

Mon. Oct 24, 2022

Room D | Regular session : S14. Earthquake prediction and forecast

9:30 AM - 10:15 AM JST | 12:30 AM - 1:15 AM UTC | ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S14] AM-1

chairperson: Masajiro Imoto (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S14-01] On the Brownian passage time distribution model of refinement for the Kanto M8 class recurrent paleoearthquakes*Masajiro IMOTO¹, Nobuyuki MORIKAWA¹, Hiroyuki FUJIWARA¹ (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S14-02] On the probability of successive occurrence of Nankai Trough earthquakes*Yo Fukushima¹, Tomoaki Nishikawa², Yasuyuki Kano³ (1. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S14-03] Evaluation of crustal deformation and seismicity data for earthquake probability estimation in the Chugoku region*Taro Hara¹, Hiroaki Takahashi² (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University)

Room D | Regular session : S11. Various phenomena associated with earthquakes

10:30 AM - 11:00 AM JST | 1:30 AM - 2:00 AM UTC | ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S11] AM-2

chairperson: Hideo Aochi (BRGM)

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

[S11-01] Ground oscillations generated by the passage of Tsunamis : Observations and numerical simulations*Hideo AOCHI^{1,2}, Masumi Yamada³, Tung-Cheng Ho³ (1. BRGM, 2. Laboratoire de Geologie, Ecole Normale Supérieure, CNRS UMR 8538, PSL Research University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S11-02] Magnetic field observation using highly-sensitive SQUID magnetometers near the hypocentral area in Noto Peninsula*JUN KAWAI¹, MIKI KAWABATA¹, MASAKAZU MIYAMOTO¹ (1. Kanazawa Institute of Technology, Applied Electronics Laboratory)

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

11:00 AM - 11:45 AM JST | 2:00 AM - 2:45 AM UTC | ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S13] AM-2

chairperson: Osamu MURAKAMI (Tono Geoscience Center, Japan Atomic Energy Agency)

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

[S13-01] Activity and waveform characteristics of deep low-frequency earthquakes in volcanic regions*Ryo KURIHARA¹ (1. Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture)

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

[S13-02] Shear wave splitting analysis for the crust in Iwaki area, Fukushima Prefecture, northeast Japan (2)*Tsuyoshi WATANABE¹, Shinya Hiratsuka², Koji Shimada¹ (1. Japan Atomic Energy Agency, 2. N/A)

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

[S13-03] Shear wave polarization anisotropy around the source area of the swarm earthquakes in the Noto peninsula*Osamu MURAKAMI¹ (1. Tono Geoscience Center, Japan Atomic Energy Agency)

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

3:45 PM - 5:15 PM JST | 6:45 AM - 8:15 AM UTC | ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S12] PM-2

chairperson: Hironori Kawakata, Kentaro Omura (NIED)

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

[S12-01] In-situ stress at the basement under Osaka plain (5) - In-situ stress measurement using rock core samples -*Kentaro OMURA¹, Akio Funato², Takatoshi Ito³ (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Earthquake and Tsunami Research Division, 2. Fukada Geological Institute, 3. Institute of Fluid Science, Tohoku University)

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

[S12-02] Constitutive Properties and Frictional Behavior of Simulated Fault Zone of Halite Developed in Granular Medium*Chengrui Chang¹, Hiroyuki Noda², Gonghui Wang², Tetsuo Yamaguchi¹ (1. Univ. Tokyo, 2. Kyoto Univ.)

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

[S12-03] Investigation of stress field in the north-central Kinki district by dense seismic observation near the active faults*Toshio TANAKA¹, Yoshihisa Iio², Hiroshi Katao², Masayo Sawada², Kazuhide Tomisaka² (1. Kyoto University Graduate School of Science, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University Research Center for Earthquake Hazards)

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

[S12-04] Evaluation of the source-location accuracy for AE events occurring in experiments under GPa-order high pressures*Hironori KAWAKATA¹, Tomohiro Ohuchi² (1. Ritsumeikan Univ., 2. Ehime Univ.)

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

[S12-05] Elastic wave transmission experiment to evaluate the accuracy of absolute AE locations in a cylindrical sample*Teruki Inanishi¹, Hironori Kawakata¹, Shiro Hirano¹, Masayuki Nakayama¹ (1. Ritsumeikan University)

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

[S12-06] Frictional behavior of clayey gouge at intermediate velocity range*Hanaya Okuda¹, Takehiro Hirose², Asuka Yamaguchi¹ (1. Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo, 2. Kochi Institute for Core Sample Research, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

Tue. Oct 25, 2022

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

9:30 AM - 11:00 AM JST | 12:30 AM - 2:00 AM UTC | ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S16] AM-1

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

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

[S16-01] On the variability of the horizontal site amplification factors extracted from the observed Fourier spectra of the S-wave part and the whole wave

*Hiroshi KAWASE¹, Kenichi NAKANO², Jiken WANG³, Eri ITO¹, Jikai SUN¹ (1. DPRI, Kyoto University, 2. HAZAMA ANDO CORPORATION, 3. Graduate School of Engineering, Kyoto University)

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

[S16-02] Cluster analysis of site amplification characteristics along Route 9 estimated by the distributed acoustic sensing (DAS).

*Kento Kumaki¹, Hisashi Nakahara¹, Kentaro Emoto², Masatoshi Miyazawa³, Takeshi Tsuji⁴ (1. Tohoku university, 2. Kyushu University, 3. Kyoto University, 4. University of Tokyo)

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

[S16-03] Construction of the Shallow Velocity Structure Model in the Kyoto and Nara Basins Using Boring Database and Microtremor Array Observations

*KimiYuki ASANO¹, Tomotaka IWATA¹, Teruyuki HAMADA², Kunikazu YOSHIDA², Kazuhiro SOMEI², Haruko SEKIGUCHI¹ (1. DPRI, Kyoto University, 2. Geo-Research Institute)

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

[S16-04] Ground motion characteristics during the 2022 Noto-Hanto earthquake (M_J5.4) and underground velocity structure at ISK00

*Tomotaka IWATA¹, Kimiyuki Asano¹, Takeshi Miyamoto², Mugen Ogata² (1. DPRI, Kyoto University, 2. Graduate School of Faculty of Science, Kyoto University)

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

[S16-05] Input motions on engineering basement during the 2018 Northern Osaka earthquake using shallow surface velocity models based on microtremor array observation

*Shota Goto¹, Kota Asano¹, Hiroyuki Goto², Sumio Sawada² (1. Graduate School of Engineering, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S16-06] The effect of the complex shape of the basin edge structure to the microtremor Horizontal-to-Vertical spectral ratios by numerical analysis

*Shinichi MATSUSHIMA¹, Zhiwei LIU², Jun'ichi MIYAKOSHI³ (1. DPRI, Kyoto University, 2. Former Department of Architecture and Architectural Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University, 3. Ohsaki Research Institute, Inc.)

Room D | Regular session : S17. Tsunami

11:15 AM - 12:00 PM JST | 2:15 AM - 3:00 AM UTC | ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S17] AM-2

chairperson:Yushiro Fujii

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

[S17-01] Modeling of the 2022 Tonga Eruption Tsunami Recorded on Ocean Bottom Pressure and Tide Gauges Around the Pacific*Yushiro Fujii¹, Kenji Satake² (1. International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Building Research Institute, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S17-02] Wave Separation of Tsunami Near Japan Induced by Air Pressure Pulse After the 2022 Tonga Volcanic Eruption*Tung-cheng Ho¹, Nobuhito Mori¹, Masumi Yamada¹ (1. DPRI, Kyoto Univ.)

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

[S17-03] The later phase of tsunami associated with the 2022 Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcanic eruption: source estimation using array-based analysis*Ayumu MIZUTANI¹, Kiyoshi Yomogida² (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University)

Room D | Regular session : S17. Tsunami

1:30 PM - 2:45 PM JST | 4:30 AM - 5:45 AM UTC | ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S17] PM-1

chairperson:Kentarō Imai(JAMSTEC), Yoshinori Shigihara

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

[S17-04] The slip distribution of the 2009 Samoa earthquake doublet estimated by a joint inversion ocean-bottom pressure and electromagnetic tsunami recordsHiroyo YOKOI¹, *Toshitaka BABA¹, Zhiheng Lin², Takuto MINAMI³, Hiroaki TOH² (1. Tokushima University, 2. Kyoto University, 3. Kobe University)

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

[S17-05] Estimation of the scale of past submarine landslide tsunamis in the waters around Japan*Yoshinori SHIGIHARA¹, Masataka Inui¹, Ako Yamamoto¹, Hikaru Moriki², Takashi Kumamoto³ (1. National Defense Academy, 2. Okayama Univ., currently NRA, 3. Okayama Univ.)

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

[S17-06] Slip Distribution of the 1923 Kanto Earthquake Estimated from Tsunami waveforms, Coseismic Deformation Data and Tsunami Survey Heights*Yuichiro TANIOKA¹, Yusuke Yamanaka¹, Yumi Nakadai² (1. Hokkaido University, 2. Prev. Hokkaido University)

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

[S17-07] Problems related to Tsunami Source Model of the 1498 Meio Tokai Earthquake on the Coast of Shizuoka Prefecture*Satoshi KUSUMOTO¹, Kentarō Imai¹, Takane Hori¹, Daisuke Sugawara² (1. JAMSTEC, 2. Tohoku University)

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

[S17-08] The origin of tsunami trace height in Atashika during the 1944 Showa Tonankai Earthquake*Kentarō IMAI¹, Ryoko Obayashi¹, Yasuyuki Nakamura¹, Yuichiro Tanioka² (1. JAMSTEC, 2. Hokkaido Univ.)

Room D Regular session : S17. Tsunami

3:00 PM - 4:15 PM JST | 6:00 AM - 7:15 AM UTC | ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S17] PM-2

chairperson:Yutaka Hayashi(Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency), Toshitaka Baba(Tokushima University)

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

[S17-09] White bubbling tsunami: Its Hazard risk -Case of the 2011 Tohoku-Oki earthquake-

*Yuji ENOMOTO¹, Tsuneaki Yamabe¹, Shigeki Sugiura², Hitoshi Kondo² (1. Shunshu University , 2. Genesis Research Institute Inc.)

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

[S17-10] Evaluation of contribution of observation points to tsunami inundation prediction using machine learning

*Masato Kamiya¹, Toshitaka Baba² (1. Graduate School of Sciences and Technology for Innovation, Tokushima University, 2. Graduate School of Technology, Industrial and Social Sciences, Tokushima University)

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

[S17-11] Probabilistic Tsunami Hazard Assessment based on the long-term evaluation for earthquakes along Kuril and Japan trenches

*Kenji HIRATA¹, Hiroyuki FUJIWARA¹, Hiromitsu NAKAMURA¹, Tsuneo OHSUMI¹, Nobuyuki MORIKAWA¹, Shin'ichi KAWAI¹, Takahiro MAEDA¹, Yuji DOHI¹, Shin NEMOTO², Nobuhiko TOYAMA², Tadashi KITO², Xuelei ZHANG², Yasuhiro MURATA³, Mariko KORENAGA⁴, Yuta ABE⁴, Teppei OHNO⁴ (1. NIED, 2. OYO, 3. KKC, 4. CTC)

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

[S17-12] Deep-sea bore: Trench-slope ascent of discontinuities in current speed, water temperature and pressure

*Yoshio FUKAO¹, Hiroko Sugioka², Hajime Shiobara³, Aki Ito¹, Taewoon Kim¹, Ryo Furue¹ (1. JAMSTEC , 2. Kobe Univ., 3. Univ. Tokyo)

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

[S17-13] Progress in Preparing a Draft 10-Year Research, Development, and Implementation Plan for Ocean Decade Tsunami Programme (2021-2030)

*Yutaka HAYASHI¹, Srinivas Kumar TUMMALA², Michael ANGOVE³, Sergio BARRIENTOS⁴, Silvia CHACON⁵, David COETZEE⁶, Christa von HILLEBRANDT-ANDRADE⁷, Alexander RABINOVICH⁸, Harkunti Pertiwi RAHAYU⁹, Francois SCHINDELE¹⁰, Amir YAHAV¹¹, Bernardo ALIAGA ROSSEL¹², Rick John BAILEY¹³, Denis CHANG-SENG¹², Angelos HAIDAR¹² (1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2. Indian National Centre for Ocean Information Services, 3. National Oceanic and Atmospheric Administration, USA, 4. National Seismic Centre, University of Chile, 5. Costa Rica National Tsunami Warning System, National University of Costa Rica, 6. National Emergency Management Agency, New Zealand, 7. Caribbean Office, International Tsunami Information Center, NOAA, USA, 8. Tsunami Laboratory, Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 9. Institute of Technology Bandung, Indonesia, 10. National Tsunami Warning Center, Atomic Energy and Alternative Energies Commission, France, 11. National Emergency Management Authority, Israel, 12. Intergovernmental Oceanographic Commission, UNESCO, 13. Bureau of Meteorology, Australia)

Room D Regular session : S04. Tectonics

4:30 PM - 5:15 PM JST | 7:30 AM - 8:15 AM UTC | ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S04] PM-3

chairperson:Yukitoshi Fukahata(DPRI, Kyoto University)

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

[S04-01] Hypocenter relocations of earthquakes off Okinawa island with station corrections obtained from CMT solutions

*Masanao Komatsu¹, Mei Kitamura², Hiroshi Takenaka¹ (1. Okayama University, 2. Okayama University (Current: Japan Meteorological Agency))

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

[S04-02] Effects of the hot plume on the bending of the Philippine Sea slab beneath Kyushu (2)

*Natsuki Kozai¹, Nobuaki Suenaga², Shoichi Yoshioka^{2,1} (1. Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University, 2. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University)

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

[S04-03] ***The geodynamic evolution of the Mexican subduction zone as an effect of the movement of the Chortís Block***

*Erika Moreno^{1,2}, Marina Manea^{2,1}, Vlad Manea^{2,1} (1. Kobe University, 2. Centro de Geociencias, Universidad Autónoma de México)

Wed. Oct 26, 2022

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

9:45 AM - 11:00 AM JST | 12:45 AM - 2:00 AM UTC | ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S07] AM-1

chairperson:Masato Furuya(Hokkaido University), Keiko Kuge(Kyoto University)

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

[S07-01] Seismic discontinuities beneath the Australian continent from Bayesian inversion using multimode surface waves and receiver functions*Kotaro Tarumi¹, Kazunori Yoshizawa^{1,2} (1. Graduate School of Science, Hokkaido University,, 2. Faculty of Science, Hokkaido University)

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

[S07-02] Upper mantle S-wave structure beneath Mongolia, Central Eurasia*Baigalimaa Ganbat^{1,2}, Kazunori Yoshizawa^{1,3}, Demberel Sodnomsambuu², Ulziibat Munkhuu² (1. Dept Natural History Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Institute of Astronomy and Geophysics of Mongolia, 3. Dept Earth & Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University)

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

[S07-03] Inferring 3-D S- and P-velocity structure of D" beneath Central America using waveform inversion*Rei Sato¹, Kenji Kawai¹ (1. Univ. of Tokyo)

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

[S07-04] Waveform inversion for the 3D S-wave velocity structure in the D" beneath the Southern Atlantic*Keisuke Otsuru¹, Kenji Kawai¹ (1. University of Tokyo)

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

[S07-05] The Q-value and its frequency dependence suggested from the recent absence of the Chandler Wobble*Masato FURUYA¹, Ryuji Yamaguchi² (1. Department of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University, 2. Department of Natural History Sciences, Hokkaido University)

Room D | Regular session : S18. Education and history of seismology

11:15 AM - 12:00 PM JST | 2:15 AM - 3:00 AM UTC | ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S18] AM-2

chairperson:Yoshinari Hayashi(Faculty of Societal Safety Sciences, Kansai Univ.)

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

[S18-01] Consideration of seismological information on regional differences in disaster preparedness awareness*Yoshinari HAYASHI¹, Tadahiro MOTOYOSHI¹ (1. Kansai Univ.)

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

[S18-02] Effects of science education for prevention and mitigation of psychological damages caused by earthquake disasters*Noa MITSUI¹, Kumi Yoshitake², Hiroko Tsuboi³, Yuki Kubota⁴, Kazuyuki Nakagawa⁵ (1. Nagoya University, 2. University of human environments, 3. Nagoya City University, 4. Kyushu Sangyo University, 5. Jiji Press)

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

[S18-03] Significance of holding the event: 2022 summer school for school teachers in Sakaiminato city & Daikon Island*Hiroo NEMOTO¹, Ken'ich ARAI², Akihiko ITO³, Yasuyuki KANO⁴, Makoto YAMANO⁴, Masashige MINAMISHIMA⁵, Hideki MUKOYOSHI⁶, Hiroki HAYASHI⁶, Takao KAGAWA⁷ (1. Ritsumeikan Univ., 2. Sakae Higashi UPR Sec. Sch., 3. The Open Univ. of Japan, 4. ERI, 5. Ryogoku Sec. Sch., 6. Shimane Univ., 7. Tottori Univ.)

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

1:30 PM - 2:45 PM JST | 4:30 AM - 5:45 AM UTC | ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S10] PM-1

chairperson: Haruo Kimura, Takashi Ogami (Geological Survey of Japan, AIST)

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

[S10-01] Paleo-seismicity of the southeastern part of Unzen Fault Group based on offshore active fault survey in Shimabara Bay, southwestern Japan

*Takashi OGAMI¹, Tadashi MARUYAMA¹, Takashi HOSOYA², Takashiro KUBO³, Oshie TAZAWA³, Kenjiro MUKAIYAMA³
(1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Chuo Kaihatsu Corporation, 3. Kawasaki Geological Engineering, Co., Ltd.)

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

[S10-02] Active tectonics, structures and seismicity of the Tenpoku fold-and-thrust belt, northern Hokkaido

*Tatsuya ISHIYAMA¹, Makoto Matsubara² (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S10-03] Gravity anomaly in adjacent areas of the southern edge of the surface ruptures occurred during the 1896 Rikuu Earthquake

*Haruo Kimura¹, Yasuhira Aoyagi¹, Hidenobu Takahashi¹, Motoshi Tomura², Katsuya Noda² (1. Central Research Institute of Electric Power Industry, 2. Geosys Inc.)

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

[S10-04] Mean displacement rate and age of the last event of northern part of the Nara-bonchi-toen faults, central Japan

*Taku KOMATSUBARA¹ (1. Geological Survey of Japan, AIST)

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

[S10-05] Earthquake-related phenomena and source fault of the 1909 Anegawa earthquake

*Naoji KOIZUMI¹, Norika Yamamura², Mamoru Nakamura³ (1. School of Environmental Science, Univ. Shiga Pref., 2. N/A, 3. Faculty of Science, Univ. of the Ryukyus)

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

3:00 PM - 4:15 PM JST | 6:00 AM - 7:15 AM UTC | ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S10] PM-2

chairperson: Ritsuko Matsu'ura (Association for the Development of Earthquake Prediction), Junzo Ohmura (Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S10-06] Damage to Levees and Flooding Caused by the 1830 Kyoto Earthquake

*Junzo OHMURA¹ (1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S10-07] Seismic Activity in Southern Miyagi Prefecture in the 18th Century Based on the Microfilmed Records of the Takano Family

*Sunao Urushibara¹, Yasuyuki Kano¹, Junzo Ohmura¹ (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S10-08] Examination of the Sources of the Documents Published in historical documents on earthquakes: The Earthquakes of 1579

*Kentaro HATTORI¹ (1. Kansai University)

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

[S10-09] Isn't "Ninna earthquake" in 887, long believed to be a typical Nankai earthquake, the latest activity of the Osaka-Bay fault?

Shigehiro Fujino¹, *S. Ritsuko MATSU'URA² (1. Univ. of Tsukuba, 2. Association for the Development of Earthquake Prediction)

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

[S10-10] An Entire Revision of the "Japanese Damaging Earthquakes List" in "Chronological Scientific Tables"

*Kazuki KOKETSU¹, Tomoya HARADA² (1. Graduate School of Media and Governance, Keio University, 2. N/A)

Room D | Regular session : S14. Earthquake prediction and forecast

📅 Mon. Oct 24, 2022 9:30 AM - 10:15 AM JST | Mon. Oct 24, 2022 12:30 AM - 1:15 AM UTC | 🏢 ROOM D
5th floor (Training Room 520)

[S14] AM-1

chairperson: Masajiro Imoto (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S14-01] On the Brownian passage time distribution model of refinement for the Kanto M8 class recurrent paleoearthquakes

*Masajiro IMOTO¹, Nobuyuki MORIKAWA¹, Hiroyuki FUJIWARA¹ (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S14-02] On the probability of successive occurrence of Nankai Trough earthquakes

*Yo Fukushima¹, Tomoaki Nishikawa², Yasuyuki Kano³ (1. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S14-03] Evaluation of crustal deformation and seismicity data for earthquake probability estimation in the Chugoku region

*Taro Hara¹, Hiroaki Takahashi² (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University)

On the Brownian passage time distribution model of refinement for the Kanto M8 class recurrent paleoearthquakes

*Masajiro IMOTO¹, Nobuyuki MORIKAWA¹, Hiroyuki FUJIWARA¹

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

はじめに

政府地震調査委員会(以後 地震調査委員会, 2014)は, 相模トラフ沿いに発生する関東M8級地震の地震確率をParsons (2008, JGR)に倣った方法で評価している. Parsons (2008)の方法はOgata (1999, JGR)の式と同等であり, Brownian Passage Time (BPT)分布のばらつきをあらわすパラメータ (以後ばらつき) が小さく偏る [井元他(2022a, 地震; 2022b, Jpgu)]. 井元他(2021年度地震学会)は, 古地震時系列から想定される全ての地震間隔に基づく尤度幾何平均による最尤法を提案している. これに従えば, 平均間隔362.5年ばらつき0.49となる. しかしながら, 用いた古地震時系列には不確定期間が連続する部分が含まれ, 極端に短い地震間隔を反映してばらつきがやや大きくなっている. 本報告では, 不確定期間の連続部分について尤度式を見直しデータを忠実に反映したばらつき値を求める, また, 関東M8級地震については歴史地震も存在するので, 古地震時系列と歴史地震時系列を同時に解析した結果も紹介する.

BPT分布の尤度幾何平均

井元他(2022a)によると, 古地震時系列に対する更新過程モデルの尤度幾何平均は(1)式 (表1) で与えられる. ここで, (a_i, b_i) は地震発生年の不確定期間で, 各発生年はそれぞれの不確定期間で一様に分布すると仮定している. 被積分関数の対数を対数の和に置換え, 自明な積分を実行して(2)式を得る. この式では, 地震間隔毎に対数尤度が平均され, その後全間隔の和を求めている. 地震間隔がBPT分布に従う場合, 確率密度関数は(3)式となる. モデルパラメータ μ および α をそれぞれ平均間隔およびばらつきと呼ぶ. 同一のBPT分布に従う独立な2個の地震間隔の和 d は, $\mu_d = 2\mu$ $\alpha_d = \alpha/\sqrt{2}$ をモデルパラメータとするBPT分布(4)式に従う. これを用いて(2)式を変形して地震発生年を特定しない場合を含む式を導くことができる. m 個の地震間隔のうち, j 番目の間隔が発生年を特定できない地震1個を含む地震間隔とする. このとき, 最尤推定値は, (5),(6)式で表される. ここで, 地震間隔および逆数の平均は(7),(8) で表される.

関東M8級地震

ここでは, 地震調査委員会(2014)に記載された古地震時系列を採用する (表2). 9個の古地震うち3番の地震が, 前後の地震(2番, 4番)から発生期間が与えられている. 表2の○印はモデルパラメータ推定に用いた地震であり, 下段に各Data set に対する尤度幾何平均による最尤推定値が与えられている. Data set Aの計算では表2にある3番地震の不確定期間をそのまま用いている. Data set Bから Data set Eでは, 3番地震の発生年を特定せず2個の地震間隔の和として2番と4番の発生間隔を用いている.

各不確定期間で発生年を無作為に選んだ時系列 (モンテカルロ時系列, 10000個) から得たばらつきの累積分布を図1に示す. Data set Aは青で Data set Bは赤で印されている. 0.1~0.9の範囲で0.1刻み (+印) で値を得ている. 0.5におけるばらつきが中央値を表す. その右隣の縦線は尤度幾何平均によるばらつき (表2) である. Data set Aではモンテカルロ時系列の中央値と表2の最尤推定値との間に一定の差が見られるが, Data set B ではその差が縮小している. 両者の0.9 (90%)点を比べるとData set A では80%点に比べ大きく右に湾曲していて, ばらつきの大きい時系列の存在が示唆される. これに対しSet Bでは, 極端に短い地震間隔が含まれないためばらつきが抑えられている. 尤度幾何平均の最尤推定値は, 想定される全ての地震間隔が再現する場合の対数尤度期待値が最も大きいモデルであり (2022b), モンテカルロ時系列の中央値とは違った意味を持つ.

図2 は地震発生後500年間における条件付き30年確率の推移を表す. Data set A, Data set B の他に, Parsons (2008)で得られた値 (ERC)を比較する. 経過年 0~250年ではばらつきの大きい方が30年確率は大きくなるが, およそ250年以後では逆転する. 今回新たに得られた値Data set Bによると, 大正関東地震が

らほぼ100年が経過し30年確率が徐々に増加する段階に差し掛かったと云える。歴史地震を含めた場合のばらつきはData set Bの0.40にほぼ等しい（表2）が、平均間隔がData set Bより短いので、100年経過時点での30年確率値はData set Bより大きくなる。

(1)	$\ln L(\theta) = \int_{a_1}^{b_1} \dots \int_{a_n}^{b_n} \ln \{ \prod_{i=2}^n f_{\theta}(s_i - s_{i-1}) \} \prod_{j=1}^n \frac{1}{b_j - a_j} ds_n \dots ds_1$
(2)	$\ln L(\theta) = \sum_{i=2}^n \int_{a_i}^{b_i} \int_{a_{i-1}}^{b_{i-1}} \ln f_{\theta}(s_i - s_{i-1}) \frac{1}{b_{i-1} - a_{i-1}} \frac{1}{b_i - a_i} ds_{i-1} ds_i$
(3)	$f_{\theta}(t) = \sqrt{\frac{\mu}{2\pi\alpha^2 t^3}} \exp \left\{ -\frac{(t - \mu)^2}{2\mu\alpha^2 t} \right\}$
(4)	$f_{\theta}(d) = \sqrt{\frac{\mu_2}{2\pi\alpha_2^2 d^3}} \exp \left\{ -\frac{(d - \mu_2)^2}{2\mu_2\alpha_2^2 d} \right\} = \sqrt{\frac{4\mu}{2\pi\alpha^2 d^3}} \exp \left\{ -\frac{(d - 2\mu)^2}{2\mu\alpha^2 d} \right\}$
(5),(6)	$\hat{\mu} = \frac{1}{m+1} \sum_{i=1}^m \bar{t}_i, \quad \hat{\alpha}^2 = \hat{\mu} \frac{1}{m} \left[\sum_{i=1}^m \left\{ \frac{1}{\bar{t}_i} \right\} + 4 \frac{1}{\bar{t}_j} \right] - \frac{(m+1)}{m}$
(7)	$\bar{t}_i = \int_{a_{i+1}}^{b_{i+1}} \int_{a_i}^{b_i} (s_{i+1} - s_i) \frac{1}{b_i - a_i} \frac{1}{b_{i+1} - a_{i+1}} ds_i ds_{i+1}$
(8)	$\frac{1}{\bar{t}_i} = \int_{a_{i+1}}^{b_{i+1}} \int_{a_i}^{b_i} \frac{1}{s_{i+1} - s_i} \frac{1}{b_i - a_i} \frac{1}{b_{i+1} - a_{i+1}} ds_i ds_{i+1}$

表 1 式の一覧

Event		Occurrence year		Data set				
				A	B	C	D	E
震 災 目 録	cal yBP							
	1	5400	5300	○	○	○	○	○
	2	5000	4800	○	○	○	○	○
	3	4800	4250	○	*	*	*	*
	4	4250	3950	○	○	○	○	○
	5	3800	3600	○	○	○	○	○
	6	3300	3100	○	○	○	○	○
	7	3050	2850	○	○	○	○	○
	8	2750	2700	○	○	○	○	○
	9	2500	2400	○	○	○	○	○
歴 史 地 震	AD							
	1	永仁	1293				○	○
	2	明応	1495					○
	3	元禄	1703			○	○	○
		大正	1923			○	○	○
		MLE		362.5	362.5	346.7	353.0	320.9
				0.49	0.40	0.41	0.39	0.41

表 2 関東 M8 級の古地震と歴史地震

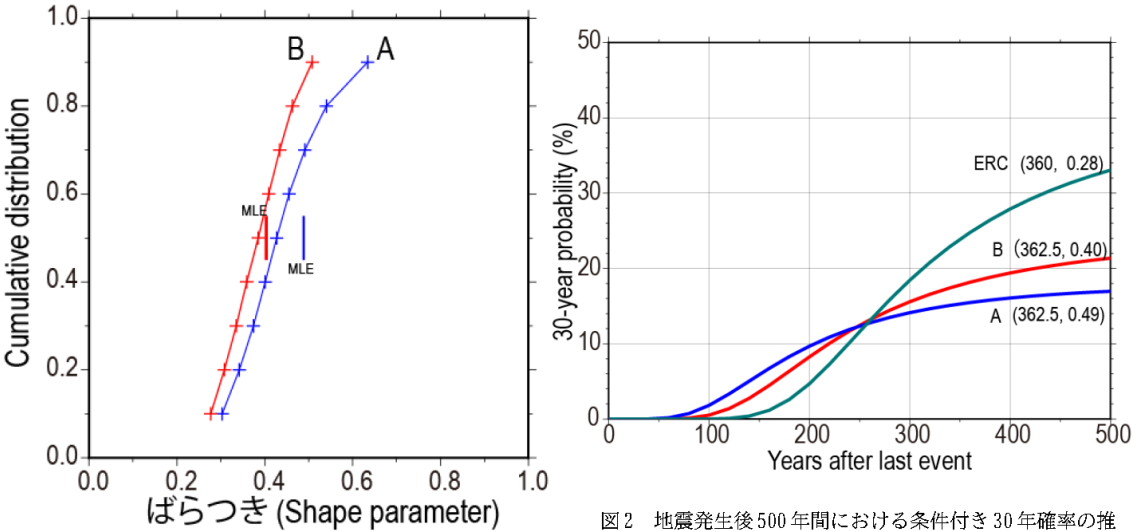


図 1 10000 個のモンテカルロ時系列に基づくばらつきの累積分布。縦線は尤度幾何平均によるばらつきを示す。A, B はそれぞれ表 2 の Data set A, Data set B に対応する。

図 2 地震発生後 500 年間における条件付き 30 年確率の推移。A, B はそれぞれ表 2 の Data set A, Data set B に対応する。ERC は Parsons (2008) で得られた値で地震調査委員会(2014)に対応する。

On the probability of successive occurrence of Nankai Trough earthquakes

*Yo Fukushima¹, Tomoaki Nishikawa², Yasuyuki Kano³

1. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

現在、南海トラフ地震の発生する確率が平時より高まったと評価された場合、南海トラフ地震臨時情報が気象庁より発表される仕組みになっている。特に、ひとたび南海トラフ地震が発生して後発の地震が懸念される場合（いわゆる半割れケース）には「南海トラフ地震臨時情報（巨大地震警戒）」が発表されることとなっており、このケースが後発地震の発生確率が最も大きく、社会が最も厳しい状況に置かれることになる。

国の「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」には、ISC-GEMグローバル地震カタログを使った解析に基づき（橋本・横田, 2019, JpGU）、半割れケースの場合に後発地震は十数回に1回程度の頻度で一週間以内に発生するという目安が示されている。しかし、昭和東南海地震（1944）と昭和南海地震（1946）が約2年、安政東海地震（1854）と安政南海地震が約30時間の時間差で連発したという事実は、南海トラフでの連発確率が世界での平均的な連発確率よりも大きい可能性を示唆している。そこで本研究では、南海トラフ地震連発確率について、過去の発生履歴を考慮した算出を行った。

南海トラフ地震の発生履歴に関する既往の研究成果の調査から、1361年（康安）、1498年（明応）、1605年（慶長）、1707年（宝永）、1854年（安政）、1944–1946年（昭和）の6事例のうち、時間差を置いた連発が3年以内に発生したのは2事例（安政と昭和）～4事例（康安と明応も追加）と評価した。これらから3年以内の連発確率を推定したところ、4.3%–96%（95%信頼区間）となった。この確率をグローバル地震カタログから推定した確率（5.3%–18%；福島・西川, 2020, 地震学会秋季大会）と比べると、推定範囲が重なっていることから、南海トラフでの連発確率が世界での平均的な連発確率と同程度であるという可能性（つまり、南海トラフでも本当に「十数回に1回程度」の頻度で連発する）は否定できないものの、南海トラフでの連発確率のほうが大きい可能性が高いと言える。

また、グローバル地震カタログの解析からは、連発の時間差と後発地震の発生頻度が一般的な余震発生経験則である大森・宇津則に従うことがわかった。そこで、同法則が南海トラフにも当てはまると仮定し、南海トラフでM8以上の地震が発生したあとに同規模の後発地震が発生する確率の時間的推移を算出したところ、6時間以内、1日以内、3日以内、1週間以内の後発地震発生確率は、それぞれ1.0%–53%、1.4%–64%、1.3%–72%、2.1%–77%と算出された。この結果は、先発地震の発生直後ほど後発地震が起こりやすく、しかもその確率がかなり高い可能性があることを数字で示すもので、後発地震への対応体制をできるだけ迅速に取る必要性を示している。

Evaluation of crustal deformation and seismicity data for earthquake probability estimation in the Chugoku region

*Taro Hara¹, Hiroaki Takahashi²

1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University

はじめに

内陸地震発生の長期的な評価として、主要活断層の確率予測や活断層の地域評価が地震本部によって行われている。これらの長期評価では、地質学的手法による活断層調査に基づくデータが主に用いられていて、地震活動データは参考として示されているが、測地データは用いられていない。地域評価では、地表の長さが短い活断層も評価対象となっているが、伏在活断層や、そもそも活断層が存在しない地域での評価が課題となっている。Nishimura (2021)では、GNSS速度データから得られるひずみ速度の空間分布を用いて西南日本の内陸地震の発生確率の推定が行われているが、南海トラフのプレート間固着の影響をモデルに基づき除去したデータを用いている。日本列島の地殻変動場には、海溝でのプレート間固着や地震時・地震後の余効変動の影響が時間的に複雑に内包されており、定量的な評価が課題である。一方、地震活動度を用いた評価も試みられており (Ogata, 2022)、歴史地震を含む地震活動カタログの利用や、余震の減衰時間と応力速度や地震の繰り返し間隔との関係も検討されている (Toda and Stein, 2018)。本研究では、内陸地震発生確率評価に向けて、GNSS速度データから求められるひずみ速度の空間分布と、余震継続時間の特性の検討を中国地方で行う。

地殻変動データによるひずみ速度の空間分布の推定

国土地理院F5座標データから、東北地方太平洋沖地震が発生する直前の2011年3月10日までの中国地方のGNSS観測点の水平成分速度を推定した。推定された南北変位速度、東西変位速度ごとに、10kmごとのグリッドでクリギング法を用いて空間補間を行ったのち、ひずみ速度に変換した。クリギング法では、既知のデータから求められた空間相関性をバリオグラムとしてモデル化し、任意の地点での最良線形不偏推定量を求める。今回は通常クリギング法を用いた。小林(2009)によると、クリギング法は長・短波の変動が混在する地殻変動場の空間特性を保ったまま補間することが可能である。

地震カタログによる余震継続時間と定常的な地震活動

Toda and Stein (2018)の手法に従い、気象庁地震カタログを用いて中国地方における過去30年以内に発生したM6.0以上の地震の余震継続時間を推定した。1997年山口県北部地震(M6.6)では約140年、2000年鳥取県西部地震(M7.3)では約1900年、2016年鳥取県中部地震(M6.6)では約180年、2018年島根県西部地震(M6.1)では約4700年という結果になった。余震の継続時間が長かった地震の震源付近には活断層は存在せず、短かった地震の震源付近には活断層が存在した。また、定常的な地震活動比較では、本震直後の地震発生数が似ている2016年鳥取県中部地震・2000年鳥取県西部地震と1997年山口県北部地震・2018年島根県西部地震の余震継続時間を比較した。両方とも、定常的な地震が活発なほうが余震継続時間は短くなるという性質を示していた。

結果と今後の展望

クリギング補間されたひずみ分布は、Okazaki et al.(2020)による結果と同様の空間特性を示し、地震活動が活発な山陰～山口県で比較的大きな地域が見られる。岡山県付近の大きなひずみの原因は不明である。余震の減衰からは、活断層付近で大きな応力速度が示唆された。一方、GNSSから得られるひずみ速度を直接的に地震発生確率評価に用いるためには、その場所の永年の応力蓄積に寄与しない成分の客観的な評価が必要である。内陸で起こる地震の規模は最大でもM8で一般的には活断層のサイズで規定され、活断層がない場所では最大でもM7程度と考えられる。ひずみ分布から10°数10km程度の短い空間波長成分のみをフィルタリングし

て抽出しNishimura (2021)の手法を適用することで、南海トラフの固着等による影響を除去した評価が行える可能性がある。その際、地震履歴や定常地震活動度、活断層の密度と長さ等の先駆的情報を、当該地域の先天的な地震発生能力を示す指標として、中規模地震の余震減衰時間を応力速度の指標として評価することで、地震発生確率評価を行う手法を検討している。非弾性ひずみ場と永年の応力場の評価には、産総研の地殻応力場データベースと主歪の偏差を用いることも考えられる。

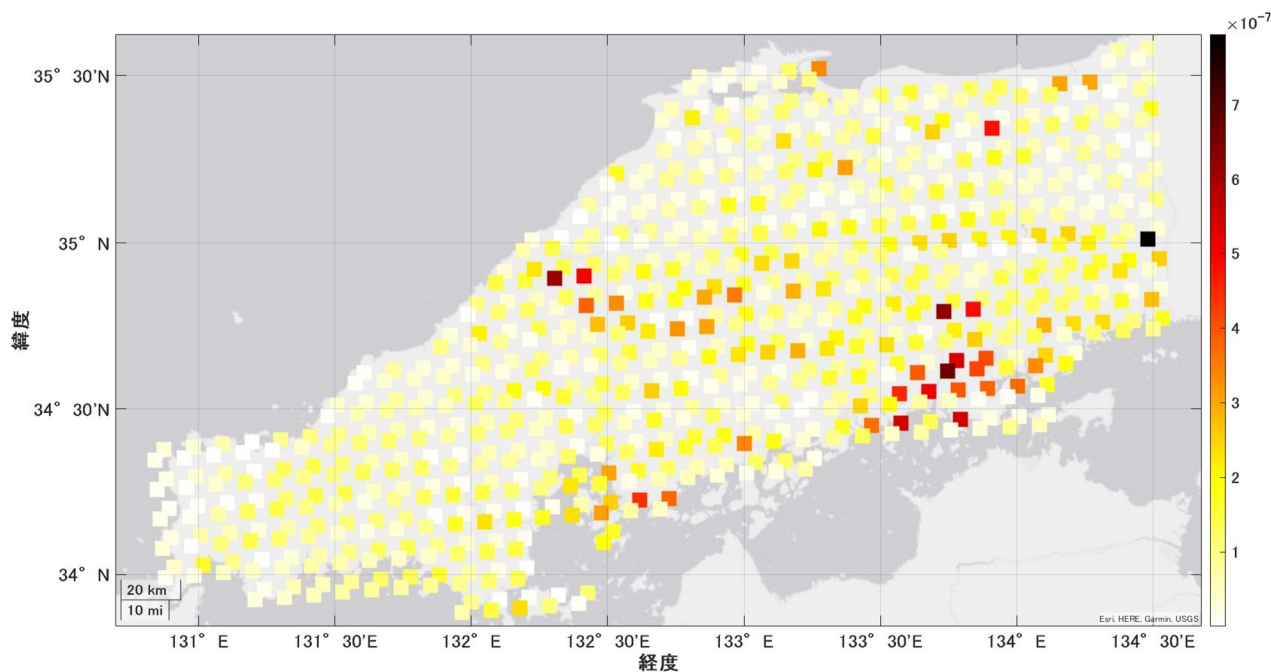


図1. クリギング法によって求められた中国地方の最大主ひずみ速度分布

Room D | Regular session : S11. Various phenomena associated with earthquakes

📅 Mon. Oct 24, 2022 10:30 AM - 11:00 AM JST | Mon. Oct 24, 2022 1:30 AM - 2:00 AM UTC | 🏢 ROOM D
5th floor (Training Room 520)

[S11] AM-2

chairperson:Hideo Aochi(BRGM)

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

[S11-01] Ground oscillations generated by the passage of Tsunamis : Observations and numerical simulations

*Hideo AOCHI^{1,2}, Masumi Yamada³, Tung-Cheng Ho³ (1. BRGM, 2. Laboratoire de Geologie, Ecole Normale Supérieure, CNRS UMR 8538, PSL Research University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S11-02] Magnetic field observation using highly-sensitive SQUID magnetometers near the hypocentral area in Noto Peninsula

*JUN KAWAI¹, MIKI KAWABATA¹, MASAKAZU MIYAMOTO¹ (1. Kanazawa Institute of Technology, Applied Electronics Laboratory)

Ground oscillations generated by the passage of Tsunamis : Observations and numerical simulations

*Hideo AOCHI^{1,2}, Masumi Yamada³, Tung-Cheng Ho³

1. BRGM, 2. Laboratoire de Geologie, Ecole Normale Supérieure, CNRS UMR 8538, PSL Research University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

The broadband seismic stations near coastlines can record the passage of Tsunami. An example was shown during the 2017 large Greenland Landslide (Chao et al., SRL, 2018; Paris et al. Pageoph, 2019) for which Tsunami traveled along a fjord over 30 km and damaged severely a small coastal village (Nuugaatsiaq) after 10-15 minutes of the estimated origin time of landslide and tsunami generation. Due the lack of coastal measurement such tidal gauge, this seismic station (NUUG) is only the measurement available to characterize the Tsunami passage. The landslide radiated strong seismic waves, detected as an event of magnitude of about 4.8 event in GFZ catalog. We first obtained the source time function as a single force from the teleseismic inversion using five broadband stations available on Greenland. Two large pulses with a time lag of about 100 s was clearly distinguished in the solution. In parallel, the landslide into the sea and tsunami (generation and propagation) were simulated using a finite difference method (Kelfoun et al., JGR, 2010; Shi et al., Ocean Modell., 2012). The area is discretized with 100 m grid over 65 km x 45 km. The volume of landslide and the slope angles were estimated after the available InSAR data (Paris et al., 2019) and digital elevation data. We adapted the model parameters to be consistent with the guessed tsunami propagation (period and wave height). At last, we calculated the ground oscillations both from the single force at the origin of landslide and the spatio-temporal evolution of tsunami height. Both terms were added as forces on the ground surface in the framework of the elastodynamic equation using a finite difference method. The ground motions from the landslide attenuate quickly in space and time, while the ones accompanied by tsunami propagation attenuate gradually, namely peak ground velocity attenuates with $1/\sqrt{r}$, where r is the distance from the origin. According to a synthetic case study, NUUG station (a few hundred meters from the coast) is sensible to the water level change within 2 km off the coast line. Our numerical test indicates that seismic station near the coast line can be used for monitoring the on-going tsunamis propagation.

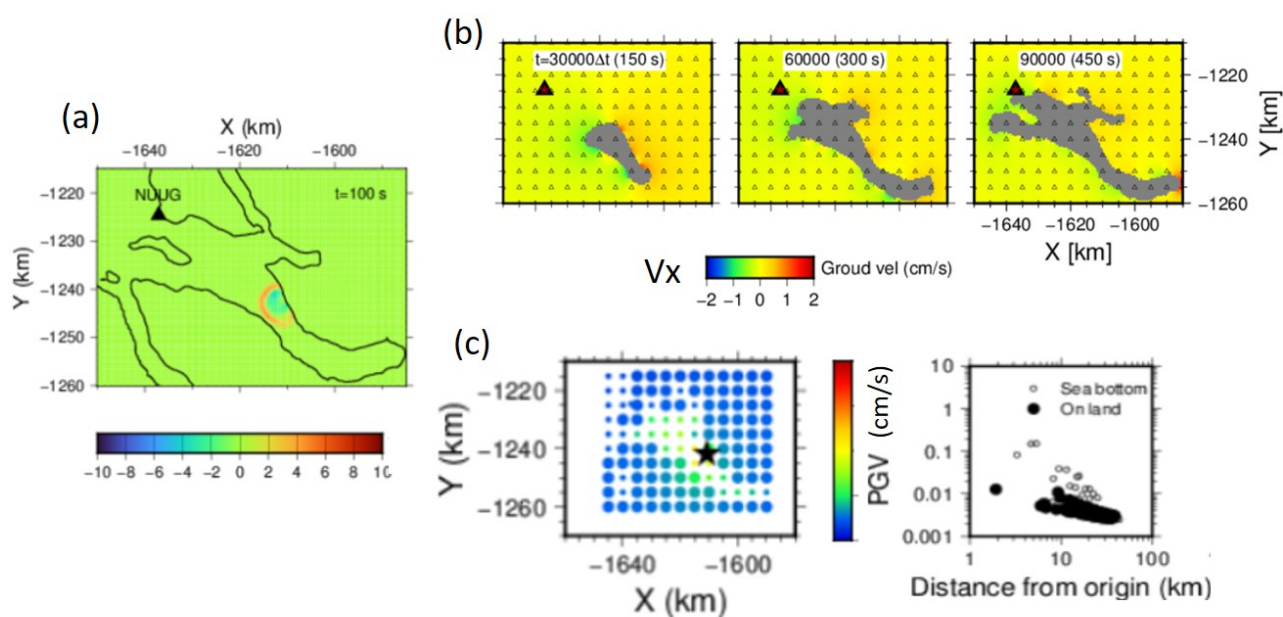


Figure: (a) A snapshot of landslide-tsunami simulation at time 100 s. NUUG station is about 30 km away from the origin of landslide and tsunami. (b) Snapshots of wave propagation on the ground surface (X component in velocity, without filter). A big triangle shows the position of NUUG, and smaller ones are the hypothetical receiver positions. The grey area indicates the implemented sources from Panel (a), showing the progress of tsunami propagation. (c) The peak ground velocity in space and in function of distance from the origin, for 2D horizontal component. The color scale and vertical axis of PGV are common. The star shows the position of tsunami generation, from which the distance is calculated. The solid big circles show the positions on land, while the others are at the sea bottom.

Magnetic field observation using highly-sensitive SQUID magnetometers near the hypocentral area in Noto Peninsula

*JUN KAWAI¹, MIKI KAWABATA¹, MASAKAZU MIYAMOTO¹

1. Kanazawa Institute of Technology, Applied Electronics Laboratory

2021年の夏頃より能登半島先端部の地域を震源とする群発地震が続いており2022年8月現在も収束する気配は見られていない。2022年の6月19日にはM5.4の地震が発生し、珠洲市を中心に被害をもたらした。専門家によれば地下に存在する流体が地震活動に関係しているとの指摘があり、引き続き調査がなされているようである。

当研究所では3軸SQUID（超伝導量子干渉素子）磁力計を用いて、超低周波帯域における自然電磁波の高感度観測を行なっている。2022年の5月から、能登半島での群発地震活動に関連する磁気信号の検出を目的として、震源領域近傍にSQUID磁力計を設置し観測を続けている。SQUID磁力計の設置場所は珠洲市唐笠町で、震源領域の少し南側になる。また参照用として、輪島市門前町にもSQUID磁力計を設置し両者の検出信号の比較も行えるようにした。SQUID磁力計の磁場分解能は $25\sim 30\text{fT}/\sqrt{\text{Hz}}$ で、データ収録のサンプリング周波数は200Hz、観測信号はテレメトリによって転送されている。

今回、観測状況の紹介をするとともに、観測期間中に起こった地震と磁気信号の関係を議論したい。当方は地震の専門家ではないため、観測手法も含め、観測信号の解析・解釈などについての助言を求められたら大いに幸いである。

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

📅 Mon. Oct 24, 2022 11:00 AM - 11:45 AM JST | Mon. Oct 24, 2022 2:00 AM - 2:45 AM UTC | 🏢 ROOM D
5th floor (Training Room 520)

[S13] AM-2

chairperson: Osamu MURAKAMI (Tono Geoscience Center, Japan Atomic Energy Agency)

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

[S13-01] Activity and waveform characteristics of deep low-frequency earthquakes in volcanic regions

*Ryo KURIHARA¹ (1. Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture)

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

[S13-02] Shear wave splitting analysis for the crust in Iwaki area, Fukushima Prefecture, northeast Japan (2)

*Tsuyoshi WATANABE¹, Shinya Hiratsuka², Koji Shimada¹ (1. Japan Atomic Energy Agency, 2. N/A)

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

[S13-03] Shear wave polarization anisotropy around the source area of the swarm earthquakes in the Noto peninsula

*Osamu MURAKAMI¹ (1. Tono Geoscience Center, Japan Atomic Energy Agency)

Activity and waveform characteristics of deep low-frequency earthquakes in volcanic regions

*Ryo KURIHARA¹

1. Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture

火山地域では深部低周波地震と呼ばれる通常の同規模の地震に比べて低い1-8 Hzに卓越する地震が発生している。これまでの研究で、この地震は多くの火山地域では深さ方向に複数の孤立したスポットに分かれて分布すること、定常的に発生する地域と群発的に発生する地域の両方があることなどがわかっている(Kurihara and Obara, 2021)。一方で、この地震の波形の特徴と活動の関係に関しては未知なことが多い。霧島山では、2011年の噴火時に深部低周波地震が活発化し、その波形が他の時期の深部低周波地震と比べてより低周波に卓越していることがわかっている(Kurihara et al., 2019)。一方で、2018年の噴火時には活発化は小規模でよくわかっていなかったため、本研究では2018年噴火時の活動の再検証を行った(Kurihara and Kato, submitted)。検出漏れを減らすため、まず1観測点でのマッチドフィルタ法(Kurihara et al., 2021)を適用し、この手法で2017-2018年、2010-2011年それぞれの深部低周波地震の検出を行った。次に、誤検出を除去するため、周辺複数の観測点を用いた波形の目視による確認で深部低周波地震を選択した。このようにしてカタログを作った結果、2017-2018年には75個、2010-2011年には1302個の深部低周波地震が検出された。このように発生数には大きな差があるものの、2017-2018年においても群発的な活動が地殻変動の開始時に対応するなど、浅部での火山活動と関連が見られる。一方で、小菅他2020を参考に波形の特徴をFrequency Index(ここでは、1-2 Hzの平均振幅と4-8Hzの平均振幅の比を用いて定義した)によって定量化すると、2017-2018年においてはFrequency Index の値は-2から0の間でばらつきが大きい一方で、2010-2011年では多くのイベントで-1以下のFrequency Indexを示す。つまり、2010-2011年では、低い帯域に大きなスペクトルを持つ深部低周波地震が多い。このような差は、深部低周波地震発生域周辺への流体供給ルートが2回の噴火で異なることによって生み出されていると推測できる。一方、箱根山では2015年噴火前後に深部低周波地震が活発化(Yukutake et al., 2019)したものの、Frequency Indexでは全期間を通じて値のばらつきも大きく、特に期間毎の顕著な違いが見られなかった。また富士山では、高周波のP波が観測される事例や、10秒程度の間隔で明らかに卓越周期の違う深部低周波地震が連発している例があった。このように、全国的にも波形の特徴は地震毎に大きく異なるケースも多い。これらの観測例から、この地震の発生には深部の流体の影響があり、深部の流体は波形の特徴にも影響を及ぼしていることが推測される。

Shear wave splitting analysis for the crust in Iwaki area, Fukushima Prefecture, northeast Japan (2)

*Tsuyoshi WATANABE¹, Shinya Hiratsuka², Koji Shimada¹

1. Japan Atomic Energy Agency, 2. N/A

地震発生において流体の存在は看過できない要素の一つで、その移動経路や賦存域の解明は、防災・減災の観点のみならず、高レベル放射性廃棄物の地層処分におけるサイト選定などに重要な知見をもたらす。原子力機構では、令和元年度よりS波スプリッティング解析を実施し、地殻内流体をとらえるための手法開発に取り組んでいる。例えば、渡部ほか（2021）は、平成23年東北地方太平洋沖地震（以下、東北地震）の発生後に地震活動が活発となった福島県浜通りから茨城県北部の地域を対象に同解析を実施し、速いS波の振動方向（ ϕ ）が東北日本弧に対して概ね平行な方向に並ぶこと、東北地震前後でそれらの方向に変化がないことなどを確認した。また、福島県浜通りの地震後に異常な湧水が確認された温泉近傍（Sato et al., 2020）の観測点で、速いS波と遅いS波の到達時間差（dt）が相対的に大きくなることを明らかにした。本研究では、渡部ほか（2021）で対象とした領域のdtの時間変化が期待されることから、2018年末までのデータを追加し再解析を行った。その結果、 ϕ の地域差やdtの時空間変化が明らかとなり、断層や構造線に沿って深部から浅部へと伝搬する地殻内流体を示唆する結果を得ることができた。

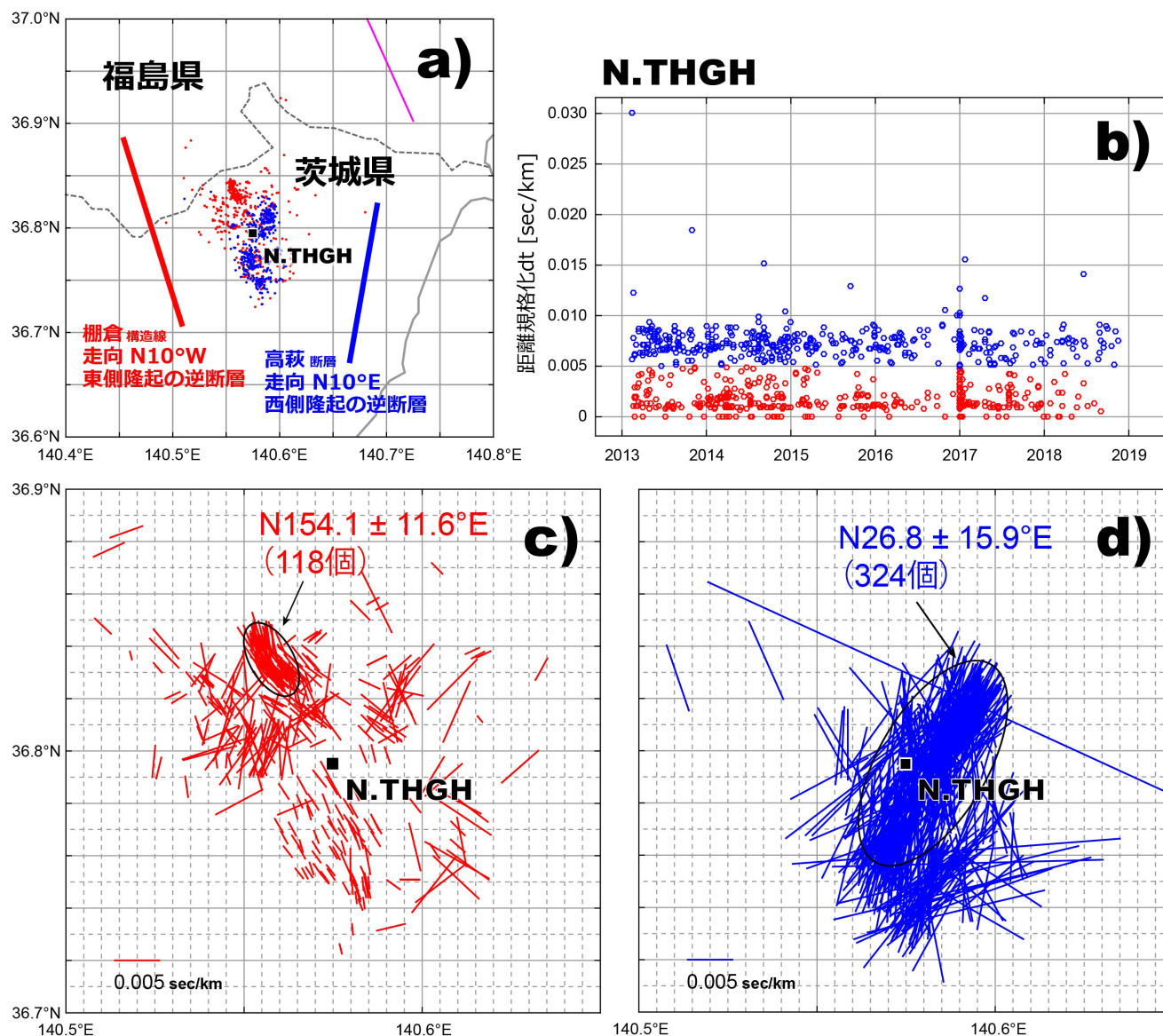
本研究では、2004年4月9日から2018年12月30日までに30 km以浅で発生したM1.0～3.4の16437イベントの地震波形を用いて解析を行った。利用した観測点は、福島・茨城・栃木県に位置する防災科学技術研究所、気象庁、東北大学が運営する21観測点である。解析には、Silver and Chan（1991）の手法を用い、SP変換波によるS波到達時の位相擾乱回避のため、入射角が35°以内の震源と観測点の組み合わせを対象とした。そして、速いS波と遅いS波の波形の相関係数が0.9以上となる4543イベントを採用した。なお、地震波速度構造は、Nakajima and Hasegawa（2007）を利用し、hypoDD法（Waldhauser and Ellsworth, 2000）で震源の再決定を行った。

得られた ϕ の空間分布は、沿岸部の観測点で、東北日本弧に対して概ね平行な方向が示され、東北日本の広域応力場である東－西から西北西－東南東方向とは異なる結果となった。これは、先行研究（例えば、Iidaka et al., 2014）と調和的であった。また、dtを震源距離で除した距離規格化dt（以下、ndt）の平均値の空間分布は、福島県浜通りの地震後に異常な湧水が確認された温泉近傍の観測点（IWAKMZ）で最大、付近に断層や構造線が存在する観測点で相対的に大きな値となり、顕著な空間変化が生じていることがわかった。ndtの時間変化については、直下で多くの地震が発生した7観測点で明瞭な時間変化を確認することができた。一方、N.THGH観測点ではndtの明瞭な時間変化は確認できなかったが、それらが速いndtと遅いndtのグループに分離しているような結果が得られた（図a、b）。そこで、暫定的にndtを0.005 [sec/km] で分割したところ、 ϕ の平均について、速いndtのグループはN154.1±11.6°E、遅いndtのグループはN26.8±15.6°E方向に分布することが示された（図b-d）。この観測点は、走向N10°Wで東傾斜、東側隆起の逆断層である棚倉構造線と走向N10°Eで西傾斜、西側隆起の逆断層である高萩断層（産業技術総合研究所, 2015）に挟まれた場所に位置し、速いndtの ϕ 分布は西側の棚倉構造線の走向に近く、遅いndtの ϕ 分布は東側の高萩断層の走向に近いことがわかった（図a）。このことから、ndtの遅速は個々の断層付近の流体の多寡（賦存量）を反映しているものと予想される。一方、hypoDD法で再決定した2002年2月から2020年3月までの震源分布は、同観測点付近で経度と深さ方向の断面を南方から見ると「y」字型の分布を示した。これらの震源は、西側の棚倉構造線側で深さ3 kmから7 kmまで、東側の高萩断層側で深さ3 kmから10 kmまで直線状に分布し、約7 kmの深さで互いに交わっている。同観測点で得られたS波スプリッティング解析の結果をこれらの断面にプロットすると、南から北へ向かうにつれてそれらの震源が深部から浅部へと移動する様子が確認できた。Umeda et al.

（2015）は、この観測点付近で2013年11～12月に電磁探査を実施し、深さ20～30 kmに低比抵抗体が存在し、そこから上昇した流体が直上の地震活動を生じさせたと結論付けている。以上の結果から、低比抵抗体起源の地殻内流体が、深部まで震源が伸びる高萩断層を伝わって上昇し、深さ約7 kmの分岐点で二つの経路に分

かれ、さらに浅部まで上昇したと考えられる。高萩断層側のndtが高萩断層側のそれよりも遅い（長い）ことは、高萩断層に相対的に多くの流体が供給されていることを示していると考えられる。

本研究には、経済産業省資源エネルギー庁委託事業「令和3年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に係る技術開発事業（JPJ007597）（地質環境長期安定性評価技術高度化開発）」の成果の一部を利用した。また、本研究では、防災科学技術研究所によって公開されている気象庁一元化地震データ及び連続波形データを使用した。データ収集に携わった研究機関関係者に感謝致します。



図a) 解析で得られたN.THGH観測点付近の震央分布と断層・構造

図b) N.THGH観測点でとらえた地震のndtの時間変化

図c) 速いndtグループのφ分布

図d) 遅いndtグループのφ分布

図a-dを通して、赤色は速いndt、青色は遅いndtグループに属する地震の結果を示す。

Shear wave polarization anisotropy around the source area of the swarm earthquakes in the Noto peninsula

*Osamu MURAKAMI¹

1. Tono Geoscience Center, Japan Atomic Energy Agency

2018年6月頃から、能登半島北東部において群発地震活動が始まり、この群発地震活動は現在も継続している。さらに、2020年12月から珠洲GNSS観測点において、約2cmを超える隆起が観測されており、西村(2022)は、深さ約14kmの球状圧力源でこの隆起変動が説明できるとしている。これらの群発地震活動や地殻変動は、珠洲近傍での地殻流体の存在(移動)を示唆している。このような地殻流体の存在や移動による現象の解明は、地震発生場の理解や地質環境長期安定性評価技術の開発などにとって重要である。

断層のような不均質構造や地殻流体の検出に有用なツールの1つとしては、S波スプリッティング解析がよく知られている。そこで本研究では、能登半島群発地震の震源域付近の常設地震観測点で記録された連続地震波形データを用いたS波スプリッティング解析を行うことにより、領域内のS波偏向異方性の推定を試みた。

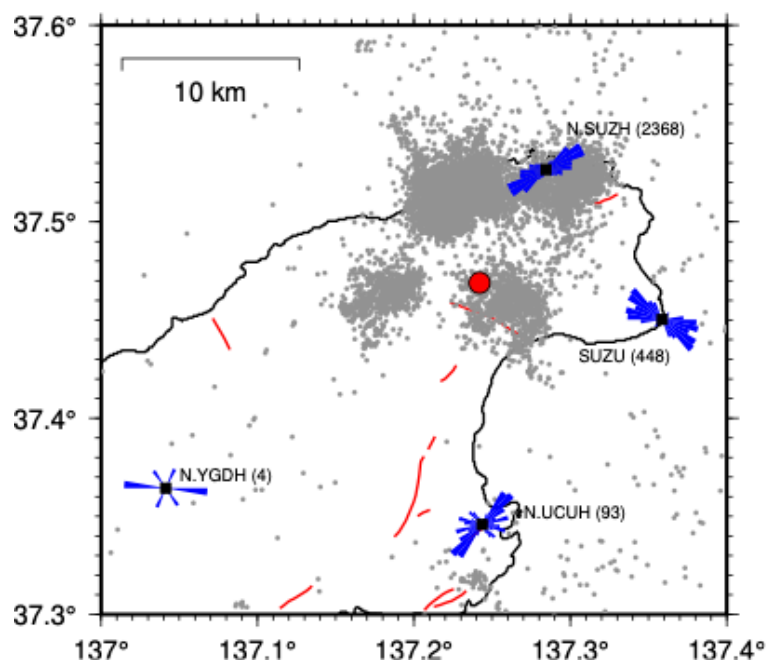
解析にあたっては、気象庁一元化震源カタログから、解析対象領域内で2004年4月1日から2022年5月31日までに発生したMj1.0以上の地震8384個(深さ20km以下)を選んだ。これらの地震について、群発地震域周辺に展開されている常設地震観測点(Hi-net, 気象庁)で観測された連続波形データを用いた。はじめに、Matsubara et al. (2019)による地震波速度構造を用いて、各観測点における1次元速度構造を仮定した。この仮定した速度構造と気象庁一元化震源から、それぞれのイベントによる各観測点に到来する地震波の入射角を推定し、入射角35度未満の震源-観測点ペアのみに解析対象を限定した。これは、入射角が高角度な場合に生じる、地表でのS-P変換波の影響(e.g., Booth and Crampin, 1985)を排除するためである。入射角35度未満の観測点-震源ペアについて、Silver and Chan (1991)の手法を適用して、速いS波の偏向方向および、速いS波と遅いS波とのarrival timeの差を推定した。

上述の解析の結果、群発地震の震源域内に位置する観測点N.SUZHでは、概ね北東-南西方向の速いS波の偏向方向が観測され、群発地震の震源域の東に位置する観測点SUZUでは、南東-北西方向の速いS波の偏向方向が観測された。観測点SUZUの偏向方向は、この領域周辺の最大水平圧縮応力の方向(e.g., Hiramatsu et al., 2015)と概ね平行であることから、stress-induced anisotropyを反映していると考えられる。一方で、観測点N.SUZHの速いS波の偏向方向は、最大水平圧縮応力の方向とは大きく異なる。能登半島北岸沖には、概ね海岸線と平行な走向の活断層が示されている(岡村ほか, 2010)。その活断層の走向方向と本研究で得られた速いS波の偏向方向が調和的であることから、この観測点N.SUZHで得られた速いS波の偏向方向は、structure-induced anisotropyを反映していると考えられる。

群発地震の震源域の直上に位置する観測点N.SUZHでは、多くのイベントについて速いS波の偏向方向が推定できた。そこで、いくつかの期間に分割してみた。例えば、2022年3月の1ヶ月間での平均方位は76であったが、2022年4月の平均方位は70であり、2022年5月の平均方位は76であった。これらの3つの期間について、t検定を行ったところ、3月と4月の平均方位が等しいという帰無仮説は有意水準5%で棄却され、4月と5月の平均方位が等しいという帰無仮説も有意水準5%で棄却された(なお、3月と5月の平均方位が等しいという帰無仮説は有意水準5%で棄却されなかった)。この平均方位の変動については、いくつかのモデルが考えられるが、間隙流体圧の変化が原因であると考えている。

謝辞: 本研究では、防災科学技術研究所 Hi-netならびに気象庁地震・津波検知網の地震波形データを使用させていただきました。また、本研究は、経済産業省資源エネルギー庁委託事業「令和4年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に係る技術開発事業(JPJ007597)(地質環境長期安定性評価技術高度化開発)」の成果の一

部である。



能登半島の群発地震の震源域周辺におけるS波偏向異方性. rose diagram (青) で示した. 観測点名の後の数字は, 利用できたイベントの数を表す. 赤の丸は, 西村(2022)による球状圧力源の位置を示す. グレーの点は, 2004年4月1日から2022年5月31日までのMj1.0以上の震源(気象庁一元化震源)を示す. 赤線は活断層.

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

📅 Mon. Oct 24, 2022 3:45 PM - 5:15 PM JST | Mon. Oct 24, 2022 6:45 AM - 8:15 AM UTC | 🏢 ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S12] PM-2

chairperson:Hironori Kawakata, Kentaro Omura(NIED)

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

[S12-01] In-situ stress at the basement under Osaka plain (5) - In-situ stress measurement using rock core samples -

*Kentaro OMURA¹, Akio Funato², Takatoshi Ito³ (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Earthquake and Tsunami Research Division, 2. Fukada Geological Institute, 3. Institute of Fluid Science, Tohoku University)

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

[S12-02] Constitutive Properties and Frictional Behavior of Simulated Fault Zone of Halite Developed in Granular Medium

*Chengrui Chang¹, Hiroyuki Noda², Gonghui Wang², Tetsuo Yamaguchi¹ (1. Univ. Tokyo, 2. Kyoto Univ.)

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

[S12-03] Investigation of stress field in the north-central Kinki district by dense seismic observation near the active faults

*Toshio TANAKA¹, Yoshihisa Iio², Hiroshi Katao², Masayo Sawada², Kazuhide Tomisaka² (1. Kyoto University Graduate School of Science, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University Research Center for Earthquake Hazards)

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

[S12-04] Evaluation of the source-location accuracy for AE events occurring in experiments under GPa-order high pressures

*Hironori KAWAKATA¹, Tomohiro Ohuchi² (1. Ritsumeikan Univ., 2. Ehime Univ.)

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

[S12-05] Elastic wave transmission experiment to evaluate the accuracy of absolute AE locations in a cylindrical sample

*Teruki Inanishi¹, Hironori Kawakata¹, Shiro Hirano¹, Masayuki Nakayama¹ (1. Ritsumeikan University)

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

[S12-06] Frictional behavior of clayey gouge at intermediate velocity range

*Hanaya Okuda¹, Takehiro Hirose², Asuka Yamaguchi¹ (1. Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo, 2. Kochi Institute for Core Sample Research, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

In-situ stress at the basement under Osaka plain (5) - In-situ stress measurement using rock core samples -

*Kentaro OMURA¹, Akio Funato², Takatoshi Ito³

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Earthquake and Tsunami Research Division,
2. Fukada Geological Institute, 3. Institute of Fluid Science, Tohoku University

日本列島の原位置の絶対応力に関するデータ、特に深さ500mを越える深部データは、陸域においても、数少ない状況にあるなか、掘削で採取された既存の岩石コアを用いた地殻応力測定法を適用し、信頼性の高い地殻応力データをはばひろく取得することを目指してきた。本発表では、防災科学技術研究所の、大阪平野にある深層地殻活動観測井における一連の原位置地殻応力測定の結果を報告する。本観測井では、ボアホールテレビュア検層による、ボアホールブレイクアウトの観察から、応力方位を推定し、Funato and Ito (2017, IJRMMS)で設計され、防災科研に整備された装置でコア形状を計測し、コア変形法(DCDA法, Diametrical Core Deformation Analysis法)を適用して応力値を推定した。コア変形法では、地下深部から採取された岩石コアが、応力解放により弾性変形(膨張)することから、その変形量を計測し、岩石の弾性定数と掛け合わせて応力値を推定する。先行研究により、1000mを超えるような深部岩石コアでは、採取後の弾性変形が大きくなり、コア変形法の適用できることが示されている。

今回の例では大阪府の此花観測井(北緯34°39'45.92", 東経135°23'22.53", 掘削深度約2033m)の基盤に達する深度2035.5mコアと田尻観測井(北緯34°23'52.14", 東経135°17'01.24", 掘削深度約1532m)の同じく基盤となる深度1202.4mおよび1494.8mコアを用いた。採取後、15年以上経過したものではあるが、外周にそって直径がサインカーブ状に変化し、岩石コア断面が応力開放にともない楕円状に弾性変形していることが示され、コア変形法の適用可能と判断した。一方、外周を測った岩石コアそのもの、ないし、隣接する岩石コアを円盤状に切断し、地盤工学会基準JGS 2551-2009「圧裂による岩石の引張り強さ試験方法」に準拠して荷重し、引張破壊に至る前の弾性変形をひずみゲージで計測して、ヤング率とポアソン比を求めた。応力解放に伴う半径方向の弾性変形量と弾性定数をコア変形法の理論式にあてはめて、応力値を求めたところ、60 MPaから100MPaとなる差応力値となった。この値は、近畿周辺における、応力解放法、水圧破碎法等の孔井内原位置地殻応力測定の結果と比べて、大きな値となっているが、栃木県足尾、兵庫県猪名川といった、群発地震の活発な地点における差応力値と同等にもみえる。大きな差応力に意味があるかどうか、さらに周辺の観測井コアのコア変形法による応力値とも比較しながら、考えていく必要がある。一方、ボアホールブレイクアウトから求めた応力方位は、周辺の広域応力方位に整合的で、水平最大圧縮応力方位は、ほぼE-W方向となった。1995年兵庫県南部地震のあと、地震時に活動した野島断層周辺では、地震前後で応力方位が変化する測定例があったが、ここでは、断層からの距離が遠く、有意な方位の変化はみられなかった。

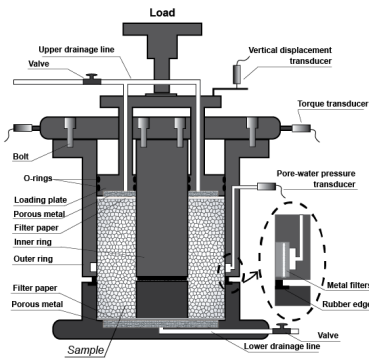
本測定例では、岩石コアの採取深度が1000mを越える深部であったことから、コア変形法により有意な応力値が得られ、周辺の応力測定結果とあわせて、広域応力分布について、今後の議論に活用できるものと考えられる。さらに、過去の孔井掘削の岩石コアを活用した原位置応力測定事例の増えることが期待される。

Constitutive Properties and Frictional Behavior of Simulated Fault Zone of Halite Developed in Granular Medium

*Chengrui Chang¹, Hiroyuki Noda², Gonghui Wang², Tetsuo Yamaguchi¹

1. Univ. Tokyo, 2. Kyoto Univ.

Tectonic faults and landslides exhibit an extensive spectrum of velocities. A key motivation of this study is to better understand the physical processes that dictate the slow-to-fast transition of frictional behavior in earthquakes and landslides by combining the friction measurements and microscopic analysis of the experimental fault zone. We simplify the questions as (1) the effect of the comminution rate and segregation of granular material in determining the friction coefficient; (2) the connection between the frictional parameters and the development of shear fabric with the increasing displacement of shear. We employ a unique ring-shear configuration that has a large shear box (18.0 cm in outer diameter, 12.0 cm in inner diameter, and 10.9 cm of available sample height) to contain a larger volume of granular particles than that of conventional rotary or direct shear configurations for fault mechanics. It could produce experimental shear zones of large dimensions at significantly great shear displacements (Figs. a-c). The ring-shear apparatus is in Kyoto University and has been used in studies of landslide behavior. It should be emphasized that a shear zone is developed within the granular medium. In most of the previous friction experiments, a simulated shear zone of a millimeter scale is defined by the amount of gouge sandwiched between hard host rocks and cannot grow to be thicker. We use analog granular materials with two initial size distributions, i.e., coarse and fine halite particles, to examine the constitutive properties and frictional behavior. We vary the total normal stress from 0.2 to 1.0 MPa and the slip rate from about 0.001 cm/s to 10 cm/s for velocity-step tests. We begin with a run-in process for materials to reach a steady state of friction, and a substantial weakening ($\mu \approx 0.4$) is observed at a low slip rate (0.05 cm/s) under higher normal stress (e.g., 0.6 MPa as shown in Fig. d). We stop and hold the tests for about 1,000 seconds and the fine halite weakens rapidly once the shear is resumed. We then perform velocity-step tests and reproduce unstable stick-slip and stable sliding behaviors at relatively low and high slip rates, respectively (Fig. e). The experimental shear zone is observed after the shear test (Figs. b-c). The thickness of the shear zone is tens of millimeters. The thickness of the shear zone is from several millimeters to tens of millimeters and it is larger in coarse granular media. A spring-slider model is used to fit the stable velocity-step tests to obtain the frictional properties in a rate- and state-dependent friction law. Finally, we combine the measurements of frictional parameters, observation of shear zone development, and comminution and packing of particles to dissect the key issue that how they interact and regulate slow and fast motion.



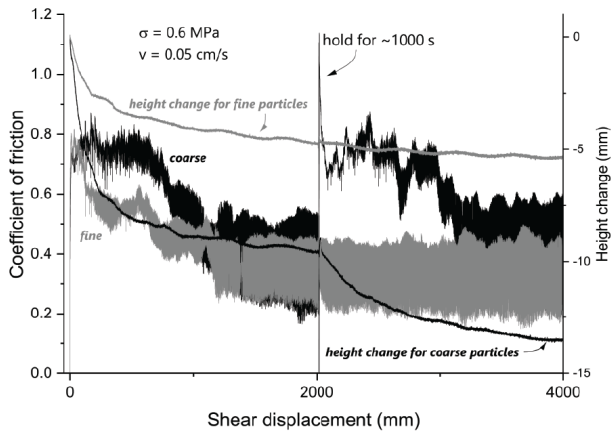
(a) The ring-shear configuration



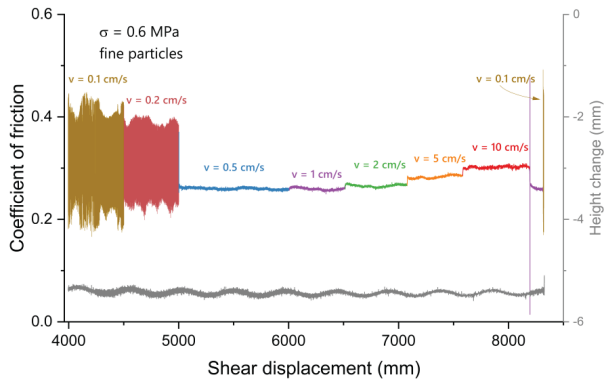
(b) A photo of an experimental shear zone in coarse halite particles (thick)



(c) A photo of an experimental shear zone in fine halite particles (thin)



(d) Run-in phases for two materials under normal stress of 0.6 MPa. We stop and hold the tests for ~1000 s and the fine material shows rapid weakening when the shear is resumed



(e) Results of velocity-step tests on fine particles under normal stress of 0.6 MPa, showing unstable stick-slip and stable sliding

Investigation of stress field in the north-central Kinki district by dense seismic observation near the active faults

*Toshio TANAKA¹, Yoshihisa Iio², Hiroshi Katao², Masayo Sawada², Kazuhide Tomisaka²

1. Kyoto University Graduate School of Science, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University Research Center for Earthquake Hazards

近畿地方の中北部には有馬-高槻断層帯、三峠・京都西山断層帯、三方・花折断層帯、琵琶湖西岸断層帯などの活断層が分布しており、日本で活断層が最も集中している地域の一つである。この地域の応力場の解析は、既に、藤野・片尾(2009)、青木ほか(2012)、飯尾(2021)などによってなされている。西南日本における最大主応力(σ_1)の向きは概ね東西方向(Huzita, 1980)である。近畿地方中北部でも σ_1 はほぼ東西方向を向いている。この地域で走向が東西に近い断層帯としては、右横ずれ断層の有馬-高槻断層帯と左横ずれ断層の三峠断層帯がある。一般走向は、有馬-高槻断層帯はN80°E(地震調査委員会, 2001)、三峠断層帯はN70°W(地震調査委員会, 2005)である。これらの断層帯では、 σ_1 の方位が東西であるならば、横ずれ運動は起こりづらいと思われる。そこで、 σ_1 の方位が地域によらず厳密に一樣であるかどうかを詳細に検討し、その後、 σ_1 の方位と断層の走向の関係を考察した。解析は、近畿地方の中北部の、東西80km、南北90kmの領域で行った。解析に際しては、満点システムと名づけられている稠密観測網(三浦ほか, 2010)および領域内の高感度定常観測点から得られた多数のデータを用いた。2008.11.17~2018.3.29に発生した地震の波形からメカニズム解を求め、応力テンソルインバージョンにより応力場を推定した。グリッドの大きさは、東西、南北各10km、深さ2.5kmとした。深さについては、藤野・片尾(2009)、青木ほか(2012)は約10km、飯尾(2021)は5kmなので、1/4、1/2であり、鉛直方向の変化を詳しく調べる設定とした。有馬-高槻断層帯付近の深さ10kmでは、 σ_1 の方位角の最適解は東方から時計回りに回転していて104°であった。この方位と一般走向とのなす角度は24°であった。また、三峠断層帯付近では σ_1 の方位角の最適解は東方から反時計回りに回転していて81°であり、この方位と一般走向とのなす角度は29°であった。また、断層帯に近いほど回転角が大きい傾向があることもわかった。これらの結果は、解析領域内の応力場は一樣ではなく、横ずれ断層に対して、横ずれ運動を起こしやすい向きに σ_1 は回転していることを示していた。 σ_1 の方位角の回転の原因を解明するために、上部地殻内の脆性断層帯の深部延長として、下部地殻内に延性断層帯が伸びていると仮定し、そこに滑り運動があるとした場合、上部地殻にはどのような影響があるかを調べた。その結果、上部地殻内の断層帯の近くで回転している応力場は、延性断層帯内の滑り運動によって説明が可能であることが分かり、上部地殻の活動は下部地殻の活動と密接に関係していることが示唆された。近畿地方の中北部で、走向が南北に近い断層帯としては、花折断層帯と琵琶湖西岸断層帯がある。この二つの断層帯は近接している。本発表では、花折断層帯付近において、メカニズム解の解析を通して分かった特徴も整理する。

Evaluation of the source-location accuracy for AE events occurring in experiments under GPa-order high pressures

*Hironori KAWAKATA¹, Tomohiro Ohuchi²

1. Ritsumeikan Univ., 2. Ehime Univ.

岩石試料の破壊にともない、微小破壊（アコースティック・エミッション、以下AE）が発生し、その地震との類似性から地震学分野において多くの研究が実施されてきた。マルチアンビル型高压発生装置を用いたGPaオーダーの高压力環境においてもAE計測は古くから実施されている（例えばKawakata and Shimada, 1995）。高压試験はやや深発地震の理解の深化に貢献すると考えられることからAE解析の高度化は重要な課題であるが、一般的な液体圧、ガス圧の三軸試験に比してデータの取り扱いに注意を要する。

第一にマルチアンビル型高压発生装置は固体媒体によって圧力をかけるため、試料に直接トランスデューサを貼り付けることはできず、圧媒体の外に配置される6個のアンビル背面に貼り付けて計測する。すなわち、AEシグナルは試料内部、圧媒体、アンビルを伝播してから記録される。第二に試料の大きさが直径5 mm弱、高さ10 mm弱と非常に小さいことも特徴である。一般的な圧電素子タイプのトランスデューサ、広帯域型のトランスデューサ（川方・大内, 2021）問わず、受感面の直径は4 mm以上であるため、試料の大きさ、すなわちAEの震源域に対して受感面の大きさが無視できない。圧電素子を用いた10 Mspsでの計測による震源位置決定がde Ronde et al. (2007; GJI)によって実現されたが、試料内外に震源が分布する結果となっている。時間分解能、トランスデューササイズ、伝播経路の複雑さなどを考慮するとその精度評価は必須であるが、これまで高压試験において震源位置精度の評価は実施されていない。

そこで本研究では、沈み込むスラブ内浅部の温度圧力条件下（1-2 GPa, 400-900°C）での実験が可能な愛媛大学地球深部ダイナミクス研究センター所有のD-DIA型超高压変形装置 Madonna I を利用し、AEの震源位置の推定精度の評価をおこなう。評価は、仮想震源をコンピュータ内で再現してその計算走時を利用して実施する数値実験と、疑似試料として石英ビーズを充填させた円柱カプセルを用いて静水圧化で発生させたAEシグナルを利用して実施する計測実験の2種類でおこなわれた。

試料は直径3 mm、高さ5.5 mmであり、圧媒体は封圧下において約9 mmの立方体形状をしている。アンビルにはトランスデューサ貼り付け用の細工を施し、試料中心から22.55 mm離れた位置にトランスデューサが配置させる。試料内の弾性波速度は8000 m/s程度であるため、信号計測のサンプリング周波数は100 Mspsとすることで、1サンプル以内の伝播距離を0.1 mm弱とした。

数値実験においては、仮想震源を試料内部に配置させ、トランスデューサは直径6 mmに設定し、受感面の中で最も早く波が届く点までの経路長をもとに走時を計算した。計算された走時に乱数的な揺らぎを与えて到達時刻データとして、受感面中心を受振点座標として震源決定を実施した。構造を単純化させ一様構造を仮定すると、トランスデューサの大きさを経路長に反映させても読み取り誤差がない場合には、震源位置のずれはほとんど認められなかった（図1a）。これはトランスデューサを試料から20 mm近く離れた位置に配置していることで受感面の大きさの影響が低減されていることに起因していると推察される。±5サンプル以内の一様乱数で読み取り誤差を加えた場合には1 mm未満の震源のずれが見られた（図1 b, c）。

計測実験においては、1台のトランスデューサが不調であったため、5つしか使用することができず、一様構造を仮定した場合、震源位置のばらつきが大きく、試料外に推定されるものも一定数見られた。そこで使用するトランスデューサを5つに減らし、標準偏差10サンプルの正規乱数で読み取り誤差を加えた場合の数値実験を実施した結果、推定誤差が1 mmを超えるものも見られ、試料中央付近に仮想震源を設定したにもかかわらず、試料外に推定される震源も見られた。試料が非常に小さいため、読み取り精度を上げることは非常に重要であり、絶対精度、相対精度ともに向上させる取り組みが必要である。本発表では構造の影響についても触れる予定である。

謝辞：本研究はJSPS科研費 JP19H00722の助成を受けたものである。

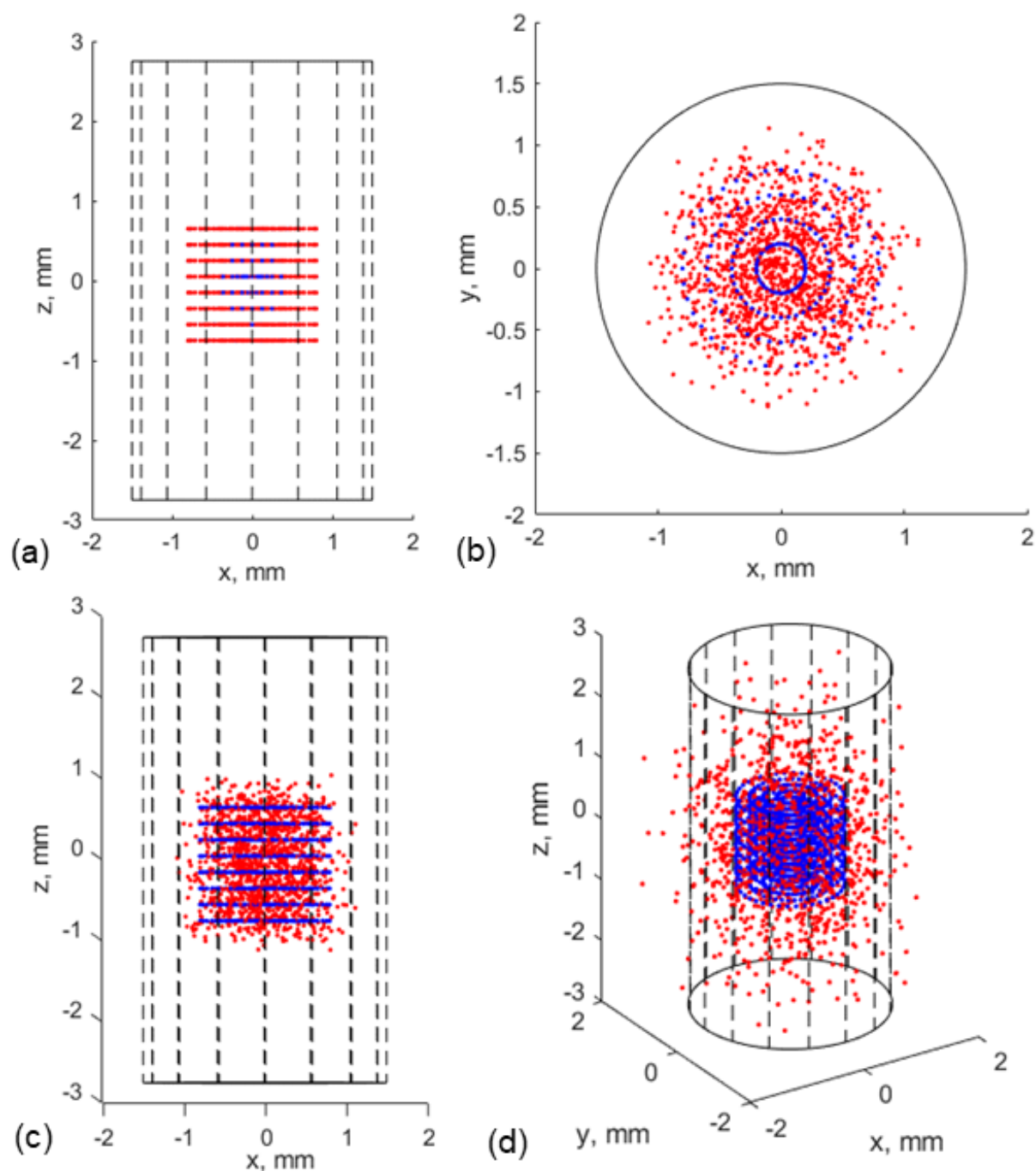


図1. 仮想震源（青点）からの計算走時から推定された震源位置（赤点）. (a)読み取り誤差を与えなかった場合の側面投影. (b) ± 5 サンプル以内の一樣乱数で読み取り誤差を加えた場合の上面投影. (c) ± 5 サンプル以内の一樣乱数で読み取り誤差を加えた場合の側面投影. (d)使用するトランスデューサを5つに減らし、標準偏差10サンプルの正規乱数で読み取り誤差を加えた場合の斜方投影.

Elastic wave transmission experiment to evaluate the accuracy of absolute AE locations in a cylindrical sample

*Teruki Inanishi¹, Hironori Kawakata¹, Shiro Hirano¹, Masayuki Nakayama¹

1. Ritsumeikan University

§はじめに

地震について理解するために岩石を用いた室内実験は古くから行われてきた（例えば, Mogi, 1962）. 圧縮破壊実験では, 自然地震に比べると規模ははるかに小さいが, 震源近傍の媒質の弾性特性等の時間変化を観測できる点や, 地震の疑似現象としてのせん断破壊の一生を一般的な自然地震の発生周期に比べてはるかに短い期間で観察できる点が特徴として挙げられる. また, 破壊の進展を制御することが可能（例えば, Lockner et al., 1991; Yoshimitsu et al., 2009）であり, 自然地震では観察することが困難な岩石の破壊面の観察（例えば, Moore and Lockner, 1995）や, X線CTスキャンを用いた岩石内部の状態の観察（例えば, Kawakata et al., 1999）等を容易に行うことが出来る. Yoshimitsu et al. (2014)は円筒形のWesterly花崗岩を用いた破壊実験を行い, 6794個のAEの震源決定を行うとともに, 地震モーメントとコーナー周波数を推定し, 自然地震との類似性を示した.

断層に相当する破壊面及びその周囲でどのように微小破壊が発生するかを, 震源分布の時空間発展から調べることは破壊準備や進展について理解する上で非常に重要であり, 破壊進展との関係を調べるためにはAE震源の絶対位置精度についても評価する必要がある. しかし, 先行研究においてAE震源の絶対位置精度については議論がなされていない. 天然試料内に震源を設置し, 震源決定を行う事は困難であるが, アナログ試料であれば作成が可能であり実験を行うことが出来る. そこで, 本研究では円筒形のアナログ試料内に震源を埋設して弾性波透過実験を行い, AE震源の絶対位置精度を評価した.

§実験方法

アナログ試料としてモルタルを使用して成型することで, 試料内部に震源を設置することが可能となる. しかし, 一般的なPZT素子は直径5 mm程度以上あり試料内に埋め込むと試料に対して震源が大きすぎるため適切な評価が実施できない. そこで, 本研究では, 太さ1.45mmの釘を試料内に埋設し, 釘の頭部にPZT素子を貼り釘の先端から弾性波を放射することで, 釘の先端部が震源として推定されるか検証した. しかし, 釘の全体がモルタルに埋まっていると, 釘全体が震源となってしまうため, ストローの中に釘を通し, 釘の先端以外はモルタルに接触していない試料を作成した. この際, ストローの先端にはパテを詰めることで, モルタルがストロー内を逆流して釘の先端以外がモルタルに埋設されてしまうことを防いでいる（写真1）. このようにして, 釘の先端2 mmが試料中心付近に埋設されている円筒形試料（直径51.3 mm, 高さ93.4 mm）を作成した（写真2）. 図1に予備実験の際に使用した試料のCT画像を示した. ただし予備実験では, 太さ2.7 mmの釘を使用した.

弾性波計測には, センサとして広帯域トランスデューサを8つ(TR1~TR8)使用し, 試料の側面にエレクトロンワックスで貼り付けた. 釘頭部のPZTに矩形の電気信号を繰り返し与えて弾性波を放射し, サンプル周波数は20 Msps, スタック回数は400回で記録した.

§結果

予備実験として試料表面に配置したトランスデューサのひとつを震源とした弾性波透過試験を実施してP波速度を推定した結果, 3700 m/sであった. P波速度, センサ座標, 初動到達時刻から, 震源決定を行った（図2）. ジャックナイフ法により, 震源決定に使用するセンサを8つ, 7つ, 6つのすべての組み合わせとして合計で37通りの震源を求めた. TR2とTR6を除いた6つのセンサで震源決定を行った場合のみ, 釘の先端から大きく外れた震源決定結果となった. これは, TR2とTR6を除いたことにより, x軸方向正かつy軸方向負の位置と, x軸方向負かつy軸方向正の位置にセンサがなくなり, センサ配置に偏りが出来たことによると考えられる（図2右）. TR2とTR6以外の6センサから求めた値を除いて推定された36通りの結果において, 釘の埋設し

ている部分の中心部からx方向へのずれの平均は0.6 mm, 標準偏差は1.2 mm, y方向へのずれの平均は-0.6 mm, 標準偏差は1.2 mm, z方向へのずれの平均は-0.6 mm, 標準偏差は0.7 mmとなった。震源分布は, x方向には系統的に正に, y方向z方向には系統的に負にずれた結果となった。また, x方向y方向へのずれの標準偏差は釘の太さよりも大きい結果となり, z方向へのずれの標準偏差は釘の埋設部より小さい値となったが, センサ配置に大きな偏りがない限りは, 真の震源に対して数mm以内に震源が推定できることが分かった。

謝辞：本研究は文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画（第2次）」の支援を受けた。

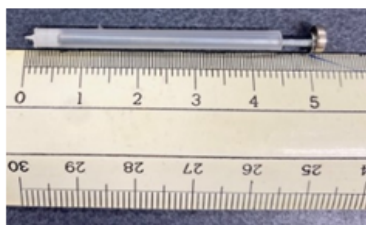


写真1 ストローに釘を通し
先端にパテを詰めたもの

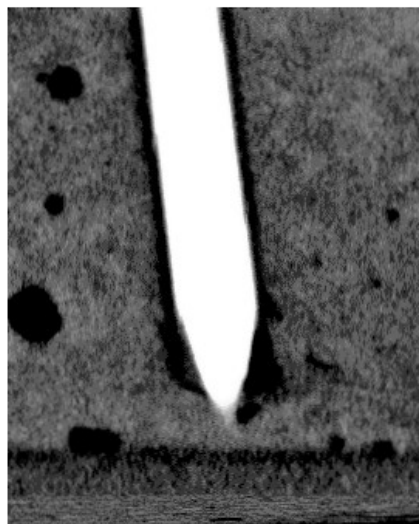


図1 予備実験で作成した試料のCT画像を拡大した図
白い部分が釘を表し、黒い部分が空洞、
灰色の部分がモルタルを示している。



写真2 モルタルで作成した円筒形試料

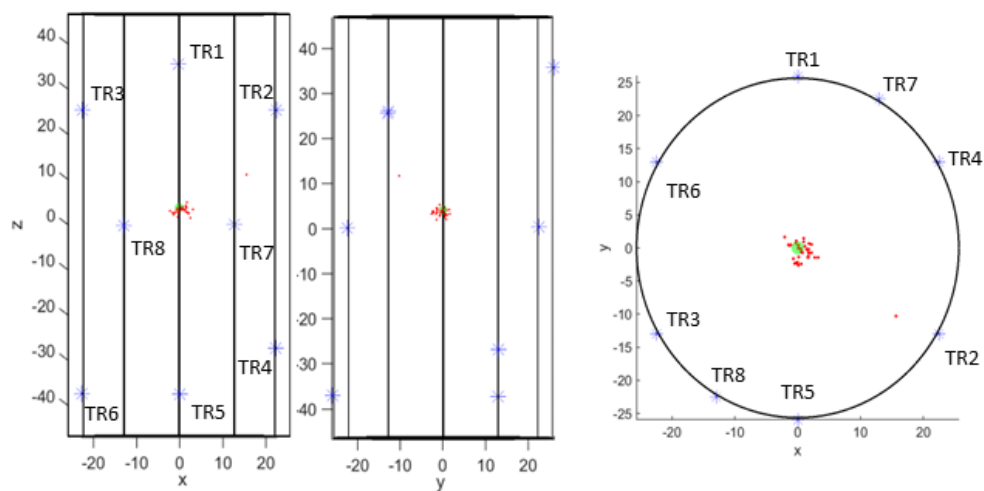


図2 トランスデューサを青米印、釘の埋設部の中央を緑丸、震源決定結果を赤点で示した。
(左) $x-z$ 平面 (中) $y-z$ 平面 (右) $x-y$ 平面に投影したもの

Frictional behavior of clayey gouge at intermediate velocity range

*Hanaya Okuda¹, Takehiro Hirose², Asuka Yamaguchi¹

1. Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo, 2. Kochi Institute for Core Sample Research, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

粘土鉱物は摩擦係数が低く、沈み込み帯にも多く存在することから、沈み込み帯における断層挙動の議論に粘土鉱物の摩擦特性の理解は不可欠である。しかし、粘土鉱物を含む断層ガウジの摩擦挙動は中速度条件では十分に理解されておらず、そのような断層におけるすべりが高速すべりに移行するか、もしくは低速すべりに留まるかはよくわかっていない。そこで本研究では、石英-スメクタイト混合物および火山ガラス-スメクタイト混合物のガウジに対して、有効垂直応力5–12.5 MPa、流体圧10 MPaまたは窒素ガス乾燥条件、すべり速度10 $\mu\text{m/s}$ –3 mm/sで摩擦実験を行い、その滑り挙動と地震との関連性を検討した。その結果、粘土を少量（～15%）含むガウジの定常摩擦強度は、流体圧存在下かつ0.1–3 mm/sの速度条件において急激に低下することがわかった。また、すべり速度を下げると摩擦強度は指数関数的に低速度条件での摩擦強度への回復を示し、これらの弱化および強化に要したすべり距離は約0.1 mであった。このような摩擦強度の急激な変化は、粘土鉱物が含まれていない場合や乾燥した系では観察されなかった。したがって、流体存在下における粘土鉱物の存在がこの挙動の鍵を握っていると考えられる。なおガウジ近傍の温度測定や、有限要素法による熱拡散・流体拡散のモデリングからは、摩擦熱による流体圧の上昇は摩擦強度に影響していないことが示されている。発表では、観測されたすべり挙動の物理的背景と、断層すべり力学への影響について議論したい。

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

📅 Tue. Oct 25, 2022 9:30 AM - 11:00 AM JST | Tue. Oct 25, 2022 12:30 AM - 2:00 AM UTC | 🏠 ROOM D
5th floor (Training Room 520)

[S16] AM-1

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

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

[S16-01] On the variability of the horizontal site amplification factors extracted from the observed Fourier spectra of the S-wave part and the whole wave

*Hiroshi KAWASE¹, Kenichi NAKANO², Jiken WANG³, Eri ITO¹, Jikai SUN¹ (1. DPRI, Kyoto University, 2. HAZAMA ANDO CORPORATION, 3. Graduate School of Engineering, Kyoto University)

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

[S16-02] Cluster analysis of site amplification characteristics along Route 9 estimated by the distributed acoustic sensing (DAS).

*Kento Kumaki¹, Hisashi Nakahara¹, Kentaro Emoto², Masatoshi Miyazawa³, Takeshi Tsuji⁴ (1. Tohoku university, 2. Kyushu University, 3. Kyoto University, 4. University of Tokyo)

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

[S16-03] Construction of the Shallow Velocity Structure Model in the Kyoto and Nara Basins Using Boring Database and Microtremor Array Observations

*KimiYuki ASANO¹, Tomotaka IWATA¹, Teruyuki HAMADA², Kunikazu YOSHIDA², Kazuhiro SOMEI², Haruko SEKIGUCHI¹ (1. DPRI, Kyoto University, 2. Geo-Research Institute)

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

[S16-04] Ground motion characteristics during the 2022 Noto-Hanto earthquake (M_J5.4) and underground velocity structure at ISK00

*Tomotaka IWATA¹, Kimiyuki Asano¹, Takeshi Miyamoto², Mugen Ogata² (1. DPRI, Kyoto University, 2. Graduate School of Faculty of Science, Kyoto University)

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

[S16-05] Input motions on engineering basement during the 2018 Northern Osaka earthquake using shallow surface velocity models based on microtremor array observation

*Shota Goto¹, Kota Asano¹, Hiroyuki Goto², Sumio Sawada² (1. Graduate School of Engineering, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S16-06] The effect of the complex shape of the basin edge structure to the microtremor Horizontal-to-Vertical spectral ratios by numerical analysis

*Shinichi MATSUSHIMA¹, Zhiwei LIU², Jun'ichi MIYAKOSHI³ (1. DPRI, Kyoto University, 2. Former Department of Architecture and Architectural Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University, 3. Ohsaki Research Institute, Inc.)

On the variability of the horizontal site amplification factors extracted from the observed Fourier spectra of the S-wave part and the whole wave

*Hiroshi KAWASE¹, Kenichi NAKANO², Jiken WANG³, Eri ITO¹, Jikai SUN¹

1. DPRI, Kyoto University, 2. HAZAMA ANDO CORPORATION, 3. Graduate School of Engineering, Kyoto University

我々は一般化スペクトルインバージョン手法(Generalized Spectral Inversion Technique, GIT)を用いて、任意地点における地震基盤から上の地盤構造による水平動および上下動のフーリエ・スペクトルの増幅特性（サイト特性）を、我が国の強震観測データ（K-NET・KiK-net・JMA震度計ネット・JMA87型強震計ネット・関震協ネット）から分離・抽出してきた。その際に、まずS波部分のスペクトルを対象として、震源・伝播経路・サイトの各スペクトル特性を分離し、その後全波のスペクトルを対象として得られた震源および伝播経路特性の積でこれを割り込むことにより、全波のサイト特性を抽出している（仲野・川瀬, JJAEE2021）。これまで我々は得られたサイト特性の平均値に専ら注目してきたが、予測精度を考える上では個々のサイト特性における地震間のばらつきについても検討しておく必要がある。そこで本報告では、S波部分と全波部分に対して分離・抽出されたサイト特性の地震間ばらつきについて、各地点および全地点でのばらつき量を比較した。GITの手法については仲野・他（JJAEE2015）および仲野・川瀬（JJAEE2021）を参照されたい。基本式はi番目の地震のj地点でのフーリエ・スペクトル $F_{ss_ij}(f)$ は

$$F_{ss_ij}(f) = S_{s_i}(f) * P_{s_ij}(f) * H_{ss_j}(f) \quad (1)$$

で表される。ここで f は周波数、接尾語のSSは地表面上のS波部のスペクトルであることを表している。S波部とは、JMAのS波の走時表を用いて、S波初動以降をマグニチュードに応じた時間区間（ $M_{JMA} 6$ で5秒、 $6 < M_{JMA} 7$ で10秒、 $7 < M_{JMA}$ で15秒）で切り出し、前後に2秒のコサインテーパをつけたものである。一方、全波のフーリエ・スペクトル $F_{sw_ij}(f)$ を対象にした場合には、上記S波部の地震基盤波に対する相対的なサイト特性が得られるものとして

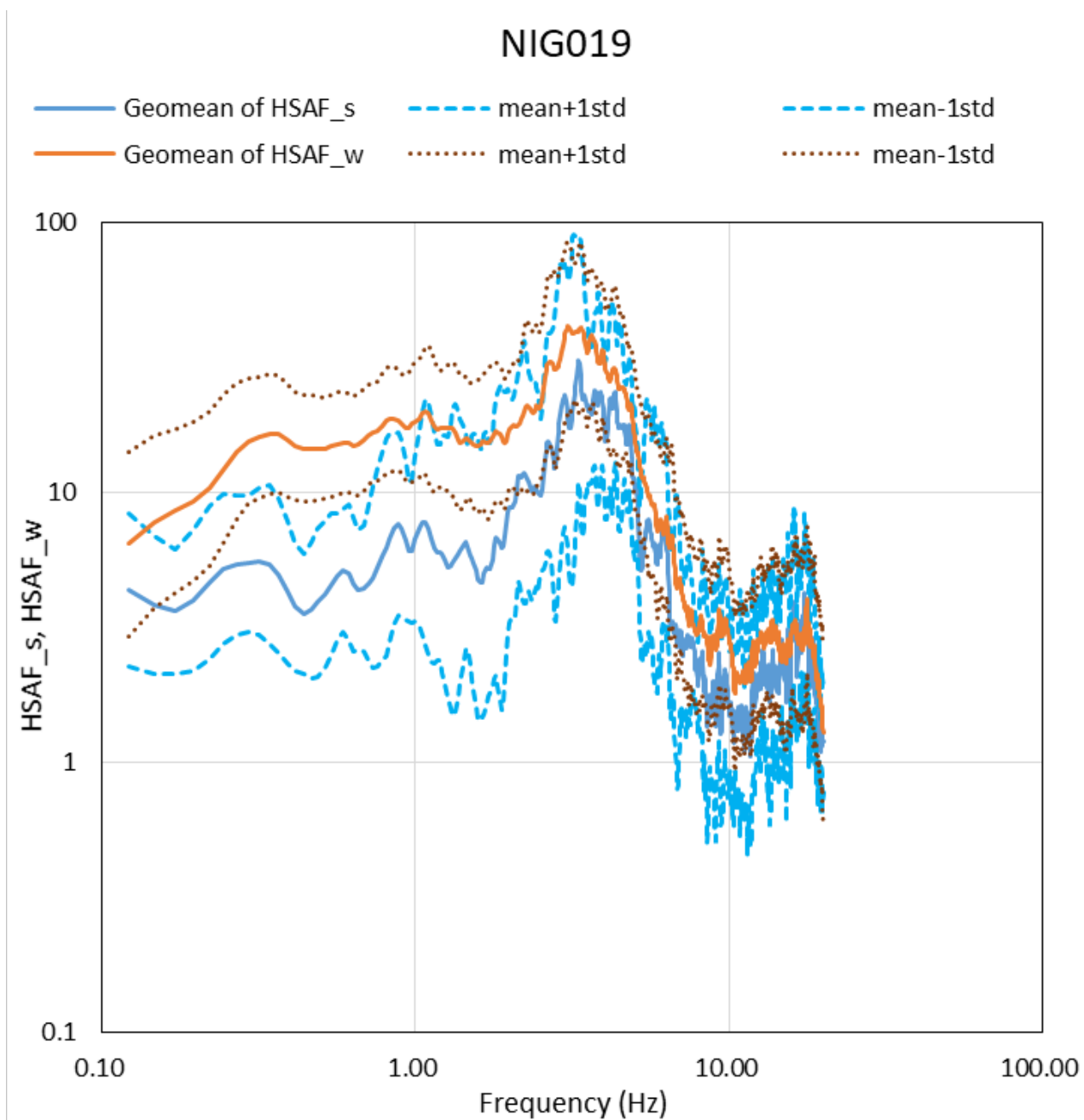
$$F_{sw_ij}(f) = S_{s_i}(f) * P_{s_ij}(f) * H_{sw_j}(f) \quad (2)$$

により全波サイト特性を求めている。この物理的意味は、S波の散乱で生じる後続のCoda波や盆地の端部でS波から変換された盆地生成表面波も含めて、全波の観測スペクトルを入射した地震基盤波に対する相対的な増幅が生じた結果として評価するということである。全波スペクトルを式(2)のように評価する理由は、単純に式(1)のように全波スペクトルを評価すると遠地のサイトで大きな盆地生成表面波が生じていた場合、伝播経路上で振幅の逆転が生じ、特に低振動数域で負のQ値が得られるからである。その場合のサイト特性は安定して求められなくなっている（ちなみに距離減衰式で多用されている応答スペクトルでは継続時間が長くなっても振幅は頭打ちするのでこのような現象は生じない）。なお我々のGITでは拘束条件としてYMGH01の地表地中比から地盤構造を同定し、それから得られる理論サイト特性を観測波のスペクトルから剥ぎ取って露頭地震基盤波としたものを1として用いているので、得られるサイト特性は地震基盤波に対する絶対的なサイト特性となっている。

このようにして得られたS波部のサイト特性と全波のサイト特性を比較すると、NIG019を例にとって添付図に示したように、低振動数側で増幅が大きくなっていることがわかる。2Hz以上の領域では高振動数になるに従って両者の差は段々と小さくなっており、5Hz以上では比はほぼ1.3倍程度になっている。このS波部と全波の平均サイト特性の比を我々はWSRと命名し、それが空間的に滑らかに変化しているため単純な空間補間によってこれを推定することを提案している（仲野・川瀬, JJAEE2021）。

ここでは両者のばらつきに注目する。この例では明らかにS波部のばらつきの方が全波のばらつきよりも大きくなっていることがわかる。S波のばらつきに対する全波のばらつきの比を取ると0.12Hz~20Hzの全周波数平均で0.9、最も小さい3Hz付近で0.4となった。全波のばらつきの全周波数平均値は（対数平均を取って実数に直した値として）1.88で、これがこの地点での予測精度と言える。このばらつきの平均値はサイトによって多少異なり、当然サイト特性の大きな地点の方が大きい傾向にあるが、範囲としては1.5~1.9の範囲にあって安

定した値である。S波部と全波のばらつきの平均値の比は90%前後となっている地点が多く、差としては小さいが、時間区間を短くして到来波動成分としてS波に限定したはずのS波部のサイト特性の方が、何も限定なく様々な波動を含んだ全波のサイト特性よりも予測誤差が大きいというのは意外な結果である。



Cluster analysis of site amplification characteristics along Route 9 estimated by the distributed acoustic sensing (DAS).

*Kento Kumaki¹, Hisashi Nakahara¹, Kentaro Emoto², Masatoshi Miyazawa³, Takeshi Tsuji⁴

1. Tohoku university, 2. Kyushu University, 3. Kyoto University, 4. University of Tokyo

分散型音響計測 (DAS) は、近年地震学の分野で注目が高まっている光ファイバーケーブルを用いた地震動観測手法である。DASには、全長数10 kmの測線に沿って 5-10 m 間隔で稠密に振動観測できること、レーザー光を入射してその後方散乱波を解析する装置を既存の通信用光ファイバーケーブルに接続することにより比較的容易に計測可能であること、等の利点があり、これにより低コストで従来よりも空間的に稠密な地震動の計測が可能となる。先行研究では、京都府内の国道9号線沿いに敷設された光ファイバーケーブルを使用した DAS観測 (宮澤・他, 2022) に基づき、自然地震の直達S波振幅から観測域の平均に対する相対的なサイト増幅特性の空間分布を求めた (熊木・他, 2022)。本研究では、先行研究の結果よりも周波数帯を細かく分割し解析を行い、さらにその結果を用いてクラスター分析を行ったので、その結果について報告する。

京都駅前の京都国道事務所から丹波IC辺りまでの国道9号に沿った長さ約50 kmの区間にわたり約5m間隔でケーブルに沿った軸ひずみ速度1成分を計測した。観測期間は2021年8月23日から同9月24日までの33日間、サンプリング周波数は500 Hzである。期間中に発生したマグニチュード 2.5から4.9の6個の自然地震を解析に使用した。解析対象の地震としては、レコードセクション上で地震波を確認でき、震源距離と輻射パターンによる影響を低減するため、測線から80から120 km程度離れたイベントを選んだ。震源は主に京都府大阪府境界付近、和歌山付近に分布している。国道9号は交通量が多く、夜間でも自動車による振動が含まれるが、解析対象地震を絞り、複数の地震記録を用いることで、その影響を軽減させる。

具体的な解析手順は次のとおりである。各場所のひずみ速度記録に0.1-1, 1- $\sqrt{2}$, $\sqrt{2}$ -2, 2-2 $\sqrt{2}$, 2 $\sqrt{2}$ -4, 4-4 $\sqrt{2}$, 4 $\sqrt{2}$ -8, 8-8 $\sqrt{2}$, 8 $\sqrt{2}$ -16 Hzのバンドパスフィルターを適用する。理論走時を基に、各周波数帯域において、S波初動の到達時の1秒前から5秒間のRMS値を計算する。測線区間の全チャンネルの平均値が1になるようにRMS値を規格化し、メジアンフィルタを9点ごとにかけ測線に沿った空間方向に平滑化を行った後、6個の地震の規格化RMS値の平均値を計算する。各チャンネル (観測点) で得られた9つの周波数帯域のRMS値を特徴量とするk平均法を用いたクラスタリングにより、9313点の観測点を分類し周波数特性を抽出する。その際、クラスター数は3から7つを試し、6つが最適として選択した。

クラスター分析により得られた6つのクラスターの特徴は次のとおりである。クラスター1は、RMS値が0.1から0.6と小さく、2-2 $\sqrt{2}$ Hz帯域で最小値をとる。クラスター2は、RMS値が0.5から1.5に分布し、4 $\sqrt{2}$ -8 Hz帯域以上の高周波数でやや卓越する。クラスター3は、RMS値が0.9から2に分布し、2 $\sqrt{2}$ -4 Hz 帯域で最大値をとる。クラスター4は、RMS値が1から5に分布し、2 $\sqrt{2}$ -4 Hz 以下の帯域で卓越する。クラスター5は、RMS値が0.8から3周辺に分布し、4 $\sqrt{2}$ -8 Hz 帯域で最大値をとる。クラスター6は、RMS値が全周波数帯域で3以上に分布する。図1は結果の可視化のために、PCAにより2次元に次元削減を行い各チャンネルの値をクラスターごとに色分けしプロットしたものである。クラスター1とクラスター2には、それぞれ4797点、2446点のチャンネルが属しており、測線全体を通して分布していたが、測線北西部である京丹波町周辺ではこれらのクラスターのみが主にみられた。これは京丹波町周辺の測線が山地を通過しており、地質や地形の特性が反映されていると考えられる。クラスター3は1141点のチャンネルから成り、測線全体に広く分布していた。また、クラスター4とクラスター5はそれぞれ399点と463点のチャンネルから構成され、亀岡盆地内に集中して分布していた。どちらも全周波数帯域でRMS値が比較的大きく、高周波数側にRMS値が卓越する箇所があるといった特徴がみられる。クラスター6は67点のチャンネルが属しており、京都市西大橋上のチャンネルが主に属していた。西大橋は揺れやすく、全周波数帯域で大きなRMS値であったため、他とは異なるクラスターに分類されたと考えられる。今後は各クラスターに対する考察をさらに深め、この地域のサイト増幅メカニズムの理解につ

なげていく必要がある。

謝辞

本研究は、京都大学防災研究所拠点研究（一般推進）、及びJSPS科研費JP21K18748の助成を受けました。光ファイバー通信ケーブルは、京都大学防災研究所と近畿地方整備局京都国道事務所との間で締結した覚書に基づき、京都国道事務所より借用しました。ここに記して感謝いたします。

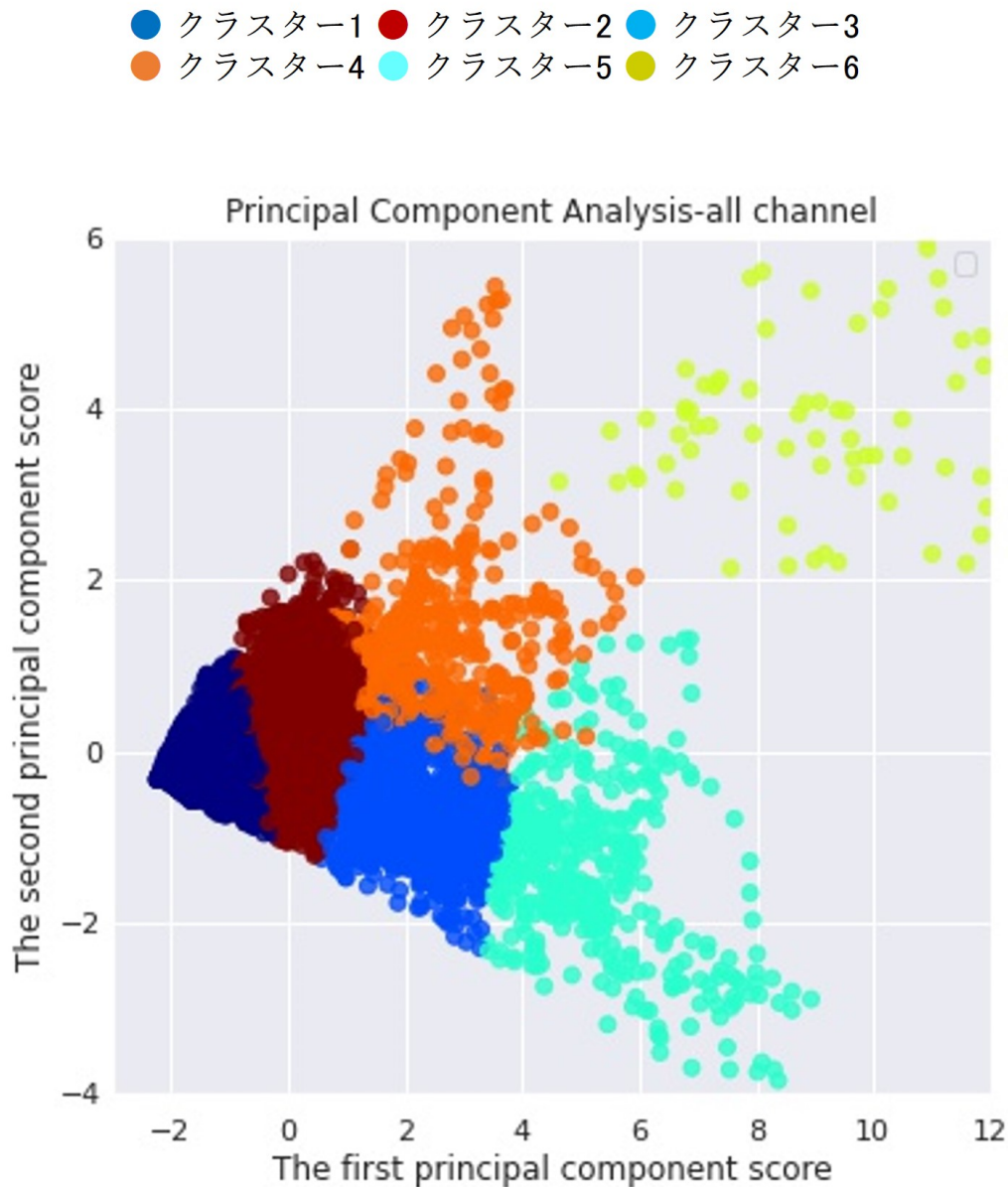


図1. 各周波数帯域のRMS値に対して、PCAを適用し2次元まで次元削減を行い、クラスターごとに色分けしてプロットした。

Construction of the Shallow Velocity Structure Model in the Kyoto and Nara Basins Using Boring Database and Microtremor Array Observations

*KimiYuki ASANO¹, Tomotaka IWATA¹, Teruyuki HAMADA², Kunikazu YOSHIDA², Kazuhiro SOMEI², Haruko SEKIGUCHI¹

1. DPRI, Kyoto University, 2. Geo-Research Institute

令和元年度から3年度にかけて実施した「奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測」（代表機関：京都大学防災研究所）では、奈良盆地東縁断層帯の地震を想定した強震動予測の高度化のため、奈良盆地東縁断層帯に近い京都盆地（山科盆地、山城盆地を含む）及び奈良盆地等の深部及び浅部の地盤速度構造モデルを新規に作成するための各種の調査・解析が実施された。本発表では、京都盆地から奈良盆地にかけての地域を対象とした浅部地盤速度構造モデルの作成について報告する。本研究では、ボーリングデータベースの解析に基づいて作成した地質モデルと微動アレイ観測による位相速度情報を統合して解析し、浅部地盤のS波速度構造を250 mメッシュでモデル化した。ここでは、工学的基盤相当のS波速度を350 m/sと設定し、それ以浅を浅部地盤として取り扱った。

まず、世界測地系の4分の1地域メッシュ（250 mメッシュ）毎に、ボーリングデータベースに基づく浅部地盤地質モデルを作成した。関西圏では、これまでも自治体の地震被害想定や地盤工学的研究を目的に、各地でボーリングデータベース解析による地盤モデル作成が行われている。京都市域の一部については全国電子地盤図（地盤工学会, 2014）によるモデルを活用し、京都市を除く京都府南部については平成17年度京都府地震被害想定調査（京都府, 2006）により作成されたモデルを関西圏地盤情報データベースに収録されたボーリングデータで検証・修正することで活用した。京都市域の残余（京都盆地の一部及び山科盆地）及び奈良盆地全域について、関西圏地盤情報データベース及び新規に収集したボーリングデータを用いて新たにモデル化した。モデル化の方法は全国電子地盤図と同様である。各メッシュでは工学的基盤まで深度1 m刻みで、優勢土質と平均N値をモデル化した。既存ボーリングデータのないメッシュについては、微地形区分（若松・松岡, 2020）が同じ周辺のメッシュのボーリングデータから補間することでモデル化した。

また、地表から工学的基盤付近までの地盤構造に関する位相速度情報の取得のため、極小半径（半径0.6 m）～小半径（半径2～10 m）の微動アレイ観測を面的に多数実施した。京都盆地南部から奈良盆地にかけての176地点で実施した。調査地点の選定に当たっては、調査対象地域の浅部地盤構造を面的に把握するため、地表地質分布も考慮しながら、概ね2 km間隔で選点した。調査地点の多くは、沖積層分布域であるが、宇治丘陵、平城山丘陵など的大阪層群分布域、堆積盆地縁辺の段丘面の一部でも調査を行った。各微動アレイ観測では、白山工業製JU410を4式用い、正三角形アレイによる4点同時観測を行った。取得した微動波形記録のうち、上下動成分を用いて、空間自己相関（SPAC）法（Aki, 1957）により、半径毎のSPAC係数を求めた。最後に、各半径のSPAC係数を統合し、拡張SPAC法（凌・岡田, 1993）によって位相速度の分散曲線を得た。ほぼすべての観測点で、位相速度が400 m/sを超えるあたりまで得ることができた。位相速度の対象周波数帯域としては概ね2 Hz以上である。

浅部地盤のS波速度構造をモデル化するため、土質毎にN値と有効土被り圧からS波速度を与える経験式を作成した。山本・他(2005)が大阪平野の沖積層を対象として提案した経験式の形を用い、この係数を土質ごとに与える。まず、本重点調査観測で収集及び既存データベースに搭載の計45地点のPS検層結果を整理し、粘性土、砂質土、礫質土のそれぞれの土質区分について、N値、有効土被り圧、S波速度の関係の経験式を求めた。得られた経験式を初期モデルとし、上述の極小～小半径の微動アレイ観測及び本重点調査観測で実施した小～大半径の微動アレイ観測により得られた計197地点の位相速度をRayleigh波基本モードの位相速度分散曲線で説明できるよう、経験式の係数を遺伝的アルゴリズムで最適化することにより、適切な浅部地盤S波速度構造モデルを得た。その際、工学的基盤以深の構造が位相速度に及ぼす影響を適切に考慮するため、S波速度が600 m/sを半無限層とし、浅部地盤構造モデルの基底とS波速度600 m/sの半無限層の間に中間層を1層設

定し、観測点毎にこの中間層の層厚とS波速度を求めた。中間層の層厚及びS波速度は、浅部地盤構造モデルの経験式の係数と同時に求めることは困難であるため、ここでは、浅部地盤構造モデルと中間層のパラメータを交互に求め、収束するまで反復した。

最終的に得られたモデルによる理論分散曲線は各微動アレイ観測点の観測位相速度を概ね説明することができた。盆地端部で残差が大きい地点もいくつか見られたが、全体として初期モデルに比べて、本検討で最終的に得られた浅部地盤速度構造モデルにより残差が改善している。

謝辞：本研究は令和元～3年度科学技術基礎調査等委託「奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測」により実施しました。

Ground motion characteristics during the 2022 Noto-Hanto earthquake ($M_j5.4$) and underground velocity structure at ISK00

*Tomotaka IWATA¹, Kimiyuki Asano¹, Takeshi Miyamoto², Mugen Ogata²

1. DPRI, Kyoto University, 2. Graduate School of Faculty of Science, Kyoto University

2022年6月19日に石川県能登地方で $M_j5.4$ の地震が発生して、K-NET正院(ISK002)では震度6弱を観測し、周辺で被害が生じた。この記録は周波数1 Hz程度が卓越していることが見てとれた。染井・他(2022)では、ISK002を含む北陸地方の強震観測点記録を用いて、スペクトルインバージョンにより観測点サイト増幅特性を求めているが、ISK002のそれは、地震基盤面相当の地表観測点のサイト増幅特性を2とした時に、解析周波数帯の0.2-10Hzにおいて、10倍以上の増幅特性を持っていることが示されている。染井・他(2022)では観測点サイト増幅特性を1次元重複反射理論に基づく理論増幅と仮定して、当該サイトのS波速度構造の推定も行っている。これらの結果からはISK002においては、工学的基盤面相当以浅の浅部地盤構造による地震波への影響が大きいと推定されている。

一方、珠洲の平野部においては、1993年能登半島沖地震($M_j6.6$)においても建造物被害が発生しているが、単点微動による地盤の卓越周波数特性から、被害を及ぼした地震波の特性と沖積層厚についての議論がなされていた(土質工学会・1993年地震災害調査委員会(1993))。

本研究ではこれらの調査結果を踏まえ、微動アレイ探査を実施し、当該地域の地質ボーリング資料などをもとに、ISK002及び周辺地域の浅部地盤構造と地震動増幅特性についての議論を行う。

参考文献：

社団法人 土質工学会・1993年地震災害調査委員会(1993), 1993年釧路沖地震・能登半島沖地震災害調査報告書, 404pp.

染井一寛・浅野公之・岩田知孝・大堀道広・宮腰 研(2022), 北陸地方の強震観測点におけるサイト増幅特性とそれを用いた速度構造モデルの推定, 京都大学防災研究所研究発表講演会, B120.

謝辞：

国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網(<https://doi.org/10.17598/NIED.0004>)のデータを利用しました。関係諸氏に感謝致します。本研究は令和4年度科学研究費(特別研究促進費)「能登半島北東部において継続する地震活動に関する総合調査」(22K19949, 研究代表：平松良浩(金沢大学))によるサポートを受けました。記して感謝致します。

Input motions on engineering basement during the 2018 Northern Osaka earthquake using shallow surface velocity models based on microtremor array observation

*Shota Goto¹, Kota Asano¹, Hiroyuki Goto², Sumio Sawada²

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

2018 年大阪府北部の地震における高槻市と茨木市の建物被害は局所的に被害の大きい地域があるが、既存の地盤増幅率の分布と対応しないことが浅野らにより示されている¹⁾。一方で、茨木市の一部を対象とした調査によると、常時微動の卓越周期と被害分布に対応が見られることが指摘されている²⁾。そこで本研究は震源域の地震観測点(図1)において常時微動アレイ観測を行い、表層地盤の影響と工学的基盤へ入射する地震動の影響とを分離することを試みる。

図1に示すTKT2を除く8か所で常時微動アレイ観測を行った。TKT2については既往研究によるデータ³⁾を用いた。なお、地震観測点でないIBR4で観測を行った理由は後述する。アレイ半径を2m, 5m, 10m(ただし、TKT0は2mと5m, IBR4は10mと2m)とし、正三角形の頂点と外接円の中心に加速度計を置き、3成分の観測を30分ずつ行った。得られたデータに空間自己相関法を用いて求めた位相速度分散曲線を満たすような地盤の速度構造を推定する。工学的基盤をS波速度350m/sと仮定し、その深部に500m/sの層も仮定する。H/Vスペクトルや近傍のボーリングデータを参照し得られた速度構造を初期値として遺伝的アルゴリズムを用いて最適化を行った。図2に各個体の速度構造(黒線)、最適モデル(赤線)、工学的基盤までの深さ(青矢印)を示す。IBR0とIBR1で他と比べて深い工学的基盤が認められたため、この中間位置において追加で常時微動アレイ観測を行った(IBR4)。この結果、IBR4ではIBR0やIBR1に比べて浅く、この差がどの程度有意であるかは引き続き検討が必要である。

表層地盤の速度構造を用いて、観測された地震動から工学的基盤上の地震動を推定する。解析にはDYNEQ⁴⁾を用い、動的変形特性はH-Dモデルを用いた。推定された工学的基盤波(NS成分)とNS, EW成分の最大速度を図3に示す。白川は万博や中穂積、東中条、玉島よりも震源に近いが、工学的基盤上の速度波形の振幅はこれらの震源から遠い場所よりも小さい。K-NET高槻や竹ノ内についても同じことが言える。この理由については破壊の前方指向性により南西方向に伝わる波の振幅が大きくなった可能性等が考えられるが、より詳細な検討が必要である。

参考文献

- 1) 浅野晃太, 後藤浩之, 奥村与志弘, 澤田純男: 2018 年大阪府北部の地震における高槻市・茨木市の建物被害分布と高槻市の被害要因に関する地理学的考察, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学) 77 巻, 4 号, p. I_638-I_648, 2021
- 2) 森伸一郎, 小林巧: 2018 年大阪府北部の地震における茨木市内の震度と地盤卓越振動数の関係, 土木学会論文集 A1(構造・地震工学) 77 巻 4 号 p.I 490-I 502, 2020
- 3) Goto: Bayesian posterior mean velocity modeling as alternative to resolution guaranteed imaging, Proc.of the 6th IASPEI/IAEE International Symposium: Effect of Surface Geology on Seismic Motion, 2021
- 4) 吉田望: DYNEQ A computer program for DYNAMIC response analysis of level ground by EQUIVALENT linear method, Version 4.00, 2020, 関東学院大学

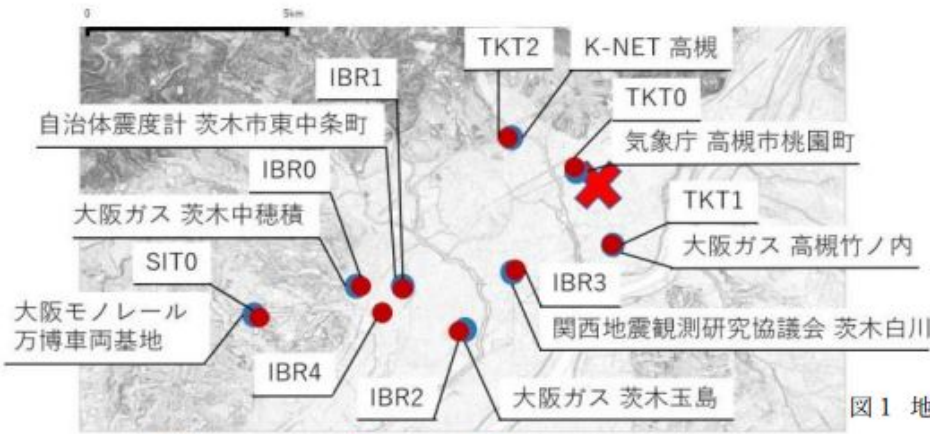


図 1 地震観測点と常時微動アレイ観測点

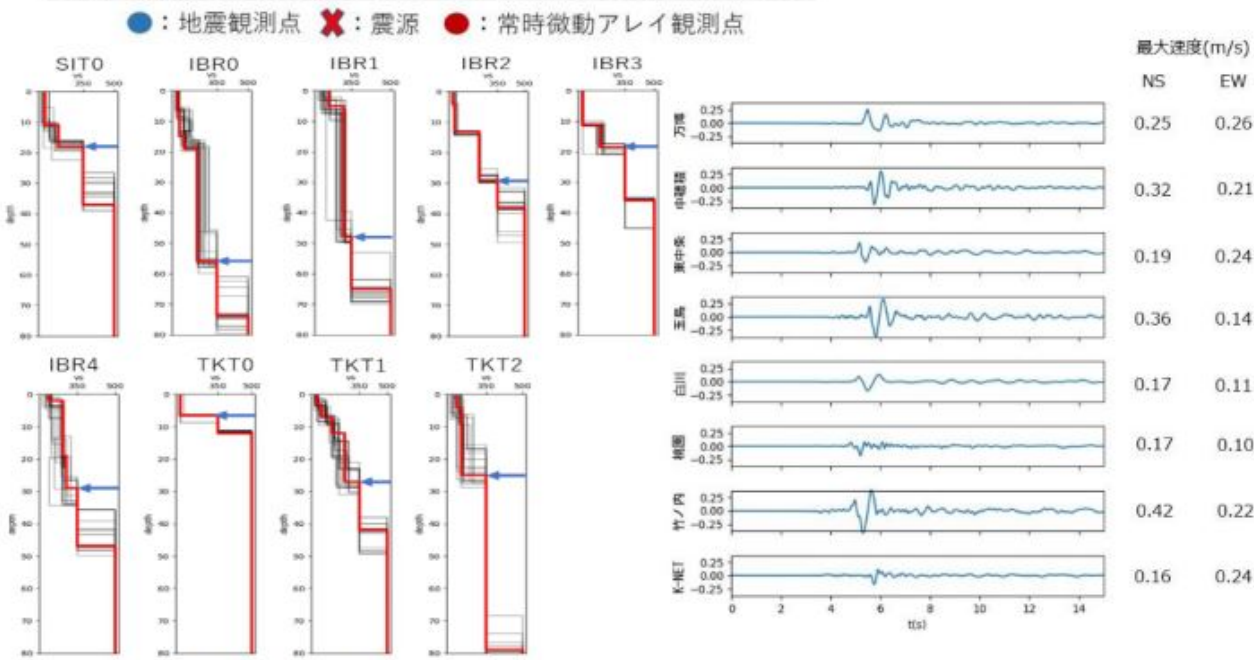


図 2 速度構造モデル

図 3 工学的基盤上の速度波形(NS)と最大速度

The effect of the complex shape of the basin edge structure to the microtremor Horizontal-to-Vertical spectral ratios by numerical analysis

*Shinichi MATSUSHIMA¹, Zhiwei LIU², Jun'ichi MIYAKOSHI³

1. DPRI, Kyoto University, 2. Former Department of Architecture and Architectural Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University, 3. Ohsaki Research Institute, Inc.

平成7年（1995年）兵庫県南部地震の際にみられたように、盆地端部のように地下の地盤・基盤構造が急激・複雑に変化する場所では、盆地境界の形状によりその周辺の地震動特性に影響を与える。従って、地震動による被害を軽減するためには、地下の地盤・基盤構造と地震動特性との関係を把握することが必要である。一方、常時微動は比較的容易に観測ができ、地下の地盤・基盤構造を推定する経済的な手法の一つであり、多点を観測するのが容易なことから空間分布を調査することに長けており、地震動の空間分布との関係を検討するのに利用できるとすれば有用である。これまで、京都盆地、特に東山との盆地東部の境界部での盆地端部における微動水平上下スペクトル比（MHVR）にみられる方位依存性および形状と盆地端部における基盤の段差構造との関係を調べるために、京都盆地において微動観測を実施してきた（松島・宮腰, 2022）。この観測で得られた観測MHVRについて考察をすることに繋げるために、基盤の段差構造の形状との関係についてパラメトリックスタディを行った。基盤の段差構造の形状に関するパラメトリックスタディについては、Hamabe et al. (2019)などにおいて神戸市域を念頭に行われている。本研究では京都市消防局防災対策室(2002)においてコンパイルされた1998年からの調査結果を参考に、盆地端部における基盤段差構造について5種類の二次元モデルを作成し、これらのモデルに対し、数値解析MHVRを計算し、基盤段差構造の形状とMHVRの特徴の関係を整理した。5種類のモデルは、(a)垂直、(b)傾斜(21.8°)、(c)傾斜(11°)、(d)二段、(e)途中逆断層とした（Fig.1）。モデルは、盆地内を深さ200mの1層とし、基盤と合わせて2層速度構造モデルとした。モデルの物性値については、京都市消防局防災対策室(2002)の結果を参考にして、盆地内は $V_p=2000\text{m/s}$ 、 $V_s=630\text{m/s}$ 、 $\rho=2000\text{kg/m}^3$ 、基盤は $V_p=4500\text{m/s}$ 、 $V_s=2500\text{m/s}$ 、 $\rho=2500\text{kg/m}^3$ とした。基盤段差構造モデルの作成とメッシュ化はCUBIT(<https://cubit.sandia.gov/>)を使用した。計算には、EFISPEC3D (De Martin, 2011) を用いた。モデルサイズは5種類ともに長さ20km、幅20km、深さ12kmとし、最小メッシュサイズは盆地内で166m、基盤で500mとしてメッシュ内に Gauss-Lobatto-Legendre (GLL) ノードを $5 \times 5 \times 5 = 125$ 点を配置することで有効振動数を3.8Hzとした。入力関数としては、継続時間1sの双曲線正接関数の1階微分とし、拡散波動場理論 (Sánchez-Sesma et al., 2011, Matsushima et al., 2014) に基づいて数値解析MHVRを計算した。加振点と同じ場所での応答を計算し、応答を入力関数でデコンボリューションしてグリーン関数を計算した。継続時間は20秒とした。その結果、基盤構造の違いより、盆地境界からの距離が同様でも、理論MHVRの形状や振幅特性が大きく違うことが分かった。特に、傾斜モデル (b, c) の場合は傾斜角によらず、MHVRのピークはなだらかであり方位依存性が顕著ではないこと、二段モデル(d)では踊り場部分では方位依存性が顕著に現れること、途中逆断層(e)では逆断層部分で深くなった部分の影響で方位依存性が現れることが分かった。

参考文献：

De Martin, Florent, 2011, Verification of a spectral-element method code for the southern California earthquake center LOH.3 viscoelastic case, Bull. Seismol. Soc. Am., 101(6), 2855-2865, doi:10.1785/0120100305.

Hamabe, Ryota. et al., 2019, A Study on the Influence of the Basin Edge Structure to the Characteristics of the Basin-Edge Effect, Proceedings of the 27th International Union of Geodesy and Geophysics General Assembly.

浜辺亮太・他, 2019, 盆地端部における地震動特性に関する研究, 日本地球惑星科学連合2019年大会予稿集, SSS13-29.

京都市, 2002, 平成 13 年度 地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書, (地震調査研究推進本部, H 14 京都市: 京都盆地の地下構造 <https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/KyotoCty7frm.htm>) .

松島信一・宮腰淳一, 2022, 京都盆地における観測微動水平上下スペクトル比と基盤構造との関係, 日本建築学会大会学術講演梗概集 (北海道) , 21039, 77-78.

Matsushima et al., 2014, The Effect of Lateral Heterogeneity on Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio of Microtremors Inferred from Observation and Synthetics. Bulletin of the Seismological Society of America, 104 (1), 381–393, doi: <https://doi.org/10.1785/0120120321>

Sánchez-Sesma, Francisco J., et al, 2011, A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for a layered medium. Geophysical Journal International, 186, 221-225, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05064.x>

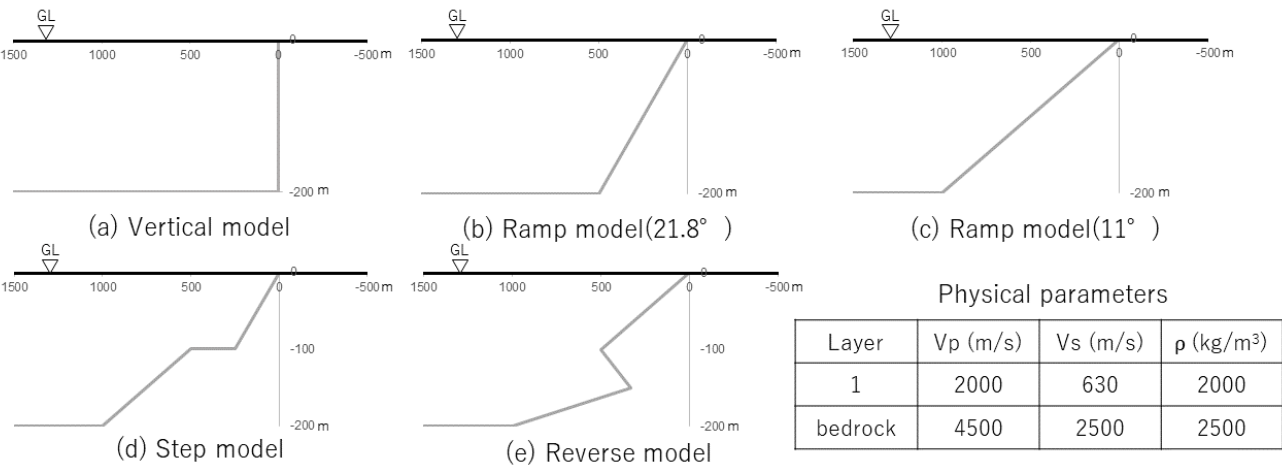


Fig.1 Sections of two-dimensional velocity structure models used for numerical analysis of microtremor Horizontal-to-Vertical spectral ratios

Room D | Regular session : S17. Tsunami

📅 Tue. Oct 25, 2022 11:15 AM - 12:00 PM JST | Tue. Oct 25, 2022 2:15 AM - 3:00 AM UTC | 🏢 ROOM D
5th floor (Training Room 520)

[S17] AM-2

chairperson:Yushiro Fujii

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

[S17-01] Modeling of the 2022 Tonga Eruption Tsunami Recorded on Ocean Bottom Pressure and Tide Gauges Around the Pacific

*Yushiro Fujii¹, Kenji Satake² (1. International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Building Research Institute, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S17-02] Wave Separation of Tsunami Near Japan Induced by Air Pressure Pulse After the 2022 Tonga Volcanic Eruption

*Tung-cheng Ho¹, Nobuhito Mori¹, Masumi Yamada¹ (1. DPRI, Kyoto Univ.)

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

[S17-03] The later phase of tsunami associated with the 2022 Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcanic eruption: source estimation using array-based analysis

*Ayumu MIZUTANI¹, Kiyoshi Yomogida² (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University)

Modeling of the 2022 Tonga Eruption Tsunami Recorded on Ocean Bottom Pressure and Tide Gauges Around the Pacific

*Yushiro Fujii¹, Kenji Satake²

1. International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Building Research Institute, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

2022年1月15日のフンガ・トンガーフンガ・ハアパイ火山噴火に伴う津波が、太平洋周辺の海底水圧計（DART）と検潮所で記録された。津波の第1波は、火山付近からの津波の伝播速度から推定される到達時間（ETA）よりもはるかに早く記録され、噴火による気圧波（ラム波：伝播速度は約310 m/s）に励起された津波であった。第2波も、一部の観測点ではETAより早く到達しており、伝播速度200～250 m/sの大気重力波によるものと考えられる。

本研究では、空間格子間隔24弧秒の球面座標系において、20時間の津波伝播を線形長波方程式で数値的に解いた。火山中心の1格子点から広がる環状の水位を津波伝播計算の入力とした。環状の水位の広がり、その伝播速度と波源での初期振幅によってパラメータ化され、計算領域内すべての格子点における振幅は、 $1/\sqrt{R \cdot \sin(\delta)}$ で距離減衰する。ここで、 R は地球の半径、 δ は震央距離（角距離）を示す。DARTで観測された第1波と計算波形の比較から、水位変化の立ち上がり時間を600秒と仮定して、上記2つの波源パラメータ、すなわち波源での初期振幅（3.83 m）と発震時刻（04:16 UT）をインバージョンによって求めた。インバージョンは3つの異なる伝播速度（305, 310, 315 m/s）で行ったが、310 m/sのときに観測波形と計算波形の一致度が最も良い結果が得られた。この時、同心円状に広がる水位の環の幅は約370 kmである。

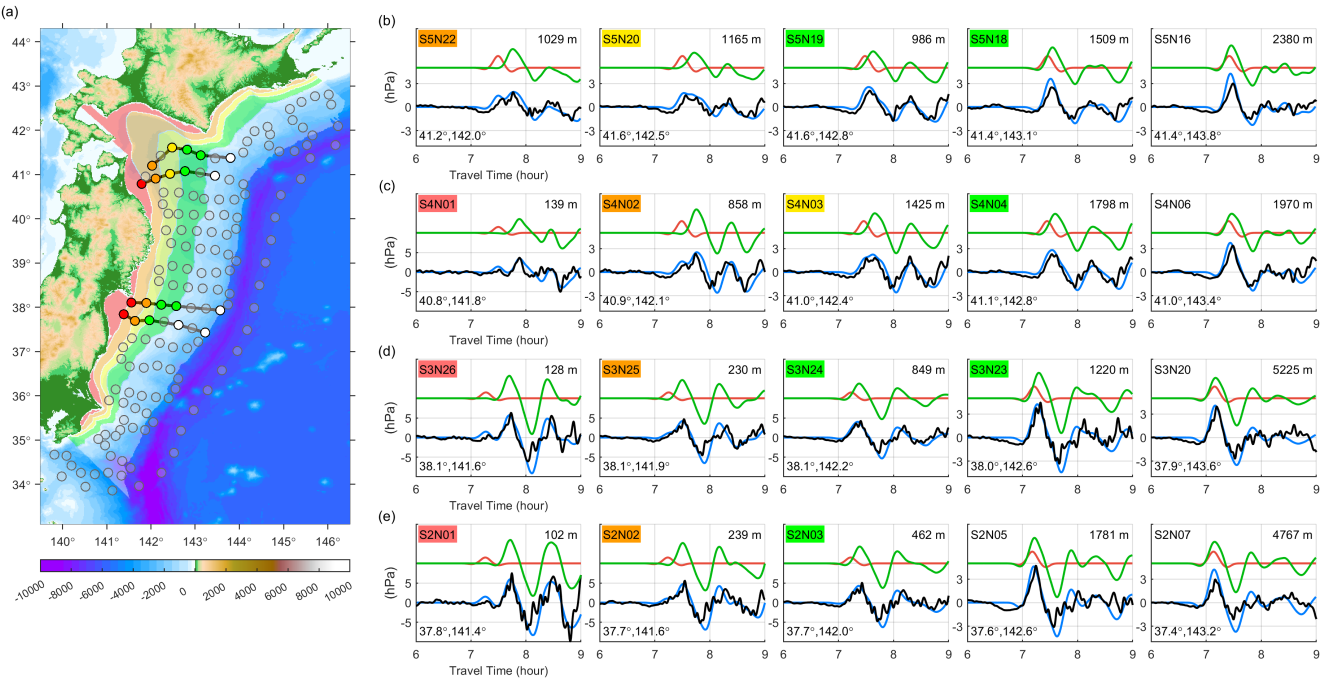
津波の第2波は、200～250 m/sの伝播速度で、負の初期振幅（-1 m）を持つ環状の水位の広がりによって計算した。計算波形と残差波形（観測波形から、第1波の計算波形を差し引いたもの）の相関係数が高くなるのは、第2波の伝播速度が日本と南アメリカに向かって速く（240～250 m/s）、北米に向けてやや遅い（200～210 m/s）場合であった。ラム波と大気重力波の2つの環状に広がる水位によって計算した波形は、日本など遠地の検潮所で記録された津波波形も後続波を含めて概ね再現できる。

Wave Separation of Tsunami Near Japan Induced by Air Pressure Pulse After the 2022 Tonga Volcanic Eruption

*Tung-cheng Ho¹, Nobuhito Mori¹, Masumi Yamada¹

1. DPRI, Kyoto Univ.

Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcano erupted at UTC 04:14, 15 Jan. 2022. After the eruption, global tsunami monitoring systems and tide gauges observed tsunami signals earlier than expected tsunami waves (Carvajal et al., 2022). The recorded data revealed that the fast-traveling traveled at a velocity of about 300-315 m/s (Kubota et al., 2022; Yamada et al., 2022), which was much faster than the conventional tsunami average velocity of around 200 m/s. The eruption excited an air pressure pulse known as the Lamb wave (Matoza et al., 2022). The sea surface disturbances induced by Lamb wave (hereafter, pressure-forced wave) traveling with the Lamb wave at the same velocity. The pressure-forced waves were observed much earlier and are considered the fast-traveling tsunamis (Kubota et al., 2022). However, studies indicated that the pressure-forced waves could generate ocean gravity waves after a major water depth change, such as continental slopes. The generated ocean gravity waves were first instrumentally recorded after the eruption of the Krakatau volcano in 1883, where the ocean gravity waves were generated when air pressure pulse at major changes in depth (Garrett, 1970). After the eruption of Hunga Tonga, it was the first time that pressure-forced waves were widely observed by ocean bottom pressure gauges (OBPGs). Tanioka et al. (2022) reported the separated waves observed by the OBPGs near Japan Trench. Their synthetic test indicated that the separation effect is sensitive to the wavelength of the Lamb wave. Yamada et al. (2022) pointed out that compared to OBPGs, the sea surface disturbances were much delayed at tide gauges because the tsunami separated and traveled in ocean gravity wave after passing the continental slope. To understand the mechanism of the wave separation, we performed two-dimensional simulations of synthetic tests and the real bathymetry with the case of Hunga Tonga. Our simulations show that the separated waves were the pressure-forced wave, which traveled at the same velocity of Lamb wave, and the ocean gravity wave generated at changes in depth. Variation of water depth rescales the amplitude of the pressure-forced wave, and the amplitude change generates an ocean gravity wave due to conservation of mass. The generated ocean gravity wave travels at long wave velocity, which is slower than the Lamb wave. The velocity difference between the pressure-forced wave and the generated ocean gravity wave led to the wave separation. We reproduced different stages of separated waveforms recorded by S-net stations between Japanese east coast and Japan Trench. Our result suggests that any volcano may induce the fast-traveling tsunami, i.e., the pressure-forced waves and ocean gravity waves, as the volcanic eruption excites a significant air pressure pulse, such as 2022 Hunga Tonga or 1883 Krakatau. Our synthetic tests showed that the pressure-forced wave would be amplified as it travels to deeper water. The pressure-forced waves are small in shallow-water coastal areas, where the ocean gravity waves are usually larger. The wave heights of ocean gravity waves are associated with the change of depth. In other words, a larger depth change results in a larger amplitude change of pressure-forced wave, and the generated ocean gravity wave is larger. It implies that the induced tsunami wave height is limited when the air pressure pulse travels only in shallow water. Future works on the tsunamis in the Atlantic Ocean, such as the Caribbean Sea and the Mediterranean Sea, can help us understand the tsunami induced by the air pressure traveling from land.



The later phase of tsunami associated with the 2022 Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcanic eruption: source estimation using array-based analysis

*Ayumu MIZUTANI¹, Kiyoshi Yomogida²

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

2022年1月に発生したHunga Tonga-Hunga Ha'apai火山の噴火に伴う津波は世界中で観測されており、特にその第一波については、噴火で生じた大気ラム波によって励起されたと考えられている(e.g., Carvajal et al., 2022; Kubota et al., 2022)。一方で、その後続波の励起メカニズムについては、これまでに火山周辺での海底変位や大気重力波と海洋の共鳴などが示唆されているものの、定量的な解析は十分になされていない。本研究では、DONET及びS-netの水圧記録に対して、アレイ解析手法の一つであるVespa解析を適用することで後続波の到達時刻と到来方向を求め、それを基に後続波の励起源の推定をおこなった。

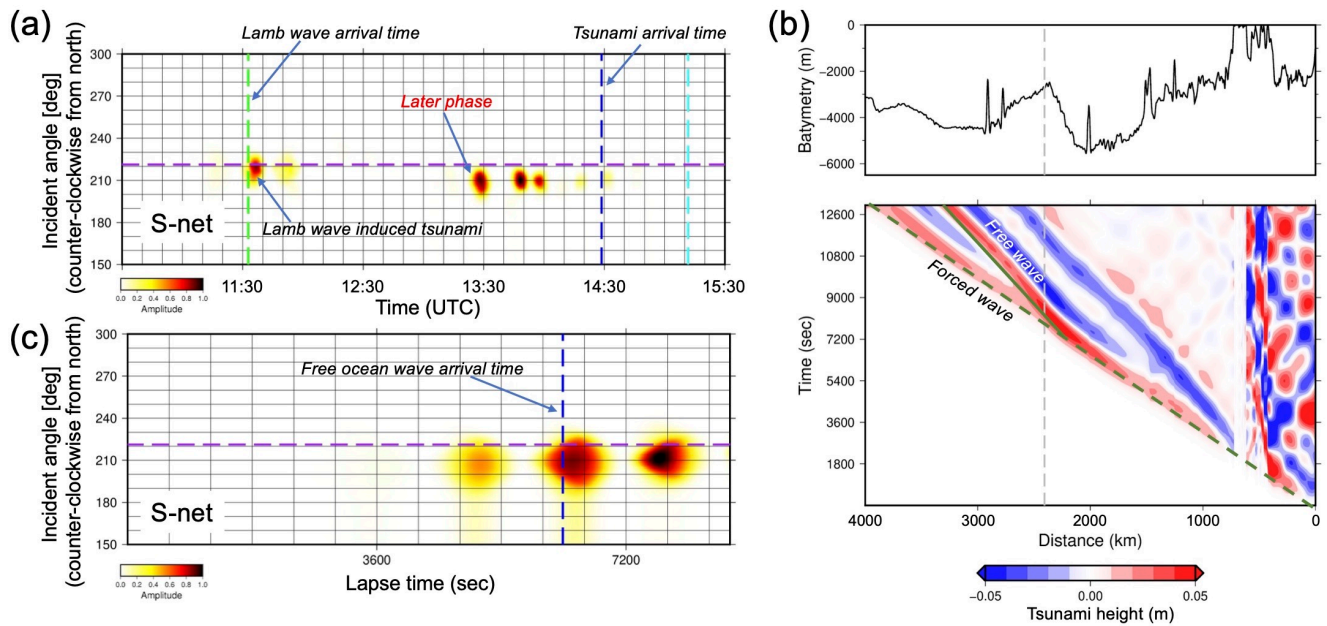
Vespa解析では、線形長波を仮定することでアレイ内の津波の位相速度を計算し、入射角ごとのSlant stackの強度分布(Vespagram)から、入射角の時間変化を推定する(e.g., Rost and Thomas, 2002)。得られたVespagramにおける後続波は、火山からの直達津波の予測走時より早く到達しており、その入射角はトンガーアレイ間の大円経路と異なる(図a)。つまり、後続波の励起源は、火山周辺の海底変位や大気重力波ではないことが示唆された。

Garrett(1970)では、大気波によって海洋に励起されるforced waveが、海底地形が大きく変化する領域を通過する際にfree waveへ変換することが指摘された。図aのVespagramにおける後続波の到来時刻を基にfree waveが発生する領域を推定したところ、南緯5度・東経165度付近となった。

次に、この領域と火山を結ぶ大円経路に沿った一次元海底地形(図b上)を用いて数値計算をおこなった結果、図b下のように、Vespagramから推定された領域周辺においてfree waveが発生することが確認できた。

さらに、一次元計算で得られたfree waveを波源としてJAGURS(e.g., Baba et al., 2016)を用いた二次元津波計算をおこなった。合成波形から計算したVespagramは観測記録から得られたものと調和的な結果となった(図c)。

まとめると、DONET及びS-netで観測された後続波には、噴火によって発生した大気ラム波がナウル島南部に位置する水深の浅い領域を通過する際に発生したfree waveが寄与していると考えられる。一方、一次元計算をもとにした合成波形の振幅は、観測波形と比較して1/20程度小さくなっている。観測された振幅を再現するためには、海底地形への斜め入射の効果などの三次元的なモデルを考慮する必要があると考えられる。



Room D | Regular session : S17. Tsunami

📅 Tue. Oct 25, 2022 1:30 PM - 2:45 PM JST | Tue. Oct 25, 2022 4:30 AM - 5:45 AM UTC | 🏢 ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S17] PM-1

chairperson: Kentaro Imai (JAMSTEC), Yoshinori Shigihara

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

[S17-04] The slip distribution of the 2009 Samoa earthquake doublet estimated by a joint inversion ocean-bottom pressure and electromagnetic tsunami records

Hiroyuki YOKOI¹, *Toshitaka BABA¹, Zhiheng Lin², Takuto MINAMI³, Hiroaki TOH² (1. Tokushima University, 2. Kyoto University, 3. Kobe University)

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

[S17-05] Estimation of the scale of past submarine landslide tsunamis in the waters around Japan

*Yoshinori SHIGIHARA¹, Masataka Inui¹, Ako Yamamoto¹, Hikaru Moriki², Takashi Kumamoto³ (1. National Defense Academy, 2. Okayama Univ., currently NRA, 3. Okayama Univ.)

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

[S17-06] Slip Distribution of the 1923 Kanto Earthquake Estimated from Tsunami waveforms, Coseismic Deformation Data and Tsunami Survey Heights

*Yuichiro TANIOKA¹, Yusuke Yamanaka¹, Yumi Nakadai² (1. Hokkaido University, 2. Prev. Hokkaido University)

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

[S17-07] Problems related to Tsunami Source Model of the 1498 Meio Tokai Earthquake on the Coast of Shizuoka Prefecture

*Satoshi KUSUMOTO¹, Kentaro Imai¹, Takane Hori¹, Daisuke Sugawara² (1. JAMSTEC, 2. Tohoku University)

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

[S17-08] The origin of tsunami trace height in Atashika during the 1944 Showa Tonankai Earthquake

*Kentaro IMAI¹, Ryoko Obayashi¹, Yasuyuki Nakamura¹, Yuichiro Tanioka² (1. JAMSTEC, 2. Hokkaido Univ.)

The slip distribution of the 2009 Samoa earthquake doublet estimated by a joint inversion ocean-bottom pressure and electromagnetic tsunami records

Hihiro YOKOI¹, *Toshitaka BABA¹, Zhiheng Lin², Takuto MINAMI³, Hiroaki TOH²

1. Tokushima University, 2. Kyoto University, 3. Kobe University

2009年サモア地震（Mw 8.0）はアウターライズ地震とプレート境界型地震の双子地震であったとされる。先行研究によりいくつかの断層モデルが提案されているものの、どの断層モデルを用いても完全には津波遡上高を再現できないなど、いまだ改善の余地がある。精度のよい断層モデルを求めるには観測データの充実が必要である。2009年サモア地震の津波は、従来の海底水圧計（OBP）に加えて、海底電位差磁力計（OBEM）でも記録されていた。そこで本研究ではOBPとOBEMデータの双方を同時に用いた線形インバージョンにより2009年サモア地震の断層モデルを推定した。OBEMデータは津波鉛直磁場成分を海面変動に変換してからインバージョン解析に利用した。OBEMデータから変換された海面変動を特別な処理をすることなく解析に取り込むことができた。また、本研究では津波グリーン関数の生成には波数分散性と地殻の弾性の効果を考慮できる数値モデルを利用した。このため、より遠方で観測されたOBPデータをインバージョンに取り込むことができ、OBEM観測と合わせて多くの観測データを利用できた。得られたすべり分布において、最大のすべり量は7.1mでアウターライズ断層のほうにあらわれた。プレート境界断層の最大すべり量は6.2mであった。剛性率40GPaを仮定して、地震モーメントを計算するとアウターライズ断層では 4.33×10^{20} Nm（Mw 7.7）、プレート境界断層で 8.27×10^{20} Nm（Mw 7.9）で、全体で 1.26×10^{21} Nm（Mw 8.0）であった。計算津波波形と観測津波波形の比較において、RMSEは7.3 mm、Variance Reductionは79%で、本モデルは先行研究よりも観測波形をよく説明した。推定された2009年サモア地震の断層モデルは、先行研究で提案された断層モデルよりプレート境界のすべり領域が東西方向に狭く（幅約50km）、位置がプレート浅部（海溝軸方向）にやや移動した。すべり領域が東西方向に狭くなるのはOBEMデータに依存する。OBEMから推定された海面変動には比較的波長の短い津波が記録されておりこれが影響している。すべり域のプレート浅部への移動は波数分散性と地殻の弾性の効果により津波の伝播速度が低下することに起因する。本研究ではOBEMで観測された津波磁場の鉛直成分のみを利用したが、水平成分も津波の流速場の情報を含んでおり、今後は津波磁場の水平成分の利用を検討する予定である。

Estimation of the scale of past submarine landslide tsunamis in the waters around Japan

*Yoshinori SHIGIHARA¹, Masataka Inui¹, Ako Yamamoto¹, Hikaru Moriki², Takashi Kumamoto³

1. National Defense Academy, 2. Okayama Univ., currently NRA, 3. Okayama Univ.

1. 研究の目的 日本周辺海域では、大小さまざまな海底地すべりおよび崩壊地形が分布し、その近傍に分布する海底活断層の活動による地震に関連したものもあるとされている。当然、それらの中には津波を伴ったイベントも存在すると推察されるが、その詳細は不明である。沿岸部に発電所に代表される重要インフラ施設が点在する我が国の状況を鑑みると、今後、日本周辺海域で発生する可能性のある海底地すべり津波のハザードを推定する技術を確立することは、防災対策上非常に重要である。そこで本研究では、日本周辺海域の海底地すべり跡のデータを利用することにより、過去に発生した可能性のある海底地すべり津波の規模を推定することを試みた。

2. 解析手法 森木ら（2017）が海底地形アナグリフを用いて判読した海底地すべり跡に関するGISデータから、海底地すべりの諸元を求めた。同データは、約6,000地点における地すべりの面積、滑落崖の周長、地すべり斜面の原地形の傾斜角、地すべり発生位置の水深等の情報が海域ならびに海底地形ごとに整理されている。本研究では、これらのデータを基に海底地すべりの体積を地すべり面積（形状を矩形に近似）と層厚から構成される三角柱に仮定することにより、海底地すべり津波の推定に必要な変数として、地すべり幅、長さ、層厚を推定した。そして、海底地すべりによって発生する津波波源振幅（負の最大津波水位）をWatts et al. (2005)の経験式を用いて計算した。ここで、海底地盤の密度は、IODPの試錐コアデータから回帰される関数により求めた。

3. 結果と考察 日本海東縁と南海トラフに関して、海底地すべり面積と体積に対する津波波源振幅の関係を図1に示す。地すべりの規模には面積・体積共に対数スケールの比例関係にあり、両海域にそれほど顕著な違いは見られない。発生する津波の特徴としては、南海トラフでは地すべりの規模が大きいほど大きな津波イベント（10m以上～30m未満）が発生している。他方で、日本海東縁では10m超の津波イベントが南海トラフよりも多く発生しており、それらは必ずしも地すべりの規模に対応していない。特に面積が50km²付近では、30m以上の大規模な津波イベントも複数認められる。このような違いになる理由としては、地すべりの発生深さに起因すると考えられる。津波波源振幅は地すべり発生位置の水深に反比例する。両海域の水深の平均値は、南海トラフで約2,300mであるのに対し日本海東縁は約1,400mであり、さらに0～1,000mの範囲の発生頻度としては後者の方が多い。以上の結果から、日本海東縁では南海トラフと比較すると大規模な海底地すべり津波イベントが過去に発生していた可能性が示唆される。

謝辞 本研究は科研費（基盤研究（B）：22H01606）の一環で実施されました。ここに記して謝意を表します。

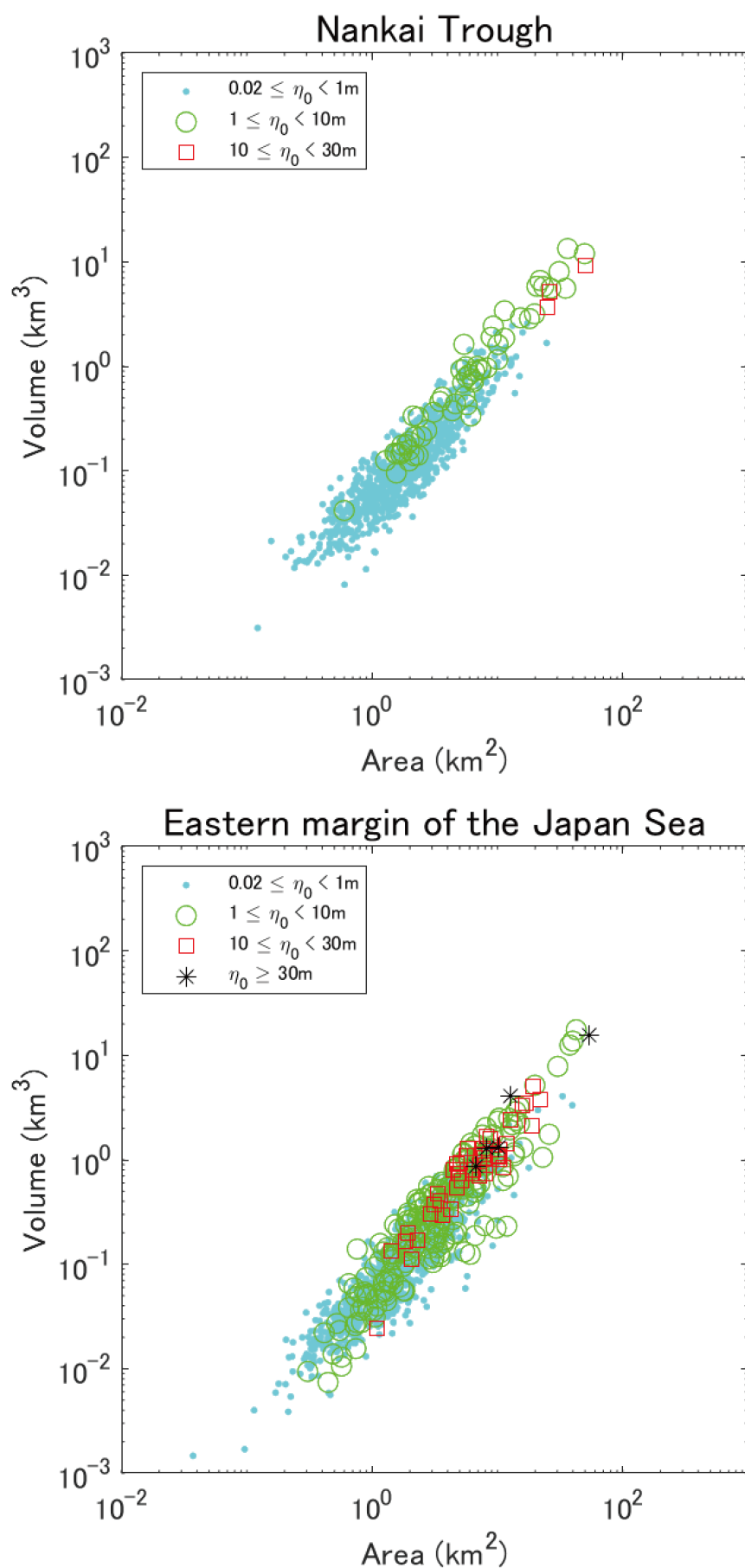


図1 地すべり面積，体積と津波波源振幅の関係（上：南海トラフ，下：日本海東縁）

Slip Distribution of the 1923 Kanto Earthquake Estimated from Tsunami waveforms, Coseismic Deformation Data and Tsunami Survey Heights

*Yuichiro TANIOKA¹, Yusuke Yamanaka¹, Yumi Nakadai²

1. Hokkaido University, 2. Prev. Hokkaido University

1. はじめに

1923年関東地震は首都圏で10万人以上の死者・行方不明者を出し、日本全体に甚大な被害が波及した大地震であった。この地震の震源過程はすでに多くの研究者によって推定されている。地震波形や地殻変動データを使用して推定されたすべり量分布は、首都直下のプレート境界で西側と東側に2つの大きなすべり域を持つことが明らかになっていた。ただ、相田（1993）は伊豆半島沿岸で調査された最大9mの津波遡上高がプレート境界での断層モデルでは説明できないとし、伊豆半島沖で西相模湾断裂上の断層が同時に破壊したとした断層モデルを提案した。さらに最近、中臺他（JpGU2022）は震源域近傍の検潮所で記録された津波波形記録と地殻変動データを用いたジョイントインバージョンにより関東地震のすべり量分布を推定した。その結果、これまで地震波形や地殻変動データから推定されたすべり量分布と大局的には同様であり、西側と東側に2つの大きなすべり域が推定された。しかし、西側の大すべり域は相模トラフ側（浅部域）に張り出しており、今までの結果との違いとして推定された。またこの部分のプレート境界は津波波形により良く拘束されていることも分かった。そこで本研究では、中臺他（JpGU2022）が推定したプレート境界西側浅部の大きなすべり（約9m）が相田（1993）の指摘した伊豆半島沿岸の高い津波遡上高の原因ではないかと考え、伊豆半島沿岸での津波遡上計算を実施した。

2. 手法

断層モデルとして中臺他（JpGU2022）により推定された関東地震のすべり量分布および、比較のためそのすべり量分布から西側浅部の小断層のすべり量をZeroとしたすべり量分布も用いた。津波数値計算は非線形長波近似式を用い、津波遡上計算を行った。格子間隔は2秒とした。また、伊豆半島沿岸の遡上が調査された地域の近傍の地形は地震発生当時の地形に修正した。

3. 結果

図に伊豆半島沿岸で調査された津波遡上高と計算遡上高の比較を示す。中臺他（JpGU2022）で推定されたすべり量分布を用いると調査された津波遡上高が上手く説明できることが分かった。また、プレート境界西側浅部のすべりが無い場合はやはり、伊豆半島沿岸の津波遡上高を説明できないことも明らかになった。つまり、相田(1993)により指摘された西相模湾断裂上の断層の破壊は無くても、プレート境界西側浅部のすべりがあれば伊豆半島沿岸の津波遡上高は説明でき、さらに検潮所での津波波形や陸上の地殻変動も説明できることが明確になった。

参考文献

相田（1993）、相模湾北西部に起こった歴史津波とその波源数値モデル、地学雑誌、102、427－436。

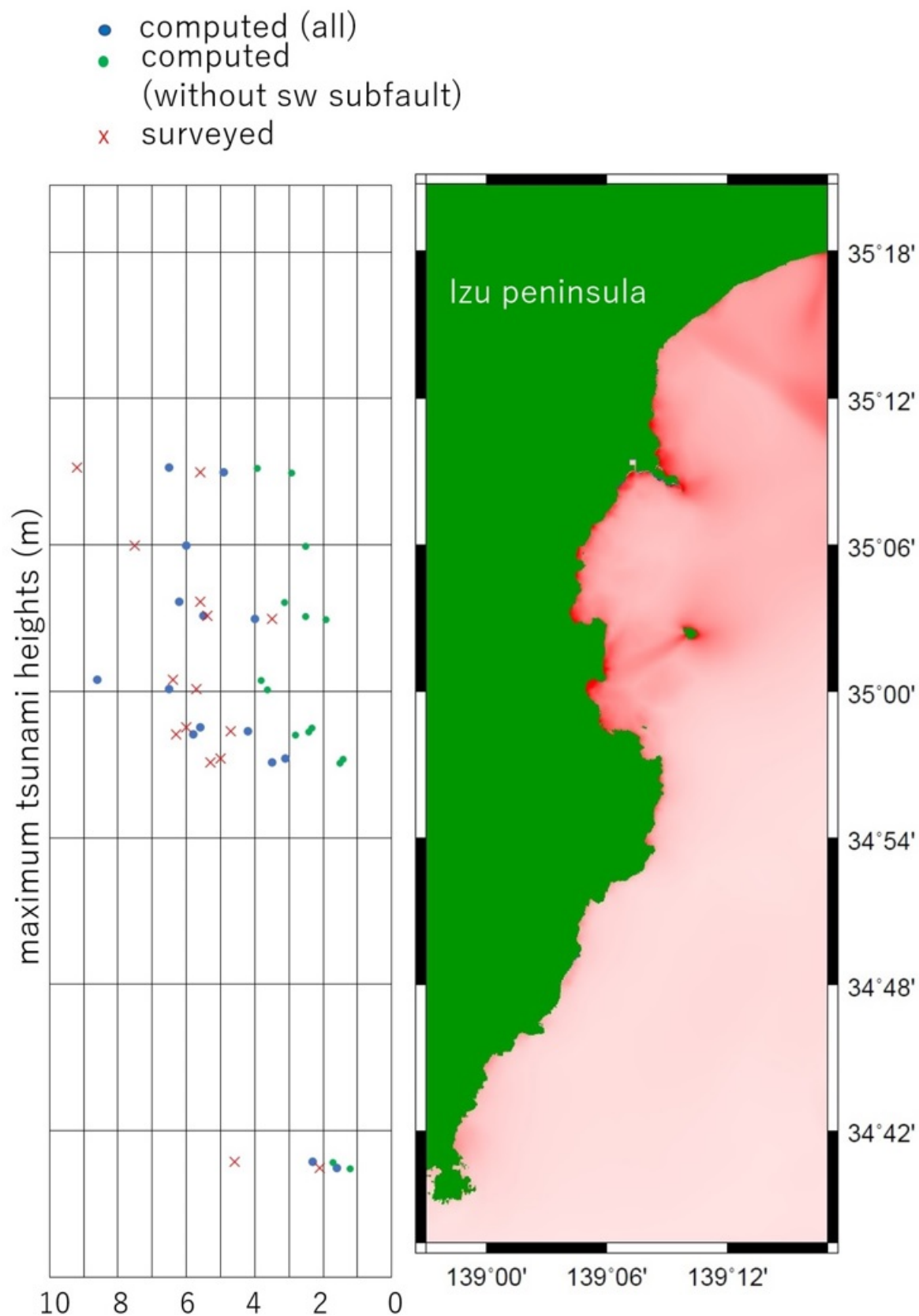


図 調査津波遡上高 (x) と計算遡上高 (●: 中臺他 JpGU2022 のすべり量分布) と計算遡上高 (●: 西側浅部小断層を除く) を比較

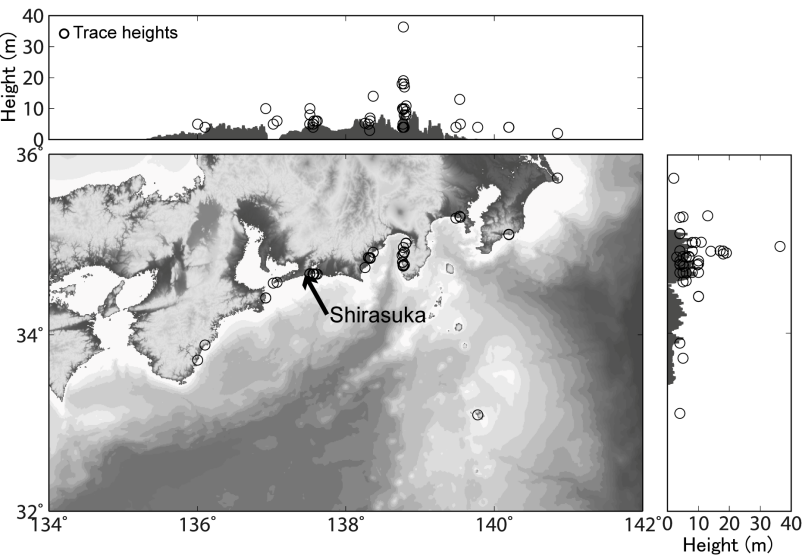
Problems related to Tsunami Source Model of the 1498 Meio Tokai Earthquake on the Coast of Shizuoka Prefecture

*Satoshi KUSUMOTO¹, Kentaro Imai¹, Takane Hori¹, Daisuke Sugawara²

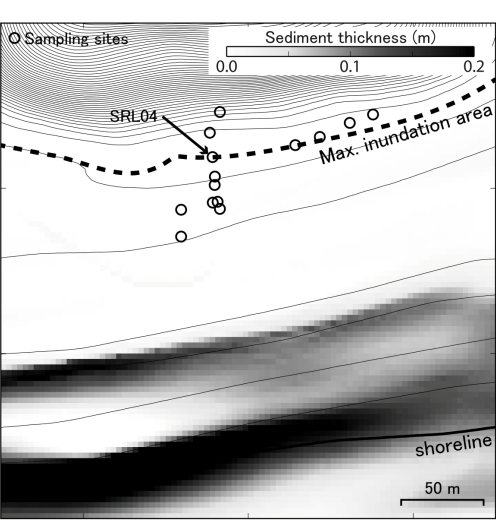
1. JAMSTEC, 2. Tohoku University

1498年明応東海地震は南海トラフで発生した海溝型巨大地震であり、その地震に伴って生じた津波は静岡県沿岸部を中心に甚大な被害を及ぼした。これまで安中ほか(2003)や阿部(2017)によって津波波源モデルの推定が試みられているが、一部の痕跡高を再現できないことからさらなる検証の余地がある。なお、阿部(2017)やKitamura et al. (2020)では、駿河湾内での海底地すべりの関与も示唆されている。明応東海地震は古文書記録の痕跡信頼度が低く、波源推定には文献記録だけでなく津波堆積物を活用する必要がある。そこで本研究では本地震の解明に向けて、文献記録と堆積物記録を数値シミュレーションとの比較により再検討した。まず文献記録に基づく検証では、津波痕跡データベースから痕跡信頼度B~Dのものを選び、このうち外海に面した計60地点を抽出した。日本近海の全域50mメッシュの海底地形データ(Chikasada, 2020)と安中ほか(2003)によって提案された津波波源モデルを基に高性能津波計算コード(JAGURS; Baba et al., 2017)を使って津波伝播の数値シミュレーションを実行した。その結果、計算津波高は痕跡高より全体的に低く、波源モデルは過小評価であることが分かった(図1a)。静岡県伊豆市小土肥集落にある栄源寺では、津波被害記述が残されており、都司ほか(2013)による現地測定の結果、津波痕跡高は18 mで、痕跡信頼度はDと結論付けた。現在の小土肥集落は海岸線からおよそ200 mの範囲に広がっており、これは大日本帝国陸地測量部五万分の一地形図と大差ない。明応東海地震発生当時の集落も現在と同じ位置にあったと仮定すれば、数値解析による検証が可能と考えられる。しかしながら、従来の波源モデルでは小土肥八幡神社まで津波は到達しない。次に堆積物記録に基づく検証では、明応東海地震の津波堆積物が確認されている静岡県湖西市白須賀(Komatsubara et al., 2008)において、同様に津波土砂移動計算(高橋・他, 1999; 高橋・他, 2011; Sugawara et al., 2019)を実施した。図1bに地震発生から3時間後における土砂堆積量を示す。津波堆積物を確認できる掘削地点(SRL04)まで津波は到達するものの土砂は全く堆積しなかった。これは白須賀の海岸に到達する津波が低く、掘削地点まで土砂を移動させるだけの流速を確保できないためである。以上の検証から、現在提唱されている明応東海地震の津波波源モデルは文献記録・堆積物記録どちらからみても過小評価となっていることが明らかとなった。南海トラフ巨大地震の推移予測のためにも早急に波源モデルも再検証を行う必要がある。また静岡県伊豆市小土肥集落では津波痕跡が確認されているにもかかわらず、堆積物調査が実施されていない。今後伊豆市によって調査されたボーリング調査の結果を精査したのち掘削調査を実施する予定である。図1. (a)明応東海地震の計算津波高と津波痕跡高。丸は実測された津波痕跡高、灰色の棒が最寄りの海岸線における計算浸水高をそれぞれ示す。(b) 静岡県湖西市白須賀における最大浸水範囲と津波土砂移動数値解析による土砂堆積量。地形コンターは1m間隔である。謝辞：本研究は R2-6年度文部科学省「防災対策に資する南海トラフ地震調査研究プロジェクト」(研究代表者：海洋研究開発機構 小平秀一)の一環として行われました。

(a) Comparison of tsunami trace and the simulated heights



(b) Sediment transport simulation at Shirasuka



The origin of tsunami trace height in Atashika during the 1944 Showa Tonankai Earthquake

*Kentaro IMAI¹, Ryoko Obayashi¹, Yasuyuki Nakamura¹, Yuichiro Tanioka²

1. JAMSTEC, 2. Hokkaido Univ.

昭和東南海地震の波源断層モデルについては、津波波形逆解析に基づく検討（Satake, 1993; Tanioka & Satake, 2001; Baba et al., 2005）が行われている。一方、当該地震の津波痕跡高分布を説明するための波源断層モデルは矩形断層モデル（相田, 1979; 安中・他, 2003）による検討にとどまっている。

本研究では、当該地震による津波痕跡高分布を説明することのできる昭和東南海地震の波源断層モデルの再評価を行い、さらに三重県新鹿の13.6 mにおよぶ津波痕跡高の励起源について検討を行う。本研究で用いた津波痕跡高は既往報告（例えば、中央气象台, 1945; 表, 1946; 羽鳥, 1974; 飯田, 1977; 三重県, 1995）や三重県沿岸の当該地震津波に関する石碑情報（新田, 2016）を利活用して津波痕跡高の再調査を実施した。

断層構造は南海トラフ沈み込み帯の3次元構造モデル(Nakanishi et al., 2018)を参照し、地殻変動や津波高の痕跡分布を踏まえて東南海震源域に8枚の小断層を配置した。各小断層のすべりによる地殻変動はOkada (1985)の方法、津波は線形長波理論（空間格子間隔150 m, 時間間隔0.2 s）に基づき計算した。津波痕跡点については空間格子間隔の問題や精緻な地形復元作業を必要とする痕跡点、内海の痕跡点を除いた50点を利用した。地殻変動量については当該地震発生前後の観測値（Satake, 1993）を用い、三重県沿岸の18点を利用した。これらの痕跡を説明する各小断層のすべり量は、誤差ノルムが最小となるようにSA（Kirkpatrick et al., 1983）を用いて推定した。地殻変動や津波痕跡高には観測誤差や本地震以外の地殻変動成分が含まれると考えられる。本解析ではこの誤差を±10%程度と仮定して一様乱数により与え、1,000回試行のアンサンブル平均処理を行い、各小断層のすべり量を評価した。本モデルの地震規模はMw 8.1程度となり、地殻変動や津波高の分布をおおむね再現できた。一方、三重県南部沿岸の新鹿では海岸近くの徳司神社での浸水高（7.5 m）を再現することができる一方で、津波遡上高（13.6 m）を再現することはできなかった。津波痕跡高の分布を考えると、新鹿の遡上高は局所的に高まっており、断層運動から説明することは難しく、地震に伴った海底地すべりによる影響の可能性が示唆される。

以上を踏まえ、新鹿沖の陸棚斜面上における海底地すべり痕や崩落崖によって励起され得る津波について検討を行った。海底地すべり痕については森木・他（2017）による判読結果を利用した。崩落崖については海底地形や反射断面（産総研による）による判読に基づき検討を行った。これらの地形に対してWatts et al. (2005)の方法で海底地すべりによる初期津波振幅を評価した。その振幅が1 mを越える場合には地形復元作業を行い、これを初期条件として海底地すべり津波解析を実施した。この検討において、海底地すべり痕から励起され得る津波についてはWatts et al. (2005)の方法を用いて評価を行うと、各地すべり面上での津波振幅は1 cm以下となり有意な津波を励起しないことがわかった。

陸棚斜面表層の地質性状について、地形表面に観察されるgully、海底面から深さ100 m程度は不安定な堆積層で構成されていることが反射断面から読み取ることができたため、大規模な土砂崩れに起因した崩落崖を想定して検討した。このような崩落崖は陸棚斜面法先に数点存在し、新鹿沖の崩落崖に対して海底地すべり津波解析を行うと、新鹿沿岸で10 m程度、その周辺では1~2 m程度の津波となり、新鹿で局所的な津波の高まりを再現し得ることが判った。崩落崖の規模については検討の余地はあるが、新鹿の津波痕跡高の励起源としては陸棚斜面法先の崩落崖生成時に励起された可能性を定量的に示すことができた。

謝辞：本研究はR2-6年度文部科学省「防災対策に資する南海トラフ地震調査研究プロジェクト」（研究代表

者：海洋研究開発機構 小平秀一），科学研究補助金（研究代表者：谷岡勇市郎，課題番号：19H01977）の一環として行われました。

Room D | Regular session : S17. Tsunami

🗓 Tue. Oct 25, 2022 3:00 PM - 4:15 PM JST | Tue. Oct 25, 2022 6:00 AM - 7:15 AM UTC | 🏠 ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S17] PM-2

chairperson: Yutaka Hayashi (Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency), Toshitaka Baba (Tokushima University)

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

[S17-09] White bubbling tsunami: Its Hazard risk -Case of the 2011 Tohoku-Oki earthquake-

*Yuji ENOMOTO¹, Tsuneaki Yamabe¹, Shigeki Sugiura², Hitoshi Kondo² (1. Shunshu University, 2. Genesis Research Institute Inc.)

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

[S17-10] Evaluation of contribution of observation points to tsunami inundation prediction using machine learning

*Masato Kamiya¹, Toshitaka Baba² (1. Graduate School of Sciences and Technology for Innovation, Tokushima University, 2. Graduate School of Technology, Industrial and Social Sciences, Tokushima University)

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

[S17-11] Probabilistic Tsunami Hazard Assessment based on the long-term evaluation for earthquakes along Kuril and Japan trenches

*Kenji HIRATA¹, Hiroyuki FUJIWARA¹, Hiromitsu NAKAMURA¹, Tsuneo OHSUMI¹, Nobuyuki MORIKAWA¹, Shin'ichi KAWAI¹, Takahiro MAEDA¹, Yuji DOHI¹, Shin NEMOTO², Nobuhiko TOYAMA², Tadashi KITO², Xuelei ZHANG², Yasuhiro MURATA³, Mariko KORENAGA⁴, Yuta ABE⁴, Teppei OHNO⁴ (1. NIED, 2. OYO, 3. KKC, 4. CTC)

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

[S17-12] Deep-sea bore: Trench-slope ascent of discontinuities in current speed, water temperature and pressure

*Yoshio FUKAO¹, Hiroko Sugioka², Hajime Shiobara³, Aki Ito¹, Taewoon Kim¹, Ryo Furue¹ (1. JAMSTEC, 2. Kobe Univ., 3. Univ. Tokyo)

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

[S17-13] Progress in Preparing a Draft 10-Year Research, Development, and Implementation Plan for Ocean Decade Tsunami Programme (2021-2030)

*Yutaka HAYASHI¹, Srinivas Kumar TUMMALA², Michael ANGOVE³, Sergio BARRIENTOS⁴, Silvia CHACON⁵, David COETZEE⁶, Christa von HILLEBRANDT-ANDRADE⁷, Alexander RABINOVICH⁸, Harkunti Pertiwi RAHAYU⁹, Francois SCHINDELE¹⁰, Amir YAHAV¹¹, Bernardo ALIAGA ROSSEL¹², Rick John BAILEY¹³, Denis CHANG-SENG¹², Angelos HAIDAR¹² (1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2. Indian National Centre for Ocean Information Services, 3. National Oceanic and Atmospheric Administration, USA, 4. National Seismic Centre, University of Chile, 5. Costa Rica National Tsunami Warning System, National University of Costa Rica, 6. National Emergency Management Agency, New Zealand, 7. Caribbean Office, International Tsunami Information Center, NOAA, USA, 8. Tsunami Laboratory, Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 9. Institute of Technology Bandung, Indonesia, 10. National Tsunami Warning Center, Atomic Energy and Alternative Energies Commission, France, 11. National Emergency Management Authority, Israel, 12. Intergovernmental Oceanographic Commission, UNESCO, 13. Bureau of Meteorology, Australia)

White bubbling tsunami: Its Hazard risk -Case of the 2011 Tohoku-Oki earthquake-

*Yuji ENOMOTO¹, Tsuneaki Yamabe¹, Shigeki Sugiura², Hitoshi Kondo²

1. Shunshu University, 2. Genesis Research Institute Inc.

黒い津波、白い泡津波：2011年東北沖地震で三陸沿岸を襲った”黒い津波”による災害リスクが注目された。土砂混じりのヘドロを巻き込んで衝撃による破壊力が増し、また溺れて吸い込めば「津波肺」と呼ばれる重度の健康障害を被るリスクである。この黒い津波による災害リスクはこれだけに留まらない。というのも、海底に溜まったヘドロのなかの有機物は、分解しメタンが発生する。実際、最近の調査研究で東京湾の海底から数mないし数十mの深さにメタン層が広がっていることが確認された（Tsuru et al., *EPS*, 2019）。ということはヘドロを巻き上げた津波がヘドロのなかに胚胎するメタンをも巻き込めば白く泡立つはずである。2011年東北沖地震では、まさにこのような光景が宮城県名取市沖合で空撮された。NHKスペシャル「黒い津波 知られざる実像」（2019年9月3日3日放映）では”白く泡立つ津波”も映し出されたが、これには特段の言及はなかった。図1は陸上自衛隊東北方面隊が地震直後に撮影した同じ海域での映像である。津波フロントに津波風にのった大量の泡があり、波頭はもうもうと水煙をたて、白く泡だった跡を残しながら陸に向かっていく。光る津波：東北沖地震は昼間の出来事であったが、明治三陸津波（1896/6/15 19:32）や昭和三陸津波（1933/3/3 02:30）はいずれも夜間の襲来で、このとき“光る津波”が目撃された。＜明治三陸津波＞「およそ30分後、巨大な黒い「波の壁」がごう音と青い光をともない三陸一体に襲来しました」（『津波を見た男』）。＜昭和三陸津波＞「地震があつてから湾口の所がいっぱいにモヤーッと青赤く光った。それからまた地震があつた。すると白浪がまくれて来て、その後ろから高い真黒な浪が進んできた。」、「越村では、浪頭が白く直線になって光っていた。」（武者『地震なまず』）。すなわち、図1の光景は夜であれば青白く光る津波であったと推測できる。立ち上る水煙（海水ミスト）は正帯電しており、メタンが静電気着火したと考えられる。津波火災：大量のメタン泡が岸に打ち上げられ弾け消えることなくしばし滞留すると引火源になるし、静電気着火により自発発火の可能性もある。1993年北海道南西沖地震で奥尻島青苗港に停泊の5隻の漁船が津波を受けて甲板に大量のメタン泡が滞留して同時火災を起こした事例（Enomoto et al., *Geosciences*, 2019）はまさにメタンによる津波火災である。日本火災学会の調査によると東北沖地震で起きた津波火災件数159件のうち半数強は原因が不明とされていて、メタン・ハザードリスクへの考究はない。しかし気仙沼鹿折地区や名取市関上七丁目での津波火災は海底ヘドロからのメタン泡が火源の一つとなった可能性が高い。図1 白い泡津波：陸上自衛隊東北方面隊撮影、名取市沖



Evaluation of contribution of observation points to tsunami inundation prediction using machine learning

*Masato Kamiya¹, Toshitaka Baba²

1. Graduate School of Sciences and Technology for Innovation, Tokushima University, 2. Graduate School of Technology, Industrial and Social Sciences, Tokushima University

機械学習の手法を適用して津波を予測する取り組みが行われるようになってきた。我々はこれまでに南海トラフの海底水圧計データを入力として、津波の浸水を多層パーセプトロンで予測する枠組みを提案したが、各観測点の予測モデルへの寄与度には着目しなかった。一般に機械学習モデルに利用する特徴量を制限することで、モデルの解釈性および汎用性の向上、学習時間の短縮が期待できる。各観測点の予測モデルへの寄与度を評価することは特徴量の選択だけでなく、津波観測計を新たに整備する際の指標としての観点からも重要である。本研究では南海トラフ巨大地震の津波を対象にLight Gradient Boosting Machine (LightGBM) と SHapley Additive exPlanations (SHAP) という手法を用いて各観測点の寄与度を評価した。LightGBMは決定木アルゴリズムに基づいた勾配ブースティングの機械学習フレームワークである。LightGBMではアンサンブル学習の手法の一つであるブースティングが用いられる。これは、学習した予測モデルが上手く予測できなかった学習データに重みをつけて更に学習を繰り返すことによって作成した複数の予測モデルを組み合わせる方法である。LightGBMにはLeaf-Wiseが採用されており、大規模データの学習に強く、モデルの学習速度が速いことが特徴である。SHAPは協力ゲーム理論のシャープレイ値を機械学習に応用した手法である。SHAPを用いることにより、予測モデルの予測結果に対するそれぞれの特徴量の重要度を求めることができる。SHAP値が大きいほど予測における寄与度が高いことを示す。これにより、ブラックボックスになりがちな機械学習モデルに対して解釈性や説明性を付与することが可能となる。

解析の手順は次のとおりである。まず先行研究が提案した3480ケースの断層シナリオのすべてについて津波計算を実施した。予測処理の負荷を軽減するため、k-means法を用いて浸水深がほぼ同じ領域を予めグループ化することにより予測点数を削減した。予測対象地域は徳島県阿南市周辺とした。西南日本沖の海底にすでに設置されている海底水圧計の55地点と現在構築中の36地点の計91地点の計算された水圧変動データを説明変数、k-means法によって分けられた領域内の浸水深の平均値と標準偏差を目的変数として、LightGBMにより津波浸水予測モデルを構築した。予測モデルの検証のため、別の11個のM9クラスの地震シナリオを使って、フォワード津波計算による真値と機械学習モデルの予測値を比較した。

予測値と真値のRMSEは約0.6mであり、浸水分布をほぼ再現できた。各観測点のSHAP値から、予測地点から比較的近い観測点が津波浸水予測に最も寄与度が高いことが分かった(図1)。一方で、予測地点から離れた地域でも、SHAP値が周辺より高い観測点がまばらに存在している。四国西部～九州沖では観測点2点が周囲の観測点と比較してSHAP値が高かった。

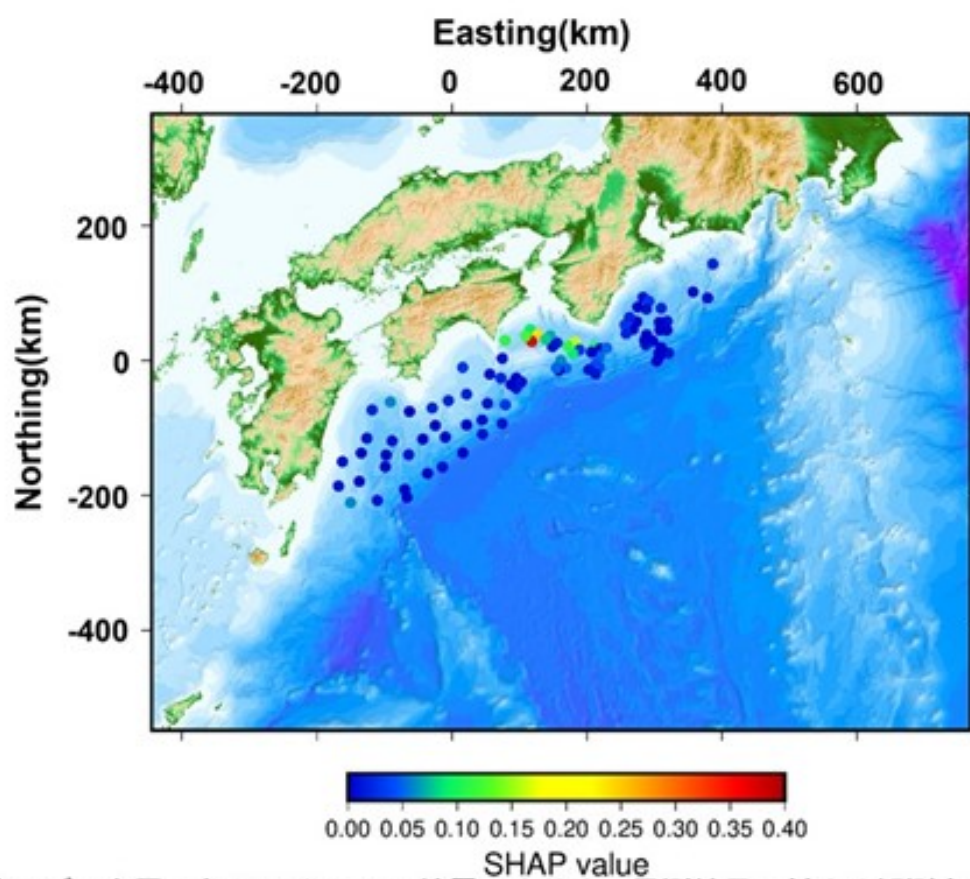


図1. 構築モデルを用いた3480ケースの地震シナリオの予測結果に対する観測点91地点の寄与度

Probabilistic Tsunami Hazard Assessment based on the long-term evaluation for earthquakes along Kuril and Japan trenches

*Kenji HIRATA¹, Hiroyuki FUJIWARA¹, Hiromitsu NAKAMURA¹, Tsuneo OHSUMI¹, Nobuyuki MORIKAWA¹, Shin'ichi KAWAI¹, Takahiro MAEDA¹, Yuji DOHI¹, Shin NEMOTO², Nobuhiko TOYAMA², Tadashi KITO², Xuelei ZHANG², Yasuhiro MURATA³, Mariko KORENAGA⁴, Yuta ABE⁴, Teppei OHNO⁴

1. NIED, 2. OYO, 3. KKC, 4. CTC

はじめに 千島海溝沿い根室沖地震（M7.8-8.5程度）および超巨大地震（17世紀型、M8.8程度以上）の30年発生確率はそれぞれ、7～40%及び70%程度、また日本海溝沿い青森県東方沖及び岩手県北部の地震（M7.9程度）のそれは5～30%と切迫している（地震調査委員会,2017,2019）。今回、我々は、千島および日本海溝沿いで地震調査委員会によって長期評価された概ねM7.8程度以上の地震を対象に、統合確率論的津波ハザード評価（現時点でのハザード評価）を実施した。

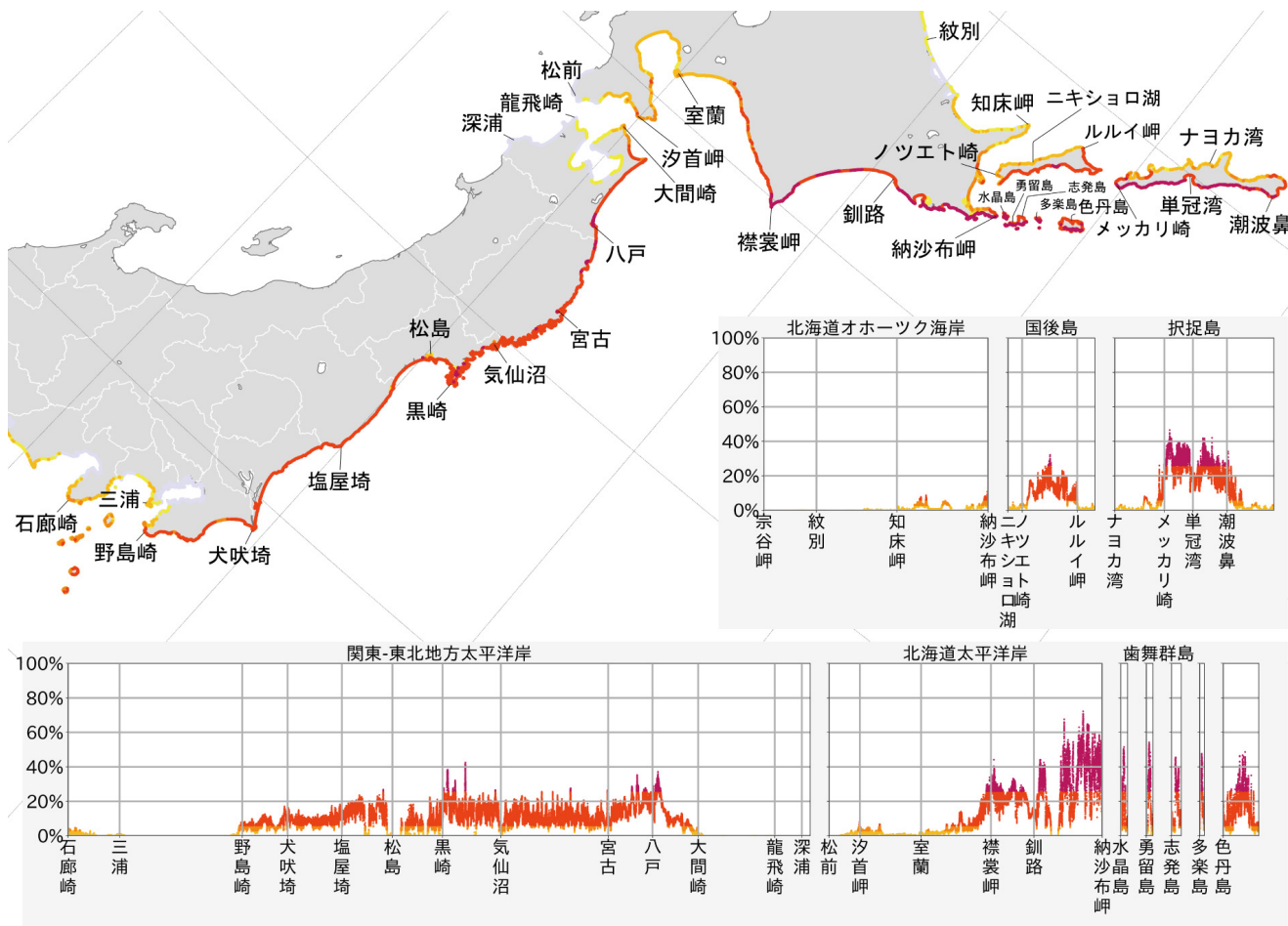
波源断層モデル群の構築 まず長期評価で設定された千島及び日本海溝沿いの地震発生領域に、沈み込む太平洋プレート三次元形状モデルを用いて、プレート間巨大地震、アウターライズ地震、スラブ内地震および津波地震の特性化波源断層モデル群を設定した。プレート間巨大地震および津波地震の波源断層モデルは約5km×5km要素断層の集合として表現した。構築した特性化波源断層モデルはMw7.6からMw9.2までの合計3700個余りである。

津波伝播数値計算 Okada(1992)とTanioka&Satake (1996)の方法を用いて初期水位を計算、最小50m間隔の陸上・海底地形データのネスティング・グリッドを用いて、移流項、海底摩擦項、全水深項を含む非線形長波方程式に、陸側に遡上境界条件、海側に透過条件を課し、差分法を適用して津波予測計算を実施、海岸でのすべてのハザード評価地点60万点余りに対して最大水位上昇量を計算した。

地震発生確率モデル 長期評価（地震調査委員会,2017,2019）がそれぞれの地震に対して適用した地震発生確率モデルを基本的に採用した。30年発生確率に幅があると評価されている場合は中央値を用いた。千島海溝沿いの地震の長期評価で発生確率の言及がないアウターライズ地震の地震発生確率モデルは、当該地域の標準的なGR則を仮定し、定常ポアソン過程に従うと考えた。

確率論的統合 千島および日本海溝沿いで発生するそれぞれの地震の津波計算結果を確率論的に統合するために、以下のように考えた。1.基本的に地震は互いに独立に発生する。2.長期評価によって発生確率が評価された地震の破壊領域（震源域あるいは巨視的波源断層モデル）の位置および形状は多様であるため、破壊領域同士は互いに排反である。3.地震破壊時のすべり量分布は多様であるため、同じ破壊領域（震源域）において、異なるすべり量分布を持つ地震モデル同士は互いに排反である。

確率論的津波ハザード評価結果 現時点でのハザード評価結果の一例として、今後30年間で海岸の最大水位上昇量が3mを超える30年超過確率分布図を示す。概して北海道襟も岬以東の太平洋沿岸一帯で30年超過確率が20%以上、根室半島付近では40%以上と高く推定されていることがわかる。一方、東北地方太平洋岸では八戸付近の30年超過確率がやや高くなっている。今回の評価結果は、長期評価で評価された地震のみが発生した場合に限定される、条件付きのハザード評価結果である。今後、長期評価で評価されていない地震および長期評価で評価された地震規模以上の地震を加味し、実用上有益な現時点でのハザード評価を実施する予定である。本研究は防災科研の研究プロジェクト「ハザード・リスク評価に関する研究」の一環として実施している。



Deep-sea bore: Trench-slope ascent of discontinuities in current speed, water temperature and pressure

*Yoshio FUKAO¹, Hiroko Sugioka², Hajime Shiobara³, Aki Ito¹, Taewoon Kim¹, Ryo Furue¹

1. JAMSTEC, 2. Kobe Univ., 3. Univ. Tokyo

1. 序

我々は2013年から2014年までの10か月、Paro社開発の水晶式傾斜計の試験観測を兼ねて、宮城沖の深海底（深さ約3400m）で傾斜観測を実施した（図1の地図参照）。その間、多くの傾斜イベントを検出したが、これらは海底傾斜現象ではなく純粋に海洋現象であった。即ち、（恐らくは内部潮汐波に伴って）海底斜面に発生する内部孤立波（ボア）が測器を通過する際に測器が傾く現象であった（Fukao et al., JGR-O, 2016）。ボアは大陸棚斜面で起こる現象として海洋学分野では良く知られているが、海溝斜面のような深い場所での観測例はこれまでなかった。そこで深海ボアの実態をより明らかにするために、表記発表者中の3人（H.S., H.S., A.I.）は2015年9月から2016年9月までの1年間、前回と同じ場所で従来観測項目に加えて、水温、水圧、2成分流速などの海洋物理観測を行った。こうした海洋物理観測を加えた結果、深海ボアの実態は前回と比べてはるかに明瞭となった。

2. 観測と記録解析

2015年9月から翌年9月までの1年間、宮城沖の日本海溝急斜面から深海平坦面への変換点（水深約3400m）において1点観測を実施した。海洋物理学的な観測項目は、絶対海底水圧計 PARO-8B7000-I-005（詳細はFukao et al., Sci. Adv., 2018）による水圧、Infinity-Deep（詳細はFukao et al., JGR-O, 2016）による水温と流速2成分（東西・南北）である。サンプリング速度は0.25Hzとした。得られた記録からボアを検出するため、全観測項目1年間分を縦横自在にスケールを変えて表示できるようにし、また1年間分の動画を用意した。その結果、ボアは小さいものも含めれば殆ど毎日のように起きていることが判明した。またJCOPE-Tを圧力のレファレンスに取ることにより、ボアによる微弱な圧力変化を検出することが可能となった。

3. 結果と議論

図1は観測期間中に起きた最大ボアの12時間記録である。以下、その特徴を図2と対応させて列挙する。図2は1年分の記録から得られる平均的なボアの描像である。

水温変化（図1青線）：Temperature change (Blue line)

ボアの到来前、水温は徐々に上昇し（図2-1）ボア到来直前は高止まりの状態になる（図2-2, 3）。ボア到来による水温低下は突然且つ急激に起こる（図2-4）。ボア内部の低温状態は長時間続く（図2-5）。

西→東流速（図1黒線）：Down-sloping current

ボアの到来前、流れは斜面を下る方向にある（図2-1）が徐々に流速を減じ、ボア到来直前にはほぼ静止流体状態となる（図2-2）。ボアの到来は突然の流速方向の反転（斜面上り流速の発生）によって予測することができる。この時点ではボアフロントを表す急激な温度変化は見られない（図2-3）。斜面上り流速がピークに達する頃、水温の極めて急速な低下が起こる（図2-4）。その後、水温が長く低温のままであるのに対し、斜面上り流速は急速に減速していく（図2-5）。

水圧（図1赤線）：Ocean bottom pressure

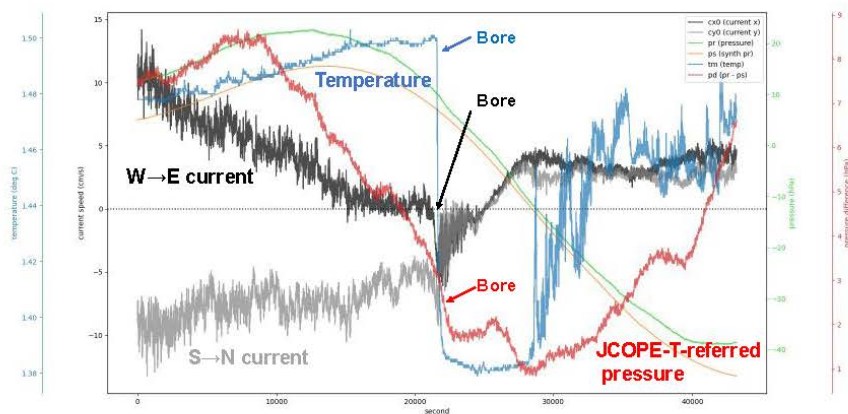
ボア到来に伴い水圧低下が起こる。水圧低下は水温低下と同時に起こることが殆どで（図2-4）、それに先立つことは殆どない。

ボアの終わり方は多様で、始まりのような共通性を見出すことは一般に難しい。

4. 結語

近年、津波観測や海底地殻変動観測に海底水圧計が多用されるようになり、今後は海底傾斜計観測も進むと考えられるが、ボアは測器の周りの水温、水圧、流速を突然変化させるため、得られたか海底観測記録の解釈には注意が必要である。

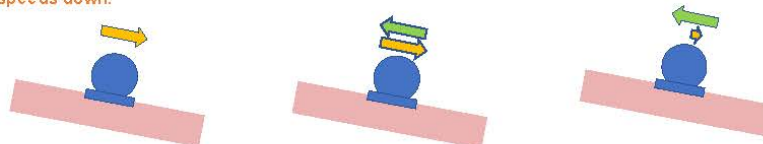
Figure 1. The largest bore through the observational period



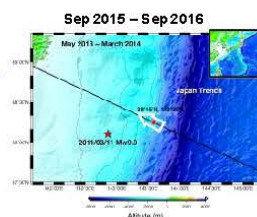
12 hours from 2015 -10-21-07:13:27

Figure 2. Suggested processes associated with deep -sea bore

- (1) Temperature gradually rises, Downslope current gradually speeds down. (2) Temperature at highest state, Current at nearly still state. (3) Upslope current abruptly starts without temperature change.



- (4) Temperature abruptly drops. Upslope current reaches maximum. Pressure begins to decrease. (5) Temperature remains cold. Upslope current weakens. Pressure-decrease terminates.



Progress in Preparing a Draft 10-Year Research, Development, and Implementation Plan for Ocean Decade Tsunami Programme (2021-2030)

*Yutaka HAYASHI¹, Srinivas Kumar TUMMALA², Michael ANGOVE³, Sergio BARRIENTOS⁴, Silvia CHACON⁵, David COETZEE⁶, Christa von HILLEBRANDT-ANDRADE⁷, Alexander RABINOVICH⁸, Harkunti Pertiwi RAHAYU⁹, Francois SCHINDELE¹⁰, Amir YAHAV¹¹, Bernardo ALIAGA ROSSEL¹², Rick John BAILEY¹³, Denis CHANG-SENG¹², Angelos HAIDAR¹²

1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2. Indian National Centre for Ocean Information Services, 3. National Oceanic and Atmospheric Administration, USA, 4. National Seismic Centre, University of Chile, 5. Costa Rica National Tsunami Warning System, National University of Costa Rica, 6. National Emergency Management Agency, New Zealand, 7. Caribbean Office, International Tsunami Information Center, NOAA, USA, 8. Tsunami Laboratory, Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 9. Institute of Technology Bandung, Indonesia, 10. National Tsunami Warning Center, Atomic Energy and Alternative Energies Commission, France, 11. National Emergency Management Authority, Israel, 12. Intergovernmental Oceanographic Commission, UNESCO, 13. Bureau of Meteorology, Australia

In December 2017, the United Nations General Assembly adopted the 'United Nations Decade of Ocean Science for Sustainable Development (2021-2030)' resolution. It aims to significantly advance several research and technology development areas with a view to generating six societal outcomes (Ryabinin *et al.*, 2019) including 'A Safe Ocean'. In June 2021, the Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) General Assembly established the 'Ocean Decade Tsunami Programme' (ODTP). The IOC also established the Scientific Committee (SC) as an advisory. The Working Group on Tsunamis and Other Hazards related to Sea Level Warning and Mitigation Systems (TOWS-WG) will act as the global steering committee of the ODTP. The implementation or coordination of roles for the regional aspects of the programme will be performed by four Intergovernmental Coordination Groups (ICGs). The SC has an advisory role to TOWS-WG for the duration of the ODTP.

Members (two-year terms, renewable) of the SC are nominated by the TOWS-WG and each of the TOWS-WG Task Teams. It currently consists of 11 members (including the Chairperson S. K. TUMMALA) from 10 countries. The initial task of SC is to develop the Draft 10-Year Research, Development, and Implementation Plan for ODTP (Draft 10-Year Plan) for endorsement by the TOWS-WG.

The committee has been preparing for the draft implementation plan by holding meetings in February and June 2022. It has extracted key issues on each area as follows: tsunami risk knowledge; monitoring, detection, and analysis and forecasting of tsunamis; warning dissemination and communication, preparedness, and response capabilities. The Draft 10-Year Plan will be promoting to advancing the monitoring, detection, analysis, and prediction of tsunamis, including those generated by non-seismic sources. The plan will include focus areas related to tsunami warning capabilities, such as the ITU/WMO/UNESCO-IOC Joint Task Force SMART Subsea Cables effort and collaboration with the Nippon Foundation-GEBCO Seabed 2030 project. The Draft 10-Year Plan will improve the societal outcome (A Safe Ocean) of the Ocean Decade with the aim of making 100% of the communities at risk of tsunami prepared for and resilient to tsunamis by 2030 through the implementation of the UNESCO/IOC Tsunami Ready Programme and other initiatives.

Once the first draft is compiled, it will be made available to the member states of the IOC, scientific communities, and other stakeholders for comments. A final draft will be compiled by the committee on the basis of the collected opinions. Thereafter, the approval procedure will commence in IOC.

References

Ryabinin, V., *et al.* (2019): The UN Decade of Ocean Science for Sustainable Development. *Front. Mar. Sci.* 6:470. doi:10.3389/fmars.2019.00470

Room D | Regular session : S04. Tectonics

📅 Tue. Oct 25, 2022 4:30 PM - 5:15 PM JST | Tue. Oct 25, 2022 7:30 AM - 8:15 AM UTC | 🏢 ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S04] PM-3

chairperson:Yukitoshi Fukahata(DPRI, Kyoto University)

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

[S04-01] Hypocenter relocations of earthquakes off Okinawa island with station corrections obtained from CMT solutions

*Masanao Komatsu¹, Mei Kitamura², Hiroshi Takenaka¹ (1. Okayama University, 2. Okayama University (Current: Japan Meteorological Agency))

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

[S04-02] Effects of the hot plume on the bending of the Philippine Sea slab beneath Kyushu (2)

*Natsuki Kozai¹, Nobuaki Suenaga², Shoichi Yoshioka^{2,1} (1. Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University, 2. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University)

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

[S04-03] ***The geodynamic evolution of the Mexican subduction zone as an effect of the movement of the Chortís Block***

*Erika Moreno^{1,2}, Marina Manea^{2,1}, Vlad Manea^{2,1} (1. Kobe University, 2. Centro de Geociencias, Universidad Autónoma de México)

Hypocenter relocations of earthquakes off Okinawa island with station corrections obtained from CMT solutions

*Masanao Komatsu¹, Mei Kitamura², Hiroshi Takenaka¹

1. Okayama University, 2. Okayama University (Current: Japan Meteorological Agency)

本研究では沖縄本島南東沖で発生した地震の震源再決定を行う。地震の震源決定では、観測点が震源周辺に満遍なく分布していることが望ましい。しかし、南西諸島では観測点が島嶼にしかなく、震源に対してその分布には大きな偏りがある。この場合、震源決定の精度は悪くなる。震源決定の精度を向上するための方法の一つに、観測点の標高やその周辺の地下構造の不均質性が地震波の走時に与える影響を軽減する観測点補正值の利用がある。本研究では波形を用いるCMT解析により推定された地震の震源情報を用いて観測点補正を求め、震源再決定を行う。

本研究で使用したデータは、気象庁一元化処理検測値データに記載された、沖縄本島南東沖で発生した M_{JMA} 2.0以上の地震(2000年~2021年)のP波とS波の検測値データである。また、分析に用いた観測点は24点で、21点が気象庁、3点が防災科学技術研究所の広帯域地震観測網(F-net)の観測点である。この24観測点のうち3観測点以上でP波の初動が読み取られた地震について震源再決定を行った。高崎・他(2021, 地震学会秋季大会)と同様の手法により、気象庁が推定した震央周辺を水平方向、深さ方向にグリッドサーチし、観測点間の観測走時差と理論走時差のRMSが最小となる点を震源とした。これにより発震時を未知パラメータとせずに震源決定を行うことが可能である。理論走時の計算には、気象庁の走時表(JMA2001)を用いた。また、走時の観測点補正は、先行研究で得られている、2007年10月から2020年4月までに同じ地域で発生した10個の地震のCMT解析結果(小松・他, 2020, 地震学会秋季大会)によるセントロイド震源を用いて計算した。観測点補正值については2種類のアプローチを行った。CMT解析された全10イベントの観測点補正值の平均を用いる場合(アプローチ①)と、海洋地殻内で発生した8イベントを震源の位置によって3つのグループに分け、気象庁が決定した震央に最も近いグループ内のイベントの観測点補正值のみを用いる場合(アプローチ②)である。

図1は気象庁一元化震源ならびに震源再決定の結果を地図上にプロットしたものである。気象庁一元化震源の場合、沖縄本島から離れるにつれて震源の決定精度が悪くなり、海溝側で深さ50 km程度まで深くなるという不自然な特徴があった。しかし、今回の解析では2つのアプローチいずれの場合もフィリピン海プレートの沈み込みに沿って、海溝から沖縄本島に向かって震源が深くなった。また、海溝側では震央が南西-北東方向に帯状に分布することが明瞭に確認された。この地域は沖縄・ルソン断裂帯の北西端に位置しており、複数の海底活断層が南西-北東方向に延びている。活断層と震源分布はよく対応しており、海底活断層の活動との関連が示唆される。2010年2月27日に発生した M_{JMA} 7.2の地震(図1の星印)とその1日間の余震(図1の黒丸の領域)の再決定結果を別途地図上にプロットすると、震源分布は明瞭に東西方向に並んでおり、その長さは30 km程度である。気象庁や防災科学技術研究所等が推定したCMT解はいずれも東西方向に左横ずれ断層の成分をもつメカニズムであり、この方向に断層面を持つ地震と考えられる。最後に、2つのアプローチを比較すると、海溝側でアプローチ①よりもアプローチ②で震源が海溝寄りに決定され、深さは浅くなった。一方、沖縄本島側ではアプローチ②で島弧よりに決定され、両アプローチでの震源の位置の違いは小さい。アプローチ②では3グループの境界付近で上記の特徴が分かれており、震源分布の空間的な隔たりも存在する。

謝辞：気象庁一元化処理震源ならびに検測値データを使用しました。本研究は科学研究費助成事業(基盤研究(B) 課題番号22H01311)による援助を受けました。

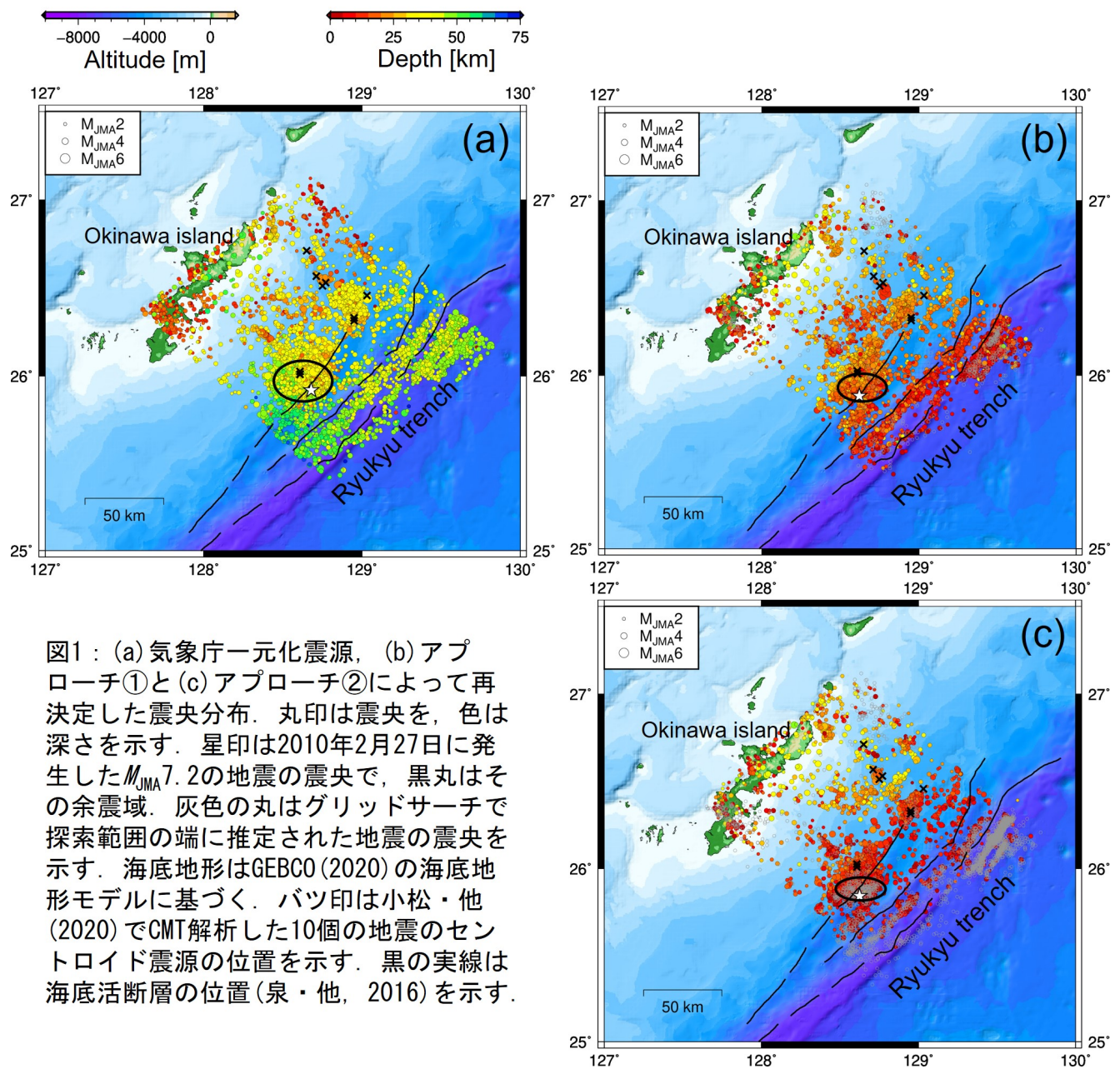


図1：(a)気象庁一元化震源，(b)アプローチ①と(c)アプローチ②によって再決定した震央分布．丸印は震央を，色は深さを示す．星印は2010年2月27日に発生した $M_{JMA} 7.2$ の地震の震央で，黒丸はその余震域．灰色の丸はグリッドサーチで探索範囲の端に推定された地震の震央を示す．海底地形はGEBCO (2020)の海底地形モデルに基づく．バツ印は小松・他(2020)でCMT解析した10個の地震のセントロイド震源の位置を示す．黒の実線は海底活断層の位置(泉・他，2016)を示す．

Effects of the hot plume on the bending of the Philippine Sea slab beneath Kyushu (2)

*Natsuki Kozai¹, Nobuaki Suenaga², Shoichi Yoshioka^{2,1}

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

1. はじめに

九州下に沈み込んでいるフィリピン海（PHS）プレートは、深さ70km辺りで、急激に高角に沈み込んでいる（例えば、Wang and Zhao, 2006）。この原因として、北西九州下に存在したといわれているホットプルームが南東方向に水平に流れ、スラブを「く」の字型に押し曲げた可能性が指摘されている（Shinjo et al., 2000）。しかしながら、沈み込んだPHSプレートがこのような急激に折れ曲がる要因について未だ定量的に示された研究はない。本研究では、北西九州下から湧昇してきたホットプルームが、九州下に沈み込むPHSプレートの急激な屈曲に及ぼす影響について、数値シミュレーションを用いて定量的に評価することを試みた。本講演では香西他(2022, JpGU)のモデルに対し、新たにPHSプレートの沈み込み史を考慮したスラブ設定を行い、ホットプルームの温度や位置に関しても改良を加えてみたので、その結果について報告する。

2. モデル設定

本研究では、Torii and Yoshioka(2007)による手法を用いて、2次元箱型熱対流モデルを構築した。本モデルでは、北西九州下から湧昇するホットプルームと、九州の南東沖から沈み込むPHSプレートを数値シミュレーションで再現した(図1)。海溝から北西九州を通る測線に沿って計算を行い、モデル領域は水平方向800km、深さ方向500kmとし、流線の格子数はそれぞれ81、51とした。ホットプルームに関しては、温度を固定した熱源を設定した。温度範囲は Sakuyama et al. (2014)を参考に、深さ約50~100kmで1350~1500℃となるように設定した。また、その熱源を海溝から北西九州までの距離に相当する約400kmの位置に配置した。スラブに関しては、モデル領域の右側温度条件にプレート冷却モデル（McKenzie et al., 1969）を適用し、海溝軸から浅部では、PHSプレートの形状を模したガイドに沿ってプレートを沈み込ませ、その後自由に振舞わせた。13Myrまで計算を行い、PHSプレートの沈み込み速度はプレートの沈み込み史を考慮し、測線に沿って13Ma~3Maで7.7cm/yr、3Ma~0Maで6.4cm/yrとした。海溝における海底の年齢は、計算開始時は0Myrとし、時間の経過とともに徐々に古くなるようにし、4.5Maで九州一パラオ海嶺の沈み込みに伴い年齢が約45Myrと急激に古くなるように設定した。また粘性率の式にはBurkett and Billen (2010)を用いたが、温度依存性が高いため、粘性率の値に上限を設けて計算を行った。これらの計算を通して、九州の南東部で、北西方向からほぼ水平に流れてきたホットプルームとPHSスラブが衝突した際、スラブがどのように挙動するのかについて調べた。

3. 結果と考察

数値シミュレーションの結果、PHSプレートの沈み込みに伴い、厚さが時間的に変化するスラブが、湧昇するホットプルームに押されて折れ曲がる様子を確認することができた。PHSプレートの沈み込み方向にホットプルームがあるため、それを避けるように鉛直下方向へ曲がった可能性もある。また、プレートの沈み込みに伴い、マントルウェッジで時計回りの流れが発生し、ホットプルームがよりPHSプレートの方向へ引き寄せられる傾向が見られた。この現象はShinjo et al. (2000)でも言及されており、この効果によってスラブの屈曲が促進された可能性もある。本数値シミュレーションにより、PHSプレートの沈み込み史を考慮したモデルにおいても水平方向に流れるホットプルームにより、スラブを屈曲させることが可能であることが示すことができた。このことは、PHSスラブの深さ70km辺りで見られる急激な折れ曲がり、ホットプルームによる可能性があることを示唆している。

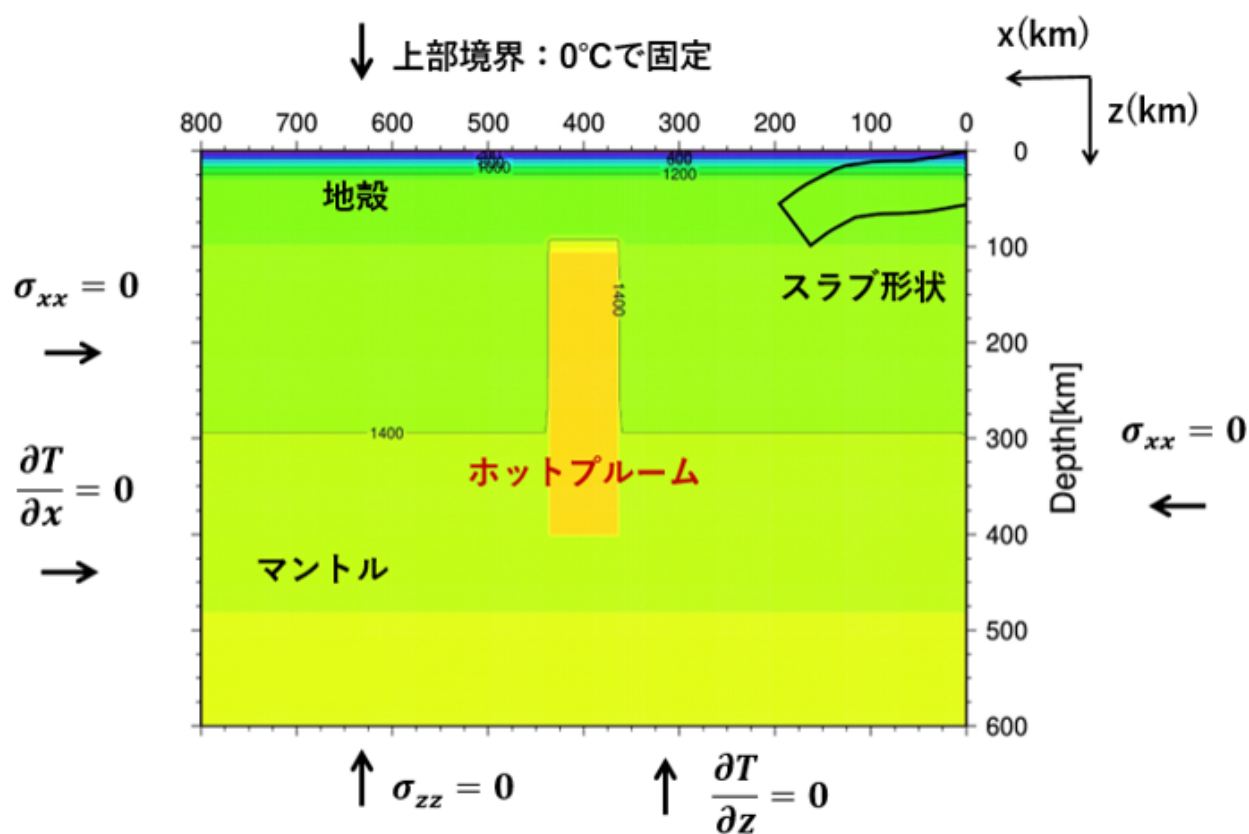


図1：測線に沿った鉛直断面内におけるモデル領域、初期条件、境界条件の図。背景の色は、初期温度分布を、中央の橙色はホットプルームを表している。横軸(x)は水平距離、縦軸(z)は深さを示している。

The geodynamic evolution of the Mexican subduction zone as an effect of the movement of the Chortís Block

*Erika Moreno^{1,2}, Marina Manea^{2,1}, Vlad Manea^{2,1}

1. Kobe University, 2. Centro de Geociencias, Universidad Autónoma de México

The tectonic evolution of the Chortís block represents a central piece of information in the quest of understanding the geodynamic evolution of Southern Mexico and Central America. Previous studies (Pindell and Dewey, 1982; Mann 1999, 2007; Rogers, 2003; Rogers et al., 2007; Silva-Romo and Mendoza-Rosales, 2009; Ferrari et al., 2014; Molina Garza et al., 2019) have proposed that the Chortís Block was part of the North America plate in the southern Mexico during during the Cretaceous. This continental block was dragged along the South Mexican trench and after 20 Ma was captured by the Caribbean plate. Other studies, such as those of Keppie and Morán-Zenteno (2005) and Morán-Zenteno (2009), argue that the Chortis block separated from the Pacific plate and was pushed by the subduction of Farallon plate towards the East where it docked to its current position. Additional works, such as those of Meschede and Frisch (1998) and James (2006), suggest that the Chortís block is actually autochthonous to the Caribbean plate and moved little compared to its present position.

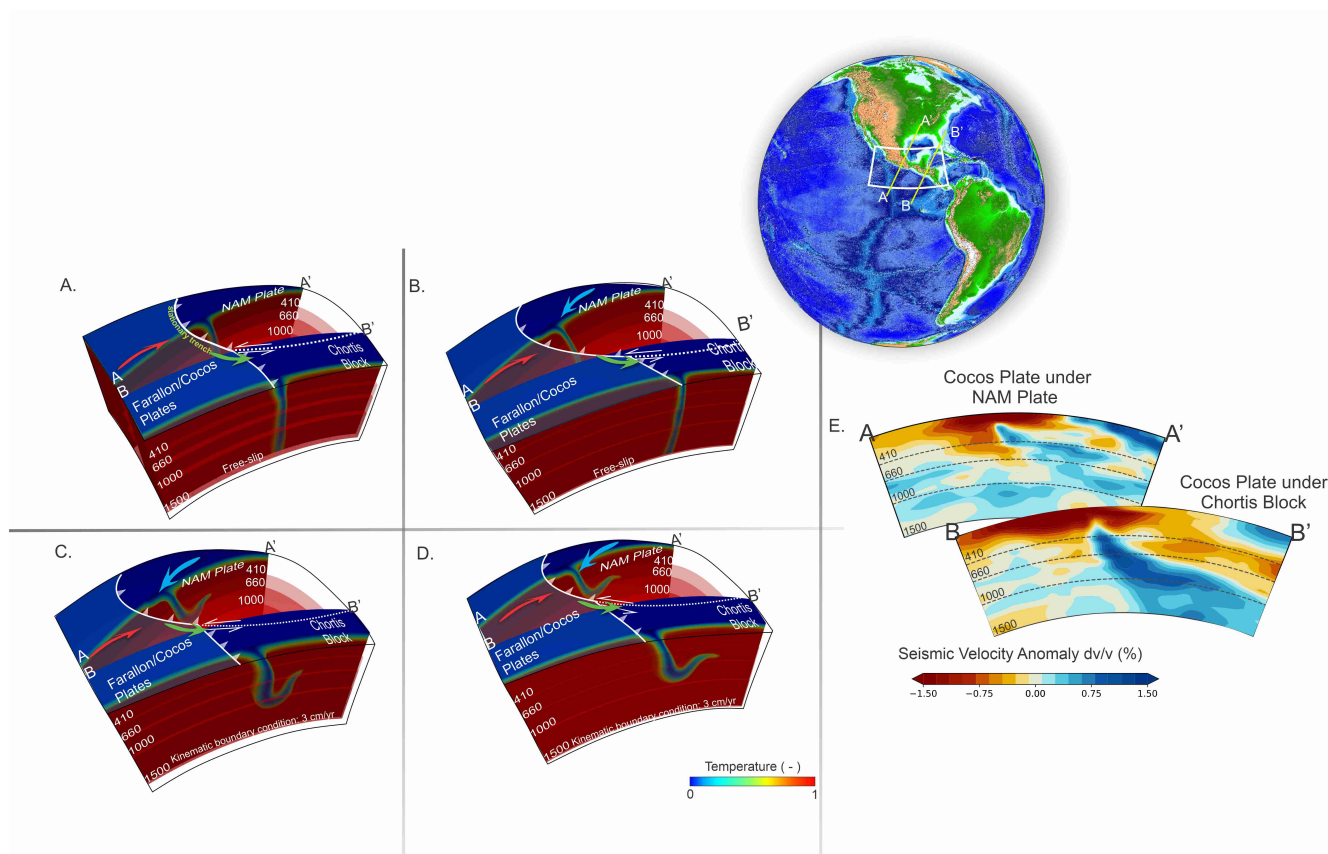
Currently, it is not clear if Chortis Block is autochthonous to the Caribbean plate or if, at some point in time, it moved from somewhere else and was captured by the Caribbean plate.

Likewise, it is not clear how the different motions proposed affected the geometry of the subducted plate. We reproduced numerically each of the aforementioned hypotheses and reveal how the different movements proposed for the Chortis block affect the dynamic subduction of Farallon-Cocos subduction system. We constructed 3D kinematic time-dependent numerical models and determined which of the three hypotheses produced slab geometries that are consistent the observations provided by seismic tomography of the study area.

Our models evolved during 45 Ma and revealed that, at high trench advance motion, the plate has negative dip below 660 km in the lower mantle. Therefore, such high trench motion for the Chortis Block as proposed by Keppie and Morán-Zenteno (2005) are not viable. Likewise, the high erosion rates for southern Mexico as proposed in the Pacific hypothesis are also not feasible because this inhibits the formation of flat subduction specific for central Mexico. Therefore, the Pacific hypothesis generated plates that are not congruent with what is observed in seismic tomography studies of the region.

Moreover, our numerical simulations show that flat subduction for central Mexico is not a consequence of sliding along the South Mexican trench of the Chortis Block but rather a consequence of the interaction between the retreat of the Middle America Trench, the advance of the North American plate, and the accommodation of the Cocos plate.

Our numerical results that best reproduce plate shapes comparable with seismic tomography of the study area, are those that incorporate the hypothesis that Chortis Block was adjacent to southern Mexico during the Cretaceous or relatively close to its present position.



Temperature profiles for the movement of the Chortis Block under the hypothesis that it was adjacent to southern Mexico. In this case, the Chortis Block moves along the South Mexican trench for 45 Ma. In Fig. you can see the different behaviors of the subducted plate when subjected to rotation angles between 30° and 20° . **A.** The trench on the Chortis Block rotates at an angle of 30° to the southeast while the trench on the North American plate remains stationary. **B.** The trench in the Chortis Block rotates at an angle of 30° to the southeast while the trench in the North American plate recedes at 1 cm/yr . **C.** The Chortis Block trench rotates at an angle of 30° to the southeast as the North American plate trench recedes at 1 cm/yr and the lower domain changes from a free-slip condition to a kinematic boundary condition. **D.** the trench angle of the Chortis Block decreases to 20° while maintaining the same conditions as C. **E.** The seismic tomography are based on the GAP_P4 Global P wave tomography model of Obayashi et al. (2013)

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

📅 Wed. Oct 26, 2022 9:45 AM - 11:00 AM JST | Wed. Oct 26, 2022 12:45 AM - 2:00 AM UTC | 🏢 ROOM D
5th floor (Training Room 520)

[S07] AM-1

chairperson: Masato Furuya (Hokkaido University), Keiko Kuge (Kyoto University)

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

[S07-01] Seismic discontinuities beneath the Australian continent from Bayesian inversion using multimode surface waves and receiver functions

*Kotaro Tarumi¹, Kazunori Yoshizawa^{1,2} (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University)

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

[S07-02] Upper mantle S-wave structure beneath Mongolia, Central Eurasia

*Baigalimaa Ganbat^{1,2}, Kazunori Yoshizawa^{1,3}, Demberel Sodnomsambuu², UlziiBAT Munkhuu² (1. Dept Natural History Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Institute of Astronomy and Geophysics of Mongolia, 3. Dept Earth & Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University)

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

[S07-03] Inferring 3-D S- and P-velocity structure of D'' beneath Central America using waveform inversion

*Rei Sato¹, Kenji Kawai¹ (1. Univ. of Tokyo)

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

[S07-04] Waveform inversion for the 3D S-wave velocity structure in the D'' beneath the Southern Atlantic

*Keisuke Otsuru¹, Kenji Kawai¹ (1. University of Tokyo)

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

[S07-05] The Q-value and its frequency dependence suggested from the recent absence of the Chandler Wobble

*Masato FURUYA¹, Ryuji Yamaguchi² (1. Department of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University, 2. Department of Natural History Sciences, Hokkaido University)

Seismic discontinuities beneath the Australian continent from Bayesian inversion using multimode surface waves and receiver functions

*Kotaro Tarumi¹, Kazunori Yoshizawa^{1,2}

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

上部マントル内部の地震学的不連続面、特にリソスフェア–アセノスフェア境界（LAB: Lithosphere-Asthenosphere Boundary）やリソスフェア内不連続面（MLD: Mid-Lithosphere Discontinuity）は、プレートの進化や水平移動の過程を探る上での重要な情報である。近年、世界各地の広帯域地震計を用いた表面波トモグラフィーや実体波レシーバ関数解析により、豪州や北米等の大陸域での3次元異方的S波速度構造や不連続面の空間分布が明らかになりつつある（Yoshizawa & Kennett, 2015, GRL; Calo, et al., 2016, EPSL; Birkey et al, 2021, JGR）。特にマントル内部の境界面の推定には、境界面での変換波を含むレシーバ関数と、S波速度や異方性の3次元分布を推定できる表面波の情報を組み合わせた同時解析が有効である（e.g., Taira & Yoshizawa, 2020, GJI）。しかし、マントル深部に感度を有するマルチモード表面波とレシーバ関数との同時インバージョンの手法は、広範な大陸域にはまだ十分に応用されていない。本研究では、マルチモード表面波の位相速度と、P波レシーバ関数とを同時に用いた非線形インバージョンを通じ、大陸下の上部マントル内の異方的S波速度構造を推定する。特に、大陸マントル内の不連続面の空間マッピングに向けて、観測点毎の速度構造と検出された不連続面について検証を行う。インバージョン手法には、trans-dimensional hierarchical Bayesian inversion法を用いる。この方法では、層構造モデルのパラメータ数（層数）も未知変数として扱うことができ、データに合わせて層数が変化する。さらに、各データの誤差も変数として扱うことで、異種データ間の重みも適切に調整される。レシーバ関数は震央距離に応じたmoveout補正を加えてスタックしたものを用いる。また表面波の分散曲線は、Yoshizawa (2014, PEPI)によるマルチモードの位相速度分散曲線を使用する。なお、レシーバ関数と表面波位相速度のフォワード計算には、それぞれThomson & Haskell法とMINEOS (Masters et al., 2011)を用いる。この手法を豪州東部と西部の定常観測点（CTAO, MBWA）へ適用し、SV波およびSH波速度の1次元構造モデルを推定した。大陸東部のCTAO観測点では、顕生代の造山帯に特徴的な浅いLAB（SV波速度の低下に伴う境界面、深さ約70 km）が推定された。一方、大陸西部のMBWA観測点では、太古代のクラトン域特有の厚いリソスフェアに対応する高速度異常と、深さ140 km付近で急激な速度低下を伴うLABが検出された。より深部（約180 km）では、更なる速度低下を伴う境界面もみられた。このような、LAB付近でのステップ状の速度低下の一因として、約6-7cm/年で高速に水平移動する豪州大陸のクラトン直下での水平流動に伴うBasal Dragの影響（クラトン底面の浸食）が考えられる。より深部では、CTAOで約240 km, MBWAで約280km付近の深さに、SV波速度の上昇を伴う不連続面が見られ、これらはLehmann面（アセノスフェアの底面）を示すものと考えられる。今後、本手法を多数の定常および臨時観測点へ適用することで、大陸マントル内の不連続面の空間分布や鉛直異方性との関連性を明らかにできると期待できる。

Upper mantle S-wave structure beneath Mongolia, Central Eurasia

*Baigalimaa Ganbat^{1,2}, Kazunori Yoshizawa^{1,3}, Demberel Sodnomsambuu², Ulziibat Munkhuu²

1. Dept Natural History Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Institute of Astronomy and Geophysics of Mongolia, 3. Dept Earth & Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University

We present a radially anisotropic 3-D shear wave model of the continental lithosphere and asthenosphere beneath central Eurasia around Mongolia using multimode surface wave tomography. We have employed seismic waveform data recorded at the permanent and temporary stations in Mongolia and neighboring GSN (Global Seismograph Network) stations. Our dataset includes three-component seismograms from 2151 teleseismic events ($M > 5.8$) from 2009 to 2021. The model is constructed using the three-stage inversion scheme developed by Yoshizawa and Kennett (2004, JGR). In the first stage, we performed fully nonlinear waveform fitting for individual seismograms to extract the multimode phase speeds of Love and Rayleigh waves (Yoshizawa & Kennett, 2002a, GJI; Yoshizawa & Ekström, 2010, GJI). In the second stage, we retrieved multimode phase speed maps using the linearized inversions based on the method of surface-wave tomography incorporating approximate effects of finite frequency (Yoshizawa and Kennett, 2002, GJI). In the third stage, localized multimode dispersion curves derived from the multimode phase speed maps were used to construct local 1-D S-wave profiles, including radial anisotropy, which formed a 3-D shear wave speed model beneath central Eurasia around Mongolia. In stable eastern Mongolia, high-velocity anomalies are seen above 120 km depth, particularly in the V_{SH} model. However, the tectonically active western Mongolia is characterized by a low-velocity anomaly, especially in the Hangay and Huvsgul regions, where the low-velocity feature extends down to a depth of 150 km. The radial anisotropy model shows a faster SH wave speed than SV in almost the entire Mongolian lithosphere above 100 km depth, except for the northern edge of the Altay Mountains region. However, the faster SV anomaly below 180 km depth is seen in central and eastern Mongolia, including the Hangay and Huvsgul regions. A slow wave-speed area with the anisotropic parameter $\xi < 1$ beneath the Hangay dome above 150 km depth may reflect the mantle upwelling resulting in the uplifting process in this region. In addition, we can see remarkably distinct lateral heterogeneities near the expected boundary between the Eurasian and Amur plates, especially near the northern and western edges of the Amur plate. This may indicate the seismological evidence of the enigmatic plate boundary of the Amur plate in the Mongolian region.

Inferring 3-D S- and P-velocity structure of D'' beneath Central America using waveform inversion

*Rei Sato¹, Kenji Kawai¹

1. Univ. of Tokyo

地球深部の深さ約2900kmに位置する核-マントル境界(CMB)は、固体岩石のマントルと液体鉄合金の外核が接する、地球内部の最も主要な熱・化学(物質)境界の一つである。そのため、最下部マントル領域(D''領域)の詳細な構造推定は地球の熱・化学進化の理解に欠かせない。D''領域内部にて化学進化を起こす主要な要因として、(A)熱境界層の地温勾配とマントル物質のソリダスが近接することに伴う部分溶融 (Garnero+ 2008)と、(B)海洋プレートの沈み込みに伴う海洋地殻成分の剥離および濃集 (Tackley+ 2011)、の2つが提案されている。これらの現象を検出するためには、D''領域内部を解像できる解像度(鉛直方向に100km以下)で構造推定を行う必要がある。また、地震波速度に対する温度と化学組成の効果を分離するためには、S波速度(Vs)及びP波速度(Vp)の不均質構造を同程度の解像度で同時に推定することが必要である(Masters+, 2000)。これまでのD''領域のVs・Vp構造同時推定では、地震波走時をデータとして扱ってきたが、D''領域を伝播する地震波のデータ量のばらつきによりVsとVpで解像度が異なっていた(Houser+ 2008等)。そこで本研究では、波動理論に基づき地震波形のもつ全情報を引き出すことで詳細に構造推定を行える局所的三次元波形インバージョン法(Kawai+, 2014等)を拡張することで、高解像度かつ同程度の解像度でのVs・Vp構造同時推定を行える手法の開発を目指した。開発した手法に北米で緻密に展開されているUSArray観測網のデータを適用することで、中米下D''領域における三次元Vs・Vp構造の同時推定を実行した。本発表では、推定されたモデルとその妥当性についての議論を行う。

Waveform inversion for the 3D S-wave velocity structure in the D'' beneath the Southern Atlantic

*Keisuke Otsuru¹, Kenji Kawai¹

1. University of Tokyo

D''領域はマンツルの最下部数百キロを占める熱境界層であり、マンツルのダイナミクスを解明する上で重要な存在である。D''領域には、太平洋下とアフリカ下の2箇所に巨大S波低速度域（LLSVP）が存在することが知られている。これらは高温または化学組成（もしくはその両者の組み合わせ）の異常によるものと考えられるが、詳しいことは未だわかっていない。マンツル対流シミュレーションの結果からは、マンツル対流が熱のみの効果により駆動されていれば「プリュームクラスター」と呼ばれる小さなプリュームの集合体が形成される一方、化学組成異常がマンツル対流の駆動に関与していれば「熱化学パイル」と呼ばれる大きな化学組成異常の塊がコア-マンツル境界（CMB）直上に形成されることが示唆されている。これまでも全マンツルインバージョンにより最下部マンツルの地震波速度構造を推定する研究が行われてきたが、その水平方向の解像度は1000 km程度であり、LLSVPが「プリュームクラスター」か「熱化学パイル」かを判別するには至っていない。

本研究では、最近公開されてきているアフリカ大陸の地震波観測網のデータを活用して、低速度異常の推定に有効な波形インバージョンを行うことで、アフリカLLSVP西側境界域にあたる南大西洋下のD''領域の詳細な3次元S波速度構造を推定する。使用する波形データは深発およびやや深発地震からの地震波を震央距離70~100度で観測したおよそ3600本の広帯域地震波形のトランスバース成分であり、IRISから取得した。0.005 Hz~0.1 Hzの周波数帯のフィルターをかけ、SおよびScSフェーズを含む時間窓を使用した。アフリカ大陸の観測点分布が偏っているために従来の手法では解像度の低い領域が生じてしまった。そこで本研究では、解像度の偏りを平滑化するためにマルチグリッド波形インバージョンの手法を開発した。その方法を適用することで、構造推定結果の安定性を確保しつつ概ね水平方向250 km、鉛直方向50 kmの解像度での構造推定を実現し、手法の妥当性を確認した。

得られた3次元S波速度構造モデルには、ブラジルの下にファラロンスラブと思われる高速度域がみられた。他、南大西洋下のCMB直上に複数の小スケールの低速度域が確認された。低速度域は従来LLSVPとされてきた領域の内部だけでなくその西側にも存在しており、LLSVPがCMB直上で100 km程度の厚さで西側に伸びている可能性が示唆された。また、CMB直上の低速度域は熱化学パイルのような大きな塊は形成していないものの、プリュームクラスターとして上方に連なっている様子もはっきりとは確認できず、LLSVPの成因を解明するためにはさらなる解析が必要である。

The Q-value and its frequency dependence suggested from the recent absence of the Chandler Wobble

*Masato FURUYA¹, Ryuji Yamaguchi²

1. Department of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University, 2. Department of Natural History Sciences, Hokkaido University

チャンドラーウォブル (CW) はS. C. Chandlerによる1891年の発見以来、100年以上に亘り観測され続けていたが、山口・古屋 (2021, 日本測地学会第136回講演会) はCWが2015年以降に励起されていないことを報告した。Malkin & Miller (2010, EPS)は2005年頃からのCWの振幅減少と位相変化、Wang et al (2016, Surv. Geophys.)も2015年までの極運動データからCWの振幅減少を報告していたが、CWの振幅が小さくなることは1920年台にも発生していた。Yamaguchi & Furuyaは、19世紀末からカバーするIERSのEOP C01 IAU 1980データも用いて、最近のCWが1920年台の極小振幅よりも遥かに小さく、観測史上初めて「消失」したことを示した。また、2022年7月の時点でも従来通りの振幅を示すような再励起は始まっていない。

CWは地球の固有(自由)振動モードの一つとして、一定の周期Pと減衰Qの時定数を持つ (Smith & Dahlen, 1981) : 複素周波数 $2\pi i/P(1+i/2Q)$ が用いられる。周期Pについては、極運動データそのものから14ヶ月程度であることは明らかで430-435日程度で多くの見解は一致している。一方Qについては、常に励起され続けていたために従来はデータそのものから読み取ることは困難だった。Smith & Dahlen (1981)では $Q \sim 100$ が好まれたが、Furuya & Chao (1996)以降は励起源データと併せて推定されるようになり、 $Q < 100$ とする研究が多い。

しかし2005年以降に励起されていないとすれば「励起源データ」を使う必要もなく、減衰の時定数のみから単純かつ直接的に推定することができる。その時定数は、2005年以降に励起されていないとすれば10年以下であり、 $P=1.2$ 年として $Q < 26.2$ となる。2000年以降だとしても $Q < 39.3$ であり、従来のQの推定値に比べ明らかに低い。つまり励起源のパワーは従来考えられていた以上に大きい(強い)ことが示唆される。言い換えると2015年以降のCWの消失は、ランダムな励起源の一時的停滞というよりは、共鳴励起作用の急速な停止である可能性を示唆している。

CWの減衰がどこで起きるかについてはSmith & Dahlen (1981)以降、下部マントルが有力視されてきた。しかし地震学の標準的な全球モデルPREMによると、下部マントルでは $Q \sim 300$ とされ、また実体波から自由振動0S2の周波数範囲まで、Qは周波数に依存しないとされている。しかしながら測地学的なデータまで含めた場合には $Q \sim \omega^a$ の依存性が仮定されることが多い。Benjamin, Wahr et al (2006, GJI)はM2分潮から長周期潮、CW、18.6年章動データまで含めて、Qが周波数に依存することを明示し、 $0.2 < a < 0.3$ 程度が多くのデータと整合的としている。 $Q < 30$ となると、さらに大きなaが示唆される。

Room D | Regular session : S18. Education and history of seismology

📅 Wed. Oct 26, 2022 11:15 AM - 12:00 PM JST | Wed. Oct 26, 2022 2:15 AM - 3:00 AM UTC | 🏢 ROOM D
5th floor (Training Room 520)

[S18] AM-2

chairperson:Yoshinari Hayashi(Faculty of Societal Safety Sciences, Kansai Univ.)

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

[S18-01] Consideration of seismological information on regional differences in disaster preparedness awareness

*Yoshinari HAYASHI¹, Tadahiro MOTOYOSHI¹ (1. Kansai Univ.)

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

[S18-02] Effects of science education for prevention and mitigation of psychological damages caused by earthquake disasters

*Noa MITSUI¹, Kumi Yoshitake², Hiroko Tsuboi³, Yuki Kubota⁴, Kazuyuki Nakagawa⁵ (1. Nagoya University, 2. University of human environments, 3. Nagoya City University, 4. Kyushu Sangyo University, 5. Jiji Press)

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

[S18-03] Significance of holding the event: 2022 summer school for school teachers in Sakaiminato city & Daikon Island

*Hiroo NEMOTO¹, Ken'ich ARAI², Akihiko ITO³, Yasuyuki KANO⁴, Makoto YAMANO⁴, Masashige MINAMISHIMA⁵, Hideki MUKOYOSHI⁶, Hiroki HAYASHI⁶, Takao KAGAWA⁷ (1. Ritsumeikan Univ., 2. Sakae Higashi UPR Sec. Sch., 3. The Open Univ. of Japan, 4. ERI, 5. Ryogoku Sec. Sch., 6. Shimane Univ., 7. Tottori Univ.)

Consideration of seismological information on regional differences in disaster preparedness awareness

*Yoshinari HAYASHI¹, Tadahiro MOTOYOSHI¹

1. Kansai Univ.

地震をはじめとした自然災害が多発する国において、人々の防災行動を促進し、個人レベルにおける防災力を高めることは社会的に重要な課題である。日本ではそのための手法の1つとして、特定の地震への注目度を高めて、人々の意識を向上させる取り組みがなされてきた。1970年代に始まった東海地震対策で顕著になり、2011年東日本大震災以降は南海トラフ地震と首都直下地震にシフトして現在まで続いている。しかし、特定の地震への注目度を高めることは、その対象地震から離れた地方において地震対策への注目度を低下させる危険性をはらんでいる。個人レベルの防災力の評価は、家庭内における具体的な防災行動をリスト化し、それらの対策を多くしている場合に防災力が高く、していない場合には防災力が低いとされることがこれまでに行われきた(e.g., 新井ほか, 2008, 清水ほか, 2007; Turner, Nigg, & Heller-Paz, 1986)。元吉(2019)は、個人の防災力を測定する一つの指標として、防災対策の実施度ではなく、災害発生時にさまざまな困難がある中で、必要な知識やスキルを発揮しながら自分がどの程度適切な行動を実行できるか、そして災害を経て生き抜くことができるかという災害自己効力感を提案し、その妥当性を検証した。また島崎・尾関(2017)は、防災意識を「災害に対して日常的に、自らが被災し得る存在であることや、情動的・物的・社会的備えが必要であることを認識している度合い、また、自分や周囲の人の生命や財産、地域の文化や共同体を自ら守ろうとする程度」と定義して、新しい防災意識尺度を作成した。そこで本研究では、災害自己効力感と防災意識の地域差に注目し、各尺度の防災行動への影響についても合わせて比較して考察する。2022年2月にインターネット調査会社にモニター登録している宮城県、東京都、愛知県、大阪府、徳島県、富山県の6都府県に在住の成人に回答を求めた。各都府県500名(男性250名、女性250名)ずつ計2,000名で調査を実施した。回答者は、徳島県のみ484名で、残りの5都府県は500名であった。地震学的情報の影響の評価については、1年以内、10年以内、30年以内といった複数の期間ごとに、経験すると考えている最大震度の大きさについて、地震は起きない、震度4以下、震度5弱、震度5強、震度6弱、震度6強、震度7の7件法で回答を求めた。元吉(2019)の災害自己効力感尺度11項目については5件法で、島崎・尾関(2017)の防災意識尺度20項目については6件法で回答を求めた。また家庭での防災対策の実施度(e.g., 食糧の備蓄、非常用トイレ)は12項目について「はい」か「いいえ」で回答を求めた。想定している震度の大きさについては、顕著な地域差が見られた。1年以内の期間で震度5弱以下と回答した人数の割合は、富山県では80%以上に上るが、東京都、愛知県、大阪府、徳島県では70%程度となり、宮城県では55%程度となった。期間が長くなるとこの割合は低下し、震度5強以上の強い地震動を想定する割合が増加するが、その傾向は地域によって異なっていた。10年以内の期間とした場合、富山県では震度5弱以下が70%程度であるのに対し、愛知、大阪、徳島の3府県は30%程度と急減した。宮城県と東京都は20–25%程度とさらに低い結果となった。より期間が長い、30年、50年になると、宮城県、東京都、徳島県の3都府県は震度5弱以下という低い想定震度の割合がさらに低下するが、愛知県と大阪府の低下は相対的に小さかった。災害自己効力感については、想定震度の大きさよりは地域差が小さかったが、東京都、愛知県、大阪府の3都府県は類似した傾向を示したのに対し、宮城県、富山県、徳島県の3県はそれぞれ異なる傾向が見られた。防災意識尺度は宮城県のみがその他の5都府県と異なる傾向を示した質問項目が多かった。今後、因子分析や相関分析を進め、地域による想定災害レベルの違いと地震学的ハザード情報との対比や、防災意識との関連性を明らかにする。

Effects of science education for prevention and mitigation of psychological damages caused by earthquake disasters

*Noa MITSUI¹, Kumi Yoshitake², Hiroko Tsuboi³, Yuki Kubota⁴, Kazuyuki Nakagawa⁵

1. Nagoya University, 2. University of human environments, 3. Nagoya City University, 4. Kyushu Sangyo University, 5. Jiji Press

1. 背景と目的

日本は地震多発国であり、日本社会に生きる人々への地震学の普及は重要である。しかし、人々の関心は地震そのものではなく被災生活にあるため、その差異を理解して専門知識を伝える必要がある。

この問題について、光井（2018）は被災生活における心理的ストレスという観点で地震学との関係を考察した。その結果、被災生活の原因となる「地震そのもの」の知識を事前に得ることで、被災時に自らが置かれた状況を地学の側面からも考えて納得しやすくなり、ストレス軽減が期待されると示唆した。そして、この考察について心理学の専門家による検証が必要だと提起した。

さらに、上記のような検証を要する事例が2016年熊本地震に関して報告された（中川、2017）。益城町の小学校在籍当時（2000年頃）に理科の授業で、学校の直下にある布田川断層について学んでいた子供たちが、その後、熊本地震で被災した際に、地震を引き起こしたのがその布田川断層だったと思い出したことで気持ちが落ち着いた、というのである。

事前の理科教育から被災時のストレス軽減に至る過程には多様な心理的プロセスが想定され、このプロセスを心理学的に説明する必要がある。事前の教育については、理科の専任教員として授業を担当したX教諭への面接を実施し、授業内容等を確認した（光井・吉武、2020）。その結果、特に重要な内容として下記の2点が挙げられた。

- ・教諭が重視していた点は、主に「自分達の住む土地がどのようにできたか知る」「地球のダイナミックさを伝える」「山を自分の足で歩いて登り、地層の大きさ等を体感するなど、野外等での観察を通じて地学現象のスケールの大きさを実感する」であった。

- ・断層については、地質図（田村、1995）を見せながら『この辺を見てごらん、みんな、阿蘇の火砕流が積んだところだよ』など、自分達の住んでいる所の土地の成り立ちを説明し、布田川断層にも言及した。当時は、地震の発生をあまり現実的に思っていなかったため、『いざとなったら起こるかも』と話した。また、同時に『でも実際に起こる時は、断層からの距離はあまり関係なく一帯が揺れる』とも説明した。

本研究ではまずX教諭の教え子への面接を行い、理科の授業内容および熊本地震発生時の心理的状況について聞き取りを行った。本発表では、その概要を紹介する。

2. 面接方法

- ・対象者： X教諭の教え子かつ、熊本地震の被災者
- ・人数： 18名（面接当時20代後半～30代後半の成人）、うち2名は断層の授業の実施前に卒業済み
- ・日時と場所： 2022年3月、熊本県上益城郡益城町内の公共会議室またはオンライン
- ・面接時間： 一人あたり30-60分程度
- ・質問例：
 - 基本情報（例：年齢、被災当時の居住地域・建物の構造・家族構成）
 - 印象的な授業内容、X教諭の印象
 - 授業内容を地震後のいつ頃、どのように思い出したか
 - 地震が発生したとき、どのように感じたか（怖さや不安の程度）
 - 被災経験をどのように考えているのか（回復の程度、被災の受容程度）

面接方法は、研究目的に即した面接内容を確保しながら、会話の流れに応じた話もできる半構造化面接を採用した。面接手引書を作成し、複数の面接者による面接内容の同一性を担保した。また、被災経験を聴くにあ

たり、面接対象者の心理的負担に配慮するため、面接手引書の質問内容や表現を複数の臨床心理士とともに検討した。当日はすべての面接に臨床心理士が同席し、適切なインタビューが行われているかを確認した。なお、本研究について事前に人間環境大学研究倫理委員会の承認を得た。

3. 結果の概要・今後の課題

授業の印象について、多数の対象者が「座学以外の授業（理科室での実験、農園での野菜作り、野外学習など）が多くて面白い」、「夏休みの自由研究に力を入れていて、まとめ方などの助言をもらった」と回答していた。

断層の授業については、被災後に授業内容を思い出したのは16名中7名であった。思い出した時の気持ちは、全員が地震が起きたことに納得する傾向を示した（発言例：『何でここについていうよりは、ああ、やっぱりそうだったかーってというような感じ』）。内2名は（おそらく日奈久断層による）更なる地震も心配していた（発言例：『となると、あと一つの断層は大丈夫なのかなってというのは、ずっと考えてた』）。その他、地盤の強さや断層の上盤/下盤と関連づけて被害の大きさを考える発言が2名からあった。一方、授業内容を思い出さなかった対象者は、人とのつながりのみによって被災経験を意味のあるものととらえる傾向がみられた。そのため、授業内容を思い出し、被災経験を考える観点が增えることで、被災後の心理状態に至る過程に差異が生じる可能性が示唆される。

今後、会話内容の分析を行い、事前の教育から被災時の心理的状況に至るプロセスの仮説を生成する。その仮説をアンケート調査で検証し、事前の地学教育と被災時の心理状態との関係を明らかにする。これにより、学術的根拠をもって地震学の社会普及を目指す。

Significance of holding the event: 2022 summer school for school teachers in Sakaiminato city & Daikon Island

*Hiroo NEMOTO¹, Ken' ich ARAI², Akihiko ITO³, Yasuyuki KANO⁴, Makoto YAMANO⁴, Masashige MINAMISHIMA⁵, Hideki MUKOYOSHI⁶, Hiroki HAYASHI⁶, Takao KAGAWA⁷

1. Ritsumeikan Univ., 2. Sakae Higashi UPR Sec. Sch., 3. The Open Univ. of Japan, 4. ERI, 5. Ryogoku Sec. Sch., 6. Shimane Univ., 7. Tottori Univ.

1. はじめに

学校教育委員会は1996年度から教育関係者相互、研究者と教育関係者との間の交流を図り、こうした交流を通して学校教員等への地震学の知識普及を進めることを目的として、教員サマースクール（以降、教員SSと記す）を毎年度開催してきている。ただし、2020～2021年度はCOVID-19の影響により教員SSの開催を諦め、教員ウィンターミーティングを代替行事としてオンラインにて実施した。2年間の中断はあったものの、2022年度は第25回教員SSを対面で開催することとし準備を進めた。

2. 2022教員SSの概要

第25回教員SSの開催地、日程、タイトル、目的、および講師陣は以下の通りである。

開催地：鳥取県境港市、島根県松江市の大根島および島根半島

日程：2022年8月20日（土）～ 8月21日（日）

タイトル：妖怪の足音ききくらべー地震計をもって境港と溶岩の島をあくるー

目的：2000年10月6日に発生した平成12年（2000年）鳥取県西部地震での境港市内の揺れの違いを微動観測から考え、さらに宍道断層ほかの活断層と活断層地形について学び、あわせて大根島の自然、中海干拓事業とその中止の経緯とから自然環境に対する意識を高める。

講師陣（敬称略）：

8月20日：香川敬生

8月21日：林 広樹、向吉秀樹

3. 2022教員SSの内容

初日は、平成12年（2000年）鳥取県西部地震にて境港市内でみられた特徴的な震度分布の秘密を探る方法を、観測実習を通して学ぶことを目的とした。観測実習地点は、境港駅横、アメダス境観測所横、境港市役所構内の3点とし、最後に境港商工会議所会議室にてデータ解析の流れに触れる講習を行う内容とした。

二日目は野外にて、宍道断層による活断層地形の観察など地震に関係する野外観察を主体とした内容とし、さらに地震に関係する内容だけに留めず、スコリア丘訪問、中海干拓事業の歴史に触れる、などを通して、自然環境に対する意識を高める野外活動の内容とした。当日の行程（好天時）は以下とした。

華厳寺第一展望台（大根島、中海の俯瞰）

NHK松江FMラジオ送信所横（宍道断層による活断層地形を観察）

輝陽礦業（有）砕石工場（断層露頭、断層地形の観察）

大根島本陣（溶岩庭園観察）

スコリア丘（大塚山公園）と溶岩トンネル（竜溪洞）との観察

波入の湧水（かわ）、波入港親水公園内の湧水にて淡水レンズによる湧き水に触れ、チュムラス、柱状節理の観察

なお、雨天時には、島根半島・宍道湖中海ジオパーク松江ビジターセンターを訪問し、その後に大根島の各サイトを訪ねる計画とした。

4. 参加者の内訳

人口密集地帯から距離がある地での開催だったためか、定員20名に対して参加申込者数は10名と若干低調で

あった。10名の内訳は次の通りである。

小学校教員 2 名（うち 1 名は小中学校教員）

中学校教員 1 名

高等学校教員 6 名

学士課程学生（大学生） 1 名

残念ながら地元教員の参加が 0 であったが、全国各地からの参加者となった。勤務校（在籍校）がある都道府県名を北から順に並べると、山形県、埼玉県、東京都、神奈川県、石川県、滋賀県、大阪府であった。

5. 準備時に判明した課題

COVID-19対策を行うために定員を抑え、大型バスの利用を想定した。しかし、下見時には大型バス通行可であった道でも、その後に沿道の樹木の枝が垂れ下がるなどといった道路状況の変化により通行不可となった道があった。対策として、途中の山道区間は片道15分程度であることから、小型バスに乗り換えて移動を行うこととした。この分、バスの借り上げ代金が予定を上回ることであった。

COVID-19対策が不要であれば、準備段階の初期から小型バスでの移動を想定した定員やコース設定が可能であったと考えられる。よって、2022年度もCOVID-19による影響を受けていたといえる。今後もCOVID-19による影響がしばらく続く可能性もあるので、開催地を決める段階から移動手段を考慮していく必要があることが明らかとなった。

なお、本予稿提出締切日が8月19日であったことから、本番を通してのまとめをここに記すことができない。発表では本番の様子も紹介し、3年振りに再開した教員SSの成果と今後の開催に向けて明らかとなった課題等に関しても報告する。

謝辞 大根島本陣の皆様、輝陽礦業（有）砕石工場、竜溪洞のジオガイドの門脇様、地元の方、以上の皆様からご助力をいただきました。ここに記して深謝します。

参考文献

島根大学大学院総合理工学研究科地球資源環境学領域, 2013, ウェブ版 島根地質百選, <
<https://www.geo.shimane-u.ac.jp/geopark/> (2022年8月17日閲覧確認) >

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

📅 Wed. Oct 26, 2022 1:30 PM - 2:45 PM JST | Wed. Oct 26, 2022 4:30 AM - 5:45 AM UTC | 🏢 ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S10] PM-1

chairperson: Haruo Kimura, Takashi Ogami (Geological Survey of Japan, AIST)

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

[S10-01] Paleo-seismicity of the southeastern part of Unzen Fault Group based on offshore active fault survey in Shimabara Bay, southwestern Japan

*Takashi OGAMI¹, Tadashi MARUYAMA¹, Takashi HOSOYA², Takashiro KUBO³, Oshie TAZAWA³, Kenjiro MUKAIYAMA³ (1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Chuo Kaihatsu Corporation, 3. Kawasaki Geological Engineering, Co., Ltd.)

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

[S10-02] Active tectonics, structures and seismicity of the Tenpoku fold-and-thrust belt, northern Hokkaido

*Tatsuya ISHIYAMA¹, Makoto Matsubara² (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S10-03] Gravity anomaly in adjacent areas of the southern edge of the surface ruptures occurred during the 1896 Rikuu Earthquake

*Haruo Kimura¹, Yasuhira Aoyagi¹, Hidenobu Takahashi¹, Motoshi Tomura², Katsuya Noda² (1. Central Research Institute of Electric Power Industry, 2. Geosys Inc.)

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

[S10-04] Mean displacement rate and age of the last event of northern part of the Nara-bonchi-toen faults, central Japan

*Taku KOMATSUBARA¹ (1. Geological Survey of Japan, AIST)

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

[S10-05] Earthquake-related phenomena and source fault of the 1909 Anegawa earthquake

*Naoji KOIZUMI¹, Norika Yamamura², Mamoru Nakamura³ (1. School of Environmental Science, Univ. Shiga Pref., 2. N/A, 3. Faculty of Science, Univ. of the Ryukyus)

Paleo-seismicity of the southeastern part of Unzen Fault Group based on offshore active fault survey in Shimabara Bay, southwestern Japan

*Takashi OGAMI¹, Tadashi MARUYAMA¹, Takashi HOSOYA², Takashiro KUBO³, Oshie TAZAWA³, Kenjiro MUKAIYAMA³

1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Chuo Kaihatsu Corporation, 3. Kawasaki Geological Engineering, Co., Ltd.

雲仙断層群南東部の活動性を明らかにするため、島原湾に分布する海底活断層の調査研究を実施した。雲仙断層群南東部は、島原半島から島原湾の沖合にかけてほぼ東西方向に延びる長さ約23 kmの活断層帯であり、断層の南側が相対的に隆起する正断層によって構成されている。地震調査研究本部地震調査委員会（2006）によれば、本断層帯の最新活動時期はK-Ah降下層準（7.3 ka）以降であり、平均上下変位速度および将来の地震発生確率は不明とされている。2009年度には、本断層帯を対象とした総合的な海底活断層調査が実施されている。この調査によって、海域に分布する断層の位置・形状が明らかにされ、本断層帯の支配的な活断層が500 ka前後と見積もられる反射面を約1,200m上下変位させていることが示された（産総研・他、2010）。そこで、本研究では後期更新世以降の活動性および完新世における活動履歴を検討するため、新たに海上ボーリング調査を実施し、既存の音波探査記録にもとづいて地質構造を再検討した〔大上・他（2022, JpGU）〕。本発表では、その再検討の結果にもとづいて本断層帯の活動履歴について報告する。なお、本研究は文部科学省委託事業「活断層評価の高度化・効率化のための調査」の一環として実施したものである。

既存のブーマーを音源とした高分解能マルチチャンネル音波探査（産総研・他、2010）では、往復走時0.2秒程度（海面下150m程度）までの地下構造が捉えられている。この探査記録を地質学的に解釈するために、海上ボーリング調査を実施することによって、海底面下40 m程度までの地層の形成年代や堆積環境を検討した。本研究では、断層の低下側（UTO1地点、水深46.69 m）で掘削長40.00 mの堆積物試料を、断層の隆起側（UTO2地点、水深33.07 m）で掘削長35.25 mの堆積物試料をそれぞれ採取した。採取した堆積物試料については、肉眼およびCTスキャナによる岩相観察、放射線炭素年代測定、火山灰分析を実施して、層序を検討した。断層低下側のUTO1地点においては、海底面下29.90 mまでは16.57 cal kBP以降の年代を示す後氷期の細粒堆積物によって構成されている。海底面下29.90-33.20mはLGM末（18 ka頃）に対比される砂礫、33.20-40.0mは22.49 cal kBPの年代を示す有機質シルトおよびAT火山灰（29-30 ka）を挟在するLGMの細粒堆積物によって構成されている。UTO1地点においては、15層準を対象に放射性炭素年代測定を行い、詳細な年代モデルを作成した。UTO2地点においては、海底面下5.20mまでが後氷期の年代を示す堆積物、5.20—8.15mはLGMに対比し得る砂礫、8.15—14.8mまでがAso-4（85—90ka）の火砕物、14.80—35.25mは最終間氷期の細粒堆積物によって構成されている。

既存の高分解能マルチチャンネル音波探査記録（産総研・他、2010）を対象として再解析を実施し、S/N比の高い探査記録断面（以下、「再解析断面」）を作成した。海水中および堆積物中の弾性波伝播速度を1,500 m/sと仮定すると、海上ボーリング調査で明らかになった岩相境界の位置は、再解析断面の連続性の良好な反射面の深度とほぼ一致する。よって、海底面下40m程度までの弾性波伝播速度について、1,500 m/sとみせると判断した。再解析断面にもとづけば、最も変位量の大きい主断層は、LGM末（22.49 cal kBP—16.57 cal kBP）の基準面を上下方向に35—38 m変位させている〔大上・他（2022, JpGU）〕。主断層は上下変位量が大きく、断層の低下側に厚く形成されている後氷期以降の地層を、断層の隆起側まで追跡することが難しい。そのため、主断層において直接的に活動履歴を検討することが困難である。他方で、主断層から北に約1.2 kmの距離を並走する副断層に着目すると、副断層によって後氷期の地層から海底面に至るまでの累積的な変形を確認できる。後氷期以降におけるこの副断層による累積的な上下変位量は約10 mに達する。内部構造に着目すると、地層の層厚が断層を挟んで低下側で厚くなっている層準（イベント層準）が存在し、後氷期以降の地層の内部に、少なくとも3層のイベント層準（新しい層準から順に、E1, E2, E3）を識別できる。これらのうち、E1の形成年代は8 ka以降である。副断層の活動時に断層帯全体が活動したと仮定すれば、本断層帯で

は、16.5 cal kBP以降に3回以上の断層活動が発生したことになり、E1のイベントが8 ka以降であるとすれば、平均活動間隔は2.8～8.3 kyと求められる。ただし、本断層帯の活動時に副断層に必ず変位が生じたとは限らないため、副断層の変位から求めた活動回数・平均活動間隔が最小見積もりであることに注意が必要である。

引用：

地震調査研究本部地震調査委員会，2006，雲仙断層群の長期評価（一部改訂）。

産総研・他，2010，沿岸海域における活断層調査 雲仙断層群/北部及び南東部(海域部)成果報告書。

大上・他，2022，島原湾における雲仙断層群南東部(海域部)の活動性，JpGU2022。

Active tectonics, structures and seismicity of the Tenpoku fold-and-thrust belt, northern Hokkaido

*Tatsuya ISHIYAMA¹, Makoto Matsubara²

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

北海道北部の中軸部には北北西～南北走向の褶曲・衝上断層が発達しており、そのうち第四紀に活動的な構造はサロベツ断層帯と呼ばれる（池田ほか編, 2002; 産総研, 2006; Ishiyama et al., 2006）。本発表では、DEMによる変動地形解析や既存・新規の地形・地質・反射法等のデータを踏まえて、北海道北部の褶曲・衝上断層帯の活構造の構造的特徴について改めて検討する。また、2022年8月の宗谷地方北部の地震（M5.4）に代表される当地域の地震活動と褶曲・衝上断層帯の構造的な関係についても若干の検討を行う。北海道北部の中軸部をなす宗谷丘陵から日本海沿岸にかけては、白亜紀後期から第四紀の堆積物（天北堆積盆）が参加する北北西～南北走向の褶曲・衝上断層が多数存在する。宗谷丘陵脊梁部には上部白亜系が露出し、西に向かって褶曲に参加する地層が若くなる。また、褶曲構造は一般的に急傾斜の西翼部と緩傾斜の東翼部からなる非対称褶曲である。これらの構造的特徴から、西フェルゲンツのフォアランド型褶曲・衝上断層帯をなすと考えられる。このうち、宗谷丘陵の西側に広がる天塩平野・幕別平野縁辺部に位置するサロベツ断層帯に沿っては、第四紀に活動的な構造が多く存在し、褶曲・衝上断層帯前縁部の変形フロントを構成する。天塩平野縁辺部では同じ層準の地層が繰り返し背斜軸部に露出しており、活褶曲下にデコルマと分岐断層が伏在することを示唆する。また、宗谷丘陵南東部～天塩山地北部にかけては、超苦鉄質岩類をコアとする褶曲・衝上断層帯西翼部の基部には間寒別断層帯が存在し、中～後期更新世の段丘・堆積物に変形が認められる（岡, 1985）。

サロベツ断層帯に沿っては、中～後期更新世の河成・海成段丘面が不整合面下の新第三系の褶曲構造と調和的な変形を受けている。日本海沿岸では稚畛内背斜の直上では、陸側に東傾斜する最終間氷期の海成面を切って複数段の離水浜堤列が分布しており、褶曲・衝上断層帯の変形フロントにおける地震時すべりに伴う間欠的な隆起を示している（産総研, 2006; Ishiyama et al., 2006）。このほか、1 m グリッドDEMによる地形解析によれば、サロベツ原野では沖積低地面にも褶曲変形やこれに伴うと推定される水系発達が見られ、変形に参加していると考えられる。これらの完新世の変動地形は、群列ボーリングによる完新統の地質断面図とも整合的である。また、中・後期更新世・完新世の変動地形は、反射断面に認められる東傾斜のデコルマ上の非対称背斜の構造と調和的である（産総研, 2006; Ishiyama et al., 2006）ことから、褶曲・衝上断層帯前縁部の完新世における繰り返しの活動とこれに伴う変形・構造の成長を示すと考えられる。また、雁行する活褶曲を横断する反射断面からは、複数のスラストシートが折り重なる構造が認められ、デコルマ・分岐断層の構造が雁行する活褶曲の分布・構造を制約していると考えられる。一方、褶曲・衝上断層帯の後背地側に分布する間寒別断層帯は、間寒別断層帯は蛇紋岩化した超苦鉄質岩類をコアとする複背斜の西側にほぼ限定的に分布しており、局所的な断層面強度の弱化がその存在を規定している可能性がある。

北海道中軸部北部ではM4-5を上限とする地殻浅部の地震活動が顕著に発生してきた。2022年8月11日にはM5.4の地震（深さ4 km）が発生した（気象庁, 2022）。地震発生域はおおよそ空知～エゾ帯に相当し（高橋・笠原, 2006）、すなわち褶曲・衝上断層帯において地震活動が発生している。微小地震活動は中軸部では深さ20 km程度以浅が大半であり、M4-5クラスの地震の発生深度も中軸部では深さ10 km以浅であることから、北海道中軸部北部直下の地震活動は、褶曲・衝上断層帯の構造と関連している可能性がある。一方、日本海沿岸の地震活動は深さ15～30 km程度で発生しており、褶曲・衝上断層帯のデコルマよりも有意に深いと考えられる。

引用文献：池田ほか編, 2002, 第四紀逆断層アトラス, 東京大学出版会; Ishiyama et al., 2006, AGU Fall Meeting Abstract, T33A-0499; 気象庁, 2022, <https://www.jma.go.jp/jma/press/2208/11a/kaisetsu202208110250.pdf>; 三浦, 1995, 日本地理学会予稿

集, 45, 188-189; 岡, 1985, 活断層研究, 1, 19-29; 産総研, 2006, サロベツ断層帯の追加補完調査報告書; 高橋・笠原, 2005, 北海道大学地球物理学研究報告 68, 199-218.

Gravity anomaly in adjacent areas of the southern edge of the surface ruptures occurred during the 1896 Rikuu Earthquake

*Haruo Kimura¹, Yasuhira Aoyagi¹, Hidenobu Takahashi¹, Motoshi Tomura², Katsuya Noda²

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

【はじめに】 本研究では横手盆地東縁断層帯について、1896年の陸羽地震($M_{jma} = 7.2$)の際に明瞭な地表変位を生じた北部区間と、1896年地震の際の地表地震断層の出現が報告されていない南部区間で、地下構造の特徴にどのような違いがあるかを明らかにするために、重力探査を実施した。

【横手盆地東縁断層帯】 本断層帯は、東北地方の秋田県仙北市から横手市を経て湯沢市に至る、南北走向で約56 kmの断層長を有する東側隆起の逆断層であり、大局的には横手盆地と東方の山地との境界に沿うように分布する（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005, 横手盆地東縁断層帯の評価, 23p）。同断層帯は1896年の陸羽地震時に、北方の駒ヶ岳西麓断層群および東方の真昼山山地東縁断層帯の一部と共に活動し、横手盆地東縁断層帯の北部（約26 km, 白岩断層・太田断層・千屋断層・金沢断層北部）では、明瞭な地表地震断層が出現した（例えば、山崎, 1896, 震災予防調査会報告, 11, 50-74; 松田ほか, 1980, 東京大学地震研究所彙報, 55, 795-855）。しかし、同断層帯の南部（約30 km, 金沢断層南部・杉沢断層・大森山断層）では顕著な地表変位は報告されていない。

【重力探査】 本探査は、横手盆地東縁断層帯北部の仙北郡美郷町北部を北縁とし、同断層帯南部の湯沢市稲川地区付近を南端とする南北約40 km, また、同断層帯の主部をほぼ中心軸とする東西約10 kmの範囲において実施した。重力測定にはカナダScintrex社製CG-6 Autograv（相対重力計）を用いて、東西南北約1 kmの間隔で、総数410点において測定を実施した。各々の重力観測点では、GPS測量によって位置座標と標高値を計測した。また、重力観測点近傍（観測点から0~20m程度の範囲）の地形の特徴について記載した。これらの現場データ取得作業は2組の機材を用いて、2グループに分かれて実施した。データ取得作業の実施期間は、2020年8月20日から9月15日である。

【重力異常】 取得したデータをもとに、機械高補正、閉合ドリフト補正、地形補正、緯度補正、フリーエア補正、ブーゲー補正を行い、仮定密度を2.00, 2.30, 2.67 g/cm³とするブーゲー異常図を作成した。いずれの仮定密度によるブーゲー異常図でも、1896年陸羽地震地表地震断層南端部（横手盆地東縁断層帯の北部区間の南端部）周辺は、東西に伸びる高重力異常部の嶺に相当することがわかった。また、同断層帯付近および東方地域に注目すると、北部区間に比べて南部区間では低重力異常部－高重力異常部の境界がステップするように西側へ張り出していることがわかった。加えて、より広域的な重力異常に基づく北北東－南南西走向の一次傾向面除去を行って、残差重力図を作成した。得られた残差重力図でも、上記ブーゲー異常図で見られたものと同様の特徴が見られた。さらに、同断層帯の北部区間－南部区間境界付近～やや南方においてとくに高重力異常が大きい場所が見られ、こうした場所は弥勒層中の安山岩の表層分布域（臼田ほか, 1976, 秋田県総合地質図幅「六郷」および説明書, 1:50,000）に対応していることがわかった。

【三次元密度構造】 先述した探査範囲について100 mグリッドの三次元インバージョン解析を行って地表から深度約4.5 kmまでの密度構造モデルを作成した。この三次元モデルから、断層とほぼ平行な方向の断面を切り出して、横手盆地東縁断層帯北部区間－南部区間周辺の密度構造の変化について検討した。その結果、上述した同断層帯の北部区間－南部区間境界付近～やや南方のとくに大きな高重力異常部に対応する地下の高密度領域は、地下2 km以深へも連続していることがわかった。したがって、この高重力異常部は、表層に分布する弥勒層中の安山岩だけではなく、探査範囲でより深部に分布する真昼川層中の玄武岩、あるいはさらに深部の地質に起因するものと考えられる。いずれにせよ、本研究で見られた1896年陸羽地震地表地震断層南端部周辺の高重力異常は、地下深部の地震発生層における密度構造を反映している可能性がある。

Mean displacement rate and age of the last event of northern part of the Nara-bonchi-toen faults, central Japan

*Taku KOMATSUBARA¹

1. Geological Survey of Japan, AIST

はじめに 奈良盆地東縁断層帯は、大阪層群の変位量分布と運動開始時期の違いから2つに分けられる。演者は北部セグメントの活動性評価を目的として踏査、ボーリング調査、遺跡資料検討などを行ってきた。

更新世段丘の変位量（速度）分布 断層帯北部周辺には高位2面（中期更新世間氷期）と中位1面（最終間氷期前期：MIS 5e）の2つの段丘が広く分布する。その変位から、本断層帯は宇治川付近で約1.3m/千年、その他で0.3m/千年以上の変位速度をもつと考えられる。

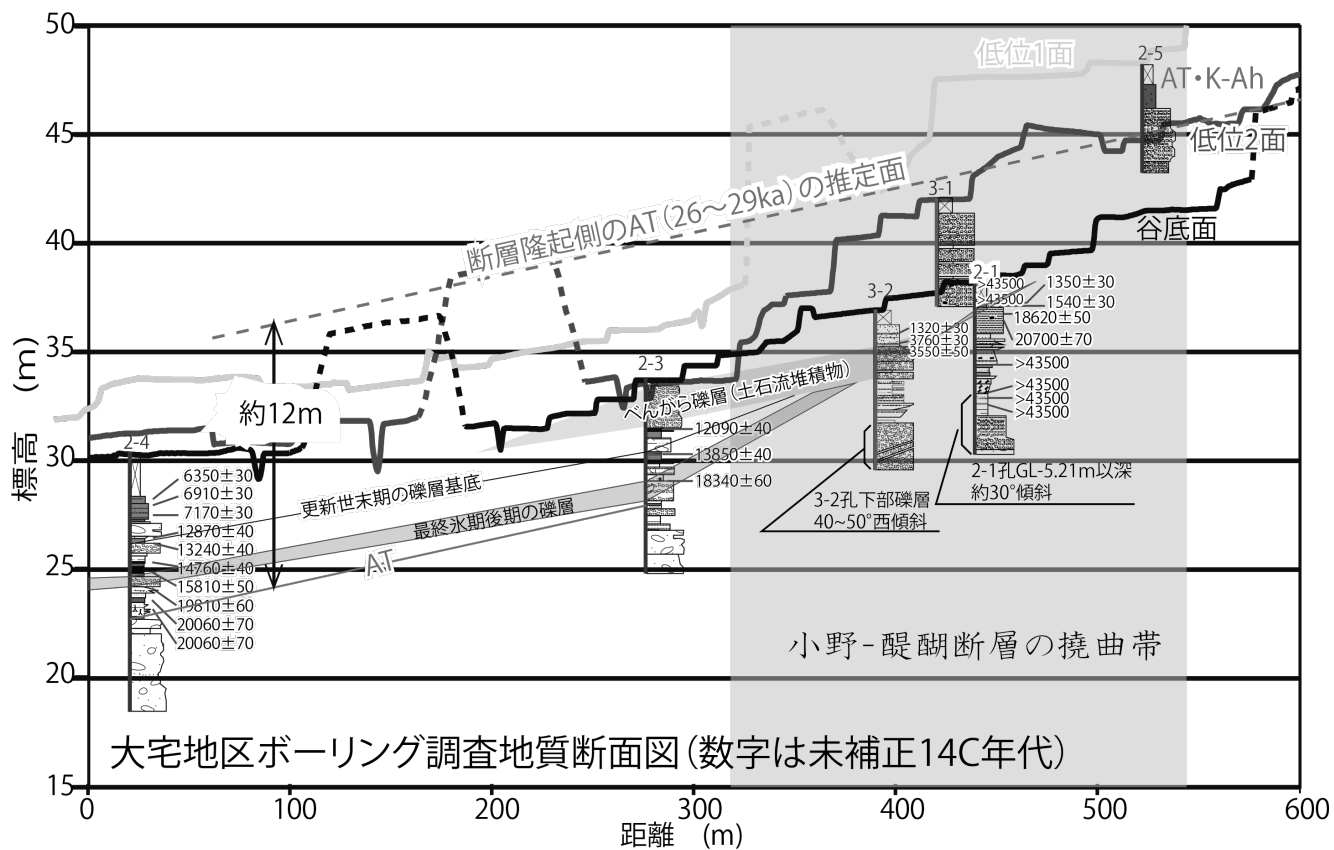
大宅地区ボーリング調査結果 京都市山科区大宅地区には、小野-醍醐断層（黄檗断層群の一部）によって撓曲変位した4面の段丘面と変位していない谷底面および断層低下側の沖積面が分布する。谷底面で掘削された2-1孔の深度1.2m以浅の乱されていない粘性土層（栽培植物の珪酸体をほとんど含まない）から1330±30, 1540±30yBPの未補正¹⁴C年代値が、この下位の砂礫層からは18620±50, 20700±70yBPの年代値が得られた。谷底低地西端付近の3-1孔で、①深度1.7m以浅の礫混じり土（下部では栽培植物の珪酸体をほとんど含まない）から3540±30, 3750±30yBPの年代値、②深度1.7～3.2mでは特徴的な土石流堆積物（べんがら礫層）、③深度3.2～4.7mでは逆グレーディング砂層を含む礫～シルト互層、④4.7m以深では層状に砂～シルト薄層を挟む砂礫層、が得られた。この孔でボアホールカメラを用いて孔壁の地質構造を観察し、④の砂礫層が40°～50°西傾斜する一方、②のべんがら礫層は水平に堆積していることが観察された。断層西側の2-3孔でべんがら礫層下位より12090±40 y BPの年代値が得られている。

断層近傍の遺跡における遺物出土状況と新期地形面の変位 小野-醍醐断層の撓曲肩部の大宅廃寺遺跡調査では、紀元前5世紀前後（北白川V式の時代）の甕棺が破壊されていない産状で出土した（京都市埋蔵文化財研究所, 1988）。同断層近傍の醍醐古墳群では、7世紀前半の古墳から直立した状態で高坏などが出土している（京都市埋蔵文化財研究所, 1986）。また、宇治傾動帯中の寺界道遺跡では段丘面下でK-Ahテフラが確認されている（宇治市教育委員会, 2001）。この段丘面は西に傾動し、沖積面と交差する。

奈良盆地東縁断層帯北部の活動時期 当セグメントが同時活動したと仮定するなら、これはK-Ah降下（約7200年前）以降、西暦6世紀以前に活動したと考えられる。特に最新活動の上限年代は、べんがら礫層堆積前（紀元前18世紀以前）まで遡る可能性がある。後者は、大宅廃寺遺跡で破壊されていない甕棺が出土したと矛盾しない。

この研究は文科省研究開発局が京都大学に委託した「奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測」の一環として同志社大学と共同で行ったものである。地元および研究関係者に厚く感謝申し上げます。

文献 京都市埋蔵文化財研究所, 1986, 醍醐寺古墳群発掘調査概報, 28pp. 京都市埋蔵文化財研究所, 1988, 昭和60年度京都市埋蔵文化財調査要, 178pp. 宇治市教育委員会, 2001, 宇治市埋蔵文化財発掘調査概報第51集, 37pp.



Earthquake-related phenomena and source fault of the 1909 Anegawa earthquake

*Naoji KOIZUMI¹, Norika Yamamura², Mamoru Nakamura³

1. School of Environmental Science, Univ. Shiga Pref., 2. N/A, 3. Faculty of Science, Univ. of the Ryukyus

姉川（江濃）地震は、1909年8月14日に滋賀県東部で発生したマグニチュード6.8、最大震度6の地震である。滋賀県から岐阜県にかけて被害をもたらした、姉川流域の村落（現在の長浜市周辺）に全壊率60%を超えるような大被害を与えたほか、数多くの液状化現象（噴砂・噴水）や琵琶湖での津波、地下水の変化（井戸水の枯渇等）が報告されている。この地震については、近江國姉川地震報告(滋賀県彦根測候所, 1911) や江濃地震報告(岐阜県岐阜測候所, 1910), 震災予防調査会報告(震災予防調査会, 1910) など、当時の地震被害を詳細に記した調査報告が多く残されており、被害状況や地震に伴う地変がよくわかっている。しかし、詳細な調査が実施されたにもかかわらず、断層破壊が地表面まで達していなかったため、震源断層については断定することが困難であった。そのような中で、坂井・盛川(2005)は、長浜市周辺での重力測定に基づいて三次元基盤構造を推定し、報告されている被害分布を考慮して、柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯の鍛冶屋断層の位置に断層モデルを構築している。本研究では、報告されている地変（特に液状化現象・琵琶湖の津波・地下水の変化）を坂井・盛川（2005）の断層モデル等を使ってどの程度合理的に説明できるかを調べた。液状化現象と地下水変化については、坂井・盛川（2005）の断層モデルから推定される予測震度分布や地震時静的体積歪変化及び地盤状況で説明できることがわかった。他方、琵琶湖の津波については、坂井・盛川（2005）の断層モデルでは説明できず、震災予防調査会(1910)の記録に整合するような湖底地すべりによって、定量的に説明できることがわかった。本発表の詳細については、山村・他（2022）を参照されたい。なお、熊谷道夫立命館大学教授（元・滋賀県琵琶湖研究所上席総括研究員）には、琵琶湖湖底地形の貴重なデータを頂いた。ここに記して感謝します。参考文献：山村紀香・小泉尚嗣・中村衛（2022）1909年姉川地震の地変と震源について、歴史地震，37，印刷中。

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

📅 Wed. Oct 26, 2022 3:00 PM - 4:15 PM JST | Wed. Oct 26, 2022 6:00 AM - 7:15 AM UTC | 🏢 ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S10] PM-2

chairperson: Ritsuko Matsu'ura (Association for the Development of Earthquake Prediction), Junzo Ohmura (Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S10-06] Damage to Levees and Flooding Caused by the 1830 Kyoto Earthquake

*Junzo OHMURA¹ (1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S10-07] Seismic Activity in Southern Miyagi Prefecture in the 18th Century Based on the Microfilmed Records of the Takano Family

*Sunao Urushibara¹, Yasuyuki Kano¹, Junzo Ohmura¹ (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S10-08] Examination of the Sources of the Documents Published in historical documents on earthquakes: The Earthquakes of 1579

*Kentaro HATTORI¹ (1. Kansai University)

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

[S10-09] Isn't "Ninna earthquake" in 887, long believed to be a typical Nankai earthquake, the latest activity of the Osaka-Bay fault?

Shigehiro Fujino¹, *S. Ritsuko MATSU'URA² (1. Univ. of Tsukuba, 2. Association for the Development of Earthquake Prediction)

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

[S10-10] An Entire Revision of the "Japanese Damaging Earthquakes List" in "Chronological Scientific Tables"

*Kazuki KOKETSU¹, Tomoya HARADA² (1. Graduate School of Media and Governance, Keio University, 2. N/A)

Damage to Levees and Flooding Caused by the 1830 Kyoto Earthquake

*Junzo OHMURA¹

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

1830年8月19日（文政十三年七月二日）に京都盆地北西部付近を震源とするM6.5±0.2と推定される地震が発生した。京都盆地南部では巨椋池周辺の堤防に亀裂や堤体の沈下が発生した。これらの地域は地震発生の半月後に豪雨に見舞われ、堤防が決壊して宇治川が流れを変え巨椋池に流れ込む状況となった。本事例は地震と洪水による複合災害といえる。地震による河川堤防の被害とその後発生する水害を考える上で、本事例の復原と分析は意義のあるものと考えられる。

本地震による京都盆地南部の被害については、伏見の比較的地盤の悪い地点で建物倒壊が発生し、葭島を埋め立てた場所では液状化が発生している。また淀城では櫓が2ヶ所破損し瓦や壁などが落ちたが淀大橋などの橋梁は無事であったとあり、いずれの地点も震度5強程度であったと推定される。

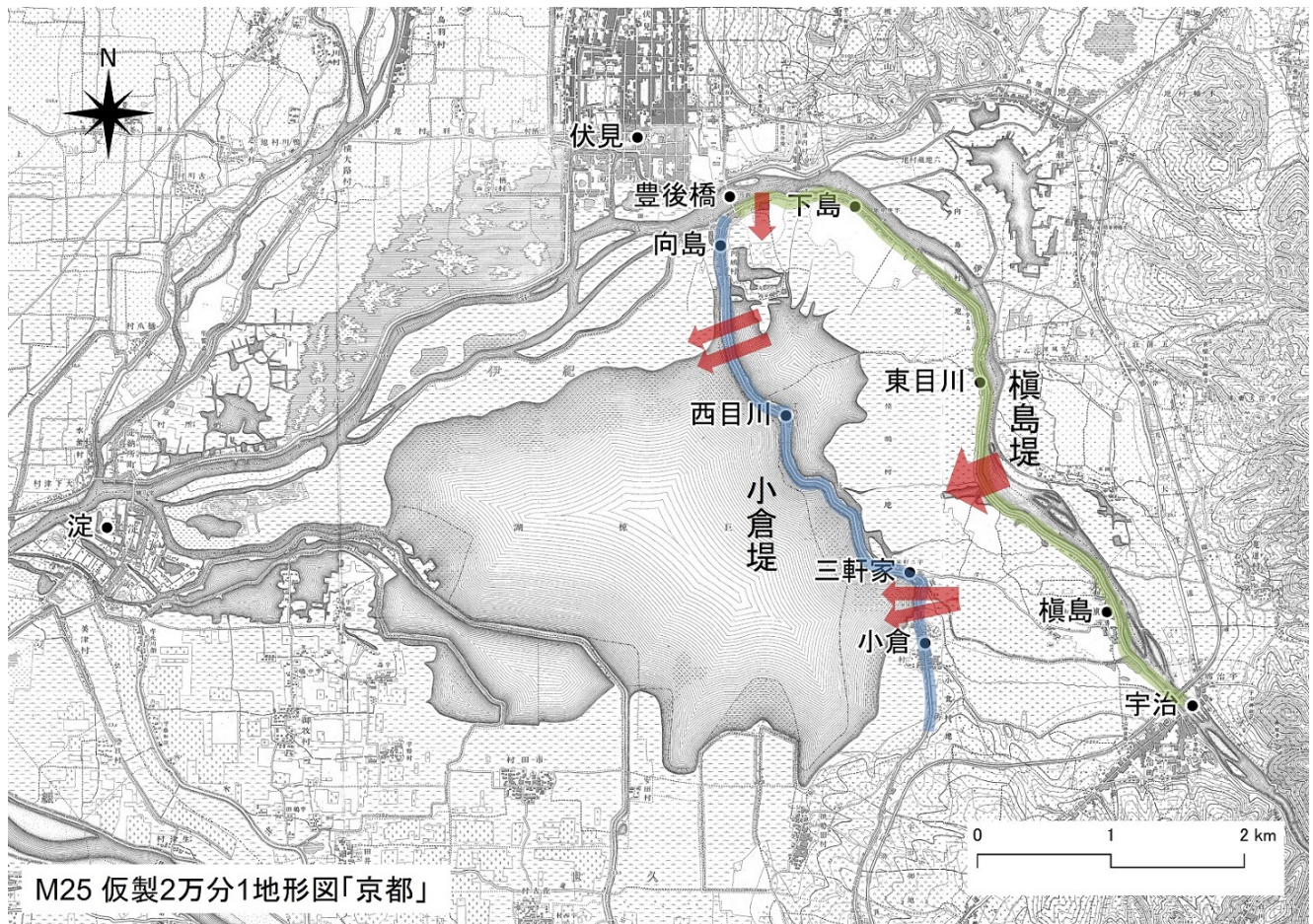
堤防の被害は紀伊郡で国役堤が1ヶ所（約100m）崩れ、地割れが1ヶ所（約50m）との記録がある。別の史料では豊後橋（現在の観月橋）から宇治までの堤防（槇島堤）で、東目川村から下島村までの約4Kmで堤防の上端が大荒れになり、100～200mほどの堤体が90～120cm沈下して裂け割れたとある。小倉堤は至る所が悉く裂け15cmほど口を開き、場所によっては15cmほど堤体が沈下した。前年に切れた場所の新堤は1.5mほどやり込んだ。

地震発生の約半月後9月4日の正午頃から豪雨となった。伏見では宇治川が氾濫して床上30cm余浸水したが、槇島付近で堤防が決壊して巨椋池へ流れ込んだため水が引いた。淀では床上90cmの浸水となった。宇治川が槇島で決壊したため、伏見から淀まで宇治川の川筋は水が無くなり歩ける程となった。

堤防の主な決壊場所を史料数点からまとめると、槇島堤は槇島村付近と豊後橋上流の2ヶ所、小倉堤は3～4ヶ所で決壊したようである。堤防決壊の様子を描いた絵図によると、槇島村と東目川村の間のやや東目川村寄りの堤防が約100m決壊し宇治川の水の9割が巨椋池に流れ込んだとある。また豊後橋では流れてきた宇治川の部材が引っかかって落橋しそうになったが、橋の上流の堤防が約40m決壊したため落橋を免れた。小倉堤は向島村と西目川村の間に2ヶ所、三軒家村と小倉村の間に2ヶ所程度決壊した。

槇島堤における槇島村付近の決壊場所は地震によって被害が顕著であったとされる区間の南端付近にあたる。この付近は宇治川の屈曲部であり歴史的に頻繁に破堤する場所でもある。この地点の地震による堤防被害の実態および厳密な位置の特定は難しいが、地震により堤防が弱化していたところに豪雨で水量が増し、弱い屈曲部で破堤した可能性が考えられる。一方、豊後橋上流の破堤は豊後橋の堰き止めによるダムアップが主要因であろう。

小倉堤はほぼ全区間にわたって亀裂を生じ堤体が沈下しており洪水防御機能が損なわれていたと考えられる。槇島付近で宇治川の水が巨椋池東部に流れ込み水位が上がった結果、小倉堤の弱化した部分が決壊し巨椋池西部に流れ込んだと推測される。



Seismic Activity in Southern Miyagi Prefecture in the 18th Century Based on the Microfilmed Records of the Takano Family

*Sunao Urushibara¹, Yasuyuki Kano¹, Junzo Ohmura¹

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

本研究では、「高野家記録」をもとに、18世紀の宮城県南部の地震活動について分析する。高野家は仙台藩伊達家の家臣で、領地を蔵王町平沢に持ち、江戸時代250年に渡ってこの地を治めた。「高野家記録」は元禄九年～天明二年(1696年～1782年)に高野家の代々の当主によって記された日記記録である。特に高野家19代当主の高野倫兼による記録が大半を占め、主に仙台や蔵王町平沢での日々の生活や天候、地震の記録が細かく記載されている。日記記録を用いた歴史地震研究としては、例えば、八戸・盛岡・弘前の日記に書かれた地震記録の震度下限を推定し、千島海溝で発生した地震の割合について推定した佐竹(2002)や盛岡・余目町(山形県)での日記に記録された地震について、記録された揺れの大きさと震度の関係について検討した宇佐美・他(2002)等がある。日記史料からは地震計の無い過去の地震活動を調査できる可能性がある。しかし、まだ検討されていない地点や日記史料が存在することもあり、「高野家記録」もその1つである。

「高野家記録」が記録された地点は主に現在の仙台市青葉区と蔵王町平沢である。それらの宮城県南部で有感となる地震を大きく分けると、日本海溝沿いで発生する地震と内陸で発生する地震に分けられる。日本海溝沿いで発生する地震の場合、宮城県沖以外にも茨城県沖～青森県沖までの太平洋沖合での地震でも宮城県南部で被害が生じることがある。内陸の地震は、長町-利府線断層帯や福島盆地西縁断層帯等の活断層に起因するものや、栗駒山や蔵王山の周辺で発生する群発地震も知られている。

「高野家記録」は既刊の史料集である『日本の歴史地震史料拾遺5ノ上』に地震記事の抜粋が収録されている。東北大学大学院文学研究科・文学部図書室には原本をマイクロフィルムに撮影したものが所蔵されており、漆原・他(2022)ではこれを約10年分調査した。その結果、『日本の歴史地震史料拾遺5ノ上』では約180日分の有感記録が収録されていたのに対して、マイクロフィルムからは約340日分の有感記録がみつかった。また、地震記録は主に十九代当主倫兼・二十代当主博兼の日記に書かれていることがわかった。特に、明和三年正月一日(1766年2月9日)～明和七年七月廿五日(1770年9月14日)の期間は倫兼・博兼それぞれの日記が存在しており、同一日に2つの記録がある。

「高野家記録」では、地震の被害に関する記述もいくつか存在する。明和四年四月七日(1767年5月4日)と明和四年九月三十日(1767年10月22日)には仙台・平沢両地点で被害記録が存在し、安永元年五月三日(1772年6月3日)には仙台での被害記録が存在する。明和四年の2つの地震について地震後の有感記録数を比較した。四月の地震後は有感記録が少なく、九月の地震後は有感記録が多いという特徴がみられた。被害と余震数の影響を考慮すると、四月の地震は渡辺(1991)が余震数の少ない宮城県沖地震として「金華山沖タイプ」と呼んでいる地震に似ていると考えることができる。また、この地震は松浦・中村(2021)では「陸中下PAC内の深さ120km, M6.3の地震」としているが、平沢での被害を考慮すると、震源はもう少し南になるか規模が大きくなる可能性がある。九月の地震は、『日本被害地震総覧』[宇佐美・他(2013)]や松浦・中村(2021)で福島県沖の群発地震のようなものとされている。1938年の福島県沖地震は仙台で有感となった地震数は多かった。逆に2021, 2022年に発生した福島県沖の地震は仙台で有感となる地震は少なかった。「高野家記録」の有感記録数からみても、九月の地震は1938年の福島県沖地震のような群発地震と似た地震だと考えられる。

Examination of the Sources of the Documents Published in historical documents on earthquakes: The Earthquakes of 1579

*Kentaro HATTORI¹

1. Kansai University

『理科年表』の「日本付近のおもな被害地震年代表」に代表される被害地震カタログに掲載された情報のうち、既刊地震史料集からの引用に留まっているものが存在する。こういった情報について、史料集に掲載された記述の出典を調べることが重要である。

本発表では、天正七年正月二十日（ユリウス暦1579年2月15日）の摂津の被害地震に注目する。「日本付近のおもな被害地震年代表」によると、この地震により、四天王寺の鳥居が崩壊し、余震が3日続いたとされている。この情報は、『増訂大日本地震史料集第1巻』545頁に掲載された「天正日記」という史料が元になっている。しかし、出典に遡ることができないこと、また同日の地震記録が他に見えないことなどから、天正七年の被害地震の実在性に疑問が唱えられていた（『続 古地震』233-238頁）。

今回の発表では、出典を調査した結果、天正七年ではなく天文七年正月二十日（ユリウス暦1538年2月19日）の被害地震であった可能性について議論する。

なお、天文七年正月二十日の地震を記した記録としてこれまで知られていたのは、「お湯どのの上の日記」（『新収日本地震史料補遺』59頁）と「大般若経奥書」（中西・矢野，2003; 『日本の歴史地震史料拾遺三』30頁）である。今回、これら以外の記録についても調査した結果を発表する。

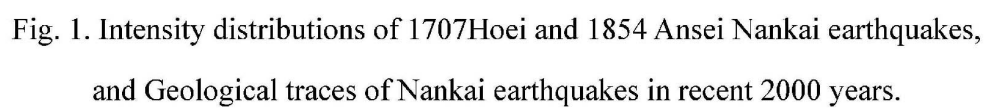
Isn't "Ninna earthquake" in 887, long believed to be a typical Nankai earthquake, the latest activity of the Osaka-Bay fault?

Shigehiro Fujino¹, *S. Ritsuko MATSU'URA²

1. Univ. of Tsukuba, 2. Association for the Development of Earthquake Prediction

昭和南海地震の発生以降は、長らく今村明恒の説が暗黙の常識とされ、684年白鳳（年号的には天武）・887年仁和・1099年康和・1361年正平・1498年明応・1605年慶長・1707年宝永・1854年安政・1946年昭和、と南海トラフのプレート間巨大地震は固有地震の繰返が歴史史料からも明白な典型例、と扱われてきた。しかし、情報が多くなる明応以降に関して近年例えば 明応東海地震：東海地震のみ既知、とされてきたが、別説に銭洲海嶺付近のPHSプレート内地震の可能性 慶長南海地震：津波地震で南海トラフよりもっと遠方の地震の可能性、がそれぞれ提起され、二つとも南海トラフのプレート境界地震とは異なる特徴が指摘されている。さらに近世以降では、宝永は東海・南海部分が一度に破壊したが、安政では30時間遅れで、昭和では2年遅れて東海と南海とに分かれて発生している。この最近3回を眺めると、一つ前の地震との間隔が短い程、発生した地震規模が小さい＝「サイズプレディクタブル」な特徴が際立つ。要するに情報が増えてくる15世紀以降は、毎回個性的で「固有規模の地震の繰返」と単純化できない。それ以前の康和や正平は史料情報が豊富ではないが、古代の白鳳と仁和に関しては、これまで誰も南海トラフの巨大地震とする説に対して異論を示してこなかった。しかし近年、西南日本太平洋沿岸部の津波堆積物調査事例が多くなると、白鳳に対応する堆積物は発見されるが、仁和に対応するものが検出できない事例が蓄積されつつある。仁和南海地震は南海トラフ巨大地震とされてきた割には変ではなからうか？一方、大阪湾断層の最新活動時期は9世紀以降（e.g. 七山ほか、2000）とされており、既知の史料情報を通観すると、京都の震度が大きく、津波の最大被害地は摂津、とされる仁和地震は、最右翼候補たりえる。勿論史料地震学的には「暗黒の中世」に未知の大地震が大阪湾と雖も存在した可能性は残る。そこで、今回は、改めて南海地震とされている仁和地震の史料や発生当時の摂津や京都の状況を検討してみた。その結果、1) 京都の震度は、ご神体として人目に晒してはならない天皇が、紫宸殿前の広庭に急いで避難してしまったこと、京都市中の被害家屋が少なくないこと、から近世の南海地震時の京都の揺れ方よりは大きく怖かった可能性が高いこと、2) 「日本三代実録」は古代正史の中で内容が充実しているにも関わらず、湯峯温泉や道後温泉の湧出停止、高知平野の沈降、四国・紀伊半島での津波、など「南海トラフのプレート間巨大地震」の証拠になる事象が仁和に関しては全く朝廷に伝わっていない、ことが確認できた。仁和地震は菅原道真の出世途上の時期に発生している。地震時彼は讃岐守として讃岐に居た。坂出に居ても、京都の方ばかり向いていた可能性もあるが、後年「類聚国史」を主導し、「日本三代実録」の内容が充実しているのも、道真の人並み外れた能力の高さに依る所大と考えられることから、四国の珍しい事象を、おめおめと見過ごして「日本三代実録」に記録しなかった、とは考え難く、南海トラフの典型的な事象は仁和三年旧暦七月三十日の地震には付随しなかった可能性の方が高い。近世の宝永や安政南海で大阪市の津波被害が甚大となったのは、近世初頭に水運のための整備されていた堀川に千石船が津波で運ばれたため、古代の摂津では決して生じ得ない被害である。宝永地震時「摂津」の範囲（現在の神戸～大阪市北西部のみ）で津波波高によって被害を受けた低地利用域は、当時海岸域だった新興埋立地で逃げ場がなかった西成などに限られる。中世に石山寺が開闢する以前の古代の大阪は、現在とは地形が全く異なる。今の住吉から神戸にかけての「摂津」の海岸沿いで南海トラフの地震で津波の甚大被害を受けただろうか？このような時代状況を踏まえて、日本三代実録の記述内容を素直に読んだ時、現在南海トラフの巨大地震とされている、仁和三年七月三十日の五畿七道の地震は、実は大阪湾断層の活動であり、大阪湾岸の真正面で発生した海底活断層の地震によって、摂津の津波は甚大、京都も震度が大きかった、と考えても十分史料情報と整合する。その場合、南海トラフの地震は発生していたとしても、全く別の日付で京都では注目されなかった、ことになる。そもそも百年に一度、と信じられている割には、古代でも漸く二百年に一度しか当てこめなかった南海トラフの巨大地震に関しては、植え付けられた固定観念に囚われること無く、史料や堆積物など証拠に基づいて判って居る範囲内で活動間隔そのものから根拠に基づいて再構築することが大切なのではないだろうか。

本研究は文部科学省からの委託事業である「地震調査研究推進本部の評価等支援事業」の一部として実施した。



An Entire Revision of the “Japanese Damaging Earthquakes List” in “Chronological Scientific Tables”

*Kazuki KOKETSU¹, Tomoya HARADA²

1. Graduate School of Media and Governance, Keio University, 2. N/A

理科年表の「日本付近のおもな被害地震年代表」（以下、年代表）の歴史地震部分（1884年以前）は2021年版において大改訂が行われて、2020年版に対して地震47件と海外津波3件が追加され、地震2件が削除された〔原田・瀬瀬（2020）〕。その際、追加保留とされた地震25件をここで検討した。また、近現代的な観測などに基づく1885年以降の地震についても検討を行い、この部分に対して年表の編集を担当するようになってから初めて大改訂を行った。2021年版1884年以前の追加保留25件に対する検討の結果、「追加しない方がよい・判断が難しい」20件、「追加して良い」5件となった。2023年版では後者のみを追加し、前者は追加しないことで確定とした。以上より1884年以前は、2020年版で地震268件、海外津波2件だったものが、2021年版では地震313件、海外津波5件となり、2023年版では地震318件、海外津波5件とする予定である。

原田・瀬瀬（2020）と今回の検討では、『日本被害地震総覧599－2012』（以下、総覧）に番号付きで記載されているのに年代表2020年版に記載されていない地震を主な対象とし、総覧で無番号1件と不記載2件を加えた95件を検討した。そのうち55件（地震52件、海外津波3件）が追加され、40件は追加しないとされた。それら以外に、年代表に記載され総覧にも番号付きで記載されている2地震（1831年11月13日と1847年2月15日）を、最近の研究に基づいて削除した。これら改訂のうち研究上議論となるのは、総覧で不記載または無番号であるのに追加された2+1件であろう。また、年代表の2020年版にあって継続掲載の地震のうち、総覧では無番号である7件も同様である。不記載で追加のうち1454年12月22日（享徳3年11月24日）の地震について、以下で詳しく述べる。

行谷・矢田（2014）によれば、この地震の被害（津波による被害）が記述されているのが『王代記』のみで、それ以外の『会津旧事雑考』、『大宮神社古記録抄』、『続本朝通鑑』、『新撰和漢合図』には、「大地震」または「地大震」としか記載されていない。石橋（2015）が見出した『異本塔寺長帳』も同様である。従って、『王代記』をどう評価するかが1454年の地震の評価となる。『山梨県史』によると、同書は大永4年（1524年）には成立しており、1454年の事象に対してはほぼ同時代史料と考えられるし、同書影印本の磯貝・服部の解説によれば、山梨県の普賢寺の住職が代々書き継いだ年代記であるので史実が書かれていると窺われる〔行谷・矢田（2014）〕。これらをもって年代表2023年版には1454年の地震が追加された。

1885年以降は、地震の件数に関し、2022年版に対して2022年3月の福島県沖の地震が追加されたのみである。しかし、個々の地震の記述についてはほとんどの地震で修正が入った。特に、1919年以降の地震の緯度・経度・ M は気象庁の遡った月報カタログに合わせたが、地域はカタログに書かれたものではなく、震度データベースと「日本付近で発生した主な被害地震」の表から得られる地震情報の震央地名を用いた。ただし、明らかに当時の震央地名と異なると考えられる場合は、当時のものを＊付きで用いた。年代表2023年版に掲載された1885年以降の地震をプロットしたものが図の右側である。これに対して左側は1884年以前の緯度・経度が与えられている地震のプロットである。 M が未決定の場合は6未満の地震と同じ大きさとした。両者を比較すると、北海道と九州南端・南西諸島を除けば概ね傾向は似ており、1884年以前もそれほど大きな偏りはないように見受けられる。京都・鎌倉・江戸周辺に M が小さい、または未決定の地震が多数プロットされているのは、古文書の分布から考えて致し方ないであろう。

日本暦は改元時期が正しく反映されるように訂正したものがかなりある。ただし、それによって地震名と矛盾する場合は、地震名に含まれる年号も＜＞付きで示した。原田・瀬瀬（2020）と今回の大改訂で年代表は件数に関してほぼ安定したと考えられるので、今後は総覧のように地震番号を固定とし、件数の増減があれば枝番や欠番で対応する予定である。一方、海溝型地震の諸元は『地震活動総説』〔宇津（1999）〕で再検討されている場合があり、日本海溝のものはすでに取り入れてあるが、千島海溝や南海トラフは今後である。1843年の千島海溝の地震の M は今回試験的に取り入れた。

