Mon. Sep 16, 2019

award lecture | General session：S20. Award Ceremony and Lecture

1:15 PM - 2:25 PM JST | 4:15 AM - 5:25 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S20]PM-1

chairperson:Kazutoshi Imanishi(AIST), Jun Kawahara(Ibaraki University)

1:15 PM - 1:18 PM JST | 4:15 AM - 4:18 AM UTC

[S20] President speech

1:18 PM - 1:25 PM JST | 4:18 AM - 4:25 AM UTC

[S20] Award ceremony

1:25 PM - 1:45 PM JST | 4:25 AM - 4:45 AM UTC

[S20-01] [INVITED]Study on broadband strong ground motion: observed characteristics and methodology for prediction

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

1:45 PM - 2:05 PM JST | 4:45 AM - 5:05 AM UTC

[S20-02] [INVITED]Data assimilation towards understanding and predicting slip behavior on subducting plates and reconstructing better seismic wavefields

*Masayuki Kano[1] (1. Graduate School of Science, Tohoku University)

2:05 PM - 2:25 PM JST | 5:05 AM - 5:25 AM UTC

[S20-03] [INVITED]Mathematical modeling of interface effects on dynamic rupture

*Shiro Hirano[1] (1. Dept. Sci. Eng., Ritsumeikan Univ.)

Room A | General session：S15. Strong Ground Motion and Earthquake Disaster

9:30 AM - 10:30 AM JST | 12:30 AM - 1:30 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S15]AM-1

chairperson:Sayumi Yoshida(HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.), Ritsuko Matsu'ura(Association for the Development of Earthquake Prediction)

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

[S15-01] Investigation to estimate high-frequency limit of Empirical Green’s tensor derivatives (EGTD) using aftershocks

*SAYUMI YOSHIDA[1], MASANORI HORIKE[1] (1. HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.)

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

[S15-02] 3D Complete Nonlinear Methods for Soil-Building Interaction Based on an Input Wavefield

*Masahiro Iida[1] (1. University of Tokyo, Earthquake Research Institute)

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

[S15-03] Evaluation of seismic motion on a subsurface level from the ground motion at a free surface position without plane-wave incidence assumption

*Hiroshi Takenaka[1], Masanao Komatsu[1], Tomotsugu Watanabe[1], Mitsutaka Oshima[2], Takeshi Nakamura[3] (1. Department of Earth Sciences, Okayama University, 2. Shimizu Corporation, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S15-04] Estimation of the maximum seismic intensity of each 250m-mesh in Japan for 1585-2018

*Ritsuko S. Matsu'ura[1], Takeo Ishibe[1], Koji Iwasa[1], Mitsuko Furumura[1] (1. Association for the Development of Earthquake Prediction)

Room A | General session：S15. Strong Ground Motion and Earthquake Disaster

10:45 AM - 12:00 PM JST | 1:45 AM - 3:00 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S15]AM-2

chairperson:Hongjun Si(Seismological Research Institute Inc.), Yusuke Tomozawa(KOBORI RESEARCH COMPLEX INC.)

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

[S15-05] On the large peak ground motion observed during the 2018 M6.6 Eastern Iburi, Hokkaido, Earthquake

*Hongjun Si[1], Mitsuko Furumura[2], Ritsuko S. Matsu'ura[2] (1. Seismological Research Institute Inc., 2. Association for the Development of Earthquake Prediction)

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

[S15-06] A broadband source model of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake

*Kaori Nagai[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1] (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S15-07] Estimation of Inhomogeneous Attenuation Structure, Source and Site Effects of the Western Hokkaido Based on Block Inversion Analysis

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

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

[S15-08] Attenuation Curves of Bedrock Motions due to Crustal Earthquakes in Japan and their Near Source Characteristics

*Tomonori Ikeura[1] (1. Kajima Technical Research Institute, Kajima Corporation)

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

[S15-09] Dynamic rupture simulation for moderate-sized strike-slip fault considering spatial heterogeneities on various initial conditions

*Hiroshi Kawase Kawase[1], Jikai Sun[2], Arben Pitarka[3], Fumiaki Nagashima[1], Eri Ito[1] (1. DPRI, Kyoto University, 2. Grad. School of Eng., Kyoto University, 3. Laurence Livermore National Laboratory)

Room A | General session：S15. Strong Ground Motion and Earthquake Disaster

2:45 PM - 3:45 PM JST | 5:45 AM - 6:45 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S15]PM-2

chairperson:Hiroe Miyake(The University of Tokyo), Yosuke Nagasaka(Port and Airport Research Institute)

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

[S15-10] Recipe for Predicting Strong Ground Motion on the SCEC Broadband Platform

*Hiroe Miyake[1], Asako Iwaki[2], Nobuyuki Morikawa[2], Takahiro Maeda[2], Hiroyuki Fujiwara[2] (1. The University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S15-11] **Moment–Area Scaling Assuming Constant Stress Drop from Small to Great Crustal Earthquakes**

*Kazuhito Hikima[1], Akihiro Shimmura[1] (1. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

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

[S15-12] Source Model of the 2008 Northern Iwate Intraslab Earthquake using Ground Motion Records in Wide Area

*Shuji Kumagai[1], Shinya Tanaka[2], Kensuke Arai[3] (1. Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2. TOKYO ELECTRIC POWER SERVICES CO.,LTD., 3. SHIMIZU CORPORATION)

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

[S15-13] Pseudo point-source model with variable corner frequency: application to the Miyagi-Oki earthquake of 26 May, 2003

*Yosuke Nagasaka[1], Atsushi Nozu[1] (1. Port and Airport Research Institute)

Room A | General session：S15. Strong Ground Motion and Earthquake Disaster

4:00 PM - 5:15 PM JST | 7:00 AM - 8:15 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S15]PM-3

chairperson:Naoki Hayashimoto(Japan Meteorological Agency), Kenji Kanjo(Takamisawa Cybernetics Co.Ltd.)

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

[S15-14] Utilization of OBS data for Earthquake Early Warning

*Naoki Hayashimoto[1], Jun Akutagawa[1], Keishi Noguchi[1], Ken Moriwaki[1], Masahiko Morimoto[1], Kuninori Okamoto[1], Yuki Kodera[2], Koji Tamaribuchi[2], Mitsuyuki Hoshiba[2], Takeshi Nakamura[3], Takashi Kunugi[3], Shin Aoi[3] (1. Japan Meteorological Agency, 2. Meteorological Research Institute, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S15-15] Application of the Japanese Earthquake Early Warning Method (IPF method) to the 2018 Hualien earthquake in Taiwan

*Masumi Yamada[1], Dayi Chen[2], Koji Tamaribuchi[3] (1. DPRI, Kyoto University, 2. CWB, Taiwan, 3. MRI)

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

[S15-16] Estimation of fault geometry to obtain an accurate seismic intensity in real time

*YING XIAO[1], Masumi Yamada[2] (1. Key Laboratory of Earthquake Engineering and Engineering Vibration, Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration, 2. DPRI, Kyoto University)

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

[S15-17] Is Mw so useful for earthquake early warning? : from viewpoint of real-time prediction of ground motion

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

5:00 PM - 5:15 PM JST | 8:00 AM - 8:15 AM UTC

[S15-18] Importance of the high-density observation for seismic strong motion disaster prevention

*kenji kanjo[1], isao takahashi[1], yoshinori shinohara[1], rami ibrahim[1] (1. Takamisawa Cybernetics Co.Ltd.)

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

9:30 AM - 10:30 AM JST | 12:30 AM - 1:30 AM UTC | ROOM B Symposium Hall, International Science Innovation Building

[S09]AM-1

chairperson:Kaoru Sawazaki(NIED), Koichiro Obana(JAMSTEC)

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

[S09-01] **Derivation of probability density function for interval maximum amplitude of continuous seismogram**

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

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

[S09-02] Focal mechanisms of aftershocks and stress field in the focal area of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake

*Yuki Susukida[1], Kei Katsumata[1], Masayoshi Ichiyanagi[1], Mako Ohzono[1], Hiroshi Aoyama[1], Ryo Tanaka[1], Masamitsu Takada[1], Teruhiro Yamaguchi[1], Kazumi Okada[1], Hiroaki Takahashi[1], Shin'ichi Sakai[2], Satoshi Matsumoto[3], Tomomi Okada[4], Toru Matsuzawa[4], Shuichiro Hirano[5], Toshiko Terakawa[6], Shin'ichiro Horikawa[6], Masahiro Kosuga[7], Hiroshi Katao[8], Yoshihisa Iio[8], Airi Nagaoka[8], Noriko Tsumura[9], Tomotake Ueno[10], the Group for the Aftershock Observations of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Tokyo, Japan, 3. Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University, Fukuoka, Japan, 4. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University, Sendai, Japan, 5. Nansei-Toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University, Kagoshima, Japan, 6. Earthquake and Volcano Research Center, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Nagoya, Japan, 7. Earthquake and Volcano Observatory, Hirosaki University, Hirosaki, Japan, 8. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Kyoto, Japan, 9. Department of Earth Science, Faculty of Science, Chiba University, Chiba, Japan, 10. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Tsukuba, Japan)

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

[S09-03] Seismicity in the Japan Trench outer-rise region off Miyagi based on OBS observations

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

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

[S09-04] Improvements of seismic activity model for probabilistic seismic hazard assessment

*Nobuyuki Morikawa[1], Jun'ichi Miyakoshi[2], Hiroyuki Fujiwara[1] (1. NIED, 2. Ohsaki Research Institute, Inc.)

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

10:45 AM - 12:00 PM JST | 1:45 AM - 3:00 AM UTC | ROOM B Symposium Hall, International Science Innovation Building

[S09]AM-2

chairperson:Kazuyoshi Nanjo(University of Shizuoka), Kohei Nagata(MRI)

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

[S09-05] Seismicity prior to the July 2019 southern California *M*7.1 earthquake

*Kazuyoshi Z. Nanjo[1] (1. University of Shizuoka)

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

[S09-06] Successively occurring large earthquakes in the world (2) -Successive occurrence and simultaneous occurrence of same class earthquakes-

*Tetsuo Hahsimoto[1], Takashi Yokota[2] (1. Meteorological Research Institute, 2. Aichi Institue of Technology)

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

[S09-08] Temporal change in size distribution of the earthquakes around large earthquakes in the continental crust of Japan

*Kohei NAGATA[1] (1. Meteorological Research Institute)

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

[S09-09] Variation of activity of felt aftershocks: An application of the modified Omori formula to aftershocks of the 2019 off Yamagata earthquake

*Kentaro Hattori, Ichiro Nakanishi[1] (1. Kyoto Univ.)

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

2:45 PM - 3:45 PM JST | 5:45 AM - 6:45 AM UTC | ROOM B Symposium Hall, International Science Innovation Building

[S09]PM-2

chairperson:Makoto Matsubara(NIED), Masahiro Kosuga(Hirosaki University)

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

[S09-10] Small repeating earthquake beneath the Tokai region

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

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

[S09-11] Spatio-temporal distributions and activities of deep low-frequency earthquakes in volcanic regions all over Japan

*Ryo Kurihara[1], Kazushige Obara[1], Akiko Takeo[1], Yusaku Tanaka[1] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S09-12] Low-frequency aftershocks of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake revisited

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

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

[S09-13] Migration of microseismicity and subsequent aseismic adiabatic expansion after the termination of injection in Okuaizu Geothermal Field

*Kyosuke Okamoto[1], Li Yi[2], Hiroshi Asanuma[1], Takashi Okabe[3], Yasuyuki Abe[4], Masatoshi Tsuzuki[5] (1. AIST, 2. Osaka University, 3. GERD, 4. OAG, 5. JOGMEC)

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

4:00 PM - 5:15 PM JST | 7:00 AM - 8:15 AM UTC | ROOM B Symposium Hall, International Science Innovation Building

[S09]PM-3

chairperson:Takane Hori(JAMSTEC), Hisahiko Kubo(NIED)

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

[S09-14] A mechanical model of regular and slow earthquakes

*Takane Hori[1] (1. JAMSTEC)

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

[S09-15] Patch distributions of tremors and growth process of ETS.

*Keita Nakamoto[1], Yoshihiro Hiramatsu[1], Takahiko Uchide[2], Kazutoshi Imanishi[2] (1. Univ. of Kanazawa, 2. AIST)

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

[S09-16] Spatial properties of slow earthquake activity and its geophysical and geological environment

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

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

[S09-17] Spatial relationship between rupture area of two large inter-plate aftershocks of the 2011 Tohoku earthquake and slow-earthquake activity

*Hisahiko Kubo[1], Tomoaki Nishikawa[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

5:00 PM - 5:15 PM JST | 8:00 AM - 8:15 AM UTC

[S09-18] Spatial distribution of b-values related to slow earthquakes in the area encompassing the Kii-Peninsula and Hyuga-nada regions, Japan

*Keita Chiba[1] (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University)

Room C | General session：S03. Crustal Deformation, GNSS, Gravity

9:30 AM - 10:30 AM JST | 12:30 AM - 1:30 AM UTC | ROOM C Research Bldg No 8 NS Hall

[S03]AM-1

chairperson:Ryoichiro Agata(JAMSTEC), Motoyuki Kido(IRIDeS, Tohoku University), Yusaku Tanaka(Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S03-01] Compliant volcanic arc and backarc crust in southern Kurile suggested by interseismic geodetic deformation

*Yuji Itoh[1], Kelin Wang[2], Takuya Nishimura[3], Jiangheng He[2] (1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S03-02] Introduction of data covariance in slip inversion with land and seafloor geodetic observations

*Ryoichiro Agata[1], Takeshi Iinuma[1] (1. JAMSTEC)

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

[S03-03] Models for crustal deformation associated with seismovolcanic event in and around Miyakejima and Kozushima in 2000 inferred from GNSS data

*Takahiro Akiyama[1], Shoichi Yoshioka[2,1] (1. Graduate School of Science, Kobe university, 2. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University)

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

[S03-04] Estimation of block boundary around the base of the Izu Peninsula by soft clustering of GNSS data

*Yuta Mitsui[1], Satoru Watanabe[2] (1. Faculty of Science, Shizuoka University, 2. formerly at Faculty of Science, Shizuoka University)

Room C | General session：S03. Crustal Deformation, GNSS, Gravity

10:45 AM - 12:00 PM JST | 1:45 AM - 3:00 AM UTC | ROOM C Research Bldg No 8 NS Hall

[S03]AM-2

chairperson:Ryoichiro Agata(JAMSTEC), Motoyuki Kido(IRIDeS, Tohoku University), Yusaku Tanaka(Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S03-05] Direct detection of postseismic slip heterogeneity after the 2011 Tohoku Earthquake by using direct path ranging

*Ryusuke Yamamoto[1], Ryota Hino[1], Motoyuki Kido[2], Chie Honsho[1], Yukihito Osada[1,3], Shuichi Kodaira[4], Yasuyuki Nakamura[4] (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 3. ENABLER Ltd., 4. Research Institute for Marine Geodynamics, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

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

[S03-06] A possible strike-slip motion along the Nankai oblique subduction zone - -direct-path acoustic ranging at the Shionomisaki Canyon- -

*Motoyuki Kido[1], Eiichiro Araki[2], Takeshi Tsuji[3], Ryusuke Yamamoto[4], Yoshifumi Kawada[1] (1. IRIDeS, Tohoku University, 2. R&D CEAT, JAMSTEC, 3. Dept. Earth Resources Engineering, Kyushu University, 4. Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S03-07] Width of the strain concentration in the San-in Shear Zone as observed by a dense GNSS network

*Angela Meneses-Gutierrez[1,2], Takuya Nishimura[3] (1. Institute for Advanced Research, Nagoya University, 2. Disaster Mitigation Research Center, Nagoya University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S03-08] Attempt to detect intra-plate SSEs based on GEONET data (F3 solution)

*Yusaku Tanaka[1] (1. ERI, UTokyo)

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

[S03-09] Detection of seafloor crustal deformation due to shallow SSE using ocean bottom pressure with long-period tidal variability corrections

*Tomohiro Inoue[1], Tomoya Muramoto[2], Daisuke Inazu[3], Yoshihiro Ito[4], Ryota Hino[5], Kazuaki Ohta[4], Syuichi Suzuki[5] (1. Kyoto University, 2. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 3. Tokyo University of Marine Science and Technology, 4. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 5. Tohoku University)

Room C | General session：S03. Crustal Deformation, GNSS, Gravity

2:45 PM - 3:45 PM JST | 5:45 AM - 6:45 AM UTC | ROOM C Research Bldg No 8 NS Hall

[S03]PM-2

chairperson:Yo Fukushima(IRIDeS, Tohoku University), Shun-ichi Watanabe(Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard)

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

[S03-10] Construction of the sea-floor geodesy network in Nemuro-Oki, the southwestern part of the Kuril Trench

*Yusaku Ohta[1], Motoyuki Kido[2], Ryosuke Azuma[1], Makiko Sato[1], Syuichi Suzuki[1], Ryusuke Yamamoto[1], Hidenobu Takahashi[1], Yukiho Kimura[1], Hideto Otsuka[1], Chie Honsho[1], Ryota Hino[1], Mako Ohzono[3], Kazumi Okada[3], Yuki Aota[3], Hiroaki Takahashi[3], Shinohara Masanao[4], Fumiaki Tomita[5], Toshiya Kanamatsu[5], Kan-Hsi Hsiung[5], Takeshi IInuma[5] (1. RCPEVE, Graduate School of Science, Took University, 2. IRIDeS, Tohoku University, 3. ISV, Hokkaido University, 4. ERI, University of Tokyo, 5. JAMSTEC)

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

[S03-11] Preliminary Report of the GNSS-Acoustic Observation Using the Wave Glider to Detect the Seafloor Crustal Deformation

*Takeshi Iinuma[1], Motoyuki Kido[2], Yusaku Ohta[3], Tatsuya Fukuda[1], Fumiaki Tomita[1], Iwao Ueki[1] (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)

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

[S03-12] Validation of SSE detection capability of the present GNSS-A observation network

*Yusuke Yokota[1], Tadashi Ishikawa[2] (1. Institute of Industrial Science, University of Tokyo, 2. Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard)

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

[S03-13] A compatible format for preprocessed GNSS-A seafloor geodetic data

*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)

Room C | General session：S03. Crustal Deformation, GNSS, Gravity

4:00 PM - 4:30 PM JST | 7:00 AM - 7:30 AM UTC | ROOM C Research Bldg No 8 NS Hall

[S03]PM-3

chairperson:Takao Kumazawa(Earthquake Research Institute, University of Tokyo), Yo Fukushima(IRIDeS, Tohoku University), Shun-ichi Watanabe(Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard)

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

[S03-14] Creep rates along the Philippine fault, Leyte Island, and possible repeating of Mw 6.5 earthquakes on an isolated locked patch

*Yo Fukushima[1], Manabu Hashimoto[2], Masatoshi Miyazawa[2], Naoki Uchida[3], Taka'aki Taira[4] (1. IRIDeS, Tohoku University, 2. DPRI, Kyoto University, 3. Graduate School of Science, Tohoku University, 4. Berkeley Seismological Laboratory, University of California, Berkeley)

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

[S03-15] Geodetically estimated location and geometry of fault plane involved in the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake

*Tomokazu Kobayashi[1], Kyonosuke Hayashi[1], Hiroshi Yarai[1] (1. Geospatial Information Authority of Japan)

Room C | General session：S19. Seismology General and Miscellaneous Contribution

4:30 PM - 5:15 PM JST | 7:30 AM - 8:15 AM UTC | ROOM C Research Bldg No 8 NS Hall

[S19]PM-3

chairperson:Takao Kumazawa(Earthquake Research Institute, University of Tokyo), Yo Fukushima(IRIDeS, Tohoku University), Shun-ichi Watanabe(Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard)

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

[S19-01] About action of disaster prevention measures research of NPO Research Organization For Catastrophic Disaster Reduction(CDR)

*Kazuo Yoshida[1] (1. NEWJEC Inc.)

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

[S19-02] Characteristics of seismic activity before and after the 2018 M6.7 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake

*Takao Kumazawa Kumazawa[1], Yosihiko Ogata[2], Hiroshi Tsuruoka[1] (1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. The Institute of Statistical Mathematics)

5:00 PM - 5:15 PM JST | 8:00 AM - 8:15 AM UTC

[S19-03] Disaster prevention administration that can not reach a huge earthquake

*kazunobu tani[1] (1. bujisoukenkabusikigaisya)

Room D | General session：S01. Theory and Analysis Method

9:30 AM - 10:30 AM JST | 12:30 AM - 1:30 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S01]AM-1

chairperson:Kiwamu Nishida(ERI, the university of Tokyo), Daisuke Sato(DPRI, Kyoto University)

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

[S01-01] Generalized asymptotic ray theory without high-frequency approximation: Application to singular regions of seismic wavefield

*Kiyoshi Yomogida[1] (1. Earth & Planet. Dyna., Fac. Sci., Hokkaido Univ.)

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

[S01-02] Statistical characteristics of seismic velocity changes (3)

*Hisashi Nakahara[1] (1. Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S01-03] Comparison of Stress Tensor Inversion Methods Using Seismological Data

*Yukitoshi Fukahata[1], Takaki Iwata[2], Keisuke Yoshida[3] (1. DPRI, Kyoto University, 2. Faculty of Life and Environmental Science, Prefectural University of Hiroshima , 3. Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S01-04] On the Optimum Solution of Bayesian Inversions

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

Room D | General session：S01. Theory and Analysis Method

10:45 AM - 12:00 PM JST | 1:45 AM - 3:00 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S01]AM-2

chairperson:Kiwamu Nishida(ERI, the university of Tokyo), Daisuke Sato(DPRI, Kyoto University)

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

[S01-05] An application of extended Kalman filter for ambient noise monitoring of seismic velocity changes

*Kiwamu Nishida[1] (1. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo)

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

[S01-06] Full-waveform Inversion (FWI) approach to the imaging of geothermal reservoirs

*Junzo Kasahara[1,2], Yoko HasaHa[3,2], Haruyasu Kuzume[2] (1. University of Shizuoka, 2. ENAA (Engineering Advancement Association of Japan), 3. Daiwa Exploration and Consulting Co. Ltd.)

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

[S01-07] Effects of quasi-laminated random heterogeneity on surface wave propagation and apparent radial anisotropy

*Yunao XU[1], Kazunori Yoshizawa[1,2], Takashi Furumura[3] (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University, 3. Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo)

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

[S01-08] New acoustic approximation for the transversely isotropic media with a vertical symmetry axis

*Shibo Xu[1], Hitoshi Mikada[1] (1. Kyoto University)

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

[S01-09] Seismic activity in Western Tottori area by array analysis for the “0.1 Manten” hyper dense seismic observation dataset

*Satoshi Matsumoto[1], Yoshihisa Iio[2], Shinichi Sakai[3], Aitaro Kato[3], Group for 0.1 Manten hyper dense seismic observation (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

Room D | General session：S02. Seismometry and Monitoring System

2:45 PM - 3:45 PM JST | 5:45 AM - 6:45 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S02]PM-2

chairperson:Masanao Shinohara(Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Masayuki Tanaka(MRI, JMA)

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

[S02-01] The Observation Environments of Broadband Seismograph in Minami-Tori-shima (Marcus Island)

*Masayuki Tanaka[1] (1. Meteorological Research Institute)

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

[S02-02] New Era of Ocean Bottom Broadband Seismology with the Autonomous BBOBS-NX : NX-2G

*Hajime Shiobara[1], Aki Ito[2], Hiroko Sugioka[3], Masanao Shinohara[1] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research Institute for Marine Geodynamics, JAMSTEC, 3. Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University)

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

[S02-03] Distributed Acoustic Sensing measurement by using seafloor optical fiber cable system off Sanriku

*Masanao Shinohara[1], Tomoaki Yamada[1], Takeshi Akuhara[1], Kimihiro Mochizuki[1], Shin'ichi Sakai[1], Takeo Ksajima[2], Takahiro Arioka[2], Masayuki Hamakawa[3], Shunsuke Kubota[4] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Fujitsu Laboratories Ltd., 3. Fujitsu Limited, 4. YK Giken Co. Ltd.)

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

[S02-04] Seismic observation at Azuma volcano using fiber optics and DAS system

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

Room D | General session：S02. Seismometry and Monitoring System

4:00 PM - 5:15 PM JST | 7:00 AM - 8:15 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S02]PM-3

chairperson:Ryoichi Iwase(JAMSTEC), Kazuo Ohtake(Meteorological college)

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

[S02-05] Video Transmission System using WIN networks

*Kazuo Ohtake[1] (1. Meteorological college)

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

[S02-06] **Proposal of two-point seismic observation for detecting weak signal**

*Shigeki Horiuchi[1], Aitaro Kato[2] (1. Home Seismometer Corporation, 2. Univ.Tokyo)

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

[S02-07] Effect of seafloor inclination on the estimation of OBS installation direction and seismic wave velocity from observed waveform of air gun

*Ryoichi Iwase[1] (1. JAMSTEC)

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

[S02-08] Demonstration experiment of disaster prevention network by post-earthquake damage evaluation meter in Tokushima Part 2

Hisamitsu Kajikawa[1], *Ryotaro Shirai[2], Yuka Okada[3], Haruhiko Ogawa[4], Ayumu Mitsuhashi[4] (1. Meiji Univ., 2. Meiji University Graduate School of Science and Engineering Department of Architecture and Urban Studies, 3. Misawa Homes Co.,Ltd, 4. Misawa Homes Institute of Research and Development Co.,Ltd.,)

5:00 PM - 5:15 PM JST | 8:00 AM - 8:15 AM UTC

[S02-09] Demonstration experiment of disaster prevention network by post-earthquake damage evaluation meter in Tokushima Part 3

Hisamitsu Kajikawa[1], *Yuka Okada[3], Ryotaro Shirai[2], Haruhiko Ogawa[4], Ayumu Mitsuhashi[4] (1. Meiji Univ., 2. Meiji University Graduate School of Science and Engineering Department of Architecture and Urban Studies, 3. Misawa Homes Co.,Ltd, 4. Misawa Homes Institute of Research and Development Co.,Ltd.)

Poster session (Sept. 16th) | General session：S01. Theory and Analysis Method

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S01P

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S01P-01] The fundamental nature of a transient elastic response to prompt gravity perturbations

*NOBUKI KAME[1], Masaya Kimura[1] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S01P-02] Comparison between ray paths calculated by the pseudo-bending method and those calculated by the shortest path method

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S01P-03] XFEM simulation of rupture direction on branching fault

*Daiki Yamashita[1], Hiroyuki Goto[1], Sumio Sawada[1] (1. Dynamics of Foundation Structures, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto university)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S01P-04] Numerical simulations of weak localization of scalar waves based on the finite difference method

*Masanobu Sato[1], Jun Kawahara[1] (1. Graduate School of Science and Engineering, Ibaraki University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S01P-05] Estimation of surface wave velocities by using the rotation and divergence of seismic wavefield in the Kanto sedimentary basin

*Kaori Shimazu[1], Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2] (1. Graduate School of Nanobioscience, Yokohama City University, 2. Earthquake Research Institute, The Univercity of Tokyo)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S01P-06] Fractional fluctuation of crustal medium parameter and seismic amplitude fluctuation: A study based on finite-difference simulations

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S01P-07] Spatial variation of seismic response due to the Kanto sedimentary basin inferred from teleseismic S waves

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S01P-08] Relation between temporal variation on Auto Correlation Function of Ocean-Bottom Seismometers' records and wind vectors above the sea

*Miyuu Uemura[1], Yoshihiro Ito[2], Kazuaki Ohta[2], Ryota Hino[3], Masanao Shinohara[4] (1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Intemational Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 4. Earthquake Research Institute, Tokyo University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S01P-09] One-step waveform inversion of ScS reverberations for the upper mantle discontinuity.

*Jumpei Maruyama[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Nozomu Takeuchi[1] (1. Earthquake research institute, the University of Tokyo)

Poster session (Sept. 16th) | General session：S02. Seismometry and Monitoring System

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S02P

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S02P-01] Performance Investigation of The JMA Strong Motion Velocity-type Seismographs

*Masayuki Tanaka[1], Akio Katsumata[1] (1. Meteorological Research Institute)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S02P-02] The development of a spread type seismic intensity meter equipped with an MEMS acceleration sensor and the application.

*Jun Uchida[1], Masahiro Ooi[2], Kaoru Yoshioka[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)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S02P-03] Basic Characteristics of Accelerometer made with Crystal Oscillator (Part 2)

Shigeo Matsuda[2], Kazuyuki Nakasendo[3], *Hitoshi Morikawa[1], Kahori Iiyama[1] (1. Tokyo Institute of Technology, 2. Clover Tech Inc., 3. Seiko Epson Corporation)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S02P-04] Experimental observation toward the realization of low-cost and high-density strong-motion observation network (2)

*Takashi Akazawa[1], Takamori Ito[2] (1. Geo-Research Institute, 2. aLab Inc.)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S02P-05] Seismic observation using fiber optics and DAS at Azuma volcano – Estimation of heterogeneities using a dense observation

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S02P-06] Construction of the seismic observation network around the Sea of Genkai, northwest Kyushu, Japan

*Manami Nakamoto[1], Yoshihiro Sawada[1], Keiji Kasahara[1], Panayotopoulos Yannis[1], Shutaro Sekine[1], Shintaro Abe[1] (1. Association for the Development of Earthquake Prediction)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S02P-07] Development of a WIN/WIN32 format seismic waveform data reader

*Takuto Maeda[1] (1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S02P-08] Development of software for strong-motion seismometers using RaspberryPi

*Takamori Ito[1] (1. aLab Inc.)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S02P-09] **An investigation into the optimal number of bins for phase picking based on the probabilistic density function of seismic wave amplitudes**

*Mitsutaka Patrick Oshima[1], Hiroshi Takenaka[2] (1. Shimizu Corporation, 2. Okayama University)

Poster session (Sept. 16th) | General session：S03. Crustal Deformation, GNSS, Gravity

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S03P

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-01] Detection of vertical motion caused by 2018 Boso slow slip using ocean bottom pressure gauges

*Koichi Murata[1], Toshinori Sato[1], Hajime Shiobara[2], Tomoaki Yamada[2], Masanao Shinohara[2] (1. Chiba University, 2. ERI)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-02] Characteristics of laser extensometers and their detection ability of slow slips

*Akio Katsumata[1], Akiteru Takamori[2], Akito Araya[2], Masayuki Tanaka[1] (1. Meteorological Research Institute, JMA, 2. Univ. of Tkyo)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-03] Systematic detection of slow slip events in Kanto, Japan

*Ryota Takagi[1], Naoki Uchida[1], Kazushige Obara[2] (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-05] **Earthquake potential in Costa Rica based on GNSS observations using three scenarios for the geometry of the Central Costa Rica block.**

*Luis Alejandro Carvajal Soto[1], Takeo Ito[2], Marino Protti[3], Hiroshi Kimura[1] (1. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2. Earthquake and Volcano Research Center, Nagoya University, 3. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI), Universidad Nacional de Costa Rica)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-06] Postseismic vertical movement in the past 25 years since the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki Earthquake in the Okushiri Island

*Masanobu Shishikura[1], Takahiro Miyauchi[2], Tomoo Echigo[3], Tanio Ito[4], Ryoyu Arai[5], Yoshio Soeda[6], Daisuke Takeda[7], Satoshi Kuribatashi[8], Taiiku Kobayashi[9], Hideaki Maemoku[10], Yuzuko Tsukahara[2] (1. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 2. Chiba University, 3. Geo-Research Institute, 4. Association for the Development of Earthquake Prediction, 5. Kawasaki Geological Engineering Co. Ltd., 6. West Japan Engineering Consultants, Inc., 7. PASCO CORPORATION, 8. Tokushima Prefecture, 9. Kanagawa Prefecture, 10. Hosei University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-07] Development of a real-time buoy observation system for tsunami and crustal displacement and its bottom pressure continuous records

*Narumi Takahashi[1], Kentaro Imai[2], Motoyuki Kido[3], Yusaku Ohta[3], Tatsuya Fukuda[2], Yasuhisa Ishihara[2], Hiroshi Ochi[2], Ryota Hino[3] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3. Tohoku University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-08] Deployment of new GNSS-A seafloor geodetic observation stations in 2019

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-09] Gravity change due to glacier melting in Southeast Alaska: numerical modeling and resultant viscoelastic structure

*Kazuhiro Naganawa[1], Takahito Kazama[1] (1. Kyoto University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-10] Convergence boundary and velocity between Amur and Okhotsk plates in northern Hokkaido inferred by GNSS velocity data

*Chihiro Ito[1], Hiroaki Takahashi[2], Mako Ohzono[2], Nikolay Vasilenko[3], Alexander Prytkov[3] (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Graduate of Science, Hokkaido University, 3. Institute of Marine Geology and Geophysics, Russian)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-11] Post-seismic crustal deformation on the Aso caldera associated with the 2016 Kumamoto earthquake based on PALSAR-2 time-series analysis

*Yuji Himematsu[1], Taku Ozawa[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-12] GNSS observation at southern Kyushu active shear zone and numerical modeling

*Tsuyoshi Watanabe[1], Koichi Asamori[1] (1. JAEA, Tono Geoscience Center)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-13] EnKF estimation of viscoelastic deformation and viscosity structure - Numerical experiments

*Makiko Ohtani[1] (1. GSJ, AIST)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-14] Estimation on fault slip distributions through viscoelastic inversion using Reversible-jump MCMC

*Fumiaki Tomita[1], Takeshi Iinuma[1], Ryoichiro Agata[1], Takane Hori[1] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-15] The effect of rheology and geometry on postseismic deformation

*Hiroyuki Hoshino[1], Shin'ichi Miyazaki[1], Makiko Ohtani[2], Kazuro Hirahara[3] (1. Kyoto University Graduate School, 2. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 3. Kagawa University)

Poster session (Sept. 16th) | General session：S05. Geothermal Science

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S05P

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S05P-01] Seismic study using optical fiber and surface seismometers in the Medipolis geothermal field located in southern Kyushu

*Junzo Kasahara[1,2], Yoko Hasada[3,2], Haruyasu Kuzume[2], Yoshihiro Fujise[4], Hitoshi Mikada[5], Keigo Yamamoto[5] (1. Shizuoka University, 2. ENAA (Engineering Advancement Association of Japan), 3. Daiwa Exploration and Consulting Co. Ltd., 4. WELMA Co. Ltd., 5. Kyoto University)

Poster session (Sept. 16th) | General session：S09. Statistical seismology and underlying physical processes

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S09P

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-01] Detection and relocation of shallow very low-frequency earthquakes along the Nankai Trough based on cross-correlation analysis

*Shunsuke Takemura[1], Youichi Asano[2], Takanori Matsuzawa[2], Akemi Noda[2], Tatsuya Kubota[2], Katsuhiko Shiomi[2] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-02] Comprehensive detection of very low frequency earthquakes in southwest Japan

*Satoru Baba[1], Shunsuke Takemura[1], Kazushige Obara[1] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-03] Application of a tremor detection method to the OBS data in Suruga bay

*Takahito Nishimiya[1], Akio Kobayashi[1], Koji Tamaribuchi[1], Hisatoshi Baba[2] (1. Meteorological Research Institute, 2. Tokai University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-04] Distribution of shallow very low frequency earthquakes influenced by a subducting-ridge

*Akiko Toh[1], Wan-Jou Chen[2], Wu-Cheng Chi[2], Doug Dreger[3], Satoshi Ide[1] (1. Univ. of Tokyo, 2. Academia Sinica, 3. UC Berkeley)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-05] Trial detection of tremor in eastern Aichi in 1980s using analog seismograms of the Kanto-Tokai observation network

*Takanori Matsuzawa[1], Tetsuya Takeda[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-06] Earthquake activity following very low-frequency earthquakes in the central Ryukyu Trench

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-07] Spatial distribution of the variation in characteristic amplitudes of deep low frequency tremors accompanied by L-SSEs.

*Keita Nakamoto[1], Yoshihiro Hiramatsu[1], Takanori Matsuzawa[2] (1. Univ. of Kanazawa, 2. NIED)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-08] Spatio-temporal characteristics of deep low-frequency earthquakes beneath Zao volcano

*Takuma Ikegaya[1], Mare Yamamoto[1] (1. Tohoku University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-09] **Numerical modeling of characteristic waveforms of deep low-frequency earthquakes in volcanic areas: effect of wave resonance**

*Taichi Haruyama[1], Masahiro Kosuga[1], Takuto Maeda[1] (1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-10] Realtime monitoring of seismicity anomaly around Japan using the ETAS model

*Tomoaki Nishikawa[1], Takuya Nishimura[1] (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-11] Small repeating earthquake activities in the inland areas of the Japanese Islands

*Toshihiro Igarashi[1] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-12] Characteristics of similar earthquakes in the northern part of the Nansei Islands determined by ocean bottom seismometer data

*Yukihiro Nakatani[1], Hiroshi Yakiwara[1], Shuichiro Hirano[1], Reiji Kobayashi[1], Hiroki Miyamachi[1], Shigeru Nakao[1], Kazunari Uchida[2], Takeshi Matsushima[2], Hiroshi Shimizu[2], Yusuke Yamashita[3], Kazuo Nakahigashi[4], Tomoaki Yamada[5], Hideji Abe[6], Masanao Shinohara[6] (1. Kagoshima Univ., 2. Kyushu Univ., 3. DPRI, Kyoto Univ., 4. Tokyo Univ. of Marine Sci. & Tech., 5. ERI, UTokyo (now at JMA), 6. ERI, UTokyo)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-13] Estimation of a plate boundary derived from seismic observations on sea bottom and land in and around northern part of Nansei Syoto islands (6)

*Hiroshi Yakiwara[1], Yukihiro Nakatani[1], Shuichiro Hirano[1], Reiji Kobayashi[1], Hiroki Miyamachi[1], Shigeru Nakao[1], Yusuke Yamashita[2], Kazunari Uchida[4], Takeshi Matsushima[4], Hiroshi Shimizu[4], Kazuo Nakahigashi[5], Kodo Umakoshi[3], Hideji Abe[6], Satoshi Ikezawa[6], Yoshihito Suwa[7], Tomoaki Yamada[7], Masanao Shinohara[6] (1. Kagoshima Univ., 2. DPRI, Kyoto Univ., 3. Nagasaki Univ., 4. Kyushu Univ., 5. Tokyo Univ. of Marine Sci. & Tech., 6. ERI, Univ. of Tokyo, 7. ERI, Univ. of Tokyo (now at JMA))

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-14] **Role of pore fluid pressure in aftershock occurrence of the 2016 Kumamoto earthquake**

*Kodai Nakagomi[1], Toshiko Terakawa[1], Satoshi Matsumoto[2], Takahiro Ohkura[3], Kazutoshi Imanishi[4], Masayuki Yoshimi[4], Takahiko Uchide[4], Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake[5] (1. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University, 3. Aso Volcanological Laboratory, Institute for Geothermal Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University, 4. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 5. Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-15] The seismic activity at 13 km or more depth range around the hypocentral area of the 2016 Kumamoto earthquake sequence

*Ayaho Mitsuoka[1], Satoshi Matsumoto[2], Azusa Shito[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 Sciences, Kyushu University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-16] 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)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-17] Inelastic deformation in the lower crust and seismic activity of the Kyushu, Japan

*Yuhei Yuasa[1], Satoshi Matsumoto[2], Shigeru Nakao[3], Takeshi Matsushima[2], Takahiro Ohkura[4] (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 Earth and Environmental Sciences, Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University, 4. Aso Volcanological Laboratory, Institute for Geothermal Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-18] Waveform twins of equal time difference in seismic ambient noise

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-19] Evaluation of automatic hypocenter determination (PF method) using dense ocean bottom seismographs

*Koji Tamaribuchi[1], Yuriko Iwasaki[2], Kazuhiro Iwakiri[2], Hiroshi Ueno[2] (1. Meteorological Research Institute, 2. Japan Meteorological Agency)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-20] Temporal change in near-source seismic velocity in an earthquake region due to the pore pressure change after the 2011 Tohoku-oki earthquake

*Keisuke Yoshida Yoshida[1], Akira Hasegawa[1], Yohei Yukutake[2], Toru Matsuzawa[1] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University, 2. Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-21] Temporal changes in the scattered wave packets associated with earthquake swarm activity beneath the Moriyoshi volcano

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-22] Observation of Microearthquake around Tokuyama Dam (3rd Report)

*Takayuki SANO[1], Mamoru TSUKAMOTO[1], Hideki SODA[2], Takashi MITSUZUKA[3], Fumiaki KANTOH[3], Hiroshi KATAO[4] (1. Japan Water Agency, 2. Japan Institute of Country-ology and Engineering, 3. Chishitsu Keisoku Co., Ltd., 4. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-23] Uncertainty quantification via large-scale 4DVar data assimilation for frictional inhomogeneity in a slow-slipping fault

*Shin-ichi Ito[1,2], Masayuki Kano[3], Hiromichi Nagao[1,2] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Graduate School of Information Science and Technology, The University of Tokyo, 3. Graduate school of Science, Tohoku University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-24] High-accuracy mechanism and non-double couple component detection in the focal area of the 2000 Western Tottori earthquake(M7.3)

*Yuto Hayashida[1], Satoshi Matsumoto[2], Yoshihisa Iio[3], Shin'ichi Sakai[4], Aitaro Kato[4], Group for "0.1 Manten" hyper dense seismic observation (1. Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyushu University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, 3. Disater Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-25] Stress tensor inversion in the focal area of the 2016 M_w7.8 Kaikoura earthquake, New Zealand (2)

*Miu Matsuno[1], Tomomi Okada[1], Satoshi Matsumoto[2], Yuta Kawamura[2], Yoshihisa Iio[3], Tadashi Sato[1], Stephen C Bannister[4], John Ristau[4], Martha K Savage[5], Jarg Pettinga[6], Richard H 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 Canterbury, Christchurch, New Zealand, 7. University of Otago, Dunedin, New Zealand)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-26] Spatiotemporal characteristics of aftershock activity of the 2011 M9 Tohoku earthquake

*MEITONG DUAN[1], Takuji Yamda[1] (1. Ibaraki University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-27] **Spatio-temporal clustering of successive earthquakes in Japan: analyses of JMA catalogue**

*Thystere Matondo Bantidi[1], Takeshi Nishimura[1] (1. Tohoku University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-28] Estimating seismic moment of inland earthquakes using the Hi-net and the F-net record

*Tomotake UENO[1], Tatsuhiko SAITO[1], Akemi NODA[1] (1. NIED)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-29] Aftershock areas of inland earthquakes in Japan

*Sachiko Tanaka[1], Tatsuhiko Saito[1], Akemi Noda[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-30] Spatial-temporal and seismogram characteristics of foreshock and aftershock activities for tsunami earthquakes

*Yifeng Liu[1], Yoshihiro Ito[2], Kazuaki Ohta[2], Satoshi Katakami[1] (1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institude, Kyoto University)

Poster session (Sept. 16th) | General session：S15. Strong Ground Motion and Earthquake Disaster

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S15P

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-01] Two-sensor microtremor SPAC method: potential utility of imaginary spectrum components

*Ikuo Cho[1] (1. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-02] Migration of seismic scatteres before and after the 2016 events in Southeastern Korea

*Muhammad Zafar Iqbal[1,2], Tae Woong Chung[1] (1. Sejong University, 2. Microseismic Studies Program (MSSP), Islamabad, Pakistan)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-03] Seismic response change of a sand soil after strong motion, revealed by a laboratory transmission experiment

*Tsurugi Kakutani[1], Hironori Kawakata[1], Shiro Hirano[1] (1. Ritsumeikan University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-04] **Identification of Nonlinear Site Responses of Vertical Motions Using Strong Motion Records Observed at the Ground Surface**

*Toshimi Satoh[1] (1. Institute of Technology, Shimizu Corporation)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-05] On the liquefaction site distribution of The 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake and the examination of damage rate by recent earthquakes

*Shigeki Senna[1], Shigeki Senna[1] (1. NIED)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-06] Consideration of seismotectonic province map by multivariate analysis for sophistication of probabilistic seismic hazard analysis

*Kozo Onishi[1], Takashi Kumamoto[1], Kyoko Mori[2] (1. Okayama University, 2. Geospatial Information Authority of Japan)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-07] A preliminary waveform tomography for the Tohoku-Oki area of the Japan Trench, Japan, based on a land-ocean unified 3D structure model

*Taro Okamoto[1], Hiroshi Takenaka[2], Takeshi Nakamura[3] (1. Department of Earth and Planetary Sciences, School of Science, Tokyo Institute of Technology, 2. Graduate School of Natural Science and Technology, Okayama University, 3. Earthquake and Tsunami Research Division, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-08] Estimation of strong motion generation area source model during the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-09] Characterized source model for evaluating long-period (more than2s-) ground motions during the 2014 Northern Nagano earthquake (Mj6.7)

*Yasuhiro Matsumoto[1], Ken Miyakoshi[2], Kojiro Irikura[3] (1. KOZO KEIKAKU ENGINEERING Inc., 2. Geo-Research Institute, 3. Aichi Institute of Technology)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-10] Source and strong-motion characteristics of the 2017 Puebla, Mexico, intraslab earthquake (M_W 7.2) based on a waveform inversion

*Yujia Guo[1], Ken Miyakoshi[1], Masato Tsurugi[1] (1. Geo-Research Institute)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-11] Estimation of strong motion generation area of the 1985 Michoacan, Mexico, earthquake

*Hiroaki Kobayashi[1], Kentaro Motoki[1], Kenichi Kato[1], Tetsumi Watanabe[2], Naoya Ishikawa[2], Yoshiho Kawai[2] (1. Kobori Research Complex Inc., 2. Chubu Electric Power Co., Inc)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-12] Strong ground motion simulation in the Tokyo metropolitan area of the 1923 Kanto earthquake's strong motion generation area

*Fumino Suzuki[1], Kenichi Kato[1], Tetsushi Watanabe[1], Yusuke Tomozawa[1] (1. KOBORI RESEARCH COMPLEX)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-13] Examination about setting of outer and inner fault parameters for near-fault records simulation at the 2016 Kumamoto earthquake main shock

*Toshimichi Kido[1], Masayuki Nagano[2] (1. Tokyo University of Science Graduate School, 2. Tokyo University of Science)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-14] Friction law for shallower region than the seismogenic layer: Application to characteristic source model

*Yuko Kase[1], Kiyoshi Irie[2], Kazuo Dan[2], Haruhiko Torita[2] (1. GSJ, AIST, 2. ORI)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-15] Implementation of a forward scattering model in the Numerical Shake Prediction scheme: a case of 2016 Kumamoto earthquake

*Masashi Ogiso[1] (1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-16] Seismic isolation system for furniture

*Tesshin Noma[1], Syuntaro Hayashi[1], Ken'ichi Arai[1] (1. Sakae Higashi High School)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-17] Characteristics of strong ground motion records in the Kochi area

*Nobuyuki Yamada[1], Makoto Okubo[1] (1. Kochi University, Faculty of Science and Technology)

Poster session (Sept. 16th) | General session：S18. Education and History of Seismology

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S18P

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S18P-01] Practical lesson of earthquake education for private nursery school in Wakayama city

*Nobuyuki Yamada[1] (1. Kochi University, Faculty of Science and Technology)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S18P-02] The 1944 Tonankai Earthquake and the Seismology at That Time

*Masayuki Takemura[1] (1. Nagoya University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S18P-03] Active Fault Research by High School Student, College Student and Citizen

*Takuo Okamoto[1] (1. National Institute of Technology, Fukui College)

Poster session (Sept. 16th) | General session：S19. Seismology General and Miscellaneous Contribution

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S19P

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S19P-01] On smoothing of time series for high frequency seismic signal duration measurements

*Tatsuhiko Hara[1] (1. IISEE, BRI)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S19P-02] Another view of the JMA unified catalog

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S19P-03] Development of automatic data acquisition Web application of distributed accelerometer

*Makoto Furuzono[1] (1. Tokyo Denki University)

award lecture | General session：S20. Award Ceremony and Lecture

Mon. Sep 16, 2019 1:15 PM - 2:25 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 4:15 AM - 5:25 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S20]PM-1

chairperson:Kazutoshi Imanishi(AIST), Jun Kawahara(Ibaraki University)

1:15 PM - 1:18 PM JST | 4:15 AM - 4:18 AM UTC

[S20] President speech

1:18 PM - 1:25 PM JST | 4:18 AM - 4:25 AM UTC

[S20] Award ceremony

1:25 PM - 1:45 PM JST | 4:25 AM - 4:45 AM UTC

[S20-01] [INVITED]Study on broadband strong ground motion: observed characteristics and methodology for prediction

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

1:45 PM - 2:05 PM JST | 4:45 AM - 5:05 AM UTC

[S20-02] [INVITED]Data assimilation towards understanding and predicting slip behavior on subducting plates and reconstructing better seismic wavefields

*Masayuki Kano[1] (1. Graduate School of Science, Tohoku University)

2:05 PM - 2:25 PM JST | 5:05 AM - 5:25 AM UTC

[S20-03] [INVITED]Mathematical modeling of interface effects on dynamic rupture

*Shiro Hirano[1] (1. Dept. Sci. Eng., Ritsumeikan Univ.)

award lecture | General session | S20. Award Ceremony and Lecture

[S20]PM-1

chairperson:Kazutoshi Imanishi(AIST), Jun Kawahara(Ibaraki University)

Mon. Sep 16, 2019 1:15 PM - 2:25 PM ROOM A (Clock Tower Centennial Hall)

1:15 PM - 1:18 PM

[S20]President speech

©Seismological Society of Japan

award lecture | General session | S20. Award Ceremony and Lecture

[S20]PM-1

chairperson:Kazutoshi Imanishi(AIST), Jun Kawahara(Ibaraki University)

Mon. Sep 16, 2019 1:15 PM - 2:25 PM ROOM A (Clock Tower Centennial Hall)

1:18 PM - 1:25 PM

[S20]Award ceremony

©Seismological Society of Japan

Study on broadband strong ground motion: observed characteristics and methodology for prediction

*Asako Iwaki[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

・はじめに
強震記録は震源断層から表層地盤まで地震波が伝わる過程の様々な情報を含んだデータである．強震動に関する研究は，大地震時の強い揺れやそれに伴う現象の生成要因を，強震記録をはじめとした観測記録解析や理論・モデルに基づく数値シミュレーションによって分析することで進められてきた．その中で，強震動予測とはさまざまな知見に基づいて強震動の生成過程をモデル化し将来発生しうる地震による揺れを予測することである．さらに，地震の発生可能性や強震動予測のバラツキを確率論的にモデル化することで地震ハザード評価がなされ，そこに社会的影響を加味したものが地震リスク評価となる．
強震動の研究は自然現象の解明が根底にある理学的側面を持ちながらも，表層地盤応答や構造物への影響，強震動予測の観点からは工学の各分野とも密接に関連する．本講演では強震動の現象理解から予測モデル構築について，著者のこれまでの取り組みや周辺の研究動向を研究背景とあわせて紹介し，今後の展望についても触れたい．

・平野部での強震動
人口と社会機能が集中する大都市の多くは平野または盆地に位置する．平野内では地震波速度の遅い堆積層で地震波が増幅し，また震源から遠く離れていても特に周期1～数秒以上の長周期地震動が長時間継続することが知られており，それらは平野や盆地の二・三次元的な地下構造の影響を強く受ける(e.g. Kawase and Aki 1989; Frankel 1993)．このような地震動については地下構造モデルの構築とそれを用いた地震波伝播シミュレーションが行われてきた(e.g. Iwata et al. 2008; Koketsu et al. 2012)．震源・地下構造モデルに基づく地震波伝播シミュレーションはモデル化精度の限界から概ね1秒以上の長周期帯域に限られ，それより短周期の地震動は決定論的にモデル化されない要素を含むと捉えて，長周期側とは別の計算手法が取られることが多い．著者らは，長周期の理論計算に組み込まれた情報を短周期地震動予測にも活かすため，観測記録の分析により長周期と短周期地震動の経験的な関係性を用いた広帯域地震動予測手法を開発している(Iwaki et al. 2016)．この周期帯域間の関係性にモデルを介さないdata-drivenな予測器の開発も現在進められている．

・断層近傍の強震動
陸域の活断層帯では多くの被害地震が発生しており，強いパルスや地表永久変位を伴う特徴的な断層近傍強震動が観測されている．記録の解析によって震源像が明らかになるとともに，強震動予測のための知見が得られてきた(e.g. Hartzell and Heaton 1983; Kamae and Irikura 1998)．日本では断層すべり分布の不均質性の特性化とアスペリティモデルに基づく震源モデル開発が精力的に進められ（e.g. Somerville et al. 1999, 入倉・三宅2001），地震調査研究推進本部（以下，地震本部）による標準的な強震動予測手法に取り入れられ継続的に改良されている（「レシピ」；地震本部2017）．また最近では米国南カリフォルニア地震センターの広帯域地震動プラットフォーム(SCEC BBP, https://github.com/SCECcode/bbp)上でも公開され客観的な性能評価や他手法との比較が可能になっている．予測性能評価においては予測地震動の平均レベルとバラツキが重視される．後者は日本の強震動予測において従来あまり重視されていなかったが，特に断層近傍では断層の位置形状や断層内部のパラメータの不確実性によって予測地震動が大きくばらつく(e.g. Iwaki et al. 2017)．活断層調査情報や震源物理の知見に基づき断層近傍強震動予測の高度化を進めるとともに，バラツキの定量評価において観測記録の空間的・時間的な不足を断層モデルに基づくシミュレーションで補うことで，確率論的ハザード評価とシミュレーションの融合(e.g. Graves et al. 2011)が実現すると考えている．

© The Seismological Society of Japan

・地震ハザード評価

地震ハザード評価について，現在は全国の概観的な情報として全国地震動予測地図（地震本部, 2018）やその情報を提供するプラットフォーム(J-SHIS; www.j-shis.bosai.go.jp)がある．高度化した社会において，国・自治体・企業等が地震に対するリスクヘッジを行うことで災害時の被害軽減や素早い回復につなげることは可能であり重要である．各主体にとって体系化された地震ハザード・リスク情報が整備されれば，情報技術の活用等によってそれはより現実的になると思われる．

© The Seismological Society of Japan

Data assimilation towards understanding and predicting slip behavior on subducting plates and reconstructing better seismic wavefields

*Masayuki Kano[1]

1. Graduate School of Science, Tohoku University

大気海洋分野で先駆的に研究されているデータ同化はベイズ統計学に基づき物理数値モデルに観測データを統融合する計算技術である。従来の地震学では観測データ解析と物理数値モデリングは独立に行われることが多かったが、近年の地殻変動・地震観測網の充実や計算機性能の向上に伴い、緊急地震速報や波動場・津波の即時予測などの研究においてデータ同化の有効性が示されている[例えばHoshiba and Aoki, 2015; Maeda et al. 2015; Gusman et al. 2016; Wang et al. 2017; Furumura et al. 2019]。筆者らは、以下に述べるように、これまでデータ同化を用いて余効すべりやスロー地震などの沈み込み帯の断層すべりの理解や予測、地震波動場推定の高度化に向けた研究を行ってきた。本講演では、行ってきた研究の概要を時系列に従って、その経緯を踏まえながら紹介する予定である。

(1)アジョイント法による余効すべり発生域の摩擦特性の解明と余効すべりの予測
プレート沈み込み帯で観測される様々な時定数を持つ断層すべり現象は、主にプレート境界面の摩擦特性の違いを反映していると考えられる[例えばYoshida and Kato, 2003]。従って摩擦特性を観測データから推定することにより、より定量的にプレート境界のすべりの挙動を知ることができる。加納他[2010]やKano et al. [2013]は、速度状態依存摩擦構成則を仮定して計算される断層すべりの数値シミュレーションに、断層すべり速度を観測データとしてアジョイント法により同化し、プレート境界の摩擦特性を推定する手法を開発した。さらに、2003年十勝沖地震の余効すべり発生域の摩擦特性の空間分布を推定し、余効すべりの予測性能が向上することを示した[Kano et al. 2015]。この成果は地殻変動データから摩擦特性が推定できること、断層すべりの予測問題に対するデータ同化の有効性を示している。
一方で、アジョイント法は大自由度の問題に対して適用可能ではあるが、最適値のみを推定するため、推定した摩擦特性やすべりの状態の推定誤差の評価が困難であった。近年、二次のアジョイント法を用いてより簡便に不確実性を評価する方法が確立されたため[Ito, Nagao, Kano et al. 2016]、この手法をプラグインすることで、今後不確実性を含む摩擦特性の推定や断層すべりの時空間発展の予測が可能になることが期待される。

(2)レプリカ交換モンテカルロ法による地震動イメージング
大地震発生時に都市の構造物における地震応答を数値計算で即時的に評価することは、救助活動の円滑化や二次災害の軽減に向けて重要な課題である。この地震応答の計算には、構造物直下における地震動が入力として必要となる。Kano et al. [2017a, GJI]は、限られた地震観測点での波形記録から、地下構造に関するパラメータを推定することで構造物直下における波動場を推定する手法を開発した。その際、マルコフ連鎖モンテカルロ法の一種である、レプリカ交換モンテカルロ（REMC）法を用い、推定するパラメータの事後確率分布からの実現値を得た。REMC法は、特に多峰性のある確率分布から効率よくサンプリングが可能な手法である。開発手法を首都圏地震観測網（MeSO-net）で得られた地震記録に適用し、周期３秒程度以上の長周期の地震波動場の推定が行えることを示した[Kano et al. 2017b, JGR]。推定手法の更なる高度化により、地震発生時の即時的な被害推定や二次災害の軽減への貢献が期待される。

(3)スロー地震発生場の理解と予測に向けた研究
(1)で開発した手法をスロー地震（特にスロースリップイベント, SSE）に用いることを念頭に[例えばHirahara and Nishikiori, in revision; 伊藤他、本大会]、観測データに基づきスロー地震の発生場の理解に関する基礎研究を行った。
Kano et al. [2018a, Sci Rep]は、四国西部の深部低周波微動活動を詳細に調べ、微動の移動速度とエネルギー輻射レートの間に正の相関があること、またこの正の相関は沈み込み帯の微動パッチが数十kmスケールで

© The Seismological Society of Japan

走向方向に不均質な強度を持つというモデル[Ando et al., 2012]で定性的に説明されることを示した。また、この強度の不均質性と、微動の潮汐応答性、微動発生域周辺の流体分布の不均質性が対応していることを解明した。この結果は、スロー地震の発生様式が発生環境で規定されていることを示唆している。
また、Kano et al. [2018c, JGR]は八重山地方において約半年周期で発生している5回のSSEの断層すべりの時空間変化を推定し、超低周波地震や低周波地震との時空間的関係を議論した。これらのSSEはほぼ同じ場所・規模で発生するにも関わらず、断層すべりの加速の様式がSSE毎に異なっており、このことはプレート境界の摩擦特性や流体分布が時間変化する可能性を意味している。今後Kano et al. [2015]で開発したデータ同化手法を適用することで、摩擦特性が時間変化することを地殻変動データから初めて直接拘束できる可能性がある。
これらの研究で使用した各種スロー地震カタログは、「スロー地震データベース」[Kano et al. 2018b, SRL; 松澤ほか、本大会]から取得可能である。

© The Seismological Society of Japan

Mathematical modeling of interface effects on dynamic rupture

*Shiro Hirano[1]

1. Dept. Sci. Eng., Ritsumeikan Univ.

1. はじめに

「断層」という言葉は文字通り、震源と媒質境界の位置関係の重要性を表わすものであり、またプレート境界など媒質境界そのものが断層である事例も多い。しかし媒質境界が断層の動的挙動に及ぼす影響を定量化する理論的研究は、異種媒質の固着という境界条件の下、その動的問題の解を構成する数学的・数値的モデリングの難しさに律速される。そこで理論研究では単純化のため、直線的な媒質境界を含む2次元2層弾性媒質中の亀裂を考えることが多い。ここでは媒質境界と交差する亀裂、および媒質境界に沿う亀裂のそれぞれについて、著者による理論的研究を紹介する。

2. 媒質境界と交差する亀裂の動的破壊

媒質境界と交差する断層の挙動の理解は、地震学的な地下の解像度を考慮すれば、観測よりも理論的なモデリングに頼るところが大きい。準静的問題については、直線亀裂 [Rivalta et al. 1999]や屈曲亀裂 [Hirano & Yamashita 2011] などを仮定した多くの解析的・数値的研究事例がある。これに対し動的破壊が媒質境界を突き破る際の挙動については、著者らが極めて精密な数値解析を可能にした。

Hirano & Yamashita [2015] は震源物理学における境界積分方程式法(BIEM)を拡張し、媒質境界と交差する動的 mode-III 破壊の数値解析を行なった。BIEM は滑りに伴う Green 関数の具体的表現を要する。これを解析的に求めることに成功し、数値計算を実施した結果、断層面上を駆け戻る反射波が滑りを促進あるいは抑制することを確かめた。このことは、近年提案された高速滑りにおける速度依存型摩擦則との相互作用により、破壊伝播や滑り分布が時空間的に複雑たりうることを示唆する。また導出した Green 関数由来の積分核は、それ単独でもある種の転位から放射される2層媒質中の弾性波の厳密解を与え、既に後発の数値計算手法 [Kusakabe & Kame 2017] にとってのベンチマークとなるなど、有益な応用可能性を持つ。

3. 媒質境界に沿う亀裂の動的破壊

プレート境界などは媒質境界に沿って動的破壊が伝播する典型的な場所であり、その地震発生頻度や観測データの豊富さから、多くの研究が試みられてきた。特に境界に沿う動的刃状転位が特定の一方向に走りやすいような法線応力擾乱を作り出すことが理論的に示されると[Weertman 1980]、以来それを基にした数値解析の結果が地震学的・地質学的観測と比較され、トランスフォーム断層のような境界に沿って mode-II 破壊が一方向に伝播しやすい傾向が確かめられた。理論的進展は80年代以降乏しかったが、Hirano & Yamashita [2016] によって、滑り弱化型摩擦下で一方向破壊を生じやすいことの裏付けも得られた。

一方で沈み込み帯の長大逆断層では、2004年 Sumatra 地震のように時として海溝軸に沿う一方向破壊が伝播し、その変位は mode-III 破壊によってよく近似される。ところが媒質境界に沿う mode-III 破壊が作る応力擾乱は対称であり、非対称な破壊を説明するとは考えられておらず、一般に両方向ではなく一方向破壊に終わりやすい理由は謎とされていた[McGuire et al. 2002]。

Hirano [2019] は媒質境界の効果だけでなく、海洋プレートが海溝軸に対し斜めに沈み込むこと、および動的破壊により断層面外に非弾性変形が生じることの3つが合わさって非対称なエネルギー散逸率が生じ、mode-III 破壊が一方向に伝播しやすくなるメカニズムを提案した。更に Sumatra 地震を含め既知の M8.2 以

© The Seismological Society of Japan

上の海溝型巨大地震について、11イベント中少なくとも8イベントが理論と整合的な方向に破壊している可能性を論じた。これは強震動や津波到達時間の分布など、海溝型地震の一方向破壊がもたらす影響を予測する手がかりとなりうる結果である。

4. 終わりに

以上のように、著者は2層媒質中における破壊の問題を理論的に扱ってきたが、その工程は、断層面上に応力の時空間分布を与え、滑りの時空間分布を求めるための特異積分方程式を解く作業であった。静的・動的いずれにせよこの工程は難易度が高く、安易な数値計算に頼れば極めて精度の低い解しか得られない。これを高精度に解くための解析的・数値的アプローチは、地震学者のみならず、応用数学・計算工学者らの興味も惹いてきた。講演では、著者の経験に基づくそれら異分野研究者らとの学際的協働の可能性にも触れる。

© The Seismological Society of Japan

Room A | General session：S15. Strong Ground Motion and Earthquake Disaster

Mon. Sep 16, 2019 9:30 AM - 10:30 AM JST | Mon. Sep 16, 2019 12:30 AM - 1:30 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S15]AM-1

chairperson:Sayumi Yoshida(HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.), Ritsuko Matsu'ura(Association for the Development of Earthquake Prediction)

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

[S15-01] Investigation to estimate high-frequency limit of Empirical Green's tensor derivatives (EGTD) using aftershocks

*SAYUMI YOSHIDA[1], MASANORI HORIKE[1] (1. HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.)

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

[S15-02] 3D Complete Nonlinear Methods for Soil-Building Interaction Based on an Input Wavefield

*Masahiro Iida[1] (1. University of Tokyo, Earthquake Research Institute)

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

[S15-03] Evaluation of seismic motion on a subsurface level from the ground motion at a free surface position without plane-wave incidence assumption

*Hiroshi Takenaka[1], Masanao Komatsu[1], Tomotsugu Watanabe[1], Mitsutaka Oshima[2], Takeshi Nakamura[3] (1. Department of Earth Sciences, Okayama University, 2. Shimizu Corporation, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S15-04] Estimation of the maximum seismic intensity of each 250m-mesh in Japan for 1585-2018

*Ritsuko S. Matsu'ura[1], Takeo Ishibe[1], Koji Iwasa[1], Mitsuko Furumura[1] (1. Association for the Development of Earthquake Prediction)

Investigation to estimate high-frequency limit of Empirical Green’s tensor derivatives (EGTD) using aftershocks

*SAYUMI YOSHIDA[1], MASANORI HORIKE[1]

1. HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.

１．はじめに
地震動グリーン関数の空間微分は，地震動予測等に利用できる重要な情報である．これを数値的に推定するためには地下構造モデルが必要となるため，現状では1Hz以上の高周波数成分を含むことは難しい．高周波数成分を含むグリーン関数空間微分を作成する方法の１つとして，観測記録を利用する方法がある．Plicka and Zahradnik (1998)は, 複数の小地震記録を用いて，グリーン関数の空間微分（EGTD）の推定法を提案した．この手法は，伝播経路や地盤のモデル化を必要とせず，また異なるメカニズム解の余震からでも任意のメカニズム解の地震動の計算ができる手法である．しかし，どの程度の範囲の余震を用いればどの程度の高周波数(限界高周波数)まで信頼できるEGTDが推定できるかが明らかになっていない．本研究では，これらの検討を，2016年に発生した熊本地震の余震記録を用いて実施した．

２．データと手法
今回使用した2016年熊本地震の余震記録はおおよそマグニチュード２～４の範囲の余震である．EGTDを推定するためには，断層パラメータ（走向・傾斜・滑り角），地震モーメントやコーナー周波数からなる震源パラメータが必要となる．そのため，断層パラメータはP波初動から，地震モーメント，コーナー周波数はω-2モデルを仮定してS波のフーリエスペクトルから算出した．
初めに，ある半径の球内に位置する6個以上からなる余震グループを設定し，次にPlicka and Zahradnik (1998)により提案された手法を用いてグループ化された余震群から3成分地震動のEGTDを推定した．更に，EGTDの推定に用いてない余震の観測波形（検証余震波形）と推定したEGTDを用いて算出した地震動波形を，相関関数を指標として比較し，EGTDの限界高周波数を評価した．

３．結果
EGTD推定のための地震グループ化半径を500m，1000mにした場合，４HzまでのEGTDが高精度で安定して推定できた．グループ化半径500mと1000mを比較すると半径500mの方がより高精度のEGTDが推定された．この結果は，グループ化をする余震はより接近したものを選択するとより高精度のEGTDが推定できることを意味する．これは，グループ化の範囲の代表的な長さ（直径）に対して，考慮している最短波長の比が，半径500ｍの方が大きいためであると考えられる．また，グループ化半径500mの場合はさらに10Hzまで高精度に推定できる可能性を示唆する結果となった．これらの結果は，比較的精度良く震源パラメータが決定できた余震記録を用いた場合である．一般に，規模の小さい地震の震源パラメータを一意的に決定することは難しい．しかし，震源インバージョン等に利用することを考えると，震源パラメータの精度がやや悪い余震記録からもEGTDを推定できるようにしたい．
EGTDの推定に利用することができる地震を増やすために，震源パラメータの決定精度が悪い余震記録に遺伝的アルゴリズム（GA）を用いて，余震波形に良く合う震源パラメータとEGTDの同時推定を行った．その結果，走向・傾斜・滑り角の検索範囲(±0.1radians)でパラメータの決定精度が悪い余震を用いても，４HzまでのEGTDが求められることが確認できた．また，余震グループによっては，４Hzより高い高周波数限界まで利用できるEGTDを推定できる場合があることもわかった．
この研究の結論は，以下の3点である．
(1) 余震地震動波形から推定したEGTDは，少なくとも4Hzまでは充分信頼できる．
(2) グループ化する余震はより接近したものを選択するとより高精度のEGTDが推定できる．
(3) 余震の震源パラメータの精度がやや悪くてもEGTDの推定に利用できる．

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

3D Complete Nonlinear Methods for Soil-Building Interaction Based on an Input Wavefield

*Masahiro Iida[1]

1. University of Tokyo, Earthquake Research Institute

１．序　軟弱地盤で重要な短周期（周期数秒以下）表面波を適切に取り扱うために、入力地震波動場（波動が伝播している状態）に基づく、３次元建物ー地盤相互作用解析法を提案した。その第一歩として、水平地震動を受ける多層地盤において、３次元線形相互作用解析を実施した [1]。次に、その解析法に、地盤の材料非線形を導入した [2]。提案法では、相互作用系と、波動場評価のための（数十mの浅い地下構造を含む）数百m以上の深い地下構造を使用する(図１)。短周期表面波が、浅い構造と深い構造の両方の物性に強く依存するからである。

本研究では、さらに上部構造と杭の材料非線形を導入し、垂直動も考慮する。解析法の効果を確認するために、メキシコ市の軟弱地盤の中層鉄筋コンクリート(RC)ビルと、東京湾の埋立区域の中層RCビルと木造建物、の３ケースの解析を実施する。そして、東京湾の埋立区域の中層RCビルのケースを説明する [3]。

２．方法　図１の３次元相互作用系において、上部構造は集中質量のせん断モデル、摩擦杭に支えられる基礎は剛体である。杭は円筒要素、土は直方体要素、でモデル化される。数式は、ここでは割愛する。

３.地盤応答　本研究に先立ち、３成分入力波動場に基づく、３次元非線形地盤解析法を使用して、東京湾の埋立区域の越中島観測点において、１９２３年関東地震(M=8.1)による線形、非線形、液状化地盤応答を実施した [4]。

非線形地盤では、地震動の振幅はあまり大きくならなかった。液状化地盤では、その剛性低下によって、表面波の振幅がきわめて大きくなった。

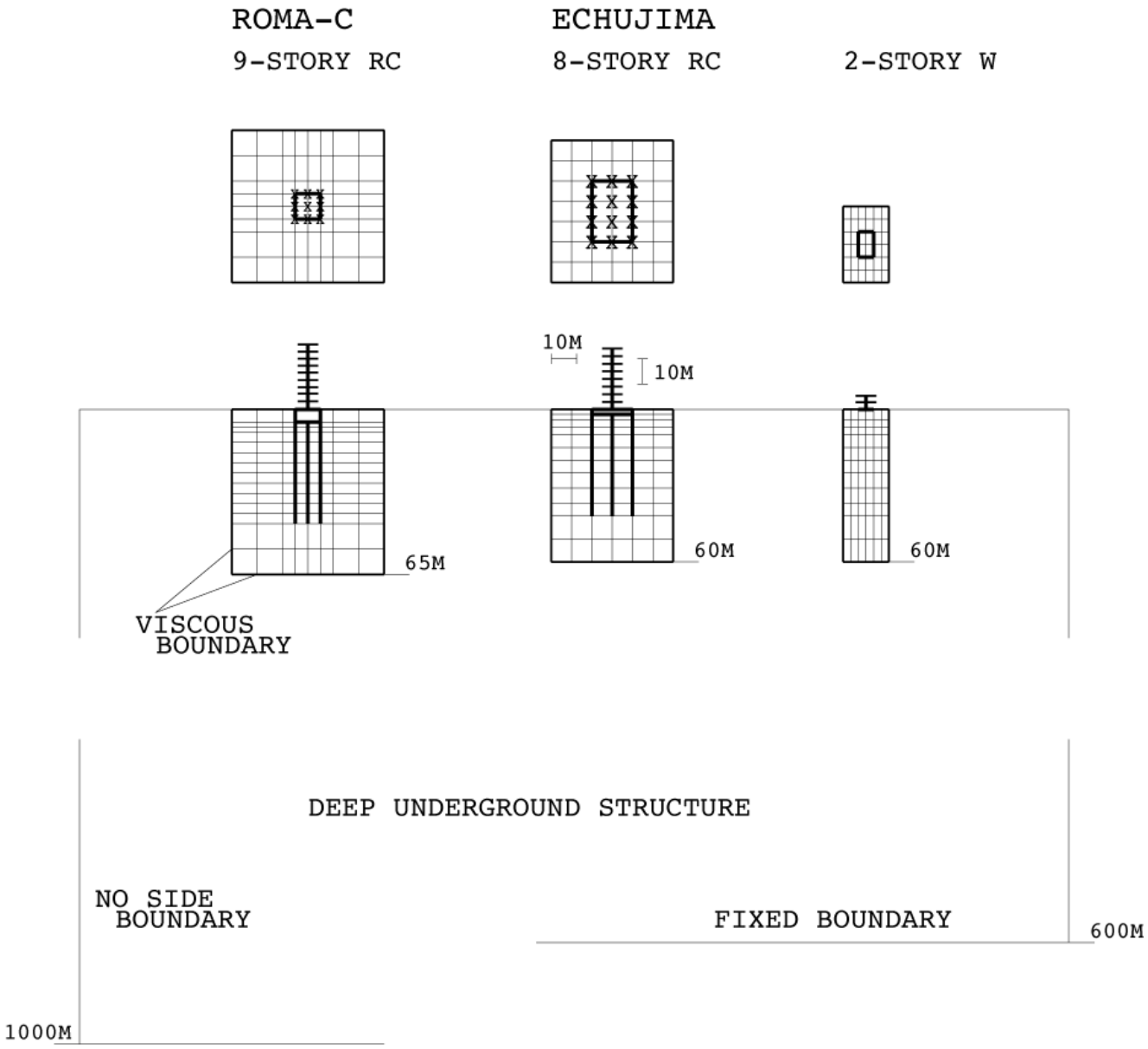
４.非線形地盤における建物応答　本研究では、まず、非線形地盤において、８階建RCビルの非線形相互作用解析を実施する。建物（上部構造と杭）は、多少非線形挙動をする。１階や中間階、杭頭において被害が発生する可能性がある。

５.液状化地盤における建物応答　次に、液状化地盤において、同じビルの非線形相互作用解析を実施する。建物の応答は、きわめて大きくなる。上部構造の層間変位とせん断力を見ると、１階だけが特に大きな応答になる。曲げモーメントを見ると、４mから８mの液状化層と、２mに位置する杭頭を含むその上の層において杭は降伏する。杭を有するRCビルでは、建物全体が液状化地盤の大きな応答に抵抗するので、１階で大きな層間変位やせん断力が発生すると考えられる。

６.議論と結論　他の２つのケースでは、特徴が異なる建物応答が得られたが、ここでは割愛する。また、建物の応答に、垂直動の影響は見られない。解析法は適切に機能し、特に中層RCビルの応答を適切に説明できた。

参考文献 [1] Iida (2013). Int. J. Geomechanics, ASCE, 13(4), 430-440. [2] Iida (2017). Int. J. Geomechanics, ASCE, 17(3), 04016081. [3] Iida (2019). Int. J. Geomechanics, ASCE (submitted). [4] Iida (2016). Int. J. Geomechanics, ASCE, 16(1), 04015026.

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Evaluation of seismic motion on a subsurface level from the ground motion at a free surface position without plane-wave incidence assumption

*Hiroshi Takenaka[1], Masanao Komatsu[1], Tomotsugu Watanabe[1], Mitsutaka Oshima[2], Takeshi Nakamura[3]

1. Department of Earth Sciences, Okayama University, 2. Shimizu Corporation, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

地震動による基礎地盤や施設の安定性評価などにおいて、解析地盤モデルの下端（基盤面）に入力する地震動を作成する際に、地表１点の地震動（以下「基準地震動」と呼ぶ）から地中のある深さにおける地震動（入射波）の分布を算定する必要がある（図1(a)）。従来、基準地震動を平面波の鉛直入射を仮定して１次元の多重反射理論に基づいて地中に戻し、鉛直入射平面波として解析モデル下端に入力することがしばしば行われている。しかし、このような鉛直入射平面波を仮定する設定では、入力地震動の水平動成分はS波として扱われる一方、上下動成分はP波として扱われる。その結果、主要動であっても、モデルでは上下動はP波として伝播することになり、自然現象を模擬（シミュレート）しているとはいえない。また、鉛直ではなく斜め入射の平面波を仮定する場合においても、一般に地震動には様々な水平スローネスを持つ波線の波が含まれており、それをひとつの水平スローネスの平面波を仮定して地中に戻すことは、特に多成分の継続時間の長い地震動を扱う場合には、やはり理論的な矛盾を生じてしまう。本研究では、平面波入射の仮定に基づかない、ひとつのシンプルな方法を提案する。

その方法とは、震源を含む地下構造モデル（図1(b)）を用意し、時間関数がインパルス（デルタ関数）の食い違い震源を仮定して、地表の基準地震動の観測点と入力地震動が必要な地中位置（例えば、２次元解析モデルでは水平な直線状に分布）における地震動（理論波形）を計算し、地表位置の理論波形に対する地中位置の理論波形の伝達関数を基準地震動に作用して得られる波形を入力地震動に用いるというものである。この伝達関数は地中位置各点の理論波形を地表の理論波形でデコンヴォリューション（周波数領域で割り算）して得られるが、実際には以下のようにすれば直接伝達関数を計算する必要はない（地中の点の数だけデコンヴォリューションを実施する必要はない）。実際には、基準地震動を地表の理論波形でデコンヴォリューションして得られる波形（一種の「実効的な震源時間関数」）を地中の理論波形にコンヴォリューション（周波数領域で掛け算）するだけで（基準地震動に対応した）地中地震動が得られる。「実効的な震源時間関数」は一度計算すれば、それを地中の任意の点（今の場合は、入力地震動が必要な地中の全ての点）で共通に適用できる。理論波形の計算には、震源を含む地下構造モデルとして水平成層構造を採用すれば、reflectivity法（離散化波数法や波数積分法など）などの準解析的な手法で十分短周期まで計算可能である。また、地中の点の地震動を上昇波と下降波（いずれもエバネッセント波を含む）に分解することが可能なので、地中の理論波形に上昇波成分だけを用いることにより、入射波を算定することができる。

この方法だと、平面波入射を仮定することなく、解析モデルの下端全体の入力地震動を設定することができる。本発表では、地表における基準地震動から地中における入力地震動（入射波）を算定する具体的な手順を式と計算例によって示す。

© The Seismological Society of Japan

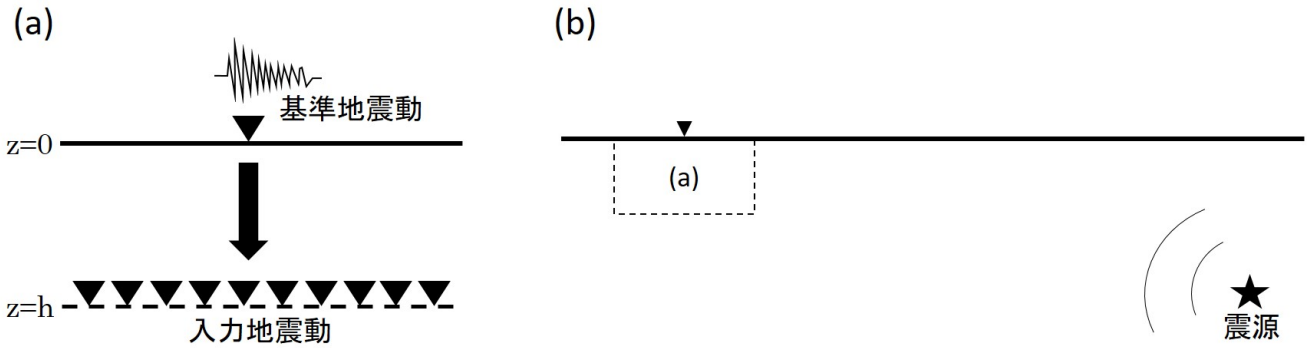


図1 : (a)解析地盤モデル. (b)震源を含む地下構造モデル.

© The Seismological Society of Japan

Estimation of the maximum seismic intensity of each 250m-mesh in Japan for 1585-2018

*Ritsuko S. Matsu'ura[1], Takeo Ishibe[1], Koji Iwasa[1], Mitsuko Furumura[1]

1. Association for the Development of Earthquake Prediction

これまで，四半世紀近く，近世の被害地震の系統的な解析を実施して，震源域・深さ・規模の推定を系統的に蓄積し [e.g. 中村・松浦(2018)]，種々の歴史地震によって地震動の強さが推定された地点は，250m メッシュ以上の分解能で8000点以上蓄積されている [e.g. Matsu’ura (2017)]．未だ安政東海・南海地震など解析が完了していない地震が1割程度残されているものの，この8000余点の分布と，Miyazawa and Mori (2009) による最近500年間の各地の既往最大震度分布図とには，大きな乖離がある．

最近，地震の場所とMw，震源タイプ，地点のAVS30と関連する直下のスラブの深さ，が与えられれば，地点の計測震度を予測できる簡単な式ができた [Matsu’ura et al. (2019)]．この式は，表層の影響も，東日本の太平洋側で顕著である異常震域等も含まれており，一切の後付け補正項が必要ない．震源の深さの精度で式が切り替わる心配もない．

そこで，J-SHISの250m メッシュのAVS30の値，及びCAMPモデル [Hashimoto et al. (2004)] を利用した国内陸地の各250m メッシュ直下のPAC及びPHSスラブの上面深さを用意して，1585年以降2018年までに日本で発生したM6.8以上の地震による日本の全メッシュ毎の震度を推定した．推定に用いた震源は，1884年～1922年は宇津 (1999)，1923年～2018年は気象庁震源カタログ，さらに両者に松浦・石辺 (2018) など近代に関する個別の検討を加えた．1585年から1884年までは松浦・ほか (2010) などの近世の解析結果［e.g. Matsu’ura (2017)］をMに関わらず含め，未解析のM6.8以上とされる大地震は宇佐美・ほか (2013) などを参考に震源および震源域を補充して用いた．利用したカタログはすべて気象庁Mが与えられているので，Mwは気象庁Mより0.2小さいと仮定した．使用した震度推定式は，Mw7.5以上は震源域からの最短距離を用いるので，「日本の地震活動」等に示された震源域を参考とした．

こうして，1585年以降434年間の既知の大地震による，各メッシュの既往最大震度の全国推定図が得られた (図1)．比較のために，1585年天正地震以降288年間の史料から判る範囲での既往最大の震度の分布図［Matsu’ura (2017)］を示す．比較して全国推定図の方が著しく赤い部分は，例えば1894年根室沖，1952年と2003年十勝沖地震等，北海道東部の巨大地震のような明治以降しか地震履歴が判らない場所で発生した地震による高震度や，濃尾地震・福井地震・鳥取地震・東北地方太平洋沖地震とその後の一連の珍しい場所の地震など，近代以降の大地震による震度が既往最大となっている地域である．その他で両者は良く合致している．蓄積された歴史地震の震度データ，推定された歴史地震の震源，現代データから導出された震度推定式が相互によく合致しており，3つが一貫していることが確認できた．一方，Miyazawa and Mori (2009）で周囲より高くなる中国山地は，この推定図では震度5.5以上にならない．彼らの空間補間がうまく機能していない証左であり，確率論的予測地図の検証には不向きであることを示している．

震度に対する地盤の影響は大きいので，歴史地震データを用いて震源推定を行う際は，史料地点の地盤の影響考慮が不可欠である．逆に地盤の影響を推定できる程度の精度で位置が決まっている歴史地震の震度でなければ，確率論的な震度予測の検証には使えないことがよく判る．長期間の予測地図があれば，今回のような全国推定最大震度を対応期間用に作成可能なので，地図の検証が可能である．
本研究は地震調査研究推進本部の評価等支援事業の一部として文部科学省からの委託によって実施された．

© The Seismological Society of Japan

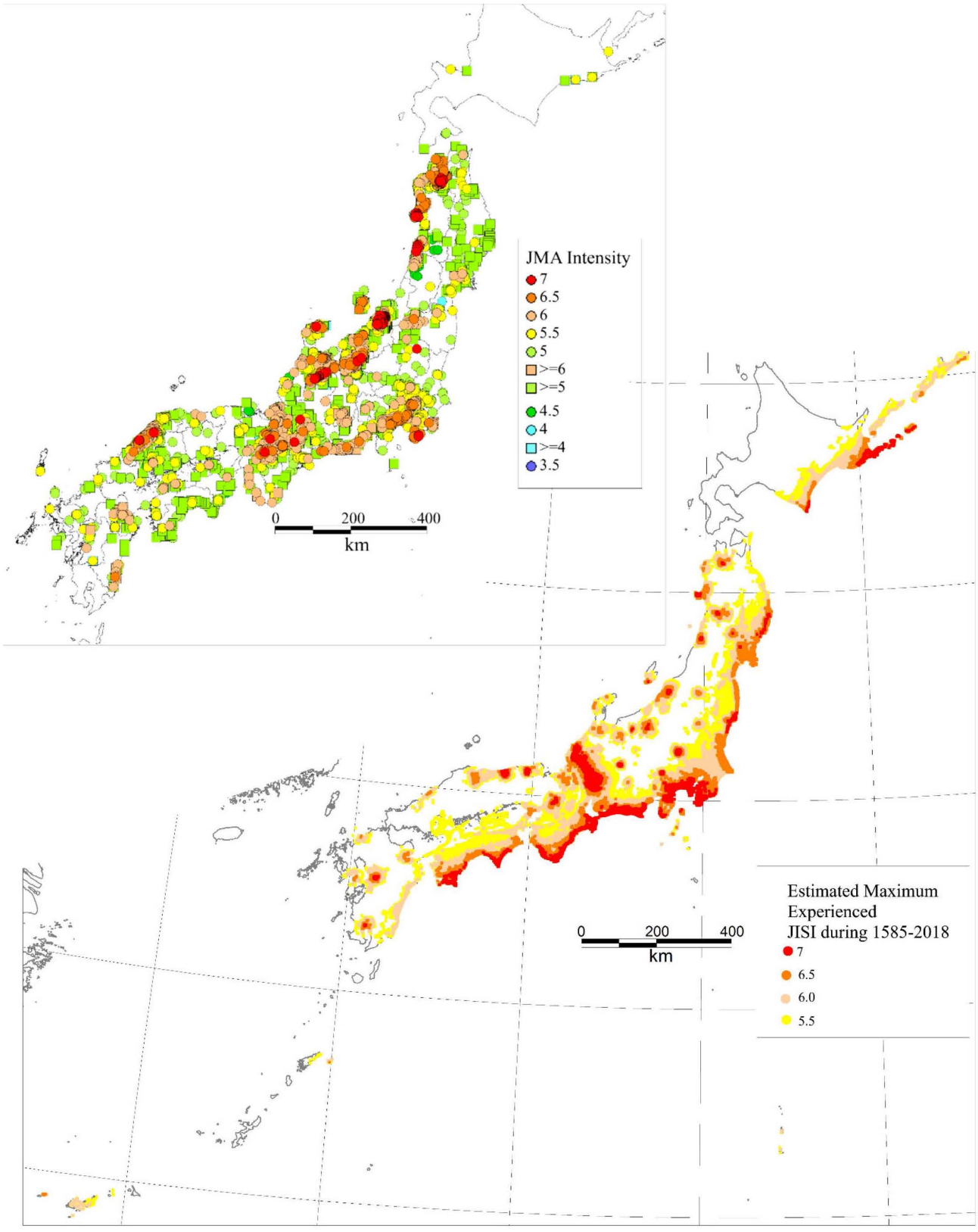


Fig. 1. 250m-mesh areas estimated to be experienced 5.5 or larger Japanese Instrumental Seismic Intensity in 1585-2018. Upper figure shows the maximum intensities experienced in the early modern [after Matsu'ura (2017)]. Intensities due to 1854 Ansei Tokai and Nankai earthquakes and some known historical large earthquakes are not yet included in the upper map.

© The Seismological Society of Japan

Room A | General session：S15. Strong Ground Motion and Earthquake Disaster

Mon. Sep 16, 2019 10:45 AM - 12:00 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 1:45 AM - 3:00 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S15]AM-2

chairperson:Hongjun Si(Seismological Research Institute Inc.), Yusuke Tomozawa(KOBORI RESEARCH COMPLEX INC.)

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

[S15-05] On the large peak ground motion observed during the 2018 M6.6 Eastern Iburi, Hokkaido, Earthquake

*Hongjun Si[1], Mitsuko Furumura[2], Ritsuko S. Matsu'ura[2] (1. Seismological Research Institute Inc., 2. Association for the Development of Earthquake Prediction)

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

[S15-06] A broadband source model of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake

*Kaori Nagai[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1] (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S15-07] Estimation of Inhomogeneous Attenuation Structure, Source and Site Effects of the Western Hokkaido Based on Block Inversion Analysis

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

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

[S15-08] Attenuation Curves of Bedrock Motions due to Crustal Earthquakes in Japan and their Near Source Characteristics

*Tomonori Ikeura[1] (1. Kajima Technical Research Institute, Kajima Corporation)

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

[S15-09] Dynamic rupture simulation for moderate-sized strike-slip fault considering spatial heterogeneities on various initial conditions

*Hiroshi Kawase Kawase[1], Jikai Sun[2], Arben Pitarka[3], Fumiaki Nagashima[1], Eri Ito[1] (1. DPRI, Kyoto University, 2. Grad. School of Eng., Kyoto University, 3. Laurence Livermore National Laboratory)

On the large peak ground motion observed during the 2018 M6.6 Eastern Iburi, Hokkaido, Earthquake

*Hongjun Si[1], Mitsuko Furumura[2], Ritsuko S. Matsu'ura[2]

1. Seismological Research Institute Inc., 2. Association for the Development of Earthquake Prediction

１．はじめに

2018年9月6日に発生した北海道胆振東部地震の際に、震央距離10㎞～20㎞程度の震源に近い観測記録を含む多数の強震記録が得られている。これらの観測記録には、断層最短距離において25㎞以上になっているにもかかわらず、最大加速度で1300ガル程度（IBUH01追分観測点）、最大速度で150カイン強（IBUH03厚真観測点）の大振幅地震動も含まれており、震源域周辺における地震動が大きかったことが示され、地震被害の原因を物語っている。本研究では、これらの強震記録を分析して、地震動距離減衰特性の観点から地震被害をもたらした地震動の特性を明らかにすることを目的としている。

２．データ

検討に用いた強震記録は、K-NET、KiK-netで得られた観測記録のうち、断層最短距離（FD）が300㎞以内のものとした。検討対象とした地震動指標は、最大加速度（PGA）と最大速度（PGV）で、その求め方は検討対象の地震動予測式にあわせて、（１）水平２成分のうち大きい方の値、（２）水平2成分のベクトル和または（３）その平均値、（4）ラジアル成分及びトランバース成分の最大値、などとした。一方、断層最短距離の計算に用いた断層モデルは、国土地理院による断層モデルを気象庁震源を含むように深い方にずらして25㎞～45㎞の範囲にある部分とした。計算に用いた地震のマグニチュードは気象庁によりM_wは6.6、M_{JMA}は6.7とし、震源深さは37㎞とした。

３．検討方法

本研究では、国内で提案されている主な地震動予測式と観測記録の残差を計算し、残差の平均値が最も小さい３つの地震動予測式を選択し、観測値と予測値の比較検討を行ったうえ、その残差を用いて大振幅PGA、PGVの生成について考察を行う。なお、残差を計算する際には、それぞれの地震動予測式にあわせて必要な入力パラメータを与え、さらにその地震動予測式で用いられている地盤増幅率で観測記録を補正した。

４．結果

国内で提案されている主な地震動予測式と観測記録の残差を計算し、その残差の平均値を求めた。その結果、平均残差の最も小さかった３つの地震動予測式はKanno et al. (2006、Kanno06と略す)、司・翠川（1999、SM99）及びMorikawa and Fujiwara（2013、MF13）によるものであった。これらの地震動予測式の予測値と観測値の比較検討の結果をPGVを例にして図１に示す。図の上段は予測値と観測値の比較、下段は残差と距離の関係をそれぞれ示しており、上段の図の凡例に地震動予測式の略称を示している。なお、これらの図のうち、Kanno06とMF13の2式についてPGVは水平2成分のベクトル和、対象地盤はそれぞれV_{S30} 300m/sとV_{S30}350m/sのものである。SM99についてPGVは水平2成分のうち大きい方の値、対象地盤はV_{S30} 600m/sである。図１から、いずれの結果も遠距離では地震動予測式と観測記録の整合は比較的よいが、近距離では観測記録は予測値を大きく上回ることが分かった。そこで、断層最短距離（FD）が35㎞程度以内の観測記録とKanno06式による残差と野津・長尾（2005）によりスペクトルインバージョンで求められた地震基盤相当からの増幅率との関係を調べた。その際に、野津・長尾（2005）による増幅率の周期0.5秒～1.6秒の平均増幅率をPGVと対応するものとした。その結果、平均増幅率が大きいほど残差が大きいことが見受けら

© The Seismological Society of Japan

れ、振幅の大きい観測記録に深部地盤の影響がみられることが示唆された。

参考文献
Kanno et al. (2006)，BSSA;
気象庁、http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/cmt/fig/cmt20180906030759.html;
国土地理院、https://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H30-hokkaidoiburi-east-earthquake-index.html;
野津・長尾(2005)、港空研資料1112;
Morikawa and Fujiwara（2013), JDR;
司・翠川(1999)，日本建築学会構造系論文集.

謝辞
K-NET及びKiK-netの観測記録を使用した。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。記して関係者に感謝を申し上げます。

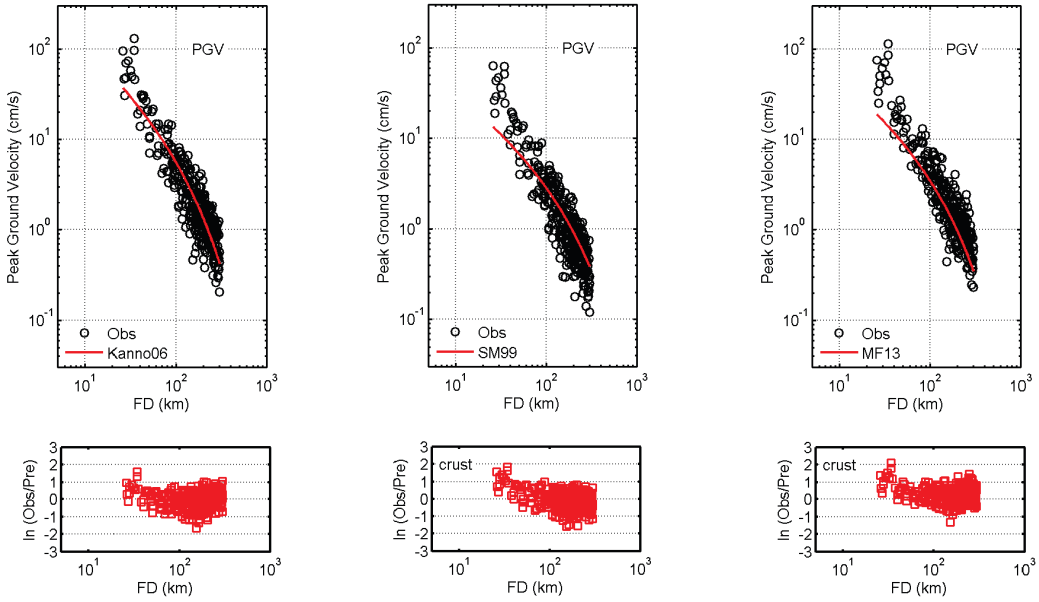


図1　観測値とGMPEの比較（上段）及び残差と距離の関係(下段)

A broadband source model of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake

*Kaori Nagai[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

2018年9月6日3時7分にMj 6.7の2018年北海道胆振東部地震が発生した．気象庁による震源の深さは約37 kmであり，地震調査委員会（2018）によると，この地殻内地震の震源域を含む地域では，通常の陸域における地殻内の地震よりも深い場所でも多くの地震活動が見られる．したがって，今回のように震源が深く，複数の観測点で最大振幅が100 cm/sに達するような強震動をもたらした地震の震源特性と，この地域の観測点における強震時の地盤のふるまいを知ることは重要である．
この地震の震源近傍における複数の強震記録には，破壊開始点からの直達S波に続き，3つの顕著な波群が見られ，観測点によって波群間の振幅比や走時差が異なっている．それぞれの波群が強震動生成領域（SMGA）［Miyake et al. (2003)］で発生したと仮定し，各波群の到着時刻を読み取り，Asano and Iwata (2012)の方法によりそれぞれの波群を生成したSMGAの破壊開始点について，震源に対する相対的な位置，時刻を推定した．断層面は，浅野・岩田（2019）による強震記録を用いた震源インバージョンで用いられている3つの面から構成されるものを参考にした．その結果，SMGA1（最初の主破壊）の破壊開始点は震央の約8 km南，SMGA2の破壊開始点は震央の約14 km南，SMGA3の破壊開始点は震央の約5 km北に位置し，順に破壊が開始したと推定された．この破壊の進展の特徴は，浅野・岩田（2019）による震源インバージョンの，破壊開始から約5秒後に主破壊が始まって南西に進展し，破壊開始から約11秒前後に北へと破壊が伝播したという特徴とおおまかに一致する．SMGA1，SMGA2の直上にはそれぞれ気象庁震度計47004とK-NET HKD126が存在し，どちらもEW成分で100 cm/sを超える大振幅を記録している．またSMGA3は，震源東側のK-NET HKD103とKiK-net HDKH01で観測された速度波形EW成分における明瞭なパルス波をもたらしたと考えられ，それぞれの波群の振幅の特徴と対応しているように見える．なお，47004とHKD126の2観測点における波形には地盤の非線形応答の影響が見られている．
推定した破壊開始点とK-NET, KiK-net, 気象庁震度計の強震記録を用いて，経験的グリーン関数法［Irikura (1986)，入倉・他(1997)］により広帯域地震動を再現するSMGAモデルの構築を試みる．特に3つの波群をよく再現するSMGAモデルの推定によって観測点ごとの強震動の成因を探るとともに，推定したモデルを用いて地盤の非線形応答の影響が見られる観測点における波形を合成し検討を行う．

謝辞
本研究には，国立研究開発法人防災科学技術研究所K-NET，KiK-net，気象庁震度計による強震記録を使用しました．また防災科学技術研究所F-netモーメントテンソル解，気象庁・文部科学省による一元化震源を使用しました．記して感謝申し上げます．

© The Seismological Society of Japan

Estimation of Inhomogeneous Attenuation Structure, Source and Site Effects of the Western Hokkaido Based on Block Inversion Analysis

*Yusuke Tomozawa[1], Kenichi Kato[1], Kiichiro Nojiri[2]

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

1. はじめに

北海道では活火山が存在するため、減衰構造が均質ではない可能性が考えられる。そこで、平成30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、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、伝播経路特性については空間的な不均質減衰構造を推定した。

2. データセット

K-NET、KiK-net及び泊地震観測点で観測された北海道西部で発生した地震の強震観測記録を収集した。記録の選定条件を以下に挙げる。2018年10月31日までに発生した地震を対象とした。M_Jは4.5以上とし、震源深さは北海道胆振東部地震の震源域では40 km以浅、その他の領域では30 km以浅とした。ただし、海溝型地震は対象外とした。震源距離は200 km以下とした。K-NET記録は、地盤の非線形化の影響を避けるため最大加速度が三成分ともに200 Gal以下の記録を用いた。KiK-netと泊地震観測点は地中観測記録を用いた。インバージョン結果を安定させるため5観測点以上の記録が得られている地震、5地震以上の記録が得られている観測点を対象とした。観測記録の健全性を確認し、選定した観測記録は、40地震207観測点の2798記録である。

3. 解析手法

対象領域に活火山がある場合などは減衰構造が複雑であることが予想される。このような領域において全領域で均質なQ値を仮定することは、同時に推定される震源特性とサイト増幅特性に誤差を生じさせる要因となる。本検討では、友澤ほか（2019）の手法を用いて伝播経路特性の最適な領域分割とそれに基づく不均質減衰構造を推定した。幾何減衰項は、仲野ほか（2014）に倣い、等価震源距離X_{eq}≦100 kmではγ =1.0、X_{eq}＞100 kmでは20 kmごとの距離範囲で周波数ごとのγ を推定した。ただし、γ に1.0の上限を設けた。
KiK-net新冠（HDKH05）を基準観測点として選定し、その理論増幅特性を拘束条件として震源特性とサイト増幅特性のトレードオフを解消した。HDKH05では笠松ほか（2014）による最適化地盤モデルが得られており、地中観測点位置のS波速度と密度はそれぞれ1.882 km/s、2.33 g/cm^{3}である。地震基盤相当まではインピーダンス比を考慮して補正した。地中観測点位置の理論増幅率 (E+F/2E) を拘束条件とした。
ブロックインバージョン解析では、まずブロックサイズを0.8˚×0.8˚と大きく設定し、広域の不均質減衰構造を求めた。次に、最小ブロックサイズを0.4˚×0.4˚、0.2˚×0.2˚と段階的に小さくして、より詳細な不均質減衰構造を推定した。
推定した震源スペクトルに対してω^{-2}モデルを当てはめた。規模の大きな地震では本検討の解析周波数範囲0.2～20 Hzの中にコーナー周波数fcが含まれない可能性があるため、地震モーメントM_0をF-netで公開されている値に固定してfcのみを推定した。M_0を固定したのは平成30年北海道胆振東部地震の本震のみであり、その他の地震ではM_0とfcの両方を推定した。

4. 推定結果

推定された領域分割に着目すると、恵庭岳や樽前山を含む領域ではlow-Qが推定された。平成30年北海道胆振

© The Seismological Society of Japan

東部地震の震源域から高減衰帯がある方向への伝播は、特に短周期成分で大きく減衰したと考えられる。また、対象領域の東側にはややlow-Qな領域が広範囲に広がっている。日本海東縁部を含む領域のQ値は他の領域よりも相対的にhigh-Qとなった。2004年留萌支庁南部の地震の周辺では、活火山が無いにもかかわらずlow-Qが推定されている領域があった。これらの領域のQ値と佐藤（2010）によるQ値を比較すると定性的には整合した。
建物被害が集中したK-NET鵡川 (HKD126) では、1～3 Hz のサイト増幅率が10倍程度と大きかった。平成30年北海道胆振東部地震の本震の短周期レベルは、壇ほか（2001）の平均の1.5倍程度と推定された。

参考文献

笠松健太郎，池浦友則，岡崎敦：KiK-net地点における応答スペクトルのはぎとり倍率, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 413-414, 2014.
佐藤智美：逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則，日本建築学会構造系論文集，第75巻，第651号，pp.923-932，2010.
壇一男，渡辺基史，佐藤俊明，石井透：断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化，日本建築学会構造系論文集，第66巻，第545号，pp.51-62，2001.
友澤裕介，加藤研一，野尻揮一朗：地震動の伝播経路特性の領域分割に着目した不均質減衰構造・震源特性・サイト増幅特性の推定 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域を対象とした検討、日本建築学会構造系論文集，第84巻，第756号，pp.171-181，2019.
仲野健一，川瀬博，松島信一：スペクトルインバージョン手法に基づく強震動特性の統計的性質に関する研究，日本地震工学会論文集，第14巻，第2号，pp.67-83，2014.

© The Seismological Society of Japan

Attenuation Curves of Bedrock Motions due to Crustal Earthquakes in Japan and their Near Source Characteristics

*Tomonori Ikeura[1]

1. Kajima Technical Research Institute, Kajima Corporation

強震動予測の高精度化に向けてK-NET・KiK-netデータをもとに基盤地震動の距離減衰特性を検討している．この検討でははじめに隣接観測地点のNetworkを用いた方法で広域の距離減衰関数を仮定せずに地震基盤相当の基準観測点に対する相対サイトファクター(*RSF*)を評価し[池浦(2009), 池浦・加藤(2011)]，その結果を用いて観測地震動(*OBS*)から基盤地震動*BRM*(=*OBS*/*RSF*)を求めて距離減衰特性を観察してきた[池浦(2010), 池浦・友澤(2012), 池浦(2013), 池浦(2015a), 池浦(2017), 池浦(2018a), 池浦(2018b)]．本報告では1997年以降に我が国で発生した*M*6以上の内陸地殻内地震29地震について，*BRM*の周波数4Hz付近における振幅の距離減衰曲線を概観し，震源近傍における特徴について議論する．

図1では，a.東北・関東，b.中部・関東，c.近畿地方とその周辺，d.中国・九州の地方毎に，それぞれの地域で発生した内陸地震について，震源距離を*r*としてln(*r*)の多項式近似で評価された周波数4Hz付近の*BRM*の加速度フーリエ振幅の距離減衰曲線を示しており．地震発生年月日時分の数値で地震の区別をしている．図1a東北・関東では今年発生した山形県沖地震(201906182222)のみが火山帯の背弧側の地震，それ以外が前弧側の地震であり，両者の勾配には大きな違いがある．また，図2b中部・関東は火山帯あるいはその背弧側の地震で占められており，図1aと比較すると，背弧側の距離減衰特性が前弧側に比べて急峻であることが確認される．図1c近畿地方とその周辺，および図1dのうち中国地方の地震は極めてよく類似した曲線となり，いずれもS字型の特徴を示す．図1dのうち1997年の鹿児島県北西部の2地震と2016年の熊本の3地震の曲線はよく似た形状であり，中国地方の3地震との違いが明確である．

これらの図のうち，近畿・中国地方や東北・関東地方の太平洋側で火山帯から離れた地域で発生した地震で*r*=20～30kmよりも近距離側で振幅が急増する特徴があることは特筆に値する．経験的な方法の地震動評価では距離減衰関数を(1/*r*)exp[-*br*]で仮定することが多いが，この関数形では回帰分析した場合に遠方の特徴で*b*が決まり上に凸になる曲線となる．このため，近距離側で下向きに凸になる特徴は再現されない．

もともと(1/*r*)exp[-*br*]は全無限一様媒質を仮定した距離減衰関数であるが，現実の速度構造としてVJMA2001[上野他(2002)]を用い波線追跡でSH波の透過率[Aki and Richards(1980)](C_{TRS})を算定すると図2のようになる．なお，震源深さによるインピーダンスの違いは除去している．これによると，C_{TRS}は震源深さの3～4倍程度の震央距離でほぼ0であり，内陸地殻内地震の深さを20kmとすると直達S波がほぼ0となりつつも到達できるのはせいぜい60～80km前後である．この辺りで観測される地震動は既に様々な反射波と屈折波の合成波群であり，その距離減衰特性をそのまま近距離側に伸ばしても正しい予測とはならない．そこで，観測地点への直達S波の距離減衰特性につき，2013/04/13淡路島の地震(*M*6.3,*h*=15km)を取り上げて検討した結果を図3に示す．図3(1)は*r*に対するC_{TRS}の分布であり直達S波は約60kmで消失する．図3(2)はC_{TRS}/rの*r*に対する分布であるが，直達S波の場合は震源特性が重なることを考慮してS波のRadiation Pattern係数(C_{RPS}; SHとSVのベクトル和)をC_{TRS}/rに乗じた結果も示した．図3(3)では*fc*=1.3Hz, 4Hz, 13Hzの*BRM*と$C_{TRS}/r^{*}C_{RPS}$の対応関係を示している．これによると，$C_{TRS}/r^{*}C_{RPS}$≧0.003程度以上では基盤地震動振幅との間で比例関係が見出せるので，その範囲では直達S波の寄与でモデル化できる可能性がある．

今後は他の地震でも同様の検討を行うとともに，この結果を踏まえて震源近傍における距離減衰特性のモデル化を試みたい．

【謝辞】防災科学技術研究所K-NET, KiK-netのデータを活用させていただきました．記して感謝します．

© The Seismological Society of Japan

【参考文献】Aki and Richards(1980)Quantitative Seismology, 池浦(2009)地震学会秋季大会, 池浦(2010)地震工学シンポジウム, 池浦(2013)地震学会秋季大会, 池浦(2015)地球惑星科学学会連合大会, 池浦(2017)地球惑星科学学会連合大会, 池浦(2018a)鹿島技術研究所年報, 池浦(2018b)地震工学シンポジウム, 池浦・加藤(2011)地震工学会論文集, 池浦・友澤(2012)地震工学会年次大会, 上野他(2002)験震時報

© The Seismological Society of Japan

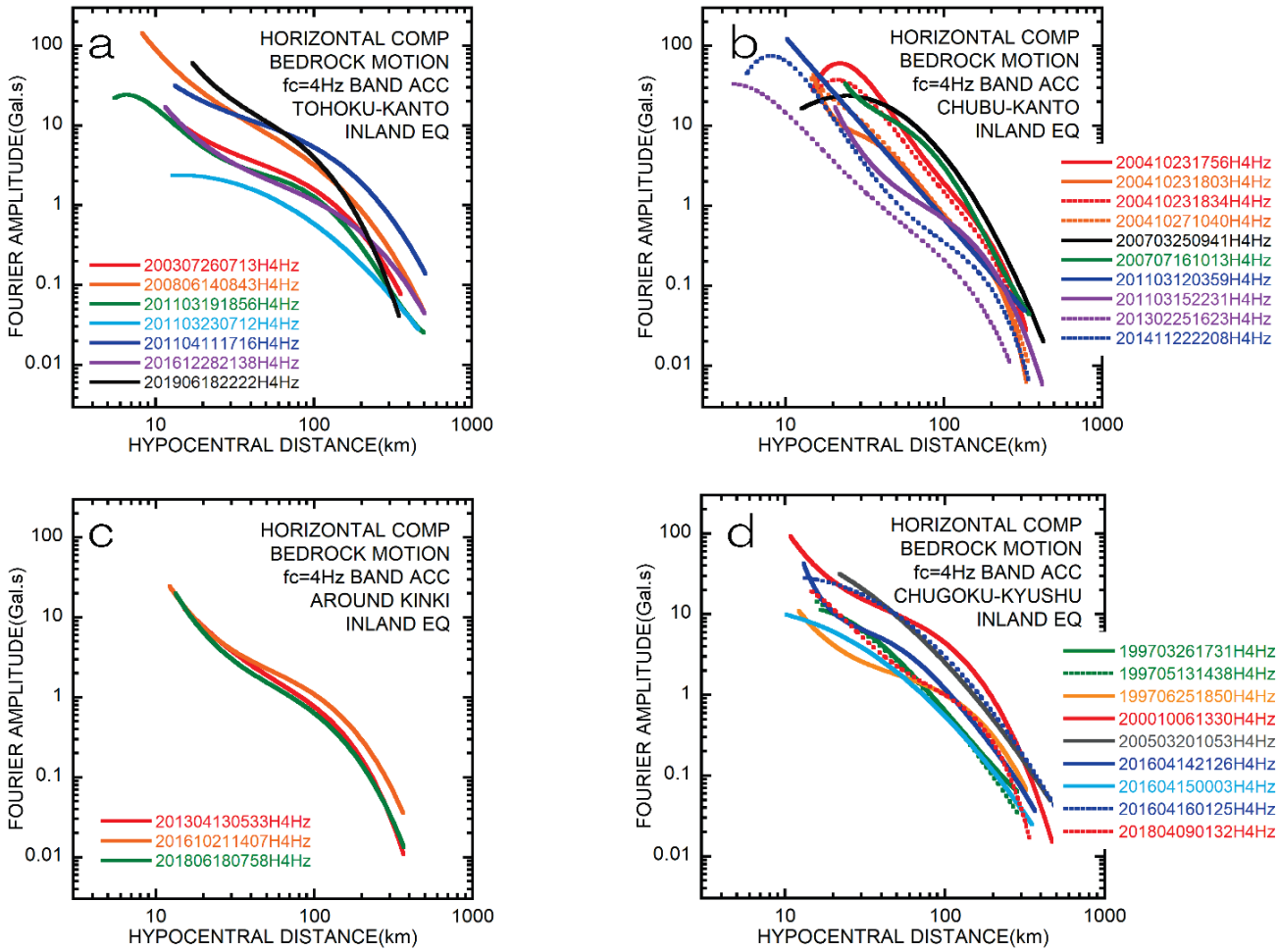


図 1 周波数 4Hz 付近における基盤地震動水平成分加速度フーリエ振幅の距離減衰曲線

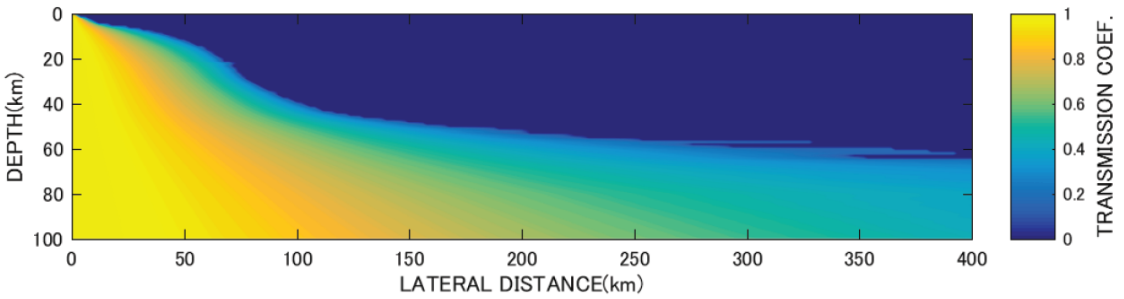
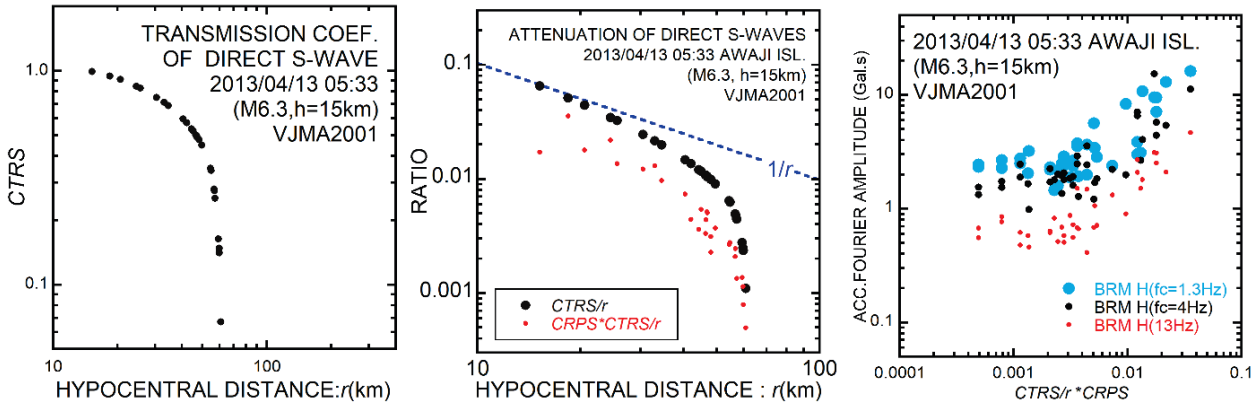


図 2 JMA2001 の S 波速度構造に基づく直達 SH 波の透過率



(1) C_{TRS} と r の関係　　(2) $C_{RPS}*C_{TRS}/r$ と r の関係　　(3) $C_{RPS}*C_{TRS}/r$ と BRM の関係

図 3 2013/04/13 05:33 淡路島の地震(M6.3,h=15km)による直達 S 波の距離減衰特性

© The Seismological Society of Japan

Dynamic rupture simulation for moderate-sized strike-slip fault considering spatial heterogeneities on various initial conditions

*Hiroshi Kawase Kawase[1], Jikai Sun[2], Arben Pitarka[3], Fumiaki Nagashima[1], Eri Ito[1]

1. DPRI, Kyoto University, 2. Grad. School of Eng., Kyoto University, 3. Laurence Livermore National Laboratory

滑り弱化モデルに基づく震源の非線形動的破壊シミュレーションにより、長周期から周期１秒前後のやや短周期域まで計算可能になってきた。その結果、これまで運動学的震源インバージョン結果に基づいて推計されてきたアスペリティあるいはSMGAの応力降下量を動的に再評価することが可能となってきた。またパラメタを適切に与えればこれらの運動学的インバージョンで得られた滑り量分布を再現できる可能性も見えてきた。

そこで本検討では、動的断層パラメタのうち断層面の微視的構成則を支配するパラメタの平均値とばらつき、およびその深さ方向分布に着目して、特に強震動予測レシピで設定されている明瞭なアスペリティあるいはSMGAを背景領域のランダムな不均質モデルに組み込み、その位置や深さ、応力降下量分布等に関するパラメトリック解析を行った。ベースとしたモデルはPitarka et al. (2009)が用いた、運動学的震源インバージョンによる滑り量の空間分布から求めたk^{-2}モデル(Mai and Beroza, 2002)に基づき断層面上のパラメタをランダムに変動させたモデルである（応力変動はk^{-1}を仮定）。解析方法はDalguer and Day (2007)のsplit-node FDMであり、通常の滑り弱化構成則を用いる。解析対象とした断層モデルは長さ最大25km、幅最大18kmで、マグニチュードは6.5~6.7相当の地殻内地震で、鉛直の完全横ずれ断層である。地盤構造は一次元平行成層地盤で厚さ500mの堆積層、500mの軟岩層の下に5kmの深さまで浅部岩盤構造を仮定し、5km以深には半無限の基盤が広がっているものとした。アスペリティはレシピに従って大小2つを設定し、その応力降下量は断層全体の平均応力降下量3.2MPaの2倍の6.4MPaとした。主要なパラメタとして、アスペリティ深さ、アスペリティ間距離、破壊開始点位置、臨界滑り弱化変位量Dc、地表面付近の応力降下量の勾配、応力降下量変動幅の深さ依存性、および堆積盆地構造を選定した。

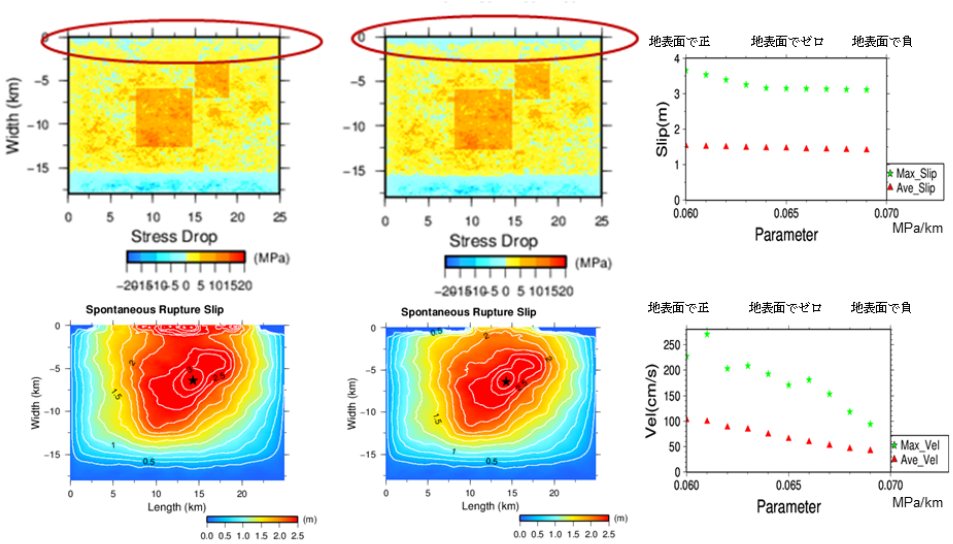
例えば、アスペリティ深さをパラメタとして、断層面上の平均滑り量と最大滑り量、および地表面上の平均速度と最大速度について得られた結果からは、アスペリティが浅いほど平均滑り量も最大滑り量も大きくなること、アスペリティが浅いほど平均地表面速度(PGA)も大きくなること、アスペリティが浅いほど最大PGAも大きくなる傾向にあるがその変動幅が大きいこと、がわかった。同様に、破壊開始点位置をパラメタとして得られた結果から、破壊開始点位置に平均滑り量・最大滑り量とも大きな影響は受けないが、わずかに浅い方が大きいこと、平均PGAも最大PGAも大きな影響を受けないが、非常に深い場合や浅い場合にはわずかに小さめとなること、がわかった。このパラスタの結果から、アスペリティ内の滑り量分布には破壊伝播のフォーワードディレクティビティ効果が影響していることがわかった。これは当然地表面での断層表出位置とサイズにも影響を与える。

地表面表出長さとその滑り量（オフセット量）に最も大きな影響を与えるのが断層浅部の応力降下量の設定である。添付図の左には浅部5kmでの応力降下量の勾配を小さくして0kmでも多少の応力降下量を与えたケース、中央にはそれを大きくして0kmでは負の応力降下量になるようにしたケースの応力降下量分布（上）と計算された滑り量分布（下）を示す。アスペリティ間距離は最小としている。この図から、アスペリティが深くても浅部に応力降下量を与えると地表面表出する断層滑り量はかなり大きくなること、浅部に応力降下量を与えなければそれは滑り量も小さく地表表出長さも短くなることがわかる。図の右には応力降下量の勾配を変動させた際の最大滑り量・平均滑り量の変動（上）と、PGAの最大値と平均値の変動（下）を示したが、最大滑り量は浅い部分に応力降下量を仮定した場合には少し増大するが、平均滑り量はほとんど変化しないこと、しかしPGAには大きな影響があり、勾配が緩いほど最大PGAは著しく大きくなることがわかる。これは断層運動が表出することでその近傍観測点に対するその運動に伴う速度パルスが観測されるためで、破壊に伴ってエネルギーが放出され能動的に浅い部分が動くことは結果として局所的に大きな速度パルスを生成する

© The Seismological Society of Japan

地点が生じることを示しており、そこでは非現実的な解を与える可能性が指摘できる。

今回は導入アスペリティの応力降下量自体は深さによらず同じとしたが、応力降下量の深さ依存性が与える影響は大きく、断層浅部での運動をコントロールする断層面上のパラメタに深さ依存性を導入することで、SMGAからのパルスと地表に表出する断層すべりの両者を統一的に表現する現実的な断層破壊シミュレーションが可能になるものと期待される。



浅部の応力降下量が正　　浅部の応力降下量が負

図　浅部の応力降下量の勾配による最終滑り量の変化と地表面最大速度

© The Seismological Society of Japan

Room A | General session：S15. Strong Ground Motion and Earthquake Disaster

Mon. Sep 16, 2019 2:45 PM - 3:45 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 5:45 AM - 6:45 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S15]PM-2

chairperson:Hiroe Miyake(The University of Tokyo), Yosuke Nagasaka(Port and Airport Research Institute)

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

[S15-10] Recipe for Predicting Strong Ground Motion on the SCEC Broadband Platform

*Hiroe Miyake[1], Asako Iwaki[2], Nobuyuki Morikawa[2], Takahiro Maeda[2], Hiroyuki Fujiwara[2] (1. The University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S15-11] **Moment–Area Scaling Assuming Constant Stress Drop from Small to Great Crustal Earthquakes**

*Kazuhito Hikima[1], Akihiro Shimmura[1] (1. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

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

[S15-12] Source Model of the 2008 Northern Iwate Intraslab Earthquake using Ground Motion Records in Wide Area

*Shuji Kumagai[1], Shinya Tanaka[2], Kensuke Arai[3] (1. Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2. TOKYO ELECTRIC POWER SERVICES CO.,LTD., 3. SHIMIZU CORPORATION)

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

[S15-13] Pseudo point-source model with variable corner frequency: application to the Miyagi-Oki earthquake of 26 May, 2003

*Yosuke Nagasaka[1], Atsushi Nozu[1] (1. Port and Airport Research Institute)

Recipe for Predicting Strong Ground Motion on the SCEC Broadband Platform

*Hiroe Miyake[1], Asako Iwaki[2], Nobuyuki Morikawa[2], Takahiro Maeda[2], Hiroyuki Fujiwara[2]

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

米国・南カリフォルニア地震センター SCEC で構築されている広帯域地震動プラットフォームは，第三者が Verification とValidation（コード検証と妥当性確認）が行える国際的な強震動ツール群である．内陸地震を対象とした複数の震源モジュールとグリーン関数モジュールが公開され，随時更新されている．シミュレーションによる偶然的バラツキの評価を目的としており (e.g., Iwaki et al., 2017)，1つのシミュレーション当たり50ケースを計算し，平均と標準偏差を得ることを基本としている．そのため，アスペリティ位置を含むすべり分布は常に，場合によっては破壊開始点もランダムに配置する特徴がある．2019年4月に公開された v19.4.0 バージョン https://github.com/SCECcode/BBP では，米国・韓国・日本の約8種類の強震動予測手法が実装されており，地震調査研究推進本部の強震動予測レシピに関しては，下記2種類の手法が実装されている．

＜Irikura Recipe Method 1＞　単一セグメントと複数セグメントに対応している．震源モジュールは，地震調査研究推進本部の強震動予測レシピを実装している．特性化震源モデルの破壊伝播速度は可変であるが，Pitarka et al. (2017, 2019) の検討に基づき，強震動予測レシピで採用しているS波速度の72%ではなく80%を基準値として設定している．グリーン関数モジュールは，Graves and Pitarka (2010, 2016) に準拠し，長周期側は一次元水平成層構造を対象としたFK法と，短周期側は Boore (2009) および Frankel (1995) に基づく統計的グリーン関数法のハイブリッド波形合成計算が行われる．

＜Irikura Recipe Method 2＞　単一セグメントに対応している．震源モジュールは，Irikura Recipe Method 1 と同じく地震調査研究推進本部の強震動予測レシピを実装している．グリーン関数モジュールは，長周期側は Irikura Recipe Method 1 と同じく一次元水平成層構造を対象としたFK法であるが，短周期側は地震調査研究推進本部の強震動予測レシピで採用されている壇・佐藤 (1998) の統計的グリーン関数法のハイブリッド波形合成計算が行われる．このうち，地震調査研究推進本部の強震動予測レシピの統計的グリーン関数法は，v19.4.0 に先駆けて，先名・藤原 (2011) および防災科学技術研究所 J-SHIS から公開されている．SCEC 広帯域地震動プラットフォームの Irikura Recipe Method 2 の説明書に記載しているが，注意事項として，長周期側と短周期側の地震動計算を行う前に，ユーザーは両者に入力する震源の応力降下量 (stress drop) の整合性を確認する必要がある．また，断層上端が極めて浅い場合に地盤増幅特性が足りないことがあるため，現在調整を進めている．

これらの2手法は震源モデルおよび長周期側のグリーン関数の計算は同一であるが，短周期側のグリーン関数が異なるため，現時点では2手法による広帯域地震動計算結果が若干異なることを確認している．原因として，Irikura Recipe Method 1 の短周期側の計算には，応力パラメータ (Brune stress parameter) が一律 5 MPa と仮定されているが，Irikura Recipe Method 2 では，強震動予測レシピでその都度計算された応力降下量を使用する違いがある．また，Pitarka et al. (2019) では，2016年熊本地震の計算において最適な応力パラメータはやや高めの 6 MPa であるとの報告がなされており，地域性や破壊伝播速度を含めた今後の検討が必要である．本発表では，単一セグメントの日米の内陸地震を対象として，SCEC 広帯域地震動プラットフォームに実装されている複数の手法による検証結果を紹介する．

本研究の一部は，独立行政法人日本学術振興会の二国間交流事業オープンパートナーシップ共同研究による支援を得た．

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Moment–Area Scaling Assuming Constant Stress Drop from Small to Great Crustal Earthquakes

*Kazuhito Hikima[1], Akihiro Shimmura[1]

1. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.

【はじめに】　断層面積(S)と地震規模(地震モーメント(M_0)，マグニチュード(M))とのスケーリングは地震活動の理解や，想定地震の地震動予測等に不可欠である．内陸地殻内地震のスケーリングについては，地震発生層の厚さの制限のために，地震規模によりスケーリングが変化し，M<7程度の小～中規模地震では応力降下量($\Delta\sigma$)＝一定を仮定し，大地震ではすべり量(D)が断層長さ(L)に比例するL-modelを前提とした式(2-stage, bilinear scaling)や，さらに長大な断層ではD＝一定(W-Model)となる3-stageのスケーリングも提案されている(Murotani *et al.*, 2015)．しかし，これらでは各ステージでの物理条件が異なるため，中小地震と大地震で地震規模との関係や$\Delta\sigma$の値が変化する．一方で，物性値としての観点からは$\Delta\sigma$は地震規模によらずほぼ一定となるのが適当なように思われる．引間・新村 (2018)では既存の応力降下量の計算式をもとに，中小～大地震まで$\Delta\sigma$が一定となるようなM_0～Sのスケーリングについて検討を行った．本報告ではそれを元に既存データとの関係を整理し直した結果を紹介する．

【スケーリングの定式化】　Chinnery (1964) による地表垂直横ずれ矩形断層に対する応力降下量の計算式をもとに検討を行う．Anderson *et al.* (2017) は，既にこの式を使いM_w～Lのスケーリングを検討している．それらを発展させ，M_0～Sの関係を導出した．これらの関係は地表断層が生じるような規模の地震に適応可能である．一方，地中断層については，Chinnery (1969)による地中横ずれ矩形断層に対する応力降下量の計算式を元に，同様にM_0～Sの関係を導出した．なお，これらの応力降下量計算式では，一般的なクラックモデルのような断層面上で応力降下量が一様となるモデルと異なり，すべり量が一様な場合の断層中心での応力降下量が計算される．そのため，その補正として，Chinneryの式により求まる応力降下量の値を2倍したものが，クラックモデルでの応力降下量に相当するとしてスケーリング式を導出した．導出した式の概要は図に示す．また，仮定した補正係数が妥当かどうかをチェックするため，定式化したスケーリング式により設定される平均すべり量を仮定した断層モデルにより，実際に仮定した応力降下量が計算されることを，Okada (1992) を用いた静的ひずみのモデル計算を行って確認した．

【実地震データとの比較】　過去の実地震のパラメータのデータベースとしては，長大地震の震源パラメータを含み，また信頼性の観点から既に整理がされているものを既往文献を参照して使用した．具体的には，Somerville *et al.* (1999)， Murotani *et al.* (2015)，及び，Stirling *et al.* (2002) の断層パラメータのうち信頼性の高いデータを整理したHashimoto (2007)からパラメータを収集し，重複する地震を除外して使用した．これらの地震のうち，M_0＝7.5×10^{18} Nm 以上の地震を対象に適切なパラメータを設定した．
はじめに，断層長さと断層幅の関係について整理し，長大断層では断層幅が概ね飽和していることを確認した．その平均値は17.8 kmであった．次に，その値をもとに，飽和断層幅Wmax=18km と設定した上で，各地震との残差が最小となる応力降下量の値をグリッドサーチにより求めた．その結果，$\Delta\sigma$=3.0 MPa が得られた．これらの値により，地表地震断層に対するスケーリング式が設定される．なお，横ずれ断層と縦ずれ断層との間に有意な差は見られなかったため，両者を一括して検討した．

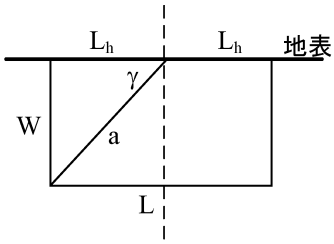
【おわりに】　飽和断層幅Wmaxを18 km程度，応力降下量$\Delta\sigma$=3.0 MPaと設定した場合に，提案式と既存データとは良い対応を示した．今後は，これらの式に対して，国内外の地震を含む，より新しいデータベースを精査した上で追加し検討していく必要がある．また，地中断層となる規模が小さな地震についても，合わせて検討を進めていきたい．

＜参考文献＞引間和人・新村明広: 地震規模によらず応力降下量が一定となる内陸地殻内地震のスケーリング

© The Seismological Society of Japan

に関する検討, 第15回日本地震工学シンポジウム, PS1-01-01, PP.2656-2665, 2018.

○地表垂直横ずれ矩形断層を仮定したM_0-Sの関係式



$$M_0 = \frac{\pi}{\sqrt{C_{LW}}C(\gamma)}\Delta\sigma S^{3/2}\ , \qquad L/C_{LW} < W_{max} \qquad (1a)$$

$$M_0 = \frac{\pi}{C(\gamma)}\Delta\sigma W_{max} S\ , \qquad L/C_{LW} \geqq W_{max} \qquad (1b)$$

(1a)は飽和断層幅W_{max}以下の幅の場合，(1b)は断層幅が飽和した場合

両辺の対数をとると以下で表される.

$$\log M_0 = \frac{3}{2}\log S + \log\Delta\sigma + \log\left\{\frac{\pi}{\sqrt{C_{LW}}C(\gamma)}\right\},\ L/C_{LW} < W_{max} \qquad (2a)$$

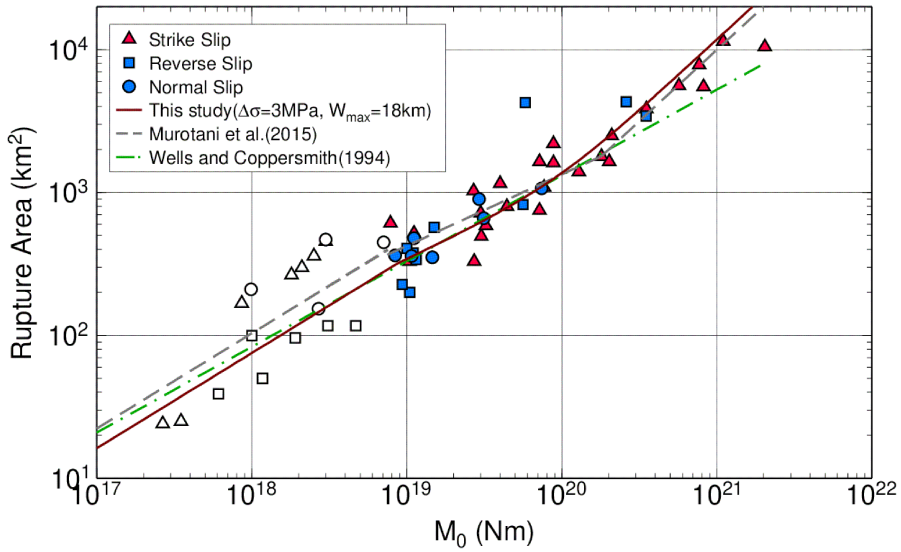
$$\log M_0 = \log S + \log\Delta\sigma + \log\left\{\frac{\pi}{C(\gamma)}W_{max}\right\},\ L/C_{LW} \geqq W_{max} \qquad (2b)$$

$L_h = L/2$,
$a = \left({L_h}^2 + W^2\right)^{1/2}$,
$C_{LW} = L/W$

ここで，$C(\gamma)$は形状を表す係数で，以下の式で計算される.

$$C(\gamma) = 2\cos\gamma + 3\tan\gamma - \frac{\cos\gamma\sin\gamma(3+4\sin\gamma)}{(1+\sin\gamma)^2} \qquad (3)$$

○既存データとの比較



Ds=3.0MPa, Wmax=18 km としたときの(2)式の関係(実線)と断層パラメータとの比較. Murotani *et al.* (2015), Wells and Coppersmith (1994)も比較のためにプロットした. 白抜きの点は規模が小さいためパラメタ設定に用いなかった地震.

© The Seismological Society of Japan

Source Model of the 2008 Northern Iwate Intraslab Earthquake using Ground Motion Records in Wide Area

*Shuji Kumagai[1], Shinya Tanaka[2], Kensuke Arai[3]

1. Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2. TOKYO ELECTRIC POWER SERVICES CO.,LTD., 3. SHIMIZU CORPORATION

2008年7月24日0:26の岩手県沿岸北部のスラブ内地震（Mw6.8）を対象として、浅野・岩田(2009)では経験的グリーン関数法により震源モデルの推定を行っている。しかしながら、震源モデルの推定に用いたのは岩手県内のKiK-net観測点のみであり、特に破壊開始点やライズタイムといったパラメータは、震源直上の4観測点のみから決定されている。このように、震源との位置関係が限定された観測点のみで震源モデルを推定すると、決定されたモデルパラメータに本震時の指向性効果が含まれてしまう可能性がある。そこで、本稿においては、より広域で観測記録を再現可能な震源モデルの推定を目指して、青森県の観測点も加えて浅野・岩田(2009)のモデルパラメータの再検討を行った。

検討対象観測点として、浅野・岩田(2009)で用いられている岩手県内のKiK-net観測点に加えて、青森県内の観測点も用いた。経験的グリーン関数としては、浅野・岩田(2009)と同様に2008年7月24日11:27の余震（Mw5.1）を用いた。

まず、岩手県内の観測点と青森県内の観測点それぞれについて、本震と余震のフーリエスペクトル比を確認した。その結果、岩手県内と青森県内ではフーリエスペクトル比の特徴に有意な差が見られた。また、浅野・岩田(2009)の震源モデルを用いて経験的グリーン関数法で青森県内の観測点の地震動を計算したところ、観測記録と必ずしも整合しない結果となった。

そこで、浅野・岩田(2009)モデルのパラメータを再検討することで、青森県内の観測点にも適用可能な震源モデルの構築を試みた。具体的には、ライズタイム及び強震動生成域（SMGA）の破壊開始点、破壊開始時刻を再検討した。これらのパラメータを変動させ、検討対象とした全ての観測点で再現性が高くなる最適モデルの選定を行った。最適モデルの選定には減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルの適合度を基準とした。適合度の定量化のために、Dreger *et al.* (2015)によるCombined Goodness-of-fit(CGOF)を用いた。その結果、2つのSMGAのうち、大きいほうのSMGAの破壊開始点を中央下端付近に変更すると再現性が向上することが分かった。また、ライズタイムについては、青森県内の観測点では、長めにした方が観測記録の再現性が良く、岩手県内の観測点では短めの方が観測記録の再現性が良いことが分かった。浅野・岩田(2009)モデルのライズタイムの値は同規模のスラブ内地震と比較して短くなっており、この傾向を反映していると考えられる。SMGAの破壊時刻は浅野・岩田(2009)と同程度となった。得られた震源モデル(図1)を用いて地震動評価を行うことで、浅野・岩田(2009)の震源モデルに比べて青森県内の観測点の再現性が向上することと共に、岩手県内の観測点においても、浅野・岩田(2009)の震源モデルと同程度の再現性となることを確認した(図2)。

謝辞：　本研究では、防災科学技術研究所KiK-netの強震記録を使用しました。
参考文献：　浅野・岩田(2009), 日本地球惑星科学連合2009年大会, S152-009.　Dreger *et al.* (2015), Seismological Research Letters, Vol. 86, pp. 39-47.　Suzuki *et al.* (2009), Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 99, No. 5, pp. 2825–2835.

© The Seismological Society of Japan

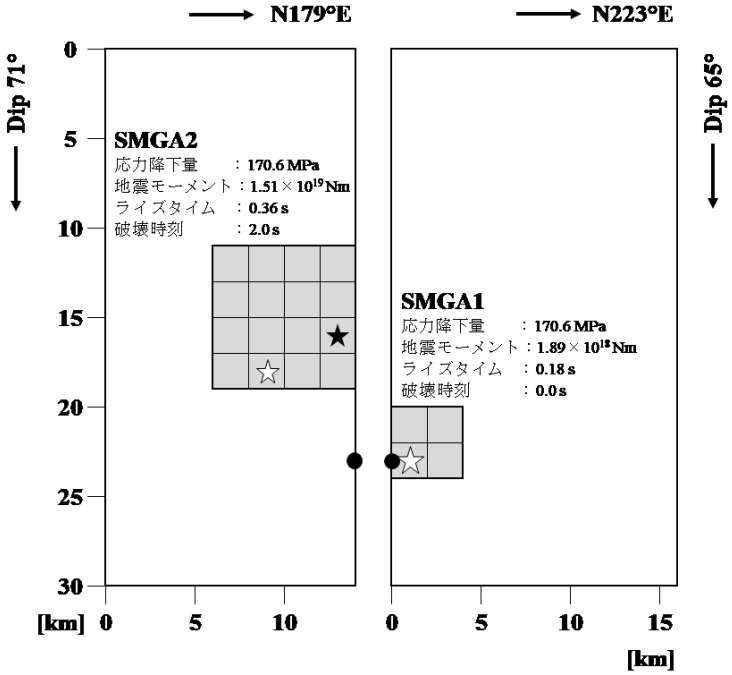


図1 震源モデルの概念図

巨視的断層面は**Suzuki *et al*. (2009)**、☆：破壊開始点、●：セグメントが接する点
★：**Asano and Iwata (2009)**の破壊開始点（**SMGA1**は共通）

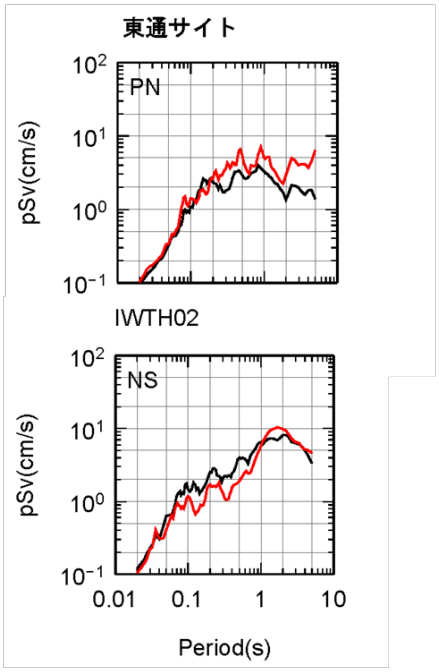


図2 地震動評価結果と観測記録の比較

赤線：地震動評価結果、黒線：観測記録
東北電力東通サイトはプラントノース成分、**IWTH02**は**NS**成分

© The Seismological Society of Japan

Pseudo point-source model with variable corner frequency: application to the Miyagi-Oki earthquake of 26 May, 2003

*Yosuke Nagasaka[1], Atsushi Nozu[1]

1. Port and Airport Research Institute

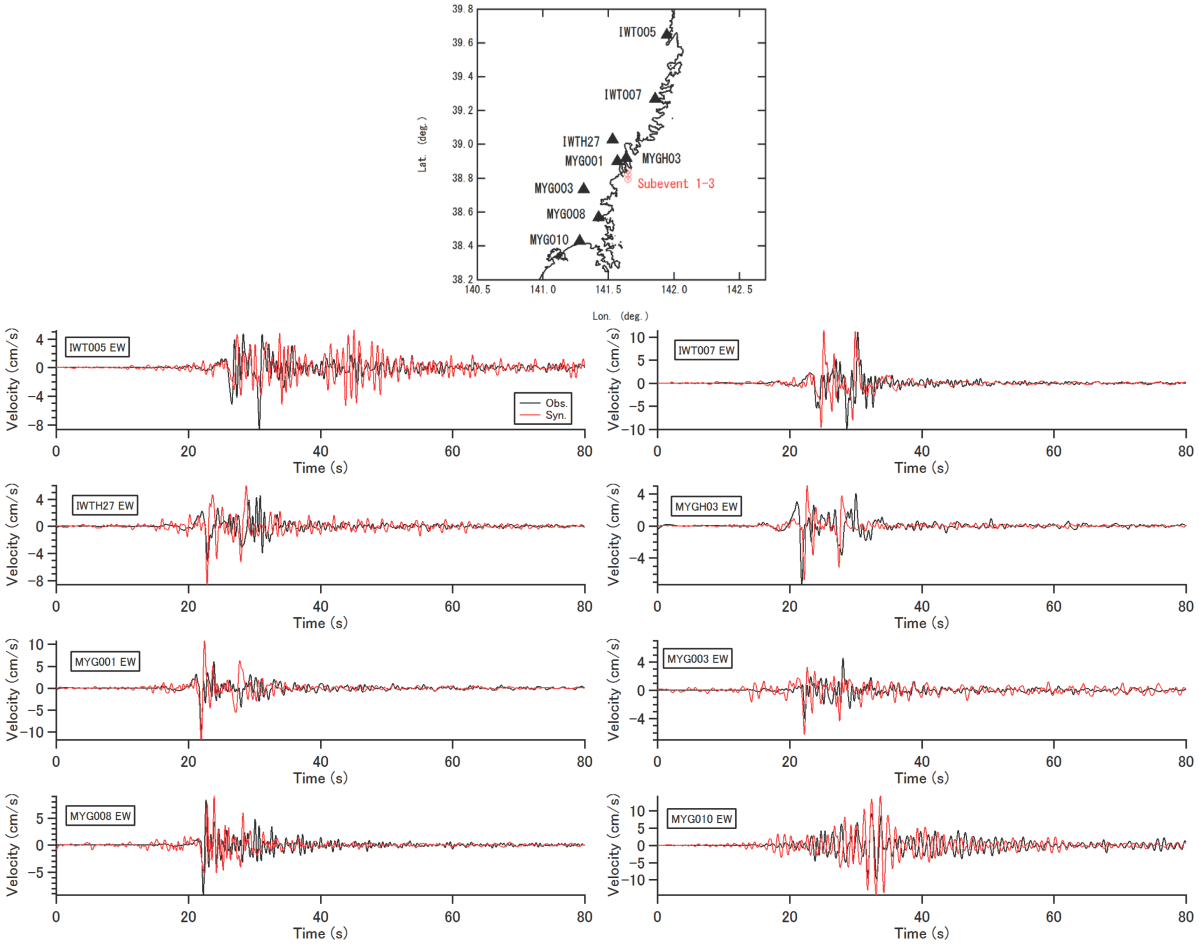
2003年5月26日に発生した宮城県沖の地震(M_J7.1)は逆断層成分を主とするスラブ内地震であり，これまでに様々な強震動シミュレーションのための震源モデルが提案されている．若井ら(2014)，野津・長坂(2019)は疑似点震源モデルと呼ばれるサブイベントの時空間的な広がりを陽には考慮しないモデルにより，3つのサブイベントを用いて強震動シミュレーションを行った．全体的な再現性は良好であったが，3つめのサブイベントについては観測記録に見られるディレクティビティの影響を再現できなかったことを課題として挙げている．また，浅野ら(2004)は経験的グリーン関数法を用いて3つの強震動生成領域(SMGA)からなるモデルを提案している．このモデルによると，最後に破壊する3つ目のSMGAは南側から破壊し北へ広がるとしている．
そこで，本検討では，疑似点震源モデルにおいてディレクティビティの影響を考慮するため，新たにコーナー周波数に方位依存性を導入する改良を行った．また，改良したモデルを2003年5月26日に発生した宮城県沖の地震に適用し，モデルの検証を行った．
モデルの改良の出発点としては野津・長坂(2019)の震源モデルを用いた．最後に破壊するサブイベント3にのみコーナー周波数の方位依存性を導入してディレクティビティを考慮するが，コーナー周波数は理想的なユニラテラル破壊でのコーナー周波数の理論式を参考に次のように表すこととした．$f_c(\theta)=f_{c0}/(1-A\cos\theta)$，ここで$f_{c0}$はディレクティビティの影響がないときのコーナー周波数，θは破壊進行方向と対象地点方向のなす角，Aはディレクティビティの程度を表す係数である．理想的なユニラテラルな破壊であれば$A=V_r/V_s$となり，Aがこの値より小さければ破壊がより等方的であることを意味する．本モデルでは対象地点が破壊進行方向にあるときはコーナー周波数は大きくなり，バックワード側では小さくなる．既存の疑似点震源モデルに対して新たに導入されたパラメターは，係数A，および破壊進行方向を表す角度の2つである．本手法は小断層の重ね合わせを行わないため，合成スペクトルに干渉による谷が現れないことが利点として挙げられる．
野津・長坂(2019)の震源モデルのサブイベント1および2のパラメターは固定し，フォワードモデリングによりサブイベント3のパラメターを再決定した結果，地震モーメントは0.9×10^{19} Nm，f_{c0}=0.5 Hz，A=0.70，破壊進行方向は－20°となった．なお，破壊進行方向は滑り角の表示方法を参考に角度で表すこととし，走向方向に破壊が進むとき0°，浅部に破壊が進むとき90°とした．浅野ら(2004)に従い，サブイベント3は走向190°，傾斜69°の面にあるとしたため，－20°は北向きで少し深部へ進む破壊を表し，浅野ら(2004)の傾向と一致している．その他のパラメターは野津・長坂(2019)と同じとした．野津・長坂(2019)ではサブイベント3の地震モーメントは1.2×10^{19} Nm，コーナー周波数は0.4 Hzであった．
対象地点および速度波形(0.2-2 Hz)の観測との比較を図に示す．野津・長坂(2019)では特に震源直上付近と南側の地点でS波部後半のパルスが過大評価であったが，本モデルでは改善されている．今後は他の地震での検証が課題となるが，内陸地殻内地震などで対象地点によってが大きく異なるときにどの程度コーナー周波数が変動するかなどを調べる必要がある．

謝辞
本検討では防災科学技術研究所の強震観測記録を使用しました。ここに記して謝意を表します。

参考
浅野公之，岩田知孝，入倉孝次郎，2004，2003年5月26日に宮城県沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション，地震2，57，171-185.
野津厚，長坂陽介，2019，疑似点震源モデルによる強震動シミュレーションのスラブ内地震への適用，港湾空港技術研究所報告，58，41-71.
若井淳，長坂陽介，野津厚，2014，疑似点震源モデルによる2003年5月26日宮城県沖スラブ内地震の強震動

© The Seismological Society of Japan

シミュレーション，土木学会論文集A1(構造・地震工学)，70，I_818-I_829.



© The Seismological Society of Japan

Room A | General session：S15. Strong Ground Motion and Earthquake Disaster

Mon. Sep 16, 2019 4:00 PM - 5:15 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 7:00 AM - 8:15 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S15]PM-3

chairperson:Naoki Hayashimoto(Japan Meteorological Agency), Kenji Kanjo(Takamisawa Cybernetics Co.Ltd.)

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

[S15-14] Utilization of OBS data for Earthquake Early Warning

*Naoki Hayashimoto[1], Jun Akutagawa[1], Keishi Noguchi[1], Ken Moriwaki[1], Masahiko Morimoto[1], Kuninori Okamoto[1], Yuki Kodera[2], Koji Tamaribuchi[2], Mitsuyuki Hoshiba[2], Takeshi Nakamura[3], Takashi Kunugi[3], Shin Aoi[3] (1. Japan Meteorological Agency, 2. Meteorological Research Institute, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S15-15] Application of the Japanese Earthquake Early Warning Method (IPF method) to the 2018 Hualien earthquake in Taiwan

*Masumi Yamada[1], Dayi Chen[2], Koji Tamaribuchi[3] (1. DPRI, Kyoto University, 2. CWB, Taiwan, 3. MRI)

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

[S15-16] Estimation of fault geometry to obtain an accurate seismic intensity in real time

*YING XIAO[1], Masumi Yamada[2] (1. Key Laboratory of Earthquake Engineering and Engineering Vibration, Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration, 2. DPRI, Kyoto University)

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

[S15-17] Is Mw so useful for earthquake early warning? : from viewpoint of real-time prediction of ground motion

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

5:00 PM - 5:15 PM JST | 8:00 AM - 8:15 AM UTC

[S15-18] Importance of the high-density observation for seismic strong motion disaster prevention

*kenji kanjo[1], isao takahashi[1], yoshinori shinohara[1], rami ibrahim[1] (1. Takamisawa Cybernetics Co.Ltd.)

Utilization of OBS data for Earthquake Early Warning

*Naoki Hayashimoto[1], Jun Akutagawa[1], Keishi Noguchi[1], Ken Moriwaki[1], Masahiko Morimoto[1], Kuninori Okamoto[1], Yuki Kodera[2], Koji Tamaribuchi[2], Mitsuyuki Hoshiba[2], Takeshi Nakamura[3], Takashi Kunugi[3], Shin Aoi[3]

1. Japan Meteorological Agency, 2. Meteorological Research Institute, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

気象庁では令和元年6月27日より、国立研究開発法人防災科学技術研究所が運用している「日本海溝海底地震津波観測網（S-net）」および「地震・津波観測監視システム（DONET）」の観測データの緊急地震速報への活用を開始した。
海底地震計のデータは、海域で発生する地震に対して情報発表の迅速化に寄与することが期待される反面、陸上の観測点とは異なる設置環境や地盤特性に起因した地震波の増幅や、地震計が傾くことによって地震による揺れが過大に観測されるなどといった海底地震計特有の課題に対処する必要があった。本発表では、海底地震計データの活用のために実施した自動処理での対策と活用による効果について紹介する。
緊急地震速報では地震波を観測してから可能な限り早く情報を発表するため、発表する処理中枢の処理だけではなく、個別の観測点で自動処理（地震波の検測や到来方向の推定、最大振幅の算出など）を実施している。観測点での処理において、S-netは地震計の３成分が任意の方向を向いていることから各成分の回転補正が必要となる。加えて、特に強震動に見舞われた際には、揺れの途中で地震計の姿勢がわずかに変化し、重力加速度成分が地震動中に加速度オフセット変化として混入することがある。海底地震計の観測点処理においては、これらの異常を検知する処理を搭載し、中枢側に送信する情報に追加した。また、中枢側では、海底地震計データの振幅値をマグニチュード（M）計算に安定的に取り込むため、上下動変位M（林元・他、2019）の利用や、海底地震計においては多点で有効な振幅が得られるまで当該観測点での地点MをM計算の統計処理に参加させないなどといった異常振幅対策を実装した。
発表では、実事例をもとに海底地震計データの活用の効果について紹介する予定である。

© The Seismological Society of Japan

Application of the Japanese Earthquake Early Warning Method (IPF method) to the 2018 Hualien earthquake in Taiwan

*Masumi Yamada[1], Dayi Chen[2], Koji Tamaribuchi[3]

1. DPRI, Kyoto University, 2. CWB, Taiwan, 3. MRI

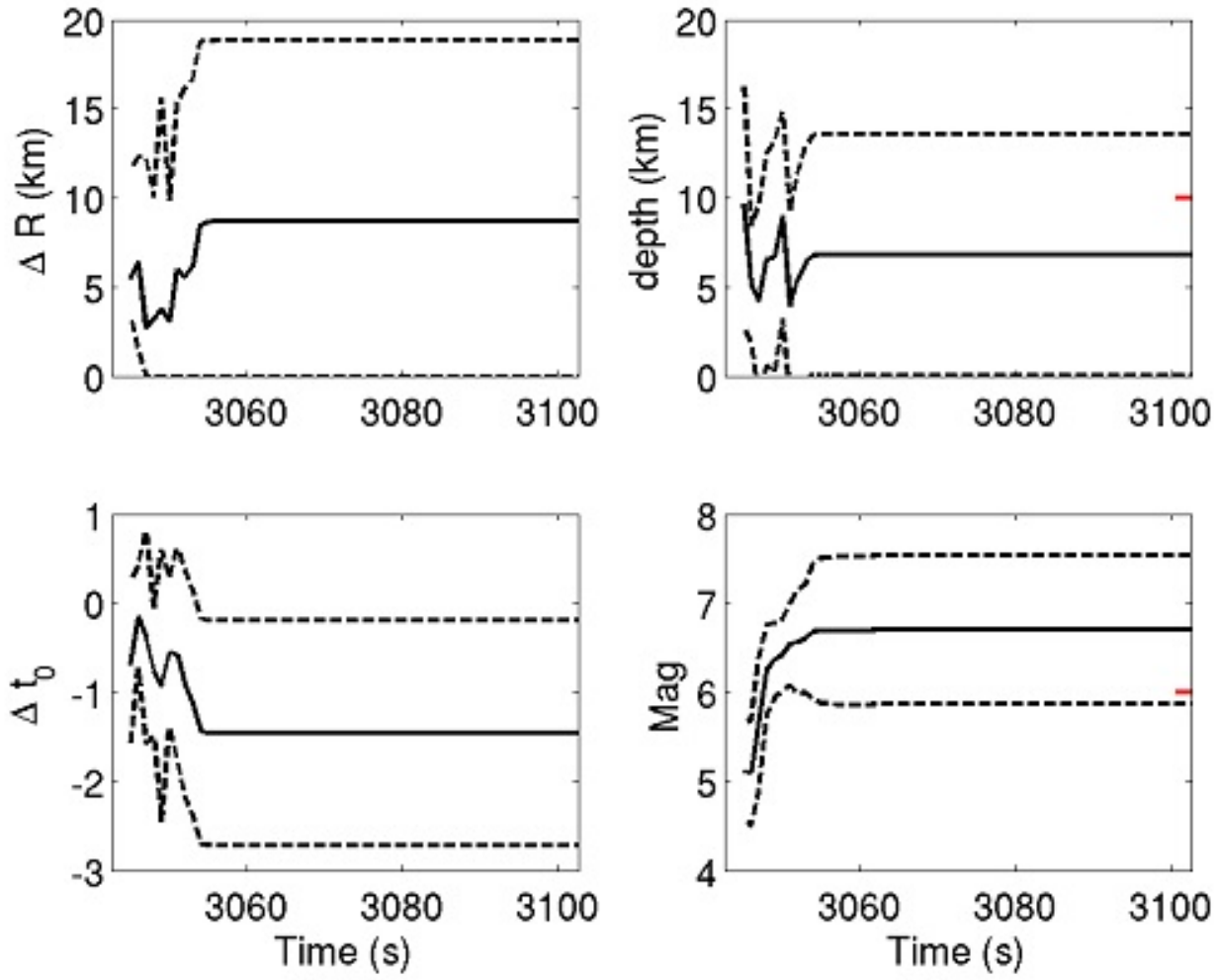
In Japan, earthquake early warning has been issued to public people since 2007 October. During the 2011 Tohoku earthquake, 44 false warnings (i.e., the largest expected seismic intensities were overestimated by at least two intensities or larger) were issued in a month, due to a large number of aftershocks (Sagiya et al., 2011).

The IPF method was developed in order to classify multiple earthquakes occurred at the same time (Liu and Yamada, 2014; Tamaribuchi et al., 2014; Yamada et al., 2014; Wu et al., 2015). Classical hypocenter determination method treats the P-wave arrivals of multiple stations within a certain short period of time as a single earthquake. Therefore, it becomes unreliable in the case of multi-event, because of the mixed waveforms from different sources. The IPF method uses Bayesian formulation that considers the possibility of having more than one event present at any given time, by using a likelihood function including the information of amplitude and non-triggered stations. The method has an advantage to determine the source location of multiple earthquakes occurred simultaneously. The method is effective especially right after a large earthquake, when many aftershocks occur closely in time and space.

We applied the IPF method used for the Japanese earthquake early warning system to the dataset of the 2018 Hualien earthquake in Taiwan. Figure shows the time series of the estimated source parameters (location error, depth, origin time, and magnitude). Note that the left side of the horizontal axis is the occurrence time of the earthquake. We assume there is no data transmission latency. At 3 s after the earthquake occurrence, the three stations were triggered and the event was detected. The location error is less than 10 km, but the magnitude was estimated as 5.1. The magnitude increased as the rupture propagated and the amplitude of the seismic signal became larger. The estimation was converged at 13 s after the origin time.

The offline simulation shows that we can detect the mainshock at 3 s after the origin time, and the magnitude is estimated as 6.3 at 7s after the origin time. The largest foreshock was detected at 4 s after the origin time, but the following M_J5.2 earthquake was not detected, since the P-was arrival was contaminated by the coda of the first event. The result shows that the IPF method can be applicable for the Taiwanese seismic network.

© The Seismological Society of Japan



Time series of the estimated source parameters.
Origin time is 15:00 on February 6

© The Seismological Society of Japan

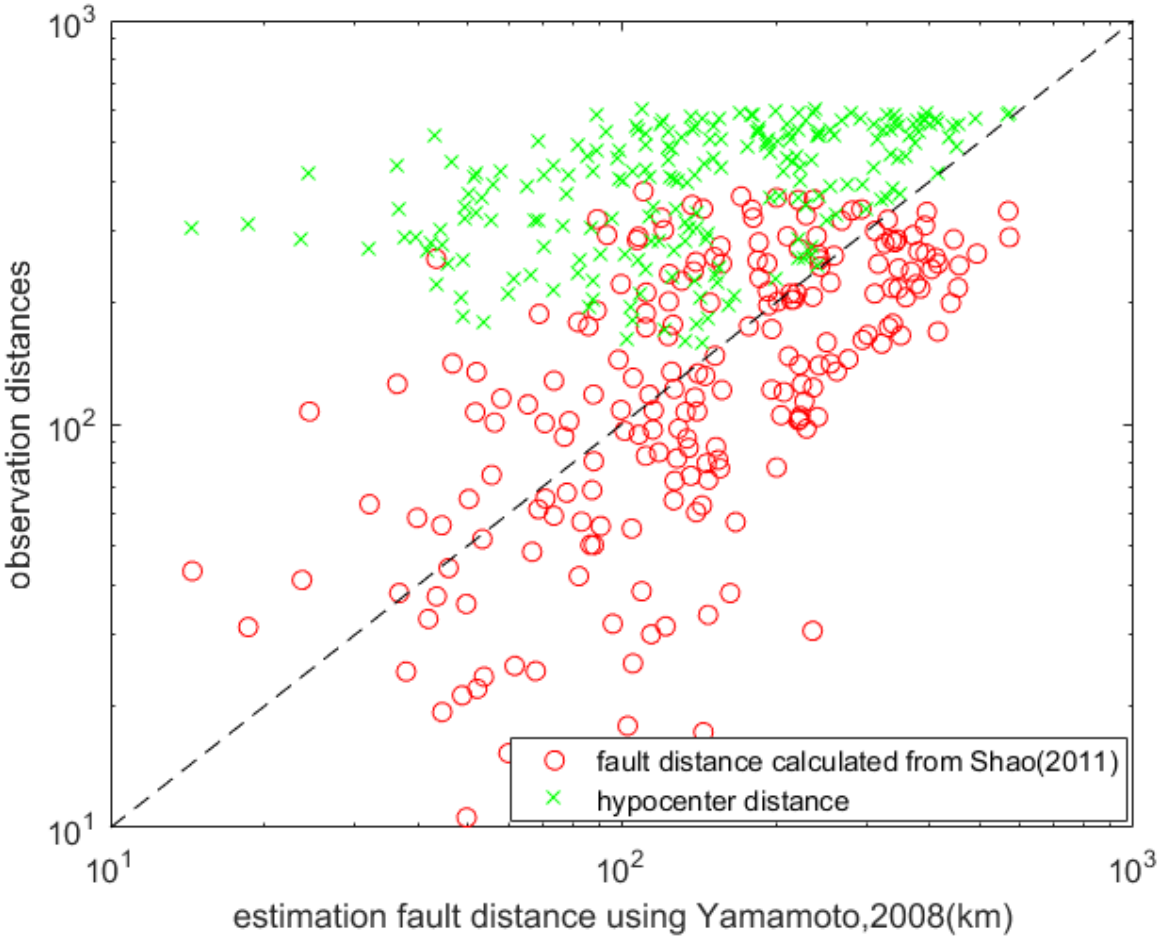
Estimation of fault geometry to obtain an accurate seismic intensity in real time

*YING XIAO[1], Masumi Yamada[2]

1. Key Laboratory of Earthquake Engineering and Engineering Vibration, Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration, 2. DPRI, Kyoto University

To get the seismic intensity more rapidly and accurately, we find a method to inferring the geometry of the rupture in real-time. Most of the Earthquake Early Warning system can determine the magnitude and hypocenter location only few seconds after P-wave data. For small earthquakes, we use point source model to predict seismic intensity. But for moderate-to-large earthquake, the extent of fault rupture may be hundreds of kilometers, which will cause underestimation of seismic intensity in the place near to the fault but far from the epicenter. To get the seismic intensity more accurately and rapidly, we propose a method to estimate the surface projection of a fault in real-time.
The method is based on the GMPE of shaking intensity proposed by Yamamoto et al. (2008). As the shaking intensity has a good correlation with fault distance, we can get fault distance of every site from estimated shaking intensity and published magnitude. We parameterize the fault geometry with epicenter, fault length, fault width, strike, and relative location of the fault to the epicenter. We find the most suitable parameters for fault dimension by minimizing the fault distance estimated from the GMPE and the fault distance estimated from the parameterized source model. The most probable parameter set is obtained by the grid search. We test the performance of this method on the 2011 Tohoku earthquake dataset. Figure 1 shows the fault distance estimated from the GMPE, and observed distance. For the observation, we used hypocenter distance and fault distance based on the Shao’ s source model. It shows the station close to the fault will cause more difference between hypocenter distances and fault distance. And the fault distance we calculated from the GMPE have a good correlation with observed fault distance. In our example of Tohoku earthquake, we showed that using the site with hypocenter distance less than 400km can get a good prediction of fault geometry. The azimuthal coverage is important for the robust parameter estimation.

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Is Mw so useful for earthquake early warning? : from viewpoint of real-time prediction of ground motion

*Mitsuyuki Hoshiba[1]

1. Meteorological Research Institute, JMA

はじめに：

地震動即時警報の分野で，我々は，“揺れから揺れを直接予測する”という考え方に則り，現時点の波動場を推定し，そこから未来の波動場を予測する手法（波動場推定法）の構築を進めている．一方で，いったん震源位置とモーメントマグニチュード（Mw），さらにはスリップ量分布を迅速に推定し，地震動予測式（GMPE）により揺れの大きさを予測する考え方（震源情報推定法）を進めている研究も多くある．後者の考えでは，Mwやスリップ量分布をいかに正確に，また，迅速に推定するかがカギとなるので，それらを追求する研究が多いものの，揺れの予測の正確性や迅速性の観点まで進めて議論しているものは多くない．

そこで，地震動の即時予測の観点から，地震動即時警報でのMwやスリップ量分布の有効性について考察する．

周波数の違い:

（超高層ビルなどの特殊な建築物を除けば）被害に関係する地震動の周波数は，数秒から数Hz，つまり，おおよそ1Hz付近であることが知られており，地震動即時警報でも，この帯域の地震動の即時予測が求められる．一方，Mwは永久変位，あるいは，かなりの低周波から求められることが多い．Mwが同じ地震であれば，震源からの輻射量は，低周波側では同じと思われるものの，１Hz付近の高周波側では，ストレスドロップの違いなどにより異なることも多い．よって，Mwを正確に求めたとしても，必ずしも，１Hzの波の輻射量を正確に推定したことにはならない．

輻射域の違い:

2011年の東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）では，多くの研究者が日本海溝付近に大きなスリップ量が分布する震源像を求めている．これらは，低周波側の解析により求められたものであり，高周波の解析による震源像はかなり異なっている（Kurahashi and Irikura, 2011; Asano and Iwata, 2012，など）．彼らは，４～５個の強震動生成域（SMGA）から高周波が輻射したと推定している．これらのSMGAは，大きなスリップの場所とは異なり陸域にかなり近い（図1）．同様に，低周波と高周波の生成域の違いは，2004年Sumatra地震（Mw9.2）や2010年Maule地震（Mw8.8）でも報告されている（Lay et al., 2012）.このことは，正確にスリップ量分布を求めても，かならずしも，１Hzの波の輻射の分布を推定したことにはならないことを示唆している．

タイミングの違い：

最近の報告（Minson et al. (2018)，干場（2016）など）では，破壊の進展に伴うMwの時間発展をリアルタイムで推定できたとしても，震源域付近では，GMPEを介した予測は強震動の出現の後になる（つまり，警報が間に合わない）ことを指摘している．Mwの時間発展は単調増加すること，また，GMPEを介した揺れの強さの予測もＭｗの増加とともに時間的に単調増加することにより，揺れの強さの予測が最も大きくなるのは，破壊の終了時点になる．一方，強い揺れが輻射するのは，当然，破壊の終了よりも前である．同様に，破壊の途中の時刻tcの時点でMwの時間発展をリアルタイムで推定できたとしても，Mwが最大となるのはtcの時

© The Seismological Society of Japan

点であって，強い揺れが輻射していた時間はtcよりも前である．強い揺れが輻射する時間はＭｗが最大になる時間（つまり，tc）よりも前であることにより，警報が間に合わないことが生じる．

さいごに：

一般に，波動現象の予測は，波源（域）と輻射量が分かれば行うことができる．これを地震動現象に当てはめると，震源（域）と”マグニチュード”が分かれば未来を予測することができる，となる．では，このマグニチュードとして，Mwが最も適切なのであろうか．地震動即時警報で求められているのは，１Hz付近の揺れであって，Mwに対応する周波数ではない．この周波数の違いにより，輻射量や輻射域，輻射のタイミングが異なることが生じうる．地震動即時警報にとって，かなり低周波から推定されるMwやスリップ量は，強い揺れを予想するための直接的な証拠ではなく，間接的なものと位置づけられるだろう．

謝辞：K-net, KiK-net, 気象庁観測点の波形を使用した．

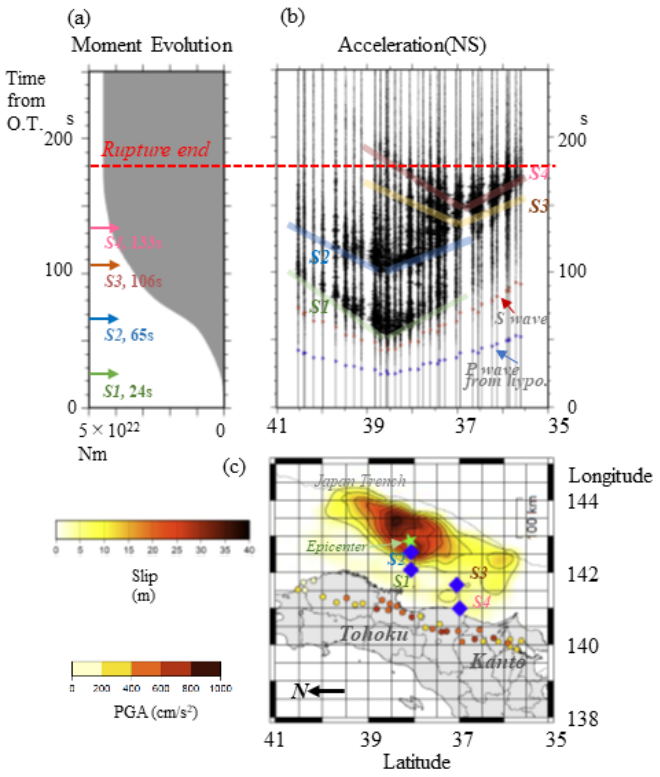


図1．(a) 2011年東北地方太平洋沖地震の地震モーメントの時間発展（JMA，2012）と強震動が生成した時間（Asano and Iwata，2012）．(b)図1ｃの地点で観測された加速度（NS成分）．（c）スリップ量分布（JMA，2012）と４つのSMGA(青ダイアモンド，Asano and Iwata，2012)．小さな丸は，図1ｂで用いた観測点を示す．

© The Seismological Society of Japan

Importance of the high-density observation for seismic strong motion disaster prevention

*kenji kanjo[1], isao takahashi[1], yoshinori shinohara[1], rami ibrahim[1]

1. Takamisawa Cybernetics Co.Ltd.

観測される地震動は震源・経路・サイトの項の相乗効果で示される。強震動はサイトの効果により震度分布の細部が大きく異なる場合があるため防災上高密度観測の必要性が求められる。また、地震波はP波で約6km／sec.、S波で約3.5km／sec.で伝播する現象であるため、これをリアルタイム（秒単位）に捉えるためには、観測点間の距離は伝播する波の速度と同等ないしはそれ以下でなければならないことは自明のことである。.
1996年から、日本全国の県レベルの自治体では計測震度計の整備を行いその数は4,000点を数え市街部では４～５kmの設置間隔を示し、都市部(東京都・大阪・京都府）では２～３ｋｍの設置間隔を示しているが、その仕様は地震検知後１０秒毎に計測震度を求め６０秒後にその最大値をモデム通信により気象庁に送信して、地震発生約３分後に各地の震度として集計・発表されている。
我々は、上記自治体計測震度計で観測された秒パッケットのＰＧＡ（表層最大加速度）をＪ－ＳＨＩＳ　（ＮＩＥＤ）に示された表層増幅率から工学基盤でのＰＧＡを求め、この工学基盤のＰＧＡから再度Ｊ＝ＳＨＩＳの表層増幅率を用いて、Ｐ，Ｓ伝播速度内の表層の１ｋｍメッシュの震度をもとめ、面的なリアルタイム震度と最大値でクリップした最大震度分布図を作成した｛手法ー１｝。また、震源で放射されるＳ／Ｐ波の振幅比５倍を用いて、上下動成分を５倍した面的震度分布は入射数秒でほぼ最大震度分布を近似しているため予測に使用できることを示している｛手法ー２｝。
現在、世界各国で強震動予測をリアルタイムで行なうための、緊急地震速報（ＥＥＷ）の配信が実現しているが、地震波検出およびデータ処理時間により制約を受ける”ブラインド・ゾーン”（Ｋｕｙｕｋ　ａｎｄ　Ａｌｌｅｎ　（２００３））が問題となっている。日本の気象庁（ＪＭＡ）の発表するＥＥＷも使用している観測網（平均観測点間距離２０ｋｍ）と震度５弱以上の判定（求めた震源情報（震央・規模（Ｍ）と距離減衰の経験式による）のため、約８秒の時間を要していることから、約４０ｋｍほどのブラインドゾーンをしめすため、内陸直下に発生する被害地震では、最も警報を必要とする破壊域中心部にその情報が届かないという現実問題を抱えている。
講演では、上記自治体データを用いてリアルタイム（秒単位）に震度および最大震度分布を動画で示すことにより、高密度観測網は発生した地震の規模（大・小）、深い・浅い、遠い・近いという震源情報を即時に得ることが出来ることを、Ｐ波検知は主要動到達前にゆれの強さと分布を把握できることを示す。
また、東京都周辺で深さ50～60ｋｍに発生したＭ５クラスの地震をOmega-Squea-Source-Modelにより、Ｍ７クラスに波形を評価し、上記手法により”首都直下地震”の強震動予測も試みた。
このように自治体独自の観測網で強震動予測が可能であり、得られた情報は地震防災に役立つものである。気象庁は処理データを集約することで、各観測点データをテレメータすることなく、緊急地震速報を改善することが可能である。

© The Seismological Society of Japan

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

Mon. Sep 16, 2019 9:30 AM - 10:30 AM JST | Mon. Sep 16, 2019 12:30 AM - 1:30 AM UTC | ROOM B Symposium Hall, International Science Innovation Building

[S09]AM-1

chairperson:Kaoru Sawazaki(NIED), Koichiro Obana(JAMSTEC)

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

[S09-01] **Derivation of probability density function for interval maximum amplitude of continuous seismogram**

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

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

[S09-02] Focal mechanisms of aftershocks and stress field in the focal area of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake

*Yuki Susukida[1], Kei Katsumata[1], Masayoshi Ichiyanagi[1], Mako Ohzono[1], Hiroshi Aoyama[1], Ryo Tanaka[1], Masamitsu Takada[1], Teruhiro Yamaguchi[1], Kazumi Okada[1], Hiroaki Takahashi[1], Shin'ichi Sakai[2], Satoshi Matsumoto[3], Tomomi Okada[4], Toru Matsuzawa[4], Shuichiro Hirano[5], Toshiko Terakawa[6], Shin'ichiro Horikawa[6], Masahiro Kosuga[7], Hiroshi Katao[8], Yoshihisa Iio[8], Airi Nagaoka[8], Noriko Tsumura[9], Tomotake Ueno[10], the Group for the Aftershock Observations of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Tokyo, Japan, 3. Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University, Fukuoka, Japan, 4. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University, Sendai, Japan, 5. Nansei-Toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University, Kagoshima, Japan, 6. Earthquake and Volcano Research Center, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Nagoya, Japan, 7. Earthquake and Volcano Observatory, Hirosaki University, Hirosaki, Japan, 8. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Kyoto, Japan, 9. Department of Earth Science, Faculty of Science, Chiba University, Chiba, Japan, 10. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Tsukuba, Japan)

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

[S09-03] Seismicity in the Japan Trench outer-rise region off Miyagi based on OBS observations

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

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

[S09-04] Improvements of seismic activity model for probabilistic seismic hazard assessment

*Nobuyuki Morikawa[1], Jun'ichi Miyakoshi[2], Hiroyuki Fujiwara[1] (1. NIED, 2. Ohsaki Research Institute, Inc.)

Derivation of probability density function for interval maximum amplitude of continuous seismogram

*Kaoru SAWAZAKI[1]

1. National Research institute for Earth Science and Disaster Resilience

本研究の目的

大地震の直後には余震が多発するため、地震計記録上で波形が互いに重なり合い、P波やS波を読み取り震源決定を行うことが困難となる。このような複雑な地震計記録から地震活動の統計的特徴を抽出する方法として、最近、地震計記録上で一定時間Tごとの区間最大振幅（Interval Maximum Amplitude, IMA）を読み取り、その頻度分布と推移を調べる方法が提案された（Sawazaki, 2019, SSA）。IMAは（非定常）Frechet分布（Non-stationary Frechet Distribution, NFD）と呼ばれる極値分布の一種にしたがうことが経験的に知られており、NFDを用いてIMAの将来予測を行う試みもなされている。しかし、IMAがなぜNFDにしたがうかの理論的背景と、NFDを規定するパラメータが地震学的にどのような意味を持つかについては、綿密な考察がなされていない。今回、Gutenberg-Richter（G-R）則、大森・宇津則、マグニチュードとエネルギー輻射量との関係、エネルギー輻射量と最大振幅との関係などを組み合わせて、IMAがNFDにしたがうことを理論的に導き、NFDを規定するパラメータの地震学的な意味を明らかにしたので、報告する。

理論的導出

G-R則と大森・宇津則から、本震からの経過時間t~t+dt, マグニチュードM~M+dMの範囲で発生する地震の数nは

$n(t,M)=Kt^{-p}10^{-bM}dtdM$ (1)

と表される。ただし大森・宇津式のc値をここでは0とみなす。また、地震波エネルギーWとMとの間に

$\log W=\alpha+\beta M$ (2)

エネルギー放出時間（震源継続時間）τとMとの間に

$\log\tau=\delta+\gamma M$ (3)

の線形関係を仮定する。さらに、震源距離rにおける地震動の最大振幅xが

$x=CRS(W/\tau)^{1/2}r^{-d}\exp(-Q^{-1}\omega r/V)$ (4)

と記述されると仮定する。ここでR、S、d、Q^{-1}、ω、Vはそれぞれ震源輻射特性、サイト増幅率、幾何減衰の指数、内部減衰パラメータ、角周波数、およびS波速度である。Cは比例定数である。以上の式を組み合わせると、t~t+dt、x~x+dxの範囲で発生する最大振幅の数nは

$n(t,x)=At^{-p}x^{-m-1}dtdx$ (5)

と表される。ここで

$A=mb^{-1}KC^mR^mS^m10^{m(\alpha-\delta)/2}r^{-md}\exp(-mQ^{-1}\omega r/V)/\ln 10$ (6)

$m=2b/(\beta-\gamma)$ (7)

である。最大振幅の規模別頻度分布を支配するパラメータmは、b、β、γの組み合わせで記述される。最大振幅の発生数を支配するパラメータAは、地震活動（K、b）、地震波のエネルギー輻射（α、β、δ、γ）、エネルギー伝播（r、R、d、Q^{-1}）、サイト特性（S）に関わる各パラメータの組み合わせで記述される。時間減衰を表すパラメータ（p）は、大森・宇津式のパラメータと同じである。

極値統計理論によれば、べき乗則にしたがい減衰する確率分布（5式）の極値分布はFrechet分布となる。(5)式から、経過時間t~t+Tの間に発生する区間最大振幅zの累積確率分布Gが

$G(z,t)=\exp(-ATm^{-1}z^{-m}t^{-p})$ (8)

と導かれる。(8)式は（非定常）Frechet分布と同じ関数形であり、A、m、pの３個の独立なパラメータで記述される。確率密度関数gは

$g(z,t)=\partial G(z,t)/\partial z=ATt^{-p}\exp(-ATm^{-1}z^{-m}t^{-p})z^{-m-1}$ (9)

と導かれる。

© The Seismological Society of Japan

以上の導出は、地震発生領域の広がりが震源距離と比べて十分狭く（したがってrを固定値とみなせる）、かつ２次余震の影響を考慮しない場合に成り立つ。ただし、地震発生領域の広がりを無視できない場合でも、全ての場所で本震-余震系列が同じ時間経過をたどり、かつmを場所によらないパラメータとみなせる場合、(8)式と同様の関数形を導くことができる。

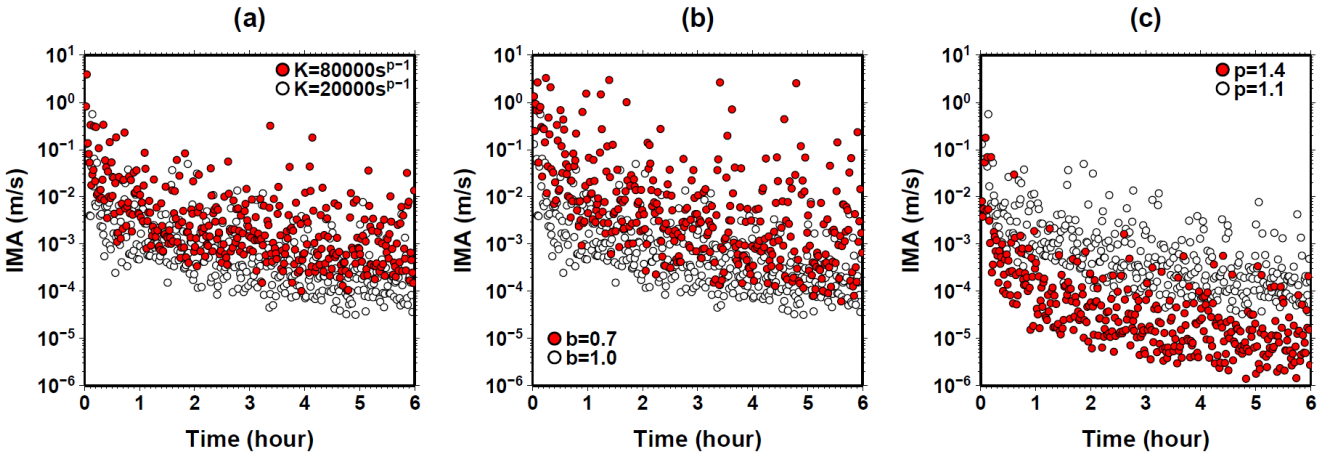
数値実験

乱数を用いて、マグニチュードと発生時刻が(1)式に示す確率分布にしたがう余震を多数生成し、(2)~(4)式を用いてMをxに変換し、T=60sの場合のIMAを計算した結果を図に示す。各図中では、K（Aのみに影響。図a）、b（Aとmに影響。図b）、p（図c）の各パラメータを変化させた場合の比較を白丸と赤丸で示している。Kを大きくする（Aのみを大きくする）場合、IMAはどの経過時間においても統計的に同じ割合で増加する。bを小さく（mを小さくし、Aも変化）する場合、IMAが全体的に増加するだけではなく、IMAがとる値の範囲が広がる。pを大きくするとIMAの時間減衰が早くなる。

まとめと展望

以上のように、マグニチュード、エネルギー輻射量、エネルギー放出時間、および最大振幅の間の関係式から、いくつかの仮定の下でNFDを導出し、NFDを記述する３個のパラメータA、p、mを、地震学で用いられる物理量の組み合わせとして表現することができた。これら３個のパラメータは、観測されたIMAに(9)式をあてはめることで、大地震発生後数時間以内に観測点ごとに推定可能である。本研究で示した理論的根拠に基づき、連続地震動記録の解析を通じて、カタログを使わずに余震活動の特徴を早期に把握・予測できるようになることが期待される。

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。



図：数値実験により生成したIMAの推移。使用したパラメータのデフォルト値は、α=4.8、β=2.5、δ=−2.3、γ=0.5、d=1.0、C=10^{-4}(J/s)$^{-1/2}$m^{1+d}/s、Q^{-1}=0.002、S=1.0、R=1.0、V=3.5km/s、ω=2π×5 Hz、r=20km、K=20000s^{p-1}、b=1.0、p=1.1。K、b、pを変化させた場合の値は図a、b、cにそれぞれ記載のとおり。

© The Seismological Society of Japan

Focal mechanisms of aftershocks and stress field in the focal area of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake

*Yuki Susukida[1], Kei Katsumata[1], Masayoshi Ichiyanagi[1], Mako Ohzono[1], Hiroshi Aoyama[1], Ryo Tanaka[1], Masamitsu Takada[1], Teruhiro Yamaguchi[1], Kazumi Okada[1], Hiroaki Takahashi[1], Shin'ichi Sakai[2], Satoshi Matsumoto[3], Tomomi Okada[4], Toru Matsuzawa[4], Shuichiro Hirano[5], Toshiko Terakawa[6], Shin'ichiro Horikawa[6], Masahiro Kosuga[7], Hiroshi Katao[8], Yoshihisa Iio[8], Airi Nagaoka[8], Noriko Tsumura[9], Tomotake Ueno[10], the Group for the Aftershock Observations of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake

1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Tokyo, Japan, 3. Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University, Fukuoka, Japan, 4. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University, Sendai, Japan, 5. Nansei-Toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University, Kagoshima, Japan, 6. Earthquake and Volcano Research Center, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Nagoya, Japan, 7. Earthquake and Volcano Observatory, Hirosaki University, Hirosaki, Japan, 8. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Kyoto, Japan, 9. Department of Earth Science, Faculty of Science, Chiba University, Chiba, Japan, 10. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Tsukuba, Japan

（１）はじめに
2018年9月6日，北海道胆振東部地震（M_{JMA}6.7）（以下，胆振地震と呼ぶ）が発生した。Katsumata et al. (Earth, Planets and Space, 2019) によると，本震の特徴として以下の2つが挙げられる。第一に，本震の震源の深さは30 km以深であり，日本の他地域の内陸地震が20 km以浅であるのに比べて深い。第二に，P波初動の押し引きから決定した震源メカニズム解は横ずれ断層型を示し，逆断層型を示すCMT解と一致しない。Katsumata et al. (2019) は本震直後数時間の余震が，北部・中部・南部と3つに大別される点に着目し，本震の破壊は中部の小さい横ずれ断層で始まり，その後，北部と南部の大きな逆断層が滑りを起こしたというモデルを提唱した。

本研究では，胆振地震の余震の震源メカニズム解を多数決定し，応力インバージョン法により震源域の応力場を推定した。胆振地震の震源域付近は，定常的な地震活動が非常に低いため，震源メカニズム解を用いた応力場の推定は困難であった場所である。また，得られた応力場の空間分布とKatsumata et al. (2019)が提唱した断層モデルとの比較を行った。
（２）データと解析
胆振地震発生直後から10月31日まで，北海道大学・東京大学地震研究所・九州大学・東北大学・鹿児島大学・名古屋大学・弘前大学・京都大学防災研究所・千葉大学・防災科学技術研究所が合同で臨時余震観測を実施した。本研究では，この臨時観測点と定常観測点（北海道大学・気象庁・Hi-net）のP波初動の押し引きを使用して震源メカニズム解を決定した。振幅値は使用していない。震源メカニズム解の推定には，HASH (Hardebeck and Shearer, 2004) を用いた。その際，Katsumata et al. (2019) の一次元地震波速度構造を仮定した。HASHで決定した震源メカニズム解の内，精度の良い，Quality A, B, C の解を選び，Hardebeck and Michael (2006) が開発した応力インバージョン法を適用した。
（３）結果
余震の震源メカニズム解は全部で802個決定され，それらのMはM_W1.0からM_W5.7であった。その内，Quality Aが241個，Quality Bが266個，Quality Cが155個だった。応力インバージョンによると，震源域での最大主応力軸の向きは東北東一西南西であり，本震のCMT解のP軸の向きと調和的である。最大主応力軸の向きは，震源域内において空間的にほとんど変化していないが，応力比には空間的変化が見られた。震源域の中部では，応力比が0.5に近く，横ずれ断層型の応力場を示唆する。また，震源域の南部では，応力比が0.7に近

© The Seismological Society of Japan

く，やや逆断層型の応力場を示唆する。

謝辞
本研究は, 2018年胆振東部地震余震観測, 防災科研の常時観測点および気象庁の常時観測点から得られたデータを用いて解析を行っております。2018年胆振東部地震余震観測グループの皆様, 防災科研, 気象庁などの基盤的地震観測に携わっている方々に心より感謝申し上げます。

© The Seismological Society of Japan

Seismicity in the Japan Trench outer-rise region off Miyagi based on OBS observations

*Koichiro Obana[1], Tsutomu Takahashi[1], Yojiro Yamamoto[1], Gou Fujie[1], Yasuyuki Nakamura[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、日本海溝の海溝軸海側アウターライズ域では、太平洋プレート内部で地震が活発に発生している。宮城県沖のアウターライズ域においては、2011年4月から2014年4月にかけて、海底地震計（OBS）を用いた地震観測が繰り返し実施されてきており、深さ40km付近まで正断層型の地震が発生していることが示されている(Obana et al., 2012)。これらの観測では、従来からの多くの調査と同様にガラス製耐圧容器を用いたOBSが使用されており、観測点のほとんどが水深6000mより浅い場所に限られていた。水深6000mを超える海溝軸に設置可能な超深海型OBSの実用化は当時から進められていたが、海溝軸における観測は極めて限定的に行われただけであった。一方、2015年以降に行われた日本海溝北部（三陸沖）および南部（福島・茨城沖）の海溝軸からアウターライズ域における観測では、実用化された超深海型OBSを用いた観測が実施され、アウターライズ域における地震活動が明らかになってきている。例えば、日本海溝北部三陸沖では、1933年昭和三陸地震に関連していると思われる地震活動が水深7000mに達する海溝軸近傍で発生していることが捉えられており(Obana et al., 2018)、超深海型OBSを用いた観測の重要性が示されている。そこで、2017年9月から2018年7月にかけて、宮城沖日本海溝の海溝軸周辺ならびに海溝海側において、超深海型OBSを含む計45台のOBSを用いた地震観測を再び実施した。この観測では、海溝軸を挟んだ35点において、2017年9月から2018年2月（一部は３月）まで観測を行なっている。また2018年3月から７月にかけては海溝軸の東約60kmから100kmの範囲に10点のOBSを設置して観測を実施した。

解析では、OBSによる連続記録からイベントを検出したのち、手動で検測を行ない、１次元構造で震源決定を行なった。震源決定に使用した速度構造は、過去に観測領域周辺で行われた研究を参考にしている。堆積層による走時の遅れに関しては、観測点ごとに基盤上面で生じたPS変換波と直達P波の到着時間差から観測点補正値を推定して補正した。また、P波初動極性を用いて震源メカニズムを推定した。

得られた震源分布からは、2011年3月11日の東北沖地震の40分後に海溝海側で発生したMw7.6の正断層地震の震源域周辺の余震活動をはじめ、2011年東北地方太平洋沖地震後に活発化した太平洋プレート内部の地震活動が継続していることが示されている。震源メカニズムも、2014年までの観測の結果と同様に、アウターライズ域において深さ40km付近まで正断層型のメカニズムが卓越しており、時間的に大きな変化は見られない。一方、今回の観測期間中には、宮城県沖を中心としたアウターライズ域において、M6クラスの地震が複数発生している（2017年9月21日M6.3、10月6日M6.3、11月13日M6.0）。特に10月6日の地震は震源のごく近傍にOBSが設置されており、本震とそれに伴う余震活動が詳細に捉えられている。この地震は、正断層で形成されたホルスト・グラーベン構造が不連続になっている部分で発生しており、余震は複数の傾斜方向の異なる断層面にそって分布している。ホルスト・グラーベン構造は日本海溝のアウターライズ域に広く分布しているが、必ずしも連続性はよくなく、細かくセグメント化されている。一方、1933年昭和三陸地震のような大規模なアウターライズ地震の際には、複数の断層が連動して破壊する可能性が指摘されている(Uchida et al., 2016, Obana et al., 2018)。今回の観測結果は、複数の正断層が連動して活動する様子を捉えたものと考えられる。

© The Seismological Society of Japan

Improvements of seismic activity model for probabilistic seismic hazard assessment

*Nobuyuki Morikawa[1], Jun'ichi Miyakoshi[2], Hiroyuki Fujiwara[1]

1. NIED, 2. Ohsaki Research Institute, Inc.

１．はじめに
地震調査研究推進本部による全国地震動予測地図のうち、確率論的地震動予測地図では、日本周辺で発生する被害を及ぼしうる全ての地震を考慮するため、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震がモデル化されている。震源断層をあらかじめ特定しにくい地震は、過去に発生した地震のデータ（カタログ）に基づく、地震の発生場所、規模、頻度をモデル化しており、東北地方太平洋沖地震を受けて、陸側プレートの浅い地震への大領域の導入や、最大規模の見直しなどのモデル改良が行われた。しかしながら、東北地方太平洋沖地震の活発な余震活動をどのように考慮するかについて課題として残されていた。また、平成30年北海道胆振東部地震など最近発生した地震により、モデル化が不十分な部分も明らかとなった。このような状況を踏まえて、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震のモデル改良に向けた検討を行った。

２．東北地方太平洋沖地震後の地震カタログの取り込み
東北地方太平洋沖地震の余震活動は年々減衰してきているものの、2019年3月時点では本震発生前の1.5倍程度の地震が発生している（地震調査委員会、2019）。そこで、当該震源域において本震後に発生した地震活動の減衰を改良大森公式にあてはめ、地震発生前の地震活動レベルまで減衰した時点からは定常な活動となるモデルを仮定する。

３．領域区分の追加と見直し
震源断層をあらかじめ特定しにくい地震では、海溝型地震の長期評価や地震地体構造、震央分布等に基づいて区分された領域を単位として評価する方法と、機械的に区分した東西南北0.1度のメッシュを単位として評価する方法を併用している。このうち、前者の方法における領域区分について、最近の地震による知見と「もれ」のない地震活動モデルの構築という観点から行う。
〇海域における陸側プレートの浅い地震（地殻内地震）
2016年11月22日に発生した福島県沖の地震（M7.4）は、陸側プレートの地殻内地震と評価されている（地震調査委員会，2016）が、その震央位置は、現行の領域区分の外側ですべて海溝型地震とみなしていた。そこで、太平洋側の海域に新たな地殻内地震の領域区分を追加する。このとき、海域の断層および規模の大きな地震（M7程度）の地震を包含できるように沈み込む海洋プレート上面深さ10km等深線まで領域として含むようにし、東北地方だけでなく、北海道、伊豆～小笠原諸島、南海トラフ、日向灘～南西諸島にかけての領域すべてを対象として設定する。一方、日本海側については海域の領域がすでに設定されているものの、文部科学省による「海域における断層情報総合評価プロジェクト」で示されている五島列島西方沖の断層は現行の領域区分外に位置している。そこで、九州～南西諸島の西側（東シナ海）の領域について、現行領域の西側に拡張する。
〇南海トラフ以西の海溝（トラフ）軸外側
千島海溝から伊豆ー小笠原海溝沿いについては、海溝軸外側の地震をすでにモデル化している一方で、南海トラフおよび南西諸島海溝の海溝（トラフ）軸外側については、踏まえて、これらについても新たな領域区分を設定する。
〇平成30年北海道胆振東部地震を受けて
平成30年北海道胆振東部地震は深さ約40kmで発生した。当該地域においては、深さ25kmまでは地殻内地震としてモデル化されており、それよりも深い地震はすべて深さ100km程度のスラブ内地震としてモデル化されていた。一方で、隣接する浦河沖については、1982年浦河沖地震とその余震活動を踏まえて、深さ25km～45kmの地震活動を別途にモデル化していた。北海道胆振東部地震の震源域についても浦河沖地震と同

© The Seismological Society of Japan

様のモデル化を行う。

© The Seismological Society of Japan

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

Mon. Sep 16, 2019 10:45 AM - 12:00 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 1:45 AM - 3:00 AM UTC | ROOM B Symposium Hall, International Science Innovation Building

[S09]AM-2

chairperson:Kazuyoshi Nanjo(University of Shizuoka), Kohei Nagata(MRI)

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

[S09-05] Seismicity prior to the July 2019 southern California *M*7.1 earthquake

*Kazuyoshi Z. Nanjo[1] (1. University of Shizuoka)

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

[S09-06] Successively occurring large earthquakes in the world (2) -Successive occurrence and simultaneous occurrence of same class earthquakes-

*Tetsuo Hahsimoto[1], Takashi Yokota[2] (1. Meteorological Research Institute, 2. Aichi Institue of Technology)

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

[S09-08] Temporal change in size distribution of the earthquakes around large earthquakes in the continental crust of Japan

*Kohei NAGATA[1] (1. Meteorological Research Institute)

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

[S09-09] Variation of activity of felt aftershocks: An application of the modified Omori formula to aftershocks of the 2019 off Yamagata earthquake

*Kentaro Hattori, Ichiro Nakanishi[1] (1. Kyoto Univ.)

Seismicity prior to the July 2019 southern California *M*7.1 earthquake

*Kazuyoshi Z. Nanjo[1]

1. University of Shizuoka

米国カルフォルニア州南部で、2019年7月4日にマグニチュード*M*6.4の地震が発生し、その翌日(5日)に、震央間距離にして約15 km離れた場所で、*M*7.1の地震が発生した。詳細に見ると、*M*6.4の地震発生後、北東ー南西方向に走行を持つ地震活動と、その活動の北東端を含み、北西ー南東方向に走行を持った地震活動が活発化している。そして、その北西端から*M*7.1の地震の破壊が開始した。
大地震が続発した例として、2016年熊本地震がある。2016年4月14日に日奈久断層の北部で*M*6.5の地震が起き、2日後(16日)に、隣接する布田川断層で*M*7.3の地震が発生した。*M*6.5の地震から*M*7.3の地震までに起きた地震活動を解析すると、布田川断層で*M*7.3の地震の前にプレスリップがあった可能性が示唆された(Nanjo & Yoshida, 2017)。この様に、大地震と大地震の間の活動の推移を把握することで、大地震が続発する特徴を捉えられる可能性があり、この知見は今後の地震発生予測の研究の基礎となる。
そこで本研究では、*M*6.4の地震発生以降、*M*7.1の地震までに発生した地震活動を解析した。用いる手法は、グーテンベルグ・リヒター則(GR則)の*b*値と、地震の集中度の時間変化を捉えるφ値(Lippiello et al., 2012)に基づく。地震の規模別頻度分布はGR則で近似でき、*b*値は一般に1に近い値をとる。*b*値が小さい場合、小さい地震に対して大きい地震が比較的多めであることを示す(*b*値が大きい時は、その逆)。岩石破壊実験から、*b*値と差応力に負の相関があることが知られており(Scholz, 1968)、また、いくつかの大地震の前にその破壊開始点付近で*b*値が低かった報告がある(e.g., Schorlemmer & Wiemer, 2005; Nanjo et al., 2012, 2016)。このことは、地震発生前に震源付近で応力が高かったことを示唆する。一方、φ値は、時間と共に地震が集中して発生する様になったか(φ>1)、または、地震が空間的にばらつく様になったか(φ<1)を評価する指標である。1980年代以降の南カルフォルニアのデータをφ値で解析した結果、大地震(*M*6以上)の発生時刻に近づくにつれて、その震源付近で地震の集中が見られたという報告がある(Lippiello et al., 2012)。
*b*値の時空間分布から、地震活動の北西側で*M*7.1の地震発生前に低めの値(約*b*=0.7)だったことが分かった。また、同北西側のφ値から、時間と共に、比較的大きめの地震(*M*3以上)が集中して発生する様になっていたことも分かった(最大値はφ=1.5)。このような結果は、他の地域の活動では見られなかった。以上から、北西側で、大きめの地震(*M*3以上)が集中する様になったことで、低い*b*値が観測されたと考える。従って、応力が高かった地域から、*M*7.1の地震の破壊が開始した可能性がある。
クーロン応力の計算によると、*M*6.4の地震の発生により、*M*7.1の震源付近では断層運動を促進する応力が高くなっており(Stein et al., 2019)、本研究の結果と矛盾しない。大地震が続発する特徴を捉えるためには、先発する大地震後の応力状態を推定することが重要であることを示している。

© The Seismological Society of Japan

Successively occurring large earthquakes in the world (2) -Successive occurrence and simultaneous occurrence of same class earthquakes-

*Tetsuo Hahsimoto[1], Takashi Yokota[2]

1. Meteorological Research Institute, 2. Aichi Institue of Technology

南海トラフ地震の沿いの防災対応のための委員会が開催され，その際の資料となるべく，世界における大規模地震の続発性について，報告を行ってきた(橋本他，2017など)．今回は，この委員会とはやや離れて，南海トラフの地震の特徴の一つである安政や昭和の地震のような同規模の地震の続発と宝永の地震のように東海と南海の連動のような現象が，世界の大規模地震の発生について，新たに改訂されたISC-GEM version5.1のデータ(1904－2014年)を用いて抽出することが出来るか検討を行った．
安政の東海と南海の地震等はdoubletといえるが，doubletの地震の研究は，Lay and Kanamori(1980)によるSolomon諸島の地震，Kagan and Jackson(1999)による世界の地震の解析など多数あるものの，その定義として，2つの地震のM差や時空間距離について固定的ではない．そこで，ここでは，doubletとして可能性のありそうな地震の組み合わせを比較的多く抽出するため，やや幅広にとるようにして，M±0.3，空間距離d × 2；log d = (0.5M - 1.8)（宇津の余震長径(1962)の2倍），時間差11年として検索を行った．また，震源の深さは，カタログ初期の誤差も考慮し，150㎞以浅とし，M7.2以上の地震を対象とし，Mの小数第2位を四捨五入して，検索を行った．
先行地震に対する後続地震の関係が上記の条件に合ったものは，重複を許すようにして，252個が抽出された．その内，先行地震(図1の青×)と後続地震の両方がM7.8≦M＜8.6の事例が39個あり，後続地震が3年以内に発生した事例(黄緑×)は13個，3日以内は5個(桃×)となり，ここでは，1707年宝永地震がM8.6 とされているので，それより小さいが，やや規模の大きめの地震の続発性を図1に示した．M8.6以上の地震(赤×)の近傍で続発性を示す地震は，1957Aleutian地震，2005Sumatra地震，2011Tohoku地震の3事例にみられた．Aleutian地震の周りでは，1986年M7.95 と1996年M7.88 が抽出されているが，やや小ぶりな地震である．また，その隣接で1965RatsIsland地震が発生しており，その近傍では，1906年8月17日M8.3（なお，同日のチリのM8クラスの地震がISCGEMには登録されていないようなので注意が必要）の地震や2014年M7.92の地震が発生しており，これらの地域では活動が活発である．Sumatra地震の近傍では，2012年の横ずれ断層の地震が抽出されているが，別物といってもいいと考える．Tohoku地震の近傍も1938年M7.95や1968年M8.2の地震が抽出されているが，それらが連動してTohoku地震になったわけではないので，別物と考える．結局，100年程度の計測器による地震観測からは，南海トラフの連動と同規模の地震の続発の関係を見出すことは，やはり無理があるようである．
そこで，MをM7.2から抽出して，doublet地震がよくみられるソロモン諸島周辺に着目したものを図２(発震機構はUSGS及びLay and Kanamori,1980)に示す．よく知られている1971年，1974年，1975年(Lay and Kanamori，1980)の地震が抽出されている．地震の規模から断層長を推定し，おおよその位置に震源断層を長方形(幅は意味がない)で図が重ならないように示した．1971年の地震と発生時間間隔，Mや破壊の順番が異なるが，1916年M7.96(＋1920年M7.81) →1919年M8.15(赤枠)が同じようともいえるかもしれないし，やや無理があるが，1983＋1992年→2000年(緑枠) がある．空間の位置精度の問題もあるが，同じようなアスペリティーが破壊されているように思える．また，1974年(橙枠)と1975年(茶枠)の一方で，1939年M7.82の地震の領域が破壊されているようにも見え，連動と同規模の続発性を示している事例かもしれない．その後に同様なものの繰り返しが期待されるが，しかしながら，そのような現象は発生していない．
ISCGEMを用いて，南海トラフの連動・同規模地震の続発性を探してみたが，同様なものは，なかなか見出すことが難しいように思われる．
謝辞：ISCのISCGEMver5.1を使わせていただいた．

© The Seismological Society of Japan

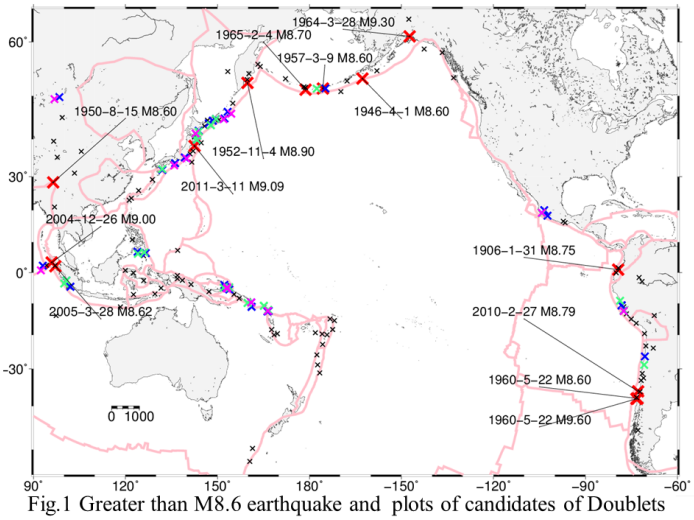


Fig.1 Greater than M8.6 earthquake and plots of candidates of Doublets

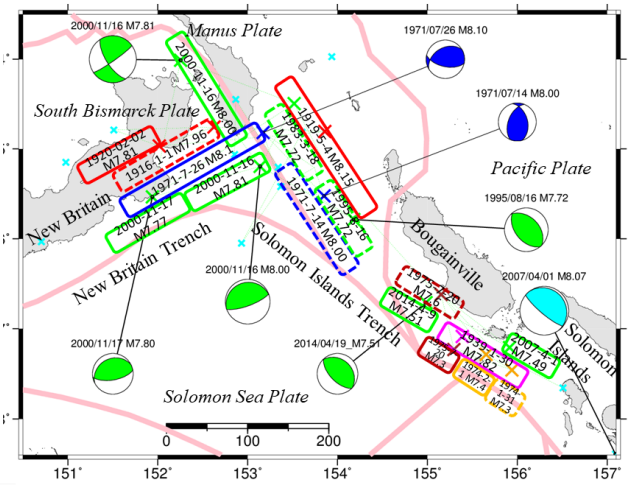


Fig.2 Solomon Islands Doublets

© The Seismological Society of Japan

Temporal change in size distribution of the earthquakes around large earthquakes in the continental crust of Japan

*Kohei NAGATA[1]

1. Meteorological Research Institute

平成28年（2016年）熊本地震以降、被害を伴うような規模の大きな地震が発生した後の、同程度もしくは更に大きな規模の地震に対する備えの重要性について、改めて認識が高まっている。このような大規模な地震発生後には、断層面近傍でGR則のｂ値が有意に増加する傾向があることが指摘されており、その後の地震活動には、地震の発生頻度の時間変化だけではなく、規模別頻度分布の時間変化が影響する可能性が指摘されている[例えば Gulia et al., 2018, GRL]。そこで、このような局所的な規模別頻度分布の変化が生じることを前提に、大規模な地震発生後の震源周辺のやや広い空間スケールでの規模別頻度分布の変化の傾向を把握し、局所的な規模別頻度分布の変化との関係性を調べるための解析を試みる。

これまでに行った解析では、1997年10月以降、2017年までの気象庁一元化震源を用いて、2004年以降に日本の内陸地殻内で発生したM6.5以上の地震（最大M7.3）を対象に、震源周辺における深さ40㎞以浅の地震活動の規模別頻度分布の変化を調べた。規模別頻度分布の解析には様々な手法が提案されているが、今回は、規模別頻度分布の特徴の変化を調べるという観点から、ノンパラメトリックな手法 [Amorèse, 2007, BSSA]を用いて震源カタログが網羅できている地震のマグニチュードの下限（Mc）を推定し、Mc以上の規模でGR則が成り立っていると仮定した場合のｂ値を最尤法により推定するとともに、ｂ値から推定される規模別頻度分布と観測された分布が異なるかどうかをKS検定により確認、また、GR則からの分布の逸脱の指標として提案されているη値[宇津、1978, 地震２]を同時に推定した。これらの解析を、対象領域内のすべての規模の震源から抽出した一定数の連続する震源データに順次適用した。

対象地震が周囲の地震活動に影響を及ぼし得る空間スケールとして、地震規模Mとの平均的な関係式[宇津, 1961, 気象庁欧文彙報]を用いて推定した余震域の長径Lを基準とし、対象地震と震央距離が基準以下の震源を抽出し上記手法を適用した結果、対象地震の発生前に比べ、概して発生後のｂ値が高くなっていることを確認した。変化の様相は対象地震により異なるが、概ね、対象地震発生直後からｂ値が増加し始め、数か月から1年程度かけて一定の値に落ち着く傾向が見られる。このためb値の比較には、対象地震発生前の中央値と、対象地震発生後ある程度変化が落ち着いた6ヶ月以降の中央値を用いた。b値の増加の程度は、大きいもので0.1程度であった。Mcは規模の大きな地震の発生後に著しく増加し、一定の値に落ち着くまでにある程度の時間を要するが、この時間は上述のｂ値の増加の時定数に比べると短い。η値は、対象地震発生前後で若干値が変化することがあるものの、概ね1.7～1.9程度の値で顕著な変化は見られていない。このことは、Mc以上の規模別頻度分布が概して上に凸の形状となっていることを示しており、上述のｂ値の増加がMcの低下に起因する変化ではないことを裏付けている。KS検定の結果、GR則とは有意に異なる規模別頻度分布が、特に対象地震発生直後に多く確認されるが、これらのデータを除いても、上記の結果は変わらない。

上記の結果は、GR則のｂ値が広域的な応力場の差応力に対応した地域差を持ち、差応力が高いほどｂ値が低い傾向を持つという先行研究の指摘 [Scholz, 2015, GRL]と調和的に見える。すなわち、地震に伴う震源域周辺での応力降下に対応してb値が増加したとの解釈が可能であり、この場合、b値のやや長期的な遷移過程は、対象地震により解放された応力がその後の余震による応力の再配分により空間的に平滑化されながら新たな定常状態に落ち着いていく過程を観察したものという解釈が可能ではないかと考えている。b値の変化と応力変化の関係を確認するため、震源抽出の基準とする距離を0.71L, 0.5Lとして同様の解析を行ったところ、解析対象範囲を狭めるほどｂ値の増加量が大きくなる場合もみられたが、対象地震前の規模別頻度分布を推定するための十分な震源データが得られる事例が少なく、明瞭な結果は得られていない。特に、2014年11月の長野県北部の地震（M6.7）に関しては、震央距離0.5L以内の地震について解析すると、本震前後でb値が低下するという

© The Seismological Society of Japan

他とは逆の結果が得られる。これは、本震の震源付近の群発的な活動の影響で本震前のb値が大きく推定されるのに対し、本震後はそれ以外の活動が規模別頻度分布の大部分を占めることにより相対的に群発地震の影響が低下するためと考えられる。b値の時間変化の調査には、このような空間的な活動の分布の変化の影響等があるため困難を伴うことは既に指摘されている［例えばWiemer et al., 2002, Adv. Geophys］ところではあるが、上記の結果は、このような影響を含むとしても、規模の大きな地震に伴う地域的なb値の増加は考慮に値することを示唆している。

今後、解析対象地震を増やすとともに、対象領域を小領域に分割し、局所的な地震活動の変化が上述の結果とどのように関係しているかという点も含めて報告を行う予定である。

© The Seismological Society of Japan

Variation of activity of felt aftershocks: An application of the modified Omori formula to aftershocks of the 2019 off Yamagata earthquake

*Kentaro Hattori, Ichiro Nakanishi[1]

1. Kyoto Univ.

Dependence of activity of felt aftershocks (K value) with epicentral distance has been studied by fitting the modified Omori formula (Utsu, 1961) to the aftershock sequences of the off Southern Yamagata Prefecture earthquake of June 18, 2019 observed at eight seismological stations in Yamagata and Niigata prefectures. The aftershocks used in the analysis are limited to those whose epicenters are located off the coast of Yamagata prefecture or Kaetsu area of Niigata prefecture. The fitting of the modified Omori formula is made to the time sequences of aftershocks with seismic intensities greater than one at each of the eight stations. The aftershocks with seismic intensities greater than one are called felt aftershocks in the present study. Because the data set of aftershocks located by JMA is used, the fitting of the formula is also made to all the located felt aftershocks. The interval of two hours is adopted after several trial fitting of the formula to the data. Three intervals are obtained from the origin time of the main shock 22:22 of June 18 to 4:22 of the next day. The values of p=1.3 and K=20 are derived from fitting the formula to the data set of all the located felt aftershocks. The value of c=0.1 is assumed. The values of p=1.3 and c=0.1 are fixed and K value is determined from the aftershocks felt at each of eight stations. The results are summarized in Figures 1 and 2. Figure 1 shows the numbers of felt aftershocks at three time intervals for each of eight stations, the best fitting formula and the K value for each station. Result from the all the located felt aftershocks are also shown in Figure1. In Figure 2, the values of K obtained for eight stations are plotted as a function of epicentral distance. The K value plotted at epicenter (0 km) is obtained from the data set of all the located felt aftershocks. Figure 2 may show the decrease of the value of K with increasing epicentral distance.

© The Seismological Society of Japan

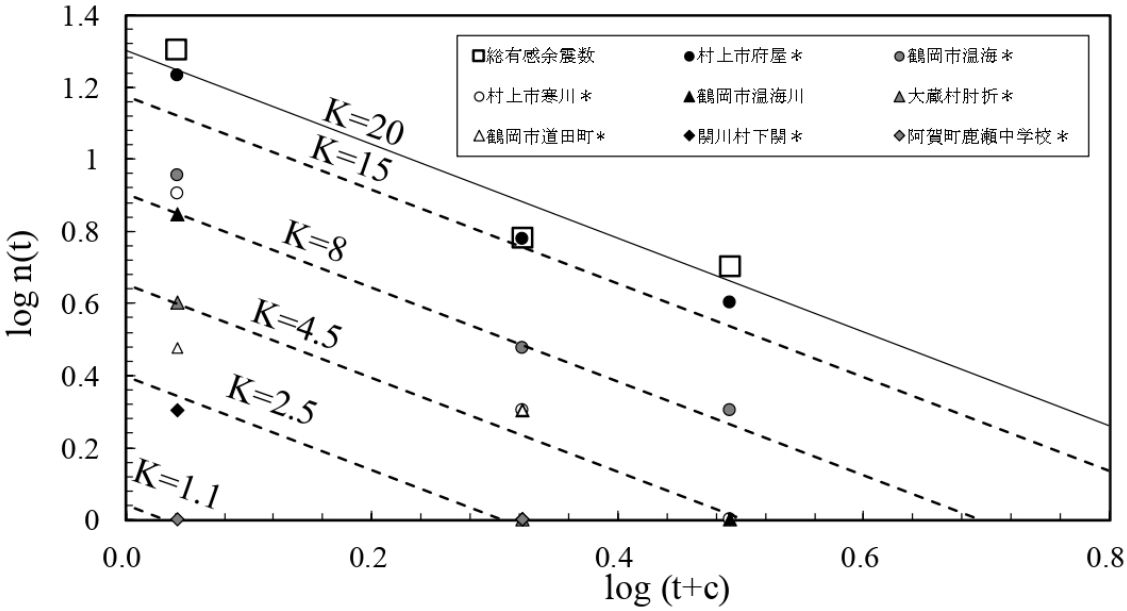


Fig.1 Frequency of the felt aftershocks for interval of 2 hours of the 2019 off Southern Yamagata Prefecture earthquake and lines with p=1.3, c=0.1, and the best values of K estimated for modified Omori formula (Utsu, 1961).

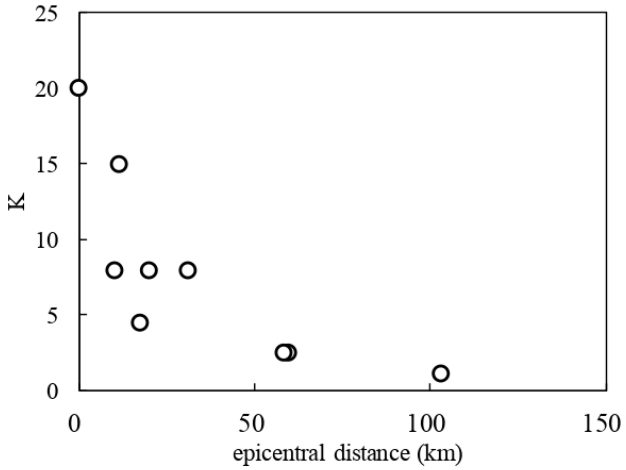


Fig.2 Relation between the value of K of the modified Omori formula and epicentral distances. The K value at 0 km is determined from all the located felt aftershocks.

© The Seismological Society of Japan

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

Mon. Sep 16, 2019 2:45 PM - 3:45 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 5:45 AM - 6:45 AM UTC | ROOM B Symposium Hall, International Science Innovation Building

[S09]PM-2

chairperson:Makoto Matsubara(NIED), Masahiro Kosuga(Hirosaki University)

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

[S09-10] Small repeating earthquake beneath the Tokai region

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

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

[S09-11] Spatio-temporal distributions and activities of deep low-frequency earthquakes in volcanic regions all over Japan

*Ryo Kurihara[1], Kazushige Obara[1], Akiko Takeo[1], Yusaku Tanaka[1] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S09-12] Low-frequency aftershocks of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake revisited

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

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

[S09-13] Migration of microseismicity and subsequent aseismic adiabatic expansion after the termination of injection in Okuaizu Geothermal Field

*Kyosuke Okamoto[1], Li Yi[2], Hiroshi Asanuma[1], Takashi Okabe[3], Yasuyuki Abe[4], Masatoshi Tsuzuki[5] (1. AIST, 2. Osaka University, 3. GERD, 4. OAG, 5. JOGMEC)

Small repeating earthquake beneath the Tokai region

*Makoto Matsubara[1], Hiroshi Sato[2]

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

1. はじめに

西南日本では、フィリピン海プレートは南海トラフからユーラシアプレートの下に沈み込んでいる。このプレート境界では、巨大地震がこれまでも繰り返し発生しており、今後の発生も予測されている。東海地域と駿河トラフは、この巨大地震発生域の東端に位置する。これまでも、小固着域（アスペリティ）での小繰り返し地震からプレート境界でのすべり量が推定されてきた（例えばNadeau and Johnson, 1998; Igarashi et al., 2003, Uchida et al., 2003; Matsubara et al., 2005）。防災科学技術研究所（防災科研）は太平洋プレートや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この地域において1979～2003年に関東東海観測網（KT-net）を2000年以降は高感度地震観測網（Hi-net）を運用してきた。駿河トラフからのプレート境界におけるすべり量を推定するため、富士川河口断層帯周辺の東海地域において、小繰り返し地震を解析した。

2. データ・手法

東経137～139˚、北緯34～36˚の地域において防災科研のKT-netやHi-netにより1979年8月～2017年12月までマグニチュード（M）1.5以上の地震が152,333個の地震が検出された。ある地震に対して周囲0.1˚（約10km）以内の地震の波形を相互相関係数の計算対象とした。防災科研Hi-netの観測点における上下動成分の1～8 Hzのバンドパスフィルターを適用した波形について、P波の到達の1秒前からS波の到達の5秒後までもしくは、S波の読み取りが無い場合はP波の到達の1秒前から40秒間の波形について相関係数を計算した。陸域に囲まれた領域も含めて、震央距離100 km以内の3観測点以上で0.95以上の相関係数を持つ波形が観測された地震の組み合わせを相似地震として抽出した（Matsubara et al. 2005）。

3. 結果

3,525個の地震からなる1,072グループの小繰り返し地震の組み合わせが得られた。その中から2年以上継続している小繰り返し地震は3,489個の地震からなる1,059グループであった。深さ15～25 kmのフィリピン海プレート上面境界で発生していると考えられる低角逆断層型の小繰り返し地震は藤枝市付近や森町付近および山梨県南部で発生していた。このうち、森町付近の発震機構解はトラフから離れているが深さ17 km付近でありプレート境界とした場合の沈み込む方向が西南西の低角逆断層であることから、この小繰り返し地震はプレート境界ではなく内陸の微小地震と考えられる。

4. 議論

プレート境界付近で発生している小繰り返し地震について、Nadeau and Johnson（1997）の関係式を用いてマグニチュードからすべり速度を推定した。それぞれ藤枝市付近では0.2 cm/年、山梨県南部では1.4 cm/年で

© The Seismological Society of Japan

あった。Seno（1993）によればこの領域のすべり速度は4.0 cm/年であるが、小繰り返し地震から推定されるすべり速度は大幅に下回っていることが分かった。

Igarashi, T., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, 2003, Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone, J. Geophys. Res., 108(B5), 2249, doi:10.1029/2002JB001920.

Matsubara, M., Y. Yagi and K. Obara, 2005, Plate boundary slip associated with the 2003 Off-Tokachi earthquake based on small repeating earthquake data, Geophysical Research Letters, 32, L08316, doi:10.1029/2004GL022310.

Nadeau, R. M., and L. R. Johnson, 1998, Seismological studies at Parkfeld VI: Moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 88, 790-814.

Seno, T., 1993, A Model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, J. Geophys. Res., 98, 17,941-17,948.

Uchida, N., T. Matsuzawa, T. Igarashi, and A. Hasegawa, 2003, Interplate quasi-static slip off Sanriku, NE Japan, estimated from repeating earthquakes, Geophys. Res. Lett., 30(15), 1801, doi:10.1029/2003GL017452.

© The Seismological Society of Japan

Spatio-temporal distributions and activities of deep low-frequency earthquakes in volcanic regions all over Japan

*Ryo Kurihara[1], Kazushige Obara[1], Akiko Takeo[1], Yusaku Tanaka[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

火山性の深部低周波地震は，同規模の通常の地震に比べて卓越周波数が低いという特徴を有し，気象庁のカタログによると主に火山地域の深さ10−50 kmで発生する．その多くは震源深さ分布の中央値が約20−−30 kmになる（小菅・他, 2017）ため，モホ面との関係が指摘されている．しかし，岩手山では深さ10 km付近と35 km付近での2つの深さで集中して発生している (Nakamichi et al., 2003) など，深さ分布には火山毎に違いがある．地下の地震波速度との比較研究では，低速度域の内部またはその周辺に深部低周波地震の震源が分布することから，火山性流体の移動が深部低周波地震の発生に関与していると考えられている (e.g. Hasegawa et al., 2005)．本研究では，深部低周波地震の深さ分布をより正確に求め，その発生メカニズムに関わる構造を把握するためにNetwork Correlation Coefficient法 (Ohta and Ide, 2011) による震源の再決定を行った．また，気象庁のカタログ中の深部低周波地震をテンプレートとして，マッチドフィルタ法 (Gibbons and Ringdal, 2006) を用いて連続データから2004年4月から2018年12月の期間で深部低周波地震の検出を行い，全国52地域を対象に防災科研Hi-netの観測点を使用してカタログを作成した．カタログの完成後には，波形相関や各テンプレートにマッチした深部低周波地震の時間集中度を用いて，カタログ中の深部低周波地震の分類を行った．

震源再決定の結果，深部低周波地震の震源は今まで広範囲に分布していた地域でも狭く限られた範囲に集中し，また，ほとんどの地域において複数の点状の小さな震源域に分かれることがわかった．山形県肘折では鉛直方向に約5 km間隔で4つの点状の震源に分かれる．また，この震源の違いは深部低周波地震の波形相関等による分類の結果とほぼ対応する．そのため，深部低周波地震の震源は孤立的に複数存在し，一箇所の震源では同じようなメカニズムの深部低周波地震が繰り返し発生していると考えられる．
次に，波形相関によって分類されたグループ毎に深部低周波地震の活動の時間変化を作成したカタログを用いて解析した．その結果，深部低周波地震の活動は同一地域内でもグループ毎に大きく異なることがわかった．肘折では深部低周波地震が解析期間中に概ね定常的なレートで発生するグループと，群発的な活動が数年単位で発生するグループが存在する．雌阿寒岳や霧島山, 桜島では定常的に発生する深部低周波地震の他に，地殻変動（国土地理院, 2019）や噴火活動と対応の良いグループの深部低周波地震も発見された．この結果は，地表火山へのマグマ供給に伴う地下深部の流体が深部低周波地震の震源域の一部のみを通過するような流路で上昇してきていることを示唆する．

© The Seismological Society of Japan

Low-frequency aftershocks of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake revisited

*Masahiro Kosuga[1]

1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University

はじめに

東北日本の地殻深部及びマントル最上部では低周波地震が発生しているが，最近の高密度地震観測により，地殻浅部においても低周波地震が発生していることが明らかになってきた［野口・他(2018)，小菅・他（2019）］．地殻浅部低周波地震の発生メカニズムの解明は，同じ深さ範囲で発生する通常の地震の発生メカニズムの解明と不可分であることから，地殻浅部低周波地震の発生状況を知ることは重要である．一方，内陸地殻内で発生した2008年岩手・宮城内陸地震の余震中に低周波地震が含まれていることが報告されている［防災科学技術研究所(2009)，気象庁・気象研（2009）］．小菅・他（2010）はその系統的な調査を実施したが，今回はFrequency Index（以下，FI値と称する）を用いて低周波地震の検出と震源の時空間分布についての再検討を行なったので，その結果を報告する．

方法とデータ

FI値は，高周波帯域と低周波帯域のスペクトル振幅比の常用対数として定義され，低周波が卓越すると絶対値の大きい負の値を取る．今回の解析にはS波を用い，高周波帯域は10–20 Hz，低周波帯域は2–4 Hzとした．観測波形と験測値は，2008年岩手・宮城内陸地震合同余震観測グループによるものを用いた．なお，特定の周波数が卓越したり高周波のノイズが多い観測点は除き，S波とノイズのスペクトル振幅比がしきい値を下回る場合にはFI値を求めていない．

FI値の分布とその要因

FI値のヒストグラムは，モードが–0.2程度の正規分布に近い形を示すが，マイナス側のテールが長く，これが低周波の余震を表している．FI値は低周波の度合いを連続量で表現できることが利点である．FI値とマグニチュードの間には弱い負の相関があるが，余震の大部分を占めるマグニチュード2.5未満の地震では依存性が弱い．

マグニチュード2.5未満の地震についてFI値の空間分布を見ると，低周波の余震は空間的にまとまった分布を示すことがわかる．それらは，(1) 本震の震源とその北西部，(2) 余震域の北東端，(3) 北側余震域から西側に離れた小クラスター，(4) 栗駒山の南5～10 kmの領域，および(5) 余震域南端部（鳴子火山の北北東）である．これらは，実体波とコーダ波の卓越周波数を用いて低周波地震を検出した小菅・他（2010）の結果と概ね調和的であるが，(1)(4)についてはより明瞭な分布を得た．

低周波地震発生域の中で，(4)(5)はカルデラ領域とよく対応する．これらの領域では相対的高温領域で低応力降下量の地震が発生していると解釈できる．一方，低周波地震は余震域北側にも広く分布する．これらの領域では高周波の余震と隣接しながら棲み分けて分布する．この棲み分けは温度・圧力の空間分布からでは説明することはできない．(1)と(2)の領域は本震の震源域と余効すべり域に対応することから，流体の寄与による低応力降下の断層すべりを反映したものかもしれない．今後は，他の観測結果との比較検討を進め，低周波余震の発生メカニズムの解明を進めたい．

© The Seismological Society of Japan

謝辞：本研究では，2008年岩手・宮城内陸地震合同余震観測および防災科学技術研究所Hi-netの観測波形を使用しました.

© The Seismological Society of Japan

Migration of microseismicity and subsequent aseismic adiabatic expansion after the termination of injection in Okuaizu Geothermal Field

*Kyosuke Okamoto[1], Li Yi[2], Hiroshi Asanuma[1], Takashi Okabe[3], Yasuyuki Abe[4], Masatoshi Tsuzuki[5]

1. AIST, 2. Osaka University, 3. GERD, 4. OAG, 5. JOGMEC

奥会津地熱地域では蒸気生産量の安定化を図るために，2015年度に涵養注水試験が行われた（1回目：2015年6月-8月，2回目：11月-12月）。本涵養注水の際に，当該地域に設置した9点（地表5点，坑内4点）の微小地震計で観測された微小地震記録を利用して，「涵養注水前」，「第一回涵養注水中」，「第一回涵養注水後」，「第二回涵養注水前」，「第二回涵養注水後」の期間に分けて，流体挙動把握を試みたので報告する。

微小地震のイベント決定に際して，1,000Hzサンプリングで収録されたデータに対して，P波，S波の目視読み取りを行った。更に，決定された微小地震群に対して，波形相関を利用した震源クラスタ解析を適用することで，より高分解能な微小地震分布を求めた。更に，蒸気が卓越している地熱貯留層岩石孔隙内が，涵養注水に伴い液相で置換され弾性波速度が急変し得ることに着目し，散乱波解析によりその推定を試みた。本解析により，涵養水の到達・未到達を時空間で判断することを目指す。以上の解析を通して，以下のことを明らかとした。

・涵養注水中に一定して表れる微小地震群（Mqs1, Mqs2）を特定した。これらが涵養水の流動方向を示している可能性を明らかとした。

・第一回涵養注水後に新たに生じる微小地震群(Mqs3)を特定した。この微小地震群は間隙圧力の伝播によって生じている可能性を明らかとした。

・第二回涵養注水後には，新たな微小地震群は発生しないことを特定した。同時に，涵養井周辺とMqs3により生成された領域間で，断熱膨張と水の凝縮の繰り返しが生じている可能性を見出した。

以上のことより，高分解能な微小地震観測を行うことで，涵養注水に伴う地下流動を予測できることが分かった。

本研究はJOGMECの地熱発電技術に関する委託研究「地熱貯留層評価・管理技術」の一環として行われた。ここに記して感謝の意を表します。

© The Seismological Society of Japan

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

Mon. Sep 16, 2019 4:00 PM - 5:15 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 7:00 AM - 8:15 AM UTC | ROOM B Symposium Hall, International Science Innovation Building

[S09]PM-3

chairperson:Takane Hori(JAMSTEC), Hisahiko Kubo(NIED)

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

[S09-14] A mechanical model of regular and slow earthquakes

*Takane Hori[1] (1. JAMSTEC)

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

[S09-15] Patch distributions of tremors and growth process of ETS.

*Keita Nakamoto[1], Yoshihiro Hiramatsu[1], Takahiko Uchide[2], Kazutoshi Imanishi[2] (1. Univ. of Kanazawa, 2. AIST)

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

[S09-16] Spatial properties of slow earthquake activity and its geophysical and geological environment

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

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

[S09-17] Spatial relationship between rupture area of two large inter-plate aftershocks of the 2011 Tohoku earthquake and slow-earthquake activity

*Hisahiko Kubo[1], Tomoaki Nishikawa[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

5:00 PM - 5:15 PM JST | 8:00 AM - 8:15 AM UTC

[S09-18] Spatial distribution of b-values related to slow earthquakes in the area encompassing the Kii-Peninsula and Hyuga-nada regions, Japan

*Keita Chiba[1] (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University)

A mechanical model of regular and slow earthquakes

*Takane Hori[1]

1. JAMSTEC

地震は、規模の小さいものから大きなものまで、また発生する場所によらず（震源となる断層を構成する物質が異なっていたり、すべりが不安定になる物理過程が異なっていたりしても）、弾性波で見れば相似な振る舞いをする。その振る舞いは、弾性体中にすべり弱化（すべりに依存して強度が低下する）の性質を持ったすべり面を仮定し、スケールに応じた破壊エネルギーとすべり弱化距離、スケールに依存しない応力降下量を仮定することで表現できる（大中・松浦, 2002）。そして、様々なスケールが混在した状態での地震の発生過程（１つの地震時のすべりの広がり方だけでなく、様々な規模の地震の発生）は、例えば、すべり面上に様々な大きさの円形のパッチを、その半径の分布がフラクタル的な性質を持ちつつ空間的にランダムに分布させ、その半径にすべり弱化距離を比例させるように断層を設定することで表現できる（Ide and Aochi, 2005）。ここでポイントになるのは、空間的なランダム不均質性が、自然の中で不可避的に存在するものであり、それとスケール依存のすべり弱化過程が組み合わさることで、小さいスケールで始まった破壊が必然的に止まりやすい仕組みになっているということである。
一方、ゆっくり地震は、スケールに依存してすべりの伝播速度等が大きく異るため、発見された当初は時間スケールや空間スケールに応じて異なる名称が与えられ、異なる現象として扱われてきた。しかし、それらが地震とは別の相似性とスケール依存性を持った断層すべり現象であることがわかってきている（Ide et al., 2007, 2008; Kaneko et al., 2018等）。ゆっくり地震も、地震と同様にせん断すべり現象であり、弾性体中にすべり面を仮定し、すべり面に何らかの力学特性（断層構成則）を与えることで、その振る舞いを表現できると思われる。実際様々な力学モデルが提案されているが、地震と異なる相似性・スケール依存性を適切に扱えるモデルは、そのような力学モデルではなく、時間的なランダムさを持つstochasticなモデルである（Ide 2008, 2010; Ide and Yabe, 2018）。Stochasticなモデルのうち、空間的な広がりを導入したIde and Yabe(2018)のモデルを含めて、様々なゆっくり地震のモデルで共通していることは、すべりの伝搬を止める性質やすべりにブレーキをかける性質が何らかの形で入っていることである。すべり面を離散化した小パッチが単独ですべりを起こせるように設定されている（Ide and Yabe, 2018; Ben-Zion, 2012; Collella et al, 2012など）ものもあれば、不安定なすべりそのものが加速できない性質を持つ（Shibazaki and Iio, 2003; Matsuzawa et al., 2010）もの、不安定なすべりを起こす部分の周辺に粘性やすべり速度強化などでブレーキをかける（Ando et al., 2010; Ariyoshi et al., 2012）ものもある。もう一つのブレーキのかけ方は、すべり弱化距離を大きくするものである（Hashimoto and Matsu'ura, 2000; Liu and Rice, 2005; Nakata et al., 2014）。ここで、地震の力学モデルのポイントが、断層の持つ空間不均質性が小規模なすべりの伝播を止める性質を持っていたこと、ゆっくり地震を起こしている断層は、普通の地震を起こしている断層の深部延長や浅部延長であることが多いこと、さらに、断層の深部では温度が高いために、浅部では断層ガウジが厚いこと等のためにすべり弱化距離が大きいこと（Kato et al, 2003; Marone, 1998）などを考慮すれば、空間的なランダム不均質を仮定した地震のモデルに対して、よりすべり弱化距離を大きくしただけで、様々なゆっくり地震を表すモデルになることが期待される。すべり弱化距離が大きいというのは、すべりに対する強度の低下率が小さく、すべりにブレーキかけるので、結果的にすべり速度強化の振る舞いをすることになり、余効すべりも表現される（Hori and Miyazaki 2010等）。つまり、地震のモデルと同じ力学モデルで１つのパラメータを変更するだけで、様々なスケールのゆっくり地震や余効すべりも表現できるモデルになると期待される。この普通・ゆっくり地震の力学モデルの有効性を確認するためには、空間的なランダム不均質を仮定した断層にloadingをかけて自発的にすべりを起こしていった場合に、stochasticなモデルで仮定されていた時間的なランダムさがもたらす結果と同様な性質を満たすかどうかを調べる必要があり、講演ではその検討結果について報告する。

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Patch distributions of tremors and growth process of ETS.

*Keita Nakamoto[1], Yoshihiro Hiramatsu[1], Takahiko Uchide[2], Kazutoshi Imanishi[2]

1. Univ. of Kanazawa, 2. AIST

はじめに

深部低周波微動の震源決定手法としてエンベロープ相互相関法やハイブリッド法が一般的に用いられている[Obara, 2002; Maeda and Obara, 2009]. Imanishi et al. [2011]やGhosh et al. [2009]は, アレイ観測を用いることで通常の震源決定手法より高い検出率で微動の震源を決定することができることを示した. 本研究では産業総合技術研究所が紀伊半島に設置したアレイ観測データを用いて微動の震源決定とエネルギー計算を行い, ETSイベントの成長過程についての調査を行った. 本発表では微動の高エネルギーを放出するパッチ分布及びETSの開始位置と停止位置, さらには類似した開始点を持つETSについて, 開始点の浅部に位置する高エネルギーパッチを破壊した時と破壊できなかった時の累積エネルギーの時間変化の違いに焦点を当てて報告する.

データ・解析手法

解析期間は2011年4月から2015年1月までとした. 使用したアレイの波形データは産業総合技術研究所により観測されたものである. ハイブリッドクラスタリング法[Obara et al., 2011]により決定された震源データに対してクラスタリング処理を行い, 微動が時空間的に集中して発生している時間を特定した. 特定したクラスタは16個であった. 本研究ではこのクラスタの時間をETSイベントの発生時間として解析を行った.

本研究で用いたアレイによる震源決定手法はセンブランス法である. 震源決定を行う際に仮定したプレート境界モデルと速度構造モデルはShiomi et al. [2006]のプレート境界モデルと気象庁JMA2001速度構造モデル[上野ほか, 2002]である. 紀伊半島の微動発生域に水平方向に2km間隔でグリッドを配置し各グリッドからプレート境界の深さを計算した後, 速度構造に従って波線追跡を行うことにより各グリッドの位置情報と予想されるスローネス情報を紐づけた. それにより各グリッドの位置情報とセンブランス解析結果を直接対応させることが可能である. センブランス解析に使用した周波数帯は2-4Hzであり, 時間窓は1分である. 最大センブランス値が0.3以上のグリッドの位置を微動の震源として決定した. また配置したグリッド領域の端付近に決定されたイベントは解析領域外のノイズの可能性があるため排除した. エネルギー計算手法はMaeda and Obara [2009]の計算式を使用し, 非弾性減衰のパラメーターであるQuality factorは一定値184を仮定した.

結果・考察

本研究でまず注目すべき点は微動の高いエネルギーを発する領域の空間的な形状(図１)はETSイベントの特徴に関わらずおおよそ不変であったことである. このことは, 高いエネルギーの微動を発生させる領域はETSイベントの拡大過程の特徴に左右されず, 地域固有の特徴によって決まることを意味する.

ETSの拡大過程を調べるため, Obara et al. [2011]を参考にし, 一分間に1つ決められる震源に対して1時間の時間窓でクラスタリング解析を行い, 5個以上の震源を持つクラスタに対して重心位置を決める解析を行った. その震源群の重心位置の時間変化から, 基本的にはETSの開始点は微動発生域の深部であり(浅部から開始するものも一部存在), そこから浅部の高エネルギー領域を破壊した後, 走行方向に広がるというETSの特徴的な拡大過程を見ることができた（図2). また微動活動の走向方向の移動は, ある高エネルギーパッチ領域に侵入後, 高エネルギーパッチを破壊させることが出来ない場合に停止する(図3). これはETSの成長過程は各高エネルギーパッチが連動して破壊するか否かが支配している可能性を示唆する.

アレイの北側の類似点を微動活動の開始点とするETSの累積地震波エネルギーの時間変化を図4に示す. 赤線はアレイ南部に存在する高エネルギーパッチの破壊が生じたETS, 青線はアレイの南部に位置する高エネルギーパッチの破壊が生じなかったETSのものである. この解析結果からは, 浅部の高エネルギーパッチを破壊する場合としない場合では, 累積エネルギーの時間変化の初期部分において明瞭な差は確認できなかった. このことから, ETSの成長過程について微動活動から推定されるETSの初期部分の活動状態からは明らかな予測はできず, ETSの破壊領域浅部にある高エネルギーパッチの応力蓄積状態及びその破壊の有無が決定していると考えられる.

謝辞

© The Seismological Society of Japan

防災科学技術研究所の松澤博士にはハイブリッドクラスタリング法による深部低周波微動の震源データを提供して頂きました. 記して感謝いたします.

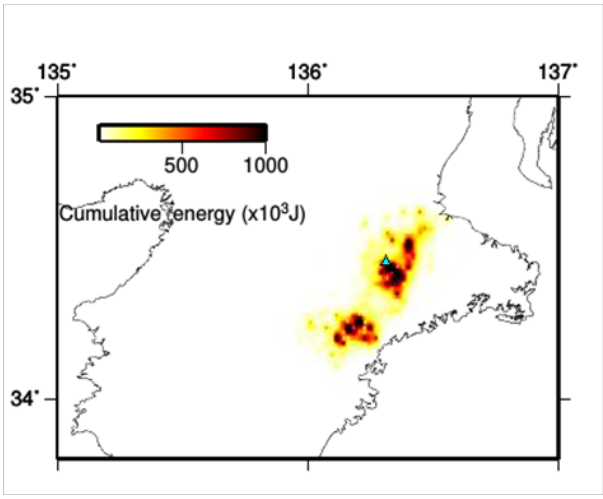


図1: 累積エネルギーの空間分布. 水色の三角形はアレイの位置を示す.

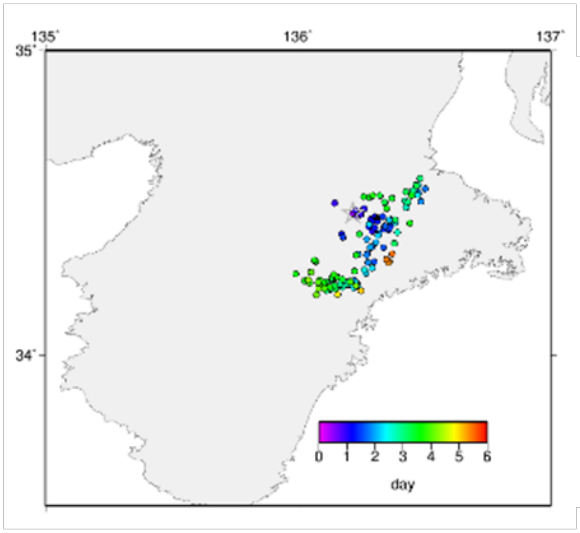


図2: 震源群の重心の移動例. 灰色の星印はETSの開始点を示す.

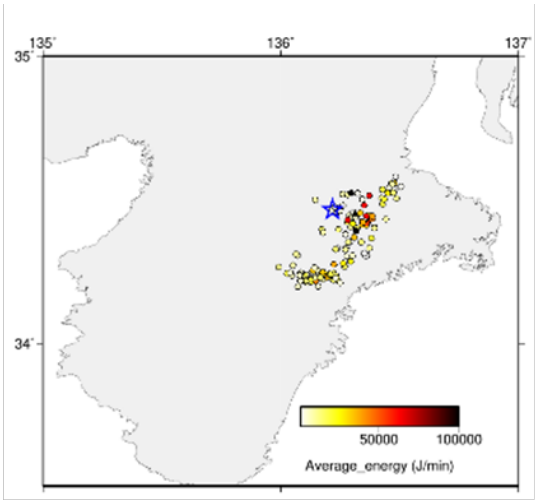


図3: 震源群の重心を平均地震波エネルギーで色付けした図.青色の星印はETSの開始点を示す

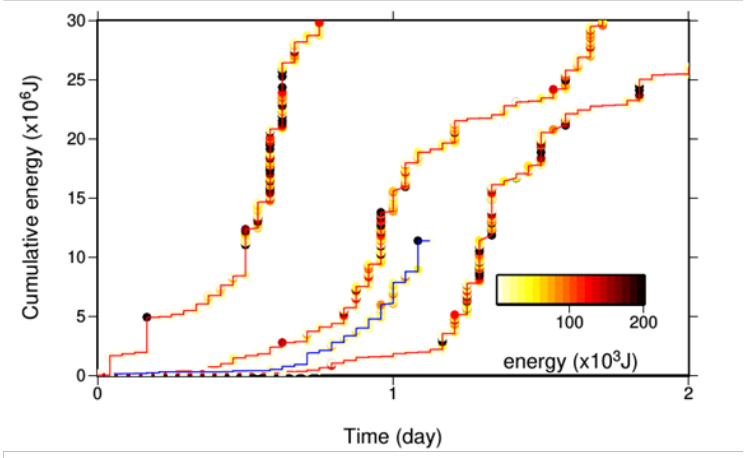


図4: 類似した開始点を持つETSの累積エネルギーの時間変化

© The Seismological Society of Japan

Spatial properties of slow earthquake activity and its geophysical and geological environment

*Kazushige Obara[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

１．はじめに
スロー地震は異なる滑り速度を持つ様々な現象から構成され、それぞれ特徴的な活動特性を有する。その空間分布は遷移的または不連続に変化する場合があり、いずれも地球物理学的・地質学的発生環境を反映すると考えられる。近年、スロー地震の発生環境について数多くの研究成果が創出され、具体的なイメージができつつある。本講演では、改めてスロー地震活動特性における空間分布の特徴を検討し、支配要因としての発生環境について考察する。

２．Along-strikeセグメンテーション
スロー地震を構成する各現象は、沈み込みプレート境界面のほぼ同じ深さでalong-strikeに細長く分布し、複数のセグメントに分かれてそれぞれ独立にあるいは相互作用しながら活動を繰り返す。その典型例は
ETS（Episodic Tremor and Slip）であり、西南日本では約3~6か月、Cascadiaでは約10~20か月の発生間隔を持つセグメントに分かれる。長期的SSEも日向灘から紀伊水道にかけてETSと固着域とのギャップを埋めるように分布し、基本的な活動様式はやはりセグメント化されている。ETSのセグメンテーションの支配要因としては、Cascadiaでは大規模地形標高やスラブから供給されるシリカ量、西南日本ではプレート境界上盤のVp/Vsや減衰異常の岩体（キャップロック）の存在による不均質性が議論されている。最近Ujiie et al. (2018)はETSの周期的発生に関する地質学的証拠を見出し、過去のETS域が地表に露出したと考えられるメランジュ内の多数のshear-veinに残されたquartzの解析から、イベント発生間隔がETSと調和的な数年以内であることを明らかにした。この結果を踏まえると、ETSを構成する短期的SSEは断層帯内部の粘性変形のマクロな描像であり、微動は断層帯内部の多数のveinにおける摩擦破壊と考えることができる。

３．Along-dipの遷移的変化（ETS内）
ETSは、along-dipの狭い幅でも活動特性が徐々に変化し、浅部から深部に向かって発生間隔が短く、また規模が小さくなる。この傾向は西南日本とCascadiaで共通であり、ETSの普遍的な特徴と考えられる。支配要因としては、温度変化に対応した摩擦強度やシリカ量変化が挙げられる。このような活動特性の深さ依存性に関してはまだ地質学的な証拠は見出されていないが、室内実験では封圧の増加とともにゆっくり破壊の継続時間が短くなるという結果が得られており（Hirauchi & Muto, 2015）、定性的には観測事実と調和的かもしれない。

４．Along-dip不連続的変化（長期的SSEとETS）
豊後水道では、長期的SSEがETSの上端部の活動を活発化することが知られているが、長期的SSEのすべり分布は深部側のETSとは重なっていないこと(Nakata et al., 2017)から、地質学的環境の不連続のためにすべり速度が急変することが示唆される。東海や四国西部に展開された機動的地震観測アレイを用いたレシーバ関数解析から、ETS及び長期的SSEがそれぞれ、マントルウェッジ及び陸側下部地殻と沈み込むプレートとの境界で発生するイメージが得られている。CascadiaではETSと固着域との間に長期的SSEは検出されず、ギャップのみが存在し、プレート間カップリングは固着域とETS域では高くギャップ域では低いことから、ギャップ域では西南日本と同様に流動則で支配される大陸下部地殻がプレート境界に接すると考えられる。なお、西南日本で長期的SSEが生じる理由としては、陸側下部地殻内のキャップロックや沈み込む海洋プレート内での脱水によって間隙流体圧が増加して断層強度が低下し、準摩擦的挙動を示すのかもしれない。

5．Along-dip不連続的変化（房総SSEと群発地震）

© The Seismological Society of Japan

房総SSEは、発生間隔は数年と長期的SSEと同様であるが、継続時間は数日から数週間と短期的SSEに近く、同じフィリピン海プレート境界で発生する他のスロー地震とは異なる活動特性を示す。また、房総SSEは常にすべり域の下端側に群発地震を伴い、同時に小繰返し地震（RE）も検出されることから、不均質な断層面の一部に準静的すべり域に囲まれた地震性の小パッチが存在すると考えられる。これらのREは、沈み込む海洋地殻の最上部層が剥ぎ取られる底付け作用の進行を表していると解釈され（Kimura et al., 2010)、それに基づくと、房総SSEはその浅部で物質境界に一致していた力学境界からRE発生面に遷移するステップダウンに対応すると考えられる。つまり、プレート最上部層の内部変形が房総SSEの実態であるともいえる。

© The Seismological Society of Japan

Spatial relationship between rupture area of two large inter-plate aftershocks of the 2011 Tohoku earthquake and slow-earthquake activity

*Hisahiko Kubo[1], Tomoaki Nishikawa[2]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

１．はじめに
Nishikawa et al.（2019）では、S-netや陸域観測網の観測記録および地震活動記録を利用することで、日本海溝沿いで発生している微動・超低周波地震・スロースリップイベント・繰り返し地震・群発地震といったスロー地震の活動域を推定し、それらが空間的にすみ分ける形で発生していることを明らかにした。本研究では2011年東北地震の後に発生したプレート境界型の余震のうち、2011年茨城県沖地震（2011年3月11日15時15分、Mjma 7.6）と2011年岩手沖地震（同日15時8分、Mjma 7.4）に着目し、それらの断層破壊領域とNishikawa et al.（2019）によるスロー地震活動の空間的な関係に関して調べる。後者に関しては本研究で新たに震源過程解析を行った。

２．2011年茨城県沖地震と周辺のスロー地震活動
2011年茨城県沖地震のup-dip側のプレート境界上には沈み込む海山がMochizuki et al. (2008)によって推定されており、Nishikawa et al.（2019）によると、この海山が位置する領域において微動活動が存在している。2011年茨城県沖地震の断層破壊過程に関しては、Kubo et al. (2013)が強震波形記録と地殻変動記録を用いたジョイント震源インバージョンによって推定している。その結果によると、この地震は主としてup-dip方向に破壊が進展していき、海山の手前で終了したことが分かっている。
プレート境界上に存在する海山がどのように振る舞うのかはこれまで様々な議論がなされてきている。例えばScholz and Small (1997)では沈み込む海山がハードバリアとして振る舞うことを提案している。しかしながら茨城県沖の海山では微動が発生していることを鑑みると、Mochizuki et al. (2008)が提案したように、海山がソフトバリアとして振る舞っていると考えるのが妥当である。Mochizuki et al. (2008)では水分に富んだ堆積物が海山と一緒に沈み込み、それがプレート間カップリングを弱めている可能性を述べている。このソフトバリアの領域が地震破壊の進展先に存在していたことによって、2011年茨城県沖地震の破壊が止まったと考えられる。

３．2011年岩手県沖地震と周辺のスロー地震活動
まず2011年岩手県沖地震の震源過程解析に関して説明する。2011年茨城県沖地震を解析したKubo et al. (2013)と同様な解析を行うが、震源インバージョン手法はKubo et al. (2015)によるFully Bayesian multiple-time-window source inversionを用いた。断層モデルとして全国１次地下構造モデル（Koketsu et al. 2012）の太平洋プレートの上面形状に沿うものを作成した。破壊開始点の水平位置は気象庁の震央情報を使用した。データには、防災科研K-NET・KiK-netによる地震動波形記録（S波部分、周期5-50秒）と、国土地理院GEONETによる30秒サンプリングの電子基準点記録から算出した地震前後の静的地殻変動記録を用いた。強震波形のGreen関数として、藤原・他（2009）による三次元地下構造モデルから観測点毎に観測点直下の一次元速度構造を抜き出し、それに基づき離散化波数積分法（Bouchon 1981）と反射・透過係数行列法（Kennett and Kerry 1979）により点震源の波形を計算した。地殻変動のGreen関数として、半無限均質媒質を仮定し、Okada (1992)のプログラムを用いて計算した。
2011年岩手県沖地震のup-dip側には、微動・超低周波地震・繰り返し地震・群発地震が分布している（Nishikawa et al. 2019）。予備的な震源過程解析の結果、震源を中心とした領域に大きなすべりの領域が見られており、2011年岩手県沖地震の破壊はスロー地震の活動域には及ばなかったと考えられる。また2011年

© The Seismological Society of Japan

岩手県沖地震の周辺では過去にもM7クラスのプレート境界型地震が発生しており、1960年三陸沖の地震（Mjma 7.2）や1989年三陸はるか沖の地震（Mjma 7.1）がそれにあたる。それぞれの余震活動域は2011年岩手県沖地震の大すべり領域よりもup-dip側に位置しており、上記のスロー地震の活動域、とくに繰り返し地震・群発地震の活動域と重なる。なお1989年三陸はるか沖の地震の余震活動に関しては、地震後の非地震性滑りによって誘発された可能性が指摘されている(Kawasaki et al. 2001; Uchida et al. 2004)。

© The Seismological Society of Japan

Spatial distribution of b-values related to slow earthquakes in the area encompassing the Kii-Peninsula and Hyuga-nada regions, Japan

*Keita Chiba[1]

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

南海トラフでは, 多くのスロー地震が発生することが報告されている(e.g., Obara and kato, 2016). これらのスロー地震は, 応力状態に鋭敏な性質を持つことが知られており, プレート境界における応力状態の指標になると考えられている(e.g., Obara and Kato, 2016).こうしたスロー地震の性質に注目し, 南海トラフにおける,紀伊半島から日向灘にかけてのプレート境界近傍で発生する通常地震のb値分布を求め、長期的スロースリップ(SSEs), 低周波地震(LFEs)との関係を調べた. b値は, グーテンベルグ・リヒター測に従う, 大きい規模の地震と小さい規模の地震の相対的な発生数のパラメタであり, 差応力や強度と逆相関することが知られている(e.g., Scholz, 1968, 2015; Wyss, 1973; Urbancic et al., 1992).ゆえに, b値の空間分布からプレート境界近傍における応力状態を把握できると期待される. Chiba (2019)では, 豊後水道から日向灘にかけての限定的な領域でb値解析を行い, 得られたb値分布がSSEsやLFEsに強く依存することを指摘している. 本発表では, 紀伊半島から日向灘にかけての, より広い領域でb値解析を行い, b値の空間的な不均質性についての考察を試みる.
b値の解析には, Yano et al., (2017)によるJUICEカタログを使用した. このカタログデータは, Hi-netによる震源カタログを基に, 地震波形データの波形相関を用いたDouble-Difference法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000)により再決定されたものである. 解析期間は2000/10/1-2012/12/31, 解析範囲はE131˚-136˚, N31.0˚-34.2˚, 深さ25－40㎞に発生する地震を用いた. 下限マグニチュードM_cの空間分布を考慮し, 解析には$M \geqq 1.4$のイベント12090個を使用した. b値の計算にはZMAP (Wiemer, 2001)を使用した. 計算には0.1˚間隔のグリッド点を作成し, 各グリッド点に対し50-100個の地震を取り出し最尤法(Aki, 1965)によりb値を計算した. 解析の結果, b値はプレート沈み込み方向に沿って大きく変化する様子がみられた. 基本的にLFEs発生領域(豊後水道, 四国西部, 紀伊半島)でのb値は大きい. これはChiba (2019)で指摘されているようにLFEsの発生域では、プレート境界上盤側のpermeabilityが小さく, 沈み込むスラブから脱水される水が境界付近にとどまり, 間隙水圧が上昇したために, 高b値が生じたものと解釈される. また, SSEsの発生域(紀伊水道, 豊後水道, 日向灘域)では, b値は中間程度から,　やや低い値をとることがわかった. この点についても, Chiba (2019)で指摘されてるように, SSEs発生に伴う部分的な応力の解放, 及びSSEsが発生しないことによる応力の蓄積を表すと考えられる. 一方, 四国中央部では, 顕著な低b値を示すことが分かった. この領域ではLFEs, SSEsが発生するものの, SSEsによる, すべりは小さい (e.g., Takagi et al., 2016). この領域では, 前述のLFEs発生モデルによるb値の上昇よりも, SSEsのすべりが小さいことによる応力の蓄積が大きく影響しているものと考えられる. 以上の考察から, b値分布はLFEsやSSEsの発生に強く影響されることが示唆される.
今回の解析領域は, 大局的には南海地震発生域のdown-dip側に対応する. スロー地震発生に伴う応力擾乱を通して, スロー地震とプレート間巨大地震には密接な影響があると考えられていることから (e.g., Obara and Kato, 2016), 今後の南海地震の発生予測に際し, 南海地震のアスペリティ域だけでなく,　隣接するスロー地震発生域でのb値解析が重要になるかもしれない.

© The Seismological Society of Japan

Room C | General session：S03. Crustal Deformation, GNSS, Gravity

Mon. Sep 16, 2019 9:30 AM - 10:30 AM JST | Mon. Sep 16, 2019 12:30 AM - 1:30 AM UTC | ROOM C Research Bldg No 8 NS Hall

[S03]AM-1

chairperson:Ryoichiro Agata(JAMSTEC), Motoyuki Kido(IRIDeS, Tohoku University), Yusaku Tanaka(Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S03-01] Compliant volcanic arc and backarc crust in southern Kurile suggested by interseismic geodetic deformation

*Yuji Itoh[1], Kelin Wang[2], Takuya Nishimura[3], Jiangheng He[2] (1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S03-02] Introduction of data covariance in slip inversion with land and seafloor geodetic observations

*Ryoichiro Agata[1], Takeshi Iinuma[1] (1. JAMSTEC)

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

[S03-03] Models for crustal deformation associated with seismovolcanic event in and around Miyakejima and Kozushima in 2000 inferred from GNSS data

*Takahiro Akiyama[1], Shoichi Yoshioka[2,1] (1. Graduate School of Science, Kobe university, 2. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University)

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

[S03-04] Estimation of block boundary around the base of the Izu Peninsula by soft clustering of GNSS data

*Yuta Mitsui[1], Satoru Watanabe[2] (1. Faculty of Science, Shizuoka University, 2. formerly at Faculty of Science, Shizuoka University)

Compliant volcanic arc and backarc crust in southern Kurile suggested by interseismic geodetic deformation

*Yuji Itoh[1], Kelin Wang[2], Takuya Nishimura[3], Jiangheng He[2]

1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

北海道東部の第四紀火山列とその周囲からなる火山弧域では，GNSS観測により地震間に短縮ひずみが集中していることが知られてきた．火山弧域における高い地殻熱流量，地震波速度構造や減衰構造からは，火山弧域の地殻が前弧や典型的な大陸地殻より変形しやすいことが期待される．千島海溝では2003年十勝沖地震（M_w 8.0）等のM8-9級プレート境界型地震が繰り返し発生してきており，地震間にはそれらの震源域が固着していることが知られてきた．したがって，観測された地震間の短縮ひずみの集中は，プレート境界の固着による圧縮力により火山弧沿いに変形が集中した結果と考えられる．そこで本研究では，地震間における地殻の力学的挙動を，変形しやすさを表すパラメタとして地殻の厚さと剛性率に着目してモデル化する．その上で，地震間のGNSSデータから，これらのパラメタの水平不均質分布を求めた．
本研究では有限要素法を用いて単純化した沈み込み帯の3次元地下構造モデルを構築した．海溝付近のマントルウェッジの一部で，弾性的に振る舞うCold Noseよりも陸側の弾性地殻の底面の深さ（25 km）と剛性率（48 GPa）が前弧から背弧まで一様である「標準モデル」を構築した．マントルウェッジと海洋マントルにはBurgers Rheologyを仮定し，そのMaxwell粘性率はそれぞれ1.0×10^{19} Pa s，1.0×10^{20} Pa sとし，Maxwell粘弾性体の剛性率は64GPaとした．地震間の地殻変動として，海溝から深さ40kmまでのプレート境界をプレート収束速度（8 cm/年）で500年間固着させた場合の粘弾性変形を計算した．標準モデルを用いた場合の計算結果を，1998年3月から2003年9月のGEONET F3解から計算した地震間の地殻変動速度と比較したところ，前弧側の観測点では計算値が観測値よりも顕著に小さかった．その一方で，背弧の観測点では変動が概ね説明された．また，深さ70kmまで完全に固着させた場合も前弧の残差は改善しなかった．このことは，地殻の底面の深さや剛性率を一様とする仮定に問題がある可能性を示唆している．そこで，スラブ上面の深さを基準にCold Noseよりも陸側の地殻を前弧域・火山弧域・背弧域に分割し，火山弧域・背弧域の地殻の底面の深さや剛性率を標準モデルから小さく設定したモデル計算を実施し，観測データと比較した．その際，それぞれのパラメタの影響を検討するために，底面の深さ（すなわち地殻の厚さ）と剛性率を別々に変化させた．火山弧域のパラメタのみを小さくした場合，背弧域の計算値が観測値より著しく小さくなった．これは，火山弧域の地殻が緩衝材のように振る舞うためと考えられる．そこで，火山弧域と背弧域の両方が変形しやすい，すなわち底面の深さや剛性率が標準モデルより小さく設定したところ，前弧から背弧までの観測データを十分説明することができた．具体的には，底面の深さか剛性率のどちらか一方を火山弧域と背弧域でそれぞれ標準モデルの10%と40%程度とした場合に観測データを説明する．しかし，どちらのパラメタを変化させた場合もモデル計算された地表変動パターンが似ていたため，地震間のGNSSデータのみからどちらのパラメタが変化しているかを区別することはできないことがわかった．そこで，各モデルの構造を用いて2003年十勝沖地震時の弾性応答を計算し，観測データと比較したところ，底面の深さを変化させたモデルや標準モデルと比べ，剛性率を変化させたモデルでは火山弧付近での計算値が観測値と整合的ではなかった．したがって，火山弧の剛性率が10%まで低いことは現実的でないと考えられる．最後に，前弧と背弧のパラメタを固定し，火山弧の地殻の剛性率と厚さを同時に変化させた．その結果，火山弧の剛性率と厚さの積が標準モデルの10%程度のとき同等のモデル計算値が得られた．パラメタ間のトレードオフを考えると，地震間と地震時のGNSSデータのみから剛性率と厚さの分布を一意に決定することは不可能であるが，例えば，火山弧の地殻の底面の深さが7.5 km（標準モデルの30%）で，剛性率が16 GPa（標準モデルの1/3 ~ 33%）であるモデルは，90%の地殻内地震が発生する深さ下限（D90）と調和的である．このモデルでは火山弧の下部地殻が地震間に粘弾性的に変形することを示しており，Hasegawa et al. (2005, *Tectonophysics*)による火山弧の変形モデルと調和的である．

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Introduction of data covariance in slip inversion with land and seafloor geodetic observations

*Ryoichiro Agata[1], Takeshi Iinuma[1]

1. JAMSTEC

全球測位衛星システム（GNSS）による陸域地殻変動観測と、GNSS-音響測距結合方式（GNSS-A）などによる海底地殻変動観測が組み合わされることで、海底下の断層における固着・すべりの測地逆解析の解像度は近年飛躍的に向上してきた。一方で、陸域と海域の観測点の双方を用いる場合、観測点分布やその密度には空間的偏りが生じる。この偏りを適切に扱わない場合、データへの過剰適合による不自然な短波長成分が推定すべり分布に含まれることがしばしば問題となる。対策として、観測データの重みづけや観測点の間引きを行うことが考えられるが、個々のデータに対して重みや使用・不使用を客観的に決めることは難しい。地震波によるすべり逆解析に関しては、Yagi and Fukahata (2008, 2011)が、高サンプリングレートの地震波データ、つまり時間方向に密なデータへの過剰適合が、データ同士の時間方向の共分散を適切に導入することによって避けられることを指摘した。すべり分布の測地逆解析においては、データどうしの共分散を導入しない、すなわちデータ共分散行列の非対角成分を０として逆問題を定式化することが多い。本研究は、Yagi and Fukahata (2008, 2011)と同様の考えを空間方向に偏りを持った測地データに適用し、データどうしの適切な空間的共分散を導入することで、過剰適合のないすべり逆解析を行うことを目的とする。

すべり分布の測地逆解析は多くの場合、すべての確率変数が正規分布に従うと仮定した線形逆問題として定式化される。観測データの共分散行列は、観測誤差そのものと、モデル誤差に由来する成分に大別することができる。観測誤差そのものの共分散(例えばFukahata and Wright 2008, Iinuma et al. 2015)だけでなく、モデル誤差による共分散を適切に評価することが重要となる。Yagi and Fukahata (2011)、Duputel et al. (2014)などは、モデル誤差の要因が単位すべり応答関数（グリーン関数）の不確かさにあるとみなした。この場合、データ共分散行列はモデルパラメータを用いて表せるため、彼らはそれを解くための非線形逆解析問題を定式化した。本研究ではもう一つのアプローチとして、データ共分散行列をグリーン関数自体で直接表わすことを考える。これはYagi and Fukahata (2008)の考え方に近く、逆問題を従来通りの線形逆解析として扱えるため、Yabuki and Matsu’ura (1992)などの広く使われている手法に対して、追加計算をほとんど必要とせずに適用できることが利点である。

プレート境界を想定した低角逆断層を対象とした人工データを用いた数値実験に本手法を適用し、その有効性を確かめた。仮定したすべり分布を基に地表変位を合成する際に、断層の傾斜角にずれを与えてグリーン関数を計算することにより、数値実験にモデル誤差を導入した。データ共分散行列を対角行列とした場合、傾斜角の違いが大きくなるにつれ推定されたすべり分布が振幅の大きな短波長成分を含むようになった。一方、本研究の手法で共分散を導入した場合だと、ある程度傾斜角の違いが大きくなっても、真のすべり分布により近い滑らかな分布が得られることが分かった。

本手法を、南海トラフ域におけるすべり欠損分布の推定に適用した。地殻変動データとして、Nishimura et al. (2018)によって推定されたGEONETの陸上観測点と海上保安庁などのGNSS-A海底観測点(Yokota et al., 2016)における変位速度データを用いた。グリーン関数の計算には、半無限弾性体における三角形断層に対する弾性応答の解析的表現（Comninou & Dundurs 1975）を用いた。したがって、逆問題には少なくとも、１．剛体ブロック運動による変位、２．弾性・粘弾性の3次元不均質構造、を考慮しないことによるモデル誤差が含まれることになる。本手法を用いた推定結果として、観測データの位置に依存しない滑らかなすべり欠損分布を得た。また、観測データと推定されたすべり欠損分布から計算される変位の残差には、四国地方南部などに比較的大きな西向き成分が含まれていた。これらのことは、観測データ、とくにモデル化されていない、中央構造線の南側のブロックに生じている剛体変位に対し、推定結果が過剰適合していないことが示唆

© The Seismological Society of Japan

される。これらの結果は、適切なデータ共分散の導入の重要性を示す。一方他の領域には、原因の説明が困難である系統的な残差分布もみられた。より真のものに近いグリーン関数を作成するためのモデル化を同時に行っていく必要があることも示唆される。

© The Seismological Society of Japan

Models for crustal deformation associated with seismovolcanic event in and around Miyakejima and Kozushima in 2000 inferred from GNSS data

*Takahiro Akiyama[1], Shoichi Yoshioka[2,1]

1. Graduate School of Science, Kobe university, 2. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University

１．はじめに
2000年6月26日より三宅島直下で群発地震が発生し始め、時間の経過とともに岩脈の貫入を伴ってその活動領域は北西方向へ拡がっていった。また、Mw ６程度の地震が5回発生した。三宅島のGNSS観測点では3ヶ月間で最大で約90 cmの収縮に伴う変位や、本州でも通常とは異なる変位を観測するなど非定常地殻変動が広域で観測された。この一連の地震・火山活動を三宅ー神津イベントと呼ぶ。
このイベントについて、Seno(2005)は山岡(2000)の岩脈貫入モデルと伊豆半島下に設定したデタッチメントモデルによって本州の地殻変動の水平成分を説明したが、伊豆諸島の観測データを説明できていない可能性がある。また、Nishimura et al. (2001)は伊豆諸島と本州の30以上のGNSS観測点の3成分データを用いて4つの力源を推定したが、本州の地殻変動を説明できていない可能性がある。そこで、本研究では、GNSSの水平・上下データを用いて、伊豆諸島、および本州で観測された地殻変動を同時に説明しうるモデルの構築を試みた。

２．データと解析手法
解析に用いたデータは国土地理院の日々の座標値、F3解の1998年1月1日から2003年12月31日までの伊豆諸島と東海地方、中部地方、関東地方の243のGNSS観測点の時系列データである。固定点は新潟県にある大潟（950241）と柏崎２（960567）の2点とした。まず、解析に使用した全観測点の時系列データから求めた共通誤差成分とトレンドを時系列データから除去した。トレンドの推定期間は1998年5月1日から2000年6月6日までとした。同イベントによる変位量は2000年6月7日から9月5日までの時系列データから求めた。さらに、得られた変位量から、三宅ー神津イベントで発生した上記の Mw 5.9-6.5の 5 つの地震による地震時の変位を除去した。さらに、同イベントに伴う各観測点での変位から、Nishimura et al. (2001)の断層モデルから計算される変位を除去し、本州の残差の変位データに対して、他の力源によるすべり量をインヴァージョン解析によって推定することを試みた。

3. 結果と考察
このようにして得られた本州での水平・上下の変位データに対して Seno(2005)のデタッチメントモデルのすべり域の大きさと位置を仮定して、インヴァージョンによりすべりの空間分布を求めた。その結果、最大すべり量は6.9 cm、平均のすべり量は3.9 cmと求まり、等価なモーメントマグニチュードは6.4と推定された。すべりの方向は Seno(2005)とほぼ一致したが、同研究では20 cmの一様なすべりが得られており、すべり量の大きさに違いがみられた。また、インヴァージョンによるすべり分布から求めた計算変位と観測変位を比較すると、伊豆半島以外の本州の観測点ではほとんど一致しなかった。
本講演では、さらに伊豆諸島の変位と本州の地殻変動データをよりよく説明するモデルを提案する予定である。

© The Seismological Society of Japan

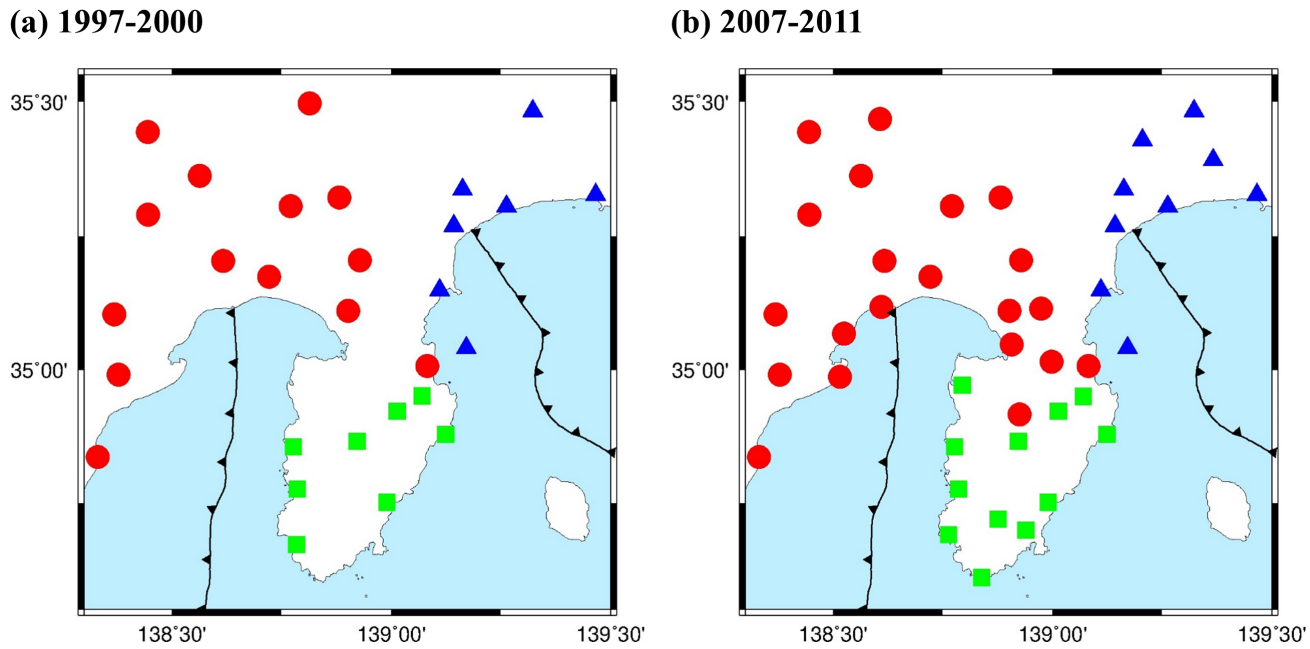
Estimation of block boundary around the base of the Izu Peninsula by soft clustering of GNSS data

*Yuta Mitsui[1], Satoru Watanabe[2]

1. Faculty of Science, Shizuoka University, 2. formerly at Faculty of Science, Shizuoka University

本研究では、複数の先行研究(e.g., Loveless and Meade, 2010; Nishimura, 2011)で設定にバラつきのあった、伊豆半島基部のブロック境界の位置を、国土地理院のGNSSデータ(水平成分)に基づいて推定する。手法として、近年導入が進んでいるクラスター分析(e.g., Simpson et al., 2012; Savage, 2018; Takahashi et al., 2019)を用いる。特に、各観測点データを1つのクラスターへ完全に所属させることなく、各クラスターへの帰属度を推定するソフトクラスタリング法を適用することで、どのクラスターに所属するかが曖昧なデータを除去することを可能にした。GNSSデータの期間として、1997年5月-2000年5月、および、2007年1月-2011年1月の2期間に着目する。この2期間の合間には、東海スロースリップイベントや三宅島周辺の火山活動、2004年紀伊半島沖地震の余効変動などの非定常変動が、同地域の地殻変動に大きな影響を及ぼしている。

本州側のブロック数を3としたソフトクラスタリング分析を行い、いずれかのブロックへの帰属度が高い観測点のみを表示した結果を図に示す。上記イベント前後の2期間において、ブロック同士の境界の位置は不動とみなせることがわかった。ブロックは、「伊豆半島南部」「伊豆半島北部～駿河湾西岸」「伊豆半島基部東～相模湾北岸」の3つとなった。既往研究とは異なり、伊豆半島の北側(いわゆる衝突域)ではなく、伊豆半島南部と北部を分断するような境界が推定された。地表地形としては、水抜ー与市坂断層や達磨山断層に対応している。また、「伊豆半島南部」「伊豆半島北部～駿河湾西岸」ブロックの境界と、「伊豆半島基部東～相模湾北岸」「伊豆半島北部～駿河湾西岸」ブロックの境界は、伊豆東部火山群付近で交わることもわかった。「伊豆半島南部」ブロックのアムールプレートに対するオイラー回転を推定したところ、2期間に有意な差は見られなかった。同地域のブロック運動は現在安定していると考えられる。



© The Seismological Society of Japan

Room C | General session：S03. Crustal Deformation, GNSS, Gravity

Mon. Sep 16, 2019 10:45 AM - 12:00 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 1:45 AM - 3:00 AM UTC | ROOM C Research Bldg No 8 NS Hall

[S03]AM-2

chairperson:Ryoichiro Agata(JAMSTEC), Motoyuki Kido(IRIDeS, Tohoku University), Yusaku Tanaka(Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S03-05] Direct detection of postseismic slip heterogeneity after the 2011 Tohoku Earthquake by using direct path ranging

*Ryusuke Yamamoto[1], Ryota Hino[1], Motoyuki Kido[2], Chie Honsho[1], Yukihito Osada[1,3], Shuichi Kodaira[4], Yasuyuki Nakamura[4] (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 3. ENABLER Ltd., 4. Research Institute for Marine Geodynamics, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

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

[S03-06] A possible strike-slip motion along the Nankai oblique subduction zone - -direct-path acoustic ranging at the Shionomisaki Canyon- -

*Motoyuki Kido[1], Eiichiro Araki[2], Takeshi Tsuji[3], Ryusuke Yamamoto[4], Yoshifumi Kawada[1] (1. IRIDeS, Tohoku University, 2. R&D CEAT, JAMSTEC, 3. Dept. Earth Resources Engineering, Kyushu University, 4. Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S03-07] Width of the strain concentration in the San-in Shear Zone as observed by a dense GNSS network

*Angela Meneses-Gutierrez[1,2], Takuya Nishimura[3] (1. Institute for Advanced Research, Nagoya University, 2. Disaster Mitigation Research Center, Nagoya University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S03-08] Attempt to detect intra-plate SSEs based on GEONET data (F3 solution)

*Yusaku Tanaka[1] (1. ERI, UTokyo)

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

[S03-09] Detection of seafloor crustal deformation due to shallow SSE using ocean bottom pressure with long-period tidal variability corrections

*Tomohiro Inoue[1], Tomoya Muramoto[2], Daisuke Inazu[3], Yoshihiro Ito[4], Ryota Hino[5], Kazuaki Ohta[4], Syuichi Suzuki[5] (1. Kyoto University, 2. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 3. Tokyo University of Marine Science and Technology, 4. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 5. Tohoku University)

Direct detection of postseismic slip heterogeneity after the 2011 Tohoku Earthquake by using direct path ranging

*Ryusuke Yamamoto[1], Ryota Hino[1], Motoyuki Kido[2], Chie Honsho[1], Yukihito Osada[1,3], Shuichi Kodaira[4], Yasuyuki Nakamura[4]

1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 3. ENABLER Ltd., 4. Research Institute for Marine Geodynamics, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

2011年東北地方太平洋沖地震 (東北沖地震) の余効変動は，粘弾性緩和が卓越していることが，複数の研究から明らかになった．例えば，海底測地観測の一つであるGNSS-音響結合方式 (GNSS-Acoustic) では，測地観測による粘弾性緩和の直接検出に成功し，特に，地震時変動の大きかった宮城県沖で粘弾性緩和が支配的であることを明らかにした(例えば，Sun et al., 2014; Watanabe et al., 2014; Tomita et al., 2017)．一方で，浅部余効すべりについては，海底測地観測網が海溝軸近傍まで及んでいないため，これまで実測ができなかった．
本研究では，海底間音響測距 (Direct Path Ranging; 以下DPR) という手法を用いて，東北沖地震の浅部余効すべりの実測を目指した．これは海底に設置した2つの音響トランスポンダ間で音波の送受信を行い，その往復時間と海中音速との積を計算することで基線長を求める手法である．海中音速は，温度，圧力，塩分を変数とする経験式で表されるが，深海においては温度と圧力の変動の影響が大きいため，これらも測距と同時に計測する．また，1脚型の機器の場合は海流によって，また3脚型の場合は堆積物中に徐々に沈み込むことによって，機器の姿勢変化が生じる．この傾斜変化の影響を，機器に搭載された傾斜計と方位計を用いて幾何的に補正する．DPRは，海底の局所的変動を精密かつ連続的に捉えることに長けている．例えば1 km程度の基線ならばミリメートルオーダーの精度で計測ができる(McGuire and Collins, 2013; Yamamoto et al., 2019)．このような高精度の観測を実現するには上述の各種補正が不可欠である．
観測は，地震時すべりが卓越していた宮城県沖と，顕著な余効すべりが示唆されている福島県沖の2箇所で，それぞれ2013–2016年 (2013, 2014–2015, 2015–2016年の計3回に分けて実施) と2017–2018年に行われた．宮城県沖の海溝軸を跨ぐ基線に関して変位レートを計算したところ，いずれの観測期間中においても顕著な短縮は認められず，少なくとも本観測期間中は浅部余効すべりに起因する短縮はなかったと見られる．一方の福島県沖における観測では，27.0±5.5 mm/yrという有意な基線長の短縮が認められた．基線が海溝軸となす角度を考慮すると，31.4±6.4 mm/yrで海溝に沈み込んでいることになる．
海溝軸近傍は複数の断層が存在しており，そのどこで収束を賄っているかは不明である．我々はまず，反射法地震探査のデータから，本観測の基線がそれらを跨いでいるかを調べた．宮城県沖に関しては，海溝軸近傍の堆積層内に逆断層が認められる一方で，下部陸側斜面下の堆積層内には逆断層と解釈できる顕著な反射面が見られないことから，本DPR観測の基線が，この海域でのプレート境界断層のほぼすべてを跨いでいる可能性が高いことがわかった．従って，本観測期間中には顕著な浅部余効すべりは起きていなかったと言って良いだろう．一方の福島県沖は，海溝軸も含めて堆積層内に明瞭な反射面が見られない場所が多く，どこにプレート境界断層が出てきているかが現時点では不明である．従って，本観測がこの海域における浅部余効すべりの全てを捉えているかどうかはまだ不確定であり，もし本観測の基線が跨いでいない断層でさらなる収縮が生じていれば，実際の短縮レートは本観測で推定された値以上である可能性もある．また福島県沖では，海底地形に音響パスが阻まれて，DPR観測が行えなかった基線が多くある．そこで，DPR観測と並行して，海底局の中間に海中に漂うノードを置き，これを中継させることで音響パスを通す間接音響測距 (Indirect Path Ranging) を実施した．これを併用することで，今後，福島県沖の浅部余効すべりの解明が期待される．

© The Seismological Society of Japan

A possible strike-slip motion along the Nankai oblique subduction zone --direct-path acoustic ranging at the Shionomisaki Canyon--

*Motoyuki Kido[1], Eiichiro Araki[2], Takeshi Tsuji[3], Ryusuke Yamamoto[4], Yoshifumi Kawada[1]

1. IRIDeS, Tohoku University, 2. R&D CEAT, JAMSTEC, 3. Dept. Earth Resources Engineering, Kyushu University, 4. Graduate School of Science, Tohoku University

フィリピン海プレートは南西日本に対し41-65 cm/yr の速度で斜めに沈み込んでいる。その斜交角は潮岬沖では直交方向から30-50度にもなり、横ずれ成分は26-50 mm/yrに達すると推定される。この横ずれ成分は、巨大地震時に直交成分とともに解消される可能性もあるが、地震時には解消されずに、純粋な横ずれ成分として、内陸部の中央構造線の活動、あるいは海溝付近で非地震時にクリープ等により解消されている可能性もある。Tsuji et al. (2014) では、熊野海盆の外縁帯に平行する、wedge boundary strike-slip fault (WBSF) の存在を指摘しており、潮岬海底谷のWBSFに沿う方向の地形的なオフセット量から、WBSFでの横ずれ運動の大きさが地質学的時間の平均値として~20 mm/yr 程度あると見積もっている。しかし、それが定常クリープなのか間欠的な動きであるかは、地質情報からだけでは判定ができない。それで、我々は海底間音響測距による地殻変動の実測を試み、クリープの有無を調べることにした。

WBSFと潮岬海底谷が交差する水深約3000mの海底に３台の測器を設置し、2016年6月から約2年間の連続観測を実施した。各基線は1000-2500 m で渓谷・WBSFをまたぐように設置し、WBSFに平行する横ずれ運動があれば、基線長変化として捉えられる配置とした。実際の地形は急峻な崖となっており、音響パスを通しつつ急傾斜地を避けるために、ROVを用いて確実に設置した。

2019年1月に機器を音響切り離しにより回収し、データ解析を行った。バッテリが切れるまでの２年間、すべての基線で質の良い連続データが得られた。一方で音速補正に用いる温度計のデータは3000 mの水深にしては極めて大きい最大で0.2℃に達する擾乱が見られた。正確な音速補正を適用するためには、基線両端での温度変化がコヒーレントであることが前提となるが、両端の温度変化の違いも0.1℃程度あり、線形な温度場空間変化の仮定が困難で、音速補正後も見かけの基線長の擾乱が1000 mの基線で10 cm 程度、2500 mの基線で20 cm 程度残ってしまった。しかし、１年間の長期データのため線形回帰による基線長変化速度は概ね1-2 cm/yrの精度で議論が可能である。暫定的な解析結果からは、観測精度内での定常的なクリープの存在は見られず、横ずれ運動は地質学的時間の中で間欠的に発生していることを支持する結果となった。現在、大きな温度擾乱を効果的に補正する方法を試行中であり、今後より精度の高い議論が可能になると期待される。

© The Seismological Society of Japan

Width of the strain concentration in the San-in Shear Zone as observed by a dense GNSS network

*Angela Meneses-Gutierrez[1,2], Takuya Nishimura[3]

1. Institute for Advanced Research, Nagoya University, 2. Disaster Mitigation Research Center, Nagoya University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

The San-in Shear Zone (SSZ) is is a ~N80ºE right-lateral shear zone in southwest Japan with a 30- to 50-km width, where seismic activity and high strain rates have been observed. Although no major active fault is identified in the SSZ, deformation in the area can be modeled by assuming a 5 mm/yr deep creep on a vertical fault with right-lateral motion and conjugate Riedel shears within the shear zone can reconcile the seismotectonics in the area (Nishimura and Takada, 2017). GNSS velocities are well explained by a model having a deep creep on a vertical fault plane, however, it is not clear the extent of the shear zone in the lower crust or how the overall E-W trending right-lateral slip is accommodated by the active faults within it. Thus, we evaluate the width of the shear zone beneath the SSZ utilizing the available GNSS data in the area.

We analyze daily coordinates from continuous GNSS stations in southwest Japan from 1 January 2014 to 31 December 2018. The network is composed by GEONET stations and original stations in the SSZ operated by Kyoto University since December 2014 near the source regions the 2000 Western Tottori and the 2016 Central Tottori earthquakes. Precise daily coordinates for the GNSS sites are calculated with the GNSS-Inferred Positioning System and Orbit Analysis Simulation Software (GIPSY-OASIS), version 6.2 using the Precise Point Positioning processing strategy with ambiguity resolution (Zumberge et al., 1997; Bertiger et al., 2010).

We utilize the horizontal displacement rates distribution with respect to site 0344 (35.09ºN, 134.59ºE) for our analysis. Two major earthquakes affected the crustal deformation in the area during the analyzed period: the 2016 Kumamoto earthquakes (M_w 7.0) and the 2016 Central Tottori earthquake (M_w 6.2). Coseismic and postseismic corrections are applied for the perturbed stations.

We estimate the width of the SSZ for Eastern, Central, and Western Tottori by assuming parallel vertical dislocations below 13 km depth (Omuralieva et al., 2012) in the shear zone. Optimized models based on the horizontal displacement along three profiles reveal different widths of the shear zone (i.e., 72 km in Western Tottori, 38km in Central Tottori and 55 km in Eastern Tottori). They suggest that ductile flow in the lower crust is distributed in a channel beneath the SSZ. However, models with a single vertical fault in the middle of the shear zone are within the data 2 sigma confidence interval. Current GNSS network provides a limited contribution to constraining the width of the shear zone in the lower crust.

© The Seismological Society of Japan

Attempt to detect intra-plate SSEs based on GEONET data (F3 solution)

*Yusaku Tanaka[1]

1. ERI, UTokyo

スロー地震と呼ばれる、同規模の通常の地震より長い時定数で発生する地震は、その時定数に応じて超低周波地震、低周波地震・微動、スロースリップイベント(SSE)に分けられる。この中でもSSEは最も長い時間スケールで進行し、その観測には主としてGNSSが用いられている。スロー地震データベース(http://www-solid.eps.s.u-tokyo.ac.jp/~sloweq/)によれば、SSEは、これまで主にプレート境界で観測されており、内陸での検出例は北海道で観測された事例しかない(池田・日置，2014，JpGU; Ozono et al., 2015)。プレート境界型のSSEは、例えばプレート境界上にSSEを起こす矩形断層を仮定する事で地上の観測点各々の位置における地殻変動が予測できる上に、ある程度まとまった数の観測点が同じ方向に動く事が期待できる。プレート境界型のSSEは、この予測に従ってシグナルを探す事で検出が可能である。一方、内陸SSEは、発生する断層を仮定する事が困難であり、地殻変動観測点の移動方向の予測も難しく、内陸SSEが浅部で発生した場合はシグナルを捉える観測点の数も限定的なものになる。このような点が、これまで内陸SSEの検出事例がごく限られていた理由である。

そこで本研究では、国土地理院が提供するGNSSデータ(GEONET, F3解)を用いて、下で述べる[手法概略]に沿って日本の地殻変動を包括的に調査し、その他の内陸SSEの検出を試みる。本研究は予稿投稿時点で[手法概略]の(8)まで進行しており、これまでに内陸SSEの可能性が疑われる数十の地殻変動の検出に成功した。学会講演では、この成果について報告する。

ただし、本研究は地殻変動データにのみ基づいており、検出した地殻変動が内陸SSE起源であると断定することは現時点では不可能である。内陸SSE起源の可能性が非常に高いことを示すためには、今後、例えば同時期における同じ場所での低周波微動の発生の有無などを確認していくことが必要である。

[手法概略]

(1) 第一に、F3解を利用して日本中の水平方向の地殻変動量の時系列を作成する。この段階では誤差の大きい鉛直方向は使わない。(dE)^2 + (dN)^2 の平方根(dE, dN は各々東向き変動量と北向き変動量)を用いる事で、地殻変動の発生方向に依存せずにシグナルが検出できる。

(2) 作成した時系列に対して、一ヶ月幅の移動時間窓を作成し、その時間窓の中で(中央値 +/- 3×中央絶対偏差)の外側に位置したデータを外れ値として除外する。

(3) F3解の時系列にはアンテナ交換や、地震時の地殻変動、火山活動による地殻変動などによって不連続が含まれる。この不連続は本研究ではノイズとなるため、この補正を行う。まず移動時間窓を作成し、この時間窓を前半と後半に分割する。そして前半と後半の各々に最小二乗法で二次関数をフィッティングする。前半の終端と、後半の始端の値を見積もり、その差を取る。この差が、ある閾値を超えていた場合、その差の分だけ不連続が存在すると見做して、時間窓の後半以降すべてのデータから、その値を差し引く。ただし、これには閾値が大きいと小さな不連続が見逃され、小さいと大きな不連続が上手く補正できないという問題がある。そこで大きく設定した閾値を徐々に小さくしながら補正を繰り返し行う。

(4) 不連続を補正した時系列に対し、(2)と同じ方法で、再度、外れ値の除去を行う。

© The Seismological Society of Japan

(5) σ = 10日のガウシアンフィルターを適用し、時系列を平滑化する。

(6) 平滑化した時系列の中で、ジグザグ型の地殻変動が存在する部分を抽出する。

(7) シグザグ型の地殻変動が抽出された観測点を含む、その近傍5観測点の内、4観測点以上で同時にジグザグ型の地殻変動が抽出された場合、そこで地殻変動を検出したとする。

(8) 検出された地殻変動について、各観測点で東西方向・南北方向・上下方向の地殻変動量を見積もる。

(9) 見積もられた地殻変動を内陸SSEによるものだと仮定し、その地殻変動を説明可能な断層を数値計算で求める。

© The Seismological Society of Japan

Detection of seafloor crustal deformation due to shallow SSE using ocean bottom pressure with long-period tidal variability corrections

*Tomohiro Inoue[1], Tomoya Muramoto[2], Daisuke Inazu[3], Yoshihiro Ito[4], Ryota Hino[5], Kazuaki Ohta[4], Syuichi Suzuki[5]

1. Kyoto University, 2. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 3. Tokyo University of Marine Science and Technology, 4. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 5. Tohoku University

近年海底下での地殻変動検出を目的とした海底圧力観測が重要視されている。特に海底下の浅部で発生するスロースリップの変動源の推定に際して、陸上のGNSS観測のみでは不十分であり、直上の海底圧力計が重要な役割を果たす。本研究では深海域に設置された海底圧力計記録に含まれる海洋起源の圧力変動に着目する。特に長周期潮汐成分（周期2日以上）を除去することで浅部スロースリップに伴う、海底の上下変動を精度よく検出する手法について述べる。

海底で観測される水圧は機器直上の海水の量に大きく依存する。海底圧力計は海底の地殻変動（上下動）を高い分解能で観測する一方で、観測される圧力値には直上の気圧や海水量など地殻変動以外の成分も含まれる。海洋起源の圧力変化は、観測される非地殻変動成分の中でもその割合が大きく、潮汐成分および潮汐以外の要因からなる非潮汐成分に分けられる。さらに潮汐成分は短周期の成分（2日未満）と長周期の成分（2日以上、以後「長周期潮汐成分」）が含まれる。本研究で研究対象とするスロースリップに伴う地殻変動（数週間から数ヶ月の変動）の解析では、地殻変動成分と長周期潮汐成分の周波数成分はほぼ一致するため、長周期潮汐成分の除去が不可欠となる。しかしながら、先行研究（Muramoto et al., 2019; Hino et al., 2013など）では観測された圧力値から短周期の潮汐成分と非潮汐成分を取り除いており、長周期潮汐成分は除去していない。

ニュージーランドヒクランギ沈み込み帯に2014年から2017年の期間に設置された海底圧力計記録を解析に用いた。非潮汐成分の補正には海洋モデル（Inazu et al., 2012）を使用し、長周期潮汐成分の補正にはBAYTAP-L（Tamura et al., 1991）を使用した。その結果、長周期潮汐を観測記録から除去することで、ある観測点では、長周期潮汐を除去する前の圧力値の時系列に比べて標準偏差が10%程度（0.1hPa程度）減少した。議論では、推定された長周期潮汐とモデル計算による長周期潮汐を比較し、推定された値の妥当性を検証する。さらに、長周期潮汐を除去した圧力値を用いて、観測期間に発生したスロースリップ（2015年9月、2016年11月など）に対して、海底地殻変動の推定を行った結果を示す予定である。

© The Seismological Society of Japan

Room C | General session：S03. Crustal Deformation, GNSS, Gravity

Mon. Sep 16, 2019 2:45 PM - 3:45 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 5:45 AM - 6:45 AM UTC | ROOM C Research Bldg No 8 NS Hall

[S03]PM-2

chairperson:Yo Fukushima(IRIDeS, Tohoku University), Shun-ichi Watanabe(Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard)

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

[S03-10] Construction of the sea-floor geodesy network in Nemuro-Oki, the southwestern part of the Kuril Trench

*Yusaku Ohta[1], Motoyuki Kido[2], Ryosuke Azuma[1], Makiko Sato[1], Syuichi Suzuki[1], Ryusuke Yamamoto[1], Hidenobu Takahashi[1], Yukiho Kimura[1], Hideto Otsuka[1], Chie Honsho[1], Ryota Hino[1], Mako Ohzono[3], Kazumi Okada[3], Yuki Aota[3], Hiroaki Takahashi[3], Shinohara Masanao[4], Fumiaki Tomita[5], Toshiya Kanamatsu[5], Kan-Hsi Hsiung[5], Takeshi IInuma[5] (1. RCPEVE, Graduate School of Science, Took University, 2. IRIDeS, Tohoku University, 3. ISV, Hokkaido University, 4. ERI, University of Tokyo, 5. JAMSTEC)

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

[S03-11] Preliminary Report of the GNSS-Acoustic Observation Using the Wave Glider to Detect the Seafloor Crustal Deformation

*Takeshi Iinuma[1], Motoyuki Kido[2], Yusaku Ohta[3], Tatsuya Fukuda[1], Fumiaki Tomita[1], Iwao Ueki[1] (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)

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

[S03-12] Validation of SSE detection capability of the present GNSS-A observation network

*Yusuke Yokota[1], Tadashi Ishikawa[2] (1. Institute of Industrial Science, University of Tokyo, 2. Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard)

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

[S03-13] A compatible format for preprocessed GNSS-A seafloor geodetic data

*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)

Construction of the sea-floor geodesy network in Nemuro-Oki, the southwestern part of the Kuril Trench

*Yusaku Ohta[1], Motoyuki Kido[2], Ryosuke Azuma[1], Makiko Sato[1], Syuichi Suzuki[1], Ryusuke Yamamoto[1], Hidenobu Takahashi[1], Yukiho Kimura[1], Hideto Otsuka[1], Chie Honsho[1], Ryota Hino[1], Mako Ohzono[3], Kazumi Okada[3], Yuki Aota[3], Hiroaki Takahashi[3], Shinohara Masanao[4], Fumiaki Tomita[5], Toshiya Kanamatsu[5], Kan-Hsi Hsiung[5], Takeshi IInuma[5]

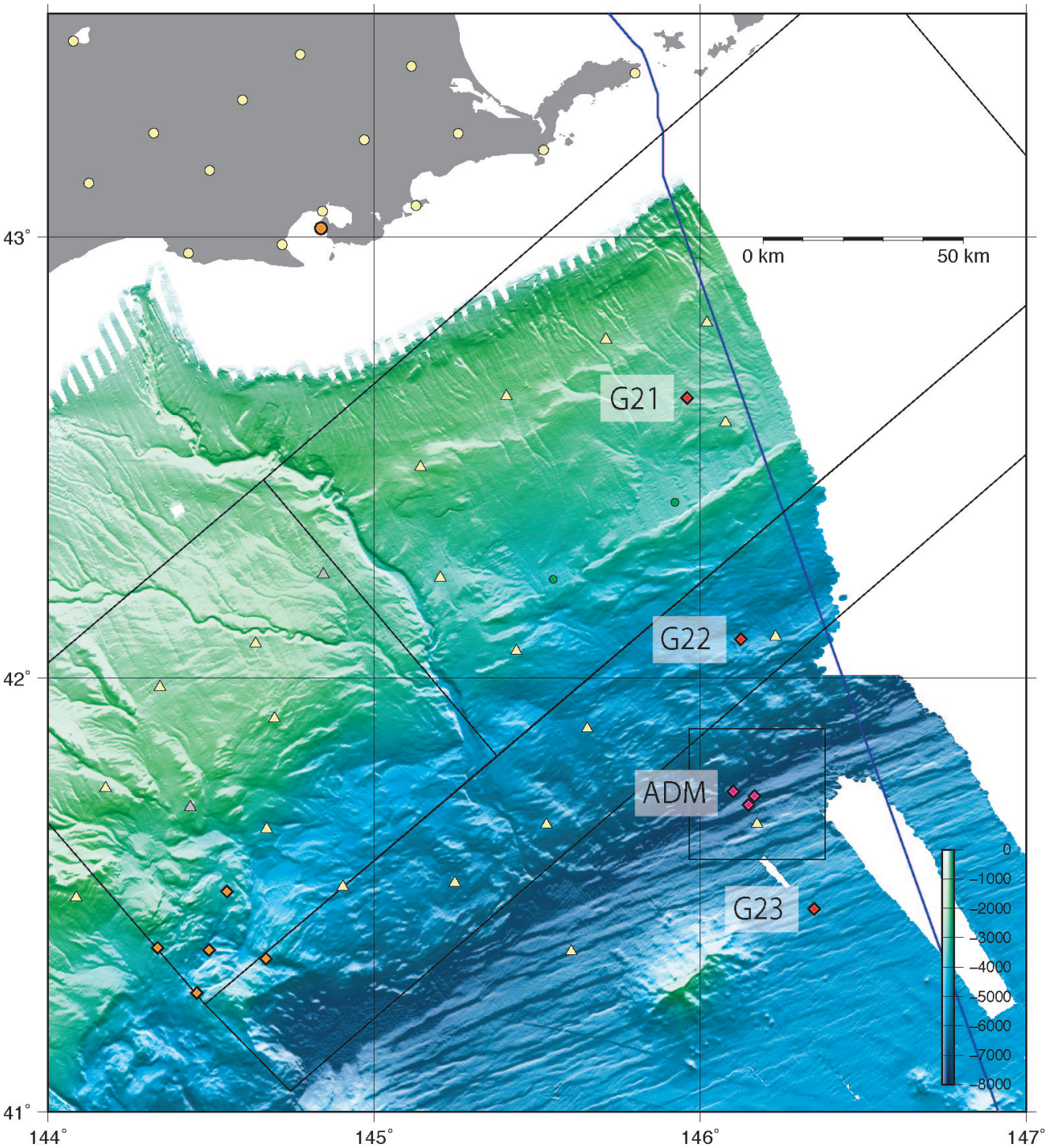
1. RCPEVE, Graduate School of Science, Took University, 2. IRIDeS, Tohoku University, 3. ISV, Hokkaido University, 4. ERI, University of Tokyo, 5. JAMSTEC

2011年東北地方太平洋沖地震(M9.0，以下東北沖地震)ではGNSS−音響結合方式 (以下，GNSS-A) や，海底水圧計による海底地殻変動観測によって，プレート境界の深さ十数km以浅で50mを超える大きな断層すべりが生じていたこと，さらにその断層すべりが海溝軸まで到達していたことが高い確度で明らかになった．こうしたプレート境界浅部での大すべりを規定する要因をさまざまな側面から理解することは，超巨大地震の発生様式の理解を深める上で重要であり，特に他の地域における超巨大地震との比較研究を行うことは地震の多様性理解のために必須である．
千島海溝は，日本海溝と同じ太平洋プレートが沈み込む場であり，M8クラスの巨大地震が十勝沖や根室沖といった各セグメントで繰り返し発生している．一方，津波堆積物の分布等から，17世紀に，十勝・根室沖の両セグメントを破壊し，さらにプレート境界浅部で大きなすべりが生じるような巨大地震が発生していた可能性が指摘され，そのすべり様式の2011年東北沖地震との類似性が示唆されている (Ioki and Tanioka, 2016)．
こうした観点から，東北大学と北海道大学では，千島海溝根室沖における現在のプレート間固着の実測を目指した海底測地観測網の整備を共同で実施した．具体的には2019年７月に実施された東北海洋生態系調査研究船「新青丸」の共同利用航海KS-19-12航海において，3箇所のGNSS-A観測点および1箇所の海底間音響測距 (ADM) 観測点の設置を行った．
本航海では併せて，ピストンコアを用いた採泥による乱泥流堆積物調査を2箇所で実施した．また，海底水圧計の長期ドリフトの除去を目的とした自己校正機能付きの海底水圧観測システムのプロトタイプ機の動作実証試験を行った．さらに，日本海溝-千島海溝会合部の地震・微動活動を把握することを目的とし，自己浮上式海底地震計5台の設置も実施している．またウェーブグライダーによる長期自律的GNSS-A観測のための試験観測も実施した (飯沼・他，本大会)．
図にKS-19-12観測において根室沖に新設したGNSS-A観測点，ADM観測点等の観測点分布を示す．GNSS-A観測点は，海溝軸に直交する方向に3観測点を新設した．そのうちの2点は陸側斜面に設置し，1点は沈み込む太平洋プレートの移動速度の実測を目的として，海溝軸よりも南側に設置した．各観測点は3局もしくは4局のトランスポンダーによって構成され，設置後に新青丸の船底トランスデューサーを用いた移動観測による各トランスポンダー位置の計測および，各アレイの初期位置推定のための定点観測を実施した．
ADM観測点は，海溝軸を跨いで3海底局を設置し，うち2局は沈み込む太平洋プレート上に，1局を陸側斜面に設置した．ADMでは，海底局間で音線のパスが通る必要があるため，あらかじめ予定した箇所に正確に設置する必要がある．そのためウィンチで観測装置を吊り下げ，潮流の影響が少ない深度で切り離すことによって，予定した箇所に正確に設置を行った．設置後，船上から単発の測距指示を行い，ADM海底局間で，相互に測距に成功していることを確認した．
今後，GNSS-A観測点については，1年に1回程度の頻度で繰り返し観測を行い，特にプレート境界浅部における固着について明らかにすることを目指す．ADM観測点については，2年間程度の連続観測によって，プレート境界最浅部におけるひずみ蓄積の定量評価を目指す．発表では，より詳細な観測内容等および，現時点までに得られているデータの暫定的な解析結果等について報告する予定である．

謝辞：本研究の一部は，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）の支援を受けて行われました．またKS-19-12航海の実施において，東北海洋生態系調査研究船「新青丸」の乗組員には多くの支援を

© The Seismological Society of Japan

頂きました．深く感謝いたします．



図：KS-19-12航海で設置したGNSS-A観測点およびADM観測点の分布図．赤ひし形が新設GNSS-A観測点，ピンク色のひし形がADM観測点をそれぞれ示す．図中の黒矩形はIoki and Tanioka (2016)で示された十勝・根室連動型地震の断層面を示す．黄色三角形はS-net，黄色丸はGEONET，オレンジ色の丸印がGNSS-A観測における陸上基準GNSS観測点をそれぞれ示す．

© The Seismological Society of Japan

Preliminary Report of the GNSS-Acoustic Observation Using the Wave Glider to Detect the Seafloor Crustal Deformation

*Takeshi Iinuma[1], Motoyuki Kido[2], Yusaku Ohta[3], Tatsuya Fukuda[1], Fumiaki Tomita[1], Iwao Ueki[1]

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

近年，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が海底で捉えられるようになってきた．しかしながら，GNSS-A観測の実施には，海上でのGNSS測位，及び，海底トランスポンダーとの間の音響測距を行うための海上プラットフォームが必要であり，これまでもっぱら船舶もしくは船舶の制御下にあるブイが用いられてきたが，有人船舶の必要性が，観測の高頻度化に限界を設けるとともに，観測実施コストの低廉化を妨げてしまっているのが現状である．これに対し，海底地殻変動観測点の直上に係留されたブイを用いてGNSS-A観測を行うことによって，リアルタイムに海底地殻変動の検出を行うための技術開発が進められているが，日本近海だけでも現在60点を超えている海底地殻変動観測点すべてにブイを設置するには膨大な費用が必要となる．そこで，海洋研究開発機構と東北大学では，多数の観測点におけるGNSS-A観測の高頻度化を達成すべく，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むこととし，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．

ウェーブグライダーは洋上に浮かぶフロート部と水中のグライダー部から構成される．太陽光発電による電力によって制御を行い，波浪によるフロート及びグライダーの上下動を推進力に変えて自律的に航行する無人観測プラットフォームである．燃料を必要としないため長期間の洋上運用が可能であるとともに，観測点における定点保持や海底局アレイ内での移動観測，観測点間の移動やAIS搭載船舶との衝突回避といった運動を自動的に行うことができる．衛星通信を介して陸上からのミッション管理が可能であり，内部ペイロードの電源のオン・オフや航路の設定が随時可能である．今回は以下の点を目標としてシステムの開発を行い，試験観測を実海域で実施した．

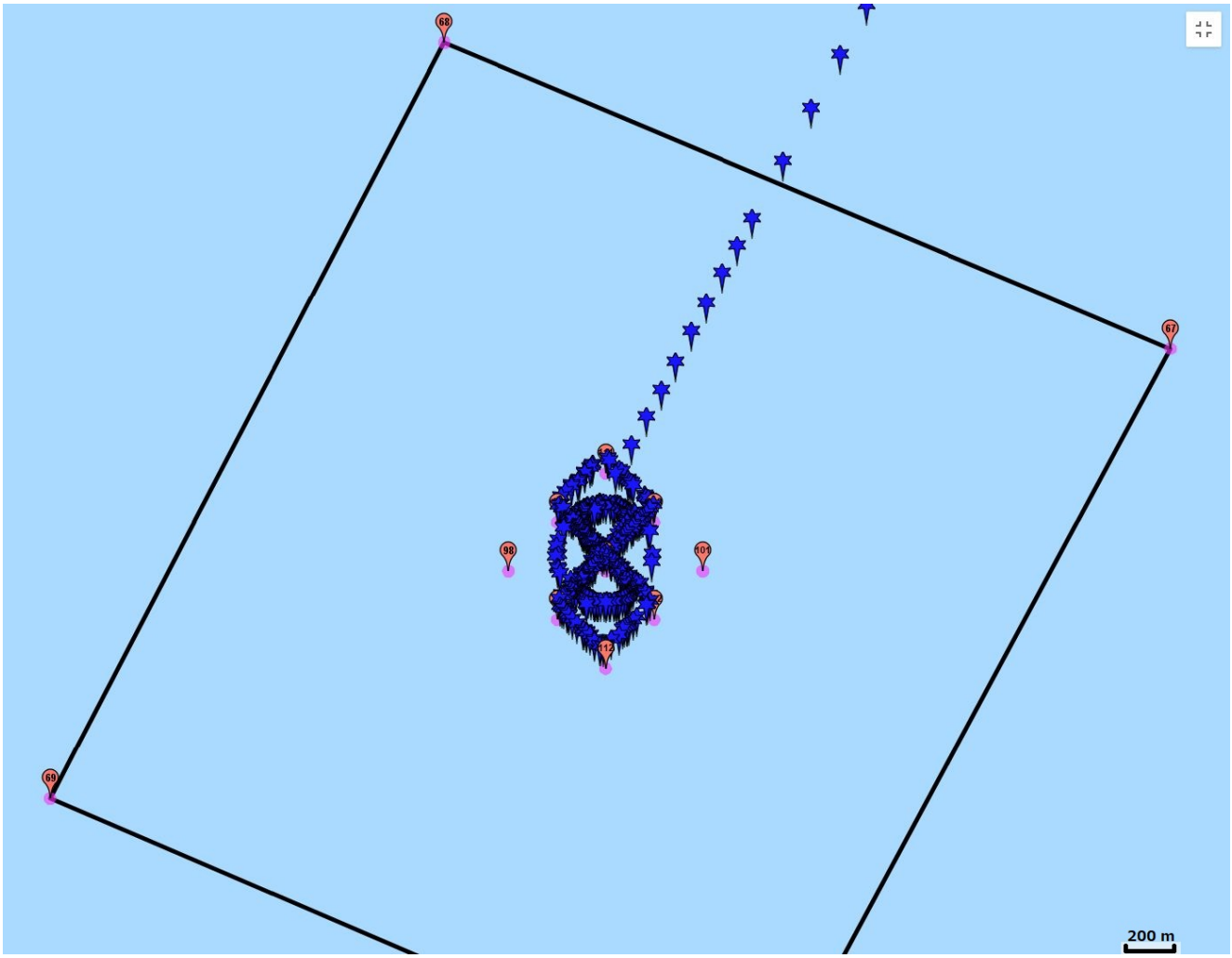
１．海底地殻変動観測点において，
（ア）フロート上に設置したGNSSアンテナ及びフロート内のジャイロからのデータを取得すること
（イ）各観測点に設置されている海底トランスポンダーを起動させること
（ウ）十数時間のあいだ，一定時間間隔で音響測距信号を発信し，各トランスポンダーからの音響測距信号を受信し，記録すること
２．海底地殻変動観測点間を自律的に移動し，観測点においては設定された範囲内にとどまること

2019年7月3日から13日にかけて行われた，東北海洋生態系調査研究船「新青丸」の共同利用航海（KS-19-12）において，関連機材を搭載したウェーブグライダーを用いた試験観測を実施した．東北大学が青森県沖に設置したG02観測点において投入してGNSS-A観測を開始し，終了後は岩手県沖に設置されたG03観測点に移動させてGNSS-A観測を実施する，という計画のもとに各種設定を行った．結果として，海況に恵まれず，G03観測点への移動及びそこでの観測を断念せざるを得なかったが，G02観測点での観測，並びに，十勝沖の海底地震計設置点への移動によって，前述の目標を達成することができた．図にG02観測点におけるウェーブグライダーの航跡を示す．外側の黒実線の四角形は各海底局を頂点としており，中心定点付近に設定された地点を通る8の字もしくは半径200mほどの円形の航路をほとんど外れることなく辿れていたことが良く分かる．取得したデータについては現在解析中であり，秋季大会当日においては，暫定的な解析結果についても報告する予定である．

謝辞：本研究の一部は文科省科研費26109007の助成を受けて行われました．また，ウェーブグライダーの整備及び運用に際してご尽力・ご協力いただいた，株式会社マリン・ワーク・ジャパンの長濱徹哉氏，藤井信宏

© The Seismological Society of Japan

氏，松永浩志氏及び横田牧人氏，並びに，東北海洋生態系調査研究船「新青丸」の乗組員及びKS-19-12航海乗船研究者各位に深く感謝いたします．



© The Seismological Society of Japan

Validation of SSE detection capability of the present GNSS-A observation network

*Yusuke Yokota[1], Tadashi Ishikawa[2]

1. Institute of Industrial Science, University of Tokyo, 2. Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard

GNSS-音響測距結合方式(GNSS-A)による海底地殻変動観測技術は長期的スケールにおける海底の精密な地殻変動場を連続的に検出することができる唯一の観測技術である．これまでに，東北沖地震の巨大な地殻変動場，その余効変動場，南海トラフ沿いや南西諸島海溝沿いの固着状態などのきわめて重要な地震学的知見を提供しており，地震学において重要な役割を持っている．

近年，GNSS-Aは観測システムの高度化と洗練，解析システムの開発が進み，cmオーダーの観測精度で年スケールの地殻変動場を検出できるようになった．たとえば，観測頻度を向上させるための音響システム開発やシミュレーション研究，海中音速構造の複雑性の理解とその検出などが進められた．2019年時点では，地点によって違いが大きいものの，頻度は 4 –10 回/年，精度は1.5 –2.5 cm (1-σ) を達成している．これにより，従来は捉えられなかった非地震性の海底地殻変動場をある程度の感度で検知することが可能となった．

2018年までの観測結果には，南海トラフ沿いのいくつかの観測地点で非地震性の地殻変動と考えられる信号が見られており，かなり明瞭なものから不明瞭なものまで観測点や時期によってさまざまな信号が得られている．そこで，Nishimura et al. [2013, JGR] を参考に c-AIC [Akaike, 1974, IEEE TAC; Sugiura, 1976, CSTM] を用いた識別方法によって，これらの信号の分析を行い，豊後水道沖，紀伊水道沖，熊野灘沖の3領域について非地震性の地殻変動は統計的に尤もらしく，SSEによるものと推定されることがわかっている．

これらの信号は数多くあるはずのSSEによる地殻変動のうち巨大な信号のみが検出されていると考えられる．今後，観測網の整備，他の観測手法による結果との議論や検出の可否の議論を行っていく上では，GNSS-A観測網のSSE検出能力を適切に把握しておく必要がある．本稿では，疑似データによる数値試験と実際のデータに対する統計検定の結果から，海底地殻変動場の検出能力についての評価を行う．

現状のGNSS-A観測網において，最高の精度が達成されている場合における観測感度を疑似データによる試験で調査した．疑似データは現在の観測能力に合わせて数値的に誤差を与えて生成する．得られた1000ケースほどの疑似データに対して，c-AICによる識別を行い，地殻変動を含むかどうかを検定していく．その結果からは，4 –5 cm 程度の地殻変動を検知することはできるが，それ以下の場合，誤検知率や空振り率が高くなってしまうことが示された．またいくつかの時定数の地殻変動を含む疑似データに対してモデルによる時定数の推定精度を調査したところ，時定数の決定精度が低いことも示された．これは現在の観測頻度が隔月程度であることが主な原因と考えられる．

合わせて，それぞれの観測点の個別の感度検証も行った．観測点ごとの時系列データから，いくつかのデータを省いて地殻変動の有無を検定した時の各パラメータの決定精度を検証した．この時，省いたデータが多くなっても地殻変動に関する推定パラメータが安定している場合は高感度の観測地点，データの除去により簡単に推定パラメータが不安定になる場合は低感度の観測地点である．この検証により，たとえばASZ1 (足摺岬の沖合) とHYG1 (日向灘の沖合) の2点を比較すると，ASZ1がより不安定であることがわかる．近傍2点でも生じてしまうこの違いの原因については，海中音速構造以外の要因も含めて今後検証する必要がある．

また，現状のGNSS-A観測網の能力を考慮して，水藤 [2016, 測地学会誌] と同様の手法でSSEの検出範囲の推定も実施した．この結果からは沖合の海底観測点近傍でのSSEの検出能力が新たに得られたと解釈できる

© The Seismological Society of Japan

が，検出不能な領域も広く，観測網の拡張が求められる．

参考文献：
Yokota, Y., T. Ishikawa and S. Watanabe (2018): Seafloor crustal deformation data along the subduction zones around Japan obtained by GNSS-A observations, Scientific Data, 5:180182, doi:10.1038/sdata.2018.182
Yokota, Y., T. Ishikawa and S. Watanabe (2018): Gradient field of undersea sound speed structure extracted from the GNSS-A oceanography, Mar. Geophys. Res., doi:10.1007/s11001-018-9362-7

© The Seismological Society of Japan

A compatible format for preprocessed GNSS-A seafloor geodetic data

*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技術を用いた海底測地観測は，海上保安庁や大学等，複数の機関で実施されている。各機関で得られたGNSS-A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。そのため，もし互換性のあるGNSS-Aのデータフォーマットが作成されれば，複数の観測主体のデータを直接比較したり，それぞれの解析ストラテジで処理したりするといった連携が可能になる。さらに，データフォーマットが定まれば，GNSS観測のRINEXのように，GNSS-A観測を実施していない研究者もGNSS-A解析を直接行うことが容易になり，研究の裾野が広がることも期待される。そこで，本研究ではまず，GNSS-Aの解析において必要となるデータセットを以下のように整理した。

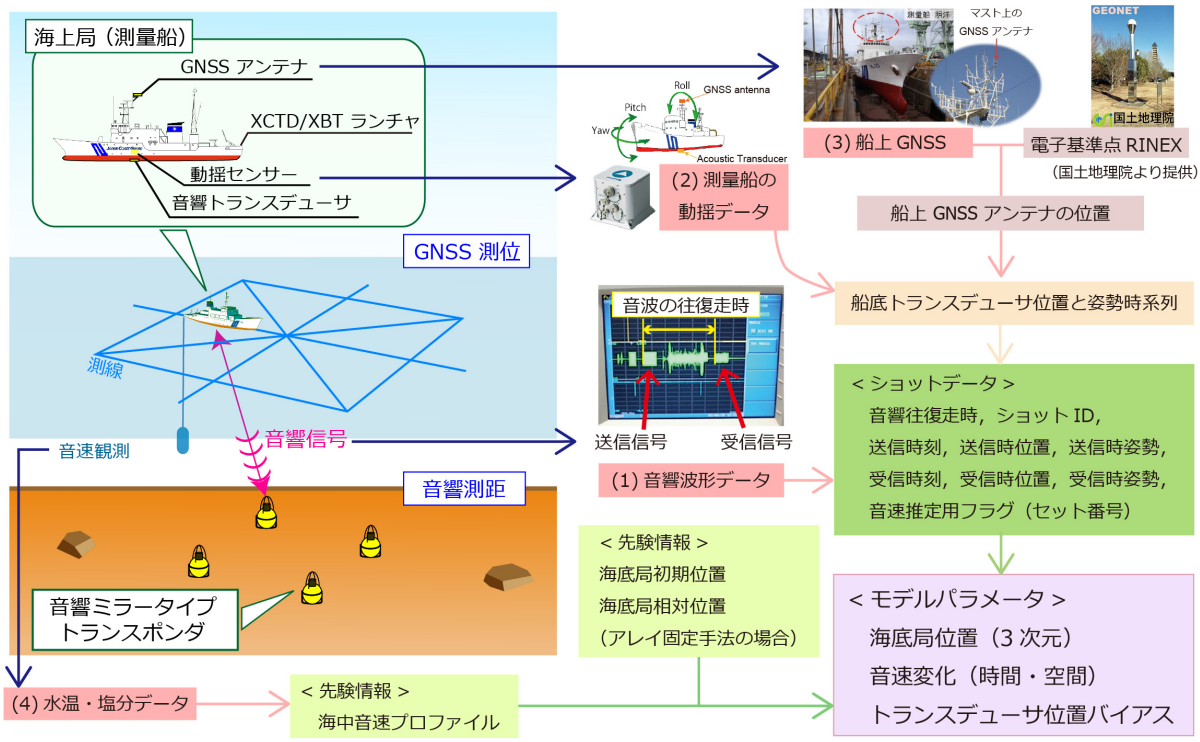
2019年現在において，海上保安庁の実施する海底地殻変動観測で測量船において取得される生データは，（１）音響波形データ（200 kHzサンプリング），（２）動揺計測データ（10-20 Hzサンプリング），（３）GNSSのRINEXデータ（2 Hzサンプリング），（４）音速測定用XBT/CTDデータ（1 m層の水温・塩分濃度プロファイルデータ）である（図中ピンク背景）。海底局位置の解析（以下，局位置解析）においては，まずこれらの生データから，各ショットに関するデータを抽出する必要がある。具体的には，現行の局位置解析において必要なデータとして，ショットごとに，ショットID（海底局番号），ショット発信時及び受信時の，時刻，トランスデューサ位置及び測量船の姿勢（それぞれ3成分），並びに音波往復走時に加え，そのショットが含まれる観測セット番号（一般にはフラグとして扱う変数）の17パラメータを抽出する（図中緑背景）。なお，ここで時刻が必要になるのは音速補正を時間の連続関数としてモデル化しているため，及び固体地球潮汐の効果を補正するためであり，測量船の姿勢が必要になるのはGNSSアンテナ・トランスデューサ間の測定誤差（トランスデューサ位置バイアス）を推定するためである。また，ショット発信時刻と受信時刻に加えて往復走時が必要なのは，海底局において設定される返答シグナルの発射ディレイが，海底局ごとに異なるためである。

これらショットごとのデータセットをCSV等にまとめたファイルを，GNSS-A一次処理データフォーマットとして定義できる。実際の解析においては，これらショットデータに加え，音速プロファイルデータ及び初期局位置データ等の広い意味での先験情報が必要になる（図中薄緑背景）。ただし，前者は実測値に限らずモデルによっては統計値でも代用可能であり，後者については本質的にショットデータから抽出可能であるため，データセットとしての重要性は低く，あくまで解析の再現性を担保するための情報に過ぎないともいえる。そのため，これらはショットデータとは別ファイルとして与えるようにしている。

今回作成したデータセットは観測の生データからかなりの容量が圧縮されたものであり，データ読み込みの高速化の点や，将来のデータ交換時にも有利に働く。他方で，データセットにおいて捨象される情報，中でも特に重要と思われるのはGNSS解析が一次処理に含まれておりその手法が観測者に依存してしまうこと，をどう扱うべきかについては，今後議論する必要があると考える。

本発表では，上記データセットについて，海上保安庁で収集されるデータを基に紹介する。また，作成したデータセットに合わせて，局位置解析プログラムを全面的に改修・簡略化し，容易にモデルを変更することを可能としたので，当プログラムにおいて試みた複数の音速モデルによる結果も示し，その内容についても議論する。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Room C | General session：S03. Crustal Deformation, GNSS, Gravity

Mon. Sep 16, 2019 4:00 PM - 4:30 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 7:00 AM - 7:30 AM UTC | ROOM C Research Bldg No 8 NS Hall

[S03]PM-3

chairperson:Takao Kumazawa(Earthquake Research Institute, University of Tokyo), Yo Fukushima(IRIDeS, Tohoku University), Shun-ichi Watanabe(Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard)

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

[S03-14] Creep rates along the Philippine fault, Leyte Island, and possible repeating of Mw 6.5 earthquakes on an isolated locked patch

*Yo Fukushima[1], Manabu Hashimoto[2], Masatoshi Miyazawa[2], Naoki Uchida[3], Taka'aki Taira[4] (1. IRIDeS, Tohoku University, 2. DPRI, Kyoto University, 3. Graduate School of Science, Tohoku University, 4. Berkeley Seismological Laboratory, University of California, Berkeley)

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

[S03-15] Geodetically estimated location and geometry of fault plane involved in the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake

*Tomokazu Kobayashi[1], Kyonosuke Hayashi[1], Hiroshi Yarai[1] (1. Geospatial Information Authority of Japan)

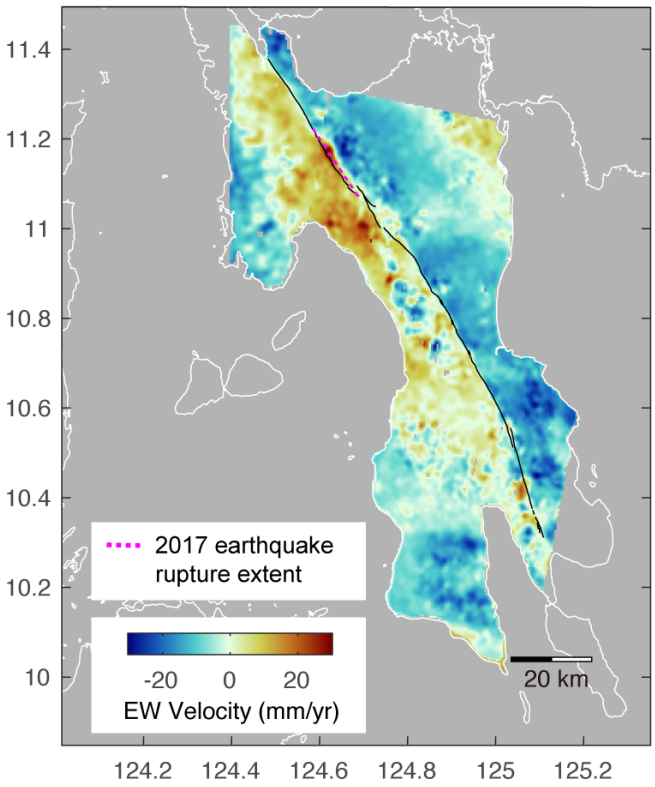
Creep rates along the Philippine fault, Leyte Island, and possible repeating of Mw~6.5 earthquakes on an isolated locked patch

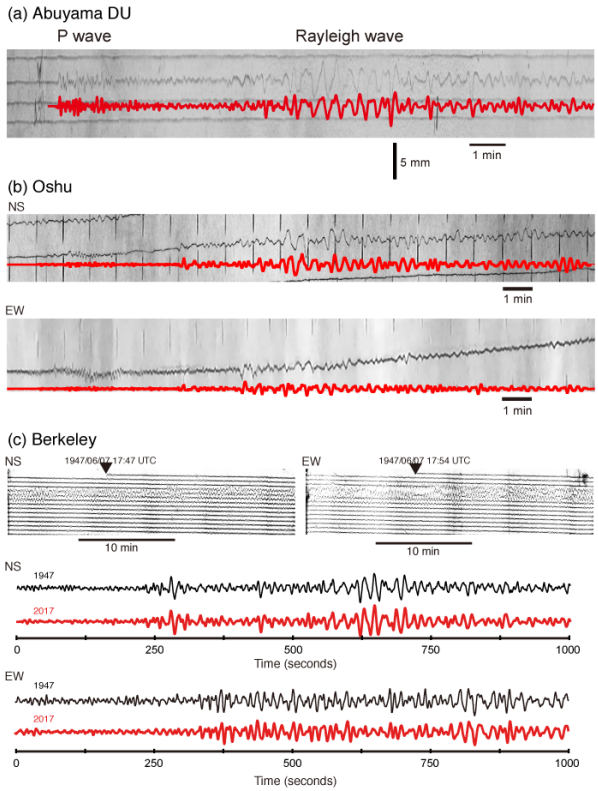
*Yo Fukushima[1], Manabu Hashimoto[2], Masatoshi Miyazawa[2], Naoki Uchida[3], Taka'aki Taira[4]

1. IRIDeS, Tohoku University, 2. DPRI, Kyoto University, 3. Graduate School of Science, Tohoku University, 4. Berkeley Seismological Laboratory, University of California, Berkeley

Shallow active faults commonly repeat cycles of sudden rupture and subsequent silence of hundreds to tens of thousands of years, but some parts of well-developed faults exhibit continuous creep accompanied by many small earthquakes. Discovery and detailed examination of such fault creeps on land have been in a rapid progress with the advent of synthetic aperture radar interferometry applied to satellite data.

In this study, we measured the spatial variation of the creep rate along the Philippine fault on Leyte Island using ALOS/PALSAR data acquired between October 2006 and January 2011. Prominent creep of 27±10 mm/year was estimated in northern and central parts of the island except for a locked portion in the middle. We compared the creep rate distribution along the fault with the slip distribution of the 2017 Mw 6.5 Ormoc earthquake that occurred in northern Leyte, estimated from the displacements mapped by ALOS-2/PALSAR-2 interferometric data. The estimated slip of the 2017 earthquake amounted up to 2.5 meters and to moment magnitude of 6.51, with the dominant rupture area coinciding with the locked portion identified from the creep analysis. Teleseismic waveforms of the 2017 earthquake and another event that occurred in 1947 (Ms 7.0) exhibit close resemblance, indicating the same locked portion ruptured repeatedly with a time interval of 70 years.





© The Seismological Society of Japan

Geodetically estimated location and geometry of fault plane involved in the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake

*Tomokazu Kobayashi[1], Kyonosuke Hayashi[1], Hiroshi Yarai[1]

1. Geospatial Information Authority of Japan

１．はじめに

平成30年（2018年）9月6日3時8分頃，北海道胆振地方中東部でマグニチュード6.7の地震が発生し，最大震度7を記録した．胆振東部地震の震源域近傍には，活断層である石狩低地東縁断層帯が分布している．胆振東部地震では，国土地理院が運用するGNSS連続観測システム（GEONET）及びだいち2号によって地殻変動が捉えられた．本発表では，これら地殻変動から推定された震源断層モデルについて報告する．

２．データと解析

GNSS（GEONET）及びSAR（だいち2号）で観測された地殻変動を基に震源断層モデルを推定した．モデル解析では，GEONETの定常解析の最終解（F3解）を用いた．この地震に伴い苫小牧観測点で東方向へ約4cm変位する等，震央周辺の観測点で地殻変動が観測されたが，電子基準点「門別（950141）」及び「厚真（950132）」では，地震に伴いピラーが傾斜したことが現地観測により分かっている．そこで本解析では，傾斜測定の結果から推定される見かけの変位を補正してモデル計算に利用した．干渉SARのデータについては，南行右観測及び北行左観測の軌道から撮像した2018年8月23日と同年9月6日の画像ペア，北行右観測の軌道から撮像した2018年8月25日と同年9月8日の画像ペアを使用した．モデル計算ではこれらの干渉SARデータを位相連続化した後，データをリサンプリングし，モデル計算に適したデータセットを作成した．これらGNSS及びSARデータを用いて，1枚の矩形断層における一様滑りを仮定した震源断層モデルを構築した．震源断層の各パラメータは，Simulated Annealing法による解探索から最適解を得た．

３．結果

モデル計算の結果，以下の特徴が得られた．断層は震央付近から南に約10km延び，ほぼ南北の走向を持つ．断層の上端深さは約16kmであり，一般的な内陸の地殻内地震より深い位置に断層面が求まっているのが特徴である．傾斜角は74度と高角の断層面であり，東に傾斜する断層面上での逆断層運動が推定された．これら震源断層モデルの諸特徴を概念図として図１に示す．すべり量は約1.3mで，地震モーメントは8.68×10^{18} Nm（モーメントマグニチュード（Mw）：6.56）である．これは，気象庁や防災科学技術研究所等の各機関で地震波形から推定されたマグニチュード（いずれもMw6.6）と調和的である．なお，地震モーメントの計算には，剛性率30 GPaを仮定した．

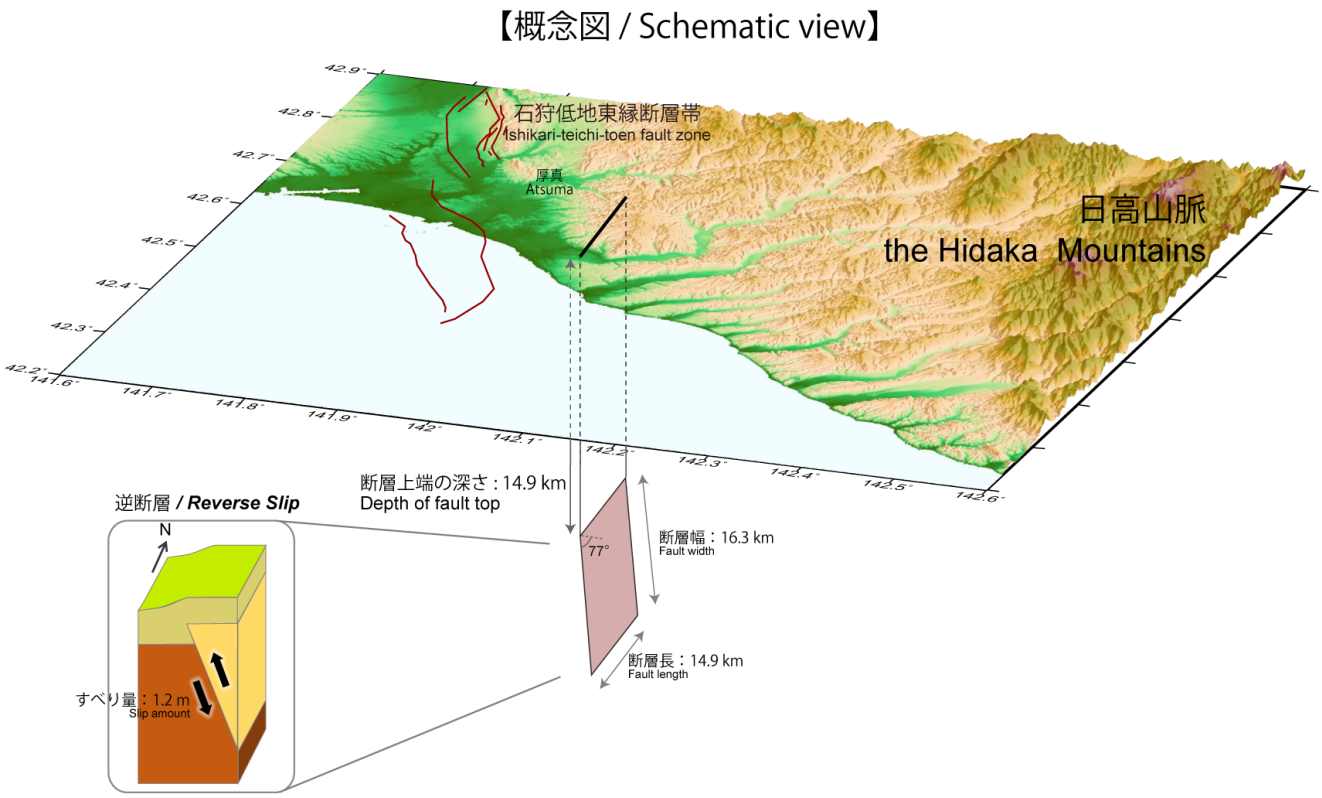
震源領域付近には石狩低地東縁断層帯が存在するが，断層面は高角で，断層の浅部延長は石狩低地東縁断層帯より東に位置し，既知の断層トレースとは繋がらない．このことは本地震の断層面が石狩低地東縁断層帯とは異なる，もしくは同断層帯の構成要素であるが浅部に向かう途中で低角になっている，ということを示唆しているのかもしれない．

地震波速度構造と比較すると，推定された断層面は速度構造が空間的に不均質な場に位置することがわかった．断層面の東側にはP波速度が小さい領域が鉛直方向に厚く分布しており，P波速度の大きな層と小さな層の境界面は東に傾き下がっている．本地震の断層面は，こうした東に傾き下がる速度構造の境界付近に沿うように位置している．

謝辞： 本報告で使用したALOS-2データの所有権は，JAXAにあります．これらのデータは，国土地理院とJAXAの間の協定及び地震予知連絡会SAR解析ワーキンググループの活動に基づいて，JAXAから提供されたものです．地震データは気象庁の一元化震源を用いました．速度構造との比較に防災科学技術研究所のHi-net 3D Tomography Viewer (Ver. 3.0)を用いました．ここに記して感謝いたします．

© The Seismological Society of Japan

参考文献：
Kobayashi, T., K. Hayashi, H. Yarai (2019), Geodetically estimated location and geometry of the fault plane involved in the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake, *Earth Planets Space,* 71:62, doi:10.1186/s40623-019-1042-6.



© The Seismological Society of Japan

Room C | General session：S19. Seismology General and Miscellaneous Contribution

Mon. Sep 16, 2019 4:30 PM - 5:15 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 7:30 AM - 8:15 AM UTC | ROOM C Research Bldg No 8 NS Hall

[S19]PM-3

chairperson:Takao Kumazawa(Earthquake Research Institute, University of Tokyo), Yo Fukushima(IRIDeS, Tohoku University), Shun-ichi Watanabe(Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard)

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

[S19-01] About action of disaster prevention measures research of NPO Research Organization For Catastrophic Disaster Reduction(CDR)

*Kazuo Yoshida[1] (1. NEWJEC Inc.)

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

[S19-02] Characteristics of seismic activity before and after the 2018 M6.7 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake

*Takao Kumazawa Kumazawa[1], Yosihiko Ogata[2], Hiroshi Tsuruoka[1] (1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. The Institute of Statistical Mathematics)

5:00 PM - 5:15 PM JST | 8:00 AM - 8:15 AM UTC

[S19-03] Disaster prevention administration that can not reach a huge earthquake

*kazunobu tani[1] (1. bujisoukenkabusikigaisya)

About action of disaster prevention measures research of NPO Research Organization For Catastrophic Disaster Reduction(CDR)

*Kazuo Yoshida[1]

1. NEWJEC Inc.

まえがき

東海・東南海・南海地震など大規模災害の発生が危惧され、危機管理の重要性が訴えられている。安全で持続的な地域社会を形成していくためにも、日頃より災害対策情報を知り、予防策をとると同時に、情報ネットワークを構築する必要がある。

そこで、大規模災害によって広域的な発生が予想される人的・物的被害を軽減することを目的として、河田惠昭教授（関西大学社会安全研究センター長、特別任命教授、京都大学名誉教授）らが平成9年に「任意団体東海・東南海・南海地震津波研究会（以下「研究会」という）」を、平成18年に「特定非営利活動法人　大規模災害対策研究機構（CDR）（以下「CDR」という）」を設立した。

ここでは、このCDR活動の概要を紹介する。そして、大規模災害対策研究に関わる多くの研究者や実務担当者の方に参加していただき、共に我が国の自然災害に対する防護力の向上を目指すものである。

１．研究会および研究機構の設立経緯

1.1.　研究会の発足

南海トラフでは100～150年周期でM8以上の巨大地震と津波災害が必ず発生しており、近い将来かならず次の巨大地震が起こると予測されている。そこで、広域的な人的・物的被害を軽減することを目的として､太平洋沿岸地域の津波防災などをテーマに､官・民・学が継続的に情報や意見交換、さらには相互啓発できる場を提供して、国民の防災意識の向上と同地域の津波防災への寄与を図るために、平成9年7月に「任意団体東海・東南海・南海地震津波研究会」を発足させた。

発足に際しては、中央防災会議において東海地震や東南海・南海地震に関する専門調査会を立ち上げる4年も前に、河田が南海トラフ巨大地震津波による広域かつ大規模災害のメカニズムや被害シナリオ、その対策に対する研究の必要性を訴え、地震津波研究のトップレベルの研究者、国、自治体の行政機関の要職の方々とともに、国、自治体、教育・研究機関、ゼネコン、建設コンサルタント、ライフライン企業等から構成する研究会を立ち上げた。

1.2.　CDRへの移行

平成18年4月に、従来の活動基盤をさらに充実させ、関連学会、研究機関、行政などの公的機関との連携・協力体制の構築を目指すとともに、災害予防および発生時の減災、救援対策について、各方面への情報発信を行うことを目的として、「特定非営利活動法人　大規模災害対策研究機構（CDR）」に移行した。なお、研究会は「任意団体」として継続させ、行政機関が研究活動に参加しやすいようにした。

© The Seismological Society of Japan

２．活動概要

主な年間行事は以下の通りである。

(1)企画委員会と理事会・総会

(2)大規模災害対策に関する現地調査（日本全国で実施）

調査の一例：①歴史地震や津波に関する痕跡、行政・民間企業による対策、復興状況調査（北海道南西沖地震津波（1993）、明治・昭和三陸津波（1896、1933）、宝永・安政・昭和東南海・南海地震津波（1707、1854、1944、1946）、新潟県中越大震災（2004）、東日本大震災（2011）、熊本地震（2016））、②火山災害（有珠山噴火（2003）、雲仙普賢岳噴火（1991））、③高潮（佐渡島寄り回り波（2008）、八代海高潮（1999）、大阪湾高潮（2018））、等

(4)大規模災害対策セミナー

一般国民向けに、国内外で発生した地震、津波、高潮、洪水、土砂災害等の発生メカニズムや被害予測等を解説、被害軽減・抑止対策の計画、実施状況等の紹介、地元行政機関や住民等立場が変わることによる問題点や課題、対処方法の違いについても紹介。

(5)ワーキンググループ活動（大阪市域における津波危険度と津波対策に関する研究、他）

(6)研究会

「東海・東南海・南海地震津波」をメインテーマとし、行政および企業の防災担当者向けに、より専門性の高いセミナーを開催。

３．CDR活動がもたらすメリット

研究活動を通じて得られるメリットは以下の通り。

①我が国の防災研究の名だたる研究者や国土交通省や内閣府、自治体の防災のトップの方々と面識ができ、事業協力や研究協力につながる。

②防災に関する先進の研究成果、対策事例に関する一般では入手困難な情報が入手可能。また、非公開の現場や施設内でも特別に立ち入りが許可され、説明を受けられる。

③中央省庁や学会、委員会に委員やオブザーバーとして参画できる。

４．あとがき

長きにわたる研究活動を通じて、①災害現場、復旧復興状況を直に見て、聞くこと、②最新の研究成果、行政機関等の取り組みを聞き、学び、発展させること、③様々な業種、立場の人たちと交流をもち、多種多様なも

© The Seismological Society of Japan

のの見方を学ぶこと、等の重要性を感じており、一人でも多くの命を救えるよう使命感をもって活動を続けていく所存である。

最後に、是非とも多くの研究者、実務担当者の方々にもご参加いただき、我が国の防災研究、防災事業への貢献にご協力を賜りたい。

© The Seismological Society of Japan

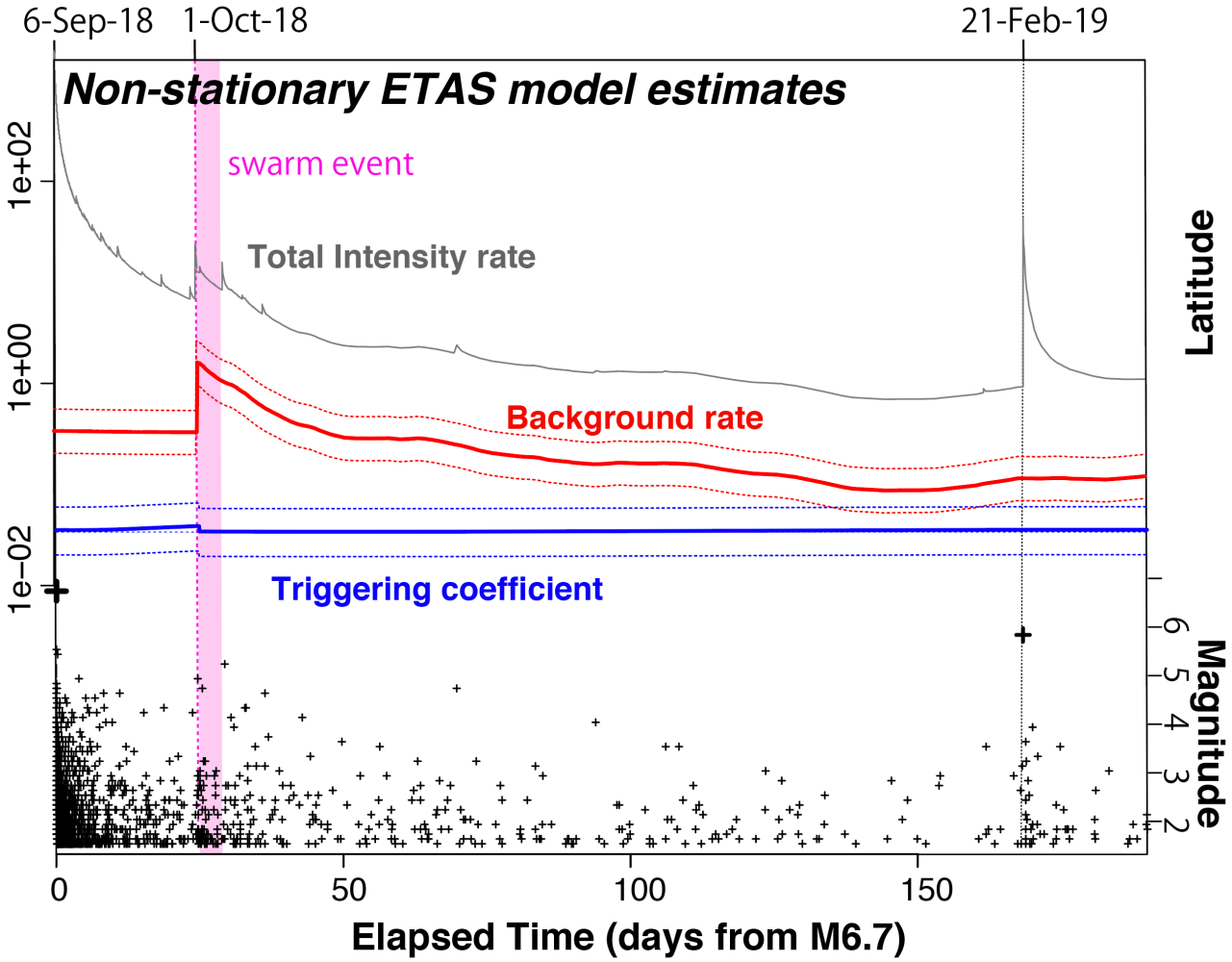
Characteristics of seismic activity before and after the 2018 M6.7 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake

*Takao Kumazawa Kumazawa[1], Yosihiko Ogata[2], Hiroshi Tsuruoka[1]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. The Institute of Statistical Mathematics

In this study we investigated seismic activity in the Eastern Iburi region, before and after the M6.7 earthquake on September 16, 2018, based on earthquake data from after October 1997. First, after the 2003 M8.0 Tokachi-Oki earthquake, seismic activity in the Eastern Iburi region reduced relative to the Epidemic Type Aftershock Sequence (ETAS) model. During this period, the depth ranges of the seismicity were migrating towards shallow depths, where a swarm cluster, including a M5.1 earthquake, finally occurred in the deepest part of the range. This swarm activity was well described by the non-stationary ETAS model until the M6.7 main shock. The aftershocks of the M6.7 earthquake obeyed the ETAS model until the M5.8 largest aftershock, except for a period of several days when small, swarm-like activity was found at the southern end of the aftershock region. However, when we focus on the medium and larger aftershocks, we observed quiescence relative to the ETAS model from 8.6 days after the main shock until the M5.8 largest aftershock. For micro-earthquakes, we further studied the separated aftershock sequences in the naturally divided aftershock volumes. We found that the temporal changes in the background rate and triggering coefficient (aftershock productivity) in respective subvolumes were in contrast with each other. In particular, relative quiescence was seen in the northern deep zones that includes the M5.8 largest aftershock. Furthermore, changes in the b-values of the whole aftershock activity showed an increasing trend with respect to the logarithm of elapsed time during the entire aftershock period, which is ultimately explained by the spatially different characteristics of the aftershocks. This research is supported by Tokyo Metropolitan Resilience Project.

© The Seismological Society of Japan



Non-stationary ETAS model applied to the aftershock sequence of M6.7.

© The Seismological Society of Japan

Disaster prevention administration that can not reach a huge earthquake

*kazunobu tani[1]

1. bujisoukenkabusikigaisya

§１．　はじめに

震災事後よく聞く「考えられない災害でした」は天災ではなく考えられるのに考えようとしなかった人災、過分にあります。震度５強（強震）以上に遇えば立っていることも困難。震度７（激震）となれば須らく置物は‘跳ねる'‘飛び交う'グランドピアノも‘横転する'事態。自治体お薦めのつっぱり棒、Ｌ型金具等の定番グッズでは耐える代物ではありません。メーカー品質保証も曖昧、驚くべきは問合わせ先不明のグッズあり、データ表示は概ね主導する所轄機関（消防）です。

§２．　非力、粗い防災対策

「揺れたら机の下へ」「火を消しましょう」の決まり文句。巨大地震に遇っては動きもままならない１５秒前後の瞬時の圧死です。避難・救助訓練も共助に欠かせませんが、確かな安全空間がなければこれらのステップは踏めません。死傷者必至の巨大地震に遇っても一括りの粗い防災マニュアル、重視すべき は犠牲者を極力出さない、生き延びる、確かな減災対策でなければ備蓄品も訓練等も活かされません。旧態依然。防災行政は専ら起床時、生存を前提にした事後対策が主体になっています。
抑制的な発信、上廻る犠牲者。兵庫県南部地震、東日本大震災等々しかり、惨事の情報は瞬時に伝わるに係らず、過去を知り、体験者は語る教訓に学んでいるとはとは言えず、真に市民の生命と財産を守る気概はあるのか甚だ疑問。巨大地震の想定訓練、対策は危機をあおり、不安を増幅させる。或いは地震対策の支出の呼び水なるためか、ありえないが如くスルー、生存を左右する巨大地震を含めた防災の配慮が未だ伺えません。巨大地震に届かず、儀礼的。事ほど左様に防災行政、大いなる問題あり。事は命の明暗を分ける一大事。過信、丸投げは危ない橋を渡りかねない。
減災対策は優る対策。熊本地震、大阪北部地震、北海道胆振（いぶり）地震、山形県沖地震等々と明日は我地域。Ｍ６以上の地震は世界の約２割は私達の住む列島日本で起こっています。９０年～１５０年のサイクルで規則的に繰り返されている巨大地震。既に臨界点を超えていると想われます。エネルギーは増幅。連動も予測される東南海、南海地震等あり、惨事は広域に及ぶ可能性大。活断層、判っているだけで2千余り。兵庫南部地震、長期評価３０年以内に８％で起こりましたが、連動、触発が想定され、確率が低いからと言って今や何処にあっても油断出来ない状況に。
首都圏直下型地震、政府発表は死者２万３千人と予測されていますが、密集する家屋・人口、網の目の様に張り巡らされた交通網、幾層にも重なるライフラインの地下壕、東京湾沿岸の危険物タンク群の集積、１５０万人が住むゼロメートル地帯。広範な軟弱地盤の関東ローム層、とてもそんな数値で収まるとは想えません。首都圏にも及ぶも必至の東海地震もあり。

§３．　結論

多様な地震対策、情報があれば自らの判断で選択、対策をする市民は多いはず。出向けなければ、求めなければ知り得ない地震対策の情報は多様に在り、精査は可能。
所轄の消防庁、自治体に防災課もしくは危機管理課。担う、謳う防災にあるも専ら許認可等の定型的な業務。減災対策を図る器具の開発、物理的な強度を研究する専門家集団ではありません。人事異動もあり。過信、慢心は禁物。薦めるに談合の指摘に躊躇あり。
惜しむ些少な支出、無防備であっては明暗を分ける事に、孫の代まで負荷負わすことになりかねません。命

© The Seismological Society of Japan

あっての物種、自己実現。いつかその内では悔いあり。超えられない防災行政、命拾いに叶うは自分の身は自分で守る一刻も早い自立、自衛です。
平成７年の兵庫県南部地震をきっかけに地震から身と財の無事を図る減災対策、予知に関心を持ち現在まで研究に取り組む、市民目線でアウトプット。

文献

朝日新聞アエラ． 1995． 「大震災１００人の瞬間」．
石橋克彦・他． ニュートン． 2005． 科学雑誌. ニュートンプレス. 26-55
岩瀧幸則．2009. ぼうさい． 内閣府防災担当（編）. 11月号. 30ｐｐ
岩瀧幸則．2010. ぼうさい． 内閣府防災担当（編）. 7月号. 21ｐｐ
木村　学・他． ニュートン． 2008.「連動して発生する巨大地震（別冊）」. 科学雑誌. ニュートンムック. 6-171ｐｐ
気象庁． 2009． 震度階級の解説書が新しくなりました． 震度の揺れ等の状況.
東條充敏・他. ＮＨＫスペシャル取材班. 2016.「震度７ 何が生死を分けたのか」.
日本経済新聞． 1995． 阪神大震災の犠牲者死因.
山村武彦． 2006． 大地震発生. 公的支援くるまで200時間を生きの延びる知識と知恵．小学館． 159pp.
谷 和信． 2015． 「カウントダウン巨大地震」.
文部科学省． 研究開発局 地震・防災研究課． 地震調査研究推進本部事務局（編）.

無事総研株式会社
*192-0362 東京都八王子市南大沢大沢３－１５－１－１０３

© The Seismological Society of Japan

Room D | General session：S01. Theory and Analysis Method

Mon. Sep 16, 2019 9:30 AM - 10:30 AM JST | Mon. Sep 16, 2019 12:30 AM - 1:30 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S01]AM-1

chairperson:Kiwamu Nishida(ERI, the university of Tokyo), Daisuke Sato(DPRI, Kyoto University)

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

[S01-01] Generalized asymptotic ray theory without high-frequency approximation: Application to singular regions of seismic wavefield

*Kiyoshi Yomogida[1] (1. Earth & Planet. Dyna., Fac. Sci., Hokkaido Univ.)

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

[S01-02] Statistical characteristics of seismic velocity changes (3)

*Hisashi Nakahara[1] (1. Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S01-03] Comparison of Stress Tensor Inversion Methods Using Seismological Data

*Yukitoshi Fukahata[1], Takaki Iwata[2], Keisuke Yoshida[3] (1. DPRI, Kyoto University, 2. Faculty of Life and Environmental Science, Prefectural University of Hiroshima , 3. Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S01-04] On the Optimum Solution of Bayesian Inversions

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

Generalized asymptotic ray theory without high-frequency approximation: Application to singular regions of seismic wavefield

*Kiyoshi Yomogida[1]

1. Earth & Planet. Dyna., Fac. Sci., Hokkaido Univ.

高周波の地震波動場の表現には、漸近波線理論（asymptotic ray theory, ART）が古くから知られており、波長が不均質性のサイズより小さいなどの条件下で、複雑な媒質に広く応用されてきた（e.g., Cerveny, 2001）。近年は差分法など純数値的手法の適用範囲がますます拡がりつつあるものの、高周波領域での観測結果の解釈やモデル化におけるARTの重要性はむしろ高まっている。（地震波はベクトル場として性質も重要であるが、ここでは速度*c*に対する(1)式のスカラー波しか扱わない。ただし、本研究の主要な結果はそのまま適用できる。）従来のARTでは周波数*omega*において、走時*tau*による位相遅れと振幅のべき乗展開の(2)式の解を仮定した。高周波近似の解として*omega*を大きくし、べき乗の上位項だけを考える。こうして、位相部分の波線追跡と走時のeikonal equationと、振幅を決定するtransport equationが得られる。
従来のARTが適用できない特異領域（例：焦点や影の部分、edge diffraction）では*omega*の整数のべき乗ではなく、解析解が得られる場合には$omega^{-2/3}$などであることがわかっている（例：Table 0.3のcanonical signals, Chapman, 2004）。そこで、本研究では(2)式のようなべき乗展開をあらわに用いない解を考える。(1)式は偏微分方程式なので、その一般的解法の一つである変数分離だけを用い、またその際に現れる未定定数に特別な制約を与えない。
まず解の形式として、(3)式のように変数分離する。未定定数*lambda*を介して、*tau*と**x**についての(4)式の二つが得られる。従来のARTでは$lambda=-omega^2$で(2)式のフーリエ変換に対応するが、ここでは正負を限定せず、さらに複素数として扱う。一般解は*lambda*ごとの解の重ね合わせの(5)式となり、ARTではフーリエ逆変換による時間領域の解の表現に対応する。次に、従来のARTの(2)式の一般化として高周波数領域では激しく振動する部分のみ分離した、(6)式を空間変動として仮定する。*A*は振幅、*tau*は走時に対応する関数となる。これを(4)の２番目の式に代入すると、実部と虚部から(7)と(8)の２つの式が得られる。ここで強調すべきは、この操作ではARTのように*omega*の大きな項を拾っていく（高周波極限）従来の近似操作は含まれていない点である。(7)式は右辺の第２項を除けば、ARTのeikonal equationと、(8)式はtransport equationと同一となっている。(7)式第２項は振幅*A*の空間２階微分とnu^{-2}（ARTでは$omega^{-2}$）により、高周波極限で振幅が大きく空間変動する特異領域以外では無視でき、ARTと一致する、すなわち、(7), (8)式はARTの一般化であることがわかる。
しかし、これでは走時*tau*と振幅*A*がカップルした形式で、不都合である。そこで、空間座標を波線の接線成分の走時*tau*とそれに直交するray-centered座標(q_1, q_2)を導入し（Cerveny, 2001）、(9)式のような変数分離として、(7), (8)式に代入すると、新たな未定定数*mu*を用いて、(10), (11)式が得られる。(10)式より、新しいeikonal equationは(12)式のようになる。ここで、*D*と*h*は(13)式に従う。先のeikonal eq.の(7)式と比べて、新たな(12)式では振幅によって変動する項*D*が、走時*tau*とその微分のみで表現される。つまり走時のみの完全に分離した定式化である点が重要である。(10)式は従来のtransport eq.と同じく、（14）式のように波線の幾何学的拡がり*J*で振幅が計算できる。従来のARTでは*omega*が無限大の近似として特異領域で*J*がゼロの困難があったが（*h*は*tau*のラプラシアンに比例し発散する）、ここではその制約を課さないため*h*は有限となり、この困難が回避される。この形式では有限な周波数に当たる未定定数を選択することで、特異領域で特徴的な周波数依存性も表現できる。

© The Seismological Society of Japan

$$\frac{\partial^2 v(\mathbf{x},t)}{\partial t^2} = c^2(\mathbf{x})\nabla^2 v(\mathbf{x},t) \quad (1): \qquad v(\mathbf{x},t) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{A_n(\mathbf{x})}{(-i\omega)^n} e^{i\omega(\tau(\mathbf{x})-t)} \quad (2)$$

$$v(\mathbf{x},t) \equiv u(\mathbf{x}) f(t) \quad (3): \qquad \frac{d^2 f}{dt^2} = \lambda f, \quad \nabla^2 u = \frac{\lambda}{c^2} u \quad (4)$$

$$v(\mathbf{x},t) = \int d\lambda f(t;\lambda) u(\mathbf{x};\lambda) \quad (5): \qquad u(\mathbf{x};\lambda) = A(\mathbf{x};\lambda) e^{i\nu\tau(\mathbf{x};\lambda)} \text{ with } \nu^2 \equiv |\lambda| \quad (6)$$

$$(\nabla\tau)^2 = -\frac{\mathrm{sgn}(\lambda)}{c^2(\mathbf{x})} + \frac{1}{\nu^2}\frac{\nabla^2 A}{A} \quad (7): \qquad 2\nabla\tau\cdot\nabla \ln A + \nabla^2\tau = 0 \quad (8)$$

$$A(\tau, q_1, q_2) = G(\tau) H(q_1, q_2) \quad (9): \qquad \frac{d}{d\tau}\ln G = h \equiv -\nabla^2\tau / 2(\nabla\tau)^2 \quad (10)$$

$$\nabla_q^2 H \equiv \left(\frac{\partial^2}{\partial {q_1}^2} + \frac{\partial^2}{\partial {q_2}^2} \right) H = \nu^2 \mu H \quad (11): \qquad (\nabla\tau)^2 = -\frac{\mathrm{sgn}(\lambda)}{c^2} + \frac{D(\tau)}{\nu^2} + \mu \quad (12)$$

$$D(\tau) = (\nabla\tau)^2 \left[\frac{dh}{d\tau} - h^2 \right], \qquad \frac{d}{d\tau}\ln h = \nabla\tau\cdot\nabla \ln\left[\nabla^2\tau / (\nabla\tau)^2 \right] \quad (13)$$

$$G(\tau) = G(0)\sqrt{\frac{J(0)}{J(\tau)}}, \qquad J(\tau) = J(0)\exp\left(-2\int_0^\tau h(t)dt \right) \quad (14)$$

© The Seismological Society of Japan

Statistical characteristics of seismic velocity changes (3)

*Hisashi Nakahara[1]

1. Graduate School of Science, Tohoku University

はじめに

地震波干渉法に基づき地震波速度変化のモニタリングを行い，地震や火山噴火に伴う異常を検出するには，平常時の振る舞いを理解し，その統計的な特徴を事前に調べておくことが重要である．中原（2017，2018，ともに地震学会）では，日本の複数の地域に対して求められた地震波速度変化の平常時の確率密度分布を調査した．しかしその際，地震波速度変化の平均値の時間変化は考慮していなかったため，年周変動などのゆっくりとした変化が確率密度分布に影響を及ぼす可能性が残った．そこで本研究では，観測された地震波速度変化のゆっくりと変化する成分を低次の自己回帰（AR）過程でモデル化し，観測値とその値との残差の確率密度分布を調べることにした．

データ

解析には，Wang et al. (2017)により日本全国のHi-net観測点の連続データを用いて計算された地震波速度変化を使用した．0.15-0.9Hzの周波数帯における9成分の相互相関テンソルのラグタイム-60sから60 s の部分を用いて各観測点での地震波速度が計算されている．各観測点から30㎞以内の観測点とのペアに対する相互相関テンソルが使われている．相互相関テンソル9成分のコーダ部分と複数の観測点ペアを用いることで，地震波速度変化の推定が安定化されている．Wang et al. (2017)では，近畿地方中部を境に北東側480点においては2008年から2012年にかけての期間が解析され，南西側214点では2011年から2012年にかけての期間が解析された．

AR過程による地震波速度変化のモデル化

中原（2014，地震学会）は，観測された地震波速度変化のスペクトル解析を最大エントロピー法（MEM）に基づき行ったが，本研究ではAR過程の次数を10以下に拘束してAR係数を推定した．その理由は，観測された地震波速度変化のゆっくりとした変化をモデル化したいためである．

確率密度分布

本研究では「平常時」の地震波速度変化の確率密度分布を調べたいため，地震による明瞭なステップ変化が見られない期間のデータを利用した．北東側の観測点では2009-2010年の2年間，南西側の観測点では2011-2012年の2年間を選んだ．観測値からAR過程でモデル化された値を差し引いた残値に対して，平均ランク法により図1のようなガウス確率プロットを作成し，その直線性を確認することによりガウス分布に従うかどうかを調べた．700点近いすべての観測点に対して，ガウス確率プロット上での直線性が極めて高いことが分かった．これは，中原（2018）で確認した様に，平常時の地震波速度変化がガウス分布に従っていると仮定してもよいことを意味する．

定量的モニタリングに向けて

今回の結果から，平常時の地震波速度変化の平均値と標準偏差 σ が分かるので，例えば閾値を平均値±4 σ に設定すると，それを超える確率はガウス分布に基づき約0.01％と定量的に計算できる．さらに時間的に連続して閾値を超えると，そのような確率はさらに小さくなる．つまり異常がどの程度稀であるかを確率的に表現できることになる．確率を用いることにより，モニタリングを定量化でき，自動的な異常検知も可能になる．またAR係数は，観測点周辺の地下構造の情報を含んでいると考えられ，観測点によっては大地震前後で変化している可能性が示唆された．

まとめ

© The Seismological Society of Japan

本研究では，日本全国で求められた平常時の地震波速度変化のデータについて，まず低次のAR過程でモデル化し，そこからの残差の確率密度分布を求めた．その結果，すべての観測点で残差はガウス分布に従うことが分かった．この知見は，今後定量的かつ自動的なモニタリングを行う際に不可欠である．異常を知るには平常を知ること，定量化するには確率を用いること，の重要性を改めて認識した．

謝辞　フランス・グルノーブルアルプ大学のQingyu Wang氏には，地震波速度変化のデータを提供していただいた．ここに記して感謝いたします．

© The Seismological Society of Japan

Comparison of Stress Tensor Inversion Methods Using Seismological Data

*Yukitoshi Fukahata[1], Takaki Iwata[2], Keisuke Yoshida[3]

1. DPRI, Kyoto University, 2. Faculty of Life and Environmental Science, Prefectural University of Hiroshima , 3. Graduate School of Science, Tohoku University

観測データを基に地殻の応力状態を推定する応力インバージョンは、地質学的データ（断層面と条線の方向）を解析することからスタートしたが、その後、地震学的データの利用へと、その応用が大きく広がっている。しかし、地震学的データを用いた応力インバージョンにはいくつかの手法があり、それぞれの手法がどのような関係にあるのかが明らかでなかった。我々は、各手法が依って立つ原理に立ち戻り、その違いや特徴について理解を深めたので、ここに報告する。なお、詳細については、「新学術領域研究：地殻ダイナミクス」に関する地学雑誌の特集第１号（2019年10月号）に掲載される「地震学的データを用いた応力インバージョン」（著者：岩田、吉田、深畑）を参照して頂きたい。

地震学的データを用いた応力インバージョンは、用いるデータの違いにより、３種類に大別される。メカニズム解から得た滑りデータを用いる「滑りデータインバージョン」、*P*波初動の極性データを用いる「*P*波初動データインバージョン」、地震のCMT解を用いる「CMTデータインバージョン」である。

滑りデータインバージョンと*P*波初動データインバージョンは、「ある面に対する滑りは、その面内において剪断応力が最大となる方向（接線応力方向）に生じる」とするWallace–Bott（WB）仮説を共に基本的原理として採用している。加えて「複数の地震を生じさせた応力場が一定」という仮定を補助的に置くことにより、複数の断層滑りデータによる拘束を重ね合わせ，可能な応力場のパラメータ範囲を絞り込む。このように、両者は共通の原理（WB仮説）と仮定（応力場一定）に基づいており、基本的に似た手法と言える。その両者の本質的な違いは，滑りデータインバージョンは，地震波データからいったんメカニズム解を求める一方，*P*波初動データインバージョンは，メカニズム解を経由せずに応力場を直接推定する点にある。インバージョン解析では，なるべく1次データ（解析上の処理を経ない直接の観測データ）に近いものを解析した方がよいという原則があり，滑りデータインバージョンよりも*P*波初動データインバージョンの方が，原理的に優れていると考えられる。実際，前者の手法では，断層面の選択および解の誤差評価が重大な問題となるが，後者ではそれらの問題は原理的に克服されている。その一方、滑りデータインバージョンは計算負荷が小さく解析の見通しも良いという利点がある。結局、簡便に解が得られればよい場合には，滑りデータインバージョンで良いと考えられるが、より精確に応力場を求めたい場合には*P*波初動データインバージョンを用いるべきだろう。
一方、CMTデータインバージョンは、「地震による応力解放がその場の応力に比例する」(Terakawa & Matsu'ura, 2008, eq. 12)という考えを基本原理に据えている。即ち、前２手法が、地震が断層面上での滑り運動であるといういわばミクロの側面に注目している一方，CMTデータインバージョンは，地震が蓄積された応力の解放過程であるといういわばマクロな側面に注目しているという違いがまず背景としてある。そして、その原理の違いから派生して、CMTデータインバージョンは、応力場一定の仮定が不要、断層面の選択の必要がない、という優れた特質を持つ。その一方で、小地震の解析には不向きなことに加え、弱面の向きの分布が等方的でない場合に上で述べた基本原理が破れることからバイアスを持った解が得られてしまうという問題を抱えている。まとめると、CMTデータが十分にあり，かつ弱面の等方性の近似がよく成り立つあるいは弱面が最適断層面の方向をおおよそ向いていると期待される場合には，CMTデータインバージョンは他の２手法と比べ優れていると考えられる。例えば，日本列島の広域の応力場を推定したTerakawa & Matsu'ura (2010)は，CMTデータインバージョンが得意とする解析であろう。その一方，比較的狭い領域の解析で，CMT解が求まるような比較的大きな地震の発生数が少なかったり，あるいは特定の向きをもつ弱面が偏って発達したりしているような場合には，CMTデータインバージョンはあまり適切でないだろう。さら

© The Seismological Society of Japan

に，観測点数が少なく，メカニズム解を求めることが難しい場合には，*P*波初動インバージョンが優れていると考えられる．

© The Seismological Society of Japan

On the Optimum Solution of Bayesian Inversions

*Daisuke Sato[1], Yukitoshi Fukahata[1]

1. DPRI, Kyoto University

種々の逆解析で得られる推定値は往々にして食い違う。本発表でも述べるように、モデルパラメタの事前分布と観測方程式を同様に与えた場合でも、最適な推定値の分布(逆問題の最適解)を得るためのモデルパラメタおよび超パラメタの推定法は一意ではない。本研究で我々は特に、地球物理で頻出する観測方程式が連続自由度で記述される逆問題に焦点を当て、この場合に最適解を得るための統計学的指標を明らかにしたい。

地球物理で逆問題を取扱う際にはベイズ推定の枠組みがよく用いられる。ベイズ推定では、観測データとモデルパラメタの関係を記述する観測方程式と、モデルパラメタに関する事前分布とをベイズの定理を用いて結合し、事後分布を構成する。さらに、フルベイズと呼ばれる枠組みでは、モデルパラメタの事前分布を規定する超パラメタについてもその事前分布（超事前分布と呼ぶ）を考慮し、モデルパラメタと超パラメタに関する同時事後分布を構成する。但し、多くのフルベイズの解析では、超事前分布として無情報事前分布（一様分布）が用いられており、その場合、フルベイズと超事前分布を考慮しないベイズとで、同時事後分布の関数形は同じになる。この事後分布からモデルパラメタおよび超パラメタの最適値を得るには情報の縮約が必要となる。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ている。まず１つ目が、超パラメタおよびモデルパラメタの事後確率最大(MAP)を最適値とみなすものである。これは最も直観的な方法と言えるだろう。もう1つが、モデルパラメタを積分することにより、超パラメタに関して周辺化された事後分布を求め、その最大値を最適値とするというものである。赤池ベイズ情報量基準(ABIC)そのものであり、地球物理では幅広く用いられてきた(Yabuki & Matsu'ura, 1996)。なお、ABICで得られる超パラメタの推定値は一致性(真値への漸近収束性)という優れた性質を持つことが知られる(渡辺, 2005)。そしてもう１つは、超パラメタに関して事後分布を積分することにより、モデルパラメタに関して周辺化した事後分布を用いるものである。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。（そのため、この方法により最適値を推定することを、MAP, ABICと対置して以後従来的フルベイズと呼ぶ。）

MAP、ABIC、従来的フルベイズは、その推定値からのばらつきの分布関数(分散など)を含め、多くの問題で似たような結果を与える (e.g., Fukuda & Johnson, 2008)。しかし、モデルパラメタの数を多くした場合にはこれらの解に明瞭な乖離が生じることを発見したので報告する。

まず無情報超事前分布でのフルベイズ推定に関して、MAPおよび従来的フルベイズでの最適解(およびばらつきの分布)の解析的表現を線形逆問題に対して導出した。導出した解析解から、モデルパラメタ自由度とデータ自由度が大きくなるにつれ、モデルパラメタに関して従来的フルベイズの推定値がMAPの推定値に漸近一致することが明らかとなった。さらに、それらの実効的超パラメタの値はABICによる推定値と異なっていることが見出された。

次に、ABICとそれ以外の場合とで得られた2つの異なる推定値のうち、どちらが良い推定値かをsynthetic testで検討した。検討の際は、roughnessが小さいという事前分布(Yabuki & Matsu'ura, 1992)を用いた。検討の結果、MAP推定の分布は、離散化のメッシュサイズを細かくするにつれ、データにオーバーフィットした解にデルタ関数的に収斂すること、つまりモデルパラメタの事前分布をほとんど無視する傾向があることがわかった。これは正則化パラメタを0にした場合に劣(混合)決定問題となる設定で一般に生じる問題であることがMAP推定の性質から示唆された。MAP推定でのオーバーフィット傾向はすでに統計学界隈では認知されており、ABIC提案の背景となった経緯があるらしい(伊庭, 1992)。一方、ABICを用いた場合には上記の問題は生じず、メッシュサイズを細かくした(離散化誤差の小さい)高解像度な解がフルベイズ推定よりも有意に真の解に

© The Seismological Society of Japan

近くなることがいくつかの数値解析例から示された。現時点では、ABICを基準とした最適値推定が最良と示唆される。

誤差を減らしたつもりのメッシュの細かい解にオーバーフィットによる精度劣化が隠れているということは、真値との残差を知り得ない実問題への応用では致命的となりうる。ABICよりも一般的な枠組みと思われているMAPや従来的フルベイズ推定でなぜこのようなことが起きたのだろうか。ラプラス法を用いた鞍点解析を行うと、フルベイズ推定では(一致性を持つ)超パラメタの期待値とMAP/従来フルベイズでの超パラメタの実効値とが(線形非線形にかかわらず)一般に漸近的にすら一致しないという、MAPおよび従来的フルベイズに関する極めてネガティブな性質が導き出された。これがMAPおよび従来的フルベイズ推定でのモデルパラメタのオーバーフィットを生じさせていると考えられる。

© The Seismological Society of Japan

Room D | General session：S01. Theory and Analysis Method

Mon. Sep 16, 2019 10:45 AM - 12:00 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 1:45 AM - 3:00 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S01]AM-2

chairperson:Kiwamu Nishida(ERI, the university of Tokyo), Daisuke Sato(DPRI, Kyoto University)

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

[S01-05] An application of extended Kalman filter for ambient noise monitoring of seismic velocity changes

*Kiwamu Nishida[1] (1. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo)

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

[S01-06] Full-waveform Inversion (FWI) approach to the imaging of geothermal reservoirs

*Junzo Kasahara[1,2], Yoko HasaHa[3,2], Haruyasu Kuzume[2] (1. University of Shizuoka, 2. ENAA (Engineering Advancement Association of Japan), 3. Daiwa Exploration and Consulting Co. Ltd.)

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

[S01-07] Effects of quasi-laminated random heterogeneity on surface wave propagation and apparent radial anisotropy

*Yunao XU[1], Kazunori Yoshizawa[1,2], Takashi Furumura[3] (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University, 3. Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo)

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

[S01-08] New acoustic approximation for the transversely isotropic media with a vertical symmetry axis

*Shibo Xu[1], Hitoshi Mikada[1] (1. Kyoto University)

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

[S01-09] Seismic activity in Western Tottori area by array analysis for the “0.1 Manten” hyper dense seismic observation dataset

*Satoshi Matsumoto[1], Yoshihisa Iio[2], Shinichi Sakai[3], Aitaro Kato[3], Group for 0.1 Manten hyper dense seismic observation (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

An application of extended Kalman filter for ambient noise monitoring of seismic velocity changes

*Kiwamu Nishida[1]

1. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo

はじめに

地震・火山現象を理解する上で、地震波速度構造の時間変化を捉える事は重要である。地震や火山噴火に伴った応力変化や流体の移動は近傍の地下構造に大きな影響を与えるため、地震波速度構造の変化から応力状態や流体の分布などに制約を与えることが期待できるためである。実際に地下構造の時間変化を求めようとする場合、例えばコントロールソースを用いて繰り返し地震波速度構造推定を繰り返す事ができれば理想的である。しかし多くの場合現実的ではない。一方自然地震を使う場合、震源の不確定性や震源分布の偏りなどに起因する不確定性が、速度構造に大きな不確定性を引き起こす。そのため、たとえ時間変化が検出できたとしても、それはただのノイズなのか本当の速度変化なのか判然としがたい。

地震波干渉法による解析を用いれば、一方の観測点を仮想的な震源とみなすことができるためこの問題を回避することが可能である。原理的には、2点で連続地震観測を行い、その雑微動記録の相互相関関数の変化を見続ければその2点間の局在化された地震波速度構造変化を時々刻々モニターすることができる。しかし、励起源の分布がランダムかつ一様と仮定できる必要がある。実際には励起源の時分布には偏りがあるため、見かけの時間変化を検出する可能性がある。この効果を低減するため、コーダ波干渉法 (e.g. *Poupinet et al.* 1984)が合わせて用いられることが多い。この手法では、抽出された相互相関関数のコーダ波部分は、励起源の偏りの影響を受けづらいという性質を利用している (e.g. *Hadziioannou et al.* 2009)。実際近年多くの、地震・火山噴火に伴う地震波速度構造変化が検出され、多くの観測例が蓄積されつつある (e.g. *Sens-Schönfelder and Wegler* 2006, *Brenguier et al.* 2008)。また観測された地震波速度構造の時間変化は地震・火山現象以外にも、降水量に伴う変化等表層付近の現象に強く影響されていることも分かってきた(e.g. *Wang et al.* 2017)。地震波速度構造の時間変化をモデリングし、かつ降水量等の影響を定量的に評価するためには、状態空間モデルが有効であると考えられる。そこで本研究では、拡張カルマンフィルターの適応を試みたので報告する。

解析手法

地震波速度構造の時間変化の測定にはストレッチング法(e.g. *Sens-Schönfelder and Wegler* 2006)を用いた。ここでは、ある1つの観測点ペアに注目し、以下のような解析を行こなう。

(1) まず1日毎に相互相関関数 ϕ_iを計算する。3成分x3成分、のペアで計算する。

(2) Seconday microseisms の周波数帯での解析を想定している。

(3) 全観測期間相互相関関数を平均化し、基準となる相互相関関数ϕ_0(t)を計算する。

(4) 直達波付近は付近は励起源分布の時間変化の影響を受けやすいため、lag time 20-100秒程度のcoda波に注目する。

地震波速度構造の時間変化を一様に起こっていると仮定し、時刻iでの相互相関関数 $\phi_i^{synth}(t) = A_i\ \phi_0(t(1+\alpha_i)t$)とかけるとする。(A_i - A_{i-1})と(α_i-α_{i-1})が十分に小さいとしてテーラー展開すると、

$\phi_i^{synth}(t) = (A_{i-1} + (A_i-A_{i-1}))\ \phi_0(t(1+\alpha_{i-1}) + t(\alpha_i-\alpha$i-1)) ~$\phi_{i-1}^{synth}(t)+(A_i-A_{i-1})\ \phi_0(t(1+\alpha_{i-1}))+A_{i-1}\ \phi_{0,t}(t(1+\alpha_{i-1}$)) $t(\alpha_i-\alpha_{i-1})$

と書くことができる。ここで$\phi_{0,t}$はϕ_0の時間微分を表す。

A_iとα_iを状態変数、ϕ_iを観測値とみなすことで、線形化した観測方程式を構成することができる。状態方程式として1次のトレンドモデルを仮定し、拡張カルマンフィルターを構成した。事前確率として観測データの共分散行列、状態擾乱項の共分散行列とモデルの共分散行列を仮定する必要がある。また、計算の高速化のため、予め基準となる相互相関関数ϕ_0の時間微分値($d^n\phi_0/dt^n$)を5次まで計算しておき、各時刻ステップで$\phi_0(t($ $1+\alpha_{i-1}$))をテーラー展開から計算した。

© The Seismological Society of Japan

予察的な解析結果によると、通常のストレッチング解析と整合的な結果が得られた。状態空間モデルの利点として、(1)欠測値を自然に取り扱うことができる、(2)降水量の影響等、他の地球物理学的観測量を柔軟に取り入れることが可能な点が挙げられる。今後、降水量の効果を適切にモデリングし、地震・火山起源のシグナルと分離する手法を開発する予定である。

© The Seismological Society of Japan

Full-waveform Inversion (FWI) approach to the imaging of geothermal reservoirs

*Junzo Kasahara[1,2], Yoko HasaHa[3,2], Haruyasu Kuzume[2]

1. University of Shizuoka, 2. ENAA (Engineering Advancement Association of Japan), 3. Daiwa Exploration and Consulting Co. Ltd.

Introduction

In the geothermal development, seismic approaches have not frequently used. There are several reasons for this. The first reason might be the cost for doing seismic reflection survey in the geothermal field. The cost of seismic survey is thought to be more expensive than the EM and/or gravity surveys. In the oil exploration, costs for surveys are less important because the profits by oil and gas are huge. The second reason is probably difficulty to find the geothermal reservoirs due to complex geological circumstances and weak reflection signals. Usually oil/gas reservoirs tend to have large impedance contrast to the surrounding layers. Our approach is to use the temporal change of physical properties and location of reservoirs. By use of temporal change, large seismic property changes could be generated. We assume to use stable seismic sources enabling us to do long duration stacking enhancing S/N and full-waveform inversion method. In this study, we show the result of simulations using full-waveform inversion.

FWI imaging of geothermal reservoirs

To estimate the physical properties at the geothermal reservoirs, we applied the full-waveform inversion (FWI). Among many FWI methods we used adjoint approach developed by Tromp *et al* (2005). In the survey, we propose to use fiber optical distributed acoustic sensor (DAS) receivers along the borehole. We carried out three simulations: 1) a seismic active source(s) placed in the borehole and supercritical water reservoir at the 4km depth, 2) more realistic field study model and 3) natural earthquakes surrounding an igneous intrusion. In the first case, we used a geothermal reservoir model at the 4 km depth. We examined three source locations at 2km buried source depth. In the second case, we used a case of more realistic seismic observation system. We used a single force, surface seismometers and DAS in the borehole. In the third case, we assume an igneous intrusion with the top at the 4km depth. We tested nine natural earthquakes surrounding the igneous intrusion.

Result

First case: The reconstructed images assuming three source locations of 5 km, 3 km and 1 km from the drilling borehole show satisfactory retrieval of the assumed zone. The 3 km location case gave the best results. The Vp, Vs and density were retrieved as nearly the assumed model at the almost exact location and thickness.

The second case: We used two steps for inversion. By the first step, we estimated location of assumed reservoir model and retrieved appropriated shape and location of the model. Using this result, we calculated physical properties of the model. The result showed that Vp is partly estimated but the Vs is poorly retrieved.

The third case: The surface of igneous intrusion was imaged for Vs, but the smearing of intrusion was

© The Seismological Society of Japan

identified for Vp and density. Recovery of physical properties inside of the intrusion are not satisfactory.

Discussion and Conclusions

The result of FWI strongly depends on location and energy of the seismic source(s) and the location of seismic observation system(s). The aperture of seismic system is important. When we consider any realistic study field, good aperture coverage is difficult to be satisfied. The poor aperture might lose the FWI performance. Compared to the controlled seismic sources, natural earthquakes are difficult to choose the locations and size. Although controlled sources are mostly less energy, we can enhance the power of seismic waves by long duration stacking.

Acknowledgements

This presentation is based on results obtained from a project commissioned by the New Energy and Industrial Technology Development Organization (NEDO). We also express our great thank to NEDO and officers in NEDO.

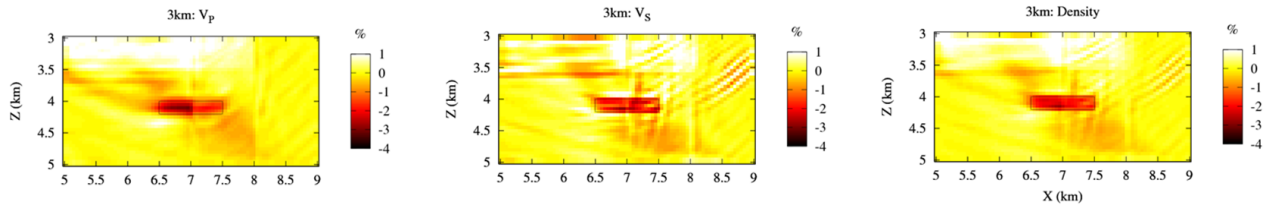


Figure : Simulation result of FWI model-1 for the source location at the 3 km distance from the drilling borehole. Left to right are Vp, Vs and density.

© The Seismological Society of Japan

Effects of quasi-laminated random heterogeneity on surface wave propagation and apparent radial anisotropy

*Yunao XU[1], Kazunori Yoshizawa[1,2], Takashi Furumura[3]

1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University, 3. Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo

Large-scale tomographic studies using long-period surface waves have revealed strong radial anisotropy with faster SH wave speed than SV in the upper mantle (e.g., Nettles &Dziewonski, 2008; Yoshizawa & Kennett, 2015). It has been well know that such radial anisotropy or transverse isotropy with SH>SV can also partly be generated by horizontal finely-layered structure (e,g., Aki, 1968). Some recent body-wave studies (e.g., Kennett & Furumura 2008) have suggested the existence of randomly-distributed quasi-laminated heterogeneity in the lithospheric mantle, which is required to explain the observations of strong high-frequency coda waves.

To investigate the effects of such fine-scale laminated heterogeneity on the propagation of long-period surface waves, we performed a series of two-dimensional finite-difference method simulations using velocity models with stochastic random heterogeneity with the background velocity from IASP91 model (Kennett &Engdahl, 1991). Following Kennett and Furumura (2008, GJI), we considered finely quasi-laminated heterogeneities with RMS 2% velocity deviations from the background model in three different depth ranges; (1) Moho~100km (equivalent to oceanic lithosphere), (2) Moho~200km (equivalent to continental lithosphere) and (3) 150km~250km (equivalent to asthenosphere).
The velocity deviation is controlled by a von Karman type distribution function with a Hurst number of 0.5 and different correlation scales vertically and horizontally. The vertical correlation length is fixed to 0.5 km, but the horizontal correlation lengths are varied from 10 km (as suggested by Furumura & Kennett, 2005) to 500 km (equivalent to a 1-D velocity profile as the lateral variation is smoothed out.). We also used three different event depths for our numerical simulations (5km, 50km and 100km) to check the effects of source depth.

Then, we measured average phase speeds of the fundamental-mode surface waves using inter-station non-linear waveform fitting method by Hamada & Yoshizawa (2015, GJI), using about 100 synthetic seismograms located at the epicentral distances between 800 and 2000 km for each model. Through the comparisons of the average inter-station phase speeds between different models, we quantitatively investigate the effects of finely-laminated heterogeneity with various horizontal correlation lengths on surface wave propagation, in particular, on the phase speeds of Love and Rayleigh waves.

These numerical experiments suggest the strong influence of the horizontal correlation length of quasi-laminated random heterogeneity on the phase speed drop of Rayleigh waves, resulting in the generation of apparent radial anisotropy; as we employ the longer horizontal correlation length, the apparent radial anisotropy becomes greater. While the Love wave phase speeds are less affected by such quasi-laminated heterogeneity at any scales, Rayleigh wave phase speeds decreased more than 1% compared to the isotropic case in the period range 50-80s for the heterogeneous continental model (quasi-laminated random heterogeneity in the depth of 35-200km) with a relatively large horizontal correlation length (500 km) and a shallow source at 5 km depth. Such effects become much weaker in the case of shorter horizontal correlation length (10 km), for which phase speed reduction of Rayleigh waves is reduced to about 0.2%. For models with all the correlation scales, we have observed strong high

© The Seismological Society of Japan

frequency (>1Hz) body wave signals with coda waves, which coincides well with earlier studies (e.g., Kennett & Furumura, 2013, GJI).

These results indicate that finely quasi-laminated structure with intermediate to long horizontal scales (several hundred kilometers) may cause non-negligible phase speed reduction of Rayleigh waves, resulting in apparent radial anisotropy with SH>SV in the upper mantle. Changing the source depths also affects the strength of velocity drop of Rayleigh waves; e.g., for an event at 50km depth located within the heterogeneous layer, Rayleigh wave phase seeds are reduced nearly 2 % at the maximum, which may indicate the strong influence of near-source heterogeneities. Further investigations with such numerical simulations incorporating realistic 3-D mantle structure models from latest tomographic studies in comparisons with observed waveform data will be of help in the better understanding of the nature of apparent radial anisotropy.

Keywords: random heterogeneity, surface waves, seismic anisotropy, numerical simulation

© The Seismological Society of Japan

New acoustic approximation for the transversely isotropic media with a vertical symmetry axis

*Shibo Xu[1], Hitoshi Mikada[1]

1. Kyoto University

Seismic data processing in the elastic anisotropic model is complicated due to multi-parameters-dependency. Approximations to the P-wave kinematics are necessary for practical purposes. The acoustic approximation for P-waves in a transversely isotropic medium with a vertical symmetry axis (VTI) simplifies the description of wave propagation in elastic media, and as a result, it is widely adopted in seismic data processing and analysis. However, finite difference implementations of that approximation are plagued with shear wave artifacts. Specifically, the resulting wavefield also includes artificial diamond-shaped S-waves resulting in a redundant signal for many applications that require pure P-wave data. To derive a totally S-wave free acoustic approximation, we propose a new acoustic approximation for pure P-waves that is totally free of S-wave artifacts in the homogenous VTI model. To keep the S-wave velocity equal to zero, we formulate the vertical S-wave velocity to be a function of the model parameters, rather than simply setting it to zero. Then, the corresponding P-wave phase and group velocities for the new acoustic approximation are derived. For this new acoustic approximation, the kinematics is described by a new eikonal equation for pure P-wave propagation, which defines the new vertical slowness for the P-waves. The corresponding perturbation-based approximation for our new eikonal equation is used to compare the new equation with the original acoustic eikonal. The accuracy of our new P-wave acoustic approximation is tested on numerical examples for homogeneous and multilayered VTI models. We find that the accuracy of our new acoustic approximation is as good as the original one for the phase velocity, group velocity and the kinematic parameters like the vertical slowness, traveltime and the relative geometrical spreading. Therefore, the S-wave-free acoustic approximation could be further applied in seismic processing that requires pure P-wave data.
Our newly proposed acoustic approximation is meant to be an alternative to the original formula (Alkhalifah, 1998) in representing the elastic VTI model for P-waves. The SV shear phase velocity is set to zero for all phase angles while for standard acoustic approximation (Alkhalifah, 1998) only vertical S velocity is zero. Compared with the original equation (Alkhalifah, 1998), the expression becomes more complicated while it may not improve the accuracy of P-wave description. However, it provides a S-wave free wavefield necessary for many applications. It can be used for imaging applications. The corresponding eikonal equation for the new acoustic approximation is a sixth-order nonlinear PDE, which can be used to describe the pure P traveltimes. The corresponding perturbation-based approximation for the new eikonal equation is used to compare the accuracy of this new approximation as compared with the original formula. The new approximation yields accurate traveltimes free of shear wave artifacts, but potentially at an additional cost considering the higher-order nature of the formula.

© The Seismological Society of Japan

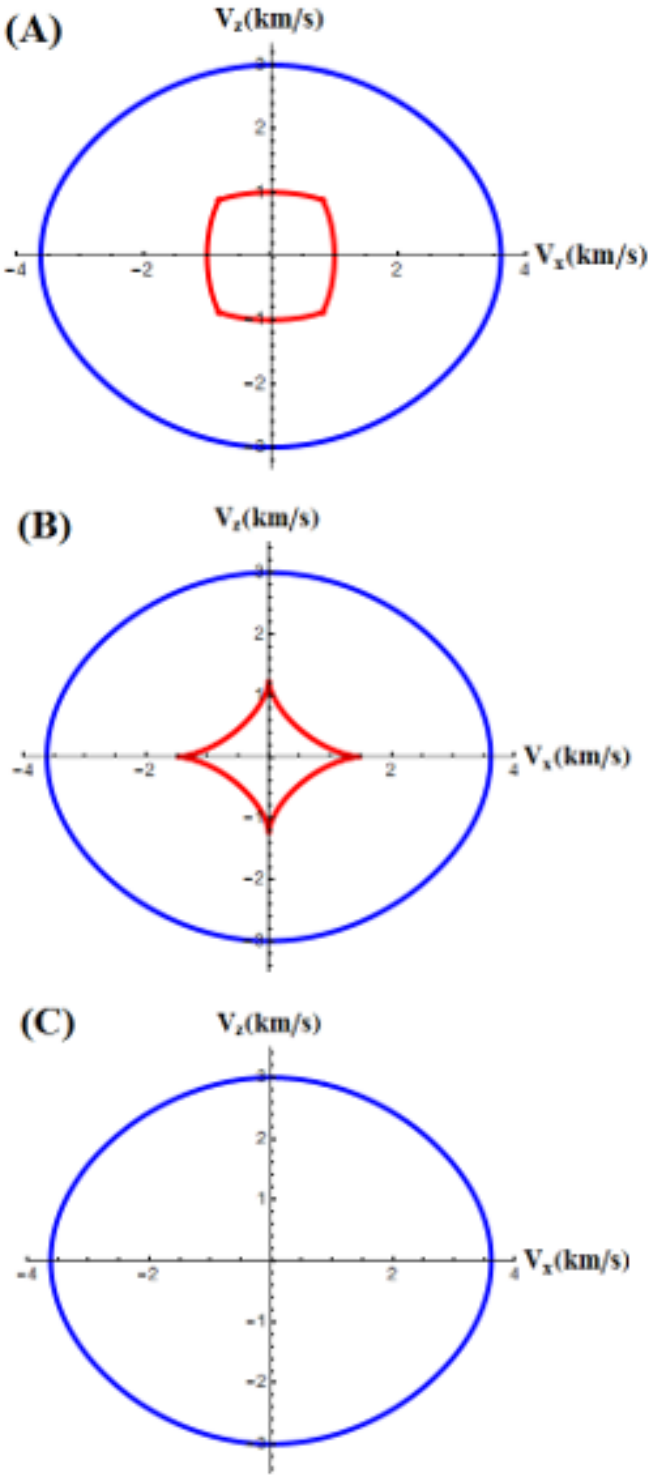


Figure The snapshot for the elastic VTI case (a), the original acoustic approximation (b) and our new acoustic approximation (c), top, middle and bottom, respectively. The P and S-wave velocities are shown in blue and red lines, respectively.

© The Seismological Society of Japan

Seismic activity in Western Tottori area by array analysis for the “0.1 Manten” hyper dense seismic observation dataset

*Satoshi Matsumoto[1], Yoshihisa Iio[2], Shinichi Sakai[3], Aitaro Kato[3], Group for 0.1 Manten hyper dense seismic observation

1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

2017年3月から2018年4月まで2000年鳥取県西部地震震源域をカバーする範囲に1,000点の地震計を展開した（0.1満点観測）。この観測の持つ高い検知能力と分解能により、得られたデータから微小地震のメカニズム解の高精度推定、非ダブルカップル成分検出、小地震断層形状の推定などが行われた（松本・他、林田・他、加藤・他、2018）。本研究では得られたデータにアレイ解析手法を適用し、観測網に到達する波動場や特異な活動検出を試みた。
地震観測は２もしくは4.5Hz上下動地震計を用い、連続記録を得ることができた。地震計の固有周波数は数Hz以上であるものの、0.1Hz程度のフィルターをかけると、遠地地震の波動場を明瞭にイメージすることができた。一方、地震計アレイ解析は波動場の特性を把握するために有効な手法であり、微弱な信号も検出可能である。このことから、0.1満点観測データにアレイ解析手法を適用した。観測点の間隔が1km程度であること、観測網が35km程度の広がりを持つことを考慮し、1,000点の観測点を図に示すとおり、13のサブアレイに分割し、それぞれで解析を行った。遠地地震の記録に対して通常のBeam-forming法、MUSICスペクトラム法を適用した。この結果、すべてのサブアレイで震源方向からの波の伝播を把握することができた。さらに、微弱な活動を検出する目的で、2018年3月にこの地域で発生したモホ面近傍の低周波地震の検出を行った。地震記録は数Hz程度の信号が卓越しており、観測点間隔以下の波長であるため、通常のアレイ解析は適用できない。このため、速度波形にバンドパスフィルター、MSエンベロープにした後、時系列を微分し、エンベロープの時間変化（つまり、エネルギー密度時間変化）を検出することとした。その結果、13のサブアレイにおいて、それぞれおおむね震源方向からの信号を推定することができた。この方法により検知しにくい低周波地震などを検出できるものと期待できる。

© The Seismological Society of Japan

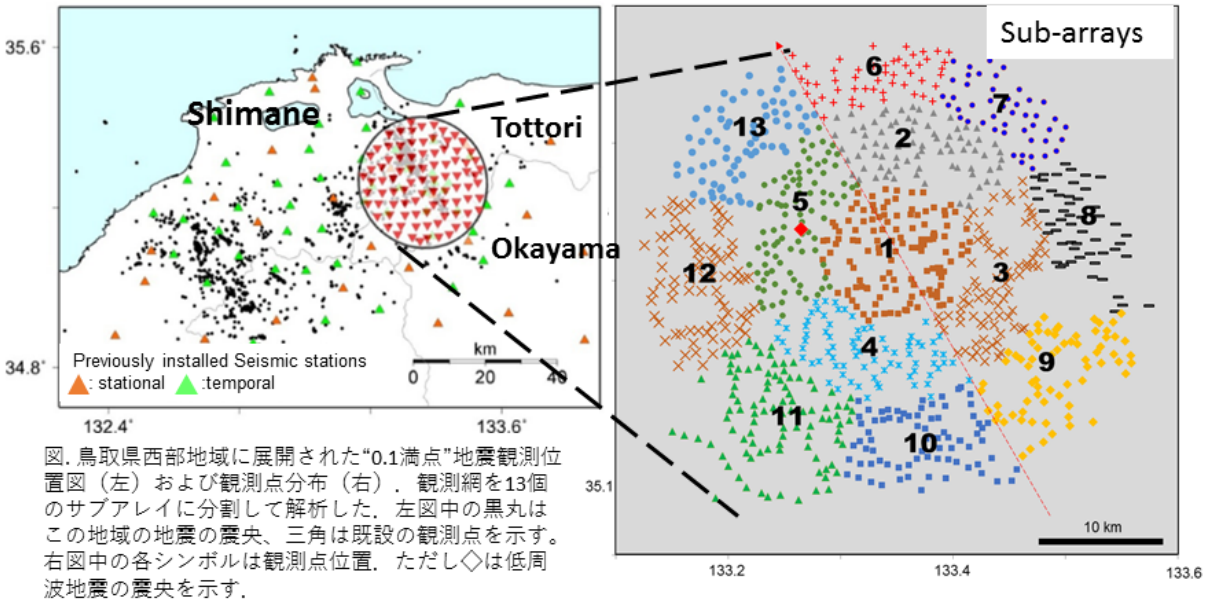


図. 鳥取県西部地域に展開された"0.1満点"地震観測位置図（左）および観測点分布（右）．観測網を13個のサブアレイに分割して解析した．左図中の黒丸はこの地域の地震の震央、三角は既設の観測点を示す。右図中の各シンボルは観測点位置．ただし◇は低周波地震の震央を示す．

© The Seismological Society of Japan

Room D | General session：S02. Seismometry and Monitoring System

Mon. Sep 16, 2019 2:45 PM - 3:45 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 5:45 AM - 6:45 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S02]PM-2

chairperson:Masanao Shinohara(Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Masayuki Tanaka(MRI, JMA)

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

[S02-01] The Observation Environments of Broadband Seismograph in Minami-Tori-shima (Marcus Island)

*Masayuki Tanaka[1] (1. Meteorological Research Institute)

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

[S02-02] New Era of Ocean Bottom Broadband Seismology with the Autonomous BBOBS-NX : NX-2G

*Hajime Shiobara[1], Aki Ito[2], Hiroko Sugioka[3], Masanao Shinohara[1] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research Institute for Marine Geodynamics, JAMSTEC, 3. Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University)

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

[S02-03] Distributed Acoustic Sensing measurement by using seafloor optical fiber cable system off Sanriku

*Masanao Shinohara[1], Tomoaki Yamada[1], Takeshi Akuhara[1], Kimihiro Mochizuki[1], Shin'ichi Sakai[1], Takeo Ksajima[2], Takahiro Arioka[2], Masayuki Hamakawa[3], Shunsuke Kubota[4] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Fujitsu Laboratories Ltd., 3. Fujitsu Limited, 4. YK Giken Co. Ltd.)

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

[S02-04] Seismic observation at Azuma volcano using fiber optics and DAS system

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

The Observation Environments of Broadband Seismograph in Minami-Tori-shima (Marcus Island)

*Masayuki Tanaka[1]

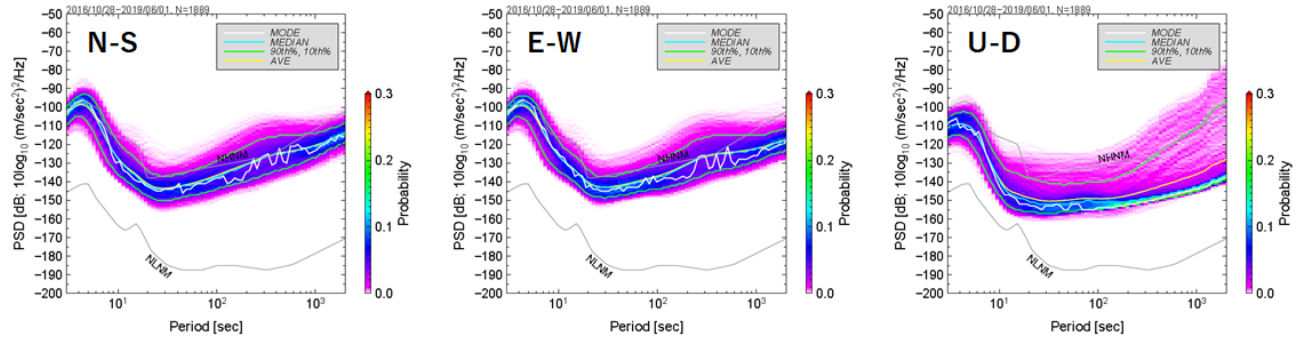
1. Meteorological Research Institute

南鳥島は、本州や小笠原諸島から1,000 km以上離れた日本最東端の島で、太平洋プレート上に存在する唯一の領土である。太平洋プレートは年間約10 cmの速さで概ね西進し、日本海溝及び伊豆・小笠原海溝などから沈み込んでいる。安定した長期観測が困難な海域をカバーする地球物理観測の拠点としての役割が期待されている。東京大学地震研究所と気象研究所は共同で、1996年にSTS-2広帯域地震計(以下、STS-2)とLS-8000WDデータロガーからなる観測システムを現地に整備し、観測を開始した。2014年10月以降はTrillium Compact All-Terrain広帯域地震計(以下、TCAT)とLS8800データロガーからなる観測システムに変更し、JAMSTEC・地震研・気象研の三者共同で運用している。SDカードの交換及び送付は気象庁南鳥島気象観測所の支援を得て行われている。観測によって概ねM4.5以上の太平洋プレート周辺域の地震のT相やM5を超える地震の実体波が捉えられている[石原・他(The 2015 fall meeting)、田中・他(The 2016 fall meeting)]。しかし、現在のTCATは固有周期120秒の仕様ではあるが、簡易観測型の機器のため、周期10秒までの帯域が実用的と言われている。そこで、2016年10月より、STS-2とLS8800データロガーからなる臨時観測システムを設置して比較観測を行っている。TCATは屋外の深さ約1 mの所に置かれた800 mm×400 mm×200 mmのコンクリート土台の上にプラスティックバケツを被せて埋設されている。また、臨時のSTS-2は潮位計機器が置かれている温度22～24℃で空調管理されている室内の厚さ約１mのコンクリート基礎床の上に設置し、空調の風が直接当たらないようにウレタン材で覆われている。2016年10月下旬から2019年6月初旬までの周期3秒～2000秒の24時間平均パワースペクトル密度(PSD)を比較した(図１)。短周期側では海洋起源のmicroseismsの変動が共に見られる。周期10秒から600秒では、屋外埋設のTCATよりも室内設置のSTS-2の方が上下動成分で10PSD[$10\log_{10}m^2/sec^4/Hz$ dB]程度ノイズレベルが低い。時間変化で見ると、共に季節による変化が確認できる。なお、2018年11月頃から、TCATによる観測システムにおいて、上下動成分の波形記録に異常が見られる。現在、原因を調査中である。また、広帯域地震計は温度に敏感で、温度ドリフトが生じると記録は非線形になる。そこで、温度環境についても併せて調査した。STS-2の置かれた室内2か所(データロガー付近とウレタン材で覆ったSTS-2の脇)に温度ロガーを設置し、屋外埋設のTCAT内部の温度や南鳥島アメダスの気温等と併せて、TCATとSTS-2の出力電圧とデータのある2016年10月下旬から2018年10月中旬までについて比較した(図2)。屋外埋設のTCAT内部の温度は、南鳥島アメダスの気温の日最高気温とほぼ同じ値で変化している。一方、室内設置のSTS-2はウレタン材で覆ったことによる効果と思われるが、空調管理された室内よりもウレタン材で覆った内部の方が温度変化は小さい。ただし、期間中に数回空調が停止しており、停止したときは室内の温度は一気に上昇する。STS-2を覆っているウレタン内部の温度も室内ほどではないが上昇する。STS-2は、長周期の変動に対して±10℃以内、短周期は2～22℃において、センサーの中心位置を調整せずに測定することができ、15～35℃の範囲ではドリフトはごく僅かであることが仕様に記されている。比較期間において、平時のSTS-2は24±3℃の温度環境にあり、ドリフトはほとんどなく、地球潮汐による変動が見られる。TCATには温度ドリフトの調整機能はなく、全観測期間において季節によって変動する気温と対応するドリフトが見られる。加えて、季節変動よりも短い周期のドリフトも見られる。そのため、地球潮汐がSTS-2にようにはっきりとは確認できない。質の良いデータを得るにはひとつには温度対策は必須である。

謝辞
本調査は、東京大学地震研究所の一般共同研究等の支援を受けています。
国立研究開発法人防災科学技術研究所のパワースペクトル密度計算と作図ツールを使用させて頂きました。資料作成にGeneric Mapping Tools (GMT, Wessel & Smith, 1991) とSeismic Analysis Code (SAC) を使用しました。

© The Seismological Society of Japan

Trillium Compact All-Terrain（通常観測システム）



STS-2（臨時観測システム）

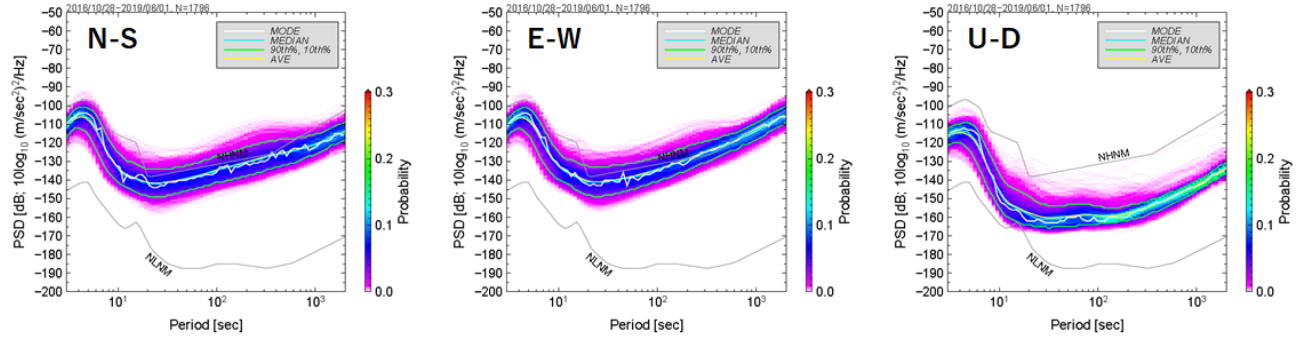


図１. 24時間平均パワースペクトル密度［表示期間：2016/10/28～2019/6/1］

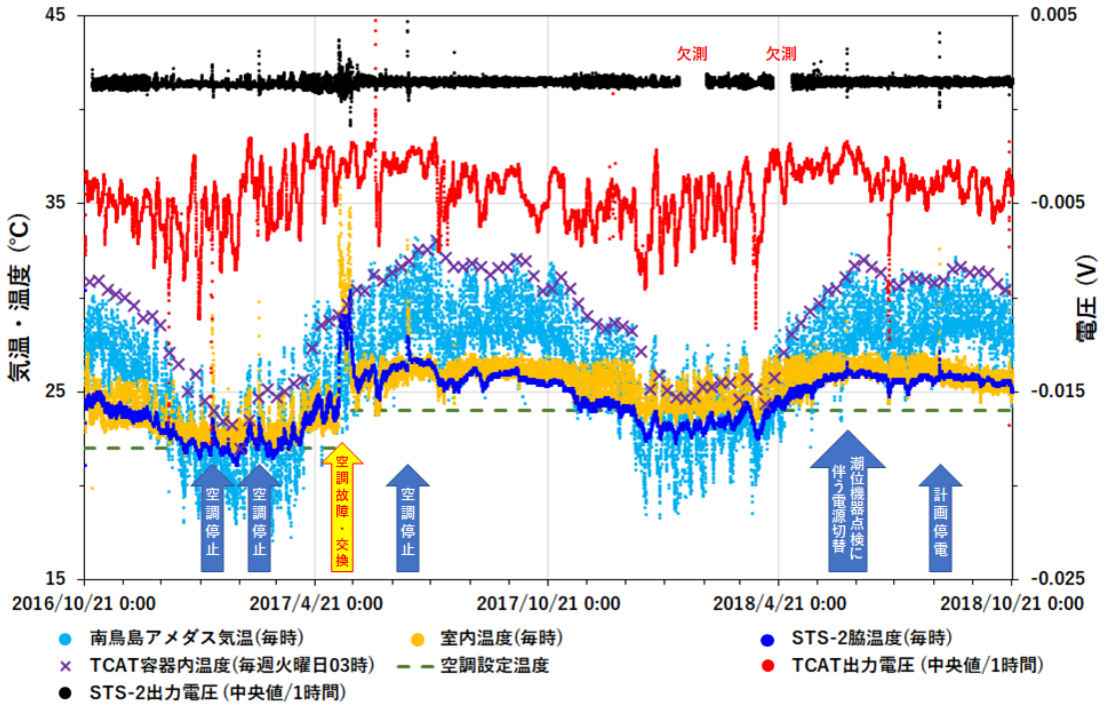


図2. 南鳥島気温、室内温度、地震計出力電圧［表示期間：2016/10/21～2018/10/21］

© The Seismological Society of Japan

New Era of Ocean Bottom Broadband Seismology with the Autonomous BBOBS-NX : NX-2G

*Hajime Shiobara[1], Aki Ito[2], Hiroko Sugioka[3], Masanao Shinohara[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research Institute for Marine Geodynamics, JAMSTEC, 3. Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University

1.はじめに
著者らは自己浮上型の広帯域海底地震計(BBOBS)を開発し大規模観測に適用しつつ、海底での広帯域海底地震観測を陸上観測と同等な質で行える新型の広帯域海底地震計(BBOBS-NX)を近年に開発・実用化してきた[1]。また、それの応用版である広帯域海底地震・傾斜計(BBOBST-NX)の開発により、海底面での機動的傾斜観測が可能であることを実証しつつある[2]。しかしながら、これらの新型観測機器は潜水艇利用を前提としたものであるため、その利用機会と観測実施可能な海域に大きな制約がある。多数の観測研究成果を挙げてきた、機動性の高いBBOBSと同様な設置・回収方法を、この新型観測機器でも可能とすることが本研究の目的である。これの実現により、海底地震・測地分野での観測研究の大幅な観測機会・対象領域の拡大につながり、国内だけでは無く、国際的にも多大な研究の進展と波及効果が期待される。

2.自律動作実現における既知の問題点と課題
BBOBS-NXは広帯域センサー部を記録部から独立させ、各成分毎に分離・小型化することで海底面へ容易に貫入可能な構造としている。これを海面から自由落下させ重力により海底面へ貫入・自己埋設させ、底層流の影響を受け難い状態を得ている。但し、2015年7月まで計16回の設置で約半数が、センサーに許容される傾斜(±8°)を越えて着底した。また、海底と良い結合状態のセンサー部を、回収時には浮力で引き抜く必要がある。更に、設置時の機器展開と同等な動作も含め、自律動作を確実に行い得る全体構造が必須で、かつBBOBS-NXで改善された観測記録の質は維持しなければいけない。

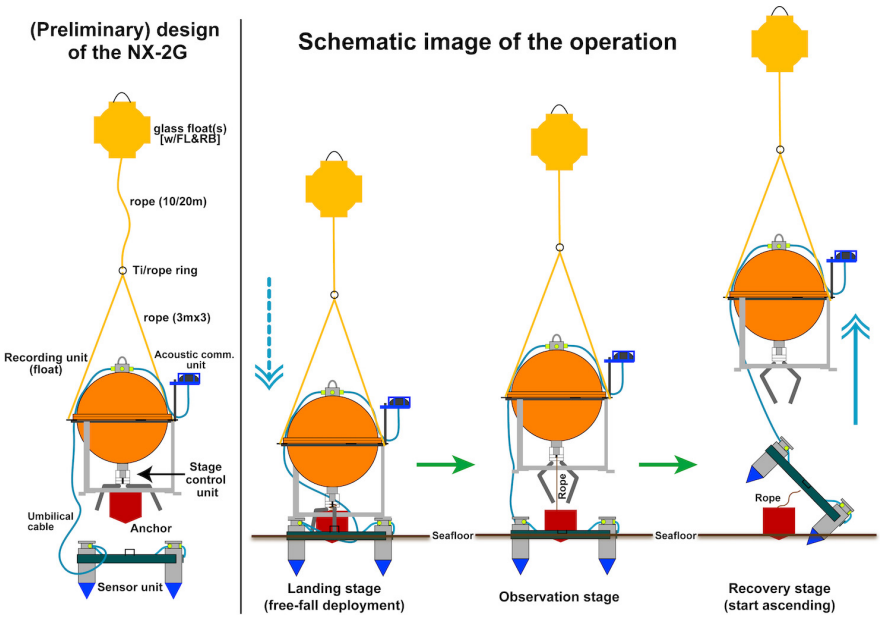
3. NX-2Gの構造と問題点への対応
2016年にひとまず完成したNX-2Gの全体構造・動作概念を左図に示す。着底時の過大な傾斜の問題に対しては、海中を降下中に起きる大きな周期的傾斜変化が原因であったので、センサー部を引き抜くのに必要な浮力体と記録部を繋ぐ際に複数のロープを耐圧球の赤道部からとることで、傾斜変化の発生を効果的に抑制できることが実証できている。また、回収時にセンサー部を海底から引き抜くのに要する力を複数回実測し(65-80kgf)、必要な浮力を追加した。機器の展開方法については、センサー部との結合が弱ければ、大きな物体が近くに在っても記録への影響がないことも実地試験で確認し、決定した。観測中はセンサー部の中央に置かれる錘の直上に記録部が配置され、センサー部と記録部を繋ぐものは水中ケーブルのみとなる。錘も堆積物中には深く入らないように、その底面の高さと形状を設定した。

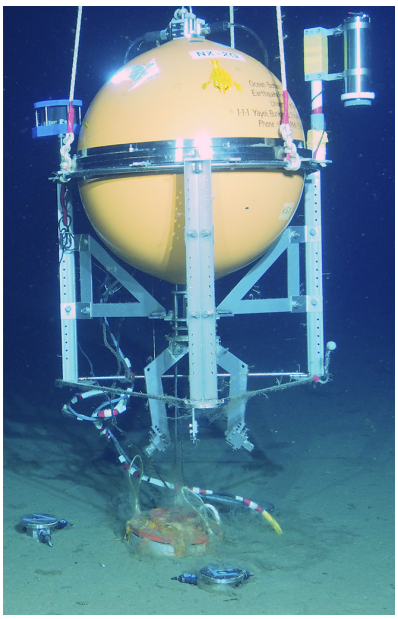
4.試験観測
2016年に試作機の実海域での動作試験を実施し、2017年4月に実用機の長期試験を福島県沖の日本海溝陸側斜面（水深4500ｍ）で開始、2018年10月に回収した。設置時は自由落下で投入後、船上から観測状態へ移行し観測開始させた。回収時は観測状態（右写真）、および回収状態への移行動作の確認のため、ROVで観察後に吊り下げて揚収した。投入～着底～観測開始までの様子を映像記録するためNX-2Gに取り付けた深海ビデオカメラも無事回収し、観測状態への移行動作が正常であったことも確認できた。
NX-2Gの機械的動作については想定通りであったが、隣接して設置していたBBOBSと比較して、埋設センサーとしてのノイズ低減効果が見られなかった。これは、非常に柔らかい底質および余長が不足した水中ケーブルの取り回しに起因するものと思われる。センサーの1成分に故障もあったので、再度の長期比較評価試験を今年8月に開始する予定である。

© The Seismological Society of Japan

謝辞
多数の試験観測では、海洋研究開発機構・日本海洋事業の関係者にお世話になっていることを感謝する。本研究は科研費(基盤A,15H02122)の補助を受けている。

参考文献
[1] H. Shiobara, T. Kanazawa and T. Isse, IEEE-JOE, 38, 396-405, 2013.
[2] 塩原・他，日本地震学会秋季大会，S02-07，10月26日，2017.
[3] H. Shiobara et al., AGU-FM, S43E-0654, 13 Dec., 2018.





Distributed Acoustic Sensing measurement by using seafloor optical fiber cable system off Sanriku

*Masanao Shinohara[1], Tomoaki Yamada[1], Takeshi Akuhara[1], Kimihiro Mochizuki[1], Shin'ichi Sakai[1], Takeo Ksajima[2], Takahiro Arioka[2], Masayuki Hamakawa[3], Shunsuke Kubota[4]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Fujitsu Laboratories Ltd., 3. Fujitsu Limited, 4. YK Giken Co. Ltd.

近年、光ファイバをセンサとして用いるDistributed Acoustic Sensing(DAS)計測が、パイプラインや送電線などのセキュリティー監視や設備管理に用いられている。さらに、DAS計測は、資源探査のためにVertical Seismic Profilingなどの地震探査にも使われ始めてきている。DAS計測は自然地震観測にも有効であると考えられることから、これまでに陸上または海底に設置された光ファイバーケーブルを用いた地震観測の試みが行われている。しかし、現在までに、海底におけるDAS計測技術を用いた地震観測については十分には行われいない。DAS計測は光ファイバセンシング技術の一つで、コヒーレントな光の短いパルスを、シングルモードファイバに連続して入射して、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計測を行っている位置に対応し、パルス幅が空間分解能に対応する。現在は、空間分解能は短い場合では数mである。すなわち、地震計を数m間隔で設置した、長さが敷設されているファイバに対応する直線アレイ観測を実施することが可能である。現状では、70km以遠まで散乱波を観測することが可能である。一方、得られるデータのうち振幅情報などについては、これまでの振り子型地震計によるデータとは性質が異なり、データ処理手法についても、検討・開発が必要である。

東京大学地震研究所は、平成8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た。このシステムは3つの地震計と2つの津波計が接続されており、ケーブルの全長は約120kmである。2011年東北地方太平洋沖地震の被災による中断を経て、現在も観測を行っている。このシステムは将来の拡張用として、海底ケーブルに6本（3組）の予備ファイバが用意されている。予備ファイバーには中継器などは接続されていないので、この予備ファイバを用いて、陸上局からケーブル先端までのDAS計測が適用可能である。また、予備ファイバはDAS計測に適した分散シフト・シングルモードファイバである。そこで、我々は、次期海底ケーブル式観測システムの新技術として、DAS技術を用いた海底地震観測システムの開発を、三陸沖光ケーブル観測システムを用いて開始した。DAS技術による海底観測は、海底ケーブル上に短い間隔でセンサを取り付けた状態と同じであり、これまで「点」であった観測を、「線」での観測に変化させるものである。
平成8年に設置した三陸沖光ケーブル式海底地震・津波観測システムの予備ファイバを用いて、2019年2月13日から15日の間に、初めてのDAS計測を実施した。DAS計測に先立ち、光パルス試験器(OTDR)により、DAS計測を実施す予備ファイバの状態が良好であることを確認した。DAS計測の送受信機を陸上局に設置し、陸上局から100kmの地点まで、サンプリング周波数500Hz、観測チャンネル間隔を5mと設定して計測を実施した。計測の空間分解能を示すゲージ長は、10mまたは40mである。計測の結果、約46時間の連続したデータを収録することができた。収録されたデータには、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、深発地震を含めて多数の地震が観測された。これらの記録は、三陸沖光ケーブル式海底地震・津波観測システムの地震計の記録と比較することが可能である。今後、得られたデータを用いて、解析手法の検討・開発を行う。

© The Seismological Society of Japan

Seismic observation at Azuma volcano using fiber optics and DAS system

*Takeshi Nishimura[1], Kentaro Emoto[1], Hisashi Nakahara[1], Satoshi Miura[1], Mare Yamamoto[1], Shunsuke Sugimura[1], Takahiro Ueda[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。この光ファイバーを利用した震動計測が物理探査や地熱開発で利用され、浅部構造や亀裂状況等が高精度で測定できるだけでなく、自然地震の観測例も国内外で報告されるようになってきた。光ファイバーによる観測は、数mから数十m間隔で測定点を設置可能であるだけでなく、ファイバーの端点のみに計測器を設置することにより最大40kmの測線長のデータが得られるメリットがある。一方、光ファイバーと地面とのカップリング状況が不明であったり、3成分方向の観測は難しくケーブル敷設方向の震動（歪み）成分のみ計測できるという難点もある。今回、吾妻山地域で光ファイバーを利用した地震観測を開始した。上記の長所短所に関連付けながら観測の概要と得られた地震波データについて紹介するとともに、今後の発展性について議論する。

磐梯吾妻スカイラインの道路沿いに敷設されている、国土交通省所有のシングルモード光ファイバーケーブルを借用して、使用した。土湯温泉ゲートから浄土平までほぼほぼ南北方向に伸びる総長14.2kmの測線である。山道であるため、測線上の中央および南側でつづら折りとなっている箇所がある。光ファイバーは、深さ50cmほどに埋設された管内に敷設されている。南端の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、サンプル箇所の間隔10mで、7月4日より連続観測を開始した。観測終了は8月末を予定している。1 Hzのハイパスフィルターがかけられ、SEGY形式で記録される。また、光ファイバーケーブルが敷設されている道路沿い4カ所に広帯域地震計1台と周期地震計3台を設置し、並行観測を行った。

7月4日の開始直後から、吾妻山で発生する低周波地震、周辺で発生する構造性地震、遠地地震などが記録された。福島県と岩手県沖で発生したマグニチュード4クラスの地震について、地震計の速度波形と光ファイバーによる歪み波形を比べたところ、1Hz以下の低周波成分から10Hz程度までのスペクトル構造は類似していることがわかった。吾妻山の微小な火山性地震も記録されていることから、道路沿いに敷設した光ファイバーとDASを用いた計測により、火山性地震や微動、自然地震を十分記録することができるといえる。このシステムでは、ケーブル敷設方向の1成分のみしか震動を記録できないものの、コーダ波を利用した解析や、先行研究では報告されているように地震波干渉法が適用できると考えられる。火山地域だけに限らず、屈折・反射法や地盤特性の把握など、幅広い分野の解析に利用できると考えられる。

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。

© The Seismological Society of Japan

Room D | General session：S02. Seismometry and Monitoring System

Mon. Sep 16, 2019 4:00 PM - 5:15 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 7:00 AM - 8:15 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S02]PM-3

chairperson:Ryoichi Iwase(JAMSTEC), Kazuo Ohtake(Meteorological college)

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

[S02-05] Video Transmission System using WIN networks

*Kazuo Ohtake[1] (1. Meteorological college)

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

[S02-06] **Proposal of two-point seismic observation for detecting weak signal**

*Shigeki Horiuchi[1], Aitaro Kato[2] (1. Home Seismometer Corporation, 2. Univ.Tokyo)

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

[S02-07] Effect of seafloor inclination on the estimation of OBS installation direction and seismic wave velocity from observed waveform of air gun

*Ryoichi Iwase[1] (1. JAMSTEC)

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

[S02-08] Demonstration experiment of disaster prevention network by post-earthquake damage evaluation meter in Tokushima Part 2

Hisamitsu Kajikawa[1], *Ryotaro Shirai[2], Yuka Okada[3], Haruhiko Ogawa[4], Ayumu Mitsuhashi[4] (1. Meiji Univ., 2. Meiji University Graduate School of Science and Engineering Department of Architecture and Urban Studies, 3. Misawa Homes Co.,Ltd, 4. Misawa Homes Institute of Research and Development Co.,Ltd.,)

5:00 PM - 5:15 PM JST | 8:00 AM - 8:15 AM UTC

[S02-09] Demonstration experiment of disaster prevention network by post-earthquake damage evaluation meter in Tokushima Part 3

Hisamitsu Kajikawa[1], *Yuka Okada[3], Ryotaro Shirai[2], Haruhiko Ogawa[4], Ayumu Mitsuhashi[4] (1. Meiji Univ., 2. Meiji University Graduate School of Science and Engineering Department of Architecture and Urban Studies, 3. Misawa Homes Co.,Ltd, 4. Misawa Homes Institute of Research and Development Co.,Ltd.)

Video Transmission System using WIN networks

*Kazuo Ohtake[1]

1. Meteorological college

概要
大久保(2018) はWIN パケットに波形ではなく任意のzip ファイルを埋め込んでWIN ネットワークに送信できることを示した。また、大竹（2018）はその応用としてWIN ネットワークを用いたファイル配信システムのプロトタイプを作成した。
本発表では、観測点の監視を念頭に置いた、WIN システムをデータ流通基盤として用いる、安価で実用的な映像伝送システムを作成したことを報告する。

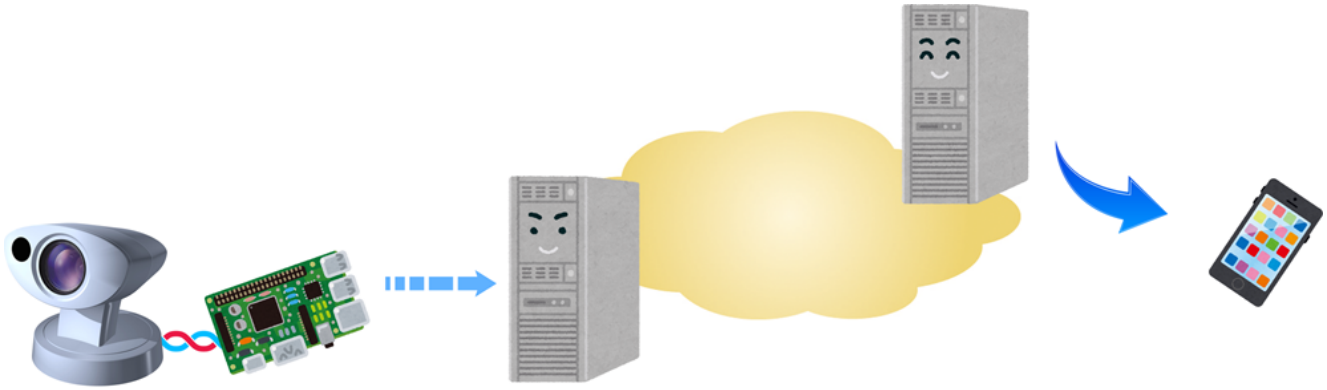
システムの概要
システムの構築にあたっては、既存のWIN ネットワークを活用できることに加え、安価に構築できること、シンプルな構成であることを目指した。
Web カメラにはドン・キホーテの「スマモッチャー」IP001-WH（4298 円）を利用する。また、WIN フォーマットへの変換はRaspberry Pi 3 Model B+ 上で動作するプログラムを記述した。受信側ではffmpeg を用いて動画ファイルをHLS (HTTP Live Streaming) 形式に変換し、Apache ウェブサーバから配信する。なお、このWeb カメラは本来はクラウドでの利用を想定しているものであり、本システムの用途に合うようにhttps://github.com/ant-thomas/zsgx1hacks で公開されているプログラムを導入しておくものとする。

プログラム
Web カメラからの動画はrtsp 形式で取得できる。WIN 3.0.2 をベースとして、この動画をWIN パケット形式にして共有メモリに書き込むプログラムを作成した。ただし通常の設定ではビットレートが不足するので、4 ビット無圧縮（サンプルサイズ情報５）、4095Hz サンプリングで複数チャネルを束ねてデータを送出することにした（リンク集約）。受信側はrecvt の書き込む共有メモリ領域を走査し、ffmpeg コマンドによるフォーマット変換を経て、Apache からHLS 形式で配信する。
本システムを構築したLAN 内の試験環境では、10 秒程度の遅延で正しく配信されることを確認している。

今後の課題
現在のところリンク集約にかかる調整は手作業で行なっている。これを自動で最適な状態にする仕組みを作る必要がある。また、動画は必要な通信帯域が大きくなりがちであるため、解像度の削減やフレームレートの間引きなどを手軽に実施できるインターフェースも必要であろう。このWeb カメラは本来リモートからレンズの方向を変えるなどのコントロールが可能であるが、本システムでは対応していない。

参考文献
大久保(2018): WIN format を利用した地震動波形以外の格納, データ流通ワークショップ発表要旨集.
大竹(2018): WIN ネットワーク上でのファイル交換, 日本地震学会2018 年度秋季大会予稿集, S02-06.

© The Seismological Society of Japan



図：本システムの概念図

© The Seismological Society of Japan

Proposal of two-point seismic observation for detecting weak signal

*Shigeki Horiuchi[1], Aitaro Kato[2]

1. Home Seismometer Corporation, 2. Univ.Tokyo

1. はじめに　地震計を地表に設置した場合と、地下深部に設置した場合の違いは、ノイズの発生源から離れているか否かである。地震計を地表に設置すると、観測される波形に、風雨や人工的ノイズの混入が避けられない。しかし、センサー近傍で発生するノイズを除去することができれば、地表設置のセンサーでも、地下深部に設置した地震計と同程度に高精度の観測データが得られる可能性がある。本発表では、数ｍから数１０ｍ離れた２地点にセンサーを設置し、２点の観測波形のconvolutionを連続的に計算（以下convolution波形と呼ぶ)すると、convolution波形には、センサー近傍で発生するノイズがほぼ含まれなくなり、到着時刻の読み取りや、地下構造推定に適した記録が得られることについて述べる。

2. Convolution波形の計算法　数mから数10ｍ離れたA点、B点の2ヵ所に地震計が設置されているとする。A点の地震計では、A点の近傍に発生源を持つノイズの振幅は大きい。しかし、両者の設置位置が離れていることから、B点の近傍で発生するノイズの振幅は小さい。B点でも、同様である。また、ノイズの発生源が異なることから、両者の波形の相関は低いと考えられる。一方、地震は、地下深部で発生することから、両観測点での波形は、到着時刻の僅かな差はあっても、相関は高いと思われる。

A点、B点の地震計で観測されるとノイズ波形と、地震波形を分離して$Ua(t)=Na(t)+Sa(t)$、$Ub(t)=Nb(t)+Sb(t)$と表す。ここに、$Na(t)$、$Nb(t)$は、A点、B点でのノイズ波形$Sa(t)$、$Sb(t)$は、地震波形である。$Ua(t)$と$Ub(t)$との区間長ｗのconvolutionは、因果律を満足するよう積分範囲を変更して表すと、

$$f(t,p)=\int_{t-w}^{t} ua(T)Ub(T-p)dT \quad （１）$$

と表せる。地震によるP波がA点に到着する時刻と、B点に到着する時刻との差の最大値をΔｔとすると、ｐを$-\Delta t$からΔtまで変動させた場合の$f(t,p)$の最大値は、

$$G(t)=max\{f(t,p)\}、\quad -\Delta t<p<\Delta t \quad （２）$$

と表される。本報告のconvolution波形とは、$G(t)$のことである。簡単のため、A点、B点でのノイズとノイズ、地震波とノイズの相関は０、地震波の相関は１であると仮定すると

$$G(t)\fallingdotseq\int_{t-w}^{t} Sa(T)^2dT \quad （３）$$

と表される。（３）式は、ノイズとノイズとの相関、地震波とノイズとの相関が低ければ、convolution波形は、センサーの近傍で発生するノイズを含まないことを示している。

３．結果　加藤(2018)による熊本での1000点のアレイ観測データを用いて、convolution波形の有効性について調べた。図１に熊本でのアレイ観測のconvolution 波形と生波形との比較が示す。Convolution 波形は、S/Nが極めて高く、到着時刻の読み取りに適している。また、convolution 波形は、コヒーレントな位相が到来すると、振幅が大きくなる性質があることから、反射法探査の解析にも利用できるものと期待される。

© The Seismological Society of Japan

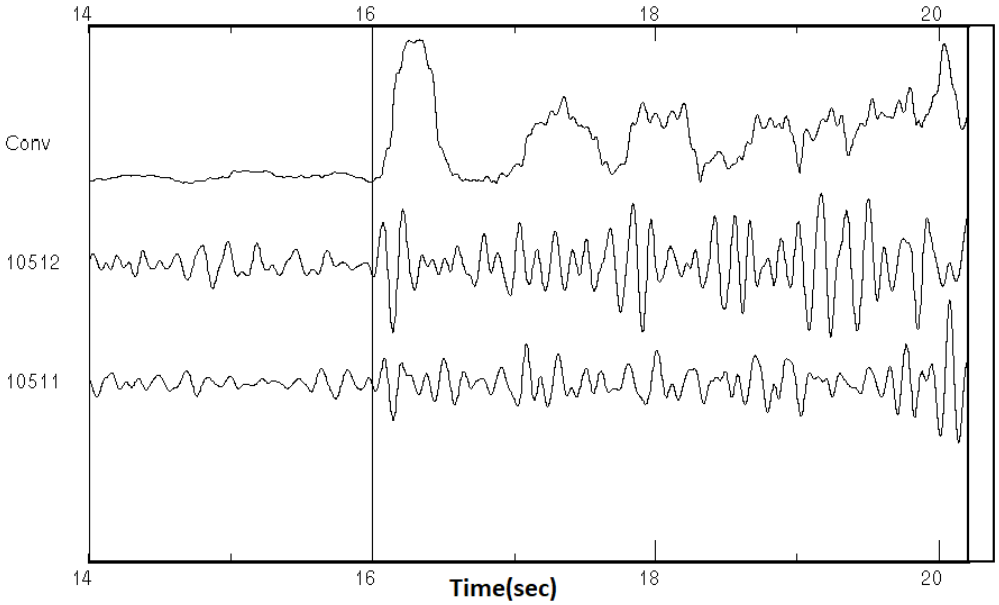


図1．隣接する2観測点(10511,10512)で記録された地震のP波部分の波形と、そのConvolution波形

© The Seismological Society of Japan

Effect of seafloor inclination on the estimation of OBS installation direction and seismic wave velocity from observed waveform of air gun

*Ryoichi Iwase[1]

1. JAMSTEC

筆者は、地殻構造探査の測線が観測点近傍を通過した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)の一部の観測点について、いずれもwebで公開されている連続波形データにおけるエアガン観測波形の初動部分の3次元パーティクル・モーション、及び地殻構造探査の航跡データを用いて、地震計（加速度計）の設置方位及び各観測点における海底表層の地震波速度、即ちP波及びS波速度の推定を行った（岩瀬, 2019）。その際、航跡データから求めたエアガン音源の方位とパーティクル・モーションから推定されるエアガン信号の入射方位について、音源が観測点に近づくと、両者の間にずれが生じることが確認された。この現象は、東京大学地震研究所の「三陸沖光ケーブル式海底地震・津波観測システム」を対象として、同様の解析手法を用いた地震計設置方位と地震波速度の現場推定でも確認されており（Iwase, 2016のFig. 3）、方位角のずれは最大で9度となっている。当該文献ではその原因を機器特性の影響と推定している。設置方位推定を行ったS-net観測点のうち一部の観測点については、近傍の海山の影響と推定される不規則なずれも確認されている。しかしながら、大半の観測点で系統的なずれが見られることから、観測点周辺海底の傾斜の影響が推定された。
そこで今回は、観測点周辺海底の傾斜が、エアガンの観測波形による加速度計の設置方位及び海底表層地震波速度推定に及ぼす影響について、その発生原因を考察した。
地震波形から得られるパーティクル・モーションは、水中を伝搬してきた水中音波そのものを描き出しているわけではなく、水中音波が海底面に入射して海底下に透過した地動を表している。そしてその地動は、入射臨界角内では疎密波（P波）と変換された横波（SV波）の合成波である。そのため、パーティクル・モーションの鉛直成分の角度は、水中音波の海底面への入射角ではなく、P-SV合成波による透過波の見かけの出射角に対応する。水中音波の入射角は航跡から推定できるので、Iwase(2016)及び岩瀬(2019)では、この特徴を利用して、この透過波の見かけの出射角に関して、平面波の流体ー固体境界入射を仮定した際のZoeppritz方程式に基づく理論値との比較を行い、地震波速度を推定している。
音源の入射方位についても、同様のことが考えられる。即ち、海底に傾斜がある場合、透過波（P-SV合成波）の振動方向は、入射した水中音波の音線を含み傾斜した海底面と垂直な平面内に存在するが、それは必ずしも鉛直平面内にあるわけではない。一方、加速度計では、重力の方向から鉛直軸の向きを求めており、これは傾斜した海底面法線方向とは異なる。
以上の考察を元に、比較的簡単なケースとして、海底の傾斜面（傾斜角10度と仮定）の走向上の入射臨界角（60度と仮定）に対応する位置の音源からの入射音波に対し、加速度計のパーティクル・モーションから得られる「見かけの」音源方位の入射方位からのずれを求めたところ、6度程度と見積もられた。
両者の関係式には、海底の傾斜角、音波の入射方位及び入射角、透過波の見かけの出射角といったパラメータを含むことになる。岩瀬(2019)以降に実施したS-net観測点の設置方位及び海底表層地震波速度推定結果を含め、観測データと比較した結果を報告する。

謝辞
本研究の実施にあたり、防災科学技術研究所が公開している地震波形データ、及びJAMSTECが公開している各調査航海のデータを利用しました。ここに記して謝意を表します。

参考文献
R.Iwase, Jpn. Jour. App. Phys, 55, 07KG01, 2016.
岩瀬, JpGU2019, STT43-P04, 2019.

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Demonstration experiment of disaster prevention network by post-earthquake damage evaluation meter in Tokushima Part 2

Hisamitsu Kajikawa[1], *Ryotaro Shirai[2], Yuka Okada[3], Haruhiko Ogawa[4], Ayumu Mitsuhashi[4]

1. Meiji Univ., 2. Meiji University Graduate School of Science and Engineering Department of Architecture and Urban Studies, 3. Misawa Homes Co.,Ltd, 4. Misawa Homes Institute of Research and Development Co.,Ltd.,

1.はじめに

本報は2018年度に発表したその１の続報である。その１では、徳島県における実証実験の概要と被災度判定計の設置について述べた。本報は、この実証実験で計測したデータ（以下、計測入力データという）とその利活用についての報告を行う。計測入力データについては、計測震度と入力加速度軌跡図に関する検証を行う。

2.計測入力データについて

本実証実験は、徳島県（徳島市、阿南市、美馬市）で行い、我々の研究グループが管理しているデータベースに計測入力データを現在も集積し続けている。本報で扱う計測入力データの期間は、2017年10月～2019年6月とする。この期間に、気象庁の発表で徳島県内に震度1以上の観測があった場合が56件あった。このうち実証実験の対象建物で計測があったものが31件であり、37棟のうち20棟以上で計測があったものに絞り、阿南市の結果を表1に示す。また、併せて同市内にある防災科学研究所強震観測網（K-NET）にて計測されたデータを示す。

2.1.計測震度に関する検討

計測震度の分布状況は、県内広域に渡っていることからも最大で2.5のばらつきが確認された。また、同市内のK-NETで計測していなくても被災度判定計で計測している場合もあれば、その逆の場合もあった。また、表１に示す阿南市の場合、同一市内でも0.5～1.9のばらつきがあった。ばらつき具合には、建物、震源の方向や規模等に関連している様子はなく、建物ごと地震ごとに大きくなったり小さくなったりしていることが分かった。

2.2.入力加速度軌跡図に関する検討

図1に表１の地震No.11における建物No.25～29及び同市内K-NETの加速度軌跡図（3面）を示す。加速度軌跡図は三軸合成の最大加速度を記録した時刻までを黒色の実線、それ以降を灰色の実線で描いている。図中の最外円はその平面での最大加速度を半径とした円であり、NSEW面の円上にある×印はたたえ物から見た水平の震源方向を示している。基準化はNSEW平面の二軸合成の最大加速度を1としたものである。同一市内であっても軌跡の形状は建物ごとに大きく異なっている。また、NSEW面における最大加速度ベクトルの最大値は約6倍の差がある。建物ごと地震ごとに性状が異なっていると考えられる。

3.情報開示ツール

計測入力データの利活用の１つとして情報開示のツールとして防災一括管理システム、スマートフォンによる防災アプリ、防災情報モニターの開発を行った。また実証実験では関係者および協力していただいた市民により模擬データを用いた防災訓練を行った。そのうえで、アンケート調査を実施し、意見をまとめ分析した。

© The Seismological Society of Japan

4.まとめ及び今後の課題
本報では、計測入力データとその利活用の1例として情報開示ツールについて示した。計測入力データについては、計測震度の分布状況と入力加速度軌跡図を示し、建物ごと地震ごとに大きくなったり小さくなったり性状が異なっていることを示した。また、計測入力データの利活用の１つである防災一括管理システム、スマートフォンによる防災アプリ、防災情報モニターによる防災訓練を実施したアンケート結果を示し有効性を示した。今後の課題としては、計測入力データの計測震度及び入力加速度軌跡図に関する検討については、今後さらにビッグデータを集積し、この性状に関して統計的に分析することで、建物の入力（揺れやすさ）についての傾向を明らかとする可能性があると考えられる。情報開示ツールについては、改善や行政の防災対応へ導入及び運用の検討を行う必要がある。

謝辞：本報の内容に一部は総務省平成28年度補正予算IoTサービス創出支援事業によるものである。また、関係者の方々には多大なるご協力を得た。ここに記して謝意を表する。

© The Seismological Society of Japan

表 1　計測入力データ (計測震度)

地震 No.	地震の発生日時		震央地名	深さ	マグニチュード	最大震度	建物No.										K-NET
							阿南市										阿南市
							24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	
1	2018/4/9	1:32:31	島根県西部	12	6.1	5強	0.6	1.9	0.6	1.3	1.5	0.8	1.5	1.5	1.4	1.4	0.6	0.9
2	2018/5/30	6:10:08	徳島県南部	11	3.8	2	1.4	1.3	-	1.4	1.3	1.6	1.1	0.9	1.3	0.9	1.5	1.1
3	2018/6/16	18:13:07	紀伊水道	43	3.8	2	1.1	1.2	0.7	1.6	1.4	1.6	1.3	1.0	1.6	1.0	1.6	1.6
4	2018/6/18	7:58:34	大阪府北部	13	6.1	6弱	1.6	2.4	1.6	2.1	2.2	1.7	2.4	2.4	2.4	2.2	1.4	1.7
5	2018/11/2	16:53:54	紀伊水道	44	5.4	4	2.8	3.2	2.4	3.5	2.9	3.5	3.0	2.9	3.0	3.0	2.8	3.3
6	2018/11/5	8:19:17	紀伊水道	45	4.6	3	1.7	1.9	1.1	2.0	1.5	1.8	1.9	1.6	1.7	1.9	1.6	2.1
7	2018/11/21	4:09:50	種子島近海	123	5.2	3	-	-	-	0.5	-	-	-	-	0.6	0.5	-	1.1
8	2018/11/25	18:19:04	徳島県南部	42	4.1	3	2.0	1.9	1.8	1.8	1.5	2.0	2.0	1.4	1.4	2.2	2.3	2.6
9	2018/12/3	17:08:23	和歌山県北部	48	4	3	1.2	1.0	0.6	1.2	1.1	1.8	1.2	1.0	1.8	0.9	1.6	1.3
10	2019/1/29	3:22:57	徳島県北部	37	3.9	2	-	0.6	-	0.9	0.9	0.8	0.6	-	0.9	-	1.1	0.9
11	2019/3/13	13:48:49	紀伊水道	43	5.3	4	-	3.5	2.2	3.5	3.3	4.1	3.2	3.4	3.6	3.3	2.8	3.1

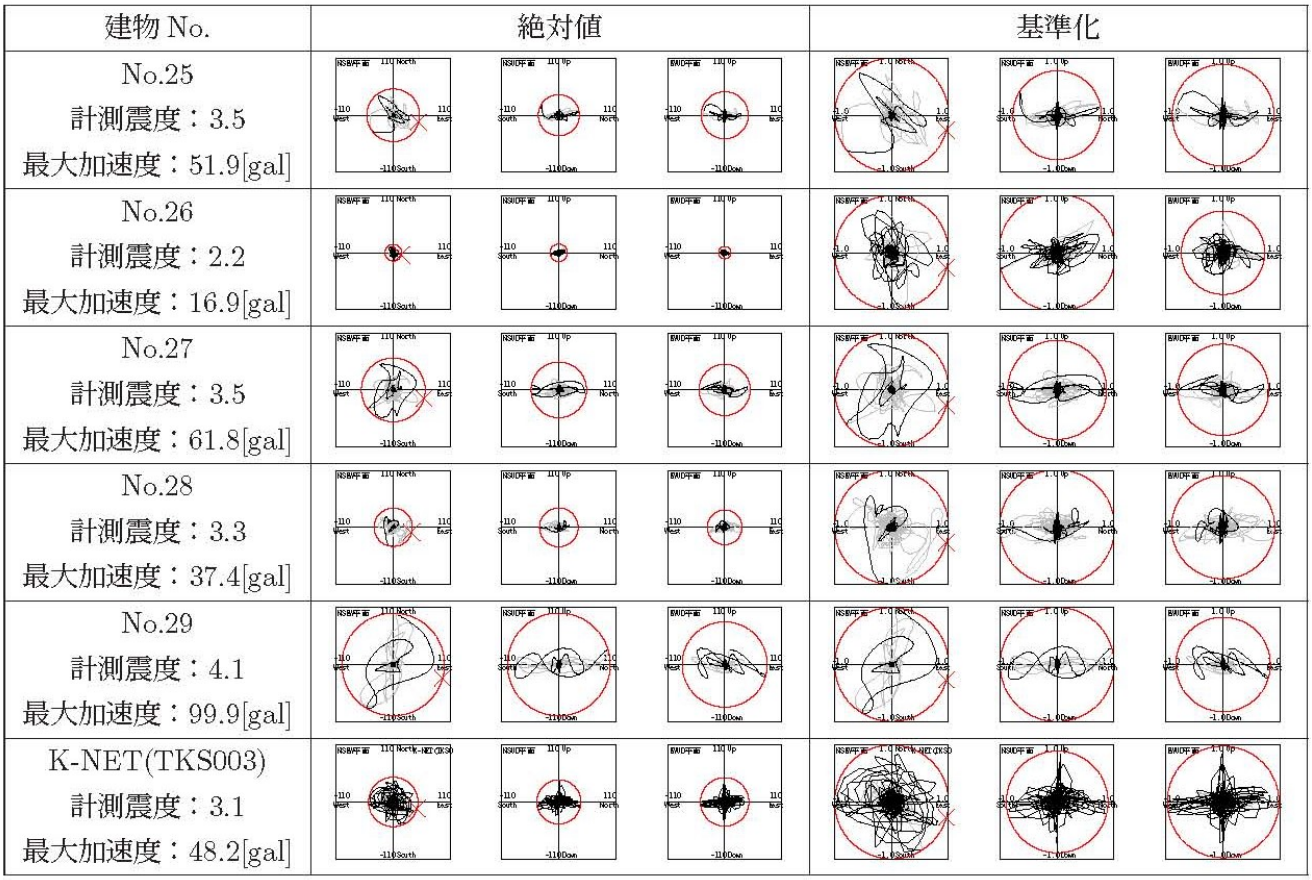


図 1 2019/3/13 13:48 発生の地震における阿南市内の建物と K-NET(TKS003) の加速度入力軌跡図

© The Seismological Society of Japan

Demonstration experiment of disaster prevention network by post-earthquake damage evaluation meter in Tokushima Part 3

Hisamitsu Kajikawa[1], *Yuka Okada[3], Ryotaro Shirai[2], Haruhiko Ogawa[4], Ayumu Mitsuhashi[4]

1. Meiji Univ., 2. Meiji University Graduate School of Science and Engineering Department of Architecture and Urban Studies, 3. Misawa Homes Co.,Ltd, 4. Misawa Homes Institute of Research and Development Co.,Ltd.

1.はじめに
筆者らは、被災度判定計で計測したデータ（以下、計測入力データという）の利活用方法の１つとして巨大地震時被災度予測法の研究開発を行っている[1)]。この巨大地震時被災度予測手法には、地震応答スペクトルを用いている。本報では、この地震応答スペクトルを用いたSa-Sd曲線の形状や応答値について検証を行う。なお、本報はその１：実証実験の概要と被災度判定計の設置（2018年度発表）、その２：計測入力データとその利活用（2019年度発表）の続報である。

2.計測入力データについて
本実証実験は、徳島県（徳島市、阿南市、美馬市）で行い、我々の研究グループが管理しているデータベースに計測入力データを現在も集積し続けている。本報で扱う計測入力データの期間は、その2と同様に、2017年10月～2019年6月とする。この期間に、気象庁の発表で徳島県内に震度1以上の観測があった場合が56件あった。このうち実証実験の対象建物で計測があったものが31件であり、対象建物37棟のうち20棟以上で計測があった地震は11件であった。また、併せて同市内にある防災科学研究所強震観測網（K-NET）にて計測されたデータとも比較検証を行う。

3.Sa-Sd曲線に関する検討
2.計測入力データで述べた地震11件のうち、計測震度が最も大きかった2019年3月13日震央地名：紀伊水道の地震（被災度判定計の最大計測震度4.1）における阿南市建物No.25～29の建物と同市内のK-NETにおけるSa-Sd曲線を図1に示す。図1の左側は絶対値、右側は設計用応答スペクトルに基準がしたSa-Sd曲線である。Sa-Sd曲線作成方法は、参考文献２）をもとに変位応答スペクトル（Sd）と加速度応答スペクトル（Sa）を算出し、x軸にSd、y軸にSaをプロットすることで作成する。
絶対値のSa-Sd曲線を比較してみると、建物ごとに形状や応答変位、応答加速度の大きさが大きく異なることがわかる。No.26とNo.29の建物の応答変位を比較すると約3倍以上、応答加速度を比較すると約5倍以上である。次に基準化した場合、応答加速度は概ね一致しているが、No.25、26、28の建物においては最大応答変位が7.5㎝を超えている。また、絶対値と同様に形状についても建物ごとに大きく異なっていることがわかる。同一市内の建物であっても、建物ごとにSa-Sd曲線の性状が大きくことなることが確認された。

4.まとめ及び今後の課題
本報では、計測入力データの利活用の1例として巨大地震時被災度予測手法に用いる地震応答スペクトルで作成したSa-Sd曲線について検証を行った。その結果、建物ごとにSa-Sd曲線の形状も、最大応答変位、最大応答加速度も大きく異なることが確認された。今後は、ビッグデータを集積し、地盤の揺れやすさ及びその建物のSa-Sd曲線の形状の特徴を統計的に分析することで、建物の入力（揺れやすさ）についての傾向が明らかとなる可能性がある。また、現在の建物の設計法は1方向のみを考慮したスペクトルを用いているが、建物の設計にはXY方向やNSEW方向など2方向を考慮した設計を行う必要があると考えられる。

謝辞：本報の内容に一部は総務省平成28年度補正予算IoTサービス創出支援事業によるものである。また、関係者の方々には多大なるご協力を得た。ここに記して謝意を表する。

© The Seismological Society of Japan

参考文献
１）梶川久光,その他：建築物の被災度判定計による防災ネットワークの研究開発 その13,日本建築学会大会梗概集,2018年
２）柴田明徳：最新耐震構造解析,森北出版株式会社,2009

謝辞：本報の内容の一部は総務省平成28年度補正予算IoTサービス創出支援事業によるものである。また、関係者の方々には多大なるご協力を得た。ここに記して謝意を表する。

© The Seismological Society of Japan

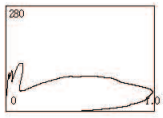
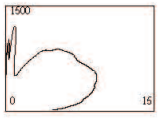
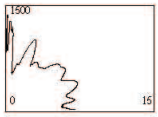
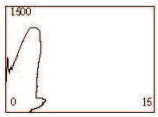
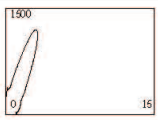
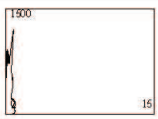
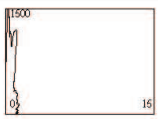
建物 No.	NS 方向 (絶対値)	EW 方向 (絶対値)	NS 方向 (基準化)	EW 方向 (基準化)
No.25 計測震度：3.5 最大加速度：51.9[gal]				
No.26 計測震度：2.2 最大加速度：16.9[gal]				
No.27 計測震度：3.5 最大加速度：61.8[gal]				
No.28 計測震度：3.3 最大加速度：37.4[gal]				
No.29 計測震度：4.1 最大加速度：99.9[gal]				
K-NET(TKS003) 計測震度：3.1 最大加速度：48.2[gal]				

図 1　2019/3/13 13:48 発生の地震における阿南市内の建物と K-NET(TKS003) の Sa-Sd 曲線

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 16th) | General session：S01. Theory and Analysis Method

Mon. Sep 16, 2019 5:15 PM - 6:45 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 8:15 AM - 9:45 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S01P

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S01P-01] The fundamental nature of a transient elastic response to prompt gravity perturbations

*NOBUKI KAME[1], Masaya Kimura[1] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S01P-02] Comparison between ray paths calculated by the pseudo-bending method and those calculated by the shortest path method

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S01P-03] XFEM simulation of rupture direction on branching fault

*Daiki Yamashita[1], Hiroyuki Goto[1], Sumio Sawada[1] (1. Dynamics of Foundation Structures, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto university)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S01P-04] Numerical simulations of weak localization of scalar waves based on the finite difference method

*Masanobu Sato[1], Jun Kawahara[1] (1. Graduate School of Science and Engineering, Ibaraki University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S01P-05] Estimation of surface wave velocities by using the rotation and divergence of seismic wavefield in the Kanto sedimentary basin

*Kaori Shimazu[1], Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2] (1. Graduate School of Nanobioscience, Yokohama City University, 2. Earthquake Research Institute, The Univercity of Tokyo)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S01P-06] Fractional fluctuation of crustal medium parameter and seismic amplitude fluctuation: A study based on finite-difference simulations

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S01P-07] Spatial variation of seismic response due to the Kanto sedimentary basin inferred from teleseismic S waves

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S01P-08] Relation between temporal variation on Auto Correlation Function of Ocean-Bottom Seismometers' records and wind vectors above the sea

*Miyuu Uemura[1], Yoshihiro Ito[2], Kazuaki Ohta[2], Ryota Hino[3], Masanao Shinohara[4] (1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Intemational Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 4. Earthquake Research Institute, Tokyo University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S01P-09] One-step waveform inversion of ScS reverberations for the upper mantle discontinuity.

*Jumpei Maruyama[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Nozomu Takeuchi[1] (1. Earthquake research institute, the University of Tokyo)

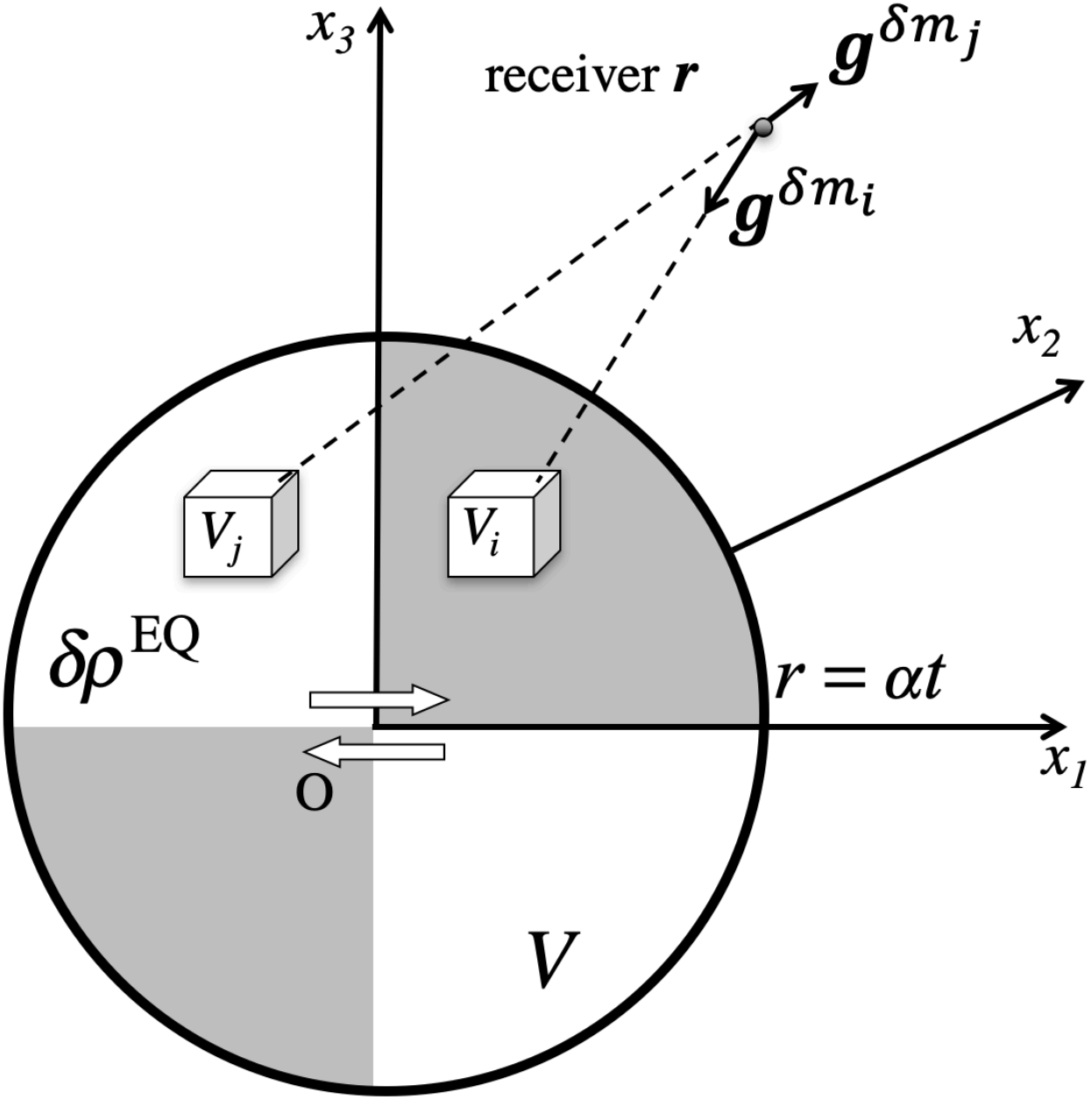
The fundamental nature of a transient elastic response to prompt gravity perturbations

*NOBUKI KAME[1], Masaya Kimura[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

Seismic waves radiated from an earthquake cause the redistribution of mass in the Earth, which in turn induces prompt elastogravity perturbations at all distances before the first arrival of seismic waves. Here we derive an analytic solution for the transient elastic response to prompt elastogravity perturbations induced by a portion of earthquake mass redistribution in an infinite homogeneous isotropic non-self-gravitation elastic medium. This solution discloses the fundamental nature of a so-far unnoticed unusual net-inner-force-free deformation regime that emerges between the onset of an earthquake and P-wave arrival, which we find inherent in action at a distance with the inverse-square law. Our analysis provides physical insights into why a gravimeter installed in the Earth is characterized by significantly decreased sensitivity to earthquake-induced prompt elastogravity perturbations. Reference: Kame, N & M. Kimura, The fundamental nature of a transient elastic response to prompt gravity perturbations, *GJI*, **218(2)**, 2019, 1136–1142, doi:10.1093/gji/ggz196

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Comparison between ray paths calculated by the pseudo-bending method and those calculated by the shortest path method

*Shoji Sekiguchi[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

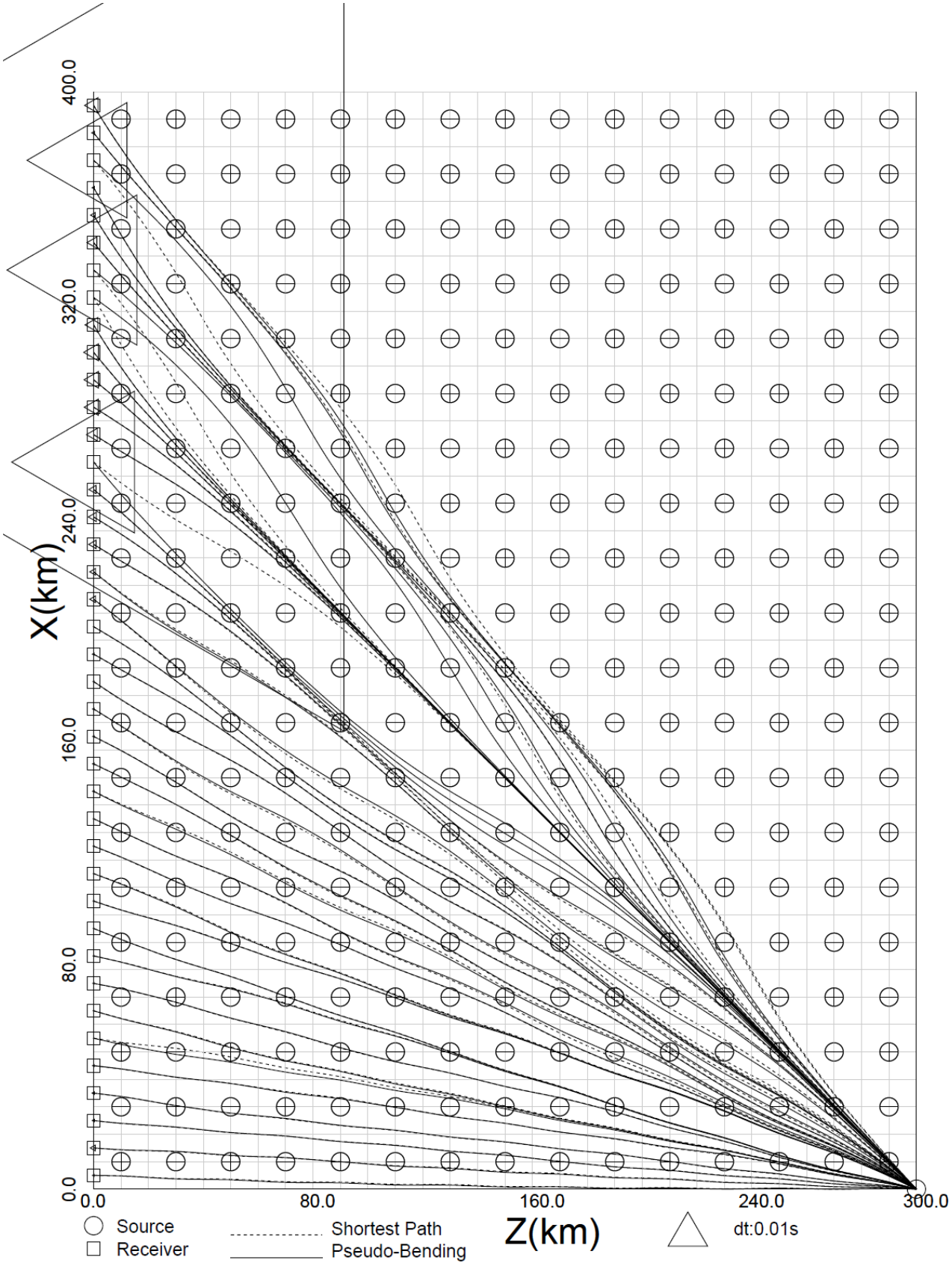
不均質構造のなかでの震源から観測点まで波線を計算する場合、得られた波線がglobal minimal solution かlocal minimal solutionかどうかは常に懸念されていることである。波線計算にpseudo-bending method (Um & Thurber, 1987) はその計算効率の良さから非常に頻繁に利用されているが、得られた解がlocal minimal solutionである可能性は排除しきれない。一方でshortest path method (Nakanishi & Yamazaki, 1986)では計算時間はかかるが得られた解はglobal minimal solutionとなる。本研究では特定の不均質構造において両方法により計算した波線を比較することによりその可能性を検討する。

具体的には2次元のcheckerboard patternの速度構造を想定する。深さ(z) 300km、横(x)の広がり 400kmの矩形領域であり、基準速度は10km/sとし、10km間隔の格子点ごとにx, z各方向にdv: 0km/s, 0.5km/s, 0km/s, -0.5km/sを周期的に与え、格子間は線型補間する。震源位置は(x, z) = (0km,300km)とする。pseudo-bending methodの場合の初期波線は震源と各観測点を結ぶ直線とする。また、P=0.0001s, F=1.9とした。計算結果を図に示す。図ではshortest path method で得られた波線をpseudo-bending methodで得られた波線で上書き表示している。x=250km付近から遠い観測点では波線経路のずれが大きく走時の差も大きくなっている。tomography解析ではこのようなcheckerboard pattern構造の復元具合を見て解像度について議論する場合が多い。この例のように通過する波線経路が大きくずれている場合が頻発するとその結果について慎重に検討する必要が出てくるだろう。震源から離れた観測点で出やすいのであれば、より震央距離の近い観測点のみを用いるようにする等の改善手段も考えられる。

次にpseudo-bending methodの初期波線をshortest path methodで得られた波線から近接点を除いたものを使用した場合について計算した（図はない）。この場合、波線経路に乖離は見られず走時の差も非常に小さく0.01sより小さい。ただ、x=300km付近の観測点での走時の差が若干大きくなっているが、その理由は不明である。ここに届いている波線を見てみると震源からdv=0.5km/sの高速度領域を真っ直ぐ辿ってきていて深さ100km付近から枝分かれしている。このことに何か関係があるのかもしれない。

以上の例から、pseudo-bending methodでは採用する初期波線によって最終波線がlocal minimal solutionに陥る可能性があることがわかった。また、shortest path methodより得られた波線を初期波線にすることによりその危険を避けられる可能性があることもわかった。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

XFEM simulation of rupture direction on branching fault

*Daiki Yamashita[1], Hiroyuki Goto[1], Sumio Sawada[1]

1. Dynamics of Foundation Structures, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto university

近年,耐震設計において地震の断層破壊プロセスを考慮した入力地震動が導入されつつある.このとき,断層の破壊方向については中田他 1) により提案された方法が参照されることが多い.例えば,断層トレースが(Fig.1)のような分岐を持つ場合,破壊は分岐に向かって進展すると仮定されるが,2016 年熊本地震本震は,布田川断層と日奈久断層が接続する分岐部から破壊が始まり,阿蘇方面に向かって進展したことが知られている.これは上の仮定と異なる事実である.そこで本研究は,分岐断層の破壊方向の決定条件を明らかにすることを目的とし,断層強度や応力条件のばらつきに着目して拡張有限要素法(XFEM)による数値解析を実施した.

XFEMは,変位の近似式に不連続性を与えるエンリッチ関数を導入することで,クラックや断層といった不連続な変位場を要素分割とは独立に与えることができる手法である.一般的には,節点にエンリッチノードを追加して変位場を表現するが,隣接する要素間でエンリッチノードを共有する必要があるためアルゴリズムが煩雑でかつ計算コストの大きいものとなる.そこで,本研究では要素毎に独立な自由度を与える方法で不連続な変位場を表現する(式(1)).u は要素毎に与えられる自由度である.またエンリッチ関数 g は(式(2))のように形状関数 N_j を用いて定義する.形状関数の一般的な性質から変位の不連続面でg(x)による不連続量が常に1となるため,自由度にすべり量といった物理的意味を持たせることができる.

断層が分岐を持つ場合,2つの断層が交わるような特別な要素を用意する必要がある.既往の研究では Junction Element 2)という特別な表現がなされてきたが,より複雑で一般的な状況を表現しようとすると扱いが容易でなくなる.本研究では要素に自由度を付加するような表現を用いているため,より一般的で簡便な方法を提案する(Fig.2).まず,断層の分岐や屈曲といった状況を,断層先端を1つのみ含む tip 要素の重ね合わせで表現する.このように考えることで,要素内に3枚以上の断層が集まる場合や,より複雑な状況も表現することができる. tip 要素は,エンリッチ関数に不連続面からの角度 ϕ で定義される関数 $h(\phi)$ を乗じて表す.これにより,断層の延長上で不連続が解消される.また,同じ位置に先端を有し,2つの不連続面のなす角が π であるような2つの tip 要素の重ね合わせは,平面断層と同じエンリッチ関数とならなければならないため, $h(\phi)$ の関数形状は(式(3))のようでなければならない.この表現の妥当性を数値実験により確認した結果,問題ないと判断されたため,以降の数値解析に用いることとした.

様々な条件下で分岐断層の破壊方向がどのように変化するかを確認するため,分岐断層の応力条件および強度にばらつきを与えて,得られる破壊パターンについて取りまとめた.対象とする断層モデルは, 2016年熊本地震の本震に関与したと考えられている布田川断層と日奈久断層の形状を模したものである(Fig.3).ただし,本研究での検討は2次元の数値解析であるため,地表の断層トレースのみを参照した.また,計算コストの大きな問題であるため,断層サイズは実際の 1/2 とした.

初期応力場は,熊本地震を対象に検討された実際の応力場 3) を参考にした.具体的には,主応力方向を 53˚から 83˚の間で一様分布を持つように,ケース毎に主応力軸の方向にばらつきを与えて設定した.また各セグメントの強度は, von Karman 型の空間ランダム性(相関距離1km)を持つものとし,様々に乱数を変えて生成した.これらの応力場,強度分布を与えることで,ランダムに選ばれた強度の低い箇所から動的に破壊が進行する.

解析結果のうち,セグメント 1 を全て破壊した93ケースのみを抽出した.93ケースのうち72%はセグメント 1 で破壊が始まり,セグメント 3 に破壊が乗り移った.また,93ケースのうち8.6%はセグメント 3からセグメント 1 に破壊が伝播した.その他のケースでは解析開始時点で両セグメントで破壊が生じた.熊本地震で見られた分岐断層を起点とするような破壊もいくつか表れたが,その割合は多いとは言えない.

© The Seismological Society of Japan

2016 年熊本地震で見られた断層破壊の様子はこのような稀な現象として表れたものなのか,あるいは別の力学的メカニズムを背景に持つのか,今後より詳細な力学的検討を進めて,分岐断層における破壊現象を明らかにしたい.

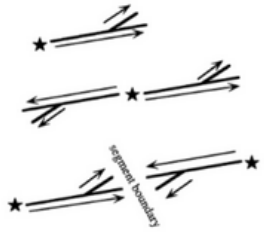


Fig.1 分岐を持つ断層の破壊方向の考え方[1)]

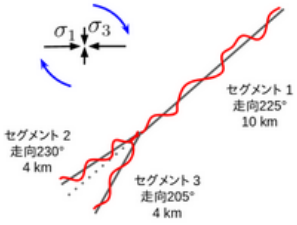


Fig.3 対象とする分岐断層モデル

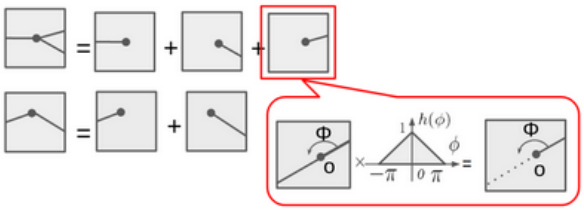


Fig.2 tip 要素の重ね合わせによる分岐の表現方法

$$\boldsymbol{u} = \boldsymbol{N}\boldsymbol{u}_{node} + g(\boldsymbol{x})\boldsymbol{R}\Delta u \quad (1)$$

$$g(\boldsymbol{x}) = \begin{cases} \sum_{j\in J^-} N_j(\boldsymbol{x}) & \text{for } \boldsymbol{x} \in \Omega^+ \\ -\sum_{j\in J^+} N_j(\boldsymbol{x}) & \text{for } \boldsymbol{x} \in \Omega^- \end{cases} \quad (2)$$

$$h(\phi) = 1 - \frac{|\phi|}{\pi} \quad \text{for} \quad -\pi < \phi \leq \pi \quad (3)$$

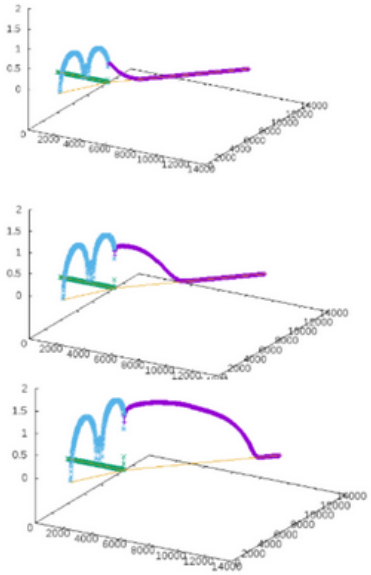


Fig.4 解析結果の例

参考文献
1) 中田高，島崎邦彦，鈴木康弘，佃栄吉: 活断層はどこから割れ始めるのか，地学雑誌，Vol.107，pp.512-528，1998.
2) Daux, C., N. Moës, J. Dolbow, N. Sukumar, and T. Belytschko: Arbitrary branched and intersecting cracks with the extended finite element method, *Num. Meth. Engng.*, Vol.49, pp.1741-1760, 2000.
3) Yoshida, K., A. Hasegawa, T. Saito, Y. Asano, S. Tanaka, K. Sawazaki, Y. Urata and E. Fukuyama: Stress rotations due to the M6.5 foreshock and M7.3 main shock in the 2016 Kumamoto, SW Japan, earthquake sequence, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.43, pp.10097-10104, 2016.

© The Seismological Society of Japan

Numerical simulations of weak localization of scalar waves based on the finite difference method

*Masanobu Sato[1], Jun Kawahara[1]

1. Graduate School of Science and Engineering, Ibaraki University

はじめに

地球の地殻のランダムな短波長不均質構造は地震波を散乱し、近地地震のコーダ波生成の原因となっている。多くの場合、散乱された地震波はインコヒーレントと見なされ、コーダ波エンベロープを輻射伝達理論によってエネルギー論的に記述することが一般に行われている。

一方で、波源と観測点が一致している場合、2回以上散乱して観測点に戻ってくる波に対して、同じ経路を逆向きに伝わる波が必ず存在する。この一組の波は位相が同じであり、経路の詳細にかかわらず建設的に干渉する。このような波の組は時間とともに増加し、干渉の効果は顕著化する。この現象は、光学や音響学の分野でweak localization(以下、WL)またはコヒーレント後方散乱として知られているが、地震学の分野での研究例は少ない。Margerin et al. (2001)は、点震源から放射されるスカラー波のWLを理論的に解析し、WLによる波動エネルギーの増幅が震源でちょうど2倍であること、増幅が見られる領域の直径が入射波長程度であること、増幅が始まる経過時間は散乱の平均自由時間で規定されること、これらの現象は非弾性減衰に左右されないことなどを示した。Larose et al. (2004)は、ハンマーによる地面の加振を用いた野外観測によって地震波のWL現象を初めて観測し、レイリー波散乱の平均自由行程の推定に成功した。しかし、数値波動シミュレーションに基づく地震波のWL現象の研究例は見当たらない。

そこで本研究では、2次元スカラー波の差分法シミュレーションによるWL現象の再現を試みた。また、モデルパラメータを変えることで、WL現象の現れ方がどのように変化するかを調べた。

シミュレーションの概要

本研究では、スタガード格子と速度-応力スキームを用いた差分法（Virieux, 1984）を採用し、乱数を用いてκ次フォンカルマン型ランダム媒質を作成した。媒質のパラメータのうち、スカラー波速度の平均を17.3、相対的な速度揺らぎの標準偏差を10%に固定し、揺らぎの相関距離と次数κを変化させた複数のケースを検討した。それぞれのケースについて、乱数列を変えることにより、3000通りのランダム媒質を作成した。

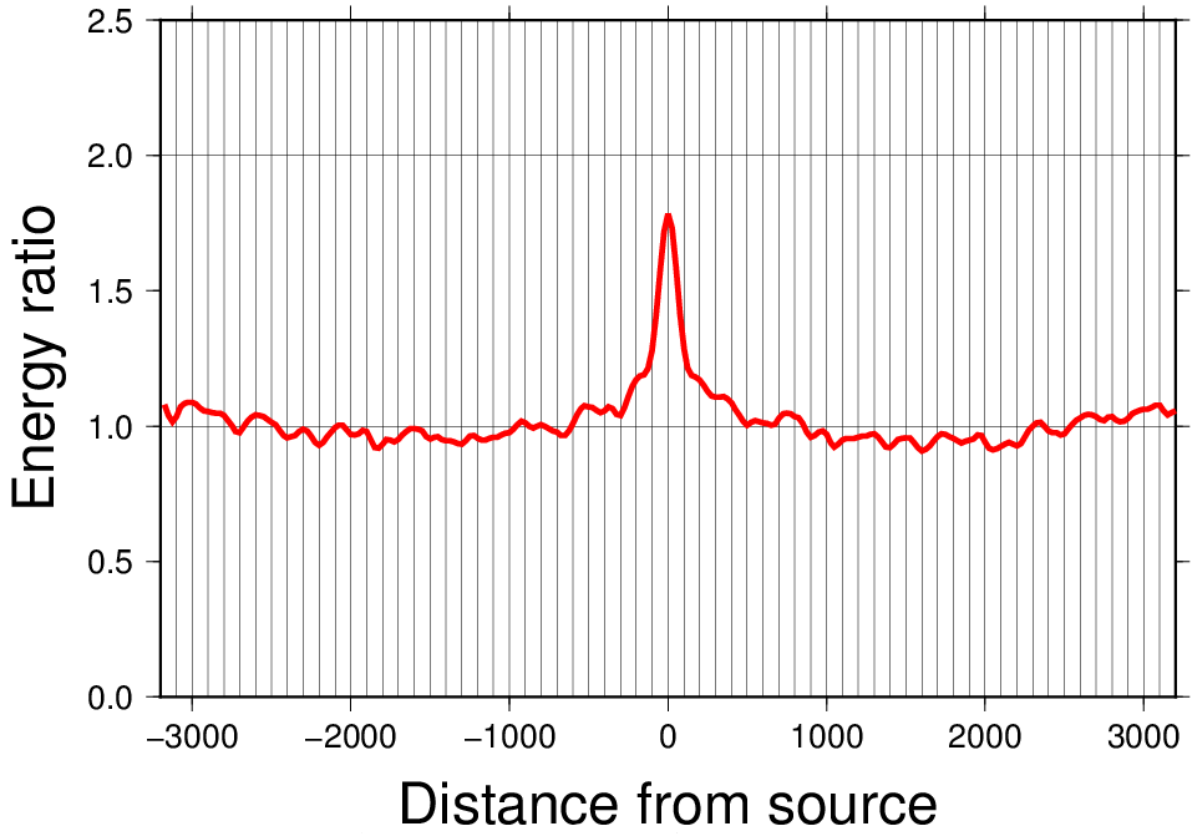
シミュレーションでは、それぞれの媒質の計算領域の中心部に、軸対称形のリッカー波（卓越波長約400）を初期波形として与えることで、スカラー波を等方輻射させた。波源の中心を通る直線上に観測点を等間隔に並べ、各時間ステップで観測点ごとに波の振幅を二乗した。最後に、3000通りのランダム媒質について自乗振幅値のアンサンブル平均を取った。この値を、震源から十分に遠くWLの効果が現れないと思われる観測点における値で規格化した（以下、エネルギー比率と呼ぶ）。この手法はLarose et al. (2004)による観測データの解析手順に則っている。ピーク幅やWL現象が現れる時間は今のところ目視で測定を行った。

結果と考察

図はκ = 0.5、相関距離200のケースにおける、ある一定時間経過後（直達波の影響が見られなくなる時

© The Seismological Society of Japan

点）のエネルギー比率を波源の中心からの距離でプロットしたものである。ここで横軸の原点は波源の中心に相当し、横軸の値が-825の観測点での値で規格化している。図では震源付近に2に近いピークが見られ、WL現象が再現できたと考えられる。ピーク幅は入力波の卓越波長の2倍弱程度で、予想より大きい。ただしピークの値と幅は経過時間とともにかなり揺らぐため、今のところ定量的な評価は十分にできていない。WLの出現時間についても、経過時間70程度からピークの出現が見られたものの、時間的な揺らぎのために精度良い推定に至っていない。他のケースについても同様な結果が得られたが、定性的には相関距離が長く次数 κ が大きい（短波長不均質が相対的に弱い）ほど、WLの出現時間が延びる傾向が見られた。今後の課題として、ピークの幅と出現時間の定量的な測定方法を検討し、理論的に推定される散乱の平均自由行程との比較を行う。



© The Seismological Society of Japan

Estimation of surface wave velocities by using the rotation and divergence of seismic wavefield in the Kanto sedimentary basin

*Kaori Shimazu[1], Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2]

1. Graduate School of Nanobioscience, Yokohama City University, 2. Earthquake Research Institute, The Univercity of Tokyo

はじめに

関東堆積盆地を含む大規模な堆積盆地では，周期数秒以上のやや長周期地震動（以下，単に長周期地震動）が頻繁に観測される．堆積盆地内では，堆積層と地震基盤の3次元的な構造変化の影響を受けて，長周期地震動を引き起こす表面波（Love波およびRayleigh波）が空間的に複雑に励起・伝播することが知られている[例えば，向井・他(2018)]．我々は，自然地震による表面波の伝播特性の解明と堆積盆地構造の推定を目指して，東京湾岸北部を対象にシミュレーション波形を用いたLove波の位相速度推定を３成分（EW,NS,UD成分）ビームフォーミング法[Riahi *et al.* (2013)]によって試みた[島津・他(2019, JpGU)]．しかしながら，地震の方位や輻射特性によってはRayleigh波も強く発生するため，安定した解析が困難であった．そこで本研究では，波動場の回転成分と発散成分を計算することでLove波とRayleigh波を分離し，単成分ビームフォーミング解析による両表面波の位相速度推定を行った．

データと解析方法

震央方位と発震機構の異なる2011年3月19日の茨城県北部の地震（M_W 5.8），2013年2月25日の栃木県北部の地震（M_W5.8），2014年11月22日の長野県北部の地震（M_W6.3）の３つの中規模地震を解析対象とした．差分法による地震動シミュレーションでは，地震波速度構造モデルSBVSM[増田・他 (2014, 地震学会); Takemura *et al.* (2015)]とF-net MT解によるダブルカップル型点震源を用いて，2次元的に展開された4356点の仮想観測点（北緯35.5～35.9度，東経139.4～139.9度，750 m間隔；以下，高密度仮想観測点）における地動速度波形を合成した．

Love波とRayleigh波を分離するために，地動変位波形から波動場の回転成分(Z成分を使用)と発散成分を計算した[Shapiro *et al.* (2000), Maeda *et al.* (2016)]．波動場の回転成分はLove波，発散成分はRayleigh波に由来するものと仮定し，それぞれに対して単成分ビームフォーミング解析を行った．同解析においては，高密度仮想観測点の観測点を用いて局所的な小アレイを構成した．小アレイのサイズは解析周期（5.7，6.4，7.3，8.5，10.2，12.8秒）によって観測点間隔1.5～6.75 km，辺長6.0～13.5 kmの範囲で変化させた．解析時間窓は，解析成分の波形エンベロープが最大になる時間を中心に25.6秒間とした．

解析結果

波動場の回転成分と発散成分を用いて評価した位相速度の大きさは，SBVSMを局所的に水平成層構造で近似して求めたLove波とRayleigh波の基本モードの位相速度の大きさと概ね一致した．この結果は，本解析の前提である上述の仮定の妥当性を支持するものであり，波動場の回転成分と発散成分に着目することで混在するLove波とRayleigh波の伝播を分離して評価できることを示している．

Love波の位相速度の評価では，地震によらず周期5.7，6.4，7.3秒において位相速度を安定して求めることができ，分散性も明瞭に確認できた．Rayleigh波の位相速度についても同じ周期帯で位相速度を求めることができたが，Love波の場合と比べて地震による位相速度の推定値のばらつきが大きかった．また，解析周期を長くすると，ビームフォーミング解析で評価した位相速度が小アレイ直下の局所的な地盤構造から求めた位相速度から僅かに乖離する傾向が見られた．これは，表面波の周期（または波長）が長くなると堆積盆地構造の水平方向の不均質性の影響が無視できなくなるためと推測される．今後の研究では，本解析手法により観測地震波形を用いてLove波とRayleigh波の位相速度の分離推定が可能であるか検証したい．

© The Seismological Society of Japan

謝辞
地震動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．地震の発震機構解には防災科学技術研究所のF-net MT解を使用しました．

© The Seismological Society of Japan

Fractional fluctuation of crustal medium parameter and seismic amplitude fluctuation: A study based on 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

高周波数（1 Hz以上）の地震波の振幅は，地殻構造のランダム不均質性による地震波散乱で大きくばらつく（以下，ばらつき）．このばらつきは，強震動予測における予測精度に影響を及ぼすため（佐藤・翠川 2016），その特徴の定量的な評価が求められている．先行研究（Yoshimoto et al. 2015 EPS）により，スカラー波の物理モデルでは，点震源から輻射され，一様なランダム不均質媒質中を伝播する波のばらつきの大きさが，ランダム不均質の揺らぎの大きさに比例することが示されている．本研究では，この予測の妥当性を検証するために，ランダム不均質な地殻構造モデルとダブルカップル型点震源を用いた地震動シミュレーションに基づいて，P波とS波の振幅のばらつきの特徴を評価した．

２．地震動シミュレーション

3次元差分法による地震動シミュレーションでは，204.8×204.8×204.8 km^3の空間領域を0.05 km間隔で離散化し，2.5 msのタイムステップで波動伝播を評価した．均質な背景構造（P波速度6.0 km/s，S波速度3.5 km/s）に一様なランダム不均質性を重畳した構造モデルを作成し，そ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．測定点は同じ深さに格子状に2 km間隔で分布させた．ランダム不均質性の表現には指数関数型モデルを採用し，Birch則を仮定した．相関距離は，1，2，および3 km，揺らぎの大きさは，0.01，0.02，0.03，0.04，および0.05に設定した．ランダム不均質モデルのシード数は5とした．

３．解析方法

計算速度波形にバンドパスフィルタ（周波数1-2，2-4，および4-8 Hz）を適用し，P波とS波の3成分合成最大振幅を測定した．測定には初動から1 sと5 sの時間窓を使用した．本研究のシミュレーション条件では，P波とS波の震源輻射係数は方位角に対して4象限型の対称性を持つので，測定値を90°毎に重合して解析できる．このことから，9（方位角：0-10, 10-20, …, 80-90°）×9（震源距離：10-15, 15-20, …, 50-55 km）×4（周波数：1-2，2-4，および4-8 Hz）の324区分を設定し，測定値の方位角変化・震源距離変化・周波数変化を調べた．また本解析では，地震波散乱による振幅のばらつきに着目するため、幾何減衰・散乱減衰の補正を行った．具体的には，各震源距離区分で，各測定値を震源輻射係数0.8以上を満たす3成分合成最大振幅の平均値を用いて規格化し，P波振幅およびS波振幅とした．

４．結果・議論

P波振幅とS波振幅のばらつきは一定の震源距離（相関距離，揺らぎの大きさ，および周波数で変化）までは距離とともに大きくなる．その距離変化率は高周波数ほど大きい．方位角・震源距離・周波数を固定して，ランダム不均質の揺らぎの大きさとばらつきの関係を調べると，P波とS波について，前述の一定の震源距離内において比例関係が成り立つことが確認された．この関係は，自然対数振幅のばらつきの標準偏差が0.4程度以下において見られた．以上の結果は，P波だけでなくS波についても，ランダム不均質の揺らぎの大きさを用いてばらつきの大きさを評価できる可能性を示すものである．

吉本・武村（2018 地震学会）の指摘のように，本解析の規格化処理によって，P波振幅とS波振幅はそれぞれの震源輻射係数のまわりにばらつくことが示される．ばらつきの大きさは震源輻射係数の大きさに比例する．この結果は，地震波の伝播が点震源からスポーク状であるとみなすと，ばらつきを引き起こすランダム不均質性による地震波散乱の効果は，各スポーク（波線）の周りに限定されることを示唆している．このことは，数%程度のランダム不均質性をもつ媒質について震源付近の振幅のばらつきを評価する場合，近似的には波線追跡した地震波の振幅に地震波散乱の効果を付け加えれば良いことを意味する．

© The Seismological Society of Japan

謝辞
地震動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利用しました．本研究は，JSPS科研費18K03786の助成を受けています．

© The Seismological Society of Japan

Spatial variation of seismic response due to the Kanto sedimentary basin inferred from teleseismic S waves

*Yue Nakagawa[1], Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2]

1. 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，中規模以上の浅発地震によ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）が発達することが知られている．長周期地震動の卓越周期や振幅の地域変化の特徴は，堆積盆地構造と密接に関係しており[例えば，Yoshimoto & Takemura (2014)]，大型建造物の被害推定などにおいて重要である．これまで，関東堆積盆地については，周囲で発生した浅発地震を解析対象とし，堆積盆地構造や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が，発震機構解や地殻構造モデルの不確定性の影響について検討する必要があった．そこで本研究では，遠地地震を解析対象とし，ほぼ鉛直下方から入射するS波に対する関東堆積盆地の応答に関する研究を行った．

観測波形とその特徴

関東堆積盆地から震央距離30˚～100˚で発生した遠地地震を解析対象とした．この震央距離では，実体波は主にマントル内を伝播し，多くの波相が時間軸上で適度に分離して観測される．F-net およびMeSO-net で記録された2018年1月23日（JST）のアラスカ沖地震（Mw 7.9）の周期5～50秒のS波（速度波形）に注目したところ，関東堆積盆地内ではその直後に顕著な後続波が見られた．関東堆積盆地外のF-net TSKFと同盆地内のMeSO-net観測点の波形の振幅を比較すると，同盆地内で記録されたS波および後続波の振幅のほうが有意に大きく，堆積盆地による増幅の効果が確認された．

地震動シミュレーション：手法

関東堆積盆地へのS波入射を模擬した地震動シミュレーションを実施した．関東堆積盆地を含む375×375×250 km^3の領域を0.25 kmの空間格子で離散化した．Koketsu *et al.* (2012)による３次元地下構造モデルを採用し，OpenSWPC[Maeda et al. (2017)]を用いて，鉛直下方から平面S波を入射させた．このとき，堆積盆地構造（堆積層）のあるモデル（モデルA）とないモデル（モデルB）２種類を使用した．
関東堆積盆地の応答の評価では，基準観測点をF-net TSKFに設定した．応答の指標値として速度振幅の2乗を時間積分した値を用いた．時間積分の範囲は，①S波の到着10秒前から60秒間（直達波），②S波の到着50秒後から50秒間（後続波）とし，直達波と後続波のエネルギーを求めた．これらの値について基準観測点とその他の観測点の比（以下，地震動エネルギーの増幅率）を求め，その空間変化について調べた．

地震動シミュレーション：結果

モデルAでは，堆積層の厚い（地震基盤の深い）観測点でのみS波直後に振幅の大きい後続波が確認できた．一方で，モデルBではそのような空間変化は見られず，どの観測点の計算波形もほぼ同じであった．これらの結果は，遠地地震のS波直後に見られた大振幅の後続波は，関東堆積盆地の堆積層によって励起されたことを示唆している．モデルAについて地震動エネルギーの増幅率を評価したところ，堆積層の厚さに対応し，どちらの時間窓（①と②）の増幅率も5～20倍程度の値を示すことがわかった．このような増幅率の空間変化の特徴は，2018年1月23日のアラスカ沖地震の観測波形においても同様に確認できる．
今後の研究では，MeSO-netの稠密な観測点で記録された他の遠地地震の波形についても解析し，S波直後に見られる後続波と関東堆積盆地の構造（地震波速度構造）との関係を明らかにしたい．

謝辞

防災科学技術研究所のF-netおよびMeSO-netの地震波形記録を使用しました．地震動シミュレーションには東京大学地震研究所地震火山情報センターの計算機システムを利用しました．

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Relation between temporal variation on Auto Correlation Function of Ocean-Bottom Seismometers' records and wind vectors above the sea

*Miyuu Uemura[1], Yoshihiro Ito[2], Kazuaki Ohta[2], Ryota Hino[3], Masanao Shinohara[4]

1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Intemational Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 4. Earthquake Research Institute, Tokyo University

大地震やスロースリップ(Slow Slip Event: SSE)に伴う地震波速度変化の検出に有効な手法の一つとして地震波干渉法が挙げられる。これまでに地震波干渉法によって様々な地域で大地震やSSEに伴う地震波速度低下が検出されてきた(例えば、Wegler et al., 2009; Zhen and Song, 2009; Rivet et al., 2011; Sawazaki et al., 2016; Nimiya et al., 2017)。

Uemura et al. (2018)では宮城県沖に設置されていた複数の自己浮上式海底地震計(Ocean Bottom Seismometer: OBS / 固有周波数4.5Hz，サンプリング周波数100Hz)の連続記録の雑微動部分を用いた自己相関関数(Auto-Correlation Function: ACF)の時間変化から周辺の地震波速度の変化を評価した。その結果、2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)に伴う地震波速度低下が検出された。一方、本震域内で本震に先行して発生したSSEの発生期間にも地震波速度の小さな揺らぎが検出された。しかしながら、地震やSSEが起きていない期間にも同程度の揺らぎが検出されていることから、この揺らぎがSSEに関連した地震波速度変化であるとは断言できない。

上記の研究と同地域を対象に5年間のACFの時間変化を調べたところ、ACFにおおよそ規則的な年周変化が検出された。OBSの連続記録から作成したACFの時間変化には海象が大きく影響している可能性が高く、検出したACFの年周変化は海象の一つである潮汐に関係している可能性が高い。しかしながら、OBSから海水面までの距離がACFの時間変化に影響する場合、ACFの年周変化やその他の揺らぎは海水面までの距離(=潮位)により引き起こされている可能性があり、潮汐以外の海象の影響も考慮する必要がある。そこで本研究では、潮汐に加え、潮位を変化させる一因である風(風速や風向など)とACFの時間変化の関係性について議論する。

© The Seismological Society of Japan

One-step waveform inversion of ScS reverberations for the upper mantle discontinuity.

*Jumpei Maruyama[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Nozomu Takeuchi[1]

1. Earthquake research institute, the University of Tokyo

ScS波とその多重反射はマントル内の不連続面の特徴を調べる上で有用であり，410km不連続面や660km不連続面といった主要な不連続面に加えて，512km不連続面のようなより小さなものや，Gutenberg不連続面(G)のような海洋地域に特有の浅い不連続面についての情報を得ることができる．従来の研究で用いられた解析手法 (Revenaugh & Jordan, 1991)は，1段階目に主要ScS波の走時，地殻の厚さと反射系数，マントルの平均的なQ値のパラメータをインバージョンを解くことで推定し，その結果を利用して2段階目にマントル内不連続面の反射系数の深さプロファイルを計測するものであった．

しかし，海洋で考えられているような浅いGの存在下で数十秒より長周期のフィルタをかけた場合，1段階目のインバージョンを解く際に，Gからの反射波と主要ScS波の干渉をマントルの平均的なQ値の変化として解釈してしまい，結果としてQ値とGの反射係数といったパラメータを系統的に誤って推定してしまう可能性があることが分かった(丸山，2018，修士論文)．特にGの深さが過去に推定されたような80km程度であった場合，マントルの平均的なQ値が15%近く過大評価され，結果としてGの反射系数が本来の値の7割程度に過小評価されてしまう．

この問題を回避するための新たな手法として，ScS波の波形から従来のパラメータに加えて直接Gのような浅い不連続面の深さと反射係数を同時に推定する波形インバージョン手法を用いる．このような手法の効果を検証するため，波形計算ソフトウェアDSM(Takeuchi et al. 1996)を用いてG不連続面をもつ１次元モデルから理論波形を生成し，これに対して予備的な解析を行った．その結果，従来の手法ではマントル全体の平均的なQ値が大きく過大評価されるのに対し，本手法では不連続面の深さの初期値がモデルの値に十分近ければ，Q値の推定が大きく改善されることが分かった．

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 16th) | General session：S02. Seismometry and Monitoring System

Mon. Sep 16, 2019 5:15 PM - 6:45 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 8:15 AM - 9:45 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S02P

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S02P-01] Performance Investigation of The JMA Strong Motion Velocity-type Seismographs

*Masayuki Tanaka[1], Akio Katsumata[1] (1. Meteorological Research Institute)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S02P-02] The development of a spread type seismic intensity meter equipped with an MEMS acceleration sensor and the application.

*Jun Uchida[1], Masahiro Ooi[2], Kaoru Yoshioka[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)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S02P-03] Basic Characteristics of Accelerometer made with Crystal Oscillator (Part 2)

Shigeo Matsuda[2], Kazuyuki Nakasendo[3], *Hitoshi Morikawa[1], Kahori Iiyama[1] (1. Tokyo Institute of Technology, 2. Clover Tech Inc., 3. Seiko Epson Corporation)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S02P-04] Experimental observation toward the realization of low-cost and high-density strong-motion observation network (2)

*Takashi Akazawa[1], Takamori Ito[2] (1. Geo-Research Institute, 2. aLab Inc.)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S02P-05] Seismic observation using fiber optics and DAS at Azuma volcano – Estimation of heterogeneities using a dense observation

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S02P-06] Construction of the seismic observation network around the Sea of Genkai, northwest Kyushu, Japan

*Manami Nakamoto[1], Yoshihiro Sawada[1], Keiji Kasahara[1], Panayotopoulos Yannis[1], Shutaro Sekine[1], Shintaro Abe[1] (1. Association for the Development of Earthquake Prediction)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S02P-07] Development of a WIN/WIN32 format seismic waveform data reader

*Takuto Maeda[1] (1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S02P-08] Development of software for strong-motion seismometers using RaspberryPi

*Takamori Ito[1] (1. aLab Inc.)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S02P-09] **An investigation into the optimal number of bins for phase picking based on the probabilistic density function of seismic wave amplitudes**

*Mitsutaka Patrick Oshima[1], Hiroshi Takenaka[2] (1. Shimizu Corporation, 2. Okayama University)

Performance Investigation of The JMA Strong Motion Velocity-type Seismographs

*Masayuki Tanaka[1], Akio Katsumata[1]

1. Meteorological Research Institute

津波地震(スロー地震)は、同じ規模(地震モーメント)の通常の地震に比較して地震波の短周期成分の励起が低い現象である(Kanamori, 1972)。その結果、気象庁マグニチュードM_Jや表面波マグニチュードM_sなどの周期数秒～20秒の地震波の振幅から直接決められるマグニチュードがモーメントマグニチュード(M_W)よりも小さくなる。1992年ニカラグア地震(M_s 7.2, M_W 7.6)は、M_Wが8未満であるのに破壊継続時間が100秒を超えており、津波地震と考えられている(例えば、Satake et al., 1993)。このような地震は、発生メカニズム解析や地震の規模推定等において長周期の地震波に注目する必要があり、広帯域地震計による観測データはとても期待されている。国立研究開発法人防災科学技術研究所が運用する広帯域地震観測網(F-net)では、日本各地に広帯域地震計と速度型強震計を併設し、広帯域かつ広ダイナミックレンジの観測を可能としている。広帯域地震計は温度変化の影響を受けやすく、速度型強震計と一緒に奥行きのある横坑の最奥部に設置されている。先行研究では、国内で発生する津波地震に対して、F-netの速度型強震計を規模推定に活用できそうであることが分かった(例えば、田中・勝間田, 日本地震学会2017年度秋季大会, 田中・勝間田, JpGU Meeting 2018, 田中・勝間田, 日本地震学会2018年度秋季大会)。気象庁も全国に併設ではないが広帯域地震計(以下、JMA-STS)と速度型強震計(以下、JMA-SVEL)を設置している。しかしながら、一部を除き、横坑内の設置ではないなど観測環境はF-netほど整っていない。そこで、JMA-SVELの連続波形記録を使い、バックグランドのノイズレベル(パワースペクトル密度)を調査したところ、普段は地動ではなくA/D変換器による量子化ノイズを記録していることが判明し、別の手段による調査が必要であることが分かった(JpGU Meeting 2019)。JMA-STSまたはJMA-SVELは、加速度計(以下、JMA-ACC)や1Hz短周期地震計等の津波地震早期観測網と同じ土台に設置されている。同じ地震イベントであれば、地震計特性を取り除いたJMA-STSやJMA-SVEL、JMA-ACCの記録を積分した速度や変位の記録は、ほぼ同じ形状になるはずである。そこで、JMA-ACCの記録と比較することを検討した。

検討は、気象庁一元化震源カタログにあるM5.0以上の地震を対象に、同じ地震イベントで計測されたJMA-STSとJMA-SVEL及びJMA-ACCの波形記録を用いて、それぞれの速度の振幅値を計算し、その値を比較することでJMA-STSやJMA-SVELの地動の検出レベルを調べた。その際、基線の補正、JMA-STSとJMA-SVELについては地震計特性の除去、JMA-ACCについては積分に台形式を用い、加速度記録を１階時間積分して速度記録を作成した。そして、津波地震の規模推定には、速度記録を更に2階時間積分した変位を積分した記録に周期200秒のハイパスフィルタを通したものの使用を検討しているので、すべての波形記録に周期200秒のハイパスフィルタを通した。2019年５月から6月までの間に発生した地震イベントについて調べた結果は、速度記録で振幅が0.001m/s以上は、JMA-STSまたはJMA-SVELとJMA-ACCの振幅値が非常に対応している（図１）。

謝辞
本調査は、気象庁一元化震源を使用しました。

© The Seismological Society of Japan

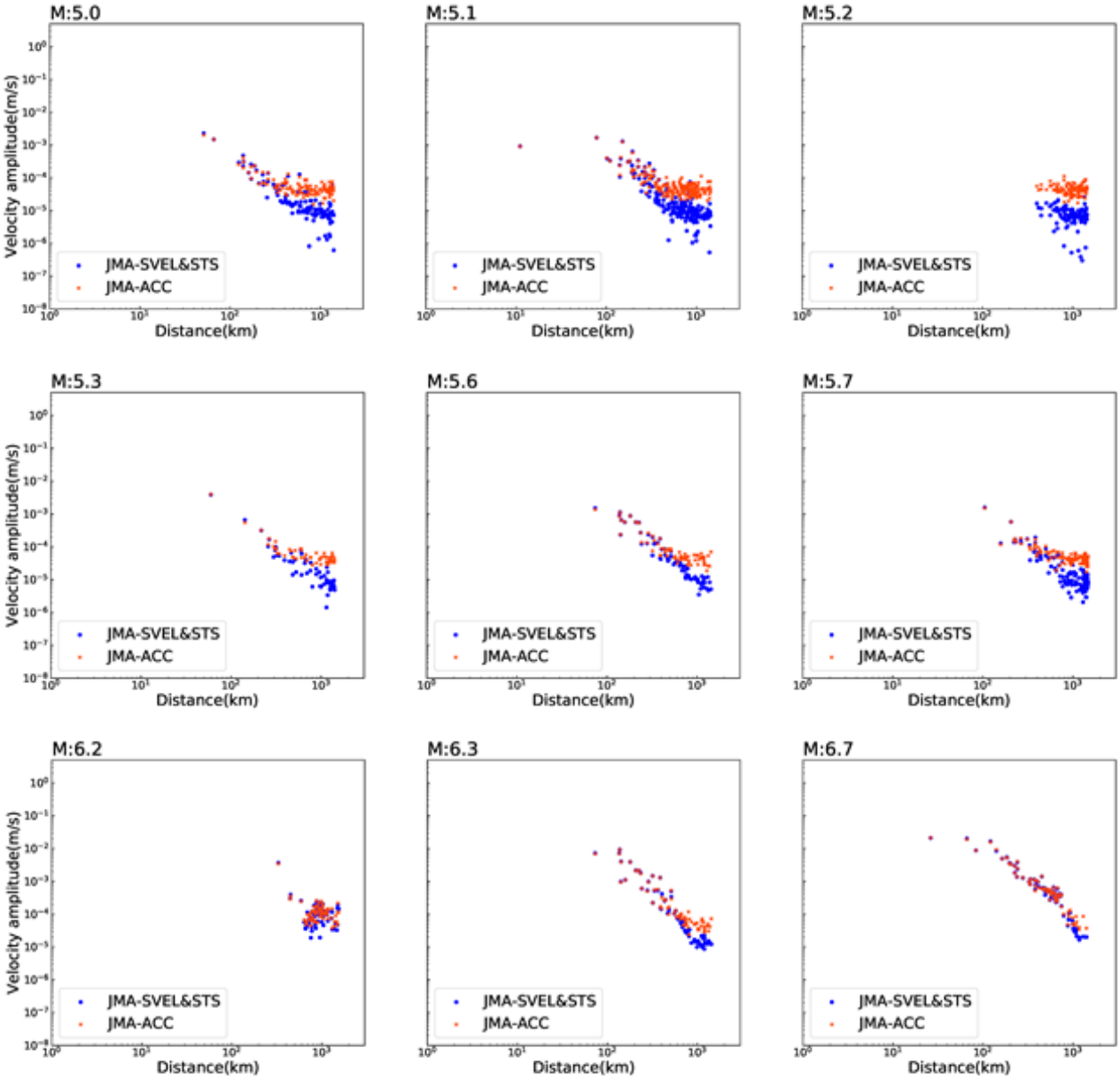


図1. 広帯域地震計(JMA-STS)・速度型強震計(JMA-SVEL)と加速度計(JMA-ACC)の速度振幅を比較した図
［期間：2019年5月～6月、地震数：15個(M5.1, 5.7は各3個、M5.0, 5.2は各2個、他は各1個)、比較波形数：866波形(波形総数：1732波形)］

© The Seismological Society of Japan

The development of a spread type seismic intensity meter equipped with an MEMS acceleration sensor and the application.

*Jun Uchida[1], Masahiro Ooi[2], Kaoru Yoshioka[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

近年、MEMS加速度センサの性能、特に低ノイズ化においては目覚ましい発展が見受けられる。
アナログデバイセス社のMEMS加速度センサ(ADXL355)は、低ノイズ密度(25μV/√Hz)、低消費電力(200μA)を特長とした20bitADC内蔵の3軸の加速度センサである。私たちは、この低ノイズ密度に着目し、ADXL355を搭載した普及型計測震度計を開発するとともに、高層建築物の振動モニタリングを行っている。
本発表では、MEMS加速度センサを搭載した普及型計測震度計の開発、および防災科学技術研究所との共同研究で実施している高層建築物の振動モニタリングシステムの構築について報告を行う。

【普及型計測震度計の開発】
地震防災機器として普及させるには、①震度計検定合格機、 ②安価、 ③各種制御可能などが挙げられる。当初、ラズベリーパイ等のシングルボードコンピュータの汎用品による低価格化を検討したが、地震防災機器として求められる信頼性・耐久性をより十分に確保するため、専用ボード(新規設計)による“普及型計測震度計” （以降、KSI-100と略す）を開発した。
KSI-100は地震波形記録機能（起動波形・連続波形）に加えて、気象庁指定アルゴリズムにて得られた震度階や最大合成加速度値をより効果的に地震防災に役立てるため、設定された震度階や加速度値に応じて発報する警報接点出力（7a）、LAN接続による外部表示器出力と地震情報電文（8行電文）出力機能を有している。警報接点出力は各種制御（自動放送設備・電気錠開錠・起動/停止）に活用でき、地震情報出力は他システムへの情報配信に活用可能である。
上述した機能は標準仕様であり、外部表示器やモバイル通信（LTE：将来は5G対応）によるデータ送信機能は、必要に応じて追加できるオプション機能とすることで基本構成の低価格化を実現している。
なお、KSI-100は2019年7月に気象庁検定を受審し合格している。

【振動モニタリングシステムとしての活用】
KSI-100は、大型構造物や高層建築物等の“振動モニタリングシステム”として活用することを想定し、オプションとしてモバイル通信(LTE)によるリアルタイムデータ通信機能が選択できる仕様となっている。
KSI-100は個別でデータ通信ができるため、ケーブルレスによる振動モニタリングシステムの構築が可能である。さらに、DC12V電源による運用が可能であり、商用電源による電源供給が行えない場所でも独立電源（またはバッテリ駆動）による振動モニタリングシステムの構築が可能である。
現在、平成30年昨年11月より、防災科学技術研究所との共同研究（研究課題「高層建築物等の地震応答モニタリングに関する研究」）を実施中である。

© The Seismological Society of Japan

Basic Characteristics of Accelerometer made with Crystal Oscillator (Part 2)

Shigeo Matsuda[2], Kazuyuki Nakasendo[3], *Hitoshi Morikawa[1], Kahori Iiyama[1]

1. Tokyo Institute of Technology, 2. Clover Tech Inc., 3. Seiko Epson Corporation

1. はじめに

振り子の振動を直接測定するのではなく，弦重力計のように重力加速度の違いによって振動子の固有周波数が変化することを利用して，弦の振動の周波数の変化を測定することで加速度を得ることも可能である(たとえば，小泉1983)。このような固有振動数の変化を測定する方法では，振動子の固有周波数が測定対象とする振動の振動数帯域に比較して十分に高ければ，高い分解能で加速度の変化を測定できるものと期待される。
著者らはこれまでに，このような原理によって加速度を測定する加速度計として水晶振動子を用いた超小型センサーの性能評価を行い，有感地震から無感の微小な地震動に至るまで精度よく測定可能であることを確認している。その一方で，微動レベルの測定を行うにはノイズレベルが高く精確な測定が難しい事も明らかになっている(松田ほか，2014)。
上記の問題に対して，従来の水晶振動子センサーに比してノイズレベルを大幅に低減した水晶振動子センサーが新たにリリースされるため，改めてその性能評価を行った。また，デジタルデータを直接出力するため，データロガー側にAD 変換器を必要としないセンサーの特徴を活かしたデータロガーを開発し，センサーだけでなくデータロガーまで含めたオーバーオールでの基本性能を評価した。

2. 水晶振動子による加速度センサーのためのデータロガー

水晶振動子センサーの動作原理および仕様については，松田ほか(2014, 2018) に詳しいが，このセンサーは内蔵されたMPU (micro-controller)によって水晶振動子の固有振動数をカウントする周波数カウンタの出力をデジタル領域で処理したうえで，振動子とは別の水晶振動子を用いたクロックに同期して信号を出力する。また，外部からのクロック信号に同期することも可能であるため，外部にGPSやOCXO (オーブンコントロール水晶振動子)等の高精度なクロックを実装してこれに同期して信号を出力させることもできる。これは，信号の高度な同時性を必要とするアレー観測などには有効な機能である。
センサーを構成する水晶振動子は非常に微細な構造によって支持されており，振動子につながった錘がうけた加速度の変化を固有振動数の変化に変換するシステムである。水晶そのものが衝撃に弱いだけでなく，システム全体もその微細な構造ゆえに壊れやすいという欠点を有している。従来の水晶振動子センサー(以下，A351)に比べて耐衝撃性を高め，またノイズレベルを低減してS/N 比を向上させた新型センサー(以下，A352)が計画されている。A351では測定が困難であった微動レベルの震動をA352では精度よく測定できることが期待される。
また，水晶振動子はMPUによってデジタル処理された信号をデジタルのまま出力するため，記録装置側にAD変換器を必要としない。電圧変化をAD変換して記録する従来のデータロガーではなく，直接デジタル信号を受けて記録するシステムが必要となる。これは，一般的なPCでも容易に信号を記録できるという手軽さの反面，異なるクロックがセンサーとロガーで別々に走っていることにより，信号の記録時刻を厳密に管理しなくてはならない地震観測やアレー観測に用いるためにはセンサーかロガーのクロックの一方を他方に同期させる仕組みが必要となる。
そこで，水晶振動子センサーが外部クロックに同期できることを利用して新たにデータロガー を開発した。すなわち，センサーからの信号の出力のタイミングをデータロガーに搭載したク ロックに同期させることで信号の高度な同時性を確保しようとするものである。データロガーの クロックはGPS またはネットワーク上のNTPサーバーに同期させる。GPS 信号の受信時は GPS 受信機が出力する1PPS に同期させることで高い精度でクロックを走らせることができる ものの，NTPサーバーを用いる場合は参照すべき高精度な信号が必ずしも存在

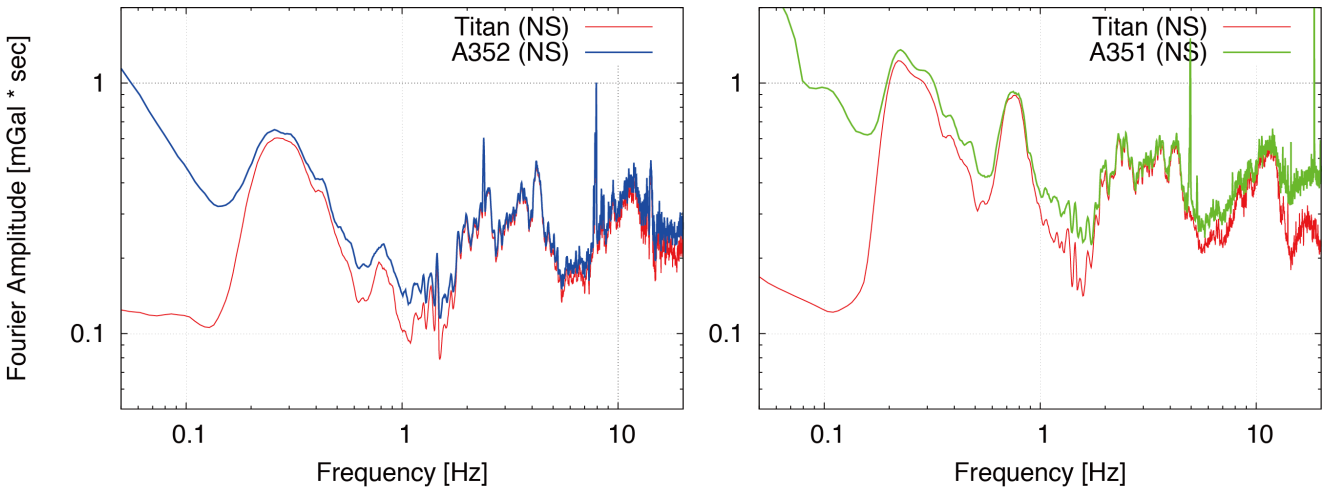
© The Seismological Society of Japan

しないため，安 定してクロックを供給できるようOCXO を実装できるよう配慮している。

3. 観測

新たに開発したデータロガーに水晶振動子を用いた新旧2 種類の加速度センサー(A351, A352)を接続してそれらの基本的な性能を確かめるための簡単な観測を行った。特に微動レベルの信号がどの程度正しく記録されるかを，高感度のフィードバック型加速度計(Nanometric 社製 Titan)との比較によって調べた。工学的基盤相当の地盤に埋設された静穏で自動車等の人工的な外来震動の影響が非常に少ないトンネル内にセンサーを設置して連続観測を実施した。
A351とA352の記録は異なる日時に得られているため直接の比較は難しいが，それぞれのフーリエスペクトルをTitanによるそれと共に図1に示す。いずれも，1時間分の微動記録から163.5秒の区間を複数切り出してフーリエ変換してその平均をとったものである。図1より 5/21の微動のスペクトルのほうが6/23のそれよりも長周期側でレベルが高いことがわかる。それにもかかわらずA351によって得られたスペクトルは0.5 Hz付近や1～2 HzにおいてTitanに比べて大きくなっており，Titanの記録に見られるスペクトルの谷部分を正しく表現していない。一方，A352によって得られたスペクトルは，A351と同様の傾向はあるものの，微動のレベルそのものが低いにもかかわらず，A351よりもより低い振幅レベルまでTitanの記録とよく整合している。A351とA352のスペクトルの1/fノイズに相当すると考えられるレベルは定性的には後者は前者のおよそ半分程度であるように見える。

参考文献
小泉(1983)，弦重力計の安定性について，測地学会誌，Vol.29, No.2, pp.94-100.
松田ほか(2014)，水晶振動子を用いた加速度計の特性に関する基礎的検討，日本地震学会 2014年秋季大会予稿集, S02-P06.
松田ほか(2018)，水晶振動子による加速度センサーの感度特性に関する一検討，土木学会論文集A1特集号，Vol.74, No.4, pp.I_302-I_312.



(a) A351 と Titan (2019/05/21 1:00am)　(b) A352 と Titan (2019/06/23 2:00am)

図 1 新旧 2 種類の加速度センサーによって記録された微動のフーリエスペクトル

© The Seismological Society of Japan

Experimental observation toward the realization of low-cost and high-density strong-motion observation network (2)

*Takashi Akazawa[1], Takamori Ito[2]

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

著者らは，IT強震計試作機相当の廉価なITKセンサを開発し，それをVPS（Virtual Private Server）とVPN（Virtual Private Network）を用いた廉価な地震計ネットワークの試験運用（伊藤・他(2019)）の一環として利用する傍ら，既存の強震計と併設して強震計としての性能を評価するための試験観測を実施している（赤澤・伊藤(2019)）。このセンサは，Raspberry Piにアナログデバイセズ社のMEMS加速度センサADXL355を接続することで，廉価（部品代1万5千円程度）にIT強震計試作機（約60万円）以上の機能を実現している。本報告では，開発したITKセンサでこれまでに収録された記録（常時微動記録と地震記録）を解析し，記録が有する精度を評価した。なお，観測を開始してから半年以上経過したが，これまでに，作成した6台のセンサにトラブルは発生していない。
まず，同一地点に設置した2台とそれとは異なる地点に設置した1台で同時に収録された常時微動記録を解析した。ここで，後者は，常時微動の振幅レベルが比較的大きい場所である。解析の結果，波形の振幅と振幅スペクトルは，同一成分で， 3台ともほぼ同じとなった（水平成分：約0.2 gal，上下成分：約0.3 gal）。また，振幅スペクトルは，周波数に依存せずほぼフラットとなり，ホワイトノイズとしての特性を示した。この結果は，開発したITKセンサで得られた「常時微動」記録は自己ノイズ（つまり，ノイズレベルは水平成分で約0.2 gal，上下成分で約0.3 gal）であり，このセンサを地盤での微動計測に利用することは難しいことを示している。
次に，同一地点に設置した2台とそれに併設する2台の高精度な強震計（1台は広帯域速度型強震計）で同時に収録された地震記録を解析した。ITKセンサ同士の記録を比較した結果，波形と振幅スペクトルはほぼ同じ特性となり，センサ毎の個体差はほぼ無いことが明らかとなった。また，それらを，併設する高精度な強震計で収録された記録と比較した結果，自己ノイズのレベルを上回れば，波形・振幅スペクトル共に高精度な強震計とほとんど同じ特性が得られた。これまでに震度2を上回る地震記録は得られていないが，開発したITKセンサで収録される地震記録は，震度1～2程度の揺れに対し，0.2～5 Hz付近で高精度な強震計並みの分解能を有することが明らかとなった。

参考文献　赤澤・伊藤(2019)，日本地球惑星科学連合2019年大会，STT43-P02.　伊藤・他(2019)，日本地球惑星科学連合2019年大会，STT43-P01.

© The Seismological Society of Japan

Seismic observation using fiber optics and DAS at Azuma volcano –Estimation of heterogeneities using a dense observation

*Kentaro Emoto[1], Takeshi Nishimura[1], Hisashi Nakahara[1], Satoshi Miura[1], Mare Yamamoto[1], Shunsuke Sugimura[1], Takahiro Ueda[1], Ayumu Ishikawa[1], Tsunehisa Kimura[2]

1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Schlumberger

光ファイバーケーブル中を伝播する光パルスの後方散乱を解析することで，ケーブルの温度，ひずみ，振動等を検出する試みが1970年代から行われ，サーバーの故障箇所やパイプラインの破損箇所の検出に用いられてきた．2011年頃から物理探査の分野でもこの計測方法が注目され始め，光ファイバーケーブルにより地震動を記録するための技術開発が行われてきた（Distributed Acoustic Sensing: DAS）．この計測方法のメリットは，ケーブルに沿って数mから数十m間隔の空間分解能で計測データが得られることである．しかし，これまでに地震学で使用された例では，地震計と比べるとS/N比が低いといった点が指摘されている（例えば，Yu et al., 2019）．この原因の一つとして，光ファイバーケーブルと地面とのカップリングが挙げられる．我々は，吾妻山において，磐梯吾妻スカイライン沿いに敷設されている光ファイバーケーブルを用いた地震動計測を行った．並行して数台の地震計を設置することで，両者の比較を行い，火山観測における光ファイバーによる地震動観測の有用性を検証した．また，高空間分解能な記録が得られることを利用し，地下の不均質構造推定に向けた解析を行った．

ケーブルは国土交通省所有のシングルモードファイバーケーブルで，土湯温泉ゲートから浄土平まで伸びる総長14.2kmである．土湯温泉ゲート側にシュルンベルジェ社のhDVS（heterodyne Distributed Vibration Sensing）計測装置を接続し，約10m間隔での地震動を測定する．hDVSは後方散乱の位相を用いる点が特徴であり，従来のDAS観測よりも高いS/N比が得られるとされる．出力データは各点の歪み速度であり，時間サンプリングは1msである．地震計はケーブル沿いに，３成分広帯域地震計１台と３成分短周期（2Hz）地震計を３台設置した．また，歪み測定用に，光ファイバーケーブルに沿って直線アレイを設置し，光ファイバーと地震計の波形を直接比較する予定である．

7月4日に観測を開始し，吾妻山で発生する火山性地震に加えて，福島県沖や岩手県沖のプレート境界型地震が記録されている．これらのプレート境界型地震はマグニチュード４クラスであり，地震計とhDVSで捉えられたスペクトルを比較すると，1Hz以下から10Hz程度まで，両者のスペクトルは類似していたため，火山観測において光ファイバーケーブルを用いた観測が有用であることが示唆される．hDVSのチャンネル間での波形の相互相関係数を調べると，チャンネル間距離とともに急激に減少し，数十mから100m程度で一定値に収束する様子が見られた．この形状は，地下の微細不均質構造に依存するため，地形や微細不均質を考慮した数値モデルと比較することで，吾妻山における微細不均質構造の特徴的なパラメータを推定することが可能であると考えられる（Horike & Takeuchi, 2000）．また，一様な速度・内部減衰の場合，経過時間が十分に経過したコーダ部分では，振幅分布が一様になるが，観測された振幅分布は空間的に不均質であった．今後，解析事例を増やし，コーダ振幅の不均質分布と地質構造を比較することで，吾妻山における不均質構造の推定につながることが期待される．

謝辞

© The Seismological Society of Japan

国土交通省の光ファイバーを借用した．観測に当たって，福島河川国道事務所の方々に便宜を図っていただいた．

© The Seismological Society of Japan

Construction of the seismic observation network around the Sea of Genkai, northwest Kyushu, Japan

*Manami Nakamoto[1], Yoshihiro Sawada[1], Keiji Kasahara[1], Panayotopoulos Yannis[1], Shutaro Sekine[1], Shintaro Abe[1]

1. Association for the Development of Earthquake Prediction

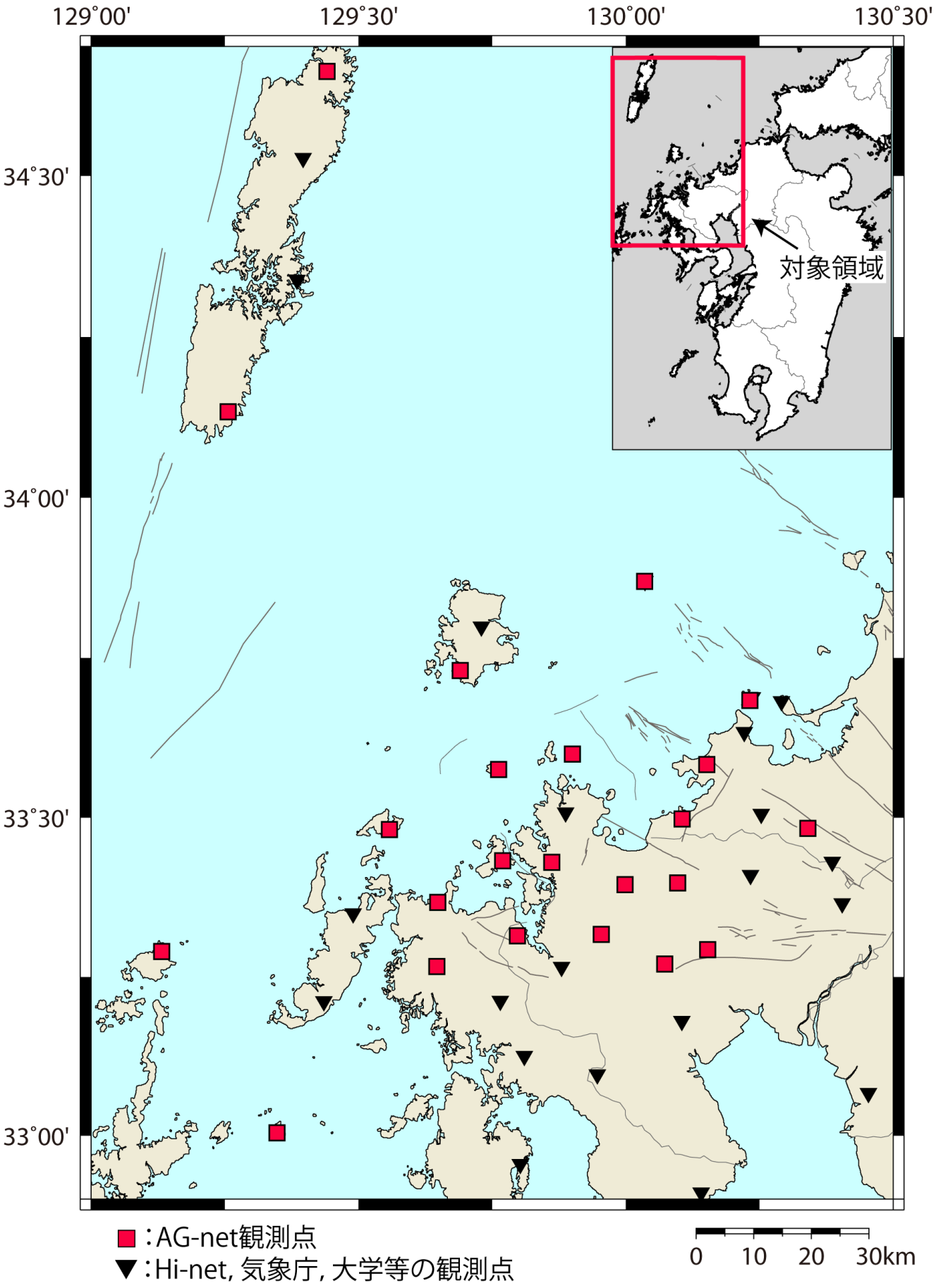
九州北西部地域では防災科学技術研究所、気象庁、大学等の地震観測点によって微小地震が観測されており、2005年福岡県西方沖地震の余震域を除くと比較的地震活動度の低い地域である。しかしながら、海域部には観測点は少なく必ずしも十分に地震が検知できているとは言えない。また活断層の活動に伴う極微小地震活動や地震発生層の上限深度に関してより詳細に検討するためにはより密な地震観測網が必要である。そこで地震予知総合研究振興会（以後、振興会）は当該地域における地震活動の常時モニタリングを行う為に、九州北西部陸域及び玄界灘周辺の離島に新たに地震観測点を設置し、高密度の微小地震観測網（以後、AG-net）を構築した。ここではこのAG-netの概要について述べる。

AG-netは福岡県、佐賀県、長崎県において既設のHi-net観測点、気象庁及び大学の観測点を補完するように配置した。2018年7月から2019年3月にかけて離島を含めて23点の地震観測点を新規に設置した（図参照）。各観測点の間隔は既設点も含めると10から20km程度である。各地震観測点ではノイズレベルを下げ地震の検知能力の向上を図るため、15mから40mのボーリングを掘削し、その孔底に地震計を設置した。設置した地震計は極微小地震から大地震まで対応できるよう固有周期1秒の高感度速度計（Lennartz社製、LE-3DLite MKIIIもしくはLE-3DB/H）、固有周期120秒の広帯域地震計（Nanometrics社製、Trillum Compact 120）及びサーボ型加速度計（Nanometrics社製、Titan）の3種類である。加速度計は震度計としても用いるため、地表に打設した基礎上に設置している。観測点からのデータはリアルタイムで振興会本部に送信され、このうち短周期地震計のデータは東京大学地震研究所、JDX-netを介して全国の地震観測網ネットワークに送信される。さらにTDX（Tokyo Data exchange）経由にて気象庁と防災科学技術研究所にもデータが配信されている。AG-netのデータは2019年4月より正式に送信を開始した。これらのデータと周辺の他機関の地震観測点のデータと合わせることで、今後玄界灘周辺での微小地震活動や詳細な地震波速度構造等が明らかになることが期待される。

謝辞：AG-netの構築に際しては、地震観測点の設置等に関して現地住民の方及び各自治体に多大なご協力をいただきました。記して深く感謝申し上げます。

© The Seismological Society of Japan

九州北西部の地震観測点分布



© The Seismological Society of Japan

Development of a WIN/WIN32 format seismic waveform data reader

*Takuto Maeda[1]

1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University

WINファイルは卜部・他(1990)により開発された地震波検測システム（WINシステム）の地震波形ファイルである．防災科学技術研究所よって制定されたWIN32を含めたWIN/WIN32（以下まとめてWINと略す）ファイル形式は，現代の日本国内における連続地震波形流通おける事実上の標準である．WINはデータ容量の小ささやデータの結合性など優れた点を持つが，その反面ファイル形式はやや難解であり，WINシステムで地震波形を使う場合以外には，他フォーマットへの波形記録変換ツールを介するのが常であった．しかし，観測網が稠密化したいま，大容量・連続地震波形記録の解析においては，この波形フォーマットの変換がデータ解析における最大のボトルネックであり，その傾向は今後ますます顕著になっていくと予想される．そこで本研究では，これまでよりもはるかに高速にWINファイルの読み出しができるライブラリを作成した．

本ライブラリは，Fortran2008言語のモジュールとして作成した．FORTRANは古典的な言語ではあるが，Fortran2003/2008といった最近の規格では，動的なメモリ確保やオブジェクト指向といった現代的な機能が含まれている．特に，Fortran2008で規格が制定され，最近になって多くのコンパイラで実装された非同期入出力は，WINファイルのような複雑かつ多数のファイルの入力にきわめて有効である．本研究で開発したライブラリでは，他形式へのファイルの変換・保存や，複数のWINファイルの結合などの処理を一切必要とせず，時間的に連続した複数のWINファイルから目的のチャネルの記録をFortranの配列として直接取得できる．中間処理が不要になったことで，処理の単純化のみならず高速化に対して劇的な効果が見込まれる．さらに，本ライブラリはWIN形式とWIN32形式の両方に対応し，ファイル形式の簡易自動判定機能も備えている．

また，開発したライブラリでは，WINファイルのファイル内容をそのままメモリイメージとして読み込むロード部分と，メモリ上に格納されたWINファイルから必要なデータを抽出するデコード部分を分離実装した．これらとFortran2008の非同期入出力機能を用いて，あるファイル内容のデコード中に次のファイルをメモリに読み込む並列動作を実現した．このことにより，ロードとデコードのうち片方の処理時間を隠蔽することができ，多数のファイルを読み込む場合に高速化が期待される．このような隠蔽処理は並列数値計算においてCPUやGPU間の通信時間の隠蔽にしばしば用いられてきたが，本報告ではこれをファイル入力に対して活用した．

開発したライブラリの性能を評価するため，WIN32波形を読み込むdewin_32プログラムを比較対象とした実験を行った．防災科学技術研究所Hi-net により収録された任意の日付時刻の連続速度波形ファイル1時間分を対象とし，そこに含まれる全てのチャネルを読み出す．WIN32ファイルはLAN上のNASに格納されているものとする．dewin_32と同等の機能を持つツールを今回開発したライブラリに基づいて作成し，読み込み速度を比較した．

実験の結果，dewin_32で1時間分のファイルの全チャネルの読み込みと出力に最大621秒かかったところ，本ツールでは，非同期入力なしで267秒，非同期入力ありで236秒で読み込めた．また，Fortran言語上で利用する場合は，そもそも読み込んだデータを一旦ファイルに保存する必要がない．そこでデータの出力に掛かる時間を無視すると，読み込み時間は非同期入力なしで38秒，ありで21秒まで短縮された．実際の解析でHi-net全チャネル1時間分データが利用可能になるまでの時間は，本研究で開発したツールではdewin_32と比べて最大約20倍短縮されたことになる．読み込みのみに限定すると，非同期入力の導入によって性能がおおむね倍になった．

比較に用いたWIN32ファイルの1時間分の総容量は約1GBであり，この結果はデータ通信速度に換算すると約

© The Seismological Society of Japan

400Mbpsに相当する．これは実験環境におけるLAN（1Gbps）の通信の実効速度の上限に近い．すなわち，ネットワークファイルシステムに連続記録が配置されている環境においては，もはやこれ以上の劇的な速度向上は望めない．

本研究で開発したライブラリは，周辺ツールや利用マニュアル等を整備の上，オープンソースとして公開する予定である．講演ではアルゴリズムの詳細の説明，高速データ読み込みとその利用の実演，およびコードの公開を行う．

謝辞 本研究では防災科学技術研究所により登録ユーザーに対して配布されているwin32toolsを利用しました．記して謝意を表します．

© The Seismological Society of Japan

Development of software for strong-motion seismometers using RaspberryPi

*Takamori Ito[1]

1. aLab Inc.

IT強震計(鷹野他 2004)では、自助共助を目的とした「草の根型地震防災情報システム」を実現することを目指していた。その目的のためには、システムの標準化とともに、装置・運用コストの低価格化が必要とされていた。運用コストの低廉化については、VPS(virtual private server)とVPN(virtual private network)を用いた運用試験を実施している(伊藤他 2019)。
このネットワークに接続する地震計の一部に、RaspberryPiにアナログデバイセズ社のMEMS加速度センサのADXL355を接続して使用している。微動観測には能力不足だが強震観測には充分な精度を持ち(赤澤他 2019)、部品代15000円程度でIT強震計試作機(約60万円)以上の機能を実現できるので、現時点で製作可能で能力的に実用的な強震計では最も安価なもののといえる。材料は一般に入手可能なもののみのため、誰でも部品を集めて組み立てることができる。ソフトウェアも、RaspberryPiがLinuxマシンなので必要な処理を自作すれば何でもできるが、ハードウェアの組み立てに比べて難易度が高い。RaspberryPiは起動ドライブが(micro)SDカードとなっており、このイメージをコピーすればシステムを簡単に複製できる。そこで、必要な機能を全てインストールしたSDイメージを作成し、関係者で共有するとともに、一般配布することとした。
テレメータ機能に関する部分はWINシステムをそのままインストールしている。そのため、WINシステムの知識があれば、データ転送や保存の設定は容易に追加できる。表示機能は、旧来のIT強震計のもの(伊藤他 2006)をベースに、JavaScriptを用いたWeb経由の表示(伊藤 2018)を実装している。RTCやGPSモジュールを接続すれば機能するように設定してあり、ネットワーク非接続の運用にも対応している。OpenVPNもインストールしてあり、サーバで作成した証明書と鍵ファイルをインストールすればすぐに低コストでVPN接続できる。ADXL355を接続しなくても(自身はセンサにならない)、既存のwinロガーの出力を受けてVPNでトンネルした経路を用いてサーバに送るという運用に用いることもできる。
イメージの初期状態は、有線LANはDHCP設定で波形記録はSD上、GUIモードで起動する。この状態では、家庭のテレビにHDMI接続してブラウザを起動することで波形等表示ができる。また、WiFiをアクセスポイントとして設定しているので、スマートホン等接続して操作することも可能になっている。この状態から必要に応じて、記録メディアの変更(SDの劣化防止)、CUIモードへの変更(負荷低減)、IPアドレスの固定化、VPN設定、WiFi接続設定などを行い、利用環境に合わせて運用できる。
小型低価格といえども、RaspberryPiはLinuxマシンであり、サーバと同じソフトウェアを実行できる。負荷の大きい表示も、Web利用のためRaspberryPiそのものの負担は大きくない。今後、サーバと共通の演算・表示機能の開発を進めていく。それらは、他の環境にも容易に移植可能であり、IT強震計の当初の目的に沿った自助・共助のためのアプリケーションの研究・開発に利用できる。
このRPi-ITKのSDイメージファイルは、
http://itk.seism.jp/dowmload/
で配布している。
(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・鷹野・林(2006), IT強震計用に開発したWeb利用の動的表示技術，地震学会，2006.10
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
赤澤・伊藤(2019)，廉価な高密度強震観測ネットワークの実現に向けた試験観測，連合大会，2019.5
ITK Wave Viewer (winPrint.js), (http://seism.jp)

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

An investigation into the optimal number of bins for phase picking based on the probabilistic density function of seismic wave amplitudes

*Mitsutaka Patrick Oshima[1], Hiroshi Takenaka[2]

1. Shimizu Corporation, 2. Okayama University

◆ はじめに

著者らは、地震波形の振幅の統計分布に基づいて地震波形中の直達P波、直達S波の到達時刻を検出する新たな方法を提案している。提案手法では、地震波形中の各部の振幅の統計分布（確率密度関数）と、コーダ波などのランダム性の高い波の振幅分布であるRayleigh分布やGauss分布の確率密度関数との違いの大きさを計算することにより、P波およびS波の到達時刻を求める。

本来、データの確率密度関数を求めるには、クロスバリデーションにより誤差を最小化するようなガウスカーネルを求め、これを用いてデータを平滑化するなどの作業が必要となる。しかしながら、提案手法では、各時刻において確率密度関数を求める必要があるため、確率密度関数を高速に計算する必要がある。そこで本研究では、度数分布（ヒストグラム）を用いて確率密度関数を近似することとした。

度数分布で確率密度関数を近似する際には、あらかじめ階級数を決めておく必要があるが、この階級数によって得られる確率密度関数の形状は変化する。これは、階級数の設定によって提案手法のP波及びS波の到着時刻の読み取り誤差が変化することを意味する。このため、本研究では読み取り誤差を最小化するための最適な階級数の設定方法について検討を行った。

◆ 手法の概略

近地地震の観測地震波形は、震源から観測点まで最短距離を伝搬して到達する直達波が初めに現れ、続いて、屈折波、反射波、散乱波といった波が現れる。つまり、直達波が到達してからの時間が長くなるにつれて、地震波は、直達波から、様々な場所で反射、屈折、散乱等を繰り返し、直達波よりも長い距離を伝搬した波の集合体に変わっていく。これに伴い、地震波の振幅が従う統計分布も変化することとなる。

ランダム位相を持つ波の集合のrmsエンベロープの振幅分布はRayleigh分布に従い（例えば、Wallace, 1953、Levanon, 1988）、コーダ波のエンベロープの統計的性質とRayleigh分布の関係についてはTakahara and Yomogida （1992）に理論的に詳細な説明がなされている。一方で、地震波形の後半部分は、さまざまな場所で散乱された波が足しあわされてできた、加法的に生成された波であることから、その振幅分布は中心極限定理からGauss分布に近くなる。このことから、時間の経過に伴う、地震波形振幅の確率密度関数とRayleigh分布あるいはGauss分布との類似度の変化を調べることにより、直達P波、直達S波を検出することができる。

提案手法では、地震波形振幅の確率密度関数とRayleigh分布あるいはGauss分布との類似度は、Kullback-Leiblerダイバージェンス：KLD （Kullback and Leibler, 1951）により計算する。KLDの確率密度関数についての非対称性を修正したJensen-Shannonダイバージェンスも用いることができるが、得られる結果が両者で殆ど変わらないため、KLDを用いる。

© The Seismological Society of Japan

◆ 検討内容

本研究では、P波およびS波の読み取り誤差が最小化となるような階級数を行うための方法として、統計学においてしばしば用いられている、度数分布を求める際の階級数の決め方を検討した。具体的には、① Square-root choice, ②Sturges' formula, ③Scott's choice, ④ Freedman–Diaconis' choiceの適用性を検討した。①、②はサンプル数に応じて階級数を決めるもので、サンプル数が同じであれば、データの分布には関係なく階級数は同じになる。③、④はデータに応じて階級数を適応的に定めるものであり、サンプル数が同じでも、データの分布の標準偏差や四分位範囲により階級数は変化する。

本研究では、①～④の指標を用いて計算した確率密度関数を用いてP波、S波の読み取りを行い、それらを気象庁から公開されている検測情報と比較することで読み取り誤差を求めることにより、読み取り誤差を最小化する指標を調べた。

◆ データ

2017年熊本地震の余震の近地強震波形記録を用いた。強震波形記録は、一回積分して速度波形記録とした。P波、S波の到着時刻の読み取りを行う際には、各種のフィルターを掛けることがあるが、本研究ではフィルターは使用していない。

◆ 発表予定

発表ではここに示していない提案手法の詳細を示すとともに、今回行った検討の結果を紹介する予定である。

◆ 謝辞

本研究では、防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net観測点の強震波形記録を使用させて頂きました。また、P波、S波の読み取り誤差の計算には、気象庁による検測情報を使用させて頂きました。記して御礼を申し上げます。

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 16th) | General session：S03. Crustal Deformation, GNSS, Gravity

Mon. Sep 16, 2019 5:15 PM - 6:45 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 8:15 AM - 9:45 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S03P

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-01] Detection of vertical motion caused by 2018 Boso slow slip using ocean bottom pressure gauges

*Koichi Murata[1], Toshinori Sato[1], Hajime Shiobara[2], Tomoaki Yamada[2], Masanao Shinohara[2] (1. Chiba University, 2. ERI)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-02] Characteristics of laser extensometers and their detection ability of slow slips

*Akio Katsumata[1], Akiteru Takamori[2], Akito Araya[2], Masayuki Tanaka[1] (1. Meteorological Research Institute, JMA, 2. Univ. of Tkyo)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-03] Systematic detection of slow slip events in Kanto, Japan

*Ryota Takagi[1], Naoki Uchida[1], Kazushige Obara[2] (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-05] **Earthquake potential in Costa Rica based on GNSS observations using three scenarios for the geometry of the Central Costa Rica block.**

*Luis Alejandro Carvajal Soto[1], Takeo Ito[2], Marino Protti[3], Hiroshi Kimura[1] (1. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2. Earthquake and Volcano Research Center, Nagoya University, 3. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI), Universidad Nacional de Costa Rica)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-06] Postseismic vertical movement in the past 25 years since the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki Earthquake in the Okushiri Island

*Masanobu Shishikura[1], Takahiro Miyauchi[2], Tomoo Echigo[3], Tanio Ito[4], Ryoyu Arai[5], Yoshio Soeda[6], Daisuke Takeda[7], Satoshi Kuribatashi[8], Taiiku Kobayashi[9], Hideaki Maemoku[10], Yuzuko Tsukahara[2] (1. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 2. Chiba University, 3. Geo-Research Institute, 4. Association for the Development of Earthquake Prediction, 5. Kawasaki Geological Engineering Co. Ltd., 6. West Japan Engineering Consultants, Inc., 7. PASCO CORPORATION, 8. Tokushima Prefecture, 9. Kanagawa Prefecture, 10. Hosei University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-07] Development of a real-time buoy observation system for tsunami and crustal displacement and its bottom pressure continuous records

*Narumi Takahashi[1], Kentaro Imai[2], Motoyuki Kido[3], Yusaku Ohta[3], Tatsuya Fukuda[2], Yasuhisa Ishihara[2], Hiroshi Ochi[2], Ryota Hino[3] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3. Tohoku University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-08] Deployment of new GNSS-A seafloor geodetic observation stations in 2019

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-09] Gravity change due to glacier melting in Southeast Alaska: numerical modeling and resultant viscoelastic structure

*Kazuhiro Naganawa[1], Takahito Kazama[1] (1. Kyoto University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-10] Convergence boundary and velocity between Amur and Okhotsk plates in northern Hokkaido inferred by GNSS velocity data

*Chihiro Ito[1], Hiroaki Takahashi[2], Mako Ohzono[2], Nikolay Vasilenko[3], Alexander Prytkov[3] (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Graduate of Science, Hokkaido University, 3. Institute of Marine Geology and Geophysics, Russian)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-11] Post-seismic crustal deformation on the Aso caldera associated with the 2016 Kumamoto earthquake based on PALSAR-2 time-series analysis

*Yuji Himematsu[1], Taku Ozawa[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-12] GNSS observation at southern Kyushu active shear zone and numerical modeling

*Tsuyoshi Watanabe[1], Koichi Asamori[1] (1. JAEA, Tono Geoscience Center)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-13] EnKF estimation of viscoelastic deformation and viscosity structure - Numerical experiments

*Makiko Ohtani[1] (1. GSJ, AIST)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-14] Estimation on fault slip distributions through viscoelastic inversion using Reversible-jump MCMC

*Fumiaki Tomita[1], Takeshi Iinuma[1], Ryoichiro Agata[1], Takane Hori[1] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S03P-15] The effect of rheology and geometry on postseismic deformation

*Hiroyuki Hoshino[1], Shin'ichi Miyazaki[1], Makiko Ohtani[2], Kazuro Hirahara[3] (1. Kyoto University Graduate School, 2. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 3. Kagawa University)

Detection of vertical motion caused by 2018 Boso slow slip using ocean bottom pressure gauges

*Koichi Murata[1], Toshinori Sato[1], Hajime Shiobara[2], Tomoaki Yamada[2], Masanao Shinohara[2]

1. Chiba University, 2. ERI

１．はじめに

地震による災害を軽減するためには、地震発生過程を解明し、地殻活動のシミュレーションを通じて地震発生予測を行うことが不可欠である。地震発生モデルを構築するためには、実際の地震にモデルを適用、予測し、実際とのずれからモデルを修正するという作業を繰り返す必要があるが、普通の地震に適用すると数百年以上の時間がかかってしまう。この作業を数年に1回発生する房総沖スロースリップ（SSE）を用いて行えば、モデル構築が15年程度で出来ることになる。SSEの滑り分布を精度よく決定するために、海底圧力計（OBP）による観測が行われている。2013年12月から2014年1月にかけて発生したSSEについて、佐藤・他（地震学会、2016）、Sato et al. (GRL, 2017)は、OBPデータ解析に解析的な関数をfittingする方法でSSEの変動を抽出し、村田・他(地震学会、2018)はマルチチャンネル特異スペクトル解析法(MSSA)の適用によりSSEの変動の抽出を試みた。今回は2018年6月に発生したSSEについて、OBPデータを解析し海底の上下変動の抽出を試みた。

２．観測と解析

観測は東大地震研所有のOBPを用いて行った。圧力計はParoscientific社の8B7000-2を用いた。2016年8月に海洋調査船「第三開洋丸」によって設置したOBP4台を、2018年9月に海洋調査船「第五開洋丸」によって回収した。観測期間中、2018年6月に房総沖SSEが発生している。
解析では、先行研究で用いられた2点（BOSO2,KAP3）に加え、BOSO1,KAP2の2点を用いた(図1)。

３．結果

現在、解析途中であるが、OBPのデータにSato et al. (GRL, 2017)と同様の関数をfittingした結果を図2に示す。SSEの期間中、BOSO1で1 cm程度の沈降、他の3点では1 cm程度の隆起の変動があるように見える。関数のfittingによる解析では、2013–2014年のSSEにおいてBOSO2での変動は見られなかった。発表ではMSSAを適用した場合の結果や2013–2014年SSEと2018年SSEとの比較についても議論する。

【謝辞】
本研究の遂行にあたり、第三開洋丸、第五開洋丸を使用させていただきました。両船長以下、乗組員の方々に感謝します。本研究は文部科学省の「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」の支援および科研費（25287109）の補助を受けました。

© The Seismological Society of Japan

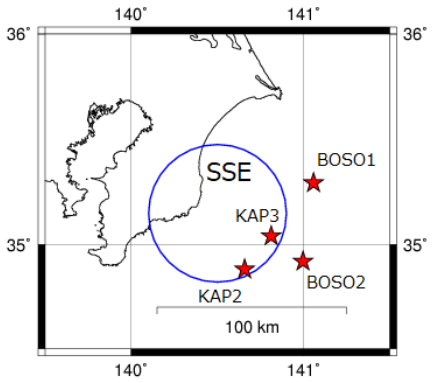


図1.使用したOBPの配置とSSEの発生領域
星印：各OBPの位置
青丸：SSEの大まかな発生領域

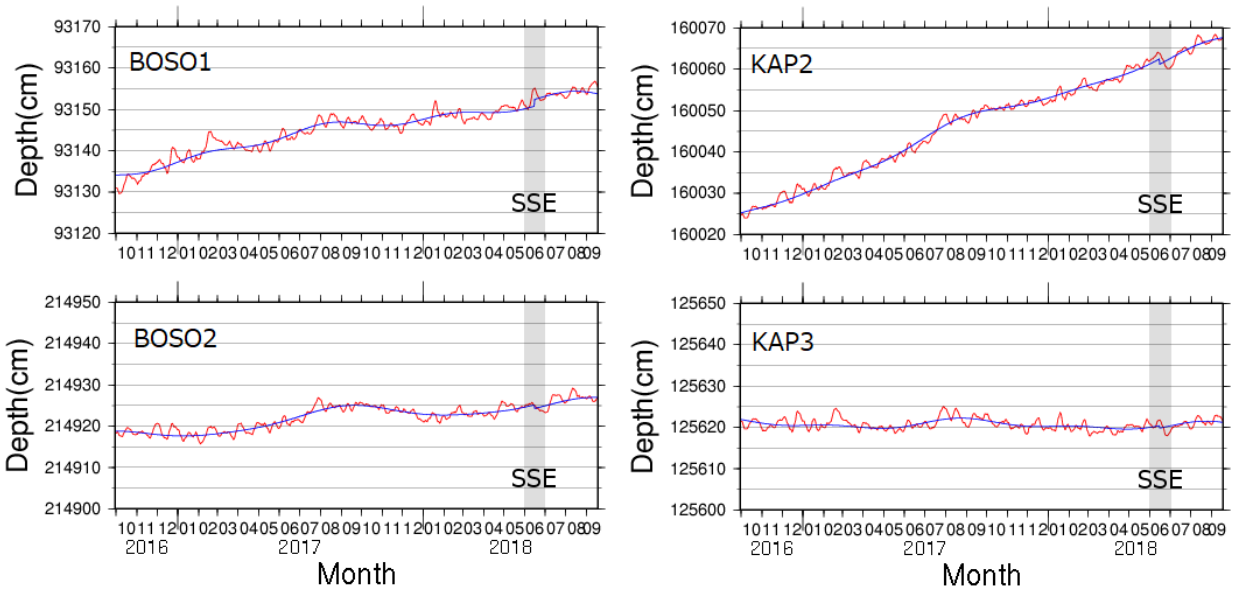


図2.各OBPデータに対し、関数をfittingした結果
赤線：OBPデータ
青線：fittingした曲線

© The Seismological Society of Japan

Characteristics of laser extensometers and their detection ability of slow slips

*Akio Katsumata[1], Akiteru Takamori[2], Akito Araya[2], Masayuki Tanaka[1]

1. Meteorological Research Institute, JMA, 2. Univ. of Tkyo

長基線レーザー伸縮計のネットワークを構築し、他の地殻変動観測機器や地震計などによっては観測されていない周波数・振幅範囲の信号の検出を試みている。Katsumata et al. (2010)によって浜松市天竜区の船明トンネルに構築された基線長400mのレーザー伸縮計に、Araya et al. (2002)によるヨウ素安定化YAGレーザーを導入にして、レーザー伸縮計を再構成し2018年3月から観測を始めた。また、犬山観測点の基線長30mのレーザー伸縮計のデータ収録システムを更新し、同時期から観測を行っている。ともに変動速度の速い伸縮に対応するため、データ収録は10kS/sと高速化した。これまでに得られた約1年間のデータについて、気圧応答・潮汐応答・近傍のダム水位応答に関する基本的な補正を行い、データの基本特性の確認を行ってきた。

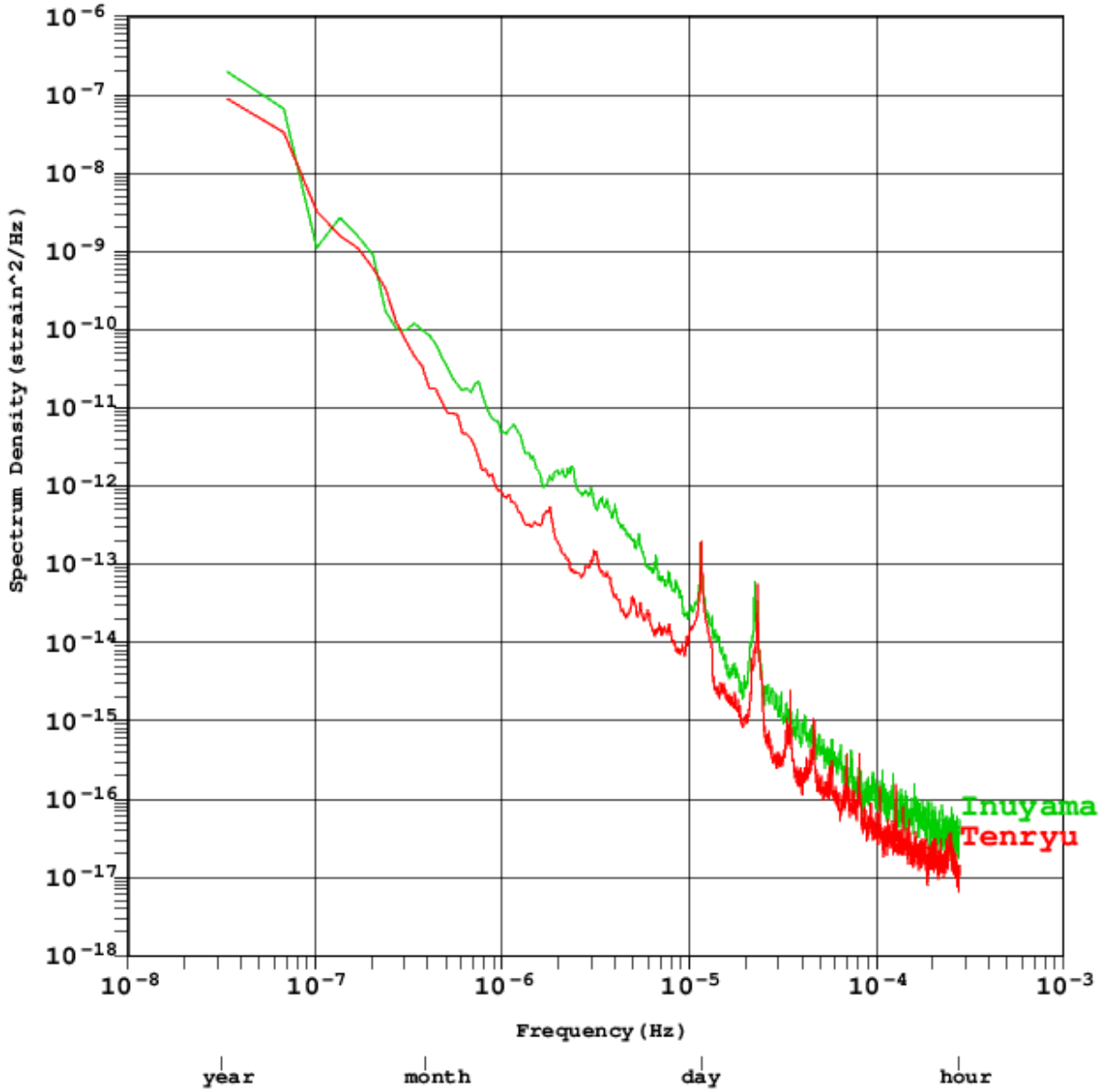
天竜船明レーザー伸縮計について、システム更新後に得られたデータを以前(2007-2008年)に得られていたノイズスペクトルレベルと比べてみると、1時間から1週間の周期帯において今回得られた補正後のひずみノイズレベルはパワースペクトル密度にして1桁ほど小さくなっている。気象環境や処理方式等も影響するので、これが有意な差であるかどうかは断定できない。今回得られた天竜船明観測点のノイズスペクトルと犬山観測点のノイズレベルを比較すると、1時間から1ヶ月の周期帯において、天竜船明観測点のノイズレベルの方が犬山観測点のノイズレベルよりもやや低いレベルとなっている(図)。しかし、その差はパワースペクトルレベルにして1桁よりも小さい。両レーザー伸縮計の基線長には10倍以上の差があるが、両者のノイズレベルに大きな差はないようである。また、1ヶ月から1年の周期帯のスペクトルレベルにはほとんど差が認められない。

天竜船明レーザー伸縮計は、短期的スロースリップと同程度のひずみレートをもつ現象は1日で検知可能な能力を持つと見積もられている。また、長期的スロースリップについても2〜3ヶ月で検知可能と見積もられている。犬山観測点のレーザー伸縮計のノイズレベルは天竜船明観測点のノイズレベルとほぼ同等であり、犬山観測点のスロースリップ検出能力もほぼ同等であると考えられる。

Ide et al. (2007)は、スロー地震の地震モーメントがその継続時間に比例していることを示した。地震モーメントと継続時間が比例しているということは、スロー地震のひずみ変化のレートは規模によらずに一定と解釈される。また、現在までのところ、超低周波地震(VLFE)と短期的スロースリップの間のイベントは知られていない。天竜船明観測点と犬山観測点を併せて使用することにより、これまでよりも短い継続時間のスロースリップ現象の検出の可能性があると考えられる。

謝辞
当研究は科学研究費補助金(17H06207)を活用して実施した。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Systematic detection of slow slip events in Kanto, Japan

*Ryota Takagi[1], Naoki Uchida[1], Kazushige Obara[2]

1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

関東地方に沈み込むフィリピン海プレート上部境界では、房総半島沖において数年おきにスロースリップイベント（SSE）が発生していることが知られている。本研究では、より小さなイベントまで含めたSSE活動様式を理解するため、GNSSデータに基づくSSEの系統的な検出を試みた。使用したデータは国土地理院GEONETの188観測点における1998年から2018年までの日座標値である。SSEの検出には、一枚矩形断層によるモデル時系列と観測時系列の差を最小にするように断層位置をグリッドサーチする手法（Takagi et al., 2019）を用いた。その結果、これまでにもよく知られている2002年・2007年・2011年・2013年・2018年の房総半島沖のSSEに加えて、2009年末にも同様の領域において小規模なSSEが発生していた可能性が見出された。2009年12月には小繰り返し地震を含むプレート境界付近の地震活動が若干増加し、ごく小規模のSSEがHi-net傾斜計の一観測点で検出されている（防災科学技術研究所, 2010）。本研究により複数のGNSS観測点においても非定常変動を検出したこと、および、小繰り返し地震から見積もったすべりレートがやや増加していることから、2009年末の小規模SSEの発生とそれに伴うプレート境界地震の活動増加がより確からしいことが示された。また、2008年末にはより内陸側の房総半島下においてSSEが発生していた可能性も検出され、関東地方のフィリピン海プレート上で発生するSSEは、これまで考えられて以上に複雑な発生様式を持つ可能性がある。

© The Seismological Society of Japan

Earthquake potential in Costa Rica based on GNSS observations using three scenarios for the geometry of the Central Costa Rica block.

*Luis Alejandro Carvajal Soto[1], Takeo Ito[2], Marino Protti[3], Hiroshi Kimura[1]

1. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2. Earthquake and Volcano Research Center, Nagoya University, 3. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI), Universidad Nacional de Costa Rica

1. Introduction

The Central Costa Rica Deformed Belt is a diffuse predominant northwest dextral-strike and conjugated northeast sinistral-strike faulting area, that represents the western border of the Panama Microplate (PM). This diffuse boundary crosses Central Costa Rica (CCR) from the Caribbean Coast, including the active Cordillera Volcanica Central, the Metropolitan Area (most dense population area in Costa Rica) and the Central Pacific coastline to intersects the Meso American Trench along the subduction of the Cocos Plate (CO).

2. GNSS Observation Data Set

We use 139 GNSS observation sites for inversion. The crustal deformation in Costa Rica is mainly arranged in three groups: 1). Northwestern Costa Rica is dominated by a northward deformation with rates up to 30 mm/yr, rotating and decreasing up to 20 mm/yr northwestward following the Central American Forearch. 2). Southeastern Costa Rica shows deformation to the North-eastward up to 40 mm/yr (opposite to northwestern Costa Rica). 3). Central Costa Rica is characterized by a diffuse deformation pattern oriented mainly to northward, with deformation rates up to a half of those observed in northwestern and southeastern Costa Rica.

3. Models and Method

We integrated interseismic geodetic data with seismicity records and inland faulting traces in other to evaluate earthquake potential in 3 kinematic models with different spatial geometries of the tectonic configuration around Central Costa Rica. Crustal deformation in Central Costa Rica and surroundings is modeled as result: i) kinematic effects of rigid block motions, ii) elastic deformation due to the interaction on subduction and inland tectonic interfaces and iii) internal strain of each tectonic block. We adopted the Markov Chain –Monte Carlo method in order to estimate the Euler poles of each tectonic block, slip deficit rates (SRD) on block interfaces, and internal strain of each block.

In order to evaluate the earthquake potential, we compare the seismic moment accumulation rate as $Mo = \mu$ A SDR (where μ is the rigidity, and A represent the locked area), with the seismic moment release rate based on a list of M > 6 earthquakes from 1798 for subducting earthquakes and from 1772 for inland earthquakes, obtained from previous studies.

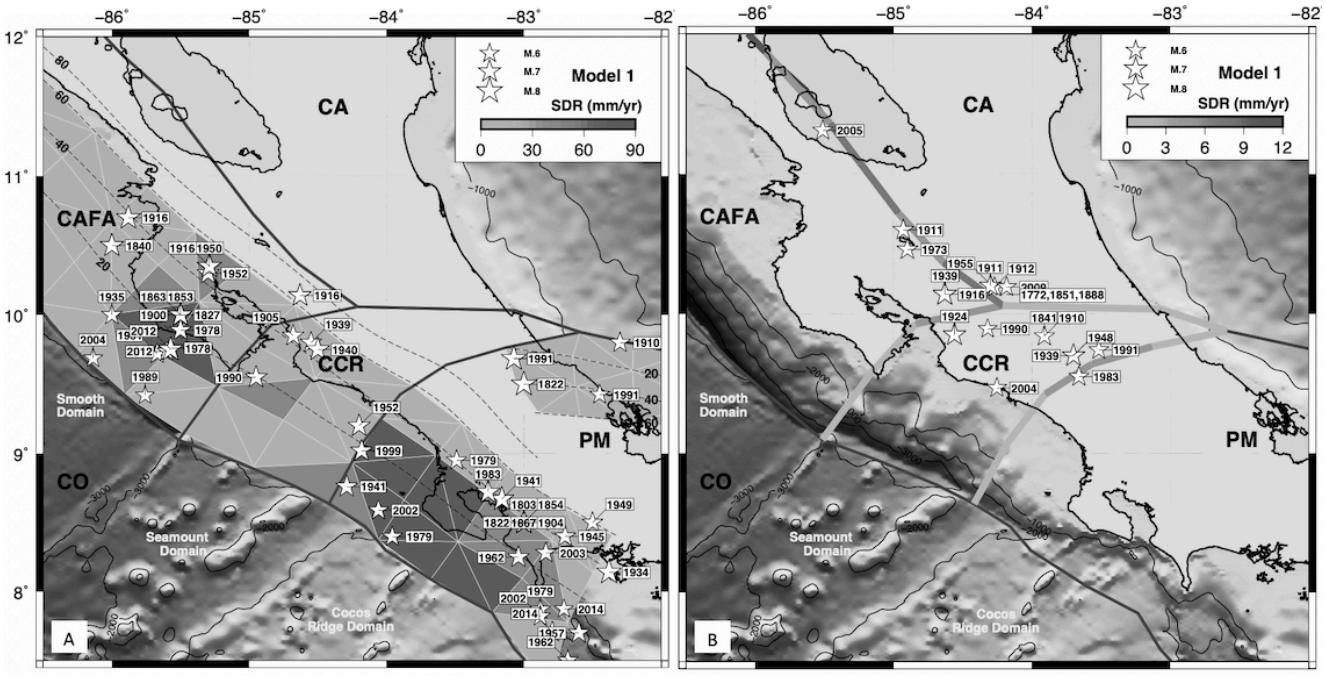
© The Seismological Society of Japan

4. Results and Discussion

In the Nicoya Peninsula (NP), we calculated a seismic moment deficit rate of 7.05 ±0.35 $\times 10^{18}$ J/yr, enough deficit to produce an M_w 8.2 earthquake every 318 ±16 years. In the Osa Peninsula (OP), we determined a seismic moment deficit rate of 27.4 ±2.5 $\times 10^{18}$ J/yr, this seismic moment deficit rate is comparable to an M_w 8.5 earthquake every 231 ±21 years. In inland boundaries of Central Costa Rica (CCR), we found up to a seismic moment accumulation rate of 33.4 ±3.0 $\times 10^{16}$ J/yr equivalent to an Mw 7.3 earthquake with a recurrence period of 299 ±27 years.

We assume that the seismic moment in a whole segment or patch is accumulated only as elastic strain and is released co-seismically. This assumption represents an upper limit of the earthquake potential since additional effects may contribute to the release of accumulated slips, such as the post-seismic deformation, plastic deformation, and the occurrence of slow slip events.

Figure Caption: Results of the Slip Deficit Rate (SDR) for subduction boundaries (A), inland boundaries (B) and historical seismicity. Figure shows inland boundaries of Model 1 (best model).



Postseismic vertical movement in the past 25 years since the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki Earthquake in the Okushiri Island

*Masanobu Shishikura[1], Takahiro Miyauchi[2], Tomoo Echigo[3], Tanio Ito[4], Ryoyu Arai[5], Yoshio Soeda[6], Daisuke Takeda[7], Satoshi Kuribatashi[8], Taiiku Kobayashi[9], Hideaki Maemoku[10], Yuzuko Tsukahara[2]

1. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 2. Chiba University, 3. Geo-Research Institute, 4. Association for the Development of Earthquake Prediction, 5. Kawasaki Geological Engineering Co. Ltd., 6. West Japan Engineering Consultants, Inc., 7. PASCO CORPORATION, 8. Tokushima Prefecture, 9. Kanagawa Prefecture, 10. Hosei University

【はじめに】
1993 年北海道南西沖地震（M7.8）では，奥尻島において顕著な地殻変動が観測された（国土地理院，1994）．宮内ほか（1994）は，地震の約1週間後に奥尻島の海岸に分布する汀線指標の測量を行った結果，島の北端部で約30cm，南端部で約100 cm の沈降量を伴い，南へ傾動したと報告した．一方，奥尻島に発達する更新世中期以降の海成段丘の多段化とそれらの旧汀線高度分布は，地質学的時間スケールでは島の累積的な南東への傾動隆起を示す（宮浦，1975）．両者の垂直変動様式が異なることから，太田(1994)はこの地震を例外的な活動としており，小疇ほか編（2003）は，1993年の地震とは別に傾動隆起を伴う地震発生の可能性を指摘している．
このように奥尻島における1993年地震時の地殻変動と長期的な地殻変動の様式は一見矛盾するようであるが，長期的変動（累積変動）における地震性地殻変動の寄与を評価するには，余効変動の推移を継続的にモニターし，地震サイクルに関連づけて検討する必要がある．そこで筆者らは，地震時およびその後の変動を観測するために，島内 25 か所で独自に測量基準点を設置し，その標高について，地震発生からの 25 年間に 6 回の測定を実施した．

【調査方法】
1993 年 7 月 12 日の地震発生から 6~8 日後に，奥尻島の海岸部の 25 か所に測量基準点を設置し，海面からの高度を測定した．その後 1993 年 8 月（1 ヶ月後），1997 年 7 月（4 年後），2003年7 月（10 年後），2013 年 7 月（20 年後），2018年7月（25年後）の計 5 回にわたり，海面からの高度および標高の測定を実施した．一部の測量基準点では，この 25 年の間に港湾施設の改修や波浪侵食等で消失したものもあるが，近接地点に測量点を復元して改測を行った．測量に使用した機材は，ハンドレベル，オートレベル，トータルステーション，GNSS によるVRS-RTK などで，各地点で時間海面から各測量基準点までの比高測量に潮位補正を加えて絶対標高に換算した．近傍に水準点がある場合は，水準点から測量基準点までの水準測量を実施した．VRS- RTK では，水準点での測定を実施して測量精度の検証を行った．

【調査結果】
測量実施期間ごとに観測された上下変位量について，島の北部（北海岸），東部（東海岸），西部（西海岸）に分けて以下にまとめた．
・1993年7月～8月（地震直後の約1カ月間）
島の全域で沈降傾向にあり，北海岸で最大 30 cm 程度，西海岸で 10～20 cm 程度の沈降が認められる．
・1993年8月～1997年8月（地震から約4 年後）
島の全域で10～20 cm 程度の沈降（2.5～5.0 cm/年）が継続している．
・1997年8月～2003年7月（地震4年後から10年後までの6年間）
北海岸で1～5 cm程度の隆起（0.2～0.8 cm/年）が確認されたが，その他の地点では10 cm未満の沈降（<1.7 cm/年）となった．
・2003年7月～2013年7月（地震10 年後から20年後までの10年間）

© The Seismological Society of Japan

北海岸では僅かに沈降，東海岸でも10 cm未満の沈降（<1.0 cm/年）が継続しているが，西海岸では4～8 cm程度の隆起（0.4～0.8 cm/年）が認められた．
・2013年7月～2018年7月（地震20 年後から25年後までの5年間）
北海岸および東海岸で隆起傾向にあり，最大で10 cm程度の隆起（2.0 cm/年）が認められる．西海岸では逆に10 cm程度沈降（2.0 cm/年）した地点がある．

これらの結果は，測定誤差（数cm以内）を考慮しても有意な数値として評価することができる．地震後20年間の垂直変動は，島の西部や北部で隆起傾向にあり，海岸段丘の高度分布が示す南東への傾動と一見調和的である．しかし，2013-2018年の最近5年間の変動はそれまで沈降傾向にあった島の東部が逆に隆起に転じていることから，それまでの垂直変動の傾向とは異なっている．この地殻変動の傾向の反転が一時的なゆらぎなのか，今後も継続していくのか，引き続き定期的な観測を続けて検討を進める予定である．

本調査は，科学研究費基盤(B)「岩石海岸地形の総合カタログに基づく地震隆起・地震発生予測に関する研究」（研究代表：宮内崇裕）による成果を含む．

引用文献
小疇 尚・野上道夫・小野有五、平川一臣編（2003），日本の地形 2 北海道，東京大学出版会，359p
国土地理院（1994），北海道南西沖地震後の地殻変動（GPS 観測結果），地震予知連絡会会報,51，01-10, p67-70
宮内崇裕・伊藤谷生・宍倉正展・荒井良佑（1994），1993 年北海道南西沖地震と奥尻島の第四紀地殻変動，科研費A「平成 5 年北海道南西沖地震・津波とその被害に関する調査研究」，p21-26
宮浦　正（1975），奥尻島の海成段丘と第四紀地殻変動，第四紀研究，14，23-32.
太田陽子（1994），海成段丘からみた奥尻島の第四紀地殻変動の傾向と 1993 年地震の例外制，号外海洋 7『北海道南西沖地震と津波』，p70-73

© The Seismological Society of Japan

Development of a real-time buoy observation system for tsunami and crustal displacement and its bottom pressure continuous records

*Narumi Takahashi[1], Kentaro Imai[2], Motoyuki Kido[3], Yusaku Ohta[3], Tatsuya Fukuda[2], Yasuhisa Ishihara[2], Hiroshi Ochi[2], Ryota Hino[3]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3. Tohoku University

南海トラフの東南海地震と南海地震の発生域には、地震・津波観測監視システム（DONET）が整備され、緊急地震速報や津波警報・注意報の発表や地方自治体やインフラ事業者による津波即時予測システムによる津波予測に使用されている。日本海溝域には日本海溝海底地震津波観測網（S-net）が整備され、緊急地震速報や津波警報・注意報への利活用も始まった。しかし、日本列島は多くの沈み込み帯に囲まれており、未だDONETやS-netのような海底観測網が整備されていない地域もある。そこで、補完できるシステムの一つとして、ブイシステムを用いた津波・地殻変動観測ブイシステムを開発してきた（Takahashi et al., 2014; 2015; Imano et al., 2015; Imai et al., 2018）。このシステムを用いた海域試験が行われ、1年間の連続観測を実現した。本講演では、この海底水圧計等を用いたデータ解析の結果を報告する。

この津波・地殻変動観測ブイシステムは、海底で水圧データを取得し、音響通信を用いてブイにてデータを中継し、イリジウム通信を用いて陸上にデータを伝送するものである。海底水圧データは、0.023 Hzのローパスフィルターをかけて15秒サンプリングでデータを取得している。津波と地殻変動の観測のダイナミックレンジは8メートルを確保し、津波を検知した場合は15秒間隔でデータを伝送する。このブイシステムでは、ブイにAquadoppセンサーによる流向・流速観測、気象センサーによる温湿度、気圧、風向・風速、降雨量の観測、更に、Precise Point PositioningによるGNSS測位観測も同時に行っている。海底水圧データには、海流による海水密度変化や気象による気圧変化等の影響も受けるため、気象、海象、津波、地震等地下で発生するイベント、地殻変動等による観測データの分離が課題である。

海域試験は、2015年12月から1年間にわたって、南海トラフの熊野灘沖海域で行われた。設置地点の水深は約2,900メートルである。上述のデータの連続観測の他に、海底に6台のトランスポンダーを設置し、GPS/A観測も実施している。本研究では、海底水圧計データに2-4 分、4-8 分、8-16 分、16-32 分、32-64 分、64-128 分、128-256 分のバンドパスフィルターをかけ、観測された現象の特性を調べ、海底で観測された様々な現象の解釈を試みた。

海底水圧計には、いくつかの種類のシグナルが記録されている。特に多く観測されたのは、16分以下の周波数成分を多く含むシグナルで、500秒程度の継続時間を持つ。GNSS測位データや気象データとの相関は見られないため、この信号は、スローイベント等の地下からのシグナルと考えられる。また、低気圧や台風などの気圧の変化は、128-256分の周波数成分の記録とよく相関している。また、3日程度の継続時間を持つシグナルも観測された。このシグナルは2-16分の周波数成分を持ち、平均して月1-2回の頻度で観測された。数日間の継続時間を持つシグナルとしては、タービダイトが考えられる。このブイ設置海域の東側には天竜海底谷があり、熊野灘から天竜海底谷に合流する小規模の海底谷がある。カリフォルニア沖（Bowen et al., 1984）やカナダ東部沖（Stow and Bowen, 1980）でも数日間継続したシグナルとしてタービダイトを観測したことが知られている。今後、DONETデータにも同様の処理を通じてこのシグナルを検出し、温度センサーによる変化の検出を試みる。

© The Seismological Society of Japan

Deployment of new GNSS-A seafloor geodetic observation stations in 2019

*Yuto Nakamura[1], Tadashi Ishikawa[1], Shun-ichi Watanabe[1], Yusuke Yokota[2]

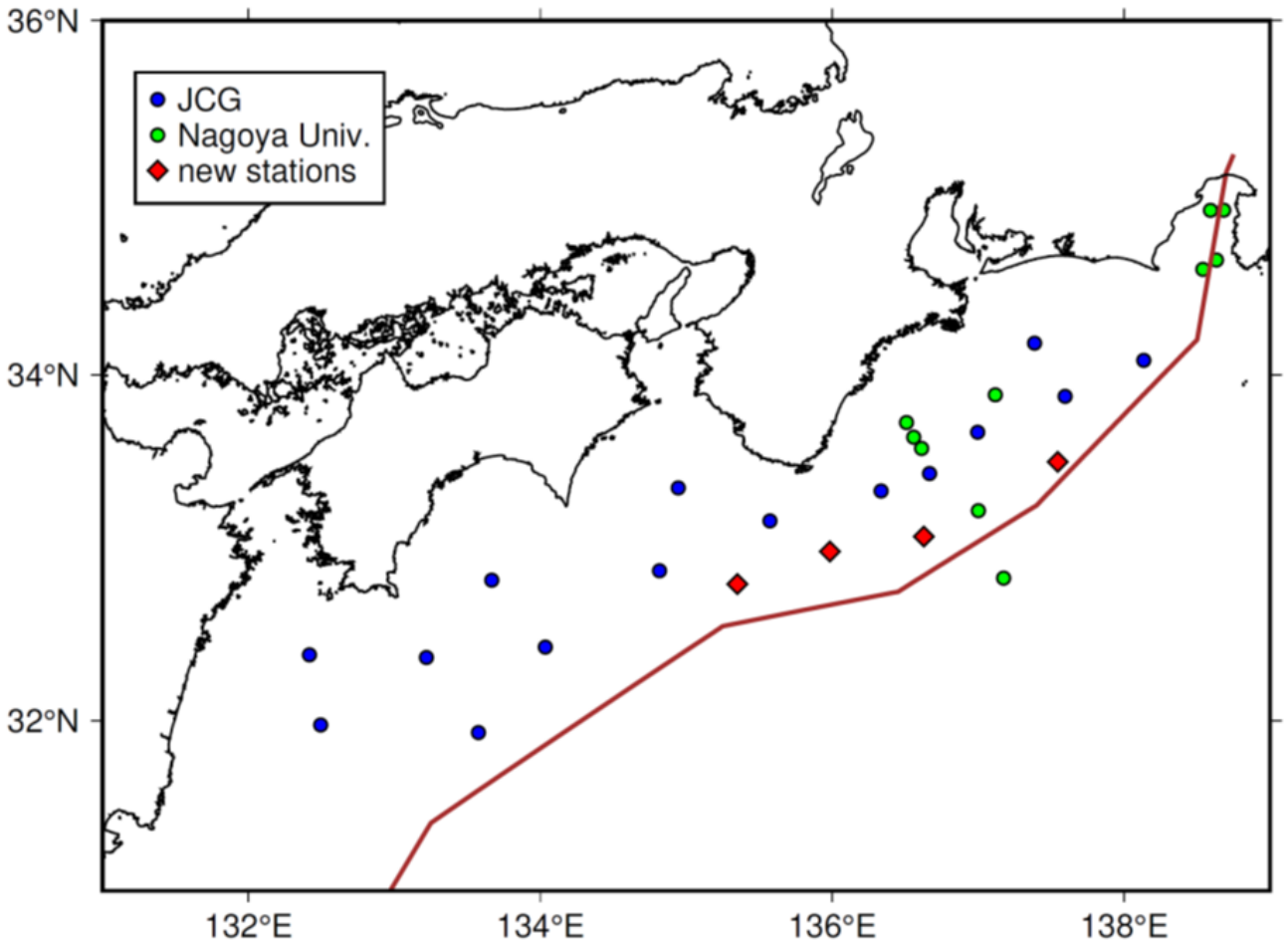
1. Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard, 2. Institute of Industrial Science, University of Tokyo

海上保安庁では、南海トラフと日本海溝の陸側海域にGNSS-音響測距結合方式（GNSS-A）を用いた海底地殻変動観測網を展開し、測量船による定期的な観測を実施している。これまでの観測から、これらの海域における海底地殻の動きや、広範囲で未解明であった陸側と海側のプレート間の固着具合の分布を明らかにするなど成果を挙げている。2019年度は新たに紀伊半島の南西沖から南東沖にかけてのトラフ軸沿いに4点の観測点を設置し、観測網を更に拡大する予定である。本発表ではこれらの新規観測点の予定されている位置を提示し、設置する地震学・測地学的意義について議論する。

潮岬沖と熊野灘に現在設置されている観測点（SIOW、KUM1、KUM2、KUM3）は沿岸部に比較的近い海域に分布が偏っており、より沖合のトラフ軸近傍の海域は観測網の整備が進んでいない。そのため、これらのトラフ軸近傍の海域には海底の動きやプレート間の固着具合の分布が未だに明らかにされていない領域が存在する（Yokota et al. 2016）。今年度設置を予定している観測点は既存の観測点より沖合に設置される予定であり、これらの新規観測点を継続的に観測することでトラフ軸近傍の海底の動きやプレート境界浅部の固着具合が明らかになることが期待される。

参考文献：
Yokota, Y., T. Ishikawa, S. Watanabe, T. Tashiro, A. Asada (2016): Seafloor geodetic constraints on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone, Nature, doi:10.1038/nature17632

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Gravity change due to glacier melting in Southeast Alaska: numerical modeling and resultant viscoelastic structure

*Kazuhiro Naganawa[1], Takahito Kazama[1]

1. Kyoto University

1. 氷河融解に伴う固体地球の変形

温暖化による現代の氷河融解は海面上昇の要因の一つとして大きな関心ごとであり、これまで高度計・重力計・GNSSなどの測地観測によって、その変動が監視されてきた。しかし、これらの測地観測では様々な固体地球の応答が重畳して観測されるため、現代の氷河融解の寄与を測地観測データだけから定量的に把握するのは困難である。特に、氷河融解は地球表層での質量分布変化だけでなく固体地球の変形(GIA : Glacial Isostatic Adjustment)をも伴うため、様々な時空間スケールで海水準変動・地殻変動・重力場変動などを引き起こす。すなわち、現代の氷河融解量を正確に把握するには測地データの取得だけでは不十分であり、過去～現代の氷河融解に伴う固体地球変動を数値的にモデル化するなどの工夫が必要である。また、GIAの大きさは上部マントルの粘性率などの地下構造パラメータにも強く依存する。このことはGIAモデリングによって対象地域の地下構造を把握できることを意味しており、この点からGIA変動は地殻ダイナミクス研究においても非常に興味深い研究対象と言える。

2. アラスカ南東部のGIAモデリングに関する先行研究

本研究の対象地域であるアラスカ南東部は現在約16 km^3/yrの氷河が融解しており(Larsen et al., 2007)、氷河融解の更なる加速の可能性も指摘されている(Arendt et al., 2002)。当地域では2000年代以降から稠密なGNSS網が整備され、最大約3 cm/yrの地表隆起が観測されてきた(Larsen et al., 2004)。この観測結果を用いて、Larsen et al. (2005)やSato et al. (2012)などの先行研究は、地球内部モデルに基づく荷重グリーン関数と過去～現在の氷河融解分布の時空間的な畳み込み積分によって当地域のGIA変動を数値的に計算し、その結果地殻変動データを精度良く再現することができた。一方で、当地域では2006年より絶対重力計による観測が繰り返し行われており、-2～-5 microGal/yrの絶対重力変化が観測されてきた(Sun et al., 2010; 風間ほか, 2015)。しかしながら、これらの先行研究では重力変化を定量的に再現するような数値モデルは十分に構築されておらず、モデルと観測に乖離が存在するままであった。そもそも重力変化は質量分布の変化を意味しており、特に氷河域での観測では現代の氷河融解を直接的に把握できるという利点がある。すなわち、アラスカ南東部で観測された絶対重力変化を精度良く再現することで、現代の氷河融解をはじめとした諸変動をより正確に理解できると期待される。

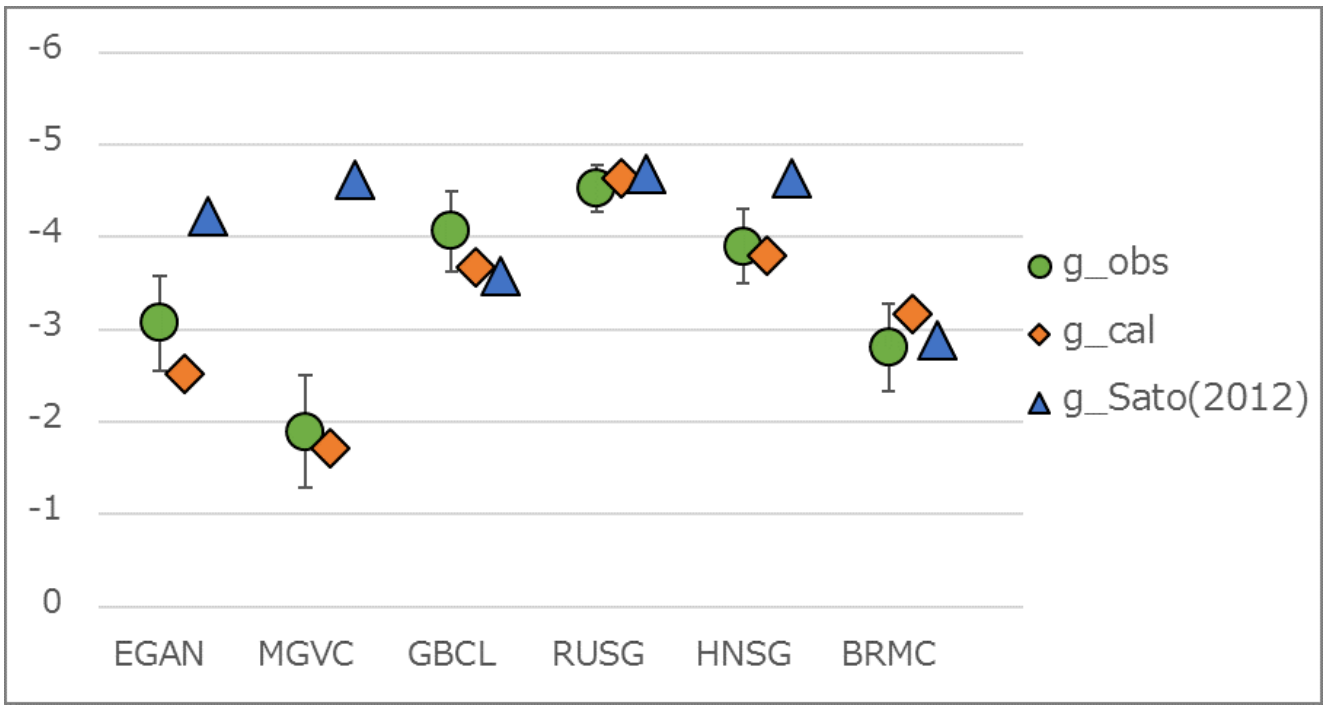
3. アラスカ南東部重力変化の数値的モデリング

そこで本研究は、当地域の重力場変動を説明しうるGIA数値モデルの構築を行った。当地域のGIA効果は「現代の氷河融解の寄与」、「過去のグローバルな氷河融解の寄与」、「過去のローカルな氷河融解の寄与」の3つに分けられる。まず、現代の氷河融解の寄与は、地球内部構造1066A(Gilbert and Dziwonski, 1975)から得られる弾性荷重グリーン関数(Matsumoto et al., 2001)と、アラスカ南東部における現代氷河融解モデルUAF07(Larsen et al., 2007)およびUAF05(Arendt et al., 2002)を空間的に畳み込み積分することで推定した。次に、過去のグローバルな氷河融解の寄与は、地球内部構造VM5a(Peltier et al., 2015)を用いて粘弾性荷

© The Seismological Society of Japan

重グリーン関数を作成し(Peltier et al., 1974; Spada et al., 2008)、それを氷河融解史モデルICE-6G(Peltier et al., 2015)と時空間的に畳み込み積分することで推定した。最後に、過去のローカルな氷河融解の寄与を計算する際には、まず先行研究で推定されている地下構造(Sato et al., 2012)のうち「リソスフェアの厚さ」と「上部マントルの粘性率」の2つを可変パラメータとし、この2つのパラメータの任意の組み合わせによって100個の地下構造モデルを作成した。その後、各地下構造モデルを用いて粘弾性荷重グリーン関数を作成し(Peltier et al., 1974; Spada et al., 2008)、それをLarsen et al. (2004,2005)の氷河融解史モデルと時空間的に畳み込み積分することで当地域の重力変化を推定した。このような計算を100個全ての地下構造モデルに対して実行し、重力変化の推定値と観測値の残差が最小になるような地下構造モデルを最適モデルとして採用した。

以上の方法によって推定された重力変化速度(g_cal)は、絶対重力計で観測された重力変化速度(g_obs)と残差RMS0.326 micorGal/yrで一致しており、先行研究(Sato et al., 2012)の結果(g_Sato(2012), RMS=1.265 microGal/yr)と比べて残差RMSが7割以上減少した(下図参照)。また、本研究で推定された地下構造パラメータのうち、上部マントルの粘性率は先行研究と同じ値(1.0*E+21 [Pa s])であったものの、リソスフェアの厚さは60 km→56 kmと、従来の推定値よりも更にリソスフェアが薄い可能性が示唆された。今後は当地域のテクトニクスも踏まえ、更なるモデルの向上と議論を進めていきたい。



© The Seismological Society of Japan

Convergence boundary and velocity between Amur and Okhotsk plates in northern Hokkaido inferred by GNSS velocity data

*Chihiro Ito[1], Hiroaki Takahashi[2], Mako Ohzono[2], Nikolay Vasilenko[3], Alexander Prytkov[3]

1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Graduate of Science, Hokkaido University, 3. Institute of Marine Geology and Geophysics, Russian

東アジア，特に日本列島周辺のテクトニクスはプレート運動の相互作用を受け複雑である．日本海東縁部で発生する地震はいくつかのプレートの相互作用によると考えられているが，北海道北部の西方沖，1940年積丹沖地震(M7.0)と1971年サハリン南西沖地震(M7.1)の間には地震空白域が存在する．また，陸域にあたる北海道北部の日本海側にはサロベツ断層帯が位置し，地震調査研究推進本部による長期評価においてM7.6程度の地震が発生する可能性が指摘されている．プレート境界モデルは多くの研究で提案されており，サハリン南部から北海道北部にかけての陸上にプレート境界が存在する可能性も示されている．さらに，震源分布や地質構造から，北海道は東西で異なる構造を持つこと明らかになっている．この境界の有無を検証し，測地学，地震学，地質学の異なる側面からの見解を考慮した包括的な議論をするため，本研究ではOkada(1992)の解析解を用いて衝突帯にディスロケーションモデルを適応し，GNSS観測による速度データ(国土地理院GEONET)から境界の位置，走向，収束速度，弾性層厚さを同時推定した．最適解の決定にはグリッドサーチを使用し，残差が最小になるパラメータの組み合わせを最終的な解とした．本研究では断層傾斜の推定や，GNSS速度から算出した歪み速度を用いた解析も行った．無限に長く，鉛直な断層を仮定した場合に推定された境界位置は，東北東一南南西方向で概ね震源分布，地質構造の境界と一致した．推定弾性層厚さは21.6 kmであり，地震発生下限の深さを示すD90は北海道北部で20-30 km，モホ面の深さはおよそ30 kmである．このモデルにおける厚さの推定精度はほかのパラメータに比べると低いが，地震学的な不連続面の深さと同程度の値であることから，境界位置や速度の推定精度を保証していると考えられる．推定された収束速度は16.5 mm/yrであり，この値は測地学的データを用いたプレート間相対速度を推定したいくつかの先行研究と一致する．本研究では測地学，地震学，地質学データ，3つの独立したデータにより推定された境界位置が概ね一致することから，この地域に何らかの境界が存在する可能性を支持する結果となった．

© The Seismological Society of Japan

Post-seismic crustal deformation on the Aso caldera associated with the 2016 Kumamoto earthquake based on PALSAR-2 time-series analysis

*Yuji Himematsu[1], Taku Ozawa[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

2016年熊本地震はおよそ45 kmにわたって布田川・日奈久断層が破壊され、最大2m超の地殻変動を伴った．干渉合成開口レーダ (InSAR) などの観測により，布田川断層の破壊領域の北東端は阿蘇カルデラ内にまで到達したことが報告されている．地震に伴い阿蘇中岳を含むカルデラ中央部では40 cm程度の沈降が観測された．九州全体が南北方向の引張応力場下にあることから，阿蘇中岳を含むカルデラ中央部の沈降を断層運動で説明するためには断層の傾斜が南東である必要がある．これは阿蘇カルデラの南西に位置する布田川断層の傾斜方向（北西傾斜）とは一致しない．一方，阿蘇火山は2014年の小規模噴火以降，火山活動が活発な状態が継続している．2016年10月には36年ぶりの爆発的噴火が発生し，2019年5月にも小規模噴火が発生した．2016年以降の阿蘇火山における純粋な火山性地殻変動を抽出・評価するためには，観測結果に重畳している地震後地殻変動との分離が不可欠である．本研究の目的は①地震時・地震後地殻変動の検出と数値計算による再現を通して阿蘇カルデラの変形様式を明らかにし，②2016年以降の阿蘇火山における火山性地殻変動の抽出することにある．本発表では衛星SARが明らかにする熊本地震後の阿蘇カルデラにおける地殻変動の描像と，その時空間変化について報告する．本研究では2016年熊本地震の地震後地殻変動を検出するためにALOS-2/PALSAR-2が撮像したSARデータに，SAR時系列解析手法であるStacking法とSmall Baseline Subset (SBAS) 法を適用する．いずれの手法も対流圏伝搬遅延による影響を軽減し，微小な地殻変動の抽出を実現する．PALSAR-2はSAR画像の撮像に植生の影響を受けにくいL-bandのマイクロ波 (波長23.6 cm) を用いており、植生に富んだ日本の火山における地殻変動観測には優れている．標高依存成分は国土地理院提供の10mメッシュ数値標高モデル (DEM) を用いて補正した．

予備解析として熊本地震後から2018年前半までの期間において，異なる軌道 (Ascending, Descending軌道) の2つの観測パスから撮像されたSARデータ (Path 20, 23, 130, 131) に対してStacking法を適用した．各観測軌道における衛星視線方向の累積変位量に2.5次元解析を適用することにより，独立した2組の準上下・準東西方向の変位量を推定した．準東西変位においては地震時に阿蘇カルデラ北西部に存在が示唆された南東傾斜の断層上端位置に沿って変位の不連続が検出された．阿蘇中岳を含む阿蘇カルデラの中心からカルデラ東側の領域で8 cm程度の西向き変位を示した．一方，変位の不連続の北西側では顕著な準東西変位は検出されなかった．ここは本震に伴う側方流動により，およそ北向きに1m以上の地殻変動が生じていた領域である．阿蘇中岳からカルデラ南西部にかけて，準東西成分が西向きから東向きになだらかに変化していたことも確認した．準上下変位においてはカルデラ北西部から中岳にかけて10 cm程度の沈降が観測された．一方，地震時に検出された変位の不連続の位置において，明瞭な変位の不連続は検出されなかった．沈降領域が北西－南東方向にのびる空間分布は地震時に観測された沈降範囲とおおむね一致し，上述の側方流動が生じていた領域でも沈降が観測された．カルデラ南西部では5 cm程度の隆起が観測され，これは阿蘇カルデラ外の布田川断層北側・出ノ口断層南側にかけて連続的に分布している．地震時に観測された地殻変動の描像とはやや異なる．予備解析ではStacking法を適用したため，位相変化の足し合わせに用いた最初と最後の干渉画像に含まれる対流圏伝搬遅延成分が残っている．ここでは各干渉画像に対して対流圏伝搬遅延量を補正していなかった．しかし独立した2組の準上下・準東西変位場はおおむね同じ空間パターンと同程度の変位量を示しており，ある程度信頼できるといえる．様々な干渉画像を用いて各画像撮像期間における変位速度を最小二乗的に推定するSBAS法との結果を比較することにより，検出した地震後地殻変動の確からしさを検証する．また熊本地震と阿蘇火山の火山活動の関係を議論する上で，カルデラ内の断層が中岳 (草千里ヶ浜) 直下の浅部マグマ供給源に到達しているか否かで，断層運動が浅部マグマ供給源に及ぼす影響は大きく異なると言われている．地震時・地

© The Seismological Society of Japan

震後地殻変動の描像の比較を通して，カルデラ内の断層形状についても議論する．

© The Seismological Society of Japan

GNSS observation at southern Kyushu active shear zone and numerical modeling

*Tsuyoshi Watanabe[1], Koichi Asamori[1]

1. JAEA, Tono Geoscience Center

近年のGNSS速度場を用いたひずみ速度の解析から、南九州には10^{-7}/yrを上回るせん断ひずみ速度の大きな領域（以下、南九州せん断帯という）の存在が明らかにされている。同領域は、北緯32度付近を幅約50 kmにわた渡り九州を東西に横切るように分布している。また、同領域では1997年に鹿児島県北西部地震（M6.5、M6.3）、1994年に鹿児島県北部地震（M5.7）、1968年にえびの地震（M6.1）などのM5～6クラスの内陸地震が発生しているが（宮町ほか, 1998）、これらに対応する明瞭な活断層の分布が認められていないことなどから、これらの地震は活断層や地質学的な断層として知られてはいないものの、被害地震を引き起こす断層が地下に存在することを示唆（村田, 1999）しているのかもしれない未成熟な未知の断層の運動によるとの可能性も指摘されている（村田, 1999）。本研究では、このような地形的に活断層の存在が不明瞭な領域での地殻変動を明らかにするため、南九州せん断帯を南北に横断するように10ヶ所のGNSS観測点を設置し、2016年2月より地殻変動観測を開始した。2016年4月～2018年11月に得られた変位速度を用いて、鉛直横ずれ断層モデル（Savage and Burford, 1973）に従って、断層の固着域の深さ・すべり速度などを推定したところ固着域最深部が15～16 km、深部のすべり速度が12～14 mm/yrで左横ずれの運動が生じていることを明らかにした（渡部ほか, 2019）。

続いて、このような深部すべりが地殻浅部の変形にどのような影響を及ぼすかについて考察した。既往研究では、地下深部の横ずれの断層運動によりその直上の地殻内部には花弁状のすべり面（フラワー構造）が発達し、地表に雁行状のリーデルせん断帯が形成される（Naylor et al., 1986）ことが知られている。そこで、本研究では、南九州せん断帯の形成過程について、"リーデルせん断帯の形成" という観点から有限差分法を用いた三次元の数値シミュレーションを行った。モデルについて、媒質は、モール・クーロンの破壊基準に従う弾塑性帯（物性パラメータは、図1-A内に記載）を仮定し、縦方向100 km、横方向400 km、深さ方向15 kmの領域を設定した。そして、深さ15 kmの底面にGNSS観測より得られた7 mm/yrの左横ずれの相対運動を与えた。また、相対運動と直交する境界面にはローラー条件を課した（図1-A）。その結果、既往研究より得られていた深部から立ち上る花弁状の構造や地表の雁行状のリーデルせん断の形成が確認できた。定性的ではあるが、この結果を1997年鹿児島県北西部地震の余震分布（Miyamachi et al., 1999）と比較すると、東西方向の2本の平行に並ぶ余震分布はリーデルせん断に対応し、南北方向の断面に見られる深部から浅部にかけて広がる余震分布は花弁状の構造に対応しているようにも見える（図1-B）。ただし、地表では活断層は分布していない（村田, 1999）。この結果は、物性パラメータや地下の不均質構造、摩擦や水の影響に関する検討は今後必要ながらも、地形的に活断層の存在が不明瞭な地域における未成熟な断層の形成・成長を考える上で本研究のアプローチが有効な手法となり得る可能性を示している。

本発表は、経済産業省資源エネルギー庁委託事業「平成29年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業（地質環境長期安定性評価確証技術開発）」及び「平成30年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業（地質環境長期安定性評価技術高度化開発）」の成果の一部である。

参考文献

宮町ほか (1998): 北海道大学地球物理学研究報告, vol.61, pp.85-97.
村田 (1999): 構造地質, vol.43, pp.93-97.
Savage and Burford (1973): Journal of Geophysical Research, vol.78, pp.832-845.
渡部ほか (2019): 日本地球惑星科学連合2019年大会, SSS16-P22.

© The Seismological Society of Japan

Naylor et al. (1986): Journal of Structural Geology, vol.8, pp.737-752.
Miyamachi et al. (1999): Earth Planets Space, vol.51, pp.233-246.

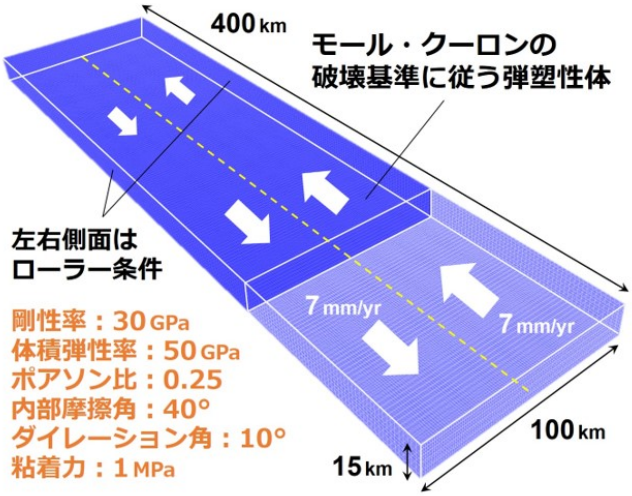


図1-A）モデルの設定概要

図1-A) モデルの設定概要
モデル領域の底面に左横ずれの変位速度を与えてシミュレーションを行った。

図1-B) せん断ひずみ速度分布
複数存在したせん断ひずみ速度の大きな線状の領域が、時間の経過とともに、一本の直線に集約してゆく様子が再現され、ある断面においては、せん断ひずみ速度の大きな領域が深部から浅部に向かって花弁状に広がる様子を見ることができる。

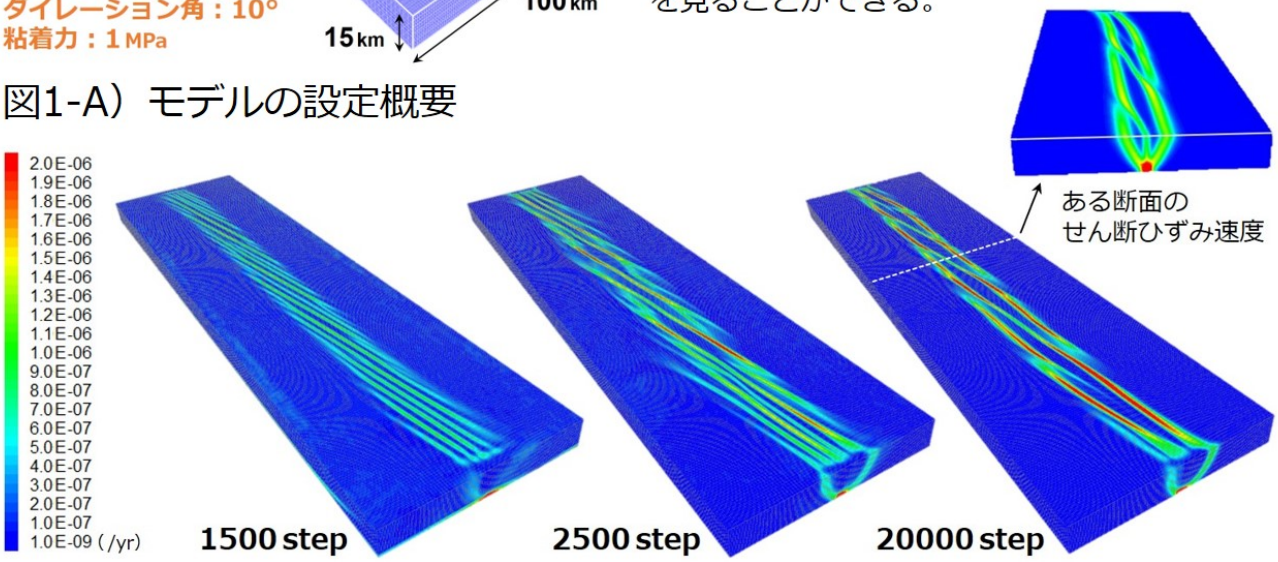


図1-B）せん断ひずみ速度分布（シミュレーション結果）

© The Seismological Society of Japan

EnKF estimation of viscoelastic deformation and viscosity structure - Numerical experiments

*Makiko Ohtani[1]

1. GSJ, AIST

巨大地震発生後、地殻・マントル内では生じた応力変化によって粘弾性変形が起こり、余効変動の一部として地殻変動が観測される。巨大地震発生域の周辺の断層では、地震時すべりだけでなく、深部の粘弾性変形による応力の載荷を長期間受ける。例えば西南日本では過去の南海・東南海地震の前後で内陸地震活動度の変化が指摘されており(Hori & Oike 1999)、これには深部の粘弾性変形が重要な役割を果たしていることがモデル研究から示唆されている(Shikakura et al., 2014)。地震後の粘弾性変形を見積もることは、将来どこで地震が起こりやすいかを評価する上で重要である。

巨大地震発生後の粘弾性変形の時間発展を求めるには、地下の粘性構造を知る必要がある。地殻変動のデータから地下の物性・物理量を求める手法として、近年、データと背景の物理モデルの両方に依拠した解を得るデータ同化手法が使われ始めている。錦織(2018)では、逐次データ同化手法の一つであるアンサンブルカルマンフィルター(EnKF)を用いて、SSE発生域のすべり及びその摩擦特性を推定する手法を開発し、豊後水道で繰り返し発生するSSEを想定した数値実験によってその有効性を示した。EnKFでは物理モデルに従って時間発展する未知の変数・パラメタの組(アンサンブル)によって予報のばらつきを表現する。データが得られる毎に、適切な重み付けによりモデルの修正を行いより尤もらしい解を得る。本研究では地震後の地殻変動にEnKFを適用し、地下の粘性・巨大地震後の非弾性歪みの時間発展を推定する手法の開発を行った。

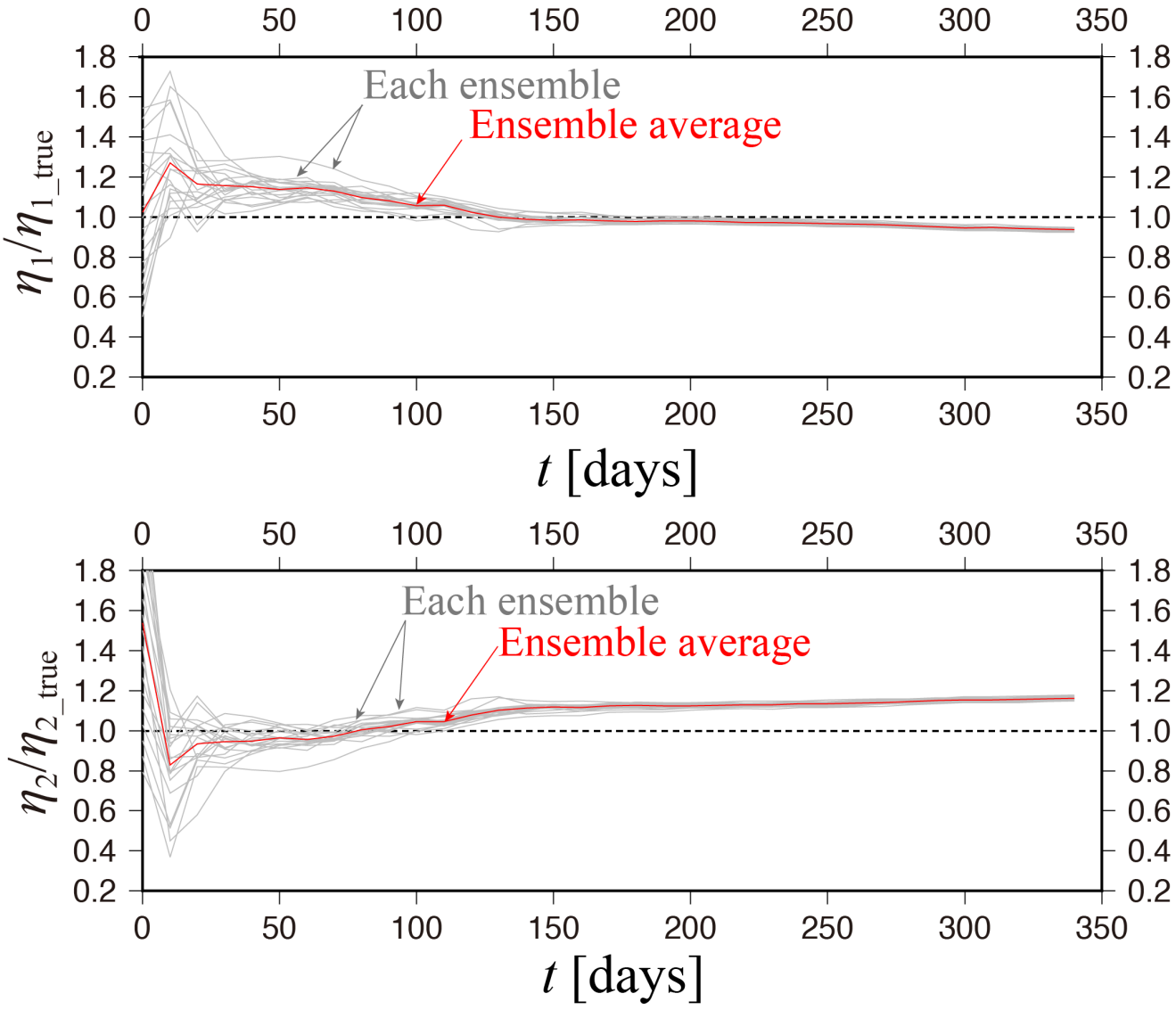
粘弾性変形の時間発展を計算する手法として、等価体積力法(Barbot and Fialko, 2010; Lambert et al., 2016)を用いた。等価体積力法では領域を立方体セルに分割し、各セルの非弾性歪みを等価な体積力に置き換え、弾性体中の歪み–応力関係を示すグリーン関数を用いて粘弾性歪みを考慮した応力場を計算する。ある時刻の粘弾性歪み・応力の時間微分が、その時刻の変数の値で表されるため、EnKFの適用に適している。時間発展の計算では粘弾性媒質の離散セル数N_{visco}に対して計算量がO(N_{visco}^2)であり、またEnKFでは各アンサンブルに対してそれぞれ時間発展を計算する必要があるため計算負荷が高い。そこで密行列圧縮手法であるH行列法(Hackbush, 1999)を適用し計算量の削減を行った(大谷・平原, 2017)。本研究では、以下に示す単純なモデルを設定し、模擬データを用いてたEnKF推定の数値実験を行ったので、これについて紹介する。

走行・傾斜方向に10 km ×10 km・傾斜角30度の長方形の断層を考える。断層の走行方向にx_1,水平面でこれと直交する方向にx_2, 深さ方向にx_3軸をとり、断層をx_1= 0 –10 km, x_3= 0 –5 kmの位置に置いた。媒質としてx_3 < 20 kmを弾性体、$x_3 \geqq$ 20 kmをMaxwell粘弾性体とする。粘弾性体のうちx_1 < 5 kmを粘性 $\eta_1 = 1.0 \times 10^{18}$ Pa・s (= η_{1_true}), $x_1 \geqq$ 5 kmを粘性 $\eta_2 = 0.7 \times 10^{18}$ Pa・s (= η_{2_true})とした。時刻t = 0で断層に傾斜方向に1 mのすべりを与え、その後t > 0で断層面上のすべりをゼロとする。このとき地表に5 km間隔で120点模擬観測点をおき$t \geqq$ 0の変位の時間発展を計算し、これに適当なノイズを加えて模擬データとした。

この模擬データ対して、t = 0時点での粘弾性体の非弾性歪み・応力は既知であるとして、粘性 η_1, η_2を0.5 × 10^{18}– 1.1 ×10^{18} Pa･sの間でばらつかせた初期アンサンブルを20個用意し、EnKFで逐次に模擬データとモデルとの同化を行った。図に η_1/η_{1_true}, η_2/η_{2_true}の変化を示す。t ～ 150日で各アンサンブルの η_1, η_2はおよそ収束し、 η_2は真値 η_{2_true}からは少しずれてはいるものの、これらは真値の近くの値に収束する。今後、粘弾性構造や観測ノイズ、初期アンサンブルの取り方が解の推定にどのように影響するかを調べていきたい。

謝辞: 弾性体中の歪み一応力のグリーン関数を計算するプログラムをBarbot氏に提供していただきました。記して感謝いたします。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Estimation on fault slip distributions through viscoelastic inversion using Reversible-jump MCMC

*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，断層すべりの平滑化条件を課した最小二乗法が行われ，その平滑化度合いを調整するハイパーパラメータをABICなどの基準により決定することが一般的である [e.g., Yabuki & Matsu’ura, 1992]．しかし，地震時すべり分布と地震後すべり分布を同時に推定する粘弾性インバージョン [Tomita et al., 2018] では，すべり量のパラメータ数が求めたい時間窓の数に比例して増大するうえ，ハイパーパラメータを平滑化条件のみならず観測データの重みにも与える必要があり，その数も時間窓の数だけ増大するために，グリッドサーチ的にハイパーパラメータを最適化する従来の手法では計算コストが極めて高くなってしまう．また，すべり量が物理的にありえない値を取ることを避けるため，解の非負拘束を課した最小二乗法もしばしば行われるが，非負拘束を課した場合にはABICが解析的に正しく計算できないことに加え [Fukuda & Johnson, 2008]，計算コストが通常の最小二乗法に比べて劇的に増大する場合がある．

本研究では，多時間窓の粘弾性インバージョンでも効率的に解を得るため， Reversible-jump MCMC（Rj-MCMC [Green, 1995]）の適用を試みる． MCMCは，ハイパーパラメータも通常のパラメータと同様に自動的に探索可能な手法であり，ハイパーパラメータを探索するか否かで計算コストは大きく変わらない．一方で，通常のパラメータ数自体が増大しすぎると（例えば，断層すべりのインバージョンで小断層の数が数百個を超えるような場合）探索に長時間を要してしまう．そこで本研究では，未知パラメータの数も同時に探索することで，最小限の未知パラメータ数で計算可能なRj-MCMCによる解析が有用かどうかを検討する．

本研究では，Bodin & Sambridge [2009]と同様にVoronoi cellを用いた空間分割を行い，彼らの定式化に沿って解析を行なった．Rj-MCMCの空間分割により，平滑化のハイパーパラメータは不要となるため，各観測期間での観測データの重み支配するハイパーパラメータのみを各cellでのすべり量と同時に推定した．Rj-MCMCでは，空間分割が局所解に陥ることを避けるため，最適化手法であるSimulated Annealing (SA) [e.g., Andrieu et al. 2000] や，複数の連鎖によるParallel Tempering (PT) [e.g., Dettmer et al., 2014] を採用することが多い．今回は，SAによるRj-MCMCを短い連鎖（3×10^4）で実行することで最適化を試みた．その際，入力データとしてBootstrap法による複数のレプリカを用いることで，より局所解の影響の少ないPTの結果に近く，かつ容易に誤差評価が可能になるようにした． １つのレプリカごとに連鎖の終わりの2000個をサンプルし，50個のBootstrapレプリカを用意することで，最終的なサンプル数は1×10^5となった．

複数の断層すべりパッチからなる地震時すべり分布と地震後すべり（余効すべり）分布を仮定してSyntheticデータを作成し，Rj-MCMCによる粘弾性インバージョンですべり分布が再現できるかを検討した．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の断層面を仮定し，20 km×20 kmの小断層を配置した．Syntheticデータ，およびGreen関数の計算には，Fukahata et al. [2005; 2006]による二層粘弾性構造を仮定した計算プログラムを用いた．計算する時間窓は，地震時１つと地震後３つの計４つであり，地震後の時間窓は全て１年間分を仮定した．観測点配置は，粘弾性インバージョンの効力の検証も兼ねて，地震時では沈み込み帯における陸域のみとし，地震後には海域の観測点を追加した状況を仮定した．地震時の断層すべりで２成分，地震後の断層すべりでdip方向のみの1成分を未知パラメータとして推定すると同時に，これらの合計５成分についてそれぞれ断層面の空間分割を行なった．結果として，Rj-MCMCによる粘弾性インバージョンにより，概ね仮定した断層すべりの特徴を再現することに成功した．空間分割によって，元々1875個あった未知パラメータが50個程度に縮約された．ただし，この空間分割数は，仮定したすべりパッチの配置によって変わることは留意する必要がある．

© The Seismological Society of Japan

次に，2011年東北沖地震時の変位データにRj-MCMCによるインバージョン手法を適用した．実データに対して粘弾性インバージョンを行うためには，詳細な粘弾性構造に基づく粘弾性Green関数が必要となるため，今回は地震時変位のみを用いて地震時すべり分布の推定を行なった．結果として，地震時すべり分布は25個程度の未知パラメータで表現された．得られたすべり分布は同様の観測データを用いて求められた既存の研究結果[e.g., Iinuma et al., 2012] と似たような特徴を示し，宮城県沖の海溝近傍で50 m程度の地震時すべりを示した．

今後，断層すべり分布を推定し，誤差評価を行う上でのレプリカ数の設定や各レプリカでの連鎖数，あるいはPTの適用の必要性などを検討していく必要があるものの，上記のSyntheticテストや実観測データの適用結果から，粘弾性インバージョンを行う上でRj-MCMCの活用は有用であると言える．

© The Seismological Society of Japan

The effect of rheology and geometry on postseismic deformation

*Hiroyuki Hoshino[1], Shin'ichi Miyazaki[1], Makiko Ohtani[2], Kazuro Hirahara[3]

1. Kyoto University Graduate School, 2. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 3. Kagawa University

2011年東北地方太平洋沖地震について、その余効変動に関する研究が数多く報告されてきた。これまで、震源域近傍の海底域に設置された観測点データ等をもとに、地震直後の余効変動メカニズムにおける粘弾性緩和の寄与に関する議論が行われてきた。例えば、Sun et al.(2014)では、スラブの沈み込み構造等の現実に則したジオメトリー構造のもと、線形Burgers粘弾性体を用いてモデル化を行い、粘弾性緩和による余効変動への寄与の大きさを示した。また、Agata et al.(2019)では、非線形のBurgers粘弾性体を用いることで、余効変動場についての再現を行った。このように、より現実に即した複雑なモデルを用いることで、２０１１年東北地方太平洋沖地震の余効変動についての詳細な検討がなされてきたが、地殻内のレオロジーについてのはっきりとした知見は現状得られておらず、余効変動のモデル化を行うには、どのようなレオロジーやジオメトリー構造が適当であるかについての検討が必要である。また一方、Yamagiwa et al.(2015)では、弾性-Maxwell粘弾性の二層構造という単純なモデルに近似することで、余効変動データを用いた地震時すべり及びアフタースリップの同時インバージョンを行った。このような近似したモデルを導入する場合には、各パラメータが余効変動の変位場にどのような影響を及ぼすかについての研究が必要であると考えられる。

Barbot and Fialko (2010)は、応力擾乱によって生じる非弾性変形の時間発展を計算する理論を構築した。この理論のもと、地震の発生に伴う各種の余効変動（粘弾性緩和、アフタースリップ、及び、間隙弾性反発）の時系列変化を統一的に計算することが可能である。本研究では、Barbot and Fialko (2010)の理論に基づき、地震の発生に伴う余効変動を計算する数値計算プログラムを作成した。このプログラムにより、粘弾性緩和については、線形粘弾性体及び非線形粘弾性体を用いた計算を行うことが可能となった。

本発表では、これまでに作成したプログラムを用いて、様々なレオロジーやジオメトリー構造を用いて粘弾性緩和による余効変動の時系列変化を計算し、それぞれのパラメータが変位場に対してどのような影響を与えるかについて整理する。

また、現在、この作成したプログラムを用い、２０１１年東北地方太平洋沖地震をモデル化することを目標に研究を行っている。東北地方のような広域にわたる地表面変位をモデル化するにあたり、コンピュータのメモリ使用料の低減化が課題となる。本研究においてはH行列の導入を検討し、これを採用したプログラムの作成を今後行う予定である。２０１１年東北地方太平洋沖地震に伴う余効変動について、線形粘弾性体及び非線形粘弾性体を導入し、変位モデルを作成しその結果について検討を行いたいと考えている。

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 16th) | General session：S05. Geothermal Science

Mon. Sep 16, 2019 5:15 PM - 6:45 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 8:15 AM - 9:45 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S05P

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S05P-01] Seismic study using optical fiber and surface seismometers in the Medipolis geothermal field located in southern Kyushu

*Junzo Kasahara[1,2], Yoko Hasada[3,2], Haruyasu Kuzume[2], Yoshihiro Fujise[4], Hitoshi Mikada[5], Keigo Yamamoto[5] (1. Shizuoka University, 2. ENAA (Engineering Advancement Association of Japan), 3. Daiwa Exploration and Consulting Co. Ltd., 4. WELMA Co. Ltd., 5. Kyoto University)

Seismic study using optical fiber and surface seismometers in the Medipolis geothermal field located in southern Kyushu

*Junzo Kasahara[1,2], Yoko Hasada[3,2], Haruyasu Kuzume[2], Yoshihiro Fujise[4], Hitoshi Mikada[5], Keigo Yamamoto[5]

1. Shizuoka University, 2. ENAA (Engineering Advancement Association of Japan), 3. Daiwa Exploration and Consulting Co. Ltd., 4. WELMA Co. Ltd., 5. Kyoto University

Introduction

Supercritical water is drawing the attention of members of the global geothermal community as an important future renewable energy source for the world. The New Energy and Industrial Technology Development Organization (NEDO) is promoting supercritical geothermal exploration as an important future energy source. There have been several efforts to use the fiber-optic distributed acoustic sensor (DAS). The DAS method is sensing strain or strain rate caused by seismic waves and the sensing spacing is a few meters (e.g., Hartog, 2017). We evaluated the usefulness of DAS technology on land and concluded that it is comparable to using geophones (Kasahara *et al.*, 2018). In order to study supercritical water reservoirs, we carried out a simulation using full-waveform inversion（FWI）(Kasahara *et al.*, 2019). It was found that physical properties such as Vp, Vs, and density in the reservoir were well retrieved.

Field study

To evaluate our approach in a real geothermal field, we carried out a field study in the Medipolis geothermal field in Kyushu, Japan in fall, 2018. The fiber-optic cable was deployed down to a 977 m depth in the IK-4 borehole. We conducted the distributed temperature sensor (DTS) temperature and DAS seismic measurements in the borehole using the same fiber-optic cable. We also installed 20 sets of seismometers along the 2 km long EW line at approximately 100 m spacing.

Results

The maximum temperature in the IK-4 borehole was measured as 264 ˚C at 914 m. The DAS data were obtained continuously at every 1 m for 4.5 days. We observed seven natural earthquakes between M = 0.8 and M = 5.2. by the DAS mode. The P first arrivals of the M5.2 earthquake was observed at a hole depth of 977 m to 0 m for every 1 m location. Although the temperature at the 914 m depth was 264 ˚C, any evident seismic attenuation was not observed. In some earthquake records, some surface seismometers showed large amplitudes on horizontal components at 0.8 seconds after the P first arrivals in the vertical component. Using the DAS waveforms, we estimated the apparent P interval-velocity surrounding the borehole. The apparent P interval-velocities for northern and southern incident earthquakes show 4.5-3.0 km/s and 3.0 km/s, respectively. Considering the well deviation, the P interval-velocity was estimated to be approximately 3.0 km/s between 800–977 m.

Discussion and conclusions

Although the temperature at a 914 m depth was as high as 264 ˚C, no significant attenuation of P arrivals was observed. It seems no effects by the high-temperature zone. The reason for these measurements might be explained by the wavelengths of natural earthquakes being longer than the thickness of the

© The Seismological Society of Japan

high-temperature zone. We evaluated well deviation and it can explaine the differnece of apparnt P interval-velocity between norther and souther incidents. The P interval-velocity in the borehole shows approximately 3.0 km/s between 800 m and 977 m.

We observed seven natural earthquakes, but we did not see reflected phases from the deep reflectors. Surface geophones suggest the presence of P-to-S converted waves. The conversion can be explained by the presence of low S velocity layer below the Medipolis geothermal field.

Although further studies are needed, the DAS system could supply a very dense vertical seismic array, and with the DAS seismic system and the FWI method, we could image the deep-seated supercritical geothermal reservoirs if they exist.

Acknowledgements
This study is supported by NEDO. Medipolis Energy Co. kindly allowed the use of their IK-4 geothermal well for this study.

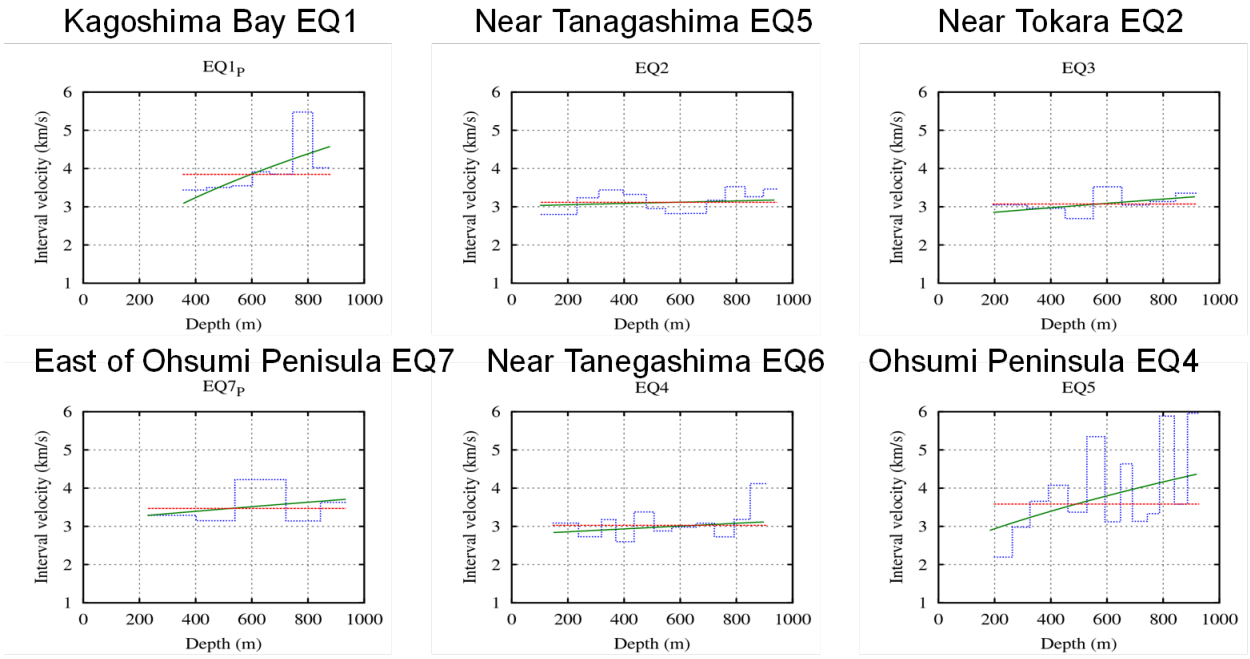


Figure : Results of apparent interval Vp profile for six earthquakes. The vertical and the horizontal axes of each figure are apparent interval Vp in km/s and depth in meter, respectively. Green line: Vp obtained by the first arrivals fitted by smooth curves, Red line: mean Vp from the bottom to the shallowest depth. Blue line: Vp obtained by the picking of arrival times. EQ1 and EQ4 came from the north and EQ2, EQ5, and EQ6 came from the south.

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 16th) | General session：S09. Statistical seismology and underlying physical processes

Mon. Sep 16, 2019 5:15 PM - 6:45 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 8:15 AM - 9:45 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S09P

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-01] Detection and relocation of shallow very low-frequency earthquakes along the Nankai Trough based on cross-correlation analysis

*Shunsuke Takemura[1], Youichi Asano[2], Takanori Matsuzawa[2], Akemi Noda[2], Tatsuya Kubota[2], Katsuhiko Shiomi[2] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-02] Comprehensive detection of very low frequency earthquakes in southwest Japan

*Satoru Baba[1], Shunsuke Takemura[1], Kazushige Obara[1] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-03] Application of a tremor detection method to the OBS data in Suruga bay

*Takahito Nishimiya[1], Akio Kobayashi[1], Koji Tamaribuchi[1], Hisatoshi Baba[2] (1. Meteorological Research Institute, 2. Tokai University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-04] Distribution of shallow very low frequency earthquakes influenced by a subducting-ridge

*Akiko Toh[1], Wan-Jou Chen[2], Wu-Cheng Chi[2], Doug Dreger[3], Satoshi Ide[1] (1. Univ. of Tokyo, 2. Academia Sinica, 3. UC Berkeley)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-05] Trial detection of tremor in eastern Aichi in 1980s using analog seismograms of the Kanto-Tokai observation network

*Takanori Matsuzawa[1], Tetsuya Takeda[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-06] Earthquake activity following very low-frequency earthquakes in the central Ryukyu Trench

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-07] Spatial distribution of the variation in characteristic amplitudes of deep low frequency tremors accompanied by L-SSEs.

*Keita Nakamoto[1], Yoshihiro Hiramatsu[1], Takanori Matsuzawa[2] (1. Univ. of Kanazawa, 2. NIED)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-08] Spatio-temporal characteristics of deep low-frequency earthquakes beneath Zao volcano

*Takuma Ikegaya[1], Mare Yamamoto[1] (1. Tohoku University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-09] **Numerical modeling of characteristic waveforms of deep low-frequency earthquakes in volcanic areas: effect of wave resonance**

*Taichi Haruyama[1], Masahiro Kosuga[1], Takuto Maeda[1] (1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-10] Realtime monitoring of seismicity anomaly around Japan using the ETAS model

*Tomoaki Nishikawa[1], Takuya Nishimura[1] (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-11] Small repeating earthquake activities in the inland areas of the Japanese Islands

*Toshihiro Igarashi[1] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-12] Characteristics of similar earthquakes in the northern part of the Nansei Islands determined by ocean bottom seismometer data

*Yukihiro Nakatani[1], Hiroshi Yakiwara[1], Shuichiro Hirano[1], Reiji Kobayashi[1], Hiroki Miyamachi[1], Shigeru Nakao[1], Kazunari Uchida[2], Takeshi Matsushima[2], Hiroshi Shimizu[2], Yusuke Yamashita[3], Kazuo Nakahigashi[4], Tomoaki Yamada[5], Hideji Abe[6], Masanao Shinohara[6] (1. Kagoshima Univ., 2. Kyushu Univ., 3. DPRI, Kyoto Univ., 4. Tokyo Univ. of Marine Sci. & Tech., 5. ERI, UTokyo (now at JMA), 6. ERI, UTokyo)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-13] Estimation of a plate boundary derived from seismic observations on sea bottom and land in and around northern part of Nansei Syoto islands (6)

*Hiroshi Yakiwara[1], Yukihiro Nakatani[1], Shuichiro Hirano[1], Reiji Kobayashi[1], Hiroki Miyamachi[1], Shigeru Nakao[1], Yusuke Yamashita[2], Kazunari Uchida[4], Takeshi Matsushima[4], Hiroshi Shimizu[4], Kazuo Nakahigashi[5], Kodo Umakoshi[3], Hideji Abe[6], Satoshi Ikezawa[6], Yoshihito Suwa[7], Tomoaki Yamada[7], Masanao Shinohara[6] (1. Kagoshima Univ., 2. DPRI, Kyoto Univ., 3. Nagasaki Univ., 4. Kyushu Univ., 5. Tokyo Univ. of Marine Sci. & Tech., 6. ERI, Univ. of Tokyo, 7. ERI, Univ. of Tokyo (now at JMA))

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-14] **Role of pore fluid pressure in aftershock occurrence of the 2016 Kumamoto earthquake**

*Kodai Nakagomi[1], Toshiko Terakawa[1], Satoshi Matsumoto[2], Takahiro Ohkura[3], Kazutoshi Imanishi[4], Masayuki Yoshimi[4], Takahiko Uchide[4], Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake[5] (1. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University, 3. Aso Volcanological Laboratory, Institute for Geothermal Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University, 4. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 5. Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-15] The seismic activity at 13 km or more depth range around the hypocentral area of the 2016 Kumamoto earthquake sequence

*Ayaho Mitsuoka[1], Satoshi Matsumoto[2], Azusa Shito[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 Sciences, Kyushu University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-16] 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)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-17] Inelastic deformation in the lower crust and seismic activity of the Kyushu, Japan

*Yuhei Yuasa[1], Satoshi Matsumoto[2], Shigeru Nakao[3], Takeshi Matsushima[2], Takahiro Ohkura[4] (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 Earth and Environmental Sciences, Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University, 4. Aso Volcanological Laboratory, Institute for Geothermal Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-18] Waveform twins of equal time difference in seismic ambient noise

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-19] Evaluation of automatic hypocenter determination (PF method) using dense ocean bottom seismographs

*Koji Tamaribuchi[1], Yuriko Iwasaki[2], Kazuhiro Iwakiri[2], Hiroshi Ueno[2] (1. Meteorological Research Institute, 2. Japan Meteorological Agency)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-20] Temporal change in near-source seismic velocity in an earthquake region due to the pore pressure change after the 2011 Tohoku-oki earthquake

*Keisuke Yoshida Yoshida[1], Akira Hasegawa[1], Yohei Yukutake[2], Toru Matsuzawa[1] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University, 2. Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-21] Temporal changes in the scattered wave packets associated with earthquake swarm activity beneath the Moriyoshi volcano

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-22] Observation of Microearthquake around Tokuyama Dam (3rd Report)

*Takayuki SANO[1], Mamoru TSUKAMOTO[1], Hideki SODA[2], Takashi MITSUZUKA[3], Fumiaki KANTOH[3], Hiroshi KATAO[4] (1. Japan Water Agency, 2. Japan Institute of Country-ology and Engineering, 3. Chishitsu Keisoku Co., Ltd., 4. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-23] Uncertainty quantification via large-scale 4DVar data assimilation for frictional inhomogeneity in a slow-slipping fault

*Shin-ichi Ito[1,2], Masayuki Kano[3], Hiromichi Nagao[1,2] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Graduate School of Information Science and Technology, The University of Tokyo, 3. Graduate school of Science, Tohoku University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-24] High-accuracy mechanism and non-double couple component detection in the focal area of the 2000 Western Tottori earthquake(M7.3)

*Yuto Hayashida[1], Satoshi Matsumoto[2], Yoshihisa Iio[3], Shin'ichi Sakai[4], Aitaro Kato[4], Group for "0.1 Manten" hyper dense seismic observation (1. Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyushu University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, 3. Disater Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-25] Stress tensor inversion in the focal area of the 2016 M_w7.8 Kaikoura earthquake, New Zealand (2)

*Miu Matsuno[1], Tomomi Okada[1], Satoshi Matsumoto[2], Yuta Kawamura[2], Yoshihisa Iio[3], Tadashi Sato[1], Stephen C Bannister[4], John Ristau[4], Martha K Savage[5], Jarg Pettinga[6], Richard H 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 Canterbury, Christchurch, New Zealand, 7. University of Otago, Dunedin, New Zealand)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-26] Spatiotemporal characteristics of aftershock activity of the 2011 M9 Tohoku earthquake

*MEITONG DUAN[1], Takuji Yamda[1] (1. Ibaraki University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-27] **Spatio-temporal clustering of successive earthquakes in Japan: analyses of JMA catalogue**

*Thystere Matondo Bantidi[1], Takeshi Nishimura[1] (1. Tohoku University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-28] Estimating seismic moment of inland earthquakes using the Hi-net and the F-net record

*Tomotake UENO[1], Tatsuhiko SAITO[1], Akemi NODA[1] (1. NIED)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-29] Aftershock areas of inland earthquakes in Japan

*Sachiko Tanaka[1], Tatsuhiko Saito[1], Akemi Noda[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S09P-30] Spatial-temporal and seismogram characteristics of foreshock and aftershock activities for tsunami earthquakes

*Yifeng Liu[1], Yoshihiro Ito[2], Kazuaki Ohta[2], Satoshi Katakami[1] (1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institude, Kyoto University)

Detection and relocation of shallow very low-frequency earthquakes along the Nankai Trough based on cross-correlation analysis

*Shunsuke Takemura[1], Youichi Asano[2], Takanori Matsuzawa[2], Akemi Noda[2], Tatsuya Kubota[2], Katsuhiko Shiomi[2]

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

1. はじめに　南海トラフの巨大地震の発生領域の浅部で発生する浅部超低周波地震のメカニズム解や発生位置の空間的な広がりは，プレート境界浅部の応力蓄積および摩擦特性を知る上で重要な手がかりとなる（例えば，Saffer and Wallace, 2015; Obara and Kato, 2016）．Takemura et al. (2019)により，室戸岬沖から紀伊半島南東沖にかけての領域の浅部超低周波地震のCMTカタログ（以下，単にCMTカタログ）が整備されたが，CMT解析は水平方向に0.1°毎のグリッドサーチ法を基にしているため，詳細な活動パターンの議論は難しい．そこで，CMTカタログに含まれている浅部超低周波地震をテンプレートとして利用し，Asano et al. (2015)による相互相関解析を用いて浅部超低周波地震の検知と相対震央位置の推定を行い，詳細な活動パターンの解明を試みた．

2. 手法　Takemura et al. (2019)によるCMTカタログから，各震源グリッドで観測波形とのVariance Reductionが最大かつ65 %以上のCMT解の計算波形をテンプレートとして用いた．周期20-50秒のF-net速度波形とテンプレート波形との相互関数関数を計算後，Asano et al. (2015)に従って3.8 km/sで相互相関関数のback projectionを行った．0.025°毎に設定した震源グリッドに対して1秒ごとにback projectionを実施し，相関係数が0.45以上の時に浅部超低周波地震として検知した．相関係数のしきい値については試行錯誤的に決めた．重複検知を避けるため，震央距離差100 km以内で検知時刻の差が60秒に満たないものは同一のイベントと見なした．

3. 結果　試験的な解析として，2015年9月に紀伊水道沖，2016年4月に紀伊半島南東沖で発生した浅部超低周波地震について，相互相関解析を行った．CMTカタログには2015年と2016年でそれぞれ9個と14個の浅部超低周波地震が含まれていたが，相互相関解析によって23個および50個とおおよそ倍以上の数の浅部超低周波地震を検出できた．Nakano et al. (2018)によりDONETで推定された浅部超低周波地震カタログと比較をすると，Mw 3.4以上の浅部超低周波地震の震央位置および積算個数の時間変化と良い一致を示している．

手法とCMTカタログに関する参考文献

Asano et al. (2015), https://doi.org/10.1002/2014GL062165
Takemura et al. (2019), https://doi.org/10.1029/2019GL082448

謝辞　防災科学技術研究所F-netの観測波形記録（https://doi.org/10.17598/NIED.0005）を利用しました．Nakano et al. (2018)のカタログは，スロー地震データベース（Kano et al., 2018; http://www-solid.eps.s.u-tokyo.ac.jp/~sloweq/）よりダウンロードしました．テンプレート波形の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．この研究は，JSPS科研費17K14382および19H04626による助成を受けました．

© The Seismological Society of Japan

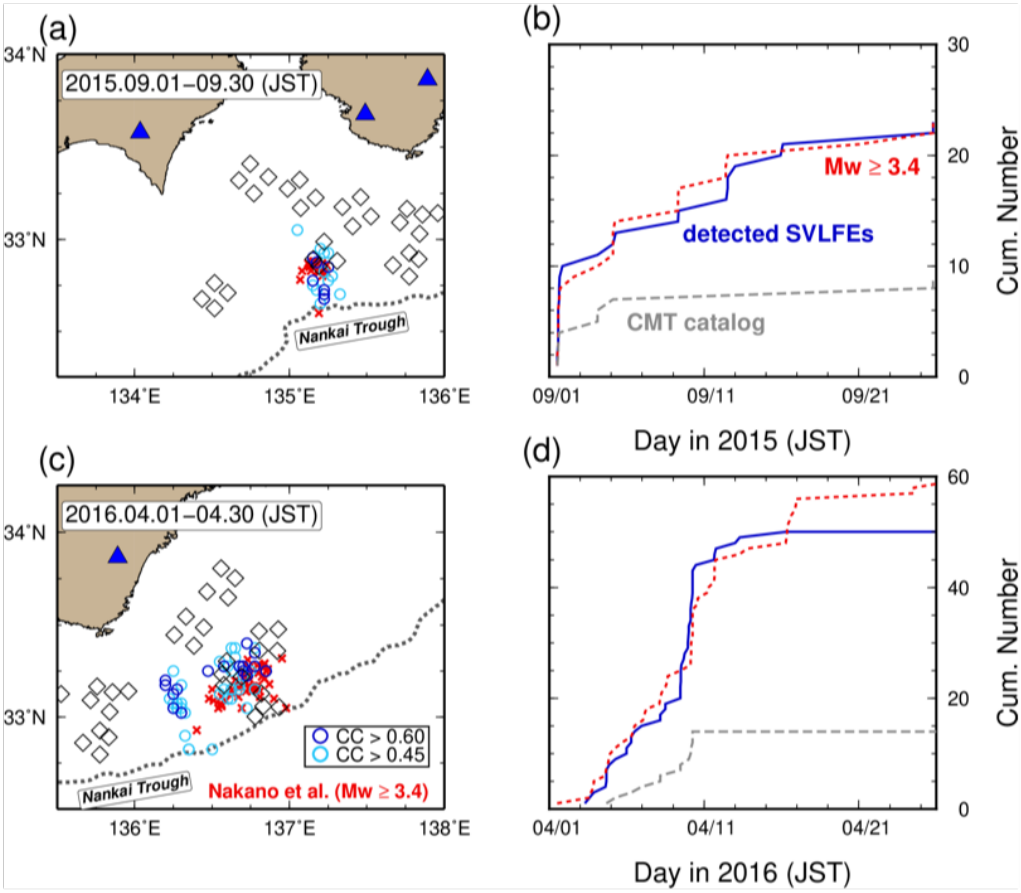


図1．2015年9月に紀伊水道沖，2016年4月に紀伊半島南東沖で発生した浅部超低周波地震へ相互相関解析を適応した結果．相互相関解析で検知された浅部超低周波地震を青色の○と青線で示す．Nakano et al. (2018)のカタログから，2016年4月に発生した浅部超低周波地震のうちMw 3.4以上のものを赤色のXと線で示す．CMTカタログにより得らた積算個数は灰色線で示す．青色の三角形はF-netの観測点位置，ひし形はDONETの観測点位置を示す．

© The Seismological Society of Japan

Comprehensive detection of very low frequency earthquakes in southwest Japan

*Satoru Baba[1], Shunsuke Takemura[1], Kazushige Obara[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

超低周波地震（VLFE）は、沈み込み帯の巨大地震発生域の周辺で発生するスロー地震の一種であり、0.02－0.05 Hzの周波数帯で特に強く観測される。西南日本のVLFEには、フィリピン海プレートの巨大地震発生域よりも深部延長で発生する深部VLFEと、巨大地震発生域よりも浅部延長で発生する浅部VLFEが存在する。深部VLFEは、微動や短期的スロースリップイベントと同じ領域で発生し、かつ類似のメカニズム解を示すことがわかっている（e. g., Ito et al., 2007）。浅部VLFEは、Asano et al. (2008)によるセンブランス解析によって全国的に検出が行われている。それらの中の室戸岬・紀伊半島沖で発生する浅部VLFEは、詳細な震央位置とメカニズム解の推定が行われており、沈み込むフィリピン海プレートのプレート境界におけるすべり欠損速度や間隙流体の分布と、浅部VLFEの空間分布との関連性が指摘されている（Takemura et al., 2019）。しかし研究の進展の一方で、西南日本の深部VLFEと浅部VLFEを統一的な手法によって網羅的に検出した研究例はない。本研究では、西南日本におけるプレート間のすべり分布を明らかにするために、マッチドフィルター法を用いて、南海トラフ沿いの西南日本の沈み込み帯全域におけるVLFEの網羅的検出を行なった。

本研究では、2003年1月から2018年7月までのF-netの連続波形データに、0.02－0.05 Hzのバンドパスフィルターを適用したものを用いた。Koketsu et al. (2012) のフィリピン海プレートのプレート境界に196点の仮想震源グリッドを設定し、プレート境界面の形状およびNuvel-1Aによるフィリピン海プレートの沈み込み方向から計算されたメカニズム解を使って、各仮想震源から近い10点のF-net観測点で理論波形を計算し、テンプレートとした。理論波形はKoketsu et al. (2012) の3次元不均質構造を用いて、3次元差分法（OpenSWPC; Maeda et al., 2017）により計算した。テンプレートと波形データとの相関係数を1秒おきに計算し、相関係数の全成分の平均の解析期間における中央絶対偏差の8倍をしきい値と定め、しきい値を超えた時間にイベントが発生したと判定した。

深部VLFEは、プレート境界面の深さ30－40 kmの範囲に分布し、暫定的な結果として、四国西部で966個、四国東部で294個、紀伊半島で562個、東海地方で253個が検出された。浅部VLFEは、プレート境界面の深さ10 km以浅の範囲に分布し、暫定的な結果として、日向灘で33559個、室戸岬沖で2604個、紀伊半島沖で3311個が検出された。VLFEが検出された領域は、先行研究の結果と整合的であった。四国沖の、プレート境界面の深さ10－25 kmには、VLFEの検出数が極めて少ない領域が存在し、そこはプレート同士が強く固着していると考えられる。

© The Seismological Society of Japan

Application of a tremor detection method to the OBS data in Suruga bay

*Takahito Nishimiya[1], Akio Kobayashi[1], Koji Tamaribuchi[1], Hisatoshi Baba[2]

1. Meteorological Research Institute, 2. Tokai University

2004年9月5日に発生した紀伊半島南東沖の地震（M_J7.4）のあと、気象研究所は、正確な余震分布の調査のため自己浮上式海底地震計（短周期型）（OBS）による観測を実施した。観測結果の解析によれば、余震に加え、多くの低周波微動が発生していた（溜渕 他, 2019, JpGU）。多数の地震と低周波微動が混在している波形から低周波微動を適切に検出することは重要である。

低周波微動の検出については、低周波微動用・通常の地震用・バックグラウンドノイズ用の3種類の周波数帯域のフィルタを観測記録に適用した後それぞれエンベロープを算出し、それらの比の大きさに基づいて微動検出を行うfrequency scanning method (FSM) (Sit et al., 2012, EPSL) や、FSMを短周期型OBS向けに改良したmFSM (Katakami et al., 2017, GRL) がある。これらは単独観測点で検出が行えるという特徴を有する。そこでまず、通常の地震及び低周波微動の検測結果がある前述のOBS観測の記録に対して、これを以下に示す手順で適用を試みた。

(1) OBSの上下動成分の記録を用いる。

(2) Katakami et al.(2017) のmFSMと同様に、ローカルな地震についてはコーダ波が指数関数的に減少するものとして、指数関数と相関のよいエンベロープの範囲を前もって比の値がゼロになるように設定する。

(3) Katakami et al.(2017)と同様に、低周波微動用(2-4Hz)・通常の地震用(10-20Hz)・バックグラウンドノイズ用(0.5-1Hz)のフィルタを観測記録に適用し、エンベロープを求める。

(4) Sit et al.(2012)と同様にエンベロープを5秒窓で平均し、その比を連続値として算出する。算出にあたり、Katakami et al.(2017)を参考に、バックグラウンドノイズ用の周波数帯のエンベロープについては、平均的な値（中央値）よりも小さい場合は平均的な値に置き換えた。

(5) その5秒間ごとの比について観測の全期間に渡って観測点ごとに算出し、その中央値を観測点におけるノイズレベルの代表的な比の値と考え、代表的な値に対する倍率に基づき低周波微動であるかの評価基準とする。具体的には、倍率と地震及び低周波微動の検測結果とを比較して頻度分布を整理(Fig.1a)し、ROC曲線を作成(Fig.1b)して最適と思われる閾値を算出した。

その結果、閾値は、観測点ごとには30～100程度の範囲でばらつきはあるが、全点では60程度となり、通常の地震が一部混じるものの8～9割程度の割合で低周波微動を検出できることがわかった。

一方、気象研究所では、駿河湾中部において東海大学と共同で7年以上に渡り1～4地点程度OBSを設置して観測を行ってきた。そこで上記を参考に閾値を設定し、駿河湾中部直下でM_J4.6の地震が発生した2015年9月8日

© The Seismological Society of Japan

以降の4地点のOBS観測記録に上記方法を適用した。その結果、1週間程度の間でも閾値を超えるケースが複数みられ、波形や地震の発生状況を確認したところ、いずれも低周波微動ではなく、震央距離が200km程度以上離れた遠方の地震もしくはローカルな地震による震動であった(例をFig.2)。

現在、手法の改善や、駿河湾のOBS観測記録へのさらなる適用と閾値を超えた場合の波形の確認を行っており、大会当日は、それら結果について報告する。

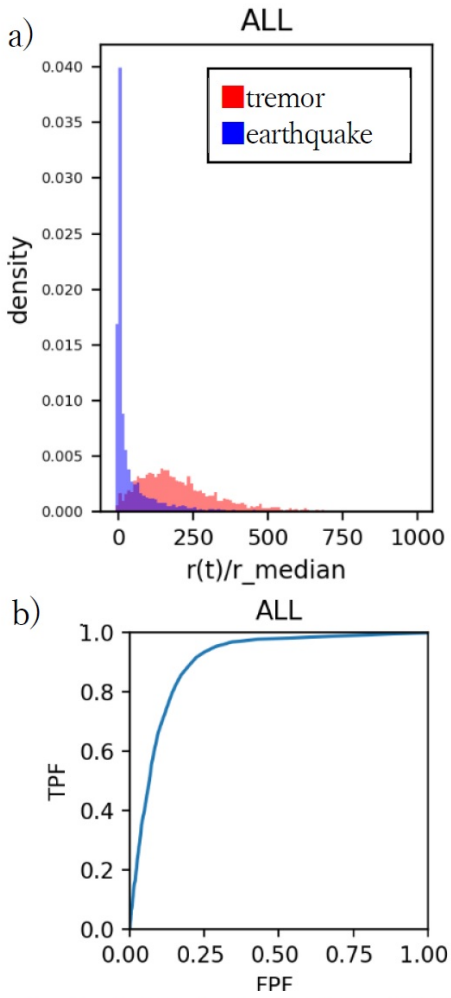


Fig.1　2004 年 9～11 月の紀伊半島南東沖 OBS 解析
a) OBS 観測点全点の観測記録に基づくエンベロープ比の倍率の規格化度数分布
b) a)の ROC 曲線

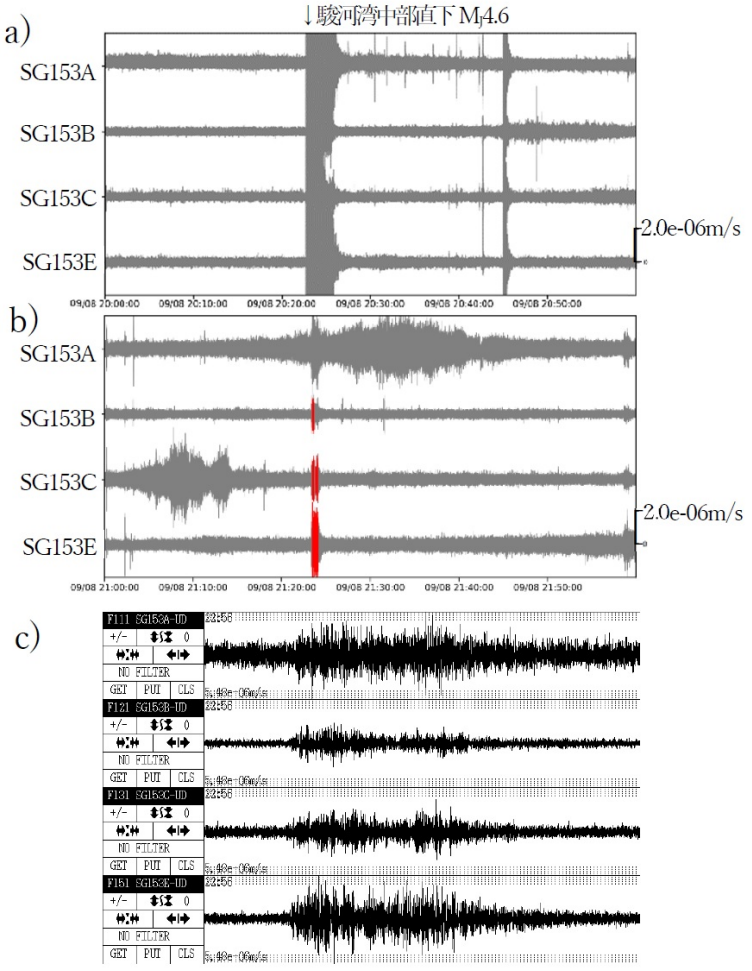


Fig.2　2015 年 9 月 8 日 20～22 時の駿河湾 OBS(SG153A,B,C,E 4 地点)の観測記録
(閾値を超えたと評価された部分を赤で示す)
a) 20～21 時
b) 21～22 時
c) b)のうち赤で示した区間付近の拡大
(銚子付近 Mj3.7 の地震による波形)

© The Seismological Society of Japan

Distribution of shallow very low frequency earthquakes influenced by a subducting-ridge

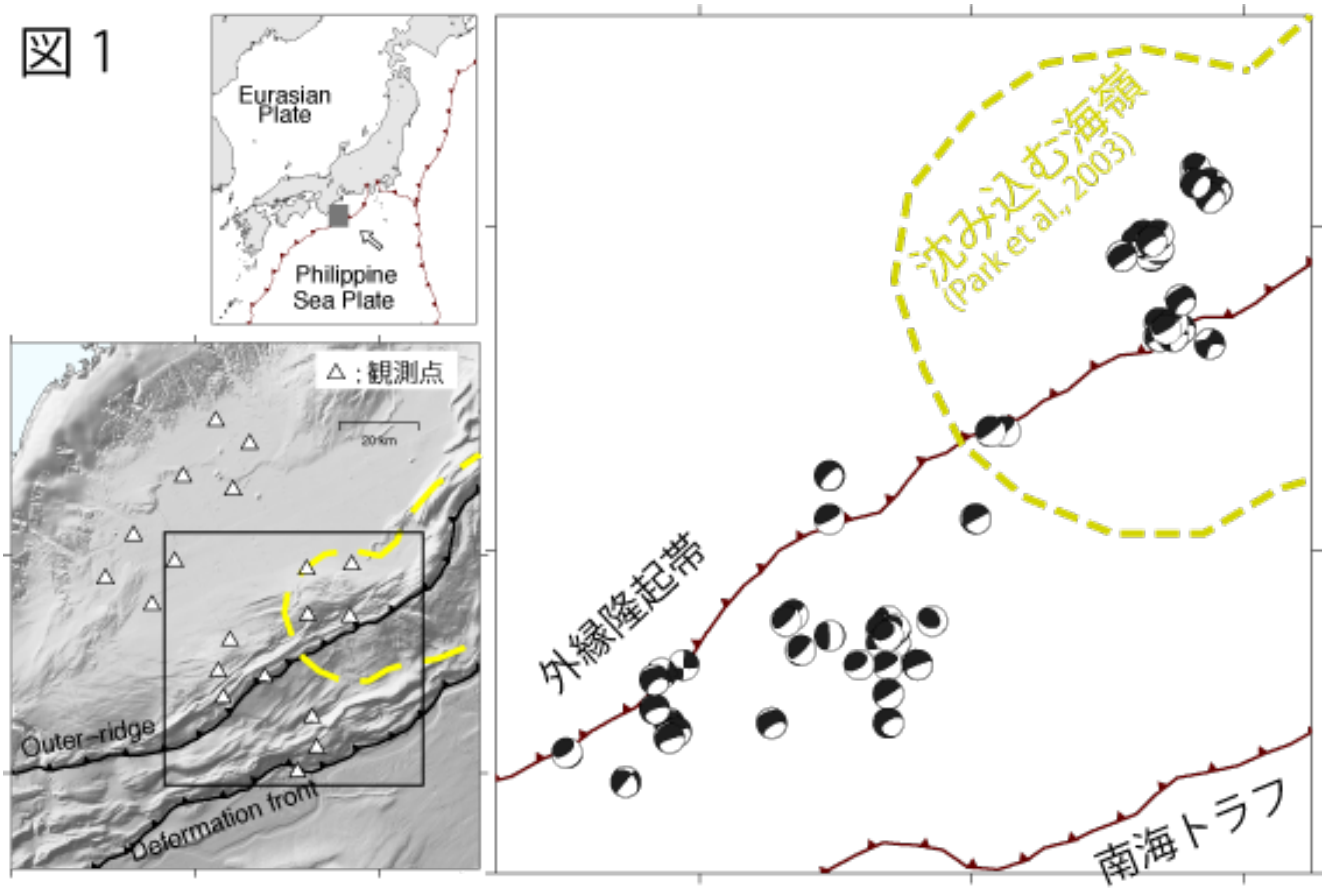
*Akiko Toh[1], Wan-Jou Chen[2], Wu-Cheng Chi[2], Doug Dreger[3], Satoshi Ide[1]

1. Univ. of Tokyo, 2. Academia Sinica, 3. UC Berkeley

はじめに 南海トラフの沈み込み帯で発生する浅部低周波地震(VLFE)は、直上に展開される広帯域海底地震計観測網の近地波形記録の解析結果に基づき、プレート境界断層における低角逆断層型地震として説明されてきた(Sugioka et al., 2012; Nakano et al., 2018)。他方、同海域においてプレート境界より浅い分岐断層におけるVLFE発生の可能性や(To et al., 2015)、南海トラフ東部に沈み込む海嶺のVLFE分布への影響も指摘されている(Toh et al., 2018)。本研究では、これらの指摘を踏まえて、南海トラフ東部における浅部VLFEの震源メカニズム分布の詳細を推定することを目的とした。
データ 南海トラフ東部で2015、2016及び2017年にそれぞれ1–3週間発生したVLFE群発活動のDONET1広帯域地震計記録の三成分を利用した。複数の周波数帯域においてシグナルの有無を確認する明確な基準(To et al., 2015)を適用し、まず947個のVLFEを検出した。6観測点以上でシグナルが観測されたVLFEは355個あった。
手法　観測波形と理論波形のVariance Reduction(VR)を最大化するセントロイドの震源位置と時刻、及びモーメントテンソル5成分を、震源の位置(水平方向0.01˚、深さ方向1km)と時間(1s)に対してグリッドサーチし、モーメントテンソル解については各グリッドで時間領域における波形インバージョン(Dreger, 2003)を実施して求めた。構造モデルは、同海域の2次元構造探査モデル(Nakanishi et al., 2008)を水平方向に平滑化して利用した。Green関数は波数積分法(Herrmann, 2003)により求めた。本研究では時間と空間の両方で点震源を仮定している。VLFEの長い震源時間を考慮するために、それぞれのVLFEに対し三種類のバンドパスフィルタ(16–32s、20–50s、25–80s)を試した。長周期フィルタほどS/N比が低下する。利用可能な観測波形数が一定数以上となるような長周期のフィルタをイベント毎に選択した。
結果と議論　65%以上のVRが得られた50個のVLFEの分布を図1に示す。
1. 海嶺の沈み込みが無い（プレート境界面が滑らかな）南西側では、VLFEは外縁隆起帯の直下からトラフ軸側に分布する。VLFEがプレート境界断層における低角逆断層のメカニズムを持つ地震であるとする既存研究結果(Sugioka et al., 2012; Nakano et al., 2018)と、概ね調和的な結果を得た。但し、最も陸側に位置するもの中にプレート境界よりも~2km浅く震源が推定されるVLFEが紛れている。これらのVLFEと分岐断層の関係については、震源位置の深さ方向の解像度を精査し、今後明らかにしていきたい。
2. 海嶺が沈み込む北東側では、構造探査で示される海嶺(Park et al., 2003)の高まりの直上、及びその陸側にVLFEが分布する。この領域は外縁隆起帯直下とその陸側に相当し、外縁隆起帯のトラフ軸側にVLFEが分布する南西側と対象的である。 また、南西側の外縁隆起帯下のVLFEと比較して、北東側では震源の深さが~2km程浅く、To et al., (2015)の報告と調和的である。但しこれは、分岐断層における発生というよりも、寧ろ北東側において海嶺の沈み込みによりプレート境界そのものが持ち上げられていることに起因するとも考えられる。
3. 沈み込む海嶺のようなプレート境界面の凸構造は、上盤のプレートにfractured networkを形成することが指摘されている (Wang and Bilek, 2011)。また、海嶺の陸側の裾において、剪断応力及び間隙圧は増加する筈である。従って、本研究で得られたDONET1の北東側と南西側におけるVLFE分布の違いは、海嶺の沈み込みによって生じると考えられる応力場の変化により整合的に説明可能である。本研究結果は、過去に津波を発生させてきたこの領域の歪み蓄積解放様式を推定する上でも重要である。

© The Seismological Society of Japan

図 1



© The Seismological Society of Japan

Trial detection of tremor in eastern Aichi in 1980s using analog seismograms of the Kanto-Tokai observation network

*Takanori Matsuzawa[1], Tetsuya Takeda[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

大地震の発生域への応力集中過程を反映して，スロー地震活動の繰り返し挙動が変化する可能性が数値シミュレーション研究から指摘されているが（例えば，Matsuzawa et al., 2010），こうした議論を行うためには，長期にわたるスロー地震カタログが必要となる．南海トラフ沿いでは，深部低周波微動が繰り返し活発化しており，デジタルの連続記録の解析から，その活動状況が現在モニタリングされている．しかし1990年代以前については，デジタル記録として連続波形を保存することが容易でなかったため，アナログ波形記録を活用することが活動状況の把握において重要となる．防災科研は1979年から関東・東海地殻活動観測網の定常処理を開始しており，その後も順次観測点が増加している（Okada et al., 2000）．本観測網はすでに終了しているが，上下動成分の連続地震波形は，ペンレコーダーによるアナログ波形記録として，防災科研内に保管されている．これまで我々は過去記録の利用について予察的な検討を行ってきたが（松澤・武田，2016; Matsuzawa and Takeda, 2017），以下では同観測網の下山観測点の記録を利用し，1980年4月から1987年までの愛知県東部における微動活動検出を試みた結果を紹介する．

活動の検出については，アナログ波形記録の目視により実施した．まず目視による活動把握能力の確認を行うため，既存の微動カタログとの比較を行った．Maeda and Obara (2009)のHi-net地震計記録の波形相関・振幅ハイブリッド法によって推定された微動源位置を，Obara et al. (2010)の方法により１時間毎にクラスタリングした結果について，24時間以内に３つ以上のクラスタリング処理結果が得られている微動活動エピソードを対象として選び出した．この期間のHi-net下山観測点のデジタル波形記録について，ペンレコーダーによる波形記録を模した画像を作成し，検出可能性を確認した．振幅の情報もペンレコーダーと同一とし，一秒および一分のティックマークも出力し，画像解像度を100dpi相当とした画像を用いた．活動が小規模なものについては，遠地の地震波形等との判断が難しいものの，活発な活動については，数Hzに卓越する微動シグナルが数分間以上継続する特徴的な波形が，数日にわたって消長を繰り返すことから，認識することが可能であった．特に夜間についてはノイズレベルも低く，十分明瞭なシグナルとして視認できた．

1984年以降の愛知県東部の短期的スロースリップイベント(SSE)の活動については，歪計記録を用いて検出が行なわれ，結果が報告されている（小林他，2006）．小林他により短期的SSEが検出された期間（1984年8月，1986年12月，1987年5月）についてはこれまでの発表において活動を確認したことを報告しているが，それ以外の期間についても，例えば1980年10～11月，1981年6月，1983年5月，1986年4月などに微動活動とみられる波形が確認された．現在に比べ1980年代の振幅値自体に顕著な差異は認められないが，距離減衰の効果等が考慮されていないため，より詳細な議論のためには，活動域の推定が必要となる．活動の発生間隔の議論についても同様に活動域の情報が重要であり，他観測点の記録も活用し，波形のデジタイズ等を通じた精査を行う必要がある．ただし，波形のデジタイズにおいては，通常の地震と異なり継続時間の長い現象であるため効率的なデジタイズ手法の確立が大きな課題である．ここに示したようにアナログ波形記録は深部低周波微動活動の把握において有用であるが，カタログとしての一様性の観点からは，目視でなく機械的処理等による客観化された方法が必要であり，今後の検討課題である．

© The Seismological Society of Japan

Earthquake activity following very low-frequency earthquakes in the central Ryukyu Trench

*Mamoru Nakamura[1]

1. Faculty of Science, University of the Ryukyus

奄美大島と沖縄島にかけての琉球海溝（南西諸島海溝）の海溝軸付近では、2016年以降、M5以上の地震が頻繁に発生するようになった。最大地震のマグニチュードが5.0以上であった主な地震活動は、2016年5月（最大M5.6）、2018年9月（最大M6.2）、2019年4月（最大M5.6）である。いっぽう、周囲の超低周波地震活動も2016年付近から活動が増加している。この超低周波地震活動の発生時期に海溝軸付近でM5クラスの地震が発生する傾向がある。そこで超低周波地震の活動と海溝軸付近の地震活動の関連を調べた。

超低周波地震カタログとしてNakamura and Sunagawa (2015)のカタログを2019年4月まで延長したものを使用した。地震のカタログは気象庁のものを使用した。期間は2004年1月から2019年4月までである。地震の検知能力を考慮して、気象庁マグニチュード2.5以上の地震を用いた。

解析の結果、地震活動が海溝軸付近で起こり始める約１か月前に周辺域で超低周波地震活動が発生する傾向が2016年以降見られた。2004～2015年にも超低周波地震活動に対応するように見える群発地震活動がみられる（2005年、2009年、および2010年）。しかし、１カ月毎の個数を用いて求めた2004～2015年の超低周波地震活動とM2.5以上の地震活動の相関係数は0.2と低く、あまり関係があるとは言えない。一方、2015～2019年の期間では、群発超低周波地震活動から約1ヶ月後に海溝軸で地震活動が発生し始めた。さらに、この期間の１カ月毎の個数を用いて求めた超低周波地震と地震活動の相関は中程度（0.4）であった。2016年の地震活動では、5月上旬に超低周波地震の群発活動が奄美大島付近で始まり,断続的に沖縄島側に向かって移動した。その約30日後、群発地震が海溝軸近くで始まった。2018年9月の群発地震では, 超低周波地震の群発活動が8月中旬に沖永良部島付近で始まり、その約1か月後に海溝軸付近の群発地震活動が発生した。

海溝軸付近で発生する群発地震は、いずれも沈み込むフィリピン海プレート内で発生する正断層型地震であった。そこで超低周波地震発生時にスロースリップイベント（SSE）がプレート面で発生していると仮定して、SSEによるCoulomb failure stress (delta-CFS)を計算した。その結果、SSEの滑り（100 mmを仮定）が海溝軸近くまで到達した場合、プレート内の正断層運動を加速させるdelta-CFSが正（20～40 kPa）となることがわかった。これらのことは、SSEによるdelta-CFSの変化が沈み込んだプレート内の正断層型地震活動を誘発した可能性があることを示している。

© The Seismological Society of Japan

Spatial distribution of the variation in characteristic amplitudes of deep low frequency tremors accompanied by L-SSEs.

*Keita Nakamoto[1], Yoshihiro Hiramatsu[1], Takanori Matsuzawa[2]

1. Univ. of Kanazawa, 2. NIED

はじめに

西南日本の沈み込み帯の遷移領域では短期的スロースリップ(S-SSE)や長期的スロースリップ(L-SSE), さらには深部低周波微動(微動)といった様々なスロー地震が観測されている[Obara, 2002]. さらにL-SSEの滑り域はS-SSEや微動と比較より浅部に位置しており, 豊後水道及び東海にて発生するL-SSEは微動やS-SSEを誘発している[e.g., Hirose and Obara, 2005].

中本他[地震学会, 2018]ではL-SSEが発生している四国西部と東海領域においてL-SSEの発生している期間の微動の特徴的な振幅の変化について調査した. その結果, 豊後水道L-SSEの滑り域近隣においてはL-SSE期間に特徴的振幅が大きい微動が発生する割合が増加, 東海領域と豊後水道L-SSEの滑り域から少し離れた領域ではL-SSE期間に特徴的振幅の小さいイベントが増加するという結果を得た. 本発表では上記の内容に加えて, クラスタリング処理による微動イベントの分類及び, 矩形断層の一様すべりを仮定したL-SSEのすべりによる周囲の応力変化と微動誘発との関係性についても報告する.

データ・解析手法

解析には防災科研Hi-netの連続地震波形記録を使用した. 特徴的振幅は, 幾何減衰を補正したRMS振幅の振幅と継続時間の関係が指数関数となる[Watanabe et al., 2007]ことを利用したフィッティングを行い, 指数λを算出した後, λの逆数から計算した. クラスタリング処理については, 任意の二つのハイブリッドクラスタリング法により決定された震源(HBC震源)が24時間以内かつ震央距離が10km以内のペアを同じクラスタに入れるという作業を繰り返し行った. 本研究では, 最終的なクラスタに10個以上のHBC震源を含む場合を"Major-episode", 10個より少ない場合を"Minor-episode"とした. 本研究で使用している微動イベントをMajor-episodeに属するかMinor-episodeに属するかを分類することで4つのパターン(L-SSE期間+Major-episode), (L-SSE期間+Minor-episode), (inter-L-SSE期間+Major-episode), (inter-L-SSE期間+Minor-episode)の特徴的振幅の中央値の空間分布を作成した.

結果と考察

四国西部の特徴的振幅の変化のプレート境界の走向方向のコントラストを図１(左)に示す. A領域はΔCA(L-SSE期間の特徴的振幅の中央値 - inter-L-SSE期間の特徴的振幅の中央値) が正を示しているため, L-SSE期間に特徴的振幅の大きいイベントの割合が増加していることを示し, B領域ではΔCAが負を示しているため, L-SSE期間に特徴的振幅の小さいイベントの割合が増加していることを示す. さらに領域はΔCAが0付近でばらついていることから, L-SSEはC領域の微動活動にほとんど影響を与えていないと考えられる.

L-SSE期間のHBC震源の時空間分布から, 孤立したイベント(Minor-episodeに属しているイベント)の発生状況が微動活動の空間変化の成因である可能性が考えられるため, Minor-episodeに属しているイベントに注目し, それらの特徴的振幅の空間分布のL-SSEに伴う変化を調べた. その結果, 四国西部のA領域では, inter-L-SSE期間のMinor-episodeでは特徴的振幅の中央値が小さくなっており(図1中央), L-SSE期間では高くなっていることを確認した(図1右). 一方Major-episodeの特徴的振幅の中央値ではMinor-episodeほどの明瞭な変化は確認されなかった.

Inter-L-SSE期間に孤立的に発生するイベントの特徴的振幅の中央値が小さいことを考えると, A領域では大きい振幅のイベントはMajor-episodeのような大規模なETSの際にしか発生していないと考えられる. しかし, L-SSE期間には孤立的に振幅の大きなイベントが発生している. この振幅の大きなイベントはL-SSEのすべり自体によって誘発され発生している可能性が示唆される. 実際に, Ozawa et al. [2013]ではL-SSEのすべり分布と誘発される微動の震源分布の対比において, L-SSEが微動活動域周辺で大きくすべった時に微動活動が活発化していると報告している. さらにNakata et al. [2017]において, 本研究におけるA領域はL-SSE期間に10-20cm程度のすべりが発生していることを報告している.

© The Seismological Society of Japan

L-SSEがおおよそ一定のすべり速度で発生していると仮定すると, L-SSEの滑り速度はcm/monthのオーダーであり, 非常にゆっくりとしたすべり速度である. つまり, 振幅の大きな微動活動は非常に遅い応力変化速度においても誘発されうると考えられ, 振幅の大きな微動イベントの発生を支配しているパラメーターは応力変化速度ではなく応力変化の絶対値量である可能性が考えられる.

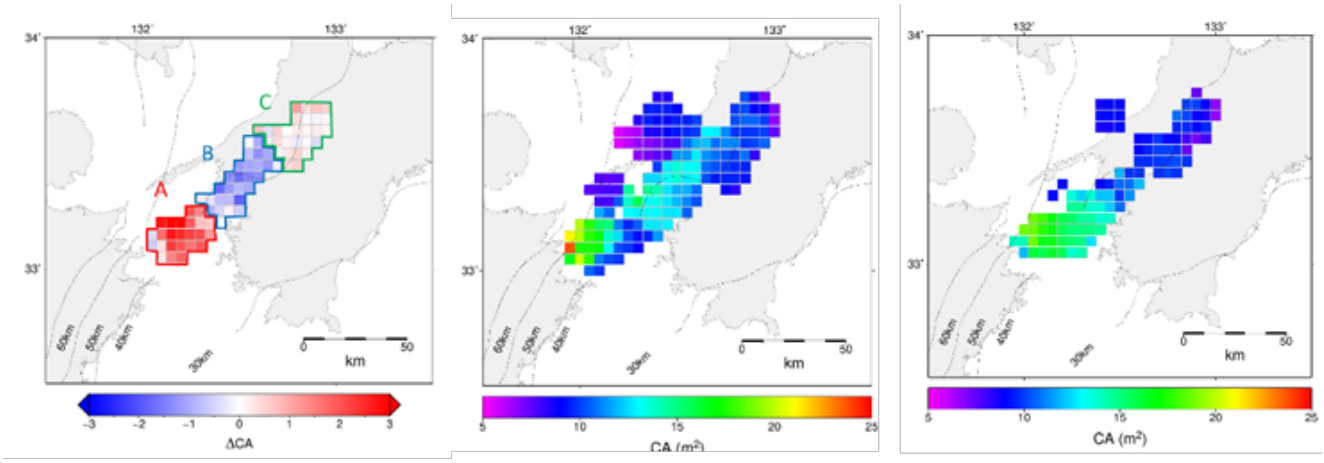


図 1
(左) : ΔCAの空間分布
(中央) : Minor-episodeに含まれるイベントの特徴的振幅(CA)の中央値の空間分布(inter-L-SSE期間)
(右) : Minor-episodeに含まれるイベントの特徴的振幅(CA)の中央値の空間分布(L-SSE期間C

© The Seismological Society of Japan

Spatio-temporal characteristics of deep low-frequency earthquakes beneath Zao volcano

*Takuma Ikegaya[1], Mare Yamamoto[1]

1. Tohoku University

2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw 9.0) の発生により，東北地方では広域にわたり歪・応力の変化が生じ，地殻内部の火山性流体も影響を受けたと考えられる．深部火山性流体の挙動を表すと考えられている深部低周波地震の活動を調べることは，巨大地震後の中長期的な火山活動を考える上で重要である．そこで，本発表では，東北地方太平洋沖地震後に火山活動の活発化が見られる蔵王山について，深部低周波地震活動の時空間的特徴を解析した結果を報告する．

東北地方太平洋沖地震後，蔵王山直下では2012年初頭から深部低周波地震が増加し，2013年には浅部 (深さ約2 km以浅) における火山性地震や長周期地震が発生し始めた．さらに，2015年には浅部の火山性地震活動の活発化により蔵王山で初めて火口周辺警報（噴火警戒レベル2と同等）が発表された．その後，地震活動は数か月間隔で消長を繰り返し，2018年1月に火口周辺警報が再度発表されたものの，全般的には火山活動は静穏になりつつある．このような一連の火山活動活発化の期間における深部低周波地震の活動様式を明らかにするために，Ikegaya and Yamamoto (2019, JpGU) では，相関を用いたイベント検出法であるMatched Filter法を連続波形に対して適用し，気象庁一元化震源カタログの約7倍にあたる数の深部低周波地震の検出に成功した．さらに，2012年と2015年に活動度が活発化した地震と2016年に活発化した地震の波形特性が異なることを明らかにした．そこで本研究では，先行研究で検出した深部低周波地震の分類を行い，蔵王山における深部低周波地震の時空間的な特徴を明らかにすることを目的とする．

解析には，2012年1月～2016年9月における気象庁一元化震源カタログ記載の深部低周波地震146個（テンプレート）とIkegaya and Yamamoto (2019, JpGU) で検出・震源決定された2012年1月～2018年5月に発生した深部低周波地震1056個の計1202イベントを使用した．震源位置や波形の特性が類似したイベントを抽出し，タイプ別のグループを作るためにイベント間の波形相関を用いた分類を行った．分類には，東北大学七ヶ宿，釜房，防災科学技術研究所Hi-net 上山の3観測点3成分における1－8 Hz帯の波形データを使用した．テンプレートについて3観測点3成分の相関の平均値が0.4以上のイベント群でグループを作り，Ikegaya and Yamamoto (2019, JpGU) による検出イベントについては相関が最大となるテンプレートと同じグループに分類した．

相関によるイベント分類の結果，1202イベントのうち939個を7つのグループに分類できた．主要なグループは浅部クラスターで発生するグループA（241個），グループB（222個）と深部クラスターで発生するグループC（295個）である（図1a）．グループA，BはOkada et al. (2015) による地震波トモグラフィーの高Vp/Vs領域の側面及び内部に位置する一方，グループCは高Vp/Vs領域の下部に位置する．これらのグループは，Ikegaya and Yamamoto (2019, JpGU) で波形の特徴をもとにイベント分類を行ったもののうち，低周波成分のみが卓越する波形タイプ（グループA, B）と高周波成分が重畳する波形タイプ（グループC）に概ね一致する．

これらの各グループの活動の推移に着目すると，図1bに示すように，深部低周波地震活動の活発化が始まった2012年には深部におけるグループCの活発化が見られ，震源領域が相対的に浅いグループA, B の活動がやや遅れて増加し始めたことが分かる．その後，火山浅部（深さ約2 km）における地震活動の活発化や深さ約5 kmを変動源とする山体膨張 (Miura et al., 2019, JpGU) が2015年前半に観測された時期にグループCの活動が再活発化し，翌2016年には，グループA,Bの活動が活発化した．このように深部低周波地震の発生領域や活動に火山活動の推移と対応した時空間的変動が認められ，深部マグマの活動と浅部火山活動の相互作用が示唆さ

© The Seismological Society of Japan

れる．また，グループCとグループA，BそれぞれのP波・S波のスペクトル比を推定したところ，前者はダブルカップル成分に富む一方，後者は体積変化成分を含む震源メカニズムであることも明らかとなった．

今後，各グループの深部低周波地震の震源メカニズムをさらに精査することで，蔵王山における深部火山性流体の挙動の時空間変化について明らかにできることが期待される．

© The Seismological Society of Japan

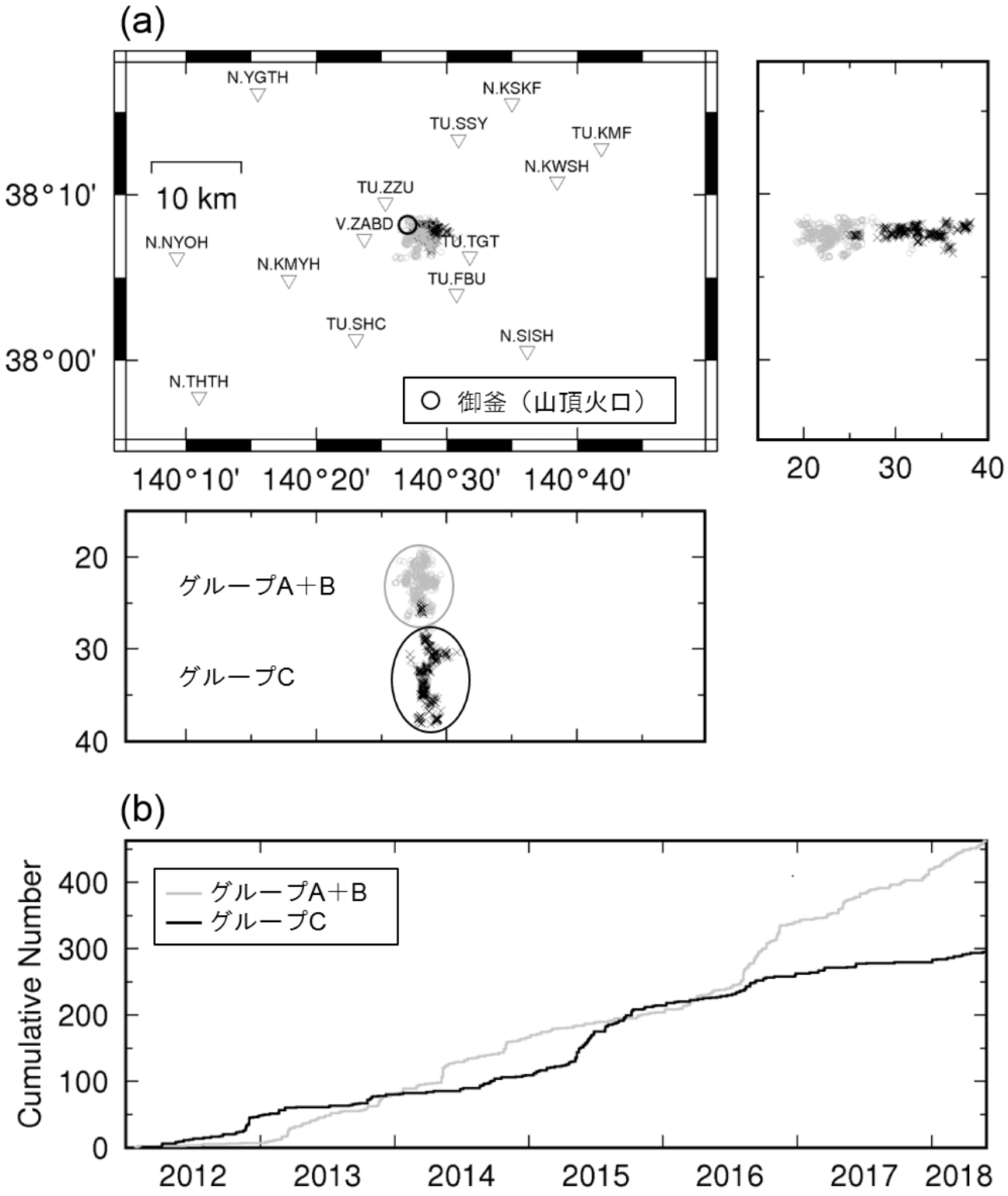


図1. 蔵王山深部低周波地震グループA＋Bとグループ Cの (a) 震源と (b) 累積数時間変化

© The Seismological Society of Japan

Numerical modeling of characteristic waveforms of deep low-frequency earthquakes in volcanic areas: effect of wave resonance

*Taichi Haruyama[1], Masahiro Kosuga[1], Takuto Maeda[1]

1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University

1. はじめに

深部低周波地震は，波形の卓越周波数が地震の規模に比して顕著に低く，脆性-塑性境界よりも深部で発生することから，断層運動とは異なるメカニズムで発生すると考えられている．そのメカニズムの解明を目指す研究が数多く行われてきた．モーメントルテンソル解析は主に初動部分の波形を説明しようとするものであるが，深部低周波地震の振動継続時間が長いことも説明する必要がある．そのような波形の典型的な例である，特定の周波数が卓越して振幅が徐々に大きくなる現象は，共鳴による振動の可能性がある．そこで本研究では，共鳴効果による波動を数値シミュレーションによって検討した．

2. 方法

本研究では，共鳴体として円柱型の地震波低速度領域を置き，その中または外に力源があるモデルを設定した．低速度領域は深さ30km付近に置き，Vp=1.5km/s，Vs=1.0km/sとした．低速度域以外の速度構造モデルはJMA2001を用いた．力源はシングルフォースとし，震源時間関数はKüpper waveletとした．シミュレーションでは，低速度領域の大きさ，震源位置，シングルフォースの向き，震源時間関数を変えて，地表観測点での波形を計算した．計算には3次元波動伝播シミュレーションコードOpenSWPC (Maeda et al., 2017)を用いた．

3. 単独の震源パルスによる波形

シミュレーションでは，震源位置が低速度領域の中にあると継続時間の長い波形が出現した．特に，震源が低速度領域の中心軸の近くに位置し，震源から低速度領域の側面・底面までの距離がS波の波長より短いときに，継続時間がより長く，特定の周波数が卓越する減衰振動が現れた．一方，距離がS波の波長より長いときには，複数の周波数が卓越する減衰振動が現れた．前者は低速度領域内で基本モードが卓越し，後者は高次モードが卓越するためと考えられる．高次モードの卓越周波数は震源時間関数に応じて変化した．また水平方向のシングルフォースを与えた場合，与えた方向と平行および鉛直方向に振動し，鉛直方向のシングルフォースを与えた場合は3成分の振動が現れた．

4. 複数の震源パルスによる波形

単独の震源パルスでは単純な減衰振動となり，紡錘型の波形となる場合があることが説明できない．そこで，それが複数の震源パルスによって説明できるかを検討した．単独の震源パルスで基本モードが卓越する条件で，同じ震源位置に複数の震源パルスを与えた．この場合，前のパルスによる波動が震源位置に戻ってくるタイミングで次の震源パルスが作用したとき，振幅が増幅し，紡錘型の波形を再現することができた．最大振幅の出現時刻は与える震源パルスの個数により変化した．また，振幅が小さく継続時間が短いパルスを最初に与えるとP波部分に高周波の波が現れ，より現実的な観測波形を再現することができた．
したがって，特定の周波数が卓越し継続時間の長い紡錘型波形は，低速度領域内で複数の震源パルスが作用し，基本モードの共鳴が重なり合う特別な場合に出現することが示唆される．多くの場合にはこのような条件が満たされないため，多様な波形が出現すると考えられる．今後は，スペクトルや振動極性についても定量的に観測波形と比較し，発生メカニズムを検討していく必要がある．

謝辞

本研究では東京大学地震研究所のEIC計算機システムを利用しました．

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Realtime monitoring of seismicity anomaly around Japan using the ETAS model

*Tomoaki Nishikawa[1], Takuya Nishimura[1]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

異常な地震活動を検出し、モニタリングすることは地震活動を支配する物理を理解する上で重要である。2011年東北地方太平洋沖地震や2014年チリ・イキケ地震の数週間前には、通常の本震-余震系列とは異なる群発的な地震活動が観測された(Kato et al., 2012; Kato et al., 2016)。このことから、異常地震活動のモニタリングは大地震の予測精度の向上にも役立つことが期待される。そこで、本研究はEpidemic-type aftershock-sequence (ETAS)モデル（Ogata, 1988）を用い、地震活動の異常性をモニタリングするシステムを構築した。また、このシステムを2019年4月から現在(2019年7月)まで継続的に運用することで、地震活動の異常性をリアルタイムでモニタリングした。

ETASモデルは、地震発生レートを定常背景レートと余震の大森・宇津公式の重ね合わせで表現するモデルである。本研究は、ETASモデルから予測される地震発生数と実際に観測された地震発生数を比較することで地震活動の異常性を評価する。本研究では、日本周辺の５つの海溝（日本海溝、千島海溝、南海トラフ、琉球海溝、伊豆海溝）における地震活動を解析の対象とし、これらの海溝を全11個の解析領域に分割した。例えば、日本海溝は茨城沖、宮城沖、三陸沖の３領域に、南海トラフは東海・東南海、南海の２領域に分割した。これらの11領域に加え、2016年熊本地震震源域周辺、2019年山形県沖の地震震源域周辺の2領域も解析した。

まず、各解析領域内で過去（日本海溝では過去1年間、日本海溝以外の海溝では過去3年間、熊本、山形県沖では過去20年間）に発生したM_j3以上の地震を気象庁一元化カタログと最近の地震活動（速報値）から抽出し、ETASモデルの5つのパラメタを推定する。次に各領域内でETASモデルから予測される地震発生数（変換時間）を計算する。最後に実際に観測された地震発生数と予測される地震発生数を比較し、ETASモデルに従わない地震系列を異常な活発化として検出する。具体的な手順は以下の通りである。

1. 活発化か否かの判定の対象となる地震（判定対象地震）を1つ決める。
2. 判定対象地震から20個前までの地震に対して、その地震から判定対象地震発生時刻までの期間内にETASモデルによって実現される地震発生数の確率分布を計算する。
3. その期間内に実際に観測された地震発生数以上の地震発生数がETASモデルによって実現される確率を2の確率分布から計算する。
4. 2と3の計算を判定対象地震から20個前までの地震全てに繰り返す。
5. 計算された20個の確率のうち最も小さいものを判定対象地震に割りあてる。 この確率が0.1%未満であったとき対象地震は異常な活発化であると判定する。 1-5の手順を領域内の全ての地震に繰り返す。

以上の解析の結果、2018年6月の房総沖スロースリップに伴う群発地震活動や、2018年9月、10月の沖縄本島沖の群発地震活動、2019年3月の日向灘のM_j5.4のダブレットなどを顕著な活発化として検出した。また、本システムを2019年4月から現在(2019年7月)まで継続的に運用し、2019年6月に熊本県芦北町でM_j3クラスの群発地震活動をリアルタイムで検出した。これらの結果はWebページ上で公開され、毎日更新されている(https://sites.google.com/site/tomoakinishikawahomepage/home/今日の地震活動)。

また、上記の解析を過去のいくつかの大地震の前震活動に適用し、本システムが前震活動を異常な活発化として検出できるか調べた。その結果、1982年M_j7.0茨城県沖地震、2008年M_j7.0茨城県沖地震、1996年10月M_j6.9日向灘の地震、2016年M_j7.3熊本地震の前震活動を活発化として検出した。一方、2011年東北地方太平洋

© The Seismological Society of Japan

沖地震の3月6日以前の前震活動は活発化の基準（0.1%未満）を満たしはしなかったものの、ETASモデルで実現できる確率が0.15%であり比較的異常な活動であった。今後、本システムを継続的に運用することで、同様の前震活動をリアルタイムで検出できるかもしれない。

© The Seismological Society of Japan

Small repeating earthquake activities in the inland areas of the Japanese Islands

*Toshihiro Igarashi[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

1．はじめに
近年、ほぼ同じ場所で繰り返し発生する相似地震が日本列島やアリューシャン列島、スマトラ島沖など、世界中のプレート境界型地震発生域で多数検出されている。それらの活動は、大地震発生前の前駆的滑り、発生後の余効滑りやプレート沈み込みの揺らぎに応じた時間間隔で発生しており、プレート間固着状態が世界各地で推定できる可能性を示唆している。その一方で、相似地震活動は、内陸の活断層域でも発生していることがいくつか報告されている。そこで本研究では、日本列島の上盤側プレートで発生する相似地震活動の特徴を調べた。また、これらの活動を基に各地域における断層滑り推定の可能性について検討した。

2．相似地震データ
本研究では、気象庁の震源カタログを基に、日本列島全域に展開されているテレメータ地震観測点で観測されたM1.5以上の地震波形記録を用いて継続的に行っている小規模相似地震の検出結果を使用した。滑り量の推定には、プレート境界で使用しているNadeau and Johnson(1998) による関係式と、応力降下量一定を仮定したSomerville et al. (1999)による関係式を使用し、比較検討を行った。

3．結果
日本列島域では、地殻内で発生した大地震の余震活動や群発地震活動の中に相似地震活動を見つけることができた。そのほとんどは、大きめの地震が発生した後に出現し、その余震活動の減衰とともに急激に活動度が減少する、バースト的な活動を示す。本解析では主にM2からM4クラスの小規模相似地震が抽出されている。これらの地震を用いた滑り量の値は、プレート境界で使用している関係式を使用した場合には、応力降下量を一定と仮定した関係式の約10倍の大きさをもつ。そのため、大規模な余効滑りが確認されていない多くの地域では、プレート境界で使用している関係式を使用すると滑り量を過大評価してしまう傾向にあった。
一方で、プレート境界で使用している関係式の使用の是非を更に検討すべきと思われる地域もいくつか存在する。例えば、2011年東北地方太平洋沖地震発生後に地震活動が活発化した茨城県北部地域では、6年弱の間にM6クラスの地震がほぼ同じ場所で発生した。この地域の余震活動中には多数の相似地震が発生しており、その活動は2019年現在も継続している。これらの相似地震から計算される積算滑り量は、プレート境界で使用している関係式を使用した場合、M6クラスの地震の滑り量と同程度と見積もられる。このような地震活動は千葉県銚子市付近でも見られており、相似地震群から推定される滑りの時間変化は、各断層面において大規模な余効滑りが生じていることを示唆している。仮に、応力降下量を一定と仮定した関係式を用いた場合でも、これらの地域における地震発生後1年間の滑り量は3 cmとなる。いずれにしても、これらの地域の地殻活動を把握する際には、上盤側プレート内の変動が無視できないことを示している。地震発生域の非地震性滑りが上部地殻にのみ偏在する場合は、比較的短期間のみ小さく滑る一方、下部地殻の粘弾性変形を伴う場合は、深部の大きな変動に合わせて滑りが長期間継続するのかもしれない。
長期間継続する相似地震活動は、1995年兵庫県南部地震後や2016年熊本地震の前後などでも見られる。今後、これらの活動をより詳細に調べることにより、内陸域で発生する相似地震活動の原因が明らかになることが期待される。

© The Seismological Society of Japan

Characteristics of similar earthquakes in the northern part of the Nansei Islands determined by ocean bottom seismometer data

*Yukihiro Nakatani[1], Hiroshi Yakiwara[1], Shuichiro Hirano[1], Reiji Kobayashi[1], Hiroki Miyamachi[1], Shigeru Nakao[1], Kazunari Uchida[2], Takeshi Matsushima[2], Hiroshi Shimizu[2], Yusuke Yamashita[3], Kazuo Nakahigashi[4], Tomoaki Yamada[5], Hideji Abe[6], Masanao Shinohara[6]

1. Kagoshima Univ., 2. Kyushu Univ., 3. DPRI, Kyoto Univ., 4. Tokyo Univ. of Marine Sci. & Tech., 5. ERI, UTokyo (now at JMA), 6. ERI, UTokyo

南西諸島海溝域では，フィリピン海プレートの沈み込みに伴う定常的な地震活動に加え，低周波微動や短期的スロースリップイベントといったスロー地震活動も確認されている．主に島嶼部で構成される陸上観測網によってそれらの震源を求めると，南西諸島北部域では，地震がクラスター状に発生している場所があるほか，活動空白域となっているような場所も見て取れる．スロー地震に目を向けると，短期的スロースリップイベントや低周波微動は，沈み込むフィリピン海プレートの浅部境界で広く活動していることが，地震・地殻変動観測によってわかってきた．しかしながら，南西諸島北部域におけるすべり現象は，100 km以上離れた，かつ南北に点在する島嶼部からの観測によってのみ拘束されている．そのため，地震およびスロー地震の活動がともに確認されている日本周辺海域の中でもとりわけ，両者の時空間的な対応関係やプレート境界におけるすべり特性の議論が進展していない．
そこで著者らは，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てきた．2014年に開始した本観測は，2015年以降，観測点間隔が約40–60 kmの6台の自己浮上型海底地震計によって，約1年周期で回収・設置を繰り返しながら観測を継続している．尚，2019年8月の回収航海をもって，当該配置による第一次の観測体制は終了する．
本研究では，普通の地震，特に相似地震に着目することで，クラスター状に分布していると見られる活動を，その特徴に応じて分類し，それぞれの活動様式を議論する．微小な相似地震も分類するために，Matched-Filter法を採用し，波形相関により地震を検出した．上述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を使用した．テンプレート波形は，鹿児島大学南西島弧地震火山観測所が作成した地震カタログを参照し，マグニチュード3以上の地震を選択した．Matched-Filter法の適用に先立ち，テンプレート地震の震源精度を向上させるため，海底地震計データからP波・S波の到達時刻を手動検測し，島嶼観測点の既存読取値と統合して震源再決定した．相似地震解析の結果，大別して3つの活動様式に分類された．1つ目のパターンは，ある期間に集中的に発生する地震群，2つ目は繰り返し地震のように，ある程度定期的に発生する地震群，3つ目はランダムなタイミングで発生していると見られる相似地震群である．本発表では，各地震群の空間分布についても示す．
2019年4月からは，喜界島東方海域において観測点間隔20 km（計8台）のより稠密な第二次の海底地震観測を開始した．本発表では当該観測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．加えて，公益財団法人東京海上各務記念財団の地震研究助成を受けました．記して感謝いたします．

© The Seismological Society of Japan

Estimation of a plate boundary derived from seismic observations on sea bottom and land in and around northern part of Nansei Syoto islands (6)

*Hiroshi Yakiwara[1], Yukihiro Nakatani[1], Shuichiro Hirano[1], Reiji Kobayashi[1], Hiroki Miyamachi[1], Shigeru Nakao[1], Yusuke Yamashita[2], Kazunari Uchida[4], Takeshi Matsushima[4], Hiroshi Shimizu[4], Kazuo Nakahigashi[5], Kodo Umakoshi[3], Hideji Abe[6], Satoshi Ikezawa[6], Yoshihito Suwa[7], Tomoaki Yamada[7], Masanao Shinohara[6]

1. Kagoshima Univ., 2. DPRI, Kyoto Univ., 3. Nagasaki Univ., 4. Kyushu Univ., 5. Tokyo Univ. of Marine Sci. & Tech., 6. ERI, Univ. of Tokyo, 7. ERI, Univ. of Tokyo (now at JMA)

南西諸島北部の種子島・屋久島と奄美大島との間は，海溝軸から 200 km以上背弧側に離れた小規模孤立型離島が直線状に位置する．日向灘に隣接するこの領域のプレート境界域テクトニクスに関する理解を進展させるためには，海域及び島嶼域での地震観測により推定したプレート境界面の形状を，島嶼域のGNSS観測データを用いた地殻変動モデリングに取り込み，プレートの固着域・固着率，及びそれらの時間変化の推定する必要がある．著者らは，南西諸島北部域の3観測点において，OBSを繰り返し投入することによる準定常海底地震観測を2014年4月に開始した．LOBSを順次投入し，2015年7月には現行の6観測点による観測網を構築した．この海域地震観測は2019年8月初旬で完了する．

八木原・他（2018，地震学会）は，この時点で取得済であった2015年7月～2018年4月中旬の約2年9か月に得られた海域・島嶼域データの解析結果を報告した．深さ40 km 以浅については，プレート境界域から背弧側にかけて上盤側で広範囲に発生したと推測された深さ10～20 km の地震が多いため，M4.0 以上の地震を対象に震源メカニズム解析を行い，低角逆断層型の地震の分布からプレート境界の深さ分布を推定した．結果として，1枚のnodal plane の走向が海溝軸とほぼ平行な低角逆断層型の解が得られた地震として17個のみが得られた．これらの地震の深さ分布は深さ13～37 kmで，Arai et al. (2017) の測線付近に発生した3個の地震の震源は，いずれも構造断面のプレート境界付近に推定され，深さの誤差の範囲で整合する．

一方，陸域観測網の中長期の微小地震観測データを用いた解析で相似地震活動が検出され，準静的すべり速度が推定された領域（後藤，私信）の背弧側の端は，八木原・他（2018, 地震学会）のプレート境界面の深さ40 km等深線と概ね一致する．さらに海溝軸から背弧側に50 km（プレート境界の20 km等深線よりは前弧側）の範囲では相似地震活動が検出されていない．八木原（2018, 地震学会）で得られた低角逆断層型の地震の深さ範囲を併せて考慮すると，固着域の深さ範囲は概ね15～40 kmと推測される．すなわち，島嶼域GNSSの地殻変動データモデリングの際には，この深さ範囲のプレート境界面形状が重要であることが示唆される．

本発表では，2018年4月16日～2019年8月1日の期間のデータを加えて，最終的にデータが揃った段階での再解析結果を示す．M4.0 以上の地震を対象とした場合，低角逆断層型の地震の数や空間分布が限られる．対象とするマグニチュードのしきいを下げ，さらに初動の押し引き分布が低角逆断層型のメカニズム解と矛盾しない地震も抽出して参考とすることで推定したプレート境界の形状について報告する．

謝辞　OBSの回収と再投入のための航海は，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．また本研究を実施するにあたり，気象庁のデータを使用しました．さらに，東京大学地震研究所共同研究プログラムの援助を受けました．以上の各機関の皆様に謝意を表します．

© The Seismological Society of Japan

Role of pore fluid pressure in aftershock occurrence of the 2016 Kumamoto earthquake

*Kodai Nakagomi[1], Toshiko Terakawa[1], Satoshi Matsumoto[2], Takahiro Ohkura[3], Kazutoshi Imanishi[4], Masayuki Yoshimi[4], Takahiko Uchide[4], Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake[5]

1. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University, 3. Aso Volcanological Laboratory, Institute for Geothermal Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University, 4. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 5. Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake

1．はじめに
余震は古くから知られている現象であるが，その発生メカニズムはよくわかっていない．クーロン破壊関数の変化（Δ*CFF*）は，ある断層面での剪断応力の変化と面に働く有効法線応力の変化を介した断層強度の変化を評価したもので，余震の発生を理解するために広く用いられてきた（e.g., King et al., 1994）．多くの場合，Δ*CFF*は本震によって引き起こされた応力場の変化から見積もられる．しかし，本震による間隙流体圧の上昇は，断層強度を著しく低下させ，余震の発生を引き起こす可能性がある（e.g., Nur & Booker, 1972, Sibson, 2007, Terakawa et al., 2013）．本研究では，2016年4月16日に発生した熊本地震を対象とし，地震メカニズムトモグラフィー法（FMT法，Terakawa et al., 2010）による本震前の間隙流体圧分布の推定と，本震前後の地震活動度の変化の分析を通して，余震の発生における間隙流体圧の役割の理解を目指す．

2．熊本地震発生前の間隙流体圧分布の推定
FMT法は，応力場と地震時の断層運動の関係から，地殻内の間隙流体圧場を三次元的に推定する手法である．本研究では，熊本地震の震源域を含む九州中央部（緯度：130.2˚N～131.6˚N，経度：32.0˚E～33.4˚E，深さ：0㎞～15㎞）を対象とし，FMT法により本震前の間隙流体圧分布を推定誤差と共に求めた．解析には，Matsumoto et al. (2018）による2236個のメカニズム解（1996年1月24日～2016年4月7日）と，防災科研のF-netカタログに掲載されている90個のメカニズム解（1997年1月1日～2016年4月13日）を使用し，重複を防ぐようにデータセット（2248個）を作成した．
これらのデータから，まず，CMTデータインバージョン法により九州地方の広域応力場を推定した（Terakawa & Matsu’ura, 2008; Terakawa et al., in prep.）．次に，この応力場の下でメカニズム解の各節面に働くトラクションの方向から理論的なモーメントテンソル（MT）を計算し，実際のMT（メカニズム解から変換したもの）との内積を計算した．こうして，内積の値が大きい方の節面を真の断層面として選択し，FMT法に適用した．得られた結果から，Asano & Iwata (2016）による震源断層面に相当する場所での間隙流体圧分布を調べた．この結果と本震のすべり分布を比較すると，本震すべりの大きかったところで間隙流体圧が小さくなった．これは，本震断層の強度とすべり量の関係を示しているかもしれない．

3．熊本地震前後での地震活動度の変化の分析
気象庁の震源カタログを用いて，九州中央部における本震前の3年間（期間1：2013年4月13日～2016年4月13日）と本震後の3年間（期間２：2016年4月16日～2019年4月16日）の地震数と，本震前後の地震活動度の変化を調べた．まず，深さ 5，10，15㎞の平面内に5㎞間隔で地震活動の評価点2463個を設定した．次に，各期間で，各評価点を中心とした半径5㎞の球の中に含まれる地震数を求め，期間1の地震数に対する期間2の地震数の比を算出した．この結果，本震後に地震活動度が減少する領域が，震源域を挟んだ南北方向に分布することがわかった．これは，先行研究によるΔ*CFF*（Nishimura, 2018）の結果とも調和的である．しかし，Δ*CFF*が負であるにも関わらず地震活動度が増加した地域が約240地点あり，これらの地域の余震の発生には間隙流体圧の上昇が重要な役割を果たした可能性がある．

© The Seismological Society of Japan

4．余震の発生における間隙流体圧の役割の分析

Δ*CFF*からの予想に反して地震活動度が増加した地域（3節）に対して，本震前後での応力場に対するメカニズム解のタイプの変化を調べた．分析には，2節で使用した本震前のメカニズム解に加え，今西他による熊本地震合同余震観測で得られたメカニズム解495個（2016年4月16日～2019年2月10日）とF-netカタログ(2016年4月16日～2019年2月18日)のメカニズム解208個を使用した．分析の対象となった地域のうち，本震前後の両期間で十分なデータがあったのは，震源域西部の南方の3地点だけであった．これらの地域のメカニズム解と応力場の関係から各地震を駆動した間隙流体圧係数*C*（間隙流体圧の静水圧からのずれを規格化したもの）を計算し，その値を本震前後で比較した．このうち2地点で，*C*の値は0.59から0.93，0.42から1.1へと大きく増加した．この結果は，間隙流体圧の上昇がこの地域の余震の発生を促した可能性を支持する．

© The Seismological Society of Japan

The seismic activity at 13 km or more depth range around the hypocentral area of the 2016 Kumamoto earthquake sequence

*Ayaho Mitsuoka[1], Satoshi Matsumoto[2], Azusa Shito[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 Sciences, Kyushu University

2016年熊本地震は、布田川・日奈久断層帯で右横ずれ、正断層型の応力場において発生した。最大前震(Mj 6.5)、本震(Mj 7.3)発生後も広範囲で非常に活発な地震活動が観測された。Shito et al. [2017]の3次元速度構造をもとに、震源再決定を行うと、最大前震・本震発生後の余震は何枚か面状の分布を示しており、これらの震源分布から断層面形状を決定した[Mitsuoka et al., 2019]。

この余震活動の中でも布田川・日奈久断層の接合部付近、13 km以深で発生した地震活動は非常に特徴的である(図1)。これらは日奈久断層の走向に沿うように帯状に分布しており、2016年熊本地震以前に観測された震源分布では見られない活動である。この深部で発生する地震活動は2019年現在まで、局所的ではあるが継続している。またこの活動が継続している領域の震源分布を詳細に見ると、震源は3つの南から北にかけて深くなる帯状の分布をしていると考えられる。これらの地震の発震機構解を決定すると、横ずれ断層型あるいは正断層型地震の地震であることがわかった。正断層地震は、15 km以浅に多く、15 km 以深だと布田川断層側で起こっている。日奈久断層側は右横ずれ地震が多く発生している。

この特徴的な震源分布は、13 km以浅の震源分布には見られず、また、地震前にも見られないことから、最大前震・本震発生による影響があることが予想される。13 km以深で発生したそれぞれの地震の震源位置で岡田モデル[Okada, 1992]を用いて最大前震と本震による応力変化を計算すると、差応力が数10MPa～100MPa程度の非常に大きい応力変化が働いたことがわかった。しかし、応力変化テンソルと地震断層面との関係を調べると、応力変化のみによって地震断層面に働く剪断応力方向とは逆向きに地震すべりが生じている地震が多くあることがわかった。2016年熊本地震以前の絶対偏差応力場は、Mitsuoka et al. [2019]によると、正断層応力場と右横ずれ応力場が不安定に混在する領域であり、それらの差応力は数10 MPa～100 MPa程度であることが推定されている。この地震前の応力場と応力変化の和である応力状態が各地震断層に働いていると考えることができるので、その和の応力テンソルが各地震断層に及ぼす剪断応力の計算を行った。各地震のすべり方向は、約75%が剪断応力方向にすべっており、全地震の90%程度が数MPa～数10 MPaの大きさの剪断応力が働いて地震が発生したことがわかった。断層モデルは、再決定された震源分布から得られた断層面にAsano and Iwata [2016]のすべり分布モデルを投影したモデルを採用した。

また、発震機構解からは観測極性が理論極性と一致しない非ダブルカップル成分を含むメカニズムがいくつかあることがわかった。Hayashida et al. [2019]によるとこれらの地震はダブルカップル成分に加え、断層クラックの開口によって非ダブルカップル成分を持つことが示されており、本研究の対象領域内の地震活動もこのような発生機構を持つ可能性がある。また、この帯状の分布は低比抵抗帯[Aizawa et al., 2019]に沿うように分布しており、低比抵抗帯の存在との関係があることが考えられる。

これらの結果より流体の関与の可能性もあることから、地震断層に働く応力状態を含め、この深部地震活動の発生について議論を行う。

© The Seismological Society of Japan

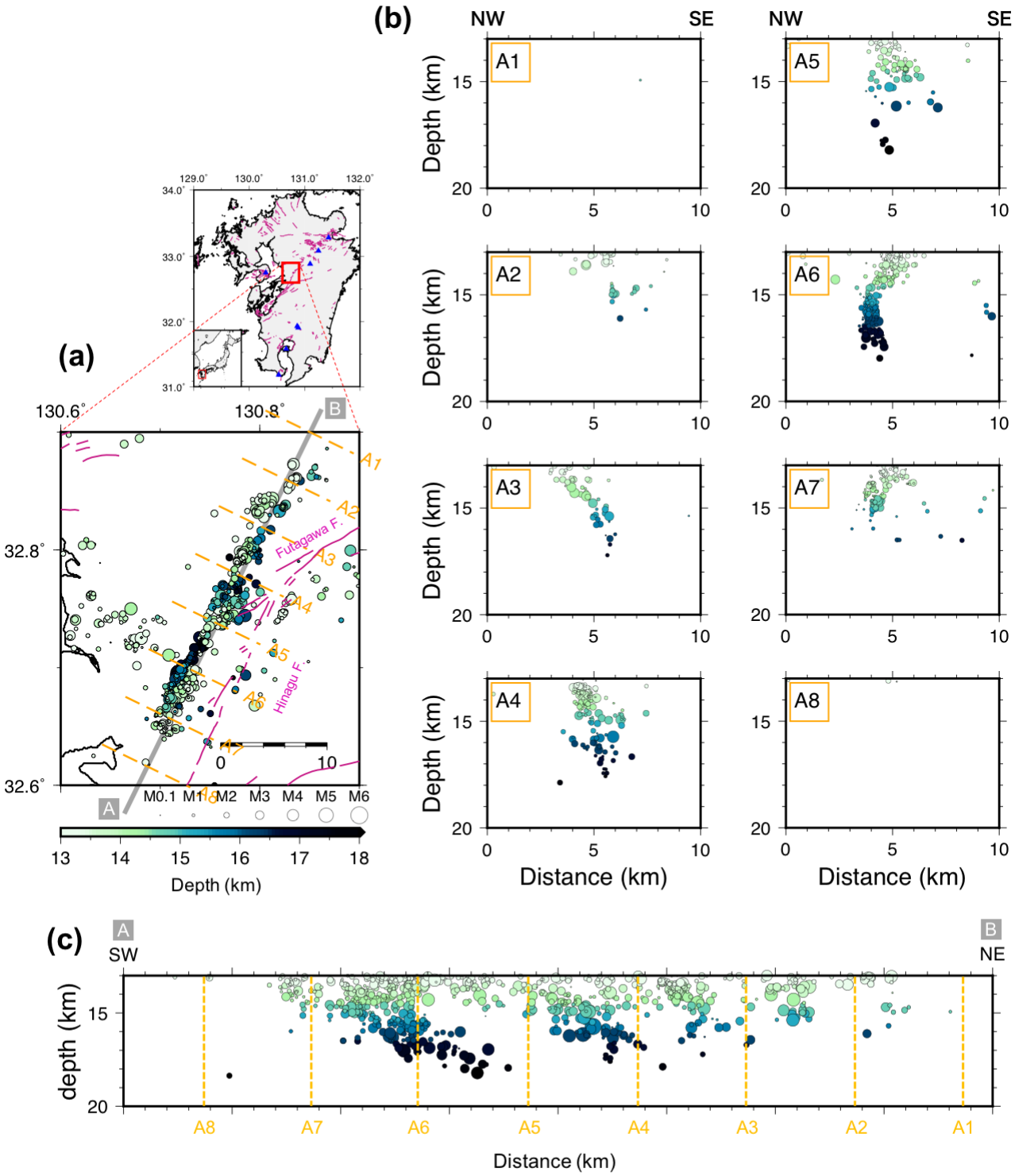


Figure 1. (a) Map showing relocated hypocenter distribution at the target area in this study. **(b),(c)** Vertical cross sections plotting the relocated hypocenters. Circles indicate the location of the hypocenters with the colors indicating the depth of that. Blue rectangles and pink lines indicate the active volcanos and the active faults, respectively.

© The Seismological Society of Japan

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

2016年の熊本地震発生後，およそ深さ13km以深において，日奈久断層の走向に沿うような形で直線的な震源分布が見られるようになった[Mitsuoka et al., 2019]．これは地震発生前には無かった震源分布の特徴である．熊本の地下18kmにおける比抵抗の水平分布を見ると，前述の震源分布と近い形で低比抵抗領域が存在することが分かっており[Aizawa et al., 2019]，震源分布と比抵抗構造との間には何らかの関連性があるものと考えられる．

地震が発生した際，その地震の震源の特徴を理解するには，震源パラメータ(地震モーメント，コーナー周波数，応力降下量など)の推定が重要な鍵となる．また，震源スケーリングや応力降下量を調べることは，震源物理の理解や将来発生するであろう地震の強震動予測の向上に必要である．

そこで本研究では，2016年熊本地震系列における前述の震源分布に焦点を当て，そのうちの22地震を対象として，それらを3つのグループに分けて，S波コーダスペクトル比法を用いて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．得られた観測震源スペクトル比は概ねω^{-2}モデル[Aki, 1967]に基づく理論曲線によって説明することができた．SN比が2以上の周波数帯のデータを用いて，地震モーメント比・大地震と小地震のコーナー周波数をグリッドサーチで推定した．大地震の地震モーメントは気象庁が決定したマグニチュードM_{JMA}を地震モーメントM_0に換算した値で固定し，地震モーメント比から小地震の地震モーメントを推定した．

解析の結果，大地震のコーナー周波数f_{cL}はグループ1で4.9[Hz](68%信頼区間はそれぞれ-1σで4.1/+1σで5.7[Hz])，グループ2で2.6[Hz](-1σで2.3/+1σで2.9[Hz])，グループ3で2.9[Hz](-1σで2.2/+1σで3.6[Hz])となり，小地震のコーナー周波数f_{cS}は3.0～16[Hz]の間に，地震モーメント比は6～328の間に推定された．なお，地震モーメントはコーナー周波数に対して$M_0 \propto f_c^{-3}$の関係に従う様子が見られた．

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22地震の応力降下量は0.495～59.4MPaの間でばらついており，過去の日本における内陸地震のばらつき[Somei et al., 2014]の範囲内であった．応力降下量の深さ依存性を調べたが，全体として震源が深くなるにつれて応力降下量の値が大きくなる傾向が見られた．

これらの結果の妥当性を検証するために，観測点毎の推定値のばらつきや，グリッドサーチによる理論曲線のフィッティングの精度などについても議論する．

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，気象庁のデータも用いました．記して感謝申し上げます．

© The Seismological Society of Japan

Inelastic deformation in the lower crust and seismic activity of the Kyushu, Japan

*Yuhei Yuasa[1], Satoshi Matsumoto[2], Shigeru Nakao[3], Takeshi Matsushima[2], Takahiro Ohkura[4]

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 Earth and Environmental Sciences, Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University, 4. Aso Volcanological Laboratory, Institute for Geothermal Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University

地震は地殻に蓄積された応力（弾性歪み）を解放する現象であり、地震を含む非弾性変形は周囲に応力変化（弾性歪み変化）を引き起こす。したがって、地震の発生と地殻変動のプロセスを理解するためには、応力集中と緩和の過程を理解する必要がある。また測地学的観測によって得られる地表面での歪み変化はプレート沈み込みによる弾性応答や地殻内部で進行する非弾性変形、もしくはそれによって生じた歪み変化である。しかしながら、両者によって生じる歪み変化には時空間的に差異があるため、地殻中の応力集中・解放過程をより詳細に議論するためには両者の影響を分けて考える必要がある。従って、本研究ではGNSS観測によって得られたデータを用いて下部地殻の非弾性変形とプレートのすべり欠損の推定を試みた。

プレート境界に対してはOkada (1992)の矩形断層、下部地殻とマグマだまりでの非弾性変形はBarbot et al. (2017)のグリーン関数を用いることでモデル化を行った。九州における2004年から2014年の11年間のGNSS観測によって得られた変位速度から推定された歪み速度場をデータとして、観測方程式をたて最小二乗法によってプレート境界での滑り欠損速度、下部地殻、マグマだまりの非弾性変形速度を推定した。プレート境界上での滑り欠損速度は豊後水道から足摺岬周辺にかけて50 - 60 mm/yrであり、先行研究によって報告されている値と同程度である。また、高い非弾性歪み速度が推定された領域はMoore et al.(2017)によって推定された低粘性領域とおおむね一致した。プレート境界での滑り欠損と下部地殻の非弾性変形によって内陸の上部地殻に生じる応力変化を計算すると、前者による応力変化は後者よりも低く、九州ではプレートの沈み込みは内陸地震にあまり影響を与えていないと考えられる。次に下部地殻の非弾性変形によって上部地殻に生じる応力変化テンソルと背景応力場を比較すると下部地殻の非弾性変形によって九州の大部分の上部地殻では応力集中が進行している一方で応力緩和傾向の領域もみられることが分かった。この緩和傾向の領域においては地震活動が低調であることが震源分布との比較から分かった。また主要活断層に対してこの応力変化によるΔCFFを計算すると、その多くが正の値である一方で応力集中領域であってもΔCFFの値が負になる断層帯が得られた。こうした断層帯周辺での地震活動も比較的低調である。以上から九州においては下部地殻の非弾性変形が上部地殻への応力集中過程や地震活動に対して重要な役割を果たしていることが考えられる。

研究の一部は,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」「H28年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」および東京大学地震研究所共同研究プログラムの援助を受けた。ここに記して感謝する.

© The Seismological Society of Japan

Waveform twins of equal time difference in seismic ambient noise

*Kei Katsumata[1], Masayoshi Ichiyanagi[1]

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

１．はじめに

前震には相似波形が多いという報告が複数ある（例えば，Pechmann and Kanamori, 1982, JGR；Motoya and Abe, 1985, Earthquake Prediction Research）。 高周波数まで波形の相関が良いことから，震源が非常に近接していると解釈された。そこで本研究では，地動ノイズの中から相似波形を探索し，前震の検出を試みた。

２．データと解析

2018年9月6日午前3時7分頃，北海道胆振東部地震(Mj6.7)が発生した。この地震の発生前の期間，2018年8月25日00時00分から9月6日03時06分までの7観測点の連続波形データを使用した（図1）。7観測点の内，TKOとSKJが北海道大学の観測点，それ以外の5つは防災科学技術研究所のHi-net観測点である。今回解析したのは上下動成分のみで，サンプリング周波数は7観測点共に100Hzである。なお，9月5日02時00分から16時59分までは欠測観測点があるので解析対象から外した。

解析手順は以下の通りである。
① ある1つの観測点において，１分間の上下動成分を用意する。以下②および③の処理はこの1分間のデータに対して行うものとする。
② 生データに8-16Hzのバンドパスフィルターをかける。
③ 0.5秒間の時間窓を1サンプルずつずらして，全ての組合せについて相関係数を計算する。相関係数の絶対値が0.8以上の組合せの時刻をT1，T2とする
④ ①～③の処理を7観測点について行い，以下の3条件が満たされた場合をイベントとして認定する。
(a) 7観測点でのT1が±3秒以内で一致している
(b) 7観測点での時間差ΔT=T2－T1が±0.03秒以内で一致している
(c) ΔTが10秒以上である

３．結果

検出されたイベントの1時間毎の数を図2に示す。イベント数は，昼間に多く，夜間に少ない傾向が見られる。また，日曜日（8月26日と9月2日）に少なく，それ以外の平日に多い傾向も見られる。胆振東部地震直前の9月6日00:00～03:06に検出されたイベントはなかった。また，図2で20個以上のイベントを検出した時間帯は，遠地地震が観測されていて，その波形内にイベントが存在している。

４．検出されたイベントは前震か？

イベント数の時間変化は，地動ノイズの高低の時間変化とよく一致しているので，地動ノイズが起源のイベントであると推測される。ごく小さい前震がほぼ同じ場所を震源として1分以内に連続発生したとも考えられるが，その場合は，ノイズレベルの低い夜間にイベント数が多く，ノイズレベルが高い昼間はイベント数が少なくなるはずである。したがって，検知されたイベントが前震である可能性は低い。しかし，上記④の3条件(a)～(c)を満たすイベントは非常に特異な現象であり，7観測点のT1を用いて相似波形の発生位置（震源）を推定する予定である。

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

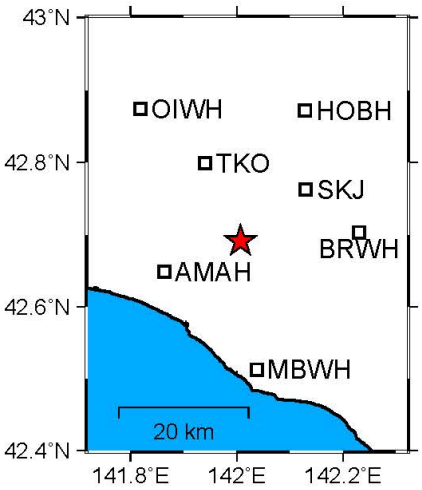


Figure 1. Study area. Squares indicate seismic stations used in this study and a red star indicates the main shock of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake.

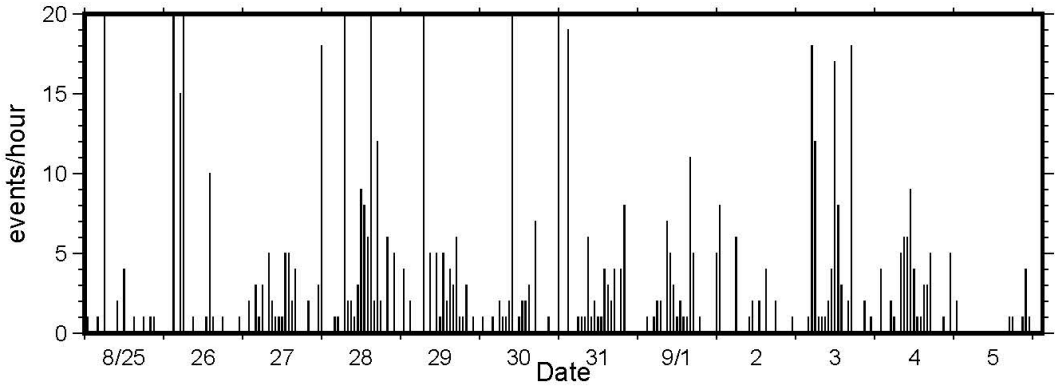


Figure 2. Number of events detected in this study between 25 August 2018 and 6 September 2018.

© The Seismological Society of Japan

Evaluation of automatic hypocenter determination (PF method) using dense ocean bottom seismographs

*Koji Tamaribuchi[1], Yuriko Iwasaki[2], Kazuhiro Iwakiri[2], Hiroshi Ueno[2]

1. Meteorological Research Institute, 2. Japan Meteorological Agency

気象庁では，気象庁及び関係機関の高感度地震観測データをリアルタイムで一元的に収集し，震源決定等の処理を行い，地震カタログとして公表している（以下，「一元化震源」という）．近年，日本海溝及び南海トラフの海域では，稠密かつ高感度なケーブル式海底地震観測網（S-net，DONET）が展開されている．これらのデータを有効に活用し，海域における詳細な震源分布を得ることは，調査研究はもとより防災上も極めて重要である．本稿では，2016年4月から導入された一元化震源の自動処理（PF法，溜渕・他（2016，験震時報），Tamaribuchi (2018, EPS)）に，日本海溝海底地震観測網S-netを導入した場合の検証を行ったので報告する．

S-netを活用するにあたって，上野・他（2019，JpGU）に合わせて，以下の処理を行った．(1) S-net地震計の３軸は水平と上下からずれて設置されているため、姿勢角情報を基に水平と上下成分にベクトル変換を行う，(2) 走時計算を適切に求めるため，海域ごとに3つ（日本海溝陸寄り，日本海溝アウターライズ，南海トラフ）の異なる速度構造及び未固結堆積層に相当する補正値を用いる，(3) S-net用の速度マグニチュード補正値を用いる．

上記の対応を行って自動震源計算を行った結果，日本海溝周辺では，従来（S-netなし）に比べて，震源決定数は約2倍となった．また，海溝軸付近で発生した地震の深さの精度が大幅に良くなったと考えらえる．これにより，海域で発生する地震についても，b値等の詳細な地震活動解析に活用できる可能性がある．さらに，断層面の推定精度が向上するため，震源過程解析や津波予測の初期値として自動震源を活用できる可能性がある．

一方で，エアガンや海中音波など，陸上観測点とは異なるシグナルも多数検出することから，これらを適切に除外することが，自動震源の精度を高めるうえで重要となる．また，変換波が多数検出されるため，S相を適切に検測することも重要である．そのためには，相の判別を適切に行うことが今後の課題である．

© The Seismological Society of Japan

Temporal change in near-source seismic velocity in an earthquake region due to the pore pressure change after the 2011 Tohoku-oki earthquake

*Keisuke Yoshida Yoshida[1], Akira Hasegawa[1], Yohei Yukutake[2], Toru Matsuzawa[1]

1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University, 2. Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture

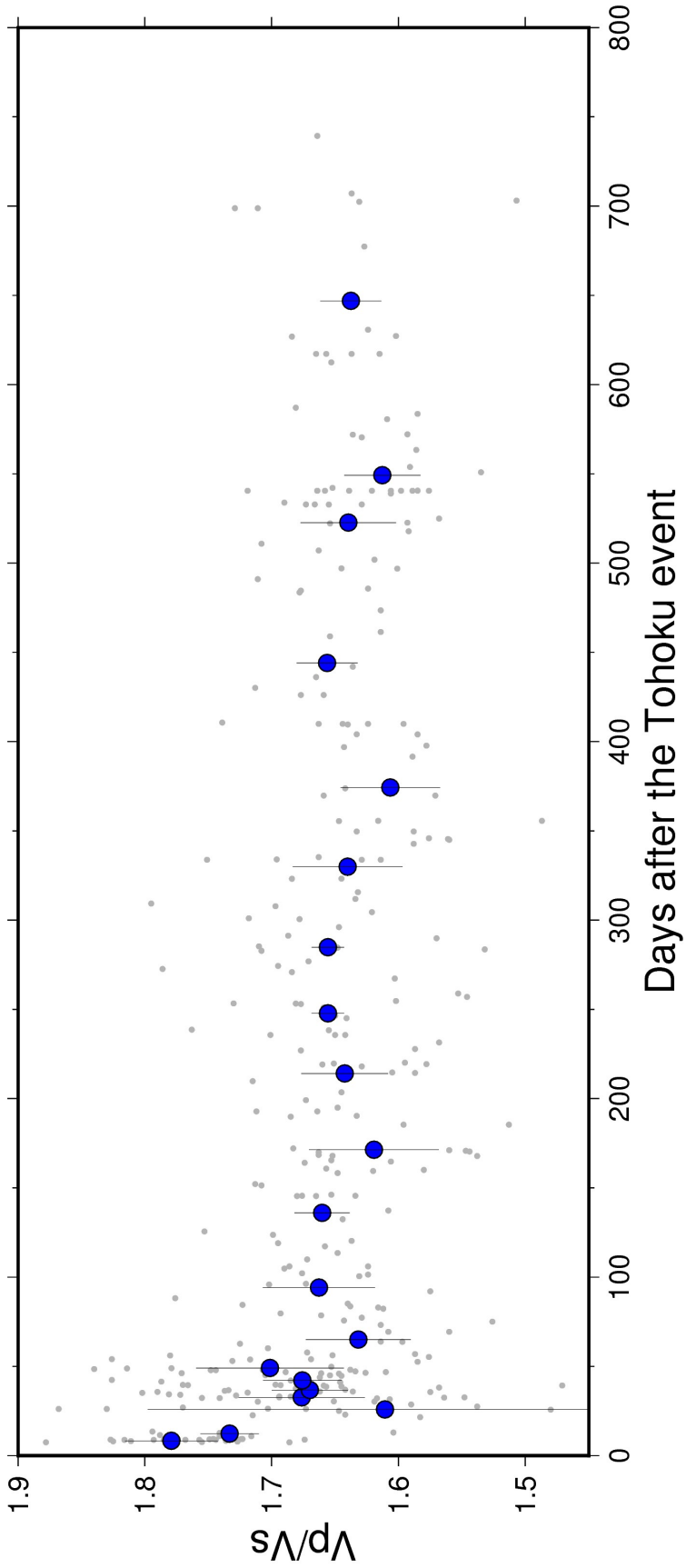
地震の発生に，地球内部の流体による断層強度の低下の効果が強く影響している可能性が指摘されてきている (e.g. Hasegawa, 2017; Hasegawa et al., 2005; Hubbert and Rubey, 1959; Nur and Booker, 1972; Sibson, 1992)。その顕著な例として，2011年東北沖地震後に東西圧縮応力の減少した東北日本の内陸部において活発化した群発地震活動が挙げられる。それらの活動は，2011年東北沖地震後の流体圧の増加による断層強度の低下により生じたと推定されており (Terakawa et al., 2013; Okada et al., 2016, Yoshida et al., 2016, 2017, 2018)，震源の深部から浅部へ向かう顕著な migrationが見られる。断層強度，応力降下量，b値，地震活動度の顕著な時間変化も検出され、それは震源域における間隙流体圧の時間変化に起因すると推定されたている (Yoshida et al., 2016, 2017; Yoshida & Hasegawa, 2018)。本研究では，2011年東北沖地震後震源域の間隙水圧変化について異なる情報から調べる目的で、震源域の地震波速度の時間変化を推定した。

対象としたのは，2011年東北沖地震後に山形-福島県境で活発化した群発地震活動である。この活動は、東北沖地震後の流体圧変化により引き起こされたと推定されている活動の中で最も規模が大きい。Vp/Vsの推定には， 複数地震のP波と S波の到達時刻差データに基づくLin & Shearer (2007)の手法を用いた。ここで、到達時刻差データには Yoshida & Hasegawa (2018)が，波形相関により高精度で求めたものを使用した。対象とした地震は2011年から2018年までの期間において発生した M>2の地震 2,458個である。

結果，610個の地震について信頼性の高い Vp/Vsの値が推定された。得られた Vp/Vsは，群発地震活動の初期に大きめの値を取り (~1.75)，100日程度まで減少し，その後およそ一定値 (~1.65)を取る (図 1)。推定のばらつきが大きいものの、仙台大倉で生じた同種の群発地震活動についても同様の Vp/Vsの時間変化の傾向が見られた。その時間変化のパターンは先行研究により独立に推定された断層強度 (Yoshida et al., 2016)・応力降下量・b値 (Yoshida et al., 2017)・定常地震活動度 (Yoshida et al., 2018)と同期するように見える。このことは、この群発地震活動が間隙流体圧の急激な上昇に起因することを示すもう一つの観測的証拠と考えられる。

図1. 推定した Vp/Vsの時間変化。灰色の丸で個々の推定値を，青色の丸で平均値を，縦の線分で標準偏差に基づいて推定した 95%信頼範囲を示す。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Temporal changes in the scattered wave packets associated with earthquake swarm activity beneath the Moriyoshi volcano

*Yuta Amezawa[1], Masahiro Kosuga[1], Takuto Maeda[1]

1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University

１．はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震発生後，東北日本内陸各地で群発地震活動が活発化した（e.g., Okada et al., 2015）．東北地方北部に位置する第四紀火山の森吉山地域は，東北地方太平洋沖地震発生から8年余り経過した今なお群発地震活動が継続している地域の一つである．この群発地震活動の震源は複数のクラスター状に分布し，森吉山北方約5 kmの最も活発なクラスターでは震源のマイグレーションが観測されている（e.g., Kosuga, 2014）．また，本地域で観測される群発地震の地震波形記録のSコーダ中に8 Hz以上の高周波に卓越し１秒程度の振動継続時間を持つ特徴的な後続波が現れる．これは，森吉山周辺に局在する強散乱体へ入射したS波の多重散乱によって生じた波群であると考えられている（Kosuga, 2014）．本研究では，後続波の波形形状の時間変化に着目し，その系統的な解析とこれまで得られた種々の観測事実に基づいて森吉山地域における群発地震の誘発要因を議論する．

２．データと解析方法

本研究では，森吉山北方の震源クラスター内で2011年3月から2016年11までに発生した3609地震についてDouble difference法（Waldhauser and Ellsworth, 2000）で再決定した震源を用いた．まず，後続波の波形形状を目視で3種類に分類するとともに，対応する震源位置の空間分布を調査した．次に，直達波部分の波形相互相関に基づいて，震源位置および震源メカニズム解がほぼ同じと考えられる地震を抽出し，その中での後続波部分の波形の時間変化を調べた．

３．結果

後続波の波形形状を（A）単一のピーク，（B）複数のピークおよび，（C）ピークが不明瞭な場合の３パターンに大別すると，それぞれの割合は順に33.8%，63.8%，3.2%であった．各パターンに対応する震源位置は棲み分けせず，（A）および（B）に関してはクラスター内に一様に分布している．（C）のみはクラスターの北東側に偏って分布している．

また，直達波部分の波形形状はよく類似したグループ内の波形であっても，後続波部分の波形の振幅・ピーク数・継続時間は複雑な時間変化を呈した．さらに，後続波の波形形状は十数時間から数日という短期間のうちに変化する場合があることが判明した．

４．議論

後続波の波形形状が時間変化する要因として，震源位置および震源メカニズム解の違いと，後続波の発生源の時間変化が考えられる．後続波の波形形状の各パターンに対応する震源がクラスター内で棲み分けしていないことは，震源位置の違いのみでは後続波の波形形状の変化を説明できないことを示している．また，震源位置および震源メカニズム解がほぼ同じ地震を抽出した場合，同一グループ内での直達波部分の相関係数は0.85以上であるが，後続波部分の相関はそれよりも有意に低い．以上から，後続波の波形形状の時間変化は，その発生源の時間変化によるものと考えられる．観測された短期間での急激な波形形状の変化を考慮すると固体的な発生源の時間変化は考え難く，地殻流体の関与が示唆される．一方，後続波のピークが不明瞭な地震は空間的に局在しており，後続波の発生源に後続波を発生させない要因があるか，あるいは観測点に後続波が到達しない震源・観測点間のジオメトリの影響があると考えられる．

後続波の発生源は，森吉山北方クラスターのほぼ直下約13kmに位置すると推定されている（雨澤・小菅，2017SSJ）．また，Okada et al. (2015)による地震波トモグラフィーの結果によると，発生源推定位置の直下には地震波低速度領域が存在する．以上の観測事実と後続波の波形形状の時間変化を考慮すると，後続波

© The Seismological Society of Japan

の発生源には地殻流体が存在している可能性が高く，それは入射波に対し強散乱体として振る舞い特徴的な後続波を励起し，散乱体の時空間変化が後続波の波形形状の時間変化をもたらすと考えられる．
このように，森吉山北方のクラスター下には地殻流体の貯留域が存在しており，東北沖地震による応力場の変化により中間主応力軸が鉛直方向を向いたこと（e.g.,小菅・他, 2012）で鉛直方向のフラクチャーが発達しやすい状態となり（Sibson, 1997），それを通って地殻流体が上昇し，震源のマイグレーションを伴う群発地震活動を駆動したと考えられる．

謝辞
本研究では防災科学技術研究所高感度地震観測網Hi-netの地震波形データを使用しました．

© The Seismological Society of Japan

Observation of Microearthquake around Tokuyama Dam (3rd Report)

*Takayuki SANO[1], Mamoru TSUKAMOTO[1], Hideki SODA[2], Takashi MITSUZUKA[3], Fumiaki KANTOH[3], Hiroshi KATAO[4]

1. Japan Water Agency, 2. Japan Institute of Country-ology and Engineering, 3. Chishitsu Keisoku Co., Ltd., 4. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

１．はじめに

徳山ダムは，独立行政法人水資源機構（JWA）が2008年に完成した堤高161m，総貯水容量660百万m^3の大規模ロックフィルダムである．同ダムは岐阜県揖斐川町の揖斐川上流に位置し，洪水調節，新規利水，発電等を目的としている．ダム周辺には濃尾地震を引き起こした根尾谷断層，及び活断層とされる揖斐川断層が存在するため，JWAでは，湛水による地震活動への影響を監視する目的で，1976年から微小地震観測を行ってきた．本稿は，ダム完成から10年を経過した2018年までの貯水池周辺の地震観測記録に基づき，湛水による地震活動への影響を評価するものである．

２．地震観測の概要

観測は1976年当初3地点で開始し，2002年に8地点，2006年に9地点になり，2016年以降は徳山ダム近傍5地点で実施している．記録形式は当初トリガー起動により磁気テープに記録していたが，2002年末にデジタル連続観測（地震計は固有周波数2Hz地表設置型）に移行し，現在に至る．当該地域は山間部で電源と通信手段の確保が困難なため，各点で独立に収録したwin形式の地震記録を定期的に回収し，目視による験震を実施してきた．図1に，2002年12月から2018年6月までの震央分布を示す．図1右の範囲は，ダムを中心とした±20km，深度20kmまでであり，地震総数は35,028個である．気象庁一元化震源カタログによる同エリア，同期間の地震総数は6,864個で，およそ5倍の地震を検知している．ダムおよび貯水池の近傍には地震が少なく，東側の根尾谷断層沿い，西側の岐阜・滋賀県境沿いおよびダムサイト南側で地震活動が活発である．以降の評価はJWAの観測結果による．

３．地震活動の評価

図2左に，JWAの観測記録による徳山ダム貯水池周辺エリア内（図1緑色枠内）を震源とするM>0.5地震の月あたり地震発生数とダム貯水位を，図2右に湛水前後のG-R図を示す．地震発生数はランダムに変動しているが時間経過に伴う増減傾向はない．G-R図も，湛水前のb値0.97に対し湛水後は0.94であり，湛水前後で明確な変化はない．湛水後の観測期間を累積地震数が同程度になるよう分割した小期間のb値も，多少の変動はあるものの増減傾向は認められなかった．

４．今後に向けて

ダム完成から10年以上が経過し，湛水前後の地震活動に明確な変化は認められなかった．これをふまえて2019年からは，JWAの2観測点とHi-netの3観測点の記録を統合処理することで気象庁一元化震源よりも高い験震精度を確保できる体制に移行した．観測継続については，今後の気象庁一元化震源の験震精度や既設観測機器の寿命をふまえて判断する予定である．

© The Seismological Society of Japan

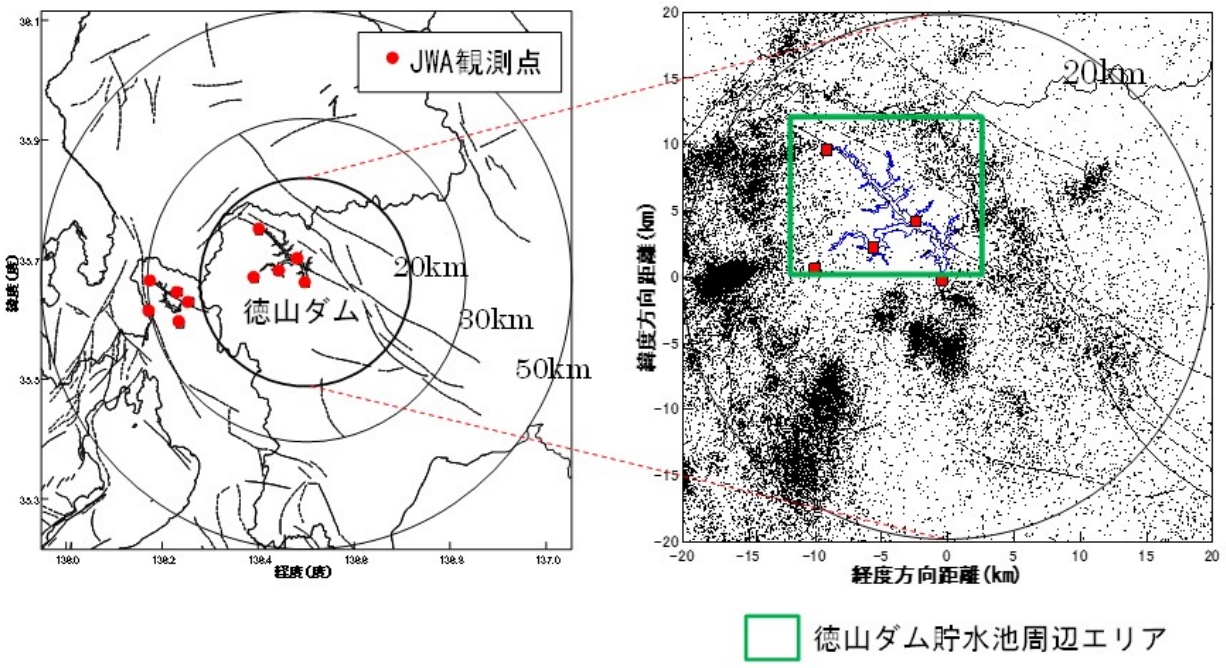


図1　徳山ダム周辺の震央分布（2002.12～2018.6, 各図中央が徳山ダム）

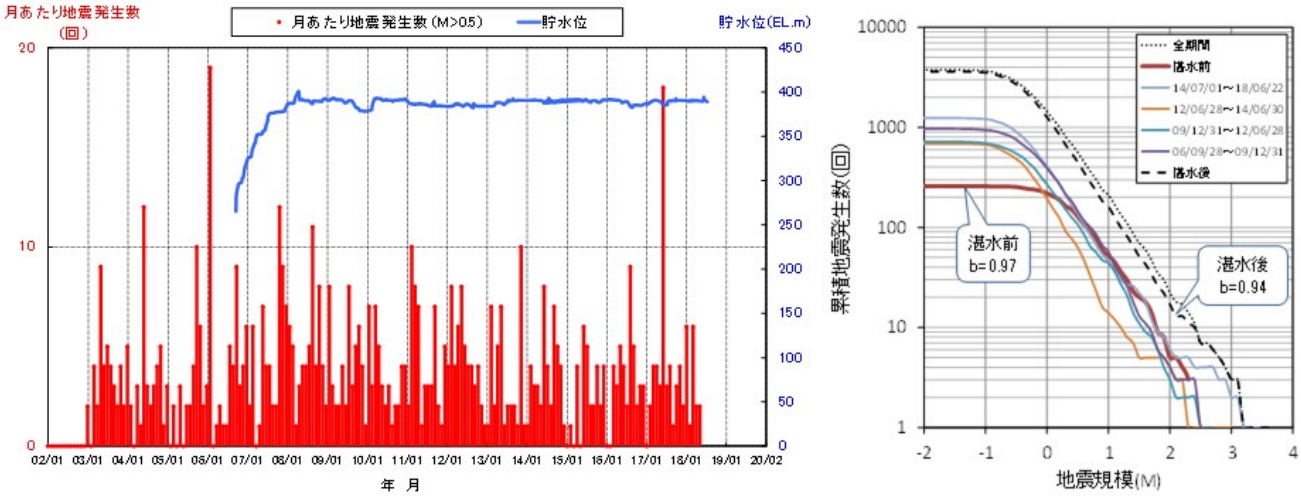


図2　徳山ダム貯水池周辺エリア内での月あたり地震発生数とG-R図

© The Seismological Society of Japan

Uncertainty quantification via large-scale 4DVar data assimilation for frictional inhomogeneity in a slow-slipping fault

*Shin-ichi Ito[1,2], Masayuki Kano[3], Hiromichi Nagao[1,2]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Graduate School of Information Science and Technology, The University of Tokyo, 3. Graduate school of Science, Tohoku University

断層の運動は断層面間に発生する摩擦の特性によって支配され、その動力学は、摩擦力の断層面内速度に対する非線形な依存性によって定性的に説明される。しかしながら、現実の断層運動は、摩擦特性の空間的な不均一性により、空間一様な摩擦特性を仮定した断層運動とは大きく異なる挙動を示す。そのため、そのような複雑な断層運動を数理的に理解するためには、「観測された断層運動が実現するためには摩擦特性の空間分布はどうあるべきか」を推定し、その推定値のゆらぎ(不確実性)を評価することにより、「空間的に不均一に分布している摩擦特性のどの部分が主要な断層運動に寄与しているか」を定量化することが重要な課題となる。

データ同化は、シミュレーションモデルと観測データをベイズ統計に基づいて融合する計算技術であり、ベイズ事後分布を構成・評価することにより、直接観測できない系の内部状態やパラメータ空間分布などの推定や、その不確実性評価を可能にする。近年、データ同化の元々の土壌であった気象・海洋分野から大きく適用範囲を広げ、固体地球科学現象への応用もかなり浸透してきた。しかしながら、既存のデータ同化手法を固体地球科学で用いられる大規模なシミュレーションモデルに適用する場合、「次元の呪い」により、モデル変数の自由度に対して計算量が組み合わせ爆発的に増大するため、現実的な計算機資源の下で推定値およびその不確実性を正確に評価することが極めて困難になるという問題を抱えている。この問題を解決するため、近年我々は、気象予報における主力のデータ同化手法である４次元変分法(4DVar)を発展させ、次元の呪いに囚われることなく推定値および不確実性を高速かつ高効率に評価する新しいデータ同化法を構築した[1,2]。このデータ同化手法は2nd-order adjoint法と呼ばれるベイズ事後分布の曲率を評価する手法を用いることで、モデル変数の自由度に依存しない計算量での不確実性評価を実現するため、大規模シミュレーションモデルに対しても現実的な計算量でデータ同化を行なうことを可能にする。

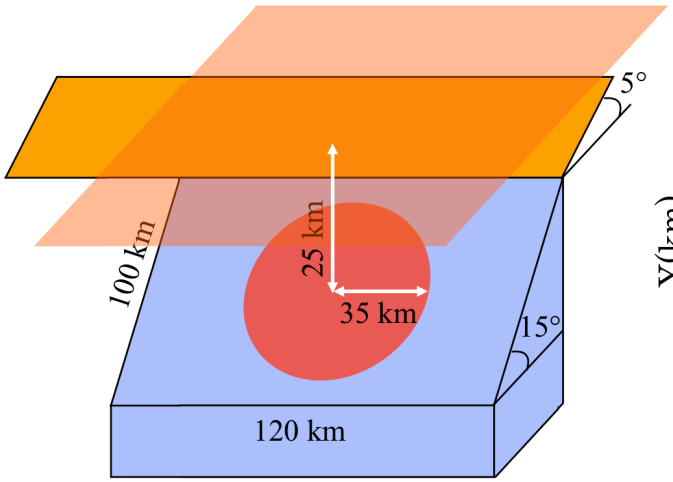
本研究では、この新規データ同化法を、豊後水道スロースリップ発生域を模擬した図(a)に示すような断層面内の運動のみに着目したモデル[3] (以下、断層モデル)に適用し、スロースリップの動力学と摩擦特性の空間不均一性の不確実性との関係を調べる。この断層モデルでは、摩擦則として、固着度合いを表す状態変数と呼ばれる時間特徴量と断層面内速度に依存した速度状態依存摩擦則を用い、状態変数の発展則としてaging則を用いる。さらに、速度状態依存摩擦則に含まれるパラメータを空間に依存した場の変数として扱うことで摩擦特性の空間依存性を表現する。結果としてこのモデルは、速度場＋状態変数場＋パラメータ場を変数に持つモデルになり、既存のデータ同化手法では取り扱うことが困難な超大規模なシミュレーションモデルとなる。本研究では、この断層モデルのシミュレーションから生成された速度場の時間発展を擬似的なデータとして用いて、上述の新規データ同化法を用いたデータ同化を行ない、図(b)のように、仮定した断層運動が実現するためのパラメータ空間場およびその不確実性を評価する。これにより、スリップの動力学とパラメータ空間場の不確実性の関係を定量化する。我々のデータ同化手法は一般の大規模シミュレーションモデルへの応用が可能であるため、将来的には断層面間の摩擦特性の不均一性だけでなく、そのまわりの地下構造の不均一性も考慮した大規模有限要素モデルなどへの展開が期待できる。

参考文献

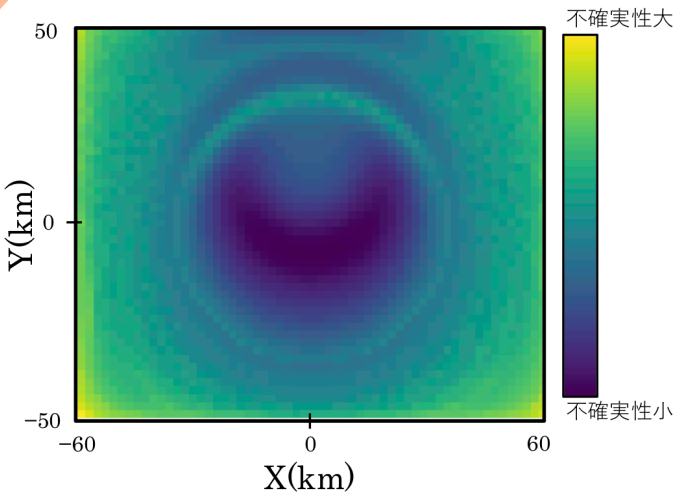
[1] S. Ito, H. Nagao, A. Yamanaka, Y. Tsukada, T. Koyama, M. Kano, and J. Inoue, Data assimilation for massive autonomous systems based on a second-order adjoint method, Physical Review E, 94, 043307, doi:10.1103/PhysRevE.94.043307, 2016.
[2] S. Ito, H. Nagao, T. Kasuya, and J. Inoue, Grain growth prediction based on data assimilation by

© The Seismological Society of Japan

implementing 4DVar on multi-phase-field model, Science and Technology of Advanced Materials, 18, Issue 1, 857-869, doi:10.1080/14686996.2017.1378921, 2017.
[3] K. Hirahara and K. Nishikiori, EnKF estimation of frictional properties and slip evolution on a LSSE fault -numerical experiments-, JpGU2018, SCG53-17, https://confit.atlas.jp/guide/event/jpgu2018/subject/SCG53-17/advanced, 2018.



(a) 断層モデルの模式図



(b) 推定された摩擦パラメータAの不確実性

© The Seismological Society of Japan

High-accuracy mechanism and non-double couple component detection in the focal area of the 2000 Western Tottori earthquake(M7.3)

*Yuto Hayashida[1], Satoshi Matsumoto[2], Yoshihisa Iio[3], Shin'ichi Sakai[4], Aitaro Kato[4], Group for "0.1 Manten" hyper dense seismic observation

1. Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyushu University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, 3. Disater Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

我々は2000年に発生した鳥取県西部地震震源領域に約1000点の地震計を設置し、2017年3月から約1年間観測を行った。発生した地震のイベントのメカニズム解を推定したところ、ダブルカップル型では十分に説明できない極性のミスフィットが節面、ヌル軸付近に確認された。林田他, 2019, JpGUにおいて、tensile crackや複数破壊も仮定することで、非ダブルカップル型のメカニズム解を推定することができている。そこで、本研究では、林田他, 2019, JpGUで解析されているイベントを用いて、Matched filter法（MF法）を用いて、ごく近傍のイベントを検出し、ダブルカップル型と非ダブルカップル型の地震で特徴を探ることを目的とした。

本研究では、0.1満点観測で得られた約1000点の上下動成分の地震計の連続波形記録を使用した。テンプレート地震として林田 他, 2019, JpGUで解析されているイベントを用い、イベント検出基準は合計した相関係数が全観測点数の20%以上とした。さらに、検出したイベントについて、各観測点で独立に検出時刻から±1秒の幅で波形相関をとり、最も大きい相関係数の値とその時の時間差Δtを計算した。検出されたイベントの震源を、Δtとテンプレート地震の震源位置から、マスターイベント法（ME法）を用いて相対的に決定した。

テンプレート地震発生日の前後３日間で、MF法、ME法による解析を行った。その結果、マスターイベント付近で発生した地震の震源を決定することができた。また、それぞれのイベントにおいて相関係数を観測点にコンターマップに示すことで、テンプレート地震とスレーブ地震とのメカニズム解の違いを把握することができた。特に、非ダブルカップル成分の割合の違いによって、ヌル軸付近に相関の値が小さいイベントや、メカニズム解が違うイベントを確認できた。

謝辞　本研究は平成26–30 年度文部科学省新学術研究領域「観察・観測による断層帯の発達過程とミクロからマクロまでの地殻構造の解明」（代表：竹下 徹、課題 番号26109004）によって助成されました。

© The Seismological Society of Japan

Stress tensor inversion in the focal area of the 2016 M_w7.8 Kaikoura earthquake, New Zealand (2)

*Miu Matsuno[1], Tomomi Okada[1], Satoshi Matsumoto[2], Yuta Kawamura[2], Yoshihisa Iio[3], Tadashi Sato[1], Stephen C Bannister[4], John Ristau[4], Martha K Savage[5], Jarg Pettinga[6], Richard H 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 Canterbury, Christchurch, New Zealand, 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カイコウラ地震を研究対象とし、地震のメカニズム解を複数決定することによって、本震前後の応力場を求めた。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いる可能性があるため、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。そのため、Hamling et al. (2017)で設定された20の断層モデルと余震メカニズム解とのKagan角(Kagan, 1995)を用いて、断層面上で起きていると考えられる余震を取り除いた後、応力テンソルインバージョンを行った。本震前の地震を用いた応力テンソルインバージョンの結果、Townend et al. (2012)で得られていた結果と同様の最大水平応力軸方向を得た。本震後の地震を用いた応力テンソルインバージョンの結果、南島北部のLondon hill断層付近の地域やKekerengu断層付近の地域では、Kagan角の閾値に依らず安定した横ずれ断層型となった。また水平最大圧縮軸方向はおよそN115Eであり、本震前について得られている方向と概ね変わらなかった。本震の震源付近ではより細かく分割して応力インバージョンを行った結果、南部の一部地域では逆断層型の応力場が推定され、その領域では本震時に逆断層の滑りが生じていたと推定される。今後は、本震の震源付近の地域や本震前の地震についてもメカニズム解を増やして安定した応力場を得られるようにし、更に細かい領域での応力場を推定する必要がある。

We study spatio-temporal changes of stress field surrounding the 2016 Kaikoura earthquake rupture in the northern South Island of New Zealand. Data from 51 temporary stations and 22 GEONET stations were used. Data collection was from March 2011 to December 2017. We derived focal mechanisms using HASH (Hardebeck and Shearer, 2002), By focal mechanism solutions of earthquake, we estimated the stress fields of main shock before and after Kaikoura earthquake. We used SATSI (Hardebeck and Michael, 2006) for stress tensor inversion. By using Kagan angle between main shock fault model and each focal mechanism, we remove aftershocks on the faults, and perform stress tensor inversion. We use the fault model of Hamling et al. (2017). The stress regime after the main shock in the areas near the London Hill Fault and near the Kekerengu fault are strike-slip fault type with S_{Hmax} orientation of ˜N115E, which is almost same as for before the Kaikoura earthquake (e.g., Sibson et al., 2012; Townend et al., 2012), and stress tensors before and after the main shock didn't appear to change after the earthquake beyond the estimation error. In some areas of the south near the hypocenter of the main shock, the obtained stress tensor inversion is of this area. As a future study, we plan to obtain results of a stable stress tensor for before the main shock and in the area near the hypocenter of the main shock by increasing the number of focal mechanisms of earthquakes that we examine.

© The Seismological Society of Japan

Spatiotemporal characteristics of aftershock activity of the 2011 M9 Tohoku earthquake

*MEITONG DUAN[1], Takuji Yamda[1]

1. Ibaraki University

1.はじめに

大地震が発生すると、その後震源域周辺に余震が発生する。Omori(1894）は、余震数がおおむね大地震からの経過時間の逆数に比例して減少することを発見した。その後Utsu(1961)により、余震数と経過時間の関係はn(t)=K[(t+c)^(-p)]でよく近似されることが明らかとなった。ここでtは大地震からの経過時間、n(t)は単位時間あたり地震数、cは有限の短い時間であり、K, p値はそれぞれ余震活動の活発さと時間経過による余震数減少の特徴を表す変数である。大きいp値は時間とともに余震数が急減することを表し、日本周辺では一般に0.9～1.5程度の値をとることが知られている（Omi，2015）。

本研究では、2011年東北地方太平洋地震後（以下、2011年東北地震と記す）の余震活動を解析し、p値の空間分布の特徴を調べるとともに、2011年東北地震の地震時すべり分布・地震前の地震活動度との関連を議論する。

2.データおよびp値解析結果

気象庁によって震源が決定された地震のうち、北緯34.0～42.0度、東経141.0～145.0度、深さ0.1～90.0kmの範囲で起きた2003～2018年のマグニチュード（M）3.0～9.9の地震を解析に使用した。解析領域を緯度・経度1.0度ごとの小領域に分け、各小領域で2011年東北地震の余震のp値を解析し、その空間分布を求めた。その結果、p値は0.47～0.97の値をとることが明らかとなった。求めたp値の空間分布およびIinuma *et al.* (2012)による2011年東北地震の地震時すべり分布をFig. 1に示す。

3.議論および今後の解析

Fig. 1aより、2011年東北地震の大すべり域北部（領域C5）およびすべりの北端部（B7,C7）で小さなp値を示すことが分かる。これらの理由は不明だが、比較的総余震数が少ないため、時々起こる大きめの余震に付随する「余震の余震」の影響により、見かけ上、小p値が得られているのかもしれない。A4領域でもやや小さいp値が得られているが、この領域では2016年11月22日にM7.4の地震が起きている。このM7.4地震の余震が解析地震に含まれているため、小p値が得られたと考えられる。今後は、これらの影響を取り除いた解析も行う予定である。また現段階では、地震の選定の際、深さ方向に大きな制約を与えていない。今後は、Nakajima and Hasegawa (2006)により得られた太平洋プレート上面の深さ分布などを参考に、解析地震を絞り込んだ上でp値を解析することを考えたい。さらに、K値の空間分布も解析し、p,K値それぞれについて2011年東北地震のすべり分布や地震前の地震活動度と比較し、余震発生の特徴により深く踏み込んだ議論を行いたいと考えている。

© The Seismological Society of Japan

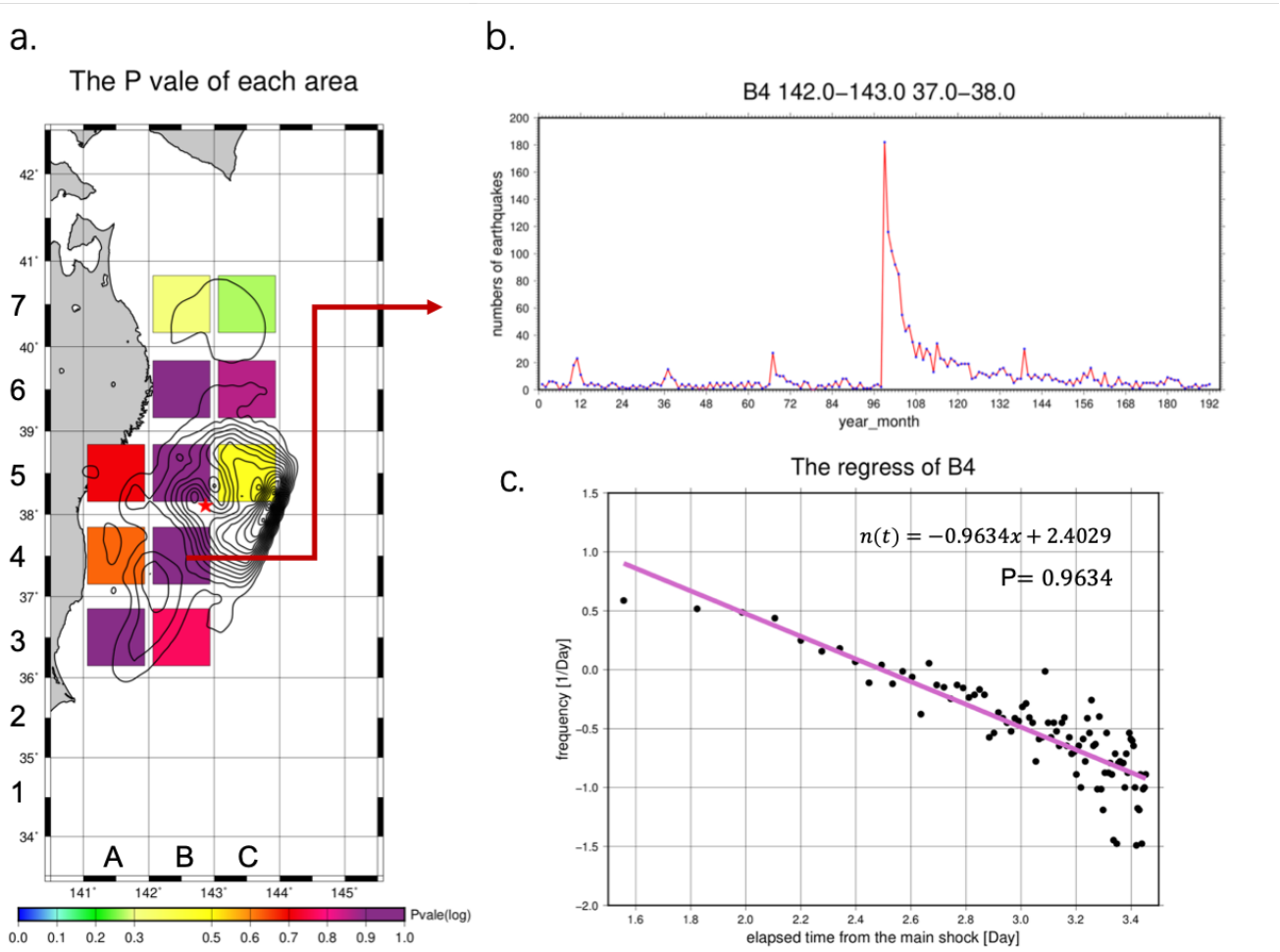


Figure 1. (a) Spatial distribution of p value for aftershocks of the 2011 M9 Tohoku earthquake, whose epicenter is shown as a red star. Black contours indicate coseismic displacement at an interval of 2 m derived by Iinuma et al. (2012). (b) Temporal characteristic of earthquakes that occurred in the area B4 shown in (a) from 2003 to 2018. (c) Relationship between the elapsed time from the 2011 Tohoku earthquake and the logarithmic number of daily aftershock log10 n(t) = log10[K{t^(-p)}] in the area of B4. Slope of the purple best-fit line shows the p value indicating the temporal decay rate of the aftershock activity

© The Seismological Society of Japan

Spatio-temporal clustering of successive earthquakes in Japan: analyses of JMA catalogue

*Thystere Matondo Bantidi[1], Takeshi Nishimura[1]

1. Tohoku University

This study analyzes earthquakes closely occurring in space and time in Japan in order to clarify their characteristics. We group the earthquakes that occur in a given space-time window from a target earthquake into a cluster (i.e., a group of the earthquakes successively occurring), and count the number of the clusters. To examine whether or not these successive earthquakes occur randomly, we compare the results with simulations in which earthquakes are set to randomly occur in time (but same in locations). We analyze shallow earthquakes with depths of <= *70* km from Japanese Meteorological Agency catalogue (JMA) for the period from 1998 to 2017 with magnitudes *(5.0 <= Mw < 6.0)*, and compare the results to those that was previously determined from the global CMT catalogue for the period from 1976 to 2016 (Bantidi and Nishimura, JpGU 2019). The results show an eminent homogeneity of spatial clustering behaviors around Japan for both global and regional catalogues; and the spatio-temporal distribution of cumulative number of clusters exhibit similar features in logarithmic scale. Earthquakes in the magnitude range 5.5 <=Mw<6.0 , are found to be triggered at the distance between 60 - 190 km in JMA catalog and 70 –210 km in the CMT catalog within 365 days. Furthermore, within 365 days, the JMA catalogue shows that successive earthquakes occurring close to the target fault account for about 3% of the total number of earthquakes around Japan. These consistencies suggest that the JMA catalog can be used for the analyses of smaller earthquakes with magnitude of less than 5 which are not easily analyzed by using global data set.

© The Seismological Society of Japan

Estimating seismic moment of inland earthquakes using the Hi-net and the F-net record

*Tomotake UENO[1], Tatsuhiko SAITO[1], Akemi NODA[1]

1. NIED

地震の発生は，地殻内に蓄積されてきた弾性歪（応力）が断層運動によって，応力を伴わない非弾性歪みへと変換するプロセスと見なすことが出来る。地震活動による非弾性歪みを推定するためには，地震の発生数だけではなく断層運動の規模を表す地震モーメントとその総和を知ることが重要となる。これまで，日本周辺で発生したM3.5以上の地震の地震モーメントについては，広帯域地震観測網（F-net）の波形データを用いて推定されたモーメントテンソルから評価されている。しかしながら，M4未満の地震になると，F-netの観測点密度やグリーン関数の精度の問題でモーメントテンソルの推定が困難になることもあり，結果として地震モーメントが求められていない地震もある。M4未満の地震活動は活発的であるがそれより大きい地震はあまり発生しない地域もあるため，小規模地震の地震モーメントを推定することも重要になる。そこで，本研究では観測点密度の高いHi-netを用いて，S波の変位スペクトルからM3クラスの地震モーメントの計算をし，日本の内陸地域における地震モーメントとその総量の推定を試みた。
用いたデータは2013年から2017年の5年間に陸域で発生した深さ20km以浅の地震とした。ある地震に対して，震央距離が100km以内の観測点を選び，計器特性を補正したS波記録に対して，到達時の1秒前から10秒間の波形を切り出して，変位スペクトルを計算した。さらに，サイト増幅特性と距離減衰およびS波の減衰を補正し，地震波の平均的な放射特性と媒質のS波速度と密度を仮定して震源スペクトルを推定した。そして，ω2モデルを仮定して，周波数無限小の振幅値である地震モーメントを推定した。ω2モデルの推定には，0.1Hから20Hzまでのスペクトル振幅に対し，シグナルノイズ比が10倍以上あるデータを用いた。また，初動極性で求められているメカニズム解をもちいて，モーメントテンソルにした。さらに，地震を緯度・経度方向に0.4度毎のグリッドに振り分けて，グリッド毎に求められているモーメントテンソルの総和を求め，地震モーメントを計算した。
2013年から2017年の5年間において検知できたM3クラスの内陸地震の内，約95%近くになる2819個の地震モーメントを推定することができた。これらの結果をF-netのモーメントテンソルインバージョンによって求められている地震モーメントと比較したところ，両者の差はモーメントマグニチュードに換算して0.1±0.1程度であった。また，内陸地域で限定すると，Hi-netから求めたM3からM4の地震モーメントの総和が得られた面積は，F-netから推定されている地震モーメントの総和のグリッド数に比べて1.8倍近く多かった。この差分はどこかの地域で顕著というよりはむしろ全国的にまばらに存在する。このことは，Hi-netでのみ地震モーメントを推定できたM4クラス未満の地震活動域が広く分布していることを示唆している。Hi-netデータから推定したM3クラスの地震モーメントとF-netで求められているM4以上の地震の地震モーメントをまとめて総和したところ，期間中に大地震のあった九州中部や中規模地震のあった山陰，信越地方を除くと，例えば北海道胆振地方や秋田県内陸部，福島茨城県境付近から日光周辺，銚子周辺や長野岐阜県境付近，淡路島や徳島県南部などで地震モーメントの総和がグリッドあたりで10^{16}Nmを越えていることが分かった。

© The Seismological Society of Japan

Aftershock areas of inland earthquakes in Japan

*Sachiko Tanaka[1], Tatsuhiko Saito[1], Akemi Noda[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

大地震が発生すると，震源域やその周辺では，引き続き，多数の余震が発生する．通常，余震の規模は本震と比べると一回り小さいが，追加的な被害を生じさせるような大きい余震が発生する場合もあり，余震域の広がりの想定は，余震規模の特性や発生頻度の高低と併せて，余震活動を評価する上で極めて重要である．余震域の広がりは古くから調査が行われ，本震の規模が大きいほど余震域が広くなる傾向が確認されている（例えば，Utsu, 1969）．本研究では，近年の高精度な地震データを用いて，日本列島下の内陸地震について，余震域の広がりを改めて検討した．

用いた地震データは，気象庁一元化処理による震源リスト（1997年10月–2017年12月，深さ30 km以浅，M2.0以上）である．シングルリンク法（Frohlich and Davis, 1990）によるクラスタリング処理（時空間の変換係数1 km/day，時空間距離10 km以内）を行い，陸域で発生したM5.5以上の地震を含むクラスタについて，最大規模の地震を本震，それ以降の地震を余震として定義した．また，本震後1日間の余震の震央分布について，2次元正規分布を仮定し，95%以上の地震が含まれる等確率楕円を求め，余震域とした．

クラスタリング処理により，26個の本震（M5.5–7.3）が抽出された．そのうち，逆断層型の地震は15個，横ずれ断層型の地震は10個，正断層型の地震は1個である．従来の研究で示されているように，本震の規模が大きいほど余震域が広くなる傾向が確認された．回帰分析の結果，余震域の面積（S）と地震規模の間には，$\log(S) = 0.97M - 4.15$の関係式が得られた．これは，Utsu（1969）によって陸域の地震（M5.5–7.5）について得られた関係式（$\log(S) = M - 4.1$）と概ね一致する．また，横ずれ断層型の地震（$\log(S) = 0.83M - 3.46$）に比べ，逆断層型の地震（$\log(S) = 1.12M - 5.01$）の余震域が広くなる傾向がみられた．ただし，横ずれ断層型の地震のうち，1998年長野県中部の地震（M5.6，S = 59 km^2）および2016年熊本地震（M7.3，S = 2220 km^2）は例外的に広い余震域を伴っている．

© The Seismological Society of Japan

Spatial-temporal and seismogram characteristics of foreshock and aftershock activities for tsunami earthquakes

*Yifeng Liu[1], Yoshihiro Ito[2], Kazuaki Ohta[2], Satoshi Katakami[1]

1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institude, Kyoto University

津波地震は実体波から推定されるマグニチュードに比して、大きな津波が観測される地震である。それゆえ、沿岸部で観測・計測される震度が小さく、住民の直接の避難行動につながりにくいため甚大な津波被害へと発展する可能性がある。しかしながら、津波地震の観測事例は、通常の地震に比べて少なく、その詳細な発生メカニズムは未だ明らかではない。本研究では、津波地震の発生メカニズムの解明に向けて、津波地震の前震および余震群に津波地震と同様の特徴を示す地震（マグニチュード５以上）の有無を検証することを目的とする。特に，過去に発生した3つの津波地震(ニカラグア(1992/09/02, Mw7.7)・ジャワ島(2006/07/17, Mw7.7)・メンタワイ(2010/10/25, Mw7.8))の前震・余震活動を調べたについて調査を行った。
はじめに、ISCやUSGSなどで公開されている地震カタログから前震並びに余震活動を抽出し、時空間的特徴の評価を行った。その結果、特にニカラグア本震の発生前には、震央から約10km離れた西側でMb5前後の前震(1992/08/10 06:09:20 Mb 5.2, 1992/08/10 06:34:14 Mb4.7, 1992/08/11 05:23:51 Mb 5.1, 1992/08/13 08:41:17 Mb 4.7)が四つ発生していることがわかった。また、20年間(1983-2012)の地震カタログに示される地震活動について、津波地震の震源を中心とした5度*5度の領域を1度刻みで分割し、各領域について地震活動度を調べた。地震活動を累積頻度分布に基づき評価した結果、ニカラグア津波地震の本震域の周辺では静穏期が存在していることが分かった。特に、ニカラグア地震の余震に関しては、前震と同じ領域内で余震活動が前後の期間に比して低調になる時期も検出された。また、ニカラグア地震の本震発生前には、本震の震源域付近の前震活動にマイグレーションが観測された。
静穏期やマイグレーションが観測された領域内に含まれる地震の波形について、本震（津波地震）のの波形と比較し、本震と同様の特徴が含まれるか調査した。震源域付近の地震観測記録はIRISからダウンロードした。ここでは、本震域内(11.245˚～12.245˚、-86.866˚～ -87.866˚)で発生したM5以上の地震に対して、本震域周辺の４つの観測点の地震記録に対して、変位波形にバンドパスフィルタを（0.01~0.1Hz）を施したのち、表面波とSV波の最大振幅の比を求め、これらの値を比較した。その結果、特にニカラグア地震の領域内で発生した３つの地震（前震8/11(Mb5.1)と余震9/5(Mb5.3)、9/6(Mb5.3)）が津波地震の本震と同様の特徴（4000km以内の観測点で震央距離の増加に伴い振幅比の値が高くなる）を示すことがわかった。これは、津波地震の発生直前と直後に津波地震と同様の特徴を示すやや小規模な地震が発生していた可能性を示唆する。

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 16th) | General session：S15. Strong Ground Motion and Earthquake Disaster

Mon. Sep 16, 2019 5:15 PM - 6:45 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 8:15 AM - 9:45 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S15P

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-01] Two-sensor microtremor SPAC method: potential utility of imaginary spectrum components

*Ikuo Cho[1] (1. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-02] Migration of seismic scatteres before and after the 2016 events in Southeastern Korea

*Muhammad Zafar Iqbal[1,2], Tae Woong Chung[1] (1. Sejong University, 2. Microseismic Studies Program (MSSP), Islamabad, Pakistan)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-03] Seismic response change of a sand soil after strong motion, revealed by a laboratory transmission experiment

*Tsurugi Kakutani[1], Hironori Kawakata[1], Shiro Hirano[1] (1. Ritsumeikan University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-04] **Identification of Nonlinear Site Responses of Vertical Motions Using Strong Motion Records Observed at the Ground Surface**

*Toshimi Satoh[1] (1. Institute of Technology, Shimizu Corporation)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-05] On the liquefaction site distribution of The 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake and the examination of damage rate by recent earthquakes

*Shigeki Senna[1], Shigeki Senna[1] (1. NIED)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-06] Consideration of seismotectonic province map by multivariate analysis for sophistication of probabilistic seismic hazard analysis

*Kozo Onishi[1], Takashi Kumamoto[1], Kyoko Mori[2] (1. Okayama University, 2. Geospatial Information Authority of Japan)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-07] A preliminary waveform tomography for the Tohoku-Oki area of the Japan Trench, Japan, based on a land-ocean unified 3D structure model

*Taro Okamoto[1], Hiroshi Takenaka[2], Takeshi Nakamura[3] (1. Department of Earth and Planetary Sciences, School of Science, Tokyo Institute of Technology, 2. Graduate School of Natural Science and Technology, Okayama University, 3. Earthquake and Tsunami Research Division, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-08] Estimation of strong motion generation area source model during the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-09] Characterized source model for evaluating long-period (more than2s-) ground motions during the 2014 Northern Nagano earthquake (Mj6.7)

*Yasuhiro Matsumoto[1], Ken Miyakoshi[2], Kojiro Irikura[3] (1. KOZO KEIKAKU ENGINEERING Inc., 2. Geo-Research Institute, 3. Aichi Institute of Technology)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-10] Source and strong-motion characteristics of the 2017 Puebla, Mexico, intraslab earthquake (M_W 7.2) based on a waveform inversion

*Yujia Guo[1], Ken Miyakoshi[1], Masato Tsurugi[1] (1. Geo-Research Institute)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-11] Estimation of strong motion generation area of the 1985 Michoacan, Mexico, earthquake

*Hiroaki Kobayashi[1], Kentaro Motoki[1], Kenichi Kato[1], Tetsumi Watanabe[2], Naoya Ishikawa[2], Yoshiho Kawai[2] (1. Kobori Research Complex Inc., 2. Chubu Electric Power Co., Inc)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-12] Strong ground motion simulation in the Tokyo metropolitan area of the 1923 Kanto earthquake's strong motion generation area

*Fumino Suzuki[1], Kenichi Kato[1], Tetsushi Watanabe[1], Yusuke Tomozawa[1] (1. KOBORI RESEARCH COMPLEX)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-13] Examination about setting of outer and inner fault parameters for near-fault records simulation at the 2016 Kumamoto earthquake main shock

*Toshimichi Kido[1], Masayuki Nagano[2] (1. Tokyo University of Science Graduate School, 2. Tokyo University of Science)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-14] Friction law for shallower region than the seismogenic layer: Application to characteristic source model

*Yuko Kase[1], Kiyoshi Irie[2], Kazuo Dan[2], Haruhiko Torita[2] (1. GSJ, AIST, 2. ORI)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-15] Implementation of a forward scattering model in the Numerical Shake Prediction scheme: a case of 2016 Kumamoto earthquake

*Masashi Ogiso[1] (1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-16] Seismic isolation system for furniture

*Tesshin Noma[1], Syuntaro Hayashi[1], Ken'ichi Arai[1] (1. Sakae Higashi High School)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S15P-17] Characteristics of strong ground motion records in the Kochi area

*Nobuyuki Yamada[1], Makoto Okubo[1] (1. Kochi University, Faculty of Science and Technology)

Two-sensor microtremor SPAC method: potential utility of imaginary spectrum components

*Ikuo Cho[1]

1. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

微動アレイ探査でSPAC法が適用される場合，円周上に3台の地震計を配置したアレイが用いられることが多い．しかし，もしも微動の波動場が等方場であれば地震計2台で構成される2点アレイを利用できるので，観測労力を大幅に削減できる．これに関連して，記録を長時間とることで等方場の仮定が満たされやすくなる可能性が指摘されている．しかし，必要な観測時間は微動が生成される環境に依存するので，一般的な基準を作るのは難しい．

つまり，2点アレイの簡便さを活かすには非実用的な長時間観測による等方場の担保から逃れる必要がある．この目標のために利用可能性を確認しておきたい要素の１つとして「SPACスペクトル（コヒーレンシー関数の方位平均）の虚部」がある．SPACスペクトルの虚部は微動の波動場の方位特性やノイズに関する情報を含むように見えるとの報告がある．しかし，期待される結果が得られないとの報告もある．このような曖昧な状態は，理論モデルがないために，定量的な評価がなされていないことが大きな問題と考えられる．

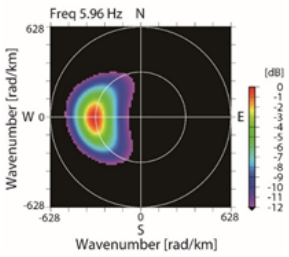
そこで本研究では微動の波動場として，振動源が遠方にある場合の定常場－すなわち円周上に3台の地震計を配置した通常のアレイならば問題なく解析できるような一般的な波動場－を想定し，そのような波動場に対する2点アレイの適用性を，SPACスペクトルの虚部を用いて検討するための理論モデルを提示した．このモデルは，観測データを用いて検証された（添付図）．同図は，観測データから得られる2点アレイのSPAC係数と虚部の関係が本研究の理論モデルにより良く再現されることを示している．

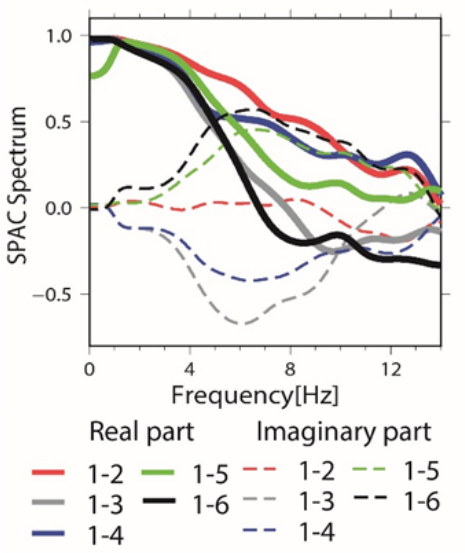
本研究の理論モデルを基礎とすると，虚部の絶対値がごく大きい場合（閾値は半径と波数の積rkに依存する），微動の波動場は単一方向から到来する波が卓越すること，そしてSPAC係数は一般に過小評価されると考えられる．一方，虚部の絶対値がごく小さい場合，(i)単一方向から到来する波が卓越してSPAC係数がかなり過大評価されているケースと(ii)等方場に近いためSPAC係数はバイアスされていないケースの2通りがあると考えられる．この場合，虚部の情報だけからSPAC係数の推定値を補正するのは難しい．この予想の妥当性については，個別のデータを確認するだけだけでなく，極小サイズ（半径1m）のアレイ400個からなるデータセットを用いた統計的検証も実施した．

© The Seismological Society of Japan

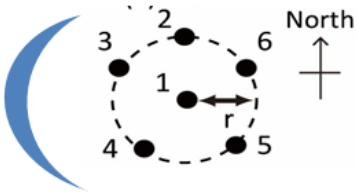
観測データによる検証

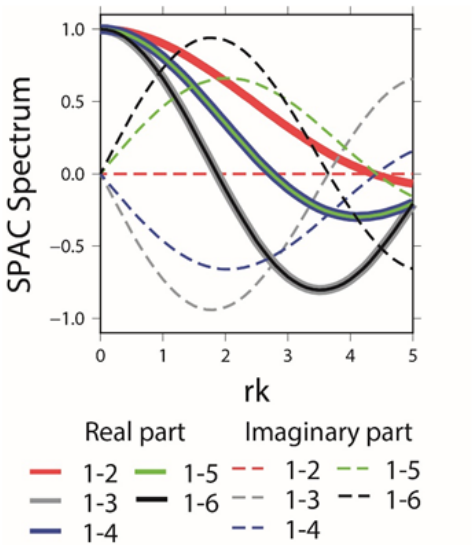
木場の観測データ処理





理論計算





© The Seismological Society of Japan

Migration of seismic scatteres before and after the 2016 events in Southeastern Korea

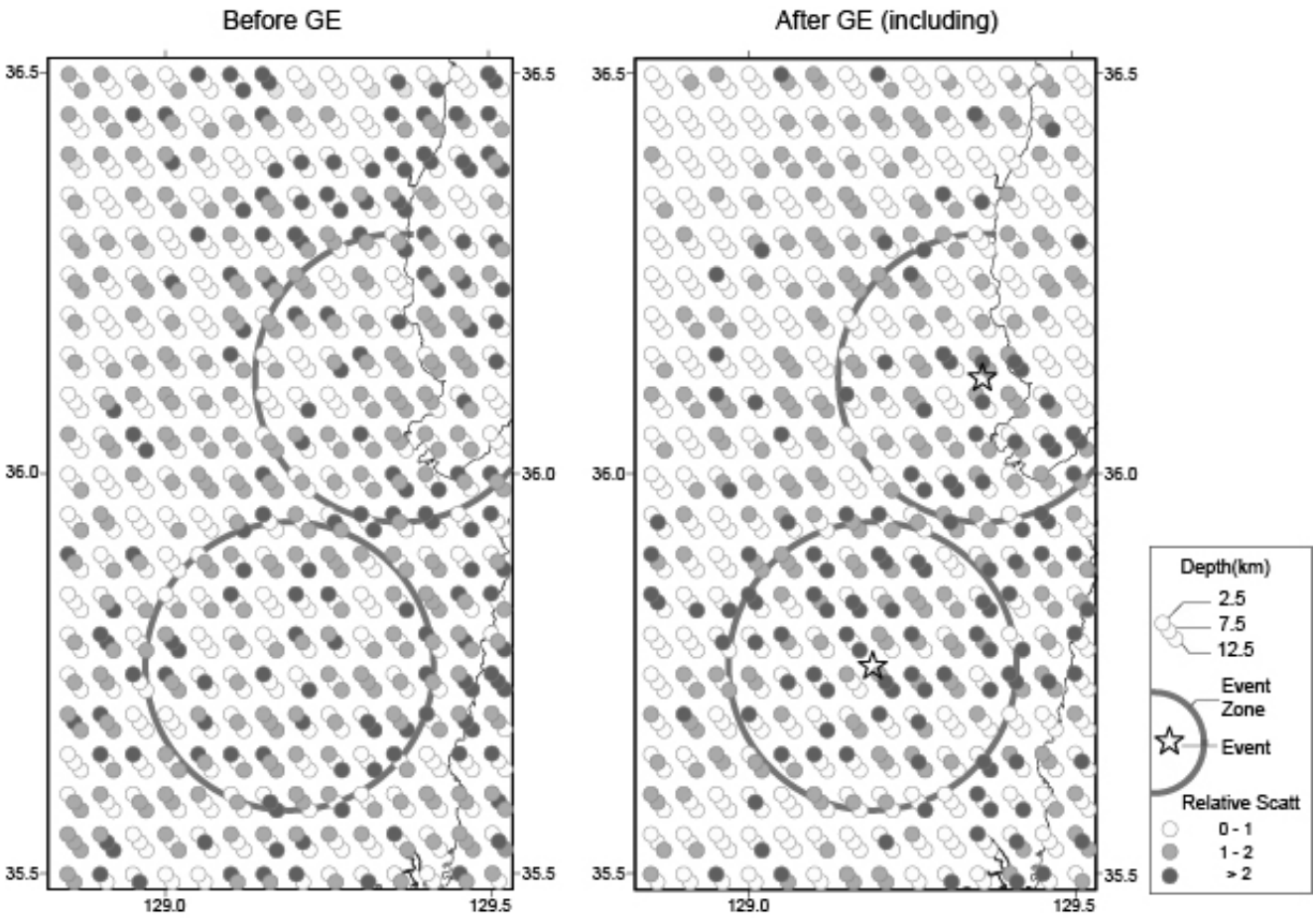
*Muhammad Zafar Iqbal[1,2], Tae Woong Chung[1]

1. Sejong University, 2. Microseismic Studies Program (MSSP), Islamabad, Pakistan

Crustal heterogeneity related to seismic fault was revealed by spatial scattering difference by coda envelope inversion, developed by Nishigami (1991). This method, however, has not applied to migration of seismic scatters due to difficulty in detecting the appropriate time of change in tectonically active regions. In 2016, the M_L 5.8 Gyeongju Earthquake (GE) may present temporal variation of southeastern Korea because this region was stable area without M5 class events over several centuries. After GE, seismicity increased and the M_L 5.4 Pohang earthquake occurred in this region on 2017. For the period of before GE and after GE including origin time, 97 and 110 earthquakes (M2) provided 590 and 818 coda traces, respectively. These were recorded as vertical component on 196 stations. In S-wave coda observations, numerous seismograms showed large amplitude reverberations caused by reflections at free surface (RFS): 214 and 378 for the period of before GE and after GE including origin time, respectively. Coda time window avoided RFS by shifting starting coda time as 2 times the *S*-wave traveltimes, which were originally as 1.5 times. The maximum length of window was <40 s as the *S*-wave traveltimes, which appears to be limit time to reduce the effect of multiple scattering. The residuals were averaged in windows of $\delta t = 0.5$ s. The study region were selected for 35.5 to 36.5˚N and 128.5 to129.5˚E with a depth of 50km, and the volume was divided into 20´20´10 blocks with about 5 km on one side. Heterogeneities of each blocks were obtained not only *S*-to-*S*-wave conversion but also reflection at free surface from each source. The ray paths were obtained by ray method for the model with 4 crustal layers with *S*-wave velocities for 3.29, 3.45, 3.85, and 4.55km/s separated at depths of 5.1, 16.7 and 31.9 km. The observations were solved using the simultaneous iterative reconstruction technique (SIRT). SIRT with iterations of 2389 showed the remarkable difference between before GE and after GE including origin time (Figure). Relatively high scattered area correlated with topography for before GE, regardless of Gyeongju and Pohang earthquake zones which are land areas within a radius of 20 km centered on two events, respectively. This correlation became weak for after GE including origin time, and the higher values were observed for the earthquake zones. This variation may reflect the effect of two moderate earthquakes.

This study was supported by the National Research Foundation of Korea (NRF) grant funded by the Korea government (MSSIT) (No. 2018R1A2A3074595).

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Seismic response change of a sand soil after strong motion, revealed by a laboratory transmission experiment

*Tsurugi Kakutani[1], Hironori Kawakata[1], Shiro Hirano[1]

1. Ritsumeikan University

§はじめに

強震動によって浅部地盤の地震波速度や増幅係数のピーク周波数が低下するなどの地盤特性の変化が見られる時がある。その変化についてSawazaki et al.（2009）は、2000年鳥取県西部地震の余震記録を用い、そのコーダスペクトル比から本震直後に浅部地盤の増幅係数のピーク周波数が低下したことを検出した。又、数日から数年をかけてピーク周波数が回復することも検出し、岩石試験から提案されているスローダイナミクスとの類似点を指摘している。

スローダイナミクスの様なサイトの地盤特性の変化を理解することは、地震動の予測に重要となる。しかし、実地震においては余震記録を用いるため、余震発生数に依存して時間分解能が落ちてしまう。これについては、弾性波モニタリングできる室内実験が有効だと考える。更に、室内実験では振動の強さや周波数などがコントロール可能である。

室内実験について、TenCate et al.（2000）は、直径50 mm、長さ300 mmの細長い円筒形岩石試料に一定時間の弾性波を加えた後に、一次元棒と見立てた時の試料の基本共振周波数（約3900 Hz）の前後100 Hz幅のスイープ信号を加えモニタリングすることで、試料の共振周波数の低下を観測した。その後、時間をかけて最終的に共振周波数は元に戻ったと報告している。しかし、モニタリング波が狭帯域で基本共振周波数以外の周波数帯については述べられておらず、より広帯域で観測する必要がある。なお、先行研究によればスローダイナミクスの詳細は不明なままでモデルがないので数値シミュレーションを行うことが難しい。

以上のことから本研究では、模型砂層地盤に強震動を与える実験を実施し、地盤の変化、回復のモニタリングを行った。モニタリングに用いるSweep信号を繰り返し与えることで時間分解を上げ、Sweep信号の帯域を広くとった。

§実験方法

アルミ板(40×40×20 mm)を底に取り付けた容器（150×280×165 mm）に厚さ30 mmのモルタルを流し込み固めた。これは工学的基盤を模したものであると同時に、容器の底に直接取り付ける震動源（シェーカー）の変位そのものが砂層地盤に局所的で不可逆的な変形を生じさせることを避けるためである。その後、モルタルの上に厚さ75 mmのシリコンを含んだ砂を敷きつめ、浅部地盤を模した砂層を作成し、加速度センサーを砂層内部に鉛直に、モルタル基盤との境界から高さ10 mm、40 mm、70 mmの箇所にA1, A2, A3の順に設置した（図1）。

容器の底からシェイカーでモニタリング波としてのSweep信号（0~20 kHz、100 mVpp）と強震としてのsine波(0.1 kHz、1700 mVpp)を繰り返し（Sweep 8分→sine2分→Sweep60分→sine2分→Sweep60分→sine2分→Sweep60分）砂層に入力した。

© The Seismological Society of Japan

§結果

実験結果により得られた弾性波速度からSweep信号の波長は砂の直径よりも1桁以上大きく、砂層サイズに対しては最少で波数が3であることを確認した。鉛直に設置した加速度センサーA1, 2, 3で振幅スペクトル比、速度比を表すと各々図2、3のようになった。図2より、砂層の共振周波数が強震後に約12.5 kHzから約12 kHzに低下した。その後、20分程かけて、12.5 kHz付近まで回復していく過程を確認することができた。図3より、強震により砂層の共振周波数が低下するのに伴い、12 kHz付近の弾性波速度が0.5%程低下し、回復していく過程を確認することができた。今回の実験では強震、モニタリングともに弾性波としてP波的な振動を用いているが、コーダ波を用いたSawazaki et al.(2009)とよく似た地盤の増幅係数のピーク周波数の低下、回復を確認することができた。

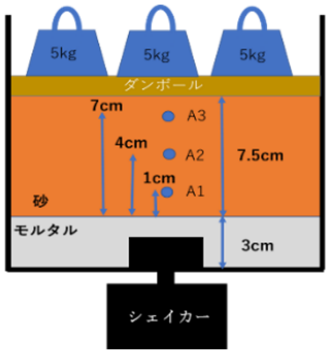


図1. 実験装置の概念図。

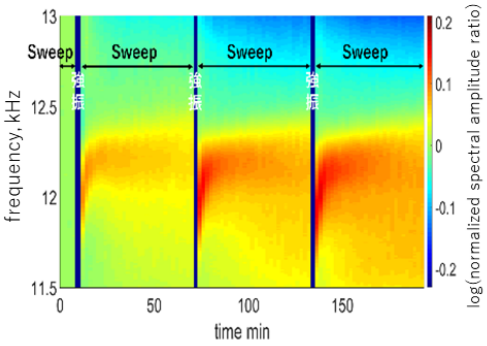


図2. 加速度センサーA1に対するA2の振幅増加率。青い帯で与えた3つの時間帯に強震動を与えた。

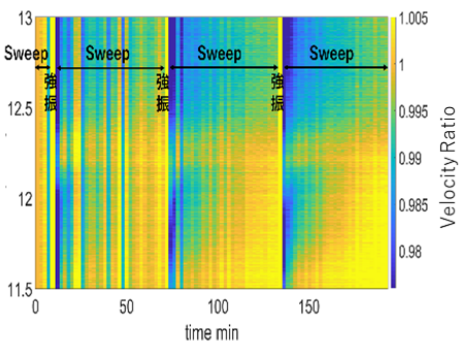


図3. 加速度センサーA1に対するA2の位相速度変化率。黄色の帯で与えた3つの時間帯に強震動を与えた。

© The Seismological Society of Japan

Identification of Nonlinear Site Responses of Vertical Motions Using Strong Motion Records Observed at the Ground Surface

*Toshimi Satoh[1]

1. Institute of Technology, Shimizu Corporation

強震時には地盤が非線形化し，強震記録の水平動にはその影響がみられることは多数報告されている．上下動については，強震記録からその影響が顕著にみられることを示した研究は少ない．本研究では，以下のように，KiK-net強震記録に基づき，上下動の地盤増幅特性の非線形性の有無が，地表での上下動の観測加速度波形を積分した速度波形の形状で識別できることを示している．

1997～2018年のKiK-net強震記録から，地表での3成分合成の最大加速度が300cm/s^{2}以上のデータを強震動として選択した．加速度波形をプリイベントメモリの平均値で零線補正後，時間領域で積分して速度波形を算出した．その結果，振幅が大きい場合には直線状のトレンドが生じる場合が多かったが，一部の上下動の速度波形には，図1に示すように負の方向にステップ状に一定になる，あるいは，負の方向に直線状のトレンドが生じた後ほぼ一定となるデータが存在していた．ほぼ一定となる速度の絶対値をVnonと呼ぶ．図1の8ケタの数字は地震の発生年であり，TTRH02(日野)のようにVnonが生じた後にやや負方向に緩やか勾配もつ場合や，正方向に緩やか勾配もつ場合もあったが，多くは一定となっている．図1は，地殻内地震でVnon≧2.5cm/sとなった6つの上下動の速度波形とモデルを，下からVnonの大きな順に示したものである．302個の強震動のうち，Vnon≧1.0cm/sとなった上下動は35個であった．Vnonが最大のデータは2011年東北地方太平洋沖地震のTCGH16(芳賀)，2番目は図1に示した2018年北海道胆振東部地震のIBUH01(追分)，3番目は図1に示した2000年鳥取県西部地震のTTRH02であった．いずれも，震度7相当である．図1の2016年熊本地震本震と前震のKMMH16(益城)は，最大速度が大きいため，この図のみからはVnonが明瞭にはみえないが，地殻内地震の中ではVnonが5番目，6番目に大きかった．

Vnon≧1.0cm/sとなった強震動の地中に対する地表のスペクトル比と，弱震動のスペクトル比の平均値と平均±標準偏差の比較を行った．図2には，例として2018年北海道胆振東部地震のIBUH01と2016年熊本地震本震のKMMH16を示す．強震動の水平動のスペクトル比H/H_Bのみならず，上下動のスペクトル比V/V_Bも弱震動とは異なっており，上下動の地盤増幅特性にも非線形性があることがわかる．Vnon≧1.0cm/sとなった強震動には，同様の特徴がみられた．したがって，地表の上下動の速度波形の形状から，上下動の地盤増幅特性の非線形性の有無を識別できると考えられる．

図2の，上下動のピーク周波数の1/2の周波数付近に水平動のピーク周波数がある．また，Vnon≧1.0cm/sとなった強震動には，水平動と上下動の加速度波形の粒子軌跡が，上に凸となる特徴がみられた．さらに，Vnonが大きい上下動の速度波形には，正方向に鋭く振幅の大きなピークを，負方向にやや幅の広いピークをもつ特徴がみられた．これらの特徴は，既往の研究(森尾・他，2017)の解析に基づく，負のダイレイタンシー(体積収縮)の特徴である．また，不飽和地盤では，繰返し載荷により体積収縮が発生し，水平加振で水平動の2倍の周波数で上下動が発生することが実験でも指摘されており(例えば，大嶋・渡辺，1994)，この弾塑性現象が大振幅時に発生した可能性がある．ただし，Vnonが生じる速度波形の形状に関する物理的・力学的な証明は今後の課題である．Vnon≧1.0cm/sとなった強震動のV/V_Bは，極軟弱層がある場合を除き，10Hz程度以下では弱震動より大きい場合が多く，非線形化することで上下動が増幅することがわかった．V/V_Bの1番目のピークでの弱震動に対する強震動の比は，平均3.7倍であった．また，図2に示したように，上下動のV/V_Bのピーク周波数の1/2の周波数付近に存在する水平動のピークレベルも，弱震動より大きい場合が多かった．このように，ダイレイタンシーが生ずる場合には，水平動も周波数帯域によっては，弱震動より地盤増幅が大きくなる場合があった．

© The Seismological Society of Japan

佐藤(2015)では，2011年東北地方太平洋沖地震のTCGH16の地盤増幅特性を弱震動のものに置き換えた場合，震度は7相当にはならないことを指摘している．森尾・他(2017)ではTCGH16の粒子軌跡から，ダイレイタンシーの影響の可能性を指摘している．本研究の結果からも，TCGH16の震度7相当にはダイレイタンシーによる非線形地盤増幅が寄与したと考えられる．図2のKMMH16では，V/V_Bのピーク周波数の1/2の周波数である0.8HzにEW成分のピークがあり，この周波数はVnon≧1.0cm/sとなったデータのうちで最も低周波であり，建物被害に寄与した可能性がある．中澤・他(2018)は，益城町での被害が大きかった領域は地下水位が浅く，KMMH16周辺は地下水位が深いことを示している．被害の大きかった地域では，地下水位の違いの影響を受けた浅部の黒ボク(火山灰質粘性土)のダイレイタンシーによる非線形地盤増幅が大きな地震動に寄与した可能性がある．

謝辞：本研究ではKiK-net強震記録とその地盤構造，気象庁の一元化震源情報を用いました．記して感謝致します．

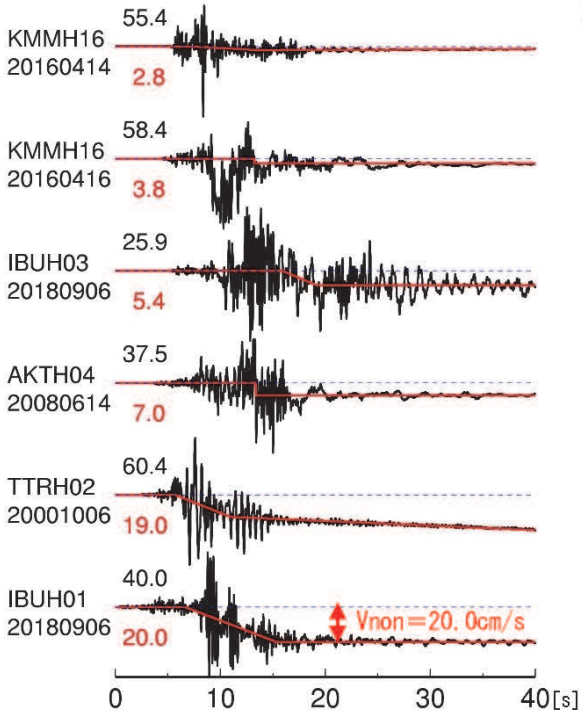


図1　地殻内地震でVnon≧2.5cm/sの地表での上下動の速度波形(黒)とモデル(赤)．赤の数字がVnon[cm/s]，黒の数字が最大速度[cm/s]．

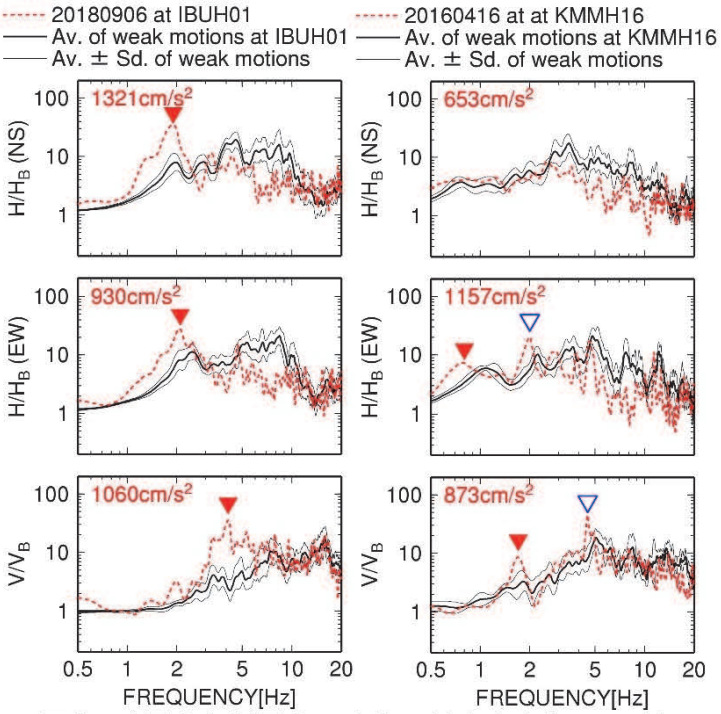


図2　強震動と弱震動の地中に対する地表のスペクトル比の比較（▼，▽は，上下動のピークとその周波数の1/2の周波数の水平動の1番目，2番目のピーク）

© The Seismological Society of Japan

On the liquefaction site distribution of The 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake and the examination of damage rate by recent earthquakes

*Shigeki Senna[1], Shigeki Senna[1]

1. NIED

平成３０年北海道胆振東部地震では，最大震度７を観測した厚真町を中心に，太平洋側の苫小牧市や日高町から日本海側の石狩市にかけた広い範囲で震度5弱以上の強い揺れを観測しその多くの地域で液状化が発生した．昨年に本地震による液状化地点の発表は行っているが，データ収集中の暫定的なものであった．本研究では，液状化地点の情報をさらに収集し，本地震による液状化地点を確定させた．また，その液状化地点に基づき，建物被害等の収集した情報から，近年の液状化が発生した地震から求められた液状化発生率との比較・検討を行った．

液状化地点は地震発生後に撮影された国土地理院や株式会社パスコの高解像度航空画像，および，GoogleEarthから公開されている衛星画像から読み取りを行った．噴砂地点を液状化地点としている．また，現地調査等からも液状化地点の情報を収集した．これらのデータに基づき，過去の地震と同様に約250m，約50m，約25mメッシュ単位のデータを作成した．液状化地点数は5301点であり，メッシュ数は順に1102，2982，4915メッシュになる．

液状化は，震源地付近の震度6弱以上の強い揺れがあった厚真町・安平町・むかわ町・苫小牧市等で発生しており，山間部の川沿いにも発生している．また，震源地から離れているが，震度5弱や5強の揺れに見舞われた地域でも発生しており，太平洋側では震源から約70kmの白老町の海岸付近や，日本海側では震源から約80km離れた石狩川河口付近でも液状化が見られた．札幌市も震源からは約50km以上離れているが，液状化被害報道の中心となった清田区里塚だけはなく，ほかの地区でも液状化が起こり建物に被害が発生している．微地形区分別にみると，火山山麓地・ローム台地・谷底低地・後背湿地で数が多く発生していた．火山山麓地での液状化は，ほとんどが札幌市清田区付近である．

液状化発生率に関しては，過去に2011年東北地方太平洋沖地震と2016年熊本地震の液状化のデータより液状化発生率計算式（フラジリティー）を作成している．その結果を今回の平成３０年北海道胆振東部地震の液状化発生率と比較すると，特定の微地形でデータ数が少ないことからか，ばらつきが大きくなっている個所もあるが，ほぼ調和的な結果となった．今後は建物被害分布データとの比較・検討を進める予定である．またフラジリティーのさらなる高精度化を目指し水域(河川等)との関係の調査を進めている．

本研究では，平成３０年北海道胆振東部地震の液状化地点分布を分析し，過去に検討した液状化発生率計算式（フラジリティー）との比較等を行い，結果の妥当性を検討する予定である．

<謝辞>
解析の一部に関しては，株式会社構造計画研究所の橋本光史氏，神奈川大学の落合務氏にご協力いただいた．建物被害の情報については，札幌市等各自治体より提供いただいた．関係各位に謝意を表します．

<参考文献>
・先名重樹・小澤京子・杉本純也・山田和樹，近年の液状化被害を踏まえた液状化発生率の検討，日本地震学会秋季大会，2018.10
・先名重樹・小澤京子，平成３０年北海道胆振東部地震の液状化地点分布とその特徴，日本地震学会秋季大

© The Seismological Society of Japan

会，2018.10
・先名重樹・小澤京子，近年の液状化被害を踏まえた液状化被害率の検討， JpGU2019，2019.6

© The Seismological Society of Japan

Consideration of seismotectonic province map by multivariate analysis for sophistication of probabilistic seismic hazard analysis

*Kozo Onishi[1], Takashi Kumamoto[1], Kyoko Mori[2]

1. Okayama University, 2. Geospatial Information Authority of Japan

日本では 1995 年の兵庫県南部地震 (M_{JMA}7.3) の発生をきっかけに地震調査研究推進本部（以後，「地震本部」という．）が設置され，地震の被害の軽減のために，地震の調査や研究の推進およびその成果の普及が行われている（例えば，地震本部，2018）．この中で，地震発生前には発生源である活断層が地表に現れておらず，位置や規模の特定が困難な「予め震源を特定しにくい地震」は，事前に個別の発生場所，地震規模，発生確率を特定することが困難なため，地震群としての特徴を統計的なモデルで取り扱うことで評価されている．このとき，観測データから地震群を抽出するにあたっては，地震地体構造に基づき，地震活動の特徴が類似すると考えられる領域に区分したモデルの設定，もしくは，矩形あるいは円形の一定面積の領域を対象範囲に敷き詰めるモデルの設定が必要となる．これらのモデルに対し，区分内の地震活動について，Gutenberg-Richter (G-R) の関係から想定される発生頻度と区分内で発生し得る最大規模地震の設定から地震ハザードが評価される．従って，前者の評価手法については，地震地体構造をどのように区分するかが地震ハザード上では重要な課題となる．地震本部の地震動予測地図における内陸地殻内地震の予め震源を特定しにくい地震の評価では，垣見ほか (2003) の地震地体構造区分を基にした領域区分に加えて，ある区分内で観測地震数がG-Rの関係を議論するのに十分ではないという不確実性を考慮するために，従来よりも大きな領域区分も追加で採用されている（地震本部，2014）．一方，こうした地震地体構造区分については，領域の境界上に位置する活断層の設定を含めた境界の設定に恣意性が残ることに加え，境界付近で地震活動が著しく異なるモデル化がなされる可能性がある．一方，領域区分せずに地震活動をモデル化するsmoothed seismicityの考え方（例えば，Frankel，1996：地震本部，2014）でも，想定する地震の最大規模は，地震地体構造区分の設定に依拠している．従って，いずれにせよ地震地体構造が適切に評価されている必要があり，領域設定の信頼性向上を図るために，定量的なデータと統計的な手法の導入が地震ハザード評価の高度化に資すると考えた．

こうした地震地体構造の領域設定に定量的なデータと統計的な手法の導入した研究として，塚田ほか (2010) やKumamoto et al. (2016) による定量的な地震地体構造区分が挙げられる．これらの議論では，重力異常データ，地震発生層データ，活断層からのモーメント放出量データ，地震活動からのモーメント放出量データの4つのパラメータを用いた主成分分析を行った．次いで，主成分の得点について，国土地理院の２次メッシュを基にした分布図を作成するとともに，得られた各主成分に対して地震活動との関連を検討した．具体的には，地体区分を定量的に行うために，この主成分得点から群平均法を用いたクラスター分析を行い，各メッシュを数種類のクラスターに分類し，その分布図から新しい地震地体構造区分を議論した．Kumamoto et al. (2016) の地震地体構造区分では，西南日本において，例えば垣見ほか (2003) で特定断層とされた中央構造線断層帯を，構造区の境界としてではなく，中央構造線断層帯に代表される1つの地震地体構造区としている．これは，遠田 (2013) による中央構造断層帯沿いで広域的な歪み開放を効率的に行って周辺に小規模な断層が少ないとする考え方と整合的であり，Kumamoto et al. (2016) による定量的な区分手法が定性的な概念をうまく表現できる可能性を示唆している．ただし，これらの議論で用いられたパラメータは，事象の大きさを表す指標のみであったことから，方向性を有するような構造を区分に反映できていなかった．例えば，GNSS観測データによる山陰歪み集中帯（Nishimura and Takada, 2017など）は領域区分に考慮されておらず，プレートテクトニクスの枠組みの中で地震に関連した諸現象の地域性に関する走向や方向性に関する議論は十分ではなかった．

そこで，本研究では，内陸地殻内地震の予め震源を特定しにくい地震の地震ハザード評価の高度化を目的として，従来の重力異常データ，地震発生層データ，活断層からのモーメント放出量データ，地震活動からのモーメント放出量データに，震源分布，断層，地殻変動といった走向や方向性を有するパラメータを加えたデータについて統計的な処理を行って，新たな地震地体構造の区分を試みた．本研究によるデータおよび手法

© The Seismological Society of Japan

を用いることで，区分の境界を特定の活断層が担うこと，同一区分内における地震活動の密度差が生じることや山陰歪み集中帯のような連続する構造の区分等について改良が可能であり，領域設定の信頼性向上に資する見込みが得られた．

© The Seismological Society of Japan

A preliminary waveform tomography for the Tohoku-Oki area of the Japan Trench, Japan, based on a land-ocean unified 3D structure model

*Taro Okamoto[1], Hiroshi Takenaka[2], Takeshi Nakamura[3]

1. Department of Earth and Planetary Sciences, School of Science, Tokyo Institute of Technology, 2. Graduate School of Natural Science and Technology, Okayama University, 3. Earthquake and Tsunami Research Division, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

沈み込み帯の地震からの**地震波波形**を計算することは、強震動の研究や予測においても、また破壊過程や地震の震源分布・発震機構解等を研究するうえでも重要な分野となる。しかし沈み込み帯は海底地形のような不規則形状を持つ層境界面と、地震波速度が遅い海水層や堆積物層などの不規則厚さの多数の層から構成される**強い３次元不均質性**を持っている。この不均質性により伝播経路が歪められるなど、**地震波には大きな影響**がある（例えば Wiens *JGR* 1989; Okamoto *EPS* 2002）。そして、この影響を考慮しない場合には破壊過程解析結果に誤差が発生する可能性がある（Okamoto *EPS* 2009）。不均質性の影響により震源の深さや発震機構解にも系統的な誤差が発生する現象も指摘されている（Takemura et al. *EPS* 2016）。

そこで我々は、計算波形が観測波形をどの周期帯まで再現できるかという**地震波再現性**の問題に取り組んできた。東北沖の地震に関する我々の解析（Okamoto et al. *EPS* 2018）では、陸上観測点で得られた表面波を主体とする全波形については周期10秒程度以上、P波初動部分に限定した波形では周期4秒程度以上では再現性が良好であり、推定される震源位置も構造モデルと整合的であった。しかし最適震源パラメータを用いても**短周期のS波部分については再現性が低下する**ことも見えてきた。これはS波速度構造モデルの精度が充分ではないことを示唆する。S波速度構造は剛性率と直接関係するため、その知見に限界があれば破壊現象や地震発生場を考察する上で困難をもたらす可能性がある。

そこで本研究では、東北沖地域での周期数秒程度までの波形再現性を向上させることを目的として、波形トモグラフィーによって構造モデルを改良することを試みる。本研究ではK-NET、KiK-netの強震動波形データとF-netの広帯域波形データを利用する。本研究は以下のようなステージからなる。[1] 陸海統合3次元構造モデル：本研究では、地形モデル（岸本 *GSJ Open-file Report* 2000）、J-SHIS深部地盤データV2（藤原・他 *NIED Technical Note* 2009）、全国一次モデル地下構造モデル（暫定版）（地震調査研究推進本部 2012; Koketsu et al. *Proc. WCEE* 2008, 2012）を利用して、これまで我々が用いてきた構造モデルをアップデートした。[2] 波形計算：我々が開発したHOT-FDM（Nakamura et al. *BSSA* 2009）を用いて陸海統合3次元構造モデルのもとでの地震波波形を生成する。[3] FAMT解析：我々が提案した First-motion Augmented Moment Tensor 解析（Okamoto et al. *EPS* 2017, 2018）によって初期モデルのもとでの地震パラメータを決定する。この手法は震源パラメータの波形インバージョンにおいて、通常利用される**長周期の全波形**（表面波まで含む）に加えて、P波初動付近のみから成る**短周期実体波波形を追加**して解析することが特徴である。これにより初動走時や震源時間関数などの情報を短周期実体波波形によって増強することが可能となる。[4] 感度カーネル：構造パラメータを改良するための感度カーネルをアジョイントの方法（Tanimoto GJI 1990）によって計算する。本研究では周波数領域のカーネルを用いる。[5] 波形トモグラフィー：周波数領域の波形残差をデータとして、感度カーネルを用いた波形トモグラフィーを実行し、構造モデルの改良を試みる。

本研究では、上述のHOT-FDMのマルチGPU対応版（Okamoto et al. *EPS* 2010; Okamoto et al. *GPU Solutions to Multi-scale Problems in Science and Engineering* 2013）を利用する。計算には東工大TSUBAME-3.0を利用する。本研究のFDMパラメータは、計算領域605km×422km×104km、格子間隔150m、上限周波数0.39 Hz であり、GPU（Tesla P100）は56基を用いた。本研究では F-netとKiK-netの計12観測点の3成分を対象にして、上記のパラメータによるHOT-FDM計算を合計36回実施した。計算時間は

© The Seismological Society of Japan

TSUBAME-3.0の14ノードを利用して１計算あたり1.5時間、出力波形データサイズは１計算あたり421GBである。発表では、FAMT解析によって東北沖の浅い地震の最適震源パラメータ（モーメントテンソル・震源時間関数・震源位置・発震時）を推定し、その推定結果を用いて計算した感度カーネルの特徴や地震波波形の再現性、および波形トモグラフィーの暫定結果などを議論する。

謝辞　本研究では防災科学技術研究所の波形データ（K-NET, KiK-net, F-net）を利用させていただきました。また岸本氏、防災科学技術研究所、地震調査研究推進本部の地形データと構造モデルを利用させていただきました。本研究には科学研究費補助金（16K05535）を利用させていただきました。記して感謝いたします。

© The Seismological Society of Japan

Estimation of strong motion generation area source model during the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake

*Susumu Kurahashi[1], Kojiro Irikura[1]

1. Aichi Institute of Technology

1.はじめに
2018年9月6日3時7分、北海道胆振東部地震（Mw6.6）が発生し、最大震度7が北海道厚真町で観測され、震度6強が北海道安平町、北海道むかわ町で観測された。この地震は、震源深さが37kmと非常に深いにもかかわらず非常に大きな揺れが観測されたことは大変興味深い。また、この地域は、日高衝突帯の前縁付近で発生したことが指摘されており、いわゆる日本で発生する内陸地殻内地震とのテクトニクスの違いによる既往のスケーリング則との関係性について議論することは、今後の強震動予測において非常に重要である。本研究では，本地震の強震動の生成メカニズムの解明を目的として、経験的グリーン関数法により強震動生成域（Strong motion generation area: SMGA）の構築を行った．

２．強震動の特徴
観測された波形の特徴として，震源の南部のHKD126で最大速度158cm/sが観測されており，非常に大きなパルス的な波形が特徴である．また，震源の北部に位置するHKD127（K-NET追分）では，最大加速度1796gal（3成分合成値）を観測しており，また，少なくとも3つの波群が確認できる。

３．強震動震源モデルの構築
3-1強震動生成域の破壊開始点の推定
観測記録に見られる３つの波群は、強震動生成域から放出されたものと仮定をして、この３つの波群の再現を再現するモデルとして、経験的グリーン関数法（Irikura、1986）により３つの強震動生成域モデルを構築する。はじめに、強震動生成域の破壊開始点を推定する。推定方法は、震源を囲むKiK-net地中の４観測点において波群のS波の立ち上がりを読み取り、back-propagationによりその放出する場所を推定した。探索方法はAsano and Iwata(2012)の式を用いた。なおこの式では、理論波形が必要となるが、その波形の計算には全国１時地下構造モデル（Koketsu et al., 2012）を用いた。また、S波の立ち上がりの読み取りには、局所定常ARモデルによる方法（赤池・北川, 1994）を用いた。
断層面は防災科研によるDD法を用いた震源再決定の余震分布（防災科研、2018）を参考に、３枚の断層面を設定した． その結果、波群１は震源の南部のセグメント、波群２は北部セグメント、波群３は中央セグメントの浅部と推定された。

3-2　経験的グリーン関数法による強震動震源モデルの構築
3-2-1　要素地震の諸元の推定
次に、要素地震の面積と応力降下量を推定する。要素地震は、SMGAが南側と北側に存在することからそれぞれ一つずつの余震を選択した。要素地震の選定には、①SMGAと要素地震の震源が近い、②要素地震のメカニズムが本震のメカニズムと近似していることを条件とした。本震のメカニズム解は、八木（2018）による断層面上におけるメカニズム解の結果を利用した。
面積と応力降下量は、震源スペクトル比法（三宅他、1999）により要素地震のコーナー周波数を抽出し、円形クラックモデルから算出した。結果的に、北部の要素地震（Mw4.0、震源深さ34.3km）と南部の要素地震（Mw3.7、震源深さ41.4km）において、面積と応力降下量は、1.69km^2、0.4MPa、1.21km^2、5.0MPaとなった。

3-2-2　SMGAの面積と応力降下量の推定
最後に経験的グリーン関数法によりSMGAを構築した．

© The Seismological Society of Japan

SMGAのパラメータは，足し合わせ数、SMGA内の破壊開始点の位置、破壊伝播速度、要素地震のライズタイム、応力パラメータとして、観測波形と合成波形の残差が最小となるモデルを求めた．評価関数は，三宅他（1999）を参考に、KiK-net地中の記録については加速度エンベロープと変位波形とした。ただし、非線形の影響がある可能性のある地表記録（K-NET観測点の記録）については，非線形の影響が出にくい速度波形と変位波形の残差とした．解析対象とした観測点数は12観測点、解析対象周波数は0.5-10Hzとした。
解析の結果，推定された３つのSMGAは震源の南側，北側，浅部に位置している．それぞれの応力パラメータは20~25MPa，SMGA面積は136km^{2}であった。地震モーメントとSMGAの面積のスケーリングは、既往のスケーリング則よりも若干過小評価であった．これは、応力パラメータが既往の地震よりも高いことと整合している。なお、応力パラメータがばらついていることについては、現在分析を進めているところである。震源の南部のHKD126にみられる特徴的なパルスは，SMGAの破壊の進行方向にあり，いわゆるディレクティビティの影響と考えられる．詳細な震源モデルについては，引き続き解析を進める．

© The Seismological Society of Japan

Characterized source model for evaluating long-period (more than2s-) ground motions during the 2014 Northern Nagano earthquake (Mj6.7)

*Yasuhiro Matsumoto[1], Ken Miyakoshi[2], Kojiro Irikura[3]

1. KOZO KEIKAKU ENGINEERING Inc., 2. Geo-Research Institute, 3. Aichi Institute of Technology

1.はじめに
2014年11月22日に発生した長野県北部の地震（M_j6.7）では，地表地震断層が神城断層に沿って約9 kmの区間で確認された（例えば，石村・他, 2015, 勝部・他，2017）．この地震の震源断層は北北東－南南西の走向をもつ東傾斜の逆断層であったと推定されている（地震本部, 2014）．中村・他 (2015)は地表地震断層より西側に1～2 km程度離れた下盤側の強震観測点（NGN005とNGNH36地表）で得られた観測加速度波形から変位波形を評価した．永久変位の向きは両地点ともに南東方向で沈降を示し，近隣のGNSS白馬観測点と同様の傾向であった．これらの強震観測点の変位量は地表地震断層に近いNGN005の方が大きく，このような変位は断層運動に伴って生じたと予想される．
一方，2016年熊本地震本震（M_j7.3）においても地表地震断層が現れ，その極近傍で観測された加速度波形から評価した変位波形には永久変位が確認できる（岩田，2016）．このような永久変位は断層浅部にLMGAを設定することで評価可能とされ（Irikura and Kurahashi, 2017），同様の検討がこれまでに多くなされている（例えば，入倉・倉橋, 2017, 田中・他, 2017, 納所・他, 2017, 松元・他, 2017, 岩城・他, 2018, 倉橋・入倉, 2018, 小穴・他，2018，貴堂・他, 2018）．
地表地震断層が現れた地震について，その近傍の永久変位を含む長周期地震動を評価できる震源モデルを検討し，その知見を蓄積していくことは，将来の地震による強震動予測を考える上で重要であると考えられる．そこで，本検討では2014年長野県北部の地震を対象に，永久変位を含む長周期（2秒以上）地震動評価のための特性化震源モデルの構築を試みる．地震動評価手法は波数積分法（Hisada and Bielak, 2003）を用いる．

2.特性化震源モデル
断層面の幾何形状はKobayashi *et al.* (2018)を参考に，深さ1 kmを境に異なる傾斜角を設定した（図1）．設定した傾斜角は深さ1 km以浅は30°，それ以深は50°である．本検討の特性化震源モデルはSMGAと断層浅部のLMGAからなるものとし，SMGAとLMGAの位置やパラメータは倉橋・他 (2016)を参考に，SMGAの上端はLMGAの下端と一部で接続し，その深さは3kmとした．LMGAの上端位置は地表踏査に基づく地表断層位置と概ね整合している。大きさはSMGAが8 km ×6 km，LMGAが4 km ×4.6 km，すべり量はSMGA，LMGAともに1 mとした．ライズタイムはSMGAが1.2秒，LMGAは3秒で，LMGAの方が長い．このような傾向は引間・他 (2018)のインバージョン結果とも調和的である．破壊開始点はPanayotopoulos *et al.* (2016)による震源位置とし，破壊伝播速度は倉橋・他 (2016)の2.3 km/sを設定した．
図2にNGN005とNGNH36地表の周期2秒以上の観測波形と合成波形の比較を示す．両地点とも，速度波形の再現性は良好であり，変位波形についても永久変位や立ち上がり部分は概ね再現できている．

3. まとめと課題
地表地震断層近傍の観測点の永久変位を含む長周期（2秒以上）地震動は，断層浅部にLMGAを設定した特性化震源モデルで評価可能であることを示した．今後，LMGAを含む特性化震源モデルの精度向上のためには，空間的な変位分布との比較が必要と考えられる．その方法として，例えば，背景領域も追加設定した特性化震源モデルを用いて評価した空間的な変位分布と，InSARで観測された地殻変動の比較が挙げられる．

謝辞
本研究は原子力規制庁の平成30年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震による地震動の評価手法の検討）事業による成果の一部である．地震動データは防災科学技術研究所の強震観測網（K-NET，KiK-net）の強震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．

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

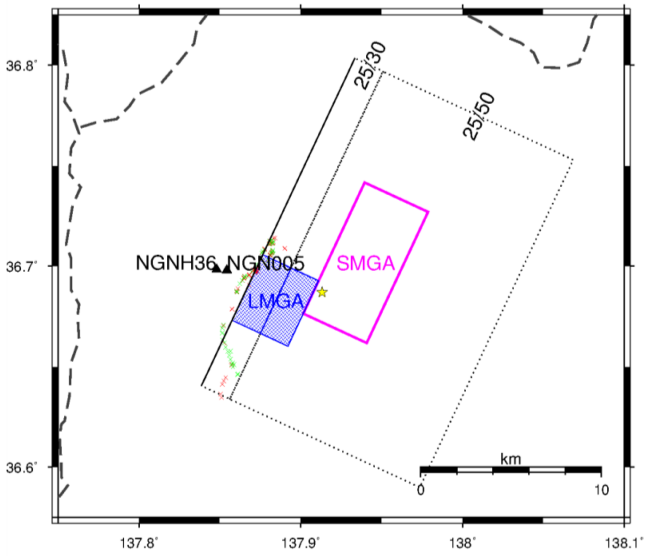
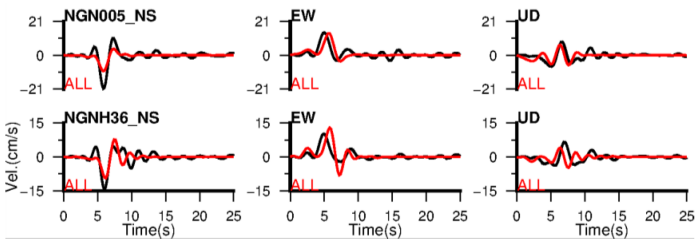
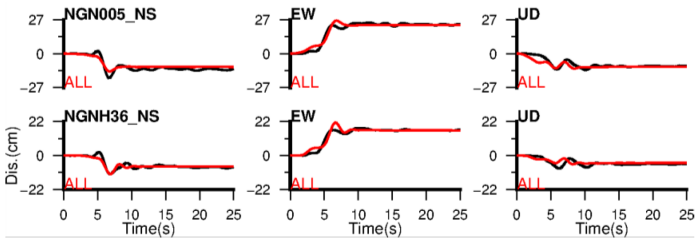


図 1 特性化震源モデル（星印：破壊開始点）と地表地震断層の測定位置（赤×印：石村・他，2015，黄緑×印：勝部・他，2017）



(a) 速度



(b) 変位

図 2 波形の比較（2 秒以上）（黒：観測，赤：合成）

© The Seismological Society of Japan

Source and strong-motion characteristics of the 2017 Puebla, Mexico, intraslab earthquake (M_W 7.2) based on a waveform inversion

*Yujia Guo[1], Ken Miyakoshi[1], Masato Tsurugi[1]

1. Geo-Research Institute

近年，2001年芸予地震 (M_W 6.8)，2003年宮城県沖の地震 (M_W 7.0)，2008年岩手県沿岸北部地震 (M_W 6.8) など，陸域直下でM7程度のスラブ内地震が度々発生している．これらの地震は同規模のプレート境界地震に比べて，しばしば強い地震動や被害をもたらしてきた．そのようなスラブ内地震の強震動予測のための特性化震源モデルの高度化において，国内外を問わず既往地震の観測記録を解析し，そこから得られる震源に関する知見を一つでも多く蓄積し，それを基にモデルの検証を積み重ねることが重要である．本研究は，2017年9月19日にメキシコ中部のPuebla州直下の深さ約50 kmを震源として発生した地震（M_W 7.2；以降「Puebla地震」と呼ぶ）を対象に，強震波形記録を用いた震源インバージョンにより断層破壊の時空間的すべりを推定し，震源特性について検討した．

Puebla地震は，北米プレートに沈み込むココスプレートの内部のフラットスラブの先端において，曲げ応力 (Melgar *et al.,* 2018) によって発生した正断層型のスラブ内地震である．震源から90 kmほど離れたPuebla市および120 kmほど離れた首都メキシコシティでは，200–300 Galの最大加速度，20–30 Kineの最大速度を持つ地震動が観測され，全壊建物約50棟，犠牲者約370名の被害が出た．観測された最大加速度の値は，この地域のスラブ内地震に対して提案された距離減衰式 (Garcia *et al.,* 2005) から予測される値とおおむね対応しているが，日本の距離減衰式（司・翠川，1999）に比べると小さい．また，最大速度の値は特にメキシコシティなどでGarcia *et al.* (2005) の予測値よりも大きい．

本研究の震源インバージョンは，余震分布の広がり，スラブの厚さ (Hayes *et al.,* 2018) を考慮し，長さ60 km・幅36 kmの北東傾斜の震源断層面を仮定し，マルチタイムウィンドウ・線形波形インバージョン法 (Hartzell and Heaton, 1983) により行った．メキシコ国立自治大学 (UNAM) より入手した13観測点の三成分加速度波形を速度波形に積分し，0.05–0.4 Hz（周期2.5–20秒）のバンドパスフィルターを施したものをデータとして使用した．グリーン関数は一次元水平成層構造を仮定し，マントル・地殻はSpica *et al.* (2016) のモデルを，地震基盤以浅の堆積層は Estrella and Gonzalez (2003) のモデルを使用し，離散化波数法 (Bouchon, 1981) と反射・透過係数行列法 (Kennett and Kerry, 1979) で計算した．

震源インバージョンの結果，解放された地震モーメントは6.9×10^{19} Nm (M_W 7.2) と推定され，この値はGCMT解 (Ekstrom *et al.,* 2012) の6.5×10^{19} Nm (M_W 7.1) と同程度であった．今後，本研究によって得られた各震源パラメータについて，過去に起きた地震の断層モデルに基づいて提案された震源スケーリング則と比較して議論し，メキシコシティなどで大きな最大速度が観測された原因についても検討する予定である．

謝辞：UNAM (http://aplicaciones.iingen.unam.mx/AcelerogramasRSM/) の波形記録を使用した．本研究は，原子力規制庁の委託業務「令和元年度原子力施設等防災対策等委託費（海溝型地震による地震動の評価手法の検討）事業」による成果の一部である．

© The Seismological Society of Japan

Estimation of strong motion generation area of the 1985 Michoacan, Mexico, earthquake

*Hiroaki Kobayashi[1], Kentaro Motoki[1], Kenichi Kato[1], Tetsumi Watanabe[2], Naoya Ishikawa[2], Yoshiho Kawai[2]

1. Kobori Research Complex Inc., 2. Chubu Electric Power Co., Inc

1985年9月19日に発生したメキシコ地震(M_w 8.0, GCMT)は，プレート境界地震であるが，震源が陸域に近いことから，震源域直上で加速度記録が得られている．本地震については，友澤・他（2018）がスペクトルインバージョン解析により断層面全体に対する短周期レベルや応力降下を推定している．しかし，観測記録には波群が2つ確認できることや，既往の波形インバージョン解析からも，少なくとも2つの大すべり域が推定されていることから，本地震の震源特性を探るためには，面的な広がりを考慮したより詳細な検討が必要だと考えられる．そこで，本研究では，経験的グリーン関数法に基づき，震源近傍の強震観測記録からインバージョン解析により複数のSMGAを推定した．また，推定されたSMGAの位置をMendoza and Hartzell (1989)（以下，M&H, 1989とする．）の震源インバージョン解析によるすべり分布に基づく特性化震源モデルと比較し，短周期と長周期の励起位置の関係を検討した．さらに，推定結果のSMGAから求めた短周期レベルを既往研究と比較・検討した．

観測記録はCOSMOS(Consortium of Organizations for Strong-Motion Observation Systems)から取得した．解析に使用した強震波形は震源域直上の4点（CALE, VILE, UNIO. AZIH）の水平成分とした．要素地震は2つ選定し，それぞれを用いて解析を行い，観測をよりよく説明できるほうを最終的に用いる要素地震とした．前述のとおり，観測記録に2つの波群がみられることから，SMGAの数は2とした．SMGAの推定は，ハイブリットヒューリスティック法（山中，2007）を用いた逆解析手法（元木・他， 2019）を用いた．SMGAの探索範囲はM&H (1989)の断層面と同一面上とし，解析周波数帯は0.2-10.0Hzとし，誤差関数の計算には加速度エンベロープとフーリエ振幅を用いた．

2つのSMGAは，震源付近と震源の南東側にそれぞれ概ね安定して求まり，観測波形とその擬似速度応答スペクトルは良好に再現できた．SMGA位置とM&H (1989)のすべり分布から求めたアスペリティ位置を比較したところ，短周期と長周期の励起位置は少しずれているものの，完全に別ではないことが示唆された．SMGAの面積は既往研究のM_0-S_{SMGA}の関係(Miyake et al., 2003)と比べてやや大きく，短周期レベルは既往研究のM_0-A関係(壇・他，2001)と比べてやや小さく求まった．震源付近，震源の南東側のSMGAの応力降下量の値はそれぞれ3.0MPa, 1.5MPaと求まった．これらの値は東北地方太平洋沖地震のSMGA（例えば，佐藤，2012）と比べると一桁小さい．一方で，SMGA解析ではないものの波形解析に基づく既往のメキシコ地震の研究（例えば、Mendez and Anderson, 1991）で示された応力降下量の値とはおおむね整合する結果となった。

© The Seismological Society of Japan

Strong ground motion simulation in the Tokyo metropolitan area of the 1923 Kanto earthquake’s strong motion generation area

*Fumino Suzuki[1], Kenichi Kato[1], Tetsushi Watanabe[1], Yusuke Tomozawa[1]

1. KOBORI RESEARCH COMPLEX

１．はじめに

首都圏に甚大な被害を及ぼした1923年関東地震は、今後も繰り返し同様の地震が発生することが懸念されるため、当時の強震動を再現することが防災上重要である。著者らは神田・加藤(2018)が被害に基づく震度（諸井・武村、2002）のインバージョン解析により評価した強震動生成域と短周期レベルをもとに6個のSMGAから成る震源モデルを構築し、数地点の強震動を統計的グリーン関数法により評価した（鈴木ほか、2019）。本稿では、上記と同様の方法で、被害に基づく震度が評価されている地点を対象に面的な強震動評価を行い、震度の再現性を検討する。

２．評価条件

震源モデルは鈴木ほか(2019)で構築したSMGAモデルを用い、ここでは詳細を省略する。評価地点は被害に基づく震度が評価されている地点とする。地盤モデルは地震発生層から工学的基盤相当までのモデルとして、地震調査研究推進本部の長周期地震動予測地図2009年試作版(2009)を用いる。3次元地下構造モデルから評価地点の直下の地下構造を抜き出した1次元地下構造モデルとし、斜め入射を考慮した理論増幅特性を与える。Q値は中央防災会議(2004)を参照し$100f^{0.7}$（fは振動数）とする。統計的グリーン関数法により工学的基盤における地震動を評価し、これらの計測震度に横田ほか(2005)の地盤の非線形性を考慮した震度増分を与えることで、簡易的に地表の計測震度を求める。横田ほか(2005)の震度増分は表層30mの平均S波速度AVS30の関係式であるため、ここではJ-SHISの表層地盤のAVS30を用いる。

３．評価結果

地表の震度の評価結果は、神奈川県の平塚や鎌倉周辺、千葉県の館山周辺、東京都23区の東部などが他の地域に比べて大きく、これらは被害に基づく実震度と定性的に一致している。しかし、本評価の震度は実震度と比べて全体的に過小評価となっている。特に実震度が7の領域が多い神奈川県南部や、実震度が5弱から6強となっている埼玉県東部で過小評価の傾向が強い。

４．議論

過小評価の要因としては、本評価で仮定しているQ値や地盤増幅率が実際の値と異なる可能性が考えられる。友澤・加藤(2018)は関東直下の減衰構造の不均質性を仮定してブロックインバージョンを行っている。その評価結果は、震源域から神奈川県南部や埼玉県東部の領域のQ値が本評価で仮定している$100f^{0.7}$よりもやや大きく、この地域の経験的地盤増幅率は本評価で用いた理論増幅率と震度増分から考えられる増幅率よりも大きい傾向にある。
そこで埼玉県東部のK-NET久喜（SIT003）について、友澤・加藤(2018)の不均質減衰構造に基づく等価なQ値と経験的地盤増幅率を与えて地表の地震動を評価した。評価結果の震度は6弱であり、実震度が得られている最も近い地点と整合する結果となった。今後は同様の評価を面的に行い、被害に基づく震度の再現性を検討する予定である。

© The Seismological Society of Japan

参考文献

神田克久, 加藤研一: 震度インバージョン解析による首都直下の歴史地震の強震動生成域と短周期レベル, 第15回日本地震工学シンポジウム, GO02-01-02, 2018.
地震調査研究推進本部: 長周期地震動予測地図2009 年度試作版, 2009.
鈴木文乃, 加藤研一, 神田克久, 池田孝: 震度インバージョン解析に基づく1923年関東地震の震源モデルの構築と首都圏の強震動評価, 日本地球惑星科学連合2019年大会, SSS13-14, 2019.
友澤裕介, 加藤研一: 領域分割に着目した関東直下の不均質減衰構造の推定, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 21371, 2018.
中央防災会議: 首都直下地震対策専門調査会（第12回）, 2004.
諸井孝文, 武村雅之: 関東地震(1923年9月1日)による木造住家被害データの整理と震度分布の推定, 日本地震工学会論文集, 第2巻, 第3号, pp. 35-71, 2002.
横田崇, 稲垣賢亮, 増田徹: 数値実験による地盤特性と増幅率の関係, 日本地震学会講演予稿集秋季大会, B064, 2005.

© The Seismological Society of Japan

Examination about setting of outer and inner fault parameters for near-fault records simulation at the 2016 Kumamoto earthquake main shock

*Toshimichi Kido[1], Masayuki Nagano[2]

1. Tokyo University of Science Graduate School, 2. Tokyo University of Science

2016年熊本地震本震時の震源過程を推定する震源インバージョン解析がこれまで数多く行われている。
これらの震源インバージョン解析に基づく不均質震源モデルの断層面は主に余震分布や地表地震断層の分布を参考に設定されていて,共通して日奈久断層帯と布田川断層帯がモデル化されている。
例えばAsano and Iwata(EPS,2016)や引間(JAEE,2016)は日奈久断層と布田川断層に対応する2枚のセグメントから構成されている。Kubo *et al.*(EPS,2016)は3つの矩形セグメントとそれらの遷移セグメントからなる曲面断層モデルを構築している。Kobayashi *et al.*(GRL,2017)では日奈久断層,布田川断層及び出ノ口断層をモデル化し,計5枚のセグメントから構成される震源モデルとなっている。Yoshida *et al.*(EPS,2017)は日奈久断層と布田川断層について4枚のセグメントからなるモデルを示している。

このように2016年熊本地震本震を対象とした不均質震源モデルはさまざまな巨視的断層面が示されている。
また,これらの不均質震源モデルの巨視的断層パラメータやすべり分布を参照した特性化震源モデルによる検討も数多く行われている(例えば,佐藤[AIJ,2017],田中・他[AIJ,2018],松元・他[JEES,2018]など)。これらの特性化震源モデルを用いた検討では,SMGAとLMGA(入倉・倉橋[JAEE,2017])と呼ばれる地震発生層以浅のすべり破壊により震源近傍の速度パルスを再現できることがわかってきた。このような特性化震源モデルに基づく震源近傍における再現強震動においては,震源モデルの巨視的断層面の設定は計算結果に大きく影響するため,震源モデルの巨視的・微視的断層パラメータの設定は震源近傍の理論地震動を議論するうえで重要である。熊本地震の巨視的断層パラメータの設定について,出ノ口断層の影響や阿蘇カルデラ内のセグメントについては議論がなされているが(例えば,Kobayashi *et al.*[2017],田中・他[2018],Yoshida *et al.*[2017]),日奈久断層や布田川断層の南西部(布田川断層と日奈久断層の接続区間や木山断層)の巨視的断層パラメータの設定についてはそれほど議論されていないように思われる。例えば,益城町の観測点(KiK-net益城,益城町宮園)とK-NET熊本の距離は僅か4km程度であるが,それぞれの地点で観測された強震動は大きく異なる。これらの違いについては,地下構造の差異による影響もあるが,益城町の観測点とK-NET熊本は日奈久断層と布田川断層の接続区間に位置することから,複雑な断層運動による影響も大きいことが推測される。

そこで本検討では,既往の震源インバージョン解析に基づく不均質震源モデル,不均質震源モデルをベースに設定された特性化震源モデル,測地データを基に構築された地殻変動分布を再現するための均質すべり震源モデル(例えば,Ozawa *et al.*,EPS,2016)やShirahama *et al.*(EPS,2016)による地表地震断層分布等を参照し,震源モデルの巨視的・微視的断層パラメータに関して,強震動再現,永久変位分布再現の観点からケーススタディを
行った。

Yoshida *et al.*とOzawa *et al.*の巨視的断層パラメータを参照し,益城町付近で確認される2条の地表断層(日奈久断層帯から布川断層帯へ接続する区間と木山断層帯区間)について,2条の断層すべりと上向きの破壊伝播効果を考慮すると,益城町や熊本市内の観測点における強震動の再現精度が向上することを確認した。日奈久断層の巨視的パラメータの設定として,例えば引間(JAEE,2016)の日奈久断層のすべり破壊は益城町の観測点における強震動にほとんど寄与しない。一方で,Asano and Iwata(EPS,2016)やKobayashi *et al.*(GRL,2017)のような日奈久断層の巨視的パラメータを用いた場合は,益城町における再現強震動に日奈久断層のすべり破壊の影響が少なからず含まれると考えられる。益城町における大振幅速度パルスについて,多くの震源インバージョン解析に基づく不均質震源モデルで示されている上向きの破壊伝播効果がもたらすDirectivity Pulseの影響が大きいと考

© The Seismological Society of Japan

えられているが,日奈久断層の巨視的・微視的断層パラメータの設定によっては日奈久断層からの横ずれ断層の破壊が走向方向に伝播することによる,所謂通常のDirectity Pulseによっても速度パルスを再現することができる。これらの設定の差異は震源近傍観測点の強震動再現に対して与える影響の差異は大きいが,震源遠方の観測点に対する影響の差異は小さいため,それぞれのモデルの妥当性を示すことは現状では困難である。

阿蘇カルデラ内の巨視的断層パラメータとして,北西傾斜,南東傾斜のケースについて,永久変位の面的分布との比較からYoshida *et al.*と同様に南東傾斜モデルであれば,阿蘇カルデラ内の沈降の傾向を再現できることを確認した。長周期で卓越する地震動を観測したK-NET一の宮の再現強震動について阿蘇カルデラ内のセグメントに2つのSMGAを設定することで再現精度が向上することを確認した。一方で,阿蘇カルデラ内に位置する観測点や,KMM004より更に東に位置する93006への阿蘇カルデラ内のセグメントのSMGAによる寄与は小さく,Yoshida *et al.*と同様の傾向となった。

謝辞：防災科学技術研究所強震観測網(K-NET,KiK-net),気象庁,熊本県地方公共団体による強震記録を利用させて頂きました。東京電力ホールディングスの引間和人博士にはインバージョン解析のデータを提供して頂きました。防災科学技術研究所HPで公開されているKubo *et al.*(EPS,2016)の震源モデルのデジタルデータ,京都大学防災研究所の浅野公之博士のHPで公開されているAsano and Iwata(EPS,2016)の震源モデルのデジタルデータを利用させて頂きました。記して謝意を表します。

© The Seismological Society of Japan

Friction law for shallower region than the seismogenic layer: Application to characteristic source model

*Yuko Kase[1], Kiyoshi Irie[2], Kazuo Dan[2], Haruhiko Torita[2]

1. GSJ, AIST, 2. ORI

従来の地震動予測では，地震発生層以浅（表層）のすべりは，地震動に対する寄与は小さいとして，モデル化の対象とされてこなかった．しかし最近では，2016年熊本地震の本震で観測された，断層近傍の長周期地震動や永久変位を説明するためには，従来の強震動生成域に加えて，地表近傍にライズタイムの長い長周期地震動生成域を設定する必要があることが指摘されている（例えば，松元ほか，2016；入倉，2018）．この長周期地震動生成域を動力学的震源モデルに導入するためには，摩擦構成則を設定する必要があるが，地震発生層を対象に設定されるすべり弱化則（例えば，Ida, 1972；Andrews, 1976）をそのまま適用すると，長いライズタイムと大きなすべりを再現することが難しい．加瀬ほか（2018）では，すべり弱化則に加えて，あるすべり速度以下ですべり速度硬化となる摩擦構成則を仮定することで，小さいすべり速度で大きなすべりを生じさせる破壊過程を得られることを示した．それを受けて，本稿では，すべり弱化・すべり速度硬化の摩擦構成則をアスペリティと背景領域から成る特性化震源モデルに適用することを試みる．

2層構造の媒質中に，長さ25 km，幅18 kmの鉛直な左横ずれ断層を想定し，地震発生層上端の深さは2 kmとする．地震発生層内にある2つのアスペリティの応力降下量は11 MPa，背景領域の応力降下量は0 MPa，表層の応力降下量は-3.0～0 MPaの範囲とし，地震発生層内（アスペリティと背景領域）はすべり弱化，表層内はすべり弱化・すべり速度硬化の摩擦構成則を仮定する．摩擦構成則のパラメータを変えて，片方のアスペリティに置いた破壊開始領域から始まる自発的破壊を計算し，表層内のすべり速度時間関数や断層近傍の波形がどのように変化するのかを調べる．

表層の強度が大きいほど，表層内の最大すべり速度は小さく，すべり速度硬化量が大きい，すなわち，実質的な負の応力降下量が小さいほど，表層内の最大すべり量は大きくなった．また，すべり硬化の臨界すべり速度が大きいほど，表層内の最大すべり速度と最大すべり量は大きくなるが，このパラメータによる影響は，強度や応力降下量に比べて小さかった．このことから，長いライズタイムと大きなすべりを再現するためには，破壊が地表に達することができる範囲で，大きい強度と小さい負の（もしくは0の）応力降下量を設定し，それを満たすようなすべり速度硬化のパラメータを設定する必要があることがわかる．アスペリティ上端の深さが2 km（地震発生層上端と同じ）の場合と，5 km（地震発生層内）の場合とを比較すると，アスペリティ上端の深さが5 kmの場合は，表層内で破壊が急激に減速し，表層全体を破壊できない場合があり，表層内のすべりやすべり速度が小さくなるものの，全体的な傾向は2 kmの場合と同様である．ただし，断層近傍のすべり速度のフーリエスペクトルを比較すると，アスペリティ上端の深さが5 kmの場合の方が，2 kmの場合よりも低い周波数から落ち始めるなどの違いが見られる．

謝辞：本研究は，国立研究開発法人産業技術総合研究所と株式会社大崎総合研究所との共同研究「地震動予測の高度化に資する動力学的断層モデルの研究」として実施されました．

© The Seismological Society of Japan

Implementation of a forward scattering model in the Numerical Shake Prediction scheme: a case of 2016 Kumamoto earthquake

*Masashi Ogiso[1]

1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

地震波動場の実況そのものに基づく地震動即時予測(Hoshiba and Aoki, 2015, *BSSA*; Kodera et al., 2018, *BSSA*)は、巨大地震や複数の地震が同時に発生しているような状況においても予測が可能であることから、ロバストな地震動即時予測手法のひとつとして有望である。Hoshiba and Aoki (2015)が提唱した「揺れの数値予報」では未来の地震動を計算する際に輻射伝達理論と等方散乱モデルを用いているが、等方散乱モデルは地震波エンベロープのコーダ部分をよく再現するものの、主要動部分を説明することはできないため、主要動部分をより再現できる計算手法を「揺れの数値予報」に採用することで地震動の予測精度が向上すると期待できる。そこで、本研究では地震波エンベロープ全体をよく再現できる前方散乱モデル(e.g., Wegler et al., 2006, *PAGEOPH*)を「揺れの数値予報」に導入し、2016年熊本地震の本震(Mj7.3)を対象とした地震動即時予測シミュレーションを実施して、等方散乱モデルの結果と比較することによってその効果を調査した。

前方散乱を表現するため、媒質速度に指数関数型のパワースペクトルで表現されるランダムな揺らぎがあると仮定し、ボルン近似に基づいて非等方な散乱係数を計算した。この非等方な散乱係数を輻射伝達理論に取り入れることにより、主要動部分も含めた地震波エンベロープ全体を計算することができる。なお、ランダム媒質を表現するパラメータは、相関距離を1km、速度揺らぎのRMS値を0.05とした。

前方散乱モデルを用いた予測結果と等方散乱モデルに基づいた予測結果(Ogiso et al., 2018, *BSSA*)を比較したところ、最大値の予測はほぼ同等であるが、コーダ波部分の予測精度が向上した。これは、地震動即時予測において最大値のみならず地震動の継続時間の予測可能性を示す重要な結果である。等方散乱モデルにおいても、モーメント輸送散乱係数(e.g., Sato et al., 2012)を用いることでコーダ波部分のエンベロープの予測精度を向上させることは可能であったが、その場合、一部の観測点で直達波近辺の予測エンベロープが不自然となる例が見受けられた。すなわち、等方散乱モデルでは最大振幅またはコーダ部分のどちらかを合わせる予測となるのに対して、前方散乱モデルを用いることで主要動からコーダ部分までの地震波エンベロープ全体を予測することが可能であることがわかった。本研究は一様な減衰・散乱構造を用いているが、不均質な減衰・散乱構造の効果を取り込むことでさらに地震動の予測精度が向上することが見込まれる。

謝辞

本研究では防災科研K-NET、KiK-net、Hi-netの波形を使用しました。本研究の実施にあたり、JSPS科研費JP18K13622及びJP17H02064の援助を受けています。

© The Seismological Society of Japan

Seismic isolation system for furniture

*Tesshin Noma[1], Syuntaro Hayashi[1], Ken'ichi Arai[1]

1. Sakae Higashi High School

近年，地震対策として，免震装置が多くの注目を得て多用されている。免震装置の最大のメリットは，建物自体の被害はもちろんとして建物内の被害まで抑えられることにあるだろう。私は，もしこれが家具に導入できたらどうだろうかと考えた。

ここで食器棚を例にとって考えてみよう。建物自体が食器棚で，建物内のものが食器である。食器棚には免震装置が導入されている。このとき，免震装置が導入されていることによって食器棚の転倒を抑えてかつ中の食器が割れることを防げるということになる。現在，家具は固定して転倒を防ぐというのが推奨されているがこれでは中の食器まで守ることはできない。

家具の下に取り付けることから考えて，免震装置は積層ゴム構造を用いる。積層ゴム構造とは，柔らかい素材と硬い素材の板状のものを層状に積み重ねて作った免震構造のことである。硬い素材が間に挟まれているので，垂直方向の圧力には強くなっている。これを柱として使うことで，支えるものの固有振動数の揺れをできるだけ抑えることにより，免震をしようというわけである。

本研究の目的は，高さ2mほどの大型家具に対する家具用免震装置の素材を見つけることである。寺屋・他(2015)によると，(表1)のような２つの本棚で，床材がじゅうたんの場合は0.6Hz，1.0Hzで転倒し，フローリングの場合は0.6Hzで加速度が大きくなる傾向があった。よって0.6～1.0Hzの揺れを抑えることができれば，免震ができるのではないかと考えた。

(図)の実験装置は家具の模型2つを台車の上に設置したものである。片方の模型の下には免震装置，もう片方には単なる木材が柱として入れてある。この実験装置全体を矢印の方向に動かし，模型に振動を加える。

合計3台のスマートフォンを模型の上と台車の上に取り付ける。(図)の実験装置全体を矢印の方向に手動で動かす。スマートフォン内の加速度センサーで50Hz，512点の加速度データをとる。このとき，データとノイズの区別をしやすくするため，1つの免震装置につき0.6～0.8Hzと0.8～1.0Hzまでにピークがくるような揺れを２０回ずつ与える。この範囲のみが信用できるデータとする。このデータをそれぞれフーリエ変換し，（免震装置が入っている模型のデータ）/（免震装置が入っていない模型のデータ）をする。これを常用対数で表し，平均をとる。本研究ではこれを「変化率」と呼ぶことにする。ただし1%の増減は誤差とするから，0.002以上であれば揺れが増幅，-0.002以下であれば軽減，その間であれば変化なしということになる。また，もう1つの指標としてSS を使う。SSとはSign Sumの略であり，本研究で命名したものである。今回の場合（0.002以上のデータ数）-（-0.002以下のデータ数）のことである。

「変化率」とSSが両方とも負を示せば，その周波数の揺れが軽減されたと言って差し支えないだろう。

以上の方法を用いて実験をする。今回は研究の第一歩として(表2)に示す2種類の免震装置を用いた。

今後は模型に重りをつけて実際の条件とできるだけ近づけることも検討していきたい。

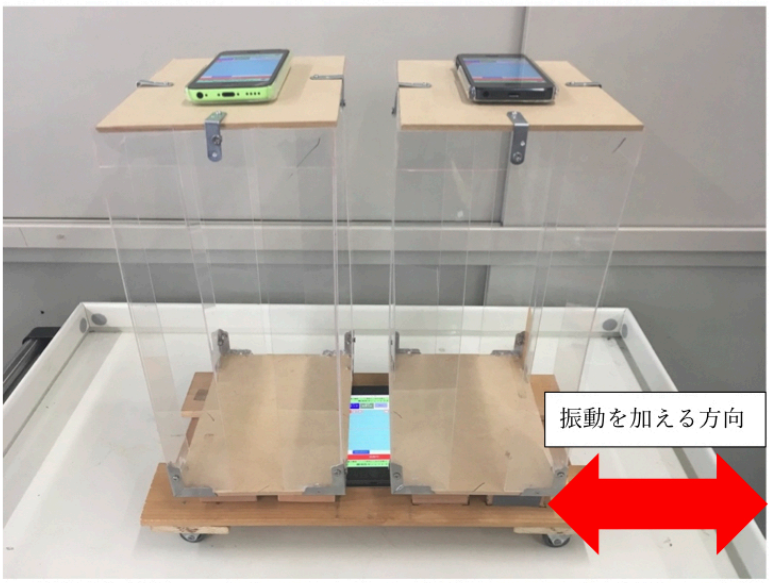
© The Seismological Society of Japan

(表 1)使用した家具の詳細(寺屋・他(2015))

	寸法(mm) (幅×奥行き×高さ)	質量(kg)	備考
本棚 1	900×300×1800	32.0	棚板耐荷量 20kg 地板は転倒防止の為 80mm 前方に突出
本棚 2	450×290×1800	18.5	棚板耐荷絵量 10kg

(表 2)使用した免震装置の詳細

	寸法(mm) (幅×奥行き×高さ)	素材
免震装置 1	50×50×25	・ゴム(厚さ 2.0mm) ・アルミ(厚さ 0.5mm)
免震装置 2	50×50×25	・発泡 PP(厚さ 2.0mm) ・アルミ(厚さ 0.5mm)



(図)家具の模型の実験装置

© The Seismological Society of Japan

Characteristics of strong ground motion records in the Kochi area

*Nobuyuki Yamada[1], Makoto Okubo[1]

1. Kochi University, Faculty of Science and Technology

高知県は想定される南海トラフの地震の震源域直上に位置し，有事の際には，大震度の揺れに見舞われる可能性がある[地震調査研究推進本部(2019)]。そこで得られる強震記録は，震源域近傍における地震・防災研究にとって貴重なものになると考えられる。しかしながら，想定地震の被害想定[高知県(2013)]によれば，県内の強震観測点のうち，人口が集まる沿岸部地域にある地点の大半は，地震後の津波等による浸水想定区域内にある。これらの観測点は，水没により長期間機能不全に陥る恐れがあり，さらに強震動や津波等によって，観測点周辺の状況が現状と著しく変化する可能性もあり得る。
防災科学技術研究所の強震観測網は，1996年の運用から間もなく四半世紀を迎える。その間，日本各地で被害地震が多数発生しているが，高知県内においては顕著な被害に見舞われることなく今日に至っている。高知県の各地では，普段，地震の揺れを感じることも少なく，震度観測点で過去数十年間，震度５強相当以上の記録もない[気象庁震度データベースより]。従って，強く揺らされた経験のない対策が不十分な既存の各種中小の住家等については，中程度の地震動でも甚大な被害が生じる可能性があり，それらによってその後の避難行動にも大きな支障をきたす恐れもある。
こうした背景から，本報告では，想定地震発生前に地震動・地盤などの関連情報を蓄積させておくとともに，実記録に基づく地域の防災に繋げることを目指すために，高知県内の強震観測点(現段階ではK-NETの17地点)の約24年間の記録を対象に精査し，その特徴を抽出することを試みた。対象データは，1996年6月から2019年7月15日の間で最大加速度5 gal以上とした。データ数は，KOC015（宿毛）で突出して多く160個で，他は平均50個程度であり，全点の合計は979個であった。これまでの強震記録の最大振幅値は，KOC008（本川）で537 cm/s^2がある。また，速度応答値では，最大でも10数 cm/s程度であり，県内のすべての地点でこの傾向は同じである。現在までに得られている記録による傾向として，応答スペクトル形状には，特徴的な様相を呈する地点が見られ，地震の規模や位置によらず，その形状は類似しており，またそのピーク周期の変化は非常に小さくなっていた。今後，こうした傾向をあらためて抽出し，表層地盤構造や常時微動記録の情報等を交え考察する予定である。
なお，ここでの内容では，防災科学技術研究所のK-NETのデータ(http://www.doi.org/10.17598/NIED.0004）を利用させて頂きました。記して感謝申し上げます。

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 16th) | General session：S18. Education and History of Seismology

Mon. Sep 16, 2019 5:15 PM - 6:45 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 8:15 AM - 9:45 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S18P

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S18P-01] Practical lesson of earthquake education for private nursery school in Wakayama city

*Nobuyuki Yamada[1] (1. Kochi University, Faculty of Science and Technology)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S18P-02] The 1944 Tonankai Earthquake and the Seismology at That Time

*Masayuki Takemura[1] (1. Nagoya University)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S18P-03] Active Fault Research by High School Student, College Student and Citizen

*Takuo Okamoto[1] (1. National Institute of Technology, Fukui College)

Practical lesson of earthquake education for private nursery school in Wakayama city

*Nobuyuki Yamada[1]

1. Kochi University, Faculty of Science and Technology

本報告では，10年ほど継続的に取り組んできた保育園・幼稚園での地震防災教育の実践活動のうち，2019年2月に実施した和歌山市内に立地する保育園（園児数80名）での例について報告する。大規模地震災害の発生が危惧される地域の一つである和歌山県北部地域での園を取り巻く実態把握と私立保育施設での実践をもとに，今後の乳幼児とその周りの大人を対象にした防災教育（地震教育も含め）について新たな展開をしたいと考えている。

これまでの実践では，地震防災保育が，行事の一環として捉えられないように，また，各園の保育の特色や地域の特性に配慮し，保護者の協力を仰ぎ家庭教育に繋げることや０～６歳の異年齢の子どもたちの生活の中での発達過程に応じた保育にすることに留意し取組んできた（そのため防災教育や教室ではなく，防災保育と称している）。特に，日常の活動との関わりを重視し，遊びや体感，関わりあいを交えた各種防災体験ツールを2010年から製作し，関西圏の園を中心に取り組み，実践を重ねるたびにステップアップを図ってきた[例えば，山田・丁子（2018，保育学会）]。一連の防災保育では，子どもたちが劇を見たり，歌とダンスを交えて学んだり，災害事象を疑似体験する活動ができる「手作り」のアトラクションを用意し，それらを園児が１つずつ乗り越えていくように設定した。５才児クラスなどでは，保育者による「ふり返り活動」を行ってもらい，参加したすべての子どもたちへの活動の印象づけを強くし，家庭でも話題提供のきっかけにすることも行った。

防災保育の実践による子どもたちの育ちの様子や保育の効果を把握するために，保護者向けと保育者向けのアンケート調査も継続的に実施してきている。今回は，小規模園のため数は少ないものの保護者25件，保育者14件の回答を得た。保護者も保育者もともに園での防災保育の必要性については理解を頂けているようで，親子での参加や継続的な実施をなど，肯定的な意見の割合がより高かった。また，家庭に帰った後の親子での会話から，教育的効果を暗示させるコメントが散見された。また，この実践後には，園長らとの関連する座談会を行い，相互に意見交換や信頼形成の時間も設定した。

この発表では，対象園での防災保育の実践と事後アンケート結果について報告し，考察する。一連の実践を通じて，子どもたちと保護者と保育者の３者間でのより質の高い効果をもたらすことに繋がると考えられ，園の立地環境や特性によるニーズを踏まえた防災保育のプログラムの多様化と実践，園独自にできる・やってみようという保育者への動機付け，および防災に関する保護者・保育者への再教育の３点が必要であるということが再認識できた。今後も，子どもたちを守るための取り組みを蓄積し，子どもたちにとってより有益な内容方法を模索していきたい。

なお，本報告の実践・アンケートは，和歌山市大谷「かぜのこ保育園」の関係者の皆さまと和歌山大学教育学部の丁子かおる准教授ならび同左の学生さんたちにご協力頂きました。また，本研究は，JSPS科研費(16K00971)の一部を活用しました。関係者各位に記して感謝いたします。

© The Seismological Society of Japan

The 1944 Tonankai Earthquake and the Seismology at That Time

*Masayuki Takemura[1]

1. Nagoya University

1944年12月7日に発生した東南海地震は戦時中の厳しい統制の中で調査研究を充分行うことができなかった。そんな印象を持っている人が多い。「隠された災害」などというイメージがさらに拍車をかけているようである。実態はどうだったのだろうか？

まずは、当時の日本の地震学の実力を見てみよう。大正12年の関東大震災後、日本の地震学は大きな転換を遂げる。統計や計測を中心とした従来の地震学から、地震を地球物理学的現象として学理的に取り扱おうとする地震学への転換である。その立役者は、大正14年に新しく設立された地震研究所と岡田武松台長の元に力を付けた中央気象台の台頭である。両者の共通点は予知だの防災だのという前に、地震の本性を知るための基礎的研究に邁進したことである。特に中央気象台は、全国の測候所に標準地震計としてウィーヘルト式地震計を配し、中野、本多、和達らが、今日の震源断層理論やプレートテクトニクス理論に迫る発見を次々にし、地震研究所とともに世界の地震学をけん引した。

昭和10年代になると、次第に戦争の影響が現れる。主なものは、昭和12年ころに陸軍から文部省に対して、全国の気象台等気象機関の一元統制の要請がなされ、測候所がそれまでの県営他から国有化される。さらに中央気象台を陸軍に編入する要求もあったが、岡田やその後継の藤原はこれを拒否した。このことは終戦にあたり観測器機や記録紙などのデータが廃棄されることを防いだ他に、昭和16年の太平洋戦争開戦と同時に停止されていた天気予報が、終戦からわずか一週間後に復活したことにも大きく貢献している。その代わりに一方では、昭和13年に新設された陸軍気象部に、台長は嘱託、技師は技術将校として協力、さらに昭和18年には中央気象台を新設の運輸通信省に編入させた（現在、気象庁が国土交通省にあるのはこの為）。一方、地震研究所では所員を応召から守り、研究費を確保するための苦肉の策として、妹澤所長（昭和17年から）は「爆震爆風」と「地震探査」部門の新設と所員（教授と助教授）全員を陸軍臨時嘱託として第三陸軍航空技術研究所付とした。

東南海地震の主な調査報告書は3つある。一つは名古屋大学理学部が名古屋地方気象台の要請に基づき合同で行った現地調査の報告書。もう一つは中央気象台によるもので、全国の測候所による地震観測結果をまとめ、４班の現地調査チームを編成し、神戸海洋気象台の協力を得て、和歌山県から静岡県までの被災地全域を調査した結果の報告書。さらに地震研究所が当時若手の宮村、表、金井の3名を中心にテーマごとに現地調査をした報告書である。それぞれどのチームも調査を開始したのは地震発生翌々日の12月9日である。全ての調査は12月中にほぼ終了している。その後、それぞれが報告書を取りまとめたのが翌年1月から2月にかけてである。被災地が広範囲に及んでいること、遠距離の鉄道移動が制限されていたこと、さらにはその間、本土空襲が次第に本格化することなどを考えると、調査の迅速性には頭が下がる思いである。

ほぼ一月の調査結果は、全国61カ所の測候所の観測結果をもとに決めた震源位置と地震規模の評価や余震活動の把握、さらには地盤条件による揺れの違いと被害の関係、津波の波高分布と到達時刻の分布、津波波源域の推定、地殻変動による紀伊半島沿岸の沈降量分布、南海トラフでの地震の履歴、特に安政東海地震との関係など、現在われわれが知る東南海地震に関する知見のほぼ全てがその時点で明らかにされていたことが分る。

戦後、この地震の被害データの収集整理は飯田によって精力的に行われるが、その核となったのは、宮村による直後から始まる調査結果である。またそれらを再整理して武村・虎谷は詳細震度分布を求めている。また、近年山中や谷岡らが行っている地震波形や津波波形の震源インバージョンも、地震時にしっかりとした地震観測や潮位観測が行われていたからできることである。戦時統制下であっても研究者魂や測候所魂は健在

© The Seismological Society of Japan

で、できうるかぎりの調査がなされていた。さらにそれらが当時の高度な地震学のレベルの上に成り立っていたということを結論としたい。決して調査が十分行われていなかった訳ではない。

本報告は、名古屋大学減災連携研究センターで、2018年から実施した東南海地震プロジェクトの成果の一部である。成果の全体は名古屋大学減災連携研究センター（2019）『昭和19年東南海地震』全188頁を参照されたい。

© The Seismological Society of Japan

Active Fault Research by High School Student, College Student and Citizen

*Takuo Okamoto[1]

1. National Institute of Technology, Fukui College

はじめに

福井平野（福井県北部）には，福井平野東縁断層帯や西縁部には断層地形が存在する（岡本，2018）．現在でも，福井地震の余震活動と思われる地震活動が発生している．藤島高校や武生高校（SSH指定校）のSSH研究では，福井平野東縁断層帯の地下構造や鯖江断層の詳細を，独自の地震観測網のデータを用いて継続的に調べ（岡本他の指導），結果を，SSH発表会，地球惑星連合大会の高校生の部門や防災士の会の研修会で発表している（前回の地震学会で紹介）．高専生も，卒研や防災に関する取材結果を市民に示している．この結果，彼らの行動が各住民の防災へのモチベーションの向上に繋がっていく可能性を見い出せたので，報告する．

データ・解析方法

SSHで使用している地震計は満点システムで，基本的な解析はWinシステムを利用し，結果をエクセル上で処理している．現在の地形の海抜高度に関しては自治体より，個人より提供を頂いた明治時代の地図からは過去の地形の情報として，使用している．

まとめ

藤島高校の結果では，福井平野西縁部において，藤島高校でのS波のsplittingの解析より，断層構造の可能性が分かった．推定断層付近では，S波の後の後続波を捉えることができ，研究結果として報告された（地球惑星科学連合大会）．現在，詳細な解析を継続中である. 平成28年度より，鯖江断層の南端の解析に関する武生高校でのSSHの研究指導を始め，また，福井高専生による鯖江市内での地震解析結果と合わせて，鯖江断層の総合的な研究の取り組みを行っている．高専生や高校生達の研究を防災士や市民に紹介することは，地域の方の意識向上につながり，子供達の防災や地学への興味のきっかけにもなる．講演では，高専生や高校生達による防災士会の研修会や市民の防災講座での発表による地域貢献の様子を，主に報告する予定である．

謝辞

京大防災研, 気象庁（福井地台）, 石川有三博士よりは, 震度, 波形, 活動情報を頂いております。解析については, 井元政二郎博士（元防災科研）, 古川信雄博士（元建研）, 前田直樹教授（関東学院大）, 飯尾能久教授，片尾浩准教授（京大防災研）にお世話になっています． SSH指定校の先生方や福井高専地球物理学研究会の諸氏には，全般にわたり協力を頂いています．

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 16th) | General session：S19. Seismology General and Miscellaneous Contribution

Mon. Sep 16, 2019 5:15 PM - 6:45 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 8:15 AM - 9:45 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S19P

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S19P-01] On smoothing of time series for high frequency seismic signal duration measurements

*Tatsuhiko Hara[1] (1. IISEE, BRI)

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S19P-02] Another view of the JMA unified catalog

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

5:15 PM - 6:45 PM JST | 8:15 AM - 9:45 AM UTC

[S19P-03] Development of automatic data acquisition Web application of distributed accelerometer

*Makoto Furuzono[1] (1. Tokyo Denki University)

On smoothing of time series for high frequency seismic signal duration measurements

*Tatsuhiko Hara[1]

1. IISEE, BRI

Hara (2007) developed a procedure to measure high frequency seismic signal durations (hereafter referred to as HFSDs) from broadband seismograms recorded in the teleseismic distance range. In this procedure, the narrow high band-pass filter (2-4 Hz) is applied to a broadband seismogram, and the squares of each data point is calculated; then the moving window average is applied to smooth the time series, and a HFSD is measured using the smoothed time series. The width of the window is set to one sixth of the time from the arrival of a P wave to the time when the amplitude of the squared time series is the maximum, which is referred to as a peak time by Hara (2008). Hara (2008) showed that the frequency distributions of the peak times normalized by twice the centroid time shift showed the peaks around 50 per cent, which supports the effectiveness of this smoothing procedure.
Since an estimate of a HFSD is available after the above mentioned procedure is carried out, if this estimate is used to set the width of the window for smoothing of each time series, HFSD measurement accuracy may be improved. In this study, we set one twelfth of the HFSD estimate to the width, and calculated smoothed time series again, and measured HFSDs from them. We analyzed shallow earthquakes whose moment magnitudes are greater than or equal to 7.2 that occurred in between 1994 and 2017. We used broadband waveform data recorded at the GSN stations in the epicentral distance range between 30 and 85 degrees, which were retrieved from the IRIS DMC. The differences between the newly measured HFSDs and those obtained by the procedure of Hara (2007) are about 5 per cent on average. The median absolute deviations of the newly measured HFSDs are smaller by about 21 per cent on average than those obtained by the procedure of Hara (2007), which suggests that the procedure in this study is helpful to reduce the scatters of the measurements.

© The Seismological Society of Japan

Another view of the JMA unified catalog

*Shutaro Sekine[1]

1. Association for the Development of Earthquake Prediction

１．はじめに

気象庁の一元化処理震源カタログデータは1997年10月以来約350万個の震源が決定されてきており，非常に重要なデータとして使用されている．そしてそのデータは震源情報を得るためだけでなく，読み取られた走時データや振幅データを用いる事で地球内部の構造の推定に用いられている．一元化カタログ内の読み取りでは，観測点の個数制限や距離制限はあったとしても方位による恣意性はない．従って，もし地下に大規模な低減衰域があるならば，その方角は読み取るのが困難な為，読み取れずに震源が決定されるために長期間蓄積されたデータには傾向が現れてくるはずである．さらに，観測点は地表やボアホール内など様々な環境化にあるので，そのデータがどのような範囲で読み取られているかを確認しておく事は，リアルタイム地震等で使用する際には非常に重要である．上手くグルーピングすることで観測点のデータの着・未着の実効的な判定条件として加えることができるかもしれない．そこで，本研究では，普段用いられる震源側からではなく，読み取りが行われた観測点の方から情報を精査し，他の既知の情報と併せてみる事により，観測点の状態や内部構造に対して傾向を見出す事ができないかという事について考えてみた．

２．解析手法

気象庁一元化震源カタログのデータ1997年10月1日から2019年6月30日までの読み取りデータに対して，観測点から見た方位角や震源距離等を計算し，それを観測点毎にまとめた．

３．結果および考察

図に気象庁の松代観測点の読み取りが行われた震源方位と震源距離およびマグニチュードと震源距離のグラフを示す．この観測点の場合，震源から200kmの距離において全方位の地震を観測している事がわかる．なお，松代観測点においては，90度から180度の方向の100km以内の地震に対する読み取りが少ない事が見て取れるが，その方角には火山フロントの低速度・高減衰領域があり，その影響が出ていると推測できる．また，震源距離とマグニチュードのグラフでは，読み取り下限を赤い点線で示しているが，この線の傾きが観測点から約100kmで変化している．各観測点によって線の傾きの大きさは違うが，100kmほどで傾きが変わる傾向は他の観測点でも現れており，地震の読み取りに対して上限が設定されている事が関係している可能性があると思われる．なお，距離で方向の色が揃うように見えるのは，本震の後に余震の読み取りがあると，同じ方向からマグニチュードが違う地震を読み取るからであると考えられる．

このようにカタログを図示すると近い地震から遠い地震や深い地震もきちんと読まれているが連続的にすべての地震が読まれているわけではない事がわかる．観測点が読まれている分布を確認する事でトモグラフィ解析等を行う際には，実際には波は来ているが読まれていない可能性もあることにも注意すべきである．

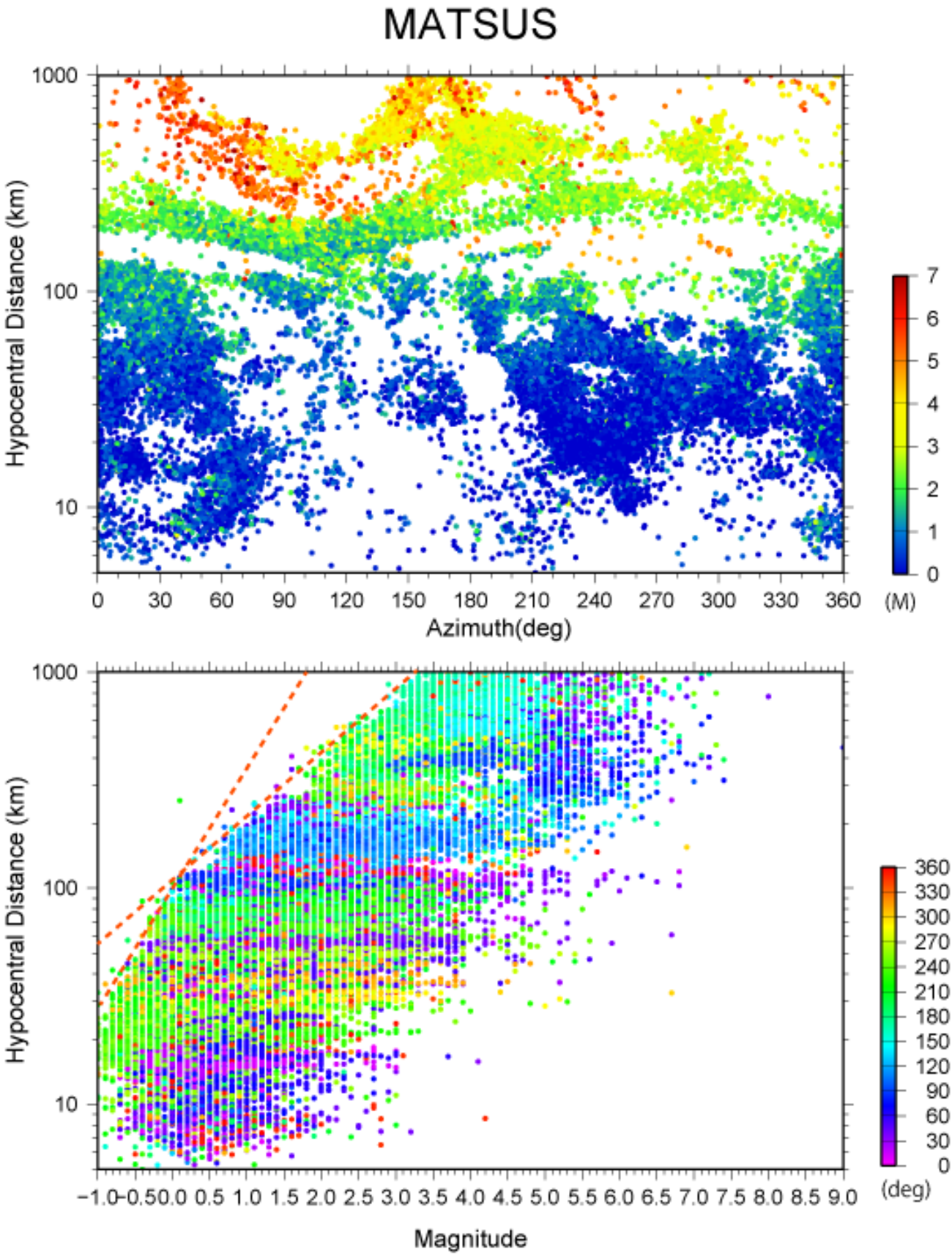
謝辞

本研究で用いた気象庁一元化震源は, 気象庁・文部科学省が協力してデータを処理した結果であり, 処理に用いられた読み取りデータおよび波形データは, 気象庁, 国立研究開発法人防災科学技術研究所, 北海道大学, 弘前大学, 東北大学, 東京大学, 名古屋大学, 京都大学, 高知大学, 九州大学, 鹿児島大学, 国立研究開発法人産業技術総合研究所, 国土地理院, 国立研究開発法人海洋研究開発機構, 青森県, 東京都, 静岡県, 神奈川県温泉地学研究所およ

© The Seismological Society of Japan

び公益財団法人地震予知総合研究振興会から提供されたものです. 記して関係機関に感謝します.

© The Seismological Society of Japan



図：気象庁松代観測点を読み取りに使用した震源分布図.
（上図）方位角と震源距離（下図）マグニチュードと震源距離

© The Seismological Society of Japan

Development of automatic data acquisition Web application of distributed accelerometer

*Makoto Furuzono[1]

1. Tokyo Denki University

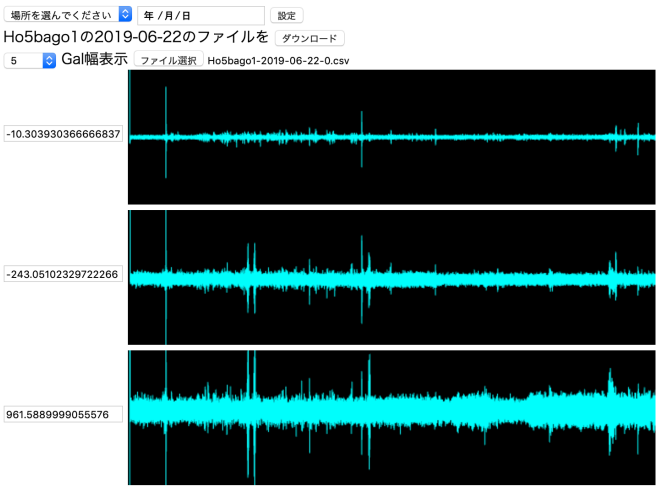
1. 背景
新津研究室では加速度計の開発を行っている。だが、専用ソフトをインストールしない場合、データの閲覧が行えない。加えて、容量の問題で半年ごとに現地に行ってデータを回収しなければならないため、現状運用には負担がかかる状態である。そこで、前年に開発した震源地可視化アプリケーションを応用し、加速度計データを使用した拡張機能不要なWebブラウザとビッグデータのような膨大なデータ処理時に高速描画を可能とするWebGL、取得したデータを送信・保存・ダウンロードすることが出来るサーバー技術を用いたWebアプリケーションを考案した。

2. 開発内容
2.1 加速度計
加速度計とは、物体の振動または物体の運動の加速度を測定する装置である。振動より引き起こされる力、または運動の変化 (加速度) より引き起こされる力により、質量が圧電体を「押しつぶされ」、その圧電体に印加された力に比例した電荷が生じる。この電荷は力に比例するが、質量は一定であるので加速度に比例すると言える。
新津研では地震動の加速度を計測できるMEMS(Micro Electro Mechanical System)加速度計を開発してきた。主な特徴を挙げると、スマホなどに搭載されている加速度センサに比べ、数10～数100倍の高い感度を有し加速度計単体で数か月から半年程度の３軸加速度データ収集し保存できる。また、複数の加速度計を同期して動作させることも可能で、電池による低消費電力駆動を利点としている。
現在、研究室が管理している加速度計は千葉にある五重塔、福島にある写真美術館、埼玉にある旧田中邸の３ヶ所である。なお国外のネパールの五重塔、ギリシャのパルテノン神殿にも設置しており、現在も複数箇所で加速度のモニタリングを行っている。
加速度計の加速度の取得方法はそれぞれの方向に取り付けた重りが、外部からの衝撃により移動することで、その位置変化をセンサー内部で測定し、バネ係数などを考慮した力学の方程式(a=k×x/m)に得られた数値を入力することで、加速度を導き出すことができる。

2.2 アプリケーションの仕組み
このアプリケーションは加速度計とラズベリーパイを接続し、加速度計から得られたデータをラズベリーパイが受け取り、それを一定時間毎にSCPファイル転送で研究室に設置されたサーバーにデータを送る。それらのデータはインターネットブラウザを通してクライアント側から場所と日付を指定し、ブラウザのダウンロード機能を使用してデータをダウンロード、このデータをアプリケーション上で読み込んで波形を描画する。

3. 結論
現在までの開発で加速度計から得られたデータをCSVファイル化し、サーバーに転送。それらのデータをWebアプリケーション上からダウンロード及びデータ表示を可能とした。画面の右側に表示されているgoogle mapについては、将来加速度計を設置した場所を登録することで、よりアプリケーションを利用しやすくすることを想定している。

© The Seismological Society of Japan





© The Seismological Society of Japan