utilizing offshore windfarm facilities

*Yutaka OGAWA[1], Hiroko SUGIOKA[2]

1. NK Systems Limited, 2. Kobe University, Kobe Ocean-Bottom Exploration Center

光ファイバ自体をセンサとして、陸上局より海底に通信用として敷設された光ファイバに狭小パルスを送出し、その散乱波から散乱地点の振動を検知するDAS(Distributed Acoustic Sensing: 分布型音響センサ)方式による地震観測の実績がわが国でも報告され、海洋域での新しい恒常的地震観測手法として注目されている（Ide et al., 2021、Matsumoto et al., 2021、Baba et al., 2023; 2024）。しかしながら、海底光ファイバケーブルの確保は大きな課題になっている。

最近数年間で、日本でも洋上風力発電がクリーンエネルギー源として注目され、すでに２、３の洋上風力発電基地が商用ベースで稼働を始めている。この洋上風力発電で着目すべきは、発電された電力の送電線に組み込まれた通信用光ファイバである。この光ファイバには、送電線監視用としてのDASやDTS(Distributed Temperature Sensing: 分布型温度センサ)が組み込まれるケースがある。日本で稼働した洋上風力発電システムでは、DTSを用いて温度を計測し、ホットスポットを検知するレベルの用途にとどまっているが、欧米では、その温度変化の分析から許容電流値を算出し、設備の効率的な利用を行うことで電力事業者間の融通にも貢献している。加えて温度変化の分析から送電線の埋設状態も計算し、海中への露出が起きる前に予防措置を講ずる仕組みまで準備されている。更に、欧米の洋上風力発電では、ほとんどのシステムでDTSに加えDASが組み込まれている。これは漁網や投錨による外的損傷事故が発生した際に、その場所や時刻、被害の範囲の早期検知と警報発出、また場合によってはその航跡を分析することにより、原因船の早期特定にも重要な役割を果たしている。

ここでは海底送電線に組み込まれているDAS機能の地震観測への利活用を提案する。日本で現在稼働している、もしくは近々稼働する見込みの洋上風力発電施設では、通信用光ファイバの本数に余裕がある。この光ファイバの近端にDAS計測装置を接続することにより、従来観測空白域であった沿岸域で、数十km長の高密度海底地震観測網が構築される。ただし、以下に挙げる検討すべき諸条件がある。

(1) 信号方式
現在、DAS装置の出力の殆どは信号方式がhdf5である。一方、国内の地震情報のデータベースはSEG-Yで構築されており、これらを統合する仕組みが必要になる。
(2) 地盤カップリング
これまで国内で海底域で地震観測に用いられた光ファイバは通信用ケーブルの一部であるが、今後洋上風力発電に使用される送電線は、直径、重量ともに大きい（50 kg/m程度）。埋設される土壌とのカップリングでどの程度地震センサとしての機能を実現できるかを検証する必要がある。
(3) サンプリング周波数とデータ保存周波数
地震観測に用いられるサンプリング周波数は0.5～1K Hz程度である。一方、洋上風力送電線監視で外的損傷事故検出に用いられる周波数は一般的に1K Hzと同程度である。地震観測では最近resamplingによるデータの圧縮を行っており、この圧縮率を共通化する必要がある。
(4) 情報の統一化
DASによる観測は、極めて多種類で大容量の情報を出力する。この為、DASメーカがそれぞれの独自性をアピールするよりも、SEAFOM(Subsea Fiber Optical Monitoring Network)の形式に従うなど共通化が望ましい。
(5) データの保存と収集
洋上風力発電の場合、送電線の距離にも依るが数TB/日程度のデータが出力される。一方、電力事業者での

© The Seismological Society of Japan

データ保存期間はせいぜい数週間であるため、継続的にデータを保存するメディアが必要になる。期間中に何らかの事故があり、その分析が必要としても、この程度の期間を遡れば十分である。一方事故がない場合はデータを保存する必要がないため、削除(又は上書き)することになる。従って、その期間に地震観測として必要なデータを収集する必要がある。この為にも通信回線による接続が不可欠になる。
(6) 電力業界との連携
光ファイバを含む送電線の敷設、DAS装置の設置等の初期投資面においては電力事業者の貢献なくして成り立たない。長期的運用を見据えた連携体制の構築が必要である。
(7) タービンの振動ノイズ
洋上風力発電では極めて大きい風車が回転する事による振動が発生する。この振動がDASによる地震観測にどの程度の範囲で影響を与えるかの実証実験も必要になる。
(8) 浮体式洋上風力への布石
現在の国内での稼働例はすべて海底への着床式であるが、今後、沖合に展開するに従い浮体式が普及する。これに伴いDAS装置の測定距離を伸ばす方法、途中の洋上変電所等での観測機器設置などの構成が考えられる。更にはライザーケーブ等の、浮体式に応じた送電線が開発される。この場合の地震観測網に与える影響についても考慮する必要がある。

洋上風力発電の利活用による海底地震観測網の構築は、工夫次第で設置自治体への還元が可能である。電力事業者との連携を図り、実データに基づいた諸課題検討に取り組むことによって、効果的な地震観測網の構築を推進する。

© The Seismological Society of Japan

Application of a deep-neural-network-based arrival-time picking method to distributed acoustic sensing data on seafloor cable

*Hiroaki Yamahana[1,2], Masanao Shinohara[2]

1. The University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

高精度な地震観測を行うためには，対象地域に高密度で観測点を設置することが基本である．しかし一般的に海域の地震観測点は，設置密度が陸域よりも低い．一方で近年地震観測での使用例が増加しつつある分散型音響センシング (DAS) は，光ファイバーケーブルの歪みを数メートルから十数メートル間隔の高い空間解像度で計測する技術である．海底の通信用光ファイバーケーブルをDAS観測に使用することで，海域における長距離かつ高密度な線状の地震観測が実現できる．本研究では東北地方三陸沖のDAS記録の地震波到達時刻を自動検測し，震源決定に向けてその適用可能性について考察した．

観測に用いられた光ファイバーケーブルは，三陸の陸上局から沖合へ約120 kmの長さで敷設されている (図1(a))．観測装置であるインテロゲータにはLuna社の「QuantX」を使用した．観測点 (チャンネル) は約5 m間隔で全長約100 kmに渡って設定されている．解析ではまず，連続データの中から，気象庁カタログに基づいてイベント発生部分の波形を切り出した．P波およびS波到着時刻の自動検測には，Zhu *et al.* (2023) による深層学習に基づく自動検測プログラム「PhaseNet-DAS」を用いた．PhaseNet-DASは，米国カリフォルニア州の陸域DASデータを使って訓練されている．この訓練時の条件に合わせて本研究のデータをサンプリング周波数100 Hzにデシメーションし，検測するチャンネル間隔は約10 mとした．

自動読み取りによって，マグニチュード3程度以上の地震やケーブルに近い地震など，明瞭な地震波到着が判別できる地震を中心に多くの到着時刻を得ることができた (例: 図1(b))．しかしマグニチュードが2.8や3.3である地震のDAS波形記録を確認すると，P波の自動検測値よりも先に，P波と思われる地震波到着が確認できることがわかった．このP波と思われる地震波の多くは振幅が極めて小さく，目視でも検測が困難である場合もある．一方で，規模の小さな地震や遠方の地震では自動検測によるP波と判別された地震波に先立つ地震波到着は確認できなかったが，これについてはP波の振幅が極めて小さいことが予想される．自動検測でP波として判定されている地震波の種類については，水平方向のケーブルを使ったDAS観測では，鉛直成分に卓越するP波の検出が難しいという性質から，P波が堆積層でS波に変わったPS変換波である可能性が高い．今後，ケーブル上に設置されている海底地震計の記録との比較を行い，地震波の同定を行う予定である．海底におけるDAS観測において常にPS変換波をP波と判別してしまうのであれば，P波理論到達時刻とPS波の検測値の差を，各チャンネルに固有の観測点補正値として与えることで，P波およびS波到着時刻を用いる通常の震源決定法が適用できる可能性がある．

© The Seismological Society of Japan

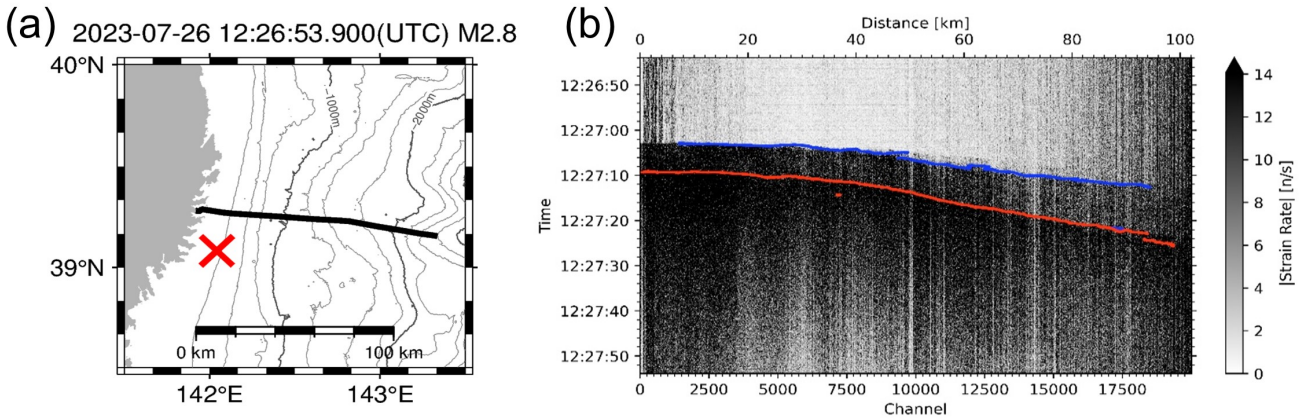


図 1　(a) 観測に用いた三陸沖ケーブルの配置（黒線）と(b)に示すイベントの気象庁による震央(赤 x 印).
(b) (a)に示すイベントの PhaseNet-DAS による検測値（青: P 波, 橙: S 波).

© The Seismological Society of Japan

Monitoring crustal activities in wide area by real-time strain observation in the Nankai Trough seismogenic zone.

*Eiichiro ARAKI[1], Takashi Yokobiki[1], Yuya Machida[1], Masataka Kinoshita[2], Hiroyuki Matsumoto[1], Shuhei Tsuji[1], Satoru Baba[1], Shuhei Nishida[1], Keisuke Ariyoshi[1], Takane Hori[1]

1. JAMSTEC IMG, 2. ERI, Univ. of Tokyo

南海トラフでは巨大地震が繰り返し発生しており、近年の観測から震源域の周辺深部・浅部でゆっくり滑りも繰り返し発生している。沈み込むプレート境界の固着の状況を把握し、その推移を検討するには、プレート境界域で生ずる歪蓄積と解放の履歴を観測・把握することが必要だと考える。履歴を正確に追跡するためには、年単位～1/100秒、しかもプレート沈み込み収束変形～巨大地震滑りという非常に広い帯域、ダイナミックレンジの観測が同時に行える必要がある。南海トラフ海域では、地殻変動はGNSS/A、地震・津波はDONET等海底ケーブル観測網による観測がそれぞれ行われているが、上記の帯域・ダイナミックレンジをカバーできていない。私たちは、海底および海底掘削孔内で地殻歪を観測することで、上記帯域・ダイナミックレンジを包括したプレート境界域の観測・監視が実現できるのではないかと考え、試験的な観測を行ってきたので、本稿ではその取り組みとこれまでに得られている成果について紹介する。

地下の断層変位が起こると、地震波が発生するだけではなく、弾性体変形によって、海底面にも断層変位に伴う海底面歪変化が生ずると考えられる。南海トラフ浅部のプレート境界の断層滑りを定量的にとらえることを目指し、200m長の光ファイバーを海底面に展張し、その歪変化をマイケルソン光干渉によって精密に計測する海底光ファイバ歪計を2019年から紀伊水道沖に展開した。観測データはDONETに歪計を接続することによって、リアルタイム・長期連続に得られる。この観測によって、2022年に地域で発生したVLFEの群発活動の背景に、ゆっくりとした歪変化（浅部ゆっくり滑り）が伴っていることを見出した。また、近傍で発生したVLFEに伴う歪変化も観測されたことから、海底面での精密歪観測によってプレート境界面の断層運動を直接的に評価することが可能であることが示された。海底光ファイバ歪観測は、多成分化などをこれまでに行ってきたが、今後、熊野灘への展開、そして、日向灘での２地点でのオフライン観測を2025年に開始すべく開発を進めている。

一方、海底面の軟弱な表層堆積物に敷設された光ファイバによる歪計測では、大きな地震に伴う地殻変動の観測は堆積物の弾性的な振る舞いが期待しづらく、また、光ファイバと堆積物のカップリングも変化するため困難がある。これには、海底深部に掘削した孔内での観測が本質的な解決と考えている。これまでIODP南海掘削計画で熊野灘の３か所に孔内観測点の設置・観測を行ってきたが、2023年には「ちきゅう」で紀伊水道の海底光ファイバ歪計を敷設した海域の近傍に、新たに海底下500m まで孔を掘り、孔内の間隙水圧と新たに開発した孔内光ファイバセンサを設置し、安定な地層での地殻歪観測を行えるようにした。ここでの観測はDONET2に接続することで2024年1月から連続的に行えており、これまで、2024/4/17豊後水道M6.6地震、2024/8/8 日向灘M7.1地震等比較的大きな地震動を孔内間隙水圧・光ファイバ歪それぞれで明瞭にとらえることができた。これらの比較的大きな地震動の孔内の間隙水圧・歪応答を調べると、海底での光ファイバ歪観測のように地震時の地層とのカップリング変化に伴うランダムな振る舞いは見られないものの、陸上の浅い孔井での歪観測等に見られるように地震時に比較的ゆっくりとした（ 500秒~）変動が地震動に重畳して見られた。この変化は、海底孔内でも浅部の柔らかい堆積層での計測に共通してみられ、いずれもdilatation方向の変化であることから、地震動に対する堆積物の変化によるものと考えられ、地震時地殻変動の評価においては注意が必要である。また、孔内間隙水圧と孔内光ファイバ歪を比べると、ゆっくりとした変動に関して、異なった応答を示していることは、孔内の水理学的変動によるものと考えられ、単純な弾性体としての扱いから一歩踏み込んだデータ解析・解釈が必要であることを示唆している。

最後に、沈み込むプレート境界域の広域歪変化を把握することを目指して、室戸沖海底に敷設された120kmの海底ケーブルにおける連続的な分布型光ファイバ歪計測を2021年より行っている。現在は、高安定レーザーを用いたDAS観測装置によって、浅部ゆっくり滑りの観測も見据えた広帯域観測を110km沖合まで行っており、2024/1/1能登地震の後に室戸沖沖合で発生した浅部低周波微動を明瞭にとらえることができた。このような海底ケーブルの分布歪観測は、今後DONETやNnetでも実施することが可能と考えており、既存の観測網ではとらえられない広帯域の地殻現象のリアルタイム把握に有効であると考えられる。

© The Seismological Society of Japan

Room D | Regular session：S02. Seismometry and monitoring system

Tue. Oct 22, 2024 10:45 AM - 12:15 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 1:45 AM - 3:15 AM UTC | Room D Medium-sized Conference room 201 (2F)

[S02] AM-2

chairperson:Shuhei Tsuji, Aki Ito(JAMSTEC)

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

[S02-07] Recent progress of *in-situ* measurements for seafloor deformation using absolute pressure gauges in the Nankai Trough subduction zone

*Hiroyuki MATSUMOTO[1], Eiichiro ARAKI[1], Keisuke ARIYOSHI[1], Takashi YOKOBIKI[1], Shuhei NISHIDA[1], Yuya MACHIDA[1], Shuhei TSUJI[1] (1. JAMSTEC)

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

[S02-08] Instrumental and geographical effects on strain observation in seafloor boreholes

*Shuhei TSUJI[1], Eiichiro Araki[1], Hiroyuki Matsumoto[1], Yuya Machida[1], Takashi Yokobiki[1], Ettore Barbieri[1], Mikito Furuichi[1] (1. JAMSTEC)

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

[S02-09] Eighth Observation Network of MOWLAS: N-net
- - - Starting Observation of the Offshore System and Construction of the Inshore System- - -

*Shin AOI[1], Tetsuya Takeda[1], Takashi Kunugi[1], Masanao Shinohara[1,2], Takayuki Miyoshi[1], Kenji Uehira[1], Masashi Mochizuki[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S02-10] Development of a seafloor observation system for near-real-time monitoring of marine volcanic activities

*Aki Ito[1], Masaru Nakano[1], Tomoya Nakajima[1], Satoru Tanaka[1], Hajime Shiobara[2], Shin Iwasaki[3], Shoichi Sato[3], Shigeatsu Okumura[3], Makoto Yoshida[3], Minemori Sato[3] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Earthquake Research Institute, the Univ. of Tokyo, 3. Hakusan Corporation)

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

[S02-11] Development of a broadband OBS for ultra-deep sea areas (UDBBOBS)

*Hajime SHIOBARA[1], Aki Ito[2], Hiroko Sugioka[3], Masanao Shinohara[1] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Research Institute for Marine Geodynamics, JAMSTEC, 3. KOBEC, Kobe University)

12:00 PM - 12:15 PM JST | 3:00 AM - 3:15 AM UTC

[S02-12] Testing of seismic reflection survey using accurate hypocenter parameters by hypoTD

*Shigeki Horiuchi[1], Yuko Sato[1], Minoru Yoshida[2], Yoshiharu Yirayama[2], Hiroyuki Fujiwara[3] (1. Home Seismometer Corporation, 2. Hakusan Corporation, 3. NIED)

Recent progress of *in-situ* measurements for seafloor deformation using absolute pressure gauges in the Nankai Trough subduction zone

*Hiroyuki MATSUMOTO[1], Eiichiro ARAKI[1], Keisuke ARIYOSHI[1], Takashi YOKOBIKI[1], Shuhei NISHIDA[1], Yuya MACHIDA[1], Shuhei TSUJI[1]

1. JAMSTEC

海洋研究開発機構（JAMSTEC）では、南海トラフに設置した地震・津波観測監視システム（DONET）や長期孔内観測システム（LTBMS）などにより、地震発生帯での広域海底地殻変動やスロースリップイベント（SSE）を観測して、巨大地震発生までの過程を理解する取り組みを行っている。2023年11月に紀伊水道沖にLTBMSを設置して、2024年1月にDONET2に接続した。海底下500 mの孔内間隙水圧と海底水圧のリアルタイム連続観測を開始した（Araki et al., 2024）。さらに2024年2月には、海底地殻変動の上下成分を計測するために熊野灘に海底圧力計を設置して、DONET1に接続してリアルタイム連続観測を開始した。2024年に観測を開始したLTBMSと地殻変動観測点の呼称はそれぞれ9038Bと1B-S1で、設置場所を図1に示す。すべての圧力計は、水晶振動タイプの絶対圧力計（APG）を採用している。海底への設置前に重錘形圧力天びんで階段型圧力校正と一定圧力を約1ヶ月を目安に加圧して安定性評価（ドリフト評価）を行っている。本研究では、2024年に観測を開始したLBBMSと地殻変動観測点の水圧計の初期観測データをレビューするとともに、室内実験との整合性について考察する。

C9038Bに設置したLTBMSには、孔内間隙水圧を計測する2式の圧力計と海底の水圧を計測する1式の圧力計が、坑口装置（CORK head）に設置してある（図2）。孔内間隙水圧と海底圧力の観測は、事前の室内実験のドリフト評価にもとづいて圧力計を配置した。LTBMSは、2023年11月に地球深部探査船「ちきゅう」で設置して、2024年1月に無人探査機「ハイパードルフィン」でオンライン化した。LTBMSの観測データはDONETを経由して陸上局へ伝送されており、JAMSTECでアーカイブされている。観測開始直後の2024年1月14日に、孔内を計測している圧力計1式の圧力ポートを孔内から海底に一時的に切り替える操作をして、海底圧力と一致して、海底から孔内に切り替える操作で圧力が戻ることを確認した（図3）。したがって圧力計は、孔内間隙水圧を計測していることを検証できた。孔内間隙水圧は、潮汐応答を補正して海底圧力に対する相対的な圧力変化を監視してSSEの検出に利用している（例えば、Ariyoshi et al., 2021）。熊野灘に設置した3基のLTBMSに比べて、C9038Bは設置からオンライン化までが短期間だったため、圧力計の観測データには初期応答が重畳されている可能性があるが、既設のLTBMSと同等の観測ができていることを確認している。C9038Bの孔内間隙水圧の監視データは、2024年3月から政府の地震調査委員会や気象庁の南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会へ提供している。

一方、1B-S1に設置した海底圧力計は、海底広域研究船「かいめい」で運用される無人探査機「KM-ROV」で設置して、DONETインターフェースに接続した（図4）。2024年2月4日の設置以降、連続データを取得している。1B-S1の水圧観測記録に潮汐解析プログラムBAYTAP-G（Tamura et al., 1991）を適用して、潮汐成分と非潮汐成分を分離した（図5）。2024年7月までの約6ヶ月間の観測データで、指数関数と線形関数を組み合わせたモデル（Polster et al., 2009）にフィットするようにパラメータを決定すると、現在の非潮汐成分は年間-1.4 cmのレートで動いている結果となった。1B-S1に設置した圧力計は、事前に重錘形圧力天びんで海底に相当する圧力20 MPaを20日間連続加圧して、標準圧力との偏差を計測している。現場観測における設置から20日間の非潮汐成分と室内実験の圧力偏差を比較した（図6）。現場観測の非潮汐成分には海洋変動が含まれるが、概ね指数成分が減衰して線形成分が卓越する2 cm程度低下する変化が観測されている。一方、室内実験では直前に階段型圧力校正を行ったため当初3日程度の観測には履歴が残っていると考えられる。その後の圧力偏差は連続加圧が終了する20日間に2 hPa程度低下している。室内実験では線形成分が卓越していることが観測されたが、圧力変化の振幅は現場観測と室内実験とで調和的であった。

© The Seismological Society of Japan

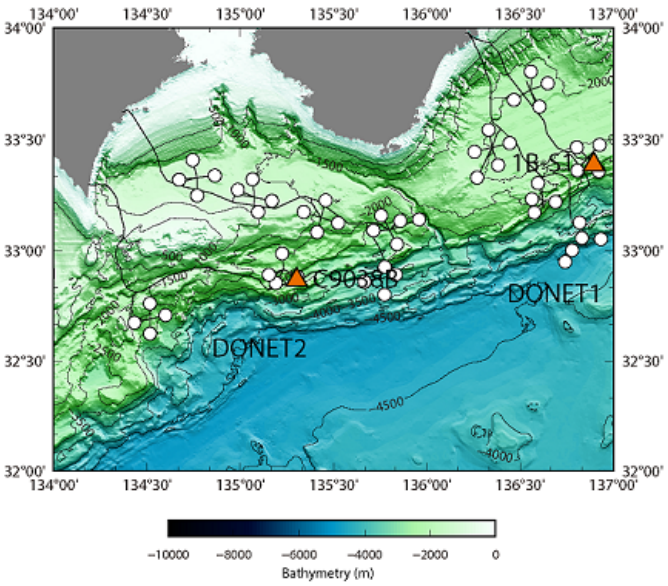


図 1：南海トラフの長期孔内観測点 C9038B および地殻変動観測点 1B-S1 の設置位置

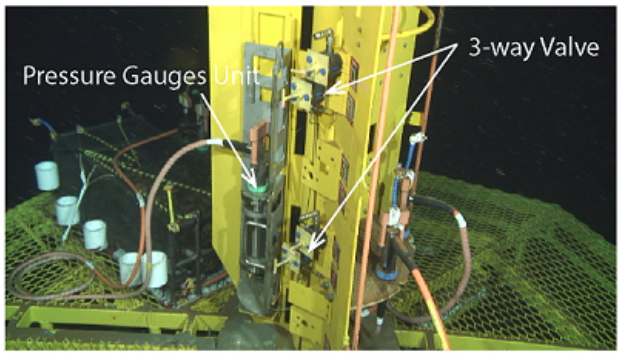


図 2：LTBMS の海底・孔内間隙水圧観測装置

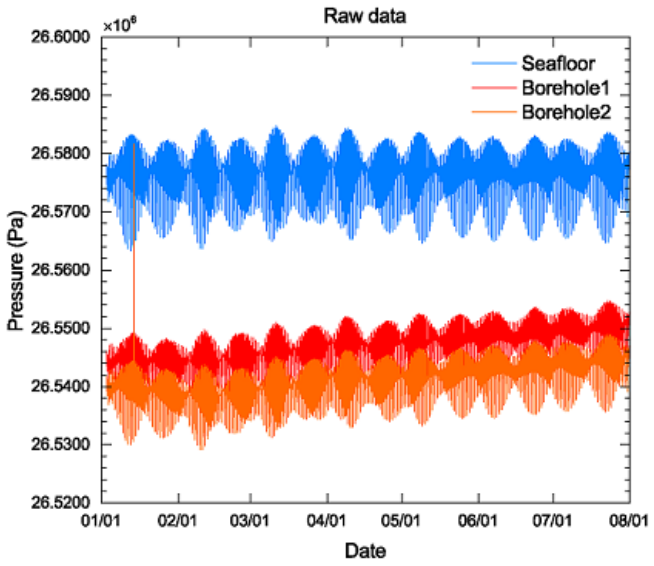


図 3：長期孔内観測点 C9038B における水圧観測

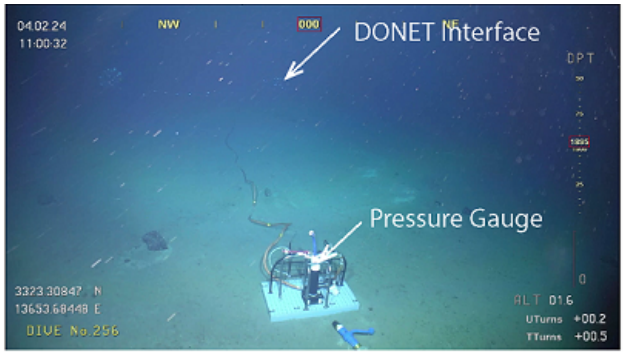


図 4：地殻変動観測点 1B-S1 に設置した海底圧力計

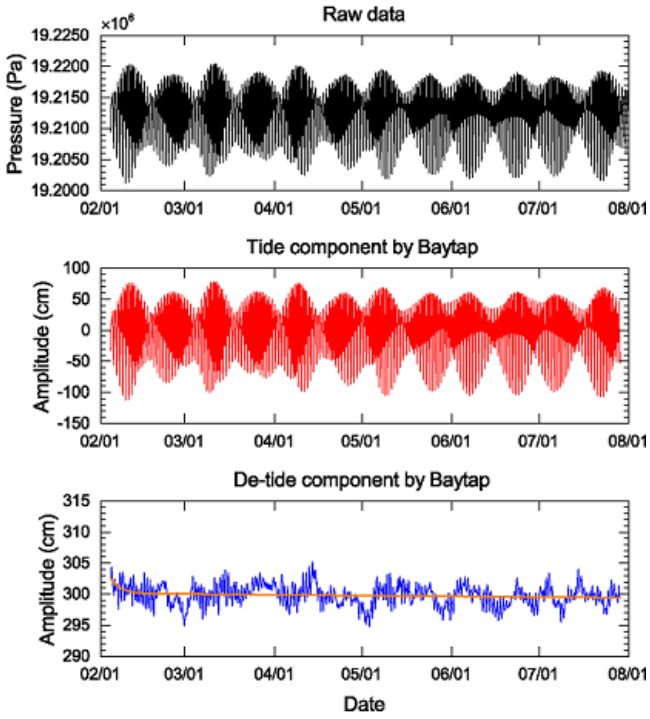


図 5：地殻変動観測点 1B-S1 における海底圧力計の記録と潮汐解析の結果

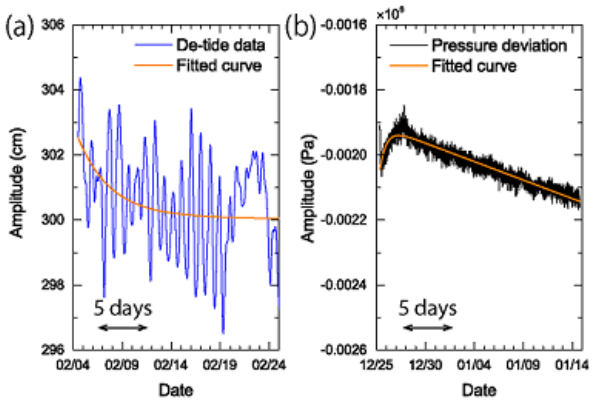


図 6：地殻変動観測点 1B-S1 の海底圧力計の機器ドリフトの (a) 現場観測と (b) 室内実験の比較

© The Seismological Society of Japan

Instrumental and geographical effects on strain observation in seafloor boreholes

*Shuhei TSUJI[1], Eiichiro Araki[1], Hiroyuki Matsumoto[1], Yuya Machida[1], Takashi Yokobiki[1], Ettore Barbieri[1], Mikito Furuichi[1]

1. JAMSTEC

海洋研究開発機構(JAMSTEC)では、海底深部掘削孔を用いた地殻変動と地震動の連続リアルタイム観測を行っている。海底下に深く掘られた掘削孔では、ノイズレベルが低く、プレート境界により近い環境で観測することができる。中でも、間隙水圧計の観測からは、浅部で発生したゆっくり滑りを検出することに成功している(Araki et al., 2017; Ariyoshi et al., 2021)。
高品質な観測をさらに広い範囲に展開するために、新たな長期孔内観測システムが開発され、昨年より展開が開始された。新たな長期孔内観測システムでは、実績のある間隙水圧計を継続して採用した一方、地殻変動・地震観測用のセンサには新たに開発した孔内光ファイバ歪計を採用した(荒木・他, 2024, JpGU; 町田・他, 2024, JpGU)。最初の観測点は、2023年11月に地球深部探査船「ちきゅう」によって紀伊水道沖の深さ約500mの掘削孔内に投入され、2024年1月より連続観測が開始された。
本研究では、新たに採用された孔内光ファイバ歪計の機器特性や近傍の地殻構造が観測振幅に与える影響を有限要素法で推定し、観測値と比較して考察した。機器特性については、孔内計測特有の、歪計のセンサ部と掘削孔周辺の媒質の相互作用の影響度を見積もった。近傍の地殻構造については、観測点を設置した場所が、海盆状の地形に位置することに注目し、その形状が観測値に与える影響を見積もった。なお、有限要素法の計算には、COMSOL Multiphysics 6.1を利用した。
機器特性の推定では、周辺媒質のみのモデルと掘削孔や測器を組み込んだモデルの歪場を比較することで、測器の感度を推定した。孔内光ファイバ歪計は、コイル状の光ファイバケーブルの伸縮を計測することで地殻の歪を計測する。センサとなる光ファイバは、円筒形のステンレス製マンドレルに巻き付けられる形で固定されており、さらに、円筒の中には構造部材が存在する。これらは金属製で、周辺の堆積層より硬いため、測器の存在はセンサの変形を阻害し、本来計測されるべき値よりも小さな値が得られると予想される。
有限要素法による計算結果は、本来計測されるべき値より小さな値が計測されることを示唆した。計測値の期待される値に対する割合は、歪の種類や方向によって異なり、0.5から0.6倍程度の値であった。この係数は、近地深発地震の直達S波の振幅を近傍の海底に設置された光ファイバ歪計の観測値と比較して得られた割合と調和的であった。
近傍の地殻構造による影響の評価では、海盆地形の存在による歪場の変化を調べた。測器の投入された掘削孔は最深部が約650m、幅が約6kmの緩いV字状の堆積層中に位置する。堆積層の周辺は、相対的に硬い付加体である。そのため、海洋潮汐による均一荷重や波長の長い内部重力波が引き起こす歪は、堆積層と付加体の応答の差を反映して、増減することが予想される。この効果を評価するために、海盆地形を単純化して組み込んだモデルと、水平2層のモデルに対して、潮汐を模擬した均一な荷重と、内部重力波を模擬した波長8kmの周期的な荷重を与え、面積歪と体積歪の分布を比較した。
有限要素法による計算の結果、面積歪では特に大きな地形の影響が見られた。潮汐応答を模した均一荷重に対する応答では、面積歪の分布は、堆積層の下部のV字に沿うように大きな歪を示した。海盆周辺の海底と比較すると、海盆内は2倍以上の面積歪が生じることが示唆された。内部重力波を模した場合の応答では、地形を含めないモデルで見られていた周期的な面積歪の大小のパターンが、V字状の地形によって大きく乱されていた。直上の海底に対して、海盆内では伸縮が反転し振幅が約2倍になる場合もあった。海盆が存在するモデルの計算結果を間隙水圧計や孔内光ファイバ歪計の観測値と比較した。潮汐応答について、体積歪と間隙水圧計の比較では先行研究と調和的な値が推定され、面積歪と孔内光ファイバ歪計の比較では、約3倍観測値の方が大きかった。内部重力波の応答では、体積歪の比較では先行研究と調和的な値が推定されたが、面積歪の比較では、観測値が推定値より約50倍大きかった。今回見られた差は有限要素法の計算条件やモデルの単純さに起因するものと考えられる。特に内部重力波の応答で大きな差が見られた理由の一つには波長依存性があると考えており、今後検討を行っていく予定である。

© The Seismological Society of Japan

Eighth Observation Network of MOWLAS: N-net --- Starting Observation of the Offshore System and Construction of the Inshore System---

*Shin AOI[1], Tetsuya Takeda[1], Takashi Kunugi[1], Masanao Shinohara[1,2], Takayuki Miyoshi[1], Kenji Uehira[1], Masashi Mochizuki[1]

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

ユーラシアプレートにフィリピン海プレートが沈み込む西日本の太平洋側では、100から200年ごとにＭ８クラスの巨大海溝型地震が繰り返し発生し、大きな被害を生じてきた。その想定震源域の東側の海域は既に防災科研のDONETや気象庁の東海・東南海ケーブルによって地震と津波のリアルタイム観測がなされているが、西側の海域は観測の空白域をなっており、この空白域を解消するため当該海域において南海トラフ海底地震津波観測網N-netの構築が進められている（AGU2022, UT2021）。N-netは沖合システムと沿岸システムの２つのサブシステムからなり、各々18台のインライン観測装置が海底ケーブルに接続され、計36台が海底に設置される。各インライン観測装置には、地震を観測するための加速度型強震計および短周期速度型地震計、津波を観測するための水圧計が、それぞれ冗長構成で2式ずつ組み込まれている。N-netはインライン観測装置に加え、将来的な拡張性を確保するため観測機器の増設を可能にする分岐装置を備えたハイブリッドシステムを採用しており、各サブシステムに分岐装置が２台ずつ備えられる。防災科研では2023年10月から2024年1月にかけて沖合システム及び沿岸システムのケーブルの陸揚げ工事及び沖合システムの敷設工事を実施した。沖合システムは2024年７月から試験運用を開始しており、８月８日に発生した日向灘の地震（Mj7.1）を含む多くの地震を観測している。また、水圧計では潮汐に伴う水圧変動はシミュレーションと良い一致が得られているほか、日向灘の地震に伴う津波では津波帯域でサブセンチまでの変動が記録されている。防災科研は、日本の全国に7つの観測網、2,100以上の観測点からなる陸海統合地震津波火山観測網MOWLAS(Aoi et al., 2020)を運用している。2024年秋に予定されているN-netの沖合システムの本運用後は、MOWLASの8番目の観測網として統合運用される。他のMOWLASの観測網と同様データの公開もなされる予定であり、可能な限り早期に地震津波即時予測への活用が期待されている。また、沿岸システムは2024年の秋から年明けにかけて敷設工事がなされ、2025年の春にはN-netの構築が完了する予定である。

© The Seismological Society of Japan

Development of a seafloor observation system for near-real-time monitoring of marine volcanic activities

*Aki Ito[1], Masaru Nakano[1], Tomoya Nakajima[1], Satoru Tanaka[1], Hajime Shiobara[2], Shin Iwasaki[3], Shoichi Sato[3], Shigeatsu Okumura[3], Makoto Yoshida[3], Minemori Sato[3]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Earthquake Research Institute, the Univ. of Tokyo, 3. Hakusan Corporation

近年、伊豆小笠原諸島などの離島や海域の火山活動と、それによる被害が社会の注目を集めている。特に、福徳岡ノ場から噴出した軽石の漂流による被害は記憶に新しい。2021年8月の噴火は日本本土にまで被害を及ぼすほど大規模なものであったにも関わらず、その予兆は殆ど知られていなかった。噴火後の活動状況も十分把握できておらず、今後の活動の動向について十分な情報は得られていない。我々は、離島や海域の火山活動をモニタし、災害予測に資する情報を社会に還元することを目的として、準リアルタイム離島および海域火山観測システムの開発を行っている。

現在、離島や海域の火山活動をモニタする方法として、航空機や船舶、衛星での監視のほか、水中音波を用いる方法、付近の島や海底での地震観測が挙げられる。このうち、海底地震観測は海底下に広がるマグマの動きを直接的に捉えられるため、最も有効な観測方法である。特に、自己浮上式の海底地震計（OBS）は任意の場所に設置可能であり、遠洋の離島や海域の火山の観測に適している。しかし、現在の観測システムでは海底に設置した　OBSを浮上させ回収するまで収録データを確認できないため、火山活動状況を即座に把握することはできない。この弱点を克服するため、現在のOBSシステムの仕様について検討を行ったところ、データ収録装置と音響通信装置のソフトウェアにわずかな改造を加えることで準リアルタイムでの活動モニタが安価に実現可能であることが判明した。

具体的には、データ収録装置にイベントの検出とデータ解析の機能を新たに追加し、イベントリストをOBSの内部で作成する。つまり、通常はOBSの回収後に行う処理を海底で行う。また、火山性地震の活動状況をより詳しく把握するため、イベントリストには検出時刻の他にイベントの特徴量（卓越周波数、最大振幅、継続時間）を付与する。作成されたイベントリストは音響通信によって海上の船舶などに送信されるが、本システムでは簡易的な通信機能を持つ音響トランスポンダーに改良を加えた機能向上版を使用する。この音響トランスポンダーは一度に最大2000文字を送信できるため、イベントリストの取得に十分な性能を持つ。通常、海底と海上間でのデータ送受信には高価で高機能な音響モデムを使用することが多く、大量の波形データの取得を可能とするシステムも海外では既に運用されている。一方、本システムでは、火山活動モニタに必要な情報のみをイベントリストにコンパクトにまとめることで、通信量を最小限に抑えている。

さらに、柔軟な運用を可能とするため、船舶などによるデータ回収時の滞在可能時間や音響通信を左右する海況に応じて、取得する情報をデータ量により三段階に設定している。データ量の少ないものから順に、1. 総イベント数、2. 地震の卓越周波数や最大振幅に基づく統計量、3. イベントの特徴量を記したイベントリスト、である。また、取得する情報の期間を指定可能としている。これらの機能により、海況が良い場合には詳しい情報が、海況が悪い場合でも最低限必要な情報が取得可能である。海底観測中（活動モニタ継続中）は統計量やイベントリストのみが取得可能であるが、OBS本体を後日回収することで、1～2年間という観測期間中の連続データを用いた、より詳細な研究に活用することも可能である。

© The Seismological Society of Japan

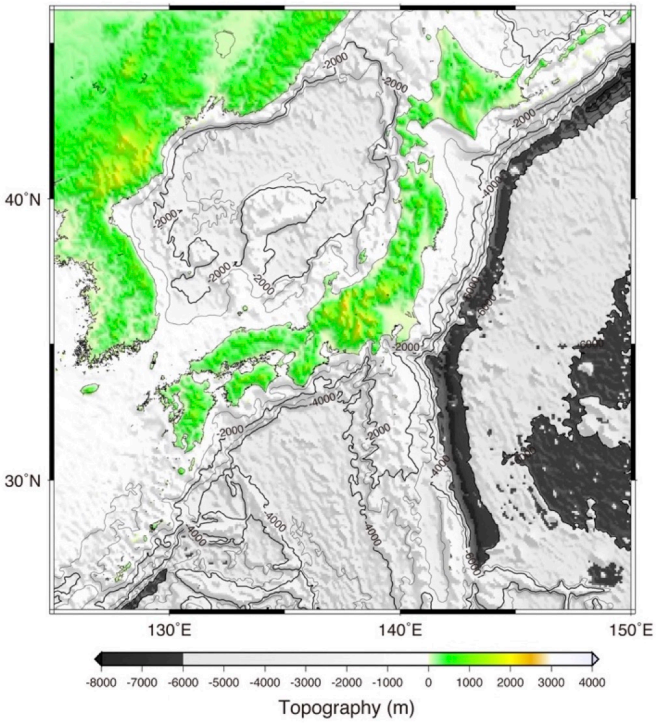
Development of a broadband OBS for ultra-deep sea areas (UDBBOBS)

*Hajime SHIOBARA[1], Aki Ito[2], Hiroko Sugioka[3], Masanao Shinohara[1]

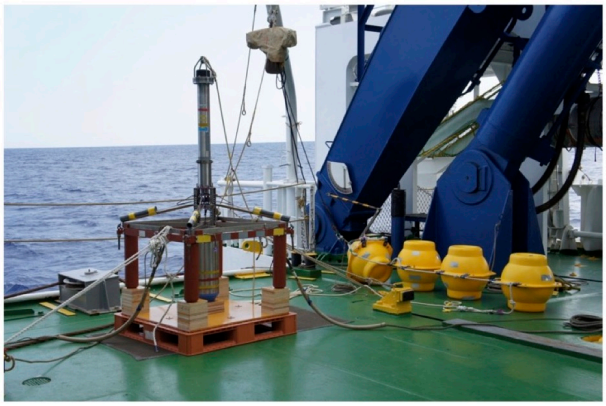
1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Research Institute for Marine Geodynamics, JAMSTEC, 3. KOBEC, Kobe University

海域地震観測の技術開発では、観測周波数帯域、観測期間、観測可能エリア、信号強度範囲などを多面的に拡大することを進めている。そのひとつが、大水深の海溝軸周辺にも展開可能な超深海域（6000m以深）用の海底地震計の開発である。これは、通常の深海用観測装置の部品は、海底全体の98%をカバーできる6000m水深までが一般的な使用範囲の限界であるのを打破するものである。このような超深海域用海底地震計（UDOBS）はニッチな存在に聞こえるが、日本海溝では超深海域が数百kmの幅で海溝軸に沿って存在しており、大地震が発生する海陸プレート境界域の直上で観測できることは重要である。
1989年頃から続くUDOBS開発では、設計や部品に起因するトラブルに何度か遭遇した。最近では、2013年4月に房総半島沖の水深9200mの三重会合点で、1年程度の長期観測を目的とした新設計の超深海OBS（NUDOBS）での観測を試みた（塩原ら、*日本地震学会*, 2013）。このNUDOBS（15Hzセンサーを搭載）には、高圧下でのトラブルの原因となりうる樹脂モールドされた水中ケーブルと錘切り離し部を用いておらず、超深海域での観測で想定されていた問題点を無くし、機械式音響トランスポンダによって2段階で引き込まれるピンが、システム全体の設置・観測・回収の状態を制御していた。しかし、このNUDOBSの観測開始は正常な応答で確認できたが、2014年4月の回収時には応答が得られなかった。大水深ゆえ、海底から機器を回収しての原因究明が出来なかったが、水深9200mでの超高圧（ピン先端部φ14mmで1464kgf）により、引き込まれるピンが意図せずに内部へ押し込まれた可能性が原因として推定された。その対策として、2017年に開発した自律型の自己埋設型センサー方式BBOBSである NX-2G（Shiobara et al., *IUGG*, 2019）において、これが同様のシステム制御機構を内包していることから、引き込まれるピンの駆動機構を、ショウジロックギア（外力では絶対に動かないブレーキ機構を内蔵）を採用して改良した。なお、従来の短周期センサー型OBSの構造を踏襲し、高耐圧のセラミック/ガラス球を使用したUDOBSは既に実用化されているが、耐圧容器の内容積の制約から観測期間が短く、広帯域センサーを搭載することは困難である。
2021年、著者らは2013年のNUDOBSを元にし、現在の固体地球科学的目的に適する広帯域センサーを搭載した改良型（UDBBOBS）の開発を再開した。このセンサーは最新設計の高精度加速度センサー（203 POD-60、Silicon Audio社製）で、軽量・小型・低消費電力、かつ傾斜状態でも動作可能であることから、超深海用耐圧容器の狭い内容積での搭載に適しており、周波数範囲の下限は約0.01Hzである。内部ノイズレベルは、他社の小型速度型センサーと同等である。センサーの傾斜値は別途搭載するMEMS加速度傾斜計（電子コンパス）で計測し、後処理により上下・水平動へ変換する。本システム全体は従来のNUDOBSよりも若干コンパクトにした。2024年9月に、通常型のBBOBSなどとの長期比較試験観測を熊野灘で実施する。その後、実際に超深海域での試験運用を予定している。

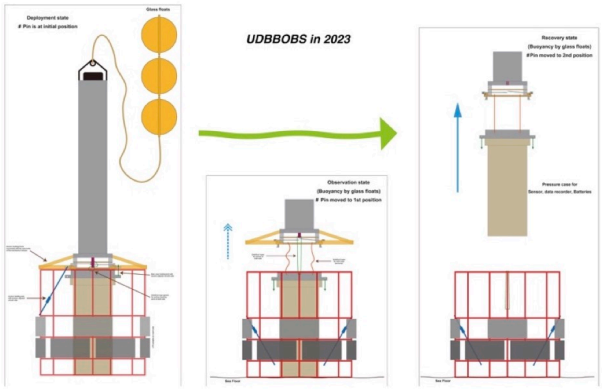
© The Seismological Society of Japan



Ultra-deep sea area around Japan



NUDOBS in 2013



UDBBOBS in 2023 (image)

© The Seismological Society of Japan

Testing of seismic reflection survey using accurate hypocenter parameters by hypoTD

*Shigeki Horiuchi[1], Yuko Sato[1], Minoru Yoshida[2], Yoshiharu Yirayama[2], Hiroyuki Fujiwara[3]

1. Home Seismometer Corporation, 2. Hakusan Corporation, 3. NIED

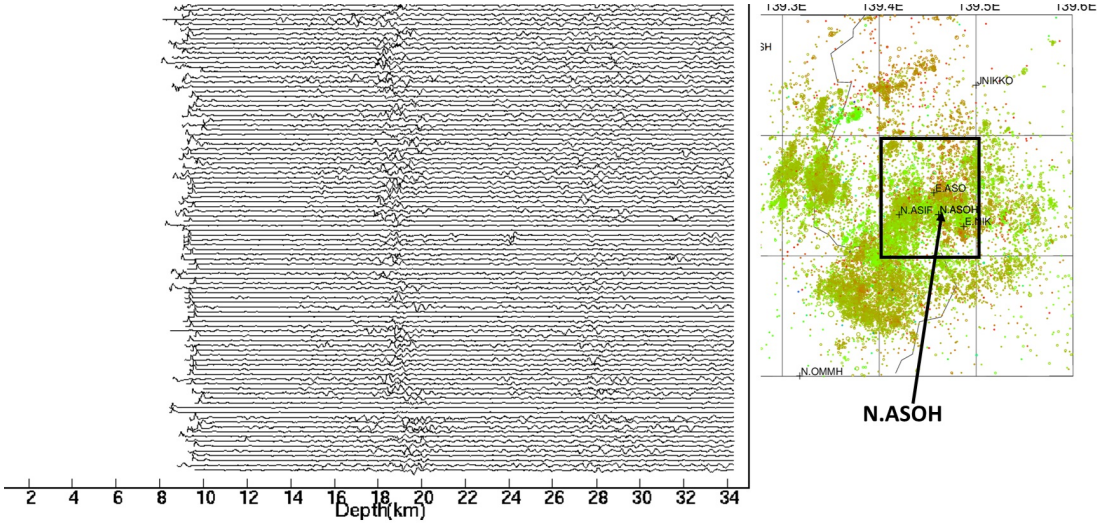
１．はじめに　地下構造には、大きな不均質性が存在し、不均質性が震源決定の大きな誤差要因になっている。Horiuchi　et al.(2024)によるhypoTDは、解析領域で発生する、多数のテンプレート地震を登録し、テンプレート地震との相対震源決定を行うことで、不均質性の影響を少なくする震源決定法である。彼らは、気象庁一元化震源で、過去２２年間に発生した全ての地震、約４１０万個の震源の再決定を行い、気象庁一元化震源によるそれと比較し、精度の高い震源が得られることを示した。hypoTDによる震源決定ソフトは㈱ホームサイスモメータから公開（https://www.homeseismo.com/html/download_hypo.html）されており、計算された震源分布を、白山工業の３D表示ソフト(https://www.hakusan.co.jp/research_and_development/hypoTD.html)を用いて、誰でも見られるようにした。本報告では、hypoTDによる、高精度震源データを用いて、自然地震を用いた反射法探査が行えるか検討した。

２．hypoTD　hypoTDとは、マスターイベント法を改良した震源決定法である。マスターイベント法は、一個のマスターイベントを用いて、複数の地震の震源を決定しているが、hypoTDは、複数（５０個）のマスターイベント（テンプレート地震と呼ぶ）を用いて、一個の震源を決定する方法である。　複数の地震を用いるメリットは、１）読み取り精度の低い到着時刻データを、高精度で検出し、削除できること、２）複数の地震との相対震源決定による、震源位置の空間的バラツキを利用して、ノイズイベントを除去できることである。また、Waldhauser & Ellsworth (2000)によるhypoDDによる震源決定結果との比較から、hypoTDは、hypoDD以上に高精度で、震源計算に用いるパラメータの与え方で、震源位置が系統的にずれるという問題がないことが示されている。

３．結果　日光・足尾地域では、地震活動が活発で、地殻深部からの顕著な反射波が観測されている地域である（溝上,1980, Horiuchi et al.,1988)。　この地域で発生する地震600個の波形データを、防災科学技術研究所Hi-gh ネットページからダウンロードし、解析に使わせて頂いた。解析に用いた地震は、hypoTDによる震源の深さが8-10ｋｍで、震央が、図１の四角で示されて領域で発生した大き目の地震である。　図は、Ｎ．ＡＳＯＨで観測された、複数の地震のＮＳ成分の波形に、１）5-10Hzのバンドパスを通し、２）近傍で発生した相関の高い地震とのコンボルーション波形を計算し、３）0.2秒のＡＧＣフィルターを通し、４）S波到着時刻以降について、ＮＭＯ補正を行って、時間軸を深さ軸に変換した場合の波形である。　波形は、南東方向から、北東方向に沿って、下から、上に向かって表示している。　図が示すように、深さ１９ｋｍ付近からの、明瞭な反射波が見えている。震源の深さに誤差がある場合は、観測される反射波の深さは、深さの決定誤差の約２倍変化するはずである。図から明らかなように、観測された反射面の深さに、大きな揺らぎはない。他の観測点でも、同様の結果が得られている。

４．結論　自然地震を用いた反射法探査では、震源決定の誤差が、解析の誤差要因になっている。hypoTDにより決定された地震の震源決定精度は高く、自然地震を用いた大規模な反射法探査が行える可能性があると、期待される。

© The Seismological Society of Japan



日光足尾周辺の地震の、N.ASOHで観測されたNS成分の、
処理、AGCフィルターを通した波形記録の例。

© The Seismological Society of Japan

Room D | Regular session：S10. Active faults and historical earthquakes

Tue. Oct 22, 2024 1:30 PM - 3:00 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 4:30 AM - 6:00 AM UTC | Room D Medium-sized Conference room 201 (2F)

[S10] PM-1

chairperson:Kentaro Hattori(Kansai University), Takeo Ishibe

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

[S10-01] The Shimangoku Earthquake and its Seismo Tectonic Bearings Connected with the Shinano River Seismic Zone

*Kazuo KAWAUCHI[1] (1. Niigata University of Pharmacy and Medical and Life Sciences)

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

[S10-02] Perceptible Distance in Diary Records after the 1923 Taisho Kanto Earthquake

*Taku Yamamoto[1], Yasuyuki Kano[2], Junzo Ohmura[2] (1. Graduate School of Science, The University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo)

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

[S10-03] Investigation of the 1802 Kyowa Sado-Ogi earthquake based on felt records

*Akihito NISHIYAMA[1], Takeo ISHIBE[2], Akihiko KATAGIRI[3] (1. Nara National Research Institute for Cultural Properties, 2. Association for the Development of Earthquake Prediction, 3. Research Institute for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata University)

2:15 PM - 2:30 PM JST | 5:15 AM - 5:30 AM UTC

[S10-04] The 1861 Nishio, Central Japan, earthquake seems to be an event within the Philippine Sea slab

*Tomoya HARADA[1], Akihito Nishiyama[2], Takeo Ishibe[3] (1. Nuclear Regulation Authority, 2. Nara National Research Institute for Cultural Properties, 3. Association for the Development of Earthquake Prediction)

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

[S10-05] Collection of records of teletsunamis in western Japan caused by historical earthquakes and eruptions in the Edo and early Meiji periods

*Kentaro HATTORI[1] (1. Kansai University)

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

[S10-06] Source of the 1755 Lisbon Earthquake: A Phenomenological Reconstruction Based on Historical Records and Tsunami Simulation

*Thystere Matondo Bantidi[1], Takeo Ishibe[1], Ritsuko S. Matsu'ura[1] (1. Association for the Development of Earthquake Prediction (ADEP))

The Shimangoku Earthquake and its Seismo Tectonic Bearings Connected with the Shinano River Seismic Zone

*Kazuo KAWAUCHI[1]

1. Niigata University of Pharmacy and Medical and Life Sciences

１．　はじめに

河内・大木（1996）は村上領・新発田領関係記録，徳川実紀及び各地郷土史等を整理して，地震の発生が寛文十年（1670年）五月五日であることを明らかにした．また当時の村上領主榊原家江戸屋敷日記の寛文十年五月十四日と同八月十日の条にある四万石という語句が，それ迄理解されていた一般名詞（石高）ではなく，正しくは固有名詞（領地の通称）であるとした．そして震源域を当時四万石と呼ばれていた旧西蒲原郡東部地域に修正し，この地震を「西蒲原地震」と呼んだ．その後河内（2008）は，推定震源域の旧西蒲原郡の町村（黒埼町，潟東村，月潟村，味方村，中之口村など）が平成合併により西蒲原郡から別れ，唯一西蒲原郡を冠した弥彦村が震源域ではないため，混乱を避ける意味で「四万石地震」あるいは「西蒲原（四万石）地震」と呼称の変更を提案した．本論では四万石という用語の意味を再確認し併せて河内・大木（1996）の発表後に発生した中越・中越沖地震との関連について述べる．

2．地域名「四万石領」を記した『折たく柴の記』

河内（2008）は，新井白石『折たく柴の記』の越後国村上領百姓濫訴事件を記述した正徳元年（1711年）の文中に四万石領という記述があることを指摘した．江戸前期の越後村上領は領主の入れ替わりが激しく，家格に応じて変更された．榊原家の前の領主の松平家が慶安二年に入封する際，幕府はそれまでの11万石に加えて天領であった旧三島郡・旧西蒲原郡の一部約4万石分を加えて15万石格の松平家（榊原家も15万石）に充てた．そのため，領民は新たに村上領となったこの地域を「四万石領」と呼ぶようになった．

『折たく柴の記』の記述は次のようである．

六十年の前，松平大和守直基村上の城を賜りし時，三島蒲原等
　の郡にして　四万石の地を加らる．これよりして土俗其地を称
　して四万石領とはいひけり．

ここでは60年前〔正確には62年前の1649年（慶安二年）〕の領地替えから使われるようになったと記されている．

百姓濫訴とは四万石の領民が村上領から天領へ戻ることを幕府に願い出た越訴である．騒動は獄死者まで出すに至ったが白石の意見書によりその後穏便に解決された，と『折りたく柴の記』にはある．このときの領主松平家（慶安とは別）は1717年に転封し，その後の領主（1720年まで間部家，以後幕末まで内藤家）は5万石格であったため，結果的に領民の希望通り四万石は天領に復してその呼称も消滅することになる．悲惨な過去は早く忘れたかったのだろうか．現在地元には地名も伝説も残っていない．

3．越後平野で発生した地震

四万石地震の震源域は「四万石領」のうちの中ノ口川流域と推定される．古記録による被害域とその158年後に発生する1828年三条地震の被害域を併せて検討すると，両者はおおむね平野の方向北東−南西に長円形に延び，二つの推定震源域は燕市付近で重なることがわかる．河内・大木（1996）はこれを同一地域で繰り返す固有地震とした．北方の粟島周辺海域では1762年佐渡沖，1833年庄内沖，1964年新潟，2019年新潟山形県境などが固有地震を形成する．長岡市周辺では明治以降1887年長岡，1927年関原，1961年長岡などの小規模（M5.5程度）の地震が固有地震を形成している．

4．信濃川地震帯のテクトニクス

信濃川地震帯とは大森房吉が1918年大町地震を調査する中で使った用語である．大森は松本−長野−新潟を結ぶ帯状の地域に被害地震が集中して発生していることを見出した．その後，今村明恒もこれを踏襲した．

ところが，坪井忠二（1967）は「地震の巣」という概念を示して「地震は三次元的に分布する．地震帯などという言葉は早く忘れてしまった方がいい」と断じた．はたしてそうであろうか．確かに坪井が調べた関東地方の微小地震活動では震源の線状配列は見られず球状形態の分布が確認できる．しかし，大森は微小地震や

© The Seismological Society of Japan

小規模地震を除外し，大・中規模の被害地震の震源域の配列をあえて二次元的に見たのである．

1670年四万石地震がこの地震帯に付け加えられたことの意義は大きい．その後，羽鳥（1990），河内（2000）によって1762年佐渡沖地震が佐渡北方ないし粟島周辺に修正され，さらに2004年中越地震，2007年中越沖地震，2019年新潟山形県境地震が発生し，新たに付け加わった．信濃川地震帯では坪井後の時代に益々その帯状的性質を明徴するに至っている．今日的には，地震分布の他に各種地殻変動の観測や地震の発震機構解などから，日本海東縁変動帯（例えば大竹ほか（2002）），新潟–神戸歪み集中帯（例えば鷺谷（2003））が提唱されており，信濃川地震帯はこの一部と見ることができる．日本海東縁のプレート境界は「衝突境界」として庄内沖から越後平野さらには長野，松本に至るまさに信濃川（千曲川～犀川）流域に相当すると考えるべきであろう．

© The Seismological Society of Japan

Perceptible Distance in Diary Records after the 1923 Taisho Kanto Earthquake

*Taku Yamamoto[1], Yasuyuki Kano[2], Junzo Ohmura[2]

1. Graduate School of Science, The University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo

歴史地震について，実際に発生した地震がどの程度歴史記録に残されているのだろうか．過去の地震活動を分析する際には，記録の完全性を考慮する必要があり，実際に発生した地震がどの程度歴史記録に残されているのかを把握しておく必要がある．そのためには，歴史記録と観測記録のそれぞれによる地震発生数の比較がひとつの手がかりになる．歴史記録と，異なる時代の観測記録での地震数を比較した例としてSatake and Ishibe(2020)が挙げられる．石辺・ほか(2023)は，日記記録の中の昼夜間の記録数の比較から，記録の完全性の検討を行った．また，同時代の歴史記録と観測記録を比較した事例として，天候記録としての記録ではあるが，庄・ほか(2017)がある．天候記録であれば，記録数が多いため同時代の日記や観測記録との間で統計的な比較が可能である．一方で地震は天候記録と比較して記録数が少なく，統計的な比較が難しい．大正関東地震の直後であれば，既に地震観測が開始しており，日記記録と観測記録の両方が存在する上，地震数も多いことに着目した．本研究では，1923年大正関東地震後の地震について，同時代の日記記録と観測記録との比較を行う．

本研究で用いた日記記録としては，『河合清方日記』(静岡県富士宮市)，『地福寺日並記』(埼玉県和光市)，『大正十二年震災日誌』(東京都新宿区)などが挙げられる．『河合清方日記』は，富士浅間神社の主典を務めた河合清方による日記である．第17輯に「大震災の記」があり，大正12年9月1日から12月31日までの地震にかかわることが記録されている[武村(1999)]．『地福寺日並記』は当時地福寺の住職であった鎌田亮中による日記で，1890年7月から1924年8月までの記録が存在する[中岡(2015)]．『大正十二年震災日誌』は当時林野局に勤めていた依田美狭古による記録で，大正関東地震当時の日記を後年(1927年)に取りまとめたものである．なお，『河合清方日記』については，武村(1999)で日記中の余震記録と浜田(1999)の震源リストとの比較がなされている．観測記録としては気象庁震度データベースに収録された地震カタログなどが挙げられる．また，観測記録に準ずるデータとしては『関東大地震姥子ニ於ケル震動日記』(神奈川県足柄下郡箱根町)が挙げられる．この日記は本震発生日の9月1日から10月14日にかけて，箱根での有感地震を強さごとに強震，弱震，微震に分類し記録したものである．
大きな地震は複数の日記に記録されやすい傾向にある．最大余震である1924年1月15日の丹沢地震(M7.3)をはじめ，M4.8以上の8つの地震では複数の日記中に対応する記述が見られた．また，本震からの日数の経過に伴う余震記録の減少が見られる．ただし，これは単に大森・宇津則で表されるような余震数の減少を反映しているだけではなく，地震の経験を日記に記録するモチベーションに変化があった可能性もある．
気象庁震度データベース中の震源・マグニチュードが決定されている地震について，各日記の記録地点から震央距離を求め，日記の記述における有感距離の検討を行った．例えば，『地福寺日並記』では，マグニチュード5で90km程度，マグニチュード6で180km程度となった．有感距離を調べることにより，日記記述の有無の妥当性を検討することができる．具体的には，日記中に記述が存在しない地震について，昼夜の違いや記録のモチベーションの変化などが原因であるものと，その地点では有感にならない地震であることが原因であるものを区別することが可能となる．また，日記ごとの最大有感距離の違いから，日記記録の特徴を検討することも可能である．さらに，日記記録中の地震の規模，震央の推定にも利用できる可能性がある．

© The Seismological Society of Japan

Investigation of the 1802 Kyowa Sado-Ogi earthquake based on felt records

*Akihito NISHIYAMA[1], Takeo ISHIBE[2], Akihiko KATAGIRI[3]

1. Nara National Research Institute for Cultural Properties, 2. Association for the Development of Earthquake Prediction, 3. Research Institute for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata University

享和二年十一月十五日（1802年12月9日）に発生した1802年享和佐渡小木地震（以下，佐渡小木地震または本地震）は，当時幕府領であった佐渡に甚大な被害を及ぼした地震である．佐渡奉行所の組頭からの被害報告に依る「佐州地震一件」（『一話一言』所収）に基づく検討から，特に当時の小木町村では家屋の被害が壊滅的であり，佐渡西部と同南西部の雑太郡と羽茂郡で村落の被害が大きかったとされる［矢田（2009）］．一方，佐渡小木地震では，十五日の巳刻（午前9～11時頃）と未刻（午後1～3時頃）の2回地震があり，巳刻の地震でわずかに被害を生じた場所もあったが，未刻の地震の方が被害は甚大で，佐渡の西南海岸は隆起したとされている［宇佐美・他（2013）］．本地震に関しては，佐渡だけでなく周辺の有感範囲を含めた震度分布図が作成されており［宇佐美編（2010），宇佐美・他（2013）］，このような被害状況と震度分布に基づいて，佐渡小木地震の震央は佐渡南西部の北緯37.8°，東経138.35°に，規模はM＝6.5～7.0と推定されている［宇佐美・他（2013）］．なお，隆起海食台の海抜高度の測定から本地震による土地隆起の分布パターンが明らかにされており［太田・他（1976）］，これらのデータ等に基づき断層モデルが推定されている［中村・他（2010），南雲・他（2011）］．

既往研究で明らかにされているように，佐渡小木地震では震源域である佐渡南西部に建造物被害や地変が集中しており，対岸に位置する当時の越後国やその周辺地域では被害の記録は確認できない．そのため，佐渡小木地震の地震像について検討する際には，佐渡での被害発生場所の震度を推定するだけでなく，被害はないが揺れを感じた記録（有感記録）を収集・分析し，広範囲の有感記録に基づいて地震像を検討することも重要である．そこで本研究では，同時代史料に記されている佐渡小木地震における遠地での有感記録の内容を再検討し，広範囲の有感記録と近年構築された地震動予測式に基づく震度分布とを組み合わせることで，本地震の地震像について再検討した．

上記で述べたように，佐渡小木地震では巳刻と未刻に2回の地震があり，佐渡では未刻の地震で被害が大きかったとされる．有感記録の記述内容をみると，①佐渡から北東へ遠く離れた弘前城内（現青森県弘前市）で記された『弘前藩庁日記』には「十一月十五壬午日　曇　今暁寅刻より雨降、未刻頃少々地震、申之刻頃雨止」とあり，未刻の地震のみが記されている．②佐渡に比較的近い専福寺（現新潟県長岡市）で記された『諸事見聞雑記　天』には「十一月十四（五）日四ツ時分、中位之地震入申候、亦七ツ半時分地震、八ツ時分少々、十六日地震、十七日明六ツ頃少々、十八日夜八ツ頃三度入申候」とある．この記述から，四ツ時（巳刻）の中地震と八ツ時（未刻）の地震の双方を感じており，四ツ時の揺れの方が大きかったようである．③同様に佐渡に比較的近い宝蔵院（現新潟県妙高市）で記された『妙高山雲上寺宝蔵院日記』には「同日、一、今日昼四時頃、余程成ル地震、日之内ニ三度程入り、尤少き方ハ数度入り候事」とあり，四ツ時の余程の地震のみが記されている．④佐渡から南東へ離れた江戸市中の服部元雅居宅（現東京都港区）で記された『芙館日記』には「（十一月）十五日　戊午　天気甚暖也、四ッ過余程長キ地震、八ッ時又少地震」とあり，四ツ時の余程長い地震と八ツ時の小地震の揺れが区別して記されている．

これらの有感記録から，③のように震源域の佐渡に近い場所での有感記録であっても，巳刻と未刻の2回の地震を区別して記録しているとは限らず，④のように佐渡から離れた場所であっても双方の地震を区別している場合もある．また，必ずしも後に発生した未刻の地震を大きく記している訳ではなく，②や④のように2回の地震を区別して記録している場合には，先に発生した巳刻の地震を大きく記しているものもある．このような巳刻と未刻の2回の地震に関する記述については，今後，本地震に関する同時代史料の有感記録を更に調査・収集して有感場所を増やしていくことで，何らかの特徴を見出せる可能性がある．

このような遠地で揺れを感じた場所について，様々な史資料を用いて可能な限り詳細に緯度・経度を特定し，佐渡での震度分布図だけでなく広域の震度分布図を作成した．また，本研究では予察的に宇佐美・他

© The Seismological Society of Japan

（2013）による震央を仮定し，様々なモーメントマグニチュード（Mw）に対して震度の距離減衰式（Matsu'ura et al., 2020）用いて予測震度分布図を作成した．そして，史料から推定された震度分布図と予測震度分布図との整合性について考察したところ，Mw6.75程度の場合に，震源域近傍ならびに広域の震度分布を概ね説明可能であることがわかった．

© The Seismological Society of Japan

The 1861 Nishio, Central Japan, earthquake seems to be an event within the Philippine Sea slab

*Tomoya HARADA[1], Akihito Nishiyama[2], Takeo Ishibe[3]

1. Nuclear Regulation Authority, 2. Nara National Research Institute for Cultural Properties, 3. Association for the Development of Earthquake Prediction

万延二年二月十四日（1861年3月24日）の丑刻（午前1～3時）と寅刻（午前3～5時）に発生した2回の地震（以下，西尾地震）によって，現愛知県西尾市･豊橋市を中心に小被害が記録されている．西尾市では，『願書写扣』の記録「小屋之分者相潰、其外家々大破ニ相成候」から震度5弱～5強，『下永良陣屋日記』の記録「御書院始所々戸障子不動」等から震度5弱の揺れが推定される．豊川市では，『西村次右衛門日記』の記録「宅之壁等所々少々ツヽ損し申候、御城内神社石灯籠等倒届有之」から震度4～5弱の揺れが推定される．一方，西尾地震による揺れは，江戸における多数の「大／強地震」，「地震」の記録に加え，現岡山県岡山市，現香川県丸亀市，現群馬県太田市，現新潟県上越市でも「地震」と記録されている．宇佐美･他（2002）は，日記史料の有感記録の検討から，「大／強地震」は震度3～4程度の揺れ，「地震」は震度2～3程度の揺れに相当するとし，佐竹（2002），石辺･他（2021）は史料に概ね記録される揺れは震度2程度以上としている．したがって，西尾地震の有感域はかなり広範囲で，1945年三河地震（M6.8）のそれに匹敵する規模である．三河地震による被害（全壊家屋5,539戸，半壊家屋11,706戸）［宇佐美･他（2013）］を考えると，西尾地震が地殻内浅部の地震だったとすれば，西尾市･豊川市で記録された被害が小さすぎる，あるいは，西尾市･豊川市の小被害に比べて有感域が大きすぎるという問題がある．

西尾地震の震源･規模については，これまで，西尾市において地震発生後約10日にわたってほぼ連日余震による揺れが記録されていることから，北緯34°，東経137°付近の地殻内浅部で発生したM6程度の地震だと考えられてきた［宇佐美･他（2013），松浦･中村（2020）］．しかしながら，例えば，西尾地震の推定震源付近で発生した1945年1月14日の地震（三河地震の余震，深さ10 km，M5.9）の震度分布は，震源近傍の震度は不明であるが，震度2の範囲は兵庫県東部～長野県中部にとどまっている．よって，これまで考えられてきた西尾地震の震源と規模では，同地震の広大な有感域の説明は困難だと考えられる．なお，都司（2004）は，独自に作成した有感域の半径とマグニチュードとの関係式から西尾地震の規模をM6.6と推定し，三河地震のひとまわり小さい地震としている．しかしながら，地殻内浅部でM6.6の地震が発生すれば，西尾市･豊橋市の被害は記録された程度にとどまらないことは明らかである．

1997年3月16日に愛知県東部のフィリピン海スラブ内発生した地震（深さ39 km，M5.9）では，住宅一部損壊2戸，負傷者4目の小被害［宇佐美･他（2013）］であった一方で，震度2の範囲は鳥取県東部から東京都･埼玉県まで広がっている．また，この地震による余震活動は比較的活発で，地震発生後約2ヶ月間で約180個の余震が発生している［気象庁地震予知情報課（1997）］．したがって，震源付近の小被害と広大な有感域の双方を説明する地震の候補として，1997年愛知県東部の地震のようなフィリピン海スラブ内の地震が考えられる．

本研究では，1997年愛知県東部の地震付近のフィリピン海スラブ内に位置･規模を変えて仮定した断層モデルによる予測震度分布を森川･藤原（2023）の地震動予測式から計算し，西尾地震の震度分布との比較から最適な断層モデルを推定した．断層モデルの走向･傾斜･すべり角は，1997年愛知県東部の地震のメカニズム解の東傾斜の節面の値を仮定した．また，武村（1990）の式を用いて気象庁マグニチュードから地震モーメントを計算し，地震モーメントからSomerville *et al.*（1999）の関係式を用いて断層面積を計算した．西尾地震の震度分布については，「大／強地震」を震度3，「地震」を震度2とした．断層モデルの推定に当たって，まず，森川･藤原（2023）の地震動予測式による1945年三河地震，1945年1月14日の地震，1997年愛知県東部の地震の予測震度分布と，これらの地震の実際に観測された震度分布との比較を行った．その結果，予測震度分布は，観測震度分布をかなりの整合性で再現していることが確認された．暫定的な結果では，北緯34.85°，東経137.30°の深さ40 kmにMw6.0（M6.3）の地震を仮定した場合，西尾市･豊川市の震度と広大な有感域の双方が最も良く再現できた．また，西尾地震のこれまで考えられてきた震源付近（地殻内浅部）に断層モデル（Mw5.8）を仮定した場合，震央付近では比較的広く震度6弱となる一方，震度2以上の範囲は兵庫県東部～長野県中部にとどまることが確認された．

© The Seismological Society of Japan

Collection of records of teletsunamis in western Japan caused by historical earthquakes and eruptions in the Edo and early Meiji periods

*Kentaro HATTORI[1]

1. Kansai University

Historical materials of earthquakes and eruptions and their databases include some records that describe teletsunamis, although the shakings were not felt. In this study, we collect and introduce the records of teletsunamis in western Japan (including Okinawa) during the Edo and early Meiji periods, which are not included in the catalogs and the international databases such as NOAA. In particular, we focus on the records (Table 1) of the 1741 eruption of Oshima (Hagi in Yamaguchi), the 1751 Concepción earthquake (Susaki in Kochi and Tanabe in Wakayama), the 1837 Valdivia earthquake (Nagoya in Aichi and Susaki in Kochi) , and the 1868 Arica earthquake (Naha in Okinawa). We try to go back to the sources as much as possible and introduce the original descriptions.

発生年(西暦)	想定される原因	到達地点	史料名	掲載元	日本史料記載の年月日(和暦)
1741年	渡島大島の噴火	山口県萩市	故事年表	山口県史略	寛保元年七月十九日
1751年	コンセプシオン地震	高知県須崎市	森日記	天気地気	宝暦元年五月二日
1751年	コンセプシオン地震	和歌山県田辺市	万代記	万代記	宝暦元年五月二日
1837年	バルディビア地震	愛知県名古屋市	白鳥方暦代記	御料林	天保八年十一月十一日（ママ）
1837年	バルディビア地震	高知県須崎市	五藤家文書	天気地気	天保八年十月十一日
1868年	アリカ地震	沖縄県那覇市	日記	那覇市史	明治元年六月廿七日

Table 1. List of historical records in western Japan (including Okinawa) introduced in the study

© The Seismological Society of Japan

Source of the 1755 Lisbon Earthquake: A Phenomenological Reconstruction Based on Historical Records and Tsunami Simulation

*Thystere Matondo Bantidi[1], Takeo Ishibe[1], Ritsuko S. Matsu' ura[1]

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

The Great Lisbon earthquake (GLE) (November 1, 1755) with an estimated moment magnitude (Mw) of 8.7 (e.g., Johnston, 1996), struck Portugal, Spain, and northern Morocco, with tremors felt across most of northwestern Europe. This is the only major earthquake to have occurred far from a major subduction zone in the last ~350 years. The earthquake triggered a devastating trans-oceanic tsunami that swept the nearby Atlantic coast with run-up heights of 5–15 meters. In the Caribbean Islands, run-up heights of 1–5 meters were also reported (Gutscher, 2004). The mechanism behind its generation has been extensively studied and several conflicting sources have been proposed, but none have satisfactorily explained the historical data.

Here, we investigate three aspects of the historical evidence: tsunami height and arrival times, macroseismic impacts, and aftershock distribution, to gain a better understanding of the fault responsible for generating this earthquake. To achieve this, we performed tsunami simulations and compared the obtained run-up heights and arrival times with those reported in historical documents collected at 9 locations. Next, using the back-projection approach, we invert the simulated tsunami travel time to estimate the source area. Finally, we analyze the distribution of macroseismic impacts and calculate the Coulomb stress changes from each source fault to the Lower Tagus Valley region, where most of the aftershocks of the GLE are believed to have occurred.

To simulate a tsunami, we used the tsunami simulation code JAGURS (Baba et al., 2015). Bathymetry grids for the simulation were obtained from the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO, 2023) with flat resolutions of one arc minute. The time step for calculations was set at 0.5 s to satisfy the Courant-Friedrichs-Lewy stability condition, and the tsunami was simulated for 15 h after the earthquake ensuring that the maximum tsunami height would be obtained, and that the tsunami could travel across the oceans. Manning' s roughness coefficient and rigidity were assumed at 0.025 $m^{-1/3}s$ and 34.3 GPa, respectively. We reexamine four contemporary potential source faults that have been suggested by previous studies: the Gorringe Bank Fault (Johnston, 1996); the composite source that encompasses the Marques de Pombal Thrust Fault and Guadalquivir Bank (Zitellini et al., 2001); the Gulf of Cádiz Fault (Gutscher et al., 2006) and the Horseshoe Abyssal Plain Thrust (HAPT) fault (Barkan et al., 2009).

The results show that the four modeled earthquake sources were able to somewhat reproduce the historical records. The primary source located at Horseshoe Abyssal Plain Thrust yielded the best correlations between simulations and historical records of run-up heights. The result of seismic intensity analysis shows high intensities (Modified Mercalli Intensity IX –X) around the Lisbon and Algarve regions. Among all the analyzed epicentral locations, the one closest to Lisbon is approximately 220 km southwest of its end. This suggests that additional factors could have played a role in favoring this shift to longer distances, thus requiring further investigations. Finally, results of the static Coulomb stress changes from each analyzed source to the location of the Lower Tagus Valley (LTV) fault show that LTV may have experienced more than a 0.1 MPa stress increase towards the failure from the HAPT Fault.

In summary, our integrated results suggest that the 1755 GLE likely involved cascading triggering, with the

© The Seismological Society of Japan

primary source located at the HAPT Fault. These results provide a new perspective toward a coherent interpretation of the fault source of the 1755 GLE. However, we acknowledge that several outstanding challenges remain to be overcome, due mainly to our inability to reliably assess the accuracy of historical data.

Acknowledgments: This study has been supported by the Headquarters for Earthquake Research Promotion (HERP) of the Ministry of Education, Culture, Sports, Science, and Technology (MEXT) of Japan.

Keywords: Run-up heights, Tsunami simulation, back-projection approach, Seismic intensity, Coulomb stress changes, Cascading triggering.

© The Seismological Society of Japan

Room D | Regular session：S10. Active faults and historical earthquakes

Tue. Oct 22, 2024 3:15 PM - 4:15 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 6:15 AM - 7:15 AM UTC | Room D Medium-sized Conference room 201 (2F)

[S10] PM-2

chairperson:Takashi Ogami(Geological Survey of Japan, AIST), Junzo Ohmura(Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S10-07] Trial of machine learning-based hypocenter estimation using seismic intensity data – Toward the application to historical earthquakes

*Takeo ISHIBE[1,2], Yoko OGAWA[3], Yusuke SAIJO[3], Mitsuko FURUMURA[1], Ritsuko S. MATSU'URA[1] (1. Association for the Development of Earthquake Prediction, 2. The Institute of Statistical Mathematics, 3. Kozo Keikaku Engineering, Inc.)

3:30 PM - 3:45 PM JST | 6:30 AM - 6:45 AM UTC

[S10-08] An Attempt to Determine Seismic Intensity of Historical Earthquakes Using Interactive Generative AI

*Junzo OHMURA[1], Asanobu Kitamoto[2], Yasuyuki Kano[1], Yuta Hashimoto[3] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. National Institute of Informatics, 3. National Museum of Japanese History)

3:45 PM - 4:00 PM JST | 6:45 AM - 7:00 AM UTC

[S10-09] Seismic profiling across the Miura peninsula fault system and its western extension in the Sagami Bay

*Tatsuya ISHIYAMA[1], Hiroshi Sato[1,2], Hideo Saito[3], Hirokazu Ishige[3], Mamoru Nakata[3], Susumu Abe[3] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Center for Integrated Research and Education of Natural Hazards, Shizuoka University, 3. JGI, Inc.)

4:00 PM - 4:15 PM JST | 7:00 AM - 7:15 AM UTC

[S10-10] UHR MCS Survey at southwestern extension of Futagawa Fault Zone(Uto-hanto-hokugan section) Kyusyu, southwestern Japan.

*Takashi OGAMI[1], Kenji TARA[2], Naohiro KAZUI[2], Takahiro KUBO[2], Kenjiro MUKAIYAMA[2] (1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. Kawasaki Geological Engineering, Co., Ltd.)

Trial of machine learning-based hypocenter estimation using seismic intensity data –Toward the application to historical earthquakes

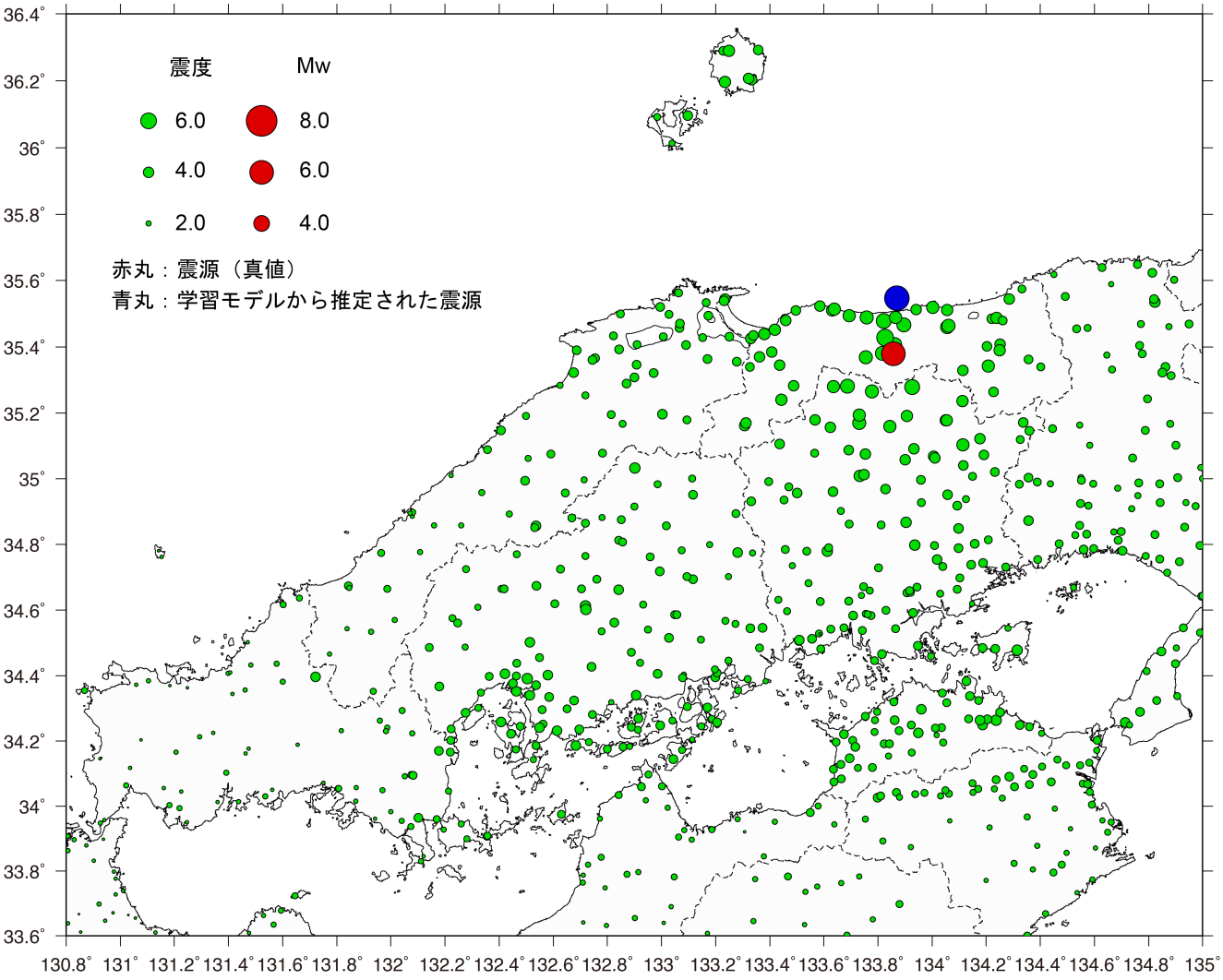
*Takeo ISHIBE[1,2], Yoko OGAWA[3], Yusuke SAIJO[3], Mitsuko FURUMURA[1], Ritsuko S. MATSU'URA[1]

1. Association for the Development of Earthquake Prediction, 2. The Institute of Statistical Mathematics, 3. Kozo Keikaku Engineering, Inc.

従来、計器観測時代以前に発生した顕著地震（歴史地震）の震源位置や規模は、主に史料に記述された被害や揺れの強さから推定される震度分布に基づき、推定されてきた。歴史地震の震源・規模の推定には、様々な過去地震に対する震度分布の特徴に精通した、熟練の技術が必要である。一方で、近年の人工知能の進歩は目覚ましく、地震学分野においても画像化したアナログ波形記録の読み取り（Furumura *et al.*, 2023）や微動検出（Kaneko *et al.*, 2021）、地震動予測の高度化（Kubo *et al.*, 2020）、初動検測とそれによる発震機構解の推定（Uchide, 2020）など、広く活用されつつある。上記の背景の元、石辺・他（2023）では歴史地震の震源像解明に機械学習を活用することができないかと考え、中国・四国地域を対象として、機械学習を用い画像化した震度分布データ（震度分布画像）から震源位置ならびに規模の推定を試みた。その結果、モーメントマグニチュード（Mw）5.0以上の地震に対しては、概ね正しい位置に震央が推定される結果を得たが、震源を複数検出するケースが散見された。また震度は離散的な点群データであり、上記のアプローチでは、そこから震源の仮定の下で連続的な震度分布画像に補間する必要があった。そこで本研究では、画像化した震度分布の代わりに、震度点群データから直接震源情報を推定する学習モデルを構築し、その検証を実施した。学習ならびに検証に用いたデータとして、実地震については、中国・四国地域で1996年4月～2021年12月に発生した最大震度4以上を記録した35地震を対象とし、うち30地震を学習に、5地震を検証に用いた。限られた期間に発生した実地震のみを学習に用いた場合、学習データの不足が予想されるため、仮想の震源と観測点を生成し、学習データの拡張を行った。仮想震源としては、震源位置ならびに規模を乱数により発生させた405地震（Mw4.0~7.5）とした。また仮想観測点は、1997年当時の観測点密度と同程度（180（±30））になるよう無作為に配置した。各仮想観測点における観測震度は、Vs30=300m/s相当における予測震度をMatsu’ura *et al.* (2020) のVery Shallowタイプの式を用いて算出し、そこに一定のばらつきを付与した。このうち5地震（Mw6.0 以上）を検証用に、400地震を学習データとして用いた。震度の点群データから震源情報を推定する学習モデルを構築し、その精度評価を実施した。震度観測点情報（緯度、経度、震度等）をそのまま入力値として用いることができるよう、PointNet（Charles *et al.*, 2017）から、移動不変性に基づいたネットワークを削除したものとした。入力は観測点N点分の緯度・経度・震度の3次元ベクトル群、出力は震源の緯度・経度・Mwの3次元ベクトル群である。本検討では、実地震のみを用いた場合／仮想震源を含めた場合、出力である緯度・経度・Mwの真値との差に対する重み付けあり／なしの場合、震度の加速度への変換あり／なし、出力を緯度・経度のみとした場合のそれぞれに対して学習モデルを構築し、その精度評価を実施した。上記の条件で学習モデルを構築し、検証用データに対して精度評価を実施したところ、仮想地震あり・重み付けあり・震度加工（加速度化）なしの場合が最も高精度となり、緯度・経度方向の平均の誤差はそれぞれ0.1°程度、Mwの誤差は-0.1程度であった。結果の一例として2016年10月21日に鳥取県中部で発生した地震に対する結果を図に示す。図中の緑丸は観測点、赤丸が震源、青が学習モデルから推定された震源であり、それぞれサイズは震度またはMwによる。震源位置ならびに規模（Mw）について、良く再現できていることが分かる。また歴史地震への適用を鑑み、学習モデルの構築時に仮想観測点数を50点ランダムにサンプリングした場合においても、推定精度に顕著な低下が見られないことが確認された。これらの結果は、近年の顕著地震ならびに仮想震源から構築した学習モデルと史資料から推定された震度データを用い、歴史地震の震源情報を推定することができる可能性を示唆する。今後は、緯度経度の範囲を拡張するとともに、出力に震源深さを加えた4次元ベクトルとした場合についても学習モデルを構築し、その検証を実施する。また、学習モデルを計器観測開始前に発生した地震に対して推定された震度分布に適用し、既往研究による震源位置ならびに規模との比較検討を実施する。

© The Seismological Society of Japan

謝辞：気象庁による震度データならびに防災科学技術研究所による地震ハザードステーションにおけるV_S30を使用させていただいた。ここに記して感謝申し上げます。なお本研究は、文部科学省による「地震調査研究推進本部の評価等支援事業」の一環として実施された。



© The Seismological Society of Japan

An Attempt to Determine Seismic Intensity of Historical Earthquakes Using Interactive Generative AI

*Junzo OHMURA[1], Asanobu Kitamoto[2], Yasuyuki Kano[1], Yuta Hashimoto[3]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. National Institute of Informatics, 3. National Museum of Japanese History

歴史地震の震度は古記録の被害記述などをもとに，震度判定表を用いて求められる．震度判定表の代表的なものに宇佐美(1994)がある．これは江戸時代に適用することを目的に作られた試案であり，改められるべきとされているが，現在に至るまで慣例的に使用されている．この震度判定表は，人体感覚，寺社，家屋の被害率など，指標ごとに被害程度で分けられている．震度を判定する場合は，地点や被害ごとに古記録と震度判定表を照らし合わせる作業を判定者が行う．そのため1)多地点の震度判定には時間と労力を要する，2)判定者の解釈や先入観が判定結果に影響を与える，といった問題が生じる．
そこで本研究では，LLM(大規模言語モデル)を用いた対話型生成AIにより，震度判定を行うことを試みた．震度判定表の内容を指標ごとに「92.土蔵は倒れるものもある→6」の形式で約400件を箇条書きに変換し，震度判定の基準とした．この基準をもとに古記録から震度判定を行うプロンプトを作成し，いくつかの対話型生成AIで出力結果を比較した．その結果，「屋形」を大名屋敷と認識するなど，古記録の記述を比較的よく理解することが可能な，「Claude 3.5 Sonnet」を用いることとした．判定結果の検証を可能にするために，震度判定結果とともに，使用した基準，判定の根拠，を出力させることとした．使用すべき指標を適用しないなどの問題が生じたために，適用可能な指標を選択させた上で，適合する基準を選択させるといった手順の改善を施した．また判定結果の信頼度の出力，判定する上での古記録の問題点(曖昧さなど)を指摘するプロンプトも試みた．
結果として，トライアルとして入力した地震被害の古記録に対し，多少の揺らぎは見られるものの，妥当な基準を適用して震度を判定することが可能となった．例えば「根津権現社別條無し惣門中にあるもの瓦のみ落って恙なし．境内辨才天の社のみ潰したり．」という古記録に対しては，「家屋・建具」の「瓦はずれることが多く，落ちるものもある→5弱」および，「寺院・神社の建物」の「拝殿が皆潰・潰→6（辨才天の社を拝殿と同等と見なす）」，判定結果5弱～6，との出力が得られ，複数の指標を適用することも可能になっている．これに対し，弁財天社は主要な建物ではないことを補足すると，使用した基準が「寺院もしくは神社のその他の建物が皆潰・潰→5（辨才天の社を小規模な付属建物と見なす）」に変更され，判定結果が5弱に修正されるなど，対話形式による判定精度の向上が可能である．また「原田村家数百のうち本潰五，半潰二十」という例文に対しては，被害率を算出して「被害率＝(潰家屋数+0.5×半潰家屋数)/総家屋数(%)が1.5～15%→５～６」を適用することも可能であった．またプロンプトを変更することにより，箇条書きにした複数の古記録に対して震度判定を行い，震度と使用した基準とともに表形式で出力することも可能である．
現状では出力結果に安定性を欠く部分がみられるため，プロンプトの改善などのさらなる試行錯誤が必要である． 古記録には曖昧さや人間による解釈を必要とする部分があることから，対話形式で震度判定を補助する機能として活用することを目指す．最終的には，東京大学地震火山史料連携研究機構(2021)「地震史料集テキストデータベース」などとの連携を考えている．

© The Seismological Society of Japan

Seismic profiling across the Miura peninsula fault system and its western extension in the Sagami Bay

*Tatsuya ISHIYAMA[1], Hiroshi Sato[1,2], Hideo Saito[3], Hirokazu Ishige[3], Mamoru Nakata[3], Susumu Abe[3]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Center for Integrated Research and Education of Natural Hazards, Shizuoka University, 3. JGI, Inc.

三浦半島には三浦半島断層群と呼ばれる北西走向の右横ずれ断層が多数分布し、活動度の高い首都圏南部の活断層として知られる（例えば太田・他, 1982）。一方、三浦半島断層群を構成する武山断層帯や隣接する衣笠・北武断層帯、南下浦断層の深部形状や断層帯間の構造的な関係、および三浦半島の第四系・新第三系堆積盆地の詳細構造は不明な点が多い。また、三浦半島断層群（主部／武山断層帯）は陸上における断層長が約11 kmと短い一方で、海域(特に相模湾)に延長する可能性が指摘されてきた（地質調査総合センター, 2021）が、これらの構造に関しても不明な点が多い。以上の点を理解することを目的として、陸域および相模湾にて構造探査を実施した。陸域（三浦半島）では、断層帯を横断する約16 kmの測線にて深部構造探査（三浦－横須賀測線）を実施した。受振点間隔は投影距離25 mで728点設定した。起震車は大型バイブレーター（INOVA UNIVIB2）を2台用い、反射法は約50m間隔で262点、屈折法は約4 km間隔で5点（うち1点のみ4台）の発震を行った。得られた観測波形を用いて、共通中間点（CMP）重合法を基本とする反射法解析（改良タイムターム法による屈折初動解析および表層静補正、速度解析を含む）および屈折トモグラフィ解析を行った。以上の解析により得られた反射法断面に基づき、断層等の構造解釈を行った。解釈にあたっては、活断層の既存研究（活断層研究会編，1991; 渡辺・他，1996; 中田・今泉編，2002など）や、測線周辺の地質情報（小玉・他, 1980; 江藤・他, 1998; 小沢・江藤, 2005; 地質調査総合センター, 2021など）を参照した。深度断面と活断層の対応関係を検討すると、測線を横断して分布する武山断層に対応して、高角度で北に傾斜する反射面群の不連続が認められ、断層面にあたると推定される。武山断層の北に分布する北武断層・衣笠断層についても、高角度で北に傾斜する反射面群の不連続が認められ、それぞれ断層面にあたると推定される。いずれの断層についても、地表付近の傾斜はほぼ垂直に近く、断層露頭で観察される断層面の傾斜と整合的である。南下浦断層についても、地表位置の直下に高角で南に傾斜する反射面群の不連続が認められ、断層面にあたると推定される。また、宮田台地で掘削されたボーリング層序（小沢・江藤, 2005）を考慮すると、三浦半島中部の武山断層と南下浦断層に挟まれた領域に厚さ100 m程度の第四系堆積盆が存在することがわかった。相模湾においては、活断層の分布・構造を推定する目的で、エアガンを震源とする反射法地震探査を実施した。茅ヶ崎市沖から三浦市沖にかけての相模湾沿岸域において計8本・約72 kmの測線にて海域構造探査を実施した（相模湾海域構造探査）。全長750 m（一部区間では300 m）のストリーマーケーブルと容量480 cu. in.のエアガンを使用した。受振点・発震点間隔はそれぞれ12.5 m，25 mである。推定された断層の位置は、佐藤（2021）の海底地質図に示されたものと概ね一致する。姥島沖断層・江ノ島沖断層・鎌倉沖断層が大陸棚の海底面・完新統に変位を与えている。姥島沖断層・鎌倉沖断層は上下変位が卓越する断層であるのに対し、江ノ島沖断層は複数の断層を伴い、断層の両側で構造が急変することから、横ずれ変位が卓越することを想起させる。また、逗子沖断層を横断する測線では、海底面・完新統・更新統が階段状に落ち込む構造を呈することから、横ずれ変位が卓越することを想起させる。これらの結果は、三浦半島断層群の西方延長にあたる相模湾側に、第四紀後期の累積的な変形・変位を伴う活断層が分布することを示唆する。

引用文献: 地質調査総合センター, 海陸シームレス地質情報集「相模湾沿岸域」, 2021; 江藤哲人・他3名，横須賀地域の地質，地質調査所，128 p，1998; 活断層研究会編，「新編日本の活断層ー分布図と資料ー」，東京大学出版会，437pp.，1991; 小玉喜三郎・岡 重文・三梨 昂, 三崎地域の地質，地質調査所，38 p, 1980; 中田高・今泉俊文編，「活断層詳細　　タルマッ　」，東京大学出版会，68pp.，2002; 太田陽子・他6名,,神奈川県, 15-80, 1982; 小沢 清・江藤哲人, 神奈川県温泉地学研究所報告，37，15–38, 2005; 佐藤智之,10万分の1相模湾沿岸域海底地質図及び説明書, 地質調査総合センター, 2021; 渡辺満久・他3名, 1:25,000 都市圏活断層図「横須賀・三崎」, 1996.

© The Seismological Society of Japan

UHR MCS Survey at southwestern extension of Futagawa Fault Zone(Uto-hanto-hokugan section) Kyusyu, southwestern Japan.

*Takashi OGAMI[1], Kenji TARA[2], Naohiro KAZUI[2], Takahiro KUBO[2], Kenjiro MUKAIYAMA[2]

1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. Kawasaki Geological Engineering, Co., Ltd.

布田川断層帯は，熊本県阿蘇郡南阿蘇村から，上益城郡益城町木山付近および宇土半島の北岸を経て，大矢野島の北西端の沖合に至る，概ね東北東一西北西方向に延びる全長64 km以上の活断層帯である（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）．布田川断層帯は，布田川区間，宇土区間，宇土半島北岸区間に区分されており，このうち宇土半島北岸区間は島原湾南部の海域に推定されている．宇土半島北岸区間は，主として重力異常の急変帯の分布などから推定されているが，断層の位置形状・南西端の位置，過去の活動に関する資料がほとんど得られていない．産総研では，文部科学省委託事業「活断層評価の高度化・効率化のための調査手法の検証」の一環として，宇土半島北岸区間における海底活断層調査を2022年度から3ヶ年の計画で実施している．2022年度には，主として宇土半島北岸区間が推定されている領域を対象とした高分解能マルチチャンネル反射法音波探査（以下，「高分解能MCS探査」）を行い，断層の詳細な位置・形状を明らかにした（文科省・産総研，2023；大上・他，2023）．2023年度には断層帯の南西端の位置を明らかにする目的で，宇土半島北岸区間の南西延長部を対象とした高分解能MCS探査を行った．
高分解能MCS探査のための現地調査は2023年11月4日から2023年11月9日までの期間に実施した．2022年度の高分解能MCS探査の結果を踏まえて，宇土半島北岸区間を構成する海底活断層の島原半島側への延長部を対象として，断層を横断する方向に探査測線を配置した．最も南西側に配置した測線は，調査の安全性が担保できる範囲で，可能な限り島原半島の近くに配置した．高分解能MCS探査では，音源には出力2000Jのスパーカーを使用し，受振装置にはチャンネル間隔2.5 m，チャンネル数72 chのデジタルストリーマーケーブルを使用した．音源および受振点の座標を精密に決定するため，音源装置およびテールブイにそれぞれGNSS装置を設置した．また，ストリーマーケーブルのたるみ補正を実施するため，ケーブルの9カ所に小型深度ロガーを装着して水深変化を記録した．高分解能MCS探査で得られた観測データについて，各種ノイズ抑制処理・速度解析・マイグレーション処理・重合処理を行い，マイグレーション断面を作成した．
2022年度および2023年度の高分解能MCS探査で得られたマイグレーション断面によれば，宇土半島北岸区間を構成する海底活断層は第四紀の堆積体を累積的に上下変位させており，断層近傍の地層を引きずり上げる，または引きずり下げるように変形させている．さらに，湯島の北西に形成された海釜の南縁に確認できる海底活断層では海底面の変形が認められる．宇土半島北岸区間を構成する海底活断層は，宇土半島および大矢野島の北岸の海域を北東一南西方向に発達し，大矢野島の北西沖から湯島の北側の海域を通過し，湯島の約6.0 km西北西の海域（島原半島の約1.3 km東側の海域）に延びることが確認できる．海底活断層の陸域延長部（島原半島）においては，多くの資料では陸域活断層が記載されていない．よって，断層帯の西側端点の位置は，高分解能MCSで海底活断層が確認できた地点と島原半島の海岸線の中間（湯島の約6.5 km西北西の海域，島原半島の約0.6 km沖合）に推定される．

参考文献: 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）：「布田川断層帯・日奈久断層帯の評価（一部改定）」．文科省・産総研（2023）：「活断層評価の高度化・効率化のための調査手法の検証」令和４年度 成果報告書．大上・他（2023）：布田川断層帯宇土半島北岸区間における高分解能マルチチャンネル反射法音波探査，日本地震学会2023年度秋季大会．

© The Seismological Society of Japan

Room D | Regular session：S13. Crustal fluids and earthquake

Tue. Oct 22, 2024 4:15 PM - 4:30 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 7:15 AM - 7:30 AM UTC | Room D Medium-sized Conference room 201 (2F)

[S13] PM-2

chairperson:Takashi Ogami(Geological Survey of Japan, AIST), Junzo Ohmura(Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

4:15 PM - 4:30 PM JST | 7:15 AM - 7:30 AM UTC

[S13-01] Observations of water flow at Wariishi hotspring in the Noto earthquake, Ishikawa Prefecture

*Shigeki TASAKA[1] (1. Gifu University)

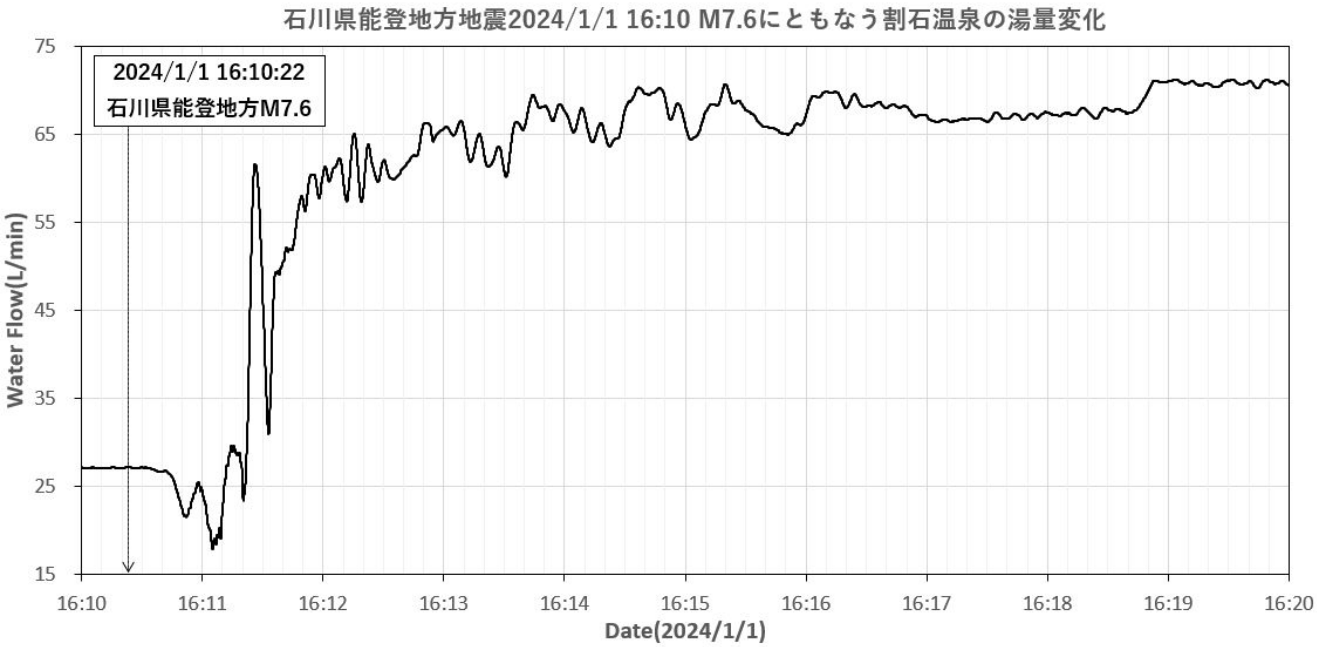
Observations of water flow at Wariishi hotspring in the Noto earthquake, Ishikawa Prefecture

*Shigeki TASAKA[1]

1. Gifu University

割石温泉の源泉は、北緯36度21分49秒、東経137度17分4秒、標高412mの岐阜県飛騨市神岡町大字割石219番地、高原川左岸、大洞山塊を背に国道41号線の吉ヶ原橋と割石橋に囲まれた河岸段丘上にあり、跡津川断層から南へ2.6kmに位置している。1976年7月6日～1977年1月31日にかけて掘削されて、進長1300m(標高413.3m、孔底標高マイナス809m、孔底温度65℃)で、傾斜度マイナス70度、掘削の方向は西側方向255度である。掘削当初、深度852mで湧水量800L/min、温度45℃の温泉が湧出し、泉質は単純イオウ泉であり、ラドン濃度は4.9Bq/Lであった。湯量と泉温の観測は1977年3月1日から開始された。1990年に実施された割石温泉掃孔工事では、孔内の掃孔と洗浄を850mまで行った結果、崩壊の跡は見られなかった。工事後の自然湧水量及び泉温は100L/min、42℃であった。2016年2月現在も割石温泉は自噴しており、湯量は約25L/min、泉温は約41℃であり、1998年のラドン濃度は2.6±0.2Bq/Lである。割石温泉の柱状図(840～900m)によると、深度875mまでは飛騨片麻岩を主体として石灰岩の薄層を挟在(石灰岩の厚さ5m以下)、875m～1300mまでは、石灰岩を主として片麻岩を挟在している。深度870m～880mの黒雲母片麻岩帯と石灰岩帯の境界部には、石灰岩の炭酸塩岩中に花崗岩などのマグマが貫入してきた際に生成された透輝石スカルンなどが約5mの厚さで存在しおり、この帯水層から温泉が湧出している。湯量は第1期(1977年～1997年)では、毎週月曜日に源泉のバルブを開き、容量15Lのバケツに温泉が満杯になるまでの時間をストップウォッチで計測した。湯量の測定精度は±10%と推定される。第2期(1998年～2003年)では、容量式電磁流量計ADMAG-CAを源泉小屋に設置して湯量の観測を開始した。流量計の測定範囲は毎分70Lまで、測定精度毎分±0.35Lであり10分間隔で連続計測を行った。第3期(2004年～2017年)では産業技術総合研究所地震地下水研究グループと共同して、電磁流量計の湯量データを1Hzのデータ取得で実施した。第4期(2015年10月～現在)では、東濃地震科学研究所と共同して、データロガーHKS9700を用いて20Hzで観測しており、JST時刻合わせはGPSアンテナで行っている。割石温泉の湯量データは1977年～2024年の47年間にわたって記録されている。能登半島近辺の5個の地震、(1)能登半島沖1993/02/07 22:27 M6.6、(2)能登半島沖2007/03/25 09:41 M6.9、(3)石川県能登地方2020/03/13 02:18 M5.5、(4)能登半島沖2023/05/05 14:42 M6.5、(5)石川県能登地方2024/01/01 16:10 M7.6にともなう湯量変化を観測した。(5)2024/01/01石川県能登地方地震にともなう湯量変化についての解析結果について報告する。図は2024/01/01 16:10～16:20の割石温泉の湯量変化の観測データである。発表では割石温泉の湯量観測データとUSGSのMoment Rate Functionを比較し、また名古屋大学理学部旭観測点の面積歪観測データとも比較して報告する。割石温泉の震源距離は107㎞で、断層サイズ120～150㎞に比べて十分に近地であり、直接的に震源時間関数と比較できると考えた。USGS発表のMoment Rate Function(MRF)と比較してみた。湯量データはオリジンタイム16時10分22秒から5分間について30秒と60秒のHigh Pass Filter(HP)の記録を求めた。USGSのMRF記録は、最初の破壊～10秒まで、2回目の破壊～25秒まで、そして3回目のするどい立ち上がりの破壊～35秒まで（これがキラーパルスというもの）、終わりまでには50秒かかっている。時間軸を割石温泉観測点のP波到着時に合わせて、湯量データとMRF記録を比較してみた。これによれば、MRFの変動と流量のダイナミックな変動はかなりよく対応しているように見える。特に3回目のするどい立ち上がりの破壊と流量変動の大きな変動は対応することが分かった。震源距離2.5倍の名古屋大学旭観測点が最も近い歪観測点である。湯量と面積歪（面積歪はExtensionを下向き）の5分間の記録をオリジンタイムで並べて比較した。オリジンタイムから40秒～50秒の湯量の大きな変動がキラーパルスに対応すると考えられる。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 22nd) | Regular session：S01. Theory and analysis method

Tue. Oct 22, 2024 5:15 PM - 6:45 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 8:15 AM - 9:45 AM UTC | Room P Main Hall (2F)

[S01P] PM-P

[S01P-01] Long-term activity of shallow very low-frequency earthquakes in the Hyuganada region determined by the correlation method

*Shugo Tochitani[1], Naoki Suda[1] (1. Hiroshima University)

[S01P-02] Challenges in short-period waveform analysis of small earthquakes in Tohoku-Oki using S-net records and a land-ocean unified 3D model

*Taro OKAMOTO[1], Hiroshi Takenaka[2], Takeshi Nakamura[3], Masanao Komatsu[4] (1. Tokyo Institute of Technology, 2. Okayama University, 3. Central Research Institute of Electric Power Industry, 4. Okayama Gakuin University)

[S01P-03] Reproduction of seafloor seismic and pressure waveforms and calculation of sea-surface motions

*Takeshi NAKAMURA[1], Hiroshi Takenaka[2] (1. Central Research Institute of Electric Power Industry, 2. Okayama University)

[S01P-04] Study on a method for evaluating the spatial variation of ground motions between adjacent sites

*Ryoichi TOKUMITSU[1], Yu YAMAMOTO[1], Yasuo UCHIYAMA[1], Susumu OHNO[2] (1. Taisei Corporation, 2. Tohoku Univ.)

[S01P-05] Improvement of source estimation method of primary microseisms using polarity of Rayleigh waves

*Hiroki Kawakami[1], Naoki Suda[1] (1. Hiroshima University)

[S01P-06] Ambient noise surface wave analysis using DAS and seismometer data: cross-spectrum and travel-time anomaly due to source heterogeneity.

*Shun FUKUSHIMA[1], Kiwamu Nishida[2], Akiko Takeo[2] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo)

[S01P-07] Relationship between the assumed source time function and the receiver function in two-dimensional FDM simulations

*Yuto Ichibe[1], Hironori Kawakata[1], Shiro Hirano[2] (1. Ritsumeikan university, 2. Hirosaki university)

[S01P-08] Energy partitioning into strain components in diffuse wave fields (3)

*Hisashi NAKAHARA[1] (1. Tohoku University)

[S01P-09] Effect of depth-dependent scattering coefficients on the seismic envelopes

*Masaki Koizumi[1], Jun Kawahara[1] (1. Ibaraki University)

[S01P-10] Data assimilation of seismic wavefields and estimation of source mechanism based on adjoint equations: Application to MeSO-net data

*Tomoyasu Morita[1], Takashi Furumura[1], Takuto Maeda[2] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Faculty of Science and Technology, Hirosaki University)

[S01P-11] An approach for quantifying seismicity rate by spatial partitioning based on epicenter locations - Case study using Delaunay triangulation

*Kohei NAGATA[1] (1. Meteorological Collage)

[S01P-12] Estimation of medium characteristic of rock samples with irregular heterogeneity

*Nana YOSHIMITSU[1], Koyo MATSUDA[1] (1. Kyoto University)

Long-term activity of shallow very low-frequency earthquakes in the Hyuganada region determined by the correlation method

*Shugo Tochitani[1], Naoki Suda[1]

1. Hiroshima University

浅部スロー地震のうち浅部超低周波地震(SVLFE)は卓越周期数十秒の波形が遠方の地震観測点でも明瞭に捉えられることから，浅部すべり域拡大のモニタリングに適している。これまでに南海トラフ域でのSVLFE解析に用いられたデータと震央決定法の組み合わせとしてはHi-net傾斜計記録とアレイ解析(Asano et al. 2008)，F-net広帯域地震計記録とグリッドサーチ(e.g. Asano et al. 2015)，OBS記録とエンベロープ相関法(Tonegawa et al. 2020)などが挙げられる。本研究では，テンプレート波形や理論波形を用いずに観測バンドパス波形のみを用いる相関法により，2010年から2023年に日向灘域で発生したSVLFEの長期的な活動を明らかにした。

一般に相関法では２つの観測点の波形から求めた相互相関係数が最大となる時間差を走時差データとして扱う。しかし狭帯域の波形では真の走時差に対して卓越周期の整数倍のずれが生じるcycle skippingがしばしば起こる。また表面波の放射パターンにより２観測点で波形の極性が逆の場合もある。本研究の方法では相互相関係数の極大値を与える複数の時間差を扱い，理論走時差との差を評価することでこれらの問題を解決している。

使用データは2010年1月1日から2023年12月31日の紀伊半島・中四国・九州の27観測点からのF-net広帯域地震計記録の上下動成分で，20-50秒のバンドパスフィルターをかけてサンプリング間隔を1秒とした。解析は長さ300秒の解析区間を150秒ずつずらして連続的におこなった。理論走時差は波の見かけ速度を3.8 km/secとして計算した。求められた震央はブートストラップ法による誤差が7.5 km以下のものを結果として採用した。

解析の結果，14年間でおよそ1万個の震央を検出した。ただしこの方法では1つのイベントが2つに分かれて検出されることもあるので，検出震央数は実際のイベント数より多くなっている。全体の震央分布は「く」の字型を示し，北東端は足摺岬南方まで，南東端は種子島東方まで達していた。活動期間が1週間以上におよぶ大規模な活動は2010, 2013, 2015, 2016, 2019, 2021, 2023年の計7回発生した。これらすべての活動で「く」の字の南東方向の伸長ではSVLFEは活発に活動していた。一方，北東方向の伸長では2010, 2015, 2023年の3回のみで活発な活動が北東端まで達した。2013, 2016, 2019年でも活動は北東端まで達したが微弱であった。2016年の活動は熊本地震の直後から開始していたことから誘発された活動と考えられる。大規模活動の発生間隔は誘発活動である2016年を除くと2-4年で，中央値は2年である。

いずれの活動でも震央は顕著な移動性を示したが，その様式は多様でありグループ分けはできない。その理由として，不均質に分布する間隙流体の自発的な移動や排水によるSVLFEの発生と活動の消長に加えて，活動期間中の周辺の大地震による応力擾乱の影響が活動をさらに複雑にしていることが考えられる。外部からの応力擾乱に関連して，琉球海溝では地球潮汐によってSVLFEの活動が活発化することが確認されている(Nakamura & Kakazu 2017)。発表ではそのような地球潮汐の影響についても議論する予定である。

本研究では国立研究開発法人防災科学技術研究所のF-netデータを使用しました。記して感謝申し上げます。

© The Seismological Society of Japan

Challenges in short-period waveform analysis of small earthquakes in Tohoku-Oki using S-net records and a land-ocean unified 3D model

*Taro OKAMOTO[1], Hiroshi Takenaka[2], Takeshi Nakamura[3], Masanao Komatsu[4]

1. Tokyo Institute of Technology, 2. Okayama University, 3. Central Research Institute of Electric Power Industry, 4. Okayama Gakuin University

小地震・微小地震は、地震断層の活動性や応力状態を推定するための重要な情報源である。特に、沈み込み帯のプレート境界面では、プレート間が強く結合していると考えられる領域の周囲で、これらの地震が卓越して発生することが観察されている。また2011年の東北沖地震の震源域では、地震活動や強く結合した領域とスロー地震との関連が指摘されている。

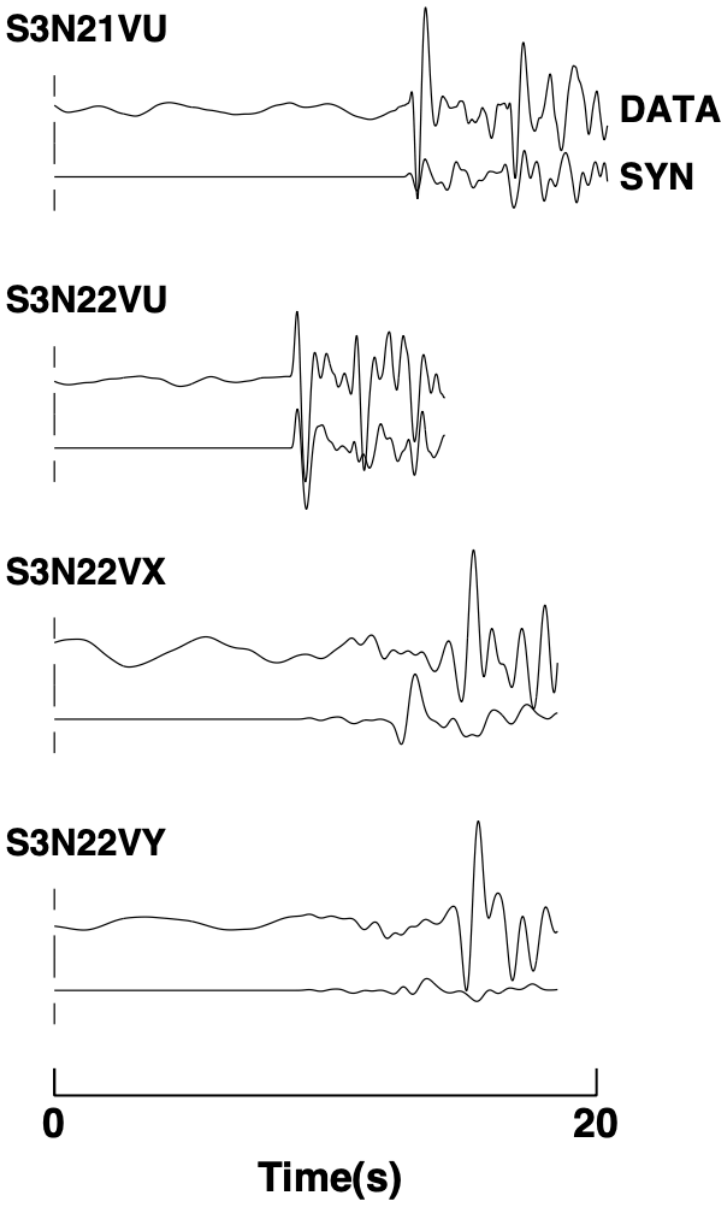
海底地震計を用いることで、こうした海域における小地震・微小地震の震源近傍から波形データを取得できる。このデータに基づいて、小地震の発生位置や発震機構解、震源時間関数といった震源パラメータを精密に決定できれば、当該領域の応力状態や地殻内の不均質構造（例えば、震源域物質の物性）との関連性に関する重要な情報が得られる。また、これらの震源パラメータは、海域の浅部構造モデルの検討や改良にも役立つと考えられる。

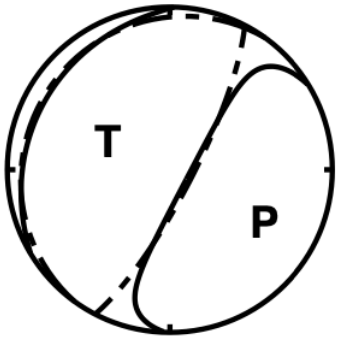
そこで本研究では、陸海統合3次元構造モデルと有限差分法を用いて理論波形を生成し、海域の小地震の震源パラメータを推定するための波形解析を試み、その課題を検討した。

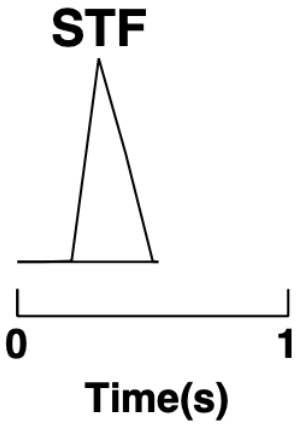
使用したデータは、日本海溝海底地震津波観測網（S-net）の3成分加速度波形データである。観測波形の前後のデータを用いて、海底地震計の向きの変化が小さいことを確認した上で、Takagi et al. (2019)の方法で3成分を回転し、さらに時間積分して3成分速度波形に変換した。理論波形計算には、岡元・他（地震学会2023）で使用した陸海統合3次元モデルを採用し、地震波シミュレーションにはHOT-FDMの並列GPU版（Nakamura et al. 2012; Okamoto et al. 2013）を使用した。マグニチュード3～4程度の小地震では、震源時間関数の継続時間が0.5秒以下であり、地震波も短周期成分が卓越するため、差分法の格子間隔を25m、最大周波数を3.93Hzに設定した。計算には東京工業大学のスーパーコンピュータ（TSUBAME-3.0およびTSUBAME-4.0）を利用した。

暫定的な解析によって得られた観測波形と理論波形の比較結果を図に示す（2017年9月3日、MJMA 4.3、Mw 3.9（Fnet））。この地震は、N.S3N22観測点の近くで発生したものである。震源位置（深さ17.8km）やメカニズムは暫定的なものであるが、P波部分（VU、周期1～2秒）は観測波形が理論波形と良好に一致している。しかし、S波部分（VX, VY、周期1～10秒）は観測波形が再現されていない。このことから、S波の走時が観測波形と理論波形で合致していないことが明らかになった。なお、S波波形を再現する震源は水平方向に7.5km、深さ方向に5kmずれた位置になるが、そこを選ぶとP波走時や波形が合わなくなる。この例は、短周期波形の解析において、P波速度構造とS波速度構造の整合性が課題であることを示唆している。また、地震モーメントもP波とS波で求めた場合に乖離が生じる傾向があるが、これは速度構造モデルの影響や、変位波形の微分である速度成分を用いたことが原因である可能性がある。他にも、波形解析では発震時にも数秒の修正が必要になる場合がある。発表では、このような小地震の波形解析上の課題について紹介し、議論する予定である。（NIEDによる波形データ提供、およびTakagi et al.（2019）による S-net地震計方位角度データ提供に感謝します。この研究は、JSPS KAKENHI（20K04101）、およびJHPCNプロジェクト（jh200059-NHA、jh210054-NAH、jh220060、jh230068、jh240056）によってサポートされています。）

© The Seismological Society of Japan







© The Seismological Society of Japan

Reproduction of seafloor seismic and pressure waveforms and calculation of sea-surface motions

*Takeshi NAKAMURA[1], Hiroshi Takenaka[2]

1. Central Research Institute of Electric Power Industry, 2. Okayama University

海底地震観測網の充実、データ活用により、海底における震動特性が示されている（例えば、Nakamura et al., 2015; Kubo et al., 2018; Dhakal et al., 2021）。近年、浮体式原子力発電設備をはじめとする浮体構造物の開発が進められ、海底だけでなく海面における震動（海震）の特性の把握が、浮体の応答解析を進める上で必要となってきている。これまで我々は、propagator行列法（Haskell, 1953）に基づく、海面・海水・海底における海震波形の半解析解コードの開発を行い、計算例を示した（中村・竹中, 2021, 2022）。開発したコードについて、本研究では、応力成分も計算できるよう拡張し、海底における震動および水圧波形の計算を行った。加えて、海底におけるこれらの波形から、propagator行列を用いて、海面における震動波形の計算を行った。

海底における波形計算では、福島県沖で発生した中規模地震（M5程度）を対象とした。F-netメカニズム解による震源、メカニズム解を使用し、点震源を設定して計算した。また、点震源を複数設置し、断層震源を近似したケースでの計算も行った。観測点はS-net S2観測点を対象とし、水深100 m以上の海水層と、海底下に地盤および地殻の固体層から成る一次元地下構造を入力として使用した。計算の結果、周期1秒以下の帯域において、海底における水平および上下動加速度波形と、水圧波形を概ね再現することができた。これら海底における計算波形を用いて、平面波に基づく変位と応力に関する流体中におけるpropagator行列から、海面における上下動の震動波形を求めた。ここで、海面における境界条件から、海底の上下動波形のみから海面における上下動波形を求めることができそうであるが、上昇波と下降波の干渉により、周期によっては海面における波形振幅が発散する。そこで、周期に応じて圧力波形も用いることで発散を回避し、海面における上下動波形を求めた。計算の結果、海面においては、海底と同程度かやや大きい波形振幅となった。振幅がやや大きくなったのは、海面では入射角に関わらず反射係数が常に-1であり、入射波に対して海面での上下動振幅が倍になること、海水層が均質の低速度構造であり、層厚に対応した周期帯における共振によりP波が増幅していることが関係している。但し、今回の計算では、波長に対して海水層厚が薄いため、海水層による上下動波形振幅への影響は顕著ではなく、海水層がある場合とない場合で海底での振幅の差異は小さかった。

水平動のうちtransverse成分については、SH波が海水層を伝播しないため、海水層の存在により海面や海中においては振幅が0になる。これは、断層震源において、ディレクティビティなど波の建設的干渉が生じる場合、破壊伝播方向やすべりの方向、断層の傾斜角によっては、海底に対して海面や海中の水平動では、大きな減幅となることにつながる。地表だけでなく海底とも異なる海面での震動の特徴の把握は、海域における波動場を理解し、浮体構造物の挙動を評価する上で重要である。

© The Seismological Society of Japan

Study on a method for evaluating the spatial variation of ground motions between adjacent sites

*Ryoichi TOKUMITSU[1], Yu YAMAMOTO[1], Yasuo UCHIYAMA[1], Susumu OHNO[2]

1. Taisei Corporation, 2. Tohoku Univ.

１．はじめに

地盤の不均質性に伴う地震動の空間変動特性のうち、離間距離が数m～数十mとごく隣接する地点間における地震動の相対的な空間変動特性を評価する場合、地中で発生する散乱波の一部は各観測点に到達し、相対的な空間変動に寄与しない可能性があることを考慮する必要があると考えられる。本検討ではごく隣接する2点間における相対的な地震動の空間変動特性について、両地点に到達する散乱波をコヒーレント成分として寄与すると想定した場合の評価法について考察する。

２．ごく隣接する地点間の空間変動の評価

地表の観測点に対する1次散乱波の発生範囲およびごく隣接する観測点間においてコヒーレント成分として寄与する散乱波の発生範囲の概念をFig.1に示す。地表のP_1観測点における1次散乱波の発生範囲は、赤線に示す放物面で表現することができる。また、1次散乱波の散乱係数α_1とする。また、P_1、P_2両観測点に影響を与える1次散乱波の発生範囲は灰色で着色した範囲であり、その散乱係数α_2とする。散乱波のうち、α_1およびα_2の評価式は、Ishimaru(1978)の散乱理論に基づき、不均質媒質の相関距離および変動係数等をパラメータとして表現した。最終的な散乱係数αは$\alpha=\alpha_1-\alpha_2$とする。また、本検討では低角の前方散乱波は地震動の空間変動に大きな影響を与えないと仮定し、その閾値をθ_0としてα_1の算定時に反映した。また散乱波は地盤の深部で発生するほど多重散乱により地表の観測点に与える影響が指数関数的に低減されると仮定し、e^{-xg}（xは伝播距離、gは係数）をα_1およびα_2の評価式に含めた。

３．地震動シミュレーションによる検証

3次元FEM不均質地盤モデルを用いた地震動シミュレーションにより地表の地震動の空間変動特性を計算し、前章で提案した地震動の空間変動の評価法の適用性を検証する。地盤モデルの形状をFig.2(a)に示す。モデルの大きさは水平方向に300m、鉛直方向に200mで、メッシュサイズは3方向ともに1mとした。また側面はエネルギー伝達境界、底面は粘性境界とした。地盤モデルの不均質パターンの例をFig.2(b)に示す。本検討ではS波速度に不均質性を与え、不均質パターンは指数型とした。また平均S波速度は300m/s、変動係数は5%、相関距離は水平方向30m、鉛直方向6mとした。本検討では初期乱数を変化させることにより、5種類の不均質パターンにより地震動シミュレーションを実施した。なお内部減衰は考慮していない。この不均質地盤モデルの底面より継続時間0.02秒の三角波を水平方向に平面波入射した。また本検討ではFig.2(a)に示す地表の中央部の太線において1m間隔で応答波を抽出した。本検討ではごく隣接する2観測点間における観測記録で、地震動を入力後2.5秒間の時刻歴波形の平均をコヒーレント成分、もとの時刻歴波形との差をばらつき成分u_fとしたとき、u_fとのパワースペクトルの比の平均を地震動の空間変動$<\varepsilon^2>$と定義した。地震動シミュレーションで得られた地表の応答波より、離間距離が10m、20m、30m、40m、50mにおける$\ln(<\varepsilon^2>+1)$の計算結果をFig.3に実線で示す。ここで$\ln(<\varepsilon^2>+1)$は、5種類の不均質地盤モデルより計算されるすべての$\ln(<\varepsilon^2>+1)$の平均を描いた結果である。$\ln(<\varepsilon^2>+1)\fallingdotseq\alpha$となるように、最小二乗法により$\alpha$の評価式の$\theta_0$およびgを推定した結果、$\theta_0$=18.0˚、g=0.002となった。Sato(1984)は走時の揺らぎを補正した場合の散乱減衰を評価しており、走時の揺らぎの補正は前方散乱のうち、散乱角が29˚以内の散乱を無視することと等価としている。本検討で得られたθ_0はこの値よりもやや小さい。評価式によりαを計算した結果をFig.3に点線で示す。地震動シミュレーションによる応答波の空間変動（実線）とほぼ同様の傾向を示している。

４．まとめ

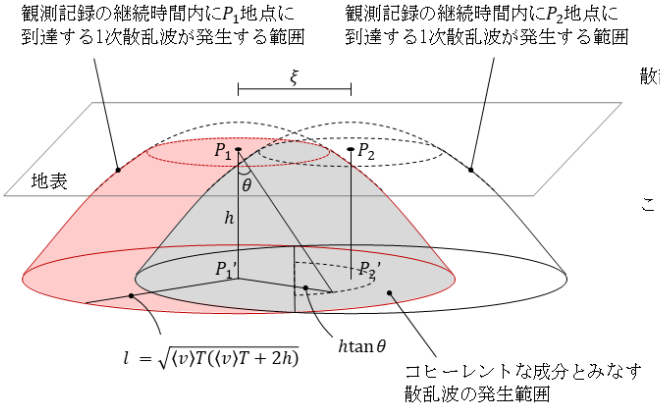
離間距離が数m～数十mとごく隣接する地点間における地震動の相対的な空間変動特性の評価法を構築し

© The Seismological Society of Japan

た。また、不均質地盤モデルを用いた地震動シミュレーションで得られた地震動の空間変動の評価に適用した。その結果、散乱角18°以内の前方散乱および多重散乱波の影響を無視した場合に地震動シミュレーション結果に見られる地震動の空間変動特性とおおむね対応した。

なお、本検討は資源エネルギー庁の令和6年度原子力産業基盤強化事業補助金にて実施したものです。

© The Seismological Society of Japan



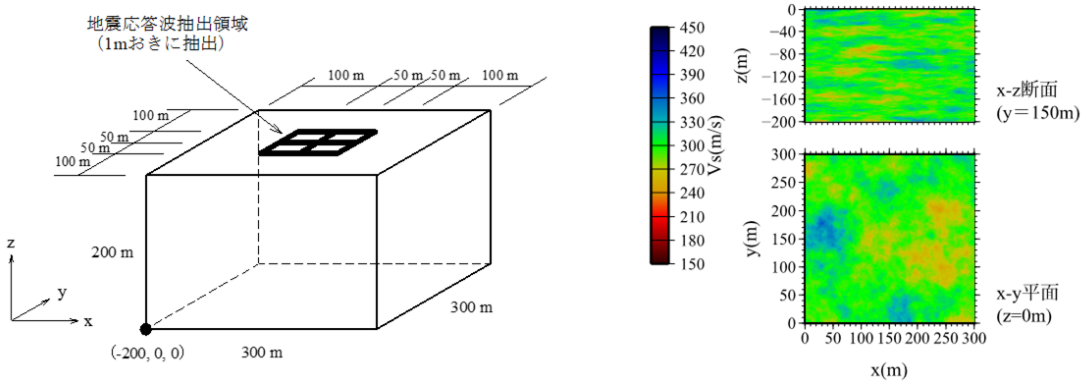
散乱係数α_1、α_2の評価式

$$\alpha_1 = 4\pi^2 k^4 \int_0^H \left\{ \int_{\theta_0}^{\theta_1} \sin\theta \, \Phi_n(\boldsymbol{k}_s) d\theta \right\} \cdot e^{-gx} dh$$

$$\alpha_2 = 8\pi k^4 \int_0^H \left\{ \int_{\theta_2}^{\theta_1} \cos^{-1}\frac{\xi}{2h\tan\theta} \sin\theta \, \Phi_n(\boldsymbol{k}_s) d\theta \right\} \cdot e^{-gx} dh$$

ここで、H：地盤深さ
ξ：2点間の離間距離
$\langle v \rangle$：不均質地盤の平均S波速度
T：観測記録の継続時間
θ_0：前方散乱の影響を無視する散乱角の閾値
θ_1：観測点に到達する散乱波の散乱角の上限（$=\tan^{-1}(l/h)$）
θ_2：両観測点に到達する散乱波の散乱角の下限($=\tan^{-1}(\xi/2h)$)
g：多重散乱に伴う1次散乱波の減衰を表す係数
x：1次散乱した地点から観測点までの伝播距離
$\Phi_n(\boldsymbol{k}_s)$：不均質パターン

Fig.1　1次散乱波の発生範囲と散乱係数α_1、α_2の評価式



(a) モデルサイズ　　(b) 不均質パターンの例

Fig.2　3次元不均質地盤モデル

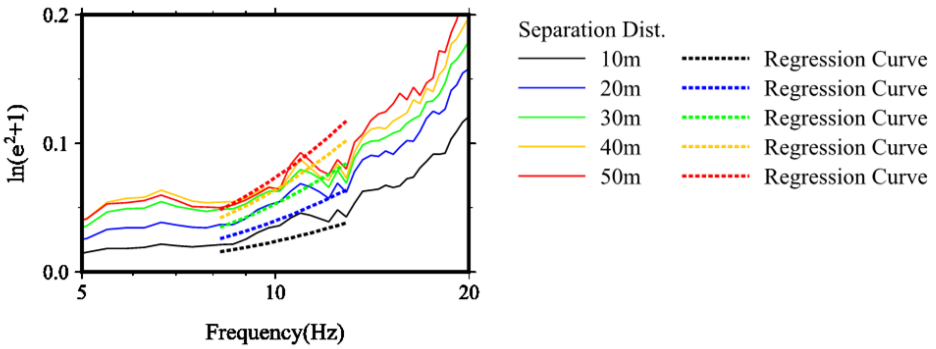


Fig.3　$\ln(<\varepsilon^2>+1)$の計算結果

© The Seismological Society of Japan

Improvement of source estimation method of primary microseisms using polarity of Rayleigh waves

*Hiroki Kawakami[1], Naoki Suda[1]

1. Hiroshima University

一次脈動は地球の常時振動の１つであり、卓越周期はおよそ10秒から20秒を示す。発生メカニズムとしては、卓越周期がうねりの周期とよく一致していることから、浅海域での海洋波と海底地形の直接的な作用が考えられている。しかし、Park & Hong (2020)や河上・須田 (JPGU 2024)のように一次脈動の発生源が特定の領域で集中して観測されるなど、未解明な部分も多い。河上・須田 (JPGU 2024)では2017年から2021年に発生した41個のハリケーンについて一次脈動の発生源を求めた結果、ドミニカ共和国の北岸、メキシコ湾ニューオーリンズ周辺、メイン湾周辺で特に強い発生源が推定された。しかし従来の方法では、観測点分布が発生源の推定結果に大きく影響するという問題点があった。そこで、本研究では各観測点で得られる発生源の方位をより強く反映した推定方法を提案する。まず以前に解析した2017年～2021年に発生した41個のハリケーンの期間について一次脈動の発生源を再推定し、結果を比較した。また今年の6月に発生しカリブ海を通過した大型ハリケーンBerylについても追加で解析を行った。

地震計記録として、IRIS Data Management Center (DMC)のWEBサイトで公開されている北米大陸および中南米に配置された広帯域地震計ネットワークの3成分連続地震計記録を使用した。取得した地震計記録から1時間ごとにスペクトルを作成し、一次脈動のスペクトルピークが顕著な観測点を解析に使用した。2017年から2021年の5年間に大西洋で発生したハリケーンについては、National Hurricane Centerのデータベースを参照し、41個のハリケーンを解析対象とした。2024年6月末に大西洋で発生したハリケーンBerylに関するデータは、NOAAのInternational Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS)から入手した。

発生源の推定には、Park & Hong (2020)と同様にRayleigh波の極性を利用する方法を用いた。この方法では、ある方位に回転させた水平成分と位相を$\pi/2$シフトさせた上下動成分との相互相関係数が最も大きいとき、その方位に発生源があると考える。今回は、発生源を推定するために、北緯10度～50度、 西経50度～100度の範囲において0.5度間隔で仮想的な震源を地表に設定し、観測点から各仮想震源との方位に対応する水平成分を用いて、位相をシフトさせた上下動成分との相互相関係数を計算した。従来の方法では、任意の仮想震源に対して各観測点で計算された相互相関係数を平均し、相対的に平均値の大きい領域を発生源として推定していたが、本研究では以下の手順に従って発生源を推定した。

① 任意の観測点と仮想震源において計算された相互相関係数の値が、その観測点における最大値の90%以上を満たす場合のみ、その仮想震源での評価にその観測点を使用する
② 各仮想震源から見た方位を1度毎に分割し、分割した方位それぞれにおいて、その方位に含まれる観測点で計算された相互相関係数を平均する
③ ②で方位ごとに平均した相互相関係数の合計で相対的に評価する

この方法では、各仮想震源に対して様々な方位に高い相関係数を示す観測点が存在した場合、その仮想震源が発生源として推定されるようになっているが、同一方向に存在する観測点が複数含まれる場合は、それらを平均して評価することになるため、観測点分布の影響を抑制することができる。

新しい発生源推定方法によりハリケーンで励起された一次脈動の発生源を推定した結果、観測点分布の影響が改善され、各観測点で推定された方位を推定結果により多く反映することができた。また、ハリケーンBerylで励起された一次脈動の発生源は、カリブ海に侵入する際にはウィンドワード諸島周辺で推定され、その後、ドミニカ共和国の南岸、ジャマイカ周辺、ケイマン諸島周辺、ベリーズ沿岸の順にハリケーンの移動に伴って発

© The Seismological Society of Japan

生源が推定された。特に、ケイマン諸島付近をハリケーンが通過する際にはケイマン諸島周辺に加えてカリブ海の南西沿岸でも発生源が推定されており、本研究で提案した方法では複数の励起源が存在した場合でも推定可能であることが示された。

謝辞：本研究はJST 次世代研究者挑戦的研究プログラムの支援を受けています。また、地震計記録としてF-netのデータを利用しました。関係各位に感謝します。

© The Seismological Society of Japan

Ambient noise surface wave analysis using DAS and seismometer data: cross-spectrum and travel-time anomaly due to source heterogeneity.

*Shun FUKUSHIMA[1], Kiwamu Nishida[2], Akiko Takeo[2]

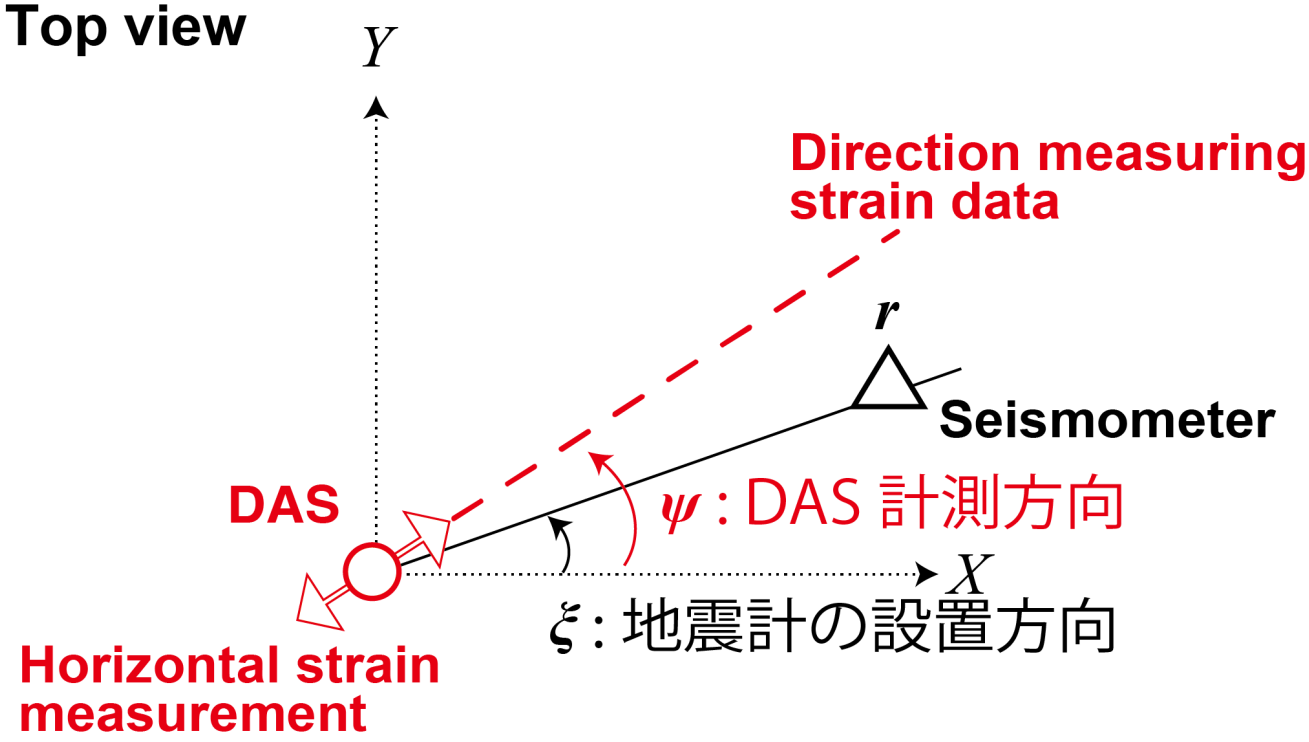
1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo

近年，海底ケーブルを用いたDistributed Acoustic Sensing（以下 DAS)により，海底における歪みを数m間隔で数十km長距離観測が行えるようになった．この稠密なDASデータに対して，spatial autocorrelation法(以下，SPAC法)を適用することにより，これまで推定することが困難であった，海域における堆積層・最上部地殻のS波速度構造を高分解能が実現した (e.g., Fukushima et al. 2022)．しかし，DASデータだけを解析に用いた場合，Rayleigh波に加えてLove波がcross-spectrumに混入し，Rayleigh波位相速度推定の精度が低下することが知られている(Nakahara et al. 2021, Fukushima et al. 2024)．そこで近年，DASと地震計上下動の記録を組み合わせたSPAC法が提案され（Fukushima et al. 2024），Love波の影響を除外することで，従来のDASデータだけを用いた解析と比較してRayleigh波の位相速度を高精度に推定が可能となった．先行研究（Fukushima et al. 2024）では, 表面波が等方的に観測点へ入射した場合について，cross-spectrumの解析解を導出している．その一方で，実際のデータ，特に海岸から近い距離に敷設された海底ケーブルを用いたDASデータの場合では，表面波が非等方的に入射する状況が考えられる（e.g., Nishida et al. 2008，Fukushima et al. 2024）．しかしながら，表面波が非等方的に入射し，DASと地震計上下動記録を用いた場合のcross-spectrumの解析解は導出されていない．そこで，本研究では，表面波が非等方的な振幅でランダムに入射した場合のDASと地震計の上下動変位記録に対するcross-spectrumの解析解を導出した．本研究の定式化はNakahara et al. (2021)に従い，定式化を行なった．円筒座標系を考え，原点にDAS観測点を設置し，距離*r*離れた位置に地震計を配置した(添付図)．この時，DAS記録は任意の方向の軸歪みを記録し，また地震計は任意の方位角に設置した．さらに，Love波とRayleigh波は互いに無相関であると仮定した．入射する表面波の波動場は非等方的であり，方位角についてフーリエ級数展開を行った．その結果，mをフーリエ級数の次数とした場合に，m次，m-2次，そしてm+2次の第一種Bessel関数がcross-spectrumへ寄与することがわかった．さらに，本研究では，導出したDASと地震計の上下動変位記録に対するcross-spectrumの解析解を用いて，source heterogeneityによって生じる走時異常について解析的な見積りを行なった．ここでは，Nishida et al. (2024)に従い導出を行なった，Bessel関数およびNeumann関数の漸近展開（Abramowitz et al. 1988)を用いた．そして，観測点間隔が波長よりも十分に長い場合を仮定した．以上の定式化により， DASと地震計の上下動変位記録に対するsource heterogeneityによって生じる走時異常は，

$B''(\xi,\omega)/2k^{R}rB(\xi,\omega)$

で示されることがわかった（ここで，k^{R}はRayleigh波の波数, *r*は観測点間距離, *B*は表面波のintensity，*ξは観測点の設置方向,ωは角周波数*をそれぞれ示す)．DASと地震計の上下動変位記録を用いた場合のsource heterogeneityによって生じる走時異常は，地震計の上下動記録だけを用いた場合（Weaver et al. 2009, Nishida et al. 2024)と同じ大きさであることがわかった．実データへの応用を考えた場合には，入射方位角に関するフーリエ級数展開の次数によって決めるべきパラメータが異なるため，cross-spectrumの解析解から直接走時異常を見積もることは難しい．その一方で，本研究により導出した走時異常の解析解は, アレイ解析等を用いて観測可能である，入射する表面波の”intensity”とその2階微分だけで表現されるため，走時異常の見積もりが可能である.

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Relationship between the assumed source time function and the receiver function in two-dimensional FDM simulations

*Yuto Ichibe[1], Hironori Kawakata[1], Shiro Hirano[2]

1. Ritsumeikan university, 2. Hirosaki university

レシーバ関数（RF）解析はS波速度構造を推定するために広く用いられてきた[Langston，1979]．入射角の小さい地震波の水平成分を垂直成分でデコンボリューションすることでRFを計算される．パワースペクトルで極端に値が小さくなる部分をスペクトルホールと呼び，垂直成分にスペクトルホールが存在すると周波数領域のデコンボリューションでは適切なRFが計算されないことが知られている．そこでスペクトルホールによる影響を軽減するテーパ処理の方法としてマルチテーパ法が提案されて いる[Park and Levin，2000]．理想的にはデコンボリューションによって速度境界に対する入射波の特徴を除去し，RFとして速度境界からのPS変換波に相当するインパルス応答のみを抽出することができる．しかし，デコンボリューションを行う前にテーパ処理をすることにより，入射波の特徴が完全には除去できず，それによってRFに人工的なノイズが発生する可能性がある．Ichibe et al．(2024)は，境界最下部への入射波と伝達関数を仮定することで水平成分の地震波形を計算し，垂直成分の地震波形はインパルス応答に相当する入射波そのものとしてRF解析を行った．計算されたRFが伝達関数を再現するかを検証したところ，スペクトルホールを持つ入射波のRFには周期的なスパイク状のノイズが現れることが示された．一方，スペクトルホールのない入射波のRFでは，このようなノイズは現れなかった．周期的なスパイク状のノイズは入射波のスペクトルホールに応じた等しい時間間隔で連続的に発生しており，RFによる速度構造境界を不明瞭にする可能性を示した．本研究では，数値的にRF解析を実施する際に仮定する震源時間関数のスペクトルホールが計算されるRFに与える影響を明らかにするために，単純な2層の水平成層構造の2次元FDMシミュレーションを用いてRFを計算した．

FDMシミュレーションでは，2層の水平成層構造とP波のみを放出する等方爆発震源を仮定した．震源は速度境界最下層よりも深く，かつ境界に対する入射角が十分小さくなる位置に設定した．また，層境界最下部への入射波に対応する震源時間関数を設定した．FDMシミュレーションにはOpenSWPC[Maeda et al．，2017]を用いて地表の観測点で合成波形を計算した．デコンボリューションにはマルチテーパ法[Park and Levin，2000]を用いて，RFを算出した．スペクトルホールを持つものと持たないものを含む数種類の震源時間関数に対して同様にRFを計算し，設定した震源時間関数ごとにRFを比較した．

スペクトルホールを持つ震源時間関数を使用した場合，RFに周期的なスパイク状のノイズが現れるが，スペクトルホールのない震源時間関数を使用した場合，RFに周期的なスパイク状のノイズは現れなかった（図1）．合成波形には直達波とPS変換波のほかに，多重反射波と入射角が0°でないために生じるPS変換波の垂直成分へのエネルギー漏れが含まれていた．この影響によって，RFには多重反射波とPSのエネルギー漏れに対応するノイズも含まれていた．以上から，仮定した2層の水平成層構造とRFとの不整合は，PS変換波の垂直成分へのエネルギー漏れと多重反射に加えて，震源時間関数のスペクトルホールによって発生していることが明らかになった．速度構造を２層構造から多層構造に変化させた場合についても同様に周期的なスパイク状のノイズが軽減され，仮定した多層構造をRFがより正確に再現することが示された．

© The Seismological Society of Japan

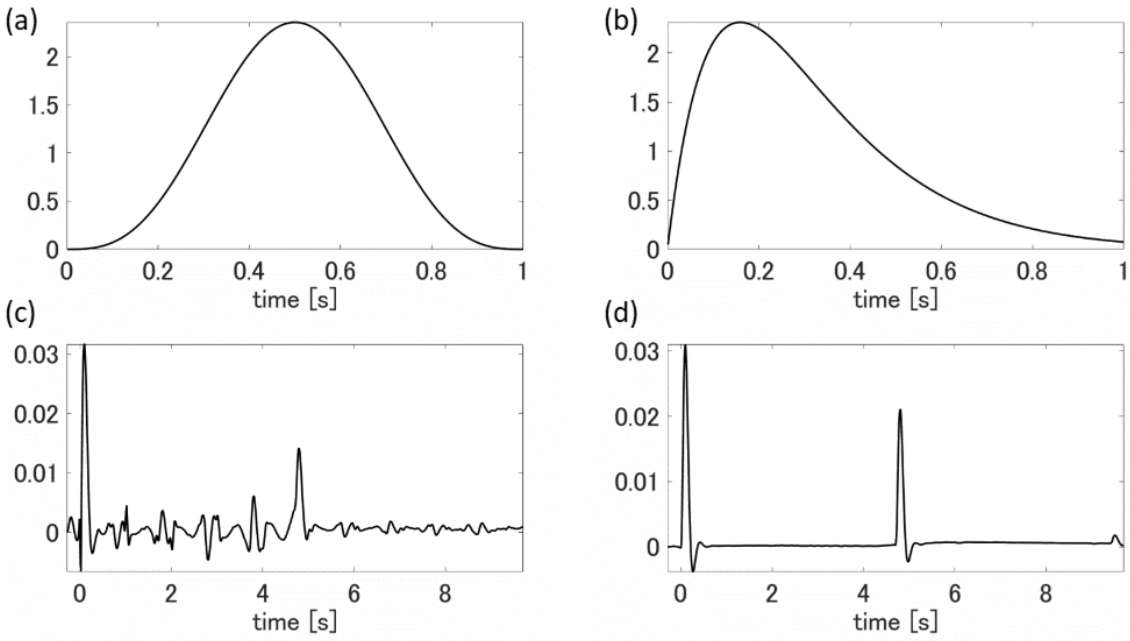


図1. (a) スペクトルホールを持つ震源時間関数. (b) スペクトルホールを持たない震源時間関数. (c) スペクトルホールを持つ震源時間関数で計算されたRF. (d) スペクトルホールを持たない震源時間関数で計算されたRF. RFには15Hzのローパスフィルターをかけた.

© The Seismological Society of Japan

Energy partitioning into strain components in diffuse wave fields (3)

*Hisashi NAKAHARA[1]

1. Tohoku University

はじめに　震源から輻射された地震波は，媒質の不均質構造により変換散乱を繰り返し，充分時間が経過した後にはエネルギー等分配状態に達することが予測される．例えば，P波とS波のエネルギー比や変位3成分へのエネルギー分配は初期状態によらず一定値になる (たとえば, Weaver, 1982; Sanchez-Sesma and Campillo, 2006)．近年，分散型音響計測（DAS）により歪地震動の計測が行われるようになってきた．そこで著者らは，DASの歪記録を理解するための基礎研究として，歪の各成分へのエネルギー分配について研究を進めている．中原（2023，連合大会）では2次元無限媒質に対して，中原・江本（2023，地震学会）では3次元無限媒質に対して，歪の各成分へのエネルギー分配を明らかにした．本研究では，3次元半無限均質媒質の自由表面における歪の各成分へのエネルギー分配について検討した．

原理　２つの先行研究では，以下の地震波干渉法に基づく原理を利用した．波動場が等方かつエネルギー等分配状態にあり，震源と観測点が同じ場合，歪テンソルの(i, k)成分であるe_{ik}のエネルギースペクトルは，モーメントテンソルのM_{ik}とM_{ki}成分に対するe_{ik}のグリーン関数の和に比例する（Nakahara and Haney, 2022）．この関係式で，考慮したい媒質に対するグリーン関数を用いると，歪テンソルの各成分のエネルギースペクトルを具体的に計算することができる．この原理は3次元半無限（均質）媒質に対しても成立するが，グリーン関数をP波，S波，レイリー波に分離するのはそれほど容易ではない．本研究ではP波，S波，レイリー波のそれぞれの寄与も知りたいため，異なるアプローチをとる．Weaver（1985）は，半無限均質媒質の自由表面にP波，S波，レイリー波がエネルギー等分配を満たし等方的に入射する場合を考え，自由表面上における変位3成分へのエネルギー分配と，それぞれにおけるP波，S波，レイリー波の寄与を計算した．そこで本研究では，Weaver（1985）の定式化を歪に拡張し，歪の各成分のエネルギー分配ならびにそれぞれの成分におけるP波，S波，レイリー波の寄与を計算した．

結果・議論　鉛直下向きにz軸をとったデカルト座標系を採用し，エネルギー等分配かつ等方状態の下で，自由表面上における歪テンソルの独立6成分の自乗振幅（エネルギー密度に比例）について定式化することができた．自由表面では，境界条件によりせん断歪は0になり，残りの4成分が0ではない値をもつ． x軸方向の軸歪は，x軸に平行に設置された光ファイバーを用いたDAS観測により計測できる量である．ポアッソン媒質の場合， P波，SV波，SH波，レイリー波の寄与は，軸歪ではそれぞれ約4%，11%，33%，52%となり，レイリー波の寄与が最大となる．また等方性を仮定しているので，である．せん断歪では，それぞれ約2%，5%，45%，48%となり，同じくレイリー波の寄与が最大となる．また，せん断歪の大きさは軸歪の約0.730倍となる．ちなみに，3次元無限均質媒質に対しては約0.713倍（中原・江本，2023），2次元無限均質媒質では約0.833倍（中原，2023）であり，3次元半無限均質媒質の結果は両者の中間となった．

結論　３次元半無限均質媒質における歪各成分へのエネルギー分配とそれぞれにおけるP波，S波，レイリー波の寄与の定式化を行い，数値的に計算した．その結果，DASで観測される軸歪のエネルギーに対するP波，SV波，SH波，レイリー波の寄与が明らかになった．今後，自由表面上だけでなく深さ依存性も詳しく調べる予定である．

© The Seismological Society of Japan

Effect of depth-dependent scattering coefficients on the seismic envelopes

*Masaki Koizumi[1], Jun Kawahara[1]

1. Ibaraki University

観測された高周波地震波エネルギー密度を輻射伝達理論の解と比較することにより、地下の散乱係数と内部減衰を分離して推定することが可能である。そのための標準的な手法であるMultiple Lapse-Time Window（MLTW）法（Fehler et al., 1992; Hoshiba, 1993）では、観測点ごとに地震波エンベロープを複数の時間窓で積分する。これに対し、齋藤ほか(2013，2014，地震学会秋季大会)は観測時刻ごとのエネルギー密度分布を空間積分する方法を提案した。この手法は高萩ほか(2017, JpGU大会)らによって改善が行われ、有効性が示された。近年ではエンベロープそのものの形状を理論と比較する手法も使われる（Eulenfeld and Wegler, 2016; Wang and Shearer, 2017）。解析上、散乱係数と内部減衰（以下、散乱・減衰）はしばしば空間一様が仮定されるが、地殻とマントルの散乱係数の違いの重要性を指摘する研究もある（Del Pezzo and Bianco, 2010; Dominguez and Davis, 2013）。

Wang and Shearer (2017)は南カリフォルニアを対象とした解析をおこない、上部地殻と下部地殻で散乱・減衰が異なるという結果を得た。一方、高萩ほか(2017)は中国地方の地殻内地震を用いた解析をおこない、マントルの散乱・減衰が結果にほとんど影響しないという結論を得た。彼らはその理由を、地殻内の速度勾配の効果により、地表に届く地震波の波線経路のほとんどが地殻内に限定されるためと推察した。そこで本研究では、エンベロープ形状およびそれにMLTW法を適用した結果を用いて、上部地殻・下部地殻・マントルの散乱・減衰を区別して推定できる可能性を数値シミュレーションで検討する。

本研究では、日本の平均的な地下構造を想定した上部地殻・下部地殻・マントルの3層構造モデルを仮定した。上部地殻内の点震源から２次元スカラー波を等方輻射し、モンテカルロシミュレーション（Yoshimoto, 2000）を実施した。スカラー波速度は地殻内で深さとともに線形に増加し、マントル内では一定と仮定した。散乱係数は各層で一様（それぞれ上から g_1, g_2, g_3 とする）、かつ $g_1 \geqq g_2 \geqq g_3$ とし、簡単のため内部減衰は無視した。3層の散乱係数を変化させてシミュレーションをおこない、エンベロープ形状およびMLTW解析の結果がどう変わるかを調べた。予備的な解析によれば、マントルの散乱係数が十分小さい場合、エンベロープ形状およびMLTW解析のいずれの結果とも、上部地殻の散乱係数に強く支配され、下部地殻の散乱係数にはほとんど影響を受けなかった。これは下部地殻の散乱係数の推定が難しいことを示唆する。しかし、$g_1 = g_2 = g_3$ とするとコーダエンベロープは明瞭に増幅した。これはマントルに漏洩したエネルギー（Dominguez and Davis, 2013）の一部がマントル内の散乱によって戻されるためと考えられ、地殻とマントルの散乱係数を区別して推定できる可能性を示す。今後は内部減衰の効果も取り入れた検討をおこなう予定である。

© The Seismological Society of Japan

Data assimilation of seismic wavefields and estimation of source mechanism based on adjoint equations: Application to MeSO-net data

*Tomoyasu Morita[1], Takashi Furumura[1], Takuto Maeda[2]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Faculty of Science and Technology, Hirosaki University

1. はじめに

本研究では、波形逆伝播手法にデータ同化手法の一つであるアジョイント法を用いた新たな震源イメージング手法を開発した（森田・古村・前田、2023SSJ）。本手法では、観測波形のP、S走時だけでなく、観測波形全体を時間に遡って地中に戻し、震源イメージングを行うため、P、Sの読み取りが難しい波形でも高精度な推定が期待できる。従来の最適内挿法（Furumura & Maeda, 2021）による（１回の）データ同化に対し、アジョイント法は波動伝播計算を繰り返し実行して同化を繰り返し行うことで、高精度の震源イメージングとその絶対値の評価が可能である。本発表では、これまでの数値実験に基づく成果を踏まえ、MeSO-netによる首都圏の小規模地震（M3～5）の実観測データを用いて震源イメージングを行い、本手法の有効性を検討した。

２. 手法・データ

解析では、はじめに発震時刻の10秒以上前から50秒間の観測波形を各観測点から地中に向けて逆伝播させ、発震時付近の波動場（初期波動場）を求める。次に、これを初期値として波動伝播の順計算を行い、各観測点での計算波形を得る。そして、計算波形と観測波形の残差を再び逆伝播させ初期波動場の推定を修正する操作を、残差が収束するまで繰り返す（Fig. 1）。

最終的に推定した初期波動場の順計算結果により得られる各時刻の波動場に対して、弾性エネルギー（ひずみと応力の各成分の積和）が最大となる地点と時刻をそれぞれ震源と発震時として震源イメージングを行う。震源イメージングでは、波動場の震幅、運動エネルギー、P波とS波エネルギーの相関係数にもとづき行われることが多いが（Gajewski & Tessmer, 2005; Artman et al., 2010等）が、本研究ではS/Nの低い波形データにおいて、弾性エネルギーに基づくイメージングが適していることを数値実験から確認した。アジョイント計算の対象領域をFig. 2に示す。本研究ではMeSO-net観測網のうち、山梨県東部から茨城県東部にかけて関東平野を直線上に横切る31点の観測点（間隔約5 km）の波形記録を使用した。観測波形は速度波形に変換後、バンドパスフィルタ（0.1～1Hz）をかけて使用した。また、計算領域は観測側線に沿った水平200 km、鉛直100 kmの2次元領域とし、速度構造はJIVSM（Koketsu et al., 2012）を使用した。なお、JIVSMの最小S波速度（0.35 km/s）に対して、本研究では計算安定化のために最小速度を2.0 km/sに設定した。波動計算はスタガード格子差分法（空間４次・時間２次精度）により、時間ステップを0.01 s、格子サイズを0.2 kmとして行った。計算は、東京大学情報基盤センターのWisteria-aスパコンの1CPU（64スレッド）による並列計算により行い、1000回のイタレーションに約1時間半を要した。

３. 結果

本研究で対象とする地震をFig. 2に示す；① 2021/12/29東京都23区の地震（深さ31 km、Mj 3.5）、② 2016/2/5神奈川県東部の地震（深さ26 km、Mj4.6）、③ 2012/5/29千葉県北西部の地震（深さ64 km、Mj5.2）を対象に震源イメージングを行った。結果をFig. 3に示す。まず、①のフィリピン海プレート上面の地震では、最終的に得られた計算波形が観測波形とV.R=56 %で適合し、気象庁震源に近い位置と時刻にイメージングがされた。地震②についても同様の結果を得た。しかし、初期波動場の応力分布から推定され震源メカニズム（モーメント・テンソル）は、F-netと傾斜角は類似するが、滑り角の符号が反転した結果となった。こうしたメカニズム解の符号の反転は、地震波伝播における振幅の正・負震動に対応したものであり、震源メカニズムの推定への適用に向けさらなる検討が必要である。次に、太平洋プレート上面の地震③では、震源位置とは離れた場所 (特に地表)にイメージング結果が得られた。原因の一つとして、震源が深く伝播経路が長いため速度構造モデルの違いの影響の累積が考えられる。ところが、この場合でも得られた計算と観測波形の残差は小さく（V.R.=81%）、見かけ上は良く一致する結果となった。これは、アジョイント計算の

© The Seismological Society of Japan

過程で、それぞれの観測波形を説明するための「偽」の震源が観測点直下に推定されたためであり、V,R.を推定の正しさの指標とする際は注意が必要である。

４. まとめ・課題

本研究ではMeSO-net側線に沿った２次元断面でアジョイント計算を行なった。しかし、現実問題への適用には３次元化が必須である。本研究で用いた２次元モデルを面外方向に100 km広げると計算量は数百倍に増大する。そのため、計算コードの並列化とともに、適切な初期条件の設定等によるイタレーション数を削減など、現行の計算効率を１～２桁高める必要がある。

５. 謝辞

数値計算には東大情報基盤センターのWisteriaを使用した。また、観測データは防災科学技術研究所のMeSO-net観測波形を使用した。

© The Seismological Society of Japan

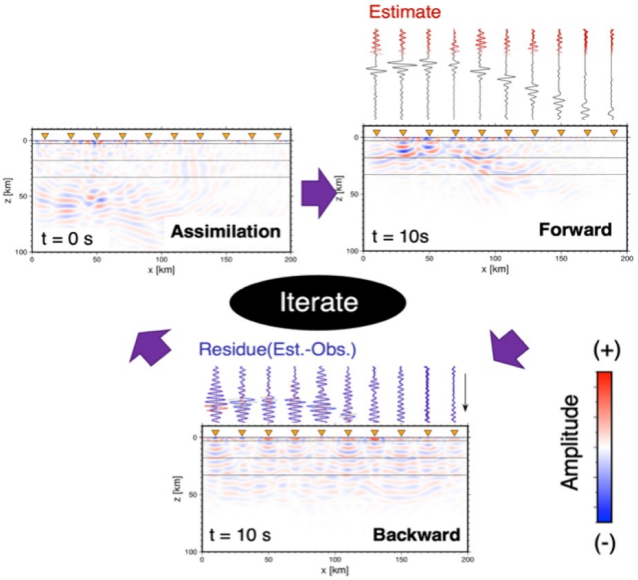


Fig. 1: アジョイント法による初期波動場推定のイメージ図

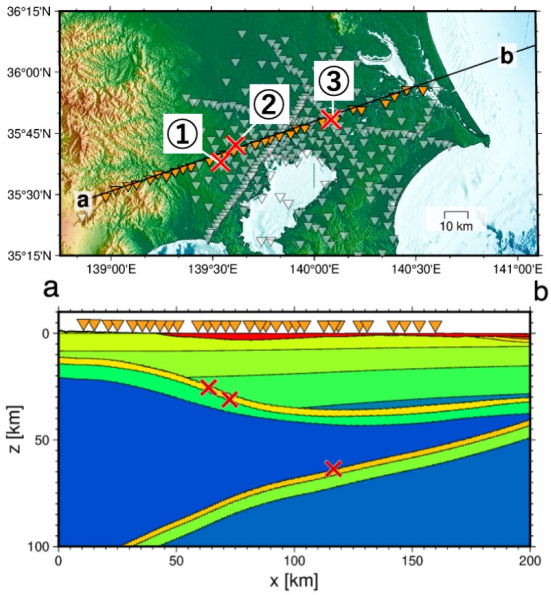


Fig. 2: 用いた観測点(橙色三角形)と震源(×印)の分布

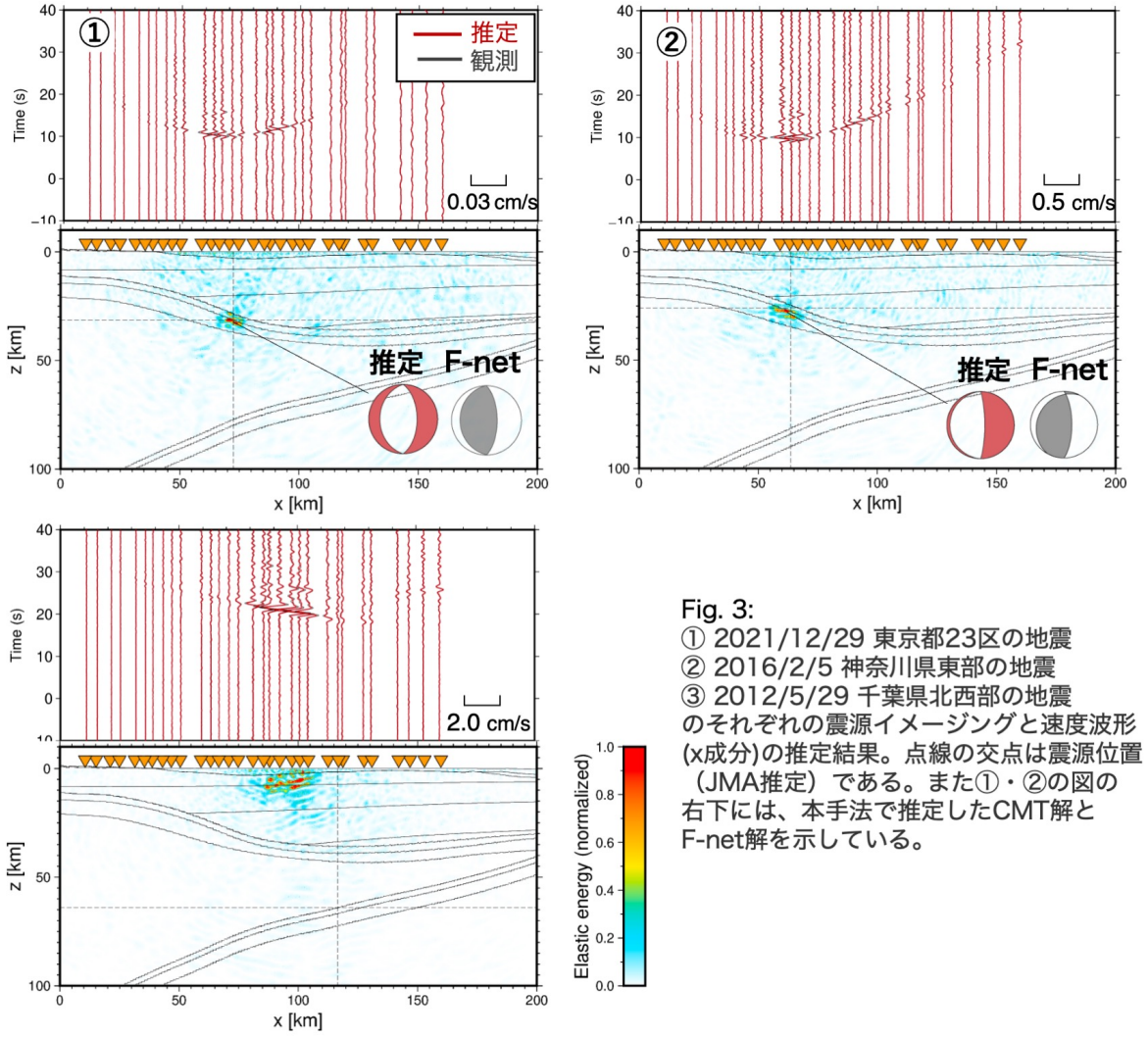


Fig. 3:
① 2021/12/29 東京都23区の地震
② 2016/2/5 神奈川県東部の地震
③ 2012/5/29 千葉県北西部の地震
のそれぞれの震源イメージングと速度波形(x成分)の推定結果。点線の交点は震源位置（JMA推定）である。また①・②の図の右下には、本手法で推定したCMT解とF-net解を示している。

© The Seismological Society of Japan

An approach for quantifying seismicity rate by spatial partitioning based on epicenter locations - Case study using Delaunay triangulation

*Kohei NAGATA[1]

1. Meteorological Collage

地震活動をモニタリングし通常と異なる活動を検知するためには、普段の地震活動の特徴をそのばらつきも含めて定量化することが有効である（例えば Nagata et al, 2022）。地震活動度は一定期間に一定面積で発生する地震発生回数として定義することができ分かりやすい量であるが、主として地震は一般に余震を伴う（時空間的に群れる）性質があることにより、その客観的な定量化には困難が伴う。地震活動のモニタリングの観点からは、時空間範囲やモデル設定等の恣意的な要素をできるだけ排除した形で地震活動度を一定の手法により定量化して指標とし、その変化を捉えることができる手法を確立することが一つの課題であると言えよう。

震央分布から直接的に地震活動度を推定する手法の最もシンプルな手法の一つとして最近傍点探索法が挙げられる。一定期間中の地震の発生確率 λ（単位は例えば、回/day/km^2） が一定で空間的に一様である場合には、地表の任意の一点から最も近い震央までの距離の確率密度分布は、0.5 $\lambda^{-1/2}$ を期待値とするレイリー分布となることがよく知られている（宇津, 1999）。この性質を用いれば、一定期間中のほぼ一様な地震活動についてはその震央分布の中の任意の点からの最近傍点距離で特徴づけることは可能であるが、実際には λ は空間的に一様ではなく、1パラメータのレイリー分布で地震活動度を表現するのは無理がある。

本発表では、最近傍点探索法による１次元的な情報に加え、震央分布に基づく空間分割により直接的に地震活動度を推定した結果を報告する。客観的な空間分割手法として今回はDelaunay三角形分割を用いる。一定期間中の λ が一定で空間的に一様である場合には、地表の任意の一点を含むDelaunay三角形の面積の確率密度分布は、形状パラメータkと尺度パラメータ θ の2パラメータで表されるガンマ分布に従うことが数値計算により確認された。この場合のkは2.2～2.5程度になる。kと θ の積が一定期間に発生する地震の震央によるDelaunay三角形の面積の期待値であり、$1/\lambda$ に概ね対応する（値は$1/\lambda$よりもやや小さく9割程度）。

この手法を気象庁一元化震源カタログによる2016年4月から８年間の和歌山県北部及び銚子沖の比較的定常的な地震活動に適用したところ、活動が活発な領域では1日ごとの震央分布から計算されるDelaunay三角形の面積の確率密度分布はやはりガンマ分布で表されることが分かった。ただし、形状パラメータkの値は1.7程度と λ が一定で空間的に一様である場合とはその分布の形状が有意に異なることが分かった。これは、当然ながら実際の地震活動には余震が含まれるためと考えられる。しかしながらその活動度には地域差があり、その大小はガンマ分布の尺度パラメータで特徴づけられることも分かる。活動が比較的低調な領域では、1日ごとの震央分布から計算されるDelaunay三角形の面積の確率密度分布は明瞭なピークを持たないなど歪な形状となる。これは設定した期間が、その地点の地震活動度を表現するには短すぎたためと考えられる。この場合には、期間を延ばすことによりガンマ分布で表される面積の確立密度分布を得ることができた。

震央分布を抽出する期間の設定方法は本手法で唯一恣意的な設定の余地が残る部分であり重要な課題と言えるが、結果として得られる分布の形状が一つの目安となるかもしれない。なお、Delaunay三角形の面積の確率密度分布がガンマ分布となる場合には、最近傍点探索法により最近傍点までの距離の分布はレイリー分布で表されることも分かった。この距離の分布単独での情報量はそれほど多くないが、補助的な情報として活用できる可能性がある。震央分布に基づく空間分割に関しては他にも方法があり、今後そのような手法についても検討を進めることにより、地震活動のモニタリング手法の高度化につながることが期待される。

© The Seismological Society of Japan

参考文献：
宇津徳治（1999）.『地震活動総説』, 東京大学出版会, 東京.
Nagata, K., Tamaribuchi, K., Hirose, F. and Noda, A. (2022). Statistical study on the regional characteristics of seismic activity in and around Japan: frequency-magnitude distribution and tidal correlation. *Earth Planets Space* **74**, 179. https://doi.org/10.1186/s40623-022-01722-2

© The Seismological Society of Japan

Estimation of medium characteristic of rock samples with irregular heterogeneity

*Nana YOSHIMITSU[1], Koyo MATSUDA[1]

1. Kyoto University

資源採掘や地熱発電などのエネルギー開発の現場や，CO2の地中貯留や放射性廃棄物の地層処分など，様々な現場で地中の利活用が進んでいる．地震波や人工的に透過させた弾性波は，地下状態のモニタリングに有効と考えられている．したがって，地中を透過した弾性波と，媒質の不均質特性の関係を知ることは非常に重要である．媒質の不均質性と波長の関係は，確率論的な考え方の下，ランダム不均質として表現されることが多い(Sato and Fehler, 1998)．しかし，現実にはランダム不均質とは異なる不規則な不均質も存在すると考えられる．Matsuda et al. (2023, AGU)は，大小の空隙を含む岩石や，石基に対して不均質が占める体積が大きい岩石など，視覚的に不規則な不均質が認められた試料を用いて，弾性波の透過波試験を実施し，波動場の乱れを評価した．本研究では，彼らが用いた試料の不均質特性を定量的に評価し，ランダム不均質との相違を調べる．

岩石試料の不均質場の特徴推定は，西澤・他(2001)が試料の表面写真を元に調べた例に倣った．解析には青森県でサンプリングした，直径2 –30 mm程度の様々な規模の空隙を無作為に含む安山岩質の試料(AO1)，鉱物で満たされた直径2 - 3 mm程度の不均質が試料全体に密に分布した安山岩質の試料(AO2)を利用した．試料を切断して作成した薄片を写真撮影し，500 x 500 pixelの画像として計算機に取り込んだ．この際，写真は同じ光源，同じ設定で撮影された．画像の各行ごとに濃淡情報を取り出し，500行分の自己相関関数を計算した．さらに，不均質の特徴的スケールをa，速度揺らぎの大きさを ε と置き，指数関数型の速度揺らぎを想定した場合と比較した．

各試料について得られた500の自己相関関数のばらつきは大きく，複数の異なる周期的ピークを示す場合や，なだらかに減衰する場合など，様々な形状を示した．この自己相関関数に指数関数型のランダム不均質を仮定して最適なa，ε の値を推定したところ，AO1ではa = 1.5 mm, ε = 0.04，AO2ではa = 1.9 mm, ε = 0.05という結果を得た．しかし，これらのパラメタから得られる関数形状は解析から得られたデータ形状を十分に表しているとは言えなかった．一般的な花崗岩試料の不均質場の特徴については，指数関数型で表現されるという結果が得られている(西澤・他, 2001)が，本解析で得られた自己相関関数は花崗岩の場合とは異なった．ランダム不均質を表現する関数として，von Karman型やGaussianの自己相関関数形状が採用されることもあるが，これらも本解析で得られた関数形状には当てはまらなかった．この結果から，本研究で扱った不規則な不均質形状を持つ試料のように，一般的なランダム不均質媒質では表現しきれない媒質が自然フィールドにも存在する可能性が示唆された．

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 22nd) | Regular session：S14. Earthquake prediction and forecast

Tue. Oct 22, 2024 5:15 PM - 6:45 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 8:15 AM - 9:45 AM UTC | Room P Main Hall (2F)

[S14P] PM-P

[S14P-01] Prototype System for Forecasting of Plate Boundary Slip Behavior Based on Sequential Data Assimilation in the Nankai Trough

*Takane HORI[1], Ryoko Nakata[1,2], Takeshi Iinuma[1], Yoshihisa Hiyoshi[1], Mamoru Hyodo[3], Daisuke Sato[1] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Univ. of Tokyo, 3. Kochi Local Meteorological Office, JMA)

[S14P-02] Enhancing Statistical and Machine Learning Methods for Early Estimation of GR Law and MO Formula Parameters in Aftershock Activity

*Ryuku Hashimoto[1], Yasuhisa Kuzuha[2] (1. Graduate School of Bioresources, Mie University, 2. Disaster Mitigation Research Center (DMRC), Mie University)

[S14P-03] Development of a 6U CubeSat PRELUDE for elucidating the mechanism of ionospheric seismic precursor phenomena

*Masashi KAMOGAWA[1], Masashi YAMAZAKI[2], Nagisa SONE[2], Ryoma MIURA[2], TEAM PRELUDE[2] (1. Natural Disaster Research Section (NaDiR), Global Center for Asian and Regional Research, University of Shizuoka, 2. Department of Aerospace Engineering, College of Science and Technology, Nihon University)

[S14P-04] A Study of Atomospheric Pressure Distribution Affecting Earthquake Occurrence in the Japanese Islands (the second report)

*Jouichi SAITOH[1] (1. No affiliation)

Prototype System for Forecasting of Plate Boundary Slip Behavior Based on Sequential Data Assimilation in the Nankai Trough

*Takane HORI[1], Ryoko Nakata[1,2], Takeshi Iinuma[1], Yoshihisa Hiyoshi[1], Mamoru Hyodo[3], Daisuke Sato[1]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Univ. of Tokyo, 3. Kochi Local Meteorological Office, JMA

我々は、沈み込み帯におけるプレート境界でのすべりの時空間変化を予測するためのプロトタイプシステムを構築している。日々観測される海陸の地殻変動データとの整合性を、あらかじめ用意したプレート境界でのすべりの時空間変化のシミュレーション結果のデータベースと比較し、整合性の高さを定量的に評価して結果を示すものとなっている。具体的には、南海トラフを対象とし、データとしてはGEONETの日々の座標値（F5解）とDONET水圧計の１日平均値を用いる。シミュレーションのデータベースは、現状では、速度状態依存摩擦則を仮定し、半無限均質弾性体中の３次元的な形状を考慮したプレート境界面でのすべりの時空間変化を計算した地震発生サイクルシミュレーションの結果を用いている。現在は359シナリオあり、今後、摩擦パラメータの与え方だけでなく、プレート境界形状の異なるモデルでのシミュレーション結果を加えていきたいと考えている。なお、このシステムは、シミュレーションから計算される地殻変動と観測データとを比較できる限り、シミュレーションに用いるモデルには制限が特にないので、現実的な地下構造や異なる摩擦則を導入したシミュレーション結果や、別の手法でデータ同化した結果を加えることも可能な柔軟性の高いものである。

© The Seismological Society of Japan

Enhancing Statistical and Machine Learning Methods for Early Estimation of GR Law and MO Formula Parameters in Aftershock Activity

*Ryuku Hashimoto[1], Yasuhisa Kuzuha[2]

1. Graduate School of Bioresources, Mie University, 2. Disaster Mitigation Research Center (DMRC), Mie University

1. 現状の余震予測

2016年に発生した熊本地震では，一連の地震活動の中で震度6弱以上の地震が7回発生し，甚大な被害を与えた．そのため，大地震発生の際には迅速に余震活動についての予測を行い，一般に公開してゆく必要がある．余震の確率評価の手法は地震調査研究推進本部地震調査委員によって提案されている．具体的には，地震の規模別頻度分布を表すGutenberg-Richter則（以降“GR則”と称する）と，余震活動の単調減少を表す改良大森公式（以降“MO式”と称する）の二つの経験則を用いて確率論的に余震活動を評価している．

2. 余震観測の問題点

余震の観測にあたって，マグニチュードの大きい地震と比べて小さい地震の方が地震計での観測が難しいという観測技術上の問題点が存在し，この問題は本震発生直後に，より顕著にみられる．小さい規模の地震の記録が脱落した状態ではGR則のbやMO則のKなどの予測式のパラメータが過小評価されてしまう．これにより，本震発生直後に正確な余震予測情報を公開することは困難である．

3. 使用データと研究手法

データセットには，気象庁震源データを使用する．1997年10月から2023年3月を対象期間とし，本震はマグニチュード6.0以上の地震，余震は本震発生後90日間のマグニチュード2.5以上の地震として機械的に抽出し，解析に用いる本震余震系列データを作成した．予測式の各パラメータの算出方法については，最尤法に基づく式によってGR則のbを推定した．MO式のパラメータは地震調査研究推進本部地震調査委員会の手法を元に算出した．上記の手法により，抽出された35系列の余震系列においてGR則のbと，MO式のKが本震発生直後に実際に過小評価されていること，またその過小評価の度合いと本震のマグニチュード（以降“M_0”と称する）との間に相関があることを確認した．本研究では，本震直後のパラメータの過小評価の度合いを表す値b', K'を以下の様に定義した．ここで下付き文字3hは本震発生時を起点として，3時間分のデータを使用して算出されたパラメータであること，1dは1日分のデータを使用して算出されたパラメータであることを表している．

$b' = b_{1d}/b_{3h}$

$K' = K_{1d}/K_{3h}$

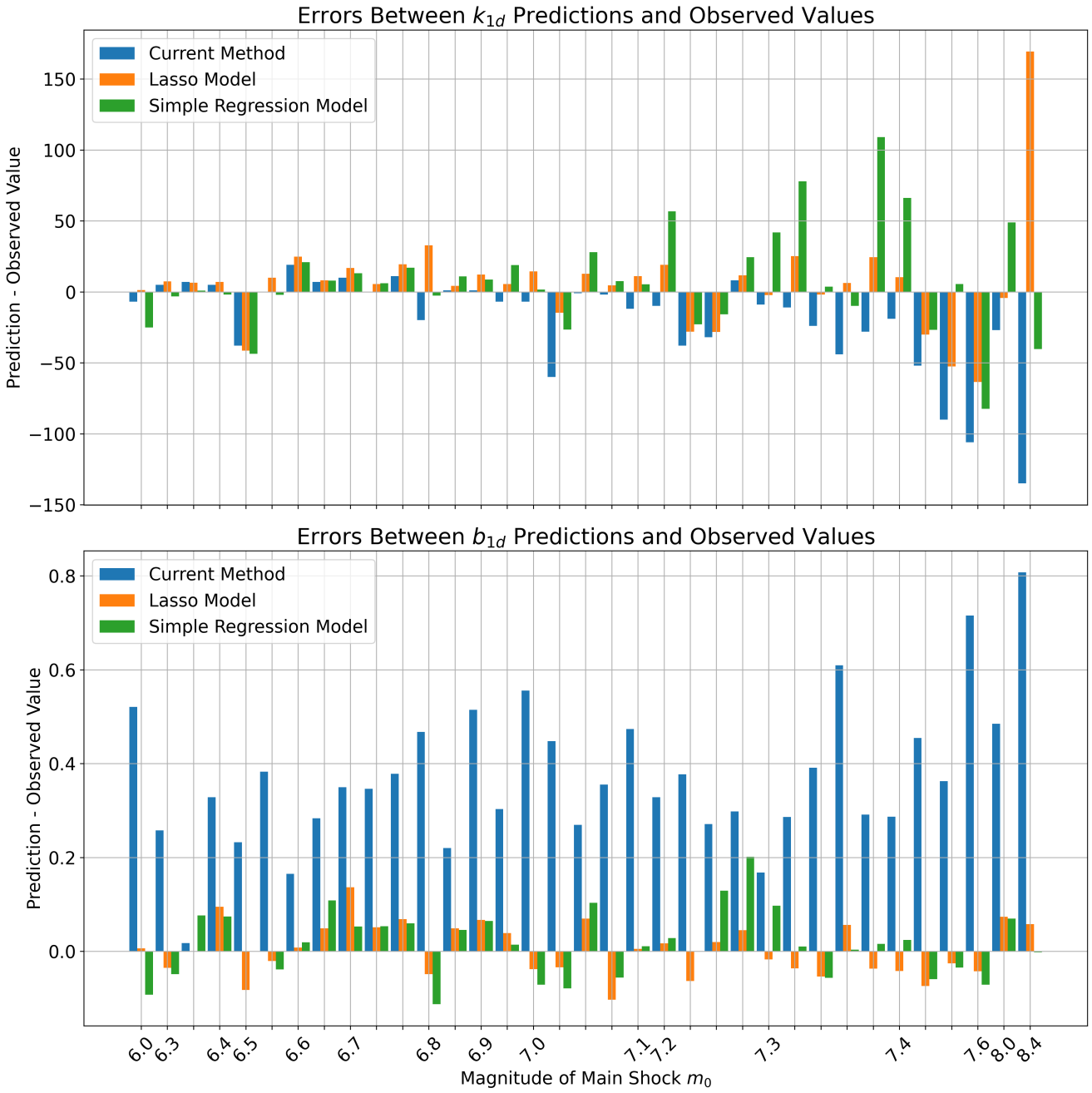
b', K'が大きいほど，本震後3時間時点でのパラメータが本震後 1日後のパラメータから過小評価されるという関係を表す．本研究では，このb', K'を説明変数として，単回帰モデル，lassoモデル，サポートベクター回帰モデルの3つのモデルを構築した．この時，単回帰モデルにおいては前述の関係よりM_0を説明変数とした．lassoモデルおよび，サポートベクター回帰モデルにおいてはM_0に加えて，余震系列のマグニチュードの時系列データをPythonライブラリのtsfreshを使用して特徴量化したものを使用した．時系列特徴量はlassoモデルのアルゴリズムにより説明変数選択を行った．本研究では，これらのモデルを使用して，本震発生後3時間時点で1日後までの余震予測式のパラメータを推定し，予測精度の向上を目指す．

4. 結果と考察

本研究で作成したモデルを使用して推定したb', k'を元に算出されたb_{1d}, K_{1d}と実測値との誤差を比較したものが添付の図である．現行の手法における，b_{1d}の推定値を過大評価，K_{1d}の推定値を過小評価してしまうといった系統的な誤差が本研究の手法では改善されていることが分かる．算出したb_{1d}, K_{1d}を使用して実際に過去の本震余震系列において本震後3時間後時点で1日後までの余震数を予測し実測値との誤差を比較したものも，本研究の手法は現行の手法と比較して平均的に精度が良いことが分かる．また，200回のモンテカルロリサンプリングによるb'の推定を行うlassoモデルの学習によって選択された説明変数のうち最も選択された変

© The Seismological Society of Japan

数は「余震マグニチュードの上位70%の範囲にある値の尺度」となっている．これが大きいことは余震のマグニチュードが大きい傾向を表しており，活動全体が活発であることを間接的に表し，小さな規模の余震の脱落をM_0よりも正確に表していられるのではないかと推測ができる．M_0は全体で6番目に重要な説明変数であった．選択された説明変数を解釈するうえでは，tsfreshで作成された説明変数は機械的に作成された時系列特徴量であり，必ずしも小さな規模の余震の脱落を直接的に表現する値ではないということに留意しなければならない．また，lassoモデルにより選択された説明変数はサポートベクター回帰モデルにおいても精度の良い予測結果をもたらすことも分かった．



© The Seismological Society of Japan

Development of a 6U CubeSat PRELUDE for elucidating the mechanism of ionospheric seismic precursor phenomena

*Masashi KAMOGAWA[1], Masashi YAMAZAKI[2], Nagisa SONE[2], Ryoma MIURA[2], TEAM PRELUDE[2]

1. Natural Disaster Research Section (NaDiR), Global Center for Asian and Regional Research, University of Shizuoka,
2. Department of Aerospace Engineering, College of Science and Technology, Nihon University

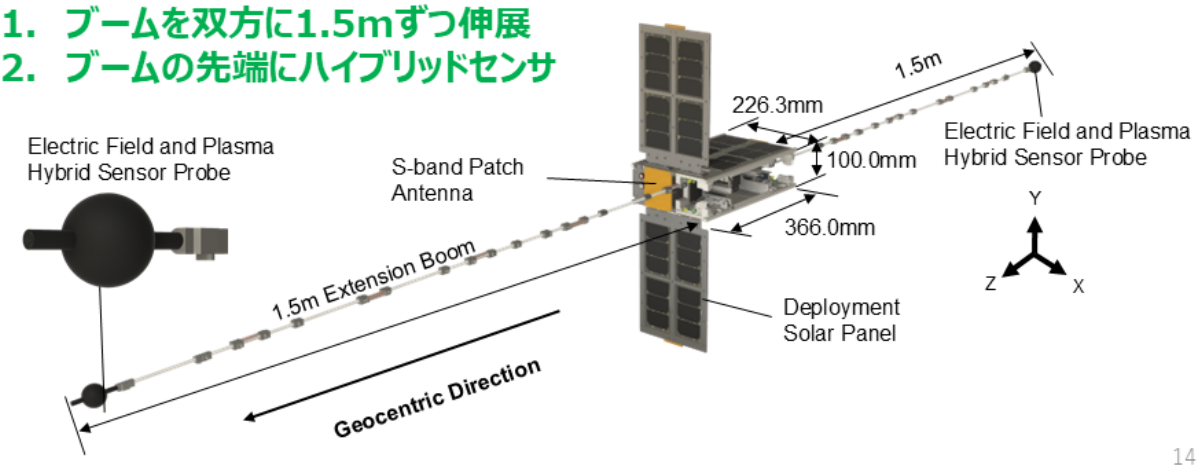
我々は科学論文から報告された多数の電離圏先行現象を慎重に調査し(Kamogawa, Eos, 2005など)、夜間電離圏VLF帯電波強度減少現象(Nemec et al., GRL, 2008; Nemec et al., JGR, 2009; Pisa et al., JGR, 2013)が地震先行現象として極めて有望であり、統計的にも有意であるとの結論に達した(鴨川ら, 地震学会秋季大会講演より, 2024)。この成果は、フランスCNESによる地震先行現象検知衛星DEMETERの2004-2010年の運用で得られた結果であり、夜間時に地震発生4時間前かつ震央距離550 kmのM4.8以上の地震に対してVLF帯電磁波強度の電場成分が数dB減るというものである(Nemec et al., GRL, 2008)。これらは、300弱の対象地震に対して、2割程度の地震に先行現象がみられたという統計的評価された成果であり(鴨川ら, 2024)、再現率の観点からも最も有望な地震先行電離圏変動の現象といえる。同様な視点でDEMETER衛星以外でも、大規模地震が発生する可能性が高い米国，中東，欧州など数多くの諸外国が同種の衛星を計画した。特に中国地震局は2018年に中国地震電磁観測衛星群(CSES)の1号機を2018年に打ち上げて現在も運用中である。夜間VLF帯電波強度減少現象の物理的メカニズムは、対流圏の雷放電起源の電磁波を調べることで高度80 km程度のD領域の電子密度増加が原因であることが分かった(鴨川ら, 2024)。換言すれば、全球で発生する地震に起因する電離圏D領域の変動に関連していることが予想された。そこで、電離圏異常と地震との因果関係ないしは相関関係の定量的な評価のために、VLF帯電波の観測に特化した超小型観測衛星（CubeSat）を開発し、観測データの詳細解析を行うことで電離圏地震先行現象の発生機構解明を目指す。先行研究のDEMETER衛星では部分的にしか得られていないハイサンプリングVLF帯電波波形データを解析対象地震全てに対し取得、雷放電起源VLF帯電波を信号源とした下部電離圏（D領域）観測を行う。特に、地震発生前の4時間以内の電場値をハイサンプリングで測定（VLF帯電波波形観測）する。さらにハイサンプリングの取得データを用いると、将来的には予知率・適中率向上のための現象判別技術が格段に向上することが見込まれる。本衛星はPRELUDEといい、6Uサイズ(30cm×20cm×10cm)のCubeSatである。開発された衛星はJAXA（宇宙航空研究開発機構）の革新的衛星技術実証プログラム4号機として，2025年度に打ち上げる予定である。本講演では、打ち上げに用いるフライトモデルの開発状況などもお伝えする。

© The Seismological Society of Japan

6U キューブサット PRELUDE（超小型人工衛星）

- **DEMETERの観測結果から報告された，VLF帯の電磁波強度の変動現象の観測に特化したW6Uサイズ(100mm x 226.3mm x 366.0mm)のCubeSat.**
  - 変動現象の観測及び現象解明を低コストかつ短期間で実現する.
  - 将来的に複数機でのコンステレーションによる常時広域観測ネットの構築を視野に入れている.
- メインとなるのは，DC～20kHzの電場変動の観測.
- CubeSatの少ないリソースで実現するために，PRELUDEでは電場観測とプラズマ観測を一つのセンサで同時に行う.
- 将来，地震発生予測の実現を目指すために，準リアルタイムのデータ取得ができる技術開発用途で，クラウド型地上局を導入する.

1. ブームを双方に1.5mずつ伸展
2. ブームの先端にハイブリッドセンサ



14

© The Seismological Society of Japan

A Study of Atomospheric Pressure Distribution Affecting Earthquake Occurrence in the Japanese Islands (the second report)

*Jouichi SAITOH[1]

1. No affiliation

【背景】2023年の地震学会・ポスターで地震発生件数の年間推移(2000年以降の20年平均)は1～3月期の極小から7～9月期の極大となる変動傾向があり、この間の日本列島上の海面気圧分布標準偏差(20年平均値)と逆相関性のあることを報告した。
【目的】続報として日本列島付近の有感地震発生時の海面気圧分布標準偏差のヒストグラム分析を行い、地震発生時の海面気圧分布標準偏差について考察した。
【結果】気象庁HPによる日本全国151地点での海面気圧標準偏差のヒストグラムと震度1以上の有感地震発生時の海面気圧標準偏差ヒストグラムを比較した。図1は2004年1～3月期の海面気圧標準偏差ヒストグラムで、図2は同時期の震度1以上の有感地震発生時海面気圧標準偏差ヒストグラムである。有感地震発生時標準偏差6～10付近の分布は、海面気圧標準偏差のヒストグラムに対して度数が増加している傾向が見られる。そこで海面気圧標準偏差出現回数に対して、同じ標準偏差における有感地震発生回数の比を図3～6に示す。比較した期間は、大きな地震による影響が少ない2002～2010年、2015年、2017～2021年の15年間の平均値で、図3　1～3月期、図4　4～6月期、図5　7～9月期、図6　10～12月期の4期に分けて示した。　標準偏差0～10付近では夏期を除き、ほぼ一定値（0.2～0.3）であるが、標準偏差の数値が大きいところで地震回数が増える傾向があり、特に1～3月期が顕著であることが判明した。ただし、海面気圧測定値は時別測定値を基にしているため1時間毎の測定値であり、地震が同じ1時間以内に複数回発生している場合には地震回数をそのままカウントしている。
【考察】標準偏差分布による有感地震発生率を比較するために、ある標準偏差値での（地震発生回数／標準偏差出現回数）を3ヶ月間ごとに図示したのが図3～6である。全体に、気圧標準偏差の数値が大きなところで地震回数が増加する傾向が見られるが、1～3月期では明らかに標準偏差値の大きな所での地震発生率が増加していることが判明した。地震発生率が気圧配置の影響を受けていることが推定される。これは地震発生時の天気図から等圧線が南北に整列する冬型の気圧配置の影響により地震が発生する傾向があることが推定される。また、図5の夏期を除き、標準偏差が0～10付近では地震発生率が0.2～0.3程度で一定していることは地震発生率が気圧配置の影響を受けていないことが推定されるが、夏期の地震発生については更に分析が必要である。これらの結果は冬型や夏型など、地震の季節性を予感させる傾向である。さらに、気圧配置の変動は海面気圧測定値と測定位置の相関係数とその差分及び、海面気圧分布標準偏差の変動を合わせて評価することで、気圧変動の方向および変動速度や幅を示すことができる。これらと有感地震発生のタイミングをあわせて評価することで、有感地震発生と気圧変動の相関についても報告予定である。【結論】有感地震発生が気圧配置の影響を受けている可能性があることが示された。すなわち、地震発生のエネルギー源であるプレート運動は年間を通して一定であると考えられるため、地震発生回数の年間変動は外部要因が疑われるが、気圧変動はその第一要因である。また、海面気圧分布標準偏差のヒストグラム分析から有感地震発生時の気圧分布標準偏差が大きな数値側で地震発生率が増加していることが判明した。特に冬期間に顕著であることから西高東低で等圧線が南北に整列した気圧配置は、太平洋プレートの沈み込みによる海溝と平行に位置することとなり、地震現象への大きな影響が考えられる。また、海面気圧標準偏差と有感地震発生率の長期平均ヒストグラム分析から地震発生の季節性が推定される。日本列島付近では気圧配置は冬期と夏期で大きく変動することから、気圧配置変動の規模、方向、速度などの要因と有感地震の関連性なども興味深いテーマである。
【謝辞】気象庁HPより震源リスト、時別海面気圧などのデータ、天気図などのデータを基に検討しました。記して感謝いたします。

© The Seismological Society of Japan

2004 年 1～3 月の海面気圧標準偏差と有感地震発生時の海面気圧標準偏差

図1　海面気圧標準偏差出現回数

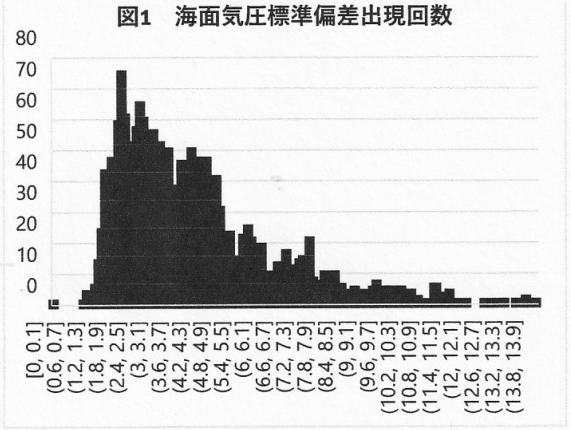
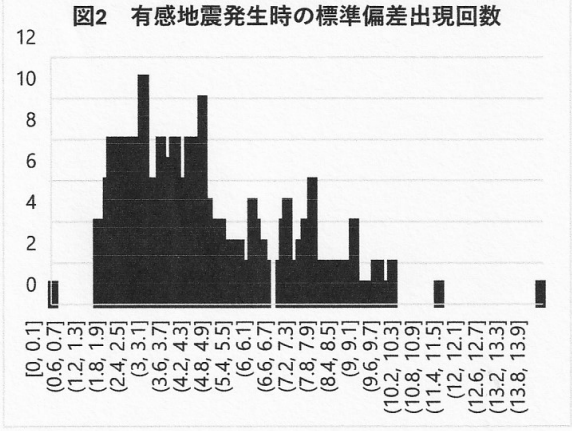


図2　有感地震発生時の標準偏差出現回数



海面気圧標準偏差別の有感地震発生率（2002～2010、2015、2017～2021 年の平均値）

図3　1～3月の平均値

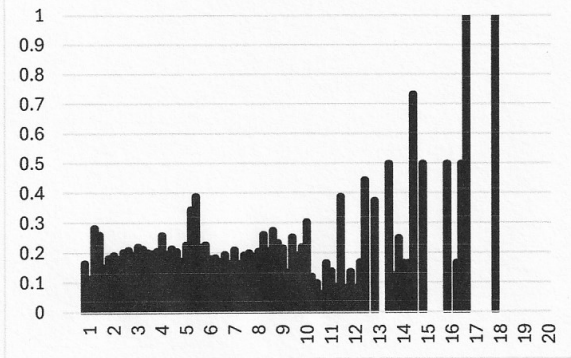


図4　4～6月の平均値

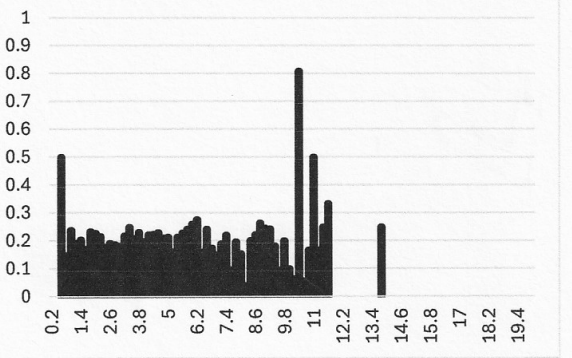


図5　7～9月の平均値

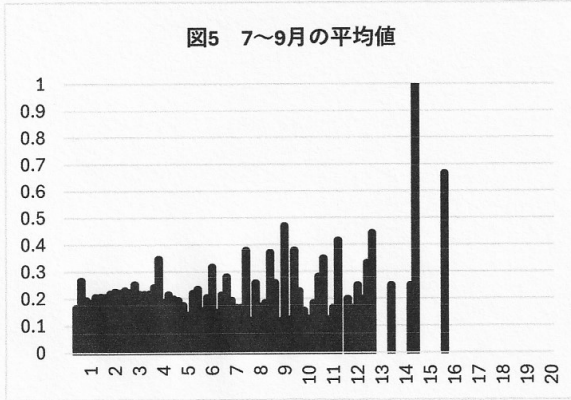
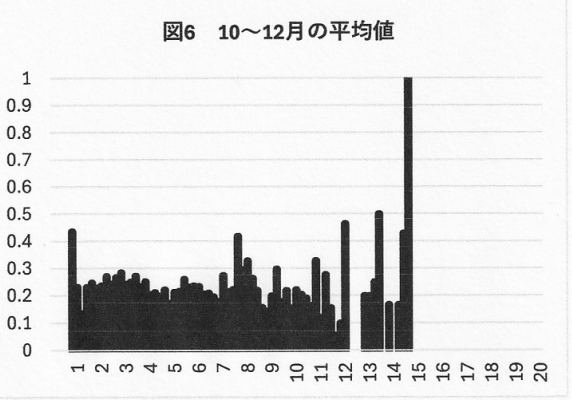


図6　10～12月の平均値



© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 22nd) | Regular session：S15. Strong ground motion and earthquake disaster

Tue. Oct 22, 2024 5:15 PM - 6:45 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 8:15 AM - 9:45 AM UTC | Room P Main Hall (2F)

[S15P] PM-P

[S15P-01] Development of an Earthquake Disaster Prevention Foundation Simulator for the Great Earthquakes along the Nankai Trough

*Hiromitsu NAKAMURA[1], Takahiro MAEDA[1], Yuji DOHI[1], Shohei NAITO[1], Harumi ISHIMARU[2], Yoshinori TOKIZANE[3], Hiroyuki FUJIWARA[1] (1. NIED, 2. MESW, 3. OYO)

[S15P-02] Relationship between surface earthquake fault and building damage in the 2023 Southeast Türkiye Earthquake(Part2)

*Naokazu Monma[1], Hiromitsu Nakamura[1], Shouhei Naito[1], Hiroyuki Fujiwara[1], Tetsuya Yamada[2], Rie Sakuma[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. PASCO)

[S15P-03] Study on Empirical Green's Function Method Including the Subsequent wave for the April 11, 2011 Fukushima Hamadori Earthquake(Mj7.0)

*Hidetoshi Kasugai[1], Yoshiaki Hisada[2], Shinya Tanaka[3] (1. Graduate School, Kogakuin University, 2. Prof., Kogakuin University, 3. Tokyo Electric Power Services Co.Ltd.)

[S15P-04] Estimation of the SMGA's for the 2022 Chihshang, Taiwan earthquake.

*Jumpei Yamada[1], Yasuhiro Kaida[1], Haruhiko Suzuki[1], Shumpei Manabe[1], Si Hongjun[2], Diao Hongqi[2], Kazuo Dan[3] (1. OYO corporation, 2. Seismological Research Institute Inc., 3. University of Kumamoto)

[S15P-05] Shallow survey with small microtremor arrays: illustrative examples at stiff sites in the Kyushu region, Japan

*Ikuo Cho[1], Keiya Yoneoka[1], Daisaku Kawabata[1], Yoshinori Miyachi[1] (1. Geological Survey of Japan, AIST)

[S15P-06] Autocorrelation function from ground motion records for high-resolution imaging of sedimentary structures by cepstrum

*Tomotsugu WATANABE[1], Hiroshi TAKENAKA[1] (1. Department of Earth Sciences, Okayama University)

[S15P-07] Seismic Interferometry Analysis in the Aomori Region, northern Japan, using Data from Multiple Seismic Observation Networks

*Takuto MAEDA[1] (1. Hirosaki University)

[S15P-08] Borehole Investigation for Understanding the Seismic Nonlinear Behavior of Soft Soil Layers in the Nakagawa Lowland

*Takahiro MAEDA[1], Hiromitsu Nakamura[1], Hiroyuki Fujiwara[1], Hisanori Matsuyama[2], Nobuhiko Toyama[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. OYO)

[S15P-09] Amplitude Correction at Long Distances through Integration of Hybrid Method and Ground Motion Prediction Equations

*Takahiro MAEDA[1], Hiromitsu Nakamura[1], Hiroyuki Fujiwara[1], Sho Akagi[2], Kosuke Seki[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. MESW)

[S15P-10] Effects of Attenuation Characteristics Assumed in Ground Motion Prediction Equations on Seismic Motion Evaluation Results.

*Junpei KANEDA[1], Shinya TANAKA[1], Hideki NAGUMO[1], Kazuhito HIKIMA[2], Tomiichi UETAKE[2] (1. Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 2. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

[S15P-11] Ground-motion prediction equations for PGA and PGV in northeast Japan using the S-net data

*Yadab Prasad DHAKAL[1], Hisahiko Kubo[1], Takashi Kunugi[1] (1. NIED)

[S15P-12] Toward developing GMPE for acceleration response spectra using Pacific plate boundary earthquakes (1)

*Mitsuko FURUMURA[1], Hiroto Tanaka[2], Tsutomu Takahama[2], Ritsuko S. Matsu'ura[1] (1. ADEP, 2. KKE)

[S15P-13] Continuous monitoring of the UD component of real-time seismic intensities for wavefield-based earthquake early warning algorithms

*Yuki KODERA[1] (1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

[S15P-14] Sample generation of ground-motion time-series waveforms (2)

*Asako IWAKI[1], Ryuta Imai[1], Naoki Kasui[2], Hiroyuki Fujiwara[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Mizuho Research & Technologies)

[S15P-15] Characteristics of Predominant Periods of Near-fault Pulse-like Ground Motion measured based on Empirical Mode Decomposition

*Akihito Matsuho[1], Hisashi Nakahara[1] (1. Tohoku University)

[S15P-16] Spectral Characteristics of Long-Period Ground Motion Inferred from the F-net Broad-Band Strong Ground Motion Records

*Ken HATAYAMA[1] (1. National Research Institute of Fire and Disaster)

[S15P-17] Design of filter for real-time calculation of JMA seismic intensity from velocity seismograms

*Mitsuyuki HOSHIBA[1] (1. Meteorological Research Institute, JMA)

[S15P-18] Comparison of seismic wave characteristics and the effect of each floor of the building number on vibration

*Hideyuki Matsumoto[1] (1. Tokyo City University)

Development of an Earthquake Disaster Prevention Foundation Simulator for the Great Earthquakes along the Nankai Trough

*Hiromitsu NAKAMURA[1], Takahiro MAEDA[1], Yuji DOHI[1], Shohei NAITO[1], Harumi ISHIMARU[2], Yoshinori TOKIZANE[3], Hiroyuki FUJIWARA[1]

1. NIED, 2. MESW, 3. OYO

将来の発生が確実視されている国難級の南海トラフ地震に備えるため、科学的・定量的なデータに基づき、「通常と異なる現象」の把握とその推移予測を、迅速かつ精度よく評価することを目指した評価・情報発信手法の開発や、発信された情報を被害軽減に最大活用するため、「通常と異なる現象」が観測された場合、住民や地域、企業等の防災対策のあり方や、防災対応を実行する方策について研究を実施する「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」が進められている（小平・他；JpGU2021年大会）。
本研究では、前述の研究プロジェクトにおける将来を予測する基盤的情報として、「通常と異なる現象」発生後の時間推移についてもその地震発生の時空間的な多様性の一例として取り込み、地震や津波のハザードやそれによって引き起こされるリスク情報を提供可能とするシステムとして開発を進めている地震防災基盤シミュレータについて述べる。
具体的には、多様性のある南海トラフ沿いで発生する地震のうち、過去に発生事例があり、南海トラフ地震臨時情報や防災対応ガイドラインが策定されている、例えば紀伊半島沖を境界とする東西２つの震源域が時間差を伴って破壊するいわゆる「半割れ」ケースを取り上げ、防災対応ガイドライン等を踏まえた事前避難等による人口分布の変動も考慮した半割れケースの強震動および、津波による建物や人的被害リスクの評価結果を含むシステムでの可視化および、情報提供機能について紹介する。また、防災対策のための詳細な災害シナリオや災害対応の検討の出発点となるような基礎的な情報提供を目的として、多数の地震発生のモデル群による被害の様相を示す特徴量に基づいて機械学習により類型化を行い、その類型ごとに抽出した代表地震を用いて試作した簡便な災害シナリオについて紹介する。
謝辞：本研究は文部科学省「防災対策に資する南海トラフ地震調査研究プロジェクト」の一環として行われた。

© The Seismological Society of Japan

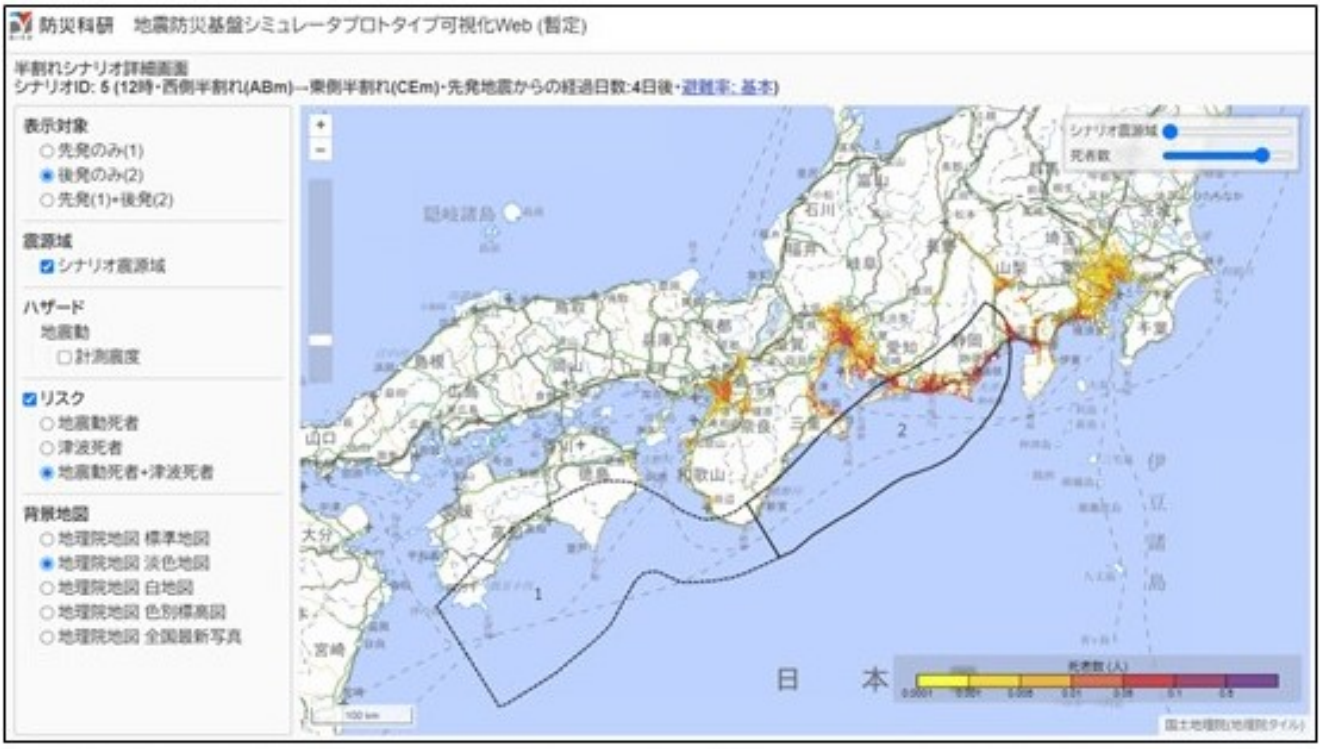


図　地震防災基盤シミュレータによる半割れケースの人的被害分布の表示例

© The Seismological Society of Japan

Relationship between surface earthquake fault and building damage in the 2023 Southeast Türkiye Earthquake(Part2)

*Naokazu Monma[1], Hiromitsu Nakamura[1], Shouhei Naito[1], Hiroyuki Fujiwara[1], Tetsuya Yamada[2], Rie Sakuma[2]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. PASCO

2023年2月6日、トルコ南東部でMw7.8の地震が発生し、Reitman et al. (2023)によると、この地震による地表地震断層がGobasiからIslahiyeにかけて約200km、KirikhanからAntakyaにかけて約40km出現したと考えられる。一方、門馬・他(2019)は、2016年熊本地震における地表地震断層と建物倒壊率の関係を解析し、益城町では地表地震断層から100ｍまでの範囲における木造建物の倒壊率が非常に高いことを明らかにした。本研究では、トルコ南東部の地震における地表地震断層と建物被害の関係を調査するため、地震発生前後に撮影された高解像衛星画像から、地表地震断層近傍の建物被害程度を判読し、地表地震断層と建物被害の関係を検討した。建物被害判読に用いる衛星画像は、地上解像度50cmのPleiadesの画像とし、Sekeroba地区（約61km2）、Islahiye地区（約28 km2）、Kirikhan地区（約28 km2）及びAntakya地区（約54 km2）の4地区の、Reitman et al. (2023)の地表地震断層のトレースの左右1km程度の範囲について、地震発生前後の画像を用いて被害判読を行った。判読方法は、地震発生前後の画像を目視により比較し、5つの被害区分（区分1「画像からは被害が確認できない」、区分2「建物は傾いているが原型をとどめている」、区分3「建物の一部が崩れ落ちている」、区分4「建物の半分以上が崩れ落ちている」、区分5「建物が完全に崩れ落ちて原型をとどめていない、または完全に倒壊している」）に分類した。Sekeroba地区において、判読した棟数は7,937棟で、このうち区分5の建物は549棟（判読した全棟数の約7%）、区分4は294棟（約4%）、区分3は1,127棟（約14%）である。建物倒壊に相当する区分5の空間分布については、地表地震断層に沿って連続して集中的に分布する領域と地表地震断層から離れた市街地に広く分布する領域がある。この地表地震断層に沿って連続して集中的に分布する領域に限定し、地表地震断層から水平距離別の区分5の占める割合を調べたところ、地表地震断層から100m以内では約11%であり、判読した全棟数に占める割合よりも高いものであった。Islahiye地区における判読した棟数は5,218棟で、このうち区分5の建物は196棟（判読した全棟数の約4%）、区分4は21棟（約0.4%）、区分3は116棟（約2%）であり、区分5の比率はSekeroba地区の約半分である。建物倒壊に相当する区分5の空間分布は、広く散在して分布する。地表地震断層と建物被害の関係を見ると、地表地震断層近傍には数は少ないものの建物があるが、これらの建物は全て被害区分1の建物で、被害区分5の建物はない。Kirikhan地区における判読した棟数は12,017 棟で、このうち区分5の建物は476棟（判読した全棟数の約4%）、区分4は95棟（約1%）、区分3は662棟（約6%）であり、区分5の比率はSekeroba地区の約半分である。建物倒壊に相当する区分5の空間分布は、広く分散して分布するものの、一部集中して分布するところもある。地表地震断層と建物被害の関係を見ると、地表地震断層近傍には建物は極めて少なく、またこれら建物は全て被害区分1の建物で、被害区分5の建物はない。Antakya地区における判読した棟数は31,650棟で、このうち区分5の建物は2,001棟（判読した全棟数の約6%）、区分4は170棟（約1%）、区分3は368棟（約1%）であり、区分5の比率はSekeroba地区のほぼ同じである。Antakya地区では地表地震断層が確認されていないが、今回の地震で特に建物被害が大きかった地区のひとつである。被害区分5の空間分布を見ると、特にAntakyaの中心市街地付近に集中して分布しており、線上に連続して分布する傾向は読み取れない。検討の結果から、Sekeroba地区では地表地震断層の近傍では倒壊率が高い傾向があり、地表地震断層が建物被害に影響を与えた可能性がある。一方,Islahiye地区及びKirikhan地区では、地表地震断層近傍の倒壊建物は確認できないが、地表地震断層近傍の建物数自体がSekeroba地区と比べると圧倒的に少ないため、データの解釈には注意が必要と考える。謝辞：科学技術研究費22K21372「2023年トルコ南部の地震と災害に関する総合調査」の一環で実施した。引用文献門馬直一・藤原広行・中村洋光・佐伯琢磨・内藤昌平・下村博之・山田哲也：平成28年熊本地震における地表地震断層近傍の建物被害、2019年地震工学会大会梗概集**Reitman et al. (2023)：Preliminary fault rupture mapping of the 2023 M7.8 and M7.5 Türkiye Earthquakes (https://doi.org/10.5066/P985I7U2)**

© The Seismological Society of Japan

Study on Empirical Green's Function Method Including the Subsequent wave for the April 11, 2011 Fukushima Hamadori Earthquake(Mj7.0)

*Hidetoshi Kasugai[1], Yoshiaki Hisada[2], Shinya Tanaka[3]

1. Graduate School, Kogakuin University, 2. Prof., Kogakuin University, 3. Tokyo Electric Power Services Co.Ltd.

１．はじめに

近年我が国では膨大な地震観測記録の蓄積に伴い、表面波を含む後続の長周期地震動までを対象とした経験的グリーン関数法（以下、EGF法）の活用例が増えつつある。しかし、後続波を単純に合成して良いかは検討の余地が残されていると考える。著者らは2000年鳥取県西部地震を対象とし、EGF法を長周期の後続波に適用した結果、波形合成時の時間ずれの違いが後続波の強震動評価に大きく影響することを明らかにした[1)]。本研究では、後続の長周期地震動を含むEGF法を設計用入力地震動へ活用することを目的とし、2011年4月11日福島県浜通りの地震（Mj7.0）について、複数の余震を用いて後続波の再現性について検討を行った。

２．検討に用いる地震の諸元

ここでは、芝・野口(2012) [2)]のEGF法により構築された特性化震源モデル（以下、芝モデル）を用いる。図1に本震・余震位置、図2(a)に余震変更前の芝モデルを示す。芝モデルは、井戸沢断層と湯ノ岳断層の2つの断層面から構成され、2つの断層面が最深部で接触することで破壊が乗り移ると仮定されている。両断層の上端深さは2km程度であり、浅部のSMGAからは大きな表面波を励起すると考えられる。そこで、規模の大きい余震と深さが浅い余震を加えて検討を行った。図2に用いる余震の組み合わせ、表１に余震の詳細を示す。Case1では芝モデルと同じ余震を用いる。Case2では井戸沢断層に、Case3、4では、両断層に規模の大きい余震を割り当てる。なおCase4では、井戸沢断層に規模の大きく、かつ深さが浅い余震を割り当てる。

３．震源遠方の観測点における波形合成結果の比較

図3に震源遠方の観測点におけるフーリエスペクトル比の平均値を示す。対象周波数は、余震記録における低周波数域のS/N比に基づき、Case1、2では0.4Hzを下限値とする。どの成分においても低周波数域ほど差が見られ、Case1では特に過小評価となっている。

0.4～10 Hzを対象とした波形比較の例として、図4にTCGH12における結果を示す。Case１、2では後続波が過小評価であることに対し、Case3、4では明瞭に現れている。これは、両断層に用いた余震の規模と深さの違いによる表面波励起の違いによるものと考えられる。Case1では、震源周辺の主要動部を比較的良く再現できることが報告されている[2)]。しかし、震源遠方においては低周波数域のS/N比の観点から、0.4Hz以下の後続波を考慮するためには両断層にM5クラスを用いることが理想的であると考えられる。

次に、0.1～10 Hzを対象とした波形比較の例として、図5、６にTCGH12とTCGH10における結果と、予測問題を想定し、SMGA1の破壊開始位置を図2(c)、(d)における★印から☆印に仮定した場合の結果を併せて示す。両観測点における後続波において、Case3では破壊開始位置変更後の振幅が大きくなっていることに対し、Case4では逆に小さくなっている。これは、SMGA1における要素波形の重なり合う時間がずれたことにより、Case3では６個の要素波形が同位相に、Case4では2個の要素波形が逆位相に重なり合ったものと考えられる。規模の大きさや深さに着目して余震を選択した場合、分割数の少なく、後続波の大きな要素波形の重ね合わせとなる場合がある。この場合、余震の卓越周期と波形合成方法における時間ずれによっては、後続波を過大にも過小にも評価する場合が考えられる。

４．まとめ

1)2011年福島県浜通りの地震（Mj7.0）を対象とし、芝・野口(2012) [2)]による特性化震源モデルと、規模の大きい余震と深さが浅い余震を加えた４つのCaseでEGF法における後続波の再現性について検討を行った。

© The Seismological Society of Japan

2)震源遠方においては余震記録の低周波数域におけるS/N比の観点から、２つの断層にM5クラスを用いた場合でないと後続波を十分に再現できない場合があることを示した。
3)規模の大きさや深さに着目して余震を選択した場合、分割数の少なく後続波の大きな要素波形の重ね合わせとなる場合がある。この場合、余震の卓越周期と波形合成方法における時間ずれの違いが後続波の評価に強く影響することを示した。予測問題においては、ばらつきの程度を考慮した評価がより重要になると言える。
なお、予測問題においては理想的な記録が十分でないという課題が残る。今後は理論的な手法と組み合わせた評価手法の検討を行う予定である。

謝辞
本研究では、防災科学技術研究所の強震観測網による観測波形を使用しています。また、一部図の作成においてはGMTを使用しています。

参考文献
1)春日井ほか(2023)：16JEES, Day3-G403-25
2)芝・野口(2012)：電力中央研究報告, 研究報告：N11054

© The Seismological Society of Japan

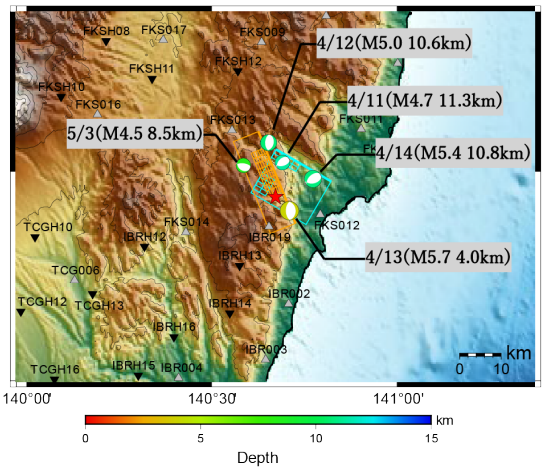


図 1　本震・余震位置と震源メカニズム解
（—：井戸沢断層　—：湯ノ岳断層）

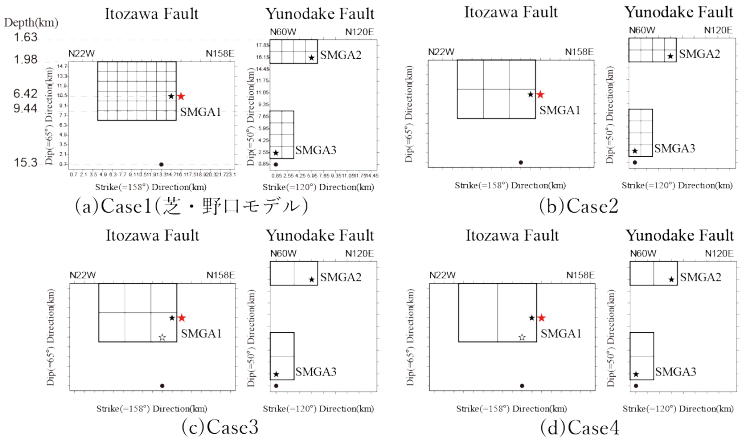


図 2　検討に用いる余震の組み合わせ
（★：震源　★：SMGA 破壊開始位置　●：両断層の接触点）
（☆：仮定する SMGA 破壊開始位置(図 5,6 で使用)）

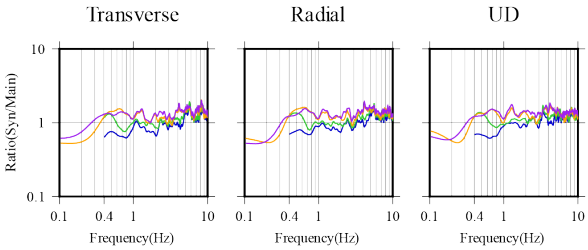


図 3　フーリエスペクトル比の平均値（計 33 点：30～80km）
（—：Case1　—：Case2　—：Case3　—：Case4）

表 1　検討に用いる余震の詳細

	井戸沢断層		湯ノ岳断層		
	余震(M, Depth)	SMGA1	余震(M, Depth)	SMGA2	SMGA3
		L×W, C※1		L×W, C	L×W, C※1
Case1	5/3(M4.5, 8.5km)	8×6, 2.8	4/11(M4.7, 11.3km)	4×2, 6.8	2×4, 6.8
Case2	4/12(M5.0, 10.6km)	3×2, 8.0	4/11(M4.7, 11.3km)	4×2, 6.8	2×4, 6.8
Case3	4/12(M5.0, 10.6km)	3×2, 8.0	4/14(M5.4, 10.8km)	1×2, 7.0	2×1, 7.0
Case4	4/13(M5.7, 4.0km)	2×1, 5.0	4/14(M5.4, 10.8km)	1×2, 7.0	2×1, 7.0

※1　L：長さ方向分割数　W：幅方向分割数　C：応力降下量比

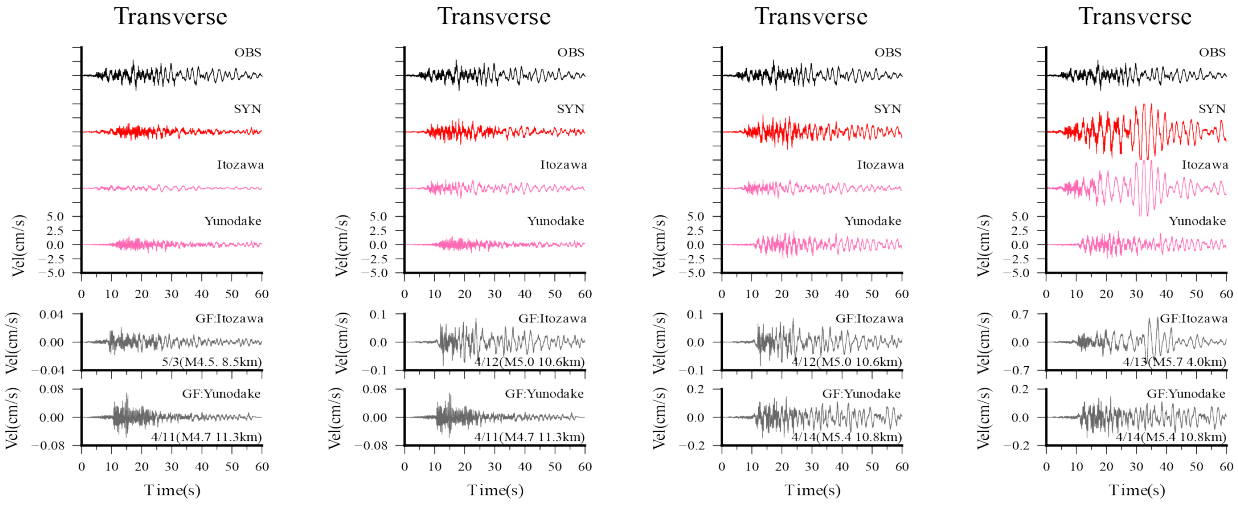


図 4　TCGH12 における合成波形の比較（0.4～10Hz を対象）

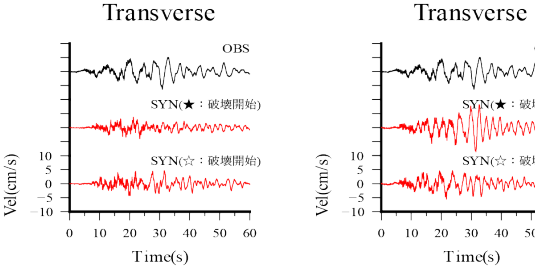


図 5　TCGH12 における合成波形の比較(0.1～10Hz を対象)

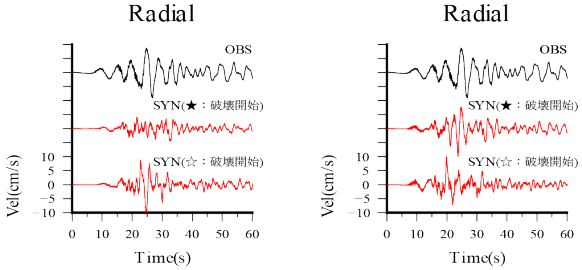


図 6　TCGH10 における合成波形の比較(0.1～10Hz を対象)

© The Seismological Society of Japan

Estimation of the SMGA’s for the 2022 Chihshang, Taiwan earthquake.

*Jumpei Yamada[1], Yasuhiro Kaida[1], Haruhiko Suzuki[1], Shumpei Manabe[1], Si Hongjun[2], Diao Hongqi[2], Kazuo Dan[3]

1. OYO corporation, 2. Seismological Research Institute Inc., 3. University of Kumamoto

１．はじめに
2022年9月、台湾東部・台東県池上においてMw 7.0（Global CMT）の地震（以下、2022年台湾池上地震と呼ぶ。）が発生し、断層近傍の観測地点では、明瞭な速度パルスが観測された。Diao・他（2024）や、Lee et al.（2023）では、2022年台湾池上地震を対象にすべり分布モデルを構築し、東傾斜と西傾斜の向かい合う２つの断層面を設定している。大きなすべり量の領域は、西傾斜の断層面内のみに存在し、震源から北東方向に向けて破壊が進行することを示している。本稿では、Diao・他（2024）で求められたすべり分布モデルを参考に、壇・佐藤（1998）の経験的グリーン関数法を用いてSMGAモデルの推定を実施した。

２．解析手法
2022年台湾池上地震は、震源インバージョンの結果から向かい合う2枚の断層によって構築されている。東傾斜の断層は、西傾斜の断層に比べてすべり量は小さく強震動への寄与は少ないことが考えられる。Diao・他（2024）の結果を基に波数積分法を行った結果、東傾斜の断層のすべりが強震動に大きく寄与しないことは確認されている。そこで本検討では、大きなすべり量の領域を有する西傾斜の断層を対象にSMGAモデルの推定を行った。SMGAモデルの推定は、以下の手順で行った。

A）経験的グリーン関数に用いる要素地震の選定
B）ω^2モデルに基づく理論震源スペクトルと観測記録から得られる震源スペクトルのフィッティングから要素地震のコーナー周波数を推定し、応力降下量や断層面積などの要素地震の断層パラメータを設定
C）三宅・他（1999）によるSSRF法によりSMGAモデルの初期モデルを推定
D）Asano and Iwata (2012) のSMGAの位置決定手法より、大まかなSMGAの位置と破壊伝播速度を決定
E）SMGAの配置や面積、応力降下量、破壊開始点を試行錯誤により決定
SMGAの破壊伝播速度は、Asano and Iwata (2012) のSMGAの位置決定手法より3.2 km/s と求まった。

３．結果
図１に推定したSMGAモデルと、加速度波形、速度波形、それらフーリエスペクトルにおいて観測記録（黒線）と解析結果（赤線）の比較を示す。推定したSMGAモデルは、3つに分けられ震源から北東方向へと破壊が進行する結果となった。Diao・他（2024）のすべり分布モデルの結果と比較すると、すべり量の大きな領域とSMGAの位置が概ね対応した結果が得られた。観測記録と解析結果の比較の例として、地表断層面に対して西側の観測地点（図中右上）と、東側の観測点（図中右下）の2つの結果を図1に示す。両地点とも加速度波形および速度波形の形状、フーリエスペクトルの両者で整合的である。しかし、地表断層近傍の観測点の結果では、観測記録で得られた速度パルスに比べて解析結果が過小評価になる地点が見られた。地表断層近傍の再現性向上には、LMGAや非線形効果の検討が必要であると考えられる。

© The Seismological Society of Japan

2022 年台湾池上地震の強震動生成域の推定

Estimation of the SMGA's for the 2022 Chihshang, Taiwan earthquake.

*山田 純平[1]、甲斐田 康弘[1]、鈴木 晴彦[1]、眞鍋 俊平[1]、司 宏俊[2]、刁 紅旗[2]、壇 一男[3]

*Jumpei Yamada[1], Yasuhiro Kaida[1], Haruhiko Suzuki[1], Shumpei Manabe[1], Hongjun Si[2], Hongqi Diao[2], Kazuo Dan[3]

1.応用地質株式会社、2.株式会社サイスモ・リサーチ、3.熊本大学
1.OYO Corporation, 2. Seismological Research Institute Inc., 3. University of Kumamoto

1. はじめに

2022 年 9 月、台湾東部・台東県池上において Mw 7.0（Global CMT）の地震（以下、2022 年台湾池上地震と呼ぶ。）が発生し、断層近傍の観測地点では、明瞭な速度パルスが観測された。Diao・他（2024）や、Lee et al. (2023) では、2022 年台湾池上地震を対象にすべり分布モデルを構築し、東傾斜と西傾斜の向かい合う 2 つの断層面を設定している。大きなすべり量の領域は、西傾斜の断層面内のみに存在し、震源から北東方向に向けて破壊が進行することを示している。
本稿では、Diao・他（2024）で求められたすべり分布モデルを参考に、壇・佐藤（1998）の経験的グリーン関数法を用いて SMGA モデルの推定を実施した。

2. 解析手法

2022 年台湾池上地震は、震源インバージョンの結果から向かい合う 2 枚の断層によって構築されている。東傾斜の断層は、西傾斜の断層に比べてすべり量は小さく強震動への寄与は少ないことが考えられる。Diao・他（2024）の結果を基に波数積分法を行った結果、東傾斜の断層のすべりが強震動に大きく寄与しないことは確認されている。そこで本検討では、大きなすべり量の領域を有する西傾斜の断層を対象に SMGA モデルの推定を行った。SMGA モデルの推定は、以下の手順で行った。

A) 経験的グリーン関数に用いる要素地震の選定
B) ω^{-2}モデルに基づく理論震源スペクトルと観測記録から得られる震源スペクトルのフィッティングから要素地震のコーナー周波数を推定し、応力降下量や断層面積などの要素地震の断層パラメータを設定
C) 三宅・他（1999）による SSRF 法により SMGA モデルの初期モデルを推定
D) Asano and Iwata (2012) の SMGA の位置決定手法より、大まかな SMGA の位置と破壊伝播速度を決定
E) SMGA の配置や面積、応力降下量、破壊開始点を試行錯誤により決定

SMGA の破壊伝播速度は、Asano and Iwata (2012) の SMGA の位置決定手法より 3.2 km/s と求まった。

3. 結果

図 1 に推定した SMGA モデルと、加速度波形、速度波形、それらフーリエスペクトルにおいて観測記録（黒線）と解析結果（赤線）の比較を示す。推定した SMGA モデルは、3 つに分けられ震源から北東方向へと破壊が進行する結果となった。Diao・他（2024）のすべり分布モデルの結果と比較すると、すべり量の大きな領域と SMGA の位置が概ね対応した結果が得られた。
観測記録と解析結果の比較の例として、地表断層面に対して西側の観測地点（図中右上）と、東側の観測点（図中右下）の 2 つの結果を図 1 に示す。両地点とも加速度波形および速度波形の形状、フーリエスペクトルの両者で整合的である。しかし、地表断層近傍の観測点の結果では、観測記録で得られた速度パルスに比べて解析結果が過小評価になる地点が見られた。地表断層近傍の再現性向上には、LMGA や非線形効果の検討が必要であると考えられる。

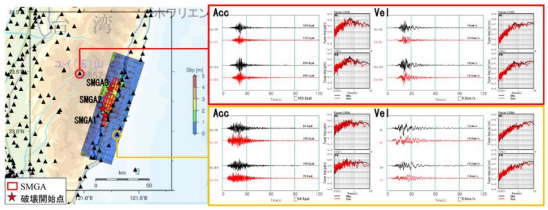


図 1 SMGA モデルの位置と観測記録と解析結果の比較

© The Seismological Society of Japan

Shallow survey with small microtremor arrays: illustrative examples at stiff sites in the Kyushu region, Japan

*Ikuo Cho[1], Keiya Yoneoka[1], Daisaku Kawabata[1], Yoshinori Miyachi[1]

1. Geological Survey of Japan, AIST

我々は，経済産業省の知的基盤整備計画に基づき九州北部の斜面災害リスク評価の一環として，九州地域で微動アレイ探査を実施している．探査目的は，微動アレイを高密度で展開し，各アレイ直下の深さ10, 20, 30 mまでの平均S波速度（AVS10, 20, 30）と地盤の共振周波数（H/Vスペクトルのピーク周波数），深さ数10 mまでの１次元的なS波速度（Vs）構造を面的に評価することである．この目的のため，阿蘇カルデラ東麓では15 km x 17kmのエリアの171箇所で微動アレイ探査を実施した（長他, 2023）．また鹿児島市吉野町を中心とする台地では5 km x 5 kmのエリア内の約160箇所で微動アレイ探査を実施中である．

このような稠密微動アレイ探査を実施するあたっては観測効率の向上が必須である．そのためにはサイトの状況（地盤・震動環境）に合わせて適切にアレイを使い分けること（極小アレイ，小アレイ，直線アレイ，L字アレイ等）が鍵となる(長，2024; Cho and Nakazawa, 2024)．使い分けの１つとして，山間の締まった地盤や岩盤ではSN比がかなり低くなりがちだが，我々はそのような場所では直線アレイを２回設置する「L字アレイ」で対応する案を提示した（Cho, 2023）．このL字アレイは観測効率の良い極小アレイと小アレイの組み合わせと比べて観測効率やアレイを展開するためのスペース確保の観点からやや使い勝手が悪いものの，それらのアレイではそもそも適切な位相速度分散曲線が得られないほどSN比が低い場合にも対応できるという期待がある．

筆者らは上記の阿蘇カルデラ東麓や吉野町の稠密アレイ観測地点では適宜L字アレイを用いたが，一般的にはこの方法はまだあまり知られておらず適用例が少ない．そこで本発表ではこのL字アレイの観測，解析事例として，大分県竹田市の市街地で実施した観測，解析について紹介する．また，２つの硬質地盤サイト（鹿児島県鹿児島市，南九州市）でジオフォン3個を用いて構成した直線アレイに類似の方法を適用して分散曲線及びAVS値を評価した事例を紹介する．

Cho, I., 2023, Spatial autocorrelation method for simple microtremor array survey at rock/stiff-soil sites, *Geophys. J. Int.,* **233**, 1296-1317. doi:10.1093/gji/ggac522
長郁夫・米岡佳弥・川畑大作・宮地良典・星住英夫・下司信夫，2023, 阿蘇カルデラから東部の火砕流堆積域における浅部微動アレイ探査：予備調査, 地質調査総合センター速報, No.84, 121-128.
長郁夫，2024, 微動アレイによる浅部構造探査システム，基礎工，**52**, No. 3, 14-17.
Cho, I., & Nakazawa, T. (2024). Shallow microtremor array survey using miniature and small arrays: Strategy for efficient and feasible dense survey. Earth and Space Science, 11, e2023EA003472. https://doi.org/10.1029/2023EA003472

© The Seismological Society of Japan

Autocorrelation function from ground motion records for high-resolution imaging of sedimentary structures by cepstrum

*Tomotsugu WATANABE[1], Hiroshi TAKENAKA[1]

1. Department of Earth Sciences, Okayama University

地震波干渉法は波形記録から地下構造を推定する手法の1つである. 近年では, 地表の１点の観測記録で計算できる自己相関関数から地盤構造の情報を抽出する試みがなされている. ここで自然地震記録の自己相関関数は物理探査におけるゼロオフセットの反射プロファイルと捉えることができる. この自己相関関数のシグナルには時間軸のゼロ秒における大きなピークに加えて, 地下構造内の多重反射によるシグナルも含まれている. そしてこれらのシグナルにはバンドパスフィルターによるサイドローブの影響も畳み込まれているため, 自己相関関数の波形をみて, 地下構造のどの境界からの反射波であるかを判断するのは困難である. そこで, 我々は特に地盤構造における反射波の特定を容易にすることを目的に, これらの影響を克服する方法を提案してきた（渡邉・竹中, 2023, 地震学会; 2024, JpGU; Watanabe and Takenaka, 2024, AOGS）. しかし, これらにはゴースト的な反射波が現れる可能性があった. 本研究では, この問題を完全に克服し, 対数スペクトルの逆フーリエ変換から得られるケプストラムを用いた新しい地盤構造推定法を以下に提案する.

提案手法では, 自己相関関数の時間軸が正の部分（因果的部分）を用いてケプストラムを計算する. Fig. 1は平面SH波の鉛直入射を仮定して, ２層地盤モデル（Fig. 1a）から計算した自己相関関数とケプストラムの比較（Fig. 1b）である. 波形には1.0～8.0 Hzのバンドパスフィルターを適用している. 提案手法によるケプストラムのシグナルは各層からの1回目の反射波（時間軸の0.2秒と2.14秒の負のシグナルにそれぞれ対応）がより明瞭である. 発表では, 他のモデルを用いた数値シミュレーションや実際の観測記録への適用の具体的な計算手順や計算例も示す.

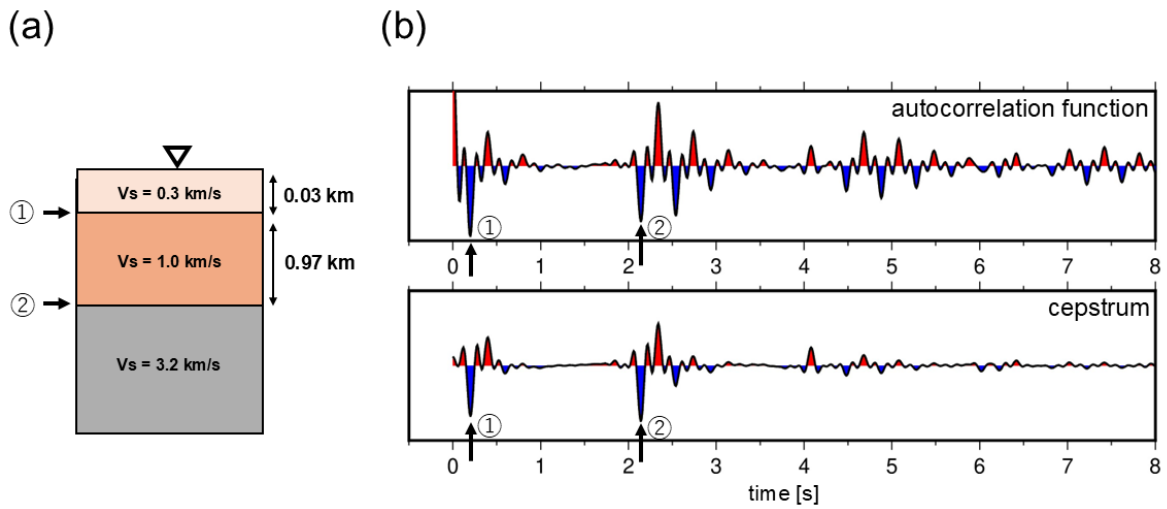


Fig. 1: (a) Two-layer model. (b) Comparison of autocorrelation function (top) and cepstrum (bottom).

© The Seismological Society of Japan

Seismic Interferometry Analysis in the Aomori Region, northern Japan, using Data from Multiple Seismic Observation Networks

*Takuto MAEDA[1]

1. Hirosaki University

2000年以降にHi-netをはじめとした基盤的地震観測網の整備により，日本列島内陸部ではおおむね20 km 間隔の高感度地震観測網が敷かれたが，その中でも東北地方北部，とくに青森県周辺は相対的に観測点密度が疎な地域であった．ところが，稠密かつ連続な高感度地震観測網AS-netが2014年から設置され，その状況が大きく変化した．AS-net観測点は青森県東部の下北半島を中心に，西部の津軽半島ならびに北海道函館南部までの地域に36点設置されており，既存のHi-net等の記録と併合処理することにより，当該地域の浅部地殻構造の精緻化，ならびにそれに基づく強震動予測の高度化に寄与すると期待される．本報告ではその序報として，AS-netおよびHi-net観測点記録間を含む地震波相互相関に基づく地震波干渉法解析を試みた．

観測記録は岩手県北部から北海道南部のHi-net観測点およびAS-net観測点の3成分高感度連続地震波形記録を用いた．2016年の1年間の連続記録に対し，まずは1時間ごとにBensen et al. (2007)により提案されている標準的な信号処理プロセス，すなわち地震計特性の補正，振幅の平滑化による地震イベントの影響の低減化，スペクトルホワイトニング，を施した後にサンプリング周波数20 Hzでの相互相関関数を計算し，それを全観測期間について重合することで平均的な相互相関関数を得た．特に本研究では将来的なイベント解析への応用も見越して，AS-netの地震計の位相特性を逆畳み込みし，Hi-netのそれを畳み込むような作用を持つ時間領域デジタルフィルタを設計し，適用したうえで相互相関処理を行った．

ところが，特にAS-net観測記録の相互相関関数について，1秒毎および60秒毎の顕著な人為ノイズが重畳し，脈動の相互相関から期待される表面波の抽出が困難であった．これは，データロガーの機器動作に伴う平均的には1デジタルカウント以下の振幅を持つ微弱なノイズが相互相関処理により強調されたもの（Takagi et al., 2015）であることが判明した．特にAS-net観測点は地震計の振幅特性が自然周波数1 Hz以下で周波数の3乗に比例して急激に低下するため，脈動の帯域においては相対的にロガーノイズの影響をより強く受けるものと考えられる．そこで，ロガーノイズが日定常性を持つとの仮定のもと，観測地震波形記録の日差分に対する相互相関関数を計算する(Takagi et al., 2020)ことでその影響の低減化を試みた．Hi-net観測点同士，ならびにHi-netとAS-net観測点間の相互相関関数についてはこの処理によって上下動で周期3–20秒程度，水平動トランスバース成分で5–15秒程度の範囲で人為ノイズの影響は十分小さくなり，明瞭な表面波伝播が確認できた．AS-net観測点同士の相互相関関数についてはそれでもロガーノイズの影響が残るため，解析からは除外した．ただしそれでも，AS-netとHi-netの観測点間の相互相関関数が加わったことにより，観測点間を結ぶ波線がHi-netのみの解析よりも大幅に向上した．

このデータセットに基づき，まずは上下動Rayleigh波記録について，狭帯域フィルタのエンベロープ振幅に基づく群速度分布解析（FTAN; Dziwonski et al., 1969）ならびに平滑化Fourierスペクトルの零点を与える周波数に基づく位相速度解析（Ekstro¨m et al., 2009）を実施し，周波数毎の2点間群速度・位相速度の分布をJMA2001モデルならびに全国 1 次地下構造モデルから期待される群速度・位相速度分布と比較した．推定結果の空間はおおむね整合的であるが，特に高周波の位相速度推定においては，スペクトル推定誤差にともない推定する零点の読み取りが系統的にずれる可能性があり，今後トモグラフィ解析に進む前にSPAC法などとの解析信頼性の相互検証が必要となるであろう．

謝辞：本研究には研究開発法人防災科学技術研究所Hi-netならびに公益財団法人地震予知総合研究振興会AS-netの連続波形記録を用いた．公益財団法人地震予知総合研究振興会の笠原敬司博士と野口科子博士にはAS-netデータの利用について貴重なアドバイスを頂いた．記して謝意を表します．

© The Seismological Society of Japan

Borehole Investigation for Understanding the Seismic Nonlinear Behavior of Soft Soil Layers in the Nakagawa Lowland

*Takahiro MAEDA[1], Hiromitsu Nakamura[1], Hiroyuki Fujiwara[1], Hisanori Matsuyama[2], Nobuhiko Toyama[2]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. OYO

東京低地から中川低地にかけての地域は、大正関東地震の際に多くの住家被害が発生したことが知られており（諸井・武村、2002）、これらの地域で特に厚く堆積するやわらかい沖積層により地震動が増幅されたことが一因として考えられている（関口ほか、2014）。本研究では、地震時の軟弱地盤の非線形挙動特性を定量的に検討するための基礎データの取得を目的としてボーリング調査を行った。
既存の地盤構造モデルに基づき、工学的基盤や沖積層の分布、工学的基盤から地表までの増幅率の分布などを考慮して越谷市内に調査地点を選定した。調査地点は、中川低地の地下に北北西-南南東方向で伏在するS波速度が小さい地盤の層厚が厚い地域（埋没谷に相当）の中に位置する。地盤の非線形挙動を検討するためにオールコア掘進（掘進長42m）により観察用と年代測定用の試料を採取し、ボーリング孔を利用してPS検層と微動観測を実施した。また、コア観察に基づいて設定した沖積層の代表的な層相の3つの深度において、土質試験・動的変形特性試験用の不撹乱試料を採取した。
既往資料に基づく調査地点周辺の地質状況と合わせて、ボーリングコアの観察から堆積環境・堆積機構の変化を読み取った。調査地点付近の沖積層は、下位から陸成の網状ないし蛇行河川システム、エスチュアリーシステム（河口近傍の堆積物）を経て最大海氾濫面を挟んでデルタ（三角州）システムへと移行するとされている。コアの下部から上部への堆積相の主な変化は、30.7m～38.2mにエスチュアリーシステムの海進期の堆積物が見られ、この層の上面が最大海氾濫面に対応（約6,900年前）すると考えられる。22.5m～30.7mにはデルタシステムの堆積相（プロデルタ堆積物）に対応するほぼ塊状のシルト層が堆積しており、12.9m～22.5mにはデルタシステムのデルタフロント堆積物に対応する砂とシルトの細互層が見られる。4.0m～12.9mと1.2m～4.0mには、現世河川堆積物のそれぞれチャネル砂層と氾濫原泥相が認められる。サスペンションPS検層（孔中起振ー孔中受振）による弾性波速度が変化する境界は、P波、S波共に、おおむね堆積相区分に合致している。これは、堆積相が粒度変化の傾向に基づく地質区分であり、固結していない堆積物においては粒度構成（粘土・シルト・砂・礫等）と含水比が物性値を決める主な要因であることによる。デルタシステムの地層ではS波速度は110～160m/s示し、かなり軟質である。周辺のボーリング孔で実施された標準貫入試験では、この層のN値は0～２程度である。調査地点近傍の標準貫入試験を実施している既往ボーリング孔との堆積相の対比からみて、S波速度とN値の深度方向の分布傾向は、おおむね対応している。
地表、深さ14m、深さ40mで微動観測を行い、H/V比の特徴を調べた。3つの深度におけるH/V比はいずれも周期5秒付近にピークを有しており、工学的基盤以深の深い速度構造による増幅に対応するものと考えられる。地表と深さ14mでは周期1秒付近に同程度の振幅を持つピークが見られる。このピークは深さ40mには見られず、深度40mから14mの間のデルタシステムの軟質な粘性土層（前述）に起因するものと考えられる。地表では他の深度では認められない周期0.2秒のピークが見られ、これは深度14m以浅の砂質なデルタフロント堆積物による寄与と考えられる。3つの深度（7.9～8.9m、15.0～15.9m、25.0～25.9m）において不撹乱試料（砂質土1つ、粘性土2つ）を採取し、室内土質試験により地盤振動解析に必要な非線形特性パラメータ（G/G0-γ曲線など）を求め、これらを総合して調査地点付近の1次元地盤モデルを作成した。
今後、今回作成した調査地点付近の1次元モデルに基づいて地震時の地盤の非線形挙動の確認を行うとともに、中川低地、東京低地などに広く分布する軟弱地盤の影響を評価するために、3次元地盤構造モデルを構築し、これを用いて実施可能な地震動計算とその手法についての検討も合わせて行う必要がある。また、調査地点付近では定常的な強震観測がなされておらず、最近傍の地震計は越谷市役所地点である。今後、地震時の地盤の非線形挙動を実証的に評価するためには調査地点付近についての実際の地震動データを得ることも必要である。
謝辞：ボーリング調査では越谷市に大変お世話になりました。

© The Seismological Society of Japan

Amplitude Correction at Long Distances through Integration of Hybrid Method and Ground Motion Prediction Equations

*Takahiro MAEDA[1], Hiromitsu Nakamura[1], Hiroyuki Fujiwara[1], Sho Akagi[2], Kosuke Seki[2]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. MESW

面的な地震リスク評価では、広域も含めた適切な地震動評価が必要になる。広域での広帯域地震動の評価では、統計的グリーン関数法による短周期成分と差分法等により算出された長周期成分を組み合わせるハイブリッド合成法がよく用いられている。一方で、地震調査研究推進本部の「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）」に準じたハイブリッド合成法による広帯域地震動評価を震源距離70km以上の遠方まで適用すると、観測記録と比較して周期1秒以下の振幅が過小となることが指摘されている（Iwaki et al., 2016, BSSA）。そこで、前田ほか（2023, SSJ）では、ハイブリッド合成法（あるいは、統計的グリーン関数法）による計算波形の周期特性を地震動予測式による予測値に適合させる補正手法を提案した。本提案手法では、面的に計算された多数の時刻歴波形を対象として、断層距離範囲ごとに観測点をグルーピングし、観測点グループ内での計算値（ハイブリッド合成法）の平均値を地震動予測式による予測値と整合させる方法を採用している。具体的には、ハイブリッド合成法と森川ほか（2021，地震工学会）の地震動予測式（MF式）による加速度応答スペクトルの比をハイブリッド合成法によるフーリエスペクトルに乗じ、フーリエ逆変換により補正波形を求める操作を、補正波形の応答スペクトルがMF式に整合するまで繰り返している。整合の判定は、告示スペクトルへの適合波の作成手法を参考に設定した4つの適合条件に基づいており、それぞれ、最小応答スペクトル比、スペクトル強度比、スペクトル比の変動係数、スペクトル比の平均値誤差である。本手法を南海トラフ沿いの海溝型巨大地震を対象としたハイブリッド合成法波形に適用した事例では、適合条件のうち、スペクトル強度比に関する条件を満たすために補正手順の繰り返しを要している傾向が認められたものの、遠方での短周期成分の過小評価が解消されていることが確認できた。一方で、断層距離範囲の幅の採り方により補正後の地震動分布に違いが生じることも確認できた。また、断層面の形状とハイブリッド合成法の計算対象領域との関係から、断層距離が大きい観測点グループは、狭い範囲内に分布する観測点のみで構成されることとなり、そうした観測点グループに対して算出した平均値を地震動予測式の平均値と整合させることの妥当性についても留意する必要があることが分かった。謝辞：本研究は文部科学省「防災対策に資する南海トラフ地震調査研究プロジェクト」の一環として行われた。

© The Seismological Society of Japan

Effects of Attenuation Characteristics Assumed in Ground Motion Prediction Equations on Seismic Motion Evaluation Results.

*Junpei KANEDA[1], Shinya TANAKA[1], Hideki NAGUMO[1], Kazuhito HIKIMA[2], Tomiichi UETAKE[2]

1. Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 2. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.

1. 背景と目的

地震動予測式（以下，GMPE）は数少ないパラメータで平均的な地震動レベルを簡便に評価できるため，詳細な地震動シミュレーション結果の検証に用いられることが多い。また，近年では実際に発生した地震の特徴を調べる用途にも広く用いられている。一方，GMPEは地震規模や震源距離，地震の種類や地域などそれぞれ適用範囲が異なる式が多数提案されており，その特徴を理解した上で適切に使い分けることが重要とされている。現在，原子力関係施設の耐震設計では応答スペクトルのGMPE としてNoda et al.(2002)（以下，耐専スペクトル）が用いられている。土方ほか（2010）では柏崎刈羽原子力発電所において耐専スペクトルに対する観測記録の応答スペクトル比（はぎとり波／耐専スペクトル）は2007年新潟県中越沖地震を含む海域の地震と2004年新潟県中越地震を含む陸域の地震では傾向が異なることが報告されており，その要因として震源特性や伝播特性が異なること等が挙げられている。

本検討では，伝播特性のQ値の影響について着目して中越地域を中心とした広域の観測点を対象に耐専スペクトルによる地震動評価結果と観測記録の比較を行い，耐専スペクトルと中越地域のQ値の違いによる地震動評価結果への影響について検討する。

2. 検討方法

本検討では表1に示すM6程度の地震を対象に図1の広域の観測点において耐専スペクトルに対する観測記録の応答スペクトル比を算定する。次に，その空間分布の特徴から伝播特性の影響について検討する。また，その他のGMPEとしてNGA-West2からBoore et al.(2014)（以下，BSSA14）による評価との比較を行う。応答スペクトル比の算定に用いる観測記録は等価震源距離Xeqが200km以下の記録とし，地盤同定により推定した最適化地盤モデルを用いたはぎとり解析により地中地震計深さ以浅の影響を除いた2E波（以下，はぎとり波）を用いる。また，伝播特性の影響が大きい帯域として周期0.02～0.5秒の短周期地震動を対象とする。

3. 検討結果

3.1 耐専スペクトルに対するはぎとり波の応答スペクトル比

本検討では応答スペクトル比は耐専スペクトルに対するはぎとり波の水平2成分平均を周期0.02～0.5秒の幅で幾何平均化した値を用いる。ただし，GMPEに対する観測記録の比率には観測点固有のサイト増幅特性が影響するため，観測点間の比較ではばらつきが大きくなる。そこで，本検討では観測点毎に算出した比率の全地震平均をサイト増幅特性とみなして，個々の地震の比率から除することでサイト増幅特性の補正を行った。図2に応答スペクトル比とそのばらつきを示す。図2（a）の青丸は2011年・2014年の長野県北部の地震であり，他の地震と比べて明らかに小さい。このため図2（b）に示した平均とばらつき（±1σ）ではこれら2地震を除いたデータを基に10km間隔の範囲で算出した。応答スペクトル比のばらつきはXeqが50km程度以下や100km付近で大きくなっている。Xeqが50km程度以下の記録の大半が中越地域の地震（中越沖地震や中越地震およびこれらの余震）であったことから，例として図3に中越沖地震と中越地震における応答スペクトル比の空間分布を示す。中越沖地震では震源の南東側，中越地震では震源の北西側で小さくなっており，耐専スペクトルが過大評価している傾向が確認できる。図4に示すようにBSSA14でも同様の傾向を示している。方位依存性が現れる要因として震源の破壊伝播効果があるが，金田ほか（2023）ではM6程度の地震の破壊伝播効果の影響は周期0.5秒以上で現れることが確認されており，今回対象としている周期帯では影響は小さいと考えられ，中越沖地震と中越地震の間の伝播特性の影響が考えられる。

3.2 耐専スペクトルと中越地域の伝播特性のQ値の比較

© The Seismological Society of Japan

既往研究に基づいて耐専スペクトルで仮定されるQ値と中越地域のQ値の比較を行う。図5に既往の伝播特性のQ値を示す。耐専スペクトルに関しては，式の元となるGMPEについて高橋ほか（1998）によりQ=120$f^{0.85}$程度であることが報告されている。一方，中越地域に関しては既往研究により複数の結果が得られているが，その範囲はQ=20$f^{0.8}$～80$f^{0.8}$程度で耐専スペクトルに比べて低く，耐専スペクトルが過大評価となる要因の一つと考えられる。伝播特性のQ値の違いによる地震動評価結果への影響については発表時に報告する。

4. まとめ

中越地域を含む広域の観測点を対象にM6程度の地震における応答スペクトル比（はぎとり波／耐専スペクトル）を算出し，その空間分布から中越地域では耐専スペクトルが過大評価となることがわかった。また，既往研究から中越地域における伝播特性のQ値は耐専スペクトルに比べて低い可能性が示唆され，過大評価となる要因の一つと考えられた。発表の際には，伝播特性のQ値の違いによる地震動評価結果への影響について報告する。

謝辞

防災科学技術研究所による地震記録を使用させていただきました。一部の図の作成にあたってはGMTを使用しました。ここに，記してお礼申し上げます。

© The Seismological Society of Japan

表 1 対象地震の諸元

No.	発生日時	名称	Mj	震源断層モデル
0	2007/7/16,10:13	2007 年新潟県中越沖地震	6.8	芝（2008）
1	2004/10/23,17:56	2004 年新潟県中越地震	6.8	Hikima and Koketsu(2005)
2	2004/10/23,18:03	中越地震の余震（イベント 2）	6.3	Hikima and Koketsu(2005)
3	2004/10/23,18:11	中越地震の余震（イベント 3）	6.0	Hikima and Koketsu(2005)
4	2004/10/23,18:34	中越地震の余震（イベント 4）	6.5	Hikima and Koketsu(2005)
5	2004/10/27,10:40	中越地震の余震（イベント 5）	6.1	Hikima and Koketsu(2005)
6	2007/3/25,09:41	2007 年能登半島地震	6.9	Asano and Iwata(2011)
7	2007/7/16,15:37	2007 年新潟県中越沖地震の余震	5.8	M_0 から 7km×7km と仮定
8	2011/3/12,03:59	2011 年長野県北部の地震	6.7	南雲（2012）
9	2014/11/22,22:08	2014 年長野県北部の地震	6.7	引間ほか（2015）
10	2019/6/18,22:22	2019 年山形県沖の地震	6.7	引間（2019）

※各観測点で等価震源距離が 200km 以内の記録を用いている。

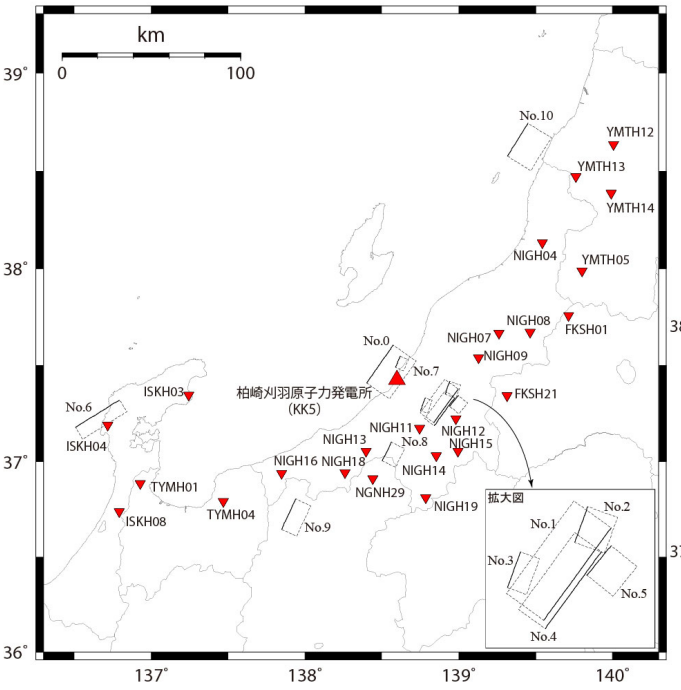


図 1 検討対象とした地震と観測点位置

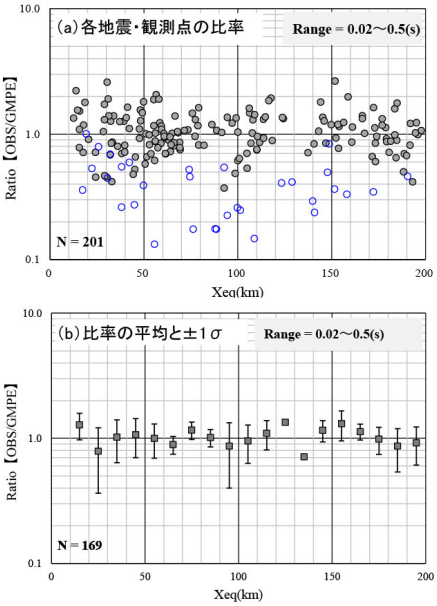
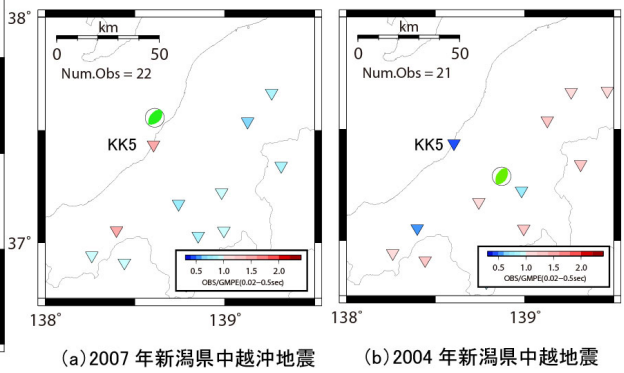


図 2 応答スペクトル比とその平均±1σ



(a)2007 年新潟県中越沖地震　(b)2004 年新潟県中越地震

図 3 耐専スペクトルに対する応答スペクトル比の空間分布

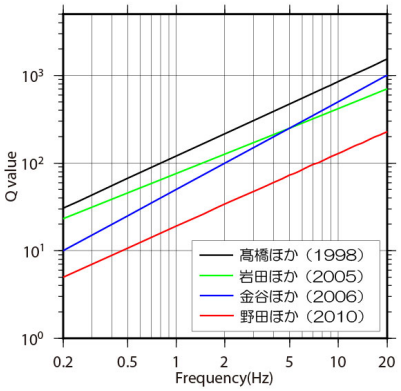
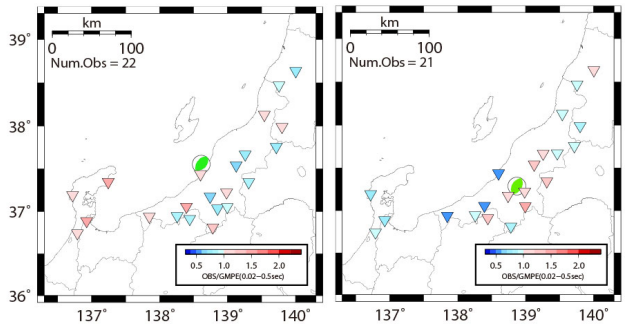


図 5　既往の伝播特性の Q 値



(a)2007 年新潟県中越沖地震　(b)2004 年新潟県中越地震

図 4 BSSA14 に対する応答スペクトル比の空間分布

参考文献
・Noda, S., K.Yashiro, K.Takahashi, M.Takemura, S.Ohno, M.Todo and T.Watanabe：RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis, Oct,16-18, Istanbul, 2002
・土方勝一郎，西村功，水谷浩之，徳光亮一，真下貢，田中信也：2007 年新潟県中越沖地震の地震動特性，日本建築学会構造系論文集，第 75 巻，第 653 号，pp. 1279-1288，2010
・Boore, D. M., Stewart, J. P., Seyhan, E., and Atkinson, G. A., (2014) ：NGA-West2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5% Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes. Earthquake Spectra, August 2014, Vol.30, No. 3, pp. 1057–1085.
・金田惇平，田中信也，久田嘉章：2004 年新潟県中越地震を対象とした経験的グリーン関数法における破壊伝播効果とその補正法に関する研究，日本地震工学論文集，第 23 巻，第 4 号，pp. 24-40，2023
・高橋克也，武村雅之，藤堂正喜，渡辺孝英，野田静男：様々な岩盤上での強震動応答スペクトルの予測式，第 10 回日本地震工学シンポジウム，C1-4，pp. 547-552，1998
・岩田知孝，森勇人，川瀬博：スペクトルインバージョンによる強震観測点サイトの非線形性の抽出，平成 16 年（2004 年）新潟県中越地震に関する緊急研究成果の詳細報告，2005
・金谷淳二，池浦友則，土方勝一郎，植竹富一：新潟県中越地域の強震記録を用いたスペクトルインバージョン解析，日本建築学会大会学術講演梗概集，21152，pp. 303-304，2006
・野田朱美，司宏俊，西村功，水谷浩之，徳光亮一：柏崎及びその周辺地域における減衰特性（Q 値）に関する検討—二重スペクトル比の方法を用いた結果—，日本建築学会大会学術講演梗概集，構造II，21360，pp. 719-720，2010
・Wessel, P. and W.H.F. Smith : New, improved version of the Genetic Mapping Tools released, EOS Trans., AGU, 79, p.579, 1998

© The Seismological Society of Japan

Ground-motion prediction equations for PGA and PGV in northeast Japan using the S-net data

*Yadab Prasad DHAKAL[1], Hisahiko Kubo[1], Takashi Kunugi[1]

1. NIED

S-net is a large-scale cable-linked seafloor observation network for earthquakes and tsunamis around the Japan Trench area, consisting of 150 stations equipped with seismometers and pressure gauges. Out of the 150 stations of S-net, 41 stations in the shallow-water regions (water depth < 1,500 m) were buried approximately one meter below the seafloor, whereas the other stations in the deeper-water regions were laid freely on the seafloor. Due to the different site and path conditions for the majority of stations of S-net compared to the stations on land, it is desirable to develop ground motion prediction equations (GMPEs) specific to the seafloor sites. However, the main objective of the network was to enhance the Japan Meteorological Agency (JMA) earthquake early warning (EEW) and tsunami early warning systems. Therefore, it is also desirable to develop the ground-motion prediction method for EEW using the S-net data. Here, we achieved the both objectives of obtaining the GMPE for seafloor sites and also extending the results to predict the values at the stations on land partially.Data from about 70 earthquakes of magnitudes between Mw 5.5 and 7.4 and focal depths ranging between about 5 and 90 km were used recorded between 2016 and 2023. The construction of the GMPEs for horizontal peak ground accelerations (PGAs) and peak ground velocities (PGVs) was achieved in two steps. First, regression analysis was carried out for each event data using the distance only parameter taking account of the both geometrical and anelastic attenuation. Then, mean site residual was obtained over the available records at each S-net site. The mean site residuals serve as proxies to site condition parameters because the measured site parameters such as the S-wave velocities are unknown at the S-net sites Secondly, the data were adjusted by the mean site residuals obtained in the first step above, and stratified regression analysis, which decouples the source and path factors, was performed. The source factors were further decomposed in to the tectonic types and focal depths. Finally, we applied the GMPEs to predict PGAs and PGVs at the KiK-net sites on land, where measured Vs30 values were available. We found that the residuals at the KiK-net sites were systematically biased with Vs30. We obtained correction factors for the bias and showed that the PGAs and PGVs at the KiK-net sites could be predicted reasonably well. The prediction had smaller standard deviation for PGVs than PGAs fort both land and S-net datsets. The standard deviation for PGV at the land sites was smaller than the one using the relations based on land-based data only. The detailed methods and results are submitted elsewhere.

© The Seismological Society of Japan

Toward developing GMPE for acceleration response spectra using Pacific plate boundary earthquakes (1)

*Mitsuko FURUMURA[1], Hiroto Tanaka[2], Tsutomu Takahama[2], Ritsuko S. Matsu'ura[1]

1. ADEP, 2. KKE

１．はじめに

地震動は震源や伝播経路、サイトの特性の影響を強く受ける。Matsu'ura et al.（2020）は、日本の場合には沈み込むプレートの構造が特徴的に伝播経路特性に影響を及ぼしているという認識のもと、マグニチュードや震源距離、サイト特性に加え観測点直下のプレート上面深度も変数とする震度の予測式を構築し、震源距離1000km程度までの広範囲の震度予測の有効性を示した。田中・他（2023）は、Matsu'ura et al.（2020）と同様の考え方に基づいて地震毎に加速度応答スペクトルSa（h=5%）の予測式を求め、予測値と観測値との残差を平野毎に整理し、Vs30（表層30mの平均S波速度）やD1400（Vs 1400m/s以上となる層の上面深度）と地盤増幅の関係性が地域によって異なる可能性を述べた。本検討では、田中・他（2023）の検討の続きとして、太平洋プレートのプレート間地震を対象とした加速度応答スペクトルの予測式の構築を試みる。

２．検討方法

後述する地震について、K-NET及びKiK-netで観測された水平動の地表記録から求めたBoore（2010）によるRotD50の加速度応答スペクトルSa（h=5%）に対して予測式の推定を行った。対象周期は0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 5.0秒の5点である。震源距離300kmまでの記録、震源規模が大きい2地震は300km以上の観測点の記録も使用した。予測式のモデルは田中・他（2023）の式に、Mw依存項をMwの一次式、すなわち Aw Mw + Ac の形で加えたものとし、回帰係数Aw, Ac, b, β, d, g_V, g_Dを求めた。

３．使用したデータと検討結果

最初に、Matsu'ura et al.（2020）のType I の地震等の18地震（Mw=6.2～8.7）で回帰を実施した（ケース1）。得られた回帰係数を使って求めた予測値と観測値との残差を検討した結果、平均的には観測値を良く再現できていることが確かめられた。田中・他（2023）と同様、Matsu'ura et al.（2020）による震度の予測式では考慮する必要のなかったD1400と残差との間に明らかに関係性があること、回帰係数は周期によって異なることも確認された。

しかし、回帰係数の推定結果の妥当性を確認するために既往研究と比較したところ、係数AwがMorikawa and Fujiwara（2013）のModel 2やSi et al.（2022）を大幅に下回る結果となった（図1参照）。また、中規模地震に適用した結果、Mw6.5以下の地震では残差が負となる傾向が見られた。

そこで、Mw5.5 以上のプレート間地震の中から発生場所に大きな偏りが無いよう新たに20地震（Mw5.5～6.5）を選択し、上記18地震と合わせた38地震で再度回帰分析を行った（ケース2）。既往式との整合性が大幅に向上し（図１）、残差とMw・断層最短距離・プレート上面深度・Vs30・D1400との関係は、推定予測式が中規模地震に対しても説明性があることを示した。このうちの残差とMwとの関係を図2に示す。ケース1ではMwが小さい地震で残差が負となっているが、ケース2では小さい地震も残差の絶対値が小さくなっていることがわかる。

なお、図2の各図の右端は2011年東北地方太平洋沖地震（F-netによるMw 8.7）であるが、いずれの周期においてもケース2で残差が悪化する結果となった。使用した回帰式はMw 5.5～8.7の範囲を1次式でモデル化したが、図2の結果を考慮すると、東北地方太平洋沖地震をデータセットに含めたMorikawa and Fujiwara（2013）やSi et al.（2022）のように2次式あるいは傾きの異なる2つの1次式でのモデル化を検討する必要性が考えられる。

４．今後に向けて

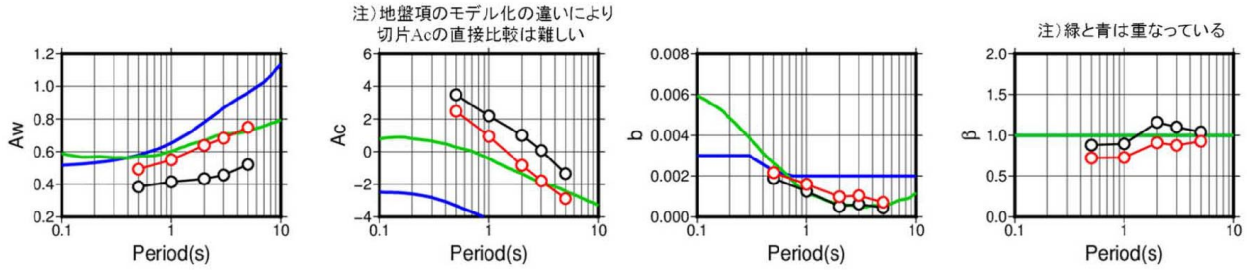
震源特性のモデル化の他にも、以下について改良の余地があることが分かっており、あわせて検討を進めて

© The Seismological Society of Japan

いきたい。周期1秒以下の短周期で、残差が大きかった西日本や関東平野南部の観測点を回帰から除外する試みも行い、東北地方の残差が改善する傾向がみられた。しかし、北海道北部では残差が悪化し、観測を過小評価する結果となった。北海道北部は日高山脈の影響を受けている可能性があり、予測式中のVs30とD1400を関数とするサイト特性の評価の改良により観測値の説明性が向上するものと考えられる。一方、周期2秒以上の長周期では、北海道と本州で残差の傾向に違いがみられた。北海道付近と東北地方付近のそれぞれで起きた地震の特徴の違いを考慮する検討が必要かもしれない。

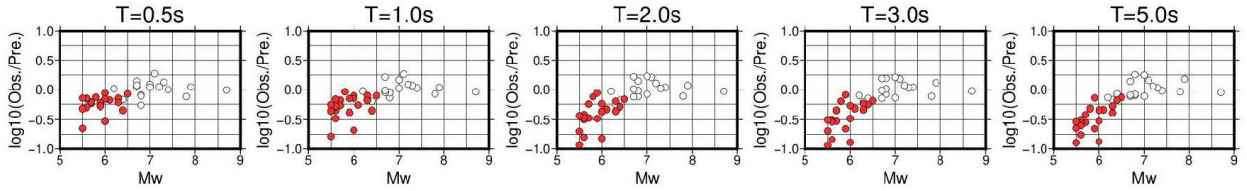
謝辞：本研究は、文部科学省による「地震調査研究推進本部の評価等支援事業」の一環として実施された。

© The Seismological Society of Japan

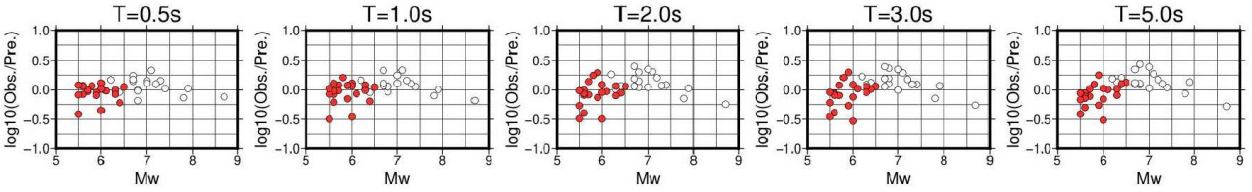


黒：ケース１（Mw6.2~8.7 の 18 地震）、
赤：ケース２（Mw5.5~8.7 の 38 地震）
緑：Morikawa and Fujiwara(2013)、青：Si et al.(2020)

図１．震源特性・減衰特性に関する係数の比較



(a) ケース１の地震毎の平均残差



(b) ケース２の地震毎の平均残差

○：ケース１で対象とした 18 地震（Mw6.2~8.7）
●：ケース２で新たに追加した 20 地震（Mw5.5~6.5）

図２．観測値と地震動予測式の残差と Mw の関係

参考文献

Boore (2010): Orientation-Independent, Nongeometric-Mean Measures of Seismic Intensity from Two Horizontal Components of Motion, BSSA, Vol. 100, No. 4, pp. 1830–1835.

Matsu'ura et al. (2020): A New Ground-Motion Prediction Equation of Japanese Instrumental Seismic Intensities Reflecting Source Type Characteristics in Japan, BSSA, Vol. 110, No. 6, pp.2661-2692.

Morikawa and Fujiwara (2013): A new ground motion prediction equation for Japan applicable up to M9 mega-earthquake, JDR, Vol.8, No.5, pp.878-888.

Si et al. (2022): Development of NGA-Sub Ground Motion Prediction Equation of 5%-Damped Pseudo-Spectral Acceleration Based on Database of Subduction Earthquakes in Japan, Earthquake Spectra, Vol. 38, Is. 4, pp. 2682–2706.

田中・他（2023）地震動予測式の残差からみた平野毎の地盤増幅の違い、日本地震学会秋季大会予稿集、S15-19.

© The Seismological Society of Japan

Continuous monitoring of the UD component of real-time seismic intensities for wavefield-based earthquake early warning algorithms

*Yuki KODERA[1]

1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

M8を超えるような巨大地震や連発地震発生時においても安定して地震動即時予測を行う方法のひとつとして、震源推定をせずに揺れから揺れを直接推定する手法が提案されている（例えば、Hoshiba and Aoki, 2015）。気象庁では2018年3月から緊急地震速報システムにPLUM法（Kodera et al., 2018）を導入しており、警報の見逃しを減らすなどの改善につながっている（Kodera et al., 2021）。PLUM法をはじめとする揺れから揺れを直接推定する手法は、観測データから推定した現在の波動場を、ある仮定した波動伝播モデルに基づいて時間発展させることで将来の揺れを予測しているが、強震動の予測は強震動そのものの実測を待つ必要があり、P波が観測された時点で震源位置やM推定が可能な震源モデルに基づく方法と比べると迅速性の面で課題がある。Kodera (2018)は、揺れから揺れを直接推定する手法にP波の情報を取り入れる方法のひとつとして、Ｓ波の前に現れるＰ波からＳ波の震度をあらかじめ予測し、それをPLUM法の入力とすることを提案した（P波PLUM法）。同手法では、（１）震動軌跡に基づいてＰ波検出を連続的に行う、（２）Ｐ波が検出されたら上下動のリアルタイム震度（功刀・他、2013）をＰ波震度と見なして定数値（1.0）を加えることでS波震度を予測する（Ｐ波が検出されていないときにはＳ波予測は行わない）、という流れで予測計算をしていたが、予測性能はＰ波検出処理の精度に大きく左右されていた。一方で、観測点によっては上下動のリアルタイム震度によるＳ波震度予測を連続的に（Ｓ波部分を含む時間帯に対しても）行っても過大評価が起きない事例が見られた。これは、上下動リアルタイム震度による予測計算は相の判定を行わずに常時実施可能であることを示唆している。そこで本研究では、上下動リアルタイム震度による予測計算を常時実施する方法を検討した。

KiK-net観測点を対象とし、2012年から2019年においてM6.0以上、震度5弱以上を観測した約30地震を用いて手法の検証を行った。まず、上下動リアルタイム震度の最大値と観測震度（３成分合成のリアルタイム震度）の最大値の差を取ることで、上下動リアルタイム震度に加算する定数値を観測点毎に求めた。得られた定数値はおおむね0.5～1.5の範囲に分布していたが、多くは1.0付近の値であった。また、標準偏差は多くの観測点で0.1～0.3の範囲であり、上下動リアルタイム震度によって最大震度がおおむね0.1～0.3の誤差で求められる可能性を示している。得られた定数値をOgiso et al. (2016)で推定された水平動・上下動の増幅率と比較したところ、水平動の増幅率が上下動の増幅率と比べて大きい観測点ほど定数値が大きくなる傾向がみられた。次に、実際に得られた定数値を上下動リアルタイム震度に加算することで、どの程度猶予時間が得られるかを計算した。震度の閾値を4.5とした場合は1～3秒程度、閾値を3.5とした場合は1～10秒程度、猶予時間が得られることが分かった。これらの結果は、上下動リアルタイム震度にある定数を加算した値を常時モニタリングすることで、波動伝播に基づく地震動即時予測を迅速化できる可能性を示唆している。

謝辞：本研究では防災科学技術研究所のKiK-netの観測波形記録を使用しました。

© The Seismological Society of Japan

Sample generation of ground-motion time-series waveforms (2)

*Asako IWAKI[1], Ryuta Imai[1], Naoki Kasui[2], Hiroyuki Fujiwara[1]

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

特定地点・構造物のリスク評価のための入力地震動について、想定される地震の断層位置形状や破壊様式といったシナリオの不確かさに起因する入力地震動のばらつきを考慮し多様性を確保するためには、多様な断層モデルを設定する必要がある。その際大量のシナリオに対して一つ一つシミュレーションを実施するのではなく、一定数のシナリオに対する既存の地震動シミュレーション波形を用いて、その集合から新たな地震波形データの集合を生成する方法が考えられる。そこで、既存の地震波形データ集合が持つ時間領域・周波数領域における地震動の特徴を新たに生成される地震波形データの集合に引き継ぐことを考え、既存波形データ集合の特徴抽出および確率分布推定に基づくサンプル生成手法を検討している（岩城・他, JpGU2024）。
検討手法では、地震波形の時間・周波数領域における特徴の定量的表現として、時間分解能と周波数分解能を両立できるwavelet packet (WP)変換によるWP係数を用いる。断層と観測点の位置関係や断層破壊様式の多様性を考慮して計算した地震動の波形群（「既存波形データ集合」）のWP係数を対象として、Variational Autoencoder (VAE)の学習を行い、標準正規分布からサンプリングされた潜在変数を再構成することで連続的な特徴を持つ新たなWP係数を生成することができる。このWP係数の逆変換によって得られる地震波形データを「生成された地震波形データ集合」とする。
本発表では、この手法の性能を定量的に示すことを目的として、復元誤差および集合の多様性による評価を試みたことについて報告する。前者についてはVAEの復元誤差に加え、既存波形データ集合の復元データにおける地震動指標（最大加速度・最大速度）についてヒストグラムの再現性の観点から最適なwavelet関数やモデルパラメータの選択を行う。後者については、生成されたデータ集合における地震動指標のヒストグラムや時刻歴波形データ間の類似度に基づく評価を行う。

© The Seismological Society of Japan

Characteristics of Predominant Periods of Near-fault Pulse-like Ground Motion measured based on Empirical Mode Decomposition

*Akihito Matsuho[1], Hisashi Nakahara[1]

1. Tohoku University

はじめに

断層近傍では強震動パルスが観測されることがあり、構造物に大きな被害をもたらすことが知られている。これまで断層運動とパルスの振幅との関係については多くの研究が行われ、マグニチュードや断層距離、震源と観測点の位置関係などのパラメータとの関係が議論されてきた(例えば、Somerville et al., 1997)。一方、断層運動とパルスの周期の関係について調べた研究は限られている。Somerville (2003)は、パルスの周期をマグニチュードの関数として表し、サイトによる影響について議論した。Mena and Mai (2011)は、パルスの周期とアスペリティの総面積との間に相関があることを明らかにした。Fayjaloun et al. (2017)は震源と観測点の相対的な位置関係がパルスの周期に影響することを発見した。本研究では、Next Generation Attenuation (NGA) - West 2の横ずれ断層型地震の断層近傍の強震波形データに対して、以下で述べる経験的モード分解(EMD)に基づく手法を用いてパルスの周期を測定し、断層パラメータとの関係について調べた。

手法

パルスの周期の測定は、Chen et al. (2019)が提案したEMDに基づく手法を参考にした。多くの研究では、パルスの形状を模した関数を仮定し、波形からその関数に合う部分を見つけることでパルスを抽出し、その周期を測定しているため、パルスの周期が仮定した関数に影響される可能性がある。しかし、EMDに基づく手法では、波形を複数の固有モード関数 (IMF) と呼ばれる振動モードに分解することでパルスを抽出するため、事前に関数を仮定する必要がない。Chen et al. (2019)では、EMDによって波形を複数のIMFに分解した後、基準を満たすIMFを重ね合わせることでパルスを抽出し、そのパルスに対してヒルベルト変換を行い、振幅が最大となる時刻の瞬時周波数からパルスの周期を求めている。ただ、EMDを用いて異なる周波数帯のIMFに分離した後、一部のIMFを重ね合わせ、その後ヒルベルト変換を用いて再び周波数の特定を行うという手順は、周波数解析の作業が重複しており、EMDの特性を十分に活用できていない。そこで、本研究では、分離したIMFのゼロクロッシングの時間差からパルスの周期を測定することにした。

データ解析

解析にはNext Generation Attenuation (NGA) - West 2データベースの横ずれ断層型地震の断層近傍で観測された64個の強震記録を用いた。まず、各速度波形の断層直交方向に対して、EMDに基づく手法を用いてパルスの抽出を行った。パルスの抽出は周期とエネルギー変化の基準を満たすIMFを選択することで行った。その後、抽出されたパルスを構成するIMFの最大エネルギーを含む半パルスのゼロクロッシングの時間差から周期を求めた。

結果

パルスの周期(Tp)を求めた結果、マグニチュードの増加とともに周期が指数関数的に増加することを確認した。これは先行研究と同様の傾向である。回帰式を求めたところ、$\log(Tp)=0.46Mw-2.59$となり、傾きは自己相似性を仮定した場合の0.5に近い値となった。また、Vs30の値に基づいて岩盤サイトと土壌サイトに分け、サイトの影響を調べたところ、先行研究とは異なり、マグニチュードと周期の関係に大きな違いは見られなかった。

議論

先行研究ではパルスの周期とマグニチュードとの関係にサイト依存性が見られたが、横ずれ断層型地震と縦ずれ断層型地震の両方が含まれるデータベースを用いていた。そこで、本研究では縦ずれ断層型地震の断層近傍

© The Seismological Society of Japan

で観測された76個の強震記録に対しても同様にパルスの周期の測定を行い、サイトの影響を調べたところ、岩盤サイトの回帰式(*Tp-Mw*)の傾きが土壌サイトよりも大きくなり、先行研究と同様の結果が得られた。このことから、パルスの周期に対するサイトの影響は断層の種類によって異なる可能性がある。また、パルスの周期の断層距離に伴う変化を調べた結果、必ずしも明瞭な関係は見られなかったが、観測記録の多い特定の地震の記録に限定すると、断層距離の増加とともに周期が長くなる傾向が僅かに見られた。この傾向については今後詳しく調べる予定である。

結論

EMDに基づく手法を用いて、NGA-West2の横ずれ断層型地震の強震記録のパルスの周期を測定した。その結果、マグニチュードの増加とともに周期が指数関数的に増加することが確認できた。また、サイトの影響は見られず、断層距離の増加に伴い周期が長くなる傾向が僅かに見られた。

[謝辞]本研究の解析では、Next Generation Attenuation (NGA) - West 2の強震記録を使用させて頂きました。

© The Seismological Society of Japan

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

*Ken HATAYAMA[1]

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．本発表では，（2）の点につき，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広帯域強震記録の分析から，震源深さと表面波励起強度の関係を調べる．

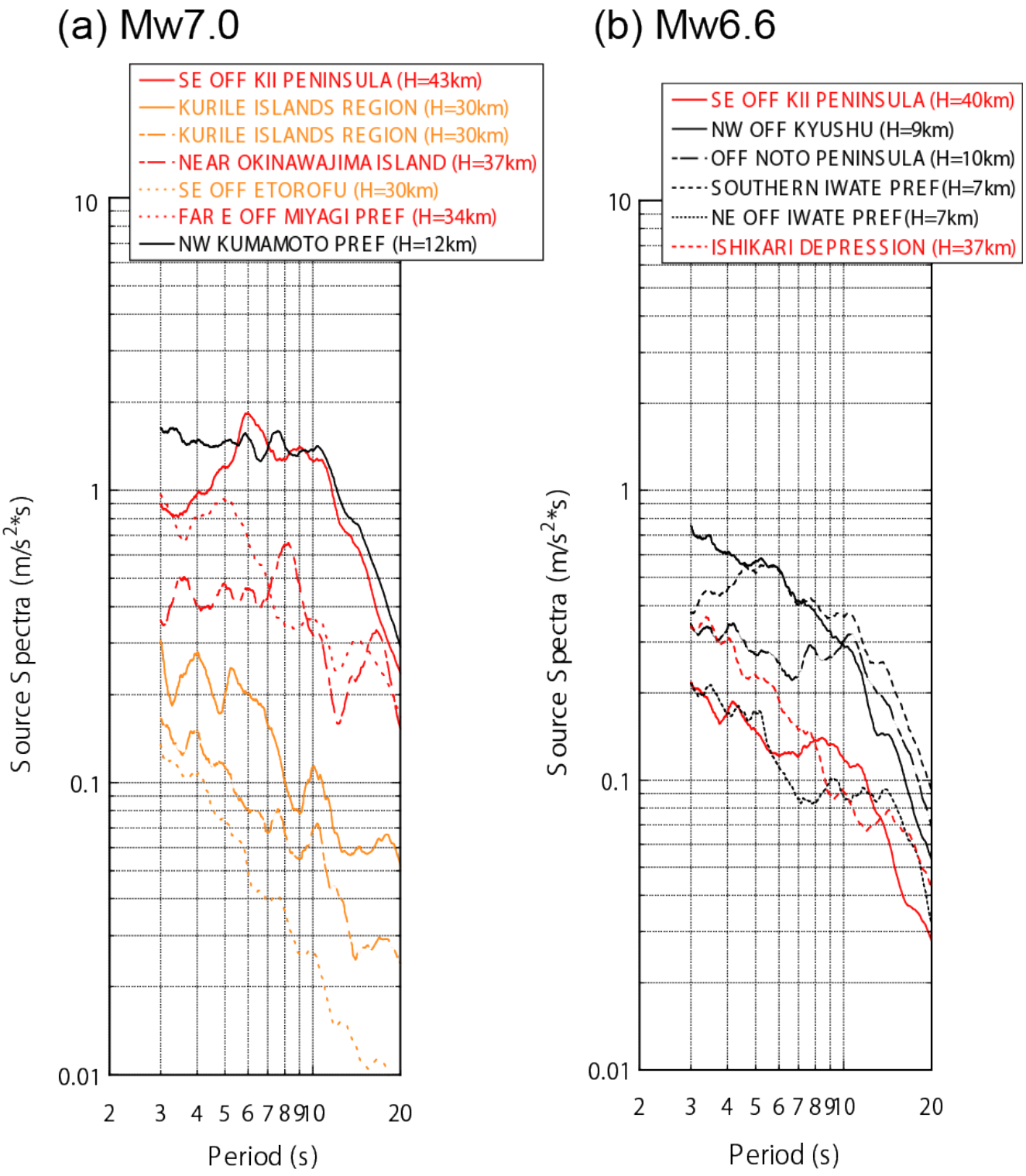
解析内容と結果

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，$\exp[-\alpha(T)\cdot r]/r^{0.5}$（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20mkine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．　Mw7.0の地震7個とMw6.6の地震6個につき解析の結果得られた震源スペクトルを図に示す．震源が浅い地震は深い地震に比べて長周期の地震波の射出が強いという場合が多々見受けられるものの，そうでは

© The Seismological Society of Japan

ない場合も少なくない．発表では，より多くの解析結果について議論する．

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．



© The Seismological Society of Japan

Design of filter for real-time calculation of JMA seismic intensity from velocity seismograms

*Mitsuyuki HOSHIBA[1]

1. Meteorological Research Institute, JMA

気象庁の計測震度は，3成分の加速度波形をフーリエ変換し，周波数領域で周波数に応じた重みを掛け，逆フーリエ変換で時間領域に戻した波形から推定される．この位相遅れのない波形は因果律を満たさないため，厳密にはリアルタイムで計測震度を推定することはできない．一方，リアルタイムで震度の相当値を用いるニーズはあり，例えば，緊急地震速報のPLUM法で用いられている．リアルタイムでの推定には，いくつかの提案があるもののの，功刀・他（2008, 2013）の方法が，本来の定義に極めて近い演算を行っている．そこでは，周波数に応じて掛ける重みとほぼ同じ周波数依存性を，因果律を満たす（ために，位相遅れが生じる）フィルタで表現することにより，本来の計測震度と極めて近い値を推定することが出来る．本来の計測震度との違いは，位相遅れのない波形と，（リアルタイム処理が可能なように）位相遅れがある波形という相違であり，もはや，この位相遅れが異なるのみと言える．

さて，現在，PLUM法では震度相当値をリアルタイムで推定して用いており，加速度計の出力波形を用いている．一方，リアルタイムで伝送されている波形データの数は，加速度計よりも速度計の出力波形の方が多い．緊急地震速報では，観測点密度を上げることが迅速化につながる．このため，速度計の出力波形から，震度相当値をリアルタイム演算することを考える．なお，このリアルタイム演算を用いることにより，速度計と加速度計が併設している観測点では，速度計から推定した波形と，加速度計からの波形とが（振切れ等が無ければ）一致するはずのものであり，観測点の品質管理をリアルタイムで行うことも期待できる．

速度計の出力波形から，震度相当値をリアルタイム演算するには，速度計の計器周波数特性の補正，$((s^2+2h_0\omega_0 s+\omega_0^2)/s^2$．ここで，$s=i\omega$で, ω_0とh_0は速度計の固有角周波数と減衰定数）と，速度から加速度の変換（つまり，微分），s，の演算を行うフィルタとを合わせた $(s^2+2h_0\omega_0 s+\omega_0^2)/s$ を考える（高周波側ではsに漸近する）．これを，功刀・他（2013）が提案するフィルタ（以下，K2012フィルタ，高周波でs^{-6}に漸近する）に追加して施せば良さそうである．高周波側ではsとs^{-6}とで都合s^{-5}で漸近すると期待され発散は避けられそうである．しかし，実際に試みると，高周波で発散するようになる．その原因を考察する．

s - z 変換として，功刀・他（2013）では，プリワーピング（$\omega_c \rightarrow 2/\Delta T\cdot\tan(\Delta T\omega_c/2)$）を行わずに，$s^{-1}=\Delta T/2\cdot(1+z^{-1})/(1-z^{-1})$, $s^{-2}=\Delta T^2/12\cdot(1+10z^{-1}+z^{-2})/(1-z^{-1})^2$を用いている（ここで，ΔTはデジタイズのサンプリング間隔，$z=\exp(i\omega\Delta T)$, ω_cはハイカットやローカットの遮断角周波数）.この操作で得た z を用いるフィルタを，以下K2012Aフィルタと呼ぶ）．一方，プリワーピングを施し，$s^{-1}=\Delta T/2\cdot(1+z^{-1})/(1-z^{-1})$, $s^{-2}=\Delta T^2/4\cdot(1+z^{-1})^2/(1-z^{-1})^2$を用いる方法も一般的に知られている（以下，K2012Bフィルタ）．K2012AとK2012Bフィルタの違いは，K2012A では，ナイキスト周波数(1/(2ΔT))に近づくにつれて（$\omega \rightarrow \pi/\Delta T$），$s^{-1}\rightarrow 0$, $s^{-2}\rightarrow -\Delta T^2/6$なのに対して，K2012B では $s^{-1}\rightarrow 0$, $s^{-2}\rightarrow 0$であり，高周波でのs^{-2}に現れる．K2012フィルタでは，3つの2次のハイカットフィルタ，$\omega_c^2/(s^2+2h_c\omega_c s+\omega_c^2)$，を用いている（遮断周波数$\omega_c/2\pi$は，12,20,30Hz）.これに，K2012Aフィルタを施すと，低周波側$\omega\rightarrow 0$で1である一方，高周波側でナイキスト周波数(1/(2ΔT))に近づくにつれて，$-\omega_c^2\Delta T^2/(6-\omega_c^2\Delta T^2)$となり，0には近づかない．ΔTが0.01秒で遮断周波数が30Hzの場合には，この値の絶対値は約1.45であり，1より大きい（図）．つまり，高周波になるほど振幅が大きくなり，高周波が遮断されずハイカットは機能していない．一方，K2012Bフィルタを施すと，低周波側$\omega\rightarrow 0$で1，高周波側でナイキスト周波数(1/(2ΔT))に近づくにつれて0となり，高周波が遮断される．

さて，2次のハイカットフィルター，$\omega_c^2/(s^2+2h_c\omega_c s+\omega_c^2)$，と速度計の計器特性補正と微分特性を組合わせたもの $(s^2+2h_0\omega_0 s+\omega_0^2)/s$ を，合わせると，$\omega_c^2(s^2+2h_0\omega_0 s+\omega_0^2)/(s^2+2h_c\omega_c s+\omega_c^2)/s$となり，$\omega\gg\omega_0$かつ$\omega\gg\omega_c$の高周波では，$\omega_c^2/s$で近似され，高周波になるほど（$s$が大きくなるほど），0に近づくことが予想される．しかし，K2012Aフィルタで2次のハイカットフィルターを通すと，ハイカットは機能しておらず，これに，速度計の計器特性補正と微分特性を合わせたもの（$(s^2+2h_0\omega_0 s+\omega_0^2)/s$，高周波で$s$に漸近する）を施すと，発散する特性になる．一方，K2012Bフィルタでの2次のハイカットフィルターでは高周波でs

© The Seismological Society of Japan

$^{-2}$に漸近し，さらに，ナイキスト周波数(1/(2ΔT))に近づくにつれて0に近づくので，$(s^2+2h_0\omega_0+\omega_0^2)/s$を施しても発散しない．

以上見てきたように，速度計の出力波形から震度相当値をリアルタイムで求めるフィルタとして，K2012フィルタに速度計の計器特性補正と微分特性を合わせたものを施した際に発散する原因は，s-z変換の際に$s^{-2}=\Delta T^2/12\cdot(1+10z^{-1}+z^{-2})/(1-z^{-1})^2$を用いたことに起因していると言える．この発散は，$s^{-2}=\Delta T^2/4\cdot(1+z^{-1})^2/(1-z^{-1})^2$を用いることで回避することが出来る．よって，速度計の出力波形から，震度相当値をリアルタイム演算する際には，K2012Bフィルタ（プリワーピングを施し，$s^{-1}=\Delta T/2\cdot(1+z^{-1})/(1-z^{-1})$, $s^{-2}=\Delta T^2/4\cdot(1+z^{-1})^2/(1-z^{-1})^2$）を用いるのが良いと思われる．

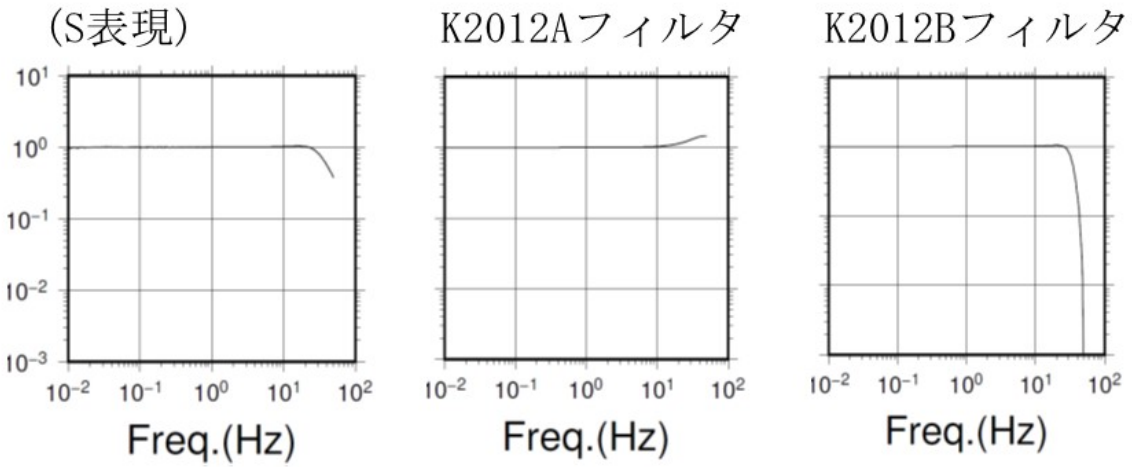


図. 2次のハイカットフィルタ, $|\omega_c^2/(s^2+2h\omega_c s+\omega_c^2)|=|\omega_c^2 s^{-2}/(1+2h\omega_c s^{-1}+\omega_c^2 s^{-2})|$, の周波数依存性. s表現，およびK2012Aフィルタと K2012Bフィルタ： $f_c=\omega_c/(2\pi)=30$Hz, $h=0.6$; $\Delta T=0.01$s .

© The Seismological Society of Japan

Comparison of seismic wave characteristics and the effect of each floor of the building number on vibration

*Hideyuki Matsumoto[1]

1. Tokyo City University

1．はじめに
2011年の東日本大震災では，震源から遠く離れた大阪市の高層ビル上層階で大きな揺れが起きた．既存研究には，地震動の継続時間がRC橋脚の耐震挙動に及ぼす影響[1)]がある．しかし，地震対策に向けて，地震特性に応じた構造物への影響を比較する研究は無かった．本研究では，せん断多質点系モデルを用い多質点系の弾塑性地震応答解を行い，5階建ての建築物の層間変位と層せん断力を比較することで，地震の種類の違いと構造物への影響について検討した．

2．解析ツールの概要
解析ツールについて説明する．Excel(振動解析編)[2)]は，地震応答解析に係る数値解析ツールである．本研究では，海溝型地震と直下型地震の，構造物への影響の比較できるかを検討した上で，Excel(振動解析編)[2)]を活用し，K-netやKiK-netで観測した地震波の波形を用いて，地震応答解析のデータを行った．
地震応答解析の運動方程式を示す．
[運動方程式]
$M \times x'' + C \times x' + K \times x = -M \times y''$

ここで，Mは質量，Cは減衰係数，Kはばね定数，yは地盤の変位，xは質点の変位である．

3．地震応答解析とスペクトル解析の条件
東日本大震災と能登半島地震について，地震応答解析およびスペクトル解析の条件について**表-1**に示す．
東日本大震災，能登半島地震の地震波の最大加速度の比較を**図-1**，**図-2**に示す．
東日本大震災の時にK-netで栗原市築館（MYG004）のNSで観測された最大加速度が1254.38galで，能登地震の時にK-netで志賀町（ISK006）のEWで観測された最大加速度が1692.51galであった．
栗原市築館（MYG004）における3方向の中でNSが最大で，h=0.05で最大加速度が1.29×10^4cm/s^2（固有周期より0.24s後）であった（**図-3**）．
志賀町（ISK006）における3方向の中でEWが最大で，h=0.05で最大加速度が1.14×10^4cm/s^2（固有周期より0.21s後）であった（**図-4**）．

4．多質点系の弾塑性地震応答解析の条件
対象となる建築物の条件を示す．建物の高さ16.0m，各層の剛性$k_1=5.10\times10^3$kN/cm，$k_2=5.92\times10^3$ kN/cm，$k_3=4.96\times10^3$kN/cm，$k_4=3.73\times10^3$kN/cm，$k_5=2.24\times10^3$kN/cm，各層の質量$m_1=5.61\times10^2$t，$m_2=5.10\times10^2$t，$m_3=5.10\times10^2$t，$m_4=5.10\times10^2$t，$m_5=5.10\times10^2$tとする．せん断多質点系モデルを**図-5**に示す．
東日本大震災における多質点系の弾塑性地震応答解析について，1F～5Fの層間変位と層せん断力の比較を**図-6**，**図-7**に示す．東日本大震災の1Fの場合の層間変位が最大で3.75cm，層せん断力が最大で1.91×10^4 kN，5Fの場合の層間変位が最大で4.86cm，層せん断力が最大で1.09×10^4kNであった（**表-2**）．
結果，層間変位と層せん断力が3Fで最も小さいことが分かった．
能登半島地震の1F～5Fの層間変位と層せん断力の比較を**図-8**，**図-9**に示す．能登半島地震の1Fの場合の層間変位が最大で2.80cm，層せん断力が最大で1.43×10^4kN，5Fの場合の層間変位が最大で3.57cm，層せん断力が最大で8.00×10^3kNであった（**表-3**）．
結果,層間変位で最も大きいのは5Fであった．

© The Seismological Society of Japan

5. まとめと今後の展望

今後，海溝型地震と直下型地震の地震波の比較について関連研究を継続して調査する．
本研究で用いたツール[2)]を使い，能登地震の2023年と2024年の揺れの比較や，地震応答解析のスペクトル解析の比較を行う．
さらに地震応答解析の多質点系について建物層数を3F～7Fに変化させたシミュレーションを行い，結果について比較し考察する予定である．

6. 謝辞

本論文の作成にあたり，お世話になった方々にこの場をかりて御礼申し上げます．
指導教員である東京都市大学大学院総合理工学研究科建築・都市専攻の白旗弘実先生には，数値解析の手法やグラフ・図表の作り方等において，きめ細やかなご指導を頂き，研究を進めていくことができたことに感謝申し上げます．

参考文献

1) 岩本政巳・正木智弘・杉戸真太：地震動の継続時間がRC橋脚の耐震挙動に及ぼす影響，コンクリート工学年次論文集，36，No.2，pp.595-600,2014.
2)藤井大地・松本慎也：Excelで解く構造力学　振動解析編，2023

© The Seismological Society of Japan

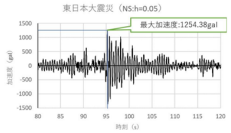


図-1 東日本大震災の地震波の加速度

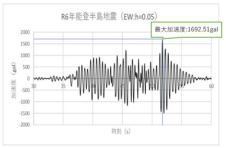


図-2 能登半島地震の地震波の加速度

表-1 地震応答解析およびスペクトル解析の条件

条件	設定
固有周期 T	0.5s
減衰定数 h	0.05
終了時間t_{max}	300s
時間積分間隔Δt	0.01s
最大固有周期T_{max}	2.0s
固有周期間隔ΔT_{max}	0.01s

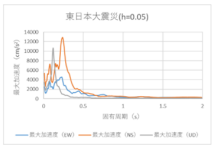


図-3 東日本大震災の 3 方向のスペクトル解析

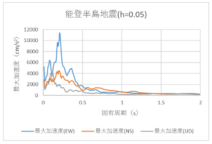


図-4 能登半島地震の 3 方向のスペクトル解析

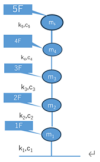


図-5 せん断多質点系モデル

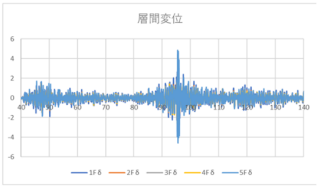


図-6 東日本大震災の層間変位

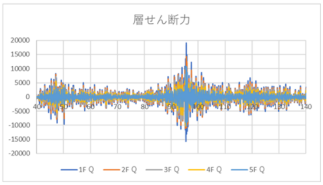


図-7 東日本大震災の層せん断力

表-2 1F～5F の層間変位と層せん断力の結果

宮城地震NS	層間変位	層せん断力
1F	3.75cm	1.91×10^4kN
2F	2.42cm	1.43×10^4kN
3F	1.64cm	8.1×10^3kN
4F	2.82cm	1.05×10^4kN
5F	4.86cm	1.09×10^4kN



図-8 能登半島地震の層間変位

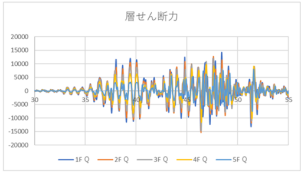


図-9 能登半島地震の層せん断力

表-3 能登半島地震の層間変位と層せん断力の結果

能登半島地震EW	δ:層間変位	Q:層せん断力
1F	2.80cm	1.43×10^4kN
2F	2.15cm	1.27×10^4kN
3F	2.42cm	1.20×10^4kN
4F	2.62cm	9.77×10^3kN
5F	3.57cm	8.00×10^3kN

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 22nd) | Regular session：S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

Tue. Oct 22, 2024 5:15 PM - 6:45 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 8:15 AM - 9:45 AM UTC | Room P Main Hall (2F)

[S16P] PM-P

[S16P-01] Temporary Observation of Strong Motions in the Kanazawa Plain.

*Kimiyuki ASANO[1], Tomotaka IWATA[2], Masayuki INATANI[3], Reiji TANAKA[3], Toshimitsu NISHIMURA[3], Takashi AKAZAWA[4] (1. DPRI, Kyoto University, 2. Professor Emeritus of Kyoto University, 3. Geo-Research Institute, 4. Hanshin Consultants Co., Ltd.)

[S16P-02] Evaluation of the Osaka Basin Model Based on Ground Motion Simulation

*Haruko SEKIGUCHI[1], Kimiyuki ASANO[1], Tomotaka IWATA[2] (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Kyoto University)

[S16P-03] Estimation of Ground Structure Based on Gravity and Microtremor Survey in the Mino Fault of the Median Tectonic Line, Miyoshi City, Japan

*Mei Takayanagi[1], Tatsuya Noguchi[1], Takao Kagawa[1], Masanori Kouno[1] (1. Tottori University)

[S16P-04] Estimation of Subsurface Structure for Prediction of Strong Ground Motions in Landslide Areas in Taki Town, Shimane Prefecture, Japan

*Tatsuya NOGUCHI[1], Takao Kagawa[1], Masanori Kohno[1] (1. Tottori University)

[S16P-05] Microtremor Exploration Using Low-cost Seismometers

*Takumi Hayashida[1], Hiroshi Inoue[1] (1. IISEE, Building Research Institute)

[S16P-06] Detecting irregularities in subsurface structures by using anisotropy in microtremor H/V spectral ratios at Kannonzaki Park

*Takumi MURAKOSHI[1], Ritsuya Fuse[2] (1. National Defense Academy of Japan, 2. Japan Ground Self-Defense Force)

[S16P-07] Examination of 50m-mesh geomorphologic classification map for earthquake groundmotion and liquefaction risk prediction

*Shigeki SENNA[1], Hisanori Matsuyama[2], Yoshiaki Inagaki[2], Kohei Kuwahara[3] (1. NIED, 2. OYO Corp, 3. GIROJ)

[S16P-08] Validation of the autocorrelation analysis for site amplification factors using the spectral inversion data in Okayama Prefecture

*Akihiro MINAKATA[1], Tomotsugu WATANABE[1], Hiroshi TAKENAKA[1], Ryoji KANESHIMA[2] (1. Department of Earth Sciences, Okayama University, 2. Okayama University (former))

[S16P-09] Estimation of sub-seafloor Vs-structure using OBN by linear array microtremor survey and surface wave survey

*Yasuhisa TANAKA[1], Shinji KAWASAKI[1], Takeshi KOZAWA[1] (1. JGI)

Temporary Observation of Strong Motions in the Kanazawa Plain.

*Kimiyuki ASANO[1], Tomotaka IWATA[2], Masayuki INATANI[3], Reiji TANAKA[3], Toshimitsu NISHIMURA[3], Takashi AKAZAWA[4]

1. DPRI, Kyoto University, 2. Professor Emeritus of Kyoto University, 3. Geo-Research Institute, 4. Hanshin Consultants Co., Ltd.

石川県の金沢平野は日本海に面した堆積平野である。河北郡津幡町から白山市にかけて、南東側の宝達丘陵の境には、主要活断層帯の一つである森本・富樫断層帯が位置している。金沢平野の下には、新第三紀中新世の火山岩から第四紀堆積物が3～4 km程度の厚さで堆積している。京都大学防災研究所では、文部科学省科学技術基礎調査等委託「森本・富樫断層帯における重点的な調査観測」の一環として、金沢平野内の地震動増幅・伝播特性の詳細な把握のため、2022年9月より、金沢市8地点及び白山市3地点の計11地点での臨時強震観測を開始した。
臨時強震観測点は、既存の強震観測点・震度観測点（図1の□印）の分布を考慮して、既存観測点のない地域に重点的に配置した（図１の〇印）。観測点の地表地質は、観測点によって異なり、沖積層、手取川扇状地堆積物、崖錐堆積物、中位段丘堆積物（小立野面）、朝ヶ屋泥岩層である。このうち、9地点には旧アカシ製加速度計JEP-6A3及び白山工業製LS-8800、2地点（MTSV10とMTSV11）には東京測振製速度型強震計VSE-355G3及び白山工業製LT-7700を設置している。いずれもオフラインでの連続観測であり、約3ヶ月に1回の頻度でデータ回収及びバッテリ交換を行っている。2024年6月初め時点で、約200 の地震記録が得られている。
現在までで、最も大きな震度を観測した地震は、2024年1月1日16時10分に発生した2024年能登半島地震（M7.6）であった。この地震では、金沢地方気象台で震度5弱（計測震度5.0）、白山市役所で震度4（計測震度4.2）が観測されている。臨時強震観測点での計測震度相当値は4.1～5.4であり、震度階級で4～5強の範囲で違いが見られた（図1）。金沢市内の平野部の観測点では、震源からのS波以降も、振幅の大きな後続動が比較的長時間継続する傾向が見られた。特に、河北潟南岸に位置するMTSV11では、最大地動加速度166 cm/s^2、最大地動速度42 cm/sの地震動が観測された。水平動で最大加速度を記録した時刻付近以降から、短周期成分が少なくなる傾向が認められ、観測点近傍で地盤変状が生じたことも合わせると、浅部地盤の非線形化が生じたと考えられる。一方で、手取川扇状地に位置する観測点では、後続動は顕著ではなかった。平野内の観測点での擬似速度応答スペクトルには、深部地盤による増幅に対応する周期約5～7秒での振幅の増幅が見られた。
また、金沢地方気象台での震度計の波形記録が公開されている46地震（M4.1～7.6）について、各臨時強震観測点での計測震度相当値と気象台での計測震度の差を調べた。その結果、手取川扇状地及びその周辺に位置するMTSM01～04では震度が相対的に小さかった。海岸に近い沖積平野に位置するMTSM05、MTSM08、MTSV11は気象台とほぼ同程度、MTSM06やMTSM07もやや小さめ、MTSM09やMTSV10では、気象台の震度よりもやや大きめとなるなど、空間的な特徴を掴むことができた。このほか、スペクトル比によるサイト特性の周波数特性の違いについても検討を進めている。
以上のように、臨時強震観測を行うことで、従来よりも空間的に詳細な地震動分布やその特徴を把握することができている。臨時強震観測は2024年度末まで継続する予定である。
臨時強震観測の実施にあたり、石川県危機管理監室、金沢市教育委員会、白山市教育委員会、白山市立笠間中学校、白山市立北辰中学校、白山市立光野中学校、金沢市立額中学校、金沢市立緑中学校、金沢市立高岡中学校、金沢市立紫錦台中学校、金沢市立港中学校、金沢市立森本中学校、金沢市立内川小中学校、石川県消防学校のお世話になっている。また、国立研究開発法人防災科学技術研究所、気象庁、石川県震度情報ネットワークシステム、港湾地域強震観測の強震記録を使用した。以上、記して感謝いたします。

© The Seismological Society of Japan

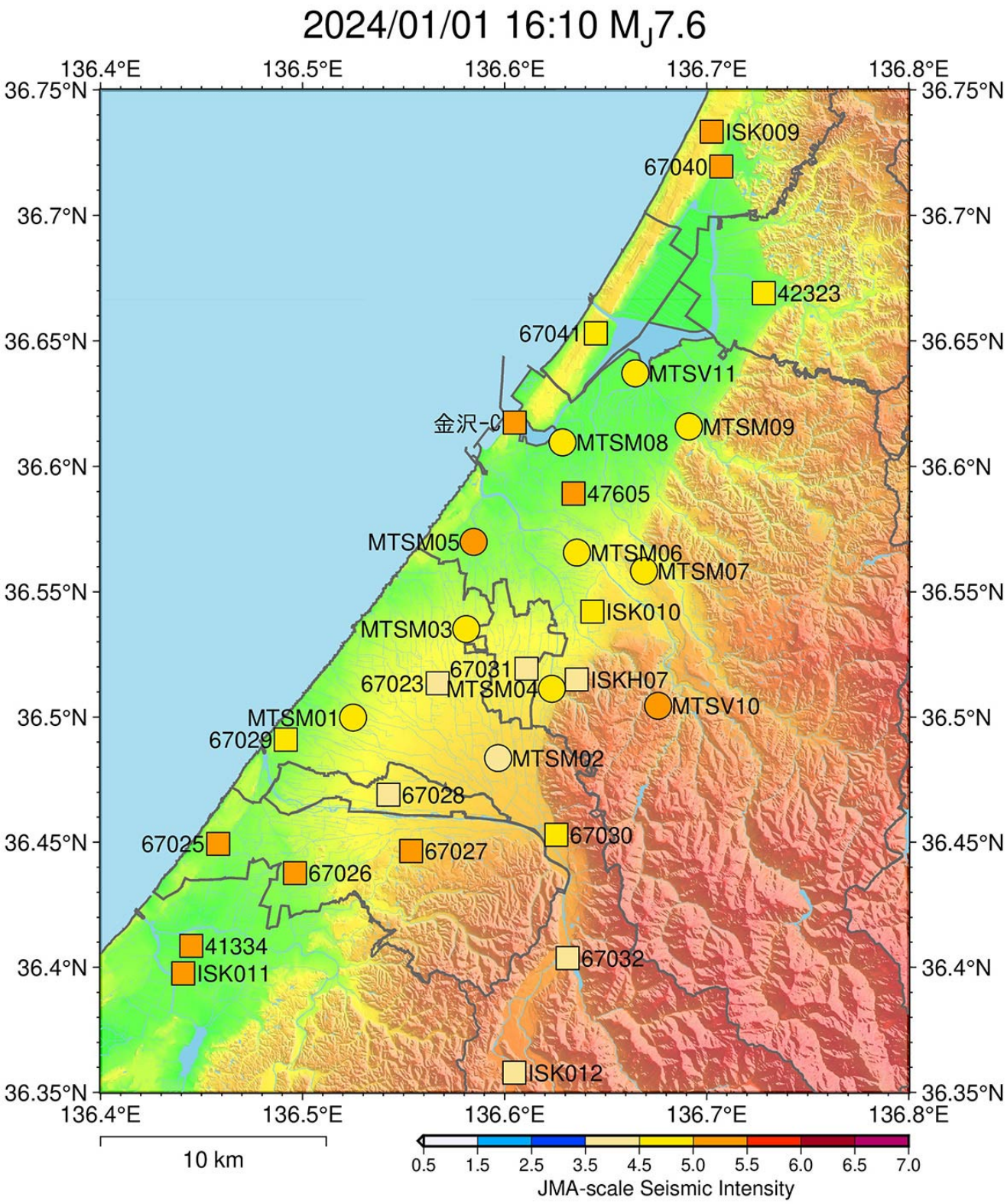


図1　金沢平野における臨時強震観測点（◯）及び既存強震・震度観測点（□）で観測された2024年能登半島地震の震度

© The Seismological Society of Japan

Evaluation of the Osaka Basin Model Based on Ground Motion Simulation

*Haruko SEKIGUCHI[1], Kimiyuki ASANO[1], Tomotaka IWATA[2]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Kyoto University

京都盆地の深部地盤構造については、2019～2021年度に実施された文部科学省委託研究『奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測』において、強震動予測の高精度化のため3次元地盤構造モデルが作成された（文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，2022）。この京都盆地の深部地盤構造モデルの地震波再現性能を検証すること、盆地の地震動応答を分析することを目的に、近傍で発生した中規模地震を対象に地震動再現シミュレーション行い、観測記録と比較した。京都盆地は、東西約10㎞南北約25㎞の堆積盆地で、大阪層群、段丘堆積物相当層、沖積層に埋積されている。盆地の地下地質および地震波速度構造については、京都市、京都府、研究機関、大学等により実施された活構造調査や地下構造調査によって集積されてきた。それらによると、堆積層の厚さは盆地中央部を北東-南西方向に延びる宇治川断層より北側では100～300m程度、南側では400～700ｍ程度である。このような探査や各種観測によるデータを統合して、盆地の3次元地盤構造モデルが作られてきた（京都市、2005; 京都府, 2006；関口ほか，2019）。本研究で検証するモデルは、これらの過去のモデルの知見も取り入れて作られている。対象とする地震は、京都盆地の北西約15 km、深さ12.7km（気象庁一元化震源情報）で発生した2022年3月31日のMw4.2の地震で、最大震度４を亀岡市、京都市で記録している。3次元地盤構造モデルを用いた地震動シミュレーションには、差分法（Pitarka，1999）を用いた。点震源を仮定し、国立研究開発法人防災科学技術研究所のF-netによるメカニズム解と、岩盤観測点の記録のパルス幅より見積もった継続時間0.4秒の震源時間関数（スムーズドランプ関数）を与えた。最小S波速度は350m/sまで考慮し、堆積層中のグリッド間隔を25mとして、２Hzまでを有効周波数とした。堆積層のQ値には、発表者らが大阪府北部の地震の再現シミュレーションにより同定した、1～2Hzで0.15Vsという値を用いた。計算結果を、国立研究開発法人防災科学技術研究所の強震観測網（K-NET）及び基盤強震観測網（KiK-net）、大阪府、京都府および京都市の震度情報ネットワークシステム、関西地震観測研究協議会、京都大学防災研究所の強震記録と比較・検討した。観測記録が得られた地点の半数弱で、振幅レベル、後続波の波束の到来時刻などにおいて整合的であることが確認されたため、後続波の生成・伝播も含め、盆地の応答の凡そは当該モデルにより再現されていると考えられる。計算波動場の時空間分布を見ると、京都盆地の地震動応答は、直達波の後、基盤岩上面と地表面間の多重反射、盆地縁部で発生する表面波が、狭い盆地内を交差し、複雑な様相を呈することがわかった。盆地縁の形状は出入りが多く複雑であり、盆地縁で発生した表面波が強め合う尾根が、盆地縁の屈曲部を始点として形成されている。一方、計算波形が大幅な過大評価・過小評価の地点もあるが、そのような地点は基盤岩深度が100m程度未満の地域や盆地縁や断層による基盤岩の段差構造の近傍に多く、堆積層の厚さや盆地縁の位置や形状のモデル化誤差による影響が大きく表れやすい場所であることがうかがえる。今後、個々の観測点の観測波形と計算波形の違いの原因の考察を進め、地盤構造モデルの修正量の定量化につなげたいと考えている。

謝辞：国立研究開発法人防災科学技術研究所、大阪府、京都府、京都市、関西地震観測研究協議会、京都大学防災研究所の強震波形記録を使用しました。感謝申し上げます。

© The Seismological Society of Japan

Estimation of Ground Structure Based on Gravity and Microtremor Survey in the Mino Fault of the Median Tectonic Line, Miyoshi City, Japan

*Mei Takayanagi[1], Tatsuya Noguchi[1], Takao Kagawa[1], Masanori Kouno[1]

1. Tottori University

中央構造線断層系の三野断層とその周辺において，断層近傍における地下構造を把握するために重力探査および微動探査を実施した．三野断層は長さ13.5kmで，横ずれ断層と推定されており，断層に沿って破砕帯が広く，多量の断層粘土の分布が確認されている．重力探査（高柳・他，2024）および微動探査（野口・他，2024）により実施されたデータを用いて，三野断層の地盤構造を推定した．まず，重力探査で得られた重力異常の特徴としては，三野断層の北側で断層に沿って高異常領域が帯状に分布しており，断層運動に伴う地盤構造の変化を捉えていると考えられる．そこで表層2.00mg/cm^3，基盤層2.33g/cm^3の均質2層モデルにより2次元及び3次元の密度構造解析を行った．その結果，断層北側で褶曲，もしくは段差差があることが示唆された．微動探査で得られたH/Vや位相速度分散曲線，そこから推定されたS波速度構造からは，断層破砕帯が露頭している箇所を境にH/Vの形状や位相速度の分散傾向の変化がみられ，それに伴い地盤構造も変化することがわかった．さらに，これらの結果をもとに，断層周辺に破砕帯，段差構造や地質の違いがあることを想定した断層の地盤構造モデルを作成し，多層モデル解析を行った．地盤構造モデルは重力異常に変化がある部分に，①破砕帯がある，②基盤に落ち込みがあり，基盤層よりも軽い地質が存在する，③基盤の落ち込みと破砕帯が同時に存在する，④基盤が落ち込み，段差構造になっているモデルを検討した．破砕帯の密度は1.60~1.80g/cm^3，基盤層より軽い地質の密度は2.00g/cm^3としている．今後は重力および微動観測を追加し，より詳細な地盤構造モデルを評価する予定である．

© The Seismological Society of Japan

Estimation of Subsurface Structure for Prediction of Strong Ground Motions in Landslide Areas in Taki Town, Shimane Prefecture, Japan

*Tatsuya NOGUCHI[1], Takao Kagawa[1], Masanori Kohno[1]

1. Tottori University

1．はじめに
地震による地すべり被害を事前予測するために，地すべり地域の地盤構造を推定し，地震動を予測することは重要である．本研究では，島根県多伎町の地すべり地域で微動観測（d北村・他，2024）および重力観測（錦織・他，2024）の結果を総合的に評価し，地盤構造の推定を行った．
2．観測および解析
　微動観測は，防災科学技術研究所（2006）による地すべり地形区分に判別された小田地区及び田儀地区について，単点3成分観測を道路沿いに91点で実施した．また，直線上に設置した直線アレイ観測を34地点，直線アレイを組み合わせたL字アレイ観測を6地点で実施した．地震計はJU410（白山工業）を用い，サンプリング周波数は200Hzとし，観測時間は各地点で10～15分間としている．単点3成分記録については，水平動2成分に対する上下動のスペクトル比（H/V）を求め，卓越周期，ピーク値，形状などの特徴をまとめ分布図作成し，地すべり地域内の地盤構造の変化を調べた．また，直線及びL字アレイ観測では，SPAC法（Aki,1957）もしくはCCA法（Cho et al.,2006）を用いて位相速度分散曲線を求めその変化も調べた．また，L字アレイ地点においては，位相速度分散曲線とアレイ中心のH/Vを用いて，フォワードモデリングにより地盤構造を推定した．重力観測はラコスト・ロンバーグ重力計（G1034）を用いた．また，位置の測量にはGNSS測量機（Trimble R2）を用いて10cm以内の精度で決定されている．測定データは各種補正を施し重力異常を求めた．基盤の仮定密度を2.4g/cm^3として重力異常を求め，2次元および3次元解析により均質2層の密度構造を推定した．密度構造では表層と基盤の密度差を0.4g/cm^3とし，2次元解析では断面の両端で基盤が露頭するように拘束条件を与えた．また，3次元解析では1000mの上方接続フィルターにより長波長成分を取り除き，2次元解析と同じ基盤露頭点2か所に拘束条件を与えた．
3．地盤構造
微動観測の解析結果より，地すべり地域の崖錐堆積物のS波速度は150～400m/sであり，基盤岩まで層厚は10～20m程度であることが分かった．また，H/Vの特徴として，長周期側（1～2秒）と短周期側（0.1～0.4秒）にピークがみられる．短周期側の卓越周期は崖錐堆積物の層厚に対応しており，地すべり移動体で厚くなる傾向がみられるが，滑落崖のすぐ近くで周期が長くなる箇所もみられた．また，長周期側の卓越周期は地震基盤までの層厚に対応している可能性があり，今後大規模な微動アレイ観測や多伎町役場の地震記録を用いた解析により深部構造より精度良く推定する予定である．重力観測の解析結果より，地すべり地域内に低重力異常の領域が局所的にみられた．2次元解析による密度構造断面では表層の層厚が最大で400m程度になることがわかった．また，3次元解析による基盤面の分布より，小田地区では，地すべり移動体内で基盤の起伏が激しく，複数数の移動体のブロックが存在することが関係していると思われる．また，田儀地区では一つの移動体のブロックの全体で基盤が深くなることがわかった．このことより，地すべり地形内でも基盤の深さが局所的に変化していることがわかった．

© The Seismological Society of Japan

Microtremor Exploration Using Low-cost Seismometers

*Takumi Hayashida[1], Hiroshi Inoue[1]

1. IISEE, Building Research Institute

常時微動探査は、微動測定地点直下の地盤構造および地盤の卓越周波数を推定するための手法として長年にわたり利活用されている。近年では、測定機器の小型化・簡素化が進んでおり、効率的な測定が可能になっている。微動探査は掘削や人工震源等を不要とするため、他の探査法と比べて経済的に有利な手法とされている一方、開発途上国のように機材購入に多額のコストがかけられない状況下では、微動探査は未だにハードルが高い。また、故障時の修理時に多額の費用を要することも、導入が進んでいない一因となっている。このような障壁を取り除くことが、途上国におけるハザードマップの精度向上において急務となる。
近年、地震観測分野において、低コストでの地震観測技術が急速に普及している（Anthony et al., 2018; Paul et al., 2023; Löberich and Long, 2024）。常時微動測定の用途でのシステム開発も進められており（Kafadar, 2021; Arosio et al., 2023）、センサーにジオフォンを用いることで、常時微動や遠地地震の測定が可能（鈴木・他, 2019）であることが確認されている。最近では微動探査のISO規格（津野・他, 2023）も制定されているため、規格を満たす機材を選定し、微動探査（単点、アレイ）に活用することで、必要最小限の地盤構造・地盤震動に関する情報の推定が可能になることが期待される。本研究ではまず、世界的に普及している地震計RaspberryShakeを用いて、野外での微動計測を行った。RSでは微小地震・遠地地震観測の用途で4.5Hzのジオフォンが使用されているが、アナログ回路により周期特性を2秒程度まで伸ばした上で24bitのデジタイザに信号を入力している。建築研究所内で実施したハドルテストでは、0.4–20Hzの範囲で高いコヒーレンスを有することを確認した。
本研究では、浅部地震波速度構造が既知である茨城県内の強震観測点（建築研究所、防災科学技術研究所K-NET/KiK-net観測点）においてRaspberryShakeによる半径1m～15mの円形アレイ（中心点および円周上3点）を展開し、常時微動計測を行った。比較のため、長周期地震計（CMG-40T）、サーボ型加速度計（McSEIS-MT NEO）、微動探査用ジオフォン（McSEIS-AT）による計測も同時に行ない、有用性を確認した。このような低コスト機材による測定の普及により、開発途上国におけるハザードマップの分解能向上やマイクロゾーニングの地方都市への展開なども期待される。本発表では、これらの測定における探査結果及び課題について報告するとともに、著者らが構想する微動探査に特化した低コスト微動測定システムについても紹介する予定である。

謝辞：本研究の一部はJSPS科研費JP23K03514の助成を受けたものです。

© The Seismological Society of Japan

Detecting irregularities in subsurface structures by using anisotropy in microtremor H/V spectral ratios at Kannonzaki Park

*Takumi MURAKOSHI[1], Ritsuya Fuse[2]

1. National Defense Academy of Japan, 2. Japan Ground Self-Defense Force

本研究では、神奈川県立観音崎公園の西側において常時微動観測を実施し、微動H/Vスペクトル比の異方性を用いた解析により表層地盤の不整形性について簡易的な検出を試みた。観音崎公園は三浦半島の南東端に位置し、標高70m程度の高台から海岸付近までの高低差がある。観音崎公園の地層は、高台側から海側にかけて小原台砂礫層、走水礫部層、逗子層主部と変化している。2023年10月25日と10月30日に観音崎公園の西側において観測点間隔10m、50地点の測線長490mの常時微動観測を実施した。観測装置にはJU410（白山工業）５台を用いた。観測点ごとに200Hzサンプリングで15分間の３成分の常時微動を観測した。観測した水平2成分の記録を回転させ方位別のH/Vスペクトル比を求めてから、直交する２方向のH/Vスペクトル比の比から異方性強度と異方性強度が最大となる方位を解析した。仮に測線の下の構造が単純な水平成層構造であれば測線上の各観測点のH/Vスペクトル比の異方性はないが、層の傾斜、段差構造、地層の境界などの水平方向の不整形性があるとH/Vスペクトル比の異方性が生じる。単点のH/Vスペクトル比のみの情報では地下構造の不整形性を捉えることは難しいが、観測点間隔を十分に小さくした測線での観測での異方性強度と異方性強度の測線方向の空間変化から、異方性の要因となる地下構造の不整形性の有無やその位置を簡易的に検出できる可能性がある。観音崎公園の西側における常時微動観測での異方性強度と異方性強度の測線方向の空間変化から、小原台砂礫層と走水礫部層、走水礫部層と逗子層主部のそれぞれの地層の境界の存在および位置の簡易的な検出ができた。

© The Seismological Society of Japan

Examination of 50m-mesh geomorphologic classification map for earthquake groundmotion and liquefaction risk prediction

*Shigeki SENNA[1], Hisanori Matsuyama[2], Yoshiaki Inagaki[2], Kohei Kuwahara[3]

1. NIED, 2. OYO Corp, 3. GIROJ

1．研究の目的

地震時の広域の被害想定に用いる，工学的基盤以浅の地盤の地震動増幅率や液状化危険度の評価精度を高めるためには，離散的に分布する地盤データの空間的な補間の精度を向上させることが必要である．現状の内閣府や自治体の被害想定では，250ｍメッシュの微地形区分を参照して地盤データの空間補間がされていることが多い（例えば文献1．以下，J-SHIS区分）．過去の地震災害を振り返ると台地を通る細い谷筋や旧河道などの小規模な地形で局所的な被害が見られることがあり，地盤データの空間解像度を高めることは広域の地盤評価（地震動増幅率，液状化危険度）の精度向上に極めて有用と考えられる．本研究では，50m解像度での微地形区分データの作成手法を南関東の一部地域で検討・適用し，その成果の有効性を示す．本成果によって，今後，自治体での地震被害想定などにおいて高解像度でのデータ整備が進み，地震防災がさらに進展することを期待する．

2．詳細微地形区分作成の考え方・方法

詳細微地形区分の作成方法の概要を以下に述べる．武蔵野台地東部から東京低地，下総台地西部にかけての地域を例とした詳細微地形区分とJ-SHIS区分を図-1と図2に示す．

2-1.「ベクトルタイル地形分類・詳細版」等の利用

詳細微地形区分の作成にあたっては，全国展開を念頭に置き，国土地理院から公開され，主要平野部で使用可能な「ベクトルタイル地形分類・詳細版」等のデータと5ｍないし10ｍのDEMを使用した．前者は，主に水害や土砂災害の危険度予測のために作成されたものであるが，地形境界がポリゴンで構成されており，20-30ｍ以下の精度で地形境界が設定できる．台地と低地の区分，低地内の自然堤防，砂丘，砂州・砂礫洲，砂州・砂丘間低地などの特徴的な微地形で，JSHIS区分とベクトルタイル区分がおおむね対応付けられる場合には，ベクトルタイル区分を整理して50ｍメッシュ化した．後背湿地や旧河道など，両者で区分の考え方が異なる場合には，詳細化を優先してベクトルタイルの区分を採用した．台地については，南関東地域で優勢なJ-SHIS区分の「火山灰台地」は，ベクトルタイルデータでは区分されていないため，J-SHIS区分をもとにおおよその分布域を設定した．また，DEMから算出したメッシュ内の標高差分をもとに，他の微地形区分との境界部に崖を設定した．

2-2.侵食作用を考慮した微地形区分

J-SHIS区分では，侵食作用の影響の評価は区分の定義上では明示されておらず，堆積面ないしそれを構成する堆積層に主に着目している．しかし，南関東地域の台地で見られるように，侵食が火山灰層の堆積と同時進行し，幅の広い谷底低地が形成される（久保,1988[2)]）など，元の地形が侵食された凹地に地層が堆積することにより，侵食面の特性が地形として現れることがある．この点を考慮するため，本研究では，平坦面を構成する堆積作用のみでなく，斜面や凹地を形成する侵食作用の影響について，50ｍメッシュ内の標高差分と地上開度[3)]を用いて検討した．まず，台地内での侵食作用で形成された標高差分の大きい斜面をJ-SHIS区分にない「段丘崖」として抽出して微地形区分に追加した．また， 50ｍメッシュ毎の標高差分と標高データを用いたクラスター区分(k-means法)により，大河川や海岸沿いの平坦な低地と「谷底低地」を区分した．「谷底低地」については，さらに，地下の侵食面より下の基盤層の地質構成をシームレス地質図から推定し，物性値が異なる可能性のある細区分を設定した．

3．作成した詳細微地形区分の有効性

東北地方太平洋沖地震で液状化が確認された地点について，先名ほか(2021)[4)]による微地形のグルーピングに基づく液状化危険率評価が，微地形区分を詳細化することにより，どのように変わるかを検討した．詳細微地形区分では，JSHIS区分に比べて，液状化が発生しやすいGroup1,2（埋立地,低い砂丘，砂州・砂丘間低地）に区分される地点が増加し，液状化発生可能性の低いGroup5,6（台地，扇状地,後背湿地,谷底低地）に区

© The Seismological Society of Japan

分される地点の合計は減少した．また，地震動増幅率の指標となる，微動探査によるAVS30を微地形区分毎に整理すると，詳細微地形区分とJSHIS区分では，平均値はおおむね同様であるが，標準偏差は，関東平野の代表的な地形区分（全地点の約80%）のどの区分においても，詳細区分のほうが小さくなった．さらに，主要な微地形区分について1/2.5万図郭毎に２つの区分方法によるAVS30を比較すると，50%以上の図郭で詳細区分のほうがAVS30のばらつきが小さくなった．本研究で作成した詳細微地形区分では地形の表現力が向上したことで，既往地震における液状化分布との対応付けや地震動増幅率の精度が良好となり，これらの評価に有効と考えられる．

4．考察・今後の課題

対象地域において，本研究で作成した詳細微地形区分がJ-SHIS区分の同様の微地形と一致しない割合は，全体で40%以上（微地形区分毎で85～7%）である．また，対象範囲内の地震観測地点(K-NET，KiK-net，MeSO-net）において，台地と低地という大きな地形のくくりが一致しない割合は16%以上ある．このような地点では，微地形に基づく地震動評価や液状化予測精度，あるいは観測地震動の空間補間に使われる工学的基盤の地震動推定精度等の向上の可能性がある．一方，今回，微地形区分と地盤物性に対応関係を詳細に検討するために実施した，（谷底）低地を横断する稠密微動探査により，低地の中央付近には工学的基盤深度が深い埋没谷が，低地の端部には工学的基盤が浅い平坦面が分布する傾向がしばしば確認された．前者では，後者に比べて軟弱な沖積層が厚くAVS30が小さい．このような低地端部における地下の不整形の地盤物性への影響は，低地と台地や丘陵，山地との境界部の地形の詳細な区分があって初めて識別が可能である．なお，今後は，関東以外で対象微地形の範囲を広げた検討を実施していく予定としている．

文献

1) 若松加寿江・松岡昌志(2020)：地形･地盤分類250mﾒｯｼｭﾏｯﾌﾟの更新,日本地震工学会誌,40,24-27.
2)久保純子(1988)：相模野台地・武蔵野台地を刻む谷の地形-風成テフラを供給された名残川の谷地形,地理学評論61(Ser. A)-1 25～48.
3)横山隆三・白沢道生・菊池祐（1999）：開度による地形特徴の表示, 写真測量とリモートセンシング, 38,4.
4)先名重樹，小澤京子，杉本純也(2021)：近年の地震における液状化地点情報に基づく液状化危険率推定式の提案，日本地震工学会論文集，21,2.

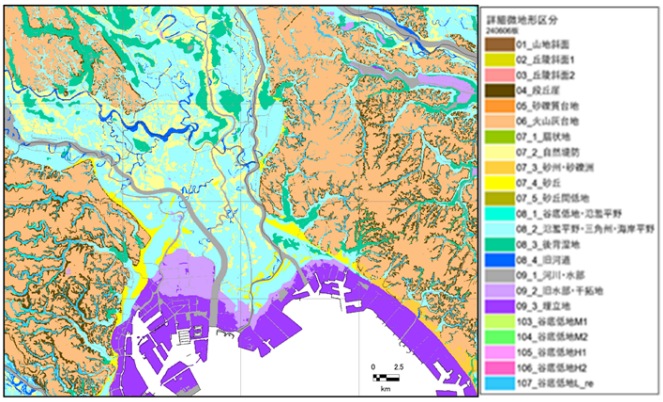


図１　検討した詳細微地形区分(50mメッシュ)

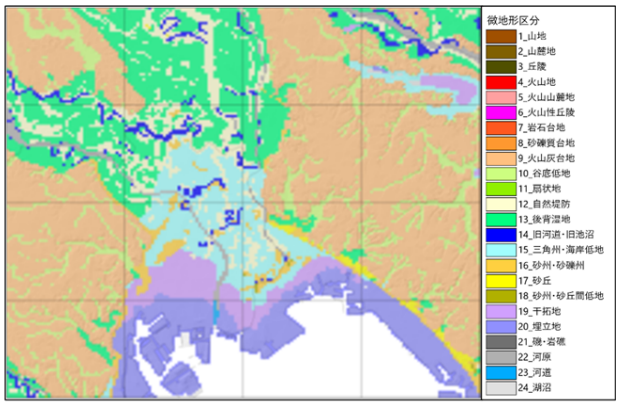


図２　J-SHIS区分(250mメッシュ)

© The Seismological Society of Japan

Validation of the autocorrelation analysis for site amplification factors using the spectral inversion data in Okayama Prefecture

*Akihiro MINAKATA[1], Tomotsugu WATANABE[1], Hiroshi TAKENAKA[1], Ryoji KANESHIMA[2]

1. Department of Earth Sciences, Okayama University, 2. Okayama University (former)

スペクトル・インバージョン法を用いて, 強震記録のフーリエスペクトルから, 震源特性, 伝播経路特性, サイト増幅特性の3つの要素を分離する研究が行われてきた(例えば, 川瀬・松尾(2004)). このうち, サイト増幅特性は, 地震基盤から地表までの地盤に入射した地震波の周波数依存の増幅率であり, その振幅スペクトルを用いて, 地盤構造の推定が行われている. また, 近年, 強震記録のパワースペクトルにホワイトニング処理を施して地盤構造の情報を抽出する自己相関解析も盛んに行われている(例えば, Chimoto & Yamanaka (2019)). 自己相関関数は, 地表を震源とする疑似の反射プロファイルと解釈でき(例えば, Claerbout (1968)), 観測点直下の速度コントラストの大きな反射面の情報を得ることができる. 竹中・渡邉・南方(本大会)は, サイト増幅特性に自己相関解析を適用して疑似の反射プロファイルを得る方法を提案している. 本研究では, 岡山県の稠密強震観測点でスペクトル・インバージョンによって得られたサイト増幅特性を用いて, この自己相関解析法が, サイト増幅特性に適用可能であることを検証する.

サイト増幅特性は金島・他(2024, JpGU)によって岡山県下121観測点で実施された, 帯域0.1～20 Hzのスペクトル・インバージョンから得られた結果を使用する. 岡山県は, 南部は沖積低地である岡山平野と小丘陵からなる一方, 中部や北部は, 吉備山地や中国山地からなり, 多くの地域で地盤が薄い. しかし, 児島湖周辺は干拓による軟弱地盤が広がり, 重力探査や深層ボーリング調査等の結果から, この地域の地盤が比較的厚いことが示唆されている.

図1は, 児島湖周辺を南北に横切る測線(図1aのA-A’)から, 5 km圏内の強震観測点におけるサイト増幅特性から計算した自己相関関数(図1b)である. 自己相関関数の最初の負のシグナルはすべての観測点において時間軸の0秒から0.5秒の間に位置し, そのピークは測線に沿ってアーチ状に分布している. これは児島湖付近の浅部の地盤が厚いことを示している. 鈴木(2004)の地質学的な岡山平野の断面図と比較すると, この一連の負のシグナルは沖積層と洪積層の境界に対応している.

謝辞: 防災科学技術研究所のK-NETとKiK-net, 気象庁, 岡山県震度情報ネットワークシステム及び岡山理科大学の強震観測点で得られた強震動波形記録を使用しました.

© The Seismological Society of Japan

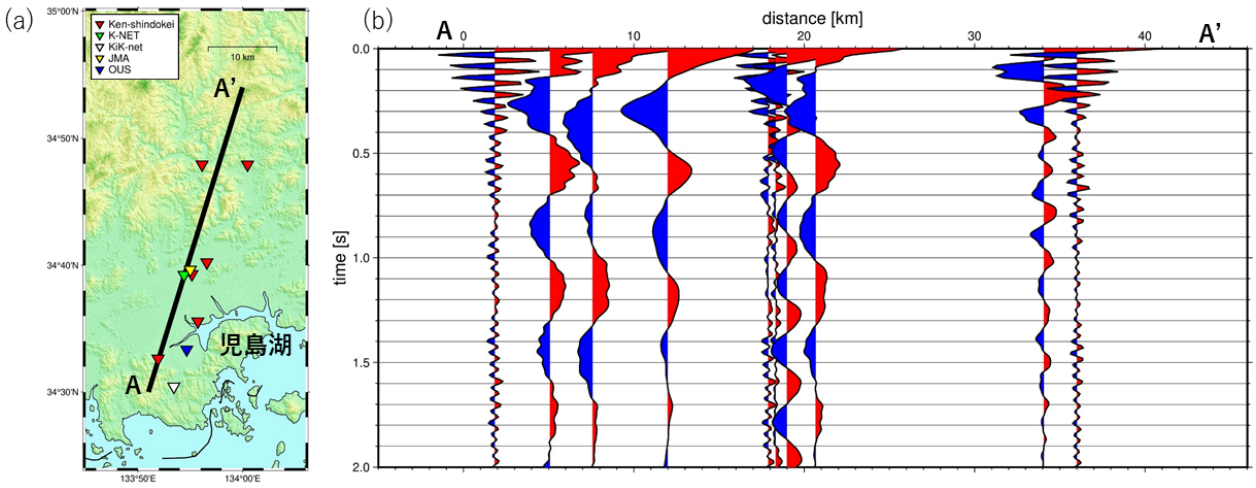


図1：(a) 児島から吉備高原にかけての測線A-A'と,測線から5km圏内の観測点の分布．赤三角は岡山県震度情報ネットワーク，緑三角は防災科研のK-NET，白三角はKiK-net，黄色三角は気象庁の観測点，青三角は岡山理科大学の臨時強震観測点を示す．
(b)測線A-A'沿いに並べた観測点の自己相関関数．

© The Seismological Society of Japan

Estimation of sub-seafloor Vs-structure using OBN by linear array microtremor survey and surface wave survey

*Yasuhisa TANAKA[1], Shinji KAWASAKI[1], Takeshi KOZAWA[1]

1. JGI

海底S波速度構造の推定を目的とした海底地盤調査において、水深50m程度までの浅海域から水深300m程度までの中深度海域まで適用可能な手法を検討している。浅海域の調査手法として一般にSPAC法微動アレイ調査が適用されるが、水深50mを超える水深での適用例は少ない。そこで海域音波探査調査において用いられるOBN（Ocean Bottom Node、 海底設置ノード）をリニアアレイ設置し、取得された微動データの解析と音波探査発震記録を用いた表面波解析を組み合わせる手法を検討し、実測データに対して適用した。
本手法ではエアガン等の震源とストリーマーによる2次元、3次元海域音波探査調査において、同時にリニアアレイ設置したOBNにおいて取得されたデータを使用する。アレイライン上の連続微動観測記録を用いて地震波干渉法によりOBN間の疑似発震記録を作成し、分散曲線を抽出する。一方で、音波探査震源によるアレイライン上発震記録を用いて、OBN共通受振記録から表面波解析により分散曲線を抽出する。微動アレイ解析で得られる分散曲線は2～5Hz程度の低周波数帯域であり、一方で、表面波探査から得られる分散曲線は5～30Hz程度で観測されるため、それぞれの分散曲線を統合することにより広帯域の分散曲線を構築する。構築された分散曲線から1次元S波速度構造インバージョン解析により海底下S波速度構造を求める。
2020年に別府湾で実施した3D音波探査(川崎ほか、2023; 小澤ほか、2024; 寺西他、2022; 寺西ほか、2020; 須田ほか、2020a; 須田ほか、2020b)において、同時にOBNを設置し、取得したデータを用いて本手法を適用した。微動アレイ解析および表面波解析により得られた統合分散曲線のインバージョン解析によって、海底下30m程度までのS波速度構造が得られた。同海域の工学的基盤（S波速度400m/s以上が5m連続する深度）の検出が可能になったと考えられる。通常の微動アレイ調査が困難な中深度海域に対し、本手法では3次元音波探査の実施にあわせてOBN設置を行い、微動アレイ+表面波解析によるS波速度構造推定を提案する。

謝辞
別府湾の調査は、京都大学地球熱学研究施設との共同研究として2020年に実施したものである。現地調査の実施に際して、京都大学の大沢信二教授、竹村恵二名誉教授からお力添えを頂きました。深く感謝いたします。

参考文献
川崎慎治・原彰男・小澤岳史(2023)、沿岸浅海域の海底活断層調査における三次元高分解能音波探査の有用性、地震学会2023年度秋季大会
小澤岳史・寺西陽祐・赤間健一・川崎慎治(2024)、HRSによる浅層高分解能地質情報の抽出とCCS事業への貢献、令和6年度 石油技術協会 春季講演会
須田茂幸・多良賢二・菊地秀邦・小澤岳史・東中基倫・齋藤秀雄・川崎慎治(2020a)、海底地盤調査における浅部S波速度構造の推定、物理探査学会第143回学術講演会論文集、127-130.
須田茂幸・小澤岳史・村上文哉・佐藤紀男・塚原均・今野恵(2020b)、デュアルソースによるUHR2D音波探査システム実証実験、物理探査学会第143回学術講演会論文集、131-134.
寺西陽祐・齊藤秀太郎・塚原均・村上文俊・川崎慎治・小澤岳史・東中基倫(2022)、海底浅層高分解能三次元地震探査技術に関する実証試験、物理探査、75、60-69.
寺西陽祐・村上文俊・塚原均・今野政明・今野恵・佐藤紀男・川崎慎治・東中基倫・小澤岳史・須田茂幸・猪野滋・阿部進・竹村恵二・大沢信二(2020)、高分解能三次元地震探査システム実証試験（別府湾での調査例）、物理探査学会第143回学術講演会論文集、123-126.

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 22nd) | Regular session：S17. Tsunami

Tue. Oct 22, 2024 5:15 PM - 6:45 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 8:15 AM - 9:45 AM UTC | Room P Main Hall (2F)

[S17P] PM-P

[S17P-01] Tsunami simulation of the 2022 Tonga eruption including atmospheric air waves, elastic loading and Boussinesq dispersion

*Tatsuya Mimura[1], Toshitaka Baba[1], Ayumu Mizutani[2] (1. Tokushima Univ., 2. Tohoku Univ.)

[S17P-02] Effect of the sea temperature on the T-phase source relocation : 2023 Sofu sea mount swarm

*Shingo WATADA[1] (1. ERI, University of Tokyo)

[S17P-03] Real-time tsunami prediction under complex disaster and the utilization in Kagawa prefecture

*Narumi TAKAHASHI[1], Kentaro Imai[2], Naotaka Chikasada[1], Takeshi Kasai[3], Atsuko Nonomura[3] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Japan Agency for, 3. Kagawa University)

[S17P-04] Consideration of the tsunami inundation area along the coast of Miyazaki City -1662 Hyuga-nada and 1707 Hoei earthquakes-

*Kei IOKI[1], Yusuke YAMASHITA[2] (1. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 2. Miyazaki Observatory, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

[S17P-05] Variations in Probabilistic Tsunami Hazard Curves Due to Differences in Tsunami Source Fault Model Groups

*Eishin Watanabe[1], Toshitaka Baba[1], Tomohiro Yasuda[2] (1. Tokushima Univ., 2. Kansai Univ.)

[S17P-06] Probabilistic Tsunami Hazard Assessment along Kuril and Japan trenches: Probability Setting Method and Hazard Assessment Results

*Koichi MURATA[1], Kenji HIRATA[2], Hiroyuki FUJIWARA[2], Hiromitsu NAKAMURA[2], Yuji DOHI[2], Makoto NEMOTO[1], Tadashi KITO[1], Xuelei ZHANG[1] (1. OYO Corporation, 2. NIED)

[S17P-07] Probabilistic Tsunami Hazard Assessment along Kuril and Japan trenches: Characterized fault models and Simulation results

*Xuelei ZHANG[1], Kenji Hirata[2], Hiroyuki Fujiwara[2], Hiromitsu Nakamura[2], Nobuyuki Morikawa[2], Yuji Dohi[2], Makoto Nemoto[1], Tadashi Kitou[1], Koichi Murata[1] (1. OYO CORPORATION, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

[S17P-08] Estimation of a non-seismic tsunami source associated with the 2020 Alaska Sand Point earthquake

*Akino Naitoh[1], Toshitaka Baba[1] (1. Tokushima Univ.)

[S17P-09] Evaluation of inversion of coastal tsunami waveforms utilizing tsunami source constrained by offshore tsunami waveforms

*Hiroaki TSUSHIMA[1], Yutaka HAYASHI[1], Takeyasu YAMAMOTO[1] (1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

Tsunami simulation of the 2022 Tonga eruption including atmospheric air waves, elastic loading and Boussinesq dispersion

*Tatsuya Mimura[1], Toshitaka Baba[1], Ayumu Mizutani[2]

1. Tokushima Univ., 2. Tohoku Univ.

2022年1月15日にトンガ王国のフンガトンガ・フンガハアパイ火山が噴火し、ラム波や大気重力波に伴う大気圧力変動が観測された。火山噴火に伴う大規模な気圧変動は1883年のクラカタウ火山の噴火以来のものであった。また、大気の圧力変動によって津波が発生し、世界中で観測された。Mizutani and Yomagida (2023)はラム波および大気重力波をノーマルモード理論により計算し、津波計算部分には長波理論を用いて、日本周辺の海底水圧計データと比較した。本研究では、Mizutani and Yomagida (2023)の方法を踏襲するものの、津波の計算部分には地球の弾性変形を考慮した分散波理論を用いて、より高精度な予測を試みた。計算はオープンソースの津波計算コードJAGURSを改造して行った。地形データにはGEBCOおよびGtTMを、比較のためのデータには日本の検潮記録と北米やチリ、オーストラリアなどの太平洋のDART記録を利用した。ラム波のみを用いた計算、大気重力波の高次モードを考慮したもの、地球の弾性変形を考慮したもの、分散効果を導入したものをそれぞれ線形長波式、非線形長波式を用いて計算した。線形、非線形でのほとんど変化は見られなかった。ラム波のみの計算とラム波と大気重力波の高次モードを含めた計算では後者の方が振幅が大きくなり観測値と同等の振幅となった。これに地球の弾性変形の効果を加えると、地域性によって異なるものの、津波の第一波が到着してから約2から4時間立つと位相が30分ほど遅れた。さらに、分散効果を代入すると波長の短い成分が消えて波形がなめらかになり、観測波形に近づいた。以上の結果から、大気ラム波に大気重力波の高次モードを含め、地球の弾性変形や分散を考慮することで計算値の向上が確認された。

© The Seismological Society of Japan

Effect of the sea temperature on the T-phase source relocation : 2023 Sofu sea mount swarm

*Shingo WATADA[1]

1. ERI, University of Tokyo

2023 年10月10日早朝（日本時）150分の間に14回発生した孀婦海山付近の群発地震はマグニチュード４～５前後であるが最大60cmの津波を発生させた。同時に明瞭な海中音波T-phaseが海底地震計・津波計で記録され、島嶼部と本州や四国の陸上地震観にT-phaseのから変換波が到達している。T-phaseの発生場所を特定するため、震源を囲むように島嶼部の地震観測点７点のT-phaeseを読み取り、震源決定を行った。もっとも遠い観測点は1200km離れた国頭（沖縄）である。海上保安庁が1月に調査では、孀婦海山カルデラ（直径約７キロ）のリム付近に新たな火口発見され、その周辺では最大400mを越える海底地形変化が報告さている。求められた群発地震の位置は新たな火口付近よりも系統的に西側に5~6kmずれている。読み取り精度を上げるため、エンベロープの波形相互による読み取りを試したが、系統誤差改善が見られない。周囲の海水温を調べると、水深100-200mで西側観測点の水温が2-3度高い。水温が上昇すると音速が増える(1度で0.3% 増加)。長距離を伝播したT-phaseの走時を補正して、震源の系統的誤差の改善を調べる。

© The Seismological Society of Japan

Real-time tsunami prediction under complex disaster and the utilization in Kagawa prefecture

*Narumi TAKAHASHI[1], Kentaro Imai[2], Naotaka Chikasada[1], Takeshi Kasai[3], Atsuko Nonomura[3]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Japan Agency for, 3. Kagawa University

これまで海域観測網データを用いた津波即時予測のシステムを開発してきた（Takahashi et al., 2017; 2022）。これは、津波の到達時刻、津波高、浸水深分布を即時的に予測するものである。津波の到来方向の同定や地殻変動成分の取り込みによる連動発生対応といった津波予測の精度向上のためのもの、海域観測網が不十分である海域では電離圏擾乱やブイによるモバイル式の津波観測データといった、入力データの多様化も進めてきた。この津波即時予測システムを導入するにあたっては、ユーザーの使用目的を確認するようにしている。過小評価を徹底的に避けるのか、多少過小評価になっても予測の過大評価も避けるのか、システム内に統計処理により、ユーザーが選択できる機能も有している。また、配信機能としても、気象庁からのアデス情報に応じた配信制御機能や、エリアメールに情報を展開するための機能も付与した。これまで、この津波即時予測システムに津波瓦礫の漂流分布を予測する予測項目の多様化(Takahashi et al., 2023)の方向性と、このシステムを効果的に使用する避難指示訓練の方向性で検討を進めてきた。このような津波即時予測システムの使い方も津波被害の特性に応じて変わる。津波避難に十分な時間がない地域では、ともかく早期避難を徹底し、津波浸水後に行政が孤立地域を同定し、いち早く住民救出に動くことに利用できる。一方、津波浸水開始までの２時間程度の猶予時間がある地域では、強震動による地震被害にある程度対応してから津波避難することが可能である。傷病者が発生した時に、搬送先やそのルート、インフラの状況を浸水深分布から推定し、現地対応者へ適切な指示を出すための訓練に津波即時予測システムを利用することができる。このような訓練を香川県坂出市の消防とともに実施してきた（笠井他, 2022）。しかし、瀬戸内地域は干満の差が大きく、満潮時と干潮時では数メートルの差がある。また、昨今は毎年のように豪雨災害が発生しており、気象状況により、沿岸部の水位が上昇している可能性もある。そこで香川県を例として、安全を見て過大評価気味に津波予測の情報を展開するのはなく、それぞれの水位の状況に応じて津波を予測するシステムを試作することとした。まず、地域の直立堤防などの情報を津波計算時に反映させるべく、現地での測量作業を実施した。次に平均潮位、満潮位、高潮時の３種類の津波データベースを構築した。ここでは、満潮位は平均潮位プラス1.6メートル、高潮時は平均潮位プラス2.6メートルである。この高潮時の潮位は、香川県での過去の水害時に発生した潮位を参考にした。最後に、沿岸部の水位情報に応じてデータベースを切り替えて津波即時予測システムを稼働させる。香川県では、河川の水位情報が公開されているため、これらの情報を用いてデータベースを切り替える。豪雨により水位が上昇している状況下では、津波浸水のリスクは大きくなり、干潮時には相対的にリスクは小さくなる。このように、地域の潮位の特徴や複合災害を念頭に沿岸部での水位が上昇している状況など、現地の状況に応じた津波即時予測を行う形へシステムを見直している。この津波即時予測システムを用いた避難指示訓練では、より様々な状況を前提として設定することが可能となる。各設定環境下において、地域の津波避難計画に沿って実施する必要があるが、強震動によって発生する建物被害推定と、そこに津波浸水による瓦礫発生が加わるような被災をイメージし、そこに別の災害が加わるかを加味して、発災後から津波浸水開始まで、津波浸水中、津波が十分減衰した後で、地域の防災対策は優先順位を適切に決めることが必要であると考えている。地域を支える人材の二次被災を避け、持続的に維持するため必要な情報が何か、このような取り組みから検証する。この取り組みは、公益財団法人セコム科学技術振興財団による研究助成により実施されました。

© The Seismological Society of Japan

Consideration of the tsunami inundation area along the coast of Miyazaki City -1662 Hyuga-nada and 1707 Hoei earthquakes-

*Kei IOKI[1], Yusuke YAMASHITA[2]

1. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 2. Miyazaki Observatory, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

南海トラフの西南端に位置する日向灘では，海溝型地震が度々発生している．中でも歴史記録上，日向灘で発生した最大規模の地震は1662年日向灘地震とされている．古文書などによると，この地震により非常に強い揺れがあり，建物の被害状況などから最大震度は６強程度であったと推定される．またこの地震により津波が発生し，宮崎市沿岸部では津波の高さが4-5 mと推定され，大きな被害をもたらした．しかしイベント堆積物や歴史記録等，この地震に関する情報はいまだ十分とは言えず，地震像も明確にはなっていない現状である．既存の断層モデルには，宮崎県日南市小目井におけるイベント堆積物の分布範囲や，宮崎県沿岸の歴史記録から推定された津波の高さを比較することで構築された1662年日向灘地震の断層モデル(Ioki et al., 2023)がある．断層モデルのさらなる拘束条件となる歴史記録を再調査し，断層モデルの高精度化に繋げる．

宮崎市沿岸に位置する内海は，海が内陸に入りこみ，西方の奥には内海川が続いている．内海川の中流の淵には，鯛取淵という地名がある．鯛取淵は現在の海岸から直線距離約800 m離れており，現在の標高は約10 mである．この地名の由来は，1662年日向灘地震の時に，大津波によって流されてきた鯛がたくさんいたので，避難していた住民はそれを食して飢えをしのいだという伝えによるものである(湯浅, 2017)．内海川の地形は，海から緩やかな勾配があり，鯛が打ちあがったとされる場所は平坦な広い淵となっており，これより上流は宮崎層群の砂岩泥岩互層の約2 mの急な段差となっている．伝承，地名，地形等を考慮すると，この鯛が打ちあがったとされる淵あたりまで1662年津波は到達したと推測される．

1662年日向灘地震による津波のシミュレーションのため，まず内海において過去の海岸地形推定を行った．現在の地形データから，漁港，防波堤，突堤，埋立地などの人工構造物を取り除き，古地図等から1662年津波襲来当時の海岸線や川の位置等を推定した．次に内海において推定した過去の地形を用いて，1662年日向灘地震の断層モデル(Ioki et al., 2023)を使用し，津波のシミュレーションを行った．その結果，計算された津波の浸水範囲は，鯛取淵の津波がきたと推定される場所（標高約10 m地点）まで到達した．この断層モデルで1662年日向灘地震の内海における津波を説明することができた．

一方，同時代に，波源も比較的近い場所で発生した津波の把握のため，1707年宝永地震の津波の浸水範囲との比較も行った．その結果，先行研究による1707年宝永地震の断層モデル(Furumura et al., 2011)から計算された津波は，内海での浸水範囲は1662年津波の計算浸水範囲より小さく，標高約2 m地点まで到達し，鯛取淵までは到達しないことが確認された．

© The Seismological Society of Japan

Variations in Probabilistic Tsunami Hazard Curves Due to Differences in Tsunami Source Fault Model Groups

*Eishin Watanabe[1], Toshitaka Baba[1], Tomohiro Yasuda[2]

1. Tokushima Univ., 2. Kansai Univ.

地震や津波は自然現象であり不確実性が大きい．このため津波防御施設である海岸構造物の設計などには確率的な評価を利用することが好ましい．しかし，津波の確率論的評価として提示されるハザードカーブなどは断層モデル群をはじめとする採用モデルに依存する．一概にどのモデルが優位とは言えないため，採用したモデルによる評価結果の違いとその原因ついて定量的に把握しておく必要がある．我々は，南海トラフにおいて地震調査研究推進本部が提示する不均質断層すべりを考慮した波源断層モデル群から非線形長波式で津波計算を行い，それにグーデンベルグ・リヒター則に基づいて発生確率を与え，任意地点の津波の超過確率を津波ハザードカーブとして評価してきた．ここでは、不均質断層すべりを除去した均質すべりモデル群，別の手法（ランダムフェーズモデル）で作成された不均質すべりモデル群でもこれまでと同じ手法で津波ハザードカーブを評価し，波源断層モデルの作り方の違いによる確率津波ハザードの評価結果の違いについて議論する．均質断層すべり群から構築した津波ハザードカーブは不均質断層すべりを考慮した波源モデル群のそれよりも明らかに小さかった．これは不均質すべりを考慮しないことによって津波高さが低いシナリオの割合が大きくなったからと考えられる．また，地震調査研究推進本部が提示する不均質断層すべり群とランダムフェーズによる不均質断層すべり群の比較でも有意な違いが見られた．これはランダムフェーズモデル群では最大すべり量が大きく，アスペリティが陸に面したシナリオが存在し，海岸での津波高さがより高いシナリオが地震調査研究推進本部の波源断層モデル群よりも多く含まれているためと考えられる．このように波源断層モデルの作成方法に津波ハザードカーブは敏感であるため，津波の確率評価においては適切に構築された波源断層モデル群を利用する必要がある．

© The Seismological Society of Japan

Probabilistic Tsunami Hazard Assessment along Kuril and Japan trenches: Probability Setting Method and Hazard Assessment Results

*Koichi MURATA[1], Kenji HIRATA[2], Hiroyuki FUJIWARA[2], Hiromitsu NAKAMURA[2], Yuji DOHI[2], Makoto NEMOTO[1], Tadashi KITO[1], Xuelei ZHANG[1]

1. OYO Corporation, 2. NIED

はじめに　千島海溝沿いおよび日本海溝沿いでは、1952年十勝沖地震 (M8.2) 、1963年択捉島沖地震 (M8.1) 、1968年十勝沖地震 (M7.9) 、2003年十勝沖地震 (M8.0) 、2011年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) 等の地震が発生し、津波の被害が生じている。土肥・他 (2024，JpGU) では、千島海溝沿いおよび日本海溝沿いの地震活動の長期評価 (地震調査委員会, 2017, 2019) に記載されている地震規模及び地震グループを対象として日本海溝と千島海溝の2海域統合確率論的津波ハザード評価 (PTHA) を報告した。これに引き続き、土肥･他 (2024, 本学会) では、長期評価で評価対象としていない地震規模及び地震グループも考慮した2海域統合の確率論的津波ハザード評価 (PTHA) を報告している。本発表では、土肥･他 (2024, 本学会) で使用している地震発生確率の設定、ハザードカーブの計算、及び確率論的な統合の考え方とその結果について報告する。PTHAで考慮した地震の波源断層モデル群の構築及び津波伝播遡上計算については、張・他 (2024, 本学会) を参照されたい。
地震発生確率の設定　次の基本原則に基づいて地震発生確率を与えた。(1) : 長期評価で発生確率が評価されている場合は、その確率モデルを用いる。(2) : 長期評価で評価対象とされていない場合は「背景的な地震活動から対象地震規模の年頻度を算定し定常ポアソンモデルで算定する」という確率モデル (背景GR+ポアソンモデル) を用いる。(3) : 長期評価で評価された地震規模を上回る場合は長期評価の確率モデルを外挿し、長期評価で評価された地震規模を下回る場合は背景GR＋ポアソンモデルを用いる。(4) : ある地震 (グループ) に発生確率が与えられている場合、評価対象とする地震規模範囲に対して、その発生確率をb値=0.9のGR則的な傾斜配分を行う。(5) : 背景GR＋ポアソンモデルで発生確率を与える場合、評価対象とする地震規模範囲に対して、b値=0.9のGR則的な傾斜配分を行う。ただし、一部の地震グループについては、例外的に次のように地震発生確率を与えた。(1) の例外: 長期評価で明記された確率モデルと異なる確率モデルを使用する (プレート間巨大地震 (色丹島沖及び択捉島沖) など) 。(2)の例外 : 類似の超巨大地震に対して長期評価された平均発生間隔を流用して評価する (日本海溝沿いの超巨大地震 (その他) (＝東北地方太平洋沖型でない超巨大地震)) 。
確率論的統合　個々の波源断層モデルから求めた津波に対して、計算誤差等による不確定性を確率モデルによって表現したうえで、各々を確率論的に統合した。確率論的な統合においては、(1) : 海域 (日本海溝沿いと千島海溝沿いの両海域) 、(2) : 地震グループ (位置・形状・地震規模が異なる震源域の集合) 、(3) : 震源域 (地震規模・位置・形状が特定された巨視的波源断層モデル) 、(4) : 波源断層モデル (地震規模・位置・形状に加えすべり不均質も特定された微視的波源断層モデル) の階層ごとにルールを設けて確率を統合した。具体的には、次のような考え方で統合した。(1) : 異なる海域の地震は互いに独立。(2) : 1つの海域内で異なる地震グループは互いに独立。(3) : 1つの地震グループ内で異なる震源域は原則として互いに独立。ただし、長期評価で発生確率が評価され、最新の活動時期が分かっており、特定の地域で繰り返し発生の可能性があると評価された地震グループは例外的に互いに排反。(4) : 1つの震源域内で異なる波源断層モデルは互いに排反。
確率論的津波ハザード評価結果　現時点でのハザード評価結果の一例として、今後30年間で海岸の最大水位上昇量が3mを超える30年超過確率分布を求めた。北海道に着目すると、概ね襟裳岬以東の太平洋沿岸で30年超過確率が他の地域よりも相対的に高く推定された。関東～東北地方に着目すると、太平洋沿岸で30年超過確率が相対的に高く推定された。
今後の予定　今回の評価結果は、日本海溝沿い及び千島海溝沿いの地震のみを対象とした津波ハザード評価結果である。今後、相模トラフ、南海トラフなどの他の海域での地震の影響を考慮して統合し、より実際に即した津波ハザード評価を実施する予定である。なお、本研究は防災科研の研究プロジェクト「自然災害のハザード・リスクに関する研究開発」の一環として実施している。

© The Seismological Society of Japan

Probabilistic Tsunami Hazard Assessment along Kuril and Japan trenches: Characterized fault models and Simulation results

*Xuelei ZHANG[1], Kenji Hirata[2], Hiroyuki Fujiwara[2], Hiromitsu Nakamura[2], Nobuyuki Morikawa[2], Yuji Dohi[2], Makoto Nemoto[1], Tadashi Kitou[1], Koichi Murata[1]

1. OYO CORPORATION, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

はじめに 土肥・他 (2024，JpGU) では、千島海溝沿いおよび日本海溝沿いの地震活動の長期評価 (地震調査委員会, 2017, 2019) に記載されている地震規模及び地震グループを対象として2海域統合確率論的津波ハザード評価 (PTHA) を行った。それに対して、土肥･他 (2024, 本学会) では、長期評価では評価対象としていない地震規模及び地震グループも考慮した2海域統合確率論的津波ハザード評価 (PTHA) を行った。PTHAは、波源断層モデルの構築、津波伝播遡上計算、確率設定及びハザードカーブ解析の4つの要素から構成される。本研究では、長期評価で評価対象とされた地震規模及び地震グループに加え、長期評価では評価対象としていない地震規模及び地震グループも対象に、「特性化波源断層モデル」の具体的な構築手順に焦点を当てるとともに、津波伝播遡上計算の結果も合わせて報告する。なお、ハザードカーブの解析については村田・他 (2024, 本学会) を参照されたい。

特性化波源断層モデルの設定（超巨大地震、プレート間巨大地震） 超巨大地震、プレート間巨大地震の特性化波源断層モデルの設定方法について述べる。まず、沈み込む太平洋プレートの上面に要素断層(約5 km四方)を敷き詰めた。次に、要素断層の集合として特性化波源断層モデルを構築した。特性化波源断層モデルは、「背景領域」、「大すべり域」、「超大すべり域」の3つのすべり領域から構成される。超大すべり域の設定の有無および大すべり域と超大すべり域のすべり量や断層面積は『波源断層を特性化した津波の予測手法(津波レシピ)』(地震調査委員会, 2017) を参考に設定した。既往地震の特徴分析に基づき、巨視的波源断層モデル、大すべり域及び超大すべり域の縦横比（アスペクト比）は2.0とした。一つの巨視的波源断層モデルに対して、数個から数十個の特性化波源断層モデルを構築することで、すべりの不均質性を表現した。

特性化波源断層モデルの設定（津波地震） 長期評価において、津波地震の規模はMt（津波マグニチュード）で表現されている。そのため、津波地震については、断層面積及び断層すべり量は、津波レシピに基づく方法ではなく、断層面積を固定した上で、海岸の最大水位上昇量が阿部 (1999) の式のMtに合うように断層すべり量を設定した。

特性化波源断層モデルの設定（ひとまわり小さいプレート間地震、プレート内地震） ひとまわり小さいプレート間地震の特性化波源断層モデルは、超巨大地震やプレート間巨大地震と同様に、要素断層の集合として構築した。ただし、巨視的波源断層モデルの形状を正方形とし、大すべり域のみを設定した。プレート内地震（沈み込んだプレート内および海溝軸外側の地震）の特性化波源断層モデルは、１枚の矩形断層として設定した。ただし、海溝軸外側の地震については、地震規模が大きい場合（Mw8.7以上）には複数枚の矩形断層の集合として設定した。

地震グループごとの地震規模 各海域における地震グループと地震規模範囲は、以下のとおりである。千島海溝沿いでは、 (1) 超巨大地震 (17世紀型) : Mw8.6～9.2、 (2) 連動型のプレート間巨大地震 : Mw8.0～8.5、 (3) プレート間巨大地震 (十勝沖) : Mw8.0～8.8、 (4) プレート間巨大地震 (根室沖) : Mw7.8～8.7、 (5) プレート間巨大地震 (色丹島沖及び択捉島沖) : Mw7.7～8.9、 (6) 津波地震 : Mt7.8～9.0、 (7) ひとまわり小さいプレート間地震 (十勝沖・根室沖) : Mw7.0～7.8、 (8) ひとまわり小さいプレート間地震 (色丹島沖・択捉島沖) : Mw7.0～7.6、(9) 沈み込んだプレート内のやや浅い地震 : Mw7.0～8.5、 (10) 沈み込んだプレート内のやや深い地震 : Mw7.0～8.4、 (11) 海溝軸外側の地震 : Mw7.0～9.0 を設定した。日本海溝沿いでは、 (1) 超巨大地震 (東北地方太平洋沖型) : Mw8.6～9.2、 (2) 超巨大地震 (その他) : Mw8.6～9.3、 (3) 連動型のプレート間巨大地震 : Mw8.0～8.5、 (4) プレート間巨大地震 (青森県東方沖及び岩手県沖北部) : Mw7.7～8.8、 (5) プレート間巨大地震 (岩手県沖南部) : Mw8.0～8.4、 (6) プレート間巨大地震 (宮城県沖) : Mw7.7～8.6、 (7) プレート間巨大地震 (福島県沖) : Mw8.0～8.3、 (8) プレート間巨大地震 (茨城県沖) : Mw8.0～8.4、(9) プレート間巨大地震 (房総沖) : Mw8.0～8.8、 (10) 津波地震 : Mt7.8～9.0、 (11) ひとまわり小さいプレート間地震 (青

© The Seismological Society of Japan

森県東方沖及び岩手県沖北部) : Mw7.0～7.6、 (12) ひとまわり小さいプレート間地震 (岩手県沖南部) : Mw7.0～7.8、 (13) ひとまわり小さいプレート間地震 (宮城県沖) : Mw7.0～7.6、 (14) ひとまわり小さいプレート間地震 (福島県沖) : Mw7.0～7.8、 (15) ひとまわり小さいプレート間地震 (茨城県沖) : Mw7.0～7.8、 (16) ひとまわり小さいプレート間地震 (房総沖) : Mw6.8～7.8、 (17) 沈み込んだプレート内のやや浅い地震 : Mw7.0～8.5、 (18) 沈み込んだプレート内のやや深い地震 : Mw7.0～8.4、 (19) 海溝軸外側の地震 : Mw7.0～9.0 の19種類を設定した。このようにして設定した特性化波源断層モデルは、千島海溝沿いで7,674個、日本海溝沿いで7,196個、合計で14,870個となる。

津波伝播遡上計算　震源域から沿岸域までを一括して計算するため、外洋から陸域に近づくほど細かい格子間隔となるように計算領域を細分化し、各計算領域の格子間隔を外洋部から順に1350m、450m、150m、50mで接続した。津波伝播遡上計算の支配方程式を海底摩擦及び移流を考慮した二次元非線形長波理論式とし、Staggered grid, Leap-frog差分法で解いた。境界条件としては、海域では透過境界を、陸域では遡上境界とした。初期水位は、鉛直方向と水平方向の地殻変動成分をOkada（1992）により計算し、Kajiura (1969) の水理フィルターを適用して与えた。発表では、特性化波源断層モデルから生じる、沿岸の最大水位上昇量分布についても紹介する。

謝辞
本研究は防災科研の研究プロジェクト「自然災害のハザード・リスクに関する研究開発」の一環として実施した。

© The Seismological Society of Japan

Estimation of a non-seismic tsunami source associated with the 2020 Alaska Sand Point earthquake

*Akino Naitoh[1], Toshitaka Baba[1]

1. Tokushima Univ.

アリューシャン海溝では，太平洋プレートが北米プレートの下に毎年約8センチ沈み込んでいるため地震活動が活発である．過去に1938年M7.8，1946年M8.6，1964年M9.2，1986年M8.0と大規模地震がアリューシャン海溝で発生した．いくつかの地震では，地震性津波だけでなく海底地すべりによって津波が励起している．このことから，アリューシャン海溝での地震は，非地震イベントの併発を注意する必要がある．2020年10月19日にアラスカ半島沖のアリューシャン海溝でM7.6の地震(2020年アラスカサンドポイント地震)が発生し，それに伴って津波が発生した．この津波は複数のDART観測によって記録された．地震波とGPS観測データのインバージョン解析によって推定された断層モデルに基づいて計算された津波は，DARTで観測された津波波形をまったく再現できなかった．そこで本研究では，2020年アラスカサンドポイント地震に伴う非地震性津波の波源推定を試みた．断層モデルによって計算した津波波形を観測津波波形から除去することで，非地震成分の津波波形を抽出した．抽出した非地震性津波波形に対して津波インバージョン解析を実施し，初期海面変動を推定した．推定された初期海面変動は，地震の発生と同時に非地震性津波が発生したと仮定すると，隆起と沈降が入り混じった複雑なパターンとなり現実的ではなかった．そこで，非地震性津波は地震よりも遅れて発生したと仮定した．地震発生6分後に非地震性津波が発生したケースで，陸側に沈降，海溝側に隆起という双極的な隆起沈降パターンとなった．この双極的な変動パターンは，スロースリップまたは海底地すべりによる津波で説明できると思われた．しかしながら，スロースリップでは地殻変動が発生するためGPSによる観測データと矛盾する．このため，非地震性津波は海底地すべりによる津波の可能性が高い．津波インバージョン解析によって得られた初期海面変動を説明するには，厚さ約500m、長さ約60km、幅約8.0kmの大規模な海底地すべりが必要である．2020年アラスカサンドポイント地震に伴った津波は，断層運動と海底地すべりという複数の要因によって励起されたと考えられる．

© The Seismological Society of Japan

Evaluation of inversion of coastal tsunami waveforms utilizing tsunami source constrained by offshore tsunami waveforms

*Hiroaki TSUSHIMA[1], Yutaka HAYASHI[1], Takeyasu YAMAMOTO[1]

1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

沿岸津波波形の線形逆解析は，津波波源の推定手法として広く活用されている．この手法では，津波第一波には津波伝播の非線形性がほぼ効かないと仮定して線形逆解析が行われるが，近年の研究によって，第一波波形でも非線形性が無視できないこと(Yue et al., 2015, JGR; 対馬・他，2022, JpGU)，なかでも移流の影響が強いこと(Yamanaka et al., 2023, CEJ)が示され，その改善のための逆解析手法も提案されている(Yamanaka & Tanioka, 2024, EPS)．他方，東日本大震災以降，日本近海の海底観測網が充実して大量の沖合津波波形が得られ，津波波源が高精度に推定できるようになった(Kubota et al., 2021, JGR)．こうした波源を正解とみなして比較することで，沿岸津波波形逆解析の性能を詳細に評価できる．この考えに則り，対馬・他 (2022, JpGU)は，沖合・沿岸波形データが豊富な2016年福島県沖地震(Mw 6.9)を解析し，現実の沿岸津波波形の第一波が非線形性に強く影響される場合があること，それが起因して初期水位の推定量が過小になったり，偽波源が求まることを示した．本研究は，この研究を拡張して，初期水位分布の推定が悪化する原因をより深く分析するとともに，その悪化を改善する簡便な方法を提案する．

2016年福島県沖地震(Mw 6.9)を対象とし，日本列島太平洋岸の波浪計9点，潮位計11点の沿岸津波波形を用いた．逆解析で推定する津波波源は，断層すべり分布ではなく初期水位分布とした．仮定する断層面の誤差が，波形逆解析の性能評価の妨げになることを避けるためである．波形逆解析には，対馬・他 (2022, JpGU)と同様，赤池ベイズ情報量規準を用いたベイズ逆解析(Yabuki & Matsu’ura, 1992)を用い，データ誤差共分散行列はDuputel (2012, GJI)の手法で構築した．初期水位分布を表現するための海面要素は，余震分布を概ね網羅する範囲に設定した．

まず，沿岸津波波形第一波のうち，非線形性の影響が強い部分を除外して逆解析を行った．当該部分の選定は，沖合波形から求めた波源を用いた線形・非線形津波計算結果の比較に基づく．逆解析の結果，主波源である沈降域での上下変位量の過小評価が改善し，沖合波形から求めた沈降量と同程度になった．これは，初期水位量の過小評価が非線形性に起因することを意味する．一方，主沈降域周辺の偽波源は解消しなかった．すなわち，波源精度悪化の原因が非線形性のみではないことを示す．そこで，沿岸波形から拘束しづらい場所に偽波源が生じている可能性を考え，沿岸観測点の津波到達時刻を用いて逆伝播した結果，顕著な偽波源の多くは逆伝播波面で囲まれる範囲(波源域の候補)の外に位置した．さらに，逆伝播波面で囲まれる範囲に解析領域を限定し，かつ，非線形性が弱い波形部分のみ用いて逆解析した結果，沖合波形から求まる波源に比肩する初期水位分布が推定され，沖合津波波形も概ね再現できた．

本研究により，2016年福島県沖地震の事例で，沿岸津波波形逆解析で求めた波源の精度が悪い原因は，非線形性の無視と沿岸波形による波源への拘束が弱いことであると示された．また，逆解析に入力する波形部分の選定と，解析対象領域の設定を工夫すれば，沿岸波形から初期水位分布を高精度に推定できることも明らかになった．本研究では，非線形性の影響が強い部分の選定には，沖合波形から求めた波源を用いたが，沿岸波形第一波全体から推定した波源で代用しても，同様の波形部分を選定できうることは確認済みである．したがって，本研究で示した工夫は，沿岸波形のみ利用できる状況でも適用可能であり，沖合観測網の少ない日本海や海外で起きた津波の初期水位分布の推定にも貢献するものと期待できる．

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 22nd) | Regular session：S02. Seismometry and monitoring system

Tue. Oct 22, 2024 5:15 PM - 6:45 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 8:15 AM - 9:45 AM UTC | Room P Main Hall (2F)

[S02P] PM-P

[S02P-01] Seismic observation by distributed acoustic sensing using N-net offshore system in Hyuga-nada

*Masanao Shinohara[1,2], Shin Aoi[1], Tetsuya Takeda[1], Takashi Kunugi[1], Kenji Uehira[1], Masashi Mochizuki[1], Shinichi Tanaka[2], Masataka Masuda[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

[S02P-02] Operational Experiments of Real-Time Edge Processing for Ground Monitoring Using Optical Fiber DAS

*Hiromitsu NAKAMURA[1], Hiroyuki FUJIWARA[1], Shohei NAITO[1], Masaki TAKEBE[2], Masataka TOMA[2], Maki FURUKAWA[2], Naoto OGAWA[3], Ken SAKURAI[3] (1. NIED, 2. MESW, 3. OYO)

[S02P-03] Rapid detection of seismicity using relative source location method with seismic amplitudes

*Masashi OGISO[1] (1. Meteorological Research Institute)

[S02P-04] Characteristics seen in DAS observations on the Off-Tonankai Cable

*Masayuki TANAKA[1], Yasuhiro YOSHIDA[1] (1. Meteorological Research Institute)

[S02P-05] Investigation of the Strong Ground Motion Response of DAS Using a Large-Scale Shaking Table

*Satoshi KATAKAMI[1] (1. RTRI, Seismic Data Analysis Lab.)

[S02P-06] The quality of data from seismographs and pressure gauges in the N-net offshore system

*Tetsuya Takeda[1], Takayuki Miyoshi[1], Takashi Kunugi[1], Shin Aoi[1], Masanao Shinohara[1,2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

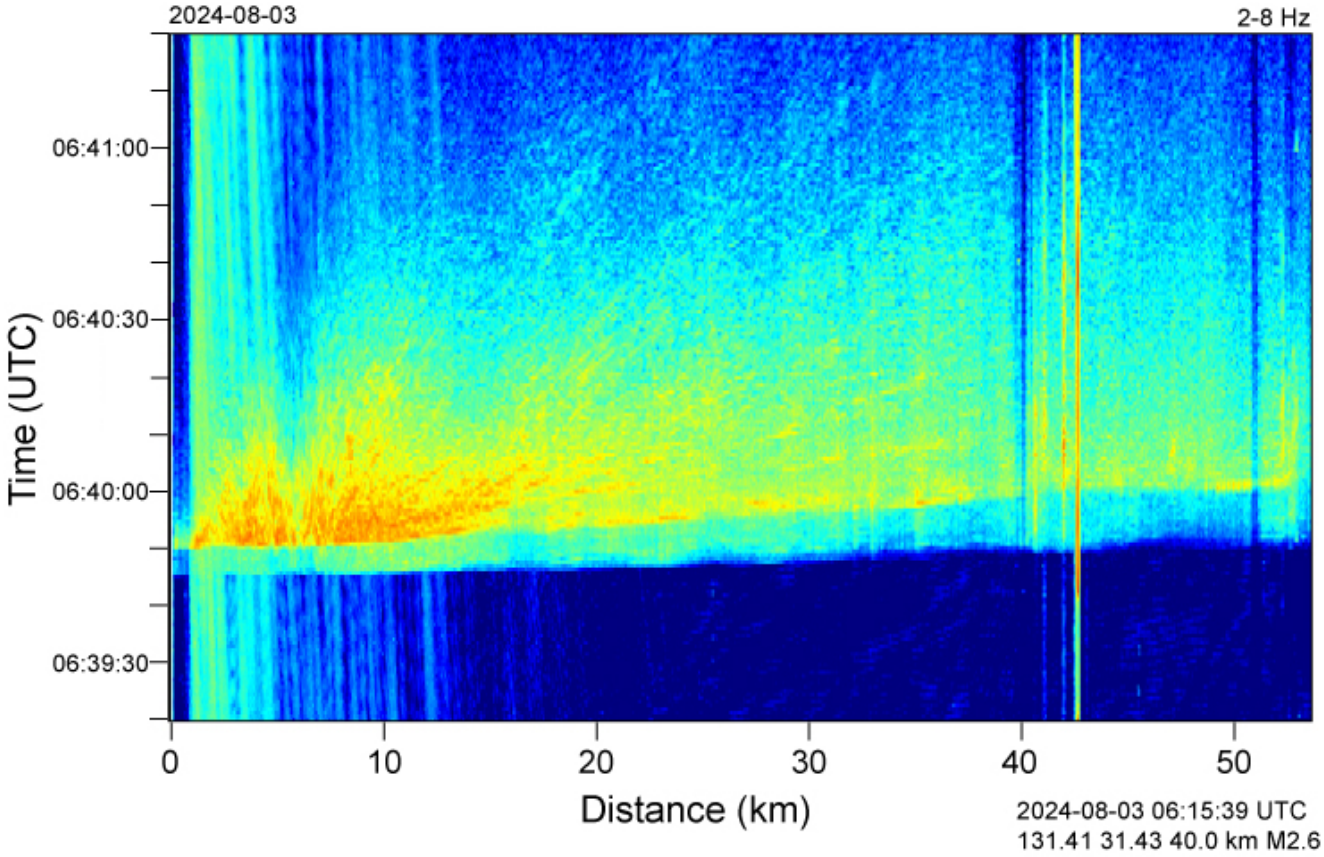
Seismic observation by distributed acoustic sensing using N-net offshore system in Hyuga-nada

*Masanao Shinohara[1,2], Shin Aoi[1], Tetsuya Takeda[1], Takashi Kunugi[1], Kenji Uehira[1], Masashi Mochizuki[1], Shinichi Tanaka[2], Masataka Masuda[2]

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

日本周辺の海溝やトラフ周辺において大地震の発生を早期に捉えることは地震防災において重要であり、そのため海底ケーブル観測システムは必要不可欠であり、また、海洋プレート沈み込みの詳細を明らかにするためにも有用なデータを提供する。これらの観点から高知県沖から日向灘にかけての海域では、新しいケーブル式海底地震津波観測網N-netが開発整備されている。このシステムは、S-netに代表されるインライン方式と、DONETに利用されているセンサーシステムプラグイン方式をハイブリッドして、広域に観測網を展開すると共に、研究の進展に応じた観測装置の追加が可能であることが特徴である。N-netは沖合システムと沿岸システムの2つの観測システムからなり、計36台の観測装置と4台のプラグイン装置が光海底ケーブルにより接続される。海底ケーブルは片端は宮崎県串間市に、もう一つの片端は高知県室戸市に陸揚げされている。インライン観測装置には、加速度計・速度計・MEMS技術を用いた水圧計を搭載している。南海トラフに近い領域に敷設された沖合システムの試験運用が2024年7月より開始している。2024年度中に、高知県沖から日向灘にかけての沿岸域において観測する沿岸システムが設置される計画である。沖合システムには串間局から約55 km先までデータ通信に使用していないファイバがある。近年、分散型音響センシング(DAS)に代表される光ファイバセンシング技術が発展し、地震観測に利用されている。この観測技術は空間的に高密度な震動データを長距離にわたって取得できる。これまでに、国内でDAS計測が既設海底ケーブルに適用され海底地震観測として有用であることが示された。DAS計測は位相の揃ったレーザー光の短いパルスを連続的にシングルモードファイバに送信し後方散乱光を観測することにより、振動を検知する。光の往復時間とゲージ長が観測点までの距離と空間解像度にそれぞれ対応する。空間的な観測点間隔は最も短い場合で数mである。最も長い観測長は100km以上に達している。海底ケーブル観測システムのデータ伝送用の光海底ケーブルは、通信に用いられる一般的な海底ケーブルを用いている。通信用光海底ケーブルでは、束ねたファイバが鉄線やポリエチレンなどの保護材と一体化した金属製のパイプに通っている。以前はパイプに接着剤などが詰められ、ファイバがケーブル本体と強く結合していた(リジッド)が、2010年頃からの光海底ケーブルは張力がかかってもファイバが切断しにくいようにパイプにはジェリーなど柔らかい物質が詰められるようになった(ルース)。これまで国内で行われたDAS観測の多くはリジッド海底ケーブルを用いており、ルース光海底ケーブルを用いたDAS観測は余り行われていない。N-netシステムはシステム全体を考慮してルース光海底ケーブルが用いられている。以上のような背景から、N-net沖合システム串間局側において、データ通信に使用していないファイバによるDAS計測を実施し、観測の評価を行うこととした。串間局側は陸上局から約38 kmの地点に観測装置が接続されておりDASデータの比較評価に好都合である。海底ケーブルは約50km先まで海底下に埋設されている。DAS観測は2024年8月1日より開始した。計測に用いたファイバはペアとなっており、約54km先で2つのファイバが接続されており、片端からは約110kmのファイバとして見える。DAS計測を開始する前に、光パルス試験器(OTDR)を用いて、ファイバの健全性を評価した。その後、DAS計測器を串間陸上局舎内にDAS計測器を設置して、空間サンプリング間隔10.21m、ゲージ長100m、収録チャンネル数10,000、サンプリング周波数200Hzで観測を開始した。レーザー光ping rateは800Hzである。約54km地点でファイバが折り返されているので、同じデータが取得される。観測開始直後から多数の地震が収録された(図)。8月8日には日向灘で発生した気象庁マグニチュード7.1の地震を観測し、その後も多数の余震が観測されている。また、雑微動部分のスペクトルからは、ノイズレベルが国内他地域のシステムにおけるノイズレベルとほぼ同じであり、さらに脈動のピークを確認できる。これらのことから、N-netの海底ケーブルにおいてもDAS計測が有益であることが推定される。今回の試験観測は3ヶ月間程度実施する予定であり、その後データの評価を行う予定である。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Operational Experiments of Real-Time Edge Processing for Ground Monitoring Using Optical Fiber DAS

*Hiromitsu NAKAMURA[1], Hiroyuki FUJIWARA[1], Shohei NAITO[1], Masaki TAKEBE[2], Masataka TOMA[2], Maki FURUKAWA[2], Naoto OGAWA[3], Ken SAKURAI[3]

1. NIED, 2. MESW, 3. OYO

大都市が立地する堆積平野の地盤リスク評価手法の高度化を目指し、光ファイバDASと微動探査の融合による高密度・高精度な広域での詳細地盤モニタリングのための基礎的・基盤的な技術開発を実施している。光ファイバDASの計測器（インテロゲータ）の性能に基づき、数十キロメートルに及ぶ長距離かつ10メートル以下の間隔で任意の観測点を設定し、長期間計測することが可能である一方で、光ファイバDAS では大量のデータ（例えば、1本の光ファイバで100TB/月程度）が蓄積されるため、継続的にネットワークを介してデータを取得することが難しく、定期的に計測器が設置されている現地でデータを回収するという利用方法が主流となっていることが課題であり、広域での詳細地盤モニタリングを実現するためにはこの課題を解決することが必須となっている。そこで、本研究では現地におけるデータの取得・整理・解析の一連の処理のリアルタイム化を最終的な目的として開発中のエッジ処理（ノイズリダクション、ダウンサンプリング、特徴量計算処理）を行うプロトタイプシステムの稼働実験の状況を報告する。
稼働実験は、試験サイトにおいて実際のインテロゲータを使用した実験とした。実験にはSintela社製のインテロゲータ（ONYX peta）を使用し、ファイバ長は1000m、観測点（チャンネル）の間隔は0.71m、サンプリング周波数は500Hzに設定した。試験サイトでは、2種類の入力方式を変えた実験を行った。一つはファイルベースの入力方式を採用し、インテロゲータより計算端末に対し、60秒間の計測データファイルを継続的に出力し、プロトタイプシステムにより同期的にデータを取得しエッジ処理を行った。もう一方は、現地でのリアルタイム処理を想定してパケット通信によるストリーミングの入力方式（TCP通信）を採用し、インテロゲータよりネットワークLANを経由にて、秒単位のパケットをプロトタイプシステムの入力とした。本実験は、光ファイバDASにおいて主流であるファイルベースの入力形式に比較し、よりリアルタイム性の高い秒単位のエッジ処理が実現可能か評価を行った。今後、現地で行われるエッジ処理は、データ量削減と特徴量抽出の自動化等の改良により、データセンタへのデータ転送量が低減されるだけでなく、抽出された特徴量を用いて現象の把握も可能となることが期待される。
謝辞：本研究は防衛装備庁「安全保障技術研究推進制度」の一環として行われた。

© The Seismological Society of Japan

Rapid detection of seismicity using relative source location method with seismic amplitudes

*Masashi OGISO[1]

1. Meteorological Research Institute

一般的に、地震の震源決定にはP波やS波の到達時刻が用いられる。到達時が読み取れるならばそれを用いた震源決定を行えばよいが、地震活動が非常に活発な時や、Tectonic tremorといったそもそも観測波形が一般的な地震と大きく異なるような場合は到達時の読み取りが困難であり、一般的な震源決定が不可能となる。地震波振幅を用いた震源決定手法(ASL法、例えばBattaglia and Aki, 2003)はこのような到達時を読み取れない地震波イベントに有効であり、また、アレイ観測のような特殊な観測も必要としない。しかし、地震波振幅を用いるので観測点のサイト特性の推定精度が震源位置の精度に大きく影響する。そのような問題に対してOgiso and Yomogida (2021)は地震波の振幅比を用いた相対震源決定手法を提案し、ASL法の有効性を生かすとともに相対震源決定手法を用いることで震源の推定精度も到達時を用いた震源決定手法に比肩しうることを示した。この相対震源決定手法では基本的に地震波イベントの到達時を必要としないため、到達時の検測が困難である活発な地震活動の概略を把握するのに有効であると考えられる。本発表では、Ogiso and Yomogida (2021)の相対震源決定手法を地震活動が活発な際の連続波形に適用し、地震活動の早期把握の可能性について検討する。

地震活動が活発な事例として、ここでは2008年9月29日の雌阿寒岳における火山性地震の多発例を取り上げる。この日、雌阿寒岳では14:11頃に継続時間が約4分程度の火山性微動が発生したのち火山性地震が多発し、札幌管区気象台による1日の地震回数は788回であった。本研究では、火山性微動発生後の9月29日14:20～16:00の連続波形を使用した。基準とした地震は2008年11月7日に発生したもので、震源は到達時より決定した。　火口周辺の5観測点の上下動成分を使用し、1次元速度・減衰構造を仮定した。地震のオリジンタイムを仮定して、基準地震の走時を考慮した5秒のタイムウィンドウで各観測点の波形を切り出し、そのタイムウィンドウ内のRoot mean square (RMS)振幅を計算する。そして、基準地震における各観測点のRMS振幅との比をとり、基準地震と対象とする火山性地震が各観測点との震源距離より十分近いとの仮定のもとで線形方程式を導いて、通常の最小二乗法で基準地震に対する相対的な位置と震源における振幅比を推定する。仮定したオリジンタイムを2秒ずつずらしてこの計算を連続的に行い、連続的に得られた震源振幅の比が極大となる時刻の震源位置をピックアップした。

震源振幅が基準イベントの0.5倍以上という条件で個数を数えたところ、札幌管区気象台による手動検測で決められた震源は34個のところ、本手法では約3倍の108個の震源を推定することができた。手動検測の震源分布と比較すると若干ばらつきが大きいものの、地震活動の早期把握という観点からみれば十分な精度で震源分布が得られたものと考えている。本手法は通常の最小二乗法を使用しているため、計算負荷はグリッドサーチ等を使用するASL法より極めて小さく、一定時間の波形バッファが必要であることを除けば準リアルタイム的に適用することも可能であろう。

火山性地震は一般的に活動域が狭いため、ひとつの基準地震で活動域の概略を把握することが可能と思われるが、大地震後の余震活動等では活動域が広く、複数の基準地震を用いる等の工夫が必要であろう。今後はそのような改修を実施し、本手法の適用範囲の拡大に取り組んでいきたい。

謝辞
本研究では札幌管区気象台が設置・運用している雌阿寒岳の火山観測網における地震波形データを使用しました。

© The Seismological Society of Japan

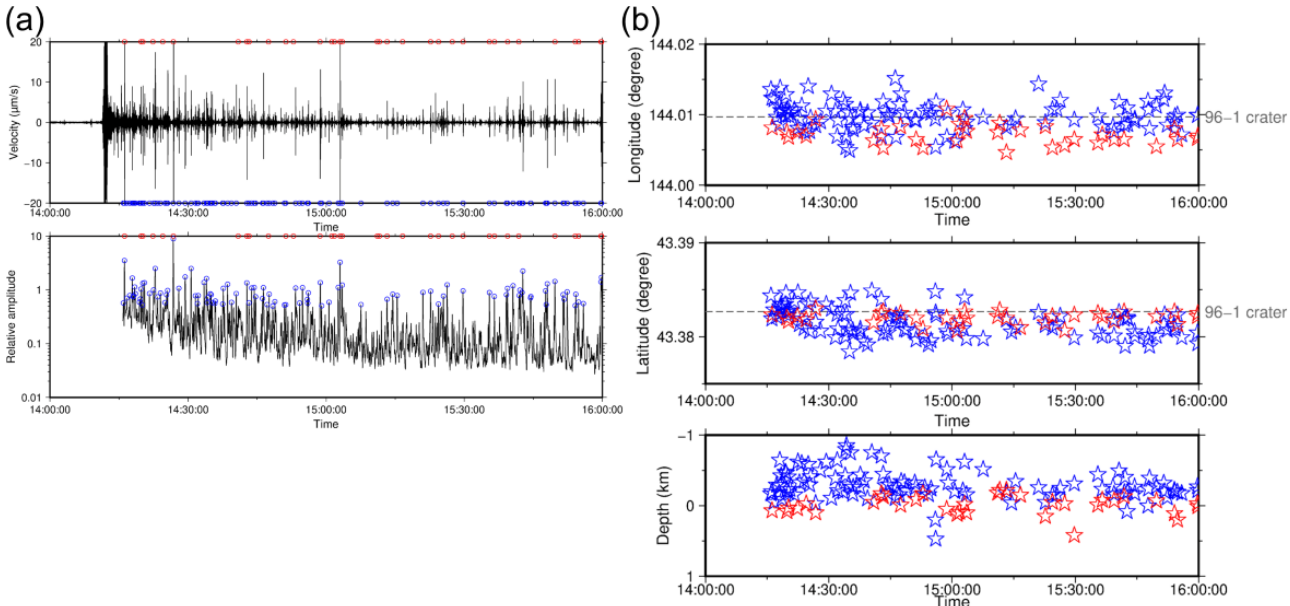


図1.(a)雌阿寒岳オンネトー南東観測点における2008/9/29 14:00～16:00の速度波形(上下動)と震源振幅の時系列。赤丸は札幌管区気象台による震源が存在する時刻、青丸は本研究によって震源を決定したイベントの時刻を示す。(b)札幌管区気象台による震源(赤星)と本研究による震源(青星)の震源位置(経度、緯度、深さ)の比較。

© The Seismological Society of Japan

Characteristics seen in DAS observations on the Off-Tonankai Cable

*Masayuki TANAKA[1], Yasuhiro YOSHIDA[1]

1. Meteorological Research Institute

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事例は国内でも数多く見られるようになった。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。

2023年2月から静岡県御前崎市の沖合に南海トラフに沿って敷設されている東南海沖光海底ケーブルのダークファイバを使ってDAS観測をおこなっている。使用する光ファイバはシングルモードある。ケーブルはDAS装置から約1kmは陸上の地中に、約1 kmから先は海底に敷設されている。2022年12月に御前崎沖約４km付近でケーブルが損傷するトラブルがあり、観測はDAS装置から約5kmの区間とはなったが、自然地震や陸上の地点では車が移動する際に発する振動、海域の地点では波浪や船が航行する際に発するスクリューの振動を捉えることができた。これまでの調査で、海底より陸上の地点の振幅が同じ地震でも小さく、波形相関の弱い区間があることがわかった。他にも特徴が見られないか調べたので紹介する。

© The Seismological Society of Japan

Investigation of the Strong Ground Motion Response of DAS Using a Large-Scale Shaking Table

*Satoshi KATAKAMI[1]

1. RTRI, Seismic Data Analysis Lab.

序章

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。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がある（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。 Distributed Acoustic Sensing（DAS）は、光ファイバーケーブル（以下、光ケーブル）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、光ケーブルに沿った歪み変化を計測する。本技術は数ｍ毎にデータを計測できるため、鉄道沿線の光ケーブルを用いた高密度強震動観測網を構築することが目的である。本研究では、強震動に対するDASの応答性を評価するため、鉄道総合技術研究所（以下、鉄道総研）が保有する大型振動試験装置を活用し、強震動波形を入力した結果を紹介する。

観測

鉄道総研が保有する大型振動試験装置は、兵庫県南部地震や新潟県中越地震における鉄道構造物の被害、新幹線の脱線等を踏まえ構築された大型の振動台であり、水平2方向に加振することが可能である。振動台は、7m×5mであり、X軸方向に±1000gal、Y軸方向に±2000gal、周波数は0.1~20Hzで加振することが可能である。本試験では、振動台に直接光ケーブル（パッチコード）を振動台の長手方向（X軸）に養生テープで3~4列接着させ加振波形を記録した。加振した波形は、20~1000galまでの0.2~10Hzの正弦波と、K-netで過去実際に観測された数種類の地震波形を入力した。正弦波はX軸方向のみ、地震波形は両方向に加振した。DASはAP Sensing社とSintela社のものを使用し、AP Sensing社のGLは3.75、Sintela社は0.53 mに設定した。また、振動台にMEMSの加速度センサーを複数設置し、加速度波形との比較を行った。

結果・考察

本試験において、入力した加振波形の周波数が卓越するひずみ速度波形を観測することができた。振動台と完全固着し剛体として動く場合は、ひずみは観測されないが、本試験では、振動台を構成する物質の微細なひずみ変化、もしくは光ケーブルと振動台のカップリングの不均質性によって生じたみかけ上のひずみ変化を計測していると考えられる。一方、振動台の端部と中央部に接着したパッチコード間で計測されたひずみの値に差があった。これは、加振装置が加振装置が振動台の中央部に一機あるため、加振装置に近い箇所が最もひずみ値が大きくなった可能性が示唆される。また、入力加速度に対するひずみ速度値の推移は、加振周波数によって異なることがわかった。波長とGLの比率は、記録される波形の振幅値に影響を与えることが報告されており（Hubbard et al., 2022）、それらの結果と整合的であった。また、計測に使用した光ケーブルがパッチコードであったため、被覆とファイバー間の緩み等から小さい加速度の際に正確な波形が記録できていない可能性が示唆された。

© The Seismological Society of Japan

The quality of data from seismographs and pressure gauges in the N-net offshore system

*Tetsuya Takeda[1], Takayuki Miyoshi[1], Takashi Kunugi[1], Shin Aoi[1], Masanao Shinohara[1,2]

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

本発表では、南海トラフ海底地震津波観測網（N-net）において整備が完了した沖合システムの地震計および水圧計のデータ品質について報告する。N-netは、南海トラフ巨大地震の想定震源域の西側において観測空白域となっている高知沖から日向灘沖にかけて2019年より整備が進められており、現在、N-netの半分に当たる沖合システムの整備が完了し、2024年7月より試験運用が開始している。N-netは、沖合システムと沿岸システムの２つのサブシステムから構成され、それぞれ18台の観測装置が光海底ケーブルに数珠つなぎの状態で接続される計画である。観測装置は、日本海溝海底地震津波観測網（S-net）などと同じくインライン方式を採用しており、地震計（速度計と加速度計）や水圧計などのセンサが、長さ226㎝、直径34㎝の円筒状の金属筐体の中に格納されている。なお、速度計、加速度計、水圧計は、冗長構成のためにそれぞれ2セットずつある。
N-netの地震計は、速度計にGeospace Tecnologies社製Omni2400（固有周期15Hz）、加速度計に日本航空電子工業社製JA-5（計測範囲±5G）を採用し、それらのデータは100Hzサンプリングで収録されている。７月からの試験運用開始後、すべての観測装置においてデータの欠測は確認されておらず、2024年8月8日日向灘の地震（Mj7.1）を含む地震活動（図参照）のデータが取得できており、データに明らかな異常は認められていない。地震計のデータは、パワースペクトル密度関数（PSD）を用いて2セットあるセンサの比較を行った。両者はよく一致しており、3Hz～30Hzの帯域ではコヒーレンスがおおむね0.7を超えていることを確認している。但し、海底下では非常にバックグラウンドノイズレベルが低く、バックグラウンドノイズレベルがランダムなシステムノイズレベルまで下がっている場合には、コヒーレンスの低下がみられる。
今回N-netでは筐体が円筒であるために筐体が回転することを抑制するための回転低減装置を埋設の１観測点（N.NAE18）を除いた17観測点で装備しているが、日向灘の地震の際には回転低減装置を装備した観測点では最大0.01度（速報値）の回転しかなかったのに対して、回転低減装置が装備されていないN.NAE18観測点では1.8度（速報値）の回転が確認された。今後、観測点での揺れ等のデータと照査する必要があるが、回転低減装置が機能して筐体の回転が抑制されたかもしれない。
N-netの水圧計は、津波変動による水圧観測を目的とし、新規開発したシリコン振動式の水圧計を2セット搭載している。この水圧計は、MEMS（Micro Electro Mechanical Systems；微小電子機械システム）技術を用いたセンサを搭載しており、S-netの際の水圧計（ブルドン管方式）で不得意であった地震時の振動や姿勢変動のデータへの影響を軽減し、震動に強い水圧計を実現している。また、水圧センサ保護筐体の新規設計や、海底における水圧を水圧センサに伝達するオイルであるポリブテンの粘度の変更など、圧力伝達系の開発も行った（青井・他、 JpGU2024）。７月からの試験運用開始後、全水圧計センサから連続データが取得できていることに加えて、2組のセンサで時刻歴データに矛盾がないこと、敷設時に得た水深相当の圧力値を示すこと、潮汐の変動をとらえていることを確認した。津波観測に重要な1分～1時間の帯域での水圧計のノイズレベルは0.046～0.14hPa（水深換算で約0.5～1.4mm）である。これらに加えて、長期的に２組の水圧記録のトレンド、ノイズの混入等についてモニタリングを進めている。なお、2024年8月8日日向灘の地震ではサブセンチの津波を捉えることができており、津波変動による水圧観測の実効性が確認できた。なお、この地震における津波データ解析については久保田・他（地震学会秋季大会2024）にて報告される。

© The Seismological Society of Japan

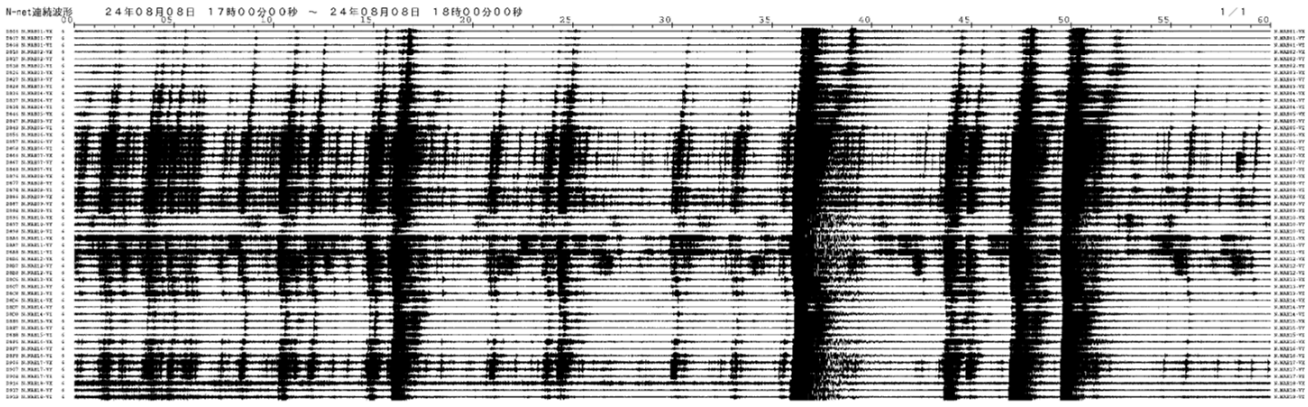


図　2024年8月8日日向灘の地震（Mj7.1）の余震活動（速度計１の8月8日17時台の記録例）。上より、N.NAE01のX成分、Y成分、Z成分、N.NAE02のX成分、・・・の順に18観測点の合計54本の地震トレースが並んでいる。

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 22nd) | Special session：S22. The 2024 Noto Peninsula Earthquake

Tue. Oct 22, 2024 5:15 PM - 6:45 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 8:15 AM - 9:45 AM UTC | Room P Main Hall (2F)

[S22P] PM-P

[S22P-01] Aftershock distribution of the 2024 Noto Peninsula earthquake based on the dense seismic observation

*Hidenobu TAKAHASHI[1], Yasuhira Aoyagi[1], Haruo Kimura[1] (1. Central Research Institute of Electric Power Industry)

[S22P-02] Temporary high-density strong motion observation in Wajima city for the 2024 Noto Peninsula earthquake aftershocks

Tatsuo Kanno[1], *Michiko Shigefuji[1], Nobuo Takai[2], Seiji Tsuno[3], Hiroaki Yamanaka[3], Masahiro Korenaga[4], Hiroe Miyake[5], Kaito Abe[1], Naofumi Nakagawa[2], Yutaro Aoi[2], Ouma Fredrick[2], Ozaslan Bilal[3], Hiroki Matsuda[3], Towa Ohno[3] (1. Kyushu University, 2. Hokkaido University, 3. Tokyo Institute of Technology, 4. Railway Technical Research Institute, 5. Earthquake Research Institute of the University of Tokyo)

[S22P-03] 3-D seismic velocity structure in the source region of the 2024 Noto Earthquake revealed by a dense aftershock observation

*Yasuhira AOYAGI[1], Hidenobu TAKAHASHI[1] (1. CRIEPI)

[S22P-04] Attenuation structure of Noto Peninsula by maximum amplitude using the JMA Catalog.

*Shutaro SEKINE[1] (1. Association for Development of Earthquake Prediction)

[S22P-05] Moment tensor analysis for aftershocks of the 2024 Noto Peninsula Earthquake using shor-period records from ocean-bottom seismometers

*Takeshi Akuhara[1], Masanao Shinohara[1], Tomoaki Yamada[1], Ryosuke Azuma[2], Ryota Hino[2], Koichiro Obana[3], Tsutomu Takahashi[3], Gou Fujie[3], Shuichi Kodaira[3], Yoshio Murai[4], Hisatoshi Baba[5], Yusuke Yamashita[6], Hiroshi Yakiwara[7] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Tohoku University, 3. JAMSTEC, 4. Hokkaido University, 5. Tokai University, 6. Kyoto University, 7. Kagoshima University)

[S22P-06] The characterized source model of the 2024 Noto Peninsula earthquake using empirical Green's function method

*Toshimi SATOH[1], Atsushi OKAZAKI[2] (1. Ohsaki Research Institute, 2. Kansai Electric Power Company)

[S22P-07] Source Model of the 2024 Noto Peninsula Earthquake Estimated from the Broadband Ground Motion Records

*Kazuhiro SOMEI[1], Susumu Kurahashi[2], Kunikazu Yoshida[3], Ken Miyakoshi[4] (1. Geo-Research Institute, 2. Aichi Institute of Technology, 3. Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui, 4. Ohsaki Research Institute, Inc.)

[S22P-08] Source characterization and parameter estimation of the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Yoshiaki SHIBA[1] (1. Central Research Institute of Electric Power Industry)

[S22P-09] Source Model of the 2024 Noto Peninsula Earthquake by Envelope Inversion Using Synthetic Seismograms Generated from GIT and cGAN

*Yusuke TOMOZAWA[1], Junki YAMAGUCHI[1], Tomoki HIKITA[1], Toshihide SAKA[1] (1. Kajima Technical Research Institute)

[S22P-10] Broadband source model for the 2024 Noto Hanto, Japan, earthquake using empirical Green's function method and waveform inversion analysis

*Shohei Yoshida[1], Ken Miyakoshi[1], Takao Kagawa[2] (1. Ohsaki Research Institute, Inc., 2. Tottori Univ., Faculty of Engineering)

[S22P-11] Source fault model and strong ground motion of the 2024 Noto Earthquake estimated from prior and post information

*Kimie NORIMATSU[1], Shinji Toda[1] (1. IRIDeS, Tohoku Univ.)

[S22P-12] Comparison of ground motions at K-NET and KiK-net Togi stations due to the earthquakes around the Noto Peninsula

*Wataru Suzuki[1], Hisahiko Kubo[1], Takeshi Kimura[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

[S22P-13] Damage due to liquefaction, etc. and ground amplification characteristics during the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Shigeki SENNA[1] (1. NIED)

[S22P-14] Temporal changes in triggerability of the seismicity in the Northeastern Noto Peninsula associated with teleseismic earthquakes

*Ryo Matsuo[1], Masatoshi Miyazawa[1] (1. DPRI,Kyoto Univ)

[S22P-15] Aerial photo interpretation of building damage caused by the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Naokazu Monma[1], Hiromitsu Nakamura[1], Shouhei Naito[1], Hiroyuki Fujiwara[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

[S22P-16] Survey of Building Damage Caused by Tsunami and Strong Ground Motions of the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Yoshiaki HISADA[1], Ayaka Katano[2], Masahiro Murakami[1] (1. Kogakuin University, School of Architecture, 2. Kogakuin University, Graduate School)

[S22P-17] Response of the water layer to seismic waves in Toyama Bay during the Noto-Hanto earthquake on 1 January 2024

*Kirill Sementsov[1], Yuichiro Tanioka[1], Yusuke Yamanaka[1], Sergey Kolesov[2,3], Mikhail Nosov[2,3] (1. Hokkaido University, Faculty of Science, Institute of Seismology and Volcanology, 2. M.V.Lomonosov Moscow State University, Faculty of Physics, 3. Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences)

[S22P-18] Tsunami Time Series Data of 2024 Noto Peninsula Earthquake Extracted From Live Camera Images -Wajima Port and Toyama Bay

*Masaaki MINAMI[1], Gen Aoki[2], Hiroaki Tsushima[1], Yutaka Hayashi[1], Kenji Nakata[1], Tatsuo Kuwayama[2], Yasuyuki Yamada[2], Tadashi Sasabe[2], Kenshi Ohshima[3] (1. Meteorological Research Institute, 2. Japan Meteorological Agency, 3. Japan Meteorological Agency, Sendai Regional Headquarters)

[S22P-19] Tsunami magnitude *m* of the 2024 Noto Peninsula earthquake tsunami based on field surveys

*Yuichi NAMEGAYA[1], Kei Ioki[1], Kentaro Imai[2], Satoshi Kusumoto[2], Yuchen Wang[2], Hiroki Horikawa[2], Masa'aki Murakami[3] (1. AIST, 2. JAMSTEC, 3. Wakayama Prefecture)

Aftershock distribution of the 2024 Noto Peninsula earthquake based on the dense seismic observation

*Hidenobu TAKAHASHI[1], Yasuhira Aoyagi[1], Haruo Kimura[1]

1. Central Research Institute of Electric Power Industry

1. 背景

2024年1月1日にMj7.6能登半島地震が発生した．その余震域は能登半島北部の全域に加え海域を含む東北東一西南西方向に150 km以上に及んでいる．大規模地震の余震分布を正確にとらえることはその断層の幾何形状を理解する上で重要である．一方で定常地震観測のみでは，観測点分布が疎な領域で発生する微小地震の検知は難しい．本研究では臨時地震観測を実施し，微小地震を含む能登半島地震の余震分布の詳細な把握を目的とする．

2. データ

2024年4月22日から7月2日にかけて臨時地震観測を実施した．観測に用いた速度型地震センサー（KVS-300）は固有周期2 Hz，データロガー (EDR-X7000) はサンプリング周波数250 Hzである．観測点配置は，観測開始までの気象庁一元化震源を参考に，余震域の直上に約5 km間隔でノイズレベル軽減を期待し可能な限り大きな道路を避け30台設置した．地震計回収後に地震観測記録を確認した結果，観測点により一定程度背景のノイズレベルにばらつきはあるが，全観測点において連続観測できていた．臨時地震観測記録に加え，能登半島に設置されている定常地震観測記録も解析に使用した．

3. 手法

はじめに，機械学習 (Phase Net; Zhu & Beroza, 2019)を用いP・S波の検測を行い，得られた検測値に対しイベント同定手法(REAL; Zhang et al., 2019)を適用した．その後，震源決定手法 (Hypomh; Hirata & Matsu’ura, 1987）により初期震源を決め，相対震源決定手法 (HypoDD; Waldhauser & Ellsworth, 2000)により震源を再決定した．HypoDDでは機械学習により取得した検測値に加え，波形相関を用いたデータも含め合計4886335個の走時差データを利用した．震源決定の際，速度構造はJMA2001 (Ueno et al., 2002)を用いた．

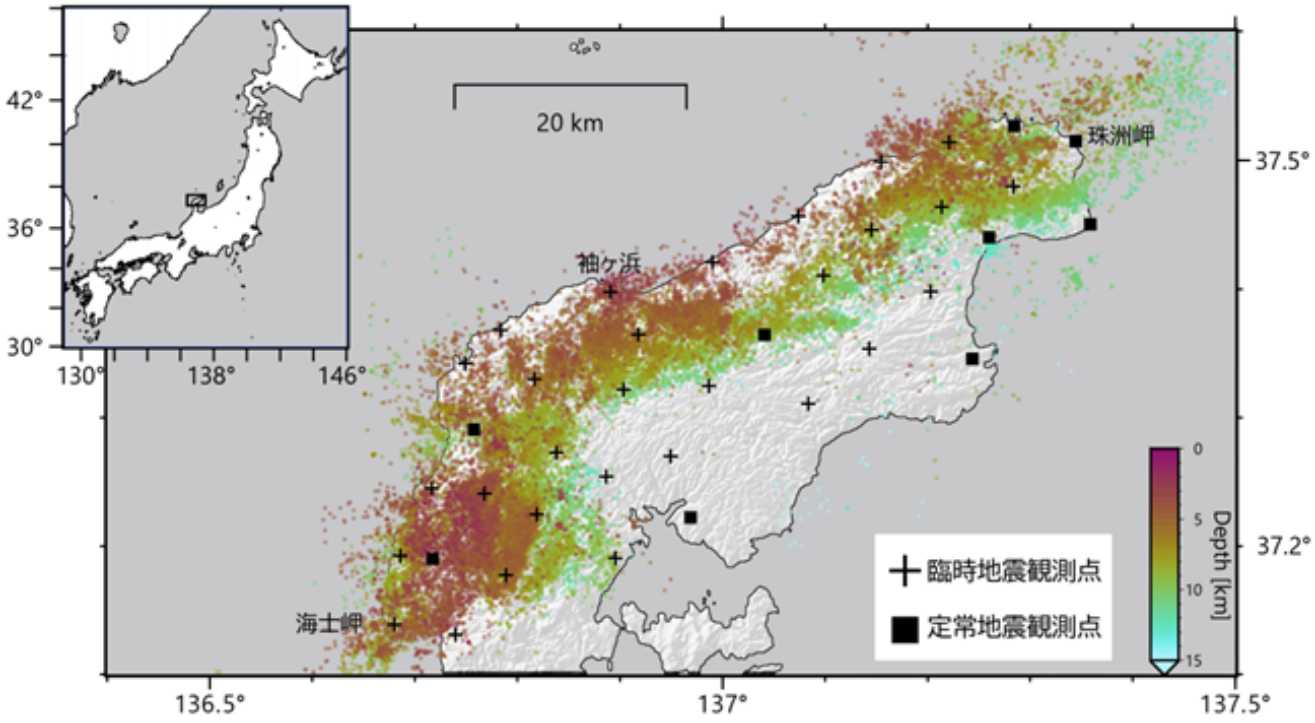
4. 結果・考察

最終的に，46874個の震源が再決定された．この検出数は観測期間中における気象庁一元化震源の約4倍である．震源の深さは約3-12 kmで，震央は10-20 kmの幅で珠洲市から海士岬に至る能登半島北部全域に分布していた．震央分布は一律に直線状ではなく，西方では輪島市袖ヶ浜あたりで屈曲し半島の海岸線に沿っていた．東方の珠洲岬延長部の海域にも震源は位置するが，観測網の範囲外で震源決定精度は低下する．再決定された震源は，主に40-50度で南東に傾斜する１枚の面形状を呈していたが，珠洲市ではほぼ平行する二枚の断層面が確認された．また，走向が屈曲し北北東一南南西に震源が分布する37.3度以南では深さ10km以浅に震源が集中しているが，単純な一枚断層ではなく，複雑な震源分布を示した．観測期間中の6月3日に珠洲市南西部でM6の地震が発生し，その余震分布はおおよそ一枚の断層面を呈していた．6月3日以前この領域では地震活動は低かったことから，6月3日以降，観測期間中において同一断層面上で余震が続いていると考えられる．

謝辞

気象庁一元化震源，防災科学技術研究所・気象庁・東京大学の各観測点の地震波形記録を使用させて頂きました．記して感謝いたします．

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Temporary high-density strong motion observation in Wajima city for the 2024 Noto Peninsula earthquake aftershocks

Tatsuo Kanno[1], *Michiko Shigefuji[1], Nobuo Takai[2], Seiji Tsuno[3], Hiroaki Yamanaka[3], Masahiro Korenaga[4], Hiroe Miyake[5], Kaito Abe[1], Naofumi Nakagawa[2], Yutaro Aoi[2], Ouma Fredrick[2], Ozaslan Bilal[3], Hiroki Matsuda[3], Towa Ohno[3]

1. Kyushu University, 2. Hokkaido University, 3. Tokyo Institute of Technology, 4. Railway Technical Research Institute, 5. Earthquake Research Institute of the University of Tokyo

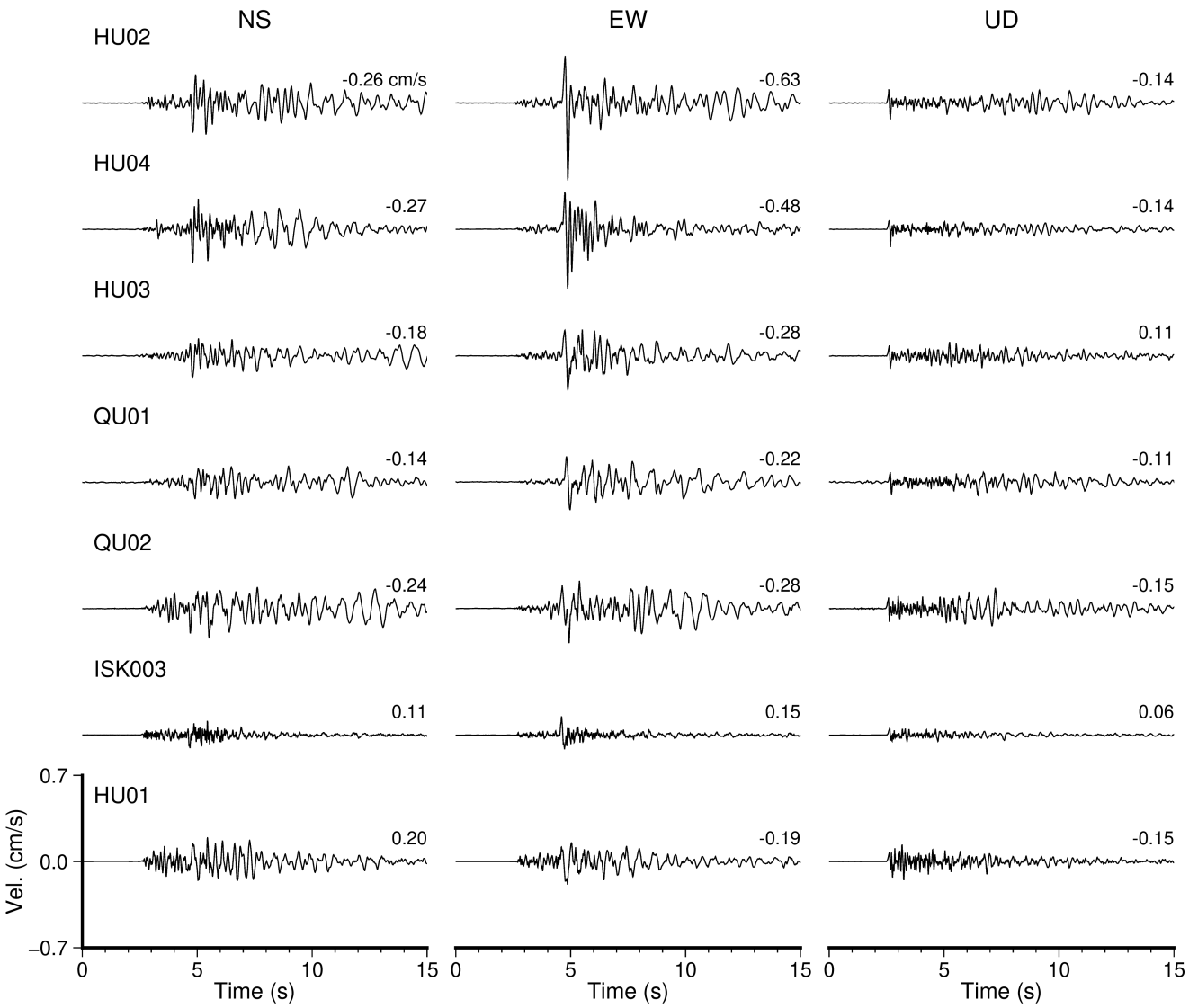
2024年1月1日に発生した能登半島地震（M_w 7.5）では，震源域近傍の奥能登地域で多くの地震動被害が発生した．輪島市街地では木造をはじめ鉄筋コンクリート造建物でも大きな被害が生じ，人的被害の要因となった．輪島市街地の強震観測点には，防災科学技術研究所のK-NET輪島観測点（ISK003）と気象庁の輪島観測点（JMA輪島）が東西に約1 km離れて存在しており，本震時の観測記録は共に震度6強であるが，両地点で大きな振幅の違い，周期特性の違いが認められる．また，市街地内での被害の分布には変化があり，地震動特性の空間分布に影響されている可能性がある．この地域は，山地に囲まれた河原田川と鳳至川沿いに広がる細長い沖積平野にあり，直下の構造による地盤増幅特性の違いに加え，2，3次元的な地盤構造の影響が考えられる．本研究グループでは，上記2地点を含む平野を横断するような測線，平野全体をカバーして地盤震動特性の変化を把握可能とするアレー配置で観測点を設置し，余震観測を実施しており，本稿ではその概要について報告する．

余震観測は，鳳至川に沿った輪島港から南西方向へ約3 kmの測線とそれに直交する2つの測線，および河原田川に沿った市街地北部から南へ約2.8 kmの測線とそれにおおよそ直交するISK003とJMA輪島を結ぶ測線上に，2024年6月14～15日に7点，2024年7月26～30日に23点，全30点を設置した．使用した機材は，センサーに過減衰型加速度計JEP-6A3（1V/G，2V/G），ロガーにDATAMARK LS-8800，電源に12Vの自動車用バッテリーを用い，200 Hzサンプリングとしている．これまでに観測された地震記録の例として図1にISK003とJMA輪島を結ぶ測線における，2024年6月19日11:24に石川県能登地方で発生したM_w 3.3の地震の速度波形を示す．HU01はISK003から約500 m離れたより標高の高い地点であるが，ISK003と比較して振幅が大きく，微動観測等により表層地盤の検討が必要である．JMA輪島に近いHU02，および建物被害の集中した市街地に設置したHU04，QU02では後続の振幅が大きく，かつ継続時間も長い．さらに，これらの観測点およびISK003近傍において，単点の微動観測を実施しており，観測記録のうち平穏な区間を選択し，水平動をベクトル合成した後，上下動で除してH/Vスペクトル比を計算した．ISK003では0.2～20 Hzで明瞭なピークは認められず，一方，HU01では2 Hz，他の地点では主に1 Hz付近に明瞭なピークが認められ，地盤構造が変化していることが推測できる．

今後，観測記録の蓄積をもって，各地点および平野全体の地盤震動特性について議論していく．また，観測結果の分析によっては，地点近傍での微動アレー観測等による地盤構造の推定を実施していく．

謝辞　本研究の一部は，東京大学地震研究所－京都大学防災研究所拠点間共同研究の助成を受けたものである．防災科学技術研究所の強震観測記録を使用しました．ここに記して感謝申し上げます．

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

3-D seismic velocity structure in the source region of the 2024 Noto Earthquake revealed by a dense aftershock observation

*Yasuhira AOYAGI[1], Hidenobu TAKAHASHI[1]

1. CRIEPI

1. はじめに

令和６年（2024年）能登半島地震（Mj7.6）は，能登半島北岸～西岸に沿う海底活断層を震源として発生し，余震分布は約150 kmの長さに及んだ。能登半島北岸の海底活断層は，その連続性に基づいて，西から門前沖，猿山岬沖，輪島沖，珠洲沖のセグメントに区分されている（井上・岡村，2010）。一方，能登半島陸域は，山地の高度分布に基づいて，桑塚，猿山，鉢伏，宝立の山地群に分類されており，それぞれ差別的な変動を受けた地塊であると指摘されている（太田ほか，1976）。これらの海底活断層セグメントと陸域の地殻構造の関係は，澤田ほか（2012）が重力異常に基づいて論じているが，まだ未解明な点が多い。両者の関係は，能登半島地震の発生機構や活断層の連動メカニズムの解明のためにも重要である。我々は，これらの点を精密な余震分布，震源域の地震波速度構造から検討するために，稠密余震観測を実施した。精密な余震分布については，本大会で高橋ほかが報告する。本発表では，臨時観測データを用いた３次元地震波速度構造について報告する。

2. 観測データ

2024年4月22日から7月2日に能登半島陸域の震源域に30点の臨時観測点を設置した。これらの臨時観測点は，定常観測点と併せて，概ね5 km間隔で震源域陸域をカバーするように配置した。各観測点には固有周期2Hzの速度型地震計KVS-300とデータロガーEDR-X7000（いずれも近計システム製）を設置し，サンプリング周波数250Hzで連続収録した。

3. 解析

はじめに，気象庁一元化震源カタログに基づき，観測期間中（4/22 9:00～7/2 14:00）に震源域（北緯36.9～37.75度，東経136.3～137.6度）で発生した12,366個の地震の波形記録を臨時観測データから抽出した。次に，地震毎に統合したデータに対してwinシステム（卜部・束田，1992）で自動検測を行い，P，S波の到着時刻が各5観測点以上で得られた6,869個の地震を選定した。これらの検測データを定常観測点のものと統合した上で， hypomh（Hirata and Matsu’ura, 1987）で暫定的な震源決定を行い，誤差1 km以内で収束した4,808個の地震をトモグラフィ解析の対象とした。最後に，統合した検測値データを用いてtomoDD（Zhang and Thurber, 2003）によりトモグラフィ解析を行った。解析に用いた観測点総数は54，走時差データはP波が約45万，S波が約37万個である。解析グリッドは，水平方向を5 km間隔とし，鉛直方向を深さ0, 2.5, 5, 7.5, 10, 12.5, 15, 17.5, 20, 25, 30 kmに設定した。

4. 暫定結果

震源の深さの下限は能登半島東部の珠洲付近で12～13kmであり，西側に向けて浅くなる傾向が見られる。能登半島陸域周辺では，この地震発生深度以浅において，十分な波線密度（DWS>500）が分布し，チェッカーボードテストでも分解能が確認された。得られたP波速度構造の主な特徴は次の通りである。
①深さ0 kmの速度分布は表層地質や重力異常（澤田ほか，2012）との対応が認められる。すなわち，低速度領域は堆積岩類，中速度領域は火山岩類，高速度領域は深成岩類の分布域（高重力異常）に概ね対応する。
②能登半島東部では，輪島市曽々木の町野川河口付近（能登半島北岸）～能登町九十九湾付近（能登半島南岸）を軸とする北西一南東方向に，半島を横断する幅約10 kmの低速度帯が深さ5～12.5 kmに認められる。余震の震央分布はこの帯状領域付近で最も南に張り出しており，その東西で屈曲している。また，2020年12月以降の前駆的な群発地震活動の発生域は，この低速度帯の東側の高速度領域に限定される。
③能登半島西部では，輪島市門前町八ツ島付近（能登半島西岸）～穴水町の能登鹿島駅付近（能登半島東

© The Seismological Society of Japan

岸）を軸とする西北西ー東南東方向に，半島を横断する幅約10 kmの高速度帯が深さ5〜10 kmに認められる。この高速度領域に沿って余震が東岸付近まで発生している。余震の深さは全体的に東ほど深まる傾向にあり，本震当日16:18にはこの最深部付近でM6.1の地震が発生している。一方，富来川以西ではより浅部に余震分布が集中している。

5. おわりに

上記②，③の不均質構造は能登半島に直交し，余震分布の変化にも対応するため，地震の起こり方に影響を与えている可能性が高い。これらの特徴は，解析条件を多少変えても見出されるため，比較的ロバストであると考えられる。今後さらに使用データを精査した上で，S波速度，Vp/Vs構造も含めて明らかにし，2024年能登半島地震の震源断層や活断層，地塊境界との対応を議論する予定である。

© The Seismological Society of Japan

Attenuation structure of Noto Peninsula by maximum amplitude using the JMA Catalog.

*Shutaro SEKINE[1]

1. Association for Development of Earthquake Prediction

１．はじめに
2024年1月1日に発生した令和6年能登半島地震が発生したが，能登半島では，2007年にM6.9 の地震が発生しており，2020年から珠洲で，群発地震も発生している領域である．この活動を考えるのに，減衰構造を推定する事は重要である．そこで，本研究では，最大振幅の値とその出現時刻および出現周期が記載されている気象庁一元化震源カタログのデータを用いる事により，能登半島地の減衰構造を推定する事にした．
２．データおよび解析手法
気象庁一元化処理震源（1997年10月から2024年7月）までのMECHデータのうち，M2.5からM5.5までの震源を用いた．カタログ中にある，最大振幅データ出現時刻から，最大振幅データがP波由来かS波由来かを判定し，最大振幅の出現周期から周波数帯域を推定した．解析手法としては，Sekine(2005)を用いているので，上下動の最大振幅を用いて減衰構造を推定している．また，手法中には震源からのメカニズム解を考慮するようになっているが，気象庁の一元化震源カタログデータ内には，震源のメカニズム解が表記されている震源と表記されていない震源が存在しており，メカニズム解が表記されていない地震に関しては，一元化震源カタログ内に書かれている初動の押し引きデータからメカニズム解を推定し用いている．
３．結果および考察
本研究によって，能登半島地震の震源域においては，地下に低減衰領域が推定された．さらに発表では，特徴的な地震で期間を区切り，そこにおける構造の比較を行う事によりその特徴を示す．
謝辞
　本研究では，国立研究開発法人防災科学技術研究所，気象庁の検測値のデータを用いました．
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.

© The Seismological Society of Japan

Moment tensor analysis for aftershocks of the 2024 Noto Peninsula Earthquake using shor-period records from ocean-bottom seismometers

*Takeshi Akuhara[1], Masanao Shinohara[1], Tomoaki Yamada[1], Ryosuke Azuma[2], Ryota Hino[2], Koichiro Obana[3], Tsutomu Takahashi[3], Gou Fujie[3], Shuichi Kodaira[3], Yoshio Murai[4], Hisatoshi Baba[5], Yusuke Yamashita[6], Hiroshi Yakiwara[7]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Tohoku University, 3. JAMSTEC, 4. Hokkaido University, 5. Tokai University, 6. Kyoto University, 7. Kagoshima University

2024年1月1日に能登半島北端部において、マグニチュード7.6の地震が発生し、強い揺れや津波による被害を伴った。この地震の震源域は能登半島北岸から北東方向に延び、海底の活断層ですべりが生じたと考えられる。余震活動を調査するために、本震からおよそ2週間後の航海で震源域周辺に短周期海底地震計が設置され、およそ1か月の観測期間を経て26台が回収された。回収された海底地震計の連続波形記録を用いて、P波・S波の手動検測による余震の震源、およびP波初動極性を用いた震源メカニズム解（以下、初動解とよぶ）が推定された（篠原ほか2024、地球惑星科学連合大会）。多くのイベントについて、本震と同様の北西ー南東方向に圧縮軸を持つ逆断層解が得られた一方で、横ずれ断層を示すメカニズムも多く推定された。

規模の大きな余震については、F-netの波形データに基づくルーティン解析によってモーメントテンソル解（以下、F-net解とよぶ）が求められているが（Kubo et al. 2002）、それらはおおむね逆断層を示し、多数の横ずれ断層が得られた初動解とは様相が異なる。また、多くのイベントについて、非ダブルカップル成分の割合が比較的高く見積もられている。非ダブルカップル成分を調査することで、震源過程や構造の異方性に関する知見が得られるが、F-net解は陸域の観測点のみを使用しているため、決定精度（とくに非ダブルカップル成分の割合い）には検証の余地が残されている。

本研究では、震源域直上に密に設置された短周期海底地震計の観測データを活用し、非ダブルカップル成分を含むモーメントテンソル解を推定することを目指す。その初期段階として、まずは初動極性のみを用いてモーメントテンソル解を求め、その決定誤差を確かめることとした。入力データとして、篠原ほか（2024、地球惑星科学連合大会）で検測されたP波初動極性を用いモーメントテンソル解の独立な5成分（マグニチュードについては解かないので、独立な成分が1つ減っていることに注意）に相当する無次元パラメタ（Tape & Tape 2015）をモデルパラメタとしてインバージョン解析を行った。また、観測点ごとの観測値（押し引き極性）の尤もらしさをハイパーパラメタとして扱い、これらについても探索を行った。解の決定誤差を評価するために、インバージョンのスキームとしてマルコフ連鎖モンテカルロ法を採用し、パラレル・テンパリング法を併用することでモデル探索の効率化を図った。

解析の結果、ほとんどのイベントで北西ー南東方向に圧縮軸を持つ解が得られたが、初動極性だけでは横ずれ断層と逆断層の区別が難しいことが明らかとなった。また、よく知られているように（Julian 1998）、初動極性だけで非ダブルカップルを拘束することは難しいことが確かめられた。今後、振幅の情報を利用するなどして、解の決定精度を高めることを計画している。

© The Seismological Society of Japan

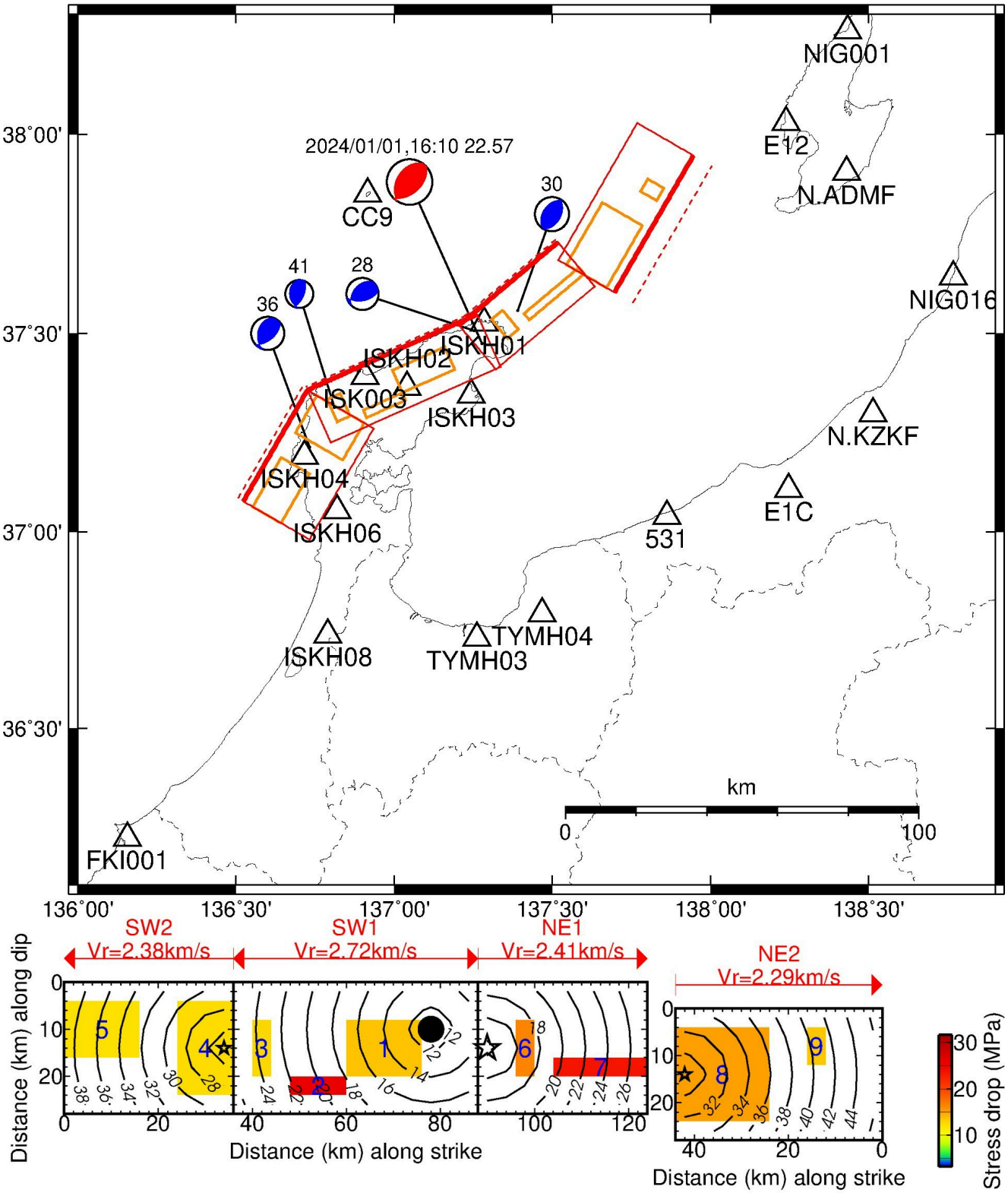
The characterized source model of the 2024 Noto Peninsula earthquake using empirical Green’s function method

*Toshimi SATOH[1], Atsushi OKAZAKI[2]

1. Ohsaki Research Institute, 2. Kansai Electric Power Company

2024年能登半島地震(M_J7.6)は、地震本部の強震動予測レシピのモーメントマグニチュードM_0と断層面積の3ステージモデルの３ステージ目(Mw>7.4)の長大断層の地震である。短周期レベルAについては、引間・新村(2019)、藤堂ほか(2022)により長大断層まで適用可能なM_0-A関係が提案されている。しかし、Aが観測記録に基づき推定されているMw7.4を超える地震は海外の数地震のみである。本研究では、Dan et al.(1989)の経験的グリーン関数法に基づき強震動生成域SMGAからなる特性化震源モデルを推定し、M_0-A関係について検討する。特性化震源モデルの推定には、焼きなまし法(Ingber, 1989)を導入した。図に本研究で用いたデータと推定特性化震源モデルを示す。
はじめに、2024年1月1日から5週間の気象庁一元化処理震源要素の震源リストと検測値からDouble-difference法(Waldhauser and Ellsworth, 2000)のコードHypoDD(Waldhauser, 2001)を用いて震源再決定を行った。そして、活断層や既往の断層モデル及び再決定した余震分布に基づきSMGAを探索する4つの断層面を設定した。要素地震としては、１月1日16時６分のM_J5.5(EQ28)、１月１日18時８分のM_J5.8(EQ30)、１月２日10時17分のM_J5.6(EQ36)、1月３日18時48分のM_J4.8(EQ41)の4つの余震を用いた。要素地震のコーナー周波数はスペクトルインバージョンにより推定した。特性化震源モデルの推定に用いた強震観測点は、KiK-net地中が8、K-NETが4、気象庁震度計が4、F-netが3観測点である。強震記録の水平２成分と上下成分の0.2～2Hzの速度波形と0.2～10Hzの加速度波形のエンベロープを対象とした。
本震の震源位置と発震時を用いると震源近傍の観測点の走時が合わないため、最初の破壊開始点と発震時を走時があうように推定した。SW1断層は推定した震源位置(図の黒丸)と発震時(本震の13.3秒前の地震EQ0の発震時+Tlag)から、NE1断層は本震の震源位置(図の大きな星印)と発震時(EQ0の発震時+13.3s)から同心円状の破壊を仮定した。はじめに、フォワードモデリングにより特性化震源モデルを推定し、この暫定モデルに基づきパラメータの探索範囲を設定後、焼きなまし法で特性化震源モデルの最適値を推定した。推定パラメータは9つのSMGAの位置と矩形のサイズ、応力降下量Δσ、4つの断層の破壊伝播速度Vr、およびTlagである。SMGA1はEQ28、SMGA2と3はEQ41、SMGA4と5はEQ36、SMGA6～9はEQ30を要素地震として用いている。
Tlagは10.27sと推定された。SMGAのうち、深部にあるSMGA2とSMGA7のΔσが最も大きい。他のSMGAのΔσは12.2～16.4MPaである。Aが最大であるのは、Δσが3番目に大きく面積が最大のSMGA8である。最も北東のSMGA9は面積が小さいためAは最も小さい。9つのSMGAから算出したAは4.45×10^{19} Nm/s^2である。長周期波形インバージョンに基づく郭ほか(2024)のM_0を用いたM_0-A関係は、引間・新村(2019)の式や藤堂ほか(2022)の式のAよりやや大きかった。Mw＞7.4で観測記録に基づきAが推定されている2023年Mw7.8トルコ・シリア地震(Satoh, 2023)、および、藤堂ほか(2022)で示している1999年Mw7.5トルコ・コジャエリ地震(釜江・入倉, 2002)、1999年Mw7.6台湾集集地震(釜江・入倉, 2002)、2008年Mw8.0四川地震(Kurahashi and Irikura, 2010)のAは、藤堂ほか(2022)や引間・新村(2019)のM_0-A関係より小さい。したがって、2024年能登半島地震は同規模の地震としてはAがやや大きい地震であったと考えられる。本研究では郭ほか(2024)のM_0を用いたが、他にもM_0が推定されている研究もあるため、今後、M_0のばらつきも考慮してM_0-A関係について考察する必要があると考えられる。
謝辞：本研究では気象庁の一元化処理震源要素のデータ、震度計の強震記録、防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net、F-netの強震記録、F-netのメカニズム解を用いました。図の作成にはWessel et al.(2013)を用いました。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Source Model of the 2024 Noto Peninsula Earthquake Estimated from the Broadband Ground Motion Records

*Kazuhiro SOMEI[1], Susumu Kurahashi[2], Kunikazu Yoshida[3], Ken Miyakoshi[4]

1. Geo-Research Institute, 2. Aichi Institute of Technology, 3. Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui, 4. Ohsaki Research Institute, Inc.

令和6年能登半島地震は，能登半島西方沖から佐渡島西方沖までの断層を震源断層とするM_w 7.5の地震で，国内で近年発生した内陸地殻内地震としては最大規模の地震であった．この地震によって，石川県の能登地方を中心に最大震度7（気象庁の震度階）を含む大きな地震動が観測され，震源周辺の強震観測点では，長い継続時間や複数のパルスを持つ波形記録が得られた，このような特徴を持つ地震動記録の生成要因について，震源の観点から調べた研究として，例えば，倉橋・他 (2024)では，周期5秒よりも長周期側の強震波形記録を用いたインバージョン解析から，本震時に複雑な震源破壊過程があったことを示唆している．一方で，より短周期を含む広帯域の地震動を再現する震源モデルを推定することは，上述した複雑で大きな地震動の生成要因を理解するために重要であるとともに，大規模な内陸地殻内地震の地震動予測のための震源スケーリング則を検証するためにも不可欠である．そこで，本研究では，0.1－10 Hzの広帯域の観測記録を対象とした経験的グリーン関数法による地震動シミュレーションによって，強震動生成域（SMGA）のモデル化を行った．
本研究では，石川県，富山県，新潟県のK-NET，KiK-netの計18地点を対象とした地震動シミュレーションを実施した（KiK-net観測点は地中記録を使用した）．断層面は，震源再決定によって得られた余震分布を参考に設定した．ここでは，背景領域は考慮せず，震源周辺で観測された波形の特徴から5枚の正方形のSMGAを断層面上に仮定した．なお，気象庁は16時10分9秒の地震（前震とする）と16時10分22秒の地震（本震とする）を別々のイベントとしているが，ここで使用する観測記録は，前震と本震を1つのイベントとして取り扱う．経験的グリーン関数に使用する要素地震記録は，断層面の広がりを考慮して，2024年1月1日18時8分（M_w 5.6），2024年1月2日10時17分（M_w 5.4），2024年1月9日17時59分（M_w 5.9）の3つの空間的に異なる場所で発生した余震の記録を使用した．各SMGAのパラメータ（SMGAの大きさ，場所，SMGA内の破壊伝播速度，ライズタイム）は，観測記録がシミュレーションによって再現できるようまずは試行錯誤的に決定した．ただし，各パラメータは，今後，観測波形とシミュレーション波形の残差関数を用いて客観的に決定する予定である．
SMGAは珠洲市の下の震源付近に2枚，震央から東側の富山トラフ付近に1枚，輪島市直下付近に1枚，志賀町富来付近の下に1枚の合計5枚のモデルが推定された．これらのSMGAによって，シミュレーションに使用した18地点の観測記録は，概ね再現することができた．倉橋・他 (2024) の震源インバージョン解析による大きなすべり領域とこれらのSMGAは互いに空間的に近い位置にあることがわかったが，震源インバージョン解析の対象周期帯域で輪島市直下から富来付近に見られた大きなすべり領域に対しては，2枚のSMGAが別々に推定された．これは，ISK006（K-NET富来）やISKH04（KiK-net富来）の本解析の観測波形に見られる大きなパルスを説明するためで，短周期を含む広帯域の地震動を対象としたことで得られた結果と考えられる．また，震源付近の2枚のSMGAは，時間差14秒程度で破壊することにより，ISKH01（KiK-net珠洲）やISK002（K-NET正院）に見られる前震と本震の地震動をそれぞれ再現している．暫定的な結果として，本研究のSMGAモデルの大きさや応力降下量から計算される短周期レベルは，既往のスケーリング則（例えば，藤堂・他, 2022, 2023；染井・他, 2023）より若干大きいものの，過去の内陸地殻内地震の結果のばらつきの範囲内程度であることがわかった．

謝辞：解析に際しては，防災科学技術研究所のK-NET，KiK-netの強震記録を使用しました．本研究は，原子力規制庁の令和6年度原子力施設等防災対策等委託費（断層モデルを用いた地震動評価手法の信頼性向上に係る調査）事業の一部として実施されました．

© The Seismological Society of Japan

Source characterization and parameter estimation of the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Yoshiaki SHIBA[1]

1. Central Research Institute of Electric Power Industry

気象庁マグニチュードで7.6を示した2024年能登半島地震は、日本の近代以降では1891年濃尾地震（M8.0）に次ぐ最大規模の内陸地殻内地震である。余震分布から推定される震源断層の長さは約150 kmに達し、各機関により求められた地震モーメントの大きさは、強震動予測レシピに採用されている震源スケーリング則において、地震モーメントが断層面積の2乗に比例するLモデルと1乗に比例するWモデルの境界付近に相当する。強震動予測問題においては、想定地震の特性化震源モデルを既往のスケーリング則に基づいて構築し、波形合成を行う。能登半島地震の特性化震源モデルを求めて、特性化震源パラメータの既往スケーリング則との整合性を検証することは、データの少ない大規模内陸地震の強震動予測精度向上のために重要であると考えられる。

前報(JpGU2024)では、経験的グリーン関数を用いた震源インバージョン解析により同地震の震源すべり分布モデルを推定した。今回、さらに震源断層直上のF-NET輪島など、複数の観測点を追加し、インバージョン再解析を行った上で、得られたすべり分布に基づき震源の特性化を行った。SMGAの抽出は基本的にSomerville et al. (1999)の基準に従うものとし、結果として北東端の共役断層を除く3枚の断層面上に6個のSMGAを設定した。トリミング後の断層面積に対するSMGA総面積の比は22.4%で、Somerville et al. (1999)の平均的な関係とほぼ同等である。ただし、ここではインバージョン解析の初期モデルで仮定したMj5.9の前震の断層面は除外している。その後、バンドパスフィルターの周波数帯域を0.1-10Hzに広げたデータセットを用いて、各SMGAの応力降下量、立ち上がり時間、破壊開始時刻、並びに破壊伝播速度を焼きなまし法によって推定した。このとき、SMGAの破壊伝播は、震源直近の点から同心円状に一定速度で伝播するものとし、また破壊開始時刻の初期値はインバージョンモデルの値を用いている。解析の結果、各SMGAの応力降下量は10MPaから30MPa程度、ライズタイムは0.2から0.9秒程度の値が得られ、加速度震源スペクトルの短周期レベルは、強震動予測レシピで用いられる壇・他(2001)の経験式の平均値に対して約1.48倍の大きさを示した。これは、芝(2008)に示されている2007年新潟県中越沖地震(M6.8)の短周期レベルとほぼ同様の関係になる。ただし、能登半島地震の地震モーメントは、壇・他(2001)の回帰区間外であるという点について留意が必要である。

なお今回のベースモデルとして用いた前報（JpGU2024）の震源インバージョン解析では、本震の破壊開始点からS波が到達するよりも早い時刻に有意な振幅の地震波が観測されている点を考慮し、本震の約13秒前に発生した前震の発生時刻を起点に通常の解析よりも探索区間を広く設定して、断層面上各点の破壊時刻を最適化した。これにより、輪島沖セグメントでは空間的に異なる2つのSMGAが近接した時刻に破壊する結果が得られており、震源近傍の強震動に影響を与えた可能性がある。

© The Seismological Society of Japan

Source Model of the 2024 Noto Peninsula Earthquake by Envelope Inversion Using Synthetic Seismograms Generated from GIT and cGAN

*Yusuke TOMOZAWA[1], Junki YAMAGUCHI[1], Tomoki HIKITA[1], Toshihide SAKA[1]

1. Kajima Technical Research Institute

1．はじめに
周期1秒以下の短周期成分を対象とした震源モデルの推定として，時刻歴波形の包絡形状を用いたエンベロープインバージョン (Kakehi and Irikura, 1996; Nakahara, 1998) や，経験的グリーン関数を用いた強震動生成域 (Strong Motion Generation Areas; SMGA) の推定 (Miyake et al., 2003) が行われている。短周期領域を対象とした震源インバージョンにおける困難さのひとつは，小断層から観測点への要素地震波の計算である。筆者らはスペクトルインバージョン (GIT) と機械学習の一種である条件付き敵対的生成ネットワーク (cGAN) を組み合わせ，Mw，距離，観測点を入力としてばらつきをもったSite-Specificな加速度時刻歴波形群を出力する手法を開発している(Yamaguchi et al., 2024）。本検討ではこの手法をさらに拡張し，Radial, Transverse, Verticalの3成分を出力できるようにした（山口・他，本大会）。この出力波形を要素地震として用いたエンベロープインバージョンから2024年能登半島地震の周期1秒以下の短周期放出領域を推定した。
2．小断層から観測点への要素地震波
GITに用いたデータセットは既報（友澤・他, JpGU2024）と同様である。本検討では水平動と上下動を同時にインバージョンし，観測点ごとの水平動と上下動の経験的サイト特性を推定した。経時特性モデルの構築は山口・他（本大会）で述べる。各小断層から各観測点への要素地震波はMw 5.0，応力降下量3.1 MPaを仮定して作成した。この要素地震波のフーリエ振幅スペクトルにはGITに基づく観測点ごとの経験的特性が反映されており，経時特性にはcGANに基づく経験的特性が反映されている。要素地震波の不確実性を考慮するため，ある小断層から観測点への要素地震波は時間方向にもばらつきを考慮する。また，経時特性モデルに与える乱数を変えて10ケースの要素地震波群を作成し，要素地震波の不確実性が推定される震源モデルに与える影響を検討する。
3．エンベロープインバージョン
断層破壊過程の推定は，波形インバージョンで用いられるマルチタイムウィンドウ法（Hartzell and Heaton, 1983）を用いた。ただし，波形インバージョンでは速度波形を用いて破壊過程を推定するのに対し，本検討ではSS-GMGで生成した加速度波形の2乗振幅から求めた加速度エンベロープを用いた。そのため，各小断層からの波形がランダムに足し合わされると考えられる周期1秒以下が検討対象となる。観測波形のエンベロープと計算波形のエンベロープの誤差を最小にするように非負拘束最小二乗法を用いてMw 5.0の要素地震のモーメントに対する各小断層のモーメント解放の時空間分布を推定した。時間方向には1秒間隔で25個のタイムウィンドウのインパルスを仮定した。時空間の平滑化のために離散ラプラシアンが最小になる条件を加え，平滑化の度合いはABICで決定したが，より適した平滑化強度の探索は今後の課題である。破壊フロントが広がる速度はグリッドサーチにより3.0 km/sとした。10ケースそれぞれの最終すべり量分布には類似した傾向がみられ，複数の短周期成分を放出した領域がある。得られた震源モデルを用いて評価した加速度波形，エンベロープ，フーリエスペクトルの比較を行い，多くの観測点で観測記録を概ね再現した。
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。

© The Seismological Society of Japan

Broadband source model for the 2024 Noto Hanto, Japan, earthquake using empirical Green’s function method and waveform inversion analysis

*Shohei Yoshida[1], Ken Miyakoshi[1], Takao Kagawa[2]

1. Ohsaki Research Institute, Inc., 2. Tottori Univ., Faculty of Engineering

2024年1月1日16時10分に石川県能登地方の深さ約15kmを震源として能登半島地震（Mw 7.5）が発生した。この地震は内陸地殻内で発生した北西ー南東方向に圧力軸を持つ逆断層型であった。この地震により、輪島市や志賀町で最大震度7が観測されたほか、能登半島の広範囲で震度6弱以上の強い揺れが観測された。防災科学技術研究のISK006では2828.2Gal（三成分合成）を記録し、ISK003やISK001、ISK005でも同様に1000Gal（三成分合成）を超える強い揺れが記録されている。この地震による住家被害は全壊6,227棟、半壊20,589棟（消防庁、2024/7/30）であり、2016年熊本地震に匹敵する程の甚大な被害であった。被害地点に対する強震動の生成メカニズムの分析は広帯域地震動が再現可能な震源のモデル化において極めて重要な情報になると考えられる。本検討では、経験的グリーン関数法を用いて強震動生成域（SMGA）を推定することを試みる。ただし、SMGAはグリッドサーチや最適化手法（例えば遺伝的アルゴリズム）を用いて多数のパラメータを多数回計算して最適なパラメータが推定される。本検討では、事前に強震観測記録を用いた震源インバージョン解析によりSMGAの位置の範囲を限定して広帯域震源モデルの推定を行った。 断層面は気象庁の地震発生後1週間以内の余震の情報を参考に3個のセグメントを設定した。震源インバージョン解析にはJi *et al.* (2002)の非線形インバージョン手法を用いた。解析にはK-NET及びKiK-net、気象庁、F-netの計21点の強震観測記録を使用した。断層面は4km×2km の小断層に離散化させ、各小断層内の破壊伝播効果を考慮するために計21個（走向方向に7個、傾斜方向に3個）の点震源を付与した。各点震源からの地震動は、一次元構造モデルを仮定して波数積分法（Zhu and Rivera、2002）により計算を行った。その際、2023年能登半島地震（Mw 6.2）の震源過程の推定の際に調整した一次元構造モデル（Yoshida *et al.*, 2024）を使用した。解析対象周波数は0.05～0.5Hzとした。気象庁は2024年能登半島地震に対して16時10分9.54秒（Mj 5.9）の前震と16時10分22秒（Mj 7.6）の本震による2個のイベントを決定している。本検討では16時10分22秒（Mj 7.6））の本震記録に絞って解析を実施した。すなわち、前震の影響は本検討の震源インバージョン解析には含んでいない。破壊開始点は前震の情報に固定し、波形残差が最小となるように破壊開始時刻と基準となる破壊伝播速度をグリッドサーチにより決定した。その結果、破壊開始時刻を16時10分20秒、基準となる破壊伝播速度を2.6km/sに設定したときに残差が最小となった。 震源インバージョンの結果、地震モーメントは2.51×10^{20} Nm（Mw 7.5）、最大すべり量は輪島市の南西側深部で7.5mとなった。断層破壊は破壊開始点からバイラテラルに破壊し、南西方向への平均的な破壊伝播速度は2.6km/s程度、北東側へは1.6km/s程度となり、破壊方向によって破壊伝播速度に違いが見られた。すべり量の大きい領域は、主に輪島市の南西側、輪島市と珠洲市の中間付近、珠洲市の北東側の海域であった。Somerville *et al.* (1999)の規範に基づき、不均質すべり量分布からアスペリティ領域を抽出するとともに、アスペリティ領域による地震動への寄与を確認した。その結果、主要な地震動はアスペリティ領域からの寄与を大きく受けてることを確認した。一方，輪島市南西部（例えば、富来等）の地震動はモーメントレートの大きい領域からの寄与を受けていることを確認した。これらの情報を参考に、解析対象周波数を10Hzまで拡張してSMGAを推定する。SMGAの位置、サイズ、応力降下量、ライズタイムの必要パラメータを最適化手法である焼きなまし法により探索する。使用する要素地震やSMGAの最適なパラメータ、アスペリティ領域とSMGAの対応関係について学会で報告する予定である。 謝辞：本研究ではK-NET、KiK-net、F-net、気象庁の強震観測記録を使用しました。記して感謝いたします。

© The Seismological Society of Japan

Source fault model and strong ground motion of the 2024 Noto Earthquake estimated from prior and post information

*Kimie NORIMATSU[1], Shinji Toda[1]

1. IRIDeS, Tohoku Univ.

１．はじめに
内陸活断層による強震動予測は一般的に広く検討されているが，陸域に近い海域活断層による強震動予測の検討事例は少ない．一方で，津波予測の観点からはプレート境界の地震のみならず海域の活断層についても想定が試みられてきた（例えば「日本海における大規模地震検討会（国土交通省，2014）」）．特に日本海東縁においては複数のプロジェクトで断層モデルが想定されてきた．2024年能登半島地震の震源域周辺でも複数のプロジェクトにより断層モデルが事前に設定されていたが，断層モデル形状はそれぞれ異なったものであった．本発表では，既往のプロジェクトで設定された断層モデル群による強震動の予測可能性の後ろ向き予測（retrospective forecast）に加えて事後に能登半島地震で得られた情報をさらに反映することで震源断層モデルを更新し，強震動の検討を行った結果を報告する． ２．断層モデルの設定
本研究では日本海の海域活断層をモデル化している既往のプロジェクトから主に「海域における断層情報総合評価プロジェクト（以下，海域断層PJ；文部科学省開発局・海洋研究開発機構，2016）」の断層モデル群を参照し検討を行う．このプロジェクトの断層モデル群は活断層調査から得られた断層トレースを間引きしたりグルーピングすることなくすべてモデル化しており，活断層分布と近似的であるため，能登半島地震本震前の予測可能性を検討するためのベースモデルとして使用した．
先ず事後情報を用いず，海域断層ＰＪの断層モデル群のみで，能登半島北部の断層モデルの事前想定を検討した．能登半島北部に位置する2枚の断層（Figの中のISH12,ISH13）の連動はあらかじめ想定できるが，西側および東側の断層との離隔は大きく，それ以上の連動を想定することは難しい．このモデルの規模は入倉・三宅（2001）のスケーリング則からMw7.22となり能登半島地震（Mw7.5）に対しては小さい．そのため予測される地殻変動および強震動も大幅な過小評価となる．
次にこのモデルに対して事後情報および海域活断層に関する他のプロジェクトの断層トレースを参照し，2024年能登半島地震の断層モデルを設定した．「日本海における大規模地震に関する調査検討会　海底断層ワーキンググループ報告書（海底活断層WG；2014）」の断層トレースからE159を追加することで東側への連動が可能となった．また，能登半島の西側には余震分布を参照し，南北走向の断層面を追加した．傾斜角および断層下端深度は余震分布から設定した．さらにInSAR等の観測結果から変位の大きかった場所に大すべり域を設定した．すべり角はGNSS観測による大きな西向きの変位を再現できるように試行錯誤的に設定した．このモデルは地震規模をMurotani et al, (2014)の経験式から設定し，Mw7.7である．
３．変位および地震動の計算結果
変位について，強い西向きの変位と海岸部分の大きな隆起について概ね再現できる結果となった．地震動については，ISK001（大谷），ISKH02（柳田），ISKH06（志賀）等の観測点においては比較的よく再現できているのに対して，ISK005（穴水）など，地盤増幅の影響や不整形地盤によるエッジ効果等の影響がある観測点においては大幅な過小評価となった．
東端の逆傾斜の断層（N_Noto_2A,2B）の影響についても確認を行った．これらの断層は隣接する断層（E159以西の断層）に対して異なる傾斜角を持っているが，余震はこの断層においても明瞭に確認されている．この２つの断層がどちらも動いた場合（Case1），N_Noto_2Aのみ動いた場合（Case2），どちらも動かなかった場合（Case3）の３つで佐渡島の観測点2点で比較した．その結果，Case3は過小評価となった．また，断層面積としては大きいCase1のほうがCase2よりも地震動はやや小さく観測値に近い結果となった．この結果については，NIG003（佐和田）で地盤増幅の効果が大きいと思われ，信頼性はあまり高いとは言えない．
４．まとめと課題
既往の断層モデルをもとに，能登半島地震の断層モデルの検討を行った．複数プロジェクトの断層情報および

© The Seismological Society of Japan

余震分布を参照することにより能登半島地震を概ね説明可能な断層モデルを設定することができた．断層情報はひとつのカタログのみでなく複数のカタログを参照し，微小地震分布や地殻構造を吟味して検討することにより事前情報のみでも本震の断層モデルをある程度想定することが可能であったと考えられる．ただし西端の南北走向に近い断層については既往の断層データからは想定することができなかった．また，今回使用した断層モデルの再検討の方法および強震動の計算方法は2016年熊本地震でも使用してきた方法であるが，海域活断層についても同様に検討できる可能性が示された．今後は海域と陸域のデータの違いや活断層の性質の違いについても確認してく必要がある．

（謝辞）海域断層PJの断層情報は防災科学技術研究所により実施されたサブテーマ３より提供を受けました．また本研究は応用地質（株）により設置された寄付研究講座研究費で実施されました．

© The Seismological Society of Japan

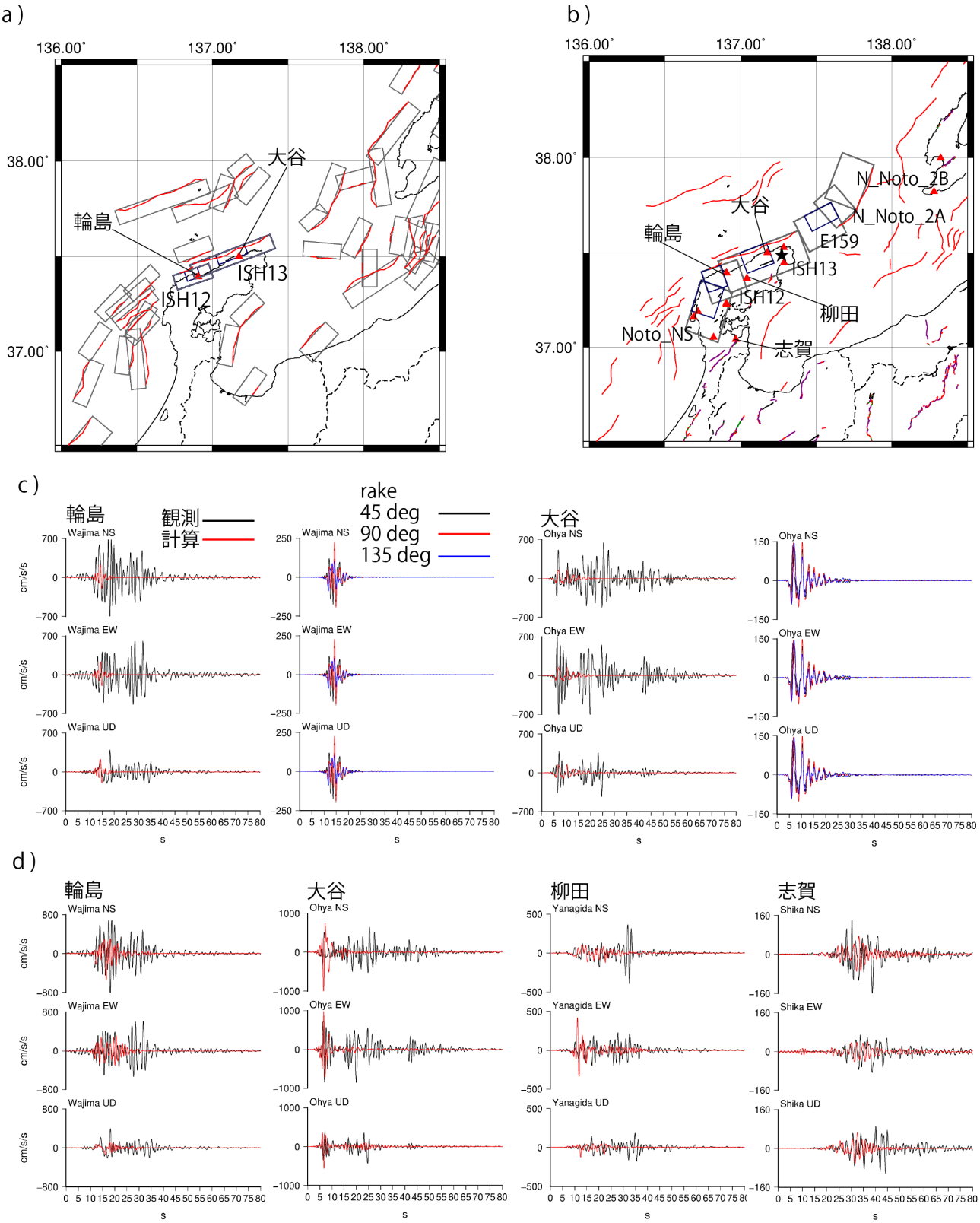


Fig. 事後情報を用いない場合と用いる場合の強震動計算結果．a) 事後情報を用いない断層モデル，b) 事後情報を用いて設定した能登半島地震の断層モデル，c) 事後情報無しの強震動計算結果（観測点における能登半島地震の観測波形との比較と，すべり角の不確定性を考慮した計算結果），d) 事後情報ありの強震動計算結果

© The Seismological Society of Japan

Comparison of ground motions at K-NET and KiK-net Togi stations due to the earthquakes around the Noto Peninsula

*Wataru Suzuki[1], Hisahiko Kubo[1], Takeshi Kimura[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

令和6年能登半島地震（以下、本震）では、震央の南西約60 km、余震域の南西端近くに位置するK-NET富来（ISK006）観測点において、K-NET、KiK-netで最大となる計測震度6.6と三成分合成最大加速度（以下、PGA3）2,828 galを記録した。K-NET富来の北東約4 kmのKiK-net富来（ISKH04）観測点の地表記録は計測震度が5.9、PGA3が1,221 galと大振幅ではあるものの、K-NET富来と比較すると震度で2階級小さく、PGA3で1/2以下となる。2024年1月6日23時20分に余震域西端域で発生した余震（以下、M4.3余震）では、M4.3ながらK-NET富来で計測震度5.6、PGA3 1,493 galを記録したところ、KiK-net富来ではそれぞれ3.2、47 galであった。一方で、本震以前の活動として本震震央周辺で2023年5月5日に発生したM6.5の石川県能登地方の地震では、計測震度、PGA3ともK-NET富来とKiK-net富来で同程度であった。また余震域南西端域で発生した地震であっても2024年1月16日18時42分M4.8の余震ではKiK-net富来が計測震度で0.8、PGA3で約1.5倍大きく、常にK-NET富来の地震動が特別に大きいという訳ではない。本研究ではK-NET富来とKiK-net富来で観測された地震動記録を比較し、その特徴について考察を行う。

本震においてK-NET富来ではEW成分が著しく大きい（NS成分の最大振幅が約1,500 gal、EW成分が約2,700 gal）一方、KiK-net富来ではNS成分が約620 gal、EW成分が約480 galと成分比でも異なる特徴を示す。NS成分の加速度波形を比較すると、NS成分についてはP波到達後の約45秒間は振幅とフェーズの特徴がK-NET富来とKiK-net富来で比較的似通っており、その後K-NET富来で大振幅が記録される。EW成分ではP波到達約35秒後とNS成分より早く卓越周期や振幅に差異が現れ、45秒後以降ではK-NET富来に見られる波群の振幅は2,600 gal以上に増大しKiK-net富来の波群の6倍程度に達する。このようなK-NET富来でEW成分がNS成分に比べて著しく大きい傾向はM4.3余震でも見られる。加速度振幅スペクトルを見るとKiK-net富来では卓越周期の判別は難しいが、K-NET富来では本震、M4.3余震とも0.2秒付近が卓越しておりKiK-net富来のスペクトルレベル全体を上回っていることが確認された。前述したKiK-net富来の計測震度やPGA3がK-NET富来と同等もしくは上回る地震では、K-NET富来での0.2秒付近の卓越も見られるが、KiK-net富来の0.5秒から1秒程度の周期帯域のスペクトルレベルがK-NET富来の0.2秒帯域と同等かそれ以上である。両観測点での卓越周期は直下の地下構造に起因すると考えられる。当然ながら次段落で述べるように両観測点近傍で発生した地震では震央に近い観測点の方でPGA3が大きい傾向が見られるが、各観測点に入射する地震動の周期特性が卓越周期に近いかどうかもK-NET富来とKiK-net富来の振幅の違いに反映されている可能性がある。

2024年1月に発生した地震について、K-NET富来とKiK-net富来でのPGA3の差分を各地震の震央に対して描画した（図1）。余震域南西端部に位置するK-NET富来とKiK-net富来の周辺では地震活動が活発であり、それらの地震では基本的に震央から近い観測点でPGA3が大きい結果となった。ただしKiK-net富来に近いものの K-NET富来でPGA3が大きい地震は、逆のパターンの地震よりも多く見られる。能登半島の中央部や能登半島沖の余震ではKiK-net富来の方が大きい場合が多く、伝播距離が長くなるとK-NET富来で卓越する0.2秒程度の短周期成分が減衰することが理由として考えられる。しかしながら本震震央付近での余震ではK-NET富来が大きいという逆の特徴が見られ興味深い。今後は解析対象とする地震を増やすとともに、各地震による地震動の周期特性の分析を進め、K-NET富来とKiK-net富来で観測された地震動の理解を深めることを目指す。

© The Seismological Society of Japan

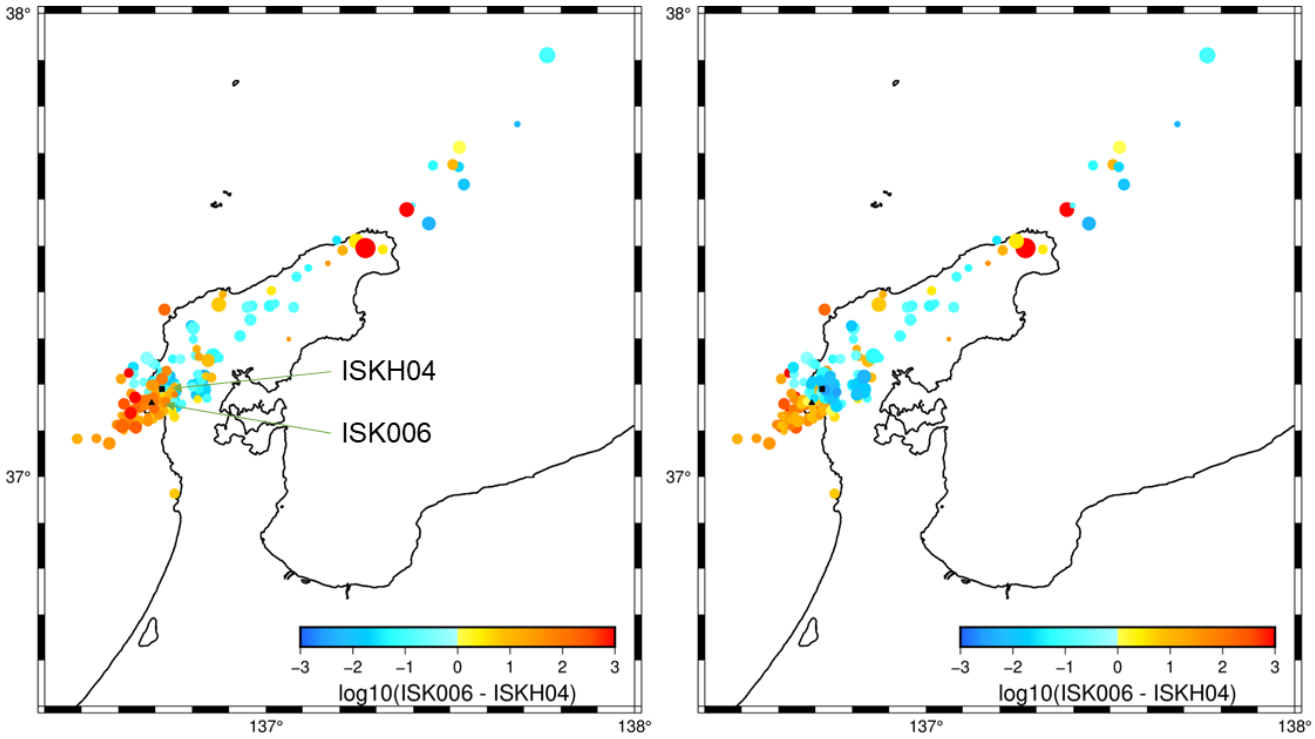


図1：2024年1月に発生した地震でのK-NET富来（ISK006）とKiK-net富来（ISKH04）のPGA3の差。
左図はK-NET富来が大きい地震を前面に、右図はKiK-net富来が大きい地震を前面に描画している。

© The Seismological Society of Japan

Damage due to liquefaction, etc. and ground amplification characteristics during the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Shigeki SENNA[1]

1. NIED

１．はじめに

2024年1月1日に発生した能登半島地震では、北陸地方（福井・石川・富山・新潟）の広範囲において建物被害や液状化被害が数多く確認された。中でも液状化は同一地点・地域で繰り返し発生する災害であり、液状化発生地点を調査・把握することは、将来の液状化被害を予測および軽減する上で極めて重要である。筆者は、液状化被害の即時推定の高精度化を目指し、これまでに平成23年東北地方太平洋沖地震をはじめとして、液状化発生地点の情報を可能な限り収集し、その地点の地盤・地形情報と、推定される揺れの強さ（震度等）との関係を検討した上で、液状化発生確率の検討を行なってきている。今回の地震においても、液状化被害地点情報の収集等の調査を行った。また、建物被害（倒壊・全壊・半壊等）調査の結果のうち液状化被害の割合の検討を行うため、地盤構造（地盤増幅度）の面的な調査方法として微動アレイ探査（小アレイ）を実施した。

２．液状化被害地点と微動アレイ探査（小アレイ）の概要

液状化調査は、2024年1月6日～5月10日のうちの20日間（令和6年6月末時点）で、上記4県において実施した。今回の調査において現時点における液状化が発生した一番震源から遠い地点は、西（南西）側は福井県坂井市の福井港、東（北東）側は新潟市中央区新潟西港周辺である。両地点とも震央から約170～180km程度離れており、約350kmにおよぶ広範囲で確認されている。現地調査を効率的に実施するための準備として、自治体の地震被害情報やWEBおよびSNSに掲載された液状化関連情報等を集約し、過去の液状化履歴情報や防災科研の地震ハザードステーション(J-SHIS)で公開されている微地形区分、国土地理院の航空写真等から噴砂等の液状化が疑われる地点等をデータベース化した上で現地調査を行った。微動アレイ探査（小アレイ）は、主に半径60cmの極小アレイと、半径10～15m程度の三角アレイの組み合わせとし、観測時間は15分以上、サンプリング周波数は200Hzで実施した。輪島市・珠洲市を中心として、令和6年5月13日～5月31日にかけて約250箇所で観測を行い、既往の100箇所の観測結果とあわせて、S波速度構造、AVS30に基づく最大速度増幅率、H/Vスペクトル比等を求めた。

３．液状化地点の分布の特徴

液状化被害地点の調査結果を約250mメッシュ（4分の1地域メッシュ）に反映した結果の一部（石川・富山）を微地形区分および推計震度分布と比較した図を示す。現時点では、4県34市町村で被害が確認され、総計2114箇所（メッシュ）となっており、能登半島北部の6市町で約半分を占めている。市町村別では、七尾市が最も多く398箇所、珠洲市が217箇所、新潟市が216箇所となっている。また、液状化被害が顕著であった新潟市や内灘町をはじめとする能登半島北部地域以外の推計震度のほとんどが5弱～5強程度であり、これまでの地震の液状化被害と比べると比較的小さな震度で液状化が発生していることがうかがえる。特に金沢市、内灘町、かほく市および新潟市西区（寺尾・坂井輪・大野地区）にかけての砂丘の後背低地部においては、噴砂量も多く住宅が大きく傾いたり沈下したりする等の甚大な被害を確認した。震度が比較的小さくても被害が大きかった理由として、例えば、熊本地震(Mj7.3)や兵庫県南部地震(Mj7.3)と比べるとマグニチュードが大きな地震(Mj7.6)であったため、地震動の継続時間の長さと日本海側特有の砂多く存在する地盤が影響した可能性が高いと考える。今回の地震における液状化地点は、1964年の新潟地震や、1993年および2007年能登半島地震、1893年濃尾地震等の既往の液状化被害が確認された地震の液状化地点と概ね同じ場所で確認されていることから再液状化した可能性が高い。

４．微動アレイ探査による推定S波速度構造の特徴

© The Seismological Society of Japan

建物被害と液状化被害の双方が確認された輪島市（輪島市中心部）と珠洲市（飯田・正院地区）の低地・台地部において、概ね250mメッシュ間隔にて小アレイ観測を行い、工学的基盤（Vs400程度）までのS波速度構造およびAVS30やH/Vスペクトル比を求めた。その結果、輪島市の中心部ではJ-SHISのAVS30と比較すると、特に建物被害が集中している鳳至・河井地区では小さくなっており、最大速度増幅率で倍程度大きくなる地点も確認できる。微動探査と近隣のボーリングデータから推定されたS波速度構造によると、河合町のビルが転倒した地点周辺では、軟弱な沖積層が40m程度以上、最大速度増幅率もVs400を工学的基盤とした場合2.5～3倍程度となっており、輪島市内で最も揺れが大きかった地域であった可能性が高い。

５．まとめ

今後、液状化地点情報や建物被害と微動アレイ探査とボーリングデータ等地質情報から作成する地盤モデルを構築し、液状化ハザードマップおよび液状化発生率の高度化の検討、および建物被害と地盤増幅度の関係を検討する予定である。

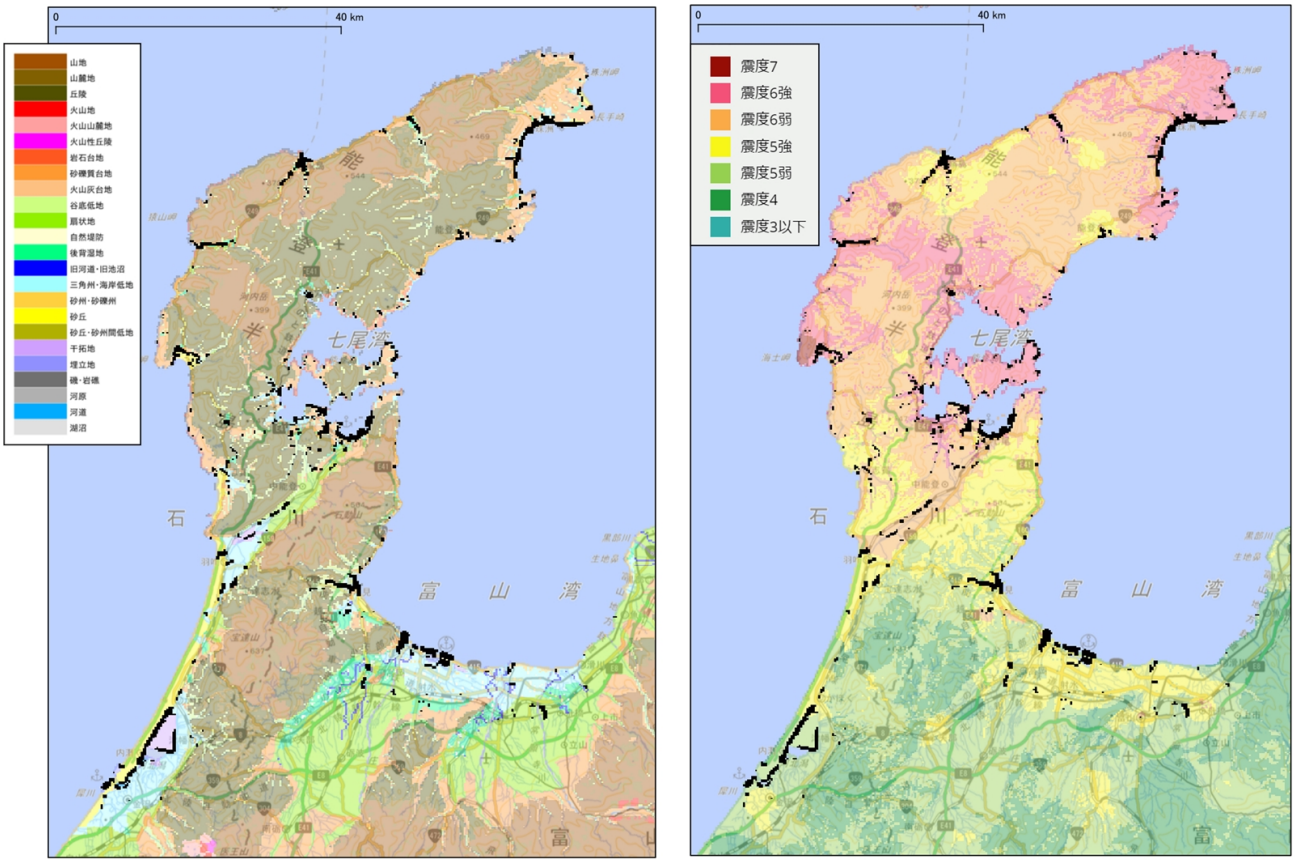


図１　微地形区分図（左）および推計震度分布図（右）と液状化地点メッシュ（■）

© The Seismological Society of Japan

Temporal changes in triggerability of the seismicity in the Northeastern Noto Peninsula associated with teleseismic earthquakes

*Ryo Matsuo[1], Masatoshi Miyazawa[1]

1. DPRI,Kyoto Univ

地震の誘発とは、応力変化等の擾乱が場に作用することや、断層に流体が入ることによる断層強度低下といった、外部からの影響によって地震が発生する現象である。力学的側面から、ある地震に伴い誘発される別の地震の発生の過程は大きく分けて3種類に区分けすることができる。地震発生時に断層の永久変位によって生じる静的歪み変化が地震を誘発する静的誘発と、上記の静的歪み変化(地震時変形)が粘弾性緩和によってゆっくりと時間をかけて空間的に広く伝わり地震を誘発する準静的誘発、比較的大規模な地震による表面波などが応力擾乱をもたらしながら伝播することにより地震波の通過する遠地で別の地震を誘発する動的誘発(遠地誘発)である。本研究では動的誘発(遠地誘発)に着目する。動的誘発により発生する地震のことを動的誘発地震(遠地誘発地震)と呼ぶ。動的誘発のされやすさと、地震発生場との間には関係が認められる場合がある。例えば、誘発のされやすさの指標を示すtriggerability (van der Elst & Brodsky, 2010)を日本列島の地震活動に対して調査したところ、大規模な地震や火山活動、地熱地帯であるという地域性の影響が大きいことが確認され、地下の応力状態を示す可能性が示唆された（松尾・宮澤, 2024）。　本研究では、能登半島北東部における群発地震活動と地震のtriggerabilityの時間変化を調べることで、群発地震発生中の応力の状態の変化について推察することを目指す。Triggerabilityはn値として表され、誘発の原因となると考えられる遠地地震の表面波到達の前後の地震活動度λの変化比で定義される。n値が正のときは遠地地震の発生後に地震活動が活発化したことを示し、0のときは地震活動の変化が無いことを意味し、負の時は遠地地震の発生後に地震活動が静穏化したことを示す。通常λを求めるには充分な観測期間が必要だが、地震間の時間の比を用いる事で統計学的にn値を求めることができる (van der Elst&Brodsky,2010)。本研究で用いた遠地地震は、ANSSの地震カタログ記載のM6以上で深さ60km以浅の地震である。能登半島北東部の地震活動には気象庁一元化処理震源(深さ30km以浅)を用いた。1997年から2023年までの能登半島北東部におけるn値を1年ごとに求めるとその平均値は-0.0126となり、遠地地震によって一時的に1.3%程地震活動が静穏化することを意味している。また、同期間で1年ごとに求めた日本列島全体のn値の平均値は0.0093となり、遠地地震によって一時的に0.9%程地震活動が活発化することが示された。よって、1997年から2023年までの能登半島北東部は、日本列島全体と比較すると、遠地地震によって地震活動が静穏化しやすいと考えられる。ここで、2011年東北地方太平洋沖地震地震(Mw9.0)は大地震であり、規模の大きな余震が数多く発生して小地震の検出率が下がっており、遠地の大地震の誘発の影響の評価に影響を与えると考えられることと、2020年12月以降、能登半島東北部で群発地震活動の活発化が始まったことを考慮し、本研究では解析期間を2012年から2023年までとして解析期間の1年ごとのn値を求めその時間変化を調べた。2012年から2023年までの能登半島北東部におけるn値を1年ごとに求めるとその平均値は0.094となり、遠地地震によって一時的に9.4%程地震活動が活発化することを意味する結果となった。また2014年と2017年のn値はそれぞれ1.2757、0.4483、群発地震活動の活発化が始まった初期の2021年のn値は0.5092と、いずれの年も比較的大きな値を得た。一方で、群発地震活動がより活発化した2022年と2023年のn値はそれぞれ-0.0588、0.024となり、解析期間を通じた中でも地震活動の変化が比較的見られないことを示す値となった。

© The Seismological Society of Japan

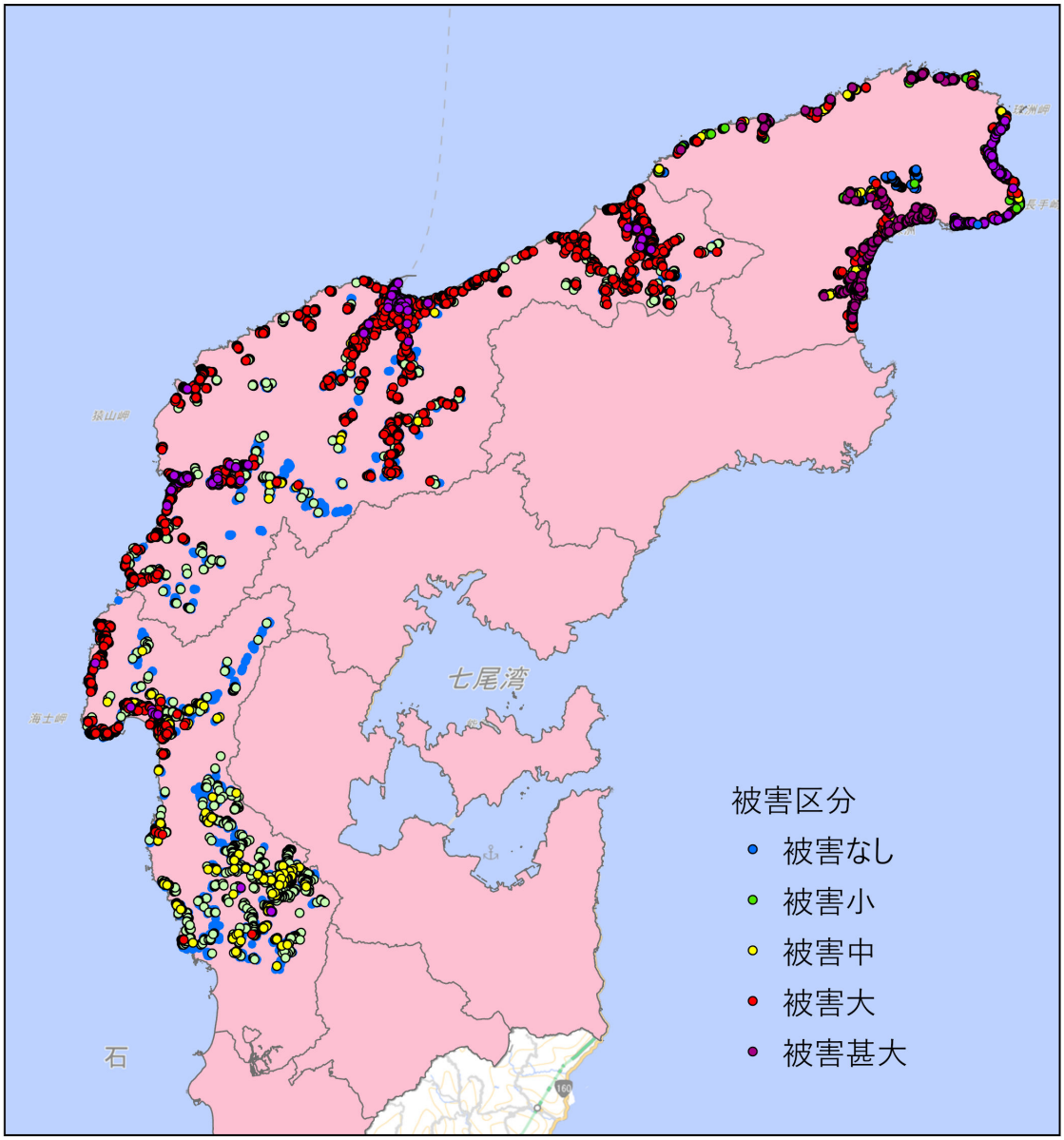
Aerial photo interpretation of building damage caused by the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Naokazu Monma[1], Hiromitsu Nakamura[1], Shouhei Naito[1], Hiroyuki Fujiwara[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

令和6年１月１日16時10分、能登半島西方沖から佐渡島西方沖にかけて伸びる活断層を震源とするマグニチュード7.6の令和6年能登半島地震が発生し、輪島市門前町走出及び志賀町香能で震度7が観測された。この地震により建物の倒壊が相次ぐとともに、津波、火災、土砂災害及び液状化、地殻変動により、奥能登地域を中心に甚大な被害が発生しており、石川県全域の住家全壊棟数は8,012棟（令和6年7月23日時点）となっている。本調査は、リアルタイム地震被害推定システム（J-RISQ）（藤原ら2019,防災科研研究資料）の推定結果の検証のため、震度7～6弱を観測した輪島市、珠洲市、七尾市、志賀町、穴水町及び能登町を対象に、地震後に国土地理院が撮影した航空写真（オルソ画像：地上解像度50Cm相当）を活用し、建物被害の判読調査を行った。判読対象の建物は木造建物（住家、店舗、寺社、倉庫・納屋等）とし、非木造は判読から除外した。また、木造と非木造の見極めは、屋根の形状及び建物面積から行った。なお、非木造を除外した理由は、解像度の観点から分類が不可能であったためである。判読方法は、航空写真（オルソ画像）の目視により、5つの被害区分（被害無「航空写真からは被害が確認できない」、被害小「屋根瓦の一部が崩落している」、被害中「屋根瓦がほぼ崩落、建物の一部が崩落している」、被害大「建物の一部が層崩壊、大きく傾動している」、被害甚大「建物が完全に倒壊し原型をとどめていない」）に分類した。また、目視判読に際して、内藤らが実施した建物被害の現地調査結果（内藤ら2024,JPGU）を参考に、判読精度のキャリブレーションを行った。判読対象の6市町のうち、判読が終了した輪島市、珠洲市及び志賀町の判読結果（図1）を見ると、輪島市は、判読棟数17,540棟の内、被害甚大は172棟（判読棟数の1%）、被害大は4,218棟（24%）で、市内の各地区に広範囲に分布する。なお、火災焼失範囲は判読から除外している。被害甚大と被害大を合計した全壊相当棟数は4,390棟であり、県公表の住家全壊棟数4,032棟に比較すると10%ほど多い。珠洲市は、判読棟数8,179棟の内、被害甚大は810棟（10%）、被害大は1,775棟（22%）で、海岸沿いの低地部に広範囲に分布し、海岸沿線地区では津波による被害が発生している。全壊相当棟数は2,580棟であり、県公表住家全壊棟数1,980棟に比較して約20%多い。志賀町は、判読棟数11,644棟の内、被害甚大は10棟（0.1%）、被害大は375棟（3%）で、震度7を観測した香能地区周辺に分布し、それ以外の地区はほとんど分布しない。なお、町域の南側20%の範囲は、航空写真の撮影がされていないので判読していない。全壊相当棟数は385棟で、県公表住家全壊棟数552棟と比較すると約70%である。今後、七尾市、穴水町及び能登町の判読を行い、奥能登半島における建物被害の空間的分布を把握し、J-RISQの推定結果の検証を進める。また、これら判読した建物被害は、地震動の揺れ以外に、津波、火災、土砂災害及び液状化が原因で発生した被害も含まれていることから、原因別の建物被害分類を行い、地震動との関係を調査する。引用文献藤原他：全国を概観するリアルタイム地震被害推定・状況把握システムの開発（防災科学技術研究所研究資料432, p 1-311, 2019）内藤他：令和６年能登半島地震における強震観測地点周辺の建物被害調査および被害データベース試作開発（2024,JPGU）

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Survey of Building Damage Caused by Tsunami and Strong Ground Motions of the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Yoshiaki HISADA[1], Ayaka Katano[2], Masahiro Murakami[1]

1. Kogakuin University, School of Architecture, 2. Kogakuin University, Graduate School

令和6年能登半島地震で強震動と津波、火災による甚大な被害を受けた石川県珠洲市の春日野・鵜飼地区の沿岸地域において、2024年4月5日と6日に289棟の建物の被害調査を行った。対象は建築基準法を満たしていると考えられる人が居住・使用している建物（店舗や店舗併用住宅も対象）で、倉庫は対象外とした。調査シートを用いた外観調査であり、主な項目は建築年、用途、構造種別、階数、被害程度、生存空間の有無、被害の主な要因（津波、地震動、火災、その他）である。可能な範囲で住民へのヒアリングも行い築年などを確認した。建物の位置や被災前の状況は、後日、Googleストリートビューや報道機関、空撮やドローン映像、ドライブレコーダーの映像等から裏付けの確認を行った。対象地域では震度６強から７相当の非常に強い揺れの後に、沿岸部では最大で3mを超える津波の影響を受けている。289棟の調査建物のうち、272棟（94%）は木造建築であり、1981年の旧耐震基準相当と思われる建物は133棟（46%）、1981年の新耐震耐震基準相当が133棟（46%）、2000年の最新耐震規準相当が18棟（6.2%）、その他・不明が5棟（1.7%）であった。従来の津波被害調査では旧耐震の木造建物主な対象と考えられ、一般には津波の浸水高が2mを超えると倒壊・流出を生じるとされているが、1981年、さらには2000年に木造建物の耐震性能は大きく向上しており、耐津波性能も向上していると考えられる。実際、流出・倒壊した建物のうち、旧耐震基準相当では50.4%（67棟）、新耐震耐震基準相当では21.8%（29棟）、最新耐震規準相当では0または5.7%（0か1棟）であった（最新規準の1棟は流失しており、用途・築年の判定が困難）。新しいほど強震動だけでなく、耐津波性能も大きく向上している。最大で3m程度の津波であれば、2000年基準の木造建物であれば残存し、２階以上では生存空間が確保できることが明らかとなった。詳細は当日発表する。

© The Seismological Society of Japan

Response of the water layer to seismic waves in Toyama Bay during the Noto-Hanto earthquake on 1 January 2024

*Kirill Sementsov[1], Yuichiro Tanioka[1], Yusuke Yamanaka[1], Sergey Kolesov[2,3], Mikhail Nosov[2,3]

1. Hokkaido University, Faculty of Science, Institute of Seismology and Volcanology, 2. M.V.Lomonosov Moscow State University, Faculty of Physics, 3. Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences

On 1 January 2024, a magnitude 7.6 earthquake (JMA) struck the Noto Peninsula and nearby regions. Immediately after the earthquake, noticeable sea-level oscillations were recorded in Toyama Bay before the leading tsunami wave arrived from the source area. Backpropagation analysis showed that the cause of these oscillations was a secondary source located in Toyama Bay. A similar situation was observed during the previous Noto Peninsula earthquake on 25 March 2007. After that earthquake, sea level stations near Toyama City also recorded “mysterious small tsunamis” that preceded the arrival of the leading tsunami wave. Nagao et al. (2010) showed that those “mysterious small tsunamis” might be caused by dynamic horizontal displacement of the steep underwater slopes during the passage of the seismic waves across Toyama Bay. This study aims to test whether the sea level oscillations recorded immediately after the recent 1 January 2024 earthquake could have been caused by seismic waves.

To test this hypothesis, we reconstructed the seafloor motion in Toyama Bay during the passage of seismic waves across it. The reconstruction was performed within the cylindrical wave approximation based on the K-net (NIED) seismometer records. Although the cylindrical wave approximation is quite coarse for this problem, it allowed us to accurately reconstruct the dynamic displacements of the seafloor near Toyama City. Based on the reconstructed bottom motion, we performed a numerical tsunami simulation. The simulation was performed on a regular grid with a spatial spacing of 10” obtained from the M7000 bathymetry. The tsunami model was based on the linear long-wave theory equations written for the flow velocity potential. Seabed motion was input into the model at each time step.

The modelling results are compared with Toyama WG records (NOWPHAS). It is shown that seismic waves do excite gravity waves in Toyama Bay, but the amplitude and frequency of these gravity waves are markedly lower than the amplitude and frequency of gravity waves recorded by Toyama WG. We also compared the role of horizontal and vertical components of bottom motion in the gravity wave generation. It was found that the horizontal component of seismic waves contributes significantly more to the generation of gravity waves than the vertical component.

Acknowledgements. We used wave gauge data observed by Ports and Harbours Bureau of MLIT.

Nagao, R., Inoue, S., & Ohmachi, T. (2010). Tsunami simulation considering horizontal dynamic displacement of the seabed. Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B2 (Coastal Engineering), 66(1), 301-305.

© The Seismological Society of Japan

Tsunami Time Series Data of 2024 Noto Peninsula Earthquake Extracted From Live Camera Images -Wajima Port and Toyama Bay

*Masaaki MINAMI[1], Gen Aoki[2], Hiroaki Tsushima[1], Yutaka Hayashi[1], Kenji Nakata[1], Tatsuo Kuwayama[2], Yasuyuki Yamada[2], Tadashi Sasabe[2], Kenshi Ohshima[3]

1. Meteorological Research Institute, 2. Japan Meteorological Agency, 3. Japan Meteorological Agency, Sendai Regional Headquarters

2024年1月1日の能登半島の地震(Mj7.6)に伴う津波は，日本海各地の沿岸で観測された．この地震の波源域に近い能登半島北岸の津波観測点である珠洲市長橋では，地震による地盤隆起の影響により，地震直後に引き波とみられる潮位変化が見られているものの（Fig. 1），津波数値シミュレーションと比較できるような津波波形記録は得られていない．また，同じく能登半島北岸の津波観測点である輪島港では施設障害により津波波形記録が得られなかった．一方，輪島港においては，国土交通省北陸地方整備局が管理するカメラに，地震発生直後などの港内外の海の状況が捉えられていたことから，本研究では，この映像を用い輪島港における津波時系列データの抽出を行った [青木・他 2024,地震 第2輯]．加えて富山湾沿岸の各地では，地震に伴う地殻変動による津波が到達するより早い時間に津波が観測されており，これは地震に伴う地殻変動以外に富山湾に別の波源が存在した可能性を示唆している．そこで同様に，富山県高岡市の雨晴海岸と富山市岩瀬浜のライブカメラの映像を解析し，日没までの津波時系列データを抽出した [南・他 2024,土木学会論文集特集号(海岸工学)].

輪島港のカメラ映像から得られた津波時系列では，地震直後に押し波で始まり，その後に引き波がみられた（Fig. 1）．この特徴は，測地データ及び直近の沿岸海域の波浪計データから予想される，この地点周辺の地震時地殻変動の空間分布のパターンと概ね整合する．一方，雨晴海岸と岩瀬浜のカメラ映像から得られた津波時系列を，各地点に近い伏木港検潮所および富山検潮所のデータとそれぞれ比較すると，時間変化傾向は似ているものの，今回解析した地点の方が最大波高が高く初動到達時刻についても違いが見られた（Fig. 1）．これらの結果は，本研究で得た時系列データが検潮所とは独立した情報として活用することが可能であり，ライブカメラ映像から津波シミュレーション結果との比較に用いることが出来る程度の津波時系列データの抽出が可能であることを示している．

© The Seismological Society of Japan

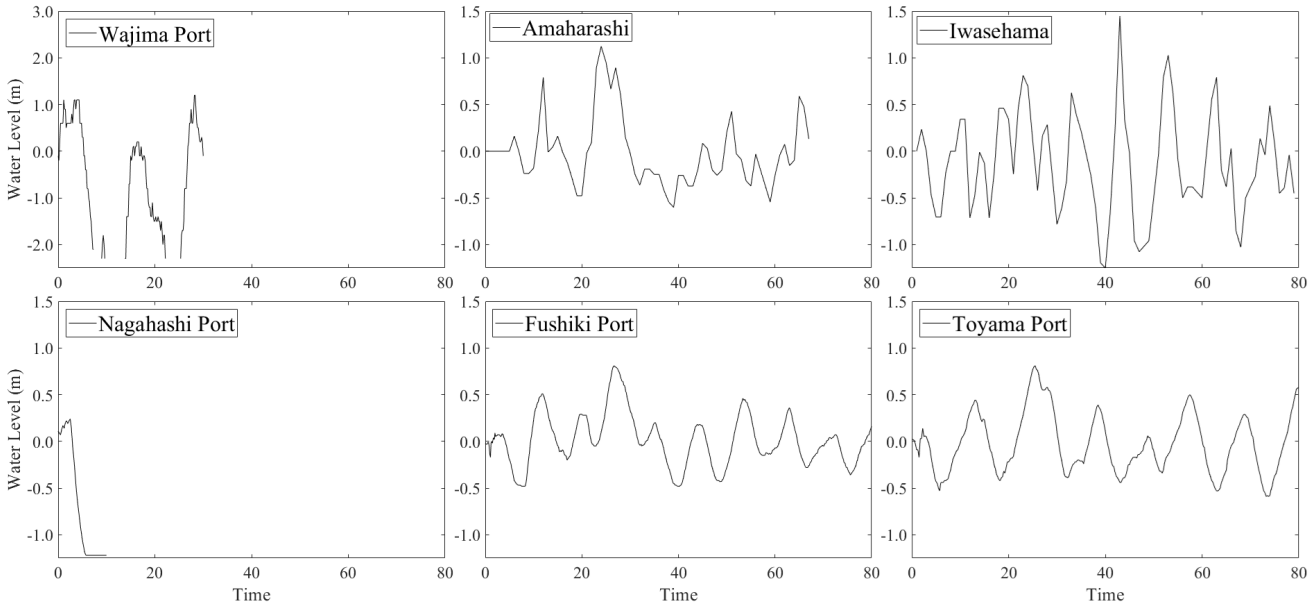


Figure 1. Time series data for each location. Upper and lower panels show the time series obtained in this study and those recorded at permanent sea-level stations, respectively. Horizontal axis is time (minutes) elapsed since the occurrence of the earthquake (16:10 on January 1, 2024).

© The Seismological Society of Japan

Tsunami magnitude *m* of the 2024 Noto Peninsula earthquake tsunami based on field surveys

*Yuichi NAMEGAYA[1], Kei Ioki[1], Kentaro Imai[2], Satoshi Kusumoto[2], Yuchen Wang[2], Hiroki Horikawa[2], Masa'aki Murakami[3]

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

津波の規模階級として、今村（1949, 地震2）やIida (1958, The Journal of earth sciences, Nagoya University)による今村・飯田スケールをベースとした羽鳥（1986, 震研彙報）による津波マグニチュード*m*が知られている。本研究では2024年1月1日に発生した能登半島地震津波について、われわれが実施した津波高さの現地調査結果とYuhi et al. (2024, Coastal Engineering Journal)による現地調査結果を利用し、津波マグニチュード*m*を推定したので報告する。

津波マグニチュード*m*は、津波の高さの対数が震央海上距離（震央からの海洋上の最短距離）の対数の-1乗に比例して減衰するという考えに基づいた量であり、日本海で発生した地震津波としては、例えば1964年新潟地震（M7.5）で*m*=2, 1983年日本海中部地震（M7.7）で*m*=3などと推定されている［羽鳥(1964)］。津波マグニチュード*m*は、津波の全体的な規模を一つの値で把握するための尺度の一つと言えよう。

われわれは2024年能登半島地震津波について現地調査を実施した。調査範囲は山形県酒田市～富山県氷見市（調査日は2024年1月30日～2月2日）、佐渡島（同2月19日～21日）、および石川県羽咋市～島根県松江市（同3月25日～27日）の沿岸である。ただし、能登半島北部沿岸（輪島市や珠洲市など）は対象外とした。この結果、震源域の東側にあたるところでは、例えば新潟県糸魚川市市振で2.7 m（T.P.）の遡上高が測量された。また、佐渡島では島南岸の三瀬漁港において2.3 mの遡上高、震源域の西側では石川県羽咋市で3.2 mの遡上高が測量された。調査範囲は震央を挟んで東西に700 kmにわたる広範囲であり、震央から遠ざかるにつれ、多くの地域でそもそも津波が岸壁を越さない比較的小さな津波であったことが確認された。しかしながら、例えば兵庫県香美町では1.4 mの津波の高さがあったことは特筆される［行谷・他(2024, JpGU)］。

この調査結果を用いて津波マグニチュード*m*を推定した。羽鳥（1986）に基づき、津波の高さは平均海面上の高さを利用した。平均海面上の高さを推定するには気象庁が公開する平均海面のT.P.値を利用した。また、津波の高さは陸上の遡上高かあるいは港湾内の津波の高さを用いた。「津波は岸壁を越さなかった」といった証言を得た上、その岸壁の高さを測定した例も多数あったが、これらのデータについては今回の解析には利用しなかった。震央海上距離については、震央から津波の高さの調査地点までの海洋上の最短距離を可能な範囲で地図上で読み取った。ただし、震央は内陸に推定されているので、震央からやや北にずらした海洋上の地点を震央海上距離の起点として扱った。この結果、ばらつきはあるものの、津波マグニチュード*m*は1.5と推定された。震央海上距離は約70 km-約420 kmに分布し、震央から比較的遠い地点の情報が反映された結果と言える。

また、震央に近い地域を多く調査したYuhi et al. (2024)の結果を用いて津波マグニチュードmを推定した。羽鳥（1986）に基づき震央海上距離が20 km以上のものを対象とし、信頼度AおよびBの遡上高を用いたところ、こちらもばらつきはあるものの、津波マグニチュード*m*は1.5と推定された。震央海上距離は約20 kmー約100 kmに分布し、震央から比較的近い地点の情報が反映された結果と言える。なお、羽鳥（1986）による津波マグニチュード*m*は検潮記録の全振幅も用いることができるため、本研究では上記の現地調査の結果に加え、日本海沿岸の検潮記録の全振幅も用いて検討を行ったところ、津波マグニチュード*m*は現地調査の結果に基づくものと同程度と推定された。

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 22nd) | Regular session：S07. Structure and dynamics of the Earth and planetary interiors

Tue. Oct 22, 2024 5:15 PM - 6:45 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 8:15 AM - 9:45 AM UTC | Room P Main Hall (2F)

[S07P] PM-P

[S07P-01] Toward Seismic Exploration on Titan in NASA's Dragonfly mission ~Thermal cycling experiments and instrumental & environmental noises~

*Keisuke Onodera[1], Hiroaki Shiraishi[2], Satoshi Tanaka[2], Taichi Kawamura[3], Takefumi Mitani[2], Hideki Murakami[4], Ryuhei Yamada[5], Kiwamu Nishida[1], Shun-ichi Kamata[6], Jun Kimura[7], Hiroyuki Kurokawa[8], Yasuhito Sekine[9], Takeshi Tsuji[10], Mark Panning[11], Ralph Lorenz[12] (1. Earthquake Research Institute/UTokyo, 2. ISAS/JAXA, 3. IPGP, 4. Kochi University, 5. University of Aizu, 6. Hokkaido University, 7. Osaka University, 8. Graduate School of Arts and Sciences/UTokyo, 9. Tokyo Institute of Technology/ELSI, 10. School of Engineering/UTokyo, 11. Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology , 12. Applied Physics Laboratory, Johns Hopkins University)

[S07P-02] ScS Travel Times in Japan

*Takahito Fukushige[1], Naofumi Aso[1] (1. Tokyo university of sience)

[S07P-03] Polarization Anomaly of Long-period Teleseismic P-waves: Insights into Azimuthal Anisotropy in the Upper Mantle beneath Australia

*Kotaro TARUMI[1], Kazunori YOSHIZAWA[1,2] (1. Department of Natural History Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Department of Earth & Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University)

[S07P-04] Phase speed maps in and around the Sea of Japan based on ambient noise analysis

*Tohma Tezuka[1], Kazunori Yoshizawa[1,2], Nori Nakata[3,4], Kiwamu Nishida[5] (1. Department of Natural History Sciences., Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Department of Earth & Planetary Sciences, Faculity of Science, Hokkaido Universuty, 3. Energy Geosciences Division, Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, CA, USA, 4. Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, USA, 5. Eathquake Research Institute, University of Tokyo)

[S07P-05] Kirchhoff Migration for Examining Structure around the 660 km Seismic Discontinuity beneath the Northern Japan Sea

*Keiko KUGE[1] (1. Department of Geophysics, Kyoto University)

[S07P-06] Shear Wave Tomography Beneath the Ontong Java Plateau Region Using a Joint Inversion of Body Wave and Surface Wave Data

*Yuko Kondo[1], Hiroko Sugioka[1], Masayuki Obayashi[2], Takehi Isse[3], Kazunori Yoshizawa[4] (1. Kobe University, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 3. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 4. Hokkaido University)

Toward Seismic Exploration on Titan in NASA’s Dragonfly mission ~Thermal cycling experiments and instrumental & environmental noises~

*Keisuke Onodera[1], Hiroaki Shiraishi[2], Satoshi Tanaka[2], Taichi Kawamura[3], Takefumi Mitani[2], Hideki Murakami[4], Ryuhei Yamada[5], Kiwamu Nishida[1], Shun-ichi Kamata[6], Jun Kimura[7], Hiroyuki Kurokawa[8], Yasuhito Sekine[9], Takeshi Tsuji[10], Mark Panning[11], Ralph Lorenz[12]

1. Earthquake Research Institute/UTokyo, 2. ISAS/JAXA, 3. IPGP, 4. Kochi University, 5. University of Aizu, 6. Hokkaido University, 7. Osaka University, 8. Graduate School of Arts and Sciences/UTokyo, 9. Tokyo Institute of Technology/ELSI, 10. School of Engineering/UTokyo, 11. Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology , 12. Applied Physics Laboratory, Johns Hopkins University

(1) 背景

2019年にNASAのニューフロンティア計画に採択されたDragonflyは2030年代に土星衛星タンタンを探査する予定であり、現在2028年の打ち上げに向け準備が進められている(現状はPhase C：Final mission design and fabricationと呼ばれる段階)。当ミッションでは離着陸可能なドローンを用い、タイタン上の様々な地点にて化学分析・気象観測・地球物理観測を実施し、(a)タイタンにおける有機物の定量評価、(b)生命の存在する(した)可能性の評価、(c)表層や地下の環境の調査を行う。

我々のチームはJAXAの開発するタイタン地震計DraGMet SEIS (Dragonfly Geophysics and Meteorology Package: Seismometer)を用いて地震観測を行い、タイタンにおける地質活動や地下構造の解明を目標としている。人類史上初の氷衛星での地震観測に向け、DraGMet SEIS日本チームでは、地震計の開発・製造を行うとともに深部構造・表層構造・大気活動・物質循環といった様々な観点から科学検討を進めている。本発表では2023-2024年に実施された熱サイクル試験の結果と機器および環境ノイズモデルの作成に関して報告する。

(2) 熱サイクル試験

科学機器を他の惑星や衛星で利用する場合、搭載機器が星間クルーズを経て対象天体の環境下で正常に作動することを保証するために模擬環境下での実験を行う必要がある。タイタンの表層では94K (-179℃)と極低温であることに加え、タイタンへの着陸には1.5気圧の大気を通過するため、大気圧縮に伴う昇温にも耐える必要がある。今回の発表では、EDL(Entry Descent & Landing：突入・降下・着陸)時に経験する温度変化を模擬した環境下(-90℃～+100℃)での地震計の性能評価に関して報告する。

(3) ノイズモデルの作成

地球での地震観測と同様にノイズレベルの見積もりはデータの質を評価する上で重要な要素である。地震観測におけるノイズは機器ノイズと環境ノイズに分けることができる。機器ノイズは地震計自体やその周辺システムからのノイズを指し、環境ノイズは外的原因(風・海洋波浪など)によるノイズを指す。本発表においては、地震計およびプリアンプ回路の機器ノイズ(熱ノイズ・サスペンションノイズ・電圧ノイズ・電流ノイズ)と大気擾乱に伴う環境ノイズの見積もり結果について報告する。

© The Seismological Society of Japan

ScS Travel Times in Japan

*Takahito Fukushige[1], Naofumi Aso[1]

1. Tokyo university of sience

地震の被害予測だけでなく、地球進化の理解のために地震波伝播の理解は重要な課題である。具体的には、地震波を用いて地球内部の地下構造を推定することによって、長い時間をかけてどのように地球内部が進化してきたかの理解に役立つことが期待できる。地球内部を伝わる地震波のうち、外殻で反射して伝わるS波はScS波と呼ばれる。ScS波はマントル内の不連続面や核マントル境界付近の影響を強く反映していると考えられており、不連続面の深さやインピーダンスコントラストの理解には最適である。本研究ではF-net連続波形をもとに、日本列島周辺で発生した地震に対して日本全国で観測されるScS波の走時を求め、理論走時と比較した。具体的には全球規模の平均的な地震波速度構造モデルであるIASP9について走時計算ツールtaupで求めた理論値と比較した。特に、いくつかの互いに近くで発生した地震について、震源の深さに対する依存性や、震源距離への依存性に着目した。これらの観測事実をもとに、速度構造の異常や核マントル境界の深さ異常について考察した。

© The Seismological Society of Japan

Polarization Anomaly of Long-period Teleseismic P-waves: Insights into Azimuthal Anisotropy in the Upper Mantle beneath Australia

*Kotaro TARUMI[1], Kazunori YOSHIZAWA[1,2]

1. Department of Natural History Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Department of Earth & Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University

地球内部の方位異方性は，マントルダイナミクスを解明する上で重要な情報を与えてくれる．一般に，方位異方性の推定には，表面波トモグラフィーやPKS/SKS（XKS）等を用いたS波splitting解析が用いられ，豪州大陸でも多くの研究がなされてきた．大陸の西部と中央北部，中央南部に太古代～原生代のクラトンを有し，東部に顕生代の造山帯を有する豪州大陸では，それぞれ形成や変形過程に伴うテクトニクスと方位異方性との関連が議論されてきた（e.g., Fishwick et al., 2008, Tectonics; Ba et al., 2023, JGR; Eakin et al., 2023, G-cubed; de Laat et al., 2023, GJI）．本研究では，表面波やXKS波の分裂とは独立な，遠地P波の粒子軌跡の偏向情報から豪州大陸下の方位異方性の解析を行った．

遠地実体波の伝播経路の大部分は，水平不均質が比較的小さい下部マントル深部を通過する．そのため，レシーバ関数やXKS splitting解析のように，観測点下の地震波速度構造の不均質や異方性を調べる上で有効である．本研究では，Mw 5.5–7.5，震央距離30˚–90˚の豪州大陸の定常観測点で観測された遠地P波の3成分変位波形（0.03–0.1 Hz）を使用し，Vidale (1986, BSSA)の偏向解析法を適用することで，多数のイベント波形のP波粒子軌跡からその偏向方向を推定した．その結果を基に，まず，豪州大陸の定常観測点の水平成分の設置方位角を決定し，その補正を加えた上で，P波の水平到来方向の偏差（大円経路からのずれ）を計測した．異方性推定には，Harmonic解析（Schulte-Pelkum et al., 2001, JGR; Fontaine et al., 2009, JGR）を使用した．到来方向偏差$\delta\phi$は，θを観測点から見た震源方位，境界面傾斜を含む横方向不均質の効果を1θ，方位異方性の効果を2θとすると，$\delta\phi=A_1\sin\theta+A_2\cos\theta+A_3\sin2\theta+A_4\cos2\theta$と表現できる．本研究では，震源方位角20˚毎での偏向情報の中央値と理論値とのL2ノルムをベイズ最適化により最小化することでA_1–A_4の4パラメータを推定し，P波の高速方向（$\arctan(A_3/A_4)/2+\pi/4$）を求めた．

得られた方位異方性分布は，西豪州クラトンや北豪州クラトン，大陸東縁部の多くの観測点で，プレートの絶対運動方向（APM; 豪州では北東方向に7cm/yr）と概ね調和的であった．南豪州クラトンの観測点はAPMとは調和的ではない一方，XKS splitting解析の結果（e.g., Ba et al., 2023; JGR; Eakin et al., 2023, G-cubed）とよい一致を示しており，上部マントル内部の異方性を反映していると考えられる．しかし，豪州の観測点で使用可能な遠地P波の震源は，大陸北西側のインドネシア付近から大陸東方沖のトンガ-ケルマディック海溝付近に限られ，震源分布の偏りによるバイアスが解析結果に影響している可能性がある．更なる結果の検証には，合成データを用いた解像度試験に加え，リソスフェア・アセノスフェア境界の空間分布との対応関係やRadial/Transverse成分の方位依存レシーバ関数との比較等が有効と考えられる．

© The Seismological Society of Japan

Phase speed maps in and around the Sea of Japan based on ambient noise analysis

*Tohma Tezuka[1], Kazunori Yoshizawa[1,2], Nori Nakata[3,4], Kiwamu Nishida[5]

1. Department of Natural History Sciences., Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Department of Earth & Planetary Sciences, Faculity of Science, Hokkaido Universuty, 3. Energy Geosciences Division, Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, CA, USA, 4. Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, USA, 5. Eathquake Research Institute, University of Tokyo

日本海は，主に日本海盆，大和海盆，対馬海盆の3つの海盆とそれらに囲まれる大和堆・北大和堆から構成される．日本海のような背弧海盆の詳細な地震学的構造は，大陸辺縁部でのプレートの沈み込みと，それに伴う背弧拡大プロセスの解明や，日本列島周辺のテクトニクスやマントル内部のダイナミクスを理解する上で重要な情報である．日本海では，海底掘削や物理探査により，様々な調査研究が行われてきた(e.g., Tamaki et al., 1992, Hirata et al., 1989).これらの調査を通じ，日本海盆が海底磁気縞模様を持つ厚さ7km程度の薄い海洋地殻を有すること，大和海盆や対馬海盆では15km程度の厚い地殻を持つことなどが明らかになっている．しかし，複雑な海底磁気縞模様が示唆する日本海の拡大過程や，大和海盆の地殻構造に対する解釈など，未だに議論の余地が多い．近年では，広帯域海底地震計が大和海盆，大和堆，日本海盆等に複数設置され，更なる研究も行われている（e.g., Nakahigashi et al., 2015, Akuhara et al., 2021, Ai et al., 2023）．

日本海の内部では，浅い地震の発生や観測点が限られている．これまでに，日本海全域の上部マントルの地震波速度構造の推定には，ユーラシア大陸内の観測点と日本列島の観測点の2点間を伝播する表面波の解析が用いられている(e.g., Yoshizawa et al., 2010)．本研究では，中国北東部に2009-2011にわたって展開された臨時観測網 (NECESSArray: NorthEast China Extended Seismic Array)と，日本の広帯域地震観測網(F-net, 防災科研)の雑微動のCCF (Cross Correlation Function) を用いて，日本海をまたぐ観測点ペアを多数含めて，表面波の位相速度解析を行った．データは，NECESSArrayとF-netの計200点以上の観測点から得られる約20000の観測点ペアに対し，周期20-60秒の帯域のCCF (Nakata & Nishida, 2019) を用いた．それぞれの観測点の3成分のうち，Z成分同士の相関がレイリー波，T成分同士の相関がラブ波にあたる．CCFは，地震による表面波よりも短周期側のレイリー波・ラブ波の情報を得やすく，より浅部の地殻まで含めた構造推定が期待できる．位相速度計測では，CCFのフーリエ変換により抽出した位相に対し，ベッセル関数遠方近似による補正項を考慮している(e.g., Lin et al., 2008)．計測した位相速度の分散曲線は，観測点間の距離や波線の通過する領域によってグループ化され，それぞれの平均や閾値から異常値を除去する．これにより，周期20s-40s程度までのレイリー波およびラブ波の位相速度を測定した．表面波の伝播経路は大円で近似し，球面三角グリッド (Wang & Dahlen, 1995) による線形インバージョン法により，中国大陸北東部から日本列島にかけての日本海を含む広域な領域の位相速度分布を得た．

推定された位相速度分布は，チェッカーボードテストから，約200km以上のスケールの日本海下の水平不均質構造に対し，十分な解像度を持つことが示唆されるが，利用した観測点配置による波線分布の偏りにより，北西-南東方向へのsmearingの影響がみられる．推定された周期20秒前後の位相速度モデルには，特に顕著な高速異常が日本海盆の全域に見られる一方，大陸縁辺部や日本列島に沿って，顕著な低速異常が見られるなど，日本海盆下の海洋リソスフェアや周辺の大陸・島弧内の地殻構造を反映した速度分布が得られた．今後，地震表面波から得られる，より長周期側の表面波位相速度情報と合わせて，S波の鉛直構造へのインバージョンを行うことで，日本海下の地殻～上部マントルの３次元S波速度構造推定への活用が期待される．

© The Seismological Society of Japan

Kirchhoff Migration for Examining Structure around the 660 km Seismic Discontinuity beneath the Northern Japan Sea

*Keiko KUGE[1]

1. Department of Geophysics, Kyoto University

中国北東部では、レシーバ関数解析から、マントル遷移層底部に660km地震波速度不連続とともに、その下に少なくともう１つ地震波速度不連続が存在することが示唆されている(Niu and Kawakatsu, JPE 1996; Sun et al., EPSL 2020)。久家（SSJ秋季大会2022, 2023）は、その地域の東方にあたる日本海北部の深さ660 km付近で屈折するP波を調べた結果、サハリン周辺の深発地震に対し日本で観測された地震計のデータにおいて、660km不連続によるP波のtriplicationのあとに、みかけ速度のはやい３つめの地震波の到来をみつけた。この３つめの地震波は、1次元地球モデルiasp91から計算される理論波形には存在せず、観測される場所は、特定の地域に限定されない。3つめの地震波は、アレイ解析による相対スローネスの値から、深部から伝播してきた波と思われる。iasp91の660km不連続面の一部を、もう一つの不連続面として数十km深くおいた1次元地震波速度モデルを仮定すると、理論波形が3つめの地震波の特徴を説明できるようになることから、観測結果は２つの不連続面の存在と調和的であると、久家（SSJ秋季大会2023）は主張した。

久家（SSJ秋季大会2023）では、1次元モデルから計算した理論地震波形をもとにした議論から、2つの不連続面を主張した。その一方で、660km不連続のtriplicationの後にみつかった３つめの地震波が不連続面由来なのか散乱体由来なのかは自明ではない。そこで、本研究では、660km不連続のtriplicationに後続するP波を主たる対象にして、Kirchhoff migrationを適用することにより、散乱を仮定した場合にえられる結果を調べる。不連続面と散乱体の可能性について議論する。

本解析にはHinet観測網のデータを使用する。サハリンの深発地震からのP波では、距離12-14度において、各々の観測点の波形データでも、３つめの地震波がしばしば確認できる。この距離範囲では、iasp91はほぼ一定のみかけ速度の同じブランチのP波初動の到達を予測し、観測された地震波形を使ってvespagramを作成すると、初動P波にくらべて相対スローネスの小さい660km不連続の屈折P波とともに、さらに小さな相対スローネスをもつ3つめの地震波のエネルギーピークが観測できる。同じ波形データを用いて、3次元に分布する散乱仮想点に対してKirchhoff migration法（例えば、Shearer, 2019; Millet et al., JGR 2019）を適用すると、相対的に大きな値が、３つめのP波の到達時間に類似すると思われるような散乱仮想点でもみられる。

謝辞：本研究では、防災科学技術研究所MOWLAS（Hi-net およびF-net）のデータを使用している。記して感謝する。

© The Seismological Society of Japan

Shear Wave Tomography Beneath the Ontong Java Plateau Region Using a Joint Inversion of Body Wave and Surface Wave Data

*Yuko Kondo[1], Hiroko Sugioka[1], Masayuki Obayashi[2], Takehi Isse[3], Kazunori Yoshizawa[4]

1. Kobe University, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 3. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 4. Hokkaido University

Seismic tomography has become an essential tool for mapping the Earth's interior, providing constraints on temperature, composition, mineralogy, tectonic history, and dynamic behavior. Travel-time tomography using body waves provides high-resolution images in regions where a number of rays intersect, but is susceptible to vertical smearing in the upper mantle because the teleseismic waves propagate dominantly in the vertical direction. On the contrary, the fundamental mode dispersion characteristics of surface wave data, while providing good vertical resolution in the crust and the upper mantle, are less sensitive to deep perturbations at typically used frequencies. Besides, full waveform inversion has attracted much attention in recent years, but it requires a lot of computational resources and does not take full advantage of the large amount of seismic data available.We performed a joint inversion of body wave and surface wave data to obtain the three-dimensional shear wave structure by taking advantage of the complementary sensitivity of each dataset. The inversion algorithm for surface wave data is based on Fang et al. (2015), which is a one-step inversion of surface wave traveltimes at different frequencies for Vs models without constructing the phase velocity maps. The body wave data set consists absolute traveltimes picking and multiband differential traveltimes between each two stations, and was inverted following Obayashi et al. (2013) that use hybrid kernel of finite frequency and ray-theoretical kernels. The combination of these methods, similar to Golos et al. (2018), allows all data sets to be solved simultaneously. To demonstrate its usefulness, we applied the method to determine the 3-D shear wave velocity structure beneath the Ontong Java Plateau (OJP) using multi-frequency differential traveltime between two stations, Rayleigh and Love wave phase velocity dispersion measurements (Isse et al., 2021), and global traveltime data catalog (International Seismology Centre, 2023). We will present the results in comparison with previous tomographic studies in the OJP region, both multi-frequency tomography using P-wave wave arrival times (Obayashi et al., 2021) and radially anisotropic shear wave tomography using surface wave dispersion measurements (Isse et al., 2021).

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 22nd) | Regular session：S08. Earthquake physics

Tue. Oct 22, 2024 5:15 PM - 6:45 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 8:15 AM - 9:45 AM UTC | Room P Main Hall (2F)

[S08P] PM-P

[S08P-01] Diverse preseismic creep behavior of an RSF fault realized by choice of an evolution law: Insight from dynamic earthquake cycle simulation

*Shunya KANEKI[1], Hiroyuki Noda[2] (1. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 2. Kyoto University)

[S08P-02] Crafting Rotatable Beach Balls of Focal Mechanism Solution

*Masato Ikura[1], Naofumi Aso[1] (1. Tokyo University of Science)

[S08P-03] Spatial pattern on stress drops of small earthquakes in eastern Shizuoka prefecture and the Tanzawa region, Japan

*Misa Tanaka[1], Takuji Yamada[2] (1. Graduate School of Science and Technology, Ibaraki Univ., 2. Faculty of Basic Natural Science, Ibaraki Univ.)

[S08P-04] Frictional properties in the source area of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake

*Nanako Nemoto[1], Takuji Yamada[2] (1. Graduate School of Science and Technology, Ibaraki University, 2. Faculty of Basic Natural Science, Ibaraki University)

[S08P-05] On Selective Rupture in and around Weak Zones

*Koji UENISHI[1], Shoya SHIOIRI[1], Masanao SEKINE[1] (1. Univ. of Tokyo)

[S08P-06] Study of source inversion method for earthquake with long duration

*Ryo Yamaguchi[1], Yuji Yagi[1], Ryo Okuwaki[1] (1. University of Tsukuba)

[S08P-07] Fault re-activation of moderate to small earthquakes in a region of tectonic inversion, northwestern South Island, New Zealand

*Ayaka TAGAMI[1,2], Tomomi Okada[2], Martha Savage[3], Calum Chamberlain[3], John Townend[3], Miu Matsuno[2], Satoshi Matsumoto[4], Yuta Kawamura[4], Yoshihisa Iio[5], Tadashi Sato[2], Satoshi Hirahara[2], Shuutoku Kimura[2], Stephen Bannister[6], John Ristau[6], Francesca Ghisetti[7], Richard Sibson[8] (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan, 2. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, Sendai, Japan, 3. Victoria University of Wellington, New Zealand, 4. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University, Shimabara, Japan, 5. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, Japan, 6. GNS Science, New Zealand, 7. TerraGeologica, New Zealand, 8. University of Otago, New Zealand)

[S08P-08] Relationship between the Boso slow slip events and the accompanying earthquake swarm

*Issei Yasuhara[1], Toshinori Sato[2] (1. Graduate School of Science and Engineering, Chiba University, 2. Graduate School of Science, Chiba University)

[S08P-09] Numerical modeling of interplate slip on the Philippine Sea plate in the Kanto region, considering a stress accumulation analysis

*Takanori MATSUZAWA[1], Bunichiro Shibazaki[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Building Research Institute)

[S08P-10] Source process of the 1968 Hyuganada Earthquake derived from strong motion data

*Shunichiro Fujii[1], Reiji Kobayashi[1] (1. Univ. of Kagoshima)

[S08P-11] Observation of earthquake-induced rotational ground motions by broadband seismometer array: Part 2

*Kazutoshi IMANISHI[1], Suguru Yabe[1] (1. Geological Survey of Japan, AIST)

[S08P-12] Rupture directivity of moderate-sized earthquakes estimated by dense observation

*Taiki Kono[1], Satoshi Matsumoto[2], Kentaro Emoto[2], Takeshi Matsushima[2], Kazunari Uchida[2], Ryunosuke Takayama[1], Shinichi Sakai[3] (1. Kyushu University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, 3. The University of Tokyo III/GSII)

[S08P-13] The latest event on the Median Tectonic Line active fault zone, inland Shikoku, inferred from dynamic rupture simulations (Part 2)

*Yuko KASE[1], Yumi URATA[1], Hisao KONDO[1] (1. GSJ/AIST)

[S08P-14] Seismic Source Process of Large Strike-slip Intraplate Earthquakes with Multi-faults Rupture

*Naohiro Inoue[1], Yuji Yagi[1], Ryo Okuwaki[1], Ryo Yamaguchi[1] (1. University of Tsukuba)

[S08P-15] The features of the low-frequency marsquake S1022a derived by waveform inversion for moment tensors and source time functions

*Kirara Kotani[1], Keiko Kuge[1] (1. Department of Geophysics, Graduate School of Science, Kyoto University)

[S08P-16] Hypocenter relocations of the 2016 central Oita earthquakes with station corrections obtained from FAMT solutions

*Hirofumi Kowari[1,2], Masanao Komatsu[3], Hiroshi Takenaka[1] (1. Department of Earth Sciences, Okayama University, 2. Hanshin Consultants Co., Ltd., 3. Okayama Gakuin University)

[S08P-17] Analysis of rupture velocity based on the interaction between heat and fluid pressure and the rate- and state-dependent friction law

*Yoko Kono[1], Takehito Suzuki[2] (1. Aoyama Gakuin univ., 2. Takachiho univ.)

[S08P-18] Dynamic rupture simulation of the 2011 M_j7.0 Fukushima Hamadori, Japan, earthquake

*Genki Watanuki[1], Ryosuke Ando[1], Aitaro Kato[2] (1. Graduate School of Science, University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

Diverse preseismic creep behavior of an RSF fault realized by choice of an evolution law: Insight from dynamic earthquake cycle simulation

*Shunya KANEKI[1], Hiroyuki Noda[2]

1. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 2. Kyoto University

大地震前の断層クリープ挙動を理解することは重要である。いくつかの既往研究では、速度状態依存摩擦に支配される断層の準静的もしくは準動的なモデル計算を行い、採用する状態発展則の違いによって多様な地震前クリープ挙動が実現されることが報告されている。しかし、モデル計算の結果は当然初期条件に依存する。動的地震サイクルシミュレーション（ECS）では初期条件が過去の履歴に整合した形で与えられるため、より現実的といえる。動的ECSにおける地震前のクリープ挙動は、準静的および準動的な場合とは異なることが知られている。これまでの動的ECSによる地震前クリープの研究は、我々の知る限り、状態発展則としてaging law（AG）を採用した場合に限られる。そこで本研究では、AG、Nagata law（NGT）、slip law（SL）の三つの異なる発展則について、スペクトル境界積分方程式法による動的ECSを実施し、2次元問題における直線断層の地震前クリープ挙動を調べた。なおSLについては、破壊先端のプロセスゾーンが非常に小さい事による数値計算的困難を、off-fault plasticityを考慮して破壊エネルギーを増加させる工夫を用いて解消した（modified slip law, MSL）。AGおよびNGTを採用した場合、地震前モーメントレートdM/dtはtime-to-failure tfの-1乗に比例して加速したのに対し、MSLではtfの-0.9乗の加速を示した。大地震直前のdM/dtはAGで最大かつMSLで最小であったため、地震前クリープの検出難度はAGで最も低くMSLで最も高いことがわかった。クリープ域における高滑り速度域の大きさは、tfが減少するにともなって、AGでは顕著に変化せず、NGTで減少したのちにほぼ一定となり、MSLで常に減少することがわかった。ある大きさの震源核を生み出すのに必要なクリープ域の大きさはMSLで最大であったため、核サイズから推定される地震の最小規模はMSLで最も大きくAGで最も小さいことが示唆される。どの発展則においても、tfが減少するにしたがって、モーメントセントロイドの位置は移動したのちに同じ位置にとどまることがわかった。NGTを採用した場合、核形成の前半でMSL、後半でAGと類似したクリープ挙動を示し、これは先行研究の準静的な計算結果と矛盾する。この違いは、物理的に妥当な初期条件を設定できる動的ECSを実施することの重要性を示唆するものである。三つの発展則のいずれを採用した場合でも、地震前クリープ挙動の加速・局所化・移動の発展は、天然のいくつかの大地震前の前震活動（断層クリープの指標）の時空間的な特徴を、完全ではないものの部分的に説明できることがわかった。

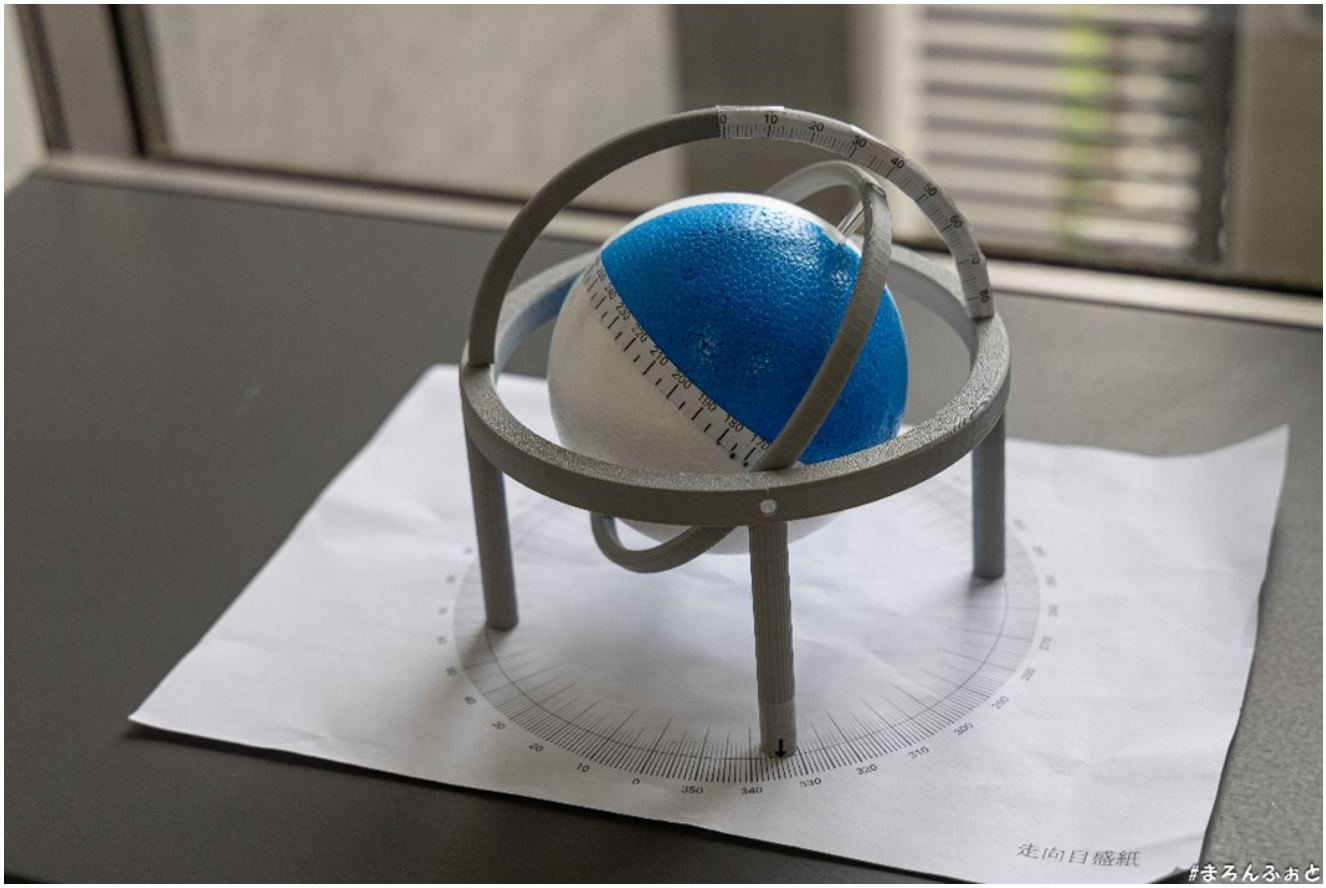
© The Seismological Society of Japan

Crafting Rotatable Beach Balls of Focal Mechanism Solution

*Masato Ikura[1], Naofumi Aso[1]

1. Tokyo University of Science

発震機構解は、通常ビーチボールを用いて表現されるが、初学者に限らず多くの地震学者にとっても、二次元上に投影されたビーチボールによる表現と発震機構解とを関連づけることは容易ではない。本研究では、ビーチボールと発震機構解との関係を立体的に理解できるよう、自らの手で断層パラメータの目盛りに沿って回転させることのできるビーチボールの模型を作製した。
本模型は、4象限に塗り分けた震源球を空間上に設置し、3つの断層パラメータについて、それぞれ任意の角度だけ回転させることで、対応する発震機構解を示すことができる。実際に令和6年能登半島地震について、報告された断層パラメータを用いて、作製した模型でビーチボールを表現した。2つの断層面解による発震機構解はそれぞれ同じであることが改めて確認できたが、これは本模型の正確性を検証することにもなった。また、本模型を撮影して得られたビーチボールの二次元像と、プログラムを用いて描かれた二次元上のビーチボールを比較した。本模型は正射投影になっており、等積投影するにはレンズ等を用いる必要がある。
教育機関への配布をはじめとして、アウトリーチ目的で利用できるような基盤づくりとして、複雑な機構は極力避け、より簡単な製作方法によるシンプルな構造で製品化を目指す。



© The Seismological Society of Japan

Spatial pattern on stress drops of small earthquakes in eastern Shizuoka prefecture and the Tanzawa region, Japan

*Misa Tanaka[1], Takuji Yamada[2]

1. Graduate School of Science and Technology, Ibaraki Univ., 2. Faculty of Basic Natural Science, Ibaraki Univ.

1.研究背景・目的

静岡県東部は地震活動が活発な地域であり、近年では2009年・2011年の駿河湾地震(M6.5, M6.2)や2011年の静岡県東部地震(M6.4)などM6超の地震も複数発生している。また、伊豆半島東方沖や丹沢地域では過去に群発地震が観測されており(図1)、流体の影響が示唆されている(Morita *et al.,* 2006;Yamada *et al.*, 2015)。本研究では2003年6月から2022年12月に静岡県東部および丹沢地域で発生した3.5 ≦ M ≦ 5.4の地震を対象として応力降下量解析を行い、同地域の摩擦特性の空間不均質性を考察した。

2.研究手法

防災科学技術研究所の高感度地震観測網(Hi-net)で観測された速度波形を用い、Yamada *et al.* (2021)と同様の手法を採用して応力降下量の解析を行った。解析手法の詳細は以下のとおりである。まず、解析対象地震に近接する2.8 ≦ M ≦ 3.0の地震の観測波形を経験的グリーン関数(EGF)とし、解析地震波形およびEGF波形をフーリエ変換し、周波数領域に変換した。その後、解析対象地震のスペクトルをEGFのスペクトルで割り、解析対象地震とEGF波形の震源特性の比を抽出した。最後にBoatwright (1978)のオメガ2乗モデルを用いてコーナー周波数を推定し、円形断層モデル(Madariaga, 1976)を仮定して解析対象地震の応力降下量を算出した。

3.結果・考察

図2は本研究で得られた応力降下量の空間分布である。静岡県東部地震の震源周辺、2009年駿河湾地震の震源周辺および伊豆半島東方沖で応力降下量が小さい一方で、丹沢地域周辺や2011年駿河湾地震の震源周辺では応力降下量の値が大きいという空間不均質性が見られる。伊豆半島東方沖で応力降下量が小さいという結果は、地下の流体による断層面の有効法線応力の低下、すなわち剪断強度の低下により地震が発生していることを示唆しているのかもしれない。丹沢地域では2012年1月のクラスター活動後の応力降下量の値はほぼ安定しているのに対して、クラスター活動前に応力降下量の低下が見られた(図３)。また、クラスター活動中には応力降下量の値が低い地震が発生しており、Yamada *et al.* (2015)と同様の結果が得られた。駿河湾地域では2009年・2011年の震源域で応力降下量の差異が認められるが、明瞭な時間変化は認められず、また地震の発生する深さにも変化はなかった。今後は2009年・2011年の駿河湾地震のすべり分布を解析し、応力降下量の空間分布との関連について考察する予定である。

© The Seismological Society of Japan

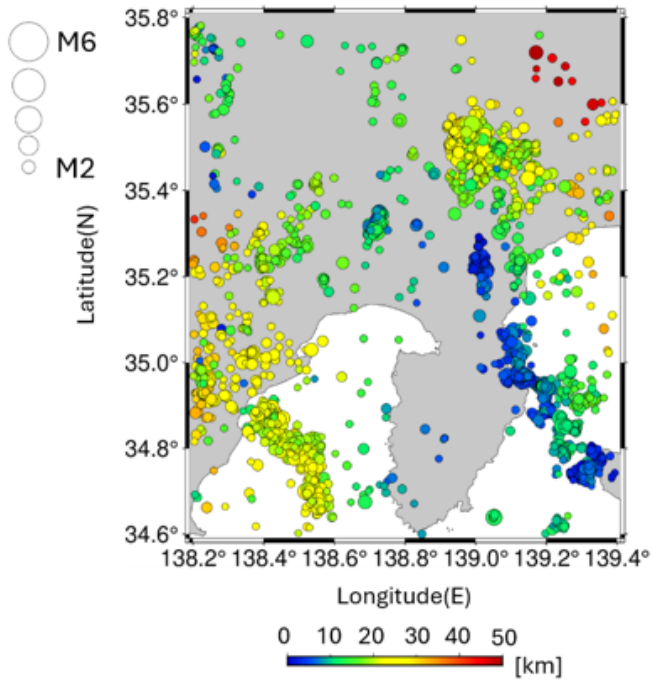


図1:2003年から2022年に発生した M2以上の震央分布図

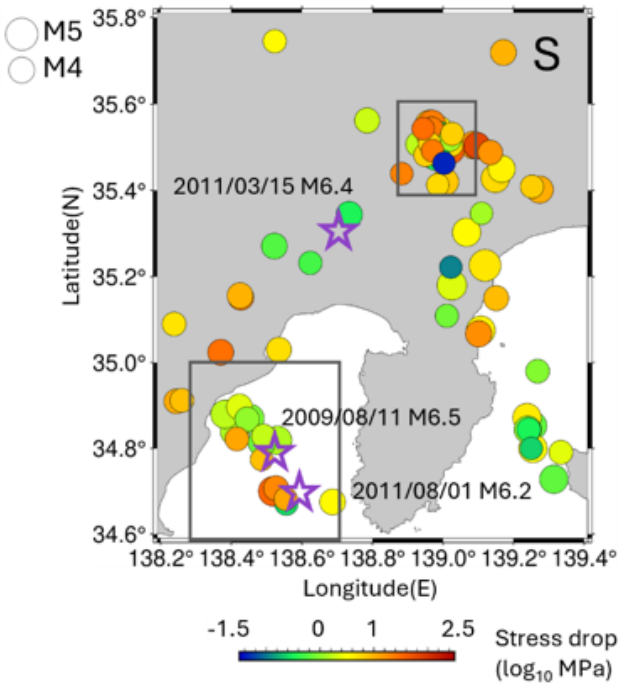


図2:S波から求めた応力降下量。右上・左下の四角はそれぞれ丹沢地域・駿河湾地域を示す。星は2011年静岡県東部地震、2009年駿河湾地震、2011年駿河湾地震の震源を示す。

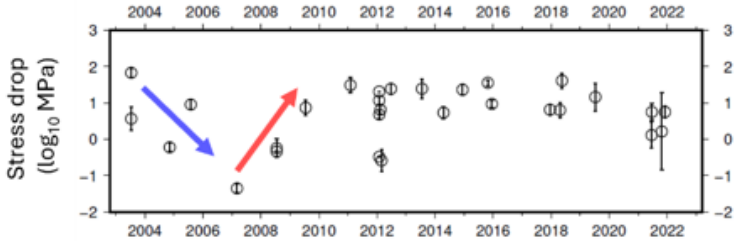


図3:S波から求められた応力降下量の時間変化（丹沢地域）

© The Seismological Society of Japan

Frictional properties in the source area of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake

*Nanako Nemoto[1], Takuji Yamada[2]

1. Graduate School of Science and Technology, Ibaraki University, 2. Faculty of Basic Natural Science, Ibaraki University

１．研究背景・目的

2018年9月6日午前3時7分、北海道で気象庁マグニチュード（M）6.7の大規模な地震が発生し、「2018年北海道胆振東部地震」と名付けられた。以後、この地震を本震と表記する。Katsumata *et al.* (2019)は、本震及び本震後2日間に発生した余震の震源再決定を行い、明瞭なプレート境界で発生した地震ではないにもかかわらず、本震の震源が40.5km と非常に深いことを確認した。同地域では千島孤と東北日本孤の衝突が複雑な地下構造を形成しており、Kita *et al.* (2012)は地下速度構造の解析結果から、1970年日高地震や1982年浦河沖地震のような同地域の過去の大地震は速度構造境界で発生していることを指摘している。本研究では、Yamada *et al.* (2021)と同様の手法を用いて、本震周辺で発生した小地震の応力降下量を解析し、本震の震源断層の摩擦特性に関する空間的な考察を目指す。

２．研究手法

本研究では、防災科学技術研究所のHi-netで観測された51地震（4.0 <= M <= 5.0）の応力降下量を解析した。本震前には本震震源域周辺でM4.0以上の地震が発生していないため、本研究で解析した地震はすべて本震後に発生した地震である。解析手法の手順は以下のとおりである。はじめに、解析対象地震の近傍に震源があるM3.5の地震波形を経験的グリーン関数（EGF波形）として用い、解析対象地震及びEGF波形のスペクトルをそれぞれ算出した。続いて、解析対象地震のスペクトルをEGF波形のスペクトルでデコンボリューションし、震源特性の比を抽出した。次に、Boatwright (1978)のオメガ二乗モデルを用いて各観測点のスペクトル比からコーナー周波数を推定し、これらのlog平均を解析対象地震のコーナー周波数とした。その後、Madariaga (1976)の円形断層を仮定し、コーナー周波数から最終的な応力降下量を推定した。

３．結果・考察

図1に解析結果を示す。応力降下量の空間不均質性が得られたが、明瞭な深さ依存性は見られなかった。解析結果を詳細に検討すると、42.65˚N付近の深さ35km以深の領域において、応力降下量が大きい地震が集中している。この領域は本震の破壊開始点近傍にあたり、Katsumata *et al.* (2019)が主張するステップオーバーセグメントに相当している。以上の結果は、剪断強度の高い断層で本震の破壊が開始したことにより、北部・南部に破壊が進展し結果的に大地震となったことを示唆しているのかもしれない。また、時間変化に着目すると（図2）、本震から約1週間は、それ以降の期間で発生した地震よりも応力降下量が小さい地震も発生していた。この時間変化の結果は、本震により一時的に剪断強度が低下したためなのか、本震直後の地震（余震）が剪断強度の低い領域で発生していたことを示すのか、現段階では区別できない。しかし、これらの地震と本震時の断層すべり（たとえば、Asano and Iwata, 2019）の相対位置関係を調べることにより、その考察が可能となる。今後は上記の解析等を通じて、断層面上の摩擦特性の空間分布を含めたより詳細な力学的背景に迫りたいと考えている。

© The Seismological Society of Japan

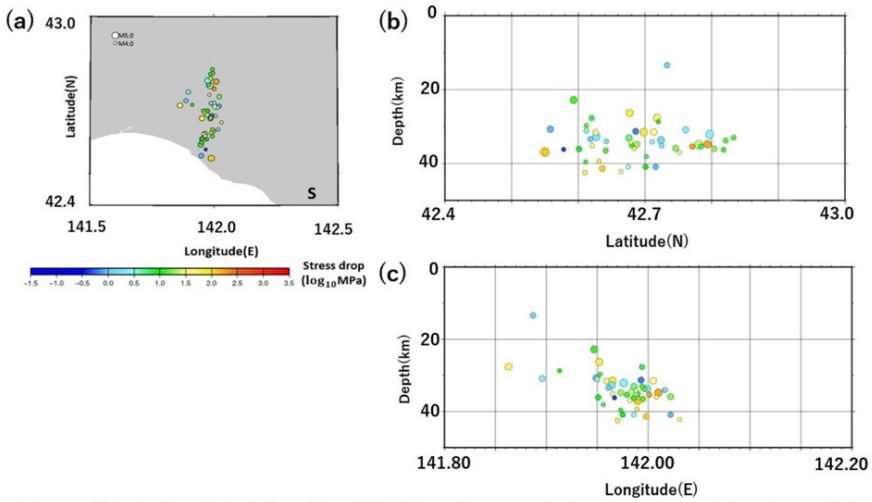


図1 (a)S波から求めた応力降下量の空間分布。色のついた丸の大きさはマグニチュードを、円の色は応力降下量の値をそれぞれ表す。(b)(a)の南北断面図。縦軸は深さを、横軸は緯度を示す。(c)(a)の東西断面図。縦軸は深さを、横軸は経度を示す。(b),(c)はどちらも(a)と同じカラーバーを使用している。

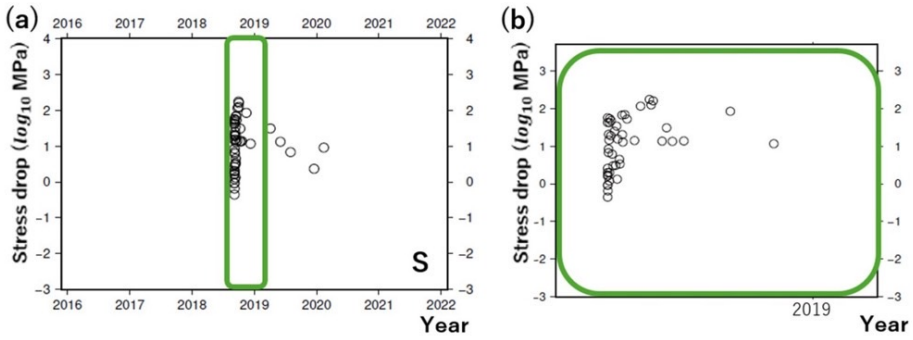


図2 S波から求めた応力降下量の時間分布。(a)解析期間全体である2016年1月~2021年12月までの分布を示す。(b) (a)の2018年6月から2019年1月までを拡大した図。

© The Seismological Society of Japan

On Selective Rupture in and around Weak Zones

*Koji UENISHI[1], Shoya SHIOIRI[1], Masanao SEKINE[1]

1. Univ. of Tokyo

We have been investigating, experimentally as well as numerically, the quasi-static and dynamic rupture behavior in brittle solids containing mechanically weak zones. The weak zones, representing geological fault planes, may not only be interfaces of layered solid media but also consist of sets of small-scale cracks distributed in some specific areas of the brittle solids. So far, we have considered, for example, deflection or bifurcation of rupture propagation at an interface (Uenishi, *Proc. Mat. Sci.*, 2014) and the effect of the existence of weak zones on acceleration and deceleration of rupture propagation (Uenishi et al., *SSJ Fall Meeting*, 2019; Uenishi and Nagasawa, *SSJ Fall Meeting*, 2020, 2021, *Proc. Struct. Integr.*, 2022, *Mech. Adv. Mater. Struct.*, 2022). However, in the previous study, weak zones, preset in model solid specimens by a digitally controlled laser cutter, often stretch from the free surfaces of the specimens and therefore, ruptures tend to be initiated at these free surfaces. In this work, in order to exclude this "surface effect" of the specimen on rupture initiation, we preset a weak zone only at the very center of a model rectangular photoelastic polycarbonate specimen. As before, the weak zone itself consists of small-scale cracks that are parallel to each other and have some dip angle. Using a high-speed digital video camera, we experimentally observe the effect of the dip angle on the initiation and extension of ruptures in the model specimens that are externally loaded by a tensile testing machine quasi-statically at a constant strain rate. We show that depending on the dip angle, rupture can be really selective. If the weak zone dips vertically (dip angle 90 degrees) and the quasi-static load acts normal to each small-scale crack surface inside the weak zone, as suggested by Uenishi and Nagasawa (*SSJ Fall Meeting*, 2021), the sudden spatial change of crack density in the specimen, i.e. the edge of the weak zone, serves as a large-scale plane of weakness or an interface and the rupture is initiated and extends along this virtual interface, namely, along the edge of the weak zone. In this case, the rupture moves "around" the weak zone, and the weak zone itself will not be damaged. It the weak zone is less inclined with a smaller dip angle, the rupture is initiated "inside" the weak zone and will damage and divide the weak zone. This selective rupture behavior, "inside" or "around" the weak zone, can be roughly explained, at least qualitatively, through stress intensity factors and stress distributions near the tips of the effective (virtual) large-scale crack associated with (the small-scale cracks inside) the weak zone.

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 23K04021.

© The Seismological Society of Japan

Study of source inversion method for earthquake with long duration

*Ryo Yamaguchi[1], Yuji Yagi[1], Ryo Okuwaki[1]

1. University of Tsukuba

沈み込み帯で発生する巨大地震や津波地震では、プレート境界浅部で大きな地震性滑りが起きることで、津波が励起されると考えられている。プレート境界浅部で地震性滑りが発生する理由については、プレート境界浅部における低い剛性や間隙流体の加圧などの仮説　が提案され、いまだ議論が続いている。地震時の津波の発生過程を理解するためには、巨大地震や津波地震におけるプレート境界浅部での複雑な破壊過程を明らかにする必要がある。

一般に、グリーン関数の不確実性は時間に伴って増大する。そのため、巨大地震や津波地震のような継続時間が長い地震を解析する場合、安定な震源過程モデルをインバージョンによって得ることは難しい。また、長い破壊継続時間を持つ地震は、通常の地震よりも複雑な断層形状を有する可能性がある。したがって、巨大地震や津波地震を安定に解析するためには、グリーン関数の誤差の増大に対応することができ、かつ、複雑な形状をもつ断層の破壊を推定できる手法が好ましい。また、グリーン関数は深さ方向に高い解像度を持っているため、沈み込むプレート境界面の形状を考慮せずにモデル面を設定すると、グリーン関数の位置による誤差を無視できなくなる。モデル面の形状をプレート境界の形状に近づけることで、グリーン関数の誤差を軽減し、安定な解を得られる可能性がある。

本研究では、2021年サウスサンドウィッチ諸島（SSI）地震にポテンシー密度テンソルインバージョン（PDTI）を適用し、破壊継続時間が長い地震における震源過程の推定について、要素震源の継続時間やモデル面の形状を変えたことによる影響を検証する。

SSI地震は、英国領サウスサンドウィッチ諸島沖合のサウスサンドウィッチ沈み込み帯で発生した。この領域では、南アメリカプレートがサンドウィッチプレートへ東南東方向に70–78 mm/yrで沈み込んでおり、海溝軸は東に凸に湾曲している。米国地質調査所（USGS）が報告した本震発生後３日間の余震は、海溝軸に沿うように南北約400 kmの範囲に分布している。USGSは、４分間にM_W 7.5、M_W 8.1、mb 6.5の３つのイベントを報告している。一方、Global Centroid Moment Tensorプロジェクトは継続時間300秒をもつM_W 8.3の低角逆断層型イベントを１つ報告している。

本研究の解析には、SAGEよりダウンロードした 47 観測点における遠地実体波 P 波の鉛直成分を使用した。これらの波形は、地震計特性を取り除いた後に 1.2 秒間隔でリサンプルした。グリーン関数の計算では、CRUST-1.0モデルを用いて震源域の速度構造を設定した。USGS余震分布を参考に、非矩形のモデル面を設定した。要素震源の深さ設定による影響を調べるために、走向195˚・傾斜10˚の平面モデルと、Slab2モデルを参考にした非平面モデルの2つを用いて比較した。どちらの場合も全体の破壊継続時間は200秒に設定した。各要素震源の破壊開始時間を規定する仮想的な破壊伝播速度は2.0 km/sとした。各要素震源の継続時間は、132秒と200秒の2通りで解析を実施した。

非平面モデルを設定し、要素震源の継続時間を200秒にした解析結果について述べる。モーメントテンソル解は23.2 %のNDC成分を含む低角逆断層型を示し、地震モーメントは4.9×10^{21} N m (M_W 8.4) となる。ポテンシー密度分布は、震源から南に約160 kmの範囲に広がり、震源から南南東約130 km地点にピークを持つ。震源付近で開始した破壊は、海溝軸に直交するスリップベクトルを持つ低角逆断層型のメカニズムで、15–25秒まで海溝軸に向かって東方向に伝播する。25–65秒で、破壊は海溝軸の近傍を南方向へ伝播する。スリップベクトルは湾曲した海溝軸に直交するように時計回りに回転する。65–165秒で、破壊は南緯59˚付近で停滞する。165秒以降も停滞は続くが、ポテンシーレート密度は小さくなり、横ずれ型のメカニズムが支配的にな

© The Seismological Society of Japan

る。平面モデルの場合では、ポテンシー密度分布のピークは北側に移動し、震源から東約20 km地点に位置する。また、非平面モデルで65秒以降に見られていた停滞は弱まり、破壊が震源方向と南方向に伝播する。非平面モデルにおいて要素震源の継続時間を132秒に設定すると、25–65秒に南方向への破壊伝播とスリップベクトルの回転が見られるが、155–200秒に南緯59–60°の領域で見られる横ずれ型のメカニズムが顕著になる。このように、モデルの設定によって、得られる結果が変化する。

本発表では、PDTIによって得られた2021年SSI地震の震源過程モデルに基づいて、モデル面の形状による解の変化や、要素震源について設定する継続時間が解に及ぼす影響とその原因について議論する。

© The Seismological Society of Japan

Fault re-activation of moderate to small earthquakes in a region of tectonic inversion, northwestern South Island, New Zealand

*Ayaka TAGAMI[1,2], Tomomi Okada[2], Martha Savage[3], Calum Chamberlain[3], John Townend[3], Miu Matsuno[2], Satoshi Matsumoto[4], Yuta Kawamura[4], Yoshihisa Iio[5], Tadashi Sato[2], Satoshi Hirahara[2], Shuutoku Kimura[2], Stephen Bannister[6], John Ristau[6], Francesca Ghisetti[7], Richard Sibson[8]

1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan, 2. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, Sendai, Japan, 3. Victoria University of Wellington, New Zealand, 4. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University, Shimabara, Japan, 5. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, Japan, 6. GNS Science, New Zealand, 7. TerraGeologica, New Zealand, 8. University of Otago, New Zealand

Introduction

In New Zealand, the Pacific plate is subducting beneath the Australian plate beneath North Island and the northern part of the South Island. A compressional stress field with ESE-WNW direction is dominant in the northwestern part of the South Island (e.g., Townend et al., 2012). In the northwestern part of the South Island, many normal faults were formed during the opening of the Tasman Sea (Ghisetti and Sibson, 2006), and these fault planes are presently active as a reverse fault (tectonic inversion fault) (Ghisetti et al., 2014). Earthquakes occur less frequently in the northwestern part of South Island than in many other parts of New Zealand. However, large earthquakes (e.g., the 1929 Buller earthquake, Mw 7.3; the 1968 Inangahua earthquake, Mw 7.2) have occurred in this area. Therefore, assessing the likelihood of the fault slip in this area is important for understanding seismic activity in this area. We evaluated the likelihood of the fault slip for large events (e.g., the Buller earthquake; the Inangahua earthquake) using the Slip Tendency (ST) method (Morris et al., 1996) (e.g., Tagami et al., JpGU 2023). The faults were mostly favorable to slip in the stress field in the northwestern part of South Island. Previous studies had estimated focal mechanisms for most large earthquakes, but the actual fault plane had not been determined meaning that without additional information. Therefore, in this study, we detected moderate to small earthquakes using matched filter detection methods to try to estimate the trend of fault planes. If the aftershocks had a planar distribution, we assumed that the earthquakes occurred on single fault planes. Thus, the earthquake distribution can help discriminate the fault planes from the two nodal planes of the focal mechanism.

Data and Methods

We used matched filter detection methods (EQcorrscan; Chamberlain et al., 2018) to detect events similar to the aftershocks of template events. First, to make the template, we picked P and S arrival times manually using the WIN program (Urabe and Tsukada, 1992); events with quality A or B focal mechanisms estimated by the HASH program (Hardebeck and Shearer, 2002) are employed as template events. Second, we converted WIN wave format data to miniSEED wave format data. Then, we detected the events using the matched filter detection methods; the absolute location of the detected events was calculated using NonLinLoc (Lomax et al., 2000); also, the relative location was determined with GrowClust (Trugman and Shearer, 2017) using differential travel time calculated by cross-correlation of waveforms.

Results

We made 52 templates from May 2013-from May 2013 to December 2013. These 52 earthquakes were also registered in the GeoNet Aotearoa New Zealand Earthquake Catalogue (GNS Science., 1970). Most of the focal mechanism solutions determined in this study were reverse fault type, with some strike-slip mechanisms. Of the 1447 events detected by EQcorrscan, 1383 events, including 1304 new events, were

© The Seismological Society of Japan

located by NonLinLoc. We selected the fault planes of template focal mechanisms by fitting planes to the hypocenter distributions of our relocated seismicity. Finally, we defined fault planes for 25 minor earthquakes. The ST method (Neves et al., 2009) was also used to evaluate whether the fault is optimal to slip in the stress field. Half of the defined faults had dips of 30-60˚ and were favorable to slip in the stress field. However, six defined faults had dips of 60-90˚ and were unfavorable to slip in the stress field. These suboptimal fault clusters were distributed in the northern part of the White Creek fault and around Maruia Springs: an area with clear hot springs activity. In addition, previous studies observed the high Vp/Vs continuously from the top of the subducting Pacific plate to the crust in the northwestern part of the South Island (e.g., Okada et al., 2019). Thus, the possible influence of pore fluid supplied from deep underground may have triggered the local unfavorable fault activities.

© The Seismological Society of Japan

Relationship between the Boso slow slip events and the accompanying earthquake swarm

*Issei Yasuhara[1], Toshinori Sato[2]

1. Graduate School of Science and Engineering, Chiba University, 2. Graduate School of Science, Chiba University

1.はじめに
スロースリップイベント（SSE）は、地震波を放射せずにプレート境界をゆっくりとすべる現象である。測地学的に地殻変動を連続的に観測することによって検出され、日本や世界各地で発生が報告されている。SSEの理解は、プレート境界面における応力蓄積・解放のメカニズムの解明や大地震発生の予測などといった重要な問題の解決のためにも必要である。
房総沖では、GNSS観測により、数～数十日間の継続期間を持つ短期的SSEが1996年から2024年まで2-7年程度の周期で計7回発生していることが知られている。この房総沖SSEでは、それに付随して発生する群発地震活動の存在が知られている。
群発地震の発生とSSEの発生には関連があると考えられている。2007年と2011年に発生した房総沖SSEでは、そのすべりと地震活動が時空間的によく相関しており、SSEによって地震活動が誘発された可能性が示唆されている（Hirose et al, GRL, 2014）。安原・佐藤（JpGU, 2024）は、2007年の房総沖SSEによる群発地震のΔCFFを求め、流体の移動の可能性を示唆した。
本研究では、2002年に発生した房総沖SSEが、それに伴って発生する群発地震を誘発しているのかどうか調べることで、地震の発生要因を考察する。

2.解析方法
解析手法としては、まず国土地理院GEONETが公開しているGNSSデータである日々の座標値（F5解）に対してABICインバージョン解析を行い、SSEによるすべりの時空間分布を推定した。求めたすべり分布から、群発地震の震源断層におけるSSEによる応力変化を計算し、その断層のすべりやすさを表す指標ΔCFFを求めた。この応力変化の計算は、防災科研F-netが公開している地震のメカニズム解のうち、SSEの発生期間中とその後1ヶ月間に発生したMw3.5以上の地震から推定される13個の断層について行った。

3.結果
結果として、求めたΔCFFのうち、経験的に地震が発生しやすい状態であるとされる0.01MPa以上となる断層は見られなかった。13個の断層のうち、約62％（8/13個）が0-0.01MPa、約38％（5/13個）が0MPa未満（マイナス）であった。この結果から、2002年に発生したSSEについては、その応力変化が直接的に群発地震を誘発したわけではないことが分かった。そこで、群発地震が発生した断層について、ΔCFFを閾値0.01MPa以上とするような間隙水圧の変化を考えた。
間隙水圧の変化量を計算したところ、SSEの発生期間中にそのすべり領域付近で発生した地震の震源断層では、0.03-0.1MPa程度の増加が推定された。房総沖SSEが発生する領域では、静岩圧（350～600MPa）に比べて非常に小さい有効法線応力（10～50MPa）が推定されている（Kobayashi and Sato, GRL, 2021）ことから高い間隙水圧の存在が示唆されている。また、2007年のSSEについても、本研究と同様の解析により、0.1-0.2MPa程度の間隙水圧の増加が推定されている。これらのことから、SSEのすべりによってそのすべり領域から群発地震の断層に流体が移動した可能性が考えられる。
以上のことから、SSEのすべり領域から断層への流体の移動という間接的な要因を通じて、SSEのすべりによって群発地震が誘発されたと考えられる。

謝辞
解析にあたり、国土地理院GEONETの日々の座標値（F5解）を使用しました。応力の計算には、米国地質調査所のCoulomb 3.3を使用しました。群発地震のメカニズム解は、防災科研F-netのデータを使用しました。
本研究は、科研費（23K03541）の補助を受けました。ここに記して感謝します。

© The Seismological Society of Japan

Numerical modeling of interplate slip on the Philippine Sea plate in the Kanto region, considering a stress accumulation analysis

*Takanori MATSUZAWA[1], Bunichiro Shibazaki[2]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Building Research Institute

１．はじめに
GNSSなどの測地データの解析から，プレート境界における応力蓄積レートを推定することができる．こうした応力蓄積レートの空間分布は，プレート境界における摩擦分布と関連していることが考えられる．関東地方では，フィリピン海プレートと陸側プレートの境界で大地震が繰り返し発生するとともに，房総半島南東沖ではスロースリップイベント(SSE)が発生している．近年，Saito and Noda (2022)は，GNSSデータから直接応力蓄積レートを推定する新たな手法を提案し，Saito and Noda (2023)はこの手法を関東地方に適用し，沈み込むフィリピン海プレートと陸側プレートの境界における応力蓄積レートを推定した．Saito and Noda (2023)は，得られた現在の応力蓄積レートに基づき，特にエネルギーの観点から予想される地震発生シナリオを議論しているが，本発表ではこの応力蓄積レートに基づいて摩擦パラメターを設定し，プレート境界すべりの長期的な挙動の数値モデリングを試みた．

２．計算手法・モデル
使用した数値モデルにおいては，Matsuzawa et al. (2010, 2013)と同様にカットオフ速度を考慮したすべり速度・状態依存摩擦則を仮定して，各要素上でのすべり速度および摩擦の時間発展を計算した．計算領域は伊豆半島から房総半島沖の範囲とし，沈み込むフィリピン海プレートと陸側プレートの境界面の形状を約73,000個の三角形要素で表現した．すべり速度・状態依存摩擦則の(a-b)値については，Saito and Noda (2023)に基づき，応力蓄積レートの高い領域付近で(a-b)が負となるように設定し，それ以外の領域は正となるよう設定した．房総沖のSSE領域においては，Matsuzawa et al. (2010)と同様に，同じ深さの周囲の箇所に比べ，有効法線応力が低くなるよう設定した．小断層要素間の相互作用としては半無限弾性体による媒質の応答を仮定し，数値シミュレーションを実施した．

３．結果・議論
数値計算結果においては，応力蓄積レートの高い領域付近で，大地震およびSSEがそれぞれ200～300年間隔および6～7年間隔で繰り返し発生した．これらは観測や記録等とも整合的なものとなっている（例えば，Satake, 2023．Hirose et al., 2012）．大地震のすべり分布には多様性がみられ，例えば，高い応力蓄積レートの領域全体が一度にすべる，1703年元禄地震（Mw8.1-8.5, Satake, 2023）と類似した地震（以下，元禄型地震）や，西側の領域のみがすべる，1923年大正関東地震（Mw7.8-8.2, Satake, 2023）と類似した地震（以下，大正型地震）がみられた．シミュレーション結果の中には，元禄型地震から223年後に大正型地震が発生するなど，実際の元禄地震と大正関東地震の発生に近い状況が再現された例もあった．ただしこの場合，大正型地震の86年後に，その東側の部分で地震すべりが発生している．また多様なすべりがみられるものの，元禄型地震が多くみられるなど，数値計算結果には，実際の関東地震の繰り返し発生を十分に再現できていない点もみられる．歴史記録や津波堆積物の調査結果などとの比較を通じ，今後モデルのさらなる検討が必要である．

謝辞：本研究は科研費補助金(JP21H025206, JP20H01987)によって補助されました．また数値計算については，東京大学地震研究所共同利用(2024-S-B103)の援助をうけました．

© The Seismological Society of Japan

Source process of the 1968 Hyuganada Earthquake derived from strong motion data

*Shunichiro Fujii[1], Reiji Kobayashi[1]

1. Univ. of Kagoshima

1. はじめに

1968年4月1日9時42分に日向灘を震源とするM$_{JMA}$7.5の地震が発生した。渡辺 (1998)によると、この地震により宮崎県の延岡と高知県の宿毛で震度5が観測されている。これまでに同地震の震源過程が求められた研究として、八木・他 (1998)が挙げられる。この研究では、遠地地震波形が解析データとして使用されているため、震源過程の全体像を把握することができるが、震源過程の時空間の分解能が近地の強震動波形解析によって得られるそれに比べて劣る可能性がある。そこで本研究では、近地の強震動波形を解析データとして同地震の震源過程の推定を行い、遠地地震波形から求められた震源過程と比較し検証する。

2. データと手法

データは消防庁消防大学校消防研究センターによる気象庁1倍強震計記録の数値化データ公開システムよりダウンロードした。そこから、延岡・大分・熊本・鹿児島・福岡の計5観測点で記録された水平動成分及び上下動成分を使用した。変位波形記録に対して、円弧補正および時間幅の戻りの補正を施した後、サンプリング間隔0.5秒の等間隔の波形に変換し、微分することで速度波形記録を得た。これらの速度波形記録に3秒~20秒のバンドパスフィルタをかけ、P波到達1秒前から65秒間を切り出し解析データとした。

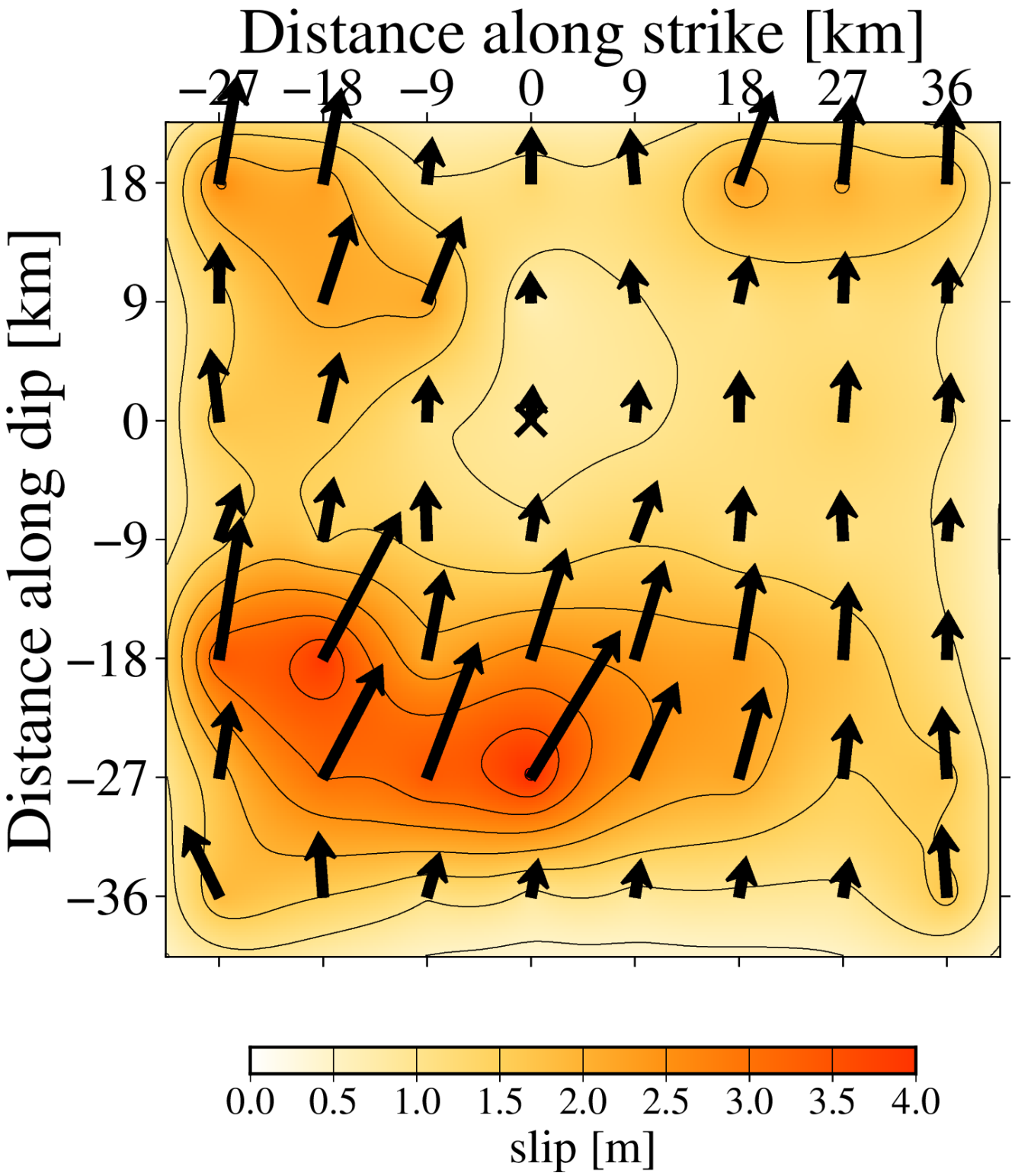
断層モデルは八木・他 (1998)のものを採用した。ただし、破壊開始点の緯度・経度は、気象庁によって改訂された値を使用した。震源の深さは、気象庁によって改訂された値ではなく、フィリピン海プレートの形状の数値データのプロットにより得られた17 kmを採用した。各小断層におけるすべり速度関数は、一定の速度で同心円状に広がる破壊フロントが到達した時刻から3.2秒幅の三角形関数を1.6秒ずらして6個並べることにより表現した。

グリーン関数はZhu and Rivera (2002)の方法で計算した。地下構造モデルは全国1次地下構造モデルの各観測点直下の情報を抽出して使用した。インバージョンの手法はHikima and Koketsu (2005)を使用した。

3. 結果と考察

暫定的な結果を図に示す。破壊開始点から約27 (km)北西の領域に大きくすべった領域が復元された。最大すべり量は4.1 (m)で、全体の地震モーメントは3.1×10^{20} (Nm)、Mwは7.6である。地震モーメントは八木・他 (1998)が求めた2.5×10^{20} (Nm)を上回る結果となった。波形の一致は全体的に悪くはないが、鹿児島観測点の南北動成分は、観測波形の大振幅を再現できていない。これは、1次元速度構造では説明ができないローカルサイト効果を受けて地震波が増幅した可能性が示唆される。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Observation of earthquake-induced rotational ground motions by broadband seismometer array: Part 2

*Kazutoshi IMANISHI[1], Suguru Yabe[1]

1. Geological Survey of Japan, AIST

地面の動きを捉えることは地震学の基本であるが、これまで長年に渡り観測されてきたのは地震計による並進３成分であり、変位の空間微分量であるひずみや回転成分の観測は限られている。しかし、地震波帯域のひずみや回転成分（以後、ひずみ地震動、回転地震動と呼ぶ）は、震源過程や地下構造の詳細を解明するために非常に重要な観測量であり、並進成分と組合わせた解析が期待されている（Takeo and Ito, 1997; Igel et al., 2005）。

ひずみ地震動は、伸縮計やひずみ計の高サンプリング観測により観測可能であり（Kasahara, 1976; Okubo et al., 2004）、モーメントテンソル解析にも有効な観測量できることが示されている（矢部・今西, 2022）。一方、回転地震動の観測については、光ファイバジャイロによる可搬型の広帯域回転地震計が販売され始めているが（例えば、イクスブルー社のblueSeis-3A）、我々が独自に行った試験観測の結果、長周期成分に関しては、広帯域地震計に比べて機器ノイズがかなり大きいことがわかった（Yabe et al., 2022）。

そこで我々は、アレイデータの空間微分から長周期帯域のひずみと回転地震動を抽出することを目的とし、2023年2月から愛媛県新居浜市の北東沖にある大島で、口径約1kmの範囲に広帯域地震計（Trillium compact）4台を配置したアレイ観測を実施している。昨年の地震学会では、2023年5月18日に豊後水道のプレート内で発生したM_j4.5の地震について、Spudich et al. (1995) の方法でひずみと回転地震動を抽出した結果を報告した（今西・矢部, 2023）。抽出されたひずみ地震動は、アレイ中心から2kmほど南西側に位置する産総研のボアホールひずみ計（設置深度482m）の記録とよく一致していることから、同時に抽出される回転地震動も正確に推定されていると判断できる。アレイ観測は現在も継続中で、今年の７月上旬のデータ回収時点で、豊後水道や日向灘地域において発生したM4以上の地震記録が12イベント取得されている。

本発表では、これらの地震について同様に解析した結果について報告する。特に、2024年4月17日に豊後水道で発生したプレート内地震（Mj6.6）は、広帯域にわたりSNの良好な記録を得ることができた。周期10～50秒の帯域のデータに対して抽出された回転地震動は、水平２軸周りが10^{-8}rad/sのオーダーであるのに対して、鉛直軸周りは一桁大きく10^{-7}rad/sのオーダーであった。使っている周期帯から地下構造の影響は小さいと考えられるため、この回転地震動の違いは、震源に起因している可能性が高い。当日の発表では、ひずみ及び回転地震動を使ったモーメントテンソル解析のほか、2024年8月8日の日向灘の地震（Mj7.1）の解析結果についても報告予定である。

引用文献：
Igel et al. (2005) GRL, doi:10.1029/2004GL022336.
Kasahara (1976）測地学会誌, https://doi.org/10.11366/sokuchi1954.22.292.
Okubo et al. (2004) EPS, https://doi.org/10.1186/BF03352567.
Spudich et al. (1995) JGR, https://doi.org/10.1029/94JB02477.
Takeo and Ito (1997) GJI, https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb01585.x.
Yabe et al. (2022) JpGU meeting 2022, SCG44-14.
矢部・今西 (2022)　日本地震学会2022年度秋季大会, S08-13.
今西・矢部 (2023)　日本地震学会2023年度秋季大会, S08-12.

謝辞：本研究はJSPS科研費23H01279，22H05317, 21H04505, 21K14022, 21H05203の助成を受けたものです。アレイ解析では、strainz17 (https://www.usgs.gov/node/27941

© The Seismological Society of Japan

Rupture directivity of moderate-sized earthquakes estimated by dense observation

*Taiki Kono[1], Satoshi Matsumoto[2], Kentaro Emoto[2], Takeshi Matsushima[2], Kazunari Uchida[2], Ryunosuke Takayama[1], Shinichi Sakai[3]

1. Kyushu University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, 3. The University of Tokyo III/GSII

地震は断層が破壊されることによって発生するが，震源からどのように破壊が断層面上を広がっていくのかは地震の発生機構を知るうえで重要な問題である. 大地震の破壊伝播方向は, 震源過程解析の中の1つの情報として比較的古くから求められている. 近年, 稠密な地震観測によって, 大地震だけではなく日本列島内陸部の小・中規模地震についても破壊伝播方向を推定する試みがなされている. そこで, 本研究では熊本県内の中規模(M5)以下の地震に対して破壊伝播方向の推定をおこなう.
片方向への(ユニラテラルな)破壊伝播によって励起される場合を仮定し, 震源に対する様々な位置の地震観測点において震源スペクトルのコーナー周波数を推定した. その分布から破壊伝播方向の検出を試みる. 観測される地震動には断層上での破壊の影響以外に地中を伝わる際の影響等を含むため, 近傍で発生した小規模な地震を対象地震の経験的グリーン関数(EGF)とみなすことでこれを除去した. 対象とする地震は2021年から2023年に熊本県内で発生したM3-5から選択した. EGFとして使用する地震は対象地震から震源間距離 1km以内で発生し, 対象地震よりマグニチュードが1以上小さな地震とした. EGFによる震源スペクトルの抽出はスペクトルの比をとることで行われ, P波とS波に対して各観測点の震源スペクトルのコーナー周波数を求めた. また, 本研究では同じ地震のP波を対象として時間領域でのデコンボリューションを行い, 震源時間関数を推定し, その継続時間の方位による変動から破壊伝播方向を検出することも行った. コーナー周波数の分布を用いた推定と結果を比較する.
コーナー周波数から得られた破壊伝播方向の分布から, 熊本地震により広域応力場が強化された領域では強化量が小さい方向, 応力場が弱化した領域では弱化量が大きい方向となっており, 震源位置での応力が高い方から低い方へ破壊が伝播する傾向が得られた.

© The Seismological Society of Japan

The latest event on the Median Tectonic Line active fault zone, inland Shikoku, inferred from dynamic rupture simulations (Part 2)

*Yuko KASE[1], Yumi URATA[1], Hisao KONDO[1]

1. GSJ/AIST

中央構造線断層帯（MTL）は，日本で最も活動的な断層帯のひとつである．この長大な断層帯は10の区間に区分されて評価されているが，複数区間が連動する可能性についても，検討すべき課題として挙げられている（地震調査研究推進本部，2017）．この断層帯のうち，四国陸域の4区間（讃岐山脈南縁東部区間，同西部区間，石鎚山脈北縁区間，同西部区間）を対象として，連動可能性とその条件を検討するため，地質学的および地球物理学的データに基づいて，活動履歴を考慮した応力場モデルを構築し，動的破壊シミュレーションにより，最新イベントで起こり得た連動のパターンを整理することを試みる．
MTLの各区間では，平均活動間隔，最新イベントを含む複数のイベントの活動時期，および，最新イベントでのすべり量の値が得られており（地震調査研究推進本部，2017），四国陸域の最新イベントについては，讃岐山脈南縁東部区間，同西部区間で16世紀周辺，石鎚山脈北縁区間，同西部区間で15世紀以後，16世紀周辺以前の可能性があるとされている．そこで，各区間の平均活動間隔と，最新イベントおよび1つ前のイベントの活動時期から，最新イベント直前の地震後経過率を推定し，これを反映した応力場モデルを作成した．年代値は数百年の誤差を伴うため，平均活動間隔と1つ前のイベント年代について，それぞれ100年刻みで組み合わせを考え，最新イベント年代が調査結果と矛盾しない組み合わせを採用した．また，最新イベント年代が最も古い区間から最新イベントの破壊が始まったとした．今回，平均活動間隔と1つ前のイベント年代の組み合わせを見直した結果，ひとつの最新イベント直前の応力場モデルに対して，破壊が始まる区間の候補が2つあるモデルが作成された．そのため，破壊が始まる区間の違いが連動のパターンに与える影響についても検討した．
断層モデルと媒質モデル，現在の応力場のモデルは，加瀬ほか（2023）と同じものを使用した．現在の応力場は，最新イベントからの経過率分の応力降下量を蓄積した状態であり，イベントが発生すると剪断応力は動摩擦応力まで減少するとして動摩擦応力分布と動摩擦係数分布を求めた．そして，最新イベントの破壊が始まる区間に，初期破壊領域を仮定した．その初期破壊領域の中心での強度と応力降下量の比を1.3と仮定して求めた静摩擦係数と，その点での動摩擦係数との差を動摩擦係数分布に加えて，静摩擦係数分布を得た．最新イベント直前の剪断応力分布は，1つ前のイベントから最新イベントまでの経過率分の応力降下量を動摩擦応力分布に加えたものとした．このときに用いる応力降下量は，シミュレーションで得られる地表のすべり量分布が活断層調査による最新イベントでのすべり量分布と調和的になるような値を探索した．
断層面の境界条件には，Coulombの破壊基準とすべり弱化の摩擦構成則（Ida，1972；Andrews，1976）を仮定し，弾性体の運動方程式を差分法（Kase and Day，2006）で解くことによって，断層面上の破壊伝播過程を求めた．
最新イベントとして得られた連動パターンは，各区間の地震後経過率と破壊開始点の位置によって，「4区間すべてが連動」「石鎚山脈北縁区間，讃岐山脈南縁西部区間，同東部区間の3区間が連動」「石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間が連動」「讃岐山脈南縁西部区間と同東部区間が連動」「石鎚山脈北縁西部区間のみが連動」の5パターンに整理される．このうち，「石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間が連動」「讃岐山脈南縁西部区間と同東部区間が連動」の2パターンは，活断層調査による変位履歴（産総研・文科省，2023，2024）と調和的である．石鎚山脈北縁区間の最新活動直前の地震後経過率が，他の3区間に比べて低いため，この区間が連動するか，また，連動した場合には，隣の区間（石鎚山脈北縁西部区間，もしくは，讃岐山脈南縁西部区間）を連動させられるかが，連動のパターンを決める要素となっている．また，讃岐山脈南縁西部区間，石鎚山脈北縁区間，同西部区間が短距離でオーバーラップしているため，隣り合う区間だけではなく，更に1つ先の区間との相互作用も連動に影響することが，連動のパターンを複雑にしている．

© The Seismological Society of Japan

Seismic Source Process of Large Strike-slip Intraplate Earthquakes with Multi-faults Rupture

*Naohiro Inoue[1], Yuji Yagi[1], Ryo Okuwaki[1], Ryo Yamaguchi[1]

1. University of Tsukuba

これまで海洋プレート内地震の複数断層を破壊する複雑な震源過程について多く報告されてきた。例えば、2018年アラスカ湾地震では、複数断層の連鎖的な破壊様式が報告されている (e.g. Yamashita et al., 2021) 。海洋プレート内には破砕帯や海洋プレート形成時に生じた弱面が存在しているため、これらの弱面が地震発生時に連動する可能性がある。複数の断層が連動する地震を理解するためには、断層形状の時空間変化を含む詳細な震源過程を推定する必要がある。断層形状が不明な場合の多い海洋プレート内地震を解析するには、従来の有限断層インバージョン法のような断層面を設定する手法は適切ではなく、高自由度な震源過程インバージョン手法が必要となる。

本研究では、海洋プレート内で発生した大地震に対しポテンシー密度テンソルインバージョン (PDTI; Shimizu et al., 2020) を適用して震源過程を推定した。一般に、グリーン関数の不確定性をデータの共分散行列へ導入することで、強い拘束条件を与えずに尤もらしい解を得ることができる。PDTIはこの定式化を利用し、断層すべりを５つの基底ダブルカップル成分の重ね合わせで表現する高自由度な震源過程モデリングを実現しており、結果として、断層形状の時空間変化をも解くことができるようになった。加えて、時間適合的なスムージングを適用することで、安定かつ詳細な震源過程を得ることができる(Yamashita et al., 2022)。

解析対象とする地震は、Global Centroid Moment Tensor (GCMT) カタログをもとに、モーメントマグニチュード (M_W) 7.5以上かつ非ダブルカップル成分50 %超の横ずれ断層型地震とした。具体的には2000年南インド洋地震 (M_W 7.9) 、2000年スラウェシ島東部地震（M_W 7.5）、1998年バレニー諸島地震（M_W 8.1) の３つである。波形データは震央距離が30º ~ 90ºの遠地実体波P波の鉛直成分をSAGEよりダウンロードして使用した。震源付近の速度構造モデルはCRUST-1.0 (Laske et al. 2013) を用いた。地球内部構造の不均質性によるP波到達時刻のずれは、P波初動を手動で読み取ることで補正した。2000年南インド洋地震と2000年スラウェシ島東部地震では、GCMT解の節面を参考に垂直なモデル面を設定した。1998年バレニー諸島地震では、米国地質調査所が報告した余震分布を参考に非矩形の水平なモデル面を設定した。

解析により得られた2000年南インド洋地震のモーメントテンソル解は、48 %の非ダブルカップル (NDC) 成分を含む左横ずれ断層型を示し、地震モーメントは9.5×10^{20} N m (M_W 7.9) 、破壊継続時間は25秒である。破壊は震源から北西及び南東方向へバイラテラルに進展し、破壊が北西方向に進展するにつれて、走向が反時計回りに 約170 ºから約150 ºへ変化していくことがわかった。

2000年スラウェシ島東部地震のモーメントテンソル解は、43 %のNDC成分を含む右横ずれ断層型を示し、地震モーメントは4.0×10^{20} N m (M_W 7.7) 、破壊継続時間は32秒である。震源付近で開始した破壊は、０～７秒まで逆断層型のメカニズムで南西方向に伝播し、その後、横ずれ断層型のメカニズムに変化しながら南西方向へ破壊が伝播するが、震源から南西に約60 km離れた地点で11～15 秒の間停滞したのち、16 ～22 秒には南西方向へ伝播が再開する。

1998年バレニー諸島沖地震のモーメントテンソル解は、70 %のNDC成分を含む左横ずれ断層型を示し、地震モーメントは3.6×10^{21} N m (M_W 8.3)、破壊継続時間は100秒である。震源付近で開始した破壊は、０～24秒間で横ずれ断層型の破壊が北と西の２方向へ伝播する。このうち西方向への破壊伝播は、震源から西に90kmの地点で24～28 秒の間停滞したのち、28～44 秒には西と南の２方向に伝播する。南方向の破壊は56秒まで続き、72～96秒には震源から西に約230km進んだ地点で横ずれ断層型の破壊が発生した。

本発表では、以上の３つの地震の解析結果をもとに、断層形状が変化する部分に着目し、どのように断層が連動しているのかについて議論する。

© The Seismological Society of Japan

The features of the low-frequency marsquake S1022a derived by waveform inversion for moment tensors and source time functions

*Kirara Kotani[1], Keiko Kuge[1]

1. Department of Geophysics, Graduate School of Science, Kyoto University

１．はじめに

2018年に地震計が備わった火星探査機「InSight」が火星に着陸し、2022年12月のミッション終了まで、約1300個の火震が観測された (Lognonné et al. 2023)。

InSight Marsquake Service（MQS）が検知した各火震は、データの質をもとに質が良いものからQuality A、B、C、Dに分類されている。Quality Aに分類された火震は14個あり、震央決定がされ、Mwは3~5程度である(MQS 2023)。

私たちは、これらQuality Aの14火震のP、S波の波形データを調べ、その結果、S1022aとラベル付けされた火震が他の火震と異なり特定の低周波数に卓越していることをみつけた（小谷・久家、地震学会秋季大会2023）。小谷・久家（同2023）は、S1022aのP波のvertical成分、S波のtransverse成分の変位振幅スペクトルにおいて、いずれも、0.2Hz付近にピークをもち、0.4～0.5Hz付近で急激に値が下がり、0.5Hz以上では火震がない時間より小さくなること、この特徴はP、S波のvertical、radial、transverseの全成分に見えている一方で、S1022a以外のQuality Aの火震には見られないことを報告した。

低周波火震S1022aの特異性は、その特徴を踏まえると、地震計周辺の地下構造より震源に由来する可能性が高いと考えられる。そこで、本発表では、P、S波波形に対しモーメントテンソルおよび震源時間関数のインバージョンを実施し、特徴の原因を考察する。

２．モーメントテンソル＆震源時間関数インバージョン

解析には、S1022aのP波Vertical、Radial成分、S波Vertical、Radial、Transverse成分の0.1-0.5Hz変位波形を使用した。火星内部構造モデルKKS21GP（Stahler et al., 2021）に対するグリーン関数をSAGE Facility IRISWS syngine Web Serviceから取得し用いた。

震源の深さを0~50kmで変化させて、まず震源時間関数をデルタ関数と仮定しモーメントテンソルインバージョンを行った。P波Radial、S波Vertical、Radial成分の波形を合わせることは難しく、P波Vertical、S波Transverse成分でも、初動5s以降の波形のmisfitが大きくなる。理論波形のスペクトルをみても0.2Hzのピークは再現できていない。また、震源の深さによってメカニズム解は大きく変化する。

他方で観測波形をより説明するように、モーメントテンソルと共に、時間長20sの震源時間関数を、非負条件がある場合とない場合で求めた。非負条件の有無によらず、特にP波Vertical、S波Transverse成分で初動20s程度の観測波形が合うようになり、P波Radial、S波Vertical、Radial成分でも波形フィットの改善が見られた。理論波形のスペクトルでは、全成分で0.2Hz付近にピークが見られた。メカニズム解は震源の深さによって変化するものの、非負条件の有無に関係なく震源時間関数にはピーク間隔約４~5秒の2~４個のピークや振動からなる関数が推定された。これはS1022aの約0.2Hzで振動が卓越する特徴を説明するためだと考えられる。また、求められた震源時間関数で顕著なピークや振動が見られる時間は約10秒間である。

３．特徴の原因は何か

震源時間関数が0.2Hzで振動するような震源モデルの可能性として、Julian(1994)の火山性微動モデルが挙げられる。Kedar et al. (2021)は、各々0.35、0.6Hzでピークをもつ Quality Bの２つの火震を、このJulian(1994)のモデルで説明することに試みた。本研究でも、Julian (1994)のモデルで変数を調整して0.2Hzに顕著なピークをもつようなモデルを探したところ、該当するモデルはある一方、0.2Hzより高周波にも複数のピークをもつ特徴が見られることがわかった。この特徴はS1022aのスペクトルと合わず、高周波のピークを小さくする地下構造等が同時に必要になるかもしれない。

この他の火山性微動モデルや非火山性の震源モデルも検討する必要があるが、S1022aのスペクトルの

© The Seismological Society of Japan

ピークと共に、震源時間関数の主な継続時間が約10秒であるという特徴も満たさなければならない。

謝辞
IRISのデータとInSight Mars SEIS Data Serviceのデータとカタログ、SAGE Facility IRISWS syngine Web Serviceのグリーン関数を使用した。記して感謝する。

© The Seismological Society of Japan

Hypocenter relocations of the 2016 central Oita earthquakes with station corrections obtained from FAMT solutions

*Hirofumi Kowari[1,2], Masanao Komatsu[3], Hiroshi Takenaka[1]

1. Department of Earth Sciences, Okayama University, 2. Hanshin Consultants Co., Ltd., 3. Okayama Gakuin University

2016年熊本地震（M_j 7.3）の発生から約32秒後に大分県中部を震源とする地震（M_j 5.7，以下この地震を誘発地震と呼ぶ) が誘発され，由布から別府湾にかけて地震活動が活発化した．小割・他（2020, JpGU）は，誘発地震の余震と考えられる14イベントの近地の強震波形記録に対して3次元地下構造モデルを適用したFAMT（First-motion Augmented Moment Tensor）解析（Okamoto *et al.*, 2017, EPS）を行い，得られたセントロイド震源は気象庁一元化処理震源と比較して概ね浅く，大分県中部では地震発生層の下限が非常に浅い（例えば，Matsumoto *et al.*, 2016, EPS）ことと整合的であったことを示した．3次元地下構造モデルを適用したFAMT解を用いた研究事例として小松・他（2022, SSJ）がある．彼らはセントロイド震源の位置情報を基に得た観測点間補正値（2つの観測点の組における観測点補正値同士の差）を用いることで，沖縄本島南東沖で発生した地震について規模の小さい地震まで含めて震源再決定を行い，フィリピン海プレートの沈み込みに沿って（海溝から沖縄本島に向かって）震源が深くなる分布が得られたことから，セントロイド震源の位置情報を使用することの有効性を示した．

本研究では，大分県中部の地震において小松・他（2022）の手法を適用し，震源再決定を試みたので報告する．解析対象は，誘発地震が発生した2016年4月16日から2ヶ月以内に大分県中部で発生したM_j 2.0以上の地震610イベントである．これには誘発地震自体も含まれる．リファレンスに採用したセントロイド震源の位置情報は，小割・他 (2020)の14イベントのうち，セントロイド震源を三次元的に探索した9イベントである．震源再決定は，予め観測点間補正値を計算し，グリッドサーチによって各観測点間の観測走時差と理論走時差のRMSが最小となる点を探索した．この手法は観測点間の走時差を使用するため，発震時の情報を必要としない．グリッドサーチの探索範囲は，水平方向は気象庁一元化処理震源の震央を中心に南北・東西方向にそれぞれ±0.1度，鉛直方向は深さ0～20 kmとした．観測走時は検測値データから計算し，理論走時は気象庁の走時表JMA2001 (上野・他, 2002，験震時報)から得た．

震源再決定を行った結果を図1に示す．活火山の直下で震源分布の下限が浅くなる傾向は気象庁一元化処理震源やDD法によって再決定した今西・他（2017, 別府-万年山重点）と同様である．本研究で再決定した震源は気象庁一元化処理震源と比較して全体的に浅く求まり，特に震源域西側の由布盆地周辺において顕著であった．本研究で再決定した震源の深さから計算される地震発生層の下限（D95）はおよそ7 kmであり，今西・他（2017）の震源分布やMatsumoto *et al.*（2016）が示した地震発生層の下限（D95）と整合的である．誘発地震の震源の深さは4.2 km（地表から4.7 km）と推定され，震央位置，深さともにUchide *et al*.（2016, EPS）の推定と整合的である．4月16日7時11分に発生した最大余震（M_j 5.4）の震源の深さは1.2 km（地表から2.0 km）と推定され，今西・他（2017）が再決定した震源分布図から読み取った最大余震の震央位置，深さともに良い一致を示した．一方で，4月29日15時9分に発生した二番目に規模が大きい余震（M_j 4.5）の震源の深さは0.6 km（地表から1.1 km）と特に浅く求まった．このイベントはリファレンスに用いたセントロイド震源の深さが1 kmと特に浅かったことによる可能性がある．

謝辞　本研究では，気象庁一元化処理震源ならびに検測値データを使用しました．

© The Seismological Society of Japan

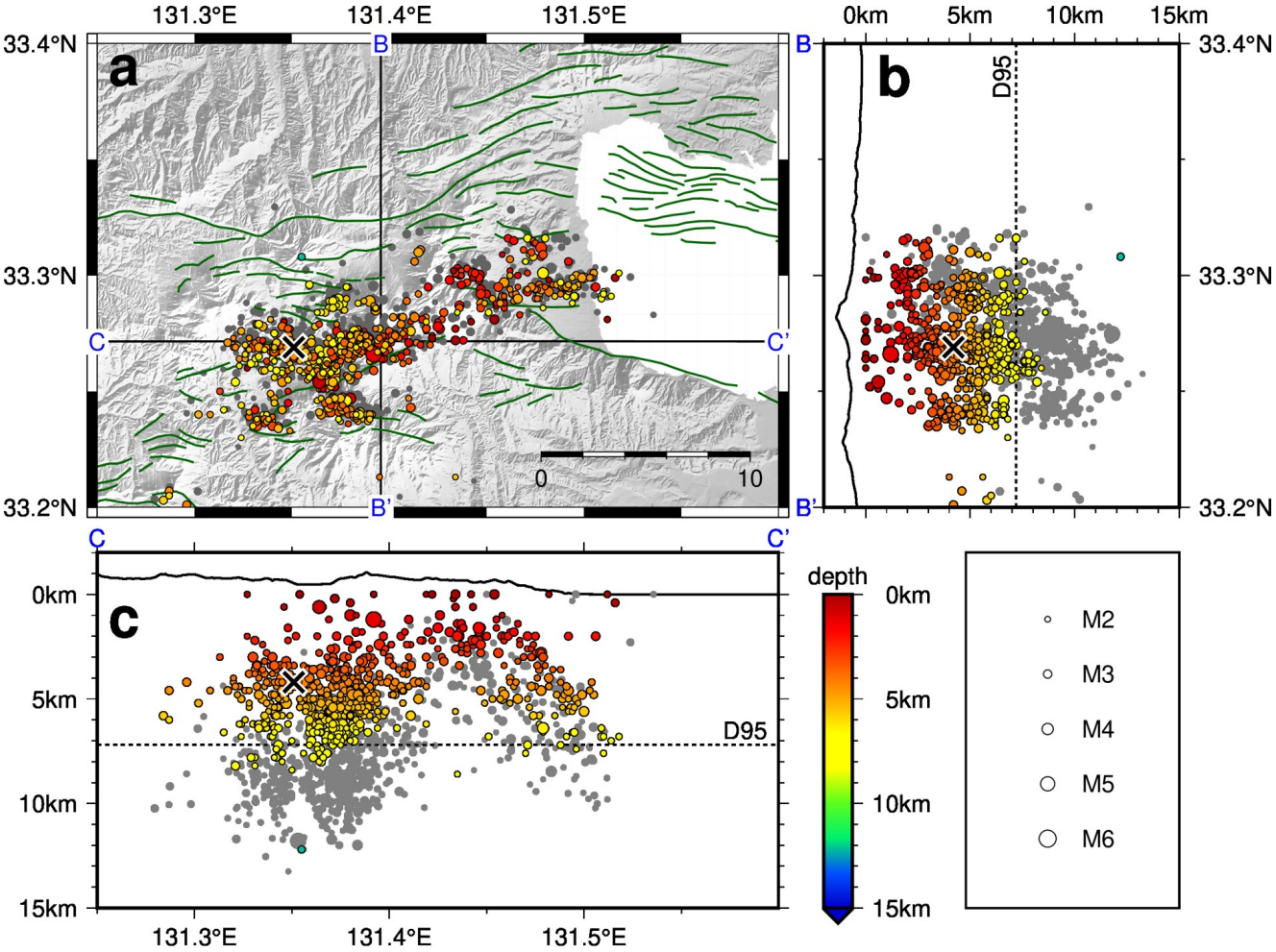


図1　再決定した震源の震央分布(a)とそれらを鉛直断面に投影した分布(b, c)．丸は震源の位置を表し，その色と大きさはそれぞれ深さ，気象庁マグニチュードM_jに対応する．背景の灰色の丸は気象庁一元化処理震源の位置，×は誘発地震（M_j 5.7）の震源の再決定位置をそれぞれ表す．(a)の緑色の線は活断層の地表トレースである．(b)，(c)の実線はB-B’，C-C’の地形断面，点線は本研究の震源深さから得られた地震発生層の下限（D95）をそれぞれ表す．

© The Seismological Society of Japan

Analysis of rupture velocity based on the interaction between heat and fluid pressure and the rate- and state-dependent friction law

*Yoko Kono[1], Takehito Suzuki[2]

1. Aoyama Gakuin univ., 2. Takachiho univ.

亀裂端の伝播速度は多様性があることが知られており、それを再現するモデルも提案されている。熱・流体相互作用を取り入れた亀裂モデルでは、自発的に亀裂を進展させるとその伝播速度は剪断波速度まで達する。一方で、空隙生成効果も取り入れると伝播が自発的に停止する場合も現れる（Suzuki and Yamashita, 2009）。しかしこういったモデルにおいては、その中間になるような、すなわち剪断波速度よりは十分小さく、かつ一定であるような伝播速度を実現することはできていない。一方で、断層面外での非弾性なエネルギー消費を考えればそのような伝播速度も再現できるが、滑り量が実際の断層で観測されるものよりも大きくなってしまうという問題もある。
ここで、例えばSuzuki and Yamashita (2009)等の研究では、一定の静摩擦係数と動摩擦係数を仮定していたことに着目する。ここに速度状態依存摩擦則を導入することを考える。これによって自発的破壊の進展のし易さに影響を与えることが期待される。亀裂内部での応力降下量を変化させて外部の応力集中の程度を変えるとともに、外部での摩擦係数の変化も現れるからである。加えて、滑り量に関してもA-Bの値を変えることによって合理的なものとできる。
モデルとしては、上述のようにSuzuki and Yamashita (2009)に速度状態依存摩擦側を導入し、2次元面外剪断亀裂の自発的伝播を考える。ただし、先行研究では熱・流体・空隙相互作用を導入していたが、ここではモデルの単純化のため、空隙の効果は考えず熱・流体相互作用を考えることにする。空隙生成の効果は、亀裂面上の流体圧の減少と滑りの減速を導くが、A-B>0とすることによってこれに代わる効果とできる。一方、その仮定下でも熱・流体相互作用によって滑り（速度）弱化も表現される。
計算の結果、A-Bの値よりもw_hの値の方が伝播速度に影響を与えることが示唆された。亀裂伝播において、熱・流体効果による応力降下量の変化の効果の方が、摩擦係数の速度・状態変数依存性の効果を上回るということである。熱・流体の効果を取り入れた亀裂伝播の取り扱いが不可欠であることを示唆する。またいずれの場合にも、滑り分布についても現実的なものが得られた。

© The Seismological Society of Japan

Dynamic rupture simulation of the 2011 M_j7.0 Fukushima Hamadori, Japan, earthquake

*Genki Watanuki[1], Ryosuke Ando[1], Aitaro Kato[2]

1. Graduate School of Science, University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

2011年M_j7.0福島県浜通りの地震 (浜通り地震) は, 単一の断層だけでなく, 複数の断層が立て続けに破壊する複雑な過程を経て発生したと考えられている. 現在までに, InSAR解析で得られた地表面変位 (例: Kobayashi et al., 2012; Fukushima et al., 2013) や強震波形 (例: Hikima, 2012) を用いた逆解析によって浜通り地震発生時の複数断層上での破壊すべりの時空間分布を調べる試みが行われてきた. しかし一方で, 複数断層の連続的な破壊の発生過程を動的破壊シミュレーションによって調べる試みは, 投稿者の知る限りでは現在まで行われていない. そこで本研究では, 浜通り地震に関する動的破壊シミュレーションを実施し, それを通して浜通り地震発生時に生じた複数断層の連続的な破壊の発生過程を明らかにすることを目指す.

動的破壊シミュレーションの実施時に設定する必要のある要素は主に「断層形状」「広域応力場」「断層面上に課す摩擦則」の3つである. 断層形状に関しては, 浜通り地震発生後の余震分布および浜通り地震発生時に地表面上に現れた塩ノ平断層, 井戸沢断層, 湯之岳断層の3断層それぞれに対応する変位不連続 (Kobayashi et al., 2012) を利用して制約する. 余震分布を利用した断層形状の制約の際に用いる震源カタログとしては, Kato et al. (2013) にてdouble-difference tomography method (Zhang and Thurber, 2003) を用いて構築された浜通り地震の震源域における震源カタログとその更新版 (解析期間: 2015年12月31日まで延長) を選択する. 広域応力場に関しては, Uchide et al. (2022) にて構築された日本全国内陸部の地殻内応力マップを参照して, 浜通り地震の震源域における広域応力場の設定を行う. また, 断層面上に課す摩擦則は線形すべり弱化摩擦則 (Ida, 1972) を仮定する. 以上のように各要素を設定した上で, FDP-BIEM (Ando, 2016) を用いて動的破壊シミュレーションを実施する.

本発表では, 上記のようにして実施する動的破壊シミュレーションの予備的結果を報告し, 浜通り地震発生時に生じたとされる複数断層の連続的な破壊の発生過程について議論する予定である.

© The Seismological Society of Japan