Thu. Oct 29, 2020

Award lecture | Regular session：S20. Commemorative lectures from SSJ award recipients

9:00 AM - 12:00 PM JST | 12:00 AM - 3:00 AM UTC | ROOM A

[S20]AM

chairperson:Ryosuke Ando(University of Tokyo)

9:00 AM - 9:04 AM JST | 12:00 AM - 12:04 AM UTC

[S20] President speech

9:04 AM - 9:43 AM JST | 12:04 AM - 12:43 AM UTC

[S20] Award ceremony

9:43 AM - 10:13 AM JST | 12:43 AM - 1:13 AM UTC

[S20-01] The Evolution of the ETAS Model and the Modeling of Causal Inference

○Yosihiko Ogata[1] (1.The Institute of Statistical Mathematics)

10:13 AM - 10:33 AM JST | 1:13 AM - 1:33 AM UTC

[S20-02] Three-dimensional dynamic rupture propagation including fault weakening processes and stress conditions

○Yumi Urata[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

10:33 AM - 10:53 AM JST | 1:33 AM - 1:53 AM UTC

[S20-03] Study of stress magnitude in the lithosphere based on earthquake data

○Keisuke Yoshida[1] (1.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University)

10:53 AM - 11:13 AM JST | 1:53 AM - 2:13 AM UTC

[S20-04] Research on the seismogenic environment bridging the gap between laboratory rock experiments and natural earthquakes

○Nana YOSHIMITSU[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

11:13 AM - 11:33 AM JST | 2:13 AM - 2:33 AM UTC

[S20-05] Improvement and Prospect of GNSS Earth Observation Network system (GEONET)

*GEONET Group, Geospatial Information Authority of JAPAN[1] (1. Geodetic Observation Center / Geography and Crustal Dynamics Research Center, Geospatial Information Authority of JAPAN)

11:33 AM - 11:53 AM JST | 2:33 AM - 2:53 AM UTC

[S20-06] Establishment of regular GNSS-A seafloor geodetic observation technique and its contribution to seismology

*Masayuki FUJITA[1], Yoshihiro MATSUMOTO[1], Mariko SATO[1], Tadashi ISHIKAWA[1], Shun-ichi WATANABE[1], Yusuke YOKOTA[2] (1. JHOD; Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard, 2. IIS UT; Institute of Industrial Science, University of Tokyo)

11:53 AM - 12:00 PM JST | 2:53 AM - 3:00 AM UTC

[S20] Discussion

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

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

[S15]PM-1

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

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

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

○HIROSHI MAEHARA[1] (1.Geosystem Resarch Institute)

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

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

○MASAYUKI TAKEMURA[1] (1.Nagoya University)

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

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

○Yo Fukushima[1], Tomoaki Nishikawa[2] (1.International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

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

○Yoshiaki Hisada[1] (1.Kogakuin University)

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

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

○Junpei Kaneda[1], Shinya Tanaka[1], Yoshiaki Hisada[2] (1.Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 2.Prof.,Kogakuin Univ.)

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

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

[S15]M-2

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

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

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

○Keishi Noguchi[1], Naoki Hayashimoto[1], Koji Tamaribuchi[2], Yuki Kodera[2] (1.Japan Meteorological Agency, 2.Meteorological Research Institute)

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

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

○Seiji Tsuno[1], Katsutomo Niwa[2] (1.Railway Technical Research Institute, 2.JR Central Consultants Company)

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

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

○Ryuta Imai[1], Naoki Kasui[1], Asako Iwaki[2], Hiroyuki Fujiwara[2] (1.Mizuho Information & Research Institute, Inc., 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

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

○Takane Hori[1], Tsuyoshi Ichimura[2], Kohei Fujita[2], Ryoichiro Agata[1] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Room B | Regular session：S12. Rock experiment, rock mechanics, and crustal stress

1:00 PM - 1:45 PM JST | 4:00 AM - 4:45 AM UTC | ROOM B

[S12]PM-1

chairperson: K entaro Omura(NIED)

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

[S12-01] In-situ stress at the basement under Osaka plain -estimation of stress orientations by observation of borehole breakout in deep seismic obsevation wells-

○Kentaro Omura[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S12-02] Experimental and numerical approaches for understanding a development process of composite planar fabric in faults

○Takeshi Miyamoto[1], Kiyokazu Oohashi[2], Akari Fuke[3], Tetsuro Hirono[1] (1.Department of Earth and Space Science, Graduate School of Science, Osaka University, 2.Graduate School of Sciences and Technology for Innovation, Yamaguchi University, 3.Japan Meteorological Agency)

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

[S12-03] Gouge friction on a meter-scale laboratory fault

○Futoshi Yamashita[1], Eiichi Fukuyama[2,1], Akihiro Shimoda[2], Shun Watanabe[2] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Graduate School of Engineering, Kyoto University)

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

1:45 PM - 2:15 PM JST | 4:45 AM - 5:15 AM UTC | ROOM B

[S09]PM-1

chairperson:Satoshi Matsumoto(Kyushu University)

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

[S09-01] Stress tensor estimation and its temporal change based on seismic moment tensor data - Implication from flow rule –

○Satoshi Matsumoto[1] (1.Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University)

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

[S09-02] Characteristics of Source Parameter for Aftershocks of the 2016 Kumamoto Earthquake Estimated by the Coda Spectral Ratio Method

○Naoto Maesako[1], Satoshi Matsumoto[2], Ayaho Mitsuoka[1], Group for Urgent Joint Seismic Observation of the 2016 Kumamoto Earthquake (1.Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyushu University , 2.Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University)

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

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

[S09]PM-2

chairperson:Shiro Ohmi(DPRI, Kyoto University), chairperson:Akemi Noda(MRI)

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

[S09-03] Shear strain energy changes caused by the 2016 Kumamoto earthquake sequence: Comparison with aftershock activity

○Akemi Noda[1], Tatsuhiko Saito[2], Eiichi Fukuyama[3,2], Toshiko Terakawa[4], Sachiko Tanaka[2], Mitsuhiro Matsu'ura[5] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, now at Meteorological Research Institute, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3.Graduate School of Engineering, Kyoto University, 4.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 5.Institute of Statistical Mathematics)

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

[S09-04] Space-time separation of earthquake activities in the 1998 and the 2020 Hida-Kamikochi, central Japan, earthquake swarms

○Ichiro Kawasaki[1] (1.Tono Research Institute of Earthquake Science)

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

[S09-05] Swarm Activity in the Hida Mountain Range, Central Japan, Started from April 2020, Followed by a Dyke Intrusion Event Inferred from Crustal Deformation

○Shiro OHMI[1], Takuya NISHIMURA[1], Manabu HASHIMOTO[1] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S09-06] Spectal change of the deep low frequency earthquakes near Yakedake volcano in May 2020

○Daisuke Kamata[1], Motoo Ukawa[1] (1.Nihon University)

Room C | Regular session：S06. Crustal structure

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

[S06]PM-1

chairperson:Gou Fujie(JAMSTEC)

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

[S06-01] Mapping outer rise faults in the southern Kuril Trench

○Shuichi Kodaira[1], Tetsuo No[1], Gou Fujie[1], Koichiro Obana[1], Yasuyuki Nakamura[1], Seiichi Miura[1], Kentaro Imai[1], Toshitaka Baba[2], Naotaka Chikasada[3], Yuichiro Tanioka[4] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 2.Tokushima University, 3.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 4.Hokkaido University)

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

[S06-02] Crustal structure in the Kuril Trench subduction zone off Hokkaido, Japan, by a dense linear OBS-array seismic survey

Ryosuke Azuma[1], Shuichi Kodaira[2], Ryota Hino[1], Go Fujie[2], Koichiro Obana[2], Fumiaki Tomita[2], ○Yusaku Ohta[1] (1.RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University, 2.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

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

[S06-03] 3-D structure and seismogenesis in the East Japan forearc derived from S-net data

○Dapeng Zhao[1], Y. Hua[1], G. Toyokuni[1], Z. Yu[1] (1.Tohoku University)

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

[S06-04] Seismogenic source fault models in and around the Sea of Japan

○Hiroshi Sato[1], Tatsuya Ishiyama[1], Testuo No[2], Kodaira Shuichi[2], Naoko Kato[1], Johan S Claringbould, Makoto Matsubara[3], Akinori Hashima[1], Masahiro Ishikawa[4], Takeshi Sato[5] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 4.Yokohama National University, 5.Sapporo Regional Headquaters, JMA)

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

[S06-05] High-resolution tomography analysis in north-central Kinki region

○Shinya Katoh[1], Yoshihisa Iio[2], Junichi Nakajima[3], Hiroshi Katao[2], Masayo Sawada[2], Kazuhide Tomisaka[2] (1.Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University, 2.DISASTER PREVENTION RESEARCH INSTITUTE KYOTO UNIVERSITY Research Center For Earthquake Prediction, 3.Dept. of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology)

Room C | Regular session：S06. Crustal structure

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

[S06]PM-2

chairperson:ryosuke Azuma(Tohoku University)

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

[S06-06] Wide-angle seismic survey off Muroto in Nankai trough

○Gou Fujie[1], Ryuta Arai[1], Kazuya Shiraishi[1], Yuka Kaiho[1], Koichiro Obana[1], Yasuyuki Nakamura[1], Seiichi Miura[1], Shuichi Kodaira[1] (1.JAMSTEC)

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

[S06-07] Temporal variation of seismic velocity structure in the vicinity of shallow plate boundary in the Kumano-nada region

○Takashi Tonegawa[1], Suguru Yabe[2] (1.JAMSTEC, 2.AIST)

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

[S06-08] Receiver function imaging of the Philippine Sea plate subducting beneath Shikoku (3)

○Takuo Shibutani[1], Jun Nakagawa[1], Airi Nagaoka[1], Tsutomu Miura[1], Yusuke Yamashita[1], Ken'ichi Yamazaki[1], Shintaro Komatsu[1] (1.Kyoto Univ.)

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

[S06-09] The P and S Wave Structure in the Shikoku Region from GA-based Simultaneous Determination of Hypocenters and Seismic Wave Velocity Structure

○Kota Murata[1], Motoo Ukawa[2] (1.Pacific Consultants co., Ltd., 2.Nihon University)

Room D | Regular session：S01. Theory and analysis method

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

[S01]PM-1

chairperson:Daisuke Sato(DPRI, Kyoto University), chairperson:Tsutomu Takahashi(JAMSTEC)

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

[S01-01] Bayesian estimation method of fault slip distributions considering underground structure uncertainty based on ensemble modeling

○Ryoichiro Agata[1], Amato Kasahara, Yuji Yagi[2] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 2.Faculty of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba)

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

[S01-02] Proper reduction and asymptotic sampling difficulty of posterior distributions in fully Bayesian inversions

○Daisuke Sato[1], Yukitoshi Fukahata[1] (1.DPRI, Kyoto University)

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

[S01-03] Problems caused by the non-negative slip condition on seismic source inversion

○Yukitoshi Fukahata[1], Yuji Yagi[2] (1.DPRI, Kyoto University, 2.Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba)

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

[S01-04] Toward short-period (< 10 s) full waveform tomography in and around the 2011 Tohoku-Oki source area using land-ocean unified 3D initial model

○Taro Okamoto[1], Hiroshi Takenaka[2], Takeshi Nakamura[3] (1.Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology, 2.Graduate School of Natural Science and Technology, Okayama University, 3.Earthquake Engineering Sector, Civil Engineering Research Laboratory, Central Research Institute of Electric Power Industry)

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

[S01-05] Wavelet-based analysis of surface roughness of the subducted Philippine Sea plate in the western Nankai trough

○Tsutomu Takahashi[1], Ayako Nakanishi[1], Shuichi Kodaira[1], Yoshiyuki Kaneda[2] (1.JAMSTEC, 2.Kagawa University)

Room D | Regular session：S01. Theory and analysis method

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

[S01]PM-2

chairperson:Kaoru Sawazaki(NIED), chairperson:Issei Doi(DPRI, Kyoto University)

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

[S01-06] A centroid catalog of P-wave microseisms

○Kiwamu Nishida[1], Ryota Takagi[2] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S01-07] Early forecast of maximum amplitude and threshold exceeding amplitude number due to aftershocks using a continuous seismogram

○KAORU SAWAZAKI[1] (1.National Research institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S01-08] Landslide source determination using amplitude source location method for the 2017 landslide in southwest Japan

○Issei Doi[1], Takuto Maeda[2], Toshitaka Kamai[1], Gonghui Wang[1] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

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

[S01-09] sP converted waves seen on broadband record sections from earthquakes near the plate boundary of Tohoku district

○Masahiro Kosuga[1] (1.Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

Session for Selection of Student Presentation Award | Session for Selection of Student Presentation Award：Room A (S01, S15, S16)

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

[SPA]PM-3

chairperson:Wataru Suzuki(NIED)

4:00 PM - 4:10 PM JST | 7:00 AM - 7:10 AM UTC

[S01P-02] Towards the detection of the mantle-reflected P wave using seismic interferometry

*Shota Kato[1], Kiwamu Nishida[1] (1. Earthquake Research Institute, the university of Tokyo)

4:10 PM - 4:20 PM JST | 7:10 AM - 7:20 AM UTC

[S15P-08] Theoretical analysis of the long-period velocity pulses observed in the 2016 Kumamoto Earthquake Sequence

*Kotaro Tarumi[1], Tomotsugu Watanabe[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1] (1. Okayama University)

4:20 PM - 4:30 PM JST | 7:20 AM - 7:30 AM UTC

[S15P-15] Comparison of scattering variation associated with 2016 earthquakes in Korea and Japan

*MUHAMMAD ZAFAR IQBAL[1], Tae Woong Chung[1] (1. Sejong University)

4:30 PM - 4:40 PM JST | 7:30 AM - 7:40 AM UTC

[S16P-07] Estimation of Subsurface Structure and Ground Motion Characteristics in the Landslide Areas Derived from Microtremor Observation - Case of Ikutahara, Engaru-cho, Monbetsu-gun, Hokkaido -

*Isamu Nishimura[1], Tatsuya Noguchi[2], Yusuke Ono[2], Masanori Kohno[2] (1. Tottori University, Graduate School of Engineering Department of Management of Social Systems and Civil Engineering, 2. Tottori Univercity, Department of engineering)

Session for Selection of Student Presentation Award | Session for Selection of Student Presentation Award : Room B (S07, S08)

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

[SPA]PM-3

chairperson:Makiko Ohtani(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

4:00 PM - 4:10 PM JST | 7:00 AM - 7:10 AM UTC

[S07P-01] Seismic structure of the lithosphere-asthenosphere system beneath the oldest seafloor–the broadband dispersion analysis of the Oldest-1 (Pacific Array) data

*Yuki Kawano[1], Takehi Isse[1], Akiko Takeo[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Hajime Shiobara[1], Nozomu Takeuchi[1], Hiroko Sugioka[2], YoungHee Kim[3], Hisashi Utada[1], Sang-Mook Lee[3] (1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. Kobe University, 3. Seoul National University)

4:10 PM - 4:20 PM JST | 7:10 AM - 7:20 AM UTC

[S08P-03] Reinterpretation of a legacy 3D seismic reflection data to elucidate unusual sinistral M5.5 earthquake fault below a deep gold mine in a mafic sill and dike complex

*Koichiro Suzuki[1], Musa Siphiwe Manzi[2], Hiroshi Ogasawara[1], Taku Noda[1], Lindsay Linzer[3], Raymond J Durrheim[2], Bennie Liebenberg[4] (1. Ritsumeikan University, 2. University of Witwatersrand, School of Geosciences, 3. SRK(Pty)Ltd, 4. Moab Khotsong mine)

4:20 PM - 4:30 PM JST | 7:20 AM - 7:30 AM UTC

[S08P-08] Quantitative evaluation of the effect of static stress change of large earthquakes on activity change of volcanic deep low-frequency earthquakes

*Genki Oikawa[1], Naofumi Aso[1], Junichi Nakajima[1] (1. Tokyo Institute of Technology)

4:30 PM - 4:40 PM JST | 7:30 AM - 7:40 AM UTC

[S08P-11] Derivation of all the static XBIEM kernels for 2D earthquake cycle simulation in heterogeneous media

*Kazuki Ohtake[1,2], Nobuki Kame[2], Makiko Ohtani[2] (1. Department of Earth and Planetary Science, School of Science, The University of Tokyo , 2. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo)

4:40 PM - 4:50 PM JST | 7:40 AM - 7:50 AM UTC

[S08P-15] Verification of conditions for intermittent events associated with powder shear using the Discrete Element Method

*Shinichi Oba[1], YUTA Mitsui[2] (1. Grasuate School of Science and Tecnology, Shizuoka University, 2. Faculty of Science, Shizuoka University)

Session for Selection of Student Presentation Award | Session for Selection of Student Presentation Award：Room C (S06, S09)

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

[SPA]PM-3

chairperson:Yasuhiro Yoshida (Meteorological Collage)

4:00 PM - 4:10 PM JST | 7:00 AM - 7:10 AM UTC

[S06P-01] Towards continuous seismic imaging from offshore to land along the Japan trench: effects of offshore structures (sediment layers and lateral heterogeneities)

*HyeJeong Kim[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Takeshi Akuhara[1] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

4:10 PM - 4:20 PM JST | 7:10 AM - 7:20 AM UTC

[S06P-04] S-wave structure in the sediment beneath S-net stations estimated by V/H ratio of Rayleigh-wave (Scholte waves) extracted from ambient noise

*FUKUSHIMA SHUN[1], KIYOSHI YOMOGIDA[1] (1. HOKKAIDO UNIVERSITY)

4:30 PM - 4:40 PM JST | 7:30 AM - 7:40 AM UTC

[S09P-05] Repeater earthquakes observed in seismicity around the Fukushima-Ibaraki border since the 2011 Tohoku-oki Earthquake

*Rina Ikeda[1], Keisuke Yoshida[1], Ryo Takahashi[2], Toru Matsuzawa[1], Akira Hasegawa[1] (1. Tohoku University, 2. Meteorological Agency)

4:40 PM - 4:50 PM JST | 7:40 AM - 7:50 AM UTC

[S09P-12] Stress change estimated from GNSS displacement and seasonal variations in seismicity

*Taku Ueda[1], Aitaro Kato[1] (1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

Session for Selection of Student Presentation Award | Session for Selection of Student Presentation Award : Room D (S17, S24)

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

[SPA]PM-3

chairperson:Hiroaki Tsushima(Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

4:00 PM - 4:10 PM JST | 7:00 AM - 7:10 AM UTC

[S17P-04] Simulation of Tsunami Sediment Movement in Kamoda Pond, Tokushima Prefecture, assuming High Tide

*Takuya Saito[1], Toru Takeda[1], Kei Yamashita[2], Toshitaka Baba[1] (1. Tokushima University, 2. Tohoku University)

4:10 PM - 4:20 PM JST | 7:10 AM - 7:20 AM UTC

[S17P-09] Early estimation of tsunami heights with a Kalman filter: Combination of ocean-bottom pressure gauges and accelerometers

*Ayumu Mizutani[1], Kiyoshi Yomogida[1] (1. Hokkaido Univ.)

4:20 PM - 4:30 PM JST | 7:20 AM - 7:30 AM UTC

[S17P-11] Tsunami inundation prediction using regression models using tsunami database

*Masato Kamiya[1], Toshitaka Baba[1] (1. Tokushima University)

4:30 PM - 4:40 PM JST | 7:30 AM - 7:40 AM UTC

[S24P-01] Determination of *P*-wave first motion polarities and moment tensors for hydraulically-induced AEs using CNN technique

*Rui Tanaka[1], Makoto Naoi[1], Youqing Chen[1], Kazune Yamamoto[1], Keiichi Imakita[1], Naofumi Tsutsumi[1], Akihiro Shimoda[1], Daiki Hiramatsu[1], Hironori Kawakata[2], Tsuyoshi Ishida[1], Eiichi Fukuyama[1], Hiroyuki Tanaka[3], Yutaro Arima[3], Shigehiro Kitamura[3], Daisuke Hyodo[3] (1. Kyoto University, 2. Ritsumeikan University, 3. JOGMEC)

4:40 PM - 4:50 PM JST | 7:40 AM - 7:50 AM UTC

[S24P-06] Numerical experiments towards detection of deep low-frequency tremors from seismic waveform images via convolutional neural network

*Ryosuke Kaneko[1], Hiromichi Nagao[1,2], Shin-ichi Ito[1,2], Kazushige Obara[2], Hiroshi Tsuruoka[2] (1. Graduate School of Information Science and Technology, The University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Fri. Oct 30, 2020

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

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

[S15]AM-1

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

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

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

○Shibata Yugo[1], Furumura Takashi[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

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

○James Mori[1], Tatsunari Yasutomi[1] (1.DPRI Kyoto University)

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

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

○Susumu Kurahashi[1], Kojiro Irikura[1] (1.Aichi Institute of Technology)

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

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

○Masatoshi Miyazawa[1], Ryota Kiuchi[2,3], Kazuki Koketsu[4] (1.DPRI, Kyoto Univ., 2.Graduate School of Science, Kyoto Univ., 3.Kozo Keikaku Engineering Inc., 4.ERI, Univ. of Tokyo)

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

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

○Yasumaro Kakehi[1] (1.Graduate School of Science, Kobe University)

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

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

[S15]AM-2

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

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

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

○Nobuyuki Morikawa[1], Asako Iwaki[1], Takahiro Maeda[1], Hiroyuki Fujiwara[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

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

○Kazuhiro Somei[1,2], Kimiyuki Asano[3], Tomotaka Iwata[3] (1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Geo-Research Institute, 3.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

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

○Yusuke Tomozawa[1], Kenichi Kato[1], Kiichiro Nojiri[2] (1.Kobori Research Complex, 2.Hokkaido Electric Power Company)

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

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

[S16]AM-2

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

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

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

○Shuta Fukutome[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan)

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

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

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

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

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

○Kosuke Chimoto[1], Hiroaki Yamanaka[1] (1.Tokyo Institute of Technology)

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

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

[S16]PM-1

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

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

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

○Masayuki Nagano[1], Kenta Suzuki[1], Tomohiro Oguchi[1], Shigeki Senna[2] (1.Tokyo University of Science, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

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

○Yue Nakagawa[1], Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2] (1.Graduate School of Nanobioscience and Department of Materials System Science ,Yokohama City University, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

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

○Shinichi Matsushima[1] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

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

○Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1], Kunikazu Yoshida[2], Naoto Inoue[2], Kazuhiro Somei[2], Ken Miyakoshi[2], Michihiro Ohori[3] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Geo-Research Institute, 3.Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui)

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

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

○Takumi Hayashida[1], Toshiaki Yokoi[1] (1.IISEE, Building Research Institute)

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

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

[S16]PM-2

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

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

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

○Shuji Kumagai[1], Shunichi Kataoka[2], Hidenori Mogi[3], Hideki Nagumo[4], Wataru Okamura[5] (1.Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2.Hirosaki University, 3.Saitama University, 4.Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 5.KOZO KEIKAKU ENGINEERING Inc.)

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

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

○Tomiichi Uetake[1], Kazuhito Hikima[1], Akihiro Shimmura[1], Masatoshi Fujioka[1] (1.Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

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

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

○Shinako Noguchi[1], Yoshihiro Sawada[1] (1.Association for the Development of Earthquake Prediction (ADEP))

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

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

○Mona Izadi[1], Shinichi Matsushima[2] (1.Department of Architecture and Architectural Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

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

[S09]AM-1

chairperson:Kazuaki Ohta(NIED), chairperson:Akiko Takeo(ERI, University of Tokyo)

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

[S09-07] Long-term temporal variation of deep low frequency tremor seismicity

○Kazushige Obara[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S09-08] Full automation for the CMT analysis of deep very low frequency earthquakes

○Akiko Takeo[1], Kazushige Obara[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S09-09] Detection and evaluation of tremor migration beneath Kii Peninsula

○Takuya Maeda[1], Kazushige Obara[1], Akiko Takeo[1], Takanori Matsuzawa[2] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S09-10] Tectonic tremor activity along the Japan trench before the 2011 Tohoku-oki earthquake

○Hidenobu Takahashi[1], Hino Ryota[1], Naoki Uchida[1], Ryosuke Azuma[1], Susumu Kawakubo[1], Kazuaki Ohta[2], Masanao Shinohara[3] (1.Tohoku University, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3.Earthquake Prediction Research Center, Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S09-11] Detailed tremor activity beneath the eastern Shikoku and Kii Channel, Japan, revealed by dense seismic observation

○Kazuaki Ohta[1], Katsuhiko Shiomi[1], Takanori Matsuzawa[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

10:30 AM - 12:00 PM JST | 1:30 AM - 3:00 AM UTC | ROOM B

[S09]AM-2

chairperson:Keisuke Yoshida(Tohoku University), chairperson:Tomoaki Nishikawa(DPRI, Kyoto University)

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

[S09-12] Earthquake swarm detection along the Hikurangi Trench, New Zealand: insights into the relationship between seismicity and slow slip events

○Tomoaki Nishikawa[1], Takuya Nishimura[1], Yutaro Okada[2] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Graduate School of Science, Kyoto University)

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

[S09-13] Detection of shallow very low frequency earthquakes and estimation of energy rate of low frequency tremors in the Costa Rica subduction zone

○Satoru Baba[1], Kazushige Obara[1], Shunsuke Takemura[1], Akiko Takeo[1], Geoffrey A. Abers[2] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.Cornell University)

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

[S09-14] Events enduring and scaling in cellular automaton models due to competing timescales of stress accumulation and rupture propagation

○Kota Fukuda[1], Takahiro Hatano[2], Kimihiro Mochizuki[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Department of Earth and Space Science Osaka University)

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

[S09-15] Detection of Temporal Change in Seismic Attenuation near Earthquake Source during Intense Fluid-Driven Seismicity following 2011 Tohoku-Oki earthquake

○Keisuke Yoshida[1] (1.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University)

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

[S09-16] Relationship between migration diffusivity and the duration of earthquake swarms

○Yuta Amezawa[1], Takuto Maeda[1], Masahiro Kosuga[1] (1.Graduate school of Science and Technology, Hirosaki University)

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

[S09-17] Simulation of inland earthquake activity using Coulomb stress change during the megathrust earthquake cycle in southwest Japan

○Tsukasa Mitogawa[1], Takuya Nishimura[2] (1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

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

[S09]PM-1

chairperson:Koichiro Obana(JAMSTEC), chairperson:Masashi Ogiso(MRI)

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

[S09-18] Master event location estimation method using seismic amplitude: application to volcanic tremors occurred at Meakandake volcano

○Masashi Ogiso[1], Kiyoshi Yomogida[2] (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2.Hokkaido Univ.)

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

[S09-19] Estimating Earthquake Rupture Process Using Second Degree Moments
~Application to a swarm-like seismicity in the northern Ibaraki and Iwaki areas~

○Naoto Yokotani[1], Aitaro Kato[1], Kazushige Obara[1], Shin'ichi Sakai[1], Takashi Iidaka[1], Tetsuya Takeda[2] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo., 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S09-20] Relationship between the subducting plate boundary and fault geometry of the 2016 Mw7.8 Kaikoura Earthquake, New Zealand, based on high precision aftershock distribution

○Yuta Kawamura[1], Satoshi Matsumoto[1], Tomomi Okada[2], Miu Matsuno[2], Yoshihisa Iio[3], Tadashi Sato[2], Stephen Bannister[4], John Ristau[4], Martha Savage[5], Clifford Thurber[6], Richard H Sibson[7] (1.Kyushu University, 2.Tohoku University, 3.Kyoto University, 4.GNS Science, 5.Victoria University of Wellington, 6.University of Wisconsin - Madison, 7.University of Otago)

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

[S09-21] Faults geometry of outer-rise normal-faulting earthquakes in the central Japan trench based on the ocean bottom seismograph observations

○Koichiro Obana[1], Tsutomu Takahashi[1], Yojiro Yamamoto[1], Yasuyuki Nakamura[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Shuichi Kodaira[1] (1.JAMSTEC)

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

[S09-22] Relative hypocenter determination using wave correlation around P-wave first motion with sampling frequency of 10 kHz

○Yuki Noda[1], Yoshihisa Iio[2] (1.Kyoto University Graduate School of Science, 2.Kyoto University Disaster Prevention Research Institute)

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

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

[S09]PM-2

chairperson:Hideo Aochi(BRGM), chairperson:Makoto Matsubara(NIED)

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

[S09-23] Characterization of deep lower limit of seismogenic zone (D90) in the region of low heat flow region beneath Japanese Islands

○Makoto Matsubara[1], Tomoko Elizabeth Yano[1], Hiroshi Sato[2] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S09-24] The diveristy of source parameters in deep earthquakes with waveform similarity

○Ayako Tsuchiyama[1], Junichi Nakajima[1] (1.Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology)

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

[S09-25] Method to Evaluate the Probability of Earthquake Occurrence Using Information of Small Events

○Hiroki Tanaka[1], Ken Umeno[1] (1.Kyoto University)

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

[S09-26] Detection of rate change of induced seismicity using ETAS model

○Hideo Aochi[1], Julie Maury[1], Thomas Le Guenan[1] (1.BRGM)

Room C | Regular session：S06. Crustal structure

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

[S06]AM-1

chairperson:Takashi Tonegawa(JAMSTEC)

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

[S06-10] 3D crustal velocity model around the source region of the 2015 Gorkha earthquake, central Nepal

○Chintan Timsina[1], James Mori[2], Masumi Yamada[2] (1.Graduate school of Science, Kyoto University, 2.DPRI, Kyoto University, Japan)

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

[S06-11] Persistent Long-Period Signals Recorded by an OBS Array in the Western-Central Pacific: Activity of Ambrym Volcano in Vanuatu

○Yuki Kawano[1], Takehi Isse[1], Akiko Takeo[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Daisuke Suetsugu[2], Hajime Shiobara[1], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[2], Yasushi Ishihara[2], Satoru Tanaka[2], Masayuki Obayashi[2], Takashi Tonegawa[2], Junko Yoshimitsu[2] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2.JAMSTEC, 3.Kobe University)

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

[S06-12] Frequency Dependency of the Peak Energy Ratios for Teleseismic P Waves at the Hi-net Stations

○Gugi Aucklandi Ganefianto[1], Hisashi Nakahara[1], Takeshi Nishimura[1] (1.Tohoku University Solid Earth Physics Lab)

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

[S06-13] Application of Adjoint Waveform Inversion to Hi-net Data in Central Japan Island

○Kota Mukumoto[1], Takeshi Tsuji[1] (1.Kyushu University)

Room C | Regular session：S04. Tectonics

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

[S04]AM-1

chairperson:Takashi Tonegawa(JAMSTEC)

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

[S04-01] 3-D Numerical Simulation of Island Arc Deformation Due to Steady Plate Subduction: Effects of a Bend of the Trench Axis

○Yutaro Mori[1], Yukitoshi Fukahata[2] (1.Graduate School of Science, Kyoto University., 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

Room C | Regular session：S07. Structure and dynamics of the Earth and planetary interiors

10:30 AM - 11:00 AM JST | 1:30 AM - 2:00 AM UTC | ROOM C

[S07]AM-2

chairperson:Masayuki Obayashi(JAMSTEC)

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

[S07-01] Mantle discontinuities oceanward of the Krile - Honshu slab

○Masayuki Obayashi[1], Yoshimitsu Junko[1], Fukao Yoshio[1] (1.JAMSTEC)

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

[S07-02] Three dimensional shear wave structure in the upper mantle beneath the old Pacific plate

○Takehi Isse[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Hajime Shiobara[1], Nozomu Takeuchi[1], Hiroko Sugioka[2], YoungHee Kim[3], Hisashi Utada[1], Sang-Mook Lee[3], Kazunori Yoshizawa[4] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.Kobe University, 3.Seoul National University, 4.Faculty of Science, Hokkaido University)

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

11:00 AM - 11:45 AM JST | 2:00 AM - 2:45 AM UTC | ROOM C

[S10]AM-2

chairperson:Shinji Toda(東北大学)

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

[S10-01] Subsurface structure revealed by S-wave seismic reflection across the East Matsumoto Basin fault, the ISTL fault system

○Haruo Kimura[1], Hisao Kondo[2], Kouta Koshika[3], Yusuke Kawasaki[3], Yoko Yoshimi[4], Hideki Kurosawa[3] (1.Central Research Institute of Electric Power Industry, 2.Geological Survey of Japan, AIST, 3.OYO Corporation, 4.IRIDES, Tohoku University)

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

[S10-02] Measurement of strike and dip of the Atotsugawa fault by cosmic ray muons

○Daisuke Ikeda[1], Akimichi Taketa[2], Katsuya Yamazaki[3], Kentaro Omura[4] (1.Kanagawa Univ., 2.ERI, 3.Chubu Univ., 4.NIED)

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

[S10-03] On-fault geological fingerprint of earthquake rupture direction

○Yoshihiro Kaneko[1], Jesse Kearse[2] (1.Kyoto University, 2.Victoria University of Wellington)

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

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

[S10]PM-1

chairperson:Juichiro Ashi(東京大学), chairperson:Haruo Kimura(電力中央研究所)

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

[S10-04] Organization and analysis of the aftershocks of Ansei Edo earthquake recorded in various historical documents

○Baba Michito[1] (1.University of Tokyo, Earthquake Research Institute)

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

[S10-05] Temporal variation of the number of felt earthquakes recorded in the Omihachiman Ichida Family Diary: before and after the 1854 Iga-Ueno and 1854 Tokai-Nankai earthquakes (1842–1868)

○Kentaro Hattori[1], Ichiro Nakanishi[1], Junzo Ohmura[2] (1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S10-06] Shallow geological structure and cold seep along active faults in the eastern Sagami Bay

○Juichiro Ashi[1], Ken Ikehara[2], Toshiya Kanamatsu[3], Makoto Yamano[1], Ayanori Misawa[2] (1.UTokyo, 2.AIST, 3.JAMSTEC)

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

[S10-07] The Nankai subduction zone paleoearthquake history reconstructions using sequential radiocarbon dating of total organic carbon of in sediment cores obtained from off Kumano

○Io Miura[1], Juichiro Ashi[1], Natsumi Okutsu[2], Yosuke Miyairi[3], Yusuke Yokoyama[3] (1.The University of Tokyo, Graduate School of Frontier Sciences, Dept. of Natural Environmental Studies, 2.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3.Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo)

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

[S10-08] Afterslip on the northernmost Hinagu fault associated with the 2016 Kumamoto earthquake

○Shinji Toda[1], Masayuki Torii[2], Masashi Omata[3], Daisuke Sango[4], Takashi Ishizawa[1] (1.International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2.Center for Water Cycle, Marine Environment and Disaster Mitigation, Kumamoto University, 3.Pasco Corporation, 4.Former: Pasco Corporation)

Room C | Regular session：S08. Earthquake physics

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

[S08]PM-2

chairperson:Naofumi Aso(Tokyo Institute of Technology)

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

[S08-01] Quantitative comparison between the radiation-corrected EGF and the conventional EGF

○Ritsuya Shibata[1], Genki Oikawa[1], Naofumi Aso[1], Junichi Nakajima[1], Satoshi Ide[2] (1.Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology, 2.Department of Earth and Planetary Science, University of Tokyo)

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

[S08-02] Initial rupture process of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake inferred from 2D/3D source imagings

○Ryo Fujimoto[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1] (1.Graduate school of natural science and technology OKAYAMA UNIVERSITY)

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

[S08-03] Physical mechanisms of the 2017 Pohang earthquake, South Korea

○Toshiko Terakawa[1], Wooseok Seo[2], Kwang-Hee Kim[2], Jin-Han Ree[3] (1.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2.Pusan National University, South Korea, 3.Korea University, South Korea)

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

[S08-04] Time dependent changes in aftershock activities of the 2016 Central Tottori Prefecture Earthquake revealed by dense seismic observation

○Yoshihisa Iio[1], Satoshi Matsumoto[2], Joint aftershock observation group of the Central Tottori Prefecture earthquake (1.DPRI, Kyoto University, 2.Institute of Seismology and Volcanoloty, Kyushu University)

Room D | Regular session：S01. Theory and analysis method

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

[S01]AM-1

chairperson:Tomoya Takano(Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), chairperson:Shuhei Tsuji(Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

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

[S01-10] Separation of temporal variation in transfer function of ACROSS source using Independent Component Analysis

○Rina Suzuki[1], Koshun Yamaoka[1] (1.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

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

[S01-11] Method to detect change in amplitude using an artificial seismic source, ACROSS, and its application to in-situ data

○Shuhei TSUJI[1], Koshun YAMAOKA[1], Ryoya IKUTA[2] (1.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2.Department of Geosciences, Shizuoka University)

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

[S01-12] Derivation of SPAC-like expressions for strains measured by DAS

○Hisashi NAKAHARA[1], Kentaro EMOTO[1], Takeshi NISHIMURA[1] (1.Department of Geophysics, Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S01-13] Detection and location methods of volcanic tremors using seismic cross-correlation: application to Sakurajima volcano

○Theodorus Permana[1], Takeshi Nishimura[1], Hisashi Nakahara[1], Nikolai Shapiro[2] (1.Tohoku University, Japan, 2.Institut des Sciences de la Terre, Grenoble, France)

Room D | Special session：S23. Frontier of observational seismology-Future of dense seismic observation

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

[S23]AM-2

chairperson:Katsuhiko Shiomi(NIED)

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

[S23-01] Seismological evidence for a seamount subduction in eastern Shikoku

○Katsuhiko SHIOMI[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S23-02] Detection of deep low-frequency earthquakes in the Nankai subduction zone over 11 years using a matched filter technique

○Aitaro Kato[1], Shigeki Nakagawa[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

11:00 AM - 11:30 AM JST | 2:00 AM - 2:30 AM UTC

[S23-03] [Invited] Crustal activity monitoring using ocean networks for earthquakes and tsunamis

○Narumi Takahashi[1], Takane Hori[2] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Japan Agency for Marine Earth Science and Technology)

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

[S23-04] Ambient noise tomography in the forearc region off northeast Japan using S-net

○Ryota Takagi[1], Kiwamu Nishida[2] (1.Graduate School of Science, Tohoku University, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Room D | Special session：S23. Frontier of observational seismology-Future of dense seismic observation

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

[S23]PM-1

chairperson:Ryota Takagi(Graduate School of Science, Tohoku University)

1:00 PM - 1:30 PM JST | 4:00 AM - 4:30 AM UTC

[S23-05] [Invited] Dense seismic observation using seafloor optical fiber cable system off Sanriku by Distributed Acoustic Sensing

○Masanao Shinohara[1], Tomoaki Yamada[1], Takeshi Akuhara[1], Kimihiro Mochizuki[1], Shin'ichi Sakai[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S23-06] Estimation of Site Amplification of Azuma volcano: Analyses of Seismic Signals Recorded by Fiber Optic Cable and DAS

○Takeshi Nishimura[1], Kentaro Emoto[1], Hisashi Nakahara[1], Satoshi Miura[1], Mare Yamamoto[1], Shunsuke Sugimura[1], Ayumu Ishikawa[1], Tsunehisa Kimura[2] (1.Graduate School of Science, Tohoku University, 2.Schlumberger)

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

[S23-07] Analysis of dense records of the DAS observation using fiber optic cable in the urban area

○Kentaro Emoto[1], Hisashi Nakahara[1], Takeshi Nishimura[1], Mare Yamamoto[1], Kodai Sagae[1], Gugi Ganefianto[1], Katsuhiro Yabu[1] (1.Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S23-08] Characteristics of DAS data by Artificial Vibration

○Masayuki Tanaka[1], Akio Kobayashi[1], Akio Katsumata[1], Koji Tamaribuchi[1], Tsunehisa Kimura[2], Shunsuke Kubota[3], Yukihide Yoda[4] (1.Meteorological Research Institute, 2.Schlumberger, 3.YK Giken Co., 4.NEC Corporation)

Room D | Special session：S23. Frontier of observational seismology-Future of dense seismic observation

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

[S23]PM-2

chairperson:Aitaro Kato(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S23-09] 3-D S-wave velocity structure derived by ambient noise tomography using dense short-period OBS arrey of off Ibaraki region

○Lina Yamaya[1], Kimihiro Mochizuki[1], Takeshi Akuhara[1], Kiwamu Nishida[1], Tsuyoshi Ichimura[1], Kohei Fujita[1], Takuma Yamaguchi[1], Takane Hori[2] (1.ERI, Univ. of Tokyo, 2.JAMSTEC)

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

[S23-10] High-density event locations with high-density OBS network at off-Ibaraki region

○Shinji Yoneshima[1], Kimihiro Mochizuki[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

3:00 PM - 3:30 PM JST | 6:00 AM - 6:30 AM UTC

[S23-11] [Invited] Dense seismic observation design for capturing background of large inland earthquakes (lessons from "0.1Manten" hyper dense seismic observation)

○Satoshi Matsumoto[1] (1.Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University)

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S01. Theory and analysis method

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S01P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-01] Anomaly detection of seismic velocity and scattering property changes at volcanoes using seismic interferometry and local outlier probability

○Takashi Hirose[1], Hideki Ueda[1], Eisuke Fujita[1] (1.NIED)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-02] Towards the detection of the mantle-reflected P wave using seismic interferometry

○Shota Kato[1], Kiwamu Nishida[1] (1.Earthquake Research Institute, the university of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-03] An attempt to estimate tidal response of seismic velocity variations in shallow crust based on spectral analysis

○Tomoya Takano[1], Kiwamu Nishida[1] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-04] Travel time fluctuation of P waves in exponential-type random media:
A study based on 3-D finite-difference simulations

○Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2] (1.Yokohama City University, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-05] Comparison between strain and displacement seismograms for the radiation pattern of a double-couple source and the incident-angle dependency of plane waves on the surface

○Kiyoshi Yomogida[1], Shunya Ito[2] (1.Hokkaido University, Graduate School of Science, Earth and Planetary Dynamics, 2.Hokkaido University, Faculty of Science, Department of Earth and Planetary Sciences)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-06] Development of anisotropic tomography method based on the shortest path method

○Shoji Sekiguchi[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S04. Tectonics

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S04P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S04P-01] S-wave tomography of the Tohoku forearc derived from S-net data

○Yu Katayama[1], Dapeng Zhao[1], Genti Toyokuni[1] (1.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S06. Crustal structure

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S06P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-01] Towards continuous seismic imaging from offshore to land along the Japan trench: effects of offshore structures (sediment layers and lateral heterogeneities)

○HyeJeong Kim[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Takeshi Akuhara[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-02] Characteristics of crustal structure off Yamagata revealed by seismic survey and relationship with earthquake source faults in the eastern margin of the Japan Sea

○Tetsuo No[1], Shuichi Kodaira[1], Hiroshi Sato[2], Tatsuya Ishiyama[2], Takeshi Sato[3], Ryo Miura[1], Norio Shimomura[4], Kazuya Shiraishi[1], Gou Fujie[1] (1.JAMSTEC, 2.ERI, University of Tokyo, 3.Sapporo Regional Headquarters, JMA, 4.. Nippon Marine Enterprises)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-03] Measurement of seismic velocity anisotropy in the Tohoku region, NE Japan by shear wave splitting analysis (2)

○Tatsuya Mizuta[1], Tomomi Okada[1], Martha Savage[2], Ryota Takagi[1], Keisuke Yoshida[1], Hiroshi Yakiwara[3], Takeshi Matsushima[4], Hiroshi Katao[5], Yoshiko Yamanaka[6], Masahiro Kosuga[7], Kei Katsumata[8], Mako Ohzono[9], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Toshio Kono[1], Toru Matsuzawa[1], Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (1.Univ. of Tohoku, 2.Victoria University of Wellington, 3.Univ. of Kagoshima, 4.Univ. of Kyushu, 5.Univ. of Kyoto, 6.Univ. of Nagoya, 7.Univ. of Hirosaki, 8.Univ. of Hokkaido, 9.Univ. of Tokyo, Univ. of Hokkaido)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-04] S-wave structure in the sediment beneath S-net stations estimated by V/H ratio of Rayleigh-wave (Scholte waves) extracted from ambient noise

○FUKUSHIMA SHUN[1], KIYOSHI YOMOGIDA[1] (1.HOKKAIDO UNIVERSITY)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-05] Seismic survey in the Hyuga-nada and off Shikoku, Nankai Trough

○Yasuyuki Nakamura[1], Shuichi Kodaira[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Yuka Kaiho[1], Ryuta Arai[1], Kimihiro Mochizuki[2], Rie Nakata[2], Masataka Kinoshita[2], Yoshitaka Hashimoto[3] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2.University of Tokyo, 3.Kochi University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-06] Azimuthal variation of lithospheric heterogeneity in the northwest Pacific inferred from Po/So propagation characteristics

○Takashi Furumura[1], Brian LN Kennett[2] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Research School of Earth Sciences, The Australian National University)

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S07. Structure and dynamics of the Earth and planetary interiors

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S07P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S07P-01] Seismic structure of the lithosphere-asthenosphere system beneath the oldest seafloor–the broadband dispersion analysis of the Oldest-1 (Pacific Array) data

○Yuki Kawano[1], Takehi Isse[1], Akiko Takeo[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Hajime Shiobara[1], Nozomu Takeuchi[1], Hiroko Sugioka[2], YoungHee Kim[3], Hisashi Utada[1], Sang-Mook Lee[3] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2.Kobe University, 3.Seoul National University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S07P-02] Numerical simulations on overriding plate behavior and mantle flow induced by slab subduction in 2-D spherical annulus

○Mana Tsuchida[1], Masanori Kameyama[1] (1.Geodynamics Research Center, Ehime Univ.)

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S09. Statistical seismology and underlying physical processes

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S09P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-01] Causes of spatiotemporal variations in the stress field from southern Hokkaido to eastern Aomori Prefecture

○Sumire Maeda[1], Toru Matsuzawa[2], Tomomi Okada[2], Hiroshi Katao[3], Takeyoshi Yoshida[2], Masahiro Kosuga[4], Makoto Otsubo[1] (1.Geological Survey of Japan/AIST, 2.Graduate School of Science, Tohoku University, 3.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4.Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-02] Construction of Crustal Stress Map in Chugoku Region, western Japan, and evaluation for fault activity

○Kazutoshi Imanishi[1], Takahiko Uchide[1], Takahiro Shiina[1], Reiken Matsushita[1], Misato Nakai[1] (1.Geological Survey of Japan, AIST)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-03] Stress field in the eastern margin of the Japan Sea and its relationship with faults of recent earthquakes(2)

○Ayaka Tagami[1], Tomomi Okada[1], Shin'ichi Sakai[2], Mako Ozono[2,3], Kei Katsumata[3], Masahiro Kosuga[4], Yoshiko Yamanaka[5], Katao Hiroshi[6], Takeshi Matsushima[7], Hiroshi Yakiwara[8], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Toshio Kono[1], Shu'ichiro Hori[1], Toru Matsuzawa[1], . Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (1.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2.Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3.Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University, 4.Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University, 5.Graduate School of Encironmental Studies, University of NAGOYA, 6.Research Center for Earthquake Prediction, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 7.Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, 8.Nansei-toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Kagoshima University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-04] Spatial and temporal change of narrow stress field for the 2016 Kaikoura earthquake

○Miu Matsuno[1], Tomomi Okada[1], Satoshi Matsumoto[2], Yuta Kawamura[2], Yoshihisa Iio[3], Tadashi Sato[1], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Stephen Bannister[4], John Ristau[4], Martha Savage[5], Clifford Thurber[6], Richard Sibson[7] (1.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions Graduate School of Science, Tohoku University, 2.Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, 3.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4.GNS Science, New Zealand, 5.Victoria University of Wellington, Wellington, New Zealand, 6.University of Wisconsin, Madison, 7.University of Otago, Dunedin, New Zealand)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-05] Repeater earthquakes observed in seismicity around the Fukushima-Ibaraki border since the 2011 Tohoku-oki Earthquake

○Rina Ikeda[1], Keisuke Yoshida[1], Ryo Takahashi[2], Toru Matsuzawa[1], Akira Hasegawa[1] (1.Tohoku University, 2.Meteorological Agency)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-06] Inland seismicity and shear strain energy changes after the 2011 Tohoku-Oki earthquake

○Sachiko Tanaka[1], Tatsuhiko Saito[1], Akemi Noda[2], Keisuke Yoshida[3] (1.NIED, 2.MRI, 3.Tohoku University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-07] Hypocenter relocation and first-motion focal mechanism analysis of earthquakes beneath Sagami Bay

○Naoki Tomori[1], Ryoya Ikuta[1], Daniel Nelson[1], Mizuho Ishida[2] (1. Shizuoka Univercity, 2.National Institute of Advanced Industrial Science and Technology)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-08] Does an ETAS model dream of foreshocks?: Through the application of an earthquake forecasting method based on swarm-like activity

○Fuyuki HIROSE[1], Koji TAMARIBUCHI[1], Kenji MAEDA[2] (1.Meteorological Research Institute, 2.Japan Meteorological Agency)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-09] The foreshocks immediately before crustal earthquakes

○Masaki Yamana[1], Aitaro Kato[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-10] Stress state inferred from b-value and focal mechanism distributions in the aftershock area of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake

○Keita Chiba[1] (1.Kyushu University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-11] Completeness magnitude of earthquakes and b-value in Myanmar

Iang Ngun Za[2,3], ○Saeko Kita[1,3] (1.Building Research Institute, 2.Department of Meteorology and Hydrology (DMH), Ministry of Transport and Communications, Myanmar, 3.GRIPS)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-12] Stress change estimated from GNSS displacement and seasonal variations in seismicity

○Taku Ueda[1], Aitaro Kato[1] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-13] Scaling relations of seismic moment and rupture area for outer-rise earthquake

○Xuelei Zhang[1], Tadashi Kito[1], Kenji Hirata[2], Yuji Dohi[2], Hiroyuki FUJIWARA[2] (1.OYO corporation, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S10. Active faults and historical earthquakes

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S10P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-01] Web Search System for Japan Historical Seismicity

○Yoshiko YAMANAKA[1], Tatsuo USAMI (1.Nagoya Univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-02] Historical Materials on Earthquakes Contained in Osawa-Family Honganji Documents

○Takashi Hirai[1] (1.Disaster Mitigation Research Center, Nagoya University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-03] Characteristics of Building Damage and Factors of Human Damage in the 1830 Bunsei Kyoto Earthquake

○Junzo Ohmura[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-04] The November 4th, 1856 earthquake probably did not cause serious damage in the Tokorozawa and Kumegawa

○Tomoya Harada[1] (1.None)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-05] The January 11th, 1859 Iwatsuki earthquake was not a damaging earthquake

○Tomoya Harada[1], Akihito Nishiyama[2] (1.None, 2.Historiographical Institute, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-06] Damage and Source Fault of the 1909 Anegawa Earthquake

○Norika YAMAMURA[1], Naoji KOIZUMI[2], Mamoru NAKAMURA[3] (1.Disaster Reduction and Human Renovation Institution, 2.School of Environmental Science, Univ.Shiga.Prefec., 3.Faculty of Science, University of the Ryukyus)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-07] The 1092 event was possibly a meteorological disaster caused by a massive typhoon

○Tomoko GOTO[1], Ryoichi Nakamura[1], Takeo Ishibe[2], Satoko Murotani[3], Kenji Satake[1] (1.Earthquake Research Institute, the Univ. of Tokyo., 2.Association for the Development of Earthquake Prediction, 3.National Museum of Nature and Science)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-08] Evaluation of the 1707 Hoei earthquake tsunami observed in Nagasaki Port.

○Makoto NEMOTO[1] (1.OYO Corporation)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-09] Discussion on a tsunami struck Chosa villege accompanied with the 1914 Sakurajima earthquake

○Reiji KOBAYASHI[1] (1.Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-10] Seismic reflection survey in Ogura-ike area, south of Kyoto basin

○Tomotaka Iwata[1], Kimiyuki Asano[1], Masayuki Yoshimi[2], Koji Yamada[3], Motoki Sawada[3] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST, 3.Hanshin Consultants Co. Ltd.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-11] Seismic reflection survey across the "Tarusaka Fault", Mie Prefecture, Central Honshu.

○Taku KOMATSUBARA[1], Yasuhiro Akinaga[2], Motoki Sawada[2], Masaki Suehiro[2], Tatsuya Terada[3] (1.Geological Survey of Japan, AIST, 2.Hanshin Consultants Co., Ltd., 3.Univ. of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-12] Estimation of the Sumatran fault segments using SITES method

○Tadashi Yamashina[1], Makoto Okubo[1], Takao Tabei[1], Muksin Umar[2], Nazli Ismail[2] (1.Kochi Univ., 2.Syiah Kuala Univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-13] Seeking for better source models for near-fault strong ground motion prediction considering shallow structure: An example from the 2016 Kumamoto earthquake

○Kimei Norimatsu[1], Shinji Toda[1] (1.IRIDeS, Tohoku University)

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S12. Rock experiment, rock mechanics, and crustal stress

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S12P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S12P-01] Thermal maturation of carbonaceous material as a proxy for frictional heating in a fault 1 : Experimental evaluation of kinetic effect

○Shuhei Yamashita[1], Tetsuro Hirono[1] (1.Osaka Univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S12P-02] Thermal maturation of carbonaceous materials as a proxy for frictional heating in a fault 2: Experimental evaluation of reactivity under hydrous condition

○Keita Iwagaki[1], Tetsuro Hirono[1] (1.Department of Earth and Space Science, Graduate School of Science Osaka University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S12P-03] Thermal maturation of carbonaceous materials as a proxy for frictional heating in a fault 3: Experimental evaluation of effect of repeated earthquakes

○Yutaro Shimamura[1], Tetsuro Hirono[1] (1.Osaka University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S12P-04] Acoustic monitoring of the internal state of gouge layer during friction experiments

○Kohei Nagata[1], Masao Nakatani[2], Shingo Yoshida[2] (1.Meteorological Research Institute, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S15. Strong ground motion and earthquake disaster

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S15P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-01] Prototype of economic damage prediction system for earthquakes in Japan

○Hiromitsu Nakamura[1], Hiroyuki Fujiwara[1], Ikuo Takahashi[1], Harumi Ishimaru[2], Satoshi Shimizu[3], Masato Yamazaki[4] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Mitsubishi Space Software Co.,Ltd., 3.OYO RMS Corporation, 4.Nagoya University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-02] Study on calculation of measured seismic intensity using a velocity seismometer of natural period 1 second

○Ryoichi Nakamura[1], Motoko Ishise[1], Shin'ichi Sakai[2] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.The Interfaculty Initiative in Information Studies, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-03] Source modeling and characterization for the 2019 Off-Yamagata earthquake

○Yoshiaki Shiba[1] (1.Central Research Institute of Electric Power Industry)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-04] The rupture process of the 2016 Kumamo earthquake considering long-period pulses and ground deformations in the near field

○Hajime Iwai[1], Kazuki Koketsu[1], Hiroaki Kobayashi[2] (1.Tokyo Univercity, Earthquake Reseach Institute, Koketsu Laboratory, 2.Ltd.Takuji Kobori Reseach Institute, Ground Earthquake Research Department)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-05] Rupture process of the 2019 M_W 7.0 Ridgecrest earthquake: Comparison with the 2016 Kumamoto earthquake

○Hiroaki Kobayashi[1], Kentaro Motoki[1], Kazuki Koketsu[2] (1.Kobori Research Complex, 2.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-06] Strong Motion Generation Areas and Ground Motion Simulation for the 2019 Ridgecrest M_{W}7.1 Earthquake

○Kazuhiro Somei[1], Ken Miyakoshi[1] (1.Geo-Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-07] Evaluation of permanent displacement near surface rupture based on characterized source model with LMGA – case study of reverse fault type -

○Yasuhiro Matsumoto[1], Ken Miyakoshi[2], Kojiro Irikura[3] (1.Kozo Keikaku Engineering Inc., 2.Geo-Research Institute, 3.Aichi Institute of Technology)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-08] Theoretical analysis of the long-period velocity pulses observed in the 2016 Kumamoto Earthquake Sequence

○Kotaro Tarumi[1], Tomotsugu Watanabe[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1] (1.Okayama University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-09] Application of improvement of Green's function by waveform fitting

○Kunikazu Yoshida[1], Yujia Guo[1], Kazuhiro Somei[1], Ken Miyakoshi[1] (1.Geo-Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-10] Seismic intensity simulation of the entire 1923 Kanto earthquake sequence

○Hiroe Miyake[1], Satoko Murotani[2], Kazuki Koketsu[1] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2.National Museum of Nature and Science)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-11] A study on source, path, and site effects around the source area of the 2013 Tochigi-Ken Hokubu Earthquake

○Kazuhito Hikima[1] (1.Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-12] Comparison of PGA, PGV, and acceleration response spectra between the K-NET, KIK-net, and S-net strong-motion sites

○Yadab Prasad Dhakal[1], Takashi Kunugi[1], Wataru Suzuki[1], Takeshi Kimura[1], Nobuyuki Morikawa[1], Shin Aoi[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-13] Strong motion uncertainty determined from observed records on rock site for Ground-Motion Prediction Equation

○Toshimitsu Nishimura[1], Ken Miyakoshi[1] (1.Geo-ResearchInstitute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-14] Ground Motion Prediction Neural Network with Single-Path Uncertainty

○Tomohisa Okazaki[1], Nobuyuki Morikawa[2], Asako Iwaki[2], Hiroyuki Fujiwara[2], Naonori Ueda[1] (1.RIKEN, 2.NIED)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-15] Comparison of scattering variation associated with 2016 earthquakes in Korea and Japan

○MUHAMMAD ZAFAR IQBAL[1], Tae Woong Chung[1] (1.Sejong University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-16] Estimation of earthquake ground motions on the ground surface at MeSO-net stations

○Atsushi WAKAI[1], Shigeki SENNA[1], Atsushi SHIMIZU[2] (1.NIED, 2.HAKUSAN Corporation)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-17] Numerical Experiments for Simplified Prediction of Short-Distance Variation of Long-Period Ground Motion Amplitudes

○Ken Hatayama[1] (1.National Research Institute of Fire and Disaster)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-18] Relationship between the upper limit of analyzable wavelength ranges of the SPAC method and the SNR

○Ikuo Cho[1], Takaki Iwata[2] (1.Geological Survey of Japan, AIST, 2.Prefectural University of Hiroshima)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-19] Estimation of Liquefaction Risk Ratio Based on Liquefaction Point Information in Recent Earthquakes

○Shigeki Senna[1] (1.NIED)

Poster session (Oct. 30th) | Special session：S23. Frontier of observational seismology-Future of dense seismic observation

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S23P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-01] Verification of “Past” seismic intensity and estimation of “Future” ground motion by “Modern” seismic observation

○MOTOKO ISHISE[1], Ryoichi Nakamura[1], Tomoya Harada, Shinichi Sakai[2] (1.ERI, Univ. of Tokyo, 2.III, Univ. of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-02] Characteristics of seismic activity along the Japan Trench inferred from the automatically determined earthquake catalog with a dense ocean bottom seismometer network

○Koji Tamaribuchi[1], Fuyuki Hirose[1] (1.Meteorological Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-03] Hypocenter determination using S-net data in the outer rise region of the Japan Trench

○Azusa Nishizawa[1], Kenji Uehira[1], Masashi Mochizuki[1], Kazuhiko Goto[2], Koichiro Obana[3] (1.NIED, 2.ADEP, 3.JAMSTEC)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-04] Constraining seismic velocity structure of marine sediment using a dense array of ocean-bottom seismometers: results from Hyuga-nada

○Takeshi Akuhara[1], Yusuke Yamashita[2], Shukei Ohyanagi[2], Yasunori Sawaki[2], Tomoaki Yamada[3], Masanao Shinohara[1] (1.Univ. of Tokyo, 2.Kyoto Univ., 3.JMA)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-05] Comparison between seismic velocity change and pore-fluid pressure in the Nankai Trough

○Toshinori Kimura[1], Eiichiro Araki[1], Takashi Tonegawa[1] (1.Japan Agency for Marine-earth Science and Technology)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-06] Introduction of boring cores recovered from seismeic obsevation wells drilled by NIED

○Kentaro Omura[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Poster session (Oct. 30th) | Special session：S24. Pioneering the future of seismology with machine learning

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S24P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-01] Determination of *P*-wave first motion polarities and moment tensors for hydraulically-induced AEs using CNN technique

○Rui Tanaka[1], Makoto Naoi[1], Youqing Chen[1], Kazune Yamamoto[1], Keiichi Imakita[1], Naofumi Tsutsumi[1], Akihiro Shimoda[1], Daiki Hiramatsu[1], Hironori Kawakata[2], Tsuyoshi Ishida[1], Eiichi Fukuyama[1], Hiroyuki Tanaka[3], Yutaro Arima[3], Shigehiro Kitamura[3], Daisuke Hyodo[3] (1.Kyoto University, 2.Ritsumeikan University, 3.JOGMEC)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-02] An unsupervised automatic classification for continuous seismic records: introducing an anomaly detection algorithm to solve the imbalanced data problem

○Yuki Kodera[1], Shin'ichi Sakai[2] (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-03] Denoise and seismic phase detection with Convolutional Neural Network

○Kengo Shimojo[1], Shouta Kudo[1], Yuriko Iwasaki[1], Koji Tamaribuchi[2] (1.Japan Meteorological Agency, 2.Meteorological Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-04] Detection of seismic signals under low SNR condition using an artificial neural network: Toward development of dense low cost citizen seismic network in Japan

○Ahyi Kim[1], Hiroki Uematsu[1], Yuji Nakamura[1], Yuta Takahashi[2], Momoko Nakamura[2] (1.Yokohama City University, 2.Senshu University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-05] Development of neural network to locate hypocenter with theoretical seismograms of time series as learning data

○Daisuke Sugiyama[1], Seiji Tsuboi[1] (1.JAMSTEC)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-06] Numerical experiments towards detection of deep low-frequency tremors from seismic waveform images via convolutional neural network

○Ryosuke Kaneko[1], Hiromichi Nagao[1,2], Shin-ichi Ito[1,2], Kazushige Obara[2], Hiroshi Tsuruoka[2] (1.Graduate School of Information Science and Technology, The University of Tokyo, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-07] Machine learning models for aftershock forecasting: Application to the 2016 Kumamoto earthquake sequence

○Hanyuan Huang[1], Hiroe Miyake[1] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

Poster session (Oct. 30th) | Introduction of committee activities：S25.Committee activities for society

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S25P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-01] Public Relations Committee

*Public Relations Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-02] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-03] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-04] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-05] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-06] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-07] Geopark Assistance Committee

*Geopark Assistance Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-08] Kanamori Fund

*Kanamori Fund[1] (1. The Seismological Society of Japan)

Sat. Oct 31, 2020

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

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

[S24]AM-1

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

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

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

○Hisahiko Kubo[1], Takeshi Kimura[1], Katsuhiko Shiomi[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

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

Ryota Otake[1,2], Jun Kurima[2], ○Hiroyuki Goto[2], Sumio Sawada[2] (1.OC Global, 2.Kyoto University)

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

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

○Masumi Yamada[1] (1.DPRI Kyoto Univ.)

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

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

○Keisuke Yano[1], Hidenobu Takahashi[2], Kazuya Tateiwa[2], Masayuki Kano[2] (1.The Institute of Statistical Mathematics, 2.Tohoku University)

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

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

○Daisuke Sugiyama[1], Seiji Tsuboi[1], Yukutake Yohei[2] (1.JAMSTEC, 2.Hot Springs Research Institute, Kanagawa Prefectural Government)

Room A | Regular session：S17. Tsunami

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

[S17]AM-2

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

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

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

○Akio Katsumata[1], Masayuki Tanaka[1], Takahito Nishimiya[1] (1.Meteorological Research Institute, JMA)

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

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

○Yuchen Wang[1], Kenji Satake[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

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

○Hiroyuki Matsumoto[1], Emoto Kuniaki[1,2], Kentaro Imai[1], Narumi Takahashi[1,3] (1.JAMSTEC, 2.Wakayama Prefecture, 3.NIED)

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

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

○Tatsuya Kubota[1], Tatsuhiko Saito[1], Naotaka Yamamoto Chikasada[1], Osamu Sandanbata[1] (1.NIED)

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

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

○Tatsuhiko Saito[1], Tatsuya Kubota[1], Naotaka Yamamoto Chikasada[1], Yusuke Tanaka[2], Osamu Sandanbata[1] (1.NIED, 2.JAMSTEC)

Room A | Regular session：S17. Tsunami

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

[S17]PM-1

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

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

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

○Nobuo HAMADA[1] (1.non)

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

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

○Toshitaka Baba[1], Naotaka Chikasada[2], Yasuyuki Nakamura[3], Go Fujie[3], Koichiro Obana[3], Seiichi Miura[3], Shuichi Kodaira[3] (1.Tokushima University, 2.NIED, 3.JAMSTEC)

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

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

○Yusuke Yamanaka[1], Kiku Shimazu[2], Takenori Shimozono[1], Yukimasa Higaki[3] (1.The University of Tokyo, 2.Central Nippon Expressway Company Limited, 3.East Japan Railway Company)

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

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

○Masaaki MINAMI[1] (1.Meteorological Research Institute Japan Meteorological Agency)

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

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

○Osamu Sandanbata[1,2], Shingo Watada[2], Kenji Satake[2], Hiroo Kanamori[3], Luis Rivera[4], Zhongwen Zhan[3] (1.Now at NIED (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience), 2.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 3.California Institute of Technology, 4.Université de Strasbourg, CNRS, IPGS UMR 7516, F-67000 Strasbourg)

Room A | Regular session：S17. Tsunami

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

[S17]PM-2

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

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

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

○Yuuki Eguchi[1], Yoshinori Shigihara[1], Tsuyoshi Tada[1] (1.National Defense Academy of Japan)

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

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

○Kento Koseki[1], Yusuke Yamanaka[1] (1.Department of Civil Engineering, The University of Tokyo)

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

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

○Kentaro Imai[1], Ryoko Obayashi[1], Kuniaki Emoto[2], Hiroyuki Iwase[3], Kentaro Nakai[4] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2.Wakayama Prefecture, 3.JIFIC, 4.Nagoya University)

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

9:00 AM - 9:45 AM JST | 12:00 AM - 12:45 AM UTC | ROOM B

[S02]AM-1

chairperson:Ryoichi Iwase(JAMSTEC)

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

[S02-01] Low-SNR Microseismic Detection Using Direct P-Wave Arrival Polarization

○Yusuke Mukuhira[1], Oleg V. Poliannikov[2], Michael C. Fehler[2], Hirokazu Moriya[3] (1.Institute of Fluid Science, Tohoku University, 2.Earth Resources Laboratory, Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, 3.School of Engineering, Tohoku University, Sendai, Japan)

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

[S02-02] Replay and digitization of analog hydrophone data of the old cabled observatory on deep seafloor off Hatsushima Island in Sagami Bay

○Ryoichi Iwase[1] (1.JAMSTEC)

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

[S02-03] Channel ID number expansion in WIN format

○Kenji Uehira[1], Shigeki Nakagawa[2], Hiroshi Tsuruoka[2], Taku Urabe[3] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 3.Telemetra)

Room B | Regular session：S19. Seismology, general contribution

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

[S19]AM-1

chairperson:Satoko Murotani(National Museum of Nature and Science)

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

[S19-01] A database of digitized seismic records and seismogram image copies for major historical earthquakes in Japan

○Satoko Murotani[1], Kenji Satake[2], Hiroshi Tsuruoka[2], Hiroe Miyake[2], Toshiaki Sato[3], Tetsuo Hashimoto[4], Hiroo Kanamori[5] (1.National Museum of Nature and Science, 2.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 3.Ohsaki Research Institute, Inc., 4.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 5.Seismological Laboratory, California Institute of Technology)

Room B | Regular session：S18. Education and history of seismology

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

[S18]AM-1

chairperson:Satoko Murotani(National Museum of Nature and Science)

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

[S18-01] Effectiveness in raising awareness of disaster prevention through numerical evacuation simulations for junior high school students.

○Shota Takeichi[1], Toshitaka Baba[1], Naoyuki Nakayama[2] (1.Tokushima University, 2.Tsuda Junior High School)

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

10:30 AM - 12:00 PM JST | 1:30 AM - 3:00 AM UTC | ROOM B

[S03]AM-2

chairperson:Kosuke Heki(Dept. Earth Planet. Sci., Hokkaido University), chairperson:Yuta Mitsui(Faculty of Science, Shizuoka University)

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

[S03-01] Interseismic plate coupling on the Main Himalayan Thrust in Nepal estimated from GNSS displacement rate field

○Takao Tabei[1], Mako Ohzono[2], Bishow R. Silwal[3], Rajendra Bhandari[3], Janak B. Chand[3], Soma N. Sapkota[3], Hiroe Miyake[4], Kazuki Koketsu[4] (1.Faculty of Science and Technology, Kochi University, 2.Graduate School of Science, Hokkaido University, 3.Department of Mines and Geology, Nepal, 4.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S03-02] Continuous estimation of coseismic and early postseismic slip of the 2011 Tohoku-Oki sequence using PTS analysis

○Yusuke Tanaka[1], Yusaku Ohta[1], Shin'ichi Miyazaki[2] (1.Tohoku University, 2.Kyoto University)

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

[S03-03] Estimation of coupling slip distributions in a subduction zone by a trans-dimensional inversion approach

○Fumiaki Tomita[1], Takeshi Iinuma[1], Ryoichiro Agata[1], Takane Hori[1] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

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

[S03-04] Slow event between large intraslab earthquakes at the Tonga Trench

○Yuta Mitsui[1], Hinako Muramatsu[2], Yusaku Tanaka[3] (1.Faculty of Science, Shizuoka University, 2.Formerly at Faculty of Science, Shizuoka University, 3.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S03-05] Crustal deformation by a heavy rain episode

○Kosuke Heki[1], Syachrul Arief[1], Wei Zhan[2] (1.Dept. Earth Planet. Sci., Hokkaido University, 2.The First Monitoring and Application Center, China Earthquake Administration)

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

[S03-06] Duration of Transient Deformation in Northeast Japan as Observed by Geodetic Data from 1890 to 2010

○Angela Meneses-Gutierrez[1,2], Paul Segall[3], Takeshi Sagiya[2,4] (1.Institute for Advanced Research, Nagoya University, 2.Disaster Mitigation Research Center, Nagoya University, 3.Stanford University, 4.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

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

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

[S03]PM-1

chairperson:Takeshi Iinuma(Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC)), chairperson:Ryoya Ikuta(Shizuoka Univ.)

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

[S03-07] Limitation of the interplate coupling estimation at Kuril Trench around Nemuro-oki, eastern Hokkaido, Japan deduced from GEONET, and the possible contribution of newly constructed GNSS-A sites

○Hiroki Aota[1], Mako Ohzono[1,2], Hiroaki Takahashi[1], Yusaku Ohta[3] (1.Graduate School of Science, Hokkaido University, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 3.Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S03-08] A decade of GNSS/Acoustic measurements on the back-arc spreading in the southwestern end of the Okinawa Trough

○Ryoya Ikuta[1], Horng-Yue Chen[2], Kiyomichi Takemoto[3], Takeru Kohmi[1], Masataka Ando[1] (1.Shizuoka Univ., 2.Academia Sinica, 3.Nagoya Univ.)

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

[S03-09] GNSS-Acoustic Observation Using the Wave Glider to Detect the Seafloor Crustal Deformation (2)

○Takeshi Iinuma[1], Motoyuki Kido[2,3], Tatsuya Fukuda[1], Yusaku Ohta[3,2], Fumiaki Tomita[1], Ryota Hino[3,2] (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)

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

[S03-10] Evaluation of sound speed structure for each GNSS-A seafloor geodetic observation epoch using GARPOS

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

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

[S03-11] A development of submarine geodetic monitoring system by calibration of the DONET pressure gauge network

○Yuya Machida[1], Shuhei Nishida[1], Toshinori Kimura[1], Hiroyuki Matsumoto[1], Eiichiro Araki[1] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

Room C | Regular session：S08. Earthquake physics

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

[S08]AM-1

chairperson:Saeko Kita(Building research institute), chairperson:Shunsuke Takemura(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S08-05] Campaign Observations of Deep Long-Period Earthquakes in Eastern Shimane

○Naofumi Aso[1], Nozomi Terai[1] (1.Tokyo Institute of Technology)

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

[S08-06] Uncertainty estimation for the thermal structure of subduction zones based on surface heat flow measurements

○Manabu Morishige[1], Tatsu Kuwatani[2] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

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

[S08-07] Quasi-periodic change of crustal stress field in southwest Japan suggested by earthquake focal mechanisms and crustal deformation

○Kazutoshi Imanishi[1], Akemi Noda[2] (1.Geological Survey of Japan, AIST, 2.Meteorological Research Institute)

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

[S08-08] Ocean slab seismicity and stress state affected by episodic slow slip near a subduction-zone megathrust

○Saeko Kita[1], Heidi Houston[2], Sachiko Tanaka[3], Youichi Asano[3], Takuo Shibutani[4], Naoki Suda[5] (1.Building Research Institute, 2.USC, 3.NIED, 4.DPRI, Kyoto University, 5.Hiroshima University)

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

[S08-09] Trial study of source time function estimation for shallow low-frequency tremors based on high-frequency seismogram envelope

○Shunsuke Takemura[1], Suguru Yabe[2], Kentaro Emoto[3], Satoru Baba[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 3.Tohoku University)

Room C | Regular session：S08. Earthquake physics

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

[S08]AM-2

chairperson:Ryosuke Ando(University of Tokyo), chairperson:Keisuke Ariyoshi(JAMSTEC)

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

[S08-10] Characteristics of Slow Slip Event in March 2020 revealed from borehole and DONET observatories

○Keisuke Ariyoshi[1], Takeshi Iinuma[1], Masaru Nakano[1], Toshinori Kimura[1], Eiichiro Araki[1], Yuya Machida[1], Kentaro Sueki[1], Shuichiro Yada[1], Takehiro Nishiyama[1], Kensuke Suzuki[2], Takane Hori[1], Narumi Takahashi[1,3], Shuichi Kodaira[1] (1.JAMSTEC, 2.Sendai Regional Headquarters, JMA, 3.NIED)

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

[S08-11] Limit cycle and period-doubling bifurcation in fault valve model

○Takahiro Hatano[1], Ryo Mizushima[1] (1.Department of Earth and Space Science, Osaka University)

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

[S08-12] Modes of deep slow earthquakes and temperature dependence of brittle-ductile mixed rheology

○Ryosuke Ando[1] (1.School of Science, University of Tokyo)

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

[S08-13] Nankai Trough earthquake cycle simulation with deep long-term slow slip event and long-term locked fault segments : discrete cell model

○Kazuro Hirahara[1,2] (1.Kagawa University, 2.Riken)

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

[S08-14] A hierarchical model of earthquake asperity

○Yoshio Fukao[1] (1.JAMSTEC)

Room C | Regular session：S08. Earthquake physics

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

[S08]PM-1

chairperson:Shiro Hirano(Ritsumeikan Univ.), chairperson:Takehito Suzuki(Aoyama Gakuin University)

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

[S08-15] Dynamic Rupture Simulation on a Non-planer Fault : Pore Pressure, Stress Direction, Angle of Fault Bend and ISOtropic Component

○Yuuki Kurihara[1], Hiroyuki Noda[2] (1.Kyoto University Graduate school of Science , 2.DPRI, Kyoto University)

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

[S08-16] Two forms of the slip fronts and analyzing their propagation velocities by Linear Marginal Stability Hypothesis

○Takehito Suzuki[1] (1.Aoyama Gakuin University)

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

[S08-17] An analytical solution for dynamic self-similar crack with distance-weakening friction

○Shiro Hirano[1], Hiromichi Itou[2] (1.Ritsumeikan Univ., 2.Tokyo Univ. of Science)

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

[S08-18] Estimation of fracture energy of large earthquakes based on heterogeneous fault rupture process

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

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

[S08-19] Earthquake magnitude estimation under nonuniform stress and friction

○Yumi Urata[1], Eiichi Fukuyama[1,2], Chihiro Hashimoto[3] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Graduate School of Engineering, Kyoto University, 3.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

Room C | Regular session：S08. Earthquake physics

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

[S08]PM-2

chairperson:Yumi Urata(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S08-20] Friction parameter of metagabbro gauge obtained from a large-scale biaxial friction apparatus

○Akihiro Shimoda[1], Futoshi Yamashita[2], Eiichi Fukuyama[1,2], Shun Watanabe[1] (1.kyoto university, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S08-21] Temporally variable estimation of friction parameters using machine learning

○Ryo Ishiyama[1], Eiichi Fukuyama[2], Bogdan Enescu[1] (1.Division of Earth and Planetary Science, Kyoto University, 2.Department Civil and Earth Resources Engineering, Kyoto University)

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

[S08-22] Spatiotemporal Complexity of Rupture Evolution in a Fault Damage Zone with Multiple Small-Scale Cracks

○Koji Uenishi[1,2], Kunihiro Nagasawa[2] (1.Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo, 2.Graduate School of Engineering, The University of Tokyo)

Room D | Regular session：S14. Earthquake prediction and forecast

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

[S14]AM-1

chairperson:Takao Kumazawa(Earthquake Research Institute, University of Tokyo), chairperson:Jiancang Zhuang(The Institute of Statistical Mathematics, Research Organization of Information and Systems)

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

[S14-01] Long-term Probability of a Tohoku-Oki Earthquake along the Japan Trench

○Masajiro Imoto[1], Nobuyuki Morikawa[1], Hiroyuki Fujiwara[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S14-02] Foreshocks and earthquake hazard assessment in Japan mainland.

○Hong Peng[1], James Jiro Mori[1] (1.Kyoto University)

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

[S14-03] Predictability of earthquake swarms with consideration of central nagano swarm events in 2020

○Kumazawa Takao[1], Yosihiko Ogata[2] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.The Institute of Statistical Mathematics)

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

[S14-04] Incorporating focal mechanisms into the ETAS model

○Jiancang Zhuang[1,2], Eri Maita[2] (1.The Institute of Statistical Mathematics, Research Organization of Information and Systems, 2.Department of Statistical Science, The Graduate University for Advanced Studies (SOKENDai))

Room D | Special session：S22. Geodyanamics of the Ryukyu arc

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

[S22]AM-2

chairperson:Shuichi Kodaira(JAMSTEC)

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

[S22-01] Overview of scientific drilling active backarc basin, Okinawa Trough: ongoing rifting of Eurasian continental margin

○Makoto Otsubo[1] (1.Geological Survey of Japan)

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

[S22-02] Vs structure of the shallow crust beneath ocean-bottom seismometers: south and north Okinawa trough

○Ban-Yuan Kuo[1], Pei-Ru Jian[1], Pei-Ying Patty Lin[2], Ching-Ren Lin[1], Yasushi Ishihara[3], Shuichi Kodaira[3], Mamoru Nakamura[4], Chau-Chang Wang[5] (1.Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, 2.National Taiwan Normal University, 3.JAMSTEC, 4.University of the Ryukyus, 5.NARLabs)

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

[S22-03] Ambient noise tomography for northern Okinawa trough OBS array

○Ting-Chun Lin[1], Kai-Xun Chen[1,2], Yuancheng Gung[1], Ban-Yuan Kuo[2], Yasushi Ishihara[3], Shuichi Kodaira[3], Mamoru Nakamura[4], Pei-Ying Patty Lin[5], Ching-Ren Lin[2], Chau-Chang Wang[6] (1.National Taiwan University, Department of Geosciences, 2.Academia Sinica, 3.JAMSTEC, 4.University of the Ryukyus, 5.National Taiwan Normal University, 6.National Applied Research Laboratories)

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

[S22-04] [Invited] Contemporary deformation and slow slip events along the Ryukyu Islands clarified by GNSS observations

○Takuya Nishimura[1], Shin'ichi Miyazaki[2], Takeshi Matsushima[3] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Graduate School of Science, Kyoto University, 3.Faculty of Science, Kyushu University)

Room D | Special session：S22. Geodyanamics of the Ryukyu arc

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

[S22]PM-1

chairperson:Mamoru Nakamura(Ryukyu University)

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

[S22-05] Pattern of occurrence interval and spatial distribution of similar earthquakes in the northern Ryukyu Trench subduction zone obtained from ocean bottom seismic observation

○Yukihiro Nakatani[1], Hiroshi Yakiwara[1], Shuichiro Hirano[1], Shigeru Nakao[1], Hiroki Miyamachi[2], Reiji Kobayashi[2], Yusuke Yamashita[3], Hiroshi Shimizu[4], Takeshi Matsushima[4], Kazunari Uchida[4], Kazuo Nakahigashi[5], Hideji Abe[7], Tomoaki Yamada[6], Masanao Shinohara[7] (1.NOEV, Kagoshima Univ., 2.Grad. School of Sci. and Eng., Kagoshima Univ., 3.DPRI, Kyoto Univ., 4.SEVO, Kyushu Univ., 5.Tokyo Univ. of Marine Sci. and Tech., 6.JMA, 7.ERI, UTokyo)

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

[S22-06] Surface wave imaging of the lithosphere and asthenosphere system beneath north Okinawa Trough from NOT OBS array

○PeiYing Patty Lin[1], Hsiu-Cheng Yeh[1], Chih-Ming Lin[1], Ban-Yuan Kuo[2], Shu-Huei Hung[3], Yuancheng Gung[3], Eh Tan[2], Kate Huihsuan Chen[1], Chau-Chang Wang[4,5], Ching-Ren Lin[2], Shuichi Kodaira[6], Yasushi Ishihara[6], Mamoru Nakamura[7] (1.Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University, 2.Academia Sinica, 3.National Taiwan University, 4.National Applied Research Laboratories, 5.National Sun Yat-sen University, 6.JAMSTEC , 7.University of the Ryukyus)

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

[S22-07] Upper mantle P-wave velocity structure beneath the northern Ryukyu subduction zone from multiscale finite-frequency traveltime tomography

○Shu-Huei Hung[1], Ban-Yuan Kuo[2], Pei-Ying Patty Lin[1], Yuancheng Gung[1], Eh Tan[2], Huihsuan Chen[3], Chau-Chang Wang[4], Shuichi Kodaira[5], Yasushi Ishihara[5], Mamoru Nakamura[6], Ching-Ren Lin[2] (1.Department of Geosciences, National Taiwan University, 2.Academia Sinica, 3.National Taiwan Normal University, 4.National Applied Research Laboratories, 5.JAMSTEC, 6.University of the Ryukyus)

1:45 PM - 2:15 PM JST | 4:45 AM - 5:15 AM UTC

[S22-08] [Invited] Active and passive seismic investigations in the Ryukyu Trench and the Okinawa Trough: A review of 7-year achievements by JAMSTEC

○Ryuta Arai[1], Shuichi Kodaira[1], Tsutomu Takahashi[1], Ayako Nakanishi[1], Yojiro Yamamoto[1], Yuka Kaiho[1], Yasushi Ishihara[1], Seiichi Miura[1], Yoshiyuki Kaneda[1,2] (1.JAMSTEC, 2.Kagawa University)

Poster session (Oct. 31th) | Regular session：S02. Seismometry and monitoring system

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S02P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-01] Development of the Web application for WIN system -Porting of the function of IT kyoshin seismometer-

○Takamori Ito[1] (1.aLab Inc.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-02] Development of monitoring systems using seismic intensity meters equipped with a MEMS acceleration sensor

○Jun Uchida[1], Masahiro Oi[2], Kaoru Yoshioka[3], Shoichi Shiozaki[3], Yoshiya Ouchi[1], Keizo Motohashi[1] (1.KINKEI SYSTEM CORPORATION, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3.Chiba Prefectural Goverment)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-03] Accuracy of time and pressure due to calibration intervals by an atomic clock in an ocean bottom pressure gauge

Ayumu Yokoyama[1], ○Toshinori Sato[1] (1.Chiba Univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-04] Calibration of instrument responses in high-density broadband seismograph networks based on teleseismic waveform data

○Takeshi Kimura[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Reisilience)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-05] Change of social activities due to the spread of COVID-19 infections detected by seismograph networks

○Katsuhiko SHIOMI[1], Takeshi KIMURA[1], Youichi ASANO[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-06] Comparison between results of array analysis of tiltmeters and template matching analysis of broadband seismometers

○Youichi Asano[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Poster session (Oct. 31th) | Regular session：S03. Crustal deformation, GNSS, and gravity

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S03P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-01] Recent long-term slow slips along the Nankai Trough detected by GNSS objective detection method

○Akio Kobayashi[1], Takahiro Tsuyuki[1] (1.Meteorological Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-02] Long-term SSE along the Nankai trough detected by GEONET

○Shinzaburo Ozawa[1], Ryouji Kawabata[1], Hiroshi Munekane[1] (1.Geospatial Authority of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-03] Automated detection of short-term slow slips using multiple GNSS stations by trend filtering

○Keisuke Yano[1], Masayuki Kano[2] (1.The Institute of Statistical Mathematics, 2.Tohoku University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-04] Estimation of short-term slow slip event source model considering opening-mode dislocation

○Noa Mitsui[1], Satoshi Itaba[2], Yasuhiro Asai[1], Takanori Matsuzawa[3], Norio Matsumoto[2] (1.Tono Research Institute of Earthquake Science, 2.National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 3.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-05] Correction of initial changes in borehole type strain meter

○Takahiro Tsuyuki[1] (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-06] Evaluation of forecasting post-seismic deformation of the 2011 Tohoku-oki earthquake 2020

○Satoshi Fujiwara[1], Mikio Tobita[1], Shinzaburo Ozawa[1] (1.Geospatial Information Authority of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-07] Very Long-term Post-seismic Gravity Changes due probably to Long-term Viscoelastic Relaxation

○Yusaku Tanaka[1] (1.ERI, UTokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-08] Development of analysis tool “GARPOS” for open GNSS-A

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

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-09] A numerical simulator for the new GNSS-A data analysis software “GARPOS”

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

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-10] Effect of sound speed profile on GNSS-A seafloor positioning

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

Poster session (Oct. 31th) | Regular session：S08. Earthquake physics

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S08P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-01] Temporal change in the rupture velocity of repeating earthquakes occurring in and around the source area of the 2011 Tohoku-oki earthquake

○Kazuya Tateiwa[1], Tomomi Okada[1], Naoki Uchida[1], Toshio Kono[1] (1.Tohoku University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-02] Spatial and Temporal Variations in Rupture Processes of the Repeating Earthquake Sequences off-Iwate following the 2011 Tohoku-oki Earthquake

○Ahyi Kim[1], Naoki Uchida[2] (1.Yokohama City University, 2.Tohoku University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-03] Reinterpretation of a legacy 3D seismic reflection data to elucidate unusual sinistral M5.5 earthquake fault below a deep gold mine in a mafic sill and dike complex

○Koichiro Suzuki[1], Musa Siphiwe Manzi[2], Hiroshi Ogasawara[1], Taku Noda[1], Lindsay Linzer[3], Raymond J Durrheim[2], Bennie Liebenberg[4] (1.Ritsumeikan University, 2.University of Witwatersrand, School of Geosciences, 3.SRK(Pty)Ltd, 4.Moab Khotsong mine)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-04] ICDP DSeis: Evaluation of Spatial Stress Change by Diametrical Core Diameter Analysis of M5.5 Aftershock Zone Core

○Yoshihiro Mima[1], Ryogo Tadokoro[1], Shunsuke Yoshida[1], Mitsuya Higashi[1], Kensuke Sakaguchi[1], Bennie Liebenberg, Siyanda Mngadi[4], Yasuo Yabe[2], Akio Funato[3], Takatoshi Ito[2], Raymond Durrheim[4], Hiroshi Ogasawara[1] (1.Ritsumeikan University, 2.Tohoku University, 3.Fukada Geological Institute, 4.University of the Witwatersrand)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-05] Detection and spatial distribution of non-double-couple earthquake in the focal area of the 2000 Western Tottori earthquake by “0.1 manten” hyperdense seismic observation

○Motokoshi Takumi[1] (1.Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyushu University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-06] Validating the Method of Estimating Fault Slip Angles by Using the Wallace-Bott Hypothesis and Regional 3D Stress Field

○Takeo Ishibe[1], Toshiko Terakawa[2], Akinori Hashima[3], Masashi Mochizuki[4], Ritsuko S. Matsu’ura[1] (1.Association for the Development of Earthquake Prediction, 2.Nagoya University, 3.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 4.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-07] Temporal variation of the inelastic strain field around the hypocentral area of the 2016 Kumamoto earthquake sequence, in central Kyushu, Japan

○Ayaho Mitsuoka[1], Satoshi Matsumoao[2], Azusa Shito[3], Hiroshi Shimizu[2], Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake (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.Department of Biosphere-Geosphere Science Faculty of Biosphere-Geosphere Science Okayama University of Science)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-08] Quantitative evaluation of the effect of static stress change of large earthquakes on activity change of volcanic deep low-frequency earthquakes

○Genki Oikawa[1], Naofumi Aso[1], Junichi Nakajima[1] (1.Tokyo Institute of Technology)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-09] Investigation of multi-segment earthquake on the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault zone based on dynamic rupture simulation

○Yuko Kase[1] (1.GSJ, AIST)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-10] Dynamic earthquake sequence simulation with a spectral method without periodic boundary condition

○Hiroyuki Noda[1] (1.Kyoto University, Disaster Prevension Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-11] Derivation of all the static XBIEM kernels for 2D earthquake cycle simulation in heterogeneous media

○Kazuki Ohtake[1,2], Nobuki Kame[2], Makiko Ohtani[2] (1.Department of Earth and Planetary Science, School of Science, The University of Tokyo , 2.Earthquake Research Institute,The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-12] Modelling of spontaneous and periodic slow slips and a tsunami earthquake in the northern part of the Japan Trench

○Ryoko Nakata[1], Naoki Uchida[1], Ryota Hino[1] (1.Graduate School of Science, Tohoku University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-13] Numerical model of slow slip events in the Nankai and Hyuganada region revisited from recent observational studies

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

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-14] Examination of constitutive relation for the fault zone along the plate boundary in subduction zone

○Takane Hori[1] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-15] Verification of conditions for intermittent events associated with powder shear using the Discrete Element Method

○Shinichi Oba[1], YUTA Mitsui[2] (1.Grasuate School of Science and Tecnology, Shizuoka University, 2.Faculty of Science, Shizuoka University)

Poster session (Oct. 31th) | Regular session：S14. Earthquake prediction and forecast

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S14P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S14P-01] Water temperature change and Seismic activity in the western region of Shizuoka Prefecture

○Hironobu Kamikubo[1] (1.Hamamatsu Hokusei Jhs)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S14P-02] On the upheaval of Muroto during the Nankai earthquake and the time- predictable model

○yasuhiro umeda[1] (1.previous DPRI Kyoto univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S14P-03] The possibility to argument about the existance of "Repeating Tremor" by the log from Twitter(2020)

○Michiko Imazu[1] (1.jisin-kurumiru)

Poster session (Oct. 31th) | Regular session：S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S16P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S16P-01] Estimation of Subsurface Soil Depth Affecting Spatial Variation of Ground Motion between Adjacent Points

○Ryoichi Tokumitsu[1], Yu Yamamoto[1], Yasuo Uchiyama[1], Susumu Ohno[2] (1.Taisei Corp., 2.Tohoku Univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S16P-02] Overview of ground motions on the islands of Kagoshima, Japan -Using seismograph data of Kagoshima Prefecture-

○Nobuyuki Yamada[1], Kimiyuki Asano[2], Tomotaka Iwata[2] (1.Kochi University, 2.DPRI Kyoto University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S16P-03] Long-period ground motion simulation in the Kanto region: effects of 3D CMT solutions

○Shunsuke Takemura[1], Kazuo Yoshimoto[2], Katsuhiko Shiomi[3] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.Yokohama City University, 3.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S16P-04] Influence of Seismic Source Locations of Interplate Earthquake along the Nankai Trough on Long-Period Ground Motions in Osaka Bay Area

○Tomohiro Oguchi[1], Masayuki Nagano[2] (1.Tokyo University of Science Graduate School , 2.Tokyo University of Science)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S16P-05] Microtremor Array Surveys in and around the Lowland Area along the Kizu River, Kyoto

○Kimiyuki Asano[1], Masayuki Yoshimi[2], Tomotaka Iwata[1], Hirotoshi Uebayashi[3], Michihiro Ohori[4], Haruko Sekiguchi[1], Hiro Nimiya[2], Tatsuya Noguchi[5] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, GSJ/AIST, 3.Institute for Integrated Radiation and Nuclear Science, Kyoto University, 4.Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui, 5.Faculty of Engineering, Tottori University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S16P-06] Microtremor array surveys on the Eastern Part of the Nara Basin, Japan

○Masayuki YOSHIMI[1], Kimiyuki ASANO[2], Tomotaka IWATA[2], Hiro NIMIYA[1], Takeshi SUGIYAMA (1.Geological Survey of Japan/AIST, 2.DPRI, Kyoto university)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S16P-07] Estimation of Subsurface Structure and Ground Motion Characteristics in the Landslide Areas Derived from Microtremor Observation - Case of Ikutahara, Engaru-cho, Monbetsu-gun, Hokkaido -

○Isamu Nishimura[1], Tatsuya Noguchi[2], Yusuke Ono[2], Masanori Kohno[2] (1.Tottori University, Graduate School of Engineering Department of Management of Social Systems and Civil Engineering, 2.Tottori Univercity, Department of engineering)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S16P-08] S wave seismic reflection and microtremor surveys on the Shikano fault appeared in the 1943 Tottori earthquake

○Takao Kagawa[1], Tatsuya Noguchi[1], Koji Yamada[2], Tetsuya Takameoto[2] (1.Faculty of Engineering, Tottori University, 2.Hanshin Consultants Co., Ltd.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S16P-09] Estimation of gravity basement structure in the central Tottori, Japan

○Tatsuya Noguchi[1], Isamu Nishimura[1], Takao Kagawa[1] (1.Tottori University)

Poster session (Oct. 31th) | Regular session：S17. Tsunami

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S17P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-01] Tsunami heights along the Sea of Japan coast from active faults off-Hokkaido and off-Tohoku

○Kenji Satake[1], Iyan Mulia[1], Tomoko Goto[1], Satoko Murotani[2], Takeo Ishibe[3] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.National Museum of Nature and Science, 3.Association for the Development of Earthquake Prediction)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-02] Regional Probabilistic Tsunami Hazard Assessment for the Sea of Japan

○Iyan Mulia[1], Takeo Ishibe[2], Kenji Satake[1], Aditya Gusman[3], Satoko Murotani[4] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Association for the Development of Earthquake Prediction, 3.GNS Science, 4.National Museum of Nature and Science)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-03] Consideration of tsunami source of the AD1662 Hyuga-nada earthquake occurred off Miyazaki Prefecture

○Kei Ioki[1], Yusuke Yamashita[2], Yoshihiro Kase[3] (1.Geological Survey of Japan, AIST, 2.Miyazaki Observatory, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3.Research Institute of Energy, Environment and Geology, Hokkaido Research Organization)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-04] Simulation of Tsunami Sediment Movement in Kamoda Pond, Tokushima Prefecture, assuming High Tide

○Takuya Saito[1], Toru Takeda[1], Kei Yamashita[2], Toshitaka Baba[1] (1.Tokushima University, 2.Tohoku University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-05] Characteristics of the 1854 Tokai and Nankai Tsunamis Observed at West Coast of North America

○Satoshi Kusumoto[1], Kentaro Imai[1], Ryoko Obayashi[1], Narumi Takahashi[1,2], Takane Hori[1] (1.JAMSTEC, 2.NIED)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-06] Kinematic behavior of fault segments near the trench based on tsunami inversion source models of the 2011 Tohoku earthquake

○Yoshinori Satou[1], Masanobu Koba[2], Masafumi Matsuyama[3], Hayato Mori[4] (1.Unic, 2.EGC, 3.CRIEPI, 4.CEPCO)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-07] Sensitivity of tsunami height distribution to fault model parameters based on the 2016 off Fukushima earthquake

○Yutaka HAYASHI[1] (1.Meteorological Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-08] Quantitative evaluation of conventional magnitudes for the slow tsunami earthquakes in case of occurrence near Japan

○Takahito Nishimiya[1], Akio Katsumata[1] (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-09] Early estimation of tsunami heights with a Kalman filter: Combination of ocean-bottom pressure gauges and accelerometers

○Ayumu Mizutani[1], Kiyoshi Yomogida[1] (1.Hokkaido Univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-10] Real-time tsunami inundation forecast based on the multi-index method examined considering several source models

○Wataru Suzuki[1], Naotaka Chikasada[1], Takayuki Miyoshi[1], Shin Aoi[1] (1.NIED)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-11] Tsunami inundation prediction using regression models using tsunami database

○Masato Kamiya[1], Toshitaka Baba[1] (1.Tokushima University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-12] Real-time forecast of near-field tsunami decay based on linear regression to tide-gauge data

○Hiroaki TSUSHIMA[1] (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

Poster session (Oct. 31th) | Regular session：S18. Education and history of seismology

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S18P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S18P-01] Digital Archiving of Bromide Paper Records of Ground Tilt Observed in Kii Peninsula, Japan

○Yasuyuki Kano[1,2] (1.ERI, UTokyo, 2.CRO for Historical Materials on Earthquakes and Volcanoes, UTokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S18P-02] Activity of Children’s Summer School on Earthquake and Volcanoes in TANGO and future prospects

○Tomoya Hiiro[1], Yasuyuki Kano[2], Satoko Murotani[3], Specified Nonprofit Corporation Earth design school, Committee for Children’s Summer School on Earthquake, Volcanoes and Geology (1.Promotion Committee, 2.University of Tokyo , 3.National Museum of Nature and Science,Tokyo)

Poster session (Oct. 31th) | Regular session：S19. Seismology, general contribution

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S19P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S19P-01] Estimation of the fall path of the fireball fell on July 2, 2020

○Shutaro Sekine[1], Naoshi Hirata[2] (1.Association for the Development Earthquake Prediction, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Poster session (Oct. 31th) | Special session：S22. Geodyanamics of the Ryukyu arc

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S22P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S22P-01] Complementary distribution of very low-frequency earthquakes and the interplate-coupled area in the southwestern Ryukyu Trench

○Ren Yakabu[1], Mamoru Nakamura[1] (1.University of The Ryukyus)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S22P-02] Distribution of very low-frequency earthquakes in the Miyako Strait, central Ryukyu Trench

○Hiromu Furugen[1], Mamoru Nakamura[2] (1.Graduate School of Engineering and Science, University of the Ryukyu, 2.Faculty of Science, University of the Ryukyu)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S22P-03] Spatial and temporal distribution of very low-frequency earthquakes activity in the central Ryukyu Trench using ocean-bottom seismometers

○Mamoru Nakamura[1], Shuichi Kodaira[2], Yasushi Ishihara[2], Ban-Yuan Kuo[3], Ching-Ren Lin[3], Pei-Ying Patty Lin[4] (1.Faculty of Science, University of the Ryukyus, 2.JAMSTEC, 3.Academia Sinica, 4.National Taiwan Normal University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S22P-04] Shallow low-frequency tremor activity off Kikai Island, northern Ryukyu Trench subduction zone

○Yusuke Yamashita[1], Yukihiro Nakatani[2], Hiroshi Yakiwara[2], Shuichiro Hirano[2], Shigeru Nakao[2], Hiroki Miyamachi[3], Reiji Kobayashi[3], Hiroshi Shimizu[4], Takeshi Matsushima[4], Kazunari Uchida[4], Kazuo Nakahigashi[5], Hideji Abe[7], Tomoaki Yamada[6], Masanao Shinohara[7] (1.Miyazaki Observatory, DPRI, Kyoto Univ., 2.NOEV, Kagoshima Univ., 3.Grad. School of Sci. and Eng., Kagoshima Univ., 4.SEVO, Kyushu Univ., 5.Tokyo Univ. of Marine Sci. and Tech., 6.JMA, 7.ERI, Univ. of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S22P-05] Migration of shallow low frequency tremors in the central Ryukyu arc

○Tsutomu Takahashi[1], Yasushi Ishihara[1], Yojiro Yamamoto[1], Aki Ito[1], Ryuta Arai[1], Ayako Nakanishi[1], Seiichi Miura[1], Shuichi Kodaira[1], Yoshiyuki Kaneda[2] (1.JAMSTEC, 2.Kagawa University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S22P-06] CMT solutions of earthquakes around Okinawa island from strong-motion records by using a land-ocean unified 3D structure model

○Masanao Komatsu[1], Hirofumi Kowari[2], Tomotsugu Watanabe[1], Taro Okamoto[3], Takeshi Nakamura[4], Hiroshi Takenaka[1] (1.Okayama University, 2.Hanshin Consultants Co., Ltd., 3.Tokyo Institute of Technology, 4.Central Research Institute of Electric Power Industry)

Poster session (Oct. 31th) | Introduction of committee activities：S25.Committee activities for society

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S25P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-01] Public Relations Committee

*Public Relations Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-02] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-03] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-04] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-05] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-06] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-07] Geopark Assistance Committee

*Geopark Assistance Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-08] Kanamori Fund

*Kanamori Fund[1] (1. The Seismological Society of Japan)

Award lecture | Regular session：S20. Commemorative lectures from SSJ award recipients

Thu. Oct 29, 2020 9:00 AM - 12:00 PM JST | Thu. Oct 29, 2020 12:00 AM - 3:00 AM UTC | ROOM A

[S20]AM

chairperson:Ryosuke Ando(University of Tokyo)

9:00 AM - 9:04 AM JST | 12:00 AM - 12:04 AM UTC

[S20] President speech

9:04 AM - 9:43 AM JST | 12:04 AM - 12:43 AM UTC

[S20] Award ceremony

9:43 AM - 10:13 AM JST | 12:43 AM - 1:13 AM UTC

[S20-01] The Evolution of the ETAS Model and the Modeling of Causal Inference

○Yosihiko Ogata[1] (1.The Institute of Statistical Mathematics)

10:13 AM - 10:33 AM JST | 1:13 AM - 1:33 AM UTC

[S20-02] Three-dimensional dynamic rupture propagation including fault weakening processes and stress conditions

○Yumi Urata[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

10:33 AM - 10:53 AM JST | 1:33 AM - 1:53 AM UTC

[S20-03] Study of stress magnitude in the lithosphere based on earthquake data

○Keisuke Yoshida[1] (1.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University)

10:53 AM - 11:13 AM JST | 1:53 AM - 2:13 AM UTC

[S20-04] Research on the seismogenic environment bridging the gap between laboratory rock experiments and natural earthquakes

○Nana YOSHIMITSU[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

11:13 AM - 11:33 AM JST | 2:13 AM - 2:33 AM UTC

[S20-05] Improvement and Prospect of GNSS Earth Observation Network system (GEONET)

*GEONET Group, Geospatial Information Authority of JAPAN[1] (1. Geodetic Observation Center / Geography and Crustal Dynamics Research Center, Geospatial Information Authority of JAPAN)

11:33 AM - 11:53 AM JST | 2:33 AM - 2:53 AM UTC

[S20-06] Establishment of regular GNSS-A seafloor geodetic observation technique and its contribution to seismology

*Masayuki FUJITA[1], Yoshihiro MATSUMOTO[1], Mariko SATO[1], Tadashi ISHIKAWA[1], Shun-ichi WATANABE[1], Yusuke YOKOTA[2] (1. JHOD; Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard, 2. IIS UT; Institute of Industrial Science, University of Tokyo)

11:53 AM - 12:00 PM JST | 2:53 AM - 3:00 AM UTC

[S20] Discussion

Award lecture | Regular session | S20. Commemorative lectures from SSJ award recipients

[S20]AM

chairperson:Ryosuke Ando(University of Tokyo)

Thu. Oct 29, 2020 9:00 AM - 12:00 PM ROOM A

9:00 AM - 9:04 AM

[S20]President speech

©Seismological Society of Japan

Award lecture | Regular session | S20. Commemorative lectures from SSJ award recipients

[S20]AM

chairperson:Ryosuke Ando(University of Tokyo)

Thu. Oct 29, 2020 9:00 AM - 12:00 PM ROOM A

9:04 AM - 9:43 AM

[S20]Award ceremony

©Seismological Society of Japan

The Evolution of the ETAS Model and the Modeling of Causal Inference

*Yosihiko Ogata[1]

1. The Institute of Statistical Mathematics

１．はじめに

日本の地震活動の研究には，豊富なデータベースのもと，世界をリードしてきた長い伝統がある（例えば宇津徳治著「地震活動概論」参照）．これらの研究成果をもとに，講演者は主に「条件付強度関数」という点過程概念に基づく統計的モデルを考案して，地震発生データを予測する研究や，データの診断解析で捉えられる地震活動の異常現象の研究に取り組んでいる．これらの研究は，統計的予測理論や数値解析法などの実用化と相まって進展している．

２．ETASモデル

ETAS（Epidemic Type Aftershock Sequence）モデル[1)]は，短期的な地震発生率を予測するための余震活動の経験的根拠に基づいて作成されたものである．ETASモデルによって地震活動を特徴づけ，そのパラメータを直截的に最尤法で求める．ETASモデルは各地域の標準的な地震活動の中長期的な変化をシミュレーションする際に利用されることが多いが，ストレス場の変化に伴う地震活動の微妙な異常変化（相対的な静穏化や活性化）を検出するための「ものさし」としても利用できる．群発活動の中には，時間の経過とともに常時地震活動パラメータが変化する非定常ETASモデルが適しているものが多くある．このような地震活動の異常は，例えば，スロースリップによる応力の変化や，流体の断層への侵入（断層の弱化）によると考えられ，これらと地震活動の間の定量的な関係を提供する可能性がある．

３．時空間ETASモデルと地震予測の高度化

地震活動の近傍・遠方界への影響を表現した様々な時空間的ETASモデルが紹介されて以来，地震発生の物理モデルも参入した予測性能実験が，国際プロジェクトCSEPで10年以上にわたって比較検討されている．
中でも階層的時空間ETAS（HIST-ETAS）モデル[2)]は，地震活動の空間的非一様性を表すために，主要パラメータが地震の位置にも依存するモデルである．これは任意の位置でのパラメータの値が，デロネ三角形網の各頂点での値（デロネ係数）によって線形的に補間（区分的線形関数）されるものである．地震の数に比例して係数の数が膨大になるので，適切な推定には区分線形関数に滑らかさの制約を課して，「罰則付き対数尤度」を最大化する逆問題（インバージョン）として，ベイズ最適解（MAP解）を求める．これで地震の集中地域での高解像の変化を提供し，大地震の初期段階で，実際の余震発生分布に良く対応した時空間予測を提供する．特に，余震や群発地震の非等方性の短期空間予測を準リアルタイムで提示する．他方，このような誘発効果を分離した常時地震活動のMAP解は，空間的に強度が数桁の違いで変化し，大地震の長期的予測に効果的である．すなわちHIST-ETASモデルの常時地震強度の高い地域は，大地震の予測および歴史地震の多発域と調和的であり，さらにGNSS測量結果による最大せん断応力の高蓄積率の地域と良く対応している．
同様にして，関東地方の深さ100kmまでを，震源位置などを頂点としたデロネ四面体で分割した区分的線形関数による３次元版の階層的時空間ETASモデルを作成し，東北沖地震の効果を考慮した総合モデルは，顕著に関東直下の地震予測の実用性を示している．プレート境界では，東北沖で誘発された地震は常時地震活動が高いエリアで優先的に発生している．

４．地震活動の因果推論

時を遡り，条件付強度関数で定義されたホークス過程を，講演者が初めて目にしたのは1970年代のことである．当時，統計数理研究所の赤池弘次博士は，ホークス型モデルを時系列解析の「自己回帰モデル」に擬え，予測の観点から尤度法を適用し，AICで誘発の応答関数の形状を推定する取り組みを周囲に推奨した．地震データが十分にあれば，そのような応答関数は大地震とともに急上昇し，その後速やかに減少するが長期的

© 日本地震学会

には裾が重く，暗に大森・宇津型の減衰関数を示唆していた．さらに演者は，従来の統計検定解析法の障害となっていた続発性に対して，ホークス過程を組み入れて，地震活動の周期性（季節性）や因果関係などを調べるモデル[3)] を目指した．これらのモデルは地震活動に対する外部変数からの影響の有意性を調べるのに有用で敏感であった．その後ホークス型モデルに代わってETASモデルを使って，前駆的事象系列，異常地磁気変動，ひずみ応力変化の時系列，人口注水などの地震活動への誘発の可否（情報量利得）や応答の遅れなど，予測における確率利得の計算に応用されつつある．これらの発展について紹介する．

図の説明： HIST-ETASモデルを1923年から2018年に南西日本で発生したM4.5の地震に合わせた地震活動の時空間画像（条件付き強度の対数スケールの等値面）．昭和南海地震後の時間の表面と交差した活動度を対数スケール等高線で示している．

参考のソフトウェアとマニュアル：

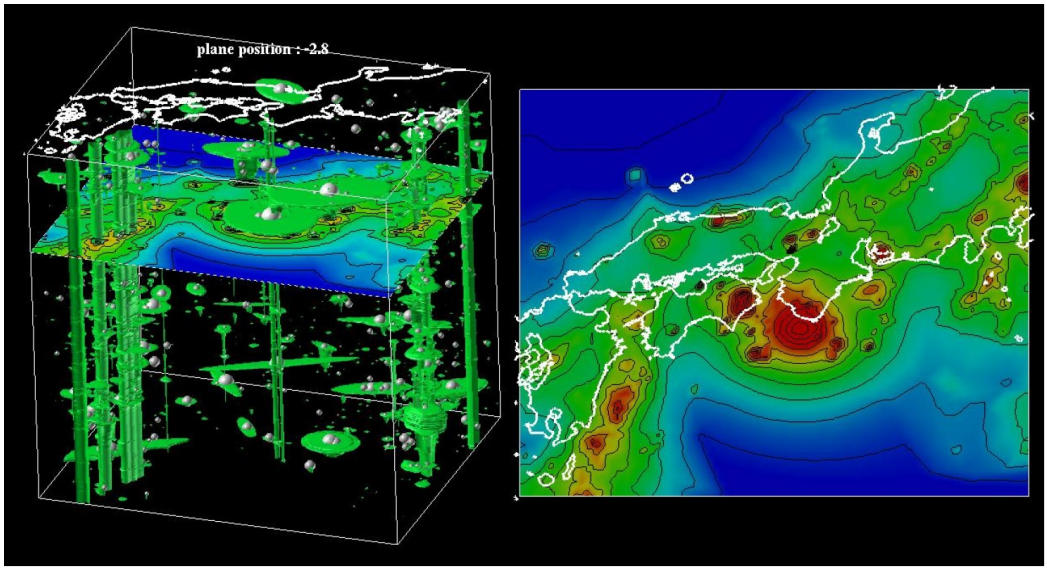
１）ETAS modelなど: *Computer Science Monographs*[*)], No. 33, 統計数理研究所, 2006, および，XETAS (TSEIS –ETAS, GUIモジュール)＞連絡先 鶴岡弘＠地震研究所

２）HIST-PPMモデルと予測：統計数理研究所*Computer Science Monographs*[*)], No. 35に投稿中（2020），当面http://bemlar.ism.ac.jp/ogata/HIST-PPM-V2/ に格納.

３）周期性，因果性モデルなど: *Computer Science Monographs*[*)], No. 32, 統計数理研究所, 2006.

*) *Computer Science Monographs*はhttps://www.ism.ac.jp/editsec/csm/index_j.html 参照.

© 日本地震学会



© 日本地震学会

Three-dimensional dynamic rupture propagation including fault weakening processes and stress conditions

*Yumi Urata[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

（1）はじめに
地震の発生と成長は、断層面に働く応力状態と断層の摩擦挙動によって決まる。地震発生層の応力場と岩石摩擦に関する研究は、主に地震学・地質学・測地学的な観測や観察、室内実験によって進められてきた。一方、地震の発生と成長の物理を理解するため、ミクロな物理過程からマクロな応力蓄積・断層破壊までの幅広い時空間スケールを扱う、数値シミュレーション研究が行われてきた。著者は、理論・数値モデル研究を主軸に、実験・観測データを組み合わせることで、断層摩擦と応力を推定し、地震の発生と成長の物理モデルを構築することに取り組んできた。

（2）断層摩擦発熱と流体の相互作用が動的破壊過程に与える影響の解明
断層摩擦の急激な弱化によって、断層はすべりやすくなり、大地震に至る。断層摩擦の急激な弱化の要因の一つとして、断層摩擦発熱による間隙流体圧の増加（thermal pressurization、以下TP、Sibson 1977）がある。TPは理論的・地質学的には予想されていたが、地震時の断層破壊に与える影響は未評価であった。そこで著者らは、TPを3次元の動力学断層破壊伝播の数値計算に組み込み、TPによってすべり量や破壊伝播速度が増加、断層破壊が連動しやすくなり、結果として地震規模が大きくなることを定量的に明らかにした（Urata et al. 2008, 2012）。また、TPは分岐断層系での破壊伝播経路を変え（Urata et al. 2014）、津波の発生にも影響を及ぼしうる。さらに、TPの関連現象である、ダイラタンシー（断層破壊による空隙生成）や水の物性論から予想される相変化を動的破壊伝播計算に導入し、それらの効果の強さや複雑な影響を明らかにした（Urata et al. 2013, 2015）。これらの研究により、地震の成長に関する理解を深化させた。

（3）岩石摩擦実験における断層面の摩擦の推定
小スケールの岩石摩擦実験から構築された速度状態依存摩擦則が、大スケールの自然地震でも成り立つのかは、地震学の大きな問題の一つである。一方、大型岩石を用いた摩擦実験（Fukuyama et al. 2014）では、固着すべりが起こるために、一般的な方法で摩擦パラメータを推定することができない。そこで、固着すべりの数値シミュレーションによって大型岩石摩擦実験データを再現することで、不安定すべり中の摩擦パラメータを推定する手法を確立した。その結果、スケールの効果として、従来の摩擦則で記述できない、断層面の状態の変化があることを明らかにした（Urata et al. 2017a）。

（4）大地震が連続発生するための応力と断層摩擦の力学条件の解明
大地震の発生を規定する要因である応力場や断層面における摩擦パラメータ等を実際の観測データから明らかにすることは、大地震の発生前に現実的な地震シナリオを想定する観点からも重要である。著者らは、2016年熊本地震について、大地震を連続発生させうる力学条件を解明した。まず前震による応力変化と本震破壊による応力解放に必要な力のバランスの理論的考察によって、応力と断層摩擦のとりうる範囲を推定した。次に、地震観測データから推定された応力の向きを用い、応力と断層摩擦を変化させた約150ケースで本震の動力学断層破壊シミュレーションを実施した。本震を再現できるのはわずか数ケースであり、本震を再現しうる応力場および断層摩擦の推定に成功した（Urata et al. 2017b）。この結果は、観測データから制約される応力場と動的破壊伝播シミュレーションを組み合わせることで、巨大地震の現実的な発生シナリオを合理的に提示しうることを示している。

© 日本地震学会

Study of stress magnitude in the lithosphere based on earthquake data

*Keisuke Yoshida[1]

1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University

１．はじめに

地球内部で進行する変形過程の統合的な理解のためには，応力状態の知識が不可欠である．これまでの研究により，地球内部の応力場の“方向“の特徴が大まかに明らかになってきた．しかしその一方で，応力場の”大きさ“に関する情報は，その推定の困難さにより中々得られないままでいて，このことが地震の発生をはじめとした地球内部の変形機構の理解を困難にしている．本講演では，筆者がこれまでの研究で得た日本列島地震発生域の応力状態およびそれと地震発生機構の関係に関する知見を紹介する．

2. 応力場の回転を利用した応力の大きさの推定に関する研究

東北日本の応力状態は大局的には東西圧縮の逆断層型であることが知られており，一つの支配的な考えは，それがプレート相対運動に由来する強い東西圧縮応力に起因するというものだった．筆者らは，地震データを用いた応力テンソル・インバージョンにより，応力場の方向の空間変化を調べ，それが実際にはプレート相対運動だけでなく地形や過去の地震活動などの様々な影響を受け変化していることを示した．例えば，標高が高い地域に横ずれ断層場が分布する (Yoshida *et al.*, 2015a, Tectonophysics)．また，複数の大地震震源域において，その静的応力変化と非常によく似た特徴的な応力場の空間変化のパターンが存在する (e.g. Yoshida *et al.*, 2014a, JGR, 2015b, GJI, 2016a, GJI)ことが分かった．

筆者らは，観測応力場と理論に基づくモデル応力場の比較により，東北日本の差応力が数十 MPa程度と小さい場合にのみ，前者は地形による影響により，後者は本震の静的応力変化の影響により説明可能であることを示した．それに基づき，東北日本の地震発生場の差応力が数十 MPaと非常に小さく，同程度の大きさの外的影響を受けた際に応力場の方向が擾乱されてしまうモデルを提案した (Yoshida et al., 2015a, 2019, PAGEOPH).

東北日本内陸域では，2011年東北沖地震後に東西圧縮逆断層型と大きく異なる地震が生じるようになった．Yoshida et al. (2012, GRL)は，それが2011年東北沖地震による応力変化により応力場が回転したことに起因する可能性を示したが，Yoshida et al. (2019)は上記モデルの空間不均質な応力場に起因する選択的地震トリガリングが原因である可能性を考え，観測データ解析からそれを支持する結果を得た．このことは，応力場の地震前後の変化などの検出・議論の際には，額面的な誤差だけでなく，仮定，特に空間変化に関するものの妥当性についての注意深い考慮が極めて重要であることも示す．

3. 間隙水圧・断層強度変化に伴う地震活動・震源過程の変化に関する研究

上記で推定したような差応力が非常に小さい場で地震を生じさせる機構として，間隙水圧増加による断層強度低下が考えられる．筆者らは，2011年東北沖地震後にせん断応力が減少したにも拘らず生じた東北日本の誘発地震活動を用いることにより，間隙水圧・断層強度低下が地震活動・震源過程に与える影響を調べた．特に，東北沖地震のおよそ 1週間後から生じた山形-福島県境周辺の顕著な群発活動を調べることにより，通常推定できない断層強度・間隙水圧の時間変化を推定することに成功した (Yoshida et al., 2016b, JGR)．また，地震活動度，b値，応力降下量などのパラメータが，それと同期して変化することを示し (Yoshida et al., 2017, JGR)，それらが断層強度・間隙水圧の変化を反映している可能性を示した．

４．小地震の震源過程・構造推定手法の高度化に関する研究

上記で得た応力降下量と間隙水圧・断層強度の同期した時間変化から，地震の応力降下量から断層強度や間隙水圧の情報が得られる可能性が示唆される．一方，小中地震の応力降下量の推定手法には様々な仮定が含まれており解釈が非常に難しい．一つの大きな仮定は破壊伝播の等方性に関するもので，実際に観測されているdirectivity効果と明らかに矛盾している．そこで非対称な破壊伝播も考慮して応力降下量・破壊伝播速度等を

© 日本地震学会

同時推定する新しいアプローチを模索している (Yoshida, 2019, Geoscience letters)．また近傍の地震の波形を用いて地震波に含まれる伝播の影響を除去して震源過程の情報を抽出する方法 (経験的グリーン関数法)が広く用いられているが，多くの場合に微妙な位置の違いにも影響を受けるはずである．そのわずかな差を用いて地震発生域の流体の情報を取り出す試みを行っている (Yoshida, 2020, GJI)．

５．おわりに

以上，筆者が自然地震データを用いて行ってきた応力・断層強度に関する研究についてまとめてきた．講演時には上記で取り上げられなかった著者以外の研究も含めて紹介を行う予定である．これらの研究の中で幾度も直面したように，地震データを用いた解析では現実と異なる仮定が必要な場合が多く，得られた結果・誤差を鵜呑みにできないことが少なくない．そのような一筋縄でいかない状況下で，常に解析結果の前提を疑い何が妥当か自分の頭で考え，可能であればそこから何か引き出せるような研究を行っていきたいと考えています．

© 日本地震学会

Research on the seismogenic environment bridging the gap between laboratory rock experiments and natural earthquakes

*Nana YOSHIMITSU[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

はじめに

直接観測が難しく複雑な地震現象の素過程を観察する手段として，室内実験を用いた観測が1970年代頃から盛んになった．その後さらに，断層サイズ数mm～数cmという室内実験スケールと自然地震の間を埋めることを目指して，金鉱山における半制御地震発生実験のような観測も行われるようになった．岩石の圧縮破壊実験は，地震発生に至るまでの破壊面近傍での詳細な観測を可能とし，大きな断層滑りに向けて微小破壊が増加する様子や(Yanagidani et al., 1985)，弾性透過波の速度・振幅の低下(Lockner et al., 1977; Yukutake et al., 1989)などが報告されてきた．これらの記録には収録機器や観測の制約により自然地震の解析手法をそのまま適用できないという課題があったが，近年の技術の進歩によりこの課題を解決できる見通しが立ってきた．本講演では課題解決のための著者らの取り組みを周辺の研究動向や今後の展望と併せて紹介する．

実験システムの改良

岩石試料や鉱山地震観測の利点である震源極近傍観測のメリットを生かし，波形から震源や伝播経路の情報を明瞭に検出するには，媒質の微細な変化を捉えるために波の高周波成分を逃さず収録する必要がある．実験用の広帯域センサには耐圧性能がないため，地震発生環境に近い圧力下では利用することができなかった．また，自然地震と同様の解析を実施するには，高速・多点での観測が求められる．著者らは波形収録システムの改良とセンサの耐圧性能向上に取り組み，広帯域・高速・多点・連続での波形収録を実現した(Kawakata et al., 2011)．このシステムで収録した実験波形には一般的な自然地震解析と全く同じ手法を適用できるという点で，革新的である．

収録された波形を後続波まで利用するためには，有限の実験試料の中で反射波や変換波がどのようにふるまうのか把握する必要がある．筆者らは3次元差分法計算で，反射・変換波や表面波などの後続波を含む岩石試料内の全波動場を再現し，将来のより詳細な透過波研究への道を拓いた(Yoshimitsu et al., 2016).

破壊進行過程

円柱状の岩石試料の圧縮破壊にともなう断層成長を観察する実験では，人工的に弾性波を透過させて震源断層付近の応力状態や不均質状態を推定する．Yoshimitsu et al. (2009) やYoshimitsu and Kawakata (2011) では上述の計測システムを用いて破壊中の岩石試料内で断層透過波をモニターし，破壊に至るはるか前から媒質の不均質性が高まるだけでなく，破壊直前に急激に波が通りにくくなるフェーズがあることを明らかにした．さらに，繰り返し地震を人工波源のように利用することによって，金鉱山における地震についても破壊の前から震源近傍で媒質の不均質性が地震発生前から進行していることを明らかにした (Yoshimitsu et al., 2012) ．断層サイズ数百mの金鉱山と，数cmの実験室という中・小2つの異なるスケールで，破壊面近傍における減衰の強化が観測されたことは非常に興味深い．

震源特性の階層性

岩石試料内の破壊現象と自然地震の破壊サイズには数桁にわたるスケールギャップがあり，これらを直接比較してよいのかという疑問があった．規模の違う破壊の比較には，地震の震源特性を表す震源パラメタが用いられる．自然地震においては既往研究により震源パラメタが規模依存性を持つことが示されていた(e.g., Kwiatek et al., 2011)．Yoshimitsu et al. (2014) はこのスケーリング則がマグニチュード-7に相当する実験試料内での微小破壊にも当てはまることを初めて明らかにし，破壊サイズ数mm～cmの岩石試料，数m～kmの誘発地震，そして数km～数十の自然地震までが同一の表現で説明できることを示した．この発見は実験地震学の有用性を高めるとともに，破壊現象の幅広い階層性を示した．

© 日本地震学会

今後に向けて

実験室における広帯域観測システムを用いた研究はまだ始まったばかりである．軽量・小型の広帯域センサの開発などもおこなわれており，今後さらなる観測・解析の深化が期待される．また，小スケールの研究を他のスケールと比較するうえで考慮すべき点や，微小イベント波形ならではの解析上の課題解決などについて，統計学的手法の導入などによる他分野の研究者との協働の可能性についても紹介する．

© 日本地震学会

Improvement and Prospect of GNSS Earth Observation Network system (GEONET)

*GEONET Group, Geospatial Information Authority of JAPAN[1]

1. Geodetic Observation Center / Geography and Crustal Dynamics Research Center, Geospatial Information Authority of JAPAN

１．GEONETについて
国土地理院のGNSS連続観測システム（GEONET：GNSS Earth Observation Network system）は、南関東・東海地域のGPS観測網（110 点）と、全国GPS 連続観測網（100点）を引き継ぐ形で、1996 年4 月に運用を開始したシステムで、全国に展開したGNSS連続観測局（電子基準点、2020年現在1,318点）と観測データの収集、解析、提供を行う中央局から構成されている。
GEONETは、地震調査研究の基盤的観測網であり、平時においては、プレート運動に伴う日本列島の定常的な地殻変動、地震発生時には地震時の地殻変動や余効変動を捉えている。またスロースリップ現象を日本各地で発見する等、地震調査研究に不可欠なツールとなっている。

２．システムの高度化
GEONETは、運用開始から20年以上が経過しており、その間、GPSを始めとする衛星測位システムを巡る環境は、利活用の観点を中心として急速に変化してきた。そういった変化に対応するため、GEONETではデータ収集のリアルタイム化やマルチGNSS対応等を行い、常に高精度な位置情報を提供する基盤となってきた。

１）データ収集のリアルタイム化
2002年に地殻変動の監視を強化するため、電子基準点の1秒間隔の観測データを常時接続の通信回線（IP-VPN）を使ってリアルタイムで収集するシステムを整備した。このリアルタイムデータを利用するとリアルタイムでcm級測位が可能となるため、測量の効率化や測位の高精度化を期待する民間の要望に応え、リアルタイムデータの民間事業者への配信を開始した。開始当初、配信は200点だけだったが、2004年には約1,200点に拡大し、全国で電子基準点を用いたネットワーク型RTK（Realtime Kinematic）によるcm級のリアルタイム測位が可能な環境が整った。
また、2018年11月から正式な運用を開始した、我が国の準天頂衛星システム（QZSS）のサービスの一つであるセンチメータ級測位補強サービス（CLAS：Centimeter Level Augmentation Service）は、特に自動走行・安全運転支援や高精度位置情報サービスでの利用が期待されており、その実現のためにはGEONETのリアルタイムデータが必要不可欠なものとなっている。

２）マルチGNSS対応
GEONETは、当初米国のGPS だけを観測していたが、2010 年に準天頂衛星システムの初号機が打ち上げられたことを契機に、各国が整備を進めてきた衛星測位システムを利用できるよう、観測機器の更新や中央局の拡充を進めた。その結果、2012年には準天頂衛星とグロナス（GLONASS、ロシア）の観測を、2016年にはガリレオ（Galileo、欧州連合）の観測を開始し、これにより利用できる衛星数が増え、都市部や山間部等、上空の視界に制約がある地域においても電子基準点を使った測量や測位が可能となった。特に、ネットワーク型RTKによる測位の性能を安定的なものとし、リアルタイム測位が不可欠な建設機械の自動制御を行うICT施工の利用が拡大した。

３．システムの安定運用
GEONETは、止めてはならないインフラであり、観測データの取得率99.5%以上、リアルタイムデータの遅延時間1秒以内という目標を設けている。現在、取得率（99.77%）や遅延時間（0.4秒程度）は目標を満たすが、その維持には確実な保守が必要である。現地の電子基準点の保守は外部委託しており、異常発生時には原

© 日本地震学会

則7 日以内に復旧される。中央局の運用・保守も外部委託しており、夜間・休日も含めGEONETの状況を常に監視している。また、電子基準点は、比較的観測条件の良い場所に設置されているが、周辺環境の変化によって観測データの品質が低下し、測位結果に影響が出ることがある。一番多いのは、周辺の樹木が伸長し低仰角の衛星が観測できなくなり、測位結果のバラツキが大きくなるケースである。そのため、電子基準点は5年に一度現地調査を行い、適宜伐採も行っている。

４．今後

GEONETは、これまで、位置情報の基盤として、測量や測位における利活用はもちろん、巨大地震における震源断層モデルの推定、余効変動の詳細な把握、またプレート間の固着分布の推定やスロースリップ現象の発見をはじめとした様々な地殻変動の把握に真価を発揮してきた。例えば、GEONETが捉えた地震・火山活動に伴う地殻変動情報は、遅滞なく、気象庁、南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会、地震防災対策強化地域判定会、地震調査委員会、火山噴火予知連絡会、地震予知連絡会等の関連機関に提供され、地震・火山活動のメカニズムの評価や減災のための活動に活用されている。

今後も、国土地理院では、GEONETの安定的な運用と、高精度な位置情報の提供を行うとともに、電子基準点の高度化や解析方法の改良等を行い、観測データの品質やサービスの向上等に努めていく。

最後に、GEONETの20年以上にわたる運用と高度化は、国土地理院に在籍した多数の職員の尽力によるものであり、今回の技術開発賞の受賞はこうした長年の努力の成果を評価していただけたものだと感じている。また、GEONETは数多くの研究者や測量関係者に支えていただいており、関係各位に深く謝意を表する。

© 日本地震学会

Establishment of regular GNSS-A seafloor geodetic observation technique and its contribution to seismology

*Masayuki FUJITA[1], Yoshihiro MATSUMOTO[1], Mariko SATO[1], Tadashi ISHIKAWA[1], Shun-ichi WATANABE[1], Yusuke YOKOTA[2]

1. JHOD; Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard, 2. IIS UT; Institute of Industrial Science, University of Tokyo

海溝型巨大地震の発生メカニズムにアプローチするためには，地震発生時及びその前後のプレート境界の状態や地球物理学的情報が重要である．このような情報を得るためには，プレート境界震源域直上，特に海底における地殻変動データの観測が必要となる．陸域での精密な地殻変動観測技術は，GEONETをはじめとするGNSS観測技術によって20世紀後半に急速に発展したが，海底の精密な地殻変動観測については，海水の存在が精度向上を阻んでいた．このため，20世紀末の時点では海底が地殻変動観測データの空白域となっていた．

私たち海上保安庁海洋情報部では，長きにわたり海図作成を原点として培ってきた海中計測技術，測位技術を活かし，この海底精密測位という技術課題に挑戦してきた．その実現が，今回受賞対象となったGNSS技術と音響測距技術を結合する「GNSS-A海底地殻変動観測」技術（左図）である．

GNSS-A技術の原理は，1980年前後にScripps海洋研究所で提案されたが [たとえばSpiess, 1985, MG]，実際の技術開発は，同研究所を含め，1990年代に入ってから進展した．海上保安庁海洋情報部では2000年代初頭から，船上及び海底に設置する観測装置（ハードウェア），データ解析技術（ソフトウェア）の開発を進め [Fujita et al., 2006, EPS]，2010年頃までに，ほぼ現在のGNSS-A海底地殻変動観測システムの構築を実現した．

具体的な測位方法は以下のとおりである：海底に設置した複数の音響トランスポンダ（海底局）が，刻々と移動する船上局から送信された音響信号を受信し，船上局に対して受信信号をそのまま返信することにより，その往復走時を計測する．送受信時の船上局の位置は，ハイレートGNSSによって決定されるため，これらをその時点の往復走時から求めた海中距離と組み合わせることにより海底局の位置を決定する．

これらの技術開発に合わせて，日本海溝及び南海トラフの近傍陸側に，海底観測点を展開した．この過程で，宮城県沖でのプレートの沈み込みに伴う定常的な地殻変動 [Sato et al., 2013, JGR] や2005年宮城県沖の地震に関連する地殻変動を捉える [Matsumoto et al., 2006, EPS; Sato et al., 2011, GRL] などの重要な初期成果を得た．

2011年東北地方太平洋沖地震時には，震源域直上の海底で24mの地震時変位を捉えるなどの成果が得られた [Sato et al., 2011, Science]，これを契機とした南海トラフ側の大幅な観測点の増設により，現在では30点近い観測点網が構築されている（右図）．

また，2010年代には，「定常的なGNSS-A観測」を目指した研究開発により，観測の高精度化，高頻度化が図られた [たとえばIshikawa et al., 2020, Frontiers in ES]．近年では，東北沖地震の余効変動の観測 [Watanabe et al., 2014, GRL]，南海トラフ沿いプレート間固着状態の導出を可能とする変動速度分布の検出 [Yokota et al., 2016, Nature]，浅部スロースリップの検出 [Yokota & Ishikawa, 2020, Sci Adv] など，次々とより詳細な観測成果の導出に成功している．

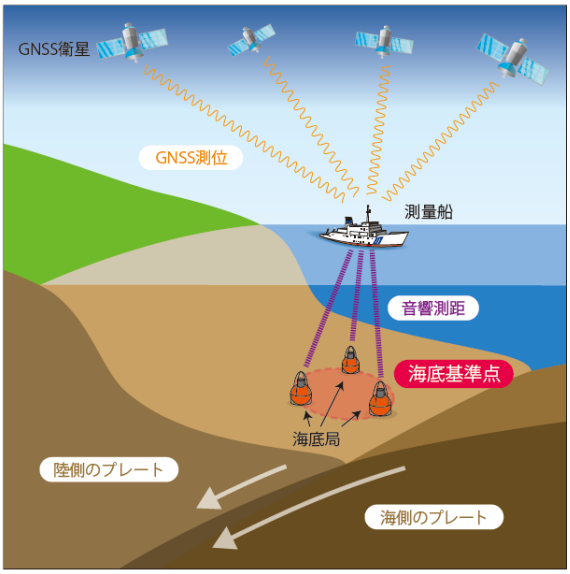
これらの観測成果は，他の技術では捉えることができない海底の地殻変動情報を数多く提供しており，海溝型地震の調査研究分野に大きく貢献している．また，この分野においては，データ論文やデータDOIを活用した

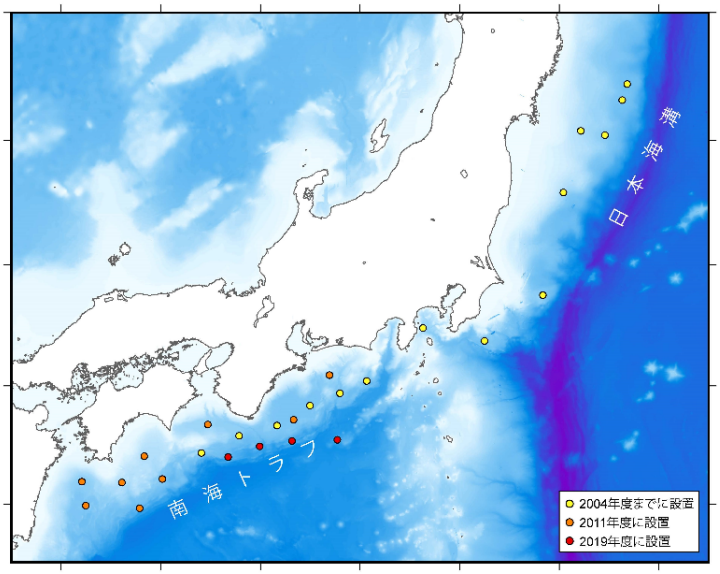
© 日本地震学会

オープンデータシステムの開発も先駆的に進めており，GNSS-A観測システムによって取得されたデータが，今後さらに地震学・防災分野で活用され，社会貢献が進められていくだろう．

謝辞：本技術開発を通じて，これまで貢献されてきた多くの研究者，技術者の皆様，船舶運航・観測作業にご協力いただいた皆様、多大なご支援・ご助言を賜りました関係の皆様に，改めて厚く御礼を申し上げます．

図：（左）GNSS-A海底地殻変動観測技術の模式図，（右）2020年4月の観測点網





© 日本地震学会

Award lecture | Regular session | S20. Commemorative lectures from SSJ award recipients

[S20]AM

chairperson:Ryosuke Ando(University of Tokyo)

Thu. Oct 29, 2020 9:00 AM - 12:00 PM ROOM A

11:53 AM - 12:00 PM

[S20]Discussion

©Seismological Society of Japan

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

Thu. Oct 29, 2020 1:00 PM - 2:15 PM JST | Thu. Oct 29, 2020 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM A

[S15]PM-1

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

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

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

○HIROSHI MAEHARA[1] (1.Geosystem Resarch Institute)

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

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

○MASAYUKI TAKEMURA[1] (1.Nagoya University)

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

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

○Yo Fukushima[1], Tomoaki Nishikawa[2] (1.International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

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

○Yoshiaki Hisada[1] (1.Kogakuin University)

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

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

○Junpei Kaneda[1], Shinya Tanaka[1], Yoshiaki Hisada[2] (1.Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 2.Prof.,Kogakuin Univ.)

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

*HIROSHI MAEHARA[1]

1. Geosystem Resarch Institute

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

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

上記のような特徴を持つ強力な衝撃的鉛直地震動の波に対して，重要構造物や施設の安全性を確保するために，真の姿を早急に把握して対策を講じることが必要です．しなしながら，大地震自体がめったに起こらず，強烈な突き上げ破壊力を持つ上に，出現状況が孤立波的な状態の場合が多いため，一度や二度の観測値でその全容を把握することは至難の業となり，容易には成果を望めません．
冒頭で述べた委員会報告書[2]では阪神高速神戸線の橋脚の被害状況に対して，海震の証言を考慮しながら，破壊状態を比較検討し，破壊の発生状況と経過を考察しています．さらにRC単柱の橋脚と地盤を簡易なモデルで表し，基盤層からの鉛直速度波の半波長分1波（一山の突き上げ波）を入射した場合の柱の応力度の応答を検討しました．その結果，周波数依存性があることが分かり，軸方向共振を伴う場合、最初の入射波が圧縮波で伝播する間は共振変位は生じず，次の瞬間の引張の位相になる時に共振する全体変位を誘起し，初めの波より数倍大きな引張応力度を生じます．次の瞬間に共振の半周期で圧縮の位相になると，絶対値で引張応答応力度の最大値を上回る圧縮応力度を生じます．すなわちRCの柱が共振現象を伴うと，見かけ上圧縮破壊をした柱でも，先に引張破壊が先行しており，その後にたやすく押しつぶされています．柱の衝撃的な波動に対する耐荷力は圧縮強度ではなく、引張強度に支配されるという知見が得られました．これは大変重要な知見です．
前述の委員会報告書[2]では既存の地震での主な被害事例に対して，この知見と前述の9項目の特性を踏まえた新しい視点からの考察も行っています．この視点から東北新幹線高架橋の被害事例を見直してみます．

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

© 日本地震学会

に3,4径間分を一橋梁とし，その橋梁間を単純桁橋で繋ぐ図1の形式が広く採用されます．被災した橋の内の一つに第1中曽根橋（北上駅北北東約7km）があり，図1はその7番目のR7橋側からR6橋を見た図です．R7橋の始点側の端橋脚（R7-1右,左）に大きな被害が出ており，図2に被害状況を示します．少し離れたR1橋の終端橋脚(R1-5)にも被害があり，その状況を図3に示します．（矢印は打ち継ぎ目位置を示します．）
R7-1の両柱はマッシュルーム型の破壊をしており，重度の被害状況ですが，上部の自重は主桁が支え，この柱の状態では荷重がかかっていません．水平地震動による慣性力が長い時間働き，この被害が生じたとすると，荷重支持能力を失った段階で，この柱を壊す力は隣の柱に付加されるので，隣の柱もそれなりの損傷を生じる筈ですが，図1の通り隣の柱はほぼ無傷です．したがってこの被害原因は水平慣性力ではありません．この判断は被害調査団の判断とは異なります．強力な衝撃的鉛直地震動が局地的に働き，隣の柱と極端な被害度の差を示す典型例と見られます．R7-1柱の被害度には打ち継ぎ目の処理の不完全さが影響しています．
図3のR1-5の両柱の被害状況と似た被害で少し損傷度が軽めの被害が，三陸南地震（2003年，M7.0，D71km，太平洋ﾌﾟﾚｰﾄ内地震）で起きています．図４(a),(b)はその位置図と被害状況の例です．被害は水沢江刺～盛岡間の広い範囲で断続的に生じました．図４(b)には被災柱の他に近隣の柱の状況も見られ、ほぼ無傷の状態です．一事例だけ見た段階ではわかりませんが，図４(b)，図３の２例，図２の２例と見比べてみると，局在波的な突き上げ力により柱が引張破壊を起こした状況と過程がよくわかり，詳しい解析が望まれます．



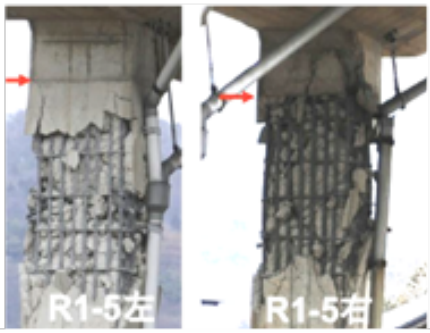
R6 橋-橋脚頭部は斜亀裂，脚頭部が破壊-R7 橋
図 1　第 1 中曽根橋の R7 橋-端橋脚と
R６橋-老番側（東日本太平洋沖地震,2011）



第 1 中曽根橋（矢印は打継目）
図 2　R7 橋の第 1 柱頭部の破壊状況



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



第 1 中曽根橋（矢印は打継目）
図 3　R1 橋の第 5 柱の損傷状況

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

© 日本地震学会

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

*MASAYUKI TAKEMURA[1]

1. Nagoya University

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

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

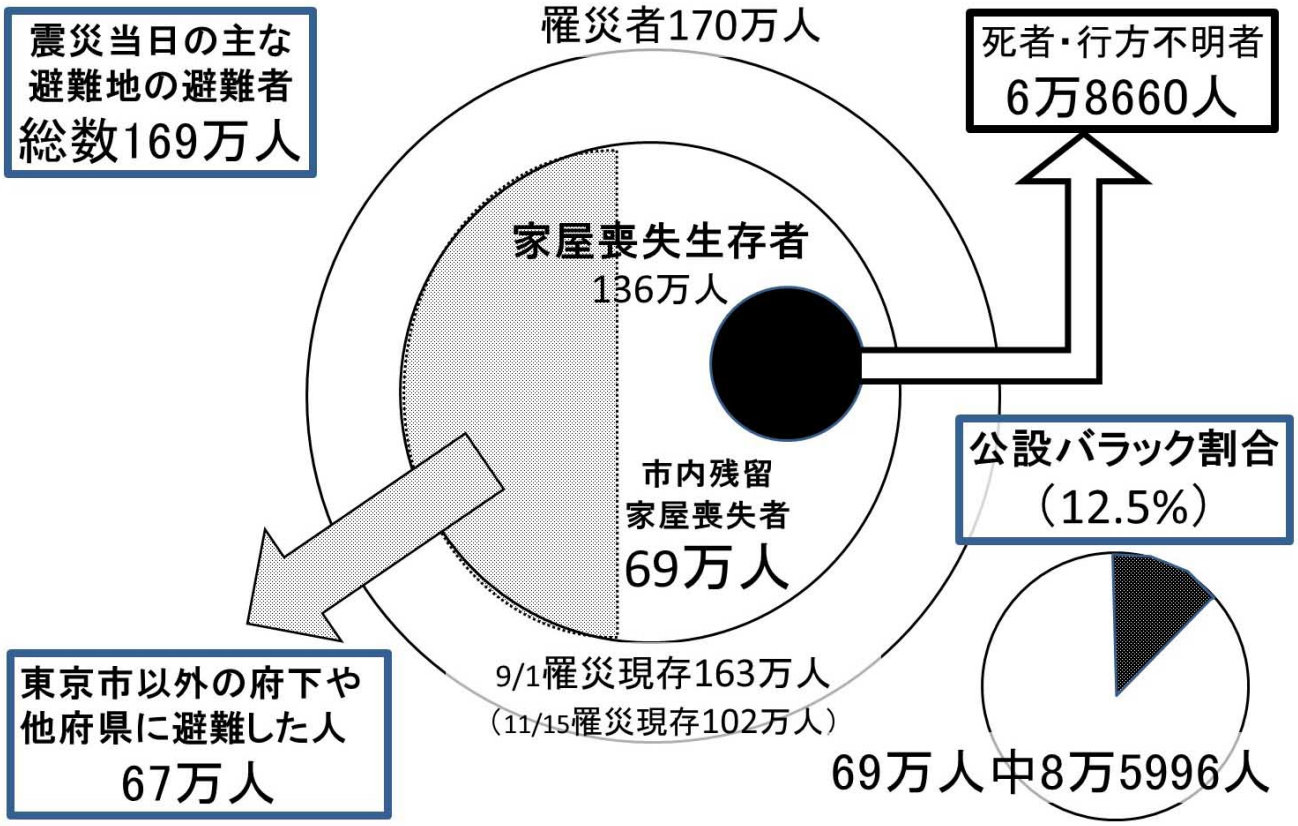
震災当日の市内の主な避難地の避難者数を『東京震災録』中輯（1926）から拾うと、合計で約169万人となり、先に示した罹災現存者数とほぼ同数となる。もちろんデータの性格上、精度の問題も多分にあるが、当日に限って言えば、火災による被災がほとんどであることもあり、罹災者のほぼ全てが安全な場所に避難せざるを得ず、かつ罹災者はこれら周辺の大公園などの空き地に避難するのが精いっぱいであったことがわかる。

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

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

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

© 日本地震学会


震災当日の主な
避難地の避難者
総数169万人
罹災者170万人
死者・行方不明者
6万8660人
家屋喪失生存者
136万人
市内残留
家屋喪失者
69万人
公設バラック割合
（12.5%）
東京市以外の府下や
他府県に避難した人
67万人
9/1罹災現存163万人
（11/15罹災現存102万人）
69万人中8万5996人

© 日本地震学会

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

*Yo Fukushima[1], Tomoaki Nishikawa[2]

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

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

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

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

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

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

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

© 日本地震学会

Earthquake Size	Catalogue	< 1 day	< 3 days	< 7 days	< 14 days	< 3 years
M8+	ISC (N=105)	1.9%	2.9%	2.9%	4.8%	10%
	ANSS (N=92)	1.1%	2.2%	2.2%	4.3%	9.8%
M7-class	ISC (N=1354)	0.22%	0.37%	0.59%	0.66%	1.7%
	ANSS (N=1252)	0.24%	0.40%	0.40%	0.48%	1.0%
M8+ gain (Poisson)	ISC (N=105)	$6.3x10^2$	$3.1x10^2$	$1.3x10^2$	$1.1x10^2$	3.2
	ANSS (N=92)	$3.6x10^2$	$2.4x10^2$	$1.0x10^2$	$1.0x10^2$	3
M8+ gain (BPT)	ISC (N=105)	$3.0x10^2$	$1.5x10^2$	64	53	1.4
	ANSS (N=92)	$1.7x10^2$	$1.1x10^2$	49	49	1.4
M7-class gain (Poisson)	ISC (N=1354)	73	40	28	16	0.52
	ANSS (N=1252)	79	44	19	11	0.32
M7-class gain (BPT)	ISC (N=1354)	35	19	13	7.4	0.23
	ANSS (N=1252)	37	21	8.9	5.4	0.14

© 日本地震学会

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

*Yoshiaki Hisada[1]

1. Kogakuin University

１．はじめに
小地震から大地震の波形合成を行う経験的・統計的グリーン関数法を用いて広帯域強震動計算を行う際，目標とする理論的なω2 モデルと比較すると，一般に大地震の震源スペクトルの振幅は中間周波数帯で大きな落ち込みが生じる（例えば文献1)）．本論文は小地震として理論的なω2 モデルを用いる統計的グリーン関数法を用いて，振幅スペクトルの落ち込みを４つの要因に分類し，その原因と改善法を理論的に考察した．

２．震源スペクトルにおける中間周波数帯の振幅の落ち込みの要因と改善法
振幅スペクトルの落ち込みの４つの要因は，下記の通りである．
(a) F 関数（小地震から大地震の要素地震のmoment rate 関数への変換関数）による中間周波数帯での振幅の落ち込み，
(b) 低周波数と高周波数で異なる位相スペクトルを用いた波形を重ねることによる接続周波数帯での振幅の落ち込み，
(c) 大地震の断層分割数（相似比N の２乗個）の増大によりω2 モデルからω3 モデルに漸近することによる中間周波数帯での振幅の落ち込み，および，
(d) 大地震の断層面上の要素地震を重ね合わせる際，低周波数でのN の2 乗倍から，高周波数でのN 倍の振幅に移行する遷移周波数帯での落ち込み，
このうち、(a)と(c)は従来から知られている「中間周波数帯」での振幅の落ち込みであるのに対し，(b)と(c)は異なる視点から振幅の落ち込みを考察しており，本報告ではそれぞれ「接続周波数帯」と「遷移周波数帯」と呼ぶ．各要因の振幅落ち込みの原因と改善法に関して，まず(a)に関しては指数関数型のF 関数を用いること（例えば文献2)），次に(b)に関しては振幅スペクトルの補正を行うこと（例えば文献3), 4)），がそれぞれ有効であることを確認した．
一方，(c)と(d)に関する計算例として，文献1)に倣い1946 年南海地震（Mw8.2）を想定した大地震の震源パラメータとして，Mo=1.0×10^21 Nm, fc=0.03Hz, L=W=100 km とする．破壊開始点は，分割した要素断層のうちで最も断層面の角点に近い要素中心点とし，Vr=2.8 km/s で断層面上を円筒状に破壊伝播させる．(c)に関しては，既存の研究から相似比N の増大により破壊伝播が滑らかになることで振幅が低減することが知られているが（例えば文献1),5)），振幅の落ち込みはN が小さくても発生し，それが要素地震の破壊開始時間間隔に相当する卓越周波数よりも低周波数で必ず落ち込みが生じることを示した（図１参照、文献1)によるランダム破壊時間を考慮した場合）．
小さな相似比Nから振幅が落ち込む原因として(d)では，低周波数での要素地震のコヒーレントな重ね合わせから，高周波数でのランダムな重ね合わせに至る遷移周波数帯で振幅がN の2 乗倍からN 倍に落ち込むことを理論的に明らかにし，振幅の落ち込みは要素地震の破壊開始時間の関数項に起因することを示した（図２参照）．
最後に，振幅落ち込みの実用的な改善法として，理論的なω-2 モデルによる振幅補正を行う手法を提案し，図１，２で用いた震源モデルを用いて，破壊伝播のforward, backward, middle pointにおける強震動を、統計的グリーン関数法を用いて広帯域強震動を計算した．その結果，ω2モデルに基づく震源スペクトルの振幅補正を行わない場合は中間周波数帯の振幅を著しく過小評価することが分かった（図３、４参照）．

３．おわりに

© 日本地震学会

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

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

参考文献

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

© 日本地震学会

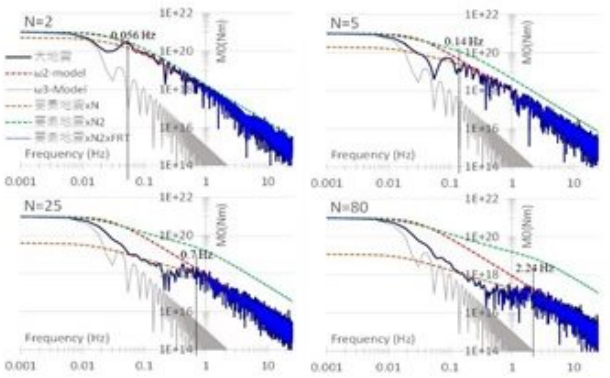


図１　相似比Nを変化させた大地震の震源スペクトルと中間周波数帯の落ち込み
大地震：統計的グリーン関数法（文献4）による震源スペクトル
ω2-model：Brune(1970)による理論的ω2モデル
ω3-model：L・W方向のユニラテラル破壊による理論的ω2モデル
要素地震×N：要素断層地震の破壊開始時間を完全なランダム和とした震源スペクトル、**要素地震×N2**：完全な同時破壊とした震源スペクトル
要素地震×N2×FRT：要素地震×N2に破壊開始時間関数を乗じた震源スペクトル

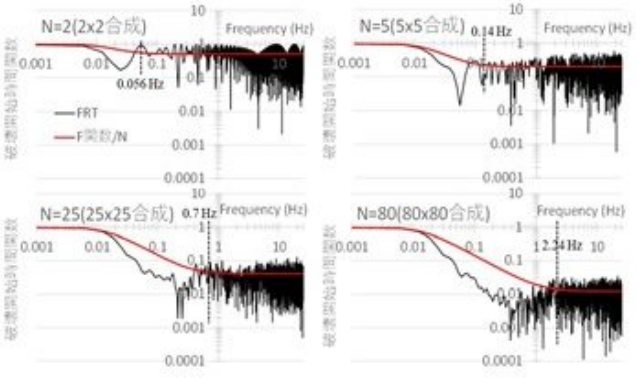


図２　破壊開始時間関数（下式）の振幅スペクトル（赤線：相似比Nで基準化した文献2による指数関数型のF関数）

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

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

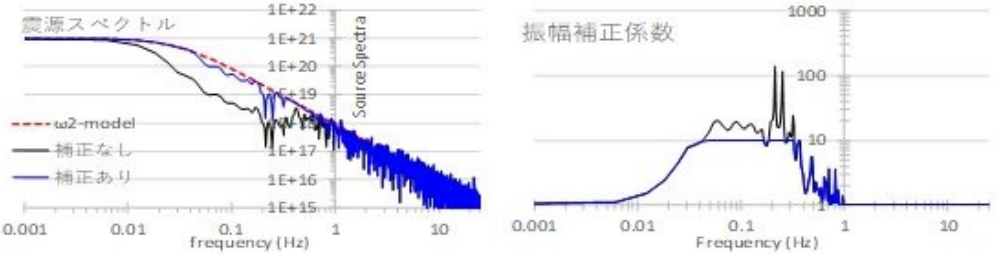


図３　中間周波数帯での振幅の落込みをω2モデルで振幅補正した震源スペクトル（左）と、振幅補正係数（右）。N=25を使用，振幅補正は0-1 Hzで行い，うち0.4-1.0 Hzの区間は補正係数を１まで線形に低減。

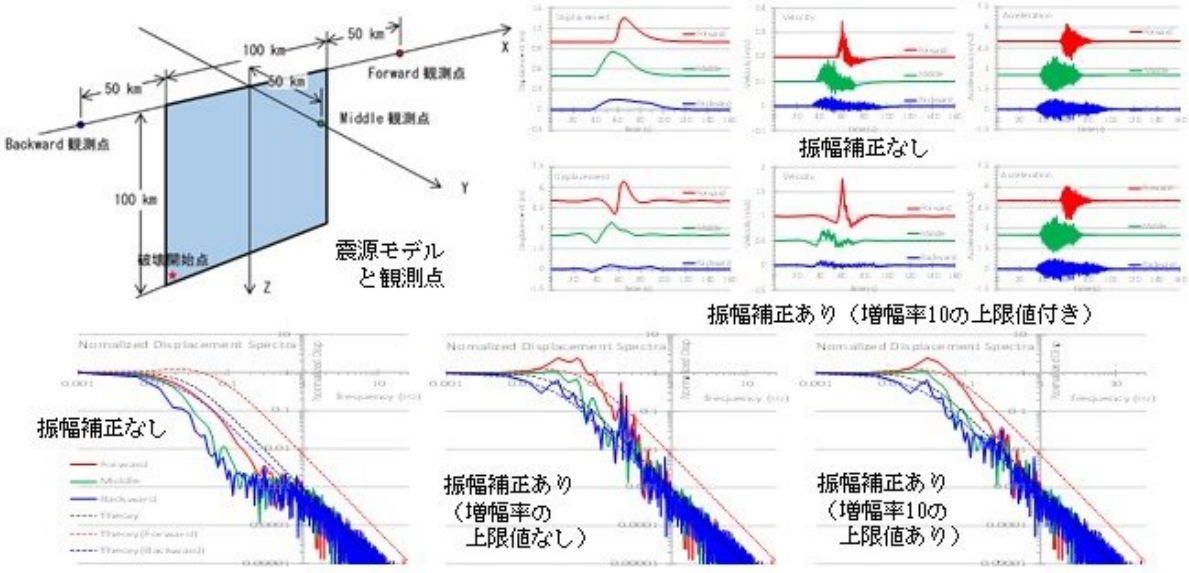


図４　統計的グリーン関数法（文献4)）で用いた震源モデルと観測点（左上）、変位・速度・加速度波形（右上），および，最大振幅１で基準化した変位振幅スペクトル（下）．波形と振幅スペクトルにおいて、Forward(赤線)，Middle(緑線)，Backward(青線)に対応、スペクトルの破線は理論スペクトル。

© 日本地震学会

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

*Junpei Kaneda[1], Shinya Tanaka[1], Yoshiaki Hisada[2]

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

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

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

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

初めに震源から見て異なる方位に位置する複数の観測点で得られた記録を用いてフーリエスペクトル比を算定し、破壊伝播方向との関係について整理を行う。次に、Hikima and Koketsu（2005）を基本とした特性化震源モデルを作成し、EGFにより観測記録の再現を行う。最後に破壊開始点を変更した波形合成を行い、破壊伝播効果が地震動の計算結果に与える影響をあきらかにする。
なお、本稿ではHikima and Koketsu（2005）のevent5（Mw5.9）（ここではEq.1とする）に関する検討結果を示す。また、要素地震は断層面に近い位置で発生した2004/10/27,17:15（Mw3.7）を用いた結果を示すが、今後複数用いる予定である。対象とする地震と観測点を図1、表1に示す。

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

© 日本地震学会

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

3.2　EGFに基づく破壊伝播の影響に関する分析

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

4. 今後の検討方針

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

謝辞

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

© 日本地震学会

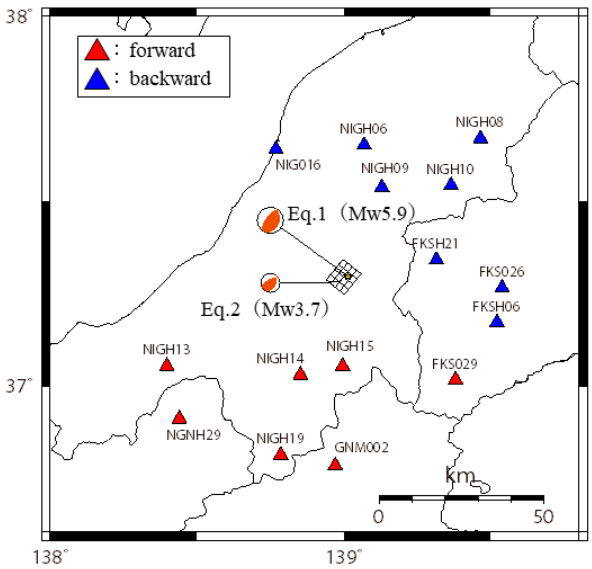


図1 検討地震と観測地点

表1 検討地震の諸元

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

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

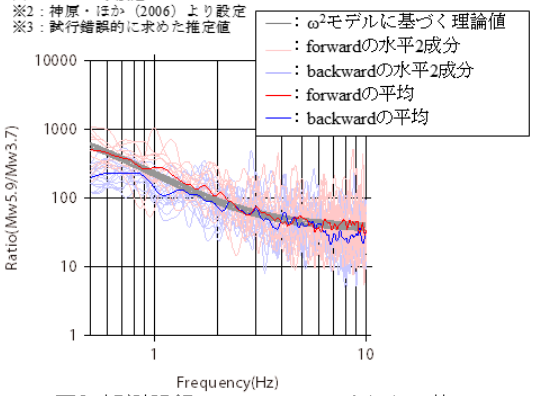
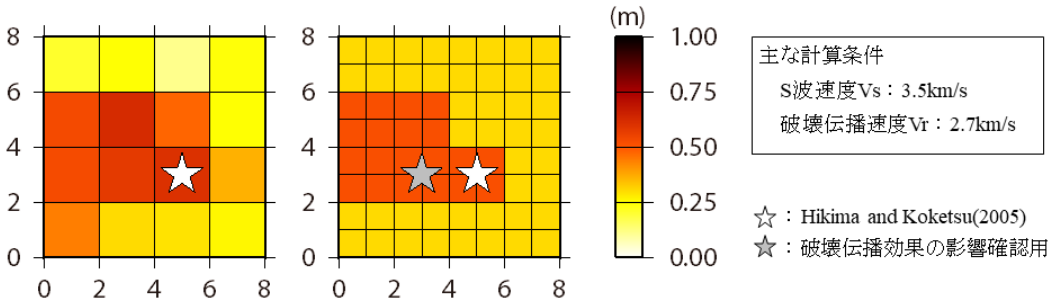


図2 観測記録のフーリエスペクトル比



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

図3 Eq.1の震源モデル

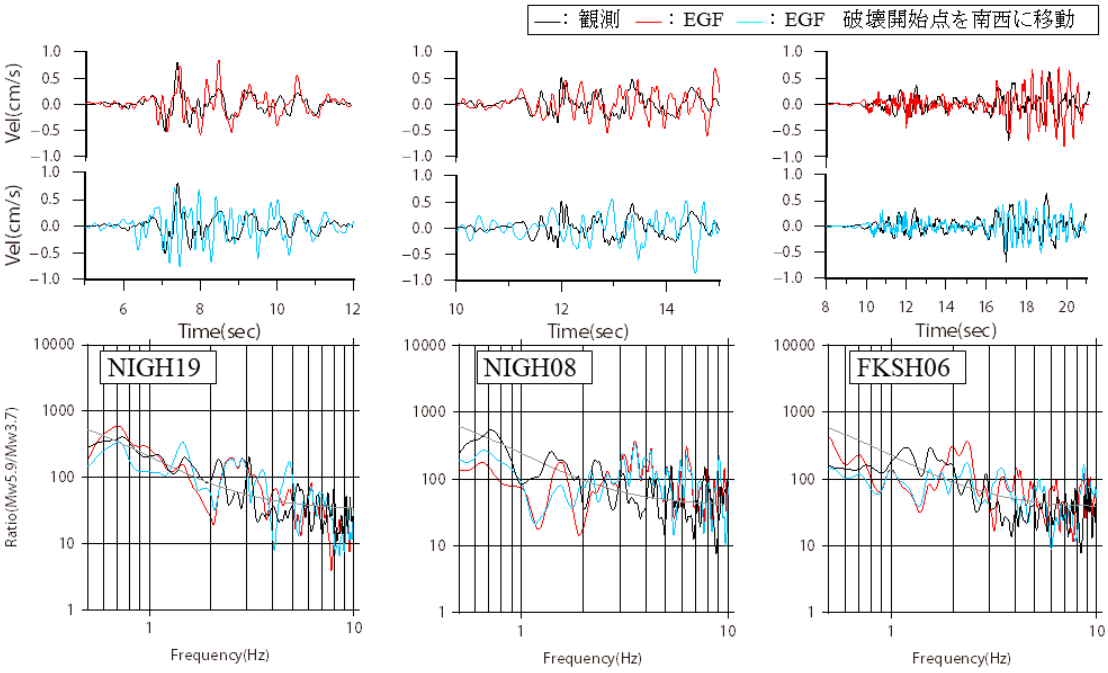


図4 EGFによるEW成分の波形合成結果

© 日本地震学会

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

Thu. Oct 29, 2020 2:30 PM - 3:30 PM JST | Thu. Oct 29, 2020 5:30 AM - 6:30 AM UTC | ROOM A

[S15]M-2

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

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

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

○Keishi Noguchi[1], Naoki Hayashimoto[1], Koji Tamaribuchi[2], Yuki Kodera[2] (1.Japan Meteorological Agency, 2.Meteorological Research Institute)

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

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

○Seiji Tsuno[1], Katsutomo Niwa[2] (1.Railway Technical Research Institute, 2.JR Central Consultants Company)

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

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

○Ryuta Imai[1], Naoki Kasui[1], Asako Iwaki[2], Hiroyuki Fujiwara[2] (1.Mizuho Information & Research Institute, Inc., 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

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

○Takane Hori[1], Tsuyoshi Ichimura[2], Kohei Fujita[2], Ryoichiro Agata[1] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Improvement of IPF method with utilization of Hi-net

*Keishi Noguchi[1], Naoki Hayashimoto[1], Koji Tamaribuchi[2], Yuki Kodera[2]

1. Japan Meteorological Agency, 2. Meteorological Research Institute

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

2. 検討内容
Hi-netをIPF法で活用するため、以下の検討を行った。

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

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

3. 結果
2018年に緊急地震速報を発表した898事例について検証を行った。Hi-net速度波形の加速度変換及び波形解析を行った結果、気象庁加速度計の波形解析結果（トリガ、震央方位、震央距離、振幅）と比較して大きな差異は認めらなかった。これらの波形解析結果と気象庁観測点の波形解析結果を用いて、IPF法による震源推定を行った結果、既存のIPF法と比較すると、陸域の地震で第１報発表時刻の迅速化及び震源精度の向上が見られた。同様に、Hi-netを使用した着未着法と比較しても、ほとんどの事例で同等の精度で震源を推定できることがわかった。また、品質管理異常となった観測点や、ノイズレベルが高くトリガしない観測点を”非選別”とし、震源近傍での未着観測点の影響を軽減することで、尤度分布が収束し震源推定精度が向上することがわかった。
以上のように、Hi-netを活用したIPF法の高度化により、震源推定の迅速化と精度向上が可能となった。ただし、一部の深発地震、及び観測網の端で発生した地震については、特に震源推定初期段階においてIPF法の震源推定精度がやや低くなる場合があった。また、速度Mを使用している着未着法と比較すると、第１報発表時刻が遅い事例も多いことがわかった。今後はこれらに対応するため、IPF法の推定震源を用いた緊急地震速報の発表に速度Mを使用することなどについても検討を行う。

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

© 日本地震学会

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

*Seiji Tsuno[1], Katsutomo Niwa[2]

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

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

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

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

© 日本地震学会

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

*Ryuta Imai[1], Naoki Kasui[1], Asako Iwaki[2], Hiroyuki Fujiwara[2]

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

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

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

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

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

© 日本地震学会

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

© 日本地震学会

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

*Takane Hori[1], Tsuyoshi Ichimura[2], Kohei Fujita[2], Ryoichiro Agata[1]

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

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

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

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

© 日本地震学会

Room B | Regular session：S12. Rock experiment, rock mechanics, and crustal stress

Thu. Oct 29, 2020 1:00 PM - 1:45 PM JST | Thu. Oct 29, 2020 4:00 AM - 4:45 AM UTC | ROOM B

[S12]PM-1

chairperson: Kentaro Omura(NIED)

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

[S12-01] In-situ stress at the basement under Osaka plain -estimation of stress orientations by observation of borehole breakout in deep seismic obsevation wells-

○Kentaro Omura[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S12-02] Experimental and numerical approaches for understanding a development process of composite planar fabric in faults

○Takeshi Miyamoto[1], Kiyokazu Oohashi[2], Akari Fuke[3], Tetsuro Hirono[1] (1.Department of Earth and Space Science, Graduate School of Science, Osaka University, 2.Graduate School of Sciences and Technology for Innovation, Yamaguchi University, 3.Japan Meteorological Agency)

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

[S12-03] Gouge friction on a meter-scale laboratory fault

○Futoshi Yamashita[1], Eiichi Fukuyama[2,1], Akihiro Shimoda[2], Shun Watanabe[2] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Graduate School of Engineering, Kyoto University)

In-situ stress at the basement under Osaka plain -estimation of stress orientations by observation of borehole breakout in deep seismic obsevation wells-

*Kentaro Omura[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

地震発生過程やテクトニック変動を理解する上で，重要な物理量である地殻の原位置絶対応力を求めるには，陸域にしろ海域にしろ，水圧破砕法，応力解放法のように，掘削と複雑な孔内計測が必要であった．しかし，最近は，岩石コアを採取して室内計測する応力測定法(ASR法，DRA法，DCDA法など)や，孔内物理検層で得られる孔壁画像から，応力方位と値を推定する手法(ボアホールブレイクアウト，DITF)が適用されてきている．本発表では，一例として，防災科学技術研究所のHi-net観測網で，大阪平野にある深層地殻活動観測井でのボアホールテレビュア検層から，ボアホールブレイクアウトが観察され，原位置地殻応力方位を推定した結果を報告する．
大阪府の此花観測井(北緯34°39’45.92”，東経135°23’22.53”，掘削深度約2033m)と田尻観測井(北緯34°23’52.14”，東経135°17’01.24”，掘削深度約1532m)において，ボアホールテレビュア検層(BHTV)が実施された．BHTVは，検層ツールのトランスデューサーを回転させ，超音波を孔壁に照射しながら孔内を上昇して，孔壁からの反射波の振幅と往復時間を濃淡表示することによって，孔壁面の画像を描く．亀裂などは，反射波の振幅が小さく，画像が黒くなる．検層ツールには磁力計が組み込まれていて，孔壁画像に写る亀裂などの方位がわかる．ボアホールブレイクアウトは，孔壁にかかる応力集中により,孔壁の一部が剪断破壊し，その部分が，崩れ，孔径が拡大する現象であり，孔壁画像で，深度方向に縦に筋が写ることで，認識される．崩壊した部分の幅から応力値が，崩壊部分の方位から応力方位が求められる．応力値には孔壁の破壊強度が直接関与し，推定が難しいため，今回は，応力方位のみ着目する．応力集中領域から90°回転した方位が原位置地殻応力の水平最大圧縮応力方位になる．
両観測井ともに，浅部の軟岩堆積層の大阪層群から，基盤は花崗閃緑岩となり，基盤のBHTV画像にボアホールブレイクアウトが認識された．図1に此花観測井のボアホールブレイクアウトのBHTV画像の例を示す．田尻でも広い範囲でボアホールブレイクアウトのBHTV画像がえられた．その方位から，原位置地殻応力の水平最大圧縮方位は，此花でN80°E-N260°E，田尻でN65°E-N245°Eとなり，+-15°程度の誤差が見込まれる．この応力方位は，周辺の北近畿地域における，東西方向の圧縮応力方位に整合的な結果になっている．BHTV検層は，標準的な検層種目となっており，観測井など孔井掘削する機会に，あわせて実施することにより，条件が適合して，ボアホールブレイクアウトが形成されれば，原位置地殻応力を求めることができる．

© 日本地震学会

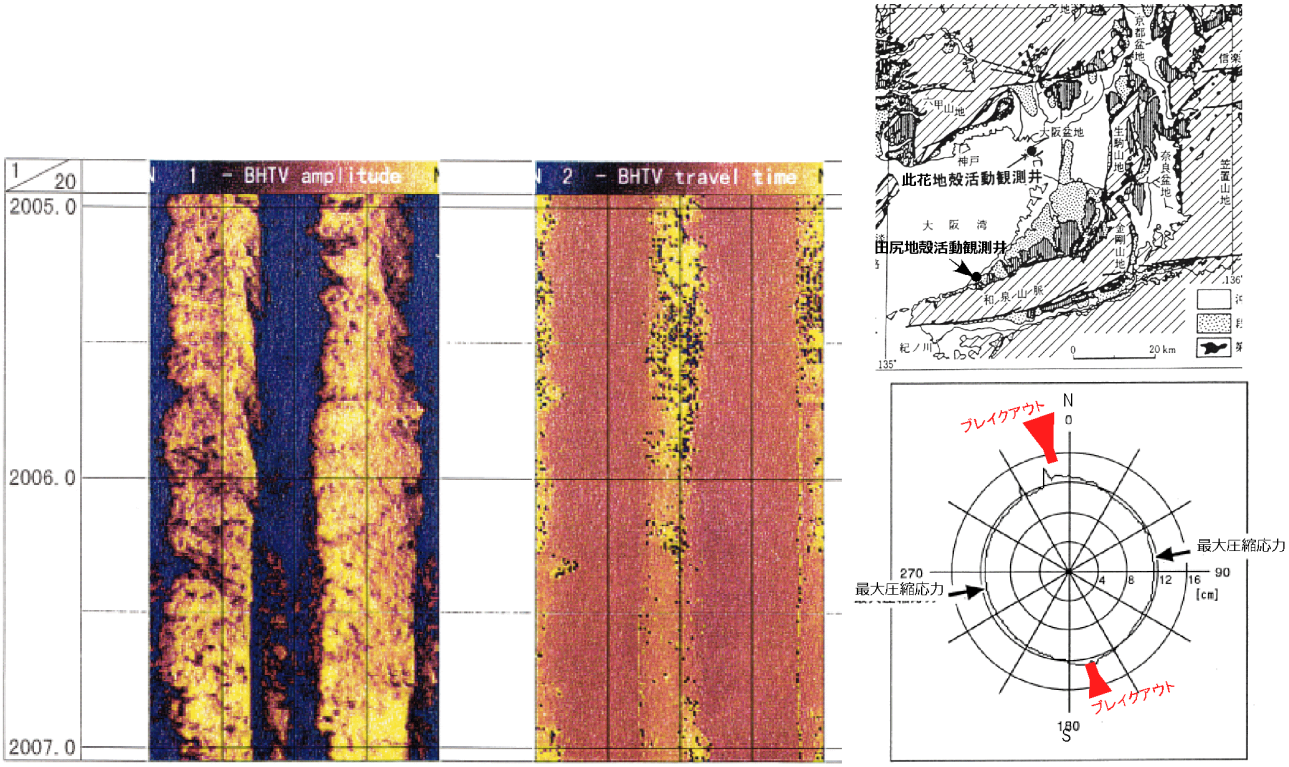


図1．此花観測井の深度2006m付近のBHTV画像．左が，反射振幅，右が往復時間を示す．縦方向の黒い筋がボアホールブレイクアウト．右図は，往復時間から再現した孔壁断面で，拡張したボアホールブレイクアウト部分から90°が最大圧縮応力方位になる

© 日本地震学会

Experimental and numerical approaches for understanding a development process of composite planar fabric in faults

*Takeshi Miyamoto[1], Kiyokazu Oohashi[2], Akari Fuke[3], Tetsuro Hirono[1]

1. Department of Earth and Space Science, Graduate School of Science, Osaka University, 2. Graduate School of Sciences and Technology for Innovation, Yamaguchi University, 3. Japan Meteorological Agency

これまで秒速ナノメートルからメートルオーダーの範囲において摩擦実験が行われ (Di Toro et al., 2011)，様々な岩種の摩擦挙動が調べられてきた．また，摩擦実験後のせん断帯に発達する微小構造の観察も行われてきた（例えば，Marone & Scholz, 1989; Moore & Lockner, 2011 など）．しかし，それらは限られた速度範囲での実施が多く，同一岩種に対して広い速度範囲での摩擦実験を行った例は少ない．そこで，本研究では統一的に摩擦挙動を理解することを目的とし，房総半島江見層群の火山砕屑性堆積物を用いて速度範囲 0.0002–1.0 m/s にて摩擦実験を行った．その他の実験条件は，封圧 1.5–3.0 MPa，すべり量 10 m で統一し，乾燥および水飽和条件下で行った．実験の結果，乾燥条件では 0.1 m/s 以上で，水飽和条件では 0.01 m/s 以上ですべり弱化を示した． 実験後試料の薄片を用いた微小構造観察の結果，乾燥および水飽和両条件において，すべり弱化を示した速度域のせん断帯にはせん断方向と平行な Y 面が，すべり弱化を示さなかった速度域ではせん断方向と斜交する R_1 面の発達が確認された．

続いて，摩擦実験中の粒子の挙動や粒子にかかる応力状態を粒子単位，時間ステップ単位で詳細に解析することを目的として，個別要素法 (DEM) による摩擦実験を再現した粒子シミュレーションを行った．その結果，すべり弱化を示した速度域では，隣接粒子間相対変位が大きい部分がせん断方向に平行に存在し，加えて摩擦係数上昇時にはせん断方向に対して傾斜した方向に，摩擦係数下降時には塊状に存在した．粒子にかかる応力の局所的な集中は見られなかった．一方，すべり弱化を示さなかった速度域では，隣接粒子間相対変位と粒子にかかる応力が大きな部分の局在化が見られたが，摩擦係数低下時と上昇時でその粒子数は大きく異なり粒子の固着と解放が繰り返し行われていた．

以上の摩擦実験と実験後試料の薄片観察，および個別要素法による数値計算の結果から，せん断帯に発達する微小構造にはすべり速度依存性があることが分かった．

しかし，江見層群の火山砕屑性堆積物の試料には火山性ガラスが含まれており，これが複合面構造の発達に影響を与えているか不明である．そこで，複合面構造の発達とすべり速度との関係性をより精査するために，試料として3種類の石英砂を用いた摩擦実験を行った．実験は全て乾燥条件下で，封圧 2 MPa，すべり速度 1.0 m/s および 0.01 m/s，すべり量 10 m で実施した．すべり速度 1.0 m/s においてはすべり弱化を示し，摩擦係数が定常状態を示すまでの弱化距離は 8–10 m であった．0.01 m/s では，すべり量 1 m 程度までのすべり強化に続いて定常状態に達する挙動を示した．石英砂におけるすべり速度と複合面構造の発達との対応性について，今後，微小構造観察などを通して精査していく予定である．

© 日本地震学会

Gouge friction on a meter-scale laboratory fault

*Futoshi Yamashita[1], Eiichi Fukuyama[2,1], Akihiro Shimoda[2], Shun Watanabe[2]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Graduate School of Engineering, Kyoto University

防災科学技術研究所では，岩石摩擦特性のスケール依存性を調べる目的で大型振動台を利用したメートル規模の摩擦実験をおこなっている．過去に実施したメートル規模の変はんれい岩試料同士を直接接触させておこなった摩擦実験では，摩擦係数が急減する仕事率の値がセンチメートル規模に比べ1桁小さくなるというスケール依存性を確認している．さらに様々な観察に基づき，その原因が摩耗に伴って自発的に発生・成長する断層面上の応力不均質にあると結論づけられた（Yamashita et al., 2015, Nature）．しかしながら自然の断層には一般にガウジと呼ばれる微細な岩石粒子が含まれている．ガウジ層を含む断層でも摩擦特性にスケール依存性が存在するか否かは重要な問題であることから，我々はメートル規模でのガウジ摩擦実験をおこなった．本研究でも変はんれい岩のブロックを母岩として用い，長さ1.5 m，幅0.1 mの接触面上に模擬ガウジを散布して摩擦実験をおこなった．模擬ガウジとしてジェットミルによって平均粒径10 μm，最大粒径200 μmとなるよう粉砕した変はんれい岩の粉末粒子を用いた．模擬ガウジを散布する面は凹凸が一面に渡って10 μm以下となるよう成形した後，模擬ガウジをとらえられるようサンドブラストによって粗くした．模擬ガウジを接触面上にふるいを使って可能な限り均質に散布し，厚さが3 mmになるよう余分な模擬ガウジを取り除いた後，金属板を使って手で圧密した．大型振動台によるせん断載荷をおこなう前に油圧ジャッキにより最大6.7 MPaの垂直応力を与え，実験中は一定に保った．実験後，せん断を受けたガウジ層を観察するため，1実験あたり最低3箇所でガウジ層を採取した．残りの模擬ガウジも可能な限り収集し，接触面に残った粒子は掃除機により除去した．本研究では目的に応じて2種類のせん断載荷による実験をおこなった．1つ目は速度-状態依存摩擦（RSF）則のパラメタを調べるための速度ステップ変化の載荷である．載荷速度を0.01 mm/sから1 mm/sの間で繰り返し変化させ，速度増加時と減少時の応答を収録した．得られたデータは，変はんれい岩の模擬ガウジが速度弱化の特性を示すことを示唆している．RSF則のパラメタ推定に関しては別の講演で報告をおこなう予定である（下田他, 2020, 本大会）．2つ目の載荷方法は定常すべり時の摩擦特性の調査を目的としたものであり，0.01 mm/sから30 mm/sの一定速度で載荷し最大で400 mmのすべり距離を与えた．定常状態での摩擦係数と仕事率とを比較したところ，岩石試料同士を直接接触させた状態の摩擦実験で見られていた高い仕事率での摩擦係数の急減が見られなかった．局所的な応力状態を調べるため模擬断層沿いに設置した歪ゲージアレイのデータを解析したところ，すべりに伴い模擬断層面上の垂直応力分布が不均質化ではなく均質化している過程が見られた．ガウジ層を含む状態では岩石同士が直接接触した状態で見られたような応力不均質が発達しづらく，それにより摩擦係数の急減が発生しなかったと考えられる．一方，載荷速度が高い条件での実験においては，実験の最終段階において巨視的な摩擦係数が低下し始める様子が観察されている．そのような実験では，実験後のガウジ層内に黒く固結した薄いガウジ片がしばしば見つかっており，せん断変形が集中し高い仕事率が発生して局所的に摩擦係数が低下したと考えられる．歪のデータでも，一旦均質化した垂直応力分布が巨視的な摩擦係数の低下と同期して再び不均質化していく様子を確認できる．したがって，ガウジ層を含む状態では応力不均質が発達するまでにより多くのすべり距離が必要となるものの，岩石同士が直接接触した状態と同様に応力不均質に起因する巨視的摩擦係数の大幅な低下が引き起こされ，小さな規模では観察されないような低い仕事率での巨視的摩擦係数の急減が発生する可能性がある．

© 日本地震学会

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

Thu. Oct 29, 2020 1:45 PM - 2:15 PM JST | Thu. Oct 29, 2020 4:45 AM - 5:15 AM UTC | ROOM B

[S09]PM-1

chairperson:Satoshi Matsumoto(Kyushu University)

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

[S09-01] Stress tensor estimation and its temporal change based on seismic moment tensor data - Implication from flow rule –

○Satoshi Matsumoto[1] (1.Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University)

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

[S09-02] Characteristics of Source Parameter for Aftershocks of the 2016 Kumamoto Earthquake Estimated by the Coda Spectral Ratio Method

○Naoto Maesako[1], Satoshi Matsumoto[2], Ayaho Mitsuoka[1], Group for Urgent Joint Seismic Observation of the 2016 Kumamoto Earthquake (1.Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyushu University , 2.Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University)

Stress tensor estimation and its temporal change based on seismic moment tensor data - Implication from flow rule –

*Satoshi Matsumoto[1]

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

はじめに

中小地震の発震機構解やモーメントテンソルを用いた応力場推定がAngelier(1974)の先駆的な研究を皮切りに多くの手法開発や領域での推定がなされてきた（レビューとして，たとえば岩田・他，2020）。その中でMatsumoto(2016)は地震が媒質中の非弾性現象であることに着目し，マクロに見るとPrandtl–Reuss則に従うと考えて，モーメントテンソル密度が載荷される偏差応力に比例するとして応力テンソルを推定した。しかしながらその仮定が成立しているかどうかは定かではない。また，いわゆる応力インバージョンによって推定される偏差応力の比（応力比ϕ=(σ2－σ3)／（σ1－σ3）ここでσ1, σ2, σ3 はそれぞれ最大，中間，最小主圧縮応力）は推定精度が悪く，その意味するものについても不明な点がある。そこで本研究では非常に単純な計算からこれらの点について考察する。

流れ則の有効性と応力インバージョン

ここでは静岩圧平衡状態から3軸応力がかかる状態を考える。sx, sy, szをそれぞれ各タイムステップで増加させ，最大せん断応力が破壊基準を超えた時に一定の応力降下が起こるとする（図1a参照）。具体的には基準はTresca状態を考えることになる。たとえばCoulombの破壊基準（摩擦係数で最適面で滑りが起こる）であってもμ＝0.6の時s1から±30度の面で滑りが起こる。どちらも同様に起こるはずであるのでこれらを足し合わせれば単純に45度のすべりのモーメント解放と同じになる（図１b）。さて，ここでは簡単のために媒質中で強度は一定とし，基準を満たした瞬間に媒質で一斉に地震が起こり，応力降下に対応したモーメントが解放されることとする。応力場は最大せん断応力になる組み合わせの大きい応力と小さい応力でそれぞれ応力降下量の半分現象，増加することになる。最大せん断応力を基準とした場合，地震後も主応力はｘｙｚ軸と一致し，回転は起こらない。

載荷する応力の比ϕ＝0.2, 0.5, 0.8，（σ1＝σx, σ2＝σz, σ3＝σy）の3つのケースの場合の結果を図２に示す。載荷する応力 (σx, σy, σz) は各時間ステップで0.1, -0.1, -0.06 (ϕ＝0.2), 0.1, -0.1, 0 (ϕ ＝0.5),0.1, -0.1, 0.06 (ϕ＝0.8) MPa/time stepである。ここで強度は10MPa,応力降下は2MPaの場合を示す。 この結果では以下の特徴が得られる。1）媒質が破壊強度に達するまでは媒質内の応力は載荷された応力と等しい(stage 1)。 σ１－σ３の組み合わせが強度に達すると地震が起き始め，差応力は強度と強度一応力降下量の間を保つ(stage 2)。 σ２が増加（減少）しつづけ，σ２－σ３（σ１－σ２）の組み合わせが強度に達し，これらを解放する方向でも地震が起き始める (stage 3)。この結果，媒質内の応力はσ２≒σ３（σ１≒σ２）の状態になる。一方解放されるモーメントは載荷される応力に比例する。すなわち，地震を用いた応力推定においては載荷される応力（応力レート）のみが反映され，その場応力を推定することはできない。２）Stage 2においてはσ２の影響は観測されず，応力比はいつも0.5になる。３）載荷される応力（強度を超えて）と解放される応力（非弾性ひずみ）は比例関係になり，いわゆる流れ則を満足する。

さらに，外部から瞬時に加わる応力変化から強度を見積もる方法について検討を行った。Hardebeck and Hauksson(2001)で提唱された応力比によらない主応力の回転から強度を推定する方法では応力比＜0.5の場合，＞0.5の場合ではσ２－σ３，σ１－σ2の面内の回転は直接応力変化を示し，強度の情報は含まない。そのほかの面内の変化では強度が求められることが明らかになった。
以上のように，簡単な計算から応力場推定についての検討を行い，今後の応力場推定や強度推定，モデリング

© 日本地震学会

について重要な知見が得られた。

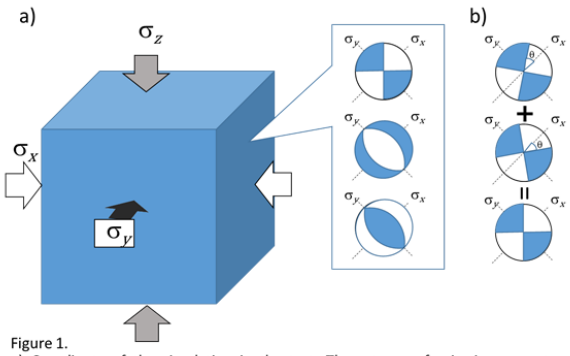


Figure 1.
a) Coordinate of the simulation in the text. Three types of seismic moment tensor indicated in right side occur inside of medium. b) Schematic illustration showing summation of two seismic moment tensor with compression angle perturbations are averaged.

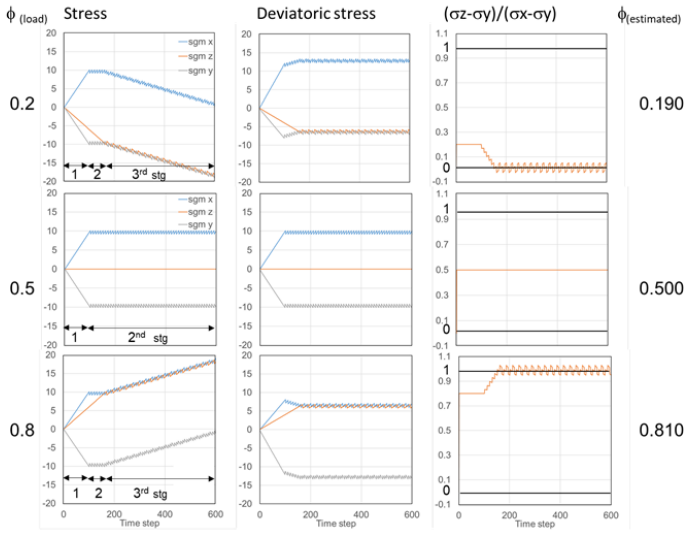


Figure 2
Column figures show temporal variations of stresses, deviatoric stress, and in-situ stress ratio, respectively. Coordinate system is shown in Fig. 1b. Colors in the figures are shown in legend. Stress ratios of given loaded from outside and estimated are indicated in the left and right of the column figures. Row corresponds to case for different loaded stress ratio. Arrows show stages of stress condition.

© 日本地震学会

Characteristics of Source Parameter for Aftershocks of the 2016 Kumamoto Earthquake Estimated by the Coda Spectral Ratio Method

*Naoto Maesako[1], Satoshi Matsumoto[2], Ayaho Mitsuoka[1], Group for Urgent Joint Seismic Observation of the 2016 Kumamoto Earthquake

1. Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyushu University , 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University

地震の震源特性を理解するためには，地震モーメントM_0，コーナー周波数f_c，応力降下量Δσなどの震源パラメータを推定することが基本となる．地震モーメントとコーナー周波数のスケーリング則(相似則) $M_0 \propto f_c^{-3}$が成り立つとすれば，応力降下量は地震の規模に依らず一定の値を取ることが知られている．このような震源スケーリングや応力降下量のばらつきを調べることは，震源物理の理解だけでなく，将来起こり得る地震の強震動予測の向上のためにも重要であると言える．

本研究では，2016年熊本地震系列における余震の震源分布に焦点を当て，そのうちの318イベントを対象としたS波コーダスペクトル比法による震源パラメータの推定を行い，応力降下量のばらつきやその要因について調べた．解析は，基本的にSomei et al. [2014]の手順に倣って，観測記録から震源スペクトル比を求めた．観測記録は防災科学技術研究所(以下，防災科研)高感度地震観測網Hi-netの観測点から7点，熊本地震合同地震観測グループによる観測点から9点の計16点における速度波形データを用いた．1 –30Hzの周波数帯におけるSN比(Signal-Noise Ratio; SNR)が2以上という条件を満たす地震波形データを用いて，地震モーメント比・親地震と子地震のコーナー周波数の計3つの未知パラメータを非線形最小二乗法によるインバージョンで推定した．親地震の地震モーメントは防災科研広帯域地震観測網F-netのメカニズム解による値で固定し，地震モーメント比から子地震の地震モーメントを推定した．

解析の結果、地震モーメントはコーナー周波数に対して$M_0 \propto f_c^{-4.35}$の関係に従う様子が見られた．一般的に知られるスケーリング則である$M_0 \propto f_c^{-3}$の関係は破綻しており，規模依存性を示唆する結果となった．また、推定されたコーナー周波数と地震モーメントを用いて，地震断層を円形クラックと仮定して応力降下量を推定した[Eshelby, 1957; Brune, 1970,1971]．対象とした318イベントの応力降下量は0.21 –17MPaの間でばらついており，幾何平均は2.6MPa(-1σ/+1σはそれぞれ1.2，5.5MPa)であった．過去に日本国内で発生した内陸地震の応力降下量[Somei et al., 2014]と比較すると、本研究の推定値は空間的なばらつきの範囲内であった．一方，本研究では詳細に推定精度を検討したところ，熊本地震震源域内においても地震の規模や震源深さに対する有意な依存性が認められ，いずれも正の相関を示した(相関係数はそれぞれ0.47，0.43)．これらは当震源域における地震の発生メカニズムを考えるうえで重要な結果である．

謝辞：解析において，国立研究開発法人防災科学技術研究所の高感度地震観測網Hi-net，広帯域地震観測網F-net，気象庁のデータも用いました．記して感謝申し上げます．

© 日本地震学会

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

Thu. Oct 29, 2020 2:30 PM - 3:30 PM JST | Thu. Oct 29, 2020 5:30 AM - 6:30 AM UTC | ROOM B

[S09]PM-2

chairperson:Shiro Ohmi(DPRI, Kyoto University), chairperson:Akemi Noda(MRI)

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

[S09-03] Shear strain energy changes caused by the 2016 Kumamoto earthquake sequence: Comparison with aftershock activity

○Akemi Noda[1], Tatsuhiko Saito[2], Eiichi Fukuyama[3,2], Toshiko Terakawa[4], Sachiko Tanaka[2], Mitsuhiro Matsu'ura[5] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, now at Meteorological Research Institute, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3.Graduate School of Engineering, Kyoto University, 4.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 5.Institute of Statistical Mathematics)

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

[S09-04] Space-time separation of earthquake activities in the 1998 and the 2020 Hida-Kamikochi, central Japan, earthquake swarms

○Ichiro Kawasaki[1] (1.Tono Research Institute of Earthquake Science)

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

[S09-05] Swarm Activity in the Hida Mountain Range, Central Japan, Started from April 2020, Followed by a Dyke Intrusion Event Inferred from Crustal Deformation

○Shiro OHMI[1], Takuya NISHIMURA[1], Manabu HASHIMOTO[1] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S09-06] Spectal change of the deep low frequency earthquakes near Yakedake volcano in May 2020

○Daisuke Kamata[1], Motoo Ukawa[1] (1.Nihon University)

Shear strain energy changes caused by the 2016 Kumamoto earthquake sequence: Comparison with aftershock activity

*Akemi Noda[1], Tatsuhiko Saito[2], Eiichi Fukuyama[3,2], Toshiko Terakawa[4], Sachiko Tanaka[2], Mitsuhiro Matsu'ura[5]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, now at Meteorological Research Institute, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Graduate School of Engineering, Kyoto University, 4. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 5. Institute of Statistical Mathematics

地殻内の歪みエネルギーを用いて断層破壊が進展することを考慮すると、地震発生層内に蓄積した歪みエネルギーの分布を明らかにすることは、地震の発生メカニズムを理解する上で重要である。本研究では、歪みエネルギーのうち地震発生との関係が深いと考えられるせん断歪みエネルギーに注目し、2016年熊本地震によるせん断歪みエネルギー変化を、地殻内の3次元空間分布として定量評価した。

地震時のせん断歪みエネルギー密度変化の空間分布を求めるには、地震による応力変化と背景応力場を知る必要がある。地震時の応力変化については、GNSS観測による地震時の地表変位データから断層すべりモデルを推定し、半無限弾性体を仮定してこのすべりモデルによる周辺地殻内の応力変化分布を計算した。一方、背景応力の向き（主応力軸の方向・応力比）は対象地域で発生する地震のメカニズム解から推定可能だが、その絶対値を知ることは難しい。そこで本研究では、背景応力の向きについてはTerakawa and Matsu'ura (2010) による応力インバージョンの結果を用い、背景応力の大きさは地殻内の摩擦強度に従うと仮定した。この際、地殻の有効摩擦係数としてμ_{eff}=0.0, 0.1, 0.2, 0.4を候補に設定し、それぞれの場合のせん断歪みエネルギー密度の変化量を算出したところ、その空間分布のパターンは背景応力のレベルに強く依存することが分かった。背景応力の大きさがゼロであることを意味するμ_{eff}=0.0の場合、せん断歪みエネルギー密度は全ての場所で増加した。一方、摩擦係数が大きい場合（μ_{eff}=0.4）は、背景応力と地震による応力変化が同じ向きの地点でせん断歪みエネルギー密度が増加、逆向きの地点で減少した。

次に、以上のように得られたせん断歪みエネルギー密度変化を積分して、地震によるせん断歪みエネルギー変化の総量を計算した。μ_{eff}=0.0 のケースでは、地殻内のせん断歪みエネルギーの総量は増加した。地震が地殻内に蓄積したエネルギーを解放する物理プロセスであることを考慮すると、これは不合理な結果である。その他のケースではせん断歪みエネルギーの総量は減少し、背景応力レベルが大きいほど減少量が大きいことが分かった。μ_{eff}=0.0のケースで見られたエネルギー増加の不合理を避けるには、有効摩擦係数は0.05以上でなければならない。これは深さ10 kmで最大せん断応力14 MPaに対応する。このように、せん断歪みエネルギー変化の総量の議論から背景応力レベルの下限値を拘束することができた。

最後に、μ_{eff}=0.0以外のケースについて、せん断歪みエネルギー密度変化の空間分布と、熊本地震本震後1週間のうちに発生した余震の震源分布を比較した。その結果、せん断歪みエネルギー密度増加域と余震発生域には相関が見られ、余震の総数のうち凡そ75%がエネルギー密度増加域で発生していたことが分かった。余震が完全にランダムに発生したと仮定して100,000通りの余震データセットを合成し、テスト解析を行ったところ、せん断歪みエネルギー密度増加域で75%以上の余震が発生する確率は、0.001%より小さかった。従って、熊本地震の場合、せん断歪みエネルギーの増加と余震活発化の関連性は統計的に有意だと考えられる。本震の震源断層近傍ではエネルギーの増加で説明できない余震が発生したが、これらの余震発生を理解するには間隙水圧の増加による強度低下などの別の物理プロセスを考慮する必要がある。

Reference:
Noda, A., Saito, T., Fukuyama, E., Terakawa, T., Tanaka, S., and Matsu'ura, M. (2020). The 3-D spatial distribution of shear strain energy changes associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence,

© 日本地震学会

southwest Japan, Geophysical Research Letters, 47, e2019GL086369.
https://doi.org/10.1029/2019GL086369

© 日本地震学会

Space-time separation of earthquake activities in the 1998 and the 2020 Hida-Kamikochi, central Japan, earthquake swarms

*Ichiro Kawasaki[1]

1. Tono Research Institute of Earthquake Science

●2020年4月22日，驚いたことに飛騨上高地群発地震が再来した。たった20年程で激しい群発地震活動が再来したことは熱水が原因であることを示している。本発表は，気象庁ＨＰの「震度データ検索」によって検索・作図した分布図を手掛かりに，そのメカニズムを探る試みである。
●1998年と2020年で，南北0.2分（0.37km），東西2分（0.30km）以内で発生したM4以上の地震の組み合わせを探すと，表１のように，XA1，XA2，XB，XC の４地点が見出された。これらの地点は群発活動域が特定の時空間に移動したときの最初のM3以上の地震，あるいはそれに近いことに気が付いたので，時間区切りを「日」では無く，必要に応じて「時」，「10分」に下げると，群発地震活動は，図１のように時空間的に分離することが明瞭になった。2020の群発地震は，この予稿を準備している段階でM2以上の地震では槍ヶ岳周辺で停止してしまっているが1998年の時には富山・長野・岐阜県境まで拡大したので図には1998年の分布を示したが，時空間的に分離したことは2020年でも明瞭である。２回とも同じ区間区切りで時空間的に分離が生じたので，それは偶然ではない。
●1998年8月7日に始まった飛騨上高地群発地震と今回の群発地震のM2以上の群発活動域は，図１のような共通の区間区切りで「時空間的に分離」して移動した。図の区間を，南から北に向かって (A)（北緯36度15.5分以南。上高地周辺。地震の深度6kmから4km），(B)（同15.5分から16.7分。西穂高岳東南側。深度6kmから4km），(C)（同16.6分から18.8分。西穂高北側。深度5kmから4km），(D)（同18.8分から22.3分。槍ヶ岳西山腹。深度4kmから1km），(E)（同22.3分以北，槍ヶ岳から野口五郎岳。深度2kmから0km）と名付ける。なお，発生深度は6kmから4kmと述べた場合は深度6.5kmから3.5kmを意味する。
●特異な例を挙げておこう。
期間［2］には(C)が活動域になった。8月14日11時34分に3.1，14時6分にM4.2の地震（深度3 km）が発生し，活動域は西穂高岳尾根部に向かって「南」に延びて行った。この時空間の群発活動は「半日程」で沈静化した。
期間［3］には活動域は(B)に移動した。同日23時52分，長野県側の南端近くでM4.0（深度5 km）の地震が発生し，活動域は西穂高岳尾根部に向かって「北」に延びて行き，この時空間の群発活動は「1日程」で沈静化した。
●(A)から(D)の様に「空間的に分離」していることは，区間境界（例えば西穂高岳尾根部直下）に，熱水の移動を妨げる境界面があることを意味しているとしか考えられない。
「時間的に分離」していることは，地震発生域に熱水が充満して群発地震活動を引き起こしているのでは無いことを意味している。直接的な証拠は無いが，それは，「群発地震活動域の下に熱水混合層が上記区間におおよそ対応するように分離して分布しながらも，熱水脈で細々と連結して水圧は共有している。ある区間で水混合層から突破的に熱水が溢れ出して地震活動が生じると熱水混合層全体で水圧が下がり，今まで地震活動が生じていた場所では地震活動が終息する。そのようなサイクルを区間を変えて繰り返したこと」を意味しているように思われる。このようなモデルで無ければ「活動域の時空間分離」を説明することは困難であろう。
●立山・黒部地域では黒部峡谷の直下に熱水混合層が分布することは，川崎（2019，測地学会）が1996年集中観測による地殻構造（Matsubara, et al, 2000）や重力異常データによる超低密度域（源内・他，2002）などに基づいて議論した通りである。
槍・穂高・上高地地域にはその様な研究成果はないが，Mikumo et al. (1995）による上宝観測所や高山観測所の観測データのトモグラフィー，水谷・他（1983）による奥飛騨温泉郷の深さ700 mの地熱調査井の変質鉱物組成，温泉水の化学組成，酸素・炭素同位体比の研究，焼岳の山頂の160℃程の火山ガスのヘリウム3/4比などから，地下数kmに熱水混合層が分布することは疑えない。むしろ，群発地震の活動域の「時空間的分離」こそが熱水混合層存在の強力な状況証拠であろう。

© 日本地震学会

●以上はM2以上の地震による飛騨上高地群発地震像である。M2以下の微小地震で見ればもっと多彩な活動をしている（大見，私信）。両方を合わせれば群発地震の全体像になるのであろう。

	発生日	時刻	北緯	東経	深度	M
XA1	1998/08/09	12:45	36° 14.5′	137° 38.3′	4km	M4.6
	2020/04/27	11:32	36° 14.7′	137° 38.3′	5km	M4.8
XA2	1998/08/12	09:40	36° 14.2′	137° 39.0′	4km	M4.6
	2020/04/23	13:57	36° 14.1′	137° 39.0′	5km	M5.0
XB	1998/08/14	23:52	36° 15.8′	137° 38.0′	5km	M4.0
	2020/05/13	10:28	36° 15.7′	137° 38.1′	3km	M4.8
XC	1998/08/14	14:06	36° 17.8′	137° 37.6′	3km	M4.2
	2020/05/19	14:23	36° 17.6′	137° 37.7′	3km	M4.7

表１　緯度0.2分（0.37km），経度0.2分（0.30km）以内で，1998年と2020年に発生したM4以上の地震の組み合わせ。

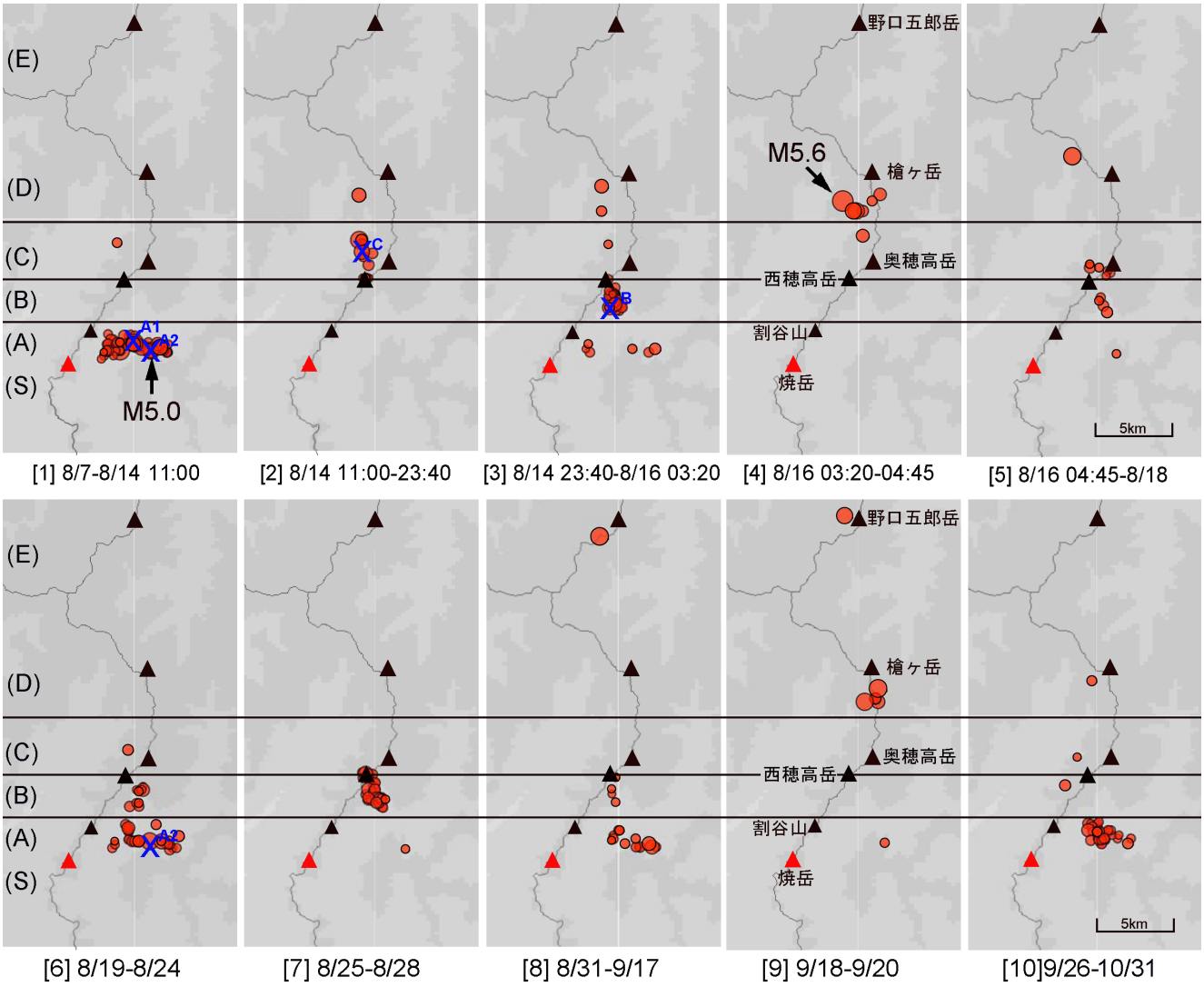


図１　1998年飛騨上高地群発地震の期間［1］から［10］のM2以上の地震の震央分布。気象庁ＨＰの「震度データベース検索」によって作図した震央分布を加筆編集した。

© 日本地震学会

Swarm Activity in the Hida Mountain Range, Central Japan, Started from April 2020, Followed by a Dyke Intrusion Event Inferred from Crustal Deformation

*Shiro OHMI[1], Takuya NISHIMURA[1], Manabu HASHIMOTO[1]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

§はじめに：飛騨山脈南部の上高地およびその周辺において、2020年4月23日のM=5.5（以下、Mは気象庁マグニチュード）の地震を最大地震として（2020年8月下旬現在）、活発な地震活動が続いている。今回の地震活動は、4月6日の上高地徳本峠付近での小規模な群発地震で始まったと考えられる。その後若干の震源移動と消長を繰り返した後、4月22日未明にM=3.8を含む地震が徳本峠付近の4月6日の活動域とほぼ同じ位置で発生し、翌日4月23日13時44分にM=5.5の地震が発生した。その後、上高地の谷底から岳沢にかけての地域に震源域が拡大し、5月13日早朝からの活動で飛騨山脈主稜線（岐阜・長野県境）の近くまで震源域が拡大した。5月19日13時12分の地震（M=5.4）において震源域が主稜線の岐阜県側に拡大し、その後は、長野県側と岐阜県側の双方で散発的な活動が継続している。

§過去の群発地震との比較：飛騨山脈の南部の、主に鷲羽岳から焼岳付近は断続的な群発地震が頻発する地域で、京大防災研が1970年代後半に地震観測を開始して以来、既往研究によれば、主な群発地震活動が1990～1991年（焼岳および烏帽子岳付近）、1993年6月～1994年1月（槍ヶ岳）、1998年8月～2000年2月（飛騨山脈群発地震）、2011年3月～4月（東北地方太平洋沖地震直後の群発地震）、2014年5月（西穂高・千石尾根付近）、2018年11月～2019年1月（焼岳西麓および上高地）などに発生している。また、小規模ながら、上述以外にもたとえば2003年12月の焼岳北東域や2013年10月の涸沢付近などにもクラスタ的な地震活動が見られた。これらのうち、1998年の活動は、1970年代後半以降では最大の活動であった。同地域で発生する群発地震の震央分布をみると、2018年の活動までは大まかにみるとそれぞれの震源域が重なっておらず、震源域が「棲み分け」をする現象が観察される。また、過去の大部分の活動では一連の活動の震源域が飛騨山脈の主稜線を越えることはなく、岐阜・長野のいずれかの側に限定されることが特徴であり、これまでの唯一の例外が1998年の活動であったが、今回の2020年の活動は5月19日の段階で長野側から岐阜側へ震源域が拡大し、1990年代以降2度目の例となった。

§地殻変動データの解析：京大防災研は、焼岳中尾峠、焼岳山頂などで焼岳火山の研究観測の一環としてGNSS連続観測を実施している。また、焼岳西側山麓の奥飛騨温泉郷中尾、同・栃尾でも別プロジェクトでGNSS連続観測を継続中である（京大・名大・北大の共同運用）。これらのデータに、気象庁の焼岳南峰南東および大正池南の観測点のデータを加えて、栃尾を基準点として解析したところ、４月下旬から一部の観測点で有意な地殻変動が検出され、5月中旬にはほぼ全ての観測点で変動が加速した。今回の地震活動は、M=5.0以上の地震を複数個含む活発なものであるが、GNSSで観測された地殻変動は、地震の断層運動による地殻変動の寄与だけでは観測された変動量を説明できないことがわかった。そこで、開口断層を仮定して変動源のパラメタを推定したところ、上高地の谷底から西穂高岳の稜線にかけての位置、および西穂高岳と奥穂高岳の中間付近の稜線を跨ぐ位置に、それぞれ北西～南東方向のほぼ鉛直な開口断層（総体積変化量2.4～2.5×$10^6$$m^3$）を置くことにより、変動量を説明できることがわかった。なお、InSARによる解析によれば、焼岳北東斜面には長期的な膨張が認められているが（たとえば、気象庁、第143回噴火予知連絡会資料）、今回の地震活動の開始前後の比較では有意な変動は認められない。

§考察：上で求められた開口断層の位置と、防災科研のF-netにより求められた、活動期間中の主だった地震の発震機構解を比較すると、求められた開口断層の周辺に発生した地震の発震機構解にはNon Double Couple成分が大きな地震が多く見られており、今回の解析の妥当性を示すものと考えられる。今回の活動は、(1) 過去

© 日本地震学会

の活動の震源域と「棲み分け」をせず1998年の震源域に重なるように発生した、(2) 飛騨山脈の主稜線を跨ぐように震源域が拡大した、の2点で特異である。また、直近の2018年の群発地震活動では、すでに現在と同様のGNSS観測網が稼働していたが有意な地殻変動は検出されなかった。このようなことから類推すると、当地域で発生する群発地震のうち、主稜線を跨ぐような規模の大きな地震活動ではダイク貫入イベント等を伴う可能性があり、今回の活動だけではなく、1998年の活動もその一つであった可能性がある。2018年の活動のような地殻変動を伴わない群発地震の発生メカニズムの考察は今後の課題である。

§謝辞：気象庁からGNSS観測データを提供していただいた。記して感謝する。

© 日本地震学会

Spectal change of the deep low frequency earthquakes near Yakedake volcano in May 2020

*Daisuke Kamata[1], Motoo Ukawa[1]

1. Nihon University

1.はじめに

火山地域では深部低周波地震と呼ばれる通常の構造性地震に比べて卓越周波数が低い地震が深さ10～50kmで発生する。深部低周波地震は火山深部のマグマの活動と関連して発生すると考えられているが、詳細なメカニズムは明らかになっていない。
飛騨山脈の長野県と岐阜県の境界に位置する焼岳でも深部低周波地震活動が見られる。この地域では2020年5月2日から3日にかけて、20時間以上にわたり、規模の小さい深部低周波地震が連続的に発生した。本研究では、この連続的な深部低周波地震活動のスペクトルの時間変化について述べる。

2.焼岳の深部低周波地震活動の概要

気象庁の一元化震源カタログによると、焼岳近傍では通常の構造性地震が深さ0～10 kmで、また深部低周波地震が深さ10～40 kmで発生している。深部低周波地震は焼岳の北から北西にかけて、東西に10km、南北に5kmの範囲を中心に発生している。この活動は2つの群に分かれて活動し、東側の群は主として深さ20～35 kmで発生、西側の群は主に深さ10～20 kmで発生し、西ほど浅くなる傾向がある。西側の群は東側の群に比べて活動度は低い。
焼岳周辺の深部低周波地震は大見他(2003)で指摘しているように群発的に発生する傾向が強い。2004年以降は、2004年に群発的な深部低周波地震活動が起こって以降、この活動ほど顕著ではないものの、数年に一度続発的な活動が見られ、2019年以降、活動度は高くなっていた。

3.2020年5月の活動

2020年5月2日～3日かけて非常に規模の小さい深部低周波地震が連続的に発生した。気象庁の一元化震源カタログによると、これらの連続的な深部低周波地震のマグニチュードは-0.9～0の範囲で、西側の浅い群に属し、深さは10～20 kmに決められている。国立研究開発法人防災科学技術研究所の高感度地震観測網Hi-net（以後、Hi-netと略す）の観測点の連続地震記録を見ると、この連続的な活動は2020年5月2日の正午ごろに始まっており、2020年5月3日の15時ごろに収束している。

4.2020年5月2日～3日の連続的発生のスペクトル

5月2日～3日の深部低周波地震活動について、鵜川(2020)と同様のウェーブレット解析を適用して、スペクトルの時間変化を調べた。ウェーブレット解析は低周波振動の中に高周波が重畳する場合に有効的である。アナライジング・ウェーブレットとして下記の式で与えられるMorletのウェーブレットを採用した。
$\Psi_0(\eta)=\pi^{-1/4}e^{i\omega_0\eta}e^{-\eta^2/2}$
ここにηは無次元のパラメーター、ω_0は無次元の周波数パラメーターである。計算方法はTorrence and Compo(1998)に従った。本研究では、ウェーブレット解析結果から2秒間のスペクトル強度が最大となる周波数を、時間をずらしながら読み取ることで卓越周波数の時間変化の検出を試みた。地震波形データはHi-netの

© 日本地震学会

100Hzサンプリング波形データを使用している。
その結果、図に示すようにHi-net観測点N.KOKH（神岡）では2020年5月2日18時頃から1Hz～2Hz程度の振動が連続的に卓越するようになり、2020年5月3日3時頃に2Hz程度の顕著な振動は見られなくなったが、1Hz程度の振動は2020年5月3日14時頃まで顕著に続いているということがわかった。同様の傾向がHi-net観測点N.KTRH（上宝）でも観測されている。

5.考察とまとめ

深部低周波地震が噴火や火山浅部の群発地震活動と同期して活発化する事例（例えば1991年ピナツボ火山噴火や1998年岩手山）があり、深部低周波地震が火山深部のマグマ活動と関連して発生していることを示していると考えられている。
焼岳近傍では2020年4月22日から地殻浅部の東北東側を中心に群発地震活動が活発化していた。5月2日～3日に発生した深部低周波地震の連続的活動は、この群発地震活動の活発な期間に発生している。浅部の群発地震と深部低周波地震の震央は一致していないが、深部からのマグマなど、火山性流体の移動を示している可能性がある。
本研究では、5月2日～3日に焼岳近傍で深部低周波地震が連続的に発生し、その卓越周波数が1～2Hzから1Hz程度に時間変化したことを明らかにした。今後、震源の精査と卓越周波数が変化するメカニズムを明らかにすることが課題である。

6.謝辞

本研究では、国立研究開発法人防災科学技術研究所の高感度地震観測網Hi-netの地震波形データを使用した。また、図の作成にはGMT6を使用した。記してここに感謝いたします。

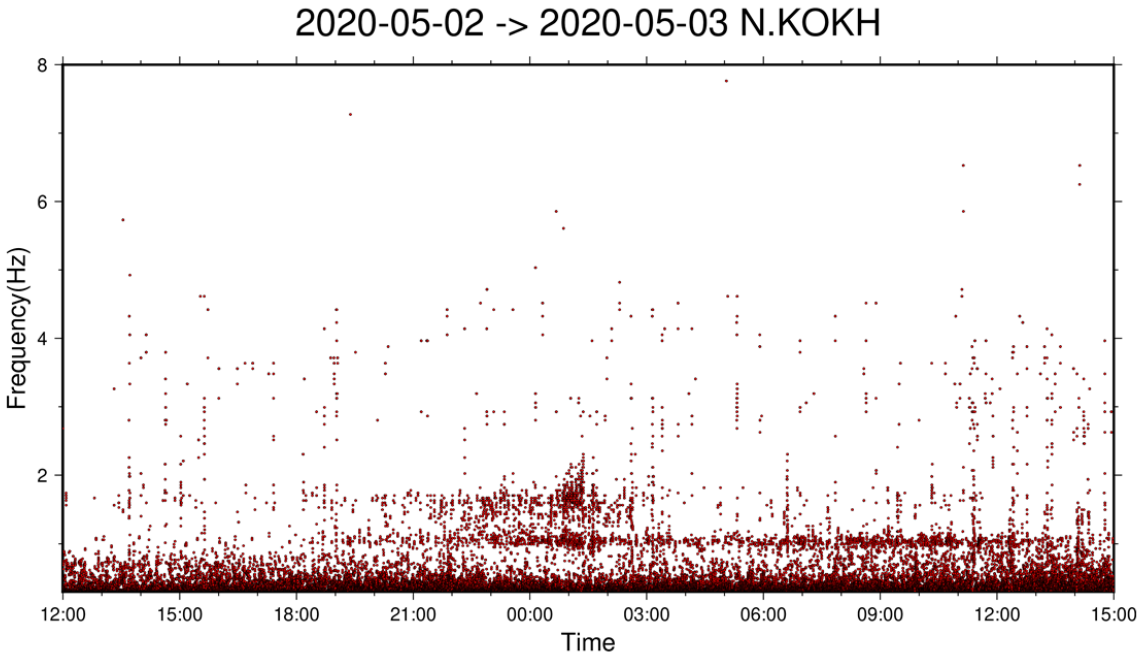


図.Hi-net観測点（N.KOKH）における5月2日12:00～5月3日15:00の卓越周波数の変化

© 日本地震学会

Room C | Regular session：S06. Crustal structure

Thu. Oct 29, 2020 1:00 PM - 2:15 PM JST | Thu. Oct 29, 2020 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM C

[S06]PM-1

chairperson:Gou Fujie(JAMSTEC)

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

[S06-01] Mapping outer rise faults in the southern Kuril Trench

○Shuichi Kodaira[1], Tetsuo No[1], Gou Fujie[1], Koichiro Obana[1], Yasuyuki Nakamura[1], Seiichi Miura[1], Kentaro Imai[1], Toshitaka Baba[2], Naotaka Chikasada[3], Yuichiro Tanioka[4] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 2.Tokushima University, 3.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 4.Hokkaido University)

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

[S06-02] Crustal structure in the Kuril Trench subduction zone off Hokkaido, Japan, by a dense linear OBS-array seismic survey

Ryosuke Azuma[1], Shuichi Kodaira[2], Ryota Hino[1], Go Fujie[2], Koichiro Obana[2], Fumiaki Tomita[2], ○Yusaku Ohta[1] (1.RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University, 2.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

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

[S06-03] 3-D structure and seismogenesis in the East Japan forearc derived from S-net data

○Dapeng Zhao[1], Y. Hua[1], G. Toyokuni[1], Z. Yu[1] (1.Tohoku University)

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

[S06-04] Seismogenic source fault models in and around the Sea of Japan

○Hiroshi Sato[1], Tatsuya Ishiyama[1], Testuo No[2], Kodaira Shuichi[2], Naoko Kato[1], Johan S Claringbould, Makoto Matsubara[3], Akinori Hashima[1], Masahiro Ishikawa[4], Takeshi Sato[5] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 4.Yokohama National University, 5.Sapporo Regional Headquaters, JMA)

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

[S06-05] High-resolution tomography analysis in north-central Kinki region

○Shinya Katoh[1], Yoshihisa Iio[2], Junichi Nakajima[3], Hiroshi Katao[2], Masayo Sawada[2], Kazuhide Tomisaka[2] (1.Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University, 2.DISASTER PREVENTION RESEARCH INSTITUTE KYOTO UNIVERSITY Research Center For Earthquake Prediction, 3.Dept. of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology)

Mapping outer rise faults in the southern Kuril Trench

*Shuichi Kodaira[1], Tetsuo No[1], Gou Fujie[1], Koichiro Obana[1], Yasuyuki Nakamura[1], Seiichi Miura[1], Kentaro Imai[1], Toshitaka Baba[2], Naotaka Chikasada[3], Yuichiro Tanioka[4]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 2. Tokushima University, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 4. Hokkaido University

プレート境界浅部巨大地震発生後に海溝海側斜面（アウターライズ）の海洋プレート内で地震活動が活発化することは過去の観測事例から指摘されており、1933年昭和三陸地震や2007年千島海溝地震のように海洋プレート内でM8クラスの巨大正断層地震が発生した事例もある。本研究の対象領域である千島海溝南部では今後30年以内にプレート境界巨大地震（M7.8-8.5）が発生する確率は80%程度と見積もられているが、海溝海側の領域では過去の地震に関する情報がほとんどなく地震・津波の発生評価が行われていない。そこで我々はアウターライズ地震震源断層マッピングとその情報に基づく津波評価に関するプロジェクトを開始した。震源断層マッピングに向けては、先行研究で作成した日本海溝アウターライズ断層マップと統合するため、先行研究と同様なデータ（詳細海底地形データ、地震探査データ、地震活動データ）、同様な基準に基づいて断層パラメータを決定する。これまでに詳細海底地形のコンパイル、及び根室ー釧路沖において約20km間隔で設定された海溝に直交する4本の測線で反射法地震探査データを取得し処理を進めた。データ取得にはJAMSTEC深海調査研究船「かいれい」に搭載された大容量エアガン(5850-7800 cu. inch)・長大ストリーマーケーブル（チャンネル数444 ch., チャンネル間隔12.5m）を用いた。反射法探査の結果からは海洋地殻基盤を切る明瞭な正断層群が確認でき、それらの断層は海溝軸から約40km付近から顕著になる。また、ほぼすべての断層が南東傾斜（海側に傾斜）であり海洋地殻基盤はhalf-graben構造を形成している。先行研究の日本海溝アウターライズでは東・西落ち双方の傾斜を持つ断層からなる断層系が発達しhorst-graben構造を形成していた。この断層形態の違いは、海洋地殻生成時の断層が再活動している千島海溝と、プレートの折れ曲がりにより海溝付近で形成された新しい断層が活動している日本海溝での断層形成過程の違いに規定されている可能性がある。今後、釧路ー襟裳沖で新たな地震探査データを取得し、日本海溝アウターライズ断層系との形態や活動の違いにも着目しながら、千島海溝南部アウターライズ断層の走向、傾斜、断層の落差・長さ等の断層パラメータを求めるとともに、アウターライズ断層の発生過程について考察していく。

© 日本地震学会

Crustal structure in the Kuril Trench subduction zone off Hokkaido, Japan, by a dense linear OBS-array seismic survey

Ryosuke Azuma[1], Shuichi Kodaira[2], Ryota Hino[1], Go Fujie[2], Koichiro Obana[2], Fumiaki Tomita[2], *Yusaku Ohta[1]

1. RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

日本・千島海溝沈み込み帯は太平洋プレートの沈み込にかかわって地震・火山が活発に活動する領域である．両海溝域での地殻構造探査により，沈み込み直前に形成されるプレート曲がり断層の発達によって含水化が大きく進んでいる可能性が指摘され，火山活動に必要な水の地球内部への輸送過程が理解されつつあるが，こうした含水化の状態は陸側プレート下まで連続的に把握できていないのが現状である．一方，地震発生に着目すると，2011年東北沖地震の巨大津波の要因となった'slip to the trench'には海溝すぐ陸側の構造が関係することが，反射法探査から明らかとなりつつある．日本海溝に隣接する千島海溝ではプレート境界巨大地震の発生が今後30年以内に非常に高い確率で予測され，東北沖地震に類似して'slip to the trench'を起こす可能性がある．海溝周辺の地震学的構造の理解はこれらの固体地球現象の理解のために非常に重要であるが，日本・千島海溝とも，海底地震計（OBS）の耐圧水深の制約のために先行研究で詳しく把握されていない．本研究は巨大地震発生前の根室沖千島海溝域の構造探査を通して，東北沖地震震源域での知見をもとにプレート境界周辺構造と浅部すべりの関係を議論するとともに，太平洋プレートの沈み込み過程の理解を深めることを目的とする．本観測では大水深の海溝軸に設置可能な超深海OBSを導入し，同区間の構造イメージの分解能向上を図った．

構造探査は2019年に海洋研究開発機構の「かいれい」KR19-07航海および「よこすか」YK19-12航海により実施された。アウターライズ域から海溝軸を跨ぎ千島前弧斜面上部に至る全長208 kmの測線沿いにOBS 80台を約2 km間隔で設置し，総容量7,800 cu.in.のエアガンアレイを200 m毎に発震した．屈折法と同時に，マルチチャンネル・ハイドロフォンストリーマー（全長5.5 km、444 ch）を曳航してMCS反射法探査も行った．海溝より陸側では別途，50 m発震でも探査を行った．全てのOBSで震央距離70~200 kmにわたる連続的なP波初動が観測され，44,261個の読み取り値を得た．後続には，見かけ速度から堆積層基盤，プレート境界付近，海洋モホ面の反射波と思われる相が観測された．

本研究ではP波速度（Vp）モデルの推定に初動走時インバージョン（Fujie et al., 2013）を用い，初期モデルの依存性をモンテカルロ法（例えば，Korenaga et al., 2000）によって評価する．ここでは500個の初期モデルを生成してインバージョンを行い，$\chi^2 < 1.1$（RMS走時残差~60 ms未満）を満たした492個の平均を最終モデルとした．最終モデルの標準偏差分布および分解能テストから，海溝陸側では深さ25 km，海溝海側では深さ20 km以浅で良く解像できたといえる．さらに，走時マッピング法（TMM，Fujie et al., 2006）によって反射波分布を推定した．

先行研究（Nakanishi et al., 2004; Fujie et al., 2018）を参照し最終モデルを解釈すると，陸側斜面下の最浅部に斜面上部から海溝軸にかけて鉛直速度勾配の大きい低Vpの堆積物（2–4 km/s）が分布し，海溝から30 kmの範囲では太平洋プレート上にウェッジ状に分布する．堆積層の下に勾配の小さい白亜紀層（4–5.5 km/s）と島弧地殻（5.5–6.5 km/s）が分布する．白亜紀層上部には凸形状の特徴があり，MCS断面で確認できる陸側傾斜の正断層面の分布と一致した．前弧斜面に発達した正断層は，強いプレート境界間固着のために陸側プレート下底が浸食され沈降していることを示唆し（von Huene et al., 1994），探査海域が1973年根室沖地震の破壊域にあることと矛盾しない．同じく固着域である東北沖地震震源域にも正断層が存在する（Kodaira et al., 2017）点で共通する．今後，ウェッジ状堆積物の幅やプレート境界周辺の反射構造も含めて東北沖大すべり域と比較をすすめ，根室沖が'slip to the trench'を起こしうる場であるか考察する．

© 日本地震学会

沈み込む太平洋プレートについて，Vp分布とモホ面反射との間に興味深い関係性を見出した．堆積層基盤反射面の下に大きな速度勾配を持つ海洋地殻第２層（4.5–6.5 km/s），その下に勾配が小さく高Vp（6.5–7.5 km/s）の海洋地殻第３層がそれぞれイメージされた．MCS断面に基づくと海溝直下のモホ面下のマントルVpは約7.5 km/sで，千島海溝の沖側遠方のマントル（~8.6 km/s, Kodaira et al., 2014）より有意に低速度である．すなわち，沈み込み前に含水化したマントルがそのまま島弧下に沈み込んでいる様子が捉えられた．一方で，TMMによるモホ面がMCSモホ面に比べ往復走時で0.5秒ほど系統的に深い．この差はモホ面下数キロメートルまで達している蛇紋岩化深さ範囲（Fujie et al., 2018）とほぼ等しいことから，ひとつの解釈として，マントル最上部の蛇紋岩化により地殻ーマントル間に厚みのあるモホ面遷移層（笠原・他，2008）が形成されたことを示している可能性がある．

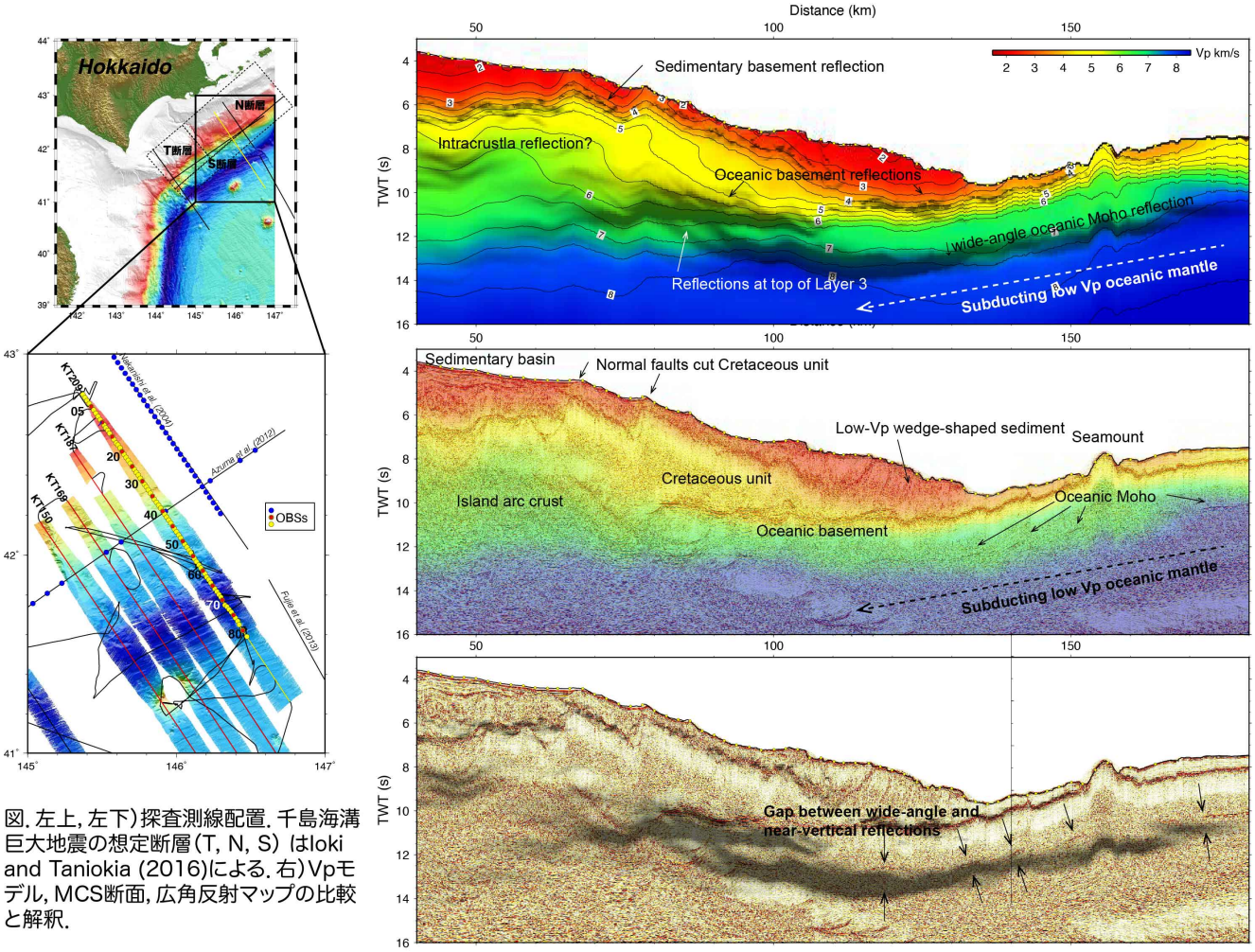


図. 左上, 左下）探査測線配置. 千島海溝巨大地震の想定断層（T, N, S）はIoki and Taniokia (2016)による. 右）Vpモデル, MCS断面, 広角反射マップの比較と解釈.

© 日本地震学会

3-D structure and seismogenesis in the East Japan forearc derived from S-net data

*Dapeng Zhao[1], Y. Hua[1], G. Toyokuni[1], Z. Yu[1]

1. Tohoku University

So far we have used the Kiban network data of suboceanic events relocated with sP depth phases to study the 3-D P and S wave velocity structure of the source zone of the 2011 Mw 9.0 Tohoku-oki earthquake (Zhao et al., 2011; Huang & Zhao, 2013; Liu & Zhao, 2018). Significant structural heterogeneities are revealed in the Tohoku megathrust zone, which are correlated with the distribution and rupture processes of the large megathrust earthquakes (M > 7.0). However, the structure near the Japan Trench is still not very clear. Recently, we study the 3-D velocity structure of the entire forearc region off Eastern Japan using data recorded by both the permanent OBS network (S-net) and the Kiban seismic network on the land area (Hua & Zhao et al., 2020; Yu & Zhao, 2020). We used a large number of arrival-time data of local earthquakes during June 2002 to December 2018 recorded at 480 permanent stations of the Kiban seismic network and 120 OBS stations of the S-net. To conduct tomographic imaging of the East Japan arc, we selected many well-located local events that occurred beneath the Kiban seismic network and many suboceanic events that were recorded and located by the S-net. From the high-quality vertical-component seismograms recorded by the S-net, we picked P-wave arrival times generated by the local offshore events. The picking accuracy of the arrival times is estimated to be 0.05-0.15 s. Only arrival times of the events with well-located hypocenters (uncertainty < 3 km) are used in the tomographic inversion. The tomographic method of Zhao et al. (1992, 2011) is used to determine a high-resolution 3-D velocity model of the East Japan forearc. The well-determined geometries of the Conrad and Moho discontinuities and the upper boundary of the subducting Pacific slab are considered in the velocity model. The general pattern of the obtained tomographic model is similar to that of previous models (Zhao et al., 2011; Liu and Zhao, 2018), but our new model reveals a low-velocity (low-V) anomaly near the Japan Trench off Miyagi and Sanriku. The mainshock hypocenter of the great 2011 Tohoku-oki earthquake is located at the boundary between a down-dip high-velocity anomaly and the up-dip low-V anomaly. The slow anomaly at the shallow depths near the Japan Trench may reflect low-rigidity materials that are close to the free surface, resulting in large slips, weak high-frequency radiation, and the high tsunami on March 11, 2011. Our new tomographic model can explain not only the large slips near the trench but also weak high-frequency radiation from the shallow rupture areas.

References

Hua, Y., D. Zhao, G. Toyokuni, Y. Xu (2020). Tomography of the source zone of the great 2011 Tohoku earthquake. *Nature Communications 11*, 1163.

Huang, Z., D. Zhao (2013). Mechanism of the 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw 9.0) and tsunami: Insight from seismic tomography. *J. Asian Earth Sci.* 70, 160-168.

Liu, X., D. Zhao (2018). Upper and lower plate controls on the great 2011 Tohoku-oki earthquake. *Science Advances* 4, eaat4396.

Yu, Z., D. Zhao (2020). Seismic evidence for water transportation in the forearc off Northern Japan. *J. Geophys. Res.* 125, e2019JB018600.

Zhao, D., Z. Huang, N. Umino, A. Hasegawa, H. Kanamori (2011). Structural heterogeneity in the megathrust zone and mechanism of the 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw 9.0). *Geophys. Res. Lett.* 38, L17308.

© 日本地震学会

Seismogenic source fault models in and around the Sea of Japan

*Hiroshi Sato[1], Tatsuya Ishiyama[1], Testuo No[2], Kodaira Shuichi[2], Naoko Kato[1], Johan S Claringbould, Makoto Matsubara[3], Akinori Hashima[1], Masahiro Ishikawa[4], Takeshi Sato[5]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 4. Yokohama National University, 5. Sapporo Regional Headquaters, JMA

とくに2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波災害以降、日本海沿岸での津波災害についても着目されるようになった。どの程度の規模の津波が発生するのかという点については、資料の不足から不明な点が多く残されていた。2013年から開始された文部科学省の「日本海地震・津波調査プロジェクト」では、反射法地震探査を基軸とした地殻構造探査により、波源・震源断層モデルを構築し、津波・強震動を評価するという方法で検討を重ねてきた。ここでは、8カ年のプロジェクトによって得られた震源断層の矩形モデルと、それらの地殻構造上の特徴について述べる。

反射法地震探査データについては、海洋研究開発機構の長大ストリーマーと大容量エアガンにより取得し、沿岸については地震研が二船式を交えて、2-4 kmのストリーマや1950 cu.inchのエアガンにより取得した。また、海陸統合測線として海底地震計と陸上の受振システムを展開し、エアガン・バイブロサイスの共通受振を行った。こうして得られた速度構造のデータは、石油公団などの既存の反射法地震探査データと合わせて、地殻・地質構造を理解する上で重要な資料となった。

震源断層の形状は、日本海形成時のテクトニクスと大きな関連を有している。日本海形成時に海洋地殻が形成された日本海盆と大和海盆、そして大陸地殻内のリフト帯の存在が弾性波速度構造の点から明らかになったことは大きな成果である。大陸地殻の伸展によるネッキングと海洋地殻を構成する苦鉄質岩の上昇により、大陸地殻との境界部には、リフトの外側に傾斜した緩傾斜の境界面が形成される。この面がその後の短縮変形場で逆断層となり、大規模な震源断層となる。1983年日本海中部地震はこうした地震の例である（No et al., 2014,EPSL）。日本海の拡大は、複数のリフト軸の活動によって達成され、とくに北日本の日本海側では秋田-山形堆積盆地や新潟-北部フォッサ堆積盆地、富山トラフ(Ishiyama et al., 2017, Tectonophys.)などにリフト構造が分布する。北日本では関東平野北西や鬼怒川低地帯など、分布が広範である。これらのリフト軸は帯状の周辺よりも高いP波速度を示す中・下部地殻を構成し、また地殻上部では厚い堆積層の分布により全体としては大陸地殻の薄化を示す。リフト軸と大陸地殻の境界には物質境界に起源をもつ低角度の震源断層が形成され、2007年中越沖地震はこうした地震の例である。また、大陸地殻内のリフト帯では地殻強度の低下により、褶曲断層帯が形成されている。リフト帯の縁辺以外の通常の伸展された大陸地殻部では、ハーフグラーベンが普遍的に形成され、多くの震源断層は中角度の逆断層となっている。日本海東縁-北日本の日本海沿岸では、反時計回りの回転をともなう日本海の拡大により、リフト期に形成された正断層群が、その後大きな横ずれ成分を示さない逆断層となり、断層のセグメントは伸張変形時の横断断層によって規制されている。

西南日本沖の日本海南部では、西南日本弧の時計回りの回転にともなって広く伸展された大陸地殻が分布し、西南日本弧と平行な正断層群が形成された。東北日本と大きく異なるのは、南海トラフでの熱い四国海盆の沈み込みが開始する6Ma程度まで、強い南北方向からの短縮変形を受けたことである。6Ma以降もNNW-SSE方向の圧縮応力は継続し、ほぼ垂直な同方向の断層を生み出した。その後、1Ma以降はフィリピン海プレートの運動方向の変化により、西南日本弧と平行な断層群は横ずれ断層として再活動しているが、日本海東縁に比べ再活動している断層の数は圧倒的に少ない。

震源断層の矩形モデルの構築に当たっては、音波探査などによって確認されている海底活断層の情報を重視し、その他、海底地形のパターンやより深部の情報により伏在断層を抽出した。断層の下限は、基本的には

© 日本地震学会

Hi-netなどの観測網により求められD90に従ったが（松原ほか, 2020地震学会）、海域部分では観測網が未整備であるため、陸域の自然地震トモグラフィにもとづく推定構成岩石のレオロジーも考慮して推定した。大陸地殻内のリフトでは伸展された大陸地殻部分に比べ、苦鉄質岩が迸入した領域ではD90が深く、こうした値を断層モデルにも反映させている。また断層のすべり角については、断層の姿勢をもとに、Terakawa & Matsu’ura (2010)の応力テンソルから求めている。とくに日本海南部では過去に応力場が大きく転換したために、すべり角の扱いが重要である。これらの震源断層モデルは、津波・強震動予測のみならず、測地データに基づく広域的な上盤プレートの三次元モデルでの応力状態の予測と合わせて、上盤プレート内地震の発生予測についても貢献するものである。

© 日本地震学会

High-resolution tomography analysis in north-central Kinki region

*Shinya Katoh[1], Yoshihisa Iio[2], Junichi Nakajima[3], Hiroshi Katao[2], Masayo Sawada[2], Kazuhide Tomisaka[2]

1. Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University, 2. DISASTER PREVENTION RESEARCH INSTITUTE KYOTO UNIVERSITY Research Center For Earthquake Prediction, 3. Dept. of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology

近畿地方中北部は微小地震活動が活発な地域である。この微小地震活動は特定の断層帯に沿って生じず面的に広がる活動であるということが知られているが、その成因は明らかになっていない。また、この微小地震活動が生じている直下の下部地殻には地震波低速度の薄い層である顕著なS波反射面の存在が明らかになっている(片尾. (1994), 加藤・他. (2019))。この地震波低速度のS波反射面の成因として流体の関与が指摘されていることから、この微小地震活動も流体の関与が考えられる。そこで、本研究ではこの微小地震が生じている近畿地方中北部の上部地殻における地震波速度構造を求め等価アスペクト比モデル(Takei. (2002))から流体量を推定し、特徴的な微小地震活動の成因を明らかにすることを目的として解析を行った。

近畿地方中北部には観測点間隔約5 kmの稠密地震観測網(満点システム; 三浦・他. (2000))が展開されている。本研究では、この稠密地震観測網とHi-netなどによる定常観測網で2009年から2013年の間に収録された地震波形を用いて、Zhao et al. (1992)による速度トモグラフィー解析を行った。

従来の定常観測網を用いたトモグラフィー解析のグリッド間隔は、その観測点間隔である約20 kmに制限されてしまうが、本研究では観測点間隔約5 kmの稠密地震観測網によるデータも用いることでグリッド間隔を5 kmに設定することができる。そのため、本研究ではトモグラフィー解析を行うときのグリッド間隔を水平方向5 km、鉛直方向2 kmに設定し、先行研究よりも高解像度で近畿地方中北部の地震波速度構造を求めた。

本発表では、高解像度で求めた地震波速度構造から等価アスペクト比モデルを用いて詳細な流体量を推定した結果を紹介し、微小地震活動の成因について議論する。

© 日本地震学会

Room C | Regular session：S06. Crustal structure

Thu. Oct 29, 2020 2:30 PM - 3:30 PM JST | Thu. Oct 29, 2020 5:30 AM - 6:30 AM UTC | ROOM C

[S06]PM-2

chairperson:ryosuke Azuma(Tohoku University)

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

[S06-06] Wide-angle seismic survey off Muroto in Nankai trough

○Gou Fujie[1], Ryuta Arai[1], Kazuya Shiraishi[1], Yuka Kaiho[1], Koichiro Obana[1], Yasuyuki Nakamura[1], Seiichi Miura[1], Shuichi Kodaira[1] (1.JAMSTEC)

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

[S06-07] Temporal variation of seismic velocity structure in the vicinity of shallow plate boundary in the Kumano-nada region

○Takashi Tonegawa[1], Suguru Yabe[2] (1.JAMSTEC, 2.AIST)

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

[S06-08] Receiver function imaging of the Philippine Sea plate subducting beneath Shikoku (3)

○Takuo Shibutani[1], Jun Nakagawa[1], Airi Nagaoka[1], Tsutomu Miura[1], Yusuke Yamashita[1], Ken'ichi Yamazaki[1], Shintaro Komatsu[1] (1.Kyoto Univ.)

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

[S06-09] The P and S Wave Structure in the Shikoku Region from GA-based Simultaneous Determination of Hypocenters and Seismic Wave Velocity Structure

○Kota Murata[1], Motoo Ukawa[2] (1.Pacific Consultants co., Ltd., 2.Nihon University)

Wide-angle seismic survey off Muroto in Nankai trough

*Gou Fujie[1], Ryuta Arai[1], Kazuya Shiraishi[1], Yuka Kaiho[1], Koichiro Obana[1], Yasuyuki Nakamura[1], Seiichi Miura[1], Shuichi Kodaira[1]

1. JAMSTEC

プレート沈み込み帯では、巨大地震から、微小地震、低周波微動、そして非地震性滑りまで、海洋プレートと陸側プレートの境界部で多種多様な滑り現象が発生している。低周波微動や非地震性滑りは通常の地震発生域周辺で観測されるなど、これらの多様なプレート境界滑り現象はお互いに何らかの関連性があり、巨大地震の発生メカニズムを理解するという視点からも、多様な滑り現象をプレート境界部で生じる滑り現象として包括的に理解することの重要性が指摘されている。

フィリピン海プレートが日本列島下に沈み込む南海トラフ・プレート沈み込み帯は、日本全国に展開されている稠密な陸上観測網に加え、海域定常観測点も世界に先駆けて展開されているなど、地震観測研究が充実した海域である。その結果、M8クラスの巨大地震が100～200年間隔で繰り返し発生してきたこと、その震源域はセグメントに分けられるが時に複数のセグメントが連動する場合があること、また低周波微動やスロースリップなど多様なゆっくり滑り現象が発生していることなど、世界でもっともプレート境界滑りに関する活動把握が進んでいる海域の一つである。加えて、海洋研究開発機構などによって多数の海域地下構造探査研究も実施されてきたことで、沈み込むフィリピン海プレートの大局的な3次元構造が明らかになっていることなど、地下構造研究も非常に充実した沈み込み帯である。

しかし、これらの研究の進展に伴い、海陸プレートの相対運動、プレート境界断層の形状や物性、温度構造など、さまざまな要因の複合的な影響によって決定付けられる多様なプレート境界滑り現象を包括的に理解するには、従来よりもさらに詳細にプレート境界断層の形状や物性などを把握していく必要性があることも分かってきた。

そこで、海洋研究開発機構では南海トラフ域全体の地下構造研究の刷新を目指し、2018年度から新たな大規模で稠密な構造探査観測研究を開始している。この調査研究は、長大ストリーマーケーブルを用いた稠密二次元地震波反射法構造探査研究と、多数の海底地震計を用いた稠密地震波屈折法構造探査研究からなる。この一環として、2019年11月～12月、我々は室戸沖の土佐碆と呼ばれる海底地形の高まりを横切る海域で海底地震計を用いた地震波屈折法構造探査観測を実施した。土佐碆は海山の沈み込みに関係して形成された海底地形の高まりであると考えらており(たとえば Kodaira et al., 2000, 2002)、本調査観測では沈み込む海山付近の詳細なプレート境界断層の実態や海山沈み込みが前弧域の発達に与える影響などを把握し、この周辺で確認されている浅部低周波微動などプレート境界地震活動と比較議論することを目指し、2km間隔の稠密さで海底地震計を設置する調査測線を2km間隔で2本設定した。

海底地形の高まりである土佐碆は、その中央部を東西に横切る谷によって二つの高まりに分かれているが、本調査で得られた新しいデータを用いた走時トモグラフィー解析の結果から、この中央部の谷間には顕著な地震波速度の低速度域があることが分かってきた。この結果は、海底地形の高まりである土佐碆は従来考えられていたよりも複雑なプロセスによって形成されていることを示唆している。本講演では、初動走時を用いた地震波トモグラフィー解析により得られた大局的な2次元地震波速度構造モデルを元に議論を行う。

今後は、波形も用いたインバージョン解析により2次元地震波速度構造モデルを高精度化していく。将来的には、全てのデータを用いて3次元的な解釈にも進める計画である。

© 日本地震学会

Temporal variation of seismic velocity structure in the vicinity of shallow plate boundary in the Kumano-nada region

*Takashi Tonegawa[1], Suguru Yabe[2]

1. JAMSTEC, 2. AIST

海底定常観測網の設置により、海底下における地震波速度構造の時間変化の事例が報告されつつある（例えば、Ikeda and Tsuji, 2018; 利根川・他, 2020, JpGU）。しかし、先行研究では表面波を使用しているため、どの深さで構造の時間変化が起きているかの特定が難しいという問題点もある。そこで本研究では、南海トラフ域に設置された地震・津波観測監視システム（DONET）のノイズ記録に地震波干渉法を適用し、海底下からの反射波の抽出が可能かどうかを検証した。もし反射波を定常的に抽出することができれば、その近傍の構造の時間変化に関する情報を抽出することが可能となる。

使用した記録はDONET1（熊野灘）の広帯域地震計記録で、期間は2011-2019年末までである。サンプリング間隔は100 Hzで、サイト増幅率を補正した後（Yabe et al. 2019）、80秒間ごとに上下動成分と水平成分を用いてデコンボリューションし、その処理後の波形を30日間スタックすることでPs反射波の抽出を試みた。このとき、水平成分はプレートの傾斜方向（N30ºW）に回転させた。スタック波形に現れる振幅がどの深さから到来したのかを調べるため、時間領域のスタック波形を各観測点下の地震波速度構造（Tonegawa et al. 2017）を用いて深さ方向に変換し、その結果と構造探査による結果を比較することで反射波の特定を行った。

結果では、付加体先端部に設置された６観測点において、構造探査で得られた付加体内部の反射面（ここではデコルマと仮定）、分岐断層、海洋性地殻に対応すると考えられる北傾斜のPs反射波を抽出することができた。ここで、デコルマや分岐断層に対応するものは周波数帯域3-6 Hzで、海洋性地殻に対応するものは2-4 Hzで抽出できた。この周波数帯域の違いはそれぞれの境界面のシャープネスを反映していると考えられる。また、このようなPs反射波が本当に発生するのかどうかを確認するため、熊野灘で行われた構造探査の記録を用いてPs反射波の抽出を試みたところ、3-6 Hzで北傾斜の反射面を確認できた。このことから、ノイズ記録で抽出したものはPs反射波であると考えられる。

時間変化の結果を議論するために、まず、デコルマおよび分岐断層からのPs反射波をPs_1、海洋性地殻上面からのものをPs_2と定義し、これらの走時やそれらの差の時間変化を調べることで、付加体上部とプレート境界近傍の時間変化を議論する。まず、付加体先端部に設置されたKMB, KMC, KMDでは、T(Ps_1)とT(Ps_2)が長期的に減少傾向（速度上昇）にあることがわかった。これは利根川・他（2020、JpGU）で得られた付加体が長期的に速度上昇しているという結果と調和的である。また、2016年ごろに見られるT(Ps_1)やT(Ps_2)の上昇（速度減少）は2016年4月1日の三重県沖地震に対応するものである。その一方で、T(Ps2)–T(Ps1)では長期的に単調変化するようなものは確認できなかったが、観測点KMD13ではスロー地震の前に変化する短期的な現象を確認することができた。これは利根川・他（2020, JpGU）で確認されたものとよく似ているが、本研究によって、デコルマやその下でも地震波速度が変化しうることが示された。

謝辞　本研究では、DONET（防災科学技術研究所：https://doi.org/10.17598/NIED.0008）および「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究プロジェクト」によって取得されたデータを使用しました。また、新学術研究領域スロー地震学　公募研究「浅部スロー地震に伴う流体挙動の解明」（19H04632）の助成を受けました。記して感謝申し上げます。

© 日本地震学会

Receiver function imaging of the Philippine Sea plate subducting beneath Shikoku (3)

*Takuo Shibutani[1], Jun Nakagawa[1], Airi Nagaoka[1], Tsutomu Miura[1], Yusuke Yamashita[1], Ken'ichi Yamazaki[1], Shintaro Komatsu[1]

1. Kyoto Univ.

１．はじめに

南海トラフ域で発生する巨大地震について、震源域や強震動生成域の広がりを的確に推定し、地震規模や強震動の予測の確度を上げるためには、震源域となるフィリピン海スラブ周辺域や巨大地震から発せられた地震波の伝播経路にあたる領域の構造を高精度に推定することが必要である。

我々は、リニアアレイ観測、レシーバ関数解析および地震波走時トモグラフィ解析により、紀伊半島、南九州および四国の地下構造を高精度に推定することを試みてきた。

今回は、前回に引き続き、四国でのレシーバ関数解析の結果について報告する。

２．リニアアレイ観測

四国では、徳島県海陽町と鳥取県米子市を結ぶ海陽－米子測線の四国側（海陽－綾川区間）と徳島市と愛媛県西予市を結ぶ徳島－西予測線でリニアアレイ観測を行った。いずれも測線近傍の定常観測点も含めて、観測点間隔が約5 kmになるように臨時観測点を配置した。

海陽－綾川区間では2014年12月から2017年2月まで、徳島－西予測線の東側（神山－大豊区間）では2015年12月から2018年12月まで、徳島－西予測線の西側（いの－西予区間）では2017年3月から2019年1月まで、いずれも7点の臨時観測点を設置した。

各臨時観測点では、固有周期1秒の高感度地震計（L-4-3D、Sercel社製）の地動速度出力をデータロガー（LS-7000XT、白山工業製、100 Hzサンプリングまたは EDR-X7000、近計システム製、250 Hzサンプリング）に連続収録した。データロガーは自動車用バッテリーで駆動し、太陽電池で充電するオフライン観測を行った。

2020年4月に高知県土佐清水市大岐から四万十市西土佐奥屋内までの土佐清水ー西土佐奥屋内区間に7点の臨時観測点を設置した。2022年3月まで2年間観測を行う予定である。

３．レシーバ関数解析

海陽－米子測線と徳島ー西予測線の観測点で記録された遠地地震波形を用いてレシーバ関数を求めた。レシーバ関数とは、観測点下のS波速度不連続面で生成されるPS変換波を抽出した波形である（澁谷・他, 2009）。

© 日本地震学会

さらに、気象庁の地震波速度構造JMA2001（上野・他, 2002）を用いて、レシーバ関数の時間軸を深さ変換し、多数の観測点で多数の地震に対して得られたレシーバ関数の振幅を共通の変換点上で重合することにより、S波速度不連続面のイメージを求めた。

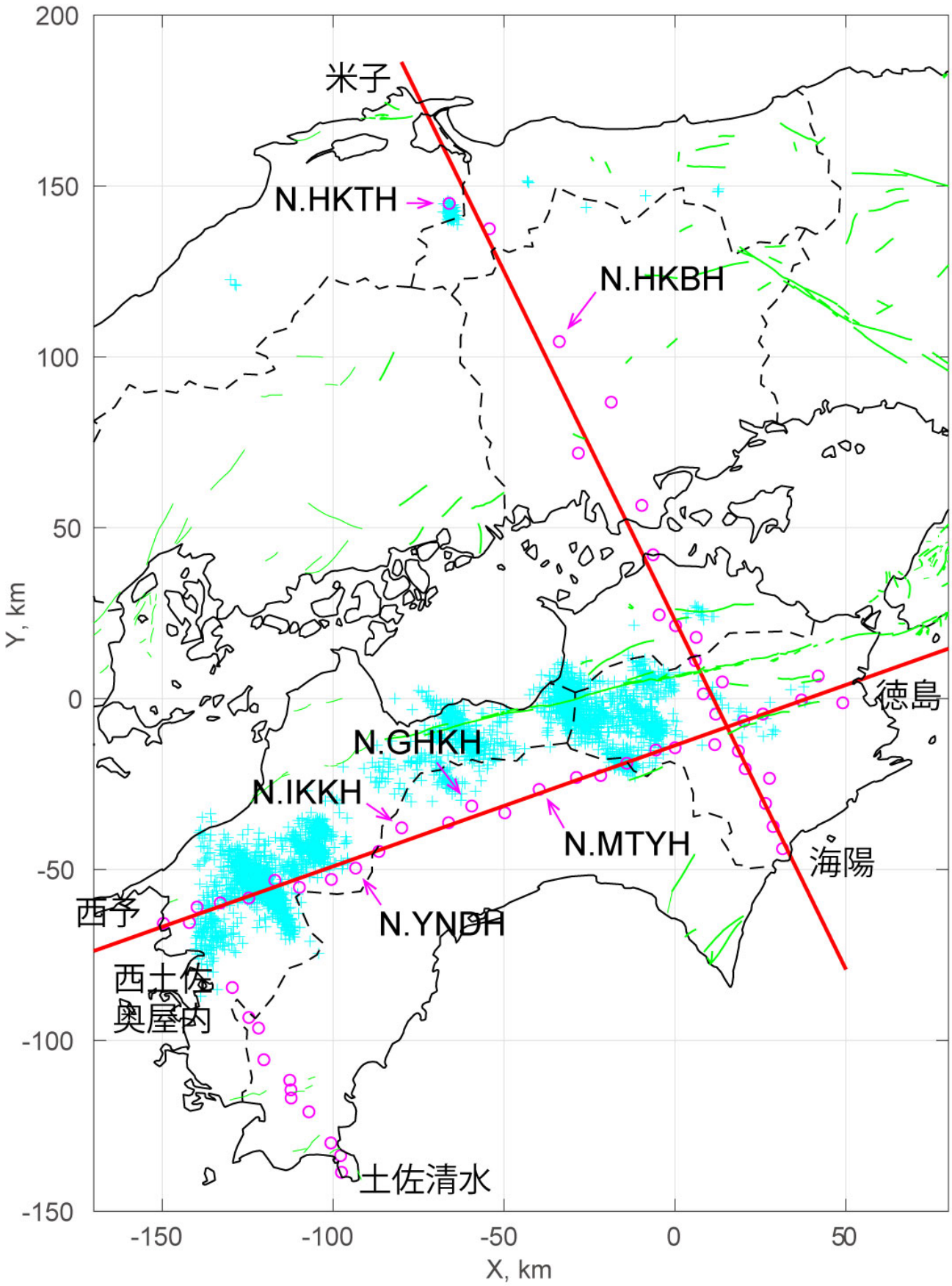
海陽ー米子測線でのレシーバ関数イメージにおいては、高速度層の上面と考えられるフィリピン海スラブ内の海洋モホ面が、海陽町付近の深さ30 km弱から岡山県真庭市の北房観測点（N.HKBH）付近の深さ45 kmまで明瞭である。その6〜8 km上方には、低速度である海洋地殻の上面、すなわちフィリピン海スラブの上面も明瞭に見られる。この結果から四国東部下のフィリピン海プレートは、6°程度の傾斜角で沈み込んでいることが分かった。これに対して、大陸モホ面は、やや不明瞭ではあるが、島根県安来市の伯太観測点（N.HKTH）付近の深さ35 kmから海陽町付近の深さ15 kmまでフィリピン海プレートの上方をせり上がるように分布していることが示唆された。

徳島ー西予測線でも海洋モホ面は明瞭であり、徳島市付近では深さ33 kmに、西予市付近では深さ44 kmに見られる。高知県仁淀川町の池川観測点（N.IKKH）〜愛媛県久万高原町の柳谷観測点（N.YNDH）では深さ30 kmまで浅くなっている。フィリピン海スラブの上面に対応する低速度層上面は、海洋モホ面の6〜8 km上方に見られるが、高知県いの町の吾北観測点（N.GHKH）を中心として、高知県本山町の本山観測点（N.MTYH）から池川観測点までの区間には、フィリピン海スラブの上面のさらに上方により明瞭な低速度層上面が見られる。大陸モホ面は、不明瞭ながらも、20 km弱の深さに見られる。

謝辞

防災科学技術研究所、気象庁、産業技術研究所、高知大学、京都大学の定常観測点の地震データを使用しました。

© 日本地震学会


米子
N.HKTH
N.HKBH
徳島
N.GHKH
N.IKKH
N.MTYH
海陽
西予
N.YNDH
西土佐
奥屋内
土佐清水
Y, km
X, km
200
150
100
50
0
-50
-100
-150
-150
-100
-50
0
50

© 日本地震学会

The P and S Wave Structure in the Shikoku Region from GA-based Simultaneous Determination of Hypocenters and Seismic Wave Velocity Structure

*Kota Murata[1], Motoo Ukawa[2]

1. Pacific Consultants co., Ltd., 2. Nihon University

1.はじめに

水平成層地震波速度構造は、震源決定や3次元地震波速度構造推定の標準地震波速度構造として、現在でも重要な役割を果たしている。自然地震を用いた水平成層地震波速度構造の推定においては、震源と地震波速度を同時決定する手法（例えばCrosson, 1976, JGR）がしばしば利用されているが、層厚を固定しなければならない。本研究ではGA（遺伝的アルゴリズム）を活用し、層厚も未知数とし、地震波速度構造を推定する手法を開発し、四国地方に適用した。その結果、安定した解として層厚、P波・S波地震波速度、観測点補正値を得ることができた。

2.手法

複数の観測点のP波とS波到着時刻データを観測値とし、震源と観測点補正値、P波・S波速度、層厚を推定する。地震波速度と層厚はGAを活用して推定する。震源と観測点補正値は、GAにおいて試行する各地震波速度構造について、鵜川・他（1985、地震）の手法により同時決定する。今回は四国地方の深さ50㎞以浅の地震を対象に地殻・最上部マントルの地震波速度構造を推定することを試みた。
地震波速度構造は図に示すような6層構造とし、浅部構造（第1層と第2層）及び最深部の第6層は地震波速度、層厚とも固定した。GAの計算では、各未知数について、捜索範囲を設定し、その範囲内にランダムな数値を生成する実数値遺伝的アルゴリズムを採用した。今回の推定では各世代の子孫数を5000、世代数を10世代とし、捜索範囲は世代を重ねると狭くなるように設定している。
なお、初期値として与えた地震波速度構造の第1世代の捜索範囲は、第3層～第5層は、層厚が5～10 km、P波速度が6.0～8.0 km/s、S波速度が2.5～4.5 km/sである。また観測点補正値は、綾上観測点(AYKH)のP波観測点補正値を0とした。

3.対象地域と使用データ

本研究では水平成層構造に近いと考えられる四国地方を対象とした。対象とした地震は気象庁一元化震源データから選択し、気象庁の検測値及び防災科学技術研究所のHi-net連続波形データから自身で検測した値を観測データとした。
深さが50km以浅の地震から対象地域にできるだけ偏らずに分布し、P波とS波ともに検測できる規模としてM2～4の範囲の地震18個を選択した。Hi-net観測点は四国地方の35観測点を選択し、各観測点の地震波到達時刻を気象庁の検測値がある場合は地震波形を確認し、検測値がない場合は検測した。

4.結果

得られた地震波速度構造を図に示す。繰り返し計算の後、第3層及び第4層の地震波速度と層厚はそれぞれ上部

© 日本地震学会

地殻及び下部地殻に対応している値が安定して得られた。上部地殻と下部地殻の境界の深さは21.3㎞である。第5層はモホ面の深さを推定するための層であるが、得られた結果はP波が7.5 km/sで最上部マントルの地震波速度としてはやや小さい。この層をマントル最上層と考えるとモホ面の深さは33.3 kmである。
Vp/Vsに注目すると地殻（第3層と第4層）は1.71～1.73と比較的低く、最上部マントル（第5層）は1.84と高い値が得られた。
観測点補正値（走時残差に対する補正値）は図に示すように、四国中央部で負、中央部から離れると正という傾向がP波、S波とも見られる。

5.議論

木村・岡野(1991,高知大学学術研究報告)によるP波速度構造では、上部地殻と下部地殻の境界は20km、上部地殻のP波速度は5.5km/sから6.4km/sまで増加、また、モホ面の深さを35km、最上部マントルの速度を7.8km/sとしている。今回の結果は地震波速度、層厚とも調和的である。木村・岡野(1991)では下部地殻の地震波速度は上部地殻に比べ低速度層になると示唆しているが、今回の結果は下部地殻の地震波速度の平均値は上部地殻より大きいことを示している。
観測点補正値の地域性は、四国中央部から離れるにしたがって観測走時が速いことを示すことから、沈み込んだフィリピン海プレートの形状が影響していることが考えられる。

6.まとめ

四国地方のP波・S波速度構造を水平成層構造と仮定し、遺伝的アルゴリズムを活用して推定した。得られたP波速度構造は、これまでの研究と調和的であり、本研究の手法が地殻・最上部マントルの地震波速度構造推定に有効なことを示している。今後、地震波速度構造の誤差の評価が課題である。
今回の得られたS波速度から、四国地方の地殻内は低Vp/Vs（低ポアソン比）であることが分かった。

7.謝辞

本研究では、防災科研のHi-net地震観測網の波形データを使用した。また図の作成にはGMTを使用した。記してここに感謝いたします。

© 日本地震学会

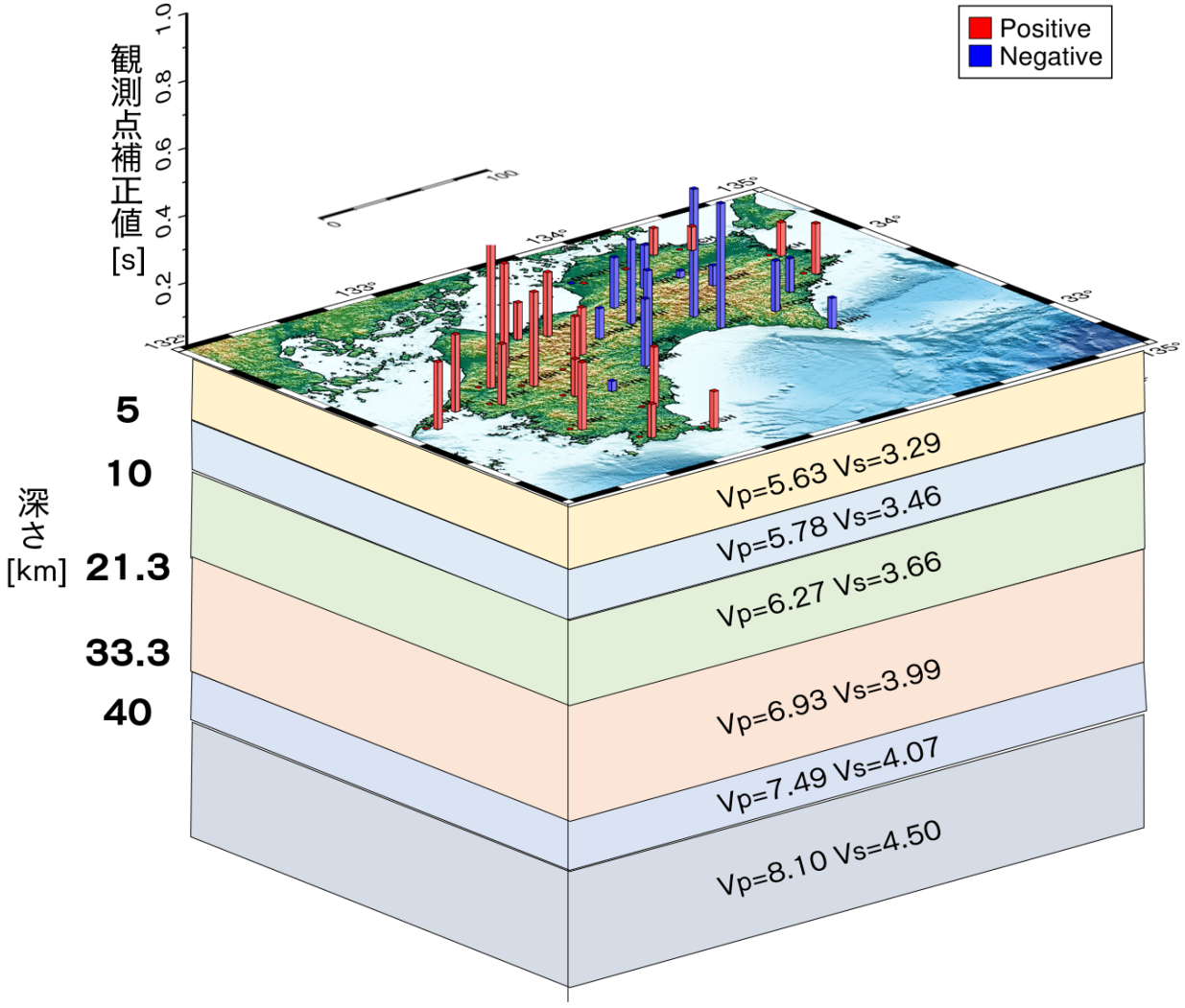


図.得られた地震波速度構造と P 波観測点補正値

© 日本地震学会

Room D | Regular session：S01. Theory and analysis method

Thu. Oct 29, 2020 1:00 PM - 2:15 PM JST | Thu. Oct 29, 2020 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM D

[S01]PM-1

chairperson:Daisuke Sato(DPRI, Kyoto University), chairperson:Tsutomu Takahashi(JAMSTEC)

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

[S01-01] Bayesian estimation method of fault slip distributions considering underground structure uncertainty based on ensemble modeling

○Ryoichiro Agata[1], Amato Kasahara, Yuji Yagi[2] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 2.Faculty of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba)

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

[S01-02] Proper reduction and asymptotic sampling difficulty of posterior distributions in fully Bayesian inversions

○Daisuke Sato[1], Yukitoshi Fukahata[1] (1.DPRI, Kyoto University)

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

[S01-03] Problems caused by the non-negative slip condition on seismic source inversion

○Yukitoshi Fukahata[1], Yuji Yagi[2] (1.DPRI, Kyoto University, 2.Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba)

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

[S01-04] Toward short-period (< 10 s) full waveform tomography in and around the 2011 Tohoku-Oki source area using land-ocean unified 3D initial model

○Taro Okamoto[1], Hiroshi Takenaka[2], Takeshi Nakamura[3] (1.Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology, 2.Graduate School of Natural Science and Technology, Okayama University, 3.Earthquake Engineering Sector, Civil Engineering Research Laboratory, Central Research Institute of Electric Power Industry)

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

[S01-05] Wavelet-based analysis of surface roughness of the subducted Philippine Sea plate in the western Nankai trough

○Tsutomu Takahashi[1], Ayako Nakanishi[1], Shuichi Kodaira[1], Yoshiyuki Kaneda[2] (1.JAMSTEC, 2.Kagawa University)

Bayesian estimation method of fault slip distributions considering underground structure uncertainty based on ensemble modeling

*Ryoichiro Agata[1], Amato Kasahara, Yuji Yagi[2]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 2. Faculty of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba

測地データや地震波データを用いた断層すべり推定においては、地下構造の不確かさに起因するモデル予測誤差が、しばしば推定に伴う誤差の主たる要因となる。しかし、従来の断層すべり逆解析手法では、モデル予測誤差を考慮しないか、観測に伴う誤差と区別しない定式化が一般的である。一方、過去10年間で、モデル予測誤差を陽に考慮した断層すべり推定手法が複数提案されるなど（例えばYagi & Fukahata 2008 & 2011, Duputel et al. 2014, Ragon et al. 2018）、手法開発が飛躍的に進んできた。これらの手法に共通するのは、モデル予測誤差が正規分布に従うことを仮定し、推定に必要なアルゴリズムを簡単にしている点である。本研究では、これらの研究の考え方を基礎とし、非正規分布に従うモデル予測誤差を柔軟に取り扱うことができ、同時に観測データから断層すべりだけでなく地下構造の情報も得る、という新しい断層すべり推定手法を開発する。地下構造の不確かさに関する既知の確率分布からランダムサンプルされたパラメータを基に地下構造モデルを多数生成することで、グリーン関数の不確かさを係数行列のアンサンブルにより表現する。断層すべりの事後分布を推定するベイズモデルを設定し、予測誤差に相当する積分項をこのアンサンブルを用いたモンテカルロ近似により計算する。これにより、非ガウスの予測誤差を考慮した断層すべりの事後分布推定が可能となる。さらに、モンテカルロ積分を行う過程で各係数行列に対する尤度も計算されることにより、地下構造モデルのサンプルの中から尤もらしいものの抽出を同時に行うことができる。事後分布のサンプリングにはレプリカ交換モンテカルロ法を用いる。事前に係数行列を十分数計算しておけばよいという点から、断層すべりと地下構造パラメータの事後分布を直接的に同時サンプリングする方法と比べ、計算コストにおいてアドバンテージがある。

手法の有効性を確かめるため、2次元半無限均質弾性体内の低角逆断層におけるすべり遅れレート（SDR）の測地データを用いた推定について数値実験を行った。すべり遅れレート分布の真値を設定し、真のディップ角を15度として人工データを作成した。その上で、ディップ角について、「平均18度、標準偏差3度の正規分布に従う」というバイアスを含んだ不確かな情報しかない、という状況を想定して推定を行った。このような場合、予測誤差は一般に正規分布には従わない。SDRの事後分布を推定したところ、事前知識におけるディップ角の平均値がディップ角真値と3度ずれているにもかかわらず、事後確率分布を近似するSDR分布のサンプル群がSDR分布の真値とよく整合した。ディップ角の不確かさに由来する予測誤差が精度よく推定されていることが示唆される。予測誤差を考慮しない場合はSDR分布の事後確率分布がSDR分布の真値と整合的でなかったため、手法の有効性が示されたといえる。また、SDRの事後分布のサンプリングを通じて計算された係数行列の事後確率密度を調べたところ、ディップ角15度前後に対応した係数行列の事後確率密度が特に大きくなっていた。このように、推定を通じて、データから真の地下構造に関する情報も得ることができた。同時に、ディップ角の推定精度が、事前情報の不確かさを表す、事前に設定したディップ角の標準偏差の大きさに依存することを確認した。また各観測点におけるモデル予測誤差の確率分布形状を可視化したところ、複数の観測点で、正規分布では通常表現が難しいといわれる歪度の大きな分布となっていることが確認された。

© 日本地震学会

Proper reduction and asymptotic sampling difficulty of posterior distributions in fully Bayesian inversions

*Daisuke Sato[1], Yukitoshi Fukahata[1]

1. DPRI, Kyoto University

前回の地震学会で，モデルパラメター数が大きくなるにつれて従来的なフルベイズ推定と赤池ベイズ情報量規準（ABIC）によるベイズ推定とでモデルパラメター推定値が乖離し，これまでフルベイズの近似と思われてきたABICの方がより適切な推定値となるという問題を報告した (佐藤・深畑，2019)．本発表では，その原因となっていた同時事後分布の性質を精査する．

ベイズ推定では，観測方程式とモデルパラメターに関する事前分布とをベイズの定理を介して結合し，事後分布を構成する．フルベイズ推定では，さらにモデルパラメターの事前分布を規定する超パラメターについてもその事前分布（超事前分布）を考慮し，モデルパラメターと超パラメターに関する同時事後分布を構成する．

ここで，フルベイズ推定の本来の解は同時事後分布であるのだが，多次元の確率分布そのままでは有用な情報を引き出せない (松浦，1990)．そこで，同時事後分布からモデルパラメターの有用な統計量を得るために情報の縮約が必要となる．適切な縮約の方法は自明ではなく，少なくとも3つの流儀がこれまで用いられてきた．１つは，同時事後分布から超パラメターとモデルパラメターの組を直接的に同時推定する．この立場では，事後確率最大（MAP）解が推定値として通常採用される．もう１つは，同時事後分布からモデルパラメターのみを推定する．これは，超パラメターに関して事後分布を積分し，モデルパラメターに関して周辺化した事後分布を用いることに相当する．Fukuda & Johnson (2008)などフルベイズ推定を行っている研究では，しばしばこの指標が用いられている．そして，最後の1つはABICで，モデルパラメターを積分することにより超パラメターに関して周辺化された事後分布を求め，その分布を基にモデルパラメターを推定する．これは，同時事後分布を超パラメターの周辺事後分布とモデルパラメターの条件付き事後分布とに因数分解し，これら２つの確率値に基づく二段推定を行うことに相当する．この方法は，地球物理では広く用いられてきた (Yabuki & Matsu'ura, 1992)．

これらの縮約に関して，モデルパラメター数の増加につれて，モデルパラメターの周辺事後分布がMAP解にデルタ関数的に収斂する一方で，超パラメターの周辺事後分布はABIC推定値にデルタ関数的に収斂することを我々は解析的に導いた．これは，ABIC型の多段推定を行うかどうかでフルベイズ推定のモデルパラメター推定値がABIC型とMAP型に二分されるということを意味する．

それらの二分された推定値のうちどちらが良いかをsynthetic testで検討した．検討の際は，roughnessが小さいという事前分布を用いた．その結果，従来の報告通り，同時事後分布が，MAP解として通常採用される局所最大に加え，underfit解 [モデルパラメター数が大きい場合にはさらにoverfit解 (伊庭，1996)] に大域最大を持つ多峰分布であることを確認した．また，モデルパラメター数が大きい場合に局所最大解がunderfit側にバイアスされ，さらには消失していくことも新たに観察された．対照的に，超パラメターの周辺分布（ABIC）は，一貫して最適値付近にピークを持つ単峰分布だった．

このようにしてABIC型の多段推定がそれ以外の縮約された分布に比べてより適切だとわかった．しかし，いずれの縮約も同時事後分布から生成される分布関数を用いている以上，これらの分布から得られる平均値は同一でなけらばならない．この点で，三通りに縮約された分布関数が異なる推定値にデルタ関数的に収斂するとした我々の結果は，一見奇妙である．

そこで，事後平均（EAP）推定値の解析的表現を導いた．その結果，モデルパラメターのABIC推定値とEAP推

© 日本地震学会

定値とが同様の値をとることが見出されると共に，EAP推定値の同時事後分布での出現確率がモデルパラメター数の指数関数として急減少していくことが明らかになった．従来，モンテカルロサンプリングは多次元標本空間がパラメター数の指数で増加する問題（次元の呪い）を確率値の高い事象のみをサンプルすることで克服するとしたが，同時事後分布では確率の高い推定値（MAP解近傍）は適切でない以上，この処方は有効に機能しない．従来のモンテカルロサンプリングによるEAP推定値の数値近似解はMAP解の側にバイアスされていた可能性が高い．

一方，超パラメターの周辺事後分布については，ほぼ無限大の個数で且つほぼ確率ゼロの事象が平均を支配するという同時事後分布の困難を，字義通り無限個の事象を積算することで解決していた，と考えられる．MAPのABICからのずれに相当する，同時事後分布と超パラメターの周辺事後分布の対数差の主要項が，シャノンエントロピーと呼ばれる量（確率変数に対して拡張された事象の個数の対数（エントロピー）を表す量）であることがわかり，この予想が裏付けられた．

© 日本地震学会

Problems caused by the non-negative slip condition on seismic source inversion

*Yukitoshi Fukahata[1], Yuji Yagi[2]

1. DPRI, Kyoto University, 2. Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba

地震の震源過程（断層面上でのすべり分布、あるいはすべりの時空間発展）を求めるインバージョン解析では、非負の拘束条件が広く用いられてきた。非負の拘束条件とは、例えば逆断層型の地震では、逆断層成分が常に正またはゼロで、マイナスのすべり（つまりは正断層成分）が生じないという条件のことを指す。この条件は物理的に妥当であると考えられ、多くの解析において疑問を持たずに使用されてきた。

しかしながら、本講演で指摘するように、震源過程解析で非負の拘束条件を課すことには大きく二つの問題がある。

一つは、そもそもなぜ非負の拘束条件が必要となるのか、という問題である。震源過程解析において、少量の負のすべりが生じることは特に問題ないであろう。観測データや解析モデルは常に誤差を含んでいるので、推定誤差の範囲内で負のすべりが生じることはある意味自然であり、別段目くじらを立てる必要はない。そして、この場合には、非負の条件を課して、（例えば、政府への提出資料等として）結果の見栄えを良くすることは許容されるだろう（後述する２つ目の問題が重大でない場合には）。

実際のところ非負の条件が強く必要とされるのは、推定誤差を大きく越えて負のすべりが生じてしまう場合である。しかし、逆説的ではあるが、この場合には非負の拘束条件は使うべきではない。なぜなら、推定誤差を大きく越えて負のすべりが生じるということは、モデル化に重大な欠陥が隠れていることを意味するからである。つまり、何か重大な欠陥があるから、大きな負のすべりが生じてしまうのである。この場合に、非負の条件を課して一見もっともらしいすべり分布を得ることは、その重大な問題を覆い隠してしまい、真の解に近付く上ではむしろ弊害となる。但し、具体的にどのようにしてその重大な問題を解決するのかは難しい問題である。一つの方策としては、グリーン関数の誤差の導入(Yagi & Fukahata, 2011, GJI)があるが、万能ではない。しかし、この難しい問題を解決していくのが、地震学の発展というものであろう。

もう一つの問題は、非負の拘束条件を課すと、震源域から離れたモデル領域において、そのすべり量の推定が不偏推定とならないことである。”不偏推定”とは、推定量の期待値が真値に一致することを意味し、どのように統計的推定を行うかの上で、最も重視される指標と言って良い。通常、震源過程解析では、モデル領域の設定がすべり量の推定に影響を及ぼさないように、すべりが実際に生じた範囲よりもある程度広くモデル領域を設定する。このとき、前述のようにモデル領域の端の近くの大抵の場所では、滑り量uがゼロとなることが期待される。一方、非負の条件を課すと、必然的に、$E(u(\mathbf{x})) > 0$ となる。ここで、$\mathbf{x}$ は空間座標、Eは期待値を表す。つまり、すべりがほぼゼロのところでは、正の方向にバイアスされた値が選ばれてしまうのである。実際の解析において、すべりがゼロの領域を含まないように断層面の設定をすることはまず不可能である。しかし、非負の条件付きの場合、すべりがゼロの領域では常に正の方向にバイアスされた値が得られる。そのため、地震モーメントを一定にするために最大すべりを含む他の領域のすべり量が減少し、すべり分布の形自体にも影響を与えるといったことが起こる。

要するに、非負の条件だけを取り上げれば物理的に自然なものと言えるが、震源過程解析に非負の条件を用いることは、モデル化に含まれる重大な欠陥を覆い隠し、すべり分布にも無視できないバイアスを与えるという問題がある。

© 日本地震学会

Toward short-period (< 10 s) full waveform tomography in and around the 2011 Tohoku-Oki source area using land-ocean unified 3D initial model

*Taro Okamoto[1], Hiroshi Takenaka[2], Takeshi Nakamura[3]

1. Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology, 2. Graduate School of Natural Science and Technology, Okayama University, 3. Earthquake Engineering Sector, Civil Engineering Research Laboratory, Central Research Institute of Electric Power Industry

We need accurate 3D structure model to study the correlation between the physical properties of the materials and the seismicity as well as the rupture processes of earthquakes. Currently available 3D structure model in and around the 2011 Tohoku-Oki source area is not sufficient in terms of the accuracy of the synthetic waveforms generated based on the model: we found that short period (< 10 s) synthetics for land stations in northeastern Japan do not reproduce the characteristics in the observed full waveforms from shallow earthquakes occurred there (Okamoto et al. *Earth Planets Space (EPS)* 2018). This research suggests the short wavelength features in the current model are not sufficient. Thus we attempt to improve the 3D model using the waveform tomography. We select shallow earthquakes (Mw~6) in and around the source area. In this study, we re-analyze six events that we have previously reported (SSJ Fall Meeting 2019) and newly add five more shallow events. The observed full waveforms recorded by land seismic network (F-net, KiK-net) in northeastern Japan are used. A land-ocean unified 3D structure model including oceanic water layer is used as the initial model. First, we re-determine the source parameters (the moment tensor, source time function, source location, and origin time) based on the initial model using First-motion Augmented Moment Tensor analysis method (Okamoto et al. *EPS* 2017, 2018) to minimize the biases due to one-sided (i.e., only on land) station distribution. Then we simulate the forward (using the earthquake source) and the adjoint (using a single force at the station location) wave propagations based on the initial model. The simulations are performed on TSUBAME super computer of GSIC, Tokyo Institute of Technology using a multi-GPU version (Okamoto et al. in *GPU Solutions to Multi-scale Problems in Science and Engineering* 2013) of HOT-FDM (Nakamura et al. *BSSA* 2012). The simulated waveforms are Fourier transformed and multiplied to generate waveform sensitivity kernels of relaxed modulus for P- and S-waves, density, Qp and Qs in frequency domain. For example, the kernels for a pair of a F-net station (TYS) and an outer-rise event (2017/10/06 Mw 6.2) show an asymmetric pattern with respect to the straight path even at a period of 9.8 s. At a period of 7.1 s, large amplitude pattern is observed along the oceanic trench, suggesting scatterings due to strong heterogeneity there. We will discuss the kernel features in other examples, and the results of the attempts of tomographic inversion.

Acknowledgements: The authors are grateful to Japan Meteorological Agency, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED), and Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project for providing the earthquake parameters, to K Kisimoto for providing the topography models, to Headquarters for Earthquake Research Promotion and NIED for providing the structure models, and to NIED for providing the waveform records of KiK-net, and F-net. This study is supported by the Japan Society for the Promotion of Science (KAKENHI grant no.16K05535 and 20K04101), and Joint Usage/Research Center for Interdisciplinary Large-scale Information Infrastructures in Japan (JHPCN) (Project ID: jh200059-NAH).

© 日本地震学会

Wavelet-based analysis of surface roughness of the subducted Philippine Sea plate in the western Nankai trough

*Tsutomu Takahashi[1], Ayako Nakanishi[1], Shuichi Kodaira[1], Yoshiyuki Kaneda[2]

1. JAMSTEC, 2. Kagawa University

断層面の形状は幅広い空間スケールで不均質性（以下，面粗さ）を示す．露頭の断層面形状の調査などでは，面粗さのパワースペクトル密度が波数のべき乗に依存し，ハースト指数Hが0.6~0.9程度の自己アフィン性を示すことが報告されている(e.g., Brown & Scholtz 1985; Candela et al. 2011)．面粗さの統計的性質は表面の摩擦係数などを理解する上で重要な要素の一つであるが，地下の断層の面粗さは速度構造の空間分解能の制約などからこれまで推定されていない．この推定を行うには，断層周辺の速度構造の分解能を適切に把握した上で，解析可能な波数域が狭い場合でも安定した結果が得られる手法を用いることが重要となる．本研究では，ウェーブレット変換を用いた解析法の適用可能性を検討し，南海トラフ西部において沈み込んだフィリピン海プレートの面粗さを評価した．

解析に用いるプレート形状のデータは，JAMSTECが南海トラフ周辺で調査を行った構造探査測線のうち，海底地震計を用いた屈折法地震探査とMCS反射法探査がともに実施され，観測点間隔やエアガン発振間隔が密な6測線で得られたものである．屈折法探査の初動走時トモグラフィで得られた速度構造を用い，MCS記録の海洋地殻上面からの反射波走時を深度変換してプレート形状を得た．測線長は100km前後で，形状データは0.1km間隔である．上盤側の地震波速度の水平変化を調べた結果，そのパワースペクトル密度は低波数側ではべき乗則に従うが，観測点間隔よりやや小さい約4.5kmに対応する波数より高波数側でべき乗則から外れ，パワースペクトル密度が小さくなる傾向が見られた．このずれはトモグラフィの正則化項などの影響と考えられることから，面粗さの推定は約4.5kmよりも大きな空間スケールのみを対象とすることとした．

ウェーブレット変換を用いた面粗さの解析には，Wavelet Transform Modulus Maxima (以下，WTMM)と呼ばれる連続ウェーブレット変換の極大値に着目し，データ全体のスケール依存性が単一のハースト指数で特徴づけられることを仮定した解析法（Audit et al. 2002）を用いた．これは本研究で用いるサンプル数が少ないデータでも安定する手法とされている．しかしサンプリング間隔から数オクターブ程度の範囲では安定した結果が得られるものの，それ以上のスケールでは推定誤差が増大する．この推定誤差を抑制するため，本研究では複数測線のデータを統合し，その平均的な面粗さを推定することとした．非整数ブラウン運動の人工データを使って検証を行った結果，1000サンプルの形状データが3つ程度あれば概ね安定してハースト指数を推定できることが確認された．

南海トラフ西部の各探査測線では，WTMMによる解析でもハースト指数を十分な精度で推定することはできないが，全6測線を統合することで南海トラフ西部におけるフィリピン海プレート表面のハースト指数は0.87程度と推定された．また沈み込んだプレートの南北でrms振幅が系統的に異なっており，北側のrms振幅が大きな領域ではH~0.57，南側のrms振幅が小さな領域ではH~0.86と推定された．単一測線での面粗さの推定精度を向上させるには，測線長か速度構造の空間分解能を数倍以上にすることが必要となる．しかし形状データのrms振幅とWTMMを併用することで，現状の探査精度でも面粗さの大きさやハースト指数の空間変化を安定して推定することが可能となった．今後，測線数の増大とともにハースト指数やその空間変化をより詳細に把握できるようになると期待される．

© 日本地震学会

Room D | Regular session：S01. Theory and analysis method

Thu. Oct 29, 2020 2:30 PM - 3:30 PM JST | Thu. Oct 29, 2020 5:30 AM - 6:30 AM UTC | ROOM D

[S01]PM-2

chairperson:Kaoru Sawazaki(NIED), chairperson:Issei Doi(DPRI, Kyoto University)

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

[S01-06] A centroid catalog of P-wave microseisms

○Kiwamu Nishida[1], Ryota Takagi[2] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S01-07] Early forecast of maximum amplitude and threshold exceeding amplitude number due to aftershocks using a continuous seismogram

○KAORU SAWAZAKI[1] (1.National Research institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S01-08] Landslide source determination using amplitude source location method for the 2017 landslide in southwest Japan

○Issei Doi[1], Takuto Maeda[2], Toshitaka Kamai[1], Gonghui Wang[1] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

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

[S01-09] sP converted waves seen on broadband record sections from earthquakes near the plate boundary of Tohoku district

○Masahiro Kosuga[1] (1.Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

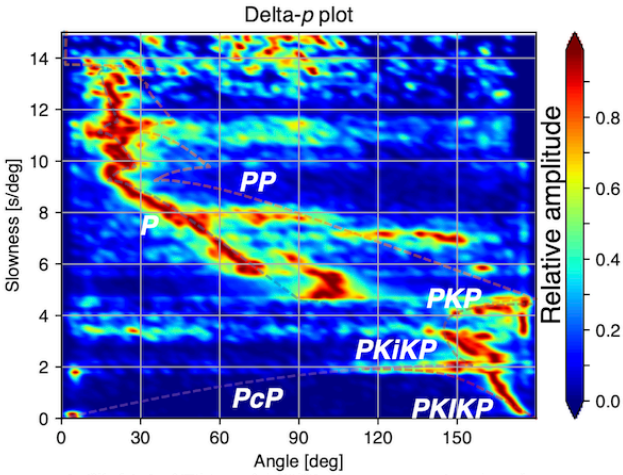
A centroid catalog of P-wave microseisms

*Kiwamu Nishida[1], Ryota Takagi[2]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Graduate School of Science, Tohoku University

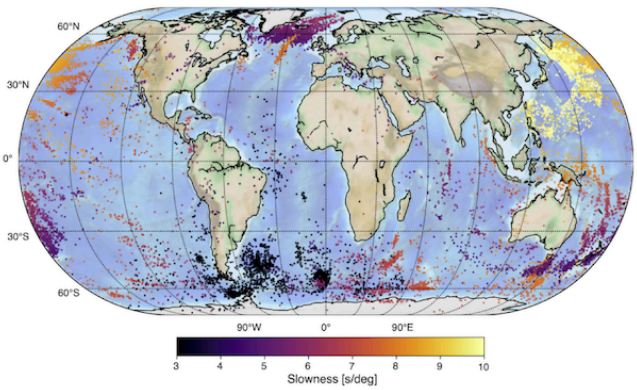
■はじめに
地動の脈動の存在自体は1940年代から知られている。励起源が海洋波浪であることは既に確立されており、その励起の特徴から大きく2つに分類される。1つ目は、primary microseisms と呼ばれる約 0.07 Hz の特徴的な周波数を持つ振動である。この周波数が海洋波浪の特徴的な周波数と対応している事と Love波の振幅が卓越している事から、海岸線付近の斜面に打ち寄せる海洋波浪 が励起源だと考えられている。2つ目は secondary microseimsと呼ばれ、海洋波浪のちょうど倍の卓越周期 (0.15 Hz) をもつ。海洋波浪の非線形効果が励起に寄与していると考えられている[LonguetHiggens, 1950。ともに海洋波浪が励起源のため、表面波が卓越していることがよく知られている。
■解析手法
脈動の起源メカニズムを系統的に理解するためには理解するためには、脈動P波の重心位置のカタログ化は情報は重要である。backprojection法は、脈動P波の重心位置を特定するのに有効な手法である。この手法は、slowness ベクトルと波面の曲率の両方の情報を利用している。また、多くのphase (P, PP, core phase等)の情報を利用することも可能である。しかし全ての情報を同時に使用するため、どの情報が震源位置を抑えているのか検証することが難しい。また、10年以上にわたるグローバルなカタログを作成するためには、計算コスト大きな問題となる。一方、beamforming法の計算コストは実用的であるが、この方法では、slownessベクトルの情報のみを利用しているため、P波とPP波を区別することが原理的にできない。本研究では、beamforming法の自然な拡張として、slowness ベクトルと波面の曲率の両方の情報を抽出できる新しい手法を提案する。
この手法では、まず、従来のbeamforming法に基づいて、アレー中心でのslowness ベクトルの初期値推定を行う。次のステップでは、slowness ベクトルを固定して、波面の曲率を変化させbeam power が最大化することによって波面の曲率を推定する。これらの値をアレー中心での初期値とし、摂動理論に基づいて、slownessベクトルと波面の曲率の値を反復的に更新していく。波面の曲率から、アレイ中心と励起源の重心位置との距離を推定することができる。波面の曲率はslownessよりも水平方向の不均質に敏感なため、推定精度は悪くなる。しかし推定された距離情報に基づいて(図1)、検出されたスローネスを対応する相(例えば、P, PP)に分類する事が可能となる。この分類された位相に基づいて、推定したslowness ベクトルの値から震源の重心位置を推定する。
■解析
2004年から2018年までに防災科学技術研究所が運用によって展開されているHi-net (速度計 鉛直成分約750点)を解析した。機器応答は時間領域 で補正し[Maeda *et al.*, 2011]、収録機器起源のコヒーレントなノイズは予め差し引いた[Takagi *et al.*, 2015]。解析には、これら”広帯域化”した速度計記録を用いた。時系列を512秒ごとに切り出し、地震の影響を取り除き解析から除外した。遠地の地震はglobal CMTカタログ[Ekström *et al.*, 2012]を用い除外し、近地の地震は平均自乗振幅の時間変化の大きさから判断し除外した。さらに、観測点ごとの平均自乗振幅の大きさに閾値を設定し、局所的なノイズの影響を受けているとして解析から除外した。選択したデータを用い、0.1-0.2Hzの帯域で解析を行った。
■結果と展望
推定された重心位置は季節的な変動を示しており、過去の研究結果とも調和的である。P, PP, PKP, PKIKP等の多くの相を同定できたため、1箇所のアレーデータから全球点な脈動P波の重心位置のカタログ化(図2)に成功した。本発表では、推定された脈動P波の重心位置のカタログから、脈動の励起メカニズムについて議論する予定である。

© 日本地震学会



まず推定した震源毎に、震央距離とslownessに対して点をプロットし、その数密度を計算する。次に、各slowness毎に最大値で規格化する。P, PP, core phaseを同定することができる。

図 1



決定した重心位置をプロットしたず。色はイベントごとのslownessを表している。例えばグリーンランド近くではP波によって震源が決まっている。少し南側ではP波がshadowに入るため、PP波によって震源位置が決まっている様子が見て取れる。

図 2

© 日本地震学会

Early forecast of maximum amplitude and threshold exceeding amplitude number due to aftershocks using a continuous seismogram

*KAORU SAWAZAKI[1]

1. National Research institute for Earth Science and Disaster Resilience

昨年度は、観測された連続地震動記録の統計的特徴を用いることで、地震カタログを用いることなく、余震による最大振幅の発生確率を早期に予測する手法を提案した（澤崎、2019）。今回は、任意の閾値を超える最大振幅の発生数を確率的に表現する手法について報告する。具体的には、「期間T_1からT_2の間に閾値z以上の振幅がn回以上観測される確率はQ%」と表される超過確率Qを、任意のT_1、T_2、z、nの組み合わせについて算出する。ここではnを閾値超過振幅数と呼ぶ。nを1とする場合、この超過確率は「期間T_1からT_2の間に観測される最大振幅がz以上である確率はQ%」と言い表すことができ、最大振幅の予測は閾値超過振幅数の予測の特殊な場合に相当する。
連続地震動記録の区間最大振幅（一定時間Tごとの最大振幅。今回はTを1分に固定）は、Frechet分布と呼ばれる極値分布の一種にしたがう。この分布は、地震活動の活発さや伝播経路特性等を反映するパラメータAと、Gutenberg-Richter式のb値等を反映するパラメータmとで特徴づけられる。地震数が大森-宇津則にしたがい時間減衰する場合、大森-宇津式のp値もパラメータとなる。加えて、地震動記録は地震以外の雑微動を含み区間最大振幅は下限を持つため、その下限x_{min}もパラメータとなる。以上4個のパラメータを用いると、区間最大振幅がしたがうFrechet分布の累積分布関数Gは

$$G(z, t, t+T)=\exp[-ATm^{-1}(z-x_{min})^{-m}t^{-p}] \quad (1)$$、

確率密度関数gは

$$g(z, t, t+T)=ATt^{-p}\exp[-ATm^{-1}(z-x_{min})^{-m}t^{-p}](z-x_{min})^{-m-1} \quad (2)$$

と表される。ただし1、2式とも本震からの経過時間tがTよりも十分大きいという条件の下で成り立つ。観測された区間最大振幅に最尤法を用いてFrechet分布をあてはめ、4個のパラメータを推定する。最尤推定値 $\boldsymbol{\theta}$ =(A, p, m, x_{min}) を用いると、超過確率Qは

$$Q_n(z, T_1, T_2; \boldsymbol{\theta})=1-\exp[-(N_\infty-N)]\Sigma_{n'=1}^{n}(N_\infty-N)^{n'-1}/(n'-1)! \quad (3)$$

$$N_\infty-N=(z-x_{min})^{-m}A(T_2^{1-p}-T_1^{1-p})/[m(1-p)] \quad (4)$$

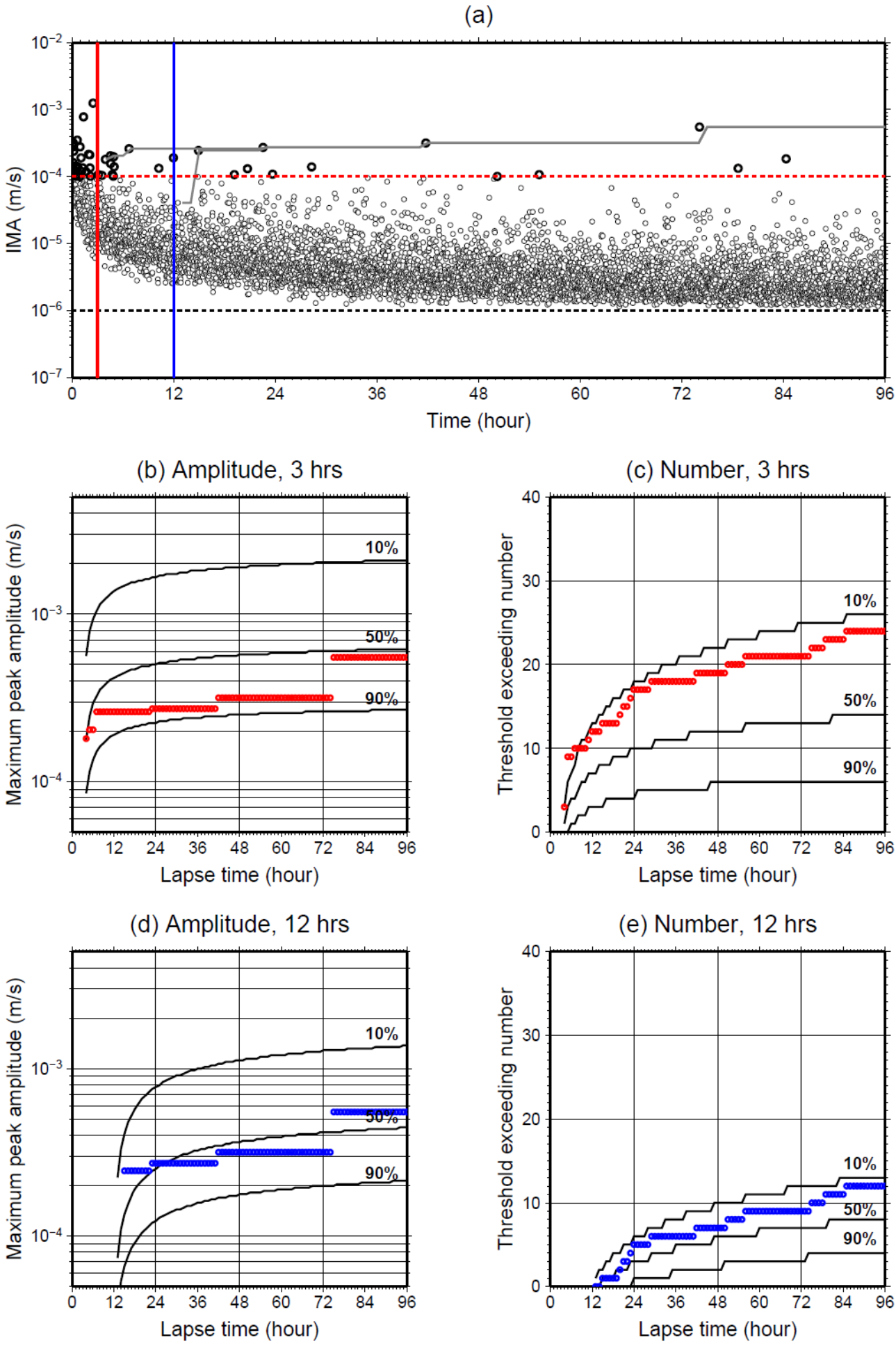
と表される。N_∞は期間T_1からT_2の間に発生する全地震数を、Nはその中で最大振幅が閾値zを超えない地震数を表す。超過確率Qは、zについてFrechet分布、nについてポアソン分布にしたがう。実際の予測においては、推定値の不確定性を考慮したベイズ予測（例えば、Omi et al., 2015）を用いる。
図aは、G-R式と大森-宇津式にしたがう余震活動を乱数を用いて生成し、マグニチュードと最大振幅の関係式から算出した区間最大振幅の推移（白丸）を表す。最大振幅の閾値は10^{-4}m/s（赤点線）に設定し、これを超える区間最大振幅は太い丸印で示している。区間最大振幅の下限X_{min}は10^{-6}m/s（黒点線）に設定した。灰色の実線は評価時点以降に観測された最大振幅を表す。この疑似余震記録について、本震発生の5分後から3時間後（赤縦線）までのデータを用いてパラメータを推定し、超過確率曲線を描いた図がb（最大振幅）とc（閾値超過振幅数）である。赤丸が3時間後以降に発生した最大振幅（図b）と、閾値10^{-4}m/sを超えた振幅の数（図c）の推移を表す。黒線は3時間後時点で評価した96時間後までの10%、50%、90%超過確率曲線を示す。最大振幅、閾値超過振幅数共に、予測の範囲で推移している。評価時点が12時間後（図a青縦線）の場合（図d、e）、使用できるデータ数が増えるためにパラメータの推定精度が上がり、特に閾値超過振幅数の予測幅は

© 日本地震学会

より絞り込まれる。この場合も3時間後の場合と同様に、超過確率曲線から予測される範囲内で最大振幅、閾値超過振幅数とも推移する。
異なる乱数列を用いて図b~eと同様の図を1000通り描くと、最大振幅や閾値超過振幅数が10%超過確率曲線を上回るケースと90%超過確率曲線を下回るケースはそれぞれ100ケース程となり、全ケースの10%程度となった。同様に、10%と50%超過確率曲線の間および50%と90%超過確率曲線の間を推移するケースはそれぞれ400ケース程で、全体の40%程度であった。以上の結果から、パラメータが時間変化しない理想的な状況下では、区間最大振幅を用いることで、大地震発生後数時間以内にその後の最大振幅と閾値超過振幅数を確率的に予測できることが分かった。

謝辞：本研究は科研費・若手研究B「連続地震波形記録を用いた準リアルタイム余震活動予測手法の開発」（課題番号17K14385）からの支援を受けています。

© 日本地震学会


(a)
IMA (m/s)
Time (hour)
(b) Amplitude, 3 hrs
Maximum peak amplitude (m/s)
Lapse time (hour)
10%
50%
90%
(c) Number, 3 hrs
Threshold exceeding number
Lapse time (hour)
10%
50%
90%
(d) Amplitude, 12 hrs
Maximum peak amplitude (m/s)
Lapse time (hour)
10%
50%
90%
(e) Number, 12 hrs
Threshold exceeding number
Lapse time (hour)
10%
50%
90%

© 日本地震学会

Landslide source determination using amplitude source location method for the 2017 landslide in southwest Japan

*Issei Doi[1], Takuto Maeda[2], Toshitaka Kamai[1], Gonghui Wang[1]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University

2017年九州北部豪雨によって大分県日田市小野地区において7月6日午前9時45分ごろに大規模な斜面崩壊が発生した。この斜面崩壊によると思われる地震動が、約1分の間隔をおいて2回、定常地震観測網の4-5点の地震観測点において捉えられた。継続時間は40-60秒程度、卓越周波数は0.5-3 Hzであり既往研究（e.g. Dammeier et al., 2011）による斜面崩壊の地震波形記録と矛盾しない特徴を示した。また、崩壊地から約３km/sの見かけ速度で伝播していたことからも、本崩壊によって励起された地震動が捉えられたことが窺えた。

このように、比較的規模の小さな斜面崩壊であっても、高感度地震観測網にはその震動が記録されていることがあり、高周波連続地震観測記録が斜面崩壊の監視に重要な役割を果たすと期待される。しかし、それらの記録は一般にS/Nが低く、しかも通常の地震と違い明瞭なP波S波相がみられることはほとんどない。そこで、本研究ではこのような地震動が定常地震観測網で捉えられた際に、斜面崩壊に関する事前情報なしにどの程度震源を推定できるのかを調べた。

Doi and Maeda (2020) は、火山性の低周波微動の震源を観測点間の振幅比から推定した振幅震源決定法（ASL法、Kumagai et al., 2010）を、定常地震観測網で記録された2017年長野県飯山市の斜面崩壊による10観測点以上の地震波形データに適用し、推定精度約5 kmで崩壊斜面の周辺に震源を決定することに成功した。しかし、本研究で対象とする日田市小野地区における斜面崩壊はそれよりも規模が小さい。そのため、この手法をそのまま本研究の波形データにあてはめ震源決定をおこなったところ、高いS/N比を有する地震観測点が4点程度と少なく、そのままでは震源位置の拘束がうまくいかなかった。そこで、本研究では、S/N比が低い観測点におけるデータを有効活用するため、仮想震源位置に応じて利用するデータを動的に変更する2段階法を採用した。まず、グリッドサーチで仮定する仮想震源位置に対し、観測記録のS/N比の高い点のみの記録と振幅の理論予測曲線との比較から、すべての観測点における振幅の予測値を算出する。そして、信号のS/N比が低い観測点であっても、仮定した仮想震源位置からの振幅の理論予測値がノイズレベルの2倍以上であれば、その観測点では仮想震源位置からの地震動をノイズレベルよりも有意に大きな振幅で記録できるはずであると考えデータとして算入し、理論予測曲線と観測振幅との残差を計算する。このようにして得られた残差がもっとも小さな仮想震源位置を斜面崩壊の波源し、その周辺の残差の空間分布から誤差範囲を推定した。その結果、２回の地震動に対して、推定精度5 km程度で崩壊斜面の周辺に震源が求められた。

本研究で扱った小野地区の斜面崩壊は、観測点間隔が平均20－30 km 程度である定常地震観測網に囲まれるような場所で発生した。そのため、一般に日本国内の内陸部で発生する斜面崩壊においても、同様の観測条件が満たされることが予想される。したがって、本研究で採用した観測点選定基準を用いることで、高感度定常地震観測網の観測記録から、国内の多くの地域において同程度の斜面崩壊を事前情報無しに検知できることが期待される。

謝辞：防災科学技術研究所の高感度地震観測網の地震波形データを使用させていただきました。記して感謝いたします。

© 日本地震学会

sP converted waves seen on broadband record sections from earthquakes near the plate boundary of Tohoku district

*Masahiro Kosuga[1]

1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University

はじめに

地震観測網から離れた位置で発生した地震の震源深さを精密に決定するために，sP変換波を用いることがよく行われる．この波は，震源から放射されたS波が海底面などでP波に変換されて観測点に届いたもので，sP–P時間が震源深さの関数となる性質を震源決定に利用する．先行研究での変換波の検出は，主に目視と観測点ごとの波動特性によるものであった．しかし，特性の揃ったHi-net観測網のデータを用いると，sP変換波やその他の変換波を空間的に連続した波動として検出することが可能である．そこでここでは，地震計の特性を補正して低周波成分を用いると変換波が極めて明瞭に検出できることと，震源位置やメカニズム解の違いによって波形がどのように異なるのかを示す．

方法

地震計の特性補正は，Hi-net地震計特性でのデコンボリューションとF-net地震計特性のコンボリューションを行う再帰型数値フィルタ（Maeda et al., 2011）を作用させて行なった．変換の妥当性はF-net観測点での波形と比較して確認した．この変換により，地震計の固有周波数よりも低周波成分の波形の利用が可能になる．さらに，地震波形をwiggle表示して振幅の符号に応じて波形に着色する視覚化と，振幅の大小に応じて表示振幅を変えるauto gain controlを導入した．これらの処理を施した波形記録のペーストアップを作成して，変換波の出現の有無と波動の特徴を調べた．

また，変換波の起源を検討するために，OpenSWPC（Maeda et al., 2017）による3次元波動伝播シミュレーションも用いた．この目的には，観測波形と同様なペーストアップに加えて，スナップショットでの波動の追跡が有効である．

今回の検討は東北地方太平洋沖合で発生した地震を対象とした．気象庁CMT解カタログを基に，以下の２通りの地震群を抽出した．マグニチュードの範囲は4.3から6.4である．

(1) 宮城県沖にほぼ東西に並ぶ低角逆断層型地震．これらはプレート境界で発生していると考えられる．同じ領域でのその他の断層タイプの地震も加えた．

(2) 岩手県沖で発生している低角逆断層型地震．震央が近く断層タイプは同じでも，セントロイド深さが15 km程度異なるものを含むように抽出した．

変換波とその特徴

多くのペーストアップ記録において明瞭なsP変換波を検出することができた．sP波は震央距離100 km程度においてS波波群から分離し，震央距離とともに見かけ速度が増加してP波のそれに漸近し，震央距離400 km程度まで追跡することができる．sP波の空間的連続性には周波数依存性があり，フィルタの周波数が0.1–0.5 Hzにおいて最も明瞭で，高周波になるにつれて不明瞭になる．これは，低周波成分ほど地殻の不均質構造の影響を受けにくいためで，短周期地震計記録を広帯域化することの効果をよく示している．また，震源位置が近い地震に対するペーストアップ記録の再現性は，非常に高いことも確認できた．

宮城県沖の地震は東西方向に並ぶように選択したが，sP波やその他の変換波の出現状況は経度とともに変化する．震源位置が東経142.5°以西では，sP波やpP波などの限られた変換波が見られる．震源位置がそれ以東になると，P波と同程度の見かけ速度を持つ変換波が繰り返し現れるようになる．これは海底面と海面の間での多重反射波と考えられる．この多重反射波以降の位相は，震源位置が東経143.5°付近では極めてインコヒーレントである．これは，この付近の海底面下の構造が広い波長範囲にわたって不均質であるためと考えられる．また，メカニズム解が異なると，P波とsP波の相対的振幅の空間分布が明瞭に変化することも確認できた．

岩手県沖ではセントロイド深さが異なる地震についての比較を行なった．深さが異なると変換波の出現時刻が

© 日本地震学会

変わるようにも見えるが，震央位置の違いも影響するため，低周波の波形から目視で確認するのは困難であった．

おわりに

短周期地震計記録を広帯域化して視覚化の工夫を加えることで，sP波は広い震央距離にわたって明瞭に追跡できることがわかった．sP–P時間を精密に読み取ることができれば，震源深さの再決定や地殻構造の推定に有用なデータとなる．その読み取りは，sP波の波形が空間的に連続である性質を用い，平均的波形との相関を用いることで可能となる．

謝辞

本研究では防災科研H-netおよびF-netの観測波形と，気象庁CMT解カタログを使用した．波動伝播シミュレーションには東京大学地震研究所のEIC計算機システムを利用した．（公財）地震予知総合研究振興会からは研究費の援助をいただいた．以上の機関に感謝します．

© 日本地震学会

Session for Selection of Student Presentation Award | Session for Selection of Student Presentation Award：Room A (S01, S15, S16)

Thu. Oct 29, 2020 4:00 PM - 5:00 PM JST | Thu. Oct 29, 2020 7:00 AM - 8:00 AM UTC | ROOM A

[SPA]PM-3

chairperson:Wataru Suzuki(NIED)

4:00 PM - 4:10 PM JST | 7:00 AM - 7:10 AM UTC

[S01P-02] Towards the detection of the mantle-reflected P wave using seismic interferometry

*Shota Kato[1], Kiwamu Nishida[1] (1. Earthquake Research Institute, the university of Tokyo)

4:10 PM - 4:20 PM JST | 7:10 AM - 7:20 AM UTC

[S15P-08] Theoretical analysis of the long-period velocity pulses observed in the 2016 Kumamoto Earthquake Sequence

*Kotaro Tarumi[1], Tomotsugu Watanabe[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1] (1. Okayama University)

4:20 PM - 4:30 PM JST | 7:20 AM - 7:30 AM UTC

[S15P-15] Comparison of scattering variation associated with 2016 earthquakes in Korea and Japan

*MUHAMMAD ZAFAR IQBAL[1], Tae Woong Chung[1] (1. Sejong University)

4:30 PM - 4:40 PM JST | 7:30 AM - 7:40 AM UTC

[S16P-07] Estimation of Subsurface Structure and Ground Motion Characteristics in the Landslide Areas Derived from Microtremor Observation - Case of Ikutahara, Engaru-cho, Monbetsu-gun, Hokkaido -

*Isamu Nishimura[1], Tatsuya Noguchi[2], Yusuke Ono[2], Masanori Kohno[2] (1. Tottori University, Graduate School of Engineering Department of Management of Social Systems and Civil Engineering, 2. Tottori Univercity, Department of engineering)

Towards the detection of the mantle-reflected P wave using seismic interferometry

*Shota Kato[1], Kiwamu Nishida[1]

1. Earthquake Research Institute, the university of Tokyo

地震波干渉法は2観測点で観測されたランダムな波動場の相互相関関数を計算することにより、片方を仮想的な震源とし、もう片方を観測点とした場合の観測波形(グリーン関数)を推定する手法である(e.g. Snieder et al., 2013)。地震波干渉法では、地震波動場がランダムかつその強度分布が等方・均質であることを仮定する。ランダムな波動場として海洋波浪起源の脈動を解析に用いる場合には、周期5-20 sの帯域で表面波が卓越することが知られている。そのため、脈動を利用した地震波干渉法による地震波速度構造推定の研究では、地殻・上部マントルの3次元構造の推定が主であった(e.g., Shapiro et al., 2005)。しかし、近年では、実体波を抽出することによってより深部の構造を推定することが試みられている。その一例として、マントルの410/660 km不連続面からの反射P波(P410P/P660P)の抽出が報告されている(Poli et al., 2012; Feng et al., 2017)。しかし、これらの反射P波を抽出した先行研究の対象地域は大陸に限られていた。本研究の目的は、防災科学技術研究所Hi-netの上下動記録に地震波干渉法を適用することによりP410P/P660Pを抽出し、反射P波の抽出における波源の空間分布の影響を調べることである。

本研究では以下の手順で各観測点ペアに対する相互相関関数を計算した。用いた波形記録は防災科学技術研究所Hi-net観測点のうち西南日本に存在する240点の上下動記録(2007年-2018年)である。まず、Hi-netの上下動記録を2 Hzにダウンサンプリングした。その上で各観測点について翌日の観測波形との差を計算して元の観測波形の代わりに用いた(Takagi et al., 2020)。これは、Hi-netの機器ノイズ(Takagi et al., 2015)の相互相関関数への影響を抑えるためである。次に、得られた1日長の波形を1024 sの時間窓に分割し、周期5-10 sおよび10-20 sの平均2乗振幅によって時間窓を選択した。選択した時間窓について周波数領域で白色化を行い、周期1-10 sの成分について全観測点ペアの相互相関関数を計算した。

脈動源分布のグリーン関数抽出への影響を調べるため、4-th root vespagramを全観測点ペアに対する相互相関関数について計算した(Rost and Thomas 2002)。その結果、P410Pがオフセット距離0-300 kmで見られ、P660Pはオフセット距離50-100 kmで見られた。また、P660PはP410Pに比べて弱いことがわかった。次にvespagramの方位角依存性を調べるため、観測点ペアを方位角により6グループに分けて各グループのvespagramを計算した。観測点ペアの方位角が0–30˚、90–120˚、150–180˚のグループではvespagram上でP410Pが確認された。

この結果を遠地の脈動P波のスローネス分布(Nishida and Takagi, IASPEI, 2017)と比較した。観測点ペアの方位角が0–30˚と150–180˚のグループのP410Pはそれぞれ北大西洋や南極海の脈動源によると考えられる。しかし、観測点ペアの方位角が90–120˚のグループのP410Pには対応する脈動源がなく、深部での散乱の可能性を示唆している。

地震による影響を評価するために、地震活動が活発な日のみに注目して、相互相関関数の計算を行った。手法は地震(Mw > 6.5)の起きた461日を用いる点を除き、脈動の相互相関関数の計算手法と同一である。得られた相互相関関数は脈動の相互相関関数と類似しており、この手法では地震の寄与は脈動の寄与に比べて小さい事がわかった。今後はコーダ波部分の相互相関関数を計算し、脈動の相互相関関数との比較を行う予定である。

最後に、得られた反射P波を不連続面の深度に変換するため、Common Middle Point (CMP)重合を行った(e.g., Stein and Wysession, 2003)。具体的には、オフセット距離が500 km以内の各観測点ペアについて反射点の位置でグループ分けを行い、各グループに対して不連続面が水平と仮定しCMP重合を行った。速度構造は

© 日本地震学会

JMA2001(上野ほか、2002)を用いた。CMP重合の結果は水平方向に連続的な410 km不連続面と断片的な660 km不連続面を示した。しかし、太平洋プレートに起因する明確な反射波は検出できなかった。

謝辞：本研究では防災科学技術研究所のHi-netの上下動記録を用いました。記して感謝いたします。

© 日本地震学会

Theoretical analysis of the long-period velocity pulses observed in the 2016 Kumamoto Earthquake Sequence

*Kotaro Tarumi[1], Tomotsugu Watanabe[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1]

1. Okayama University

1.Introduction

2016年熊本地震では，震源断層ごく近傍で震度7を記録した地震動が観測され，地殻変動を伴った大きな被害が発生した．特に本震(M_{JMA} 7.3)では，西原村小森（熊本県自治体震度観測計）において，観測された加速度記録からの積分によると，地動速度では時間幅約3秒の長周期速度パルスがEW成分とUD成分で見られ，地動変位では水平動，上下動共に約2 mの永久変位が生じたと推定されている．2016年熊本地震の前震と本震に関する震源断層のすべりインバージョンの研究は複数行われており，その多くで西原村の直下にアスペリティが存在し，その内部における破壊フロントはアスペリティ下端付近から地表面に向かって進行したことが示唆されている．そのため，西原村小森で観測された長周期速度パルスの原因が，破壊フロントの進行方向で遠地S波に起因して大振幅パルスが生じる破壊指向性（Forward directivity）なのか，あるいは震源断層ごく近傍で卓越する近地項，中間項の効果なのかが議論されている．そこで本研究では，震源断層を単純化したモデルを設定し，全無限均質媒質中の有限矩形断層から生じる近地項，中間項，遠地項を分離した変位の解析解（垂水・竹中，2020，JpGU-AGU）を用いて，長周期速度パルスの成因について理論的に検討した．

2.Simple Asperity Model

Figure.1は本研究で設定した非常にシンプルなアスペリティモデルと西原村を模した観測点の例である．本研究では，Asano & Iwata (2016)を参考に，西原村直下と推定されたアスペリティのみをモデル化し，その寄与のみを考慮した．均質媒質中のP波速度は6.0 km/s，S波速度は3.5 km/sとし，アスペリティの長さは10 km，幅14 km，すべり3.7 m，ライズタイム1.5 s，すべり角-140°とした．アスペリティ内部を進行する破壊フロントは水平で，破壊伝播速度はS波速度の0.78倍とし，地表面に向かって進行すると仮定した．また，地表面では自由表面の効果として，振幅を2倍している．

3.Numerical results

Figure.2に地動速度（水平成分）の数値計算結果を示す．全変位に加えて，近地項（本研究では近地項と中間項の和）と遠地項も同様に示している．結果は，非常にシンプルなモデルを用いたにも関わらず，西原村で観測された（加速度記録から推定された）速度波形の特徴，特にEW成分とUD成分で観測された時間幅約3秒の長周期速度パルスを再現できている．この結果により，長周期速度パルスの生成には，近地項が主に寄与しているが，EW成分では遠地項（主に遠地S波）も寄与しており，破壊指向性の効果も考えられる．実際の震源過程の複雑さや背景領域の寄与等を考慮した綿密なモデリングをすることによって，より良く観測波形を再現できるかもしれない．

© 日本地震学会

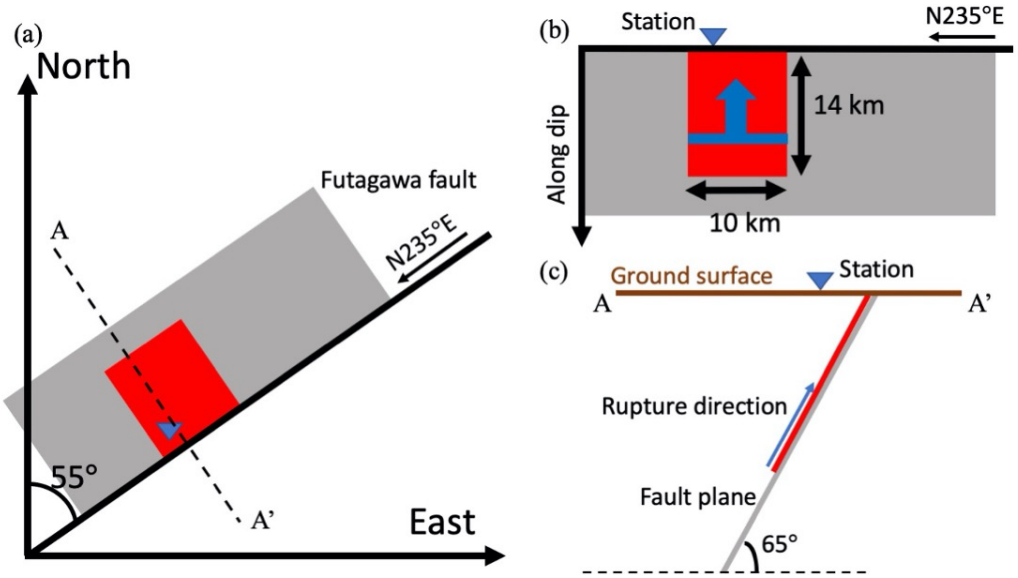


Figure.1 Simple asperity model in this study. Gray and red ((a) & (b):region, (c):line) show fault plane and asperity. Blue triangle denotes the station simulated as Nishihara-village. Blue line and vector indicate rupture front and its direction of propagation, it propagates from the bottom of the asperity to the top of that. (a)The relation between the fault plane/asperity and the station on North-East coordinate system. Strike angle is set as N235°E. (b)Cross-section of simple asperity model across fault plane. Length and width of asperity are 10 km & 14 km. (c)Cross-section across A-A' (Figure.1-(a)), showing the appearance of the fault under the ground. Dip angle is set as 65°.

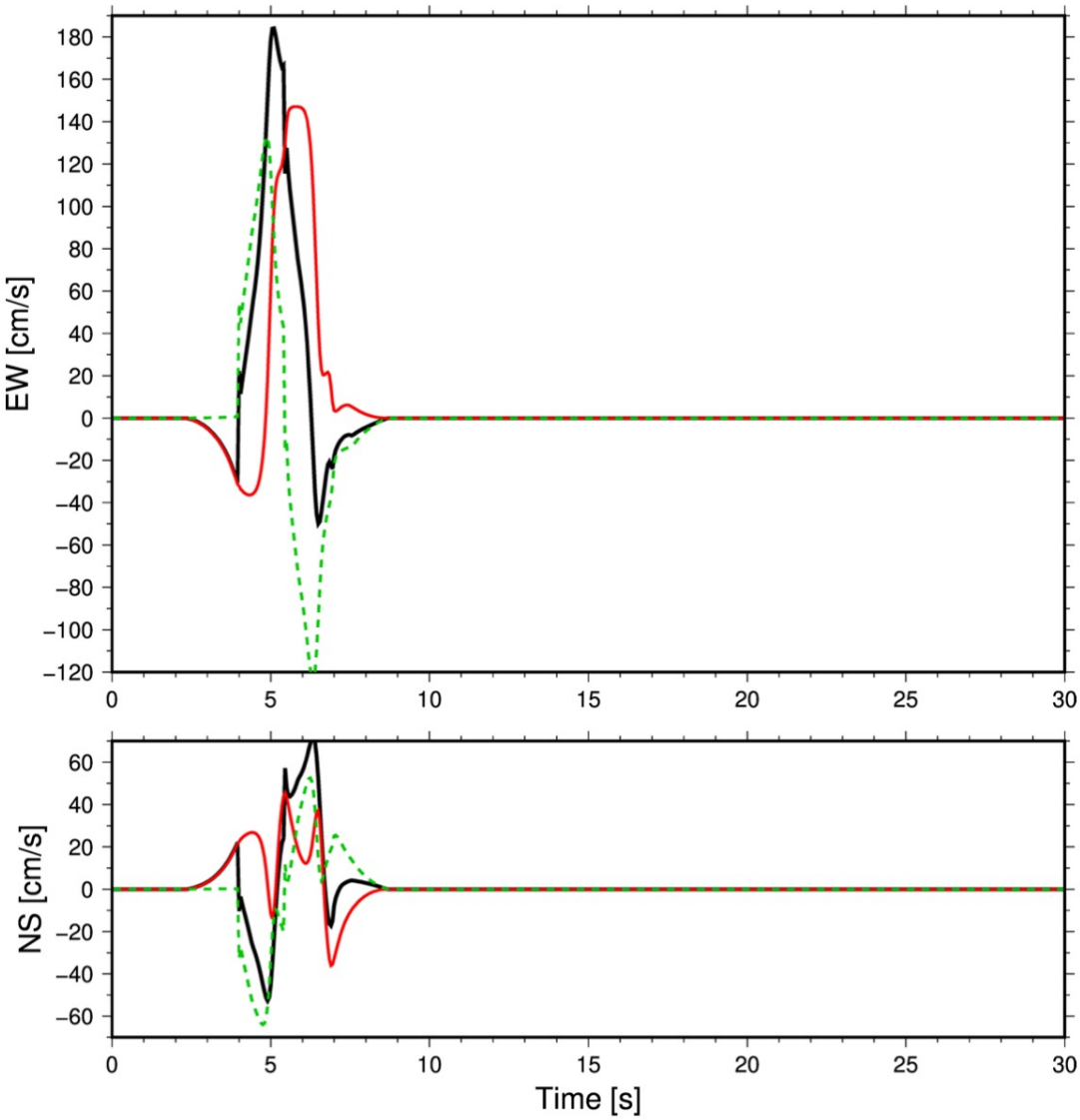


Figure.2 Numerical results of ground velocity of horizontal components. Black, red and green dashed lines indicate total displacements, the summation of near-field term and intermediate terms and far-field terms, respectively.

© 日本地震学会

Comparison of scattering variation associated with 2016 earthquakes in Korea and Japan

*MUHAMMAD ZAFAR IQBAL[1], Tae Woong Chung[1]

1. Sejong University

A remarkable increase of scattering attenuation (Q_S^{-1}) at low frequency was found associated with hazardous earthquakes in Japan and Korea in 2016. Applying Multiple Lapse Time Window Analysis (*MLTWA*) to N-S component seismograms recorded in the before earthquake period (*BEP*) and after an earthquake period (*AEP*), the Q_S^{-1} values were compared for M7.0, 6.6, and 5.8, occurred in Kumamoto (*K)*, Tottori (*T*), and Gyeongju (*G*). The *BEP* and *AEP* were set to obtain enough data; while G was 5 and 14 years, *K* and *T* event was 5 and 5 years, and 4 and 3 years, respectively. The obtained events of the periods were 186 and 117 for Korea, whereas 501 and 619, 176 and 194 for two Japan events, respectively. To find the crustal variation associated with earthquakes, focal depths of events were shallower than 30 km and the hypocentral distance of seismograms was shorter than 80 km. The observed stations were applied by coda normalization to correct different earthquake sources and site amplification factors. The magnitude range of events was selected between 2.0 and 4.0. For band-pass filtered with five central frequencies of 1.5, 3, 6, 12, and 24 Hz, the best fit values for Q_S^{-1} and Q_I^{-1} (intrinsic attenuation) were obtained by comparison between observed energy curves and theoretical energy curves derived from direct simulation Monte Carlo method (Yoshimoto, 2000) with a focal depth of 10 km. The error bars of the values, derived from Fisher’ s *F* distribution with the confidence value of 60 %, shows reliably shorter lengths with more than 20 observations. Between *BEP* and *AEP* of the Q_S^{-1} values, the higher difference was observed at lower frequencies –remarkable at 1.5 Hz and negligible for 24 Hz. Whereas G event being the greatest difference in the epicentral region, the T event showed reliable difference with over the error bar range. However, T events showed little relevance of differences in the epicentral region.

The crustal inhomogeneity caused by open cracks had been observed in the seismically active area by coda analysis using tomography developed by Nishigami (1991). *MLTWA* also showed the seismic inhomogeneity by comparison of difference of Q_S^{-1} between *BEP* and *AEP*. The difference corresponds well to event magnitude represented by peak ground acceleration (*PGA*). The high difference in *K* and *G* events generally correlated with the high *PGA* area. However, the *T* event shows less relevance despite the large magnitude. This may be due to earthquakes with a comparable magnitude that occurred in the vicinity, such as *M* 7.0 in 1943 and *M* 6.7 in 2000. In the K event, six earthquakes (M > 6.0) occurred in inland since 1920, but only one earthquake (1975 *M* 6.1) occurred near the event region. On the other hand, the Korean peninsula, including the *G* event region has been quite seismically stable land until *G* event - the largest event is only *M* 4.2 since 1905 and no inland events with estimated *M* > 5.2 for 270 years. Thus the duration period of seismic silence also strongly correlates with the difference of Q_S^{-1} between *BEP* and *AEP*.

© 日本地震学会

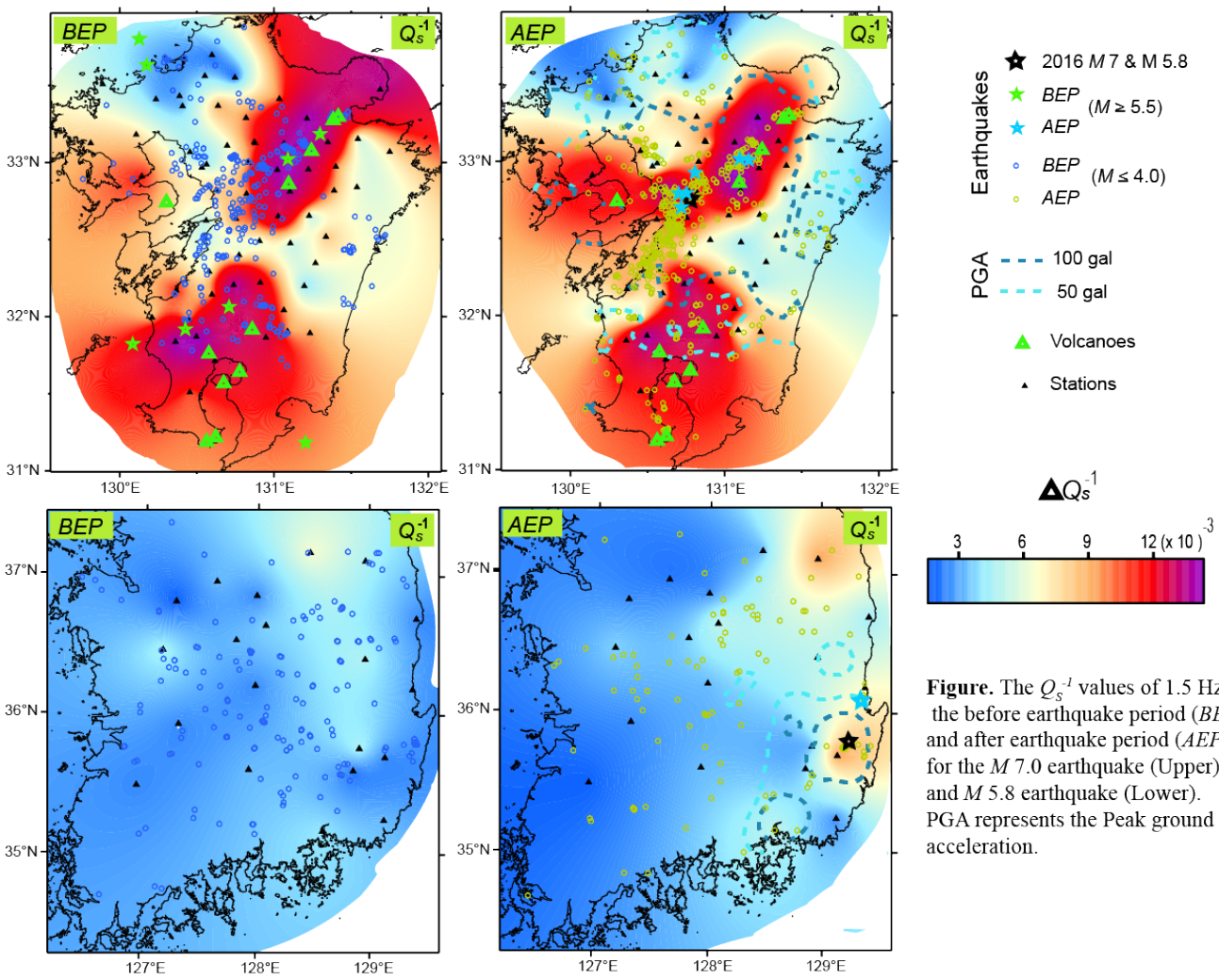


Figure. The Q_S^{-1} values of 1.5 Hz in the before earthquake period (*BEP*) and after earthquake period (*AEP*) for the *M* 7.0 earthquake (Upper) and *M* 5.8 earthquake (Lower). PGA represents the Peak ground acceleration.

© 日本地震学会

Estimation of Subsurface Structure and Ground Motion Characteristics in the Landslide Areas Derived from Microtremor Observation - Case of Ikutahara, Engaru-cho, Monbetsu-gun, Hokkaido -

*Isamu Nishimura[1], Tatsuya Noguchi[2], Yusuke Ono[2], Masanori Kohno[2]

1. Tottori University, Graduate School of Engineering Department of Management of Social Systems and Civil Engineering, 2. Tottori Univercity, Department of engineering

近年，地震による地すべりによって大規模な被害が生じている．地すべりは過去の活動履歴より，繰り返し同じ場所で発生することが多く，地すべり地域の地盤震動特性の把握は重要である．地すべり地域の地盤の状態を知る手段として，微動探査を用いた評価がこれまで数多く行われている（たとえば島，1981）．これはすべり面上部の堆積物は非常に柔らかく，速度コントラストが明瞭である可能性が高いためである．本研究では古期地すべり地形が確認されている北海道紋別郡遠軽町の生田原公園にて微動観測を行い，地すべり堆積物をどの程度評価できるのかを検討した．

生田原公園は地すべり防止区域に指定されており，地質図から地山は砕屑岩及び火山砕屑岩であること，ボーリングデータから風化岩の上に砂，シルト，泥を含む地すべり堆積物が8-15ｍ程度存在することが分かっている．観測は2019/9/24，25の日中に実施した．3成分単点観測を観測時間10分程度として42点で行った．アレイ観測は地震計を円の中心に1台，円周上に3台が正三角形になるように4台配置し，アレイ半径は1-80mの範囲で，5地点で実施した．観測には加速度地震計JU410を4台，およびセンサに速度計ジオフォン（UD成分のみ観測，固有周波数4.5Hz）4台とデータロガーに分解能27bitのHKS9700を用いた．サンプリング周波数はともに200Hzとした．

微動の3成分観測記録より，20.48秒を10区間以上選定し，3成分のフーリエスペクトルを算出，対数ウィンドウ（係数20）で平滑化し，水平動のスペクトルと上下動のスペクトルの比(H/V)を求めた．またボーリングデータのあるライン上で，麓の観測点を基準とする水平動のスペクトル比(H/H)を求めた．アレイ観測記録は，CCA法（Cho et. al.，2006）によりセグメント長10.24秒，Parzenウィンドウ（バンド幅0.3Hz）でスペクトルを平滑化し，位相速度分散曲線を求めた．位相速度分散曲線とH/Vを用いて，レイリー波基本モードを仮定して，試行錯誤で地盤構造モデルを推定した．

解析の結果，山麓の平坦な場所ではH/Vスペクトルのピークが明瞭な点が多く，卓越周期が0.1-0.3秒であった．地すべり堆積物が確認されている場所のH/Vはフラットな形状であり，ピーク値が2.0を下回る点が多く，卓越周期が不鮮明である傾向がみられた．H/H比から各ラインでピークのある周期帯が異なっており，近傍の観測点でスペクトルの形状が多様であることがわかった．アレイ観測より表層にVs=130-200m/sの低速度層がみられ，これが地すべり堆積物に相当すると考えられる．一部の観測点において，山間部で微動の振幅レベルが小さいことから明瞭な位相速度が推定できなかった．今後は人工的に振源を与えるなど，観測方法を工夫して実施する予定である．

本研究は日本学術振興会科研費18H01523の助成を受けたものです．

© 日本地震学会

Session for Selection of Student Presentation Award | Session for Selection of Student Presentation Award：Room B (S07, S08)

Thu. Oct 29, 2020 4:00 PM - 5:00 PM JST | Thu. Oct 29, 2020 7:00 AM - 8:00 AM UTC | ROOM B

[SPA]PM-3

chairperson:Makiko Ohtani(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

4:00 PM - 4:10 PM JST | 7:00 AM - 7:10 AM UTC

[S07P-01] Seismic structure of the lithosphere-asthenosphere system beneath the oldest seafloor–the broadband dispersion analysis of the Oldest-1 (Pacific Array) data

*Yuki Kawano[1], Takehi Isse[1], Akiko Takeo[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Hajime Shiobara[1], Nozomu Takeuchi[1], Hiroko Sugioka[2], YoungHee Kim[3], Hisashi Utada[1], Sang-Mook Lee[3] (1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. Kobe University, 3. Seoul National University)

4:10 PM - 4:20 PM JST | 7:10 AM - 7:20 AM UTC

[S08P-03] Reinterpretation of a legacy 3D seismic reflection data to elucidate unusual sinistral M5.5 earthquake fault below a deep gold mine in a mafic sill and dike complex

*Koichiro Suzuki[1], Musa Siphiwe Manzi[2], Hiroshi Ogasawara[1], Taku Noda[1], Lindsay Linzer[3], Raymond J Durrheim[2], Bennie Liebenberg[4] (1. Ritsumeikan University, 2. University of Witwatersrand, School of Geosciences, 3. SRK(Pty)Ltd, 4. Moab Khotsong mine)

4:20 PM - 4:30 PM JST | 7:20 AM - 7:30 AM UTC

[S08P-08] Quantitative evaluation of the effect of static stress change of large earthquakes on activity change of volcanic deep low-frequency earthquakes

*Genki Oikawa[1], Naofumi Aso[1], Junichi Nakajima[1] (1. Tokyo Institute of Technology)

4:30 PM - 4:40 PM JST | 7:30 AM - 7:40 AM UTC

[S08P-11] Derivation of all the static XBIEM kernels for 2D earthquake cycle simulation in heterogeneous media

*Kazuki Ohtake[1,2], Nobuki Kame[2], Makiko Ohtani[2] (1. Department of Earth and Planetary Science, School of Science, The University of Tokyo , 2. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo)

4:40 PM - 4:50 PM JST | 7:40 AM - 7:50 AM UTC

[S08P-15] Verification of conditions for intermittent events associated with powder shear using the Discrete Element Method

*Shinichi Oba[1], YUTA Mitsui[2] (1. Grasuate School of Science and Tecnology, Shizuoka University, 2. Faculty of Science, Shizuoka University)

Seismic structure of the lithosphere-asthenosphere system beneath the oldest seafloor–the broadband dispersion analysis of the Oldest-1 (Pacific Array) data

*Yuki Kawano[1], Takehi Isse[1], Akiko Takeo[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Hajime Shiobara[1], Nozomu Takeuchi[1], Hiroko Sugioka[2], YoungHee Kim[3], Hisashi Utada[1], Sang-Mook Lee[3]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. Kobe University, 3. Seoul National University

太平洋プレート上に地震・電磁気観測のアレイのアレイを設置し, 海洋マントル構造の年代依存性や太平洋プレートの成長過程の解明を目標とした国際協力計画「Pacific Array」が2018年に始動した. 日韓合同観測チームは, 2018年から2019年に, マリアナ海溝沖の太平洋底における「Oldest-1アレイ」の設置・回収作業を行った. このアレイは太平洋最古の海洋底(170 Ma)に位置するため, 直下のリソスフェア-アセノスフェア構造には, 太平洋プレートの成長過程が記録されていると期待され, Pacific Arrayの目標達成に向けて重要な役割を担う.

そのなかで本研究は, アレイ直下のマントルの地震波速度構造の解明を目指し, 広帯域表面波アレイ解析を行う. まず, 地震波記録のS/N比向上のために, 鉛直成分記録について, 傾斜ノイズおよびコンプライアンス・ノイズの低減処理を行い, 次に, 表面波アレイ解析により, アレイ内平均位相速度を計測する. 短周期(<40秒)では地震波干渉法を用い, 4成分(鉛直成分, 圧力成分, Radial成分, Transverse成分)から, 基本モード及び1次モード・レイリー波と基本モード・ラブ波の位相速度を計測した. 長周期(>30秒)では遠地地震波解析から, 基本モード・レイリー波の位相速度を計測した. さらに, レイリー波のアレイ内平均位相速度 (7–100秒)から, 深さ150 kmまでの1次元等方β_v (Vsv)構造を推定した. 得られた構造は「ふつうの海洋マントル」計画の海域B(140 Ma)の構造(Takeo et al., 2018)とよく似たものであった. 今後は方位異方性やより長周期の位相速度の計測を行い, 過去のプレート拡大方向や現在のマントルの流れ場を推定するとともに, より深部の構造の解明を目指す.

© 日本地震学会

Reinterpretation of a legacy 3D seismic reflection data to elucidate unusual sinistral M5.5 earthquake fault below a deep gold mine in a mafic sill and dike complex

*Koichiro Suzuki[1], Musa Siphiwe Manzi[2], Hiroshi Ogasawara[1], Taku Noda[1], Lindsay Linzer[3], Raymond J Durrheim[2], Bennie Liebenberg[4]

1. Ritsumeikan University, 2. University of Witwatersrand, School of Geosciences, 3. SRK(Pty)Ltd, 4. Moab Khotsong mine

2014年、南アフリカ・オークニー市付近でM5.5の地震が発生した。この地域の典型的なM>4の金鉱山誘発地震は、深さ３km以浅の鉱山採掘深度で北東-南西走向の正断層で発生する。しかし，このM5.5地震は，金鉱山の採掘深度よりも下の，北北西-南南東走向のほぼ鉛直な未確認の構造における，3〜7 kmの深度範囲を左横ずれ的に破壊した。

このM5.5地震の破壊域は、南アフリカのKaapvaal Cratonの上に29年前に堆積し変成した、Witwatersrand Super Group内のWest Rand Groupであった。この上から地表(海抜約1.3 kmの準平原)までは，金鉱脈の地層を持ち、主に珪岩からなるCentral Rand Group，洪水玄武岩（Ventersdorp Super Group; 27億年前），主にドロマイトからなるTransvaal Group(26-27億年前）の順に折り重なっている。一部には，さらに若いPretoria GroupやKaroo Super Group（約2億年前）も地表付近で見られる。

金鉱山は，開発前に反射法地震探査を行っており，採掘深度（地下2〜3km)の解釈が行われていた。小笠原ら（2017 AGU）は，M5.5地震の余震発生帯と交差する4本の2次元側線の1992年の探査データを再解析し，M5.5地震の余震発生帯とほぼ一致するVertical Zone of Disruption (VZD)を確認することができた。またこのVZDが，採掘レベルの既知の断層に切られていないことも確認した。しかし，M5.5の地震発生場は，幾世代もの断層運動やSill・Dikeの貫入を経験し，地質構造が非常に複雑であったため，2次元データだけでより詳細を議論することができなかった。

Manzi et al.とLinzer et al.(2018地震学会)は，上記の4本の二次元側線と余震発生帯のより広い範囲を含む3次元反射法探査データ（範囲15km×8km；TWT4秒；binサイズ25m×25m；以下3Dキューブ）が再解析できる状態であることを見つけ，野田(2020 立命館大修士論文）は，West Rand Group中の反射体の三次元形状やVZDをより明瞭に描き出すことに成功した。この3Dキューブには，ICDP ・DSeis計画（小笠原他、ディープマイニング2019、EGU 2020、JpGU 2020a）が，地下2.9kmから余震発生帯まで掘削した3つの孔井（総延長1.6km）が含まれていた。本研究では，DSeis計画のコアや孔内検層や，鉱山内でマップされている地質情報と，3Dキューブ内の反射体を詳しく比較する。余震発生帯の東側は，金鉱脈を含むCentral Rand層群が深く落ち込んでいることが知られているが，野田(2020）はその構造解釈を行うことができていなかった。3Dキューブと比較するための地表探査掘削のデータが見つかっていなかったからである。それを入手できたため，本研究では，余震発生帯の東側の構造解析も行う。本ポスターではこれらを報告する。

謝辞　ICDP, JSPS (Core-to-Core; SA NRF bilateral), 災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画，立命館大学, AngloGold Ashanti, Harmony

© 日本地震学会

Quantitative evaluation of the effect of static stress change of large earthquakes on activity change of volcanic deep low-frequency earthquakes

*Genki Oikawa[1], Naofumi Aso[1], Junichi Nakajima[1]

1. Tokyo Institute of Technology

背景

近年のHi-netなどの地震観測網の発達により、下部地殻及び上部マントルで発生する微小地震が観測されてきた。この地震は規模が小さいにも関わらず2-8Hzの低周波成分が卓越することから低周波地震と呼ばれ、主に火山周辺やプレート境界で観測されている。本研究で対象とする東北日本では、活火山周辺の深さ20～40kmで低周波地震が発生している。2011年に発生した東北沖地震以降、蔵王などの火山地域では低周波地震活動が活発化した一方で、ほとんどの地域で活動が静穏化しているという特徴がある(小菅・他2017)。これらの活動変化は東北沖地震で生じた応力変化に起因していると考えられているが、未だ定量的な解析はなされていない。そこで、本研究では巨大地震の断層モデルから計算された応力テンソルと低周波地震のメカニズムの類似度を評価することによって、巨大地震の静的応力変化と低周波地震活動の関係を調べた。

手法

最初に、東北日本の26個の火山領域について低周波地震のメカニズムを決定した。メカニズムの決定にはS波とP波の振幅比を用い、自由表面とサイト特性の影響を補正した。サイト特性の補正にはメカニズムが既知である通常の地震を用いた。補正された振幅比に対し、グリッドサーチによって理論振幅比との残差が最小となるモーメントテンソルを推定し、イベント毎に100回のブートストラップテストによって精度が良いイベントのみを抽出した。次に、フリーソフトのCoulomb 3.3 (Toda et al., 2005; Lin et al., 2004) を用いて領域ごとに巨大地震から期待される応力テンソルを計算した。東北地方で発生した巨大地震として、2011年東北沖地震、東北沖地震のafterslip、2008年岩手宮城内陸地震を考慮した。得られた応力テンソルと低周波地震のメカニズムのモーメントテンソル間の距離をTape and Tape(2012)(eq.67)に基づいて計算し、3年毎に移動平均を取ってメカニズム間の距離の時間変動を調べた。

結果

まずメカニズム解析によって262個の解を決定した。得られたメカニズムは最も多い蔵王で40個以上、その他ほとんどの地域では5-10個程度であった。メカニズムに含まれるCLVD成分を見てみると有意なCLVD成分を持つイベントもあるものの、その多くはDouble-Couple成分が卓越していることがわかった。このことから、低周波地震の初動の破壊プロセスは普通の地震とあまり変わらない可能性が示唆される。次に、応力変化と低周波地震のメカニズムについて、蔵王と鳴子で特徴的な結果が得られた。活発化した蔵王では東北沖地震による応力変化に応答し、2012年頃から応力変化に似たメカニズムに変化していることが分かった。また、2014年ごろからafterslipに対応した若干の変動も見られた。蔵王では活発化するまでに1-2年ほど期間があることを考えると、粘弾性的に応力変化が伝わり、地震後のafterslipや粘弾性緩和といった長期的な変動が地震活動に影響していると考えられる。一方、静穏化した鳴子では蔵王と逆のトレンドを示しており、東北沖地震による応力変化を見てみると、2012年頃は2つのテンソルがあまり似ていないという傾向が得られた。この結果を踏まえると、鳴子では変化した応力場が、LFEのメカニズムに整合的でなかったために静穏化したと考えられる。

© 日本地震学会

Derivation of all the static XBIEM kernels for 2D earthquake cycle simulation in heterogeneous media

*Kazuki Ohtake[1,2], Nobuki Kame[2], Makiko Ohtani[2]

1. Department of Earth and Planetary Science, School of Science, The University of Tokyo , 2. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo

1. はじめに

地震観測の高密度化・高精度化により地下の構造不均質と地震の破壊過程の関連性が明らかになりつつある。一方、そのような地震発生機構の理解に必要となる地震破壊の理論的研究は、その数学的困難さから均質媒質中に限られてきた。不均質媒質の地震破壊の理論的研究の確立は地震学における喫緊の課題であり、Kame and Kusakabe（2012）は、非平面断層破壊に適した境界積分方程式法（BIEM）を不均質媒質に拡張する拡張境界積分方程式法（eXtended BIEM: XBIEM）を提案した。2次元動的破壊問題で必要となる動的XBIEM核関数を導出し、媒質コントラストに支配される動的破壊過程の局面を明らかにした (Kusakabe and Kame, 2017)。

動的破壊問題では一様な初期応力場を仮定することが一般的であるが、構造不均質の存在は地震発生に至る応力場の形成過程にも当然影響を及ぼすはずである。しかしながら、これに関する理論的研究は未だほとんど進んでいない。そこで、本研究では、構造不均質中の断層周辺の応力場形成過程から地震の破壊過程までの地震サイクルシミュレーション (Earthquake Cycle Simulation: ECS) の計算コードをXBIEMを用いて開発し、この未解決の問いに答えたいと考える。ここでは、その第一歩として、XBIEM-ECSの計算コード開発に必要となる2次元静的XBIEM核関数を解析的に閉じた形で導出する。

2. XBIEMのECSへの適用

ECSでは通常、静的弾性平衡方程式に動的慣性項を近似的に導入した「準動的スキーム」が用いられる。XBIEMを準動的ECSに展開するためには、静的XBIEM核関数を導出する必要がある。媒質境界を考慮した静的な表現定理（e.g., Aki and Richards, 2002）は、式(1)の通りである。BIEMでは断層面の滑りが震源になるが（右辺第1項。従来の無限媒質中のBIEMはこの項のみ）、XBIEMではさらに媒質境界でのトラクション（第2項）及び変位（第3項）が震源になる。第3項の変位応答関数は従来のBIEM核関数を用いて表すことができるので、第2項のトラクション応答の核関数を新たに導出する必要がある。

3. 2次元面外・面内変形における全ての静的XBIEM核関数の導出

2次元面外変形・面内変形のそれぞれにおいて、離散化された媒質境界要素震源($x_a<\xi_1<x_b$, $\xi_2=0$)上で区間一定値をとるトラクション入力に対する、媒質内部の任意の受信点での変位及び応力に対するトラクション応答関数（静的XBIEM核関数）を導出する。変位に対しては、静的グリーン関数（e.g., Tada and Yamashita, 1997）の積分のみで表されるが、応力に対しては、グリーン関数の微分・積分関数として表される。これらの計算結果は全て初等関数のみで陽に表される。例えば、面外変形の変位u_3と応力σ_{32}のトラクション応答関数は式(2), (3)のように表せる。同様の計算を変位と応力の全成分に対して行うことにより、2次元静的XBIEMのトラクション応答関数の解析表現式を完全に得ることができる。

4. 今後の展望

まず、導出された静的XBIEM核関数が正しいことを確認するため、mode IIIで表層堆積層がある横ずれ断層を静的XBIEMでシミュレーションして、FEMでシミュレーションしたKame et al. (2008) の結果と比較する。次にXBIEMをECSに適用し、XBIEM-ECSを均質媒質中で行って、既往のECSの結果と比較してモデルの妥当性を検証する。そして不均質媒質中のXBIEM-ECSに進む。

© 日本地震学会

References

Kame and Kusakabe, 2012, Proposal of Extended Boundary Integral Equation Method for Rupture Dynamics Interacting With Medium Interfaces, *Journal of Applied Mechanics*, doi: 10.1115/1.4005899.
Kusakabe and Kame, 2017, Derivation of 2-D XBIEM kernels and their application to a rupture crossing a bimaterial interface, *Geophysical Journal International*, 210(3), 1374-1387
Aki and Richards, Quantitative Seismology, 2nd. Ed., pp.700, University Science Books, Susalito, California
Tada and Yamashita, 1997, Non-hypersingular boundary integral equations for two-dimensional non-planar crack analysis, *Geophysical Journal International*, 130(2), 269-282
Kame, Saito, and Oguni, 2008, Quasi-static analysis of strike fault growth in layered media, *Geophysical Journal International*, 173(1), 309-314

$$
\begin{aligned}
u_q(\boldsymbol{x}) = &\int_\Gamma d\Gamma(\boldsymbol{y}) \Delta u_i(\boldsymbol{y}) n_j(\boldsymbol{y}) c_{ijkl}(\boldsymbol{y}) \frac{\partial}{\partial y_l} G_{qk}(\boldsymbol{x};\boldsymbol{y}) \\
&+ \int_S dS(\boldsymbol{\xi}) T_i(\boldsymbol{\xi}) G_{qi}(\boldsymbol{x};\boldsymbol{\xi}) \\
&- \int_S dS(\boldsymbol{\xi}) u_i(\boldsymbol{\xi}) n_j(\boldsymbol{\xi}) c_{ijkl}(\boldsymbol{\xi}) \frac{\partial}{\partial \xi_l} G_{qk}(\boldsymbol{x};\boldsymbol{\xi})
\end{aligned} \tag{1}
$$

$$
u_3^{t_3}(x_1, x_2) = \frac{t_3}{2\pi\mu} \left[(x_1 - x_b)(\log r_b - 1) + x_2 \arctan \frac{x_1 - x_b}{x_2} - (x_1 - x_a)(\log r_a - 1) - x_2 \arctan \frac{x_1 - x_a}{x_2} \right] \tag{2}
$$

$$
\sigma_{32}^{t_3}(x_1, x_2) = \frac{t_3}{2\pi} \left[\arctan \frac{x_1 - x_b}{x_2} - \arctan \frac{x_1 - x_a}{x_2} \right] \tag{3}
$$

© 日本地震学会

Verification of conditions for intermittent events associated with powder shear using the Discrete Element Method

*Shinichi Oba[1], YUTA Mitsui[2]

1. Grasuate School of Science and Tecnology, Shizuoka University, 2. Faculty of Science, Shizuoka University

自然地震(数十m以上の規模)では、すべり変位Dは断層長Lでスケールされることが知られている(Scholz, 1982; Dawers et al., 1993)。この種の地震のスケーリング関係は、小さい側には、室内実験における岩石の微小破壊(AE)まで延長できるのかもしれない(Yoshimitsu et al., 2014)。一方、室内実験におけるスティックースリップは地震現象の有力なアナログと考えられてきたが、我々は、実験研究者により出版されている18の論文のデータから、自然地震のL-Dスケーリング関係との乖離を発見した。具体的には、自然地震のスケーリング関係の延長よりも実験のすべり変位Dは大きくなる傾向にある。とりわけ、人工的なガウジを挟んだすべり実験では、この傾向が顕著に見られた。

この結果に基づいて、本発表では、粉体の摩擦にコントロールされたスティックースリップについて理解を深めるため、３次元個別要素法に基づく粉体せん断の数値シミュレーション(e.g., Hazzard and Mair, 2003)による数値実験を行う。事前の予備実験により、ある種の条件下では自発的にスティックースリップのような間欠的なイベントが発生することを確認できた。このための条件やその様態の変化について、粉体の大きさ(粒径)・回転の有無・パッキングの状態などを変えながら調べる。現在のところ、イベントの最大すべり速度に対して、粒径が負の相関を示すこと、および、パッキングの強さが複雑に影響を及ぼすことがわかっている。また、この２つのパラメータと比較して、背景のせん断速度の影響は小さいことを確認している。

© 日本地震学会

Session for Selection of Student Presentation Award | Session for Selection of Student Presentation Award：Room C (S06, S09)

Thu. Oct 29, 2020 4:00 PM - 5:00 PM JST | Thu. Oct 29, 2020 7:00 AM - 8:00 AM UTC | ROOM C

[SPA]PM-3

chairperson:Yasuhiro Yoshida (Meteorological Collage)

4:00 PM - 4:10 PM JST | 7:00 AM - 7:10 AM UTC

[S06P-01] Towards continuous seismic imaging from offshore to land along the Japan trench: effects of offshore structures (sediment layers and lateral heterogeneities)

*HyeJeong Kim[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Takeshi Akuhara[1] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

4:10 PM - 4:20 PM JST | 7:10 AM - 7:20 AM UTC

[S06P-04] S-wave structure in the sediment beneath S-net stations estimated by V/H ratio of Rayleigh-wave (Scholte waves) extracted from ambient noise

*FUKUSHIMA SHUN[1], KIYOSHI YOMOGIDA[1] (1. HOKKAIDO UNIVERSITY)

4:30 PM - 4:40 PM JST | 7:30 AM - 7:40 AM UTC

[S09P-05] Repeater earthquakes observed in seismicity around the Fukushima-Ibaraki border since the 2011 Tohoku-oki Earthquake

*Rina Ikeda[1], Keisuke Yoshida[1], Ryo Takahashi[2], Toru Matsuzawa[1], Akira Hasegawa[1] (1. Tohoku University, 2. Meteorological Agency)

4:40 PM - 4:50 PM JST | 7:40 AM - 7:50 AM UTC

[S09P-12] Stress change estimated from GNSS displacement and seasonal variations in seismicity

*Taku Ueda[1], Aitaro Kato[1] (1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

Towards continuous seismic imaging from offshore to land along the Japan trench: effects of offshore structures (sediment layers and lateral heterogeneities)

*HyeJeong Kim[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Takeshi Akuhara[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

Kim et al. (2019, AGU) have reported receiver function common conversion point (CCP) stacking image from ocean to land beneath Japan by collecting data from the land seismometers and the ocean bottom seismometers (OBSs). OBSs lie on thick (few kilometers) and low velocity (Vp ~2 km/s) sediments along the Japan trench (e.g., Nakamura et al. 2014, Takahashi et al. 2004). The sediment layer makes a time delay of energy arrivals between the vertical component and the horizontal component upon an incident teleseismic P wave, which is measurable. The continuous image was made by correcting the time delay of the image from the OBS records. However, there are two more issues left to be understood toward continuous seismic imaging. First is the amplitude affected by the seafloor sediment. The second is the lateral heterogeneities offshore that deviate from the land 1D velocity.

The receiver function CCP stacking imaging with OBS show amplitudes larger (~ 5 times stronger) than those with the land seismometers (Kim et al. 2019, AGU). The amplification due to sediments may cause bias in the interpretation of the deeper structure phase amplitudes unless properly separated. We examined various sediment models to understand and retrieve the large amplitude scale observed in the OBS CCP stacking image. The amplification of the converted phases at the vicinity of the slab top is insufficient to explain with single-layered sediment. Preliminary results show that a very-low shear wave velocity thin layer on the top of the sedimentary layers increases the overall amplitude of the phases in the receiver functions.

The offshore region of the Japan trench has a heterogeneous velocity structure (Matsubara et al. 2019, Intech Open). Due to the ~10 % velocity perturbation existing in tomography models offshore and the systematic difference along subduction direction, an approximation of the structure as a 1D velocity model cannot be held. The different velocity models utilized in offshore receiver function migration affect the connectivity of the slab structure along the dipping direction of the slab. Comparisons of the travel times between the 3D structure from tomography (Matsubara et al. 2019) and various 1D velocity profiles are tested. For instance, using the JMA model for migrating the receiver functions from OBS data makes the image stretch to deeper depths whereas structures from active source experiments are limited to a certain profile. The comparisons show that using a station-wise 1D velocity showed a good approximation of the 3D structure for migration.

The two effects of offshore structures (sediment layers and lateral heterogeneities) done in this work are essential components for continuous seismic imaging from offshore to land, which will enable imaging along the entire Japan trench.

© 日本地震学会

S-wave structure in the sediment beneath S-net stations estimated by V/H ratio of Rayleigh-wave (Scholte waves) extracted from ambient noise

*FUKUSHIMA SHUN[1], KIYOSHI YOMOGIDA[1]

1. HOKKAIDO UNIVERSITY

近年，DONETやS-netなどの海底地震計技術の発達により，地震波干渉法による高解像度な浅部，地震波速度構造推定が可能となりつつある。また，沈み込み帯における，プレートの折り曲がりにより生じるクラックや間隙水の移動に伴う浅部速度構造と異方性構造の時空間変化を推定することが可能になりつつある．表面波の波形記録から地球表層の速度構造を推定する際，表面波が伝搬する２点間の位相速度や群速度の分散曲線がこれまで用いられてきた．これとは別にレイリー波の鉛直・水平振幅の比（V/H）からも観測点の近くでの地震波速度構造を推定できることが知られている(e.g., Lin et al., 2014).
本研究では，まず海水が存在する場合のV/Hの感度カーネルを定式化し，いくつかのモデルに対して求めた．次に，S-netの観測点はケーブルに固定されているため，観測された，3成分波形は上下・東西・南北成分(E, N, U)とは一致しない．そこで，Takagi et al., (2019) の手法により，元の3成分波形からE, N, U成分波形へと補正した．このようなデータに対して，2017年1月から３月までの３ヶ月間において，S-netのサブアレイS3内の微動記録に対して相互相関関数を計算し表面を抽出した．このための処理として，100hzから4hzにダウンサンプリングを行い，2秒から40秒のバンドパスフィルターを適用し，さらに１bit 化を行なった(e.g., Bensen et al., 2007)．一例を図１に示すが，このように，群速度 0.2-0.3 km/sで伝搬する表面波の抽出に成功した．この波は堆積層中のS-波速度が海水中のP波速度(1.5km/s)よりも遅い時，堆積層と海水の境界を伝搬するScholte waves に対応する．
抽出した表面波に対して，安定したV/H値を得るために，抽出した表面波に対して，周期4秒から20秒までの各周期ごとにgaussian filterを適用し，transverse方向とヒルベルト変換を行なったradilal方向のzero-lag cross-correlations coefficient を計算した(e.g., Tanimoto and Rivera., 2007)．その値が0.7以上の波形に対して，V/H値とそれらの中央値を各周期ごとに計算した．その結果，周期5.5秒から7.5秒において，堆積層中の低速度層が存在するにも関わらず，V/Hの水平動に比べて上下動が卓越していることを明らかになった（図２）．これは，観測点の上側にP波だけが存在する層（海水）があると上下動成分だけが選択的に大きくなるという，感度カーネルでの計算結果とも調和的である．
最後に，V/Hデータの中央値に対して線形インバージョンを行い，浅部速度構造を求めた．海底から深さ3kmまでのS波速度の構造決定を図３に示す．推定した海底面表層のS波速度は0.65 km/sであり，Scholte wavesが伝搬する条件の低速度層が存在が確認された．
今後，さらに多くの観測点や異なる観測期間で同様な計算を行えば，堆積層中の地震波速度の時空間変動が求められると考える．

© 日本地震学会

図 1

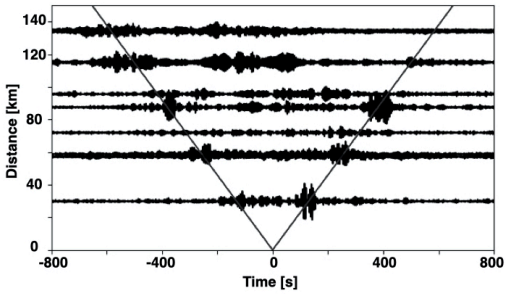
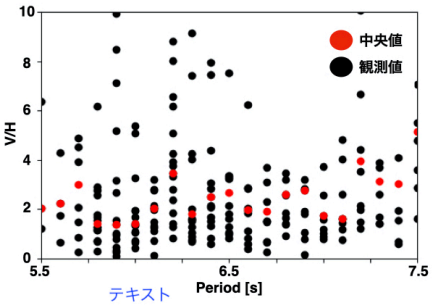


図 2



テキスト

図 3

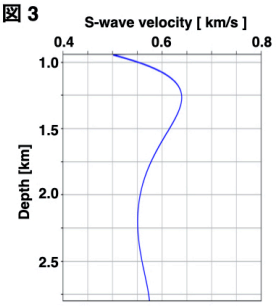


図１：サブアレイS3の観測点01とその他の観測点（02から11）におけるVV成分の相互相関記録．実線は伝搬速度 0.23km/s を示す．

図２：サブアレイS3の観測点01で観測されたV/Hの観測値（黒）とそれらの中央値（赤）．

図3：サブアレイS3の観測点01で推定されたS波の速度構造（海底面より深い部分）．

© 日本地震学会

Repeater earthquakes observed in seismicity around the Fukushima-Ibaraki border since the 2011 Tohoku-oki Earthquake

*Rina Ikeda[1], Keisuke Yoshida[1], Ryo Takahashi[2], Toru Matsuzawa[1], Akira Hasegawa[1]

1. Tohoku University, 2. Meteorological Agency

茨城県北部では2011年3月19日と2016年12月28日にM6程度の地震が発生しており、2つの地震は同一の断層面上で発生している可能性が指摘されている(Fukushima et al., 2018; Uchide, 2017, JpGU)。内陸の断層でこのような短期間に地震がくり返される事例は大変珍しいため、内陸地震の発生サイクルや応力蓄積・解放過程を理解する上で極めて重要な事例である。小中地震の中にも繰り返し地震が存在する場合、それらは非地震性滑りの指標となる (Nadeau & Johnson, 1998)。多くの先行研究では，繰り返し地震の検出のために波形の相互相関を用いている。しかし，その方法では近傍で起こった地震群を繰り返し地震と見誤る可能性がある。本研究では、2011年3月の東北地方太平洋沖地震の発生後に福島-茨城県境周辺において活発に発生している小中地震を用いて精密な震源再決定を行い、それに基づき繰り返し地震の存在を調べた。

本研究では2003年から2018年10月31日までに福島-茨城県境周辺で発生した*MJMA1*の地震46002個を対象に震源の再決定を行った。手法はYoshida & Hasegawa (2018)と同様に、Double-Difference法 (Waldhauser & Ellsworth, 2002)を用いた。これは、波形の相互相関により高精度に求めたP,S波の相対到達時刻差データから震源位置を推定する手法であり、その精度を大幅に向上することができる。Takahashi et al. (2019, JpGU)が同じ活動を対象に小中地震の震源の再決定を行っているが、彼らが用いた地震のマグニチュード範囲は *MJMA 2*である。本研究ではより多くの地震の再決定を行うことにより，より詳細な断層構造を求めた。

得られた震源分布から、茨城県北部に西へ傾斜する明瞭な一枚の面構造が見られた。これはTakahashi et al. (2019, JpGU) がM6地震が繰り返したことを推定したのと同じ面構造である。

繰り返し地震の検出のために、46002個の地震の全ペアの地震間距離と応力降下量20MPa (池田・他，2020, JpGU)を仮定した際の断層サイズ(半径)を計算した。そして、地震間距離*10＜平均断層サイズ(半径)、マグニチュードの差が0.5以下となる地震ペアを繰り返し地震とみなした。茨城県北部の断層上にはそのような地震が*2 MJMA 3*で1000個弱， *MJMA3*で数100個見つかった。これまで繰り返し地震はプレート境界沿いで発見されることが多かったが、この結果は内陸でも繰り返し地震は発生しうることを示唆している。

© 日本地震学会

Stress change estimated from GNSS displacement and seasonal variations in seismicity

*Taku Ueda[1], Aitaro Kato[1]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

地震活動度は、降水量や灌漑などの地表や地下浅部に応力変化や強度変化をもたらす現象と相関があることが既往研究で指摘されている(e.g., Heki, 2003; Amos et al., 2014)。例えば、カリフォルニアでは地下水(荷重)の年変動による応力変化に対応して、地震活動が季節変動していることが報告されている(e.g., Amos et al., 2014; Johnson et al., 2017)。Johnson et al. (2017)では、GPSの鉛直変位から地下水荷重が断層面に与える応力変化を計算し、カリフォルニアでの地震活動が剪断応力が増加するときに発生しやすいことを示した。日本でも地震活動の季節変動性が指摘されており、積雪荷重や降水との関係が議論されているが(e.g., Heki, 2003; Ueda and Kato, 2019)、その原因として考えられる表層荷重による応力変化と直接比較した研究はほとんど行われていない。

本研究ではHeki (2003)で地震活動の季節変動性が指摘されている積雪領域において、地表の変位データから推定される地下での応力変化と地震活動の発生時期との比較・検討を行う。まず、GEONETの水平成分からBedford and Bevis (2018)の手法を用いて地震や余効滑り等の過渡的な変化を除くことで季節変動成分を抽出する。次にSagiya et al. (2000)の手法を用いて季節変動する歪の時系列を推定し、Okada et al. (1985)の手法を用いて地下での応力変化を計算する。その後、観測された地震(気象庁一元化処理震源カタログ)のメカニズム解に対する剪断応力、法線応力、ΔCFSなどの地震発生時の応力変化を計算し、Johnson et al. (2017)と同様に、地震が季節変動する応力変化に対し、どういうタイミングで発生するか定量的に評価する。

© 日本地震学会

Session for Selection of Student Presentation Award | Session for Selection of Student Presentation Award：Room D (S17, S24)

Thu. Oct 29, 2020 4:00 PM - 5:00 PM JST | Thu. Oct 29, 2020 7:00 AM - 8:00 AM UTC | ROOM D

[SPA]PM-3

chairperson:Hiroaki Tsushima(Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

4:00 PM - 4:10 PM JST | 7:00 AM - 7:10 AM UTC

[S17P-04] Simulation of Tsunami Sediment Movement in Kamoda Pond, Tokushima Prefecture, assuming High Tide

*Takuya Saito[1], Toru Takeda[1], Kei Yamashita[2], Toshitaka Baba[1] (1. Tokushima University, 2. Tohoku University)

4:10 PM - 4:20 PM JST | 7:10 AM - 7:20 AM UTC

[S17P-09] Early estimation of tsunami heights with a Kalman filter: Combination of ocean-bottom pressure gauges and accelerometers

*Ayumu Mizutani[1], Kiyoshi Yomogida[1] (1. Hokkaido Univ.)

4:20 PM - 4:30 PM JST | 7:20 AM - 7:30 AM UTC

[S17P-11] Tsunami inundation prediction using regression models using tsunami database

*Masato Kamiya[1], Toshitaka Baba[1] (1. Tokushima University)

4:30 PM - 4:40 PM JST | 7:30 AM - 7:40 AM UTC

[S24P-01] Determination of *P*-wave first motion polarities and moment tensors for hydraulically-induced AEs using CNN technique

*Rui Tanaka[1], Makoto Naoi[1], Youqing Chen[1], Kazune Yamamoto[1], Keiichi Imakita[1], Naofumi Tsutsumi[1], Akihiro Shimoda[1], Daiki Hiramatsu[1], Hironori Kawakata[2], Tsuyoshi Ishida[1], Eiichi Fukuyama[1], Hiroyuki Tanaka[3], Yutaro Arima[3], Shigehiro Kitamura[3], Daisuke Hyodo[3] (1. Kyoto University, 2. Ritsumeikan University, 3. JOGMEC)

4:40 PM - 4:50 PM JST | 7:40 AM - 7:50 AM UTC

[S24P-06] Numerical experiments towards detection of deep low-frequency tremors from seismic waveform images via convolutional neural network

*Ryosuke Kaneko[1], Hiromichi Nagao[1,2], Shin-ichi Ito[1,2], Kazushige Obara[2], Hiroshi Tsuruoka[2] (1. Graduate School of Information Science and Technology, The University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Simulation of Tsunami Sediment Movement in Kamoda Pond, Tokushima Prefecture, assuming High Tide

*Takuya Saito[1], Toru Takeda[1], Kei Yamashita[2], Toshitaka Baba[1]

1. Tokushima University, 2. Tohoku University

2011年に発生した東北地方太平洋沖地震からもわかるように，今後起こりうる巨大地震・津波を想定するためにはできるだけ過去に遡り地震・津波の発生をより正確に調査することが求められる．この過去の地震・津波の調査においては，津波堆積物は物的証拠として重要な情報となる．東日本大震災以降，津波堆積物調査は精力的に行われ，津波堆積物を予測するための土砂移動シミュレーションモデルも高橋ら（1999，2000，2011）や藤井ら（1998）によって開発されているものの，調査結果とシミュレーション結果の比較はまだ十分ではない．著者らはこれまでに，それらのモデルのうち，高橋らの土砂移動モデル（STM）を用いて南海トラフ沿いの沿岸湖沼での津波堆積物調査結果（岡村ら，2012）と比較した．震源モデルは内閣府が想定した最大クラスの南海トラフ地震と1707年宝永地震（Furumura et al., 2011）を利用した．なお，STMシミュレーションおける潮位はT.P.=0ｍとした．その結果，岡村らによる調査地点の一つである蒲生田大池では数千年前に一度，層厚およそ10cmの津波堆積物が確認されているが，シミュレーションではどの震源モデルにおいても湖内の土砂の移動は確認できなかった．

そこで，STMシミュレーションにおける潮位を満潮位として計算を実施したところ，内閣府の震源モデルでも蒲生田大池への津波の浸水は起こりうることが分かった．しかし，蒲生田大池内での土砂堆積量を見るとおよそ数cm程度であり，岡村らの調査結果にくらべかなり低い値を示した．

前報（齋藤ほか，2020, JpGU）までに確認したように，Hirata et al.(2017)の南海トラフ域の3967個の地震シナリオには，研究対象地域のも蒲生田大池に限って言えば，内閣府の震源モデルよりも大きな津波を発生させるモデルが含まれている．それらの震源モデルを使って満潮位仮定でSTMシミュレーションを実施したところ，蒲生田大池の土砂堆積量は最大で10cmとなった．こちらも岡村らで示された津波堆積物の厚さを再現できるほどではなかった．

現状，蒲生田大池の津波堆積物を再現できるSTMシミュレーションには至っていないが，現在と蒲生田大池に津波が襲来した時期とでは地形が異なる可能性がある．また，平常潮位面の高さも異なるかもしれない．古地形や潮位の再現は容易ではないが，次に地形標高やすべり量をいくつか変えた計算を行うことで蒲生田大池の津波堆積物を再現できるケースを調査する予定である．

謝辞：本研究では高橋ら（1999，2000，2011）によって開発された土砂移動モデルを利用させていただきました．本研究はJSPS科研費19H02409の助成を受けたものです．記して感謝いたします．

© 日本地震学会

Early estimation of tsunami heights with a Kalman filter: Combination of ocean-bottom pressure gauges and accelerometers

*Ayumu Mizutani[1], Kiyoshi Yomogida[1]

1. Hokkaido Univ.

日本列島太平洋沖に近年整備されたDONETやS-netといった観測網によって、断層近傍における津波観測が可能になった。一方で、津波発生時に発生する水圧変化には水深変化や海底加速度変化などの非津波成分が重畳することが指摘されており(e.g., Saito and Tsushima, 2016)、水圧計による津波即時把握には課題が残されている。

本研究では、DONET・S-netの各観測点に設置されている水圧計・加速度計の記録をKalmanフィルタを介して組み合わせることで海底変位の逐次推定手法を提案する。これまでの研究で開発した、地震時水圧記録から津波・変位成分のみを抽出する手法(Mizutani et al., in press)により得られた波形に対して、そこに含まれる津波成分をノイズ、変位成分をシグナルとみなしてKalmanフィルタを適用した。また、推定した海底変位とMizutani et al.の手法で抽出した水圧波形を比較することで、津波波高の即時推定を試みた。

カルマンフィルタを用いた地震時変位の推定は、陸上観測点においてGNSS観測と加速度計を組み合わせる形でおこなわれており(e.g., Bock et al., 2011)、フィルタの設計はこれらの先行研究の結果を参考におこなった。GNSS観測と水圧計記録の相違点として、GNSS観測の場合はノイズが定常的に加わっていると考えられるのに対して、水圧記録に含まれるノイズである津波が観測されるのは有限の時間のみであることがあげられる。そのため本研究では、ノイズの非定常性を考慮した適応Kalmanフィルタ(e.g., 佐藤・竹井,1998; Hu et al., 2003)を用いた。さらに、結果の発散を抑制するために、通常のKalmanフィルタを平方根形式に変形した、平方根Kalmanフィルタを用いた(e.g., Haykin, 1996)。

本手法を2016年4月1日に三重県南東沖で発生した地震(Mw 6.0)によるDONET記録に適用した結果、図1のように変位成分(オフセット成分)を低減させることに成功した。しかし、このような結果を得るためには、適応Kalmanフィルタの調節パラメータである忘却係数をあらかじめ適切に設定する必要がある。現段階では、オフセットを十分低減させるためには忘却係数の設定を事後的におこなう必要があるため、実用的な津波即時把握のためには、最適な忘却係数の決定を即時把握に適用できるように改善する必要がある。

© 日本地震学会

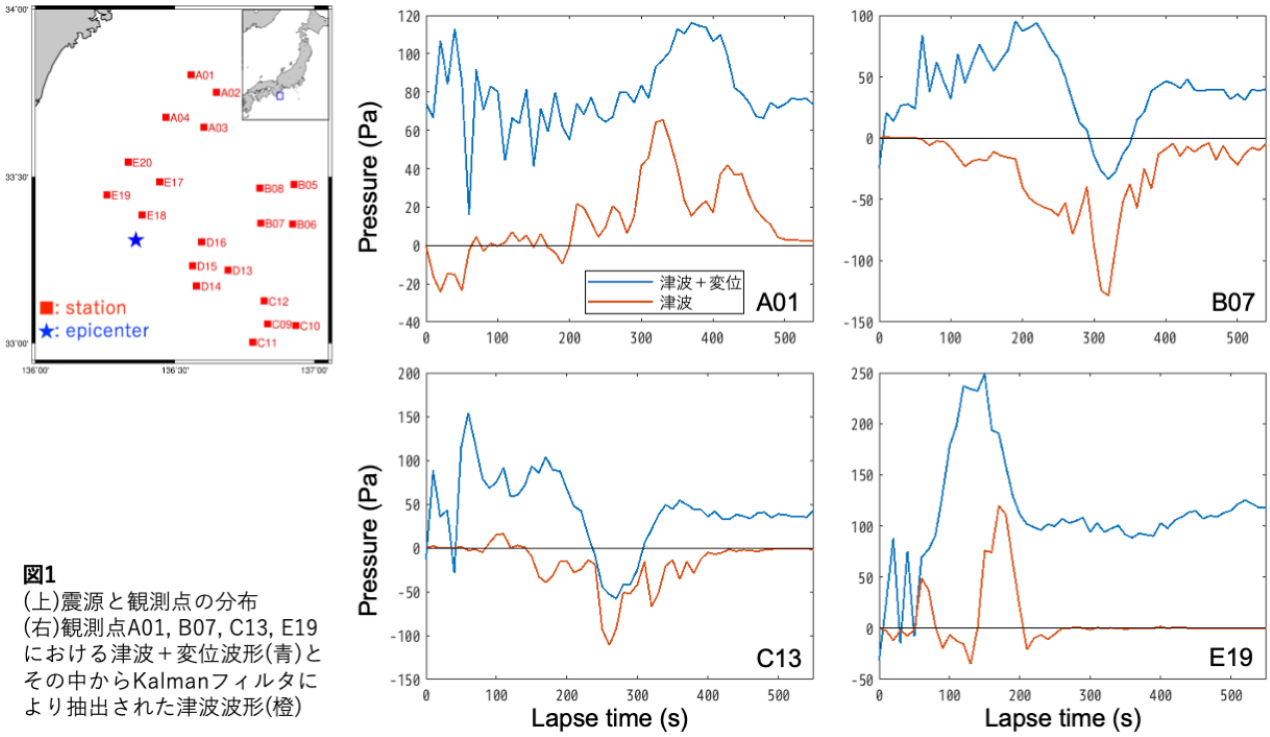


図1
(上)震源と観測点の分布
(右)観測点A01, B07, C13, E19における津波＋変位波形(青)とその中からKalmanフィルタにより抽出された津波波形(橙)

© 日本地震学会

Tsunami inundation prediction using regression models using tsunami database

*Masato Kamiya[1], Toshitaka Baba[1]

1. Tokushima University

日本では沖合を伝播する津波は海底水圧計やGPS波浪計で海岸に到達する前に観測可能である。エネルギー保存則より得られるグリーンの法則を用いれば、沖合津波高から沿岸津波高を簡単に推定できる。さらに発展した手法として、多数の津波シミュレーション結果に基づいて回帰するモデル（以降、回帰モデル）が知られており、Baba et al. (2014)やYoshikawa et al. (2019)などがある。これらはシンプルであるが実用的で、処理速度の割に高精度な予測が可能である。しかし、回帰モデルは海岸の任意の1点のみの高さを予測するだけで、最大浸水深分布のような面的な分布を求めるに至っていない。津波災害発災後の応急対応などを考えた場合、沿岸津波高だけでなく、浸水深分布も予測できることが望ましい。既存の回帰モデルで浸水深分布を求めるには、単純には空間上のすべての点について予測を実施すればよいわけだが、予測点が膨大となるため処理時間が長くなるという問題がある。解決策として、津波による浸水深が常に類似しているエリアを予めグループ化して予測点を減らすことが挙げられる。本研究ではこの実現を目的とする。津波による浸水深が常に類似しているエリアを予めグループ化するために、ここではクラスタリング解析の非階層的手法の代表例であるk-means法を用いた。解析対象は、徳島県阿南市周辺地域とし、浸水深データは内閣府シナリオの11ケースによるものを使った。k-means法はクラスタ分割数をあらかじめ分析者が設定する必要があり、恣意性が残る。このため、分割数を変えて何回か解析し、あるひとつのクラスタの浸水深データの平均値で規格化した標準偏差（NSD）を調査した。ここで任意ながらNSDが0.2未満を目安とした。分割数を9とした場合、NSDが0.2未満を満たしたクラスタは全体の55.6%であった。分割数を18とした場合では63.6%、クラスタ数を27とした場合では64.6%であった。分割数18と27の場合であまり違いが見られなかったので、分割数18を最終的に採用した。重回帰分析により浸水エリアの浸水深を予測する手法として、べき乗の回帰モデル（Yoshikawa et al., 2019）を用いた。回帰モデルを構築するクラスタは、NSDが0.177であった分割数18の第17クラスタとした。回帰モデルの構築に利用したデータは、津波浸水データベース（武田，2019）の3967ケース中、予測エリアでの最大浸水深が高いシナリオを順に100個用いた。目的変数として当該クラスタ内の浸水深データの平均値、最大値、標準偏差を、説明変数としてDONET（地震・津波観測監視システム）の海底水圧計51箇所での最大津波高を利用した。最後に構築した回帰モデルを使って、当該クラスタの内閣府シナリオケース3の浸水深の平均値、最大値、標準偏差を予測した。それぞれ1.76m、4.46m、2.23mとなった。正解は1.58m、3.03m、0.28mであり、必ずしも精度が良いとは言えない。今回、回帰モデルの構築に利用したシナリオの個数は100個であり、かつ、大津波のシナリオに偏っていた。これが低精度の原因かもしれない。引き続き調査する予定である。

謝辞：本研究はJSPS科研費19H02409の助成を受けたものです。記して感謝いたします。

© 日本地震学会

Determination of *P*-wave first motion polarities and moment tensors for hydraulically-induced AEs using CNN technique

*Rui Tanaka[1], Makoto Naoi[1], Youqing Chen[1], Kazune Yamamoto[1], Keiichi Imakita[1], Naofumi Tsutsumi[1], Akihiro Shimoda[1], Daiki Hiramatsu[1], Hironori Kawakata[2], Tsuyoshi Ishida[1], Eiichi Fukuyama[1], Hiroyuki Tanaka[3], Yutaro Arima[3], Shigehiro Kitamura[3], Daisuke Hyodo[3]

1. Kyoto University, 2. Ritsumeikan University, 3. JOGMEC

シェールオイル・ガス開発や地熱開発では，岩盤の透水性を向上させ，資源の流路を確保するために水圧破砕技術が利用されている．本研究では，水圧破砕による亀裂造成プロセスを明らかにするため，室内水圧破砕実験を実施し，実験中に生じるacoustic emission event（以下AE）を測定して，そのモーメント・テンソル（MT）解を推定した．大量のAEのMT推定を効率よく行うために，畳み込みニューラルネットワーク（CNN）によるP波初動極性の読み取りを行い，得られた結果をもとに個々のAEのMT解を推定した．

実験は，65 x 65 x 130 mmの直方体形状の黒髪島花崗岩10個に対して5 MPaの一軸圧縮載荷下で実施した．供試体中央部に穿孔した破砕孔に1 cc/min（1.6 x 10^{-8} m^3/s）で破砕流体を圧入することで水圧破砕を行い，試験中に生じるAEを，供試体に設置したプリアンプ内蔵型の高感度・広帯域のM304Aセンサ16個，共振型のPICOセンサ（共振周波数550 kHz）8個の計24個のAEセンサを用いて14bit，10 MHzで連続収録した．得られたAEデータからSTAとLTAの比を用いる手法（Allen 1978）による波形抽出を行い，供試体の速度異方性を考慮した非線形最小二乗法（Rothman et al. 1974）を用いてAEの震源位置・発震時刻を推定した．さらに，得られた震源を初期震源としてdouble difference法（Waldhauser & Ellsworth 2000）により震源を再決定した．

上記の処理で得られたすべてのイベントのうち，14個以上のM304Aセンサでシグナルノイズ比15以上の波形が得られたイベントに対してP波初動極性を手動で読み取り，得られた49375個の読み取り結果をCNNの訓練に用いた． 図１に本研究で構築したCNNと訓練結果を示す．このネットワークでは，理論走時周辺の150サンプル分の波形を入力とし，その波形の初動極性を0（引き）から1（押し）の連続量で出力する．訓練は，手動読み取りデータの80%を訓練データ，20%を検証データとして行った．M304Aで得られた波形に対する結果ではepoch=72，PICOではepoch=47で訓練・検証データに対する損失の差が最小となった．この時の精度は出力値の閾値を0.5（0.5以上を押し，0.5未満を引き）とした場合，それぞれ95.30%，96.83%，閾値を0.05（0.95以上を押し，0.05未満を引き）とした場合，それぞれ99.22%，99.11%であった．初動極性の自動読み取りにはこれらのepochでの重みパラメータを用い，また，出力値の選定には閾値0.05を採用し，出力値が0.05-0.95である読み取り結果は以降の解析に用いなかった．CNNにより1399767個の波形の初動極性の自動読み取りに成功し，この読み取り結果を元に各波形の理論走時周辺の30サンプルから初動振幅値を読み取り，これらを用いて49299イベントのMT解を推定した．
AEの時空間分布からは，破砕孔での流体圧の急降下（breakdown）を伴う最終的な亀裂造成の準備過程として２つのフェーズが確認された．最初のフェーズ（第１拡大フェーズ）は，破砕孔での流体圧が，breakdownが生じる圧力の10–30%で始まり，破砕孔から時間とともに三次元的に広がるAE活動で特徴づけられる． ２つ目のフェーズ（第２拡大フェーズ）は，breakdown圧の90–99%で始まり，破砕孔から最大圧縮軸方向に二次元的に進展するAE活動で特徴づけられる．得られたMT解析結果からは，第１拡大フェーズでは様々な方向の開口型AEが起こったことが示唆された．第２拡大フェーズでは，AE震源が描き出す面上での開口に対応するメカニズム，すなわち古典的水圧破砕理論から予想される開口型のイベントが支配的であることがわかった．また，第２拡大フェーズでは開口型AEに加え，せん断型AEも生じたことが確認された．これらの結果から，第１拡大フェーズは，既存の空隙を利用して破砕流体が岩体に浸透する過程，第２拡大フェーズは，boreholeから主亀裂が生じ進展する過程に対応すると解釈できる．

© 日本地震学会

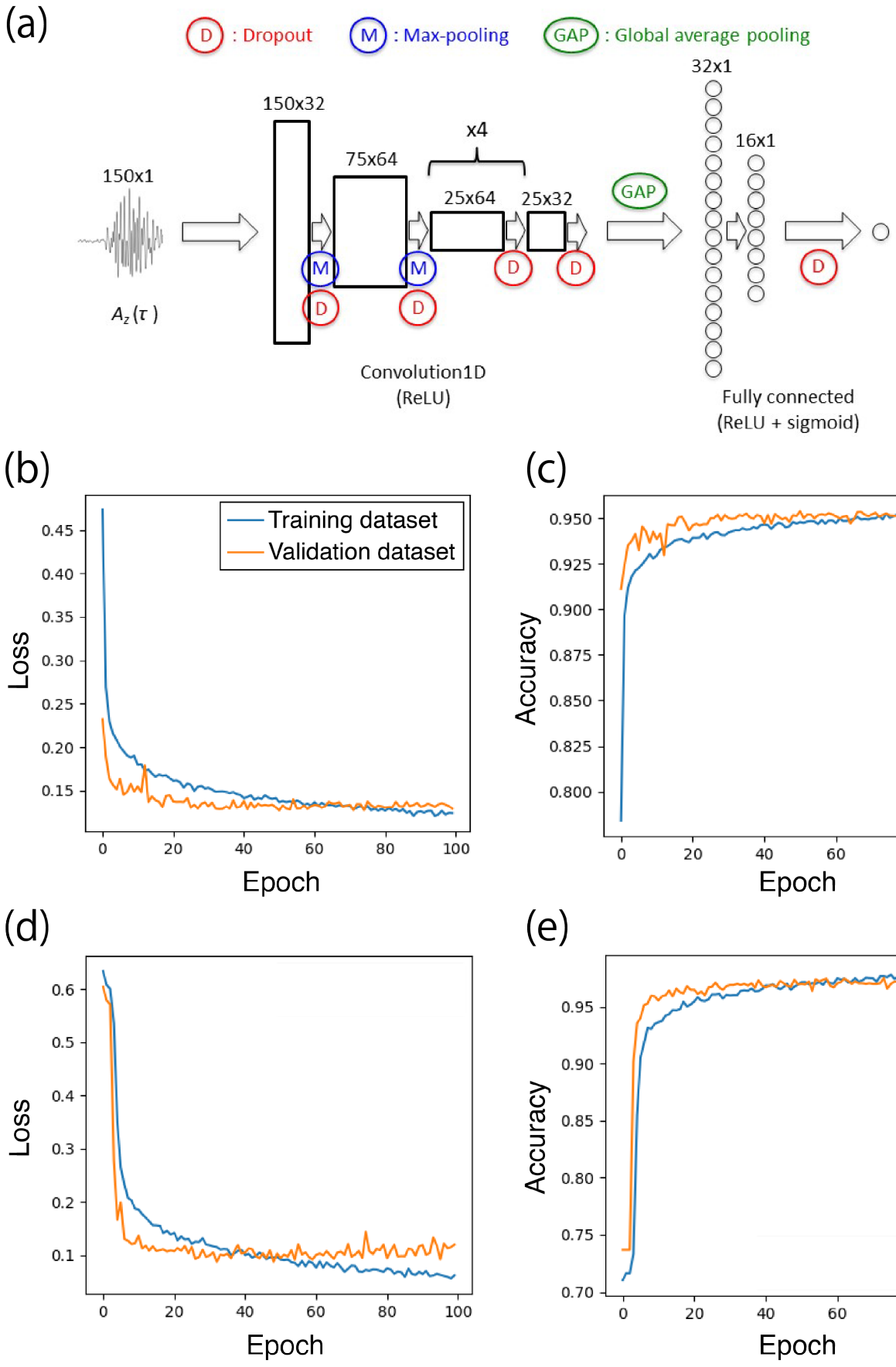


図1 (a) P波初動極性読み取り用のCNN. (b, c) M304Aで受振された波形を用いた訓練の結果. (d, e) PICOで受振された波形を用いた訓練の結果.

© 日本地震学会

Numerical experiments towards detection of deep low-frequency tremors from seismic waveform images via convolutional neural network

*Ryosuke Kaneko[1], Hiromichi Nagao[1,2], Shin-ichi Ito[1,2], Kazushige Obara[2], Hiroshi Tsuruoka[2]

1. Graduate School of Information Science and Technology, The University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

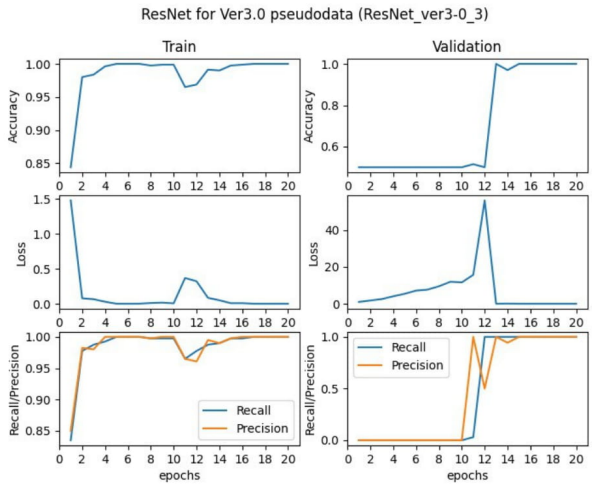
概要：
深部低周波微動は防災科学技術研究所高感度地震観測網Hi-netの構築によって初めて観測的に見出された[1]ため，それに関するデジタルデータは直近の約20年分しか存在しない．数十年～数百年という地震発生サイクルの時間スケールを考えると，過去の地震波形データにスロースリップイベントに伴う深部低周波微動が記録されているかどうかを詳しく調べ，その特徴をさらに明らかにすることは，地震学において当然検討すべき重要課題である（例えば [2]）．
現在のようなデジタル記録以前においては，地震波形データはペンによって振動を連続的に記録紙に直接書き記したドラム式のアナログ紙記録として保存されていた．このようなアナログ紙記録には，深部低周波微動や通常の地震などの自然現象や，波浪起源の脈動や人為的振動などに由来するノイズの振動が記録されているだけでなく，一定時間ごとに挿入される刻時のためのパルス波形，ペンまたは記録紙の駆動部分の不具合が原因と思われる不自然な波形，ペンの消耗や記録紙の交換によって発生したと思われるデータの欠損なども含まれる．そのため，深部低周波微動を解析対象とする場合，その振幅は微弱でノイズとほぼ同等であり，しかも刻時パルスなどが重畳するため，微動の波形をデジタイズし解析に用いることは極めて困難である．
本研究では，畳み込みニューラルネットワークに基づき，アナログ紙記録から深部低周波微動を自動で検出するためのアルゴリズム開発を目指す．畳み込みニューラルネットワークとは，主に画像認識や手書き文字認証などで用いられる深層学習の手法の一種であり，人間の視覚細胞のはたらきを層の重なりによって数理的なモデルとして表現するのが特徴である．2010年代に入ってから画像認識のタスクにおいて従来の手法を遥かに上回る性能を発揮したことで注目されるようになり，現在ではスマートフォンのアプリなど我々の身近なものまで支える技術である．畳み込みニューラルネットワークの学習において人間が指定するのは主にモデルの構造のみであり，画像から特徴を抽出するために必要な内部のパラメータのチューニングはすべてコンピュータによって自動的に行われるため，人間の労力をあまり必要としない上に人間の画像認識の精度を上回る結果を得られることが期待される．そのため，モデルの構造や学習手法に関する研究は現在も盛んに行われている．例えば，2016年に発表されたResidual Network (ResNet) [3]においては，残差学習の考え方を取り入れており，一定数の層を通過したあとの出力値に元々の入力値を足し合わせるShortcut Connectionと呼ばれるシンプルな構造をモデルに組み込むことによって，深層化による過学習やパラメータ数の増加などのデメリットを軽減しつつ汎化性能を向上させることに成功している．
はじめから多種多様のノイズが入った実データを用いて一からモデルを学習させるのは困難であるため，まずは実際のアナログ記録を参考に振動現象や観測ノイズを模した疑似データを作成し，ノイズの大きさや種類を変えながらモデルの学習を行う．背景ノイズとして脈動を再現した波形と正規ノイズを加え，深部低周波微動が観測された場合と観測されなかった場合の疑似画像をそれぞれ作成し，ResNet と同じくShortcut Connectionの構造を持ったモデルにおいて学習を行った．脈動および微動を再現する波形については，正規ノイズを実際の周波数帯域に合わせてバタワースフィルタに通過させることによって作成した．その結果，図(a)のように学習済みモデルは微動の観測の有無をほぼ確実に正しく判定することができた．また，Grad-CAM [4]に基づきモデルの判定に影響を与えた部分を可視化したヒートマップを作成したところ，図(b)のように微動が観測された場合のデータに関して微動の発生時間帯まで正しく検出できることが確認できた．最終的には実データと同レベルのノイズが入った疑似データで学習させたモデルを初期モデルとして，そこから実データによる学習を行うというファインチューニングと呼ばれる手法を用いる． 本研究の目標であるアナログ紙記録

© 日本地震学会

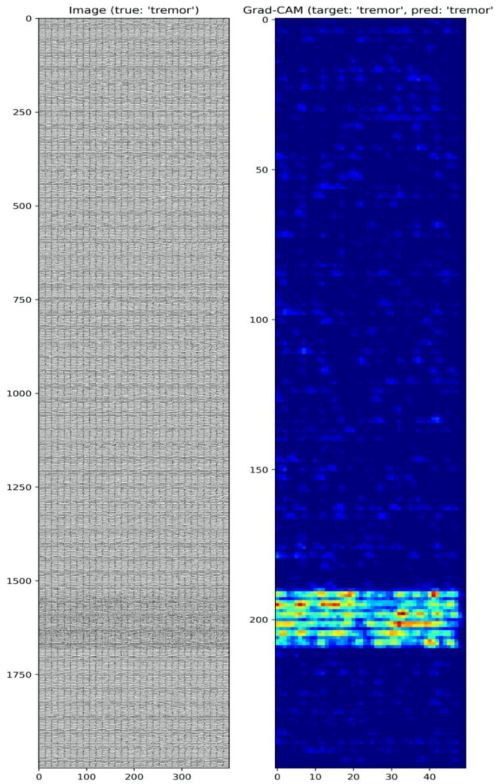
からの深部低周波微動の自動検出が達成されれば，現在よりも長期間の深部低周波微動に関するデータベースの構築が可能になることが期待される．

参考文献

[1] K. Obara, Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, Science, 296, 1679-1681, 2002.
[2] M. Kano and Y. Kano, Possible slow slip event beneath the Kii Peninsula, southwest Japan, inferred from historical tilt records in 1973, Earth, Planets and Space, 71(95), 2019.
[3] K. He, X. Zhang, S. Ren and J. Sun, Deep residual learning for image recognition, 2016 IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition (CVPR), 2016.
[4] R. R. Selvaraju, M. Cogswell, A. Das, R. Vedantam, D. Parikh and D. Batra, Grad-CAM: Visual explanations from deep networks via gradient-based localization, International Journal of Computer Vision, 128, 336–359, 2020.



(a) モデルの学習結果



(b) Grad-CAM に基づくヒートマップ

© 日本地震学会

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

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

[S15]AM-1

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

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

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

○Shibata Yugo[1], Furumura Takashi[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

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

○James Mori[1], Tatsunari Yasutomi[1] (1.DPRI Kyoto University)

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

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

○Susumu Kurahashi[1], Kojiro Irikura[1] (1.Aichi Institute of Technology)

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

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

○Masatoshi Miyazawa[1], Ryota Kiuchi[2,3], Kazuki Koketsu[4] (1.DPRI, Kyoto Univ., 2.Graduate School of Science, Kyoto Univ., 3.Kozo Keikaku Engineering Inc., 4.ERI, Univ. of Tokyo)

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

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

○Yasumaro Kakehi[1] (1.Graduate School of Science, Kobe University)

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

*Shibata Yugo[1], Furumura Takashi[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

はじめに

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

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

データ同化を用いた新しいTRI

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

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

地震断層すべりイメージングの数値実験

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

© 日本地震学会

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

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

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

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

© 日本地震学会

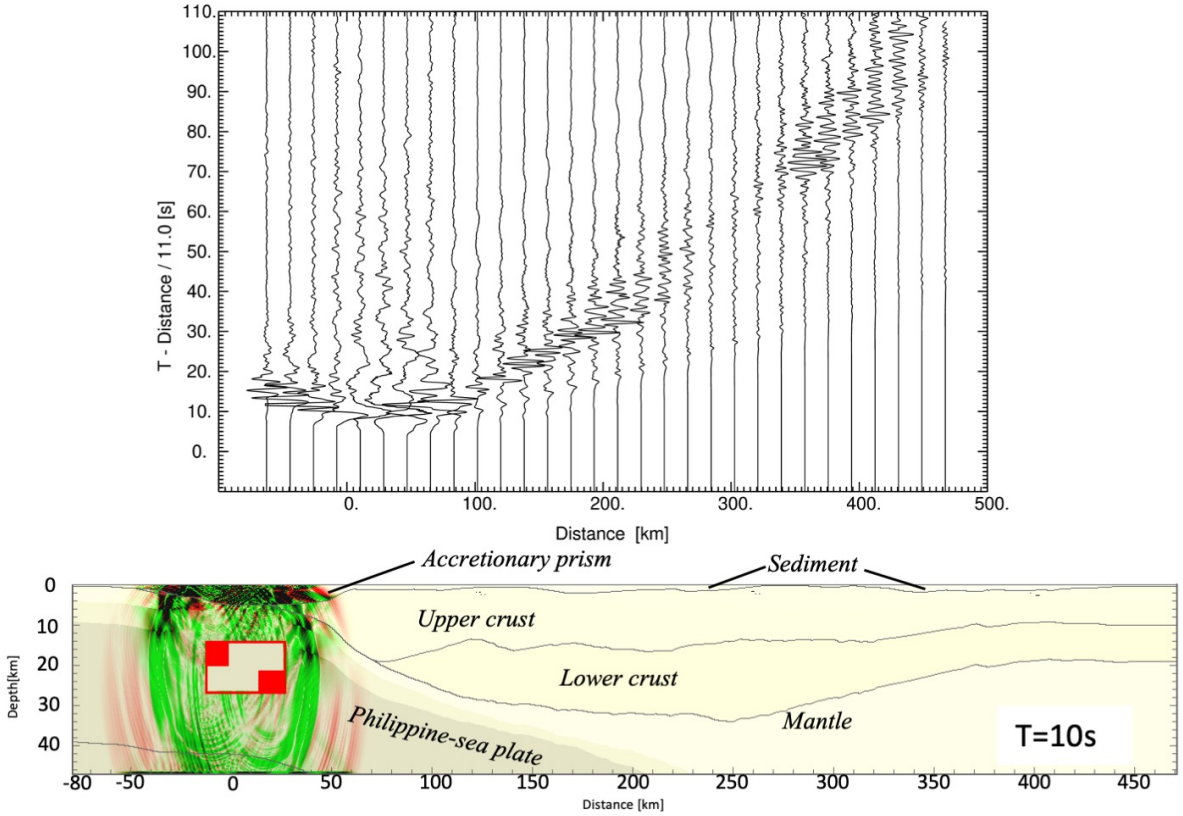


図1. Forward計算で得られた、地表観測点の地震波形水平動成分（時間スケールは11 km/sでReduce）、及び発震時刻から10秒後の波動場のスナップショット（赤はP波、緑はS波を表す）。赤の長方形では、震源断層面と地震モーメントを示している。

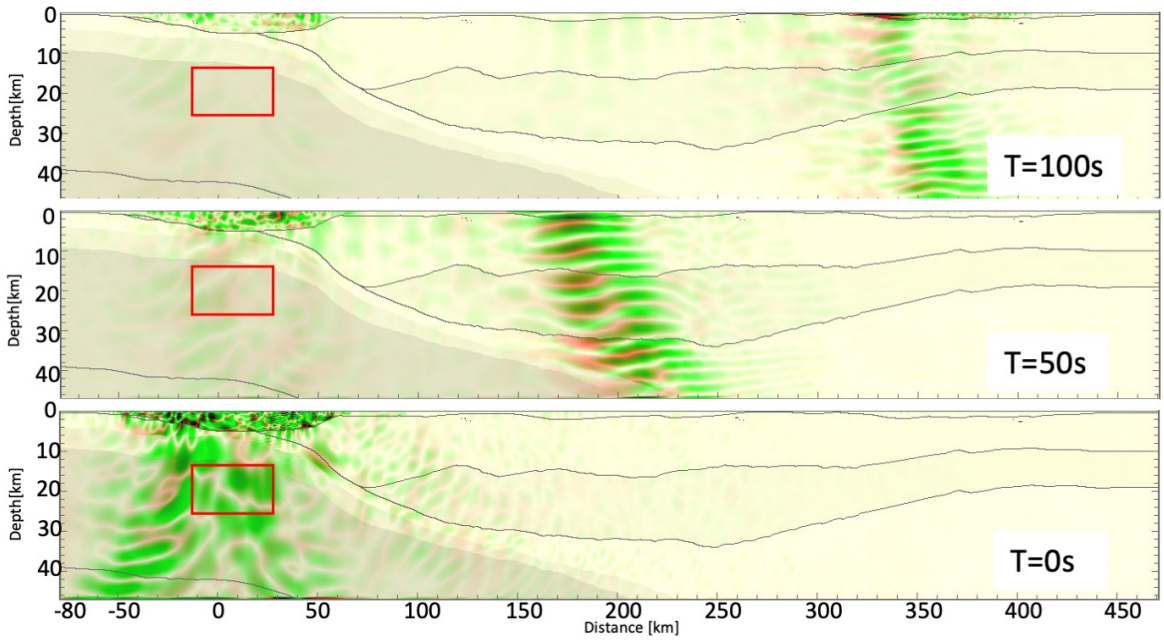


図2. 時間反転運動方程式の計算による逆伝播波動場のスナップショット。発震時刻から100 s, 50 s, 0 s（発震時）の波動場を表す。赤の長方形は断層震源の位置を表す。

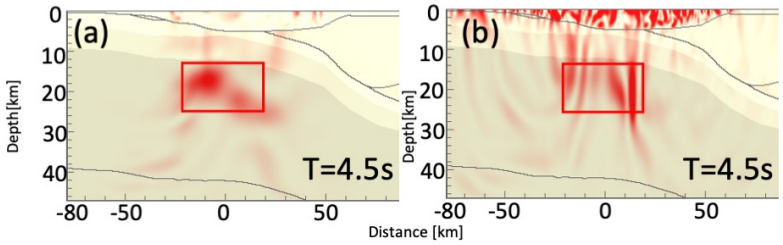


図3. 逆伝播波動場の弾性エネルギーの最大時刻（発震時から4.5秒後）のエネルギー分布。(a) データ同化を用いたTRI計算の結果、(b) データ同化を行わない場合。赤の長方形は断層震源の位置を表す。

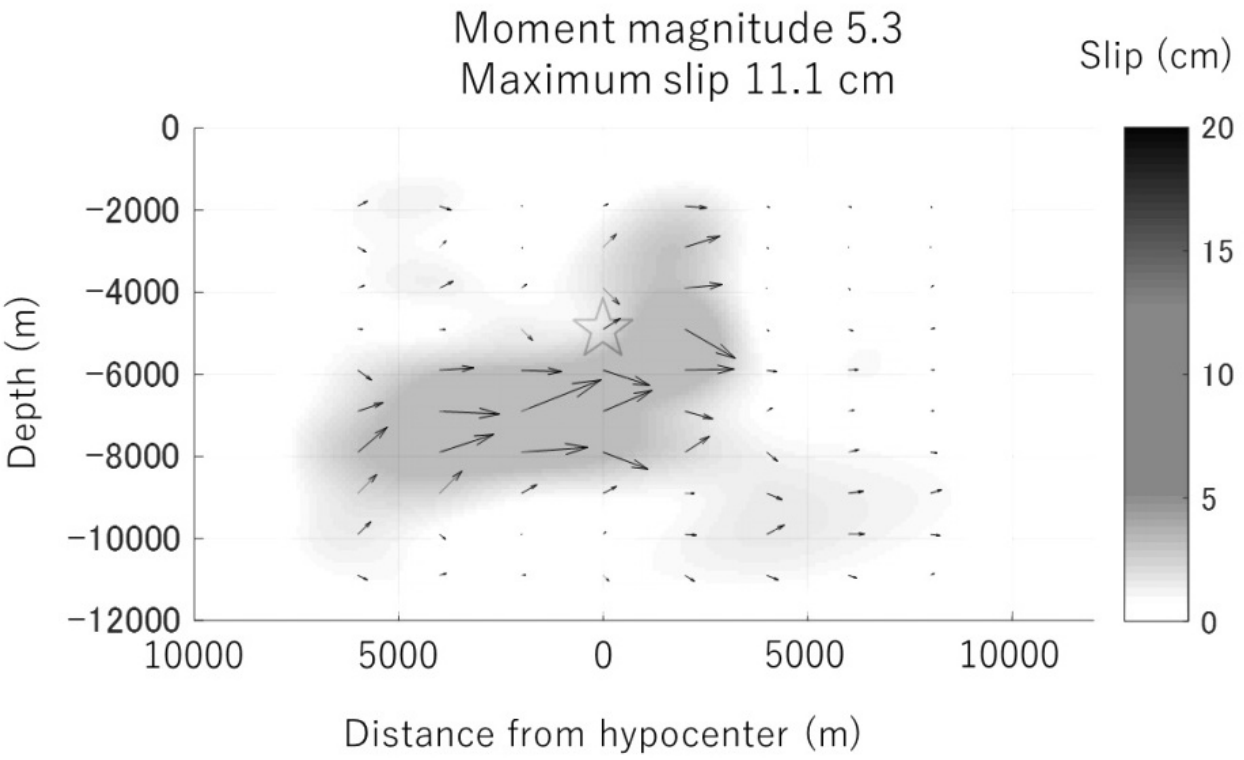
© 日本地震学会

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

*James Mori[1], Tatsunari Yasutomi[1]

1. DPRI Kyoto University

We examined the near-field records for the 2014 Orkney earthquake, Mw5.5, to infer source properties for this moderate-sized earthquake. The event was the largest recent earthquake associated with the deep gold mines of the region. Different from usual normal-faulting events that are induced on known structures of the mines, the M5 earthquake took place significantly below the mining horizon with a strike-slip mechanism on an unknown geologic structure. Seismic activity close to the Moab Khotsong and Great Noligwa mines is very well monitored by instruments installed on the surface and in the mine tunnels. The high sample-rate, 6 khz, geophones installed in the mine at depths of 1 to 3 km provide high-quality recordings of the mainshock and aftershocks.
The waveforms show that there is a small foreshock,about M1.8, located 1.6 km south of the mainshock hypocenter and at 0.6 sec before the mainshock. There is no evidence of any unusual character of the foreshock, or any significant deformation between the foreshock and mainshock.
Using lower frequency data, lower than 2.0 hz, the nearfield waveforms can be modeled using a finite fault slip inversion. The results show a slip distribution with two main patches of larger slip. One is located slightly shallower than the hypocenter to the north and another located slightly deeper than the hypocenter to the south. The area of the fault plane is relatively large for a M5 earthquake and this gives a rather small static stress drop.



© 日本地震学会

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

*Susumu Kurahashi[1], Kojiro Irikura[1]

1. Aichi Institute of Technology

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

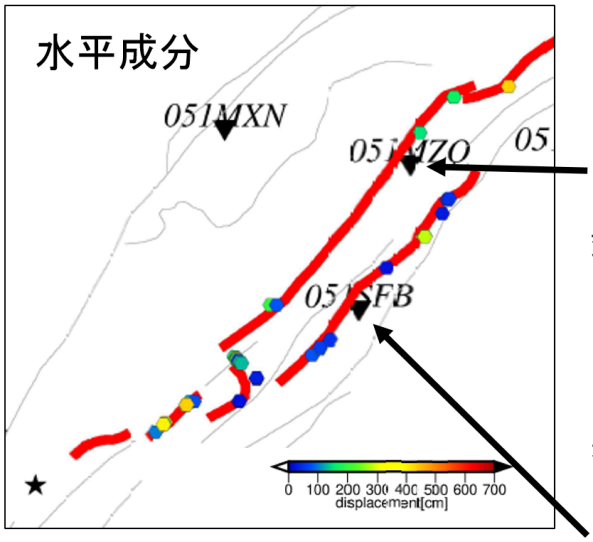
強震動記録については、China's National Strong Motion Observation Networkにより地表断層周辺地域においても複数の観測点で貴重な記録が得られている。地表地震断層付近には２観測点（MZQ観測点とSFB観測点）があり、最大加速度（フィルターなし）はMZQ観測点で約800gal，SFB観測点で約600galであった。また、最大速度、永久変位（ローパスフィルター：～1.0Hz）は、MZQ観測点では約100cm/s、100cm、SFB観測では約50cm/s、50cmであり、特にMZQでは長周期速度パルスおよび比較的大きな永久変位が観測されている（図１右）。

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

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

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

© 日本地震学会



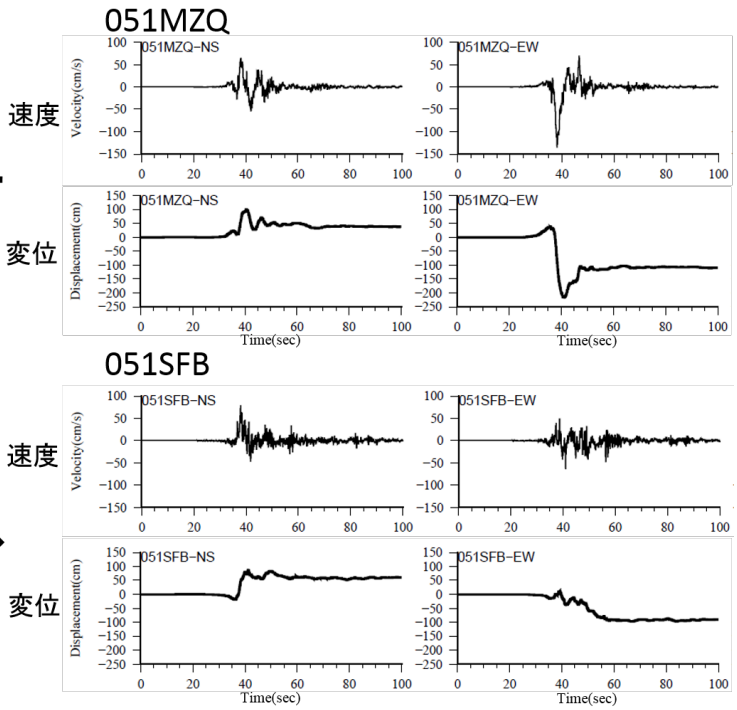


図1（右）対象とする断層の地表トレースおよび現地調査における水平動の変位（Yu et al.2010）
（左）MZQおよびSFB観測点の速度波形と変位波形

© 日本地震学会

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

*Masatoshi Miyazawa[1], Ryota Kiuchi[2,3], Kazuki Koketsu[4]

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

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

© 日本地震学会

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

*Yasumaro Kakehi[1]

1. Graduate School of Science, Kobe University

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

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

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

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

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

© 日本地震学会

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

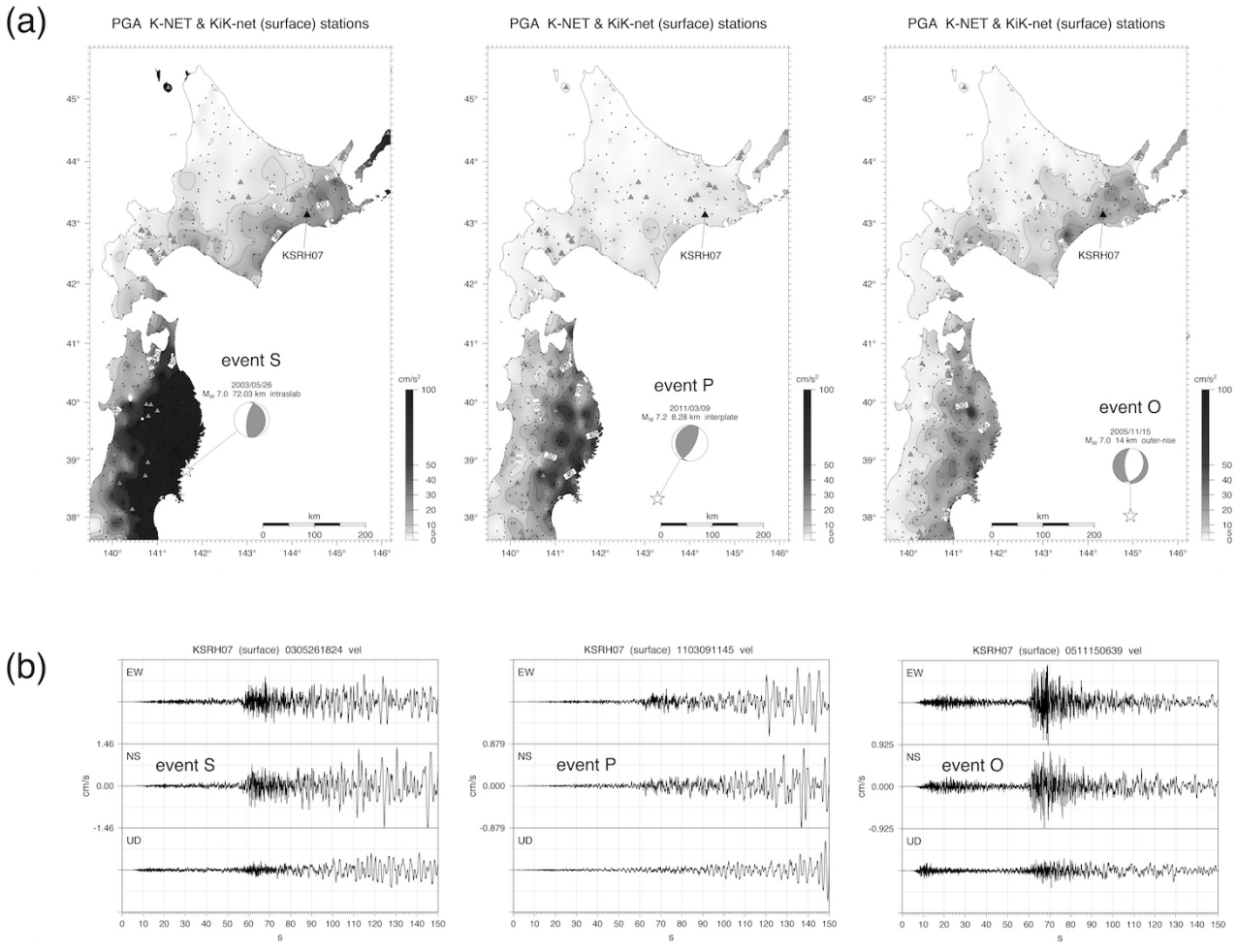


図. (a) 3 地震の PGA（Peak Ground Acceleration）の空間分布。(b) 3 地震の道東前弧側観測点 KSRH07（阿寒郡鶴居村）での速度波形。

© 日本地震学会

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

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

[S15]AM-2

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

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

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

○Nobuyuki Morikawa[1], Asako Iwaki[1], Takahiro Maeda[1], Hiroyuki Fujiwara[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

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

○Kazuhiro Somei[1,2], Kimiyuki Asano[3], Tomotaka Iwata[3] (1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Geo-Research Institute, 3.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

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

○Yusuke Tomozawa[1], Kenichi Kato[1], Kiichiro Nojiri[2] (1.Kobori Research Complex, 2.Hokkaido Electric Power Company)

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

*Nobuyuki Morikawa[1], Asako Iwaki[1], Takahiro Maeda[1], Hiroyuki Fujiwara[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

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

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

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

© 日本地震学会

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

*Kazuhiro Somei[1,2], Kimiyuki Asano[3], Tomotaka Iwata[3]

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

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

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

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

© 日本地震学会

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

© 日本地震学会

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

*Yusuke Tomozawa[1], Kenichi Kato[1], Kiichiro Nojiri[2]

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

1. はじめに

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

2. 距離指標が震源特性に与える影響

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

3. 残差の分析

伝播経路特性を均質と仮定する場合と、不均質と仮定する場合の2通りの解析結果の残差を分析した。2018年北海道胆振東部地震の本震の残差（観測／計算）の標準偏差を比較したところ、不均質を考慮した方が特に高周波数側で残差の標準偏差が減少した。地震ごとに評価した残差は、2004年留萌支庁南部の地震でも同様に減少したが、全ての地震では減少しなかった。不均質減衰構造と震源位置との相対的な位置関係により、減衰構造の不均質性を考慮した効果が表れる地震と表れない地震があると考えられる。
次に、残差の空間分布の偏りの改善について検討した。残差の空間分布を図1に示す。残差の空間相関特性を評価するために、マクロ空間相関（例えば、Wang and Takada (2005)、糸井 (2011)）の考え方を用いた。既往研究と同様に、相関係数R (km) を2観測点間の距離h (km) を用いて $R(h)=\exp(-h/r)$ の指数関数でモデル化した。なお、相関距離r (km) は相関係数が1/eとなる距離である。2点間の距離と相関係数の関係を指数関数でモデル化した結果を図2に示す。伝播経路特性の不均質性を考慮した方が相関距離が低減し、残差の空間分布の偏りが改善していることを定量的に確認した。

参考文献

友澤裕介, 加藤研一, 野尻揮一朗: ブロックインバージョン解析に基づく北海道西部の不均質減衰構造・震源特性・サイト増幅特性の推定, 日本地震学会秋季大会, S15-07, 2019.9.
Asano, K. and T. Iwata: Source rupture process of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake deduced

© 日本地震学会

from strong-motion data considering seismic wave propagation in three-dimensional velocity structure, Earth, Planets and Space, Vol.71, 101, doi: 10.1186/s40623-019-1080-0, 2019.
Kubo, H., A. Iwaki, W. Suzuki, S. Aoi, and H. Sekiguchi: Estimation of the source process and forward simulation of longperiod ground motion of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi, Japan, earthquake, Earth, Planets and Space, Vol.71, 98, doi: 10.1186/s40623-019-1079-6, 2019.
Kobayashi, H., K. Koketsu and H. Miyake: Rupture process of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake derived from strong motion and geodetic data, Earth, Planets and Space, Vol.71, 63, doi: 10.1186/s40623-019-1041-7, 2019.
Wang, M., and T. Takada: Macrospatial Correlation Model of Seismic Ground Motions, Earthquake Spectra, Vol. 21, No. 4, pp. 1137-1156, 2005.
糸井達哉: 地震動強さのマクロ空間相関を用いた地震動予測に関する数値研究, 構造物の安全性および信頼性, Vol. 7, JCOSSAR 2011論文集, 2011.

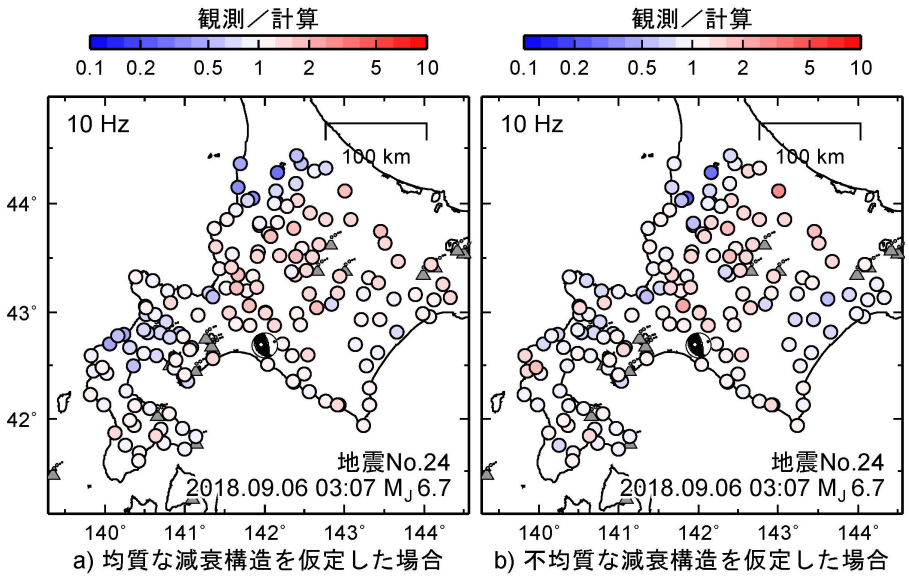


図１　残差の空間分布

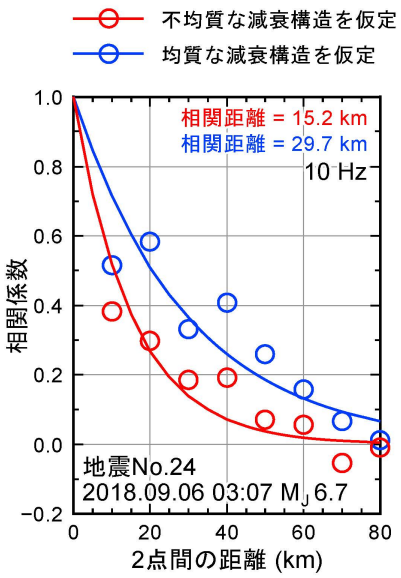


図２　相関距離と相関係数

© 日本地震学会

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

Fri. Oct 30, 2020 11:15 AM - 12:00 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 2:15 AM - 3:00 AM UTC | ROOM A

[S16]AM-2

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

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

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

○Shuta Fukutome[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan)

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

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

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

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

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

○Kosuke Chimoto[1], Hiroaki Yamanaka[1] (1.Tokyo Institute of Technology)

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

*Shuta Fukutome[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan

1．はじめに

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

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

2．京都盆地及び大阪平野での自己相関解析

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

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

3．理論波形による自己相関関数解析

© 日本地震学会

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

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

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

© 日本地震学会

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

*Loic Viens[1], Chengxin Jiang[2], Marine A. Denolle[3]

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

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

© 日本地震学会

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

*Kosuke Chimoto[1], Hiroaki Yamanaka[1]

1. Tokyo Institute of Technology

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

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

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

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

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

© 日本地震学会

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

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

[S16]PM-1

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

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

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

○Masayuki Nagano[1], Kenta Suzuki[1], Tomohiro Oguchi[1], Shigeki Senna[2] (1.Tokyo University of Science, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

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

○Yue Nakagawa[1], Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2] (1.Graduate School of Nanobioscience and Department of Materials System Science ,Yokohama City University, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

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

○Shinichi Matsushima[1] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

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

○Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1], Kunikazu Yoshida[2], Naoto Inoue[2], Kazuhiro Somei[2], Ken Miyakoshi[2], Michihiro Ohori[3] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Geo-Research Institute, 3.Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui)

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

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

○Takumi Hayashida[1], Toshiaki Yokoi[1] (1.IISEE, Building Research Institute)

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

*Masayuki Nagano[1], Kenta Suzuki[1], Tomohiro Oguchi[1], Shigeki Senna[2]

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

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

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

図の作成にGMTを利用させて頂きました。

© 日本地震学会

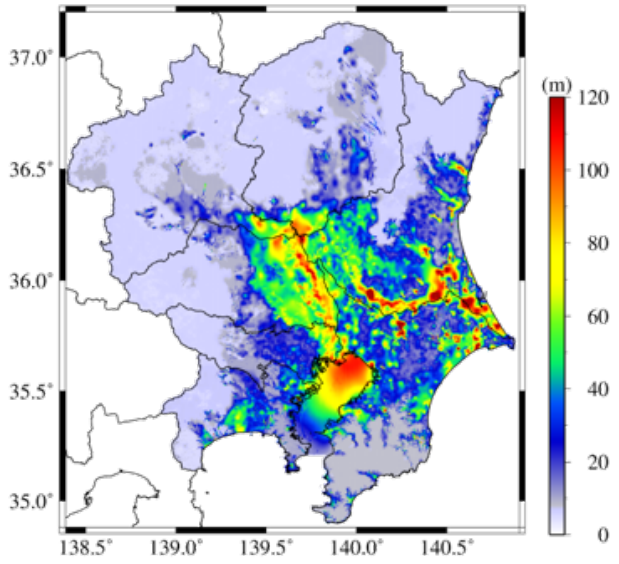


図1 工学的基盤深さ分布図

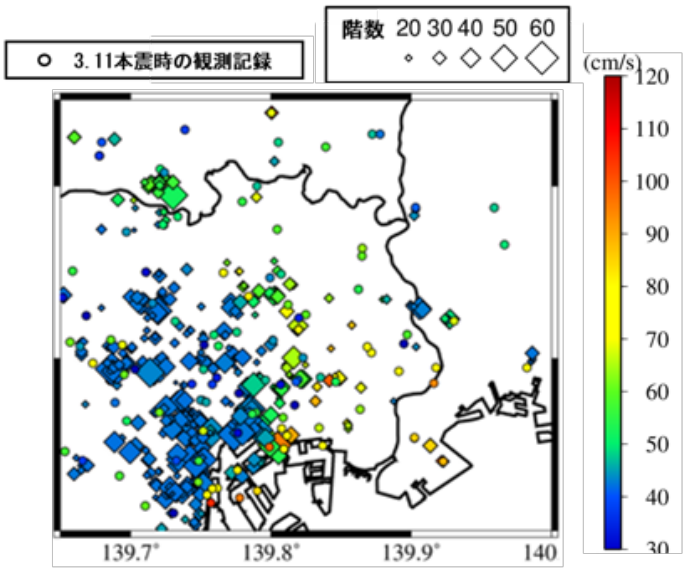


図2 告示波1/2レベル入力時の地表地震動
の最大pSv分布図(周期2～4秒)

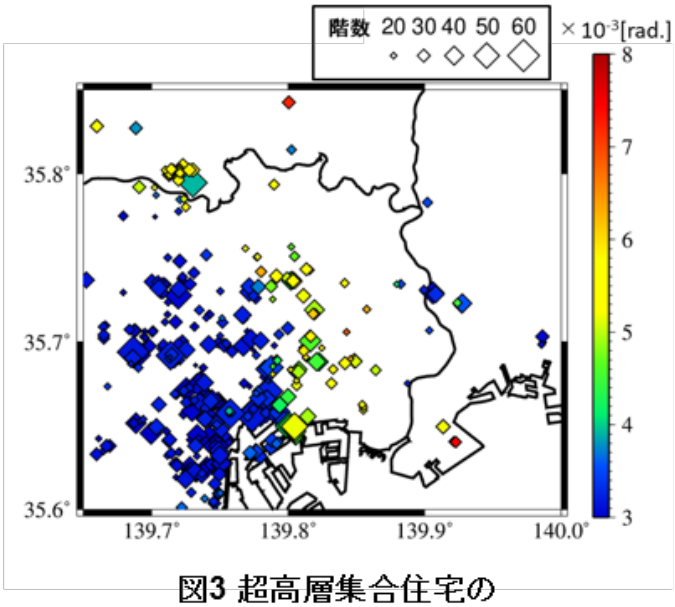


図3 超高層集合住宅の
最大層間変形角の最大値分布

© 日本地震学会

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

*Yue Nakagawa[1], Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2]

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

はじめに

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

データと解析手法

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

解析結果

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

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

謝辞

© 日本地震学会

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

© 日本地震学会

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

*Shinichi Matsushima[1]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

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

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

© 日本地震学会

Velocity Structure Model of the Hakodate Plain, Hokkaido

*Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1], Kunikazu Yoshida[2], Naoto Inoue[2], Kazuhiro Somei[2], Ken Miyakoshi[2], Michihiro Ohori[3]

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

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

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

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

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

© 日本地震学会

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

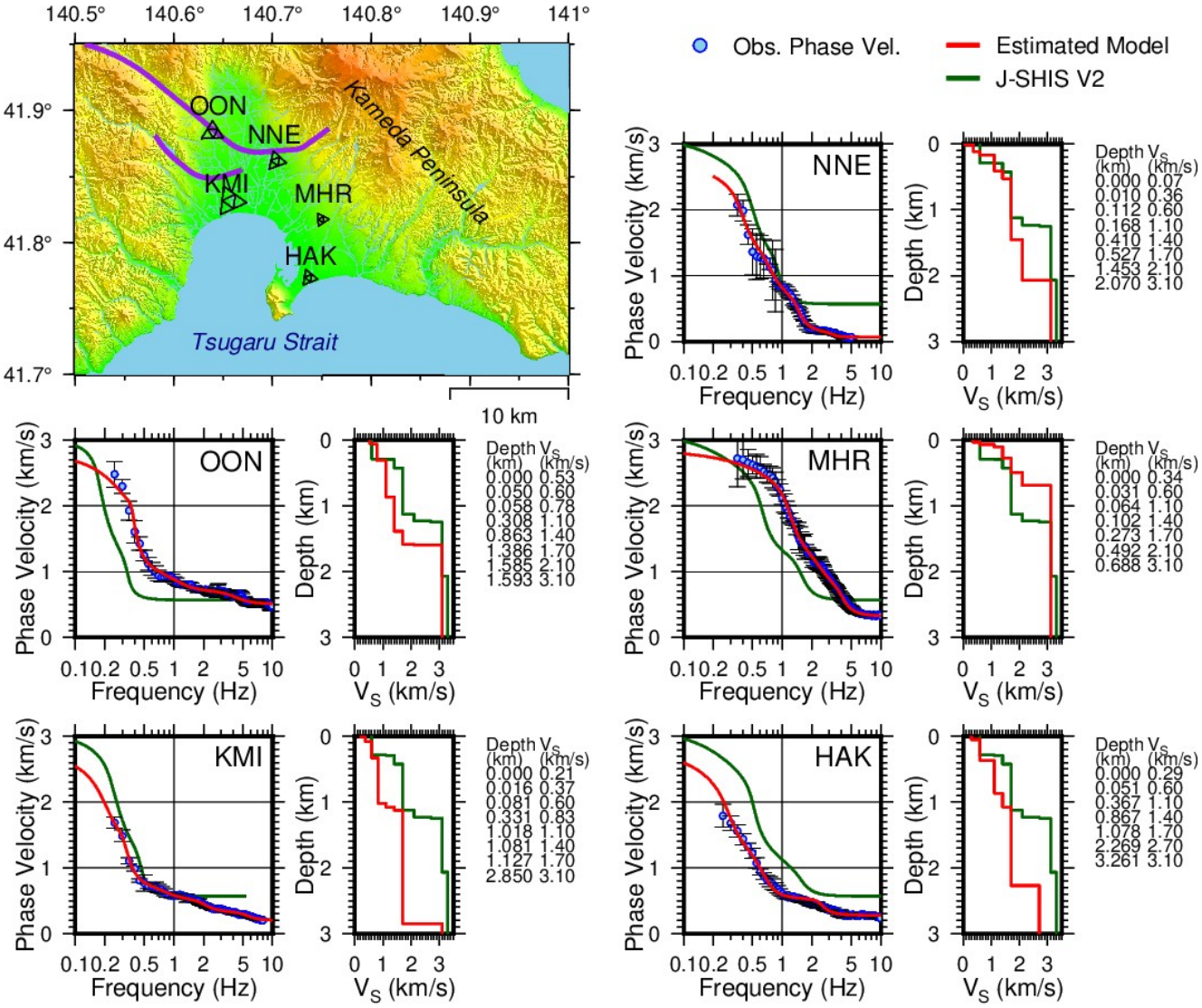


Fig.1: Phase velocity dispersion curves and S-wave velocity models in the Hakodate Plain. Map of the microtremor array survey sites is shown in the top left panel. The purple lines indicate the seismic reflection survely lines by Sato et al. (2019).

© 日本地震学会

Direct estimation of Vs30 from SPAC or CCA coefficients

*Takumi Hayashida[1], Toshiaki Yokoi[1]

1. IISEE, Building Research Institute

地表から深さ30mの平均S波速度（Vs30）は，地震時の地盤増幅度の評価や地盤種別と高い相関があることが知られており，地震時の揺れやすさの簡便な指標として地震動予測およびハザード評価，諸外国における耐震設計等において汎用的に用いられている．対象地点のVs30を推定する手法としては，検層記録からの直接推定，微地形分類（松岡・他，2005）や斜面傾斜（Wald and Allen, 2007; Iwahashi et al., 2010）からの推定などの多岐にわたる手法が提案されている．常時微動記録からVs30を推定する場合，アレイ探査によって最終的に得られたS波速度構造に基づいて導出する手順が一般的であるが，解析の過程において導出されるRayleigh波の位相速度からS波速度構造を介すことなくVs30を求める手法（例えばBrown et al., 2000; 紺野・片岡, 2000; Albarello and Gargani, 2010）も広く用いられている．Hayashida(2020JpGU)は，機械学習の分類問題を用いることで，SPAC法（Aki, 1957; Okada, 2003）の初期段階の出力情報であるSPAC係数から，Vs30に準拠した地盤種別分類を行うことが可能であることを示した．これはSPAC係数とVs30との間に何らかの相関関係が潜在することを示唆している．もし，SPAC係数から地盤種別のみならずVs30をも効率的に推定することが出来れば，精度が解析者の熟練度や用いるソフトウェア，解析時の前提条件等に左右されないため，客観的かつ簡易的な表層地盤の揺れやすさの評価が可能になる．
本研究では，まず，任意に生成した3層からなる1,901パターンの浅部地盤モデルからRayleigh波の理論位相速度を1-20Hzの範囲で導出し，アレイ半径を5～30mとした場合の1m毎の距離における理論SPAC係数を求めた（全49,426パターン）．次に，それぞれのSPAC係数が低周波数側から漸減する際に0.9, 0.8, 0.7, …0の値を取る時の周波数をf0.9, f0.8, f0.7, …f0.0（fx）と定義し，fxとVs30の相関関係を調べた．その結果，任意のセンサー間距離でのVs30とfxには強い相関関係があり（図1に一例を示す），線形回帰によってfxからVs30を推定することが可能であることを確認した．本検討によって得られた経験式を，防災科学技術研究所KiK-netの検層記録を元に導出した理論SPAC係数（=擬似観測値）に適用してVs30の推定を試みたところ，適切な距離ならびにfxの範囲を選定することでVs30を概ね推定することができた（図2に一例を示す）．また，アレイ半径を0.6mおよび1mとしたCCA法による極小アレイ探査（Cho et al.，2012）から得られるCCA係数に対しても同様の検討を行ったところ，CCA係数が500-1000になる周波数とVs30の相関は高く，CCA係数からのVs30の直接推定も可能であることが分かった．今後は実探査記録での検証事例を蓄積することで，本手法の実用化を目指す．

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

© 日本地震学会

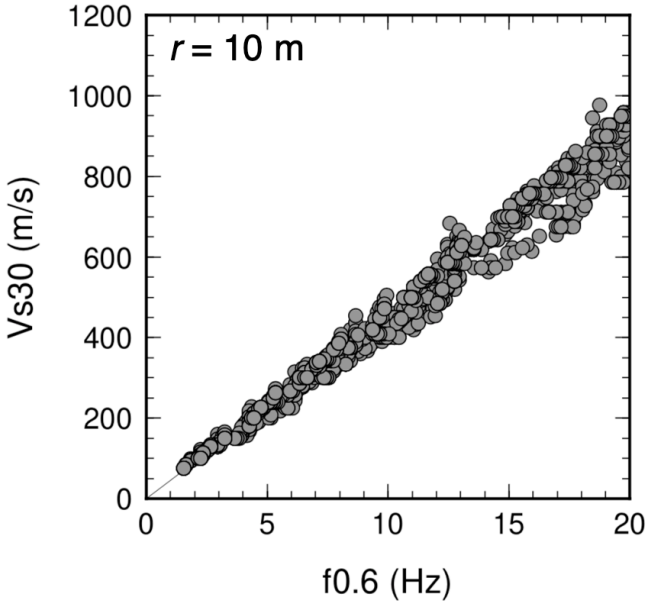


図１. 浅部地盤モデルより導出した理論SPAC係数において（センサー間距離r=10m），SPAC係数が0.6になる周波数とVs30の関係

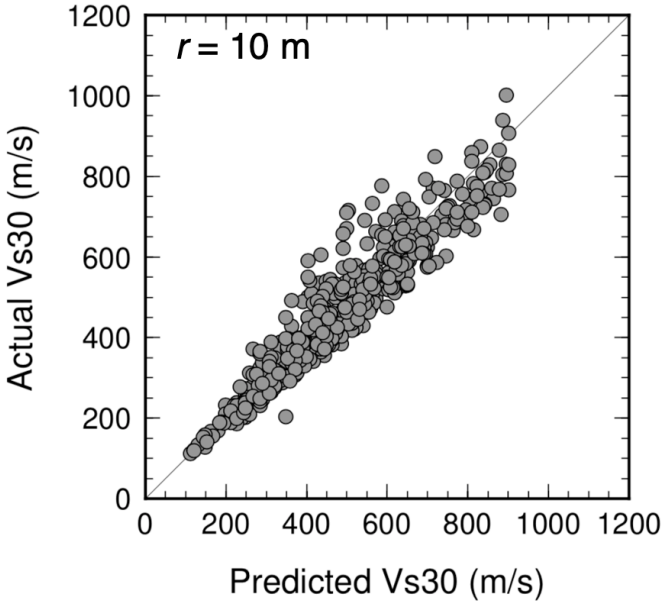


図２. 図１より得られたf0.6とVs30の関係を用いて，防災科研KiK-net観測点617点を対象に予測したVs30と実際の値との比較

© 日本地震学会

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

Fri. Oct 30, 2020 2:30 PM - 3:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 5:30 AM - 6:30 AM UTC | ROOM A

[S16]PM-2

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

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

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

○Shuji Kumagai[1], Shunichi Kataoka[2], Hidenori Mogi[3], Hideki Nagumo[4], Wataru Okamura[5] (1.Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2.Hirosaki University, 3.Saitama University, 4.Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 5.KOZO KEIKAKU ENGINEERING Inc.)

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

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

○Tomiichi Uetake[1], Kazuhito Hikima[1], Akihiro Shimmura[1], Masatoshi Fujioka[1] (1.Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

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

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

○Shinako Noguchi[1], Yoshihiro Sawada[1] (1.Association for the Development of Earthquake Prediction (ADEP))

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

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

○Mona Izadi[1], Shinichi Matsushima[2] (1.Department of Architecture and Architectural Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

*Shuji Kumagai[1], Shunichi Kataoka[2], Hidenori Mogi[3], Hideki Nagumo[4], Wataru Okamura[5]

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

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

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

２．ダム及び臨時地震観測点のサイト特性
荒砥沢ダム周辺で発生したM1.7以上の地震による臨時地震観測点及び荒砥沢ダムの観測記録を用いてスペクトルインバージョン解析を行った。解析で使用する地震については，臨時地震観測点とダム監査廊の記録を使って震源再決定を行った。再決定された震源（深さ2~11km）は，気象庁より平均2~3km浅い結果となった。また，臨時地震観測点の中で比較的周辺の地形がなだらかなA地点で観測された記録に拡散波動場理論（Kawase et al.,2011）を適用して一次元地盤構造の推定を行い，表層約14mより下部はVs700m/s以上と推定した。
スペクトルインバージョン解析では，計算結果を安定させるために，A地点の理論増幅特性の他に友澤・他（2019）によるQ値を拘束条件に加えた。解析で得られたサイト特性と震源特性には，一部でA地点のサイト特性の影響が顕著に現れたため，インバージョンで求められた震源スペクトルに最もフィットする理論震源スペクトルを仮定して，各地点のサイト特性を求め直した。図2に各地点のサイト特性を示す。ダム監査廊におけるサイト特性は10Hz以下の周波数範囲では，6Hz付近で約1.5倍になることを除き増幅は概ね1以下であり，A地点よりも小さい。一方，高周波数（10Hz以上）では，ダム監査廊とＡ地点は同等であり，最大で３倍程度であった。このことから，ダム監査廊の支持地盤は岩盤的な震動特性を有していると推定され，PS検層結果（日本大ダム会議,2018）とも整合する。

３．ダム堤体の相互作用の影響
ダム堤体の影響を調べるために，上下流方向の2 次元FEMシミュレーション解析を行った。ダム堤体モデルの下部にはPS検層結果に基づく2層の地盤モデルを付加した（図3）。なお，ダム堤体は，モデル化後に小地震を用いた固有値解析により物性値を調整し，本震の計算では本震記録等をもとに算定した$G/G_0 \sim \gamma$曲線を用い等価線形解析を行っている。
シミュレーションによって得られた余震及び本震の伝達関数（ダム監査廊/入射２E）を図4に示す。ダム堤体の地震応答特性は，余震では2Hz～4Hz付近に増幅率の変動が見られるが，倍率は最大でも1.2倍程度であった。10Hz以上の周波数帯域でも顕著な増幅は見られない。一方，本震の結果は，2Hz以上の小刻みな変動が消えてなだらかな形状になるが，増幅率は全体的に1倍程度以下であった。これらの結果から，本震でのダム監査廊の記録に含まれるダム堤体の影響は小さいと考えられる。

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

© 日本地震学会

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

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

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

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



図１　臨時地震観測点の観測点分布
（※Google Earthより引用）

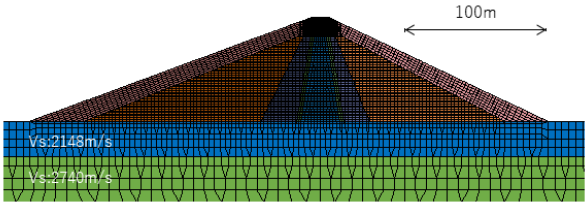


図3　FEMシミュレーションモデル

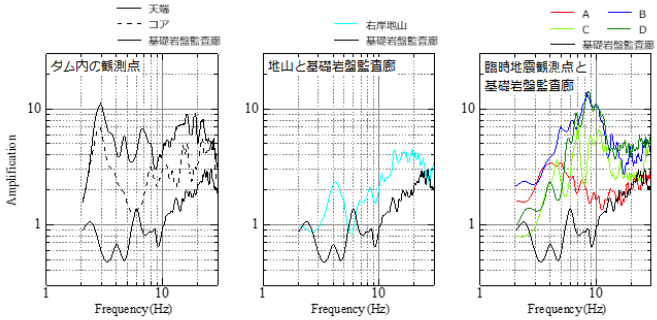


図2　各地点のサイト特性（自由表面の影響は含まない）

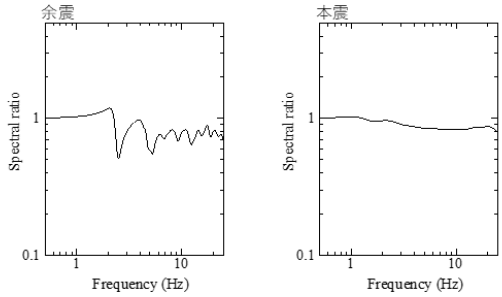


図4　FEMシミュレーション解析によって得られた伝達関数

© 日本地震学会

Wave propagation analysis using deep borehole seismic observation data

*Tomiichi Uetake[1], Kazuhito Hikima[1], Akihiro Shimmura[1], Masatoshi Fujioka[1]

1. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.

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

2．柏崎刈羽原子力発電所における大深度観測の状況
大深度観測点は，敷地南側で新潟県中越沖地震後に掘削された地質調査孔を利用して地震計を設置したS孔(1022 m)，敷地北側に新規に掘削したE孔(1500 m)の2点である．両地点は，南北に1.3 km離れている．S孔は敷地内を貫く向斜軸上に，E孔は背斜軸上に位置しており，対応する地層境界の深さが大きく異なっている（椎谷層上面で約600 m）．大深度観測点の孔底には，サーボ型加速度計(±2000 cm/s^2)，過減衰動電型加速度計（±2000 cm/s^2），周期1秒の高感度速度計が収納されており，地表にはサーボ型加速度計，過減衰動電型加速度計が設置されている．収録装置の時刻はGPSで校正され，24 bit，100 Hzサンプリングで観測が行われている．
大深度観測開始以降，敷地近傍の地震活動は不活発で，マグニチュード(M)が4を超える地震は発生していない．そのためM5を超える地震の記録は，敷地から離れた地震の記録のみとなる．両地点で得られた地震で最大のMは，2019年6月18日の山形県沖の地震(M6.7)である．また，敷地周辺で発生する地震の震源深さは，10～20kmが多いが，2020年8月6日の新潟県中越地方の地震（M5.1，深さ186 km）のような深発地震も得られている．

3．大深度・地表間の地震波伝播
S孔及びE孔の大深度における波形と地表における波形（EW成分)のS波部分を図に示す．孔底の記録から目視で読み取ったS波初動が29秒の位置になるように揃えてある．また，下から上に向かって震央位置が南から北になるように波形を並べた．なお，波形は加速度波形に低周波数側のSNに応じてハイパスフィルターをかけて積分し，速度波形に直してある．孔底記録の二本目の縦線は，PS検層モデルから計算される孔底から地表へのS波の鉛直伝播時間の2倍の時刻を示した．S波が地表で反射して戻れば，この線の位置に入射波と同位相の波群が認められる．地表波形の図に引かれた線は，PS検層モデルから計算される地表へのS波初動の到着時刻である．
地震の規模によって有効な周波数が異なるため，近傍のMの小さな地震では短周期の継続時間の短い波形，遠方のMの大きな地震で周期の長い波形となっている．また，敷地近傍のMの小さな地震では継続時間が短いため，入射波のS波パルスが明瞭であれば，地表からの反射波も明瞭になると予想されるが，実際には入射波が明瞭であっても明瞭な地表反射波は見いだせない傾向がある．短周期の波動が，散乱や減衰により，表層で消費されてしまうためと考えられる．
孔底から地表への伝播時間は，概ねPS検層モデルから計算される時間となるが，遠方の地震では計算よりも早い傾向がある．遠い地震で，孔底-地表間の見かけ走時が早まるという現象は，波面を意識して斜め入射を考えれば解釈できる．また，敷地に近くても地表への走時が早い地震も見受けられる．距離と深さからみて入射角度がそれほど大きいとは考えられず，また，S孔とE孔で傾向が異なることから，地下構造の不整形性の影響とも考えられる．
深発地震の場合（2017年12月15日M4.1，2020年8月6日M5.1），地震波が鉛直に近い角度で入射すると考

© 日本地震学会

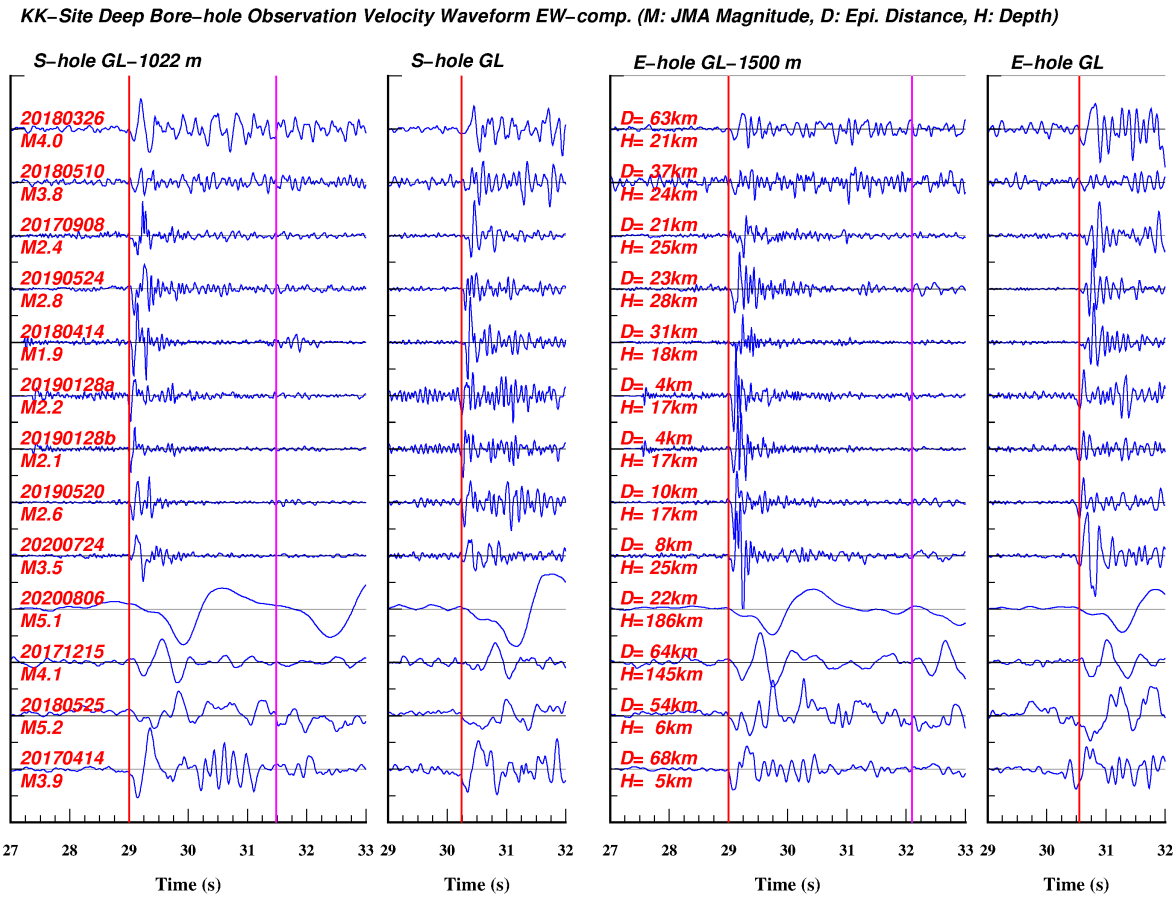
えられ，孔底から地表への伝播時間は，ほぼPS検層モデルと一致する．しかし，2つの地震で地表反射波の出方が異なっており，2020年の地震ではS孔，E孔とも地表反射波が明瞭であるのに対し，2017年の地震ではE孔では反射波が確認できるもののS孔の反射波は不明瞭である．両地震の波形では見かけの周期も大きく異なるため，地下構造の不整形の大きさを検討する材料になると考えている．

4．おわりに

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

文献

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



© 日本地震学会

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

*Shinako Noguchi[1], Yoshihiro Sawada[1]

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

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

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

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

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

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

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

© 日本地震学会

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

謝辞

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

参考文献

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

© 日本地震学会

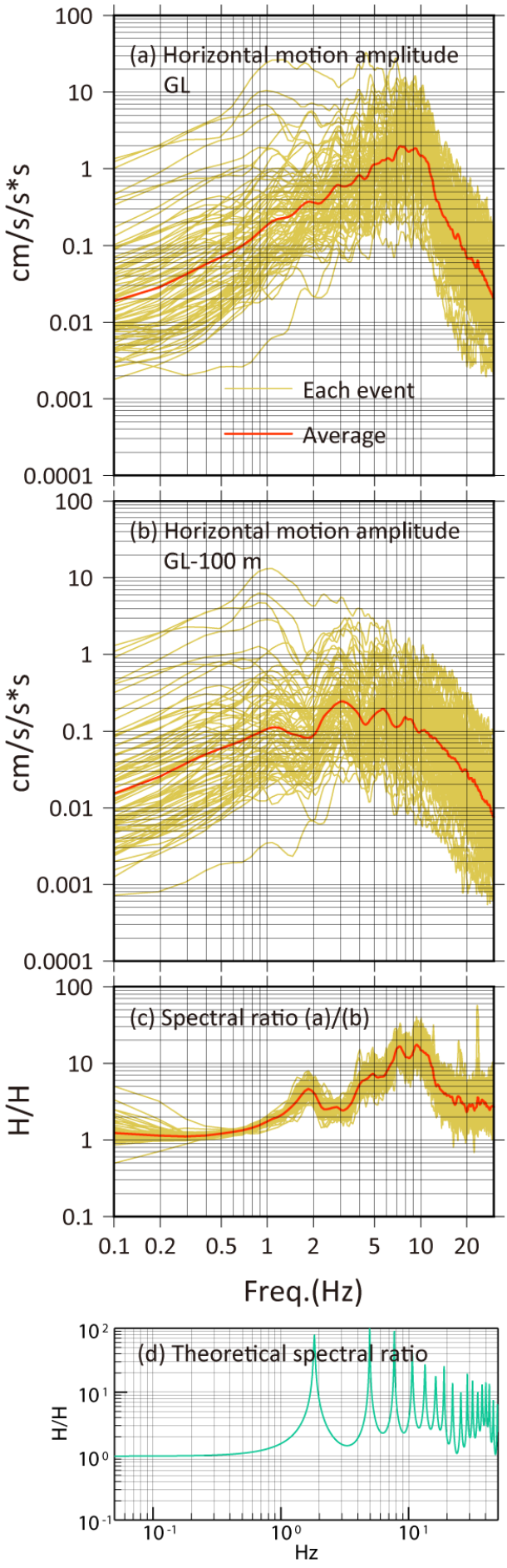


Fig. 1. Fourier amplitude spectra and spectral ratio for S-wave portion during earthquakes at KiK-net AOMH06. (a) Horisontal motion at GL, (b) Horisontal motion at GL-100 m, (c) Ratio of (a) to (b) and (d) theoretical spectral ratio for horizontal motion calculated from PS-logging data.

© 日本地震学会

Data driven estimation of site effects using recurrent neural networks

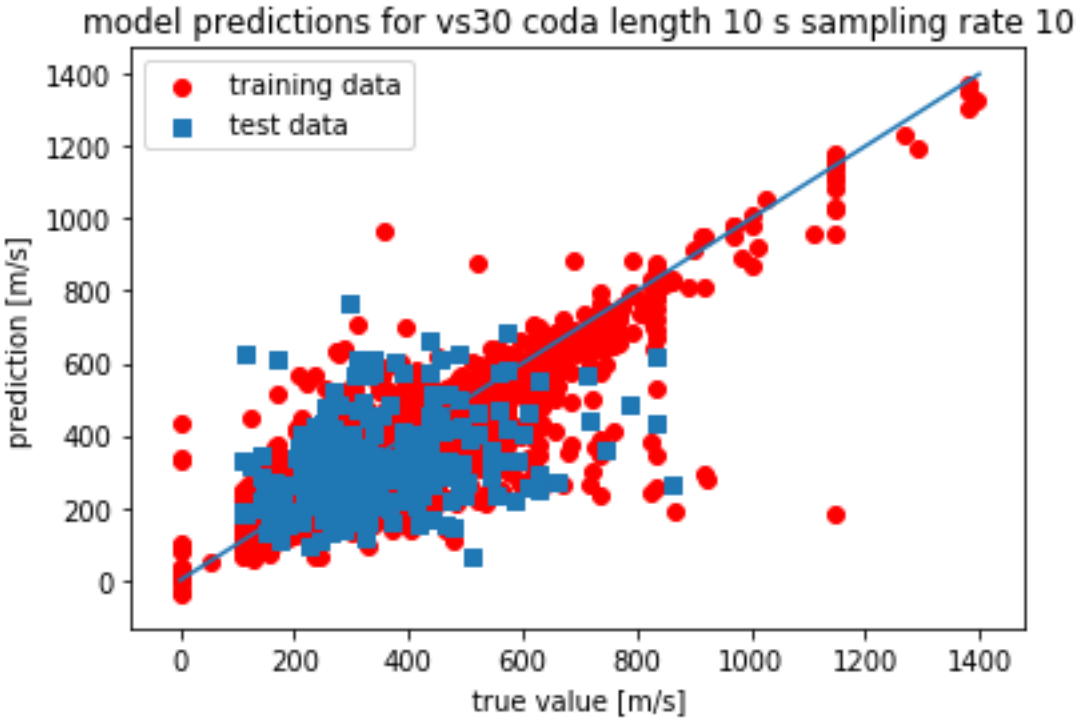
*Mona Izadi[1], Shinichi Matsushima[2]

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

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

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

© 日本地震学会


model predictions for vs30 coda length 10 s sampling rate 10
training data
test data
prediction [m/s]
true value [m/s]
0
200
400
600
800
1000
1200
1400

© 日本地震学会

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

Fri. Oct 30, 2020 9:00 AM - 10:15 AM JST | Fri. Oct 30, 2020 12:00 AM - 1:15 AM UTC | ROOM B

[S09]AM-1

chairperson:Kazuaki Ohta(NIED), chairperson:Akiko Takeo(ERI, University of Tokyo)

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

[S09-07] Long-term temporal variation of deep low frequency tremor seismicity

○Kazushige Obara[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S09-08] Full automation for the CMT analysis of deep very low frequency earthquakes

○Akiko Takeo[1], Kazushige Obara[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S09-09] Detection and evaluation of tremor migration beneath Kii Peninsula

○Takuya Maeda[1], Kazushige Obara[1], Akiko Takeo[1], Takanori Matsuzawa[2] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S09-10] Tectonic tremor activity along the Japan trench before the 2011 Tohoku-oki earthquake

○Hidenobu Takahashi[1], Hino Ryota[1], Naoki Uchida[1], Ryosuke Azuma[1], Susumu Kawakubo[1], Kazuaki Ohta[2], Masanao Shinohara[3] (1.Tohoku University, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3.Earthquake Prediction Research Center, Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S09-11] Detailed tremor activity beneath the eastern Shikoku and Kii Channel, Japan, revealed by dense seismic observation

○Kazuaki Ohta[1], Katsuhiko Shiomi[1], Takanori Matsuzawa[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Long-term temporal variation of deep low frequency tremor seismicity

*Kazushige Obara[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

深部低周波微動は、沈み込みプレート境界面におけるすべり現象としてのスロー地震の一部を構成するとともに、地球潮汐応答や遠地地震による誘発現象など、外的要因に対して敏感に反応する特徴を有することから、隣接する固着域における応力蓄積など周囲の状態変化を反映するモニタリング指標と考えられる（Obara and Kato, 2016）。西南日本では、微動の発見（Obara, 2002）から約20年に渡ってほぼ均質なカタログが構築されており（Obara et al., 2010）、その間における微動活動の経年的な変化とその要因について検討を行った。

解析には、防災科学技術研究所の微動クラスタリングカタログ（Obara et al., 2010）を使用した。微動は深さとともに活動頻度が高くなるという深さ依存の特徴を有する（Obara et al., 2011）ことから、微動活動の経年変化を議論するためには、発生深度を考慮する必要がある。そのため、西南日本における微動分布をプレート傾斜方向の幅のほぼ中心を境に、浅部側と深部側に分割した。境界線を設定する際には、微動のバイモーダルな分布（Obara et al., 2010）なども考慮している。

いずれの領域にも、エピソディックではなく常時微動が発生する、いわゆるスィートスポットが点在しているが、それらを除くと、一般的な特徴として、浅部側では大規模なエピソードがやや長めの間隔でエピソディックに発生するのに対して、深部側では小規模なエピソードが頻繁に発生する。ただし、浅部側の活動は、さらにその浅部側で発生する長期的スロースリップイベント（SSE）に影響を受け、その期間は発生頻度が高まる。例えば、豊後水道では2003, 2010, 2014, 2019年に長期的SSEが発生し、その周辺の浅部側微動が活発化した。これらの誘発微動活動を詳細に観察すると、その時空間発展はそれぞれ異なる。2003年は四国西部陸域から豊後水道海域の約50 ㎞の範囲で微動活動がほぼ同時に起き始めたのに対し、2010年では豊後水道海域西部から四国西部陸域に向かって1日約2 kmもの遅い速度で伝播していた。また、2014年の誘発微動活動は長期的SSEの規模の違いを反映し2010年に比べ小規模であるが、活動域は2010年のときより東方にも広がっており、SSEのすべり面が東西方向にも異なっていたことを示唆する。このような長期的SSEによる影響は、豊後水道ほど顕著ではないが、東海SSE（2003~2005年、2013年）、志摩半島（2016年以降）でも見られる。

更に長期間の変化に注目すると、四国西部の広い範囲で2015年以降から微動活動度が低下しており、それは超低周波地震の網羅的検出結果とも調和的である（Baba et al., 2018）。この領域では、2004-2005年及び2012-14年ごろにわずかな微動活動の活性化が見られ、豊後水道長期的SSEからさらに東側に長期的SSEがゆっくり広がることによる影響と解釈されている（Takagi et al., 2016）が、それ以降しばらく長期的SSEが起きていなかったためかもしれない。一方、豊後水道長期的SSEによる顕著な地殻変動が始まる約1年前から同海域でわずかに微動活動が増加しており、先行的な滑りが生じていたことを反映している可能性がある。

© 日本地震学会

Full automation for the CMT analysis of deep very low frequency earthquakes

*Akiko Takeo[1], Kazushige Obara[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

スロー地震の一種である超低周波地震は広帯域地震計の周期20–50秒前後で観測される。西南日本の豊後水道から東海地域にかけてのプレート境界においては深さ約35kmで深部超低周波地震が発生しており、低周波微動活動と同期していることが知られている。そのモーメントマグニチュードは3前半と小さいため既存のCMT解析 (Ito et al. 2009) における検出数は年間約50個である。この数は超低周波地震活動の地域性や微動活動との関連性を統計的に議論し、プレート境界非定常滑りの物理を明らかにするためには十分とは言えない。

そこで、本研究では新学術領域研究「スロー地震学」によって展開・維持されている広帯域臨時観測BC-DENSE (Broadband Campaign for Deep Extent of Nankai Slow Eathquake) 20点の3成分記録及び防災科学技術研究所の広帯域観測網F-netの3成分記録を用いてCMT解析を行った。解析地域は豊後水道を含む四国西部 (2018/1–2020/7) と紀伊半島北東部 (2020/1–2020/7)、東海地域 (2020/4–2020/7)の3地域である。基本的な手法はGRiD MT (Tsuruoka et al. 2009; Takeo et al. 2010) と同じである。より多くのシグナルを自動的に検出し、かつ誤検出を少なくするよう従来の手法を改良し適用し、後述するように誤検出率約1%で年間500イベント以上の検出に成功した。

まず、CMT解析時の波形の重み付けについて再考した。臨時観測点は公園や学校の隅に設置していることが多く人間活動に伴うノイズが不定期に入る。また、超低周波地震は通常の地震と異なり連続的に発生しながら移動する特徴がある。そこで、周辺観測点上下動のRMS振幅分布から距離による重み付き平均を計算し推定RMS振幅とした。この推定RMS振幅とその観測点のRMS振幅の比を重みとして用いることで、イベントが連続してもノイズレベルに近い小さなシグナルを検出できるようになった。

次に、計算の高速化を行なった。OpenMPによる並列化やI/Oの統合を進めた結果、1地域1日のデータ解析時間が約80分、25並列では約4分程度となった。ただし、この時間はシグナル候補に対する100回のブートストラップを含むが、1秒へのダウンサンプルなどのデータの下処理は含まない。使用メモリは約1GBである。

最後に、超低周波地震を自動的に検出するためのアルゴリズムを検討し、条件A-Fを定義した。すなわち、A: VR>10%、B: VR>平面VR-3%、C: P軸とT軸のブートストラップ推定誤差の和<50度、D: 通常の地震ではない、E: MT解独立5成分と地域平均MT解との相関係数の絶対値>0.5、F: F1又はF2、F1: 3イベント/日以上、F2: 距離とHi-net 2-8 HzのRMS振幅の相関係数<-0.5、である。ここで条件Eは超低周波地震のメカニズムがプレート沈み込みと対応し各地域でほぼ一定であること、条件F1は超低周波地震がスロースリップイベント発生時に群発すること、条件F2は超低周波地震が低周波微動活動と同期することを利用している。

ブートストラップ計算が高速化されたこと、及び、条件B-Fの取捨選択を自動で行えることから条件Aの閾値を低く設定して小さなシグナルも可能な限り検出することができた。実際、条件Aを満たすもののうち、条件A-Cを満たすものの割合はわずか約1%である。また、誤検出率も推定できるようになった。条件A-Eを満たすもののうち条件Fを満たさないものは約0.1個/日/地域である。条件F1を満たす日数は年間約30日であることから、条件A-Fを満たすもののうち誤検出数は年間約3個/地域と推定された。これはA-Fを満たす全検出数の約1%であり、カタログの約99%は信頼できることを示す。

以上の改良を行った結果、四国西部では約2年半で1029個、紀伊半島北東部では約半年で98個のイベントを検出した。東海地域では観測開始が遅かったことと一部の観測点の地震計が故障したことなどから条件A-Dを満

© 日本地震学会

たすイベントが13個と少なかった。その結果、条件E-Fがうまく適用できず検出数が0個になった。ただし、13イベントのうち4イベントは目視で低周波微動と同期した超低周波地震であると確認できた。今後は各超低周波地震イベントの震源時間関数を求めるほか、同時に発生する低周波微動の位置を詳細に決定し震源の広がりについて考察したいと考えている。

© 日本地震学会

Detection and evaluation of tremor migration beneath Kii Peninsula

*Takuya Maeda[1], Kazushige Obara[1], Akiko Takeo[1], Takanori Matsuzawa[2]

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

西南日本やCascadiaなどで発生する深部低周波微動は、短期的スロースリップイベント(SSE) とともにEpisodic Tremor and Slip (ETS ; Rogers and Dragert, 2003) を構成し、1日約10 kmの速度で、プレート形状の走向 (strike) 方向に移動することが知られている。このような移動する微動のメインフロントが通過した後に、比較的小規模で高速度の移動現象がしばしば確認されている。例えば、メインフロント移動の10~20倍の速度で反対方向に移動するRapid Tremor Reversal (RTR ; Houston et al., 2011) やメインフロント移動のおよそ100倍の速度でプレートの傾斜 (dip) 方向に移動するstreak (Ghosh et al., 2010) などが挙げられる。ここではこれらの様々な微動の移動現象をマイグレーションと呼ぶ。マイグレーションの特徴として、その移動方向や移動速度がマイグレーションの継続時間に依存することが知られている。例えば、西南日本では、継続時間が短いマイグレーションはdip方向、長い継続時間の場合はstrike方向に卓越する (Ide, 2012; Obara et al., 2012)。Cascadiaでも、時間窓が長くなるに従い、strike方向に移動するマイグレーションの割合が大きくなることが報告されている (Bletery et al., 2017)。

本研究では、微動マイグレーションの特徴をより詳細に明らかにするため、従来とは異なる手法により、複数の時間窓におけるマイグレーションの抽出と、マイグレーションの移動方向、移動速度、アスペクト比の推定を行った。ここでアスペクト比とは、1つのマイグレーションを構成する微動分布における、移動方向の長さとそれと直交する方向の長さの比を指す。解析にはエンベロープ相関・振幅ハイブリッド法による微動カタログを用いた (Maeda and Obara, 2009)。解析対象地域は紀伊半島中部から北東部にかけての領域、解析期間は2001年1月~2020年5月とし、ETSだけでなく期間中に発生した小規模な活動も含めて解析を行った。解析に用いた時間窓は1h, 2h, 4h, 8hの4通りで、その半分の時間長で時間窓をずらしながら全期間について解析することにより、その時間窓の長さを継続時間とするマイグレーションの探策を行った。設定された時間窓の中に含まれる全ての微動が、ある一つの方向に移動すると仮定して、その移動方向を10度刻みで変化させ、移動方向に投影した距離と微動の発生時刻との相関係数が最大となる方向を推定した。この時、回帰直線からの残差が2σを超える微動源については外れ値として除去し、移動方向を再計算した。この回帰直線の傾きから、マイグレーションの速度を推定した。また、それぞれの時間窓において、外れ値を除いたデータからマイグレーションの重心を求めた。この重心を通る移動方向の直線と微動源との距離の標準偏差σ’を計算し、移動方向の長さを時間窓内での移動距離、それに直交する横方向の長さを±3σ’としてアスペクト比を求めた。なおこの時、マイグレーションを構成する微動群から空間的に離れた点を外れ値として除去し、マイグレーションの方向と速度を再計算した。また、1つの時間窓における微動数が20個未満の場合及び、時間窓を4等分したいずれかにおいて微動源が3点未満の場合、マイグレーションとしては採用しないこととした。

約20年間の微動活動をまとめて解析した結果、マイグレーションの移動方向は、時間窓の長さによらずdip方向に卓越する。一方、移動速度は時間窓が1, 2, 4, 8 hのときにそれぞれ5, 3, 2, 1 km/h付近にピークを持ち、時間窓が長くなるに従って低下した。また、アスペクト比は、大部分のマイグレーションで1より大きく、時間窓の長さとともに増加傾向にあることから、マイグレーションの多くは移動方向に対して直交方向の広がりを持って進行していることが明らかになった。以上の結果を既往研究 (Obara et al., 2012) と比較するといくつか相違点が見られる。この違いは、既往研究では一次元的な移動を前提として、ETSなどの大規模活動中のマイグレーションを抽出したのに対し、本研究で小規模な活動を含めて解析し明らかにされたように、マイグレーションのほとんどが面的に進行する現象であることに起因する可能性がある。

© 日本地震学会

Tectonic tremor activity along the Japan trench before the 2011 Tohoku-oki earthquake

*Hidenobu Takahashi[1], Hino Ryota[1], Naoki Uchida[1], Ryosuke Azuma[1], Susumu Kawakubo[1], Kazuaki Ohta[2], Masanao Shinohara[3]

1. Tohoku University, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Earthquake Prediction Research Center, Earthquake Research Institute, University of Tokyo

近年，世界各地の沈み込み帯を中心に，通常地震と比べゆっくりとした断層のすべり現象が観測されるようになった(たとえば，Obara & Kato, 2016)．低周波微動（微動）はスロー地震の一形態と考えられており，南海トラフやカスケディアでは，想定される巨大地震震源域の深部もしくは浅部側で観測されている．微動は，卓越周波数や時定数の異なる超低周波地震（VLFE）やスロースリップイベントと，しばしば時空間的に近接して発生しており，広帯域のスロー地震現象の一側面を表していると考えられている (たとえば，Ide, 2008)．微動は海溝型巨大地震同様，プレート境界面上の断層のすべり現象である可能性が高く，その活動の時空間的な分布の把握は巨大地震震源近傍でのプレート境界面のすべりの時空間変化を捉えるという観点から重要である．

さらに，日本海溝海底地震津波観測網（S-net）により，日本海溝沿いでも広く低周波微動が発生していることが明らかになったが（Tanaka et al., 2019; Nishikawa et al., 2019），南海トラフなどと異なり，その発生深さの範囲は必ずしも大地震震源域の深さ範囲と棲み分けているわけではなく，複雑な空間分布をしており興味深い．一方で，2011年東北地方太平洋沖地震以後の微動の活動は，この地震の余効変動の影響を何らかの形で受けている可能性もあり，東北沖地震発生以前の微動活動の理解は，微動と巨大地震との関連を考えるうえで極めて重要である．VLFEは東北沖地震前にも発生していたことが明らかになっている (Matsuzawa et al., 2015; Baba et al., 2020)ことから，東北沖地震前にも微動は発生していた可能性が高い．そこで，本研究では，東北沖地震前に日本海溝沿いで実施した海底地震観測のデータを用いて微動を検知し，その分布を明らかにする．

東北沖地震前の2007-2008年に設置されていた海底地震計記録に対して，エンベロープ相関法（e.g., Obara, 2002）を適用して微動検出を試みた．観測期間は２つに分けられ，前半(2007年10月16日-2008年6月22日)は38-40.5˚Nの48観測点，後半(2008年5月20日–10月27日)は35-37˚Nの45観測点が展開されていた．エンベロープ相関法は原理的に通常地震も同様に検出してしまうが，先行研究を参考に継続時間が20秒以上で検出されたイベントを微動と同定した．震源決定の際には，海底地震計直下の堆積層による走時遅延を観測点ごとに補正した．

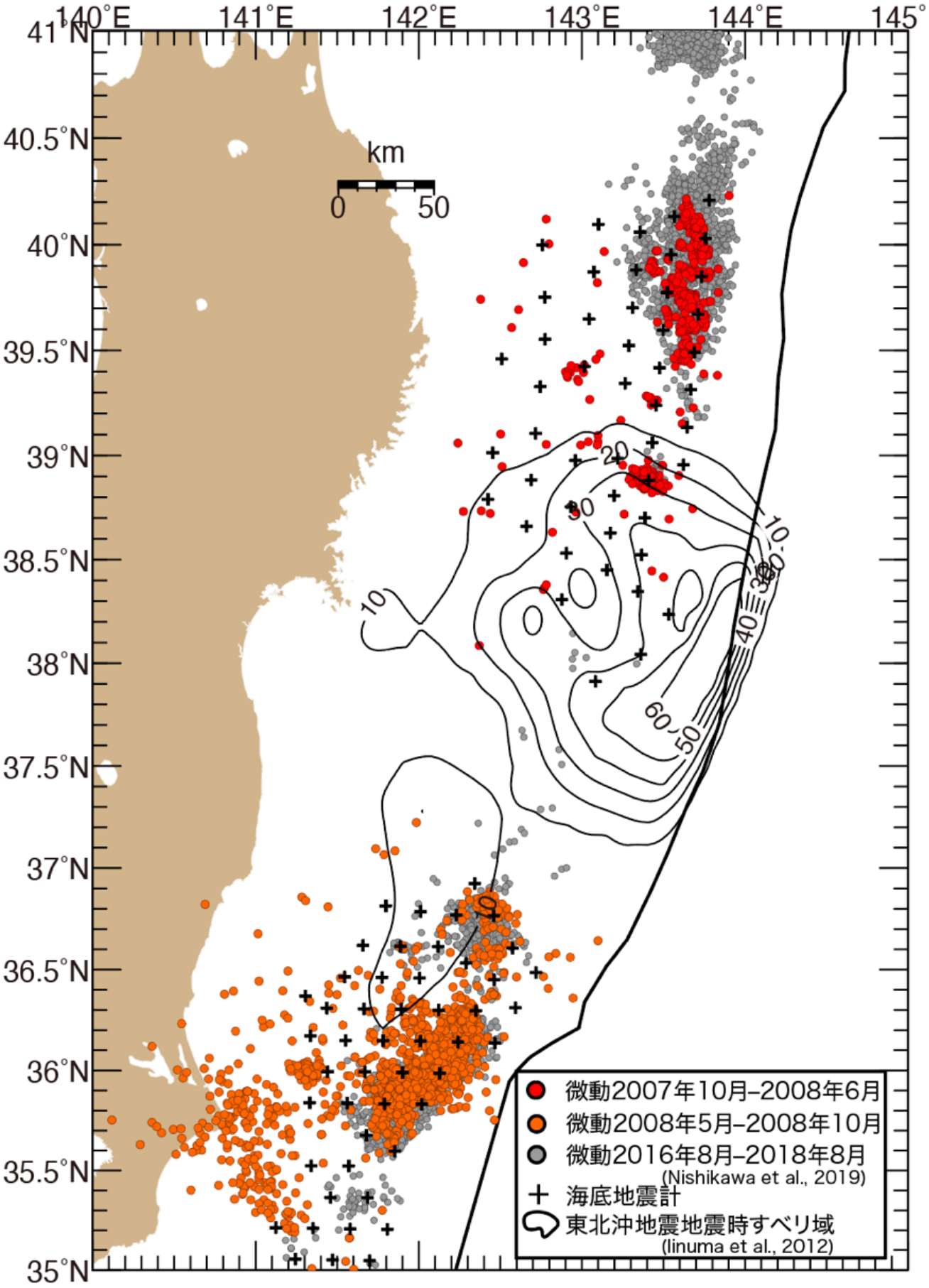
その結果，岩手県沖(39.5–40.25˚N)，宮城県沖(39˚N)，そして福島・茨城県沖(35.5–37.0˚N) で微動を検出した（図）．それら震央分布はNishikawa et al. (2019) と概ね一致し，海溝軸から50 km程度陸側に分布している．また，岩手県沖と宮城県沖においては一週間以内で続発する微動クラスタを６つ観測し，それぞれの活動期の中で～20 km/dayで震源が移動していることも確認できた．なお，福島・茨城県沖での微動活動に関しては，通常地震との弁別が不完全であり，詳細な特徴を明らかにするために，微動の判別条件を検討しているところで，図の震央分布も暫定的なものとなっている．

S-net (2016-18年)および本研究(2007-08年)による微動活動を比較するうえで，微動との同期が期待できるVLFEの2003–2018年の連続した活動の記録(Baba et al., 2020)が参考になる．東北沖地震の地震時すべり域内である宮城県沖では，VLFEは地震前は9ヶ月に一度程度の間隔で発生していたが，東北沖地震後は静穏化している．一方で，地震時すべり域の外側となる岩手沖や福島・茨城沖では，2011年の地震後にVLFEの活動度が上昇している．これらを念頭に微動活動に着目すると，宮城県沖での微動活動はVLFEと同様に，東北沖地震後に低くなっていると期待されるが，実際2016-2018年の期間では宮城県沖の微動発生数は岩手県沖の0.5 %

© 日本地震学会

であるのに対し，2007-08年では37.7%であった．これは巨大地震の地震地時すべり域が地震後に再固着している可能性を示唆する．東北沖地震前の福島・茨城県沖では，2008年7月19日に福島県沖で発生した M6.9のプレート境界型地震の直後から顕著なVLFEの活発化が観られるが，我々の海底地震観測の期間はこの時期に対応しており，これに伴う微動活動が捉えられていると考えられる．

© 日本地震学会


140°E
141°E
142°E
143°E
144°E
145°
41°N
40.5°N
40°N
39.5°N
39°N
38.5°N
38°N
37.5°N
37°N
36.5°N
36°N
35.5°N
35°N
km
0
50
10
20
30
40
50
60
微動2007年10月–2008年6月
微動2008年5月–2008年10月
微動2016年8月–2018年8月
(Nishikawa et al., 2019)
海底地震計
東北沖地震地震時すべり域
(Iinuma et al., 2012)

© 日本地震学会

Detailed tremor activity beneath the eastern Shikoku and Kii Channel, Japan, revealed by dense seismic observation

*Kazuaki Ohta[1], Katsuhiko Shiomi[1], Takanori Matsuzawa[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

南海トラフ沈み込み帯に発生する深部微動はスロースリップと同期して頻繁に観測され，巨大地震の想定震源域の下限設定の根拠にもなっている．活動が盛んでよく研究されている四国西部の微動と比べて東部の微動は活動が低調であり，その震源分布には不明瞭な部分が多い．また四国と紀伊半島の間にある紀伊水道は微動の観測されないギャップとなっている一方，地殻変動データからは長期的スロースリップの存在が報告されている．本研究では，四国東部に展開した稠密地震観測データを用いて四国東部ならびに紀伊水道下の微動活動の詳細を調べた．

四国東部における稠密観測は，文部科学省による「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」の一環として，2015年10月から2019年9月までの4年にかけて展開され，Hi-netの観測網の空白域を補うように15-24点の臨時観測点に固有周期1Hzの3成分短周期地震計が設置された．本研究ではこの臨時観測データおよび同期間の周辺16点のHi-net速度波形データにエンベロープ相関法(Obara, 2002)を適用し，微動の検出と震源決定を行なった．解析にはIde (2010)の震源決定コードを用いた．

得られた四国東部の微動の震源分布の特徴は明瞭な線状構造である．微動は北西–南東に線状の列をなすおよそ15の小クラスタから構成されており，大部分はN50°–70°Wの方角を示した．また，活動を見ると四国東部内で完結する小規模な活動がおよそ1ヶ月毎，東部から中部にかかる大規模な活動がおよそ3ヶ月毎に起こっていた．想定震源域の下限の議論ともなる香川県下の最北端の微動クラスタは孤立的，或いは小規模な活動の一部として発生することはあっても大規模な活動と陽に連動する様子は見られなかった．
紀伊水道においては，四国東部から紀伊半島の微動分布をそのまま繋ぐような震源を持つ微動活動が確認された．報告されている長期的スロースリップイベントの主すべりの北端付近にあたる(Kobayashi, 2014)．活動は低調であるが，比較的明瞭な活動として，4年間の観測期間中に3–7日程度の継続期間を持つ小規模な活動が3回観測された．これらはいずれも紀伊水道下から開始し，東西の両方向に震源が伝播する様子が見られた．また，これらの活動は四国・紀伊半島の微動のいずれとも連動せず，独立した活動であった．

微動分布の線状配列はプレート運動に起因すると考えられており，四国西部では過去と現在のフィリピン海プレートの沈み込み方向を反映する二種類の配列が報告されている(Ide, 2010)．四国東部の微動分布はほとんどが東西寄りの現在のプレート運動の向きに近く，西部と比べても比較的”若い”微動であると考えられる．また，北端の微動クラスタはプレート境界すべりの一部としての連動性は低いと考えられるが，その南側(up-dip側)の微動の空白域の挙動は不明であり，さらなる調査が必要であろう．紀伊水道下のプレート構造の詳細はまだよくわかっておらず，Ide et al.(2010)ではプレートが断裂している可能性に言及している．紀伊水道の独立した微動活動はこのような複雑なプレート構造を反映しているのかもしれない．

© 日本地震学会

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

Fri. Oct 30, 2020 10:30 AM - 12:00 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 1:30 AM - 3:00 AM UTC | ROOM B

[S09]AM-2

chairperson:Keisuke Yoshida(Tohoku University), chairperson:Tomoaki Nishikawa(DPRI, Kyoto University)

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

[S09-12] Earthquake swarm detection along the Hikurangi Trench, New Zealand: insights into the relationship between seismicity and slow slip events

○Tomoaki Nishikawa[1], Takuya Nishimura[1], Yutaro Okada[2] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Graduate School of Science, Kyoto University)

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

[S09-13] Detection of shallow very low frequency earthquakes and estimation of energy rate of low frequency tremors in the Costa Rica subduction zone

○Satoru Baba[1], Kazushige Obara[1], Shunsuke Takemura[1], Akiko Takeo[1], Geoffrey A. Abers[2] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.Cornell University)

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

[S09-14] Events enduring and scaling in cellular automaton models due to competing timescales of stress accumulation and rupture propagation

○Kota Fukuda[1], Takahiro Hatano[2], Kimihiro Mochizuki[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Department of Earth and Space Science Osaka University)

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

[S09-15] Detection of Temporal Change in Seismic Attenuation near Earthquake Source during Intense Fluid-Driven Seismicity following 2011 Tohoku-Oki earthquake

○Keisuke Yoshida[1] (1.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University)

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

[S09-16] Relationship between migration diffusivity and the duration of earthquake swarms

○Yuta Amezawa[1], Takuto Maeda[1], Masahiro Kosuga[1] (1.Graduate school of Science and Technology, Hirosaki University)

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

[S09-17] Simulation of inland earthquake activity using Coulomb stress change during the megathrust earthquake cycle in southwest Japan

○Tsukasa Mitogawa[1], Takuya Nishimura[2] (1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

Earthquake swarm detection along the Hikurangi Trench, New Zealand: insights into the relationship between seismicity and slow slip events

*Tomoaki Nishikawa[1], Takuya Nishimura[1], Yutaro Okada[2]

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

Earthquake swarms, which are anomalous increases in the seismicity rate without a distinguishable mainshock, often accompany aseismic transients, such as fluid migration and episodic aseismic slip along faults. Investigations of earthquake swarm activity can provide insights into the causal relationship between aseismic processes and seismicity. Furthermore, earthquake swarms can be used as potential indicators of aseismic transients that have previously escaped detection. For example, attempts have been made to detect offshore SSEs by examining the earthquake swarm activity in subduction zones, such as the Aleutian and Japan trenches (e.g., Reverso et al., 2015; Nishikawa et al., 2019).

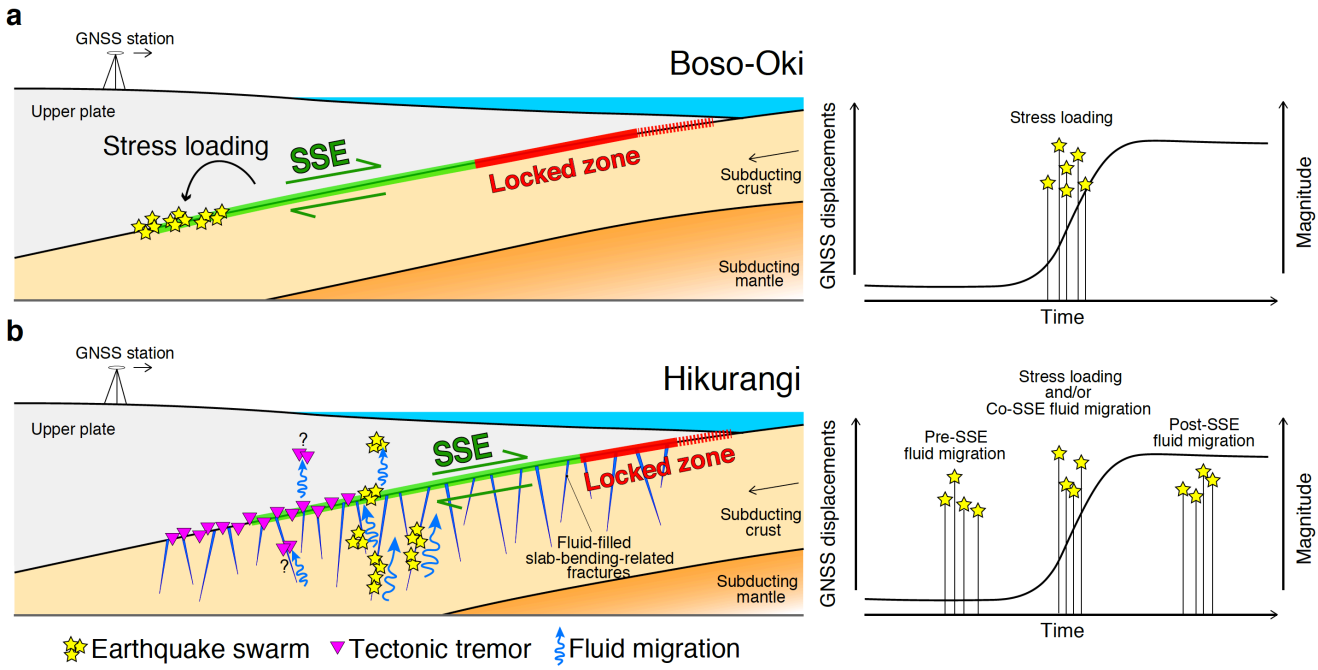
Slow slip events (SSEs) along the plate interface in the Hikurangi Trench, New Zealand, are often accompanied by intensive earthquake swarms. However, the detailed spatiotemporal distribution of these earthquake swarms is still unclear. Here we apply the earthquake swarm detection method published in Nishikawa and Ide (2018) to seismicity along the northern and central Hikurangi Trench and create a new earthquake swarm catalog. We then compare our new earthquake swarm catalog with Global Navigation Satellite System (GNSS) time series data, and existing SSE and tectonic tremor catalogs, to both elucidate the causal relationship between aseismic transients and seismicity and detect new aseismic transients.

We extracted M3.0 or larger earthquakes from the GeoNet earthquake catalog for the 1997–2015 analysis period. We selected the location of our study region to encompass the source regions of shallow SSEs along the northern and central Hikurangi Trench. We then applied the earthquake swarm detection method published in Nishikawa and Ide (2018) to the seismicity. This method objectively distinguishes earthquake swarms from ordinary mainshock–aftershock sequences using the epidemic-type aftershock sequence model (Ogata, 1988; Zhuang et al., 2002). As a result, we detected 119 earthquake swarm sequences along the Hikurangi Trench. Most of the detected earthquake swarm sequences were intraplate events, and their epicenters were mainly distributed along the east coast of the North Island, with a sparse inland distribution.

We then compared the new earthquake swarm catalog with GNSS time series data, and existing SSE (Wallace & Beavan, 2010; Wallace et al., 2012; Wallace & Eberhart-Phillips, 2013; Wallace et al., 2016) and tectonic tremor (Todd & Schwartz, 2016; Todd et al., 2018; Romanet & Ide, 2019) catalogs. We detected eastward GNSS displacements caused by SSEs following the method published in Nishimura et al. (2013) and Nishimura (2014). We found that 14 of the detected earthquake swarm sequences occurred within 14 days of the SSE occurrence periods and were located either within or on the periphery of the SSE source regions. Furthermore, the detected earthquake swarms often occurred close in time to transient eastward GNSS displacements potentially due to SSEs that have previously escaped detection. The earthquake swarms sometimes preceded or succeeded the GNSS displacements by more than a week, suggesting the earthquake swarm seismicity rate in the Hikurangi Trench is not correlated with SSE slip or stress loading rates. Similar to earthquake swarms, tectonic tremor bursts were sometimes delayed by more than a week with respect to the transient GNSS displacements.

© 日本地震学会

SSE-induced stress loading is not a plausible triggering mechanism for these pre-SSE and post-SSE earthquake swarms. We instead propose that high fluid pressure within the slab, which accumulated before the SSEs, may have caused intraplate fluid migration, which in turn triggered the pre-SSE earthquake swarms (see Figure). Using an earthquake focal mechanism analysis, Warren-Smith et al. (2019) inferred that there was a build-up of fluid pressure within the subducting slab before SSEs in the Hikurangi Trench. Such an accumulation of pressurized fluids may break a low-permeability seal, allowing fluid migration along preexisting intraplate faults prior to an SSE, which reduces the shear strength of the faults (e.g., Raleigh et al., 1976; Yamashita, 1998) and potentially triggers pre-SSE earthquake swarms. Furthermore, the occurrence of an SSE along the plate boundary enhances the permeability of the surrounding rocks via strain-induced fracture opening (Rivet et al., 2011). This may induce fluid movement/drainage from intraslab faults to the plate boundary and overriding plate after an SSE has occurred (Warren-Smith et al., 2019). Such post-SSE fluid migration may trigger post-SSE earthquake swarms and delayed tremor bursts.



© 日本地震学会

Detection of shallow very low frequency earthquakes and estimation of energy rate of low frequency tremors in the Costa Rica subduction zone

*Satoru Baba[1], Kazushige Obara[1], Shunsuke Takemura[1], Akiko Takeo[1], Geoffrey A. Abers[2]

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

Slow earthquakes, such as low frequency tremors (LFTs), very low frequency earthquakes (VLFEs), and slow slip events (SSEs), are fault slip events with slower slip speed than regular earthquakes and occur mainly in subduction zones. In the Costa Rica subduction zone, thrust type large earthquakes with Mw of 7–8 occur repeatedly. Jiang et al. (2012; 2017) pointed out that large slip areas of SSEs were distributed in both downdip and updip areas of the coseismic slip of large earthquakes. Outerbridge et al. (2010) located LFTs in downdip of the coseismic slip area of large earthquakes, whereas Walter et al. (2011; 2013) found LFTs and VLFEs that occur in the updip.

To clarify the relationship between the distributions of slow earthquakes and large regular earthquakes, we detected VLFEs in the Costa Rica subduction zone by the matched-filter technique. We used waveforms of a temporary seismic network, Tomography Under Costa Rica and Nicaragua (TUCAN; Abers and Fischer, 2003), recorded from August 2004 to January 2006. We computed synthetic waveforms at stations from each virtual source grid using OpenSWPC (Maeda et al., 2017) and a 3D velocity model. The grids were widely distributed on the plate boundary beneath both onshore and offshore areas. The focal mechanisms were assumed to be consistent with the geometry of the plate boundary and with plate motion. After applying a band-pass filter of 0.02–0.05 Hz, we calculated cross-correlation coefficients between the synthetic and observed seismograms every 1 s, and selected events whose cross-correlation coefficients exceeded the threshold defined as 9.5 times the median absolute deviation of the distributions. After removing false detections, we also estimated seismic moments and durations of detected VLFEs based on the synthetic waveforms.

As a result, we detected 76 VLFEs mostly in September 2004 and August 2005. Most of VLFEs are located near the trench axis, in the depth range of 5–10 km, updip of the coseismic slip areas of large earthquakes. Furthermore, we found LFT signals in a frequency range of 2–8 Hz within the same time windows of VLFEs. We estimated energy rate functions of such LFTs assuming that an LFT occurs in the same location as the accompanying VLFE. Energy rate functions of LFTs were evaluated based on envelope waveforms in a frequency range of 2–8 Hz. The range of energy rates of LFTs is $10^{3.5}$–$10^{5.5}$ J/s. We estimated the scaled energy from the ratio between the seismic energy rate of an LFT and the seismic moment rate of the corresponding VLFE. The range of scaled energy of slow earthquakes in the Costa Rica subduction zone is 10^{-9}–10^{-8}, which is similar to that of shallow slow earthquakes in the Nankai subduction zone (Yabe et al., 2019).

© 日本地震学会

Events enduring and scaling in cellular automaton models due to competing timescales of stress accumulation and rupture propagation

*Kota Fukuda[1], Takahiro Hatano[2], Kimihiro Mochizuki[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Department of Earth and Space Science Osaka University

普通の地震の破壊伝播スケールはプレート運動による応力蓄積の時間スケールに比べるととても小さい為、従来のシミュレーションにおいては、破壊伝播中のローディング効果は殆ど無視されてきた。しかし、継続時間が長く、ストレスドロップの小さいイベントである微動においてはこの効果を無視できない可能性がある。我々はこの効果を定量的に評価する為の物理パラメターとして"応力解放レートと応力蓄積レートの比"に注目した。このパラメターは"応力蓄積の時間スケールと破壊の時間スケールの比"と考えることもでき、破壊伝播中のローディング効果を表す。観測データを用いてこのパラメターのオーダー評価を行うと、普通の地震に比べて、SSE発生時の微動ではこのパラメターは5〜6桁大きくなった。したがって、我々は従来より地震の統計性質(GR則や大森則)をよく再現するとして知られているセルオートマトンモデルであるOlami-Frder-Christensen(OFC) モデルにこのパラメターを導入して新しいモデルを作成した。この新しいモデルでは、先のパラメターの増加に伴って、永続的な継続時間と共に、モーメントMoと継続時間Tに関するスケーリング関係としてMo∝Tという結果が得られた。このような結果は、破壊伝播と応力蓄積の時間スケールの競合が、普通の地震とは異なる微動のスケーリング特徴を引き起こしている可能性を示唆している。また、本発表ではこのパラメターの統計分布への影響についても紹介する。

© 日本地震学会

Detection of Temporal Change in Seismic Attenuation near Earthquake Source during Intense Fluid-Driven Seismicity following 2011 Tohoku-Oki earthquake

*Keisuke Yoshida[1]

1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University

The occurrence of earthquakes may be heavily influenced by increases in pore pressure as it decreases fault strength (Hasegawa et al., 2005; Hubbert & Rubey, 1959; Nur & Booker, 1972; Sibson, 1992). It is possible that the seismogenic zone has a larger amount of fluids than the surrounding crust (Mindaleva et al., 2020); as such, it is crucial to develop a means of monitoring the behaviour of fluid at depth to understand the mechanisms influencing earthquake occurrence.

This study uses a novel, simple approach to examine near-source attenuation in the focal region of intense swarm activity in the Yamagata-Fukushima border region, Japan, which is considered to be triggered by fluid movement following the 2011 Tohoku-Oki earthquake (Terakawa et al., 2013; Yoshida et al., 2016). Whilst the obtained *Q-1* values vary over a wide range, their median values exhibit characteristic temporal variation; *Q-1* was large for the initial ~50 days, and significantly decreased, becoming almost constant after 50 days. These temporal patterns are similar to those independently obtained for background seismicity rates, b-values, stress drops, and fault strength (Yoshida et al., 2016, 2017, 2019; Yoshida & Hasegawa, 2018). The synchronous change supports the hypothesis that swarm was triggered by fluid movement following the 2011 Tohoku-Oki earthquake, and suggest that source and seismicity characteristics and seismic attenuation were altogether affected by pore pressure.

The results from this study suggest that seismic attenuation intensity is higher near the earthquake source than in the surrounding crust in some situations. Localised higher attenuation near the source produces a systematic estimation error of earthquake source effects; the attenuation is erroneously estimated as a part of the earthquake source signal. It is therefore important to examine the intensity and the frequency dependence of near-source attenuation to accurately estimate earthquake source properties.

The method used in this study successfully detected a high attenuation anomaly in the initial period of the swarm, predicted by the fluid-diffusion model proposed in previous studies (Yoshida et al., 2016, 2017, 2019; Yoshida & Hasegawa, 2018). The present method would be helpful to monitor *Q-1* at seismogenic depths in various regions and understand the states of potential seismogenic zones and the occurrence mechanism for earthquakes.

© 日本地震学会

Relationship between migration diffusivity and the duration of earthquake swarms

*Yuta Amezawa[1], Takuto Maeda[1], Masahiro Kosuga[1]

1. Graduate school of Science and Technology, Hirosaki University

はじめに

群発地震は，本震のような明瞭な最大規模の地震を欠き，地震活動が一定期間継続する現象である．その継続期間は数時間から数年と様々であるが，非大森則的な地震活動の時間継続特性を評価することが難しいため，群発地震の継続期間とそれ以外の活動様式とを関係付ける明確な指標は存在していない．ゆえに，群発地震の継続期間を規定する要因を調べることは，群発地震の発生と継続についての物理的メカニズムを解明し，活動の時空間発展を予測するために重要である．

一方で，群発地震に伴い震源マイグレーション（地震活動域の時空間的移動）が観測される場合がある．震源マイグレーションは，拡散モデル（Shapiro et al., 1997）で説明され，その拡散係数により活動の時空間発展の特徴を定量化できる．継続期間と拡散係数を対比させた議論を行った研究例もあるが，個別の群発地震に対する検討に留まっている．

そこで本研究では，東北地方太平洋沖地震により東北日本内陸で誘発された複数の群発地震について，その継続期間と震源マイグレーションの拡散係数を統一的基準のもとで推定し，両者の関係を調べた．

方法

解析には気象庁一元化震源カタログを用い，東北日本内陸の群発地震のうち震源マイグレーションが観測された森吉・角館・月山・仙台・米沢ー喜多方周辺での活動について，2011/3/11から2019/12/31に発生したマグニチュード1以上，20 km 以浅の地震を扱った．

震源マイグレーションに対する拡散モデルの適用は，空間原点と時間原点からの距離と経過時間をデータとして行う．本研究では，時間原点は群発地震の最初の地震の発生時刻とし，空間原点は以下のように探索した．まず，間隔 0.2 km で分割したグリッドを仮の空間原点とする．次に，時間順の10地震毎に，仮の空間原点からの距離の最外縁（震源マイグレーションの前線）位置を，距離分布の四分位範囲内での95パーセンタイル値として決定する．その最外縁データに拡散モデルを当てはめてRMS残差を計算し，残差が最小となる空間原点位置とその時の拡散係数を，対象とする群発地震活動を説明する拡散モデルの最適値とした．

群発地震の継続期間は，マグニチュード1以上の地震の積算数が最終的な積算数の90%に達した時点までとし，これをEVT90 [day] と定義した．なお，現在も活動が継続しているものは現時点での積算数を最終的な積算数とした．

結果

群発地震の継続期間と震源マイグレーションの拡散係数のそれぞれ対数には，負の相関があることが明らかになった（Fig.1）．両者の関係の冪指数は-0.5から-1.0であり，拡散係数が小さい（大きい）ほど，群発地震の継続期間は長期（短期）であった．推定された拡散係数の値の範囲は0.01－5 m^2/s で，先行研究の推定値からの大きな逸脱はない．

さらに，世界各地の群発地震について，先行研究で求められた拡散係数と継続期間の関係を調べた．継続期間は先行研究に記述があればそれを用い，なければ活動時系列などから概算した．本研究と同領域のものには我々が求めたEVT90を用いた．その結果，本研究と同様の負の相関が成立することを確認した（Fig.2）．

議論

Fig.2のプロットには火山・非火山・地熱地域が含まれることから，群発地震発生域のテクトニックな条件に関わらず，負の相関は一般的に成り立つ可能性がある．ただし，Fig.1の分布は１本の直線で近似可能であるのに

© 日本地震学会

対し，Fig. 2の分布には折れ曲り点があるようにも見える．
群発地震の継続期間と震源マイグレーションの拡散係数の関係は，特定の場合についてはいくつかの解釈が行われている．例えば，活動が短期終了するものについて，水などの低粘性流体によって比較的高速な震源マイグレーションを伴う群発地震が駆動されたという解釈（Shelly et al., 2016）や，活動が長期継続するのは，硬質な深成岩による低透水率な環境のためであるという解釈（Hauksson et al., 2019）がなされている．
先行研究での解釈の前提となっているように，十分高い間隙圧が維持される時間を群発地震の継続期間と考えると，継続期間は流体の粘性が比較的小さい（大きい）場合は短期化（長期化），地殻の透水率が小さい（大きい）と長期化（短期化）すると解釈できる．すなわち，拡散係数は流体の粘性や地殻の透水率を反映すると考えられ，これらは群発地震の継続期間を規定する要因の一部だと考えられる．

謝辞
本研究では気象庁一元化震源カタログの震源データを使用しました．記して謝意を表します．

© 日本地震学会

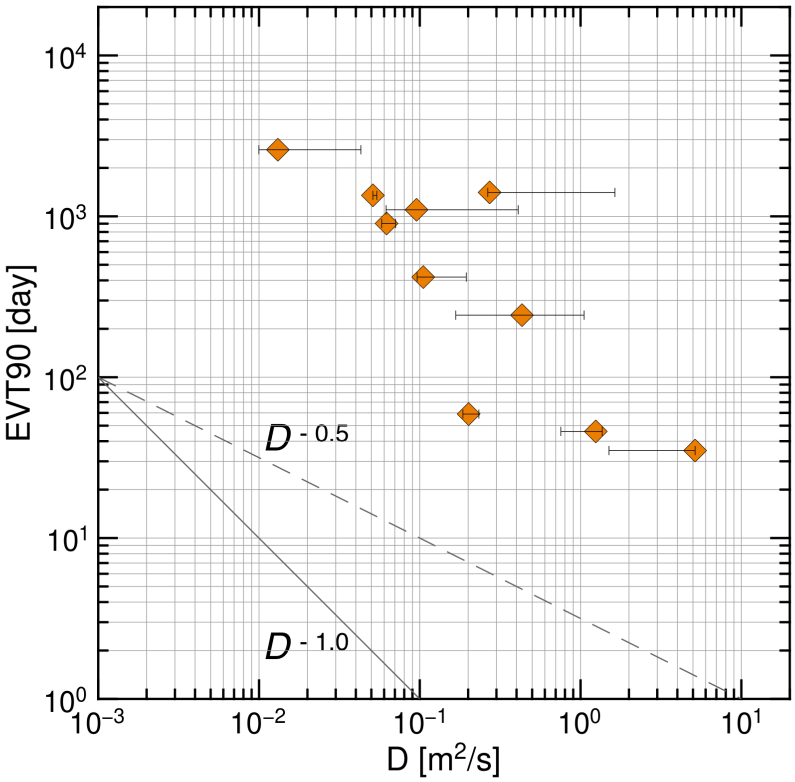


Fig.1 Scatter plot between EVT90 and *D* value. Orange diamonds denote the points of *D* value and EVT90 of each region estimated in this study. Black bars indicate the range of *D* values in the top 25% of the smallest order of fitting RMS.

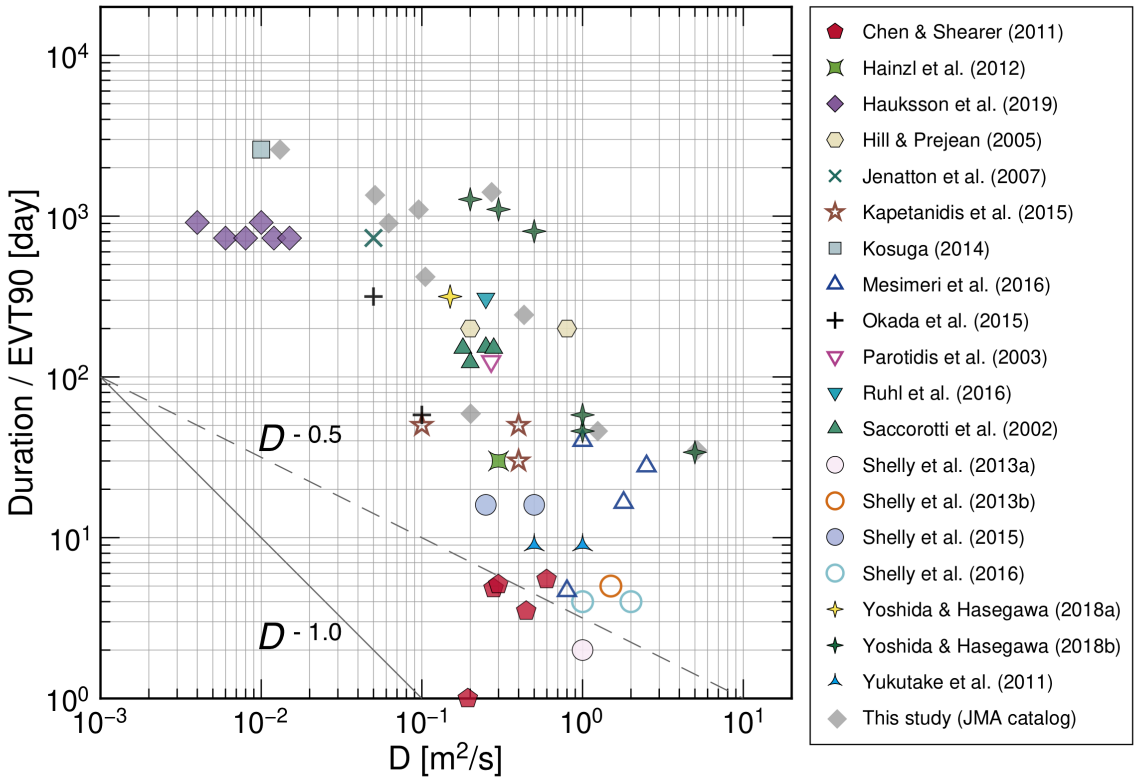


Fig.2 Scatter plot between the duration and *D* value previously reported in various environment worldwide. Each symbol denotes the point of *D* value and duration (or EVT90). The symbols indicate the previous studies in the legend. Light gray diamonds are the same as the plotting points in Fig.1.

© 日本地震学会

Simulation of inland earthquake activity using Coulomb stress change during the megathrust earthquake cycle in southwest Japan

*Tsukasa Mitogawa[1], Takuya Nishimura[2]

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

西南日本では世界的に類のない詳細な地震履歴によって，南海トラフ沿いのメガスラスト巨大地震が約100-200年周期で発生し，この地震の約50年前から10年後にかけて内陸大地震が活発化する傾向が明らかとなっている．このような傾向はメガスラスト地震が内陸部に応力変化をもたらすことで内陸地震の発生時期を調整しているという仮説のもと，CFS（Coulomb Failure Stress）によって説明する数値モデルが提案されてきた．しかし，先行研究のモデルは近年GNSS（Global Navigation Satellite System）観測によって明らかとなった現在の地殻変動は考慮されていない．本研究では観測された地殻変動を再現するためにGNSSデータから推定されたブロック間断層の形状とすべり速度（Nishimura et al., 2018）を組み込んだ．そして，内陸断層間での応力変化も考慮したCFSを用いてメガスラスト地震サイクル中の内陸地震活動のシミュレーションを行った．媒質は，弾性層厚さを40 kmの弾性一半無限マクスウェル粘弾性水平二層構造を仮定し，計算にはFukahata and Matsu’ura (2006)のコードを使用した．内陸断層の応力源はメガスラスト断層と内陸断層のそれぞれでの固着と滑り（地震）に分けられる．地震間の固着は，メガスラスト断層にはNishimura et al. (2018)のバックスリップ速度を与え，内陸断層にはブロック間相対運動に0.1を乗じたものを与える．地震時の滑りは，メガスラスト断層では100年周期 で蓄えられたバックスリップを全て解放するように滑りを発生させ，内陸断層では内陸断層面に一様滑りD（$=2 \times 10^{-5} \times$断層長さ）を与えたときのCFSの絶対値を断層強度とし，断層強度を超えた時にCFSが0に戻るように滑りを発生させる．ただし，内陸断層での地震が完全に周期的になることを避けるために断層強度は標準偏差で5 %の摂動を与える．このような条件のもと，数千回のメガスラスト地震サイクル中の内陸断層での地震活動のシミュレーションを行うことでメガスラスト地震サイクル中の内陸地震の発生時期に関する一般的な傾向を調べた．なお，西南日本の見かけの摩擦係数はかなり小さい可能性が指摘されているため（例えば，Shikakura et al. 2014; Mitogawa and Nishimura, 2020），見かけの摩擦係数は0とした．シミュレーションの結果，四国や近畿南部，山陰地域の内陸断層で歴史地震に見られるような地震前後に活発化する傾向が得られた．一方で，九州や近畿北部ではメガスラスト地震サイクルが内陸地震の活動時期へ与える影響が小さく，地震間はほぼ一定の割合で内陸地震が発生する．次に，四国と山陰，近畿の内陸断層に対して地域毎に内陸地震の発生時期を調べた．四国の内陸断層ではメガスラスト地震後12年から内陸地震が発生し始めるが，地震後50年までに発生する地震はこの地域の全地震の約3 %に過ぎない．地震後約50年から約70年後にかけて1年毎の発生割合は急激に増加し，その後次の地震まで徐々に発生割合が増加する．また，山陰地域の内陸断層ではメガスラスト地震後20年は全く地震が発生せず，その後徐々に内陸地震が発生し，50年後以降で発生割合がほぼ一定となるパターンが得られた．一方，近畿の内陸断層では全内陸地震のうち約20 %がメガスラスト地震と同時に内陸地震が発生するが，歴史地震で見られるような地震後約10年の間での活発化の傾向は見られない．ただし，本モデルで仮定した摩擦係数0や弾性層厚さ40 kmなどのパラメーターは確定的なものではないため，これらのパラメータの影響についても検討する必要がある．

© 日本地震学会

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

Fri. Oct 30, 2020 1:00 PM - 2:15 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM B

[S09]PM-1

chairperson:Koichiro Obana(JAMSTEC), chairperson:Masashi Ogiso(MRI)

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

[S09-18] Master event location estimation method using seismic amplitude: application to volcanic tremors occurred at Meakandake volcano

○Masashi Ogiso[1], Kiyoshi Yomogida[2] (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2.Hokkaido Univ.)

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

[S09-19] Estimating Earthquake Rupture Process Using Second Degree Moments ~Application to a swarm-like seismicity in the northern Ibaraki and Iwaki areas~

○Naoto Yokotani[1], Aitaro Kato[1], Kazushige Obara[1], Shin'ichi Sakai[1], Takashi Iidaka[1], Tetsuya Takeda[2] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo., 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S09-20] Relationship between the subducting plate boundary and fault geometry of the 2016 Mw7.8 Kaikoura Earthquake, New Zealand, based on high precision aftershock distribution

○Yuta Kawamura[1], Satoshi Matsumoto[1], Tomomi Okada[2], Miu Matsuno[2], Yoshihisa Iio[3], Tadashi Sato[2], Stephen Bannister[4], John Ristau[4], Martha Savage[5], Clifford Thurber[6], Richard H Sibson[7] (1.Kyushu University, 2.Tohoku University, 3.Kyoto University, 4.GNS Science, 5.Victoria University of Wellington, 6.University of Wisconsin - Madison, 7.University of Otago)

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

[S09-21] Faults geometry of outer-rise normal-faulting earthquakes in the central Japan trench based on the ocean bottom seismograph observations

○Koichiro Obana[1], Tsutomu Takahashi[1], Yojiro Yamamoto[1], Yasuyuki Nakamura[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Shuichi Kodaira[1] (1.JAMSTEC)

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

[S09-22] Relative hypocenter determination using wave correlation around P-wave first motion with sampling frequency of 10 kHz

○Yuki Noda[1], Yoshihisa Iio[2] (1.Kyoto University Graduate School of Science, 2.Kyoto University Disaster Prevention Research Institute)

Master event location estimation method using seismic amplitude: application to volcanic tremors occurred at Meakandake volcano

*Masashi Ogiso[1], Kiyoshi Yomogida[2]

1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2. Hokkaido Univ.

地動振幅のみを利用した震源決定法(Amplitude source location: ASL)は、火山性微動をはじめとした相の着信時を利用した震源決定が困難なイベントの震源推定に広く用いられている。ASL法ではサイト補正を行った観測振幅の空間分布から震源位置を推定するため、サイト特性の推定精度が震源位置の精度に多大な影響を与える。そこで、本研究では、振幅比を用いてサイト特性を除去し、基準イベントの震源に対する相対的な位置を推定するという新たな手法を提案する。

定式化の概要は次の通りである。同一観測点において、震源位置の基準となるマスターイベントの観測振幅とサブイベントの観測振幅の比は、マスターイベントとサブイベントの震源振幅項の比と距離減衰及び内部減衰項の比の積で表現できる。その際、マスターイベント及びサブイベントの震源距離の差がそれぞれの震源距離に比べてごく小さいという近似を行い、また、両辺の対数を取ることによって、震源振幅の比及び相対震源の位置(3成分)の4成分を未知数とする線形の方程式が得られる。したがって、4点以上の観測データがあれば標準的な最小二乗法を用いて相対震源の位置を推定できる。本研究の定式化は走時を用いたマスターイベント法(例えばAoki, 1974, JPE)と同様の考え方に基づいており、振幅を用いたマスターイベント法と呼ぶことができる。

この振幅を用いたマスターイベント法を用いて、2008年11月16日に北海道東部の雌阿寒岳で発生した火山性微動の震源推定を行った。図(a)に観測波形を示す。この火山性微動はOgiso and Yomogida (2012, JVGR)によってASL法で震源が推定され、phase1～3における震源域が異なっていることがわかっている。Ogiso and Yomogida (2012) と異なる1次元の速度・減衰構造を導入してASL法を適用したところ、Ogiso and Yomogida (2012)と同様の結果が得られた(図b)。本研究で提案する相対震源決定を行ったところ、各phaseの震源域のまとまりがASL法の結果よりも向上し、また、震源域のすみ分けの様子がASLの結果とは異なることがわかった(図c)。この微動はTakahashi et al. (2018, JVGR)による低比抵抗領域で発生し、また、クラックの開口を示唆する地殻変動が重畳していたことがわかっている(Aoyama and Oshima, 2015, EPS)。Ogiso and Yomogida (2012)ではphase1からphase2にかけて微動震源が深部に移動し、その後phase3にかけて北東方向に移動したと解釈されるが、本研究の結果に基づくとphase1の微動が低比抵抗域の南東端で発生し、その後、phase2と3の間に深部から浅部へ移動したと解釈される。Phase2は低比抵抗域の深部で活性化した火山性流体が地殻変動を引き起こしつつ上昇する際の微動を、phase3は上昇した流体が浅部で発生させた微動をそれぞれ観測したというモデルが想定できる。

© 日本地震学会

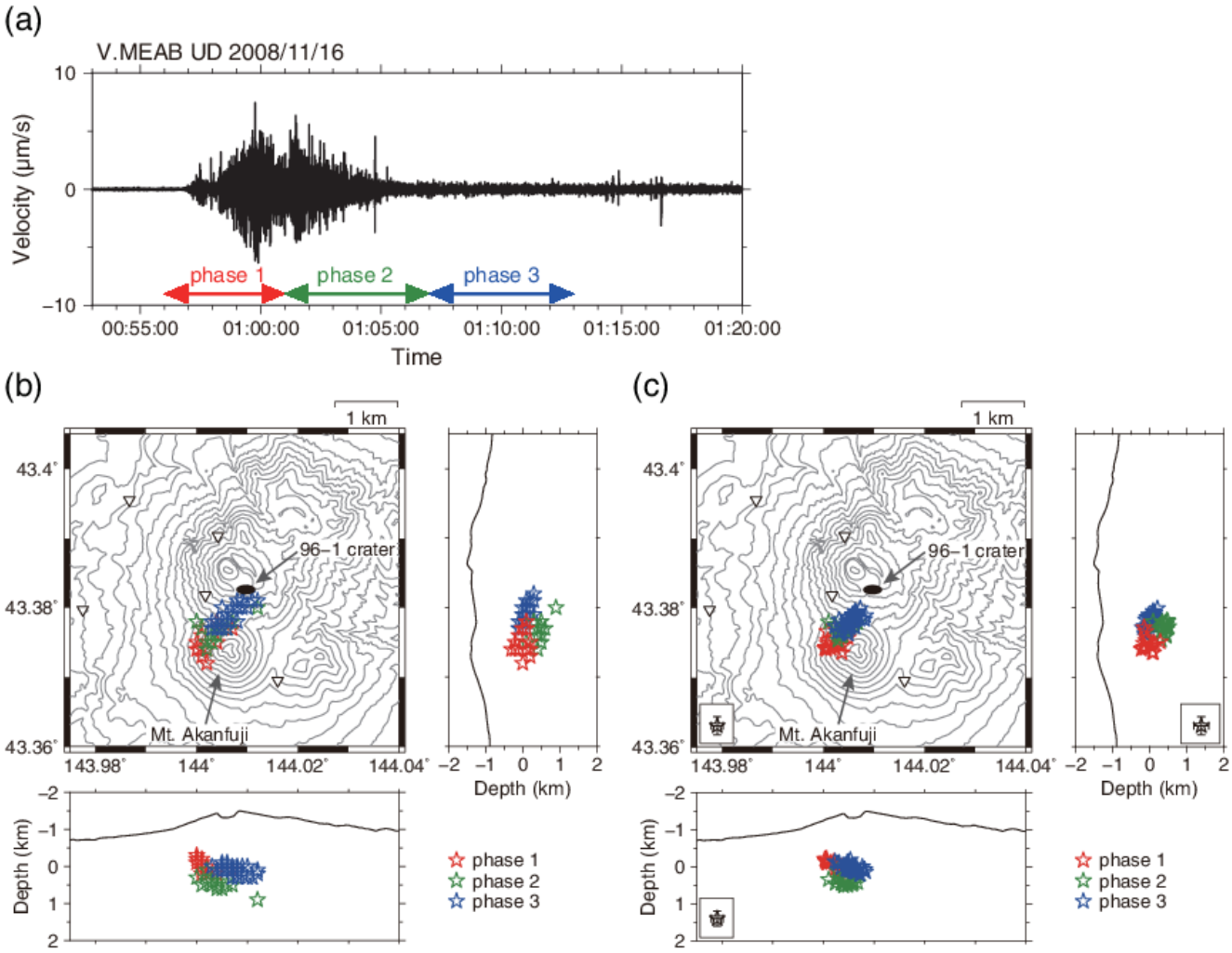


図 (a)2008年11月16日に発生した火山性微動の観測波形
(b)ASL法によって推定された火山性微動の震源
(c)本研究によって推定された火山性微動の相対震源

© 日本地震学会

Estimating Earthquake Rupture Process Using Second Degree Moments
~Application to a swarm-like seismicity in the northern Ibaraki and Iwaki areas~

*Naoto Yokotani[1], Aitaro Kato[1], Kazushige Obara[1], Shin'ichi Sakai[1], Takashi Iidaka[1], Tetsuya Takeda[2]

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

2011年東北沖地震の発生直後から、茨城県-福島県県境周辺の地域で地震活動が活発化した。その地震の多くが正断層のメカニズムを有しており、東北沖地震ののちの伸長場を反映している(Kato at al. 2013)。
本研究では、この地震活動の背景やこの地域の地震テクトニクスを明らかにするために、この地震活動を構成する地震の破壊過程を、second degree moment推定法（e.g., McGuire 2004）を用いて解析した。震源時間関数の一次モーメントがセントロイド時刻であり、その空間分布の一次モーメントがセントロイドの位置である。それに対して、それぞれの分散と共分散がsecond degree momentである。それらの偏差を特徴的継続時間、破壊域の特徴的長さ・幅、そして破壊中のセントロイドの移動速度として利用することで、破壊の伝播方向や破壊の伝播様式等を推定することができる(McGuire 2004; McGuire and Kaneko 2018; Meng et al. 2020)。
解析対象とした地震はFnetカタログ(NIED, 2019)に掲載されている2011年8月-2017年5月のMw3.5-4.9の176個のイベントである。また、震源時間関数を求めるために経験的グリーン関数（EGF）法を用いた。気象庁カタログに掲載されている同地域・同期間のイベントをEGFとして利用した。またEGFとするイベントは解析対象となるイベントより気象庁マグニチュードで1~2低く、震源間距離が2 km以内であるものを選び、deconvolutionが多くの観測点で安定して求められたものを最終的にEGFとしている。Deconvolutionには、Projected Landweber Method(PLD法)を用いた(e.g. Betero et al., 1997; Lanza et al., 1997; Vallée 2004)。
Hi-net(NIED, 2019)・気象庁・大学の基盤的地震観測網に加えて、この地域に設置されている稠密地震観測網(Kato et al., 2013)で記録された地震波形にバンドパスフィルターをかけ、各観測点での見かけの震源時間関数(ASTF)を求めた。フィルターの周波数帯域は、0.5−0.6×（EGFのコーナー周波数）であり、EGFの震源時間関数がデルタ関数として近似が成り立つ帯域を選択した（Yoshida 2019）。
各観測点で得られたASTFの分散を観測値として、震源時間関数の分散・震源時間関数の空間分布の分散・それらの共分散であるsecond degree moment の各量をinversionで推定する。推定されたsecond degree momentの各量から、特徴的継続時間 τ_c、破壊の特徴的長さL_c・特徴的幅W_c、破壊中のセントロイド移動速度$\boldsymbol{v}_0$、応力降下量$\Delta\sigma$、破壊様式を表す比Rを求めた。
176個の地震のうち安定した結果が得られたものについて、それぞれのR, $|\boldsymbol{v}_0|$, $\Delta\sigma$の空間分布に加えて、directivityの方向の頻度分布について注目すると、地震活動域の外縁部でunilateralな破壊を示した地震が多く、一方，活動域内部では，bilateralな破壊を示した地震が多いという傾向が見られた。また、unilateralに近い破壊様式を示した地震の多くは、directivityが地震活動の内側へ向くように見える。
本地域の地震活動の発生に対して、地殻流体の関与が指摘されており(Kato et al., 2013; Umeda et al. 2014)、今回の結果から、外縁部では地殻流体が存在する内側に向かって破壊が伝播し、一方内側では地殻流体がある程度均質に分布していることで等方に近い破壊伝播を示したと解釈される。

© 日本地震学会

Relationship between the subducting plate boundary and fault geometry of the 2016 Mw7.8 Kaikoura Earthquake, New Zealand, based on high precision aftershock distribution

*Yuta Kawamura[1], Satoshi Matsumoto[1], Tomomi Okada[2], Miu Matsuno[2], Yoshihisa Iio[3], Tadashi Sato[2], Stephen Bannister[4], John Ristau[4], Martha Savage[5], Clifford Thurber[6], Richard H Sibson[7]

1. Kyushu University, 2. Tohoku University, 3. Kyoto University, 4. GNS Science, 5. Victoria University of Wellington, 6. University of Wisconsin - Madison, 7. University of Otago

On November 14, 2016, the Kaikoura earthquake (Mw. 7.8) occurred in northeastern South Island, New Zealand. The main characteristic of this earthquake is that the co-seismic rupture process of the main shock was composed of slip on many faults. Clark et al. (2017) pointed out that the aftershocks of both strike-slip and reverse fault types frequently occurred and more than 20 faults were ruptured during the main shock. Moreover, Cesca et al. (2017) proposed a simple model that the complex rupture proceeded on three major faults in the northern, central and southern areas based on the aftershock distribution, focal mechanisms, geodetic and seismic waveform inversion. Two previous studies have relocated aftershocks using double-difference techniques (Mouslopoulou et al., 2019; Lanza et al., 2019). However, in these studies, it was difficult to determine the fault geometry in detail because of the sparse seismic station density within about 50 km. In this research, we added phase data from seismic stations that we deployed before the main shock in order to improve the accuracy of hypocenter location. Furthermore, we apply the double-difference earthquake relocation algorithm (Waldhauser and Ellsworth, 2000) and time-domain waveform cross-correlation (Poupinet et al., 1984), which further enhance the precision of the hypocenter locations.

As a result, the variance of the hypocenter distribution is reduced and the depth is also concentrated to 15 km or less. There are 10-kilometer long clusters that mainly show a north-south-southwest orientation. Nine fault planes were found from the relocated aftershock distribution through a principal component analysis and bootstrap resampling method. The bottom of the aftershock distribution reveals a curved surface deepening in the southwest direction, which is parallel to the slab determined by Williams et al. (2013).

© 日本地震学会

Faults geometry of outer-rise normal-faulting earthquakes in the central Japan trench based on the ocean bottom seismograph observations

*Koichiro Obana[1], Tsutomu Takahashi[1], Yojiro Yamamoto[1], Yasuyuki Nakamura[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Shuichi Kodaira[1]

1. JAMSTEC

2011年3月に発生した東北沖地震以降、日本海溝の海溝軸から海側のアウターライズ域においては、東北沖地震の本震の約40分後に発生したM7.6の地震をはじめとする太平洋プレート内部の正断層地震の活動が活発化しており、大規模な地震の発生と、それに伴う津波の被害が危惧されている(e.g. Lay et al., 2011)。アウターライズ域におけるプレート内正断層地震では、複数の断層が連動して破壊した可能性が指摘されている。例えばUchida et al. (2016)は、1933年昭和三陸地震の余震分布の再解析や津波記録から、２枚の傾斜方向の異なる正断層の複合破壊を指摘している。その他のアウターライズ域の地震においても、２枚の共役な正断層や横ずれ断層にそって余震が分布している様子（Hino et al., 2009, Obana et al., 2013）や、複数の平行な余震列を形成している様子（Obana et al., 2014）が捉えられている。一方で、アウターライズ域の大規模な地震の本震や、直後の余震活動を震源近傍の観測で捉えた例はほとんどない。JAMSTECでは、2017年9月から2018年7月にかけて、日本海溝中部の海溝軸周辺ならびに海溝海側において、超深海型を含む計45台の海底地震計（OBS）を用いた地震観測を実施した。この観測期間中、M6クラスの正断層型地震が複数（2017年9月21日M6.3、10月6日M6.3、11月13日M6.0）発生した。OBS観測記録の解析から、これらの地震の本震の破壊開始点や、余震分布、震源メカニズムを決定した。３つのM6クラスの地震のうち、OBS設置点のごく近傍で発生した2017年10月の地震(M6.3)では、破壊開始点を境に南北で傾斜方向の異なる余震分布が見られた。破壊開始点はその交点付近に位置しており、本震直後から両方の面上で余震が発生している。また、震央付近の海底地形では、海溝軸にほぼ平行なホルスト・グラーベン構造が不連続になるとともに、グラーベンに斜交する構造も見えている。OBS観測で得られた震源メカニズムは、正断層に加え、グラーベンに斜交する構造に沿った横ずれ型のメカニズムも得られている。他の２つの地震でも、走向や傾斜の異なる面や、隣接したグラーベンに沿った地震活動が、本震直後または数時間以内に発生している様子が捉えられた。これらの観測結果は、M6クラスのアウターライズ域のプレート内正断層地震であっても、複数の断層が連動して活動することを示している。より大規模なアウターライズ地震によって生じる津波の推定において、複数の断層の複合的な破壊による複雑な断層面形状を考慮することが必要である。

© 日本地震学会

Relative hypocenter determination using wave correlation around P-wave first motion with sampling frequency of 10 kHz

*Yuki Noda[1], Yoshihisa Iio[2]

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

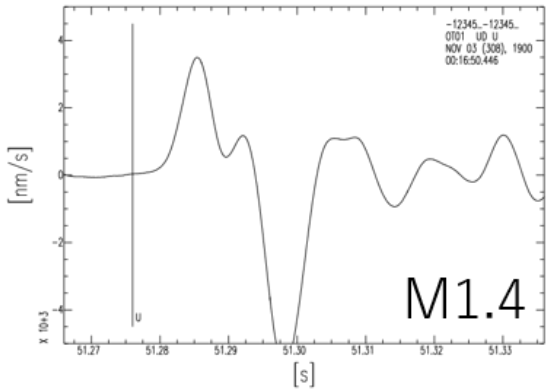
長野県西部地域では1995年6月から10kHzサンプリングによる地震観測が行われている。観測点は1984年長野県西部地震の余震域の東部を中心に設置されており、この地域では1976年8月以来地震活動が活発である。またこの地域では、震源が浅く信号が大きい地震が多い、岩盤が均質で固く非弾性減衰が小さい、観測点の周囲が静かでノイズレベルが小さいといった特徴があり、非常に地震観測に適した環境が整っている。そのため多数の微小地震データが得られ、シンプルな波形が観測できる。また、2008年8月からは満点システムによる250Hzサンプリングの観測も行われている。

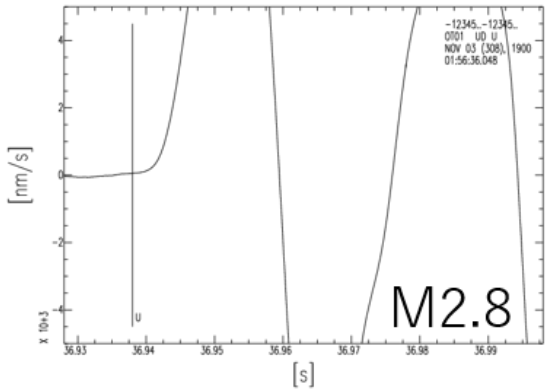
この研究では本震およびその前震をマグニチュード、発震時の前後関係、震央距離および鉛直距離から時空間的に定義し、前震それぞれについて本震に対する相対震源を決定した。

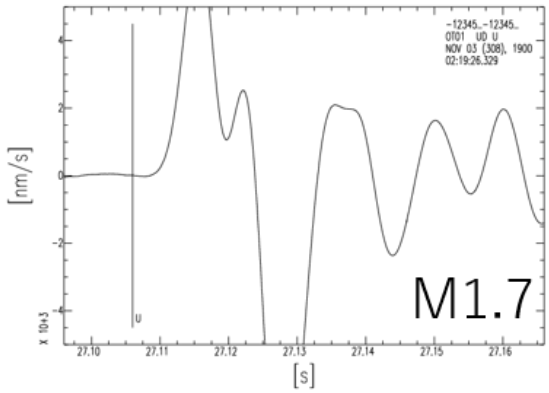
この研究で用いている波形データは10kHz速度波形の鉛直成分である。時空間的に定義した本震および前震活動の波形は、同じ観測点において、極性の違いはあってもP波初動の立ち上がりの数ミリ秒間の形状がよく似ていた。そこで本震とその前震から成るペアについて、ある観測点におけるP波初動付近の10ミリ秒程度の短いウインドウを用いて相互相関係数が最大になる時間差を求め、それをある観測点における２つの地震のP波到達時刻の差として扱った。このような値を用いて本震に対するその前震それぞれの相対震源決定をした。

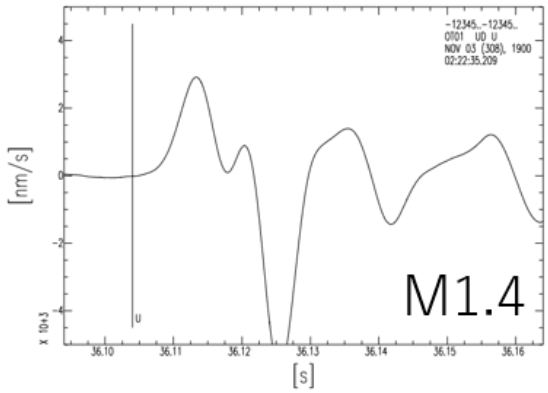
今後、相対震源決定の精度を数メートルまで高めたうえで震源周囲の応力変化を詳細に推定し、preslipモデルやcascadeモデルで説明されるような一連の前震活動の発生過程を解明していきたい。

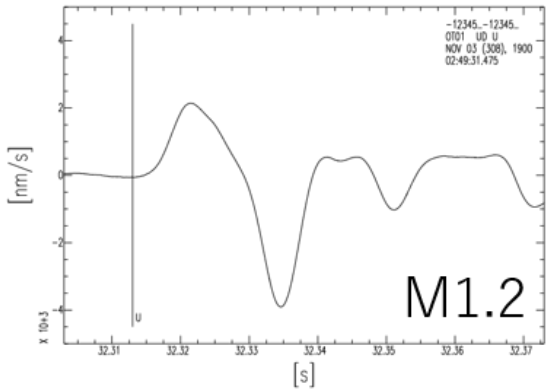
© 日本地震学会

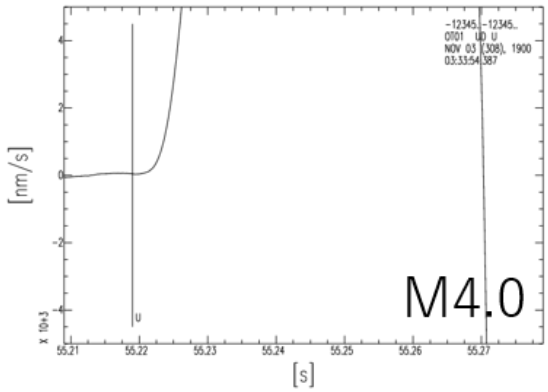

-12345_-12345_
OT01 UD U
NOV 03 (308), 1900
00:16:50.446
M1.4
[nm/s]
X 10+3
[s]


-12345_-12345_
OT01 UD U
NOV 03 (308), 1900
01:56:36.048
M2.8
[nm/s]
X 10+3
[s]


-12345_-12345_
OT01 UD U
NOV 03 (308), 1900
02:19:26.329
M1.7
[nm/s]
X 10+3
[s]


-12345_-12345_
OT01 UD U
NOV 03 (308), 1900
02:22:35.209
M1.4
[nm/s]
X 10+3
[s]


-12345_-12345_
OT01 UD U
NOV 03 (308), 1900
02:49:31.475
M1.2
[nm/s]
X 10+3
[s]


-12345_-12345_
OT01 UD U
NOV 03 (308), 1900
03:33:54.387
M4.0
[nm/s]
X 10+3
[s]

© 日本地震学会

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

Fri. Oct 30, 2020 2:30 PM - 3:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 5:30 AM - 6:30 AM UTC | ROOM B

[S09]PM-2

chairperson:Hideo Aochi(BRGM), chairperson:Makoto Matsubara(NIED)

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

[S09-23] Characterization of deep lower limit of seismogenic zone (D90) in the region of low heat flow region beneath Japanese Islands

○Makoto Matsubara[1], Tomoko Elizabeth Yano[1], Hiroshi Sato[2] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S09-24] The diveristy of source parameters in deep earthquakes with waveform similarity

○Ayako Tsuchiyama[1], Junichi Nakajima[1] (1.Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology)

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

[S09-25] Method to Evaluate the Probability of Earthquake Occurrence Using Information of Small Events

○Hiroki Tanaka[1], Ken Umeno[1] (1.Kyoto University)

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

[S09-26] Detection of rate change of induced seismicity using ETAS model

○Hideo Aochi[1], Julie Maury[1], Thomas Le Guenan[1] (1.BRGM)

Characterization of deep lower limit of seismogenic zone (D90) in the region of low heat flow region beneath Japanese Islands

*Makoto Matsubara[1], Tomoko Elizabeth Yano[1], Hiroshi Sato[2]

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

日本列島は地殻の変形と太平洋プレートやフィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震活動や地殻の変形に特徴づけられる。プレート境界の巨大地震に加えて、上盤プレート中の地震は被害と伴う地震の主な原因である。上盤プレート内で起こる地震の最大規模を推定する重要な要素である地震発生層の下限(D90)は、地表からD90までの間においてその領域下での地震の90%が発生していることを示す。本研究では三次元構造により再決定された震源カタログを用いてD90を推定した。

2000年10月から2017年12月までに東経129.2˜146.3˚、北緯30˜46˚、深さ0˜100kmで発生した561,611個の地震を三次元地震波速度構造(Matsubara et al., 2019)を用いて再決定した。これらの地震のうち、活断層に起因する地震として、深さ25km以浅の地震を選び、ある点から±0.1˚(約10km)の1辺が約20kmの矩形内における地震の数が11以上ある場合についてD90を算出した。領域の平均的なD90を推定する場合には、やや広い±0.25˚(約25km)の1辺が約50kmの矩形内における地震の数から算出した。

我々の結果は既往の研究(Omuralieva et al., 2012)とほぼ一致した。浅いD90の地域は地殻熱流量が高い。D90のパターンは地殻熱流量(Matsumoto, 2007)や地温が300℃の深さであるD300degのパターン(Yano et al., 2020)と調和的である。

日本列島のD90はいくつかの特徴的な構造のところを除いて深さ約15kmである。活火山の下は共通して8km以浅という浅いD90で特徴づけられる。D90は前弧より背弧側が浅い。一方で冷たく厚い太平洋プレートの沈み込みにより、千島列島や東北日本、伊豆・小笠原弧等の前弧ではD90が深い。これらの領域での太平洋プレート上面境界の深さは25km以深であることからプレート境界の地震を含んでいないことから、上盤側プレート内の地震活動が深いところまで活発なこと示している。日高山脈や伊豆などの衝突帯ではD90が深く、モホ面の深さも深い(Matsubara et al., 2017)。関東地方南部や東海地方の太平洋岸ではD90が深いが、この領域においてはフィリピン海プレート上面境界が25km以浅のためプレート境界の地震を含んでいる。同時に、神縄・国府津-松田断層や富士川河口断層帯のようにプレート境界から連続的に地震活動が続いている領域でもある。

中新世における日本海拡大に伴い、本州北部の背弧側ではリフトが形成されたが、その後太平洋プレートの沈み込みに伴う圧縮場となり、リフトの形成は停止した(佐藤, 2014)。この中絶リフトの下ではD90は通常よりも深く20km以深まで達している。中絶リフトの中部・下部地殻の岩石は苦鉄質に富むため、この組成の違いによりD90が深くなっている。一方で、この領域のモホ面は浅い。中絶リフトの領域では伸長場時に地殻が薄くモホが浅くなり、さらに苦鉄質に富むマントル物質が大陸地殻に嵌入することにより下部地殻が高速度化し

© 日本地震学会

たため硬い物質が存在することになり、圧縮場において深部の硬い領域における地震活動が観測されると考えられる(佐藤, 2014)。西南日本においては中央構造線の南側のD90が9-10kmである。瀬戸内海に沿った地域ではD90は非常に深く、地殻熱流量が小さい地域と一致する。

本研究により得られた上盤プレートのD90は地殻熱流量やD300degと調和的な結果が得られた。内陸でのD90は、主として最近20Ma(2000万年)に発生したテクトニックな事象により形成された熱レジームやレオロジーに支配されていることを示唆する。

© 日本地震学会

The diveristy of source parameters in deep earthquakes with waveform similarity

*Ayako Tsuchiyama[1], Junichi Nakajima[1]

1. Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology

海溝から地球深部に向かって沈み込むスラブの深部で発生する深発地震は、その発生機構の解明が望まれている。そこで本研究では、太平洋スラブ内の200 km以深における相似地震の波形解析を行った。各地震に対して、P波、S波を含む40秒以上の時間窓で波形相関を計算し、5観測点以上でコヒーレンス値が0.9を超えるペアを相似地震群として定義した。その結果、中部日本領域の3252個の地震のうち、11個の地震が合計5つの相似地震グループを構成していた。次に、hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000)を用いて震源の再決定を行った結果、各グループはそれぞれ共通の断層面を形成するが、グループ内の個々の地震は同一断層面上の異なる場所で発生していることがわかった。さらに、個々の相似地震に対してスペクトル比法および減衰補正を用いて応力降下量、地震波放射エネルギー、地震波放射効率を推定した。その結果、推定された応力降下量は各グループ内ではほぼ同じ値であったが、グループ全体では10-100 MPaの多様性が存在していた。一方、単位モーメント辺りの地震波放射エネルギーと地震波放射効率の値は同一グループ内でも多様であった。本研究によって示された共通のスラブにおける相似地震の震源パラメータの多様性は、スラブ全体の特性よりも局所的な個々の断層の違いによって説明できると考えられる。従って、脱水反応に伴う流体の間隙水圧の上昇で破壊が始まり、塑性変形に伴う熱的な不安定性によって破壊が拡大するという複数の発生機構を用いることで説明できる可能性がある。

© 日本地震学会

Method to Evaluate the Probability of Earthquake Occurrence Using Information of Small Events

*Hiroki Tanaka[1], Ken Umeno[1]

1. Kyoto University

長期的な地震発生リスクを確率的に評価する上で, 地震の発生時刻の間隔についての統計性質は重要である. 地震の時間間隔分布は, M-T図にマグニチュード閾値(Mとする)を一つ設定して得られる点過程において, 隣接する点どうしの間隔(確率変数τ_Mで表す)の従う統計として得られる. この時間間隔分布の性質がカタログ解析により調べられてきた. なかでもマグニチュードの閾値を変えた際の時間間隔分布の性質を調べた研究は, スケールの異なるイベントの時間間隔の従う統計性質の間に普遍的な関係があることを示唆している[1,2]. それらの研究は, 地震の時間間隔の統計性質をその階層構造に注目して調べたものであるが, それらの階層間を繋ぐ方法・性質についてはあまり議論されてこなかった.

そうした階層間を橋渡しするには, 異なるマグニチュード閾値における時間間隔の間の条件付き確率を用いる方法が有効である[3]. この条件付き確率は, 異なる二つのマグニチュード閾値(mおよびM(>m)とする)における時間間隔の関係を, 大きい閾値(M)における時間間隔(τ_M)の中に含まれるという条件のもとで, 小さい閾値(m)での時間間隔(τ_m)の従う分布関数という仕方で与える. この条件付き確率には特徴的なスケール則がカタログ解析から見出されており, その性質より時間間隔分布の分布形を導くことができる.

一方で, 異なるマグニチュード閾値の時間間隔を結びつける方法としては, 小さい閾値(m)においてある長さの間隔が見出されたという条件のもとで, それを含む大きい閾値(M)での間隔の長さがいくらになるか, という確率を用いることも考えられる. この確率は, 上で述べた条件付き確率とベイズの定理により結びつけられるもので, 閾値MおよびmでのMにおける一対一の関係を与えるものである. さらにこのベイズの定理に基づいて, 閾値mにおいて次々に現れる時間間隔($\tau_m^{(1)}$, $\tau_m^{(2)}$, ...)に対してベイズ更新を行うことができる. こうして更新を行って得られる尤度は, 閾値Mにおける時間間隔分布に, それより小さい閾値(m)において出現する時間間隔の情報を取り込んだものである.

発表では, マグニチュードの時系列におけるベイズの定理, およびベイズ更新の適用方法を示した上で, ETASモデル[4]で生成した時系列に対してこのベイズ更新を行った結果について述べる. 図はそのような更新の例である. 図の横軸は前回のM以上の規模のイベントからの経過時間, 縦軸はn回更新したときの尤度($p_{Mm}(\tau_M|\tau_m^{(1)}, ..., \tau_m^{(n)})$)の対数, カラーバーは更新回数(n)を表している. 黒線は更新回数n=0回で, 時間間隔分布を表す. 尤度は更新回数10回ごとに示されている. 太線の左端はその更新回数までの経過時間, 右端は実際に次のM以上のイベントが発生した時の経過時間(図中に縦線で表示されている)を表している. この例では, 短い経過時間でM以上のイベントが発生した場合（図中左側の群）と長時間経過後イベントが発生した場合（図中右側の群）について, 更新が進むにつれて尤度の形が変化していき, 実際にMを超えるイベントが発生した時刻の付近でピークを示す様子が見て取れる. ただし, ベイズ更新の回数はあらかじめ決まっているわけではなく, 図に示したような良い予測がいつでも行えるわけではない. 発表では, M以上のイベントの発生時刻が尤度のピーク付近に現れる条件について議論する.

[1] A. Corral, Phys. Rev. Lett. 92, 108501 (2004).
[2] Y. Aizawa, T. Hasumi, and S. Tsugawa, Nonlinear Phenom. Complex Syst. 16, 116 (2013).
[3] H. Tanaka and Y. Aizawa, J. Phys. Soc. Jpn. 86, 024004 (2017).
[4] Y. Ogata, J. Am. Stat. Assoc. 83, 9 (1988).

© 日本地震学会

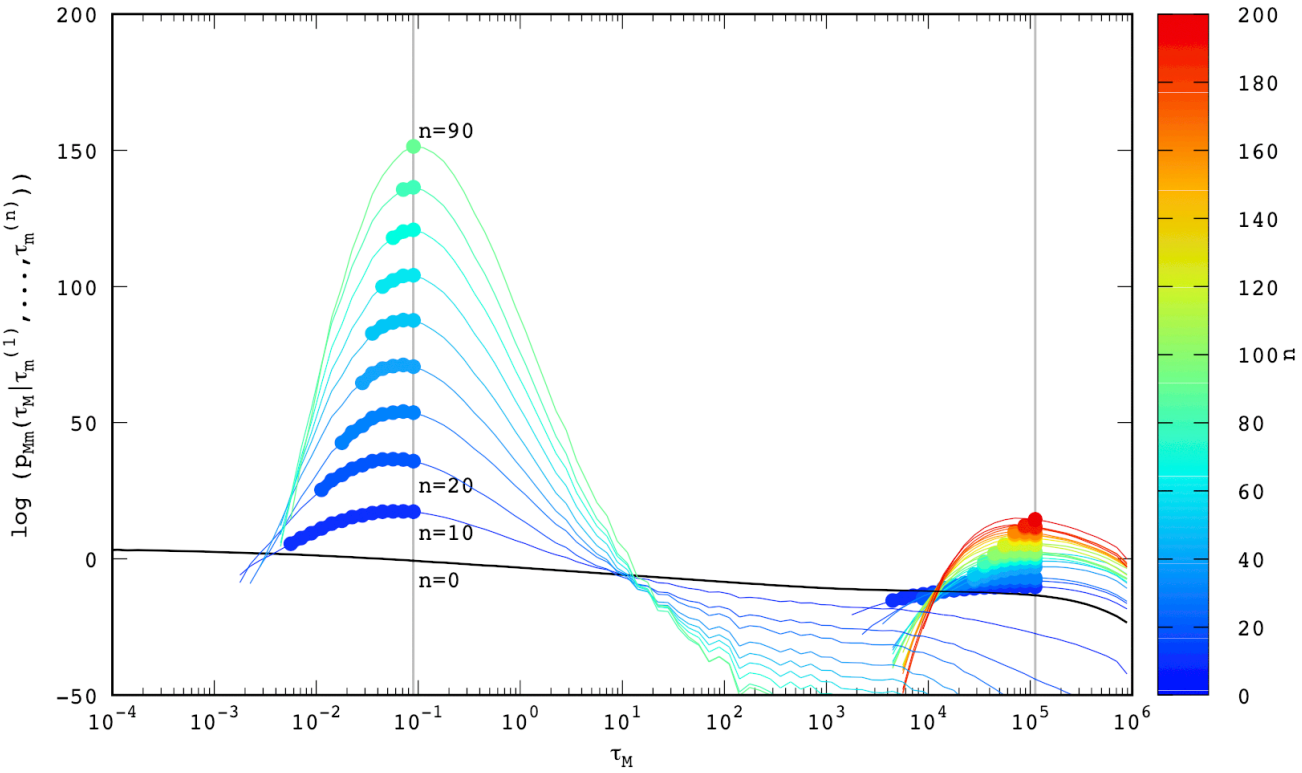


図1　ETASモデルに対してベイズ更新を適用して得られた大イベント(規模がM以上)発生の尤度の例. 横軸は前回の大イベントからの経過時間, 縦軸は尤度に対数をとったもの, カラーバーはベイズ更新の回数(n)を表す. 黒線はn=0回の時間間隔分布で, 尤度はn=10回ごとに表示されている. 太線の左端が各nでのそれまでの経過時間, 右端(縦の線)は実際に大イベントが発生したときの経過時間を示す. 図中には大イベントの発生時刻の異なる二つの例が示されている.

© 日本地震学会

Detection of rate change of induced seismicity using ETAS model

*Hideo Aochi[1], Julie Maury[1], Thomas Le Guenan[1]

1. BRGM

ETAS (Epidemic-Type Aftershock Sequence) model (e.g. Ogata, 1983, 1988) is widely used for natural seismicity, mostly supporting the stationarity of the background seismicity rate caused by tectonics. On the other hand, induced seismicity rate evolves with on-going operation (fluid injection, etc.) and the assessment of non-stationary seismicity is important. In this study, we apply the ETAS model to detect the seismicity change and aim to characterize the obtained ETAS parameters with the operation information such as injected fluid volume.

A standard, stationary ETAS model consists of five parameters (μ, K, α, c, p). The first parameter μ (number of earthquakes par day) is usually considered stationary. The other four concern the cumulative effect of the triggered events. The ratio between μ and K tells that the importance of the "induced" events with respect to "triggered" ones in a sequence. However no explicit formulation of variable μ is known for non-stationary seismicity. Therefore, we are going to decluster the observed seismicity into μ (hereafter called "declustered seismicity rate") and the triggered part.

We have applied ETAS model on different data sets: 2000 Soultz-sous-Forêt, France (stimulation test at deep geothermal site), 2010-2013 Rousse, France (CO_2 storage experiment in depleted gas reservoir) and 2010-2018 Oklahoma, USA (waste water injection, principally). In particular, the seismicity in Oklahoma expands in space and time due to massive injection from multiple wells. We carry out a systematic regression on Oklahoma data (Oklahoma Geological Survey). Spatially, we select each area with a radius of 20 km to have a sufficient number of earthquakes. Temporally, we fix a time window of 200 events, shifting by 50 events, such that the regression is stable enough. After some trials, we determine two variables of interest (μ, K) by fixing the three other parameters. Figure 1 shows the regression result on the declustered seismicity rate μ and the total injected volume on the same area based on the data reported by Oklahoma Corporation Commission, Oil and Gas Division. The variable K does not change significantly. In Figure 1, total volume injected in Arbuckle layers is calculated for each area, and μ is calculated at the 53 areas where there are more than 250 earthquakes recorded of magnitude larger than and equal to 2.3 between 2010 and 2018. The peaks of μ appears from the end of 2014 to 2015. We find that the appearance of high μ does not always corresponds to the high injected volume area

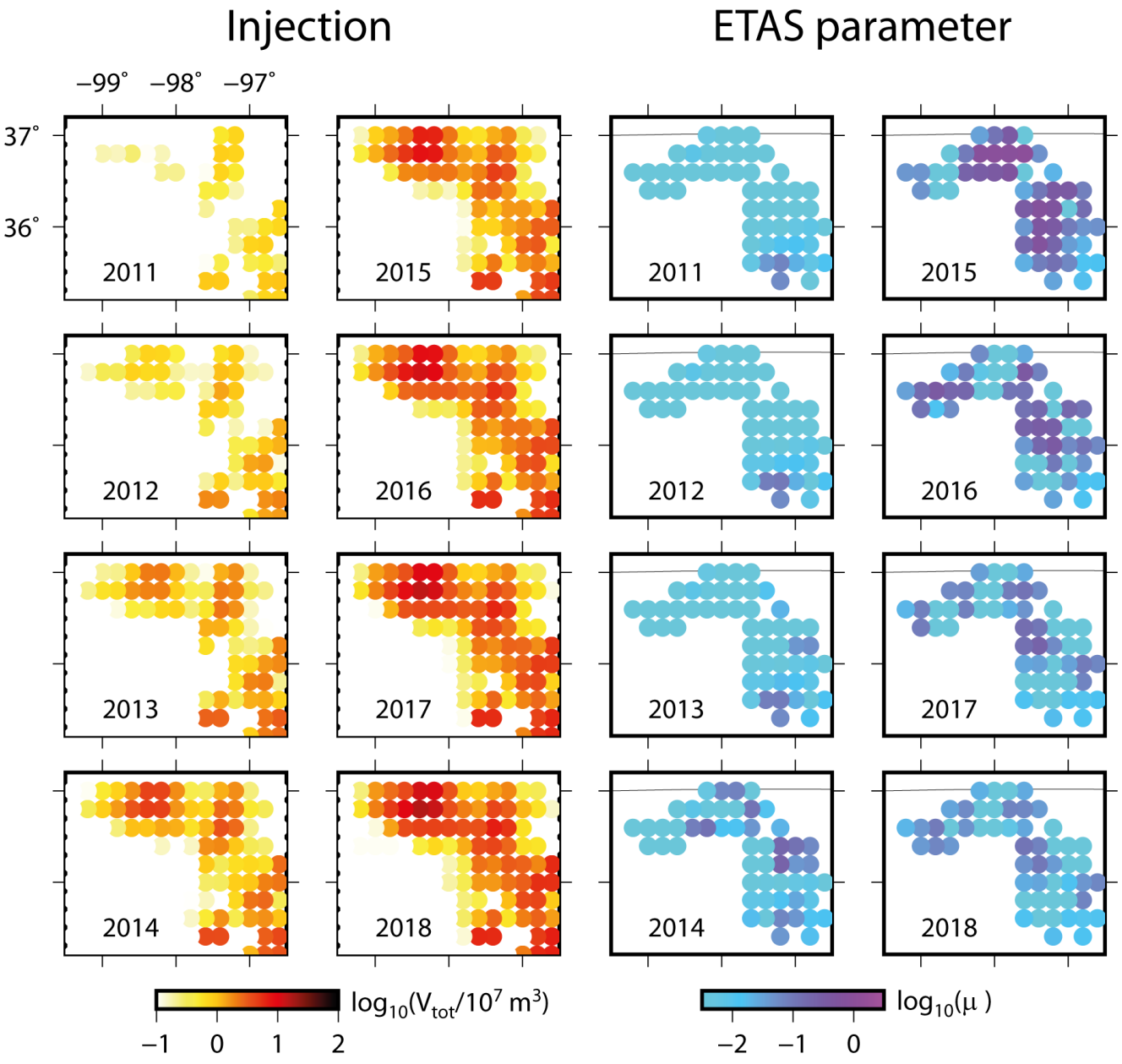
We then analyze among the parameters. The acceleration of μ can be fitted through an exponential function of normalized total injected volume with a ceiling (μ_{max}). After the peak, the attenuation phase can be fitted with an exponential decay of time passed. The values of μ_{max} (about 3-4 eq/day at maximum among them) are not related to the injection itself so that this should be an intrinsic seismic potential at each area. The acceleration and attenuation rates show certain tendency with the other parameters. For example, μ may not increase rapidly for a high μ_{max}. At average, a coefficient of 0.83 (yr^{-1}) is found for an exponential equation of decay. This is much slower (by a factor of 10 and more) than the one we found in the Rousse case. This is because the injection continues anyway in the Oklahoma case.

In conclusion, our statistical analysis allows to follow (forecast) the seismicity evolution with the injection once it begins. However, it is hard to precise the turning points (beginning of the seismicity increase and its peak). The parameters (seismic potential) should be information to learn from the field and

© 日本地震学会

understanding the turning points needs mechanical insights within a fracture system.

Acknowledgement: This work benefits the fundings through GEODENERGIES Miss-CO2 (° 10-IEED-0810-03) and the European Union’ s Horizon 2020 research and innovation programme under grant agreement number ENER/H2020/764531/SECURe.



© 日本地震学会

Room C | Regular session：S06. Crustal structure

Fri. Oct 30, 2020 9:00 AM - 10:00 AM JST | Fri. Oct 30, 2020 12:00 AM - 1:00 AM UTC | ROOM C

[S06]AM-1

chairperson:Takashi Tonegawa(JAMSTEC)

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

[S06-10] 3D crustal velocity model around the source region of the 2015 Gorkha earthquake, central Nepal

○Chintan Timsina[1], James Mori[2], Masumi Yamada[2] (1.Graduate school of Science, Kyoto University, 2.DPRI, Kyoto University, Japan)

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

[S06-11] Persistent Long-Period Signals Recorded by an OBS Array in the Western-Central Pacific: Activity of Ambrym Volcano in Vanuatu

○Yuki Kawano[1], Takehi Isse[1], Akiko Takeo[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Daisuke Suetsugu[2], Hajime Shiobara[1], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[2], Yasushi Ishihara[2], Satoru Tanaka[2], Masayuki Obayashi[2], Takashi Tonegawa[2], Junko Yoshimitsu[2] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2.JAMSTEC, 3.Kobe University)

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

[S06-12] Frequency Dependency of the Peak Energy Ratios for Teleseismic P Waves at the Hi-net Stations

○Gugi Aucklandi Ganefianto[1], Hisashi Nakahara[1], Takeshi Nishimura[1] (1.Tohoku University Solid Earth Physics Lab)

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

[S06-13] Application of Adjoint Waveform Inversion to Hi-net Data in Central Japan Island

○Kota Mukumoto[1], Takeshi Tsuji[1] (1.Kyushu University)

3D crustal velocity model around the source region of the 2015 Gorkha earthquake, central Nepal

*Chintan Timsina[1], James Mori[2], Masumi Yamada[2]

1. Graduate school of Science, Kyoto University, 2. DPRI, Kyoto University, Japan

We investigate the 3D crustal structure of central Nepal in the source region of the 2015 Gorkha earthquake (M_w 7.8) by applying a seismic tomography inversion method. We use P- and S-wave traveltime data of the Gorkha earthquake sequence recorded by a temporary aftershock monitoring network of 42 stations and 1406 events, to determine Vp and Vp/Vs models of the region. Seismicity forms two separate east-west seismic belts located north and south of the main coseismic slip area. The width of the northern belt varies along-strike. First, we calculate a 1D velocity model of the area following the approach of Kissling et al. (1994) and relocate all the events in the database. With this 1D velocity model, we then use SIMUL2000 (Thurber and Eberhart-Phillips, 1999) to determine a coarse 3D velocity model. Finally, the grid spacing is made smaller to determine a detailed 3D velocity model. This study contributes to our knowledge of seismo-tectonics by providing a detailed velocity structure within the source region of the Gorkha earthquake. In addition, we hope to identify structural features that controlled the rupture limit of the main event.

Key words: *Seismic tomography, crustal structure, Nepal Himalaya, Gorkha earthquake*

© 日本地震学会

Persistent Long-Period Signals Recorded by an OBS Array in the Western-Central Pacific: Activity of Ambrym Volcano in Vanuatu

*Yuki Kawano[1], Takehi Isse[1], Akiko Takeo[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Daisuke Suetsugu[2], Hajime Shiobara[1], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[2], Yasushi Ishihara[2], Satoru Tanaka[2], Masayuki Obayashi[2], Takashi Tonegawa[2], Junko Yoshimitsu[2]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. JAMSTEC, 3. Kobe University

地殻および最上部マントル構造の解明には雑微動の相互相関解析が有用である. 一般的な解析では, 雑微動源が空間的に均質に分布することが仮定される. しかし, 持続的に地震波信号を生み出す微動源(例えば阿蘇山)が空間に局在すると, 前述の仮定が崩れるため, 構造解析の結果にバイアスをもたらす可能性がある. 全地球規模の解析からギニア湾や西中央太平洋においてもこのような微動源が報告されているが, 地震波信号の発生メカニズムはいずれも未解明なままである.

2014年から2017年にかけて, オントンジャワ海台の構造の解明を目的に, 地球物理観測網(OJPアレイ)が西中央太平洋に展開された. 海底地震計(OBS)の鉛直成分に記録された雑微動に対し, 相互相関解析をおこなったところ, 観測点間を伝播するレイリー波よりも見かけ群速度の速い波束が観測された. その波束の卓越周期は25秒と18 秒であり, 信号の強さは季節性変動を示さないものの, 大きく時間変動をする. 相互相関関数を用いたback projection解析と, 地震波データのスペクトログラムの比較から, 信号の発生源はOJPアレイ中心部から南東方向に～1900 km離れたバヌアツのアンブリム火山にあると推定された. アンブリム火山の活動的な火口付近にある1点の中周期地震計データを用いてpolarization解析をおこなった. 1点の観測点のみでは震源の位置を一意に決定できないが, 例えば火口直下に震動源が存在すると仮定すると, 2つの周期の信号の震源は, 互いに～2 km離れており, ともに海面下～0–1 kmにあると推定される.

このような火山起源の持続的な地震波信号は, 阿蘇山周辺でも広域(～2500 km)にわたって観測されており, 火山性流体の流れが引き起こしたクラックの持続的な振動に起源をもつことが知られている. 一方, アンブリム火山においても, InSARデータを用いた先行研究により, 火口直下浅部にダイクが存在すると推定されている. 本研究で観測されたアンブリム火山の地震波信号も, 阿蘇山のようなクラックやダイクの持続的な振動に起源をもつ可能性がある. 地震波信号の発生メカニズムをより詳細に解明するためには, アンブリム火山の火口近傍に地震計観測アレイを展開する必要がある.

© 日本地震学会

Frequency Dependency of the Peak Energy Ratios for Teleseismic P Waves at the Hi-net Stations

*Gugi Aucklandi Ganefianto[1], Hisashi Nakahara[1], Takeshi Nishimura[1]

1. Tohoku University Solid Earth Physics Lab

Subsurface heterogeneity in seismic velocity is an important aspect for understanding the seismotectonic setting of a region. Large scale heterogeneities are often studied using for example seismic tomography. On the other hand, smaller scale heterogeneities can be inferred from the scattering of seismic waves.

Peak energy ratio is a measure for the strength of small-scale heterogeneities, and is defined as the ratio of the maximum energy of P wave in the transverse component seismogram, to the sum of the maximum energy in the transverse, radial, and vertical components. According to Sato (2006), the peak ratio can be approximated as $1.81\,\varepsilon^2 z/a$ where ε, z, and a are fractional fluctuation in seismic velocity, thickness of the heterogeneous medium, and correlation distance respectively. Kubanza et al., (2007) used the peak ratio to quantify small-scale velocity heterogeneities on a global scale. In Japan, Nishimura (2012) estimated the peak ratios and found that non-active regions such as those far from volcanoes, yield smaller peak ratio, albeit still larger than at stable continents. Nishimura (2012) noted that the peak ratios generally increase with frequency, but did not quantify this observation. In this study, we quantify the frequency dependency of the peak ratio and discuss its relations to Japan's tectonic setting.

Data from 803 stations and 99 earthquakes, recorded for the period between 2010 and 2019, were considered for this study. Teleseismic events with magnitude and depth of 5-6.5 and >300 km respectively were used, ranging between 0^{o}-60^{o} epicentral distance. We discarded any source-receiver pair with less than 10 signal-to-noise ratio, and calculated the mean-squared envelopes. Finally, we stacked the envelopes for all stations that record >10 earthquakes.

Results show that there is a divide in scattering properties over Japan, where larger peak ratios can be found on east Japan. This was previously obtained by Nishimura (2012) and successfully replicated here. Uncertainty is calculated using the Jack-Knife test, presented as the coefficient of variation, with error on average considerably less than 5%. We perform the analysis under four frequency bands: 0.5-1; 1-2; 2-4; and 4-8 Hz, and observe an overall increase in peak ratio with frequency similar to Nishimura (2012). To analyse the frequency dependency in our results, we define *frequency gradient* as the gradient, m of the trendline $\log p = m \log f_c + a$ where p is the peak ratio, and f_c is the central frequency of each frequency band.

There is a seeming pattern of the frequency dependency in relation to the volcanic front. Stations located on the West/back-arc show steeper frequency gradient hence stronger frequency dependency. We look into Kanto-Tokai, Tohoku, and Kyushu where the traces of the volcanic front are more conspicuous. We performed the t-value test to determine that statistically, western peak ratios are more dependent on frequency, for Kanto-Tokai, Tohoku, and Kyushu. We also did the Pearson's χ^2 test to confirm the perceived visual pattern of high correlation to the West and vice versa at Kanto-Tokai and Tohoku. For Kyushu, the visual impact is not as discernible as the others even though the difference in East and West frequency gradients is statistically significant.

There are possible scenarios that might explain this frequency dependency. If the pattern mostly reflects the scattering in the deeper lithosphere, then this contrast can be attributed to the more inhomogeneous

© 日本地震学会

velocity structure of the mantle wedge in the back-arc where rich small-scale heterogeneity region scatters high frequency seismic components more strongly than lower frequencies. This accordingly increases the profoundness of the scattered P wave contribution into the transverse seismogram at higher frequencies. On the other hand, the makeup of the transverse seismogram is mostly influenced by scattering in the shallow depth, which would imply impressions from shallow structures such as sedimentary plains. This only further emphasizes the needs to study the depth dependency in scattering heterogeneity, for example, by combining teleseismic and local events to model the seismogram envelope using the Monte Carlo simulation. This will be the premise for our future works.

Acknowledgement: We would like to thank the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED), Japan, for their data of high sensitivity seismograph network (Hi-net).

© 日本地震学会

Application of Adjoint Waveform Inversion to Hi-net Data in Central Japan Island

*Kota Mukumoto[1], Takeshi Tsuji[1]

1. Kyushu University

Since 2000, seismic velocity structures have been resolved by waveform-based tomography technique due to growth of computational resource. Waveform inversion problem can be solved by using adjoint technique. Adjoint technique takes advantage of full numerical simulation and finite frequency sensitivity kernels (banana-doughnut sensitivity kernels). These advantages can give more accurate estimation and fine structures in crustal and global seismic tomography model (Tape et al., 2009, Zhu et al., 2012).

In Japan, ray tomographic method mainly has been used for imaging crustal structures as P-wave velocity and S-wave velocity model (Matsubara et al., 2019). Seismic interferometry by using seismic ambient noise also has been implemented for S-wave velocity structures (Nimiya et al., 2020, Nishida et al., 2008). More recently, adjoint method was used to estimate velocity model in Kanto region and found more heterogeneous structures compared to models which was estimated by using ray-based technique (Miyoshi et al., 2016). In this research, adjoint tomography was employed to estimate S-wave velocity model in central Japan. In central Japan, existing velocity models were estimated by inverting either surface or first arrival of body wave. On the other hand, our velocity model was estimated by jointly inverting both surface and body waveforms.

We used 84 earthquakes and 35,065 waveforms data that recorded by 358 Hi-net stations. Because the signals with high signal to noise ratio were required, this study used earthquakes that have magnitude over than 4. Here, we tried to fit time-frequency phase misfit between observed and synthetic seismograms with period band of 30~5 second. Surface wave is dominant component in our data, therefore, synthetic data was obtained by spectral element method which can accurately estimate the effects of free surface topography. We found that the final model is similar to S-wave velocity model estimated by seismic interferometry (Nishida et al., 2008). Our results show velocity anomalies related with volcanos, Median Tectonic line and Niigata-Kobe Tectonic line.

© 日本地震学会

Room C | Regular session：S04. Tectonics

Fri. Oct 30, 2020 10:00 AM - 10:15 AM JST | Fri. Oct 30, 2020 1:00 AM - 1:15 AM UTC | ROOM C

[S04]AM-1

chairperson:Takashi Tonegawa(JAMSTEC)

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

[S04-01] 3-D Numerical Simulation of Island Arc Deformation Due to Steady Plate Subduction: Effects of a Bend of the Trench Axis

○Yutaro Mori[1], Yukitoshi Fukahata[2] (1.Graduate School of Science, Kyoto University., 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

3-D Numerical Simulation of Island Arc Deformation Due to Steady Plate Subduction: Effects of a Bend of the Trench Axis

*Yutaro Mori[1], Yukitoshi Fukahata[2]

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

島弧海溝系は、島弧で高く海溝で低い重力異常および地形で特徴づけられる。このような特徴は、沈み込み帯において例外なく観測されるが、その変形の物理的メカニズムは未解明の問題として残されている。
Fukahata and Matsu’ura (2016)は、プレートの定常沈み込みによって引き起こされる島弧リソスフェアの変形を弾性-粘弾性2層構造における変位の食い違い理論に基づいて理論的に計算し、島弧-海溝系の2次元的な変形メカニズムをリソスフェアの回転運動と重力の組み合わせで説明した。
しかし、実際の沈み込み帯における島弧-海溝系の形成過程においては、沈み込む海洋プレートの3次元的な形状による効果も重要と考えられる。例えば、豊後水道や日本海溝と千島海溝の接合部(津軽海峡沖)など、海溝軸が屈曲している場所で屈曲部付近に大きな負のフリーエア重力異常が観測される(Sandwell and Smith, 1997)。この効果は数値モデルにより再現されている(Hashimoto et.al., 2004, 2008)が、重力異常が生じる物理的メカニズムは説明されていない。

本研究では、変位の食い違い理論(Fukahata and Matsu’ura, 2005, 2006)に基づいて定常沈み込みによる島弧リソスフェアの変形を計算する3次元数値モデルを実装した。このモデルを用いて、走向の異なる2本の直線的な海溝軸がなめらかに繋がる形状を持つプレート境界における定常沈み込みによって引き起こされる島弧リソスフェアの変形を計算した。ここで、2本の海溝軸の交わる角度を20度から80度まで変化させてその影響を調べた。

数値計算の結果、いずれの角度においても海溝軸の屈曲部付近に大きな沈降が生じることが再現された。この結果は、実際の沈み込み帯において観測される重力異常と調和的である。また、海溝軸の屈曲する角度が大きくなるほど沈降の空間スケール及び沈降量が大きくなることが分かった。
このような沈降のパターンは、水平方向の運動に基づいて以下のように合理的に説明される。2本の海溝軸のそれぞれに対し、海洋プレートはななめ沈み込みをする。そのななめ沈み込みの横ずれ成分の方向は、海洋プレートから見て海溝軸の屈曲部に対し右側で右横ずれ、左側で左横ずれとなる。これにより、島弧リソスフェアは屈曲部付近で左右に開く方向に運動をする。このような水平方向の運動に伴って海溝軸の屈曲部付近において質量が不足した結果、島弧リソスフェアで大きな沈降が生じたと考えられる。この考えは、2本の海溝軸の交わる角度が大きくなるほど横ずれ成分が大きくなり、屈曲部周辺の沈降量が大きくなることとも調和的である。

© 日本地震学会

Room C | Regular session：S07. Structure and dynamics of the Earth and planetary interiors

Fri. Oct 30, 2020 10:30 AM - 11:00 AM JST | Fri. Oct 30, 2020 1:30 AM - 2:00 AM UTC | ROOM C

[S07]AM-2

chairperson:Masayuki Obayashi(JAMSTEC)

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

[S07-01] Mantle discontinuities oceanward of the Krile - Honshu slab

○Masayuki Obayashi[1], Yoshimitsu Junko[1], Fukao Yoshio[1] (1.JAMSTEC)

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

[S07-02] Three dimensional shear wave structure in the upper mantle beneath the old Pacific plate

○Takehi Isse[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Hajime Shiobara[1], Nozomu Takeuchi[1], Hiroko Sugioka[2], YoungHee Kim[3], Hisashi Utada[1], Sang-Mook Lee[3], Kazunori Yoshizawa[4] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.Kobe University, 3.Seoul National University, 4.Faculty of Science, Hokkaido University)

Mantle discontinuities oceanward of the Krile - Honshu slab

*Masayuki Obayashi[1], Yoshimitsu Junko[1], Fukao Yoshio[1]

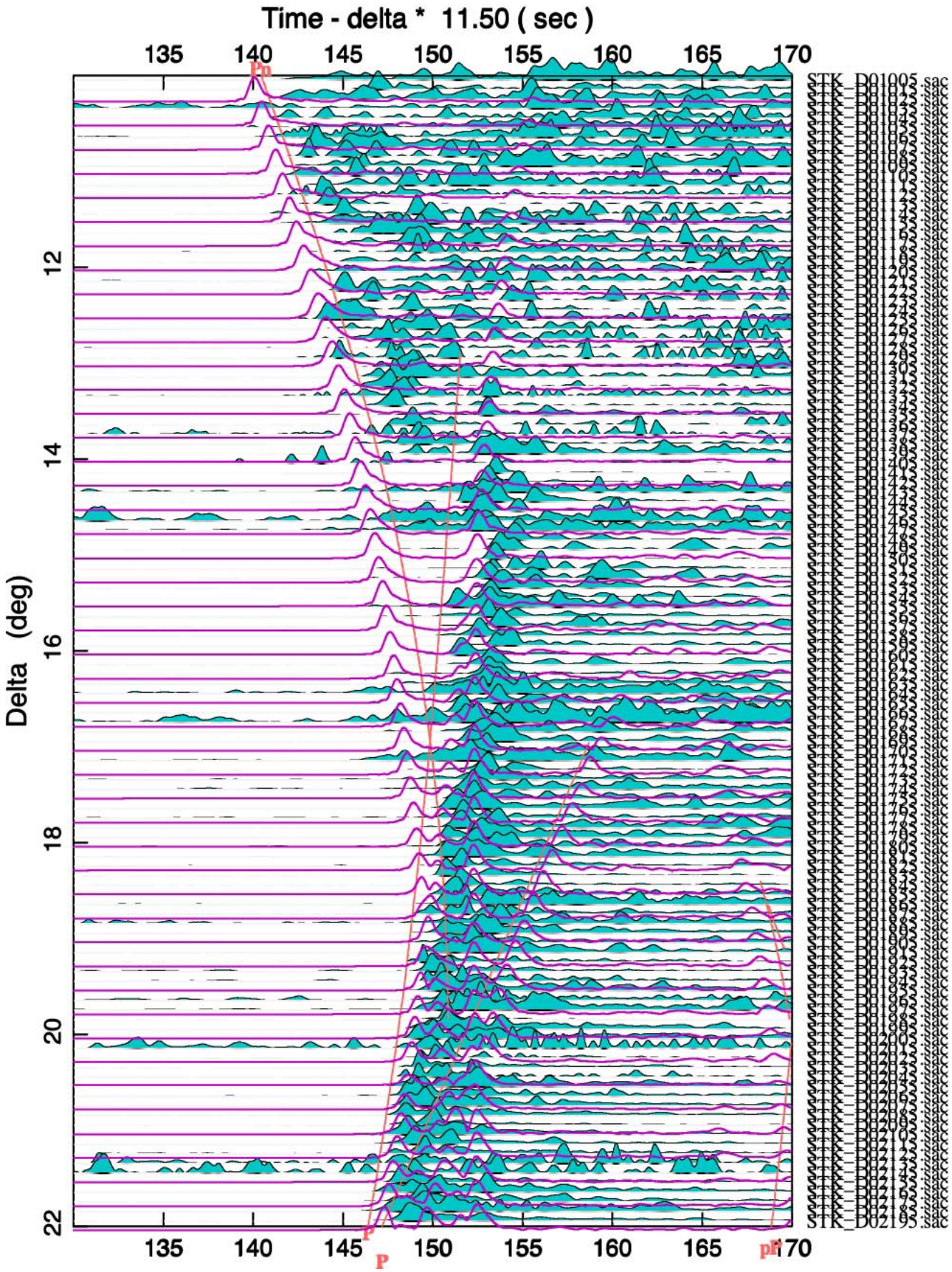
1. JAMSTEC

本州スラブの下の410-km分連続面の直上には低速度異常があり，高温の異常に起因することが示唆されている（e.g. Obayashi et al, 2006; Bagley & Revenaugh, 2008）. しかしそこで示された低速度異常域は本州スラブおよび伊豆–小笠原スラブの北端付近と限定的であり、その広がりは未だ明らかでない。我々はJpGU-AGU joint meeting 2020において千島海溝付近で起きた11地震を解析し、南千島から本州にかけても２–３％の低速度異常が410-km不連続面の直上にあるが、660-km不連続面付近では顕著な異常が見られないことを示した。そこでは11地震の自乗エンベロープ波形を震源深度が120kmとなるように補正後スタックした波形を用い、スタック波形の走時を説明する１次元速度構造をフォワードモデルリングによって示した。

今回、Obayashi et al.（2006）で示された１次元速度モデルM200M（200℃高温及び１％未満のメルトに起因する410-km不連続面直上の低速度異常および410-km不連続面の沈降）に基づく波形を計算し、スタック波形との比較を行った（図）。このモデルでは深さ310～460kmでM200Mを採用し、他の深さでは解析に使用したすべての地震–観測点間波線に沿った３次元速度構造（GAP_P4；obayashi et al., 2013）の平均で１次元構造を求めている。図が示すようにモデルM200Mによる合成波形は410-km 不連続面に関連するトリプリケーション波形を非常に再現している．従って沈み込むスラブの下の410-km不連続面付近の異常は本州スラブに限られたものではなく千島から本州にかけても見られる一般的な現象と考えられる。ただし、410km不連続面より浅い最深点を持つ初動波形の振幅は観測に比べて非常に小さく、トモグラフィーの平均では説明できず、スラブに対応する高速異常は改良しなくてはならないことを示唆している。

図：11個の地震をスタックした自乗エンベロープ波形（青色で塗りつぶされたもの）とM200M１次元速度構造をもとに合成された波形（マゼンタ）。

© 日本地震学会


Time - delta * 11.50 (sec)
135
140
145
150
155
160
165
170
Pu
P
pP
Delta (deg)
12
14
16
18
20
22
STK_D01005.sac
STK_D02195.sac

© 日本地震学会

Three dimensional shear wave structure in the upper mantle beneath the old Pacific plate

*Takehi Isse[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Hajime Shiobara[1], Nozomu Takeuchi[1], Hiroko Sugioka[2], YoungHee Kim[3], Hisashi Utada[1], Sang-Mook Lee[3], Kazunori Yoshizawa[4]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Kobe University, 3. Seoul National University, 4. Faculty of Science, Hokkaido University

多国間連携による海底地球物理観測イニシアティブ「太平洋アレイ」計画は，太平洋の年代の異なる様々な海域で1～2年のアレイ観測を展開することで，10～15年程度の期間で太平洋全体をカバーする「アレイによるアレイ」観測を実現し，海洋リソスフェア・アセノスフェアの理解を統合的に深化させることを構想している．

この太平洋アレイの第1期アレイとして，2018年秋から2019年秋にかけ，グアム東方沖の深海盆（海洋底年代約1.7億年）において，海底地震電磁気観測（Oldest-1アレイ）を日韓合同で実施した．このアレイは，太平洋最古の海洋底に位置しており，プレート成長の端成分を実証的に制約すると共に，太平洋プレート生成初期のプレート成長を明らかにすることを目的としている．観測は，日本側が観測機器（広帯域海底地震計(BBOBS)12台，海底電位差磁力計7台）を供出し，機器の設置・回収は韓国の研究船を使用して実施された．この観測では従来のBBOBSに微差圧計（DPG）を追加し，さらに錘の足の長さを従来の1mから2mに延長する改良を加えたものを使用した．BBOBS 12台中11台は良好な記録を取得し，1台はDPG記録のみ取得であった．傾斜ノイズ・コンプライアンスノイズ除去を施した鉛直成分を解析に用いた．

本研究は，表面波インバージョン手法を用いた上部マントルS波速度構造から，西太平洋の古い海洋底(1.2-1.8億年）の特徴を明らかにすることを目的としている．

Oldest-1アレイで得られた地震波形記録を用い，４次の高次モードまでの表面波位相速度を測定し，既存の測定データ(Isse et al., 2019, EPSL等)に追加し，鉛直異方性を考慮した太平洋全体の3次元上部マントルS波速度構造を求めた．

得られた構造は以前のモデル(Isse et al., 2019)と大局的には似ているが，西太平洋域に注目するとOldest-1アレイ直下では以前のモデルよりリソスフェアが高速度かつ厚いという違いが得られた．海洋底年代毎の上部マントルの速度構造を求めたところ，1.2-1.4億年までは海洋底が古くなるほど高速度であるが，1.4億年より古い海洋底では年代依存は不明瞭であった．

© 日本地震学会

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

Fri. Oct 30, 2020 11:00 AM - 11:45 AM JST | Fri. Oct 30, 2020 2:00 AM - 2:45 AM UTC | ROOM C

[S10]AM-2

chairperson:Shinji Toda(東北大学)

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

[S10-01] Subsurface structure revealed by S-wave seismic reflection across the East Matsumoto Basin fault, the ISTL fault system

○Haruo Kimura[1], Hisao Kondo[2], Kouta Koshika[3], Yusuke Kawasaki[3], Yoko Yoshimi[4], Hideki Kurosawa[3] (1.Central Research Institute of Electric Power Industry, 2.Geological Survey of Japan, AIST, 3.OYO Corporation, 4.IRIDES, Tohoku University)

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

[S10-02] Measurement of strike and dip of the Atotsugawa fault by cosmic ray muons

○Daisuke Ikeda[1], Akimichi Taketa[2], Katsuya Yamazaki[3], Kentaro Omura[4] (1.Kanagawa Univ., 2.ERI, 3.Chubu Univ., 4.NIED)

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

[S10-03] On-fault geological fingerprint of earthquake rupture direction

○Yoshihiro Kaneko[1], Jesse Kearse[2] (1.Kyoto University, 2.Victoria University of Wellington)

Subsurface structure revealed by S-wave seismic reflection across the East Matsumoto Basin fault, the ISTL fault system

*Haruo Kimura[1], Hisao Kondo[2], Kouta Koshika[3], Yusuke Kawasaki[3], Yoko Yoshimi[4], Hideki Kurosawa[3]

1. Central Research Institute of Electric Power Industry, 2. Geological Survey of Japan, AIST, 3. OYO Corporation, 4. IRIDES, Tohoku University

糸魚川−静岡構造線断層帯北部区間は，主に神城断層および松本盆地東縁断層北部によって構成されるほぼ南北走向の活動セグメントであり，その変位センスは東側隆起の逆断層成分が主体となっている（例えば，地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015, 糸魚川ー静岡構造線断層帯の長期評価（第二版）, 60p）．本研究では，糸魚川−静岡構造線断層帯北部区間の松本盆地東縁断層北部の活動に伴う地震時断層変位量を明らかにすることを目的とし，深度50 m程度までを対象としたS波反射法地震探査を実施した．

本探査地点は，松本盆地東縁断層北部のほぼ中央付近である長野県北安曇郡池田町花見に位置する（図a. 探査地周辺の活断層分布．近藤・谷口（2014, 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 地質調査総合センター速報, 66, 147–158）に加筆）．測線周辺には大峰山地から西流する扇状地面群が分布し，東側隆起の低断層崖および撓曲崖が生じている（例えば，丸山ほか, 2010, 糸魚川-静岡構線断層帯における重点的な調査観測 平成17～21年度 成果報告書, 文科省研究開発局・国交省地理院・東大地震研, 230–254）．また，測線周辺ではこれまでにも，トレンチ調査や群列ボーリング調査が実施され，活動履歴や地震時上下変位量が検討されている（遠田ほか, 2010, 糸魚川ー静岡構造線断層帯における重点的な調査観測 平成20年度 成果報告書, 文科省研究開発局・国交省地理院・東大地震研, 109–122; 丸山ほか, 2010, 前出; 近藤・谷口, 2014, 前出; 丸山ほか, 2015, 活断層研究, 15, 87–92）．

本探査測線群は，測線長130～500 mの東西3本と南北3本の合計6本の測線で構成される（図b. S波反射法地震探査測線および既存ボーリング掘削地点の詳細位置．ボーリング掘削地点は近藤・谷口（2014, 前出）および近藤・木村（2018, 活断層の評価に関する調査観測 「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」 平成29年度 成果報告書, 文科省研究開発局・産総研, 3–54）による．基図には池田町発行の1:2,500都市計画図を用いた）．現場探査データ取得は，一般的な共通中間点重合法（例えば，物理探査学会, 2016, 物理探査ハンドブック 増補改訂版, 1045p）によって行った．発震点間隔・受振点間隔は共に2 m（標準）で，震源にはOYO CAG製のポータブルバイブレータを使用し，受振器にはOYO Geospace製のGS-20DM（固有周波数14 Hz）を使用した．各測線共に固定展開によって，Geometrics Inc.製のGEODEを用いてサンプリング間隔0.5 ms，記録長2 sでデータ収録を行った．取得した探査データに対して，SeisSpace ProMAX （Halliburton Energy Services製）を用いて，一般的な共通中間点重合法（例えば，物理探査学会, 2016, 前出）による各種のデータ編集・フィルタ処理を施し，地質・構造解釈に資する探査断面を得た．

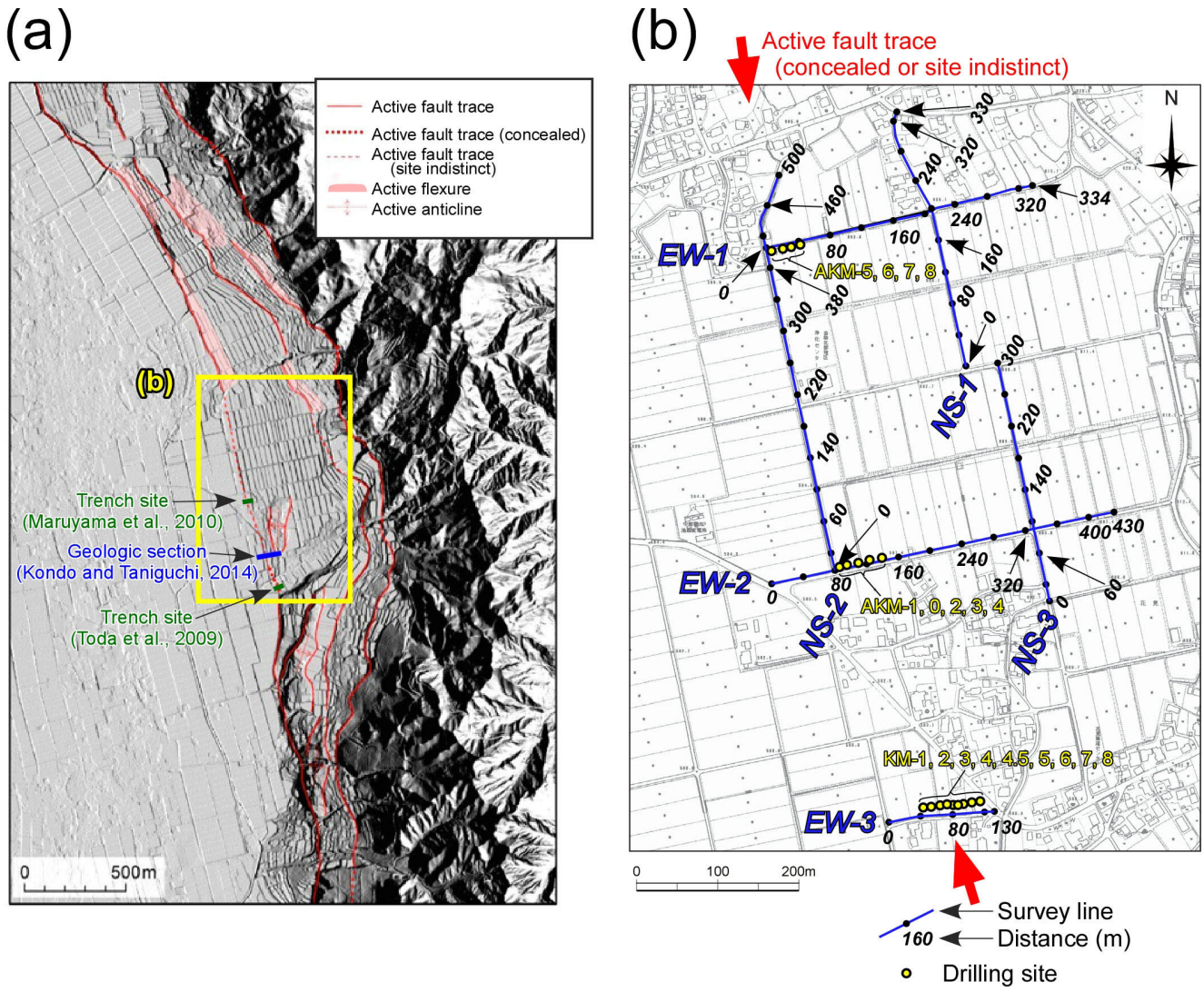
得られた深度変換断面に対する地質学的解釈の結果，断層にほぼ直交する3本の東西測線のそれぞれにおいて，約20度で東傾斜する断層，あるいは断層に伴う東側隆起の変形構造が認められた（図c. 探査結果断面の解釈の例．3本ある東西測線のうち，最も北側の測線の断層付近を拡大したもの）．こうした断層の傾斜角と既存研究で得られている地震時上下変位量（近藤・谷口, 2014, 前出）から，本地点における断層傾斜方向沿いの地震時変位量は約5.3 mと算出された．さらに，完新世の断層活動履歴（丸山, 2010, 前出; 近藤・谷口, 2014, 前出）も考慮して断層傾斜方向に沿った平均変位速度を算出すると，約1.5～2.1 mm/yrとなった．

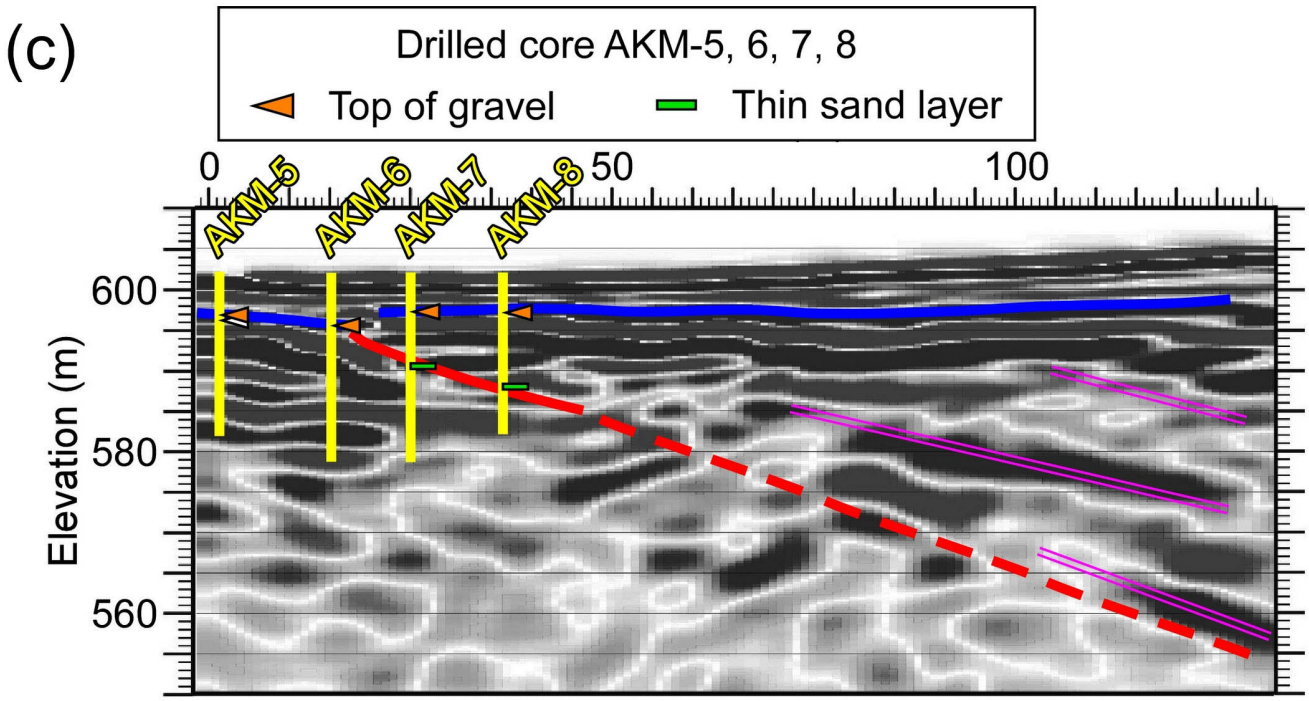
【謝辞】本探査の現場作業においては，地元官公庁・住民および応用地質株式会社の関係各位に御理解・御協力いただいた．本研究は文部科学省「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」プロジェクトの一部として実施した．前記プロジェクトのメンバー及び外部評価委員の皆様には多くの御協力と

© 日本地震学会

議論をいただいた．以上，ここに記して謝意を表する．

© 日本地震学会


(a)
Active fault trace
Active fault trace (concealed)
Active fault trace (site indistinct)
Active flexure
Active anticline
(b)
Trench site (Maruyama et al., 2010)
Geologic section (Kondo and Taniguchi, 2014)
Trench site (Toda et al., 2009)
0 500m
(b)
Active fault trace (concealed or site indistinct)
N
EW-1
AKM-5, 6, 7, 8
NS-1
EW-2
NS-2
AKM-1, 0, 2, 3, 4
NS-3
EW-3
KM-1, 2, 3, 4, 4.5, 5, 6, 7, 8
0 100 200m
Survey line
160 Distance (m)
Drilling site


(c)
Drilled core AKM-5, 6, 7, 8
Top of gravel
Thin sand layer
AKM-5
AKM-6
AKM-7
AKM-8
Elevation (m)
600
580
560

© 日本地震学会

Measurement of strike and dip of the Atotsugawa fault by cosmic ray muons

*Daisuke Ikeda[1], Akimichi Taketa[2], Katsuya Yamazaki[3], Kentaro Omura[4]

1. Kanagawa Univ., 2. ERI, 3. Chubu Univ., 4. NIED

地震時の強振動分布や津波の規模と挙動の予測には断層の姿勢とすべり量が必要であるが、地下数10mから数100mまでの断層の姿勢については、測定が困難である場合も多く、観測の空白域となることがある。本研究ではボアホール内に設置可能な宇宙線ミューオン検出器を開発し、地下浅部の3次元密度構造の測定を可能とした。また本手法で跡津川断層の破砕帯において密度構造測定を行ない、断層の姿勢の測定を行なった。この手法により、断層破砕帯や上盤下盤に密度差がある断層浅部の姿勢を測定することが可能である。
宇宙線ミューオンを用いた透視技術はミュオグラフィと呼ばれ、数十mから数kmまでの構造物の内部構造（平均密度）を非破壊的に測定できる事、一地点から広範囲の領域を測定する事が可能である事から、火山等巨大な構造物の透視が行われてきた。一方で宇宙線ミューオンは上空から飛来するため測定対象は検出器より上方に位置する物に限られる事、既存のシンチレータを用いた検出器はその大きさや電源から設置箇所が限られる事から、地下の構造測定には不向きであった。そこでボアホール内に挿入可能な小型のミューオン検出器を開発した。この検出手法は特定の仰角（約55±15度）に感度があるため、ボアホール内を深さ方向にスキャンすることで、地下浅部の3次元密度構造を測定する事を可能とした。この探査は密度に感度のある測定であり、断層破砕帯や上盤下盤に密度差がある断層の姿勢を測定することができる。
観測は防災科学技術研究所の跡津川ドリリングプロジェクトにより掘削したボアホールで行なった。ボアホールの直径は15cmであり、シンチレータを用いたミューオン検出器設置空間としては極小である。開発したミューオン検出器を図1に示す。検出器は長さ1mのシンチレータ16枚で構成されており、方位角ごとに到来ミューオン数を測定可能である。本測定器を用いて2016年から2017年にかけて、地下100mまで10m刻みに測定を行なった。
観測された各深さ各方向からのミューオン数から断層の姿勢の情報を得るためには、本観測状況を反映したミューオン数期待値モデルが必要である。モデルは地表におけるミューオンのエネルギースペクトル、詳細地形データ（DEM）による地中通過距離と地中での減衰量、検出器応答を組み合わせて構築されており、断層の影響の少ない浅部でその妥当性を検証している。このモデルに断層を加え、断層の位置、姿勢を変えた場合のミューオン数期待値と、観測データの一致度を比較することで、断層の姿勢を推定する。一例として、断層を1枚板だと仮定し、走行、傾斜、深さ、幅、密度をパラメータとして、それぞれ走行傾斜を10度刻み、深さ、幅を10m刻み、密度を0.1 g/cm^{3}刻みで動かした結果、最も観測データと一致したパラメータと、走行-傾斜平面でのχ2乗/自由度の様子を図2に示す。この結果は既知の大局的な走行や、ボアホール近傍の露頭に見られる傾斜と良く一致している。
本研究で構築したボアホール内ミューオン検出器を用いた断層浅部の探査手法は、既存の測定手法では得る事が難しかった地下数10mから数100mにおける広域の断層破砕帯や上盤下盤に密度差がある断層の姿勢を測定するユニークな手法となる。現在、本検出器の改良型として、検出器直径を120mmから86mmへと小型化することで、陸上掘削において最も多用される86コアで使えるようにし、かつ到来天頂角にも感度を持つ測定器を開発中である。

© 日本地震学会

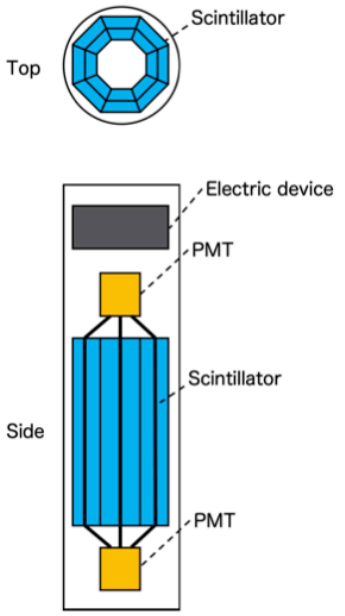


図 1: ボアホール設置型ミューオン検出器の模式図

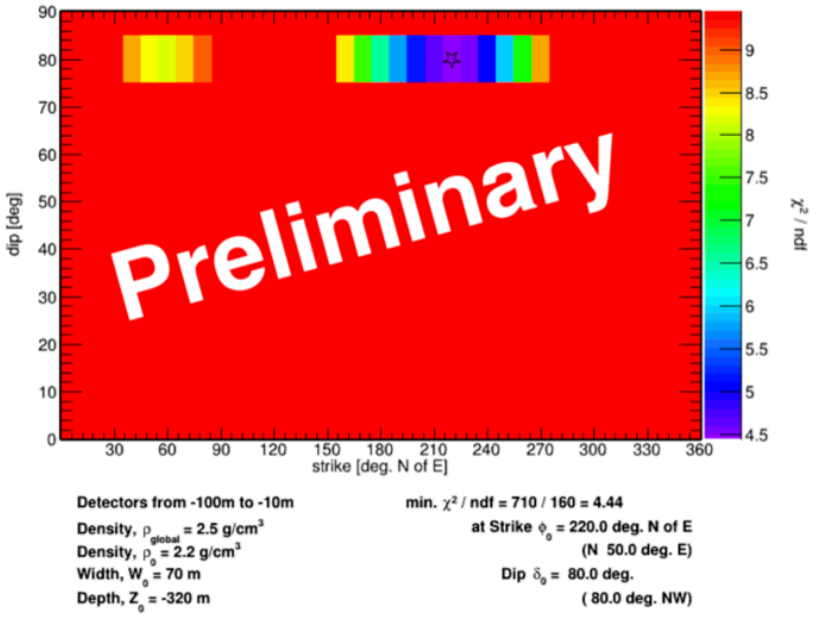


図 2:断層を 1 枚板であると仮定した場合に最も観測データと一致した断層のパラメータと、走行-傾斜平面における χ2 乗/自由度の様子

© 日本地震学会

On-fault geological fingerprint of earthquake rupture direction

*Yoshihiro Kaneko[1], Jesse Kearse[2]

1. Kyoto University, 2. Victoria University of Wellington

How earthquake ruptures evolve and propagate are major outstanding questions in seismology. Our current understanding is limited to modern events captured by seismic networks, making it impossible to observe rupture propagation that occurred during earthquakes in the distant past. Here we propose a new method to discern the rupture propagation directions of past large earthquakes based on geological features preserved on fault slip planes. These features—called slickenlines—are striations formed during seismic slip and record dynamic fault movement during past surface-breaking earthquakes. We develop a theoretical framework that links slickenline curvature with rupture mode and rupture propagation direction for all faulting types and test our model using a global catalogue of historical surface-rupturing earthquakes with seismologically constrained rupture directions. Our results reveal that historical observations are consistent with theoretical predictions, thus providing a robust way to uncover the rupture directions of large earthquakes that lack instrumental data.

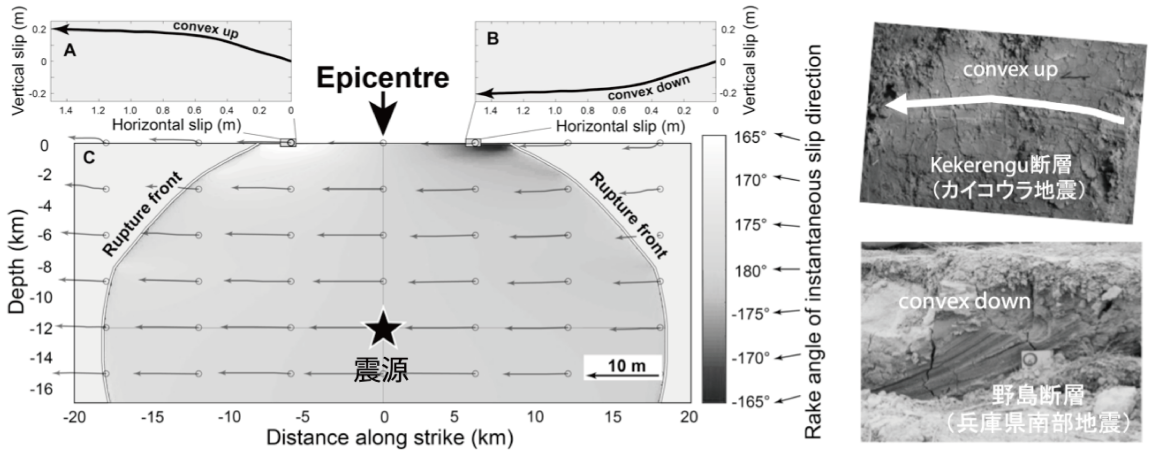


図１：動的破壊シミュレーションから見る断層面上の条線（太い黒の矢印）の特性。背景の色は地震開始から７秒後の条線の方向（レイク角）を表している。震源の左側の方向**A**の地表にある条線はConvex upを示しているが、反対側（方向**B**）はConvex downである。条線の特性は破壊伝播方向に依存し、実際に記録された断層条線の湾曲（右側の写真）と一致する。

© 日本地震学会

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

Fri. Oct 30, 2020 1:00 PM - 2:15 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM C

[S10]PM-1

chairperson:Juichiro Ashi(東京大学), chairperson:Haruo Kimura(電力中央研究所)

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

[S10-04] Organization and analysis of the aftershocks of Ansei Edo earthquake recorded in various historical documents

○Baba Michito[1] (1.University of Tokyo, Earthquake Research Institute)

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

[S10-05] Temporal variation of the number of felt earthquakes recorded in the Omihachiman Ichida Family Diary: before and after the 1854 Iga-Ueno and 1854 Tokai-Nankai earthquakes (1842–1868)

○Kentaro Hattori[1], Ichiro Nakanishi[1], Junzo Ohmura[2] (1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S10-06] Shallow geological structure and cold seep along active faults in the eastern Sagami Bay

○Juichiro Ashi[1], Ken Ikehara[2], Toshiya Kanamatsu[3], Makoto Yamano[1], Ayanori Misawa[2] (1.UTokyo, 2.AIST, 3.JAMSTEC)

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

[S10-07] The Nankai subduction zone paleoearthquake history reconstructions using sequential radiocarbon dating of total organic carbon of in sediment cores obtained from off Kumano

○Io Miura[1], Juichiro Ashi[1], Natsumi Okutsu[2], Yosuke Miyairi[3], Yusuke Yokoyama[3] (1.The University of Tokyo, Graduate School of Frontier Sciences, Dept. of Natural Environmental Studies, 2.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3.Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo)

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

[S10-08] Afterslip on the northernmost Hinagu fault associated with the 2016 Kumamoto earthquake

○Shinji Toda[1], Masayuki Torii[2], Masashi Omata[3], Daisuke Sango[4], Takashi Ishizawa[1] (1.International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2.Center for Water Cycle, Marine Environment and Disaster Mitigation, Kumamoto University, 3.Pasco Corporation, 4.Former: Pasco Corporation)

Organization and analysis of the aftershocks of Ansei Edo earthquake recorded in various historical documents

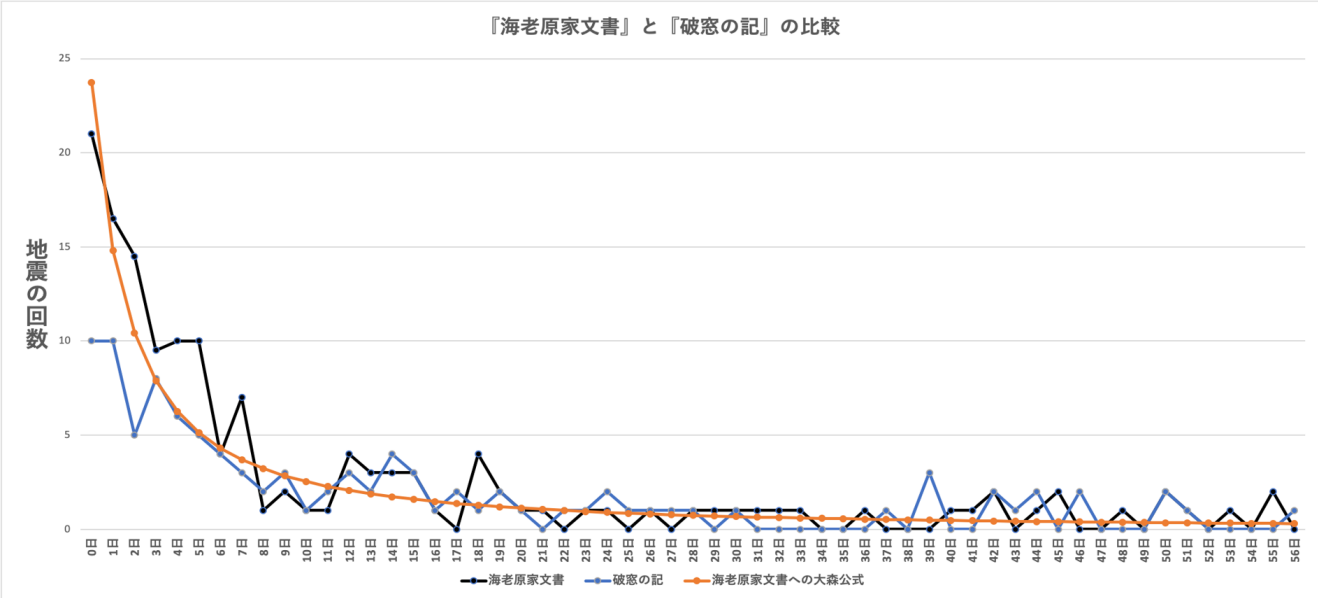
*Baba Michito[1]

1. University of Tokyo, Earthquake Research Institute

安政江戸地震は西暦1855年11月11日の午後10時ごろに発生した地震で,江戸市中で地震動による家屋の倒壊や火災を引き起こした他,関東一円にも大きな被害をもたらした.
安政江戸地震の本震や被災状況の分析は多くの研究で行われている一方で,安政江戸地震の余震活動についての研究は多くない.本研究では,様々な江戸で記録された史料中の余震記録を整理するとともに、それらの史料と江戸近郊で特に詳細な余震記録を含む『海老原家文書』(千葉)を比較することで安政江戸地震の余震活動の分析を試みた.
安政江戸地震の余震活動は様々な史料で記録されており,例えば余震の発生時間や揺れの程度を詳細に記録した『破窓の記』(江戸)や揺れの程度について特に詳細な『なゐの日並』(江戸)などがある.他にも,余震記録を含む資料のうち江戸から離れた地点で記録されたものには『俊純日記』(群馬)や『豊田家日記』(千葉),『飛騨地震年表』(岐阜),『海老原家文書』(千葉)などがある.
『海老原家文書』は千葉県史料財団が『千葉県史』の編さん事業の一環として平成11年(1999)年から平成15年(2003)年12月までの4年5ヶ月にわたり本埜村(現印西市)の海老原文彦家を調査した際に発見された史料の一つで,『安政地震書留之事』として,竜腹寺村(印西市)の海老原善兵衛によって安政江戸地震による被害や余震が記録されている.石瀬他(2019)では『海老原家文書』や『成田村組合村々潰家破損書上帳』などを用いて,安政江戸地震の際の成田市や佐倉市における震度を再決定した.
本研究では上記の史料に加えて,『なゐの後見艸』(江戸),『斉藤月岑日記』(江戸),『山口直毅日記』(江戸),『安政二年乙卯珍話』(江戸),『大沼氏記録』(長野),『中村仲蔵記録』(江戸),『巷街贅説』(江戸),『日記抄』(江戸),『村垣淡路守範政公務日記』(江戸),『別本藤岡屋日記』(江戸),『安政乙卯地震紀聞』(江戸),『大地震大風見聞記』(江戸),『自身の噂』(江戸),『津軽藩御日記』(江戸)なども用いた.
余震について特に詳細に記録された史料のうち,『破窓の記』では丸の大きさ,丸の下に記録された時間で,それぞれ揺れの大きさと発生時を記録している.『海老原家文書』では基本的に「何月何日、昼(または夜)何時に(揺れの大きさ)が何回あった」という形式で余震を記録している.『破窓の記』と『海老原家文書』に記録されている余震記録を1日ごとにプロットすると以下の事が分かった.
まず,安政元年十月から十一月の間に『海老原家文書』にはおよそ140回,『破窓の記』には97回の揺れを記録しているが,安政元年十月二日から十日までの期間で,２つの史料中の余震の記録の数には大きな差があった,また.十月十日以降の揺れの記録数は両史料ともによく一致している.
本研究では,余震活動を評価する方法の一つとして存在する大森・宇津公式(Ustu 1957)を用いた.海老原家文書の余震記録のうち,本震発生直後から十一月末日までの期間で大森・宇津公式をフィッティングしたところ図のようになり,フィッティングした曲線は『破窓の記』で記録された余震記録と本震から３日目以降でよく一致した.このことから,十月二日から五日の間で江戸の史料で見落とされた余震が,『海老原家文書』で記録されている可能性があると考えられる.
『海老原家文書』や『豊田家日記』などの江戸から離れた地域の史料と江戸で記録された史料中の余震記録を比較した.その結果,印西市では,中村(2011)で最大余震とされた十月六日の地震による揺れは大きくなかった可能性がある.また,中村(2011)では十月十二日の余震も最大余震に準ずる揺れとされていたが,『海老原家文書』を記録した地域では大きな揺れを記録していない.他にも,十月七日,十二日,十七日,二十二日,二十五日,十一月一日,の地震が複数の史料で記録されいた.
異なる史料に同一の時間で揺れが記録されていても,異なる地震を記録している可能性がある一方で,余震について詳細に記録した史料を複数比較することで,歴史地震の余震についても震央をより詳しく推定できるかもしれない.
本研究において熱心なご指導をいただいた神戸大学の杉岡裕子教授と『海老原家文書』を紹介していただいた

© 日本地震学会

地震研究所の石瀬素子氏に感謝の意を表します.



© 日本地震学会

Temporal variation of the number of felt earthquakes recorded in the Omihachiman Ichida Family Diary: before and after the 1854 Iga-Ueno and 1854 Tokai-Nankai earthquakes (1842–1868)

*Kentaro Hattori[1], Ichiro Nakanishi[1], Junzo Ohmura[2]

1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

The Ichida Family Diary contains the records from 1804 to 1906, and the earthquake records from 1804 to 1872 are transcribed and have been used by several authors to study earthquakes and seismic activity during the period of nineteenth century. The Diary for 1804 to 1872 had been written by four heads (9th to 12th) of the Ichida Family, a merchant based in Omihachiman, Shiga Prefecture and having their branch office in Takasaki, Gunma Prefecture.
Hattori et al. (2020) have noticed the presence of the Takasaki office and also frequent business trips of the heads between Omihachiman and Takasaki and long stay of the heads in Takasaki. They have examined the earthquake records for 1804 to 1841 in the Ichida Family Diary and shown that the observation points of earthquakes in the Diary are divided into Omihachiman, Takasaki, and points on the trips between the two office towns, depending on the location of the writer of the Diary (the 9th and the 10th head).
Figure 1 shows the number of felt earthquakes and the locations where the writer felt the earthquakes for each year of 1804 to 1841 in the Ichida Family Diary. All the earthquakes recorded in the Ichida Family Diary were considered to be felt in Omihachiman and used in earthquake studies. However, a significant number of earthquakes felt in Takasaki are found in the Diary.
In the present paper, we study the earthquake records for 1842 to 1868 in the Ichida Family Diary. This period is fairly different in the situation of the Diary from the preceding period of 1804 to 1841. The 10th head retired and transferred the business of the Ichida Family including the Takasaki office to the 11th head, but the 10th head continued writing the diary after the retirement. Two kinds of diaries written by the 10th and 11th heads exist for 1847 to 1862 and we obtain homogeneous records of felt earthquakes in Omihachiman. Thus the earthquake records of Omihachiman during 1842 to 1868 may be considered much better in quality than those for 1804 to 1841.
Figure 2 shows the yearly number of the earthquakes felt in Omihachiman for 1842 to 1868. The number of the earthquakes may have a peak in 1848 and decrease to once or twice a year right before the occurrence of the 1854 Iga-Ueno earthquake or the 1854 Tokai-Nankai earthquakes. Spatial characteristics of this seismic activity will also be discussed.

© 日本地震学会

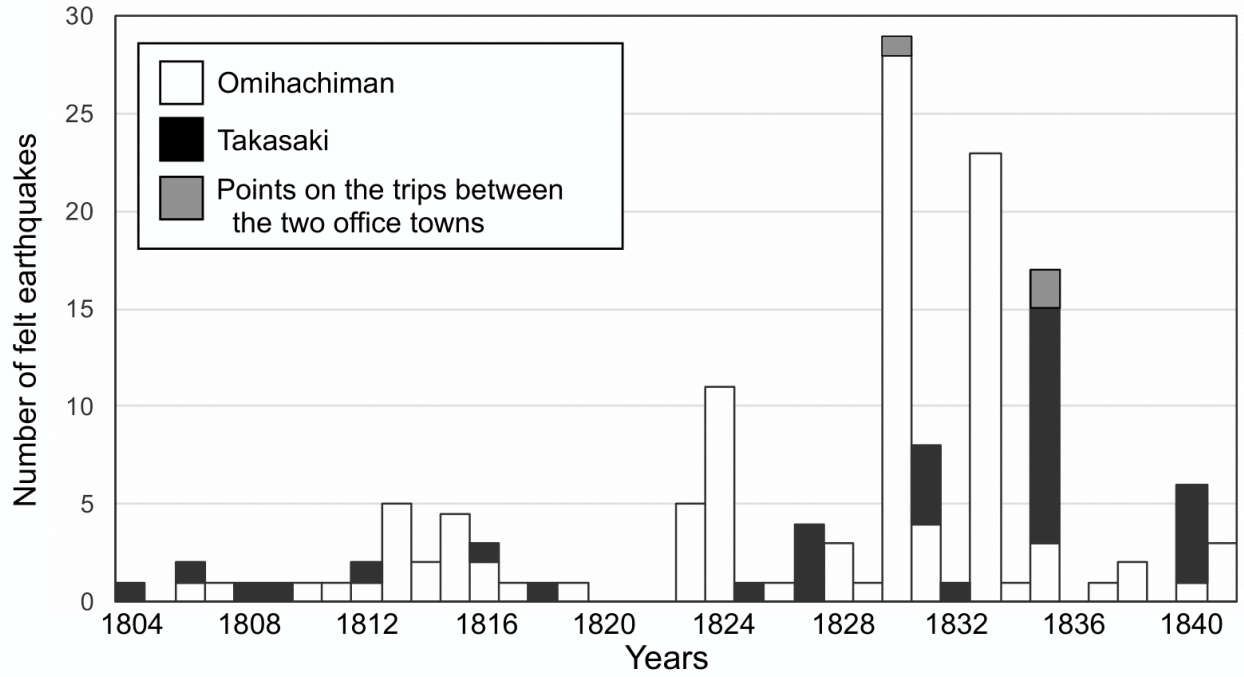


Fig.1 Number of felt earthquakes in the Ichida Family Diary (1804～1841). When the Diary records frequent earthquakes without the number of times, we consider it as three times.

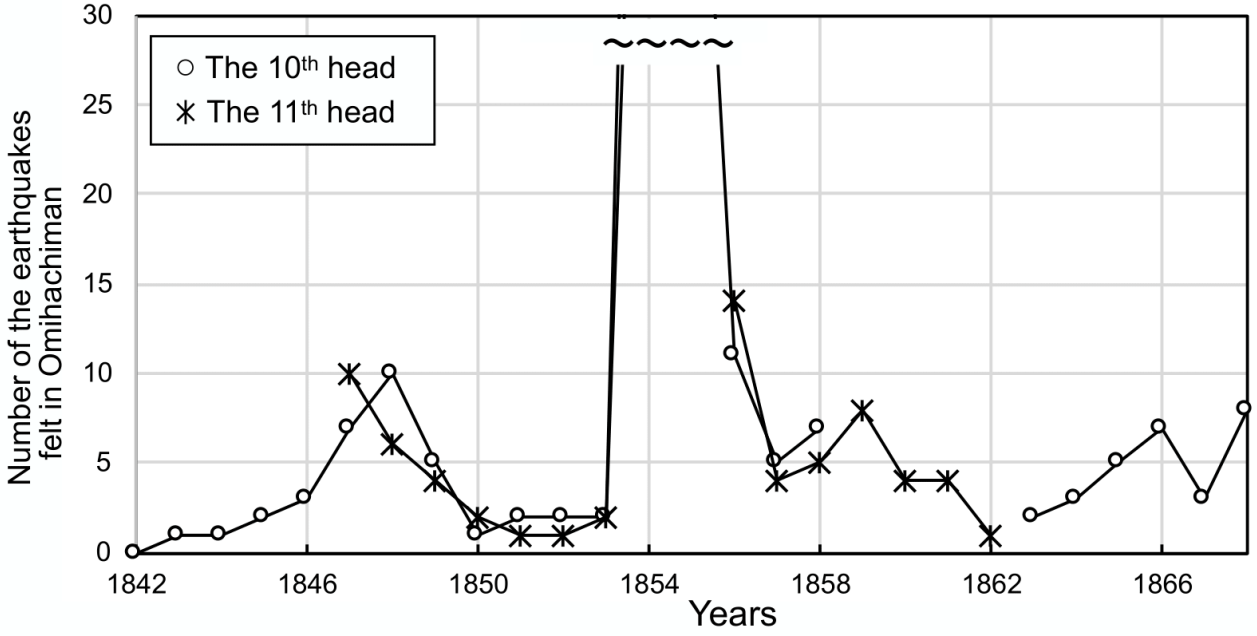


Fig. 2 Number of the earthquakes felt in Omihachiman in the Ichida Family Diary (1842～1868).
When the Diary records frequent earthquakes without the number of times, we consider it as three times.

© 日本地震学会

Shallow geological structure and cold seep along active faults in the eastern Sagami Bay

*Juichiro Ashi[1], Ken Ikehara[2], Toshiya Kanamatsu[3], Makoto Yamano[1], Ayanori Misawa[2]

1. UTokyo, 2. AIST, 3. JAMSTEC

相模トラフ沿いでは巨大地震が繰り返し発生しており1923年大正関東地震の震源域である相模湾東部では，北西－南東方向に海丘が並び，その麓を繋げた相模構造線（木村, 1973, 科学）に活断層が推定されている（活断層研究会編, 1991, 新編日本の活断層）．海陸統合地殻構造調査では，国府津-松田断層の南東延長部に東傾斜の反射面が確認され，プレート境界断層とそこから分岐した断層が捉えられている（佐藤ほか，科学，2010）．しかし，最近の断層活動を議論するに足る海底浅部の変形構造と試料に基づく年代データは得られていない． 海底浅部構造は高周波を用いたサブボトムプロファイラー（以下SBP）で探査されるが，複雑な地形の所では音波が散乱・減衰して構造を捉えることが困難である．本研究は，高分解能の浅部構造探査と断層試料の採取により最近の断層の活動を明らかにすることを目的とした．
白鳳丸KH-10-3，KH-11-9, KH-16-5次航海では，無人探査機NSSに周波数1.5～6kHzのチャープ式音源と受信機を搭載し，海底から高度10 m 程度で深海曳航を行い高解像度のSBP記録を得た．三浦海丘南西斜面の探査では，複数の断面において斜面麓に断層とみられる北東へ約30度で傾斜した反射面を捉えた（Misawa et al., 2020, Geo-Marine Letters）．反射面の上盤側はいずれの地点も無構造であるが，下盤側はほぼ水平な成層構造が認められる地点と崖錐堆積物によるカオティックな構造の地点があった． KH-16-5次航海では，SBPで位置を特定し，ピストンコアラーで断層試料の採取を行った．コア試料は，深度1.2 mまでは暗緑色のシルト質粘土とシロウリガイの貝殻片を含んだ含礫泥層の互層からなる．深度1.2 mから2.6 mまではシルト質の薄層が15 cm前後の間隔で暗緑色の粘土中に挟在する．断層とみられる厚さ約5 mm のゾーンは，深度2.25 mに認められ，シルト質粘土と砂～細礫サイズの岩片から構成される．このゾーンは古地磁気による方位補正の結果，北～東の方向へ30度の傾斜を示し，SBP断面に見られた傾斜した反射面に相当すると解釈される．また，ゾーンの上下の浮遊性有孔虫の放射性炭素年代は，一部逆転がみられるものの，年代差は小さく，変位の小さい副断層である可能性が高い．複数の測線でのSBP記録から，北西－南東方向の断層はミ型の雁行配列をしているとみられ，ジョグの部分のSBP記録ではほぼ鉛直の断層が発達しており横ずれ変位が生じているものとみられる．
コア試料には，シロウリガイの貝殻片と礫からなる層が複数認められ，メタンを含んだ流体の過去の湧出を示す．白鳳丸KH-19-5次航海では，斜面基部を中心に生きたシロウリガイが広く分布し，限定的な分布ではあるがシンカイヒバリガイの生息も確認した．一般的にシンカイヒバリガイは高濃度のメタン湧出域に生息していることから，この地点でのメタン湧水が活発であることを示唆する． この地点では，冷湧水の湧出変動を調べるため，自己浮上式熱流量計を設置し約1年間の長期観測を実施中である．

© 日本地震学会

The Nankai subduction zone paleoearthquake history reconstructions using sequential radiocarbon dating of total organic carbon of in sediment cores obtained from off Kumano

*Io Miura[1], Juichiro Ashi[1], Natsumi Okutsu[2], Yosuke Miyairi[3], Yusuke Yokoyama[3]

1. The University of Tokyo, Graduate School of Frontier Sciences, Dept. of Natural Environmental Studies, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3. Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo

南海トラフ沿岸における古地震履歴は，Garrett et al.（2016, Quaternary Science Reviews）によってまとめられ，各地域(セグメント)の地震発生履歴を概観することができる．しかし，コンパイルされた先行研究の多くは陸域のデータを用いたものであり，震源近傍の海域のデータを用いた例は限られる．

海底堆積物は，洪水や海底地すべり，地震といったイベントを記録しており，その堆積物の年代を調べることでイベントの発生年代が推定される．通常，海底堆積物の年代は，火山灰との対比，浮遊性有孔虫の放射性炭素（^{14}C）年代などを用いて推定することが多い．しかし，浮遊性有孔虫化石の産出に乏しく，浮遊性有孔虫の^{14}C ($^{14}C_{foram}$)年代測定に必要な量を得られない場合がある．また，地震履歴を推定するために，洪水性などの他の要因のものを排除し，イベントが地震性であることを確認する必要がある．

本研究では，浮遊性有孔虫化石の産出の少ない南海トラフの試料において，全有機炭素の放射性炭素($^{14}C_{TOC}$)年代測定を高密度で測定することにより，地震性イベントの発生年代を高精度で推定した．本研究で用いた試料は，学術研究船「新青丸」のKS-14-8航海において，熊野沖の閉鎖型海盆から採取されたマルチプルコア試料，およびピストンコア試料である．この試料採取地点は，熊野川河口から南東に約80kmの地点に位置する外縁隆起帯に発達した小海盆であり，海底谷に直結していないことから，洪水などの陸からの直接的な土砂の影響を受けにくい．本研究では，海盆内の凹地(2372 m 地点)と凸地(2255m地点)からそれぞれ試料を採取した．これらの試料を，肉眼観察，X線CT画像による内部構造観察を行った後に，$^{14}C_{TOC}$年代測定用の試料をサンプリングした．測定は東京大学大気海洋研究所に設置されているシングルステージ型加速器質量分析装置を用いた．その後，得られた年代は年代較正プログラムOxCal 4.4にて補正した．補正後に得られた放射性炭素年代とOkutsu et al. (2020, JpGU Abstract)によって得られた火山灰，$^{14}C_{foram}$年代を比較し，高密度測定$^{14}C_{TOC}$年代の有用性について検討した．

凹地のピストンコア(全長6.7m)のX線CT画像観察には，イベント層が18枚，火山灰層が1枚観察された．コアの深度に対する年代モデルにおいて，火山灰，$^{14}C_{foram}$年代を用いて堆積速度を推定すると，深度2.5 - 3.1mで，およそ40 cm /kyrであり，それ以外の深度では，およそ70 cm/kyrである．$^{14}C_{TOC}$年代モデルでもほとんど同様の堆積速度であるが，深度2.5 - 3.1 mにおいて堆積速度が変化する傾向も見られた．

凸地のピストンコア(全長7.1m)では，イベント層が14枚，火山灰層が2枚観察された．コアの深度に対する年代モデルにおいて，火山灰，$^{14}C_{foram}$年代を用いて堆積速度を推定すると，約30 cm/kyrであり，$^{14}C_{TOC}$年代も同様の堆積速度であった．

このことから，高密度の$^{14}C_{TOC}$年代と限定された層準における$^{14}C_{foram}$年代，火山灰から推定された年代を組み合わせ，$^{14}C_{TOC}$年代との年代差(炭素リザーバー効果)を差し引くことで，高分解能な年代決定ができることが示された．

現在，得られているデータから，$^{14}C_{foram}$年代との年代差は，凹地ではタービダイト層をのぞいて，813 - 1501年，凸地では1656 - 2071年古くなっており，深くなるほど年代差が広がるという傾向が見られてい

© 日本地震学会

る．今後はそれらをさらに検討することで，より高精度な年代決定が期待される．

© 日本地震学会

Afterslip on the northernmost Hinagu fault associated with the 2016 Kumamoto earthquake

*Shinji Toda[1], Masayuki Torii[2], Masashi Omata[3], Daisuke Sango[4], Takashi Ishizawa[1]

1. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2. Center for Water Cycle, Marine Environment and Disaster Mitigation, Kumamoto University, 3. Pasco Corporation, 4. Former: Pasco Corporation

平成28年4月16日に発生した熊本地震（M7.3）では，日奈久断層帯高野–白旗区間北部（日奈久断層北端）から布田川断層帯布田川区間沿い約30kmにわたって地表地震断層が出現した（熊原ほか，2016）．地震断層沿いの最大右横ずれ変位は2.2mであるが，国土地理院電子基準点やALOS-2による干渉SAR解析からは，広域での地震時変動が捉えられた．さらに，衛星測地の結果からは，地震後も地震時変位と同じセンスの余効変動がさらに広域に継続的に生じていることがわかり，震源断層の余効すべりと下部地殻の粘弾性変形によってモデル化された（例えば，Pollitz et al, 2017）．また，中尾ほか（2018）は，GNSS臨時観測から日奈久断層帯で約21cmの余効すべりを推定した．今回，著者らは本震後約４年間に不定期に地震断層を確認した結果，日奈久断層北端の御船町高木地区において目視判別できるほどの顕著な余効すべりを確認したので報告する．

地震後１年間の最も明瞭な変化が確認されたのは，高木地区給油所裏のブロック塀である（図１）．テープ計測のため精度は高くないが，地震時には50cmだった右横ずれ（図１c）が１年後には約70cmにまで成長し，ブロックの剥離も確認されている（図１d）．また，本震の10ヵ月後に新設されたブロック塀にも約５cmの右横ずれが生じている（2020年８月時点）．さらに，その他３箇所で地震後に修復されたアスファルト上に右横ずれに整合的な杉型雁行亀裂や1-2cm程度の上下変位，最大3cm程度の右横ずれ変位が認められた．

GNSSデータによる推定ではあるが，一般にプレート境界型の巨大地震では余効すべりの報告例は多い（例えば，1994年三陸はるか沖地震や2011年東北沖地震）．陸上では，サンアンドレアス断層帯上の1966年，2004年パークフィールド地震や2014年南ナパ地震が顕著で，地震時変位と同等かそれ以上の数10cmもの変位が確認されている（Lienkaemper & McFarland, 2017; Lienkaemper et al., 2016）．一方，日本列島内陸では，これまで余効すべりが地震断層上で目視確認されたことはない．間接的に1974年伊豆半島沖地震（M6.9）石廊崎断層にて断層を挟む四辺長計測の結果，地震後２年間に7-25mmの余効すべりが報告されているのみである（宮沢・衣笠，1977）．なお，干渉SARからは布田川断層・出ノ口断層沿いにも部分的に余効すべりが確認されているが，現地で目視判別できる地点は認められない．「不完全な破壊」に終わった日奈久断層側で顕著な余効すべりが発生している事実は，今後の地震活動を評価するうえで重要であり，未破壊区間の長期評価にも影響する可能性がある．

謝辞：本研究に用いたALOS-2データは、ALOS-2PIプロジェクト（PI No.3183）のもと、JAXAより提供を受けたものである．

文献：Lienkaemper & McFarland (2017) BSSA, 107, 1082. Lienkaemper et al. (2016,) SRL., 87, 609.　熊原ほか（2016）日本地球惑星科学連合大会要旨．宮沢・衣笠（1977）地質調査所特別報告，6, 105. 中尾ほか（2018）平成28年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査報告書．Pollitz et al. (2017) GRL., 2017, 44, 8795.

© 日本地震学会



図１．余効すべりが確認された地点. a)矢印が確認地点. 基図は熊原ほか（2016）. b）地震後に修復された路面に出現した雁行亀裂群. c）地震直後のブロック塀の変位, d）１年後のブロック塀の変位.

© 日本地震学会

Room C | Regular session：S08. Earthquake physics

Fri. Oct 30, 2020 2:30 PM - 3:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 5:30 AM - 6:30 AM UTC | ROOM C

[S08]PM-2

chairperson:Naofumi Aso(Tokyo Institute of Technology)

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

[S08-01] Quantitative comparison between the radiation-corrected EGF and the conventional EGF

○Ritsuya Shibata[1], Genki Oikawa[1], Naofumi Aso[1], Junichi Nakajima[1], Satoshi Ide[2] (1.Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology, 2.Department of Earth and Planetary Science, University of Tokyo)

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

[S08-02] Initial rupture process of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake inferred from 2D/3D source imagings

○Ryo Fujimoto[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1] (1.Graduate school of natural science and technology OKAYAMA UNIVERSITY)

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

[S08-03] Physical mechanisms of the 2017 Pohang earthquake, South Korea

○Toshiko Terakawa[1], Wooseok Seo[2], Kwang-Hee Kim[2], Jin-Han Ree[3] (1.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2.Pusan National University, South Korea, 3.Korea University, South Korea)

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

[S08-04] Time dependent changes in aftershock activities of the 2016 Central Tottori Prefecture Earthquake revealed by dense seismic observation

○Yoshihisa Iio[1], Satoshi Matsumoto[2], Joint aftershock observation group of the Central Tottori Prefecture earthquake (1.DPRI, Kyoto University, 2.Institute of Seismology and Volcanoloty, Kyushu University)

Quantitative comparison between the radiation-corrected EGF and the conventional EGF

*Ritsuya Shibata[1], Genki Oikawa[1], Naofumi Aso[1], Junichi Nakajima[1], Satoshi Ide[2]

1. Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology, 2. Department of Earth and Planetary Science, University of Tokyo

波形インバージョンは震源過程の時空間発展を詳細に推定する手法として広く用いられている。この波形インバージョンは、グリーン関数と滑り量を時空間でコンボリューションして生成される合成波形で観測波形を再現するアプローチであり、その波形残差を最小にするような各小断層の時間ステップごとの滑り量を最小二乗的に求めるのが一般的である。このとき、グリーン関数として、仮定した速度構造から理論的に求められるグリーン関数 (例えばBouchon, 1981; 武尾, 1985)を用いる場合と、近傍で発生した同様のメカニズムの地震の波形を経験的グリーン関数 (例えばHartzell, 1978)として用いる場合がある。経験的グリーン関数は、実際の複雑な速度構造の影響を説明できる一方で、両者の震源が十分に近いことやメカニズムの類似性が要求されるため、解析対象とする地震の震源近傍に本震と似たメカニズムの地震が存在しなければ適用できないという欠点がある。

しかしながら、地震波形の複雑性に大きく寄与する観測点近傍の経路がほぼ共通であれば、震源位置やメカニズムが多少異なる地震の波形でも、放射パターンの影響を補正した上でグリーン関数として用いることができる可能性がある。そこで本研究では、波形インバージョンの放射パターンを考慮した経験的グリーン関数を用いた波形インバージョン手法を開発し、理論波形を用いてテストを行った。具体的には、波線理論を仮定して、射出角とモーメントテンソルの情報から、対象とする地震の小断層での滑りと経験的グリーン関数に用いる地震について理論的な放射パターン(Aki and Richards, 2002)を計算し、その比を用いてP波・SH波・SV波のそれぞれについて観測点毎に補正をおこなった。

我々はこの新手法を、本震(target event)と経験的グリーン関数として用いる地震(reference event)の理論波形を用いた合成テストに適用した。この合成テストでは、放射パターンを補正した経験的グリーン関数(新手法)を用いた場合と補正しない経験的グリーン関数(従来手法)を用いた場合の結果を、各地震の震源位置とメカニズム、観測点の配置の設定が同じ条件で比較した。我々はこの試行を下記に示す①と②をそれぞれ組み合わせた9つのケースについてそれぞれ200回ずつ繰り返した。

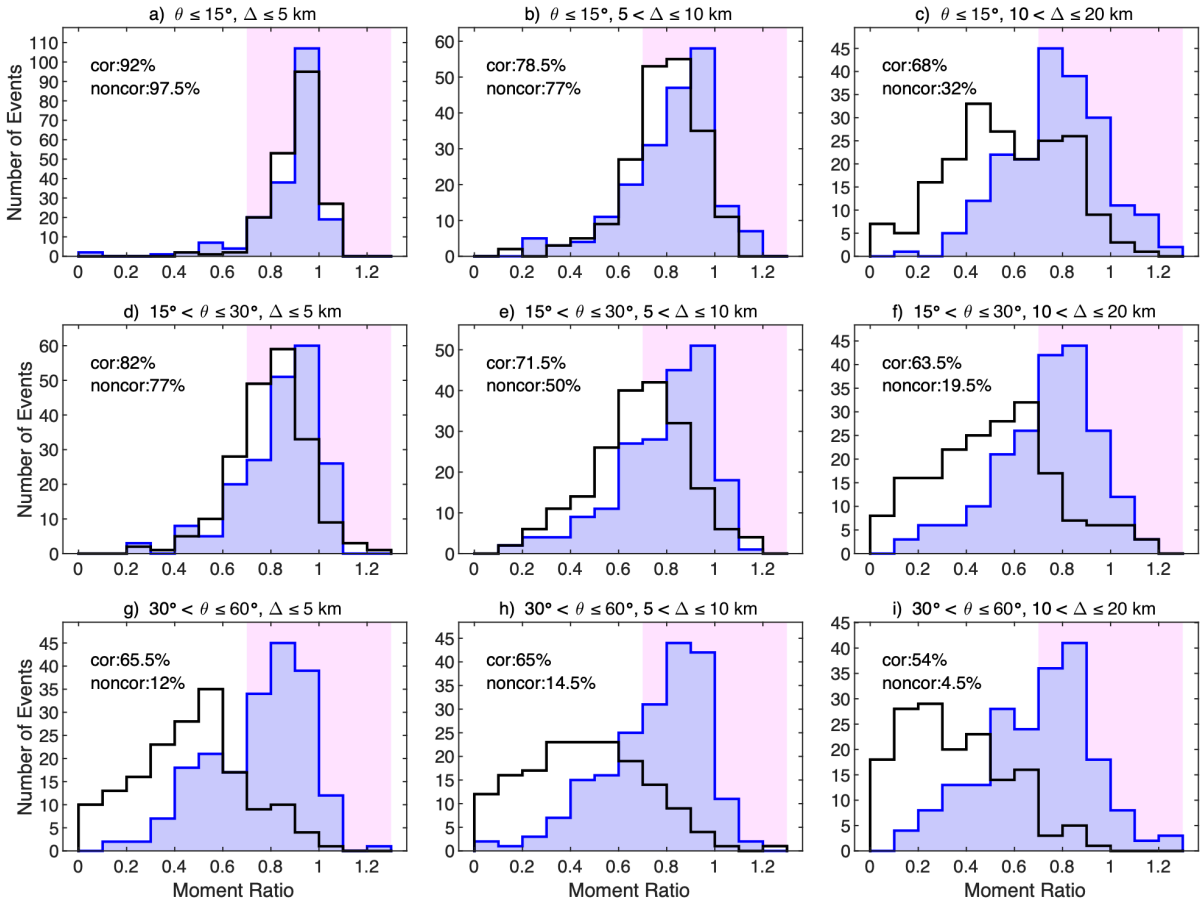
①target eventとreference eventの震央間の距離(Δ)についてΔ ≦ 5 km、5 < Δ≦ 10 km、10 < Δ≦ 20 kmの3ケース
②target eventとreference eventのカガン角(θ)についてθ ≦ 15 度、15 < θ≦ 30 度、30 < θ≦ 60 度の3ケース

速度構造としてJMA2001(上野ほか, 2002)を仮定し、target eventとreference eventの深さは全て9.99kmとした。target eventとreference eventの理論波形はfkアプリケーション(Zhu and Rivera, 2002)を用いて計算した。また、target eventとreference eventのモーメントマグニチュードは同じ値としており、推定されるモーメント比(モデルパラメータ)は1になるはずである。

以下の図は、上述した9つのケースごとに、２００サンプルのインバージョンのモーメント比の分布を示したものである。各ケースについて、Δとθが所定の範囲内になるようにサンプルを生成している。青と白の分布は、それぞれ放射パターンを補正した新手法と補正しない従来手法による結果の分布を表している。赤く塗ったゾーンは推定されたモーメント比が0.7～1.3の範囲であり、cor:、noncor:の後に記された数値はそれぞれ新手法と従来手法のうち赤いゾーンに入った割合を示している。

© 日本地震学会

合成テストの結果、多くのケースで放射パターンの補正によりモーメント比が改善された。しかしながら、本研究では直達波のみについて放射パターンの補正を行なっている一方で、自由表面には直達波とは異なる放射を持つ比較的大きな変換波や反射波が存在するため、多くのサンプルではモーメント比が正確に1とはならないことがわかった。そこで、本研究では、各ケースについて結果を比較して、経験的グリーン関数として用いることが妥当な範囲を検討した。



© 日本地震学会

Initial rupture process of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake inferred from 2D/3D source imagings

*Ryo Fujimoto[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1]

1. Graduate school of natural science and technology OKAYAMA UNIVERSITY

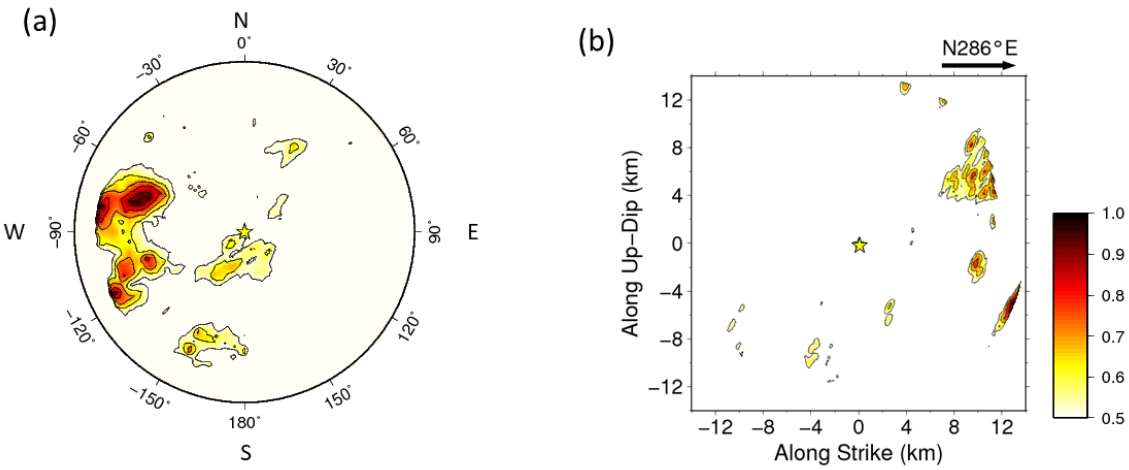
2018年9月6日北海道胆振東部を震源とする*M*JMA6.7 の地震が発生した。本研究ではソースイメージング法(Takenaka *et al*, 2009, EPS)を用い、地震波の放射強度の時空間変化から、初期の破壊過程を推定する。

この地震は震源近傍の地下構造や余震分布が複雑であるため、その破壊過程も複雑であると考えられる。そこではじめに、破壊過程の推定に断層面の仮定を必要としない3次元のソースイメージング法を、発震から4秒間に対して適用した。次に、気象庁初動発震機構解の断層パラメータを基に仮定した、走向286˚、傾斜48˚の断層面で2次元のイメージングを実施した。解析には気象庁、北海道、札幌市の震度観測点、防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net観測点で記録された加速度波形記録を積分した、速度波形の上下動成分のP波部分を使用した。また、震源は気象庁一元化震源(北緯42.691˚、東経142.007˚、深さ37.0 km)を採用した。

発震から4秒までの3次元イメージングの結果、発震から約3秒以降に、震源の北西から南西方向で放射強度の強い領域が見られた。この3次元イメージングの結果は気象庁初動発震機構解の北傾斜の節面と調和的であった。そこで、これを断層面と仮定した2次元のイメージングを実施した。その結果、同じく発震後から約3秒以降に震源の北西から南西方向で、放射強度の大きな領域が見られた。これらの結果より、発震後に震源から広がっていった破壊が発震から約3秒後に、震源の北西から南西方向で大きなすべりを引き起こしたと推定される。この震源の北西から南西方向の放射強度の大きな領域は、気象庁の推計震度分布図における震央西側の揺れの大きな領域の存在と調和している。

謝辞：防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net及び気象庁、北海道、札幌市の強震観測データを使用しました。

© 日本地震学会



発震後4秒間のイメージング結果.放射強度の変化を色の濃淡で示す.図中央部の黄色の星印は震源.(a)3次元のイメージング結果.イメージング範囲は半径16 km,震源から鉛直上下に15 kmの円筒状領域で,放射強度の鉛直方向の最大値を表示. (b) 2次元のイメージング結果.走向286°,傾斜48°の断層面を仮定.

© 日本地震学会

Physical mechanisms of the 2017 Pohang earthquake, South Korea

*Toshiko Terakawa[1], Wooseok Seo[2], Kwang-Hee Kim[2], Jin-Han Ree[3]

1. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2. Pusan National University, South Korea, 3. Korea University, South Korea

浦項（ポハン）地震は，2017年11月15日に韓国南東部の浦項市を震源に発生した中規模地震（M_w5.5）である．プレート境界から数百km以上離れた韓国において，この浅い地殻内の地震は2016年慶州地震と共に韓国観測史上最大級の地震であり，韓国社会に数世紀内で最も甚大な被害を引き起こした．しかも，この最大級の地震は，韓国国家プロジェクトとして進められていた浦項地熱開発の発電所内で発生した．このため，この地震は，学界だけでなく一般社会からも大きな注目を集めている．韓国政府により地震後直ちに組織された国際調査団は，詳細な調査・研究を基に，2019年3月，この地震は地熱開発による注水（最大坑口圧：PX1: 27.2 MPa, PX2: 89.2 MPa）が原因で発生したものであると結論付けた（Korean Government Commission, 2019; Ellsworth et al., 2019）．この結論の最も重要な根拠は，浦項地震が約0.5 km^{2}という局所的な注水域内（注水井の到達深度： 4.2 ～ 4.3 km）を震源に発生したという事実である．しかし，震源域での間隙流体圧レベルや，本震に続く活発な地震活動の駆動メカニズムはよくわかっていない．

本研究では，地震のメカニズム解から応力場と間隙流体圧場を推定する２つの逆解析を通じて，この地震の発生メカニズムを考察する（Terakawa et al., 2020）． まず，Kim et al. (2020) による91個の地震のメカニズム解（データ期間：2017年11月15日～2018年3月18日，前震2個，本震，余震88個）をデータに，CMTデータインバージョン法（Terakawa and Matsu’ura, 2008）により，震源域周辺域（東西：14 km，南北：11 km，深さ：7 km）の応力場のパターンを推定した．対象地域の応力場は東西圧縮の横ずれ断層型と推定され，これは浦項地震発生前のより長い期間（6～20年間）のデータを用いた応力インバージョンの結果（Chang et al., 2010; Soh et al., 2018）とよく一致する．本研究で用いたデータの大部分は余震であるが，浦項地震前後で応力場のパターンに大きな変化が見られないことは，震源域の絶対応力が応力降下量に比べて有意に大きいレベルにあることを示唆する．また，この応力場の特徴は，西南日本の応力場とよく似ており，フィリピン海プレートの沈み込み運動が海溝から数百km以上も離れた背弧の応力場を形成する原因であることを示唆し，大変興味深い．

次に，この応力場と対象領域での応力直接測定により推定された摩擦係数の値（0.4）（Hofmann et al., 2019）を基に，同じデータセットから地震メカニズムトモグラフィー法（e.g., Terakawa et al., 2010）により対象領域の平均的な間隙流体圧場を推定した．震源の近傍には，注水井の開口部付近にピークを持つ間隙流体圧の高まりがあり，最大間隙流体圧（の静水圧からの超過圧力）は8 ±3MPaであった．これは注水による最大坑口圧の1/10程度に相当し，静水圧からの超過圧力を静岩圧と静水圧の差で規格化した無次元量（間隙流体圧係数C）ではC = 0.12となる．

浦項地震本震のメカニズム解は，走向227度，傾斜75度，すべり角143度の逆断層成分を含む右横ずれ断層タイプであった．この断層は，震源域の応力場に対する最適面の補助面に近い向きであり，十分な剪断応力を蓄積しながら，法線応力が高いために滑りにくい断層であった．簡易的に震源域での間隙流体圧の時間発展を調べたところ，前震の発生から本震の発生まで間隙流体圧レベルが増加する傾向が見られた．その後，間隙流体圧は急速に減少し，本震発生から8時間程度で静水圧に戻ることがわかった．本震の断層強度の低下量は約7 MPaと見積もられ，これは数千年間の応力蓄積量に対応する大きな値である．この結果は，注水が浦項地震の発生に重要な役割を果たしたことを支持する．浦項の南方40 kmでは，2016年に慶州地震（M_w 5.4）が発生しており，浦項にも地震を引き起こすに足る十分な応力が蓄積されていただろう．点震源で考えると，最適面とその補助面でのすべりは同じ変形を引き起こす．つまり，注水で弱くなった補助面で地震すべりが始まれば，周辺域の応力は効率よく解放され，これにより浦項地震は注水量に比べて規模の大きな地震へと成長した

© 日本地震学会

可能性がある.

Terakawa et al. (2020), doi:10.1029/2019GL085964

© 日本地震学会

Time dependent changes in aftershock activities of the 2016 Central Tottori Prefecture Earthquake revealed by dense seismic observation

*Yoshihisa Iio[1], Satoshi Matsumoto[2], Joint aftershock observation group of the Central Tottori Prefecture earthquake

1. DPRI, Kyoto University, 2. Institute of Seismology and Volcanoloty, Kyushu University

2016年10月21日に発生した鳥取県中部地震(Mj6.6)の余震域に、本震発生の翌日早朝から設置を開始した69点の高感度地震計および周辺の高感度定常観測点のデータを用いて、10月22日から12月15日までの約2か月間に発生した余震の震源とメカニズム解を正確に決定し、地震発生と応力場や流体との関係の解明を目指して、それらの時間変化を調べた。

最初に、余震数がほぼ同じとなるように解析期間を2分割し、メカニズム解のパラメータの時間変化を調べた。断層付近を境に余震域を東部と西部に分け、5km×5km×5kmの領域毎に、T,P軸の方位と傾斜角の変化の有無を、KS-testによって検討した。その結果、ほとんどの領域においては、各パラメータの分布が前半・後半の2つの期間で同一であるという帰無仮説が棄却されなかったが、余震域西部の浅部、深さ0～5kmにおいて、T,P軸の方位角の両方において、帰無仮説が棄却された領域が見つかった。つまり、そこでは、T,P軸の方位角が時間変化していることが示された。深部においても、いくつかの領域で帰無仮説は棄却されたが、複数のパラメータで系統的にみられておらず、また、サンプル数が少ないため、その解釈は難しい。

上記では、時間変化の有無を定量的に調べるために、5km×5km×5kmの領域毎というやや広い領域における分布の形を検討したが、T軸の方位の空間分布とその時間変化をより細かく見てみると、浅部において断層からやや離れた地域で、かつ、本震における静的な応力変化が圧縮場となっているところで、T軸の方位の特に大きなものが時間とともに減少している傾向が見られた。これらは、数が少ないため、上記のtestでは検知されなかったものと推定される。また、本震断層近傍における時間変化の有無をKS-testにより検討したところ、本震断層近傍ほど、帰無仮説が棄却されない傾向が見られた。本震断層に近いほど余震数が多いので、この結果の解釈は慎重に行うべきだが、これらの結果は、本震断層近傍では余震活動は時間的に安定しているが、本震断層から離れたところでは、時間変化している可能性が示唆される。
以上のように、鳥取県中部地震の余震域において、特に本震断層に近い余震が多く発生しているところでは、本震の数日後から約2か月間は、震源分布やメカニズム解の時間変化は見られなかった。このことは、鳥取県中部地震の余震活動が、基本的には、高い流体圧による強度低下によってコントロールされていないことを示している。しかしながら、5km×5km×5kmのいくつかのサブ領域では時間変化が検出された。また、本震断層から離れた浅部の本震における静的な応力変化が圧縮場となっているところでは、サンプル数が少ないため有意であることを定量的には示すことが出来ていないが、時間変化している可能性が示唆された。時間変化している可能性のある領域が静的な応力変化と関係することは、時間変化が応力変化に起因することを示唆しているが、本震断層近傍ではなくやや離れたところで見出されたことは、この時間変化が本物であるとしても、単純に静的な応力変化だけで説明できるものではないことを示唆している。

© 日本地震学会

Room D | Regular session：S01. Theory and analysis method

Fri. Oct 30, 2020 9:00 AM - 10:00 AM JST | Fri. Oct 30, 2020 12:00 AM - 1:00 AM UTC | ROOM D

[S01]AM-1

chairperson:Tomoya Takano(Earthquake Research Institute, The University of Tokyo),
chairperson:Shuhei Tsuji(Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

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

[S01-10] Separation of temporal variation in transfer function of ACROSS source using Independent Component Analysis

○Rina Suzuki[1], Koshun Yamaoka[1] (1.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

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

[S01-11] Method to detect change in amplitude using an artificial seismic source, ACROSS, and its application to in-situ data

○Shuhei TSUJI[1], Koshun YAMAOKA[1], Ryoya IKUTA[2] (1.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2.Department of Geosciences, Shizuoka University)

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

[S01-12] Derivation of SPAC-like expressions for strains measured by DAS

○Hisashi NAKAHARA[1], Kentaro EMOTO[1], Takeshi NISHIMURA[1] (1.Department of Geophysics, Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S01-13] Detection and location methods of volcanic tremors using seismic cross-correlation: application to Sakurajima volcano

○Theodorus Permana[1], Takeshi Nishimura[1], Hisashi Nakahara[1], Nikolai Shapiro[2] (1.Tohoku University, Japan, 2.Institut des Sciences de la Terre, Grenoble, France)

Separation of temporal variation in transfer function of ACROSS source using Independent Component Analysis

*Rina Suzuki[1], Koshun Yamaoka[1]

1. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

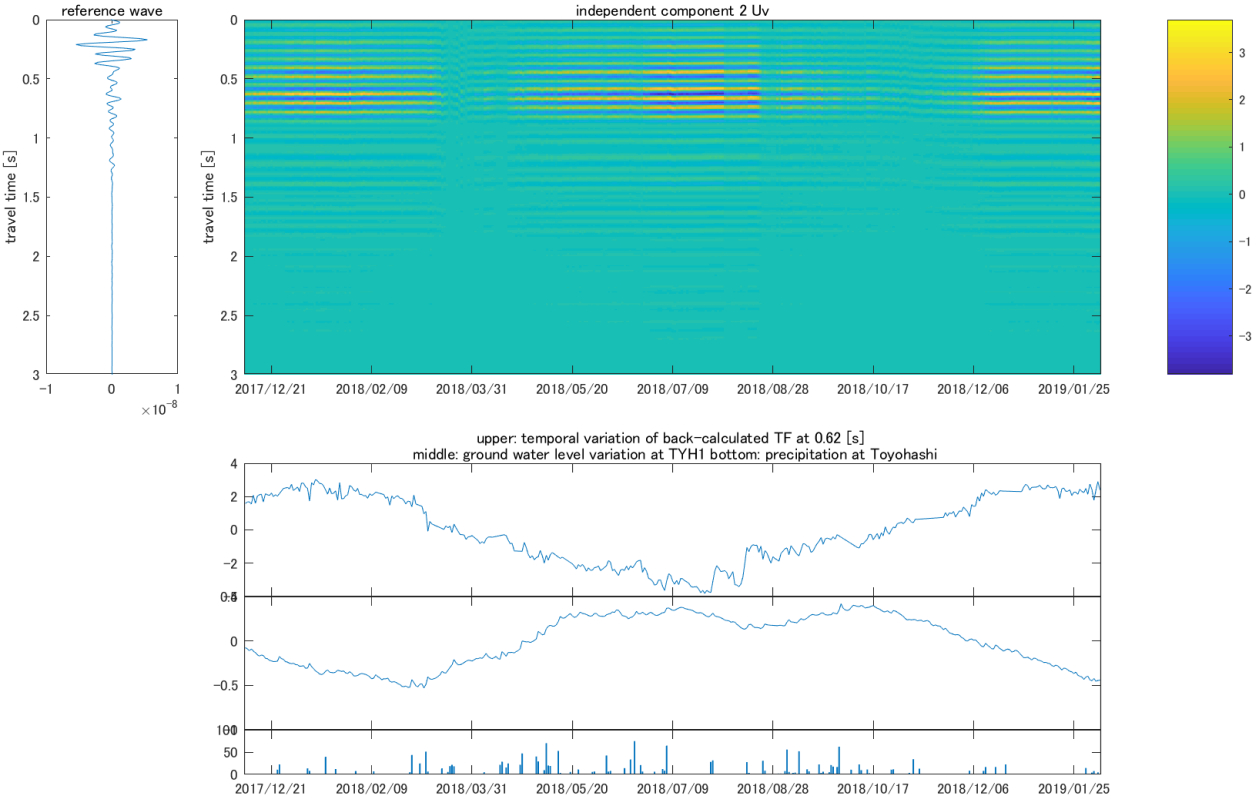
ACROSS source is a vibration source that can generate seismic wave of constant frequency band by accurately controlled rotation of eccentric weight. This source can gain a signal with high signal-to-noise ratio by taking advantage of stable operation for long period. Therefore, it is suitable for continuous monitoring of the propagation property of seismic wave. The ACROSS source is used for monitoring temporal variation of seismic velocity in many studies. Ikuta et al. (2002) reported that observed velocity change was caused by multiple factor such as rainfall and strong motion by earthquake. In this study, we applied Independent Component Analysis (ICA) for the observation data using the ACROSS vibrations in Mikawa Observatory of Nagoya University in Toyohashi City, Aichi Prefecture. We try to separate independent variation in order to research influence of each factor to the temporal variation of transfer function

ICA is a method to extract statistically independent signal from the mixing of multiple signals. By an assumption that the variation of transfer function by each factor is independent and observed variation of transfer function is linearly mixed by these variations, we can extract variation by each factor using ICA.

In this study we used fourteen-month long data for monitoring temporal variation of transfer function at stations around the ACROSS source installed at Mikawa Observatory of Nagoya University. There are six components in the transfer function: up-down, north-west, and east-west components by vertical excitation (Uv, Nv, and Ev component) and those components by horizontal excitation (Uh, Nh, and Eh component). For our analysis, we synthesized horizontal component at seismometer which is parallel to the vibration direction using Nh and Eh, named Hh. Uv and Hh component mainly include P and S wave, respectively. For the analysis, we used transfer function in frequency domain and performed data whitening and dimension compression as a preprocessing. Data whitening maximizes the performance of signal separation by ICA. Dimension compression is made by Principal Component Analysis to reduce noise that may be included less important components. We applied ICA to the preprocessed transfer function and succeeded to obtain independent components. Among many methods of ICA, we adopted AMUSE method (Tong et al., 1991, Nemoto and Kawakatsu, 2005) that is often applied to time series signals.

Independent components obtained by ICA show same temporal variations but show difference in travel time part in Uv and Hh. Comparing each independent component with ground water level data, independent components show high correlation with ground water level variation. The temporal variation of this independent component mainly appeared in later wave.

© 日本地震学会


reference wave
travel time [s]
×10^-8
independent component 2 Uv
travel time [s]
2017/12/21
2018/02/09
2018/03/31
2018/05/20
2018/07/09
2018/08/28
2018/10/17
2018/12/06
2019/01/25
upper: temporal variation of back-calculated TF at 0.62 [s]
middle: ground water level variation at TYH1 bottom: precipitation at Toyohashi

© 日本地震学会

Method to detect change in amplitude using an artificial seismic source, ACROSS, and its application to in-situ data

*Shuhei TSUJI[1], Koshun YAMAOKA[1], Ryoya IKUTA[2]

1. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2. Department of Geosciences, Shizuoka University

我々は、伝播振幅の変化を人工震源装置「アクロス」を用いて取得した伝達関数から検出する手法を開発し、その手法を先行研究Ikuta et al. (2002)で取得された伝達関数に適用した。その結果、地震時の強振動や注水実験に伴う振幅変化等を含めて、ノイズの影響を考慮して連続的に振幅変化を推定できることを確認した。

減衰の時間変化は、間隙流体の移動やクラックの開閉といった地下構造の変化を反映すると考えられる。従来は自然地震のスペクトルの傾きを比較する手法で主に調べられ、地震の発生に伴う減衰の増加(Chun et al. 2004; Kelly et al. 2013)や、火山活動に伴う減衰の時間変化(Titzschkau et al. 2010)が報告されている。

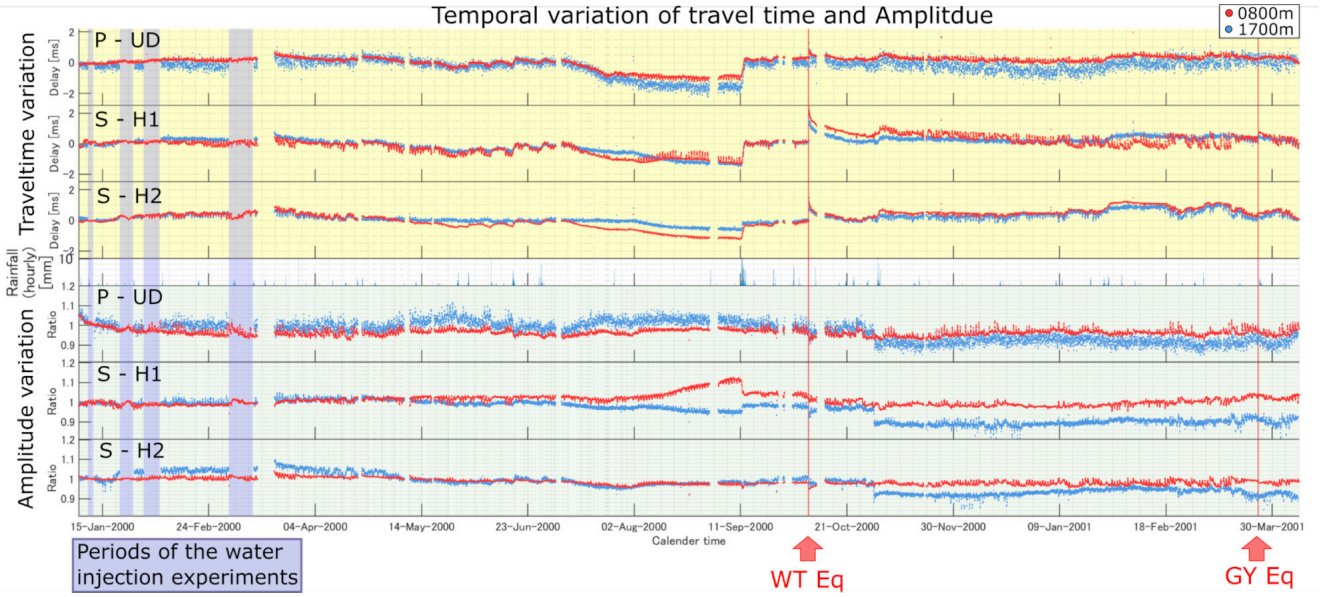
本研究は、このような減衰の時間変化を、人工震源装置「アクロス」の特長を利用して推定する新手法を開発した。本手法の特徴は、ノイズの変化に影響されずに減衰変化を推定できることにある。周波数領域ではアクロスの信号は飛び飛びの周波数成分で表現できるため、隣接する周波数成分の分散はその周波数の伝達関数に含まれているノイズの分散と同一であると仮定することができる。信号の周波数成分の２乗からノイズ分散を差し引いたものが、求める信号の２乗の推定値となる。これにより、エンベロープの比を計算する手法や、単純にエネルギーの比を計算する手法に比べてノイズの影響を受けずに推定することが可能になった。

新たに開発した手法が実データに適用できることを確認するためIkuta et al. (2002)で取得され、Ikuta and Yamaoka (2004)で走時変化に基づいて発生した現象の詳細な検討が行われている伝達関数に適用した。この伝達関数は、2000年1月から2001年4月にかけて、野島断層の分岐断層近傍に設置されたテストサイトで得られた。この期間には、比較的規模が大きな地動を伴う地震が4回発生しており、また、断層に水を圧入する注水実験が合計4回行われた。この伝達関数は、走時変化に関して詳細に解析がなされており、地震時の変化に関しては、Ikuta et al. (2002)で走時変化の解析が行われ、2000年鳥取県西部地震(M_W=6.6, 震央距離165km)と、2001年芸予地震(M_W=6.4, 震央距離215km)の2回の地震に関して走時変化が起こったことが、注水実験に関しては、山岡・生田(2001)で4回行われた実験のうち、2回目と4回目の注水に伴う走時変化が報告されている。さらに、地震時の変化の原因については、Ikuta and Yamaoka (2004)で異方性に注目した詳細な検討が行われ、間隙流体圧の上昇によるクラックの選択的な開口が原因であったと推測されている。

本研究の手法を適用して得られた振幅変化の結果には、地震時の振幅変化と注水実験に伴う変化、および降雨に伴う変化や長期的な変化が見られた。振幅変化は、鉛直成分のP波と、水平2成分のS波に着目して計算を行い、同時に、先行研究の手法で計算した走時変化も計算した。求めた振幅変化と走時変化を図に示す。地震時の振幅変化は、2000年鳥取県西部地震に関しては、最大で5%にも及ぶ振幅の急激な減少と、その後約1週間程度で振幅がもとの水準に回復する様子が見られたが、芸予地震に関してはわずかなステップ上の振幅変化が見られたのみであった。注水実験に伴う変化は、最大で5%程度で、4回行われた注水実験のうち、2回目と4回目のみに顕著な変化が観測された。その変化は、どちらの回でも一度振幅が上昇し、その後元に戻るような変化であった。

Ikuta and Yamaoka (2004)で指摘されているように、地震時の変化がクラックへの流体の流入によって起こったならば、粘性損失によって振幅の減少が期待される。我々の解析でも、地震時には振幅が減少し、彼らの考えと矛盾しない。一方、注水実験に伴う変化は、振幅の増大と、それに引き続く振幅減少とみなすことができる。振幅の増加は注水による応力の増大によって周辺岩石中のクラックが閉じることが原因、振幅の減少は注水された水が拡散することで粘性損失の範囲が拡大することが原因と解釈できる。

© 日本地震学会


Temporal variation of travel time and Amplitdue
0800m
1700m
Traveltime variation
P - UD
S - H1
S - H2
Delay [ms]
Rainfall (hourly) [mm]
Amplitude variation
Ratio
15-Jan-2000
24-Feb-2000
04-Apr-2000
14-May-2000
23-Jun-2000
02-Aug-2000
11-Sep-2000
21-Oct-2000
30-Nov-2000
09-Jan-2001
18-Feb-2001
30-Mar-2001
Calender time
Periods of the water injection experiments
WT Eq
GY Eq

© 日本地震学会

Derivation of SPAC-like expressions for strains measured by DAS

*Hisashi NAKAHARA[1], Kentaro EMOTO[1], Takeshi NISHIMURA[1]

1. Department of Geophysics, Graduate School of Science, Tohoku University

はじめに

光ファイバーケーブルを用いた分散型音響計測（DAS）は，1次元的ではあるが大変稠密に歪（あるいは歪速度）を計測できるため，地震学の分野でも近年利用され始めている．DASで計測される物理量はケーブルに沿った軸歪であり，通常測定される地動並進成分とは異なるため，地震学でこれまでに使用されてきた解析手法を軸歪にも適用できるように拡張する必要がある．例えば，地震波干渉法についてはすでに適用がはじめられている（例えば，Martin et al.，2018)．本研究では，DASのデータを用いて微動探査を行うことを目指して，表面波のみを考慮して，2観測点における動径方向の軸歪のクロススペクトルと複素コヒーレンス（SPAC法で用いられる物理量）の解析的導出に成功したので，ここに報告する．

定式化

定式化の流れは，Haney et al. (2012)に従う．彼らは観測点に様々な方向から入射するレイリー波，ラブ波に対して，2観測点の変位場のクロススペクトル行列の全成分の定式化を行ったが，本研究では2観測点の動径方向の軸歪のクロススペクトルを求める．表記はTakagi et al. (2014)に従う．レイリー波とラブ波は互いに無相関であるとする．入射波動場は非等方的で，方位角についてフーリエ級数展開を行う．地形は考慮せずケーブルは水平に設置されているとする．この時，２つの観測点における動径方向の軸歪のクロススペクトルには，レイリー波だけでなくラブ波も寄与し，それぞれ以下のように導出できる：

レイリー波部分

$$H^2(k^R)^2/8*[a_0^R\{3J_0(k^Rr)-4J_2(k^Rr)+J_4(k^Rr)\}+\Sigma C_m^R(\phi)i^m\{J_{m+4}(k^Rr)-4J_{m+2}(k^Rr)+6J_m(k^Rr)-4J_{m-2}(k^Rr)+J_{m-4}(k^Rr)\}]$$

ラブ波部分

$$(k^L)^2/8*[a_0^L\{J_0(k^Lr)-J_4(k^Lr)\}+\Sigma C_m^L(\phi)i^m\{-J_{m+4}(k^Lr)+2J_m(k^Lr)-J_{m-4}(k^Lr)\}]$$

ここで，kは波数，rは2観測点間の距離，a_0, c_mは入射方位角に関するフーリエ級数の展開係数， ϕは2観測点を結ぶ方位角，Hはレイリー波のH/V比，上付きのR，Lはレイリー波，ラブ波を意味する．J_m（・）はm次の第1種ベッセル関数である．レイリー波とラブ波の寄与の和が，求めるクロススペクトルになる．さらに，それをゼロラグでの値で規格化することにより，複素コヒーレンスを導出することができる．

議論

導出した複素コヒーレンスは，光ファイバーケーブルが完全に直線であると仮定できれば，そのままの形で使用可能である．もちろん実際のケーブルは道路等に沿って配置されていることが多く，直線的ではないことも考えられるが，ケーブルが比較的直線的な部分のデータのみを用いて解析することが可能であろう．もし入射波の等方性を仮定できると，上の2式でc_mが0になり，a_0の項のみが残る．観測された軸歪の複素コヒーレンスの合わせこみにより，レイリー波とラブ波の位相速度，レイリー波とラブ波のエネルギー比の３つのパラメタを推定する逆問題を構築できる．動径方向の軸歪1成分だけでレイリー波とラブ波をどこまで適切に分離できるかが鍵になる．

入射波の非等方性を仮定する場合には，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タ数が異なる．また，一つの方向のケーブルだけでは，入射方位角依存性を完全には決定できないため，少なくとも2つ以上の方向を向いた直線部分のデータが必要になる．

ケーブルの曲折が強い場合は，ケーブルの接線方向が2観測点を結ぶ方位からずれてしまうため，歪の座標変

© 日本地震学会

換が必要となる．定式化には動径方向の軸歪だけではなく歪の他の成分も現れるため，さらに複雑な形になる．

結論

本研究では，動径方向の軸歪の2観測点におけるクロススペクトルと複素コヒーレンスの解析的導出に成功した．この式に基づくと，DASの歪記録の複素コヒーレンスから，レイリー波とラブ波の位相速度を原理的に推定できる．実際問題として，動径方向の軸歪1成分だけからレイリー波とラブ波をどの程度うまく分離できるかは，今後，実データの解析を通して確認する予定である．

© 日本地震学会

Detection and location methods of volcanic tremors using seismic cross-correlation: application to Sakurajima volcano

*Theodorus Permana[1], Takeshi Nishimura[1], Hisashi Nakahara[1], Nikolai Shapiro[2]

1. Tohoku University, Japan, 2. Institut des Sciences de la Terre, Grenoble, France

Volcanic tremors are associated with the movement of volcanic fluids such as magma and gas in the conduit of a volcano. Determination and monitoring of their source locations are important to understand the mechanism that controls the eruptive behavior. However, seismic records of volcanic tremors are known to have complex waveforms with unclear seismic phases and variations in the amplitude and duration. We develop and evaluate methods to detect volcanic tremor signals from continuous seismic records and determine the source location. We employ cross-correlation analysis to avoid reading the arrival time of seismic phases and assume the propagation of direct S-wave. The calculated cross-correlation functions (CCFs) contain information on signal coherency and relative travel time that are useful for detection and location. The method is applied for every 10-minute of the seismic data of six JMA stations at Sakurajima volcano.

For the detection, we adopt a detection method called the network covariance matrix analysis that measures the signal coherency over the seismic network, referred to as the “spectral width”. However, this method does not specifically detect volcanic tremors, since any signal that is coherent across the seismic network may also be detected. We extend the network covariance matrix method by further computing a classification measure. To specifically target volcanic tremors, a weight function is defined, where the weight is set to be non-zero at the frequencies where the tremor signal is the most coherent. For the location method, we apply the CCF-based source scanning algorithm (CCF-based SSA) that locate the source by finding a location that maximizes the “brightness” function in a grid-search scheme. The location method has been evaluated in the previous study by using volcano-tectonic earthquakes and simulated tremors (Permana et al., 2020). Therefore, application to real seismic data is new.

We analyze continuous seismic data during the period of April-September 2017 in the frequency range of 1-4 Hz. Catalog and reports of activities at Sakurajima volcano by the JMA are used for validation. For each source location, the corresponding spectral width value is used as a measure of location reliability. For further interpretation, we select only reliable source locations by imposing a criterion of the spectral width and correlation coefficient that is computed from CCFs calculated between component pairs of the seismometer. We successfully detect two time periods where volcanic tremors mostly occurred associated with the increase in eruptive activity. In the first time period in May, the tremors are characterized by long-duration signals, the source locations are mostly distributed at depths of 0-6 km beneath the Minamidake and Showa craters, and the eruptions are characterized by continuous ash emission. Changes in source location preceding and following an eruption are also observed. In the second time period is in August-September, the tremors are mostly short-duration and intermittent, but we are able to detect a continuous tremor that accompanies an episode of Strombolian eruption and their sources are determined at shallow depths (<2 km depth). Comparison with magma supply system from various studies shows that the estimated depth distribution of the source location appears to consistent with the movement of magma from the shallow magma chamber at about 5 km depth to beneath Showa crater. Our results show that the detection and location methods based on cross-correlation analysis can be very useful to monitor tremor activity at a volcano and provide insights into the movement of magma and eruptive behavior.

© 日本地震学会

Room D | Special session：S23. Frontier of observational seismology-Future of dense seismic observation

Fri. Oct 30, 2020 10:30 AM - 11:45 AM JST | Fri. Oct 30, 2020 1:30 AM - 2:45 AM UTC | ROOM D

[S23]AM-2

chairperson:Katsuhiko Shiomi(NIED)

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

[S23-01] Seismological evidence for a seamount subduction in eastern Shikoku

○Katsuhiko SHIOMI[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S23-02] Detection of deep low-frequency earthquakes in the Nankai subduction zone over 11 years using a matched filter technique

○Aitaro Kato[1], Shigeki Nakagawa[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

11:00 AM - 11:30 AM JST | 2:00 AM - 2:30 AM UTC

[S23-03] [Invited] Crustal activity monitoring using ocean networks for earthquakes and tsunamis

○Narumi Takahashi[1], Takane Hori[2] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Japan Agency for Marine Earth Science and Technology)

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

[S23-04] Ambient noise tomography in the forearc region off northeast Japan using S-net

○Ryota Takagi[1], Kiwamu Nishida[2] (1.Graduate School of Science, Tohoku University, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Seismological evidence for a seamount subduction in eastern Shikoku

*Katsuhiko SHIOMI[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

はじめに

前回，我々は，四国東部下に沈み込むフィリピン海プレート内の海洋モホ面の傾斜方向を詳細に解析し，明瞭な凹凸が存在する可能性があることを報告した（汐見・他, 2019年度地震学会秋季大会）．本講演では，解析範囲を四国全域に拡大するとともに，四国東部についても新たなデータを追加し，その特徴をより明確に捉えるとともに，改めてその解釈を行った．

解析方法・データ

解析には，四国全域に設置されている定常観測点ならびに臨時観測点計153地点で収録された遠地地震波形記録（M5.8; 30˚Δ90˚）を用いた．目視等によりS/Nの良い波形を抽出したのち，0.1-1.0Hzの帯域通過フィルタを適用し，レシーバ関数を求めた．各観測点で求められたradial成分のレシーバ関数で確認される最も顕著な変換波位相に着目し，その位相が変換した面の概略深さと面の傾斜方向を，Harmonic decomposition法（Bianchi et al., 2010）を用いて推定した．この際，Matsubara & Obara (2011)による三次元速度構造モデルを用いた．

結果・議論

四国中部から西部ならびに室戸岬周辺の観測点では，速度不連続面はおおむね北西方向に深くなる傾向を示した．この方向は既存のスラブモデルと整合していることから，解析対象とした顕著な不連続面は海洋モホ面であると解釈した．一方，徳島県北部周辺の観測点では，いずれも，南方すなわち南海トラフに向かって深くなる速度不連続面を検出した．この特徴は従来のモデルからは説明出来ない．しかし，Harmonic decomposition法は各観測点を独立に解析する方法であり，観測環境の異なる近接した複数観測点で同様の結果が得られるということは，その地域の実際の特徴を表していると考えられる．では，この南傾斜の顕著な速度不連続面は何を意味するのか．

過去の構造探査等から，スラブに接する陸側モホ面がトラフ軸側に傾き下がる不連続面として存在しうることが知られている．この場合，陸側モホ面のより深部に，やはり明瞭な不連続面であるはずの海洋モホ面が存在するはずであるが，レシーバ関数からは，後続位相に顕著な変換波を確認することが出来なかった．また，前述の通り室戸岬周辺では北西方向に傾斜する海洋モホ面を検出したと考えているが，徳島県北部の観測点で陸側モホ面を検出したとした場合，南側の観測点に対し，海洋地殻の厚さ（~10 km程度）分，浅く検出される必要があるが，本解析で求まった概略深度はトラフ軸から離れるに従って単調に増加する傾向となっている．以上の特徴から，徳島県北部で検出した南傾斜の不連続面は陸側モホ面ではない．

四国東部沖での構造探査により，室戸岬沖に沈み込む海山が存在することが発見されており，この海山の北側底部に相当する海洋モホ面は南方に傾斜している（Kodaira et al., 2002）．この海山は，四国海盆の過去の拡大軸である紀南海山列の延長上にあり，今回検出した南傾斜の不連続面はさらにその北部延長に位置する．一方，四国東部は深部低周波地震（微動）活動が，四国西部や紀伊半島に比べて低調であるとともに，香川県内と香川・徳島県境付近の2列に分かれて分布するという特徴がある．このうち，県境付近の活動域の南端が本研究で南傾斜の不連続面を検出した観測点の分布とほぼ一致する．このことから，香川県内の活動がスラブ上面と陸側モホ面が接する場所，県境付近の活動は沈み込む海山のような海洋地殻内の構造異常と陸側地殻の接する場所と解釈することが可能である．なお，この地域のレシーバ関数断面は複雑であり，スラブ上面の形状をレシーバ関数から同定することは，現時点では困難である．また，トモグラフィ解析（例えば，弘瀬・他，2007）でも十分な解像が得られておらず，スラブ上面の形状を解明することは今後の課題である．

謝辞：本研究には，防災科研Hi-net/F-net観測点のほか，気象庁，産総研VA-net，東大地震研究所，京大防災

© 日本地震学会

研究所，高知大による定常観測点ならびに文部科学省「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」の一環として設置した臨時観測点のデータを使用しました．本臨時観測の実施にあたって，武田哲也氏，上野友岳氏に多大なるご協力を頂きました．本研究の一部はJSPS科研費JP16H06475およびJP16H06473の助成を受けました．

© 日本地震学会

Detection of deep low-frequency earthquakes in the Nankai subduction zone over 11 years using a matched filter technique

*Aitaro Kato[1], Shigeki Nakagawa[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

To improve our understanding of the long-term behavior of low-frequency earthquakes (LFEs) along the tremor belt of the Nankai subduction zone, we applied a matched filter technique to continuous seismic data recorded by a dense and highly sensitive seismic network over an 11 year window, April 2004 to August 2015. We detected a total of ~510,000 LFEs, or ~23× the number of LFEs in the JMA catalog for the same period. During long-term slow slip events (SSEs) in the Bungo Channel, a series of migrating LFE bursts intermittently occurred along the fault-strike direction, with slow hypocenter propagation. Elastic energy released by long-term SSEs appears to control the extent of LFE activity. We identify slowly migrating fronts of LFEs during major episodic tremor and slip (ETS) events, which extend over distances of up to 100 km and follow diffusion-like patterns of spatial evolution with a diffusion coefficient of ~10^4 m^2/s. This migration pattern closely matches the spatio-temporal evolution of tectonic tremors reported by previous studies. At shorter distances, up to 15 km, we discovered rapid diffusion-like migration of LFEs with a coefficient of ~10^5 m^2/s. We also recognize that rapid migration of LFEs occurred intermittently in many streaks during major ETS episodes. These observations suggest that slow slip transients contain a multitude of smaller, temporally clustered fault slip events whose evolution is controlled by a diffusional process.

© 日本地震学会

[Invited] Crustal activity monitoring using ocean networks for earthquakes and tsunamis

*Narumi Takahashi[1], Takane Hori[2]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Japan Agency for Marine Earth Science and Technology

南海トラフ沿いの大規模地震の発生の可能性が相対的に高まったと評価された場合等に、気象庁は臨時情報を発表する。この場合、日頃からの地震の備えの再確認やできるだけ安全な防災行動をとることが推奨されている。2011年東北地方太平洋沖地震は甚大な被害をもたらしたが、「通常と異なる動き」があったことがb値、p値、地殻変動、地震活動、前震の余効変動等から示された(内閣府、2012)。この「大規模地震の発生の可能性が相対的に高まった」ことを南海トラフ域で示すために、定常的な地殻活動のモニタリングが必要であると考えている。

南海トラフ域は東北沖と異なりマグニチュード（M）2以上を持つ地震活動が低調である。そのため、できるだけ小さい地震を捉え、それらの地震活動の背景である地殻内の応力場変化を把握することが重要である。海底地震・津波観測監視システム（DONET）は稠密な観測体制を構築している。M0.7以上の地震を観測しているが、それらの地震の震源位置、具体的にはプレート境界、上盤、下盤のいずれに分布するか知ることが必要である。これまで海域における断層情報総合評価プロジェクトを通して構築してきた南海トラフ域の三次元速度構造を用いてDONETの走時データから震源位置を評価し直した。その結果海洋性地殻内の断層イメージを得、また、2016年4月1日三重県南東沖の地震の位置がプレート境界であることを確認した。海域構造探査による断層評価と海域観測網によるゆっくりすべりを含めた地震活動を直接比較することが実現しつつある。南海トラフ域の観測体制としては、地殻変動成分も含む超広帯域かつ稠密な観測環境が望ましい。それは、連動発生を考慮すれば余効変動の把握は必要不可欠であるからである。しかし、海底水圧計にはドリフトノイズが含まれ、また、南海トラフ域には海水密度が異なる黒潮が時には位置を変えながら分布する。このドリフトの校正技術や、海面ブイ等を用いた気象と海象の両方の同時観測が行われ、地殻変動観測実現に向けて検討を進めている。
現在、防災科研では、海域観測網は南海トラフ域の土佐沖から日向灘にかけて新たな南海トラフ地震津波観測網（N-net）を構築中である。DONET, S-netやN-netといった海域観測網と高感度地震観測網（Hinet）を組み合わせ、広帯域な地殻活動モニタリングを実現していきたい。これらの情報は、推移予測シミュレーションにつながり、地域の防災減災に貢献することになる。これらの情報を利用して、「地震の備え」や「安全な防災行動」を各地域でカスタマイズしながら取り入れて避難訓練を実施するような形が望ましいと考えている。

© 日本地震学会

Ambient noise tomography in the forearc region off northeast Japan using S-net

*Ryota Takagi[1], Kiwamu Nishida[2]

1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

防災科学技術研究所の日本海溝海底地震津波観測網（S-net）によって、東北日本前弧海域下におけるスロー地震活動や沈み込み帯浅部の構造に関する新たな知見が得られるようになった [e.g., Tanaka et al., 2019; Nishikawa et al., 2019]。しかし、地震発生場の理解に重要だと考えられるS波速度構造の理解は限られている。本研究では、S-netで観測された常時微動の相互相関解析から表面波を抽出し、東北日本前弧海域におけるS波速度構造を推定することが目的である。解析では、2016年8月から2019年8月までの3年分の加速度計データを使用し、センサー設置姿勢の補正 [Takagi et al., 2019] と地震を含むセグメントの除去を行った後、観測点間の相互相関関数を計算した。また、対象とする0.1 Hz以下の周波数帯域では常時微動振幅が機器ノイズレベル以下であるため、Takagi et al. [2020] の方法により観測点間でコヒーレントな機器ノイズの影響を除去した。0.04–0.1 Hzにおいて表面波を抽出でき、SPAC法 [Aki, 1957; Nishida et al., 2008] により位相速度を推定してモードを特定した。Vertical成分同士（VV成分）の相互相関関数とVertical成分とRadial成分（VR成分）の相互相関関数にはレイリー波の基本モードが卓越し、Transverse成分同士の相互相関関数にはラブ波の基本モードが卓越する。また、Radial成分同士の相互相関関数ではレイリー波の卓越モードが海底面の深さによって変化し、浅海域では基本モード、深海域では約0.06 Hzより高周波数帯域において1次高次モードが卓越する。本研究では、まずVV成分とVR成分を用いて、レイリー波基本モードの位相速度マップを推定した。観測点ペア毎の位相速度測定には Nagaoka et al. [2012] の方法、トモグラフィーには Rawlinson and Sambridge [2003] の方法を用いた。0.04–0.06 Hzにおいて、海溝陸側斜面下部では約北緯38度より北部が高速度、南部が低速度と推定された。また、海溝陸側斜面中部では約北緯37度から約北緯39度の範囲で高速度、それより北部と南部で低速度と推定され、特に日高沖と房総沖の低速度領域が顕著である。推定された位相速度分布は主に上盤内のS波速度不均質構造を反映すると考えられるが、レイリー波の1次高次モードおよびラブ波の使用することで、S波速度構造をより拘束できると考えられる。

© 日本地震学会

Room D | Special session：S23. Frontier of observational seismology-Future of dense seismic observation

Fri. Oct 30, 2020 1:00 PM - 2:15 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM D

[S23]PM-1

chairperson:Ryota Takagi(Graduate School of Science, Tohoku University)

1:00 PM - 1:30 PM JST | 4:00 AM - 4:30 AM UTC

[S23-05] [Invited] Dense seismic observation using seafloor optical fiber cable system off Sanriku by Distributed Acoustic Sensing

○Masanao Shinohara[1], Tomoaki Yamada[1], Takeshi Akuhara[1], Kimihiro Mochizuki[1], Shin'ichi Sakai[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S23-06] Estimation of Site Amplification of Azuma volcano: Analyses of Seismic Signals Recorded by Fiber Optic Cable and DAS

○Takeshi Nishimura[1], Kentaro Emoto[1], Hisashi Nakahara[1], Satoshi Miura[1], Mare Yamamoto[1], Shunsuke Sugimura[1], Ayumu Ishikawa[1], Tsunehisa Kimura[2] (1.Graduate School of Science, Tohoku University, 2.Schlumberger)

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

[S23-07] Analysis of dense records of the DAS observation using fiber optic cable in the urban area

○Kentaro Emoto[1], Hisashi Nakahara[1], Takeshi Nishimura[1], Mare Yamamoto[1], Kodai Sagae[1], Gugi Ganefianto[1], Katsuhiro Yabu[1] (1.Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S23-08] Characteristics of DAS data by Artificial Vibration

○Masayuki Tanaka[1], Akio Kobayashi[1], Akio Katsumata[1], Koji Tamaribuchi[1], Tsunehisa Kimura[2], Shunsuke Kubota[3], Yukihide Yoda[4] (1.Meteorological Research Institute, 2.Schlumberger, 3.YK Giken Co., 4.NEC Corporation)

[Invited] Dense seismic observation using seafloor optical fiber cable system off Sanriku by Distributed Acoustic Sensing

*Masanao Shinohara[1], Tomoaki Yamada[1], Takeshi Akuhara[1], Kimihiro Mochizuki[1], Shin'ichi Sakai[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

光ファイバをセンサとして用いるDistributed Acoustic Sensing(DAS)計測は、空間的に高密度なデータが取得可能であることから自然地震観測に応用されており、海底ケーブルによる先駆的な観測例もある。DAS計測は、光ファイバセンシング技術の一つで、コヒーレントなレーザー光の短いパルスを、シングルモードファイバに連続して送信し、後方散乱を観測する。ファイバ近傍で発生した振動により発生したファイバの微小な変形が後方散乱波のパターンを変化させることから、振動を検出する。パルスを送出してからの時間が観測点までの距離に対応する。また、後方散乱波のパターン変化検出には干渉測位を用いており、散乱源の距離変化（歪変化）を計測する。干渉させる散乱波の散乱源の距離（ゲージ長）が空間的な分解能に相当し、地震観測の場合はゲージ長は数十mに設定することが多い。すなわち、地震計を数十m間隔で、長さが敷設されているファイバに対応するアレイ観測が行うことができる。

地震研究所は、1996年に三陸沖光ケーブル式海底地震・津波観測システムを設置し、2011年東北地方太平洋沖地震の被災による中断を経て、現在も観測に用いている。このシステムは将来の拡張用として、6本（3組）のファイバが用意されている。このファイバは、分散シフト・シングルモードファイバであり、DAS計測が適用可能なファイバである。そこで、次期海底ケーブル式観測システムの新技術として、三陸沖光ケーブル観測システムを用いてDAS技術を用いた地震観測を行うこととした。DAS技術による海底観測は、これまで「点」であった観測を、「線」での観測に変化させる画期的なものである。

パイロット観測として最初のDAS計測を、2019年2月13日から15日までに実施した。DAS計測の計測器を陸上局に設置し、陸上局から100kmまでの区間において、サンプリング周波数500Hz、ゲージ長(空間分解能)10mまたは40mで連続収録した。収録チャンネル間隔は5mとしたので、全20,000チャンネルのデータとなった。収録期間は約46時間である。その結果、マグニチュード１クラスの微小地震を始め観測システム近傍で発生した小さな地震や深発地震など多数の地震が観測された(図)。また、陸上局から70km程度までの区間において地震波の到達を確認することができた。また、雑微動のノイズスペクトルを求めたところ、陸上の歪計に比較可能なレベルであることもわかった。

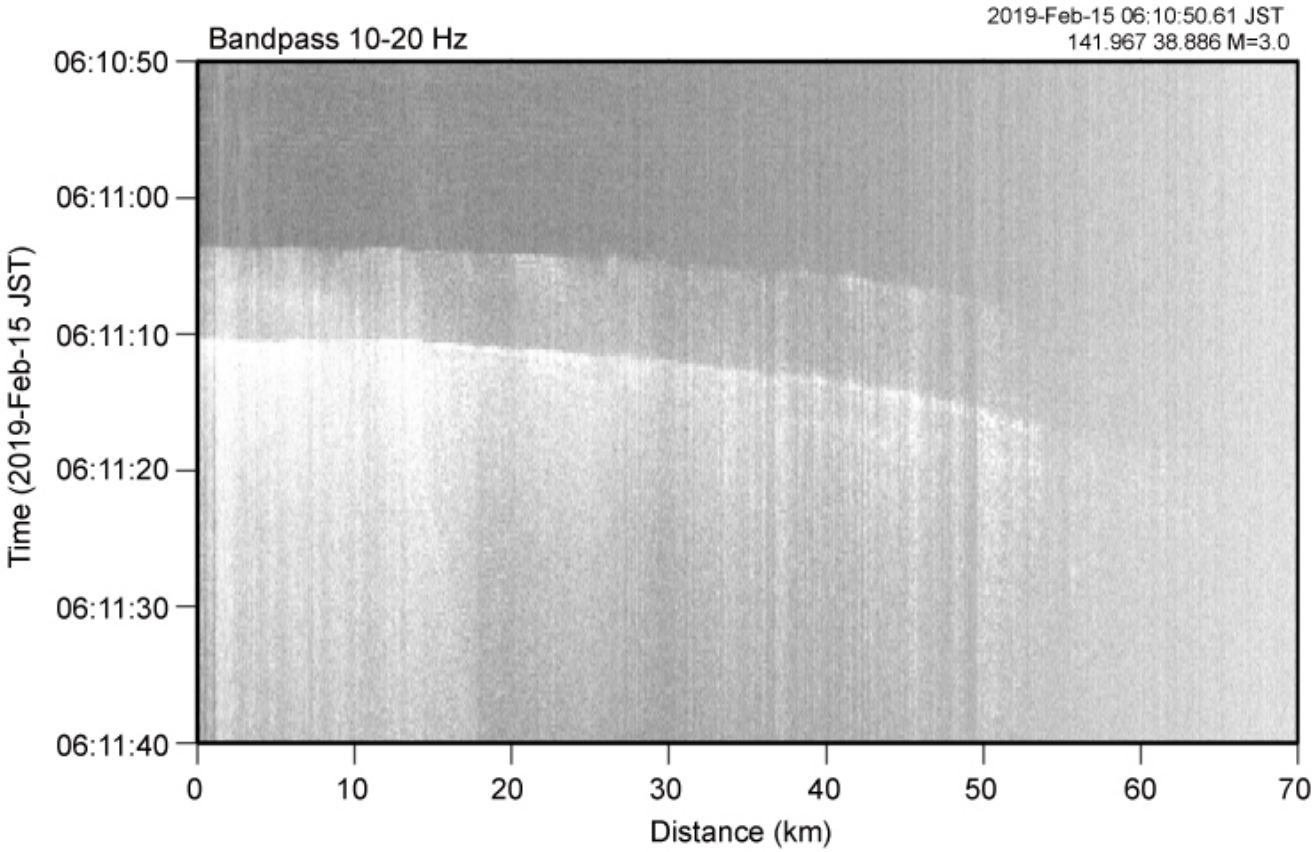
DAS計測技術は発展中の技術であり、計測装置についても、各社からそれぞれの特徴がある装置が提案されている。そこで、複数の会社の装置をもって試験観測を実施し、開発を進めることとした。2019年6月25日から28日にかけては、1回目とは異なる計測器により、約72時間の観測を行った。計測装置の特徴により、6月の測定では、計測全長は5kmと短くなったが、チャンネル間隔1m、ケージ長は7mから32mとして高精度の観測とした。この観測においても、観測システム近傍で発生した比較的規模の小さな地震や、深発地震など多数の地震が観測され、検出性能としては二つの計測装置にほぼ違いがないこと、また、ノイズスペクトルの比較からも異なる計測装置間でもノイズレベルは同等であることがわかった。

２回のパイロット観測により、海底ケーブルを用いたDAS計測による地震観測は有用であることが明らかとなった。海底におけるモニタリング観測のためには、さらに長期の収録期間が必要となる。また、DAS計測データの評価には、より長期間のデータが必要である。そこで、モニタリング観測を意識して、できる限り長期間で連続したDAS計測を、2019年11月18日から12月2日にかけて実施した。記録期間は記録装置の容量に依存しており、現状は2週間が最長となった。収録パラメータの多くは、2月の実験と同じとした。ただし、収録容量を削減するために、全計測長を18日は約48kmとし、2日目からは70kmとした。データの総容量は15テ

© 日本地震学会

ラバイトとなった。同じく、深発地震を含む多くの地震が収録され、良好な記録が得られた。今後は、このデータを用いて、DAS計測データの評価を進めるとともに、長期モニタリングのためのデータ処理・収録システムの開発を検討する。

図　2019年2月に実施した三陸沖光ケーブル観測システムにおけるDAS計測により収録された地震記録例。横軸は陸上局からの距離、縦軸は時間である。



© 日本地震学会

Estimation of Site Amplification of Azuma volcano: Analyses of Seismic Signals Recorded by Fiber Optic Cable and DAS

*Takeshi Nishimura[1], Kentaro Emoto[1], Hisashi Nakahara[1], Satoshi Miura[1], Mare Yamamoto[1], Shunsuke Sugimura[1], Ayumu Ishikawa[1], Tsunehisa Kimura[2]

1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Schlumberger

通信用に開発された光ファイバー内を伝播する光は、ファイバーコア内の欠陥や不純物などにより後方散乱される。その散乱波を利用したDistributed Acoustic Sensing(DAS)systemを用いることで、ファイバーに生じた歪みの時間変化を数メートルから数十メートル間隔で測定することができる。今回、このシステムを利用して地盤増幅特性を推定したので報告する。

解析に用いたデータは、2019年秋季大会、2020年JpGUで報告した、磐梯吾妻スカイラインの道路に沿った光ファイバーケーブルとDASによるものである。土湯温泉ゲートから浄土平までの総長14.2kmにわたり、間隔10m，ゲージ長40ｍで歪み速度を記録している。道路はほぼ南北方向に伸びているが、その中程と南側でつづら折りとなっている箇所もある。光ファイバーケーブルは、深さ50cmほどに埋設された管内に設置されている。2019年7月4日から、南端にある土湯温泉ゲートに、シュルンベルジェ社のheterodyne Distributed Vibration Sensing (hDVS)を設置し、サンプリング周波数1000Hzで約3週間の連続観測を行った。

自然地震のコーダ波は、十分時間が経過すると空間的にほぼ一様に分布すると考えられる。そこで、コーダ波の相対振幅を測定することで、観測箇所の地盤増幅特性を評価する。用いたデータは、観測期間中に観測された、太平洋沖や内陸で発生した震央距離50-100km、深さ100km以浅の自然地震11個である。コーダ波による解析ではS波走時の2倍以降のデータを利用することが一般的であるが、観測箇所の分布範囲に比べて震源距離が十分大きい。そこで、S波の着信時から50秒後までの波形に対して、10秒間の解析窓を10秒ずつずらしながらRMS振幅を読み取り、測線の中央付近に設定した基準点に対する相対振幅を読み取った。解析周波数は2ー6Hzである。解析に用いた地震波は、S波着信時から50秒後までのコーダ波であるが、解析窓の位置の違いによる地盤増幅特性の顕著な違いは認められなかった。

解析の結果、S波増幅特性は、全体として、敷設されている光ケーブルの北側の地域で大きく、南側の地域で小さいことが明らかとなった。地盤増幅特性の大きい北側の光ファイバーが敷設されている場所は、吾妻小富士、一切経山、東吾妻山、高山などの山麓に位置し、比較的平坦な地形の上である。過去の溶岩流や火砕堆積物が積もっていると考えられることから、浅部表層は軟弱地盤で構成されており、増幅特性が大きくなったと推察される。一方、小さい地盤増幅特性が推定された南側の地域は、深い谷地形や尾根筋に光ケーブルが敷設されている。火砕堆積物が浸食されるなど、浅部に軟弱地盤がないと想定される。北側の小河川沿いも、地盤増幅特性が周辺に比べてやや小さい箇所が認められる。

光ファイバーケーブルとDASを利用して自然地震を記録することにより、数10m間隔で容易に地震動が記録できることから、長基線にわたって詳細な地盤増幅特性を調べることが可能であることがわかった。

謝辞

国土交通省の光ファイバーを借用した。観測に当たって、国土交通省東北地方整備局福島河川国道事務所の方々に便宜を図っていただいた。

© 日本地震学会

Analysis of dense records of the DAS observation using fiber optic cable in the urban area

*Kentaro Emoto[1], Hisashi Nakahara[1], Takeshi Nishimura[1], Mare Yamamoto[1], Kodai Sagae[1], Gugi Ganefianto[1], Katsuhiro Yabu[1]

1. Graduate School of Science, Tohoku University

近年，光ファイバーケーブルを用いたDAS（Distributed Acoustic Sensing）が地震学において用いられるようになってきた．これは，光ファイバーケーブルを伝わる光パルスの後方散乱波の変化から，ケーブルが変形した位置とその地点におけるひずみを検出するものである．一つの計測装置と一本のケーブルで，数十kmを数m間隔で計測できることが最大の利点である．既存のケーブルを用いる際の地面とケーブルのカップリングや，計測される物理量がひずみテンソルの１成分のみといった制約があるものの，地震学での利用を目的とした手法開発や，観測事例の蓄積が行われてきている．我々は，宮城県内を通る国道4号線沿いに敷設されている通信用の光ファイバーケーブルを利用し，DAS観測を行った．得られた波形記録や，雑微動に地震波干渉法を適用した結果等を紹介する．

計測装置は国土交通省古川国道維持出張所内に設置し，光ファイバーケーブルは，そこから南方向に国道4号線に沿って約50km伸びている．ケーブルは途中で長町利府断層を横切る．ゲージ長・チャンネル間隔は共に5mとし，合計約1万箇所において，500Hzサンプリングで，ケーブルに沿った方向のひずみ速度を記録した．計測は2020年1月から2月にかけての1ヶ月間行った．国道4号線は昼夜を問わず交通量が多いため，全ての時間帯で交通ノイズの影響が見られた．孤立した車の走行ではなく，何台もの車がまとまって通過するため，交通ノイズの波形は複雑で，単純に分離することはできない．期間中に発生したいくつかの地震も記録されたが，交通ノイズの影響は避けられないものであった．また，橋梁部分では，車の通行により橋全体が揺れる振動が見て取れた．長町利府断層の北側で行われていた工事の影響で，光信号の減衰が生じ，長町利府断層付近を含めてその南側ではノイズが大きい記録となった．

得られた1ヶ月間の連続記録に対し，地震波干渉法を適用した．約1万チャンネルを200チャンネルごとのセグメントに分け，各セグメント内のペアで相互相関関数を計算した．計算の際には，時間領域での1bit化と，周波数領域でのホワイトニングを行った．相互相関関数の収束はセグメントによって異なるものの，S/Nのよいセグメントでは，2Hzから8Hzの周波数帯で対称性のよい相互相関関数が得られ，550m/sから600m/s程度で伝播する波が検出された．この周波数帯は，交通ノイズによるシグナルのパワーが強いため，ケーブルのほぼ真上を通る車によるノイズにより，伝播する波が検出されているのだと考えられる．今後，セグメントごとの伝播速度の違いや，相互相関関数の収束性に関する議論を行う予定である．

謝辞

国土交通省所有の光ファイバーを使用させていただいた．観測に当たって，仙台河川国道事務所の方々に便宜を図っていただいた．

© 日本地震学会

Characteristics of DAS data by Artificial Vibration

*Masayuki Tanaka[1], Akio Kobayashi[1], Akio Katsumata[1], Koji Tamaribuchi[1], Tsunehisa Kimura[2], Shunsuke Kubota[3], Yukihide Yoda[4]

1. Meteorological Research Institute, 2. Schlumberger, 3. YK Giken Co., 4. NEC Corporation

近年、分布型音響センシング（DAS; Distributed Acoustic Sensing）の技術を用いた地震観測について多数報告されている。DASは、光ファイバ（コア部分）の一端から非常にコヒーレントな短波長の光パルスを入射し、コア内に存在する多くの分子レベルの不純物や欠陥に衝突して発生する後方散乱光が入射端に戻るまでの時間を計測する。光ファイバは振動や温度等の外乱で変形し、変形した場所で光パルスに位相差が生じる。光パルスの波長変化はひずみ変化速度に対応し、光パルスを等間隔で連続的に入射することにより、ピコストレインレベルのひずみの時間変化が観測できる。しかも、一回のパルスでファイバ全域を細かい間隔で観測できる。

2020年3月、静岡県浜松市天竜区船明地区にある延長約900mの船明トンネル内にて、シングルモード4芯1kmの光ファイバケーブルを敷設し、アダプタで芯同士を接続して総延長4kmのファイバケーブルでDASの試験観測を実施した。これまでの調査で、DASと地震計の双方で観測された近地自然地震の波形記録を比較したところ、地震計記録で見られるP相、S相の実体波はDAS記録でも見られる。また、DASの波形記録はファイバに沿う方向と同じ南北方向の地震計記録と相関が強い。ファイバ近傍で稼働中の真空ポンプのモーター振動及びその高調波などが明瞭に観測された。

しかしながら、DASのデータは、①ゲージ長で区間平均された値である、②不純物や欠陥に当たり発生する散乱光は非常に微弱で、入射する光パルスの強度には上限があり、かつファイバには伝送損失があるため、より遠方の散乱光の信号強度は装置近傍よりも弱くなり、そして、より遠方ほど測定精度は劣るため、S/N比を上げるため加算平均等の処理が行われている、③DASで観測されるデータの物理量はひずみ速度である、など、地震計とは異なる点がある。地震観測で規模推定にDAS記録を用いるには、少なくとも同じ地点で入力振動に対して観測値が線形性を有していることが必要である。また、通常の地震波動解析を行う上で再現性が重要である。

船明トンネル内に敷設したファイバは、約30mを2往復半折返している箇所があり、固有周期1秒の三成分速度型地震計が1台設置されている。そこで、敷かれているファイバと直角に
30、60、100、130、160、200cm離れた場所で、ハンマーで地面を叩いて振動を起こし、DASの記録に、地震計のように振動源からの距離に応じて振動の減衰が見られるか、同じ設置環境にある同じ場所の異なるファイバで観測される記録と大きく変わらないかなどについて調べたので紹介する。

© 日本地震学会

Room D | Special session：S23. Frontier of observational seismology-Future of dense seismic observation

Fri. Oct 30, 2020 2:30 PM - 3:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 5:30 AM - 6:30 AM UTC | ROOM D

[S23]PM-2

chairperson:Aitaro Kato(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S23-09] 3-D S-wave velocity structure derived by ambient noise tomography using dense short-period OBS arrey of off Ibaraki region

○Lina Yamaya[1], Kimihiro Mochizuki[1], Takeshi Akuhara[1], Kiwamu Nishida[1], Tsuyoshi Ichimura[1], Kohei Fujita[1], Takuma Yamaguchi[1], Takane Hori[2] (1.ERI, Univ. of Tokyo, 2.JAMSTEC)

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

[S23-10] High-density event locations with high-density OBS network at off-Ibaraki region

○Shinji Yoneshima[1], Kimihiro Mochizuki[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

3:00 PM - 3:30 PM JST | 6:00 AM - 6:30 AM UTC

[S23-11] [Invited] Dense seismic observation design for capturing background of large inland earthquakes (lessons from "0.1Manten" hyper dense seismic observation)

○Satoshi Matsumoto[1] (1.Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University)

3-D S-wave velocity structure derived by ambient noise tomography using dense short-period OBS arrey of off Ibaraki region

*Lina Yamaya[1], Kimihiro Mochizuki[1], Takeshi Akuhara[1], Kiwamu Nishida[1], Tsuyoshi Ichimura[1], Kohei Fujita[1], Takuma Yamaguchi[1], Takane Hori[2]

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

本研究では、茨城沖領域に約6km間隔で展開された短周期海底地震計による数ヶ月間の観測波形に地震波干渉法を適用することで、工学的基盤から地殻上部までの3次元S波速度構造を推定した。2010年10月17日(一部は2011年2月14日)から2011年10月7日にかけて、約6km間隔の短周期海底地震計（Lenartz 3-D Lite）32台からなる稠密観測網が茨城沖領域に展開されていた。地震波干渉法（e.g., Bensen et al., 2007）ではノイズ源の空間的な等方分布を仮定する必要があるため、地震の数が比較的少ない2011年3月8日まで(三陸沖地震(2011年3月9日)及び東北地方太平洋沖地震(同3月11日)の発生前)の観測波形を用いた。

鉛直成分及びradial成分同士の相互相関関数を計算し、鉛直成分からレイリー波の基本モード、radial成分からレイリー波の基本モードと1次高次モードを確認した。まず、spatial auto-correlation（SPAC）法 (Aki 1957; Nishida et al., 2008)を用いて平均的な分散曲線を測定し、trans-dimensional Markov chain Monte Carlo法（e.g., Bodin et al., 2012）を用いて平均的な1次元構造を推定した。その結果、最上部に厚さ500mの堆積層（Vs: 360 m/s）、その下に厚さ1.6kmの堆積層（Vs：930 m/s）を推定した。これらの堆積層の下は音響基盤と考えられ、この深さは構造探査によるP波速度構造（e.g., Tsuru et al., 2002; Mochizuki et al., 2008）とおよそ一致している。さらに、位相速度の平均からの摂動を推定し（following Nagaoka et al., 2012）、位相速度mapを作成した。その後、各空間グリッドに対して1次元S波速度構造の線形インバージョン（Herrmann, 2013）を行い、これを足し合わせることで3次元のS波速度構造を推定した。堆積層の厚さの変化は摂動としては大きかったが、変化の絶対値は海底面の起伏より小さかった。一方で、上部地殻の構造については、領域の北側より南側の方が複雑であった。本研究領域の南側には海山が推定されており（Mochizuki et al., 2008）、Sun et al. (2020)により海山の沈み込みが上部地殻の構造を複雑にすることが示されている。したがって、本研究領域でも、海山沈み込みに伴い上部地殻が複雑になったと考えられる。

また、本研究の結果を用いた3次元理論波形計算を行った。本観測領域は海底深度が2000から3000mと幅広く、また表面にS波速度の遅い層が厚く堆積しているため、地形の効果が無視できないと考えられる。そのため、本研究で推定した構造を用いて3次元理論波形計算を行い、構造の効果を解釈する。

© 日本地震学会

High-density event locations with high-density OBS network at off-Ibaraki region

*Shinji Yoneshima[1], Kimihiro Mochizuki[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

Until 2011 Tohoku-oki earthquake, off-Ibaraki region has been known to be seismically inactive, not only large but even small-to-moderate earthquakes. In this region, a subducting seamount was discovered by Mochizuki et al (2008) in this low seismicity area, and a weak coupling was suggested to account for this low seismicity.
Just after 2011 Toshoku-oki earthquakes, many earthquakes had occurred including the largest aftershock (Mw7.8) of Tohoku-oki earthquake. This suggests that this region is seismically active, presumably as an interaction with the seamount subduction.
Six months before and after the Tohoku-oki e.q. a high-density OBS survey had been conducted from October 2010 to September 2011 with quite dense (6km) spacing. In this OBS experiment, quite a large number of earthquakes (>60,000) were recorded and ~20000 events were located.
A tomography with a double difference hypocenter relocation was applied to obtain the velocity structure and especially the precise hypocenter locations.
The relocated hypocenters formed some clusters in a three-dimensional space. We focused on a cluster that was aligned along the near-vertical direction, whereas many clusters are aligned along the dip and strike directions of the subducting oceanic plate.
This vertically aligned cluster ranges from approximately 8 to 24 km depth, corresponding to above the plate boundary to below the plate boundary, perhaps below Moho. We made a common station gather for these events, which is analogous to a zero-offset reverse VSP (station is located on the seafloor and sources in the underground along a near-vertical trajectory).
We will discuss whether there are any featured converted phases in this gather such as a reflection from the plate boundary so as to gain an insight about the precise depth information of these earthquakes in conjunction with the subducting seamount.

© 日本地震学会

[Invited] Dense seismic observation design for capturing background of large inland earthquakes (lessons from "0.1Manten" hyper dense seismic observation)

*Satoshi Matsumoto[1]

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

はじめに

内陸領域で発生するマグニチュード７クラスの地震は大きな被害を周辺領域に与える。このような地震の発生場をとらえ，その特徴を抽出することが将来の内陸地震発生ポテンシャル評価につながると考えられる。このクラスの地震は断層長が30㎞程度であり，断層を取り巻く構造や地震活動，応力，変形を詳細にとらえることは広域の地震観測網がおよそ20㎞間隔であることから難しい。このため，断層周辺により稠密な地震観測網などを展開し，詳細な特徴の把握が試みられている。その結果，速度構造が破壊の開始点や大すべり域に関連していることや断層周辺では応力場が不均質であり，さらに地震前後での変化が検出されている。この場合でも数キロメートルの分解能，発震機構解では数度以上の誤差を持ってしまっているため詳細な議論ができなかった。そこで，我々は2000年鳥取県西部地震震源域において1000点の地震観測点を設置し，地震検出能力，発震機構解の精度，構造分解能の向上を目指した（0.1満点地震観測）。ここでは，得られた成果を紹介するとともに今後の内陸大地震発生場解明のための地震観測について検討する。

0.1満点地震観測

2017年3月から2018年4月まで，鳥取県，島根県，岡山県にまたがる領域（直径約35㎞）に1000点の上下動地震計を設置した。これらは現地調査，観測，保守，撤収まで京大，東大，九大を中心とした多くの研究者と現地のボランティアによって実行された。得られたデータを自動読み取り処理を施し，精度の高いもので1年間のうちに約5000個のイベントが検出された。マグニチュード（M）マイナス１程度まで十分に検出され，また，M>0.5程度の発震機構は精度良く決めることができた。これらのデータをより詳細に解析した結果，火山や地熱地帯で観測されるノンダブルカップル成分を持つ地震が多数発生していることが明らかになった。これは観測点数が500点以上ないと十分検知できないことも分かった。また，本震発生直後と約18年経過した地震活動，メカニズム解を調べた結果，地殻応答がべき乗流体として近似できることや異常なすべりの存在が示唆された。また，構造分解能は1㎞以下となり，地質構造に対応する詳細な速度異常も発見された。このように詳細な構造・活動特性はこの地震が断層上でもかなり不均質な特性を持ち，流体との関連も強く示唆された。

今後の課題
このように1000点もの観測を行うことにより従来見えなかった多くの知見が得られた。この程度のスペックを持つ観測をM7クラスの地震断層について行うことが，発生した背景や活動特性への理解すすめ，将来へのポテンシャル評価へつながると考えられる。一方では，現状ではボランティアベースのため，多数を行うことには困難が伴う。現在の定常地震観測網（20㎞間隔）の中でより稠密な観測をするべき地域，調査する内容などを適切に考え，観測デザインすることやそれができる人材を育成することが最も重要だと考えられる。

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S01. Theory and analysis method

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S01P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-01] Anomaly detection of seismic velocity and scattering property changes at volcanoes using seismic interferometry and local outlier probability

○Takashi Hirose[1], Hideki Ueda[1], Eisuke Fujita[1] (1.NIED)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-02] Towards the detection of the mantle-reflected P wave using seismic interferometry

○Shota Kato[1], Kiwamu Nishida[1] (1.Earthquake Research Institute, the university of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-03] An attempt to estimate tidal response of seismic velocity variations in shallow crust based on spectral analysis

○Tomoya Takano[1], Kiwamu Nishida[1] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-04] Travel time fluctuation of P waves in exponential-type random media:
A study based on 3-D finite-difference simulations

○Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2] (1.Yokohama City University, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-05] Comparison between strain and displacement seismograms for the radiation pattern of a double-couple source and the incident-angle dependency of plane waves on the surface

○Kiyoshi Yomogida[1], Shunya Ito[2] (1.Hokkaido University, Graduate School of Science, Earth and Planetary Dynamics, 2.Hokkaido University, Faculty of Science, Department of Earth and Planetary Sciences)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-06] Development of anisotropic tomography method based on the shortest path method

○Shoji Sekiguchi[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Anomaly detection of seismic velocity and scattering property changes at volcanoes using seismic interferometry and local outlier probability

*Takashi Hirose[1], Hideki Ueda[1], Eisuke Fujita[1]

1. NIED

はじめに

近年，地震波干渉法に基づき，雑微動の相互相関関数（CCF）の位相変化や波形変化から大地震や火山活動に伴う地下の地震波速度変化や地震波散乱特性変化を検出する研究が多く行われている。いくつかの火山では，噴火や活動の活発化に10日から数日先行する地震波速度変化や散乱特性変化が検出されており[例えば，Obermann et al., 2013a; Olivier et al., 2018; Machacca-Puma et al., 2019]，地震波干渉法が火山モニタリングにおいて有効な手法であることを示す事例が蓄積されつつある。地震波干渉法による解析結果を火山噴火の切迫度評価に活用するにあたっては，地下構造の変化自体を検出することに加え，検出された変化がどの程度異常な値であるかを評価することが必要である。そこで本研究では，地震波干渉法に基づき推定した地震波速度変化と散乱特性変化の異常度を定量的に評価する方法を提案する。

データ・解析方法

地震波干渉法を阿蘇山，霧島山において適用する。まず，気象庁および防災科研の短周期地震計で記録された雑微動の上下動成分に0.2-8 Hzでスペクトルホワイトニングを適用したうえでone-bit normalizationを行う。次に，10分ごとに雑微動のCCFを計算し，それらを1日分スタックすることでDaily CCFを得る。そして，Daily CCFとReference CCF（Daily CCFを数ヶ月～1年間スタックしたもの）に0.5-1 Hzの周波数帯でバンドパスフィルターをかけ，速度変化率とデコリレーション（1-相関係数）をストレッチング法[Lobkis and Weaver, 2003]により測定する。雑微動のCCFにおいてレイリー波が卓越しているとすると，得られる速度変化とデコリレーションは，概ね深さ1 km以浅での構造変化を反映している。最後に，Krieger et al. [2009]により提案された局所外れ値確率（Local Outlier Probability, LoOP）を用い，1日ごとの地震波速度変化率とデコリレーションの測定値に対して，それらが異常データである確率を計算する。

結果

1. 阿蘇山におけるLoOPの時間変化

2015年から2016年の2年間にわたり，速度変化率とデコリレーションを測定し，LoOPを計算した。まず，2016年4月に発生した熊本地震に伴う数%の速度低下と顕著なデコリレーションを反映したLoOPの増加を検出した。地震発生後のLoOPはほとんどの観測点で90%を超えており，地震の影響で阿蘇山直下の地下構造が大きく変化したことを示唆している。また，2016年10月8日に発生した爆発的噴火に伴う0.5%程度の速度低下と顕著なデコリレーションを反映したLoOPの増加を検出した。すべての観測点において，噴火の2-3日前にLoOPが70%を超えるまで急激に増加していることから，噴火に先行して地下構造が大きく変化していた可能性がある。

2. 霧島山におけるLoOPの時間変化

2017年から2019年の3年間にわたり，速度変化率とデコリレーションのLoOPを計算した。解析期間中の2017年10月11日には，新燃岳において6年ぶりの噴火が発生した。また，2018年3月6日には2011年以来の爆発的噴火が発生した。これら2つの噴火に伴い，最大2%程度の速度低下と顕著なデコリレーションが検出された。この変化を反映し，噴火に先行するLoOPの急激な増加が検出されたが，2つの噴火でLoOPが増加するタイミングが異なった。2017年噴火ではLoOPが70%を超えたのは噴火の1日前であったが，2018年噴火では4-5日前にLoOPが70%を超えていた。2018年爆発的噴火の場合，噴火の5日ほど前から，小規模な噴火の発生や火山ガス放出量の急増が観測されており[気象庁, 2018]，爆発的噴火に先行するLoOPの急増も噴火前の活動の活発化と関連している可能性がある。

© 日本地震学会

まとめ

本研究では，地震波干渉法に基づき測定した速度変化率とデコリレーションの局所外れ値確率（LoOP）を計算し，阿蘇山と霧島山において，地震や噴火に伴うLoOPの増加を検出した。LoOPは常に0-100%の範囲の値をとるため異常の程度を把握しやすく，噴火の切迫度評価において使いやすい指標であると考えられる。今後は，草津白根山や御嶽山といった近年噴火が発生した火山を中心に他の火山でも同様の解析を行い，事例の蓄積を進めていく予定である。

謝辞：本研究では気象庁短周期地震計のデータを使用させていただきました。記して感謝いたします。

© 日本地震学会

Towards the detection of the mantle-reflected P wave using seismic interferometry

*Shota Kato[1], Kiwamu Nishida[1]

1. Earthquake Research Institute, the university of Tokyo

地震波干渉法は2観測点で観測されたランダムな波動場の相互相関関数を計算することにより、片方を仮想的な震源とし、もう片方を観測点とした場合の観測波形(グリーン関数)を推定する手法である(e.g. Snieder et al., 2013)。地震波干渉法では、地震波動場がランダムかつその強度分布が等方・均質であることを仮定する。ランダムな波動場として海洋波浪起源の脈動を解析に用いる場合には、周期5-20 sの帯域で表面波が卓越することが知られている。そのため、脈動を利用した地震波干渉法による地震波速度構造推定の研究では、地殻・上部マントルの3次元構造の推定が主であった(e.g., Shapiro et al., 2005)。しかし、近年では、実体波を抽出することによってより深部の構造を推定することが試みられている。その一例として、マントルの410/660 km不連続面からの反射P波(P410P/P660P)の抽出が報告されている(Poli et al., 2012; Feng et al., 2017)。しかし、これらの反射P波を抽出した先行研究の対象地域は大陸に限られていた。本研究の目的は、防災科学技術研究所Hi-netの上下動記録に地震波干渉法を適用することによりP410P/P660Pを抽出し、反射P波の抽出における波源の空間分布の影響を調べることである。

本研究では以下の手順で各観測点ペアに対する相互相関関数を計算した。用いた波形記録は防災科学技術研究所Hi-net観測点のうち西南日本に存在する240点の上下動記録(2007年-2018年)である。まず、Hi-netの上下動記録を2 Hzにダウンサンプリングした。その上で各観測点について翌日の観測波形との差を計算して元の観測波形の代わりに用いた(Takagi et al., 2020)。これは、Hi-netの機器ノイズ(Takagi et al., 2015)の相互相関関数への影響を抑えるためである。次に、得られた1日長の波形を1024 sの時間窓に分割し、周期5-10 sおよび10-20 sの平均2乗振幅によって時間窓を選択した。選択した時間窓について周波数領域で白色化を行い、周期1-10 sの成分について全観測点ペアの相互相関関数を計算した。

脈動源分布のグリーン関数抽出への影響を調べるため、4-th root vespagramを全観測点ペアに対する相互相関関数について計算した(Rost and Thomas 2002)。その結果、P410Pがオフセット距離0-300 kmで見られ、P660Pはオフセット距離50-100 kmで見られた。また、P660PはP410Pに比べて弱いことがわかった。次にvespagramの方位角依存性を調べるため、観測点ペアを方位角により6グループに分けて各グループのvespagramを計算した。観測点ペアの方位角が0–30˚、90–120˚、150–180˚のグループではvespagram上でP410Pが確認された。

この結果を遠地の脈動P波のスローネス分布(Nishida and Takagi, IASPEI, 2017)と比較した。観測点ペアの方位角が0–30˚と150–180˚のグループのP410Pはそれぞれ北大西洋や南極海の脈動源によると考えられる。しかし、観測点ペアの方位角が90–120˚のグループのP410Pには対応する脈動源がなく、深部での散乱の可能性を示唆している。

地震による影響を評価するために、地震活動が活発な日のみに注目して、相互相関関数の計算を行った。手法は地震(Mw > 6.5)の起きた461日を用いる点を除き、脈動の相互相関関数の計算手法と同一である。得られた相互相関関数は脈動の相互相関関数と類似しており、この手法では地震の寄与は脈動の寄与に比べて小さい事がわかった。今後はコーダ波部分の相互相関関数を計算し、脈動の相互相関関数との比較を行う予定である。

最後に、得られた反射P波を不連続面の深度に変換するため、Common Middle Point (CMP)重合を行った(e.g., Stein and Wysession, 2003)。具体的には、オフセット距離が500 km以内の各観測点ペアについて反射点の位置でグループ分けを行い、各グループに対して不連続面が水平と仮定しCMP重合を行った。速度構造は

© 日本地震学会

JMA2001(上野ほか、2002)を用いた。CMP重合の結果は水平方向に連続的な410 km不連続面と断片的な660 km不連続面を示した。しかし、太平洋プレートに起因する明確な反射波は検出できなかった。

謝辞：本研究では防災科学技術研究所のHi-netの上下動記録を用いました。記して感謝いたします。

© 日本地震学会

An attempt to estimate tidal response of seismic velocity variations in shallow crust based on spectral analysis

*Tomoya Takano[1], Kiwamu Nishida[1]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

地震波速度の時間変化を調べることで，地殻構造における応力状態をモニタリングできる可能性がある．観測された地震波速度変化から媒質の応力変化を推定するためには，応力変化に対してどのぐらい速度変化が生じるのか求める必要がある．これまで，応力変化のみによる速度変化を調べるために，人工震源 [e.g. Yamamura et al., 2003]や地震波干渉法 [e.g. Takano et al., 2014]を用いて，既知の入力である地球潮汐に伴う地震波速度変化の検出が行われてきた．特に，雑微動の相関解析に基づく地震波干渉法を利用することで，場所や時間によらずに地震波速度変化の応力感度を推定できるようになった．しかしながら，先行研究では限られた場所と期間における観測結果しか報告されておらず，速度変化の応力感度の地域性や時間変化等の議論はまだ行われていない．そこで，本研究ではHi-net観測データを利用して，速度変化のスペクトル解析に基づき潮汐に伴う地震波速度変化の検出を試みる．

防災科学技術研究所のHi-net観測網において，東北地方に位置する180観測点で2010年から2011年までに記録された連続記録を解析する．日周・半日周変動をする地球潮汐に伴う地震波速度変化を推定するためには，半日以下の時間分解能で速度変化を推定する必要がある．そこで本研究では，同一観測点において雑微動の自己相関関数（ZZ, EE, NN成分）と異なる成分間の相関関数 (ZE, ZN, EN, EZ, NZ, NE成分)を利用して1時間ごとに速度変化を推定する．それぞれの成分でリファレンス波形との時間差を経過時間ごとに計算し，経過時間に対する９成分で求めた時間差の平均値から速度変化を求めた．ここで，速度変化の推定には相関関数の経過時間２から12秒までを用いた．地殻浅部における速度変化の潮汐応答を調べるために，本研究では周波数帯域1-4Hzと3-7Hzを解析した．1時間ごとに得られた地震波速度変化を用いて速度変化のパワースペクトルを計算した．

全観測点でスタックした地震波速度変化のパワースペクトルには，1/7 cycles per dayとその倍数にピーク，また整数のcycles per dayに顕著なピークが見られた．これらは，ノイズ源の週変化や日変化による見かけの速度変化と考えられる．また，振幅の大きい分潮に対応した速度変化のピークが僅かながら見られた．日変化や週変化の影響を受けないN2分潮とM2分潮の周期での速度変化と，GOTIC2 [Matsumoto et al., 2001]により計算した各観測点での潮汐応力を用いて速度変化の応力感度を推定した．応力感度の上限値は$(8.7\pm0.3)\times10^{-7}$ Pa^{-1}と求められ，地表の観測で推定された応力感度値 [Yamamura et al., 2003, DeFazio et al., 1973]と調和的であった．この結果は，Hi-net地震観測網の連続記録から，速度変化の応力感度の時空間変化をモニタリングできる可能性を示唆している．

本研究では，防災科学技術研究所のHi-netのデータを使用させていただきました．記して感謝いたします．

© 日本地震学会

Travel time fluctuation of P waves in exponential-type random media: A study based on 3-D finite-difference simulations

*Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2]

1. Yokohama City University, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

１．はじめに

近地地震の高周波数（約1 Hz以上）の地震波には，地殻構造の短波長不均質性（地震波速度の数%程度の揺らぎ）によって走時揺らぎが発生すると考えられている．この現象については，波形エンベロープの拡大に関する研究〔例えば，Sato and Emoto (2017)〕において，マルコフ近似理論に基づいて統計的にその特徴が評価されている．マルコフ近似理論の予測では，波形エンベロープの拡大を引き起こす走時揺らぎ効果（wandering effect）の特徴的時間t_Wは，ランダム媒質の地震波速度の揺らぎの相関距離aと揺らぎの大きさε，および波動伝播距離rの関数として求められる．本研究では，指数関数型スペクトルを持つランダム媒質を用いた3次元地震波伝播シミュレーションにより，P波走時の揺らぎのa，ε，およびrによる変化を調べ，マルコフ近似理論から予測される特徴的時間の特徴$t_W \propto a^{1/2}\,\varepsilon\, r^{1/2}$と比較した．

２．計算・解析手法

Takemura *et al.* (2017)と同様の空間4次・時間2次の3次元差分法によって，204.8×204.8×204.8 km^{3}の計算領域を0.05 km間隔で離散化し，2.5 msのタイムステップで地震波伝播シミュレーションを実施した．同シミュレーションでは，計算領域の中心部に横ずれ断層を模擬したダブルカップル型点震源を配置した．震源時間関数には非対称cos型関数〔Ji *et al.* (2003); t_s=0.1 s, t_e=0.4 s〕を用いた．観測点は震源と同じ深さのx-y平面に格子状に2.5 km間隔で配置した．指数関数型スペクトルを持つランダム媒質として，1, 3, 5 kmと 0.01, 0.02, 0.03, 0.04, 0.05の設定値を組み合わせた15種類のモデルをそれぞれ5つ合成した．Birch則を仮定し，背景のP波速度とS波速度をそれぞれ6.0 km/sと3.5 km/sとして，ランダム不均質を重畳することで不均質な地殻構造を模擬した．

解析では，震源距離60 km以内の約3000個の観測点の計算波形を対象として，P波の初動走時（以下，走時）を自動処理〔前田 (1985)〕により読み取った．このとき，走時の正確な読み取りを期するため，P波の震源輻射係数が0.5以上の方位角に位置する観測点の計算波形のみ使用した．また，四分位偏差をもとに数%程度の外れ値を除外して，走時揺らぎの標準偏差を求めた．

３．結果・議論

いずれのランダム媒質についても，走時揺らぎは震源距離すなわち波動伝播距離とともに大きくなる特徴が確認された．具体的に，走時揺らぎの標準偏差は，震源距離50 kmの場合，西南日本の地殻のランダム不均質モデル〔Kobayashi *et al.* (2015); 相関距離1 km，揺らぎの大きさ0.03〕では0.04 s程度であった．また，一定の震源距離における走時には，その平均値のまわりにほぼ対称的に分布する特徴が見られた．走時揺らぎの標準偏差を震源距離の1/2乗（$r^{1/2}$）に対してプロットするとグラフ上で直線的に変化することが確認された．

走時揺らぎとランダム媒質の関係には，走時揺らぎとaおよびεとの間に正の相関関係があることが確認された．すなわち，一定の震源距離における走時揺らぎは，相関距離や揺らぎの大きさが大きいランダム媒質ほど大きくなる．また，走時揺らぎの標準偏差については，$a^{1/2}$およびεに比例して増大する特徴が見られた．

以上の解析結果は，本研究の3次元地震波伝播シミュレーションから求めたP波走時の揺らぎ（標準偏差）がマルコフ近似理論の予測$t_W \propto a^{1/2}\,\varepsilon\, r^{1/2}$に整合することを示すものであった．このことは，これまで波形エンベロープの研究において注目されてきた特徴的時間t_Wが，地震波走時を解析対象とする地震学の他の研究分野においても有用であることを示唆している．

謝辞

地震波伝播シミュレーションには海洋研究開発機構の地球シミュレータを使用しました．本研究はJSPS科研費

© 日本地震学会

18K03786の助成を受けています.

© 日本地震学会

Comparison between strain and displacement seismograms for the radiation pattern of a double-couple source and the incident-angle dependency of plane waves on the surface

*Kiyoshi Yomogida[1], Shunya Ito[2]

1. Hokkaido University, Graduate School of Science, Earth and Planetary Dynamics, 2. Hokkaido University, Faculty of Science, Department of Earth and Planetary Sciences

光ファイバの不純物による散乱光を利用したDistributed Acoustic Sensing (DAS)は、従来の機械式地震計とは全く異なる観測原理・システムである。物理探査では既にこの革命が始まり（Hartog, 2017; Zhang, 2019）、地震学でも試験運用が急速に普及しつつある。従来の３成分の速度記録などと異なり、DASは光ファイバに沿っての歪み速度テンソル成分を計測する（螺旋状のファイバで、歪みの全成分を計測する技術も開発されつつある）。これまでの研究ではDASの歪み記録を従来の速度波形記録などへ変換する前処理を行なってきたが、大容量データの蓄積が今後見込まれる状況では非効率である。記録される歪み波形そのものの特徴を生かした解析により、震源や構造の研究を進めていく方が適当であろう。そこで本研究では、歪み成分での波形記録を合成し、従来の変位などの地震記録の特徴と比較することで、DASで得られる波形記録の特徴を考察する。ここでは、標準的な教科書で必ず取り上げられる断層運動（ダブルカップル点震源）の放射特性と、平面波の地表面入射における反射係数と地表面観測点での振幅を取り上げる。このような基本的な歪み成分での考察は、全く行われてこなかった。

ダブルカップル点震源のP波の変位の放射特性は全方位球を直交する２つの平面（節）で分ける４象限型である。歪みの対角成分（e_{rr}などの伸縮成分）はこれと同じだが、歪み成分（非対角成分）は変位の放射特性の方位による変動が大きな節面で最大となるため、変位や対角成分の特性の節面と最大領域が入れ替わった形となる。一方、S波の変位はある点のみでゼロとなるが、歪みの場合にはP波のように節面が現れるので、震源過程の推定に有効となる可能性がある。

次に、２つのラメ定数が同じ半無限一様媒質において、平面波が入射した際の地表面での変位と歪み成分が入射角(*theta*)によってどう変化するかを考える（鉛直方向を*z*軸、進行する水平方向を*x*軸とする）。SH波の場合、変位は地表面で入射波の振幅の２倍と一定に対して、ゼロでない歪み成分であるe_{xy}はsin(*theta*)に比例、つまり鉛直入射ではゼロとなる。P波とSV波入射の結果については、図１と2に示す。変位では鉛直入射ではSH波と同じく２倍となり、入射角の増加とともに減少し、水平入射でゼロとなる。P波入射ではどの歪み成分でも、鉛直と水平入射のどちらもゼロで、斜め入射で最大値を取る。一方、SV波入射ではP波が水平方向に反射する臨界角で変位は鋭いピークを持つことは知られていたが、伸縮歪みは鉛直・水平の両成分でも類似の特徴を示す。歪みの水平成分は鉛直成分よりも卓越しているが、変位ほど大きな比ではない。また、臨界角より大きな角度では表面波的な伝搬となり、歪みの振幅はいったん小さくなるが、さらに入射角が大きくなると別の極大を取り、変位の特徴とは大きく異なる。地面に水平に設置したDASは水平伸縮の歪みを記録するので、入射角が小さい遠地地震ではP波もS波も小さく、ローカルの地震の方が強調されることが予想される。また、柔らかい堆積層がある場合、入射角が小さくなるので記録される振幅は小さくなる。また、臨界角より大きなSV波入射のように、表面波成分は強調されることも示唆される。

© 日本地震学会

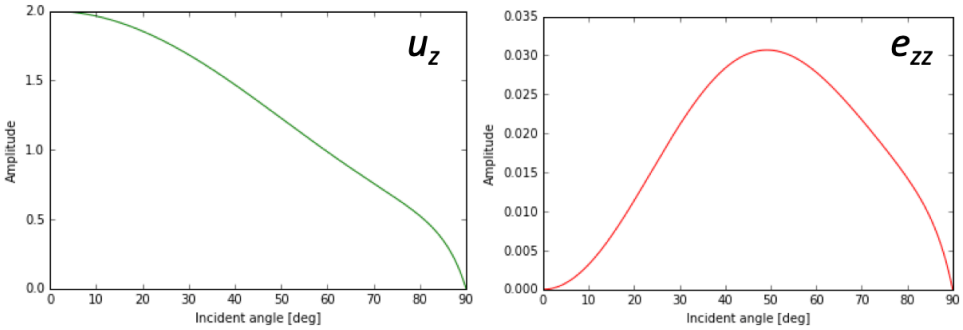


図１ 半無限均質媒質におけるP波入射による地表面での鉛直成分変位と
鉛直伸縮歪み成分の入射角依存性

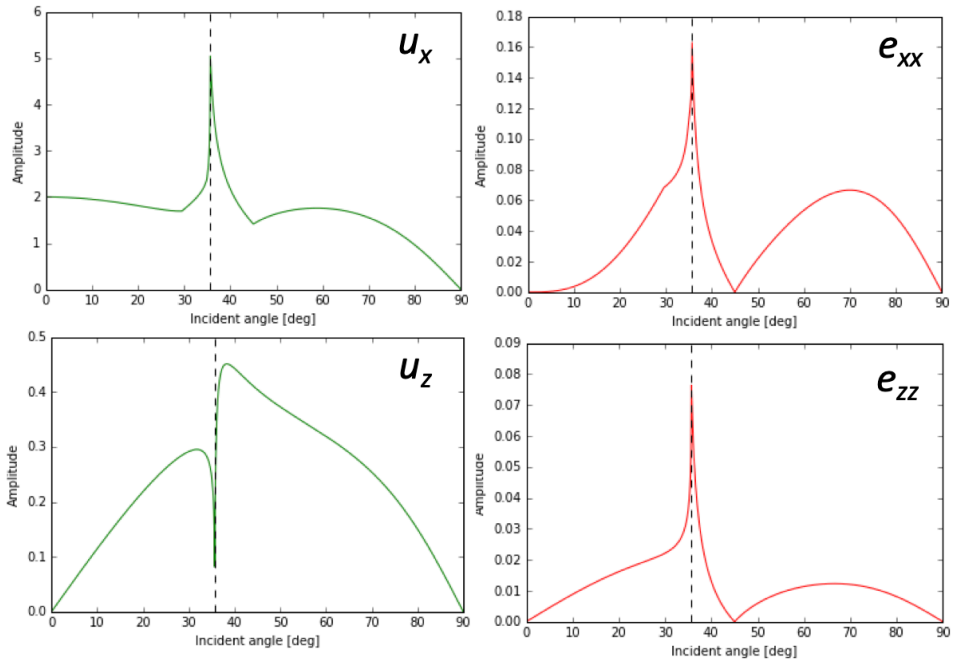


図２ 半無限均質媒質におけるSV波入射による地表面での変位２成分と
歪み２成分の入射角依存性

© 日本地震学会

Development of anisotropic tomography method based on the shortest path method

*Shoji Sekiguchi[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

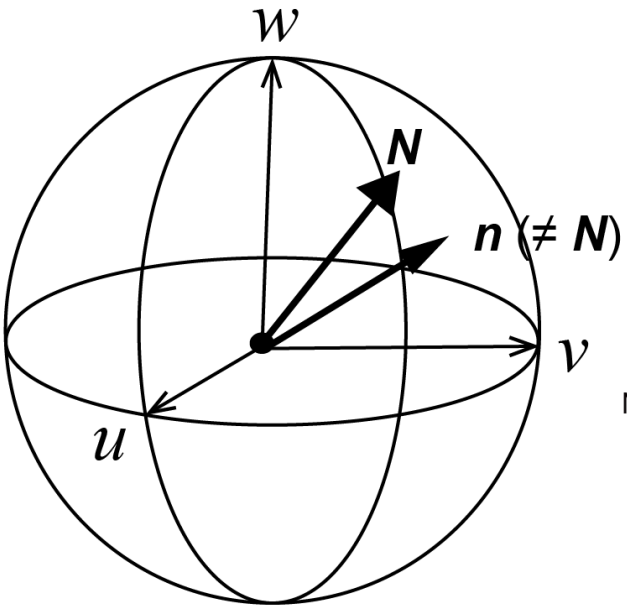
走時トモグラフィにはまず波線の計算が必要となる。最短経路法を用いた異方性媒質での波線の計算は、各ノードにおいて群速度がわかれば容易に計算できる。ここでは、効率よく計算するために、各ノードで射出角を極座標としたグリッド上で群速度をあらかじめ計算しその内挿によって任意の射出角での群速度を求めることとした（図参照）。波線計算が可能なことは、PREMを異方性媒質として用い、すでに連合大会(2011)S-SS027-P01において示している。等方媒質との波線経路の差が非常に小さいことが報告されている。

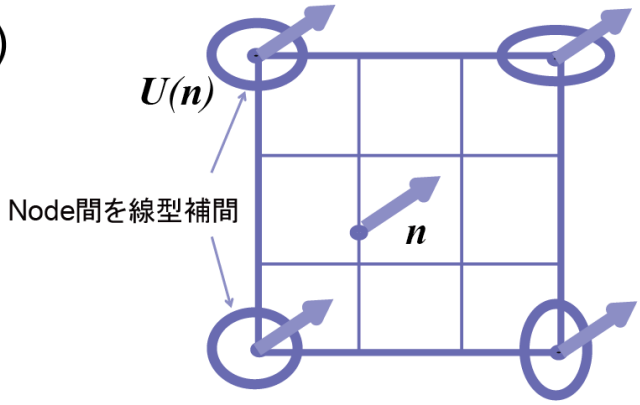
異方性媒質での走時時間の変化量と弾性定数の変化量との関係式はZhou & Greenhalgh (2008) によってすでに求められている。したがって、理論的には、万遍なくいろいろな進行方向を持った波線が十分な数各ノード周辺を通過すれば走時データからトモグラフィによって異方性を求めることができる。

一般的には異方性は21個の独立した弾性定数によって表されるが、実際には、クラックや鉱物の結晶構造を反映したより少ない弾性定数をもった異方性媒質に関心が持たれ、その弾性定数と対称軸の方向を求めることが多い。本研究では、その場合での定式化を行った。すなわち、基準の対称軸をZ軸方向としそこから対称軸回りの回転ϕ、対称軸を緯度方向θ、経度方法ϕと回転させて異方性媒質を表現することにした。群速度をUとすると$\partial U/\partial m$（mは弾性定数）はすでにZhou & Greenhalgh (2008)によって求められているので、$\partial U/\partial \theta$、$\partial U/\partial \phi$、$\partial U/\partial \psi$を導出すれば良い。煩雑になるのでここには示さないが、座標回転をするだけなので単純な計算で容易に求められる。azimuthal isotropyのような軸対称の場合はψについて変化がないのでこれを無視することが出来る。さらに対称軸が水平でその面内の方位だけが未知数の場合は、はじめの基準の対称軸をX軸方向としてϕのみを未知数として残せば良い。

このように表現した異方性媒質がトモグラフィによって復元できるか、いくつか単純な場合を設定して計算してみた。たとえば対象軸方向θ=30˚ϕ＝0˚を持ったazimuthal isotropyで最短経路法によって得た計算値を観測値として使い、初期対称軸方向をθ=0˚ϕ＝0˚とし軸方向が元に戻るか、などである。個々の未知数についてはまだばらつきがあるが、何回か繰り返すにしたがって全体としては収束する方向に変化していることが確認できた。今後はさらに複雑な条件で確認し、また各種パラメータの調整を進めてゆく予定である。

© 日本地震学会





1. $\boldsymbol{U(N) \rightarrow U(n)}$ *at each node,* *2. linear interpolation between nodes.*

where $\boldsymbol{U}$*:group velocity vector,* $\boldsymbol{N}$*:phase velocity direction*

and $\boldsymbol{n}$*:ray (group velocity) direction (=* $\boldsymbol{U/|U|}$*).*

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S04. Tectonics

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S04P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S04P-01] S-wave tomography of the Tohoku forearc derived from S-net data

○Yu Katayama[1], Dapeng Zhao[1], Genti Toyokuni[1] (1.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

S-wave tomography of the Tohoku forearc derived from S-net data

*Yu Katayama[1], Dapeng Zhao[1], Genti Toyokuni[1]

1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University

日本列島は地震や火山の活動が活発で、大地震や火山噴火により昔から繰り返し大きな被害を受けてきた。太平洋プレートの沈み込み帯においては、日本海溝から千島海溝海域に至る東日本太平洋沖に展開されたS-net海底地震観測網によって、より詳細な地震像の解明が期待されている。先行研究(Hua et al., 2020; Yu & Zhao, 2020)はS-net観測網のP波走時データを使って東日本前弧域下の3次元P波速度構造を調べた。本研究ではS-net観測網で記録された大量の走時データを用いて詳細なS波速度トモグラフィーを推定する。

本研究では特に日本海溝の東側で起こったアウターライズ地震の波形記録で見られるsP反射波に注目した。この地震波は、震源からほぼ直上に出たS波が地表面（或いは海底）という大きな物性境界で反射することによって生成され、それがP波として観測されたものである (例えば, Umino et al., 1995)。sP波とP波の走時差は震源の深さによってほぼ決まることから、sP波データを用いることにより、現在展開している観測網より外側の地震の震源深さを精度よく決定することが出来る。

日本列島で展開される緻密な観測網によって決定された震源精度の良い地震とsP波で再決定したアウターライズ地震の走時データを用いて、S波速度トモグラフィーを実行した。インバージョンにはZhao et al. (1992, 2011) の計算プログラムを用いており、モホ面と太平洋スラブ上面の深さ変化を考慮した。

得られたS波速度構造の結果ではHuang & Zhao (2013)などの先行研究で見られる前弧域下のプレート境界部におけるS波速度異常が認められ、大地震の分布との相関が見られる。

参考文献

Hua, Y., D. Zhao, G. Toyokuni, Y. Xu (2020). Tomography of the source zone of the great 2011 Tohoku earthquake. *Nature Communications 11*, 1163.
Huang, Z., D. Zhao (2013). Mechanism of the 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw 9.0) and tsunami: Insight from seismic tomography. *J. Asian Earth Sci.* 70, 160-168.
Umino, N., A. Hasegawa, T. Matsuzawa (1995). sP depth phase at small epicentral distances and estimated subducting plate boundary. *Geophys. J. Int.* 120, 356-366.
Yu, Z., D. Zhao (2020). Seismic evidence for water transportation in the forearc off Northern Japan. *J. Geophys. Res.* 125, e2019JB018600.
Zhao, D., A. Hasegawa, S. Horiuchi (1992). Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *J. Geophys. Res.* 97, 19909-19928.
Zhao, D., Z. Huang, N. Umino, A. Hasegawa, H. Kanamori (2011). Structural heterogeneity in the megathrust zone and mechanism of the 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw 9.0). *Geophys. Res. Lett.* 38, L17308.

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S06. Crustal structure

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S06P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-01] Towards continuous seismic imaging from offshore to land along the Japan trench: effects of offshore structures (sediment layers and lateral heterogeneities)

○HyeJeong Kim[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Takeshi Akuhara[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-02] Characteristics of crustal structure off Yamagata revealed by seismic survey and relationship with earthquake source faults in the eastern margin of the Japan Sea

○Tetsuo No[1], Shuichi Kodaira[1], Hiroshi Sato[2], Tatsuya Ishiyama[2], Takeshi Sato[3], Ryo Miura[1], Norio Shimomura[4], Kazuya Shiraishi[1], Gou Fujie[1] (1.JAMSTEC, 2.ERI, University of Tokyo, 3.Sapporo Regional Headquarters, JMA, 4.. Nippon Marine Enterprises)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-03] Measurement of seismic velocity anisotropy in the Tohoku region, NE Japan by shear wave splitting analysis (2)

○Tatsuya Mizuta[1], Tomomi Okada[1], Martha Savage[2], Ryota Takagi[1], Keisuke Yoshida[1], Hiroshi Yakiwara[3], Takeshi Matsushima[4], Hiroshi Katao[5], Yoshiko Yamanaka[6], Masahiro Kosuga[7], Kei Katsumata[8], Mako Ohzono[9], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Toshio Kono[1], Toru Matsuzawa[1], Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (1.Univ. of Tohoku, 2.Victoria University of Wellington, 3.Univ. of Kagoshima, 4.Univ. of Kyushu, 5.Univ. of Kyoto, 6.Univ. of Nagoya, 7.Univ. of Hirosaki, 8.Univ. of Hokkaido, 9.Univ. of Tokyo, Univ. of Hokkaido)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-04] S-wave structure in the sediment beneath S-net stations estimated by V/H ratio of Rayleigh-wave (Scholte waves) extracted from ambient noise

○FUKUSHIMA SHUN[1], KIYOSHI YOMOGIDA[1] (1.HOKKAIDO UNIVERSITY)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-05] Seismic survey in the Hyuga-nada and off Shikoku, Nankai Trough

○Yasuyuki Nakamura[1], Shuichi Kodaira[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Yuka Kaiho[1], Ryuta Arai[1], Kimihiro Mochizuki[2], Rie Nakata[2], Masataka Kinoshita[2], Yoshitaka Hashimoto[3] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2.University of Tokyo, 3.Kochi University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-06] Azimuthal variation of lithospheric heterogeneity in the northwest Pacific inferred from Po/So propagation characteristics

○Takashi Furumura[1], Brian LN Kennett[2] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Research School of Earth Sciences, The Australian National University)

Towards continuous seismic imaging from offshore to land along the Japan trench: effects of offshore structures (sediment layers and lateral heterogeneities)

*HyeJeong Kim[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Takeshi Akuhara[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

Kim et al. (2019, AGU) have reported receiver function common conversion point (CCP) stacking image from ocean to land beneath Japan by collecting data from the land seismometers and the ocean bottom seismometers (OBSs). OBSs lie on thick (few kilometers) and low velocity (Vp ~2 km/s) sediments along the Japan trench (e.g., Nakamura et al. 2014, Takahashi et al. 2004). The sediment layer makes a time delay of energy arrivals between the vertical component and the horizontal component upon an incident teleseismic P wave, which is measurable. The continuous image was made by correcting the time delay of the image from the OBS records. However, there are two more issues left to be understood toward continuous seismic imaging. First is the amplitude affected by the seafloor sediment. The second is the lateral heterogeneities offshore that deviate from the land 1D velocity.

The receiver function CCP stacking imaging with OBS show amplitudes larger (~ 5 times stronger) than those with the land seismometers (Kim et al. 2019, AGU). The amplification due to sediments may cause bias in the interpretation of the deeper structure phase amplitudes unless properly separated. We examined various sediment models to understand and retrieve the large amplitude scale observed in the OBS CCP stacking image. The amplification of the converted phases at the vicinity of the slab top is insufficient to explain with single-layered sediment. Preliminary results show that a very-low shear wave velocity thin layer on the top of the sedimentary layers increases the overall amplitude of the phases in the receiver functions.

The offshore region of the Japan trench has a heterogeneous velocity structure (Matsubara et al. 2019, Intech Open). Due to the ~10 % velocity perturbation existing in tomography models offshore and the systematic difference along subduction direction, an approximation of the structure as a 1D velocity model cannot be held. The different velocity models utilized in offshore receiver function migration affect the connectivity of the slab structure along the dipping direction of the slab. Comparisons of the travel times between the 3D structure from tomography (Matsubara et al. 2019) and various 1D velocity profiles are tested. For instance, using the JMA model for migrating the receiver functions from OBS data makes the image stretch to deeper depths whereas structures from active source experiments are limited to a certain profile. The comparisons show that using a station-wise 1D velocity showed a good approximation of the 3D structure for migration.

The two effects of offshore structures (sediment layers and lateral heterogeneities) done in this work are essential components for continuous seismic imaging from offshore to land, which will enable imaging along the entire Japan trench.

© 日本地震学会

Characteristics of crustal structure off Yamagata revealed by seismic survey and relationship with earthquake source faults in the eastern margin of the Japan Sea

*Tetsuo No[1], Shuichi Kodaira[1], Hiroshi Sato[2], Tatsuya Ishiyama[2], Takeshi Sato[3], Ryo Miura[1], Norio Shimomura[4], Kazuya Shiraishi[1], Gou Fujie[1]

1. JAMSTEC, 2. ERI, University of Tokyo, 3. Sapporo Regional Headquarters, JMA, 4. . Nippon Marine Enterprises

ここ10年以上にわたり、日本海では文部科学省の「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト」や「日本海地震・津波調査プロジェクト」の一環として地震探査を実施し、北海道西方沖から鳥取沖における地殻構造研究とその結果に基づいた震源断層モデルの研究に寄与してきた。一連のプロジェクトにおける海域での最後の調査として、2019年に山形沖で海底地震計（OBS）を用いた地震探査を実施した。調査測線は、東側に1833年庄内沖地震（M7.5）の推定震源域や2019年山形県沖の地震（M_J6.7）の震源域近傍に位置し、西側は大和海盆や大和堆を横切った。OBSで得られたエアガン発震の初動走時とPmPの走時によるトモグラフィックインバージョン（Fujie et al., 2013, JGR）やReverse time migrationによる解析（Shiraishi et al., 2019, J. Pet. Geol.）の結果から、（堆積層を含む）地殻の厚さは大和海盆で17～19 km、佐渡海嶺～最上トラフで22～24 kmとなっている。また定性的ではあるが、上部地殻（6.6 km/s以下）に相当する部分が佐渡海嶺から陸側と大和海嶺が大和海盆と比較して相対的に厚くなっている。これらの特徴について、日本海で実施した結果（No et al., 2014, EPSL; Sato et al., 2014, JGR; Sato et al., 2018, Tectonophys.; Sato et al., 2020, GJI）と比較すると、大和海盆の特徴は先行研究と同様に厚い海洋地殻の速度構造に対応している。一方、佐渡海嶺から陸側と大和海嶺に関しては、先行研究と同様に大陸地殻の速度構造の特徴で形成されている。

調査測線近辺で発生した被害地震である庄内沖地震や山形県沖の地震の震源域は、大陸地殻の領域に位置している。この結果を踏まえて、これまで北海道西方沖～新潟沖にかけての日本海東縁における地震探査結果と被害地震の震源域を合わせて考えると、新潟沖～山形沖に関しては過去100年間で発生した被害地震の震源断層はすべて大陸地殻の領域の中で発生している。さらに推定されている活断層や震源断層モデルのほとんども大陸地殻の領域の中である。一方、北海道西方沖～秋田沖の過去100年間に発生した被害地震においては、大陸地殻の領域だけではなく、大陸地殻と海洋地殻の境界部や海洋地殻の厚さが変化している部分で発生しているケースがある。例えば、1983年日本海中部地震（M_J7.7）は大陸地殻と海洋地殻の境界部が主断層となっており、1940年積丹半島沖地震（M_J7.5）も大陸地殻と海洋地殻の境界部が主断層であった可能性が高い。また、1993年北海道南西沖地震（M_J7.8）に関しては、西傾斜の南部の震源断層に関しては大陸地殻の中の断層が作用したと見られるが、東傾斜の北部の震源断層に関しては、海洋地殻の厚さが変化していく領域に位置している対応している。日本海東縁で過去に発生した被害地震や推定されている震源断層・活断層の多くが逆断層タイプではあるが、被害地震や震源断層が同じ地殻構造の条件下で発生・分布しているわけではなく、いくつかのパターンに分類されることを示している。したがって、日本海東縁の震源断層に関しては北海道西方沖～新潟沖まで一律に評価するのではなく、各々の断層が形成されている地殻構造も考慮する必要がある。

© 日本地震学会

Measurement of seismic velocity anisotropy in the Tohoku region, NE Japan by shear wave splitting analysis (2)

*Tatsuya Mizuta[1], Tomomi Okada[1], Martha Savage[2], Ryota Takagi[1], Keisuke Yoshida[1], Hiroshi Yakiwara[3], Takeshi Matsushima[4], Hiroshi Katao[5], Yoshiko Yamanaka[6], Masahiro Kosuga[7], Kei Katsumata[8], Mako Ohzono[9], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Toshio Kono[1], Toru Matsuzawa[1], Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake

1. Univ. of Tohoku, 2. Victoria University of Wellington, 3. Univ. of Kagoshima, 4. Univ. of Kyushu, 5. Univ. of Kyoto, 6. Univ. of Nagoya, 7. Univ. of Hirosaki, 8. Univ. of Hokkaido, 9. Univ. of Tokyo, Univ. of Hokkaido

本研究では，地殻中の異方性媒質を地震波が通る時にS波が速いS波と遅いS波に分裂する現象であるS波スプリッティングを用いて，東北地方のS波偏向異方性の測定を行った．手法はSavage et al.（2010）で紹介されているMFAST（Multiple Filter Automatic Splitting Technique）を用いた．この手法では各観測点で観測される3成分地震波形から，MFASTであらかじめ用意されている14個のバンドパスフィルターから最適なものを適用，多数の時間窓でSC91（Silver and Chan, 1991）で異方性の方向と大きさを測定，最後に多数の時間窓から測定された多数の測定値からクラスター分析（Teanby et al., 2004）を用いて品質評価を行う．MFASTはこの一連の流れがプログラムで自動化されているため，従来の方法と比べて自動で素早く多数のデータを処理することができ，客観的で信頼性の高い測定値を使うことができる．本研究はMFASTを東北地方に初めて適用したものとなる．解析は東北地方全域で行い，さらに2008年岩手・宮城内陸地震余震域で詳しい解析を行った．観測データは定常観測点および解析期間内に実施された臨時観測点によるものを使用した．東北地方全域の各観測点で測定された異方性の方向は南北方向と東西方向どちらも見られるが，岩手から宮城にかけての太平洋沿岸では先行研究の結果と一致するような南北方向の割合が多く，中央の内陸部では東西方向の割合が多い傾向となった．また，震源が深い地震と浅い地震で測定値の傾向が異なる観測点も存在した．異方性の大きさを示す遅延時間は震源距離で規格化した値で見ると，太平洋側よりも日本海側で大きくなる傾向となった．岩手・宮城内陸地震余震域での解析では狭い範囲で不均質な異方性が見られたが，これも先行研究で推定された応力場で説明できるような方向であった．また，岩手・宮城内陸地震余震域付近では、2011年の東北地方太平洋沖地震の前後で異方性の比較も行ったが，今回解析した期間（2008年12月～2013年11月）では、異方性の方向は大きく変化しなかったと考えられる．

© 日本地震学会

S-wave structure in the sediment beneath S-net stations estimated by V/H ratio of Rayleigh-wave (Scholte waves) extracted from ambient noise

*FUKUSHIMA SHUN[1], KIYOSHI YOMOGIDA[1]

1. HOKKAIDO UNIVERSITY

近年，DONETやS-netなどの海底地震計技術の発達により，地震波干渉法による高解像度な浅部，地震波速度構造推定が可能となりつつある。また，沈み込み帯における，プレートの折り曲がりにより生じるクラックや間隙水の移動に伴う浅部速度構造と異方性構造の時空間変化を推定することが可能になりつつある．表面波の波形記録から地球表層の速度構造を推定する際，表面波が伝搬する２点間の位相速度や群速度の分散曲線がこれまで用いられてきた．これとは別にレイリー波の鉛直・水平振幅の比（V/H）からも観測点の近くでの地震波速度構造を推定できることが知られている(e.g., Lin et al., 2014).
本研究では，まず海水が存在する場合のV/Hの感度カーネルを定式化し，いくつかのモデルに対して求めた．次に，S-netの観測点はケーブルに固定されているため，観測された，3成分波形は上下・東西・南北成分(E, N, U)とは一致しない．そこで，Takagi et al., (2019) の手法により，元の3成分波形からE, N, U成分波形へと補正した．このようなデータに対して，2017年1月から３月までの３ヶ月間において，S-netのサブアレイS3内の微動記録に対して相互相関関数を計算し表面を抽出した．このための処理として，100hzから4hzにダウンサンプリングを行い，2秒から40秒のバンドパスフィルターを適用し，さらに１bit 化を行なった(e.g., Bensen et al., 2007)．一例を図１に示すが，このように，群速度 0.2-0.3 km/sで伝搬する表面波の抽出に成功した．この波は堆積層中のS-波速度が海水中のP波速度(1.5km/s)よりも遅い時，堆積層と海水の境界を伝搬するScholte waves に対応する．
抽出した表面波に対して，安定したV/H値を得るために，抽出した表面波に対して，周期4秒から20秒までの各周期ごとにgaussian filterを適用し，transverse方向とヒルベルト変換を行なったradilal方向のzero-lag cross-correlations coefficient を計算した(e.g., Tanimoto and Rivera., 2007)．その値が0.7以上の波形に対して，V/H値とそれらの中央値を各周期ごとに計算した．その結果，周期5.5秒から7.5秒において，堆積層中の低速度層が存在するにも関わらず，V/Hの水平動に比べて上下動が卓越していることを明らかになった（図２）．これは，観測点の上側にP波だけが存在する層（海水）があると上下動成分だけが選択的に大きくなるという，感度カーネルでの計算結果とも調和的である．
最後に，V/Hデータの中央値に対して線形インバージョンを行い，浅部速度構造を求めた．海底から深さ3kmまでのS波速度の構造決定を図３に示す．推定した海底面表層のS波速度は0.65 km/sであり，Scholte wavesが伝搬する条件の低速度層が存在が確認された．
今後，さらに多くの観測点や異なる観測期間で同様な計算を行えば，堆積層中の地震波速度の時空間変動が求められると考える．

© 日本地震学会

図 1

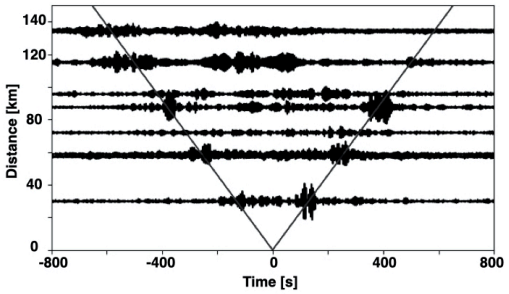
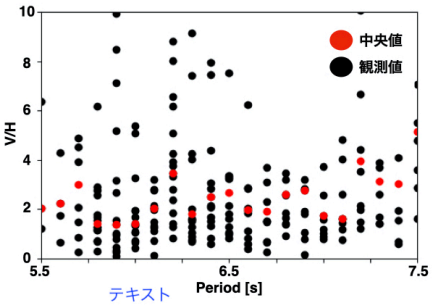


図 2



テキスト

図 3

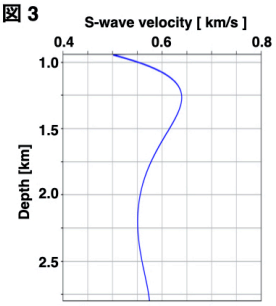


図１：サブアレイS3の観測点01とその他の観測点（02から11）におけるVV成分の相互相関記録．実線は伝搬速度 0.23km/s を示す．

図２：サブアレイS3の観測点01で観測されたV/Hの観測値（黒）とそれらの中央値（赤）．

図3：サブアレイS3の観測点01で推定されたS波の速度構造（海底面より深い部分）．

© 日本地震学会

Seismic survey in the Hyuga-nada and off Shikoku, Nankai Trough

*Yasuyuki Nakamura[1], Shuichi Kodaira[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Yuka Kaiho[1], Ryuta Arai[1], Kimihiro Mochizuki[2], Rie Nakata[2], Masataka Kinoshita[2], Yoshitaka Hashimoto[3]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. University of Tokyo, 3. Kochi University

南海トラフ沈み込み帯では、プレート境界断層の活動による巨大地震、（超）低周波地震、微動など、さまざまな地震現象が発生し、特に近年、これらの関連が注目されている。我々は、1946年南海地震の滑り域と考えられている四国沖（室戸岬ー足摺岬）南海トラフと、微動が観測されている日向灘において、海底広域研究船「かいめい」を用いた反射法地震探査を主とする構造調査を2020年8月に実施した。本調査は、科研費助成事業新学術領域研究「スロー地震学」の一環としても実施している。反射法探査には、10600立方インチのエアガンアレイと、長さ5550mー444チャンネルのストリーマーケーブルを用いた。日向灘では2km間隔に設置したOBSを用いた屈折法構造調査も実施した。本発表では、調査の概要と初期的な解析で得られた反射断面を紹介する。

四国沖で得られた反射断面のうち、室戸岬沖に近い側で得られた断面には、Park et al. (2002)が指摘した沈み込む海山とその直上に強い反射イベントが見られる。一方、足摺岬沖に近い場所で得られた反射断面にはそのような特徴は見られない。足摺岬沖での断面には、トラフ軸から50-60km付近の深部に沈み込む海洋プレートから上部に分岐するような反射面が見られるが、これは分岐断層である可能性がある。

日向灘沖で九州パラオ海嶺を斜めに横切る測線で得られた反射断面には、九州パラオ海嶺が陸側プレート下に沈み込む様子がトラフ軸から50km以上陸側まで追跡できる。断面の一部には沈み込む海嶺の直上に強振幅の反射面が見られる。

今後、得られたデータの解析を進め、巨大地震や微動などのプレート間滑り現象と地下構造の関連性を調べる予定である。

© 日本地震学会

Azimuthal variation of lithospheric heterogeneity in the northwest Pacific inferred from Po/So propagation characteristics

*Takashi Furumura[1], Brian LN Kennett[2]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research School of Earth Sciences, The Australian National University

1. Observed azimuthal variation of Po/So propagation

Oceanic Pn/Sn waves (often referred to as Po and So waves) are high-frequency arrivals with a long coda that travel for large distances across the Pacific. The nature of Po/So propagation is controlled by strong scattering in the oceanic lithosphere which is characterized by laterally elongating quasi-lamina (Shito et al., 2013; Kennett and Furumura, 2013; 2014).

Observations of Po/So waveforms at the ocean bottom station WPAC in the northwest Pacific (160E, 41N) show that the shape of Po/So phase has a large azimuth dependency, suggesting an azimuthal variation in the lithospheric heterogeneity distributions. Record from earthquakes near Kamchatka, to the north of WPAC, show sharp rise in the Po/So phase followed by a burst of water reverberation signals (Fig.1–Event A). Po has a high-frequency precursor before the arrival of the main phase. From a Tohoku earthquake (Event B), west-southwestward from WPAC, the observed Po/So exhibits a long spindle-shaped coda. In this direction, the precursor is low-frequency and subsequent high-frequency components are much delayed.

The direction of the sharp Po/So rise and high-frequency precursor (Event A) corresponds to the direction in which the maximum Pn wavespeed anisotropy was observed (e.g., Shimamura, 1984; Shinohara et al, 2008) that is the former Pacific plate spreading direction (155 deg. north) and is orthogonal to the trends of magnetic anomalies (Nakanishi et al., 1992).

2. 3D FDM simulation

3D FDM simulations were performed to examine the azimuthal variation of Po/So properties associated with lateral variation of lithospheric heterogeneity. The area of simulation was 512 km by 512 km by 128 km, discretized with a 0.0625 km grid size. The 1D isotropic velocity structure was based on Kodaira et al. (2014), however, sedimentary layer (Vp=1.6 km/s, Vs=0.2 km/s, 0.4 km thick) was not included for high-frequency (6 Hz) simulations. A Von Karmann stochastic random heterogeneity with a 3% standard deviation was superimposed on the reference structure in oceanic lithosphere following Kennett and Furumura (2013), with a larger correlation distance (ax=10 km) parallel to the linearity of magnetic anomaly, and much shorter correlation distances in the perpendicular and vertical directions (ay=az=0.5 km). A slightly larger heterogeneity than normal (2%) was used to emphasize the effect of long-range propagation in this small FDM model. A combined explosive and torque source was set at the corner of the model with a depth of 20 km, which radiated P and S waves isotropically in all directions.

The result is shown in Fig. 2a with a snapshot of the P and S wavefield after 42 sec from the earthquake initiation, demonstrating that a large and long coda is formed in the X direction parallel to the elongated heterogeneity after multiple scattering of high-frequency signals. On the other hand in the orthogonal (Y) direction, a sharp rising Po/So phase is maintained for large distances.

A record section of the vertical-component velocity and envelope at epicentral distance of 410 km is

© 日本地震学会

shown in Fig.2b as a function of azimuth from the source. The simulated Po/So waveform for propagation in the direction orthogonal to the elongated heterogeneity structure shows a sharp Po/So rising edge followed by burst of water reverberations, whereas in the direction parallel to the heterogeneity distribution there is a long spindle-shaped Po/So coda. Further, we find that the high-frequency (>2 Hz) component of Po arrives earlier for the heterogeneity perpendicular direction and slower in parallel direction.

The observed high-frequency Po/So wavespeed anomalies caused by scattering in laterally varying lithospheric heterogeneity may partially contribute to the observed large (about 5%) Pn/Sn wavespeed anisotropy in northwestern Pacific that is generally explained by the cause of preferential orientation of olivine crystal axis or opening clacks in the structure.

Acknowledgement
We thank Ocean Hemisphere Network Data Center for providing OBS data and ERI and Supercomputer Center at Univ. Tokyo to use the Oakforest-PACS supercomputer.

© 日本地震学会

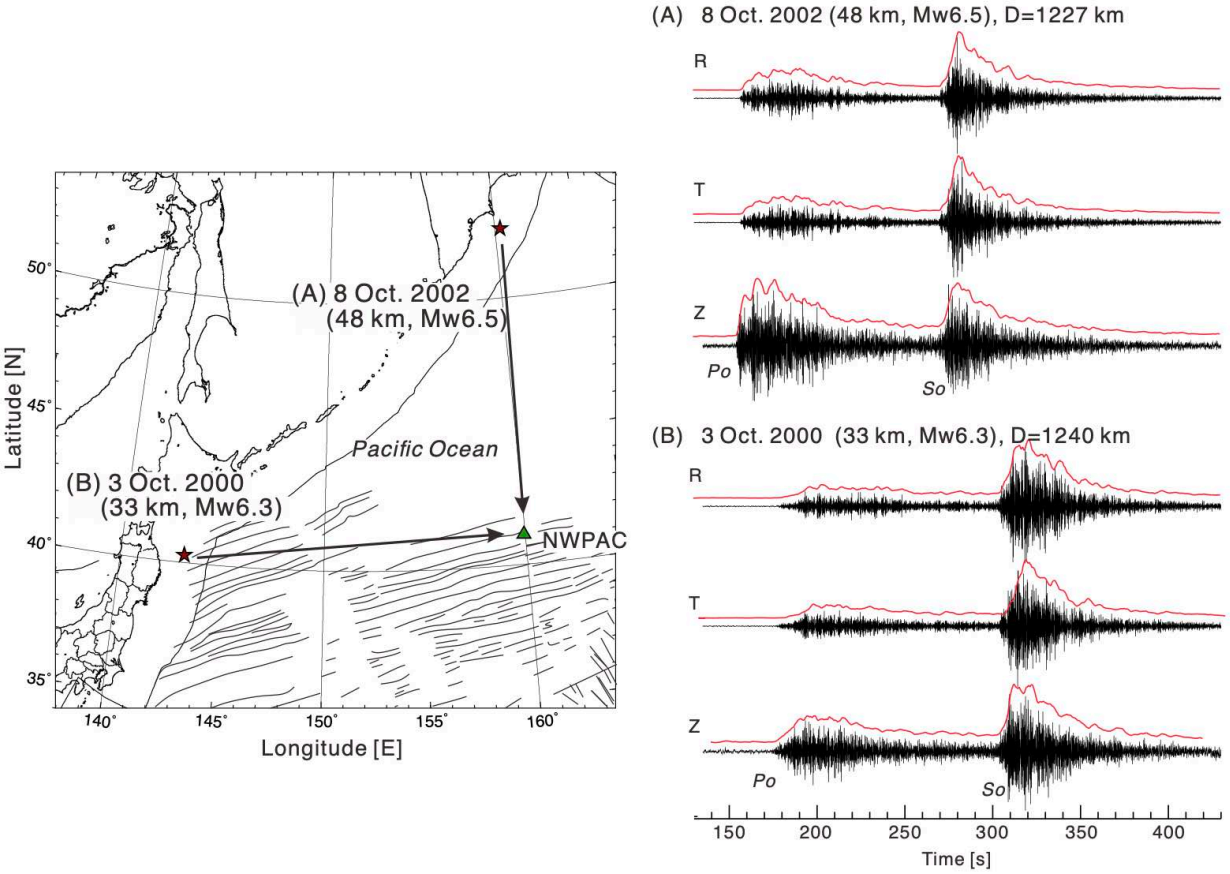


Figure 1. Comparison of 3-component OBS record at NWPAC for events at similar distances those occurred near (a) Kamchatka and (b) Tohoku. A high-pass filter (>3 Hz) was applied and envelopes were smoothed. Left map shows the location of earthquakes, station, and lineaments of magnetic anomaly (Nakanishi, 1992).

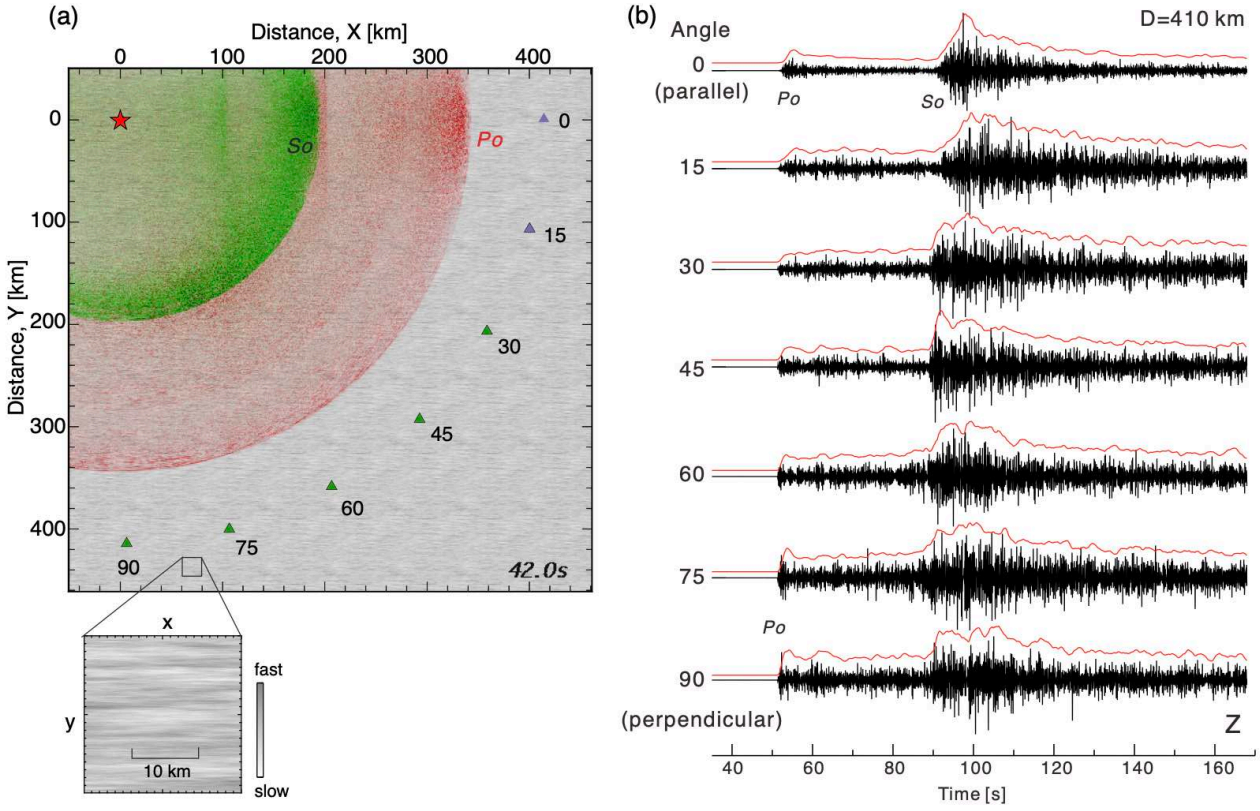


Figure 2. (a) Snapshots of seismic wavefield at ocean bottom obtained by 3D FDM simulation after 42 s from earthquake initiation. P is shown in red and S in green. (b) Record section of vertical component velocity and smoothed envelope at stations of 410 km epicentral distance as a function of azimuth from the source (0 and 90 deg. represent the parallel and perpendicular directions to elongated heterogeneity distribution). Each trace of record section is normalized by maximum.

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S07. Structure and dynamics of the Earth and planetary interiors

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S07P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S07P-01] Seismic structure of the lithosphere-asthenosphere system beneath the oldest seafloor–the broadband dispersion analysis of the Oldest-1 (Pacific Array) data

○Yuki Kawano[1], Takehi Isse[1], Akiko Takeo[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Hajime Shiobara[1], Nozomu Takeuchi[1], Hiroko Sugioka[2], YoungHee Kim[3], Hisashi Utada[1], Sang-Mook Lee[3] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2.Kobe University, 3.Seoul National University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S07P-02] Numerical simulations on overriding plate behavior and mantle flow induced by slab subduction in 2-D spherical annulus

○Mana Tsuchida[1], Masanori Kameyama[1] (1.Geodynamics Research Center, Ehime Univ.)

Seismic structure of the lithosphere-asthenosphere system beneath the oldest seafloor–the broadband dispersion analysis of the Oldest-1 (Pacific Array) data

*Yuki Kawano[1], Takehi Isse[1], Akiko Takeo[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Hajime Shiobara[1], Nozomu Takeuchi[1], Hiroko Sugioka[2], YoungHee Kim[3], Hisashi Utada[1], Sang-Mook Lee[3]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. Kobe University, 3. Seoul National University

太平洋プレート上に地震・電磁気観測のアレイのアレイを設置し, 海洋マントル構造の年代依存性や太平洋プレートの成長過程の解明を目標とした国際協力計画「Pacific Array」が2018年に始動した. 日韓合同観測チームは, 2018年から2019年に, マリアナ海溝沖の太平洋底における「Oldest-1アレイ」の設置・回収作業を行った. このアレイは太平洋最古の海洋底(170 Ma)に位置するため, 直下のリソスフェア-アセノスフェア構造には, 太平洋プレートの成長過程が記録されていると期待され, Pacific Arrayの目標達成に向けて重要な役割を担う.

そのなかで本研究は, アレイ直下のマントルの地震波速度構造の解明を目指し, 広帯域表面波アレイ解析を行う. まず, 地震波記録のS/N比向上のために, 鉛直成分記録について, 傾斜ノイズおよびコンプライアンス・ノイズの低減処理を行い, 次に, 表面波アレイ解析により, アレイ内平均位相速度を計測する. 短周期(<40秒)では地震波干渉法を用い, 4成分(鉛直成分, 圧力成分, Radial成分, Transverse成分)から, 基本モード及び1次モード・レイリー波と基本モード・ラブ波の位相速度を計測した. 長周期(>30秒)では遠地地震波解析から, 基本モード・レイリー波の位相速度を計測した. さらに, レイリー波のアレイ内平均位相速度 (7–100秒)から, 深さ150 kmまでの1次元等方β_v (Vsv)構造を推定した. 得られた構造は「ふつうの海洋マントル」計画の海域B(140 Ma)の構造(Takeo et al., 2018)とよく似たものであった. 今後は方位異方性やより長周期の位相速度の計測を行い, 過去のプレート拡大方向や現在のマントルの流れ場を推定するとともに, より深部の構造の解明を目指す.

© 日本地震学会

Numerical simulations on overriding plate behavior and mantle flow induced by slab subduction in 2-D spherical annulus

*Mana Tsuchida[1], Masanori Kameyama[1]

1. Geodynamics Research Center, Ehime Univ.

１．はじめに
地震波トモグラフィー研究 (例えばFukao and Obayashi, 2013) により、沈み込むプレート (スラブ) は多様な挙動を示すことが明らかにされている。一方で、スラブ挙動と背弧海盆拡大の有無といった上盤プレート内の挙動との間には関係性があると以前より考えられており (例えばUyeda and Kanamori, 1979)、両者の関係を物理的に理解する上でマントル対流シミュレーションは重要な役割を果たしている (例えばNakakuki and Mura, 2013)。
その一例として、我々の実施した2次元円環状マントル対流シミュレーション (Tsuchida and Kameyama, 2020) では、深さ660 km付近で停滞し水平に横たわるスタグナントスラブ (伊豆-小笠原弧) をはじめ、深さ約1000 km付近で「停滞」しているようにみえるスラブ (ジャワ弧) や折れ曲がり部分から下部マントルへ崩落しているようにみえるスタグナントスラブ (マリアナ弧) など、スラブの多様な挙動の再現に成功した。しかしその一方で、ここで使用してきたモデルには、シミュレーションの簡単化のために施したいくつかの仮定がスラブの挙動に影響している可能性もある。さらに、沈み込んだスラブの挙動のみならず、沈み込み帯全体の活動を理解するためには、上盤側の (沈み込まない) プレートの挙動をも含めたモデルの開発が不可欠である。
そこで本研究では、Tsuchida and Kameyama (2020) で使用したモデルをさらに改良し、沈み込んだスラブや上盤プレートの挙動を長期間にわたって追跡することを試みる。再現した多様なスラブ挙動の時間発展に伴って生じるマントル内の流れ・応力場を詳細に観察することにより、上盤プレート内の挙動を含む沈み込み帯のダイナミクスの多様性に関する理解を深めることを目指す。

2．手法
本研究では、外径6400 km、厚さ2000 km の2次元円環の6分の1 (60˚分) に相当するモデル領域内において冷たいスラブの沈み込みと海溝後退の動きによって駆動されるマントル物質の熱対流を考える。上面左端から約7.5˚の位置にある「海溝」より左側に海洋プレート、右側に上盤 (大陸) プレートを設置する。海洋プレートの沈み込みは、最大深さ300 km まで海溝から右斜め下方に延びる「流路」に沿って低温の流体を既知の速度 (沈み込むプレート速度) で強制的に流し込むことによってモデル化している。加えて、海溝は「流路」とともに既知の速度 (海溝後退速度) で移動するものとする。一方、Tsuchida and Kameyama (2020) で使用したモデルにおいて、剛体的にふるまい「海溝」と同じ速度で移動すると仮定してきた上盤プレート部分 (モデル右側) の上面での速度境界条件を自由すべり条件へと変更し、自由に運動・変形する上盤プレートを扱うモデルを実現する。その他の境界での速度境界条件は、左側壁および下面では流体が自由に流入・流出できるよう、右側壁では法線速度0かつ自由すべり条件に設定されている。本研究では、(i) 660 km不連続面での負のクラペイロン勾配、(ii) 上部-下部マントル間の粘性ジャンプ、(iii) 沈み込むプレート速度、(iv) 海溝後退速度、(v) 沈み込み角度を変更パラメータとしてシミュレーションを行った。

3．結果と考察
図1に得られたシミュレーション結果の一例を示す (各Caseの条件は図のキャプションを参照)。CaseTR2000H3G-3_d45 (図1a) では、沈み込んだスラブが660 km付近で停滞し水平に横たわり、スタグナントスラブが形成された。上盤プレート下のアセノスフェア内の流れ場に注目すると、シミュレーションの初期にはマントルウェッジ内浅部でスラブ沈み込みの反流とみられる局所的な上昇流が発生するようすが観察された。その後、スラブの先端が660 km付近へと到達し、スタグナントスラブが形成され始めると、形成されたスタグナントスラブの先端付近から上昇流 (図1a青矢印) が発生するようすが観察された。一方、負のクラペイロン勾配の値のみ-1 MPa/Kに変更したCaseTR2000H3G-1_d45 (図1b) では、スラブの先端ははじめ下

© 日本地震学会

部マントルに貫入し、その後660 km付近での水平停滞部分が形成され始めた。この場合、上盤プレート下のアセノスフェア内の上昇流は、前述したCaseTR2000H3G-3_d45のようにスラブの水平停滞 (スタグナントスラブ) 部分の先端付近に発生するのではなく、下部マントルに到達したスラブの先端付近から発生した (図1b青矢印)。
本研究の結果をTsuchida and Kameyama (2020) と比較すると、発現するスラブ挙動に関しては定性的に同様の結果が得られた。一方、マントル内の流れ場に関しては停滞あるいは崩落するスラブの先端付近からの上昇流の発生といったモデルの境界条件に起因すると考えられる相違がみられた。発表では、他のCaseも含め、変更パラメータを系統的に変更したシミュレーション結果について詳細を報告する。

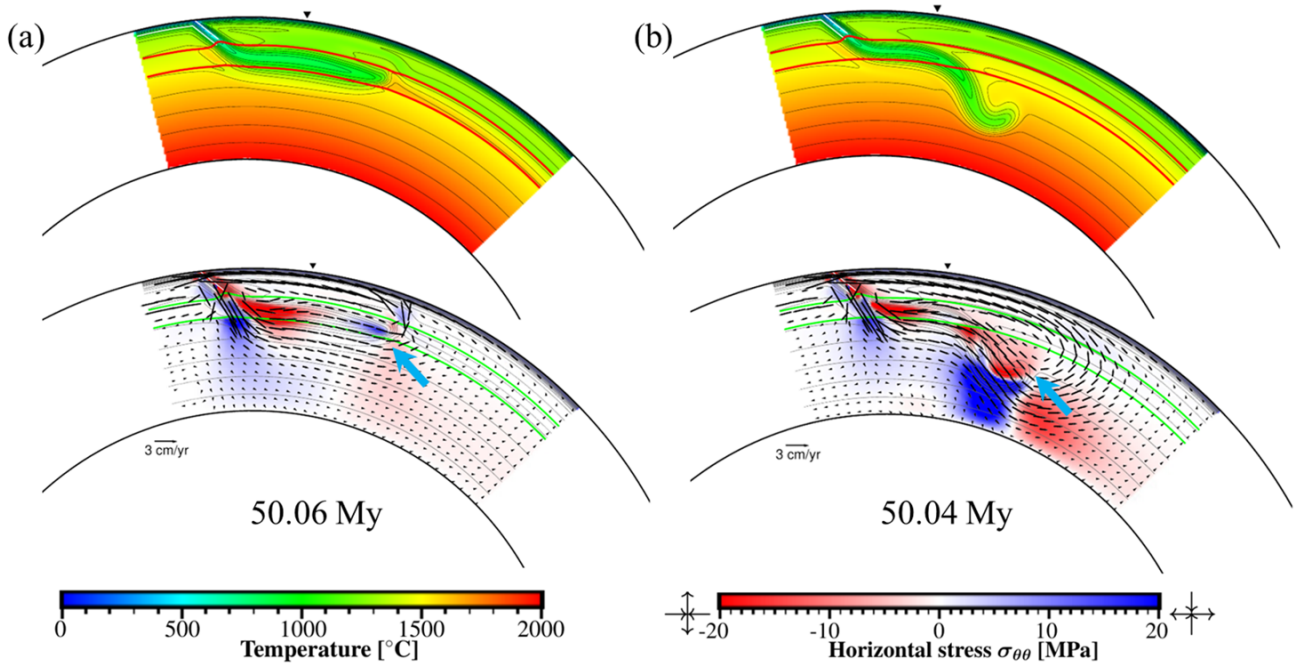


図1. (a) CaseTR2000H3G-3_d45 および (b) Case TR2000H3G-1_d45についてシミュレーション開始から5000万年経過後の温度場（上）と水平応力場および速度ベクトル（下）を示す。両Caseにおいて変更パラメータは、上部-下部マントル間の粘性ジャンプ3倍、沈み込むプレート速度4.73 cm/yr、海溝後退速度3.15 cm/yr、沈み込み角度45° としており、660 km不連続面での負のクラペイロン勾配のみ前者が-3 MPa/K、後者が-1 MPa/Kと変化させている。

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S09. Statistical seismology and underlying physical processes

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S09P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-01] Causes of spatiotemporal variations in the stress field from southern Hokkaido to eastern Aomori Prefecture

○Sumire Maeda[1], Toru Matsuzawa[2], Tomomi Okada[2], Hiroshi Katao[3], Takeyoshi Yoshida[2], Masahiro Kosuga[4], Makoto Otsubo[1] (1.Geological Survey of Japan/AIST, 2.Graduate School of Science, Tohoku University, 3.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4.Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-02] Construction of Crustal Stress Map in Chugoku Region, western Japan, and evaluation for fault activity

○Kazutoshi Imanishi[1], Takahiko Uchide[1], Takahiro Shiina[1], Reiken Matsushita[1], Misato Nakai[1] (1.Geological Survey of Japan, AIST)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-03] Stress field in the eastern margin of the Japan Sea and its relationship with faults of recent earthquakes(2)

○Ayaka Tagami[1], Tomomi Okada[1], Shin'ichi Sakai[2], Mako Ozono[2,3], Kei Katsumata[3], Masahiro Kosuga[4], Yoshiko Yamanaka[5], Katao Hiroshi[6], Takeshi Matsushima[7], Hiroshi Yakiwara[8], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Toshio Kono[1], Shu'ichiro Hori[1], Toru Matsuzawa[1], . Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (1.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2.Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3.Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University, 4.Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University, 5.Graduate School of Encironmental Studies, University of NAGOYA, 6.Research Center for Earthquake Prediction, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 7.Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, 8.Nansei-toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Kagoshima University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-04] Spatial and temporal change of narrow stress field for the 2016 Kaikoura earthquake

○Miu Matsuno[1], Tomomi Okada[1], Satoshi Matsumoto[2], Yuta Kawamura[2], Yoshihisa Iio[3], Tadashi Sato[1], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Stephen Bannister[4], John Ristau[4], Martha Savage[5], Clifford Thurber[6], Richard Sibson[7] (1.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions Graduate School of Science, Tohoku University, 2.Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, 3.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4.GNS Science, New Zealand, 5.Victoria University of Wellington, Wellington, New Zealand, 6.University of Wisconsin, Madison, 7.University of Otago, Dunedin, New Zealand)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-05] Repeater earthquakes observed in seismicity around the Fukushima-Ibaraki border since the 2011 Tohoku-oki Earthquake

○Rina Ikeda[1], Keisuke Yoshida[1], Ryo Takahashi[2], Toru Matsuzawa[1], Akira Hasegawa[1] (1.Tohoku University, 2.Meteorological Agency)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-06] Inland seismicity and shear strain energy changes after the 2011 Tohoku-Oki earthquake

○Sachiko Tanaka[1], Tatsuhiko Saito[1], Akemi Noda[2], Keisuke Yoshida[3] (1.NIED, 2.MRI, 3.Tohoku University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-07] Hypocenter relocation and first-motion focal mechanism analysis of earthquakes beneath Sagami Bay

○Naoki Tomori[1], Ryoya Ikuta[1], Daniel Nelson[1], Mizuho Ishida[2] (1. Shizuoka Univercity, 2.National Institute of Advanced Industrial Science and Technology)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-08] Does an ETAS model dream of foreshocks?: Through the application of an earthquake forecasting method based on swarm-like activity

○Fuyuki HIROSE[1], Koji TAMARIBUCHI[1], Kenji MAEDA[2] (1.Meteorological Research Institute, 2.Japan Meteorological Agency)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-09] The foreshocks immediately before crustal earthquakes

○Masaki Yamana[1], Aitaro Kato[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-10] Stress state inferred from b-value and focal mechanism distributions in the aftershock area of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake

○Keita Chiba[1] (1.Kyushu University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-11] Completeness magnitude of earthquakes and b-value in Myanmar

Iang Ngun Za[2,3], ○Saeko Kita[1,3] (1.Building Research Institute, 2.Department of Meteorology and Hydrology (DMH), Ministry of Transport and Communications, Myanmar, 3.GRIPS)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-12] Stress change estimated from GNSS displacement and seasonal variations in seismicity

○Taku Ueda[1], Aitaro Kato[1] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-13] Scaling relations of seismic moment and rupture area for outer-rise earthquake

○Xuelei Zhang[1], Tadashi Kito[1], Kenji Hirata[2], Yuji Dohi[2], Hiroyuki FUJIWARA[2] (1.OYO corporation, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Causes of spatiotemporal variations in the stress field from southern Hokkaido to eastern Aomori Prefecture

*Sumire Maeda[1], Toru Matsuzawa[2], Tomomi Okada[2], Hiroshi Katao[3], Takeyoshi Yoshida[2], Masahiro Kosuga[4], Makoto Otsubo[1]

1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. Graduate School of Science, Tohoku University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University

東北日本弧の最大圧縮軸は大局的には太平洋プレートの沈み込みに平行なWNW-ESE方向であるが(例えば，Townend and Zoback, 2006)，局所的に不均質な応力場をもっていることが近年明らかになっている(Imanishi et al., 2012, 2013; Yoshida et al., 2012, 2015, 2019)．一般的に地震学的データを用いた応力場の推定では，地震活動度が高い領域もしくは大規模な地震が発生した領域が研究対象地域となるため，地震活動度の低い領域の応力場については詳細な検討が行われていない．しかし，東北日本弧の応力場が局所的に不均質であることを考えると，プレート沈み込み帯における地震の発生機構を理解するためには，地震活動の高い領域と同様に地震活動の低い領域の応力場を調べる必要がある．そこで，本研究では地震活動度が低い北海道南部から青森県東部を研究対象地域とし(図１)，応力場の推定を行った．

まず初めに，本地域の微小・小地震の発震機構解を求めるためにHi-netのイベント波形データ(期間：2002/06/03～2017/12/31,深度≦25 km, Mj≧2.0)を用いて，WINシステム上でP波初動の極性を決定した．次にMaeda (1992)のアルゴリズムを用いたpick2mec(片尾・飯尾, 2004)により発震機構解を決定した．決定した発震機構解の中から信頼度の高いもの(観測点10以上，スコア値0.9以上)を選択した．さらに，解の精度を向上させるために，pick2mecを用いて推定された複数の断層面解の範囲をKagan角(Kagan, 1991)を用いて評価し，Kagan角が35°を超えるイベントは破棄した．その結果，542イベント中,114イベントに対して信頼度の高い発震機構解を決定した．この114イベントの発震機構解をデータとして，本地域の応力場をMichael(1984, 1987)の手法を用いて推定した．

応力場を推定した結果，北海道南部(Region N)では，太平洋プレートの沈み込みに平行なWNW-ESE方向に最大圧縮軸をもつ逆断層型の応力場であるのに対して，青森県東部(Region S)では，ENE-WSW方向に最大圧縮軸をもつ逆断層型の応力場であることが判明した．また，北海道南部では2011年東北地方太平洋沖地震(以下，東北沖地震)による応力場の時間的変化が見られないのに対して，青森県東部では東北沖地震以前はN-S方向に最大圧縮軸をもつ逆断層型の応力場，地震後はENE-WSW方向に最大圧縮軸をもつ逆断層型の応力場に変化していることが判明した．青森県東部の東北沖地震前の応力場はプレート境界の固着に伴う上盤側プレートの屈曲の影響を反映している可能性が高い．一方，東北沖地震後の応力場は本震にともなう応力変化や余効変動の影響を反映していると考えられる．また，応力場の時間変化から，青森県東部における水平方向の差応力は数十MPa以下であったと考えられる．北海道南部の応力場の結果から，本地域は千島前弧スリバーの南西進によるENE-WSW方向の圧縮よりも，太平洋プレートの沈み込みに伴うWNW-ESE方向の圧縮の影響が強いことを示している．しかし，応力場の推定に用いたデータの分布やOhtani and Imanishi （2019)による応力場の推定結果から，北海道南部は東西方向に応力場が変化している可能性が高いことが示唆された．

謝辞
本研究は，主として，原子力規制委員会原子力規制庁「平成31年度廃棄物埋設における自然事象等を考慮した地盤の性能評価に関する研究」として実施した．

© 日本地震学会

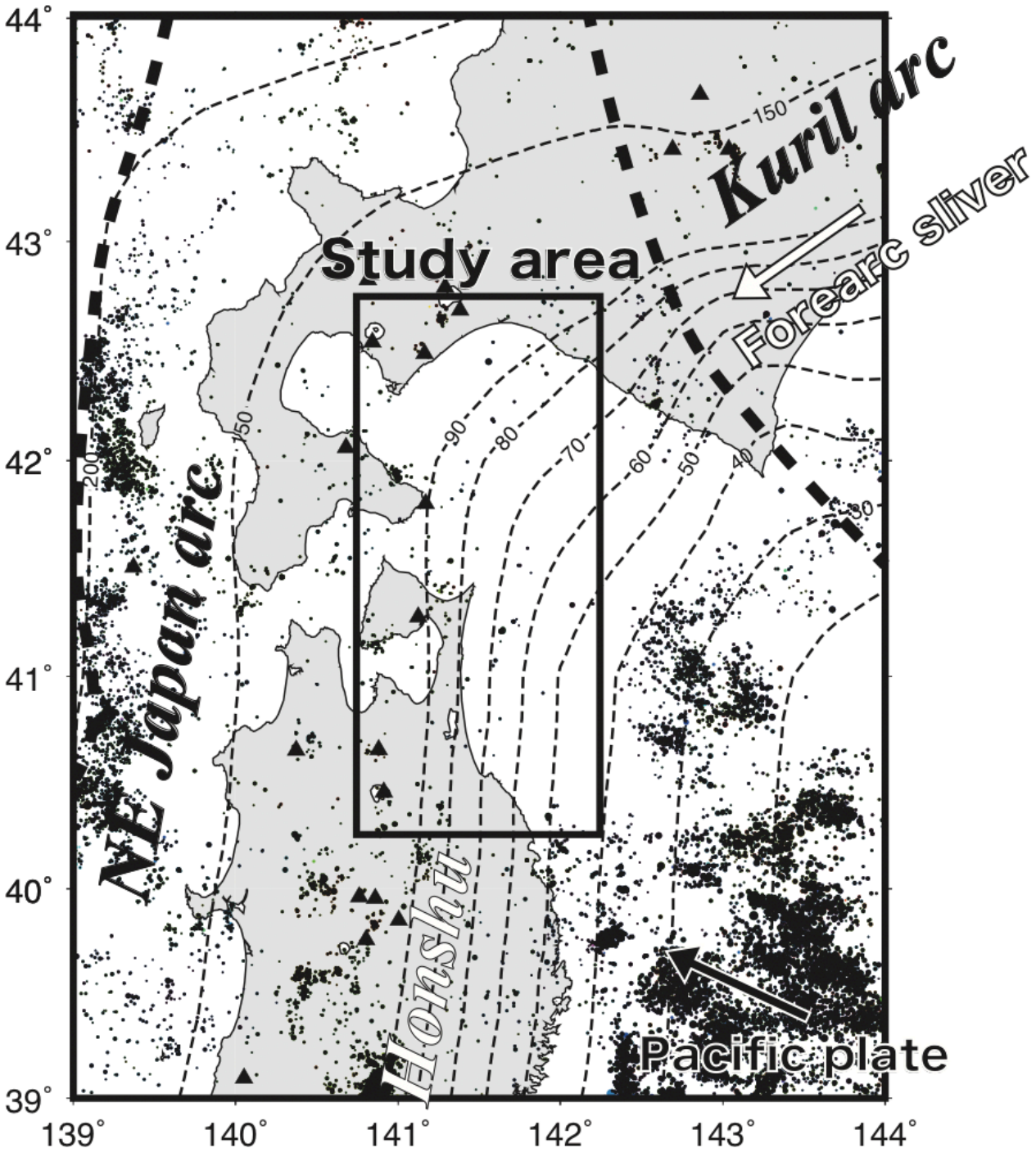


図1．研究対象地域.

© 日本地震学会

Construction of Crustal Stress Map in Chugoku Region, western Japan, and evaluation for fault activity

*Kazutoshi Imanishi[1], Takahiko Uchide[1], Takahiro Shiina[1], Reiken Matsushita[1], Misato Nakai[1]

1. Geological Survey of Japan, AIST

１．はじめに

産業技術総合研究所地質調査総合センターは、微小地震解析による応力場推定を中心に高い空間分解能を持つ地殻内応力マップの整備を進めており、最初のケーススタディとして関東地域の10kmメッシュの応力マップを公表した（今西ほか，2019）。我々は次の対象として中国地域に場所を移し、応力マップを整備することとした。この地域では、日本海側で880年出雲の地震（M7.0）、1872年浜田地震（M7.1）、1943年鳥取地震（M_j7.2）、2000年鳥取県西部地震（M_j7.3）などのM7級の地震が発生しており、最近でも2016年鳥取県中部地震（M_j6.6）などの被害地震が起きている。また、 GNSSの解析から、これら規模の大きい地震が発生している領域と重なるように歪み集中帯が存在することが報告されており（Nishimura and Takada, 2017）、現在注目されている地域でもある。本研究では、基盤的地震観測網のデータを用いてマグニチュード1.5以上の地震を解析し、独自に発震機構解のカタログを作り、中国地域の10 kmメッシュの応力マップを作成した。そして、このマップを用いて、活断層の活動性評価を行ったので報告する。

2．データ

本研究では震源決定及び発震機構解の推定精度を上げるため、気象庁が読み取り対象としていない観測点も含め、震央距離80 km以内で読み取りが可能な観測点全てのP波及びS波の到達時刻とP波初動極性を手動検測した。震源決定は、観測点補正値を考慮して Hirata and Matsu'ura (1987) の方法により決定した。発震機構解はP波初動の押し引きデータに加えてP波とS波の振幅値も同時に使って決定し、最終的に高品質な2988個の解を決定した。これに気象庁一元化カタログに含まれる227イベントの解も含めて応力マップの一次データとする。

3．応力マップ

発震機構解から応力場を推定する際には、応力テンソルインバージョン法がしばしば使用される。ここでは今西ほか（2019）に従い、簡便な方法で応力マップを作成する。作成手順は以下の通りである。

①個々の発震機構解について、S_{Hmax}方位をZoback (1992)に従いP軸、B軸、T軸から決定する。また、断層タイプ（fptype）をShearer et al. (2006) に従い、すべり角から計算する。fptypeは-1から1の間の値を取り、正断層場の時に－1、横ずれ場の時に0、逆断層場の時に1になる。

②空間方向に10 kmのメッシュを設定し、半径15 km以内の位置にある地震のS_{Hmax}方位とfptypeの平均値を求める。

このようにして推定したマップを図1aに示す。この地域は東西圧縮の横ずれ場が卓越しているが、島根県・鳥取県の日本海側になると応力方位が時計回りに約20°回転して北北西－南南東方向を示す。この特徴は先行研究からも指摘されていたが、本研究により応力方位が変化する境界を特定することができ、中国地域は主に2つの応力区からなることが明らかになった。また、応力方位が時計回りに約20°回転している領域は高ブーゲー異常域と良く一致することがわかった。応力方位が変化する原因については、下部地殻における非地震性変形が提案されているが、密度差により引き起こされる浮力による応力擾乱にも一因がありそうである。

4．活断層の活動性評価

断層の走向とS_{Hmax}の間の角度（α）から、その断層が現在の応力場のもとで再活動できるかどうかを調べた。ある摩擦係数のもとで断層が再活動できるαの値には上限値があり、lock-up角と呼ばれている（Scholz, 2002）．一般的な摩擦係数0.6の場合、lock-up角は60°である．地震調査研究推進本部 地震調査委員会（2016）が評価対象とした中国地域の30の活断層のうち、αが60°未満に収まっている活断層は28あり（図

© 日本地震学会

1b）、ほとんどの断層が再活動する条件を満たしていることがわかった。残りの2つの活断層は現在の応力場では動きにくく、再活動するためには、隣接する活断層の破壊に伴う応力変化でトリガーされるなどの外的要因が必要になると考えられる。

謝辞：本研究では気象庁カタログを使用し、波形解析においては産業技術総合研究所のデータに加え、防災科学技術研究所 Hi-net、気象庁、東京大学地震研究所、京都大学防災研究所、高知大学、九州大学のデータを利用しました。

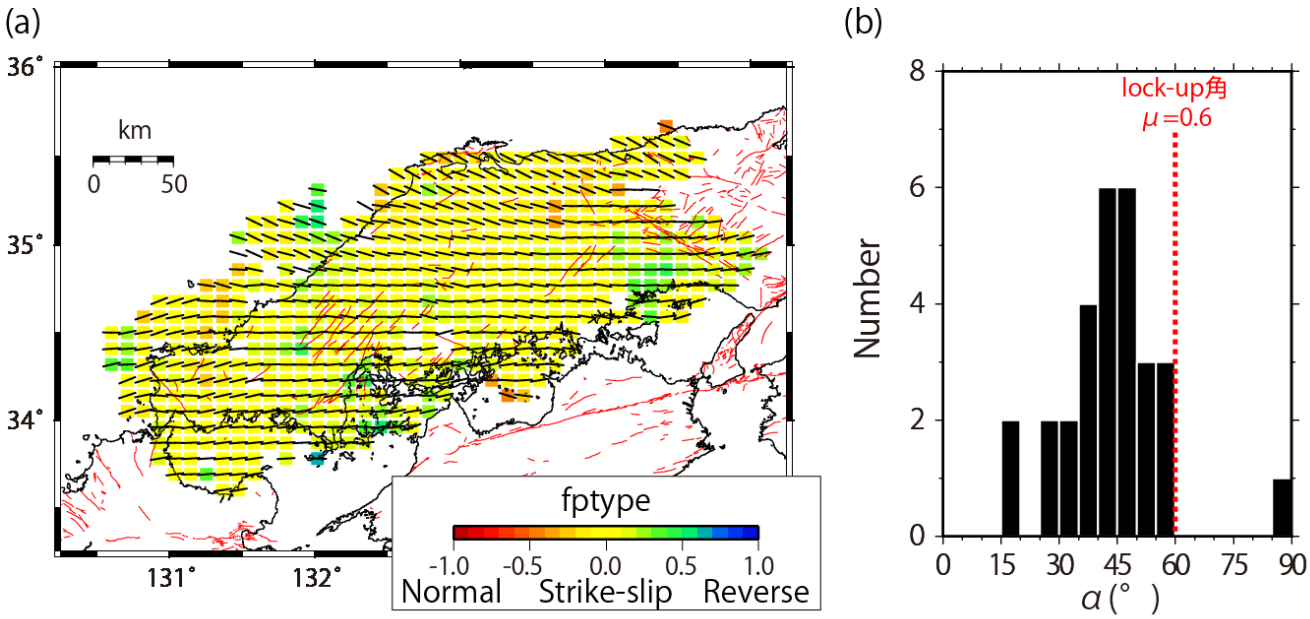


図1 (a) 発震機構解から推定されたSHmax方位と応力場のタイプ。応力場のタイプはカラー表示している。(b) 中国地域の活断層の走向とSHmax方位の間の角度（α）のヒストグラム。赤の点線は摩擦係数が0.6の場合のlock-up角。

© 日本地震学会

Stress field in the eastern margin of the Japan Sea and its relationship with faults of recent earthquakes(2)

*Ayaka Tagami[1], Tomomi Okada[1], Shin'ichi Sakai[2], Mako Ozono[2,3], Kei Katsumata[3], Masahiro Kosuga[4], Yoshiko Yamanaka[5], Katao Hiroshi[6], Takeshi Matsushima[7], Hiroshi Yakiwara[8], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Toshio Kono[1], Shu'ichiro Hori[1], Toru Matsuzawa[1], . Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake

1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3. Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University, 4. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University, 5. Graduate School of Encironmental Studies, University of NAGOYA, 6. Research Center for Earthquake Prediction, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 7. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, 8. Nansei-toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Kagoshima University

1. はじめに

日本海東縁変動帯(EMJS)では多数の活断層や褶曲構造がおよそ海岸に並行して存在し，多数の大地震が発生している(Okamura, 2010)．EMJSおよび東北日本では概ね東西方向の最大圧縮軸を持つ逆断層型の応力場により逆断層運動が生じている(e.g., Terakawa and Matsu’ura, 2010)．本研究では，EMJS内における7つの規模の大きな地震(表1・2)に着目し，応力場との関係性について調査を行った．

2. データと方法

本研究では応力場を推定する際にNIED(国立研究開発法人防災科学技術研究所)とOkada et al. (SSJ meeting, 2019)のメカニズム解データを使用した．応力場は，応力テンソルインバージョンにより推定し，SATSI (Spatial And Temporal Stress Inversion)法(Hardebeck and Michael, 2006)を用いた．断層面との関係についてはSlip Tendency analysis (Morris et al.,1996)を用いた．断層面の情報についてはNIEDのメカニズム解データまたは各地震について先行研究で推定されたメカニズム解のデータや断層モデルを使用した．

3. 結果

・断層面の傾斜方向・傾斜角の検討

各地震メカニズム解(表1)の節面に対してSlip Tendency(ST)値を算出した．全体的に低傾斜角の節面が高いST値を持つ傾向となった．この結果は，EMJSにおける大規模地震は日本海生成時の引張応力場により生成した高角正断層の再活動ではなく，現在の圧縮応力場によって生成した低角逆断層が活動したものであるとする考えに整合する．

・複数面モデルの検討

3つの地震(表２)について先行研究において推定された断層モデルを使用し、ST値を算出した．庄内沖地震と日本海中部地震については先行研究で最適とされる断層モデルが高いST値を示した．北海道南西沖地震については5つの断層面で構成されるTanioka et al. (1995)のモデルを使用しST値を算出した．結果，北部の3つの面では高いST値，南部の２つの面は低いST値を示した．南部の面は応力場に対しすべりにくいにも関わらず活動したと示唆される．

Introduction

The eastern margin of the Japan Sea (EMJS) is known as many earthquakes occurred (Okamura, 2010). In this study, we focus on the seven large to moderate-sized earthquakes (Table 1, 2).

Data and methods

We use focal mechanism (centroid moment tensor) data from the National Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED) of Japan and focal mechanism by P-wave initial motion from Okada et al. (SSJ meeting, 2019). For estimating regional stress field, we deploy the SATSI (Spatial and Temporal Stress

© 日本地震学会

Inversion) stress tensor inversion method (Hardebeck and Michael, 2006). For estimating the likelihood of slip, we use the Slip Tendency analysis (Morris et al., 1996).

Results

We focused on the six earthquakes to estimate the relationship between fault planes and stress field, and calculated slip tendency to each focal mechanism based on Slip Tendency (ST) analysis. We used focal mechanisms estimated in several previous studies as fault plane model.

As a result, the nodal plane with shallow dip angle showed a high ST value in each focal mechanism. From these results, it is considered that these earthquakes are not occurred by reactivation of the high-angle normal fault which generated by the extensional stress filed during the Japan Sea formation but occurred by reverse faults with low dip angle which generated by the current compressive stress field.

Next, we focused on the three earthquakes (Table 2), which were estimated as multiple-faults models. We used fault model estimated in previous study for calculate ST value.

As a result, Shonai-Oki and Nihonkai-Chubu models showed high ST value. Hokkaido Nansei-Oki model (Tanioka et al., 1995) consist of 5 planes. Three planes in north showed high ST value but southern two planes showed low ST value.

References

Hardebeck, J. L., and A. J. Michael, 2006, J. Geophys. Res., v. 111(B11), B11310.

Morris, A., Ferril, D.A., Henderson, D.B., 1996, Geology 24, 275-278.

Okamura, Y., 2010, Jour. Geol. Soc. Japan, 116, 582-59.

Terakawa, T., and M. Matsu’ ura, 2010, Tectonics, 29(6).

© 日本地震学会

Table. 1 Earth quake information

対象地震	規模	応力場 範囲	使用モデル	
2019年 山形県沖地震 Yamagata-Oki	Mjma6.7	139-140 38-39	NIEDメカニズム解 （本震・余震）	
1964年 新潟地震 Niigata	Mjma7.5	138.5-139.5 38-39	Hirasawa (1965)	S wave data by means of the least squares method
1940年 積丹半島沖地震 Shakotan-Oki	Mjma7.5	139-140.5 43.5-45	Satake(1986) Fukao and Furumoto (1975)	余震分布、津波データに基づいた津波シミュレーション
1939年 男鹿地震 Oga	Mjma6.8	139-140 39.5-40.5	Sato(1993)	地殻変動を考慮した静的断層モデル
1983年 日本海中部地震 Nihonkai-Chubu	7.7	138-140 39.5-41	satake (1985)	First motion Ishikawa et al.,(1984)を元にした
1993年 北海道南西沖地震 Hokkaido Nansei-Oki	Mjma 7.8	138.5-140.5 41.5-43.5	Tanioka et al., (1995)	CMT MTRF

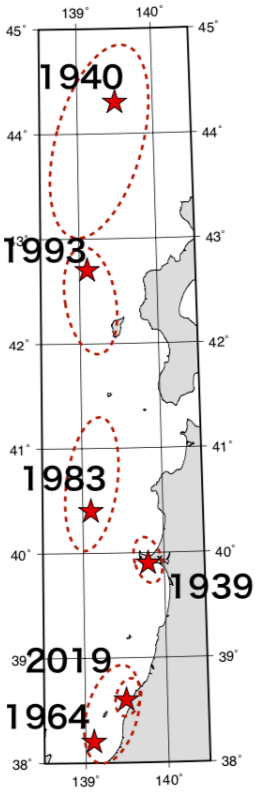
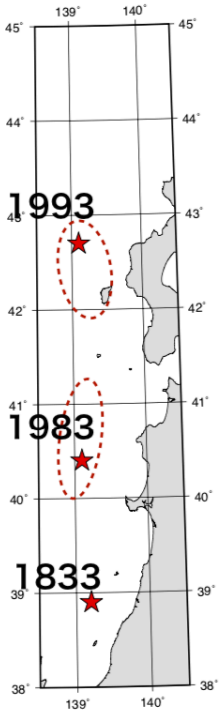


Table. 2 Fault models

対象地震	規模	使用モデル
1983年 日本海中部地震 Nihonkai-Chubu	Mjma 7.7	Aida(1984) Kosuga et al. (1986) Satake(1985)
1993年 北海道南西沖地震 Hokkaido Nansei-Oki	Mjma 7.8	Tanioka et al., (1995)
1833年 庄内沖地震 Shonai-Oki	Mjma 7.7 (Aida, 1989)	Aida (1989)



© 日本地震学会

Spatial and temporal change of narrow stress field for the 2016 Kaikoura earthquake

*Miu Matsuno[1], Tomomi Okada[1], Satoshi Matsumoto[2], Yuta Kawamura[2], Yoshihisa Iio[3], Tadashi Sato[1], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Stephen Bannister[4], John Ristau[4], Martha Savage[5], Clifford Thurber[6], Richard Sibson[7]

1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. GNS Science, New Zealand, 5. Victoria University of Wellington, Wellington, New Zealand, 6. University of Wisconsin, Madison, 7. University of Otago, Dunedin, New Zealand

本研究ではニュージーランドの南島北部で発生した2016年カイコウラ地震の震源域における、応力場の時空間変化を対象とする。定常観測網であるGEONETと臨時観測網の地震波形データを解析に用いている。

今回は新たに2018年のデータを加えてメカニズム解を求め、応力テンソルインバージョンを用いて本震前後の時空間的応力場を求めた。本震断層面上で余震が多く起きている場合、断層面が偏りを持って分布してしまう可能性があるため、本震断層面上で発生した余震メカニズム解の影響を検討する必要がある。そこで、Hamling et al. (2017)の断層モデルとKagan角を用いて、本震断層面上のメカニズム解を取り除くことを試みた。現時点での結果としては、Kagan角の値に依らず、応力場は大きく変わらなかったため、本震断層面上で起きている余震が結果に与える影響は小さいと考えられる。

カイコウラ地震の震源地域を複数の小領域に分けて応力テンソルインバージョンを行った。今回は新たに2018年のデータを加えたが、本震後の結果は前回までの2017年までの地震を用いた結果と同様であり、震源域北東部、中部においては横ずれ断層型の応力場、本震震源を含む南西部では横ずれ断層型と逆断層型の中間的な応力場が推定された。最大水平応力の方向は先行研究と同様に概ねN110Eであり、地震前後での顕著な変化は見られなかった。応力比(phi=(sigma2-sigma3)/(sigma1-sigma3))は、北東部、中部においては本震後に大きくなり、南西部においては小さくなった。

小領域のうち、南西部領域においてイベント数は十分であるにも関わらず、sigma2、sigma3の信頼区間が広く被っていたため、1) 本震後に時間変化が起こっている可能性と2) 応力場が不均質であり、より細かい領域分けが必要である可能性の2通りを考えた。まず、時間変化については、本震後をおおよそ同程度のイベント数になるように3つの期間 (2016.11.13-2016.12.08; 2016/12/09-2017/4/11, 2017/4/12-2018/12/31) に分けて応力場を求めた。南西部において、本震後の3つの期間全てにおいて逆断層型の応力場に近い、逆断層型と横ずれ断層型の中間的な応力場が推定された。また、応力比の値は3つの期間全てで0.17程度を示した。即ちカイコウラ地震後の顕著な時間変化はほぼ生じていないと考えられる。一方、空間変化については、南西部を4つの地域に分割し応力場を求めた。その結果、ほとんどの地域では逆断層型優位の逆断層型と横ずれ断層型の中間的な応力場であったのに対し、最西端の地域のみ横ずれ断層型の応力場となった。

We study spatio-temporal change of the stress field due to the 2016 Kaikoura earthquake in the northern area of the South Island of New Zealand. Data from both 51 temporary stations and 22 permanent GeoNet stations were used. In addition to these data, we determined new focal mechanisms by adding the data of 2018, and estimated the stress field before and after the Kaikoura main shock using stress

© 日本地震学会

tensor inversion. If there are many aftershocks on the fault plane of the main shock, the fault plane may be distributed with a bias. Therefore, it is necessary to study the effect of focal mechanisms of aftershock that occurred off the fault plane of the main shock. So, we attempted to remove the mechanism solution on the fault plane of the main shock using the fault model of Hamling et al. (2017) and the Kagan angle. We found that the stress field did not change significantly independent of the value of the Kagan angle, and we consider that the effect of the aftershocks occurring on the fault plane of the main shock on the result is small.

In addition, we carried out the analysis by dividing the hypocenters into several regions. We added new data for 2018, however the results after the main shock are similar to the previous results. The maximum horizontal stress direction is about N110E both before and after the Kaikoura earthquake. In the northeast and central part of the rupture, the stress field types are strike-slip, and in the southwest part of the rupture, the stress field type is intermediate stress field between strike-slip and reverse fault type. The stress ratio (phi = (sigma2-sigma3)/(sigma1-sigma3)) increased after the main shock in the northeastern and central regions, and decreased in the southwestern region. These changes could be interpreted as fluid pressure change (e.g., Warren-Smith et al., 2019) and/or stress heterogeneity changes (e.g., Michael et al., 1990).

Although the number of events was sufficient in the southwestern part, the confidence intervals of sigma2 and sigma3 were wide, so we considered the following two possibilities: 1) the stress field has temporal change after the main shock, 2) It is necessary to divide the area into smaller areas. First, in order to see the temporal change, we calculated the stress fields in three time windows after the main shock (2016/11/13-2016/12/08, 2016/12/09-2017/4/11, 2017/4/12-2018/12/31) so that the number of events in these three time windows would be approximately the same. In the southwestern region, in all three windows after the main shock, a stress field intermediate between the reverse fault type and the strike-slip fault type, which is close to the reverse fault type stress field, was determined. The value of stress ratio was about 0.17 in all three windows. This means no significant temporal change after the Kaikoura earthquake through 2018. The stress field was obtained by dividing the southwestern region into four regions in order to consider spatial change. Except in the westernmost area where the stress field is strike-slip fault type, the stress field was still intermediate between reverse and strike-slip fault type. This is consistent with the co-existence of strike and reverse faults in the North Canterbury Domain (e.g., Ghisetti and Sibson, 2012).

© 日本地震学会

Repeater earthquakes observed in seismicity around the Fukushima-Ibaraki border since the 2011 Tohoku-oki Earthquake

*Rina Ikeda[1], Keisuke Yoshida[1], Ryo Takahashi[2], Toru Matsuzawa[1], Akira Hasegawa[1]

1. Tohoku University, 2. Meteorological Agency

茨城県北部では2011年3月19日と2016年12月28日にM6程度の地震が発生しており、2つの地震は同一の断層面上で発生している可能性が指摘されている(Fukushima et al., 2018; Uchide, 2017, JpGU)。内陸の断層でこのような短期間に地震がくり返される事例は大変珍しいため、内陸地震の発生サイクルや応力蓄積・解放過程を理解する上で極めて重要な事例である。小中地震の中にも繰り返し地震が存在する場合、それらは非地震性滑りの指標となる (Nadeau & Johnson, 1998)。多くの先行研究では，繰り返し地震の検出のために波形の相互相関を用いている。しかし，その方法では近傍で起こった地震群を繰り返し地震と見誤る可能性がある。本研究では、2011年3月の東北地方太平洋沖地震の発生後に福島-茨城県境周辺において活発に発生している小中地震を用いて精密な震源再決定を行い、それに基づき繰り返し地震の存在を調べた。

本研究では2003年から2018年10月31日までに福島-茨城県境周辺で発生した*MJMA1*の地震46002個を対象に震源の再決定を行った。手法はYoshida & Hasegawa (2018)と同様に、Double-Difference法 (Waldhauser & Ellsworth, 2002)を用いた。これは、波形の相互相関により高精度に求めたP,S波の相対到達時刻差データから震源位置を推定する手法であり、その精度を大幅に向上することができる。Takahashi et al. (2019, JpGU)が同じ活動を対象に小中地震の震源の再決定を行っているが、彼らが用いた地震のマグニチュード範囲は *MJMA 2*である。本研究ではより多くの地震の再決定を行うことにより，より詳細な断層構造を求めた。

得られた震源分布から、茨城県北部に西へ傾斜する明瞭な一枚の面構造が見られた。これはTakahashi et al. (2019, JpGU) がM6地震が繰り返したことを推定したのと同じ面構造である。

繰り返し地震の検出のために、46002個の地震の全ペアの地震間距離と応力降下量20MPa (池田・他，2020, JpGU)を仮定した際の断層サイズ(半径)を計算した。そして、地震間距離*10＜平均断層サイズ(半径)、マグニチュードの差が0.5以下となる地震ペアを繰り返し地震とみなした。茨城県北部の断層上にはそのような地震が*2 MJMA 3*で1000個弱， *MJMA3*で数100個見つかった。これまで繰り返し地震はプレート境界沿いで発見されることが多かったが、この結果は内陸でも繰り返し地震は発生しうることを示唆している。

© 日本地震学会

Inland seismicity and shear strain energy changes after the 2011 Tohoku-Oki earthquake

*Sachiko Tanaka[1], Tatsuhiko Saito[1], Akemi Noda[2], Keisuke Yoshida[3]

1. NIED, 2. MRI, 3. Tohoku University

2011年東北地方太平洋沖地震の発生後，日本列島の内陸域では，秋田県中部，福島・山形県境，茨城県北部，栃木・群馬県境，千葉県北東部，静岡県東部，長野県北部，長野・富山県境など，広範囲にわたって各地で地震活動の活発化が確認された（例えば，Toda et al., 2011）．本研究では，太平洋沖地震によって内陸域にもたらされた剪断ひずみエネルギー変化を評価し，活発化した地震活動について，太平洋沖地震の影響を検討した．剪断ひずみエネルギーは，応力テンソルの第2不変量や相当応力に関連する量で，その増加は，ランダムに分布する断層群の平均的な剪断応力の増加に対応する（Saito et al., 2018）．

太平洋沖地震による剪断ひずみエネルギー変化は，Saito et al.（2018）の導出に従い，半無限均質弾性体を仮定し，Okada（1992）の方法を用いて計算した．太平洋沖地震の震源断層モデルは，Ozawa et al.（2011）のモデルを採用した．背景の応力場は，F-netモーメントテンソル解（1997年1月1日から太平洋沖地震前まで，深さ30 km以浅）を用い，Matsumoto（2016）の方法に基づき，各格子点（経度・緯度0.05度間隔）から30 km以内のモーメントテンソル解の足し合わせによって推定した．

太平洋沖地震により，東北日本・中部日本では広範囲にわたって剪断ひずみエネルギーは解放され，減少を示す．しかし，秋田県中部，茨城県北部，栃木・群馬県境，千葉県北東部，静岡県東部，長野・富山県境などの各所で増加を示す地域がみられ，地震活動の活発化とよい相関を示す．剪断ひずみエネルギーの増加が，地震活動の活発化に影響を及ぼしていると考えられる．これらの地域の剪断ひずみエネルギー変化は，平均的な剪断応力に換算して概ね0.01MPa以上の増加に対応する．一方，福島・山形県境や長野県北部では，剪断ひずみエネルギーの減少域内で地震活動の活発化がみられている．福島・山形県境の地震活動については，太平洋沖地震後に生じた流体移動に伴う断層強度の低下との関連性が示唆されており（Yoshida et al., 2019），これらの地域では，剪断ひずみエネルギー変化ではなく，間隙水圧の上昇などが地震活動の活発化に影響を及ぼしている可能性が考えられる．

© 日本地震学会

Hypocenter relocation and first-motion focal mechanism analysis of earthquakes beneath Sagami Bay

*Naoki Tomori[1], Ryoya Ikuta[1], Daniel Nelson[1], Mizuho Ishida[2]

1. Shizuoka Univercity, 2. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

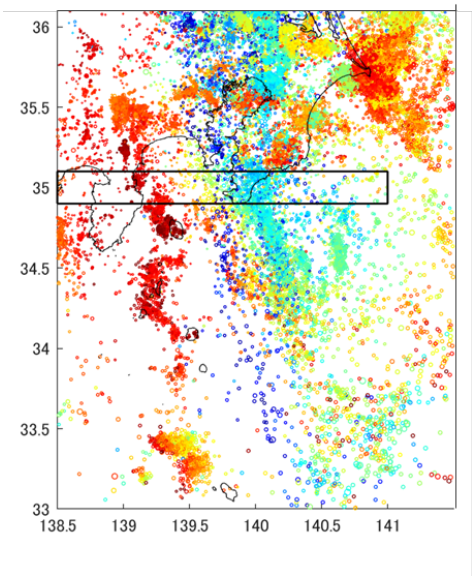
相模トラフは、関東地方の南に位置し、フィリピン海プレートが北米プレートの下に沈み込む場所である。このフィリピン海プレートについての研究は多く行われており、特にスラブ上面の位置についての研究は複数存在する。しかし、沈み込んだスラブ内で発生する地震や、沈み込む前のプレート内で発生する地震について、発生メカニズムが説明されていない地震活動が多く存在する。本研究の大目標は、これらの地震も説明可能なテクトニクスモデルの提案である。私達は最初に、相模トラフに沈み込む前のプレート内で発生する地震に着目し、発生メカニズムを検討した。
プレートが沈み込む前の相模湾の下には、伊豆半島の東方から北東方向へ傾斜した地震活動帯が存在する（石川2004 地震学会）。この地震活動帯について、その空間範囲と、震源メカニズムの報告はない。そこで本研究では、相模湾下で発生する北東へ傾斜する地震活動帯について、DD法（Double-Difference Method）によって再決定した震源の連続性や震源メカニズムの推定からこの地震活動帯の発生メカニズムを考察した。
データは、気象庁の走時データと検測値データを使用した。走時データは、2014年3月1日から2018年2月28日までに発生した、M0.5以上、深さ100km以浅の地震を使用し、DD法を用いて震源位置を再決定した。検測値データは、2004年3月1日から2018年2月28日までに発生した、深さ100km以浅M2.0以上のものを使用し、気象庁と同様の手法で初動震源メカニズムを推定した。
震源位置の再決定の結果、地震活動帯は、深さ10km付近から70km付近、また南北方向は、北緯33. 8度～北緯35. 6度の範囲内で発生していることが分かった。その分布は北東傾斜した厚み10km程度の板状であり、プレート状の構造もしくは何らかの弱面であると考えられる。さらに、初動震源メカニズム推定の結果、これらの地震のP軸は、ほとんどが地震活動帯の走向方向である北西方向に揃っていることが分かった。このことから、この地震活動は北西ー南東方向の圧縮によって引き起こされていると考えられる。また、この地震活動の北端は、Toda（2008）によって提案された、二重深発面を持つ「関東フラグメント」の南端と一致する。Toda (2008)は関東フラグメントの上に沈み込んだフィリピン海スラブが接しているとしたが、今回見ている地震活動は、フィリピン海スラブと思われる活動より、100km程度南方から続いているようである。この地震活動と関東フラグメントの連続性、フィリピン海スラブとの関係に注意しながら、相模湾から関東にかけての地震活動を説明できるモデルを構築したい。
本発表では、この地震活動の詳細を述べ、地震活動から推定される周辺のプレートの幾何学的形状、相模湾下の北東方向へ傾斜する地震活動帯と関東フラグメントの関連について議論する。

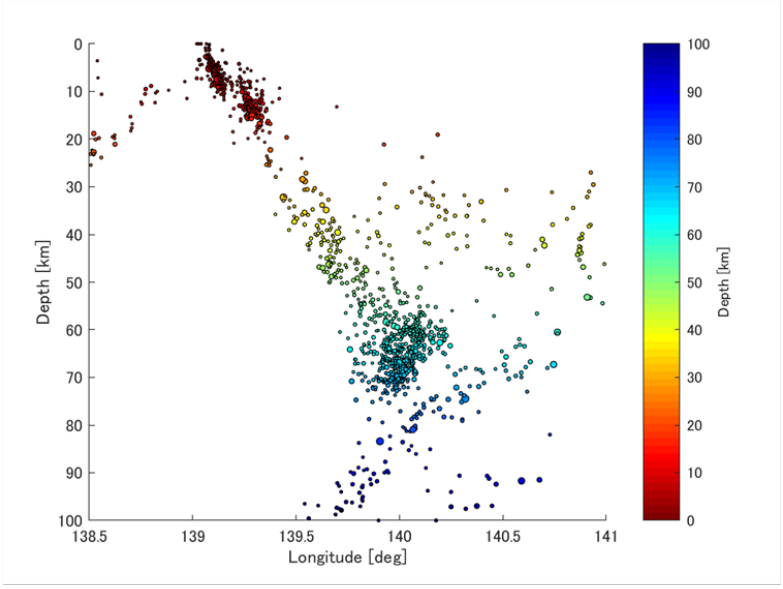
参考文献

石川有三（2004）　新プレート境界と関東南部のテクトニクス　日本地震学会2004年秋季大会講演予稿集69
Toda, S., R. S. Stein, S. H. Kirby, and S. B. Bozkurt, A slab fragment wedged under Tokyo and its tectonic and seismic implications, *Nature Geoscience*, doi:10.1038/ngeo318, November 2008.

====図のキャプション=====
図1.相模湾下で発生する北東へ傾斜した地震活動
震源の深さを右のカラーバーで示す。左図の枠内で発生した地震を右図で表す。
東経139ー140度付近に北東へ傾斜した地震活動帯が存在する

© 日本地震学会


36
35.5
35
34.5
34
33.5
33
138.5
139
139.5
140
140.5
141


Depth [km]
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
138.5
139
139.5
140
140.5
141
Longitude [deg]
Depth [km]

© 日本地震学会

Does an ETAS model dream of foreshocks?: Through the application of an earthquake forecasting method based on swarm-like activity

*Fuyuki HIROSE[1], Koji TAMARIBUCHI[1], Kenji MAEDA[2]

1. Meteorological Research Institute, 2. Japan Meteorological Agency

It has been a long debate about whether foreshock activity is a stochastic phenomenon that can be represented by the epidemic type aftershock sequence (ETAS) model or a physical phenomenon such as a nucleation process involving precursory slips. We investigated the reproducibility of foreshocks of real data by the space-time ETAS model. Our investigation resulted in that real data yielded higher scores than ETAS catalogs by applying Maeda’s method that is a method of detecting seismic swarm activity that sometimes appears before a mainshock and issuing an alert for a period of time. Also, temporal acceleration of foreshocks of real data was larger than that of ETAS catalogs. That is, it is hard for the ETAS model to reproduce foreshock characteristics well, indicating the earthquake forecast model based on Maeda’s method is more efficient rather than the ETAS model. We also found that foreshocks along the Japan trench were distributed on edges of low-velocity anomalies among areas of background swarms related to slow slip events (SSEs). Those foreshocks may be caused by heterogeneous stress distribution associated with the existence of a plate bending axis and a subducted seamount. In particular, foreshocks off Iwate and Miyagi prefectures were excited by periodic SSEs. In inland tectonic zone and island arc, swarm activity associated with magmatic activity tended to result in a target earthquake. Accordingly, Maeda’s method is a forecast model which extracts foreshocks from swarm activity efficiently even in various tectonic settings having the different physical background of foreshocks.

© 日本地震学会

The foreshocks immediately before crustal earthquakes

*Masaki Yamana[1], Aitaro Kato[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

地震の破壊過程や予測可能性を探るために、これまで多くの前震活動に対する研究が行われてきた（Abercrombie and Mori, 1996; Kato et al., 2012; Bouchon et al., 2013）。一方で地震発生直前の数分以内の前震活動に着目した論文はそれほど多くない。直前の前震活動に着目した論文としてはTape et al. (2018)が挙げられ、アラスカにおけるMw3.7の地震の直前数十秒前から小さな前震の発生に同期した超低周波地震を検出し、本震との関連性や核形成過程について議論している。

本研究では、2003～2019年に国内で発生したM3.5以上、深さ15km以浅の地殻内地震（気象庁カタログより）を対象に、基盤的地震観測網で取得された地震波形データを主に解析した。各対象とする地震の震央周辺（約30km以内）の観測点の波形データに対して、2－16Hzと8Hz以上の2つの周波数帯域における波形とエンベロープ波形トレースを作成し目視による確認を行い、本震発生の直前数分間に前震活動が起きていた地震をいくつか発見した。この中で特徴的な前震活動を持ついわき地方のイベントについてhypoDD(Waldhauser and Ellsworth. 2000）を用いた相対震源決定とスペクトル比を用いた破壊域の推定（e.g., Imanishi et al., 2004）を行った。また、Source-scanning algorithm(Kao et al., 2005)を本震発生直前の連続波形データへ適用することで前震活動の時空間発展を調べた。Source-scanning algorithmによる解析は上記のいわき地方の前震活動以外のイベントにも適用予定である。
本研究ではこれらの解析から前震と本震の関連性などについて議論する。

© 日本地震学会

Stress state inferred from b-value and focal mechanism distributions in the aftershock area of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake

*Keita Chiba[1]

1. Kyushu University

The spatiotemporal stress states in the aftershock region of the 2005 west off Fukuoka prefecture earthquake are examined via an analysis of the b-values and focal mechanism solutions. The aftershocks are aligned roughly NW–SE, with the southeastern part of the aftershock region believed to correspond to Kego Fault, which extends beneath the Fukuoka metropolitan area. A previous research highlighted the possibility of a large stress concentration around the southeastern end of the aftershock area (Iio et al., 2006). It is thus important to assess the present stress states in the study area since the SE extension of the earthquake fault runs through the part of Fukuoka City. The unified earthquake catalog (JMA catalog) maintained by the Japan Meteorological Agency (JMA) and focal mechanisms estimated from F-net data operated by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED) were used for the b-value calculations and the stress tensor inversion, respectively. The analysis period in this study is from April 20, 2005 to January 31, 2020. The b-value, which represents the relative proportion of large to small earthquakes (Gutenberg and Richter, 1944), is inversely related to differential stress (Scholz, 1968, 2015). This study reveals depth-dependent b-values in the focal region, where the b-values are generally higher (b = 0.7–1.4) above the mainshock depth (9.5 km) and lower (b = 0.5–1.0) at greater depths. The shallower region possesses a significant temporal increase in b-values, whereas a lateral b-value heterogeneity is observed in the deeper region. The b-values (b ~ 1.0) near the mainshock are relatively high, whereas the northwestern and southeastern edges of the deep region have lower b-values (b = 0.5–0.7). On the other hand, many of the focal mechanisms for the M 3.5 events are located in the low b-value area of the deep region. The stress-tensor inversion results reveal a change in stress state from strike-slip to strike-slip/normal faulting. These findings imply that the stress state remains high and/or slightly decreased in thenorthwestern and southeastern parts of the deep region. These results and the findings of previous research on this earthquake sequence suggest that the likelihood of future large earthquakes along the southeastern part of the aftershock region should be considered relatively high.

© 日本地震学会

Completeness magnitude of earthquakes and b-value in Myanmar

Iang Ngun Za[2,3], *Saeko Kita[1,3]

1. Building Research Institute, 2. Department of Meteorology and Hydrology (DMH), Ministry of Transport and Communications, Myanmar, 3. GRIPS

In order to estimate completeness magnitude of earthquakes and b-value of events in Myanmar and surrounding areas, we examined the NEDC (National Earthquake Data Center, Myanmar) local dataset listed from local magnitude (ML) of 1.0 to 6.3 in the period from 2014 to 2018. The study area was set as the latitudes range of 16-28º N and the longitudes of 92-102º E. We adopted 1,350 hypocenters determined using SEISAN (Havskov and Ottemoller, 2010) and 21 seismic stations. The completeness magnitude (Mc) was estimated as ML 2.8 with a b-value of 0.68±0.02 in the whole study area, and the b-values regionally varied from 0.52 to 1.0. The tendency relation between b-value and faulting styles was found along the Sagaing Fault. The southern part with a smaller b-value indicates thrust type focal mechanism, whereas the northern part with a larger b-value shows strike-slip type focal mechanism. The b-value generally increases with the increase of depth in the whole study area. In the active fault region, the b-value decrease with the increase of depth at depths of less than 15 km, which might be related to high-stress accumulation in continental crust portion. At a depth of more than 15 km, the b-value then increases with a function of depth. In contrast, a significant decrease of b-value with depth was observed at depths of 75-85 km in the subduction zone of the study region, which might be discussed with the process of dehydration in the ocean crust. The methodology of this study might be fruitful to understand the seismically complex tectonic system beneath Myanmar.

© 日本地震学会

Stress change estimated from GNSS displacement and seasonal variations in seismicity

*Taku Ueda[1], Aitaro Kato[1]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

地震活動度は、降水量や灌漑などの地表や地下浅部に応力変化や強度変化をもたらす現象と相関があることが既往研究で指摘されている(e.g., Heki, 2003; Amos et al., 2014)。例えば、カリフォルニアでは地下水(荷重)の年変動による応力変化に対応して、地震活動が季節変動していることが報告されている(e.g., Amos et al., 2014; Johnson et al., 2017)。Johnson et al. (2017)では、GPSの鉛直変位から地下水荷重が断層面に与える応力変化を計算し、カリフォルニアでの地震活動が剪断応力が増加するときに発生しやすいことを示した。日本でも地震活動の季節変動性が指摘されており、積雪荷重や降水との関係が議論されているが(e.g., Heki, 2003; Ueda and Kato, 2019)、その原因として考えられる表層荷重による応力変化と直接比較した研究はほとんど行われていない。

本研究ではHeki (2003)で地震活動の季節変動性が指摘されている積雪領域において、地表の変位データから推定される地下での応力変化と地震活動の発生時期との比較・検討を行う。まず、GEONETの水平成分からBedford and Bevis (2018)の手法を用いて地震や余効滑り等の過渡的な変化を除くことで季節変動成分を抽出する。次にSagiya et al. (2000)の手法を用いて季節変動する歪の時系列を推定し、Okada et al. (1985)の手法を用いて地下での応力変化を計算する。その後、観測された地震(気象庁一元化処理震源カタログ)のメカニズム解に対する剪断応力、法線応力、ΔCFSなどの地震発生時の応力変化を計算し、Johnson et al. (2017)と同様に、地震が季節変動する応力変化に対し、どういうタイミングで発生するか定量的に評価する。

© 日本地震学会

Scaling relations of seismic moment and rupture area for outer-rise earthquake

*Xuelei Zhang[1], Tadashi Kito[1], Kenji Hirata[2], Yuji Dohi[2], Hiroyuki FUJIWARA[2]

1. OYO corporation, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

Outer-rise normal fault earthquakes are rare phenomena compared to subduction thrust earthquakes. Nonetheless, some of them have generated destructive tsunamis in the past, such as the 1933 Sanriku-oki earthquake, the 1977 Sumbawa earthquake, and the 2009 Samoa earthquake. Because outer-rise earthquakes tend to occur after a giant megathrust earthquake, large outer-rise earthquakes similar to the 1933 Sanriku-oki earthquake have been a concern after the 2011 Tohoku-oki earthquake. The scaling relationship plays a vital role in establishing a link between fault geometry and earthquake magnitude (e.g. Alvarez-Gomez et al 2012; Goda et al 2016). In previous studies, outer-rise earthquakes have been included in the data sets for regression (Blaser et al 2010; Alvarez-Gomez et al 2012 and Goda et al 2016). However, the scaling relation from those studies, which are shown in Figure, are failed to predict the fault rupture areas of outer rise earthquakes.

In this study, a new piece-wise scaling relation for rupture area (S) and seismic moment (M_0) was obtained for outer-rise earthquakes using data compiled from previous seismological studies. Twenty sets of S and M_0 pairs for ten earthquakes from independent studies were used for regression analysis. The compiled source parameters directly taken from previous literature were examined carefully based on the purpose of the studies to ensure that rupture area dimensions represent the "actual" rupture area. The rupture areas of the finite fault slip models were also examined carefully, and the dimensions of each model are estimated based on the definition of the autocorrelation width (Bracewell 1986).

Because the fault width, except for the 1933 Sanriku-oki earthquake, is perhaps not saturated, the entire dataset can be fit by a scaling relation with a slope of 2/3 (i.e. the rupture area is proportional to two-thirds the power of seismic moment). Due to the lack of data for large earthquakes whose fault width are saturated, the slope cannot be constrained for those earthquakes. The sparse data problem can be partially overcome by adopting a physically-based method using the circular crack model (Kanamori and Anderson 1975) and fault width saturated model, which sets the regression parameter b a priori.

To estimate rupture areas of outer-rise earthquakes whose fault down dip tips, respectively, do and do not reach the oceanic lithosphere base, regression parameter b in $S=(M_0/a)^{1/b}$ is 2 with the corresponding regression parameter $\log_{10}(a_2)$ being 1.402± 0.250, and b is 1.5 with the corresponding regression parameter $\log_{10}(a_1)$ being 6.401± 0.187. I Unlike the relation with a single slope, which is adopted by previous studies, the piece-wise scaling relation developed in this study can fit outer-rise earthquake data from Mw 7.2 to Mw 8.4 and also provides better estimation for the outer-rise earthquakes larger than the 1933 Sanriku-oki earthquake (Mw 8.4).

Reference

Alvarez-Gomez JA, Gutierrez OQG, Aniel-Quiroga I, Gonzalez M (2012) Tsunamigenic potential of outer-rise normal faults at the middle America trench in central America. Tectonophysics

© 日本地震学会

574-575:133-143

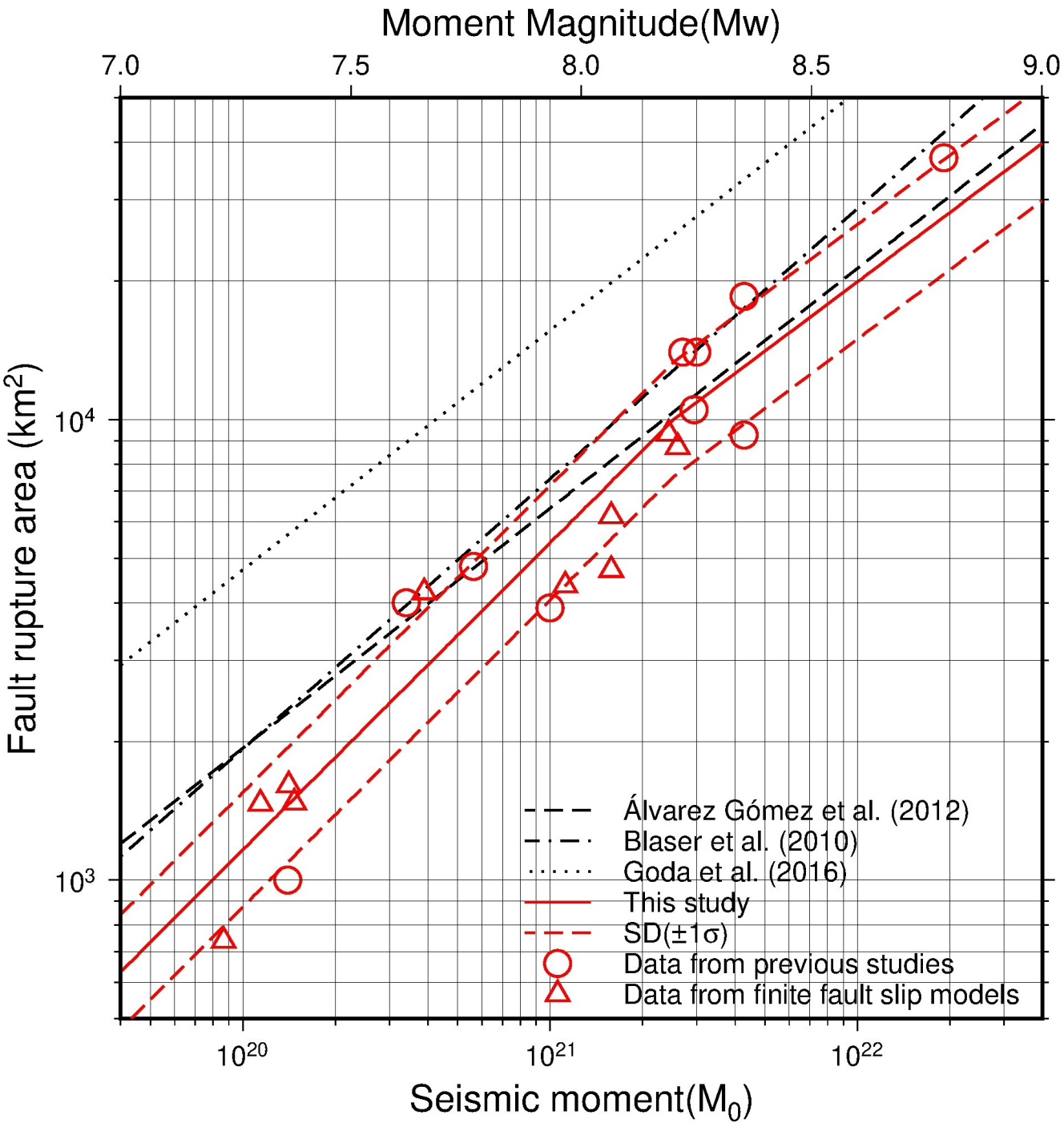
Bracewell RN (1986) The Fourier transform and its applications, vol 31999. McGraw-Hill New York

Blaser L, Kruger F, Ohrnberger M, Scherbaum F (2010) Scaling Relations of Earthquake Source Parameter Estimates with Special Focus on Subduction Environment. Bulletin of the Seismological Society of America 100(6):2914-2926, DOI 10.1785/0120100111

Goda K, Yasuda T, Mori N, Maruyama T (2016) New scaling relationships of earthquake source parameters for stochastic tsunami simulation. Coastal Engineering Journal 58(3):1650,010{1{1650,010{40, DOI 10.1142/S0578563416500108

Kanamori H, Anderson DL (1975) Theoretical basis of some empirical relations in seismology. Bulletin of the Seismological Society of America 65(5):1073-1095

© 日本地震学会


Moment Magnitude(Mw)
7.0
7.5
8.0
8.5
9.0
Fault rupture area (km²)
10⁴
10³
10²⁰
10²¹
10²²
Seismic moment(M₀)
Álvarez Gómez et al. (2012)
Blaser et al. (2010)
Goda et al. (2016)
This study
SD(±1σ)
Data from previous studies
Data from finite fault slip models

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S10. Active faults and historical earthquakes

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S10P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-01] Web Search System for Japan Historical Seismicity

○Yoshiko YAMANAKA[1], Tatsuo USAMI (1.Nagoya Univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-02] Historical Materials on Earthquakes Contained in Osawa-Family Honganji Documents

○Takashi Hirai[1] (1.Disaster Mitigation Research Center, Nagoya University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-03] Characteristics of Building Damage and Factors of Human Damage in the 1830 Bunsei Kyoto Earthquake

○Junzo Ohmura[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-04] The November 4th, 1856 earthquake probably did not cause serious damage in the Tokorozawa and Kumegawa

○Tomoya Harada[1] (1.None)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-05] The January 11th, 1859 Iwatsuki earthquake was not a damaging earthquake

○Tomoya Harada[1], Akihito Nishiyama[2] (1.None, 2.Historiographical Institute, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-06] Damage and Source Fault of the 1909 Anegawa Earthquake

○Norika YAMAMURA[1], Naoji KOIZUMI[2], Mamoru NAKAMURA[3] (1.Disaster Reduction and Human Renovation Institution, 2.School of Environmental Science, Univ.Shiga.Prefec., 3.Faculty of Science, University of the Ryukyus)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-07] The 1092 event was possibly a meteorological disaster caused by a massive typhoon

○Tomoko GOTO[1], Ryoichi Nakamura[1], Takeo Ishibe[2], Satoko Murotani[3], Kenji Satake[1] (1.Earthquake Research Institute, the Univ. of Tokyo., 2.Association for the Development of Earthquake Prediction, 3.National Museum of Nature and Science)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-08] Evaluation of the 1707 Hoei earthquake tsunami observed in Nagasaki Port.

○Makoto NEMOTO[1] (1.OYO Corporation)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-09] Discussion on a tsunami struck Chosa villege accompanied with the 1914 Sakurajima earthquake

○Reiji KOBAYASHI[1] (1.Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-10] Seismic reflection survey in Ogura-ike area, south of Kyoto basin

○Tomotaka Iwata[1], Kimiyuki Asano[1], Masayuki Yoshimi[2], Koji Yamada[3], Motoki Sawada[3] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST, 3.Hanshin Consultants Co. Ltd.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-11] Seismic reflection survey across the "Tarusaka Fault", Mie Prefecture, Central Honshu.

○Taku KOMATSUBARA[1], Yasuhiro Akinaga[2], Motoki Sawada[2], Masaki Suehiro[2], Tatsuya Terada[3] (1.Geological Survey of Japan, AIST, 2.Hanshin Consultants Co., Ltd., 3.Univ. of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-12] Estimation of the Sumatran fault segments using SITES method

○Tadashi Yamashina[1], Makoto Okubo[1], Takao Tabei[1], Muksin Umar[2], Nazli Ismail[2] (1.Kochi Univ., 2.Syiah Kuala Univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-13] Seeking for better source models for near-fault strong ground motion prediction considering shallow structure: An example from the 2016 Kumamoto earthquake

○Kimei Norimatsu[1], Shinji Toda[1] (1.IRIDeS, Tohoku University)

Web Search System for Japan Historical Seismicity

*Yoshiko YAMANAKA[1], Tatsuo USAMI

1. Nagoya Univ.

日本は昔から地震に襲われ多くの被害を出している。しかし地震観測から地震活動がわかるようになったのは20世紀になってからである。明治初頭以前の地震活動を知るには史料に残る地震に関する記事が重要である。宇佐美は多くの古文書を調査し、歴史地震史料の収集を行ってきた。これらは新収日本地震史料シリーズ、日本の歴史地震史料拾遺シリーズにまとめられている。さらに主要な地震被害については『日本被害地震総覧』（東京大学出版会）として刊行されている。今回、宇佐美らによりこれまでに調査された史料から見つけた有史から明治5年までに発生した有感地震のカタログ『歴史地震総表』が作成された [宇佐美・石井,2019] 。これは、有感地震のリストで、いつ、どこでどのくらいの揺れを感じたかが時間順にまとめられている。地震件数は24361件にもおよぶ膨大なものである。『日本被害地震総覧』では主たる被害地震しかわからなかったが、この総表をみればそれらの余震活動が把握できるなど、地震学にとって活用価値の高い資料となっている。

しかしあまりに膨大であることから活用の利便性を考え、今回『歴史地震総表』の検索システム (http://wwwevrc.seis.nagoya-u.ac.jp/sohyo/)を構築した。総表としての活用を考え、検索期間、有感地点名を検索項目とした。また一般的には有感地点名を指定することは難しいので、都道府県名からも検索ができるようにした。今後いろいろ活用しつつ検索項目の追加や改良を行う予定である。

総表では震度がどの史料で判断されたのかはわからないが、地震史料検索システムを活用する事で概ね検討をつけることができる。これまで我々は新収日本地震史料シリーズ、日本の歴史地震史料拾遺シリーズにまとめられている史料について史料検索システム(http://wwwevrc.seis.nagoya-u.ac.jp/HistEQ/)を構築してきた（山中, 2015)。これらの史料集は収集時期毎にまとめて刊行されており、索引がないため１つの地震についての史料がどの刊行物にあるかはこれらの史料を熟知した研究者しか使いこなせなかった。史料検索システムでは日時や地震名、史料名などから検索可能である。まだデータベースが不完全ではあるが、歴史地震を研究した文献資料検索もここからできるようにしてある。またもう少し一般向けに『日本被害地震総覧』に載っている地震についてその震央情報を用いて地図から地震を検索できるシステム (http://wwwevrc.seis.nagoya-u.ac.jp/HistEQMap/)も構築している。

今回宇佐美による歴史地震史料調査成果については様々な形で検索し活用できるようにしたが、これまでまとめられた史料集が発行された後も史料は見つかっている．また最近では多くの研究者が調査を行い、今でも新たな史料が発見されている。今後の歴史地震研究への活用を考えるとデータベースの一元化が重要であり、それをどのように実現していくか、また、継続的に維持管理していく方法なども今後の大きな課題である。

なお宇佐美による総表の印刷物をご希望の方は越後智雄氏 (echigo@kankyo-c.com) までお問い合わせ下さい。

© 日本地震学会

Historical Materials on Earthquakes Contained in Osawa-Family Honganji Documents

*Takashi Hirai[1]

1. Disaster Mitigation Research Center, Nagoya University

1. はじめに
2020年1月, 岐阜県在住の大沢喜久氏宅にて, まとまった量の安政東海・南海地震および安政江戸地震に関する史料が発見された. 保存されていた状態と内容から, 西本願寺とそれに関係する寺院・人物により書き留められた記録を集めて綴じたものであることが分かる. 本稿では, これらの文書を仮に「大沢家本願寺関係文書」と呼ぶこととし, その概要と調査状況について報告する.

2. 大沢家本願寺関係文書
大沢家では, かつて, 古紙を仕入れて紙漉き業者へ原料として卸すとともに, 仕入れ品の内容によっては史料として売却することを業務とする会社を経営していた. 本稿で紹介する大沢家本願寺関係文書は, その時期に大沢家が仕入れたもので, 売却せずに手元に残していたものであると考えられる. このたび, 現当主の大沢喜久氏の厚意により, そのうちの地震関係の記録をデジタル画像化することができ, 名古屋大学において内容調査を行うこととなった.
文書全体としては, 西本願寺とそれに関係する寺院・人物にかかわる記録を集めたものである. そのため, 地震の記録に限ったものではなく, 将軍家へ進上した品々の記録なども存在している. 地震関係では, 1854年の安政東海・南海地震に関する記録「諸国地震並津浪一件」（図1）一番から四番までの4冊と, 1855年の安政江戸地震に関する記録「江戸地震大火一件」（図2）一番・二番の2冊があり, 総計400枚ほどの量がある. 大沢家所蔵の文書の一部については, 岐阜県歴史資料館において目録が公開されているが, 大沢家本願寺関係文書に含まれるものに関しては記載がなく, 新出と考えられる.
詳細な内容把握と分析は今後の課題となるが, 現時点で解読できている部分については, 安政元年十一月四日（1854年12月23日）の安政東海地震発生の直後から数日間にかけて交わされた手紙が主体である. 差出人と宛名からは, 西本願寺と大阪津村御堂（北御堂）や摂津・大和の末寺との間のやり取りであることが分かる. 大阪所在の筆者による手紙では, 寺院の損傷状況に加えて, よく知られた道頓堀への津波の遡上に関する話題が頻繁に出現している.

3. 課題
今後, 大沢家本願寺関係文書についての目録作成と内容把握を進めるとともに, 史料の信頼性や既出史料への引用の有無などについても調査を行う予定である.

謝辞
大沢喜久氏には, 大沢家本願寺関係文書の閲覧とデジタルスキャニングを許可いただき, 心より感謝申し上げる. 京都大学の中西一郎名誉教授と名古屋大学の石川寛准教授には, 大沢家に関する情報を提供いただくとともに, 大沢氏との面会の機会を作っていただいた. 名古屋大学の山中佳子准教授には, 大沢家本願寺関係文書のデジタルスキャニングに係る費用を拠出いただいた. また, 大沢家本願寺関係文書の解読にあたっては, 名古屋大学減災連携研究センター古文書勉強会の協力をいただいた. それぞれ, ここに記して感謝の意を表する.

© 日本地震学会

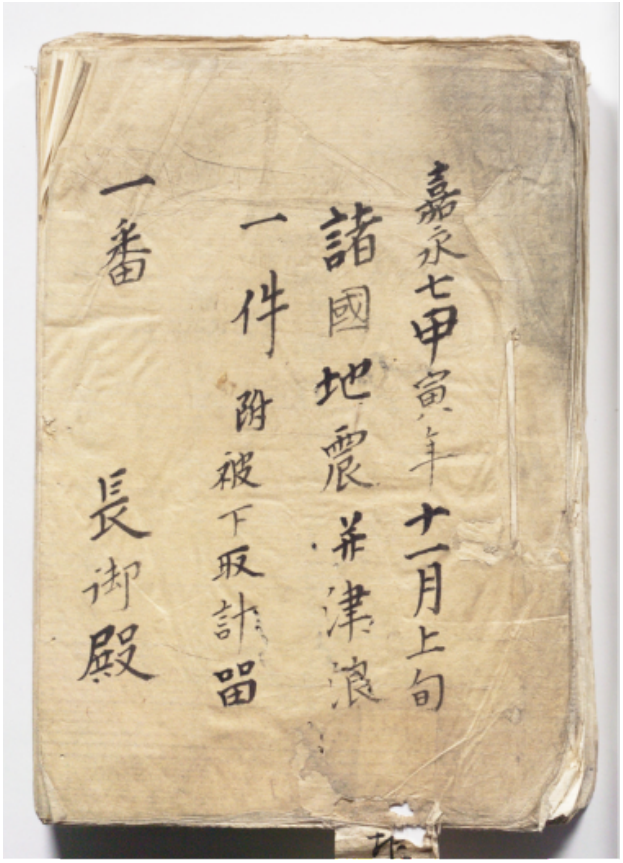


図１　諸国地震並津浪一件

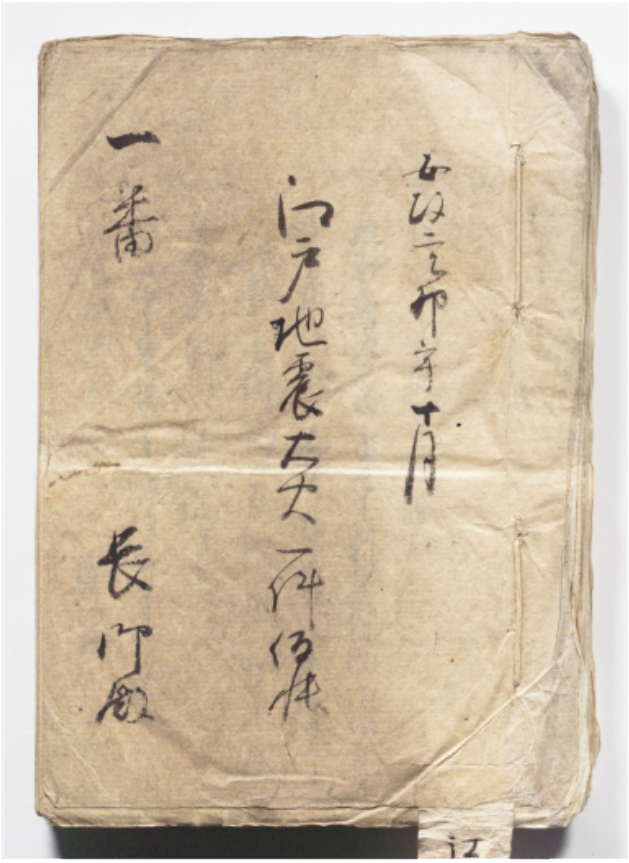


図２　江戸地震大火一件

© 日本地震学会

Characteristics of Building Damage and Factors of Human Damage in the 1830 Bunsei Kyoto Earthquake

*Junzo Ohmura[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

文政十三年七月二日(グレゴリオ暦1830年8月19日)に発生した文政京都地震は，M6.5±0.2とされる内陸地震で，愛宕山付近が震央と考えられる．大邑(2019)では震央から離れた京都盆地東縁部に人家の倒壊が多いことを指摘し，盆地東縁を限る桃山断層の影響および，1788年の天明大火で焼失を免れた古い建物郡に被害が集中した可能性を指摘した．

一方，分析史料を限定していたこともあり，被害の集中を示す根拠となる記録の数が少なく，その信憑性にも疑問が残る状況であった．そこで本研究では史料の分析対象を見直して，盆地東縁部の被害状況を記す記録を見出し，これを検討することとした．また同時に人家以外の建物被害の状況も再確認し，建物被害と関係が深いと考えられる人的被害の発生要因についても検討した．

本地震では土蔵の被害が大きく，人家の被害はこれに比して少なかったとされている[宇佐美・他(2013)]．洛中で無事な土蔵は少なく，人々が逃げようとした所に落ちてきた鉢巻(土蔵の上部の名称)や土蔵の庇，瓦に当たって即死・負傷したとする記録が多数みられる．また「土蔵別て当りきびしく，元来貴地とちがひ火災稀なる土地故に，自然土蔵の普請抔麁末成故に候哉，十に八，九は壁土を不残ふるひ落し候て，鳥籠のごとく成たるが多く候よし，家居は倒候処，千軒が一軒にも不当よし，損じ候は十軒が十軒とも、大小破損せざるはなし」(「兎園小説拾遺」)と，土蔵の8～９割に被害が発生したのに対し，人家の倒壊は非常に少なかったとの記録がある．その他に「怪我人死人も，京中にて凡百七八十人計と申事に御座候，多くは石燈龍に当り，又は蔵の下に相成，互に押れ横死致し，怪我人は中々数相知不申由」(「宝暦現来集」巻之十九)との記録もあり，石灯籠の倒壊など人的被害は建物被害以外の要因でも発生していた．

このように人家の倒壊被害が少なかったと推測される状況においても，局所的に人家の倒壊が集中する地域が存在する．その中でも京都盆地東縁部の伏見街道では，一ノ橋(現・京都市東山区本町10丁目付近)から方広寺前までの間などで多くの人家が倒壊したとの記録がある(「京都地震実録」飛脚小和田屋書状)．今回新たに同様の記録2件を検討した．ひとつは「視聴草(民基々郡散)三集之十」所収の「洛陽よりのふみ宛所なし七月十九日認」である．これによると「一，町家にて家立並故か損すくなく候得とも又筋により家の倒れ候事も夥しく御座候，伏見稲荷より五条迄家の壊れ三四十軒，半くたけハ数しれぬと申候、是にて知るへし」とあり，伏見稲荷から五条までの間の伏見街道と思われる区間で人家に被害が集中した．“町家は立ち並んでいるためか被害が少ないが，筋によっては倒壊する”と述べていることも興味深い．

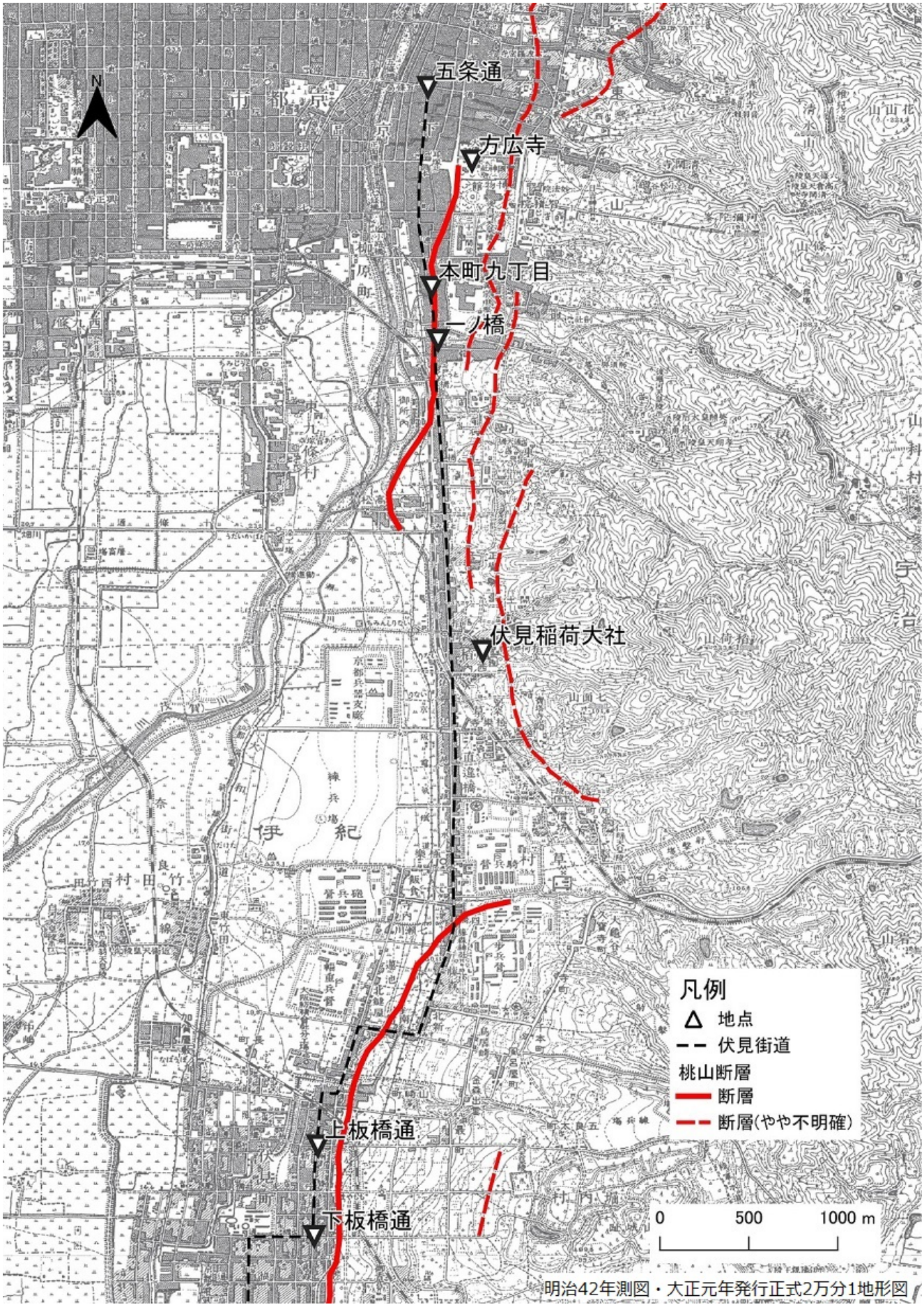
さらに京都市歴史資料館所蔵の鳩居堂文書「地震状　下書」(『新収日本地震史料』続補遺別巻所収)には「伏見海道九丁目并五条大宮町古家数十軒将基たほしニ押崩れ申候」とあり，現・京都市東山区本町9丁目付近で古い家が将棋倒しに倒壊したとある．これは先述の一ノ橋に北接する地域である．また同史料には「古家の天明火災ニ残りし洛外端々の麁家多分崩れ申候，此為ニ老人抔押うたれ相果申候，折節行水時故裸身の処へ空より土蔵の大輪砕塊となりて土の大かたまり落て即死いたし候，家根の瓦落て頭上ゟあたり血を出し候者夥敷候」とあり，天明の大火で焼け残った古い建物郡に被害が発生したと述べている．

以上のように，数点の異なる史料に類似した記述があることから，盆地東縁部の伏見街道に沿った地域で人家の集中的倒壊が発生したと考えて良いように思われる．当時は街道沿いに細長く市街地が形成されており，被害分布が街の広がりに制約を受けていると考えることもできる．しかしより震央に近い洛中であっても人家の倒壊は少ないという状況を考えると，単純に市街地の広がりのみで被害分布を説明することは難しい．人家の

© 日本地震学会

集中倒壊の原因が盆地端部構造による地震波の増幅といった自然的要因なのか，大火を免れた古く耐震性の低い建物郡に被害が集中したという社会的要因であるのか，もしくはその両方が重層的に関係しているのかの検討は今後の課題である．

© 日本地震学会


五条通
方広寺
本町九丁目
一ノ橋
伏見稲荷大社
上板橋通
下板橋通
凡例
地点
伏見街道
桃山断層
断層
断層(やや不明確)
0
500
1000 m
明治42年測図・大正元年発行正式2万分1地形図

© 日本地震学会

The November 4th, 1856 earthquake probably did not cause serious damage in the Tokorozawa and Kumegawa

*Tomoya Harada[1]

1. None

安政三年十月七日（1856年11月4日）に発生した地震（1856年地震）の被害ついて，『日本被害地震総覧』（宇佐美･他，2013；以下，『総覧』）では「久米川（東京都）で家屋倒壊15」と記載されている．これは，旧版『所沢市史』（所沢市史編纂委員会編，1957）の付録年表の出来事「安政丙辰　三年　大地震所沢ニモ大被害アリ久米川倒壊家屋十九家所沢ニテ挙金見舞ス（家蔵）」に基づいている．よって，『総覧』の倒壊家屋数は誤りで，所沢でも大被害があったことが分かる．文科省･地震研（2015）によれば，この出来事の典拠は不明で，新版『所沢市史』（所沢市史編さん委員会，1991，1992）には1856年地震の記述はない．さらに，近隣自治体の自治体史にも所沢･久米川の被害についての記載がない．家屋倒壊があった久米川村（現東村山市，図）が被害の中心と思われるが，北に約2km離れた所沢でも大被害が生じたので，久米川，所沢付近を中心とする半径数kmの範囲で大小の被害が生じたと考えられる．そこで，本研究では，1856年地震による久米川･所沢の被害，あるいは史料が記述された地域の被害が同時代史料に記録されているのか調べた．

「指田日記」は，中藤村（現武蔵村山市，図）の指田摂津正藤詮による日記であるが，十月七日に「五ッ半時地震、夜風」とあるのみで，被害記述はない．さらに，十月十八日に「所沢に行く」とあるが，所沢の被害記述はない．「公私日記」は，所沢･久米川よりやや離れた柴崎村（現立川市，図）の名主鈴木平九郎による日記であるが，十月八日に「昨七日朝五ッ時頃地震天水桶を震りこほし（中略）御府内ハ此辺ら強よし也」とある．立川よりも江戸の揺れが強かったという記述は注目されるが，所沢･久米川の被害記述はない．蔵敷村（現武蔵村山市，図）内野家の「里正日誌」，後ヶ谷村（現東大和市，図）杉本家の「御用日記」についても，1856年地震に関する記述は一切ない．

また，所沢市，東村山市，小平市の収蔵史料目録（所沢市史調査資料（所沢市史編さん室，1975～1997），東村山市史調査資料第（東村山市史編さん室，1993～2005），小平市古文書目録（小平市中央図書館，1979～2015））を調べたところ，安政二年江戸地震（1855年地震），安政三年台風（1856年台風）に関する史料は存在するが，1856年地震に関する史料は発見できなかった．久米川村に接する廻り田村，小川村の「御用留」を調べたところ，1855年地震，1856年台風に関する廻状や触書，1856年台風の被害書き上げは記載されているが，1856年地震に関する記載はなかった．

「本宅普請建上屋根造作覚帳」は，所沢と久米川の中間付近（所沢より南西に約1km）にある平塚家旧宅（現所沢郷土美術館，図）の普請に関する嘉永六年（1853年）から約6年間に及ぶ諸出費の覚書であるが，1855年地震，1856年台風による被害は詳しく記述されており，その被害の補修費用も記載されている（平塚，1984）．安政三年十月二十一日には，久米川の瓦屋への1856年台風で破損した棟瓦26枚分の支払いが記載されている．しかしながら，1856年地震による被害記述はない（平塚，1984）．
全ての同時代史料について調査できていないが，1856年地震による所沢･久米川やその周辺の被害記述は一切発見できていない．渡邊（2010，2013）によれば，江戸時代の武蔵国では定期市が広範に展開して市場網が形成されており，多摩地域の多くの村々が所沢を最寄りの定期市として利用していた．したがって，所沢における地震被害の情報が各村の名主等に伝わっていないとは考え難く，むしろ，同時代史料は，1856年地震による所沢･久米川の被害がなかったことを積極的に支持する．そこで，旧版『所沢市史』の付録年表に立ち返って確認したところ，1856年地震に関して，付録年表には大きな不備があることが分かった．まず，付録年表には，所沢に対して多少なりとも被害を与えた1855年地震，1856年台風が記載されていない．さらに，付録年表の他の出来事には日付が記載されているが，1856年地震には日付がない．一般に，日付のない出来事の信憑性は低い．なぜなら，日付の情報がない信頼性の低い典拠に基づいているからである．した

© 日本地震学会

がって，付録年表の1856年地震は，編集者の誤りか信頼性の低い典拠に基づいていると考えられ，同時代史料にも一切記述がない1856年地震による所沢･久米川の被害はなかったと考えられる．江戸･神奈川の小被害や震度分布から，1856年地震は，2005年7月23日千葉県北西部地震（M6.0）と同様の地震である可能性，すなわち，1855年地震の最大クラスの余震である可能性がある．

© 日本地震学会

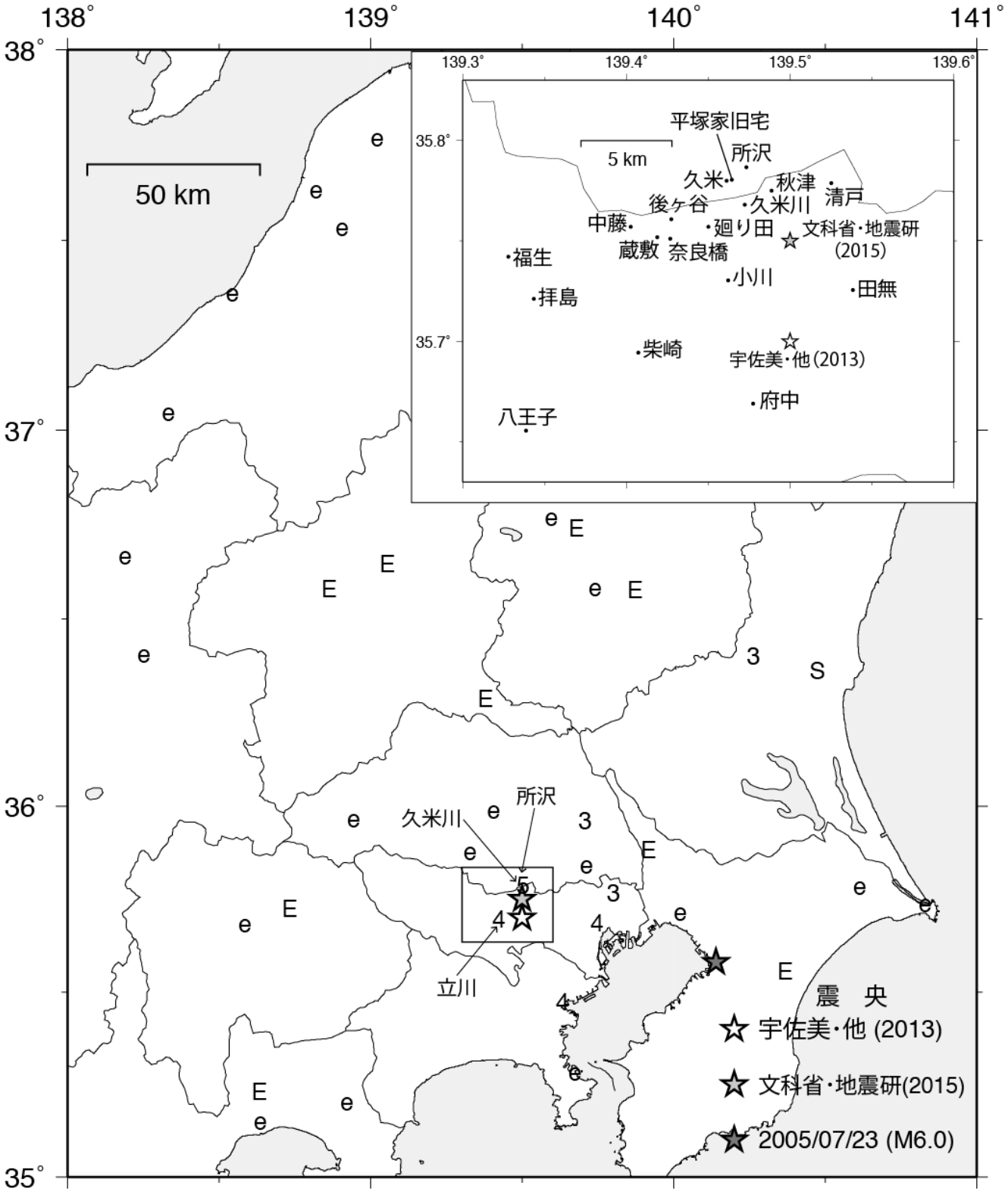


図. 1856年11月4日の地震による揺れ・震度の分布図. 単独数字：気象庁震度, S：強地震, E：大地震, e：地震. 矩形は挿図の範囲を示す. 挿図は所沢付近の拡大図.

© 日本地震学会

The January 11th, 1859 Iwatsuki earthquake was not a damaging earthquake

*Tomoya Harada[1], Akihito Nishiyama[2]

1. None, 2. Historiographical Institute, The University of Tokyo

既刊地震史料集の所収史料によれば，安政六年二月五日（1859年3月9日）に，先だっての領内の地震（「先達而領分地震」）によって岩槻城の本丸櫓や多門その他が大破（「居城本丸櫓、多門、其外所々大破」）したので借財を幕府に願い出ていた岩槻藩に対して，金千両の貸下が承諾されたとある．宇佐美（1987）は，「先達而領分地震」を安政六年二月五日の直近に発生した地震と解釈し，安政五年十二月八日（1859年1月11日）の岩槻付近を震央とするM≒6.0の地震であるとした（図）．したがって，この地震は，“1859年岩槻の地震”と呼称されることが多い．また，文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所（2015）は，茨城県南西部の深さ約50 kmを震源とするM6.0の地震としている（図）．宇佐美（2010）は，岩槻城の被害から岩槻での震度を5強と推定している．しかしながら，この地震では，埼玉県東部を中心として広範囲に，“大地震”，“強地震”という強い揺れが記録されているが，岩槻周辺あるいは推定された震央付近では，強い揺れやそれによる被害の記録は他に確認されていない（図）．例えば，岩槻城の南東約3 kmの黒谷村杉崎家の「万代記録帳」には，この地震に関する記述がない．また，『岩槻市史』，『新編 埼玉県史』などの岩槻とその周辺における自治体史にも，この地震に関する記載は一切みられない．

一方，上記の自治体史の大岡氏時代における岩槻藩政史の章には，「安政二年（一八五五）の地震で岩槻城の本丸櫓や城門などを破損した。この修復資金の欠如から幕府に拝借金を願い出たが、幕府は、国事多難な折から容易にこの願いをとりあげようとせず、安政四年金千両の貸下を許した。」と記載されており，『新編 埼玉県史』では「諸案文写」という史料が引用されている．貸下を許されたのは「安政四年」と記載されているが，『続徳川実紀』，『武州岩槻藩大岡家史料』（大村･原，1975）などには，安政四年に該当する記述がない．したがって，上記の「安政四年」は誤りであり，安政六年二月五日に貸下が許されたと考えられる．すなわち，前述の「先達而領分地震」は1855年安政江戸地震であり，岩槻城の被害はこの地震によると考えられる．そこで本研究では，埼玉県立文書館に所蔵されている「諸案文写」の調査を行った．なお，「諸案文写」は既刊地震史料集には未所収である．

「諸案文写」（埼玉郡岩槻町河内正家文書16～18）は，天保十五年（1844年）～明治四年（1871年）にわたる岩槻藩の公文書や書状の写しをまとめた史料であり，記主は，岩槻藩主大岡家の家臣で江戸藩邸において右筆や勘定方などを勤めていた河内惣次郎豊房である．岩槻藩による借財願いの書状は，「公儀江上ら願書之写左之通」（上様より御公儀への願書の写しは左の通り）として書写されている．書状の日付は，安政二年十月廿五日（1855年12月4日）で，安政二年十月二日（1855年11月11日）の安政江戸地震から約20日後に書かれたことが分かる．書状では，安政江戸地震による岩槻城や城下町などの被害（岩槻城の土居，塀，櫓門，住居，本丸，二ノ丸，三ノ丸の役所，土蔵その他まで潰れ破損した；城下や藩内では潰家，破損や大破した家が夥しかった；水除け堤防の数ヶ所が決壊し，数ヶ所の橋が破損した；地割れが生じ，砂などもが噴き出して往来に差し支えが生じた；街道や作場道に地割れが数十ヶ所できて，田畑の被害も多かった；日光御成道も橋が被害を受け，岩槻宿では，本陣や脇本陣を始めとする宿が大破したので，通行者の宿泊に差し支えが生じた）が記述されている．そして，岩槻と江戸藩邸の被害に対する修復費用や異国船に備えた海防費用により財政が厳しくなったため，金三千両の借財を願い出ている．一方，安政五年十二月八日の地震後には，同様の借財願いの写しなどの史料記述は一切みられない．
したがって，安政江戸地震による岩槻城その他の被害の修復費用などに当てるために三千両の借財を願い出た岩槻藩に対して，安政六年二月五日に，千両の貸下が認められたことが分かる．そして，安政五年十二月八日の地震は，岩槻や他の地域にも被害を与えていないために被害地震ではなく，この地震を“1859年岩槻の地震”と呼称すべきでない．以上のことは，黒谷村杉崎家の「万代記録帳」を始めとする他の史料に，安政五年

© 日本地震学会

十二月八日の地震による岩槻の被害を示唆する記述が確認されていないことからも支持される．「諸案文写」の記述から，安政江戸地震によるこれまで知られていなかった岩槻の被害が明らかになり，その震度は宇佐美（2010）による5強よりも大きい可能性（6弱～6強）がある．

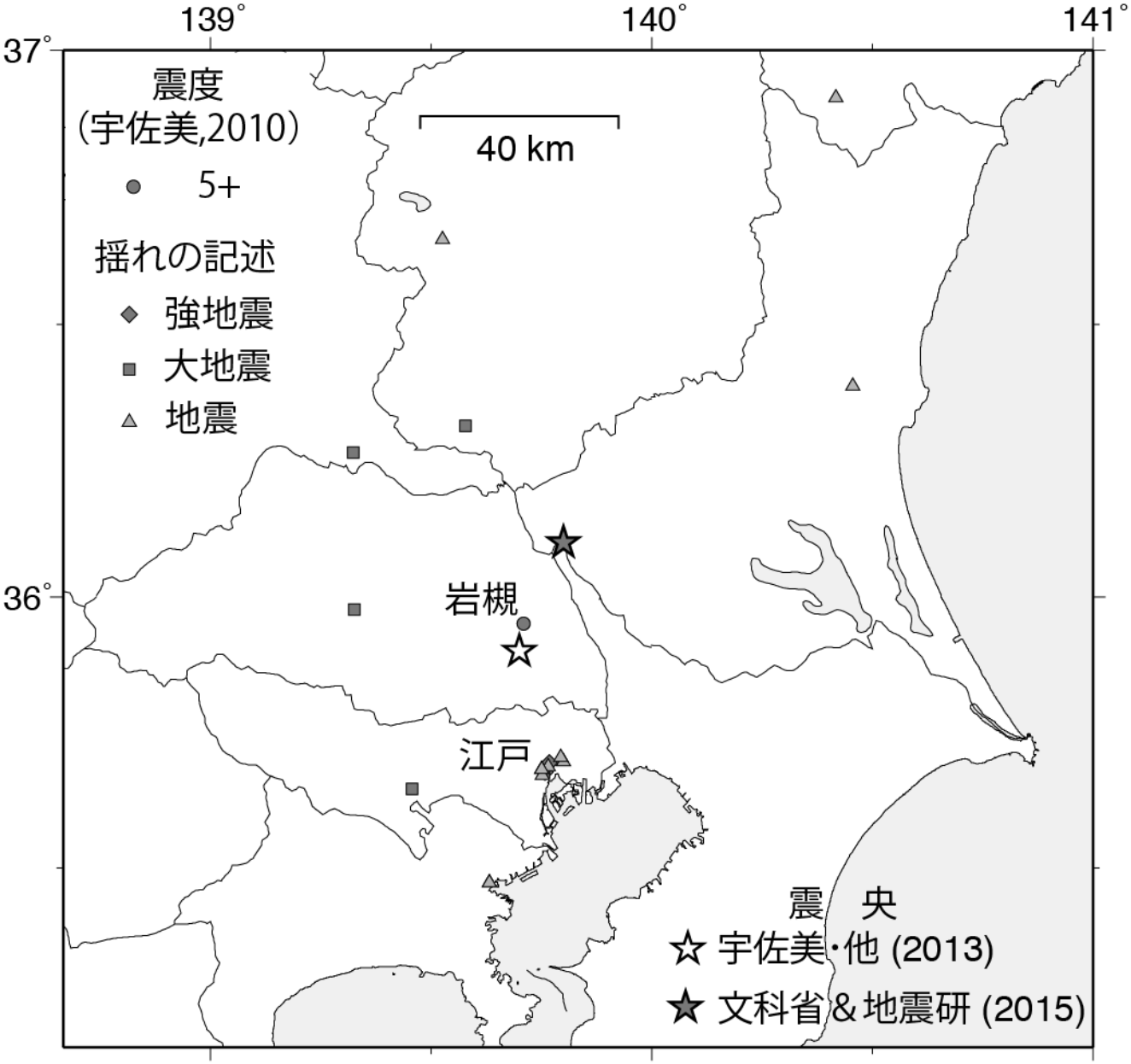


図. 安政五年十二月五日（1859年1月11日）の地震による揺れ・震度の分布.

© 日本地震学会

Damage and Source Fault of the 1909 Anegawa Earthquake

*Norika YAMAMURA[1], Naoji KOIZUMI[2], Mamoru NAKAMURA[3]

1. Disaster Reduction and Human Renovation Institution, 2. School of Environmental Science, Univ.Shiga.Prefec., 3. Faculty of Science, University of the Ryukyus

§1. はじめに

姉川（江濃）地震は，1909年8月14日に発生した局地的な中規模の地震である．滋賀県から岐阜県にかけて被害をもたらし，姉川流域の村落に全壊率60%を超えるような大被害を与えたほか，数多くの液状化現象（噴砂・噴水）や伊吹山の大規模な崩壊などが発生した．

この地震については，近江國姉川地震報告［滋賀県彦根測候所（1911）］や江濃地震報告［岐阜県岐阜測候所（1910）］，震災予防調査会報告第69号・第70号［震災予防調査会（1910）］など，当時の地震被害を詳細に記した調査報告が多く残されており，被害状況がよくわかっている．

しかし，詳細な調査が実施されたにもかかわらず，断層破壊が地表面まで達していなかったため，震源断層については断定することができず，現在も不明である．当時の調査による結論では，鍛冶屋断層によるものと解釈される．

本研究では，これらの調査報告などから得られる地変・被害とその分布などの情報をもとに，詳細な地震像を明らかにし，被害を合理的に説明できるような震源断層を推定する．ここでいう地変とは，液状化現象・津波・地下水の変化をさす．

§2. 液状化現象による被害

姉川地震による液状化現象（噴砂・噴水）が発生した地点は，若松（2011）によると120箇所にものぼる．滋賀県内における大規模な噴砂は姉川河口周辺の３箇所のみで，残りはほとんど岐阜県（大垣市や岐阜市など）に集中している．これらの地点の地盤は，地下水位が高く，砂（粒径0.075～2mm）を多く含む地層が多く分布していることから，液状化現象が発生しやすい条件が揃っている地盤である．そのため，これらの条件に，強い地震動の揺れが加われば，液状化現象が発生してもおかしくない地点であるといえる．

§3. 津波による湖面の変化

震災予防調査会（1910）によると，「下流湖岸ニ蒞メル泥州ノ中東西二百間南北二町餘ハ大震ノ震動中湖水面下ニ陥没シ＜中略＞高サ數尺ノ波浪押シ寄セタリシ」と記されており，琵琶湖湖岸に数尺の津波が押し寄せたことがわかる．

津波が引き起こされる原因として，断層運動と湖底地すべりが考えられる．断層運動の場合，鍛冶屋断層に長さ20km, 幅20km, すべり1mの横ずれ断層を置き，地震発生から30分間の最大水位を計算した。その結果，湖の北部で最大津波波高が10cm程度みられた程度で，姉川河口周辺で顕著な水位の変化はなく，調査報告の記述と一致しなかった．

一方，湖底地すべりの場合，姉川河口の北側と南側の2箇所にそれぞれ地すべり域を設定して計算したところ，どちらの場合でも姉川河口周辺で波高が約1mと局所的に高くなった。このことから，一定規模の地すべりが起こった場合，被害報告にある数尺の津波が引き起こされうることが判明した．なお，地すべりのスケールは400mで，初期波高分布はWatts et al. (2005)を使用している．

参考文献

© 日本地震学会

岐阜県岐阜測候所，1910, 江濃地震報告.
関西ライフライン研究会，1995，明治以降関西地域の地震と被害，47-65.
滋賀県彦根測候所, 1911, 近江國姉川地震報告.
震災予防調査会, 1910, 震災予防調査会報告第69号・第70号.
若松加寿江，2011，日本の液状化履歴マップ　745-2008, 東京大学出版会.
Watts et al., 2005, J. Water. Port, Coast, Ocean Engineer., 298-310.

© 日本地震学会

The 1092 event was possibly a meteorological disaster caused by a massive typhoon

*Tomoko GOTO[1], Ryoichi Nakamura[1], Takeo Ishibe[2], Satoko Murotani[3], Kenji Satake[1]

1. Earthquake Research Institute, the Univ. of Tokyo., 2. Association for the Development of Earthquake Prediction, 3. National Museum of Nature and Science

『新収日本地震史料（第1巻）』（以降、「新収」）には、1092年（ユリウス暦：1092年9月7日、グレゴリオ暦：1092年9月13日）（寛治六年八月三日）に越後で地震・津波が発生したとする史料が複数、掲載されている。『日本被害地震総覧599-2012』（宇佐美・他，2013）では、［柏崎～岩船間の沿岸，海府浦・親不知大津波におそわる．「地震」とあるいう古記あるも、地震の状況を記した古記録未発見．疑わしい．］としている。本研究では、寛治六年八月三日に地震や津波があったのか否か、史資料の悉皆調査による史料学的検討を行い、この事象が大風（台風）であったと解釈する方が妥当である事を指摘する。
この事象が地震津波であったとする主たる１次史料として、新収『新収日本地震史料（第1巻）』に掲載されている「越後国式内神社考証」ならびに「紫雲寺新田由来記」がある。「越後国式内神社考証」は、「古代・中世の地震・噴火史料データベース」（石橋・古代中世地震史料研究会，2011）に史料等級C（明治時代以降に作成・刊行された記録・文書等。一部に理学的な調査報告書等を含んでいる。）の史料として収録されている。史料には、『（前略）寛治年間、地震大津浪ニテ、寺泊辺ヨリ角田浜新潟辺マデスベテ変地セシ砌、赤塚村民家モ、当今ノ地ニ転居シテ、船江神明ト民家ト遙ニ隔レル故、居村ノ伊邪那岐社自然鎮守神ノ如クニナリ、後吉田家ヨリ赤塚神社号ノ許可ヲ得テ氏神ト致シ候（後略）』と寛治年間に地震大津浪があった事が記述されているが、その詳細は不明であり、日付に関する記述もない。
「紫雲寺新田由来記」は、江戸時代の干拓により新田開発が進められた旧塩津潟（紫雲寺潟：現在の新潟県新発田市紫雲寺地区および胎内市塩津地区）の由来を記した史料である。新収に『海蔵寺住職快秀附記して曰く七十三代堀川院寛治六年戊辰年大津波大地震蒲原岩船陸地となる』と附記があるが、上述の史料と同様に日付に関する記述はなく、干支についてもい。なお、寛治六年の干支は壬申であり、戊辰は寛治二年のことである。 越中・越後等では貞観五年六月十七日（ユリウス暦：863年7月6日、グレゴリオ暦：863年7月10日）の大地震発生が「日本三代実録」に記録されており、この大地震と寛治六年八月三日の大風・大波（高潮）が混同され、大地震大津波とされた可能性も否定できない。
この事象の発生日には、諸国において甚大な気象災害が発生した事が記録されている。例えば、一方、同時代史料である「扶桑略記」には『寛治六年壬申（中略）八月三日甲寅，大風，諸國洪水。高潮之間，民烟田畠多以成海。百姓死亡，不可稱計。伊勢太神宮寶殿一宇，并四面廊等，皆為大風顛倒』とあり、大風（台風）により、伊勢神宮を始めとする諸国で洪水や高潮が発生した記述はあるが、地震津波に関する記述は見当たらない。また、「勘仲記」（鎌倉時代後期の公卿藤原兼仲による日記）の弘安十年二月三日ノ条には、『寛治六年八月五日（中略）親定朝臣言上云、今月四日、二宮禰宜等書状云、為今朝大風、太神宮西宝殿傾倒、其角瑞垣同傾倒、自余御門殿舎等傾倚　四面玉垣荒垣等並損、又豊受宮外幣殿、瑞垣御門、四御門並齋王御輿宿、庁舎等皆傾倒者』とあり、同様に大風による被害記述に限られる。更に『十三日祭主親定言上　去四日大風太神宮西賓殿豊受宮東西賓殿傾倒』（「十三代要略」）と、こちらも大風の記述に留まる。
8～9月は一年を通じて最も台風の発生数ならびに上陸数が多い時期にあたり、死者・行方不明者数5000名以上の甚大な被害を生じた1959年（昭和34年）台風15号（伊勢湾台風）は９月26日夕刻に紀伊半島先端に上陸後、本州中部を縦断し富山～新潟県沖へと抜けていった。寛治六年八月三日の事象が地震津波であれば、何らかの震動（揺れ）やそれによる被害に関する記述が期待されるが、そういった記述が残されていない事から、この事象が地震であったとする明確な根拠はない。残存する史料が限られているが、これらの検討によれば、寛治六年八月三日の越後における事象は地震津波ではなく、むしろ伊勢神宮を始めとする諸国に被害を及ぼした大風（台風）による大波（高潮）であった可能性が高いと結論付けられる。

謝辞：本研究は、文部科学省受託研究「日本海地震・津波調査プロジェクト」の一環として実施されまし

© 日本地震学会

た。記して感謝いたします。

© 日本地震学会

Evaluation of the 1707 Hoei earthquake tsunami observed in Nagasaki Port.

*Makoto NEMOTO[1]

1. OYO Corporation

1707年宝永地震では、当時の長崎港で津波が観測され、複数の歴史史料に記録が残されている（例えば、都司ほか, 2014）。歴史史料「日新記」によれば、地震から3時間後に潮位の変化があり、7～8時間後に最高水位に達して、沿岸の道路や蔵が浸水している。
本研究では、1707年宝永地震における長崎港の津波の再現計算を行い、歴史史料の記録と比較を行った。断層モデルは、Furumura et al. (2011)のモデルを用い、東北大学の津波計算コード「TUNAMI」を用いて津波シミュレーションを実施した。なお、長崎港の地形状況は1707年宝永地震当時と現在では大きく異なっているため、計算に用いる地形データは旧版海図や1700年頃の推定海岸位置の資料に基づき設定した。津波シミュレーションの結果、歴史史料の記述内容を良く説明する津波の時系列波形を得ることが出来た（図1）。津波シミュレーションで最も水位が高くなるのは地震発生から約7時間後だが、この時間がちょうど満潮に重なっており、最高水位はT.P.+2.3m程度と推定される。一方、都司ほか（2014）は蔵への浸水が生じた長崎港新地（1702年に築造された埋め立て地）の地盤高を現地測量に基づき2.6ｍ、浸水高を3.1ｍと推定しており、本計算で得られた最高水位T.P.+2.3ｍはそれよりも低い。しかし、地盤標高は近代の埋め立てにより変化しており、長崎市埋蔵文化財調査協議会（1996）の発掘調査では、新地築造当初の遺構と推定される蔵の敷石の標高はおおよそT.P.+2.0mと測量されている。そのため、今回の計算で得られた最高水位T.P.+2.3mは、歴史史料に記載されている蔵への浸水と矛盾せず、妥当と考えられる。
ところで、近世以降の南海トラフの巨大地震としては、1707年宝永地震の他に1854年安政南海地震、1946年昭和南海地震が発生しているが、両地震では長崎港での津波は報告されていない。この理由を確認するため、長崎に大きな津波をもたらす波源の分析を行った。具体的には、南海トラフに長さ100km、幅50kmの矩形上の津波波源を網羅的に設定して、津波シミュレーションを行い、長崎港における最高水位を比較した。その結果、豊後水道南の日向灘沖に波源が位置する場合に、長崎港で津波が特に大きくなることが分かった。Furumura et al. (2011)は、大分県佐伯市龍神池の津波堆積物に基づいて1707年宝永地震の波源が日向灘沖まで達していることを示しているが、本分析の結果はこれと調和的である。

© 日本地震学会

津波シミュレーション結果

① 六つ半（午後7時頃）に潮が満ち、八朔頃の大潮（約1.50m）よりも一尺余りも高くなって間もなく引いた
→ 計算値は1.85 mであり整合する

② 五つ過ぎ（午後8時）に潮が満ち、新地蔵が浸水
・新地の地盤標高＝2.0m
→ 計算値は約2.3 mであり、矛盾しない

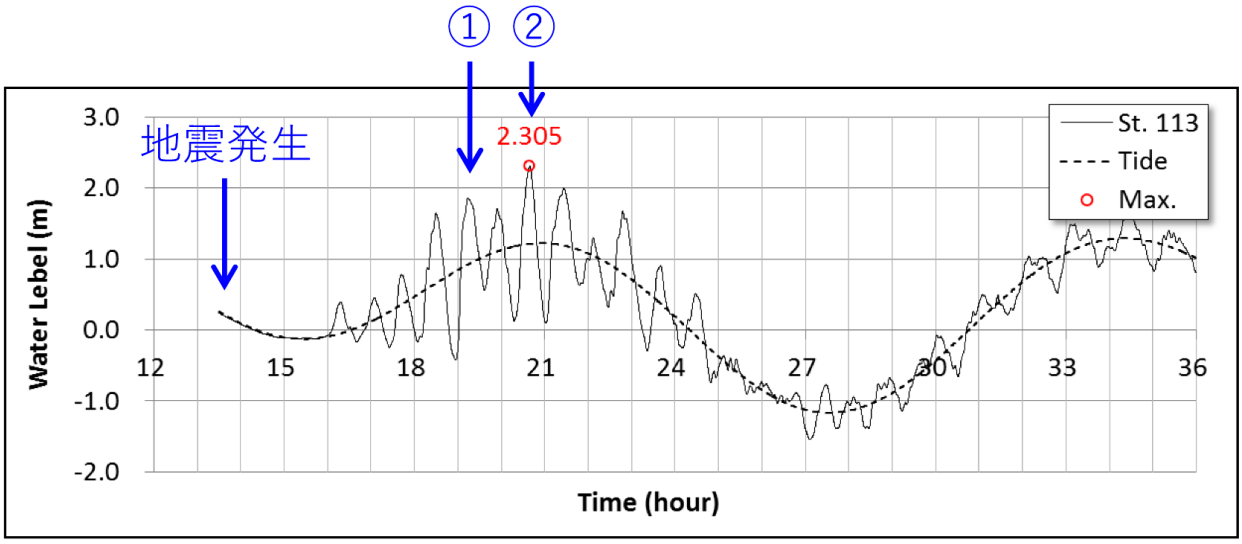


図. 津波シミュレーションで得られた長崎港の津波波形
地震発生時間を1707年10月28日13:30と仮定し、当日の潮汐を加算

© 日本地震学会

Discussion on a tsunami struck Chosa villege accompanied with the 1914 Sakurajima earthquake

*Reiji KOBAYASHI[1]

1. Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University

1. はじめに
1914年1月12日10時過ぎ，桜島の大正噴火と呼ばれる噴火が始まった。噴火開始から約8時間後の18時28分頃，噴火が継続している中，マグニチュード(M)7.1の地震が発生した（以降，1914年桜島地震と呼ぶ）［例えば，今村 (1920)，Omori (1922), 宇津 (1979)］。この地震の震源断層についてはまだよく分かっていない。

この地震では津波も観測されている［例えば，長谷川謙 (1914), Omori (1914)］。このことは震源断層が海域に存在している可能性を示す。震源断層の位置についてなんらかの拘束条件が得られることを期待して，本研究では，さまざまな文献における津波の記述を集めてきた。小林（2019, 日本地震学会2019年秋季大会）と小林・他（2020, JpGU-AGU 2020年大会）では，学術的な文献や，噴火についてまとめた書籍，および鹿児島湾沿岸自治体の郷土史誌を調べた。確実に津波があったと思われる場所は，鹿児島市，谷山村，西桜島村であった。

帖佐村（のちに姶良町，現在は姶良市）においても津波や海嘯の記述が見られる［例えば，姶良町郷土誌編集委員会 (1968)「姶良町郷土誌」］。小林・他（2020）は，松山 (1935) や有川 (1933) から，この津波が暴風による高潮である可能性を示した。
本発表では，帖佐村の津波の記述について，さらに文献を集めて検討を進めた結果を述べる。

2. 帖佐村およびその周辺におけるさまざまな記述
姶良町郷土誌編集委員会 (1968)「姶良町郷土誌」における津波の記述は，製塩業の節における，「大正三年一月十二日突如桜島爆発が起こり, 続発する大地震のために大津波が襲来して, さしもの丈夫な堤防も忽ち決壊し, 今までの塩田は一瞬にして一面の海と化し, その惨状は想像も出来ない有様となった。」である。これはのちの増補改訂版［姶良町郷土誌改訂編さん委員会 (1995)］でもほぼ同様の内容で記されている。一方，同じ「姶良町郷土誌」でも，護岸工事の節においては，「この間に大正三年一月桜島の爆発の際, 高潮が襲来してその中央部が百余米も欠壊するという惨事を呈した。」と書かれている。どちらも同じ現象を示していると思われるが，前者は津波，後者は高潮と表記された。なお，この日は冬で台風などはなく，海は穏やかだった［例えば，野添 (2012) p88］。高潮については，低気圧の吸い上げや海岸への風の吹き寄せが原因とされる。したがって，帖佐村での現象は高潮ではないと言える。

東に隣接する加治木町に関しては，「桜島大正噴火誌」［鹿児島県 (1914)］に，津波を警戒して消防手に30分おきに監視させた，という記述がある。しかし，津波を見たという記述はなかった。本田 (1914)の「桜島大噴火と加治木」という記事によると「……海嘯は幸に來なかった併し今夕來る夜中に來ると流説紛々たる……」という記述があり，津波はなかったと認識されている。帖佐村で大津波とされる津波があれば，加治木町で監視をしていた中で津波が見られないのは不自然である。

帖佐村の周辺では，地盤沈下による塩田への海水流入の記述も見られる。帖佐村においても松山 (1935) において「櫻島大噴火による沈降現象と暴風による津浪現象とが鹽田の堤防數十間を破壊して, 一面の蒼海と化し, その浸水は松原民家を脅かすに至り生業を奪ひ, 目も當てられない惨状を呈したのであつた。」と書かれている。ここでの暴風による津浪現象というのは，当日の話ではなく，その年の夏の暴風による高潮のようである［例えば，姶良町郷土誌改訂編さん委員会 (1995) p582］。沈降現象時に海水流入が起こったかどうかはこの

© 日本地震学会

記事のみからでは分からない。地盤沈下に関しては，水準測量により鹿児島湾北部において観測されている［例えば，Omori (1920)］。

3. まとめ

以上のことから，帖佐村では，次のことが起こったと考えられる。地震発生直後，津波の襲来はなかった。地盤沈下が起こり，見かけ上海水面が上昇した。このことが，文献によっては，津浪と表記されたり，高潮と表記されたりした。その年の夏，暴風によって高潮に襲われ海水が流入し塩田は壊滅的な被害を受けた。

© 日本地震学会

Seismic reflection survey in Ogura-ike area, south of Kyoto basin

*Tomotaka Iwata[1], Kimiyuki Asano[1], Masayuki Yoshimi[2], Koji Yamada[3], Motoki Sawada[3]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST, 3. Hanshin Consultants Co. Ltd.

はじめに

京都盆地–奈良盆地断層帯は、山科盆地から山城盆地、奈良盆地の東縁にかけて、ほぼ南北方向の走向を持つ断層帯である。活断層は京都市山科区から奈良県桜井市に多数存在する一方、中央付近の京都府宇治市から城陽市にかけては活断層が存在しないことから、この区間を境に、京都盆地–奈良盆地断層帯北部と南部に分けられ、京都盆地–奈良盆地断層帯南部を奈良盆地東縁断層帯と呼んでいる（地震調査研究推進本部、2001）。これらの断層帯等の形状や京都盆地南部、山城盆地、奈良盆地など当該地域の盆地東縁部の地下構造を対象とした人工震源による反射法地震探査はこれまで、小泉・他(2002)の黄檗断層周辺域、京都府地震被害想定調査の一環として行われた平成17年度A測線（宇治市大久保測線）、B測線（精華町測線）（ともに京都府地震被害想定調査委員会、2006）、大阪一鈴鹿測線（該当地域では京田辺市を横切る）（文部科学省研究開発局・他、2005）、および奈良盆地の奈良市天理市境界付近の測線（奥村・他、1997）である。ここでは、奈良盆地東縁断層帯（京都盆地ー奈良盆地断層帯南部）等を横断することにより活断層の位置および形状の解明と断層帯周辺の地下構造を把握することを目的として、京都盆地南部の巨椋池周辺（巨椋池測線）において実施された反射法地震探査の結果を報告する。

調査区間と解析方法

今回の巨椋池測線は、西は京都府久世郡久御山町東一口から、東は宇治市五ケ庄京都大学宇治キャンパスに至る約5.6 kmである。震源車は中型バイブレータを利用している。現地作業期間は、令和元年11月25日から12月2日であった。解析方法は、初動読み取りによる屈折波トモグラフィ解析による静補正、速度解析、CMP重合、マイグレーションによる深度断面作成を行った。

探査結果

盆地基盤面深度は、測線西では約800 m程度で、凹凸がみられるものの、測線の中ほどまではその程度の深度であるが、測線半ばから東側は、基盤面深度がだんだんと浅くなっており、測線の東端の京都大学宇治キャンパス構内では基盤面深度は約350 m程度となる。この間、水平距離約2.5 kmの間で0.5 km程度浅くなっていることになる。堆積層内に見られる明瞭な反射面は連続していて、基盤面深度の変化が小さいところではほぼ水平にイベントが並んでいるが、測線半ばから東のほうは、基盤面深度の変化に伴い、堆積層の反射面も傾いている。また、この傾斜している範囲では、堆積層内の反射面に東に下がる断層面に見える小さな不連続が存在していた。

測線西側には、平成14年度に京都市によって行われた基盤に達するボーリング（KD-0孔）があり、京都市の堀川ー巨椋池測線（平成10年度）とも交差していることから、これらの情報と対比することで、堆積層内の鍵層や深度断面の解釈を実施した。加えて、本測線の東の黄檗断層周辺で実施された小泉・他(2002)との測線とのマージも実施し、京都盆地東丘陵部からの断面を作成した。基盤深度面分布は、強震動予測のための地下構

© 日本地震学会

造モデルの高度化に活用する。本調査によって得られた深度断面と周辺において実施された既存の断面を比較し、本深度断面において観察される盆地基盤形状および堆積層の傾斜状況や、活断層図に見られる測線北側に分布する桃山断層や黄檗断層の上盤側の活褶曲や測線の南側に現れる宇治の段丘面（宇治傾動帯、脇田・他, 2013）との対応を議論する。

謝辞

本調査は文部科学省科学技術基礎調査等委託事業「奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測」の一環として実施された。京都市(1998, 2002)、小泉・他(2002)の探査結果等を利用させていただいた。記して感謝いたします。

© 日本地震学会

Seismic reflection survey across the "Tarusaka Fault”, Mie Prefecture, Central Honshu.

*Taku KOMATSUBARA[1], Yasuhiro Akinaga[2], Motoki Sawada[2], Masaki Suehiro[2], Tatsuya Terada[3]

1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Hanshin Consultants Co., Ltd., 3. Univ. of Tokyo

鈴木ほか(1996)、岡田・東郷(2000)は、四日市市街地北部の桑名断層と四日市断層の接続部に「垂坂断層(確実度1)」を記載したが、池田ほか(2002)以降の活断層図では「垂坂断層」に関する記載は削除されている。この断層の有無について、反射法地震探査とボーリングを行った。その結果、「垂坂断層」通過地点付近では、幅1ｋｍにわたり東海層群以上の地層がゆるく南西に傾斜する構造が認められたものの、鈴木ほか(1996)で断層崖と想定した比高10ｍ程度の崖地形は断層崖ではなく、段丘崖であることが判明した。しかし、反射法探査で認められた東海層群以上の地層の傾動は第四紀後期まで継続していると考えられ、この傾動が起震性の構造か否かにさらに検討を加えたい。

引用文献
鈴木ほか(1996)1：25,000都市圏活断層図「四日市」国土地理院
岡田・東郷(2000)「近畿の活断層」東京大学出版会
池田ほか(2002)「第四紀逆断層アトラス」東京大学出版会

© 日本地震学会

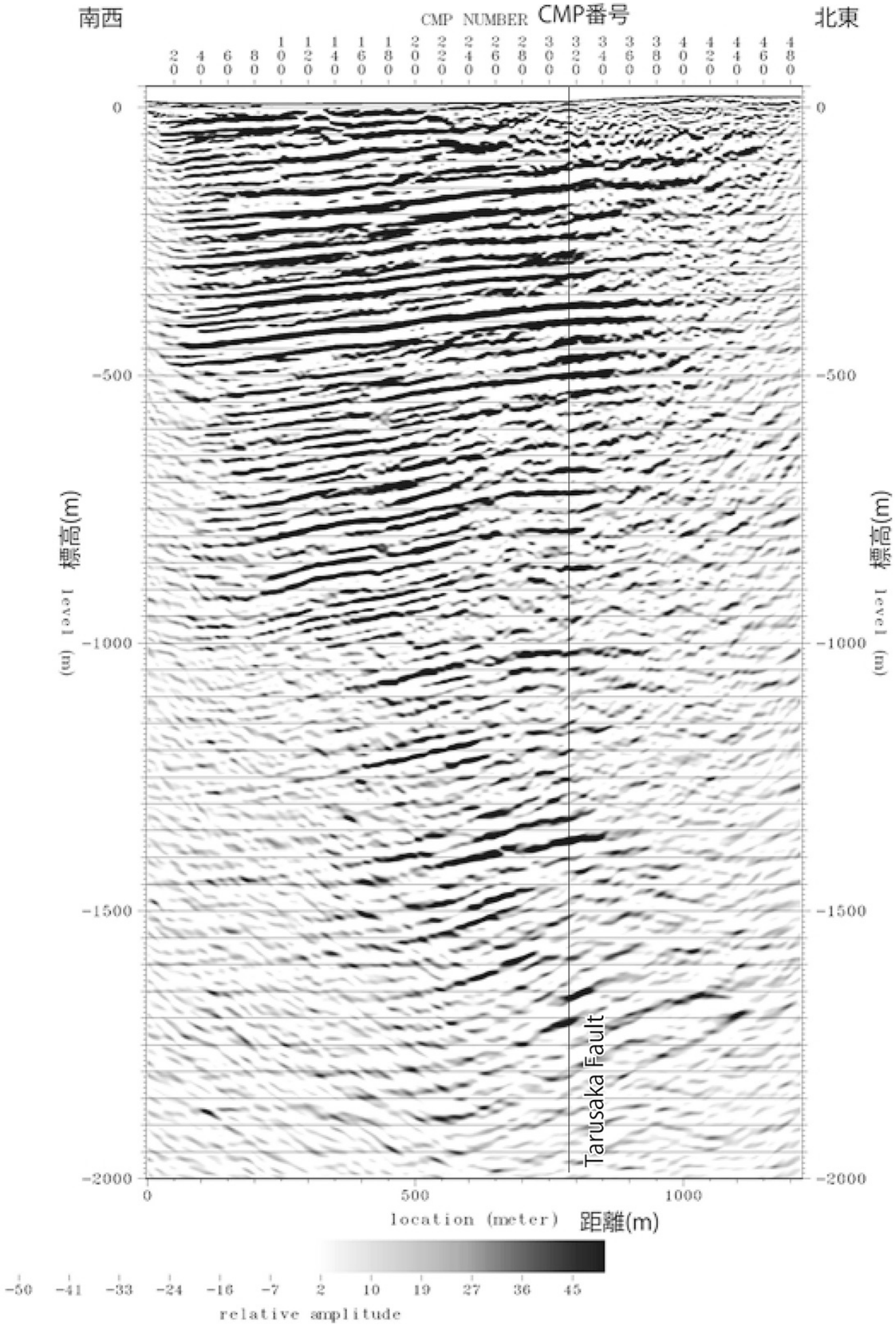


Figure Depth converted seismic section across the “Tarusaka Fault” No vertical exaggration.

© 日本地震学会

Estimation of the Sumatran fault segments using SITES method

*Tadashi Yamashina[1], Makoto Okubo[1], Takao Tabei[1], Muksin Umar[2], Nazli Ismail[2]

1. Kochi Univ., 2. Syiah Kuala Univ.

インドネシア、スマトラ島北部のスマトラ断層の断層面など地下構造を理解するため、断層周辺で得られた地震波形記録に地震波干渉法による地下構造推定法であるSITES法（大久保, 2009, JpGU2009, S157-015）を適用した。スマトラ断層の各セグメントでは中規模の地震（M> 5）の発生可能性があり、科学的研究だけでなく災害軽減のためにも、断層の位置や形状を詳細に調査することが重要となっている。

本研究で用いるSITES法は、一般的には鉛直成分記録のみを用いる地震波干渉法を3成分の記録全てを用いるように発展させた解析手法であり、地震波反射面（例：断層、帯水層）の空間的な広がりを一観測点での記録からも評価可能である利点を持つ。我々は、スマトラ断層のセグメントの１つであるSeulimeumセグメント周辺で行った地震観測の記録に対してSITES法を適用した。断層面からの反射波と考えられる信号を抽出することができ、反射面の存在を示唆する初期的な結果を得ている（Yamashina et al., 2019, AGU Fall 2019, S11D-0373）。したがって、SITES法はスマトラ断層の位置や形状の調査に適用が可能と評価している。

本研究では、2011－2015年にスマトラ島北端部Ache州を中心に行われた臨時地震観測で得られた3成分記録を用いた。観測に用いた地震計はSercel社L-4C-3D（固有周波数：1 Hz）または近計システム社KVS-300（2 Hz）、データ収録には近計システム社EDR-7700またはEDR-X7000を用いた（山品・他, 2015, 平成26年度地震研究所職員研修会アブストラクト集, P-08）。

本発表では、スマトラ断層Ache、Seulimeum 両セグメント近傍で行われた地震観測により得られた記録に対してSITES法を適用して得られた解析結果を示す。

謝辞：本研究では、科研費JP24403005、JP17H04577によって得られたデータや成果を利用しました。

© 日本地震学会

Seeking for better source models for near-fault strong ground motion prediction considering shallow structure: An example from the 2016 Kumamoto earthquake

*Kimei Norimatsu[1], Shinji Toda[1]

1. IRIDeS, Tohoku University

１．はじめに

フリングステップのように、断層すべりに起因し、永久変位を生じさせるような強震動は断層近傍の建物を傾斜させるなど、大きな被害を引き起こすことが予想される。日本国内では都市部でも活断層が確認されており、それらの活断層が活動した場合には被害はきわめて甚大になり得る。そのため、起こり得る地震災害の影響をあらかじめ推定することは重要であり、従来から様々な研究者や行政機関等で検討されてきた。しかし、壊滅的な被害も考えられる断層近傍についての検討はまだ十分にはすすんでいない。本研究は断層近傍における大変形をともなう大規模地震について、その強震動予測手法を構築することを目的としている。強震動予測に必要なものとして、断層モデルと計算アルゴリズムが挙げられ、これらはともに高度化・詳細化の検討をしていく必要がある。ここでは、断層モデルの設定方法の検討について報告する。

２．断層モデル設定方法の検討

断層近傍地域の強震動を検討するためには、断層形状の詳細なモデル化が必要である。本研究では2016年熊本地震を例に、先行研究で得られている断層モデル（田中ほか、2019）を用いてパラメータースタディをおこなうことによって、強震動予測に大きく寄与するパラメターを特定し、それらを適切に想定する方法について検討した。

・観測データのみでは推定することが困難なパラメターの設定

ⅰ）断層下端深度；断層下端深度は震源決定の精度や断層下端に対する見解のちがいから、推定が困難なパラメターの１つである。今回は、震源分布、複数の震源インバージョン結果、キュリー点深度等の異なる視点の先行研究を参照し設定することとした。

ⅱ）Q値；Q値は物理探査結果等を援用しても推定が難しいパラメターである。今回は標準的な値に対してQ値を増減させた速度構造モデルを用いて強震動計算を行い、その結果を比較することで、Q値が予測強震動にどのように影響するかを評価した。その結果、小さな差異は確認されたが、影響は小さいと判断し、Q値の不確定性を考慮する必要は無いと判断した。

・断層浅部の構造の検討

ⅰ）出ノ口断層の形状に関する検討；遠田ほか（2016）は地表地震断層の現地調査から、出ノ口断層と布田川断層が地下3㎞前後で収斂していることを示した。この知見から出ノ口断層下端を浅く設定した断層モデルを設定し、田中ほか（2019）にもとづく断層モデルと、強震動計算結果および地殻変動計算結果を比較した。出ノ口断層の下端を浅く設定することで、布田川断層および出ノ口断層の並走区間で変位が集中することを確認した。また、断層浅部の構造が断層近傍の強震動および地殻変動に大きく影響することも確認した。

ⅱ）断層上端形状の検討：いくつかの先行研究により断層浅部の構造は強震動予測に大きく影響する可能性が示された。しかし、従来の断層モデルは震源分布や震源インバージョン結果をもとに断層モデルを設定していることから、単純な形状として表現される傾向にある。ここでは、遠田ほか（2016）で示されている地表地震断層分布も採用し断層モデルを設定した。

・既往の断層モデル設定方法とのちがい

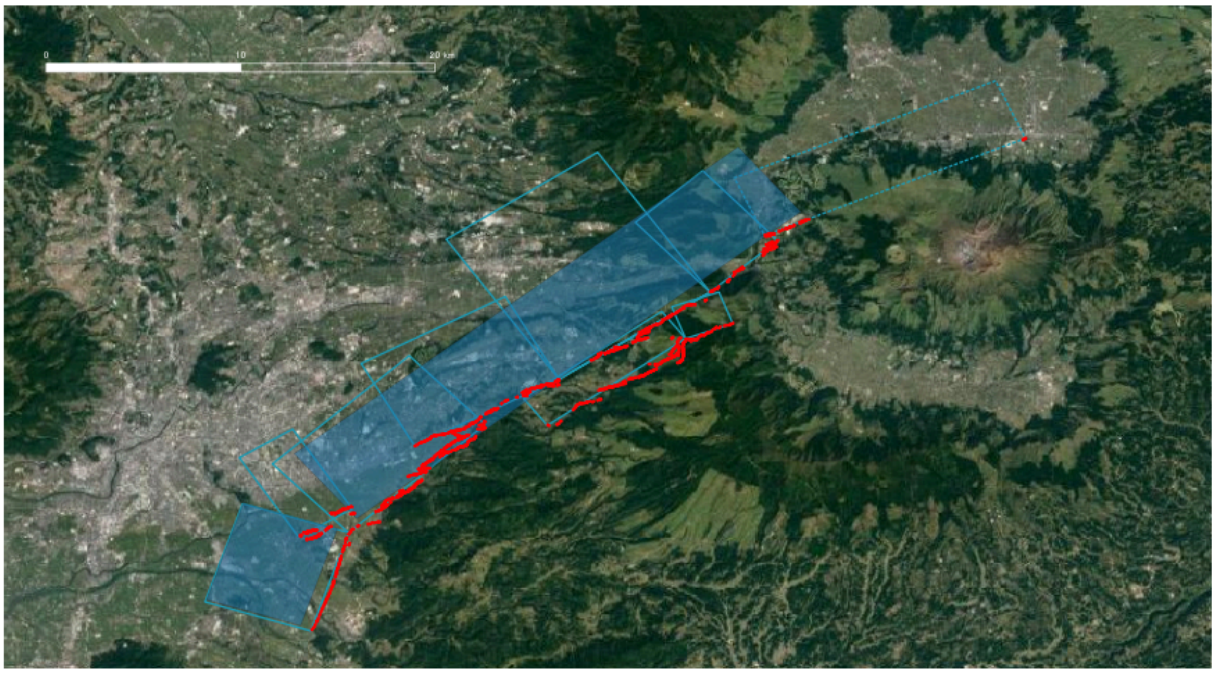
既往の断層モデル設定方法として「強震動レシピ（地震本部，2017）」の方法を参照して設定した断層モデルと、本研究で設定した断層モデル、田中ほか（2019）にもとづく断層モデルの強震動計算結果および地殻変動計算結果を比較した。強震動レシピの方法にもとづいて設定した断層モデルでは、強震動および地殻変動は他の断層モデルを用いた場合よりも小さく推定された。

© 日本地震学会

3．まとめと課題

「強震動レシピ」では、地震発生層内のみを想定した手法となっている。今回の検討では、浅部の構造が断層近傍の強震動や地殻変動に大きく影響する可能性が示され、断層近傍地域の防災・減災策を進めるうえで重要であることを確認した。断層浅部の構造を十分考慮して詳細な断層モデルを設定するためには、地表地震断層や活断層などの地形・地質情報を使用することが有効と考えられる。地形・地質情報は発生した地震を説明する断層モデルを設定する場合のみならず、常時地震活動の低い地域での断層モデルの設定にも有用な情報である。

今後の課題として、地震発生層上端以浅のモーメント量の扱い方について検討が必要である。地表近傍の応力降下量については今のところ詳細かつ明確な推定基準がない。大地震時に、無視できるくらい小さい地震モーメントしか発生させないのか、それとも地下深部と同様のモーメントを割り当てるべきなのか、予測にあたっての地震発生層上端以浅の扱い方を整理する必要がある。また、地表地震断層等の断層形状を示す地形・地質情報をモデル化する際の精度についても、それらがどの程度、計算結果に影響するかについて比較検討することも重要である。



本研究で設定した断層モデル。赤線は遠田ほか（2016）の現地調査による地表地震断層を示す。枠線は本研究で検討した方法を用いて設定した断層モデルであり、塗りつぶしは強震動レシピの手法を参照し設定した断層モデルを示す。

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S12. Rock experiment, rock mechanics, and crustal stress

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S12P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S12P-01] Thermal maturation of carbonaceous material as a proxy for frictional heating in a fault 1 : Experimental evaluation of kinetic effect

○Shuhei Yamashita[1], Tetsuro Hirono[1] (1.Osaka Univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S12P-02] Thermal maturation of carbonaceous materials as a proxy for frictional heating in a fault 2: Experimental evaluation of reactivity under hydrous condition

○Keita Iwagaki[1], Tetsuro Hirono[1] (1.Department of Earth and Space Science, Graduate School of Science Osaka University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S12P-03] Thermal maturation of carbonaceous materials as a proxy for frictional heating in a fault 3: Experimental evaluation of effect of repeated earthquakes

○Yutaro Shimamura[1], Tetsuro Hirono[1] (1.Osaka University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S12P-04] Acoustic monitoring of the internal state of gouge layer during friction experiments

○Kohei Nagata[1], Masao Nakatani[2], Shingo Yoshida[2] (1.Meteorological Research Institute, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Thermal maturation of carbonaceous material as a proxy for frictional heating in a fault 1：Experimental evaluation of kinetic effect

*Shuhei Yamashita[1], Tetsuro Hirono[1]

1. Osaka Univ.

地震時に断層で生じる摩擦発熱の温度指標として，炭質物の熱熟成反応が古くより用いられている．しかし，炭質物は複雑な分子構造を持ち，いわゆる初期熟成度によって，亜炭から瀝青炭，無煙炭と区分される．また，地震時には，温度は急激に上昇し，さらに剪断によるダメージによって鉱物粒子だけでなく炭質物も剪断変形を受ける．しかし，炭質物による摩擦発熱指標として，これらの因子は包括的に精査されていない．そこで，本研究では，初期熟成度の異なる3種の炭質物（褐炭, 瀝青炭, 無煙炭）とグラファイトを対象とし，摩擦試験機で剪断ダメージを加え，さらに管状加熱炉を用いて加熱処理を施した状態での熟成度の変化を体系的に精査した．摩擦実験は，発熱を抑えるため，速度1 mm/sに設定した上で，軸荷重が1 MPaと3 MPaの2通り，加熱実験は数 10 ˚C/秒と0.1 ˚C/秒の2通りの昇温速度にて，100 ˚C 刻みにて300～1300 ˚Cまで加熱した．その後，加熱後の試料において，赤外・ラマン分光にて，分子構造を分析した．その結果, 赤外分光において，褐炭では，遅い昇温速度では730 ˚Cで, 剪断後試料のC-H鎖の消失が見られ、剪断前試料と比較するとピーク消失温度は80 ˚C低かった．速い昇温速度では，970 ˚CでC-H鎖の消失が見られ, 摩擦前後試料でピーク消失温度の違いはなかった.瀝青炭では，遅い昇温速度では730 ˚Cで, 速い昇温速度で970 ˚CでC-H鎖の消失が見られ, 摩擦前後試料でピーク消失温度の違いはなかった．無煙炭では，遅い昇温速度では730 ˚Cで, 速い昇温速度で970 ˚CでC-H鎖の消失が見られ，摩擦前後試料でピーク消失温度の違いはなかった. グラファイトでは，ピークの変化が見られなかった．ラマン分光分析において，褐炭，瀝青炭，無煙炭，グラファイトにおいて，強度比の有意な差は見られなかった.
以上の一連の実験・分析の結果，摩擦発熱指標としての炭質物の熱熟成反応を適応する際には，炭質物の初期熟成度と昇温速度およびメカノケミカル効果を十分に考慮する必要があると結論づけることができる．

© 日本地震学会

Thermal maturation of carbonaceous materials as a proxy for frictional heating in a fault 2: Experimental evaluation of reactivity under hydrous condition

*Keita Iwagaki[1], Tetsuro Hirono[1]

1. Department of Earth and Space Science, Graduate School of Science Osaka University

地震性滑りに伴う摩擦発熱によって引き起こされる反応として，炭質物の熱熟成反応が挙げられる．この反応は温度上昇に伴う不可逆的な反応であり，断層中の摩擦発熱による温度上昇の推定に広く用いられている．しかし，実際の地震発生時の断層は水で満たされた状態であるにもかかわらず，水が炭質物の熱熟成反応に及ぼす影響については未だ精査されていない．そこで本研究では，初期熟成度の異なる２種の炭質物（褐炭，瀝青炭）を用い，水と共にガラス管に真空封入し，加熱処理を実施し，水と共存する状態での炭質物の熱熟成度の変化を実験的に精査した．加熱実験では，炭質物-水量比（2:1及び1:4），ターゲット温度（300～1300 ˚C），昇温速度（15 ˚C/min及び100 ˚C/sec）・最高温度保持時間（40 s～5 h）を変化させて加熱を施した．その後，実験後試料において，赤外・ラマン分光分析による分子構造の解析を行った．その結果，炭質物-水量比が2:1における300, 800, 1300 ˚Cでの40秒間の加熱，1:4における350 ˚Cでの1, 3, 5時間の加熱による，官能基の離脱・グラファイト構造の発達に，水の有無による有意な差が見られなかった．
以上の結果から，水は炭質物の熱熟成反応に影響を及ぼさないと言え，これまでに構築されてきた地震時の摩擦発熱指標としての炭質物の熱熟成反応は，そのまま適用することができる．

© 日本地震学会

Thermal maturation of carbonaceous materials as a proxy for frictional heating in a fault 3: Experimental evaluation of effect of repeated earthquakes

*Yutaro Shimamura[1], Tetsuro Hirono[1]

1. Osaka University

地震下において解放されるエネルギーの大部分が断層での摩擦発熱であるため、この摩擦熱を推定することが地震のメカニズムの理解へとつながる。炭質物は加熱に伴い弱く複雑な化学結合が分解され、官能基の脱離が起こり、最終的にはグラファイト構造への変化が見られる。この反応は不可逆的であるため、先行研究では赤外分光法・ラマン分光法や質量分析法、ビトリナイト反射率測定、元素組成分析など様々な手法が試されてきた。しかし、これらは繰り返す地震による累積加熱の影響を議論していない。よって、本研究では炭質物の熱熟成反応における累積加熱の影響を測定するため、室内での加熱実験および分光分析を実施した。試料は瀝青炭と無煙炭の2種類で、それぞれをガラス管に真空封入後、管状加熱炉において100, 300, 500, 700, 900, 1100, 1300 C での40秒間加熱を、累積加熱のため1, 10, 100回行った。その後、実験前後の試料両方で赤外分光分析・ラマン分光分析を行った。結果として、700 C以下での加熱では各温度各回数において違いが見られなかった。しかしながら、900 C以上では温度によっては有意な差が認められないものもあるが、複数の温度において加熱回数が多いほど熱熟成が進んでいることが確認された。よって、このことから地震時の短いタイムスケールにおける摩擦発熱においても、繰り返し熱が与えられた場合には熱熟成が進行してしまうと結論づけられる。これにより、先行研究における炭質物を用いた断層摩擦熱推定では過大に評価されている可能性があるといえる。

© 日本地震学会

Acoustic monitoring of the internal state of gouge layer during friction experiments

*Kohei Nagata[1], Masao Nakatani[2], Shingo Yoshida[2]

1. Meteorological Research Institute, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

断層面の力学特性が固体同士の接触具合だけで決まる岩石間の摩擦とは異なり，ガウジ層を含む断層においては，時間依存の固体間真実接触（GPaオーダーの応力下にある）面積 [e.g., Dieterich (1972), Dieterich and Kilgore (1994)] だけでなく，粒子位置の大規模な幾何学的再配置（例えば、応力鎖の形成など）が，断層の強度に影響を与える．後者に属すると考えられるガウジ層に特有の強度変化としては，slide-hold-slide試験におけるhold開始時の剪断除荷に依存した強度回復が挙げられる[Nakatani (1998)]．また、時間に依存した強度回復が，hold時の剪断応力が低い時には見られなくなることが報告されているが、これらに対応して断層内部でどのように状態変化が進行しているかは明らかではない。本研究では，透過弾性波を用いた断層内部状態のモニタリング手法[Nagata et al. (2008, 2012)]を用いて，摩擦実験中のガウジ層を含む断層内部状態の変化の様子を観察した．

摩擦実験は、Nagata et al. (2008)と同じ構成による２軸直せん断試験により行い、＃200の篩を通過した粉砕石英を庵治花崗岩ブロックの間に挟んでガウジ層とした。ブロック間の相対速度または応力を制御することで、slide-hold-slide試験、velocity step試験を行い、その間、ガウジ層を透過する弾性波(P波)の振幅の連続観測を行った。弾性波は、1 MHzに中心周波数を持つトランスデューサ（Panametrics V103RM）を1 MHzのサイン波1周期で励起して1 kHzの頻度で送信し、ガウジ層を透過して受信された信号を10回スタックしてその全振幅を連続記録した。透過弾性波がガウジ層の厚さに対して長周期とみなせるよう、ガウジ層の初期層厚はできるだけ薄く準備し、0.5 mm、1 mmの2パターンの実験を行った。

実験の結果，初期層厚によらず、以下の結果が得られた。

・slide-hold-slide試験のhold後の載荷に伴い、hold時間の対数に比例して増加するピーク（P_1）を持ち比較的短い距離（～10 μmオーダー）で弱化するせん断応力の山と、hold時の剪断応力に依存したピーク（P_2）を持ち比較的長い距離（～mmオーダー）で弱化するせん断応力の山が見られ、P_1はhold中のせん断応力が低いほど小さくなる。これらはNakatani (1998) の観察と同様である。
・P_2もhold時間に弱い依存性を持ち、P_1が０とならない程度の実験条件の範囲では、P_1とP_2の和はせん断応力によらずにhold時間の対数に比例する。
・hold開始時には剪断応力の低下に伴う非時間依存の透過振幅の増加（ΔA_{CS}）が見られ、hold中にはhold時間の対数に比例した透過振幅の増加（ΔA_{age}）が見られた．ΔA_{CS}はP_2に、ΔA_{age}はP_1に対応すると考えられるが、P_1がほとんど見られないような場合でもΔA_{age}は観察され、むしろhold中のせん断応力が低いほどΔA_{age}が大きい傾向が見られた。
・hold後の再載荷に伴う短距離での透過振幅の減少（ΔA_{SSW}）と、その後P_2の弱化が見られる間、変位に対して線形に進行する透過振幅の減少（ΔA_{LSW}）が見られた．
・ΔA_{age}とΔA_{SSW}の変化量は等しく、ΔA_{CS}とΔA_{LSW}は等しい

これらの観察からは，P_1とP_2はそれぞれ異なる基本的には独立なメカニズムに起因して生じており、その弱化過程も独立に進行していることが示唆される。また、断層運動は両者のうち高い強度を持つ方に支配されると考えられる。

透過振幅は、これら2つの強度変化のメカニズムに対応して変化することが確認されたものの、hold後の再載荷やvelocity step試験時の透過振幅の変化の様子からは、巨視的すべり時の変位が生じているガウジ層中での

© 日本地震学会

主断層の接触状態だけではなく、主断層以外のガウジ層中の状態変化にも影響を受けていることが示唆される。主断層と複数の均質な副断層に速度・状態依存摩擦構成則を仮定し、摩擦強度の発展則としてNagata et al. (2012) に基づき修正したAgeing Lawを用いる単純化したモデルにより、初期層厚の異なる実験双方で見られたせん断応力と透過振幅の変化を概ね説明することが可能である。

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S15. Strong ground motion and earthquake disaster

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S15P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-01] Prototype of economic damage prediction system for earthquakes in Japan

○Hiromitsu Nakamura[1], Hiroyuki Fujiwara[1], Ikuo Takahashi[1], Harumi Ishimaru[2], Satoshi Shimizu[3], Masato Yamazaki[4] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Mitsubishi Space Software Co.,Ltd., 3.OYO RMS Corporation, 4.Nagoya University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-02] Study on calculation of measured seismic intensity using a velocity seismometer of natural period 1 second

○Ryoichi Nakamura[1], Motoko Ishise[1], Shin'ichi Sakai[2] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.The Interfaculty Initiative in Information Studies, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-03] Source modeling and characterization for the 2019 Off-Yamagata earthquake

○Yoshiaki Shiba[1] (1.Central Research Institute of Electric Power Industry)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-04] The rupture process of the 2016 Kumamo earthquake considering long-period pulses and ground deformations in the near field

○Hajime Iwai[1], Kazuki Koketsu[1], Hiroaki Kobayashi[2] (1.Tokyo Univercity, Earthquake Reseach Institute, Koketsu Laboratory, 2.Ltd.Takuji Kobori Reseach Institute, Ground Earthquake Research Department)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-05] Rupture process of the 2019 M_W 7.0 Ridgecrest earthquake: Comparison with the 2016 Kumamoto earthquake

○Hiroaki Kobayashi[1], Kentaro Motoki[1], Kazuki Koketsu[2] (1.Kobori Research Complex, 2.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-06] Strong Motion Generation Areas and Ground Motion Simulation for the 2019 Ridgecrest M_W7.1 Earthquake

○Kazuhiro Somei[1], Ken Miyakoshi[1] (1.Geo-Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-07] Evaluation of permanent displacement near surface rupture based on characterized source model with LMGA – case study of reverse fault type -

○Yasuhiro Matsumoto[1], Ken Miyakoshi[2], Kojiro Irikura[3] (1.Kozo Keikaku Engineering Inc., 2.Geo-Research Institute, 3.Aichi Institute of Technology)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-08] Theoretical analysis of the long-period velocity pulses observed in the 2016 Kumamoto Earthquake Sequence

○Kotaro Tarumi[1], Tomotsugu Watanabe[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1] (1.Okayama University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-09] Application of improvement of Green's function by waveform fitting

○Kunikazu Yoshida[1], Yujia Guo[1], Kazuhiro Somei[1], Ken Miyakoshi[1] (1.Geo-Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-10] Seismic intensity simulation of the entire 1923 Kanto earthquake sequence

○Hiroe Miyake[1], Satoko Murotani[2], Kazuki Koketsu[1] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2.National Museum of Nature and Science)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-11] A study on source, path, and site effects around the source area of the 2013 Tochigi-Ken Hokubu Earthquake

○Kazuhito Hikima[1] (1.Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-12] Comparison of PGA, PGV, and acceleration response spectra between the K-NET, KIK-net, and S-net strong-motion sites

○Yadab Prasad Dhakal[1], Takashi Kunugi[1], Wataru Suzuki[1], Takeshi Kimura[1], Nobuyuki Morikawa[1], Shin Aoi[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-13] Strong motion uncertainty determined from observed records on rock site for Ground-Motion Prediction Equation

○Toshimitsu Nishimura[1], Ken Miyakoshi[1] (1.Geo-ResearchInstitute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-14] Ground Motion Prediction Neural Network with Single-Path Uncertainty

○Tomohisa Okazaki[1], Nobuyuki Morikawa[2], Asako Iwaki[2], Hiroyuki Fujiwara[2], Naonori Ueda[1] (1.RIKEN, 2.NIED)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-15] Comparison of scattering variation associated with 2016 earthquakes in Korea and Japan

○MUHAMMAD ZAFAR IQBAL[1], Tae Woong Chung[1] (1.Sejong University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-16] Estimation of earthquake ground motions on the ground surface at MeSO-net stations

○Atsushi WAKAI[1], Shigeki SENNA[1], Atsushi SHIMIZU[2] (1.NIED, 2.HAKUSAN Corporation)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-17] Numerical Experiments for Simplified Prediction of Short-Distance Variation of Long-Period Ground Motion Amplitudes

○Ken Hatayama[1] (1.National Research Institute of Fire and Disaster)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-18] Relationship between the upper limit of analyzable wavelength ranges of the SPAC method and the SNR

○Ikuo Cho[1], Takaki Iwata[2] (1.Geological Survey of Japan, AIST, 2.Prefectural University of Hiroshima)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-19] Estimation of Liquefaction Risk Ratio Based on Liquefaction Point Information in Recent Earthquakes

○Shigeki Senna[1] (1.NIED)

Prototype of economic damage prediction system for earthquakes in Japan

*Hiromitsu Nakamura[1], Hiroyuki Fujiwara[1], Ikuo Takahashi[1], Harumi Ishimaru[2], Satoshi Shimizu[3], Masato Yamazaki[4]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Mitsubishi Space Software Co.,Ltd., 3. OYO RMS Corporation, 4. Nagoya University

総合科学技術・イノベーション会議が進めている戦略的イノベーション創造プログラム（SIP）の課題「国家レジリエンス（防災・減災）の強化」の一環として、防災科学技術研究所では巨大地震発生後の経済早期復旧支援を目的とする全国を対象とした経済被害予測システムの開発を進めている。このシステムは、全国を対象とした民間企業資本ストックモデルや、その資本ストックに対しハザードが与える影響の度合いを評価する手法、さらにその影響が地域や産業を超えて経済全体に波及する効果を適切に考慮した経済モデルを組み込むことによって実現する。具体的には試算した多数の経済被害シミュレーション結果や被害シナリオをデータベース化し、シナリオごとに経済被害を概観できる可視化システムを構築し、利用者による事前対策の効果算定や、地域や企業等のBCP・訓練の効果的な検討を支援可能にする。さらに、広域経済早期復旧支援のため、リアルタイム地震被害推定システム（J-RISQ）からの被害に関する推定情報を取り込み、地震発生後の広域での経済被害のモニタリングを目指す。ここでは、主に地震動や津波による経済の直接被害額に着目し、曝露モデルとしての産業別民間企業資本ストックモデルや、それぞれのハザードによる資本ストックの物的毀損に関する被害関数、それらを取り入れ試作した地震動を対象とするリアルタイムシステムについて述べる。

経済被害予測の対象とする産業別民間企業資本ストックのデータについては、公表されているものとしては都道府県単位であり、地震動や津波のハザード情報を十分に反映した空間解像度を有していない。そこで、それぞれのハザードの空間解像度に適応したメッシュ単位の産業別民間企業資本ストックモデルを構築した。具体的には、内閣府が公表する民間企業資本ストックの全国値データ等から、各年の新設投資額、除却額等を推定しながら都道府県別民間資本ストックを推計した上で、統計データや土地利用メッシュ等を基に空間分解能を細分化し、メッシュ単位の32産業別民間資本ストックモデルを構築した。構築したモデルは、内陸部は250mメッシュサイズ、沿岸部は50mメッシュサイズの空間分解能を持っており（全国で約5900万メッシュ）、地震動や津波浸水深のハザード情報を適切に反映した経済被害予測が可能となる。

地震動による資本ストックの物的毀損を評価する被害関数は、既往研究を参考に関数形状を正規分布の累積分布関数に固定し、過去の被害地震の推定震度分布と前述の曝露モデルに適用して得られる産業別被害額が実被害額に最も近い累積分布関数のパラメータの組み合わせを各産業の被害関数とした。また、津波に関しては、東北地方太平洋沖地震の浸水深と被害データから産業別の被害関数を構築した。

これまでに述べた資本ストックの曝露モデルや被害関数を実装した経済被害予測のプロトタイプシステムは、J-RISQから250mメッシュの推定震度分布を取得後、即時に直接的な経済被害予測を行う。具体的には資本ストックの毀損額および毀損率を、250mメッシュ、市区町村、都道府県単位で予測し、地図や表形式で表示することができる。また、Web APIを用いて予測結果を外部に提供する機能を実装している。構築したプロトタイプシステムは、稼働試験中である。なお、このプロトタイプシステムで扱う直接被害は民間企業資本ストックのみを対象としており、それ以外の民間住宅や公的固定資産等のストックは含んでいない。

最後に、経済被害については、ここで対象とした直接的な被害だけではなく、産業の関連性を考慮した間接的な被害の評価も経済早期復旧支援において重要であることから、今後は経済被害の波及を評価可能な経済モデルである多地域動学的応用一般均衡モデルをシステムに取り入れ、総合的に経済被害を評価できるシステムに高度化していきたいと考える。

© 日本地震学会

謝辞：本研究は、総合科学技術・イノベーション会議の戦略的イノベーション創造プログラム（SIP）「国家レジリエンス（防災・減災）の強化」（管理法人：国立研究開発法人 防災科学技術研究所）によって実施された。

© 日本地震学会

Study on calculation of measured seismic intensity using a velocity seismometer of natural period 1 second

*Ryoichi Nakamura[1], Motoko Ishise[1], Shin’ichi Sakai[2]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. The Interfaculty Initiative in Information Studies, The University of Tokyo

１．はじめに

地震時の地面の揺れ方は，地盤や環境によるため，地域差を議論するためには，できるだけ多くの稠密な観測データが必要である．しかし，一般に公表されている揺れの情報である計測震度は，気象庁による検定を受けた計器（加速度計等）の記録を用いて算出されたものでなければならないため，数が限られてしまう．臨時の現地調査や構造探査研究で得られた地震波形記録から計測震度が得られれば，より多くの地点における震度を知ることができるようになるが，臨時観測に用いられる地震計は，速度型地震計が使われることが多く，そのまま使うことはできない．昨年度，我々が北総地域（成田市・佐倉市・印西市・我孫子市周辺）において臨時地震観測を実施したときも，用いた地震計は固有周期1Hzの速度計（Lennartz electronic社製LE-3Dlite MkIII）であった．石瀬ほか（2020）では，北総地域の地面の揺れやすさの違いを比較するため，この記録を用いて計測震度相当値を計算している（石瀬ほか，2020:SSJ）．ただし，速度計の記録を用いて算出した震度相当値が，加速度計による計測震度と整合するのか，確認する必要があるが，速度計と加速度計で同時に観測した記録が無いため，比較できない．そこで，加速度計のデータを利用して，疑似的に速度計の波形データを作り，それを用いて計測震度相当値を算出して，比較検討を行ったので，簡単に報告する．

２．地震計特性および検討方法

石瀬ほか（2020）で用いた速度計の特性は，２Hzよりも短周期側でフラットな特性を持つが，それより長周期側でレベルが低下しはじめ，1Hzよりも長周期側で，さらに急勾配でレベルが低下する3つの帯域に分かれた特性を持っている．

この地震計の記録により計算される計測震度相当値が，どの程度になるかを，短周期から長周期までフラットな特性を持つ強震加速度計で得られた記録を元に検討を行った．方法は，次の通りである．

① 特性フラットの加速度記録を用い，そのまま計測震度相当値（A）を計算．
② 積分して速度記録にし，上記1Hz速度計の特性に応じ長周期成分を落とす．
③ これを微分し，再度，加速度記録として，計測震度相当値（B）をだす．
④ 計測震度相当値（A）と計測震度相当値（B）を比較する．

３．データおよび結果

首都圏地震観測網（MeSO-net；Hirata et al., 2009）によって2011年～2015年に観測されたマグニチュード４以上の8069記録を利用した．この地震計は、短周期から長周期までフラットな特性を持つ加速度計である．地中（地表から-20m）に設置されているため，地表に比べて小さな震度の値になるが，今回の検討には，この影響はない．

© 日本地震学会

解析の結果，1Hz速度計特性による計測震度相当値（B）は，フラットな特性による計測震度相当値（A）に比べて平均的に0.1程度小さくなることが示された．その標準偏差は0.13程度であるが，中には，1.3程度小さくなるものもある．

今後，計測震度相当値の差の違いの要因について検討し，適用範囲と注意点などをまとめてゆきたい．

謝辞
本研究は文部科学省受託研究「首都圏を中心としたレジリエンス総合力向上プロジェクト」の一環として実施されました．計測震度の計算では、工学院大学建築系学科久田研究室で公開されているプログラムを使用させていただきました。記して感謝いたします。

© 日本地震学会

Source modeling and characterization for the 2019 Off-Yamagata earthquake

*Yoshiaki Shiba[1]

1. Central Research Institute of Electric Power Industry

2019年6月18日に発生した山形県沖の地震(Mj 6.7)では、震源域近傍の新潟県村上市府屋で最大震度6強を記録した。前報(JpGU, 2020)では経験的グリーン関数を用いた強震記録の震源インバージョン解析を実施し、破壊開始点の北側に主要なすべり領域を有する震源モデルを推定するとともに、1964年新潟地震(Mj 7.5)の震源域との関係について定性的に言及した。本報では、前報で推定された山形県沖の地震の震源過程について、1964年新潟地震の発生に伴う応力変化の観点から再度論じるとともに、震源モデルの特性化による広帯域強震動の再現性の検証を実施した。
Shiba and Uetake (2011)は、草野・浜田(1991)によって再決定された1964年新潟地震の余震分布に基づき、本震の断層面モデルとして長さ84 km, 幅24 kmで北西傾斜の逆断層解を設定した。新潟地震の余震分布、および設定した断層面モデルの北端部分は、2019年山形県沖の地震の余震分布および本震断層面と部分的に重なっている。ただし、山形県沖の地震の断層傾斜角は南東傾斜と推定されており、新潟地震の断層面モデルとは共役の関係にある。本報では、1964年新潟地震のすべり分布モデルから山形県沖の地震の断層面（すべり角90度）に対するクーロン破壊応力変化(ΔCFF)を算定した。その結果、新潟地震とは重ならない本震断層面の南東部では、ΔCFFがすべりを促進する正の値を取ることを確認した。これは、震源インバージョン解析結果におけるすべりの大きい領域と空間的に整合する結果となっている。
次に、得られた震源インバージョン結果に基づき、広帯域強震記録を説明するための震源モデルの特性化を試みた。震源の特性化では、すべり量ならびに実効応力の大きいSMGAの位置及び面積、さらに動的パラメータとして実効応力、ライズタイム、破壊伝播速度などを決定する必要がある。ここではSMGAの位置と面積はインバージョン結果としてのすべり分布モデルから一意に設定し、動的パラメータについては焼きなまし法を用いて最適解の組み合わせを探索した。目的関数は、前報でのインバージョン解析と同じ14観測点の、速度波形と加速度包絡形のL2ノルム（残差二乗和）とした。なお、初期の検討ではSomerville et al. (1999)の基準に準拠して3個のSMGAを抽出したが、解析の結果、陸域から最も遠いSMGAについては解の収束が悪く、目的関数に対する感度がほとんどないことが明らかとなったため、最終的には2個のSMGAからなる特性化モデルとした。得られた最適モデルでは、2個のSMGAの実効応力がそれぞれ約13MPaと18MPaとなり、モデル全体の短周期レベルは壇・他(2001)のスケーリング則にほぼ一致する結果となった。一方でK-NETやKiK-net地表記録による本震の最大加速度分布は、既往の距離減衰式（司・翠川, 1999）と震源距離80㎞以下でよく整合することを確認しており、2019年山形県沖の地震の震源過程は、加速度地震動の放出レベルとしては平均的な地震であったと考えられる。

© 日本地震学会

The rupture process of the 2016 Kumamo earthquake considering long-period pulses and ground deformations in the near field

*Hajime Iwai[1], Kazuki Koketsu[1], Hiroaki Kobayashi[2]

1. Tokyo Univercity, Earthquake Reseach Institute, Koketsu Laboratory, 2. Ltd.Takuji Kobori Reseach Institute, Ground Earthquake Research Department

1. はじめに
本研究では2016年熊本地震の最大イベントの震源過程を、震源断層近傍における「長周期パルス」（長周期のパルス波）の成因を主眼として再解析する。長周期パルスは、兵庫県南部地震のような大きな速度パルスで特徴づけられるだけでなく、大きな地殻変動（静的変位）を含むという特徴も持っている（岩田, 2016）。しかし、震源断層近傍にある西原村や益城町の震度観測点の速度波形データを含めて震源インバージョンを行っている研究は非常に限られるだけでなく (Kobayashi et al., 2017)、その限られた研究でも震源断層近傍の地殻変動データが取り入れられることはなかった。そこで本研究では、西原村や益城町における加速度記録から地殻変動を抽出する試みを行い、Kobayashi et al. (2017)のデータセットにそれら地殻変動データを追加して、震源過程のジョイントインバージョンを行う。

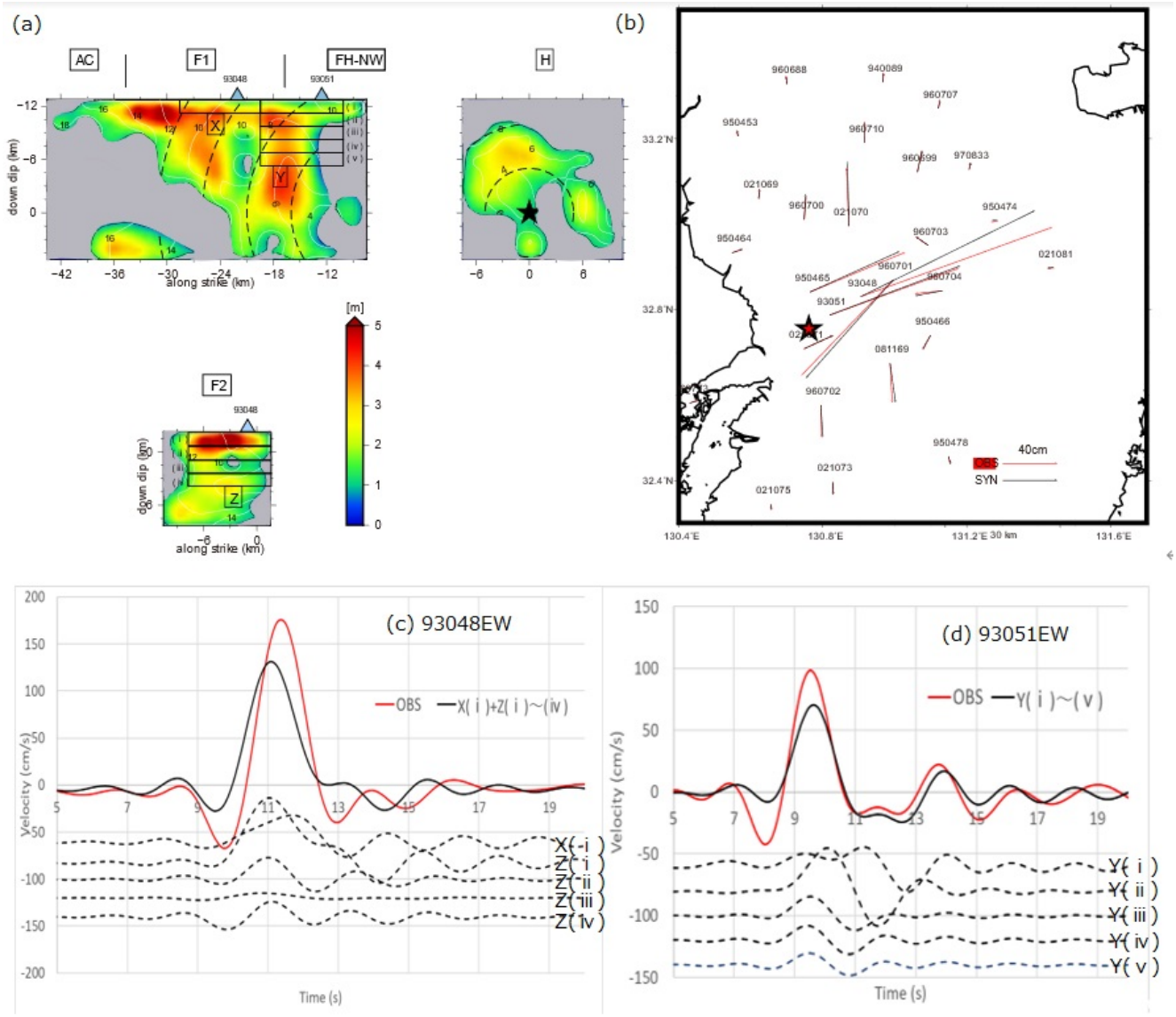
2. 震源断層近傍の地殻変動データ
西原村の震度観測点(以下93048)と益城町の震度観測点(以下93051)の加速度データに対して、台形積分を2回行うことによって変位波形を得ることを基本とする。まず加速度データについては余震と思われる箇所の手前まで55秒間のデータを用い、1回積分することによって速度波形を得た。得られた速度波形は、加速度波形の基線変化によって発散してしまっているので、基線補正を行った。基線補正前の速度波形を$v_1(t)$、基線補正後の速度波形を$v_2(t)$とする。まず試行錯誤的に発散が始まる時間t_cを決定する。Tを速度波形の全長、v_mを発散の傾斜線上のTでの値として、以下のように$v_2(t)$を決定した。

$v_2(t)=v_1(t)\ (t<t_c)$
$v_2(t)=v_1(t)-v_m(t-t_c)/(T-t_c)\ (t>t_c)$

そして補正した速度波形をもう一度積分することによって得られた、変位波形の終わり20秒の平均値を地殻変動の大きさとして決定した。

3. 震源インバージョン
インバージョン手法、グリーン関数計算法、断層モデルについてはKobayashi et al. (2017)と同じものを用いた。インバージョンを行った結果のすべり分布は図中(a)のようになった。このすべり分布から計算された合成地殻変動（SYN）と観測地殻変動（OBS）の水平成分を図中(b)で比較したが、93048と93051を含め両者は概ね合っている。(a)のすべり分布をKobayashi et al. (2017)のものと比較すると、震源断層近傍の地殻変動データを追加することにより、F1におけるすべりの一部がF2に移動し、かつF2の浅い部分に集中する傾向が見て取れる。その結果、Kobayashi et al. (2017)と同じようにF1上の小断層X-(i)、F2上のZ-(i)～(iv)からのcontributionだけで93048の合成速度波形を描いてみると、それだけで長周期パルスを8割方説明できていることがわかる（図中(c)）。また、Z-(i)～(iv)それぞれのcontribution（点線）はほぼ同時刻に到達して、directivity効果を起こしていることが見て取れる。一方、93051直下の小断層Y-(i)～(v)のすべりはKobayashi et al. (2017)と大きく変わるところがないので93051に対する結論に変化はない。以上をまとめると、通常の震源インバージョンの結果により震源断層近傍の長周期パルスと地殻変動を説明できて、特別な震源モデルを考える必要はない。他の地震と比較すると、熊本地震の場合、浅いアスペリティと上向きの破壊伝播が特徴になっている。

© 日本地震学会


(a)
AC
F1
FH-NW
H
F2
93048
93051
down dip (km)
along strike (km)
[m]
(b)
40cm
OBS
SYN
130.4°E
130.8°E
131.2°E
131.6°E
32.8°N
33.2°N
32.4°N
30 km
(c) 93048EW
OBS
X(i)+Z(i)~(iv)
Velocity (cm/s)
Time (s)
X(i)
Z(i)
Z(ii)
Z(iii)
Z(iv)
(d) 93051EW
OBS
Y(i)~(v)
Y(i)
Y(ii)
Y(iii)
Y(iv)
Y(v)

Rupture process of the 2019 M_w 7.0 Ridgecrest earthquake: Comparison with the 2016 Kumamoto earthquake

*Hiroaki Kobayashi[1], Kentaro Motoki[1], Kazuki Koketsu[2]

1. Kobori Research Complex, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

2019年7月6日にカリフォルニアのリッジクレストでM_w 7.0の地震が発生した．この地震は2016年4月に発生した一連の熊本地震の最大イベントとほぼ同規模である．そこで，本研究ではこのM_w 7.0の地震の震源過程解析を行い，Kobayashi et al. (2017)による熊本地震の最大イベント（以下，熊本地震とする）の解析結果との比較を行った．

震源過程解析には強震波形，high-rate GNSS，static GNSSの3種類のデータを使用した．強震波形データはSCEDCより入手し，high-rate GNSSはMelgar et al. (2019)による，static GNSSはUNAVCOおよびFloyd et al. (2020)によるデータを用いた．強震波形およびhigh-rate GNSSデータは0.05-0.4 Hzのバンドパスフィルターをかけた速度波形を用いた．また，数点の強震観測点については，加速度記録から補正を加えて2回積分して得られた変位波形の残留変位もインバージョンに使用した．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．グリーン関数の計算には，CVM-S4.26より構築した1Dの水平成層の速度構造モデルを使用した．

断層モデルは地表地震断層（Ponti et al., 2020）と余震分布（Lomax, 2020）を参考に北部・中部・南部の3つのセグメントからなるモデルを構築した．北部セグメントはやや南西傾斜，中部と南部のセグメントはやや南東傾斜とした．各セグメントの長さはそれぞれ16 km，12 km，24kmとし，幅はすべて14kmとした．震央はLomax (2020)によって再決定された位置を用い，震源深さは断層の離散化の都合上約5 kmとした．インバージョン解析では断層を2 km四方の小断層に分けた．各小断層の震源時間関数は幅1秒の箱型関数を12個置くことで表現した．

解析の結果，第一タイムウィンドウの破壊開始時刻を決める破壊伝播速度（Vr）は2.3 kmとなった．破壊は震源からまず北西に進み，その後南東に進んだ．最大すべり（約7m）は震源から4~6 km南東の中部セグメントで得られた．そのほか，北部セグメントに5mのすべりのピークが複数個所得られたほか，南部セグメントに4m程度のピークを持つすべりが得られた．これら大すべりの位置や破壊過程は既往研究（例えば，Liu et al., 2019）と概ね整合的である．地震モーメントは4.5×10^{19} Nm (M_w 7.0)となりGlobal CMTによる推定値の4.4×10^{19} Nmとほぼ一致する．

得られた結果を，Kobayashi et al. (2017)による熊本地震の結果と比較する．熊本地震の主断層の長さは54 kmで，ほぼリッジクレスト地震と同じである．面積はKobayashi et al. (2017)が設定している副断層を除いても熊本地震のほうがやや大きい，これは幅の違いによる．なお，Somerville et al. (1999)の規範による断層のトリミングを行っても，両地震ともに面積は変わらなかった．熊本地震の地震モーメント（4.3×10^{19} Nm）はリッジクレスト地震とほぼ同じである．また，全体のモーメントレート関数も最大値はほぼ同じであった．最大すべりは両地震とも浅い部分に位置しており，その量はリッジクレスト地震のほうが大きいが，熊本地震の最大すべり(4.4 m)は副断層を設定している部分で得られているため比較は難しい．熊本地震の震源は約13 kmと深く，Vrは2.5 kmと，リッジクレスト地震と比べ速い，また，リッジクレスト地震は必要なタイムウィンドウ数も多く，特に南東部への破壊伝播速度はかなり遅かったと考えられる，また，断層上の最大のすべり速度も熊本地震のほうが速い．

本研究では，2019年リッジクレスト地震（M_w 7.0）の震源過程解析を行い，Kobayashi et al. (2017)による2016年熊本地震の結果と比較した．断層長，地震モーメント，モーメントレート関数のピークは両地震ではほぼ同じであり，最大すべりも両地震共に浅い部分に位置している．一方，破壊伝播速度や最大すべり速度はリッジクレスト地震のほうが遅く，その理由の一つとして破壊開始点深さの違いが関係している可能性が考えられる．

© 日本地震学会

Strong Motion Generation Areas and Ground Motion Simulation for the 2019 Ridgecrest M_w7.1 Earthquake

*Kazuhiro Somei[1], Ken Miyakoshi[1]

1. Geo-Research Institute

米国カリフォルニア州リッジクレスト（Ridgecrest）では，2019年7月4日17時33分（協定世界時）にM_w 6.4の地震を発端として地震活動が活発化し，翌々日の7月6日3時19分にM_w 7.1の地震（2019年Ridgecrest地震）が発生した．2019年Ridgecrest地震は，震源の深さが 8kmで横ずれ型の内陸地殻内地震であった（USGS, 2019）．この地震によって，震央周辺のSouthern California Seismic Network（SCSN）の強震観測点のうち，断層最短距離が短い（約3 km）CLCとCCCの2地点の記録に注目すると，震源近傍のCLCでは，最大加速度（3成分最大値）500 cm/s^2，最大速度40 cm/sが観測され，震央から約35 km南東に位置するCCCでは，最大加速度556 cm/s^2，最大速度69 cm/sが観測された．これらの記録を含む，周辺の最大速度は，地震動予測式（司・翠川, 1999）の値と同程度であり，震源特性としては，同規模の内陸地殻内地震の平均像と近いことが想像されるが，観測速度波形に注目すると，2つ以上の波形パケットが確認でき，複雑な震源破壊過程であったと考えられる．また，本地震後の地表踏査や測地記録によると，震源断層に沿って地表地震断層が生じていることが報告されている（例えば，USGS, 2019）．2019年Ridgecrest地震は，周辺の主として1 Hz以下の地震動記録や測地記録に基づいた震源インバージョン解析により，断層面上のすべり分布が推定されている（例えば，Liu et al., 2019）．本研究では，1 Hz以上の短周期を含む広帯域の地震動生成過程を議論するために，2019年Ridgecrest地震における0.2－10 Hz の観測地震動を再現する強震動生成域（Strong Motion Generation Area: SMGA）によって構成される震源モデルを推定した．

本研究では，経験的グリーン関数法（Irikura, 1986）を用いた広帯域地震動シミュレーション（0.2－10 Hz）を実施した．経験的グリーン関数は，2019年7月6日3時16分に発生したM_w 5.0の地震（要素地震）記録を使用した．本研究の震源モデルは，できる限り単純なモデルで観測波形に見られる複数の波形パケットを含む広帯域地震動を再現するために，正方形のSMGAを3枚仮定し，背景領域からの寄与は無いものとした．また，USGSから公開されているモーメントテンソル（MT）解の幾何形状と余震分布を参考にして，北西－南東走向の横ずれ断層面を設定した．SMGA内の相対的な破壊開始点，破壊速度，SMGAの大きさ，ライズタイムは，震源周辺の16地点3成分の記録の再現性を見て，試行錯誤的に推定した．現時点で得られた3枚のSMGAは，地震発生層内に位置し，震源付近にSMGA1，震源から北西側にSMGA2，震源から南東側にSMGA3の順に破壊した．SMGA1とSMGA3の破壊は南東方向に，SMGA2の破壊は北西方向にそれぞれ進展し，SMGA2とSMGA3は，それぞれSMGA1の破壊開始から2秒後，8秒後に破壊を開始した．これらのSMGAによって，震源周辺で観測された0.2－10 Hzの観測地震動は広帯域に再現することができた．先述した観測速度波形に見られる複数の波形パケットは，震央から南東側の観測点では，時系列で後半の波形パケットの振幅が最も大きく，これは断層南東にあるSMGA3の影響と考えられる．一方で，震央から北西側の観測点では，前半の波形パケットの振幅が大きく，これは主としてSMGA2の寄与であることが確認できた．今後，SMGAのパラメタについては，グリッドサーチ等によって最適解を決定するとともに．震源インバージョンによる震源破壊過程とSMGAモデルの比較を行い，広帯域の地震動生成過程について議論を行う予定である．

謝辞：Center for Engineering Strong Motion Data（CESMD）から公開されているSCSN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2年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震の特性化震源モデルに係る検討）事業の一部として実施されました．

© 日本地震学会

Evaluation of permanent displacement near surface rupture based on characterized source model with LMGA –case study of reverse fault type -

*Yasuhiro Matsumoto[1], Ken Miyakoshi[2], Kojiro Irikura[3]

1. Kozo Keikaku Engineering Inc., 2. Geo-Research Institute, 3. Aichi Institute of Technology

地表地震断層近傍の地震動記録には，2016年熊本地震（M_w7.0）のような断層運動に伴い永久変位が現れる（岩田, 2016）．このような永久変位は，地震発生層以浅の浅部断層にLMGA（Long-period Motion Generation Area）や大すべり域のような領域を考慮した特性化震源モデルを用いることで評価可能であることが多くの先行研究（例えば，松元・他 (2018)）で示されている．地震動記録から評価される変位波形の永久変位や地殻変動は直下の断層面上のすべりの影響が強く反映されるため，これらの観測量からLMGAのすべり量（D_{LMGA}）を推定できると考えられる．
本検討では，1999年集集地震（M_w7.6）や2014年長野県北部の地震（M_w6.2）のような逆断層地震を対象に観測量からD_{LMGA}を推定することを最終的な目的として，はじめに一様すべりの震源モデル，次にLMGAを考慮した特性化震源モデルを対象に，数値シミュレーションに基づいて地表地震断層近傍の永久変位量を評価し，観測点直下の断層面上のすべり量との関係性を検討する．次に，これらの関係を用いて実地震の地表地震断層近傍の永久変位量からD_{LMGA}を推定し，さらにM_0-D_{LMGA}の関係式の検討を行う．本検討で用いる数値シミュレーション手法はOkada (1992)の地殻変動プログラムを用いる．永久変位を含む地震動評価手法にHisada and Bielak (2004)の波数積分法があるが，均質地下構造モデルを仮定した場合，永久変位量は両手法で同じ結果が得られることを確認している．

（１）一様すべりの震源モデルに対する地表地震断層近傍の永久変位量
一様すべりで設定した震源モデルは，断層上端深さは地表，傾斜角は30から60°の複数ケース，すべり角は90°を基本とした（図1左）．数値シミュレーションで得られた主な特徴は次の通りである．なお，以降では評価点の永久変位量の水平成分をD_{site_hor}，上下成分をD_{site_ud}，3成分合成をD_{site_3comp}，断層面上の平均すべり量をD_{fault_ave}と呼ぶことにする．
地表トレース近傍の評価点の$D_{site_3comp}/D_{fault_ave}$は，傾斜角によって異なるが，上盤側は0.7から0.6程度，一方，下盤側は0.3から0.5程度と上盤側に比べて小さい（図1中央）．また，ある一定の傾斜角ですべり角を変化させた場合，$D_{site_hor}/D_{fault_ave}$や$D_{site_ud}/D_{fault_ave}$は変化する一方，$D_{site_3comp}/D_{fault_ave}$に顕著な変化は見られず，その値はロバストであることが分かった（図1右）．すなわち，観測記録のある特定の成分に着目するのではなく，3成分合成（D_{site_3comp}）からその評価点直下のすべり量を精度良く推定できることが示唆される．

（２）LMGAを含む特性化震源モデルに対する地表地震断層近傍の永久変位量
従来の特性化震源モデル（SMGAと背景領域で構成）にLMGAを加えて設定した．SMGAの上端深さは2 kmとし，強震動予測レシピに従ってSMGAのすべり量（D_{SMGA}）はD_{fault_ave}の約2倍，また，宮腰・他 (2020)に従ってD_{LMGA}はD_{SMGA}と同じと仮定した。永久変位量の評価点は断層中央の断層直交方向に配置した（図2左）．数値シミュレーションで得られた主な特徴は以下の通りである．
地表トレース近傍の上盤側の$D_{site_3comp}/D_{fault_ave}$は地表トレース近傍で1よりも大きい（図2中央）．これは地表トレース近傍の評価地点の永久変位量（D_{site_3comp}）は断層面上の平均すべり量（D_{fault_ave}）ではなく，評価地点直下のすべりの大きなLMGA（$D_{LMGA} \fallingdotseq 2\times D_{fault_ave}$）の影響を強く受けるためである．$D_{fault_ave}$の代わりに$D_{LMGA}$で正規化すると，地表トレース近傍の$D_{site_3comp}/D_{LMGA}$は一様すべりのモデルと同様の値が得られた（図2右）．
また、ここで設定したモデルの場合、地表トレースから1から3km程度以内の評価地点の永久変位量は、上端深さ2kmに設定したSMGAよりもそれ以浅のLMGAの寄与が大きいことも確認できた．以上から，地表地震断

© 日本地震学会

層に近い評価地点の観測量（D_{site_3comp}）から，LMGAのすべり量を推定できることが示唆される．

（３）本検討で得られた関係式に基づくD_{LMGA}の推定
本検討で得られたD_{site_3comp}/D_{LMGA}と地震動観測点のD_{site_3comp}から，直下のD_{LMGA}を推定し，さらにD_{LMGA}と地震モーメント（M_0）の関係（M_0-D_{LMGA}）を検討した．なお，対象観測点は地表地震断層から約2 km以内とした．宮腰・他 (2020)は地表地震断層が現れた国内外の8個の内陸地殻内地震(Mw6.3～7.9)を対象にM_0-D_{LMGA}のスケーリング則を提案しているが，本検討で得られたように傾斜角を考慮したD_{site_3comp}/D_{LMGA}を適用した場合，特に下盤側に位置する観測点の永久変位から推定されるLMGAのすべり量がM_0-D_{LMGA}のスケーリング則とよく一致することがわかった。

謝辞：本研究の一部は原子力規制庁による令和2年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震の特性化震源モデルに係る検討）事業として実施されました．また，Okada (1992)に基づく地殻変動プログラムは防災科学技術研究所のホームページより公開されているプログラムを使用させていただきました．記して感謝いたします．

© 日本地震学会

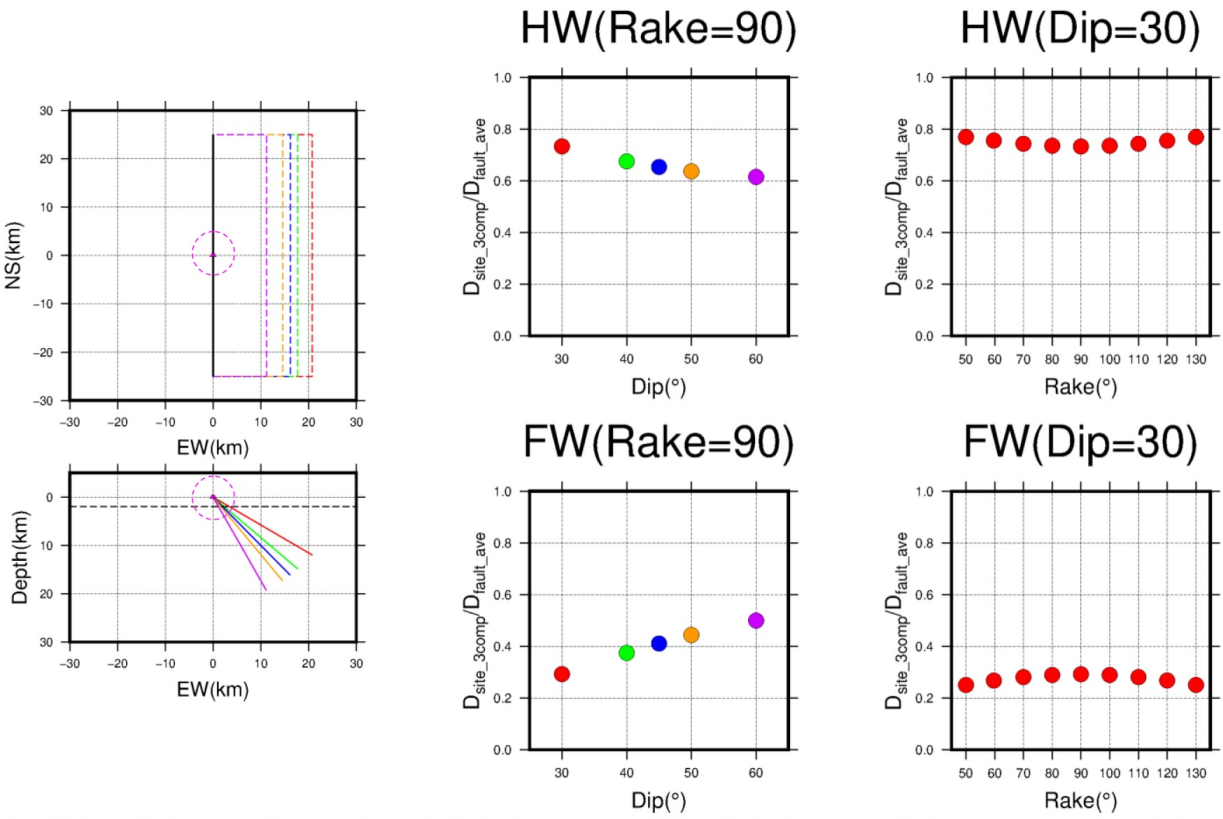


図 1 （左）一様すべりの震源モデルと中央図と右図で示した評価地点（ピンク点線内のピンク三角印：地表トレースから上盤側（HW），下盤側（FW）にそれぞれ 0.2 km 地点）．（中央）傾斜角の違いによる $D_{site_3comp}/D_{fault_ave}$．評価地点は地表トレースから 0.2 km 地点．（右）傾斜角 30 °の時のすべり角の違いによる $D_{site_3comp}/D_{fault_ave}$．評価地点は地表トレースから 0.2km 地点．

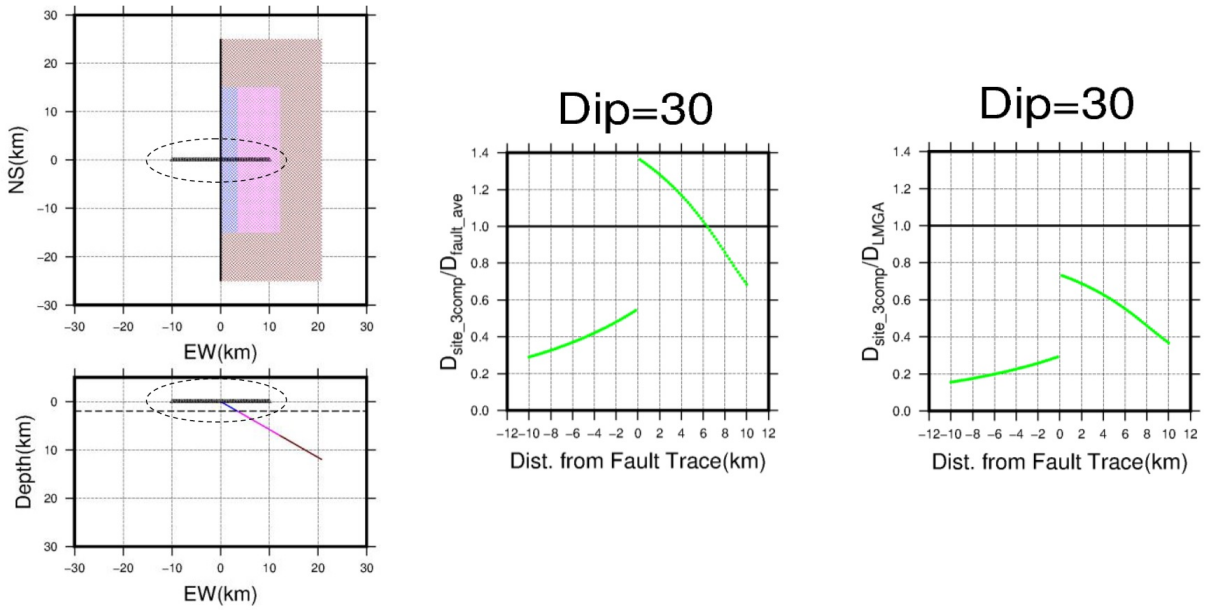


図 2 （左）LMGA を考慮した特性化震源モデル（傾斜角 30 °の場合．ピンク：SMGA，青：LMGA，茶：背景領域）と評価地点（黒点線の楕円内の黒三角印：地表トレースから 10km の範囲内で 0.2 km 間隔に配置）．（中央）傾斜角 30 °の時の $D_{site_3comp}/D_{fault_ave}$ で横軸の正値は上盤側，負値は下盤側．（右）傾斜角 30 °の時の D_{site_3comp}/D_{LMGA}．

© 日本地震学会

Theoretical analysis of the long-period velocity pulses observed in the 2016 Kumamoto Earthquake Sequence

*Kotaro Tarumi[1], Tomotsugu Watanabe[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1]

1. Okayama University

1.Introduction

2016年熊本地震では，震源断層ごく近傍で震度7を記録した地震動が観測され，地殻変動を伴った大きな被害が発生した．特に本震(M_{JMA} 7.3)では，西原村小森（熊本県自治体震度観測計）において，観測された加速度記録からの積分によると，地動速度では時間幅約3秒の長周期速度パルスがEW成分とUD成分で見られ，地動変位では水平動，上下動共に約2 mの永久変位が生じたと推定されている．2016年熊本地震の前震と本震に関する震源断層のすべりインバージョンの研究は複数行われており，その多くで西原村の直下にアスペリティが存在し，その内部における破壊フロントはアスペリティ下端付近から地表面に向かって進行したことが示唆されている．そのため，西原村小森で観測された長周期速度パルスの原因が，破壊フロントの進行方向で遠地S波に起因して大振幅パルスが生じる破壊指向性（Forward directivity）なのか，あるいは震源断層ごく近傍で卓越する近地項，中間項の効果なのかが議論されている．そこで本研究では，震源断層を単純化したモデルを設定し，全無限均質媒質中の有限矩形断層から生じる近地項，中間項，遠地項を分離した変位の解析解（垂水・竹中，2020，JpGU-AGU）を用いて，長周期速度パルスの成因について理論的に検討した．

2.Simple Asperity Model

Figure.1は本研究で設定した非常にシンプルなアスペリティモデルと西原村を模した観測点の例である．本研究では，Asano & Iwata (2016)を参考に，西原村直下と推定されたアスペリティのみをモデル化し，その寄与のみを考慮した．均質媒質中のP波速度は6.0 km/s，S波速度は3.5 km/sとし，アスペリティの長さは10 km，幅14 km，すべり3.7 m，ライズタイム1.5 s，すべり角-140°とした．アスペリティ内部を進行する破壊フロントは水平で，破壊伝播速度はS波速度の0.78倍とし，地表面に向かって進行すると仮定した．また，地表面では自由表面の効果として，振幅を2倍している．

3.Numerical results

Figure.2に地動速度（水平成分）の数値計算結果を示す．全変位に加えて，近地項（本研究では近地項と中間項の和）と遠地項も同様に示している．結果は，非常にシンプルなモデルを用いたにも関わらず，西原村で観測された（加速度記録から推定された）速度波形の特徴，特にEW成分とUD成分で観測された時間幅約3秒の長周期速度パルスを再現できている．この結果により，長周期速度パルスの生成には，近地項が主に寄与しているが，EW成分では遠地項（主に遠地S波）も寄与しており，破壊指向性の効果も考えられる．実際の震源過程の複雑さや背景領域の寄与等を考慮した綿密なモデリングをすることによって，より良く観測波形を再現できるかもしれない．

© 日本地震学会

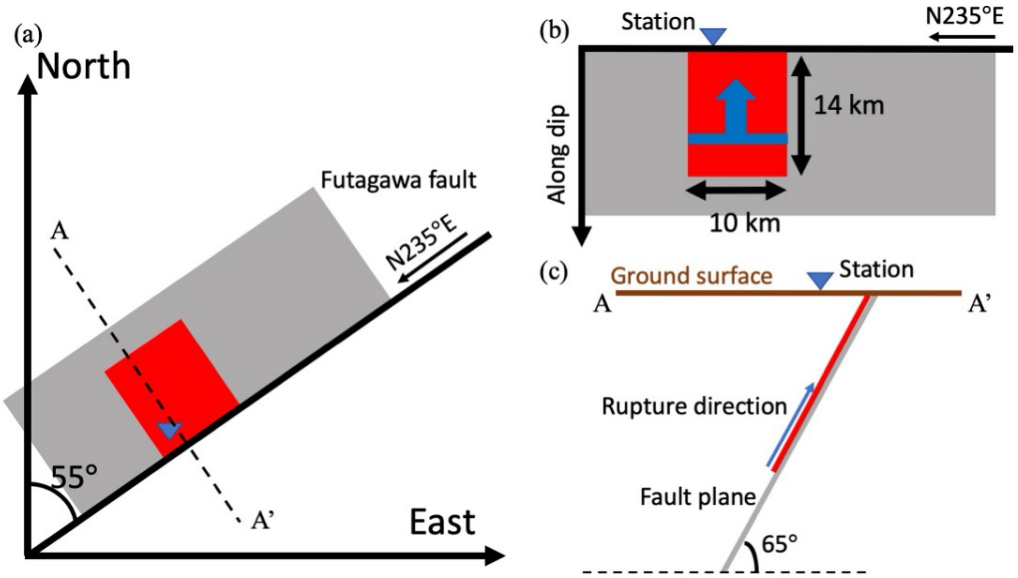


Figure.1 Simple asperity model in this study. Gray and red ((a) & (b):region, (c):line) show fault plane and asperity. Blue triangle denotes the station simulated as Nishihara-village. Blue line and vector indicate rupture front and its direction of propagation, it propagates from the bottom of the asperity to the top of that. (a)The relation between the fault plane/asperity and the station on North-East coordinate system. Strike angle is set as N235°E. (b)Cross-section of simple asperity model across fault plane. Length and width of asperity are 10 km & 14 km. (c)Cross-section across A-A' (Figure.1-(a)), showing the appearance of the fault under the ground. Dip angle is set as 65°.

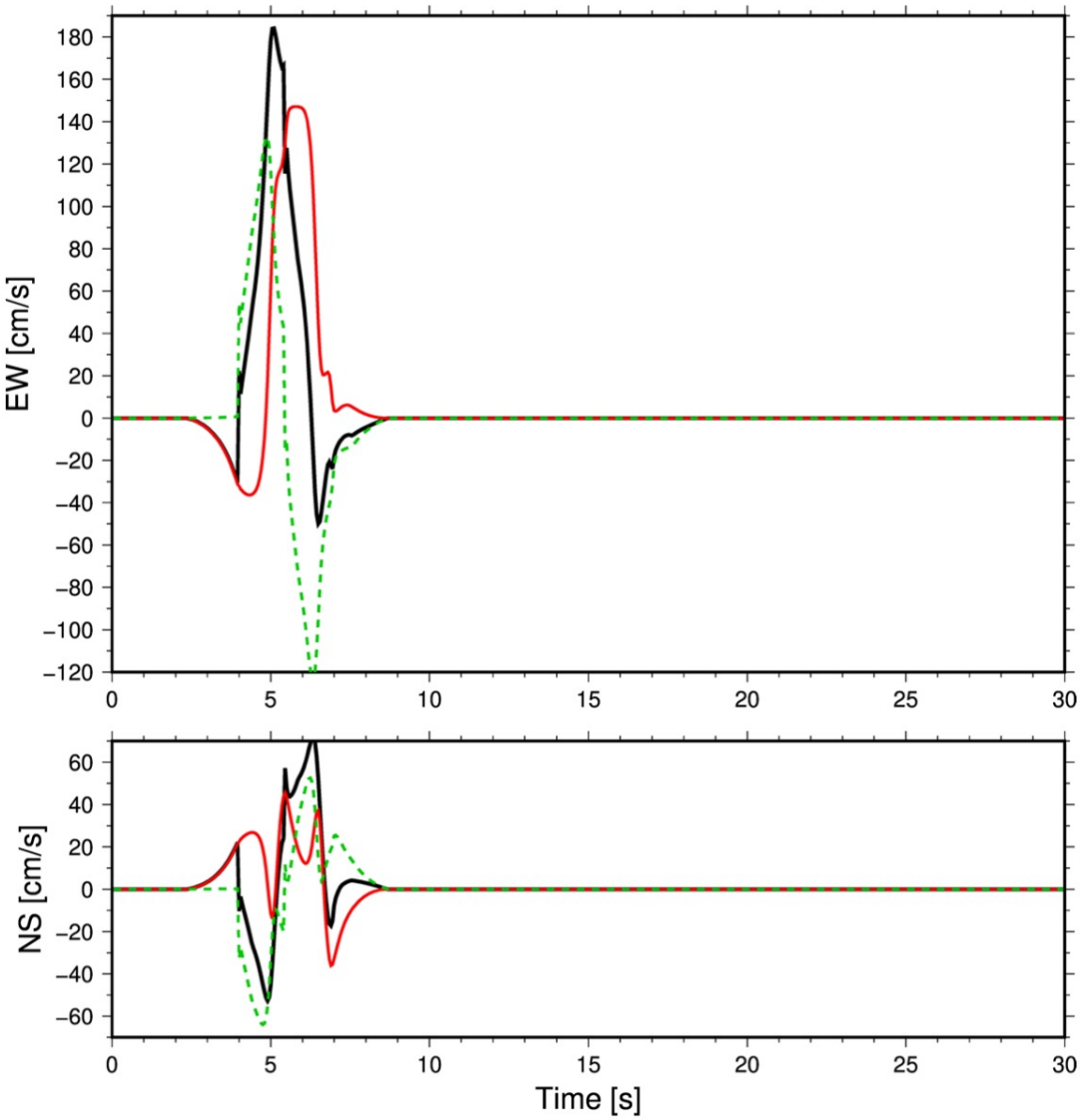


Figure.2 Numerical results of ground velocity of horizontal components. Black, red and green dashed lines indicate total displacements, the summation of near-field term and intermediate terms and far-field terms, respectively.

© 日本地震学会

Application of improvement of Green’s function by waveform fitting

*Kunikazu Yoshida[1], Yujia Guo[1], Kazuhiro Somei[1], Ken Miyakoshi[1]

1. Geo-Research Institute

近地強震記録を用いた震源過程の解析（震源インバージョン解析）では，解析の過程で小断層からのグリーン関数を理論的に計算する．グリーン関数の推定精度は，震源インバージョンの解析精度を大きく左右することから，これを適切に評価することは非常に重要である．グリーン関数を精度良く評価する方法として，小地震の理論波形が観測記録をよく再現するよう地下構造モデルを調整することで高精度のグリーン関数を求める波形フィッティング手法がある．本研究では，LMGAのモデル化を目標として地表地震断層が現れた2010年Darfield地震(Mw7.1)と2019年Ridgecrest地震(Mw7.1)を対象に震源インバージョン解析を予定しており，これらの地震の震源域付近の観測点を対象に，波形フィッティングによる1次元構造モデルによるグリーン関数の高精度化を試みた．

基本的な解析手順は，Yoshida et al. (2017, EPS)に従った．震源断層ごく近傍で発生した小地震を解析対象として選定し，震源位置，メカニズム解は既往研究の結果をもとに，ライズタイムは試行錯誤で設定する．観測波形には，震源インバージョンの解析周波数を考慮してそれを含むようにバンドパスフィルター（本検討ではおおむね0.2～1 Hz）を適用し，加速度波形は積分して速度波形とする．この条件で，理論波形が観測波形をなるべく再現できるような速度構造モデルを探した．探索では，初期構造モデルとそこから乱数でパラメータを変化させた初期構造モデル群を1000個生成し，これらのモデル群を滑降シンプレックス法[Nelder and Mead (1965)]を用い改良してゆく．波形の一致度合いは，$f=(O-C)^2+p$ として評価した．ここで，O, Cはそれぞれ観測および理論波形，pはペナルティである．ペナルティには，低速度層（上の層よりも速度の遅い層）に関するものと，Vp/Vs比の経験式[狐崎・他(1990)あるいはBrocher (2005)]からのモデルのずれに関するものを組み込んだ．

2010年Darfield地震の発生したニュージーランドCanterbury地域については，主に地質情報などから構築された地下構造モデルがあり[Lee et al. (2017)など]，後期白亜紀以降のVs<3 km/sの堆積物が厚い所で2 km以上堆積している．地殻構造モデルにはトモグラフィによる3Dモデル[Syracuse et al. (2013)]がある．解析ではM4.4と4.7の2つの余震を対象とした．これらの地震の震源位置には，既往研究による再決定震源を用いた．観測点直下のLeeモデル（堆積層モデル）を参考に初期モデルを設定し，層境界深度は固定して堆積層の速度を調整して構造モデルを求めた．堆積層モデルの基盤以深では，上述の3D地殻構造モデルを平均化して水平成層モデルとしたものを設定した．なお，地殻モデルの深さ2～5 kmのVsは2.9 km/sである．ここでは堆積層モデルと地殻構造モデルはそのまま接続したが，S-P時間が大きく異なる観測点では地殻モデル浅部も調整対象とした．

解析で得られた構造モデルは，初期モデルからはそれほど大きく変化していない．得られた構造モデルを用いて小地震の波形を計算すると，S波部分の波形やS-P時間の理論と観測の対応はおおむね良好である．後続波はフィッティング対象とはしなかったが，一部の観測点での観測波形に今回のモデルでは再現できていない後続波が見られる観測点がある．特に，本震断層の東側のクライストチャーチ市街の観測点で後続波が見られ，付近の盆地構造の影響が考えられる．一方で，震源インバージョン解析で重要なS波付近の数秒間は多くの観測点である程度再現できている．

また，現在2019年7月6日(UT)に発生したカリフォルニア州Ridgecrest地震についても周辺観測点のグリーン関数の解析を進めている．この地震については，余震群の震源再決定が複数の研究者により行われている．ここではM5.0の余震を解析対象としたが，再決定震源は深さが0.8～3.2 kmとばらついている．震源の深さは理論波形に大きく影響するため，震源のばらつきによる解析結果の変化を検討しているところである．また初期

© 日本地震学会

構造モデルとして文献調査等[例えばLee et al. (2014)]から複数のモデルを検討している．発表時には地下構造の地域性や，震源深さが結果に与える影響について議論する予定である．

謝辞：本研究は，原子力規制庁の令和2年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震の特性化震源モデルに係る検討）事業の一部として実施されました．

© 日本地震学会

Seismic intensity simulation of the entire 1923 Kanto earthquake sequence

*Hiroe Miyake[1], Satoko Murotani[2], Kazuki Koketsu[1]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. National Museum of Nature and Science

The 1923 Kanto earthquake has been extensively analyzed from seismic, geodetic, and earthquake engineering aspects. Most mainshock rupture models consisting of two slip regions extending from Kanagawa to southern Boso are well constraint by geodetic data. However, the seismic intensity distributions of the 1923 Kanto earthquake based on the housing collapse rate show a significant northern extension toward Saitama. It is well known that several M7-class aftershocks were associated with the 1923 Kanto earthquake, and some of those are seen in the mainshock waveform traces. We here simulate seismic intensity distributions of the entire 1923 Kanto earthquake sequence and discuss the degree of difference of the seismic intensity from the entire sequence and the mainshock only.

To estimate seismic intensity distributions, we employ a set of ground motion prediction equations, fault geometries, and velocity models with different engineering bedrock definitions. The exact locations, depths, and seismic moment of the aftershocks are still under discussion and earthquake catalogs show large variability. Therefore we perform a grid search to measure the sensitivity of hypocenters and moment magnitudes to seismic intensity. We also test ground motion simulations to reduce the overlap between large slip regions and strong motion generation areas for the mainshock, which is expected to shift the current seismic intensity distribution to the west or deep.

© 日本地震学会

A study on source, path, and site effects around the source area of the 2013 Tochigi-Ken Hokubu Earthquake

*Kazuhito Hikima[1]

1. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.

【はじめに】
2013年2月25日に発生した栃木県北部の地震は，Mj 6.3の中規模地震にもかかわらず，震央から約4km離れたKiK-net栗山西観測点 (TCGH07)で大加速度の地震動が観測された．この要因分析として筆者は震源過程解析を実施する(引間，2014)とともに，震源～観測点の伝播特性の影響を検討するため，余震記録などを用いてスペクトルインバージョンを実施した(引間，2013；2015)．その結果，TCGH07で卓越した5～8Hz程度の高周波数成分は，震源域であるTCGH07の西方向から到来する地震動に特徴的に見られ，伝播特性・サイト特性の影響を反映している可能性が高いことを示した．
一方，笠松･他(2019)は，中小地震の波形記録を使い5～8Hzの最大加速度の距離減衰式を作成し，TCGH07では周辺地点に比べてこの周波数帯域で揺れが大きくなり易いこと，さらに本震のすべりが大きな領域の北側で発生した地震では相対的に大きな増幅となることを示した．また，加藤･他(2019)では本震震源域の北側では震源特性として高周波数成分を強く励起する特徴が見られることを指摘している．前者は基本的には引間(2013; 2015)と同様に本震時のTCGH07での観測波形の特徴の要因を伝播・サイト特性として捉えるものであろう．対して，後者はそれに加えて震源特性も大きな影響があったもの考えている．しかし，ある特定サイトにおける狭い周波数での大振幅地震動の要因を震源特性の影響と捉えることは，他の観測点の記録でも特異な増幅が見られない限り考えにくいように思われる．
そこで，本検討では，筆者が行ったスペクトルインバージョン解析に新たなデータを追加して再解析を行い，求まった震源スペクトルをBruneのω^{-2}モデルで評価し直し各地震の震源特性を定量化した．さらにそれらを基に，各地点のサイト特性を求めなおすことで，標準的な震源モデルに対するサイト特性を再評価した．そして，TCGH07において到来方向の違いによる増幅特性の違いについて再検討した．

【スペクトルインバージョン解析】
スペクトルインバージョンはこれまでの解析(引間，2013; 2015)とほぼ同様の条件で行った．震源域周辺のKiK-netの19観測点の加速度記録を使用し，各地点の地表・地中それぞれのサイト特性を求めた．使用した地震は2010年以降に発生したM3～5.1の95地震である．観測波形のS波初動から8 秒間のNS, EW成分のフーリエ振幅スペクトルのRMSに対して1 Hz幅のParzenウィンドウにより平滑化したものをデータとしてインバージョン解析を行った．なお，水平２成分とも100 galを超える観測記録は解析から除いた．解析対象周波数は0.5～20 Hzとした．
インバージョンの際の拘束条件として，地中地震計位置でVs≧2500 m/sとなるFKSH07，TCGH17，GNMH14の地中観測点を基盤相当と仮定し，これらの位置の増幅率を１とする拘束条件を課した．一回目の解析では上記の拘束条件のみを付してインバージョンを実施し，そこで求まったQ値を周波数fに対して$Q=Q_0*f^n$ の関数形で近似した．二回目の解析ではそのQ値の関数を固定した上で震源スペクトルおよび増幅率を求めた．
次に，上記で求まった震源スペクトルに対して，残差が最小となるBruneのω^{-2}モデルをグリッドサーチにより推定し，M0および$\Delta\sigma$を求めた．なお，F-netによりCMTが求まっている地震については，M0の値としてそれらを採用した．
最後に，各観測点のサイト特性は推定した震源スペクトルと波動伝播のQ値を使って計算されるスペクトルに対する残差の平均値として評価した．

【解析結果】
解析された地震の応力降下量について，震源位置による違いを確認したところ，2013年栃木県北部の地震の

© 日本地震学会

震源域で発生した地震は，他の領域で発生した地震に比べて相対的にやや小さな値を示すことがわかった（図1）．一方で，本震の震源域の値の変化を確認すると，北部での値が若干大きくなる傾向が見られ，その点は加藤･他(2019)の指摘と整合している．
さらに，TCGH07への到来方向によるサイト増幅率の違いを確認するために引間(2013; 2015)と同様の震源領域に分けてそれぞれの平均増幅特性を評価した(図2)．その結果TCGH07に西から到来する地震，すなわち本震の震源域で発生した地震では5～8Hz(周期0.1～0.2s程度)の増幅が顕著であるのに対して，他方向から到来する地震動ではそのような増幅は見られないことが確認された．

【まとめと考察】
今回のスペクトルインバージョン結果をもとにした検討では，本震の震源域の応力降下量は他地点で発生した地震に比べて特に大きなものではない．そのため，震源特性そのものがTCGH07の大振幅の主要因となった可能性は小さいものと考えられる．一方で，TCGH07への到来方向により増幅特性が異なる傾向はこれまで同様に認められる．震源域からの地震動が増幅する周波数が本震で見られた卓越周波数とほぼ一致することから，やはりサイトの比較的近傍での伝播・サイト特性が本震時にも大きく影響したと考えることが妥当と思われる．
なお，到来方向による増幅特性の違いの要因については，TCGH07が山間部に位置していることから地形の影響が一因の可能性がある．その効果を検討するために，地形を考慮した波動伝播シミュレーションなども行っていきたい．

＜関連発表＞
引間(2014)：2013年2月25日栃木県北部の地震(M_j 6.3)の震源過程-3～経験的および理論グリーン関数を併用した解析～，日本地震学会2014年秋季大会，S15-P22.
引間(2013)：スペクトルインバージョンを用いた2013年2月栃木県北部地震の震源域におけるサイト・伝播特性に関する検討，日本地震工学会･大会－2013梗概集.
引間(2015)：2013年栃木県北部の地震の震源域におけるKiK-net観測点を用いたサイト･伝播特性に関する検討，日本建築学会大会(関東)学術講演梗概集，21026.
笠松･他(2019)：中小地震が励起した大振幅地震動の発生要因～2013年栃木県北部の地震(Mj6.3)のKiK-net栗山西の検討～，日本地球惑星科学連合2019年大会，SSS13-13.
加藤･他(2019)：2013年栃木県北部の地震(Mj6.3)の震源域における応力降下量の空間分布の検討，日本建築学会大会(北陸)学術講演梗概集，21226.

謝辞：本検討ではKiK-netおよびF-netメカニズム解，JMA一元化震源データを使用させて頂きました．

© 日本地震学会

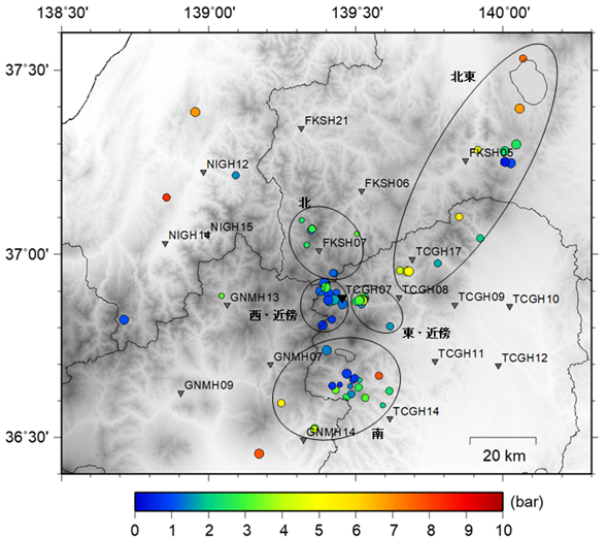


図1　スペクトルインバージョン結果から求めた
対象地震の応力降下量

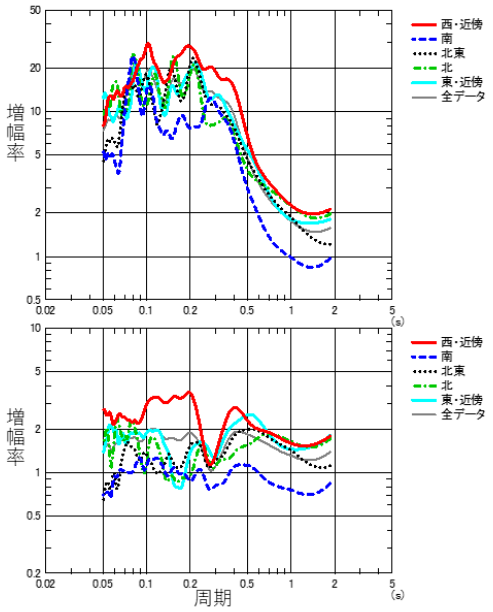


図2　TCGH07における到来方向別のサイト増幅特性
（上：地表地震計，下：地中地震計）

© 日本地震学会

Comparison of PGA, PGV, and acceleration response spectra between the K-NET, KIK-net, and S-net strong-motion sites

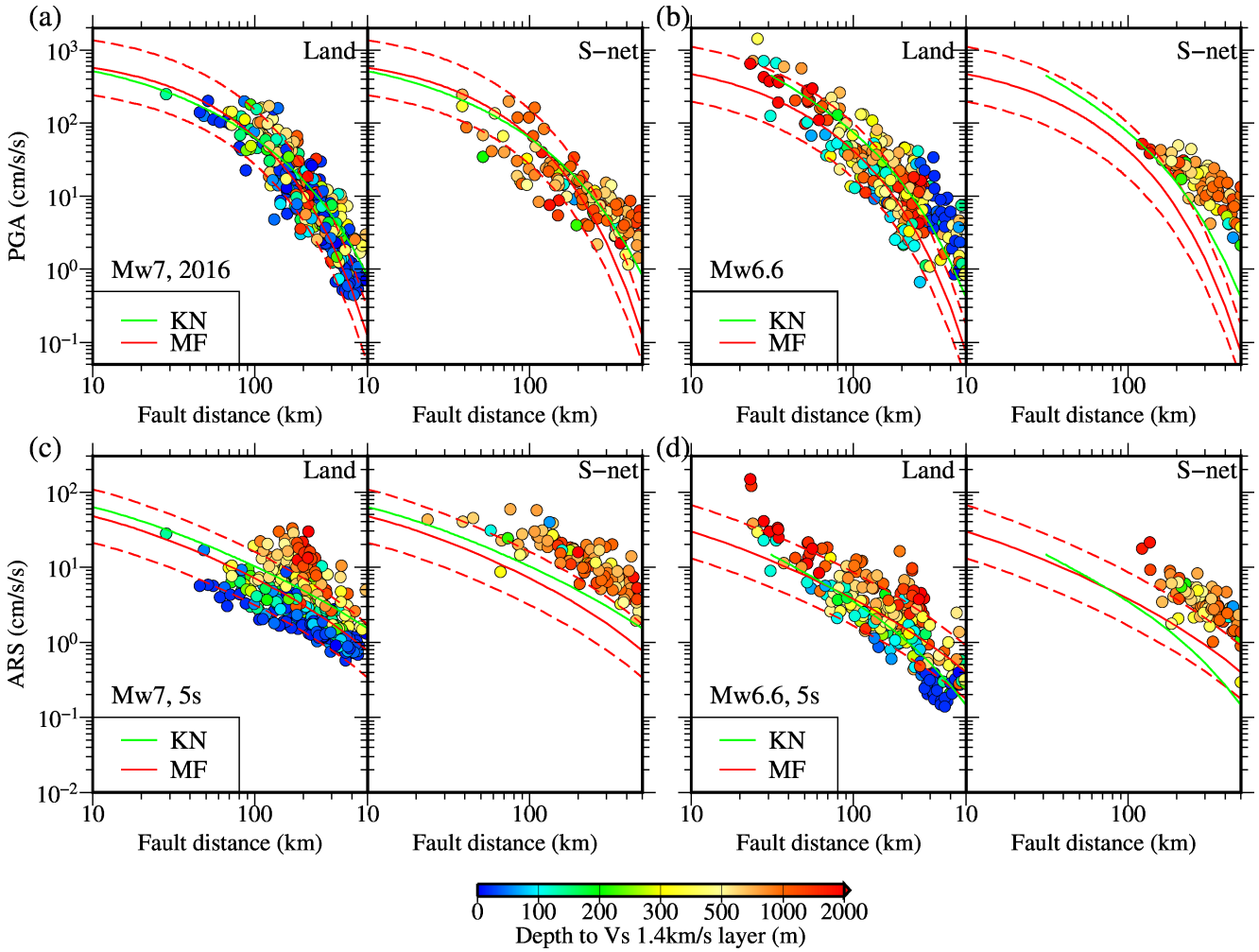
*Yadab Prasad Dhakal[1], Takashi Kunugi[1], Wataru Suzuki[1], Takeshi Kimura[1], Nobuyuki Morikawa[1], Shin Aoi[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

A large-scale ocean bottom (OB) seismograph network (S-net) has been accomplished in northeast Japan and brought in operation since 2016. To understand the ground motion characteristics at the S-net ocean bottom seismograph sites, we analyzed and compared the peak ground motion parameters of accelerograms recorded at the S-net stations with those recorded at the K-NET and KiK-net stations on land. The analyzed ground motion parameters are the horizontal vector peak ground accelerations (PGA), peak ground velocities (PGVs), and 5% damped acceleration response spectra (ARS) for several earthquakes (5.3≦Mw≦7.0) that occurred after the start of operation of S-net. The largest magnitude earthquake (Mw 7) recorded by S-net was the 2016 Nov 22, 05:59 (JST), which occurred off the Fukushima Prefecture beneath the S2 segment of S-net. All earthquakes considered in this study were offshore earthquakes except the 2018, Mw 6.6, Hokkaido Eastern Iburi earthquake. The offshore earthquakes were selected, such that a sizable number of good quality recordings were available at both land and S-net stations. We used the ground motion prediction equations (GMPEs) developed by Morikawa and Fujiwara (2013) and Kanno et al. (2006) as a basis of comparison between the land and S-net strong-motion data. The former and the latter papers are hereafter referred to as MF and KN, respectively.

Our analysis revealed that the PGAs and short period (T= 0.1, 0. 2 s) ARS at the S-net sites were generally similar to the values at the land sites. In contrast, the PGVs and ARS for periods longer than about 0.3 s were larger at the S-net sites, on average. Based on the subsea velocity model obtained from Japan Seismic Hazard Information Station (J-SHIS) (Fujiwara et al. 2012), it was found that most of the OB sites were underlain by thick sediments. The observed values at the S-net and land stations were generally comparable at sites located on deep sedimentary deposits. Also, the high Q path effect was found on short-period ground motions at distances beyond about 200 km at the S-net stations similar to those previously known in the forearc region in northeast Japan for deeper earthquakes. The tendency was seen for the deeper earthquakes in the present study, also for land sites located in the forearc region. Example plots of PGAs and ARS (5s) as a function of fault distance are shown in the image for the two largest earthquakes mentioned above. The panels (a) and (b) show the PGAs for the 2016, Mw 7 event and 2018, Mw 6.6 event, respectively. Similarly, the panels (c) and (d) show the ARS for the two events, respectively.

© 日本地震学会


(a)
(b)
(c)
(d)
Land
S-net
PGA (cm/s/s)
ARS (cm/s/s)
Mw7, 2016
Mw6.6
Mw7, 5s
Mw6.6, 5s
KN
MF
Fault distance (km)
0 100 200 300 500 1000 2000
Depth to Vs 1.4km/s layer (m)

© 日本地震学会

Strong motion uncertainty determined from observed records on rock site for Ground-Motion Prediction Equation

*Toshimitsu Nishimura[1], Ken Miyakoshi[1]

1. Geo-ResearchInstitute

１．はじめに
地震動予測の不確かさに関しては，近年，地震観測記録の蓄積とともに，多くの地震動予測式(GMPE)が提案されており，それらの予測式に対する観測最大加速度（PGA）や最大速度（PGV）のばらつきに関する知見が増えている．このばらつきを調べることは，その予測式を用いた地震動予測の精度や予測の不確実性を検討するために重要である。地震動予測の不確実性は「認識論的不確実性(Epistemic uncertainty)」と「偶然的不確実性(Aleatory variability)」に分けられ，前者はデータや知識の増加で減らすことができる一方，後者は予測において避けられない偶然的な変動である。地震動予測式に対する観測値のばらつきには，震源（Source）、伝播（Path）、地盤（Site）にそれぞれの不確実性が含まれているが，既往の距離減衰式において、これらを含んだばらつきは対数標準偏差で0.3程度（自然対数標準偏差で0.69程度）となっている（例えば，司・翠川(1999),Kanno et al. (2006),佐藤(2008)）。このような観測値のばらつきから，認識論的不確実性によるばらつきを分離するアプローチとして，基盤強震観測網（KiK-net）による, ①同一地震で②地中岩盤点の地震動記録を用いることで，震源（Source）と地盤（Site）によるばらつきを低減することが期待できる。そこで、本研究では、KiK-net地中記録を用いて，基盤面における距離減衰特性のばらつきの検討を行った。
２．地中の強震動データベース
距離減衰特性のばらつきの解析に用いたデータは、Miyakoshi et al. (2019)を参照して、KiK-netによって観測されたMw6.0以上(広帯域地震観測網F-netより取得)の内陸地殻内地震を対象とし、地中地震計が基盤岩中(S波速度≧2km/s)に設置された観測点のものを使用した。さらに、断層最短距離200km以内の地中観測記録が10点以上ある地震とした。その結果、2000年10月から2019年6月までの15地震(Mw6.1～7.1)が選択された。断層最短距離は既往の断層モデルから求めた。PGAは水平2成分の最大値とし、S波主要動部分（目視で確認）の最大値を取得した。震源距離-Mwのデータ分布を図2に示す。図から近傍でデータが少なくなるため,回帰曲線がデータに対して一意的に求められ標準偏差が極端に小さくなる可能性が考えられる。
３．地震毎のばらつきの解析方法
地震毎のばらつきは、既往の距離減衰式の誤差評価と同様に、平均値として距離減衰式を用いて、対数標準偏差としてばらつきを求めた。ただし、既往の地震規模に基づいた距離減衰式と異なり、地震毎に距離減衰曲線を求めた。回帰モデルを式1として示す。ここで、iは地震を、jは観測点を示す添え字を表し、Ypreは予測された地震動指標、Rは断層最短距離(km)を表す。Cs、Ce、Ckは回帰係数であり地震毎に求められる。得られた地震毎の回帰曲線に対するばらつきは式2で求める。Yobsは観測値を示す。ばらつきは、断層最短距離0～200kmの距離区間他に、10～50km、50～100km、100～200kmの距離区間でも求めた。なお、0~10kmの近傍データは地震によっては0～数個であったため、前節で示した通り精度の信頼性がないと判断して検討から除外した。
４．考察
図2に各対象地震のPGAの対数標準偏差を示す。図は地震名を横軸に、川瀬・松尾(2004)を参考に、地域性の比較をするために東日本と西日本で分けて図示している。また、各領域の地震は震源規模順に図示している。図から、PGAについては、西日本の平均標準偏差(0.19)と比べて東日本の平均標準偏差(0.23)が大きく、さらにそのばらつき(東日本:0.07)は西日本（0.02)よりも大きい。篤他(2009)や佐藤(2010)はPGA距離減衰分布において火山フロントを境に背弧側と前弧側で減衰傾向が異なることを指摘している。図3は2003年宮城県北部地震（Mw6.1）のPGA距離減衰式の例を示しているが，背弧側と前弧側でPGAの減衰傾向が異なっており，これが見かけ上，標準偏差を大きくしていることが示唆された。本検討結果から，基盤岩上の特性値のばらつきには、伝播特性における地域特性(東日本と西日本、あるいは火山フロントの前弧側、背弧側)による認識論的不確定性が含まれている可能性が示されたる。なお，今回はPGAのばらつきについて検討を行った

© 日本地震学会

が，学会まではPGVのばらつきについても検討を進める予定である。

謝辞：本研究は，原子力規制庁の令和2年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震の特性化震源モデルに係る検討）事業の一部として実施されました.

© 日本地震学会

$$Log_{10}Y_{pre}(i,j) = Cs(i) - Log_{10}(R(i,j) + Ce(i)) - Ck(i) \times R(i,j) \qquad \text{式 1}$$

$$S(i) = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_j \left(Y_{obs}(i,j) - Y_{pre}(i,j)\right)^2} \qquad \text{式 2}$$

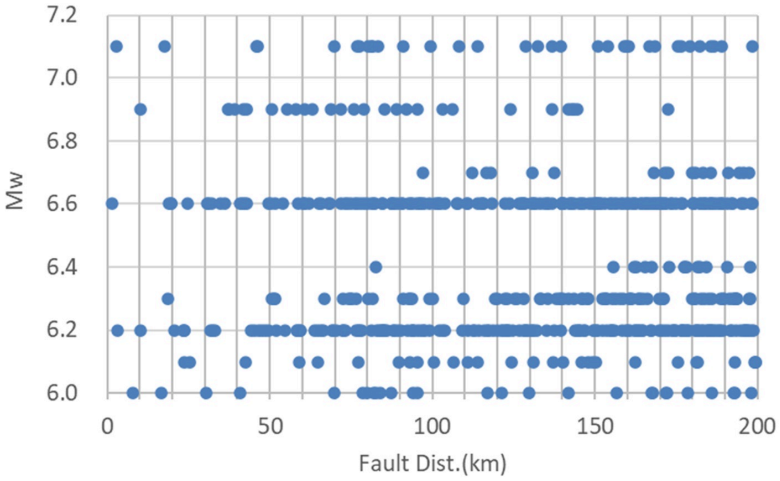


図 1 解析に用いた断層最短距離-Mw のデータ分布

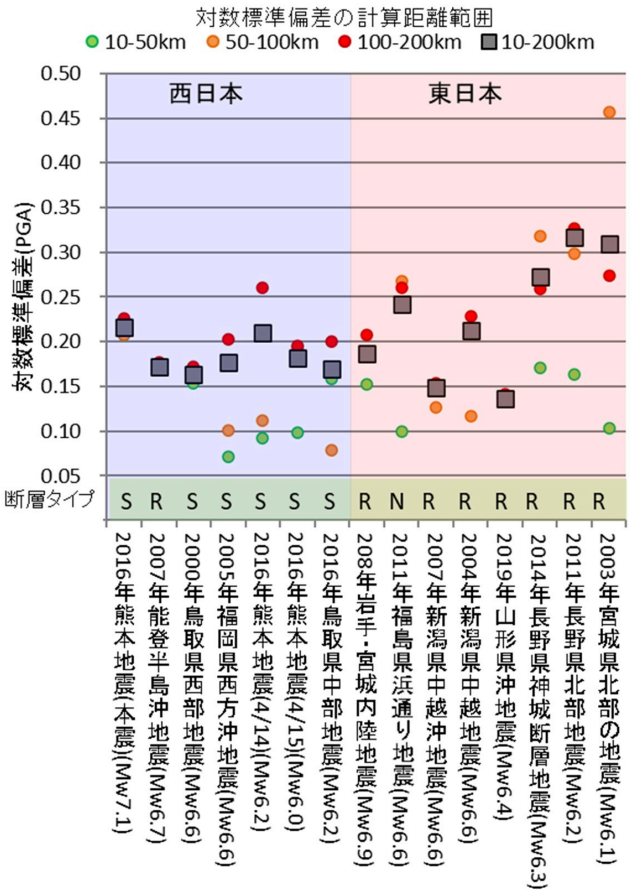


図 2 各地震の基盤における特性値の対数標準偏差

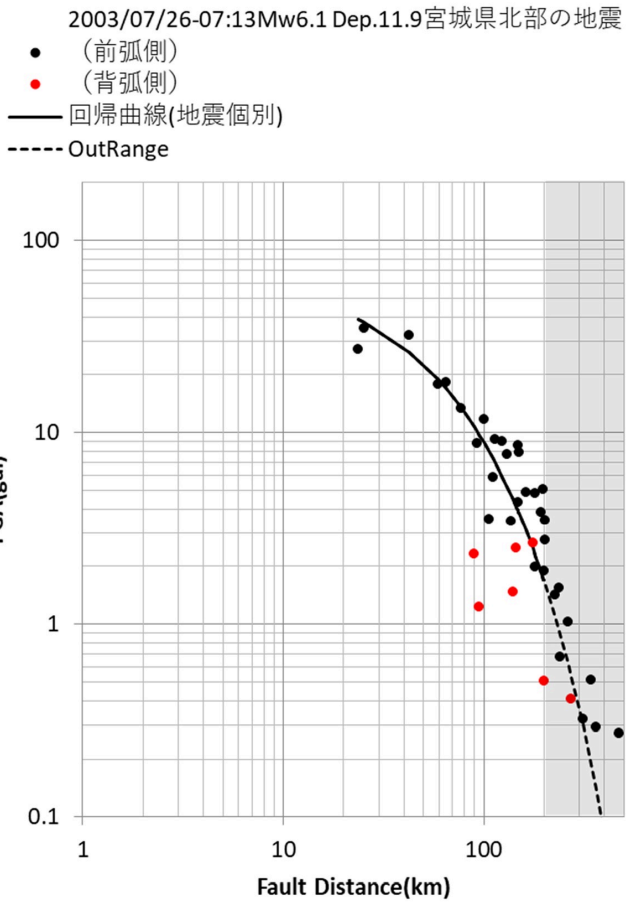


図 3 宮城県北部地震の距離減衰特性
(●:前弧側観測点, ●:背弧側観測点)

© 日本地震学会

Ground Motion Prediction Neural Network with Single-Path Uncertainty

*Tomohisa Okazaki[1], Nobuyuki Morikawa[2], Asako Iwaki[2], Hiroyuki Fujiwara[2], Naonori Ueda[1]

1. RIKEN, 2. NIED

地震動予測式（距離減衰式）は、観測記録の回帰分析により地震動指標の強さと不確定性を与える強震動予測手法で、確率論的地震ハザード評価の基礎となっている。予測の不確定性は想定地震動の上限を評価する際に重要であるが、多数の地震・観測点における観測記録を回帰すると、対象の地震・観測点における不確定性に比べて過大評価されるという指摘がなされている(Anderson and Brune, 1999)。実際、観測点毎のサイト特性や震源域を分離することにより、不確定性が大きく減少することが報告されている(e.g., Atkinson, 2006; Morikawa et al., 2008)。

岡崎・他(JpGU, 2020)では、観測点IDを入力とするニューラル・ネットワーク(NN)モデルを構成し、地盤特性の特徴量だけを入力するモデルよりも不確定性が顕著に減少することを示した。また、観測点IDをone-hotベクトルで入力することで、観測点毎の特性がデータ数に応じて適切に学習されていることを議論した。

本研究では、さらに地震発生位置を考慮することで、伝播経路を特定したNNモデルを設計する。将来の地震に対する予測を目的とするため、観測点の場合とは異なり、地震IDを直接入力して学習させることはできない。例えばMorikawa et al. (2008)では、地震学の見地から発生位置・地震種別が同一とみなせる震源域を複数抽出し、各領域に対してモデル化を行っている。本発表では機械学習の特性を活用して、震源域・観測点への依存性を観測記録の学習により抽出することを試みる。地震発生位置の指定方法として、震源（緯度・経度・深さ）の入力、震源分布のクラスタリングを利用した入力を行う。伝播経路の特定により不確定性が減少することを示し、地震・観測点の配置に対する地震動の依存性を議論する。

© 日本地震学会

Comparison of scattering variation associated with 2016 earthquakes in Korea and Japan

*MUHAMMAD ZAFAR IQBAL[1], Tae Woong Chung[1]

1. Sejong University

A remarkable increase of scattering attenuation (Q_S^{-1}) at low frequency was found associated with hazardous earthquakes in Japan and Korea in 2016. Applying Multiple Lapse Time Window Analysis (*MLTWA*) to N-S component seismograms recorded in the before earthquake period (*BEP*) and after an earthquake period (*AEP*), the Q_S^{-1} values were compared for M7.0, 6.6, and 5.8, occurred in Kumamoto (*K)*, Tottori (*T*), and Gyeongju (*G*). The *BEP* and *AEP* were set to obtain enough data; while G was 5 and 14 years, *K* and *T* event was 5 and 5 years, and 4 and 3 years, respectively. The obtained events of the periods were 186 and 117 for Korea, whereas 501 and 619, 176 and 194 for two Japan events, respectively. To find the crustal variation associated with earthquakes, focal depths of events were shallower than 30 km and the hypocentral distance of seismograms was shorter than 80 km. The observed stations were applied by coda normalization to correct different earthquake sources and site amplification factors. The magnitude range of events was selected between 2.0 and 4.0. For band-pass filtered with five central frequencies of 1.5, 3, 6, 12, and 24 Hz, the best fit values for Q_S^{-1} and Q_I^{-1} (intrinsic attenuation) were obtained by comparison between observed energy curves and theoretical energy curves derived from direct simulation Monte Carlo method (Yoshimoto, 2000) with a focal depth of 10 km. The error bars of the values, derived from Fisher’ s *F* distribution with the confidence value of 60 %, shows reliably shorter lengths with more than 20 observations. Between *BEP* and *AEP* of the Q_S^{-1} values, the higher difference was observed at lower frequencies –remarkable at 1.5 Hz and negligible for 24 Hz. Whereas G event being the greatest difference in the epicentral region, the T event showed reliable difference with over the error bar range. However, T events showed little relevance of differences in the epicentral region.

The crustal inhomogeneity caused by open cracks had been observed in the seismically active area by coda analysis using tomography developed by Nishigami (1991). *MLTWA* also showed the seismic inhomogeneity by comparison of difference of Q_S^{-1} between *BEP* and *AEP*. The difference corresponds well to event magnitude represented by peak ground acceleration (*PGA*). The high difference in *K* and *G* events generally correlated with the high *PGA* area. However, the *T* event shows less relevance despite the large magnitude. This may be due to earthquakes with a comparable magnitude that occurred in the vicinity, such as *M* 7.0 in 1943 and *M* 6.7 in 2000. In the K event, six earthquakes (M > 6.0) occurred in inland since 1920, but only one earthquake (1975 *M* 6.1) occurred near the event region. On the other hand, the Korean peninsula, including the *G* event region has been quite seismically stable land until *G* event - the largest event is only *M* 4.2 since 1905 and no inland events with estimated *M* > 5.2 for 270 years. Thus the duration period of seismic silence also strongly correlates with the difference of Q_S^{-1} between *BEP* and *AEP*.

© 日本地震学会

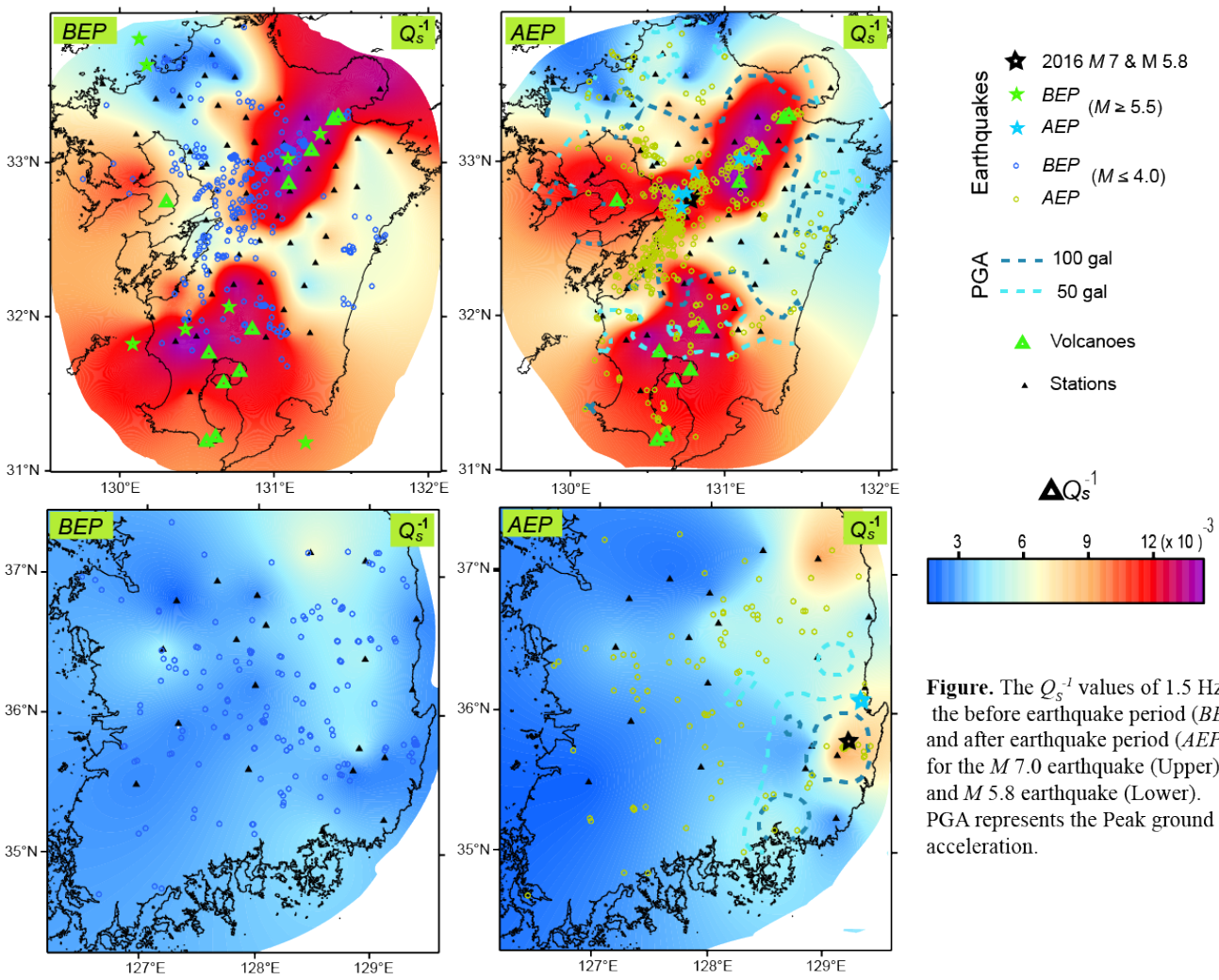


Figure. The Q_S^{-1} values of 1.5 Hz in the before earthquake period (*BEP*) and after earthquake period (*AEP*) for the *M* 7.0 earthquake (Upper) and *M* 5.8 earthquake (Lower). PGA represents the Peak ground acceleration.

© 日本地震学会

Estimation of earthquake ground motions on the ground surface at MeSO-net stations

*Atsushi WAKAI[1], Shigeki SENNA[1], Atsushi SHIMIZU[2]

1. NIED, 2. HAKUSAN Corporation

In the past national project of Japan, “Metropolitan Seismic Observation network” (hereinafter, referred to as “MeSO-net”) was constructed for the investigation of the tectonic plate structures and earthquake ground motions in the Tokyo metropolitan area around ten years ago. The MeSO-net has about 300 stations with sensors installed around 20 meters underground in the area. Also, they are spatially distributed at intervals of 2 to 5 kilometers in the area.

In recent years, we have worked a subproject of “acquisition of spatially very-high-resolution earthquake observation data and development of the database by private-public partnerships” as a member in a national project or “Tokyo Metropolitan Resilience Project [https://forr.bosai.go.jp/e/].” As one of the topics, we have tackled estimation of seismic ground motions on the ground surface based on bore-hole seismic records observed at each MeSO-net station.

The point is as follows. First, a seismometer is installed on the ground surface at each MeSO-net station during two to three months and some earthquake observation records are obtained in addition to the bore-hole records at each MeSO-net station. And then, an observed frequency response function is obtained by calculating Fourier spectral ratios of records on the ground surface to ones in the bore-hole. Also, calculating JMA seismic intensity scale from records on the ground surface and ones of the bore-hole, increment of that is obtained. Secondly, a miniature and centerless array microtremor measurement is performed at each MeSO-net station. This method of measurement can be adopted principally for estimation of an S-wave velocity structure in the surface ground. It consists of 4-point miniature array with a radius of 60 centi-meters and 3-point centerless array with around 10 meters on a side. An S-wave velocity structure is estimated based on a disperse curve of a phase velocity and an H/V spectral ratio calculated from microtremor data. Then a transfer function can be obtained using 1-dimensional multiple reflection theory based on the S-wave velocity structure at each MeSO-net station. Finally, an S-wave velocity structure can be enhanced by tuning a transfer function based on an observed frequency response function at each MeSO-net station and the existing S-wave velocity structures and other geotechnical information can be enhanced based on S-wave velocity structures at MeSO-net stations.

In this project, we will develop the system for estimation of earthquake ground motions based on bore-hole seismic records by means of some amplification factors mentioned above. In this presentation, we will report on the results in the analyses of earthquake observation data and microtremor measurement ones at this moment.

© 日本地震学会

Numerical Experiments for Simplified Prediction of Short-Distance Variation of Long-Period Ground Motion Amplitudes

*Ken Hatayama[1]

1. National Research Institute of Fire and Disaster

堆積盆地で観測される周期数秒から十数秒の長周期地震動の主成分を表面波であるとした場合，その波長は水平方向におおむね数kmから20ないし30kmと見積もられるが，この波長に比べて1波長にも満たないような短い距離で長周期地震動のスペクトル振幅が大きく異なる（例えば1.5倍とか）事例またはそれを示唆するような事例（一つの石油コンビナート地域に立地する複数のほぼ同諸元の石油タンクにおいて，地震時に発生したスロッシング高さにタンクの立地場所による系統的な違いが見られることなど）がしばしば観測される．

このような短い距離での長周期地震動のスペクトル振幅の違いを，差分法等による地震波動場の計算に頼らず，精度が犠牲になったとしても，より簡易な方法で予測する方法の可能性について検討することが本研究の目的である．

横方向に不規則な構造における表面波の伝播に関しては，グローバルな長周期（周期20秒以上）表面波を対象として，波線理論を用いた研究がなされてきた．Tromp and Dahlen(1992)は，エネルギー流速の保存則から，ある波線上の地表面上の2地点間における表面波のスペクトル振幅の比は，幾何減衰の影響を無視できる場合には，それぞれの地点の直下の1次元速度構造から計算される(i)地表における表面波固有関数の値，(ii)群速度，（iii）エネルギー積分，による簡単な代数演算で表現できることを導いた（以下，表面波伝達関数という）．Bowden and Tsai(2016)は，この表面波伝達関数は，横方向の速度構造の変化が十分緩やかな場合には，周期数秒程度の表面波にも適用可能であると考えた．また，元々はある一つの波線上で成立する関係式ではあるものの，その条件を大胆に緩め，任意の2地点間（といっても堆積盆地内とその周辺における任意の2地点程度の意）の振幅比を与えうるものと仮定し，Los Angeles盆地で観測された表面波の周期2.5秒成分の増幅特性が，各地点直下の1次元速度構造に対するS波鉛直入射から計算される増幅特性（以下，「S波伝達関数」という）よりも，表面波伝達関数により，よく説明できることを定性的に示した．

著者は，昨年の本学会秋季大会において，Bowden and Tsai(2016)の結果を定量的に検証するため，2次元地下構造モデルに対して差分法により計算した2次元地震波動場の増幅特性が，表面波伝達関数によってどの程度説明できるか調べた．その結果として，

（１）短距離2地点間の長周期地震動の相対的スペクトル振幅は，表面波伝達関数を用いることにより，各地点直下の1次元地下構造から，2/3～2倍の精度で予測可能であること，

（2）各地点直下の1次元地下構造に対するS波鉛直入射伝達関数による予測精度は1/3～2倍で，表面波伝達関数に比べてばらつきが大きく，また過小評価するきらいがあること，

など，表面波伝達関数の有望性を示した．

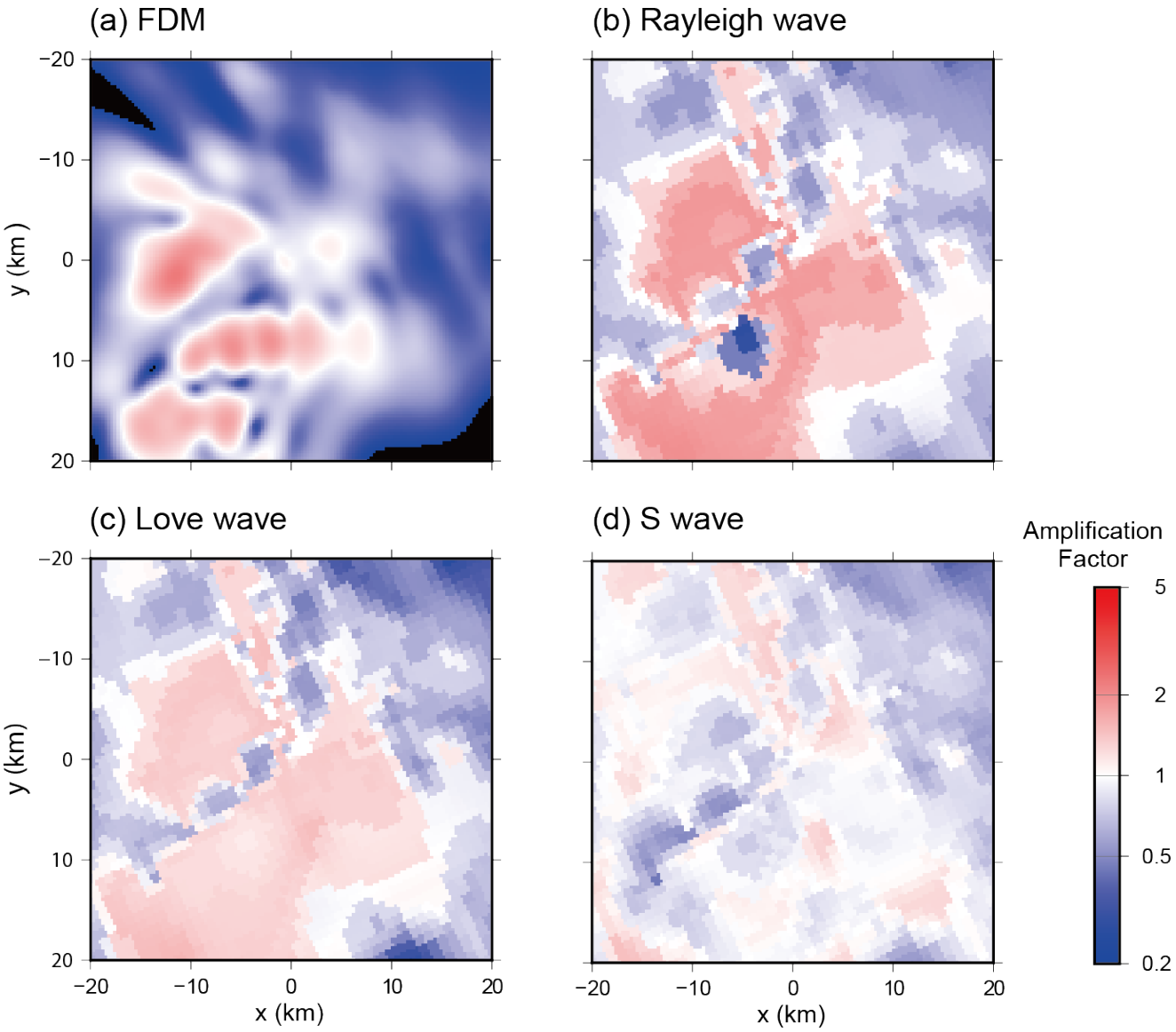
今回の発表では，3次元地下構造モデルに対して差分法により計算した3次元地震波動場の増幅特性が，表面波伝達関数によってどの程度説明できるかという数値実験を行う．実験対象領域は，苫小牧西港を中心とする水平方向80×90km程度の領域（勇払平野，石狩平野南部が含まれる）とし，速度構造モデルは，防災科学技術研究所のJ-SHIS深部地盤データ V2に基づいて設定した．この速度構造モデルの南東側からRayleigh波及びLove波の基本モードを入射させ，地表面での3成分速度波形を計算し，水平2成分のフーリエ振幅スペクトルの二乗和平方根について，苫小牧西港地点に対する各地点の比を得た．　図(a)はこれにより得た周期7秒におけ

© 日本地震学会

るスペクトル比である．図は，スペクトル比の基準点である苫小牧西港を中心とした水平方向20×20kmの領域（計算領域全体ではない）を示している．本研究の狙いは，短距離間での振幅較差の予測であり，平野・盆地全体の振幅較差の予測を“簡易な方法”で予測しようとするものではない．

この結果を観測された増幅率であるとみなし，表面波伝達関数から計算される増幅率と比較する．図(b)～(d)は，それぞれRayleigh波基本モードの表面波伝達関数，Love波基本モードの表面波伝達関数，S波鉛直入射の伝達関数から計算した苫小牧西港地点に対するスペクトル増幅率（同じく周期7秒）である．スペクトル振幅の空間較差の特徴，すなわち基準点の下側と左上側の領域で基準点よりも振幅が大きくなることなどは，S波伝達関数では予測できていない．一方，表面波伝達関数は，S波伝達関数に比べてよりよい予測を与えている．

以上のような比較をさまざまな周期について行う．また，実体波を含むなどしたより現実的な入射波を与えた場合の検討も行う．これらのことにより，横方向に不規則な構造における周期数秒程度の表面波の増幅率の評価に対する1次元速度構造に基づく表面波伝達関数の適用可能性を定量的に調べる．



© 日本地震学会

Relationship between the upper limit of analyzable wavelength ranges of the SPAC method and the SNR

*Ikuo Cho[1], Takaki Iwata[2]

1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Prefectural University of Hiroshima

産総研の構内で様々な地震計・サイズで構成される微動アレイを展開し（半径0.17mから200mの32種類），SPAC法を適用した．直近のPS検層を基礎として構築された参照位相速度との比較により，解析可能最大波長(Upper Limit Wavelength, ULW)とそれに対応する周波数を同定した．次に，微動アレイデータからインコヒーレントノイズ成分とコヒーレントシグナル成分のパワー比（SNR）を同定するための式を別途開発して各データに適用した．最後に，解析可能最大波長をアレイ半径で正規化し(Normalized Upper Limit Wavelength, NULW)，SN比との関係を両対数グラフにプロットした．その結果，データ点が傾き1/2の直線上に並ぶことが示された．すなわち*A*を定数として次の関係があることが示された．

(NULW)=*A* sqrt(SNR)

本研究で用いたデータの場合，*A*は概ね1/2から2の範囲にばらついた．

このような関係が得られることはTada et al. (2007)により示された理論（式45）を基礎とすれば説明可能である．したがって，定数*A*については経験的に決める必要があるが，NULWがSNRの1/2乗に比例することは一般性があると理解して良いだろう．

現在検討中の別のデータ（約450地点の微動アレイ）でも同様な関係があることが示されており，かつ*A*はやはり同程度の範囲でばらついている．このことから第一近似的には*A*のばらつきも含めて上式が成り立つものと見て良いと思われる．

参考文献：Tada et al. (2007). BSSA, **97**, 2080-2095.

© 日本地震学会

Estimation of Liquefaction Risk Ratio Based on Liquefaction Point Information in Recent Earthquakes

*Shigeki Senna[1]

1. NIED

2011年東北地方太平洋沖地震では，東北地方から関東地方にかけての極めて広い地域で液状化が発生し，2016年熊本地震や2018年北海道胆振東部地震においても多数の液状化被害が確認された（例えば若松・他（2017））．筆者らは，これまでに近年の液状化が発生した地震での液状化発生率を検討し，地震動の継続時間の影響で東北地方太平洋沖地震と他の地震での液状化発生率の違いを説明できることを示した（先名・他（2018））．これらは今後想定される南海トラフ等の巨大地震では，西日本から東海地方のみならず関東地方にかけて広域で液状化被害が発生することが懸念されることから，広域の液状化ハザードマップの作成や，自治体等が地震時の液状化被害の把握と初動体制に利用できるよう液状化被害の即時推定に利用可能である．しかしながら，250 mメッシュの微地形区分のみに基づくグループ分けや，地域性考慮のための県単位の地域区分方法では，境界における不整合が顕著に確認されるため，全国的な液状化ハザードマップの作成は難しい．また，既往の研究では，地震毎の液状化履歴データの精度や整理基準があいまいであり，検討の余地が残る．

そこで本研究では，まず，近年の地震の液状化発生地点のデータ整理方法[2)-4)]が実施可能な地震に基づき，地形，標高および水域距離データ等を用いたより詳細な微地形区分のグループ分けを行い，液状化発生率の計算を行った．次に，詳細な画像データを用いて，微地形区分毎の液状化面積率を計算した．これらの結果から，液状化発生率と液状化面積率のかけ算を行うことで液状化危険率を計算し，液状化発生率予測式の高精度化に関する検討を行った．本研究では，まず，松岡・他(2011)，先名・他(2018)等の方法にならい，最大速度(PGV)を指標として，2011年東北地方太平洋沖地震，2016年熊本地震，2016年鳥取県中部の地震および2018年北海道胆振東部地震の液状化地点情報と250 mメッシュの微地形区分と標高，比高，水域距離に基づいた液状化発生率のグループ化の検討を行った．さらに，地震動の最大速度（PGV）の指標より，液状化発生率および液状化面積率に与える影響について検討した上で液状化危険率を計算した．検討のフローチャートを（図1）に示す．

最終的な結果として，液状化発生率，液状化面積率については，既往の同様の手法で評価している損害保険料率算出機構（2008）による，液状化発生率および液状化面積率を用いた1 kmメッシュ間隔の評価結果等と比べ，250 mメッシュ単位および微地形区分の２区分化がなされていることで，より地域性等が考慮され，実際の液状化地点と調和的な結果を得ることができた．

© 日本地震学会

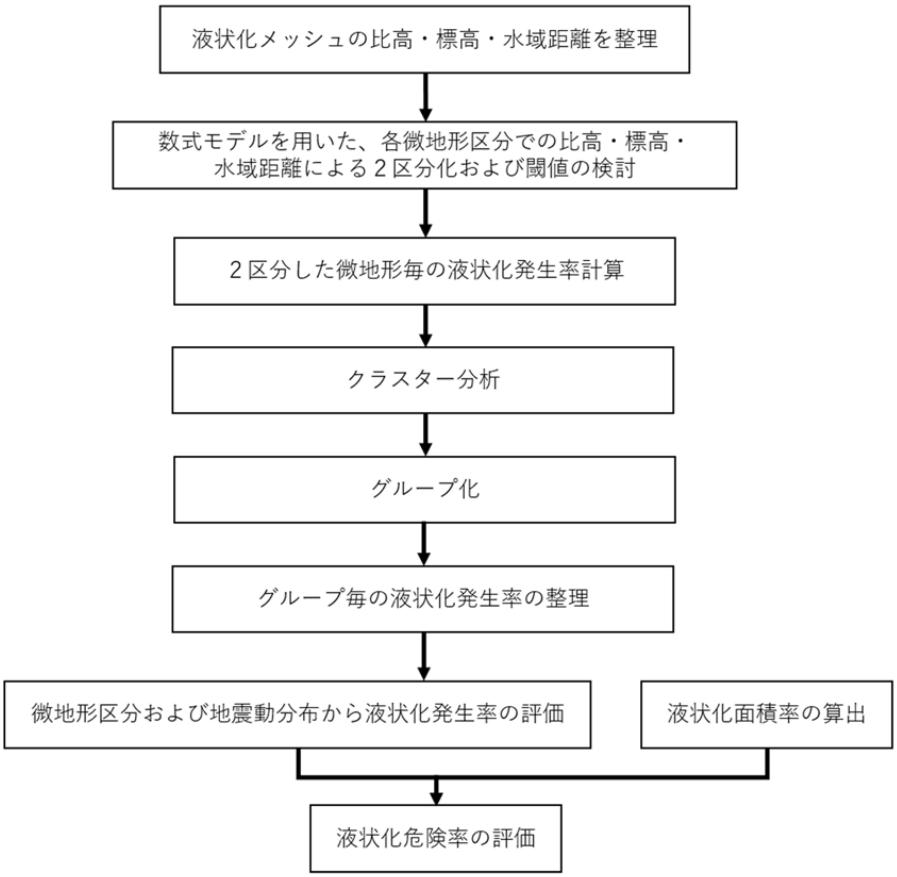


図１ 液状化発生率および面積率，危険率を検討するフローチャート

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Special session：S23. Frontier of observational seismology-Future of dense seismic observation

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S23P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-01] Verification of “Past” seismic intensity and estimation of “Future” ground motion by “Modern” seismic observation

○MOTOKO ISHISE[1], Ryoichi Nakamura[1], Tomoya Harada, Shinichi Sakai[2] (1.ERI, Univ. of Tokyo, 2.III, Univ. of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-02] Characteristics of seismic activity along the Japan Trench inferred from the automatically determined earthquake catalog with a dense ocean bottom seismometer network

○Koji Tamaribuchi[1], Fuyuki Hirose[1] (1.Meteorological Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-03] Hypocenter determination using S-net data in the outer rise region of the Japan Trench

○Azusa Nishizawa[1], Kenji Uehira[1], Masashi Mochizuki[1], Kazuhiko Goto[2], Koichiro Obana[3] (1.NIED, 2.ADEP, 3.JAMSTEC)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-04] Constraining seismic velocity structure of marine sediment using a dense array of ocean-bottom seismometers: results from Hyuga-nada

○Takeshi Akuhara[1], Yusuke Yamashita[2], Shukei Ohyanagi[2], Yasunori Sawaki[2], Tomoaki Yamada[3], Masanao Shinohara[1] (1.Univ. of Tokyo, 2.Kyoto Univ., 3.JMA)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-05] Comparison between seismic velocity change and pore-fluid pressure in the Nankai Trough

○Toshinori Kimura[1], Eiichiro Araki[1], Takashi Tonegawa[1] (1.Japan Agency for Marine-earth Science and Technology)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-06] Introduction of boring cores recovered from seismeic obsevation wells drilled by NIED

○Kentaro Omura[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Verification of “Past” seismic intensity and estimation of “Future” ground motion by “Modern” seismic observation

*MOTOKO ISHISE[1], Ryoichi Nakamura[1], Tomoya Harada, Shinichi Sakai[2]

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

１．はじめに

近年，地震計測に関する技術開発と環境整備が急速に進められ，「現在」進行中の地震活動の監視と地震発生場および地震発生メカニズムの解明が進められている．一方で，我われは，「現代」の地震観測を通して，「過去」の地震動を検証したいと考えている．昨年は，1855年安政江戸地震による「過去」の揺れの検証のための臨時観測を実施した（石瀬・他，2020JpJU-AGU）．本研究では，そこから得た知見を「未来」の首都直下地震の地震像の解明や地震動の予測に繋げることを目指している．

本発表では，1855年安政江戸地震による江戸郊外での揺れの検証を目的として実施した北総地域（成田市・佐倉市・印西市・我孫子市周辺）における地震観測について報告するとともに，これに基づいた「未来」の地震動を考える．

２．「過去」の揺れ：1855年安政江戸地震

1855年安政江戸地震は，江戸市中に甚大な被害をもたらしたＭ７級（例えば，宇佐美・他（2013）ではM7.0～7.1）の地震である．その被害の様子が，古文書の記述や絵図の描写として残されており，これらの史料に基づく被害分布の推定が行われている（例えば，佐山，1973；宇佐美，1995；中村・松浦，2011）．しかし，郊外の北総地域については史料数が少ないため，既知の史料（『豊田家日記』，『年寄部屋日記』，『安政地震の書留』，『中根村旧誌』，『萩原名主役用日記』）の再検討と新たな史料調査を実施し，約100ヶ所の被害地点の特定とその震度判定とを行った．

３．「現代」の地震観測

上記の史料分析において場所が特定された被害地点での地震観測を行った．被害地点のうちの15地点とこれに関係する5点，および被害記述はないが地震動評価の基準とする成田空港敷地内の２点を含む７地点の合計27地点において，約２か月間（2019年9月25日から12月5日まで）の地震観測を実施した．使用した機材は，固有周期1秒の3成分速度計（Lennartz electronic社製LE-3Dlite MkIII）とバッテリー駆動型のデータ収録装置（HAKUSAN　DATAMARK LS-8800）である．観測場所は学校，公共施設，寺社，個人宅である．地震計の設置場所は全て屋外であり，可能な限り埋設した．埋設できない場合にはコンクリートに接着させた．

４．「過去」の揺れの検証

この観測期間中に発生した地震のうち，成田市に設置されている震度計で震度1以上が観測されたものは14個であった．これらの地震を対象に，計測震度相当値の地域性を検討した．たとえば，安政江戸地震で震度Ⅵが推定された成田市田町では，常に周辺の観測点よりも揺れが大きくなる傾向が観測された．一方，成田空港では，常に周辺より小さな揺れであった。成田空港周辺には、当時、人が住んでいなかったため、被害の記述が残されていなく、震度が不明であったが、現代の観測を同時に行うことで、当時の揺れを推定することができた。なお，LE-3Dlite MkIIIの記録を用いた計測震度相当値の見積りについては，本大会の中村・他（2020）を参照されたい．

© 日本地震学会

５．「未来」の地震動予測：安政江戸地震の再来による揺れの推定（今後の課題）

次に首都圏に被害を及ぼす地震がどのようなものなのかは不明であるため，過去に被害をもたらした地震が，現代の首都圏で発生したら，どのような揺れになるのかを推定することはできる．そこで，池浦・加藤（2010）による相対増幅率の方法を震度に拡張することを考えている．現代の観測で得られた震度の相対的関係から，基準点に対する各観測点での相対震度を推定する．得られた相対震度を用いることで，被害記述が残されていない地点における震度の推定が可能となる．今後は，「過去」の記述にある地点での観測と同時に多くの地点で観測さえすれば，当時の震度を推定することができ，さらに「未来」の地震発生による揺れを推定することができるのである。都内には，MeSO-netやSUPREME（東京ガス）などの地震計が密に配備されているため，これらも活用した稠密な観測計画を検討している．

謝辞：本研究は文部科学省受託研究「首都圏を中心としたレジリエンス総合力向上プロジェクト」の一環として実施されました．また，地震観測の際には，以下の皆様方にご協力をいただきました．記して感謝いたします：成田市立成田小学校，成田中学校，私立成田高校，佐倉市立佐倉中学校，我孫子市立新木小学校，布佐小学校，印西市立大森小学校，本埜小学校，滝野小学校，小林中学校，成田市教育委員会，佐倉市教育委員会，印西市教育委員会，我孫子市教育委員会，成田山新勝寺，霊光館，佐倉城址公園，国立歴史民俗博物館，利根町役場，竜腹寺，嶺南寺，麻賀多神社，成田空港株式会社，取手市倉持様，印西市中村様，成田市徳田様，山野様．

© 日本地震学会

Characteristics of seismic activity along the Japan Trench inferred from the automatically determined earthquake catalog with a dense ocean bottom seismometer network

*Koji Tamaribuchi[1], Fuyuki Hirose[1]

1. Meteorological Research Institute

近年，日本海溝沿いでは，稠密かつ高感度なケーブル式海底地震観測網（S-net）が展開され，浅部スロー地震活動 [Nishikawa et al., 2019, Science] など，新たな地震活動の描像が明らかになりつつある．気象庁では，S-net等の海底地震観測網を一元化震源決定に取り込むべく，自動処理手法（PF法 [溜渕・他, 2016, 験震時報; Tamaribuchi, 2018, EPS]）の改良を進めてきた [例えば，上野・他, 2019, JpGU; 溜渕・他, 2019, 地震学会]．本研究では，機械学習によりノイズを軽減した自動震源決定手法について述べるとともに，S-netデータを用いて得られた一元化自動震源の分布に基づき，日本海溝沿いにおける地震活動の特徴を明らかにすることを目的とする．

自動震源決定では，地震波とは異なるノイズを地震波と誤って検知することがある．本研究では，誤検知の頻度を低下させるために，機械学習の一種であるアンサンブル学習（ランダムフォレストとAdaBoost）を試みた．2か月間の自動震源から，目視により地震とノイズの教師データセットを作成し，震源及び検測値データを入力として学習した．このとき，もともとのノイズの割合は全自動震源の5%程度であった．学習の結果，どちらのアンサンブル学習でも震源決定数を99%以上保ったまま，ノイズを約1/10に低減できた．これは自動震源による地震活動のモニタリングやカタログ作成の効率化に大きく貢献する．

さらに，ノイズ除去後の2020年1月～7月の自動震源を用いて，日本海溝沿いにおける微小地震とスロー地震との関係や，テクトニクスについて議論する．S-netの活用により，日本海溝沿いの海溝軸付近でもcompleteness magnitudeはM1.7となる．微小地震はプレート等深線の深さ20～50 kmに集中しており，等深線10～20 kmのスロー地震 [Nishikawa et al., 2019, Science] とは相補的な分布をしている．ただし，例外的に，岩手沖や茨城沖では，10～20 km等深線でも微小地震がみられる．これは群発的な前震活動がみられる領域 [Hirose et al., in prep.] に対応している．プレート等深線20～30 kmは概ね沈み込むスラブと陸のプレートのモホ面とが接する領域に対応していることから，上盤側の構造（陸の地殻かマントルウェッジか）が，微小地震発生帯か巨大地震の固着域あるいはスロー地震発生帯を規定していると考えられる．

謝辞：防災科学技術研究所MOWLAS（https://doi.org/10.17598/NIED.0009）及び大学等関係機関の波形を使用しました．

© 日本地震学会

Hypocenter determination using S-net data in the outer rise region of the Japan Trench

*Azusa Nishizawa[1], Kenji Uehira[1], Masashi Mochizuki[1], Kazuhiko Goto[2], Koichiro Obana[3]

1. NIED, 2. ADEP, 3. JAMSTEC

2017年に日本海溝海底地震津波観測網（S-net）が完成し，日本海溝から千島海溝にかけての広大な海域におけるリアルタイム地震・津波観測が可能となった．観測データは広く公開され，気象庁の一元化震源処理にも取り入れられつつあり，海溝軸近傍に決まる震源の数も格段に増加した．
震源位置の決定精度向上のためには，各観測点での補正値を設定することが通常行われ，特に最上部堆積層の地震波速度が遅い海域では観測点補正の導入が重要である．適当な観測点補正を設定できているかどうかを確認するための初期段階として，海溝軸近傍で実施された海底地震観測の震源決定結果との比較を試みた．まずは特にずれの大きいアウターライズ域の震源位置を精度よく見積もるために，観測点補正値の検討を行った．
宮城県沖の海溝軸近傍では2011年の東北沖地震発生後に海洋研究開発機構（JAMSTEC）が海底地震計（OBS）をS-netよりも高密度に，およそ30 km以下の間隔で設置した地震観測を複数回実施し，有限の期間ながらも精密な震源分布を得ている．S-net設置後では，2017年9月から2018年7月にかけて，宮城沖日本海溝アウターライズ域で，超深海型OBSを含む計45台のOBSを用いた地震観測が行われた（尾鼻ほか，2019）．この期間，この領域では*M*6クラスの地震3個（2017年9月21日M_{jma}6.3，10月6日*M*6.3，11月13日*M*6.0）を含めて活発な地震活動があった．OBS観測で震源が決められている*M*3.5以上の地震に対して，S-netおよび陸上の観測点のデータを用いた防災科研のルーチンの震源決定の結果は，OBS観測と比較して震央は系統的に東側にずれ，深さはより深くなっている．特に10月6日*M*6.3の海溝軸近傍の地震は，震央の位置がS-net S6N13観測点から15 km程度しか離れていないにもかかわらず，20 km以上も深い．さらにこの地域の震源決定精度を検証するため防災科研ルーチンのS-net観測点の読み取り値のみを使用し，海域の速度構造において各層にP波速度とVp/Vsをそれぞれ設定できるhypomhによって震源決定を行い，OBSで決められた震源との比較を行った場合には，震源は浅くなりOBSによる震源に近づいたが，それでもなおS6N13近傍の地震は10 km以上深く，震央が東にずれる傾向があった．
そこでさらに震源決定精度の向上を目指し，ここではまず，2012年6-7月に実施されたS-net設置ルートに沿う地下構造調査におけるマルチチャネル反射地震調査（人工震源：容量1500 $inch^3$ (25 ℓ)エアガン，50 m間隔で発震，受振：48チャネルのハイドロフォンストリーマ）結果から各観測点下の堆積層厚を読み取り，堆積層の区間速度を参考として求めた堆積層補正値（眞保ほか，2014）に基づく観測点補正を設定して震源決定を実施した．その結果，震源の深さおよび震央の位置は数km程度はOBS結果に近づいたが，まだ改善の余地があると考えている．今後は，各観測点の堆積層下（基盤上面）で P波からS波に変換したPS変換波と直達P波の到着時間差や堆積層のVp/Vs値の地域性，震源決定のO-C値の情報を加えた検討を進めて，アウターライズ域のより精密な震源分布のモニタリングを目指す．

眞保 敬・植平賢司・金沢敏彦・望月将志・藤本博己・野口伸一・功刀卓・汐見勝彦・青井真・関口渉次・松本拓己・岡田義光・篠原雅尚・山田知朗，日本海溝海底地震津波観測網（S-net）設置海域における地下構造調査，日本地震学会2014年度秋季大会，S06-P06.
尾鼻 浩一郎・高橋 努・山本 揚二朗・藤江 剛・中村 恭之・三浦 誠一・小平 秀一，OBS観測による宮城県沖日本海溝アウターライズ域の地震活動，日本地震学会2019年度秋季大会，S09-03.

© 日本地震学会

Constraining seismic velocity structure of marine sediment using a dense array of ocean-bottom seismometers: results from Hyuga-nada

*Takeshi Akuhara[1], Yusuke Yamashita[2], Shukei Ohyanagi[2], Yasunori Sawaki[2], Tomoaki Yamada[3], Masanao Shinohara[1]

1. Univ. of Tokyo, 2. Kyoto Univ., 3. JMA

海底地震計の普及によって，海域の震源分布や地下構造など，陸域観測点だけでは得られない知見がもたらされてきた．近年では，古典的なＰ波・Ｓ波の初動読み取り値のみを用いた震源決定・トモグラフィ解析だけでなく，地震波形を用いた様々な解析（レシーバ関数・地震波干渉法・震源インバージョン解析など）が海底地震計データに適用されるようになってきた．しかしながら，海底地震計は未固結の堆積物の上に設置されるため，波計記録はサイト特性の影響を多分に受ける．特に高周波帯域を用いる解析では，堆積層内にトラップされる多重反射波が卓越するために，より深い場所の構造推定や震源パラメタの決定が困難になる．このような堆積層の影響を適切に考慮することが，海底地震計の波形解析には不可欠である．

堆積層の水平方向不均質のスケールは，典型的な観測点の間隔（~10 km）に比べて極端に短い．堆積層の構造を推定し，地震波形記録に及ぼす影響を調べるためには，従来よりも密な海底地震計観測網が必要となる．そこで，2018年３月から９月にかけて，日向灘に短周期（1 s）海底地震計10台を用いた直径4 kmの稠密アレイを展開した．アレイの中心には広帯域地震計１台を設置していたが，回収することができなかった．アレイで記録された波形を用いて，レシーバ関数解析，地震波干渉解析を行った．レシーバ関数では，全観測点でおおむね共通する複雑なパターンが見られた．地震波干渉法からは，1 km/s 以下の遅い速度で伝播する波が確認されている．いずれの特徴も，未固結の堆積層に由来すると考えられる．

本研究では，これらの情報を活用することで，堆積層構造の推定を試み，地震波形記録に堆積層が及ぼす影響を評価することを目指す．このような高密度のアレイを用いた，長期的な海域地震観測はこれまでにほとんど行われていない．本研究で得られる知見は，今後ますます精力的に行われるであろう海域の稠密地震観測の計画に際し，試金石の役割を果たすと期待される．

© 日本地震学会

Comparison between seismic velocity change and pore-fluid pressure in the Nankai Trough

*Toshinori Kimura[1], Eiichiro Araki[1], Takashi Tonegawa[1]

1. Japan Agency for Marine-earth Science and Technology

はじめに

南海トラフ長期孔内計測での地殻変動観測により、これまで明らかになっていなかった南海トラフプレート境界型巨大地震発生域直上での地殻変動現象が確認された。Araki et al. (2017) は長期孔内観測点で観測された間隙水圧記録から、巨大地震発生域の断層が１週間～3週間ほどで数センチ動く「ゆっくり滑り」(SSE)が1年周期ほどで繰り返し発生しており、それによりプレート沈み込みに伴い蓄積される歪量のおよそ半分程度を開放していることを明らかにした。SSEなどの地殻変動現象を地震発生域広域の断層面で時空間的に把握することは、巨大地震発生・準備プロセスの理解に直接的につながるアプローチである。一方、海底で広域・稠密な地殻変動観測を実現することは技術・コスト面が大きな制約条件になり困難が伴う。ここで、海底地震観測は歪・傾斜・間隙水圧等計測などの直接的な地殻変動観測と比較して安価・容易に観測範囲、密度を増やすことができる。例えば、南海トラフ域では計50点を超える海底・孔内地震観測点が存在する。また、いずれの観測点も海底ケーブルに接続されておりリアルタイムデータ処理・モニタリングが可能である。本研究では，南海トラフの孔内観測点の地震計連続観測データに地震波干渉法の処理を適用し海底下の地震波速度構造の時間変化を検出する。さらに，得られた地震波速度構造の時間変化と孔内観測点で観測された間隙水圧データを比較し，地震波速度構造の時間変化が海底下の地殻変動観測のプロキシになり得るか議論する。

観測・解析手法

南海トラフ熊野灘には三点の長期孔内観測点 C0002G, C0010A, C0006G が水深 2000～4000 m の海底下最大1000mの深度にトラフ軸に直交方向にアレイ設置 (10km～20km間隔) されている。これら三点の孔内観測点はSSEおよび深部低周波微動が発生する領域の直上に位置しており，孔内間隙水圧計ではSSE発生に伴う間隙水圧変化が繰り返し観測されている。また，長期孔内観測点には歪計・傾斜計・地震計・温度計・間隙水圧計が設置されており稠密地震津波観測網DONETの海底ケーブルを利用してリアルタイム観測を実現している。2018年4月には全ての観測点でリアルタイム観測が開始された。本研究では，これらの孔内観測点の三成分短周期地震計(ジオフォン)で観測された常時微動記録を利用し，観測点間の疑似波形記録を計算する。また，C0002G観測点では海底-孔内に設置された地震計鉛直アレイの観測データも利用する。本研究では一時間ごとの常時微動記録に対して0.5-2Hz のバンドパスフィルタを適用後，全ての観測点の水平動の記録をRadial成分, Transverse成分に回転し全ての観測点・成分間でのDeconvolution波形を計算した。得られた一時間ごとの疑似波形記録は24時間の移動平均を計算し，それらに含まれる直達波・反射波イベントの時間変化をマッピングすることで地震波速度変化を議論する。

結果・まとめ

解析の結果得られた観測点間の疑似波形記録にはいくつかの明瞭なイベントが確認された。特にC0010A-C0002GのRadial成分同士のDeconvolution波形では８秒付近に最も明瞭な反射波らしきベントが確認できるが，これはC0010A-海面反射-C0002Gのパスを通るP波の走時とよく一致している。その他にも時間によらずイベントが連続しており，地震波速度構造，特にP波速度構造に対応した波形記録がRadial成分のDeconvolution処理から得られている可能性が高いと考えられる。C0002Gの鉛直地震計アレイ (地震計間の距離900m) のDeconvolution処理では，水平動成分の処理では2点間のS波速度に対応したイベント，鉛直成分の処理ではP波速度に対応したイベントが確認できた。これらの地震波速度変化と，孔内間隙水圧データを比較

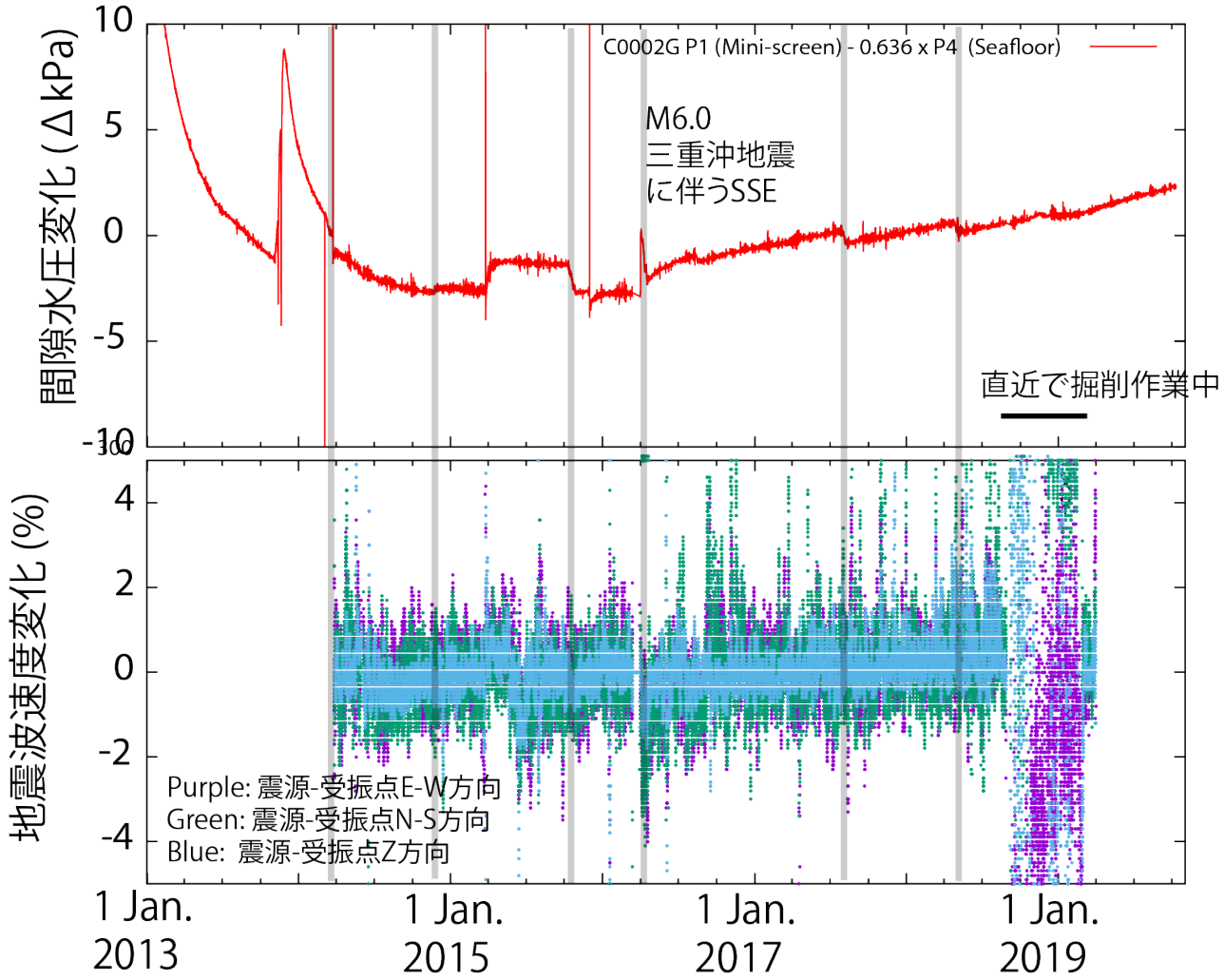
© 日本地震学会

した。図は南海トラフC0002G観測孔で観測された間隙水圧(上)と鉛直地震計アレイデータから得られた地震波速度の時間変化(下)を示す。図中灰色線はSSEの発生タイミングを示す。三重沖地震 (Mw6.0,2016年4月1日)に伴い発生した間隙水圧変化と地震波速度変化が対応しているが、その他の小規模SSE発生時には明瞭な速度時間変化は確認できない。今後，より広域の観測点間のDeconvolution波形の時間変化と複数の孔内観測点での間隙水圧記録比較およびSSEとの関係について議論する予定である。

謝辞

本研究の一部は科学研究費助成事業 (研究課題番号: 20K14589) からの助成を受け実施した。

南海トラフC0002G観測孔で観測された間隙水圧変化と地震波速度変化



© 日本地震学会

Introduction of boring cores recovered from seismeic obsevation wells drilled by NIED

*Kentaro Omura[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

防災科学技術研究所（以下，防災科研）では，平成7年1月17日の阪神・淡路大震災を契機として，それ以前から，整備，運用していた地震観測網から発展させ，全国の陸域において，高感度地震観測網（Hi-net），全国強震観測網（K-NET），基盤強震観測網（KiK-net）、広帯域地震観測網（F-net）の整備・運用を，また，16の火山においては基盤的火山観測網（V-net）の整備，火山活動の観測を，地震津波火山ネットワークセンターにおいて行ってきている(1)．このうち，Hi-netにおいては，観測網を構成する各観測施設では，地表付近のノイズをさけるため深度100m以上の観測井の孔底に地震計が設置されている．そのため，観測井掘削時には，少なくとも孔底付近で数mにわたり岩石コアが採取されている．なかには深度500mをこえる観測井もあり，孔底だけでなく，複数深度でスポット的にコア採取されたり，物理検層が実施されている．図1に採取コアの写真例を示す．全国まんべんなく地下深部の試料を採取するには，莫大な資金，労力がかかり，Hi-net整備で採取された岩石コアは，直接地震学に関わるだけでなく，広く地球科学分野において，貴重な試料となり，有効活用の範囲は広いと考えられる．例えば，以下のような例が考えられる．

・地震計設置場所周辺の弾性的特性の把握
・地下深部の岩石の物理特性，化学組成の分布の把握
・上記，物理特性に関連する，地球物理観測量（地殻熱流量，地殻応力，間隙水圧，地下水流量等）の推定
・年代の新しい地表地質に被われた，いわゆる基盤地質の分布と地殻変動，テクトニクスの推定

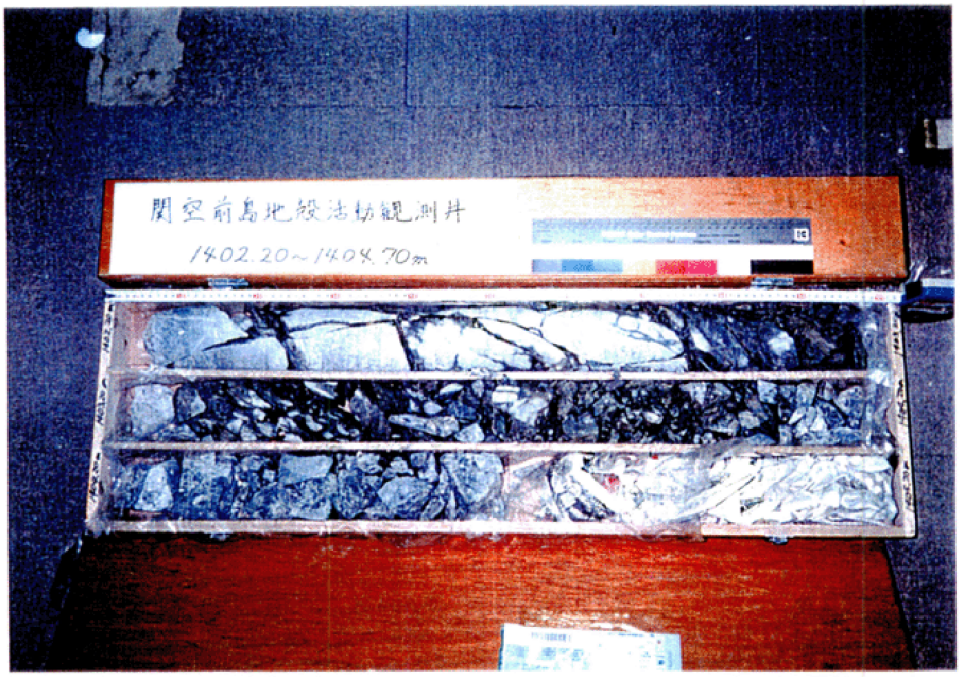
岩石コアが採取されてから，10年以上が経過してはいるものの，地表調査で採取される岩石にくらべ，風化の影響が少なく，これからも，利活用の価値はあるものと考えられる．さらに，今後地震等の観測井整備の機会があれば，岩石コア採取を必須とし，地下深部試料の拡充が望まれる．

本発表では，防災科研地震津波火山ネットワークセンターが運用・管理している地震・火山の観測網構築等より得られたコアサンプルのうち主にHi-netの岩石コアがどのようなものか概要を説明し，その既存の利活用例について紹介する．なお，コアサンプルの利活用の手続き等については，防災科研WEBに掲載されている(2)．

(1)https://www.mowlas.bosai.go.jp/
(2)https://www.mowlas.bosai.go.jp/policy/?LANG=ja
https://www.mowlas.bosai.go.jp/policy/core/

© 日本地震学会

No.5：花崗閃緑岩
(1402.20～1404.70m)



No.6：花崗閃緑岩
(1494.30～1496.70m)

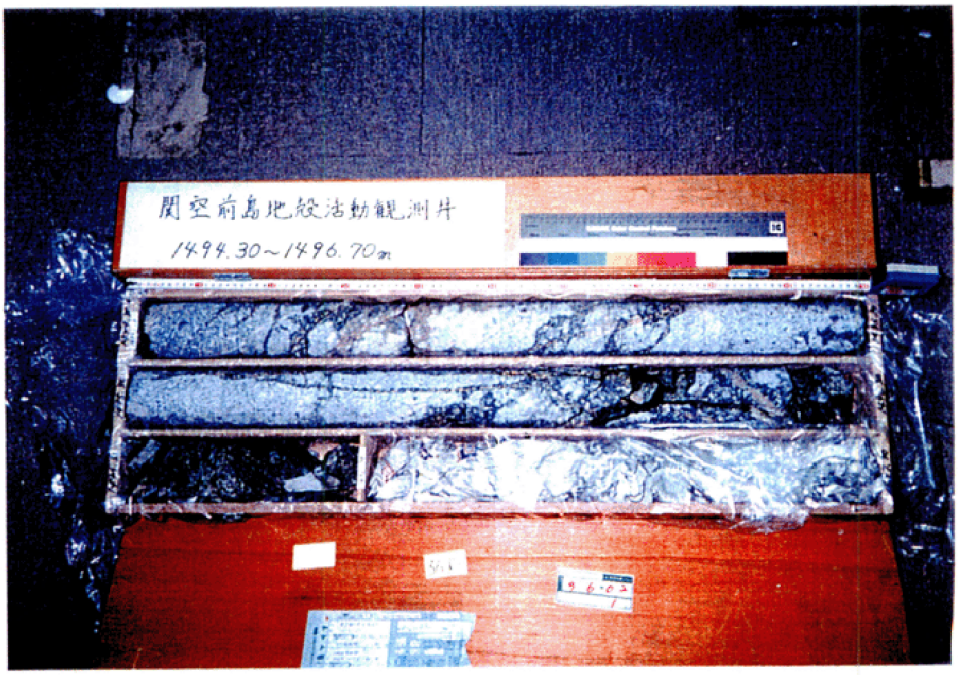


図1．大阪府田尻観測施設井の孔底付近の採取コア写真．基盤となる，花崗閃緑岩からなる．

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Special session：S24. Pioneering the future of seismology with machine learning

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S24P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-01] Determination of *P*-wave first motion polarities and moment tensors for hydraulically-induced AEs using CNN technique

○Rui Tanaka[1], Makoto Naoi[1], Youqing Chen[1], Kazune Yamamoto[1], Keiichi Imakita[1], Naofumi Tsutsumi[1], Akihiro Shimoda[1], Daiki Hiramatsu[1], Hironori Kawakata[2], Tsuyoshi Ishida[1], Eiichi Fukuyama[1], Hiroyuki Tanaka[3], Yutaro Arima[3], Shigehiro Kitamura[3], Daisuke Hyodo[3] (1.Kyoto University, 2.Ritsumeikan University, 3.JOGMEC)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-02] An unsupervised automatic classification for continuous seismic records: introducing an anomaly detection algorithm to solve the imbalanced data problem

○Yuki Kodera[1], Shin'ichi Sakai[2] (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-03] Denoise and seismic phase detection with Convolutional Neural Network

○Kengo Shimojo[1], Shouta Kudo[1], Yuriko Iwasaki[1], Koji Tamaribuchi[2] (1.Japan Meteorological Agency, 2.Meteorological Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-04] Detection of seismic signals under low SNR condition using an artificial neural network: Toward development of dense low cost citizen seismic network in Japan

○Ahyi Kim[1], Hiroki Uematsu[1], Yuji Nakamura[1], Yuta Takahashi[2], Momoko Nakamura[2] (1.Yokohama City University, 2.Senshu University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-05] Development of neural network to locate hypocenter with theoretical seismograms of time series as learning data

○Daisuke Sugiyama[1], Seiji Tsuboi[1] (1.JAMSTEC)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-06] Numerical experiments towards detection of deep low-frequency tremors from seismic waveform images via convolutional neural network

○Ryosuke Kaneko[1], Hiromichi Nagao[1,2], Shin-ichi Ito[1,2], Kazushige Obara[2], Hiroshi Tsuruoka[2] (1.Graduate School of Information Science and Technology, The University of Tokyo, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-07] Machine learning models for aftershock forecasting: Application to the 2016 Kumamoto earthquake sequence

○Hanyuan Huang[1], Hiroe Miyake[1] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

Determination of *P*-wave first motion polarities and moment tensors for hydraulically-induced AEs using CNN technique

*Rui Tanaka[1], Makoto Naoi[1], Youqing Chen[1], Kazune Yamamoto[1], Keiichi Imakita[1], Naofumi Tsutsumi[1], Akihiro Shimoda[1], Daiki Hiramatsu[1], Hironori Kawakata[2], Tsuyoshi Ishida[1], Eiichi Fukuyama[1], Hiroyuki Tanaka[3], Yutaro Arima[3], Shigehiro Kitamura[3], Daisuke Hyodo[3]

1. Kyoto University, 2. Ritsumeikan University, 3. JOGMEC

シェールオイル・ガス開発や地熱開発では，岩盤の透水性を向上させ，資源の流路を確保するために水圧破砕技術が利用されている．本研究では，水圧破砕による亀裂造成プロセスを明らかにするため，室内水圧破砕実験を実施し，実験中に生じるacoustic emission event（以下AE）を測定して，そのモーメント・テンソル（MT）解を推定した．大量のAEのMT推定を効率よく行うために，畳み込みニューラルネットワーク（CNN）によるP波初動極性の読み取りを行い，得られた結果をもとに個々のAEのMT解を推定した．

実験は，65 x 65 x 130 mmの直方体形状の黒髪島花崗岩10個に対して5 MPaの一軸圧縮載荷下で実施した．供試体中央部に穿孔した破砕孔に1 cc/min（1.6 x 10^{-8} m^3/s）で破砕流体を圧入することで水圧破砕を行い，試験中に生じるAEを，供試体に設置したプリアンプ内蔵型の高感度・広帯域のM304Aセンサ16個，共振型のPICOセンサ（共振周波数550 kHz）8個の計24個のAEセンサを用いて14bit，10 MHzで連続収録した．得られたAEデータからSTAとLTAの比を用いる手法（Allen 1978）による波形抽出を行い，供試体の速度異方性を考慮した非線形最小二乗法（Rothman et al. 1974）を用いてAEの震源位置・発震時刻を推定した．さらに，得られた震源を初期震源としてdouble difference法（Waldhauser & Ellsworth 2000）により震源を再決定した．

上記の処理で得られたすべてのイベントのうち，14個以上のM304Aセンサでシグナルノイズ比15以上の波形が得られたイベントに対してP波初動極性を手動で読み取り，得られた49375個の読み取り結果をCNNの訓練に用いた． 図１に本研究で構築したCNNと訓練結果を示す．このネットワークでは，理論走時周辺の150サンプル分の波形を入力とし，その波形の初動極性を0（引き）から1（押し）の連続量で出力する．訓練は，手動読み取りデータの80%を訓練データ，20%を検証データとして行った．M304Aで得られた波形に対する結果ではepoch=72，PICOではepoch=47で訓練・検証データに対する損失の差が最小となった．この時の精度は出力値の閾値を0.5（0.5以上を押し，0.5未満を引き）とした場合，それぞれ95.30%，96.83%，閾値を0.05（0.95以上を押し，0.05未満を引き）とした場合，それぞれ99.22%，99.11%であった．初動極性の自動読み取りにはこれらのepochでの重みパラメータを用い，また，出力値の選定には閾値0.05を採用し，出力値が0.05-0.95である読み取り結果は以降の解析に用いなかった．CNNにより1399767個の波形の初動極性の自動読み取りに成功し，この読み取り結果を元に各波形の理論走時周辺の30サンプルから初動振幅値を読み取り，これらを用いて49299イベントのMT解を推定した．
AEの時空間分布からは，破砕孔での流体圧の急降下（breakdown）を伴う最終的な亀裂造成の準備過程として２つのフェーズが確認された．最初のフェーズ（第１拡大フェーズ）は，破砕孔での流体圧が，breakdownが生じる圧力の10–30%で始まり，破砕孔から時間とともに三次元的に広がるAE活動で特徴づけられる． ２つ目のフェーズ（第２拡大フェーズ）は，breakdown圧の90–99%で始まり，破砕孔から最大圧縮軸方向に二次元的に進展するAE活動で特徴づけられる．得られたMT解析結果からは，第１拡大フェーズでは様々な方向の開口型AEが起こったことが示唆された．第２拡大フェーズでは，AE震源が描き出す面上での開口に対応するメカニズム，すなわち古典的水圧破砕理論から予想される開口型のイベントが支配的であることがわかった．また，第２拡大フェーズでは開口型AEに加え，せん断型AEも生じたことが確認された．これらの結果から，第１拡大フェーズは，既存の空隙を利用して破砕流体が岩体に浸透する過程，第２拡大フェーズは，boreholeから主亀裂が生じ進展する過程に対応すると解釈できる．

© 日本地震学会

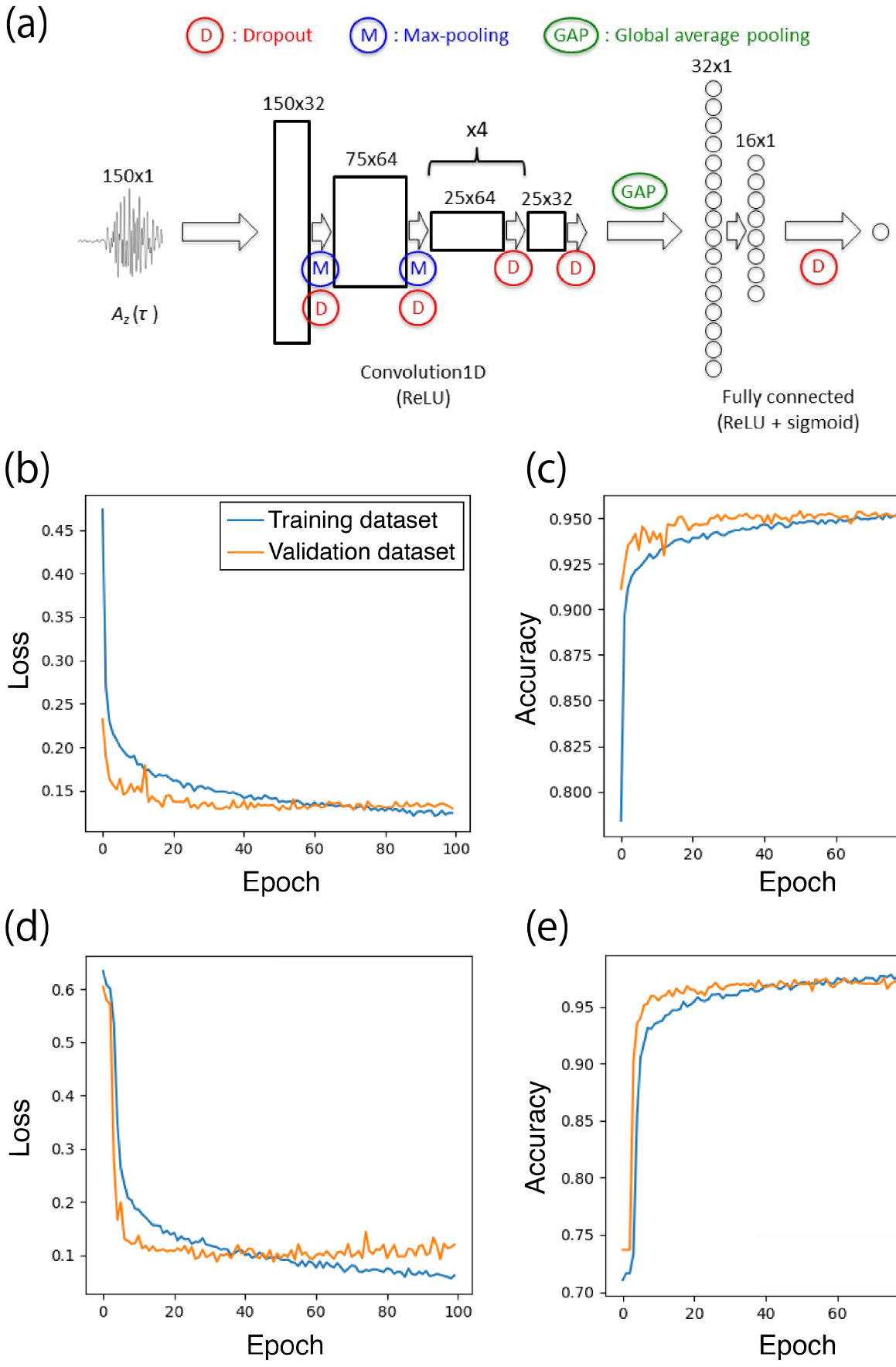


図1 (a) P波初動極性読み取り用のCNN. (b, c) M304Aで受振された波形を用いた訓練の結果. (d, e) PICOで受振された波形を用いた訓練の結果.

© 日本地震学会

An unsupervised automatic classification for continuous seismic records: introducing an anomaly detection algorithm to solve the imbalanced data problem

*Yuki Kodera[1], Shin'ichi Sakai[2]

1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

地震計の連続波形記録には，自然地震，人為的活動，機器ノイズといった様々な波形が記録されている．連続波形記録を自動的に分類することができれば，地震計周辺の地球物理的現象の理解や，緊急地震速報といったリアルタイム処理で用いる観測機器の品質管理につながると期待される．本研究では，様々な観測環境下に設置された地震計に適用可能となるよう，教師なし学習による連続波形記録の自動分類手法の開発を行っている．同手法では，まず特徴量としてランニングスペクトルを計算した後，周波数空間でk-means法，時間領域でスペクトラルクラスタリング法を適用し，波形の分類を行う．

連続波形記録を自動分類する上で大きな問題となるのは，一般的に対象となるデータが不均衡（例えば，He and Garcia, 2009）になることである．つまり，波形の大部分は定常シグナル（バックグラウンドノイズなど）であり，非定常シグナル（地震など）は相対的にデータ量が少ない．そのため，そのまま連続波形記録に教師なし学習を適用した場合，定常シグナルのみが過度に細かく分類されてしまう恐れがある．この問題に対処するため，サンプリングに基づく簡易的な異常検知手法（Sugiyama and Borgwardt, 2013）を導入した．周波数空間でのクラスタリングを行う前に，異常検知手法により「正常値」と「異常値」（全データのうち1.0%）のデータ点を抽出した上で，これらのデータ点に対してk-means法を適用するよう，手法を改良した．

この手法を2017年3月1日～7日に記録されたMeSO-net観測点E.JDJM（地下鉄近傍の観測点；川北・酒井，2009）の連続波形記録に対して適用した．異常検知手法を導入しなかった場合，不均衡データの影響によって地下鉄ノイズは複数のクラスに細分化されてしまっていたが，異常検知手法を導入した手法では，地下鉄ノイズは単一のクラスに分類されるようになった．これは，異常検知手法の導入が連続波形記録分類における不均衡データ問題の解決に有効な手段のひとつであることを示している．

© 日本地震学会

Denoise and seismic phase detection with Convolutional Neural Network

*Kengo Shimojo[1], Shouta Kudo[1], Yuriko Iwasaki[1], Koji Tamaribuchi[2]

1. Japan Meteorological Agency, 2. Meteorological Research Institute

気象庁は2016年4月から, 自動震源決定手法であるPF法(溜渕・他, 2016, Tamaribuchi, 2018)の運用を開始した. PF法では, まず, 連続地震波形データから分散比, Characteristic Function(Allen, 1978), AR-AIC(横田・他, 1981)などを用いて地震波検知・検測を行う(一次検測). その後, 一次検測値を元にグループトリガ(清本・他, 2013)や重点サンプリング法などを用いて震源を計算し, 決定する. PF法は従来の自動震源決定手法に比べ, イベント検知能力や震源精度の大幅な向上をもたらしたものの, 一次検測の段階でノイズの誤検知やP相・S相の取り違えにより, 誤った震源を決定してしまうことも多い. 一次検測の段階でノイズの誤検知や相の取り違えを減らすことができれば, PF法の震源精度はさらに向上すると期待される. 本研究では, ノイズ／P相／S相の識別を行うモデルを畳み込みニューラルネットワーク(CNN)により構築し, 気象庁の保有する検測値, 地震波形データを与えて学習させ, その精度を検証する. また, PF法と組み合わせることによって, PF法の震源がどのように変化するかを検証する.

2017年から2018年4月1日までの間に, 気象庁一元化地震カタログに記載のあるK,k登録（精度が良く, 手動で検測された, 低周波地震以外の）イベントの各観測点でのP・S相の検測時刻周辺の４秒間を入力する波形データ（計８０万個以上）, 相の種類をラベルとして学習モデルに与える. なお, ノイズ波形データはP相到達前の４秒間の波形とする. そして, 学習する地震のマグニチュードや, 波形のフィルターバンクの有無を変更することにより, 複数の学習済みモデルを作成する. フィルターバンク無しの場合は, ２Hzのハイパスフィルターを適用した3成分 (上下・南北・東西) 波形のみを入力として, 学習を行う. 一方, フィルターバンク有りの場合は, フィルターなし・２－８Hzのバンドパスフィルター, ５Hzのハイパスフィルターの異なる周波数帯域でのフィルターを適用した, ３種類の3成分波形を入力として, 学習を行う. その後, 一元化作業で使用される全ての観測点の, 2019年４月１日に記録された２４時間の連続地震波形データを用いて, 学習済みモデルの性能を検証する. 検証では, まず連続波形に対しPF法による一次検測を行う(PF法一次検測値).PF法一次検測値周りの波形を, 上記モデルで相分類することにより, ノイズと判定された検測値の削除(デノイズ)や相種別の変更を行う(デノイズ済み一次検測値). それとは別に, 連続波形を4秒間ずつ1秒シフトで直接上記モデルに供給して相判別させ, その結果をさらに検測用CNNモデル(Ross et al., 2018に準拠)に入力した検測値(GPD一次検測値)も用意する. この3つの、PF法一次検測値、それぞれの学習モデルによるデノイズ済み一次検測値, GPD一次検測値をもとに, PF法による震源決定を行い, 一元化地震カタログに記載のある震源と一致する数, および過剰な数の変化を比較することにより, 各手法の評価を行う.

フィルターバンク無し・M2以上の地震波形を学習データに使ったモデルを, ノイズ確率99%以上の波形を削除するデノイザーとして使用したところ, 一致数が410個, 過剰が102個と, PF法一次検測値を用いた震源（一致：412; 過剰:144）に比べて, 一致数をほぼ減らさずに, 過剰を減らすことができた. 一次検測値数に関しても, デノイズ前の1,243,804から81,620と, 3割以上削減する. つまり, PF一次検測値のデノイズ処理により, 計算処理時間の短縮や, 過剰イベントの抑制といった, 震源計算処理の効率化が期待される. 同モデルを用いて, 一定のP・S相確率値(６０%, ７０%, ８０%, ９０%)以上のGPD一次検測を行ったところ, PF法に比べて, 一致数が大幅に減り, 過剰数が増えてしまう. フィルターバンク有り・M2以上のモデルでも, デノイザーとして使った場合には、一次検測値数を大幅に減らした上で, 一致数を減少させないが, GPD一次検測値では一致が減り, 過剰が増えるという, 同様の傾向が見られる.
一方, フィルターバンク有り・M0以上のモデルのGPD一次検測値(P・S相確率が99%以上)を用いたところ, PF法一次検測に比べ, 一致数が422・過剰数が238と, 一致・過剰ともに増加した. 過剰のうち, 一元化地震カタログに登録にない地震は97個とPF法(34個)の約3倍, ノイズ誤検知により決まった震源は23個でPF法(51個)の

© 日本地震学会

半分程度に留まった. これらは, ノイズによる誤震源を抑制しつつ, 地震検知能の更なる改善に寄与する可能性を示している. 一方で, 発破も108個とPF法(51個)の２倍以上となっており, 発破検知による過剰震源を抑制することが, 今後の課題である.

© 日本地震学会

Detection of seismic signals under low SNR condition using an artificial neural network: Toward development of dense low cost citizen seismic network in Japan

*Ahyi Kim[1], Hiroki Uematsu[1], Yuji Nakamura[1], Yuta Takahashi[2], Momoko Nakamura[2]

1. Yokohama City University, 2. Senshu University

我が国では地震活動が極めて活発である事から高密度な強震観測網が展開されており，地震よる大きな揺れが警戒される場合は基本的にどこにいても緊急地震速報を受信することができる. しかし, 個人レベルの防災としては, 地震による揺れが建物の状況に強く影響される以上, その地域の震度が自分の家の揺れ具合を正確に表しているとは言い切れない. この問題を解決する一つの案として, 各家庭に設置できる地震計があればその場所での震度を計測したり, 将来的にはその場所での強震動予測を可能にし, 次に取るべき行動を判断することができる可能性がある（自助）. そこで金他(2015)では市販の安価なMEMS加速度センサーとコンピュータRaspberry Pi を組み合わせた小型センサーユニットを作成し，各家庭や公共施設に設置することを提案した. また, 災害時における共助のためにそれらのユニットで地域市民参加型地震波計測ネットワーク（Citizen Seismic Network, 以下，CSN）を構築することを提案した. CSNセンサーユニットには平時から有事に利用できるアプリケーションが実装されているほか，ソーシャル・ネットワーキング・サービス(SNS)などと連動させることで市民間のつながりもでき，各地域での地震防災コミュニティーネットワークの構築につながる事が期待される. このCSNセンサーユニットの実用化に向けた一つの問題点として，通常の強震計と比べ機械ノイズが高いこと，また設置場所が家庭や公共施設といった高ノイズ環境下であることからノイズと地震動の識別が難しいことがある. 本研究ではそのような環境下でも地震動を正確に見分け震度を計算する事を目的に, 人工ニューラルネットワーク(ANN)を導入した. CSNプロジェクトでは現在12箇所でCSNセンサーユニットを設置し加速度の観測を行っているが，観測した地震数はANNの学習や検出能力の検証に使用するには十分な数ではない. そこで本研究では既存の強震計より得られた地震データに本センサーのノイズを付加することで疑似データを作り出し，その波形を用いてアルゴリズムの検証を行った. 現時点では横浜市強震計ネットワーク（以下，YKN）の保土ヶ谷観測点にて1997年5月12日から2012年9月14日得られた地震記録のうち，目視によってS波初動を認識できるものを選び，ANNの学習および検証に使用してるが, 順次データを増やしていく予定である. ANNの学習では，学習を段階的に繰り返し，間違ってS波と判定した入力波形をノイズ教師データとして追加する段階学習を行った（e. g. 山中他, 2004）. この結果, 一括学習にくらべ学習精度を上げることができ, 現在の判定に用いた100個の地震動のうち95%以上, 計測震度2以上に限れば100%の地震動を検出することに成功している. しかしまだ誤検出もあるので, より学習データを増やして精度を高めていく. 発表では開発中のセンサーネットワークのシステムや上述のアプリケーションも併せて紹介する予定である.

© 日本地震学会

Development of neural network to locate hypocenter with theoretical seismograms of time series as learning data

*Daisuke Sugiyama[1], Seiji Tsuboi[1]

1. JAMSTEC

我々は、昨年の地震学会秋季大会において、現実的な3次元地球モデルを用いた理論地震波形記録を教師データとして機械学習を行うことにより、震源パラメータの推定を行うニューラルネットワークを構築する試みを日本列島規模の観測網に適用した例について報告した。

前回の発表では、日本列島規模の領域について、陸上の観測点を想定した理論地震波形記録に基づく地表の変位分布画像を用いて、機械学習によりニューラルネットワークを構築することを試み、観測点分布が偏った場合でも震源パラメータの推定を行うことが可能であることを示した。また、変位分布画像の時系列を教師データとした3DCNNの適用についても検討したが、学習時間がかかるために、変位分布画像のみを用いた場合との比較で精度の向上が図れるかについては十分な比較ができなかった。今回、我々はこの3DCNNを用いた震源パラメータ推定の結果について報告し、十分な精度を得られることを示す。

理論地震波形記録は、前回と同様にスペクトル要素法のSPECFEM3D_GLOBE (https://geodynamics.org/cig/software/specfem3d_globe/)を用い、256コアを使って1 chunkを用いて計算した。モデルの精度を表すパラメータであるNEXは256で、用いた3次元地球モデルはS20RTS、精度は周期17秒である。2分間の理論地震波形を約4200個の地震に対して計算し、約300万枚の地震波伝播画像を生成した。

生成した画像を基に、震源パラメータを推定するニューラルネットワークの構築を試みた。ニューラルネットワークは深層学習でよく使われるConvolutional Neural Network (CNN)を3次元に拡張した3DCNNで、convolutionは3層とし、0.2秒毎の画像20枚、すなわち4秒間の時系列から，各パラメータを推定するネットワークを機械学習により生成した。画像の例とネットワーク構成を図1に示した。ニューラルネットワークのフレームワークはTensorFlow (https://github.com/tensorflow)を用いた。機械学習は画像の4/5を用い、学習のパラメータ設定を海洋研究開発機構・地球情報基盤センターが運用するDAシステムのGPGPUノードを使用して行った。学習にあたっては教師データをすべてメモリに格納することで、5個の震源パラメータの各120エポック分の学習を78GPU時間で終了することが出来た。学習により構築したニューラルネットワークに対して残り1/5の地震を用いて検証を行った。検証結果は推定した緯度と経度の誤差の標準偏差がそれぞれ0.05˚と0.11˚であり、日本列島規模の陸上観測点分布による地表の変位分布画像の時系列データを教師データとして、震源パラメータを推定するニューラルネットワークを構築することが可能であることが分かった。

また、我々は、理論地震記録の時系列を含めた学習を発展させるため、時系列に並べた空間伝搬データのそれぞれの前後ステップの動き特徴をベクトル特徴量として抽出することを試みた。動きの特徴の抽出にはOpticalFlowを用い、計算アルゴリズムにはGunnar-Farneback法 Farneback, et al.(2003)を採用した。計算時の詳細なパラメータについては発表の際に報告する。時系列に並べた空間伝搬データに適用して計算を行うことで、その地震波の空間伝搬のベクトル特徴量（図2）が得られる。このようなベクトル特徴量を解析し、地震波への適用可能性や学習モデルへの組み込みの可能性など検討した結果について報告する。

謝辞

© 日本地震学会

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

© 日本地震学会

図1　地震波動伝播画像の時系列とネットワーク構成

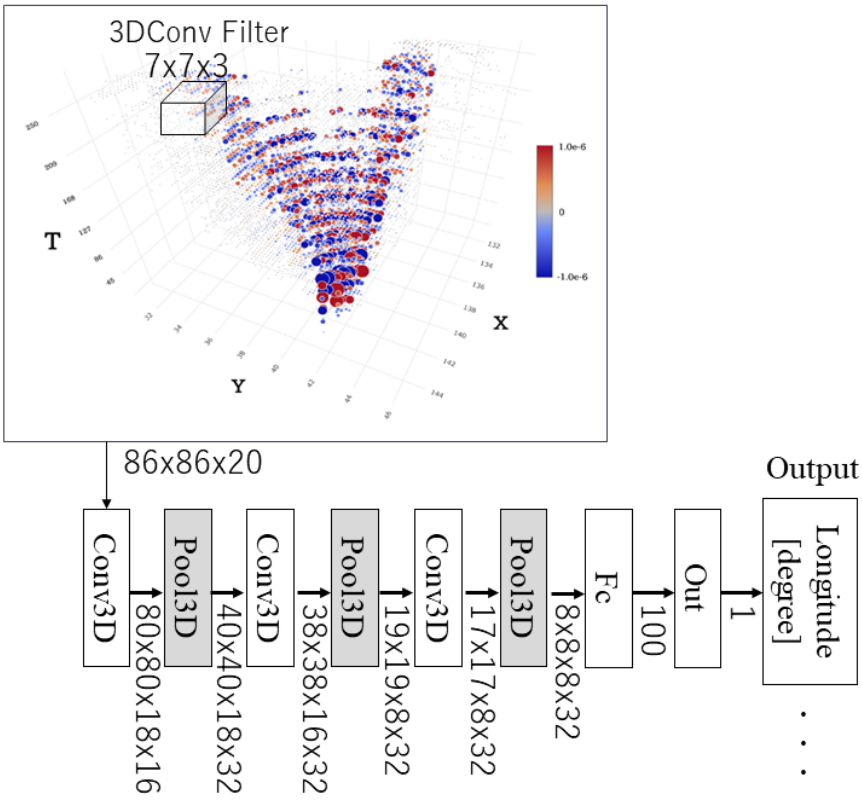
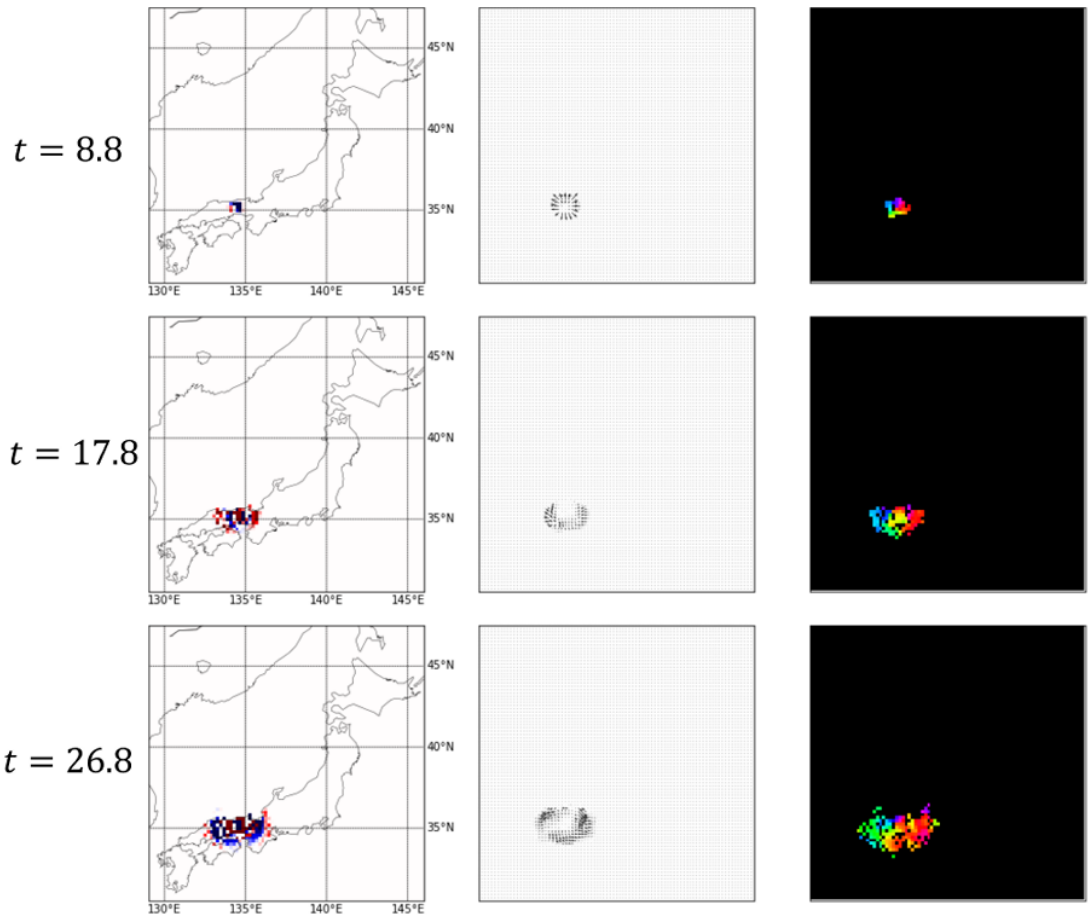


図２　ある地震における地震波の空間伝搬のベクトル特徴量の推移。tは発震時からの経過時間を示し、左図が空間伝搬図。中図がベクトル特徴量の向きの矢印図。右図がベクトル特徴量を色に対応させた図。



Numerical experiments towards detection of deep low-frequency tremors from seismic waveform images via convolutional neural network

*Ryosuke Kaneko[1], Hiromichi Nagao[1,2], Shin-ichi Ito[1,2], Kazushige Obara[2], Hiroshi Tsuruoka[2]

1. Graduate School of Information Science and Technology, The University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

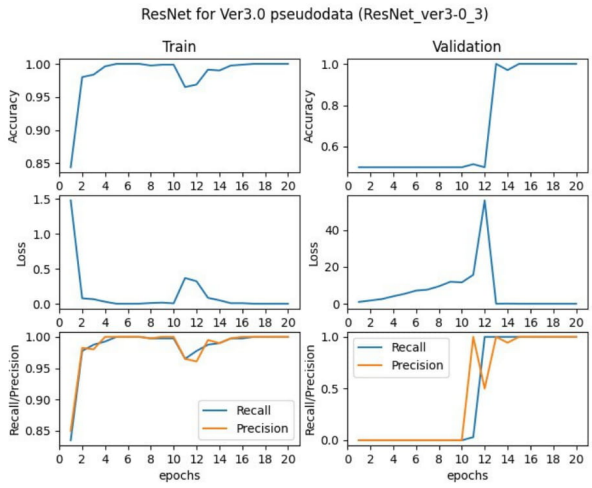
概要：
深部低周波微動は防災科学技術研究所高感度地震観測網Hi-netの構築によって初めて観測的に見出された[1]ため，それに関するデジタルデータは直近の約20年分しか存在しない．数十年～数百年という地震発生サイクルの時間スケールを考えると，過去の地震波形データにスロースリップイベントに伴う深部低周波微動が記録されているかどうかを詳しく調べ，その特徴をさらに明らかにすることは，地震学において当然検討すべき重要課題である（例えば [2]）．
現在のようなデジタル記録以前においては，地震波形データはペンによって振動を連続的に記録紙に直接書き記したドラム式のアナログ紙記録として保存されていた．このようなアナログ紙記録には，深部低周波微動や通常の地震などの自然現象や，波浪起源の脈動や人為的振動などに由来するノイズの振動が記録されているだけでなく，一定時間ごとに挿入される刻時のためのパルス波形，ペンまたは記録紙の駆動部分の不具合が原因と思われる不自然な波形，ペンの消耗や記録紙の交換によって発生したと思われるデータの欠損なども含まれる．そのため，深部低周波微動を解析対象とする場合，その振幅は微弱でノイズとほぼ同等であり，しかも刻時パルスなどが重畳するため，微動の波形をデジタイズし解析に用いることは極めて困難である．
本研究では，畳み込みニューラルネットワークに基づき，アナログ紙記録から深部低周波微動を自動で検出するためのアルゴリズム開発を目指す．畳み込みニューラルネットワークとは，主に画像認識や手書き文字認証などで用いられる深層学習の手法の一種であり，人間の視覚細胞のはたらきを層の重なりによって数理的なモデルとして表現するのが特徴である．2010年代に入ってから画像認識のタスクにおいて従来の手法を遥かに上回る性能を発揮したことで注目されるようになり，現在ではスマートフォンのアプリなど我々の身近なものまで支える技術である．畳み込みニューラルネットワークの学習において人間が指定するのは主にモデルの構造のみであり，画像から特徴を抽出するために必要な内部のパラメータのチューニングはすべてコンピュータによって自動的に行われるため，人間の労力をあまり必要としない上に人間の画像認識の精度を上回る結果を得られることが期待される．そのため，モデルの構造や学習手法に関する研究は現在も盛んに行われている．例えば，2016年に発表されたResidual Network (ResNet) [3]においては，残差学習の考え方を取り入れており，一定数の層を通過したあとの出力値に元々の入力値を足し合わせるShortcut Connectionと呼ばれるシンプルな構造をモデルに組み込むことによって，深層化による過学習やパラメータ数の増加などのデメリットを軽減しつつ汎化性能を向上させることに成功している．
はじめから多種多様のノイズが入った実データを用いて一からモデルを学習させるのは困難であるため，まずは実際のアナログ記録を参考に振動現象や観測ノイズを模した疑似データを作成し，ノイズの大きさや種類を変えながらモデルの学習を行う．背景ノイズとして脈動を再現した波形と正規ノイズを加え，深部低周波微動が観測された場合と観測されなかった場合の疑似画像をそれぞれ作成し，ResNet と同じくShortcut Connectionの構造を持ったモデルにおいて学習を行った．脈動および微動を再現する波形については，正規ノイズを実際の周波数帯域に合わせてバタワースフィルタに通過させることによって作成した．その結果，図(a)のように学習済みモデルは微動の観測の有無をほぼ確実に正しく判定することができた．また，Grad-CAM [4]に基づきモデルの判定に影響を与えた部分を可視化したヒートマップを作成したところ，図(b)のように微動が観測された場合のデータに関して微動の発生時間帯まで正しく検出できることが確認できた．最終的には実データと同レベルのノイズが入った疑似データで学習させたモデルを初期モデルとして，そこから実データによる学習を行うというファインチューニングと呼ばれる手法を用いる． 本研究の目標であるアナログ紙記録

© 日本地震学会

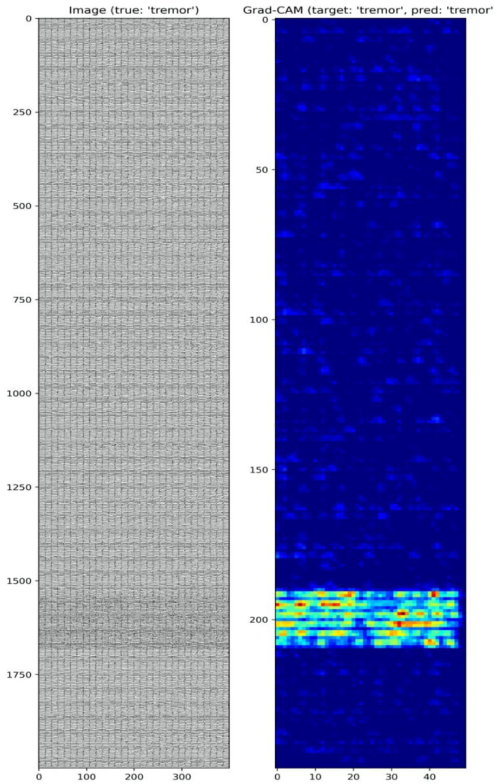
からの深部低周波微動の自動検出が達成されれば，現在よりも長期間の深部低周波微動に関するデータベースの構築が可能になることが期待される．

参考文献

[1] K. Obara, Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, Science, 296, 1679-1681, 2002.
[2] M. Kano and Y. Kano, Possible slow slip event beneath the Kii Peninsula, southwest Japan, inferred from historical tilt records in 1973, Earth, Planets and Space, 71(95), 2019.
[3] K. He, X. Zhang, S. Ren and J. Sun, Deep residual learning for image recognition, 2016 IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition (CVPR), 2016.
[4] R. R. Selvaraju, M. Cogswell, A. Das, R. Vedantam, D. Parikh and D. Batra, Grad-CAM: Visual explanations from deep networks via gradient-based localization, International Journal of Computer Vision, 128, 336–359, 2020.



(a) モデルの学習結果



(b) Grad-CAM に基づくヒートマップ

© 日本地震学会

Machine learning models for aftershock forecasting: Application to the 2016 Kumamoto earthquake sequence

*Hanyuan Huang[1], Hiroe Miyake[1]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

Machine learning techniques are becoming increasingly prevailing in seismology contributed by the increasing amount of observable information. Considering that the research of seismology now is largely motivated by data from past earthquakes and machine learning mechanism enable itself to extract features and identify unseen signals which may help with earthquake prediction. This research is trying to use mathematically computed parameters known as seismicity indicator to forecast aftershocks on a certain day after the 2016 Kumamoto earthquake sequence. We here used the machine learning techniques as Multiple Linear Regression, Neural Network, k-Nearest Neighbors, and decision tree. To built the dataset based on the unified earthquake catalog extracted from Japan Meteorology Agency, we chose the data including time, magnitude, depth in the range from 1 January 2000 to 1 January 2020 whose magnitude is over 2.0 and depth is shallower than 30 km, in the region of the longitude of 130.0 to 131.3 and the latitude of 32.0 to 33.3, which is located around Kumamoto. To train the model, according to the original data, we refined the data in the unit of a day and count the maximum magnitude, sum number of earthquakes, mean magnitude in one day. Then we calculated the statistic information, the mean value, median value, and maximum value of the magnitudes during the time elapsed 30, 60, 90, 365, and etc., before the target date, and also the mean depth and earthquake energy. However, the linear correlation among energy, depth, and numbers of earthquakes are extremely low even leading the model to perform negatively. Finally, we only use the statistic value of magnitude in different time series as the training features. Few revised training datasets are also applied to different models. We divided the data set and the first 80%, from 1 January 2000 to 31 December 2015, is taken as the training set, the last 20%, from 1 January 2016 to 1 January 2020, is taken as the test set. The 2016 Kumamoto earthquake sequence occurred in April 2016, a series of aftershocks occurred in the Kumamoto region. However, earthquakes with magnitudes over 6 and depth shallower than 30 km have never shown up during the past 20 years in Kumamoto. So, we prepared to focus on the aftershock forecasting after 14 April 2016, the day when the earthquake with magnitudes greater than 6.0 firstly occurred. We tried to forecast the maximum magnitude sequence after the large earthquake in the Kumamoto region. About the results, when observing the training set and its prediction results in many models, because of the huge difference between the quantities of low magnitude earthquakes and high magnitude earthquakes, we found the predicted values are proportionally small compared to real value even when relatively large earthquakes occurred. Because we focus on the sequential series maximum magnitude of each day after the large earthquake, we multiple parameter alpha (=maximum magnitude in training set/maximum magnitude in prediction results) for each forecast results, which led the models confirmed real values better on high magnitudes. The evaluations for models are based on the loss between real maximum magnitude and predicted maximum magnitude in a day during different forecasting duration. We found the four models performed with relatively good accuracies during 30 days elapsed after 4 June 2016, the first M6.5 earthquake occurred, but deviation increased slightly with time elapsed which may be triggered by the increment of days without earthquakes with magnitude greater than 2.0 occur while these models performed less precisely on that. Focusing on the forecasting duration one month later, the four models also exhibited different characteristics. The Multiple Linear Regression and Neural Network models both predicted magnitudes with low loss, but the Multiple Linear Regression model seems strongly influenced by several certain features leading the prediction of model performed somehow similar to the maximum

© 日本地震学会

magnitude on the last day, which showed low robustness. The decision tree predicted with relatively high loss, and it successfully fit the increasing trend of the M7.3 mainshock. In all the models, the Neural Network model which yielded good prediction accuracies whose mean the loss is around 0.5 performed good robustness and is considered can be applied for future magnitude forecast when earthquakes with magnitudes greater than 6.0 occur again in the Kumamoto region.

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Introduction of committee activities：S25.Committee activities for society

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S25P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-01] Public Relations Committee

*Public Relations Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-02] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-03] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-04] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-05] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-06] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-07] Geopark Assistance Committee

*Geopark Assistance Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-08] Kanamori Fund

*Kanamori Fund[1] (1. The Seismological Society of Japan)

Public Relations Committee

*Public Relations Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

広報委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

SSJ Committee

*SSJ Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

学会情報誌編集委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

SSJ Committee

*SSJ Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

強震動委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

SSJ Committee

*SSJ Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

学校教育委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

SSJ Committee

*SSJ Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

災害調査委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

SSJ Committee

*SSJ Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

普及行事委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

SSJ Committee

*SSJ Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

ジオパーク支援委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

Kanamori Fund

*Kanamori Fund[1]

1. The Seismological Society of Japan

金森基金の活動を紹介します

© 日本地震学会

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

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

[S24]AM-1

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

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

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

○Hisahiko Kubo[1], Takeshi Kimura[1], Katsuhiko Shiomi[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

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

Ryota Otake[1,2], Jun Kurima[2], ○Hiroyuki Goto[2], Sumio Sawada[2] (1.OC Global, 2.Kyoto University)

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

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

○Masumi Yamada[1] (1.DPRI Kyoto Univ.)

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

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

○Keisuke Yano[1], Hidenobu Takahashi[2], Kazuya Tateiwa[2], Masayuki Kano[2] (1.The Institute of Statistical Mathematics, 2.Tohoku University)

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

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

○Daisuke Sugiyama[1], Seiji Tsuboi[1], Yukutake Yohei[2] (1.JAMSTEC, 2.Hot Springs Research Institute, Kanagawa Prefectural Government)

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

*Hisahiko Kubo[1], Takeshi Kimura[1], Katsuhiko Shiomi[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

〇はじめに
本研究では、防災科研F-netのモーメントテンソル解カタログを、次元削減による構造抽出やクラスタリングなどの教師なし機械学習で解析することで、地震活動の地域特性を調べる。

〇データセット
防災科研は、日本周辺で発生する地震を対象として、広帯域地震観測網F-netの地震動記録を用いたモーメントテンソル解析を1997年からルーティン的に行っており、そのカタログをWeb上で公開している。ここではF-netの観測体制がほぼ同一である2003年から2019年までの期間に発生し、モーメントマグニチュードが4以上である、計15810の地震のモーメントテンソル解を用いた。
F-netによるモーメントテンソル解は、緯度・経度・深さ・モーメントテンソル6成分の情報を持つ。このモーメントテンソル6成分をダブルカップルとCLVDに分解し、それぞれに関する情報をデータセットに登録した。ダブルカップルの情報としては、P軸のazimuthとplungeおよびT軸のazimuthとplungeを登録するとともに、P軸・T軸の単位ベクトルも登録した。さらに断層タイプに関する情報として、P軸・T軸の情報から、Kavernia et al. (1996)・Kagan (2005)によるsource-mechanismダイアグラムのxとyも登録した。xが大きいと逆断層成分が、xが小さいと正断層成分が卓越していることを意味する。またyが大きいと横ずれ成分が卓越していることを意味する。CLVDの情報としては、Aso et al. (2016)のsource-typeダイアグラムの定式化（j）によるダブルカップルとCLVDの比を登録した。

〇次元削減による構造抽出
ここでは上記データセットのうち緯度・経度・深さ・source-mechanismダイアグラムのxとyの計5成分の情報を、カーネル主成分分析によって3次元に削減し、データセット内の構造抽出を試みた結果を紹介する。地震のメカニズム解の空間分布は非線形要素が強いため、主成分分析などの線形な次元削減手法ではなく、非線形な次元削減手法であるカーネル主成分分析を用いた。カーネル主成分分析はカーネル法を用いて非線形変換を行うことができ、より柔軟な解析をすることが可能である。カーネルにはガウシアンカーネル Radius Basis Functionを用いた。なお日本周辺で発生する地震の空間分布はもともと北東-南西の方向に広がっており、緯度と経度の情報には強い相関がある。そのため、まず緯度と経度に対して主成分解析による軸変換を行った上で、次元削減を行った。また次元削減前に各成分の正規化を施した。
解析の結果、カーネル主成分分析で得られる三つの主成分と地域ごとの特徴的な地震活動が対応することが分かった。第一主成分が大きい地震グループは、西日本・南西諸島・台湾にかけた地域の内陸および海域で起きている浅い正断層型の地震で主に構成される。第一主成分が小さい地震グループは、東日本の太平沖のプレート境界付近で発生している逆断層型の地震が多い。第二主成分が大きい地震グループは、横ずれ成分を多く含む台湾周辺の地震が多い。第二主成分が小さい地震グループは、千島海溝沿いの浅い正断層型の地震で主に構成される。第三主成分が大きい地震グループは、正断層成分を多く含む、深さ100㎞以上の深い地震で主に構成される。第三主成分が小さい地震グループは、東日本の内陸および日本海溝周辺の浅い逆断層型の地震や九州・南西諸島・台湾にかけた地域の逆断層型の地震で構成される。この結果はF-netモーメントテンソル解カタログを教師なし学習することによって、似た性質を持つ地震のグループを抽出することが可能であることを示唆する。

© 日本地震学会

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

Ryota Otake[1,2], Jun Kurima[2], *Hiroyuki Goto[2], Sumio Sawada[2]

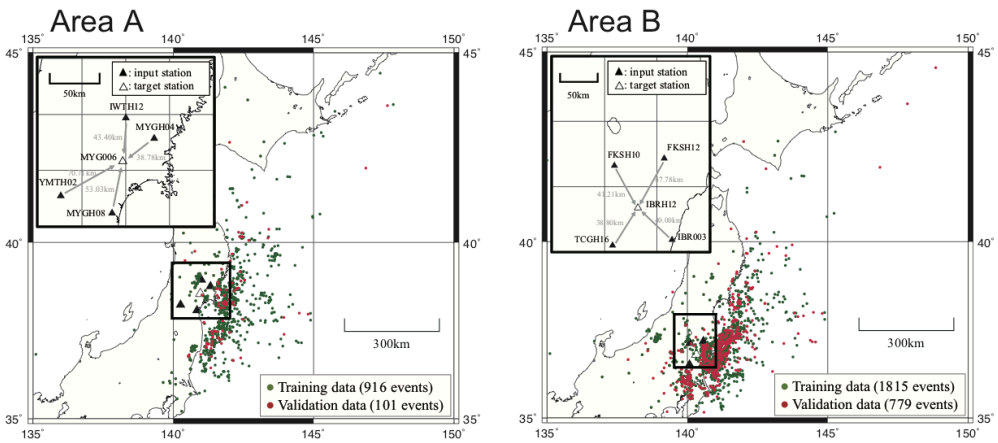
1. OC Global, 2. Kyoto University

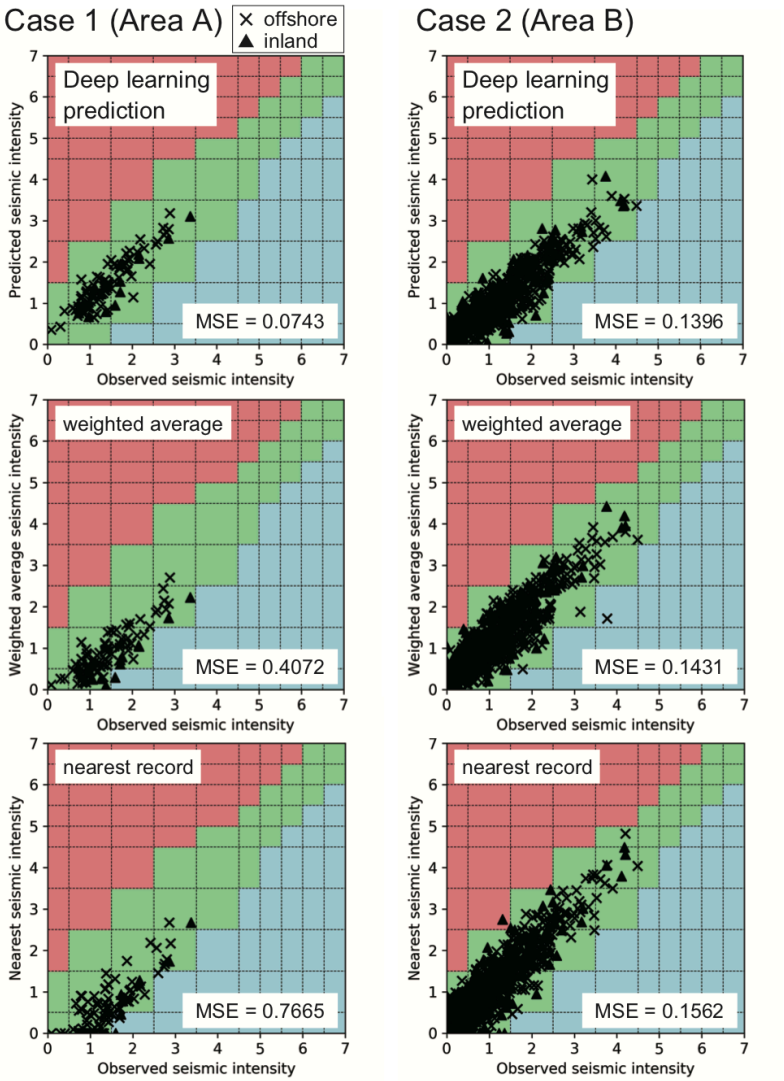
地震直後，あるいは発生後即時に震度の空間分布を把握することは，緊急対応において非常に重要である．本研究は，機械学習の一種である深層学習を利用して，ある地点における震度を周辺の地震記録から予測することを試みた．周辺と対象地点におけるリアルタイム震度をそれぞれ入力データ・出力データとし，ここでは地盤情報等は考慮しない．この問題設定は，ある地域に地震計を一定期間敷設して記録を収集し，観測終了後に周辺にある常設観測点から震度を予測する方法を想定しているが，即時予測が可能であれば緊急地震速報への応用も期待できる．

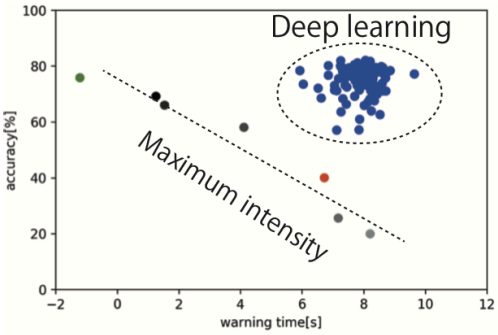
深層学習モデルは，因果関係を持つ系列データに高い有効性を持つLong Short-Term Memoryを用いて構成した．対象地点としてK-NET MYG006（Area A），KiK-net IBRH12（Area B）をそれぞれ選定し，周辺にあるK-NET/KiK-net 4観測点のリアルタイム震度を入力データに，対象地点のリアルタイム震度を出力データとしてモデルを訓練させた．なお，利用できる記録のうち70%を訓練データに，残り30%を検証データに用いている．Area A，Area Bそれぞれに対して得られた深層学習モデル（case 1，case 2）は，距離加重平均値（weighted average）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

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

© 日本地震学会


Area A
▲: input station
△: target station
50km
IWTH12
MYGH04
MYG006
YMTH02
MYGH08
300km
Training data (916 events)
Validation data (101 events)
Area B
FKSH10
FKSH12
IBRH12
TCGH16
IBR003
Training data (1815 events)
Validation data (779 events)


Case 1 (Area A)
× offshore
▲ inland
Case 2 (Area B)
Case 3 (Area B - EEW)
Deep learning prediction
MSE = 0.0743
MSE = 0.1396
MSE = 0.1623
Predicted seismic intensity
weighted average
MSE = 0.4072
MSE = 0.1431
Weighted average seismic intensity
nearest record
MSE = 0.7665
MSE = 0.1562
Nearest seismic intensity
Observed seismic intensity


Deep learning
Maximum intensity
accuracy[%]
warning time[s]

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

*Masumi Yamada[1]

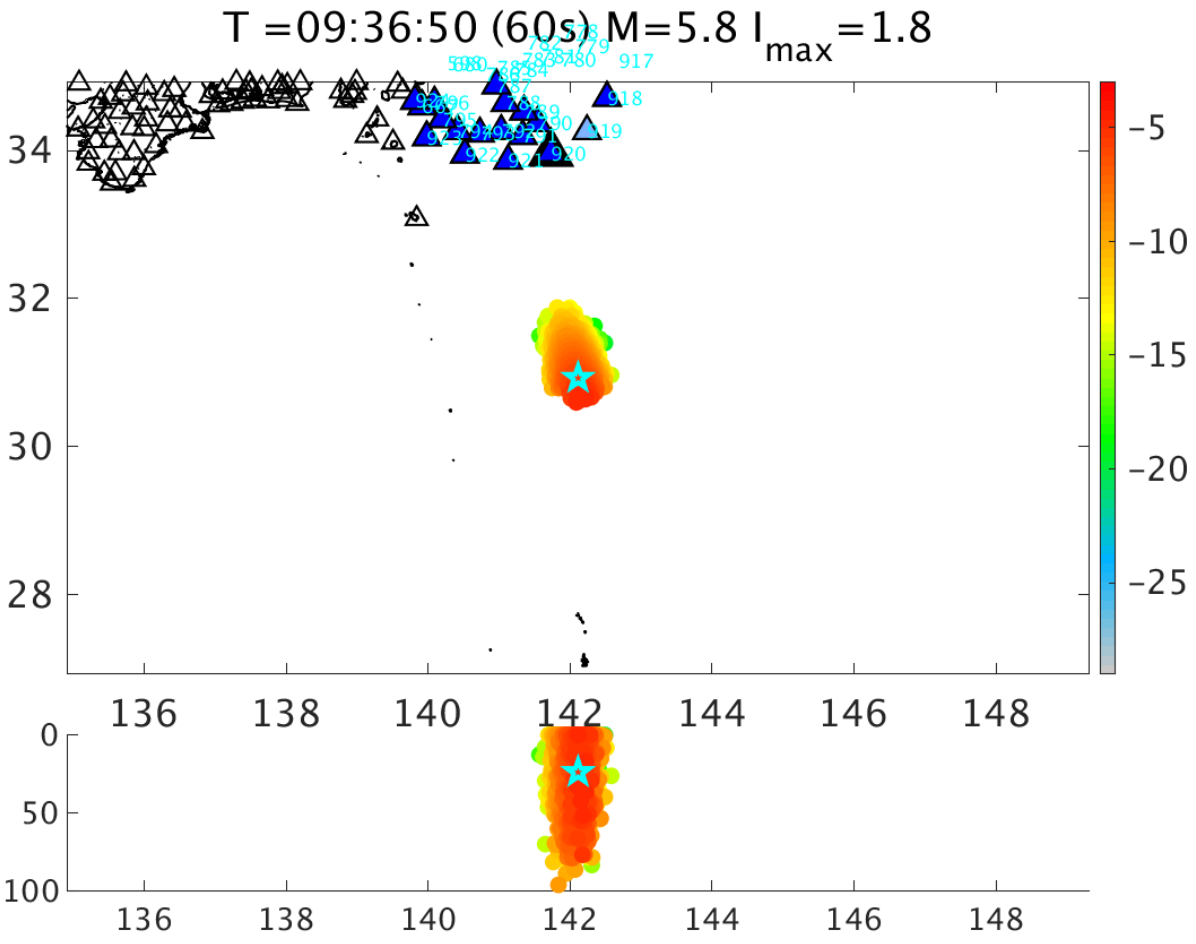
1. DPRI Kyoto Univ.

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

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

2つ目の問題点はマグニチュードの過大評価である。たとえ震源位置が誤っていたとしても、震源近傍の観測点を利用してマグニチュードを計算していれば、振幅が小さいため地震のマグニチュードは小さく予測されるはずである。しかしながら、マグニチュードの決定には予測震源から800㎞以上離れた小笠原諸島の母島観測点で観測されたデータを用いていた。マグニチュードの計算には閾値があり、振幅の小さい観測点(＜50μm)はマグニチュード推定に利用されない。また、2018年1月5日の茨城県沖の地震の誤報の後の改修により、理論P波到着時刻よりも前の振幅は、マグニチュード推定に利用されなくなった。おそらくこれらの制約条件によって、マグニチュードの計算に利用できたのは母島観測点のみとなり、その振幅値を利用したために、過大なマグニチュードを予測する結果となった。なお、気象庁では9月上旬より、マグニチュードの算出には震源からの距離が700km以下のものを使用する予定である。
島嶼部での震源決定精度を上げるための改善策は、観測点の密度を増やすことである。現在、気象庁の地震観測網、Hi-net、S-netのデータは上述のように別々の手法によって計算されている。しかしながら、これらのデータを統合して同じ手法で利用する事ができれば、新たな観測網を設置することなく、既存の観測網を利用して観測点密度を増やすことが可能である。本研究では、全国地震観測データ流通ネットワークを利用して、防災科学技術研究所のHi-netとS-netのデータを統合して解析した。解析には、パーティクルフィルタを利用して統合的にデータを処理するIPF法の改良版を使用している。この計算は、10秒程度のバッファを設けているが、オンラインで逐次計算されている。その結果、震源の誤差は30km程度とほぼ正確に震源決定することができ、予想されるマグニチュードも5.8と正しく推定できることが分かった。発表では詳細な解析結果について報告する。

© 日本地震学会


T =09:36:50 (60s) M=5.8 I max =1.8
34
32
30
28
136
138
140
142
144
146
148
0
50
100
-5
-10
-15
-20
-25

© 日本地震学会

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

*Keisuke Yano[1], Hidenobu Takahashi[2], Kazuya Tateiwa[2], Masayuki Kano[2]

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

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

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

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

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

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

© 日本地震学会

ないため，周波数方向に対するプーリングを導入した．時間窓長に関して，時間分解能の向上を期待して，Nakano et al. (2018)で用いられた240秒より短い120秒の時間窓を用いた．
学習の結果、通常地震・微動・ノイズに関してそれぞれ100%,94.5%,100%の精度で分類を行うことに成功した(図2)．また，CNNの判別確率と震央距離とマグニチュードの関係を調べた結果，微動に関しては震央距離が近いほど判別確率が高くなり，通常地震に関してはMwが大きいほど，震央距離が近いほど判別確率が高くなる傾向を示した．最後に連続記録に対して適用した結果，微動全体が入力時間窓に入ると微動の判別確率が上がり，窓から外れると下がることを確認した(図3)．
謝辞：防災科学技術研究所より公開されているS-netの波形データを使用しました．

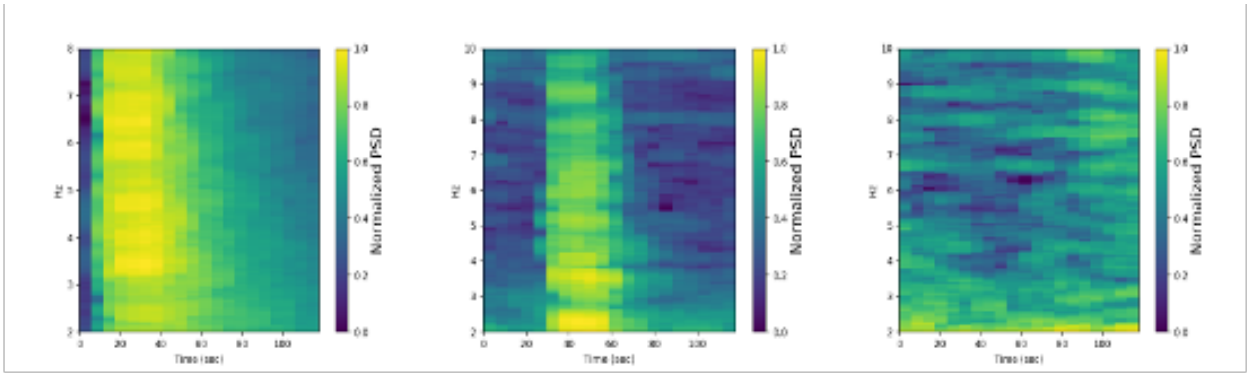


図1：規格化したPSDの例．左から順に，通常地震・微動・ノイズ．

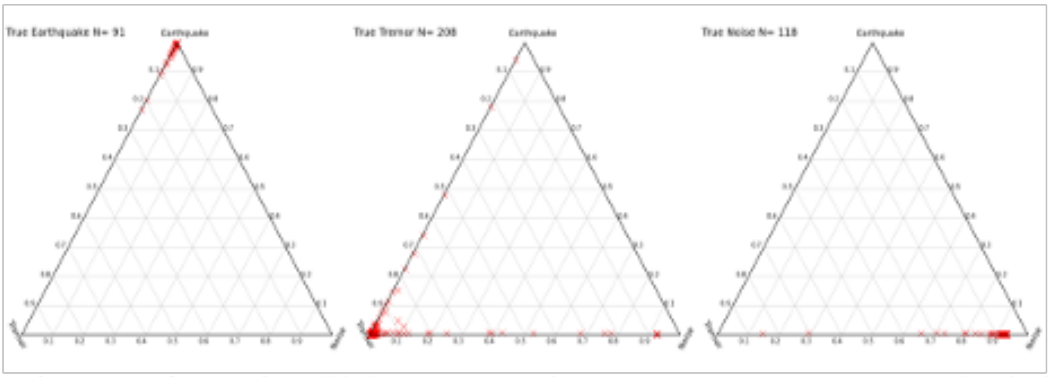


図2：正解が通常地震・微動・ノイズであるときのCNNの出力確率．

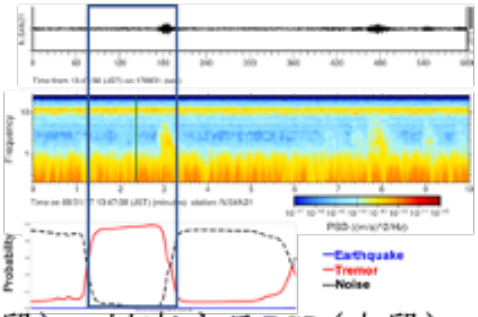


図3：連続波形(上段)，対応するPSD(中段)，CNNの出力確率(下段)．

© 日本地震学会

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

*Daisuke Sugiyama[1], Seiji Tsuboi[1], Yukutake Yohei[2]

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

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

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

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

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

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

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

© 日本地震学会

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

謝辞

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

© 日本地震学会

図１　箱根火山地域の観測点分布図

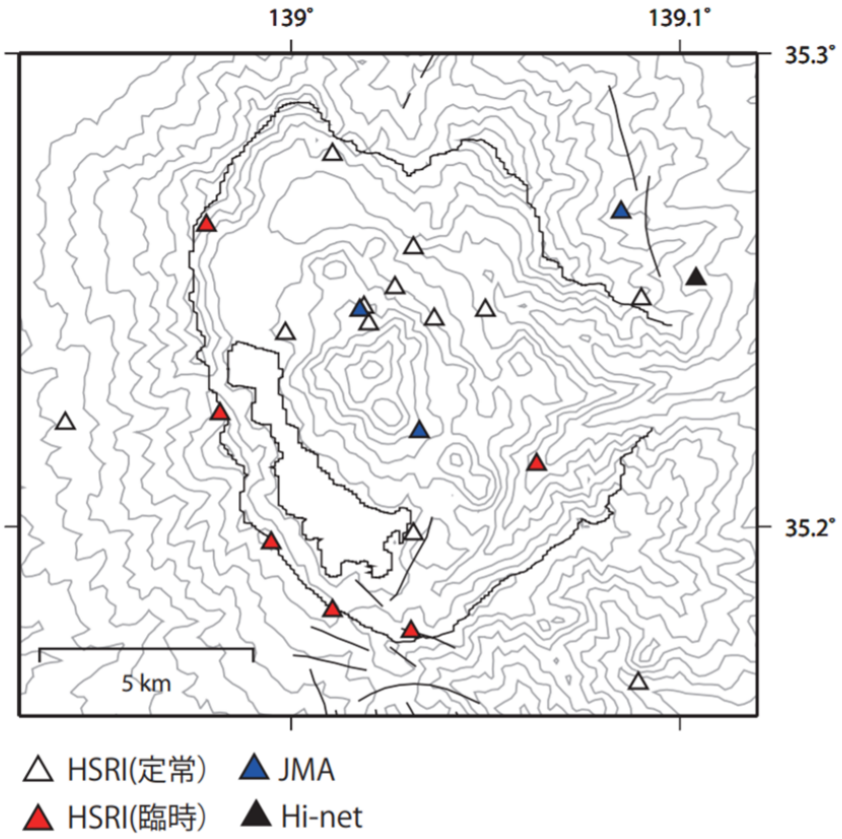
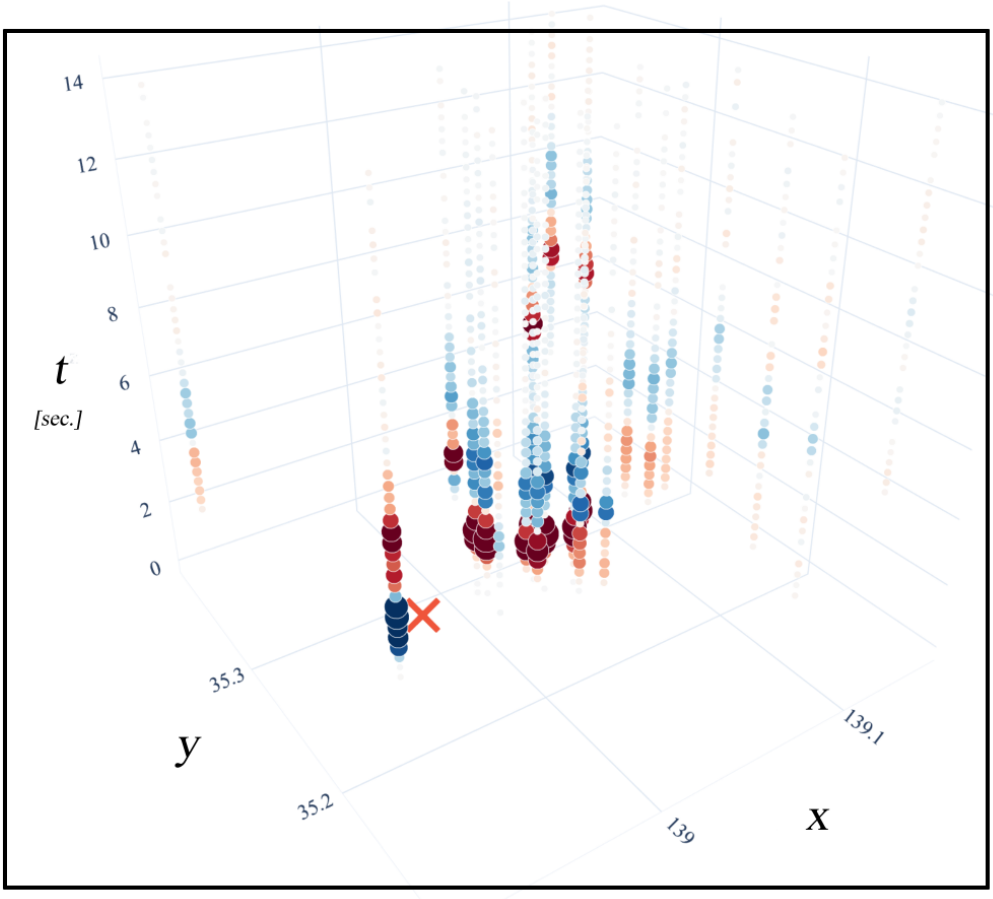


図２　地震波動伝播の3次元構造データ



© 日本地震学会

Room A | Regular session：S17. Tsunami

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

[S17]AM-2

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

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

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

○Akio Katsumata[1], Masayuki Tanaka[1], Takahito Nishimiya[1] (1.Meteorological Research Institute, JMA)

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

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

○Yuchen Wang[1], Kenji Satake[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

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

○Hiroyuki Matsumoto[1], Emoto Kuniaki[1,2], Kentaro Imai[1], Narumi Takahashi[1,3] (1.JAMSTEC, 2.Wakayama Prefecture, 3.NIED)

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

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

○Tatsuya Kubota[1], Tatsuhiko Saito[1], Naotaka Yamamoto Chikasada[1], Osamu Sandanbata[1] (1.NIED)

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

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

○Tatsuhiko Saito[1], Tatsuya Kubota[1], Naotaka Yamamoto Chikasada[1], Yusuke Tanaka[2], Osamu Sandanbata[1] (1.NIED, 2.JAMSTEC)

Rapid estimation of tsunami earthquake magnitudes at local distance

*Akio Katsumata[1], Masayuki Tanaka[1], Takahito Nishimiya[1]

1. Meteorological Research Institute, JMA

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

(2)方法
周期200秒までの変位振幅を用いた手法(M_{D200})、積分変位の振幅を持ちた手法(カットオフ200s, M_{ID200})、長周期変位振幅を用いた手法(帯域200-400s, $M_{D200-400}$)、複数帯域振幅分布を用いた手法(M_{BA})などについて検討した。周期200秒までの変位振幅を用いた手法、積分変位の振幅を持ちた手法、長周期変位振幅を用いた手法は経験的な手法であり、日本列島周辺において発生した地震の観測振幅の対数に距離補正を加えて、モーメントマグニチュードとなるような経験式を構築した。
複数帯域振幅分布に基づく手法は、複数の帯域通過フィルターを施した記録の最大振幅の分布と理論波形の振幅分布と比較する手法である（図１）。理論波形を計算する際に震源の位置に点震源を置き、走向と傾斜角はプレート形状から仮定し、すべり角は90°を仮定した。理論波形の振幅は仮定する破壊継続時間によって大きく異なる。$10^{0.1}$倍おきの複数の破壊継続時間を仮定し、観測振幅分布と理論波形の振幅分布が最もよく合う破壊継続時間を選択した。その破壊継続時間のときの振幅から規模を推定した。

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

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

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

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

© 日本地震学会

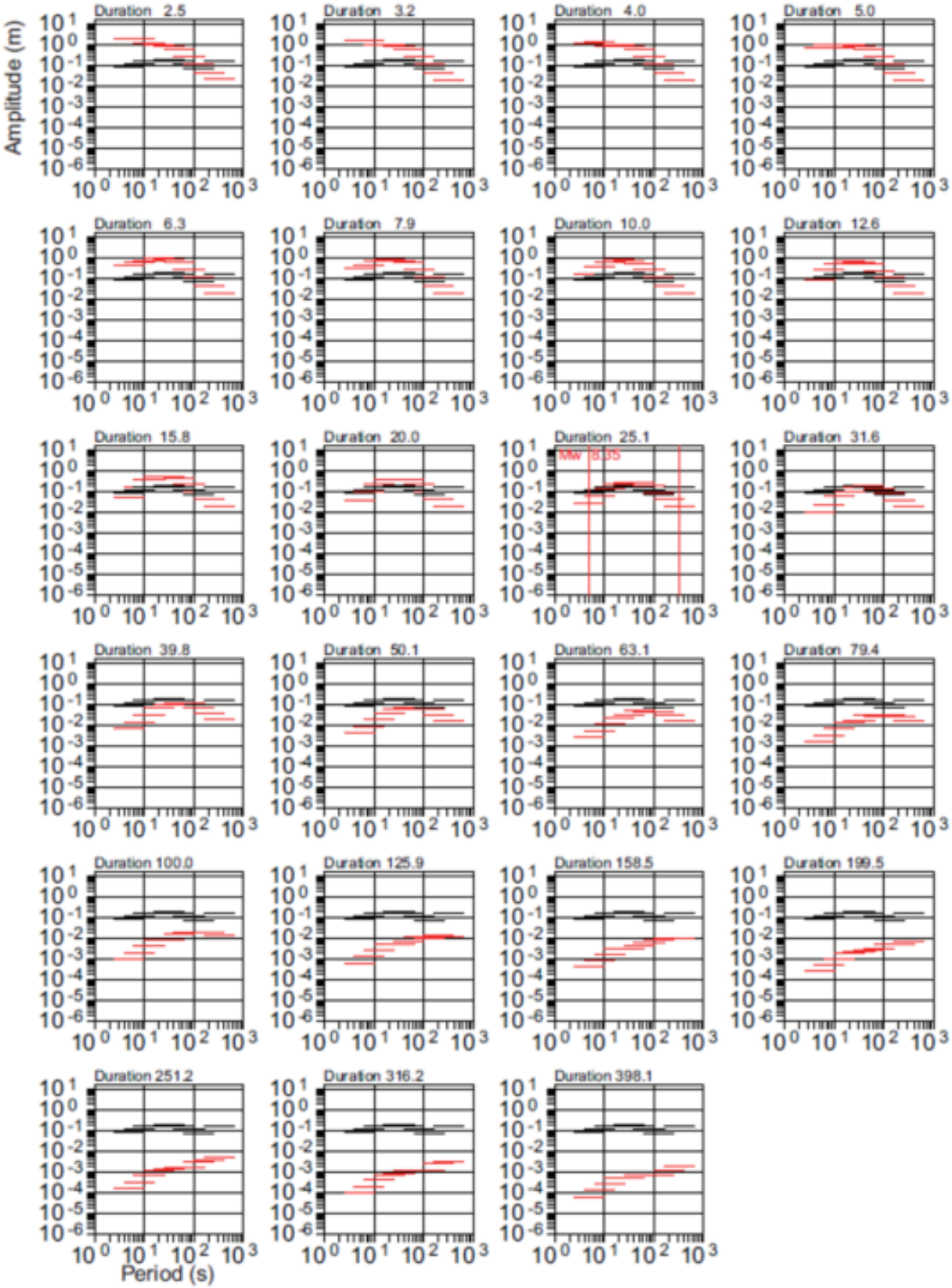


図１　複数帯域振幅分布。黒：観測、赤：理論。様々な破壊継続時間(Duration)を仮定して比較し、最適な破壊継続時間を推定している。

© 日本地震学会

Tsunami Data Assimilation of S-net Pressure Gauge Records

*Yuchen Wang[1], Kenji Satake[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

The 2016 Fukushima Earthquake (M7.4) generated a moderate tsunami, which was recorded by the offshore pressure gauges of the Seafloor Observation Network for Earthquakes and Tsunamis (S-net). The S-net has a very short distance between two neighboring stations (~30 km), and records the water pressure and transmits the data to land in real time. Hence, it enables us to forecast the tsunami by data assimilation. Tsunami data assimilation is an early warning approach based on offshore observed data. It does not need the source information (Maeda et al., 2015 *GRL*). In this study, we used the S-net pressure gauge records for data assimilation, and retroactively forecasted the tsunami waveforms at three coastal tide gauges (Ofunato, Kamaishi and Miyako) to validate our method.
We processed the S-net raw records by two methods. In the first method, we removed the tidal components by polynomial interpolation, and applied a low-pass filter. This method is widely used in retrospective studies for waveform post-processing. However, the acausal digital filters require future data to filter the past data. So this method is not applicable in real-time operation. In the second method, we used the Ensemble Empirical Mode Decomposition (EEMD) real-time tsunami detection algorithm to extract the tsunami signals (Wang et al., 2020 *SRL*). EEMD decomposes the input data into several Intrinsic Mode Functions (IMFs), and separates the tsunami signals, seismic waves and tidal components automatically. The IMF2 represents the tsunami signals that are detected in real time. Then, the processed waveforms at 28 S-net pressure gauges were used for data assimilation.
The waveforms forecasted by assimilation with digital filter and EEMD were both consistent with the real observations in the first tsunami peak at coastal tide gauges. Though the assimilation results with digital filter had a better performance in the following waveforms, we note that only the EEMD results can be obtained in real-time operation. In summary, the data assimilation of S-net pressure gauge records is able to forecast the tsunami waveforms accurately, and the tsunami data assimilation approach can be really put into practice with the help of EEMD real-time detection algorithm.

© 日本地震学会

Frequency characteristics of bottom pressure recordings induced by a typhoon

*Hiroyuki Matsumoto[1], Emoto Kuniaki[1,2], Kentaro Imai[1], Narumi Takahashi[1,3]

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

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

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

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

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

© 日本地震学会

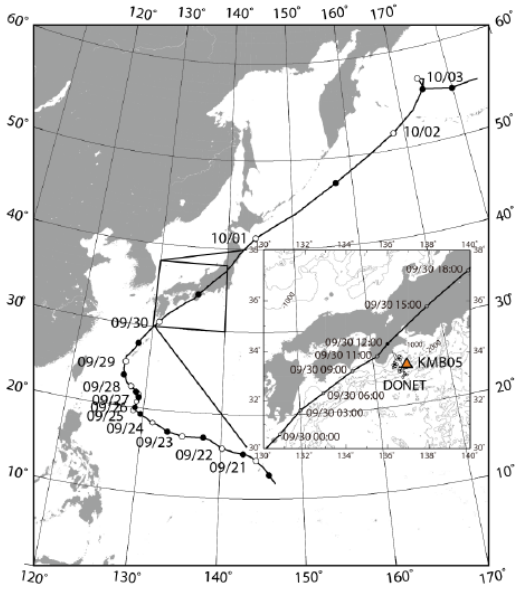


図 1：2018 年台風第 24 号経路図と DONET 観測点

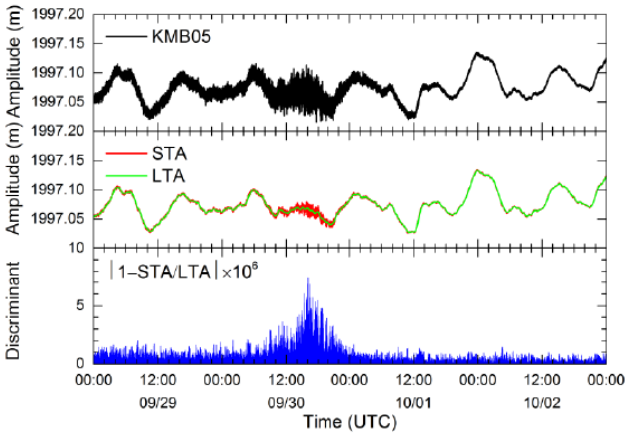


図 2：DONET 観測点の津波検知のための STA と LTA による判定値（KMB05 観測点の例）

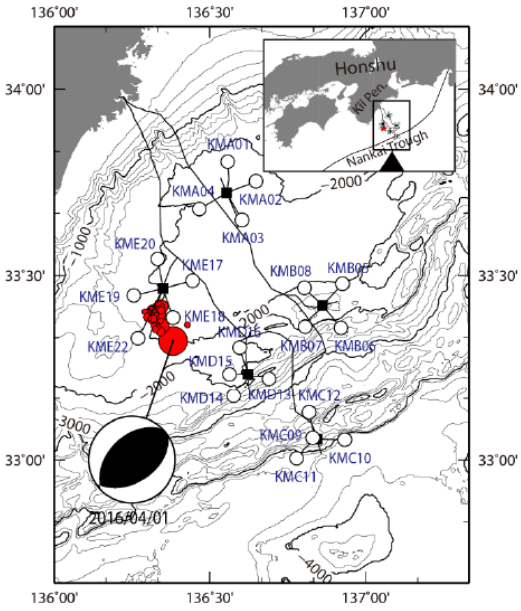


図 4：2016 年 4 月 1 日三重県南東沖地震で発生した地震と地震時に運用中の DONET 観測点

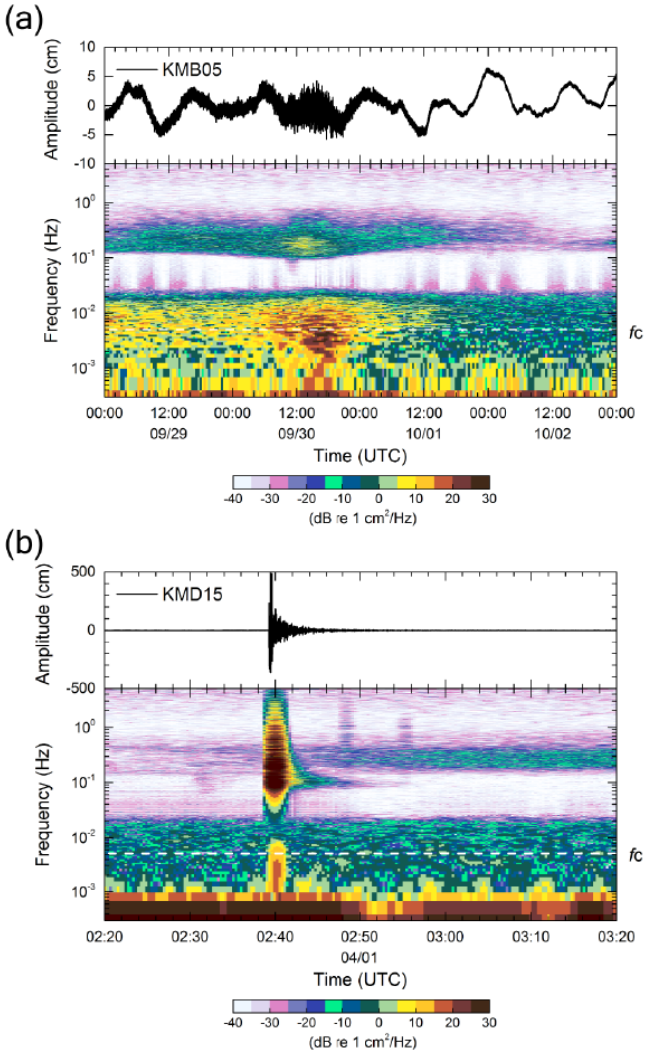


図 3：(a)2018 年台風第 24 号接近時の KMB05 観測点ならびに (b)2016 年三重県南東沖地震時の KMD15 観測点のスペクトログラム

© 日本地震学会

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

*Tatsuya Kubota[1], Tatsuhiko Saito[1], Naotaka Yamamoto Chikasada[1], Osamu Sandanbata[1]

1. NIED

はじめに

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

S-net水圧記録の特徴とその原因

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

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

気象津波シミュレーション

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

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

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

© 日本地震学会

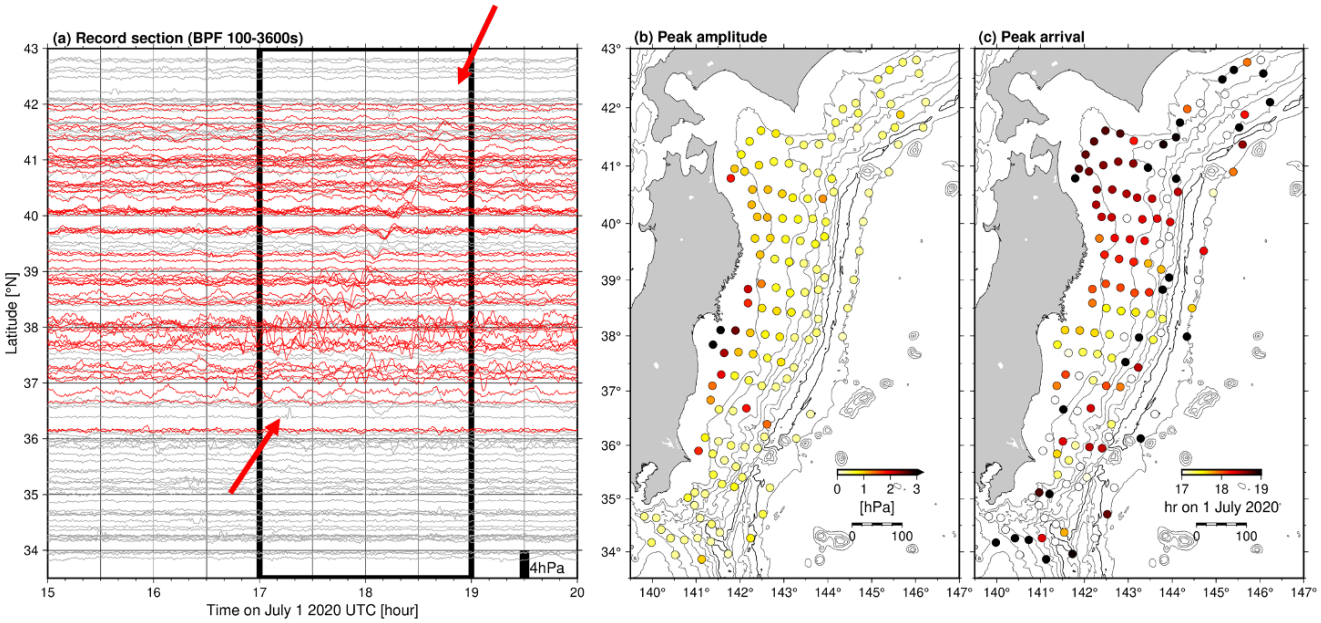


Figure 1. (a) S-net海底圧力計記録のレコードセクション (2020年7月1日 UTC，周期100–3600s のバンドパスフィルタを適用)．品質の悪い観測点の記録は灰色で示した．7月1日 17:00–19:00 (Figure 1aの黒枠内) における最大波の (b) 振幅および (c) 到達時刻．

© 日本地震学会

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

*Tatsuhiko Saito[1], Tatsuya Kubota[1], Naotaka Yamamoto Chikasada[1], Yusuke Tanaka[2], Osamu Sandanbata[1]

1. NIED, 2. JAMSTEC

はじめに

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

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

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

3次元流体運動

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

気圧変化が移動しない場合

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

気圧変化が移動する場合

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

© 日本地震学会

布の情報が必要となる.

© 日本地震学会

Room A | Regular session：S17. Tsunami

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

[S17]PM-1

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

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

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

○Nobuo HAMADA[1] (1.non)

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

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

○Toshitaka Baba[1], Naotaka Chikasada[2], Yasuyuki Nakamura[3], Go Fujie[3], Koichiro Obana[3], Seiichi Miura[3], Shuichi Kodaira[3] (1.Tokushima University, 2.NIED, 3.JAMSTEC)

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

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

○Yusuke Yamanaka[1], Kiku Shimazu[2], Takenori Shimozono[1], Yukimasa Higaki[3] (1.The University of Tokyo, 2.Central Nippon Expressway Company Limited, 3.East Japan Railway Company)

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

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

○Masaaki MINAMI[1] (1.Meteorological Research Institute Japan Meteorological Agency)

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

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

○Osamu Sandanbata[1,2], Shingo Watada[2], Kenji Satake[2], Hiroo Kanamori[3], Luis Rivera[4], Zhongwen Zhan[3] (1.Now at NIED (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience), 2.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 3.California Institute of Technology, 4.Université de Strasbourg, CNRS, IPGS UMR 7516, F-67000 Strasbourg)

Multiple-shock Characteristic of the 1933 Showa-Sanriku Earthquake

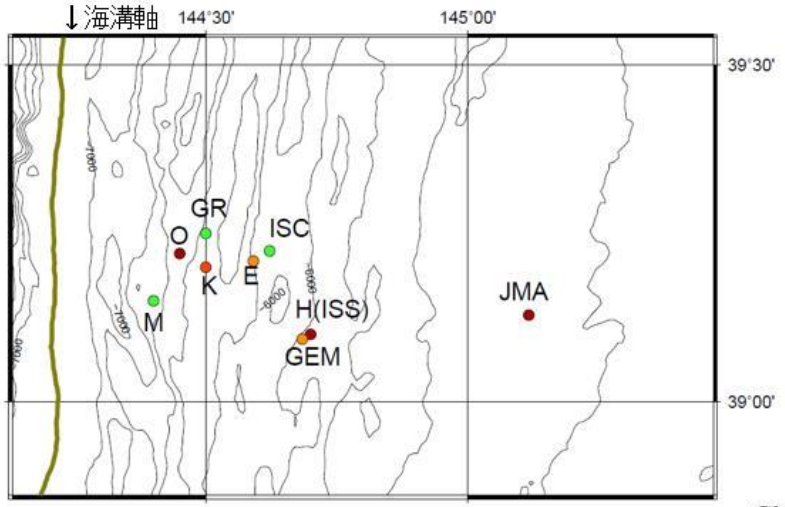
*Nobuo HAMADA[1]

1. non

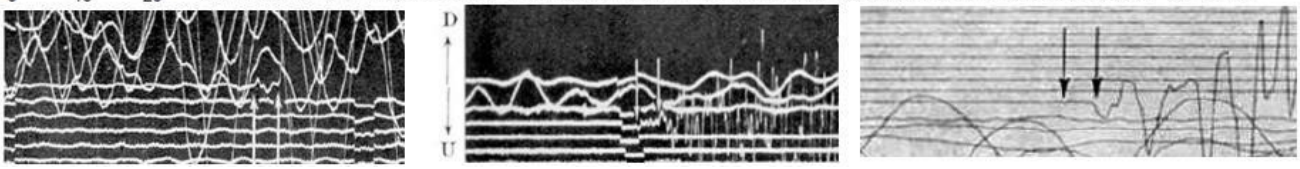
１．　はじめに
1933年昭和三陸地震の震源についてはglobalなISSのデータを用いた調査が幾つも行われて来た。しかし国内の観測データを基に決められた気象庁カタログの震源は、図に示すようにそれらの震源からは東の沖合、海溝から大きく離れた地域に位置し、かねてよりその違いに疑問を持っていた。その原因を調査し突き止めたので紹介する。なお震源の深さについては議論するだけの精度がないと判断されることから、すべて震源の深さを0kmと仮定し検討した。
２．　震央位置の違いを生じた主要因
国内外の観測データ及び地震計の記録を参照した結果、地震はM6前後の大きさの前震とその4~5秒後に起きた本震からなることが明らかとなった。Matuzawa(1935)は、当時はmultiple shockの概念はまだ存在しなかったためか、約4秒間隔で2種類のP波が遠地の8観測点で観測されたことを報告しているのみである。図の下部はMatuzawa(1935)に掲載されているPasadena(PSA)、RiverSide（RVR）、Zurich(ZUR)の記録Fig3を部分拡大したものである。当時の地震観測網の中でPAS、RVRでは倍率10000倍を超える高感度の光学式Benioff地震計の稼働が始まったばかりの頃であり、またZURの記録も機械式地震計としては最高の倍率(1000倍以上)を有するQuervain- Piccard地震計の記録であることを考えると当時観測の主力であった普通の機械式地震計では、遠地観測点で前震のP波を検知することは困難であったことが想像される。国内の地震計の記録は、倍率が低く記録の紙送りが30mm/分と遅いこと、前震の立ち上がりは必ずしも顕著ではなかったことから、時間分解能は乏しいものの、初動の3~6秒後に大きな揺れが始まっていることが共通に認められ、やはり前震に引き続き本震が起きたと解釈できる。
今回の結果はアナログ記録の保存の重要性を改めて認識させられるものであるが、ともかく、大部分の遠地観測点ではISSに本震のP波を報告し、中央気象台の観測網ではパラオ（Δ＝約3600km）を除きほとんどの観測点では前震のP波を報告したことになる。つまりJMA震源は前震の震源であり、ISSのデータを用いて決めた震源は、近くは前震の観測値と、遠くは本震の観測値を混合して決められた仮想震源ということになる。定性的に考えるだけでも、前震と本震の検測値を混ぜると、origin timeを遅くすることになり、近くの観測点の前震のP波の読み取りは、その分だけ短くなる走時を合わせるため震源を観測網の方に、この場合西側に引き寄せるように作用することが分かる。本多・竹花(1933)、JMA以外の、ISSのデータを用いて決められた各震央は、仮想震源の沖合から陸側への引き寄せ効果を見事に表している。
３．　本震の震源
本震の初動は主としてΔが7000km以上の観測点で記録されているが、これだけを用いて震源を精度良く決めることは困難であるが、前震と本震の震源は同じと考え、その時間差4～5秒を補正して合わせて震源を決めると、誤差の範囲であるがJMA震源のやや北に決められた。従って前震、本震ともに東経145度付近に震源が位置することは確実である。このことは震央が羽鳥（1974）など従来推定されていた津波波源域の外側もしくは東側の縁に位置することになる。津波波源域の再検討もしくは津波発生メカニズムについての検討が今後期待される。
４．　その他
今回の調査では次のようなことも明らかになった。
1)　昭和三陸地震の余震は本震から離れた海溝側に偏って発生している。このように海溝よりに偏った余震の分布は、同じouter riseで発生した2005年11月の宮城県沖地震（Mj7.1）、2011年東北地方太平洋沖地震の最大余震（Mj7.5）などでも認められる共通の特徴である。これらのouter riseの地震の震源域の中心は余震がほとんど起こらない強いAsperityの性質を持つことを示す。
2)　機械式地震計が主に用いられていた地震検知能力が低かった時代の、遠地地震の検測値には後続相が初動として報告されている事例が多数あるものと推定される。そのような遅延した検測値を震源決定に取り込む

© 日本地震学会

と、見かけ上、陸よりにシフトした震源を決めることになり、注意が必要である。



各種の震源の震央の違い
JMA:気象庁地震カタログ
H(ISS):本多・竹花 (1933)
M:Matuzawa(1935)
GR:Gutenberg-Richter(1954)
K:Kanamori(1971)
E:Engdahl and Villasenor(2002)
I:ISC Bulletin
GEM:ISC-GEM カタログ
O：Okal et al.(2016)
GMT(Wessel and Smith (1998))により作図



左からPAS,RVRのBenioff、ZURのQuervain-Piccard地震計の記録、Matuzawa(1935)のFig3より

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

*Toshitaka Baba[1], Naotaka Chikasada[2], Yasuyuki Nakamura[3], Go Fujie[3], Koichiro Obana[3], Seiichi Miura[3], Shuichi Kodaira[3]

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

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

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

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

© 日本地震学会

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

*Yusuke Yamanaka[1], Kiku Shimazu[2], Takenori Shimozono[1], Yukimasa Higaki[3]

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

これまでに日本海東縁部で発生した地震津波は，日本海西部沿岸域で大きく増幅して浸水被害を発生させたことがある．本研究では日本海で過去に発生した大規模地震津波の一つである1833年庄内沖(山形沖)地震津波を対象とし，日本海東縁部で発生した津波が日本海西部沿岸域において増幅するメカニズムを推定することを研究の目的とする．
まず，1833年津波の痕跡高とそれが観測された時間を既往研究の分析結果に基づき精査し，比較的信頼性の高い痕跡高を抽出した結果、鳥取県境港市においては0.5mの浸水が発生していたことがわかった．さらに，同浸水が発生したのは日没後であることが歴史史料から示唆されており、1833年津波の沿岸挙動の解明の一助となる離散的な時間情報が得られた．
次に，1833年地震の発震日時は12月7日14時頃であり，津波の位相特性を考慮すれば同日16時半頃までに第一波目の津波が境港市沿岸域に到達することが推察された．これを念頭に置きながら，1833年12月7日の境港市に対する太陽位置及び恒星時を略算して日没時刻を推定すると，同日同市における日没時刻は16時54分となった．これらのことから， 歴史史料に記述されている境港市における浸水は，津波の後続波が増幅したことによって発生したことがわかった．
境港市沿岸域は美保湾内に位置し，また周辺海域には隠岐海峡が位置するため，湾スケールや海峡スケールの固有振動による津波増幅が1833年津波の氾濫に関与した可能性が考えられる．そこで，数値実験に基づき美保湾や隠岐海峡を含む日本海西部域の固有振動特性を推定することを念頭に置き，境港市境港に容量式波高計を設置して水深変化の時系列データを取得した．そのデータの周波数解析に基づきピーク周期を推定するとともに，数値実験に基づき同海域の波の周期応答特性を推定して前述のピーク周期と比較した．これらの分析結果に基づき，同海域の固有振動特性を実証的に推定した．
上述の分析結果を踏まえながら，1833年庄内沖地震の断層モデルに基づきそれによる津波の伝播及び増幅特性を推定した．まず境港市沿岸域における推定水位の最大値及び出現時刻が観測値と概ね整合していることを確認した．推定された波形では，津波の第一波目の水位上昇量よりも後続波の水位上昇量の方が有意に大きく，後続波が浸水被害を拡大させたことが確認された．さらに，周波数解析に基づき推定水位波形を詳細に分析した結果，湾スケールの固有振動が津波によって励起されていたこと，また複数の固有振動モードが湾内で重合し，津波の後続波を大きく増大させていたことがわかった．

© 日本地震学会

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

*Masaaki MINAMI[1]

1. Meteorological Research Institute Japan Meteorological Agency

津波波形を用いたインバージョン計算においては、計算量の制約などから、多くの既往研究では線形の逆問題としてこれを解いている。しかしながら、津波数値計算においてはその非線形の効果は大きく、それが、津波波形を用いたインバージョン計算の精度を大きく削ぐ原因となっている。そこで、本研究では、津波の非線形性も評価することのできる手法として、同一のイベントに対し、様々なすべり量分布で非線形長波方程式での津波数値計算（順計算）を行い、その数値計算結果と観測値との比較から、最も観測値を説明する地震のすべり量分布を求め方法について検討した。つまり、グリッドサーチによる非線形津波インバージョンである。具体的には、今回は2010年チリ中部の地震(Mw8.8)について、Fujii et al.(2013)などの既往研究で用いられている小断層の配置、大きさを用い、そのすべり量だけを変え1万例以上のすべり量分布を作成、その鉛直変位を津波の初期値とし、JAGURS(Baba et al. 2015)を用い、非線形長波方程式で計算した。計算領域は太平洋全域を90秒メッシュとしΔtは3secとした。比較のための観測値としてはNOAAのDART((Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis)の波形を、津波到達時刻から2~5時間程度用いた。比較の方法として観測値(15秒値)と計算値(15秒値)の、V.R.を計算し、V.R.が高いほど波形の一致率が高く良い解とした。これらの計算は1事例の計算に2時間/node程度かかった。計算に使用した気象研究所スーパーコンピュータは880node構成で、そのうち200nodeを使用した場合、1万事例を計算するためには、概ね100時間程度で計算が終了する。
以上のような条件で1万事例の計算を行ったが、その事例の取り方が本研究の最も重要なポイントとなる。まず総当たり的に計算することが考えられるが、今回の事例ですべり量のパターンを8通りとしても、その全パターンは10^32であり、計算量が全く足りていない。つまりもっと早く解を収束させるためには何らかの統計学的、機械学習的処理が必要になる。ここでは様々な手法が考えられるが、本稿ではその第一段階として、まず人間の目で波形を確認し、波形の合致が高いと思われるすべり量分布を作成し計算する、試行錯誤的な手法で計算し、その結果600回程度で概ねある値に収束した。次に、試行錯誤的に求められた値、既往研究(Fujii et al.2013とYoshimoto et al. 2016)の津波インバージョン結果を初期値とし、それらに摂動を与え新たなすべり量分布を作成、それらの計算結果でV.R.を求め、初期値より良い解があれば、その解を次の初期値とし新たに計算する方法を用いた。加えて全くランダムにすべり量を与える方法でも1000事例計算を行った。
以上の方法で1万事例以上を計算した結果、V.R.は既往研究等の初期値からある一定程度は上がるが、それほど顕著には上昇せず、頭打ちをした。さらに全ての計算結果のV.R.を検討したところ、すべり量の空間分布がより滑らかなものが、V.R.が高かった。また、梶浦フィルタ(Kajiura 1963)を用い、海面変動をより滑らかにした場合もV.R.が上がることが分かった。地震波による震源過程解析においても、すべりの時空間分布がなめらかであるという拘束条件がかかっている(例えばFukahata et al. 2003)が、本計算結果からも、すべりの空間分布がよりなめらかであるほど津波波形のV.R.が高いことが示唆された。
これまでは計算量の制約からこのような非線形の津波インバージョンは試みられていなかったが、今回の結果から、最新のスーパーコンピュータを用いることによって、計算量の観点からは非線形の津波インバージョンも可能であることを示すことが出来た。しかしながら、今回の結果が真のすべり量分布を示すものであるとは言えず、さらなる手法の改善や、レゾリューションの向上などが必要である。

© 日本地震学会

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

*Osamu Sandanbata[1,2], Shingo Watada[2], Kenji Satake[2], Hiroo Kanamori[3], Luis Rivera[4], Zhongwen Zhan[3]

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

(1) はじめに

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

(2) 津波記録を用いた地震による初期海水面変動分布の推定

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

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

(3) 津波・長周期地震波記録に基づく運動学的震源モデルの構築

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

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

© 日本地震学会

あった。

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

(4) 議論・結論

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

© 日本地震学会

Room A | Regular session：S17. Tsunami

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

[S17]PM-2

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

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

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

○Yuuki Eguchi[1], Yoshinori Shigihara[1], Tsuyoshi Tada[1] (1.National Defense Academy of Japan)

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

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

○Kento Koseki[1], Yusuke Yamanaka[1] (1.Department of Civil Engineering, The University of Tokyo)

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

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

○Kentaro Imai[1], Ryoko Obayashi[1], Kuniaki Emoto[2], Hiroyuki Iwase[3], Kentaro Nakai[4] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2.Wakayama Prefecture, 3.JIFIC, 4.Nagoya University)

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

*Yuuki Eguchi[1], Yoshinori Shigihara[1], Tsuyoshi Tada[1]

1. National Defense Academy of Japan

2011年に発生した東北地方太平洋沖地震では，北海道から関東に至るまで広大な範囲で津波の浸水被害を発生させた．東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ（以下，TTJS）は，多くの研究者の現地調査によって収集された津波の痕跡の情報を集約し，実際の浸水状況を把握するためのデータベースを構築した．
一方で，津波の浸水範囲が広く人手が不足したことや，田畑が広がっているなどそもそも痕跡になりえるものがない等，様々な理由により痕跡が密なエリアと疎なエリアが存在したり，信頼度を確保できなかったりする．そのため，津波の遡上計算における再現性の確認では，可能な限り万遍なく分布した痕跡高を使用することが望ましいが，実際には分布の密度や信頼度を考慮せずに使用せざるを得ない状況になっている．
本研究においては，津波による痕跡をもとに様々な内挿補間方法で作成された浸水高分布を作成し，数値シミュレーションによる遡上計算の結果と比較することで，津波の浸水高分布の再現に最適な内挿補間方法と痕跡の選択について提案を行う．仙台の沿岸部を対象とした本研究では，津波の浸水高分布の特徴を内挿補間によって再現できることが確認された．

内挿補間は，離散的に分布するデータから連続的な分布を作成し，空間全体の状態を把握するために使用され，扱う現象やその性質により，いくつかの方法が提案されている．本研究の痕跡を用いた浸水高分布の内挿補間による再現においては，ArcGISにおいて３D Analystツールで実装されている「Inverse Distance Weighted（以下，IDW）」，「Natural Neighbor（以下，NN）」，「クリギング」，「スプライン」，「トレンド」の５種類を使用した．このうち，IDWとクリギング，スプラインについては，内挿補間の際に用いる周囲の情報の点の数を設定できるが，用いる点の数を変化させることにより，空間分布に与える影響も確認した．
また，内挿補間に使用する痕跡については，TTJSによって収集された七北田川以南の仙台平野の痕跡を全て使用した場合，このうち多田ら（2018）によって信頼度が高いと分類された痕跡のみを道いる場合の２ケースと，これらのケースに浸水域のデータから遡上限界に点を追加した２ケースの，計４ケースで内挿補間を行い，浸水高分布を比較した．
内挿補間によって作成された空間分布は，非線形長波モデルで計算された津波遡上計算と比較して特徴の分析を行った．本研究では離散的な浸水高との比較において幾何平均K と幾何平均偏差κが良好であった，藤井・佐竹モデルVer.8.0（2013）を断層モデルとして使用し，遡上計算を行った．マニングの粗度係数は，津波浸水前の土地利用に基づき，小谷（1998）の粗度係数を使用した．

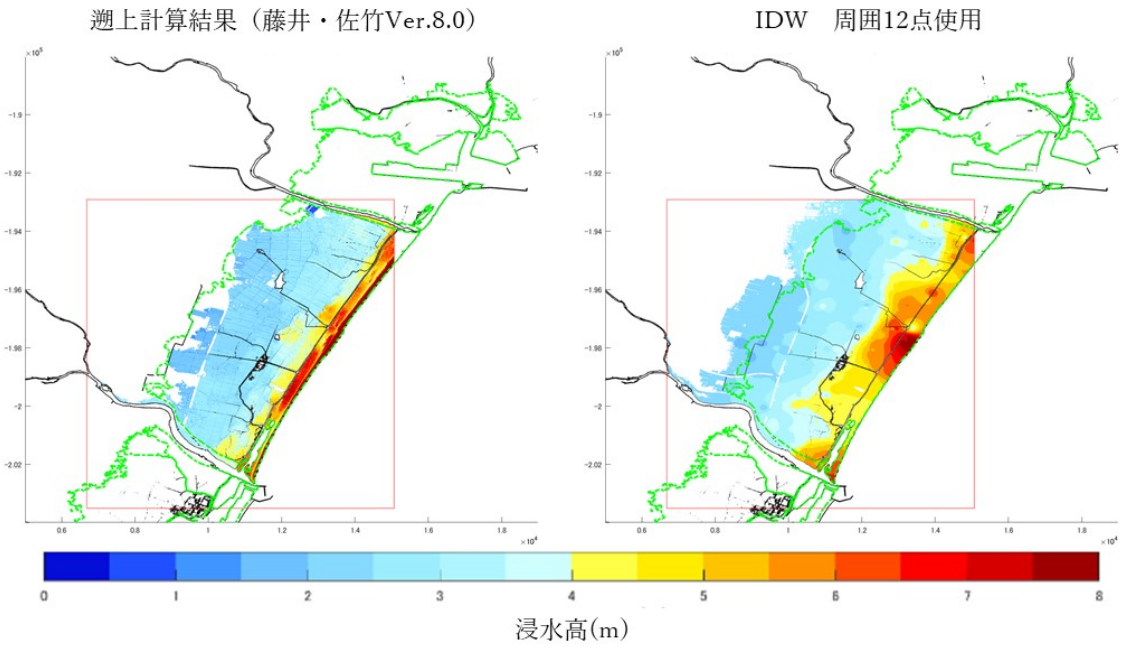
各内挿補間の方法により作成された浸水高分布の概要は，以下のようになった．

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

© 日本地震学会

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

また，使用する痕跡については，多田らが行った分類を用い，遡上限界点を追加しない組み合わせが，浸水域を最もよく再現した．これは，特に遡上限界点付近の痕跡における遡上高が，その痕跡よりも海側の痕跡の浸水高よりも高い場合があり，内陸部の浸水高分布を押し上げるように寄与するためである．
浸水高の分布はIDW，NN，クリギングが，内陸部に行くにつれて減少しており，遡上計算に類似した結果となった（下図）．一方で，遡上計算では仙台東部道路の盛土が津波をとどめることになり，その東西において急激に浸水高が変化している．このように，浸水高が急激に変化するような状況を，今回の痕跡の分布では内挿補間によって再現することはできなかった．ただし，急激な浸水高の変化も，その周辺において痕跡が多数収集されていれば，再現できる可能性がある．
各内挿補間方法と遡上計算の結果における，浸水域全体の浸水高の頻度分布を比較すると，ピークの値やその周辺の分布から，IDWが最も遡上計算に近い結果となった．本研究において，クリギングでは痕跡が少ないエリアが遡上計算結果と外れやすく，NNでは全体的に浸水高を過大計算していた．



© 日本地震学会

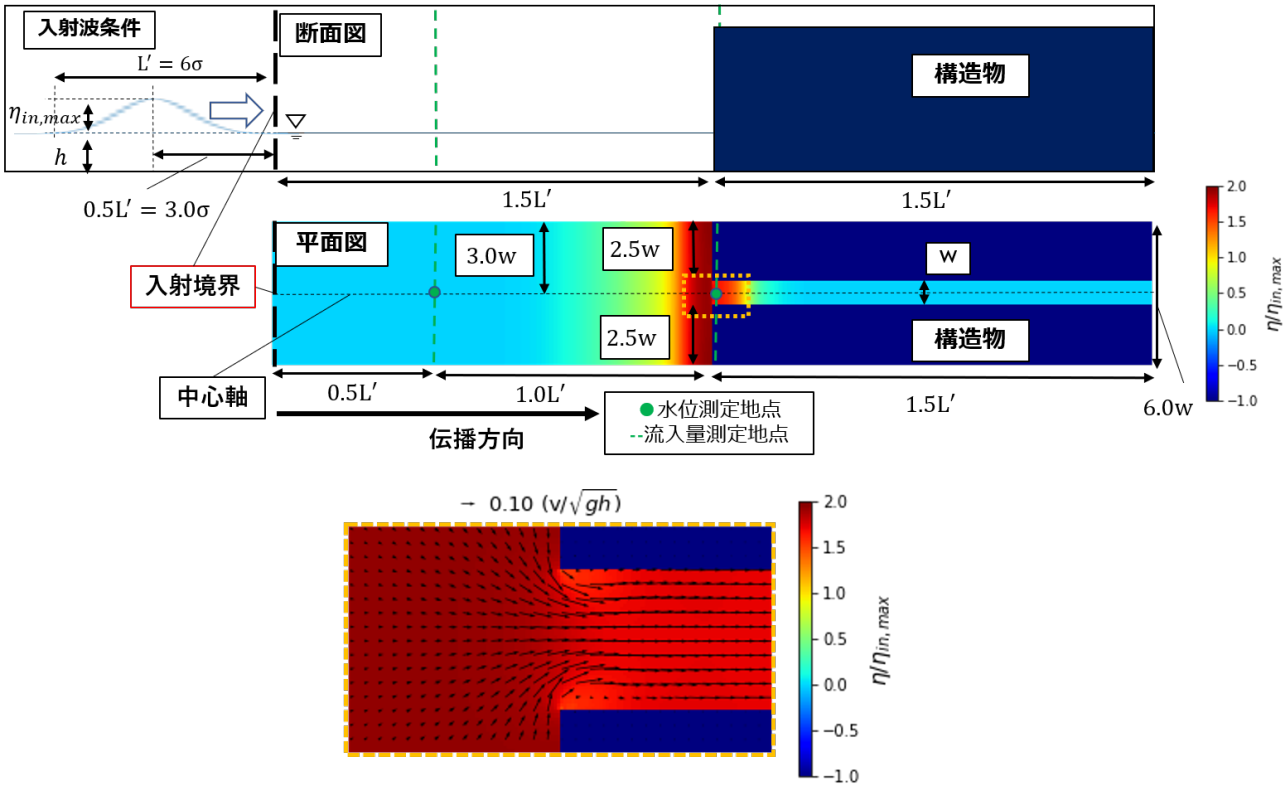
Numerical study on tsunamis propagating into river channel

*Kento Koseki[1], Yusuke Yamanaka[1]

1. Department of Civil Engineering, The University of Tokyo

河口域に来襲した津波は，海域と河道の接続領域における複雑な流体運動を経ての河道に侵入し，その上流域で津波の氾濫被害を引き起こすことがある．しかしながら，定量的な観測データの不足から，その接続領域における津波の挙動については未だ限られた知見しか得られていない．本研究では，複数の数値モデルを用いて，海域と河道の接続領域における津波の流体特性の基礎的な分析を行うことを目的とする．
本研究では図に示す中心軸を基準とした軸対称の計算領域を設定し，沖側境界から最大水位と波長でパラメタライズしたガウス分布の津波を入射させることで，河道を模した狭窄水路に侵入する津波の挙動を分析する．数値モデルとして線形長波モデル，非線形長波モデル，非線形分散波モデルを用い，側方境界の線流量に対する境界条件としていずれの数値モデルに対してもSommerfeld放射条件を与えた．なお計算領域内における水深は一様であり，入射波は沖側境界において長波条件を満たしている．また水陸境界では鉛直壁を仮定しているため津波の水路外への氾濫は考慮していない．このような条件の下で，入射津波の波高や波長，水深や狭窄水路幅などの地形条件，格子解像度などの数値計算条件を変化させながら，狭窄水路に侵入する津波の挙動を分析した．
本研究で得られた津波の伝播過程及びその特性を以下に示す．なお，本研究ではガウス分布の標準偏差(σ)を用いて，6σを入射津波の波長L'と定義する．また，図においてhは初期水深，ηは初期水位からの水位変動，$\eta_{in,max}$は入射波高，wは狭窄水路幅，vは流速を示す．本研究においては、初期水深(h)，初期水深に対する入射波高($\eta_{in,max}/h$)、初期水深に対する波長(L'/h)、狭窄水路幅(w)をパラメータとして設定した．まず狭窄水路に向かって伝播する津波は，狭窄地点の鉛直壁前面において水位を増大させた．ここで，鉛直壁前面位置(中心軸上)で観測される最大水位と入射波高の比を波高比と定義すると，波高比は最大で2程度となった．また，狭窄水路幅や入射津波の波長と狭窄水路幅の比(相対水路幅)，波の非線形強度などが波高比を決定する要因となることがわかった．次に，鉛直壁全面で増大した水位は，狭窄水路周辺の水位よりも大きくなるために圧力勾配が生じ，それによって狭窄水路に津波が侵入した．狭窄地点と沖側境界地点において，狭窄水路に流入する流量の累積値(侵入方向線流量の時間積分)と入射地点におけるそれとの比を侵入率と定義すると，その値は最大で33%程度となった．狭窄水路幅は計算領域幅の1/6であるため，狭窄水路に侵入する以前に比べて単位幅あたりの流量の累積値は2倍程度に増加したことに相当する．さらに，波高比を決定するパラメータの中で，相対水路幅の侵入率に与える影響は小さく，また入射波が狭窄水路に侵入する過程で波面が先鋭化することでその分散性が大きくなったが，本研究で適用した条件ではその影響は無視できることがわかった．
最後に，上述の数値計算格子を4倍に高解像度化して同様の分析を行い，上述の結果と比較した．高解像度化することにより，狭窄水路幅と格子解像度の比が4~20から16~80に増加することで，狭窄地点周辺で生じる縮流の流速場の推定精度が全ケースにおいて大きく向上した．その結果として波高比は最大で14%程度，侵入率は最大で7%程度上述の実験よりも増大した．本実験及び上述の実験ともに，入射波の波長と格子解像度の比は数百以上を維持している．これらのことから，狭窄水路に侵入する以前の入射津波の伝播の推定においてはいずれの場合においても十分な精度で推定できていることが推察される．また，非線形強度が小さい入射波条件においてもその他の入射波条件と同様に縮流の推定精度が向上したことから，狭窄水路幅の解像度が縮流の推定に影響する主要因の一つであることがわかった．
以上の結果から，河口域に来襲した津波が河道内に侵入する過程及び侵入後の挙動を高精度に推定するためには，河道に侵入する過程で発生する縮流を高精度に推定する必要があることがわかった．その推定精度が不十分である場合には上述の波高比及び侵入率を過小に推定し，河道内の津波による水位上昇量及び流量を過小評価する可能性がある．

© 日本地震学会



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

© 日本地震学会

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

*Kentaro Imai[1], Ryoko Obayashi[1], Kuniaki Emoto[2], Hiroyuki Iwase[3], Kentaro Nakai[4]

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

１．研究目的

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

２．研究内容

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

３．主な結論

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

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

© 日本地震学会

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

Sat. Oct 31, 2020 9:00 AM - 9:45 AM JST | Sat. Oct 31, 2020 12:00 AM - 12:45 AM UTC | ROOM B

[S02]AM-1

chairperson:Ryoichi Iwase(JAMSTEC)

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

[S02-01] Low-SNR Microseismic Detection Using Direct P-Wave Arrival Polarization

○Yusuke Mukuhira[1], Oleg V. Poliannikov[2], Michael C. Fehler[2], Hirokazu Moriya[3] (1.Institute of Fluid Science, Tohoku University, 2.Earth Resources Laboratory, Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, 3.School of Engineering, Tohoku University, Sendai, Japan)

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

[S02-02] Replay and digitization of analog hydrophone data of the old cabled observatory on deep seafloor off Hatsushima Island in Sagami Bay

○Ryoichi Iwase[1] (1.JAMSTEC)

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

[S02-03] Channel ID number expansion in WIN format

○Kenji Uehira[1], Shigeki Nakagawa[2], Hiroshi Tsuruoka[2], Taku Urabe[3] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 3.Telemetra)

Low-SNR Microseismic Detection Using Direct P-Wave Arrival Polarization

*Yusuke Mukuhira[1], Oleg V. Poliannikov[2], Michael C. Fehler[2], Hirokazu Moriya[3]

1. Institute of Fluid Science, Tohoku University, 2. Earth Resources Laboratory, Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, 3. School of Engineering, Tohoku University, Sendai, Japan

Detection and analysis of small magnitude events are valuable for better characterization and understanding of reservoirs in addition to developing strategies for mitigating induced seismicity. Three-component (3C) receivers, which are now widely used, are commonly deployed in boreholes to provide continuous seismic data amenable to novel and powerful analysis. Using multicomponent continuous records of ground motion, we utilize two principal features of the direct P-wave arrival: (1) linearity and (2) polarization in the direction along the ray path to the source region to detect small magnitude events undetectable by conventional methods. We evaluate the linearity of polarization and direction of arrival in the time and frequency domains by introducing the spectral matrix analysis method and combine them into a scalar characteristic function that is thresholded for event detection purposes. We boost the signal-to-noise ratio by stacking characteristic functions obtained at different 3C receivers along an empirical moveout of a master event known to have occurred in an area of interest. This allows us to detect smaller events and spatially tie them to a relatively small area around the large event. We apply our method to field data recorded at the Groningen gas field in the Netherlands. Our method detects all catalog events as well as several previously undetected events.

© 日本地震学会

Replay and digitization of analog hydrophone data of the old cabled observatory on deep seafloor off Hatsushima Island in Sagami Bay

*Ryoichi Iwase[1]

1. JAMSTEC

海洋研究開発機構(JAMSTEC)が1993年に相模湾初島南東沖水深1175mの海底に設置した海底ケーブル型観測システム「深海底総合観測ステーション」（初島沖ステーション）は，深海環境の多面的な観測を目的としており，地震計のほか，ハイドロフォン，ビデオカメラ，CTD（海水の電気伝導度・水温・深度）センサや電磁流向流速計等の多種類のセンサを搭載していた．初島沖ステーションは，1999年7月に海底ケーブルの地絡障害により一度観測を停止し，その後2000年に更新されている．
海底に設置されたハイドロフォンの信号は，海底ケーブルを通じ初島陸上局においてアナログ信号として出力され，設置当初から1999年7月の停止までの期間は，ペンレコーダに記録されるとともにアナログデータレコーダに連続記録されていた．しかしながら，これまで当該データは本格的に再生・解析されていなかった．ハイドロフォンは，地震に伴うT波をはじめ，水中を伝搬する音響信号を検出することが可能である．岩瀬(2017)では，ビデオカメラによる海底観察の際，ビデオテープの音声トラックに録音されたハイドロフォン信号から，伊豆半島東方沖地震時の泥流に伴う礫の衝突音と推定される信号やホワイトノイズ的な信号を検出している．ビデオカメラによる観察は間欠的に実施されているため，ビデオカメラによる泥流の観測は，複数回発生したうちの一部に限られている．このため，未再生のハイドロフォンデータの解析は泥流や混濁流の解明等にも資する可能性がある．
ハイドロフォン信号の収録には，TEAC製カセットデータレコーダ XR-5000WBが使用された．当該レコーダは，14チャネルのアナログ信号入力インタフェースを有し，VHSビデオテープを記録媒体として周波数変調方式で記録する．通常無人の初島陸上局にて1週間毎にテープを回収するため，全チャネルに同一信号を入力し，テープ（VHS 160分テープ）の走行速度を0.6 cm/sとし，テープの順方向走行時は奇数チャネルに，逆方向走行時は偶数チャネルの信号を順次記録する設定により，1週間の連続記録を可能としていた．収録テープは約300本に及ぶ．時刻はJJYで校正されており，ボタンの手動押下によりBCD(Binary-coded decimal)表現の日付・時刻情報が重畳されることに加え，毎正時と毎時30分にはそれぞれ2個と1個の短時間パルスが観測信号に自動的に重畳されていた．再生手段は当該レコーダに限られるが，はるか以前に生産終了となっており，今回は収録に使用していたレコーダを用いてテープを再生し，出力信号をリニアPCMレコーダ（OLYMPUS LS-100）に収録した．再生時，テープ走行速度を収録時と同じ0.6 cm/sとすると，テープ走行の揺らぎが原因と推定されるノイズが大きい．再生効率も考慮して，テープ走行速度を収録時の8倍の4.76 cm/sとしたところ，同ノイズの低減が見られた．なお，当該レコーダの仕様では，テープ走行速度0.6 cm/s時の収録可能周波数帯域は0.977 kHz以下となっている．図1は，1997年3月3日23:09に発生した伊豆半島東方沖地震(M5.5)を観測した波形例である．
今後，順次再生を進めていく予定であるが，当該レコーダの劣化が著しく，走行が不安定であることに加え，電解コンデンサやその周辺の基板の焼損等の故障も発生し，困難に直面している．使用可能なTEAC製データレコーダ XR-5000WBについての情報があればお知らせ頂けると幸いである．

参考文献

岩瀬，2017年地震学会秋季大会講演予稿集，S11-01，2017.

© 日本地震学会

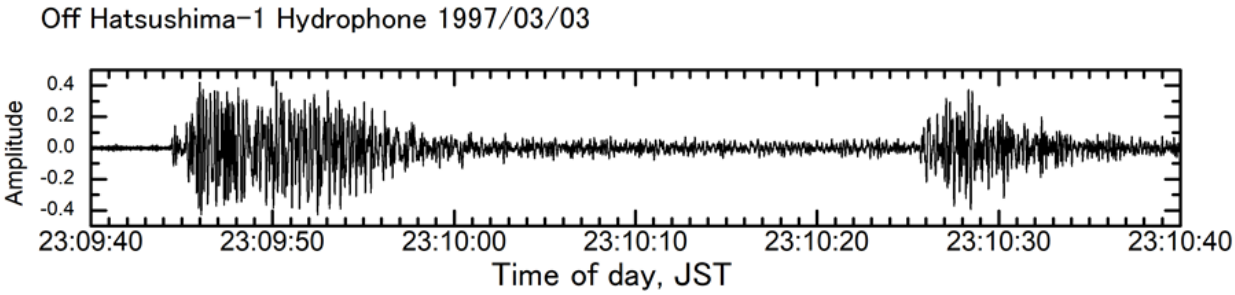


図1　ハイドロフォンで観測した伊豆半島東方沖地震の波形例

© 日本地震学会

Channel ID number expansion in WIN format

*Kenji Uehira[1], Shigeki Nakagawa[2], Hiroshi Tsuruoka[2], Taku Urabe[3]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 3. Telemetra

WINシステム（卜部・束田，1992など）は地震のフェーズの検測や震源決定等の解析，大学・気象庁・防災科学技術研究所などの機関間のデータ流通に広く使われている多チャンネルの地震波形データを取り扱うための処理システムで，UNIX上で動作するプログラム群である．WINシステムではWINフォーマットと呼ばれるデータフォーマットを定義している．WINフォーマットにおいてデータの区別を16ビット長のチャンネル番号（channel ID）によって行っており，最大65536チャンネルまで扱うことが出来る．

卜部（データ流通ワークショップ，2013）で言及があった通り，JDXnetで流通しているのは10000チャンネル弱であり，85%程度は空いているが，多くが虫食い状態であり大きなブロックは残っていない．一方で，陸上や海底でのオフライン観測で得られた観測データをJDXnetの流通データと統合して解析を行ったり，複数機関でのデータ共有，高感度地震計以外の地殻変動・火山・強震等の多項目観測データを同一システムで取り扱う機会が増えており，チャンネル空間の枯渇が課題となっていた．そこで，チャンネル番号の桁数を現行の16ビット長から32ビット長へ増加することにした．

WINフォーマットは観測点での収録から，伝送流通網，収録系にまで幅広く使用されている．チャンネル空間の拡張にあたっては新しいフォーマットが必要となる．運用中の機器との互換性や，これまで収録されてきた既存データとの相互運用性を考えると，ネットワーク上やファイルシステム上で新旧両フォーマットが混在可能であることが望ましい．またソフトウェアについても両フォーマットを混在した状態を扱えることが望ましい．そこで，現行のWINフォーマットを拡張することとした．

WINフォーマットは1秒のブロックが基本単位になっている（図上段）．先頭に6バイト長の時刻情報があり，その後に複数のチャンネルブロックが連なっている．各チャンネルブロックの先頭には4バイト長のチャンネルヘッダがついており（図中段の黄色ハッチ部），その後ろにデータの本体が続く．チャンネルヘッダには2バイト長のチャンネル番号（channel ID）が含まれる（図中段赤枠）．現行フォーマットでは，チャンネル番号（channel ID）として0x0000から0xFFFFまでの値を取ることが出来る．0xFFXXのチャネル番号は32ビット拡張用として予約されていたが，それを利用することとした．即ち，先頭バイトが0xFFであったら拡張フォーマットであることを表し，更に続く2バイト目が0x00の時(図下段青枠)は，引き続く32ビット（図下段赤枠）が新たなチャンネル番号（channel ID）を示すと定義した．なお，チャンネルヘッダの先頭2バイトが0xFF01～0xFFFFの場合は現在未定義であり，将来の拡張用とすることにした．

以上，今回拡張したチャンネル番号の割り振り方をまとめると，

1．0x0000～0xFEFF (0x0000 0000～0x0000 FEFF)は新旧どちらのフォーマットでも表現出来るチャンネル．ただし，基本は16ビット長で作成．

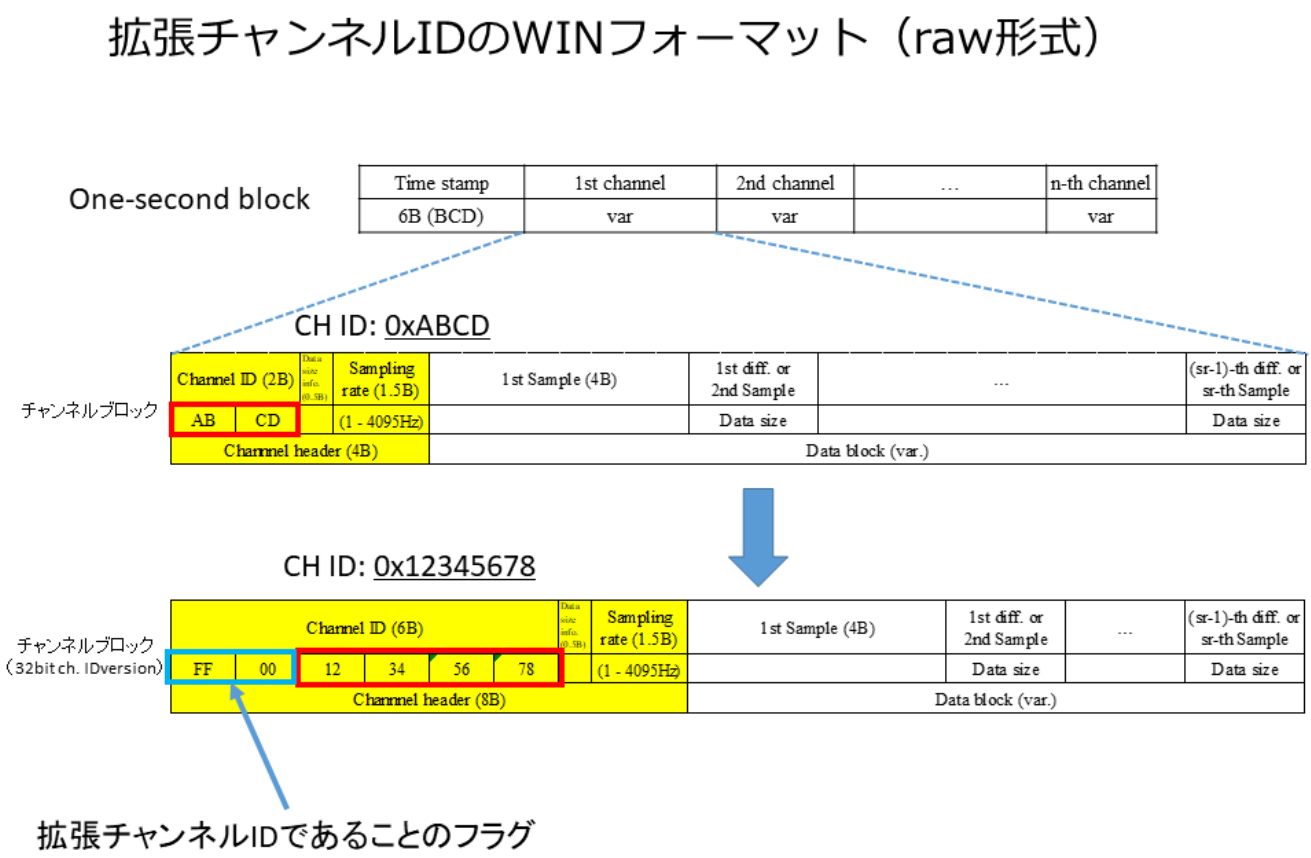
2．0xFF00以降 (0x0000 FF00～0xFFFF FFFF)は拡張フォーマットでのみ表現できるチャンネル．

となる．なお，チャンネルヘッダには，4096Hz以上のデータを扱える高サンプリングレート等のバージョンもあるが，チャンネル番号の拡張については上で述べた方法で対応可能である．

現在，チャンネル番号32ビット拡張化については，WINシステムの基本ライブラリの対応が完了し，順

© 日本地震学会

次，個々のソフトウェアの対応を進めている．今後，伝送流通網や収録系のテスト環境の下で検証を行う．



© 日本地震学会

Room B | Regular session：S19. Seismology, general contribution

Sat. Oct 31, 2020 9:45 AM - 10:00 AM JST | Sat. Oct 31, 2020 12:45 AM - 1:00 AM UTC | ROOM B

[S19]AM-1

chairperson:Satoko Murotani(National Museum of Nature and Science)

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

[S19-01] A database of digitized seismic records and seismogram image copies for major historical earthquakes in Japan

○Satoko Murotani[1], Kenji Satake[2], Hiroshi Tsuruoka[2], Hiroe Miyake[2], Toshiaki Sato[3], Tetsuo Hashimoto[4], Hiroo Kanamori[5] (1.National Museum of Nature and Science, 2.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 3.Ohsaki Research Institute, Inc., 4.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 5.Seismological Laboratory, California Institute of Technology)

A database of digitized seismic records and seismogram image copies for major historical earthquakes in Japan

*Satoko Murotani[1], Kenji Satake[2], Hiroshi Tsuruoka[2], Hiroe Miyake[2], Toshiaki Sato[3], Tetsuo Hashimoto[4], Hiroo Kanamori[5]

1. National Museum of Nature and Science, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 3. Ohsaki Research Institute, Inc., 4. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 5. Seismological Laboratory, California Institute of Technology

我が国には明治以来130年以上に渡る地震計・検潮儀による地震・津波観測の歴史があり，膨大な記録が残されている．気象庁や大学機関などの甚大なる努力によって蓄積されてきた地震・津波波形に関するアナログ記録は，所蔵リストや画像のデータベースとして公開され，誰もが利用しやすいよう整備されてきている（Furumura et al., 2020, SRL; Matsu’ura et al., 2020, SRL; Satake et al., 2020, SRL）．しかしその一方で，観測機器で得られたアナログ記録を数値化し，科学的な解析に耐えうるデジタルデータとするためにはかなりの精査時間と労力が必要であるため，波形記録が数値化されたデータベースは極めて少ない（例えば，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」がある）．近年，地震の解析手法の高度化や計算機の高性能化が進み，速度構造等の新しい知見も得られており，貴重な歴史観測データを用いて過去の被害地震について再解析することにより，地震や津波の発生メカニズムや防災に対する新たな研究成果が生み出されることが期待される．そこで，1920年代～1940年代の歴史的に重要な被害地震・津波（例えば，1923年関東地震や1944年東南海，1946年南海地震）に関する記録の画像化・数値化を行い，将来発生が懸念される大地震に対する防災・減災対策への一助となるよう学術データベースの構築を進めているところである．

このデータベースは地震名や観測点名などで検索できるようにしており，可能な限り大振幅の波形の円弧補正を施し，地震計の特性も併せて提供する．大地震の場合，中央気象台や各地測候所の記録紙には地震計の特性が一緒に書かれていることが多い．しかし，東京大学地震研究所に残る帝国大学時代からの記録紙には特性は書かれておらず，別途観測帳などを参照する必要があり，時期によっては値にばらつきも見られる．いつの情報なのかということも，できるだけ付記する必要がある．公開は数年後を目指しており，国立科学博物館と東京大学地震研究所で公開することを計画している．科博での公開は広く一般の方々に，東大地震研での公開は研究者にとって有用であろう．地震学分野においては，過去の地震の震源パラメータ等の解明や，各地での震度や長周期地震動の検証等への利用，地震工学，社会防災学などの分野では，公開された地震波形や津波波形の数値が，建物構造物等に関連する耐震設計や沿岸域での津波防災対策等に利用されることが期待される．学校教育や博物館分野においては，数値化されたデータを提供することにより，専門的な知識や計算機等を必要とせずに容易に波形データを利用することができ，地震に関する展示や教育の普及への利用価値はかなり高いと思われる．さらには，歴史分野や防災教育の分野でも利用できるであろう．

日本は歴史的な観測記録が充実している数少ない地震大国であり，国際的にも重要な研究対象である．歴史観測データ保存と活用の重要性は国際的にも認識されており，本データベースは貴重な歴史観測データを数値的に提供するとともに，元画像を保存公開することで研究の再現性担保やデータのバックアップとなる意義もある．海外の研究者から東大地震研に問い合わせが多いのは，海外で発生した大地震を本郷の地震計で記録した波形の利用についてである．英語でのページも作成予定であるので，日本で観測した海外の大地震などの記録も数値化できれば，より多くの海外の研究者にとっての利便性も高まるだろう．当面は1920年代～1940年代に日本周辺で発生した主要な歴史地震記象の数値化を行うが，将来的には，1950年以降の記録や海外で記録された波形記録についても蓄積できればと考えている．本データベースに関しては，Murotani et al., (2020), Seismol. Res. Lett., doi: 10.1785/0220190287においても紹介している．

© 日本地震学会

謝辞：本データベースの作成は，国立科学博物館における2017年度館長支援経費，JSPS科研費JP18HP8037，JP18H01289，東京大学地震研究所共同利用（2020-G-16）によって実施されています．記して感謝いたします．

© 日本地震学会

Room B | Regular session：S18. Education and history of seismology

Sat. Oct 31, 2020 10:00 AM - 10:15 AM JST | Sat. Oct 31, 2020 1:00 AM - 1:15 AM UTC | ROOM B

[S18]AM-1

chairperson:Satoko Murotani(National Museum of Nature and Science)

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

[S18-01] Effectiveness in raising awareness of disaster prevention through numerical evacuation simulations for junior high school students.

○Shota Takeichi[1], Toshitaka Baba[1], Naoyuki Nakayama[2] (1.Tokushima University, 2.Tsuda Junior High School)

Effectiveness in raising awareness of disaster prevention through numerical evacuation simulations for junior high school students.

*Shota Takeichi[1], Toshitaka Baba[1], Naoyuki Nakayama[2]

1. Tokushima University, 2. Tsuda Junior High School

初等中等教育における防災教育は将来の災害軽減に必要不可欠であり、いくつかの学校では地域住民と連携も含めて意欲的に行われている。例えば、徳島県徳島市津田中学校では防災クラブを結成し、中学校周辺地域の事前復興計画の作成をしている。一方、AIに代表される情報通信技術の進展は著しく、今後、防災分野においても主要な役割は果たすであろうと考えられる。本研究では、このような観点からコンピュータ上で津波避難シミュレーションを中学生に実施してもらい、それによる彼らの考察をもって、有効な防災意識向上効果ついて調査したので報告する。

はじめに、津波避難シミュレーションの概要を説明する。津波避難シミュレーションにマルチエージェントモデルのCrowdWalkを用いた。CrowdWalkは一次元空間モデルを用いた大規模群衆流動にも対応したマルチエージェント歩行者シミュレータであり、実際の花火大会や劇場での避難訓練で群衆移動の検証が行われている。防災クラブの生徒らは、学校周辺地区内の住民に対して、津波避難先として利用する避難場所とそこまでの経路の調査を実施した。（ちなみに、住民は必ずしも最短経路を使って最寄りの避難場所に避難するとは限らない。）調査をもとに、学生らが自ら作成した避難シミュレーションモデルで、エージェントの避難経路を設定し、シミュレーションを行った。その結果、主要な道路で避難やの混雑（渋滞）が発生する可能性が示唆された。避難完了時間は2112秒であった。また、単に最寄りの避難場所に最短経路で避難する場合のシミュレーションも実施し、この場合は、避難完了時間は852秒であった。避難シミュレーションモデルの作成開始から、シミュレーション実施完了まで、およそ２か月かかった。その期間においては、メール等で利用法を説明するだけでなく、防災クラブの活動に数回訪問して、作業を手助けした。

生徒らに、今回の活動についてヒアリング調査を行った。シミュレーションを用いたことで、避難時に混雑が起こる場所がわかったことや避難のイメージをつかめやすくなったなどの回答があった。これらから、生徒たちにとって、避難シミュレーションの実施は防災活動や事前復興計画を考える上で有効なツールとなる可能性があることが分かった。一方、今回利用したCrowdWalkは専門的なツールで、説明書も中学生向けに書かれているわけではないため、シミュレーションの実施には相当のサポートが必要だった。しかし、要点をつかむと入力作業の速度は一気に上がった。これは、情報ツールを使うことに幼いころから慣れ、興味関心が高いからだと考える。

© 日本地震学会

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

Sat. Oct 31, 2020 10:30 AM - 12:00 PM JST | Sat. Oct 31, 2020 1:30 AM - 3:00 AM UTC | ROOM B

[S03]AM-2

chairperson:Kosuke Heki(Dept. Earth Planet. Sci., Hokkaido University), chairperson:Yuta Mitsui(Faculty of Science, Shizuoka University)

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

[S03-01] Interseismic plate coupling on the Main Himalayan Thrust in Nepal estimated from GNSS displacement rate field

○Takao Tabei[1], Mako Ohzono[2], Bishow R. Silwal[3], Rajendra Bhandari[3], Janak B. Chand[3], Soma N. Sapkota[3], Hiroe Miyake[4], Kazuki Koketsu[4] (1.Faculty of Science and Technology, Kochi University, 2.Graduate School of Science, Hokkaido University, 3.Department of Mines and Geology, Nepal, 4.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S03-02] Continuous estimation of coseismic and early postseismic slip of the 2011 Tohoku-Oki sequence using PTS analysis

○Yusuke Tanaka[1], Yusaku Ohta[1], Shin'ichi Miyazaki[2] (1.Tohoku University, 2.Kyoto University)

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

[S03-03] Estimation of coupling slip distributions in a subduction zone by a trans-dimensional inversion approach

○Fumiaki Tomita[1], Takeshi Iinuma[1], Ryoichiro Agata[1], Takane Hori[1] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

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

[S03-04] Slow event between large intraslab earthquakes at the Tonga Trench

○Yuta Mitsui[1], Hinako Muramatsu[2], Yusaku Tanaka[3] (1.Faculty of Science, Shizuoka University, 2.Formerly at Faculty of Science, Shizuoka University, 3.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S03-05] Crustal deformation by a heavy rain episode

○Kosuke Heki[1], Syachrul Arief[1], Wei Zhan[2] (1.Dept. Earth Planet. Sci., Hokkaido University, 2.The First Monitoring and Application Center, China Earthquake Administration)

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

[S03-06] Duration of Transient Deformation in Northeast Japan as Observed by Geodetic Data from 1890 to 2010

○Angela Meneses-Gutierrez[1,2], Paul Segall[3], Takeshi Sagiya[2,4] (1.Institute for Advanced Research, Nagoya University, 2.Disaster Mitigation Research Center, Nagoya University, 3.Stanford University, 4.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

Interseismic plate coupling on the Main Himalayan Thrust in Nepal estimated from GNSS displacement rate field

*Takao Tabei[1], Mako Ohzono[2], Bishow R. Silwal[3], Rajendra Bhandari[3], Janak B. Chand[3], Soma N. Sapkota[3], Hiroe Miyake[4], Kazuki Koketsu[4]

1. Faculty of Science and Technology, Kochi University, 2. Graduate School of Science, Hokkaido University, 3. Department of Mines and Geology, Nepal, 4. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

ネパールの国土の大部分はインドプレートとユーラシアプレートの収束境界域の上盤側に位置し，直下で発生する逆断層型地震は直接的な脅威である．最近では2015年Gorkha地震 (Mw 7.8) が記憶に新しいが，この地震の震源域の西方には，過去数百年間にわたって顕著な地震が発生していない広大な地震空白域が広がっている．2016年に開始された地球規模課題対応国際科学技術協力プログラム「ネパールヒマラヤ巨大地震とその災害軽減の総合研究」(通称NERDiM)の一環として，我々はネパール中部・中西部に計10点のGNSS連続観測点を設営した．我々の観測網は，ネパール国内に既設のGNSS観測網を補間しながら，地震空白域における観測強化を目指している．最終的には，既設観測網のデータも含めてネパール全土の詳細な変位速度場とひずみ速度場を算出し，測地学的側面からヒマラヤ主要断層帯の地震ポテンシャル評価を行うことを目標としている．

UNAVCO経由でデータ入手可能なネパール国内のGNSS観測点の総数は50に近いが，安定して観測が継続されているものは半数に満たない．今回は，GIPSY/OASIS II ver.6.4のPPP-AR法を用い，NERDiM観測点を加えた2004-2019年の期間のすべてのデータより日々の座標解を算出し，観測期間の長短に関わらず観測点の平均変位速度を求めた．さらに，変位速度場を空間補間し，ひずみ速度場を導いた．結果を要約すると，ユーラシアに対するインドプレートの北進を反映して，ネパール国内では南北方向の10-15 mm/yrの短縮変形が卓越する．ひずみ速度に換算して約0.1 ppm/yrとなる．すなわち，インド-ユーラシアの相対運動速度 (36-37 mm/yr，DeMets et al., 2010) の約30-40%がヒマラヤ前縁域の短縮変形に費やされている．NERDiM観測網は，とくにインド国境に近いプレート境界周辺の空間分解能の向上に大きく貢献している．

GNSS平均変位速度場を用い，インド・ユーラシアプレート境界面における地震間の固着分布を推定した．従来の推定では，ほぼ平坦な断層面が北へ向かって10°程度の緩やかな角度で傾き下がるモデルが用いられてきた (例えばStevens and Avouac, 2015)．それによると，地表から深さ20 km程度までほぼ一様な強い固着が求められている．一方，2015年Gorkha地震発生の構造地質学的考察から，深さごとに急傾斜の断層セグメントと緩傾斜のセグメントが交互につながってプレート境界面を構成するモデルが提唱されている (Hubbard et al., 2016)．今回は，この後者のモデルを採用した．固着するプレート境界面の下限を深さ35 kmと仮定し，深さ5 kmごとの等深線に沿って30-40 km間隔にノードを設定した．TDEFNODE (McCaffrey, 2009) を用い，各ノードにおけるすべり欠損速度を推定した．プレート相対運動速度で規格化した固着率は，プレート境界面の形状と強い相関を持つ．すなわち，緩傾斜のセグメント上では非常に強い固着を，急傾斜のセグメント上ではほぼゼロに近い弱い固着を示す．今回の結果は予備的な解析によるものであるが，単純なプレート境界面形状を用いた従来の結果とは大きく異なる．プレート間固着が境界面形状のみに規定されるものかどうか，今回採用したモデルが実際の広域の構造を正しく反映したものかどうか，さらなる検証が必要である．

© 日本地震学会

Continuous estimation of coseismic and early postseismic slip of the 2011 Tohoku-Oki sequence using PTS analysis

*Yusuke Tanaka[1], Yusaku Ohta[1], Shin'ichi Miyazaki[2]

1. Tohoku University, 2. Kyoto University

地震発生サイクルの一連の過程に伴う断層すべり現象は幅広い時間スケールで発生するため，その統一的な理解のためには広帯域な観測手段が必要不可欠である．しかしながら現在のGNSS測位解析は，1時間から半日程度の時間帯域で精度が大きく低下する．これは主に地表変位と，大気遅延等の他の未知パラメータとの分離の困難性による．そこで我々は新たな手段として，GNSS搬送波位相変化から直接断層すべりを推定する手法 (以降PTS (Phase To Slip)) を用いた広帯域断層すべりモニタリング技術の開発に取り組んでいる．PTSでは座標推定を行わず，搬送波位相変化をグリーン関数と視線方向への幾何学的変換を介して直接断層すべりに結びつける．そして，断層すべりと大気遅延等の各種パラメータの，初期時刻からの相対変化を一括で推定する．このため，未知パラメータの分離精度の評価と改善に有利であると考えられる．

本研究では広帯域な断層すべり推定手段としてのPTSの性能評価を目的として，同手法による2011年東北地方太平洋沖地震の地震時すべり・初期余効すべりの連続的な推定を試みた．推定では東日本の69のGEONET点の搬送波1秒データを使用し，3月11日の14時から16時 (JST，本震発生は14時46分) の2時間について解析した．その結果，本震と茨城沖で発生した最大余震について，通常の測位解析を用いた推定とよく一致するすべり分布やマグニチュードが推定された．得られたすべり分布から計算される地表変位場についても，測位による推定と良好に一致する値となった．さらに岩手沖で発生した余震のすべりも検出された．これらの結果から，短時間に連続して発生する地震時すべりをPTSで安定して推定できることが示された．

一方で本震後の時間帯に注目すると，推定された断層すべり時系列には上記の3つの地震時すべりとは別に，ゆっくりした逆断層すべりの増加が見られた．増加を示すのは主に本震で大きくすべった領域に隣接する陸寄りの深い側の小断層であり，岩手から茨城までの沿岸付近に複数のすべり域が推定された．これらのすべり域はそれぞれ異なる時間発展を示し，本震後の39分間で最大0.8mのすべりが推定された．また全領域の合計ではM_w7.60相当となった．これらはMitsui and Heki (2013) 等の先行研究と比べて明らかに大きな値であるが，初期の余効すべりを捉えたものであると考えられる．
以上の結果から，PTSを用いた地震時から地震後のすべりの連続的な推定の可能性が示された．発表ではPTSの原理や推定結果の詳細を解説し，それらの妥当性についても議論する．

© 日本地震学会

Estimation of coupling slip distributions in a subduction zone by a trans-dimensional inversion approach

*Fumiaki Tomita[1], Takeshi Iinuma[1], Ryoichiro Agata[1], Takane Hori[1]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

地殻変動観測データを用いた断層すべり分布の推定には，一般的にすべりの平滑化条件を課した最小二乗法が行われ，その度合いを調整するハイパーパラメータをABICやLカーブ等の基準により決定する．しかし，解の直接的な拘束条件（非負拘束等）を課した最小二乗法を行う場合， ABICが解析的に正しく計算できないことや，解の事後確率分布の非ガウス性に対応できないなどの問題点に対応するため，マルコフ連鎖モンテカルロ（MCMC）法の活用が望まれる [Fukuda & Johnson, 2008]．更に，従来の手法ではすべりの平滑化条件として，解析空間で一様な拘束条件を課す場合がほとんどであり，断層すべりの広がりの非一様性に対応できていない．また，観測点分布の空間的な粗密の違い等により，断層すべりのモデル誤差が空間的に大きく異なり，インバージョン結果の確からしさ・解釈が難しい [Kimura et al., 2019] といった問題点が挙げられる．

上記の問題の解決のため，我々は，Reversible-jump MCMC法 [Green, 1995] によるTrans-dimensional inversion（TDI）手法の開発に取り組んでいる [e.g., Tomita et al., 2020, JpGU-AGU]．本手法では，Bodin & Sambridge [2009]と同様にVoronoi cell 空間分割により断層面を区切り，cell毎の未知パラメータ（すべり量）とcell自体の数（未知パラメータ数）を同時に探索する．これにより，観測データから求め得る空間解像度とすべり分布自体の空間スケールに合わせた空間分割がなされ，最小限の未知パラメータ数で断層すべり分布が求められるとともに，非一様な断層すべりの広がりの表現も可能となる．また，本手法はMCMC法の一種であるため，解の直接的な拘束条件を課すことや解の事後確率分布の非ガウス性を表現することも可能である．Tomita et al. [2020, JpGU-AGU] では，このTDI法を測地データを用いた沈み込み帯での巨大地震時すべりの推定に適用し，非一様な断層すべりの広がりや解の事後確率分布の非ガウス性の表現が可能であることを確かめた．

本研究では，上記のTDI法を沈み込み帯での固着分布の推定に適用した．固着分布の推定では巨大地震時すべりと比較して観測データのSN比が小さくなりがちであるため，そうした悪条件下でのTDI法の挙動を確認するとともに，従来のABICによりすべりの平滑化拘束を最適化した最小二乗法（ABIC-LSM）に基づく推定結果との比較から，固着分布の推定にTDI法が適しているかどうかを検証した．このような手法の有用性を確認するため，Syntheticデータを用いて仮定した固着分布の再現度合いの検証を行った．Syntheticデータは，均質半無限弾性媒質 [Okada, 1992] を仮定したバックスリップに対する応答として求めた．沈み込み帯プレート境界断層を模した傾斜角15度・幅300 km・長さ500 kmの矩形断層を仮定し，20 km ×20 kmの小断層を配置した．なお，TDI法では，この小断層をVoronoi cellにより空間的にグループ分けすることで未知パラメータ数を調整することになる．観測点配置は，海溝から200 kmの距離を海岸線として，①150陸上観測点＋25海底観測点．②150陸上観測点のみ，の2パターンを用意し，固着分布の推定をそれぞれ行った．Syntheticデータは，円形の滑らかな固着パッチを海溝に沿って３つ並べた複雑な固着分布から計算された地表面変位に対して，実観測成果に沿った観測誤差を与えることで作成した．TDI法の実行にあたっては，初期状態として20個のVoronoi cellを配置し，すべり量の初期値は従来の最小二乗法による推定結果を元に設定することで，初期収束を早める方策をとった．また，初期値の影響を軽減し計算時間を短縮するため，複数鎖の並列計算を行い（今回は2000並列鎖で実施），合計で1×10^6サンプルのアンサンブルにより推定を行った．

ABIC-LSMによる固着分布の推定結果は，どちらの観測点分布でも仮定した固着分布よりも滑らかな分布を示した．これは，観測点分布の粗さや観測データのSN比の低さから，十分な空間解像度が得られず，強い平滑化拘束が課された結果であると考えられる．一方で，TDI法による推定結果は，ABIC-LSMの結果に比べて，全体的により仮定した固着分布に近い滑らかさの分布が得られた．特に，観測点分布が密でモデル解像度が高いと

© 日本地震学会

考えられる領域の滑らかさがよく再現され，逆にモデル解像度が低いと考えられる領域でやや仮定した固着分布よりも滑らかな分布が推定された．これは観測点分布の粗密による空間解像度に合わせて，Voronoi cellの広がり（平滑化度合い）が調整されたためと考えられる．こうした特徴は，空間的に一様な平滑化条件を置かないTDI法による利点であると考えられる．また，観測点分布が疎な領域では，解の事後確率分布が非ガウス性になる傾向が得られるなど，MCMC法による推定の利点も確認することができた．こういった特徴により，TDI法では観測データの持つモデルパラメータへの感度をより生かした解析が可能であると考えられる．

発表では，より詳細なSyntheticデータの解析結果の報告を行う．また，今後南海トラフでの実データを用いた解析を実施し，その結果も踏まえて報告する見込みである．

© 日本地震学会

Slow event between large intraslab earthquakes at the Tonga Trench

*Yuta Mitsui[1], Hinako Muramatsu[2], Yusaku Tanaka[3]

1. Faculty of Science, Shizuoka University, 2. Formerly at Faculty of Science, Shizuoka University, 3. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

本研究では、世界で最も深発地震が活動的なトンガ海溝沈み込み帯における、地殻変動と地震活動に注目する。データとしては、GNSS変位時系列(Blewitt et al., 2018)とANSS地震カタログを用いる。トンガのGNSSデータには、2006年5月3日に海溝近傍で発生したM8.0のスラブ内地震による地震時変位と余効変動が明確に記録されている。そのため、それ以前のデータを定常変動と仮定してデトレンドを行い、非定常変動の推定を行った。これと比較するため、地震カタログから沈み込み帯の浅部～深部にかけての背景地震活動率(ETAS model; Ogata, 1988)を1年ごとに推定し、その時間変化を追った。

我々は、トンガのトンガタプ島・ヴァヴァウ島のGNSS観測点において、2009年9月29日に数百km北方のサモア諸島沖で発生したM8.1のスラブ内地震直後から非定常変動(～数cm)が発生していることを発見した。この非定常変動は海溝方向を向いており、2009年サモア地震の余効変動(Han et al., 2019)そのものというよりは、別種の独立したスローイベントが2009年サモア地震によって誘発されたと考えられる。このイベントは、プレート境界の逆断層すべり(スロースリップイベント)としても解釈できるが、2006年スラブ内地震の余効変動が再加速したという見方も可能である。この非定常変動は数年継続し、2013年5月23日のスラブ内地震(M7.4)の発生時期には収束していた。一方、地震活動の解析からは、2009年サモア地震から2013年のスラブ内地震の時期にかけて、前後の時期よりも深さ400km以深の背景地震活動率が数十%低下していたことがわかった。

以上のことから我々は、2009年サモア地震(M8.1)から2013年スラブ内地震(M7.4)にかけて、トンガ海溝沈み込み帯の少なくとも一部で、浅部から深部にまで影響を与える"スローイベント"が発生していたと考える。その実態は、プレート境界でのスロースリップイベントやプレート沈み込みの一時的加速など、他の場所で報告されてきた現象と同種のものであるかもしれないが、沈み込み帯における浅い地震と深い地震の関連性についても新たな知見を与えるものである。

© 日本地震学会

Crustal deformation by a heavy rain episode

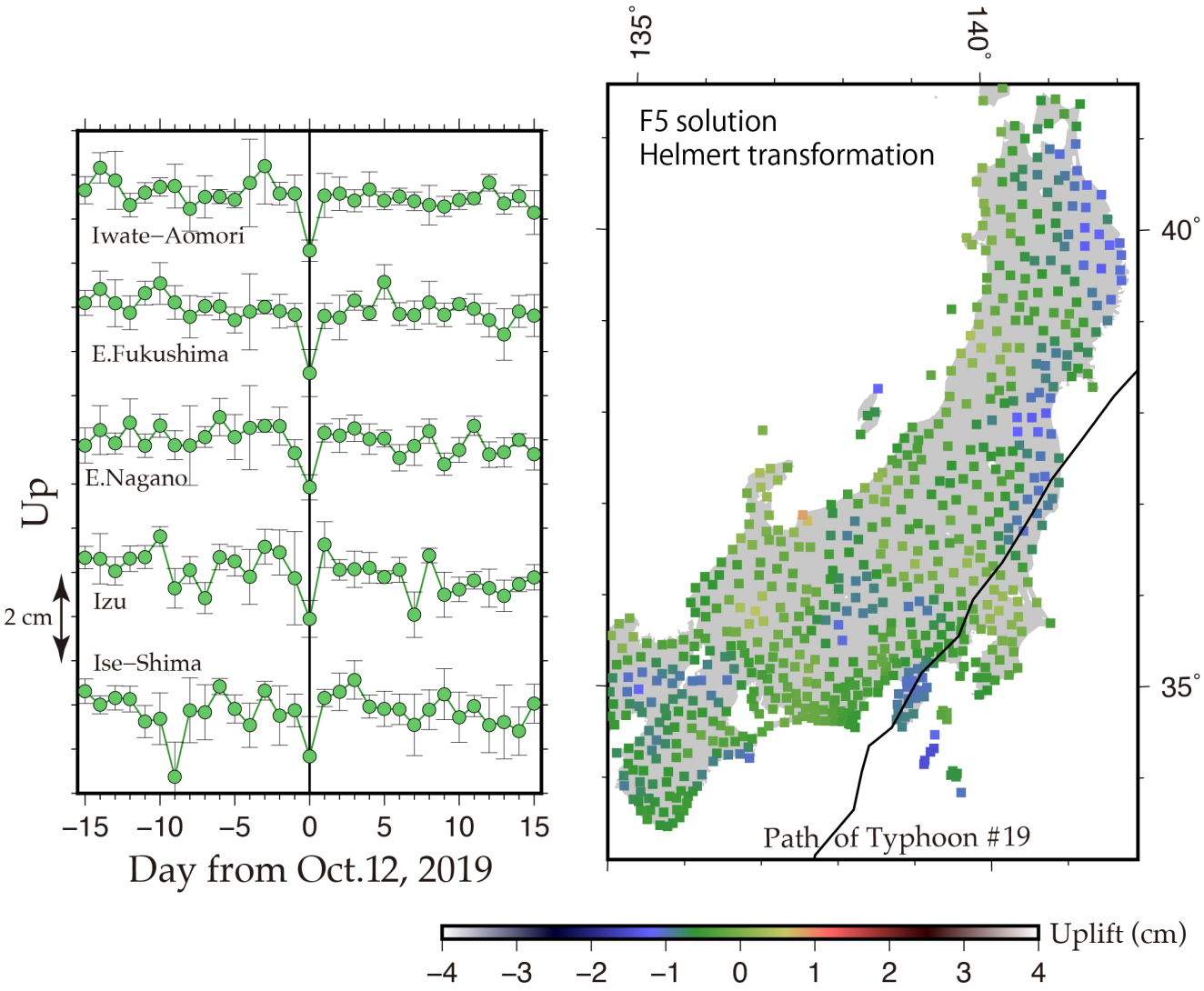
*Kosuke Heki[1], Syachrul Arief[1], Wei Zhan[2]

1. Dept. Earth Planet. Sci., Hokkaido University, 2. The First Monitoring and Application Center, China Earthquake Administration

地表に置かれた荷重は固体地球の弾性変形をもたらす。古くから知られる海洋潮汐荷重変形に加え、大気荷重、積雪荷重、非潮汐性海洋荷重、ダムの湛水等が、全球衛星航法システム(GNSS)でしばしばみられる季節的地殻変動の要因として考慮され、GRACE衛星による重力季節変化とも定量的に対応づけられている。本研究では2019年10/12に日本列島を襲った令和元年台風19号(Hagibis, Category 5) を主に取り上げ、台風がもたらした多大な降水荷重による固体地球の変形を議論する。雨量はアメダス降雨計に加え、レーダーを用いた高空間分解能の解析雨量を併用した。GEONET測位データは国土地理院のF5解を用いた。全国から選んだ約百点の座標を用いて台風前後±15日間の中央値からの偏差を最小にするようなHelmert変換パラメータ（平行移動、回転、膨張）を日々推定した。それらの変換をGEONET全体に施し、測位解全体に共通な系統誤差を取り除いた。その結果台風の進路に沿った伊豆、福島浜通り、岩手沿岸部などで1-2 cmの沈降が台風上陸日に確認された。また沈降は翌日にはほぼ回復し、雨水が海洋に流出する時定数が1-2日であることがわかる。次にFarrell (1972)の荷重グリーン関数（剛性率は30 GPaとした）を用いてGNSS局の沈降を入力データとして、降水荷重分布を最小二乗法で推定した。台風の低気圧に起因する負の荷重は地殻の隆起をもたらすが、それらはアメダス気圧計のデータから計算した日平均気圧を用いて補正した。台風Hagibisがもたらした本州東部の総降雨量は、解析雨量を時空間的に積分すると約33 Gtとなる。一方、地殻上下変動から推定された荷重はそれをはるかに超える40 Gt程度となる。実際の荷重は、降雨量から一日の流出分を差し引いたものになるはずであり、雨量を超える荷重が実在することは考えられない。この矛盾の原因には、(1) GNSS局が立地する地域の地殻岩石の剛性率が局地的に低い、(2) GNSS局が凹地に選択的に配置されているため雨水が局地的に集中し、地域的な平均より大きな沈降がもたらされた、の二つが考えられる。GNSS局の標高を、GNSS局を中心とする一辺20 kmの正方形の中の平均地形高度(ETOPO1モデルから計算)と比べると、GNSS局の方が平均して数百m低いことがわかった。従って本研究では(2)が主原因と考えている。発表ではさらに台風15号(Faxai, Category 4)や、梅雨前線が例年のようにもたらす西日本の豪雨についても、同様な地殻上下変動と解析雨量を比較する。

Figure: (left) Average time series of 7 GNSS stations around 2019 Oct. 12 from each of the 5 regions, Ise-Shima, Izu, Eastern Nagano, Eastern Fukushima, and Iwate-Aomori, along the path of the typhoon Hagibis (#19 in 2019). We can see significant subsidence on the day of the landfall and recovery on the next day. (right) Subsidence of GNSS stations on 2019 Oct. 12 relative to their median position of the period shown in the left figure. Spatially smoothed with the averaging radius of 20 km. We used the GSI F5 solutions and removed common mode errors by performing daily Helmert transformation to adjust the daily positions to the median positions.

© 日本地震学会


Iwate–Aomori
E.Fukushima
E.Nagano
Izu
Ise–Shima
Up
2 cm
−15 −10 −5 0 5 10 15
Day from Oct.12, 2019
135°
140°
40°
35°
F5 solution
Helmert transformation
Path of Typhoon #19
Uplift (cm)
−4 −3 −2 −1 0 1 2 3 4

© 日本地震学会

Duration of Transient Deformation in Northeast Japan as Observed by Geodetic Data from 1890 to 2010

*Angela Meneses-Gutierrez[1,2], Paul Segall[3], Takeshi Sagiya[2,4]

1. Institute for Advanced Research, Nagoya University, 2. Disaster Mitigation Research Center, Nagoya University, 3. Stanford University, 4. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

Crustal deformation has been transformed in the past decades by the availability of continuous GPS data. Time series analysis of GPS data often assumes strain accumulation at a steady rate. In the case of NE Japan, analysis of horizontal GPS data from 1996-2010 revealed a decrease in trench perpendicular strain-rate in the decade prior to the 2011 Tohoku-oki earthquake (Mavrommatis et al., 2014). However, the limited duration of the observations makes it difficult to assess how these transients relate to the full interseismic period. Importantly, we do not know whether the strain-rate at the beginning of the GPS era (1996-1998) is typical of the preceding decades or not. It could be that strain-rate during this period was anomalously high.

Conventional geodetic data (triangulation and trilateration) are available in Japan since the end of the 19th century. The data consist of two first-order triangulation surveys (1883-1901; 1946-1972) and two trilateration campaigns in the latter half of the 20th century (1973-1985; 1977-1994), including second-order surveys. Examination of historical data in combination with GPS data can provide a way to evaluate the velocity and strain distributions in the last 100 years and elucidate whether the acceleration observed prior to the 2011 Tohoku-oki earthquake represents a short-term transient deformation or not. Thus, we analyze horizontal deformation in NE Japan utilizing all the geodetic sets available.

We estimate horizontal displacement fields in NE Japan for the conventional geodetic data using the method developed by Yu and Segall (1996). In this, a denuisancing procedure is performed so that the dependency of the data on station coordinates is projected out of the system of equations and the horizontal displacement fields can be estimated directly. We solve for the inner coordinate or minimum norm estimate, representing the essential displacement after removing rigid motion and scale factor (in the case of triangulation) which fall in the null space of the observations. These results are transformed into average velocities by assuming steady deformation over the survey period and average shear strain rates are calculated for the region. The null space inherent in trilateration and triangulation data is constrained by GPS velocities in either the early GPS period or the period prior to the 2011 Tohoku-oki earthquake.

We found that the maximum shear strain rate in South-Central Tohoku from 1884-1984 was not higher than those observed during the GPS era. Thus, suggesting that the transient deformation described by Mavrommatis et al. (2014) did not begin prior to 1996. Furthermore, the maximum shear strain rates from conventional geodetic data are consistent with those prior to the 2011 Tohoku-oki earthquake, while the shear strain rate in the early stage of the GPS data may represent an anomalously high strain rate from the average interseismic situation, having geophysical implications related to precursory phenomena of the giant earthquake.

© 日本地震学会

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

Sat. Oct 31, 2020 1:00 PM - 2:15 PM JST | Sat. Oct 31, 2020 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM B

[S03]PM-1

chairperson:Takeshi Iinuma(Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC)), chairperson:Ryoya Ikuta(Shizuoka Univ.)

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

[S03-07] Limitation of the interplate coupling estimation at Kuril Trench around Nemuro-oki, eastern Hokkaido, Japan deduced from GEONET, and the possible contribution of newly constructed GNSS-A sites

○Hiroki Aota[1], Mako Ohzono[1,2], Hiroaki Takahashi[1], Yusaku Ohta[3] (1.Graduate School of Science, Hokkaido University, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 3.Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S03-08] A decade of GNSS/Acoustic measurements on the back-arc spreading in the southwestern end of the Okinawa Trough

○Ryoya Ikuta[1], Horng-Yue Chen[2], Kiyomichi Takemoto[3], Takeru Kohmi[1], Masataka Ando[1] (1.Shizuoka Univ., 2.Academia Sinica, 3.Nagoya Univ.)

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

[S03-09] GNSS-Acoustic Observation Using the Wave Glider to Detect the Seafloor Crustal Deformation (2)

○Takeshi Iinuma[1], Motoyuki Kido[2,3], Tatsuya Fukuda[1], Yusaku Ohta[3,2], Fumiaki Tomita[1], Ryota Hino[3,2] (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)

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

[S03-10] Evaluation of sound speed structure for each GNSS-A seafloor geodetic observation epoch using GARPOS

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

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

[S03-11] A development of submarine geodetic monitoring system by calibration of the DONET pressure gauge network

○Yuya Machida[1], Shuhei Nishida[1], Toshinori Kimura[1], Hiroyuki Matsumoto[1], Eiichiro Araki[1] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

Limitation of the interplate coupling estimation at Kuril Trench around Nemuro-oki, eastern Hokkaido, Japan deduced from GEONET, and the possible contribution of newly constructed GNSS-A sites

*Hiroki Aota[1], Mako Ohzono[1,2], Hiroaki Takahashi[1], Yusaku Ohta[3]

1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 3. Graduate School of Science, Tohoku University

千島海溝沿いにある北海道根室沖は，陸域のGNSSデータ解析から大きなすべり欠損速度分布が推定されており(例えば，Hashimoto et al., 2009)，次のプレート境界型大地震が発生する可能性が高い場所として注目されている地域である．また，この地域の津波の痕跡からは，17世紀に十勝沖から根室沖にわたる広範囲で超巨大地震が発生し，2011年東北地方太平洋沖地震のようにプレート境界浅部の断層がすべった可能性が示唆されている(Ioki and Tanioka, 2016)．そのため，このような海溝近くのプレート境界浅部の固着状態を推定することは，起こりうる地震の規模を予測するためにも重要であるが，距離が離れた陸域の観測のみからの推定には限界がある．このため，2019年7月に北海道大学・東北大学・東大地震研の共同研究により，根室沖の海底に3点のGNSS-A観測点が設置され，1回目の観測点の座標値推定が実施された（太田・他，2019地震学会）．2020年10月に2回目の航海が予定されており，順調に行けば今年中に最初の地殻変動速度が得られると期待される．
これに先立ち本研究では，陸域のGNSS観測点による固着分布の検出限界を調べるとともに，新設されたGNSS-A観測点が，陸域のGNSS観測点では検出できない地域の固着分布推定にどのように貢献しうるのかを定量的に検討する．まずは陸域のGNSS観測点が，固着分布の違いによってどの程度変化するのかを調べる．本研究では，より現実的なプレート形状を仮定するため，ブロック断層モデルの１つであるTDEFNODE(McCaffrey, 2009)を用いて各点のノードにIwasaki et al. (2015)のプレート形状を与えて，試行錯誤的なフォワード計算から推定を行った．ブロックの相対的な剛体回転はプレート運動モデルGSRMv2(Kreemer et al., 2014)で定義し，ブロック境界となる断層に様々な滑り欠損分布を与え，半無限均質弾性体を仮定したOkada (1992)によって各点での変位場，速度場を求めた．
先行研究等から固着の下限を60 kmと仮定してそれ以浅の固着率を１としたが，陸域の観測点から遠い深さ0-10 km，0-20 kmのプレート境界面の固着率を0.5や0.0のように変化させた場合と，深さ0-60 kmにおいてフルカップリングさせた場合の計算値を比較すると，深さ0-10kmの固着率を変化させても陸域のGNSS観測点の速度場に大きな変化は生じないことがわかった．深さ0-20kmについては，固着率を0.5に変化させても深さ0-10kmの場合と同様に大きな変化はなかったが，固着率を0.0とした場合は陸域のGNSS観測点で最大1.5cm/yほどの変化が生じた．海溝近くのプレート境界浅部の固着状態を変化させても陸域の観測網のみからはそのシグナルの検出能力が低下することが報告されているように(Yokota et al., 2016)，本研究においても特に深さ10kmよりも浅いところについては陸域のみの観測網では固着状況を推定することが難しいことを確認した．一方で，同様の変化を与えてプレート境界浅部に近いGNSS-A観測点の予測値を見ると，深さ0-10 kmの領域で，0.5程度の固着率の変化させた場合，それに対応して水平成分では3cm/y以上，上下成分では最大0.8cm/y程度の違いが生じる．海底地殻変動の観測精度は，他の地域の先行研究などから水平成分で2-3cm/y程度と考えられているため，この誤差を考慮しても観測点周辺の固着率を検出可能と考えられる．上下成分については，水平成分よりも誤差が大きくなるため，固着率の細かい違いについては議論が難しいかもしれないが，今後の繰り返し観測による精度向上により，水平成分の結果をサポートする情報が得られる可能性がある．現在，プレート境界に沿って一様な固着分布を与えて簡易的な計算を行っているが，今後，17世紀型の超巨大地震(Ioki and Tanioka., 2016)におけるプレート境界浅部の固着分布を設定して計算するなど，走行方向にも変化する固着分布に対してGNNS-A観測点がどのような感度を持つか検討し，プレート境界浅部の固着の可能性やその状態について検討を行う．

© 日本地震学会

A decade of GNSS/Acoustic measurements on the back-arc spreading in the southwestern end of the Okinawa Trough

*Ryoya Ikuta[1], Horng-Yue Chen[2], Kiyomichi Takemoto[3], Takeru Kohmi[1], Masataka Ando[1]

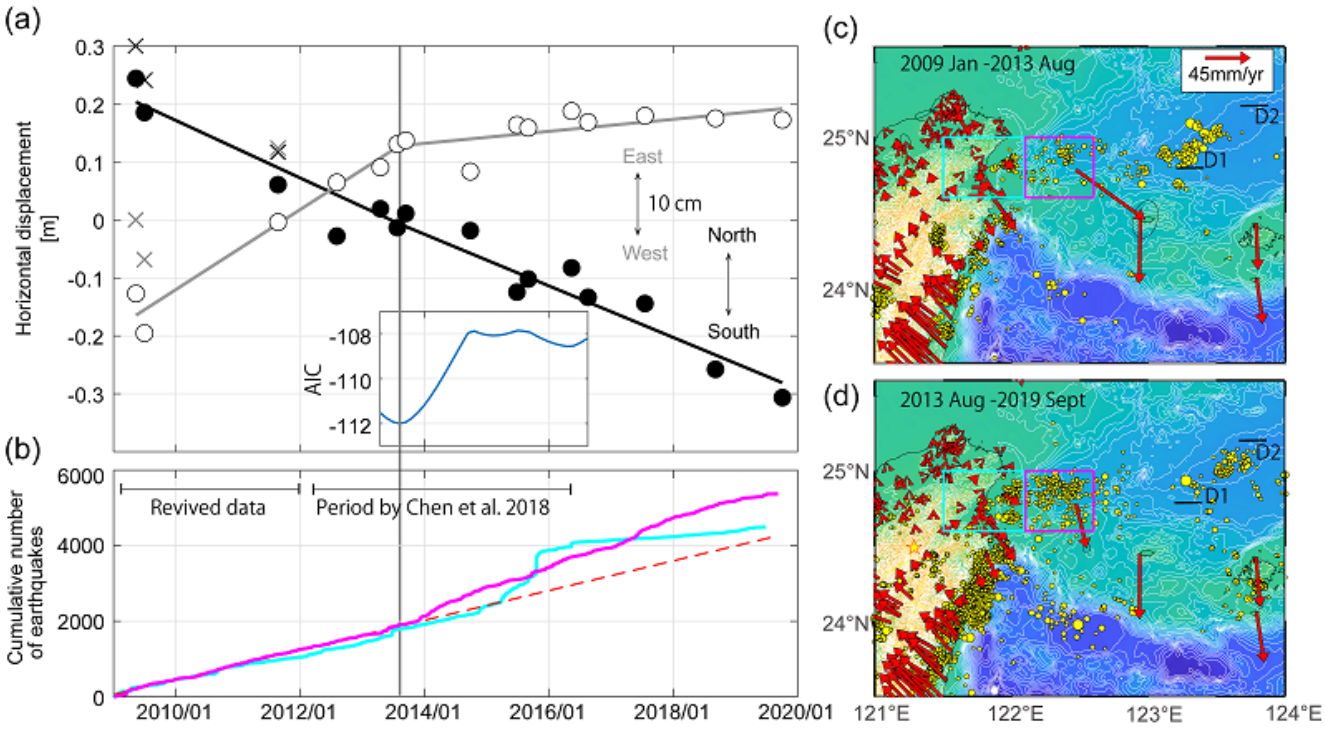
1. Shizuoka Univ., 2. Academia Sinica, 3. Nagoya Univ.

The sustained seafloor geodetic measurement is crucial, even yet sparse in time and space, to constrain the undersea crustal deformation near the plate boundaries versus time. We present an integrated analysis of a decade of GNSS/Acoustic data collected at the site 60 km to the east of the northeast coast of Taiwan near the opening axis of the Okinawa trough back-arc basin. As a result, we obtained the horizontal and vertical positioning time series of the benchmark by the eighteen measurements from 2009 to 2019. The positioning time series of the benchmark shows a southeastward movement at a rate of 44±3 mm/yr, with respect to the Yangtze plate, following the potential offset in 2012. The horizontal motion can be explained by the clockwise block rotation of the Yonaguni block united with the northern part of the Central Range. In addition, the vertical displacement of the transponder array shows the rapid subsidence of 20±7 mm/yr from 2012 to 2019. The fast subsidence rate and the negative free-air gravity anomaly in this region indicate that the crustal thinning is compensated mainly by the surface deformation instead of the upward migration of the Moho. Considering the offset in 2012 due to the change of transponder array, the horizontal positioning time series of our site is best explained by two linear lines with a slope change in August 2013. The timing of the velocity change roughly coincides with the change of the periphery seismicity rate and the dike intrusion 150 km away from the site. The results show the potential of our seafloor geodesy site in accessing the temporal variation in the deformation rate near the spreading center of the Okinawa Trough, which is not accessible by on-land GNSS stations.

==========Figure caption==========

Time series of the OILN benchmark position relative to the stable part of Yangtze plate. (a) Same with Figures 3a and 3b. North-south (solid circles) and east-west (open circles) components. The coordinates for the revived data before 2012 are shifted assuming an offset at 2012. The original north-south and east-west coordinates are shown by black and gray crosses. Each time series is fitted by linear lines with a break at August 7, 2013 (vertical line) which is determined by AIC which is shown by the imposed diagram. The data for the middle eight campaigns are common with Chen et al. 2018 but solved by our new procedure. (b) Cumulative seismicity larger than M2.0 detected within the corresponding colored rectangular shown in Figures 6c and 6d. The red dashed line fits the seismicity during the period from January 2009 to July 2013. (c) Horizontal velocity vectors and seismicity larger than M3.0 during the period from Jan 1, 2009 to August 7, 2013. D1 and D2 show the location of dike intrusion modeled by Nakamura & Kinjo (2018) which occurred in the end of 2002 and April 2013, respectively. (d) Horizontal velocity vectors and seismicity during the period from August 8, 2013 to September 30, 2019.

© 日本地震学会


(a)
Horizontal displacement [m]
0.3
0.2
0.1
0
-0.1
-0.2
-0.3
East
10 cm
West
North
South
AIC
-108
-110
-112
(b)
Cumulative number of earthquakes
6000
4000
2000
0
Revived data
Period by Chen et al. 2018
2010/01
2012/01
2014/01
2016/01
2018/01
2020/01
(c)
2009 Jan -2013 Aug
45mm/yr
D2
D1
25°N
24°N
(d)
2013 Aug -2019 Sept
D2
D1
25°N
24°N
121°E
122°E
123°E
124°E

© 日本地震学会

GNSS-Acoustic Observation Using the Wave Glider to Detect the Seafloor Crustal Deformation (2)

*Takeshi Iinuma[1], Motoyuki Kido[2,3], Tatsuya Fukuda[1], Yusaku Ohta[3,2], Fumiaki Tomita[1], Ryota Hino[3,2]

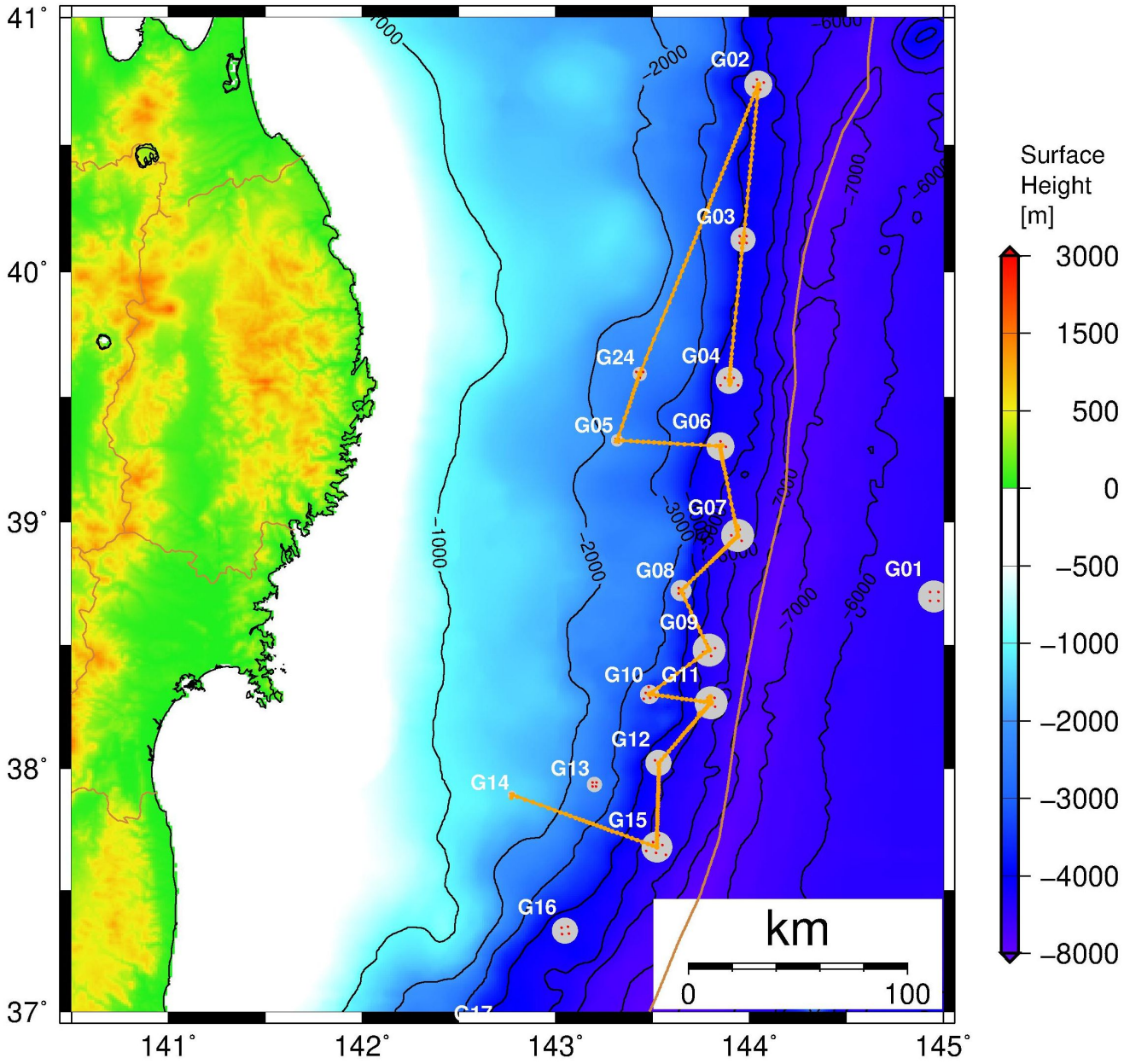
1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 3. Graduate School of Science, Tohoku University

GNSS-音響測距結合方式の海底地殻変動観測（以下，GNSS-A観測）によって，プレート間の固着や地震時すべりによる地殻変動を海底で捉えることができ，多くの重要な知見が得られてきた．しかしながら，GNSS-A観測の実施には海上プラットフォームが不可欠であることがコスト面の問題を生んでいる．海上プラットフォームとしての有人船舶や係留ブイは，その運用に多額の費用がかかるため，経時的な地殻変動を検出するための高頻度観測や，多くの観測点を巡回しての観測を実施するのに限界がある．この点を克服して，多数の観測点における高頻度GNSS-A観測を行うため，海洋研究開発機構と東北大学では，無人機を用いた長期自律的GNSS-A観測を実施するための技術開発に共同で取り組んでいる．2019年7月に実施されたKS-19-12航海において，ウェーブグライダーを用いたGNSS-A観測を試験的に行った結果については，昨年の地震学会秋季大会で報告した通り，海底地殻変動観測点G02において，データの収録及び海底局の起動に無事成功した．また，大会後の解析によって，船舶を用いた場合と同程度のばらつきで海底局アレイ位置の推定が可能であることも示された[富田・他, 2019, 日本測地学会第132回講演会; Iinuma et al., 2019, AGU 2019 Fall Meeting].

昨年の試験の結果を踏まえ，今年度上半期においては，1か月程度ウェーブグライダーを実海域で運用して，日本海溝沿いに設置されている海底地殻変動観測点を巡回し，各観測点でのGNSS-A観測を実施する，長期運用試験を行った．昨年度のシステムを一部改良して，スラーヤ衛星を利用した通信機能を付加し，ウェーブグライダーに搭載した制御装置に陸上から接続できるようにした．これによって，一部のデータの取得状況を確認したり，音響船上局へ手動でコマンドを送信したりできるようになった．当初は，2020年5月に，東北海洋生態系調査研究船「新青丸」の共同利用航海（KS-20-7）において，ウェーブグライダーを投入し，1か月余り後に傭船航海によって回収する予定であったが，新型コロナウイルスの感染拡大による機構船舶の運航停止によって，KS-20-7航海はキャンセルとなってしまった．このため，6月20日から23日にかけて東北大学が実施した「第三開洋丸」を用いた傭船航海での投入に切り替えて準備作業を行い，6月21日にG04観測点でウェーブグライダーを投入した．38日間の運用を経て，7月28日に「第八開洋丸」を傭船しての航海を実施して同機を回収した．

図にウェーブグライダーの航跡を示す．東北大学が2012年に設置した，G01～G20までの観測点のうちの13点，及び2019年に設置したG24の計14観測点を巡回し，GNSS-A観測を実施した．途中天候に恵まれない時期があり，太陽光パネルによる発電が不足したため，G13観測点での観測を断念した．取得したデータの解析は現在実施中ではあるが，各観測点における海底局アレイの位置を求めるのに十分な質・量のデータは得られており，大会当日は解析結果の詳細についての紹介する見込みである．

© 日本地震学会


41°
40°
39°
38°
37°
141°
142°
143°
144°
145°
G01
G02
G03
G04
G05
G06
G07
G08
G09
G10
G11
G12
G13
G14
G15
G16
G17
G24
-1000
-2000
-3000
-4000
-5000
-6000
-7000
km
0
100
Surface Height [m]
3000
1500
500
0
-500
-1000
-2000
-3000
-4000
-8000

© 日本地震学会

Evaluation of sound speed structure for each GNSS-A seafloor geodetic observation epoch using GARPOS

*Yusuke Yokota[1], Tadashi Ishikawa[2], Shun-ichi Watanabe[2], Yuto Nakamura[2]

1. Institute of Industrial Science, University of Tokyo, 2. Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard

GNSS-A 観測では，海中音速度場が精度に重大な影響を与える．しかし，その影響について，場所・時期による違いの検証や定量的な評価は十分になされてこなかった．渡邉・内田 [2016, 研究報告] では，それぞれの海底局における実際に観測された鉛直音速度プロファイルの比較を行い，局ごとのばらつきの大小を評価した．しかし，GNSS-A 観測では音速度構造の水平傾斜や時空間変化が観測精度に強く影響する．その影響を考慮して，観測値に対して，観測機会，観測点ごとに異なる環境依存の誤差量が与えられるべきである．このことは，GNSS-A 時系列の精度評価のみならず，時系列解析を実施する上でも必要であり，課題となっている．本稿では，観測中に得られる海洋場の状態を新しく定義し，その値を明示的かつ定量的に抽出できる新しいソフトウェア GARPOS を用いて，数値シミュレーション結果等との比較を行う．

海面を海上局が移動する手法を採用した GNSS-A 観測では，海上局の位置の違いから抽出される海中音速度変化 $\boldsymbol{g}_1$ と海底局の位置の違いによって抽出される音速度変化 $\boldsymbol{g}_2$ がそれぞれ取り出される [Yokota et al., 2019, MGR; Yokota & Ishikawa, 2019, SNAS]．これら 2 つのパラメータを複素平面上に配置した $\boldsymbol{g}_1 + i\boldsymbol{g}_2$ ($\mathbf{G}$と定義する) を考慮することで観測時の海中音速度傾斜構造の定性的な状態が把握できる．傾斜層が多くて 2 層までと仮定すると，たとえば，$\mathbf{G}$ の偏角 $arg\,\mathbf{G} \sim 0$ となる場合，傾斜構造は単純かつ浅部側に寄っていると推定できる．$arg\,\mathbf{G} \sim \pi/2$ の場合，2 層かつお互いが逆向きの傾斜を持っていると推定される．$arg\,\mathbf{G} \sim \pi, 3\pi/2$ の場合は $arg\,\mathbf{G} \sim 0$，$\pi/2$ の場合と同様であるが向きが反転している．$\mathbf{G}$ の絶対値 $|\mathbf{G}|$ は傾斜場の強度を表している．$\mathbf{G}$ は水平 2 方向に取り出され，立体的な場を反映する．$\mathbf{G}$ は，観測時のあらゆるタイミングで推定されるが，海上局が移動する測線の形状などに拘束され，現状では 1500 m 深度の観測局で 1 時間程度の分解能しか持たないと考えられる [Yokota et al., 2020, Frontiers in ES].

観測値 $\mathbf{G}$ の例をいくつか紹介する．紀伊水道の沖合に位置する MRT2 では，2017 年以降の黒潮大蛇行時とそれ以前では明らかに観測時間中の $arg\,\mathbf{G}$ の平均値が変化している．また，南海トラフ側では $arg\,\mathbf{G}$ の平均値が観測機会ごとにばらつかず安定しているのに対して，日本海溝側ではばらつきが大きく，観測機会ごとの海洋場の大きな変動が観測されている．

海底局の場所や観測時期による $\mathbf{G}$ の変化は，局ごとの観測時の海洋場の状態を表現しており，各観測時の観測精度を議論する上で重要である．新たに開発された GARPOS [Watanabe et al., submitted] を用いることで，この値が明示的に取り出せるようになり，数値シミュレーション等を利用した比較を簡便かつ高速に行うことができるようになった．本稿では，アイコナール方程式に基づいた海中音響伝播の数値シミュレーション結果との比較を通して，上記の音速場の状態について定量的に議論する．

© 日本地震学会

A development of submarine geodetic monitoring system by calibration of the DONET pressure gauge network

*Yuya Machida[1], Shuhei Nishida[1], Toshinori Kimura[1], Hiroyuki Matsumoto[1], Eiichiro Araki[1]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

南海トラフ地震発生帯では，海洋プレートの沈み込みより年間1cm程度の海底上下地殻変動が予想される．巨大地震発生帯における海底地殻変動を捉えることは，プレート間の固着強度分布，巨大地震の発生過程，およびその推移を理解する上で非常に重要な情報である．このような現象を高精度で捉えるために南海トラフに展開されている地震・津波観測監視システム（DONET: Dence Oceanfloor Network system for Earthquake and Tsunamis，Kaneda et al., 2015; Kawaguchi et al., 2015）に接続された水圧計により，長期的な変動を捉えることが期待されるが，それぞれの水圧計は年間最大10hPa（=10cm）の固有のドリフト持っており，地殻変動成分とドリフト成分を切り分けるためには水圧計の校正が必要である．そこで私たちは海底に設置している水圧計を校正し，水圧計に固有なドリフト成分を把握するための移動式水圧校正装置を開発してきた（Machida et al., 2019）．移動式水圧校正装置は内部の水圧計の計測の不確かさの主要因である圧力ヒステリシス，温度特性，姿勢の影響を最小にするように設計されており，実験室においても海底においても1hPa（1cm相当）以下の精度で圧力を計測することができる．現場における校正時にはDONET水圧計との水準差を計測することができ，その水頭差を把握することでDONET水圧計に対して絶対圧力を値付けすることができる．海洋研究開発機構では移動式水圧校正装置の精度評価を行うため，DONET1, DONET2においてそれぞれ1観測点ずつ（KMB08, MRC10）の校正を繰り返し行ってきた．MRC10観測点においては2018年10月，2019年2月，2019年5月，2020年2月に校正を行った．その結果MRC10観測点の水圧計の機器的なドリフト成分は7.3hPa/yearとなり，2015年以降からの長期的な連続水圧データについて線形的に補正した結果，MRC10観測点では0.48hPa/year（速報値）の沈降を示した．また，2020年以降，観測域の拡大，および稠密化を目的としてDONET水圧計の校正観測点を順次拡大している．本講演ではこれまでのDONET水圧計の校正結果，および今後の展望について紹介を行う．

※DONETは構築終了後の2016年4月1日より海洋研究開発機構から防災科学技術研究所に移管され、陸海統合地震津波火山観測網（MOWLAS: Monitoring of Waves on Land and Seafloor）の一環として両者が連携して運用・保守を行っている。

© 日本地震学会

Room C | Regular session：S08. Earthquake physics

Sat. Oct 31, 2020 9:00 AM - 10:15 AM JST | Sat. Oct 31, 2020 12:00 AM - 1:15 AM UTC | ROOM C

[S08]AM-1

chairperson:Saeko Kita(Building research institute), chairperson:Shunsuke Takemura(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S08-05] Campaign Observations of Deep Long-Period Earthquakes in Eastern Shimane

○Naofumi Aso[1], Nozomi Terai[1] (1.Tokyo Institute of Technology)

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

[S08-06] Uncertainty estimation for the thermal structure of subduction zones based on surface heat flow measurements

○Manabu Morishige[1], Tatsu Kuwatani[2] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

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

[S08-07] Quasi-periodic change of crustal stress field in southwest Japan suggested by earthquake focal mechanisms and crustal deformation

○Kazutoshi Imanishi[1], Akemi Noda[2] (1.Geological Survey of Japan, AIST, 2.Meteorological Research Institute)

9:45 AM - 10:00 AM JST | 12:45 AM - 1:00 AM UTC

[S08-08] Ocean slab seismicity and stress state affected by episodic slow slip near a subduction-zone megathrust

○Saeko Kita[1], Heidi Houston[2], Sachiko Tanaka[3], Youichi Asano[3], Takuo Shibutani[4], Naoki Suda[5] (1.Building Research Institute, 2.USC, 3.NIED, 4.DPRI, Kyoto University, 5.Hiroshima University)

10:00 AM - 10:15 AM JST | 1:00 AM - 1:15 AM UTC

[S08-09] Trial study of source time function estimation for shallow low-frequency tremors based on high-frequency seismogram envelope

○Shunsuke Takemura[1], Suguru Yabe[2], Kentaro Emoto[3], Satoru Baba[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 3.Tohoku University)

Campaign Observations of Deep Long-Period Earthquakes in Eastern Shimane

*Naofumi Aso[1], Nozomi Terai[1]

1. Tokyo Institute of Technology

深部長周期地震（低周波地震）は、深さ10–45km程度で発生し、マグニチュード2以下と規模が小さいにも関わらず、2–8Hzの低周波の地震波を放出する地震である。プレート境界型の低周波地震と並んで、火山地域で発生する長周期地震は、ゆっくりと変形する特異な現象である。プレート境界型の低周波地震が滑り現象である一方で、火山型の長周期地震の物理メカニズムはよく分かっていない。特に、現象を駆動する励起プロセスと、単色的な地震波を放出する共鳴プロセスについて、整合的な説明が必要である。励起プロセスとしては、プレート運動による歪みの蓄積や、マグマ起源の流体の移動のほか、不均一に冷却するマグマに発生する非等方的な熱応力も加担しているかもしれない［Aso and Tsai, 2014］。
火山型深部長周期地震を物理的に理解するためには、様々な観測事実を積み上げる必要がある。殆どが活火山周辺に分布していること、一部は火山フロントから離れて活動があること［Aso et al., 2011, 2013; Vidale et al., 2014］、深さ方向にはモホ面周辺に幅広く分布していること［Hasegawa et al., 1991; Nichols et al., 2011］、しばしば震源メカニズム解には非等方成分が含まれること［Nakamichi et al., 2003; Aso and Ide, 2014; Oikawa et al., 2019］、等方成分の潮汐応力に応答する可能性［Han et al., 2018］などである。
火山型の深部長周期地震の発生原因を探るためには、現象による変動を運動学的に理解することが本質的に重要である。特に、初期の励起プロセスの解明には、地震波の初動を正確に捉える必要がある。そのために今年、広島県庄原市にて臨時観測を行った。Aso and Ide［2014］により求められた震源メカニズム解によると、この地域では大きなP波の射出が期待される。4つの地震計を約200m間隔で配置することで小規模なアレーを構成し、200Hzサンプリングで収録した。7月現在で4ヶ月間のデータを取得し、深部低周波地震による波形がいくつか確認された。また、連発する特徴や、複数のフェーズの混在が確認された。

© 日本地震学会

Uncertainty estimation for the thermal structure of subduction zones based on surface heat flow measurements

*Manabu Morishige[1], Tatsu Kuwatani[2]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

沈み込み帯における多様な地震活動を議論する際の最も基本的な情報の1つは、温度である。そして温度構造を推定する手法の1つとして、物理モデリングが良く用いられる。この手法では多くの場合、フォワード計算を繰り返し行うことで観測データからの制約を満たすようなモデルパラメータの組み合わせ(さらにそこから得られる温度構造)を求めるが、(1)モデルパラメータの不確かさを評価することが難しい、(2)観測データをより良く説明するモデルパラメータの組み合わせが存在する可能性がある、(3)観測データの誤差を考慮していない、といった問題点がある。本発表ではこれらの問題に取り組むための枠組みとして、東北地方とカスカディアの地殻熱流量データを用いてベイズの定理に基づき5つのモデルパラメータを同時推定する例を紹介する。

熱流量の予測は2次元定常状態における質量保存則、運動量保存則、エネルギー保存則に基づく方程式を解くことで行う。推定するモデルパラメータは、(1)スラブとその直上のマントルの運動がデカップルする深さ(D_{dec})、(2)大陸上部地殻内の放射性元素の崩壊による発熱量(H_{UCC})、(3)沈み込むプレート境界における有効摩擦係数(μ')、(4, 5)マントルウェッジ内の粘性率の温度依存性と絶対値をそれぞれ支配するパラメータ、である。マルコフ連鎖モンテカルロ法の1つであるメトロポリス法を用いて、事後確率分布に従うようなモデルパラメータのサンプリングを約3万回行う。

そのようにして得られたモデルパラメータの集合は多くの情報を持つ。例えば東北地方ではD_{dec}は80±10 km程度であり、これは先行研究によって報告された値と合っている。また東北地方ではH_{UCC}とμ'の間に強い負の相関関係があり、これは地殻熱流量データからだけではこの2種類のモデルパラメータを同時に推定することが難しいことを示唆している。さらに我々が物理モデリングによって予測した熱流量は観測データの平均よりも少し低い値となることが分かった。これは熱伝導率の不確かさを考慮して、観測データの誤差を一定値ではなく、データの値の15%と仮定したためである。

今回は地殻熱流量データのみに焦点を当てているが、ここで用いた手法を複数の種類の観測データに対して適用することで、温度構造をより高い信頼度(より小さな不確かさ)で決定することができる。そのようにして得られた温度構造を用いることで、地震活動に対する理解がさらに大きく進むと期待できる。

© 日本地震学会

Quasi-periodic change of crustal stress field in southwest Japan suggested by earthquake focal mechanisms and crustal deformation

*Kazutoshi Imanishi[1], Akemi Noda[2]

1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Meteorological Research Institute

1．はじめに
西南日本、特に近畿地方では、ほとんどの被害地震が南海トラフ沿いの大地震前後（概ね発生前50年から発生後10年）の間に発生していることが知られている（宇津 1974; Hori & Oike 1996）。この観測事実は、内陸地震がプレート境界の固着の状態に呼応して発生していることを示唆している。言い換えると、日常的に発生している小地震も含めて発生状況を調べることでプレートの固着状態をモニタリングできる可能性がある。今西・野田（JpGU-AGU Joint Meeting 2020）は、内陸で発生している地震の発震機構解がプレート境界のすべり欠損により作られる応力場に調和的かどうかを判定し、内陸の応力場の時間変化を調べる方法を提案した。この方法を西南日本に適用したところ、数年ほどの周期で応力場が時間変化していることが示された。彼らは西南日本を4つの領域に区分して検討を行ったが、区域分けには任意性が残されていた。本研究ではこの任意性を排除したうえで、改めて時間変化の特徴について調べた結果を報告する。

2．手法およびデータ
ある地震が参照とする応力場に調和的に発生しているか否かを評価するパラメータとして、ミスフィット角（仮定した応力場から計算されるすべり角とメカニズム解のすべり角との角度差）が有効であることが示されている（Terakawa et al., 2016; Yukutake et al., 2020）。本研究でもこのパラメータに着目し、南海トラフのプレート間固着と内陸の応力場との関連を調べる。解析手順は以下のとおりである。
（1）プレート境界のすべり欠損により作り出される陸域の深さ10kmにおける応力テンソルを0.1°毎に計算する。
（2）それぞれの発震機構解の震源位置に最も近いグリッドの応力テンソルを用いて、ミスフィット角を計算する。この際、2つの節面のうち、小さい方のミスフィット角を採用する。
（3）ミスフィット角の移動平均（1年）を取り、時間変化を推定する。誤差はブートストラップ法により計算する。
本研究では区域分けの任意性を排除するため、西南日本に0.5°間隔のグリッドを配置し、それぞれのグリッドの半径100km以内の地震を用いて上記の計算を行う。
発震機構解は気象庁一元化カタログ（1997年10月～2020年7月）に加えてJUNECカタログ（Ishibe et al, 2004）（1985年7月～1998年12月）を使用した。2つを統合することで、35年間に及ぶ発震機構解カタログとなる。実際の解析では、デクラスタリング（Reasenberg, 1985）処理後の深さ25km以浅の地震を使用した。すべり欠損モデルについては、2005年3月～2011年2月のGNSSデータを用いて推定されたNoda et al. (2018)のモデルを使用した。

3．結果と解釈
発震機構解が十分あるメッシュにおいては、いずれもミスフィト角は数年ほどの周期で変動していることが明らかとなった。変動の振幅は10～30°程度である。この周期性の変化は誤差を考慮しても有意である。本研究では南海トラフのすべり欠損に対する応答を見ていることから、この観測結果は、南海トラフ沿いの固着が数年周期で強くなったり弱くなったりしていることを反映しているのかもしれない。このような周期性の応力変化は、近畿北部における原位置応力の繰り返し測定からも報告されている（田中ほか, 1998）。もし応力場の時間変化が真実であれば、地殻変動観測データにもその影響を見いだすことができるはずである。そこで、1996～2011年（東北沖地震直前まで）のGNSS時系列データから１年ごとの変位速度（水平2成分）を求め、さらにShen et al. (1996)の方法により歪み速度（水平歪み3成分）を計算した（グリッド間隔：0.05°、距離減衰定数（DDC）：35km）。多くの領域で時間変化は不明瞭であったものの、プレート境界に近い紀伊半

© 日本地震学会

島先端付近ではミスフィット角の周期性変化と調和的な南北成分の歪速度の変動が確認できた。
また、中部及び近畿地方のメッシュでは、2013年頃からミスフィット角が減少傾向を示すことがわかった。2011年東北地方太平洋沖地震による粘弾性緩和の影響が含まれている可能性もあるが、南海トラフの東側の固着が徐々に強くなっていると解釈することもできる。2013年淡路島の地震（M_j6.3）や2018年大阪府北部の地震（M_j6.1）が発生しているタイミングとも重なっており、その関連性は興味深い。
ミスフィット角の周期性変化の解釈は、引き続き様々な観点から検討を進める必要があるが、本手法は微弱な応力場の時間変化の検出及びプレート間固着のモニタリングに有効な方法になりうる。

謝辞：本研究では気象庁一元化カタログ、JUNECカタログ（Ishibe et al., 2014）、国土地理院のGEONET F3解を使用しました。記して感謝します。

© 日本地震学会

Ocean slab seismicity and stress state affected by episodic slow slip near a subduction-zone megathrust

*Saeko Kita[1], Heidi Houston[2], Sachiko Tanaka[3], Youichi Asano[3], Takuo Shibutani[4], Naoki Suda[5]

1. Building Research Institute, 2. USC, 3. NIED, 4. DPRI, Kyoto University, 5. Hiroshima University

Slow slip phenomena sometimes occur at the timings of large intraslab earthquakes, but detailed relationships between intraslab earthquakes, slow slip phenomena and geofluids are not known. We examined time variations in seismicity rates, b-values, and stress regimes in the Philippine sea slab associated with times of episodic tremors and slip (ETS) beneath Kii peninsula, southwestern Japan. At 1 month before the ETS times, seismic rate and b-value become high, which is similar to characteristics of fluid-induced seismicity. Stress regimes in the oceanic crust suggest that the plate boundary just beneath the slow slip zone is partially coupled before the times and the plate coupling degree decreased after that, whereas updip of the zone, it increased after ETS. Results of 200 times bootstrap resampling tests of focal mechanisms support that stress after the ETS times change from that before the ETS times. Results of our study show that monitoring of intraslab earthquakes would be a new approach to detect time change of plate coupling degree and slow slip phenomena.

© 日本地震学会

Trial study of source time function estimation for shallow low-frequency tremors based on high-frequency seismogram envelope

*Shunsuke Takemura[1], Suguru Yabe[2], Kentaro Emoto[3], Satoru Baba[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 3. Tohoku University

本研究では，DONETの観測記録と3次元地震動シミュレーションで評価したGreen関数に基づき，紀伊半島南東沖で発生する浅部低周波微動の震源時間関数の正確な推定を目指す．Green関数は全国１次地下構造モデル（Koketsu et al., 2012）と付加体構造（Tonegawa et al., 2017）を利用し，OpenSWPC（Maeda et al., 2017）により評価した．仮定した構造による地震動シミュレーションは，DONET1域周辺で発生する微小な地震性すべり現象による観測波形エンベロープの特徴を再現することが確認されている（Takemura et al., 2020）．シミュレーションセッティングにより5 Hzまでの地震動が評価可能なことから，シミュレーションにより得られたGreen関数に1-5 Hzのバンドパスフィルターをかけた3成分合成RMSエンベロープを合成し，様々なライズタイムの規格化された震源時間関数を畳み込む．Ji et al. (2003)による非対称cos関数を仮定し，tsとte（継続時間$t_0 = t_s+t_e$）により様々な形状の関数を実現する．観測された1-5 HzのRMSエンベロープとの相互相関係数が一番高くなるパラメータを探索し，最適なt_sとt_eを推定した．その後，Variance reductionにより地震モーメントを推定し，震源時間関数（モーメントレート関数）を直接得る．

手法の妥当性を検討するために，まずはGreen関数にYabe et al. (2019) のFig. 6の震源時間関数を畳み込んだ合成波形を作成し，この合成波形に対し手法を適用した．相互相関係数の評価の結果，t_s = 2.75 sとt_e = 10.25 sが最適と推定された．本手法では，仮定した震源時間関数のもっとも大きなモーメント解放についてはモデル化できているが，マイナーなモーメント解放については再現できていない．

今後はサイト増幅特性を考慮した上で浅部低周波微動の観測記録への適用，マイナーなイベントの影響を評価することでより正確な震源時間関数の推定を目指す．

手法に関する参考文献

Yabe et al., 2019 JGR, https://doi.org/10.1029/2018JB016815
Takemura et al., 2020 https://doi.org/10.31223/osf.io/ngy2j

謝辞　防災科学技術研究所DONET（https://doi.org/10.17598/NIED.0008）の波形記録を利用しました．地震動計算には海洋研究開発機構の地球シミュレータを利用しました。本研究は、JSPS科研費19H04626および18K13639により実施されました。

© 日本地震学会

Room C | Regular session：S08. Earthquake physics

Sat. Oct 31, 2020 10:30 AM - 11:45 AM JST | Sat. Oct 31, 2020 1:30 AM - 2:45 AM UTC | ROOM C

[S08]AM-2

chairperson:Ryosuke Ando(University of Tokyo), chairperson:Keisuke Ariyoshi(JAMSTEC)

10:30 AM - 10:45 AM JST | 1:30 AM - 1:45 AM UTC

[S08-10] Characteristics of Slow Slip Event in March 2020 revealed from borehole and DONET observatories

○Keisuke Ariyoshi[1], Takeshi Iinuma[1], Masaru Nakano[1], Toshinori Kimura[1], Eiichiro Araki[1], Yuya Machida[1], Kentaro Sueki[1], Shuichiro Yada[1], Takehiro Nishiyama[1], Kensuke Suzuki[2], Takane Hori[1], Narumi Takahashi[1,3], Shuichi Kodaira[1] (1.JAMSTEC, 2.Sendai Regional Headquarters, JMA, 3.NIED)

10:45 AM - 11:00 AM JST | 1:45 AM - 2:00 AM UTC

[S08-11] Limit cycle and period-doubling bifurcation in fault valve model

○Takahiro Hatano[1], Ryo Mizushima[1] (1.Department of Earth and Space Science, Osaka University)

11:00 AM - 11:15 AM JST | 2:00 AM - 2:15 AM UTC

[S08-12] Modes of deep slow earthquakes and temperature dependence of brittle-ductile mixed rheology

○Ryosuke Ando[1] (1.School of Science, University of Tokyo)

11:15 AM - 11:30 AM JST | 2:15 AM - 2:30 AM UTC

[S08-13] Nankai Trough earthquake cycle simulation with deep long-term slow slip event and long-term locked fault segments : discrete cell model

○Kazuro Hirahara[1,2] (1.Kagawa University, 2.Riken)

11:30 AM - 11:45 AM JST | 2:30 AM - 2:45 AM UTC

[S08-14] A hierarchical model of earthquake asperity

○Yoshio Fukao[1] (1.JAMSTEC)

Characteristics of Slow Slip Event in March 2020 revealed from borehole and DONET observatories

*Keisuke Ariyoshi[1], Takeshi Iinuma[1], Masaru Nakano[1], Toshinori Kimura[1], Eiichiro Araki[1], Yuya Machida[1], Kentaro Sueki[1], Shuichiro Yada[1], Takehiro Nishiyama[1], Kensuke Suzuki[2], Takane Hori[1], Narumi Takahashi[1,3], Shuichi Kodaira[1]

1. JAMSTEC, 2. Sendai Regional Headquarters, JMA, 3. NIED

１．はじめに

海洋研究開発機構は、南海トラフで発生する地震・津波を常時観測することを目的とした地震・津波観測監視システム(DONET: Dense Oceanfloor Nework system for Earthquake and Tsunamis) の構築を熊野灘から室戸沖にかけて実施してきた (Kaneda et al., 2015; Kawaguchi et al., 2015)。DONETは、構築終了後の2016年4月1日より海洋研究開発機構から防災科学技術研究所に移管され、陸海統合地震津波火山観測網(MOWLAS: Monitoring of Waves on Land and Seafloor) の一環として両者が連携して運用・保守を行っている。

これに加えて、海洋研究開発機構では、国際深海科学掘削計画 (IODP: International Ocean Discovery Program) の一部として、長期孔内観測点 (LTBMS: Long-Term Borehole Monitoring System) の構築を行い、海底下に地震計・間隙水圧計・体積歪計を東南海地震の想定震源域直上に２点設置した (C0002: 2013年1月、C0010: 2016年4月)。

これらの間隙水圧計および地震計を活用することにより、陸上の観測網では捉えきれなかった南海トラフ沖合のスロースリップイベントについて、海底下の間隙圧変化から捉えられるようになった (Araki et al., 2017)。2018年3月には、海溝に近い C0006 が新たに設置され、孔内観測がDONETに接続したことで、リアルタイムでのスロースリップイベントの監視が可能となった。そのような状況下で、2020年3月にC0002とC0010 の２つの観測点で間隙圧が同期して変化すると共に、DONETの広帯域地震計からは超低周波地震が観測された。本講演では、このスロースリップイベントの概要について報告する。

２．解析手法

シグナルが卓越しているC0002 に着目し、深さが異なる３つの間隙圧時系列に対して、開始・終了時刻を未知数とする最小絶対値法による回帰直線をスロースリップイベントの前後で求めた。これにより、時刻と同時に間隙圧の変化量を定量的に推定することに成功した。一方で、C0006には特異な変化がみられなかった。C0010についてはノイズが大きいため、過去のスロースリップイベントおよび超低周波地震の活動履歴に基づいて観測結果と矛盾しない時系列を推定することにした。

超低周波地震のメカニズム解は、Nakano et al. (2018) の手法をスロースリップイベント期間中のDONET地震波形データに適用することで推定した。断層モデルの構築に関しては、Okada (1992) を適用して沈み込みプレート境界面上での逆断層型すべり（傾斜角６度）に対する孔内間隙圧応答グリーン関数を計算したうえで、位置（緯度・経度・深さ）、断層サイズ及びすべり量を推定した。

３．結果

© 日本地震学会

推定されたスロースリップイベントの開始・終了時刻により、超低周波地震がその期間中に起きていることが定量的に確かめられた。深さの違いを比べると、深い方の２点では、開始・終了時刻および間隙圧の変化量に関して差異は見られなかったが、浅い点に関しては、海洋変動に起因するノイズ成分が大きかったものの、間隙圧の変化量が大きいことが示された。

C0006で変化がなかったことと、超低周波地震がスロースリップイベントの発生期間の後半に発生したことから、断層モデルを用いて検討した結果、今回のスロースリップイベントは、C0010 を跨ぐように海溝側に向かってすべりが伝播した現象であったと結論づけた。この場合、推定された断層モデルは、2015年のスロースリップイベントよりも小規模なものがC0010近傍において発生したと考えられるが、超低周波地震活動の特徴などを整合的に説明できるものとなった。

この断層モデルではから期待されるすべり量は約4cmとなり、海底地殻変動は上下成分で1~4mm 程度であり、実際のDONET海底圧力計からは検出することが出来なかった。今回の結果は、海底圧力計でさえも捉えきれなかった海溝付近 のMw5程度のスロースリップイベントを早期検知した成功例の第一歩であり、今後、音響測距結合方式による海底地殻変動観測 (GNSS-A観測) をはじめとする多角的な検証が期待される。

４．謝辞

本研究成果の一部は、科学研究費補助金 (JP16H06477, JP19H02411, JP20H02236) からの助成を受けました。

© 日本地震学会

Limit cycle and period-doubling bifurcation in fault valve model

*Takahiro Hatano[1], Ryo Mizushima[1]

1. Department of Earth and Space Science, Osaka University

スロー地震の発生様式は多様であるが、その物理的機構はいまだ謎に包まれている。地震波観測によってスロー地震発生帯における低速度・高ポアソン比領域の存在が明らかにされ、流体はスロー地震発生に深く関与していると考えられている。従って、流体が如何にしてスロー地震発生に影響を及ぼすか、その機構については様々なモデルが提案されてきた。
多くのモデル、特に速度状態依存摩擦則の枠組では、スロー地震を説明するのはそれほど容易ではない。通常知られている発展法則（aging lawとslip law）を使うと、放射による散逸（radiation damping）を入れない限りリミットサイクルは存在せず、軌道は発散してしまう。とはいえ地震波を放射しないスロースリップイベントでのradiation dampingの導入は正当化し難い。また、スロースリップイベントの再現には非常に高い流体圧を（実効法線応力がゼロに近くなる程度まで）仮定する必要がある。例えば微動の潮汐依存性を説明するためには実効法線応力がkPaオーダーでなければならない。そのように極めて高い流体圧がスロー地震発生に本質的なのかどうかは興味深い問題である。
他方、パークフィールドにおける低周波地震の繰り返し周期については3年周期と6年周期のものにきれいに分かれるという観測例も知られている[Shelly 2010]。速度状態依存摩擦法則の観点からは、ホップ分岐の周期は摩擦パラメタに連続的に依存するので、このような倍周期の存在は従来のモデルからは直ちには理解できない。
本研究では、流体圧が滑りと相互作用して変化する一種の断層バルブモデルを仮定し、それを速度状態依存摩擦法則と組み合わせた断層モデルを提案する。滑りパッチを仮定して連続体を1自由度系に落とすことで、滑り量・状態変数・流体圧の3変数からなる常微分方程式系に帰着した。このモデルはパラメタに応じて超臨界ホップ分岐と亜臨界ホップ分岐の両方を示すが、超臨界領域においては通常のホップ分岐に引き続いて周期倍加分岐を経てカオス転移を起こすことを紹介する。最後に、周期倍加分岐が実際のパークフィールドの様子を説明できるかどうか議論する。また、倍周期分岐を繰り返して到達するカオス的状態について議論し、スロー地震発生における意義について考える。

© 日本地震学会

Modes of deep slow earthquakes and temperature dependence of brittle-ductile mixed rheology

*Ryosuke Ando[1]

1. School of Science, University of Tokyo

A wide spectral range of observations has become to clarify the various modes of slow earthquakes particularly characterized as, from the slow to fast, Long-term Slow Slip Events (LSSEs), Short-term Slow Slip Events (S-SSEs), Low-frequency earthquakes (LFEs) and tremor. Observations show these events tend to exhibit the depth dependence on the locations of their source areas. The slow earthquakes are generally considered as the results of the brittle-ductile transition of the fault rheology due to increasing pressure and temperature in the depths of the earth's surface. However, available physical models propose a variety of mechanisms to explain the slowly slipping behaviors, such as velocity-strengthening and weakening mixed rheology, the dilation induced strengthening and the neutral frictional stability, none of them have successfully explained the intrinsic mechanisms of the depth-dependent features without artificially tuning free model parameters to fit geodetic observations traced these depth-dependent features. We here demonstrate that the depth-dependent characteristics are explained as a natural consequence of the temperature-dependent rheological properties of the fault zones at the transition depth based on the brittle-ductile mixed fault heterogeneity model. We consider the macroscopic brittle and ductile strengths taking into account the temperature dependence in the fraction of the brittle area over the ductile area together with the viscosity. As a result, we successfully reproduce the occurrence of S-SSEs with smaller slip and larger acceleration at the down-dip portion of L-SSEs with larger slip and smaller acceleration. Further deep, stable slide occurs.

© 日本地震学会

Nankai Trough earthquake cycle simulation with deep long-term slow slip event and long-term locked fault segments : discrete cell model

*Kazuro Hirahara[1,2]

1. Kagawa University, 2. Riken

１．はじめに
南海トラフ巨大地震発生予測および発生履歴の再現を目指して、速度状態依存則に基づく地震サイクルシミュレーションが行われてきた。また、様々なスロー地震と巨大地震の相互作用の重要性が認識され、スロー地震を含むシミュレーションも行われている。しかしながら、現状では依然として複雑な地震発生履歴の再現には至っていない。本講演では、２．に述べるの最近の知見を踏まえ、複雑な南海トラフ地震履歴を作り出す摩擦モデル、及び巨大地震発生サイクル中におけるL-SSEの変動について議論する。

２．深さ20-30kmにおける深部長期的スロースリップイベント（L-SSE）発生域と長期固着域
L-SSEは南海トラフ巨大地震震源域下部から短期的SSEや深部低周波微動発生域の間の深さ20-30㎞で発生しており、豊後水道や東海L-SSEに加えて、南海トラフ全域においての発生様式が明らかにされつつある（Kobayashi and Tsuyuki, 2019）。最近、Okamura and Shishikura(2020)は、紀伊半島沿岸における隆起生物遺骸群衆高度分布から紀伊半島下深さ20-30km域に400-600年間の長期固着域が存在し、100年程度の繰り返し間隔を持つ各南海トラフ地震セグメントの破壊域に加えて、広域破壊する1707年宝永地震タイプの地震を作り出している可能性を指摘した。この長期固着域は紀伊水道および志摩半島L-SSE領域に挟まれた領域に対応しているように見える。また、赤石山地隆起に関連して赤石山地と駿河湾の間の深さ20-30kmにも同様の長期固着域が存在する可能性を指摘している。この深さ20~30㎞のプレート境界面ではこの二つの長期固着域以外はL-SSE等により応力が解放されその蓄積レートは小さいと思われる。なお、南海地震震源域の浅部でもスロー地震の発生が報告されているが、本講演では議論に含めない。

３．離散セル摩擦モデル
速度状態依存則に基づく地震サイクルシミュレーションではプレート境界を臨界セルサイズ以下の小断層セルに分割し計算を行うが、南海トラフ全域を扱うとセル数が多く、また繰り返し間隔が5~20年程度のL-SSEの発生まで含めると時間ステップ数が多くなり、万年に及ぶ計算を多くの摩擦モデルで行うには多大な計算資源を要する。
そこで、試行段階として図1(左)に示したR11-R62 の12セルから成る離散セルモデルを用いる。Mitsui and Hirahara (2004)は破壊セグメントに対応する5個のブロックからなるバネーブロックモデルを用いて南海トラフ地震サイクルを計算しているが、ここでは通常のセルモデルの延長としての離散セルモデルを用い、準動的近似を用いた計算を行った。まずプレート境界をkm程度の三角小断層セルに分割し、各12セル内で同一すべりを仮定して、各セルの中心におけるすべり応答関数(Kij)を作成した。対角項Kiiの大きさは、0.02-0.5MPaの大きさとなり、相互作用を規定する非対角項Kijは隣接セルで最大0.5Kii程度となっている。
摩擦パラメータの設定としては、浅部セルRi1（深さ5-20km）では相互作用無しの繰り返し間隔（フリー間隔と略）を150-200年程度、すべり応答関数Kiiの臨界弾性定数Kcriiに対する比Kii/Kcriiを0.03程度とし、 深部セルRi2（深さ20-30km）では、紀伊半島(R42)と赤石山地と駿河湾間(R62)下では、フリー間隔を400年程度、Kii/Kcriiを0.1、それ以外の深部セルRi2ではL-SSEのフリー間隔5-10年、Kii/Kcriiを 0.9程度に設定し、20000年のシミュレーションを行った。

４．結果と議論
図１(右)に19000-20000年における各セルにおけるすべり速度を示す。このように、浅部セルでの地震発生とL-SSEの発生は同期するようになり、L-SSEの繰り返し間隔は倍程度に延び、大きい場合には数年程度のばらつきを示し始める。しかしながら、このすべり応答関数をセル中心で評価した離散セルモデルでは巨大地震セル

© 日本地震学会

同士の相互作用が弱く、地震発生はあまり同期せず、宝永タイプの広域を破壊するような地震は発生していない。
R42とR62以外の深部セルではL-SSEが発生している。浅部巨大地震発生サイクル中における深部L-SSEの活動は、巨大地震の発生予測に重要であるが、これまでの研究では巨大地震サイクル中のL-SSE活動は多様な変動を示している。巨大地震発生後活動が抑えられ、次期地震発生が近づくにつれ発生間隔が短くなり活発化することが示されているが、すべり速度が大きくなるモデルと小さくなるモデルが存在する。この離散セルモデルでも地震後の活動の低下と次期地震発生に向けて活動が活発化する様子が得られたが、単純に速度が増すセル（R12）や各地震間で速度の増減が変動するセル(R22, R32, R52)が見られ複雑である。 連続モデルと離散セルモデルは基本的に異なる振舞をすることが知られているため、解釈には注意が必要であるが、L-SSEの活動では興味深い結果が得られた。
しかしながら、現状のモデルでは、期待した各巨大地震セグメントの連動がうまく表せていない。破壊伝播に対応するセル間のKijの大きさを調整する等の検討を要する。

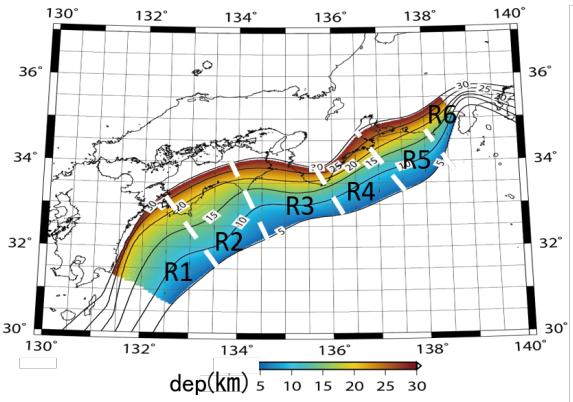


図１（左）　離散セル　セルRiは更に深さ5-20kmと20-30kmのRi1とRi2に分割される。

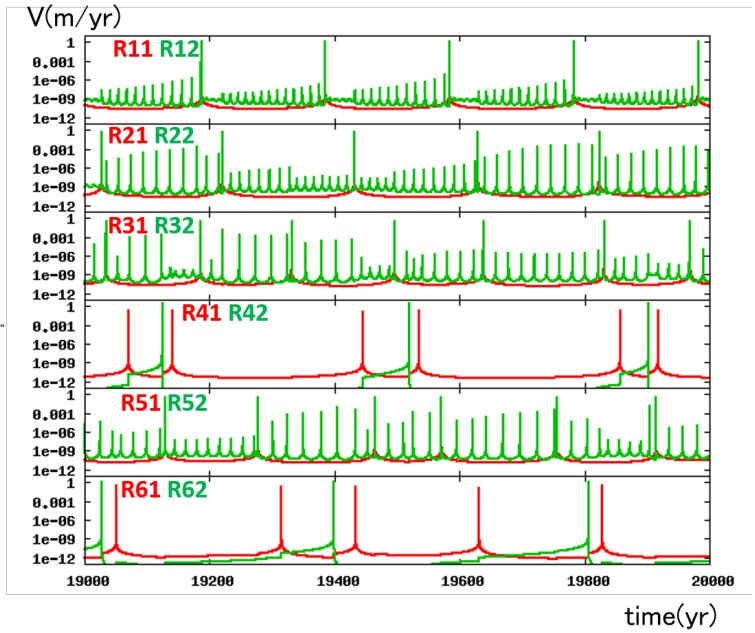


図１（右）　シミュレーション結果　19000～20000年での各セルにおける速度（V:m/s）

© 日本地震学会

A hierarchical model of earthquake asperity

*Yoshio Fukao[1]

1. JAMSTEC

１．序

従来の地震アスペリティモデルは、固着域の周囲に非地震性滑り域を想定し、周囲の非地震性滑りにより固着域で応力増加することをもって地震発生の原因とみなしてきた。このモデルは巨大地震の地域性や繰り返し地震の存在などを良く説明する。しかし一方で、地震の階層的な破壊成長や地震規模と発生頻度の間の統計的関係（GR則）などを一般的に説明することは困難だった。本報告では、周囲の非地震性滑りを想定しないアスペリティモデルを提案し、それが地震の階層的破壊成長やGR則を説明できることを示す。

２．モデル

上盤プレートと下盤プレートとの摩擦面は、大アスペリティとその周囲に点在する小アスペリティとで構成される（図１）。摩擦強度はアスペリティの大小に依らない。下盤プレートは剛体と考える。上盤プレートは、変形しない一様な上面と大小アスペリティで分割された下面とを繋ぐバネの集合体と考える。どのスケールで見ても大アスペリティを囲んで小アスペリティが点在するフラクタルモデルとしてSierpinski carpetを採用する（図３：白色は既に滑ったアスペリティ、青色は未だ滑ってないアスペリティ）。図３は上盤プレートの上面に一様な力を加えたときに起こる階層的な破壊成長を示す。１つの階層は中央の大アスペリティと周囲の小アスペリティとで構成される。どの階層の破壊も周囲の小アスペリティの１つが滑ることから始まる。周囲の小アスペリティが全て滑ると、中央の大アスペティに負荷が集中しここが滑る。この滑りは１つ上の階層では周囲の小アスペリティの１つが滑ったことに対応する。

３．モデルの定量化

１つのアスペリティがバネの力Fによって滑る確率を$p_o=p_o(F/F_o)$とし、p_oは2次のWeibull分布に従うとする。但し$F_o=\sigma_o \cdot S$（σ_oはレファレンス摩擦強度、Sはアスペリティの面積）。図３において、(1,0)はどのアスペリティも滑っていない状態、(1,8)は周囲の全ての小アスペリティが滑った状態である。(1,0)では全てのアスペリティに均等にバネ力Fが働いている。(1,8)では全バネ力$9F$が中央の大アスペリティに集中している。周囲8個の小アスペリティのうちn個以上が滑る確率を$P_n(F/F_o)$として、$P_8(F/F_o)= p_o(F/F_o)$が成立するとき（図２）アスペリティの滑りは階層的に発展する（図３）。等式が成立するのはF/F_o=0.90396, p_o =0.55831の場合である。

４．モデルからの帰結

（１）図３において第１階層の小アスペリティの面積をS_oとする。第１階層では面積SS_oのアスペリティ9個が滑る間に$S9S_o$のアスペリティは1個滑る。第２階層においては面積$S9S_o$のアスペリティ9個が滑る間に$S9^2S_o$のアスペリティ1個が滑る。第３階層では面積$S9^2S_o$のアスペリティ9個が滑る間に$S9^3S_o$のアスペリティ1個が滑

© 日本地震学会

る。即ち面積が*S*よりも大きなアスペリティが滑る頻度*N*は*1/S*に比例する。これは地震のb値が1のGR則に相当する。

（２）同一階層において、周囲の複数の小アスペリティの滑りが時間的に接近して起こり中央の大アスペリティの滑りに繋がると、観測的には初期破壊と主破壊と認識される。初期破壊フェーズでは主破壊に近づくほど応力変化量（バネ力の変化量とアスペリティ面積との比）は増加する。主破壊の応力変化量は初期破壊フェーズの応力変化量よりも小さい（大アスペリティも小アスペリティもレファレンス摩擦強度は同じだが応力変化量は破壊過程に依存する）。

５．図の説明

第1図：アスペリティモデル：アスペリティが滑る確率はバネ力の大きさに依存する。破壊は周囲の小アスペリティの滑りで始まり、中心の大アスペリティに応力が集中することにより大アスペリティにも滑りが起こる。

第２図：周囲の8個の小アスペリティのうち *n*個以上が滑る確率$P_n(F/F_o)$。但し*F/Fo*=0.90396で、このとき$P_8(F/F_o)=p_o(F/F_o)$= 0.55831。但し、p_oは1個のアスペリティが力*F/Fo*の下で滑る確率。

第3図：階層的アスペリティ破壊。周囲の小アスペリティが全て滑ると、力が中央の大アスペリティに集中する。中央の大アスペリティの滑りは１つ上の階層においては周囲の小アスペリティ1個の滑りに相当する。

６．謝辞

このテーマを示唆して下さった金森博雄博士に感謝する。

© 日本地震学会

Figure 1

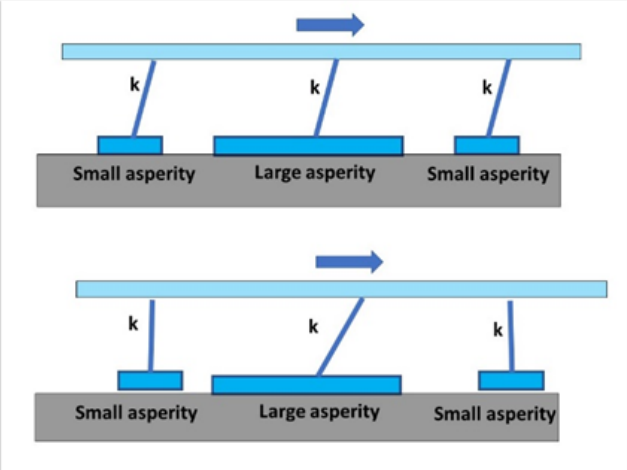


Figure 2

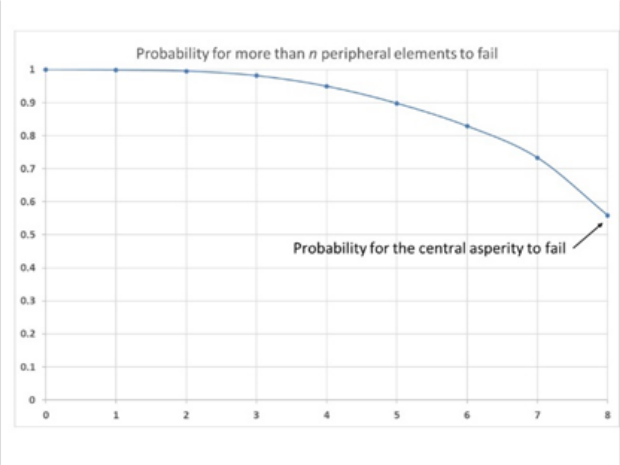
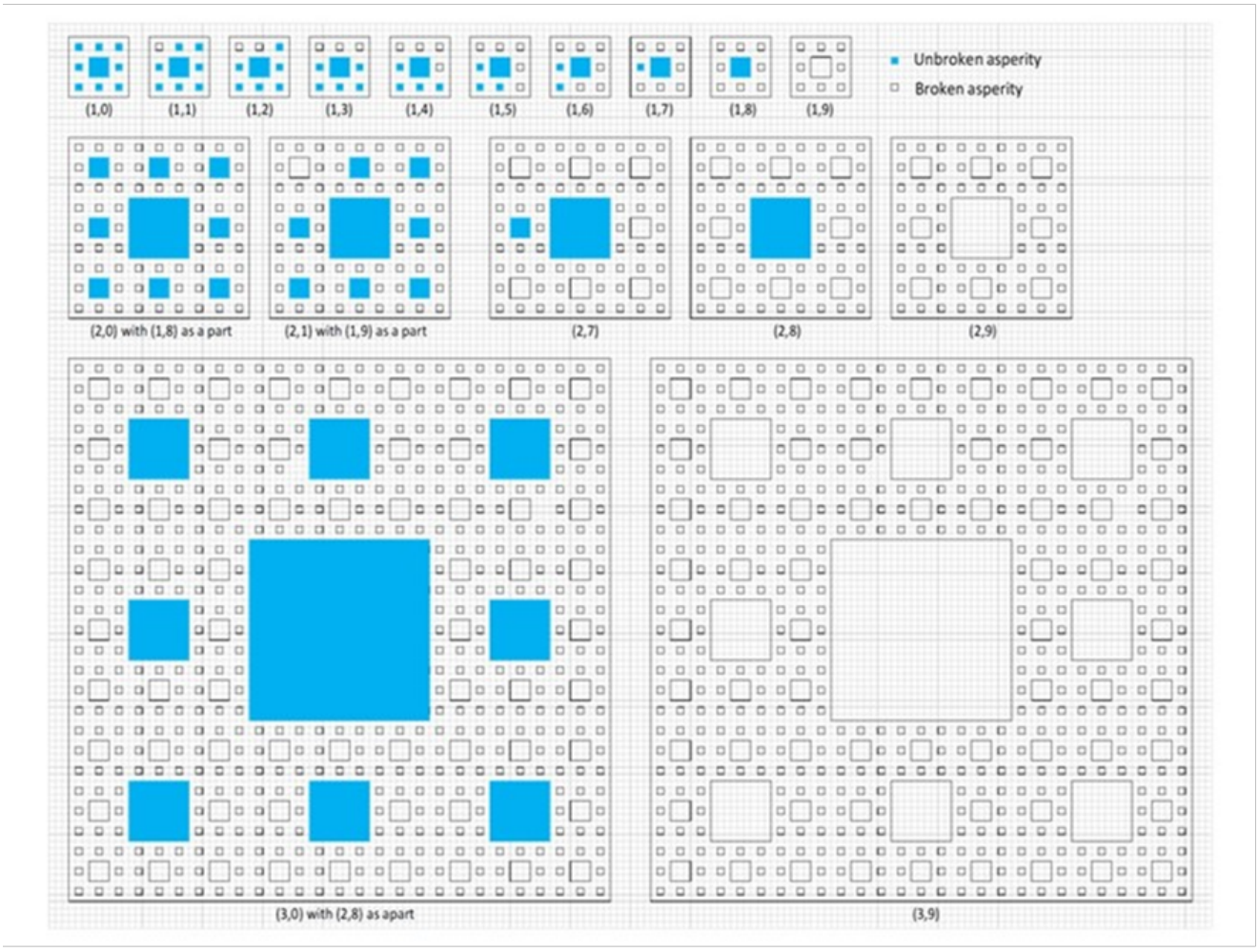


Figure 3



© 日本地震学会

Room C | Regular session：S08. Earthquake physics

Sat. Oct 31, 2020 1:00 PM - 2:15 PM JST | Sat. Oct 31, 2020 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM C

[S08]PM-1

chairperson:Shiro Hirano(Ritsumeikan Univ.), chairperson:Takehito Suzuki(Aoyama Gakuin University)

1:00 PM - 1:15 PM JST | 4:00 AM - 4:15 AM UTC

[S08-15] Dynamic Rupture Simulation on a Non-planer Fault : Pore Pressure, Stress Direction, Angle of Fault Bend and ISOtropic Component

○Yuuki Kurihara[1], Hiroyuki Noda[2] (1.Kyoto University Graduate school of Science , 2.DPRI, Kyoto University)

1:15 PM - 1:30 PM JST | 4:15 AM - 4:30 AM UTC

[S08-16] Two forms of the slip fronts and analyzing their propagation velocities by Linear Marginal Stability Hypothesis

○Takehito Suzuki[1] (1.Aoyama Gakuin University)

1:30 PM - 1:45 PM JST | 4:30 AM - 4:45 AM UTC

[S08-17] An analytical solution for dynamic self-similar crack with distance-weakening friction

○Shiro Hirano[1], Hiromichi Itou[2] (1.Ritsumeikan Univ., 2.Tokyo Univ. of Science)

1:45 PM - 2:00 PM JST | 4:45 AM - 5:00 AM UTC

[S08-18] Estimation of fracture energy of large earthquakes based on heterogeneous fault rupture process

○Nelson Pulido[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

2:00 PM - 2:15 PM JST | 5:00 AM - 5:15 AM UTC

[S08-19] Earthquake magnitude estimation under nonuniform stress and friction

○Yumi Urata[1], Eiichi Fukuyama[1,2], Chihiro Hashimoto[3] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Graduate School of Engineering, Kyoto University, 3.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

Dynamic Rupture Simulation on a Non-planer Fault : Pore Pressure, Stress Direction, Angle of Fault Bend and ISOtropic Component

*Yuuki Kurihara[1], Hiroyuki Noda[2]

1. Kyoto University Graduate school of Science , 2. DPRI, Kyoto University

近年、非火山性の地震に関して、モーメント解に等方(ISO)成分を多く持つ震源の存在が示唆されている。ISO成分は非弾性変形による体積変化を表し、断層面において顕著な開口が生じると高い割合を示す。例えばStierle et al.(2014)では、1999年に発生したイズミット地震の震源域において、ISO成分が15%を超える余震が捉えられたと報告されている。また、Hayashida et al.(2020)では、開口を仮定した断層破壊モデルを用いると、鳥取県西部地震の余震のうち、非DC成分の卓越したものについてうまく説明できると報告されている。このような観測例は、非火山性の地震であっても開口成分の変位を持ちうることを示唆している。本研究においては、ISO成分の卓越した破壊を発生させるために必要な条件について、混合Modeの2次元動的破壊シミュレーションを用いて調べた。

計算には２次元の境界積分方程式法を利用した。滑り速度(区分的に一定値を取る基底関数で離散化)から応力変化を求めるためにTada & Madariaga(2001)で示されている積分核を利用した。また、時間発展の手法にはNoda et al.(2020)で提案された予測子-修正子法を利用した。この計算手法の特色は、非平面断層を扱える点、また混合Modeでの安定的な計算が実現されたことにより、剪断方向だけでなく開口方向の変位を持つ破壊が扱える点である。

断層の形状は、平行な２枚の断層(L,R)が、角度Φで斜交した断層(C)によって繋がっている非平面断層を想定した。また、広域応力場を設定する際には、Andrews(1976)で定義されているS値に着目した。S値は、初期条件から破壊が生じるために必要な剪断応力の増加($\mu_s \sigma_n - \tau_{ini}$)と、破壊が生じたときの応力降下量($\tau_{ini} - \mu_d \sigma_n$)の比であり、この値が小さいほど破壊が進行しやすい。また、応力のスケールとして差応力を一定値とすると、S値の減少は間隙水圧の増加として解釈できる。このS値と、断層の斜交する角度(Φ)、Cに対する最大応力軸の角度(Ψ)の３つをそれぞれパラメータとしてパラメータスタディを行った。

仮定した断層上で破壊を発生させるため、破壊核として、中央の面に臨界クラックサイズで応力擾乱を与えた。応力擾乱パッチの内側ではせん断応力が周囲より高く設定されており、降伏応力を上回るため、このパッチから破壊が開始して、両方向に進展すると期待できる。しかしながら、一部のパラメータの組み合わせにおいて、応力擾乱パッチを与える前から、斜交した断層が破壊条件を満たしているケースがあった。このような「何もしなくても割れてしまう」断層は、天然では存在しえないと考え、ill-posedな条件設定として考察からは除外している。

パラメータスタディの結果、S値が小さいほど、すなわち間隙水圧が増加するほどISO成分が増える傾向がほぼすべてのケースで見られた。パラメータスタディに際してΨは15°から75°まで15°刻みに与えたが、最大応力軸の角度(Ψ)が低角なときは、いくら間隙水圧を上げてもISO成分が10%を超えない例が見られた。逆にΨを高角で与えたときはill-posedに分類される例が多かった。計算に用いた中で、最も高いISO成分を得られたパラメータはΨ=60°かつΨ=-Φで、S値が小さいときであった。このような結果から、ただ間隙水圧が上昇しさえすれば必ずISO成分を伴う破壊になるのではなく、応力の向きや断層の形状の影響も重要であると考えられる。

また、摩擦係数や応力擾乱パッチのサイズといった、上述のパラメータスタディでは定数として扱ってきたパラメータを変更したときの影響についても述べる。特に、ここまでは$\mu_s \gg \mu_d$として設定していた動摩擦係数を$\mu_s \sim \mu_d$へ変更した場合 、ill-posedな条件となるパラメータ領域が格段に広がり、本来であれば高いISO成分を

© 日本地震学会

得られるはずのパラメータセットがill-posedとなってしまう場合が見られた。ISO成分の高い破壊の存在は、$\mu_s \gg \mu_d$であることを示している可能性がある。

© 日本地震学会

Two forms of the slip fronts and analyzing their propagation velocities by Linear Marginal Stability Hypothesis

*Takehito Suzuki[1]

1. Aoyama Gakuin University

２つの媒質間の滑りの伝播は理学的・工学的に重要な問題であり、特にその伝播端の伝播速度の決定機構は長く興味を集めてきた。これにはもちろん断層面上の滑りの伝播速度の理解も含まれる。著者も基板上に置いた無限に長い粘弾性ブロックを端から押すというモデルにおいて、滑り速度に非線形に依存する摩擦則の仮定の下、定常状態の滑り端の伝播速度の下限を得ている（Suzuki and Matsukawa, 2019）。本発表ではこの結果を拡張し、滑りにも依存する摩擦力を導入して、滑り端の伝播速度について解析的に考察する。

解析には線形臨界安定性解析(Linear Marginal Stability Hypothesis, LMSH)を用いる。これは伝播速度を求める際に、支配方程式系を伝播端の近傍で線形化してしまうというものである。ここで伝播端にはintruding frontとextruding frontの二通りがあることに注意する（Suzuki and Matsukawa, 2019）。１次元系を考え、ある物理量sの伝播を考える。sがゼロと正の定常状態があるとし、一方が安定、もう一方が不安定であるとする。この時、s=0が不安定でs>0の領域が侵入していく場合をintruding front, s>0が不安定でs=0の領域が侵入していく場合をextruding frontと呼ぶ。sの時間発展方程式において、拡散に相当する項が存在すると、これらのフロントは対称性を失い、異なった伝播速度を生じる。

伝播端ではu~exp(\pm i (kx-omega t))の平面波を考え（uは変位、k, omegaはそれぞれ複素波数と複素周波数、また複号は上がextruding front, 下がintruding frontである）、kの実部k_r, 虚部k_i, omegaの実部omega_r, 虚部omega_iの４つの未知数を求めることになる。そしてこのためには分散関係の実部・虚部、そして伝播・成長の安定性条件という４つの関係式が必要となる。求めるべき伝播速度はomega_i/k_iであり、k_iとomega_iは正の実数でなければならないことに注意する。

LMSHの考え方に基づき、摩擦力の滑り・滑り速度に対する非線形な依存性を、-C1 u+C2 \dot{u}と線形化する。ここでC1とC2は定数であり、ここでは両者をまとめて摩擦パラメータと呼ぶ。このように符号を定義することで、C1>0かつC2>0の場合がそれぞれMyers and Langer (1993)やSuzuki and Matsukawa (2019)と対応することになる。なお、今回は弱化・強化のあらゆるパターンを考えるため、摩擦パラメータには正負どちらの値も許すことにする。

LMSHに従った結果、omega_iが３次方程式を満たすことが分かった。各項の係数には摩擦パラメータが現れ、それによって正の実数解の個数を分類することができた。特に摩擦パラメータ空間で解の挙動が12個の空間に分類されることが明らかになったのが重要である。これに加えてk_iの解空間も求め、伝播端の速度を統一的に理解するのが将来的な目標となる。伝播の速い地震とゆっくりな地震が摩擦パラメータの観点から統一的に説明されることが期待される。

© 日本地震学会

An analytical solution for dynamic self-similar crack with distance-weakening friction

*Shiro Hirano[1], Hiromichi Itou[2]

1. Ritsumeikan Univ., 2. Tokyo Univ. of Science

断層破壊の成長過程が自己相似的であることは多くの観測研究により知られている通りである (例えば Uchide & Ide, 2010, *JGR*). 破壊伝播速度 c が一定で, 亀裂内部の stress drop が一様であるとき, 破壊開始点を原点とする断層面上の位置 x, および破壊開始からの時間 t の関数として, この性質を満たす滑り速度分布は, $V(x,t) = V(x/(ct))$ とモデル化される. Kostrov (1964, *PMM*) は, 亀裂内部の動摩擦力を一定として, 端点で square-root-singularity を持つ V を提案している. これだけでも破壊伝播速度とエネルギー解放率の関係など, 震源物理学にとって有用な理解が得られるが, もしも摩擦の弱化過程を導入することで, 亀裂先端で滑り速度が無限大ではなくゼロであるような解が得られれば, 物理的に妥当であり, かつ摩擦パラメタ, 破壊伝播速度, および初期応力などの関係を議論する上で有益であろう. ただし震源過程の数値シミュレーションなどで頻繁に用いられる滑り弱化型摩擦則は, 破壊が成長しても臨界滑り量 D_c が一定であるとしてモデル化される事が多い. このような摩擦則では, 滑り速度の最大値が破壊成長と共に増大し (Andrews, 2005, *JGR*), 従って観測と整合する自己相似性が実現できない. また, 滑り速度最大値を一定に保つ以外に, 破壊伝播速度を理論的上限（例えば面内亀裂なら Rayleigh 波速度）未満に保つことも, 観測との整合性から要請される性質である. これらを満たす方法として, 断層面外の非弾性変形を考慮するモデル化が有効であるが, 線形弾性破壊力学の範疇でも, 人為的に滑り速度に上限値を設ければ, 破壊伝播速度やエネルギー解放率の観点から等価な破壊を実現できることが数値的に確かめられている (Andrews, 2005, *JGR*).

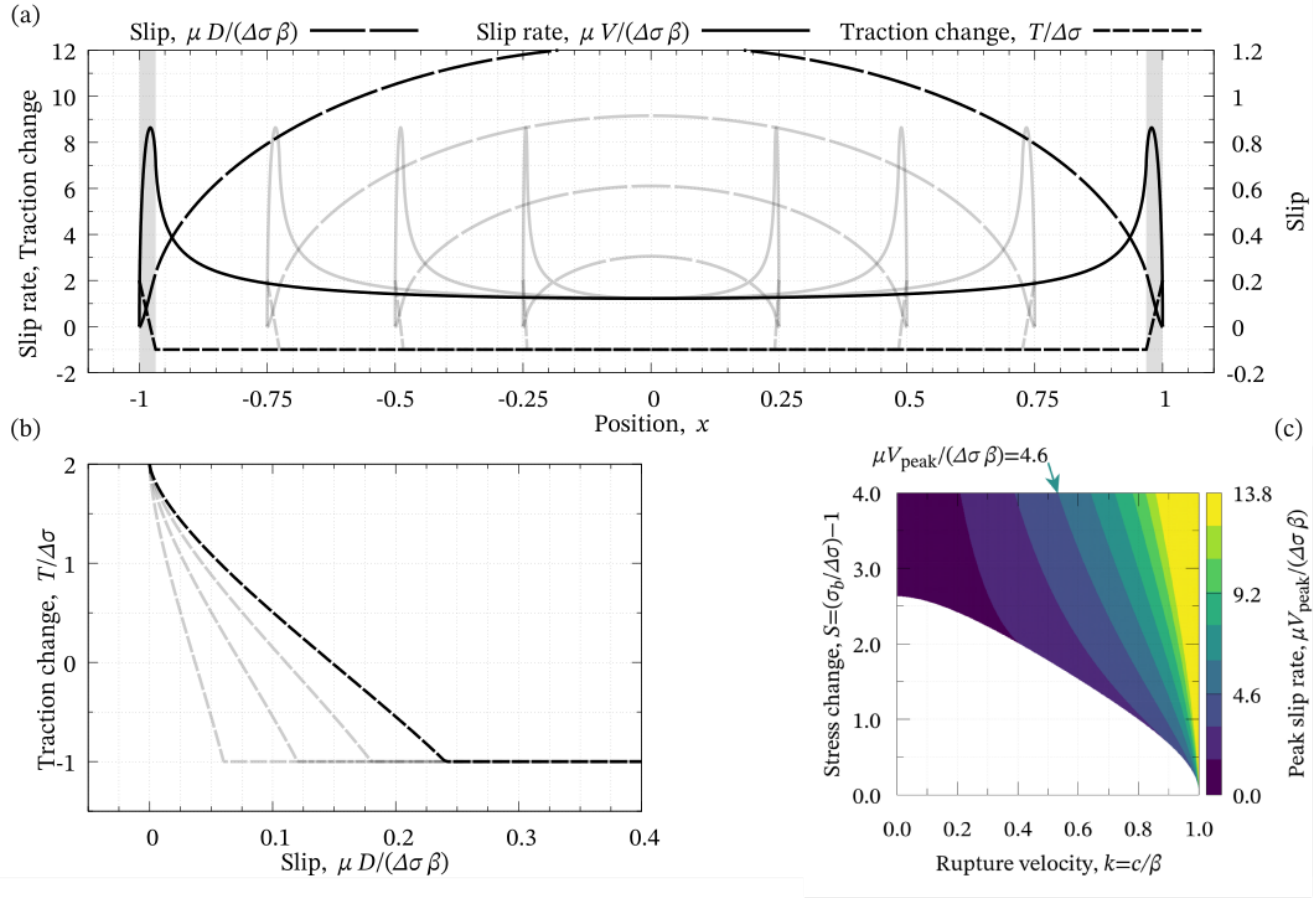
そこで本研究では, 自己相似に拡がる動的亀裂の面外問題を考え, 亀裂先端近傍に摩擦の弱化領域を設けることで, 亀裂端での滑り速度がゼロであり, かつ破壊が拡大しても滑り速度最大値が一定に保たれる解析解を求めた. 類似の解析は定常パルス型破壊モデルの場合に Rice *et al.* (2005, *BSSA*) によって実施され, 摩擦パラメタ, 破壊伝播速度, および初期応力などの関係が明らかにされている. 本研究はそれを自己相似亀裂の場合について考えたものであり, Rice *et al.* の解析よりも遥かに複雑な, 特異微積分方程式の計算を要するが, 結果的にはやはりそれらパラメタ間の関係が明らかになった. 自己相似亀裂独自のモデル化として, 摩擦の弱化領域の長さが各時刻の亀裂長さに比例すると仮定したため, 結果として D_c も亀裂長さに比例する. これはパルス型破壊や多くの数値シミュレーション研究における D_c =一定 の仮定と異なるが, 観測から推定された D_c は滑り量に比例するため (たとえば Mikumo *et al.*, 2003, *BSSA*), 滑り量と破壊長さが比例することと併せれば, 観測に見合う仮定である.

本研究の主要な結果の1つ目として, 破壊伝播速度が決定されるメカニズムを提唱する. 亀裂端での滑り速度をゼロに抑えるという条件から, 破壊伝播速度, 応力比 S および滑り速度最大値 V_{peak} の3者間で満たされるべきトレードオフの関係式が導かれる. S = (strength excess) / (stress drop) であり (Andrews, 1976, *JGR*), これは地殻応力, 強度, および摩擦係数で決まるため, 予め場に与えられたパラメタであると仮定する. そして Andews (2005) が提唱したように, 断層面外の非弾性変形を模擬するべく V_{peak} を一定値 (たとえば ~5.7 m/s) とすると, トレードオフの関係式から破壊伝播速度が自動的に決まる. 現実の破壊伝播速度は断層面外の非弾性変形によるエネルギー散逸過程に支配されていると考えられるが, その影響と等価なモデルを線形弾性破壊力学の範疇で理解できることが, 解析的にも示されたと言える.

2つめの結果は, 地震学的可観測量から断層面の破壊エネルギーを推定する方法の提案である. ただし本モデルではエネルギー解放率も破壊長さに比例するので, 推定可能なのは「破壊が単位距離進んだ際の, 破壊エネルギーの増加率」であり, エネルギー解放率を G ($\propto x$)とすれば, G/x を推定することに相当する. この推定に必要な量は, k, V_{peak}, および V_{peak} を迎えた瞬間の滑り量 D_c' (Mikumo *et al.*, 2003) であり, これらはいずれも震源

© 日本地震学会

インバージョンによって推定可能な量であることから, 本モデルを通じて G/x の推定も可能となる.



(a) Slip, slip rate, and traction on the fault for S=2 and k=0.9. Curves for ct = 0.25, 0.5 , 0.75 (gray), and 1.0 (black) are plotted.
(b) Slip-stress curve for S=2 and k=0.9. Curves for x = 0.25, 0.5, 0.75 (gray) and 1.0 (black) are plotted.
(c) Normalized peak slip rate as a function of S and k. The blank region indicates absence of solution that satisfies $V(\pm1)$=0.

© 日本地震学会

Estimation of fracture energy of large earthquakes based on heterogeneous fault rupture process

*Nelson Pulido[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

Fracture energy (G) is a fundamental physical property of earthquakes governing its nucleation, rupture growth and arrest. The most widely used approach to estimate fracture energy is based on the seismic energy budget (usually referred to the “seismological” fracture energy). To that purpose average values of displacement and stress on the fault plane have to be assumed. However these values can be highly variable for large earthquakes. To estimate fracture energy I use the linear elastic fracture mechanics approach (LEFM), and assume that heterogeneous fault rupture can be described as the superposition of anti-plane and in-plane fault rupture modes. I systematically calculated fracture energy of large earthquakes (M>7) based on variable fault rupture velocities and stress drops, for an extensive database of slip models of NEIC. I first calculate the stress drops and local rupture velocity distributions using the slip models and sub-faults rupture times in the database. My results show highly heterogeneous distributions of stress drops and local fault rupture velocities. Fault ruptures largely take place in the sub-shear domain for the majority of slip models but can locally become super-shear. My results indicate that fracture energy G is highly correlated with fault slip. However the rate of growth of G with increasing slip for large earthquakes is weaker compared to the growth for small earthquakes. Finally, I calculated D_c values based on my estimations of G and S for all the slip models in this study, and show that D_c accounts for a significant fraction of the final fault slip.

© 日本地震学会

Earthquake magnitude estimation under nonuniform stress and friction

*Yumi Urata[1], Eiichi Fukuyama[1,2], Chihiro Hashimoto[3]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Graduate School of Engineering, Kyoto University, 3. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

We investigated the earthquake magnitude (Mw) under the nonuniform initial shear stress and friction laws by comparing theoretical estimates based on static fracture mechanics with those by 3-D dynamic rupture simulations.

For rupture growth, the energy release rate must be equal to or larger than the fracture energy (Gc). Theoretical works on rupture initiation have assumed the uniform or axisymmetric shear stress distribution and the uniform friction properties (e.g., Andrews, 1976, JGR; Uenishi & Rice, 2003, JGR; Galis et al., 2015, GJI). Under the uniform stress and friction, once a rupture propagates dynamically, it does not stop. However, stress and friction distributions are considered to be heterogeneous (e.g., Olsen et al., 1997, Science; Aochi & Ide, 2014, EPS), and the heterogeneity would contribute to the stopping of ruptures.

In this study, we evaluated the Gc/Gst, where Gst is the static energy release rate at elliptical static crack rim under the nonuniform shear stress and friction. Because it is difficult to obtain Gst analytically, we calculated Gst numerically. In the calculation, we used triangular elements same as those used in the dynamic rupture simulations. First, we calculated the static slip distribution in the crack using the solution of the triangular dislocation by Nikkhoo & Walter (2015, GJI) so that the stress drop and slip amount satisfy the friction law at each element. From the static stress changes at the outside of the crack caused by the obtained static slip and the shortest distance between each adjacent element and the crack elements, we estimated the static stress intensity factor (Kst) and thus Gst, which is proportional to Kst^2, along the crack rim. The axial length of the elliptical crack was set every 10 km. The nonuniform stress and friction distributions were same as those used in the dynamic rupture simulations.

We computed the dynamic rupture propagation by the boundary integral equation method with triangular elements (Hok & Fukuyama, 2011, GJI). Nonuniform stress and friction distributions were obtained by the simulations of quasi-static stress accumulation along the Nankai trough (Hashimoto et al. 2017, JpGU-AGU Joint Meeting 2017) under the slip- and time-dependent constitutive law (Aochi & Matsu’ura 2002, Pageoph). A rupture started at a localized elliptic region stressed beyond the peak stress of the friction laws (initial crack). We examined 16 cases: eight hypocenter locations and two sizes of the initial crack for each hypocenter location. A rupture did not grow outside the initial crack in the cases with smaller size of the initial crack, but it propagated in the cases with larger size of the initial crack, for all hypocenter locations. In the latter cases, the region where slip grew and thus Mw varied with the hypocenter locations (Urata et al., 2017, IAG-IASPEI 2017).

We revealed that the Gc/Gst distributions can predict a rupture growth. The rupture did not grow outside the initial crack in the dynamic rupture simulations if the Gc/Gst values were larger than a certain value, α, at the almost whole rim of the static crack whose size is the same as the initial crack size of the dynamic rupture simulation. Otherwise, the rupture grew. For the nucleated cases, the Gc/Gst and local rupture velocity had negative correlation. The Gc/Gst distribution also predicted the rupture growth to

© 日本地震学会

~M8. If the Gc/Gst values are larger than α at the almost whole rim of the static crack with the axial length of 60-80 km, Mw was smaller than 7.5 in the dynamic computations. Otherwise, Mw was larger than 7.5. The α value was larger than 1 in this study. This might be related to the coexistence of the modes II and III, the friction law, and the element size. These results would be useful in the study on the earthquake rupture scenarios.

© 日本地震学会

Room C | Regular session：S08. Earthquake physics

Sat. Oct 31, 2020 2:30 PM - 3:15 PM JST | Sat. Oct 31, 2020 5:30 AM - 6:15 AM UTC | ROOM C

[S08]PM-2

chairperson:Yumi Urata(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

2:30 PM - 2:45 PM JST | 5:30 AM - 5:45 AM UTC

[S08-20] Friction parameter of metagabbro gauge obtained from a large-scale biaxial friction apparatus

○Akihiro Shimoda[1], Futoshi Yamashita[2], Eiichi Fukuyama[1,2], Shun Watanabe[1] (1.kyoto university, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

2:45 PM - 3:00 PM JST | 5:45 AM - 6:00 AM UTC

[S08-21] Temporally variable estimation of friction parameters using machine learning

○Ryo Ishiyama[1], Eiichi Fukuyama[2], Bogdan Enescu[1] (1.Division of Earth and Planetary Science, Kyoto University, 2.Department Civil and Earth Resources Engineering, Kyoto University)

3:00 PM - 3:15 PM JST | 6:00 AM - 6:15 AM UTC

[S08-22] Spatiotemporal Complexity of Rupture Evolution in a Fault Damage Zone with Multiple Small-Scale Cracks

○Koji Uenishi[1,2], Kunihiro Nagasawa[2] (1.Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo, 2.Graduate School of Engineering, The University of Tokyo)

Friction parameter of metagabbro gauge obtained from a large-scale biaxial friction apparatus

*Akihiro Shimoda[1], Futoshi Yamashita[2], Eiichi Fukuyama[1,2], Shun Watanabe[1]

1. kyoto university, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

シェールガス・オイルをはじめとした非在来型化石燃料資源は水圧破砕法を用い地下深くの岩盤に亀裂を入れることで採掘を行う．その際，岩盤内へ破砕流体を注入することにより誘発地震が発生することがあり，断層摩擦の理解が重要となる．本研究では，防災科学技術研究所（NIED）の大型試験機を用いて2018年度に実施したガウジを挟まない岩石摩擦実験，2020年の2月から4月にかけて実施したガウジを挟んだ岩石摩擦実験で得られたデータを用いて速度状態依存法則の摩擦パラメータであるb-aの推定を行なった．ここでは主にガウジを挟んだ実験結果を報告する．

実験では1.5×0.5×0.5 m^3（上）および2.0×0.1×0.5 m^3（下）の変斑レイ岩を上下に積み重ね（有効断層面積は0.15m^2），下部の岩石試料は振動台に固定し上部の岩石試料は振動台外の反力床に反力棒を通して固定した．上下の岩石試料の間にガウジを散布して実験を行った．ガウジ層の厚さは3 mmとなるように調整した．ガウジは変斑レイ岩を破砕機により粉砕した後，超微粉砕機ナノジェットマイザー（（株）アイシンナノテクノロジーズ）で平均粒径が10 μm，最大粒径が200 μmとなるように粉砕した．実験は垂直応力3.3 MPaもしくは6.5 MPaを載荷し振動台を水平方向に移動させることで行なった．載荷速度を段階的に変化させるvelocity step testを行い，1 mm/sで8 s，0.1 mm/sで30 s，0.01 mm/sで150 s，0.1 mm/sで30 sを1セットとして3回繰り返したのち，最後に1 mm/sで8 s，0.01 mm/sで150 s，1 mm/sで8 sで載荷させた．上記の載荷速度において垂直応力3.3 MPをかけた実験を2回，6.5 MPaかけた実験を2回，計4回の実験を行った．各実験前には前の実験で用いたガウジを全て取り除き，新しいガウジを散布しガウジ層を作って行った．実験時に生じたすべり量として，岩石試料の両端に設置したレーザー変位計とそのターゲットによって相対変位を計測した．すべり面にかかる垂直応力とせん断応力は岩石試料外部に取り付けたロードセルを用いて測定し，ガウジの摩擦係数はそれぞれの比を取ることにより推定した．

載荷速度を段階的に変化させたvelocity step testの際の摩擦係数と上下の岩石試料間の相対変位の関係が速度状態依存摩擦則に従うとして，摩擦パラメータb-aを求めた．velocity step change前後の摩擦係数の差を，velocity step change前後の載荷速度の比の自然対数で除することによりb-aを求めた．これより垂直応力を6.5 MPaとした実験におけるb-aは正で1.5×10^{-4}～1.5×10^{-3}であり，垂直応力を3.3 MPaとした実験におけるb-aも正で9.0×10^{-4}～2.3×10^{-3}と推定することができた．これらの値は2018年度に行った岩石間にガウジを挟まずに行った実験データから推定したb-aの値（1.4×10^{-3}）（下田他，JpGU-AGU Joimt Meeting 2020）に近い値をとることがわかった．

Gu et al. (1984)では不安定すべりを引き起こす臨界有効法線応力を定義している．またMcLaskey & Kilgore (2013)では臨界有効法線応力とすべり弱化距離から不安定すべりを引き起こすcritical stiffness（K_{crit}）を定義している．Critical stiffnessは測定データを説明するパラメータa，b，Lcと岩石にかかる垂直応力から推定することができる．岩石にかかる垂直応力は実験条件から，b-aは今回の解析から推定できたため，今後，Lcを推定することで不安定すべりを引き起こす条件について議論できると考えられる．

© 日本地震学会

Temporally variable estimation of friction parameters using machine learning

*Ryo Ishiyama[1], Eiichi Fukuyama[2], Bogdan Enescu[1]

1. Division of Earth and Planetary Science, Kyoto University, 2. Department Civil and Earth Resources Engineering, Kyoto University

Earthquakes occur due to frictional stick-slip instabilities on faults (e.g., Scholz, 1998), thus knowing the behavior of friction on a fault is important to understand the earthquake occurrence process. The rate-and-state dependent friction law (e.g., Dieterich, 1979, JGR) is widely used to model laboratory observations of rock friction. The law is characterized by three friction parameters, *a*, *b* and the critical slip distance *Lc*, which are usually considered time independent. Urata et al. (2017, PAGEOPH) estimated these parameters by using simulations that reproduce the stick-slip event occurrence in a biaxial rock friction experiment. The results show that the friction parameters may change as slip progresses. In this study we estimate temporally variable friction parameters using a machine learning approach. Our final goal is to propose a new friction law that can account for the temporally variable friction parameters. We consider such intrinsic variability to be primarily a consequence of changes in the fault rock environment conditions during repeated stick-slip.

The experiment data and simulation method of this study are the same as in Urata et al. (2018). The simulations of a spring-slider model with one-degree-freedom are used as the training dataset for our machine learning algorithm to estimate the friction parameters based on the experiment data. Machine learning enables us to reduce the calculation costs when dealing with large datasets and predict parameters more accurately. We employed the random forest algorithm (Breiman, 2001, Machine Learning), which is also used in other earthquake related studies (e.g., Rouet-Leduc et al., 2017, GRL). The algorithm is known for its accuracy, despite its simple formulation, and the capability to account for multiple variables. In order to quantify the temporally-dependent friction parameters, we set time windows spanning from one stick-slip event to the next and estimate the parameters in each time window. We finally predict the parameters *b* and *Lc* out of the three friction parameters (the *a* parameter is considered a material constant), using the experiment data. The steps used in the estimation are presented in detail below.

We first obtain two relationships of shear-stress divided by normal stress with respect to time and slip, for each time window, using the simulation data and calculate window-length (i.e., duration of a stick-slip event), variance, skewness and kurtosis corresponding to each time window. We associate this dataset, consisting of seven values for each time window, to the combination of parameters *b* and *Lc* used in the simulation. The parameters *b* and *Lc* are taken from a grid of 50x50 values that sample a large range of parameter values. The same seven values are also estimated from the observation data, for successive stick-slip events in the rock friction experiment. Finally, the *b* and *Lc* are estimated (predicted) from the experiment data, using a random forest decision tree and the training dataset from simulations.

© 日本地震学会

Our predicted *b* and *Lc* values agree in general with those estimated by Urata et al. (2017). The evolution of *b* and *Lc* are connected one with each other. The *b* parameter has relatively slow changes, while the *Lc* variations are rapid. We could not find a clear temporal trend yet in the data for a 18-second interval analyzed in this study, as we would have expected based on simple physical considerations (i.e., gradual increase of parameters *b* and *Lc* with increase of strength on the fault when stick-slip events occur repeatedly and the gouge layer on the fault becomes thicker). However, we may be able to get significant environment-dependent friction parameters when parameter estimation will be conducted using experiment data for longer time intervals.

© 日本地震学会

Spatiotemporal Complexity of Rupture Evolution in a Fault Damage Zone with Multiple Small-Scale Cracks

*Koji Uenishi[1,2], Kunihiro Nagasawa[2]

1. Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo, 2. Graduate School of Engineering, The University of Tokyo

By using a high-speed digital video camera and a tensile testing machine, in this series of experimental study (*SSJ Fall Meeting*, 2017, 2018, 2019; *JpGU Meeting*, 2019), we have been trying to comprehend more deeply the relation between the local and global mechanical characteristics of sets of small-scale cracks that are densely distributed in a certain area of a brittle solid medium. These cracks, subjected to quasi-static loading, are preset in order to model a geological fault damage zone. Contrary to the rupture of (one single or a few) large-scale geological fault planes that can generate low-frequency waves and has been extensively investigated, the interaction of multiply extending small-scale cracks may radiate higher-frequency waves and its mechanical details have not been fully clarified yet.

So far, through dynamic photoelastic observations, we have found spatiotemporally complex but ordered rupture development in two-dimensional brittle polycarbonate specimens. Every rectangular specimen is under external tensile loading that is acting parallel to the free surfaces at a constant strain rate. Small-scale cracks, parallel to each other and having some dip angle, are prepared with a digitally controlled laser cutter. In the case if the parallel cracks dip vertically, for instance, as preliminarily reported earlier (*SSJ Fall Meeting*, 2019), upon surfacing of an upward-moving primary rupture, the rupture jumps on the top free surface to remote positions and the secondary ruptures start traveling downward into the opposite direction. It is noteworthy that the secondary and significantly delayed further ruptures, that is, a cluster of ruptures, are generated and propagated even without applying additional external loading. Seemingly, they are due to dynamic waves associated with the primary rupture, especially Rayleigh surface waves produced upon rupture surfacing. The experimental findings and a crucial role of Rayleigh surface waves in inducing the secondary and further ruptures can be confirmed with numerical simulations based on a spatiotemporally second-order finite difference technique.

For other different experimentally-set dip angles, it seems that the rupture evolution can become either fully dynamic (for larger dip angles; behavior similar to the vertically dipping one) or quasi-static (for smaller angles; ruptures tend to bridge the gaps between the preexisting cracks in a step-by-step manner).

Acknowledgements: The research has been financially supported by the Japan Society for the Promotion of Science (JSPS) through the “KAKENHI: Grant-in-Aid for Scientific Research (C)” Program under grant number 20K04680. KU is grateful to the generous support provided by the Construction Engineering Research Institute Foundation in Kobe, Japan.

© 日本地震学会

Room D | Regular session：S14. Earthquake prediction and forecast

Sat. Oct 31, 2020 9:00 AM - 10:00 AM JST | Sat. Oct 31, 2020 12:00 AM - 1:00 AM UTC | ROOM D

[S14]AM-1

chairperson:Takao Kumazawa(Earthquake Research Institute, University of Tokyo), chairperson:Jiancang Zhuang(The Institute of Statistical Mathematics, Research Organization of Information and Systems)

9:00 AM - 9:15 AM JST | 12:00 AM - 12:15 AM UTC

[S14-01] Long-term Probability of a Tohoku-Oki Earthquake along the Japan Trench

○Masajiro Imoto[1], Nobuyuki Morikawa[1], Hiroyuki Fujiwara[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

9:15 AM - 9:30 AM JST | 12:15 AM - 12:30 AM UTC

[S14-02] Foreshocks and earthquake hazard assessment in Japan mainland.

○Hong Peng[1], James Jiro Mori[1] (1.Kyoto University)

9:30 AM - 9:45 AM JST | 12:30 AM - 12:45 AM UTC

[S14-03] Predictability of earthquake swarms with consideration of central nagano swarm events in 2020

○Kumazawa Takao[1], Yosihiko Ogata[2] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.The Institute of Statistical Mathematics)

9:45 AM - 10:00 AM JST | 12:45 AM - 1:00 AM UTC

[S14-04] Incorporating focal mechanisms into the ETAS model

○Jiancang Zhuang[1,2], Eri Maita[2] (1.The Institute of Statistical Mathematics, Research Organization of Information and Systems, 2.Department of Statistical Science, The Graduate University for Advanced Studies (SOKENDai))

Long-term Probability of a Tohoku-Oki Earthquake along the Japan Trench

*Masajiro Imoto[1], Nobuyuki Morikawa[1], Hiroyuki Fujiwara[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

東北地方太平洋沖を震源とする超巨大地震（東北地方太平洋沖型）について、政府地震調査委員会は、繰り返し発生する地震に対するBrownian Passage Time 分布(BPT分布)モデルを用いて、今後50年における地震発生の確率を評価している。長期評価報告書(平成31.2.26)によると、仙台平野で採取された５層の津波堆積物に基づき、５回の地震発生が確認されている。最初の２回の発生時期には、200年程度の不確定性がある。第３番の地震は869年の貞観地震、第５番は2011年の東北地方太平洋沖地震であるが。第４番については２つの歴史地震（1454年享徳地震、1611年慶長三陸地震）が候補とされている。報告書では、発生年が不確定な３個の地震については乱数により発生年を仮定し、再現し得る多数の時系列ついてBPTパラメータを最尤法で求め、その出現頻度を基に最適解を求めている。

地震発生年の不確定性に関しては、別の報告書「長期的な地震発生確率の評価手法について」（評価手法、平成13年6月）で、モデルパラメータ推定のための尤度関数が多重積分の式で与えられている（Ogata,1999 JGR）。この手法の適用対象と見られる地震として、東北地方太平洋沖型の他に、相模トラフ沿いのM8クラス地震（関東M8：調査委員会報告書，平成26年4月）と、千島海溝沿いの超巨大地震（17世紀型：平成29年12月）が挙げられる。このうち関東M8の評価では、評価手法に記載された多重積分と同等なモンテカルロ法（Parsons,2008）によって最尤パラメータが推定されている。その後の報告書（17世紀型,東北地方太平洋沖型）ではこれとは異なる方法（上記）が採用されている。ここでは、評価手法記載の方法によって、BPTモデルパラメータの最尤解を求め、報告書の値と比較する。

モデルパラメータの最尤解を推定する際に、第３番目の貞観地震を境に計算を分ける。第１番～第３番では、評価手法の方法に従い尤度を数値積分により求める。第１番と第２番の地震発生年が、積分変数となる。尤度は、平均発生間隔300年～900年、ばらつきパラメータ　0.1～2.0の範囲でデタラメに選んだ10,000点において計算する。また、後半の第３番～第５番については、重み付き尤度法に従って、２通りの第４番発生年に対応する２個の尤度の相乗平均を尤度とする。後半については、この期間における最尤値を基準として、先に選んだ10,000点における尤度の相対値を求める。この相対値と第１番～第３番の数値積分との積として、第１番～第５番における尤度を得る。

検算として、第１番～第３番の数値積分に代えてParsons(2008)によるモンテカルロ法を実施する。計算時間短縮のため時間軸を反転し、第３番地震から遡ることとする。パラメータの各点において5000時系列を生起し、不確定期間に合致する時系列を計数する。合致時系列数は第１番～第３番の積分値とよい比例関係を示す。尤度は　平均間隔560年ばらつき0.2で最大となる。全期間に対する尤度の分布を図に示す。

報告書(平成31.2.26)の図４-10と比較すると、違いは次の通りである。報告書では、平均発生間隔は全て約550年から約600年の50年間に収まっている。今回の結果では、800の等高線がほぼ同じ範囲になっている。尤度400の等高線では、約500年から670年の範囲に広がっている。報告書の方法では再現可能な時系列の平均間隔が最尤解となるため、第１地震の不確定性200年が50年（４分の１，地震間隔数の逆数）に縮小したと推察できる。これに対して、評価手法の方法では、任意のパラメータ値に対して尤度が計算される。また、ばらつきパラメータについては、図4-10では0.22付近に頻度の不連続が見られる。第４の地震が1611年慶長三陸地震の場合には、ばらつきパラメータが0.22以上となるため不連続が生じたと推察される。

平均的な発生確率は、各パラメータに対する発生確率の加重（通常は尤度）平均で表される。図4-10と今回の

© 日本地震学会

結果を比べると、ばらつきパラメータ0.22以下や平均間隔約550年以下あるいは約600年以上のパラメータに対する確率の寄与が、報告書の方法では少ないことになる。今回の例では最新地震(2011年)からの経過年数が短いため平均的確率値に差は生じていないが、経過年数の長い地震で有意な差が生じることもあり得る。手法の妥当性について検討が必要である。

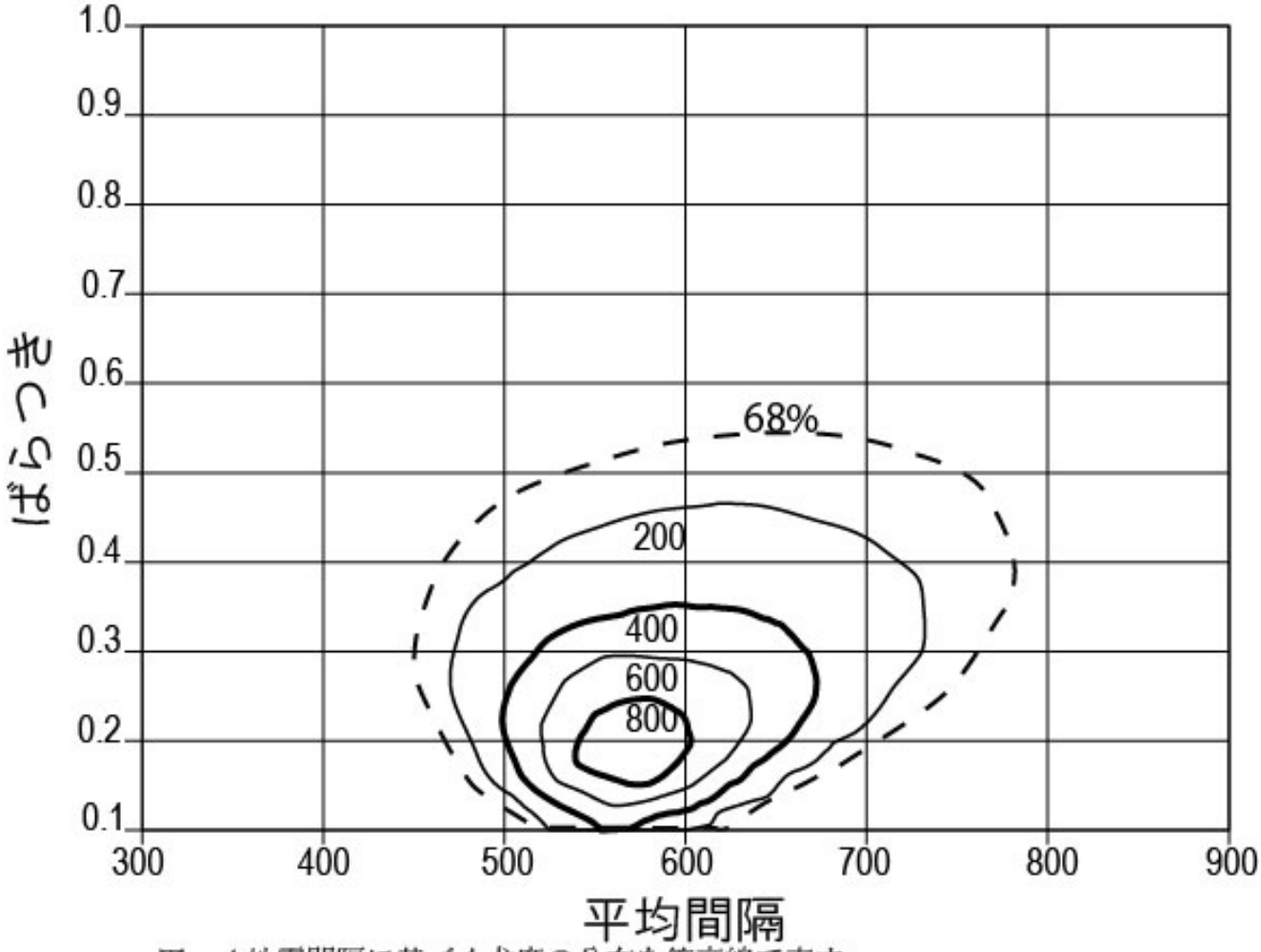


図　4地震間隔に基づく尤度の分布を等高線で表す。
破線は信頼区間68%で推定されるパラメータ範囲を示す。

© 日本地震学会

Foreshocks and earthquake hazard assessment in Japan mainland.

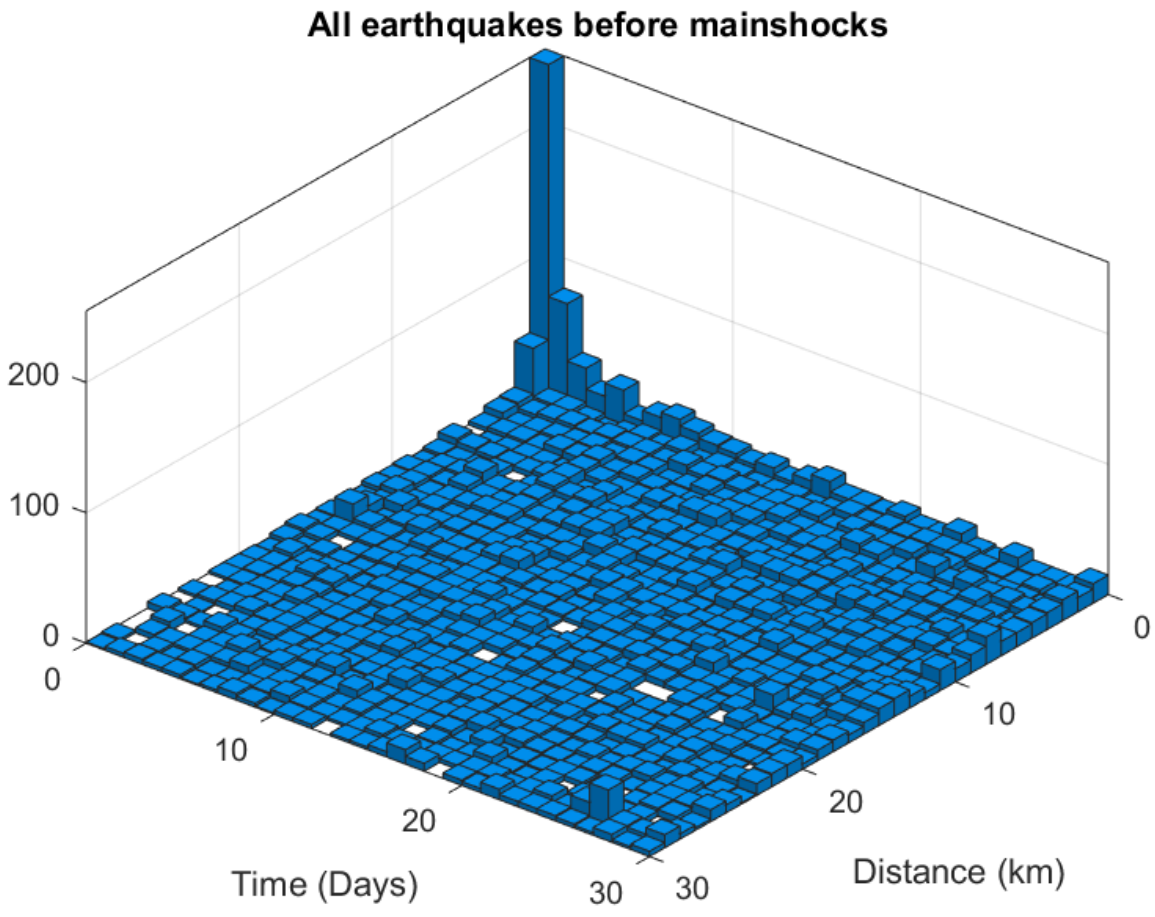
*Hong Peng[1], James Jiro Mori[1]

1. Kyoto University

In the past, studies of foreshocks have estimated the rate of foreshock occurrence before moderate and large earthquakes in high seismicity areas such as California. Those studies also show that it is possible to calculate the significant probability that a larger earthquake follow a specific event. In our study, we use the earthquakes recorded on land in the Japan Meteorological Agency catalogue from 2004 to 2019 to study foreshock. We looked at the temporal and spatial distributions of pairs of earthquakes where a smaller earthquake is followed by a larger earthquake. There is a clear peak for pairs of events that are located with 5 days and 2 km of each other. Therefore our definition of a foreshock is an event that is followed by a larger event within 5 days and located within 2 km. In this analysis, we removed aftershocks and sequences of earthquake swarms.

According to our results, about 40% of mainshocks (M >= 3.0) have foreshocks. This is consistent with previous studies that foreshocks could be a useful tool for the short-term earthquake hazard assessment. Also, wwe also estimated that the average probability that an earthquake will be followed by an earthquake of large magnitude is ~10%.

© 日本地震学会


All earthquakes before mainshocks
200
100
0
0
10
20
30
Time (Days)
0
10
20
30
Distance (km)

© 日本地震学会

Predictability of earthquake swarms with consideration of central nagano swarm events in 2020

*Kumazawa Takao[1], Yosihiko Ogata[2]

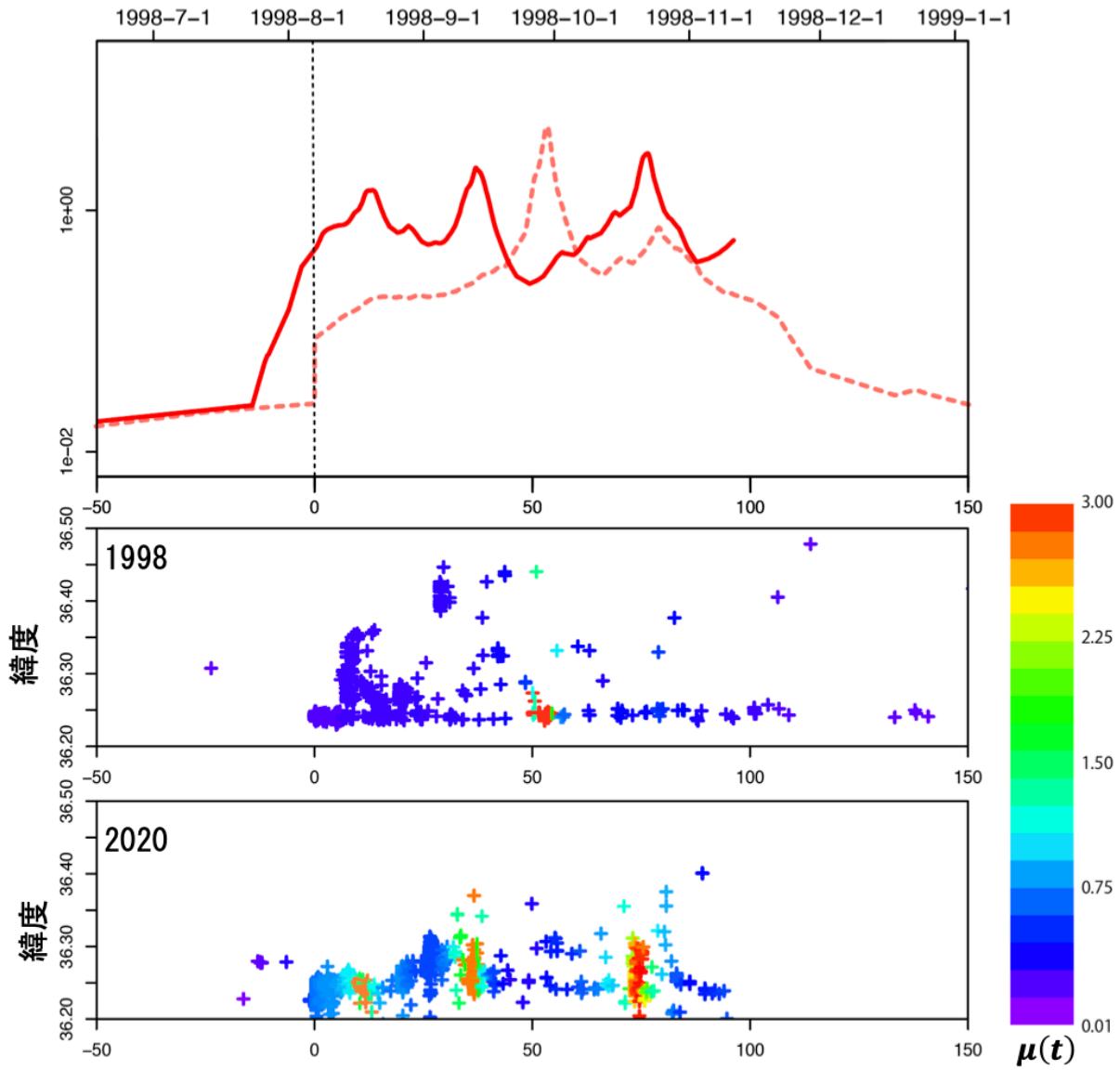
1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. The Institute of Statistical Mathematics

ゆっくりと断層が滑るスロースリップや、火山活動時の流体貫入などによる断層の弱化はしばしば群発地震活動を誘発する. このタイプの地震活動は、地震の予測に一般的に使用されるETASモデルが想定する、時間的に先行する地震による誘発の連鎖とは異なる因果関係で発生するため、地震カタログのみからの予測が困難であることが知られている. しかしながら、誘発源である地殻内現象の測地学的データを用いることで、短期的な予測が可能になると考えられる. 鍵となるのは単位時間あたりの地震の期待発生数(強度)のうち、他の地震と独立な成分：常時地震活動(background seismicity)、を感度良く推定することにあり、我々の研究ではこれをベイズ法による非定常ETASモデル(Kumazawa and Ogata, 2013)で実践する。さらに非定常ETASモデルを今年4月から続く長野県中部の群発地震に適用し、常時地震活動の時間変化とそこから得られる特徴について議論する。

© 日本地震学会

常時地震活動の比較 非定常ETAS: $\lambda_\theta(t|H_t) = \mu(t) + \sum_{\{i:S\le t_i<t\}} K_0(t)e^{\alpha(M_i-M_c)}/(t-t_i+c)^p$

$\lambda_\theta(t|H_t)$, $\mu(t)$, $K_0(t)$の単位は地震数/日



推定期間はそれぞれ1998年8月7日の群発開始(M2.2)と2020年4月23日のM5.5を時刻0と置いてその前50日、その後150日を対象期間とした。
2020年の群発は7月24日までのデータを含む。領域は経度(137.55, 137.72), 緯度(36.20, 36.50).

1998年の群発は約４ヶ月後に以前のレベルに戻った。
注意点として、群発初期のバックグラウンドは過小評価している可能性がある。t=50 辺りのバックグラウンドの上昇は南部クラスターのごく一部に比較的小さな地震が集中して発生したことに因る。

2020年の群発は4月23日のM5.5をt＝０としたが、先行する地震があるのでバックグラウンドもt=0以前から上昇する. 検知率は1998年と比べて高いので、安定した推定結果と思われる。1998年と同規模と仮定すればそろそろ収束に向かう時期だが、もう少しデータを加えて様子を見る必要があると思われる。

© 日本地震学会

Incorporating focal mechanisms into the ETAS model

*Jiancang Zhuang[1,2], Eri Maita[2]

1. The Institute of Statistical Mathematics, Research Organization of Information and Systems, 2. Department of Statistical Science, The Graduate University for Advanced Studies (SOKENDai)

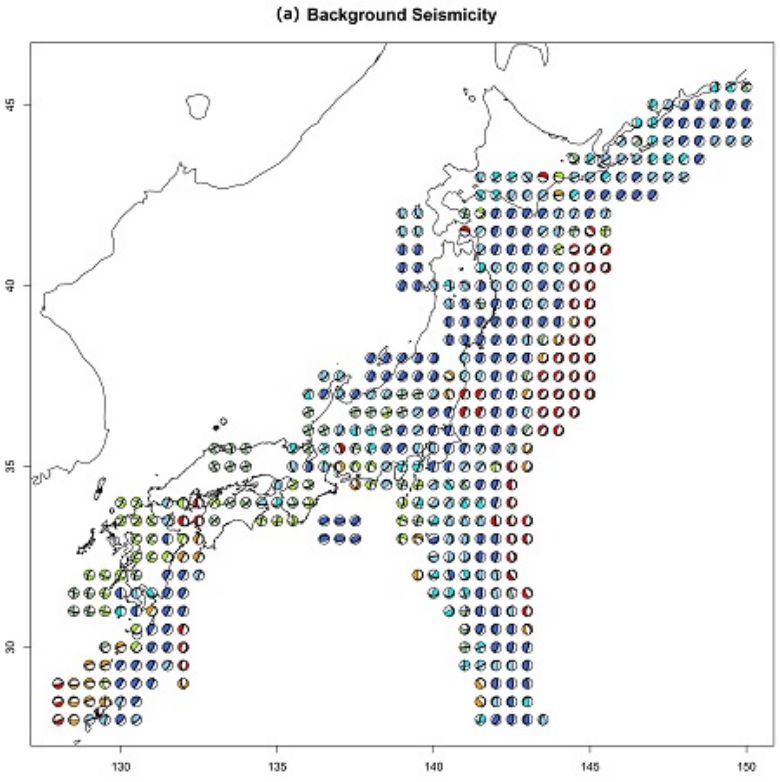
This study tries to find the probability distributions of focal mechanisms in background seismicity and earthquake clusters in Japan by analyzing F-net data. To describe the probability distribution, each focal mechanism is discomposed as the result of a rotation about a particular pole starting from a reference focal mechanism. In this study, DC4 symmetry is considered, i.e., either nodal-plane can be the fault plane and the two sides of the fault plane are distinguishable. To separate the background and clustering seismicity, we fit the space-time ETAS model (e.g., Zhuang, 2011, EPS) to the earthquakes with magnitude 4.2+ from 1997 to 2017 in the F-net catalog, and use the stochastic declustering method to estimate the background probabilities that each event is a background event and the triggered probabilities that each event is triggered by other events.
Figure caption:

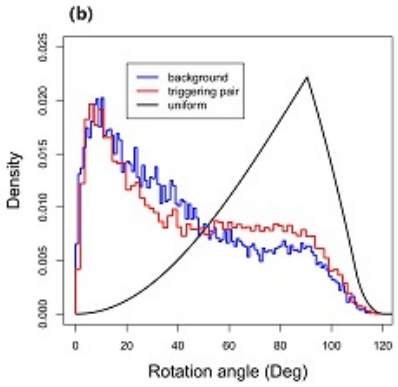
For the background events, the reference focal mechanism is taken as the average focal mechanism in each area, calculated by the method in Kagan and Jackson (2014, GJI). The rotation angles between a background event and the mean focal mechanisms at (x, y) is reconstructed by histogram of rotation angles between each earthquake and the local mean focal mechanism, weighted by its background probability estimated from the ETAS model. For a triggered event, the reference focal mechanism naturally takes the value of the focal mechanism of the event which triggers it. The rotation angles between the parent event and its direct offspring are also reconstructed by histogram of rotation angles between each triggering pair, weighted by the probability that the 2nd event is triggered by the first event in the pair. We also find that the rotation poles are almost uniformly distributed.

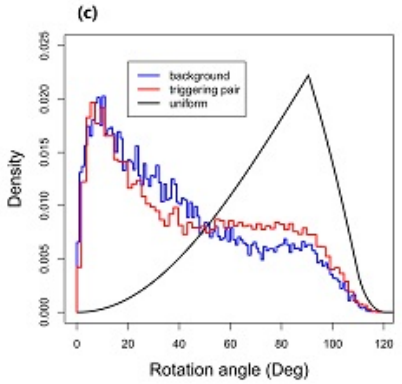
We then plug the reconstructed focal mechanisms distribution into the space-time ETAS model and apply it to the F-net data. The results show that focal mechanism plays an important role in earthquake triggering and incorporation with focal mechanism greatly improves model fitting.

Fig. 1 (a) shows the mean focal mechanisms of background seismicity in Japan, (b) gives the reconstructed probability density functions of rotation angles for focal mechanisms in the background seismicity and triggered seismicity, and (c) gives the cumulative distribution functions corresponding to the pdfs in (b).

© 日本地震学会


(a) Background Seismicity
45
40
35
30
130
135
140
145
150


(b)
background
triggering pair
uniform
Density
0.000
0.005
0.010
0.015
0.020
0.025
0
20
40
60
80
100
120
Rotation angle (Deg)


(c)
background
triggering pair
uniform
Density
0.000
0.005
0.010
0.015
0.020
0.025
0
20
40
60
80
100
120
Rotation angle (Deg)

© 日本地震学会

Room D | Special session：S22. Geodyanamics of the Ryukyu arc

Sat. Oct 31, 2020 10:30 AM - 11:45 AM JST | Sat. Oct 31, 2020 1:30 AM - 2:45 AM UTC | ROOM D

[S22]AM-2

chairperson:Shuichi Kodaira(JAMSTEC)

10:30 AM - 10:45 AM JST | 1:30 AM - 1:45 AM UTC

[S22-01] Overview of scientific drilling active backarc basin, Okinawa Trough: ongoing rifting of Eurasian continental margin

○Makoto Otsubo[1] (1.Geological Survey of Japan)

10:45 AM - 11:00 AM JST | 1:45 AM - 2:00 AM UTC

[S22-02] Vs structure of the shallow crust beneath ocean-bottom seismometers: south and north Okinawa trough

○Ban-Yuan Kuo[1], Pei-Ru Jian[1], Pei-Ying Patty Lin[2], Ching-Ren Lin[1], Yasushi Ishihara[3], Shuichi Kodaira[3], Mamoru Nakamura[4], Chau-Chang Wang[5] (1.Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, 2.National Taiwan Normal University, 3.JAMSTEC, 4.University of the Ryukyus, 5.NARLabs)

11:00 AM - 11:15 AM JST | 2:00 AM - 2:15 AM UTC

[S22-03] Ambient noise tomography for northern Okinawa trough OBS array

○Ting-Chun Lin[1], Kai-Xun Chen[1,2], Yuancheng Gung[1], Ban-Yuan Kuo[2], Yasushi Ishihara[3], Shuichi Kodaira[3], Mamoru Nakamura[4], Pei-Ying Patty Lin[5], Ching-Ren Lin[2], Chau-Chang Wang[6] (1.National Taiwan University, Department of Geosciences, 2.Academia Sinica, 3.JAMSTEC, 4.University of the Ryukyus, 5.National Taiwan Normal University, 6.National Applied Research Laboratories)

11:15 AM - 11:45 AM JST | 2:15 AM - 2:45 AM UTC

[S22-04] [Invited] Contemporary deformation and slow slip events along the Ryukyu Islands clarified by GNSS observations

○Takuya Nishimura[1], Shin'ichi Miyazaki[2], Takeshi Matsushima[3] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Graduate School of Science, Kyoto University, 3.Faculty of Science, Kyushu University)

Overview of scientific drilling active backarc basin, Okinawa Trough: ongoing rifting of Eurasian continental margin

*Makoto Otsubo[1]

1. Geological Survey of Japan

We introduce the outline of scientific drilling for the Okinawa Trough, active backarc basin. Active backarc basins are unique tectonic features which divide the margin of continents, generate complex subduction geometries, and host a large number of hydrothermal systems that harbour unique mineralization and diverse biological communities. The mechanisms controlling the initiation and evolution of backarc basins has been a long-standing question in global tectonics. Our targets are to perform coring, logging, and monitoring at the Okinawa Trough backarc basin, the Ryukyu arc. The Okinawa Trough is a ~1500-km long continental rift in the East China Sea parallel to and behind the Ryukyu Arc. The Okinawa Trough, together with Bransfield Strait which is in a challenging Antarctic environment and therefore we do not think it is prospective target for a scientific drilling, is the only active and accessible continental backarc basin on earth which has not produced oceanic crust via seafloor spreading yet. Here we propose a new hypothesis on the driving force of the backarc opening: Backarc spreading accelerates with fluids and heat-induced weakening and strain concentration in the rift zone. We propose 3 shallow (200–700 m below the seafloor) riserless boreholes in the southern part of the Okinawa Trough. The drilling of these boreholes aims to recover sediments, volcanic rocks, and pore fluids, collect geophysical logs, and make downhole measurements. The objectives of the riserless program are two-fold: (1) Examine the fluid circulation process in shallow crust by documenting and analysing the physical, hydrogeological and chemical properties, lithology, geometry, microstructure, and thermal state of the fault; and (2) Observe volcanics that are extruded before oceanic basalts are exposed by characterizing the entire sedimentary and volcanic facies under the trough axis (Yaeyama Graben) including the top of a potentially basaltic volcanic intrusion observed in the seismic surveys. This proposal is the first milestone of our future drilling project which ultimately aims to core and monitor in both of the seismogenic rifts zone in the Okinawa Trough and the onland Ryukyu arc.

© 日本地震学会

Vs structure of the shallow crust beneath ocean-bottom seismometers: south and north Okinawa trough

*Ban-Yuan Kuo[1], Pei-Ru Jian[1], Pei-Ying Patty Lin[2], Ching-Ren Lin[1], Yasushi Ishihara[3], Shuichi Kodaira[3], Mamoru Nakamura[4], Chau-Chang Wang[5]

1. Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, 2. National Taiwan Normal University, 3. JAMSTEC, 4. University of the Ryukyus, 5. NARLabs

We employ a P-wave polarization method to estimate the Vs of the shallow crust beneath ocean-bottom seismometer (OBS) arrays in Okinawa trough. In comparison, we applied this method to F-net in the Tohoku region, Japan. We found that the seafloor beneath OBSs is characterized by Vs of hundreds of m/s, while Vs of the shallow crust of Tohoku is typically 2-4 km/s with the about 1 km/s at volcano sites. The OBSs along the Okinawa trough were probably deployed on the very soft oceanic crust first layer composed of young, uncompact sediment. The observed Ps following the P phase attests to this hypothesis. We are in the process of extending this research to OBSs on old seafloor of the Pacific basin.

© 日本地震学会

Ambient noise tomography for northern Okinawa trough OBS array

*Ting-Chun Lin[1], Kai-Xun Chen[1,2], Yuancheng Gung[1], Ban-Yuan Kuo[2], Yasushi Ishihara[3], Shuichi Kodaira[3], Mamoru Nakamura[4], Pei-Ying Patty Lin[5], Ching-Ren Lin[2], Chau-Chang Wang[6]

1. National Taiwan University, Department of Geosciences, 2. Academia Sinica, 3. JAMSTEC, 4. University of the Ryukyus, 5. National Taiwan Normal University, 6. National Applied Research Laboratories

From September 2018 to June 2019, IES, TORI, and JAMSTEC deployed broadband OBSs in the north Okinawa trough and its neighboring sea (NOT). Data from OBS vertical component combined with that from F-net stations and five temporary stations are suitable to ambient noise study. We perform ambient noise tomography using these array data to map the upper crust to shallow mantle structures of this part of the Ryukyu subduction zone. Cross-correlation functions were calculated and phase velocities of 5-30 s were measured, followed by a one-step, wavelet-based multiscale inversion for 3-D models of both Vs and its azimuthal anisotropy. Preliminary results show correlation between the resolved azimuthal anisotropy and the measured shear-wave splitting from local slab events. We are especially interested in whether medium-sized melt mush zone in the crust can be identified beneath the OT as evidence for late stage of continental rifting and early stage of seafloor spreading.

© 日本地震学会

[Invited] Contemporary deformation and slow slip events along the Ryukyu Islands clarified by GNSS observations

*Takuya Nishimura[1], Shin'ichi Miyazaki[2], Takeshi Matsushima[3]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Graduate School of Science, Kyoto University, 3. Faculty of Science, Kyushu University

The Ryukyu Islands lie on a 1200-km-long island arc from Kyushu to Taiwan. Contemporary deformation of the Ryukyu Islands is characterized by subduction of the oceanic plate and active backarc spreading. The Philippine Sea plate subducts from the Ryukyu Trench beneath the islands. Numerous earthquakes and slow slip events (SSEs) occur along the subduction plate interface. Active backarc spreading along the Okinawa Trough also causes many shallow earthquakes in the island arc. The permanent GNSS observation network named GEONET was started in the 1990’ s and it has greatly contributed our understanding on ongoing deformation due to these tectonic processes. Recently, our group has been constructed additional 15 GNSS stations in the islands, particularly the Yaeyama Islands, southernmost parts of the Ryukyu Islands. In this presentation, we review the previous geodetic studies on the contemporary deformation and SSEs as well as our new results of recent GNSS observations.

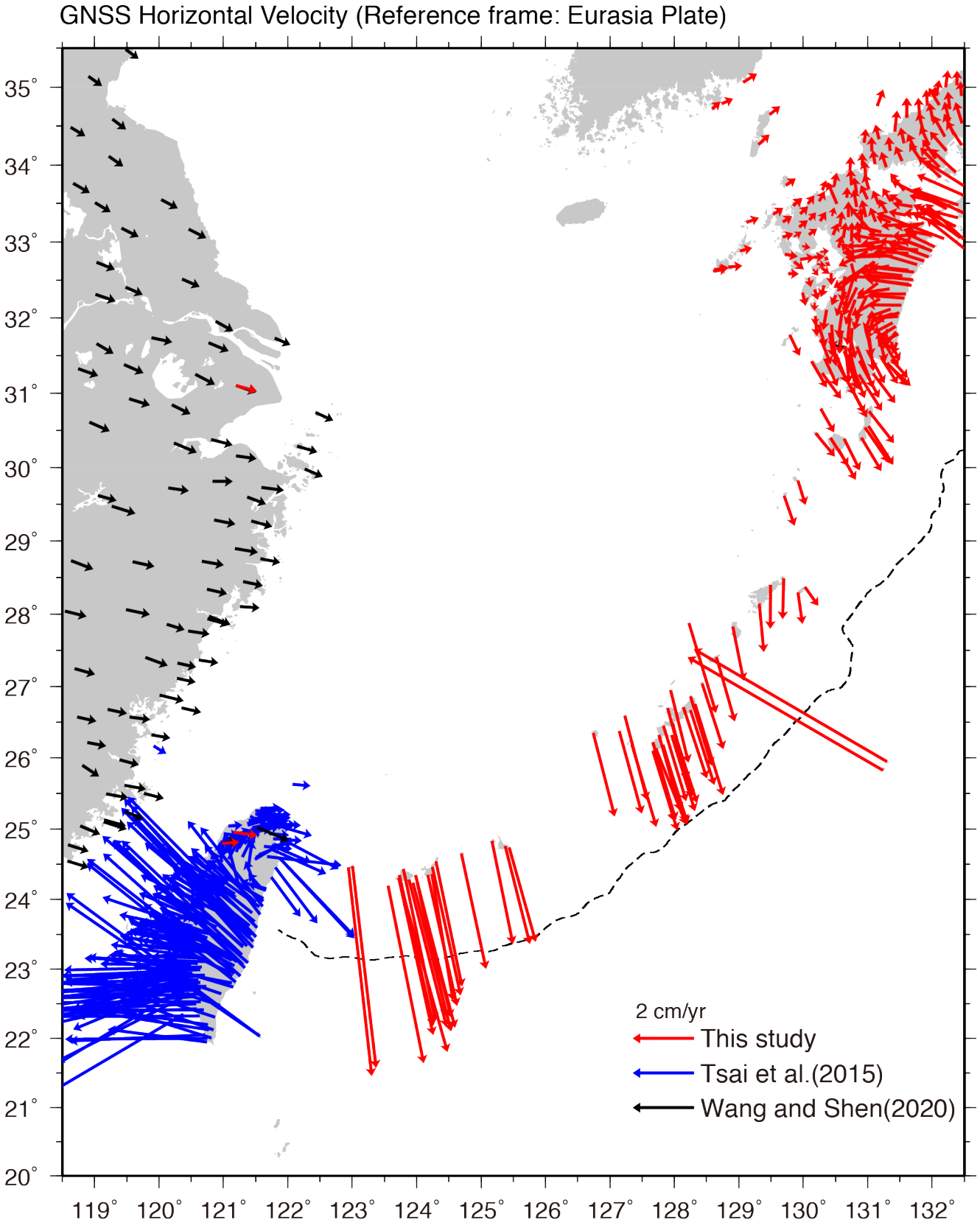
The secular GNSS velocity shows rapid backarc spreading along the Okinawa Trough and the spreading rate increases toward south (e.g., S. Nishimura, 2004; Nakamura, 2004; Watanabe and Tabei, 2004). Internal deformation of the island arc is rather small and modeled by rigid block rotation of three or four independent tectonic blocks. No significant contraction along the plate convergence was found, which suggests low coupling on the subduction plate interface. However, land geodetic data cannot resolve offshore coupling near the trench (e.g., Watanabe and Tabei, 2004) On the other hand, significant expansion along the arc was revealed by Nakamura (2004).

It is probable that SSEs as well as earthquakes accommodate a significant part of relative plate motion along the Ryukyu Trench. T. Nishimura (2014) conducted a systematic search of short-term SSEs using GNSS data and found 223 possible SSEs for 16 years. Detected SSEs distributes from the trench to the island arc with a depth range between 10 and 60 km shows highly heterogeneous along the trench. The most distinctive activity is bi-annual M_w~6.6 SSEs in the Yaeyama Islands (Heki and Kataoka, 2008; Tu and Heki, 2017; Kano et al., 2018). The cluster of SSEs locates southeast off southern Okinawajima, east off Kikaijima, and east of Tanegashima. Correlations between SSEs and other slow and regular earthquakes (e.g., low-frequency earthquakes, very-low-frequency earthquakes, and earthquake tremors) have been also found (Nakamura, 2015; Nakamura, 2017) but their relation is not simple and unlike the episodic tremor and slip events along Nankai Trough.

We estimated secular velocity at continuous stations including new stations from August 2017 to July 2020 in and around the Ryukyu Islands (Figure). This new velocity confirmed previous studies and gave us some additional insights on ongoing deformation. Expanded internal deformation in directions of both along and perpendicular to the trench are dominant in the Yaeyama Islands and Okinawajima but contraction along the relative plate motion is observed in a part of the Yaeyama Islands. Southeastward velocity of Io-torishima suggests volcanic inflation of the island.

© 日本地震学会

Acknowledgment: GNSS RINEX data are provided by the Geospatial Information Authority, Japan Coast Guard, and International GNSS Service. This study is supported by JSPS KAKENHI Grant Number JP16H06474 in Scientific Research on Innovative Areas “Science of Slow Earthquakes”.



© 日本地震学会

Room D | Special session：S22. Geodyanamics of the Ryukyu arc

Sat. Oct 31, 2020 1:00 PM - 2:15 PM JST | Sat. Oct 31, 2020 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM D

[S22]PM-1

chairperson:Mamoru Nakamura(Ryukyu University)

1:00 PM - 1:15 PM JST | 4:00 AM - 4:15 AM UTC

[S22-05] Pattern of occurrence interval and spatial distribution of similar earthquakes in the northern Ryukyu Trench subduction zone obtained from ocean bottom seismic observation

○Yukihiro Nakatani[1], Hiroshi Yakiwara[1], Shuichiro Hirano[1], Shigeru Nakao[1], Hiroki Miyamachi[2], Reiji Kobayashi[2], Yusuke Yamashita[3], Hiroshi Shimizu[4], Takeshi Matsushima[4], Kazunari Uchida[4], Kazuo Nakahigashi[5], Hideji Abe[7], Tomoaki Yamada[6], Masanao Shinohara[7] (1.NOEV, Kagoshima Univ., 2.Grad. School of Sci. and Eng., Kagoshima Univ., 3.DPRI, Kyoto Univ., 4.SEVO, Kyushu Univ., 5.Tokyo Univ. of Marine Sci. and Tech., 6.JMA, 7.ERI, UTokyo)

1:15 PM - 1:30 PM JST | 4:15 AM - 4:30 AM UTC

[S22-06] Surface wave imaging of the lithosphere and asthenosphere system beneath north Okinawa Trough from NOT OBS array

○PeiYing Patty Lin[1], Hsiu-Cheng Yeh[1], Chih-Ming Lin[1], Ban-Yuan Kuo[2], Shu-Huei Hung[3], Yuancheng Gung[3], Eh Tan[2], Kate Huihsuan Chen[1], Chau-Chang Wang[4,5], Ching-Ren Lin[2], Shuichi Kodaira[6], Yasushi Ishihara[6], Mamoru Nakamura[7] (1.Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University, 2.Academia Sinica, 3.National Taiwan University, 4.National Applied Research Laboratories, 5.National Sun Yat-sen University, 6.JAMSTEC , 7.University of the Ryukyus)

1:30 PM - 1:45 PM JST | 4:30 AM - 4:45 AM UTC

[S22-07] Upper mantle P-wave velocity structure beneath the northern Ryukyu subduction zone from multiscale finite-frequency traveltime tomography

○Shu-Huei Hung[1], Ban-Yuan Kuo[2], Pei-Ying Patty Lin[1], Yuancheng Gung[1], Eh Tan[2], Huihsuan Chen[3], Chau-Chang Wang[4], Shuichi Kodaira[5], Yasushi Ishihara[5], Mamoru Nakamura[6], Ching-Ren Lin[2] (1.Department of Geosciences, National Taiwan University, 2.Academia Sinica, 3.National Taiwan Normal University, 4.National Applied Research Laboratories, 5.JAMSTEC, 6.University of the Ryukyus)

1:45 PM - 2:15 PM JST | 4:45 AM - 5:15 AM UTC

[S22-08] [Invited] Active and passive seismic investigations in the Ryukyu Trench and the Okinawa Trough: A review of 7-year achievements by JAMSTEC

○Ryuta Arai[1], Shuichi Kodaira[1], Tsutomu Takahashi[1], Ayako Nakanishi[1], Yojiro Yamamoto[1], Yuka Kaiho[1], Yasushi Ishihara[1], Seiichi Miura[1], Yoshiyuki Kaneda[1,2] (1.JAMSTEC, 2.Kagawa University)

Pattern of occurrence interval and spatial distribution of similar earthquakes in the northern Ryukyu Trench subduction zone obtained from ocean bottom seismic observation

*Yukihiro Nakatani[1], Hiroshi Yakiwara[1], Shuichiro Hirano[1], Shigeru Nakao[1], Hiroki Miyamachi[2], Reiji Kobayashi[2], Yusuke Yamashita[3], Hiroshi Shimizu[4], Takeshi Matsushima[4], Kazunari Uchida[4], Kazuo Nakahigashi[5], Hideji Abe[7], Tomoaki Yamada[6], Masanao Shinohara[7]

1. NOEV, Kagoshima Univ., 2. Grad. School of Sci. and Eng., Kagoshima Univ., 3. DPRI, Kyoto Univ., 4. SEVO, Kyushu Univ., 5. Tokyo Univ. of Marine Sci. and Tech., 6. JMA, 7. ERI, UTokyo

南西諸島海溝のプレート境界面上では，プレート沈み込みに伴う通常の地震に加え，低周波微動や短期的SSEといったスロー地震も発生しており，他の沈み込み帯と同様に両者の空間分布が議論されている．これまで，海溝軸から100 km以上離れた島嶼部が主な観測網であったため，隣接する南海トラフと比べても，地震とスロー地震の対応関係やプレート境界におけるすべり特性の理解は遅れていたが，近年において短期～中長期的な海底地震観測網の展開が進展しつつある．
本研究チームは，トカラ列島東方海域において長期収録型海底地震計を用いた繰り返し海底地震観測を実施した．2014年に3台体制で開始した本観測は，2015年以降，6台の自己浮上型海底地震計を約1年周期で回収・設置を繰り返しながら継続し，2019年11月の回収をもって第一次観測を完了した．観測点間隔が約40–60 kmとやや疎であるが，観測空白域であった当該海域において，約5ヶ年にわたる準定常的な観測網を構築したのが特徴である．
本研究では，2016年7月～2018年3月の上記観測データを用いて，プレート境界周辺で発生する波形のよく似た地震（相似地震）を，その発生間隔に応じて分類し，活動様式を議論した．相似地震の検出にはMatched-Filter法を採用し，6台の海底地震計および島嶼観測点の3成分連続波形データに適用した．テンプレート地震には，鹿児島大学南西島弧地震火山観測所が決定したマグニチュード3以上の地震を選択し，海底地震観測点の検測データを統合して震源再決定した．相似地震群は，発生間隔から次の3つの活動様式に分類された．群発地震型，小繰り返し地震型，そして両者の混合型である．本講演では，検出イベントとテンプレート地震の相対震源位置を評価した上で，微動分布や構造との空間関係について議論する．
2019年4月からは観測点間隔20 km（計8台）のより稠密な第二次海底地震観測を開始し，2020年8月に一回目の回収・再設置を完了した．本講演では当該観測計画についても報告する．

謝辞：観測航海は，長崎大学水産学部附属練習船長崎丸の教育関係共同利用に基づき実施されました．本研究は文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」および「同計画（第2次）」の支援を受けました．また，東京大学地震研究所共同利用の援助を受けました．記して感謝いたします．

© 日本地震学会

Surface wave imaging of the lithosphere and asthenosphere system beneath north Okinawa Trough from NOT OBS array

*PeiYing Patty Lin[1], Hsiu-Cheng Yeh[1], Chih-Ming Lin[1], Ban-Yuan Kuo[2], Shu-Huei Hung[3], Yuancheng Gung[3], Eh Tan[2], Kate Huihsuan Chen[1], Chau-Chang Wang[4,5], Ching-Ren Lin[2], Shuichi Kodaira[6], Yasushi Ishihara[6], Mamoru Nakamura[7]

1. Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University, 2. Academia Sinica, 3. National Taiwan University, 4. National Applied Research Laboratories, 5. National Sun Yat-sen University, 6. JAMSTEC , 7. University of the Ryukyus

The NOT experiment is an ocean bottom seismic experiment conducted at the north part of the Okinawa Trough as a collaboration between Taiwan and Japan. The NOT experiment is designed to image the structure of the Ryukyu subduction system which consists of trench–arc–backarc extending from Japan to Taiwan. The Okinawa Trough (OT), the backarc basin in the Ryukyu subduction system, is unique due to its extensive active rifting. Here we present surface wave analysis data from the ~21 broadband ocean bottom seismograms and 3 land-stations from the F-net network of Japan. With the passive seismic imaging using this seismic array with the aperture ~260 km, we can have local constraints on the seismic model in the lithosphere and asthenosphere system. Noise levels in vertical components of the most OBS sit within the global reference new high- and low- noise models with significant tilt and compliance noises contaminations. Tilt and compliance noises arise from instrument tilting under bottom current flow due to coupling problems and seafloor deformation caused by the infragravity wave respectively. We first characterize the temporal variations of tilt and compliance noises for each station. We then remove tilt and compliances noises from vertical recordings sequentially to retrieve true ground motions due to the structural properties. We utilize an intra-array cross-correlation analysis to measure Rayleigh-wave phase velocities for the teleseismic events with noises corrected vertical data. Phase velocity maps from the shorter period (< 32s sec) show low velocities beneath the volcanic arc. In the mid-period (40- 70s), the low phase velocity anomaly is seen beneath Okinawa Trough. We plan to show regional dispersion patterns beneath the backarc basin and volcanic arc to understand the seismic structure within the lithosphere and asthenosphere system.

Keywords: Ryukyu subduction, broad-band ocean-bottom seismograph (BBOBS), seismic noise, compliance and tilt corrections, Rayleigh wave phase velocity

© 日本地震学会

Upper mantle P-wave velocity structure beneath the northern Ryukyu subduction zone from multiscale finite-frequency traveltime tomography

*Shu-Huei Hung[1], Ban-Yuan Kuo[2], Pei-Ying Patty Lin[1], Yuancheng Gung[1], Eh Tan[2], Huihsuan Chen[3], Chau-Chang Wang[4], Shuichi Kodaira[5], Yasushi Ishihara[5], Mamoru Nakamura[6], Ching-Ren Lin[2]

1. Department of Geosciences, National Taiwan University, 2. Academia Sinica, 3. National Taiwan Normal University, 4. National Applied Research Laboratories, 5. JAMSTEC, 6. University of the Ryukyus

We conduct a multiscale finite-frequency tomography of upper mantle structure beneath the northern Ryukyu subduction zone, where the Philippine Sea Plate (PSP) subducting beneath the Eurasian continent forms a trench-forearc-arc-backarc system. The data comprises of vertical-component P waveforms of teleseismic earthquakes with epicentral distance of 30°-95° and magnitude greater than 5.5 recorded by 3 island stations from the F-net network of Japan and 26 broadband ocean-bottom seismometers from the Taiwan-Japan collaborative experiment deployed between Sept. 2018 and June 2019 in the study area. Relative traveltime residuals between the recording stations for each event are measured by cross correlating the band-pass filtered waveforms at periods of 8-20 s. Those with the cross-collelation coefficients > 0.8 are retained for the tomographic inversion of 3-D P-wave velocity perturbations at least down to the depth of 300 km. Data-adaptive, finite-frequency traveltime kernels in conjunction with multiscale wavelet-based parameterization are adopted to resolve the multi-resolution velocity structure. The resulting model reveals a low-velocity anomaly in the forearc wedge and a high-velocity lid in the uppermost 80-km depth beneath the northern Okinawa Trough (NOT) and Ryukyu arc which may correspond to the overriding Eurasian continental lithosphere. Besides, a trench-parallel elongated fast anomaly extending at least down to ~200 km depth and most likely associated with the subducted PSP slab is observed under the NOT. Further appraisal of model resolution and S-velocity structure will be undertaken to verify these resulting seismic features.

© 日本地震学会

[Invited] Active and passive seismic investigations in the Ryukyu Trench and the Okinawa Trough: A review of 7-year achievements by JAMSTEC

*Ryuta Arai[1], Shuichi Kodaira[1], Tsutomu Takahashi[1], Ayako Nakanishi[1], Yojiro Yamamoto[1], Yuka Kaiho[1], Yasushi Ishihara[1], Seiichi Miura[1], Yoshiyuki Kaneda[1,2]

1. JAMSTEC, 2. Kagawa University

The Ryukyu subduction zone in southwestern Japan hosts a variety of slow earthquakes and thus is an ideal study field to understand the physical controls on slip behaviors along the plate boundary. The Okinawa Trough, an active back-arc basin behind the Ryukyu arc, also provides a superb site for studying the lithospheric evolution associated with the continental rifting process. However, the background structure of this trench-arc-backarc system and physical properties of faults accommodating the plate subduction and back-arc rifting have been poorly documented. To better understand the seismogenic, volcanic and tectonic processes around the Ryukyu arc, JAMSTEC have been conducting intensive seismic investigations since 2013 as part of “Research Project for compound disaster mitigation on the great earthquakes and tsunamis around the Nankai Trough region”. This project consists of across-arc active-source seismic surveys, including multichannel seismic reflection profiling and refraction studies using ocean bottom seismographs, and passive onshore/offshore seismic observations. In this presentation, we will give a brief review of our achievements over the last seven years.

In the southern Ryukyu Trench off Ishigaki Island where a large tsunami earthquake occurred in 1771 (Nakamura, 2009), we found evidence for thin low-velocity zones along the plate interface at 5-22 km depths and interpreted them to be caused by high fluid pressure (Arai et al., 2016). This fluid-rich plate boundary hosts low-frequency earthquakes at 15-18 km depths and suggests that a strongly-coupled zone, which is typical at these depths in other subduction zones, may be missing. The passive seismic observations also confirmed that the low-frequency earthquakes are located close to but do not overlap regular earthquakes (Yamamoto et al., 2018). This spatial pattern of seismicity suggests that the frictional properties along the plate boundary may vary not only in the dip direction but also along the strike.

On the back-arc side of the southern Ryukyu arc, we revealed symmetrical rift system across the rift axis (Yaeyama Rift) characterized by dense inward-dipping normal faults in the back-arc basin (Arai et al., 2017a). The rift structure accompanies narrow axial intrusions resulted from passive upwelling of magma which drive hydrothermal venting at the seafloor and seismic swarms at the shallow crustal depths.

In the northern Ryukyu Trench off Amami-Oshima Island where the Amami Plateau collides with the overriding plate, we found that the subducting plate is vertically displaced and forms obvious normal-fault steps of over 1 km at the plate interface (Arai et al., 2017b). This slab-intersecting faults are located at the downdip of the subducting seamount and are active as evidenced by large normal-fault earthquakes in 1995. These findings suggest that internal heterogeneities of the slab, especially significant buoyancy acting on the thick oceanic plateau, can produce sufficient differential stress leading to high-angle normal-fault earthquakes within the slab. We also found a number of slab seismicity in the forearc region east off Tanegashima Island and suggest that, same as the southern Ryukyu Trench, there is a clear spatial separation between regular earthquakes and slow earthquakes (Yamamoto et al., 2020).

© 日本地震学会

In contrast to the southern Okinawa Trough, the overall faulting style in the northern Okinawa Trough is significantly asymmetric and rapidly transitions from normal faults to strike-slip faults (Arai et al., 2018). We also detected evidence for active magmatic intrusions around the volcanic front, suggesting that the volcanism in the northern Ryukyu arc is robustly supported by magmatic supply from the subducting slab. The overall rift system in the Okinawa Trough are thought to be controlled by the along-trough variation in extension rate as well as the strength and thermal structure of the plate.

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 31th) | Regular session：S02. Seismometry and monitoring system

Sat. Oct 31, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Sat. Oct 31, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S02P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-01] Development of the Web application for WIN system -Porting of the function of IT kyoshin seismometer-

○Takamori Ito[1] (1.aLab Inc.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-02] Development of monitoring systems using seismic intensity meters equipped with a MEMS acceleration sensor

○Jun Uchida[1], Masahiro Oi[2], Kaoru Yoshioka[3], Shoichi Shiozaki[3], Yoshiya Ouchi[1], Keizo Motohashi[1] (1.KINKEI SYSTEM CORPORATION, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3.Chiba Prefectural Goverment)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-03] Accuracy of time and pressure due to calibration intervals by an atomic clock in an ocean bottom pressure gauge

Ayumu Yokoyama[1], ○Toshinori Sato[1] (1.Chiba Univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-04] Calibration of instrument responses in high-density broadband seismograph networks based on teleseismic waveform data

○Takeshi Kimura[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Reisilience)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-05] Change of social activities due to the spread of COVID-19 infections detected by seismograph networks

○Katsuhiko SHIOMI[1], Takeshi KIMURA[1], Youichi ASANO[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S02P-06] Comparison between results of array analysis of tiltmeters and template matching analysis of broadband seismometers

○Youichi Asano[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Development of the Web application for WIN system -Porting of the function of IT kyoshin seismometer-

*Takamori Ito[1]

1. aLab Inc.

WINシステムは無料で利用でき、充分な実績もあるため、外部とのデータ交換の必要性の有無にかかわらず、廉価に新たなテレメータシステムを構築する際には有力な候補となり得る。ただし、WINシステムはもとよりWebを利用した運用を考慮して実装されていないため、データを公開するような場合でも標準的に使用できる無料のツールは存在していない。また、unix上で表示にはX Windowを使用する前提のため、一部の研究者以外にとっては利用しづらいものになっていると考えられる。
これに対して、IT強震計(鷹野他 2004)ではWebを用いた表示を表示を当初から実装しており、内部で扱う波形データもWINフォーマットを使用してきた。ただし、データファイルの格納ルール等が独自のものであり、表示に使用していたJavaアプレットもIT強震計用に特化した仕様で、WINシステムで汎用的に使用できるものではなかった。Javaアプレットのサポート終了に対応するため、波形表示用のJavaアプレットを代替するJavaScriptを開発した(伊藤 2018)が、その際、IT強震計に限らずWIN汎用で使用可能になるよう考慮した。
IT強震計では、CGIとJavaアプレットが連携してWebアプリケーションとして動作していた。現在JavaアプレットをJavaScriptに置き換える作業を進めているが、CGIを整理するとともにWINシステムと連携して運用できるように開発を進めている。これにより、WINシステムをインストールしたサーバにapache等Webサーバをインストールし、いくつかの実行ファイルとCGIをコピーするだけで、収録データにWebからアクセスして表示できるようになった。
今後、サーバ側のプログラムと連携して各種の処理を行い結果を表示・継続処理につなげることで、より高度な運用をunixでない通常のPC、場合によってはスマートホン等から行えるように開発を進める。

(参考)
鷹野・伊藤・原(2004), IT強震計-その概念と試作-，地震学会，2004.10
伊藤(2018), JavaScriptによる地震波形表示の試み, 連合大会, 2018.5
伊藤(2018)，WINシステムで利用可能なWeb利用のリアルタイム波形表示，地震学会，2018.10
伊藤 他(2019)，廉価・容易に構築できる地震計ネットワークの提案，連合大会，2019.5
ITK Wave Viewer (winPrint.js), (http://seism.jp)

© 日本地震学会

Development of monitoring systems using seismic intensity meters equipped with a MEMS acceleration sensor

*Jun Uchida[1], Masahiro Oi[2], Kaoru Yoshioka[3], Shoichi Shiozaki[3], Yoshiya Ouchi[1], Keizo Motohashi[1]

1. KINKEI SYSTEM CORPORATION, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Chiba Prefectural Goverment

前回、私達はアナログデバイセズ社の3軸MEMS加速度センサを内蔵した普及型計測震度計を開発し、千葉県内の高層建築物に設置して振動モニタリングを行っていることを報告した。
本報告では、防災科学技術研究所との共同研究「高層建築物の振動モニタリングシステムの構築」において、クラウド環境を用いたリアルタイム波形表示機能の開発とLTE通信における課題解決について報告する。

【地震動の観測】

開発した普及型計測震度計（以下、MEMS計測震度計）は、モバイル通信機能を内蔵することが可能であり、LTE通信でクラウドにデータ送信を行うことができる。そのため、MEMS計測震度計の設置は、電源が供給できれば場所を選ばず容易に設置して、地震動のモニタリングを開始することができるという特徴がある。私達は、千葉県内の高層建築物の高層階、低層階、地表面、地下にMEMS計測震度計を平成31年3月に設置し、これまでの1年6か月間に複数の地震動を観測した。
千葉県周辺では、5月の連休期間中の4日に千葉県北東部の地震（M5.6、深さ48km）、6日に千葉県北西部の地震（M5.0、深さ68km）に発生し、6月25日には千葉県東方沖の地震（M6.1、深さ36km）が発生している。千葉県北東部や千葉県東方沖の地震では、地表面の観測波形の卓越周期が高層建築物の１次固有周期に近いこともあり、高層階の観測波形には共振が見られた。しかし、千葉県北西部の深い地震では、地表面の観測波形の卓越周期が高層建築物の１次固有周期よりも短周期側であったため、高層建築物の観測波形には明瞭な共振は見られなかった。

【リアルタイム波形表示機能の開発】

MEMS計測震度計で観測された加速度波形データは、1分毎にwinフォーマットのファイルとしてクラウドサーバに送信されており、利用者はクラウドサーバからwin形式の波形データをダウンロードして、波形表示することができる。本開発では、利用者がWEBブラウザ経由でクラウドサーバにアクセスし、連続データのリアルタイムモニタリングやイベントデータをCSV形式等でダウンロードできるクラウド環境を構築した。イベントデータは過去の地震について選択表示することが可能である。

【LTE通信の課題解決】

1年6か月間の試験運用では、LTE通信における障害が多く発生した。現在、LTE通信はどこでも可能であるが、MEMS計測震度計は、高層建築物の地下階やEPS室内に設置されており、電波環境の良い環境下にあるとは言えない。そのため、一時的に通信が途切れた場合の再送処理をはじめ、バッファ機能の確保による長時間の基地局保守の対応、さらに通信レベルの最も良い基地局と必ず接続されるわけではないことに起因する障害への対応などを行い、より確実な通信環境を実現できるようにした。

© 日本地震学会

Accuracy of time and pressure due to calibration intervals by an atomic clock in an ocean bottom pressure gauge

Ayumu Yokoyama[1], *Toshinori Sato[1]

1. Chiba Univ.

１．はじめに

海底圧力計（OBP）は、海底の隆起沈降を連続的に観測でき、スロースリップ（SSE）の観測等に非常に有用である。例えば、Sato et al. (GRL, 2017)は、2014年の房総沖SSEによる上下変動（約２cm）を捉えることに成功した。また、村田　他（JpGU, 2020）は、2018年の房総沖SSEの変動を多点特異スペクトル解析を用いて捉えている。OBPに用いている圧力計は、Paroscientific社のセンサーで、圧力を水晶発振の周波数として出力している。周波数はOBP内部のクロックによって計測している。従って、このクロックが正確でないと、正しい圧力観測が行えないことになる。我々のOBPでは、クロックの精度を保つため、原子時計（Microsemi社CSAC SA.45s）を用いて一定間隔でクロックを較正している。理想的にはクロックを原子時計で常時較正すればよいが、電力の限られるOBPでは、原子時計の常時使用は、観測期間の短縮になってしまう。本研究は、様々な較正間隔でのクロックの精度を測定し、観測精度と観測期間が両立する較正間隔を見出すことを目的としている。

２．計測方法と評価方法

計測は、実際の観測と同じくOBPをセットして、そこから時間信号（1分パルス）を取り出してGPS時計との時間差を取ることで行った。１つの較正間隔に対して約4週間の長期計測を行った。

評価方法は、以下の通りである。クロックの規定周波数をf_0とする。このクロックの実際の周波数が、$f=f_0+f_d$であるとすると、このクロックの1秒はf_0/fとなる。

1（このクロックの1秒）：$f_0/f = S$（このクロックの秒）：1（真の1秒）

より

$S = f/f_0 = 1+f_d/f_0 = 1+r$

となる。これは、例えば周波数が10%（r = 0.1）大きくなればクロックの進みも10%早くなることを意味する。

測定した時間差dは、S-1を積分したものになるので、d = rt となる。実際はクロックの周波数は時間変化するので、それをr(t)とすると、測定した時間差d(t)はr(t)を積分したものになる。つまり、時間差を時間で微分するとクロックの周波数変化r(t)を出すことができる。この周波数変化が小さいほど精度が良いことになる。

３．結果

© 日本地震学会

計測は室内で行った。較正間隔は、常時較正、1時間間隔で5分間較正、12時間間隔で5分間較正、無較正の4種類、それぞれ約4週間の計測を行った。同時に室温の計測も行っている。周波数変化は時間差の差分を取ることで算出した。

計測の結果、周波数変化は、常時較正の場合 -3.3×10^{-9} ~ 1.0×10^{-9}、1時間の場合 -6.3×10^{-9} ~ 3.0×10^{-9}、12時間の場合 -8.0×10^{-9} ~1.5×10^{-8}、無較正の場合 -3.8×10^{-8} ~ 3.7×10^{-8}で変化した。この周波数変化による圧力の見かけの変化は水深換算すると、最大0.22 mm（常時較正）、0.47 mm（1時間）、1.17 mm（12時間）、3.80 mm（無較正）となる。Sato et al. (GRL, 2017)の結果からOBPによる水深変化の誤差は10 mm程度であるので、12時間間隔以下ならば十分な精度で観測できることになる。我々のOBP（40 cmガラス球）の稼働可能期間は、9か月（常時較正）、14か月（1時間）、15か月（12時間、無較正）であるので、観測期間を1年とすれば、1時間または12時間間隔較正で設定するのが良いということになる。

謝辞

海底圧力計とGPS時計の稼働につきましては株式会社東京測振の方々にご協力をいただきました。ここに記して御礼申し上げます。

© 日本地震学会

Calibration of instrument responses in high-density broadband seismograph networks based on teleseismic waveform data

*Takeshi Kimura[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Reisilience

広帯域地震計は広い周期帯域の地動速度に対して平坦な応答特性を持ち，その観測データは地震学における重要なツールの１つである．一方で，観測データから地動への変換に必要な地震計の応答特性が製造者からの提供情報と異なるケースが報告されており，このような特性の異常を判定する手法がいくつか提案されている（例えば，Kimura et al. [2015]）．これらの手法は観測網を運用する際の監視ツールとして有用であることに加えて，データのユーザーにとっても該当データを解析に使用するかどうか判断する上で重要な情報をもたらす．さらに，異常な状態の地震計特性を推定しデータを適切に補正することができれば，解析に利用できるデータ量が増え結果の精度向上等に貢献することが見込まれる．本研究では，観測点間隔が約100kmという広帯域地震観測網としては高密度なF-netを対象に，遠地地震時の表面波記録を観測点間で相互に比較することにより，地震計の応答特性のキャリブレーションを行った．

Kimura et al. [2015]により特性異常が明らかになっているF-netの斜里（N.SHRF）と泊（N.TMRF）観測点を対象にキャリブレーションを行った．Global CMTカタログより2000年から2018年の間に発生した深さ50km以浅，Mw6.5以上の471地震のうち，震央距離2000-14000kmの観測記録（1Hzサンプリング，上下動成分）を用いた．製造者から提供されている応答特性により観測データを補正した後，表面波部分（データ長2048秒）の振幅スペクトルについて対象観測点から200km以内の複数観測点での観測データとのスペクトル比を利用した．互いに近接した観測点の遠地地震波形はほぼ同一であるため，このスペクトル比は地震計の応答特性が正常であれば全ての周期で１になり，異常があれば1から外れることが見込まれる．本研究では，このスペクトル比から対象観測点の地震計特性の感度，長周期側のコーナー周期，ダンピング定数の補正値を推定する．計算したスペクトル比は時系列に沿って50記録ずつスタックし補正値の推定に用いた．スタックの際にはBootstrap法により200のBootstrapサンプルを生成し，推定値の誤差評価に用いた．

上述の解析の結果，N.SHRF観測点では2002年の観測開始から2012年まで，コーナー周期，ダンピング定数に明らかな異常はなかったが，感度が提供情報の約0.5であったことが推定できた．また，N.TMRF観測点では，感度に異常は見られなかったが，コーナー周期とダンピング定数が2000年から2011年まで時間変化しており，特にダンピング定数が2011年には2程度にまで増加していることが分かった．

このような補正値の推定を観測網全体に対して行うことで，観測データの品質の向上につながるような情報の提供が可能になることが見込まれる．

© 日本地震学会

Change of social activities due to the spread of COVID-19 infections detected by seismograph networks

*Katsuhiko SHIOMI[1], Takeshi KIMURA[1], Youichi ASANO[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

新型コロナウィルス感染症拡大防止を目的として社会活動が制限されたことに伴い，世界各地の地震観測点でのノイズレベル低減が報告されている(例えば，Lecocq et al., 2020)．日本国内において，Yabe et al. (2020)は首都圏地震観測網MeSO-netのデータを解析し，3月上旬頃と3月下旬～4月上旬頃の2段階のノイズレベル低減があることを確認するとともに，それぞれ学校の臨時休校，都の活動自粛要請ならびに国の緊急事態宣言発令と関係するとした．本稿では，日本全国に設置された防災科研Hi-netとF-netの観測データを概観し，新型コロナウィルス感染症拡大に伴う影響の有無について，ノイズレベルならびに砕石発破による人工地震数の観点から確認を行った．

Hi-netやF-netでは，社会活動等によるノイズを避けるため，観測井の底や山間部に地震計を設置している．多くの観測点では，ノイズレベルは冬季に高く，夏季に低くなる季節変化の影響が大きいが，日単位や週単位といった社会活動に関連するノイズレベル変化を記録する観測点も存在する．このような観測点のうち，住環境に近い地域に設置されている観測点では，MeSO-netの事例同様，3月下旬から5月中旬にかけてRMS値が小さくなる傾向が見られた．日別の変化を確認すると，昼夜のRMS値の差が小さくなる，すなわち昼間の社会活動レベルの低下と関連する変化が明瞭であった．一方，山間地や感染者がほぼ報告されていない地域では，RMS値の日あるいは週単位の変動に大きな変化は見られない点もあった．日本で発令された「緊急事態宣言」は法的に社会活動制限するものではなく，交通サービスや流通網は通常レベルが維持されたため，このような地域性が生じたものと考えられる．

一方，感染の拡大に伴う経済活動の停滞も話題となっている．岡田(1996)は，景気動向指数と砕石発破に関連する人工地震数に強い関連があることを報告した．防災科研ではリアルタイムで流通する高感度地震観測データを用いて独自にイベント検出ならびに自動震源決定を行っており，発破が頻発する地域・時間に震源が決まった場合は「発破」フラグを付与してデータベースに格納している(汐見，2017)．ただし，自動震源カタログでは，精度の悪い震源情報に対してフラグが適切に振られているとは限らない．まず，活動状況変化の概観を把握することを目的として，自動処理カタログに登録された震源深さが浅いイベント数の推移に着目した．通常の地震は昼夜の差なく発生しているのに対し，発破は主に7時から19時までの12時間に集中する．2016年4月から2020年7月末までを対象に，上記12時間にトリガーしたイベントが同日24時間で検出した総イベント数に占める割合の変化を調べた．その結果，2020年3月以前はおおむね60%程度で推移していたが，同年4月初旬に50%台前半に低下したことを確認した．この変化は国内の観測網で見られるノイズレベルの変化傾向と一致するほか，内閣府が公表する景気動向指数の変化とも対応しているように見える．自然地震のみを収録している気象庁一元化震源カタログで同様の処理を行ったところ，全期間を通じておおむね45%～50%程度で一定であり，このような変化は見えない．このことから，この変化は砕石発破等の人工地震によるイベント数の変化を反映していると考えられる．本調査では広域を対象にイベント数の比のみを評価したため地域の平均的な特徴を捉えたに過ぎない．また，2016年熊本地震のように通常の地震活動数が極端に増加した場合，必然的に割合は50%に近づくため検知は困難になる．そこで，一部の発破クラスタについて、その活動状況を個別に確認したところ，変化の有無を含めクラスタごとに異なる特徴が見られた．ただし，それぞれのクラスタで検知されるイベント数のゆらぎも大きく，客観的な判断は困難であった．経済活動状況モニタリングのための指標とするためには，発破頻発地域を対象としたイベント検出状況の精査を行うとともに，イベントの自動検知能力の向上と安定運用が不可欠である．

謝辞：本研究の実施に際し，気象庁，北海道大学，弘前大学，東北大学，東京大学，名古屋大学，京都大

© 日本地震学会

学，高知大学，九州大学，鹿児島大学，産業技術総合研究所，国土地理院，海洋研究開発機構，地震予知総合研究振興会，青森県，東京都，静岡県，神奈川県温泉地学研究所の観測波形データならびに気象庁・文部科学省が協力してデータを処理した結果を使用しました．

© 日本地震学会

Comparison between results of array analysis of tiltmeters and template matching analysis of broadband seismometers

*Youichi Asano[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

我々は、防災科研高感度地震観測網（Hi-net）に併設された高感度加速度計記録のアレイ解析によって、海溝・トラフ近傍で発生する超低周波地震の検出と位置決定を行ってきた［Asano et al (2008)］。また、既知イベント記録と連続記録との波形相関解析によって、観測点密度が比較的疎な広帯域地震観測網（F-net）の広帯域速度計記録からも超低周波地震の検出と位置決定を行ってきた［Asano et al (2015)］。

前者のアレイ解析では南西諸島に観測点が無いことから、日向灘以南における超低周波地震の位置決定精度が悪い。それに対して後者の波形相関解析では、南西諸島にも一定の観測網カバリッジを有することから、日向灘以南においても超低周波地震の位置決定精度が比較的良い。その一方で、既知イベントを必要としないアレイ解析とは対照的に、既知イベント近傍で発生する発震機構解の類似したイベントを探索する波形相関解析では、検出すべきイベントに波形が似た既知イベントがなければ検出漏れも発生しうる。このような観測網カバリッジや手法の違いによる評価するために本研究では、アレイ解析と波形相関解析の結果の比較を行った。具体的には、2003年6月～2020年7月の期間内における北緯28～33度、東経129～134度の範囲内でそれぞれの手法によって検出されたイベントを比較した。波形相関解析ではF-net 15点に加えて臨時観測点３点も用い、21イベントの既知イベントとの類似イベントを探索した。

解析の結果、波形相関解析では日向灘、種子島沖から奄美大島沖にかけての広い範囲で検出されたイベントが、アレイ解析ではそのほぼ全てが日向灘、種子島沖付近に位置決定されていることが分かった。また、アレイ解析ではコヒーレントな波群が捉えられているにも関わらず波形相関解析ではイベントが検出できないケースもしばしば見られることも分かった（例えば、2019年1月の活動）。これの原因については、検出すべきイベントと相似な波形を持つ既知イベントがないことによる検出漏れが考えられるが、震源時間関数の複雑さや媒質の不均質の影響を受けて、近傍の既知イベントとの相関係数が高い値をとりづらい状況となっている可能性も考えられる。

謝辞：本研究の一部はJSPS科研費 JP16H06473の助成を受けたものです。

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 31th) | Regular session：S03. Crustal deformation, GNSS, and gravity

Sat. Oct 31, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Sat. Oct 31, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S03P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-01] Recent long-term slow slips along the Nankai Trough detected by GNSS objective detection method

○Akio Kobayashi[1], Takahiro Tsuyuki[1] (1.Meteorological Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-02] Long-term SSE along the Nankai trough detected by GEONET

○Shinzaburo Ozawa[1], Ryouji Kawabata[1], Hiroshi Munekane[1] (1.Geospatial Authority of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-03] Automated detection of short-term slow slips using multiple GNSS stations by trend filtering

○Keisuke Yano[1], Masayuki Kano[2] (1.The Institute of Statistical Mathematics, 2.Tohoku University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-04] Estimation of short-term slow slip event source model considering opening-mode dislocation

○Noa Mitsui[1], Satoshi Itaba[2], Yasuhiro Asai[1], Takanori Matsuzawa[3], Norio Matsumoto[2] (1.Tono Research Institute of Earthquake Science, 2.National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 3.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-05] Correction of initial changes in borehole type strain meter

○Takahiro Tsuyuki[1] (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-06] Evaluation of forecasting post-seismic deformation of the 2011 Tohoku-oki earthquake 2020

○Satoshi Fujiwara[1], Mikio Tobita[1], Shinzaburo Ozawa[1] (1.Geospatial Information Authority of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-07] Very Long-term Post-seismic Gravity Changes due probably to Long-term Viscoelastic Relaxation

○Yusaku Tanaka[1] (1.ERI, UTokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-08] Development of analysis tool “GARPOS” for open GNSS-A

○Shun-ichi Watanabe[1], Tadashi Ishikawa[1], Yusuke Yokota[2], Yuto Nakamura[1] (1.Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard, 2.Institute of Industrial Science, University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-09] A numerical simulator for the new GNSS-A data analysis software “GARPOS”

○Yuto Nakamura[1], Shun-ichi Watanabe[1], Tadashi Ishikawa[1], Yusuke Yokota[2] (1.Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard, 2.Institute of Industrial Science, University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S03P-10] Effect of sound speed profile on GNSS-A seafloor positioning

○Tadashi Ishikawa[1], Shun-ichi Watanabe[1], Yusuke Yokota[2], Yuto Nakamura[1] (1.Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard, 2.Institute of Industrial Science, The University of Tokyo)

Recent long-term slow slips along the Nankai Trough detected by GNSS objective detection method

*Akio Kobayashi[1], Takahiro Tsuyuki[1]

1. Meteorological Research Institute

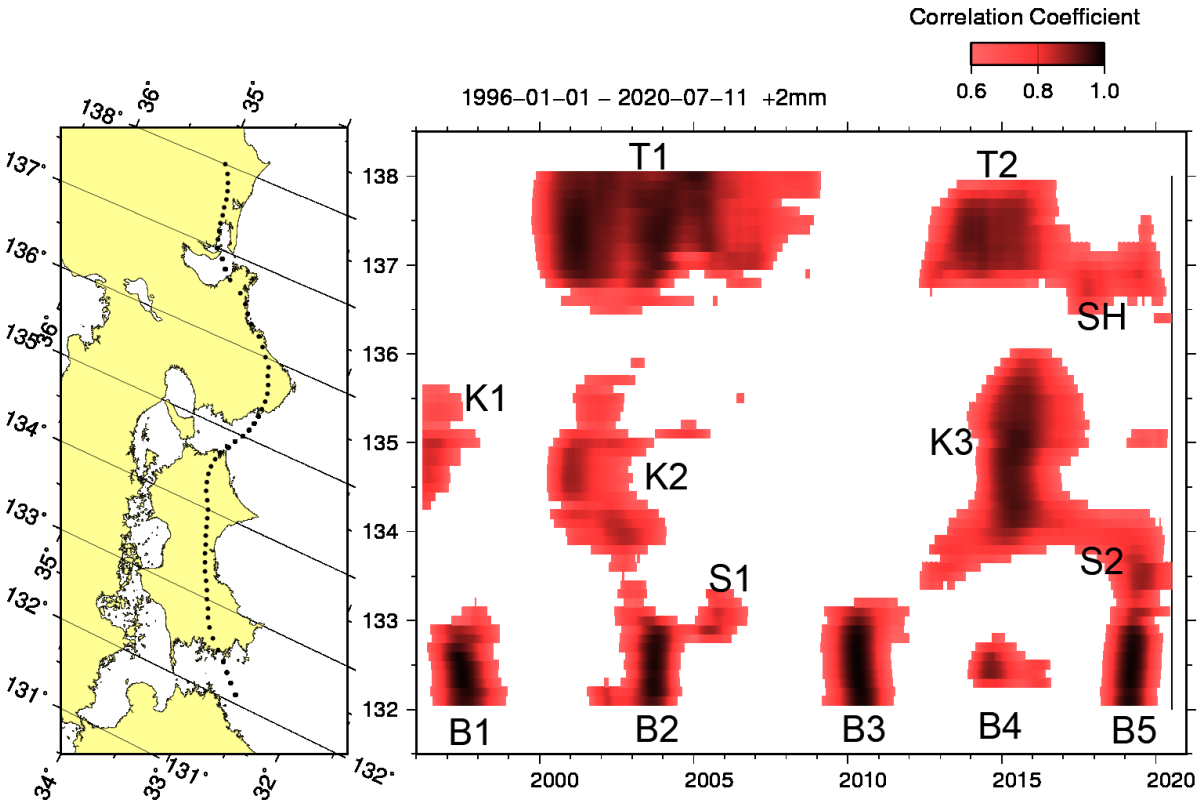
南海トラフ沿いでは短期的スロースリップイベント(SSE)や長期的SSEなどのスロー地震が発生しており、その分布や規模、発生頻度などを均質的に把握することは、プレート境界の特性の時空間変化に関する理解をもたらすことが期待される。Kobayashi (2017)は南海トラフ沿いの長期的SSEについて、GNSSによる客観的検知手法を開発した。この方法を最新データまで適用し、検出された志摩半島付近と四国中部の長期的SSEについて報告する。

Kobayashi (2017)の手法を簡潔に書くと以下の通りである。GEONETのF3解座標値を用い、各点について一次トレンド、アンテナ交換などによるオフセット、地震によるオフセットの補正を行った。次に、長期的SSEの影響がほぼ見られない中国地方の観測点について1日ずつの領域内中央値を求め、各点の座標値から領域内中央値を差し引いた。各点の水平成分からフィリピン海プレートの沈み込みと逆方向の成分を計算し、南海トラフ沿いのプレート等深線25 kmに設定した経度0.1度間隔の地点を中心とする50×100 kmの矩形範囲内の各点の平均値の時系列を得た。さらに2004年三重県南東沖の地震(M7.4)、2011年東北地方太平洋沖地震(M9.0)、および2016年熊本地震(M7.3)の余効変動を除去した。この時系列と1年間の傾斜期間を持つランプ関数との相互相関値と2年間の変化量を求めた。

2013～2016年の東海長期的SSEが落ち着いた2017年春から2018年秋にかけて、志摩半島付近の長期的SSEに伴う高相関値があり、その後も2020年春まではやや高い値が同地域で継続していた。志摩半島の各点と北西方向の丹後半島付近の地点との基線長変化を見ると、2017～2018年の伸びが一度おさまった後、2019年半ばから2020年春まで再び伸びている様子が見られる。2017年春から2年間のすべりの規模はMw6.4相当、3年間のすべりの規模はMw6.6相当で、すべりの中心はいずれも志摩半島にある。また、2019年の豊後水道長期的SSEにやや遅れて2019年に四国中部で高相関値が見られる。豊後水道長期的SSEによる非定常変位が四国中部にも及んでおり、これを簡易的に除去するため2010年豊後水道長期的SSE時の変位を差し引くと、四国中部に南東向きの非定常変位が現れる。この非定常変位からプレート境界上のすべりを推定すると四国中部に中心があり、2019年1年間のすべりの規模はMw6.1相当であった。

本調査には国土地理院GEONETの座標値およびオフセット値を使用させていただきました。

© 日本地震学会


Correlation Coefficient
0.6
0.8
1.0
1996-01-01 – 2020-07-11 +2mm
T1
T2
SH
K1
K2
K3
S1
S2
B1
B2
B3
B4
B5
2000
2005
2010
2015
2020

© 日本地震学会

Long-term SSE along the Nankai trough detected by GEONET

*Shinzaburo Ozawa[1], Ryouji Kawabata[1], Hiroshi Munekane[1]

1. Geospatial Authority of Japan

要旨

GNSS観測により、2018年以降、九州・四国・紀伊水道・志摩半島域で遷移的な地殻変動が観測された。観測された地殻変動から南海トラフ域のプレート間滑りを推定した。その結果、2018年６月頃から2019年８月頃にかけて、日向灘北部・豊後水道域でSSEが発生し、2019年初めころから2020年７月にかけて四国中部でSSEが発生していること、2019年４月頃から2020年初めころにかけて紀伊水道でSSEが発生し、2019年初めころから2020年４月頃にかけて志摩半島でSSEの発生が推定された。2019年の一時期には、日向灘北部・豊後水道・四国中部・紀伊水道・志摩半島で長期的SSEが同時に発生していたことがわかった。

はじめに

豊後水道では５～６年ほどの周期で繰り返し長期的SSEが発生してきた。四国中部では1977-1980年に水準測量の結果から長期的SSEの発生が推定されている。紀伊水道の長期的SSEは、1996, 2000, 2016年に発生している。志摩半島SSEは、2017-2018年に発生していた。そのような中、2018年6月頃から、九州北部で遷移的な地殻変動が発生し、その後2018年10月頃から豊後水道周辺で遷移的な地殻変動が発生している。また四国中部で2019年初めころから豊後水道SSEに伴う地殻変動と異なった遷移変動が発生している。紀伊水道周辺では2019年４月頃から遷移的な地殻変動が観測され、志摩半島域では、2019年初めころから遷移的な地殻変動が捉えられている。本研究では、GNSSで観測された地殻変動のデータから、四国・九州・紀伊水道・志摩半島域のプレート間滑りの時空間変化を推定した。

解析手法

GNSSによる、観測点の座標時系列から、2013-2019年間の年周、半年周成分を三角関数の重ね合わせで推定し、元の座標時系列からとり除いた。周期成

分を取り除いた時系列から九州・四国域、紀伊水道域の解析では2017-2018年間の一次トレンドを志摩半島の解析では2016年３月から2017年３月の一次トレンドを差し引いている。このようにして得られた東西、南北、上下の座標時系列データを用いて時間依存のインバージョン解析を九州・四国域、紀伊水道域、志摩半島域で行った。観測点は南海トラフ域の観測点約250点を使用した。弘瀬他(2008)によりコンパイルされたフィリピン海プレートの形状を三角形要素で表して解析に使用している。グリッド間隔は、凡そ20-40km程としている。プレート境界面上のすべりの方向はプレート収束方向になるように拘束をかけた。

結果と考察

2018年６月頃から2019年８月頃にかけて日向灘北部・豊後水道でSSEが発生している。豊後水道SSEと同時期に四国中部でSSEが発生し、2020年７月まで継続している。紀伊水道のSSEは、2019年４月頃から発生し、2020年初めころに終息している。志摩半島SSEは2019年初めころから発生し、2020年４月ころに終息している。2019年の一時期には、日向灘北部・豊後水道、四国中部、紀伊水道、志摩半島で長期的SSEが同時に発生していたことがわかった。豊後水道SSEはMw6.9、四国中部SSEはMw6.1、紀伊水道SSEはMw6.1、志摩半島SSEはMw6.2程度と推定された。豊後水道SSEはおおよそ５－６年周期と調和的で、四国中部は、1977-1980年に発生し、2013年に発生しているが、その繰り返し間隔はあまり周期的でないように見え

© 日本地震学会

る。紀伊水道SSEも発生間隔は周期的に見えない。志摩半島SSEは繰り返し間隔はわかっておらず、2017-18年に発生していたものが2018年に収まって2019年に発生しており、一連のSSEなのか、別々のSSEなのかはっきりしない。

© 日本地震学会

Automated detection of short-term slow slips using multiple GNSS stations by trend filtering

*Keisuke Yano[1], Masayuki Kano[2]

1. The Institute of Statistical Mathematics, 2. Tohoku University

本研究では複数のGlobal Navigation Satellite System(GNSS)の観測点を用いた短期的スロースリップイベント(SSE)の自動検知を考える．短期的SSEは通常の地震よりもゆっくりとした速度の断層すべり現象のことで，一般に継続期間が数日から数週間程度である(Obara and Kato, 2016)．これまでGNSSや傾斜計といった測地学的観測によって，プレートの沈み込み帯付近で多くの短期的SSEが発生していることが分かった(例えばSekine et al. 2010, Nishimura et al. 2013)．SSEは巨大地震や低周波地震などの他の種類の地震と関係しており(Kano et al., 2019)，その発生を検知することは重要である．

GNSSで観測される短期的SSEの信号は微弱であることが多く，複数の観測点の信号をうまく統合する必要がある．Nishimura et al. (2013)は，赤池情報量規準(AIC)の空間平均に基づく短期的SSE検知手法を提案し，西南日本で発生した短期的SSEの自動検知を行った．

本研究では，トレンドフィルタリングに基づいた複数のGNSS観測点からの検知手法を提案する．提案手法は短期的SSEをGNSS変位データにおける区分変化点として捉え，変化点の確からしさを複数の観測点を利用して検証する手法である．人工データによる双子実験および四国西部のGNSSデータを用いた検証により手法の精度検証を行った．

提案手法は，トレンドフィルタリング・隣接観測点を用いた検定・検定結果の統合を段階的に行う．図1は提案手法の概要図である．まず，l1トレンドフィルタリング(Kim et al., 2009)により観測時系列に区分線形関数を当てはめる．当てはめた関数の節点情報を集めて節点の前後の区間で速度が変化しているかどうかの仮説検定を行う．l1トレンドフィルタリングの節点を利用することで，節点前後の区間の長さはデータから自動決定される．最後に複数の観測点での検知の疑わしさを表す検定のp-値を統合する．l1トレンドフィルタリングは，高次全変動正則化とも呼ばれるスパース推定の手法であり，与えられた入力の中に潜む区分多項式関数を精度良く推定することができる．正則化の度合いを表すハイパーパラメータはMallowsのCp規準を用いてデータから決定することができる．後続する検定では，l1トレンドフィルタリングで得られた区分点を利用する．

提案手法の精度検証のため，2004年4月1日から2009年3月31日の期間における四国西部のGNSSデータと，このデータから生成した人工データを利用した．観測点として，図1の赤い逆三角のうち緑・オレンジの影がかかっている6観測点を使用した．また，GNSSのコモン・モードエラーの除去は五島列島の3観測点の平均を差し引くことで行い(Kano et al., 2019)，二次元の変位データをアムール海プレートに対するフィリピン海プレートの沈み込み方向（N45W）に射影して利用した．

人工データを利用した比較によって，以下のことが分かった．AICの空間平均は窓幅によってイベント見逃し率・ノイズ誤検知率が変化する．一方，提案手法は，適切に窓幅を設定したAICの空間平均と同程度の性能をもつことがわかった．

提案手法を実データに利用した結果は以下である．図2は1観測点におけるGNSSの変位(黒丸)，l1トレンドフィルタリングで得られた区分線形関数(赤線)，検知点(青い縦線)を表示している．図で示しているのはプ

© 日本地震学会

レートの沈み込み方向への射影成分なので，l1トレンドフィルタリングの結果により，全体的にはプレートの沈み込み方向に向かっているが，一部の時間帯でその反対側に動いている様子が分かる．一方で，隣接観測点の情報を利用して検知を行うため，一つの観測点で反対側に動いているからといって検知しているわけではない様子も分かる．検知点の確からしさを評価するため，四国西部の低周波微動(LFE; Kato and Nakagawa, Research Square)の一日平均個数との同期を確認した(図3)．図3は検知日±5日のLFEの個数の箱ひげ図(図中Our detections)とそれ以外の日のLFEの個数の箱ひげ図(図中No detection)を表している．図3から，検知している日の近辺で明らかにLFEが活発に起こっていることが分かる．

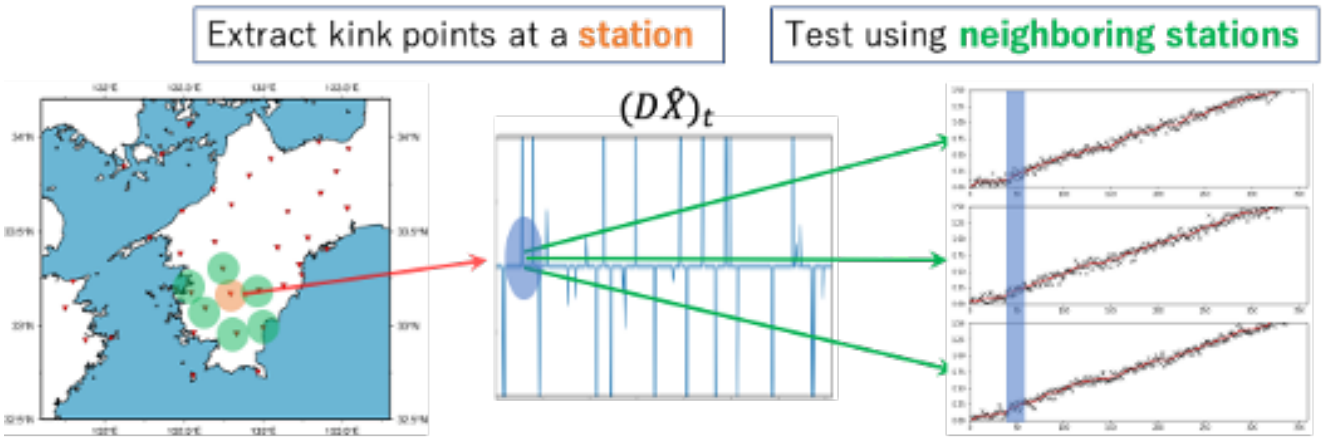


図1：提案手法の概要図.

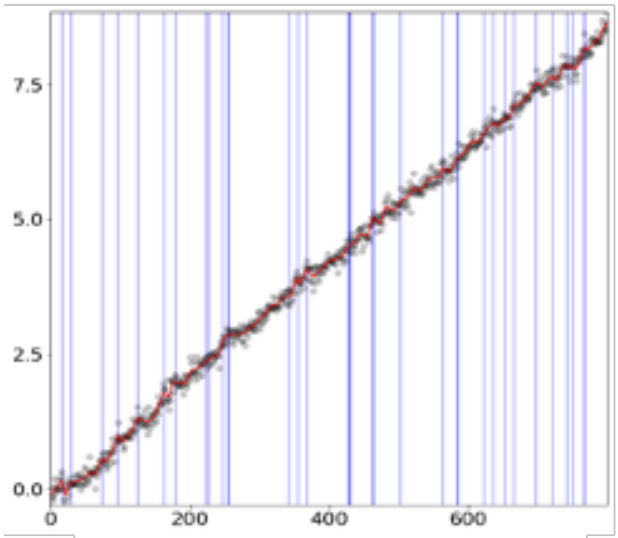


図2：2004年4月1日から800日間の変位[cm](黒丸)，トレンドフィルタリングの結果(赤線)，検知点(縦線)

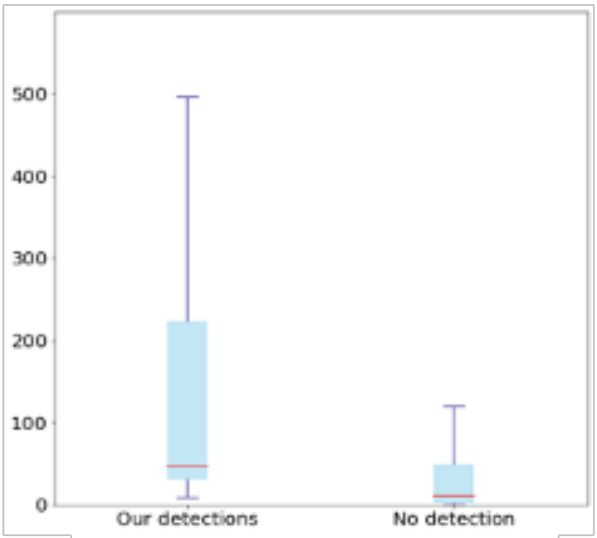


図3：検知日±5日のLFEの個数(Our detections)とそれ以外の日のLFEの個数(No detection)の箱ひげ図

© 日本地震学会

Estimation of short-term slow slip event source model considering opening-mode dislocation

*Noa Mitsui[1], Satoshi Itaba[2], Yasuhiro Asai[1], Takanori Matsuzawa[3], Norio Matsumoto[2]

1. Tono Research Institute of Earthquake Science, 2. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

はじめに

沈み込み帯で検出される各種スロー地震は、通常の地震と同様に断層運動としてモデル化されるが、これらがスローかつ非定常な現象となるメカニズムは不明である。そこで本研究では、深部スロー地震の一つである短期的スロースリップイベント（S-SSE）について、発生域における変形様式を考慮して、発生源モデルの再推定を行った。

S-SSE発生源における変形様式

まず、断層の破壊強度や地質学的な知見に基づいて、S-SSE発生源における変形様式を検討した。

断層の破壊強度の知見から、深部スロー地震発生域は温度ー圧力条件の深さ依存に伴う脆性ー延性遷移域であると示唆される。脆性破壊から延性破壊（延性流動）への遷移に伴い、プレート境界岩における塑性変形の増加が予想される。一般的に塑性変形は、3次元の偏差応力によって生じるため、平面で生じる断層すべりと異なる変形成分をもつ可能性がある。この場合、断層すべりで近似できない塑性変形は断層面に対して垂直な伸長変形（または圧縮変形）として検出され得る。
一方、かつての沈み込み帯で形成されたメランジュの露頭調査に基づき、S-SSE発生源での断層すべりおよび法線方向への伸張変形が示唆されている（Ujiie et al., 2018）。現在のS-SSE発生源でも同様の変形が生じているならば、それらの変形量を地殻変動データから推定できる。

したがって本研究では、S-SSE発生源で断層すべりならびに断層面に対して法線方向への変形が生じると仮定し、それらの変形量を歪計・傾斜計のデータから推定した。

S-SSE発生源モデルの再推定

本研究では東海地域のS-SSEを研究対象とした。東海地域における深部S-SSEはこれまでに多数報告されているが（例えば産総研・防災科研、2017）、これらの震源モデル推定に使用された観測点は、いずれも断層面に対してすべり角の方向（沿岸側）に位置する。発生源の位置をより良く推定するため、従来のデータに加えて、S-SSE発生源の内陸側である岐阜県瑞浪市・土岐市に位置する東濃地震科学研究所（TRIES）所有の歪計・応力計データの併用を検討した。理論潮汐歪を用いた観測値のキャリブレーションおよびその信頼性評価(Matsumoto et al., 2010)に基づき、本研究では屏風山観測点(BYB)における歪計データを併用した。

本発表では、2017年2月に発生したS-SSE発生源モデルの再推定結果を報告する。S-SSE発生源は矩形断層モデル(Okada, 1985)で表す。産総研・防災科研（2017）のモデルと異なる点は、伸長変形（または圧縮変形）を開口変位でモデル化する点のみである。下記の3ケースについて、それぞれモデルパラメタを推定した。
・Case１．開口変位なし
・Case２．開口変位あり（あらかじめ1㎜単位で与える）、
長さ・幅・すべり量の探索範囲は産総研・防災科研(2017)と同じ

© 日本地震学会

・Case３．開口変位あり、探索範囲の制限なし
なお、開口変位は負の値も与えて、圧縮変形の可能性を検討した。
結果の概要は下記の通りである。
・Case１では産総研・防災科研(2017)と同じ結果が得られた。
・Case２,３では、すべり量と同程度の正の開口変位が推定された。
・観測値と計算値の残差は、Case１が最大、Case３が最小となった。
発表では、結果の考察やモデルの評価方法にも言及する。

謝辞
本研究の実施にあたり、気象庁および静岡県の多成分歪計の記録ならびに気象庁によるキャリブレーション係数を使用しました。ここに記して感謝します。

引用文献

Matsumoto, N., O. Kamigaichi, Y. Kitagawa, S. Itaba, and N. Koizumi (2010) In-situ Calibration of Borehole Strainmeter Using Green’s Functions for Surface Point Load at a Depth of Deployment, Eos, Trans. AGU, Abstract G11A-0626.

Okada, Y. (1992) Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seismol. Soc. Am., 82, 1018-1040.

産業技術総合研究所・防災科学技術研究所（2017）東海・紀伊半島・四国における短期的スロースリップイベント（2016年11月～2017年4月）、地震予知連絡会会報、第98巻、263-274.

Ujiie, K., Saishu, H., Fagereng, Å., Nishiyama, N., Otsubo, M., Masuyama, H., and Kagi, H. (2018) An explanation of episodic tremor and slow slip constrained by crack-seal veins and viscous shear in subduction mélange. Geophysical Research Letters, 45, 5371–5379.

© 日本地震学会

Correction of initial changes in borehole type strain meter

*Takahiro Tsuyuki[1]

1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

ボアホール式ひずみ計は、埋設初期には数ヶ月から数年程度にわたって、大きな伸びまたは縮みの緩和的変化が続く。これは、主として地中センサーと岩盤を固着するためにセメントに膨張剤を用いることによる変化と考えられる。また、体積ひずみ計の場合には、センサー内部にシリコンオイルが用いられていることから、セメント硬化に伴う温度低下によって、見かけ上の伸びの変化を示すこともある。

こうした変化は、沈み込むプレート境界面で発生する長期的SSEのように、数か月程度から数年にわたる地殻変動を解析する場合には大きな支障となる。たとえば、2001年～2007年にかけて東海地域で発生した長期的SSEについては、体積ひずみ計の多くが1990年代に更新されていたことや、石井式多成分ひずみ計が1990年代後半に設置されたことから、その埋設初期変化が大きく、長期的SSEによる変化は客観的に見いだせていない。同様に、2013年～2016年にかけて東海地域で発生した長期的SSEについても、スタッキングの手法などにより長期的SSEを見出すことはできているが、個々の成分をみた場合に、その変化が長期的SSEに伴うものであるかを判別するのは困難である。

ボアホール式ひずみ計の長期的な安定性が、GNSSなどに比べて相対的に高くないこともその一因ではあるが、降水に伴う変化の補正などひずみ計自体の補正技術は、以前に比べて格段に進歩しているので、このような埋設直後の初期変化を何らかの方法で補正することができれば、長期的SSEに伴う変化が明瞭に見えてくるのではないかという期待もある。そのために、たとえば指数関数を用いて埋設初期の変化を近似して取り除くことが行われている。しかし、埋設初期の変化は非常に複雑で、これを一つの特定の関数系にフィッティングすることが適当なのかどうか、必ずしも定かではない。

本発表では、埋設初期の変化を特定の関数形にフィッティングするのではなく、埋設直後の数ヶ月間のデータ変化を使って、再帰型ニューラルネットワーク（LSTM）を用いた非線形回帰を行った。これにより、その先の変化を予測することを試みた。この方法によって埋設直後の変化を除去した場合に、補正後のデータから何か新しいものが見えてこないかどうかを検討する。

© 日本地震学会

Evaluation of forecasting post-seismic deformation of the 2011 Tohoku-oki earthquake 2020

*Satoshi Fujiwara[1], Mikio Tobita[1], Shinzaburo Ozawa[1]

1. Geospatial Information Authority of Japan

平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震の余効変動の時系列に関数近似を行うという予測実験を通して、広域にわたる余効変動の将来推移予測の実力と課題を示す。東北沖地震の余効変動は，主にプレート境界面上の余効すべりと上部マントルの粘弾性緩和により生じていると考えられており、こうした物理現象発生過程のより正確な推定のためにも有効と考えられる。本報告では、2020年初頭までの地殻変動データを用いて、余効変動予測の検証を行った

Tobita (2016)により，下記の式で表される対数・指数関数の混合モデルを用いることで、短・中期的な時間推移とともに、場所によって異なる余効変動の空間分布も予測できることが示されている。

$$D(t)=a\ln(1+t/b)+c+d\ln(1+t/e)-f\exp(-t/g)+Vt$$

ここで、$D(t)$は余効変動時系列の各成分、tは地震後の日数、lnは自然対数、b, e, g は全観測点に共通の対数関数または指数関数の緩和時定数、Vは観測点ごとの定常速度である。

図１に、電子基準点「宮古」の東西及び上下成分の観測値・予測値及び2年間の予測に基づく残差を示した。予測値は観測値に対して2015年2月まではほぼ1cm以内で一致していたが、その後、2015年2月の三陸沖の地震（M6.9）、5月の宮城沖の地震（M6.8）の頃から異なった傾向となった。つまり、2015年に、それまで続いていた東北地方大洋沖地震の余効変動とは異なる別の事象が発生し、余効変動の予測モデルの前提が崩れてしまったことが覗える。このことを図２の範囲の電子基準点全体でみてみると、2年間の予測に基づく3.9年後の残差の標準偏差は水平で1.3mm、上下で3mm程度であったが、8.9年後では水平で1.7cm、上下で1.2cm程度と拡大している。

しかしながら、中部地方から北海道南部にかけて、1mを超える東北地方太平洋沖地震の余効変動を8.9年後においても数cm程度の精度で予測できており、房総半島のSSE等の余効変動ではない別のローカルな事象の発生の検出に本予測は極めて有効である。

求められた時定数のうち短周期（時定数1.5日程度。上式第１項）の地震後3年時での空間分布を図２に示す。この成分は三陸及び銚子付近で大きくなり、余効すべりの影響を表している。別途、粘弾性モデルから計算された余効すべり成分（Suito 2017）と比べてみると、空間分布の傾向はよく似ている。予測に用いた時空間関数は純粋に統計的に求められたものであるものの、地下の物理過程を反映しており、余効変動以外の予測への応用が期待される。

参考文献

Suito H (2017) Earth Planets Space. https://doi.org/10.1186/s40623-017-0611-9
Tobita M (2016) Earth Planets Space. https://doi.org/10.1186/s40623-016-0422-4

© 日本地震学会

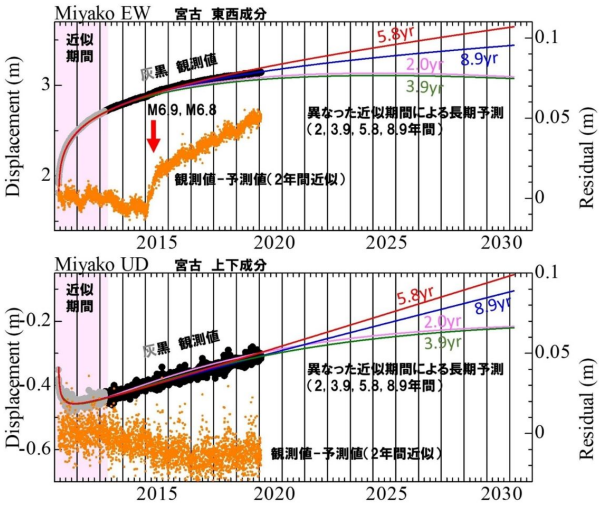


図１　電子基準点「宮古」東西・上下成分の観測値、予測値と残差

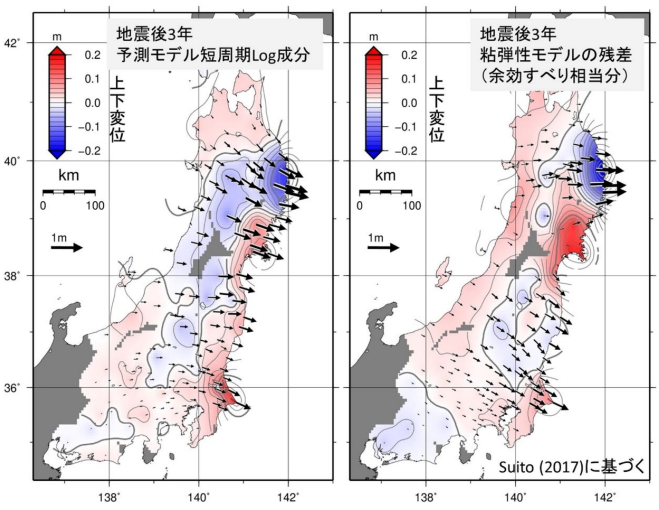


図２　予測モデルの短周期Log成分及び粘弾性モデルの残差
（余効すべり相当分）

© 日本地震学会

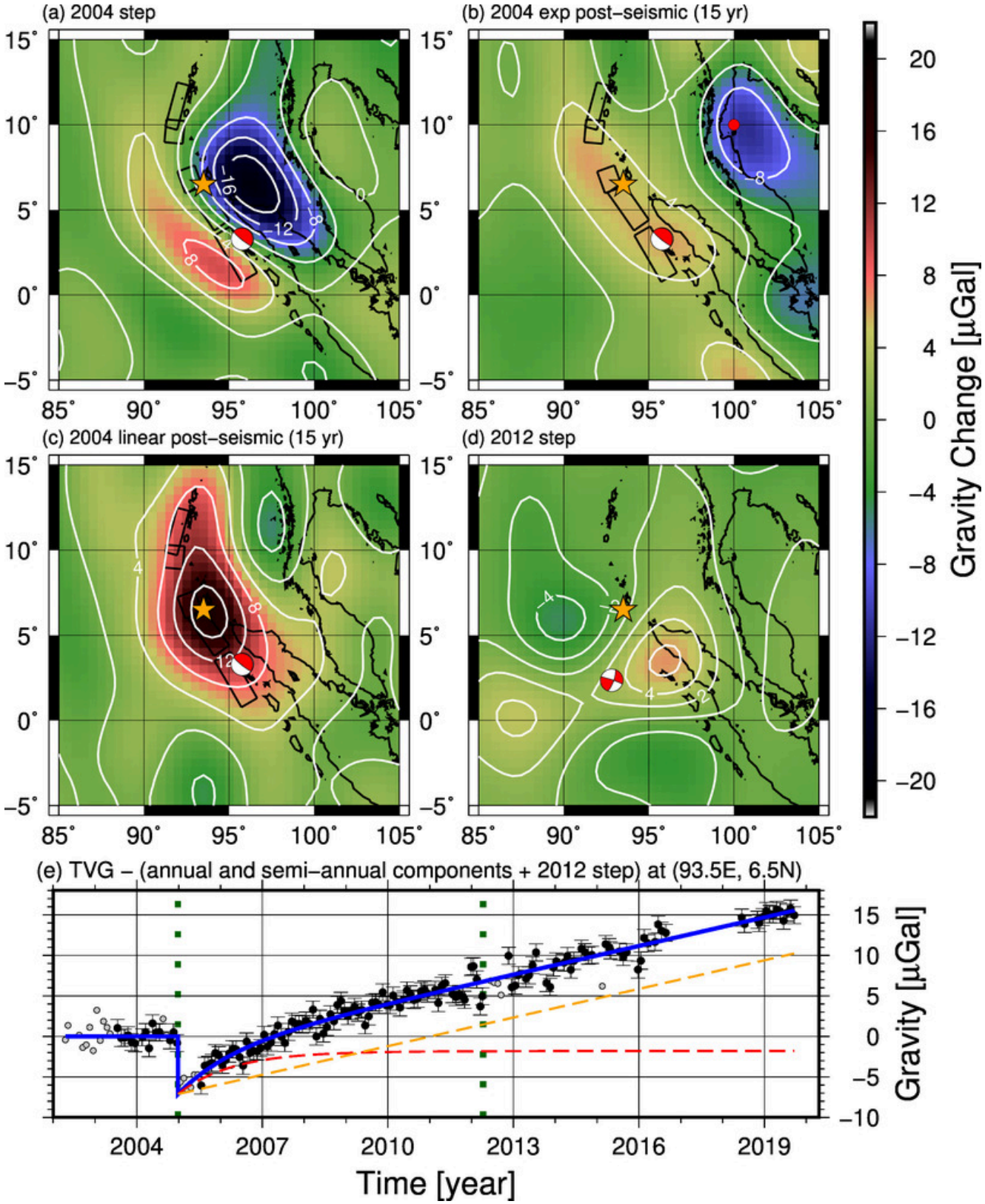
Very Long-term Post-seismic Gravity Changes due probably to Long-term Viscoelastic Relaxation

*Yusaku Tanaka[1]

1. ERI, UTokyo

Long-term post-seismic gravity change of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake (Mw9.1-9.3) detected by GRACE + GRACE-FO is modeled sufficiently by an exponential function until the 2012 Indian-Ocean earthquake (Mw8.8) but gravity increasing became constant after that. An interpretation is post-seismic gravity change of the 2004 earthquake was almost completed in 2012 and that of the 2012 earthquake proceeded constantly. Assuming this, I calculate their spatial distributions. Post-seismic gravity change of the 2012 earthquake was expanded along the faults of the 2004 earthquake and the peaks of post-seismic gravity changes of the two earthquakes appeared at a same location. This suggests another interpretation, namely, post-seismic gravity change of the 2004 earthquake has another long-term component expected by Burgers rheology and post-seismic gravity change of the 2012 earthquake is slight. Spatial distributions of post-seismic gravity change on this assumption support this interpretation. This also shows Burgers rheology is appropriate to consider the viscosity of upper mantle based only on satellite gravimetry. This does not conflict with post-seismic gravity changes of other earthquakes.

© 日本地震学会


(a) 2004 step
(b) 2004 exp post−seismic (15 yr)
(c) 2004 linear post−seismic (15 yr)
(d) 2012 step
Gravity Change [μGal]
(e) TVG − (annual and semi−annual components + 2012 step) at (93.5E, 6.5N)
Gravity [μGal]
Time [year]

© 日本地震学会

Development of analysis tool “GARPOS” for open GNSS-A

*Shun-ichi Watanabe[1], Tadashi Ishikawa[1], Yusuke Yokota[2], Yuto Nakamura[1]

1. Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard, 2. Institute of Industrial Science, University of Tokyo

GNSS-A（GNSS-音響測距結合方式）による海底測地観測は，海上保安庁や大学等，複数の機関で実施されているが，データはそれぞれ独自のフォーマットで収集され，独自のルーチンで処理・解析される．他方で，GNSS-A解析において必要となるデータは原則として観測手法によらないため，GNSS観測のRINEXのような互換性のある共通データフォーマットを作成することで，データ交換や検証を促進することができる．渡邉・他（2019, 地震学会秋季大会）は，具体的なフォーマットを提案したが，こうした取り組みを進めることで，観測機関以外の研究者にも広くデータが提供され，解析技術の高度化にもつながることが期待される．本研究では，提案した共通フォーマットを扱うベースソフトウェアGARPOS（GNSS-Acoustic Ranging combined POsitioning Solver）を新たに開発した．本講演では，その概要について紹介する．

既存のGNSS-A解析手法と比較した際のGARPOSの最大の特徴は，海底局アレイ上の海域を広く移動しながら観測を行う移動型GNSS-A観測のデータから，海洋音速場の空間的な傾斜構造とその変化を，海底局位置と同時に推定できる点にある．初期の解析手法であるFujita et al. (2006, EPS) や Ikuta et al. (2008, JGR) のアルゴリズムでは，船が移動することによる音速場の位置変化も，見かけの時間変化として推定していた．その後，2010年代になると，海洋のより深部における傾斜構造も誤差因として注目されるようになった．例えば，Yasuda et al. (2017, GRL) や Honsho et al. (2019, JGR) が所与の深さまでの一次元傾斜を推定するモデル（一次傾斜モデル）を構築している．また，Yokota et al. (2019, MGR) は，傾斜を仮定しない従来の推定結果の残差をさらに詳細に解析することで，個々の海底局位置に依存した音線の違いによる音速変化を抽出する手法を開発した．それに対し，提案手法では，具体的な傾斜構造をあらかじめモデル化することなく，あくまで音線の両端位置と時刻の関数として取り扱い，その摂動場を海底局位置と同時に推定する．提案したモデルは，既存の一次元傾斜モデルをその特殊な例として包含しており，より複雑な場も推定することができる．

ただし，このような複雑な音速場の同時抽出は，データに対する過剰適合を容易に引き起こす．そこで，提案手法では，データ誤差の分散共分散の非対角成分を導入することで，時空間的に近い音線を取るデータの相関が高くなるという仮定を表現した．その相関長はハイパーパラメータとして制御し，音速摂動場の時間変化の滑らかさ等を制御する他のハイパーパラメータも含め，適切なモデルをABIC（赤池ベイズ情報量基準; Akaike, 1980）を最小化するように選択するスキームとした．これにより，過剰適合を抑制することに成功し，時間的になめらかに変動する音速摂動場を得ることができた．

海底測位解については，実際のGNSS-A観測データを用いた解析から，既存の手法（Yokota et al., 2019, MGR）と同等の安定性で解を得られることを確認した．さらに，ブイ等を用いて定点で音響観測をする構成のデータについても，分解能がないために音速場の推定はできないものの，GARPOSを用いて適切に解析できることも確認した．

本研究で開発したGARPOSはオープンソースソフトウェアとして公開している（https://doi.org/10.5281/zenodo.3992688）．

© 日本地震学会

A numerical simulator for the new GNSS-A data analysis software “GARPOS”

*Yuto Nakamura[1], Shun-ichi Watanabe[1], Tadashi Ishikawa[1], Yusuke Yokota[2]

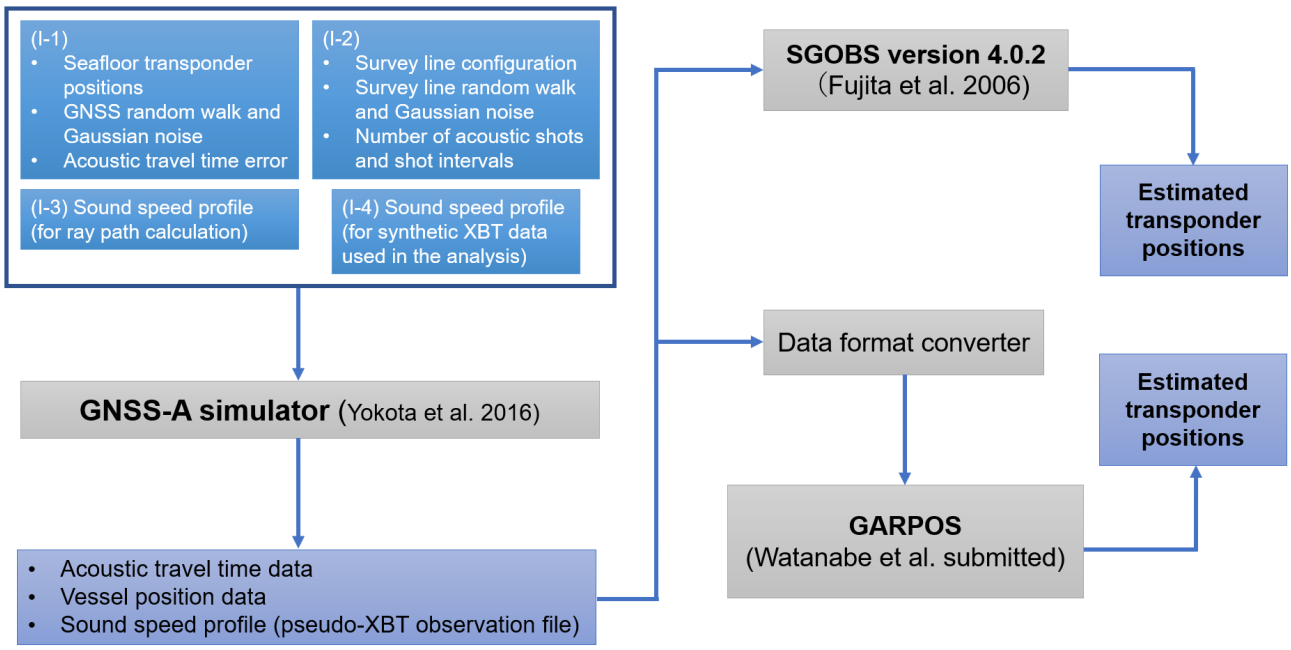
1. Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard, 2. Institute of Industrial Science, University of Tokyo

GNSS-音響測距結合方式（GNSS-A）を用いた海底地殻変動観測により，海底の絶対位置をセンチメートル単位で測定することが可能となった．GNSS-A観測によってこれまでに2011年東北地方太平洋沖地震に関連するプレート境界浅部における地殻変動の検出，南海トラフ周辺海域におけるプレート境界面の固着分布の推定やスロースリップの検出など様々な地震学・測地学的成果が得られてきた．

GNSS-A観測には様々な誤差要因があるが，中でも大きなウェイトを占めているのが海中の音速場の擾乱である．これまでに，音速場の水平傾斜構造を推定するために様々な解析手法が開発されてきた（Yasuda et al. 2017; Yokota et al. 2019; Honsho et al. 2019）．新たに開発されたGNSS-Aデータ解析ソフトウェアGARPOS（GNSS-Acoustic Ranging combined POsitioning Solver）では，ベイズ統計的手法を用いることによりデータの過剰適合を防ぎつつ海洋場をより直接的に抽出することを可能としている（Watanabe et al. submitted）．

本発表では，GNSS-Aデータ解析ソフトウェアGARPOSで得られる音速場と海底局位置の推定精度を評価するための数値シミュレーター及び数値実験の結果について紹介する．実際のGNSS-A観測データは音速場の擾乱以外にもGNSSのバイアスや誤差，船体動揺等様々な誤差要因を含むため，観測データの解析から個別の誤差要因を評価するのは困難である．そこで，海上保安庁で現在使用している解析ソフトウェアSGOBS（Fujita et al. 2006）で解析可能なGNSS-A疑似データを作成する数値シミュレーターが開発された（Yokota et al. 2016）．この数値シミュレーターでは任意の誤差等を設定でき，誤差要因を個別に評価することが可能である．本研究ではGNSS-A疑似データをGARPOSのフォーマットに変換することで同一の疑似データをSGOBS version 4.0.2とGARPOSで解析した．本発表ではこれらの解析結果を比較し，それぞれの局位置推定精度について議論する．

© 日本地震学会


(I-1)
• Seafloor transponder positions
• GNSS random walk and Gaussian noise
• Acoustic travel time error
(I-2)
• Survey line configuration
• Survey line random walk and Gaussian noise
• Number of acoustic shots and shot intervals
(I-3) Sound speed profile (for ray path calculation)
(I-4) Sound speed profile (for synthetic XBT data used in the analysis)
GNSS-A simulator (Yokota et al. 2016)
• Acoustic travel time data
• Vessel position data
• Sound speed profile (pseudo-XBT observation file)
SGOBS version 4.0.2 (Fujita et al. 2006)
Estimated transponder positions
Data format converter
GARPOS (Watanabe et al. submitted)
Estimated transponder positions

© 日本地震学会

Effect of sound speed profile on GNSS-A seafloor positioning

*Tadashi Ishikawa[1], Shun-ichi Watanabe[1], Yusuke Yokota[2], Yuto Nakamura[1]

1. Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard, 2. Institute of Industrial Science, The University of Tokyo

GNSS-A海底地殻変動観測では、海中音速度の擾乱が測位精度に大きな影響を与える。センチメートルレベルの測位のためには、音線の通った場所・時間における音速を正確に与える必要があるが、時間・空間で複雑に変化する海中の音速場を要求精度内で計測することは事実上不可能である。一方で、計測された音波の往復走時には、距離だけではなくその途中経路の音速場の情報も含まれているため、解析を工夫することで、音速場の情報を取り出すことが可能となる。

時間・空間の4次元で変化する音速場に対する音線計算は複雑で計算コストも多大になるため、現在の解析では、4次元の変動は基準となる水平成層の音速プロファイルに対する補正項として表現し、音線はSnellの法則によって2次元面内で計算している。インバージョン解析では、補正項を時間・空間でなめらかな関数であるとした先験情報のもとでベイズ的に推定することによって、過適合を防ぎつつ適当な音速場モデルが得られる（Watanabe et al., submitted）。推定された補正項が十分に小さいときは、音速場の時間・空間変動を基準プロファイルからの摂動として近似的に表現できていると解釈される。一方で、方程式系としては補正項の大きさに制限はなく、補正項が大きくなる場合も許される。そうした場合は基準プロファイルの設定が適切でないと想定されるが、結果の解釈は必ずしも明らかではない。また、プロファイル自体の変動は考慮していない。

基準プロファイルはCTD等による水温・塩分の実観測から求めた音速値を基に設定しているが、時間・空間的に密な観測は難しく、また水深2,000m以深については、過去の統計値を外挿するなど、必ずしも正確なプロファイルを反映しているとは言えない。渡邉・内田(2016、海洋情報部研究報告)では、各観測点における過去の水温・塩分観測データから、水温・塩分構造の安定性を評価している。そこでは、1,200m以深では1σで0.2℃程度という測定機器の精度程度に収まる安定性を見せている一方で、800m以浅では海域によって複雑な変化が顕れることがあることが確認された。

本観測における音波の射出角では、海中における音線の屈折が小さくほぼ直線で進むため、こうしたプロファイル形状の違いが、特に水平位置の測位に対して、大きな影響を与えることがないと期待される。そのため、その影響の定量的な評価はこれまで十分に検討されてこなかった。しかしながら、近年南海トラフ浅部のSSEによる非定常変動や、日本海溝における東北地方太平洋沖地震の余効変動における鉛直変動の重要性など、さらなる精度の向上が求められているなかで、改めてその影響を評価する必要がある。また、その影響の多寡によっては、現在の音速・塩分観測の頻度等の観測計画の再設計も必要となることが想定される。本講演では、プロファイル形状が測位結果に与える影響について定量的に評価した結果について議論する。

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 31th) | Regular session：S08. Earthquake physics

Sat. Oct 31, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Sat. Oct 31, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S08P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-01] Temporal change in the rupture velocity of repeating earthquakes occurring in and around the source area of the 2011 Tohoku-oki earthquake

○Kazuya Tateiwa[1], Tomomi Okada[1], Naoki Uchida[1], Toshio Kono[1] (1.Tohoku University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-02] Spatial and Temporal Variations in Rupture Processes of the Repeating Earthquake Sequences off-Iwate following the 2011 Tohoku-oki Earthquake

○Ahyi Kim[1], Naoki Uchida[2] (1.Yokohama City University, 2.Tohoku University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-03] Reinterpretation of a legacy 3D seismic reflection data to elucidate unusual sinistral M5.5 earthquake fault below a deep gold mine in a mafic sill and dike complex

○Koichiro Suzuki[1], Musa Siphiwe Manzi[2], Hiroshi Ogasawara[1], Taku Noda[1], Lindsay Linzer[3], Raymond J Durrheim[2], Bennie Liebenberg[4] (1.Ritsumeikan University, 2.University of Witwatersrand, School of Geosciences, 3.SRK(Pty)Ltd, 4.Moab Khotsong mine)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-04] ICDP DSeis: Evaluation of Spatial Stress Change by Diametrical Core Diameter Analysis of M5.5 Aftershock Zone Core

○Yoshihiro Mima[1], Ryogo Tadokoro[1], Shunsuke Yoshida[1], Mitsuya Higashi[1], Kensuke Sakaguchi[1], Bennie Liebenberg, Siyanda Mngadi[4], Yasuo Yabe[2], Akio Funato[3], Takatoshi Ito[2], Raymond Durrheim[4], Hiroshi Ogasawara[1] (1.Ritsumeikan University, 2.Tohoku University, 3.Fukada Geological Institute, 4.University of the Witwatersrand)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-05] Detection and spatial distribution of non-double-couple earthquake in the focal area of the 2000 Western Tottori earthquake by “0.1 manten” hyperdense seismic observation

○Motokoshi Takumi[1] (1.Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyushu University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-06] Validating the Method of Estimating Fault Slip Angles by Using the Wallace-Bott Hypothesis and Regional 3D Stress Field

○Takeo Ishibe[1], Toshiko Terakawa[2], Akinori Hashima[3], Masashi Mochizuki[4], Ritsuko S. Matsu’ura[1] (1.Association for the Development of Earthquake Prediction, 2.Nagoya University, 3.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 4.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-07] Temporal variation of the inelastic strain field around the hypocentral area of the 2016 Kumamoto earthquake sequence, in central Kyushu, Japan

○Ayaho Mitsuoka[1], Satoshi Matsumoao[2], Azusa Shito[3], Hiroshi Shimizu[2], Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake (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.Department of Biosphere-Geosphere Science Faculty of Biosphere-Geosphere Science Okayama University of Science)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-08] Quantitative evaluation of the effect of static stress change of large earthquakes on activity change of volcanic deep low-frequency earthquakes

○Genki Oikawa[1], Naofumi Aso[1], Junichi Nakajima[1] (1.Tokyo Institute of Technology)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-09] Investigation of multi-segment earthquake on the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault zone based on dynamic rupture simulation

○Yuko Kase[1] (1.GSJ, AIST)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-10] Dynamic earthquake sequence simulation with a spectral method without periodic boundary condition

○Hiroyuki Noda[1] (1.Kyoto University, Disaster Prevension Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-11] Derivation of all the static XBIEM kernels for 2D earthquake cycle simulation in heterogeneous media

○Kazuki Ohtake[1,2], Nobuki Kame[2], Makiko Ohtani[2] (1.Department of Earth and Planetary Science, School of Science, The University of Tokyo , 2.Earthquake Research Institute,The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-12] Modelling of spontaneous and periodic slow slips and a tsunami earthquake in the northern part of the Japan Trench

○Ryoko Nakata[1], Naoki Uchida[1], Ryota Hino[1] (1.Graduate School of Science, Tohoku University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-13] Numerical model of slow slip events in the Nankai and Hyuganada region revisited from recent observational studies

○Takanori Matsuzawa[1], Bunichiro Shibazaki[2] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Building Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-14] Examination of constitutive relation for the fault zone along the plate boundary in subduction zone

○Takane Hori[1] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S08P-15] Verification of conditions for intermittent events associated with powder shear using the Discrete Element Method

○Shinichi Oba[1], YUTA Mitsui[2] (1.Grasuate School of Science and Tecnology, Shizuoka University, 2.Faculty of Science, Shizuoka University)

Temporal change in the rupture velocity of repeating earthquakes occurring in and around the source area of the 2011 Tohoku-oki earthquake

*Kazuya Tateiwa[1], Tomomi Okada[1], Naoki Uchida[1], Toshio Kono[1]

1. Tohoku University

１．はじめに

規模の大きな地震が発生した後、その余効すべりがもたらす載荷速度変化の影響を受けて、周囲で発生する小繰り返し地震では震源パラメータの変化が観測されることがある。釜石沖繰り返し地震系列を例にとると、2011年東北地方太平洋沖地震（東北沖地震）の発生前は繰り返し間隔 T_r が約5年、マグニチュードが約4.8で一定であったが、東北沖地震発生直後は T_r が数十日程度にまで減少しマグニチュードは約5.8に増加した。その後は時間の経過とともに T_r は増加し、マグニチュードは減少することで東北沖地震前の状態に近づいていった。これは東北沖地震の余効すべりによる載荷速度変化で説明される（Uchida et al., 2015）。
東北沖で発生する小繰り返し地震の繰り返し間隔 T_r と地震モーメント M_0 の関係はq-valueという指標を導入することで評価される。立岩・他 (2020) では、T_r–M_0 を両対数プロットしたときの回帰直線の傾きをq-valueとして定義し、東北沖で発生する繰り返し地震系列のq-valueを求め、その空間分布を調べた。その結果、宮城県沖・岩手県沖（Region 1）では負のq-value（繰り返し間隔が短くなるほど地震モーメントが大きくなる傾向）が卓越し、日高沖（Region 2）では正のq-value（繰り返し間隔が短くなるほど地震モーメントが小さくなる傾向）が卓越していることが明らかとなった。速度状態依存摩擦則を用いたChen et al. (2010)の数値シミュレーションでは、速度弱化パッチ半径 r と臨界破壊核サイズ h^* の比、つまり r/h^* が1程度のときに負のq-value、r/h^* が1より大きいときに正のq-valueになることが示されている。彼女らの結果を用いるとRegion 1では r/h^* が1程度であることやRegion 2では r/h^* が1より大きいことが示唆される。一方、これらの繰り返し地震のコーナー周波数 f_c を求め $M_0 f_c^3$ を調べたところ、Region 1では東北沖地震前は $M_0 f_c^3$ が小さく、Region 2では $M_0 f_c^3$ が大きかった。このことは、r/h^* が小さいときに破壊伝播速度 V_r が遅く低周波に卓越し、r/h^* が大きいときには V_r が速く高周波に卓越すると考えれば説明可能であり、Region 1は東北沖地震直後の $M_0 f_c^3$ が大きく求まっており、東北沖地震の余効すべりによる載荷速度上昇が臨界破壊核サイズの縮小をもたらし V_r が大きくなったのだと考えられる（Kaneko et al., 2016, Guérin-Marthe et al., 2019）。そこで、本研究では東北沖の小繰り返し地震の V_r を求め、それが各繰り返し地震系列内でどのように時間変化するのか調べる。

２．データおよび解析手法

対象とする繰り返し地震は東北日本太平洋プレート境界上で2006年4月11日から2016年8月31日の間に発生したものであり、全1737系列、5426イベントである。まず、繰り返し地震をマスターイベント、その近傍で発生した規模の小さな地震をEGFイベントとし、スペクトル比法でコーナー周波数 f_c を推定する。f_c 推定にはマスターイベントから震央距離が200 km以内にあるHi-net観測点を使用する。次に、本研究では線震源を仮定し、各観測点で推定される f_c の方位角変化から破壊伝播方向 α と破壊伝播速度 V_r をグリッドサーチで決定する。本研究の手法は、震源時間関数の継続時間を用いるAbercrombie et al. (2017)の手法を改良し周波数領域で行ったものである。その際、各観測点の f_c を独立に用いるときには α と V_r に加えて線震源の長さもグリッドサーチで決定する必要があるが、本研究では2観測点の f_c の比を用いることで α と V_r のみが推定量となるため、推定が容易となる。

３．結果および議論

© 日本地震学会

解析を行った結果、多数の同一繰り返し地震系列内の地震に対して V_r の系統的な時間変化が見られたものが2系列見つかった。これらはRegion 1内の東北沖地震後のみ地震が発生している系列であり、東北沖地震直後から約1-1.5年の間は破壊伝播速度 V_r とS波速度 V_s の比 V_r/V_s が約0.7であったが、その後は V_r/V_s が約0.5程度にまで低下していた。なお、破壊伝播方向 α は時間によらず概ね一定であった。Region 1では r/h^*~1となっていること、東北沖地震の余効すべりが大きいことを考慮すると、東北沖地震直後は載荷速度が大きく臨界破壊核サイズが小さくなったため大きな V_r が推定されたと解釈される。一方で、その後は載荷速度がそれほど大きくないため臨界破壊核サイズが比較的大きくなり V_r は遅くなったと考えられる。さらにKaneko and Shearer (2015)の破壊モデルが示すような Vr が大きくなるほどP波とS波のコーナー周波数の比が小さくなるという傾向が観測されたため、Vr の時間変化は確かに起きていると示唆される。
以上に示すように、同一繰り返し地震系列内での V_r の時間変化は、q-valueから推測される r/h^* の大きさおよび余効すべりの大きさから予想されるものと整合的であった。すなわち、V_r は載荷速度とは正の関係に、臨界破壊核サイズとは負の関係にあると考えられる。このことは、先行研究で行った、繰り返し地震のq-valueが実際の r/h^*、つまり摩擦特性を反映していることを示唆しているとする考えを支持するものである。

© 日本地震学会

Spatial and Temporal Variations in Rupture Processes of the Repeating Earthquake Sequences off-Iwate following the 2011 Tohoku-oki Earthquake

*Ahyi Kim[1], Naoki Uchida[2]

1. Yokohama City University, 2. Tohoku University

2011年東北地方太平洋沖地震（東北沖地震）後，大規模な余効変動が観測された岩手県沖では既存の繰り返し地震の再来間隔や規模の変化が見られた他，新たな系列の発生が観測された．それらの破壊過程を詳しく調べることによってその変化の原因を検証することは，プレート境界型地震の発生様式を決定づける要因の理解を深めるために重要である. 本研究ではこのような規模や再来間隔に変化のあったものや新たに出現した様々な繰り返し地震系列について経験的グリーン関数(EGF)を用いた波形インバージョンを適用し破壊過程を推定し比較した．すべり量分布の比較では, 同じ系列においてはマグニチュード毎に平均，最大すべり量は異なっても，主な破壊領域は重なる事が明らかとなった．しかしその系列の近傍に新たな系列が発生すると最初単独で発生していた系列の破壊領域がやや縮小し、新しい系列と破壊領域の中心部が重ならないように棲み分けているという現象が見られた。さらにこれらの地震について、破壊伝播速度を調べたところ、東北地震後の早い時期に発生した系列については震源域のS波速度の85%-90%値が最適解として得られたが、後に発生したものについいてはうまく求まらなかった。これらについてはタイムウィンドウ数や断層のサイズなどのパラメターを変えてさらに詳しく調べていく必要がある。また、繰り返し地震の規模と平均すべり量の関係について調べた先行研究において、両者には線形的な関係が示唆されていた（Chen et. al., 2016）が, 本研究では東北地震後の早い時期に発生した系列で滑り量の平均値、ピーク値が共に低く見積もられ, 後に発生したものはこれまでの線形の関係と調和的な結果となった。これらすべり量の平均値を決める（もしくは破壊領域の大きさを決める）要素の一つとして、東北沖地震による余効すべりによる載荷速度の大小が影響することが示唆される.

© 日本地震学会

Reinterpretation of a legacy 3D seismic reflection data to elucidate unusual sinistral M5.5 earthquake fault below a deep gold mine in a mafic sill and dike complex

*Koichiro Suzuki[1], Musa Siphiwe Manzi[2], Hiroshi Ogasawara[1], Taku Noda[1], Lindsay Linzer[3], Raymond J Durrheim[2], Bennie Liebenberg[4]

1. Ritsumeikan University, 2. University of Witwatersrand, School of Geosciences, 3. SRK(Pty)Ltd, 4. Moab Khotsong mine

2014年、南アフリカ・オークニー市付近でM5.5の地震が発生した。この地域の典型的なM>4の金鉱山誘発地震は、深さ３km以浅の鉱山採掘深度で北東-南西走向の正断層で発生する。しかし，このM5.5地震は，金鉱山の採掘深度よりも下の，北北西-南南東走向のほぼ鉛直な未確認の構造における，3〜7 kmの深度範囲を左横ずれ的に破壊した。

このM5.5地震の破壊域は、南アフリカのKaapvaal Cratonの上に29年前に堆積し変成した、Witwatersrand Super Group内のWest Rand Groupであった。この上から地表(海抜約1.3 kmの準平原)までは，金鉱脈の地層を持ち、主に珪岩からなるCentral Rand Group，洪水玄武岩（Ventersdorp Super Group; 27億年前），主にドロマイトからなるTransvaal Group(26-27億年前）の順に折り重なっている。一部には，さらに若いPretoria GroupやKaroo Super Group（約2億年前）も地表付近で見られる。

金鉱山は，開発前に反射法地震探査を行っており，採掘深度（地下2〜3km)の解釈が行われていた。小笠原ら（2017 AGU）は，M5.5地震の余震発生帯と交差する4本の2次元側線の1992年の探査データを再解析し，M5.5地震の余震発生帯とほぼ一致するVertical Zone of Disruption (VZD)を確認することができた。またこのVZDが，採掘レベルの既知の断層に切られていないことも確認した。しかし，M5.5の地震発生場は，幾世代もの断層運動やSill・Dikeの貫入を経験し，地質構造が非常に複雑であったため，2次元データだけでより詳細を議論することができなかった。

Manzi et al.とLinzer et al.(2018地震学会)は，上記の4本の二次元側線と余震発生帯のより広い範囲を含む3次元反射法探査データ（範囲15km×8km；TWT4秒；binサイズ25m×25m；以下3Dキューブ）が再解析できる状態であることを見つけ，野田(2020 立命館大修士論文）は，West Rand Group中の反射体の三次元形状やVZDをより明瞭に描き出すことに成功した。この3Dキューブには，ICDP ・DSeis計画（小笠原他、ディープマイニング2019、EGU 2020、JpGU 2020a）が，地下2.9kmから余震発生帯まで掘削した3つの孔井（総延長1.6km）が含まれていた。本研究では，DSeis計画のコアや孔内検層や，鉱山内でマップされている地質情報と，3Dキューブ内の反射体を詳しく比較する。余震発生帯の東側は，金鉱脈を含むCentral Rand層群が深く落ち込んでいることが知られているが，野田(2020）はその構造解釈を行うことができていなかった。3Dキューブと比較するための地表探査掘削のデータが見つかっていなかったからである。それを入手できたため，本研究では，余震発生帯の東側の構造解析も行う。本ポスターではこれらを報告する。

謝辞　ICDP, JSPS (Core-to-Core; SA NRF bilateral), 災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画，立命館大学, AngloGold Ashanti, Harmony

© 日本地震学会

ICDP DSeis: Evaluation of Spatial Stress Change by Diametrical Core Diameter Analysis of M5.5 Aftershock Zone Core

*Yoshihiro Mima[1], Ryogo Tadokoro[1], Shunsuke Yoshida[1], Mitsuya Higashi[1], Kensuke Sakaguchi[1], Bennie Liebenberg, Siyanda Mngadi[4], Yasuo Yabe[2], Akio Funato[3], Takatoshi Ito[2], Raymond Durrheim[4], Hiroshi Ogasawara[1]

1. Ritsumeikan University, 2. Tohoku University, 3. Fukada Geological Institute, 4. University of the Witwatersrand

地震発生場では，母岩や地震断層系の不均質が破壊の核形成・伝播・停止をコントロールすると考えられている。しかし、地震発生場に掘削を到達させ、十分な量のコア試料が回収された事例がなかったため、実際の地震発生場で何が起こっているかを詳細に議論できる機会がこれまでなかった。

2014年、地下約2～3kmを採掘する南アフリカMoab Khotsong金鉱山の下で、左横ずれ型のM5.5の地震が発生した(Midzi et al. 2015)。この地震では、鉱山坑内の46台の地震計と地表の15台の強震計が、本震の破壊域と余震発生域が地下3～7kmに広がる様子を詳細に記録した。ICDP DSeis計画(2017-2019; Ogasawara et al. DeepMining 2019)は、この鉱山の地下2.9kmから、三本（Hole A, B, C）の総延長約1.6 kmのFull Core掘削に成功した。そして、この余震発生帯上縁部（マントルを起源とし変質したマフィックなシルとダイク；Vp > 約5.0～6.4 km/s）とその周囲の母岩（太古代の堆積変成岩；Witwatersrand Super Group; West Rand Group; Vp > 5.5 km/s）を回収することができた。 2017年に掘削されたHole A（817m）は、孔が曲がり、余震発生帯の上縁部よりも200～300下まで到達したが、余震発生帯との距離を約100mよりも縮めることができなかった。しかし掘削孔は安定していたので、コアのほぼ100%を採取することができた。2018年に掘削が始まったHole B（700m長）はM5.5断層上部と交差させることができた。そこで、Hole Bが交差した断層部の開始地点の手前から分岐してM5.5断層部を掘り抜くHole C（96m長）の掘削（核心部はトリプルチューブ）を行い、より多くの断層部のコアサンプルを手に入れることができた。

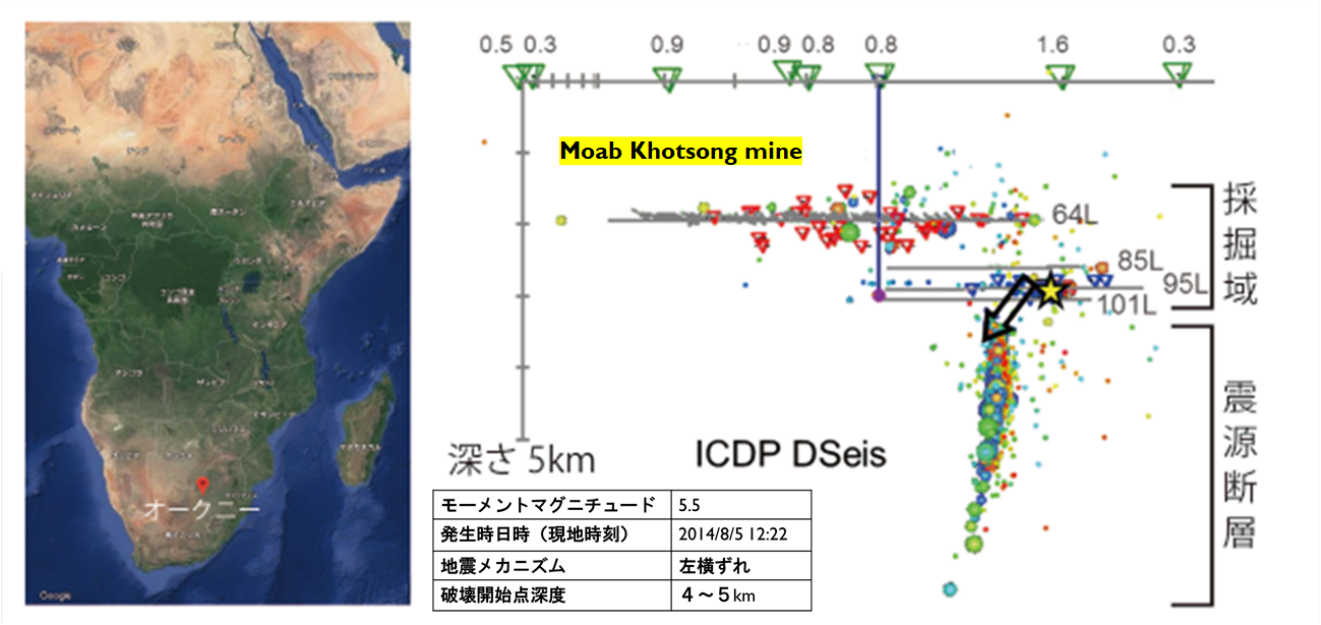
Funato and Ito (2017)は，十数cm長のコアさえあれば，非破壊で短時間で応力を測定できる方法（Diametrical Core Deformation Analysis; 以下、DCDA法）を開発した。この方法では、以下のようにして応力を測定する。（1）ドリリング中にコアが母岩から切り出されて解放されたときに生じる、コア軸に直交する断面が弾性的に楕円変形したコアの直径の変化を測定する。（2）測定されたコアの最小直径と最大直径の値の差から歪を計算する。（3）弾性変形を仮定し、その岩石の剛性率（あるいはヤング率とポアソン比）からコア軸に直交する面内の差応力を推定する。船戸が所有するこの測定システムを用い、南アフリカにおいて、石田(2018修士論文）は、可能な限り多くのコア（186個）のDCDA応力測定を行った。当時測定できたのは，余震発生帯上縁部よりも大きな深度まで到達したが余震発生帯とは交差できなかったHole A(817m長；NQダブルチューブ）のコアであった。しかし，石田は、岩相によって残差の分散とその要因が異なる場合でも，統計的に統一した基準で測定結果を採用したり棄却したりする基準をつくることができた。また，Hole Aの軸に垂直な平面内の差応力の，空間変動を描き出すことに成功した。そして、intrusives（シルとダイクの交差部；湧水部，および，余震帯上縁部付近の深度の付近）に応力集中があるのを発見した。杉村(2020修士論文）は，Hole Aの応力集中が著しい深さのコアと、その後掘削され余震発生帯上縁部と交差したHole B（700m長；NQダブルチューブ）とそのSide track孔（Hole C; 96ｍ長；核心区間はNQトリプルチューブ）のコアの計86個のDCDA応力測定を追加した。追加測定されたデータにより、石田の測定からM5.5余震発生帯の上縁部周辺の深さにおけるintrusivesで見つかった応力集中が異常値ではないことを確認できた。本研究では，漏れていた箇所のDCDA応力測定を追加した。Hole A, B, Cの核心部、総延長140mのコアが高知コアセンターに輸入され、MSCLやX線CTスキャン、XRDやXRF分析などによって、余震発生帯の断層構造と物質の詳細の解析が始まった（Ogasawara et al. 2020 JpGU; 横山 2020 修士論文）。

本ポスターでは、これまでの先行研究の結果と本研究で2019年にHole A, B, Cのコアについて追加測定した

© 日本地震学会

137個のデータから、M5.5断層と交差するHole Bと交差しなかったHole Aの空間応力分布を示し、それぞれの違いや関連性を報告するとともに、Hole Bから分岐して断層部を掘削したHole Cのデータから得られた結果についても報告する。

謝辞　ICDP, JSPS (Core-to-Core; SA NRF bilateral), 災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画，高知コアセンター，立命館大学, AngloGold Ashanti, Harmony



© 日本地震学会

Detection and spatial distribution of non-double-couple earthquake in the focal area of the 2000 Western Tottori earthquake by “0.1 manten” hyperdense seismic observation

*Motokoshi Takumi[1]

1. Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyushu University

通常の断層運動（ダブルカップル型地震:DC地震）では説明できない地震を非ダブルカップル型（NDC）地震と呼ぶ。NDC地震は、これまで主に火山地域や地熱地帯で報告されており、NDC成分は、断層や破壊の複雑さや流体の存在などを示すものとして考えられている。NDC地震の研究は、断層運動のプロセスや地震の発生機構を理解するために重要であり、地殻の応力や強度に関する新しい情報を得る機会を提供すると考えられる。

2000年に発生した鳥取県西部地震震源域に2017年3月から2018年4月まで1000点の地震計を設置する観測を行った（0.1満点地震観測）。Hayashida et al. (2020)は0.1満点地震観測網の地震計と定常観測点であるHi-net観測点の記録を用いて、手動でP波の走時と極性を読み取り、震源決定を行った。発震機構解を推定すると節面やヌル軸付近にDCでは上手く説明できない極性分布があり、内陸地震発生場でNDC地震が観測されたことが示された。本研究では、さらに多くの地震について読み取りを行うと同時に自動読み取りのデータも併せて，断層面でのNDS成分の大きさの分布とその特徴の把握を目的とする。

本研究では、Hayashida et al. (2020)と同様にtensile-shearモデルを仮定し、NDC成分をグリッドサーチと相関解析により推定する。ここでは，震源球上のデータ密度を均質化することで，よりもっともらしい値を推定できると考え，サーチの際に各観測点に重みを与えることにより最適解の推定を試みた。グリッドサーチによって計算される極性と観測された極性を比較し、極性がミスフィットする観測点の重みの合計が最小となる解を求めた。複数ある場合は，その中でHi-net観測点の３成分波形記録から，解から期待される直達S波/P波振幅比と観測値を比較して相関係数最大のものを最適解とした。

解析した地震のうちほとんどの地震が開くクラックを伴ってせん断破壊が起きていることが分かった。また、観測点に重みを与えることによって得られる最適解は、重みづけ無しの解析で得られる最適解よりもNDC成分が大きくなる傾向があることが分かった。さらに、断層面の全体でNDC成分が大きいイベントが発生しており、余震域のうち北部の地震の発生数の多い場所では特に大きなNDC成分をもつイベントが発生しているという傾向があることが分かった。しかしながら、この傾向は自動読み取りで震源決定したイベントも含まれていることに加え、手動読み取りイベントの分布に偏りがあるため、今後は断層面の全体に分布するように手動読み取りイベントを増やすことで、より正確な傾向をつかむ。

© 日本地震学会

Validating the Method of Estimating Fault Slip Angles by Using the Wallace-Bott Hypothesis and Regional 3D Stress Field

*Takeo Ishibe[1], Toshiko Terakawa[2], Akinori Hashima[3], Masashi Mochizuki[4], Ritsuko S. Matsu’ura[1]

1. Association for the Development of Earthquake Prediction, 2. Nagoya University, 3. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 4. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

活断層調査に基づき将来発生する地震の現実的な強震動・津波予測には、入力データとなる断層形状や断層すべり角（ずれの向き）、断層すべり量などが実際に発生する地震のそれらと乖離しない事が求められ、その高精度化を目的とした調査研究が日々進められている。特に断層すべり角の設定が津波の予測に与える影響は大きく、その適切な設定は防災上においても重要な課題である。近年では，地震は断層面に働く応力ベクトルの剪断成分の方向にすべるという考え方（Wallace-Bott仮説）に基づき、活断層調査から得られた断層形状と地震データから推定された広域応力場の情報から断層すべり角が推定され、これらが強震動・津波予測に活用されてきた（例えば、日本海における大規模地震に関する調査検討会，2014；武田・他，2014；岩田・他，2020；佐竹・他，2020）。

しかしながら、広域応力場ならびにWallace-Bott仮説から推定した断層すべり角を強震動あるいは津波予測に用いる事の妥当性の検証ならびに精度（誤差）について、十分に検討が行われているとは言い難い。また一般に、活断層で発生する固有地震規模の地震の平均再来間隔は数千年から数万年のオーダーであると推定されており、その期間に蓄積された応力が解放される現象が地震である事を鑑みると、10年程度の非常に限られた期間における地震学データから推定された広域応力場をどの程度、長期間のテクトニックな応力場のプロキシとして用いる事ができるのか、検討する必要がある。

地震調査研究推進本部（以下、地震本部）は、基盤的な調査対象として現在、114の主要活断層帯を選定し、これらの活断層（帯）における過去の活動履歴や位置形状等を調査し、断層の幾何形状に関する情報（断層長さ、幅、傾斜角、走向等）や断層のずれの向きと種類（逆断層、正断層、左横ずれ断層、右横ずれ断層等）、平均再来間隔、将来の地震発生確率等の長期評価を公表している（例えば、地震本部地震調査委員会，2017）。また、長期評価による断層の幾何形状（長さ、幅、傾斜角、走向等）ならびにずれの向きと種類に基づいて、その断層が活動した場合にどういった地震動に見舞われるのか、強震動評価が行われている。そこで本研究では、Terakawa and Matsu’ura (2010) による広域的三次元応力場ならびにWallace-Bott仮説から推定されるすべり角を気象庁による分類方法に準拠し、左横ずれ断層（－45°～45°）、逆断層（45°～135°）、右横ずれ断層（135°～180°または－180°～－135°）、正断層（－135°～－45°）に分類し、変動地形学的に推定された断層のずれの向きと種類と比較する事で、上記手法の適用可能性に関する考察を行った。なお、主要活断層帯に対する断層モデルとして、地震ハザードステーション（J-SHIS）を用いた。

その結果、安芸灘断層帯など一部の断層帯を除き、三次元応力場ならびにWallace-Bott仮説によって推定された断層すべり角（断層のずれの向きと種類）は、変動地形学的に推定された断層のずれの向きと種類と一致した。防災科学技術研究所によるF-netメカニズム解ならびに国立大学地震観測網初動メカニズム解カタログ（JUNEC FM[2]；Ishibe et al., 2014）を用いた検証からは、2011年東北地方太平洋沖地震後に東北日本内陸において活発化した群発的活動など一部の地震を除き、上記手法から推定されたすべり角とメカニズム解のすべり角が概ね整合的である事が示されている（Ishibe et al., 2020）。これらの結果は、限られた観測期間の地震学データから推定された三次元広域応力場を長期間のテクトニックな応力場のプロキシとして用い、Wallace-Bott仮説により断層すべり角を推定する手法について、一定の妥当性を示すものと考えられる。一方で、三次元応力場ならびにWallace-Bott仮説によって推定された断層すべり角からは、Obliqueなす

© 日本地震学会

べりが期待される断層も多く、すべり角の設定が強震動・津波予測に及ぼす影響について、今後、具体的に検討する必要がある。

謝辞：本研究では、地震調査研究推進本部による主要活断層帯に対する長期評価結果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（J-SHIS）の断層モデルを用いた。本研究は文部科学省からの委託事業である「地震調査研究推進本部の評価等支援事業」の一部として実施した。ここに記して関係者に感謝申し上げる。

© 日本地震学会

Temporal variation of the inelastic strain field around the hypocentral area of the 2016 Kumamoto earthquake sequence, in central Kyushu, Japan

*Ayaho Mitsuoka[1], Satoshi Matsumoao[2], Azusa Shito[3], Hiroshi Shimizu[2], Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake

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. Department of Biosphere-Geosphere Science Faculty of Biosphere-Geosphere Science Okayama University of Science

大地震発生後の非弾性歪み場は、地震発生による地殻内での応力再配分を理解するための鍵となる。大地震発生後の余震活動について、改良大森公式(宇津(1957, 1999); Utsu (1961))に示されているように、地震発生率は時間のべき乗則に従う。また非弾性歪み速度も時間のべき乗則($d\varepsilon/dt \propto t^{-p}$)に従うことが示されており、これらの時間変化についてモデル化が行われている(たとえばNanjo et al,, 2019; 楠城, 2007)。そのモデル化のためにまずは、非弾性歪み速度の時間変化を調べる必要がある。本研究では、2016年熊本地震の震源域で地震活動による非弾性歪みの時間変化を調べた。

震源域周辺を約10km四方の領域に分割し、いくつかの時間ウィンドウを設定し、モーメント密度テンソルと非弾性歪みテンソルの関係(Noda and Matsu'ura, 2010)を用いて、非弾性歪み速度の時空間変化を調べた。

地震前後ともに、震源域北部は正断層型、南部は右横ずれ型の不均質な歪み場を持つ。本震発生後、非弾性歪み速度が時間のべき乗則($d\varepsilon/dt \propto t^{-p}$)に従うと考え、各小領域で、p値を最小二乗法により推定した。震源断層周辺はp>1となり、この領域の変形は、べき乗流体を考えた時の弾性歪みへの応答として解釈できる(楠城, 2007)。

一方、p値が1より小さくなる領域が確認された。この領域では、非弾性歪みが時間経過とともに増加することになり、最大前震・本震が発生したことによる弾性変形によって生じた応力ステップへの応答だけでは、地震活動を説明できないことがわかる。そこで、その領域について議論を行う。

一連の地震活動では、最大前震(Mj=6.5)と本震(Mj=7.3)の2つの大きな地震が発生したことが知られており、それらのすべり分布モデルがいくつか示され、Asano and Iwata (2016)の本震断層モデルは、日奈久・布田川断層両側に2枚モデル化されている。p値が1より小さい領域は、この本震断層モデルの日奈久断層の南延長部、あるいは布田川断層の西延長部に位置することがわかった。

日奈久断層南延長部の領域について、この領域のp値は、深さが増すと小さくなり、また、浅部ではさらに南側に低p値の領域が広がることがわかった。このことから、上部地殻下部(7.5 –15 km付近)とより南側の浅部に影響する、例えばアフタースリップのような地震後の変動がある可能性が示唆される。また、この領域ではM5を超える地震が本震後に発生していることもあり、その地震が及ぼす弾性歪みに対する非弾性歪みを検出している可能性も考えられる。
流れ則に従い、非弾性歪みの主歪みの方向に応力が働き、変形が進んでいると仮定すると、この領域で働く主応力の向き、それに最適な断層の形状を推定することができる。日奈久断層は右横ずれの運動を生じていることを考慮し、この領域で断層モデルを仮定した。震源分布(平成２８年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査報告書)を見ると、この断層面上で発生したと考えられる地震活動が確認される。この断層モデルの形状を持つ断層がすべることによって周囲に及ぼす応力変化や変位について議論する。

© 日本地震学会

Quantitative evaluation of the effect of static stress change of large earthquakes on activity change of volcanic deep low-frequency earthquakes

*Genki Oikawa[1], Naofumi Aso[1], Junichi Nakajima[1]

1. Tokyo Institute of Technology

背景

近年のHi-netなどの地震観測網の発達により、下部地殻及び上部マントルで発生する微小地震が観測されてきた。この地震は規模が小さいにも関わらず2-8Hzの低周波成分が卓越することから低周波地震と呼ばれ、主に火山周辺やプレート境界で観測されている。本研究で対象とする東北日本では、活火山周辺の深さ20～40kmで低周波地震が発生している。2011年に発生した東北沖地震以降、蔵王などの火山地域では低周波地震活動が活発化した一方で、ほとんどの地域で活動が静穏化しているという特徴がある(小菅・他2017)。これらの活動変化は東北沖地震で生じた応力変化に起因していると考えられているが、未だ定量的な解析はなされていない。そこで、本研究では巨大地震の断層モデルから計算された応力テンソルと低周波地震のメカニズムの類似度を評価することによって、巨大地震の静的応力変化と低周波地震活動の関係を調べた。

手法

最初に、東北日本の26個の火山領域について低周波地震のメカニズムを決定した。メカニズムの決定にはS波とP波の振幅比を用い、自由表面とサイト特性の影響を補正した。サイト特性の補正にはメカニズムが既知である通常の地震を用いた。補正された振幅比に対し、グリッドサーチによって理論振幅比との残差が最小となるモーメントテンソルを推定し、イベント毎に100回のブートストラップテストによって精度が良いイベントのみを抽出した。次に、フリーソフトのCoulomb 3.3 (Toda et al., 2005; Lin et al., 2004) を用いて領域ごとに巨大地震から期待される応力テンソルを計算した。東北地方で発生した巨大地震として、2011年東北沖地震、東北沖地震のafterslip、2008年岩手宮城内陸地震を考慮した。得られた応力テンソルと低周波地震のメカニズムのモーメントテンソル間の距離をTape and Tape(2012)(eq.67)に基づいて計算し、3年毎に移動平均を取ってメカニズム間の距離の時間変動を調べた。

結果

まずメカニズム解析によって262個の解を決定した。得られたメカニズムは最も多い蔵王で40個以上、その他ほとんどの地域では5-10個程度であった。メカニズムに含まれるCLVD成分を見てみると有意なCLVD成分を持つイベントもあるものの、その多くはDouble-Couple成分が卓越していることがわかった。このことから、低周波地震の初動の破壊プロセスは普通の地震とあまり変わらない可能性が示唆される。次に、応力変化と低周波地震のメカニズムについて、蔵王と鳴子で特徴的な結果が得られた。活発化した蔵王では東北沖地震による応力変化に応答し、2012年頃から応力変化に似たメカニズムに変化していることが分かった。また、2014年ごろからafterslipに対応した若干の変動も見られた。蔵王では活発化するまでに1-2年ほど期間があることを考えると、粘弾性的に応力変化が伝わり、地震後のafterslipや粘弾性緩和といった長期的な変動が地震活動に影響していると考えられる。一方、静穏化した鳴子では蔵王と逆のトレンドを示しており、東北沖地震による応力変化を見てみると、2012年頃は2つのテンソルがあまり似ていないという傾向が得られた。この結果を踏まえると、鳴子では変化した応力場が、LFEのメカニズムに整合的でなかったために静穏化したと考えられる。

© 日本地震学会

Investigation of multi-segment earthquake on the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault zone based on dynamic rupture simulation

*Yuko Kase[1]

1. GSJ, AIST

The Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault zone (ISTL) in central Japan is one of the most active fault zone in Japan. To discuss the possibility and condition of multi-segment earthquakes in the ISTL, we construct dynamic rupture models for the north-central and south-central portions of the ISTL based on geological and geophysical data.

The previous studies based on seismic reflection, seismic refraction, and gravity surveys suggested that the north-central and south-central portions of the ISTL are east-dipping(e.g. Hagiwara et al., 1986; Ikami, et al., 1986; Sato et al., 2004) and west-dipping (e.g. Hirakawa et al., 1989; Kumamoto and Ikeda, 1993; Karino et al., 2004) faults, respectively, however, the dip angles were obscure. Using FEM modelling, the Ministry of Education, Science, Sports and Culture (MEXT) and National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST) (2020) proposed that the dip angles of the portions were vertical. Based on the proposed fault geometry, the north-central and south-central portions of the ISTL are modeled as vertical left-lateral strike-slip fault planes in this study. The lengths of the fault planes are 34 km and 26 km, respectively, and the south-central portion bend at 5 km from the northern end.

Azimuth of the maximum principal stress and stress ratio are assumed, considering the stress inversion result (MEXT et al., 2010) and the FEM modelling (MEXT and AIST, 2020). Surface slips of the latest events on each portion were observed at three locations of the north-central portion (Okumura et al., 1994; Kondo et al., 2006; Kondo et al., 2019) and a location of the south-central portion (Miura et al., 2004) by trench surveys. Four initial crack locations, the north and south ends of both portions, are assumed. Varying depth coefficient of stress drop, we calculate dynamic rupture processes by a finite-difference method (Kase and Day, 2006), and compare the left-lateral slips with the observed ones.

The ruptures initiating at the north or south end of the north-central portion can jump to the south-central portion. Even a multi-segment rupture on the north-central and south-central portions, however, needs quite a large stress drop for surface slips on the north-central portion to be consistent with the observed ones. The result implies that the latest event on the north-central portion was likely a multi-segment earthquake including the north portion, which agrees with paleoseismological data (MEXT and AIST, 2020). On the other hand, the ruptures initiating at the north or south end of the south-central portion cannot jump to the north-central portion. The slip of the single event on the south-central portion needs a large stress drop to be consistent with the observed one. The latest event on the south-central portion may be a multi-segment earthquake on the south-central and south portions, which is suggested by paleoseismological data (MEXT and AIST, 2020).

Acknowledgement: This research was funded by the Research Project for Long-term Evaluation Methods of Active Faults related to Multi-segment Earthquake in FY2019 by MEXT.

© 日本地震学会

Dynamic earthquake sequence simulation with a spectral method without periodic boundary condition

*Hiroyuki Noda[1]

1. Kyoto University, Disaster Prevension Research Institute

動的地震サイクルシミュレーション (例えばLapusta et al., 2000) は、地震間の準静的な応力蓄積過程、震源核の形成、地震破壊の動的な伝播、余効滑りと再固着、といった異なる時間スケールの現象を同一のフレームワークでシームレスに扱う事のできる手法であり、地震を繰り返す断層の運動のダイナミクスを調べる上で重要な手法である。Lapusta et al. (2000) は離散化の為にフーリエ基底を採用し、Geubelle and Rice (1995) が導出された積分核を用いた。スペクトル法であるため滑らかな問題に対して近似誤差が早く収束し、また高速フーリエ変換を用いて空間方向の畳み込み積分を波数空間で行うため、計算コストが低く抑えられる、といった利点がある。一方で、この手法では滑り δ や滑り速度Vの分布に対して周期境界条件を仮定し、無限媒質中の無限平面断層に対する解をグリーン関数として用いるため、周期境界条件を興味対象の領域から十分遠くに設定する必要がある。滑りによる静的な応力変化は遠くまで伝わるため、この周期境界の間隔をどの程度に取る必要があるのか、考慮が必要となる。本研究では、同様にフーリエ基底と高速フーリエ変換を用いながら、周期境界条件を仮定する必要のないスペクトル法の地震サイクルシミュレーションを構築した。

境界積分方程式法では、断層面でのトラクション τ は断層滑りが過去と現在に無い場合のトラクション τ_0、過去に断層がすべった事による寄与 f、及び現在その場に滑り速度がある影響（インピーダンスの効果）$-V\mu/2cs$ の和で表現できる。ここで μ は剛性率、cs はS波速度である。f は過去の δ もしくは V と積分核の時空間的な畳み込みで表現できる。動的地震サイクルシミュレーションでは f を現在の滑り分布に依存する静的な効果 fst とそれ以外 fdyn = f −fst に分ける。fdyn は十分過去の滑り速度に関してその影響がゼロに漸近する。そのため、fdyn を V に関する積分で計算し、この積分を十分長い時間窓 tw で打ち切ってやることにより、過去を忘れながら（すなわち有限のメモリーで）数値計算を進めていく事ができる。これが Lapusta et al. (2000)による動的地震サイクルシミュレーションの仕組みである。

f の空間フーリエ変換 F は滑り量の空間フーリエ変換 D と積分核 K をかけた物を時間積分する事によって得られる。この K に関して、Cochard and Rice (1997) は周期境界条件を取り除く手法を提案した。彼らの手法では、滑りを許す領域（$0 < x < L$）の２倍の長さの領域（$0 < x < 2L$）を準備し、その半分（$L < x < 2L$）をゼロで埋める。その上で、滑りを許す領域でのみ正しい f の波数空間での表現が導出されている。ただし Geubelle and Rice (1995) に比べて積分する回数が１回多く、これを数値的に評価すると計算コストが大きくなる。しかし今回、この積分核の全時間の積分（静的な積分核）に関しては積分を解析的に実行する事が可能である事を見出した。波数 k (>0)のフーリエモードに関し、静的な積分核は $-\mu k\, \mathrm{Si}(kL)/\pi$ と表す事ができる。ここで Si( ) はサイン積分関数であり、高波数では積分核が周期境界条件を仮定した場合の $-\mu k/2$ に漸近する。

今回提案する手法では、f を Lapusta et al. (2000) と同様に Geubelle and Rice (1995) の表現を用いて計算する。ただし、周期境界の向こう側からの弾性波が興味対象の領域（$0 < x < L$）に達する事が無い様、周期境界の間隔は十分に広く取る。ソースと評価点の相対位置 $-L < x < L$ に関して積分核を評価し、このフーリエ変換を波数空間でのグリーン関数として持っておく。ここから Cochard and Rice (1997) から求めた静的な積分核を差し引く事により、fdyn = f −fst を計算する。これを用いると、周期境界を取り除いた地震サイクルシミュレーションが可能となる。発表では手法の説明に加え、Aging law によって支配される孤立した断層の地震サイクルシミュレーションを紹介し、その途中で加えた動的および静的な応力擾乱の影響を議論する。

© 日本地震学会

Derivation of all the static XBIEM kernels for 2D earthquake cycle simulation in heterogeneous media

*Kazuki Ohtake[1,2], Nobuki Kame[2], Makiko Ohtani[2]

1. Department of Earth and Planetary Science, School of Science, The University of Tokyo , 2. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo

1. はじめに

地震観測の高密度化・高精度化により地下の構造不均質と地震の破壊過程の関連性が明らかになりつつある。一方、そのような地震発生機構の理解に必要となる地震破壊の理論的研究は、その数学的困難さから均質媒質中に限られてきた。不均質媒質の地震破壊の理論的研究の確立は地震学における喫緊の課題であり、Kame and Kusakabe（2012）は、非平面断層破壊に適した境界積分方程式法（BIEM）を不均質媒質に拡張する拡張境界積分方程式法（eXtended BIEM: XBIEM）を提案した。2次元動的破壊問題で必要となる動的XBIEM核関数を導出し、媒質コントラストに支配される動的破壊過程の局面を明らかにした (Kusakabe and Kame, 2017)。

動的破壊問題では一様な初期応力場を仮定することが一般的であるが、構造不均質の存在は地震発生に至る応力場の形成過程にも当然影響を及ぼすはずである。しかしながら、これに関する理論的研究は未だほとんど進んでいない。そこで、本研究では、構造不均質中の断層周辺の応力場形成過程から地震の破壊過程までの地震サイクルシミュレーション (Earthquake Cycle Simulation: ECS) の計算コードをXBIEMを用いて開発し、この未解決の問いに答えたいと考える。ここでは、その第一歩として、XBIEM-ECSの計算コード開発に必要となる2次元静的XBIEM核関数を解析的に閉じた形で導出する。

2. XBIEMのECSへの適用

ECSでは通常、静的弾性平衡方程式に動的慣性項を近似的に導入した「準動的スキーム」が用いられる。XBIEMを準動的ECSに展開するためには、静的XBIEM核関数を導出する必要がある。媒質境界を考慮した静的な表現定理（e.g., Aki and Richards, 2002）は、式(1)の通りである。BIEMでは断層面の滑りが震源になるが（右辺第1項。従来の無限媒質中のBIEMはこの項のみ）、XBIEMではさらに媒質境界でのトラクション（第2項）及び変位（第3項）が震源になる。第3項の変位応答関数は従来のBIEM核関数を用いて表すことができるので、第2項のトラクション応答の核関数を新たに導出する必要がある。

3. 2次元面外・面内変形における全ての静的XBIEM核関数の導出

2次元面外変形・面内変形のそれぞれにおいて、離散化された媒質境界要素震源($x_a<\xi_1<x_b$, $\xi_2=0$)上で区間一定値をとるトラクション入力に対する、媒質内部の任意の受信点での変位及び応力に対するトラクション応答関数（静的XBIEM核関数）を導出する。変位に対しては、静的グリーン関数（e.g., Tada and Yamashita, 1997）の積分のみで表されるが、応力に対しては、グリーン関数の微分・積分関数として表される。これらの計算結果は全て初等関数のみで陽に表される。例えば、面外変形の変位u_3と応力σ_{32}のトラクション応答関数は式(2), (3)のように表せる。同様の計算を変位と応力の全成分に対して行うことにより、2次元静的XBIEMのトラクション応答関数の解析表現式を完全に得ることができる。

4. 今後の展望

まず、導出された静的XBIEM核関数が正しいことを確認するため、mode IIIで表層堆積層がある横ずれ断層を静的XBIEMでシミュレーションして、FEMでシミュレーションしたKame et al. (2008) の結果と比較する。次にXBIEMをECSに適用し、XBIEM-ECSを均質媒質中で行って、既往のECSの結果と比較してモデルの妥当性を検証する。そして不均質媒質中のXBIEM-ECSに進む。

© 日本地震学会

References

Kame and Kusakabe, 2012, Proposal of Extended Boundary Integral Equation Method for Rupture Dynamics Interacting With Medium Interfaces, *Journal of Applied Mechanics*, doi: 10.1115/1.4005899.
Kusakabe and Kame, 2017, Derivation of 2-D XBIEM kernels and their application to a rupture crossing a bimaterial interface, *Geophysical Journal International*, 210(3), 1374-1387
Aki and Richards, Quantitative Seismology, 2nd. Ed., pp.700, University Science Books, Susalito, California
Tada and Yamashita, 1997, Non-hypersingular boundary integral equations for two-dimensional non-planar crack analysis, *Geophysical Journal International*, 130(2), 269-282
Kame, Saito, and Oguni, 2008, Quasi-static analysis of strike fault growth in layered media, *Geophysical Journal International*, 173(1), 309-314

$$
\begin{aligned}
u_q(\boldsymbol{x}) = &\int_\Gamma d\Gamma(\boldsymbol{y}) \Delta u_i(\boldsymbol{y}) n_j(\boldsymbol{y}) c_{ijkl}(\boldsymbol{y}) \frac{\partial}{\partial y_l} G_{qk}(\boldsymbol{x};\boldsymbol{y}) \\
&+ \int_S dS(\boldsymbol{\xi}) T_i(\boldsymbol{\xi}) G_{qi}(\boldsymbol{x};\boldsymbol{\xi}) \\
&- \int_S dS(\boldsymbol{\xi}) u_i(\boldsymbol{\xi}) n_j(\boldsymbol{\xi}) c_{ijkl}(\boldsymbol{\xi}) \frac{\partial}{\partial \xi_l} G_{qk}(\boldsymbol{x};\boldsymbol{\xi})
\end{aligned} \tag{1}
$$

$$
u_3^{t_3}(x_1, x_2) = \frac{t_3}{2\pi\mu} \left[(x_1 - x_b)(\log r_b - 1) + x_2 \arctan \frac{x_1 - x_b}{x_2} - (x_1 - x_a)(\log r_a - 1) - x_2 \arctan \frac{x_1 - x_a}{x_2} \right] \tag{2}
$$

$$
\sigma_{32}^{t_3}(x_1, x_2) = \frac{t_3}{2\pi} \left[\arctan \frac{x_1 - x_b}{x_2} - \arctan \frac{x_1 - x_a}{x_2} \right] \tag{3}
$$

© 日本地震学会

Modelling of spontaneous and periodic slow slips and a tsunami earthquake in the northern part of the Japan Trench

*Ryoko Nakata[1], Naoki Uchida[1], Ryota Hino[1]

1. Graduate School of Science, Tohoku University

2011年東北地方太平洋沖地震 (M9.0)の海溝近傍のすべり域は、日本海溝中部に限定されていた [e.g., Iinuma et al., 2012]。その南側の福島県沖では、余効すべりや低周波微動・超低周波地震 [Nishikawa et al., 2019]などのスロー地震が観測されている。一方、北側の三陸沖では、津波地震として知られている1896年明治三陸地震 (Mw8.0) [Tanioka & Satake, 1996; Satake et al., 2017]が過去に発生したほか、スロースリップ (SSE)やM5程度の地震 [Uchida et al., 2016]が数年周期で観測されている。2011年東北沖地震のすべり域がなぜ南北に広がらなかったのか、このようなすべりのすみわけがなぜ起こるのかを理解するために、日本海溝において地震発生サイクルの数値シミュレーションを行ってきた。これまでに、中部でのM9地震時すべり域と南部での余効すべりとのすみわけを、地下構造の明瞭な違いを反映した摩擦パラメタ分布を用いて説明したり [Nakata et al., preparing]、三陸沖で自発的に発生する周期4~5年のSSEを小さなパッチで近似し、このSSE領域全体で発生する津波地震を小さなSSEパッチの集合体でモデル化したりしてきた [Nakata et al., 2020, JpGU]。

本研究では、階層構造モデル [Ide & Aochi, 2005]やスロー地震の物理モデル [Ando et al., 2010; 2012; Nakata et al., 2011]などを参考にし、周期数年のSSEと、その付近で発生する繰り返し間隔100年以上の津波地震との共存等の観測と調和的なすべりの時空間分布を再現する。今後は、このモデルを、M9地震とその余効すべりを含むモデル [Nakata et al., preparing]と組み合わせ、日本海溝北部におけるスロースリップや津波地震が、2011年東北沖地震のような巨大地震発生履歴の中で果たす役割を明らかにする。

© 日本地震学会

Numerical model of slow slip events in the Nankai and Hyuganada region revisited from recent observational studies

*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

深部低周波微動の発見(Obara, 2002)以来，世界各地のプレート境界で発生するスロー地震について，精力的に研究が進められてきている．近年，南海トラフにおいては，とりわけスロースリップイベント(SSE)に関する新たな知見が多く得られている．例えば，プレート固着域の深部延長上のプレート境界で発生する長期的SSEについては，従来知られていた東海地方や豊後水道，四国中西部だけでなく，日向灘や紀伊水道，志摩半島でも発生が報告されている（例えば，Ozawa et al., 2017; Kobayashi, 2017; Kobayashi and Tsuyuki, 2019）．また，Takagi et al. (2019)は長期的SSEが日向灘において，2～3年間隔で発生している可能性を指摘している．これらの研究は，短期的SSEと同様に，長期的SSEについても沈み込み帯で広く発生している普遍的な現象であることを示している．さらには，固着域を挟んで浅部側の領域においてもSSEが発生していることが，近年の海底地殻変動観測の進展により明らかとなった(Araki et al., 2017; Yokota and Ishikawa, 2020)．我々はこれまで南海トラフにおいて発生する深部の長期的および短期的SSEの数値シミュレーション研究を実施してきた．本発表においては，対象領域を種子島沖まで拡張したモデルに基づいて，数値シミュレーション結果と観測結果の比較を行うとともに，地震サイクル内における挙動についても議論を行う．

２．計算手法・モデル

数値モデルにおいては，フィリピン海プレート上面の形状を約17万個の三角形要素で表現し，Matsuzawa et al. (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．短期的SSEの領域設定においては，低い有効法線応力を仮定するとともに，観測された微動活動の分布に基づいて(a-b)が負となる領域を設定した．東海地域および豊後水道の長期的SSE領域については，Matsuzawa et al. (2013)と同様に，有効法線応力が周囲よりやや低い領域の沈み込み方向の幅を広く設定した．加えて日向灘領域については，この幅を他地域より広く，東海地域や豊後水道の長期的SSE領域よりも狭い，中間的な幅に設定した．

３．結果・議論

数値シミュレーション結果においては，短期的SSEに加え，長期的SSEが報告されている深さ25～29kmにおいて，長期的SSEの繰り返し発生が広範囲で再現された．豊後水道および東海地域においてはそれぞれ6年および10年程度の間隔で長期的SSEが発生し，観測と同様の比較的周期的な発生挙動を示した．日向灘地域においては，再来間隔が数年程度となり，Takagi et al. (2019)の観測結果と調和的であった．豊後水道，東海地域，日向灘以外の領域における長期的SSEは発生間隔が10年以上となるものが多く，発生領域が地震サイクルの後半になるにつれ，浅部へと拡大する傾向がみられた．一方，東海地域および豊後水道の長期的SSEについて，その発生域は地震サイクルを通じてほぼ一定であった．我々の数値シミュレーション結果は，長期的SSEが普遍的に発生しうることを示すとともに，有効法線応力がやや低い領域の幅が長期的SSEの発生挙動の違いを生じさせる可能性を示唆する．

加えて数値シミュレーション結果では，とくに紀伊半島南方沖の浅部領域において長期的SSEが繰り返し発生した．同領域においては活発なスロー地震活動が観測されており，数値シミュレーションによって同様な地域性を再現することができた．我々の数値モデルはトラフ軸に沿う方向の摩擦特性の変化を仮定していないものの，同領域では大地震の固着域が狭くなっており，こうした差異が浅部のSSE挙動を規定している可能性も示唆される．

© 日本地震学会

Examination of constitutive relation for the fault zone along the plate boundary in subduction zone

*Takane Hori[1]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

沈み込み帯プレート境界に沿った断層帯では、巨大地震をはじめとした様々な規模の地震が発生するとともに、様々な規模のゆっくり地震（通常の地震よりも周波数の低い地震や地震波をほとんど伴わないゆっくりした断層すべり）も発生する。このように時空間的に多様な振る舞いを示す断層帯をどのようにモデル化するのが適切だろうか？実体そのものを忠実にモデル化することは、観測・観察不能なことが多すぎて困難なので、目的に応じて単純化したモデルを構築する必要がある。ここでは、時空間的に多様な地下の断層の振る舞いをモニタリングしつつ、その後の推移を予測することを目的としたモデル化を考える。モニタリングし、かつ、予測をするということは、モデルに使う変数やパラメータが観測データによって十分に拘束される必要がある。地下（しかも多くは海底下）数km～数十kmにある断層帯で発生している現象のモニタリングと予測をするために我々が用いることができる観測データは、断層帯での動きを反映した地表（海底）での変位・歪変化などに限られる。そのため、断層帯内部で生じている様々な物理・化学過程を直接モデルに取り込むことは無理がある。観測データから拘束できるのは、高々、断層帯の厚さ方向全体の歪（あるいは相対変位）の時空間分布やその周辺の弾性体の物性であり、それすらも限られた空間解像度で推定できるに過ぎない。そこで、断層帯に沿った歪（あるいは相対変位）の時空間分布をモニタリングと予測の対象とすることを考える。モニタリングについては、従来から行われているインバージョン解析そのものであるが、予測をするには、断層帯に沿った歪（あるいは相対変位）がどのような発展則に従うのかを考える必要がある。つまり、断層帯の構成関係を、歪（あるいは相対変位）と断層帯に働く応力との関係でどう記述するかが問題となる。通常の地震に対しては、断層すべり時の弱化と、弱化後の強度回復過程を表現できることが必要である。また、様々な規模の地震発生を表現するためには、スケール依存性や階層性を取り入れることが必要と考えられる。一方、ゆっくり地震に対しても、部分的にはそれらの組み合わせで表現できる場合がある。しかし、ゆっくり地震のモデル化で従来必須と考えられることが多い、すべり速度依存性の導入の必要性や導入する場合の定式化が、まず検討すべき課題と考えている。この課題について、単純な系を用いた数値実験の検討結果について紹介する予定である。

© 日本地震学会

Verification of conditions for intermittent events associated with powder shear using the Discrete Element Method

*Shinichi Oba[1], YUTA Mitsui[2]

1. Grasuate School of Science and Tecnology, Shizuoka University, 2. Faculty of Science, Shizuoka University

自然地震(数十m以上の規模)では、すべり変位Dは断層長Lでスケールされることが知られている(Scholz, 1982; Dawers et al., 1993)。この種の地震のスケーリング関係は、小さい側には、室内実験における岩石の微小破壊(AE)まで延長できるのかもしれない(Yoshimitsu et al., 2014)。一方、室内実験におけるスティックースリップは地震現象の有力なアナログと考えられてきたが、我々は、実験研究者により出版されている18の論文のデータから、自然地震のL-Dスケーリング関係との乖離を発見した。具体的には、自然地震のスケーリング関係の延長よりも実験のすべり変位Dは大きくなる傾向にある。とりわけ、人工的なガウジを挟んだすべり実験では、この傾向が顕著に見られた。

この結果に基づいて、本発表では、粉体の摩擦にコントロールされたスティックースリップについて理解を深めるため、３次元個別要素法に基づく粉体せん断の数値シミュレーション(e.g., Hazzard and Mair, 2003)による数値実験を行う。事前の予備実験により、ある種の条件下では自発的にスティックースリップのような間欠的なイベントが発生することを確認できた。このための条件やその様態の変化について、粉体の大きさ(粒径)・回転の有無・パッキングの状態などを変えながら調べる。現在のところ、イベントの最大すべり速度に対して、粒径が負の相関を示すこと、および、パッキングの強さが複雑に影響を及ぼすことがわかっている。また、この２つのパラメータと比較して、背景のせん断速度の影響は小さいことを確認している。

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 31th) | Regular session：S14. Earthquake prediction and forecast

Sat. Oct 31, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Sat. Oct 31, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S14P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S14P-01] Water temperature change and Seismic activity in the western region of Shizuoka Prefecture

○Hironobu Kamikubo[1] (1.Hamamatsu Hokusei Jhs)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S14P-02] On the upheaval of Muroto during the Nankai earthquake and the time- predictable model

○yasuhiro umeda[1] (1.previous DPRI Kyoto univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S14P-03] The possibility to argument about the existance of "Repeating Tremor" by the log from Twitter(2020)

○Michiko Imazu[1] (1.jisin-kurumiru)

Water temperature change and Seismic activity in the western region of Shizuoka Prefecture

*Hironobu Kamikubo[1]

1. Hamamatsu Hokusei Jhs

図1は静岡県西部地域で白金測温抵抗体の水温センサーを用いて行っている長期水温変化である.観測開始は浜松市中郡（NG）が2013年5月, 湖西市新居（KOA）,磐田市中泉（IWN）,掛川市徳泉（KAT）が2016年8月である.
NGでは2014年後半から下降を続けていた水温が2017年から上昇に転じ,その後急激な温度上昇が観測されていたが2020年頃より上昇が停滞しているように見える.
図2はNGの浜名湖周辺の長期スロースリップ終息後の2017年1月1日から2020年8月5日までの水温変化である.
図3は同時期の静岡県西部地域の深さ20km-25kmのM1.0以上の地震活動の積算図である.図中の2018.6.12,2018.11.3,2020.1.30,2020.6.25はこの間に地震活動が活発化し始めた日である.
これらの地震活動の活発化した時期に対応して水温の上昇率の高まりが見られる.
また,地震活動が活発化した後に活動が停滞する期間が見られるが,地震活動の停滞終息後にやや遅れて水温変化の停滞（2018.6.12）や下降（2018.11.3, 2019.8.13）が見られる. 2020.1.30からの地震活動の急増はクラスターの発生によるものである.
浜名湖周辺で観測された長期スロースリップが2016年末頃に終息したことから浜名湖以東への応力の増加がもたらされ,この地域の地震活動が活発化したと考えられる.特に浜松中郡（NG)と磐田中泉（IWN)で水温の上昇が顕著に見られることからこの地域への地下応力の増加が進んでいると考えられる.
地震活動の増加をもたらした地下応力の変化と水温変化との間にみられる同期性は,佃が提唱した地殻の岩盤の応力が強まると深部の高圧流体は低圧環境である地殻上部へ移動し浅層地下水に混じり地下水温を上昇させるとした深部流体上昇仮説(Tsukuda et al.2005)と調和する.

【参考文献】
Tsukuda,T.,K.Goto and O.Sato,2005, Bull.Earthq.Res.Inst,80,105-131.
上久保廣信,静岡県西部地域の地下水温変化,日本地震学会講演予稿集S14-P04,2019.

図１　上から湖西市新居（KOA),浜松中郡(NG),磐田市中泉（IWN),掛川市徳泉（KAT)の水温変化（1日平均値）（2013年6月～2020年8月11日まで）の地下水温変化
図２　浜松中郡（NG)の2017年1月から2020年8月5日までの地下水温変化（1日平均値）
図３　静岡県西部地域の地震累積回数（2017年1月～2020年8月5日まで　Ｍ１以上　深さ20-25ｋｍ）と地震活動が活発化し始めた日
図の作成には東大地震研究所TSEISweb版の気象庁データJMA--_PDEを使用した

© 日本地震学会

図 1

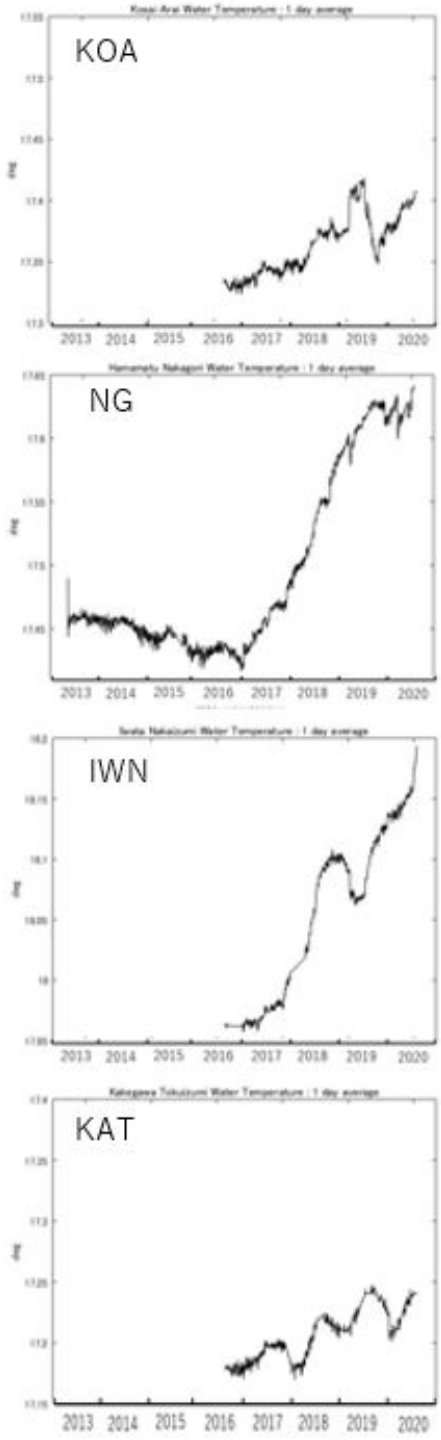
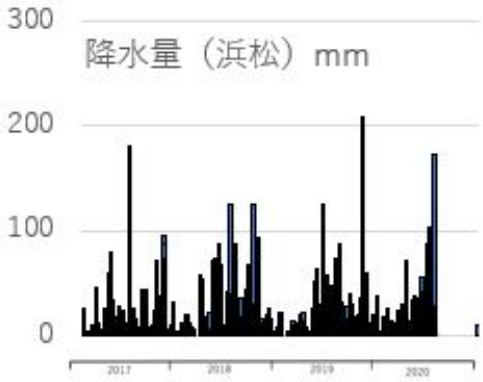


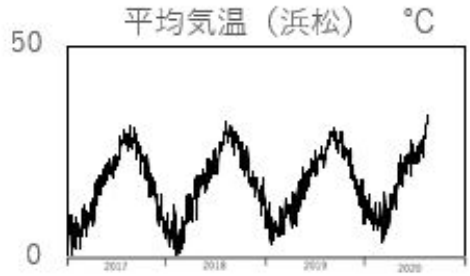
図 2



図3







© 日本地震学会

On the upheaval of Muroto during the Nankai earthquake and the time- predictable model

*yasuhiro umeda[1]

1. previous DPRI Kyoto univ.

１．はじめに
過去３回の南海地震の室津（室戸市）の隆起量を基に，Shimazaki and Nakata(1980)は南海地震の時間予測モデル（time- predictable model ）を提唱した．このモデルの図では，縦軸に地震毎の断層変位とその積算を採るのが元々の考えになっているので，室戸の隆起量を縦軸に採る場合は，それが断層変位（滑り量）に比例しているという仮定がある．
安政南海地震（M8.4）と昭和南海地震（M8.0）とでは地震規模が異なるにも関わらず，室戸の隆起量は前者が1.2 m，後者は1.15 mとほぼ同じになっている．断層の滑り量と室戸の隆起量は比例していない可能性がある．

２．上下変動と滑り量および断層の幅との関係
地表の上下変動は断層の滑り量と断層の幅の2つの要素によって決まる．添付図の上は南海トラフにほぼ直交方向の断面図である．斜め曲線はプレート境界で，境界上に昭和南海地震の断層（細長い黒の矩形）と安政南海地震（細長い点線の矩形）を設定した．図下の実線は昭和南海地震の滑り量を5 mとした時の地表の上下変動，点線は安政南海地震の滑り量を8 mとした場合の地表の上下変動である．滑り量は1.5倍異なるにもかかわらず，室戸の隆起は両地震でほぼ同じになっていることがわかる．高知の沈降も同様，両地震共ほぼ同じである．その理由は断層幅も約1.5倍に広げたためである．断層幅を広げた結果，地表の隆起のピークはトラフ側へ，沈降のそれは陸側へシフトし，安政南海地震の室戸や高知の上下変動は相対的に小さくなっている．このように断層の滑り量と地表の上下変動は比例しない場合がある．

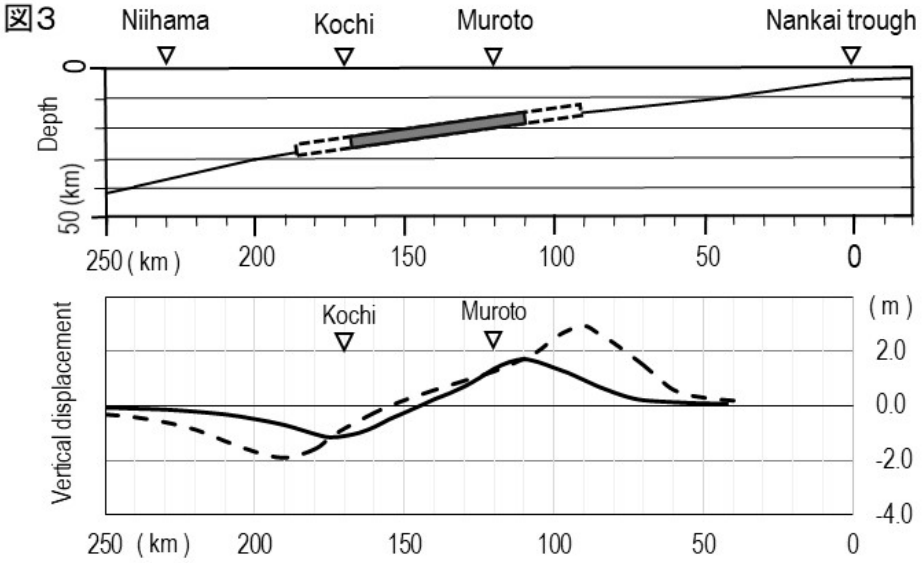
３．議論
内陸地震の場合はトレンチ調査によって過去の地震の滑り量を直接測定できるが，プレート境界の地震では直接測定ができない．そのため地表で測定された上下変動が時間予測モデルに採用されているが，南海地震のように過去3回の地震データで，その一つの変動量が小さく評価されると，予測時期は大きく変わってしまうことがある．
上下変動に代わる簡便法として，マグニチュードから滑り量を推定し，時間予測モデルに準拠した図を作ることはできる．過去3回の地震データだけを使うと最短で2004年，最長でも2019年になる．地震数（データ数）によって次の地震発生の予測年が変わる．1361年正平地震以降の6回の地震を用いると，次の地震は2050年頃になる．また地震数（データ数）が増えると，時間予測モデルと滑り予測モデルとの違いがなくなり，どちらのモデルが適当かはわからなくなる．

© 日本地震学会

地震	M	室戸	高知
昭和	8.0	1.15	-1.2
安政	8.4	1.2	-1.1

表：2回の地震のマグニチュードと
室戸・高知で測定された上下変動
（単位は m）.
地震規模は異なるが上下変動は
両地震でほぼ同じ.

図3



図上：南海トラフ軸にほぼ直行方向のプレート境界（細い斜め実線）と断層面の断面．黒の細長い矩形は
昭和南海地震（断層幅 60 km），点線の細長い矩形は安政南海地震（断層幅 95 km）．
下：実線は昭和南海地震（滑り量 5 m），点線は安政南海地震（滑り量 8 m）による地表の上下変動．
後者の滑り量は 前者の1.6倍だが，室戸の隆起も高知の沈降もふたつの地震共同じになっている．

滑り量と地表の上下変動は比例しない場合がある

© 日本地震学会

The possibility to argument about the existance of "Repeating Tremor" by the log from Twitter(2020)

*Michiko Imazu[1]

1. jisin-kurumiru

1994年に体感による微動を捕捉し1995年兵庫県南部地震が発生した、最初の発見から一歩進んで
2012年、加速度センサーによる捕捉を試みたが、かろうじて捕捉できたサンプルは不明瞭かつ微小で説得力に欠けており壁にぶつかっていた。その後、体感による微動記録をブログからTwitterに変えた。このなかで地震速報をフォローすることで、体感できた微動と実際に発生した地震の時間的、規模、場所、メカニズムの相関をTLで記録し、Twilogで客観的検証ができることに気づき、今回はその記録をもとに、2020前半のいくつかの局面を例に「地震発生の先行現象としての”規則微動”が確かに存在している」このと論証を試みる。今回は期間内に日本での陸域直下の被害地震に先行するものは入っていないが、ほかに、よく発生している海外の大型地震に先行する一時的な微動がある。それぞれについて傾向を説明しつつ例示する。

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 31th) | Regular session：S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

Sat. Oct 31, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Sat. Oct 31, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S16P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S16P-01] Estimation of Subsurface Soil Depth Affecting Spatial Variation of Ground Motion between Adjacent Points

○Ryoichi Tokumitsu[1], Yu Yamamoto[1], Yasuo Uchiyama[1], Susumu Ohno[2] (1.Taisei Corp., 2.Tohoku Univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S16P-02] Overview of ground motions on the islands of Kagoshima, Japan -Using seismograph data of Kagoshima Prefecture-

○Nobuyuki Yamada[1], Kimiyuki Asano[2], Tomotaka Iwata[2] (1.Kochi University, 2.DPRI Kyoto University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S16P-03] Long-period ground motion simulation in the Kanto region: effects of 3D CMT solutions

○Shunsuke Takemura[1], Kazuo Yoshimoto[2], Katsuhiko Shiomi[3] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.Yokohama City University, 3.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S16P-04] Influence of Seismic Source Locations of Interplate Earthquake along the Nankai Trough on Long-Period Ground Motions in Osaka Bay Area

○Tomohiro Oguchi[1], Masayuki Nagano[2] (1.Tokyo University of Science Graduate School , 2.Tokyo University of Science)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S16P-05] Microtremor Array Surveys in and around the Lowland Area along the Kizu River, Kyoto

○Kimiyuki Asano[1], Masayuki Yoshimi[2], Tomotaka Iwata[1], Hirotoshi Uebayashi[3], Michihiro Ohori[4], Haruko Sekiguchi[1], Hiro Nimiya[2], Tatsuya Noguchi[5] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, GSJ/AIST, 3.Institute for Integrated Radiation and Nuclear Science, Kyoto University, 4.Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui, 5.Faculty of Engineering, Tottori University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S16P-06] Microtremor array surveys on the Eastern Part of the Nara Basin, Japan

○Masayuki YOSHIMI[1], Kimiyuki ASANO[2], Tomotaka IWATA[2], Hiro NIMIYA[1], Takeshi SUGIYAMA (1.Geological Survey of Japan/AIST, 2.DPRI, Kyoto university)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S16P-07] Estimation of Subsurface Structure and Ground Motion Characteristics in the Landslide Areas Derived from Microtremor Observation - Case of Ikutahara, Engaru-cho, Monbetsu-gun, Hokkaido -

○Isamu Nishimura[1], Tatsuya Noguchi[2], Yusuke Ono[2], Masanori Kohno[2] (1.Tottori University, Graduate School of Engineering Department of Management of Social Systems and Civil Engineering, 2.Tottori Univercity, Department of engineering)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S16P-08] S wave seismic reflection and microtremor surveys on the Shikano fault appeared in the 1943 Tottori earthquake

○Takao Kagawa[1], Tatsuya Noguchi[1], Koji Yamada[2], Tetsuya Takameoto[2] (1.Faculty of Engineering, Tottori University, 2.Hanshin Consultants Co., Ltd.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S16P-09] Estimation of gravity basement structure in the central Tottori, Japan

○Tatsuya Noguchi[1], Isamu Nishimura[1], Takao Kagawa[1] (1.Tottori University)

Estimation of Subsurface Soil Depth Affecting Spatial Variation of Ground Motion between Adjacent Points

*Ryoichi Tokumitsu[1], Yu Yamamoto[1], Yasuo Uchiyama[1], Susumu Ohno[2]

1. Taisei Corp., 2. Tohoku Univ.

１．はじめに

表層地盤の不均質性に伴う地震動の空間変動には、建物への入力地震動の低減効果が期待される。耐震設計において地震動の空間変動特性の影響を考慮し、建物の地震応答の精度向上を図るためには、表層地盤の不均質パラメータを明確にするとともに、設計において地震動の空間変動の影響を適切に評価するためにモデル化すべき地盤深さを把握することが重要である。

本検討では不均質地盤モデルによる地震動シミュレーションから得られた隣接地点間における応答波形を解析対象とし、Ritter et al.(1998)[1)]に基づき、地盤の平均S波速度および平均S波速度に対する変動係数、相関距離をパラメータとして、隣接地点間における地震動の空間変動に影響を与える表層地盤の深さを推定する。

２．地震動の空間変動と地盤の不均質パラメータとの関係

Ritter et al.(1998)[1)]は地震動の空間変動 $\varepsilon(f)$ を散乱係数および伝播距離との関係式で示すとともに、Shapiro et al.(1993)[2)]の散乱係数と地盤の不均質性の相関関数との関係式に基づき、$\varepsilon(f)$ を地盤の不均質パラメータとの関係式で表現している。例えば地盤の不均質パターンがガウス型に従う場合、(1)式で表現される。

$$\ln(<\varepsilon(f)^2>+1) = (4\pi^{2.5} \cdot (\sigma^2 a) \cdot L \cdot f^2) / c^2 = \gamma \cdot f^2 \cdots\cdots(1)$$

ここで左辺の$<\varepsilon(f)^2>$のうち、$<\ >$は平均を示す。右辺の σ は不均質地盤における地盤物性の変動係数、aは相関距離、Lは地盤中の地震波の伝播距離すなわち地盤深さ、fは周波数、cは地盤の平均伝播速度を示す。(1)式は地震動の空間変動$<\varepsilon(f)^2>$は係数を γ とするfの2次関数で表現されることを示しているとともに、地盤調査により σ、a、cを把握できた場合、観測記録より$<\varepsilon(f)^2>$が求まれば、Lすなわち$<\varepsilon(f)^2>$に影響を与える地盤深さを推定できることを示している。なお、(1)式は地震動の散乱の程度が強くない範囲において有効であるとしている。

３．不均質地盤モデルを用いた地震動シミュレーション

解析に使用した不均質地盤モデルの例を図 1に示す。本検討では2次元のFEMモデルを使用した。モデルのサイズは水平方向を500m、深さ方向を200mとし、メッシュサイズは1m×1mとした。地盤の平均S波速度は300m/sとし、ガウス型の自己相関関数に従うようにS波速度を変動させ、相関距離は等方的に10m、変動係数は15%とした。また、本検討では初期乱数を変化させることにより、10パターンの地盤モデルを作成した。なお、地盤の内部減衰は0.5%とした。入力地震動はインパルス的な地震動を与えるため、加振時間0.02秒の三角型関数を地盤モデルの底面よりSH方向に平面入射した。応答波は図 1に示すとおり、モデル両端から150mの範囲を除く幅200mの地表面の領域において、1.0m間隔で抽出した。抽出時間は地震動の入力直後より約10秒間とした。また(1)式の $\varepsilon(f)^2$ はRitter et al.(1998)[1)]を参考に、隣接する2観測点より抽出した時刻歴波形の振幅を平均した波形と、もとの波形から平均した波形の差分の波形のパワースペクトル比で定義した。

４．空間変動に影響を与える表層地盤深さ

10種類の不均質地盤モデルより抽出したすべての応答波を対象に、離間距離が5m、10m、15m、30m、60mとなる2観測点の$\ln(<\varepsilon(f)^2>)$とfとの関係を図 2に示す。Ritter et al.(1998)[1)]は$\ln(<\varepsilon(f)^2>)$が0未満の範囲は散乱が強くないとしていることから、本検討では観測点間の離間距離ごとに、$\ln(<\varepsilon(f)^2>)$が0未満の周波数帯を解析対象とした。図2に基づき$\ln(<\varepsilon(f)^2>+1)$とfとの関係を描いた結果を図 3に示す。また解析対象の周波数帯において回帰分析し、$\ln(<\varepsilon(f)^2>+1)$をfの2次関数で表現した結果を図 3に点線で示す。回帰係数により求めた回帰係数を(1)式の γ に代入し、$\sigma^2 a$とLとの関係を描いた結果を図 4に

© 日本地震学会

示す。図 4には本検討で使用した不均質地盤モデルのσ^2aに相当する値を黒の点線で示す。σ^2aおよびLとの関係の線と不均質地盤モデルのσ^2aに相当する黒の点線との交点が地震動の空間変動に影響を与える地盤深さLに相当する。図4に基づき、観測点間の離間距離と地震動の空間変動に影響を与える地盤深さLとの関係を描いた結果を図5に示す。観測点間の離間距離が大きくなるほどLも深くなるが、離間距離が30m以上になると、Lが大きく変化しなくなる傾向が見られる。

参考文献

1) Ritter et al.(1998): Geophys. J. Int., 134, pp.187-198
2) Shapiro et al.(1993): Geophys. J. Int., 114, pp.373-391

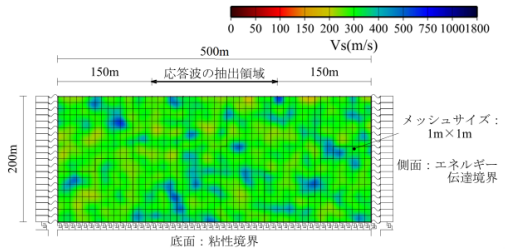


図 1 不均質地盤モデルの例

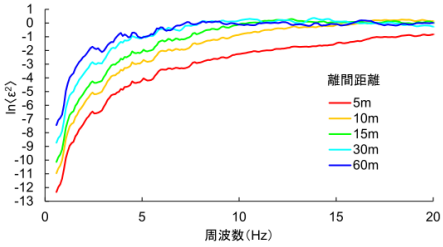


図 2 $\ln\langle\varepsilon(f)^2\rangle$と f との関係

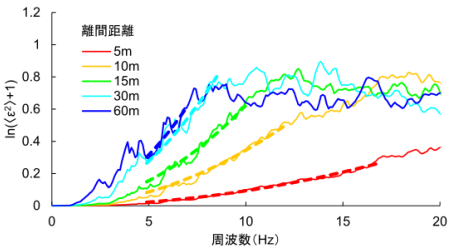


図 3 $\ln\langle\varepsilon(f)^2+1\rangle$と f との関係

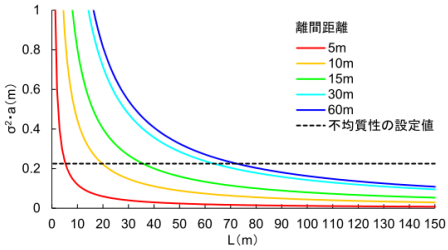


図 4 $\langle\varepsilon(f)^2\rangle$に影響を与える地盤深さ

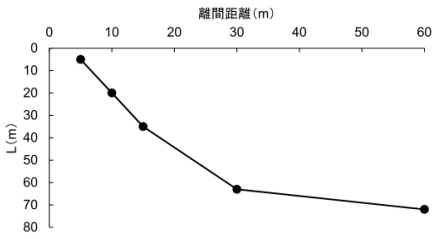


図 5 離間距離と$\langle\varepsilon(f)^2\rangle$に影響を与える地盤深さとの関係

© 日本地震学会

Overview of ground motions on the islands of Kagoshima, Japan -Using seismograph data of Kagoshima Prefecture-

*Nobuyuki Yamada[1], Kimiyuki Asano[2], Tomotaka Iwata[2]

1. Kochi University, 2. DPRI Kyoto University

鹿児島県は，南北約500kmにわたる広範囲に奄美群島，吐噶喇列島，大隅諸島および甑島列島など大小多数の島々を行政区に有する。これらの地域では，沖縄トラフや琉球海溝などでの地震によりたびたび強い揺れに見舞われ，過去には地震被害も発生している（例えば，1911年の喜界島近海の地震M: 8.0[宇佐美(1996)]など）。さらに，将来被害をもたらす地震の発生も危惧され，有人島における地震防災を考える上で，精度の高い地震動評価は必要である。

これら点在する島々には，各市町村に震度観測点（計測震度計は，国際計測器製KSG-T2030）があり，各観測点で得られた加速度波形データ（期間2010年10月～2018年2月）の取りまとめがなされている[地震調査研究推進本部：平成28年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査 (2019)]。また，山田(伸)ほか(2018)では，奄美群島と吐噶喇列島の一部での微動アレイ探査を実施しており，深部地盤構造の概略を推定している。こうした経緯から，本研究では，この震度計データを主に活用し，鹿児島県の島嶼部の地震動を概観し，強震観測点の無い島や地域の地震動特性を明らかにするとともに，今後の南西諸島における地震動評価のための一資料とすることを目指す。

鹿児島県が設置する震度計は73地点あり，３成分を１個とした地震動記録数（観測点×イベント数）は3339個で，そのうち，島嶼部のものは，25地点で1312個であった。地点毎の記録数は，十島村小宝島で最多の162個，同村悪石島で112個，反面，十島村平島で9個，三島村硫黄島で8個，同村黒島で3個であり，記録数に偏りは大きい。記録長は，60～90秒前後のものが多い。

本報告の第1段階として，できるだけ多くの震度観測点での記録が得られている地震（最大で12地点で5地震が該当）や記録数の少ない地点の記録を含む地震の計20地震を選び，各島での地震動の性状の把握を行った。この20地震については，防災科学技術研究所のK-NET（計13地点）によるデータも参照した。対象となった地震の中には，2011年11月8日の東シナ海の地震(Mj: 7.0, 深さ217km)や2015年11月14日の九州西方沖の地震(Mj: 7.1，深さ17km)などがあり，2016年4月16日の熊本地震も含めた。地震の発生場所や規模はばらばらであるが，概ね地域単位での地震動特性の把握ができそうである。いくつかの地震の速度波形によると，喜界町(喜界島)や三島村(硫黄島)などは，Ｓ波以降の後続位相が他地点と比して常に顕著であった。これらの島については，例えば，前者は竹中ほか(1997)，後者は山田(雅)ほか(2016)で地震動等についての記載がある。また，これらの記録の一部について，Ｓ波の立ち上がりを目視またはS波速度を3.4 km/s（山田(伸)ほか(2018)の平均基盤速度を利用）として走時を計算して，そこから40.96s間を切り出し，高速フーリエ変換によりスペクトルの水平動成分の合成を上下動で除したスペクトル比(H/V)も計算した。現段階では，H/Vの形態が地震毎にばらつきが大きい地点もあるためデータ区間の設定など再考を要する点があると考えられるが，多くの地点でそのピーク周期は0.2～0.5 s（喜界島や硫黄島は1.0 s前後）であった。今後さらにこれら震度計等のデータの処理と精査を行い，鹿児島県の島嶼部の地震動特性を明らかにするとともに，表層地質や島の成因などを考慮しながら地震動評価のための地盤構造モデルの推定に活用できるか模索したい。

本研究で使用した地震動波形データについて，震度計によるものは，鹿児島県震度情報ネットワークシステム[鹿児島県危機管理局危機管理防災課]によるもの，K-NETのデータは，防災科学技術研究所によるものです。関係者各位に記して感謝申し上げます。

© 日本地震学会

Long-period ground motion simulation in the Kanto region: effects of 3D CMT solutions

*Shunsuke Takemura[1], Kazuo Yoshimoto[2], Katsuhiko Shiomi[3]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Yokohama City University, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

長周期の変位波形は不均質構造に対してロバストであると考えられており，1次元構造がCMT解析で広く用いられている．しかし，海域などの不均質の強い地域ではその限りではなく，3次元地下構造の考慮が必要であることが報告されている（例えば，Hejrani et al., 2017; Takemura, Okuwaki et al., 2020; Wang & Zhan, 2020）．本研究では， 関東地方で2017年4月から2020年3月の間に発生したMw 4.5以上かつ50 km以浅の地震について，F-net広帯域地震計の記録から得られた周期25-100秒の変位波形を利用したCMT解析実施した．そして，本研究で得られた3次元CMT解を利用した地震動シミュレーションを行い，周期数秒以上の長周期地震動（以下、単に長周期地震動）の再現性を評価した．

3次元CMT解析および長周期地震動シミュレーションでは，全国１次地下構造モデル（Koketsu et al., 2012）を利用し，OpenSWPC（Maeda et al., 2017）により地震波伝播を評価した．CMT解の推定には，Takemura, Okuwaki et al. (2020)のグリッドサーチ3次元CMT解析手法を採用した．関東平野における長周期地震動の観測記録とシミュレーション結果の比較にはMeSO-netの記録を利用した．手法やシミュレーションに関する詳細は，Takemura, Yoshimoto & Shiomi (2020)に記されている．

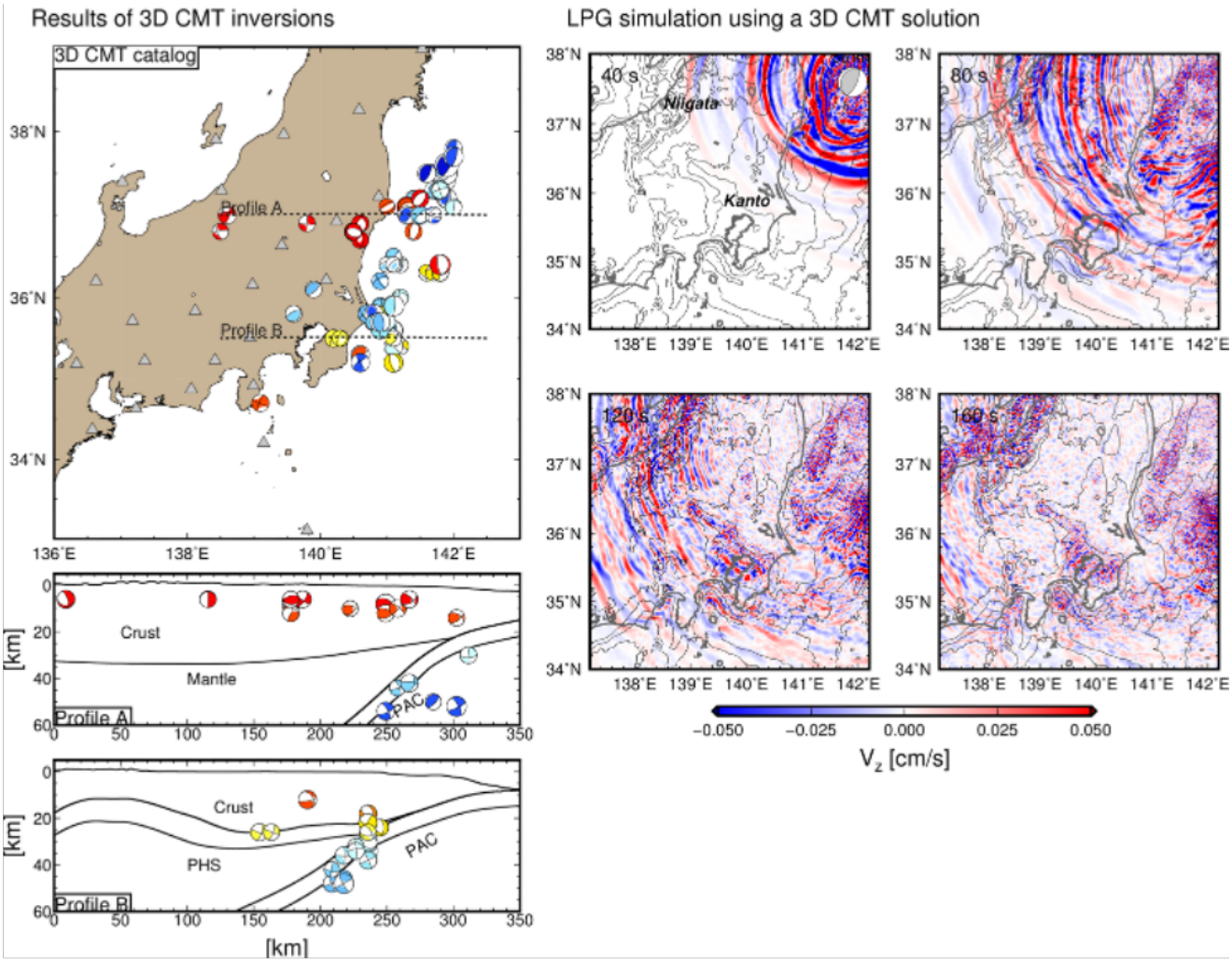
本研究による3次元CMT解（図左側）とF-net MT解を比較すると，震源の深さやメカニズム解に大きな差はなかった．しかし，3次元CMT解では，特にスラブ内で発生する地震についてMwがF-net MT解と比較して最大で0.3程度異なることがわかった．Takemura, Okuwaki et al. (2020)による南海トラフの3次元 CMTカタログでも同様の傾向が見られた．F-net 1次元構造（Kubo et al. 2002）を含む様々な不均質構造を用いた地震動シミュレーションにより，スラブ内地震で見られたF-net MT解と3次元 CMT解のMwの差は，震源域の剛性率構造に起因することが明らかになった．3次元地下構造モデルでは沈み込む海洋性地殻（低剛性率体）と海洋性マントル（高剛性率体）が含まれているのに対し，1次元構造ではMoho面以深では一様な剛性率構造となっており，そのためにMwの推定で系統的な差異が発生した．Mwの大きさは地震動シミュレーションの地震動の振幅と直接的に関係する．本研究の結果は，正確な長周期地震動のモデル化を目指すには，利用する3次元地下構造モデルに調整されたCMT解（例えば，3次元CMT解）を利用する必要があることを示唆している．本研究による3次元CMT解を利用した地震動シミュレーション（図右側）は，CMT解析に使用していないMeSO-net観測点との比較を含め，周期10秒以上の長周期地震動を概ね再現することに成功した．

手法とCMTカタログに関する参考文献

Takemura, Okuwaki et al., 2020 GJI https://doi.org/10.1093/gji/ggaa238
Takemura, Yoshimoto & Shiomi 2020 https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-43689/v1
本研究によるCMTカタログ https://doi.org/10.5281/zenodo.3926883

謝辞　防災科学技術研究所F-net（https://doi.org/10.17598/NIED.0005）とMeSO-netの波形記録を利用しました．地震動計算には東京大学地震研究所　地震火山情報センターの計算機システムおよび東京大学　情報基盤センターのOakforest-PACSを利用しました。本研究は、東京大学地震研究所 共同利用（2020-S-04）およびJSPS科研費19H04626により実施されました。

© 日本地震学会



図．３次元CMT解析および長周期地震動シミュレーションの結果．右側は本研究で得られた3次元CMT解の分布図．プロファイルAおよびBの断面におけるプレート構造は全国１次地下構造モデル（Koketsu et al. 2012）を参照．左側は2019年8月4日に発生したMw6.3の地震の3次元CMT解を利用した地震動シミュレーションの結果．上下動成分の速度場のスナップショットを示し，背景の等深線は全国１次地下構造モデルの地震基盤深度．

© 日本地震学会

Influence of Seismic Source Locations of Interplate Earthquake along the Nankai Trough on Long-Period Ground Motions in Osaka Bay Area

*Tomohiro Oguchi[1], Masayuki Nagano[2]

1. Tokyo University of Science Graduate School , 2. Tokyo University of Science

2011年東北地方太平洋沖地震 (以下，3.11本震) の際には，震源から遠く離れた大阪湾沿岸部で周期6～8秒の成分が卓越する長周期地震動が発生した。これにより，超高層建物内で国内最大級の応答変位が観測され，スプリンクラーの破損やエレベーターの停止などの建物被害の発生が報告された。3.11本震時の強震記録の分析や計算から，大阪平野内の堆積地盤により沿岸部で周期6～8秒の地震動成分が増幅したことが指摘されている。今後，南海トラフを震源とするM 8～9クラスの巨大プレート境界地震の発生が危惧されている中で，2025年には大阪府夢洲において大阪・関西万博の開催が予定されており，大阪湾沿岸部での地震動予測は重要な課題といえる。

不整形な地盤構造を有する堆積平野では長周期地震動の最大振幅や卓越周期が震源位置によって変動することが指摘されており，変動の一因として不整形な地盤構造への地震波の入射方向による伝播経路の違いが挙げられている。大阪平野は上町断層帯などが伏在する複雑な地盤構造を有しており，震源位置によって長周期地震動の性状が変動することが推察される。天藤・他 (2015) は大阪湾沿岸部における長周期地震動の地震波入射方向の影響について，水平SH波入射による地盤応答解析を三次元差分法により行い，南海トラフ沿いを想定した方向から地震波が入射した場合，3.11本震時と比較して長周期地震動が励起される可能性を示唆している。一方，南海トラフ沿いで発生するプレート境界地震について，断層面内の震源位置が大阪湾沿岸部における長周期地震動評価に与える影響を評価した例は少ない。

本稿では、図1に示す大阪湾沿岸部の埋立地に位置するKiK-net此花 (OSKH02) を対象地点とし，南海トラフ沿いで発生するプレート境界地震の震源位置が大阪湾沿岸部における影響を数値計算により評価した。大阪平野の堆積層やプレート境界の地盤構造を考慮した地震動評価には三次元差分法[永野(2004)]を利用し，相反定理に基づき多数の震源点に対するグリーン関数を算定し地震動を評価した。震源位置が与える影響を検討するため，震源は全て点震源とし，フィリピン海プレートの上面付近に震央位置を10km間隔で設定した。震源域は，地震調査研究推進本部 (2013) において示された，南海トラフ沿いの想定震源域とした。以上より，計算された速度波形について水平二方向の合成を行い，それぞれの震源での最大速度を求めることで震源位置が与える影響を評価した(図2)。設定した震源の中から，図2に示す震源1および震源2を選択し，通常の三次元差分法を用いた順解析を行った(図3および図4)。以下に得られた知見をまとめる。①僅かな震源位置の違いで，OSKH02および大阪平野内の地震動の空間分布が大きく変動した(図2～図4)。②特にOSKH02の南東方向の位置からの地震動が大きく増幅した。南北方向に縞状の速度分布がみられた(図2)。③南海トラフ沿いの付加体(図5)を地震基盤(V_S=3200m/s)に置換したところ，縞状の速度分布はみられなかった(図6)。

図の作成にGMTを利用させて頂きました。ここに記して御礼申し上げます。

© 日本地震学会

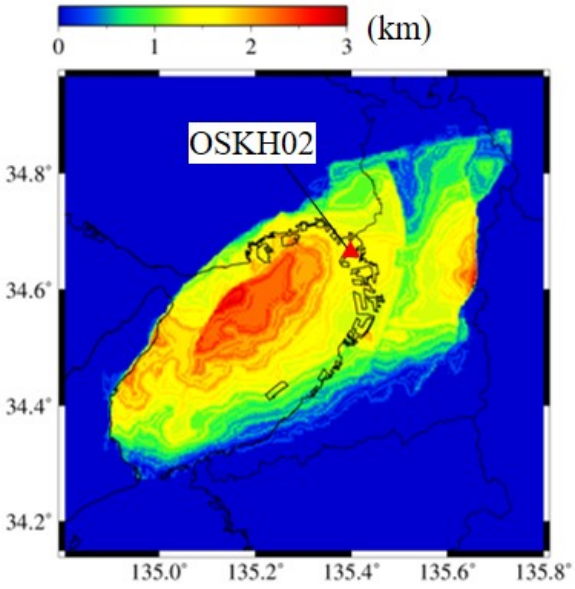


図1　大阪湾沿岸部の地震基盤深さ

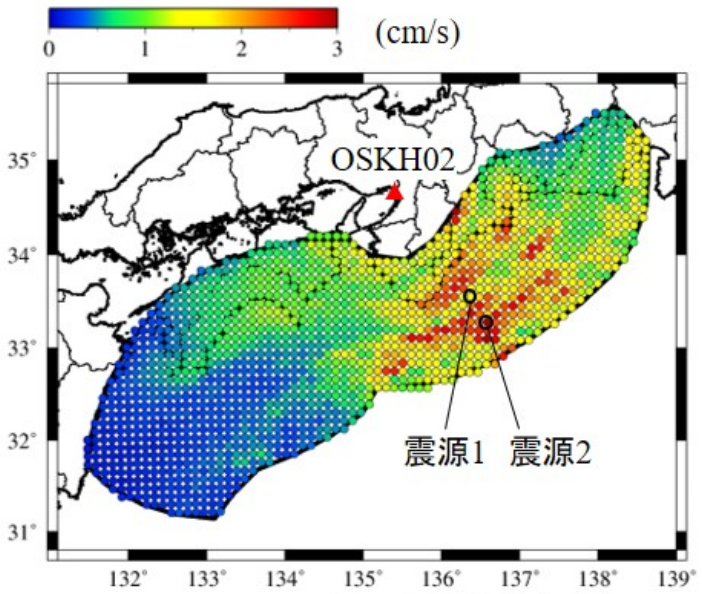


図2　OSKH02における最大速度分布

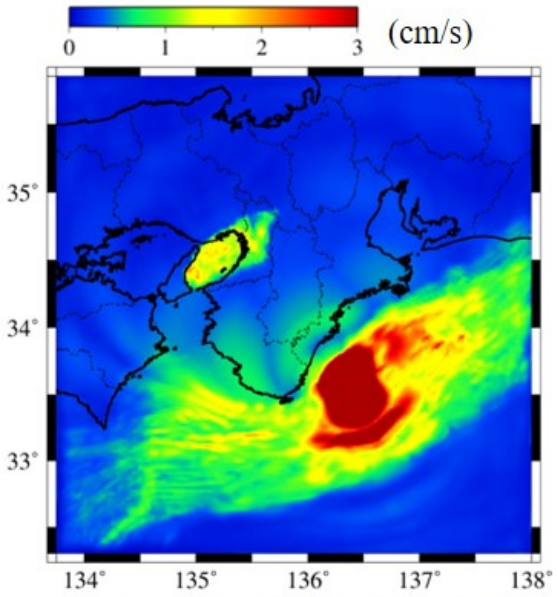


図3　震源1の地表面最大速度

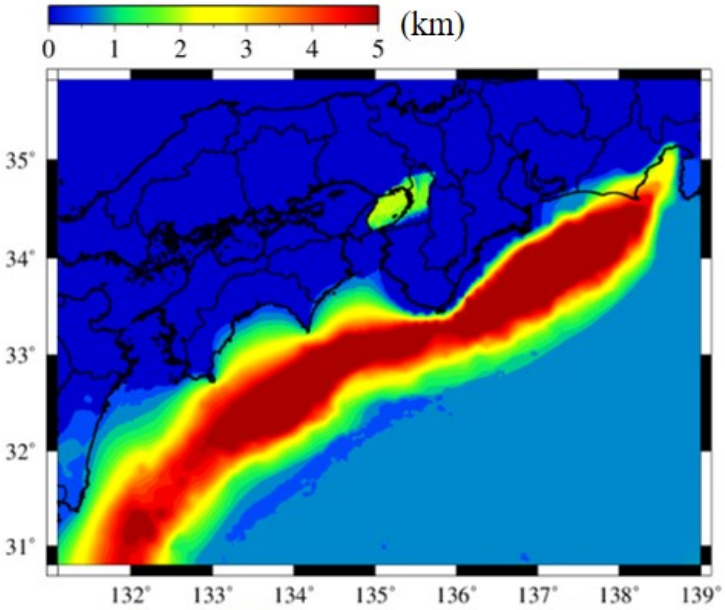


図5　付加体 (V_S=1000m/s) 下面深さ

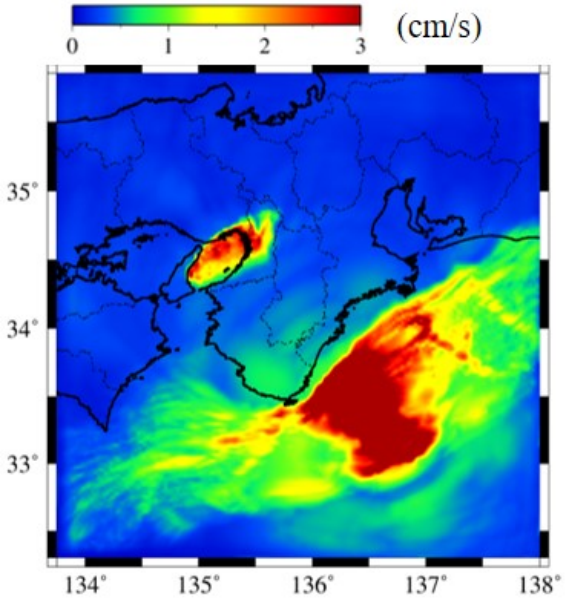


図4　震源2の地表面最大速度

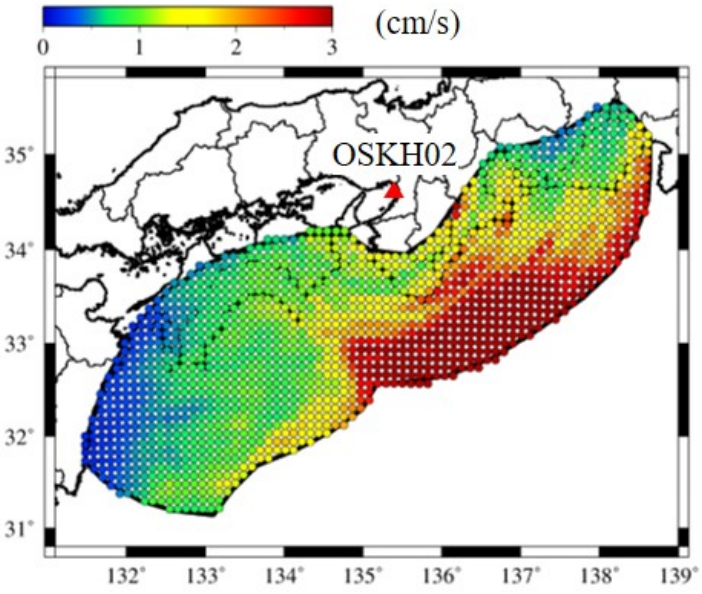


図6　付加体を地震基盤に置換した場合の
OSKH02における最大速度分布

© 日本地震学会

Microtremor Array Surveys in and around the Lowland Area along the Kizu River, Kyoto

*Kimiyuki Asano[1], Masayuki Yoshimi[2], Tomotaka Iwata[1], Hirotoshi Uebayashi[3], Michihiro Ohori[4], Haruko Sekiguchi[1], Hiro Nimiya[2], Tatsuya Noguchi[5]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, GSJ/AIST, 3. Institute for Integrated Radiation and Nuclear Science, Kyoto University, 4. Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui, 5. Faculty of Engineering, Tottori University

文部科学省科学技術基礎調査等委託「奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測」（代表：岩田知孝）サブテーマ3では，奈良盆地東縁断層帯が活動した場合の強震動予測の高度化を目指し，京都盆地や奈良盆地における地盤構造の調査とモデル化のための研究を進めている．京都盆地においては，京都市内から巨椋池にかけての15地点で大半径の微動アレイ探査［京都市, 2001］がなされ，基盤までのS波速度構造が調査されているものの，京都府南部の木津川沿いの低地帯周辺では，これまで深部までのS波速度構造を把握するための調査はほとんどなされていなかった．本研究では，木津川低地での深部地盤構造モデルの改訂に資するため，京都府南部の木津川沿いの低地帯で最小半径0.6 mから最大半径500～600 mまでの微動アレイ観測を実施し，各地点のS波速度構造モデルを推定した．観測計画やアレイ設計を吉見が主に担当し，解析を浅野が主に担当した．微動観測や結果の議論には著者全員が参加した．

微動アレイ観測は，久世郡久御山町佐山から木津川市木津にかけての6地点（KZ01～KZ06）で実施した（Fig. 1）．現地での観測は，2020年3月5～7日に実施した．また，データを補うための追加調査を2020年7月15日に実施した．追加調査では比較のため，KZ06の約2 km南に位置する丘陵上の奈良市佐保台（SHD）でも新たに微動アレイ観測（アレイ半径 2～300 m）を行った．微動観測システムは東京測振製速度計SE-321（5 V/(cm/s)）と白山工業製収録装置LS-8800（アンプゲイン8倍）を組み合わせたシステムを主に使用した．小半径のアレイの一部では白山工業製ポータブル微動観測装置JU410（2 V/G，アンプゲイン100倍）を使用した．サンプリング周波数は200 Hzとした．いずれも正三角形アレイによる4点同時観測とし，アレイ半径を変えて1地点あたり6～7組の観測を行った．アレイ設計に際しては，竿本・吉見(2020)による微動アレイ探査における地震計設置場所選定プログラムを使用した．プログラムに必要なOpenStreetMapの道路情報が不足していた地域（農地など）については，地図情報を追加した．観測はすべて日中に行い，半径10 m以下の小アレイでは少なくとも20分以上，中規模の半径のアレイでは30分以上，半径200 m以上の大アレイでは1時間以上測定した．

微動アレイ観測で得られた上下動記録にSPAC法を適用し，位相速度を推定した．例えば，1 Hzでの位相速度を比べると，北からKZ01とKZ02では約0.7 km/s，KZ03とKZ04では約1.2～1.3 km/s，KZ05では約0.9 km/s，KZ06とSHDでは約1.0 km/sと地域による違いが見られた．なお，KZ06とSHDの分散曲線は低周波数帯（< 1.5 Hz）では似ており，丘陵部と低地で深部構造の違いは小さい可能性がある．木津川沿いの低地帯での高周波数側（約10～20 Hz）の位相速度は，各地点で0.10～0.15 km/sであり，木津川沿いの沖積層の存在に対応する．

位相速度分散曲線をRayleigh波基本モードでモデル化することにより，各地点の一次元S波速度構造を推定した．J-SHIS V2やJIVSMなどを参考にして，層構造モデルを仮定した上で，第1層からV_S 2.7 km/s層までの各層の層厚と第1層のV_SをMCMC法で推定した．上部地殻はJ-SHIS V2，上部／下部地殻境界～上部マントルはJIVSMから一次元構造として与えられるモデルに固定した．V_S 2.7 km/s層の上面深度は，KZ01とKZ02では約640～650 mと深く（参考：京都盆地最深部の巨椋池での基盤深度は約700 m［京都市, 2003］），木津川沿いのKZ03，KZ05，KZ06とSHDでは約400～440 mの深さと推定された．KZ04ではより浅い．推定された基盤深度は既往の反射法探査結果［横倉・他, 2002; 京都府, 2006］とも大きく矛盾しないものであった．木津

© 日本地震学会

川左岸の相楽郡精華町周辺のKZ05では，V_S 0.8～0.9 km/sの層が堆積層全体に占める割合（約80%）が，低地帯の他の地点（59～66%）に比べて大きかった．この地点付近では，大阪層群の最下部層の占める割合が相対的に大きいのではないかと推測される．

今後，本研究の微動アレイ探査結果やその他の調査結果（反射法地震探査，ボーリング資料など）を取り入れて，奈良盆地東縁断層帯周辺の3次元地盤構造モデルの改訂が進められていく予定である．
謝辞：本研究は文部科学省科学技術基礎調査等委託「奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測」の一環で実施しました．現地での微動アレイ観測では，対象地域の土地改良区や実行組合はじめ，地域の皆様にお世話になりました．記して感謝いたします．

© 日本地震学会

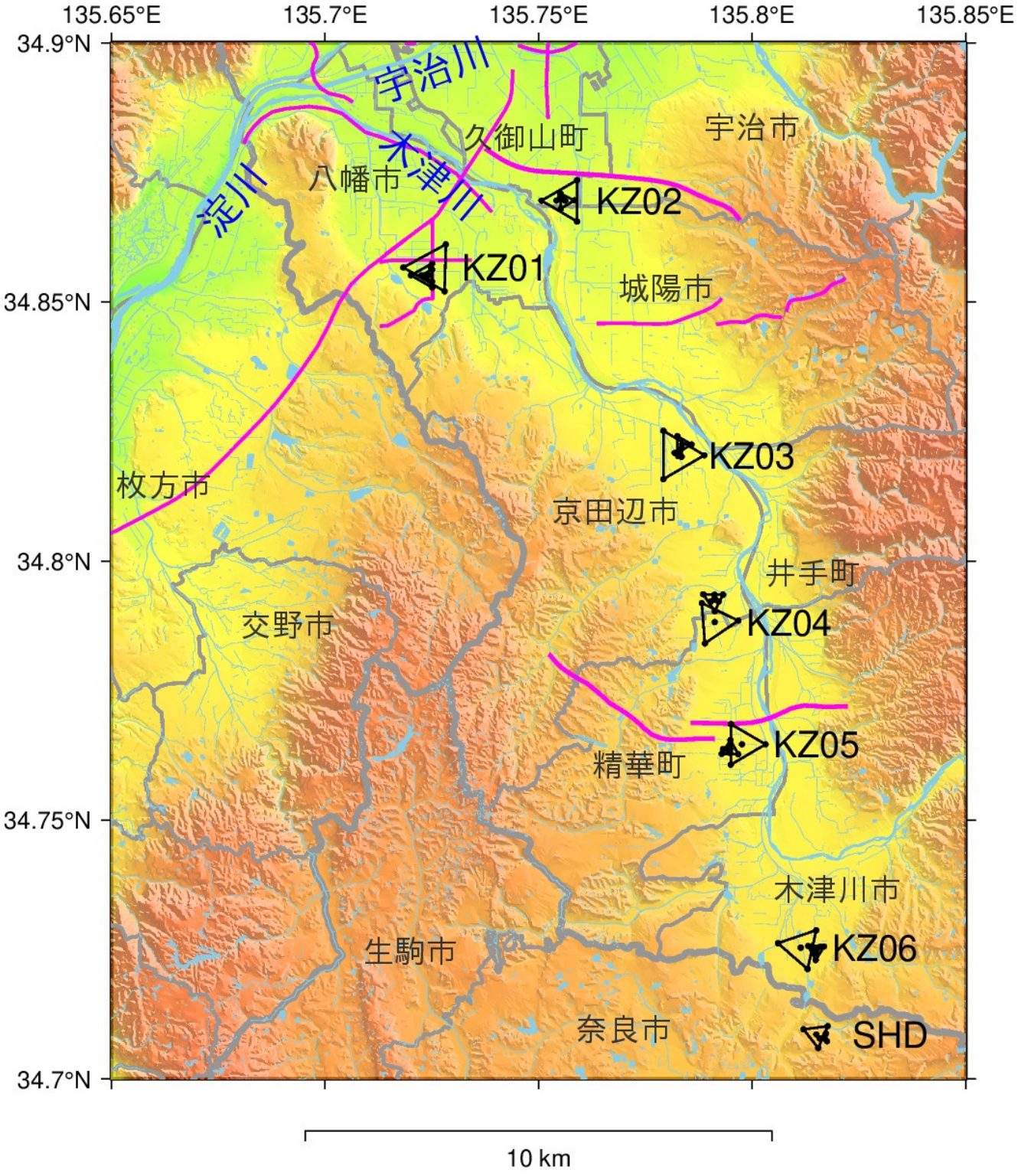


Fig.1: Map of the microtremor array survey sites along the Kizu river, Kyoto. The purple lines represent the seismic reflection survey lines in the literature.

© 日本地震学会

Microtremor array surveys on the Eastern Part of the Nara Basin, Japan

*Masayuki YOSHIMI[1], Kimiyuki ASANO[2], Tomotaka IWATA[2], Hiro NIMIYA[1], Takeshi SUGIYAMA

1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. DPRI, Kyoto university

文部科学省科学技術基礎調査等委託「奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測」（代表：岩田知孝）サブテーマ2では，奈良盆地東縁断層帯の地殻活動の現状把握に基づく震源断層形状と活動形態の推定を目的とした研究を進めている．奈良盆地東縁断層帯のうち奈良盆地周辺部に着目すると，奈良盆地の北部では断層・撓曲が東西3 kmに渡って並走するが，南端の桜井付近では0.5 kmほどの幅に収斂する．これらの断層位置は主に変動地形により判断されており，その実在を検討するには基盤岩の高度分布の推定も重要である．天理市帯解地区にて実施されたP波反射法地震探査（奥村ほか，1997）では，分岐断層・撓曲に対応した基盤岩の高度差が明瞭に見いだされた．そこで，基盤岩深度を推定するため，奈良盆地内の断層・撓曲をまたぐ３測線（帯解測線：NRO，天理測線：NRT，桜井測線：NRS）にて微動アレイ探査を実施した．帯解測線（NRO）は反射法測線とその延長に沿うよう設定し，天理測線（NRT）はNROの約5 km南，桜井測線（NRS）はさらに約10 km南に設定した．測線は東西走向で，それぞれの測線に断層線を跨がないよう５つの観測アレイを配置した．奈良盆地の基盤深度は１km以内であると推定されることから，最大半径を400 mとし，７点同時観測の大アレイと，半径4 m～60 mの４点正三角形アレイを設定した．観測には，３成分速度計（東京測振製SE-321，5V/kine，固有周期10秒）を小型低消費電力データロガー（白山工業製 LS-8800，GPS時刻校正，24 bit AD変換）に接続し，サンプリング周波数200 Hz，最小位相フィルター，8倍アンプをかけてデータ収録した．なお，全観測点にてX方向を磁北に合わせ，水平動を用いた解析にも対応するようにした．長時間の観測にあたっては微動計をバケツで覆い風雨等の影響を避けた．観測は夜間に大半径観測を，昼間に小半径観測を実施した．観測日は2020年1月20日から2月5日である．

微動アレイ観測で得られた速度時刻歴データについて，微動アレイ解析ツール「BIDO2.0」ソフトウェアを用いて解析した．ここでは，Rayleigh波を対象とし，観測記録のうち上下動成分のみを解析に用いた．大アレイ（半径150 m以上）のデータは20.48秒（データ数4096）を小アレイのデータは10.24秒（データ数2048）を基本区間長として波形を切り出し，SPAC法にて解析した．その結果，概ね0.5 Hzから20 Hzの周波数範囲で，0.2 km/sから2 km/sの観測位相速度が抽出された．活断層位置より東に位置する各測線の東端の観測アレイ（NRO-1，NRT-1，NRS-1）の位相速度は他点よりも大きく，深い地下構造を反映する低周波数側（概ね2 Hz以下）の位相速度は，概ね断層から離れるほど小さくなる傾向が見いだされた．

観測位相速度をもとに，山中・石田（1995）の遺伝的アルゴリズムにより1次元Ｓ波速度構造モデルを探索した．探索する速度構造の設定においては，奈良盆地では大阪層群下部および最下部の比較的硬い堆積層が厚く分布することからVs=600 m/s以上の層が厚いＳ波速度構造を想定した．暫定的な結果ではあるが，帯解測線ではNRO-1からNRO-3にかけて基盤深度が増大する反射法探査結果と矛盾しない基盤深度が推定された．天理測線，桜井測線では推定断層位置を境にした基盤深度の違いについては，今後精査を進める予定である．

謝辞

この研究は文部科学省科学技術基礎調査等委託「奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測」の一環として実施されたものです．微動アレイ観測にあたっては，天理市，大和郡山市，桜井市，田原本町および地域の方々のご協力をいただきました．

参考文献

奥村晃史・寒川 旭・須貝俊彦・高田将志・相馬秀廣，奈良盆地東縁断層系の総合調査，平成8年度活断層研究調査概要報告書, 地質調査所研究資料集，51-62，1997.

関口春子・浅野公之・岩田知孝，奈良盆地の３次元速度構造モデルの構築と検証，地質学雑誌，125，715–730，2019.

Tada, T., I. Cho, and Y. Shinozaki, New horizons in the utility of horizontal-motion microtremors, Proc. 7th International Conference on Urban Earthquake Engineering, Center for Urban Earthquake Engineering, Tokyo Institute of

© 日本地震学会

Technology.(http://www.cuee.titech.ac.jp/Japanese/Publications/Doc/conference_7th.pdf)，2010.
山中浩明・石田 寛，遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析，日本建築学会構造系論文集，466，9-17，1995

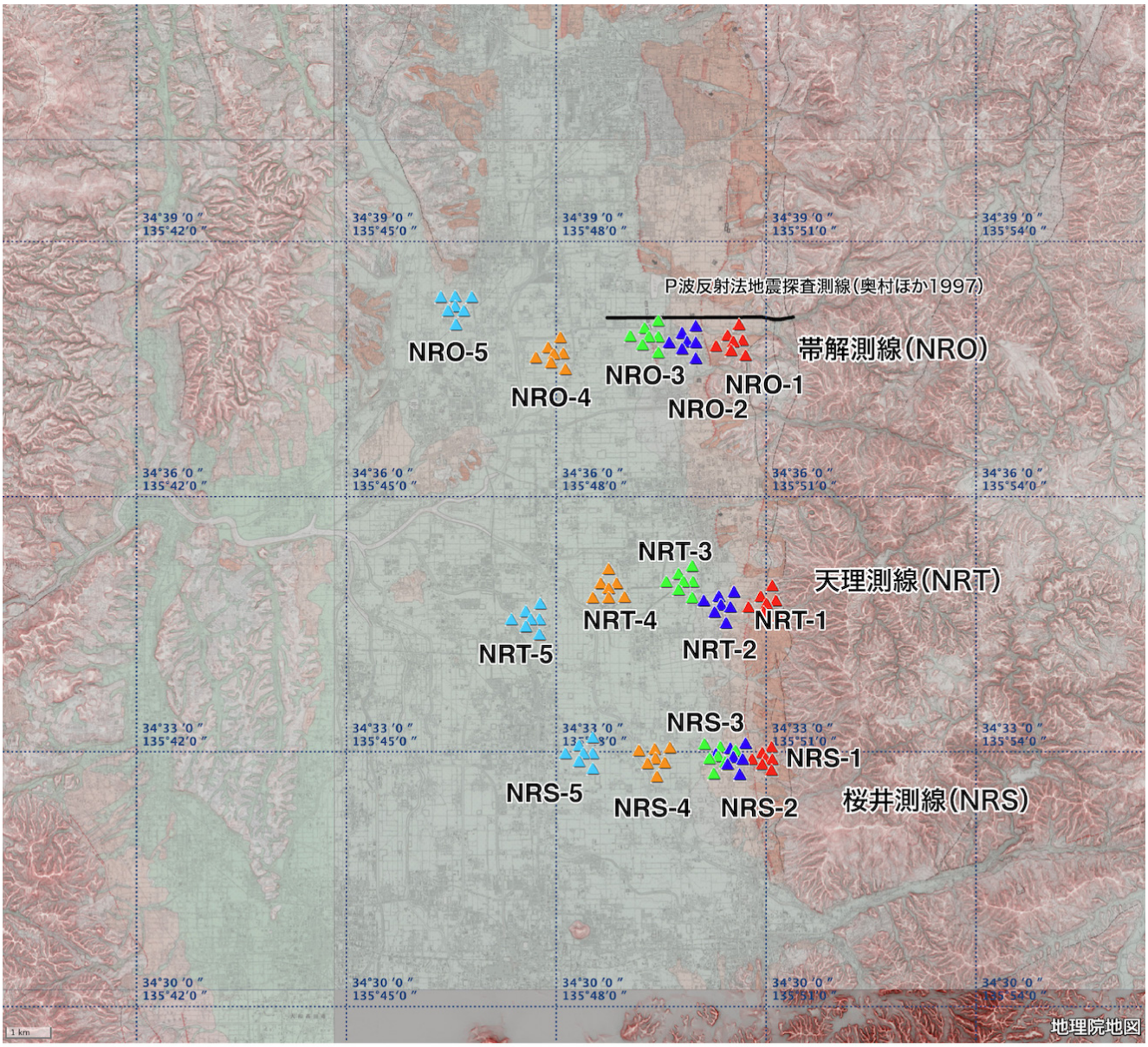


Fig 1: Location map of the microtremor array surveys on the eastern part of the Nara Basin. (GSi Map service is used.)

© 日本地震学会

Estimation of Subsurface Structure and Ground Motion Characteristics in the Landslide Areas Derived from Microtremor Observation - Case of Ikutahara, Engaru-cho, Monbetsu-gun, Hokkaido -

*Isamu Nishimura[1], Tatsuya Noguchi[2], Yusuke Ono[2], Masanori Kohno[2]

1. Tottori University, Graduate School of Engineering Department of Management of Social Systems and Civil Engineering, 2. Tottori Univercity, Department of engineering

近年，地震による地すべりによって大規模な被害が生じている．地すべりは過去の活動履歴より，繰り返し同じ場所で発生することが多く，地すべり地域の地盤震動特性の把握は重要である．地すべり地域の地盤の状態を知る手段として，微動探査を用いた評価がこれまで数多く行われている（たとえば島，1981）．これはすべり面上部の堆積物は非常に柔らかく，速度コントラストが明瞭である可能性が高いためである．本研究では古期地すべり地形が確認されている北海道紋別郡遠軽町の生田原公園にて微動観測を行い，地すべり堆積物をどの程度評価できるのかを検討した．

生田原公園は地すべり防止区域に指定されており，地質図から地山は砕屑岩及び火山砕屑岩であること，ボーリングデータから風化岩の上に砂，シルト，泥を含む地すべり堆積物が8-15ｍ程度存在することが分かっている．観測は2019/9/24，25の日中に実施した．3成分単点観測を観測時間10分程度として42点で行った．アレイ観測は地震計を円の中心に1台，円周上に3台が正三角形になるように4台配置し，アレイ半径は1-80mの範囲で，5地点で実施した．観測には加速度地震計JU410を4台，およびセンサに速度計ジオフォン（UD成分のみ観測，固有周波数4.5Hz）4台とデータロガーに分解能27bitのHKS9700を用いた．サンプリング周波数はともに200Hzとした．

微動の3成分観測記録より，20.48秒を10区間以上選定し，3成分のフーリエスペクトルを算出，対数ウィンドウ（係数20）で平滑化し，水平動のスペクトルと上下動のスペクトルの比(H/V)を求めた．またボーリングデータのあるライン上で，麓の観測点を基準とする水平動のスペクトル比(H/H)を求めた．アレイ観測記録は，CCA法（Cho et. al.，2006）によりセグメント長10.24秒，Parzenウィンドウ（バンド幅0.3Hz）でスペクトルを平滑化し，位相速度分散曲線を求めた．位相速度分散曲線とH/Vを用いて，レイリー波基本モードを仮定して，試行錯誤で地盤構造モデルを推定した．

解析の結果，山麓の平坦な場所ではH/Vスペクトルのピークが明瞭な点が多く，卓越周期が0.1-0.3秒であった．地すべり堆積物が確認されている場所のH/Vはフラットな形状であり，ピーク値が2.0を下回る点が多く，卓越周期が不鮮明である傾向がみられた．H/H比から各ラインでピークのある周期帯が異なっており，近傍の観測点でスペクトルの形状が多様であることがわかった．アレイ観測より表層にVs=130-200m/sの低速度層がみられ，これが地すべり堆積物に相当すると考えられる．一部の観測点において，山間部で微動の振幅レベルが小さいことから明瞭な位相速度が推定できなかった．今後は人工的に振源を与えるなど，観測方法を工夫して実施する予定である．

本研究は日本学術振興会科研費18H01523の助成を受けたものです．

© 日本地震学会

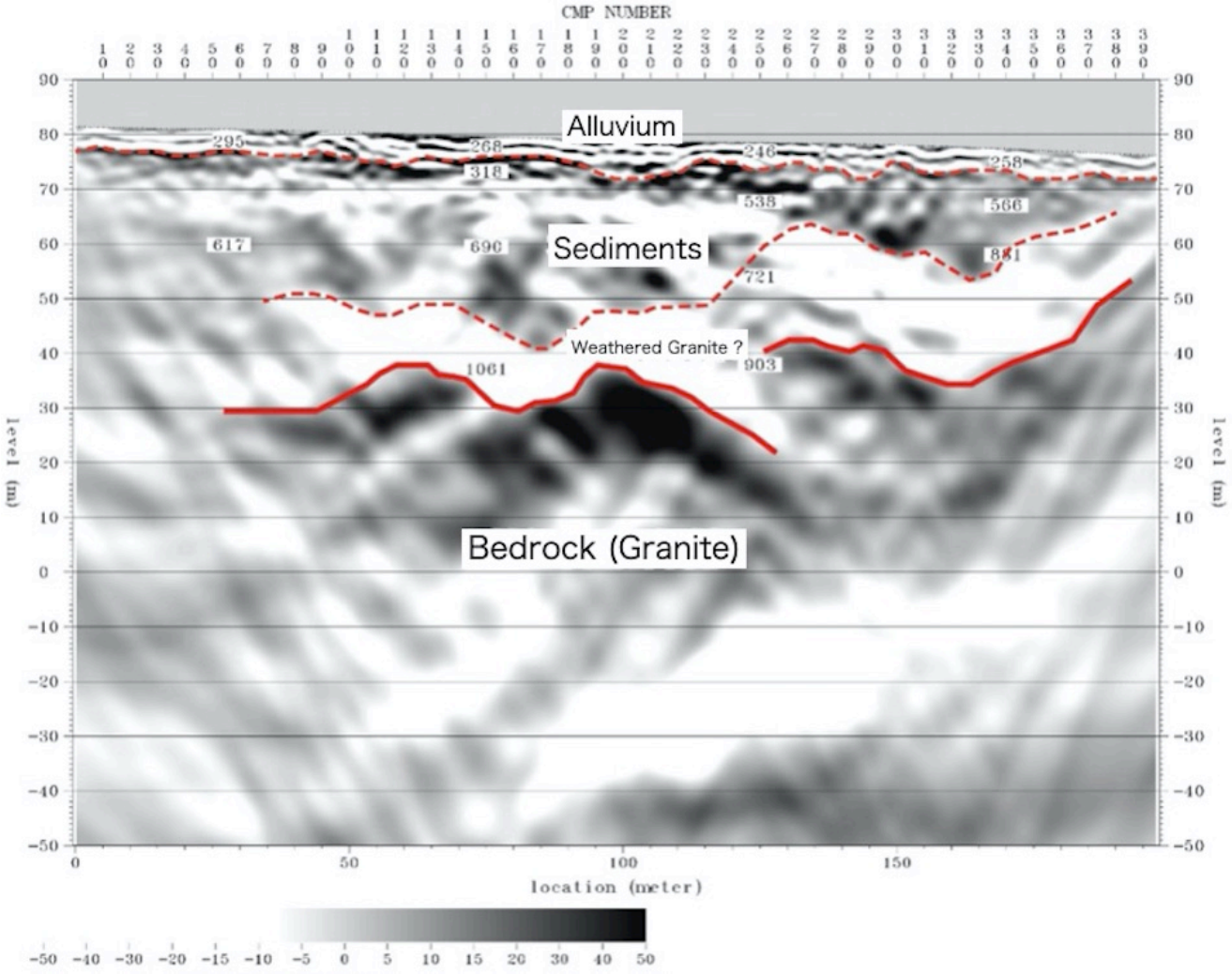
S wave seismic reflection and microtremor surveys on the Shikano fault appeared in the 1943 Tottori earthquake

*Takao Kagawa[1], Tatsuya Noguchi[1], Koji Yamada[2], Tetsuya Takameoto[2]

1. Faculty of Engineering, Tottori University, 2. Hanshin Consultants Co., Ltd.

１．はじめに
1943年鳥取地震（Mj7.2）では，震源断層の東側にあたる鳥取市街において，倒壊率からは震度7に相当する被害を生じた。東側には地表地震断層が現れなかったが，西側では明瞭な地表地震断層として吉岡・鹿野断層が断続的に出現した。鹿野断層の西縁部にあたる鳥取市鹿野町法楽寺地区では，家屋の基礎が断層変位によって寸断されたものの，揺れによる倒壊を免れた事例が残されている。一方，この断層出現位置からやや離れた鹿野町中心部では多くの家屋倒壊が発生した。
２．調査の概要
今回，鹿野町法楽寺地区の上記地表地震断層出現部を横断して，Ｓ波反射法地震探査および常時微動探査を実施した。S波震源には油圧による板叩き機材を用い，ショット間隔１ｍ，地震計間隔１ｍで，0.5ｍの共通中間点（CMP）の記録を，測線長200ｍにわたって取得した。あわせて，同測線周辺において常時微動を用いた単点３成分観測およびアレイ観測を実施し，卓越周期の変化と浅層地盤構造を推定したので，その結果を報告する。
３．解析結果
得られデータに一般的に反射法解析処理を施したS波反射断面（図）からは，鹿野断層に相当するCMP番号（200）付近で表層部の乱れが確認されたが，鹿野断層が横ずれを主とするため明瞭な段差構造は見られなかった。深さ45ｍあたりに強い反射面が確認され，速度解析によって得られたそれ以浅のＳ波速度から，この反射面が常時微動探査から得られた卓越周期に対応しているものと考えられる。また，反射法探査で得られたデータの多チャンネル表面波探査（MASW）解析による位相速度と微動アレイによる位相速度も良く対応しており，反射断面で得られた浅層地下構造を常時微動を用いて周辺に外挿することで，より広範囲の地下構造をモデル化することが期待される。
４．おわりに
今回の調査では，S波人工震源によるショット波形を，反射法地震探査測線上のピックアップだけでなく常時微動３成分観測用の複数の微動計でも取得しており，これらを用いて地表地震断層ごく近傍での地盤震動特性，地表地震断層を通過した波動の変化などについて総合的な解釈を試みたい。
謝辞：本研究は日本学術振興会科研費 19H02406の助成を受けたものです。

© 日本地震学会


CMP NUMBER
Alluvium
Sediments
Weathered Granite ?
Bedrock (Granite)
295
268
318
246
538
258
566
617
690
721
881
1061
903
level (m)
location (meter)

© 日本地震学会

Estimation of gravity basement structure in the central Tottori, Japan

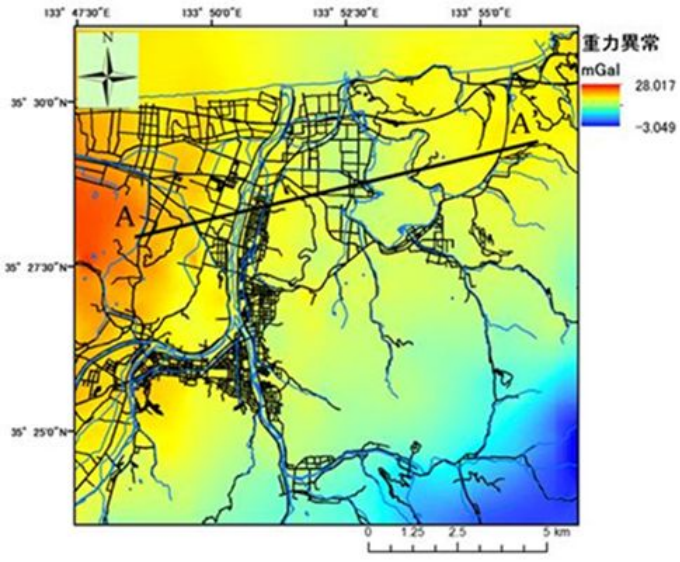
*Tatsuya Noguchi[1], Isamu Nishimura[1], Takao Kagawa[1]

1. Tottori University

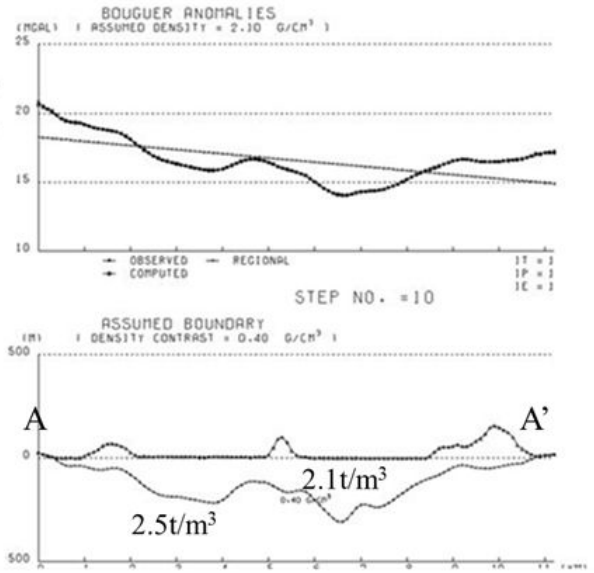
鳥取県中部では2016年鳥取県中部の地震が発生し，広範囲で建物被害が発生した．被害要因を検討や地震動評価を行うためには，地盤構造の情報が必要となる．この地域では，微動観測や重力観測（例えば，野口・香川，2014），鳥取県中部の地震直後には臨時余震（強震）観測（野口他，2019）が実施され，それらのデータに基づき，地盤構造の推定がなされている．本研究では，既往の重力異常データを用いて，微動観測や余震観測による地盤構造モデルを参考にして，各層に対応する層境界を拡張することにより基盤構造を推定した．

重力基盤のモデルとしては，3層の密度構造モデルを想定し，重力異常を用いた2次元解析を行った．各層の密度としては，第1層を2.1t/m^3（Vs=100～500m/s層に相当），第2層を2.2t/m^3（Vs=700m/s～1300m/s層に相当），第3層を2.5t/m^3（Vs=2500m/s層に相当）と仮定した．地震観測点での微動および余震観測に基づく地盤構造モデルより，仮定した密度に対応する層までの基盤深度を参考に，重力異常を説明するように試行錯誤で密度構造モデルを推定した．また，微動や地震動による結果を融合的に用いて，3次元構造に拡張する方法も試みた．さらに，得られた基盤構造の基盤面起伏と地震による被害分布との関係も調べた．

参考文献：野口・香川（2014）：土木学会論文集A1（構造・地震工学）Vol.70，No.4，[特]地震工学論文集，野口・他（2019）：日本地震工学会論文集，特集号「第15回日本地震工学シンポジウム」その2，19巻，6号．



ブーゲー異常図（仮定密度：2.5t/m^3）



2次元解析結果（2層均質モデル）

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 31th) | Regular session：S17. Tsunami

Sat. Oct 31, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Sat. Oct 31, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S17P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-01] Tsunami heights along the Sea of Japan coast from active faults off-Hokkaido and off-Tohoku

○Kenji Satake[1], Iyan Mulia[1], Tomoko Goto[1], Satoko Murotani[2], Takeo Ishibe[3] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.National Museum of Nature and Science, 3.Association for the Development of Earthquake Prediction)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-02] Regional Probabilistic Tsunami Hazard Assessment for the Sea of Japan

○Iyan Mulia[1], Takeo Ishibe[2], Kenji Satake[1], Aditya Gusman[3], Satoko Murotani[4] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Association for the Development of Earthquake Prediction, 3.GNS Science, 4.National Museum of Nature and Science)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-03] Consideration of tsunami source of the AD1662 Hyuga-nada earthquake occurred off Miyazaki Prefecture

○Kei Ioki[1], Yusuke Yamashita[2], Yoshihiro Kase[3] (1.Geological Survey of Japan, AIST, 2.Miyazaki Observatory, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3.Research Institute of Energy, Environment and Geology, Hokkaido Research Organization)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-04] Simulation of Tsunami Sediment Movement in Kamoda Pond, Tokushima Prefecture, assuming High Tide

○Takuya Saito[1], Toru Takeda[1], Kei Yamashita[2], Toshitaka Baba[1] (1.Tokushima University, 2.Tohoku University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-05] Characteristics of the 1854 Tokai and Nankai Tsunamis Observed at West Coast of North America

○Satoshi Kusumoto[1], Kentaro Imai[1], Ryoko Obayashi[1], Narumi Takahashi[1,2], Takane Hori[1] (1.JAMSTEC, 2.NIED)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-06] Kinematic behavior of fault segments near the trench based on tsunami inversion source models of the 2011 Tohoku earthquake

○Yoshinori Satou[1], Masanobu Koba[2], Masafumi Matsuyama[3], Hayato Mori[4] (1.Unic, 2.EGC, 3.CRIEPI, 4.CEPCO)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-07] Sensitivity of tsunami height distribution to fault model parameters based on the 2016 off Fukushima earthquake

○Yutaka HAYASHI[1] (1.Meteorological Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-08] Quantitative evaluation of conventional magnitudes for the slow tsunami earthquakes in case of occurrence near Japan

○Takahito Nishimiya[1], Akio Katsumata[1] (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-09] Early estimation of tsunami heights with a Kalman filter: Combination of ocean-bottom pressure gauges and accelerometers

○Ayumu Mizutani[1], Kiyoshi Yomogida[1] (1.Hokkaido Univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-10] Real-time tsunami inundation forecast based on the multi-index method examined considering several source models

○Wataru Suzuki[1], Naotaka Chikasada[1], Takayuki Miyoshi[1], Shin Aoi[1] (1.NIED)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-11] Tsunami inundation prediction using regression models using tsunami database

○Masato Kamiya[1], Toshitaka Baba[1] (1.Tokushima University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S17P-12] Real-time forecast of near-field tsunami decay based on linear regression to tide-gauge data

○Hiroaki TSUSHIMA[1] (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

Tsunami heights along the Sea of Japan coast from active faults off-Hokkaido and off-Tohoku

*Kenji Satake[1], Iyan Mulia[1], Tomoko Goto[1], Satoko Murotani[2], Takeo Ishibe[3]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. National Museum of Nature and Science, 3. Association for the Development of Earthquake Prediction

平成25年度～令和2年度にかけて実施されている、文部科学省受託研究「日本海地震・津波調査プロジェクト」（以下、日本海PJ）では、陸域・海域での構造調査や古地震・古津波・活構造調査などに基づき得られた断層モデルから日本海沿岸における津波シミュレーションにより日本沿岸での津波高を予測するとともに、個々の断層モデルに基づくシナリオモデルの他に、各地に影響を及ぼす可能性のある断層からのシナリオを組み合わせた確率論的な津波予測を実施している（Mulia・他，2020；本大会）。これまで、北陸沖海域（Gusman・他， 2016；地震学会秋季大会）、北陸沖～山陰沖（Gusman・他，2017；地震学会秋季大会）、山陰沖～九州沖（佐竹・他，2018；地震学会秋季大会）の海底活断層よる津波シミュレーションを実施し、その津波高について整理してきた。

本研究では、北海道沖から東北沖の海底活断層を対象としてシナリオ型津波シミュレーションを実施し、日本海沿岸部における津波高分布を調査した。これらのうち、北海道沖に対しては断層長が20 km 以上の断層に対してそれぞれの断層が単独で活動すると想定した41 モデル、長さ20 km 以下の断層も含めて複数の断層・セグメントが連動する28 モデルの合計69 モデルに対し、津波伝播解析を実施した。一方、東北沖に対しては単独67モデル、連動123モデルに対して実施した。

断層すべり量については、地震調査研究推進本部地震調査委員会による震源断層を特定した地震の強震動予測手法 （以下「レシピ」）による①入倉・三宅（2001；地学雑誌）式（以下、旧レシピ（ア））、②松田（1975；地震）式＋武村（1990；地震）式（以下、レシピ（イ））、ならびに③武村（1998；地震）式の3通りのスケーリング則から算定し、その影響について調査した。「レシピ」は、日本海PJの実施期間中に改訂され、断層面積が1800 (km^2) 以上となる断層に対して、第3 ステージのスケーリング則（Murotani *et al.*, 2015；PAGEOPH）が導入された（以下、レシピ（ア））。そのため、北海道沖は旧レシピ（ア）によってすべり量を計算していたが、断層面積が1800 (km^2) 以上に該当する断層モデル（単独4 モデル、連動23 モデル）に対しては、レシピ（ア）によるすべり量を用いた津波伝播計算についても実施した。なお、レシピ（イ）によるすべり量ならびに津波高は概ね旧レシピ（ア）と同程度であった事から、レシピ（イ）を除く2通りによるすべり量を用いて津波伝播計算を実施した。

また、当該海域で発生した顕著な津波を伴った地震（1833 年天保庄内沖、1940年積丹半島沖、1964 年新潟、1983 年日本海中部ならびに1993年北海道南西沖地震）を対象に、実測された津波痕跡高とこれらの断層モデルから計算された津波高とを比較した。実測された津波痕跡高は東北大学と原子力規制庁による「津波痕跡データベース」（岩渕・他，2012；土木学会論文集）を参照した。さらに、9秒メッシュを用いた概略津波伝播解析の結果、それぞれの3秒メッシュ領域内における沿岸の津波高が最大となる波源断層モデルを選定し、沿岸域における主な構造物ならびに陸上への遡上を含む詳細津波伝播解析を実施した。なお、津波シミュレーションの基礎方程式には非線形長波式を用い、9秒メッシュを用いた計算では陸上遡上は考慮しなかった。時間格子間隔は0.5秒とし、マニングの粗度係数はn=0.025 $m^{-1/3}$/sを与えた。計算は地震発生後5時間まで行い、平均潮位面を基準面とした。

以下、北海道沖に分布する断層に対する結果を示す。北海道南西沖に分布する断層を中心に、北海道沿岸域だけでなく能登半島や隠岐諸島北岸等において高くなる傾向が見られ、これは日本海中央部における大和碓など、海底地形の影響によるものと考えられる。1983年日本海中部地震など、近年に発生した地震津波に対し

© 日本地震学会

て実測された津波高も、能登半島や隠岐諸島で高い津波高となっている。また、多くの断層モデルに対して、ロシア沿岸域にも高い津波が到達する結果が得られた。このことは、当該海域において過去に発生した大地震の断層モデルの構築やその発生頻度に関する研究に対して、ロシア沿岸における調査の重要性を示唆する（例えば、室谷・他，2019；地震学会秋季大会）。

また、断層モデルによって大きな津波高となるスケーリング則は異なった。傾斜が緩やかで面積が大きい断層モデルに対しては、（旧）レシピ（ア）による断層すべり量の方が武村式に比べて大きくなり、その結果、津波高も大きくなった。一方で、高角な断層に対しては、山陰沖～九州沖に分布する断層（高角横ずれ断層が主）と同様に、武村式による断層すべり量を用いた津波高の方が、（旧）レシピ（ア）によるものに比べて大きい傾向となった。

謝辞：本研究は、文部科学省受託研究「日本海地震・津波調査プロジェクト」の一環として実施されました。記して感謝いたします。

© 日本地震学会

Regional Probabilistic Tsunami Hazard Assessment for the Sea of Japan

*Iyan Mulia[1], Takeo Ishibe[2], Kenji Satake[1], Aditya Gusman[3], Satoko Murotani[4]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Association for the Development of Earthquake Prediction, 3. GNS Science, 4. National Museum of Nature and Science

The Sea of Japan is known to host large tsunamis generated by earthquakes (M>7) on several active fault systems: the 1993 South-west Hokkaido (M7.8), 1983 Japan Sea (M7.7), 1964 Niigata (M7.5), 1940 Shakotan-oki (M7.5), and 1833 Shonai-oki (M7.5). The aforementioned tsunamis were responsible for severe destructions and many casualties in the coast of the Sea of Japan region. As part of disaster countermeasures, we conducted a probabilistic tsunami hazard assessment (PTHA) at 154 coastal locations for municipalities along the Sea of Japan coast, divided into six regions: Hokkaido, Tohoku, Chubu, Kinki, Chugoku, and Kyushu. The study was supported by the Integrated Research Project on Seismic and Tsunami Hazards Around the Sea of Japan from the Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology of Japan.

Here we analyzed the regional tsunami hazard associated with 60 active faults beneath the eastern margin of the Sea of Japan, which were identified based on seismic reflection surveys (MLIT, 2014). In our PTHA study, we set a minimum magnitude of *M*w 6.5 at all faults, while a maximum magnitude at each fault varies from *M*w 6.8 to 7.9 according to the estimated fault sizes. We discretized the faults into a 10 km ×10 km subfault size to take into account the slip heterogeneity and to facilitate the Green’s function summations. We generated a large number of stochastic slip realizations using a Monte Carlo approach at each fault. The method is implemented in a software package called SlipReal (http://equake-rc.info/cers-software/rupgen/, accessed 1 April 2020) developed by Mai and Beroza (2002). The corresponding tsunamis at the 50-m isobaths were calculated by applying the precalculated Green’s function to the randomly generated slip. Subsequently, we applied an amplification factor by the Green’s Law, assuming that the final tsunami heights were calculated at a water depth of 1 m. Based on the Monte Carlo convergence analysis, the total number of considered scenarios is 76,685. Such a large number of samples is expected to account for the epistemic uncertainty on the slip distribution of faults. Furthermore, the variance parameter (β) representing aleatory uncertainty in the PTHA was determined from the comparison with four most recent historical tsunamis using a logarithmic standard deviation κ of Aida (1978), such that $\beta=\ln(\kappa)$. The β values for the four events are: 0.615 for the 1940 and 1983 events, 0.713 for the 1964 event, and 0.784 for the 1993 event. We then applied a logic-tree approach to incorporate those β values in the PTHA with weights of 0.5 for the β of 0.615, and 0.25 for the remaining β of 0.713 and 0.784. Lastly, we estimated the earthquake recurrence rate of each fault based on *a* and *b* values of the Gutenberg-Richter frequency magnitude distribution (Gutenberg and Richter, 1944) derived from observed seismicity in the study area from the Japan Meteorological Agency unified hypocenter catalog over a period of 1997-2017. Additionally, we also analyzed the effect of variations of *a* and *b* values to the tsunami hazard assessment, which in this study, is apparently not very sensitive.

Our probabilistic analysis indicates that the tsunami hazard generally increases from southwest to northeast, which is consistent with the number and type of the identified fault systems, i.e. many reverse faults exist in the northeastern parts whereas strike-slip faults dominate the southwestern parts. More specifically, tsunami hazard in Chubu, Tohoku, and Hokkaido regions are considerably higher than that of

© 日本地震学会

Kyushu, Chugoku, and Kinki regions. The highest maximum coastal tsunamis of approximately 3.7, 7.7, and 11.5 m for the return periods of 100-, 400-, and 1000-year, respectively, are expected to occur at a coastal point in Niigata prefecture of Chubu region. Most coastal points in Tohoku, several in Chubu, and one in Hokkaido have more than 10% probability of experiencing maximum coastal tsunami of higher than 0.5 m at any given year, while in Kyushu, Chugoku, and Kinki, the probability is generally less than 5%. Furthermore, the deaggregation of hazard suggests that tsunamis in the northeast are predominated by local sources, while the southwestern parts are likely affected by several regional sources. These local sources raise concerns on the appropriate measure for tsunami mitigation, because near-field tsunamis render a timely warning less effective due to the extremely short lead time. Therefore, more attention should be given to Chubu, Tohoku, and Hokkaido regions in ensuring an efficient and effective regional tsunami disaster mitigation strategy for the Sea of Japan coast.

© 日本地震学会

Consideration of tsunami source of the AD1662 Hyuga-nada earthquake occurred off Miyazaki Prefecture

*Kei Ioki[1], Yusuke Yamashita[2], Yoshihiro Kase[3]

1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Miyazaki Observatory, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Research Institute of Energy, Environment and Geology, Hokkaido Research Organization

南海トラフ西端部に位置する日向灘では，フィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に沈み込むため，M7クラスのプレート境界型地震が繰り返し発生している．歴史記録上，日向灘で発生した最大規模の地震は西暦1662年日向灘地震（外所地震）とされている．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．また日向灘は，浅部スロー地震活動が活発な地域である．2011年東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる浅部スロー地震の震源域は，巨大津波生成の要因の１つと考えられている．1662年津波は，日向灘における通常のM7クラスの地震により発生した津波より，はるかに大きな津波となった．これをもとに本研究では，1662年津波は，浅部スロー地震域が1662年日向灘地震の震源域となって巨大津波が発生した可能性を考え，その検証を予察的に行った．はじめに，日向灘で観測された最近の地震活動をもとに，1662年日向灘地震の断層モデルを仮定した．次に，1662年津波の波源を推定するため，宮崎県の太平洋沿岸一帯（延岡市から串間市）で津波堆積物調査を行った．その結果，複数地点において1662年津波の可能性があるイベント堆積物を確認した．仮定した断層モデルを用いて津波の数値計算を行い，宮崎県の宮崎市宮崎平野と日南市小目井で，確認されたイベント堆積物の分布と計算浸水範囲を比較した．その結果，大きな津波を発生させるには，プレート境界浅部のすべりが必要であることが分かった．一方で，歴史記録より揺れによる建物被害も大きいことから，強震動を生成させるには，陸に近いプレート境界深部のすべりも必要である．これらの考察から仮定した断層モデルにより計算された浸水範囲は，地質調査により確認されたイベント堆積物の分布を説明することができた．今後，他の地域においても津波堆積物の分布や歴史記録と，計算浸水範囲を比較することで，仮定した断層モデルの精度を上げる．

© 日本地震学会

Simulation of Tsunami Sediment Movement in Kamoda Pond, Tokushima Prefecture, assuming High Tide

*Takuya Saito[1], Toru Takeda[1], Kei Yamashita[2], Toshitaka Baba[1]

1. Tokushima University, 2. Tohoku University

2011年に発生した東北地方太平洋沖地震からもわかるように，今後起こりうる巨大地震・津波を想定するためにはできるだけ過去に遡り地震・津波の発生をより正確に調査することが求められる．この過去の地震・津波の調査においては，津波堆積物は物的証拠として重要な情報となる．東日本大震災以降，津波堆積物調査は精力的に行われ，津波堆積物を予測するための土砂移動シミュレーションモデルも高橋ら（1999，2000，2011）や藤井ら（1998）によって開発されているものの，調査結果とシミュレーション結果の比較はまだ十分ではない．著者らはこれまでに，それらのモデルのうち，高橋らの土砂移動モデル（STM）を用いて南海トラフ沿いの沿岸湖沼での津波堆積物調査結果（岡村ら，2012）と比較した．震源モデルは内閣府が想定した最大クラスの南海トラフ地震と1707年宝永地震（Furumura et al., 2011）を利用した．なお，STMシミュレーションおける潮位はT.P.=0ｍとした．その結果，岡村らによる調査地点の一つである蒲生田大池では数千年前に一度，層厚およそ10cmの津波堆積物が確認されているが，シミュレーションではどの震源モデルにおいても湖内の土砂の移動は確認できなかった．

そこで，STMシミュレーションにおける潮位を満潮位として計算を実施したところ，内閣府の震源モデルでも蒲生田大池への津波の浸水は起こりうることが分かった．しかし，蒲生田大池内での土砂堆積量を見るとおよそ数cm程度であり，岡村らの調査結果にくらべかなり低い値を示した．

前報（齋藤ほか，2020, JpGU）までに確認したように，Hirata et al.(2017)の南海トラフ域の3967個の地震シナリオには，研究対象地域のも蒲生田大池に限って言えば，内閣府の震源モデルよりも大きな津波を発生させるモデルが含まれている．それらの震源モデルを使って満潮位仮定でSTMシミュレーションを実施したところ，蒲生田大池の土砂堆積量は最大で10cmとなった．こちらも岡村らで示された津波堆積物の厚さを再現できるほどではなかった．

現状，蒲生田大池の津波堆積物を再現できるSTMシミュレーションには至っていないが，現在と蒲生田大池に津波が襲来した時期とでは地形が異なる可能性がある．また，平常潮位面の高さも異なるかもしれない．古地形や潮位の再現は容易ではないが，次に地形標高やすべり量をいくつか変えた計算を行うことで蒲生田大池の津波堆積物を再現できるケースを調査する予定である．

謝辞：本研究では高橋ら（1999，2000，2011）によって開発された土砂移動モデルを利用させていただきました．本研究はJSPS科研費19H02409の助成を受けたものです．記して感謝いたします．

© 日本地震学会

Characteristics of the 1854 Tokai and Nankai Tsunamis Observed at West Coast of North America

*Satoshi Kusumoto[1], Kentaro Imai[1], Ryoko Obayashi[1], Narumi Takahashi[1,2], Takane Hori[1]

1. JAMSTEC, 2. NIED

1854年12月23日及び25日に南海トラフ沿いの沈み込み帯で安政東海地震及び安政南海地震が発生した．これらの地震に伴う津波は太平洋を横断し，北米西岸の検潮所でその波形が記録されている（例えば，Bache 1856; Kusumoto et al., 2020）．これまでの研究で津波伝播の数値シミュレーションから求まった計算波形と観測波形の比較を基に安政東海・南海地震の津波励起時刻を推定する試みが行われている一方で，観測波形に対する解析は十分ではない．そこで本研究では，サンフランシスコ及びサンディエゴで記録された安政東海・南海地震津波の観測波形に対して波形解析を行い，その特徴を調べた．
観測波形として，大森 (1913)の潮位記録をデジタル化して理論潮汐曲線の山谷を基に時刻補正した潮汐波形を使用した（図1；Kusumoto et al., 2020）．いずれの波形も湾口部から約5 km離れた検潮所で記録されたものである．まず1.3E−4 Hzをカットオフ周波数とするハイパスフィルターで潮汐成分を除去し，次に短波長のノイズを除去するため，振幅スペクトルを基に5.0E−4 Hzのローパスフィルターを適用した．振幅は地震発生当時の潮位計の水理フィルターが不明のため最大値で規格化した．
図1にサンフランシスコ及びサンディエゴの検潮所における安政東海・南海地震津波の観測波形を示す．安政東海地震津波は初動より後続波の振幅が大きく，最大波の出現時刻は初動到達からおよそ2〜3時間後である．観測波形の卓越周期はどちらの検潮所でも40〜50分前後である．安政南海地震津波の初動到達時刻ははっきりとしない．サンフランシスコの検潮所では12月25日の午前2時〜午後2時（GMT），サンディエゴの検潮所では12月25日の午前2時〜午後6時（GMT）にかけて大きな振幅を持つ長波が記録されている．これらは安政南海地震の後続波であると考えられる．
安政南海地震津波は安政東海津波と比較して，どちらの検潮所でも振幅がやや大きく波長もわずかに長い．これらの特徴は安政東海地震及び安政南海地震の津波波源に起因している可能性がある．本発表では，以上の解析結果を基に安政東海・南海地震津波の観測波形の特徴について議論する．

謝辞：本研究は R2-6年度文部科学省「防災対策に資する南海トラフ地震調査研究プロジェクト」（研究代表者：海洋研究開発機構　小平秀一）の一環として行われました．

参考文献

Bache, A.D. (1856) Notice of earthquake waves on the western coast of the United States, on the 23rd and 25th of December, 1854, *American J. Sci. Arts*, 21, 37–43.
Kusumoto, S., Imai, K., Obayashi, R., Hori, T., Takahashi, N., Ho, T.–C., Uno, K., Tanioka, Y., & Satake, K. (2020) Origin time of the 1854 Ansei–Tokai tsunami estimated from tide gauge records on the west coast of North America, *Seismol. Res. Lett.*

© 日本地震学会

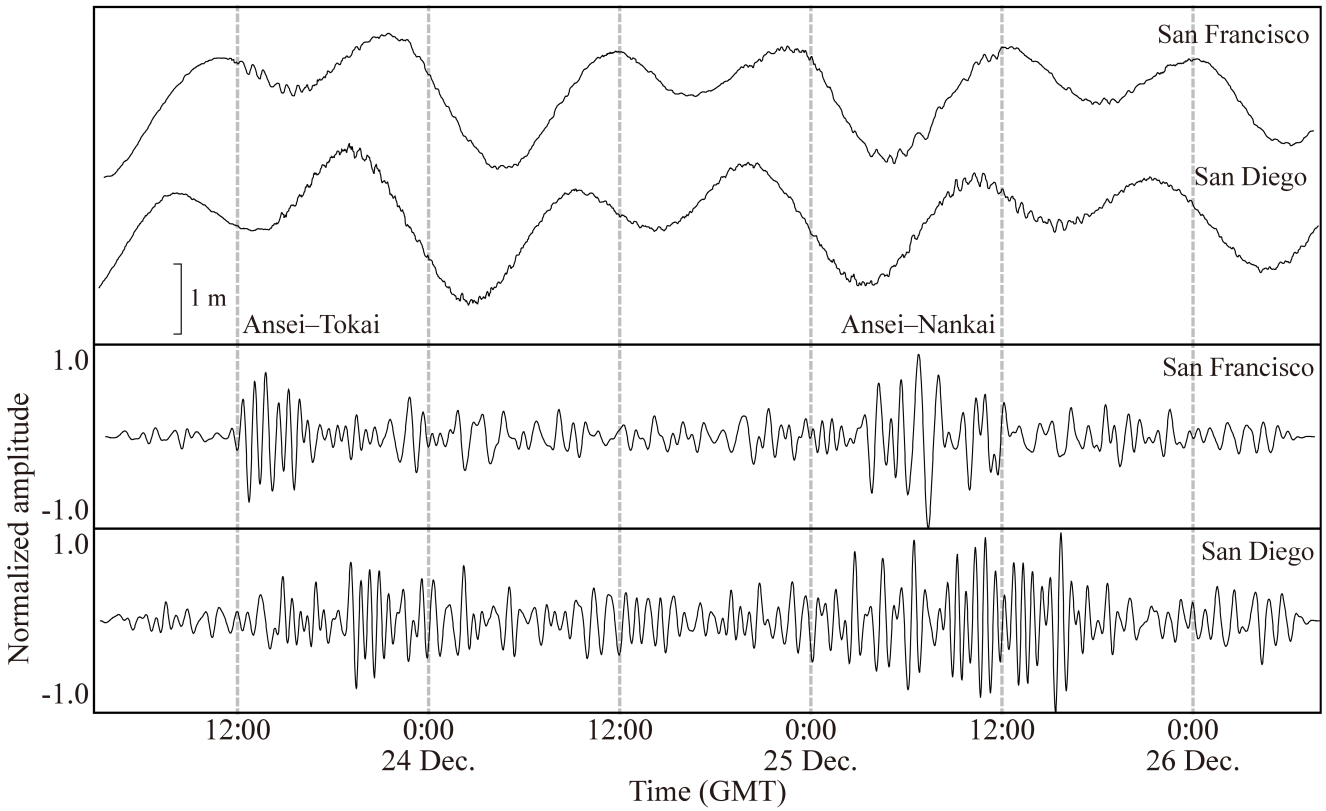


図1　北米西岸における安政東海・南海地震津波の観測波形

© 日本地震学会

Kinematic behavior of fault segments near the trench based on tsunami inversion source models of the 2011 Tohoku earthquake

*Yoshinori Satou[1], Masanobu Koba[2], Masafumi Matsuyama[3], Hayato Mori[4]

1. Unic, 2. EGC, 3. CRIEPI, 4. CEPCO

1. はじめに

M9クラスの2011年東北地方太平洋沖地震の津波の再現では，断層のライズタイム（断層面のある場所のすべりの継続時間）の影響を無視できず，特に海溝軸付近の断層の破壊過程は沿岸に到達する津波挙動に大きく影響を及ぼすことが既往研究（例えばSatake et al.(2013)など）より明らかとなっている．既往研究の津波波源モデルのライズタイムは，マルチタイムウィンドウインバージョン解析によって推定されており，タイムウィンドウの設定条件等によって規定されている可能性がある．そこで本研究では，津波波源のライズタイムに着目したインバージョン解析を実施するとともに，本検討および既往研究の津波波源における海溝軸付近の断層の運動学的挙動を考察した．

2. 津波波源のライズタイムに着目したインバージョン解析

2011年東北地方太平洋沖地震での津波波形の再現において，津波波源のライズタイムがどの程度必要となるのかを検討するため，タイムウィンドウの合計時間Tを60～300秒まで変化させたマルチタイムウィンドウインバージョン解析を実施した（タイムウィンドウ幅は10秒とし，ウィンドウ数を変化）．波源モデルの断層形状はSatake et al.(2013)を使用し，再現対象はGPS波浪計の津波波形と陸域の最終地殻変動量とした．破壊伝播速度V_rは1.5～3.0km/sの範囲で4パターン設定し，各小断層は震源からの破壊フロント到達後に各々設定したタイムウィンドウの範囲内で破壊可能とした．図1に本検討結果を示す．図1(a)に示す波形残差平方和は，タイムウィンドウが増加するほど解の自由度が増加するため値が小さくなることは当然であるが，T210（タイムウィンドウの合計時間210秒）以降でほぼ収束している．一方，T60やT90では波形残差平方和は大きく，観測波形を十分に再現することができない．図1(b)に示すライズタイムは，各小断層のすべり量が0.1m以上となるタイムウィンドウを集計し，その最大値を示したものであるが，240秒程度で頭打ちとなる．これらの結果より，津波を再現するうえで必要となる津波波源のライズタイムは200秒程度と判断される．

3. 津波波源モデルにおける海溝軸付近の断層の運動学的挙動

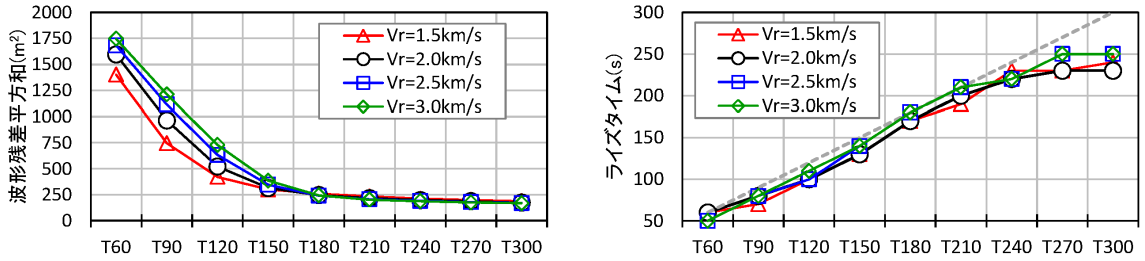
本検討結果と同様に，津波観測記録や最終地殻変動量を再現対象とした波源モデルに，内閣府(2012)，杉野ほか(2013)およびSatake et al.(2013)がある．また，上記の観測記録に加え，陸域のGNSS連続観測データ（1秒間隔地殻変動データ）を用いた波源モデルに，金戸ほか(2019)と根本ほか(2019)がある．これらの波源モデルについて，小断層ごとのすべり量とライズタイムの関係を図2に示す．本検討結果(T210, V_r=2.0km/sのケース)では，ライズタイムがタイムウィンドウの合計時間に達しておらず，タイムウィンドウの制約を殆ど受けていないといえるが，既往研究結果ではタイムウィンドウの合計時間に達している断層が多数存在している．つまり，既往研究結果では，各モデルで設定されたライズタイムの上限値の影響が含まれていることとなるが，内閣府(2012)以外での海溝軸付近の断層のすべり速度（近似直線の傾き）は本検討結果と同程度といえる．なお，内閣府(2012)のみすべり速度の傾向が異なっているのは，断層の深さが実際よりも深めに設定されていることが一因と考えられる．金戸ほか(2019)や根本ほか(2019)では、GNSS連続観測データの再現のため、陸域に近い海溝軸付近以外の断層で大きなすべり速度を示したものと思われるが、海溝軸付近の断層のすべり速度は本検討結果と同程度である．以上より，いずれのモデルでも，すべり量が大きい小断層ほどライズタイムも大きく，津波波形への影響が大きいとされる海溝軸付近の断層に着目すると，海溝軸付近の断層における津波波源としてのすべり速度は，平均的に0.2～0.3m/s程度といえる．

謝辞　本研究は電力11社による原子力リスクセンター共研として実施した成果であることを付記するとともに，土木学会 原子力土木委員会 津波小委員会（委員長 高橋智幸関西大学教授）の委員各位に研究成果をご議

© 日本地震学会

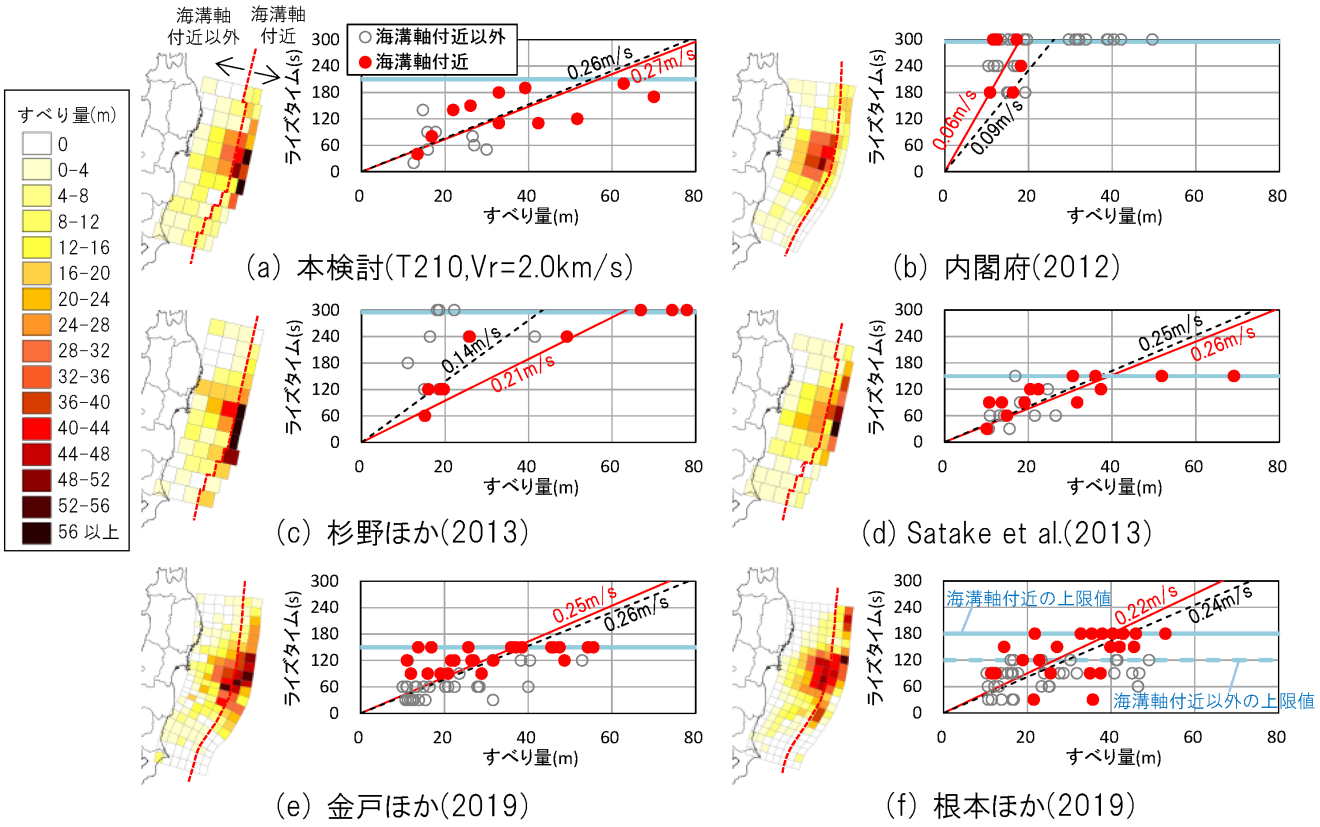
論頂き，有益なご助言を賜りました．また，東京電力ホールディングス株式会社の金戸俊道氏および応用地質株式会社の根本信氏からは波源モデルに関するデータをご提供いただきました．記して関係各位に謝意を表します．

注記　本研究に示す金戸ほか(2019)は下記情報の修正前データを使用したものである．
https://www.tepco.co.jp/press/release/2019/1516534_8709.html
（福島第一原子力発電所波高計の設置箇所情報の誤りについて）



（a）波形残差平方和　（b）ライズタイム

図 1　本検討によるインバージョン解析結果



（a）本検討(T210,Vr=2.0km/s)　（b）内閣府(2012)

（c）杉野ほか(2013)　（d) Satake et al.(2013)

（e）金戸ほか(2019)　（f）根本ほか(2019)

図 2　津波波源モデルのすべり量分布およびすべり量 10m 以上の断層によるすべり量とライズタイムの関係．各波源モデルのグラフ内の直線と数値は，すべり量 10m 以上の断層による近似直線とすべり速度（近似直線の傾き）を示し，赤が海溝軸付近のみを対象とした場合，黒が全範囲を対象とした場合である．さらに，グラフ内の青の太線は，インバージョン時に設定されたタイムウィンドウの合計時間（ライズタイムの上限値）を示す．

© 日本地震学会

Sensitivity of tsunami height distribution to fault model parameters based on the 2016 off Fukushima earthquake

*Yutaka HAYASHI[1]

1. Meteorological Research Institute

1. 背景
2016年11月22日に福島県沖の深さ12kmを震源とするマグニチュード(M)7.4の北西一南東方向に張力軸を持つ正断層型の地震が陸のプレート内で発生し、宮城県の仙台港で 144cmをはじめ北海道から和歌山県にかけての太平洋沿岸などで津波が観測された（気象庁, 2016）。この海域では、かつては逆断層型の地震が主体だったが、東北地方太平洋沖地震の発生以降は正断層型の地震が比較的多く発生するようになった（気象庁, 2016）。気象庁が量的津波予報に用いるデータベース（以下、津波DB）では、2016年当時、この海域ではほぼ南北方向の逆断層を想定した津波計算結果が収録されていた。事前計算と異なる走向の地震であったことが2016年福島県沖の地震で宮城県における津波高さの過小評価の原因であることと、津波予報の精度低下の大きな要因となる計算条件の改善の必要性が指摘されている（例えば、倉本ほか，2018）。気象庁では、過去に発生した地震のCMT解とその海域で津波DB作成に用いた地震シナリオの間で、走向が大きく異なる海域について全国的に調査し、2018年までに津波DBに収録するシナリオを一部追加する改善を施した。

2. 手法
想定と異なる地震の発生が津波予測に与える影響を検討するため、2016年福島県沖の地震を基準に、走向を含む断層モデルパラメータに対する津波高分布の感度を分析した。まず、「津波レシピ」（地震調査委員会, 2017）を参考に、CMT解、Mwと断層長・断層幅・平均すべり量のスケーリング則、アスペリティの面積とすべり量の規模の経験則で特性化した断層モデル（基準モデル）を作成した。次に、走向、傾斜、断層中央位置のいずれか一つだけが基準モデルから異なる断層モデル（派生モデル）群を作成した。その際、断層中央位置を震源から断層長の1/2程度の範囲で変化させるなど、パラメータの変化の許容範囲が、津波予報時点までの即時地震解析で知りえない不確実さの範囲に相当するように決定した。基準モデルと各派生モデルに基づく津波伝播計算を実施し、牡鹿半島から福島県の5検潮所の位置での津波の高さの最大値等を抽出し、モデル間の計算値を比較し、各パラメータに対する津波高分布の感度を測定した。ここでは、各パラメータの単位変化量（走向・傾斜では1°、断層面中央位置では1km）に対する、5か所の津波の高さの最大値の相乗平均を感度として求めた。

3. 結果と議論
基準モデルからは、従来（例えば、倉本他、2018; Nakata et al., 2019）から指摘されてきたように、仙台港での比較的高い津波が、波源から福島県の海岸に達した後に反射した波による津波後続相によることが確認できた。一方、どの断層モデルパラメータを変化させた場合であっても、派生モデル群の中に、仙台港の津波の高さの最大値の出現が第一波による場合と第二波以降による場合があった。これは、2016年福島県沖の地震は、津波予報時点までに即時解析で知りうる地震学的情報のみに基づく限り、津波の最大波出現要因は原理的に予測不可能な事象であったことを意味する。
傾斜角を変化させた場合は、5か所の測定点とも津波が高く（あるいは低く）なりやすいため、トレンドを除去する方法でも測定したところ、低角度と高角度で感度が大きく異なることが分かった。得られた各パラメータに対する感度の大きさの比較から解釈すると、走向の想定と45°異なることによる津波高分布の典型的な予測誤差は、傾斜角を45°と鉛直の場合で取り違える、あるいは、震源を断層面からも外れる程度（断層長の1/2以上）ずれて決定される場合の予測誤差の大きさに匹敵する。
本研究は2016年福島県沖の地震を標準とした場合のみに基づく感度測定結果に基づいた。このような断層モデルパラメータに対する津波の高さ分布の感度測定の考え方は、今後も想定外の地震が発生した後に、津波DBを修正する方針を合理的に決定する目的で活用できるだろう。また、津波DBを新たに設定する場合に

© 日本地震学会

は、各シナリオの配置間隔（空間的位置に加えて地震規模・走向・傾斜なども）が隣接シナリオ間の予測の違いが均等に近くなる設定であれば効率的だが、本研究で示した考え方は、計算量に応じた予測精度の最適化を図る事前調査に利用できるだろう。

文献

地震調査委員会 (2017): 波源断層を特性化した津波の予測手法（「津波レシピ」）.
気象庁(2016): 平成28年11月地震・火山月報（防災編）.
倉本和俊, ほか(2018): 土木学会論文集B2(海岸工学), 74(2), I_535-I_540.
Nakata, K., et al. (2019): Earth, Planets Space, 71(1), 30.

© 日本地震学会

Quantitative evaluation of conventional magnitudes for the slow tsunami earthquakes in case of occurrence near Japan

*Takahito Nishimiya[1], Akio Katsumata[1]

1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

地震発生後、最初期段階の津波予測は通常、震源近傍で観測された地震波振幅から推定した震源の位置、マグニチュード（M）に基づく。これは、気象庁では最初の津波警報を地震検知後およそ3分程度で出すこととしており、その時点ではモーメントテンソル解は通常得られていないためである。地震波振幅からだけでも多くの場合、モーメントマグニチュード（M_W）に近い値が得られている。
通常の地震に比べて高周波帯域で地震波エネルギーが極端に小さいスロー型津波地震（slow tsunami earthquake）については、前述の震源近傍の地震波振幅に基づくMはM_Wに対して過小な推定値になってしまうと考えられるが、震源近傍の地震波形記録があまりないため、その定量的評価が難しい。
そこで我々はこれまでも、遠地広帯域波形記録をもとに震源スペクトルを推定（西宮・勝間田,JpGU Meeting 2018）したり、得られたスペクトルに基づきスロー型津波地震が日本近海で発生したと仮定して武尾（1985）を用いて近地地震波形を合成（西宮・勝間田,地震学会2018秋季大会）し、それによりMを推計（西宮・勝間田,JpGU Meeting 2019）し、Mの過小推定の問題を定量的に評価しようと試みてきた。対象としたMは、気象庁マグニチュード（M_J）、気象庁が巨大地震の過小評価対策として導入している100秒マグニチュード（M_{100}: Katsumata et al.(2013)の100秒low-cut filter 波形によるマグニチュード）である。

今回、発生を仮定する津波地震の震源時間関数について、これまで試みてきた簡易なものではなく、先行研究などにおいて推定されたものを用いることによって、より信頼性のある解析結果が得られたので報告する。
発生を仮定した津波地震は、1992年ニカラグア沖（M_W7.6）、1994年ジャワ島沖（M_W7.8）、1996年ペルー沖（M_W7.5）、2006年ジャワ島沖（M_W7.7）、2010年スマトラ島沖（M_W7.8）の5地震で、まとめると次のとおり。
(1) M_Jについては過小推定となる。場合によっては1以上も過小に推定されてしまう。
(2) M_{100}については推定値がM_Jに比べて大きく改善する場合もあるが、百数十秒やそれ以上の長い破壊継続時間である地震（例えば2006年ジャワ島沖）の場合では0.5以上過小になるなどあまり改善しない。
(3) 巨大地震の判断材料として気象庁において使用している長周期成分モニター（広帯域波形記録の100～500秒バンドパスフィルタ波形の合成振幅を監視）では、それ自体はMを推定する手段ではないが、スロー型津波地震であってもM_Wの大きな地震であると認識できる可能性が高い。ただし、破壊継続時間がさらに長い地震であった場合は過小な規模の地震とみなしてしまうおそれも出てくる。

謝辞
IRISのWebサイトから入手した広帯域地震波形/Global CMTのデータを使用しました。（国研）防災科学技術研究所の広帯域地震観測網(F-net)の波形データを使用しました。SCARDEC及びUSGSが公開している震源時間関数の時系列データを使用しました。

© 日本地震学会

Early estimation of tsunami heights with a Kalman filter: Combination of ocean-bottom pressure gauges and accelerometers

*Ayumu Mizutani[1], Kiyoshi Yomogida[1]

1. Hokkaido Univ.

日本列島太平洋沖に近年整備されたDONETやS-netといった観測網によって、断層近傍における津波観測が可能になった。一方で、津波発生時に発生する水圧変化には水深変化や海底加速度変化などの非津波成分が重畳することが指摘されており(e.g., Saito and Tsushima, 2016)、水圧計による津波即時把握には課題が残されている。

本研究では、DONET・S-netの各観測点に設置されている水圧計・加速度計の記録をKalmanフィルタを介して組み合わせることで海底変位の逐次推定手法を提案する。これまでの研究で開発した、地震時水圧記録から津波・変位成分のみを抽出する手法(Mizutani et al., in press)により得られた波形に対して、そこに含まれる津波成分をノイズ、変位成分をシグナルとみなしてKalmanフィルタを適用した。また、推定した海底変位とMizutani et al.の手法で抽出した水圧波形を比較することで、津波波高の即時推定を試みた。

カルマンフィルタを用いた地震時変位の推定は、陸上観測点においてGNSS観測と加速度計を組み合わせる形でおこなわれており(e.g., Bock et al., 2011)、フィルタの設計はこれらの先行研究の結果を参考におこなった。GNSS観測と水圧計記録の相違点として、GNSS観測の場合はノイズが定常的に加わっていると考えられるのに対して、水圧記録に含まれるノイズである津波が観測されるのは有限の時間のみであることがあげられる。そのため本研究では、ノイズの非定常性を考慮した適応Kalmanフィルタ(e.g., 佐藤・竹井,1998; Hu et al., 2003)を用いた。さらに、結果の発散を抑制するために、通常のKalmanフィルタを平方根形式に変形した、平方根Kalmanフィルタを用いた(e.g., Haykin, 1996)。

本手法を2016年4月1日に三重県南東沖で発生した地震(Mw 6.0)によるDONET記録に適用した結果、図1のように変位成分(オフセット成分)を低減させることに成功した。しかし、このような結果を得るためには、適応Kalmanフィルタの調節パラメータである忘却係数をあらかじめ適切に設定する必要がある。現段階では、オフセットを十分低減させるためには忘却係数の設定を事後的におこなう必要があるため、実用的な津波即時把握のためには、最適な忘却係数の決定を即時把握に適用できるように改善する必要がある。

© 日本地震学会

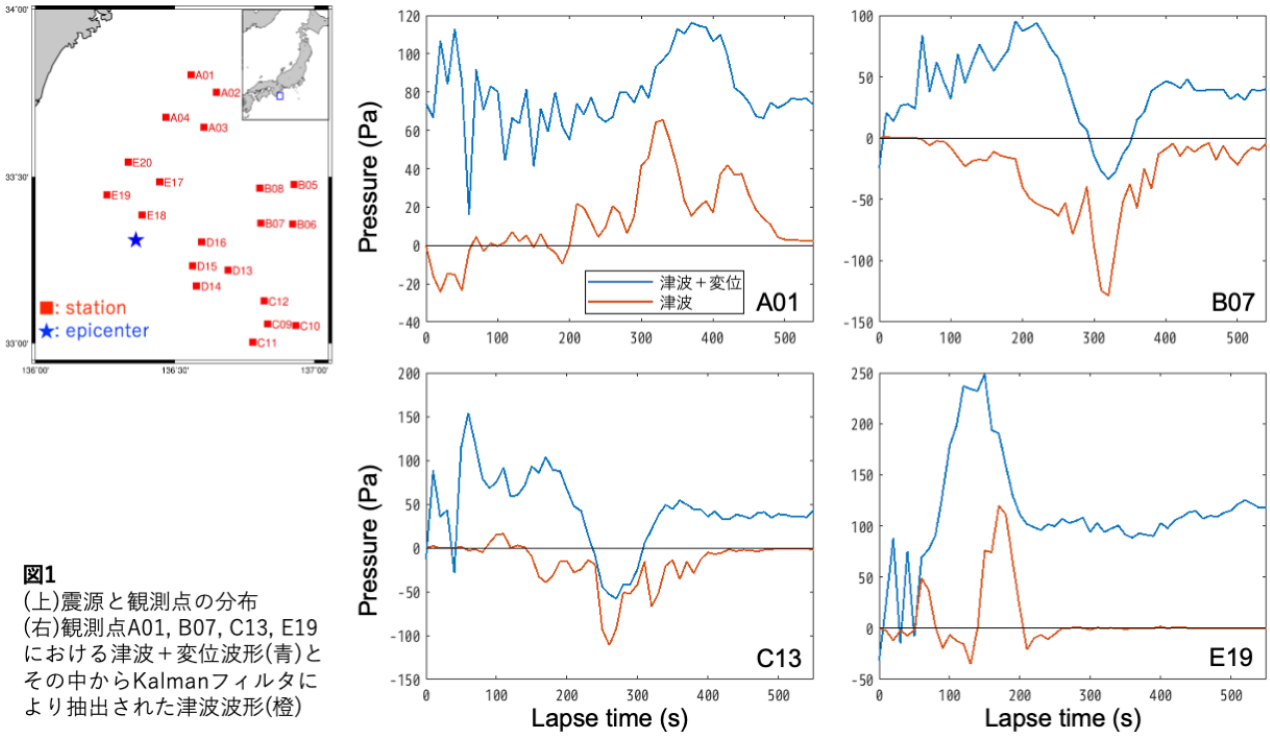


図1
(上)震源と観測点の分布
(右)観測点A01, B07, C13, E19における津波＋変位波形(青)とその中からKalmanフィルタにより抽出された津波波形(橙)

© 日本地震学会

Real-time tsunami inundation forecast based on the multi-index method examined considering several source models

*Wataru Suzuki[1], Naotaka Chikasada[1], Takayuki Miyoshi[1], Shin Aoi[1]

1. NIED

海底水圧計データを用いた津波即時予測のため、データベース（津波シナリオバンク）から観測された海底水圧計データに近いシナリオ群を選別するMulti-index法が提案されている（Yamamoto et al., 2016, EPS）。Multi-index法では評価時刻での水圧変動の絶対値の最大値について、観測値で正規化したVR（Variance Reduction）、シナリオの値で正規化したVR及び相関係数の3つの指標により、観測とシナリオの類似度の評価を行う。Multi-index法を用いることで、事前に準備したシナリオを即時に選び出すことで計算負荷の高い津波遡上まで予測対象とすることができ、S-netデータを用いた津波遡上即時予測システムとしてシステム実装されている（Aoi et al., 2019, JDR）。津波遡上即時予測システムでは震源情報の不確実性に左右されないように、毎時刻Multi-index法での評価を行い、閾値を満たすシナリオが選別されると予測を開始する。そのためYamamoto et al. (2016)では検討されていなかった、リアルタイムデータ処理のための帯域制限フィルタ、オフセット除去及び最大値を取る区間の設定やシナリオデータが地震発生から何分後にあたるかを様々に変えて検索する機能が津波遡上即時予測システムでは採用されている。本研究では、沖合にS-netが敷設された東日本太平洋沿岸での概観的な津波予測のために構築した津波シナリオバンク（近貞・他, 2019, 防災科研研究資料）を用い、津波遡上即時予測システムと同じ検索処理により選別されたシナリオ群に基づき、Multi-index法による津波遡上即時予測の検証を行う。検証には既往研究で推定された波源断層モデルから計算した模擬データ（S-net水圧計データ及び陸域浸水深分布）を用いるが、推定された波源断層モデルに固有の特性、バイアス等のため、生成される模擬データが必ずしも実際の津波現象全てを代表できる訳ではない。そこである1つの波源断層モデルの例に最適化するのではなく、大局的な予測性能を向上することを目的に、1つの地震に対して異なる研究による波源断層モデルに基づく複数の模擬データを用いて検証を行う。
概観的な予測のための津波シナリオバンクでは、伊豆諸島から根室半島の沖合をカバーするように太平洋プレートのプレート間地震とアウターライズ地震を設定し、沿岸で90m格子の地形モデルを用いて津波浸水計算を行ったシナリオを有している。断層面内では一様すべりを仮定しているが、プレート間地震については地震規模と断層面積の関係式を3パターン用いることにより、多様な震源特性を考慮している。波源断層モデルの走向方向位置と沿岸波高分布の感度解析結果を基に、プレート間地震は走向方向に約25kmずらして設定している。模擬データとして2011年東北地方太平洋沖地震についての27波源断層モデルから計算されるデータを用いた。これらの波源断層モデルは主に津波データもしくは地震波形データの解析に基づき推定されている。なお海底水圧計データについては波源断層モデルによるシミュレーション波形に、2018年台風13号襲来時の観測波形をノイズとして付加している。
北緯38.3度～38.5度、東経141.1度～141.4度の領域（宮城県石巻市から東松島市付近）での地震発生から10分後までのデータから予測される最大浸水深分布を確認したところ、Multi-index法で選別されたシナリオ群のうち観測値とシナリオの両方で正規化したVRが最大となるシナリオは6模擬モデルに対して過小な予測となる傾向が見られた。一方でMulti-index法で選別されたシナリオ群から計算される平均値を予測とすると、過小となるのは1模擬モデルのみとなった。また平均値を、選別されたシナリオ群全てから求める場合と、VRが全シナリオの最大値から0.1以内となるシナリオ群から求める場合では、予測の傾向は概ね似ているが、シナリオ群全体から求める方が過小予測の傾向が小さかった。なお、模擬データの推定に用いられたデータ（津波データか地震波形データか）と、良好な予測結果が得られたかどうかには関連性は見られていない。津波遡上即時予測システムでは、VR最大シナリオによる予測と、選別されたシナリオ群の平均値による予測の双方に対応している。他領域や他地震に対する検証、予測精度評価方法や予測の時間発展の整理を行い、適切な津波予測に向けて検証結果をシステムに反映していくことが今後の課題である。
謝辞：本研究は、総合科学技術・イノベーション会議の戦略的イノベーション創造プログラム（SIP）「レジリエントな防災・減災機能の強化」（管理法人：JST）の成果を利用した。

© 日本地震学会

Tsunami inundation prediction using regression models using tsunami database

*Masato Kamiya[1], Toshitaka Baba[1]

1. Tokushima University

日本では沖合を伝播する津波は海底水圧計やGPS波浪計で海岸に到達する前に観測可能である。エネルギー保存則より得られるグリーンの法則を用いれば、沖合津波高から沿岸津波高を簡単に推定できる。さらに発展した手法として、多数の津波シミュレーション結果に基づいて回帰するモデル（以降、回帰モデル）が知られており、Baba et al. (2014)やYoshikawa et al. (2019)などがある。これらはシンプルであるが実用的で、処理速度の割に高精度な予測が可能である。しかし、回帰モデルは海岸の任意の1点のみの高さを予測するだけで、最大浸水深分布のような面的な分布を求めるに至っていない。津波災害発災後の応急対応などを考えた場合、沿岸津波高だけでなく、浸水深分布も予測できることが望ましい。既存の回帰モデルで浸水深分布を求めるには、単純には空間上のすべての点について予測を実施すればよいわけだが、予測点が膨大となるため処理時間が長くなるという問題がある。解決策として、津波による浸水深が常に類似しているエリアを予めグループ化して予測点を減らすことが挙げられる。本研究ではこの実現を目的とする。津波による浸水深が常に類似しているエリアを予めグループ化するために、ここではクラスタリング解析の非階層的手法の代表例であるk-means法を用いた。解析対象は、徳島県阿南市周辺地域とし、浸水深データは内閣府シナリオの11ケースによるものを使った。k-means法はクラスタ分割数をあらかじめ分析者が設定する必要があり、恣意性が残る。このため、分割数を変えて何回か解析し、あるひとつのクラスタの浸水深データの平均値で規格化した標準偏差（NSD）を調査した。ここで任意ながらNSDが0.2未満を目安とした。分割数を9とした場合、NSDが0.2未満を満たしたクラスタは全体の55.6%であった。分割数を18とした場合では63.6%、クラスタ数を27とした場合では64.6%であった。分割数18と27の場合であまり違いが見られなかったので、分割数18を最終的に採用した。重回帰分析により浸水エリアの浸水深を予測する手法として、べき乗の回帰モデル（Yoshikawa et al., 2019）を用いた。回帰モデルを構築するクラスタは、NSDが0.177であった分割数18の第17クラスタとした。回帰モデルの構築に利用したデータは、津波浸水データベース（武田，2019）の3967ケース中、予測エリアでの最大浸水深が高いシナリオを順に100個用いた。目的変数として当該クラスタ内の浸水深データの平均値、最大値、標準偏差を、説明変数としてDONET（地震・津波観測監視システム）の海底水圧計51箇所での最大津波高を利用した。最後に構築した回帰モデルを使って、当該クラスタの内閣府シナリオケース3の浸水深の平均値、最大値、標準偏差を予測した。それぞれ1.76m、4.46m、2.23mとなった。正解は1.58m、3.03m、0.28mであり、必ずしも精度が良いとは言えない。今回、回帰モデルの構築に利用したシナリオの個数は100個であり、かつ、大津波のシナリオに偏っていた。これが低精度の原因かもしれない。引き続き調査する予定である。

謝辞：本研究はJSPS科研費19H02409の助成を受けたものです。記して感謝いたします。

© 日本地震学会

Real-time forecast of near-field tsunami decay based on linear regression to tide-gauge data

*Hiroaki TSUSHIMA[1]

1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

はじめに

近地巨大地震や遠地地震では，津波の収束までに時間を要するため，津波警報・注意報が発表された状態が長時間継続する．たとえば，2011年東北地方太平洋沖地震では，津波警報・注意報がすべて解除されたのは地震から48時間後であった．津波警報の解除の見通しをたてて，防災対応に資するうえで，津波の減衰予測は重要である．

本研究では，近地津波の減衰に着目し，過去の津波観測データから判明している統計的な特徴に基づく予測を試みる．林・他（2011，海岸工学）は，2003年十勝沖地震（Mw 8.3）等の際に日本沿岸で観測された津波波形の減衰部を統計的に解析し，減衰部の包絡線の時間推移は，地震からの経過時間tに概ね反比例すること（1/t）を見出した．また，2011年東北地方太平洋沖地震の津波波形の観察によれば，同地震の津波の減衰過程も1/tで概ね近似できうる．そこで，本研究は，この特徴に着目し，リアルタイムに得られる沿岸観測波形から，その後の津波の時間推移を予測する手法を考案する．

データと解析手法

沿岸潮位観測点の潮位時系列の波形データを使用する．この波形データに一定幅の時間窓をかけて移動二乗平均振幅（MRMS振幅）（林・他，2010，海岸工学）を算出し，減衰予測解析に用いる．ここではMRMS振幅算出の窓幅は2時間とした．

本研究が提案する津波減衰予測手法は，減衰の時間推移は関数1/tにしたがうものと仮定し，津波のおおよその規模を観測データから推定して，その後の時間推移を予測するものである．具体的には，現時刻の直近の時間窓内のMRMS振幅（を定数倍した）時系列に関数k/tを当てはめて振幅係数kを推定し，それを関数k/tに代入することで，それ以降の津波減衰の時間推移を予測する．減衰の時間推移を表す関数を1/tに固定するため，逆問題の未知数が振幅係数のみとなり，予測結果が安定することが期待できる．ここでは，当てはめの対象とするMRMS振幅は3倍している．これは，林・他（2010，海岸工学）による遠地津波の統計解析に基づく知見「減衰過程においては，津波高さがMRMS振幅の3倍を超えることは稀である」ことを参考にした．また，当てはめの時間窓は6時間とした．

結果

本提案手法の減衰予測性能を検証するため，2011年東北地方太平洋沖地震に適用した．一例として，北海道の釧路の予測結果を示す（図１）．本手法による推移予測曲線（赤線）が，観測波形（灰線）の上限付近を概ね予測できている．こうした推移予測曲線に基づき，日本の太平洋沿岸の潮位観測点において50 cmの津波の高さが最後に観測される時刻（最終観測時刻）を，地震発生後15時間の時点（多くの沿岸潮位観測点でMRMS振幅の最大ピークが出現してすでに減衰過程に移行した段階）でどのくらい予測できるかを評価した．その結果，ほとんどの観測点において，最終観測時刻の±12時間の減衰見込み時刻が得られることがわかった（図２）．

謝辞

本研究では，国土交通省港湾局及び気象庁の沿岸潮位観測データを使用しました．記して感謝します．

引用文献

林　豊・他（2010），海岸工学論文集，66, 1, I_211-I_215.
林　豊・他（2011），海岸工学論文集，67, 2, I_216-I_220.

© 日本地震学会

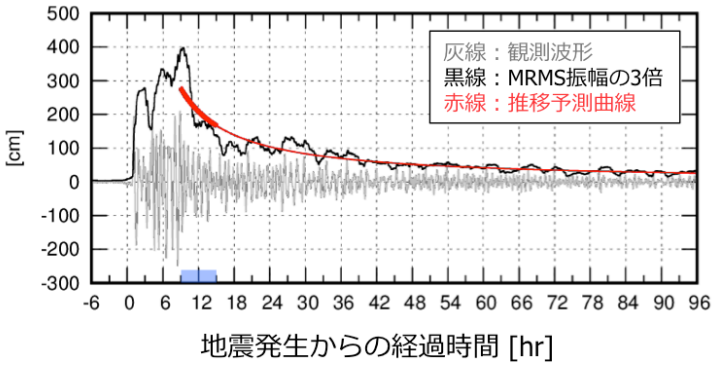


図1　地震発生後15時間における釧路港での津波の減衰予測結果．青色部のMRMS振幅を当てはめに用いた．

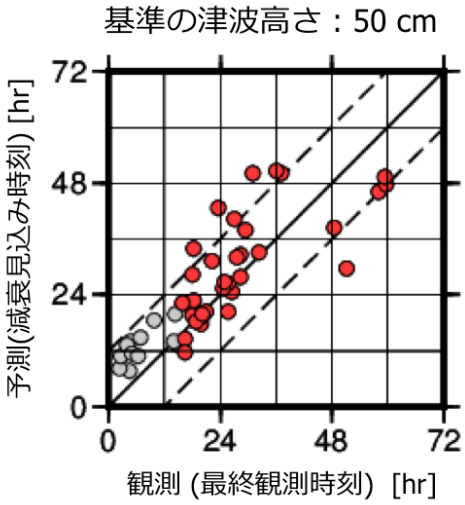


図2　地震発生後15時間における日本の太平洋沿岸の潮位観測点での津波高さ50cmの最終観測時刻の予測結果．丸印は沿岸検潮所で，赤色が予測実施時刻よりも未来，灰色が過去をそれぞれ示す．

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 31th) | Regular session：S18. Education and history of seismology

Sat. Oct 31, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Sat. Oct 31, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S18P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S18P-01] Digital Archiving of Bromide Paper Records of Ground Tilt Observed in Kii Peninsula, Japan

○Yasuyuki Kano[1,2] (1.ERI, UTokyo, 2.CRO for Historical Materials on Earthquakes and Volcanoes, UTokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S18P-02] Activity of Children's Summer School on Earthquake and Volcanoes in TANGO and future prospects

○Tomoya Hiiro[1], Yasuyuki Kano[2], Satoko Murotani[3], Specified Nonprofit Corporation Earth design school, Committee for Children's Summer School on Earthquake, Volcanoes and Geology (1.Promotion Committee, 2.University of Tokyo , 3.National Museum of Nature and Science,Tokyo)

Digital Archiving of Bromide Paper Records of Ground Tilt Observed in Kii Peninsula, Japan

*Yasuyuki Kano[1,2]

1. ERI, UTokyo, 2. CRO for Historical Materials on Earthquakes and Volcanoes, UTokyo

紀伊半島の2か所の観測点の土地傾斜の記録について，デジタルアーカイブを構築した．これらの観測は主として京都大学防災研究所によって実施されたものである．紀州観測点（三重県熊野市）と由良観測点（和歌山県日高郡由良町）では，1974年頃までは土地傾斜の観測記録にブロマイド紙（感光紙）が用いられていた．現在は，このブロマイド記録は京都大学阿武山観測所で保管されている．観測点ごとに，適当な観測期間ごとに束にまとめられている．これらのブロマイド記録を利用する際の利便性向上のため，順次記録を撮影し，デジタル画像を作成してきている．

紀州観測点では1947年に水平振子型の傾斜計が設置された．1951年に異なる鉱区に移設されているが，これは現在の水管傾斜計の設置地点のごく近傍である．1974年までは横30 cm，縦8.5 cmのブロマイド紙に記録されている．紙送りの速度は時期によって変更されているが，1970年代には約0.2 cm/hに設定されていた．各ブロマイド紙の裏面には，記録番号，記録期間，振り子の固有周期，紙送り速度，期間中に発生した地震に関するメモが残されている．紀州観測点のブロマイド記録を用いて，スロースリップイベントの可能性がある傾斜変化について検討がなされた．

今回のデジタルアーカイブ（「地殻変動ブロマイド記録」https://www.dheq.org/repo/s/bromide/）の構築には，Omeka（https://omeka.org/）を用いた．Omekaは，デジタルコレクションを共有するためのWeb上での出版プラットフォームで，多くの博物館，美術館，図書館，文書館，あるいは研究プロジェクトなどのデジタルアーカイブに用いられている．オープンソースソフトウェアであるOmekaを用いることで，デジタルアーカイブ構築にかかる費用や技術的要求を大幅に減らすことが可能になった．

ブロマイド紙のデジタル写真とメタデータ（ここでは，記録紙裏面の情報および観測者・観測点に関する情報）をOmekaに登録した．記録の検索を容易にするため，メタデータ中の観測点と観測期間に関する情報を各画像に結びつけた．Omekaでは，画像をInternational Image Interoperability Framework (IIIF)に準拠して公開することができる．これを利用して，閲覧者はIIIFに対応した好みの画像ビューアでブロマイド記録を表示することができる．また，将来的には，IIIFを利用して，オンラインでブロマイド紙記録を画像処理し，以後の分析を実施するような仕組みを構築できる可能性がある．

© 日本地震学会

Activity of Children’s Summer School on Earthquake and Volcanoes in TANGO and future prospects

*Tomoya Hiiro[1], Yasuyuki Kano[2], Satoko Murotani[3], Specified Nonprofit Corporation Earth design school, Committee for Children’s Summer School on Earthquake, Volcanoes and Geology

1. Promotion Committee, 2. University of Tokyo , 3. National Museum of Nature and Science,Tokyo

地震火山こどもサマースクールは、日本地震学会、日本火山学会、日本地質学会に加えて開催地団体を主催として、災害だけでなく災害と不可分の関係にある自然の大きな恵みを伝えることを目的とし、1999年から毎年夏休みに全国各地で開催している。2020年より前身の地震火山こどもサマースクールから地震火山地質こどもサマースクールに名称を変更した。
2019年度は特定非営利活動法人地球デザインスクールが主体となり、8月10～11日の2日間にわたり京都府北部の京丹後市および宮津市、伊根町で実施した。開催にあたり、地震火山こどもサマースクールin TANGO実行委員会を設置し、実行委員長に加納靖之（東京大学地震研究所）を選出した。また、講師には尾池和夫氏（京都造形芸術大学）、松原典孝氏（兵庫県立大学）、横山光氏（北翔大学）、大邑潤三氏（東京大学地震研究所）、室谷智子（国立科学博物館）を迎えた。「丹後半島のヒミツを解きあかそう！」をテーマに、日本海拡大期から現在までの歴史やそこに成立した地域社会との関係について、野外観察や身近な材料を使った実験、研究者との対話を通して理解し、自然の恵みや観光、自然災害についての理解を深めるとともに、丹後半島の形成過程や丹後地域の過去、現在、そして未来を考えることを活動の目的とした。
丹後地域が含まれる山陰海岸ジオパークは、平成22年10月に世界ジオパークネットワークへの加盟が認定されたジオパークである。京都府、兵庫県、鳥取県にまたがる東西約120km、面積2458.44㎢の大きさをもち、丹後地域はその東端に位置する。地質学的な知見から、丹後地域は主に基盤岩である白亜ー古第三系の宮津花崗岩類、それらと不整合関係および貫入関係にあたる新第三系中新統の北但層群、および中部更新統以降の地層より構成される。また、1927年に北丹後地震を引き起こしたとされる郷村断層帯と山田断層帯が分布する。
現地では、20人のこどもたちを4つのチームに分け、天橋立、新井崎神社、丹後海と星の見える丘公園、Hi-net 網野観測点、郷村断層、京丹後市郷土資料館などを回った。天橋立、新井崎神社、丹後海と星の見える丘公園など周辺の地形観察や実験観察から、どこに断層地形が見られるのか、それぞれの地形にはどのような特徴がありどのように形成されたのか、などをグループごとに考えた。特に実験では、日本海の拡大、北但層群中のハイアロクラスタイトのでき方、断層の形成、天橋立の形成と成長など、丹後半島の自然について身近なものを用いて考察した。さらに、国指定の天然記念物である郷村断層と京丹後市郷土資料館では、1927年の北丹後地震による被害や復興ついて学んだ。プログラムの最後には、こどもたちがチームごとに学んだことをまとめ、「丹後半島はどうできた？」「この丹後半島で、どう遊び、どう暮らす？」について発表を行った。発表では、大地震が生じたことでより強固で安全な街づくりが進行するきっかけとなる、自然景観を保ちながら天橋立の侵食を防ぎたい、地元の丹後のいい所を守りたいなどの意見が挙げられ、プログラムを通じて、深く考察していることがうかがえる。
今年度は浅間北麓ジオパークでの開催を予定していたが、新型コロナウイルス感染症拡大と感染防止の観点から来年度に延期とした。この企画は、こどもたちが現地で自然と触れ合いながら、その地域の環境や災害について考えることができることが最大の特徴である。サマースクールの継続的な実施のためにも、来年度開催に向けて、今情勢に合致した開催形式を検討していく予定である。

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 31th) | Regular session：S19. Seismology, general contribution

Sat. Oct 31, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Sat. Oct 31, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S19P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S19P-01] Estimation of the fall path of the fireball fell on July 2, 2020

○Shutaro Sekine[1], Naoshi Hirata[2] (1.Association for the Development Earthquake Prediction, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Estimation of the fall path of the fireball fell on July 2, 2020

*Shutaro Sekine[1], Naoshi Hirata[2]

1. Association for the Development Earthquake Prediction, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

はじめに

地球に落ちてくる流星のうち，明るい流星を火球と呼ぶが，火球は落下する際には衝撃波を発生させながら落ちていく事が知られている．今までに落ちた火球でも，そのいくつかにおいては，その衝撃波を地震計が捉え，落下経路等が推定されている（石原・他（2001））．

2020年7月2日の2時32分に関東上空を大きな火球が飛び話題になった．火球は神奈川の上空で光り始め，東に向かって目撃された．火球はいくつかに分割し，それらは習志野市に落ちて回収された（国立博物館プレスリリース）．火球から発生した衝撃波は首都圏一円に展開されている首都圏地震観測網（MeSO-net）の地震計に広範囲で観測された．そこで，本研究では，火球が通った際に発する衝撃波を解析することによりその落下方向等を推定することにした．

データおよび解析手法

火球が見えていた時間前後のMeSO-netの波形データを用い，火球が通過した際に生じた衝撃波を地震計が捉えた時刻の読み取りを行った．経路の推定においては，石原・他（2001）で用いられた手法を用い，火球の入射角や速度等のパラメータをグリッドサーチで推定した．その際に大気圏突入後の火球の運動を等速直線運動とし，大気は等温大気であると仮定した．

結果および考察

MeSO-net で明瞭に捉えられた衝撃波の読み取りの時間を図に示す．火球は衝撃波を出している間は超音速であるが，その衝撃波は音速で伝わっている為，火球の高度が高い位置での衝撃波が観測点に到達するのは，より低い位置で発生した衝撃波よりも後に到着するため，到着時の等時線を描くと楕円を描くことになる．図内では西側の方がより遅く到着している為，火球は西から飛来している事がわかる．また，千葉県側では，衝撃波の到達は確認出来ず，習志野で隕石が見つかった事を考えると，衝撃波は火球の経路前方には飛んでいかないという事も示している．

このデータを用いて，グリッドサーチで経路の推定を行ったところ，火球の入射角は，33度から40度で，方位は東から北方向に5度から15度ぐらいに推定された．一般的に大気圏に突入する高度約80kmで火球が光り始めたとすると，神奈川の上空で光り始めたとされる火球はこの入射角で東京上空まで火球が光っていたという観測結果から，高度約20km程度までは衝撃波を出していたと推定できる．また，火球の速度は大体30km/s

© 日本地震学会

付近で推定したが，過去の火球の解析と比較すると，火球速度が速く推定されている．

なお，8月21日の22時30分頃に，落下した別の火球においても，MeSO-net で衝撃波の波形が観測されているので，同様に経路等を推定し，比較をする事にする．

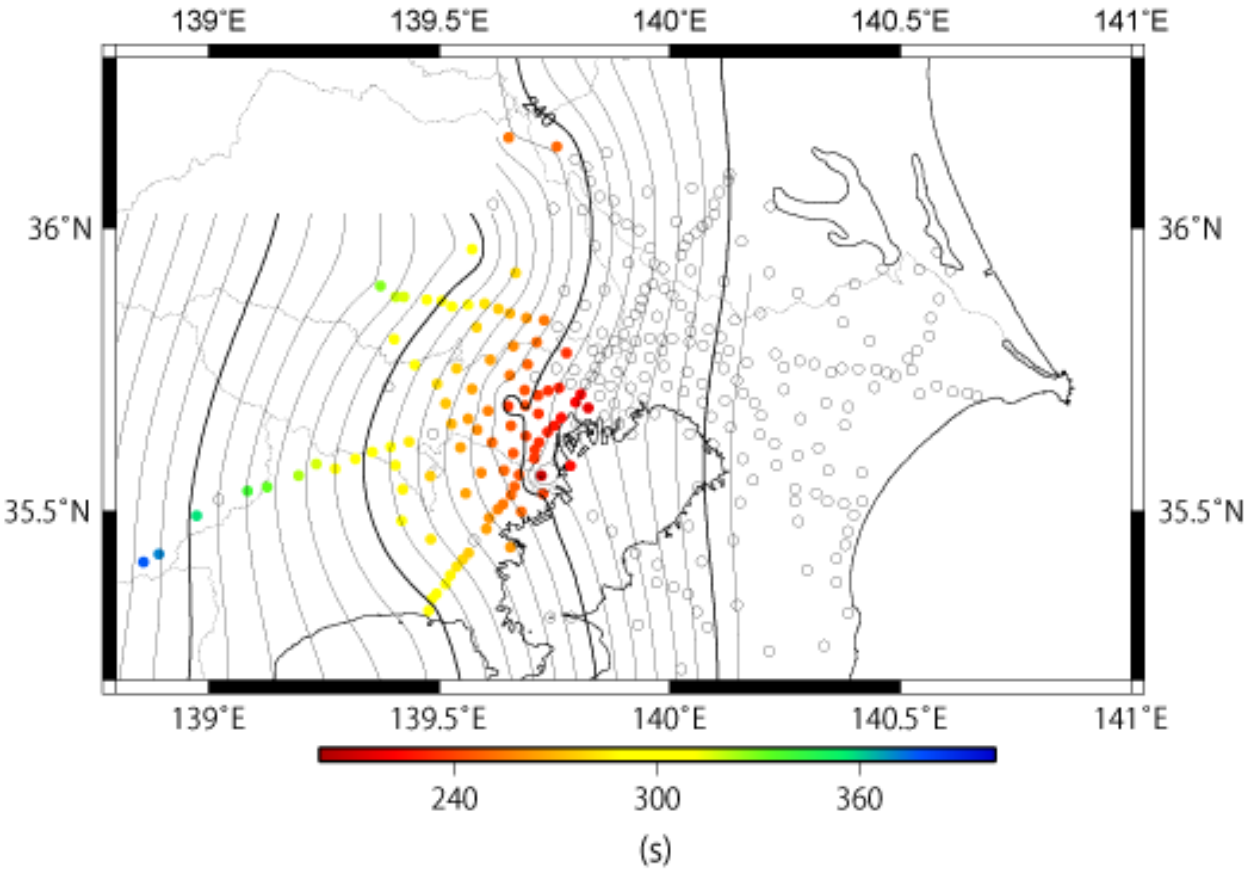
謝辞

この研究においては，MeSO-net の波形データを使用いたしました．ここに記して感謝いたします．

参考文献

石原吉明，東田進也，酒井慎一，平松良浩，古本宗充，稠密地震観測網記録による火球経路の決定，地震研究所彙報Vol.76, 87-92, 2001.

国立科学博物館，各地で観測された火球が隕石であることを確認，国立科学博物館プレスリリース，(https://www.kahaku.go.jp/procedure/press/pdf/421874.pdf) ,2020.



図：火球衝撃波の到達時刻（2020年7月2日2時30分を起点）

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 31th) | Special session：S22. Geodyanamics of the Ryukyu arc

Sat. Oct 31, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Sat. Oct 31, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S22P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S22P-01] Complementary distribution of very low-frequency earthquakes and the interplate-coupled area in the southwestern Ryukyu Trench

○Ren Yakabu[1], Mamoru Nakamura[1] (1.University of The Ryukyus)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S22P-02] Distribution of very low-frequency earthquakes in the Miyako Strait, central Ryukyu Trench

○Hiromu Furugen[1], Mamoru Nakamura[2] (1.Graduate School of Engineering and Science, University of the Ryukyu, 2.Faculty of Science, University of the Ryukyu)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S22P-03] Spatial and temporal distribution of very low-frequency earthquakes activity in the central Ryukyu Trench using ocean-bottom seismometers

○Mamoru Nakamura[1], Shuichi Kodaira[2], Yasushi Ishihara[2], Ban-Yuan Kuo[3], Ching-Ren Lin[3], Pei-Ying Patty Lin[4] (1.Faculty of Science, University of the Ryukyus, 2.JAMSTEC, 3.Academia Sinica, 4.National Taiwan Normal University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S22P-04] Shallow low-frequency tremor activity off Kikai Island, northern Ryukyu Trench subduction zone

○Yusuke Yamashita[1], Yukihiro Nakatani[2], Hiroshi Yakiwara[2], Shuichiro Hirano[2], Shigeru Nakao[2], Hiroki Miyamachi[3], Reiji Kobayashi[3], Hiroshi Shimizu[4], Takeshi Matsushima[4], Kazunari Uchida[4], Kazuo Nakahigashi[5], Hideji Abe[7], Tomoaki Yamada[6], Masanao Shinohara[7] (1.Miyazaki Observatory, DPRI, Kyoto Univ., 2.NOEV, Kagoshima Univ., 3.Grad. School of Sci. and Eng., Kagoshima Univ., 4.SEVO, Kyushu Univ., 5.Tokyo Univ. of Marine Sci. and Tech., 6.JMA, 7.ERI, Univ. of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S22P-05] Migration of shallow low frequency tremors in the central Ryukyu arc

○Tsutomu Takahashi[1], Yasushi Ishihara[1], Yojiro Yamamoto[1], Aki Ito[1], Ryuta Arai[1], Ayako Nakanishi[1], Seiichi Miura[1], Shuichi Kodaira[1], Yoshiyuki Kaneda[2] (1.JAMSTEC, 2.Kagawa University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S22P-06] CMT solutions of earthquakes around Okinawa island from strong-motion records by using a land-ocean unified 3D structure model

○Masanao Komatsu[1], Hirofumi Kowari[2], Tomotsugu Watanabe[1], Taro Okamoto[3], Takeshi Nakamura[4], Hiroshi Takenaka[1] (1.Okayama University, 2.Hanshin Consultants Co., Ltd., 3.Tokyo Institute of Technology, 4.Central Research Institute of Electric Power Industry)

Complementary distribution of very low-frequency earthquakes and the interplate-coupled area in the southwestern Ryukyu Trench

*Ren Yakabu[1], Mamoru Nakamura[1]

1. University of The Ryukyus

We investigated the distribution of very low-frequency earthquakes (VLFEs) in the southwestern Ryukyu Trench and clarified its relationship with interplate-coupled area. In the southwestern Ryukyu Trench, the cluster of VLFEs is distributed from the south of the Yaeyama Islands to the east of Taiwan (Nakamura and Sunagawa, 2015). It is important to clarify the positional relationship between the region of slow earthquakes, interplate coupling region, and source regions of past earthquakes and tsunamis in the Ryukyu Trench, to understand the strain accumulation process. The western part (approximately 123˚) of the VLFE cluster overlaps the interplate coupling zone (Hsu et al., 2012). The source area of the 1771 Yaeyama tsunami is located in the east of the cluster (approximately 125˚). However because of the inaccurate determination of the VLFE epicenters, it was not previously possible to compare the positional relationships in detail. To clarify the relationship between the VLFE distribution and the coupling region in the southwestern Ryukyu Trench, we performed a detailed epicenter determination of the VLFEs. We used four stations of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience's F-net and seven stations of the Broadband Array in Taiwan for Seismology (BATS) from 2005 to 2013. The seismographs of the vertical component were 0.02–0.05 Hz band-pass filtered, and the waveforms at 2 or 3 neighboring stations were computed by semblance analysis to determine the epicenter. The results showed that the VLFEs were distributed between south of Yonaguni Island and south of Miyako Island. The distribution of VLFEs between south of Yonaguni Island and Iriomote Island was elongated east-west direction. However, the VLFEs in the south of Ishigaki Island and south of Miyako Island formed the isolated clusters. The location of the VLFE cluster corresponds to a slab depth of 10-15 km. The distribution of the VLFEs were similar to that of the LFEs (Nakamura, 2017). The distribution of VLFE did not overlap with the interplate coupling zone near Taiwan. Although moderate-size thrust-type earthquakes occur commonly in the down-dip part of the coupled area near Taiwan, there is no VLFE activity in this area. This suggests that the distribution of VLFEs is complementary to the cluster of moderate-size interplate earthquakes associated with the coupled zone.

© 日本地震学会

Distribution of very low-frequency earthquakes in the Miyako Strait, central Ryukyu Trench

*Hiromu Furugen[1], Mamoru Nakamura[2]

1. Graduate School of Engineering and Science, University of the Ryukyu, 2. Faculty of Science, University of the Ryukyu

The distribution of very low frequency earthquakes (VLFEs), which are one type of slow earthquake, illuminates the heterogeneous stress accumulation at the subducting plate interface. VLFEs are known to occur in the Ryukyu Trench (Ando et al., 2012); however, their detailed distribution has not been clarified because there are few broadband seismic stations along the Ryukyu arc. In particular, the detection ability is poor in the Miyako Strait, between Miyako Island and Okinawa Island, where the spacing of seismic stations is 300 km. In this study, we determined the epicenters of the VLFEs in the Miyako Strait using waveform data from temporary stations in the central Ryukyu Islands. We used the F-net stations of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience and temporary stations on Okinoerabu Island, Kume Island, Miyako Island, Tarama Island, and Hateruma Island, which were set up by the Association for the Development of Earthquake Prediction. We performed band-pass filtering at a frequency range of 0.05–0.1 Hz for the seismogram using Seismic Analysis Code software. We then determined the epicenters of the VLFEs using the template matching method described by Asano et al. (2015). For the template, we selected the thrust events of regular earthquakes near Ryukyu Trench in the Miyako Strait. We determined the epicenters of VLFEs that occurred between January 2017 and December 2017. The results showed that the epicenters formed one cluster near the Ryukyu Trench. Although the locations were similar to the results of Nakamura and Sunagawa (2015), the VLFE epicenters of each cluster were concentrated in a narrow area. The characteristics of the spot-like distribution of the VLFEs are similar to those observed around Okinawa Island and the Yaeyama Islands. The VLFE cluster in the center of the Miyako Strait was distributed apart from the cluster of regular interplate earthquakes, without overlapping. The location of the VLFE cluster corresponds to a slab depth of 15 km. This suggests that the distribution of VLFEs is similar to that of regular earthquakes. However, VLFE activity was activated in this cluster during the activated period of regular earthquakes (January-March 2017). This suggests that the VLFE activity was triggered by stress changes caused by the regular earthquakes.

© 日本地震学会

Spatial and temporal distribution of very low-frequency earthquakes activity in the central Ryukyu Trench using ocean-bottom seismometers

*Mamoru Nakamura[1], Shuichi Kodaira[2], Yasushi Ishihara[2], Ban-Yuan Kuo[3], Ching-Ren Lin[3], Pei-Ying Patty Lin[4]

1. Faculty of Science, University of the Ryukyus, 2. JAMSTEC, 3. Academia Sinica, 4. National Taiwan Normal University

We investigated the spreading process of the slow earthquake induced by regular earthquakes using the spatio-temporal variation of the very low-frequency earthquakes (VLFEs) swarm in the central Ryukyu Trench. We used the waveforms of the ocean bottom broadband seismometers (OBSs) in the central Okinawa Trough and central Ryukyu Trench and F-net broadband seismometers. We bandpass-filtered at 0.05-0.1 Hz for the vertical component waveforms and analyzed using cross-correlation with template events to determine their relative positions. The analysis period was from September 2018 to June 2019. During this period three major VLFE swarms (November 2018, January 2019, and March 2019) occurred in and near the OBS network. Among them, November 2018 VLFE swarm, which occurred in the northeast of Amami Island, accompanied the migration of the VLFE activity. The detailed distribution of the VLFE swarm and regular earthquakes showed that the cluster of the VLFE swarm was distributed west and south of the cluster of regular earthquakes. The VLFE swarm started in the west of the cluster of regular earthquakes after the swarm-like earthquake activity (maximum magnitude of 4.9) occurred on November 5-7, 2018 in the cluster of regular earthquakes. The area of the VLFE swarm spread northeast and southwest direction, which is along the strike of the subducting plate. After November 14, the VLFE swarm migrated to the shallower part. On the other hand, in the case of March 2019 swarm in the south of Amami Island, the VLFEs were concentrated in several very small patches. From the spatio-temporal distribution of the low-frequency earthquakes, the slow earthquakes did not migrate south of Amami Island and that they occur in isolation (Nakamura, 2017). These suggest that the condition of the interplate coupling on the subducted plate interface or the connectivity of the region which can cause slow earthquakes differs between the north and south of the region.

© 日本地震学会

Shallow low-frequency tremor activity off Kikai Island, northern Ryukyu Trench subduction zone

*Yusuke Yamashita[1], Yukihiro Nakatani[2], Hiroshi Yakiwara[2], Shuichiro Hirano[2], Shigeru Nakao[2], Hiroki Miyamachi[3], Reiji Kobayashi[3], Hiroshi Shimizu[4], Takeshi Matsushima[4], Kazunari Uchida[4], Kazuo Nakahigashi[5], Hideji Abe[7], Tomoaki Yamada[6], Masanao Shinohara[7]

1. Miyazaki Observatory, DPRI, Kyoto Univ., 2. NOEV, Kagoshima Univ., 3. Grad. School of Sci. and Eng., Kagoshima Univ., 4. SEVO, Kyushu Univ., 5. Tokyo Univ. of Marine Sci. and Tech., 6. JMA, 7. ERI, Univ. of Tokyo

南海トラフから南西につながる南西諸島海溝では，フィリピン海プレートの沈み込みに伴う活発な地震活動が昔からよく知られている．近年のGNSS観測や海底観測により，南西諸島海溝ではスロー地震活動も非常に活発であることが分かってきており，大局的には南西諸島海溝の北に接する日向灘から活動が連続しているように見えている．その一方で，細かく見ると海溝の走向方向の活動度に時空間的な変化が見られる事が明らかになりつつあり，陸域の観測網が脆弱な南西諸島海溝において，海底観測を継続的に実施する事はこの地域の様々なスケールにおける地震活動を知る上で必要不可欠である．
我々は，2019年4月より南西諸島海溝北部域の喜界島東方海域において，20 kmスパンの海底地震観測を開始した．この海域は，通常の地震活動が周囲に比べて低調な領域が広がっており，1911年喜界島沖の地震（M 8.0）の震源域に対応している可能性が指摘されている．一方，最近の観測からは，短期的スロースリップや浅部低周波微動活動が活発なことが明らかになってきており，巨大地震・通常の微小地震活動・スロー地震との関係について調査する格好のフィールドである．我々は，今後数年の間に，1年間の観測を複数回実施し，少しずつ観測点配置をずらして，地震活動が低調な領域とその周辺領域を覆う形で観測を実施することにしている．その上で，通常の地震と浅部低周波微動の時空間な関係を明らかにすることが大きな目的の1つである．
本研究で使用している海底地震計は8台で，すべて1 Hz のセンサーを搭載した東京大学地震研究所所有の長期観測型海底地震計である．8台の海底地震計は正六角形の各頂点と中心およびいずれからの頂点から20km離れた1点に位置している．1回目の観測は，本来2020年4月に回収予定であったが，COVID-19流行の影響を受け，2020年8月に回収を実施した．観測期間中には，陸上観測網より観測海域直下と考えられる浅部スロー地震活動があったことが確認されている．過去に実施した海底観測でも同じ機材を用いて観測を実施しており，浅部低周波微動そのものの観測には成功していたが，観測点間隔が30kmより広く，収録トラブル等の影響もあり，震源分布は十分な精度では得られていない．現在，8月に回収したデータの1次処理を進めており，今後，観測データの精査を進め，浅部低周波微動についてエンベロープ相関法による解析を行い，浅部微動の活動領域を明らかにする予定である．

謝辞：海底地震計の設置・回収は，長崎大学水産学部練習船・長崎丸の教育関係共同利用に基づく航海によって実施されました．また，本研究は文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画（第2次）」および東京大学地震研究所共同利用の支援を受けました．記して感謝申し上げます．

© 日本地震学会

Migration of shallow low frequency tremors in the central Ryukyu arc

*Tsutomu Takahashi[1], Yasushi Ishihara[1], Yojiro Yamamoto[1], Aki Ito[1], Ryuta Arai[1], Ayako Nakanishi[1], Seiichi Miura[1], Shuichi Kodaira[1], Yoshiyuki Kaneda[2]

1. JAMSTEC, 2. Kagawa University

Ryukyu arc, southwestern Japan, shows high activities of various slow earthquakes such as slow slip events (SSEs) (e.g., Heki & Kataoka 2008; Nishimura 2014), very low frequency earthquakes (VLFEs) (e.g., Ando et al. 2012) and shallow low frequency tremors (e.g., Yamashita et al. 2015). In this area, offshore seismic observations have important roles to improve accuracies of their locations and spatial extents. We conducted a passive seismic survey around Amami islands to elucidate detailed activities of regular and slow earthquakes and seismic structures. We deployed 30 short-period ocean bottom seismographs (OBSs) and 5 temporal onshore stations at 25~40 km interval. Deployed OBSs recorded ground motion from Mar. 2019 to July or Aug. 2019.

During this observation, we observed many regular earthquakes and several sequences of shallow low frequency tremors. We estimated epicenters of about 630 tremors by the envelope correlation method. Focal depths are fixed at 15km with consideration for our seismic refraction survey in this area (Takahashi et al. 2020, JpGU). All tremors distribute between Amami islands and Ryukyu trench. Distance from the Ryukyu trench to tremors is about 20~80km. Most tremors locate at the source area of 1995 Amami earthquake (M7.1) (e.g., Yamada et al. 1997). Many aftershocks of the Amami earthquake distribute in the subducted slab. Arai et al. (2017) found large normal faults intersecting the subducted slab at north of tremor area. These imply a complex geometry of plate surface and fractured structures in the slab at the tremor area.

The most active sequence of tremors occurred from 3/5/2019 to 19/5/2019. This activity started at southern part of the tremor area, and migrated north for about 70 km. Migration speed is about 4.0~4.5km/day. Similar migration speed was observed for shallow VLFEs in Hyuga-nada (Tonegawa et al. 2020) and Kumano-nada (Nakano et al. 2018) at Nankai subduction zone. Yamashita et al. (2015), in contrast, observed fast migrations (30~60 km/day) of shallow low frequency tremors in Hyuga-nada. They also pointed out rapid reverse migrations. Such reverse migration was not clearly seen in our case.

A large cumulative slip of SSEs is observed near the Amami plateau (Nishimura 2014). In this large slip area, we observed low actively of shallow tremors. Tremor migration we observed stopped at south of the large slip area. Arai et al. (2017) found a subducted seamount near the large slip area of SSEs. It implies that the subducted seamount affects tremor migration. We may say that complex geometries of plate surface or fractured structures in the subducted slab may have important roles for slow earthquake activities in the central Ryukyu arc.

Acknowledgement: This study was partially supported by “Research Project for Compound Disaster Mitigation on the Great Earthquakes and Tsunamis around the Nankai Trough Region” of the Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology (MEXT) of Japan. We are grateful for Amami-city, Tokunoshima-town, Amagi-town, China-town and Toshima-village for their kind corporation for onshore seismic observations.

© 日本地震学会

CMT solutions of earthquakes around Okinawa island from strong-motion records by using a land-ocean unified 3D structure model

*Masanao Komatsu[1], Hirofumi Kowari[2], Tomotsugu Watanabe[1], Taro Okamoto[3], Takeshi Nakamura[4], Hiroshi Takenaka[1]

1. Okayama University, 2. Hanshin Consultants Co., Ltd., 3. Tokyo Institute of Technology, 4. Central Research Institute of Electric Power Industry

沖縄本島近海では地震活動が活発である．本研究では2007年10月から2013年6月に発生したM_{JMA}5.2～5.8の7つの地震の強震波形データから，CMTインバージョンを行い，地震の位置，規模，震源メカニズムを推定した．

CMTインバージョンにはFAMT (Okamoto *et al.*, 2017, EPS)の方法を用い，グリーン関数の計算には陸上，海底地形を考慮できる3次元差分法の計算コードHOT-FDM (Nakamura *et al.*, 2012, BSSA)を使用した．沖縄本島南東沖に南北方向，東西方向，鉛直方向に各2 km間隔でセントロイド震源の候補点を設定し，相反定理を用いてグリーン関数を計算した．グリーン関数の計算に用いた海陸統合の3次元地下構造モデルは以下のように構築した．陸上地形は国土地理院の250 mメッシュ(標高)を，海底地形はJTOPO30を導入し，海水層を考慮した．モホ面は反射法探査の結果 (Nishizawa *et al.*, 2019, EPSなど)の結果をコンパイルし，モデル化した．フィリピン海プレート上面はIwasaki *et al.* (2015, AGU)のモデルを採用した．これらの地震波速度や密度は公開されている広域モデル(たとえば，全国1次地下構造モデル)を参考に設定した．上部地殻より上の地盤はJ-SHIS深部地盤モデルを採用した．

本研究で使用したデータは防災科学技術研究所が展開する強震観測網(K-NET)の8観測点(KGS033, KGS034, KGS035, OKN001, OKN002, OKN003, OKN004, OKN005)で観測された強震波形である．これらを速度波形に積分しバンドパスフィルタをかけて使用した．

解析した結果をFigure 1に示す．イベント番号は発生日時の順に付けた．セントロイド震源はF-netによるものと比べて北西側に移動した．また，深さのばらつきはF-netによるものよりも小さくなった．メカニズムはイベント①と⑥の横ずれ成分を除き，北西・南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型であり，圧縮軸の方向はフィリピン海(PHS)プレートの沈み込む方向に対応する．本研究で求まった震源はイベント①と⑥は海洋マントル，それ以外は海洋地殻内に位置している．なお，発表ではさらに最新のイベントやマグニチュードの小さなイベントを含めて解析数を増やす予定である．

謝辞：本研究では，防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET)の強震波形記録，国土地理院の数値地図250 mメッシュ(標高)，JTOPO30，J-SHIS深部地盤モデルを使用しました．プレート境界モデル(Iwasaki *et al.*, 2015, AGU)は，国土地理院の数値地図250mメッシュ（標高），日本海洋データセンターによる500mメッシュ海底地形データ(J-EGG500, http://www.jodc.go.jp/data_set/jodc/jegg_intro_j.html)及びGeographic Information Network of Alaska（アラスカ大学）の地形・水深データ(Lindquist *et al.*, 2004, Eos Trans. AGU)から作成したものです．グリーン関数の計算は学際大規模情報基盤共同利用・共同研究拠点の支援により(課題番号: jh190075-NAH)，名古屋大学情報基盤センターの超並列スパコンFX100を利用し，および東京大学地震研究所の共同利用における援助を受け(課題番号：2020-S-08)，同大情報基盤センターのシステム(Oakforest-PACS)を利用しました．

© 日本地震学会

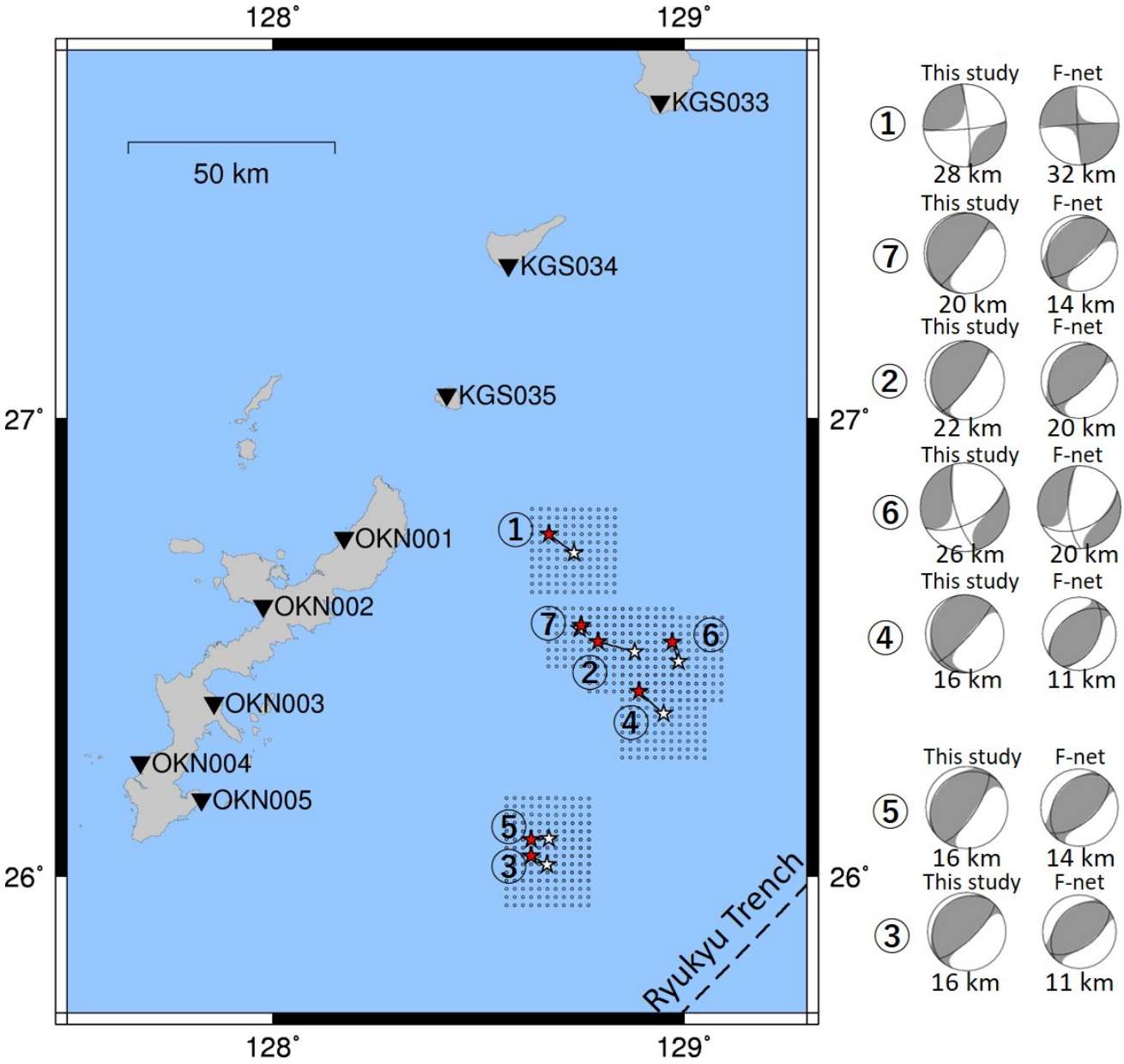


Figure 1. Location of the 7 events analyzed in this study. Red and white stars indicate epicenters determined in this study and reported by NIED, respectively. Black points are ranges of grid searches for the CMT. Inverse triangles denote K-NET stations in NIED. Black dashed line indicates Ryukyu trench. The obtained moment tensor solutions and centroid depths are shown on the right.

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 31th) | Introduction of committee activities：S25.Committee activities for society

Sat. Oct 31, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Sat. Oct 31, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S25P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-01] Public Relations Committee

*Public Relations Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-02] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-03] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-04] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-05] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-06] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-07] Geopark Assistance Committee

*Geopark Assistance Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-08] Kanamori Fund

*Kanamori Fund[1] (1. The Seismological Society of Japan)

Public Relations Committee

*Public Relations Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

広報委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

SSJ Committee

*SSJ Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

学会情報誌編集委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

SSJ Committee

*SSJ Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

強震動委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

SSJ Committee

*SSJ Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

学校教育委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

SSJ Committee

*SSJ Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

災害調査委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

SSJ Committee

*SSJ Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

普及行事委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

SSJ Committee

*SSJ Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

ジオパーク支援委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

Kanamori Fund

*Kanamori Fund[1]

1. The Seismological Society of Japan

金森基金の活動を紹介します

© 日本地震学会