Tue. Sep 17, 2019

Poster session (Sept. 17th) | General session：S04. Tectonics

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S04P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S04P-01] Expansive trench-parallel shear-wave fast polarizations above a subducting plate based on S-net cabled ocean bottom seismometers

*Naoki Uchida[1], Junchi Nakajima[2], Ryota Takagi[1], Keisuke Yoshida[1], Ryota Hino[1], Tomomi Okada[1], Youichi Asano[3], Sachiko Tanaka[3] (1. Graduate School of Science Tohoku University, 2. School of Science, Tokyo Institute of Technology, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S04P-02] Bending-Related Topographic Structures of the Subducting Plate in the Southeastern Pacific Ocean

*Reno Kotate[1], Masao Nakanishi[2] (1. Chiba University Graduate School, Science and Engineering, Dvision of Earth and Environmental Scienes, Department of Earth Sciences,, 2. Chiba University Graduate School Faculty of Science)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S04P-03] **An Analytical Method for the Shape of Subducting Oceanic Plate by using GIS**

*Yuki Tsukamoto[1,2], Shinsuke Okada[3], Tatsuya Sumita[2], Daisaku Kawabata[2] (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. AIST, Tohoku University, 3. IRIDeS)

Poster session (Sept. 17th) | General session：S06. Crustal Structure

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S06P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-01] Array analysis of OBS recordings at Ontong Java Plateau: Preliminary analysis via seismic interferometry

*Yuki Kawano[1], Takehi Isse[1], Akiko Takeo[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Daisuke Suetsugu[2], Hajime Shiobara[1], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[2], Yasushi Ishihara[2], Satoru Tanaka[2], Masayuki Obayashi[2], Takashi Tonegawa[2], Junko Yoshimitsu[2], Takumi Kobayashi[3] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo , 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3. Department of Planetology, Kobe University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-02] Aftershock distribution and crustal structure in and around the eastern focal area of the 2015 Gorkha earthquake (Mw 7.8)

*Eiji Kurashimo[1], Hiroshi Sato[1], Shin'ichi Sakai[1], Naoshi Hirata[1], Ananta Prasad Gajurel[2], Danda Pani Adhikari[2], Bala Ram Upadhyaya[2], Bishal Nath Upreti[3] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Tribhuvan University, 3. Nepal Academy of Science and Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-03] LAYERED CRUSTAL AND UPPER MANTLE STRUCTURE BENEATH BOTSWANA

*Admore Mpuang[1], Takuo Shibutani[1] (1. Kyoto University, Disaster Prevention Research Institute, Research Center for Earthquake Prediction)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-04] Dense seismic observation for structure beneath Showa-shinzan volcano and preliminary results

*Akiko Takeo[1], Kiwamu Nishida[1], Yosuke Aoki[1], Hiroshi Aoyama[2], Motoko Ishise[1], Takuto Maeda[3], Yuta Mizutani[1], Takeru Kai[1], Yuki Nakashima[1], Shogo Nagahara[1], Ryo Kurihara[1], Lingling Ye[4], Xiaowen Wang[5], Takeshi Akuhara[1] (1. The University of Tokyo, 2. Hokkaido University, 3. Hirosaki University, 4. Sun Yat-sen University, 5. Southwest Jiaotong University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-05] **Surface wave group velocity in and around the Tsugaru plain, northern Tohoku, inferred from seismic interferometry**

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

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-06] A high-frequency later phase of intraslab earthquakes and its implications for S-wave attenuation structure in NE Japan

*Takahiro Shiina[1], Kei Katsumata[2], Kiyoshi Yomogida[3], Aitaro Kato[1] (1. ERI, Univ. of Tokyo, 2. ISV, Grad. Sch. of Sci., Hokkaido Univ., 3. Department of Earth and Planetary Dynamics, Grad. Sch. of Sci., Hokkaido Univ.)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-07] **Validation of the method to estimate the crustal thickness using the cross-correlations of broad-band seismic ambient noise**

*Masyitha Retno Budiati[1], Genti Toyokuni[1], Tomomi Okada[1], Toru Matsuzawa[1] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-08] Estimation of subsurface V_{SV} and V_{SH} structures beneath Asama volcano inferred by seismic interferometry

*Yutaka Nagaoka[1], Kiwamu Nishida[2], Yosuke Aoki[2], Minoru Takeo[2] (1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-09] Tomography of the Ibaraki off-shore region from ambient seismic noise

*Lina Yamaya[1], Kimihiro Mochizuki[1], Takeshi Akuhara[1], Tsuyoshi Ichimura[1], Kohei Fujita[1], Takuma Yamaguchi[1], Takane Hori[2] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. JAMSTEC)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-10] **Configuration and structure of the Philippine Sea plate off Boso, Japan**

*Aki Ito[1], Takashi Tonegawa[1], Naoki Uchida[2], Yojiro Yamamoto[1], Daisuke Suetsugu[1], Ryota Hino[2], Hiroko Sugioka[3], Koichiro Obana[1], Kazuo Nakahigashi[4], Masanao Shinohara[5] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Tohoku University, 3. Kobe Universiry, 4. Tokyo University of Marine Science and Technology, 5. University of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-11] Searching for the Moho of the Philippine Sea plate and slab beneath Kanagawa, central Japan

*Yuki Abe[1], Ryou Honda[1], Yohei Yukutake[1] (1. Hot Springs Research Institute, Kanagawa Prefectural Government)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-12] Interpretation of Seismic Anisotropy Structure beneath the Tokyo Metropolitan Area on the Basis of the Geological Structure

*Motoko ISHISE[1], Shinichi SAKAI[1], Aitaro KATO[1] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-13] Subsurface Structure around the North End of the Yokosuka Fault by Seismic Reflection Survey

*Shinobu Ito[1], Tokunosuke Tatsuzawa[2] (1. GSJ, AIST, 2. Department of Earth Sciences, Resources and Environmental Engineering, Creative Science and Engineering, Faculty of Science and Engineering, Waseda University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-14] Seismic attenuation structure beneath Mt. Hakone: Implication for magma plumbing system

*Hirokazu Kashiwagi[1], Junichi Nakajima[1], Yohei Yukutake[2] (1. Tokyo Tech, 2. HSRI)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-15] 3D velocity model in the region of Nankai Trough for earthquake and tsunami hazard assessment

*Minako Katsuyama[1], Ayako Nakanishi[1], Narumi Takahashi[1,2], Rei Arai[1], Hiromi Kamata[1], Yoshiyuki Kaneda[1,2,3] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Kagawa University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-16] Seismic survey in the Nankai Trough off western Kii peninsula

*Yasuyuki Nakamura[1], Shuichi Kodaira[1], Tetsuo No[1], Yuka Kaiho[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Kazuya Shiraishi[1] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-17] Seismological Structure of PHS Boundary from Broadband Receiver Function Analysis of Local Deep Earthquake Records

*Yasunori Sawaki[1], Yoshihiro Ito[2], Kazuaki Ohta[2], Takuo Shibutani[2], Tomotaka Iwata[2] (1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-18] Receiver function imaging of the Philippine Sea plate subducting beneath Shikoku

*Takuo Shibutani[1] (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-19] Relationship between the Moho discontinuities and deep low-frequency earthquake activity beneath Shikoku, southwest Japan

*Katsuhiko SHIOMI[1], Tetsuya TAKEDA[1], Tomotake UENO[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-20] Anisotropy of shear wave velocity near surface at KiK-net station in Kyushu region based on seismic interferometry

*Kentaro Motoki[1], Kenichi Kato[1] (1. Kobori Research Complex Inc.)

Poster session (Sept. 17th) | General session：S07. Deep Structure and Properties of the Earth and Planets

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S07P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-01] Simultaneous measurement of P wave and S wave velocities of core and mantle materials in GHz-DAC method

*Akira YONEDA Yoneda[1], Shin-ichiro Yoneda[2], Seiji Kamada[2] (1. IPM, Okayama Univ., 2. Tohoku Univ., Sci.)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-02] Influence of the outer core structure on the velocity analysis in the inner core

*Toshiki Ohtaki[1] (1. Geologucal Survey of Japan, AIST)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-03] Toward adjoint tomography of the large low seismic velocity provinces beneath the western Pacific Ocean

*Masayuki Obayashi[1], Takayuki Miyoshi[2], Junko Yoshimitsu[1] (1. JAMSTEC, 2. NIED)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-04] *A low-velocity layer atop the mantle transition zone beneath Mexican gulf inferred from triplicated P and S waves*

*XIN LONG[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Nozomu Takeuchi[1] (1. ERI, Univ. of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-05] Mechanism of aqueous fluid migration through a thin, low-viscosity layer near the subducting plate interface

*Manabu Morishige[1] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-06] Phase speed mapping of multi-mode surface waves with eikonal tomography using mode-branch waveforms

*Hitoshi Matsuzawa[1], Kazunori Yoshizawa[1], Fan-Chi Lin[2] (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. University of Utah)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-07] Comparisons of anisotropic 3D S wave speed models derived from linearized and non-linear inversions of multi-mode surface waves

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

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-08] Po/So waves traveling in the Atlantic Ocean

*Azusa Shito[1], Daisuke Suetsugu[2] (1. Kyushu University, 2. JAMSTEC)

Poster session (Sept. 17th) | General session：S16. Subsurface Structure and Its Effect

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S16P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-01] **2D Microtremor array measurements in Tsukuba city**

*Haruhiko Suzuki[1], Chisato Konishi[1], Atsushi Yatagai[1], Tadashi Sato[1], Takanori Ogahara[1], Ken Sakurai[1], Yasuhiro Kaida[1], Toru Suzuki[2], Hirohito Takahashi[3], Tomio Inazaki[4] (1. OYO, 2. MONY, 3. Meijyo Univ., 4. AIST)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-02] **Dense Microtremor Observation in Oshikadani and Takatsuji district, Yurihama Town, Tottori Prefecture**

*Isamu Nishimura[1], Tatsuya Noguchi[2], Takao Kagawa[2] (1. Graduate School of Sustainability Science,Tottori Univercity,Department of Engineering,Social Systems and Civil Engineering Program, 2. Social Systems and Civil Engineering, Tottori Univercity)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-03] Microtremor survey on Saga plain and Shiroishi plain, Kyushu, Japan

*masayuki yoshimi[1], michiko shigefuji[2] (1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. Kyushu University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-04] Estimation of Phase Velocity using an Array with Arbitrary Shape

*HUAN ZHANG[1], Hitoshi Morikawa[1], Kahori Iiyama[1] (1. Tokyo Institute of Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-05] Estimation of Underground Structures around Source Area of the 2018 Hualien Earthquake (M_W 6.4) using Microtremor Array Observations

*Ken Miyakoshi[1], Yasuhiro Matsumoto[2], Masumi Yamada[3], James Mori[3], Ikuo Cho[4], Takumi Hayashida[5], Chun-Hsiang Kuo[6], Che-min Lin[6], Yin-Tung Yen[7], Keng-Chang Kuo[8], Yujia Guo[1] (1. Geo-Research Institute, 2. Kozo Keikaku Engineering, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 5. Building Research Institute, 6. National Center for Research on Earthquake Engineering, 7. Sinotech Engineering Consultants, 8. Kaohsiung university of Science and Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-06] Estimation of subsurface structure based on microtremor and seismic observation in Shigaku area, Ohda City, Shimane Prefecture, Japan

*Tatsuya Noguchi[1], Isamu Nishimura[1], Takao Kagawa[1] (1. Tottori University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-07] Near-surface structure over Okayama Prefecture, Japan

Ayumu Uneoka[1], *Masanao Komatsu[2], Takaaki Fujita[2], Hiroshi Takenaka[2], Keiichi Nishimura[3], Mitsutaka Oshima[4], Hiroshi Kawase[5] (1. Okayama University (Now: Ryobi Systems co., ltd.), 2. Okayama University, 3. Okayama University of Science, 4. Shimizu Corporation, 5. Kyoto University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-08] A study on the modal properties of sediment on base rock

Miriam Beatrice Dodt[1], Yusuke Suzuki[1], *Kahori IIYAMA[1], Hitoshi Morikawa[1] (1. Tokyo Institute of Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-09] Subsurface velocity structures from seismic bedrock to ground surface for Tokai region, modeled to enhance strong motion prediction

*Atsushi WAKAI[1], Shigeki SENNA[1], Atsushi YATAGAI[2], Yoshiaki INAGAKI[2], Hisanori MATSUYAMA[2], Hiroyuki FUJIWARA[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. OYO Corporation)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-10] Classification of ground type for ground motion prediction based on regional characteristics of AVS 30 obtained by microtremor survey

*Shigeki Senna[1], Atsushi Wakai[1], Atsushi Yatagai[2], Yoshiaki Inagaki[2], Hisanori Matsuyama[2], Hiroyuki Fujiwara[1] (1. NIED, 2. OYO Corp)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-11] Characteristics of Ground Motion in Ogasawara Iwo-To Island using Microtremor H/V Spectral Ratio

*Takumi Murakoshi[1] (1. National Defense Academy)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-12] Estimation of soil amplification using seismic records observed at dense seismic network and deep borehole stations

*Shinako Noguchi[1], Osamu Murakami[2], Yasuhiro Asai[2] (1. Association for the Development of Earthquake Prediction, 2. Tono Research Institute of Earthquake Science)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-13] Site amplification at strong motion stations in the Kathmandu Valley, Nepal

*Michiko Shigefuji[1], Nobuo Takai[2], Subeg Bijukchhen[3], Chintan Timisina[4], Mukunda Bhattarai[4], Shova Singh[4] (1. Kyushu Univ., 2. Hokkaido Univ., 3. Khwopa Engineering College, Nepal, 4. Department of Mines and Geology, Nepal)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-14] Strong ground motion simulation in Osaka Plain for the 2018 Northern Osaka Prefecture earthquake

*Haruko Sekiguchi[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1] (1. Kyoto University, DPRI)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-15] Ambient noise cross-correlation function analyses using continuous observation data by CEORKA

*Takashi Akazawa[1] (1. Geo-Research Institute)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-16] **Examination of waveform in development of simultaneous 3D seismic reflection survey for shallow water using underwater speaker**

*Mayu Ogawa[1], Tetsuro Tsuru[1], Seishiro Furuyama[1], Jin-Oh Park[2], Chen Guo[2], Kosaku Arai[3], Takahiko Inoue[3] (1. Tokyo Unversity of Marine Science and Technology, 2. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 3. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology)

Poster session (Sept. 17th) | General session：S17. Tsunami

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S17P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-01] Submarine landslide sources estimated by multiple types of tsunami records of the 2018 Palu tsunami, Indonesia

*Kenji Nakata[1], Akio Katsumata[1], Abdul Muhari[2] (1. Meteorological Research Institute (MRI), Japan Meteorological Agency (JMA), 2. Ministry of Marine Affairs and Fisheries, Indonesia)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-02] Source model of 1854 Ansei-Tokai earthquake using tsunami waveform to understand a future Nankai earthquake

*Karen Uno[1], Yuichiro Tanioka[1], Yusuke Yamanaka[2] (1. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University, 2. Department of Civil Engineering, The University of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-03] Investigation on fault slip inversion using theoretical tsunami waveforms

*Yoshitaka Nakamura[1], Shoichi Yoshioka[2,1], Toshitaka Baba[3] (1. Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University, 2. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 3. Graduate School of Science and Technology, Tokushima University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-04] Group velocity dispersion of teleseismic tsunami and seismic Rayleigh wave observed by ocean bottom pressure gauges installed off Tohoku

*Tatsuya Kubota[1], Tatsuhiko Saito[1], Naotaka Chikasada[1], Wataru Suzuki[1] (1. NIED)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-05] Array based measurements of tsunami phase speed with DONET OBP records

*Ayumu Mizutani[1], Kiyoshi Yomogita[2] (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-06] Near-field tsunami forecast based on MT/CMT data for the Pacific coast of eastern Japan

Akihiro Toyoda[1], *Jun Kawahara[1], Tatsuhiko Saito[2] (1. Graduate School of Science and Engineering, Ibaraki University, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-07] Far-field Tsunami Decay Processes in the Cases of North Pacific Ocean

*Takeyasu Yamamoto[1] (1. Meteorological Research Institute)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-08] Human damage in Yamada town, Iwate prefecture, due to the 1896 Meiji Sanriku earthquake tsunami

*Yuichi Namegaya[1], Yuichi Ebina[2], Kentaro Imai[3] (1. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 3. JAMSTEC)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-09] Reconstruction of coastal topography around the 13th and 17th centuries and tsunami deposits survey at Kiritappu marsh, eastern Hokkaido

*Kei Ioki[1], Yuki Sawai[1], Yuichi Namegaya[1], Koichiro Tanigawa[1], Dan Matsumoto[1], Atsunori Nakamura[1], Yumi Shimada[1,2] (1. GSJ, AIST, 2. Univ. of Tsukuba)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-10] Tsunami source models of earthquakes which occurred in 20th century off-Hokkaido and off-Tohoku of the eastern margin of the Sea of Japan

*Satoko Murotani[1], Kenji Satake[2], Takeo Ishibe[3] (1. National Museum of Nature and Science, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3. Association for the Development of Earthquake Prediction)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-11] Self-similar and random slip distributions on a non-planar fault for tsunami scenarios for megathrust earthquakes

*Masaru Nakano[1], Shane Murphy[2], Ryoichiro Agata[1], Yasuhiko Igarashi[3], Masato Okada[3], Takane Hori[1] (1. JAMSTEC, 2. Ifremer, France, 3. Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo)

Poster session (Sept. 17th) | Special session：S23. Open data for seismology

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S23P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S23P-01] Bayesian modeling and visualization of spatiotemporal heterogeneity of hypocenter catalogs

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

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S23P-02] Quality enhancement of the JMA Unified Earthquake Catalog

*Kazuhiro Iwakiri[1], Hirofumi Yokoyama[1], Mitsuharu Ueda[1], Yuriko Iwasaki[1], Daisuke Hasebe[1], Hiroshi Ueno[1] (1. Japan Meteorological Agency)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S23P-03] Development and operation of crustal deformation data sharing server

*Teruhiro Yamaguchi[1], Takahashi Hiroaki[1] (1. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S23P-04] Marine Seismic Data Archiving and Dissemination System Development

*Yasushi Ishihara[1], Taewoon Kim[1], Koichiro Obana[1], Tomoya Nakajima[1], Aki Ito[1] (1. JAMSTEC)

Poster session (Sept. 17th) | Emergency session：S24. Off Yamagata Earthquake of 18 June 2019

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S24P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-01] Yamagata-oki Earthquake observed by AN-net

*Shutaro Sekine[1], Shintaro Abe[1], Keiji Kasahara[1], Yoshihiro Tazawa[1] (1. Association for the Development of Earthquake Prediction)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-02] Crustal structure around source area of the Earthquake offshore Yamagata Prefecture on June 18, 2019

*Tetsuo No[1], Shuichi Kodaira[1], Hiroshi Sato[2], Takeshi Sato[3], Ryo Miura[1], Norio Shimomura[4], Gou Fujie[1], Koichiro Obana[1] (1. JAMSTEC, 2. ERI, Univ. of Tokyo, 3. Sapporo Regional Headquarters, JMA, 4. Nippon Marine Enterprises)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-03] Tomography of the 2019 Yamagata-oki earthquake area

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

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-04] Real-time automatic uncertainty estimation of GNSS-based coseismic fault model: a case study of 2019 Yamagata-Oki earthquake

*Keitaro Ohno[1], Yusaku Ohta[1], Hiroki Muramatsu[2], Satoshi Abe[2] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Geospatial Information Authority of Japan)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-05] Crustal deformation and fault model of the 2019 Mw 6.4 earthquake off Yamagata Prefecture

*Tomokazu Kobayashi[1], Hiroshi Yarai[1], Yuki Kuroishi[1], Masaki Honda[1] (1. Geospatial Information Authority of Japan)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-06] Rupture process of the 2019 Yamagata-oki earthquake estimated from strong motion and geodetic data

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

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-07] **Source Process of the Off Yamagata Earthquake of June 18, 2019**

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

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-08] Source process of the 2019 off Yamagata earthquake derived from strong motion data

*Hisahiko Kubo[1], Wataru Suzuki[1], Shin Aoi[1], Haruko Sekiguchi[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-09] Source rupture process of the 2019 Yamagata-ken oki earthquake estimated by waveform inversion using strong motion data

*Susumu Kurahashi[1], Ken Miyakoshi[2], Kojiro Irikura[1] (1. Aichi Institute of Technology, 2. Geo-Research Institute)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-10] Strong Motion Generation Area for the 2019 Off Yamagata prefecture, Japan, earthquake estimated by the empirical Green's function method

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

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-11] Initial rupture process of the 18-June-2019 off Yamagata earthquake inferred from source imaging

*Ryo Fujimoto[1], Hirofumi Kowari[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1] (1. Graduate school of natural science and tecnology OKAYAMA UNIVERSITY)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-12] Evaluations for source parameters and site amplifications based on generalized inversion technique

*Kenichi Nakano[1], Hiroshi Kawase[2] (1. HAZAMA ANDO CORPORATION, 2. Kyoto university)

Poster session (Sept. 17th) | General session：S04. Tectonics

Tue. Sep 17, 2019 5:00 PM - 6:30 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S04P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S04P-01] Expansive trench-parallel shear-wave fast polarizations above a subducting plate based on S-net cabled ocean bottom seismometers

*Naoki Uchida[1], Junchi Nakajima[2], Ryota Takagi[1], Keisuke Yoshida[1], Ryota Hino[1], Tomomi Okada[1], Youichi Asano[3], Sachiko Tanaka[3] (1. Graduate School of Science Tohoku University, 2. School of Science, Tokyo Institute of Technology, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S04P-02] Bending-Related Topographic Structures of the Subducting Plate in the Southeastern Pacific Ocean

*Reno Kotate[1], Masao Nakanishi[2] (1. Chiba University Graduate School, Science and Engineering, Dvision of Earth and Environmental Scienes, Department of Earth Sciences,, 2. Chiba University Graduate School Faculty of Science)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S04P-03] **An Analytical Method for the Shape of Subducting Oceanic Plate by using GIS**

*Yuki Tsukamoto[1,2], Shinsuke Okada[3], Tatsuya Sumita[2], Daisaku Kawabata[2] (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. AIST, Tohoku University, 3. IRIDeS)

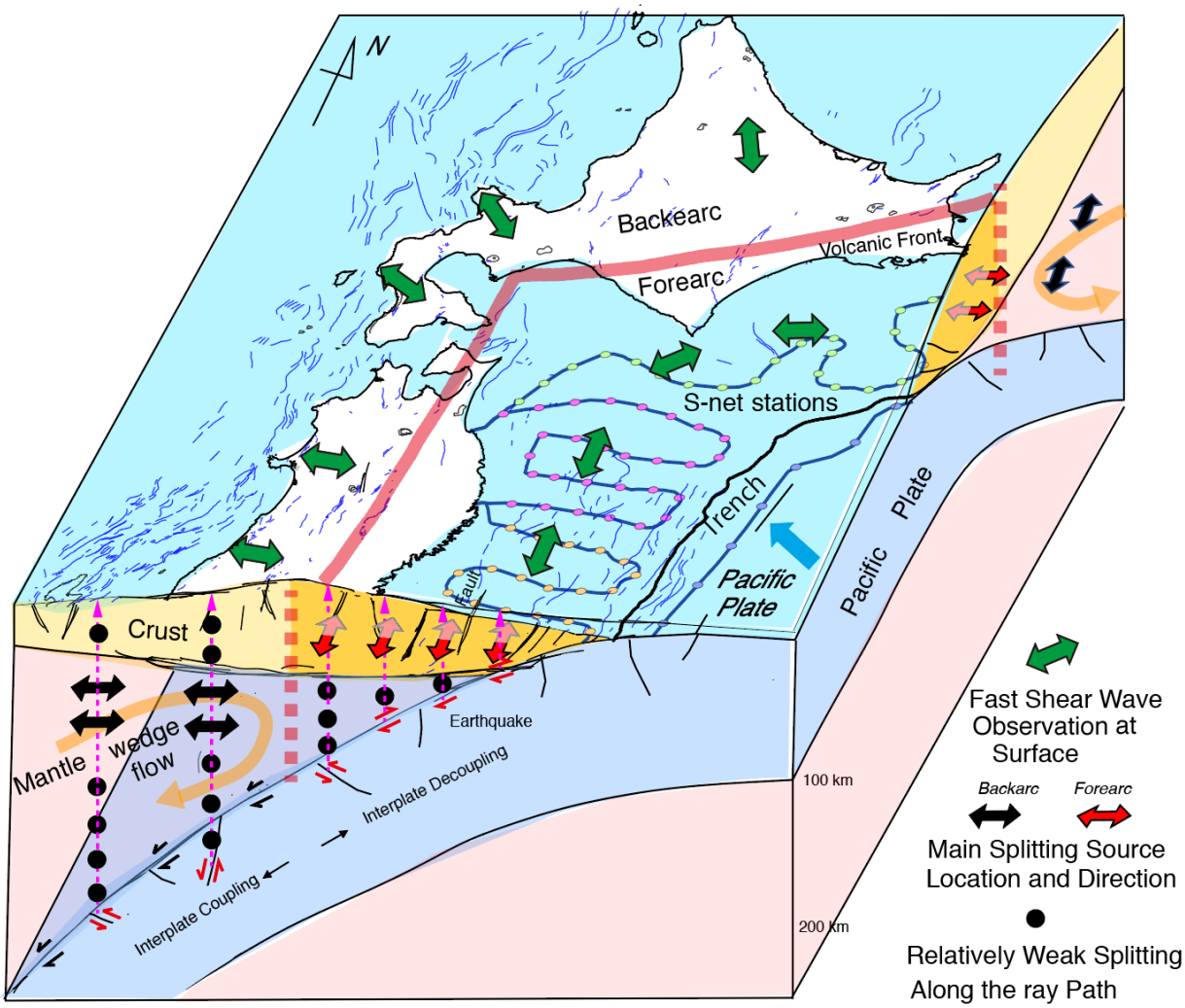
Expansive trench-parallel shear-wave fast polarizations above a subducting plate based on S-net cabled ocean bottom seismometers

*Naoki Uchida[1], Junchi Nakajima[2], Ryota Takagi[1], Keisuke Yoshida[1], Ryota Hino[1], Tomomi Okada[1], Youichi Asano[3], Sachiko Tanaka[3]

1. Graduate School of Science Tohoku University, 2. School of Science, Tokyo Institute of Technology, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

Shear-wave splitting observed in cabled ocean bottom seismometers of “Seafloor observation network for earthquake and tsunamis along the Japan Trench” (S-net), provides the first constraints on the shear-wave anisotropy in the offshore forearc area in northeastern Japan. Waveforms of 606 local interplate earthquakes observed by 83 S-net stations are analyzed. They show trench parallel fast direction and delay times of ~0.1 seconds for the area above the subducting plate (depths of 0 - 50 km) (Figure). The splitting parameters show no correlation with the source depth (plate boundary depth) and similar to those reported for intraslab earthquakes at on-land forearc stations where the subducting plate is located at ~50 - 100 km depth. The offshore shallow (depth< 35 km) earthquakes mainly occurring in the crust of the overlying plate also show similar trends of splitting parameters. These results suggest that the forearc mantle wedge is less anisotropic and most of forearc splitting occurs in the shallow part of the crust in the overlying plate (Figure).

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Bending-Related Topographic Structures of the Subducting Plate in the Southeastern Pacific Ocean

*Reno Kotate[1], Masao Nakanishi[2]

1. Chiba University Graduate School, Science and Engineering, Dvision of Earth and Environmental Scienes, Department of Earth Sciences,, 2. Chiba University Graduate School Faculty of Science

海溝付近では、海側のプレートは沈み込む前に屈曲する。この屈曲によって、海溝軸付近の海溝海側斜面には正断層起源の崖や高まりなどの直線的に伸びている地形（以下、断層地形）が発達する。断層地形から海側のプレート内部に侵入した水分は、プレート境界付近の地震活動などに影響を与えることがあると考えられている（例えば、Moore and Saffer, 2001; Rüpke et al., 2002）。海溝軸付近の断層地形には、沈み込みによる屈曲で新しく発達した断層地形と海洋底拡大起因の構造的弱線であるアビサルヒルや断裂帯が再活動してできる断層地形がある(Kobayashi et al., 1995, 1998)。中西(2017)は、太平洋の海溝付近の断層地形について以下の特徴を示した。

1.千島海溝西部から伊豆・小笠原海溝北部における断層地形の存在範囲は、海溝軸から80 km程度であり、太平洋東縁の海溝に比べて存在範囲が広い。

2.海洋底拡大に起因する構造的弱線が再活動するのは、それと海溝軸のなす角度が30度以内の場合である。30度より大きい場合は、海溝軸に平行な断層地形が新たに形成される。

3.海溝軸が大きく歪曲しているところや、海山や海台などをつくる火成活動の影響を受けた海洋プレートが沈み込んでいる海溝付近では上記の規則が成り立たない場合がある。

中西(2017)では、太平洋東縁の海溝における断層地形の落差と存在範囲についての検討が不十分であった。今回の研究では、太平洋東縁の海溝である中米海溝、ペルー海溝、ペルー・チリ海溝の海溝軸付近で発達する断層地形の存在範囲と落差をまとめ、断層地形の発達要因と沈み込むプレートの年代による、断層地形の存在範囲と落差の違いを検討した。

沈み込むプレートの年代は、中米海溝では0～25Ma、ペルー海溝では30～40Ma、ペルー・チリ海溝では、南緯20度付近で最も古い50Maであり、南部に行くほどプレート年代は新しくなり、南緯45度付近では0～10Maである(Müller et al., 2008)。

断層地形の発達要因について、北緯11度付近の中米海溝、南緯6度までのペルー海溝、南緯20～36度のペルー・チリ海溝では、プレート屈曲によって新しく海溝軸と平行な断層地形が発達する。北緯17度付近の中米海溝、南緯6～20度のペルー海溝では、構造的弱線であるアビサルヒルが再活動することで断層地形が発達する。また、南緯36度より南部のペルー・チリ海溝の海溝軸付近では、断層地形の存在は確認されなかった。ペルー・チリ海溝南緯36度付近では、15㎞以上離れた海底には、海溝軸と平行な断層地形とアビサルヒルが存在する。南緯40~45度の地域では、海溝軸から50㎞以内では断層地形の存在は確認されなかったが、海溝軸から50㎞以上離れた地域ではアビサルヒルのみが存在する。南緯40～45度のペルー・チリ海溝の堆積層の厚さは500～600mであり、他の地域の堆積層の厚さ100～200mと比べて厚い。このことから、南緯36度より南部のペルー・チリ海溝では、海底拡大起因のアビサルヒルが堆積物によって覆われたために、断層地形の落差が小さくなり、海溝軸付近で存在が確認されなかったと考えられる。

© The Seismological Society of Japan

プレートの屈曲によって断層地形が新しく発達する範囲は、中米海溝、ペルー海溝、ペルー・チリ海溝の海溝軸から60㎞程度であり、海溝ごとに新しく発達する断層地形の存在範囲に大きな違いは確認されなかった。構造的弱線が再活動する範囲は、中米海溝では最大135㎞、ペルー海溝では75㎞以上海溝軸から離れた地点であり、構造的弱線が再活動した断層地形の方が、プレートの屈曲によって新しく発達する断層地形よりも存在範囲が広いことが判明した。

断層地形の落差は、新しく発達した断層地形と構造的弱線が再活動した断層地形で大きな違いはなく、中米海溝、ペルー海溝における断層地形の落差は100～200m程度であり、ペルー・チリ海溝では250～500m程度である。沈み込むプレートの年代はペルー・チリ海溝の方が古いことから、沈み込むプレートの年代が古いほど、屈曲によって発達する断層地形の落差は大きいと考えられる。

今回の研究で、構造的弱線が再活動した断層地形の方が、新しく発達する断層地形よりも存在範囲が広いことが判明した。また、沈み込むプレートの年代が古いほど、海溝軸付近で発達する断層地形の落差が大きいことが判明した。これらは、断層地形の発達要因と沈み込むプレートの年代が、断層地形の落差や存在範囲と関係していることを示唆する。

© The Seismological Society of Japan

An Analytical Method for the Shape of Subducting Oceanic Plate by using GIS

*Yuki Tsukamoto[1,2], Shinsuke Okada[3], Tatsuya Sumita[2], Daisaku Kawabata[2]

1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. AIST, Tohoku University, 3. IRIDeS

はじめに　変動帯である日本列島には，太平洋プレートとフィリピン海プレートが沈み込んでおり，沈み込む海洋プレートの形状が，島弧地殻で発生する火山活動や地震活動・活断層およびそれに伴う地殻変動等に大きな影響を与えていると考えられる．西南日本弧に沈み込むフィリピン海プレートには，プレートの断裂や重合などの複雑な変形が生じており，これまでにも火山活動や地殻変動との関連が指摘されている．例えば，山岡ほか（1997）では，富士山付近の火山活動を伊豆半島付近から北西方向に沈み込んだ海洋プレートの断裂と関連付けて解釈している．また，Iidaka et al. (2017）では，根尾谷断層周辺は，浅く沈み込んだフィリピン海プレートと島弧の下部地殻が接することによりひずみが蓄積しやすい環境であることを指摘している．　沈み込んだプレートの形状は，プレート上面で発生する地震の震源分布や地震波速度構造解析等の地震学的手法によりモデル化が行われている．しかし一方で，これらの沈み込む海洋プレートの形状は，地球上を取り囲む球殻の沈み込みとして考えられるが，この観点からプレート形状を解析した例はほとんどない．そこで本研究では，GISを用いて地形に沿った最短経路を求め，沈み込む海洋プレートに対する形状解析を行う手法について検討した．

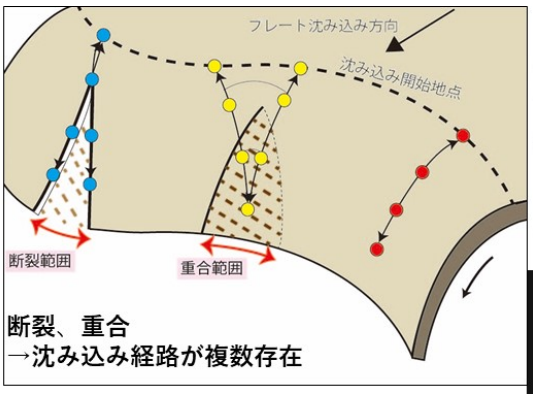
研究手法　地球表面を移動するプレートは球殻とみなせるが，Yamaoka et al.(1986)は，沈み込む海洋プレートに対しても，面積が変化しない，裂けや重合を伴う球殻の変形として表現できることを見出した．この説に基づくと，沈み込んだプレート上面のある点を始点として，沈み込み開始地点（海溝）までの地形に沿った最短経路を定めることができる．通常は，プレート上面の点と沈み込み開始地点との対応関係に連続性を見いだせるが，連続性が崩れる地点が見られた場合には，沈み込んだプレートにおいて断裂や重合といった変形が起きていることが想定できる(図１)．　以上のことから，プレート上の任意の点とプレートの沈み込み開始地点との間の最短経路を明らかにすることで，プレートの断裂や重合などの変形を評価できる．そこで，地理空間座標や地形に沿った距離演算等の取り扱いに優れるGISを用いて形状解析を行った．　本研究では，プレートが滑らかに沈み込む場合，断裂を起こした場合，重合を起こしている場合の３種のプレート形状を球殻の組み合わせによって再現し，これらのプレート形状に対して最短経路の解析を行うことにより，プレート形状の変化を評価できるか検討した．解析範囲を1000 km四方として4 km間隔のプレート形状データを作成した．沈み込み開始地点には4 km毎に点を配置した．解析では，まず，1つの沈み込み開始地点からプレート上面の全ての点までの，地形に沿った最短経路の距離解析を行い，この作業を4 km毎に設定した全ての沈み込み開始地点から実施した．次に，プレート上面の1地点に着目し，最短経路をもつ沈み込み開始地点を検索し，その距離値および対応する沈み込み開始地点を記録した．最後に，得られた最短経路の距離値の分布を確認した後に，記録しておいた沈み込み開始地点毎に最短経路を分類してプレート上面を着色した．

結果と考察　３種の理想的な沈み込みプレート形状に対して最短経路の解析を行った結果，以下のことが明らかになった．プレートが滑らかに沈み込む形状では，プレート上の点と沈み込み開始地点が一対の関係となった．プレートが断裂した形状では，断裂が想定される範囲の近傍において，プレート上の複数の点の最短経路が同一の沈み込み開始地点に集中する様子が見られた（図2）．これはプレートが地下で断裂している事を示しているものと考えられる．ただし，断裂が起きていると想定される範囲とGISを用いた解析による断裂範囲は，正確には一致しなかった．プレートが重合した形状では，最短経路値が扇状に分布し，重合部付近に収束する様子が確認された．これらの結果から，理想的な沈み込みプレート形状では，断裂や重合を示す形状について，最短経路を用いた形状解析により評価できることが分かった．　なお，GISでは，最短経路をDEM点周囲8方位に沿って求めるために，最短経路の計算結果に方位依存が生じていることが確認された．プレートの解析においても，この特性を考慮したうえで解析結果を判断する必要があることが分かった．また今

© The Seismological Society of Japan

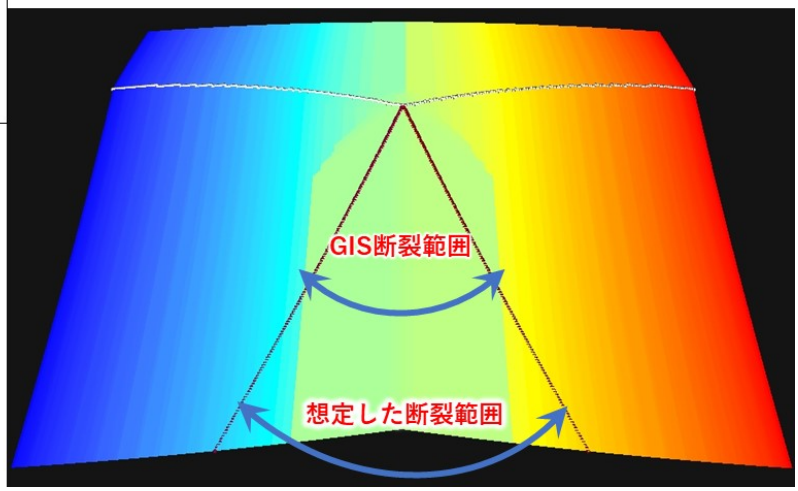
後は，実際の沈み込むプレートにも最短経路を用いた形状解析手法を適用し，本研究で得られた形状解析結果のパターンと比較することで，プレート形状の評価を行う予定である．

引用文献： Iidaka T., et al., 2017, Receiver function images of the distorted Philippine Sea slab contact with the continental crust: Implications for generation of the 1891 Nobi earthquake (Mj 8.0), Tectonophys., 717, 41-50. Yamaoka, K., et al., 1986, Spherical shell tectonics: Effects of sphericity and inextensibility on the geometry of the descending lithosphere, Reviews of Geophysics, 24, 1, 27-53. 山岡耕春・西原真仁, 1997, 中部地方の火山活動と沈み込んだフィリピン海プレートの形状, 火山, 42, 131-138.



↑**図１**：本研究の概念図.
沈み込んだ海洋プレート上の任意の点は，それぞれ対応する沈み込み開始地点をもち，最短経路を通り現在の位置に沈み込んでいる.
プレート上の地点と沈み込み開始地点との間の最短距離とその対応関係を求めることで，**断裂や重合などのプレートの変形を評価できる.**

↓**図２**：断裂が起きている場合での解析結果.
1000 km四方の範囲を想定してデータを作成し，4 km間隔で沈み込み開始地点を設置した．白点群は沈み込み開始地点を示す．プレート上面の色は，それぞれの色が最短経路を示している。GISで計算した断裂範囲は，同一の色の広がりとして認識できるが、（図中の**黄緑**部分），想定した断裂範囲と正確には一致していない.



© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 17th) | General session：S06. Crustal Structure

Tue. Sep 17, 2019 5:00 PM - 6:30 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S06P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-01] Array analysis of OBS recordings at Ontong Java Plateau: Preliminary analysis via seismic interferometry

*Yuki Kawano[1], Takehi Isse[1], Akiko Takeo[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Daisuke Suetsugu[2], Hajime Shiobara[1], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[2], Yasushi Ishihara[2], Satoru Tanaka[2], Masayuki Obayashi[2], Takashi Tonegawa[2], Junko Yoshimitsu[2], Takumi Kobayashi[3] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo , 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3. Department of Planetology, Kobe University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-02] Aftershock distribution and crustal structure in and around the eastern focal area of the 2015 Gorkha earthquake (Mw 7.8)

*Eiji Kurashimo[1], Hiroshi Sato[1], Shin'ichi Sakai[1], Naoshi Hirata[1], Ananta Prasad Gajurel[2], Danda Pani Adhikari[2], Bala Ram Upadhyaya[2], Bishal Nath Upreti[3] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Tribhuvan University, 3. Nepal Academy of Science and Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-03] LAYERED CRUSTAL AND UPPER MANTLE STRUCTURE BENEATH BOTSWANA

*Admore Mpuang[1], Takuo Shibutani[1] (1. Kyoto University, Disaster Prevention Research Institute, Research Center for Earthquake Prediction)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-04] Dense seismic observation for structure beneath Showa-shinzan volcano and preliminary results

*Akiko Takeo[1], Kiwamu Nishida[1], Yosuke Aoki[1], Hiroshi Aoyama[2], Motoko Ishise[1], Takuto Maeda[3], Yuta Mizutani[1], Takeru Kai[1], Yuki Nakashima[1], Shogo Nagahara[1], Ryo Kurihara[1], Lingling Ye[4], Xiaowen Wang[5], Takeshi Akuhara[1] (1. The University of Tokyo, 2. Hokkaido University, 3. Hirosaki University, 4. Sun Yat-sen University, 5. Southwest Jiaotong University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-05] **Surface wave group velocity in and around the Tsugaru plain, northern Tohoku, inferred from seismic interferometry**

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

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-06] A high-frequency later phase of intraslab earthquakes and its implications for S-wave attenuation structure in NE Japan

*Takahiro Shiina[1], Kei Katsumata[2], Kiyoshi Yomogida[3], Aitaro Kato[1] (1. ERI, Univ. of Tokyo, 2. ISV, Grad. Sch. of Sci., Hokkaido Univ., 3. Department of Earth and Planetary Dynamics, Grad. Sch. of Sci., Hokkaido Univ.)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-07] **Validation of the method to estimate the crustal thickness using the cross-correlations of broad-band seismic ambient noise**

*Masyitha Retno Budiati[1], Genti Toyokuni[1], Tomomi Okada[1], Toru Matsuzawa[1] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-08] Estimation of subsurface V_{SV} and V_{SH} structures beneath Asama volcano inferred by seismic interferometry

*Yutaka Nagaoka[1], Kiwamu Nishida[2], Yosuke Aoki[2], Minoru Takeo[2] (1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-09] Tomography of the Ibaraki off-shore region from ambient seismic noise

*Lina Yamaya[1], Kimihiro Mochizuki[1], Takeshi Akuhara[1], Tsuyoshi Ichimura[1], Kohei Fujita[1], Takuma Yamaguchi[1], Takane Hori[2] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. JAMSTEC)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-10] **Configuration and structure of the Philippine Sea plate off Boso, Japan**

*Aki Ito[1], Takashi Tonegawa[1], Naoki Uchida[2], Yojiro Yamamoto[1], Daisuke Suetsugu[1], Ryota Hino[2], Hiroko Sugioka[3], Koichiro Obana[1], Kazuo Nakahigashi[4], Masanao Shinohara[5] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Tohoku University, 3. Kobe Universiry, 4. Tokyo University of Marine Science and Technology, 5. University of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-11] Searching for the Moho of the Philippine Sea plate and slab beneath Kanagawa, central Japan

*Yuki Abe[1], Ryou Honda[1], Yohei Yukutake[1] (1. Hot Springs Research Institute, Kanagawa Prefectural Government)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-12] Interpretation of Seismic Anisotropy Structure beneath the Tokyo Metropolitan Area on the Basis of the Geological Structure

*Motoko ISHISE[1], Shinichi SAKAI[1], Aitaro KATO[1] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-13] Subsurface Structure around the North End of the Yokosuka Fault by Seismic Reflection Survey

*Shinobu Ito[1], Tokunosuke Tatsuzawa[2] (1. GSJ, AIST, 2. Department of Earth Sciences, Resources and Environmental Engineering, Creative Science and Engineering, Faculty of Science and Engineering, Waseda University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-14] Seismic attenuation structure beneath Mt. Hakone: Implication for magma plumbing system

*Hirokazu Kashiwagi[1], Junichi Nakajima[1], Yohei Yukutake[2] (1. Tokyo Tech, 2. HSRI)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-15] 3D velocity model in the region of Nankai Trough for earthquake and tsunami hazard assessment

*Minako Katsuyama[1], Ayako Nakanishi[1], Narumi Takahashi[1,2], Rei Arai[1], Hiromi Kamata[1], Yoshiyuki Kaneda[1,2,3] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Kagawa University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-16] Seismic survey in the Nankai Trough off western Kii peninsula

*Yasuyuki Nakamura[1], Shuichi Kodaira[1], Tetsuo No[1], Yuka Kaiho[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Kazuya Shiraishi[1] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-17] Seismological Structure of PHS Boundary from Broadband Receiver Function Analysis of Local Deep Earthquake Records

*Yasunori Sawaki[1], Yoshihiro Ito[2], Kazuaki Ohta[2], Takuo Shibutani[2], Tomotaka Iwata[2] (1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-18] Receiver function imaging of the Philippine Sea plate subducting beneath Shikoku

*Takuo Shibutani[1] (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-19] Relationship between the Moho discontinuities and deep low-frequency earthquake activity beneath Shikoku, southwest Japan

*Katsuhiko SHIOMI[1], Tetsuya TAKEDA[1], Tomotake UENO[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-20] Anisotropy of shear wave velocity near surface at KiK-net station in Kyushu region based on seismic interferometry

*Kentaro Motoki[1], Kenichi Kato[1] (1. Kobori Research Complex Inc.)

Array analysis of OBS recordings at Ontong Java Plateau: Preliminary analysis via seismic interferometry

*Yuki Kawano[1], Takehi Isse[1], Akiko Takeo[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Daisuke Suetsugu[2], Hajime Shiobara[1], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[2], Yasushi Ishihara[2], Satoru Tanaka[2], Masayuki Obayashi[2], Takashi Tonegawa[2], Junko Yoshimitsu[2], Takumi Kobayashi[3]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo , 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3. Department of Planetology, Kobe University

オントンジャワ海台は白亜紀に形成された巨大海台であり，地球史上最大規模の火成活動の結果である．しかし，海台直上での地球物理的観測データが存在しないために，火成活動の原因や海台下のマントル構造は未解明なままである．陸上観測点データを用いたマントルの地震波速度構造解析は，複数の先行研究によって行われているが(e.g., Richardson et al., 2000; Covellone et al., 2015)，観測点分布の限界から，いずれも地殻から最上部マントルに至る浅部構造の詳細は得られていない．オントンジャワ海台の形成プロセスおよび直下のマントル構造を解明するために，2014年末から2016年にかけて広帯域海底地震計(BBOBS)および海底電位差磁力計を用いた大規模な海底地球物理観測が行われた(Suetsugu et al., 2018; Tonegawa et al., 2019)．本研究は，地震波干渉法や地震励起波形データを用いたアレイ計測（トモグラフィーを含む）によるオントンジャワ海台浅部構造の解明を目指している．

今回はまず予備的解析として，BBOBS鉛直成分で計測された雑微動を用いた相互相関関数解析(Shapiro et al., 2004)をおこなった．2観測点間の相互相関関数はBensen et al. (2007)の手法にしたがって求めた．まず，機器特性を補正した1日長時系列を50%オーバーラップで2000秒長セクションに分割し，地震イベント由来のシグナルや電気ノイズを含むセクションを除外した．残った各セクションに対してフーリエ変換を施し，スペクトルホワイトニングをしたのち，2観測点間のクロス・スペクトルを求めた．そして，これらを用いて観測期間中の平均クロス・スペクトルを求め，逆フーリエ変換することで相互相関関数を取得した．さらに，Harmon et al. (2007)の手法を用いて群速度の計測をおこなった．

得られた相互相関関数では，10―50 秒の帯域で，観測点間距離2500 km程度まで，レイリー波の基本モードを観測することができた．また，1月, 9月, 10月以外の各月の平均クロス・スペクトルでは周期約25秒に鋭いピークが観測された．類似した現象はShapiro et al. (2006)で報告されており，本研究では群速度計測への影響を回避するために，1月, 9月, 10月のデータのみを用いて群速度を計測した．その結果，たとえば周期20秒では，オントンジャワ海台中央部では低速異常，オントンジャワ海台の周囲（北部および西部）では高速異常が観測された．この結果はオントンジャワ海台とその周辺の地殻厚さの不均質性を反映したものであると考えられる(Tonegawa et al., 2019)．今後は傾斜ノイズやコンプライアンス・ノイズ低減(Crawford and Webb, 2000，川野修士論文)をおこなったデータの解析や，群速度計測精度の向上，位相速度の計測，1次元構造解析，3次元構造解析および周期約25秒で観測されたノイズの起源について検討する．

© The Seismological Society of Japan

Aftershock distribution and crustal structure in and around the eastern focal area of the 2015 Gorkha earthquake (Mw 7.8)

*Eiji Kurashimo[1], Hiroshi Sato[1], Shin’ ichi Sakai[1], Naoshi Hirata[1], Ananta Prasad Gajurel[2], Danda Pani Adhikari[2], Bala Ram Upadhyaya[2], Bishal Nath Upreti[3]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Tribhuvan University, 3. Nepal Academy of Science and Technology

はじめに

2015年4月25日にネパール中央部で発生したゴルカ地震（Mw7.8）は，カトマンズをはじめとして約9000人の死者を伴う甚大な被害を発生させた．この地震はインド-オーストラリアプレートとユーラシアプレートの境界で発生した逆断層型の地震である．ゴルカ地震の余震が発生している領域には，本震の震央付近からヒマラヤ山脈の走向に平行な西北西ー東南東方向に広がり，本震直後から余震活動が活発であった本震を含む120km×40～50kmの領域や,本震の発生から17日後の5月12日に余震域の東端で発生した最大余震（Mw7.3）の後に余震活動が活発化した,最大余震の震央を含む20×30kmの領域があることが報告されている(Adhikari et al., 2015)．ヒマラヤ地震発生帯は,典型的な大陸衝突型のプレート境界であり,ゴルカ地震震源域の速度構造や震源断層の形状，詳細な余震分布を明らかにすることは,衝突帯のテクトニクスを理解する上で非常に重要である．このような知見を得る為には，震源域の直上や近傍で，観測点間隔が密な観測を実施することが有効である．余震域中央部では，2015年に稠密余震観測を実施し，取得したデータの解析によって，詳細な余震分布や震源断層の形状を得た(蔵下・他, 2016年連合大会；Kurashimo et al., 2019).しかしながら，それ以外の余震域にける速度構造や震源断層の形状に関する知見は依然乏しい．そこで，2017年に余震域の中央部から最大余震の震央を含む余震域東部にかけての地域と，余震域西部に位置する本震の震央近傍に，それぞれ臨時地震観測点を設置し，稠密余震観測を実施した．

本講演では,2017年に取得したデータのうち，余震域の中央部から最大余震の震央を含む余震域東部にかけての地域で取得したデータに地震波トモグラフィー解析を適応することで得た余震分布と地殻上部の地震波速度構造について報告する．

観測

臨時地震観測点は,西北西ー東南東方向に分布しているゴルカ地震余震域の中央部から最大余震の震央を含む余震域東部にかけての地域に3－10km間隔で69か所，余震域西部の本震の震央近傍に5－10km間隔で11か所にそれぞれ設置した．収録は2017年1月16日から実施し,各観測点では,固有周波数4.5 Hz の地震計によって上下動及び水平動の3成分観測を行った.収録は,Geospace社製の独立型レコーダであるGSX-3を用い,サンプリング周波数を250Hzに設定して,約2ヶ月間の連続収録ができる仕様で実施した.

解析と結果

各観測点で取得した記録は連続記録であるため，地震毎のデータに編集する必要がある．そこで，Win システム(卜部・東田, 1992)を用いてSTA/LTAトリガー方式によるイベント検出を実施した．検出した872個のイベントに対してP波・S波の手動検測を行なうことで得た走時データとネパール定常観測点データ処理で使用されている1次元速度構造（Pandey et al., 1995）を用いてhypomh （Hirata and Matsu'ura, 1987）を使用した震源決定を実施した．得られた結果から，余震域の中央部から東部域下で震源の深さ及び水平位置の誤差が0.5km以内となった498イベントを抽出し，Double-Difference Tomography法 (Zhang and Thurber, 2003)を適応した．得られた余震分布図からは，主に5－15㎞の深さで余震が発生し，特に余震域東端で，余震活動が活発なっている特徴が確認できる．また，余震が発生している領域や近傍のVp/Vs値は，周囲に比べて小さくなる傾向があり，その特徴は，本震直後から余震活動が活発であった領域の方が，最大余震後に余震活動が活発になった領域よりも顕著に見られる．得られた結果と地震時の滑り分布(Elliott et al., 2016)と比較すると，余震発生域や近傍で確認できる低Vp/Vs領域は，本震時に滑った領域の方が最大余震時に滑った領域に比べて広範囲に分布し，それら領域の境界付近で低Vp/Vs領域の厚さが変化していることから，滑りの挙動と構造との間に関連が見られる．

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

LAYERED CRUSTAL AND UPPER MANTLE STRUCTURE BENEATH BOTSWANA

*Admore Mpuang[1], Takuo Shibutani[1]

1. Kyoto University, Disaster Prevention Research Institute, Research Center for Earthquake Prediction

Although considered to have a relatively low seismicity, Botswana is thought to host a south westerly extension of the East African Rift System, a region where the African plate is splitting into two. This rift extension is postulated by various researchers to be in northern and central Botswana, where the most and the largest earthquakes in the country have been observed. Due to a sedimentary coverage of about 75% (Haddon, 2005) and other limitations, understanding the crustal structure in order to explain the seismicity has been a challenge. This has seen limited literature on Botswana’ s crustal and upper mantle structure, as well as contrasting ideas on the causes of seismicity and faulting observed in the country.

Providing a better definition of the crustal structure enables earthquakes to be better located and improves our understanding of seismic wave speed variations associated with the upper lithosphere. In contrast to previous crustal structure studies which were area focused and or assumed a simple crust, this research aims to define a countrywide layering in the crust beneath Botswana and to study the relation between the structure, tectonics and seismicity in the country.

To do this, P-to-S receiver functions were produced from 176 teleseismic events recorded by 21 NARS-Botswana stations as well as 116 teleseismic events recorded by 18 stations of the SAFARI project located within Botswana using the extended-time multitaper receiver function estimation technique (Helffrich, 2006; Shibutani et al., 2008). Waveforms of events at epicentral distances between 30 and 85 degree were used, with magnitudes Mw>5.8 to ensure good signal to noise ratios of the receiver functions. We carried out a further quality assessment of receiver functions based on visual inspection and quantifiable signal to noise ratio to select only the best quality receiver functions.

We performed a preliminary analysis of the receiver functions, stacked in 20 degrees back azimuth bins and 0.02 s/km slowness bins, to obtain preliminary results to guide further analysis. The results reveal the crust beneath Botswana to be layered, uniform with back-azimuth at some stations and with a back-azimuthal variation at others. Delayed first peaks at some stations suggesting the presence of a sedimentary cover are observed as expected due to the 75% sedimentary cover over Botswana. We also observe what could be a shallow low velocity layer within the crust, if not a reverberation within the top sedimentary layer at some stations.

We are further grouping and stacking the receiver functions based on waveform similarity, which signifies similar structure, and relative difference in slowness. These groups of receiver functions are inverted for one-dimensional shear wave velocity models using a genetic algorithm inversion technique (Sambridge and Drijkoningen, 1992; Shibutani et al., 1996). The resulting models give much detailed information about the thickness of the crust and intra-crustal layers and their corresponding shear wave velocities.

© The Seismological Society of Japan

Dense seismic observation for structure beneath Showa-shinzan volcano and preliminary results

*Akiko Takeo[1], Kiwamu Nishida[1], Yosuke Aoki[1], Hiroshi Aoyama[2], Motoko Ishise[1], Takuto Maeda[3], Yuta Mizutani[1], Takeru Kai[1], Yuki Nakashima[1], Shogo Nagahara[1], Ryo Kurihara[1], Lingling Ye[4], Xiaowen Wang[5], Takeshi Akuhara[1]

1. The University of Tokyo, 2. Hokkaido University, 3. Hirosaki University, 4. Sun Yat-sen University, 5. Southwest Jiaotong University

火山噴火時の溶岩ドーム形成は珪長質マグマの噴出における重要な過程の一つである。有珠火山の東に位置する昭和新山は1943年から1945年にかける噴火及び隆起において形成された標高398mの火山で、成長にともなう地形変化は三松ダイアグラムとして知られている。最上部にはマグマが露出した溶岩ドームが存在し、標高約200mで比較的平らな屋根山と呼ばれる部分は植生が回復した潜在溶岩ドームとなっており。屋根山の部分は隆起しているが、その下にマグマが入っているかどうかは分かっていない。

昭和新山においては、2次元P波速度構造（根本他 1957）や2次元比抵抗構造（Goto and Johmori 2014）などいくつかの構造推定が行われている。中でもNishiyama et al. (2014, 2017)は宇宙線ミューオン記録による斜め方向の密度構造推定（Tanaka et al. 2007）と鉛直方向の密度を反映する重力測定結果とを組み合わせることで３次元密度構造を推定した。本研究では、３次元S波速度構造を得て溶岩ドームの形成過程を明らかにするために地震観測と初期解析を行った。

観測には東京大学地震研究所共同利用機材である1Hz地震計LE-3Dlite MkIIIとロガーLS-8800を使用し100spsで記録した。まず、東京大学地震研究所においてテスト観測を行った。観測時期である5月に相当する気温での電池の持続時間を検証するため、東京で気温が同等となる2月に屋外に機材を設置し、単１電池８本で約１ヶ月の観測が可能なことを明らかにした。さらには22台の地震計の屋内並行観測を実施し、1Hz地震計の機器位相応答が0.2Hz以上で5度以内かつ補正可能であることを確認した。

本観測の観測点は昭和新山上の山頂付近に2点、山頂周辺に5点、東の屋根山に10点、麓に5点の合計22点である。観測点間隔は約200mである。2018年5月9日から10日にかけて地震計とロガーを設置し、2018年6月6日から8日にかけて回収した。尚、山の上に車は入れないため、徒歩で設置・回収を行っている。この記録と気象庁及び防災科学技術研究所の定常観測点記録を用いて解析を行った。

地震波干渉法解析にはTakeo et al. (2013)の手法を用いた。まず、全ての記録を20spsにリサンプルし、約102秒の半分ずつ重なる時間窓に区切った。前またはその前の時間窓より10倍以上振幅が大きくなる時間窓をイベントの記録されている時間窓と定義した。イベントの記録されていない雑微動の時間窓のみを用いて観測点間のクロススペクトルを計算し、振幅を1に規格化してから全期間を足し合わせた。その逆フーリエ変換を相互相関関数とし、主に観測点間を伝わる表面波を抽出したと仮定して解析を進めた。

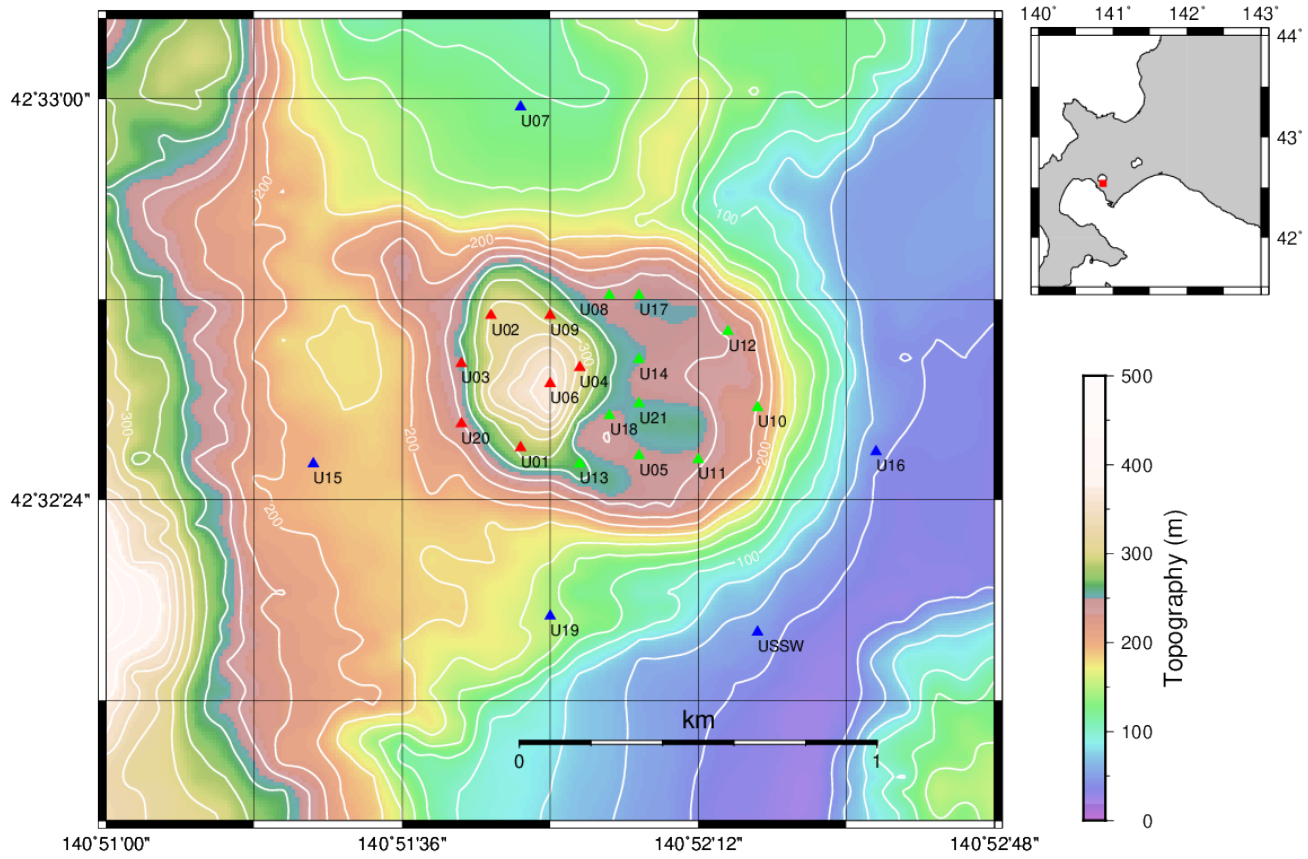
地形によって観測点を山頂付近・周辺、屋根山、麓の3地域に分類し、それぞれ1次元構造の推定を試みた。通常のSPAC法（Aki 1957）による解析は構造不均質の影響で周波数帯が2ー3Hzに限られた。屋根山と麓の位相速度は大きく異ならない一方、山頂周辺では屋根山や麓に比べて位相速度が早く、深さ数百mまでのS波速度が速いことに対応することがわかった。

そのほか、3次元構造に向けて各観測点間の位相速度を測定した。ここでは、不均質の影響や2π不確定性の影響で自動化が非常に困難であったため、pythonによるGUIツールを作成し手動で測定した。将来的には測定精度を向上し、3次元トモグラフィーを行い、3次元密度構造などとの比較を行い、溶岩ドームの形成過程を明ら

© The Seismological Society of Japan

かにする予定である。

図：観測点配置図。赤は山頂付近及び山頂周辺の観測点。黄緑は屋根山の観測点、青は麓の観測点を表す。



© The Seismological Society of Japan

Surface wave group velocity in and around the Tsugaru plain, northern Tohoku, inferred from seismic interferometry

*Sayumi Ishida[1], Takuto Maeda[1], Masahiro Kosuga[1]

1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University

1. はじめに

最近，地震波干渉法を用いた地下構造推定が盛んに行われるようになった．既往研究では，Hi-net傾斜計の常時微動記録を解析し，トモグラフィーを用いて日本全域のS波速度構造も求められている．地震波干渉法では表面波を解析に用いるので，平野における堆積構造推定が可能である．津軽平野南部で発生した1766年明和津軽大地震の被害分布域には平野部の構造が影響している可能性があるため，構造推定は地震防災の観点からも重要である．そこで本研究では，地震波干渉法を用いて，津軽平野周辺を中心とする東北地方北部の表面波群速度推定を行うことを目的とする．

2. データと解析方法

本研究では，青森県を中心として，秋田県・岩手県北部から渡島半島南部にかけての領域の防災科学技術研究所高感度地震観測網Hi-net観測点の連続波形記録を用い，2012年1月1日から2019年6月30日の期間について解析を行った．津軽平野地域にはHi-net観測点が少ないため，弘前大学の金木農場と藤崎農場に固有周期1 sの地震計を設置し，波線密度の向上を図った．臨時観測点を含めた解析期間は，2017年10月19日から2018年3月17日である．地震波干渉法解析はBensen et al.(2007)の手法に基づいて行った．まず，前処理として時間領域での規格化による振幅の平準化とスペクトルホワイトニングを行い，1日の連続データに対する観測点間相互相関関数の計算を行った．次に，全観測点ペアに対して相互相関関数のスタッキングとフィルタリングを行い，各周期帯における群速度の推定を行った．周期帯は2–4 s, 4–8 s, 8–16 s, 16–32 s, 32–64 sとした．

3. 結果と考察

1日分の相互相関関数を全期間でスタッキングすることでS/N比が改善され，位相が明瞭となった．長期間のスタッキングの効果は，長周期成分において顕著であった．得られた相互相関関数はどの観測点ペアについても明瞭なピークを持ち，そのピークの到来時刻は観測点間距離の増加とともに系統的に遅くなっていることから，表面波のグリーン関数が抽出されたものと考えられる．しかし，2–4 sの短周期帯域と32–64 sの長周期帯域のグリーン関数では明瞭な位相がほとんど見られなかったため，以降の解析に適した周期帯は4–8 s, 8–16 s, 16–32 sと判断した．

各周期帯における群速度について調べたところ，青森県の北西側には低速度の波線が，南東側には高速度の波線が分布する傾向が見られた．この分布は既往研究と調和している．本研究では臨時観測点を新たに設置し，解析可能な観測点ペア数を増やしたことで，Hi-net観測点のみの解析結果よりも津軽平野地域を中心に波線密度が向上した．このことは，Hi-net観測点のみで推定した群速度分布で見られた地域性をより詳細に推定することが可能となったことを示している．今後はこの地域での詳細な地下構造推定を行うために，2次元群速度トモグラフィーを行う．また，臨時観測を継続しているので，より長期間のデータを用いた解析も実施する．

謝辞

本研究では国立研究開発法人防災科学技術研究所高感度地震観測網Hi-netの地震波形を利用しました．記して謝意を表します．

© The Seismological Society of Japan

A high-frequency later phase of intraslab earthquakes and its implications for S-wave attenuation structure in NE Japan

*Takahiro Shiina[1], Kei Katsumata[2], Kiyoshi Yomogida[3], Aitaro Kato[1]

1. ERI, Univ. of Tokyo, 2. ISV, Grad. Sch. of Sci., Hokkaido Univ., 3. Department of Earth and Planetary Dynamics, Grad. Sch. of Sci., Hokkaido Univ.

東北日本下で発生するスラブ内地震の観測波形には多様な後続波（P波やS波の後に続く波群）が観測されることが知られている[e.g., Matsuzawa et al., 1986; Hasemi and Horiuhicm 2010; Shiina et al., 2017]．東北日本背弧域下，すなわち深さ100 km以深で発生するスラブ内地震では高周波帯域にS波の後続波の観測を確認することができる．このような高周波帯域に顕著な後続波（以下，高周波後続波）の観測はおおよそ8 Hz以上の帯域で明瞭で，しばしば同帯域で最大振幅を記録する．また，直達S波からの遅れは前弧域の観測点で小さく，背弧域の観測点で大きくなる．

本研究では，高周波後続波の時間遅れの空間分布から，その伝播経路と東北日本における減衰・散乱構造との関係を議論する．具体的には観測波形の水平2成分合成MSエンベロープ振幅とSource-scanning algorithm (SSA) [Kao and Shan, 2004]を用いる．なお，本解析では高周波後続波をS波の一次散乱波と仮定した．このため，本解析は，結果的に高周波後続波のピーク振幅を最もよく説明する散乱点の分布を探索することになる．散乱波の伝播経路を波線追跡法[Zhao et al., 1992]を用いて計算するとともに，波線に沿ったS波減衰を考慮した解析を行った．その際使用した地震波速度構造と減衰構造の構築では既存研究（S波速度構造[e.g., Nakajima et al.,2001; Matsubara et al., 2017]，S波減衰構造[e.g., Takahashi, 2012; Nakajima et al., 2013]）の不均質構造モデルを参考にした．

4-8，8-16，16-32 Hzの帯域で解析を行った結果，東北日本背弧下で観測される高周波後続波のピーク遅延は，前弧域下の深さ30-80 km程度に散乱点が存在することで説明できることがわかった．本解析のデータセットでは散乱点深さを十分な精度で推定できていないが，前弧域下における散乱体の存在は，同領域下のスラブ内地震で観測される高周波帯域の波形解析の結果（蓬田・他 [2002]やHasemi and Horiuchi, [2010]）と調和的である．今後，散乱点深さの推定精度を向上させることで，より現実的な散乱点分布やその実体の解明が期待される．

加えて，本研究の結果は島弧に沿ったS波減衰の空間分布が高周波後続波の伝播や観測に大きく寄与していることを示唆する．背弧域のスラブ内地震と観測点のペアを考えると，直達S波は背弧下に存在が予想される強いS波の減衰領域を横切ることになる．一方，高周波後続波はこの高減衰域を避けるような伝播経路を持つ．逆に言えば，直達波が高減衰領域を伝播することで高周波帯域の振幅が著しく小さくなることで，減衰が小さい前弧域を経由する散乱波の振幅がより強調され，高周波後続波として観測された考えられる．なお，本解析で使用したスラブ内地震に対してコーダ規格化法[e.g., Aki, 1980; Yoshimoto et al., 1993]を適用したところ，直達波に沿った平均的な値として，背弧域のS波減衰が，前弧域に比べて少なくとも2-3倍程度強いことで観測波形の特徴を説明できることがわかった．

© The Seismological Society of Japan

Validation of the method to estimate the crustal thickness using the cross-correlations of broad-band seismic ambient noise

*Masyitha Retno Budiati[1], Genti Toyokuni[1], Tomomi Okada[1], Toru Matsuzawa[1]

1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University

Central Indonesia has complex tectonic structures characterized by several subduction zones in the northern and eastern parts and many active faults (e.g., Palu Koro, Matano and Hamilton faults). These complexities frequently produce shallow crustal earthquakes over the region. Because of that, an understanding of crustal structure beneath the region is necessary for further seismological studies. Budiati et al. (2019) used waveform data recorded at 10 BMKG broadband stations around Sulawesi Island, Indonesia to estimate the spatial variation of the crustal thickness and its relation with active tectonics. The present study aims to verify the reliability of the procedure used in Budiati et al. (2019) by applying the same method to estimate the Moho discontinuity in Tohoku region, Japan, where the discontinuity has been investigated by many studies. We collect 5-month continuous waveform data from vertical components at 10 F-net stations in Tohoku region. According to the Budiati et al. (2019), the continuous data are divided into 20-minute segments with time shift of 5 minutes. We extract surface waves (Rayleigh waves) by calculating the CCFs between the data from two different stations and stack the daily-averaged CCFs over 5 months. We further compress the two-sided signal into one-sided signal by taking the average of positive and negative lag part of the CCFs to stabilize the dispersion curves of group velocities. To fit the synthetic and the observation dispersion curves, we adjust the two layered crustal velocity model from CRUST 1.0 (Laske et al., 2013) by subtracting 5%-10% of the average initial model. The best crustal thickness is obtained by minimizing RMS and visual estimation. In the present study, we only focus on periods of 10s to 30s which are sensitive to structural changes at depth between 20km –30km. Our current results indicate that beneath Tohoku region, among 16 pairs, there are 5 pairs showing reliable crustal thickness. The estimated crustal thickness at inland area are consistent with Zhao et al. (1990) and Nakajima et al. (2002). These agreements can confirm the reliability of our procedure in estimation of crustal thickness beneath the land area using two simple layers. While for other pairs, the estimated Moho discontinuities become shallower than those obtained in the previous studies. We observe that several pairs passing through the ocean have low group velocity at shorter periods and cannot be explained only by the two layered model. The large discrepancy of group velocities at shorter periods indicates that the estimated Moho depth is unreliable even if the model can explain the velocity at longer periods.

© The Seismological Society of Japan

Estimation of subsurface V_{SV} and V_{SH} structures beneath Asama volcano inferred by seismic interferometry

*Yutaka Nagaoka[1], Kiwamu Nishida[2], Yosuke Aoki[2], Minoru Takeo[2]

1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

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

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

解析には、浅間山周辺の46観測点（東大地震研、防災科研、気象庁）の3成分で記録された2005年7月～2007年7月の脈動記録を用いた。脈動記録の上下動成分の相互相関関数を計算することにより観測点間を伝播するRayleigh波を、Transverse成分の相互相関関数からLove波を抽出した。抽出されたRayleigh波とLove波に対して、SPAC法（Aki, 1957）を用いて解析領域全体の平均的な1次元構造の位相速度分散曲線を測定した。

分散曲線は0.1-0.5 Hzで安定的に測定でき、この周波数帯においてRayleigh波とLove波の位相速度は概ね一致する結果となった。マグマだまり内のS波速度異方性が確認された霧島山について、同様の手法により測定した平均的な1次元構造の位相速度分散曲線では、0.1-0.3 HzにおいてLove波位相速度の方がRayleigh波より最大1.2 km/s程度高速度となった。浅間山ではこのようなRayleigh波とLove波の位相速度の違いが見られないことから、マグマだまり内のS波速度異方性が存在しない可能性がある。

今後、浅間山周辺の各パスの位相速度を測定して表面波位相速度トモグラフィーを行い、Rayleigh波とLove波の位相速度マップからそれぞれ3次元V_{SV}, V_{SH}構造を推定し、異方性の有無を検証する予定である。

© The Seismological Society of Japan

Tomography of the Ibaraki off-shore region from ambient seismic noise

*Lina Yamaya[1], Kimihiro Mochizuki[1], Takeshi Akuhara[1], Tsuyoshi Ichimura[1], Kohei Fujita[1], Takuma Yamaguchi[1], Takane Hori[2]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. JAMSTEC

茨城沖において、2010年10月17日(一部は2011年2月14日)から2011年10月7日にかけて、約6km間隔の海底地震計32台からなる稠密観測網が展開されていた。その位置は、東北地方太平洋沖地震(東北地震)本震発生域の南端であり、本震の破壊が止まった領域と言える。また、本震の約30分後に茨城沖で発生した最大余震(Mw7.7)発生域の海溝側でもある。本観測領域の周辺及び直下では、東北地震の最大余震発生後に地震が1万個以上発生していることがわかっている。この大量の地震の位置やメカニズムを制約することは、重要であるが、特に、浅部に存在する堆積層が低速度かつ厚い場合、震源推定と速度構造推定のトレードオフが大きくなるため、詳細な構造が必要である。本観測網の一部及びその周辺領域は、エアガンを用いた構造探査によって詳細なP波速度構造が推定されている(Mochizuki et al., 2008)が、S波速度構造の推定は不十分である。

また、本観測網の周辺には海山の沈み込みが示されており、これと東北地震発生域との関連が示唆されている(Mochizuki et al., 2008)。より詳細な地震発生領域の議論には、地下の不均質や流体の存在などの推定が不可欠である。これらの推定には、P波速度構造だけでなくS波速度構造の推定が必要であるが、S波速度構造の推定は不十分である。

そこで本研究では、茨城沖のデータに地震波干渉法を適用することで、浅部のS波速度構造の制約を目指す。地震波干渉法ではノイズ源が空間的に等方に分布していることを仮定している。そのため、地震の数が比較的少ない2011年3月8日まで(三陸沖地震(2011年3月9日に発生)及び東北地震発生前)に観測されたデータに対して地震波干渉法(Bensen et al., 2007 など)を適用した。まず、データを1時間長に分割し、トレンドを取り除いた。その後、1bit化処理を行なった後に各観測点間で相互相関関数を計算し、グリーン関数を得た。得られたグリーン関数に0.0625-0.4375Hzの間で0.125Hz幅のバンドパスフィルタをかけ、それぞれの周期帯でエンベロープを計算し、群速度を推定した。さらに、鉛直成分から得られたグリーン関数にはレイリー波が卓越していると考え、速度構造を仮定して理論的なレイリー波の群速度を計算することにより、S波速度構造を推定した。

また、本観測網が展開されている領域は、表面が低速度層で覆われている上に、標高差が大きく、地形の効果も無視できないと考えられる。そのため、本研究結果を、有限要素法を用いた3次元理論波形計算結果と比較し、解釈する予定である。

© The Seismological Society of Japan

Configuration and structure of the Philippine Sea plate off Boso, Japan

*Aki Ito[1], Takashi Tonegawa[1], Naoki Uchida[2], Yojiro Yamamoto[1], Daisuke Suetsugu[1], Ryota Hino[2], Hiroko Sugioka[3], Koichiro Obana[1], Kazuo Nakahigashi[4], Masanao Shinohara[5]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Tohoku University, 3. Kobe Universiry, 4. Tokyo University of Marine Science and Technology, 5. University of Tokyo

1. Introduction

In the off Boso area, the Philippine Sea plate (PHS) had been subducted northward from 15 Ma beneath the Sagami trough, and changed its direction to northeastward at 1–3Ma (e.g. Yamaji 2000; Kamata 2003; Takahashi 2006). The northeastern limit of the PHS is defined by Uchida et al. (2009), however, the geometry and the presence of the PHS to the east of 141.5˚E has not been well constrained. Associated with subduction of the PHS, slow slip events (SSEs) occur off Boso (e.g. Hirose et al. 2014; Ozawa 2014). So far, the relation of SSEs, regular earthquakes, and subduction zone structure are not clear in the offshore area. Main subjects in the presentation are: (1) the shape of upper boundary and the eastern edge of the PHS (2) the relation between an area of SSEs and velocity structure, and the segregation of SSEs and regular earthquakes in the offshore area.

2. Data and Method

We analyzed seismic data from 74 temporary OBS observations (Shinohara et al. 2011, Ito et al. 2017) and 48 land-based stations operated by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED) (Okada et al. 2004). For examination of seismic activity and velocity structure, we analyzed local earthquakes that occurred from October 2011 to March 2013. For the receiver function (RF) analysis, teleseismic *P* waves were collected from seismic records observed at the OBSs. We used events with criteria of epicentral distance of 30º–90º and magnitudes >5.5.

We applied tomographic inversion to seismic data from ocean-bottom seismometers and land-based stations. We determined the focal mechanisms from *P*-wave polarity data. RFs were calculated through spectral division of radial components by vertical ones with a water level of 0.001(e.g. Langston, 1977, 1979). To convert a time-domain RF to a depth-domain one, a common-conversion-point stacking technique (e.g. Yamauchi et al. 2003; Tonegawa et al. 2005) was used.

3. Results and Discussion

Tomographic results showed the mantle part of the Pacific plate, the North American plate, and PHS. We observed several low-angle thrust-faulting earthquakes associated with the PHS subduction. The upper boundary of the PHS around 141.5˚E was imaged as the seismic velocity discontinuities by the RF analysis.

We delineated the upper boundary of the PHS based on both the velocity structure and the locations of low-angle thrust-faulting earthquakes (Fig. 1). The upper boundary of the PHS is distorted upward by a few kilometers between 140.5˚E and 141.0˚E. We also elucidated the eastern edge of the PHS based on the upper boundary and results of RF. The eastern edge has northwest-southeast trend between triple junction and 141.6˚E, while the trend changes to north-south direction to the north of 34.7˚N. The change in subduction direction at 1–3Ma might have resulted in the inflection of the eastern edge of the subducted PHS.

We compared the subduction zone structure and hypocenter locations, and the area of the SSEs. Most of the low-angle thrust-faulting earthquakes occurred outside the areas of recurrent the SSE, which indicates that the slow slip area and regular low-angle thrust earthquakes are spatially separated in the offshore

© The Seismological Society of Japan

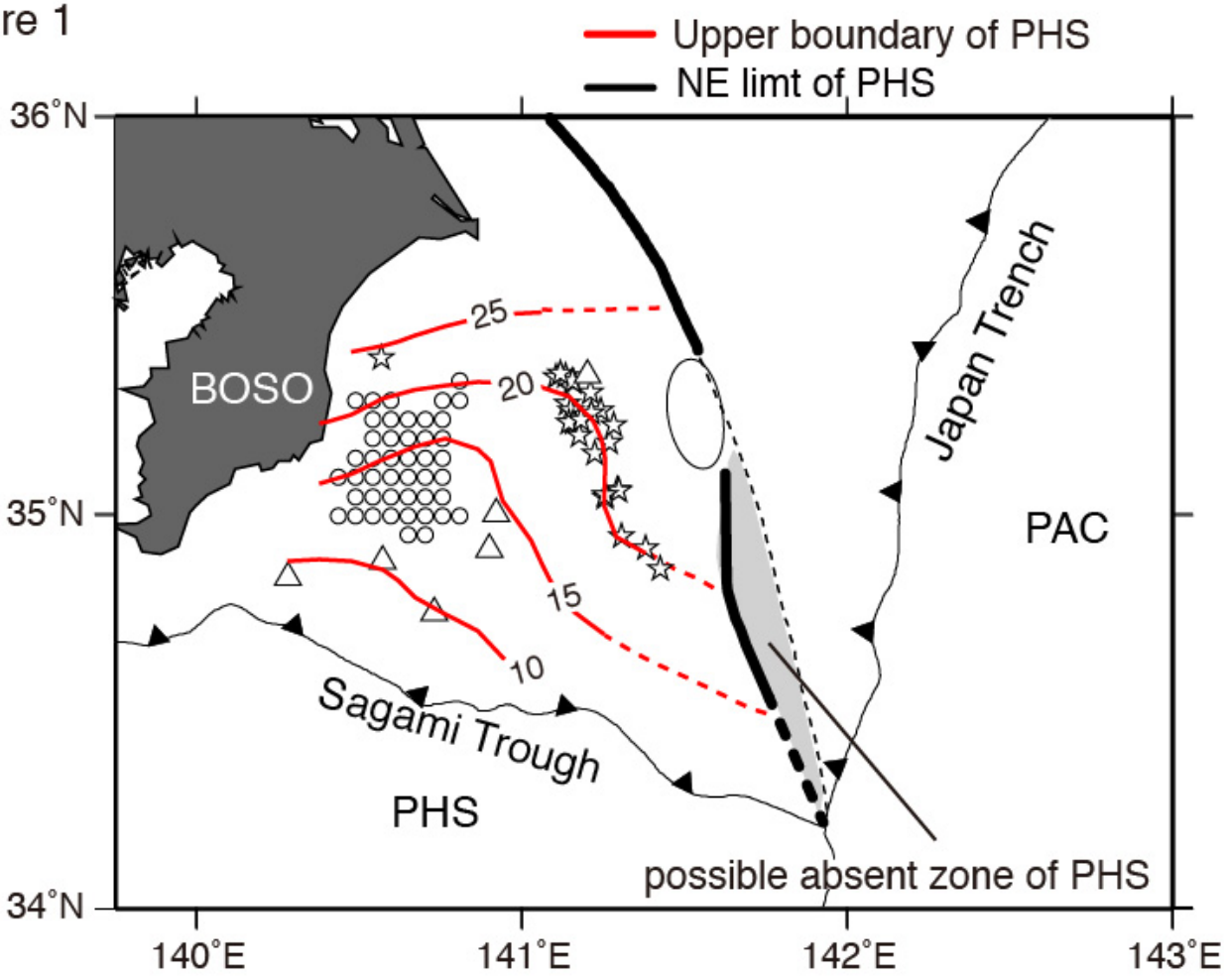
area. In addition, the slow slip areas are located only at the contact zone between the crust parts of the NA and the PHS. The localization of SSEs at the crust-crust contact zone off Boso is first clarified in this study.

Acknowledgements
We are grateful to Masaki Takahashi, Hikaru Iwamori, Shinji Toda for their advice regarding the geology and geodynamics off Boso. Discussions with Hitoshi Hirose and Toshinori Sato regarding the Boso SSE were greatly appreciated. We also thank Masaru Nakano's help in hypocenter locations and tomographic inversion.

References
Hirose et al. (2014) Geophys Res Lett doi:10.1002/2014GL059791.
Ito et al. (2017) Earth Planets Space doi:10.1186/s40623-017-0608-4.
Kamata (2003) J Soc Mat Sci Japan 52:444–451.
Langston (1977) Bull Seismol Soc Am. 67, no. 4, 1029–1050.
Langston (1979) J Geophys Res 84:4749–4762.
Okada et al. (2004) Earth Planets Space 56:xv–xxviii.
Ozawa (2014) Geophys Res Lett doi:10.1002/2014GL060072.
Shinohara et al. (2011) Earth Planets Space doi:10.5047/eps.2011.05.020.
Takahashi (2006) Journal of Geography. 115 (1) 116-123.
Tonegawa et al. (2005) Earth Planets Space 57 5–14.
Uchida et al. (2009) Earth Planet Sci Lett 283:111–121.
Yamaji (2000) J Struct Geol 22:429–440.
Yamauchi et al. (2003) Earth Planets Space 55:59–64.

© The Seismological Society of Japan

Figure 1



Data used for estimating geometry of PHS

This study

- ○ Velocity structure (interval of 0.05°)
- ☆ Low-angle thrust-faulting earthquake
- ⬯ RF analysis

Previous studies

- △ Offshore refraction survey

© The Seismological Society of Japan

Searching for the Moho of the Philippine Sea plate and slab beneath Kanagawa, central Japan

*Yuki Abe[1], Ryou Honda[1], Yohei Yukutake[1]

1. Hot Springs Research Institute, Kanagawa Prefectural Government

はじめに

神奈川県から静岡県にかけての地域は、フィリピン海プレートと北米プレートが収束し、狭い範囲で沈み込みから衝突へと収束の様式が変化する。私たちは、この地域のテクトニクスを理解するために地震波速度不連続面の検出と、その3次元形状の推定を試みた。具体的には、まず神奈川県とその周辺地域（解析領域は北緯34.5°-35.8°、東経138.3°-140.0°）で観測された遠地地震波形をもとに多数のレシーバ関数を作成した。そして、この地域の3次元速度分布（Matsubara and Obara, 2011, *Earth Planet Space*）を仮定してそれらを深さ変換し空間的に平均した。その結果、解析領域の一部でフィリピン海プレート及びスラブの地殻部分の底面（海洋モホ面）に対応すると解釈できる不連続面を検出することができた。しかし、横浜市や都心部を含む解析領域東部、および丹沢山地を含む解析領域中部では不連続面を検出することができなかった（安部ほか, 2017, 地震学会）。

その後、観測点数が不足していた解析領域東部の不連続面の検出のために、MeSO-netの観測データから作成したレシーバ関数を追加した。しかし、J-SHISの深部基盤構造を仮定してレシーバ関数を合成したところ、レシーバ関数に現れる顕著なピークは、その地域に分布する極めて低速度な表層に起因することが明らかになり、レシーバ関数から深部の不連続面の位置を推定することが困難であることがわかった（安部ほか, 2018, 地震学会）。

解析領域の海洋モホ面の深度について把握できる範囲を広げるためには、海洋モホ面のうちこれまで検出できていない部分を、新たに別の手法を適用することによって検出する必要がある。

そこで本研究では、遠地地震のS波の波形を用いたレシーバ関数解析を行った。S波レシーバ関数は、S波到達前後の地震波形の鉛直成分をラディアル成分でデコンボルブして得られる。これにより先駆波として到達するSp変換波を検出することができる。多重反射波はS波より遅れて到達するため、P波レシーバ関数とは違い、S波レシーバ関数を用いると変換波を多重反射波と分離して検出することができる。よって、S波レシーバ関数を用いれば、低速度の表層が存在する領域でも深部で変換されたP波が検出される可能性がある。また、P波レシーバ関数よりもS波レシーバ関数の方が、同じ深さではより遠い位置にある変換点で励起された変換波を検出することができ、S波レシーバ関数が追加されれば不連続面を検出できる範囲が広がる。

解析

2007年から2017年までの期間に、神奈川県とその周辺で得られた遠地地震（震央距離30°-90°、M6以上）のS波の波形（S波到達75秒前から50秒後まで）を用いてレシーバ関数を作成した。レシーバ関数の作成には時間拡張型マルチテーパ(Shibutani *et al.*, 2008, *Bull. Seismol. Soc. Am.*)を用い、定数が1.0のガウシアンローパスフィルタ（カットオフ周波数約0.2 Hzに対応する）を適用した。作成したS波レシーバ関数をMatsubara and Obara (2011)により推定された速度分布を仮定して深さ変換し、空間的に平均して断面図を作成した。

© The Seismological Society of Japan

結果とまとめ

解析領域東部で得られるデータではシグナルに比べてノイズの影響が大きく、良好なS波レシーバ関数が十分得られていない。そのため、東経139.5˚-140.0˚の範囲には、依然として海洋モホ面に対応すると解釈できる不連続面は検出できていない。また、丹沢山地付近の40 kmよりも深部では平均できるS波レシーバ関数の本数が少なく、海洋モホ面の検出には至らなかった。しかし、東経139.3˚-139.5˚の範囲では、新たに30-40 kmの深さに海洋モホ面に対応すると考えられる連続したピークが検出できた。今後は、解析データを増やしてより広範囲の不連続面の検出を試みるとともに、S波レシーバ関数による不連続面検出の信頼性や精度について検討する。

謝辞

防災科学技術研究所、東京大学、気象庁の地震波形データを使用させていただきました。本研究の一部は、首都圏を中心としたレジリエンス総合力向上プロジェクトの助成を受けて実施いたしました。記して感謝いたします。

© The Seismological Society of Japan

Interpretation of Seismic Anisotropy Structure beneath the Tokyo Metropolitan Area on the Basis of the Geological Structure

*Motoko ISHISE[1], Shinichi SAKAI[1], Aitaro KATO[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

1　はじめに

地震波伝播速度の方向依存性を総称して「地震波異方性」というが，その性質は地球内部の至る所で確認されており，流れ場，応力場，地質構造との密接な関係が示されている（マントル[e.g., Hess, 1964]；地殻 [e.g., Kaneshima, 1990]；付加体[e.g., Ishise and Oda, 2008]; 堆積層 [e.g., Tonegawa et al., 2015]）．これらの観測事実は，地震波異方性の情報が沈み込み帯のダイナミクスやテクトニクスの解釈と理解に非常に有用であることを示している．そこで，我々は，そのテクトニクスやダイナミクスに多数の未解明点が残る関東地方について，地震波異方性の情報を活用した地殻およびプレート構造の解釈に着手した．本発表では，最近，我々が得た地震波異方性トモグラフィー結果 [石瀬・他，2009] のうち，深さ45km以浅の構造を丹念に分析し，関東平野の厚い堆積層に埋もれた先新第三系基盤岩類の深部構造に着目した地殻構造について考える．

2　P波方位異方性速度構造の特徴

地震波異方性速度構造として，石瀬・他 [2019 JpGU] による首都圏を中心とした関東地方における3次元P波方位異方性速度構造を用いる．これは，P波走時データ（手動読み取り値）を用いたトモグラフィー解析で得られた構造であり，等方的なP波速度の3次元構造とP波方位異方性の3次元分布から成る．解析に使用した観測点は，既存の基盤観測網の観測点に加え，首都圏での観測点間隔が2-4㎞という非常に稠密な観測網のMeSO-netの全観測点を使用した．従って，本研究の基となる構造は，等方性構造・異方性構造ともに，既存の地震波速度構造と比べて高精度化かつ高解像度化されたイメージとなっている．特に，浅部構造は著しく高度化されたと考えられる．

石瀬・他 [2019 JpGU] の地震波異方性速度構造における地殻相当領域（深さ45km以浅）では以下のような特徴が見られる：等方性速度については，①低速度異常領域・高速度異常領域が，共に，概ねE-W方向に伸びる帯状の広がりを持つ．②東京湾周辺において，深さ10-15kmで低速度異常領域が広く分布するが，深さ20㎞以深では高速度異常領域が卓越してくる．地震波異方性については，③現在の沈み込み口（相模トラフ）から東京湾付近における深さ約40km以浅では，地震波異方性の方向（地震波が速く伝播する方向）が現在および過去の沈み込み口の走向とほぼ平行（WNW-ESEからNW-SE）に配向している．ただし，④深さ15，20，25㎞においては，WNW-ESE方向の異方性が，フィリピン海スラブの上面等深度線 [Sato et al., 2005; Sakai et al., 20**]とほぼ平行に，その北側に局所的に帯状分布する．

3　地震波異方性構造と先新第三系基盤岩類の分布の関係

関東平野の下の基盤構造は，関東平野の厚い堆積層（第三系・第四系）に覆い隠されており基盤の深部構造はよくわかっていない．しかし，西南日本弧外帯で見られる四万十帯，秩父帯，三波川帯，領家帯，足尾帯といった古い付加体が，WNW-ESEの走向を持つ帯状の地体構造として分布していることが，大深度ボーリングや物理探査のデータから示されている [e.g., 林・他,2006].

© The Seismological Society of Japan

そこで，これらの地体構造の存在を考慮して地震波異方性構造を見ると，上の①および③で述べた構造の配向方向に関する特徴は，古い付加体の構造の発達過程を反映していると解釈される．例えば，深さ10㎞の等方性速度構造には，林・他 [2006] による仏像構造線（四万十帯と秩父帯の境界）の位置と良く対応した低速度異常領域と高速度異常領域の構造境界が見られる．また，より深部の深さ15，20，25㎞では，帯状に局所化したWNW-ESE方向の異方性領域の存在が，古い付加体の地体構造が少なくとも深さ25kmまでは及んでいることを示唆している．地震波異方性を考慮することで，これまでは深さ5 km程度までしか分かっていなかった深部基盤構造について新たな知見が得られた．さらに，古い付加体の分布とスラブの等深度線の平行性からは，両者が関係していることが推測される．首都圏下のフィリピン海スラブは大陸プレートの地殻，すなわち古い付加体と接していることが構造探査から示されているので [Sato et al., 2005]，付加体の底の検出がフィリピン海スラブの上面位置の特定に繋がると考えられる．そこで，古い付加体がWNW-ESEからNW-SE方向の異方性を持つとすると，等方性速度構造では違いの見えない場所に異方性の方向が変化する境界を特定できた．この境界はプレート境界型の地震の分布とほぼ一致しており，フィリピン海スラブの上面であることを示すことができた．

© The Seismological Society of Japan

Subsurface Structure around the North End of the Yokosuka Fault by Seismic Reflection Survey

*Shinobu Ito[1], Tokunosuke Tatsuzawa[2]

1. GSJ, AIST, 2. Department of Earth Sciences, Resources and Environmental Engineering, Creative Science and Engineering, Faculty of Science and Engineering, Waseda University

1945年1月13日に発生した三河地震（M6.8）は，愛知県蒲郡市から額田郡幸田町に至る深溝断層と，幸田町から西尾市に至る横須賀断層を震源とするとされている．この地震は戦時中に発生したことから報告が十分でなく，その詳細については不明な点が多い．深溝断層と横須賀断層はいずれも鍵型に屈曲しており，浜田（1987）による余震分布と一致しているとは言い難い．また，Kikuchi et. al. (2003) は震源過程を求めているが，浜田（1987）による余震分布を元に仮定した断層面が残差を最も小さくするとして採用しており，やはり深溝断層と横須賀断層の地表トレースとは不調和であると言える．Ando (1974) は三角測量のデータを用いて断層パラメタを推定しているが，深溝断層だけでデータを説明できることから，横須賀断層は震源断層ではなく，二次的な地変である可能性に言及している．以上のように横須賀断層については，地表に見られるトレースと，地震学的・測地学的な解析による断層パラメタが一致していない．そこで，横須賀断層の活動にともなう変動が存在するのか否かを明らかにするために，横須賀断層の北端付近に位置する矢作古川の河川敷で反射法地震探査を実施した（Fig. 1）．

調査は，ボーリングデータと比較可能な分解能を求められることや，基盤である領家変成岩の上端が深度50m程度と浅いこと，横須賀断層の活動が累積的でない場合には浅部にしか変位が生じていない可能性があることなどから，S波探査とした．調査は，2019年2月18日から20日までの3日間に実施した．調査地は愛知県西尾市志籠谷町の古川緑地右岸側の路線（GS-NSO3）である．矢作川は西尾市北部で東から西に流れるが，その矢作川から別れて南向きに流れるのが矢作古川である．矢作古川は徐々に西向きに流れを変えるが，その流れの向きを変えるあたりの右岸河川敷にこの緑地は設けられている．緑地の北側ないし西側にある堤防上を西尾市道八ツ面浅井線が通っているが，その道路下を通るアスファルト舗装された遊歩道に沿って調査を実施した．測点間隔は2m，総測点数は288点，従って測線長はおよそ570mである．受振器はGeospace社製のGS-32CT（固有周波数10Hz）を内蔵した水平動シングル受振器96個，および3成分受振器96個の水平動1成分を併用した．同時展開受振点数は192点とした．データ収録には，サンコーコンサルタント社製のテレメトリ型地震探査システムであるDSS-12を使用した．サンプリング間隔は1ms，記録長は2秒とし，SEG-2形式で記録した．発震は地球科学総合研究所所有の小型の衝撃型震源であるJMS-Mini65-2を使用した．発震は測線に直交する両方向から打撃を与え，処理の際にはその差をとってP波がキャンセルされるようにした．CMP間隔は1mとした．

速度250～275m/sでCMP重合したブルートスタック断面をFig. 2に示す．この断面には複数の顕著なイベントが認められる．連続性の良い，往復走時0.4秒付近のイベントに着目する．仮にS波速度が250m/sであるとすると，このイベントの深度は50m程度となり，領家変成岩の上端であると考えられる．領家変成岩よりも浅い部分のイベントは全体として西に傾斜しているように見えるが，矢作古川の流れる方向と調和的である．横須賀断層の北方延長と交差するのはCMP300付近になる．この付近はS/N比が低下しているものの，顕著な変動は認められない．一方，CMP450付近からCMP500付近にかけて領家変成岩の上端が急激に西側に向かって浅くなっているように見える．この特徴は，東落ちの逆断層である横須賀断層の特徴と調和的である．ただし，この付近を境に古川緑地の整備状況が大きく変わるため，偽像である可能性を排除することができない．今後，処理を進め，またボーリングデータとの比較・検討を行い，横須賀断層の変動を明らかにする．

文献

© The Seismological Society of Japan

Ando, M. (1974) Faulting in the Mikawa Earthquake of 1945, Tectonophysics, 22, 173-186.

浜田信生（1987） 日本列島の内陸部に発生した被害地震に伴う地震活動の再調査とその地震学的意義, 気象研究所報告, 38, 77-156.

Kikuchi, M., M. Nakamura, and K. Yoshikawa (2003) Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, Earth Planets Space, 55, 159-172.

岡田篤正・鈴木康弘・堤浩之・東郷正美（2004） 1:25,000都市圏活断層図「蒲郡」, 国土地理院.

© The Seismological Society of Japan

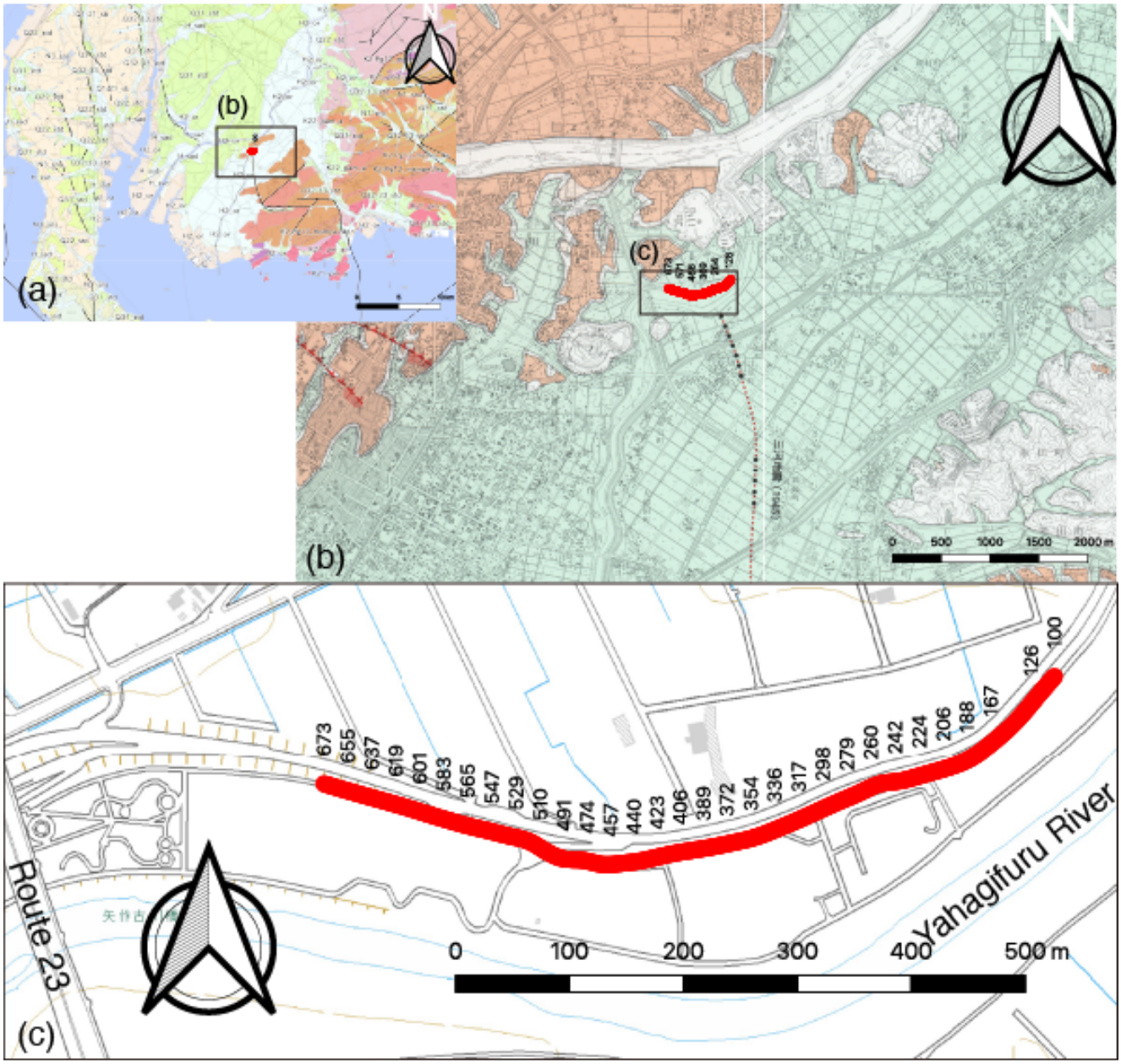


Fig. 1. (a), (b) and (c) are location map of the seismic survey line; GS-NSO3. Small rectangles (b) and (c) denote areas of the maps (b) and (c), respectively. CMP positions and numbers are indicated in the maps. Basemap of the (a), (b) and (c) are seamless digital geological map of Japan V2 (GSJ, AIST), active fault map "Gamagori" by GSI (Okada et. al., 2004), and topographic map by GSI, respectively.

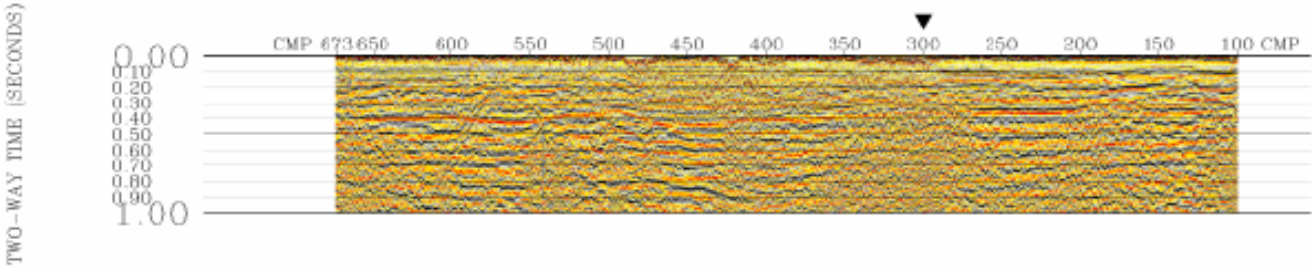


Fig. 2. Brute stack of the GS-NSO3 survey line with velocity from 250 to 275 m/s. Left is West and Right is East. CMP interval is 1m. An inverted triangle denotes the north extension of the Yokosuka Fault.

© The Seismological Society of Japan

Seismic attenuation structure beneath Mt. Hakone: Implication for magma plumbing system

*Hirokazu Kashiwagi[1], Junichi Nakajima[1], Yohei Yukutake[2]

1. Tokyo Tech, 2. HSRI

1. はじめに

箱根火山は伊豆ボニン弧の火山列の北端に位置し，フィリピン海プレート上の伊豆地塊が本州に衝突する領域に発達した世界でも特異な活火山である．直近の約11万年間は噴出率が段階的に低下している (小林, 1999) 一方で，山体膨張や群発地震が度々観測され (例えば，原田・他, 2015)，2015年には水蒸気噴火が発生するなど，近年は活動が活発である．箱根火山に焦点を当てた地震波速度トモグラフィー (Yukutake et al., 2015) では，深さ10 km付近にマグマ溜りが，その浅部に熱水域が推定されているが，より深部からのマグマ供給系が詳細に明らかにされているとは言い難い．そこで本研究では，臨時観測によって得られたデータを用いて箱根火山周辺の3次元P波減衰構造を推定し，マグマ供給系に関する新たな情報を得ることを目指す．

2. 手法

地震波減衰構造を定量的に求めるために，波線に沿った減衰の程度を表す指標であるt^*に注目する．t^*は地震波形の振幅スペクトルから推定することができるが，振幅スペクトルはコーナー周波数やサイト特性の影響も受けており，これらを精度良く見積もる必要がある．そこで本研究では，Nakajima et al. (2013) で提案された3段階の手法を用いる．最初にSコーダ波スペクトル比法を用いて各地震のコーナー周波数を推定する．続いてこのコーナー周波数を用いてインバージョンを行い，t^*とサイト特性を同時に推定する．このように段階を分けることで，t^*を信頼性良く求めることができる．最後に t^*をインバージョンして3次元P波減衰構造を得る．

3. データ

神奈川県温泉地学研究所が2009年8月～2011年4月と2016年8月～2017年8月に実施した臨時観測で得られた合計1833個の地震に加えて，気象庁一元化震源カタログに記載されている，2003年から2017年に発生した地震 (東経137.0-140.5度，北緯34.0-37.0度，震源深さ0-300 km, 2.5≦Mj≦5.0)，10,940個を用いた．以上の地震について，はじめに理論S波走時の2倍から10秒間の時間窓でスペクトルを求め，これにSコーダ波スペクトル比法を用いて各地震のコーナー周波数を推定した．第2段階では，P波到達時から2.56秒間の時間窓でスペクトルを計算してインバージョンを実行し，t^*を決定した．第3段階のインバージョンでは，3次元地震波速度構造としてYukutake et al. (2015) を，波線追跡法として Zhao et al. (1992) を用い，また不連続面としてコンラッド面とモホ面 (Katsumata, 2010)，太平洋プレート上面 (Nakajima et al., 2009) を考慮し，フィリピン海プレートの形状は考慮していない．

4. 結果

約7,000個の地震についてコーナー周波数を，約18万本の波線についてt^*を求めることができた．得られた減衰構造において，箱根火山直下の深さ15 km以浅には南北方向の高減衰域が見られる．その一方で，深さ15 km以深は低減衰で特徴付けられ，深部から連続するマグマ供給系は確認できなかった．今後はデータセットを精査し，より詳細にマグマ供給系の議論をしていく予定である．

謝辞：解析には気象庁一元化震源カタログを使用させて頂きました．記して感謝致します．

© The Seismological Society of Japan

3D velocity model in the region of Nankai Trough for earthquake and tsunami hazard assessment

*Minako Katsuyama[1], Ayako Nakanishi[1], Narumi Takahashi[1,2], Rei Arai[1], Hiromi Kamata[1], Yoshiyuki Kaneda[1,2,3]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Kagawa University

南海トラフ巨大地震震源域における地震・津波ハザード評価のために、沈み込むフィリピン海プレートの形状モデル（例えば、Baba et al., 2002、Hashimoto et al., 2004、Hirose et al., 2008)や３次元速度構造モデル（例えば、Matsubara et al., 2017、Koketsu et al., 2008, 2009)が、これまでにいくつか提案されてきた。しかしながら、使用したモデルによって評価結果が異なる現状では、現実的な防災・減災対策は実現できない。標準化の試みとして、屈折法地震探査により推定された地震波速度構造に基づく３次元速度構造モデルが提案された(Nakanishi et al., 2018)が、さらに、海域の活断層に起因する地震・津波ハザード評価のためには、地殻浅部の詳細構造を反映した３次元速度構造モデルが必要である。

本研究では、南海トラフ周辺海域における正確な地震・津波ハザード評価実現のために、海域構造調査データに基づく高精度かつ信頼性の高い３次元標準モデルの構築を主目的としている。ここで利用した海域構造調査データは、様々な研究機関や民間企業による成果を収集したものである。

屈折法地震探査により推定された地震波速度構造モデルからは、島弧側の地殻内反射面、島弧モホ面、沈み込むプレート境界面、沈み込む海洋地殻のモホ面などの速度境界面の形状や速度情報を抽出した。また、反射法地震探査データについては、再処理により深部構造のイメージング向上を図った上で、音響基盤面からプレート境界面まで、特に浅部の構造解釈を行った。以上によって得られた速度境界面に基づく層構造と、各層内の速度構造の空間補間によって、３次元速度構造モデルの構築を実施した。

ここで、速度境界面の解釈は、調査手法によって異なるドメインで実施しているため、両者の比較と調整が必要となる。具体的には、屈折法により推定された速度境界面は深度ドメインから抽出し、反射法での構造解釈については、時間ドメインの断面を用いて行なっている。そこで、両者を同じドメインで比較するため、反射法データで解釈した時間ドメインの構造を深度ドメインに変換するための浅部の３次元速度構造モデルを作成した。なお、この３次元速度構造モデル作成に当たっては、主に反射法データの再処理過程で得られた重合速度を用いている。最終的に、深度変換を施された構造解釈結果を、屈折法データを用いて解釈した構造と比較し、必要に応じて修正を加えた。

以上により得られた３次元速度構造モデルは、海域活断層の深度変換に活用されるだけでなく、海域地震の震源決定の精度と信頼性の向上や南海トラフ巨大地震発生帯の理解にも不可欠な情報となる。将来的には、すでに構築した日本海、南西諸島および伊豆小笠原諸島海域の３次元速度構造モデルと、陸域の速度構造との統合を検討し、日本周辺へ拡張した３次元速度構造モデルの構築を検討している。
本研究は、文部科学省による科学技術基礎調査等委託事業「海域における断層情報総合評価プロジェクト」サブテーマ２「海域における既往探査データ等の解析及び統一的断層解釈」の一環として実施しているものである。

© The Seismological Society of Japan

Seismic survey in the Nankai Trough off western Kii peninsula

*Yasuyuki Nakamura[1], Shuichi Kodaira[1], Tetsuo No[1], Yuka Kaiho[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Kazuya Shiraishi[1]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

南海トラフではこれまでに巨大地震やそれにともなう津波が発生し、甚大な災害をもたらしてきた。プレート境界で発生する地震現象の理解を進める上でも、また、今後発生し得る地震や津波による災害を軽減するためにも、地震が発生する場を理解することは重要なことと考えられる。これまでにも南海トラフでは多くの地下構造調査が行われ、重要な知見が得られてきた（たとえばPark et al., 2002、Kodaira et al., 2000など）。Nakanishi et al. (2018)では、これまでの構造調査の結果を元に3次元的なP波速度構造モデルが提唱されている。一方、紀伊半島から四国沖においては、海底ケーブル観測網(DONET)によってこれまでにない精度で海域の地震・地殻活動のモニタリングがなされるようになり、これらのデータからトラフ軸近傍を含んだ海域で浅部低周波地震活動が報告されている（Tonegawa et al. 2017、Nakano et al. 2018）。こうしたイベントの背景にある構造的要因を知るためにはより詳細な構造情報を得る必要がある。

2018年11月から12月にかけて、紀伊半島西部沖南海トラフにおいて海底広域研究船「かいめい」による反射法地震探査を実施した。トラフ軸に直交する方向（長さ約75km）の23測線（測線間隔4km）と、陸側斜面最下部でトラフ軸に平行する方向（長さ約90km）の4測線（測線間隔4km）において、最大10600立法インチのエアガンを50m間隔で発振し、最長5.7kmのストリーマーケーブルによって反射波を受信した。深部でのイメージングを向上させることを目的として、ケーブルは深さ25mで曳航した。
初期的な解析によって得られた反射断面には、沈み込むフィリピン海プレート上面の形状や付加体の発達などが捉えられており、これらの構造がトラフ軸に沿う方向で変化している様子も描き出されている。トラフ軸から30km程度までの陸側斜面下には逆断層による堆積物の変形やデコルマ面と考えられる反射面がイメージされている。沈み込むフィリピン海プレート上面はトラフ軸から50km程度の距離まで追跡できる。一部の測線では、強い振幅を持つ深部反射面が2枚見られるが、これは分岐断層とプレート境界断層からの反射を捉えている可能性がある。調査海域には、これまでに浅部低周波地震活動が報告されている場所が含まれるが、この場所は反射断面上では沈み込むフィリピン海プレートが浅くなっている可能性がある場所の近傍にあたる。また、斜面堆積物が変形を受けていない場所では浅部低周波地震が報告されていない。これらの構造は浅部低周波地震の活動と関連するものである可能性が示唆される。今後、反射法データの解析を進め、より詳細で精度の高い反射断面を元に、南海トラフのプレート境界断層近傍の構造的特徴を調べるとともに、それらと低周波地震などの活動との関連を明らかにしていく予定である。

© The Seismological Society of Japan

Seismological Structure of PHS Boundary from Broadband Receiver Function Analysis of Local Deep Earthquake Records

*Yasunori Sawaki[1], Yoshihiro Ito[2], Kazuaki Ohta[2], Takuo Shibutani[2], Tomotaka Iwata[2]

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

西南日本ではフィリピン海プレートの沈み込みに伴い, プレート境界型巨大地震が約百数十年という間隔で発生してきた. また, これらの地震発生領域（深さ約10-20 km）の浅部や深部延長において, 多様なスロー地震現象が確認されている [例えば Obara and Kato (2016, Science)]. プレート境界型地震の発生にはスロー地震が寄与する可能性 [例えば Ito et al. (2017, GRL)] が様々指摘されており, プレート境界の地震学的構造解析からプレート境界地震やスロー地震の発生メカニズムを探るという試みが行われてきた [例えば Kato et al. (2010, GRL)]. その中でもレシーバ関数法は, プレート境界や海洋モホ面, 大陸モホ面などといった重要な速度境界の構造を抽出する方法 [例えば Shiomi et al. (2008, JGR); Ueno et al. (2008, BSSA)] として広く使われてきた. 従来のレシーバ関数解析では低周波数帯を用いるのが一般的であったが（例えば Shiomi et al. (2008) では0.6 Hzまで）, 最近では，より高周波数成分を含むレシーバ関数解析によって, 浅部プレート境界面近傍の低速度薄層の存在が示唆されている [例えば Akuhara et al. (2017, JGR) では 4 Hzまで使用]. 著者らは, レシーバ関数に適用する周波数帯域の高周波側を複数設定して比較する「広帯域レシーバ関数法」と開発し, 浅部プレート境界の詳細構造を議論した [Sawaki et al. (2019, JpGU Meeting)]. しかし, 通常レシーバ関数解析では遠地地震（震央距離約30 ~ 90°）を使用するため, 高周波数帯の内部及び散乱減衰により高々 3 Hzまでの周波数帯域までしか使えない場合が多い [Sawaki et al. (2019, JpGU Meeting)]. そこで本研究では, 西南日本の周辺で起こった太平洋スラブ起源の深発地震からの観測波形を使用して, プレート境界近傍をターゲットにした広帯域レシーバ関数解析を行う. 近地の深発地震であることから, 幾何減衰，内部・散乱減衰の影響が小さく, 遠地波形に比べてS/N比が高いことが期待される. 本研究では, 広帯域レシーバ関数解析の周波数上限を上げ, 更に微細な構造を取得することを目的とする.

地震波形は, 東海・近畿・四国地方に設置されている防災科学技術研究所Hi-net, F-netの地震観測点で取得されたものを使用した. 深発地震は, 観測点からの震央距離が0 ~ 30°の範囲に入り, かつM5以上で, 観測期間は2005年1月から2018年12月までのものを取得した. なお, 震央距離が約 10°< Δ < 25°の場合（震源深さに依存）, マントル遷移層トリプリケーションによってスローネスの異なる複数のP波が到達してしまうことから, これらは解析から除外した. レシーバ関数の計算には, 時間拡張マルチテーパ法 [Helffrich (2006, BSSA); Shibutani et al. (2008, BSSA)]のコードを使用し, ハイカット周波数を0.4 ~ 10 Hzの中から複数設定することで, 異なる周波数帯域のレシーバ関数を計算した. また, 得られたレシーバ関数にHarmonic Decomposition Analysis [Bianchi et al. (2010, JGR)] を適用し, 波線到来方向依存性やTransverse成分の評価を行った.

まずは, 遠地地震記録と近地深発地震記録のパワースペクトルの比較を行った（図1）. 使用可能な周波数帯域について求めたところ, 遠地地震記録のスペクトルは周波数が3 HzほどまでS/Nが高い [Sawaki et al. (2019, JpGU Meeting)] のに対し, 近地深発地震波形のスペクトルはS/Nが10 Hz近傍まで十分に高いことが分かった. また日本近傍で発生する深発地震の分布は, その多くが西南日本から見て北東～南東に分布している. 西南日本で取得できる遠地地震波形の多くは南南東から西, または北の方角に分布していたことから, 本研究によりこれまでのレシーバ関数解析では得られなかった波線到来方向の, より高周波の地震学的構造を取得することに成功した. 本発表では深発地震のみを用いた広帯域レシーバ関数解析結果と, これまでの遠地地震レシーバ関数を組み合わせた解析結果を示し, 詳細構造について議論する.

© The Seismological Society of Japan

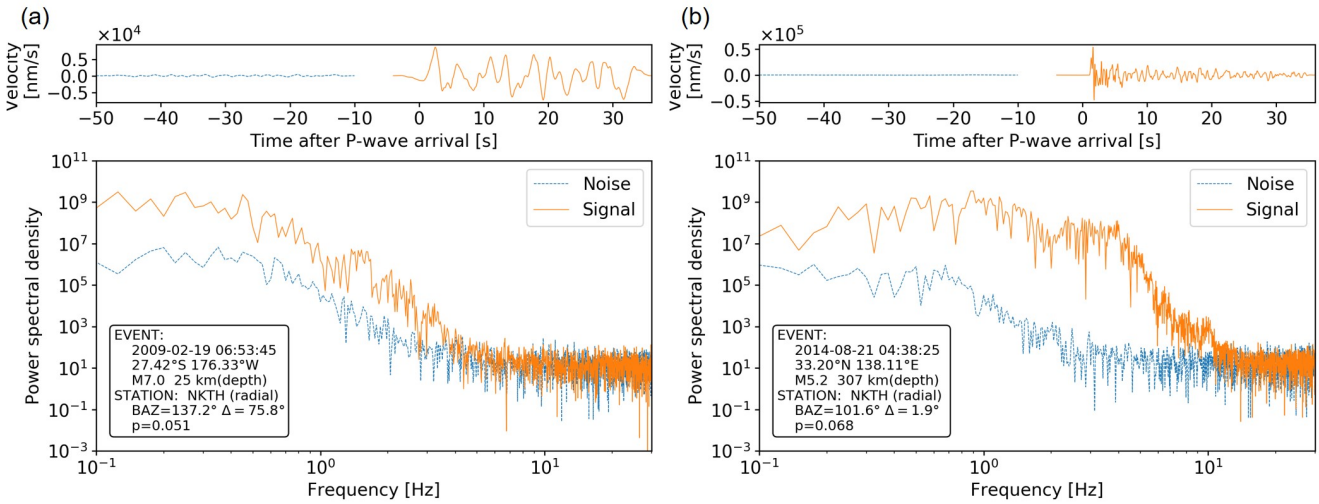


図1. Hi-net NKTH観測点（那智勝浦）における, radial成分の地震波形パワースペクトル（(a) 遠地地震, (b) 近地深発地震）
上段のグラフはスペクトル計算に用いた波形, 下段のグラフは地震波形のパワースペクトルを示す.
橙色のスペクトル（実線）はシグナル部分, 水色のスペクトル（波線）はプレシグナル部分のスペクトルを示す.
両イベントの到来方向・スローネスは近く, マグニチュードは(a)の方が大きい.

© The Seismological Society of Japan

Receiver function imaging of the Philippine Sea plate subducting beneath Shikoku

*Takuo Shibutani[1]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

１．はじめに

南海トラフ巨大地震において震源域や強震動生成域の広がりを的確に推定し、地震規模や強震動の予測の確度を上げるためには、震源域となるフィリピン海スラブ周辺域や巨大地震から発せられた地震波の伝播経路にあたる領域の構造を高精度に推定することが必要である。

我々は、リニアアレイ観測、レシーバ関数解析および地震波走時トモグラフィ解析により、紀伊半島、南九州および四国の地下構造を高精度に推定することを試みている。

今回は四国でのレシーバ関数解析の結果について報告する。

２．リニアアレイ観測

鳥取県米子市と徳島県海陽町を結ぶ米子ー海陽測線の四国側（綾川ー海陽区間）と徳島市と愛媛県西予市を結ぶ徳島ー西予測線でリニアアレイ観測を行った。いずれも測線近傍の定常観測点も含めて、観測点間隔が5 kmほどになるように臨時観測点を配置した。

綾川ー海陽区間では、2014年12月から2017年2月まで7点の臨時観測点を設置した。徳島ー西予測線の東側（神山ー大豊区間）では、2015年12月から2018年12月まで7点の臨時観測点を設置した。徳島ー西予測線の西側（いのー西予区間）では、2017年3月から2019年1月まで7点の臨時観測点を設置した。

各臨時観測点では、固有周期1秒の高感度地震計（L-4-3D、Sercel社製）の地動速度出力をデータロガー（LS-7000XT、白山工業製、100 Hzサンプリングまたは EDR-X7000、近計システム製、250 Hzサンプリング）に連続収録した。データロガーは自動車用バッテリーで駆動し、太陽電池で充電するオフライン観測である。

３．レシーバ関数解析

米子ー海陽測線の観測点で記録された遠地地震波形を用いてレシーバ関数解析を行った。レシーバ関数とは、観測点下のS波速度不連続面で生成されるPS変換波を抽出した波形である（澁谷・他, 2009）。さらに、気象庁の地震波速度構造JMA2001（上野・他, 2002）を用いて、レシーバ関数の時間軸を深さ変換し、多数の観測点で多数の地震に対して得られたレシーバ関数の振幅を共通の変換点上で重合することにより、S波速度不連続面のイメージを求めた。得られたレシーバ関数イメージをFig.1に示す。

OMとラベルした赤線の背景にある赤いイメージの連なりは高速度層の上面と考えられるので、フィリピン海スラブ内の海洋モホ面と解釈できる。その上方にあるSTとラベルした青線は、低速度である海洋地殻の上

© The Seismological Society of Japan

面、すなわちフィリピン海スラブの上面と考えられる。そのまた上方にあるCMとラベルした赤破線は、高速度である大陸マントルの上面（大陸モホ面）と考えられる。この結果から四国東部下のフィリピン海プレートは、四国南端の深さ20 kmから中国地方中部で深さ40 kmに達していて、6˚程度の傾斜角で沈み込んでいることが分かった。これに対して、大陸モホ面は、やや不明瞭ではあるが、中国地方北部の深さ35 kmからフィリピン海プレートの上方をせり上がるように四国南端の深さ15 kmまで分布していることが示唆された。

謝辞

防災科学技術研究所、気象庁、産業技術研究所、高知大学、京都大学の定常観測点の地震データを使用しました。

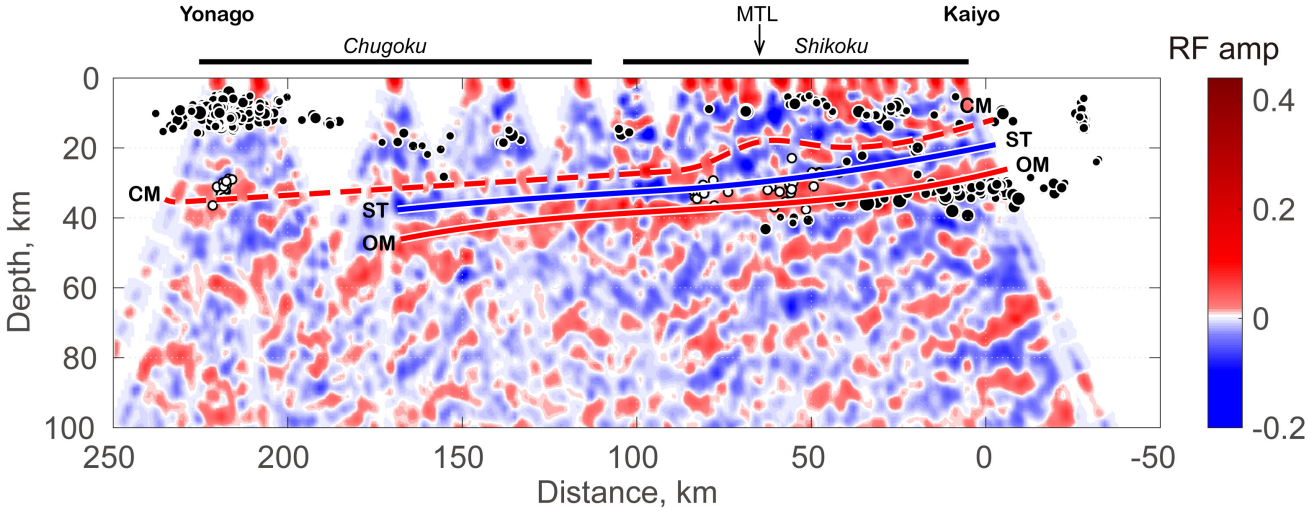


Fig. 1 Receiver function image along Yonago-Kaiyo profile line. The red line with ‘OM’ indicates the oceanic Moho, whereas the blue line with ‘ST’ denotes the slab top. The red broken line with ‘CM’ can be interpreted as the continental Moho. Open circles show deep low frequency events, while solid circles show ordinary events. MTL means Median Tectonic Line.

© The Seismological Society of Japan

Relationship between the Moho discontinuities and deep low-frequency earthquake activity beneath Shikoku, southwest Japan

*Katsuhiko SHIOMI[1], Tetsuya TAKEDA[1], Tomotake UENO[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

はじめに

西南日本では、活発な深部低周波地震活動が帯状に分布しているが、その活動度は一様ではない。四国西部は、西南日本全体でもっとも活動度が高い地域として知られている反面、四国東部の活動度はその1/3～1/5程度であり(Annoura *et al.*, 2016; GRL)、その活動域も香川県域と徳島県域の2ヶ所に分散する。このような特徴の違いは地下構造の違いに起因すると考えられるが、特に四国東部から紀伊水道周辺においては、Ide *et al.* (2010; GRL) により示されたフィリピン海プレート断裂の可能性を考慮するか否かを含め、現状においても明瞭な構造モデルが得られているとは言い難い。今回、我々は、四国東部地域を対象とし、当該地域内に設置された定常観測点および臨時観測点で得られたレシーバ関数 (RF) に基づいて本地域下のモホ面と思われる明瞭な不連続面の特徴を精査するとともに、深部低周波地震活動との対比を行った。

データと解析方法

解析には、四国東部およびその周辺に設置されている定常観測点ならびに臨時観測点のデータを用いた。USGS のPDEカタログから、Mw5.8以上、震央距離30°から90°の遠地地震を抽出し、各観測点における直達P波の理論到着時刻の30秒前から90秒後までの遠地地震波形記録を切り出した。この中から十分なS/Nを有する波形を選別したのち、RFを推定した。この際、f_c = 1.5 Hzの低域通過フィルタを適用した。各観測点のRFおいて、正振幅を有するもっとも顕著なPs変換波を含む時間領域に対してharmonic decomposition解析 (Bianchi *et al.*, 2010; JGR) を適用し、その変換波を励起する速度不連続面の傾斜方向を求めた。RFの深度変換には、Matsubara & Obara (2011; EPS) による三次元速度構造を用いた。

結果と議論

解析は観測点ごとに個別に実施したが、解析対象とした顕著な速度不連続面の傾斜方向は以下に示す領域でまとまった特徴を示した。

高知県東部：領域に属する観測点の9割で、西北西から北西傾斜であった。

徳島県南部：領域内の6観測点中5点で、面の傾斜方向が安定して求まらなかった。地表付近の散乱や多重反射が強い、対象とした不連続面が極めて平坦、あるいは複雑な曲面を形成しているなどの可能性があり、精査が必要である。

徳島県北部：領域内の3/4の観測点で南から南南西方向の傾斜を示した。上述の徳島県南部域に近い1点は西南西方向を示した。

愛媛県東部：5観測点中4点で南西傾斜だった。高知県境付近の1点は西傾斜の特徴を示した。

香川県：ほぼ西傾斜の特徴を示したが、香川・徳島県境付近の2点では傾斜方向が安定して求まらなかった。

高知県東部の観測点が示す傾斜方向は既知のプレート傾斜方向と調和的であることから、検出した顕著な不連

© The Seismological Society of Japan

続面は海洋モホ面と考えられる。一方、徳島県北部や愛媛県東部の観測点が示す傾斜方向は、既知のプレート運動方向やプレートモデルの傾斜方向と一致しない。四国東部における深部低周波地震活動も、四国西部同様、マントルウェッジ先端部直下に分布すると仮定すると、徳島県北部や愛媛県東部で見られる南方向から西方向の傾斜は、陸側モホ面の特徴を捉えている可能性がある。ただし、その場合、その深部に海洋モホ面が存在することが期待されるが、そのような速度境界面からの変換波は検出出来ていない。また、四国西部ではマントルウェッジの蛇紋岩化の進展による速度低下のため、陸側モホ面と海洋モホ面の近接部で陸側モホ面が明瞭な速度境界として検出出来ない領域が存在した。徳島県北部ならびに愛媛県東部で検出した南ないし西傾斜の境界面は、高知県東部で検出した海洋モホ面と非常に近接して存在している。徳島県北部ならびに愛媛県東部の境界面が陸側モホ面だと解釈すると、マントルウェッジの蛇紋岩化は、ほぼ進展していないことを示唆する。この構造的特徴の違いが、深部低周波地震活動度の違いに結びついている可能性がある。

謝辞

本研究には、防災科研Hi-net/F-net観測点のほか、気象庁、産総研VA-net、東大地震研究所、京大防災研究所、高知大による定常観測点ならびに文部科学省委託研究「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」の一環として設置した臨時観測点のデータを使用しました。また、本研究の一部はJSPS科研費 JP16H06475の助成を受けました。

© The Seismological Society of Japan

Anisotropy of shear wave velocity near surface at KiK-net station in Kyushu region based on seismic interferometry

*Kentaro Motoki[1], Kenichi Kato[1]

1. Kobori Research Complex Inc.

１．はじめに

2016年熊本地震では、震源近傍のKiK-net益城（KMMH16）で震度7の記録が得られ、観測点から約700メートル南に位置する県道28号周辺においては甚大な木造家屋の被害が生じた。KMMH16では地表のほかに深さ252mの地中でも記録が得られていることもあり、被害を及ぼす地震動評価の基データとして多くの解析に用いられている（例えば、山田・他、2017）。しかし、KMMH16の地中に対する地表記録の伝達関数が水平成分2方向によって異なっており（例えば、元木・他、2016）、方位による違いが何によるかを明らかにすることは地盤震動の観点からも重要な課題である。方位によって伝達関数が異なる一つの可能性として、地表付近のS波速度の異方性が考えられ、その異方性はKMMH16だけではなく広範囲に広がっている可能性もある。そこで本研究では、九州地方に設置されたKiK-net観測点を対象として、地震波干渉法に基づき地表と地中間のS波速度の伝播速度を、振動方位ごとに調査することによって、地表付近のS波速度の異方性を評価した。

２．方法とデータ

地中から地表までのS波の伝播時間を、地中記録に対する地表記録のデコンボリューションを求め、出力された波形のピーク時間から評価した。デコンボリューション時の0割を防ぐための処理方法や、ピーク時間の抽出方法はNakata and Snieder (2012)を参照した。振動方位10度毎に伝播時間を調査して、伝播速度が最も速くなる軸の方位とそれと直交する軸の比((Vfast-Vslow)/Vfast)を求めた。なお、地中観測点の設置方位はホームページで公開されている値を参照し、地表観測点の設置方位は加藤・他(2001)を参考に、地中観測記録との長周期成分の相関解析から推定した。

解析に用いた観測記録として、各観測点の観測開始から2017年6月までの記録を選定対象とした。最大加速度が1～100Galの弱震記録を抽出し、各記録のS波部分の5秒間をデコンボリューションの解析に用いた。

３．KMMH16における結果

速度が速い軸はN100Eの方向、速い軸の地中観測点から地表観測点へのS波の伝播時間は0.38秒、遅い軸は0.50秒、S波速度の異方性は24%と評価された。方位による伝播速度の違いは、表層付近の地盤の不整形性によって生じている可能性も考えられる。不整形性による場合は地震の到来方向によって、伝播速度が変わると考えられることから、地震の到来方向を45度毎に分割して評価した。到来方向による伝播速度の違いはほとんど見られず、振動方位による違いより顕著に小さい。伝播速度の違いの第一義的な要因は、表層地盤の不整形性よりS波速度の異方性の可能性が高いと判断している。2016年熊本地震の前と後の伝播時間を比較すると、地震後は遅くなり、時間を対数軸上でとると線形に近い形で地震前に近づく傾向がみられる。地震前後の伝播速度の違いは、澤崎(2017)で指摘されている現象と類似していることから、強震時の非線形挙動による表層付近の地盤の剛性が低下し、徐々に回復していると考えられる。しかし、速度比は地震前後で違いがほとんど見られなかった。

４．九州地方の異方性について

© The Seismological Society of Japan

KiK-net78観測点中、24観測点で速度比が0.10以上と評価された。最も異方性が高かったのは、NGSH03であり0.33と評価された。S波速度の異方性は主に規則的なクラックの配置によることが知られ、0.1以上の異方性はCrampin (1994)においてheavily fractured rockに分類される。このことから、九州地方はS波速度の異方性が高い地点が多いとみられる。各観測点の速度が速い軸の向きは一様ではなく、観測点によって異なる。九州地方における複雑な地殻の動きが、複雑な異方性を生じていることが考えられる。Nakata and Snieder (2012)と同様に、地殻変動の向きと速度が速くなる軸の方位を比較した。地殻変動量が大きい九州南部地域を見ると、火山フロント周辺では異方性は小さく方位はばらつきが大きくなる。前弧側では異方性の向きは地殻変動の向きに直交し、背弧側では両者は平行に近くなる傾向がみられた。この傾向は本研究と対象としている深さは異なるが、清水・他(2005)による地殻を対象とした東北日本における異方性の傾向と対応している。

伝播時間はPS検層から求められる伝播時間と比べると、速度が速い軸では平均的にPS検層の1.03倍、遅い軸では0.94倍になる結果が得られ、概ねPS検層に対応する結果が得られた。異方性の大きさと2点間の平均伝播速度には正の相関がみられた。それは第四紀の堆積層などではクラックより、鉛直方向の不均質のほうが大きくなり、異方性が現れにくくなるためと考えられる。異方性が大きい観測点では前述のKMMH16と同様に、地表と地中間の伝達関数が方位によって違いが生じることを確認した。このことは地盤の固有周期が方位によって異なることを表しており、地盤震動評価をする際には注意が必要と考えられる。

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 17th) | General session：S07. Deep Structure and Properties of the Earth and Planets

Tue. Sep 17, 2019 5:00 PM - 6:30 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S07P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-01] Simultaneous measurement of P wave and S wave velocities of core and mantle materials in GHz-DAC method

*Akira YONEDA Yoneda[1], Shin-ichiro Yoneda[2], Seiji Kamada[2] (1. IPM, Okayama Univ., 2. Tohoku Univ., Sci.)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-02] Influence of the outer core structure on the velocity analysis in the inner core

*Toshiki Ohtaki[1] (1. Geologucal Survey of Japan, AIST)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-03] Toward adjoint tomography of the large low seismic velocity provinces beneath the western Pacific Ocean

*Masayuki Obayashi[1], Takayuki Miyoshi[2], Junko Yoshimitsu[1] (1. JAMSTEC, 2. NIED)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-04] *A low-velocity layer atop the mantle transition zone beneath Mexican gulf inferred from triplicated P and S waves*

*XIN LONG[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Nozomu Takeuchi[1] (1. ERI, Univ. of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-05] Mechanism of aqueous fluid migration through a thin, low-viscosity layer near the subducting plate interface

*Manabu Morishige[1] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-06] Phase speed mapping of multi-mode surface waves with eikonal tomography using mode-branch waveforms

*Hitoshi Matsuzawa[1], Kazunori Yoshizawa[1], Fan-Chi Lin[2] (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. University of Utah)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-07] Comparisons of anisotropic 3D S wave speed models derived from linearized and non-linear inversions of multi-mode surface waves

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

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-08] Po/So waves traveling in the Atlantic Ocean

*Azusa Shito[1], Daisuke Suetsugu[2] (1. Kyushu University, 2. JAMSTEC)

Simultaneous measurement of P wave and S wave velocities of core and mantle materials in GHz-DAC method

*Akira YONEDA Yoneda[1], Shin-ichiro Yoneda[2], Seiji Kamada[2]

1. IPM, Okayama Univ., 2. Tohoku Univ., Sci.

DACで加圧された試料の弾性測定法としてレーザー光を用いるブリルアン散乱法が広く用いられてきたが、①不透明試料の測定ができない、②高圧下で試料のP波ピークがダイヤモンドのS波ピークに埋もれてしまう、等の問題がある。ブリルアン散乱法の欠点を解決するためにGHz-DAC法の開発を2011年頃から開始した。紆余曲折を経て、2017[J1] 年にDAC中試料の音速測定に成功した[1]。今回、これまでの開発状況を紹介するとともに、今後の研究の展望に力点をおいてポスター発表を行う。
図1はGHz-DAC音速法の概念図である。バッファロッドをアンビル背面に押し付けて、GHz超音波を試料部へと伝達する。

本構成の実験システムでKClとハワイ産のオリビンのP波速度測定を実施した。P波シグナルや試料長の評価法については発表にて詳細を説明する。
P波測定と並行して、S波バッファロッドの開発も行った。斜め入反射する弾性波のP-S変換現象を応用している。図2に立方晶のYAG結晶で作成したS波バッファロッド
の製作過程を示した。既にDACセルからのS波シグナルも確認できており、GHz法によるV_P,V_S同時測定の展望が開けた。

今後[J1] は、GHz音速法の強みを活かし、以下に示すようなブリルアン散乱法では不得手な鉄含有試料の測定を行なっていく。

(1)20 GPaまでの純鉄

(2)50 GPaまでの含鉄ブリッジマナイト。

(3)100 GPaまでの高Fe数フェロペリクレース

（2,3）では鉄の高スピン低スピン転移領域でのGHz超音波測定を実施する。

本研究は大学院生の小林による貢献が大きかった。若手の新鮮な感覚はGHz開発において重要な役割を果たしている。今後も大学院生と協力して、GHz法研究を迅速に進展させていきたい。

文献[1]高圧力の科学と技術（日本高圧力学会誌）29巻2号（2019）

© The Seismological Society of Japan

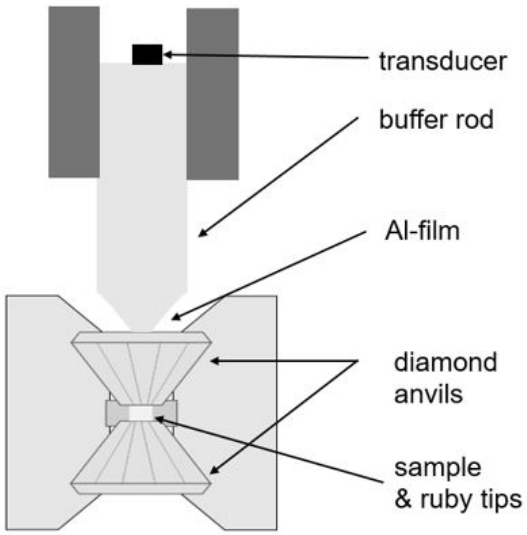


図1　GHz-DAC音速法の概念図

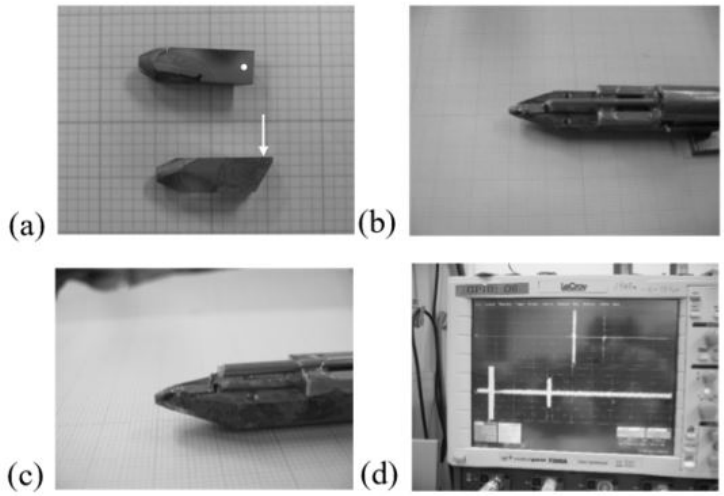


図2　S波バッファロッドの製作。(a)斜面をつけたYAG結晶。白点・白線は電極点を示す。（b,c）同軸ケーブル装着の様子。(d)オシロスコープによるS波発生の確認。

© The Seismological Society of Japan

Influence of the outer core structure on the velocity analysis in the inner core

*Toshiki Ohtaki[1]

1. Geologucal Survey of Japan, AIST

地球内部の速度構造を求める際に，対象とする領域を通る波とその近くを通る波との走時差をとることが昔からよく行われている．これは地震の震源の誤差，震源や観測点近くの構造のレファレンスモデルからのずれなどの走時への影響を除去するためであり，結果として走時の分散が小さくなることが知られている．しかし，この方法は，レファレンスとした第二の波が通る領域の速度がよく決まっていることを前提としている．では，その領域の速度の変動は，結果にどの程度の影響を与えるのだろうか？

本発表では，内核の速度構造探査を対象に，二つの波の走時差に探査対象以外の領域が与える影響について検討する．走時差として，その大きさと震央距離依存を扱う．内核とその上の外核との速度差は，その境界（Inner Core Boundary, ICB)を境に0.7 km/sほどである．この速度不連続のため，速度の速い内核を通る波の後に，より遅い外核を通ってくる後続波が同じ点で観測される．解析する波のペアは(1) 内核を通るPKIKP (DF)と外核下部までしか潜らないPKPbc (BC)およびICBでの回折波PKPc-diff (C-diff)，(2) PKIKPと内核境界で反射するPKiKP (CD)，(3) PKIKPと外核上部に最深点があるPKPab (AB)，の三つである．速度を求める対象は内核であり，影響を検討するのは，内核半径，外核上部(E)・外核底部(F)・マントル底部（D"）の速度の四つである．速度構造は水平方向に均質の場合のみを考慮する．

この三つのペアは，これまで内核速度決定に使われてきたものである．それぞれ解析する震央距離の範囲が違い，それゆえ解析できる内核の深さの範囲も違う．いま，内核より上の構造で基準とした速度が実際とずれていた場合を考える．そのずれが走時差に与える影響がペアごとに異なっていれば，ペアごとに求まる深さのつなぎ目以深に大きな影響がでるであろう．また，たとえば，外核底部の速度がPKIKPとPKPbc (+ c-diff)の走時差に与える影響は震央距離依存性をもつ．このとき外核底部の速度を別個に求めないならば，外核底部の速度のずれを内核内の深さ方向の速度変化と捉える可能性もある．

本発表では，走時差をとらない場合についても，これら構造のPKIKP走時への影響も合わせて検討する．

© The Seismological Society of Japan

Toward adjoint tomography of the large low seismic velocity provinces beneath the western Pacific Ocean

*Masayuki Obayashi[1], Takayuki Miyoshi[2], Junko Yoshimitsu[1]

1. JAMSTEC, 2. NIED

Introduction: It is well-known that there is a large low seismic velocity provinces (LLSVP) where the seismic velocity changes sharply above the core-mantle boundary (CMB), however it is unclear how it is distributed above the CMB. In recent years, the detailed S-wave velocity structure around the CMB was inferred from waveform inversion [1, 2]. In our previous study, we found an NE-SW running low S-wave velocity structure within the LLSVP lying beneath the western Pacific Ocean using analyses of travel times and the finite frequency inversion. To clarify the detail structure and its relationship with old subduction, we determine a three-dimensional (3D) P and S-wave velocity structure beneath the western Pacific Ocean based on waveform tomography using the combination of Spectral-element method (SEM) [3] and adjoint method [4].We show here some preliminary results with computational costs.

DATA and Method: We collected the seismic waveforms of three components obtained at seismic broadband stations from 102 earthquakes occurred from 2008 to 2015. These events are chosen so as to distribute evenly in space. Distribution of seismic stations used in this study is shown in Fig. 1. Removing the response of each instrument from the original records, we transferred into displacement waveforms with a bandpass filter (10-150 sec) to use the inversion. We constructed global Earth model based on S40RTS [5] as an initial 3D model in inversion to calculate synthetic displacements and adjoint waveforms using the SEM. Our SEM structural model was parameterized using 1.6 billion grid points to produce waveforms of a shortest period of 10 sec. The forward and adjoint simulation were conducted using a flat 600 Message Passing Interface (MPI) on Data Analyzer (DA) systemin Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC). The model parameters Vp and Vs were updated iteratively by gradient method using the misfit kernels (Fig. 2) based on the adjoint sources to minimize the misfit between observed waveforms and synthetic waveforms. Here, we show some preliminary results: estimation of computational costs, forward modelling, and trial inversion.

Results and Discussion: This study requires large computational cost to calculate forward and backward waveforms in the 3D whole Earth. We estimated the calculation time on the DA system. The time step of the solver was 0.1045 sec and 30 min waveforms were calculated. As a result, the calculation time was required approximately 2 and 9 hours for conducting forward and adjoint simulation, respectively for each event. If the calculation is conducted as 4 independent parallel job, it takes 3 weeks to obtain one iterative results when ~200 events are used in inversion. We succeed construction of the iterative model using the misfit kernels of a few events as trial, synthetic waveforms by iterative model were improved clearly. We are planning to apply differential travel times of some core phases. we are expected to revise the LLSVP from initial 3D model more efficient.

Acknowledgements: We used seismic waveforms obtained by IRIS and NIED F-net stations and SPECFEM3D Globe package used in this study.

References:[1] Konishi, K., Kawai, K., Geller, R.J., and Fuji, N., *Geophy. J. Int.*, **199**, 1245-1267 (2014). [2] Yuan, K. and Romanowicz, B., *Science*, **357**, 393-397 (2017). [3] Komatitsch, D. and Tromp, J., *Geophy. J. Int.*, **149**, 390-412 (2002). [4] Tromp, J., Tape, C., and Liu, Q., *Geophy. J. Int.*, **160**, 195-216 (2005). [5]

© The Seismological Society of Japan

Ritsema, J., Deuss, A., van Heijst, H. J., and Woodhouse, J. H., *Geophy. J. Int.*, **184**, 1223-1236 (2011).

© The Seismological Society of Japan

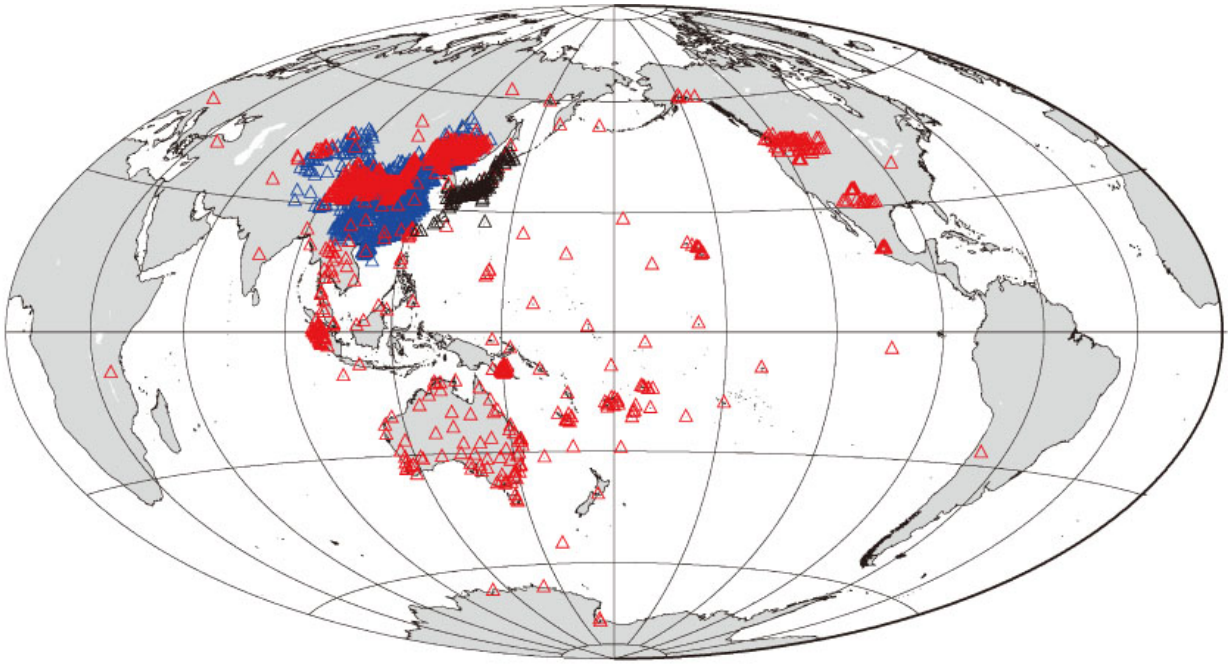


Figure 1 *Distribution of seismic stations used in this study. Black, red and blue triangles indicate F-net, IRIS and Chinese stations, respectively.*

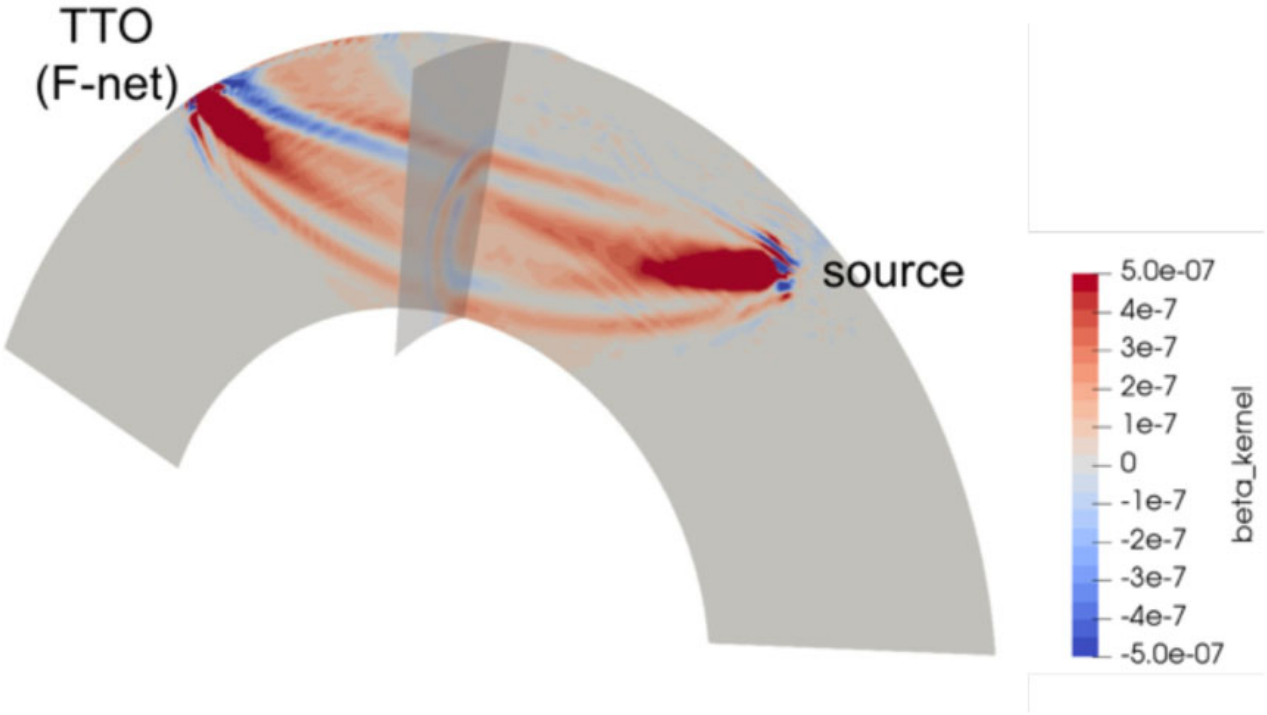


Figure 2 *Example of beta kernel for the earthquake occurred in Fiji on July, 2011. The kernel was calculated using S and ScS waves.*

© The Seismological Society of Japan

A low-velocity layer atop the mantle transition zone beneath Mexican gulf inferred from triplicated P and S waves

*XIN LONG[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Nozomu Takeuchi[1]

1. ERI, Univ. of Tokyo

The knowledge to the mantle transition zone (MTZ) is crucial for us to understand the mantle dynamics, especially in the subduction zone where it interacts with a subducting slab. In such a region, a low-velocity layer (LVL) just atop the 410-km discontinuity is often reported (Revenaugh & Sipkin 1994, Song et al. 2004); previous studies, however, suffer large uncertainty due to poor station coverage, and only S waves were analyzed. The origin of the LVL is still unclear, as it seems to be found globally (Tauzin 2010, Wei & Shearer 2017) but does not necessarily correlate with tectonic settings. Volatiles such as water released from MTZ is often invoked to explain the LVL; however, no evidence that there is a relation between the MTZ water content and the LVL atop 410km has been reported, probably due to the lack of the Vp/Vs ratio information.

In this study, we utilize triplicated P and S waves recorded by dense temporary and permanent seismic networks in the US to investigate the MTZ structure beneath the Mexican gulf. For analyzed earthquakes (depth from 75 to 200km) in Central America, B-cusp of triplicated P and/or S wave predicted by ak135 (Kennett et al. 1995) model should be around a distance of 20˚, however, AB phase extending beyond 26˚ is observed. Such extended AB phases do not decay quickly as a general diffracted phase and are dominated by a large negative trough. Only a LVL atop the MTZ could explain this feature because it acts as a waveguide and permits the AB phase to propagate to larger distances. The extended AB phase is only observed for waves that sample the MTZ beneath the central and eastern Mexican gulf and disappears as the ray begins to sample the western margin of the gulf. In addition to the extended AB phase, we also observed anomalously strong P410P and S410S phases that are reflected at the underside of the 410km-discontinuity. For P410P, its ratio to the EF phase is usually 2 times larger than the prediction of the 1D model, and this could be partly attributed to an LVL that increases the velocity contrast across the 410km-discontinuity.

Another possibly related prominent observation is the opposite differential residuals of CD and EF phases (relative to ak135) for P and S waves. Residuals for P wave are almost negative, and for S wave residuals are positive and gradually increase with distance. Because the differential arrival time between CD and EF phase is only sensitive to the velocity around the 660km-discontinutiy, an opposite residual for P and S may suggest a distinctive Vp and Vs relative ak135 (e.g., high Vp and low Vs within MTZ, which suggest a high Vp/Vs ratio). It could be noted that there is an abrupt change for Scd-ef residuals around a longitude of 90˚W, which corresponds to the location where the extended AB phase begins to disappear.

2D waveform modeling is conducted for P and S waveforms using AXISEM (Nissen-Meyer et al. 2014), and preliminary results suggest the existence of a 40km thick LVL with generally -4% Vp and -6% Vs relative to

© The Seismological Society of Japan

ak135 atop MTZ beneath the central Mexican gulf. A MTZ with Vs reduction of 3% and Vp increase of 2% could explain the observed CD-EF differential travel time residuals, which suggests a Vp/Vs ratio of over 1.9. This may indicate a water-rich MTZ beneath the Mexican gulf that is related to the LVL atop the 410km-discontinuity.

© The Seismological Society of Japan

Mechanism of aqueous fluid migration through a thin, low-viscosity layer near the subducting plate interface

*Manabu Morishige[1]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

It is well known that aqueous fluid released from the slab plays critical roles in the generation of earthquakes along the subducting plate interface. However, we still do not have sufficient understanding on how the fluid migrates and reaches this region. Several lines of evidence including low surface heatflow in the forearc suggest the existence of a thin, low viscosity layer (LVL) on top of the slab. If such a layer exists, the deformation due to the subducting slab is localized in this layer, leading to cold and stiff fore-arc mantle. In this presentation I will propose a mechanism of aqueous fluid migration through this layer based on the physical modeling in 2D.

I consider two-phase flow, which allows us to treat the movement of solid phase (rock) and fluid phase (pore fluid) simultaneously. Under the assumption that fluid phase does not affect the movement of solid phase, I take the following two step approaches. First, solid flow and dynamic pressure gradient are computed within the LVL. In this step I assume that solid flows parallel to the subduction direction. Then using the results obtained in the previous step I compute the time evolution of fluid volume fraction in and around the LVL using finite element approach. Fluid production rate is fixed in both time and space.

In the case where the solid shear viscosity within the LVL is constant, we find that a large amount of fluid is trapped within the layer for geological time scale. This is caused by the effects of compaction, that is, the cold and stiff overriding mantle wedge works as a barrier to the upward fluid migration. We also find that dynamic pressure associated with shear deformation of the rock increases with depth within the LVL and it facilitates the fluid migration in the up-dip direction. When we take into account the effects of non-linear viscosity within the LVL, which may be appropriate for the deformation of serpentine, the solid viscosity becomes highest in the central part of the LVL where the strain rate is low. The high viscosity region works as a barrier to the upward fluid migration and the fluid tends to stay near the basal part of the LVL.

The proposed mechanism of fluid migration is likely to be applied to relatively warm subduction zones where major dehydration reactions occur beneath the fore-arc mantle. In contrast, in cold subduction zones a large amount of fluid is released beneath arc or back-arc, not beneath the LVL. Therefore, the fluid will simply migrate upward or move with the slab.

© The Seismological Society of Japan

Phase speed mapping of multi-mode surface waves with eikonal tomography using mode-branch waveforms

*Hitoshi Matsuzawa[1], Kazunori Yoshizawa[1], Fan-Chi Lin[2]

1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. University of Utah

大陸下の上部マントル3次元速度構造を復元する上で，高密度な広帯域地震観測網を用いた表面波トモグラフィーは有効な手段である．特に，高次モード表面波は，より深部の構造を決定するのに必要不可欠である．これまで我々は，「アレイ解析に基づくマルチモード表面波の位相速度計測法」(手法①)と，「線形ラドン変換を利用した表面波モード波形分離法」(手法②)の開発とその応用に取り組んできた（Matsuzawa & Yoshizawa, *GJI*，2019）. この手法では，長さ2000km以上の直線アレイにおける波形記録から，アレイの重心地点の構造を反映したモード毎の分散曲線を推定し，さらにアレイ重心点でのモード分離波形を復元できる．

松澤・吉澤（日本地震学会2018年度秋季大会；米国地球物理学連合2018年度秋季大会）では，米国の高密度広帯域地震観測網USArrayにおける2007-2014年のイベント記録に対して手法①を応用し，北米大陸におけるマルチモード表面波位相速度分布を示した．これらのモデルはいずれも，西部で低速域，東部で高速域がみられ，北米大陸のテクトニクスを反映する典型的な速度構造が示していた．その一方で，位相速度計測値を長さ2000km以上のアレイの平均値として扱ったことなどが主な要因として，モデルの水平方向の解像度が低下し，ローカルなテクトニクス的特徴を復元することができなかった．そこで，本研究では，USArrayにおける観測波形に手法①および②を用いて収集したモード分離波形に対して，２次元アレイ解析法（eikonal tomography法，Lin *et al.*,*GJI,* 2009）を適用し，北米大陸のマルチモード表面波位相速度分布モデルの水平高解像度化を試み，新しいマルチモード表面波トモグラフィー法の可能性について議論する．

具体的には，まず2007-2014年に発生したM6.5以上の地震について，USArrayおよびGSNの地震波形記録に手法①および②を適用する．この際，震源から2000km以上離れている観測点のみを利用し，また震源ー観測点の方向が表面波の放射パターンの節面付近の場合は利用しない．次に，収集したモード分離波形に対して，eikonal tomography法を適用する．eikonal tomography法は，高密度アレイでの波形記録を用いて，アレイ内を伝播していく波面を復元し，その空間勾配を取ることで，直接（逆問題を解かずに）位相速度分布を推定する手法である．主にambient noiseに用いられてきたこの手法を，イベント記録から抽出した単一モードの長周期表面波波形に応用することで，イベント毎に各モードの位相速度分布を復元する．

予備的な応用試験の結果，任意の単一イベントを用いて，北米大陸の基本モードおよび１次高次モードレイリー波の位相速度分布を復元することができた．単一イベントの情報だけでは，局所的に大きな誤差も生じ得るが，従来のモデルと同様に東西の大規模速度構造のパターンが見られるとともに，一部の地域ではローカルな速度構造変化も示されている．直線アレイ記録から分離した単一モード波形は，主にアレイ重心点付近の構造を反映すると考えられ，重心点を仮想観測点と見なした二次的な構造解析に，十分適用可能であることが示唆される．今後，大量のイベントから復元したより高精度なマルチモード表面波位相速度分布を用いて，３次元構造にインバージョンすることで，水平・鉛直の両方向で高解像度な速度構造モデルの復元が期待される．

© The Seismological Society of Japan

Comparisons of anisotropic 3D S wave speed models derived from linearized and non-linear inversions of multi-mode surface waves

*Kazunori Yoshizawa[1,2], Toru Taira[2]

1. Department of Earth & Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University, 2. Department of Natural History Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

近年，世界各地の大陸域に展開されている高密度な臨時広帯域地震観測網で記録された中～長周期表面波の情報を用いて，大陸下のリソスフェアおよびアセノスフェアの高精度な3次元異方的S波不均質構造モデルの復元や内部境界層に関する研究が広く行われている（e.g., Kennett et al., 2013, GJI; Yoshizawa, 2014, PEPI）．これらの研究により，クラトンの空間分布に応じた高速度異常や，大陸リソスフェア～アセノスフェアに見られる異方性の層状分布（e.g., Yuan & Romanowicz, 2010, Nature; Yoshizawa & Kennett, 2015, GRL）などが明らかになりつつある．

表面波の情報を利用するトモグラフィー研究では一般に，逆問題を線形化して反復的にモデルを復元する手法が広く用いられる．例えば，基本モードまたはマルチモードの分散曲線を用いてS波速度を復元する際には，初期モデルを仮定し，その構造変化に対する位相速度の偏微分係数（鉛直感度カーネル）を用いて，速度構造の摂動を求める（e.g., Yoshizawa & Kennett, 2004）．このような線形化インバージョン法では，モデルの滑らかさや摂動の大きさなど，先験情報を用いて制約しつつ最適なモデルを復元する．一方，最近の計算機能力の向上により，問題の線形化を一切必要とせず，またモデルパラメータ数も可変とし得る完全非線形な3次元速度構造の復元が実用可能になってきた．そこで，本研究では，同一の表面波分散曲線を利用して，従来の線形化インバージョンによる豪州大陸の3次元S波鉛直異方性モデル（Yoshizawa, 2014）と，完全非線形なインバージョン法による3次元モデルを復元し，これら異なる手法による3次元モデルの比較検討を行う．

線形化モデルでは，Tarantola & Valette (1982)の方法を用いて，初期モデルに対する表面波位相速度の鉛直感度カーネルを利用し反復的に最適モデルを求める．一方，非線形モデルは，trans-dimensional hierarchical Bayesian inversion法により復元する．この手法では，モデルパラメータ数（１次元構造モデルの層数）を可変とし，先験的な拘束条件も不要で，観測データに対して最適な解像度での構造推定が可能である．次元の変化するパラメータ空間の探索には，Reversible Jump Markov Chain Monte Carlo法（Green, 1995, Biometrika）を用いる．さらに，Hierarchical Bayes法（e.g. Malinverno and Briggs, 2004, Geophysics）により，データ誤差がガウス分布に従うと仮定し，その分散も同時に推定してover-fittingを防ぐ．また，十分な精度で事後確率分布を推定するために大量のモデルサンプルが必要となるが，Parallel Tempering法（e.g. Sambridge, 2014, GJI）を用いて，サンプリング効率の向上とパラメータ探索範囲の拡充をはかる．これら線形・非線形のインバージョン手法を用いて，豪州大陸域の各地点におけるレイリー波およびラブ波のマルチモード分散曲線からSV波速度及びSH波速度モデルを復元し，大陸域の3次元S波鉛直異方性分布を復元する．

豪州大陸を東西に横断する鉛直断面の比較から，クラトン域の高速異常など，S波速度分布の特徴的な大規模構造は，線形・非線形のどちらのモデルもよく一致することがわかった．ただし，線形化モデルでは，先験的に与えたモデル共分散行列を通じてS波速度の鉛直方向の滑らかさが制約される一方，非線形モデルでは，モデル次元を自動的に決定するため，より小規模な不均質性の影響が反映される結果が示された．これにより，大陸リソスフェア底面付近の速度変化が，非線形モデルのSV波モデルでは，より急峻に現れる傾向が見られる．この影響は，鉛直異方性パラメータ（SH波とSV波の速度比）の空間分布にも見られ，線形モデルでは，大陸リソスフェア直下の広範な深さ範囲にみられたSH>SVの鉛直異方性が，非線形モデルではやや小規模かつ狭い範囲に見られるようになる．またBayesian inversionに基づく非線形モデルでは，事後確率分布に基づくモデルの誤差分布も推定でき，モホ面以下の上部マントル領域では，特にSV波速度の場合で概ね0.1km/s以下の誤差となり，十分な精度でS波速度モデルが推定できることがわかる．ただし，線形化モデルに

© The Seismological Society of Japan

比べ，完全非線形モデルの復元には膨大な計算量（数千倍以上のCPU時間）が必要となる．今後，摂動理論等を導入したフォワード計算の高速化等により，更なる計算効率の向上も検討する．

© The Seismological Society of Japan

Po/So waves traveling in the Atlantic Ocean

*Azusa Shito[1], Daisuke Suetsugu[2]

1. Kyushu University, 2. JAMSTEC

Po/So波は、海洋リソスフェアを選択的に伝播する特殊な地震波で、高周波・大振幅・長継続時間という特徴をもつ。このような際立った特徴から、その存在は1940年代から知られており、ガイド波の一種と考えられていたがその励起・伝播メカニズムの詳細は明らかにされていなかった。

我々は、Shito et al. [2013]において、北西太平洋で観測されたPo/So波の波形解析と地震波動場の数値シミュレーションにもとづき、Po/So波は海洋リソスフェア内部の層状不均質構造によりP/S波が多重前方散乱することにより励起・伝播することを明らかにした。

以降、Po/So波の解析による海洋リソスフェアの内部構造の推定が、我々のグループやオーストラリアのKennett博士らのグループを中心に進められ、太平洋とその縁海であるフィリピン海の海洋リソスフェアの層状不均質構造について詳細に調べられ、以下のようなことが明らかになった。

（1）年代が古い海洋リソスフェアほどPo/So波の伝播効率が高い。
（2）年代に依存して高くなるPo/So波の伝播効率は、冷却により層状不均質構造を含む海洋リソスフェアの厚みが増すこと、地震波減衰が小さくなることで説明できる。
（3）層状不均質構造のパラメターは、水平方向の空間スケール(Ax)＝10 km・鉛直方向の空間スケール(Az)＝0.5 km・地震波速度不均質の強度（σ）＝±2%程度である。
（4）地震波速度不均質の強度は深さとともに上昇する [Kennett & Furumura, 2015]。

しかしながら、これまでのPo/So波に関する研究のほとんどは、太平洋およびフィリピン海の海洋リソスフェアを伝播するものについてのみであり、その他の海洋リソスフェアを伝播するPo/So波に関する研究はほとんどなされていない。海洋地殻の内部構造は海嶺での拡大速度に依存して変化することが知られているため、高速拡大の太平洋と低速拡大の大西洋やインド洋とでは海洋リソスフェアの層状不均質構造も異なっている可能性があり、これを検証することはその成因を解明するうえで重要である。

そこで、本研究では大西洋を伝播するPo/Soの観測データを収集しその特徴について整理し、大西洋の海洋リソスフェアの層状不均質構造についての検討を行う。

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 17th) | General session：S16. Subsurface Structure and Its Effect

Tue. Sep 17, 2019 5:00 PM - 6:30 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S16P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-01] **2D Microtremor array measurements in Tsukuba city**

*Haruhiko Suzuki[1], Chisato Konishi[1], Atsushi Yatagai[1], Tadashi Sato[1], Takanori Ogahara[1], Ken Sakurai[1], Yasuhiro Kaida[1], Toru Suzuki[2], Hirohito Takahashi[3], Tomio Inazaki[4] (1. OYO, 2. MONY, 3. Meijyo Univ., 4. AIST)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-02] **Dense Microtremor Observation in Oshikadani and Takatsuji district, Yurihama Town, Tottori Prefecture**

*Isamu Nishimura[1], Tatsuya Noguchi[2], Takao Kagawa[2] (1. Graduate School of Sustainability Science,Tottori Univercity,Department of Engineering,Social Systems and Civil Engineering Program, 2. Social Systems and Civil Engineering, Tottori Univercity)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-03] Microtremor survey on Saga plain and Shiroishi plain, Kyushu, Japan

*masayuki yoshimi[1], michiko shigefuji[2] (1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. Kyushu University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-04] Estimation of Phase Velocity using an Array with Arbitrary Shape

*HUAN ZHANG[1], Hitoshi Morikawa[1], Kahori Iiyama[1] (1. Tokyo Institute of Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-05] Estimation of Underground Structures around Source Area of the 2018 Hualien Earthquake (M_W 6.4) using Microtremor Array Observations

*Ken Miyakoshi[1], Yasuhiro Matsumoto[2], Masumi Yamada[3], James Mori[3], Ikuo Cho[4], Takumi Hayashida[5], Chun-Hsiang Kuo[6], Che-min Lin[6], Yin-Tung Yen[7], Keng-Chang Kuo[8], Yujia Guo[1] (1. Geo-Research Institute, 2. Kozo Keikaku Engineering, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 5. Building Research Institute, 6. National Center for Research on Earthquake Engineering, 7. Sinotech Engineering Consultants, 8. Kaohsiung university of Science and Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-06] Estimation of subsurface structure based on microtremor and seismic observation in Shigaku area, Ohda City, Shimane Prefecture, Japan

*Tatsuya Noguchi[1], Isamu Nishimura[1], Takao Kagawa[1] (1. Tottori University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-07] Near-surface structure over Okayama Prefecture, Japan

Ayumu Uneoka[1], *Masanao Komatsu[2], Takaaki Fujita[2], Hiroshi Takenaka[2], Keiichi Nishimura[3], Mitsutaka Oshima[4], Hiroshi Kawase[5] (1. Okayama University (Now: Ryobi Systems co., ltd.), 2. Okayama University, 3. Okayama University of Science, 4. Shimizu Corporation, 5. Kyoto University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-08] A study on the modal properties of sediment on base rock

Miriam Beatrice Dodt[1], Yusuke Suzuki[1], *Kahori IIYAMA[1], Hitoshi Morikawa[1] (1. Tokyo Institute of Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-09] Subsurface velocity structures from seismic bedrock to ground surface for Tokai region, modeled to enhance strong motion prediction

*Atsushi WAKAI[1], Shigeki SENNA[1], Atsushi YATAGAI[2], Yoshiaki INAGAKI[2], Hisanori MATSUYAMA[2], Hiroyuki FUJIWARA[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. OYO Corporation)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-10] Classification of ground type for ground motion prediction based on regional characteristics of AVS 30 obtained by microtremor survey

*Shigeki Senna[1], Atsushi Wakai[1], Atsushi Yatagai[2], Yoshiaki Inagaki[2], Hisanori Matsuyama[2], Hiroyuki Fujiwara[1] (1. NIED, 2. OYO Corp)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-11] Characteristics of Ground Motion in Ogasawara Iwo-To Island using Microtremor H/V Spectral Ratio

*Takumi Murakoshi[1] (1. National Defense Academy)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-12] Estimation of soil amplification using seismic records observed at dense seismic network and deep borehole stations

*Shinako Noguchi[1], Osamu Murakami[2], Yasuhiro Asai[2] (1. Association for the Development of Earthquake Prediction, 2. Tono Research Institute of Earthquake Science)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-13] Site amplification at strong motion stations in the Kathmandu Valley, Nepal

*Michiko Shigefuji[1], Nobuo Takai[2], Subeg Bijukchhen[3], Chintan Timisina[4], Mukunda Bhattarai[4], Shova Singh[4] (1. Kyushu Univ., 2. Hokkaido Univ., 3. Khwopa Engineering College, Nepal, 4. Department of Mines and Geology, Nepal)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-14] Strong ground motion simulation in Osaka Plain for the 2018 Northern Osaka Prefecture earthquake

*Haruko Sekiguchi[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1] (1. Kyoto University, DPRI)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-15] Ambient noise cross-correlation function analyses using continuous observation data by CEORKA

*Takashi Akazawa[1] (1. Geo-Research Institute)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-16] **Examination of waveform in development of simultaneous 3D seismic reflection survey for shallow water using underwater speaker**

*Mayu Ogawa[1], Tetsuro Tsuru[1], Seishiro Furuyama[1], Jin-Oh Park[2], Chen Guo[2], Kosaku Arai[3], Takahiko Inoue[3] (1. Tokyo Unversity of Marine Science and Technology, 2. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 3. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology)

2D Microtremor array measurements in Tsukuba city

*Haruhiko Suzuki[1], Chisato Konishi[1], Atsushi Yatagai[1], Tadashi Sato[1], Takanori Ogahara[1], Ken Sakurai[1], Yasuhiro Kaida[1], Toru Suzuki[2], Hirohito Takahashi[3], Tomio Inazaki[4]

1. OYO, 2. MONY, 3. Meijyo Univ., 4. AIST

はじめに

微動アレイ探査は、S波速度構造を簡便に推定する手法として、土木建築分野、地震防災分野で広く利用されている。1次元探査に加え、2次元、3次元探査が多く実施されるようになった（例えば、林ほか，2019）。本研究では、深部地盤構造の推定を目的として、つくば市において2次元微動アレイ探査を実施した。

測定および解析方法

測定には、応用地質製一成分・三成分McSEIS-AT（以下Atomという）、地震計として固有周期2Hzのジオフォンを用いた（SUNFULL製PS-2B）。40台のAtomを用いて45分程度の測定を5回実施した。3成分の微動測定は20地点で実施した（図1）。測定の前には、ハドルテストを行い、0.1~10Hzの帯域において、良好なコヒーレンスが測定できることを確認した。解析法はCMP-SPAC法を用いた常時微動トモグラフィ法を用いた（林ほか，2018）。CMPの間隔を400 mとして、測線全体で24本の位相速度曲線が得られた。観測された位相速度の周波数範囲は約0.3~5Hzである。測線の両端と中央部で、L字及び十字アレイを同時に測定し、リニアアレイによる位相速度との比較を行った結果、概ね整合的であった。

S波速度構造の逆解析

S波速度構造の逆解析には、山中・石田(1995)による遺伝的アルゴリズムを用いた。鈴木・山中(2010)を参考に位相速度と微動のH/Vスペクトルの同時逆解析を行った。逆解析の際には、測線中央部のCMP012を参照点として、CMP012でのS波速度の個体群で、他の観測点のS波速度を固定して解析する多地点同時逆解析を行った。図2に逆解析されたS波速度構造を示す。観測点ごとに個別に解析した結果では、特に第2、3層の上面深度、第3層のS波速度にばらつきが大きい結果となった。馮ほか(2003)で指摘されているように、多地点のデータを同時に逆解析することによりある種のスタッキングの効果が得られ時間・空間的なランダムノイズの影響を軽減できているためと考えられる。図3にはPS検層結果との比較を示す。最小残差の10%以内のモデルを平均した結果である。平均モデルは両者に大きな違いは見られないが、多地点同時逆解析の結果の方がばらつきのやや小さい結果であり、検層結果と概ね整合的である。

まとめ

つくば市において、2次元微動アレイ探査を行った。位相速度と微動H/Vスペクトルの同時逆解析によりS波速度構造を推定した。多地点同時逆解析の結果、第2、3層上面深度が滑らかでな地盤構造モデルが推定された。PS検層結果とも整合的な結果が得られた。今後、参照点を変えた場合の結果の検討、他サイトでの適用等について検討する予定である。

© The Seismological Society of Japan

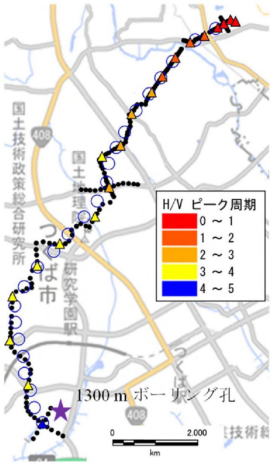


図 1 観測点位置図　黒丸:観測点　青丸：CMP　三角：3 成分観測点

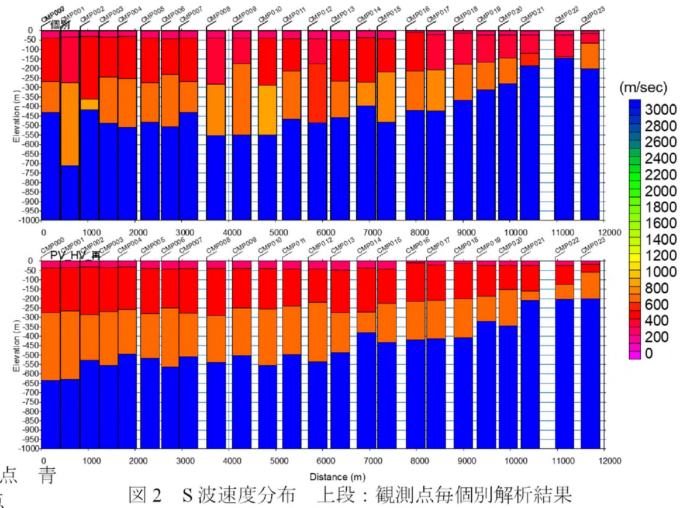


図 2　S 波速度分布　上段：観測点毎個別解析結果
下段：多地点同時逆解析結果

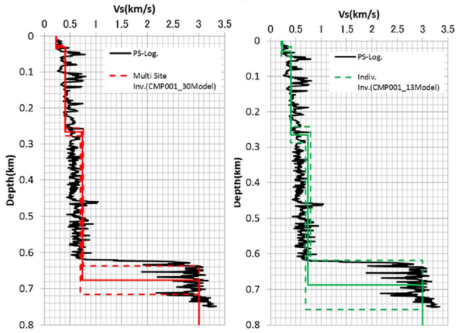


図 3　1300 m ボーリング孔における PS 検層結果との比較
左図：多地点同時逆解析結果
右図：観測点毎個別解析結果

© The Seismological Society of Japan

Dense Microtremor Observation in Oshikadani and Takatsuji district, Yurihama Town, Tottori Prefecture

*Isamu Nishimura[1], Tatsuya Noguchi[2], Takao Kagawa[2]

1. Graduate School of Sustainability Science,Tottori Univercity,Department of Engineering,Social Systems and Civil Engineering Program, 2. Social Systems and Civil Engineering, Tottori Univercity

1.はじめに

2016年10月21日に鳥取県中部の地震（Mj6.6）が発生し，震源近傍の倉吉市，北栄町，湯梨浜町，三朝町など鳥取県中部の広範囲で建物被害が生じた．湯梨浜町の小鹿谷および高辻地区で住宅が密集する領域は両地区とも200～300m四方の領域の狭い範囲内であったがその中でも木造建物の屋根瓦の被害が局所的にみられ，近隣では無被害の家屋もみられた．そこで本研究では，局所的に被害が発生する原因を追究するために，両地区において稠密微動観測並びに地震観測を実施した．

2.微動探査による地盤構造の推定

微動観測は2017/7/21，24の日中に，小鹿谷(OSK)，高辻(TK)の2地点で実施した．3成分単点観測を小鹿谷で82点，高辻で20点，アレイ観測をそれぞれ1地点で観測を行った．使用機器には加速度型微動計JU410（白山工業）を用い，測定方向を水平動2成分(NS，EW)成分，上下動成分の3成分とし，サンプリング周波数は3成分単点観測時で100Hz，アレイ観測時で200Hzとした．GPSクロックにより時刻同期させる仕様で，測定時間は10分間程度の測定を行った．アレイ観測は微動計4台を用いて，円の中心に1台，円周上に等間隔で3台（内接する三角形の各頂点）に配置して実施した．

微動の3成分観測記録より，20.48秒を5区間以上選定し，3成分のフーリエスペクトルを算出，対数ウィンドウ（係数20）で平滑化し，水平動のスペクトルと上下動のスペクトルの比(H/V)を求めた．アレイ観測記録は，CCA法[1)]によりセグメント長10.24秒，Parzenウィンドウ（バンド幅0.3Hz）でスペクトルを平滑化し，位相速度分散曲線を求めた．位相速度分散曲線とH/Vを用いて，レイリー波基本モードを仮定して，試行錯誤で地盤構造モデルを推定した．その結果，両地域でS波速度200m/s以下の層が15m程度堆積していること，地表から15ｍ以深でS波速度700m/sの非常に硬い層が存在していることがわかった．このことより，両地域とも山麓付近に位置しており，堆積層が薄いことを示している．また図1に小鹿谷，図2に高辻の卓越周期分布図を示す．小鹿谷では西側で卓越周期が0.1～0.2秒，東側で0.5～0.6秒であり山際に近付くにつれて短くなる傾向がみられた．卓越周期の分布が変化する境目で建物被害が集中しており，その周期は0.5～0.6秒であった．H/Vのピーク値に注目すると，南側の山の麓付近では2.0以下，平野部に近い場所では3.0以上の地点が多く，谷筋から平野部に向うにつれてピーク値が大きくなる傾向がみられた．高辻では全体的に卓越周期は0.1～0.3秒，ピーク値2.0以下の地点が分布しており，目立った特徴はみられなかった．ピークが明瞭な地点において建物被害がみられ，その周期は0.2～0.3秒であった．

3.地震記録による地盤構造の推定

小鹿谷では2017年7月から2018年7月まで，高辻では2015年10月から両地域で地震計を設置して地震観測を行っており，高辻では2016年鳥取県中部の地震の本震記録が得られている．観測機器は東京測震製のセンサー体型記録計CV-374Aを使用し，測定方向を水平動2成分(NS，EW)成分，上下動成分の3成分とし，サンプリング周波数100Hzで常時収録，GPSクロックによる時刻校正を行う仕様である．

地震観測記録より，S波部の10.24秒の区間を切り出し，両端に0.5秒のコサインテーパーを施

© The Seismological Society of Japan

し，Parzenウィンドウ（バンド幅0.3Hz）でスペクトルを平滑化し，各成分のフーリエスペクトルを算出，微動記録と同様にH/Vを求めた．この観測H/Vを用いて，S波速度700m/sよりも遅い浅部構造は微動観測により得られたモデル，深部構造は野口・他[2]による地盤構造モデルをベースとして，拡散波動場理論[3]に基づく理論H/Vを用いてフォワードモデリングで推定した。さらにそのモデルをベースにハイブリッドヒューリスティック探索法[4]によるインバージョンで最終的に地盤構造モデルを求めた．今回は減衰定数，第1層目の層厚とS波速度，最下層のS波速度・P波速度を固定し，その他の層に関してはS波速度・P波速度・層厚共に初期値から±25%の範囲で探索を行った．観測H/Vと計算H/Vの比較を図3に，逆解析により算出された地盤構造モデルを図4に示す．小鹿谷ではS波速度400m/s以下の層が50ｍ堆積しているのに対して，高辻ではS波速度200m/s以下の層が10m堆積しており，浅部構造に違いがみられる．そのため鳥取県中部の地震発生時に揺れ方が異なっていた可能性がある．今後は作成したモデルの妥当性を本震波形を用いて検討する予定である．

参考文献 :1)Cho，et. al., J. Geophys. Res., 2006., 2)野口竜也・他;土木学会論文集 A1(構造・地震工学)Vol.72, 2016., 3)Kawase, H, et. al., Bull. Seism. Soc. Am. Vol.101, 2011., 4)山中浩明;物理探査, 2007.

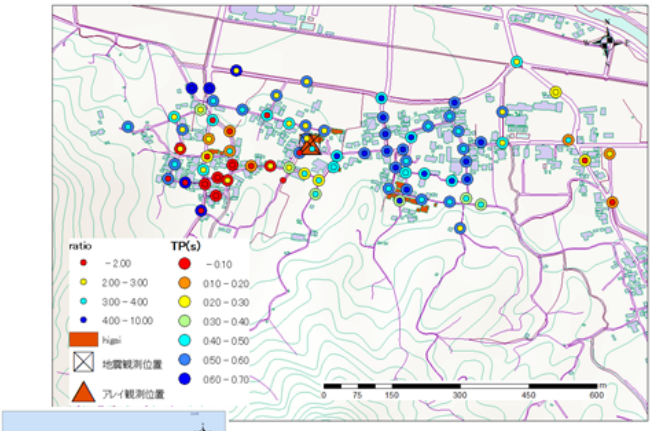


図1 小鹿谷の卓越周期分布図

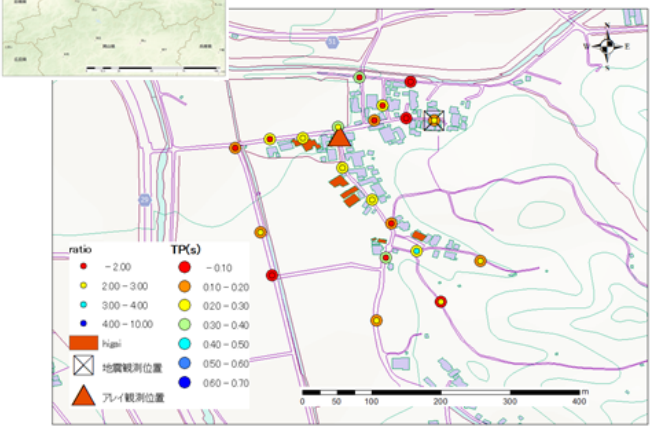


図2 高辻の卓越周期分布図

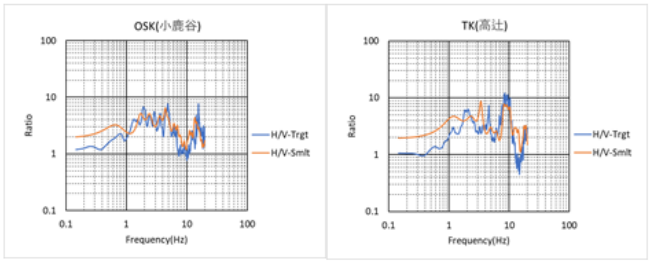


図3 観測H/Vと計算H/Vの比較

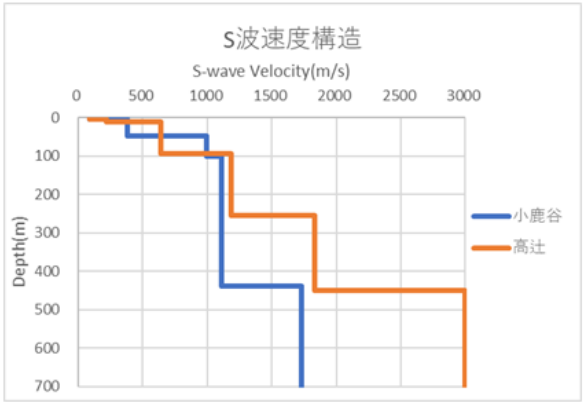


図4 同定したS波速度構造モデル

© The Seismological Society of Japan

Microtremor survey on Saga plain and Shiroishi plain, Kyushu, Japan

*masayuki yoshimi[1], michiko shigefuji[2]

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

佐賀平野は筑紫平野の中部、白石平野は筑紫平野の西部に位置する堆積平野である。筆者らは，佐賀平野北縁から有明海沿岸にかけて南北の測線を設定して４地点にて最大半径500m程度の微動アレイ探査を実施し，南ほど基盤深度が低下する傾向、および、堆積層にVs500～700m/s程度の層が想定されることを見出した（吉見ほか、JpGU2019）。また、３成分速度計（東京測振SE-321、固有周期10秒）を用いた単点微動観測を行い、佐賀平野における微動の水平・上下成分のスペクトル比（微動H/V）には明瞭なピークが見られること、重力異常の急変帯から推定された佐賀平野北縁断層の位置（地震調査研究推進本部）を境に南側の微動H/Vには低周波数（およそ0.3Hz以下）ピークが現れるのに対し、北側では高周波数（およそ1Hz以上）のピークのみが見られることを見出した。しかし、佐賀平野北縁から有明海まで達する観測測線は１本のみであり、この特性（特に微動H/V）が佐賀平野全体で見られるかは不明であった。

そこで、佐賀平野の単点微動測線を１本増やすとともに、佐賀平野の西隣の白石平野でも測線を設定して単点微動観測を実施した。さらに、既往反射法探査測線近傍にて、佐賀平野北縁断層の低断層崖を跨ぐ単点微動測線（間隔100m）を設定して観測した。その結果を報告する。

© The Seismological Society of Japan

Estimation of Phase Velocity using an Array with Arbitrary Shape

*HUAN ZHANG[1], Hitoshi Morikawa[1], Kahori Iiyama[1]

1. Tokyo Institute of Technology

1. Introduction

Microtremor observation has been widely applied for estimating ground structures. Two methods have been generally recognized to calculate phase velocities, which are the frequency-wave number (F-K) spectral method (Capon, 1969) and the spatial auto-correlation (SPAC) method (Aki, 1957). Although F-K method has no constraints on the shape of the array, the accuracy of results depends on the array shape. In addition, the SPAC method requires particular arrangement of the sensors, which can be difficult to realize in field observation. Attempts, such as Centerless Circular Array (CCA) method (Cho et al., 2006) has been made to eliminate constraints on the shape of array. It can be applied to arbitrary array shape considering sensors spacing around a specific circle, but the determining process for which can be complex. Therefore, a method of estimating phase velocity of Rayleigh wave using an arbitrary shape array is proposed.

2. Method

On the basis of the analytical solution of Lamb's problem for vertical components of Rayleigh wave, the relationship between two observation points, p and q for example, is given in a discrete representation with the Bessel function of the first kind and higher-order Bessel functions, which is called Complex Coherence Function (CCF; 白石・松岡, 2005). Zhang and Morikawa (2015) extended the CCF to apply it to linear array situation. By adding an observation point s, which is located anticlockwise alpha degree with respect to line p-q, the relationship between p and s can be expressed as equation (1), in which the left side denotes the real part of the normalized cross spectra of vertical records between point p and s, and character Jn denotes the n-th order Bessel function of the first kind. The r_ps is the distance between point p and s. k is the wave number, which can be expressed as $2\pi f/c$. Here, c is unknown phase velocity. And the Xn and Yn are defined as sum of the m-th source’ s power ratio multiplied by cosine and sine of $2n\theta$. θ denotes the source direction. (盛川・飯山, 2015).

For kr of range [0, π], compared with lower-order Bessel functions' value, Bessel functions of order greater than 6 can be ignored. Hence, the CCF equation have only 5 unknowns left, which are c, X1, Y1, X2, and Y2. In order to find the unknown parameters, Artificial Bee Colony (ABC) algorithm (Karaboga and Basturk, 2007) is applied.

3. Problem Setting and Results

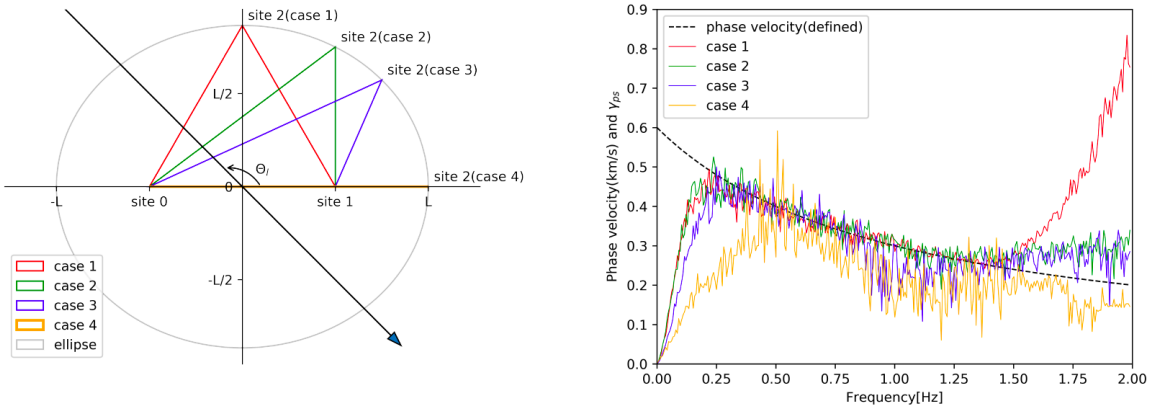
Four shapes of array are considered as shown in Figure 1(a). Numerical simulation was conducted by propagating randomly generated wave sources and thus obtain the cross spectra between different sites, where the power spectral density function is defined as equation (2), in which A is the amplitude and D is the denominator. For every source, the amplitude, denominator and source direction will be randomly chosen from set {1,2,4,8}, set {2,4,5,8,10} and set $\{\pi/18, \pi/9, \pi/6, \ldots, 35/18\pi, 2\pi\}$. The results with array size L=100m and 8 random sources are shown in Figure 1(b). It shows that the estimation results of sources with random directions and power conditions match the theoretical value for frequency range from 0.25 Hz to 1.5 Hz for case 1 and 2. However, the accurate range narrows for case 3 but the result is still acceptable. For case 4, a linear array, the estimation is relatively unsatisfactory. In conclusion, except for the linear array situation, it is available to estimate the phase velocity of Rayleigh wave using arbitrary array shape.

© The Seismological Society of Japan

Reference
Aki, K. (1957). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, *35*, 415-456.
Capon, J. (1969). *Proceedings of the IEEE*, *57*(8), 1408-1418.
Cho, I., Tada, T., & Shinozaki, Y. (2006). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *111*(B9).
Karaboga, D., & Basturk, B. (2007). *Journal of global optimization*, *39*(3), 459-471.
盛川仁, & 飯山かほり. (2015). 日本地震学会秋季大会予稿集.
白石英孝, 松岡達郎, & 浅沼宏. (2005). 物理探査.
Zhang, X., & Morikawa, H. (2014). British Journal of Applied Science & Technology, 6(4), 350–363.

$$\Re[\gamma_{ps}] = J_0(kr_{ps}) + 2\sum_{n=1}^{\infty}\{(-1)^n J_{2n}(kr_{ps})(X_n cos2n\alpha + Y_n sin2n\alpha)\}, \quad (1)$$

$$PSD = \begin{cases} A \cdot |sin\frac{2\pi f}{D}|, & 0 \leq f \leq 10Hz \\ 0, & 10Hz < f \leq 50Hz, \end{cases} \quad (2)$$



(a) Array setting (b) phase velocity of ABC

Figure 1: Array setting and phase velocity result with ABC algorithm

© The Seismological Society of Japan

Estimation of Underground Structures around Source Area of the 2018 Hualien Earthquake (M_w 6.4) using Microtremor Array Observations

*Ken Miyakoshi[1], Yasuhiro Matsumoto[2], Masumi Yamada[3], James Mori[3], Ikuo Cho[4], Takumi Hayashida[5], Chun-Hsiang Kuo[6], Che-min Lin[6], Yin-Tung Yen[7], Keng-Chang Kuo[8], Yujia Guo[1]

1. Geo-Research Institute, 2. Kozo Keikaku Engineering, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 5. Building Research Institute, 6. National Center for Research on Earthquake Engineering, 7. Sinotech Engineering Consultants, 8. Kaohsiung university of Science and Technology

1．はじめに

2018年2月6日23時50分（台湾標準時）に台湾花蓮市でM_w6.4(USGS)の地震が発生した。震源の深さは約10km，その震源メカニズムは横ずれ断層タイプであった。この地震は花蓮市街地をほぼ南北方向に走るMilun断層で発生しており，この地震によって一部の地域で地表断層が現れるとともに，断層沿いの幾つかの中層ビルが崩壊している。Lee et al. (2018) はteleseismicデータ，強震動波形データ，GPSデータを用いた波形インバージョン解析を行っているが，彼らはMilun断層の浅部に1m前後の大きなすべり量があることを示した。このような浅部に大きなすべりをもつ地震を検討する上で，地盤特性を知ることは重要である。そこで2018年10月に花蓮市内の2地点で微動アレイ観測を実施した。

2．微動アレイ観測

微動アレイ観測は，Milun断層の東側（東華大学附属小学校周辺：PDH地点）及び南西側（徳安運動公園周辺：YSP地点）の2地点で実施した（図参照）。アレイ形状は異なる最大半径を持つL(R=約0.6km)，M(R=約0.3km)，S(R=約0.1km)の正三角形アレイを展開した。観測システムは白山工業の微動観測装置(JU-410)を7台用い，各観測点独立にGNSSによる時刻同期を取りながら周波数200 Hzサンプリングで計測した。観測時間はL，Mアレイは45分間，Sアレイは30分間である。

3．解析結果

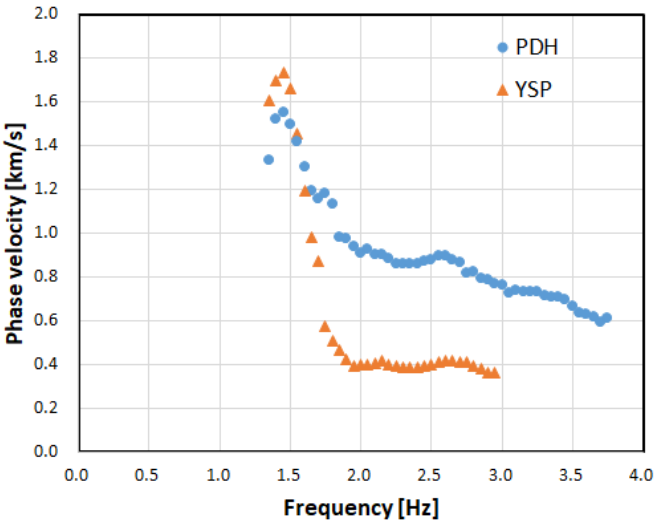
観測微動波形の特性として，そのパワースペクトルは周期1秒以下の短周期のパワーは大きく，一方，周期1秒以上の長周期のパワーは小さかった。このため，周期1秒以上の長周期微動を対象にしたLアレイの位相速度推定は困難であった。試行錯誤で観測点の組み合わせを変えて位相速度の推定を試みた結果，PDH地点ではMアレイの内側観測点（4点）及び Sアレイ（7点），一方，YSP地点ではSアレイ（7点）のみを解析に用いた。解析に使用したデータ長は20.48秒間であり，全観測点で同時刻に交通ノイズが混入していない区間を抽出した。ただし，交通量が多く交通ノイズのない区間の選択が難しい場合，データ長を10.24秒間に短くして解析区間を確保するように工夫した。微動中に含まれる表面波（Rayleigh波）の推定には拡張空間自己相関法（ESPAC法；凌・岡田, 1993）を用いた。ESPAC法を適用して得られた2地点（PDH, YSP）の観測位相速度を図に示す。Milun断層の東側のPDH地点では周期0.27～0.7秒（周波数1.4～3.7Hz）の範囲で位相速度は0.6～1.6km/sまで大きくなる一方，南西側のYSP地点では周期0.3～0.5秒（周波数2～3Hz）の範囲で位相速度がほぼ一定の0.4km/s，周期0.5秒以上（周波数2Hz以下）になると急激に1.7km/sまで速くなっている。以上から，Milun断層を挟んだ東側（PDH地点）と西側（YSP地点）で地盤構造が大きく異なっていることが示唆された。ところで，台湾のNCREE（National Center for Research on Earthquake Engineering）によって花蓮市内の強震観測点のAVS30情報が公開されており，PDH地点周辺の強震観測点（HWA007，HWA010，HWA012）のAVS30は0.38～0.46km/s，YSP地点周辺の強震観測点（HWA013, HWA014）は0.28～0.34km/sとなっている。すなわち，表層付近のS波速度はMilun断層の東側（PDH地点付近）で速く，南西側（YSP地点付近）で遅くなっており，これは花蓮市内で実施された微動観測の結果（山田・他, 2019）と一致する。また，今回の微動アレイ観測で得られた位相速度の分散傾向は観測地点周辺の強

© The Seismological Society of Japan

震観測点のAVS30と整合的である。今後は微動アレイ観測で得られた観測位相速度に基づいてS波速度を推定する。

謝辞：鳥取大学大学院工学研究科・香川研究室から白山工業の微動観測装置(JU-410)を拝借しました。記して感謝します。また，この研究の一部は原子力規制庁による平成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）業務として実施されました。





左図：花蓮市における微動アレイ観測（PDH, YSP）
右図：花蓮市における観測位相速度（○: PDH, △:YSP）

© The Seismological Society of Japan

Estimation of subsurface structure based on microtremor and seismic observation in Shigaku area, Ohda City, Shimane Prefecture, Japan

*Tatsuya Noguchi[1], Isamu Nishimura[1], Takao Kagawa[1]

1. Tottori University

2018年島根県西部の地震（Mj6.1）が発生した．この地震により，震源近傍の島根県大田市の志学地区では局所的に建物被害が生じた．建物被害の生じた要因を検討するために，この地域の地盤構造を把握することは重要である．野口・他（2019）により，臨時余震（強震）観測と微動観測を実施されており，2地点の地盤構造モデルが得られている．本研究では，さらに追加で単点3成分の微動観測を35地点で実施し，水平動と上下動スペクトル比（H/V）を求めた．また，野口・他（2019）による地震観測記録を用いて地盤構造モデルの推定も試みた．

微動H/Vの特徴としては2つの明瞭なピークがみられる地点が多く，0.2秒付近の短周期側と1~2秒付近の長周期側にピークがあり，特に長周期側のピークはどの地点でもみられた(図1)．卓越周期分布これは第四紀火山の三瓶山の火山堆積物による堆積層の地盤構造が影響していると思われる．卓越周期分布をみると南傾斜の地形に関係なく東から西へ周期が長くなる傾向がみられた(図1)．

微動アレイ観測の解析結果(野口・他，2019)では，S波速度170m/s～250m/sの軟弱な地盤の層厚が40m程度，硬質な堆積岩に対応するS波速度700，1300m/sの層厚はそれぞれ200m，500m程度であった(図2)．この結果を基に臨時地震観測点の地震動H/Vより，拡散波動場理論(Kawase et. al.，2011)を用いて地盤構造モデルを推定した．

参考文献：野口・他：土木学会論文集A1（構造・地震工学）Vol.75, No. 4, [特]地震工学論文集, Vol.38, 2019.，Kawase et. al., Bull. Seism. Soc. Am. Vol.101, No.5, pp.2001-2014, 2011.

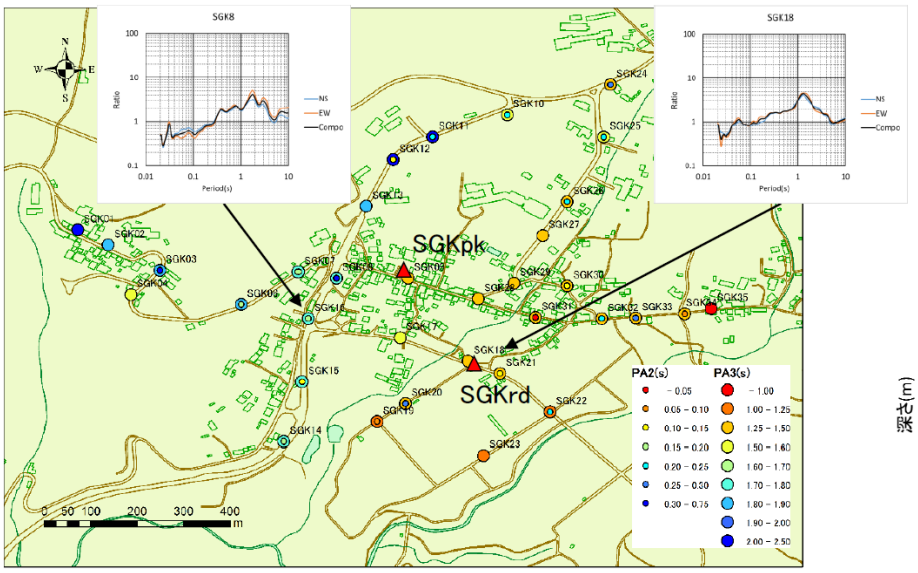


図1　微動H/Vの卓越周期分布（PA2:短周期側，PA3：長周期側の卓越周期）

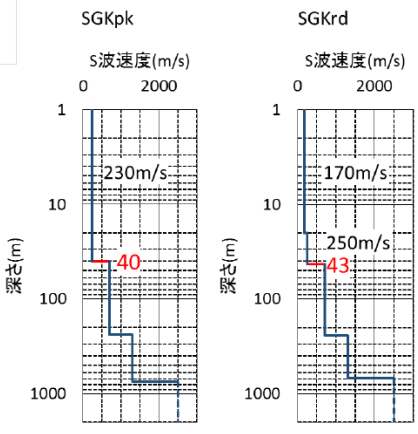


図2　S波速度構造（野口・他，2019）

© The Seismological Society of Japan

Near-surface structure over Okayama Prefecture, Japan

Ayumu Uneoka[1], *Masanao Komatsu[2], Takaaki Fujita[2], Hiroshi Takenaka[2], Keiichi Nishimura[3], Mitsutaka Oshima[4], Hiroshi Kawase[5]

1. Okayama University (Now: Ryobi Systems co., ltd.), 2. Okayama University, 3. Okayama University of Science, 4. Shimizu Corporation, 5. Kyoto University

畝岡・他（2018，地震学会）は岡山県内の震度観測点（図1）で得られた波形記録にスペクトル・インバージョンを適用し，地盤増幅率を抽出した．本研究では，抽出した増幅率から観測点直下の地盤の1次元速度構造を推定する．推定手法として焼きなまし法を適用し，抽出した増幅率と1次元重複反射理論より計算した理論増幅率の残差が最小となる地盤のS波速度および層厚を求める．推定に用いる初期値は，観測点付近のボーリング試料から得られた浅部地盤モデルに防災科研のJ-SHIS深部地盤モデルを付加した7層または8層のS波速度および層厚である．また，S波速度に依存する*Q*値を仮定した．スペクトル・インバージョンを行った観測点のうち，約半数67点で地盤構造を求めた（図2）．岡山県南部（岡山平野）で求められた地盤の厚さは150～300 m と比較的厚い．浅部地盤に着目すると，沿岸部で表層が厚く，S波速度は80 m/sである．沿岸部は干拓地であり，軟弱な層が地表に堆積していると考えられる．また，沿岸部の児島から中央部の吉備中央町下賀茂にかけての直線付近に位置する観測点で地盤の厚さの変化をみると，南部から中央部の山のふもとまで地盤の厚さは200 m 前後であるが，山地である下賀茂では6 m と急激に浅くなっている．このことは平野部では地盤が厚く堆積しており，山地では地盤が薄いことを表している．県北部・中央部では地盤の厚さが10 mに満たない観測点が多くみられた．ただし，津山盆地では周囲と比べて地盤がやや厚い傾向がみられた．

謝辞：スペクトル・インバージョンでは，防災科学技術研究所のK-NETとKiK-net，気象庁，岡山県震度情報ネットワークで得られた波形記録を使用しました．

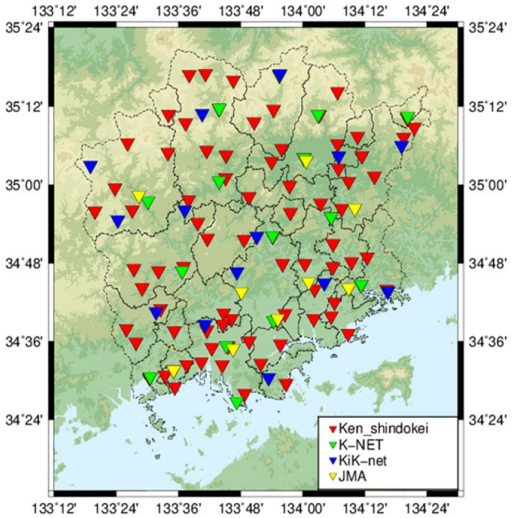


図1：観測点の分布．赤三角は岡山県震度情報ネットワーク，緑三角は防災科研のK-NET，青三角はKiK-net，黄色三角は気象庁の観測点．黒線は市町村の境界．

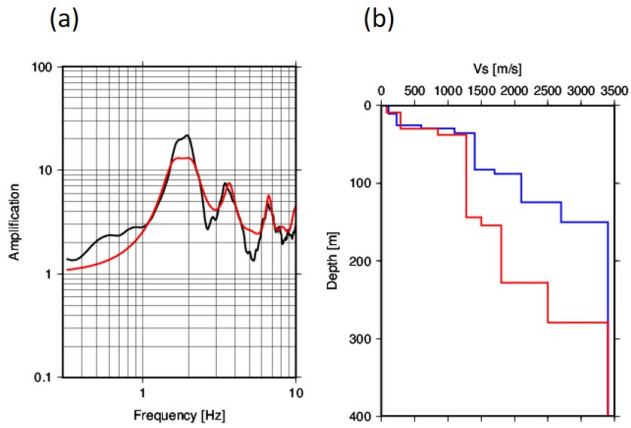


図2：倉敷市児島における(a)地盤増幅率と(b)推定されたS波速度構造．(a)の黒線が抽出した増幅率，赤線が推定された速度構造による理論増幅率．(b)の青線が初期値として与えた地盤速度モデル，赤線が推定された地盤速度構造．

© The Seismological Society of Japan

A study on the modal properties of sediment on base rock

Miriam Beatrice Dodt[1], Yusuke Suzuki[1], *Kahori IIYAMA[1], Hitoshi Morikawa[1]

1. Tokyo Institute of Technology

Introduction

The study of the ground behavior cannot only give an insight on the structure of the ground bus also on the expected impacts of an earthquake. Being able to estimate the structure using non-destructive methods is useful in different areas of interest in civil and geological engineering.In this research the objective was therefore the identification of the boundary shape of a two-layered media from an output-only system. In order to assess its feasibility though, a parameter study on a known input-system is conducted.

Models

The modelled area and its parameter can be seen in fig. 1. It is modelled using the finite difference method (FDM).The FDM is a numerical method for solving differential equations. The area of interest is discretized into a grid with connecting nodes and simple properties.In this first estimation, only the SH-wave, a elastic body shear wave in horizontal direction,is considered. In total 5 different shapes and depths and 6 different velocities of the sediment layer, as well as some special cases, are considered, resulting in over 60 models whose singular value power spectrum density (SV PDS) and the first 4 eigenmodes are compared.

The SV PDS and the modal parameters were calculated using the frequency domain decomposition (FDD) method. In the FDD method, assuming white noise input, the solution becomes independent from the input. Its formulation is similar to the singular value decomposition, which allows for estimating the eigenfrequencies through peak picking. The similarities also allow for estimation of the mode shapes.

Results

Comparing the results of the parameter study, some clear regularities can be seen. As visible in fig:2 (mode 1), an estimation on the ground shape can be seen. While the mode shape of a triangular sediment layer is independent on the wave velocity, this is not true for a more rectangular shape. By comparing the SV PDS, some estimates about the shape, wave velocity and depth can be stated, which can be confirmed and enhanced by evaluating the modal shapes as well.

The peak frequencies belonging to the eigenfrequencies can be seen in fig.3. There seems to be a correlation between the frequencies. Further investigation and quantification seem to be fruitful.

© The Seismological Society of Japan

Conclusion

It could be shown, that a rough estimate of the ground structure from the modal parameter is possible. The estimation will be more certain when comparing it to a before acquired large database. It is important to keep in mind, that real ground conditions do not show that clear shapes, homogeneity and distinction between the layers.

Further study and quantification of the relationship is advisable.

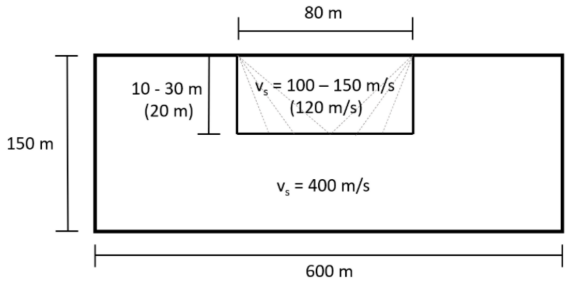


Figure 1: Model representation

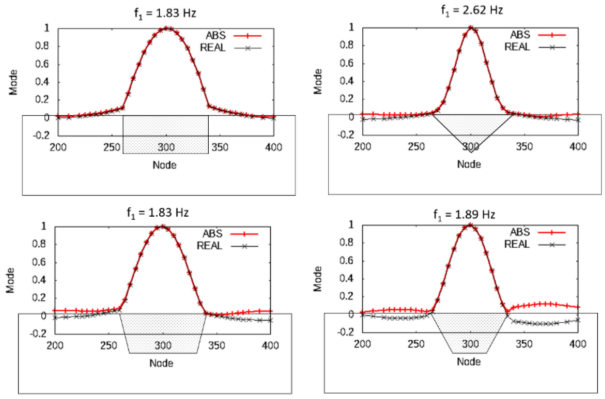


Figure 2: Mode 1 (v_s = 150 m/s, h = 20 m)

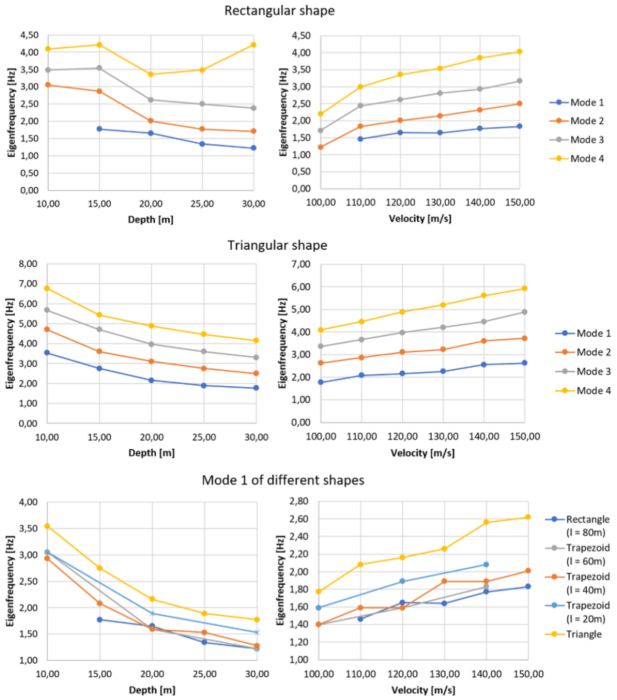


Figure 3: Visualisation of Eigenfrequencies

© The Seismological Society of Japan

Subsurface velocity structures from seismic bedrock to ground surface for Tokai region, modeled to enhance strong motion prediction

*Atsushi WAKAI[1], Shigeki SENNA[1], Atsushi YATAGAI[2], Yoshiaki INAGAKI[2], Hisanori MATSUYAMA[2], Hiroyuki FUJIWARA[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. OYO Corporation

1. はじめに

強震動予測精度向上のためには，地下構造モデルの高度化が重要な課題の一つである．防災科研では昨年度までの5か年にわたって，国のSIP事業の一環で，関東，東海および熊本地域において広帯域の地震動特性を説明できるような広域の浅部・深部統合地盤モデルの構築を実施してきた．
昨年度は東海地域4県(静岡・愛知・岐阜・三重)を対象として，初期地盤モデルの構築から微動アレイ探査結果を用いた修正地盤モデルを得る過程およびその結果について紹介した．本稿では，構築された浅部・深部統合地盤モデルやその増幅特性の特徴および特に浅部地盤モデルの妥当性を検証した結果ついて報告する．

2. 浅部・深部統合地盤モデルの特徴

深部地盤モデルに対しては，Vs600m/s～Vs1,500m/s層の各速度層における上面深度分布について初期モデルと比較した．初期モデル構築時に，既往研究による多くの地盤データを用いた濃尾平野周辺は初期モデルと大きな差はないが，既往の地盤データが少ない静岡県では比較的大きな変化がみられる．浅部地盤モデルに対しては，本研究で工学的基盤としているVs350m/s層上面深度分布について初期地質モデルと比較した．濃尾，岡崎および豊橋平野で浅くなっている一方，静岡県の中小規模の平野では深くなっている傾向がみられる．

3. 浅部・深部統合地盤モデルの増幅指標の特徴

AVS30の平面分布を微地形区分に基づくモデルと比較すると，全体としては濃尾平野をはじめとする平野部でAVS30が小さい地域が相対的に広くなっており，局所的な変化が大きくなる傾向が見られる．また，Vs400m/s層に対する地表の増幅率の平面分布を周期ごとに評価した．周期0.5s，1.0sおよび2.0sで比較すると，周期ごとに増幅率が大きい地域が異なっているのが特徴的である．これは，よく知られているように、増幅特性だけでなく周期特性を考慮することの重要性を示唆するものである．

4. 浅部・深部統合地盤モデルの検証

本稿では，特に工学的基盤層周辺よりも浅い浅部地盤モデルの検証結果を示す．検証は，対象地震観測点において，地震記録に基づいて推定された経験的サイト増幅特性と地盤モデルに基づいた1次元重複反射理論により計算された理論的サイト増幅特性を比較することにより行った．工学的基盤周辺(Vs300～700m/s程度)の浅部地盤および深部地盤双方の影響を受けると考えられる周期帯である0.5s～2.0sにおいては，ある程度の整合性が認められる．また，上記周期帯における両者の一致度(Anderson, 2004)を既往の地盤モデルに基づく理論的サイト増幅特性および本研究で得た浅部・深部統合地盤モデルに基づくもので比較をしたところ，大局的には既往モデルよりも改善されていることがわかる．

5. まとめ

本稿では，東海地域4県を対象として構築された浅部・深部統合地盤モデルやその増幅特性の特徴およびとりわけ浅部地盤モデルの妥当性を検証した結果を示した．今後は，特に深部地盤モデルに着目して，FDMを用いた3次元地震動シミュレーションを行い，地震観測点における地震記録と計算結果の比較検証を実施する予定である．

謝辞

© The Seismological Society of Japan

本研究は，総合科学技術・イノベーション会議のSIP（戦略的イノベーション創造プログラム）「レジリエントな防災・減災機能の強化」（管理法人：JST）によって実施されました.

参考文献

J. G. Anderson (2004): Quantitative measure of the goodness-of-fit of synthetic seismograms, 13th World Conference on Earthquake Engineering, 243.

© The Seismological Society of Japan

Classification of ground type for ground motion prediction based on regional characteristics of AVS 30 obtained by microtremor survey

*Shigeki Senna[1], Atsushi Wakai[1], Atsushi Yatagai[2], Yoshiaki Inagaki[2], Hisanori Matsuyama[2], Hiroyuki Fujiwara[1]

1. NIED, 2. OYO Corp

1．はじめに

防災科研では，総合科学技術・イノベーション会議のSIP「レジリエントな防災・減災機能の強化」の⑤「リアルタイム被害推定・災害情報収集・分析・利活用システム開発」で，関東・東海・熊本地域について，約1kmの間隔で総計約26，000箇所の微動観測（極小アレイ）を実施して浅部地盤のＳ波速度を推定し，従来の地盤モデル構築手法[1)]を改善して地震基盤から地表までの広域・広帯域の強震動予測に用いる統合地盤モデル（S波速度構造モデル）を構築している[2)]．この微動探査データは，均等に配置された同一の調査・解析手法によるもので，調査の手法や調査者の技量，使用機材等の「認識論的不確実性」を極力排した地盤情報である．本報告では，このデータを用いてS波速度構造に関連する地盤の物性値の特性を地形区分や地質構成ごとに「類型化」した結果を報告する．本検討で主に使用した微動探査によるパラメータは，地表から深度30mまでの平均S波速度：AVS30）に相当するとされている波長40mの位相速度の値(C40)である[3),4)]．

2.　C40からみた微地形区分・地域毎の地盤の特徴

(1)　微地形区分ごとのC40の特徴

関東・東海全観測地点について微地形区分[5)]別にC40の値を整理すると，主に内陸に分布する台地，谷底低地，扇状地に比べて海岸付近まで分布する低地のC40のほうが小さい．これは，地形を構成する堆積物の供給源との距離が短い前者のほうがより粗粒な堆積物から構成されていること（特に堆積物の供給地に近接し，粗粒な砂礫を主体とする扇状地で最もC40が大きい），関東平野などの大河川流域では，後者の地下には海進時に堆積した軟質な海成粘土層が広く分布していることの反映である．また，自然堤防，後背湿地，旧河道・旧池沼では，C40の値の分布はほぼ同様となっている．これは，これらの微地形の成因が関連しているため近接して出現し，構成する堆積物も側方，鉛直方向に漸移することの反映である．三角州・海岸低地，干拓地，埋立地でも地下に軟質な海成粘土層が分布するため，C40は上記の自然堤防等と同程度である．砂州・砂礫州，砂丘，砂州・砂丘間低地では，表層にＮ値の大きい締まった砂層が分布するために自然堤防等や三角州・海岸低地に比べてC40はやや大きい．

(2)　微地形区分毎のC40の地域的な特徴

微地形区分毎のC40について地域別（平野別）にみると，各地域で特徴的な分布を示す．台地，谷底低地，扇状地等では，堆積物の供給源の山地・丘陵からの距離が短く堆積物がより粗粒な地域で，下流側よりC40が大きい傾向がある（北関東，三重県南部，岐阜県南部など）．自然堤防と後背湿地，三角州・海岸低地についてみると，関東では，地域的な差異はあまり大きくないが，関東に比べて平野の規模が小さい東海地域では，周辺の後背地や堆積環境の変化が大きいことを反映し，各区分の中での地域毎の差異が大きい．さらに，同一地域内の同一微地形区分内でも，次のような堆積環境の相違を反映したC40の変化がみられる．

・静岡県の大井川，天竜川流域の扇状地では，上流から下流方向へC40が小さくなる傾向が明瞭である．これは扇状地を形成している砂礫層の粒径が下流へ小さくなることと対応している．

・関東のローム台地におけるC40の東西方向分布をみると，東部地域（鹿島台地・下総台地東部）では西部地域（大宮台地・筑波台地）よりもC40が大きい．これは，東部地域では，ローム層下位の下総層群の地層の年代が西部地域よりも古く，より締まった地層から構成されていることの反映である．

© The Seismological Society of Japan

3. 地盤の類型化による地盤の平均S 波速度の検討
以上のようなC40（≒AVS30）と微地形区分ないし地盤構造との相関関係をもとに地盤の類型化を試みている．また，松岡ほか(2005) の考え方を参照して，C40について標高・傾斜・古い時代に形成された山地・丘陵からの距離等を説明変量とした回帰式を検討中である．この関係式を用いることで，地盤データがない地域についてもAVS30を推定して強震動予測のための地盤モデルを改良することが可能となる．

参考文献 1)地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2017)：「地下構造モデル作成の考え方」に基づいて作成された関東地方の浅部・深部統合地盤構造モデル説明資料．2)先名ほか(2017)：強震動評価のための浅部・深部統合地盤モデルの構築，第52 回地盤工学研究発表会論文集，878．3)紺野・片岡(2000)：レイリー波の位相速度から地盤の平均S波速度を直接推定する方法の提案，土木学会論文集No. 647/I-51, 415-423．4)長尾・紺野(2002):常時微動アレー観測に基づく表層地盤の平均S波速度推定精度に関する研究，土木学会論文集No. 696/1-58, 225-235. 5)松岡ほか(2005)：日本全国地形・地盤分類メッシュマップを利用した地盤の平均S 波速度分布の推定, 土木学会論文集, No.794／I-72, pp.239-251.

© The Seismological Society of Japan

Characteristics of Ground Motion in Ogasawara Iwo-To Island using Microtremor H/V Spectral Ratio

*Takumi Murakoshi[1]

1. National Defense Academy

小笠原硫黄島は地震や地殻変動などの火山活動の活発な火山島である．最近では，2018年9月8日から小笠原硫黄島での地震活動が活発化し，9月12日には小笠原硫黄島の南方沿岸で海面から5～10mの高さの海水の噴出が確認され海底噴火が発生したと推定されている（第142回火山噴火予知連絡会資料，2018）．それ以降では，2019年3月から4月に火山性地震の日回数が100回を超える日が7回観測されている（第144回火山噴火予知連絡会資料，2019）．また，活断層については貝塚・他（1983）により小笠原硫黄島の西側で阿寺台断層などの複数の活断層があることが報告されている．地震学的構造については熊谷・高橋（1985）の人工地震探査の報告はあるが小笠原硫黄島全域についての情報は少ない．そこで，本研究では小笠原硫黄島全域の地盤の振動特性を評価することを目的として，常時微動のH/Vスペクトル比を用いた解析を行った．観測データには，2013年と2016年に実施した２回の小笠原硫黄島における常時微動観測の記録を用いた．１回目の2013年10月18日から10月21日の観測では常時微動の単点観測を54地点で実施した．観測には2Hz3成分速度型の地震計（CDJ-S2C-2）と計測技研HKS-9550のデータロガーを利用し，観測時間は1観測点につき15分以上とした．2回目の2016年7月27日から7月31日の観測では単点観測を88地点で実施した．観測には2013年に利用した2Hz速度型地震計よりも長周期成分を観測可能な可搬型強震観測システム（センサーJEP-6A3P，ロガーLS- 7000XT，アンプ搭載筐体）を利用し，観測時間は1観測点につき30分以上とした．それぞれの観測における速報的な解析結果は，村越・他（2014, JpGU）および村越・他（2016，日本火山学会2016年度秋季大会）で報告している．今回は観測点ごとの微動H/V スペクトル比を用いて，その卓越周期，振幅，スペクトル比の形状および異方性について解析を進めた．本発表では常時微動H/Vスペクトル比の解析から得られた小笠原硫黄島全域での地盤振動特性の空間分布や，活断層の分布との関係性について報告を行う．

謝辞：可搬型強震観測システムについては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．小笠原硫黄島での観測全般に関して海上自衛隊厚木航空基地隊硫黄島支援班および硫黄島基地気象班に支援していただきました．微動観測では防衛大学校の小森恵津郎氏，島田正樹氏，桶本勇二氏，林浩平氏，木村孝承氏，西本将平氏に協力していただきました．記して感謝致します．

© The Seismological Society of Japan

Estimation of soil amplification using seismic records observed at dense seismic network and deep borehole stations

*Shinako Noguchi[1], Osamu Murakami[2], Yasuhiro Asai[2]

1. Association for the Development of Earthquake Prediction, 2. Tono Research Institute of Earthquake Science

東濃地震科学研究所では，岐阜県東濃地域に複数の大深度ボアホール観測施設と，高密度で展開された地震観測網を運営している．地表近くで得られる高密度の地震記録と，それと同時に得られる地中記録を活用することで，堆積盆地における地盤増幅特性を高密度で，面的に把握できる可能性がある．本発表では，地震記録の水平動/上下動（H/V）スペクトル比および地表/地中（ボアホール）スペクトル比を用いて，周辺の地盤増幅特性の分布を推定する．
6か所のボアホール観測施設のうちBYB（屏風山）では，鉛直アレイとしてGL-30 m，GL-60 mおよびGL-1020 mに加速度計が設置されている．地震記録の水平動S波部分についてフーリエ振幅スペクトルをとり，各深度の加速度計の間でスペクトル比をとると，GL-60 mとGL-1020 mの間の増幅は概ね2倍かそれ以下であった一方，GL-60 mとGL-30 mの間の増幅は最大で10倍程度であった．以下の地表との比較ではGL-1020 mの記録を使用する．ボアホール記録は地盤の影響を含めた地表の反射波の影響を受けているとされるが，GL-1020 mでは地表からの距離が遠く地表との速度コントラストも大きいことから，本研究ではその影響は十分に小さいとみなし，後の解析で検証することとする．
高密度観測網は岐阜県瑞浪市を中心に，延べ50数点が展開されている．各観測点は地上のノイズを避けるためGL-4 mに設置されているが，その深度より下（からボアホール観測点まで）の増幅特性を評価することとし，上側4 mの表層が記録に及ぼす影響は後に別途検証する予定である．これらの観測点で，比較的直下で起きた地震の記録のS波部分について，それぞれの観測点のH/Vスペクトル比と，BYBのGL-1020 mとの地表/地中スペクトル比をとる．平野部に近いBYBから南東側の山地へ順にH026，H029，H039の3観測点については，まずH026のH/Vスペクトル比には顕著な山と谷が確認された．この山と谷は，BYBとのスペクトル比をとることで， H026付近の水平動の増幅と上下動の増幅にそれぞれ起因すると検証された．一方，最も離れたH039では，H/Vスペクトル比はフラットで，特に山も谷も見られなかった．BYBとのスペクトル比もなだらかで，この増幅はBYBとH039の媒質速度の違いに起因し，特定の表層地盤によるものではないことが推定された．H029については，いずれもH026とH039の概ね中間程度の特徴を示した．スペクトル比に使用した地震記録のS波の水平動最大加速度について，観測点間の比の平均値を比較すると，H026はBYB-1020mの約2.5倍だったのに対し，同H029は約1.8倍，同H039は約1.3倍であった．このことから，H/Vスペクトル比の形状（山の有無）と地震動増幅率に関係があることが示唆された．

© The Seismological Society of Japan

Site amplification at strong motion stations in the Kathmandu Valley, Nepal

*Michiko Shigefuji[1], Nobuo Takai[2], Subeg Bijukchhen[3], Chintan Timisina[4], Mukunda Bhattarai[4], Shova Singh[4]

1. Kyushu Univ., 2. Hokkaido Univ., 3. Khwopa Engineering College, Nepal, 4. Department of Mines and Geology, Nepal

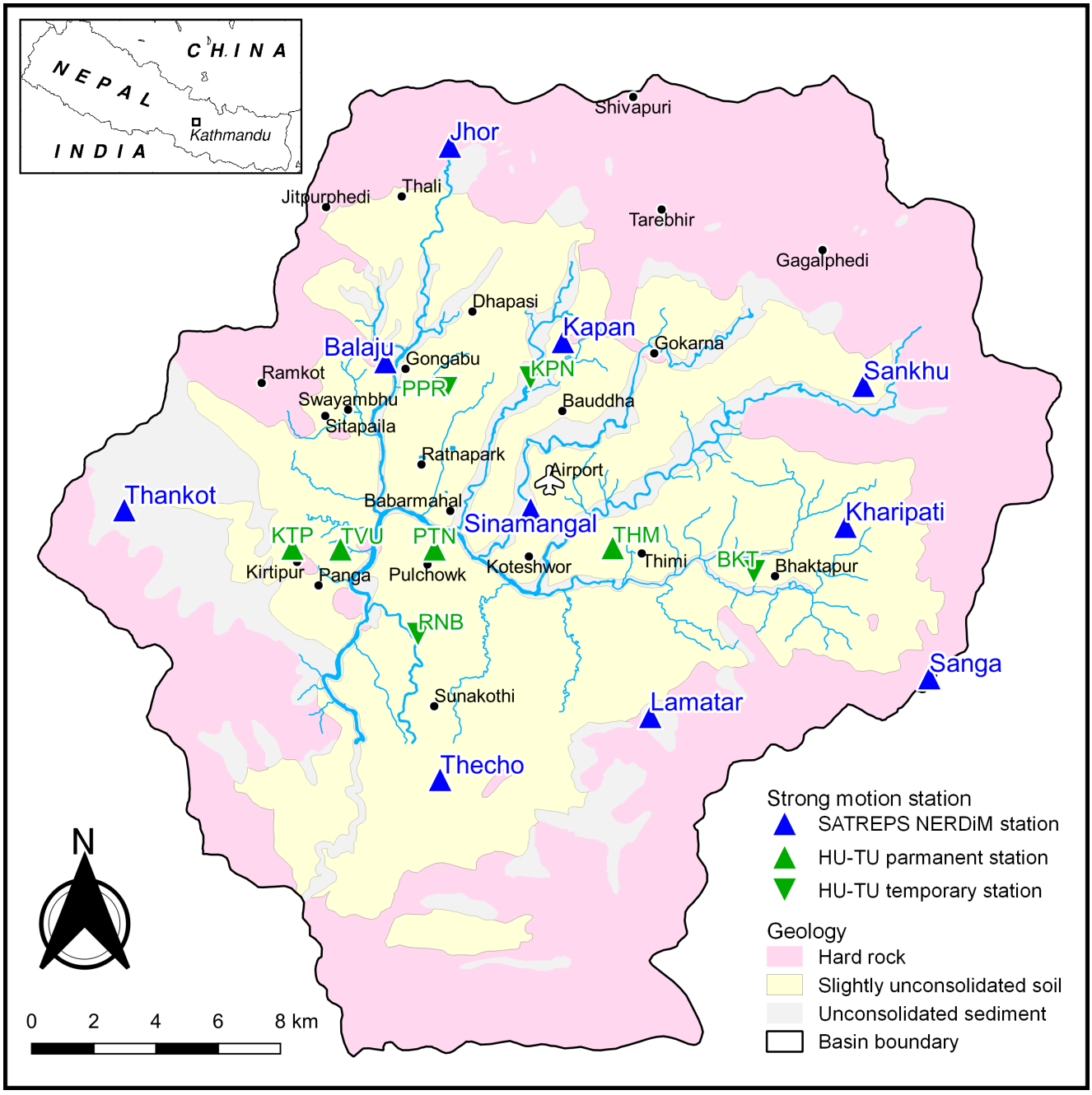
ネパールはインドプレートとユーラシアプレートの衝突帯に位置し，過去に多くの被害地震が発生している．2015年4月25日にはネパール・ゴルカ地震（M_w 7.8）が発生し，その震央域よりも西側の中央ヒマラヤにおいては地震空白域の存在が指摘されている．我々は，JICA - JST SATREPSプロジェクト（2016-2021年度，ネパールヒマラヤ巨大地震とその災害軽減の総合研究，代表：纐纈一起）の一環として，巨大地震におけるカトマンズ盆地の強震動予測の高精度化を目的として，ネパールの首都カトマンズが位置するカトマンズ盆地において，2016年11月に4地点，2017年11月に5地点，2018年5月に1地点，計10地点新たに強震計を設置し，連続観測を実施している（Takai *et al.*, 2018）．設置当初，現地の不安定な電力状況により，データ欠損が多地点・長期間において発生したが，対策を講じ，2018年11月からは安定して記録が得られている．本報告では，本強震観測網で得られた記録を用いて，地震動S波部分のH/Vスペクトル比を求め，各観測点の地盤増幅特性を把握した．

カトマンズ盆地の地質と本観測点位置を下図に示す．カトマンズ盆地は直径約25 kmの山間盆地であり，湖成堆積物が厚く積もり，最深部は600 mを超える（Moribayashi and Maruo，1980）．観測点は，盆地境界の北（Jhor）と東（Sanga）の岩盤サイト上に2地点，さらに堆積層上に，2015年ネパール・ゴルカ地震で建物被害が集中した領域（Balaju，Sankhu），Chandragiri断層近傍（Thankot），盆地中央（Sinamangal），観測点密度を考慮して（Thecho，Kapan，Kharipati，Lamatar）それぞれ設置している．これら観測点で記録が得られているML4.3～5.2の5地震の強震観測記録に対して，S波初動到達から40.96秒間のフーリエスペクトルをとり，幅0.1 HzのParzen windowを施した後，水平動成分の2乗平均平方根を鉛直動成分で除して，地震動H/Vスペクトル比を求めた．岩盤サイトのJhorやSangaでは，3～4 Hz程度にピークがあるのに対して，堆積層上では0.2～0.8 Hzの低周波数側にそれぞれピークがある．2015年ネパール・ゴルカ地震時にカトマンズ盆地内で主にRC造建物において，特に甚大な建物被害が集中したBalaju（楠・他，2016）では，0.8 Hz程度に顕著なピークを有しており，建物被害における地盤増幅特性との関係が示唆される．

カトマンズ盆地においては，2011年9月から北海道大学とTribuhvan大学との共同強震観測点（Takai *et al.*, 2016）が4地点，2015年ネパール・ゴルカ地震の臨時余震観測点（2015年5月～7月）として4地点存在し，我々はそれらの観測点で得られた本震および余震記録を用いて，S波速度構造モデルの構築（Bijukchhen *et al.*, 2018）し，その検証を進めている．今後，本観測網における観測記録を加えて検討する予定である．

謝辞　本研究はJICA - JST SATREPS（JPMJSA1511）の助成を受けて実施しました．

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Strong ground motion simulation in Osaka Plain for the 2018 Northern Osaka Prefecture earthquake

*Haruko Sekiguchi[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1]

1. Kyoto University, DPRI

１．はじめに
2018年6月の大阪府北部の地震は，2013年4月の淡路島の地震以来，大阪堆積盆地近傍で生じたM6クラスのイベントであった．大阪堆積盆地下で生じたことから，特に大阪堆積盆地内では直達S波の後に，地表と堆積層基盤面の多重反射波や盆地端部や盆地内の不均質構造によって生成した表面波などと考えられる波群が観測されている．
我々は大阪堆積盆地の3次元速度構造モデルを改良し（Sekiguchi et al., 2016），2013年淡路島の地震での地震動シミュレーションを行って，モデルの検証と堆積層Q値の検討をしている(Asano et al., 2016)．本研究では，2018年大阪府北部の地震を対象に地震動シミュレーションを行い，堆積盆地の速度構造モデルの検証と強震動生成メカニズムの解明を行う． 2018年大阪府北部の地震は，その地震規模と大阪平野直下での発生のため，平野の観測点では２Hz前後の地震動が卓越しており，本研究は２Hz前後に焦点を当てた検討を行う．

２．大阪堆積盆地の3次元速度構造モデル
地震動シミュレーションに用いたSekiguchi et al.(2016)による大阪堆積盆地の3次元速度構造モデルは，堀川・他(2001)のモデル化を基本として，反射法地震探査断面，微動アレイ探査，ボーリングデータ等を拡充して作成された．ここには平成22～24年度の上町断層帯重点調査観測によって実施された各種調査結果も利用されている．また，モデルは局地地震記録のレシーバ関数解析によるPS変換波，単点微動H/Vのピーク周期等により，各観測サイト下における盆地基盤面深度の検証が行われている．また，奈良盆地の速度構造モデル（関口・他，2018）も一部用いられている．

３．強震動シミュレーションの方法
震源モデルには，２つの断層面を設定し周波数2Hzまでの速度強震波形インバージョンを行ったAsano et al.(2018)の有限断層モデルを用いた．地震動シミュレーションは，まず，この震源モデルと前述の大阪盆地・奈良盆地の3次元速度構造モデルを与えて3次元差分法（Pitarka, 1999）により周波数2Hzまでの計算を行った．堆積層のQ値の設定は， Asano et al. (2016)が求めたものを用いた．さらに，沖積層等からなる浅部の地震動応答を，吉田・他（2006）による浅層地盤構造モデルを用いて等価線形化法（DYNEQ;吉田・末冨，1996）により計算した．

４．強震動シミュレーションの結果
計算された地震動の最大速度分布では，震央より南西～西方向に相対的に大きい値が広がった．これは，２つの断層面のうち北東南西走向の横ずれ断層のメカニズムに対応するS波のラディエーションパターンと破壊伝播の影響が強く現れ，そこに大阪堆積盆地による地震動の増幅効果が加わって形成されたと解釈できる．また，盆地端沿いや堆積層下の断層沿い，基盤岩上面の凹部で局所的に最大速度が大きい地域が見られる．これは，基盤深さの変化により地震波の波面が曲げられ，波のエネルギーに集中が起きたことによると考えられる．このような最大速度の分布形状は，大局的には，観測値の分布と整合している．
計算された波動場を見ると，直達波が伝播した後に盆地内のあちこちで後続波が発生し，様々な方向へ伝播して複雑な波動場が形成されていくのがわかる．後続波には，堆積盆地基盤面と地表との間の多重反射波（例えば，赤澤，2003；Tanaka et al.，2016; 岩田・他，2018）や，盆地端部および平野下に伏在する活断層による基盤の段差構造から発生した表面波などがあり，場所によってはそれらが直達S波より大きな振幅を生じている．ラディエーションパターンと破壊伝播の指向性から直達S波の振幅は比較的小さかったが，その後，ラディエーションパターンと破壊伝播の指向性の大きい場所へ入射したS波が多重反射で到達したために，直達

© The Seismological Society of Japan

S波より大きな振幅になった場合も見られた．大阪平野内の地震観測点の観測波形と比較すると，後続波の到来は観測とよく対応しており，用いた速度構造モデルは，表面波の形成・伝播などの盆地の応答はおよそ再現できていると考えている．一方，計算地震動の直達波部分の振幅は観測に比べ全体的に小さく，震源モデルと3次元速度構造モデルの特に浅部部分に原因があるのではないかと考えられる．反面，後続波については遅い時間ほど過大評価の傾向が見られた．２Hzが卓越する地震動の再現計算に対して，用いたQ値の設定は適合していないと考えられるため，妥当な設定を探索する予定である．また，盆地端部近くの観測点は，波形の再現がよくない点があり，堆積構造の急変地域でのモデル更新が課題としてあげられる．

© The Seismological Society of Japan

Ambient noise cross-correlation function analyses using continuous observation data by CEORKA

*Takashi Akazawa[1]

1. Geo-Research Institute

関西地域に広帯域速度型強震計を展開している関西地震観測研究協議会（関震協）は，2009年3月から2011年8月にかけて，連続観測に対応したデータロガーを全ての自前観測点に順次設置した。この新しい観測装置により得られる記録は，強震から微動に至るまで，広帯域で高い精度を有することが明らかとなっている（赤澤・他，2013）。赤澤・他(2011)は，1か月2期間の連続観測記録を利用して，地震波干渉法による相互相関関数解析を行った。その結果，抽出された観測点間グリーン関数において，各観測点ペアに共通する幾つかの信号波群の存在を確認し，これらの信号は特定の周期帯で分散性を有すること，最も見かけの群速度が遅い約0.3 km/sの波群は典型的なRayleigh波の特徴を有すること，等を示した。一方で，安定した関数を得るために，1年間程度の記録を利用する必要性も指摘されている（山下・他，2010）。本検討では，大阪堆積盆地構造モデルの検証およびその高度化を見据えて，長期間の連続観測記録を利用した相互相関関数解析を実施し，より安定した観測点間グリーン関数の抽出を試みた。
解析の手順は，大阪平野に臨時観測点を展開し，得られた連続観測記録を利用して相互相関関数解析を実施した，Asano et al.(2017)を参考にした。各解析区間の時間長は30分とし，区間の半分がオーバーラップするように（15分ずつずらしながら）連続記録から切り出した。その際，データが欠落もしくは飽和している，時刻が較正されていない，等により解析に支障をきたす区間は除外した。切り出された時刻歴波形に零線補正とチェビシェフ型のバンドパスフィルタを施し，Running Absolute Mean法（Bensen et al., 2007）により振幅値を時間領域で正規化した後，相互相関関数を計算した。このようにして得られた各区間の相互相関関数を時間領域で重合して得られた関数を，観測点間グリーン関数と見なした。
図1に，解析結果の一例として，神戸市から東大阪市にかけて東西方向にほぼ一直線に並ぶ5観測点（観測点の名称と位置は赤澤・他(2013)を参照）を対象に，2017年に観測された1年分の上下成分記録から抽出された各観測点ペアの観測点間グリーン関数（周波数範囲0.2～0.5 Hz）を，観測点間距離でペーストアップして示す（ここでは，相互相関関数の計算過程で，周波数領域でのスペクトルホワイトニング操作は行っていない）。観測点ペアを「Site 1－Site 2」とするとき，正のラグタイムはSite 1からSite 2への，負のラグタイムはSite 2からSite 1への信号の伝播を示している。図1において，各観測点間グリーン関数に，時刻原点に対して対象となるように，SN比が良い信号波群が確認できる。図2に，MOT-FKSペアを対象に，2017年に観測された1か月毎の上下成分記録から抽出された観測点間グリーン関数を，1年分の記録から抽出された関数（図1と同じ）と並べて示す。各波形の上に示した数値は，相互相関関数の重合数を示す。月別の観測点グリーン関数には季節性が認められ，安定した観測点間グリーン関数を得るためには，少なくとも1年間程度の記録を利用する必要があることが，本検討で確認された。

参考文献　赤澤・他(2011)，日本地球惑星科学連合2011年大会，SSS023-P31.　赤澤・他(2013)，日本地震工学会論文集，第13巻，第4号，4_55-4_67.　山下・他(2010)，京都大学防災研究所年報，第53号B，175-180.　Asano et al. (2017), Earth, Planets and Space, Vol.69:108.　Bensen et al. (2007), Geophys. J. Int., 169, 1239-1260.

© The Seismological Society of Japan

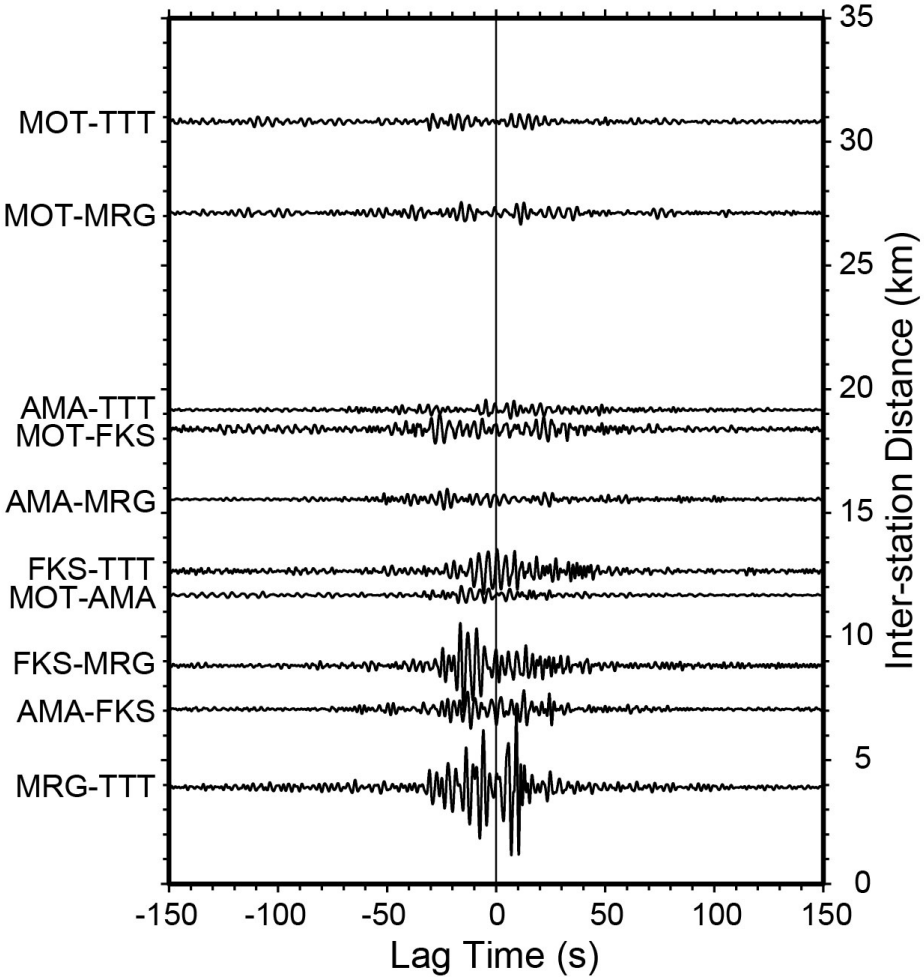
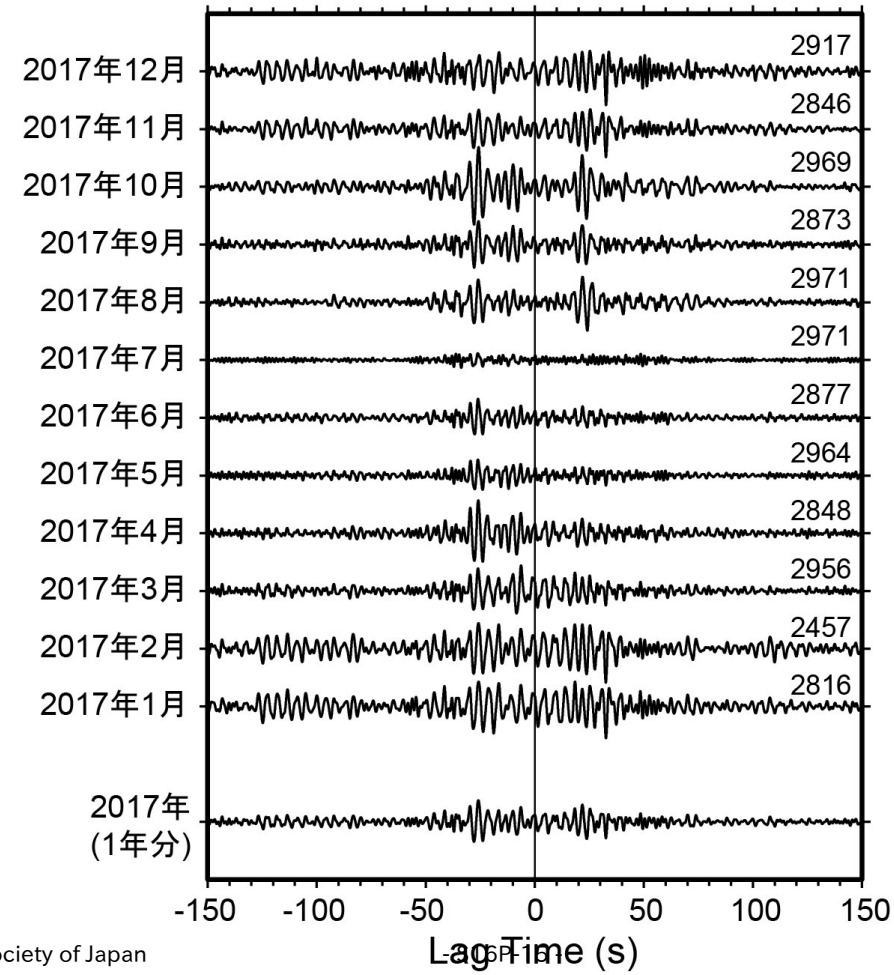


図 1　2017 年に観測された 1 年分の上下成分記録から抽出された観測点間グリーン関数（周波数範囲 0.2 ～ 0.5 Hz）



© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Examination of waveform in development of simultaneous 3D seismic reflection survey for shallow water using underwater speaker

*Mayu Ogawa[1], Tetsuro Tsuru[1], Seishiro Furuyama[1], Jin-Oh Park[2], Chen Guo[2], Kosaku Arai[3], Takahiko Inoue[3]

1. Tokyo Unversity of Marine Science and Technology, 2. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 3. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

1. はじめに
地震探査とは人工的に発生させた地震波を利用して，地下の地質構造を得るための探査法である．主に資源探査などで用いられる海上三次元反射法地震探査(以下，3D地震探査)はコストが高く，浅海域や船舶の輻輳する海域での探査が困難である．
よって浅海域での地震探査は二次元探査であることが多く，得られる情報が測線上のみであるため，面的な考察は推定の域を出ない．
そこで考案されたのが，図1に示すような同時発振方式である(東京海洋大学，2017; 鶴，2019)．我々の研究グループは，振源として非パルス波振源である水中スピーカーを複数台用いた同時発振3D地震探査システムの実用化に向けて開発を行っている．複数の水中スピーカーと一本の受振ケーブルによって探査を行うことで，従来の探査システムより船舶を小型化することができ，低コストかつ海洋生物への影響も低減することが可能となる(Tsuru et al., 2018)． 本システムの開発は特に東京湾など，水深が非常に浅く，船舶の航行が激しい湾内において，海底下100mの地質構造を観測することを目的とする．

2. 発振波形比較試験
2018年8月，沼津沖にて海上試験を行った．2種類の水中スピーカーからの発振波形には周波数成分の異なるランダム波形を作成した．波形は，メルセンヌ・ツイスタの疑似ランダム発生手法を用い，2種類の発生方法を用いて作成した。1つは、 sin波をかけあわせることによって波形を滑らかにして作成し(図2)、もう1つの波形は、-1と1で構成されるパルスをランダムに配置することによって作成した。
また，水槽実験では，各水中スピーカーから音を発振し，ハイドロフォンにて波形を取得した．得られた波形を解析し，相互相関結果と周波数範囲から発振波形を評価した．

3. 結果
海上試験で得られた反射断面図を比較すると水中スピーカーの種類と波形の周波数成分によって，得られる反射断面図の精度に差があることがわかった．水槽実験にて水中スピーカーごとの差を確認したところ，水中スピーカー①では100Hz以上，水中スピーカー②では300Hz以上の周波数成分から出力できることが確認できた．そのため，水中スピーカー②で取得された反射断面図は，水中スピーカー①で得られたものと比較すると波形が高分解能ではあるが，低周波成分よりも強く減衰を受けるため，海底下100mの詳細な地質構造を観測することはできなかった．また、sin波をかけ合わせた波形は周波数成分が低周波数に集中していたため、水中スピーカー②では出力が弱くなり、反射断面図はノイズの影響を強く受けた．
このことから、水中スピーカー②で地質構造観測を行うためには減衰量を上回るエネルギーが必要である．しかし，水中スピーカーが発振可能な音圧レベルは限られている。そこで、特に相互相関に伴うS/N比の向上による実質的な音圧レベルの向上を目指し発振波形の改良を行った．今回は，それらの結果について考察を加える．

参考文献
Tetsuro Tsuru, Jin-Oh Park, Mamoru Takanashi, Kohsaku Arai, Takahiro Inoue, Seishiro Furuyama, Kazuo Amakasu, Kazuhiro Takao, Mayu Ogawa, Shio Shimizu, An envitonment-friendly MCS surveys by using underwater speakers in Tokyo Bay,Proceedings of the 13th SEGJ International Symposium, 2018.

© The Seismological Society of Japan

鶴哲郎, 海洋音響探査, 海洋音響学会誌, 46, 14-20, 2019.
東京海洋大学, 海底地質探査システム、海底地質探査方法および海底地質探査プログラム, JP20170086440, 2017.

© The Seismological Society of Japan

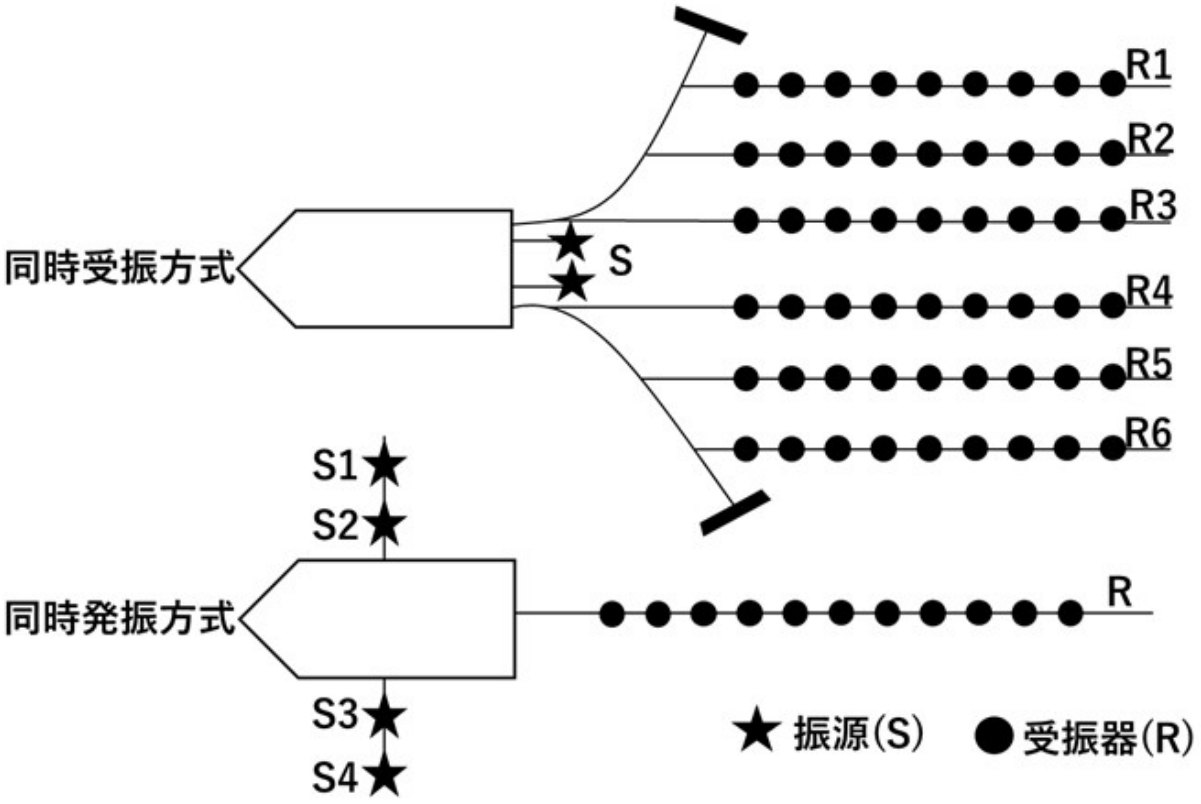


図1. 同時受振方式と同時発振方式の概念図

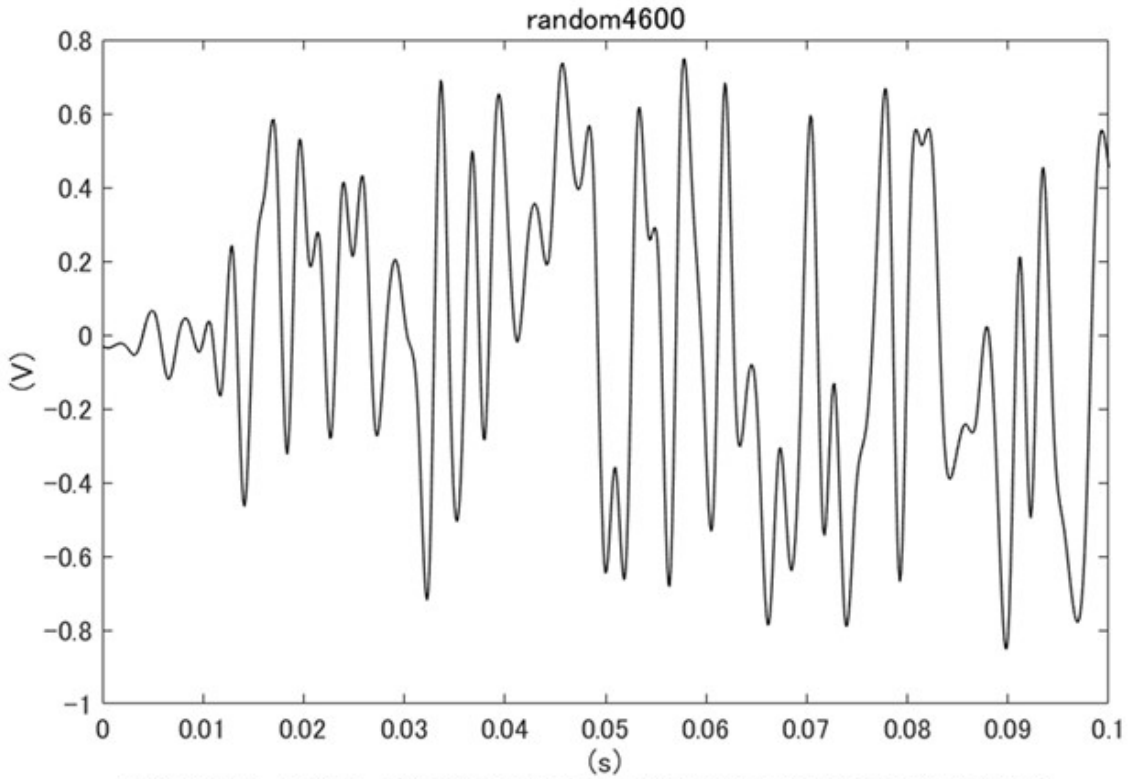


図2: 使用したランダム波形の例(発振秒数5秒のうち0.1秒分を表示)

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 17th) | General session：S17. Tsunami

Tue. Sep 17, 2019 5:00 PM - 6:30 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S17P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-01] Submarine landslide sources estimated by multiple types of tsunami records of the 2018 Palu tsunami, Indonesia

*Kenji Nakata[1], Akio Katsumata[1], Abdul Muhari[2] (1. Meteorological Research Institute (MRI), Japan Meteorological Agency (JMA), 2. Ministry of Marine Affairs and Fisheries, Indonesia)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-02] Source model of 1854 Ansei-Tokai earthquake using tsunami waveform to understand a future Nankai earthquake

*Karen Uno[1], Yuichiro Tanioka[1], Yusuke Yamanaka[2] (1. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University, 2. Department of Civil Engineering, The University of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-03] Investigation on fault slip inversion using theoretical tsunami waveforms

*Yoshitaka Nakamura[1], Shoichi Yoshioka[2,1], Toshitaka Baba[3] (1. Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University, 2. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 3. Graduate School of Science and Technology, Tokushima University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-04] Group velocity dispersion of teleseismic tsunami and seismic Rayleigh wave observed by ocean bottom pressure gauges installed off Tohoku

*Tatsuya Kubota[1], Tatsuhiko Saito[1], Naotaka Chikasada[1], Wataru Suzuki[1] (1. NIED)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-05] Array based measurements of tsunami phase speed with DONET OBP records

*Ayumu Mizutani[1], Kiyoshi Yomogita[2] (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-06] Near-field tsunami forecast based on MT/CMT data for the Pacific coast of eastern Japan

Akihiro Toyoda[1], *Jun Kawahara[1], Tatsuhiko Saito[2] (1. Graduate School of Science and Engineering, Ibaraki University, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-07] Far-field Tsunami Decay Processes in the Cases of North Pacific Ocean

*Takeyasu Yamamoto[1] (1. Meteorological Research Institute)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-08] Human damage in Yamada town, Iwate prefecture, due to the 1896 Meiji Sanriku earthquake tsunami

*Yuichi Namegaya[1], Yuichi Ebina[2], Kentaro Imai[3] (1. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 3. JAMSTEC)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-09] Reconstruction of coastal topography around the 13th and 17th centuries and tsunami deposits survey at Kiritappu marsh, eastern Hokkaido

*Kei Ioki[1], Yuki Sawai[1], Yuichi Namegaya[1], Koichiro Tanigawa[1], Dan Matsumoto[1], Atsunori Nakamura[1], Yumi Shimada[1,2] (1. GSJ, AIST, 2. Univ. of Tsukuba)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-10] Tsunami source models of earthquakes which occurred in 20th century off-Hokkaido and off-Tohoku of the eastern margin of the Sea of Japan

*Satoko Murotani[1], Kenji Satake[2], Takeo Ishibe[3] (1. National Museum of Nature and Science, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3. Association for the Development of Earthquake Prediction)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-11] Self-similar and random slip distributions on a non-planar fault for tsunami scenarios for megathrust earthquakes

*Masaru Nakano[1], Shane Murphy[2], Ryoichiro Agata[1], Yasuhiko Igarashi[3], Masato Okada[3], Takane Hori[1] (1. JAMSTEC, 2. Ifremer, France, 3. Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo)

Submarine landslide sources estimated by multiple types of tsunami records of the 2018 Palu tsunami, Indonesia

*Kenji Nakata[1], Akio Katsumata[1], Abdul Muhari[2]

1. Meteorological Research Institute (MRI), Japan Meteorological Agency (JMA), 2. Ministry of Marine Affairs and Fisheries, Indonesia

2018年スラウェシ島の地震後にパル湾沿岸を津波が来襲し、甚大な被害を生じた。先行研究では、地震時の断層運動に基づく津波の高さは、現地調査の遡上高さを説明できず、海底地すべりの可能性も指摘されている(Heidarzadeh et al. 2018)。これまでに、津波の観測記録として、現地調査高さ (e.g., Muhari et al. 2018; BMKG 2018; Omira et al. 2019)、検潮所での波形記録の他にビデオ映像を基にした波形も報告されている（Carvajal et al. 2019）。本研究では、津波源を地すべりによるものに起因させ、津波の二次元計算により津波の記録を説明しうる海底地すべり源を探索した。その結果、ビデオ映像と現地調査高さに合うモデルとして、３つの波源モデルの組み合わせ（放物面の半径がそれぞれ1.6km、1km、0.6km）が推定された。これは、地震後しばらくの時間をおいて発生させたものを含む。ただし、このモデルでは、検潮所での津波の振幅に矛盾はないものの、振幅の大きい波の到達時刻は合わない。本研究により、沿岸付近の海底の斜面での局所的な小さい海底地すべりが、地震直後のパル湾内での短い周期の大きな波を説明しうることを示した。

© The Seismological Society of Japan

Source model of 1854 Ansei-Tokai earthquake using tsunami waveform to understand a future Nankai earthquake

*Karen Uno[1], Yuichiro Tanioka[1], Yusuke Yamanaka[2]

1. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University, 2. Department of Civil Engineering, The University of Tokyo

The great earthquake has repeatedly occurred at the Nankai Trough subduction zone and has caused severe disasters in southwest Japan. Existing studies indicated that the 1944 Tonankai earthquake re-ruptured the large slip area of the 1854 Ansei-Tokai earthquake except the plate interface along the Sagami trough (Tokai area). However, recent studies also showed the large variability of the rupture models for repeated great earthquakes in this region. Although the source process of the 1944 Tonankai earthquake has been studied vigorously using the seismological data and tsunami records, that of the 1854 Ansei-Tokai earthquake has been insufficiently discussed because of the lack of quantitative instrumental data. A tsunami generated by the 1854 earthquake, on the other hand, arrived at San Francisco, USA, and was observed at the tide gauge station of San Francisco. This study, therefore, examined the source process of the 1854 Ansei-Tokai earthquake using the observed tsunami waveform.

We fixed the fault length of 115km, fault width of 70km, and the slip amount of 4m along the Sagami trough and also the fault length of 150km, fault width of 61.4km, and the slip amount of 4m at deeper part of the plate interface in Nankai trough as same as a previous study, suggested by Ishibashi (1981), so the surveyed coseismic crustal deformation data should be explained. A slip amount of the shallower part of the plate interface near the trough was set to be an unknown parameter. Next, a tsunami propagation due to the above fault models was simulated based on a linear dispersive model. Then, we applied a wave dispersion curves estimated by Watada et al. (2014) to consider seawater compressibility, the elasticity of the Earth, and geopotential perturbations for a far-field tsunami simulation. To estimate the slip amount of the shallower fault, the observed tsunami waveform at San Francisco was compared with the computed ones. Because the earthquake occurred in 1854, the origin time of the earthquake was not accurately observed. Bache (1856) indicated that the Russian Frigate *Diana*, which was buffeted by tsunami at Simoda, felt shake at a quarter past nine. To determine the origin time of the 1854 earthquake and the slip amount of the shallow fault, we shifted computed waveform at 1-minute intervals and calculated RMSE between computed and observed tsunami waveforms.

The result (Figure1) showed that the slip amount at the plate interface near the trough was 5m, larger than the slip amount of 4 m at the deeper part of the fault model, and the earthquake were assumed to occurred at 9:29am which is consistent with the origin time suggested by Bache (1856). This indicated that the large slip area of the 1854 earthquake was different from that of the 1944 earthquake estimated by the previous studies. Especially, the shallow part of the plate interface ruptured by the 1854 earthquake was not re-ruptured by the 1944 earthquake. The stress may have been accumulated at that part of the plate interface since 1854.

References

1. Watada, S.; Kusumoto, S.; Satake, K, Traveltime delay and initial phase reversal of distant tsunamis coupled with the self-gravitating elastic Earth, *J. Geophys. Res.*, 119, doi:10.1002/2013JB010841,

© The Seismological Society of Japan

4287--4310, 2014.
2. A. D. Bache, Notice of Earthquake Waves on the Western Coast of the United States, on the 23d and 25th of December, 1854, *American Journal of Science and Arts.*, Vol. XXI., 1856.

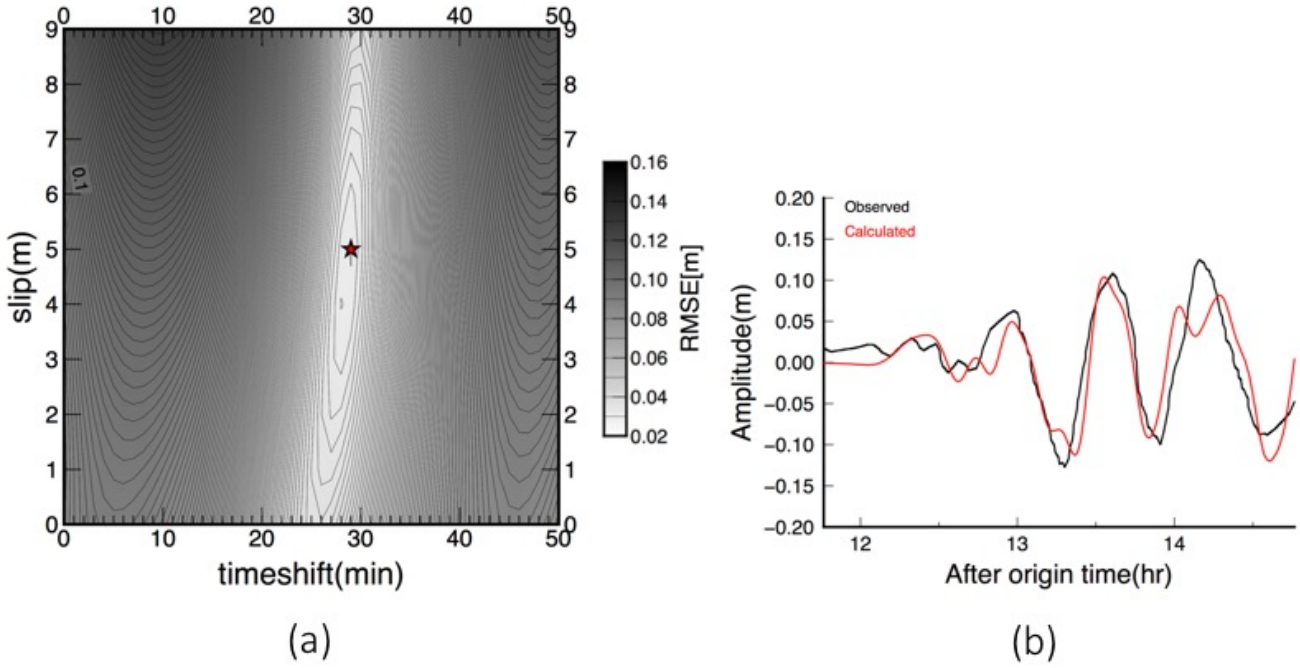


Figure1. (a) Distribution of RMSE at interval of slip amount 1m and timeshift 1min. The lowest RMSE residual is about 0.03m when we assumed the slip amount is 5m and the timeshift is +29min (red star). (b) Comparison of the computed waveform with the observed waveform at San Francisco.

© The Seismological Society of Japan

Investigation on fault slip inversion using theoretical tsunami waveforms

*Yoshitaka Nakamura[1], Shoichi Yoshioka[2,1], Toshitaka Baba[3]

1. Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University, 2. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 3. Graduate School of Science and Technology, Tokushima University

１．はじめに

本研究では、極座標系において、津波の理論波形を計算し、断層のすべり量分布を求める線形インヴァージョンプログラムを作成した。ここでは、線形長波、線形分散波、さらには、非線形長波、非線形分散波のそれぞれに対して、その精度の検討を行った。津波波形の計算にはオープンソースのJAGURS（Baba et al., 2015）を利用した。さらに、非線形長波の理論波形を観測データとして、線形長波でグリーン関数を計算した場合のインヴァージョン結果についても評価を行った。

２．方法とモデル

まず、断層面上のすべり分布によって生じた津波が、断層面を格子状に区切った複数の各小断層でのすべりによって生じる津波波形を断層面全体にわたって足し合わせることで表現できるものと仮定した。ここでは、大断層、及び各小断層のすべり角は既知として、同一の値を与えた。このとき、を大断層でのすべり分布に伴う各観測点での理論津波波形(既知量)、を各小断層での単位すべりによって生じる各観測点での理論津波波形（グリーン関数、既知量)、を各小断層でのすべり量(未知量)とすると、これらは=の行列の関係式で書き表すことができる。両辺に左からグリーン関数の行列の転置行列をかけ、ガウスの消去法を用いることによって、未知パラメターを求めた。

本研究では、関東地方の沖合いの海底地形を用い、観測点は、銚子漁港、布良、八丈島(神湊)、南伊豆の4点とした。房総沖の海底地形データとしてGEBCOの30秒データを使用した。非線形分散波の場合は、それに加えて、沿岸部をより細かく区切る地形ネスティングのために、2011年東北地方太平洋沖地震後に内閣府の南海トラフ巨大地震モデル検討会で用いられたメッシュデータを沿岸部に適用した。提供されているデータのうち日本平面直角座標系第9系の30m、90m、270mの3種類のメッシュデータを使用した。元のデータは直交座標系であるが、GEBCOと組み合わせるためにXYBL TOOL4を用い、緯度・経度へ変換して使用した。断層を房総半島沖合いに配置し、断層パラメターは、断層の長さ250 km、断層の幅125 km、深さ0 km、傾斜角20˚、すべり角90˚、走向190˚とし、すべり量は1.0 mと0.0mを格子状（チェッカーボード）に与えた。断層面を5×5の25個の50 km×25 kmの大きさの小断層に区切り、４観測点での津波の理論波形を4000秒まで計算し、第１波のみを用いたインヴァージョンを行った。

３．結果と考察

線形長波、線形分散波、非線形長波、非線形分散波のそれぞれの場合に対して、各小断層でのすべり量25個を未知数とするチェッカーボードテストを行ったところ、これら４種類のいずれの津波の場合でも、小数点以下3桁の精度で解を求めることができた。ちなみに、非線形長波と非線形分散波の場合で、4000秒までの波形を用いてインヴァージョンを行ったところ、正しい解を得ることはできなかった。これは、非線形の津波データ

© The Seismological Society of Japan

を用いて、線形インヴァージョンのスキームで問題を解こうとしたためと考えられる。別の言い方をすれば、非線形長波や非線形分散波であっても、第１波のみを用いることで、線形性が成り立ち、線形インヴァージョンのスキームで解くことができることを示している。

また、非線形長波で上記のを、線形長波で上記のを計算して、第1波のみを用いたインヴァージョンを行ったところ、との理論波形は、多少の誤差はあるものの両者でほぼ一致し、与えたすべり量と得られたすべり量も、小数点以下1桁の精度で一致した。このことは、上記のような海岸に観測点が位置している場合で、非線形長波を仮定して得られた津波波形に対して、線形長波でグリーン関数を計算して、第１波のみを用いてインヴァージョンを行った場合、断層面上で概ね正しいすべり分布を求めることができる、ということを示唆している。

謝辞：末永伸明氏（神戸大学）には、JAGURSの動作に関する技術的支援を頂きました。また、長田史應氏（大阪大学）には、海底地形のデータを使用させて頂きました。記して感謝致します。

© The Seismological Society of Japan

Group velocity dispersion of teleseismic tsunami and seismic Rayleigh wave observed by ocean bottom pressure gauges installed off Tohoku

*Tatsuya Kubota[1], Tatsuhiko Saito[1], Naotaka Chikasada[1], Wataru Suzuki[1]

1. NIED

沖合で発生した地震に伴う津波の観測には，沿岸の検潮記録が古くから用いられてきた (e.g. Satake & Kanamori 1991 PAGEOPH)．1980年代になると海底圧力計が海域に展開されるようになり，津波の観測に用いられてきた (e.g.Rabinovich & Eblé 2015 PAGEOPH)．このように海底圧力計は津波，あるいは海底の地殻変動の観測を主目的として展開されてきたが，近年，海底圧力計の観測記録のうち，海洋音響波の卓越周期 (~10 s) より低い周波数帯域の成分は海底上下動加速度に比例することが理論的に示され (e.g. An et al. 2017 GRL; Saito 2019 Springer Geophys)，海底圧力計が海底上下動加速度計として活用可能であることが示されつつある (Kubota et al. 2017 GRL).
巨大地震に伴う津波が海底圧力計で観測されるという事例はこれまで数多く報告されている (e.g. Saito et al. 2010 GRL)．Saito et al. (2010) は，日本近海の海底圧力計によって観測された2010年チリ地震 (Mw8.8) による津波には，短周期の波ほど遅れて到達する津波分散性を確認した．しかし，海底の地震動に起因する圧力変動については詳細に調べられていなかった．本研究では，2010年チリ地震について，日本近海での海底圧力計の記録に観測点の記録を解析し，かつ，沿岸検潮記録など他の記録と比較を行い，海底圧力計により捉えられているシグナルの成因について詳細に検討した．
本研究では，釧路沖，室戸沖，相模湾に展開されたケーブル式海底圧力計 (Eguchi et al. 1998 MGR; Hirata et al. 2002 IEEE Journal) および東北大学により設置された自己浮上式海底圧力計 (e.g. Kubota et al. 2017EPSL) の記録を用いた．潮汐成分を取り除くため1Hzサンプル波形記録にカットオフ3時間のハイパスフィルタを適用し，スペクトログラム (1024sの時間窓を10sずつ移動してフーリエスペクトルを計算) を作成した．
海底圧力計のスペクトログラムでは，地震発生から24 –72時間後にかけて，明瞭な分散性を示す波群 (周期 ~60 –1000秒) が確認できる．これはSaito et al. (2010) で指摘されものと同じく，津波による圧力変動であり，チリから日本までの平均水深4 kmと伝播距離約17000 kmを考えることにより説明できた．さらに，地震発生から約20分後に周期 ~5 –15秒程度の波群が到達する．波群の初動の到達時刻は，近傍の沿岸に設置されたF-net陸上地震計に到達するP波到達時刻とよく一致することから，これらの波群は実体波 (body wave) に伴う圧力変化と考えられる．さらに，地震から約70分後に明瞭な分散性を示す波群 (周期~10 –50 s) が観測された．この波群について，AK-135構造モデル (Kennet et al. 1995 GJI) から期待される地震波レイリー波の群速度によりこの分散性が非常によく説明できた．したがって，この波群はレイリー波による海底の上下動加速度に由来する動圧変動である．
比較のため，沿岸の検潮記録についても同様の手順でスペクトログラムを計算したところ，津波の分散性は明瞭に確認できなかった．これはサンプリング間隔が粗い (~ 30 –60秒) ことと，沿岸地形などのサイト効果 (e.g.Geist 2018 PAGEOPH) が原因と考えられる．F-net陸上地震計の記録においては，実体波・レイリー波によるシグナルは明瞭に確認できたが，上下動成分から津波の分散性は確認できなかった．
これまで，海底圧力計は，沿岸地形の影響を受けないことから津波波動現象の理解に貢献してきた (Saito 2019)．海底圧力計は遠地地震による表面波の分散性も詳細に捉えていたことから，海域における地震波動現象の理解にも貢献しうることを示している．さらに，震源域の直上に圧力計がある場合には海底永久変位も観測可能であることを考えると，海底圧力計は非常に広い周波数帯域での地震現象を観測可能である．地震の発生から地震波の伝播および津波の発生から伝播までの地震現象の一連の過程を詳細に調べるためには，海底圧力計が重要な役割を果たすことを示している．
謝辞：本研究ではJAMSTECと東北大学と防災科学技術研究所の海底圧力計，国土地理院と海上保安庁の沿岸検潮の記録を使用しました．記して感謝いたします．

© The Seismological Society of Japan

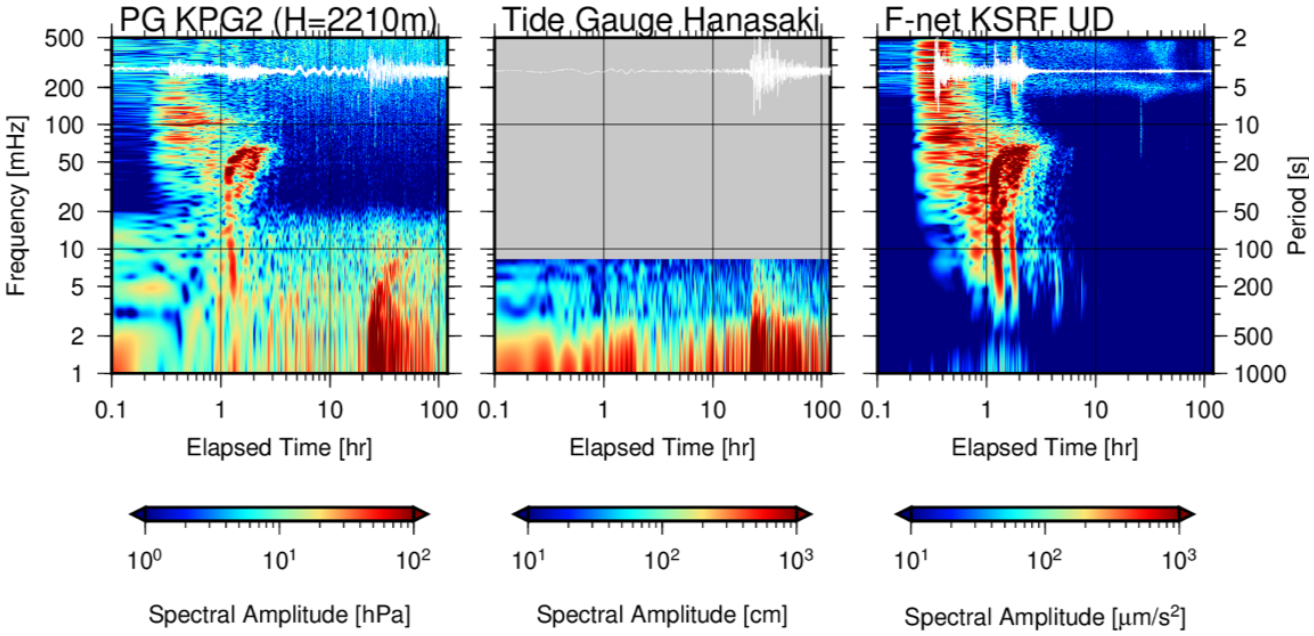


図. 2010年チリ地震に伴う，釧路沖海底圧力計KPG1，花咲港における沿岸検潮記録 (60sサンプリング)，F-net釧路観測点の上下動加速度記録のスペクトログラム．観測波形に3時間のカットオフのハイパスフィルタをかけた波形 (振幅は規格化してある) も同時に示した.

© The Seismological Society of Japan

Array based measurements of tsunami phase speed with DONET OBP records

*Ayumu Mizutani[1], Kiyoshi Yomogita[2]

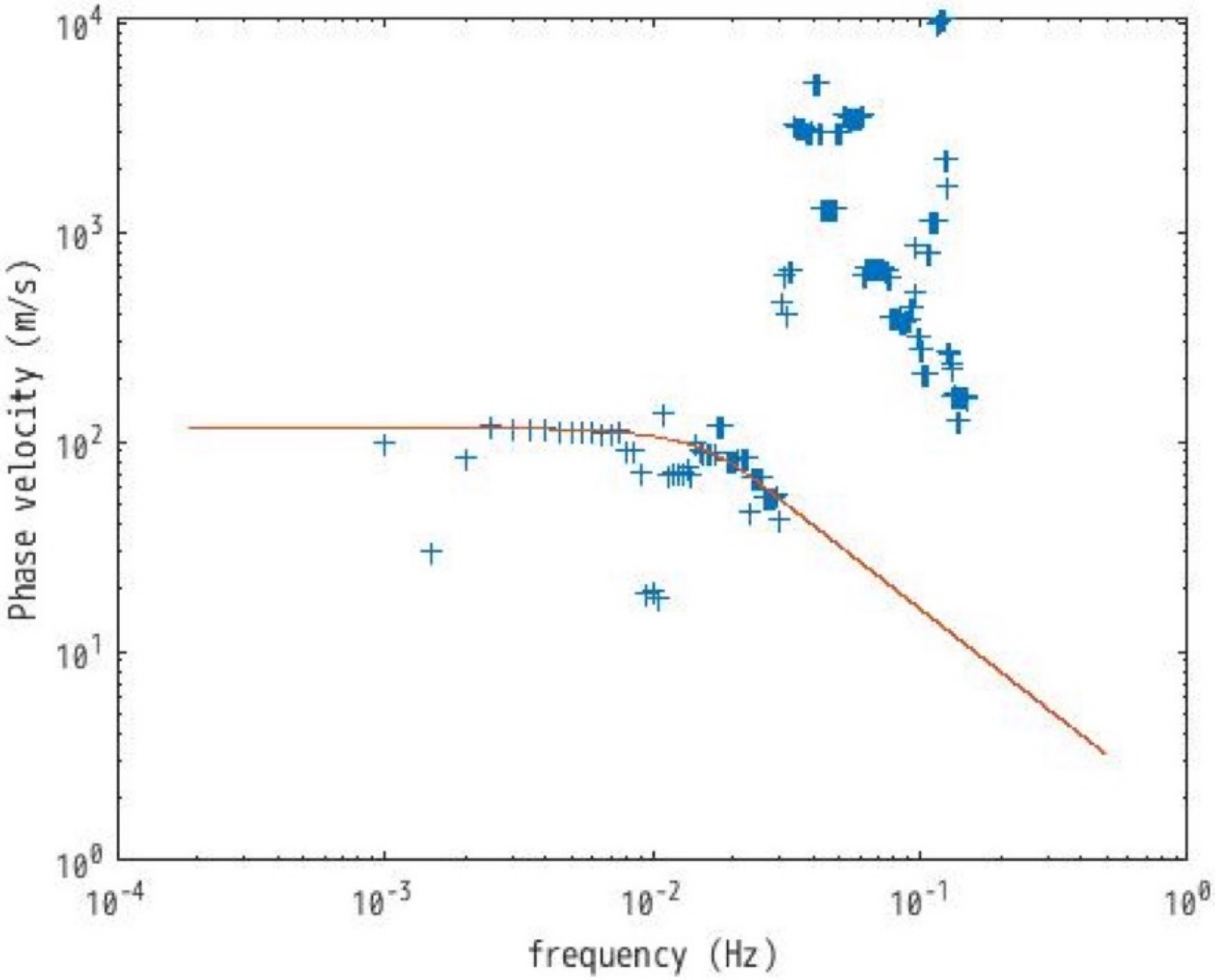
1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University

日本列島太平洋沖に整備されているDONETやS-netといった広域かつ稠密な沖合津波観測網によって、津波の発生・伝搬を面的に捉えることが可能になりつつある。つまり、従来地震学などの分野で多く用いられているアレイ解析手法が津波記録にも適用可能な状況となった。

本研究では、2016年4月1日に三重県南東沖で発生したMw6.0の地震によるDONET2水圧計の記録についてアレイ解析をおこない、津波の位相速度を計測した。計測には表面波の計測手法のひとつであるAki（1961）の多点法を用いた。このとき、散乱によるコーダ波の影響を小さくするために、理論群速度と震央距離から直達波のみと考えられる時間窓で波形の切り出しをおこなった。この手法はアレイ内で地震波が大円方向に伝搬する平面波として扱えることを仮定している。そのため、DONET2内でこの条件に大きく外れない観測点を選択するために、観測網が展開されている領域で波線追跡をおこない、水深の変化で波線が複雑に交錯していないことを確認した。波線追跡には、Satake (1988)と同様に表面波の波線追跡法を適用した。

得られた位相速度の分散曲線を図に示す。0.03 Hzより長周期の周波数帯では、津波の理論位相速度（使用した観測点の平均水深1356 mに対する線形長波理論による、実線）とよく一致し、精度よく測定できることがわかった。それより短周期帯では、理論速度と比べて最大2桁程度大きな位相速度が得られた。海底水圧計には、海面変動である津波だけでなく海底加速度変化（海水からの反作用）や海洋音響波（海中P波）が記録されることが指摘されており（例：Saito and Tsushima, 2016）、特に海底加速度変化は、0.1 Hz付近の周波数帯で観測されている（例えばMatsumoto, 2012）。したがって、0.03 Hzより短周期では、主に地震表面波が位相速度1~4 km/sで伝搬しているものを検出していると考えられる。一方で、見かけ速度が10 km/sを超えるものがあるが、これは地震表面波の散乱波が、波形切り出しのときに仮定している大円経路とは別方向（特に、大円と直角方向）から入射してくるために生じているものだと考えられる。DONETには地震計も設置されているので、それと組み合わせることで、津波成分のみを抽出できる可能性がある。

© The Seismological Society of Japan



図：理論位相速度(実線)と測定した位相速度(+)

© The Seismological Society of Japan

Near-field tsunami forecast based on MT/CMT data for the Pacific coast of eastern Japan

Akihiro Toyoda[1], *Jun Kawahara[1], Tatsuhiko Saito[2]

1. Graduate School of Science and Engineering, Ibaraki University, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

はじめに

地震による津波の波高や浸水域を即時予測するために、多様な手法が提案されている。例えば、多数の津波伝播シミュレーションの結果をデータベース化して検索する方法(舘畑1996, 近貞・他2019)、沖合津波計などのデータを用いた津波の初期波形の逆解析と伝播の順解析(Tsushima et al. 2009, 2014) やデータ同化による順解析(Maeda et al. 2015, Wang et al. 2017)、沖合に対する沿岸の波高増幅率を求める方法(Baba et al. 2004, 2014) などである。一方、Inazu et al. (2016) はSWIFTシステム(Nakano et al. 2008) で自動決定されたCMT解に基づいて波源域を設定して津波伝播を計算するシステムを開発し、海外3地域で発生した津波の予測値と観測値の比較を行った。中村・他(2017) はAQUAシステム(松村・他2006) によるMT/CMT解を用いて、速報性に重点を置いた予測システムを開発した。これらの研究では線形長波近似に基づく差分計算を行っており、遡上・浸水の予測は行っていない。

本研究では、東日本太平洋沿岸域を対象として、Inazu et al. (2016) と同様な手法による津波予測を行い、観測値との比較検討を行った。またMw等のパラメータの違いが結果に与える影響を検討した。データにはAQUA-MT/CMT解を使用し、津波の計算には移流や海底摩擦も考慮した非線形長波近似に基づく差分法(Saito et al. 2014) を使用した。

データと手法

解析には、東日本太平洋沖で発生し、津波が観測されたMw 6.5－7.2の7つの地震のMT/CMT解を用いた。Inazu et al. (2016) に準じて、1つのMT/CMT解に対し、宇津(2011) またはMurotani et al. (2013) のスケーリング則に基づき、それぞれ2つの共役断層面のモデルを設定した。これらの計4つの断層モデルのそれぞれについて津波の初期波形を推定し、津波伝播シミュレーションを行った。計算に際してはInazuらと同様、ETOPO1 (Amante and Eakins 2009) の海底地形データを用いた。ただし彼らがデータを5分角間隔でリサンプルしたのに対し、本研究では予測精度向上のため500 m間隔にリサンプル（内挿）したものを用いた。計算結果を、東日本太平洋側の沿岸・沖合の各種観測点の水位データと比較した。

結果

沿岸の験潮場・検潮所で観測された最大波高データを予測値と比べた結果をFig.1に示す。予測値は観測値の3－1/3倍の範囲に概ね収まっており、Inazu et al. (2016) の同様な比較の結果（5－1/5倍）に比べて精度の向上が見られたが、全体としてやや過小評価の傾向も認められた。Fig.2はNOWPHASの沖合GPS波浪計データに関する同様な比較の結果である。この場合は予測値が概ね観測値の2－1/2倍の範囲に収まっており、Inazuらの結果と同等であった。なお、第1波の到来時間については、全体として観測より計算結果の方が若干早い（数－10分）傾向が見られた。

© The Seismological Society of Japan

予測結果に対するモデルパラメータの誤差の影響を見るために、各パラメータを若干変動させる実験も行い、断層モデルを規定するMwや震源／セントロイドの深さの誤差が波形や波高に有意な影響を及ぼすことを確認した。特に沿岸での波形の場合、観測点の位置の小さな誤差（例えば1グリッド間隔のずれ）が結果に大きな影響を与えることが示された。これは沿岸付近の地形データの空間解像度が予測精度に強く効くことを示唆する。今後、遡上・浸水を伴うケースについても検討する。

謝辞
防災科学技術研究所が提供するAQUA-MT/CMT解および地殻変動計算プログラム(Okada 1992)、米国NOAAのETOPO1データ、国土地理院の験潮場の波形データ、気象庁の検潮所の最大波高データ、国土交通省港湾局NOWPHASのGPS波浪計による波形データを使用させていただきました。

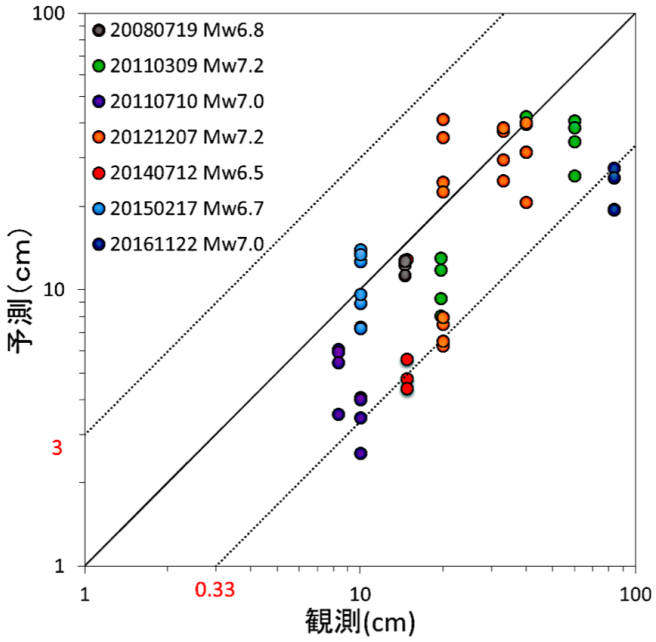


Fig. 1

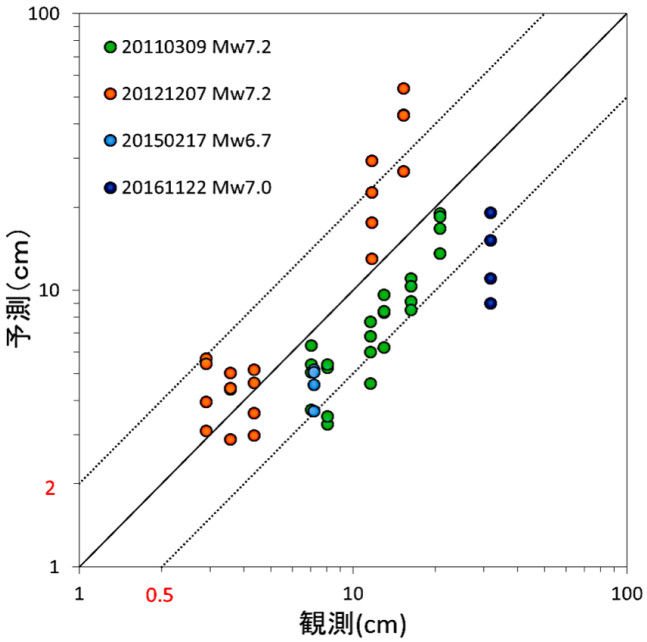


Fig. 2

© The Seismological Society of Japan

Far-field Tsunami Decay Processes in the Cases of North Pacific Ocean

*Takeyasu Yamamoto[1]

1. Meteorological Research Institute

山本・他（2018、JpGU）は、南米チリ及びペルー沿岸を波源とし日本に到達した遠地津波の振幅時間変化について、林・他（2010）によるMRMS振幅を用いて調査した結果、第1波到達時刻から12時間後まで（初期部）の津波振幅の増加・減少の様相がチリ中部沿岸とチリ北部沿岸・ペルー沿岸とで異なる一方、12時間後以降（後期部）の減衰の様相は両者似通っていて、その大きさは地震のマグニチュードと相関があることを示した。次に山本(2018、地震学会)は、南太平洋西部を波源とする場合について同様の調査を行い、初期部の様相が、サンタクルーズ諸島付近がチリ中部沿岸型、サモア諸島付近がペルー沿岸型に似ており、パプア・ニューギニア北部沿岸は異なること、後期部の様相は南米沖の事例と概ね整合することを示した。しかし、後期部の減衰過程における津波振幅と地震のマグニチュードとの関係については、調査対象とした地震の大半がMw7.0～8.4の範囲で、2010年チリ中部沿岸（Mw8.8、ここまでMwはGCMTによる）や1960年のチリ地震（Mw9.5）との間が空いていること、他の海域を波源とする事例について明らかでないことが課題であった。そこで、北太平洋を波源とする巨大地震津波を対象として津波振幅の増加・減少の様相を調査した。
調査の対象とした地震津波は、1952年カムチャツカ半島（Mw9.0）、1957年アリューシャン・アンドレアノフ諸島（Mw8.6）、1964年アラスカ（Mw9.2）、1965年アリューシャン・ラット諸島（Mw8.7）の4例である（MwはUSGSのまとめによる）。花咲、函館、宮古、小名浜、高知における地震後5～7日間程度の検潮記録から1分間隔の読取値を用い、これまでの調査と同じく時間幅64分のMRMS振幅を計算した。ただし、1957年の事例については、対象期間中の背景潮位変動が大きく、増加・減衰過程を十分に明らかにできなかったため、以下の検討対象からは外した。
南米沖及び南太平洋西部を波源とする津波のMRMS振幅変化の様相が第1波到達から数時間のうちに最大値となって減衰過程に移行していくのと異なり、北太平洋を波源とする津波のMRMS振幅は、ゆっくりと増加して突出した最大を示さない状態が第1波到達から12時間以上継続した後、減衰していく。特に、1964年アラスカの事例では第1波到達から48時間後近くまで高い状態が継続してからようやく減衰していくように見える。1964年アラスカについては、Hatori (1965)が日本における最初の48時間の検潮データから減衰が極めて小さいと述べ、Van Dorn (1984)が北東太平洋の検潮データから初期部の変化が他の事例と比べて特異だとしている。Van Dorn (1984)はまた40時間程度経過後の減衰が他の事例と大きな違いはないことを示している。日本の検潮データからは減衰開始後、背景潮位変動を上回っている期間が短いため定量評価は難しいが、2010年チリ中部沿岸とほぼ同程度の推移を示す。
地震のマグニチュードと減衰後期部の津波振幅の大きさとの関係について、1952年カムチャツカは南米沖波源から求めた傾向と整合するが、1965年アリューシャン・ラット諸島はやや小さめである。1964年アラスカもそのMwに比して小さくなることに相当するが、Van Dorn (1984)が北東太平洋の検潮データから求めたtsunami energy indexでも1964年アラスカの方が1952年カムチャツカ半島より小さいことから、一般的な傾向かもしれない。

© The Seismological Society of Japan

Human damage in Yamada town, Iwate prefecture, due to the 1896 Meiji Sanriku earthquake tsunami

*Yuichi Namegaya[1], Yuichi Ebina[2], Kentaro Imai[3]

1. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 3. JAMSTEC

§1. はじめに
1896年明治三陸地震津波による三陸海岸沿岸の被害の記録は山奈宗真による調査記録が代表的である．しかしながら，調査日数に対する情報量の多さの観点から，今後の精査の後，取捨選択が必要であるとされている（首藤・越村, 2005）．
一方，岩手県山田町立図書館所蔵の『山田警察分署所轄海嘯記事』（以下，海嘯記事と呼ぶ）には同津波による山田町内の被害の様子が津波前の人口数も含めて記録されている．海嘯記事には具体的な被害分布が記されていることや，浅利氏をはじめとする警察分署職員が実際に現場で救助活動に携わったこととが記録されていることから，海嘯記事の信憑性は高いと思われる．
本研究ではこの資料に基づき，死亡率と推定される浸水深との関係を検討したので報告する．

§2. 海嘯記事に記された海嘯前人口と死者数
海嘯記事の構成は当時の山田警察分署の巡査部長である浅利和三郎氏による手記と被害明細図からなる．被害明細図には，山田町内の大澤，船越，大浦，田の浜，織笠および飯岡の各集落における詳細な流失家屋分布や全壊家屋分布などが記された上，各集落の海嘯前人口や死者数などが整理されている．具体的には，大澤：（海嘯前人口：1,196名，死者数：415名，以下同），船越：（622名，208名），大浦：（205名，33名），田の浜：（1,108名*，483名），織笠：（1,900名，72名），および飯岡：（3,746名，828名）と記録されている（*は「死亡人口」と「負傷」，および「現存者」の合計を記した．）．
なお，前述の山奈による死者数（例えば，宇佐美・他, 2013）は海嘯記事の死者数と異なっている．具体的には，大澤：（海嘯前人口：1,197名，死者数：415名，以下同），船越：（749名，208名），大浦：（455名，34名），田の浜：（1,128名，562名），織笠：（1,902名，72名），および飯岡（山田）：（4,413名，828名）である．

§3. 浸水深の推定
一般的に，家屋の被害は海面上の高さである浸水高や遡上高よりも，地盤からの高さである浸水深が直接的に関与していると考えられる．
まず，伊木（1986）により明治三陸地震津波の津波の高さ（海面上）が報告されている．各集落の平均地盤高を計算し，伊木による津波の高さから差し引くことで浸水深を推定した．
平均地盤高の算出には，まず，各集落で津波が来襲したさい，津波の海面上の高さは各集落内では平坦であると仮定した．つまり，各集落で得られた伊木による海面上の津波の高さは，その集落内ではどこでも同じ高さであると仮定した．次に，各集落内のその津波の高さよりも低い地盤標高について，その平均と標準偏差を計算した．例えば，大澤の場合，伊木による津波の高さは4 mとなっているので，この集落の4 m以下の地盤について平均標高を算出すると2.1 m（標準偏差0.8 m）となり，浸水深を1.9 mと推定した．このような手順により各集落の浸水深を推定した．

§4. 被害と浸水深との関係
各集落で得られた死亡率と浸水深との関係をみると，基本的には浸水深が2 m－3 mを境にして死亡率が0.0程度から0.3程度に急激に上昇する結果となった．もっとも死亡率が高かったのは田の浜集落の0.44であり，推定される浸水深は4.9 mであった．
一方，海嘯記事には前述の通り海嘯前の家屋数と流失戸数も記録されている．田の浜の例で言えば海嘯前の戸

© The Seismological Society of Japan

数は238軒であったのに対し，流失戸数229軒となり流失率（流失戸数／海嘯前戸数）は0.96である．要するに，田の浜ではほとんどの家屋が流失したが，約6割の人々は生き残った．津波が来襲したのは午後8時付近であり，起きている人が恐らく多かったため，異変に気づいて早く逃げられた人が助かったものと思われる．

謝辞
各集落の平均標高の算出については国土地理院の基盤地図情報（数値標高モデル）を利用致しました．本研究の一部は科学研究費助成事業（科学研究費補助金）課題番号：16H03146（研究代表者：今井健太郎）を利用致しました．記して感謝致します．

© The Seismological Society of Japan

Reconstruction of coastal topography around the 13th and 17th centuries and tsunami deposits survey at Kiritappu marsh, eastern Hokkaido

*Kei Ioki[1], Yuki Sawai[1], Yuichi Namegaya[1], Koichiro Tanigawa[1], Dan Matsumoto[1], Atsunori Nakamura[1], Yumi Shimada[1,2]

1. GSJ, AIST, 2. Univ. of Tsukuba

千島海溝南部ではM8ー9クラスの巨大地震が繰り返し発生している. 北海道東部では, 先史時代に堆積した津波堆積物が報告されており, 最新の巨大津波は17世紀, その一つ前のものは13世紀頃に発生したと考えられている. 本研究では13世紀および17世紀頃に発生した地震の規模の再評価のため, 北海道霧多布湿原において津波堆積物調査を行った. 霧多布湿原の浜中湾と琵琶瀬湾の海岸周辺において, 過去の海岸地形復元のため, 津波堆積物調査を行い, 13世紀および17世紀頃の海岸線の位置を推定した. その結果, 13世紀頃の海岸線は現在より400 m程度, 17世紀頃の海岸線は現在より300 m程度内陸に位置していたと推定された. そして国土地理院による基盤地図情報数値標高モデルを利用して17世紀頃の海岸地形を考慮したDEMを作成し, 津波の浸水計算を行い, 当時の海岸線の位置によって浸水範囲がどのように変化するかを検討した. また霧多布湿原の一番沢奥部において, 津波堆積物の分布限界を明らかにするため, 津波堆積物調査を行い, 13世紀および17世紀頃の津波がどれほど内陸まで到達したかを確認した. その結果, 先行研究より内陸で17世紀頃の津波堆積物が確認された. これよりさらに内陸で13世紀頃の津波堆積物が確認された. よって霧多布湿原一番沢では, 17世紀の津波より13世紀頃の津波の方がより内陸まで到達した可能性がある.

© The Seismological Society of Japan

Tsunami source models of earthquakes which occurred in 20th century off-Hokkaido and off-Tohoku of the eastern margin of the Sea of Japan

*Satoko Murotani[1], Kenji Satake[2], Takeo Ishibe[3]

1. National Museum of Nature and Science, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3. Association for the Development of Earthquake Prediction

日本海東縁部には多くの海底活断層が存在することから，「日本海における大規模地震に関する調査検討会」（以下，日本海検討会）や「日本海地震・津波調査プロジェクト」（以下，日本海プロジェクト）によって，海域構造調査等に基づいた海底活断層のパラメータが推定されている．本地域では20世紀に大地震が発生し，日本海沿岸域に津波被害をもたらしていることから，過去に発生した地震の津波断層モデルを調べることが重要である．本研究では，1993年北海道南西沖地震（Mj 7.8），1983年日本海中部地震（Mj 7.7），1940年積丹半島沖の地震（Mj 7.5）の3地震を対象として，既往研究による断層モデルに加え，日本海検討会や日本海プロジェクトの断層モデルによる津波を計算し，日本沿岸およびロシア沿海州・サハリン沿岸で記録された津波波形との比較を行った．

1993年北海道南西沖地震については，Tanioka et al.（1995, GRL：検潮・測地データ），Mendoza and Fukuyama（1996, JGR：近地・遠地地震波形），高橋ほか（1995，土木学会東北支部技術研究発表会：沿岸津波高）による断層モデルに加え，日本海検討会が北海道南西沖地震相当としたモデル（F14，F15断層），日本海プロジェクトで得られた海底活断層から設定したモデルを用い，Tanioka et al. (1995) が用いた日本と韓国の沿岸18点に加え，ロシアのVladivostok，Pos’et，Nakhodka，Uglegorskでの津波波形を計算した．1983年日本海中部地震については，Satake（1989, JGR：検潮データ），Fukuyama and Irikura（1986, BSSA：近地地震波形），日本海検討会が日本海中部地震相当としたモデル（F24断層）を用い，Satake (1989) が用いた日本沿岸8点に加え，ロシアのVladivostok、Pos’et，Nakhodka，Rudnaya Pristanでの波形を計算した．1940年積丹半島沖の地震については，Satake (1986, PEPI：検潮データ)，Okamura et al.（2005, JGR：海底地形調査・検潮データ），Ohsumi and Fujiwara（2017, JDR：沿岸津波高），日本海プロジェクトで海底活断層から設定したモデルを用い，Okamura et al. (2005) が用いた日本沿岸7点に加え，ロシアのVladivostok，Bolshoy Kamen，Nevelskでの波形を計算した．日本海検討会や高橋ほか（1995），Ohsumi and Fujiwara (2017) では，検潮記録との比較は行われていないため，断層モデルの検証は重要である．日本海プロジェクトで得られた断層モデルに対してはすべり量の検討が行われていないため，地震本部による「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）」のうち、「（ア）過去の地震記録や調査結果などの諸知見を吟味・判断して震源断層モデルを設定する場合」（以下，レシピ（ア））の方法を用いてすべり量を設定した．以上の断層パラメータからOkada (1985, BSSA) によって計算した海底地殻変動を初期条件とし，津波計算コードJAGURS（Baba et al., 2015, PAGEOPH）を用いて非分散の非線形長波式で津波波形を計算した．海底地形は，JTOPO30とM7000シリーズから30秒（約900 m）メッシュのグリッドデータを作成した．

その結果，津波波形インバージョンによって得られた断層モデルが，いずれの地震に対しても最も良く観測波形を再現した．地震波形インバージョンによる断層モデルでは，津波初動が反転する観測点も見られた．日本海検討会は，各海底活断層の最大クラスのすべり量（6 mで飽和）を設定しているため，計算された津波波形の振幅は観測波形に比べてかなり大きい．またレシピ（ア）で計算されたすべり量を用いた場合でも，津波波形等のインバージョン結果による値よりも大きく，同様の結果となった．ロシア沿岸の観測波形については，検潮所付近の詳細な地形データがないため再現性が低い観測点があり，今後の課題である．1940年の地震については，検討対象とした各モデルによって断層の位置，走向，傾斜がかなり異なるが，日本沿岸での津

© The Seismological Society of Japan

波計算波形には顕著な差は見られなかった．一方で，ロシアの観測記録を説明するためには，津波波形インバージョンではすべり量が小さかった断層において，大きなすべりが必要である可能性が示唆される結果となった．

本研究は文部科学省委託事業「日本海地震・津波調査プロジェクト」によって行われた．

© The Seismological Society of Japan

Self-similar and random slip distributions on a non-planar fault for tsunami scenarios for megathrust earthquakes

*Masaru Nakano[1], Shane Murphy[2], Ryoichiro Agata[1], Yasuhiko Igarashi[3], Masato Okada[3], Takane Hori[1]

1. JAMSTEC, 2. Ifremer, France, 3. Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo

Megathrust earthquakes along the Nankai trough in southwest Japan, such as the 1944 Tonankai and 1946 Nankai events, have caused severe damage due to strong ground motion and the generation of large tsunamis. Since such devastating earthquakes have repeatedly occurred throughout history in this region, we should prepare for future large earthquakes. However we cannot exactly predict slip distributions of future earthquakes and ensuing tsunamis. Previous efforts to characterize tsunami damage have involved the computation of theoretical tsunamis based on a set of scenario earthquakes. Additionally, tsunami early warning systems have also been developed based on correlations of coastal tsunami heights and offshore tsunami observations (Baba et al. 2014; Igarashi et al. 2016). These studies also involved the computation of theoretical tsunamis where thousands of earthquake scenarios of various magnitude earthquakes with uniform slip distributions are considered. However, actual earthquakes have heterogeneous slip distributions which affect coastal tsunami heights and distributions. In general, fault slip distributions have fractal dimension of about 2 (Herrero and Bernard, 1994) with a corner wave number depending on earthquake magnitude, but we cannot exactly estimate the distributions in future earthquakes. One of possible solution to resolve this difficulty is to create a set of scenario earthquakes based on a slip probability density function (SPDF, Murphy et al., 2016), in which heterogeneous slip distributions on the source fault are stochastically generated based on a given probability density function. The generated earthquake slip distributions differ from event to event, but their average for a large ensemble of models converges to a predefined SPDF.

In this study, we create a set of scenario earthquakes considering self-similar slip distributions based on the composite source model (Herrero and Murphy, 2018) on the Nankai trough. We also consider surface ruptures, where the fault slip is not tapered to zero at the free surface. The location of the rupture area is assigned according to the probability defined by SPDF; and the extent of the source area is based on an empirical relation obtained for subduction zone earthquakes (Strasser et al. 2010). Families of asperities which contain a power law distribution of sizes given by Zeng et al. (1994) are placed based on the same SPDF in the defined source area to obtain a self-similar slip distribution.

Assuming the SPDF is similar to the slip deficit rate (SDR) obtained by Yokota et al. (2016), which may represent long-term average of slip on the target fault, we generated sets of 200 scenario earthquakes for Mw >= 8.0. We found that the average slip for a family of Mw 8.5 mostly converges to the SDR. For Mw 8.0 more earthquakes are required to observe a similar convergence due to its smaller source area.

The next step is to compute tsunamis based on the scenario earthquakes generated in this way in order to create a tsunami database which will be used to forecast potential tsunami damage and improve the accuracy of the tsunami early warning systems in Nankai region.

Acknowledgments: This work is supported by CREST project “Establishing the most advanced disaster reduction management system by fusion of real-time disaster simulation and big data assimilation” from the Japan Science and Technology Agency.

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 17th) | Special session：S23. Open data for seismology

Tue. Sep 17, 2019 5:00 PM - 6:30 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S23P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S23P-01] Bayesian modeling and visualization of spatiotemporal heterogeneity of hypocenter catalogs

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

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S23P-02] Quality enhancement of the JMA Unified Earthquake Catalog

*Kazuhiro Iwakiri[1], Hirofumi Yokoyama[1], Mitsuharu Ueda[1], Yuriko Iwasaki[1], Daisuke Hasebe[1], Hiroshi Ueno[1] (1. Japan Meteorological Agency)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S23P-03] Development and operation of crustal deformation data sharing server

*Teruhiro Yamaguchi[1], Takahashi Hiroaki[1] (1. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S23P-04] Marine Seismic Data Archiving and Dissemination System Development

*Yasushi Ishihara[1], Taewoon Kim[1], Koichiro Obana[1], Tomoya Nakajima[1], Aki Ito[1] (1. JAMSTEC)

Bayesian modeling and visualization of spatiotemporal heterogeneity of hypocenter catalogs

*Yosihiko Ogata[1]

1. Institute of Statistical Mathematics

地震活動解析のための基礎データとして、高品質の地震カタログは正確、完全、均質、そして一貫性があることが要求されます。 カタログの正確性と完全性に加えて、均質性とはカタログがその全期間を通じて同様の品質を保つことを意味し、一貫性とは同じ地域と期間からの異なる地震カタログ間の変換性を意味します。 この報告では、（1）既存のカタログにおけるデータ品質の問題、（2）カタログの品質を向上させるための手法と方法に焦点を当てます。 問題の解決策は、複雑な地震プロセスを理解するために、そしてそれ故に信頼できる地震予測やハザード評価を生み出すために不可欠です。以下に述べる問題について、具体的な解析結果を示します。

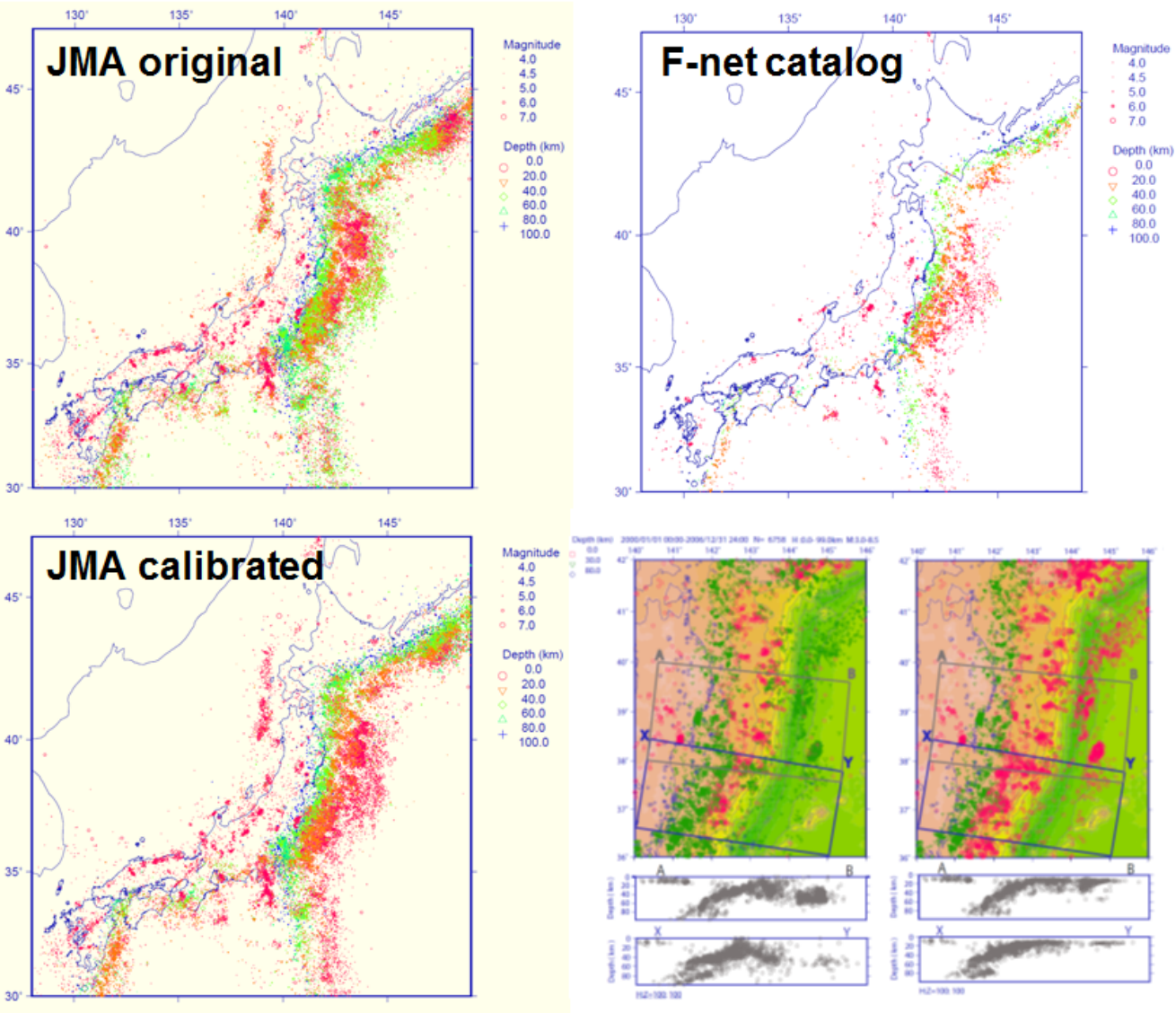
（１）カタログの系統誤差を明らかにすることは地震学的研究の重大な主題です。第一に、一時的なマグニチュードの変化（マグニチュードシフト）がカタログに存在するかどうかを調べることは有用です。これを調べるために、別別に定義されたマグニチュードスケールによるカタログ間の体系的マグニチュード差にもかかわらず、私は他のカタログとの同じ地震のマグニチュードの違いを考慮します。マグニチュード間の系統的な差異について、時間、位置の深さ、およびマグニチュードのバイアスの変化を解析します。

（２）長い期間をカバーする殆どの地震カタログは均質ではありません。地震ネットワークの構成や地震計が時間とともに変化するために、地震の検出率は時間と空間で変化するからです。特に地震計が出現してからの１９世紀後半２０世紀前半の大地震カタログには大きな問題があります。また現在でも、大地震直後の余震は多く検出されず、位置も特定されないため、場所によっても異なります。実際の地震活動とカタログの時空間的不均一性を区別します。

（３）震源位置の準リアルタイム補正、すなわち同定された同じ地震を用いた他のカタログ目録のより良好に決定された震源位置の比較に基づく地震観測のネットワークから遠く離れている地震震源の補正に同様の分析を適用することができます。

バイアス関数は経験的ベイズ法によって推定されます。この分析を通して、地震活動の変化について異なる結論を導く例を提供します。大きさを場所（経度、緯度、深度）に置き換えて、同様の分析を震源地の準リアルタイム補正に適用することができます。

© The Seismological Society of Japan


JMA original
JMA calibrated
F-net catalog
1923/01/01 00:00-2011/12/11 24:00 N= 8139
H :0.0-100.0km M:4.0-9.5
Magnitude
4.0
4.5
5.0
6.0
7.0
Depth (km)
0.0
20.0
40.0
60.0
80.0
100.0
130°
135°
140°
145°
45°
40°
35°
30°

Quality enhancement of the JMA Unified Earthquake Catalog

*Kazuhiro Iwakiri[1], Hirofumi Yokoyama[1], Mitsuharu Ueda[1], Yuriko Iwasaki[1], Daisuke Hasebe[1], Hiroshi Ueno[1]

1. Japan Meteorological Agency

気象庁では、地震調査研究推進本部の施策に基づき、気象庁のほか大学や防災科学技術研究所等の関係機関から全国の高感度地震観測データを収集し、震源決定等の処理を一元的に行い（以下、一元化処理）、その結果を地震カタログとして気象庁ホームページやFTPサイトに公表している。公表する震源データは、地震発生からの経過時間にしたがい、当初は自動処理結果、翌日以降は自動処理結果の確認や手動検測を行った暫定データ、半年～約1年後は最終確認を行った確定データである。ここ数年の一元化処理改善の取り組みでは、東北地方太平洋沖地震後の余震や海域観測網の整備等に伴う処理の増大に対応するため自動処理を大幅に導入し、処理能力を向上させてきた。最近では、以下に示す品質向上等に取り組んでいる。

（１）テンプレートを用いた効率的な発破識別処理の導入
2016年4月からの自動震源の採用に伴い、発破が混入しやすくなった。そのため、効率的な品質管理のためテンプレートを用いた波形相関による発破の除去を2019年4月から始めた。具体的には、テンプレートとの距離および波形相関が閾値を超えたものを発破の可能性が高いイベントとしてツールにより抽出した後、人が確認を行ったうえで削除等を行う。テンプレートは、2017年のデータを対象に、既知の発破との距離や波形の特徴から発破の可能性が高いと判断したものである。新たな発破領域のテンプレートを追加するため、2018年の自動震源のクラスタ処理を行い、採石場との対応が確認できたクラスタから波形が明瞭な発破イベントを選出した。

（２）迅速な一元化処理結果の活用・提供
大地震発生後には、活発な地震活動のために自動処理を用いても、地震活動評価やデータ提供などに時間がかかるケースがあった。しかし、これまでの自動処理結果の運用実績や、その結果の精度評価の結果、迅速性が求められる大地震直後の場面では、品質管理を簡略化した上で、自動処理結果を活用することが有効であることが分かった。2019年6月18日の山形県沖の地震（M6.7）の例では、余震活動の当初約6時間分は、自動処理でM1.7（精査検測対象Mth）未満は地震であれば自動震源をそのまま採用する簡易処理を行い、余震活動初期にはその結果を用いて活動評価やデータ提供を行った。後日、採用した自動震源のうち誤差大や余震域から外れた震源を対象に手動簡易検測を行った。また、余震活動の当初約１時間で地震多発のため自動処理では検知されなかった地震は、連続波形を確認しながらM1.7程度以上を対象に手動精査検測を行った。

（３）海域の観測データを活用した、海域の震源データの品質向上
近年、日本海溝および南海トラフの海域に整備された海底地震観測網であるS-netやDONETのデータを一元化処理へ取り込むため、海域速度構造の導入、標高を考慮した走時表、堆積層補正値の考慮、S-netの15Hz速度計データを用いたM推定、初動発震機構解析への適用について検討し（上野・他、2019、JpGU）、現在処理システムの準備を進めている。また、海底地震計の特性を考慮した検測処理の方法等の検討も行っている。海底地震計のノイズレベルを把握するため、S-net、DONET、気象庁の東海OBS・東南海OBSの2018年１年分の波形データから速度振幅RMSの時間値を調べた。水深1000m程度までは深くなるほどノイズが急に小さくなっていくが、それより深いとあまり変化しなくなる。ノイズを時間別にみると昼間がやや低く、月別にみると冬は高い。

© The Seismological Society of Japan

Development and operation of crustal deformation data sharing server

*Teruhiro Yamaguchi[1], Takahashi Hiroaki[1]

1. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University

地殻変動観測データは、地震学や地震監視業務の基盤をなすデータである。

地震防災対策特別措置法に基づき、地震本部において地震関係データの取り扱いが検討された。気象庁・大学・防災科研等の高感度地震波形等については、基盤的及び準基盤的観測網として制度的に位置付けされ、データのリアルタイム流通と一元的処理（震源決定：気象庁）、データアーカイブと公開（防災科研）が業務的に行われるようになり20年以上が経過した。

地殻変動データは、国土地理院によるGEONETが地殻変動の基盤的観測網とされ、データ公開が行われた。一方、大学や気象庁等において行われてきた伸縮計（ひずみ計）や傾斜計などによる地殻変動連続観測は、基盤的観測に位置づけられず、制度的なデータ流通やアーカイブが行われていなかった。

大学等では、地殻変動連続観測の収録系でWIN化が進んだことや、各機関での地震波形流通システム（JDXnet）への接続が容易になったことから、「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」により、関係機関の連携のもと、2012年からデータのリアルタイム流通・一元化・公開が実現した。その後も「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」の中で、簡易的な解析機能やデータダウンロード機能を備えたデータベースの開発運用が行われている（参加機関は末尾参照）(https://crust-db.sci.hokudai.ac.jp/db/login.php)

このシステムは、政府機関・研究機関・大学に所属していれば、参加機関以外でもwebを通じて利用できる。データは大学の地震波形データと同様に、申請協議を経て研究利用ができる。また、JDX接続機関はブロードキャストパケットを受信することでリアルタイムにデータを取得できる。携帯IP網を利用した機動的観測のデータや、重力計・水位計などの多項目データも取り込みも可能である。今年度からは、気象庁が参加機関となり、南関東東海のひずみ計データの流通公開について協議を行っている。

「南海トラフ地震の多様な発生形態に備えた防災対応検討ガイドライン（第１版）」で想定されている様々な「異常な現象」のモニタリングでは、地殻変動データが重要な役割を期待されている。計器特性から、数分から数日間の時定数ではひずみ計や傾斜計、それよりも長い場合にはGNSSの感度が優れていることが知られている。スローイベント等の多様な現象の理解と監視には、計器特性帯域の切れ目なく観測を行うことが望ましい。また、地震は低頻度現象であるから、長期的にデータをアーカイブする体制が重要となる。

データの流通や保存・公開を進めるためには、財政的基盤・人的資源とこれらの活動に対する学界の理解が必要である。日本の大学では、その社会的な位置付け上、データのアーカイブや公開等を長期にわたり実施することは困難である。このため、他データ（電磁気・水位・重力・高感度加速度計等）を含め、責任ある機関で制度的に地震関係の様々なデータを長期的かつ一元的に収集管理し、公開するしくみを早急に作ることが望まれる。その際、既に安定的に運用がなされている地震波形データのシステムの利活用を検討するのが効果的であろう。多様な時系列観測データを統一フォーマット化できれば、既存システムやソフトウエアの利活用が可能となり、システム開発や運用コストの軽減が見込まれる。

（参加機関：鹿児島大理・九大理・高知大・京大理・京大防災研・名大環境・地震予知振興会・神奈川県温地研・東大地震研・産総研・東北大理・国立天文台・北大理・道総研・気象研・気象庁）

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Marine Seismic Data Archiving and Dissemination System Development

*Yasushi Ishihara[1], Taewoon Kim[1], Koichiro Obana[1], Tomoya Nakajima[1], Aki Ito[1]

1. JAMSTEC

グローバル地震観測網および広域地域ネットワークは全球的な地震活動の監視のみならず津波警報への基礎データ、更に研究向けのデータの蓄積といった役割を持つ。各国の機関がそれぞれの規模、スタイルでその一翼を担い計測データを独自に公開や国際的なデータサーバへの供給などを通してデータ流通を実現している。JAMSTECは地震研究所、極地研究所、気象研究所などの国内の機関や観測点の運用に関わる海外機関の協力の下、東・東南アジアおよび太平洋域にて地震観測網を運用している。データは協力機関に逐次提供されるだけでなく、基本的に翌日に研究者等への公開を行っている。また太平洋海域で海底広帯域地震計(BBOBS)による観測を行っており、一定のモラトリアム期間の経過後に公開することとしている。これら広域地震観測網やBBOBSのデータは総称としてPacific21ネットワーク（ネットワークコード:PS)としてPacific21サイト(URL:http://www.jamstec.go.jp/pacific21/)よりデータを公開している。
一方、JAMSTECは海溝域を中心とした領域での海底地震計によるネットワーク観測を多く実施している。従来、担当研究者が個別に管理していたが、本機構内での系統的なアーカイブ、基本情報の登録やデータ提供の機能を持つシステムを組織内向けのシステムを開発している。将来的には外部からのデータ利用の問い合わせへの対応や当機構のデータ公開ポリシーの従い外部への公開システムとして展開を検討している。
これらのデータ管理、公開システムは汎用的なOS、システムツールで構築している。小さいシステム資源の中で構築できることや、システムのバックアップ・再構築が容易である。特に限られた管理体制の中でセキュリティの保持の面でも有利である。データ公開部分を担う部分とデータ蓄積機能部分を分離して構築し、データ本体の安全性を高めている。
システムの利用にはユーザにとって分かり易く、簡便なインターフェースを用意し、長期間、多数地点でのデータに対しても応答の早い検索とダウンロードの機能を提供している。国際的なデータ流通を前提にしmini-SEEDおよびfull-SEED形式での提供としている。Pacific21サイトは2015年から稼働しているが、これまで目立つトラブルは発生していない。
機構のOBSデータの管理システムについては現在のことろ日本海溝域で継続して実施した５回のキャンペーン観測のメタデータの登録とデータのアーカイブを行ない、試験的な運用を実施している。ユーザからの利用形態の把握とそれに応えるシステムの改良を逐次進めている。現状では１時間長のSAC形式での提供としている。
これらのデータについてはDOIの付与の検討を行っている。またそれに伴い、本データサイトに限らずにデータの各機関へのリアルタイムでの提供やデータ供給、またそれらの積極的な利用を促す予定である。

謝辞：本システムで取り扱うデータは地震研究所との共同研究および極地研究所、気象研究所等の協力をいただいています。海底地震計の観測データは観測、航海に関わる方々の尽力で得られたものです。

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 17th) | Emergency session：S24. Off Yamagata Earthquake of 18 June 2019

Tue. Sep 17, 2019 5:00 PM - 6:30 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S24P

The poster of S24 which is an emergency session can be displayed for 3 days.

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-01] Yamagata-oki Earthquake observed by AN-net

*Shutaro Sekine[1], Shintaro Abe[1], Keiji Kasahara[1], Yoshihiro Tazawa[1] (1. Association for the Development of Earthquake Prediction)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-02] Crustal structure around source area of the Earthquake offshore Yamagata Prefecture on June 18, 2019

*Tetsuo No[1], Shuichi Kodaira[1], Hiroshi Sato[2], Takeshi Sato[3], Ryo Miura[1], Norio Shimomura[4], Gou Fujie[1], Koichiro Obana[1] (1. JAMSTEC, 2. ERI, Univ. of Tokyo, 3. Sapporo Regional Headquarters, JMA, 4. Nippon Marine Enterprises)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-03] Tomography of the 2019 Yamagata-oki earthquake area

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

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-04] Real-time automatic uncertainty estimation of GNSS-based coseismic fault model: a case study of 2019 Yamagata-Oki earthquake

*Keitaro Ohno[1], Yusaku Ohta[1], Hiroki Muramatsu[2], Satoshi Abe[2] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Geospatial Information Authority of Japan)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-05] Crustal deformation and fault model of the 2019 Mw 6.4 earthquake off Yamagata Prefecture

*Tomokazu Kobayashi[1], Hiroshi Yarai[1], Yuki Kuroishi[1], Masaki Honda[1] (1. Geospatial Information Authority of Japan)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-06] Rupture process of the 2019 Yamagata-oki earthquake estimated from strong motion and geodetic data

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

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-07] **Source Process of the Off Yamagata Earthquake of June 18, 2019**

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

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-08] Source process of the 2019 off Yamagata earthquake derived from strong motion data

*Hisahiko Kubo[1], Wataru Suzuki[1], Shin Aoi[1], Haruko Sekiguchi[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-09] Source rupture process of the 2019 Yamagata-ken oki earthquake estimated by waveform inversion using strong motion data

*Susumu Kurahashi[1], Ken Miyakoshi[2], Kojiro Irikura[1] (1. Aichi Institute of Technology, 2. Geo-Research Institute)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-10] Strong Motion Generation Area for the 2019 Off Yamagata prefecture, Japan, earthquake estimated by the empirical Green's function method

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

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-11] Initial rupture process of the 18-June-2019 off Yamagata earthquake inferred from source imaging

*Ryo Fujimoto[1], Hirofumi Kowari[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1] (1. Graduate school of natural science and tecnology OKAYAMA UNIVERSITY)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-12] Evaluations for source parameters and site amplifications based on generalized inversion technique

*Kenichi Nakano[1], Hiroshi Kawase[2] (1. HAZAMA ANDO CORPORATION, 2. Kyoto university)

Yamagata-oki Earthquake observed by AN-net

*Shutaro Sekine[1], Shintaro Abe[1], Keiji Kasahara[1], Yoshihiro Tazawa[1]

1. Association for the Development of Earthquake Prediction

令和元年6月18日22時22分に山形県沖で発生した地震は近傍で最大震度6強を観測した．振興会では震源から100kmほど離れた長岡地域に40点の観測網（AN-net）を展開しており，この地震も観測することができた．そこで，本稿ではAN-netにおいてこの地震がどのように観測されていたかについて報告する．

AN-netの概要

東北日本のひずみ集中帯において大地震が連続して発生し，中越地震および中越沖地震の間にあり，ひずみ集中帯の上に位置する長岡平野西縁断層帯の地震活動性等の調査研究を行うために，（公財）地震予知総合研究振興会は長岡地域に，観測点間隔を5kmから10kmとする高密度の微小地震観測網40点を展開し，2010年11月より運用を行っている（関根・他，2010）．各観測点は地中約100mのボアホールにLennartzの速度計と日本航空電子のサーボ型加速度計を，地表に航空電子のサーボ型加速度計を設置しており，半数の20観測点にはGPSアンテナも設置してある．地震データは振興会本部，東大地震研を経由して，各大学や気象庁，防災科研に送信されており，2017年の12月からは，観測網のうちの4点が気象庁の一元化処理震源の観測点として読み取りに使用されている．（上野・他，2018）．また，GPSデータは名古屋大に送信されており，周囲のGPS観測点と共に解析に使用されている．（鷺谷・関根，2011）

今回の地震データ

今回の地震で得られたAN-net地表加速度計のデータに対してリアルタイム震度（功刀・他，2008）を計算した結果を図に示す．AN-netの観測点においては，震度相当値は飯田観測点と入軽井観測点において4.3が最高であったが，その他の観測点でも平野部の堆積層が比較的厚いと思われる場所で震度４相当を記録した．なお，地中でもリアルタイム震度を計算したところ，最大で震度２であり，これも平野部の方が大きい傾向であった．なお，今回の地震において，AN-net 観測点での電気および通信の切断はなかった．

参考文献

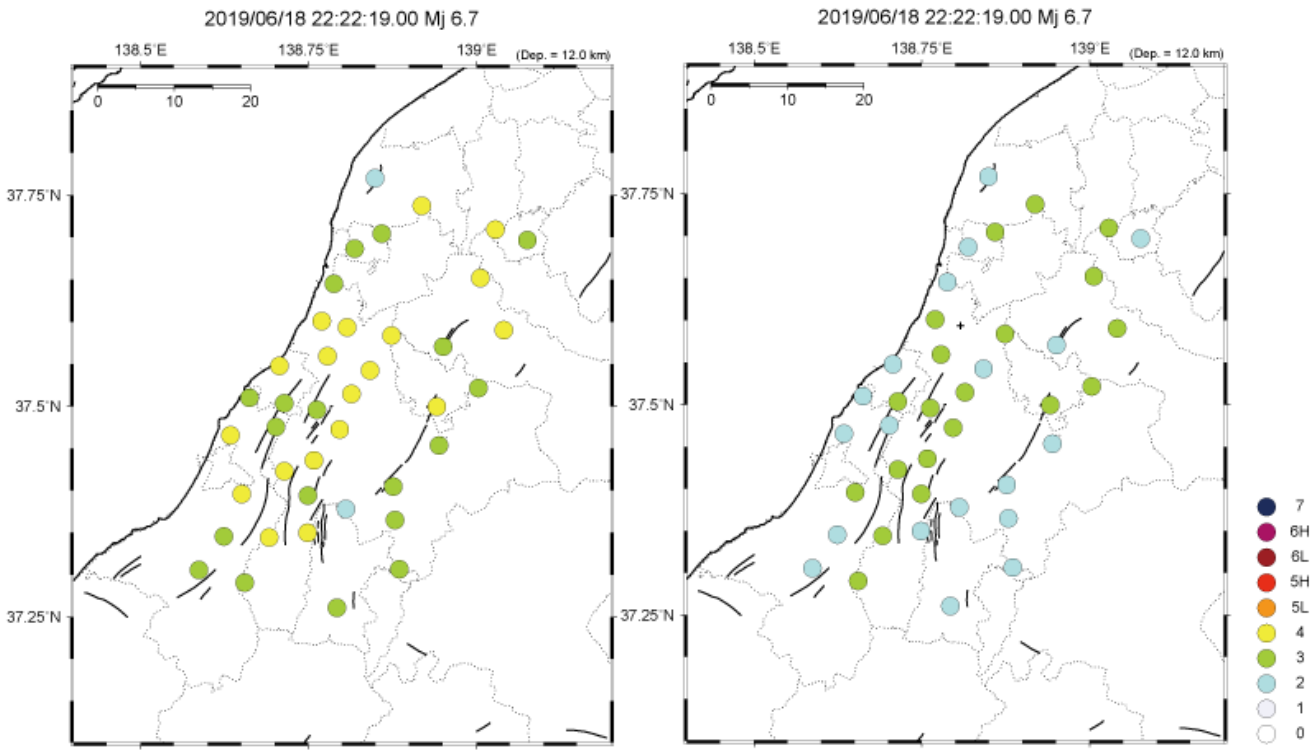
上野寛，上田満治，森脇健，溜渕功史，最近の気象庁一元化震源の動向，日本地震学会秋季大会講演予稿集2018,S23-P5,2018

功刀卓，青井真，中村洋光，藤原広行，森川信之，地震2, 60, 243-252,2008

鷺谷威, 関根秀太郎,長岡盆地西縁断層帯周辺における稠密GPS観測(序報)，日本測地学会講演会要旨，116，95-96，2011

関根秀太郎，澤田義博，佐々木俊二，阿部信太郎，田澤芳博,土方勝一郎,西村功,植竹富一, 長岡平野西縁断層帯における微小地震観測網の構築，日本地震学会秋季大会講演予稿集2010，P.120，2010

© The Seismological Society of Japan



図：本震の AN-net 観測点でのリアルタイム震度（左図）地表加速度計（右図）地中加速度計

© The Seismological Society of Japan

Crustal structure around source area of the Earthquake offshore Yamagata Prefecture on June 18, 2019

*Tetsuo No[1], Shuichi Kodaira[1], Hiroshi Sato[2], Takeshi Sato[3], Ryo Miura[1], Norio Shimomura[4], Gou Fujie[1], Koichiro Obana[1]

1. JAMSTEC, 2. ERI, Univ. of Tokyo, 3. Sapporo Regional Headquarters, JMA, 4. Nippon Marine Enterprises

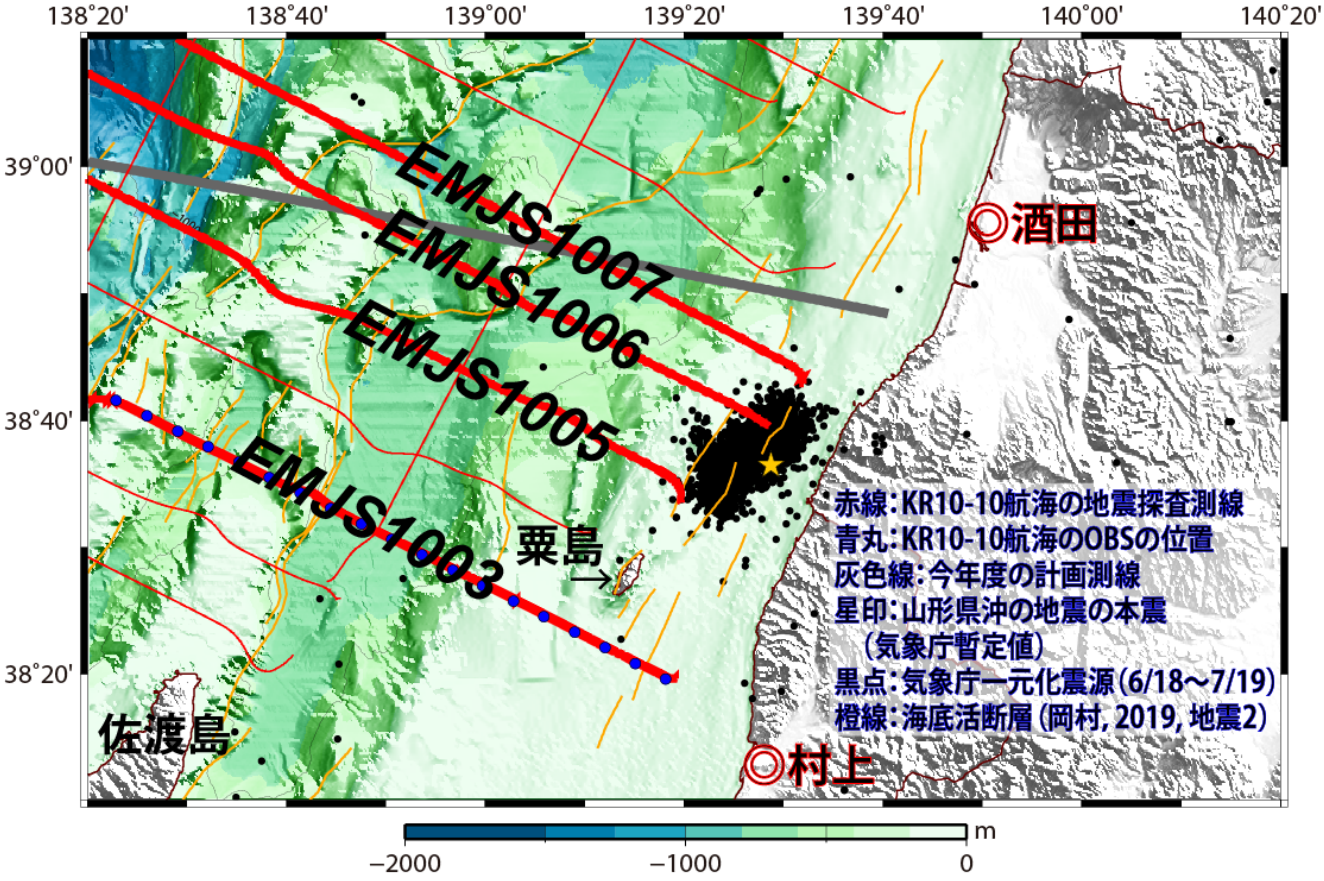
2019年6月18日に発生した山形県沖の地震（M_J6.7）はほとんどの余震が水深100 m以浅の大陸棚に位置している（e.g., 気象庁, 2019, 地震調査委）。この海域は漁業との兼ね合いによって地殻構造探査が難しい海域であるが、日本海においては沿岸域や海陸境界域に活断層が多く分布し、それらの活断層が作用した地震と津波によって、大きな被害が繰り返されている。一方で、地震の発生メカニズムを評価するためには日本海全体においてより深部までの地殻構造の調査を推進する必要性が指摘されており（日本海における大規模地震に関する調査検討会, 2014）、それは沿岸域や海陸境界域も例外ではない。しかし、日本海における沿岸域の深部構造探査や海陸統合探査はまだ事例が多くないため（e.g., 佐藤・他, 2007, 震研彙報; Ishiyama et al. 2017, Tectonophysics）、「日本海地震・津波調査プロジェクト」では今年度山形県沖の地震の北方に位置する酒田沖において海陸統合探査が地震前から計画されていた（e.g., 篠原, 2013, 地震本部ニュース）。

本発表では、山形県沖の地震の震源域近傍で2010年に「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト」の一環として実施されたマルチチャンネル反射法地震（MCS）探査と海底地震計（OBS）を用いた深部構造探査（Sato et al. 2014, JGR; 野・他, 2014, JAMSTEC-R）の結果から、震源域付近の地殻構造について報告する。この調査では、山形県沖の地震の余震分布を完全に横切っている測線はないものの、その近傍まで達しているMCS探査測線が3本（EMJS1005、EMJS1006、EMJS1007）ある（野・他, 2014）。また、震源域から40 km程度南にはOBS探査測線（EMJS1003）が位置している（Sato et al. 2014）。

まず、震源近傍まで達している3本のMCS探査測線の結果（野・他, 2014）をみると、海底地形と比べて堆積層の層厚や基盤形状が複雑に変化しているが、西傾斜の逆断層を伴った構造の形成が顕著である。また、短縮した構造は、EMJS1005とEMJS1006で顕著に確認できる一方で、EMJS1007ではEMJS1005やEMJS1006と比較するとあまり顕著に発達していない。6月30日までの余震分布の北端はEMJS1006とEMJS1007の間に位置しており、余震分布とMCS探査測線間の短縮構造の違いが対応している可能性があるが、EMJS1007は堆積層の層厚が他の測線より相対的に薄いので、慎重に検討する必要がある。

震源域付近の基盤下の地殻内のイメージについては、MCS探査の結果から明瞭な反射面を確認できていない。そのため、EMJS1003のOBS探査測線で得られているP波速度構造の結果から検討する。このOBS測線は、震源域から離れており、さらに今回の震源の位置を測線に投影すると、測線の端点に位置しており、上部地殻の一部までしか解けていない（Sato et al. 2014）。ただし、結果が得られている粟島沖大陸棚西側の構造は大陸地殻的な特徴を示しており、厚さ約10 ～ 12 kmのP波速度約5.5 ～ 6.4km/sの部分と厚さ約11 kmの約6.7 ～ 7.0 km/sの部分に分けられる。堆積層を含めた地殻の厚さは約23 kmで、東北日本弧の地殻より薄いので、リフトした大陸地殻であることが推測されている（Sato et al. 2014）。7月20日までに公表されている現時点で得られている余震分布（e.g., 気象庁, 2019）と比較すると、その余震のほとんどがP波速度約5.5 ～ 6.4km/sの部分に位置している。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Tomography of the 2019 Yamagata-oki earthquake area

*Yu Katayama[1], Dapeng Zhao[1], Genti Toyokuni[1]

1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University

2019年6月18日22時22分、山形県沖を震源とする深さ14km、M6.7の地殻内地震が発生した。新潟県村上市で震度6強、山形県鶴岡市で震度6弱を観測し、瓦が割れるなどの被害が出た。今回の地震は、過去に大きな被害を出した1964年新潟地震（M7.5）の震源域に隣接した場所で発生した。この地震はオホーツクプレートとアムールプレートがぶつかり合って歪がたまるために生じた逆断層型の地震と考えられており、そのようなM7.0クラスの地震は数年～10数年の間隔をもって日本海東縁部で発生している。

本研究で、我々は今回の地震の震源域周辺において、地殻と最上部マントルの3次元地震波速度構造を調べた。解析にはZhao et al. (1992, 1996)の地震波トモグラフィー法を用いた。使用した地震数は、深さ30 km以浅で発生した微小地震1764個であり、解析に用いたP波走時データは27,203個、S波走時データは24,250個である。これらの微小地震は気象庁で公開されている1997年11月～2017年12月の地震のうち、深さの標準偏差が3km以内、観測点数が10点以上のものから選びだした。また、研究領域内で震源分布が比較的均一になるように処理を施している。使用した観測点は66点である。3次元速度構造を推定するために、3次元グリッドを研究領域に設置した。グリッドの間隔は緯度と経度方向に0.25度、深さ方向に5kmである。計算はP波とS波で独立して行い、得られた3次元P波とS波速度モデルからポアソン比の3次元分布を推定した。

解像度テストとしてCheckerboard Resolution Test (CRT)を行った結果、深さ20㎞までは速度異常の戻りが良い一方、日本海下と深さ25 kmにおいては速度異常の戻りが悪くなる傾向が見られた。これは、日本海側の海底地震の震源決定精度が悪いこと、またインバージョンに使用した地震が深さ30 kmまでしかないことによる。マントル最上部においては速度異常の戻りがよくなるが、これはマントル最上部を伝播するPnとSn波線が多く存在することによる。一方、山形県沖地震の本震が起こった深さ15 km付近の速度構造は良く求まっている。

得られたトモグラフィーの結果から、2019年山形県沖地震の本震は、顕著な高速度・低ポアソン比の異常体の中で発生したことが分かった。それと対照的に、本震震源下の下部地殻と最上部マントルに顕著な低速度・高ポアソン比の異常体が見られた。これは、2019年山形県沖地震を引き起こした、流体で満たされた岩盤(fluid-filled, fractured rock matrix)を反映している可能性が高い。この低速度・高ポアソン比の異常体はより深部へ伸びていく形をしているため、太平洋スラブの脱水反応で生成された流体が上昇してきている可能性がある。このような速度とポアソン比の異常と震源域との位置関係は、1995年兵庫県南部地震 (M7.2)及び2007年新潟中越沖地震 (M6.8)の震源域の異常構造 (Zhao et al., 1996; Xia et al., 2008)とよく似ており、地殻大地震の発生メカニズムを考える上で重要だと思われる。

参考文献

Xia, S., D. Zhao, X. Qiu (2008). The 2007 Niigata earthquake: Effect of arc magma and fluids. *Phys. Earth Planet. Inter.* 166, 153-166.
Zhao, D., H. Kanamori, H. Negishi (1996). Tomography of the source area of the 1995 Kobe earthquake: Evidence for fluids at the hypocenter? *Science* 274, 1891-1894.
Zhao, D., A. Hasegawa, S. Horiuchi (1992). Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *J. Geophys. Res.* 97, 19909-19928.

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Real-time automatic uncertainty estimation of GNSS-based coseismic fault model: a case study of 2019 Yamagata-Oki earthquake

*Keitaro Ohno[1], Yusaku Ohta[1], Hiroki Muramatsu[2], Satoshi Abe[2]

1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Geospatial Information Authority of Japan

Rapid understanding of the magnitude of large earthquakes and their associated fault dimensions are extremely important. Since 2012, Geospatial Information Authority of Japan (GSI) and Tohoku University are jointly developing the GEONET real-time analysis system (REGARD). REGARD estimates two types of coseismic fault models in real time, which are slip distribution on the plate interface and single rectangular fault model, using permanent displacement data based on the real-time GNSS analysis. Currently, REGARD adopt the maximum likelihood approach to obtain the optimum model for both types of coseismic fault models. The system, however, has the problems to be solved in single rectangular fault model estimation. For the single rectangular fault model estimation, the problem is the non-linear. Thus, the obtained results strongly depend on the initial values of the fault parameters. Furthermore, it is difficult to estimate the quantitative estimation of the obtained fault parameters because the obtained result and its uncertainties also depend on the initial values of the parameters and assumed Green’s function.

Based on these backgrounds, we developed the method for the real-time uncertainty estimation of the single rectangular fault model using full Bayesian inversion approach. We adopted the MCMC (Markov Chain Monte Carlo methods) to obtain the posterior probability density function (PDF) of the unknown fault parameters. One of the advantages in the MCMC, dependency on the initial value is relatively small compared with current REGARD system.

One of the challenge issues for using MCMC in real time is how to assume the search settings, such as initial value, walk distance, variance of likelihood function, and Burn-in, which are generally decided by the try and error. We investigated the automatic determination of these parameters in real-time. Other challenging issue is calculation time. In generally, the calculation cost of MCMC is problem for the real-time purpose. To improve the performance of the MCMC we optimized the developed code and adopted the OpenMP for the parallelization for the calculation.

In this presentation, we applied the developed method to the 2019 Yamagata-Oki earthquake based on the actual time series from the REGARD and post-processed time series (Q3 solution). We used permanent displacement of 50 sites near the focal area. The length of the Markov chain is 1×10^7 samples and calculation time is approximately 108 seconds. To stabilize the solution, we introduced a prior information from the earthquake early warning (EEW) system. We gave a priori distribution for the fault location based on the EEW information. We also gave the constraint in the direction of the fault dipping based on the aftershock distribution in the case of the Q3 solution.

The result from the REGARD, the developed method successfully obtains the fault model (Figure (a)) even though the value of the variance reduction is not high (~50%) because of the signal to noise ratio of the obtained displacement field was low. The obtained fault model (median value) clearly shows the east-dipping fault. This result basically consistent with the characteristic of the aftershock distribution. In contrast, the marginal PDF clearly shows the trade-off between the fault area and the slip amount. It

© The Seismological Society of Japan

suggests that the only onshore GNSS data cannot constraint these parameters. These result clearly suggest that our developed method can contribute to estimate the fault model and its uncertainties in real-time. The result from the Q3, the we gave the a prior information for the direction of the fault dipping. Both of the fault dipping direction (east and west dipping), obtained fault model can explain the data (Figure (b)). This result also suggest that the difficulty of the determination of the fault geometry only from the onshore GNSS data. In the presentation, we will discuss how to obtain the more reliable fault model in real time.

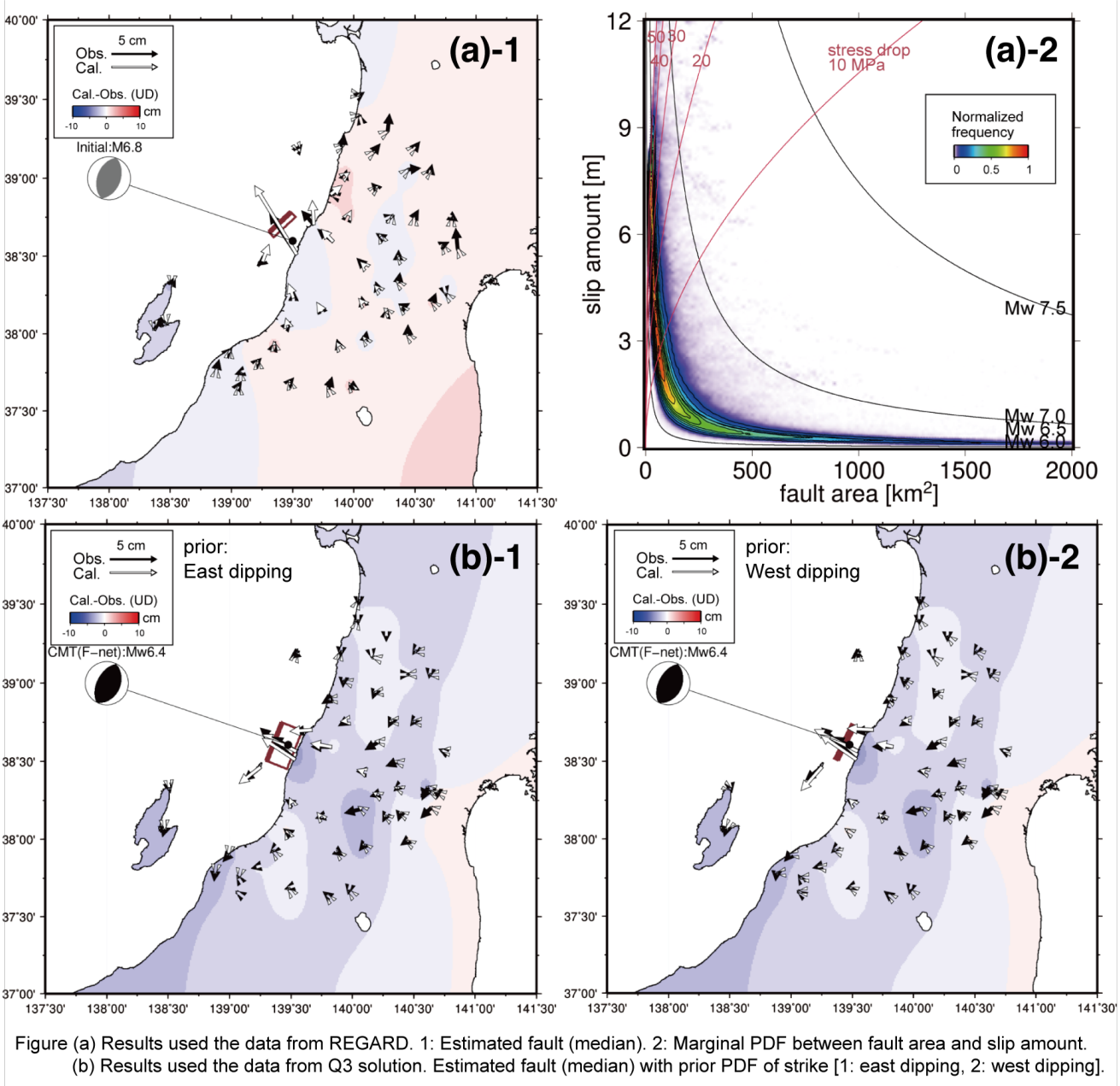


Figure (a) Results used the data from REGARD. 1: Estimated fault (median). 2: Marginal PDF between fault area and slip amount.
(b) Results used the data from Q3 solution. Estimated fault (median) with prior PDF of strike [1: east dipping, 2: west dipping].

© The Seismological Society of Japan

Crustal deformation and fault model of the 2019 Mw 6.4 earthquake off Yamagata Prefecture

*Tomokazu Kobayashi[1], Hiroshi Yarai[1], Yuki Kuroishi[1], Masaki Honda[1]

1. Geospatial Information Authority of Japan

１．はじめに

2019年（令和元年）6月18日22時22分に，山形県沖でマグニチュード6.7の地震が発生した．震源の深さは約15kmで，この地震により最大震度６強を観測した．本発表では，この地震に伴って観測された地殻変動とそれに基いて推定される震源断層モデルについて紹介する．

２．データと解析

GNSS連続観測（GEONET）により地震に伴う地殻変動を抽出した．ここでは，大潟（950241）を固定局として，6月11日から6月17日の座標値の平均値と6月19日から6月24日の平均値の差を地震時変動として扱う．なお，本稿ではR3解による地殻変動を示す（学会当日はF3解による結果を示す予定）．
本地震に関しては，ALOS-2衛星による3件の緊急観測が実施された．観測は，6月20日に南行軌道（左観測），6月21日に北行軌道（右観測），6月22日に南行軌道（右観測）がそれぞれ行われた．地殻変動の検出を目的に，これらのデータを用いてSAR干渉解析を実施した．SAR干渉解析では，数値気象モデルを用いた大気起因の誤差低減処理，周波数分割法による電離層起因の誤差低減処理をそれぞれ施した．
得られた地殻変動データを基に，震源断層モデルの推定を行った．モデリングでは一様滑りの矩形断層を仮定した．矩形断層モデルの各パラメータはSimulated Annealing法による解探索により推定した．解探索では，東に傾き下がる断層面と西に傾き下がる断層面の両方を仮定してそれぞれ最適解を求めた．なお，走向に関しては，震源分布を参考にして40°（220°）に固定した．なお，モデリングにはGEONETデータのみを用いた．

３．結果

３．１　地殻変動

GNSS観測の結果，地震に伴って有意な地殻変動が観測された．最大の変動は新潟県村上市の「新潟山北」観測点において観測された北西向きの約5cmであった（図１）．内陸部の電子基準点では，北西から西向きの変動が観測される一方，震源域の南西にある粟島の「粟島浦」観測点では，南西向きの変動が観測された．また，震源域周辺の沿岸部の電子基準点では，1cm程度の沈降が観測された．
SAR観測結果では，いずれも誤差レベルを超える有意な変動は観測されなかった．ただし，2015年11月28日と2019年6月22日の観測ペアの画像には，震源領域周辺の沿岸域に地表が衛星から遠ざかる位相変化が数cm程度見られた．

３．２　震源断層モデル

得られた断層モデルの特徴は，以下のとおりである．
１）北東－南西走向の断層面上における逆断層運動が推定される．
２）推定された断層面の水平位置は，震源分布と整合している．
３）東に傾斜する断層を仮定した場合は低角の断層面，西に傾斜する断層を仮定した場合は高角の断層面が推定される．
４）推定されたモーメントマグニチュードは6.4である．
モデル計算の結果得られた断層面のうち東に傾き下がる断層を仮定したモデルを図１に示す．得られたモデルはGNSSにより得られた地殻変動を概ね説明している．モデル計算には用いなかったものの，本断層モデルから予想される地表－衛星視線方向の変位場には，震源域周辺沿岸域において衛星から遠ざかる数㎝の変動が見られ，南行軌道（右観測）のSAR干渉の結果と調和的である．

© The Seismological Society of Japan

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．ここに記して感謝いたします．

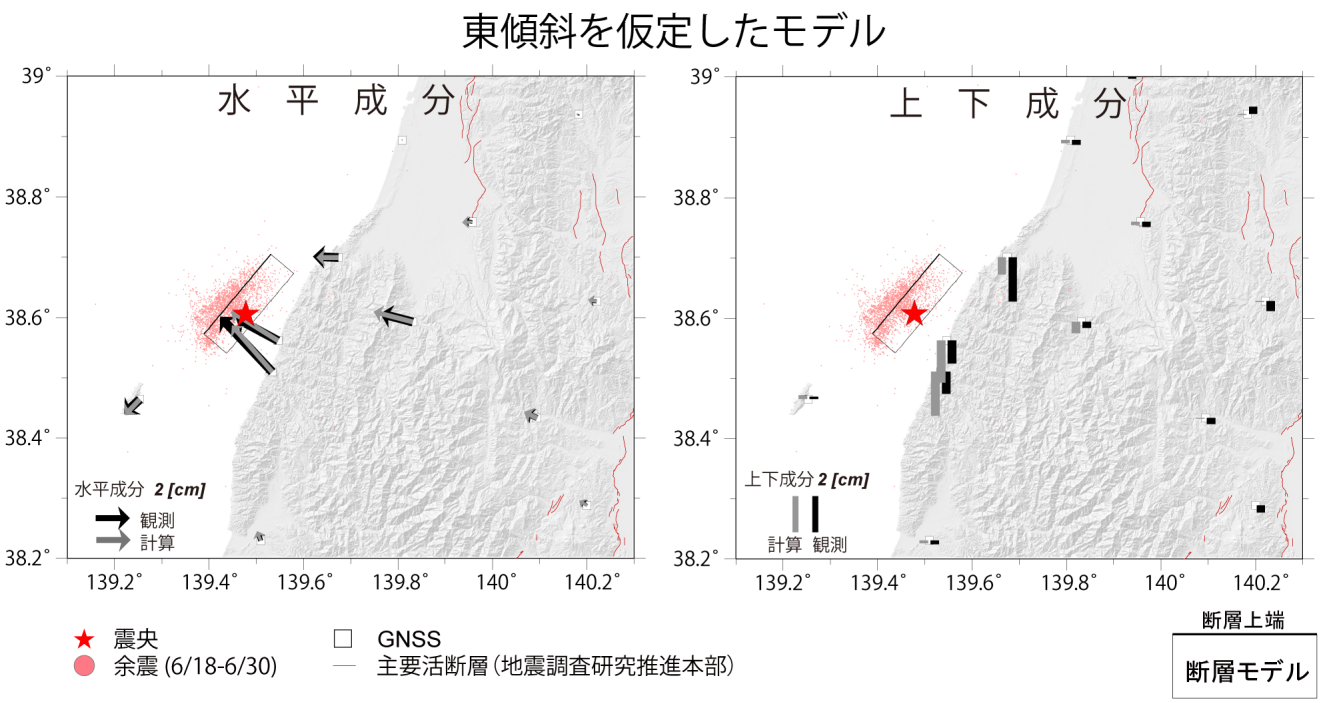


図１ 東に傾き下がる断層面を仮定した場合の震源断層モデル及び GNSS データの観測値と計算値．（左）水平成分，（右）上下成分．★印は震央，点は余震分布（気象庁一元化震源を使用）．矩形は震源断層モデルを地表に投影した位置で，太い実線が断層上端．

© The Seismological Society of Japan

Rupture process of the 2019 Yamagata-oki earthquake estimated from strong motion and geodetic data

*Hiroaki Kobayashi[1], Kentaro Motoki[1], Kazuki Koketsu[2]

1. Kobori Research Complex Inc., 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

2019年6月18日に山形県沖でM_{JMA} 6.7の地震が発生した．この地震では，新潟県村上市府屋で震度6強が観測され，新潟県と山形県で計33棟の住家が半壊するなどの被害が出た．本研究では，強震と測地データを用いたジョイントインバージョンによる震源過程解析を行った．
強震データはK-NET、KiK-net、気象庁の観測点より11点33成分を選択した．解析は0.05-0.4 Hzのバンドパスフィルターをかけた速度波形を用いた．測地データは国土地理院のGEONETより10点の水平成分を用いた．地震による変位はF3解を用い，950282を固定点とした後に地震前後2-6日間の平均位置の差を取ることにより推定した．インバージョン手法にはマルチタイムウィンドウ線形インバージョン法(Yoshida et al. 1996; Hikima and Koketsu, 2005)を用いた．強震波形の理論的グリーン関数はKohketsu (1985)の手法を用いて計算した．計算の際の速度構造モデルは，全国一次地下構造モデル(JIVSM)より各観測点の直下の1次元速度構造を抽出した構造を用いた．測地の理論的グリーン関数はZhu and Rivera (2002)の方法を用い，JIVSMよりYMT004の直下の構造を抽出して，すべての観測点に対して適用した．
断層モデルはHypoDD法(Waldhauser and Ellsworth, 2000)により再決定した震源分布および各機関で求められたメカニズム解を参考にし，長さ22km, 幅12km, 走向25度, 傾斜30度の面を仮定した．断層面は2km四方の小断層に分割した．小断層の震源時間関数はライズタイム0.75秒の箱型関数を5つ置くことで表現した．各小断層の第1タイムウィンドウのすべり開始時刻を決める破壊伝播速度は1.5-4.5 km/sで計算を行い，データの残差から1.9km/sとした．
解析の結果，震源から北側および西側にそれぞれ3.1mと2.2mのピークを持つ大すべり域が得られた．破壊はまず震源付近で始まり，北側と西側に破壊が伝播し，破壊継続時間は5~6秒程度となった．推定された地震モーメントは6.5×10^{18} Nm (M_w 6.5)となった．これはGCMT(6.7×10^{18} Nm)やJMACMT(6.4×10^{18} Nm)の推定値と整合的である．

© The Seismological Society of Japan

Source Process of the Off Yamagata Earthquake of June 18, 2019

*Kazuhito Hikima[1]

1. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.

【はじめに】
2019年6月18日22:22に新潟-山形県境沖でM 6.7の地震が発生した．震央は海域であったが，震源近傍の新潟県村上市では震度6強，山形県鶴岡市では震度6弱となるなど強い揺れが観測された．さらに，弱いながらも津波が観測されており，これらの要因を考える上で詳細な震源過程を知ることが必要である．また，日本海東縁部ではこれまでも大地震が多く発生しており，近年も2004年新潟県中越地震や2007年新潟県中越沖地震など，今回の地震と同規模の地震が発生している．今回の地震の震源過程とこれらの地震との相違について検討することは，この地域の地震テクトニクスを考える上で重要である．そこで，本検討では震源近傍で観測された強震記録を用いて震源過程解析を行った．

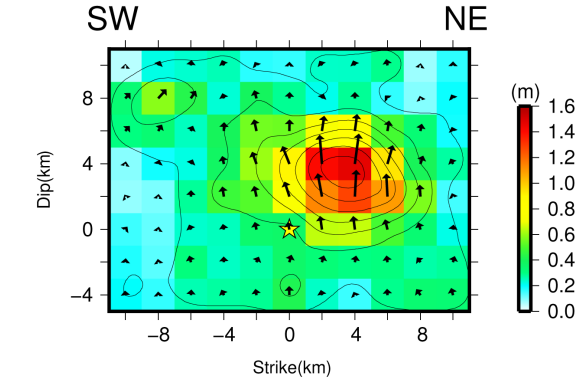
【解析手順・条件】
震源インバージョン解析に先立ち，本震を含めて一連の地震の震源再決定を行った．地震発生後2週間以内に発生した地震について，防災科研のWebサイトで公開されている気象庁一元化処理による検測値を用いて，DD法(Waldhauser and Ellsworth, 2000)により震源決定を行った．以下の解析に用いた本震の震源位置は(38.6147°N, 139.4758°E, 13.97km)である．
震源解析には，震源から60 km程度以内に位置するK-NETおよびKiK-netの波形記録を使用した．さらに，気象庁の粟島観測点の震度計波形についても，海域の観測点として解析に加えた．なお，KiK-net観測点では，浅部地盤による影響を軽減するために地中記録を使用した．
グリーン関数の計算はKohketsu (1985)により行った．計算に用いる 1 元水平成層構造は，全国 1 次地下構造モデル（暫定版）の各観測点直下の速度構造を抜き出したものを初期値とし，震源付近で発生した小地震(2019年6月21日5:33, Mw3.8)の観測波形でチューニングを行ったモデルを使用した．予稿で示す暫定解は粟島観測点を除いて，速度構造のチューニングを実施できた観測点を用いており，合計14観測点を使用したものである．
本震の震源解析では，加速度波形に0.03～1.0 Hz をフラットレベルとするバンドパスフィルタをかけて積分した速度波形を用い，インバージョンはマルチタイムウィンドウ法(Yoshida et al., 1996; 引間, 2012)により行った．解析の際の断層面は，F-netによるメカニズム解(23°, 36°, 86°)をもとに，余震分布を参考に東傾斜の断層面を設定した上で，波形の一致度などを参考に修正を行った．小断層サイズは2 km ×2 km とした．

【解析結果（暫定）】
暫定的な結果では，断層面は走向:32°,傾斜:30°長さ22 km ×幅16 km 程度となった．求まった地震規模はM_w 6.36程度，最大すべり量は約1.5 m のほぼ純粋な逆断層型の結果が得られた．最大すべりの位置は破壊開始点の北側に位置しているが，そこを含めて，やや大きなすべりが求まった領域の付近で多くの余震が発生している．

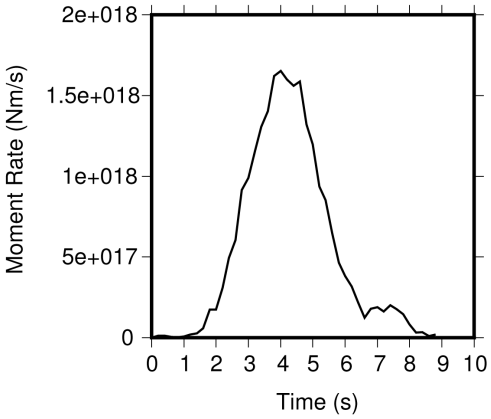
【考察・まとめ】
この地震では建物被害が比較的小さかったが，その要因として観測された地震動は短周期成分に富み，周期1～2秒程度の成分が少なかったことが指摘されている．破壊開始点と主要なすべり域との位置関係からは，破壊は主に沖合に進展したと推定され，陸域に対してはディレクティビティ効果が現れにくくかったものと考えられる．過去の地殻内地震ではディレクティビティ効果よるパルス的な波と建物被害との関係が注目されてきたが，今回の地震では陸域に対してはそのような波が生じにくかった可能性がある．
また，地震規模と断層サイズの関係は，過去に日本海東縁部で発生した地震によるものと概ね対応している．

© The Seismological Society of Japan

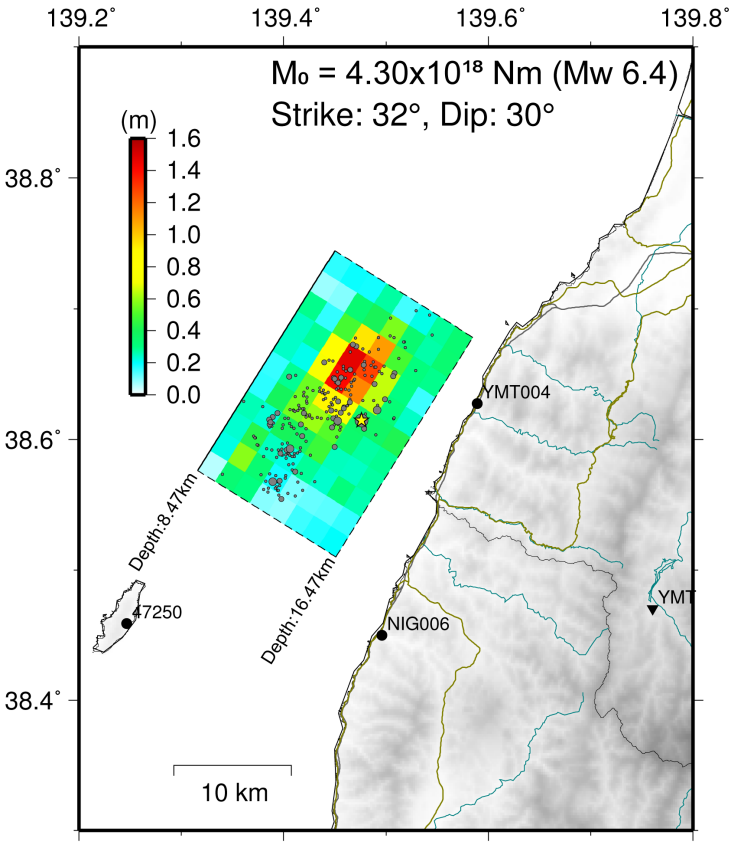
＜謝辞：解析には，防災科学技術研究所K-NET, KiK-netの観測記録，F-netメカニズム解，気象庁一元化震源，震度計データ等を使用させて頂きました．記して感謝致します．＞



断層上のすべり分布
☆は破壊開始点



モーメントレイト関数



地表面への投影図
●は本震発生後 2 週間以内の M2 以上の地震

2019 年 6 月 18 日山形県沖の地震のすべり分布（暫定）

© The Seismological Society of Japan

Source process of the 2019 off Yamagata earthquake derived from strong motion data

*Hisahiko Kubo[1], Wataru Suzuki[1], Shin Aoi[1], Haruko Sekiguchi[2]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

１．はじめに
本研究では、2019年6月18日22時22分に山形県沖で発生した地震（M 6.7、気象庁）を対象として、強震波形記録を用いた震源過程解析を行った。

２．記録および手法
震源過程解析手法としてマルチタイムウィンドウ線型波形インバージョン法（Olson and Apsel 1982; Hartzell and Heaton 1983）に基づく手法を用いた。
余震分布とF-netのモーメントテンソル逆解析の結果から、走向23度・傾斜36度で、22 km（走向方向）×14 km（傾斜方向）の大きさを持つ、南東傾斜の断層面を設定した。その際、破壊開始点は気象庁震源の位置（深さ14km）に設定した。この断層面は2 km×2 kmの小断層を用いて離散化した。各小断層でのすべり時間関数は、0.8秒幅のスムーズドランプ関数を0.4秒ずらして、9個並べることによって表現した。第一タイムウィンドウのトリガー速度は、残差の合い具合から、3.0 km/sとした。
記録には、K-NET・KiK-net・F-netの計15観測点での、S波到達1秒前から15秒間の速度波形記録（周期1.0－10秒、5 Hzサンプリング）を用いた。
Green関数は、一次元地下構造モデルを仮定し、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。地下構造モデルは、藤原・他（2009）による三次元地下構造モデルにおける観測点直下の情報を用いて、観測点ごとに設定した。KiK-net観測点については速度検層の情報も利用した。また、Green関数の計算時に25個の点震源（走向方向、傾斜方向それぞれ5列）を小断層内に分布させることによって小断層内部の破壊伝播の効果を付加した。
各小断層の各タイムウィンドウでのすべり量は、観測波形と合成波形の差を最小とするように、最小二乗法を用いて求めた。不等式拘束条件をつけた最小二乗法（Lawson and Hanson 1974）を用いて、各小断層でのすべり方向の変化を、中心すべり角の±45度以内に収めた。中心すべり角は、F-netメカニズム解のすべり角を参照して、86度とした。また時空間的に近接するすべりを平滑化する拘束条件（Sekiguchi et al. 2000）を付加した。平滑化の強さは赤池ベイズ情報量基準（Akaike 1980）に基づいて決定した。

３．結果
解析の結果、震源よりup-dip側に大きなすべりの領域（最大すべり量1.0m）が存在する震源モデルが推定された。断層面全体での地震モーメントは4.7×10^{18}Nm（Mw 6.4）である。地震発生直後は顕著なすべりを伴った破壊は見られず、地震発生から1.5-4.5秒後に大すべり領域において主たる破壊が生じていたことも分かった。この地震では震源のup-dip側において活発な余震活動が発生しており、その領域は上記の大すべり領域とオーバーラップする。

© The Seismological Society of Japan

Source rupture process of the 2019 Yamagata-ken oki earthquake estimated by waveform inversion using strong motion data

*Susumu Kurahashi[1], Ken Miyakoshi[2], Kojiro Irikura[1]

1. Aichi Institute of Technology, 2. Geo-Research Institute

1.はじめに
2019年6月18日22時22分に山形県沖を震源（深さ14.0㎞）とするMw6.4の地震が発生した。震源近傍の観測点であるYMT004（K-NET温海：震源距離17.1km）と気象庁の震度観測点J47241（鶴岡市温海川：震源距離24.6km）ではそれぞれ最大加速度（フィルターなし：3成分合成）653gal、750gal、最大速度（フィルター0.1-10Hz：3成分合成）20cm/s、59cm/sが観測された。本研究ではこの強震動を含めた震源に近い観測点で得られた強震動の生成メカニズムの解明を目的として、震源インバージョン解析により震源破壊過程の推定を試みた。

２．観測記録の特徴と空間分布
最大速度（フィルター0.1-10Hz）では、震源より北部に位置する観測点で距離減衰式よりも大きな値を示しており、震源より北部に振幅の大きな領域が広がる空間分布であった。この要因としては、観測点の地盤特性の影響、強震動を放出した領域が震源よりも北側に存在、破壊の進行方向にあたることによるディレクティビティ効果などの可能性が考えられる。このため，地下構造モデルのチューニングや特性化震源モデルに基づいた破壊伝播様式を変えた強震動評価が必要と考える。

３．波形インバージョンによる震源破壊過程
本研究では、マルチタイムウインドウ線形波形インバージョン法（Hartzell and Heaton, 1983）に基づき震源破壊過程について時空間的にすべり量分布を計算した。解析に用いるデータは、速度波形のS波部分（S波到着前の1.5秒から12秒間）とし、震央距離約50km以内の11観測点（K-NET、KiK-net、気象庁）の記録を用いた。グリーン関数は、全国1次地下構造モデル（Koketsu et al., 2012）を用いて離散化波数法（Bouchon, 1981）および反射・透過係数行列法(Keneett and Lerry,1979)により計算した。断層モデルは、DD法を用いた震源再決定（郭、2019私信）による余震分布と整合的であった気象庁のCMT解（走向26度、傾斜角27度（南東傾斜））とした。
本解析ではまず大局的な震源破壊過程を確認するために解析周期帯域を2～20秒として，主に破壊領域の推定に注目して解析を行った。解析の断層面の長さと幅は余震分布を参考にして24kmと18km、小断層サイズは2.0km四方に設定した。すべり速度の基底関数は、ライズタイム1.0秒のsmoothed ramp関数を0.5秒間隔で4個配置した。
計算波形は、明瞭なパルスが見られる震源近傍の観測点YMT004やJ47241の観測波形も含めて観測波形をよく再現している。解析の結果、震源付近ではすべりが小さく、震源よりも北西側でかつ震源よりも深いところから浅いところにかけて大きなすべりが推定された。断層破壊領域の算出のためSomerville et.al.(1999)の規範に基づくトリミング操作を試みた結果、断層端に現れるすべり量の影響で断層面積は設定断層から変わらなかった。現在の結果では、最大すべり量は2.3m、平均すべり量は0.5m、地震モーメントは7.88×10^{18}Nmとなっているが，F-netと比べて約2倍大きく今後の検討課題である。最終的には、周期1.0秒以上と解析周期帯域を広げた震源モデルを目指す。

謝辞：この研究の一部は原子力規制庁による平成31年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震による地震動の評価手法の検討）業務として実施されました。地域地盤環境研究所の郭博士にはDD法を用いた震源再決定結果を提供いただきました。

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Strong Motion Generation Area for the 2019 Off Yamagata prefecture, Japan, earthquake estimated by the empirical Green's function method

*Kazuhiro Somei[1], Ken Miyakoshi[1], Yujia Guo[1]

1. Geo-Research Institute

2019年6月18日22時22分（日本時間）に山形県沖でM_{JMA} 6.7（M_w 6.4）の内陸地殻内地震（以降，2019年山形県沖の地震とする）が発生し，新潟県村上市で震度6強，山形県鶴岡市で震度6弱の地震動が観測された．また，国立研究開発法人防災科学技術研究所の強震観測網K-NET，KiK-netのうち震源に近い（震源距離17 km）K-NET温海（YMT004）でも最大加速度633 cm/s^2（3成分最大値）が観測され，このような大きな強震動記録の生成要因を調べることは重要である．そこで本研究では，2019年山形県沖の地震による強震動生成について主として震源の観点から実態を把握するために，震源近傍を含む周辺の観測点での地震動シミュレーションを行い，観測記録を広帯域に再現し得る震源モデルの推定を試みた．

本研究では，経験的グリーン関数法（Irikura, 1986）を用いた広帯域地震動シミュレーション（0.2－10 Hz）を実施した．経験的グリーン関数（要素地震）は，2019年7月11日16時4分に発生したM_w 4.1の余震を採用した．本研究の震源モデルは，できる限り単純なモデルで広帯域地震動を再現するために，正方形の強震動生成域（SMGA; Miyake et al., 2003）を1枚仮定し，背景領域からの寄与は無いものとした．また，F-netから公開されているモーメントテンソル（MT）解の幾何形状とDouble-Difference法（Waldhauser and Ellsworth, 2000）によって再決定した余震分布を参考にして，南東傾斜の逆断層面を設定し，SMGAの破壊開始点は再決定された本震震源位置（深さ13.38 km）に固定した．経験的グリーン関数法による波形合成に必要な要素地震の重ね合わせ数Nと，本震と要素地震の応力降下量比Cの値は，本震と要素地震のコーナー周波数をSource Spectral Ratio Fitting Method（三宅・他, 1999）によって推定した．SMGA内の相対的な破壊開始点，破壊速度，SMGAの大きさ，ライズタイムといった未知パラメタは，震源に近いKiK-net（地中記録）の4地点3成分の記録を用いて，加速度エンベロープと変位波形について，観測と合成の残差が最小となる組み合わせをグリッドサーチによって決定した．

推定されたSMGAは面積が64 km^2，ライズタイムは0.4秒，応力降下量は10.7 MPaとなり，過去の内陸地殻内地震と比べた場合，平均的な値となった．SMGA内の破壊伝播方向は，主として北東側に向かって進行し，破壊速度は2.6 km/sと推定された． SMGAの地震モーメントは2.24×10^{18} Nm（M_w6.2）で，これはF-netのMT解で公開されている地震モーメント4.41×10^{18} Nm（M_w6.3）の54.5 %となった．得られたSMGAモデルを用いて，震源域周辺（震央距離約60 km以内）のK-NET，KiK-netの強震観測点，及び国立研究開発法人防災科学技術研究所広帯域地震観測網F-net（強震記録）の観測点の計18地点の強震記録3成分を対象としてフォワード地震動シミュレーション（0.2－10 Hz）を行った．その結果，推定されたSMGAモデルから生成される合成地震動記録は観測地震動記録を概ね再現することができた．一方で，震源に近い一部の観測点（例えば，YMT004）に注目すると，観測速度波形や観測変位波形にパルス状の波形パケットが2回見えるのに対して，合成波形は1回のパルスのみを再現している．ここでは1枚のSMGAが震源から破壊開始する仮定でモデリングを行ったが，他地点の観測波形の特徴を精査し，複数のSMGAの必要性やそれらの破壊開始点位置について今後検討する予定である．

謝辞：国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網K-NET，KiK-net，広帯域地震観測網F-netの強震記録，F-netのMT解，及び気象庁一元化震源カタログの震源情報，一元化処理検測値をそれぞれ使用しました．記して感謝いたします．

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Initial rupture process of the 18-June-2019 off Yamagata earthquake inferred from source imaging

*Ryo Fujimoto[1], Hirofumi Kowari[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1]

1. Graduate school of natural science and tecnology OKAYAMA UNIVERSITY

2019年6月18日22時22分、山形県沖でM_{JMA}6.7の地震が発生した。本研究の目的は、この地震の発震後初期の破壊過程を推定することであり、ソース・イメージング法 (Takenaka *et al*, 2009, EPS)を用い、初期破壊過程における地震波の放射強度の時空間変化の推定を行う。
解析には震央距離62 km以内の防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net観測点で記録された波形データを用いた。ソース・イメージング法では、加速度波形を積分した速度波形の上下動成分のP波部分を用いる。震源は気象庁一元化震源 (北緯38.608 ˚,東経139.479 ˚,深さ14.0 km) を採用し、断層面は気象庁CMT解の、走向26 ˚、傾斜27 ˚の南東傾斜の面と、走向210 ˚、傾斜64 ˚の北西傾斜の面の二つを仮定する。
イメージングの結果、仮定した二つの断層面どちらにおいても、発震後約2.5秒までは震源の北東方向に放射強度が比較的大きな領域が見られた。また、発震から2.5秒以降に、震源とほぼ同じ深さの南西方向10 km付近で、それまでの放射強度と比べて著しく放射強度の大きな領域が見られた。これらの結果より、震源から広がった破壊が、発震後2.5秒付近までは震源の北東方向で比較的大きなすべりを引き起こし、さらに、発震後約3秒後に、震源の南西方向でそれまでよりも非常に大きなすべりが開始したと推定される。設定した二つの断層面においては、放射強度の大きな領域の3次元的な位置は、両者でほぼ一致している。また、震源の南西方向の放射強度が大きな領域の位置は、防災科学技術研究所による震源インバージョン解析で見られる、すべりの大きな領域とも調和的である。

謝辞：本研究は防災科学技術研究所のK-NET、KiK-netの観測波形データを使用しました。

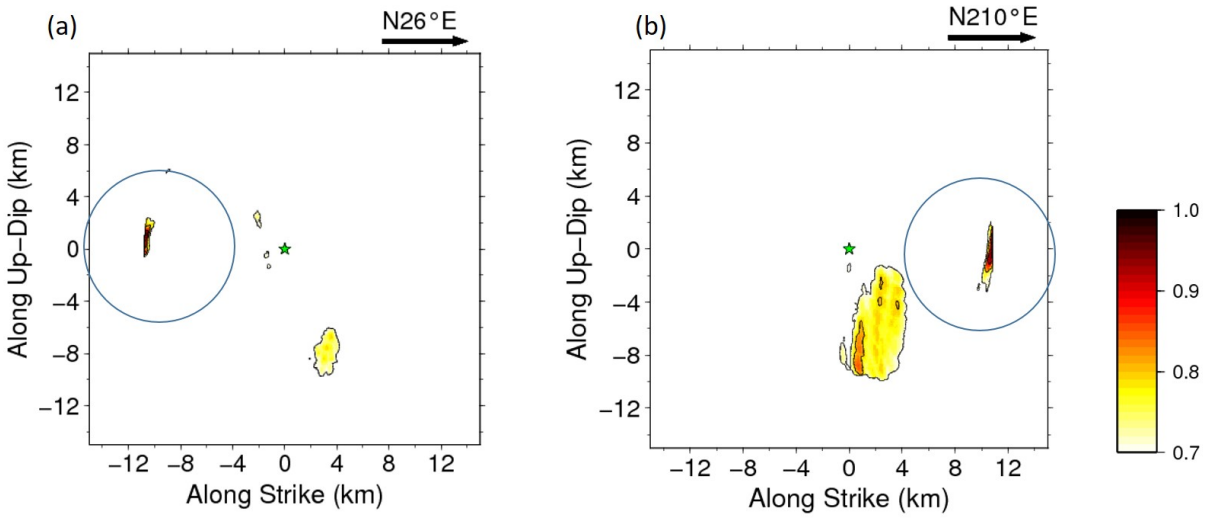


図　発震後3秒間のイメージング結果。 それぞれ(a)走向26 ˚ , 傾斜27 ˚　(b)走向210 ˚ ,傾斜64 ˚ の断層面を仮定。共に放射強度の最大値で規格化。どちらも震源から南西方向に放射強度の大きな領域(青色丸)が見られる。

© The Seismological Society of Japan

Evaluations for source parameters and site amplifications based on generalized inversion technique

*Kenichi Nakano[1], Hiroshi Kawase[2]

1. HAZAMA ANDO CORPORATION, 2. Kyoto university

2019年6月18日22時22分に、山形県沖において、M_{JMA}6.7の地震が発生した。このイベントの震源深さは約14kmとされている。本地震については、同地震の余震域を震源とする被害地震はほとんど知られておらず、不明な点が多い。本震においては、震央周辺の気象庁、K-NET、KiK-netで大振幅記録が観測された。震央近傍で震度6弱が計測された鶴岡市温海川観測点47241（CA9）の応答スペクトルと過去に発生した大地震の応答スペクトルのそれを比較すると、今回の地震では約2Hzが卓越しており、主要構造体に被害が生じるような周期帯にはエネルギーを有していないことが確認できる。しかし、震央周辺地域では、瓦屋根やブロック塀などの非構造材の被害が報告されており（e.g. 三辻, 2019；高橋, 2019）、2018年大阪府北部の地震と同様の被害傾向であると考えられる。

上記の観測記録や被害の状況だけからは、地震動の生成メカニズムを明らかにすることはできない。そこで、地震動の生成メカニズムを把握することを目的に、スペクトルインバージョン（以下、GIT）によって震源とサイト特性を推定することを試みる。まず、2019年山形県沖の地震における本震と余震を対象として、K-NET及びKiK-netで公開された地震波形を、気象庁のWebページから気象庁が設置した震度計で記録された波形をそれぞれ収集し、Nakano and Kawase (2019)のデータセットにそれらを追加した上で、GITを実施した。表1に、本研究で追加したイベントについて示す（No.7-No.11）。比較用に国内で発生したいくつかの地殻内地震のイベントを併記している（No.1-No.6）。また、詳細は後述するが、本研究で評価したコーナー振動数、応力降下量、短周期レベルについても示している。

具体的な解析条件はNakano et al. (2015)もしくはNakano and Kawase (2019)を参照されたいが、ここではM_{JMA}4.5以上、震源距離200km以下、震源深さ60km以浅、最小加速度は0.2 cm/s^2、最大加速度は200cm/s^2を満足する地震および波形を用いた。ただし、M_{JMA} 4.0前後のイベントも含めている点に注意されたい。表1のNo.7とNo.11の地震モーメントはF-net（http://www.fnet.bosai.go.jp）を参照したが、No.8からNo.10のイベントでは、武村（1990）を用いてM_{JMA}からM_0を概算的に推定した。震源情報については、気象庁の一元化処理リスト（https://hinetwww11.bosai.go.jp/auth/JMA/）を参照した。

図1に応力降下量の比較を示す。今回の本震の応力降下量は、過去のイベントのそれと調和的であるが、同様の地震規模と震源深さに対してやや高めのグループに属していることがわかる。一方余震の応力降下量については過去の地震に比べ低めとなっているが、これについては、余震記録は地震規模が小さいため、長周期ノイズの含まれた記録が混入している可能性が考えられる。その結果、仮定した地震モーメントは過大評価となり、コーナー振動数fcが過小評価されている可能性がある。周波数範囲を限定し、地震モーメントを経験値ではなく観測値で決めれば、平均的な値に再評価される可能性がある。図2に短周期レベルの比較を示す。ここでは、Nakano and Kawase (2019)で評価した回帰式（全体に対するものとMw6以上に対するもの）も併せて示す。これをみれば明らかなように、今回の地震の本震の短周期レベルは、Nakano and Kawase (2019)のどちらの回帰式による推定値より大きいことがわかる。

図3に、Nakano and Kawase (2019)で評価したS波サイト特性と全波サイト特性を示す。図中の黒色の実線はGITで直接評価したS波サイト特性、灰色の実線は、仲野ら（2019）の手順で、個々のイベント毎に評価した全継続時間のサイト特性、赤色の実線は灰色の実線の平均値、すなわち全波サイト特性を、赤色の点線はその平均値±σ（標準偏差）を示している。この図を見れば明らかであるが、山形県酒田市のサイト（YMT001およびSAK）では、S波サイト特性に比べて、全波サイト特性の振幅が2Hz以下の低振動数域で大き

© The Seismological Society of Japan

く、NIGH02（朝日）より南の新潟県の平野部（具体的には
NIGH02、NIG007、52E、NIGH03、NIGH04、NIG008、90C）においても同様の傾向がみられる。これらの地点では0.2-0.4Hz付近に卓越振動数がみられ、それは各地点が存在する堆積盆地の卓越振動数と考えられる。一方、震央に近いYMT004、NIG006、47241（CA9）の３つのサイトでは、S波サイト特性に対する全波サイト特性の増幅は比較的小さく、CA9では約1Hz～8Hzにかけて振幅が大きくなっているが、他の２地点では数Hz以上に明瞭なピークを有していることが確認できる。

以上のことから、今回の地震では震源近傍観測点のサイト特性が高振動数域にピークがある盆地外部のものであったため、最大加速度は大きく気象庁震度も大きかったが、構造体の被害に直結する周期1秒前後のやや短周期レベルは小さかったため、被害は最小限に留まったものと推察される。

表1　イベントリスト

No.	Date	Hypocenter location			M_{JMA}	M_0 (N*m)	fc (Hz)	fmax (Hz)	Stress drop (MPa)	Short-period level A (N*m/s^2)
		Lat.	Lon.	Depth (km)						
1	199501170546	34.598	135.035	16	7.3	2.43E+19	0.111	10.7	6.152	1.18E+19
2	200410231756	37.29	138.87	13	6.8	7.53E+18	0.123	14.9	2.594	4.50E+18
3	200412141456	44.074	141.703	9	6.1	4.44E+17	0.339	7.8	3.202	2.01E+18
4	200707161013	37.557	138.61	17	6.8	9.30E+18	0.118	12.2	2.829	5.11E+18
5	201806180758	34.844	135.622	13	6.1	2.32E+17	0.483	15.1	4.839	2.14E+18
6	201809060308	42.691	142.007	37	6.7	1.00E+19	0.172	18.0	9.420	1.17E+19
7	201906182222	38.608	139.479	14	6.7	4.11E+18	0.189	15.5	5.137	5.80E+18
8	201906182237	38.621	139.448	12	3.8	7.94E+14	1.303	50.0	0.325	5.32E+16
9	201906182241	38.586	139.409	12	4.1	2.24E+15	0.847	50.0	0.252	6.34E+16
10	201906190057	38.561	139.395	12	4.2	3.16E+15	0.986	22.5	0.561	1.21E+17
11	201906210533	38.607	139.453	13	4.0	5.46E+14	2.551	23.9	1.678	1.40E+17

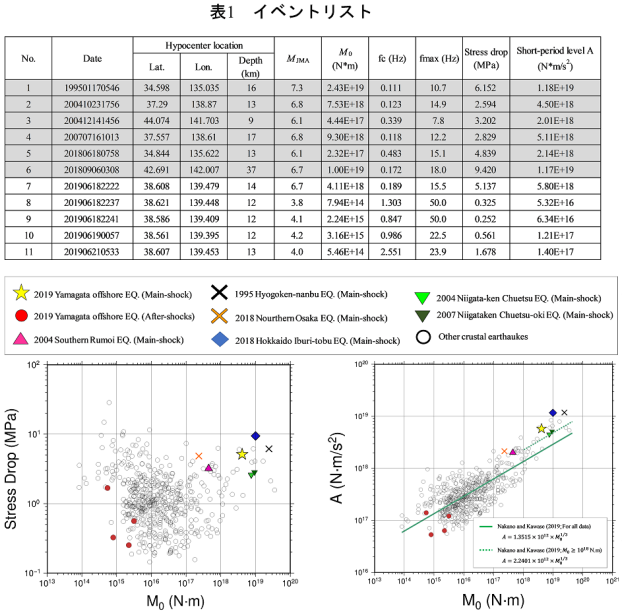


図1　応力降下量の比較

図2　短周期レベルの比較

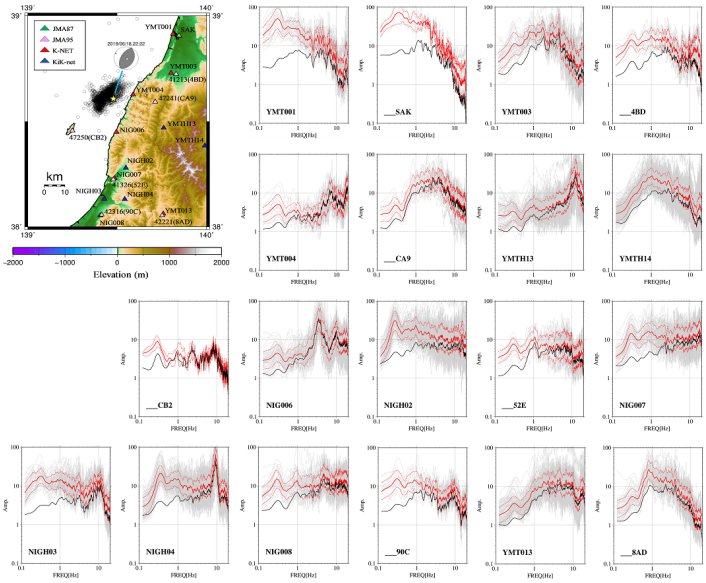


図3　サイト特性の比較