

## Thu. Oct 14, 2021

Room A | Special session : S21. Seismic spectral analyses for earthquake source physics, earth structure estimation, and strong motion assessment

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

### AM-1

chairperson:Takahiko Uchide(Geological Survey of Japan, AIST), Kazuhiro Somei(Geo-Research Institute)

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

[S21-01] [Invited] Introduction to the SCEC Community Stress Drop Validation Study

Annemarie Baltay<sup>2</sup>, Rachel Abercrombie<sup>3</sup>, Otake'aki Taira<sup>1</sup> (1.Berkeley Seismological Laboratory, 2.U.S. Geological Survey, 3.Boston University)

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

[S21-02] Quantification of the Complexities in Rupture Processes of Small Earthquakes by Multiple Spectral Ratio Analyses

OTakahiko UCHIDE<sup>1</sup> (1.Geological Survey of Japan, AIST)

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

[S21-03] Spatial pattern in frictional properties on the subducting Philippine Sea Plate off the east of Kyushu Island

OTakuji YAMADA<sup>1</sup> (1.Ibaraki University)

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

[S21-04] Horizontal Site Amplification Factors and Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of S-wave Part and Whole Duration: Needs of Different Correction Function

OHiroshi KAWASE<sup>1</sup>, Eri Ito<sup>1</sup>, Kenichi Nakano<sup>2</sup> (1.Disaster Prevention Research Institute, 2.HAZAMA ANDO CORPORATION)

Room A | Regular session : S19. Seismology, general contribution

10:00 AM - 10:30 AM JST | 1:00 AM - 1:30 AM UTC | ROOM A ROOM A

### AM-1

chairperson:Masumi Yamada(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S19-01] Characteristics of earthquake swarm activity in central Nagano prefecture as seen from the time variation of background seismic activity estimated by the point process model

OTakao KUMAZAWA<sup>1</sup>, Yoshihiko Ogata<sup>2</sup> (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.The Institute of Statistical Mathematics)

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

[S19-02] Estimation of the source of the explosive sound on April 26, 2021 in Hokkaido, Japan

OMasumi YAMADA<sup>1</sup> (1.DPRI Kyoto University)

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

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

## AM-2

chairperson: Eri Ito (Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University), Nobuyuki Morikawa (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S15-01] Non-recorded Strong Impulsive Vertical Seismic Waves - Part 3 -  
- Powerful seismic difficult waves to record by a seismograph -

○ Hiroshi MAEHARA<sup>1</sup> (1. Geosystem Research Institute)

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

[S15-02] Expansion of Ground Motion Prediction Equation Based on Prototype Strong-Motion Database

○ Nobuyuki MORIKAWA<sup>1</sup>, Hiroyuki Fujiwara<sup>1</sup>, Asako Iwaki<sup>1</sup>, Takahiro Maeda<sup>1</sup> (1. NIED)

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

[S15-03] An attenuation model of strong motions considering transmission coefficient of S-waves in the layered structure

○ Tomonori IKEURA<sup>1</sup> (1. Kajima Technical Research Institute)

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

[S15-04] Characteristics of sPL and PL phase: Applicability to real-time source depth estimation

○ Keishi OSUGA<sup>1</sup>, Takashi Furumura<sup>1</sup> (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S15-05] High-Resolution Immediate Fault Slip Estimation of Large Earthquakes Using Seismic Backpropagation

○ Yugo SHIBATA<sup>1</sup>, Takashi Furumura<sup>1</sup>, Takuto Maeda<sup>2</sup> (1. Earth Research Institute, the University of Tokyo, 2. Hirosaki University)

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

1:30 PM - 3:00 PM JST | 4:30 AM - 6:00 AM UTC | ROOM A ROOM A

**PM-1**

chairperson: Atsushi Nozu (Port and Airport Research Institute), Shohei Yoshida (Ohsaki Research Institute, Inc.)

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

[S15-06] Evaluation of ground motion by kinematic source model considering dynamic rupture process of branch fault for 1896 Rikuu earthquake

○Shuji KUMAGAI<sup>1</sup>, Hiroaki MATSUKAWA<sup>2</sup>, Yuta MITSUHASHI<sup>2</sup>, Yusuke SAIJO<sup>2</sup> (1.Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2.Kozo Keikaku Engineering Inc.)

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

[S15-07] Complex Source Characterization of the 1944 Tonankai Earthquake from Simulated Collapse Ratios of Wooden Houses

○Eri Ito<sup>1</sup>, Kenichi Nakano<sup>2</sup>, Haruko Sekiguchi<sup>1</sup>, Hiroshi Kawase<sup>1</sup> (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.HAZAMA ANDO CORPORATION)

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

[S15-08] **Estimate of the rupture process of the 2021 off-Fukushima earthquake based on the finite-fault source inversion Inferred from strong motion records**

○Shohei Yoshida<sup>1</sup>, Kenichi Tsuda<sup>2</sup>, Chen Ji<sup>3</sup>, Ralph Archuleta<sup>3,4</sup>, Toshiaki Sato<sup>1</sup> (1.Ohsaki Research Institute, Inc. , 2.Shimizu Corporation, 3.University of California, Santa Barbara, 4.RJA Ground Motion Analysis, Inc.)

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

[S15-09] Strong motion simulation with the SPGA model for the Onagawa Nuclear Power Plant

○Atsushi NOZU<sup>1</sup> (1.Port and Airport Research Institute)

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

[S15-10] Strong motion simulation of a hypothetical M7-class intraslab earthquake in the Tokyo Bay region using MeSO-net observation data

○Wataru SUZUKI<sup>1</sup>, Takeshi KIMURA<sup>1</sup>, Hisahiko KUBO<sup>1</sup>, Shigeki SENNA<sup>1</sup> (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S15-11] Study on correction of the rupture propagation effect of elemental earthquakes used in the empirical Green's function method.

○Junpei KANEDA<sup>1</sup>, Shinya TANAKA<sup>1</sup>, Yoshiaki HISADA<sup>2</sup> (1.Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 2.Prof.,Kogakuin Univ.)

## Fri. Oct 15, 2021

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

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

### AM-1

chairperson:KimiYuki Asano(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University), Yosuke Nagasaka(Port and Airport Research Institute)

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

[S15-12] Inhomogeneous structure in the crust of the Kyushu region by seismic tomography

○Koji Yamada<sup>1</sup>, Mitsuhiro Toya<sup>1</sup>, Atsushi Okazaki<sup>2</sup> (1.Hanshin Consultant's Co.,Ltd., 2.KEPCO)

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

[S15-13] Difference of attenuation structure between Northeastern Japan and Hokkaido revealed by the earthquakes east off Aomori Prefecture

○Yasumaro KAKEHI<sup>1</sup> (1.Graduate School of Science, Kobe Univ.)

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

[S15-14] Long-Period Ground Motion Amplifications in the Hakodate Plain Based on Ground Motion Simulations Using a New 3D Velocity Model

○KimiYuki ASANO<sup>1</sup>, Tomotaka IWATA<sup>1</sup>, Kunikazu YOSHIDA<sup>2</sup>, Naoto INOUE<sup>2</sup>, Kazuhiro SOMEI<sup>2</sup>, Ken Miyakoshi<sup>2</sup>, Michihiro OHORI<sup>3</sup> (1.DPRI, Kyoto Univ., 2.Geo-Research Inst., 3.RINE, Univ. of Fukui)

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

[S15-15] Joint analysis of receiver function and autocorrelation using strong motion for velocity structure profiling based on seismic interferometry

○Kosuke CHIMOTO<sup>1</sup> (1.Kagawa University)

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

10:00 AM - 10:30 AM JST | 1:00 AM - 1:30 AM UTC | ROOM A ROOM A

### AM-1

chairperson:Yosuke Nagasaka(Port and Airport Research Institute), Kimiyuki Asano(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S16-01] A theoretical basis for the applicability of seismic interferometry

○Yosuke NAGASAKA<sup>1</sup>, Atsushi Nozu<sup>1</sup> (1.Port and Airport Research Institute)

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

[S16-02] Long-period later phases in the east of Fukushima prefecture during the M7.4 off Fukushima earthquake on Nov. 22, 2016

○Tomiichi UETAKE<sup>1</sup> (1.Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

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

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

**AM-2**

chairperson: Takumi Hayashida (IISEE, Building Research Institute), Kunikazu Yoshida (Geo-Research Institute)

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

[S16-03] Seismic velocity structure at NB-1 boring site, Nara city

○Tomotaka IWATA<sup>1</sup>, Koji YAMADA<sup>2</sup>, Motoki SAWADA<sup>2</sup>, Daisuke ISHIHARA<sup>2</sup>, Shigeru OKAMOTO<sup>2</sup> (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Hanshin Consultants, Co. Ltd.)

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

[S16-04] Investigations of the 2020 seismic noise reductions in areas around Tokyo using MeSO-net seismic data traffic

○Takumi Hayashida<sup>1</sup>, Masayuki Yoshimi<sup>2</sup>, Haruhiko Suzuki<sup>3</sup>, Shinichiro Mori<sup>4</sup>, Takao Kagawa<sup>5</sup>, Masayuki Yamada<sup>6</sup>, Koji Ichii<sup>7</sup> (1. IISEE/BRI, 2. GSJ/AIST, 3. OYO Corporation, 4. Ehime Univ., 5. Tottori Univ., 6. NEWJEC Inc., 7. Kansai Univ.)

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

[S16-05] Phase velocity of the Love wave estimated based on array-derived rotation from the microtremor array records observed in the Wakayama plain, Japan

○Kunikazu Yoshida<sup>1</sup>, Hiroto Uebayashi<sup>2</sup>, Michihiro Ohori<sup>3</sup> (1. Geo-Research Institute, 2. Kyoto University, 3. University of Fukui)

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

[S16-06] Fundamental Study on Separation of Surface Waves and Application to Long-Period Ground Motions in the Kanto Plain

○Takuya Sato<sup>1</sup>, Hiroto Uebayashi<sup>2</sup>, Masayuki Nagano<sup>1</sup> (1. Tokyo university of Science, 2. Kyoto university)

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

[S16-07] Equivalent linear method with complex frequency for site response analyses to near-fault fling-step displacements

○Shuanglan WU<sup>1</sup>, Atsushi Nozu<sup>1</sup>, Yosuke Nagasaka<sup>1</sup> (1. Port and Airport Research Institute)

**Room A | Regular session : S04. Tectonics**

1:30 PM - 2:45 PM JST | 4:30 AM - 5:45 AM UTC | ROOM A ROOM A

**PM-1**

chairperson:Atsushi Nakao(JAMSTEC), Shinji Yoneshima(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

**[S04-01] Exploring the Geometry of the Philippine Sea Plate beneath Hokuriku region**

○Kazuki MIYAZAKI<sup>1</sup>, Junichi Nakajima<sup>1</sup>, Nobuaki Suenaga<sup>2</sup>, Shoichi Yoshioka<sup>2,3</sup> (1.Tokyo Institute of Technology, 2.Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 3.Faculty of Science, Graduate School of Science, Kobe University)

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

**[S04-02] Seismotectonics at off-Ibaraki region identified from dense earthquake source arrays and dense OBS arrays.**

○Shinji YONESHIMA<sup>1</sup>, Mochizuki Kimihiro<sup>1</sup> (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

**[S04-03] 3-D seismic anisotropy structure of the Cascadia subduction zone**

○Dapeng ZHAO<sup>1</sup>, Y. Hua<sup>1</sup> (1.Research Center for Earthquakes & Volcanoes, Graduate School of Science, Tohoku University)

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

**[S04-04] Regression analysis relating maximum earthquake magnitudes with subduction zone parameters**

○Atsushi NAKAO<sup>1</sup>, Tatsu Kuwatani<sup>1</sup>, Kenta Ueki<sup>1</sup>, Kenta Yoshida<sup>1</sup>, Taku Yutani<sup>1</sup>, Hideitsu Hino<sup>2</sup>, Shotaro Akaho<sup>3</sup> (1.Research Institute for Marine Geodynamics, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2.Department of Statistical Modeling, The Institute of Statistical Mathematics, 3.Human Informatics Research Institute, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology)

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

**[S04-05] Triggering mechanism of volcanic eruptions by large earthquakes**

○Takeshi NISHIMURA<sup>1</sup> (1.Department of Geophysics, Graduate School of Science, Tohoku University)

**Sat. Oct 16, 2021**

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

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

**AM-2**

chairperson: Akiko Takeo (ERI, University of Tokyo), Yuta Maeda (Nagoya University)

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

[S01-01] Finite difference calculation of constant-Q seismic ground motion using Rayleigh damping

○Kazuki KOKETSU<sup>1</sup>, Hongqi DIAO<sup>2</sup> (1. Graduate School of Media and Governance, Keio University, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S01-02] Dependency of a priori information for radiation-corrected empirical Green's function in waveform inversion

○Ritsuya Shibata<sup>1</sup>, Genki Oikawa<sup>1</sup>, Naofumi Aso<sup>1</sup>, Junichi Nakajima<sup>1</sup>, Satoshi Ide<sup>2</sup> (1. Department of Earth and Planetary Sciences, School of Science, Tokyo Institute of Technology, 2. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo)

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

[S01-03] Evaluating errors in autocorrelation functions for reliable estimates of a reflection profile

○Yuta MAEDA<sup>1</sup>, Toshiki Watanabe<sup>1</sup> (1. Nagoya University)

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

[S01-04] Passive seismic reflection imaging for local earthquakes: RTM application to MeSO-net data

○Kazuya SHIRAIISHI<sup>1</sup>, Toshiki Watanabe<sup>2</sup> (1. JAMSTEC, 2. Nagoya University)

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

[S01-05] Three-dimensional shear-wave velocity structure and shallow very-micro earthquakes above sea level in the Showa-shinzan volcano

○Akiko TAKEO<sup>1</sup>, Kiwamu Nishida<sup>1</sup>, Motoko Ishise<sup>1</sup>, Hiroshi Aoyama<sup>2</sup>, Yosuke Aoki<sup>1</sup> (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University)

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

1:30 PM - 2:15 PM JST | 4:30 AM - 5:15 AM UTC | ROOM A ROOM A

**PM-1**

chairperson: Tomoya Takano (Hiroshima University)

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

[S01-06] A centroid catalog of P-wave microseisms: a comparison with the wave model WAVEWATCH III

○Kiwamu NISHIDA<sup>1</sup>, Ryota TAKAGI<sup>2</sup> (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S01-07] Seismic velocity response to tidal deformation at shallow crust in Japan

○Tomoya TAKANO<sup>1</sup>, Kiwamu NISHIDA<sup>2</sup> (1. Graduate School of Science and Technology, Hiroshima University, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S01-08] Seismic noise observed by an ocean bottom seismometer revealed glacier sliding velocity in Greenland

○Yoshio MURAI<sup>1</sup>, Evgeny A. Podolskiy<sup>2</sup>, Naoya Kanna<sup>3</sup>, Shin Sugiyama<sup>4,2</sup> (1. Faculty of Science, Hokkaido Univ., 2. Arctic Research Center, Hokkaido Univ., 3. Atmosphere and Ocean Research Institute, Univ. of Tokyo, 4. Institute of Low Temperature Science, Hokkaido Univ.)

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

2:15 PM - 3:00 PM JST | 5:15 AM - 6:00 AM UTC | ROOM A ROOM A

**PM-1**

chairperson: Kentaro Omura(NIED)

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

[S12-01] Regional stress field in the northern Kinki district investigated by dense seismic observation

○Toshio Tanaka<sup>1</sup>, Yoshihisa Iio<sup>2</sup>, Hiroshi Katao<sup>2</sup>, Masayo Sawada<sup>2</sup>, Kazuhide Tomisaka<sup>2</sup> (1.Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University, 2.DISASTER PREVENTION RESEARCH INSTITUTE KYOTO UNIVERSITY Research Center For Earthquake Prediction)

---

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

[S12-02] In-situ stress at the basement under Osaka plain(3) -Re-evaluation using rock core samples with DCDA method-

○Kentaro OMURA<sup>1</sup>, Akio Funato<sup>2</sup>, Takatoshi Ito<sup>3</sup> (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Fukada Geological Institute, 3.Institute of Fluid Science, Tohoku University)

---

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

[S12-03] Experimental evaluation under hydrous condition on thermal maturation of carbonaceous materials as a proxy of frictional heating in a fault during an earthquake

○Keita IWAGAKI<sup>1</sup>, Tetsuro Hirono<sup>1</sup> (1.Department of Earth and Space Science, Graduate School of Science, Osaka University)

Room A | Special session : S21. Seismic spectral analyses for earthquake source physics, earth structure estimation, and strong motion assessment

📅 Thu. Oct 14, 2021 9:00 AM - 10:00 AM JST | Thu. Oct 14, 2021 12:00 AM - 1:00 AM UTC | 🏠 ROOM A ROOM A

**AM-1**

chairperson: Takahiko Uchide (Geological Survey of Japan, AIST), Kazuhiro Somei (Geo-Research Institute)

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

[S21-01] [Invited] Introduction to the SCEC Community Stress Drop Validation Study

Annemarie Baltay<sup>2</sup>, Rachel Abercrombie<sup>3</sup>, ○Taka'aki Taira<sup>1</sup> (1. Berkeley Seismological Laboratory, 2. U.S. Geological Survey, 3. Boston University)

---

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

[S21-02] Quantification of the Complexities in Rupture Processes of Small Earthquakes by Multiple Spectral Ratio Analyses

○Takahiko UCHIDE<sup>1</sup> (1. Geological Survey of Japan, AIST)

---

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

[S21-03] Spatial pattern in frictional properties on the subducting Philippine Sea Plate off the east of Kyushu Island

○Takuji YAMADA<sup>1</sup> (1. Ibaraki University)

---

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

[S21-04] Horizontal Site Amplification Factors and Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of S-wave Part and Whole Duration: Needs of Different Correction Function

○Hiroshi KAWASE<sup>1</sup>, Eri Ito<sup>1</sup>, Kenichi Nakano<sup>2</sup> (1. Disaster Prevention Research Institute, 2. HAZAMA ANDO CORPORATION)

## [Invited] Introduction to the SCEC Community Stress Drop Validation Study

Annemarie Baltay<sup>2</sup>, Rachel Abercrombie<sup>3</sup>, \*Taka'aki Taira<sup>1</sup>

1. Berkeley Seismological Laboratory, 2. U.S. Geological Survey, 3. Boston University

We introduce a community stress drop validation study using the 2019 Ridgecrest earthquake sequence, in which researchers are invited to use a common dataset to estimate earthquake stress drop. Earthquake stress drop is a key parameter in many ground motion, rupture simulation, and source physics problems in earthquake science. In theory stress drop relates the average slip on a fault to rupture area, and, in practice, it quantifies the higher frequency ground motions of an earthquake. We seek to understand the physical controls and methodological reasons for similarity or differences in stress drop estimates, so that they can be used more reliably by the earthquake science community. The common dataset consists of 2 weeks of earthquakes following the 2019 Ridgecrest M6.4 earthquake, including nearly 13,000 earthquakes of M1 and greater, recorded on stations within 100 km. This dataset and related information are available from the Southern California Earthquake Center (SCEC) Web site:

<https://www.scec.org/research/stress-drop-validation>. We are soliciting stress drop estimates from community participants on any subset of these events, using a variety of methods. We are correlating and comparing these resulting stress drops as they are made available in a meta-analysis, to understand why similarities or differences arise. We will examine which earthquakes or methods generate grossly similar or different results in the first round of analyses. We will then share the findings and encourage individuals and groups to revisit their analyses and investigate the principal sources of discrepancies and uncertainties. We will present an overview of the study, and preliminary results. As a community study, all are invited to join!

# Quantification of the Complexities in Rupture Processes of Small Earthquakes by Multiple Spectral Ratio Analyses

\*Takahiko UCHIDE<sup>1</sup>

1. Geological Survey of Japan, AIST

震源過程は、解像度に限界はあるものの、断層すべりインバージョン解析やバックプロジェクション解析といった地震学的なデータ解析によって、その特徴が明らかにされてきている。主に一方向に破壊が伝播する場合もあれば、逆方向の明瞭な破壊伝播を伴う場合もある。破壊が始まってから、一度収まるとそのまま終わって、単一の破壊域を持つというものもあれば、複数の場所を次々に破壊するという場合もある。このような多様性を生む原因として、破壊される断層にかかる応力や摩擦特性などが考えられるが、それらを直接知ることは容易ではない。破壊過程の複雑性は、そのような断層の物理的条件を知る手掛かりとなりうるものと考えられる。

多数の地震の破壊過程の特徴を定量化する方法として地震波スペクトル解析がある。観測波形のスペクトルから伝播特性やサイト特性を除去して、オメガ2乗モデルなどのスペクトルモデルに合わせることで、震源過程の特徴を地震モーメントやコーナー周波数といったパラメータに落とし込む。円形クラックモデル (e.g., Brune, 1970) を仮定することで、地震モーメントとコーナー周波数を応力降下量に変換する。

伝播特性とサイト特性を除去する方法として、解析対象の地震のスペクトルと、その近傍で発生したより小さい地震のスペクトル（経験的グリーン関数（EGF））との比を取るスペクトル比法がある。解析対象地震とEGF地震との伝播経路が似通っていることを利用したものであるが、伝播経路のわずかな違いが誤差の要因となってしまう。そこで、EGF地震として選ぶことができる地震が多数存在する場合、それらの結果を統合すれば、EGF地震の選択に伴う誤差を低減させることができると考えられる。Uchide and Imanishi (2016)が提案した多重スペクトル比法はそのような考え方で開発された解析法である。各EGF地震について、解析対象地震との間のスペクトル比をオメガ2乗モデルで合わせた際の残差を求める。その残差スペクトルを中央値スタッキングすることで、EGFの選択に依らない残差スペクトルが得られる。この残差スペクトルは解析対象地震の震源スペクトルに起因すると考える。そのため、残差スペクトルをオメガ2乗モデルに重ね合わせたものが解析対象地震の震源スペクトルであると考えられる。

多重スペクトル比法を日本各地の内陸の20 km以浅で発生した地震に適用する。残差スペクトルがほぼ平坦で、オメガ2乗モデルがよく成り立つ例もあれば、残差スペクトルが起伏に富んでいて、震源スペクトルがオメガ2乗モデルから大きく外れて、コーナー周波数が2つあるように見えるような場合もある。同様の傾向は2019年米国カリフォルニア州リッジクレスト地震の余震でも見られる。このような複雑性の地域性が、その原因を知るための手掛かりの一つになると考えられる。

The earthquake source processes have been characterized by seismological data analysis such as finite-fault slip inversion analyses and back-projection analyses, although the resolution is limited. Some earthquakes are unilateral, while some others are bilateral. Some have single rupture patches, while some others multiple ones. Such diversity may be due to the stress and frictional properties of the fault being ruptured, but it is not easy to measure them directly. Nevertheless, the complexity of the rupture process may provide a clue to the physical properties of such faults.

Seismic spectral analyses quantify characteristics of the rupture process of many earthquakes. By removing propagation and site effects from the observed spectra and fitting them to a spectral model

(e.g., the omega-square model), the characteristics of the earthquake source process are reduced to parameters such as seismic moment and corner frequency, which can be converted into stress drops by assuming a circular crack model (e.g., Brune, 1970).

The spectral ratio method removes propagation and site effects by taking the ratio of the spectrum of the target event to that of a nearby smaller earthquake (empirical Green's function (EGF)). This method takes advantage of the fact that the propagation paths of the target event and the EGF event are similar. However, slight differences in the propagation paths produce errors. The errors caused by the selection of EGF event will be reduced by integrating such errors in analyses using different EGF events. The multiple spectral ratio method proposed by Uchide and Imanishi (2016) was developed based on this idea. We fit the EGF and target events' spectral ratios by the omega-square model and then obtain the residuals. By median-stacking the residual spectra, we can obtain the residual spectra independent of the choice of EGF. We consider that this residual spectrum is due to the source spectrum of the target event. Therefore, the residual spectrum superimposed on the omega-square model is considered the source spectrum of the earthquake to be analyzed.

We applied the multiple spectral ratio method to inland earthquakes that occurred at depths greater than 20 km in Japan. In some cases, the residual spectra are almost flat, and the omega-square model holds well. In contrast, in other cases, the residual spectra are undulating, and the source spectra deviate from the omega-square model so much that they appear to have two corner frequencies. A similar trend is seen in the aftershocks of the 2019 Ridgecrest earthquake. The regional variety will be a clue to the earthquake source complexity.

# Spatial pattern in frictional properties on the subducting Philippine Sea Plate off the east of Kyushu Island

\*Takuji YAMADA<sup>1</sup>

1. Ibaraki University

## 1. はじめに

九州東方沖では、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震が繰り返し発生している。本研究では、2003年1月から2020年12月に九州東方沖で発生した小地震 ( $4.0 \leq M_w \leq 5.0$ ) のうち、2.で説明するとおり、プレート境界面の摩擦特性を反映していると考えられる140地震を選び出し、応力降下量の解析を行った。

## 2. 解析地震の選択基準

本研究では深さ方向の震源決定精度を考慮して、Baba *et al.* (2002), Hirose *et al.* (2008), Nakajima and Hasegawa (2007) の推定したフィリピン海プレート境界面から $\pm 15$  km の深さで起きた小地震 ( $4.0 \leq M_w \leq 5.0$ ) を選び、解析対象とした。

解析対象の地震の規模の下限と上限は、以下の理由から設定した。マグニチュードが3.5を下回る地震では、特に低周波数帯の信号-ノイズ比が悪かった。そこで、経験的グリーン関数 (EGF) として用いる地震を  $M_w 3.5$  とし、コーナー周波数の決定精度を確保するため、解析対象地震はEGFと0.5以上のマグニチュードの開きをもつ地震 ( $M_w \geq 4.0$ ) とした。また、応力降下量は各地震の断層面の大きさに応じた平均値として求められるため、解析対象地震の断層面が大きすぎると、空間不均質性の議論に不適である。よって、解析対象地震の規模の上限は  $M_w 5.0$  とした。

なお本研究では、気象庁によって決定されたマグニチュード  $M_j$  がモーメントマグニチュード  $M_w$  に等しいと仮定しているが、この仮定の妥当性についても検討済みである。また、解析対象地震のうち、防災科学技術研究所によってメカニズム解が求められている地震については、フィリピン海プレートの沈み込みと調和的な節面を持つことを確認済みである。

## 3. 応力降下量解析

Yamada *et al.* (2021) の手法を用いて、応力降下量の解析を行った。まず、2003年から2020年に発生した  $M_w 3.5$  の地震のうち、解析対象の小地震 ( $4.0 \leq M_w \leq 5.0$ ) の震源から最短距離にある地震の観測波形をEGFとした。次に、解析対象の地震の観測波形スペクトルをEGFのスペクトルでデコンボリューションし、震源スペクトルがオメガ2乗モデルに従うとの仮定のもと、解析対象地震のコーナー周波数を求めた。最後に、断層面が円形であり、かつ破壊伝播速度がS波速度の90%であると仮定して、Madariaga (1976) のモデルを用いてコーナー周波数から応力降下量を計算した。

## 4. 結果および考察

小地震の応力降下量の解析結果から、プレート境界の摩擦特性、特に剪断強度の空間不均質分布を推定することができる (Yamada *et al.*, 2021)。各地震の応力降下量の解析結果をもとに、緯度・経度それぞれ0.1度ごとに平滑化した応力降下量分布を図1.に示す。

北海道南東沖 (Yamada *et al.*, 2017) や東北地方東方沖 (Yamada *et al.*, 2021) の太平洋プレートの沈み込みに伴う小地震の解析結果と比べると、全体的に応力降下量が小さい。これは、九州東方沖のフィリピン海プレート上の摩擦強度が相対的に低いことを示唆していると考えられる。また、より小さな空間スケールでの結果に着目すると、1996年日向灘地震の震源域 (図1.の赤枠A) の南隣に、応力降下量が多い領域が見られる。すなわち、この領域では剪断強度が高く、日向灘地震の際にバリアとして働いたのかもしれない。小地震の応力降下量の解析結果から推定される摩擦特性の空間分布は、動的破壊シミュレーションの剪断強度分布として使用することを通して、強震動予測の精度向上にも貢献できると考えられる。

## 参考文献：

- Baba *et al.* (2002), PEPI, [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(02\)00044-4](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00044-4)
- Hirose *et al.* (2008), JGR, <https://doi.org/10.1029/2007JB005274>
- Madariaga (1976), BSSA, 66 (3): 639-666
- Nakajima and Hasegawa (2007), JGR, <https://doi.org/10.1029/2006JB004770>
- Yagi *et al.* (1999), GRL, <https://doi.org/10.1029/1999GL005340>
- Yamada *et al.* (2017), PEPS, <https://doi.org/10.1186/s40645-017-0152-7>
- Yamada *et al.* (2021), EPS, <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01326-8>

謝辞：本研究では、Hi-net（防災科学技術研究所）、気象庁、鹿児島大学、九州大学、高知大学の観測点の地震波形データと、気象庁の一元化震源およびP, S検測値を使用しました。記して感謝いたします。

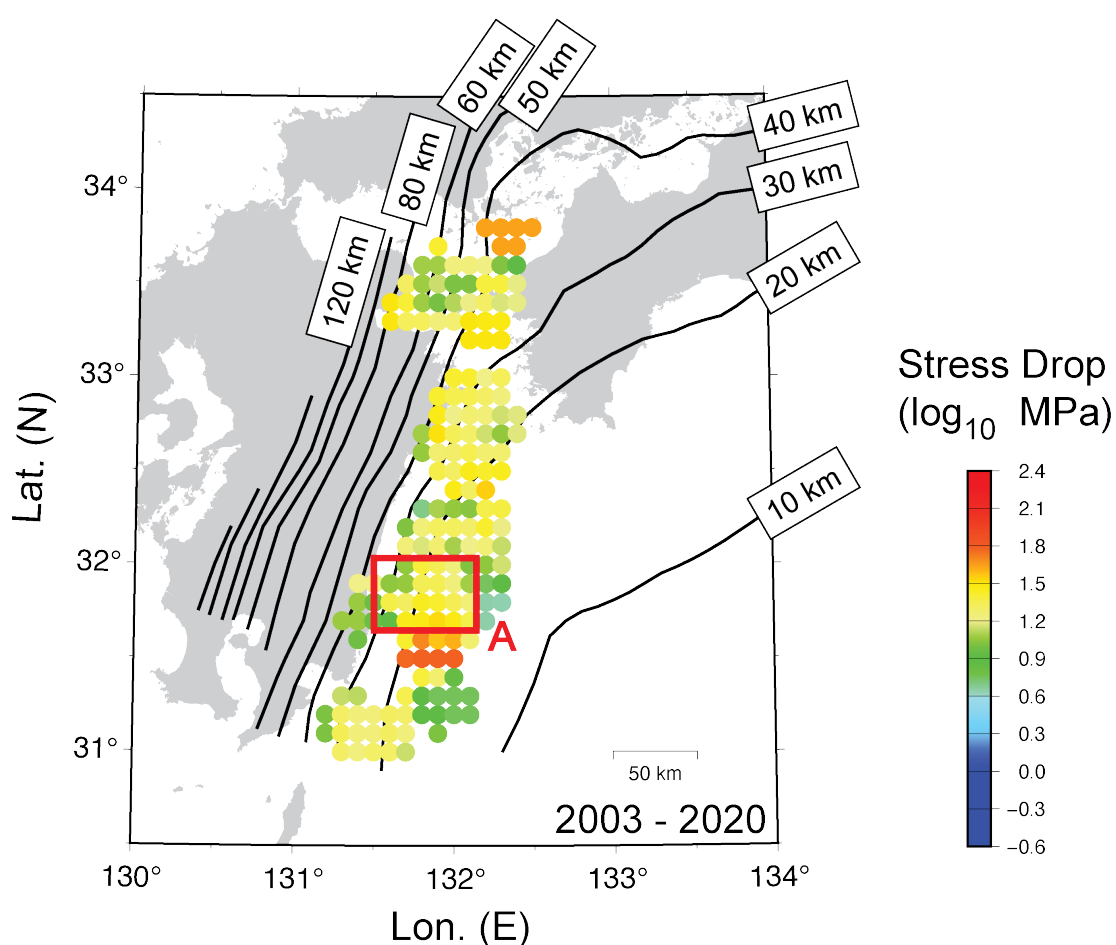


図1. 応力降下量の空間分布。黒線はフィリピン海プレート上面の深さを表す（Baba *et al.*, 2002; Hirose *et al.*, 2008; Nakajima and Hasegawa, 2007）。赤枠で示された領域Aは、1996年日向灘地震の震源域を示す（Yagi *et al.*, 1999）。

# Horizontal Site Amplification Factors and Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of S-wave Part and Whole Duration: Needs of Different Correction Function

\*Hiroshi KAWASE<sup>1</sup>, Eri Ito<sup>1</sup>, Kenichi Nakano<sup>2</sup>

1. Disaster Prevention Research Institute, 2. HAZAMA ANDO CORPORATION

観測地震動の水平サイト増幅特性(HSAF)をサイト固有の値として求めることは強震動予測のためには必要不可欠である。本研究では、まず一般化スペクトル・インバージョン法(GIT, 仲野・他, 2019)を用いて、K-NET, KiK-net, 気象庁, およびCEORKAの観測データを対象に、露頭地震基盤相当の基準サイトの地震動に対する各地点のHSAFを求めた。さらにHSAFだけでなく、観測上下動を用いて同じ基準サイト地震動に対する上下動増幅特性VSAFも求めた。その分離したHSAF・VSAFに基づいて、水平／上下スペクトル比(EHVR)を求め、Ito et al. (2021)の方法を拡張する形で、HSAFを直接推定する上下動補正関数(VACF)を提案した。

まず、主要なS波部分（マグニチュードに応じて5～15秒間）についてのみ切り出し、そのHSAFとVSAFを抽出した。それをsHSAF・sVSAFと表す。観測地震動のS波部スペクトルをFs\_ij（水平動）・Gs\_ij（上下動）とし、その震源スペクトルをSs\_i、伝播経路特性をPs\_ijとすると、後者の2つは共通なので

$$sHSAF = \langle Fs\_ij / (Ss\_i * Ps\_ij) \rangle \quad (1)$$

$$sVSAF = \langle Gs\_ij / (Ss\_i * Ps\_ij) \rangle \quad (2)$$

と表すことができる。ここで $\langle \rangle$ は平均操作を表す。またこのS波部の水平／上下スペクトル比sEHVRは

$$sEHVR = \langle Fs\_ij / Gs\_ij \rangle \quad (3)$$

と得られるので結局

$$sHSAF = sEHVR * sVSAF \quad (4)$$

となる。このsVSAFの平均値が補正関数sVACFである。ここまでは既にIto et al. (2021)に示された通りである。

次に、全く同様にS波到達以降の全継続時間（以下「S波部」に対応させて「全波」と呼びwを前に付ける）のHSAFとVSAF（wHSAFとwVSAF）を求める。その際、重要なことは震源特性と伝播経路特性はそのままS波部のものを参照することである。すなわち観測地震動の全波スペクトルをFw\_ij（水平動）・Gw\_ij（上下動）とすると

$$wHSAF = \langle Fw\_ij / (Ss\_i * Ps\_ij) \rangle \quad (5)$$

$$wVSAF = \langle Gw\_ij / (Ss\_i * Ps\_ij) \rangle \quad (6)$$

が得られ、全波の水平／上下スペクトル比wEHVRは

$$wEHVR = \langle Fw\_ij / Gw\_ij \rangle \quad (7)$$

と得られる。S波部と同様に

$$wHSAF = wEHVR * wVSAF \quad (8)$$

となるのでwVSAFの平均値が全波用の補正関数wVACFに相当する。ここでS波部に対して分離解析をしたのと同様に全波に対して独立した分離解析をしないでS波部から求めた震源スペクトルと伝播経路特性を使う理由は、概念として、基盤が露頭している盆地端部まではS波として伝播し、そこで盆地生成表面波に変換された波動の寄与がS波部サイト特性に追加的増幅として付加されると考えたからに他ならない。伝播経路間のS波の散乱によって基盤入射波の後続動を形成したS-Coda波は、理論的にS波あるいはP波の増幅特性で増幅し、sHSAF・sVSAFに一致するので全波サイト特性との差の原因とはなり得ない。

以上の2つの時間区間の分離サイト特性を比較したところ、wHSAFとwVSAFは、2Hz以下の低周波数領域において、盆地生成表面波の寄与により、sHSAF・sVSAFに比べてはるかに大きい（3倍から10倍の）付加的増幅を示すことがわかった。全波サイト特性とS波部サイト特性の比WSRを水平成分・上下成分について

$$WSRh = wHSAF / sHSAF \quad (9)$$

$$WSR_v = wVSAF / sVSAF \quad (10)$$

のように求めると、水平動から求めたWSR<sub>h</sub>も上下動から求めたWSR<sub>v</sub>も非常によく一致しており、ほぼ1 : 1の関係にあることがわかった。全2593地点の平均値を求めると、0.3Hzで最大値2.5倍を取り、1Hzで2倍、3Hzで1.5倍となる滑らかな関数が得られた。標準偏差は約倍／半分である。このことは、WSRが盆地生成表面波の寄与を含んだ全波サイト特性をS波やP波の増幅特性によって規準化したものであることを考えると驚くべきことである。

上記のことから、EHVRの全波とS波部の比、すなわちWSR<sub>h/v</sub>を求めればほぼ1になることが期待される。求めてみると0.3Hzで1.0、1Hzで0.8、3Hzで0.7となり、広い周波数範囲で1.5倍／0.7倍の範囲に収まった。これは過去EHVRを求める際に、地震動の継続時間に対して注意を払って来ずとも安定して求められてきたことと符合する。しかし、このことは同時に式(8)で得られるwVSAFの平均値を用いないと正しいwHSAFが得られないことを意味する。そこで本研究では全波の水平動サイト特性を全波の水平上下比から簡便に求めるための新しいVACF、すなわちwVACFを提案した。それはすなわち

$$wVACF = sVACF * WSR_v \quad (11)$$

で求められる。直接的に式(8)に示されたwVSAFの平均値から求めるよりも式(11)から求めた方が安定性が高かった。その妥当性を検証した事例をFig.1に示した。

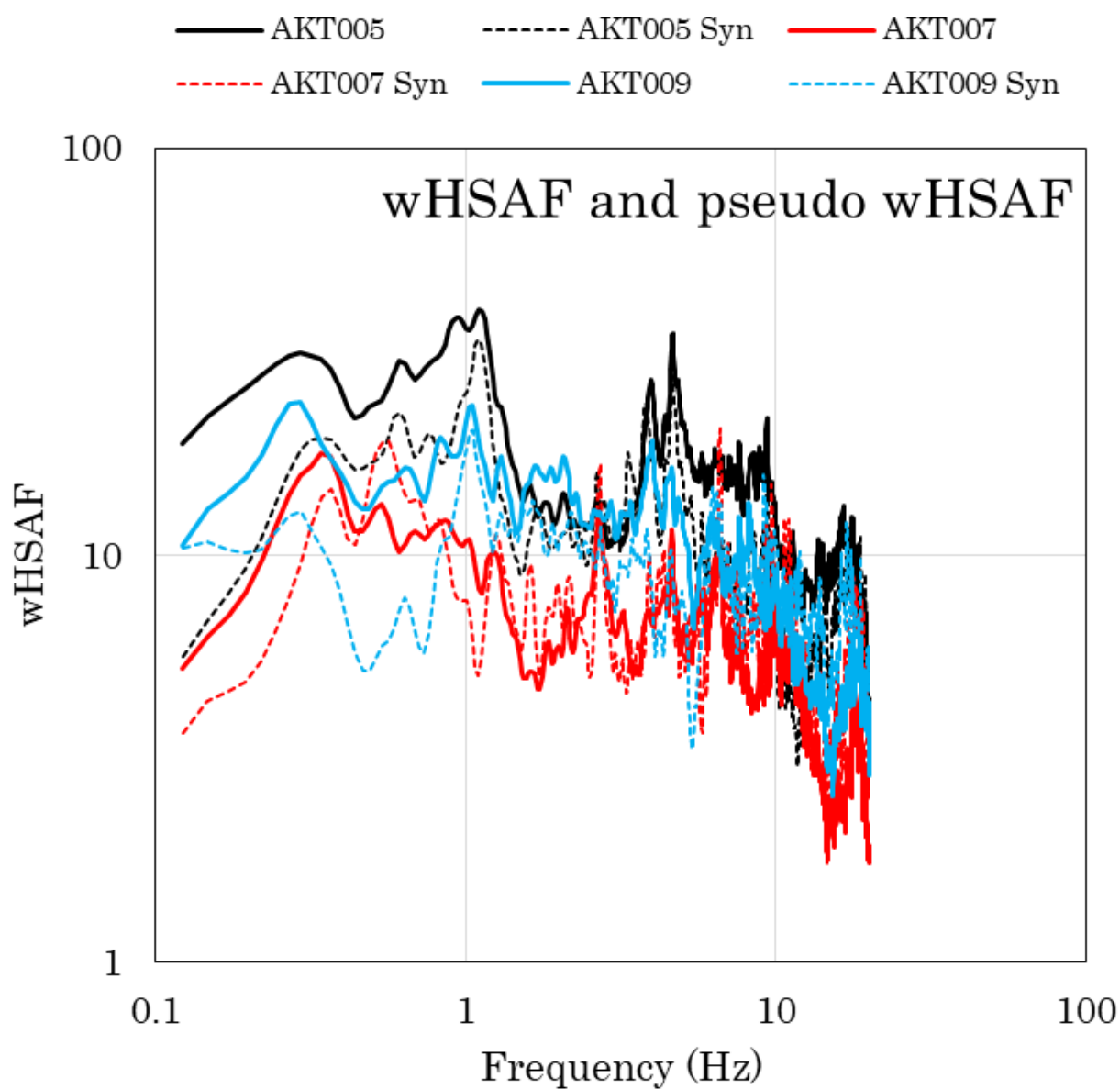


Fig.1 Examples of the comparison between observed wHSAF (solid) and synthetic pseudo-wHSAF= $wEHVR \cdot sVACF \cdot WSR_v$  (dotted).

Room A | Regular session : S19. Seismology, general contribution

📅 Thu. Oct 14, 2021 10:00 AM - 10:30 AM JST | Thu. Oct 14, 2021 1:00 AM - 1:30 AM UTC | 🏠 ROOM A  
ROOM A

**AM-1**

chairperson: Masumi Yamada (Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S19-01] Characteristics of earthquake swarm activity in central Nagano prefecture as seen from the time variation of background seismic activity estimated by the point process model

○Takao KUMAZAWA<sup>1</sup>, Yosihiko Ogata<sup>2</sup> (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. The Institute of Statistical Mathematics)

---

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

[S19-02] Estimation of the source of the explosive sound on April 26, 2021 in Hokkaido, Japan

○Masumi YAMADA<sup>1</sup> (1. DPRI Kyoto University)

## Characteristics of earthquake swarm activity in central Nagano prefecture as seen from the time variation of background seismic activity estimated by the point process model

\*Takao KUMAZAWA<sup>1</sup>, Yoshihiko Ogata<sup>2</sup>

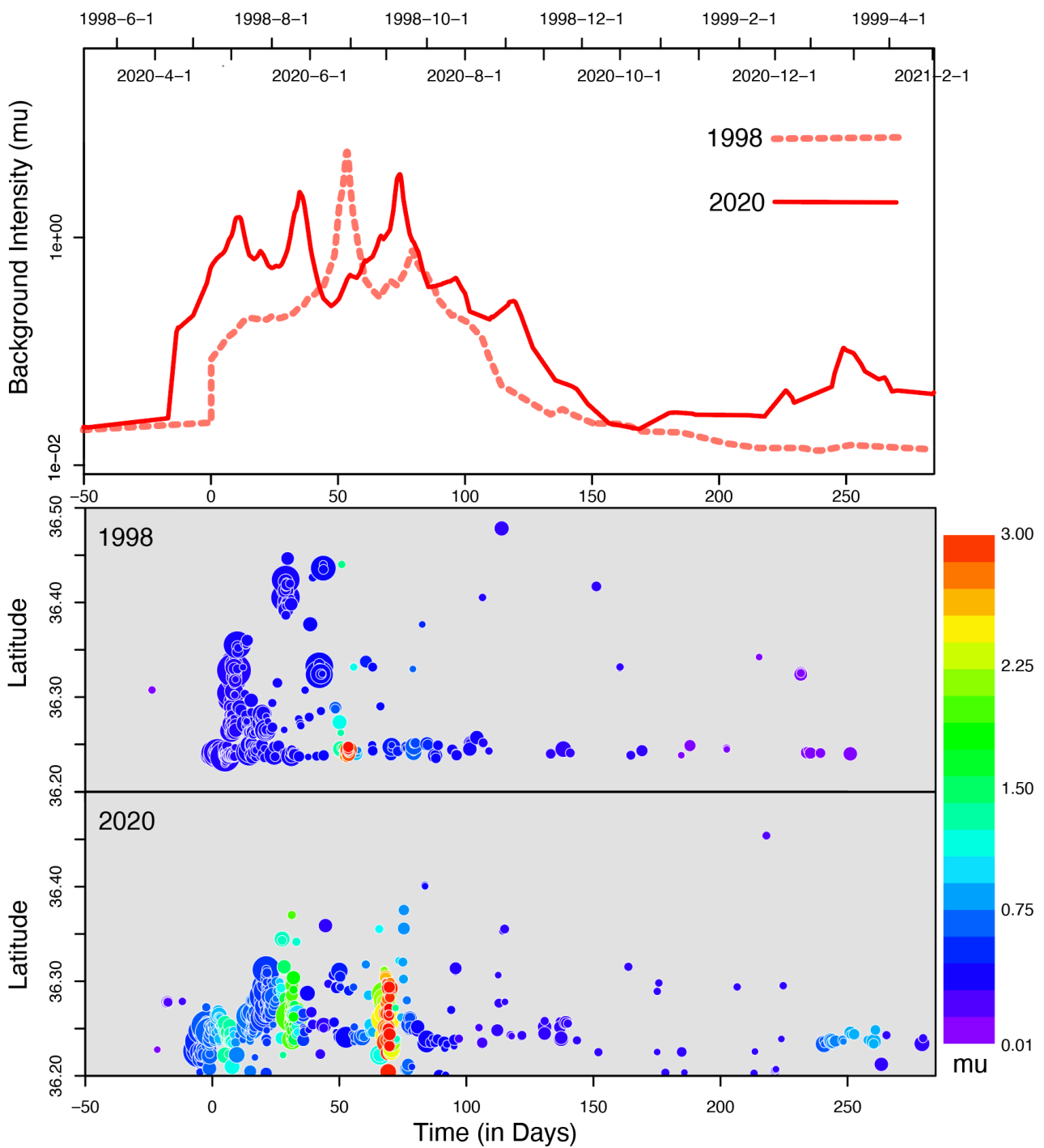
1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. The Institute of Statistical Mathematics

地震時系列データからは様々な統計量を抽出できるが、中でも背景地震活動強度は地震活動の予測の観点からも重要な意味を持つ。我々の研究ではETASモデルの背景地震活動度の時間変動をベイズ法で推定する点過程モデルを用い、長野県中部の群発地震活動に適用して、その地震活動の特徴を調べた。

1998年8月から長野県中部・上高地において始まった群発地震活動は10月にかけて長野・岐阜県境付近を北上しつつ活動域が拡大して多くの地震が観測された。その活動の時空間分布、マグニチュード分布、メカニズム、 $b$ 値などが予知連会報で報告されている。2020年の活動は7月から始まり同地域の南部で起きた。

2020年の群発地震も1998年の場合と同様に、地震のメカニズムはストレス場を反映した、北西－南東方向を圧縮軸に持つ、横ずれ断層型が多いが、これらは飛騨山脈（北アルプス）に連なる火山地帯の付近の群発地震なので、熱水やマグマ流体の移動や間隙圧の拡散に関連していることも考えられる。これらの群発地震は時空間的には両期間とも初期には南端地域から北に推移している。1998年の群発活動はより浅い方向への広がりも見えるが、これは北方にも延びたためである。

背景地震活動度の時間方向への推移は、1998年では群発開始後50日頃に背景活動度が常時より数十倍～数百倍のピークに達している。これは南端領域で深部に活動が集中しているが、これらは全てM3.5以下の小地震である。2020年には同様なピークが3度あった。深さ方向には広く分布している。2020年末からの背景活動度の増加も見られたが、小さな活動で収まった。



( 上段 ) 背景地震活動度 (mu) の時間変化 . 赤点線は 1998 年、赤実線は 2020 年の活動時 .

( 中下段 ) 地震活動の時空間分布 .

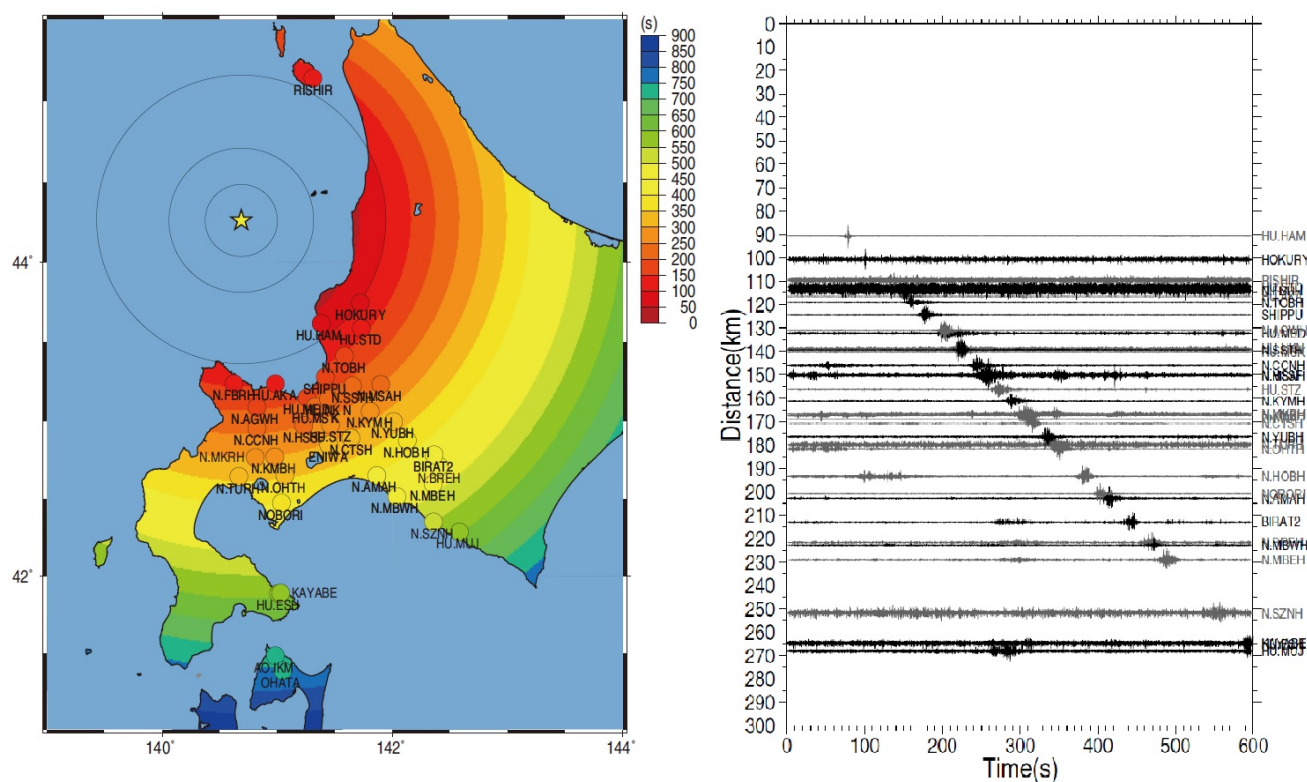
半径はマグニチュード、色は対応する時刻の背景地震活動度に対応する .

# Estimation of the source of the explosive sound on April 26, 2021 in Hokkaido, Japan

\*Masumi YAMADA<sup>1</sup>

1. DPRI Kyoto University

An explosive sound was heard over a wide area of Sapporo city, Hokkaido, Japan on April 26, 2021. It was accompanied by minor shaking and was considered likely to be a sonic boom produced by a fireball. However, no luminous phenomenon was observed. We analyzed seismic data to identify the source of the sonic boom, and estimated the trajectory of the object from the associated signal arrival times. The source was located approximately 100 km off the west coast of Hokkaido, at an altitude of 50 km. The elevation angle was higher than 66 degrees and the estimated velocity was higher than that of a fighter plane. We compared trajectory models estimated from optical and seismic observations for past sonic boom events, and they were found to be in good agreement. Although our trajectory model is simplified and assumes that sound and the fireball have a constant speed, the model is highly accurate. The results show that seismic data can be used to estimate the trajectory of objects producing sonic booms, even when visual observations are unavailable.



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

📅 Thu. Oct 14, 2021 11:00 AM - 12:15 PM JST | Thu. Oct 14, 2021 2:00 AM - 3:15 AM UTC | 🏠 ROOM A

**AM-2**

chairperson: Eri Ito (Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University), Nobuyuki Morikawa (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S15-01] Non-recorded Strong Impulsive Vertical Seismic Waves - Part 3 -  
- Powerful seismic difficult waves to record by a seismograph -

○ Hiroshi MAEHARA<sup>1</sup> (1. Geosystem Research Institute)

---

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

[S15-02] Expansion of Ground Motion Prediction Equation Based on Prototype Strong-Motion Database

○ Nobuyuki MORIKAWA<sup>1</sup>, Hiroyuki Fujiwara<sup>1</sup>, Asako Iwaki<sup>1</sup>, Takahiro Maeda<sup>1</sup> (1. NIED)

---

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

[S15-03] An attenuation model of strong motions considering transmission coefficient of S-waves in the layered structure

○ Tomonori IKEURA<sup>1</sup> (1. Kajima Technical Research Institute)

---

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

[S15-04] Characteristics of sPL and PL phase: Applicability to real-time source depth estimation

○ Keishi OSUGA<sup>1</sup>, Takashi Furumura<sup>1</sup> (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

---

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

[S15-05] High-Resolution Immediate Fault Slip Estimation of Large Earthquakes Using Seismic Backpropagation

○ Yugo SHIBATA<sup>1</sup>, Takashi Furumura<sup>1</sup>, Takuto Maeda<sup>2</sup> (1. Earth Research Institute, the University of Tokyo, 2. Hirosaki University)

## Non-recorded Strong Impulsive Vertical Seismic Waves - Part 3 - - Powerful seismic difficult waves to record by a seismograph -

\*Hiroshi MAEHARA<sup>1</sup>

1. Geosystem Research Institute

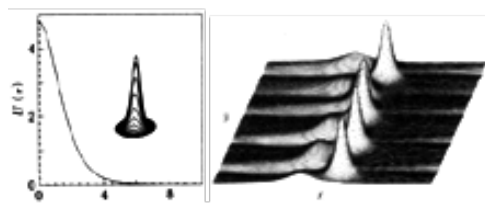
地震計でこれまで正確に観測できていない、強烈な衝撃的鉛直地震波動が働き、構造物に多大な被害を起こしたことが、土木学会関西支部の調査研究委員会活動で明らかになり、その報告書を一昨年春に同支部より公開しました<sup>1></sup>。この報告書では橋脚の被害事例を中心に、100年余りに作られた海震の震度階表<ルドルフの表,1898年-10段階、シーベルグの表,1923年-6段階>と、船舶工学者から指摘の語句"海震で船舶が損壊する時の地震波は、疎密波である事は常識である"を交え、問題の波とその被害の存在を説明しています。その後、耐震基準にこの問題の波が考慮されていない欠陥の改善を目指し、この研究成果に関する発表や広報活動を進めているが<sup>2></sup>、この問題の波が地震計で観測できていないため、この現象の理解が進展しにくい状況があります。そこで今年は、なぜ地震計で観測できていないのかの課題に焦点を当てることにしました。この問題の波は通常地震波とは異なり、1.高周波、2.局在波、3.威力波である3種類の性質を持つため、従来の地震計では観測できない訳です。しかし、この点の理解も広まっていないので、3種類の性質に視点を置き3回に分けて発表することにしました<土木-関西、土木-全国、地震-秋季>。本稿はこのシリーズの<その3>で副題を“地震計で捉え難い威力波”としています。

問題の強烈な衝撃的鉛直地震波動はどのような波かは、まだ正確には観測できていないのと、発生状態に多様性を持つことや、その発生原因が未解明なこともこの波の状態を理解し難くしています。最近になり重要な資料の確認ができ、その資料の要点を急遽、今年地盤工学会の第56回発表会<7.13>で先に紹介しました。そこでは発生原因について説明していませんが、地殻ブロックの動きを予想する資料が別途得られていたので、地殻ブロックの動きに伴う境界部の圧力変化が物質の相変化を促し、それが問題の波の発生原因と考えれば、多様な発生形態や前述の3種類の特性を持つことも説明できるようになると考えられます<sup>2></sup>。

こうした展望を背景に、本稿では“地震計で捉え難い威力波”として以下に3番目の論点を述べます。

次頁の図1.a,は単独で生じる衝撃的鉛直地震波のイメージで、それが連成した場合が図1.b,です。釣鐘型をしていますが、頭部が平坦な場合で、さらに断面が長円や長楕円形の場合も予想されます。図2は岩<約5tf>が跳出した写真<長野県西部地震>で、図3は石碑<約3tf>が慰霊碑の台上から5.8m程跳ばされた写真<熊本地震>です。広域地震観測網の観測点では、地面に埋め込まれた長さ1mで80cm角のコンクリート台<約1.5tf>の上に地震計が装着されています。問題の地震波は5tfや3tfの物体を簡単に跳び出さず威力を持ちますので、観測台<約1.5tf>は簡単に浮き上がることが予想されます。図4<地表、熊本地震>、図5<胆振東部地震>および図6.a,<岩手・宮城内陸地震>に示すUD波形は、突き上げ加速度が1400gal程度以上になると、波形の上向きと下向きで極端な非対称な形が記録されることを示します。すなわち観測台が突上げられて周面摩擦抵抗が働き、浮き上がる状態の加速度と、下向き加速度<1 G相当>の状態を反映していると見られます。この傾向は図7.a,b,のクリスチャーチ地震<余震, 2011>の記録にも顕著に見られます。周面摩擦を考慮すると1.5G以上の上向き加速度の威力を持つ地震波が作用すると、観測台が浮き、正確な地震波動は観測できなくなることを意味します。

また、図4<益城>、図6.b,c,<東成瀬>の地上と地中の記録を見ると、地表での最大加速度時に対応する波は地中の記録に見られません。すなわち地中では素通りした波が観測台を動かす状況が、記録されたことを表しています。地震計による地震波の観測は、地震学の発展だけでなく、国家的な課題の重要施設の耐震および安全対策の根幹に係る観測ですので、このような欠陥は早急に改善しなくてはなりません。



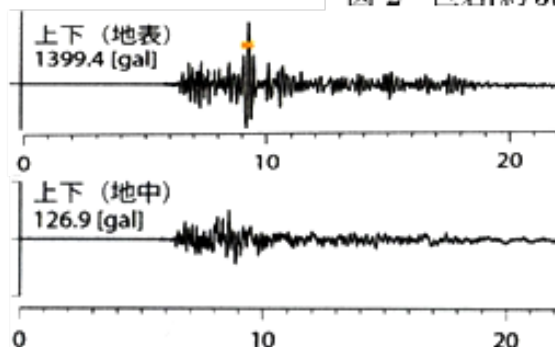
(a)切断図と立体図 (b)連成する波  
図 1 釣鐘型孤立波の例 (リト)



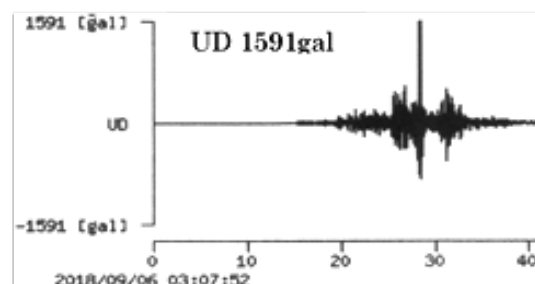
長野県西部地震 (1984, M6.8)  
図 2 巨岩【約 5tf】の跳出し



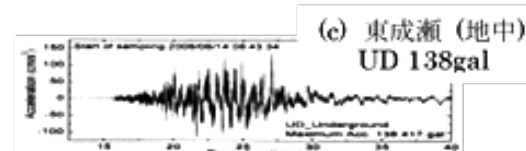
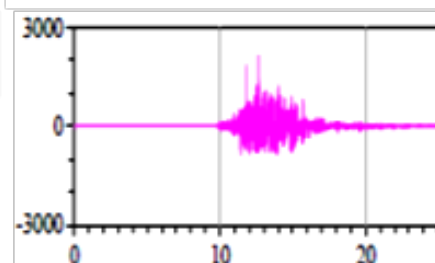
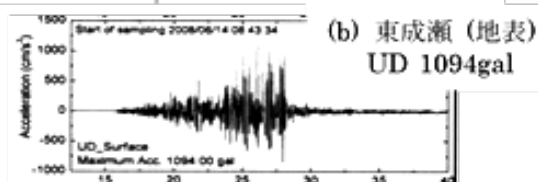
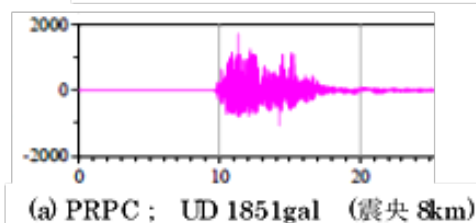
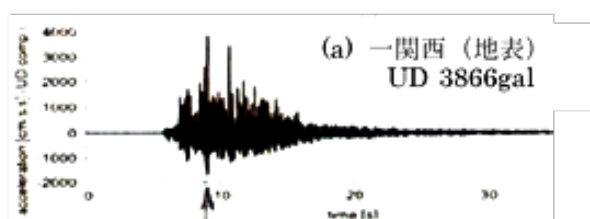
熊本地震 (2016, M6.5, M7.3),  
石碑【約 3tf】は 5.8m 程飛翔  
図 3 慰霊塔施設 飛散状況



熊本地震 (前震, 2016.4.14, M6.5)  
図 4 KiK-net 益城の UD 波形



胆振東部地震 (2018, M6.7)  
図 5 K-NET 追分の UD 波形



Christchurch 地震【逆断層+右横スレ】  
(余震 2011.2.21, M6.3, D5km)  
図 7 上下動波形の代表例

岩手・宮城内陸地震 (2008, M7.2)  
図 6 一関西と東成瀬の UD 波形

#### 参考文献

- 1) 土木学会関西支部, 都市直下地震での鉛直方向の免震構造に関する調査研究委員会報告書, 平成 31 年 3 月.  
[https://www.jsce-kansai.net/wp-content/uploads/2019/06/chosa\\_chokka\\_2017-2018.pdf](https://www.jsce-kansai.net/wp-content/uploads/2019/06/chosa_chokka_2017-2018.pdf)
- 2) 前原博: 海震と強烈な衝撃的鉛直地震動に関する考察, 一新しい地震観の構築に向けてー, 日本船長協会【船長】第 138 号, p48-86, 2021.1.

# Expansion of Ground Motion Prediction Equation Based on Prototype Strong-Motion Database

\*Nobuyuki MORIKAWA<sup>1</sup>, Hiroyuki Fujiwara<sup>1</sup>, Asako Iwaki<sup>1</sup>, Takahiro Maeda<sup>1</sup>

## 1. NIED

観測記録に基づく地震動予測式（以下、GMPE）については、観測記録の蓄積とともに多くの研究が行われるようになり、近年では機械学習などにより式の形が明確でない地震動予測モデル（GMM）の構築も行われつつある。日本においても、様々な目的に応じてそれぞれの研究者（グループ）によりGMPEやGMMが提案されているが、強震動予測に用いるという観点から、ほとんどがモーメントマグニチュード（以下、Mw）5程度以上の地震が対象となっている。

我々は、これまでに日本全国を対象とした地震ハザード評価に適用することを目的としたGMPEを構築してきた。さらに、K-NETおよびKiK-net観測記録に関して、気象庁、F-netおよびSRCMOD（Mai and Thingbaijam, 2014）による震源パラメータ、観測点のPS検層データおよび地震ハザードステーションJ-SHISの地下構造モデルと紐づけた新たな強震動データベース試作版を構築し（森川・他, 2020；JpGU）、さらに既往のGMPE（MF13; 司・翠川, 1999）に対する残差のデータベースも作成してきた（森川・他, 2020；2020年度秋季大会）。データベースは100万を超える記録（注：3成分で1記録、KiK-netの地表と地中は別記録としている）から成るが、日本の多くのGMPEの適用範囲となっているMw5.0以上、断層最短距離200km以内の記録の数は約1/7にすぎない。しかしながら、観測点ごとの揺れやすさや限定した地域内での地震動の減衰特性をより精度よく評価するためには、規模の小さい地震や遠距離など振幅が小さいながらも多数存在する観測記録を活用することが有効である。

本検討では、この「残差データ」を用いて、Morikawa and Fujiwara (2013) の GMPE について小振幅域まで適用できる拡張を行う。具体的には規模の小さな地震（Mw3.5以上）および遠距離（断層最短距離500km以内）に適用できる補正項を求める。また、重要構造物等を対象とした強震動予測において必要とされてきている上下動についても、水平動に対する「残差データ」を用いて水平動に対する比のGMPEとあわせて同様の補正項を導出する。なお、本検討では、地表の観測記録のみを用い、KiK-netの地中記録は用いていない。

Mw5.5未満の規模の小さな地震については、Mwの二次式でモデル化されている元の式に対して、Mwの一次式のモデルに変化するようにモデル化する。ただし、周期2秒程度以上の長周期成分では、Mw4.0程度とそれ未満で残差の傾向が変わる様子が見られ、観測記録にノイズが含まれている影響を受けているようである。断層最短距離200km超については、森川・他（2003）と同様の補正を行う。このとき、地震タイプ（地殻内地震、海溝型プレート間地震、海溝型プレート内地震）による違いはほとんど見られなかった。なお、長周期成分では遠方の補正に関する効果が小さい。上下動については、Morikawa and Fujiwara (2013) の適用範囲においてはおおむね定数の補正項として表されることが確認された。一方で、今回の検討対象となる拡張領域に対しては、水平動（RotD100）に対して求められる係数と若干の違いが見られた。

今後、小振幅データにおける長周期成分のデータの扱いや海溝型プレート間地震とプレート（スラブ）内地震の分類に関するデータベースの改修を行うとともに、観測点ごとの揺れやすさである「サイト係数」の導出、ばらつきの分布形状についての検討を進める予定である。

# An attenuation model of strong motions considering transmission coefficient of S-waves in the layered structur

\*Tomonori IKEURA<sup>1</sup>

1. Kajima Technical Research Institute

【1. はじめに】内陸地震の震源近傍では震源から放射されそのまま上昇伝播して観測点に到達する直達S波が最大の入射成分となる可能性がある。ただし、直達S波は、三次元の幾何減衰効果、Q値減衰効果の他に成層構造中の透過率の影響により震源深さ $h$ の数倍程度以上の震央距離 $\Delta$ で消失する。実際に、直達SH波の透過率は、例えば我が国の陸域の平均的な速度構造モデルであるJMA2001[上野他(2002)]では、 $\Delta=3h\sim4h$ 付近で0となる[池浦(2019)]。一方、この付近から遠方では、直達S波以外の、震源から様々な射出角で放射され反射・屈折・散乱を経て観測点に到達したS波群のみで地震動が構成され、強震動の主体となる波動成分は距離レンジで異なる。そこで、本研究では直達S波とそれ以外の間接的なS波群の距離減衰特性の違いを考慮して地震動の距離減衰モデルを設定し、近畿～中国地方における内陸地震の地震動への適用を試みた。

【2. 内陸地震による地震動の距離減衰モデル】震源距離 $r$ における周波数 $f$ の地震動振幅 $A(f)$ を直達S波の振幅 $DS(f)$ と間接的なS波群の振幅 $IS(f)$ のベクトル和で表し、 $DS(f)$ と $IS(f)$ をそれぞれ以下のように表す。

$$\cdot A(f) = \{DS^2(f) + IS^2(f)\}^{0.5} \cdots (1)$$

$$\cdot DS(f) = S(f) \times r^{-1} \text{CTR}(h, \Delta) \exp[-b_{DS}(f)r] \times G(f) \cdots (2)$$

$$\cdot IS(f) = S(f) \text{CIS} \times r^{-0.5} \exp[-b_{IS}(f)r] \times G(f) \cdots (3)$$

ただし、 $S(f)$ と $G(f)$ はそれぞれ震源特性とサイト特性、 $\text{CTR}(h, \Delta)$ はJMA2001を仮定した場合の直達S波の透過率、 $\text{CIS}$ は間接的なS波群の生成効率、 $b_{DS}(f)$ と $b_{IS}(f)$ はそれぞれ直達S波と間接的なS波群のQ値効果による距離減衰係数である。

なお、(3)式で表される間接的なS波群としては、震源から様々な射出角で放出され地殻内にトラップされて伝播する様々なS波成分の混在状態を想定している。その場合、波動エネルギーの拡散は三次元的な実体波よりもむしろ二次元的な表面波に近づくので幾何減衰効果を $r^{-0.5}$ とした。また、そのQ値減衰効果も直達S波とは区別して距離減衰係数 $b_{IS}(f)$ を考えた。さらに、そういったS波群の起源となる震源特性は明らかでないため、震源スペクトルに乗じる係数としてS波群の生成効率 $\text{CIS}$ を設けた。

以上のモデルを観測データに当てはめる際には、個々の観測地震動を各々の地点の相対サイトファクターで割り算して得られる基盤換算地震動[例えば、池浦(2018)]を用いることで、 $G(f)$ を未知数から除外することができる。その場合、残る未知数は各地震の震源特性 $S(f)$ とS波群の生成効率 $\text{CIS}$ 、および直達S波と間接的なS波群の距離減衰係数 $b_{DS}(f)$ 、 $b_{IS}(f)$ である。これらの推定は、対数をとって線形化する方法が適用できず、非線形最適化問題となる。ここでは微分を用いない共役勾配法(PARTAN)[コワリック・オズボーン(1970)]を適用する。

【3. 近畿～中国地方の6地震への適用結果】本研究では、近畿～中国地方の内陸地震の基盤換算地震動[池浦(2018)]を用いて上記のモデルの有効性を調べることにし、表1の地震の $\Delta \leq 10h$ の地点を対象に上記の距離減衰モデルを当てはめた。震央と観測地点の分布は図1のとおりである。また、上記のモデルを当てはめた結果を検討するにあたり、従来法による結果として、同じデータで地震層別回帰分析を行い、震源特性の地震項と距離減衰係数を参照することとした。

まず、地震項から#6) 2018/06/18大阪府北部の地震(M6.1)を基準とした各地震の震源スペクトル比を求め、従来法の結果(LSQ)と比較して図2に示す。小規模地震の低周波数側でやや違いが見られるものの従来法とほぼ同じ結果が得られている。また、図3では距離減衰項から一律にS波速度3.5kmを仮定して求めたQ値を比較している。これによると、従来法のQ値( $Q_{LSQ}$ )は1.3Hzで発散気味であり、同じ周波数で直達S波のQ値( $Q_{DS}$ )は発散している。しかし、それを除けば、Q値の大小関係は、概ね従来法( $Q_{LSQ}$ ) > 間接的なS波群( $Q_{IS}$ ) > 直達S波( $Q_{DS}$ )である。図4はS波群の生成効率 $\text{CIS}$ の評価結果であり、全周波数帯域で0.1をやや下回る程度の結果であるが、数値としては、地震項とのトレードオフがあるため、決定精度に課題を残している。図5では、全データにわたって求めた誤差の対数標準偏差 $\sigma$ につき、その倍率 $\exp[\sigma]$ で従来法による結果

と比較している。本検討のモデル（DS+IS）による誤差のばらつきは、従来法（LSQ）のそれと大差ない。最後に図6では震源距離30km以内のデータで観測／計算の倍率を比較した。本研究のモデル（DS+IS）はばらつきの幅は従来法（LSQ）と大差ないものの、平均値が全帯域で概ね1倍であり、従来法に比べて良い推定となっている。

【4. まとめ】直達S波と間接的なS波群について異なる距離減衰特性を仮定し、両者の和で観測地震動を説明する距離減衰モデルを設定した。また、それを近畿～中国地方の内陸地震に適用し、震源近傍における地震動の再現性が従来法に比べて向上する結果を得た。今後も改良を加えつつ、他地域での検討を試みる。

【参考文献】池浦(2018)日本地震工学シンポジウム，池浦(2019)日本地震学会2019年秋季大会，コワリック・オズボーン(1970)非線形最適化問題（培風館），上野他(2002)験震時報。

表 1 地震諸元

|    | Date       | Origin Time | North Lat.<br>(degN) | East Long.<br>(degE) | Depth<br>(km) | M <sub>JMA</sub> |
|----|------------|-------------|----------------------|----------------------|---------------|------------------|
| #1 | 2001/01/12 | 08:00:04.25 | 35.4660              | 134.4900             | 10.59         | 5.6              |
| #2 | 2001/08/25 | 22:21:25.12 | 35.1518              | 135.6600             | 8.18          | 5.4              |
| #3 | 2011/07/05 | 19:18:43.44 | 33.9905              | 135.2342             | 7.33          | 5.5              |
| #4 | 2013/04/13 | 05:33:17.75 | 34.4188              | 134.8290             | 14.85         | 6.3              |
| #5 | 2016/10/21 | 14:07:22.57 | 35.3805              | 133.8562             | 10.61         | 6.6              |
| #6 | 2018/06/18 | 07:58:34.14 | 34.8443              | 135.6217             | 12.98         | 6.1              |

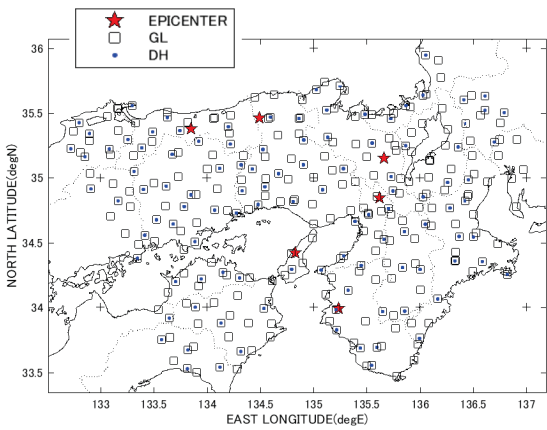


図 1 震央と観測地点の分布

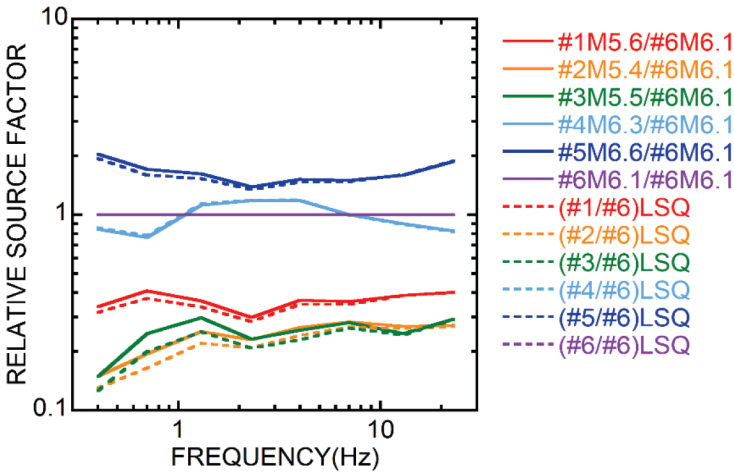


図 2 震源スペクトル比

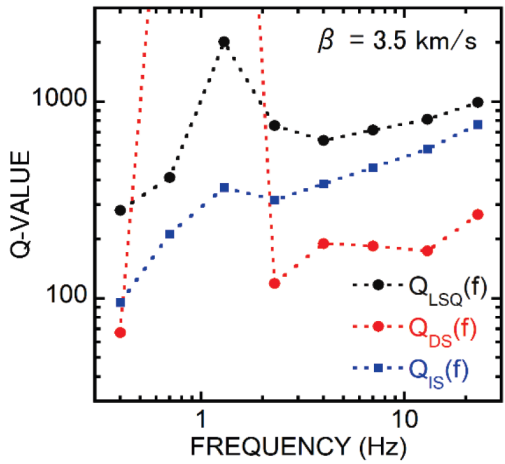


図 3 Q 値

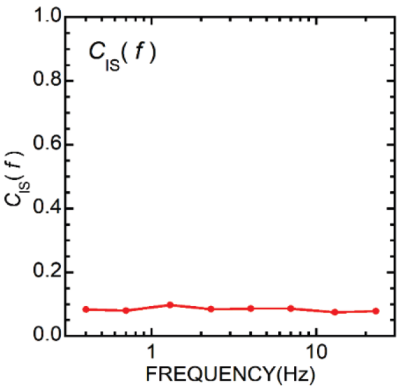


図 4 CIS

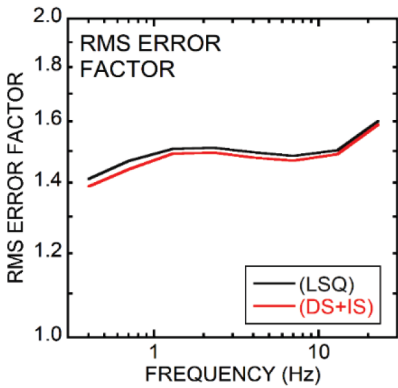


図 5 誤差の対数標準偏差の倍率

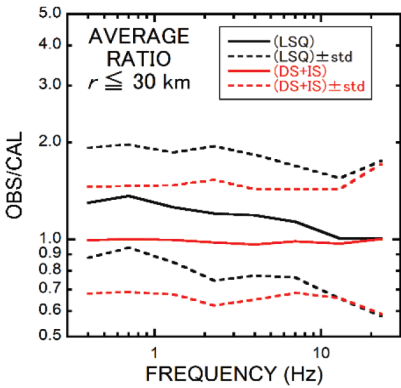


図 6 震源近傍の観測／計算の倍率

## Characteristics of sPL and PL phase: Applicability to real-time source depth estimation

\*Keishi OSUGA<sup>1</sup>, Takashi Furumura<sup>1</sup>

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

1. 近地地震波形に見られるsPLとPL相 地殻内または海域のプレート境界で発生する浅発地震において、P波とS波の間に周期数秒～数十秒の、やや長周期の相の発生が顕著に認められる。図1は、2005年11月15日に三陸沖のプレート境界で発生した、深さ14 km、M7.0の地震の、F-net強震観測記録のZ成分のレコードセクションである。震源距離300 km付近においてP波の直後に周期20秒程度の大振幅の相が見られる様子がわかる。この相は、伝播距離とともに震幅が急激に減衰し、震源距離600 km以遠では、より長周期（周期30～50秒）の相に置き換わる様子もわかる。これらの相は、いずれも弱い正分散性を示し、粒子軌跡がPrograde（反時計回り）することから、表面波に分類されるsPL波とPL波と判断できる（図2）。sPLとPL波は、浅い震源から放射されたS波が地表でsP変換し、あるいは震源から放射されたP波が地殻内を多重広角反射しながら伝播する過程で干渉により生成したものと解釈できる。sPLとPL波は、Leaking modeの波と解釈することができ（Oliver and Major, 1960）、伝播の過程で地表において強いPS変換を起こすために、エネルギーがマントルにLeakingすることで一般に距離減衰が大きい。しかし、地表下に低速度層（堆積層）が存在すると、PS変換効率が低下するために遠地までP波が保存されるため（Leakingが抑えられるため）、数百km以上にわたって大きな振幅を保つことができる（Furumura & Kennett, 2018）。なお、巨大地震の際に、遠地（震源距離1000～10000 km）において上部マントルを広角反射により伝わるP波が同様のメカニズムにより超長周期（100～1000秒）の相を形成するが、これはW-phase（Kanamori, 1993）として知られている。本研究では、近地地震波形に見られるsPLとPL波を用いて、震源メカニズム、特に震源の深さを早期推定することを目的として、sPLとPL波の生成メカニズムと波形の震源深さ依存性を、観測データ解析と地震波伝播シミュレーションにより検討した。

2. 地震波伝播シミュレーション 近地地震波形に顕著に見られたsPLとPL波の生成と伝播特性を確認するために、3次元差分法（OpenSWPC; Maeda et al., 2017）を用いて地震波伝播シミュレーションを行った。宮城県沖～東北日本にかけての2300 km × 2300 kmの領域（図1a）を1 kmの格子間隔で離散化し、JIVSM（Koketsu et al., 2012）に基づき堆積層、地殻、マントル、プレート構造を設定した。前述の2005年11月15日の宮城県沖の地震の震源は、GCMT解析結果に基づきパルス幅6秒の三角型の震源時間関数により点震源で近似した。図3に、地震発生から65秒、75秒、85秒後の北西-南東方向の2次元断面の波動場（赤がP波、緑がS波を表す）を示す。震源から放射されたP波が地殻内において広角反射をしながら先行し、震源から放射されたS波が地表に臨界角で入射して大振幅のsP変換波を生成したものがこれに後続する様子が分かる。地殻を伝わるP波は、伝播とともに地表でPS変換を起こしてマントルへとSエネルギーがleakingするため、P波の減衰が大きい。そして、伝播距離が500 kmを超えるとsPLの振幅は急激に弱まり、先行するPL波に続く長い波群を持つPL波へと置き換わる様子もわかる。PL波はsPLより長い周期30～50秒の卓越周期を持ち、1000 km以上遠地まで伝播する。

3. sPLとPL振幅の深さ依存性 表面波の一種であるsPL及びPL相の振幅は、震源の深さに敏感であると考えられる。また、地表でSP変換により生じるsPLは、震源深さを反映したdepth phaseとして震源決定に特に有効であると期待される（Chong et al., 2010; Bao et al., 2013; Kim et al., 2017）。震源の深さとsPL及びPL相の振幅、そしてP～S初動付近の波形変化を見るために、深さの異なる震源に対する地震波形の差分法シミュレーションを行った。震源は、先の地震と同様の45度の逆断層型の点震源を仮定し、深さ6 km～深さ100 kmまでの震源深さに対する震央距離430 km（図3a）と1080 km（図3b）でのZ成分速度波形について相反定理を用いて計算した。震源の深さを関数とするレコードセクションを見ると、深さとともにsPLの波形と振幅が大きく変化し、また、深さとともにP～S間の到着時刻が直線的に遅れる（深いほどP～sPL時間が長くなる）ことから、P～S間の波形全体を用いたCMTインバージョンは、震源深さの拘束に有効と期待できる。一方、PL波は、表面波（Rayleigh波）と同様に震源深さとともに振幅が急激に小さくなるが、その波形変化はsPLほど顕著ではない。しかし、P波直後に到着することや、表面波より振幅が小さく巨大地震でも記録が振り切れにくい特性を活かして、大地震の震源メカニズムの早期推定に

活用できると考えられる。近年、W-phaseによる大地震のCMT解析（e.g. Kanamori & Rivera, 2008）を、M6～7クラスの近地地震に適用する研究が進められており（引用）、これらの研究ではここで議論するsPLやPL波を含めた近地地震波形を解析対象としているものと考えられる。

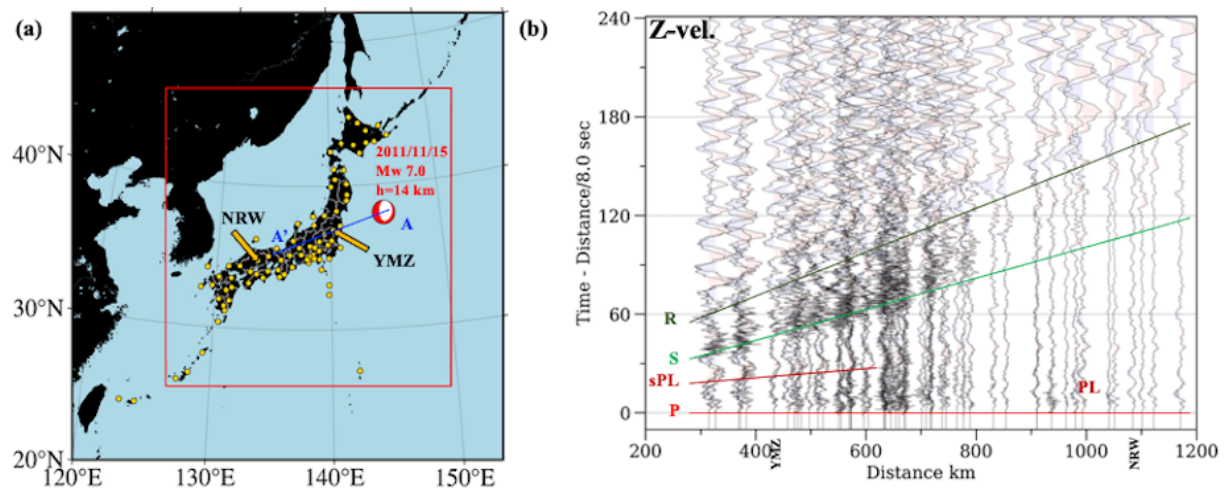


図1 (a) 2011年11月15日に発生した、三陸沖地震(M7.0, 深さ14 km)とF-net観測点、(b) F-netのZ成分のレコードセクション。3次元地震波伝播シミュレーションの範囲とスナップショット断面の側線を表す。

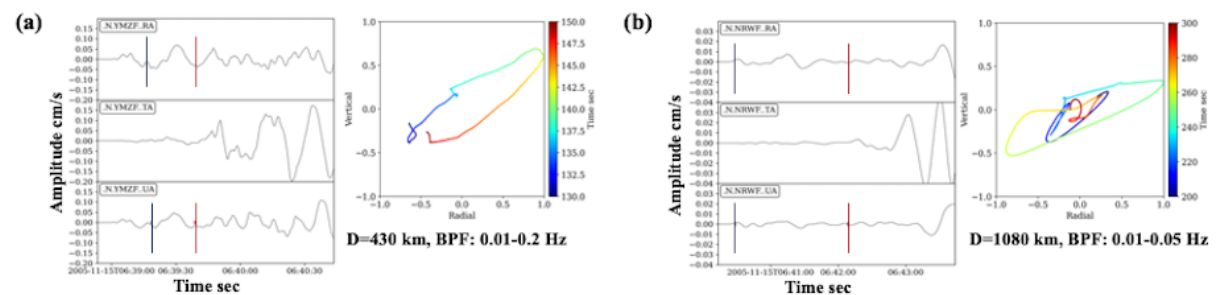


図2 (a) F-net YMZ (八戸) 観測点 (D=430 km) および、(b) F-net NRW (成羽) 観測点 (D=1080 km)での3成分速度波形および、sPLとPL波の粒子軌跡。

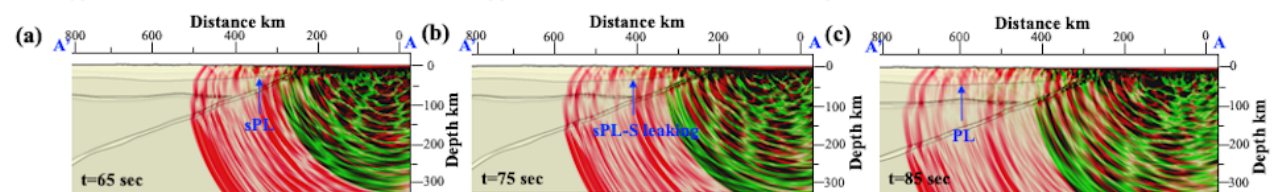


図3 3次元地震波伝播シミュレーションによる、北西-南東断面(図1a)の地震波伝播のスナップショット(赤はP波、緑はS波動場を表す)。地震発生から65秒、75秒、85秒後。

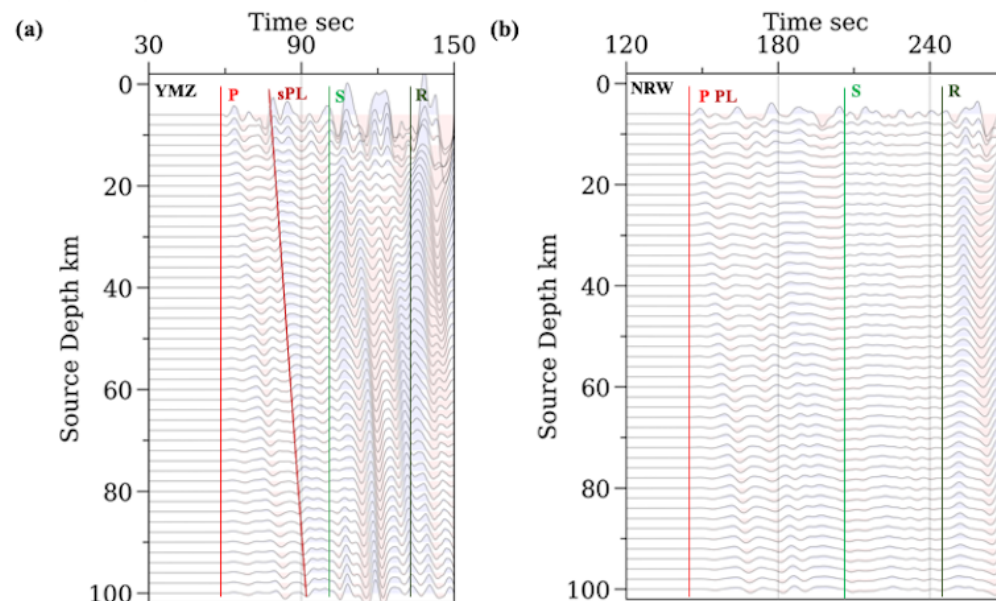


図4 震源の深さとZ成分速度波形。(a) 震源距離D=430 km、(b) D=1080 km。sPL波とPL波の最大振幅、及びS波の最大振幅の深さ変化を右に示す。

# High-Resolution Immediate Fault Slip Estimation of Large Earthquakes Using Seismic Backpropagation

\*Yugo SHIBATA<sup>1</sup>, Takashi Furumura<sup>1</sup>, Takuto Maeda<sup>2</sup>

1. Earth Research Institute, the University of Tokyo, 2. Hirosaki University

1. はじめに 我々はこれまで、高密度地震観測データを用いた大地震の震源断層すべりの即時推定に向けて、地震波逆伝播による震源イメージング (Time Reversal Imaging ; TRI) 手法の利用を数値実験及び KiK-net観測データを用いて検討を進めてきた (柴田・古村・前田, 2020 ; 2021)。TRIでは観測点から震源に向けて逆伝播させた波動場が、一旦アスペリティに収束した後に、再び広がる問題 (Fink et. al., 2001) があり、特に複数のアスペリティを持つ大地震の断層滑りイメージングにおいて問題となっていた。また、地震波の位相が時間振動するために、震源イメージングの結果も時間振動を伴い移動することもイメージングの解像度を下げる問題があった。これらの問題に対し、本研究では従来の弾性エネルギーを用いた震源イメージングに対してP波とS波エネルギーの積を用いたイメージング (Artman et. al., 2010) を用いることで、時間解像度を高めることを試みた。また、逆伝播に用いる地震波形のヒルベルト変換を用いた、時間分解能の向上可能性についても理論地震波形を用いた数値実験により検討した。

2. TRIの数値実験 (1) 理論地震波形の計算 数値実験に用いる理論地震波形データを、図1aで与えた断層すべりモデルに基づき、3次元差分法計算により準備した。計算では、中部日本の水平460.8 x 460.8 km、深さ57.6 kmの範囲に、堆積層、地殻、マントル、太平洋／フィリピン海プレートの速度・減衰構造を JIVSM (Koketsu et al., 2012) に基づき設定した。太平洋プレート上面に、120 x 60 km の断層面を設定し、3つのアスペリティを置いた。断層面は3 x 3の小断層に分割し、断層面中央の震源から2.8 km/sの破壊伝播速度で震源時間関数3秒、滑り量2.0 m (背景領域はそれぞれ8秒と0.1 m) に対応する地震波を放射させた。以上のモデルを用いて、領域内の271点のKiK-net、S-net観測点での理論地震波形を用意した (図1b)。(2) 震源断層滑りイメージング TRI計算では、時間を反転した130秒間の理論地震波形をKiK-netとS-net観測点から震源に向けて逆伝播させ、与えた断層すべりモデルの再現を試みた。このとき、地震波形には0.05–0.2 Hz のバンドパスフィルタをかけ、さらに観測点間の波動場を相関距離10 kmのガウス分布関数で補間して地表の全格子点から逆伝播させることで、スムーズな逆伝播波動場を合成した。震源断層滑りのイメージングは、3成分速度場の振幅から計算した弾性エネルギーの総和と、速度場の発散と回転から求めたPとS波動場のエネルギーの積 (PSエネルギー重合) の総和の二つを用いて行い、両者を比較した。図2は、TRI結果から求めた太平洋プレート上面全体の弾性エネルギー総和の時間変化、図3は、TRIは全時間にわたり太平洋プレート上面に集まったエネルギーの分布である。弾性エネルギーを用いたイメージング結果 (図2b) は、発震時にアスペリティに収束した地震波が時間を遡ってさらに伝播するためにイメージがぼやけるが、PSエネルギー重合を用いたイメージングでは、観測点から逆伝播したP波とS波が同着する地点と時刻にのみイメージングが行われるためこの問題が解消し、3つのアスペリティの解像度を高めることができた (図2a)。なお、DATRIにより得られた震源断層滑りイメージングでは、地震波の振幅が時間振動して $2\pi$  (絶対値を取る場合は $\pi$ ) の任意性があるために、イメージングの解像度を下げる問題があった。これは、地震波形に狭域のフィルタをかけた場合に特に問題となる。これを解決するために、本研究ではヒルベルト変換 ( $\pi/2$ だけ位相をずらした) 地震波形についてもイメージングに用い、位相ずれあり／なしの結果の2乗平均平方根 (RMS) を取ることで、時間振動の影響を取り除くことができた。この2つの技法の組み合わせにより今後実データでもイメージングを試みる。

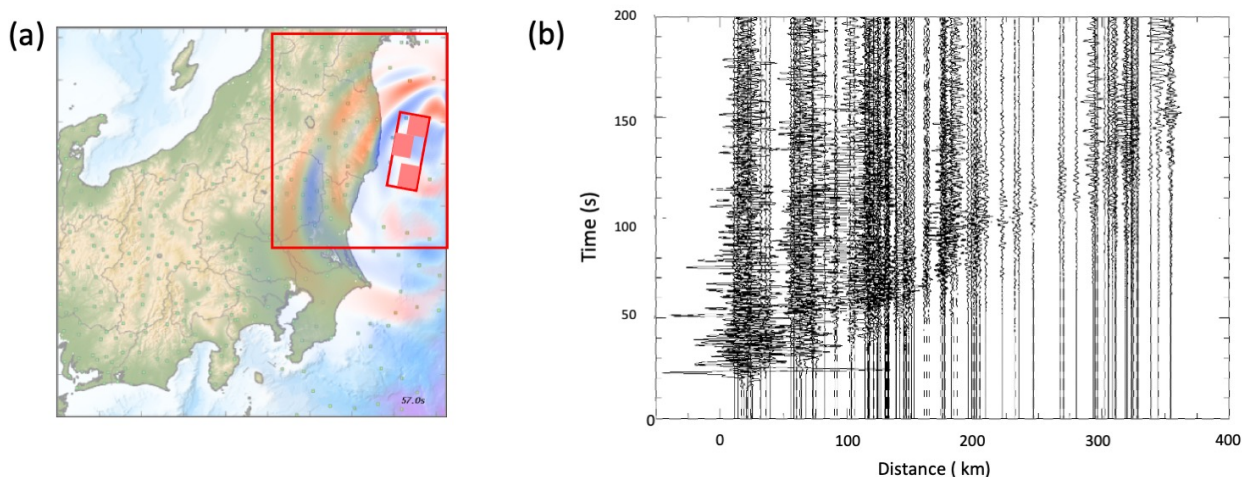


図1 (a) 計算領域と3つのアスペリティ（赤）を持つ断層滑りモデルの配置。  
(b) 計算から求められたKiK-net観測点での理論波形（NS成分速度波形）。

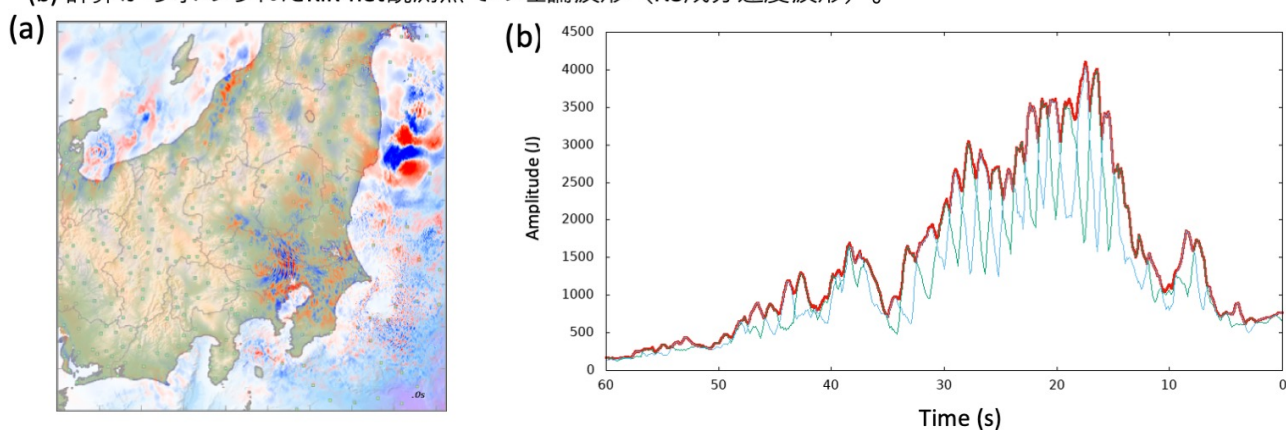


図2 (a) TRI計算における地表の地震波伝播のスナップショット。赤と青はNS, EW方向の揺れの強さを表す。  
(b) 太平洋プレート上面の弾性エネルギー最大値の時間変化（青線）、  
ヒルベルト変換を行った地震波形の逆伝播に用いた場合（緑線）、二つのRMSをとったもの（赤線）。

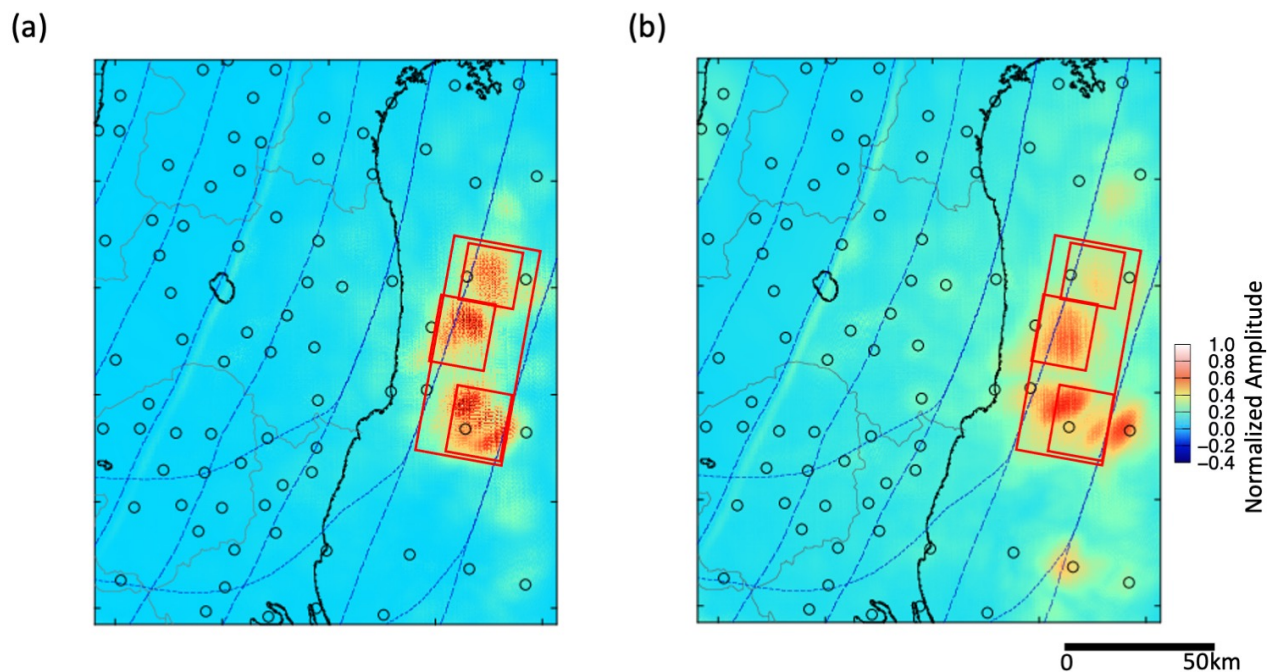


図3 TRI計算により得られた太平洋プレート上面での震源滑りイメージング結果（図1の赤枠の範囲を拡大）。  
(a) PSエネルギー重合を用いた場合。(b)弾性エネルギーを用いた場合。  
赤枠は、数値実験で与えた断層とアスペリティの位置を表す。白丸はKiK-netとS-net観測点を表す。

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

📅 Thu. Oct 14, 2021 1:30 PM - 3:00 PM JST | Thu. Oct 14, 2021 4:30 AM - 6:00 AM UTC | 🏠 ROOM A

**PM-1**

chairperson: Atsushi Nozu (Port and Airport Research Institute), Shohei Yoshida (Ohsaki Research Institute, Inc.)

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

[S15-06] Evaluation of ground motion by kinematic source model considering dynamic rupture process of branch fault for 1896 Rikuu earthquake

○Shuji KUMAGAI<sup>1</sup>, Hiroaki MATSUKAWA<sup>2</sup>, Yuta MITSUHASHI<sup>2</sup>, Yusuke SAIJO<sup>2</sup> (1. Tohoku Electric Power Co., Inc., 2. Kozo Keikaku Engineering Inc.)

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

[S15-07] Complex Source Characterization of the 1944 Tonankai Earthquake from Simulated Collapse Ratios of Wooden Houses

○Eri Ito<sup>1</sup>, Kenichi Nakano<sup>2</sup>, Haruko Sekiguchi<sup>1</sup>, Hiroshi Kawase<sup>1</sup> (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. HAZAMA ANDO CORPORATION)

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

[S15-08] **Estimate of the rupture process of the 2021 off-Fukushima earthquake based on the finite-fault source inversion inferred from strong motion records**

○Shohei Yoshida<sup>1</sup>, Kenichi Tsuda<sup>2</sup>, Chen Ji<sup>3</sup>, Ralph Archuleta<sup>3,4</sup>, Toshiaki Sato<sup>1</sup> (1. Ohsaki Research Institute, Inc., 2. Shimizu Corporation, 3. University of California, Santa Barbara, 4. RJA Ground Motion Analysis, Inc.)

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

[S15-09] Strong motion simulation with the SPGA model for the Onagawa Nuclear Power Plant

○Atsushi NOZU<sup>1</sup> (1. Port and Airport Research Institute)

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

[S15-10] Strong motion simulation of a hypothetical M7-class intraslab earthquake in the Tokyo Bay region using MeSO-net observation data

○Wataru SUZUKI<sup>1</sup>, Takeshi KIMURA<sup>1</sup>, Hisahiko KUBO<sup>1</sup>, Shigeki SENNA<sup>1</sup> (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S15-11] Study on correction of the rupture propagation effect of elemental earthquakes used in the empirical Green's function method.

○Junpei KANEDA<sup>1</sup>, Shinya TANAKA<sup>1</sup>, Yoshiaki HISADA<sup>2</sup> (1. Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 2. Prof., Kogakuin Univ.)

## Evaluation of ground motion by kinematic source model considering dynamic rupture process of branch fault for 1896 Rikuu earthquake

\*Shuji KUMAGAI<sup>1</sup>, Hiroaki MATSUKAWA<sup>2</sup>, Yuta MITSUHASHI<sup>2</sup>, Yusuke SAIJO<sup>2</sup>

1. Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2. Kozo Keikaku Engineering Inc.

1896年陸羽地震では、東傾斜の主断層とそれに共役な西傾斜の分岐断層（川舟断層）で地表地震断層が認められた（松田・他、1980）(1)。この様に分岐断層が認められる場合、主断層と分岐断層が同時に活動した際の地震動評価は、特に分岐断層近傍を含めた領域の地震動予測を行う上で重要である。しかし、主断層と分岐断層を併せた特性化震源モデルの作成、及び特性化震源モデルを用いた地震動評価はこれまでにあまり行われておらず、モデル化に関する知見も十分に得られていない。

分岐断層のモデル化に必要な情報を得る事を目的とした研究例である熊谷・他(2020) (2)では、主断層と分岐断層を含めた断層運動の評価を動力学的アプローチにより行っている。具体的には、陸羽地震を対象に地表地震断層の変位量（松田・他、1980）を評価できるような2次元FEM解析により動力学モデルを構築し、主断層と分岐断層から放出されるエネルギーの比率や両断層の破壊伝播速度の違い等を評価している。

本研究では、特性化震源モデルの作成で従来行われてきた地震調査研究推進本部による、震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）に基づく手順により作成された特性化震源モデルに、熊谷・他(2020)の動力学的なアプローチによる断層運動の評価結果を加味した運動学的な震源モデルを作成し地震動評価を行うことで、分岐断層のモデル化に資する知見を得ることを試みた。また、住家の全潰率・半潰率に基づき推定された地震動強さ（武村・他、2010、神田・武村、2011）(3), (4)との比較も行った。

まず、「レシピ」を参考に、主断層と分岐断層を対象にスケーリングモデルの考え方に則って、主断層及び分岐断層の運動学的な特性化震源モデル（図1、図2）を作成した。次に、熊谷・他(2020)を参考に、2次元FEM解析結果より得られた分岐断層の破壊過程に関する知見を、運動学的な特性化震源モデルに加味した震源モデルを別途作成した。震源モデルに加味した知見は、具体的には以下の2点である。①分岐断層の破壊伝播速度は主断層よりも遅い ②主断層の破壊が断層上端に到達した後に分岐断層の破壊が開始する。

続いて、「レシピ」に基づいて作成した特性化震源モデルと、2次元FEM解析結果の知見を加味して作成したモデルを用いて、統計的グリーン関数法による面的な地震動評価を行い、武村・他(2010)、神田・武村(2011)の震度分布より概算した陸羽地震時の工学的基盤上のPGV分布と比較を行った（図3、図4）。その結果、分岐断層周辺に着目すると、「レシピ」に基づいた特性化震源モデルによる地震動評価結果（図3）は過大評価となったが、2次元FEM解析結果の知見を加味した震源モデルによる地震動評価結果（図4）は分岐断層の破壊伝播速度を遅くさせた影響により地震動強さが小さくなり、PGV分布に近づく傾向となった。なお、主断層近傍では地震動強さに対する分岐断層の寄与は限定的であり、主断層由来の地震動が支配的であった。

本検討では2次元FEM解析結果から得られた分岐断層の破壊過程のうち、破壊伝播速度や破壊開始時刻に着目して運動学的な分岐断層の震源モデルの与条件としたが、分岐断層のモデル化に関する課題として、例えばより詳細な動力学的アプローチを実施し、その解析結果を運動学的な震源モデルの与条件とすることが挙げられる。一方、断層モデル全体の説明性向上に関する課題として、主断層に起因する地震動の再現性向上も必要である。そのために、例えば主断層のアスペリティの配置等の運動学的な特性化震源モデルの検討が挙げられる。また、本検討で用いた住家の全潰率・半潰率に基づき推定された地震動強さ（PGV）は情報として幅を含み、地震動評価結果との比較の際には留意が必要と考えられるため、地震動評価の妥当性確認方法の検討も課題である。

参考文献：(1)松田時彦・山崎晴雄・中田高・今泉俊文：1896年陸羽地震の地震断層，地震研究所彙報，55，1980.，(2)熊谷周治・広谷浄・三橋祐太・西條裕介：1896年陸羽地震の分岐断層から生じた地震動の評価（動力学的破壊シミュレーションによる予備的検討），JpGU-AGU Joint Meeting 2020，SSS15-P20，2020.，(3)武村雅之・高橋裕幸・津村建四郎：1914（大正3）年秋田仙北地震の被害データと震度分布，歴史地震，25，pp.1-27，2010.，(4)神田克久・武村雅之：震度データによる1914年秋田仙北地震の短周期地震波発

生域と地震規模の推定および1896年陸羽地震との比較, 地震, 第2輯, Vol63, pp.207-221, 2011.



# Complex Source Characterization of the 1944 Tonankai Earthquake from Simulated Collapse Ratios of Wooden Houses

\*Eri Ito<sup>1</sup>, Kenichi Nakano<sup>2</sup>, Haruko Sekiguchi<sup>1</sup>, Hiroshi Kawase<sup>1</sup>

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. HAZAMA ANDO CORPORATION

2011年東北地方太平洋沖地震では、それまで十分に解明されてこなかった海溝型地震の震源特性（震源像）に関し、津波の発生に関係する周期20秒以上の長周期地震動生成域と、建物被害に直結する周期2秒以下のやや短周期地震動生成域が棲み分けられているという事実が得られた。今後さらに海溝型巨大地震を理解し、将来発生しうる被害を軽減するためには、基礎情報として過去の地震の詳細な震源破壊過程の物理モデルによる再現が重要である。しかしながら昭和の海溝型巨大地震である1923年関東地震、1944年東南海地震、1946年南海地震に関しては、長周期地震動生成域についてはある程度解明されている一方で、やや短周期地震動生成域に関しては十分に検討されていない。そこで本研究では、1944年東南海地震を対象に、滑り量・破壊伝播速度に不均質性を付与した震源モデル(不均質震源モデル)と分離手法による統計的グリーン関数による強震動作成手法を確立する。そして、新たに構築した1930年以前の建物被害モデルに強震動を入力して得られる建物被害分布と観測記録に残る被害分布を比較することで1944年東南海地震のSMGAの特徴を抽出する。まず、内閣府(2015)に基づくSMGAの配置と、不均質な滑り量・破壊伝播速度を有する震源モデルを標準モデルとして、破壊開始点(3種類)、強震動生成域(SMGA1~4)の位置(4種類)、SMGAの応力降下量(3種類)の異なる合計36ケースの不均質震源モデルを構築した。その上で、構築した震源モデルと仲野(2020)の統計的グリーン関数を用いて、武村・虎谷(2015)に記載されている被害観測地点のうち、建物倒壊率が1%以上の53地点において強震動を作成した。得られた強震動の最大加速度・最大速度はMorikawa and Fujiwara(2013)の経験式に概ね一致した。その後、1930年以前の建物被害評価モデルである戦前モデルを、吉田・他(2004)の建物被害予測モデルの各建築年代の耐力比と八木・他(2020)の常時微動結果から得られた各建築年代と固有振動数の関係式に基づき構築した。作成した強震動を入力して対象地点における倒壊率を算出し(計算倒壊率とする)、武村・虎谷(2015)の観測倒壊率と比較した。回帰直線の傾きと決定係数 $R^2$ を両者の一致度の指標としたところ、破壊開始点・4つのSMGAの位置が陸側に深く、応力降下量が大きいケース3-2-3が、36ケースの中では最も観測事実を説明する震源モデルであることが分かった。しかしながら、ケース3-2-3では、静岡県東部に広がる倒壊率40%以上の地点では計算倒壊率が過小評価となった。このことを受け、破壊開始点とSMGAの配置は同じで、SMGA1と2の面積と応力降下量を変更した不均質震源モデルを5ケース追加し比較した。その結果、SMGA2の応力降下量のみを60MPaに変更したケース3-2-5が新たに最も観測事実を説明するモデルとなることが分かった。このケースでは観測倒壊率40%以上の地点での一致度はケース3-2-3より改善されたが、依然過小評価となった。今回の結果から、40%以上の建物倒壊率を説明するためには、より強力なフォワードディレクティビティを静岡県東部に生じせしめるような震源破壊プロセスを考えていく必要があることが分かった。

## Estimate of the rupture process of the 2021 off-Fukushima earthquake based on the finite-fault source inversion Inferred from strong motion records

\*Shohei Yoshida<sup>1</sup>, Kenichi Tsuda<sup>2</sup>, Chen Ji<sup>3</sup>, Ralph Archuleta<sup>3,4</sup>, Toshiaki Sato<sup>1</sup>

1. Ohsaki Research Institute, Inc. , 2. Shimizu Corporation, 3. University of California, Santa Barbara, 4. RJA Ground Motion Analysis, Inc.

A Mw 7.1 intra-slab earthquake occurred off the coast of the Fukushima prefecture, northeastern Japan, at 23:07 on 13<sup>th</sup> February 2021 (JST). This earthquake generated strong shaking (the seismic intensity 6+ and 6- in JMA scale) along the coast of the Fukushima and Miyagi prefecture. In this study, we have estimated the rupture process of this event by the waveform finite-fault inversion method developed by Ji *et al.* (2002). We use three-components strong-motion records at 16 K-NET and KiK-net surface stations in the Fukushima and Miyagi prefecture. To improve the quality of the inversion results, we have introduced an individual 1D velocity structure model for each station in calculating Green's functions. First, we have constructed the 1D velocity model for each station. We interpolate the Japan Integrated Velocity Structure Model [JIVSM] (Koketsu *et al.*, 2012) for its subsurface, the seismic tomography model of Matsubara *et al.* (2019) for crust, and the PREM (e.g., Shearer, 2018) for mantle. Then, we calibrate these models by forward simulation for the record of a Mw 5 aftershock occurring in March 17, 2021. Consequently, we got good agreements in both arrival time and amplitude for the frequency range between 0.05~0.5Hz. For the inversion of the mainshock, we assumed one fault plane dipping 33 degrees to the east based on the aftershock distribution and F-net focal mechanism (Fukuyama *et al.*, 1998). The fault plane was divided into 2km by 2km sub-faults. We optimized five fault parameters (e.g. slip amplitude, rupture time, rake angle, starting and ending time of an assumed analytical slip-rate functions) for each individual sub-fault by minimizing an objective function defined in wavelet domain using simulated annealing (SA) inversion procedure. Our inverted results shown in the figure suggest that the fault rupture mainly propagated towards to the south-west. The area with large slip was detected on this side. The centroid time of the rupture of this asperity was about 10 sec from rupture initiation. Also, the area with large slip velocity is coincide with the area with large slip.

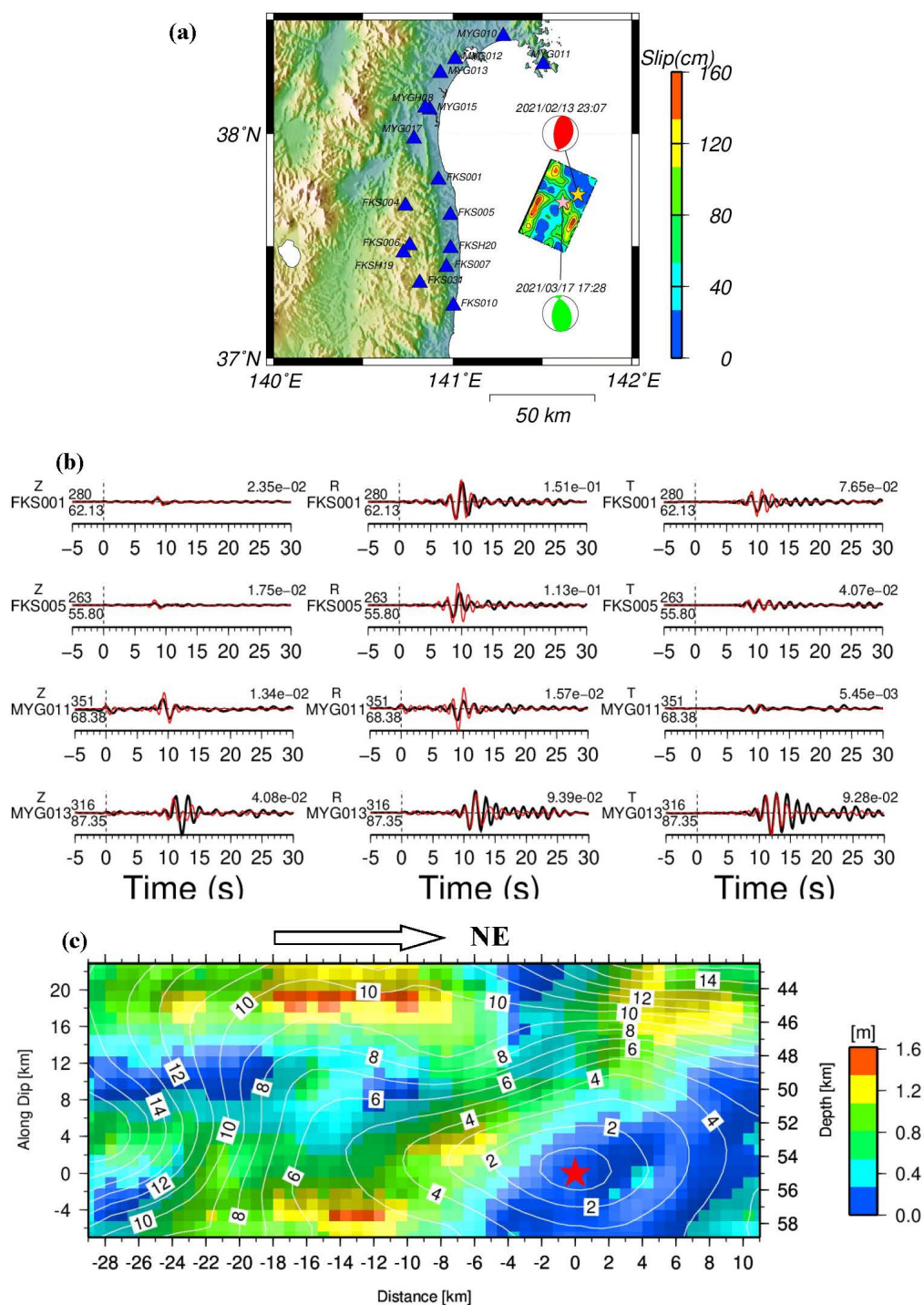


Figure: (a) Observation points used in our analysis, epicenters of main-shock and aftershock, and slip distribution of our inversion result. (b) Comparison of the observations (black line) and theoretical seismograms (red line) of the aftershock. (c) Slip distribution of Our inversion result. The contour lines in (c) denote the rupture time

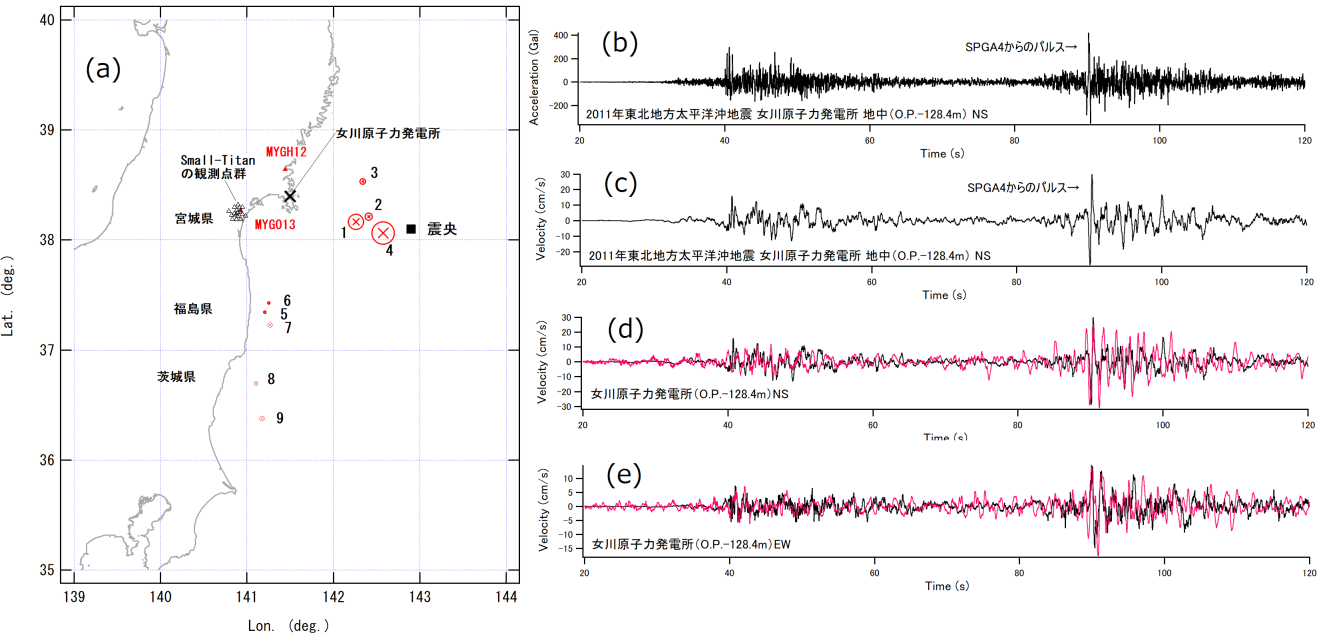
## Strong motion simulation with the SPGA model for the Onagawa Nuclear Power Plant

\*Atsushi NOZU<sup>1</sup>

### 1. Port and Airport Research Institute

東北地方太平洋沖地震による強震動の特性としては、継続時間が長かったこと、遠方でも長周期地震動が観測されたことなどが語られることが多いが、仙台市内など震源近傍の多くの地点で周期1-2秒程度のパルス的な地震動が支配的であったことも、東北地方太平洋沖地震の強震動の重要な一側面である。これらのパルスの時定数の短さは、それらが一般にSMGAと呼ばれる一辺が数10km程度の領域ではなく、筆者がSPGAと呼ぶ一辺が数km程度の領域で生成されたことを物語っている（野津，2018，日本地震工学シンポジウム）。このうち最大のパルスは、筆者がSPGA4と呼ぶ領域（図(a)）で生成されたと考えられるが、この領域は仙台市から見て150kmも沖合である。それに関わらず、仙台市内ではSPGA4に起因するパルスは地盤条件によっては100 cm/s以上あるいは震度7相当となった。すなわち、海溝型巨大地震のSPGAは150km離れた地点に震度7や100 cm/sの地震動を作りだすだけの力があるということであり、この点で内陸地殻内地震のアスペリティとは異なっている。東北地方太平洋沖地震の際、より陸域に近い場所でもSPGAの破壊は見られたが、それらは相対的に弱いものであった。SPGA4のような強いSPGAの破壊が陸域の近傍で生じなかったことは不幸中の幸いであった（野津，2015，科学）。SPGA4に起因するパルス波は女川原子力発電所でも観測されている。図(b)(c)は地中（-128m）でのNS成分（設置方位の補正は行っていない）の加速度波形と速度波形（周期10s以上をカットして周波数領域で積分）を示している。ここでの時間軸の原点は記録開始時刻で、記録開始の約90秒後にSPGA4からのパルスが到来し、そのときに加速度波形、速度波形とも最大値を示している。すなわち、SPGA4の破壊が女川原子力発電所に基準地震動を超える地震動をもたらしたと言える。筆者は、東北地方太平洋沖地震によるパルスを含む強震動を精度良く再現できる震源モデルとしてSPGAモデルを提案しているが（野津他，2012），同モデルによる女川原子力発電所での地震動の再現性については確認していなかった

ので、確認を行った。地震動の計算には修正経験的グリーン関数法（[https://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/tutorial\\_jpn/tutorial\\_049.pdf](https://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/tutorial_jpn/tutorial_049.pdf)）を用いた。経験的サイト増幅特性は、女川原子力発電所地中（-128m）とK-NET北上における中小地震記録のスペクトル比と、K-NET北上における既存の経験的サイト増幅特性（野津・長尾，2005）をもとに算定した。位相特性としては2011年3月10日3:45の地震の記録を用いた。結果を図(d)(e)に示す（周期10s以上をカットして周波数領域で積分した速度波形、赤が計算結果）。約90秒付近のパルスの振幅・周期をはじめとして波形全体が比較的良好に再現されている。したがって東北地方太平洋沖地震によるパルスを含む強震動を精度良く再現するための震源モデルとしてのSPGAモデルの有効性が改めて確認できた。謝 辞 東北電力および防災科学技術研究所が取得した強震記録を利用しました。ここに記して謝意を表します。



# Strong motion simulation of a hypothetical M7-class intraslab earthquake in the Tokyo Bay region using MeSO-net observation data

\*Wataru SUZUKI<sup>1</sup>, Takeshi KIMURA<sup>1</sup>, Hisahiko KUBO<sup>1</sup>, Shigeki SENNA<sup>1</sup>

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

首都圏に被害をもたらす、かつ発生頻度の高い地震として、関東直下のM7級の地震が懸念されている。中央防災会議（2004）ではそのようなM7級地震として「東京湾北部地震」や「多摩地震」といったフィリピン海プレート上面で発生するプレート間地震を想定していた。その後、中央防災会議（2013）は「東京湾北部地震」や「多摩地震」を想定していたプレート境界域では1923年関東地震により応力解放されていて、フィリピン海プレート内部の地震の方が蓋然性が高いとして、想定する地震のタイプをスラブ内地震に変更している。全国を均質にカバーする強震観測網K-NET及びKiK-netが構築されて以降、トリガによる強震記録の得られた東京湾を震央とする地震はいくつか発生している。2015年9月12日には $M_{JMA}$  5.2、深さ57 kmの地震が発生し、南関東地域を中心に加速度計が展開されているMeSO-net（首都圏地震観測網）により高密度の強震動データが得られている。F-netメカニズム解によればこの地震は北西―南東方向に伸張軸をもつ正断層型であり、震源深さを考慮するとフィリピン海プレート内のスラブ内地震と考えられる。この地震の近傍、震源間の距離10 km未満で、2004年8月25日に同様のメカニズム解を持つ $M_{JMA}$  4.4の地震が発生している。フィリピン海プレート内部に正断層構造が発達している可能性が示唆され、この震源メカニズムによる大規模地震を想定することは防災対策上必要と考えられる。本研究では関東直下の複雑な地下構造の影響やスラブ内地震特有の震源特性を適切に取り込んだ強震動評価を図るため、MeSO-net観測記録を用いた経験的グリーン関数（EGF）法による強震動シミュレーションを実施した。

2015年の地震の強震記録をEGFに用いるため、始めにその断層サイズとライズタイムを仮定する必要がある。鈴木・他（2021、連合大会）ではスケーリング則に基づきそれらのパラメータを仮定したが、本研究では2004年の地震の強震記録のEGFシミュレーションから、2015年の強震記録を再現するパラメータをグリッドサーチにより推定した。2004年にはMeSO-netが構築されていないため、K-NET及びKiK-netの強震記録を用いた。推定された断層サイズは1.0 km×1.8 km、ライズタイムは0.04秒であり、断層サイズはスラブ内地震のスケーリング則（岩田・浅野、2010）を外挿して想定される大きさ（7.5 km<sup>2</sup>程度）と比べて有意に小さかった。

続くM7級スラブ内地震の強震動シミュレーションについては中央防災会議（2013）が設定した強震動生成領域のサイズ（150 km<sup>2</sup>）と応力降下量（62 MPa）を参考に強震動生成領域を設定した。EGFの足し合わせ個数は強震動生成領域と2015年の地震のサイズの比より決定し、EGFの振幅の増幅倍率（応力降下量比）は強震動生成領域の地震モーメントと振幅を調整せずにEGFを足し合わせた場合の地震モーメントの比より決定した。始めの2015年の強震記録の再現も含め、Irikura（1986）によるEGF法を用いた。2015年の地震の南北走向と東西走向の2つの節面それぞれについて強震動シミュレーションを行い、それぞれ北方向と西方向に、断層の深部から浅部に向けて破壊が伝播すると仮定した。MeSO-netでは地震計が地中20 mに設置されており、強震動評価のためには地表相当に変換する必要がある。本研究ではMeSO-net観測点の地表における臨時観測により地表と地中で同時に観測した地震記録から推定した震度増分を用いて、地表相当の計測震度分布を推定した。

MeSO-net観測点におけるシミュレーション結果では地中20 mにおいても1,000 galを超えるような最大加速度が得られた。東京都西部から神奈川県北部や埼玉県南部にかけての地域や東京都の東部から埼玉県南部の地域に最大加速度の大きい領域が広がる様子が見られる。東西走向の断層モデルでは特に東京都西部の最大加速度が大きい領域が広くなり、地下構造特性に加えて破壊伝播の効果が影響したと考えられる。加速度応答スペクトルを見ると、周期0.2～0.3秒にピークを持つ観測点が多いが、1秒前後にピークを持つ観測点や0.2～0.3秒と1秒前後の2つのピークを持つ観測点も散見される。また、地表相当の計測震度分布では震度7となる点もみられ、南北走向の断層モデルでは千葉県や茨城県でも大きな計測震度が推定された。このように稠密なMeSO-netの観測記録を用いたEGFシミュレーションにより、想定される東京湾直下地震の地震動の

様々な特性を面的に評価することができた。

# Study on correction of the rupture propagation effect of elemental earthquakes used in the empirical Green's function method.

\*Junpei KANEDA<sup>1</sup>, Shinya TANAKA<sup>1</sup>, Yoshiaki HISADA<sup>2</sup>

1. Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 2. Prof., Kogakuin Univ.

## 1. はじめに

経験的グリーン関数法（以下、EGF）は過去に発生した地震の観測記録の再現に関しては実績もあり広く用いられている地震動評価手法の一つである。しかしながら、要素地震に含まれる破壊伝播効果の影響や補正等については十分な検討が行われていないと考えられる。金田・他（2020, 地震学会秋季大会）では2004年新潟県中越地震の余震（2004.10.27.10:40, Mw5.9）について破壊伝播効果の影響がある程度大きいことを確認したうえで、本震（2004.10.23.17:56, Mw6.6）の要素地震として用いた波形合成を行った。その結果、1Hz周辺で本震の観測記録に対して要素地震の破壊が近づく地点では過大評価、破壊が遠ざかる地点では過小評価する傾向を示した。これは本震と要素地震の破壊伝播特性が異なることが要因と考えられる。

本稿では本震と異なる破壊伝播特性の地震を要素地震として用いる場合を想定し、要素地震に含まれる破壊伝播効果の補正を行う。なお、対象周波数は工学的に重要とされる1Hz程度とする。

## 2. 検討方法

本検討ではHikima and Koketsu（2005）による2004年新潟県中越地震の本震と余震に加え、一回り規模の小さい小地震（2004.10.27.17:15, Mw3.7）を用いる。初めに、観測記録を用いて小地震に対する本震、余震のフーリエ振幅スペクトル比から震源からの方位に依存する破壊伝播特性の違いを整理する。最後に、要素地震に含まれる破壊伝播効果の補正とEGFを用いた波形合成による本震の観測記録の再現解析を行う。

## 3. 検討結果

### 3.1 本震と余震の破壊伝播特性の違い

本震と余震の破壊伝播特性について整理する。検討に用いる地震と観測地点を図1、表1に示す。小地震と震源位置・発震機構が近い場合、フーリエ振幅スペクトル比を算出することで伝播特性・サイト特性・震源放射特性が除去されると仮定すると、観測点間の違いは震源破壊過程による破壊伝播効果の影響として現れると考えられる。破壊伝播効果による方位依存性の評価には理論震源スペクトル比（本震、余震及び小地震を $\omega^{-2}$ モデルに基づく理論的な震源スペクトルでモデル化した時の小地震に対する比率）と観測スペクトル比（観測記録における小地震に対する比率）との比を算出し、0.5Hz～2.0Hzの幾何平均をディレクティビティ係数として評価する。本震と余震のディレクティビティ係数の分布を図2に示す。本震は北東側と南西側で振幅が大きくなるのに対して、余震では南西側で振幅が大きく、破壊伝播特性が異なることがわかる。また、図には小山（1987）による理論的な短周期の方位依存性を併せて示しており、2地震ともに理論的な方位依存性と整合していることが確認できる。なお、図中の数値は小山（1987）による方位依存性の算出に用いた方位角である。

### 3.2 要素地震の破壊伝播効果の補正検討

余震を要素地震として用いたときの破壊伝播効果の補正を試みる。要素地震の補正方法とEGFによる波形合成結果を図3に示す。図3(a)はHikima and Koketsu(2005)の震源逆解析結果に基づく特性化震源モデル

（SMGAのみを考慮する）で、要素地震の規模が大きいため要素断層は一辺4kmに再分割している。また、図3(b)は震源逆解析結果に基づいて設定した余震の特性化震源モデルであり、小地震を要素地震としたEGFで観測記録の再現解析を行い震源モデルの妥当性を確認している。ここで、EGFにおいて余震は要素断層に対してすべり方向の重ね合わせ数を1とすると、要素断層と余震が1対1で対応するため、本震のSMGAの要素断層内の破壊過程は図3(c)で表わせる。図より要素断層の主要なすべりの破壊方向は南西側であることがわかる。一方、本震の本来の破壊過程が破壊開始点から同心円状に広がるとすると図3(d)に示すようバイラテラル破壊と

なり、図3(c)とは乖離する。

本検討では要素断層内の破壊過程を図3(d)の破壊形状へ補正する。図3(e)に補正のイメージを示す。初めに図3(c)の震源逆解析結果に基づく破壊開始点（基本ケース）を設定し、余震を対象としたEGF（小地震を要素地震とする）を行う。次に破壊開始点を図3(d)の仮想破壊開始点とし、余震を対象としたEGFを行う。これらの波形合成結果のフーリエスペクトル比を算出し補正係数とする。この補正係数を余震の観測記録のフーリエスペクトルに乗じることで位相と振幅を補正する。この作業を全ての要素断層（sub\_Fault\_No1～5）で行った後、波形合成を行う。

余震において破壊が近づく地点のNIGH19と遠ざかる地点のNIGH08における波形合成結果（速度波形、観測記録とのフーリエ振幅スペクトル比）を図3(f)に示す。なお、補正係数の高周波数側にノイズが含まれていたため、速度波形は6Hz以下を示す。図には比較のため要素地震波の補正を行っていない場合も併せて示している。速度波形では両者とも観測記録の位相はおおむね再現できていることがわかる。次に観測記録とのフーリエ振幅スペクトル比では補正を行うことで2地点ともに1Hz周辺の残差が1に近づいていることが分かる。一方、より低周波数帯では過小評価、過大評価の傾向があり、今後の課題である。

#### 謝辞

防災科学技術研究所による地震記録を使用させていただきました。図の作成にあたっては国土地理院の地理院地図とGMTを使用しました。ここに記して、お礼を申し上げます。



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

🗓️ Fri. Oct 15, 2021 9:00 AM - 10:00 AM JST | Fri. Oct 15, 2021 12:00 AM - 1:00 AM UTC | 🏠 ROOM A

**AM-1**

chairperson: Kimiyuki Asano (Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University), Yosuke Nagasaka (Port and Airport Research Institute)

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

[S15-12] Inhomogeneous structure in the crust of the Kyushu region by seismic tomography

○Koji Yamada<sup>1</sup>, Mitsuhiro Toya<sup>1</sup>, Atsushi Okazaki<sup>2</sup> (1. Hanshin Consultant's Co., Ltd., 2. KEPCO)

---

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

[S15-13] Difference of attenuation structure between Northeastern Japan and Hokkaido revealed by the earthquakes east off Aomori Prefecture

○Yasumaro KAKEHI<sup>1</sup> (1. Graduate School of Science, Kobe Univ.)

---

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

[S15-14] Long-Period Ground Motion Amplifications in the Hakodate Plain Based on Ground Motion Simulations Using a New 3D Velocity Model

○Kimiyuki ASANO<sup>1</sup>, Tomotaka IWATA<sup>1</sup>, Kunikazu YOSHIDA<sup>2</sup>, Naoto INOUE<sup>2</sup>, Kazuhiro SOMEI<sup>2</sup>, Ken Miyakoshi<sup>2</sup>, Michihiro OHORI<sup>3</sup> (1. DPRI, Kyoto Univ., 2. Geo-Research Inst., 3. RINE, Univ. of Fukui)

---

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

[S15-15] Joint analysis of receiver function and autocorrelation using strong motion for velocity structure profiling based on seismic interferometry

○Kosuke CHIMOTO<sup>1</sup> (1. Kagawa University)

# Inhomogeneous structure in the crust of the Kyushu region by seismic tomography

\*Koji Yamada<sup>1</sup>, Mitsuhiro Toya<sup>1</sup>, Atsushi Okazaki<sup>2</sup>

1. Hanshin Consultant's Co.,Ltd., 2. KEPCO

震源決定や震源インバージョンなど地震の震源域に関する解析の多くは1次元構造によるものであり、基盤岩における不均質構造は考慮されていない。震源情報や強震動予測の精度を考慮するにあたり、基盤岩の不均質を考慮する必要性があるか否か検証しておくことは重要であると考えられる。

これまでに幾つかの大爆破の観測等により基盤岩における構造推定が試みられているが、基盤岩内部の不均質を推定できるほどその数は多くない。VJMA2001、JIVSMなど幾つかの速度構造モデルが提案されているが、いずれも情報量の少ない中で構築されていると考えられる。構造探査は波動の発生しやすいP波が用いられるが、工学的に重要なS波に対してはほとんど行われていない。特に大深度においてはS波の構造探査は行えないのが実情である。一方、現時点までに観測された自然地震に関する走時情報は相当量蓄積されている。そこでこの走時情報を用いて、九州地方を対象としたP波およびS波の地震波トモグラフィーを実施し、基盤岩の速度不均質に関する検討を行った。

北緯32.1～34.0°、東経129.4～131.9°、深さ0～20 kmで発生した地震を対象として、Hi-net検測値データに、強震観測網（K-net）の連続観測データからP、S波走時を読み取った走時データを追加した。別途、北朝鮮で実施された核実験の表面波位相速度およびモホ面を伝わったと考えられる地震波速度を用いた逆解析を行って、地表からモホ面までの大局的な速度構造を求めた。これをトモグラフィー解析のための初期モデルとしてhypomhプログラム（Hirata and Matsuura, 1987）を用いた震源決定を行い観測点補正量を推定するとともに、①解の収束条件を満たさなかった地震、②データ数が10未満の地震、を除いた初動走時をトモグラフィーに用いるデータセットとした。その結果、地震数は79375地震、観測点数はHi-net、気象庁、大学で95点、K-NET62地点となった。また、走時数はP波が1130862、S波が1149210個である。

解析にはFMTOMO(Rawlinson et al, 2006)を用い、北緯32.0～34.1°、東経129.3～132.0°の範囲を水平方向のグリッド間隔を0.1°刻みとして与えた。鉛直方向に関しては、最初は4km間隔とし、解が収束した段階で、それを初期モデルとする深さ方向に2km間隔の格子として、深さ方向への分解能の向上を行った。

上記の解析をP波およびS波に対して独立に行った。それぞれ独立に行った解析であるが、それぞれの速度分布の遅速には良い対応関係にあるように見られる。なお、阿蘇火山の直下付近の深さ12～20km付近には周辺に比べ、P波及びS波が周辺に比べてやや遅い速度分布でVp/Vs比がやや小さくなる分布が見られている。Abe et al. (2017)はレーザー関数の解析および理論計算の対応から、阿蘇の下にS波の低速度領域が存在することを指摘している。トモグラフィーによる低速度分布は、Abe et.al(2017)の結果に対応するものと考えられる。

今後は推定した不均質速度構造の妥当性の検討を3次元差分法により進める予定である。なお、今回行ったトモグラフィー解析では、地震観測点密度により、これ以上の分解能の不均質速度構造を得るのは困難であった。より詳細な不均質を明らかにするためには、地震数を増やすだけでなく、観測点密度を上げることが必要と考えられる。

謝辞：検測データおよび強震波形データは防災科学技術研究所高感度地震観測網（Hi-net）および強震観測網（K-net）に公開されているデータを用いました。記して感謝いたします。また、本研究は、12電力等による共同研究の成果の一部です。

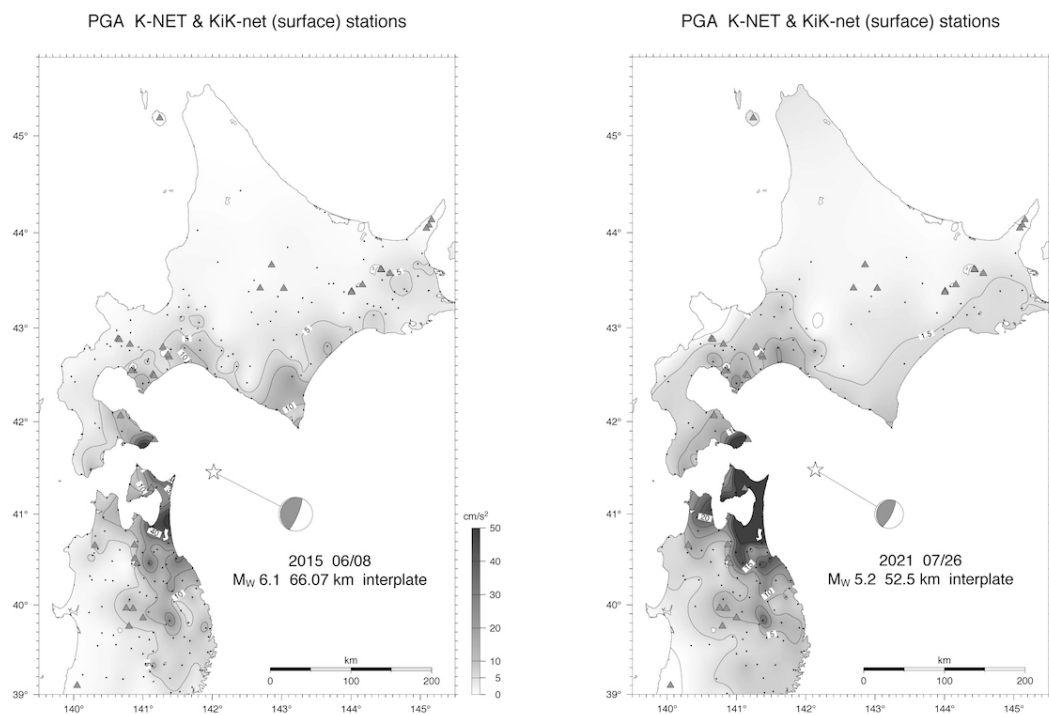
## Difference of attenuation structure between Northeastern Japan and Hokkaido revealed by the earthquakes east off Aomori Prefecture

\*Yasumaro KAKEHI<sup>1</sup>

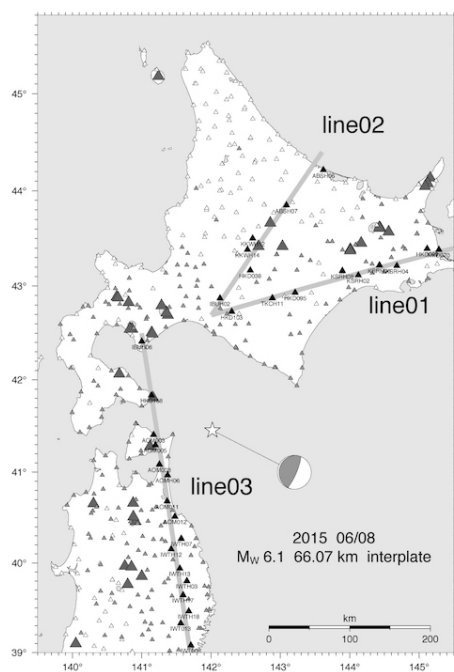
1. Graduate School of Science, Kobe Univ.

青森県東方沖では震源の深いプレート境界地震が発生する。この研究では2015年6月8日 ( $M_w$  6.1, 深さ 66.07 km, 以下イベント1) と2021年7月26日 ( $M_w$  5.2, 深さ 52.5 km, 以下イベント2) の2つの青森県東方沖のプレート境界地震を取り上げ、その強震動の特徴を調べる。解析には防災科学技術研究所の K-NET, KiK-netの強震記録を使った。図(a)は、2つのイベントによる加速度振幅の最大値 (PGA) の空間分布を示す。東北日本では、大きな加速度振幅は島弧の前弧側のみで見られ、背弧側での加速度振幅は小さい。これはKakehi (2015)が指摘しているように、東北日本弧の2次元的な減衰構造、すなわち前弧側は高Q値の媒質、背弧側は低Q値の媒質 (火山フロント直下は特にQ値が小さい) から成るという減衰構造を反映し、高周波地震波の振幅が背弧側で急激に小さくなることによるものである。このような島弧の背弧側での高周波地震波の振幅の減衰は、北海道でも同じように見られる。ただし、北海道の場合、東北日本とは異なり、図(a)に見られるように前弧側においても高周波地震波の振幅が小さくなる領域が存在する。具体的には日高山脈の西側の領域がそうである。日高山脈では島弧と島弧が衝突しており、その領域は「日高衝突帯」と呼ばれ、地下速度構造が複雑であることが知られている。日高衝突帯では速度構造のみならず減衰構造も複雑で、衝突帯の西側には、前弧側であるにもかかわらずQ値の低い領域が存在することが先行研究によって明らかにされている (Kita et al. (2014), Nakamura And Shiina (2019))。この前弧側の低Q値領域の存在により、北海道では前弧側でも高周波地震波の振幅が小さい領域が生じ、東北日本とは異なり複雑な振幅分布を示す。図(c)はイベント1による加速度最大振幅 (PGA) の距離減衰を示す。図は、図(b)に示す3本の直線アレイに着目し、各直線アレイをなす観測点のデータを黒丸で示している。北海道の前弧側を通るline01では、震源距離の小さい観測点も大きい観測点も振幅が同程度となる特異な傾向を示す。line01の震源距離が大きい観測点 (道東の太平洋岸の観測点) は、白丸で示されるデータセット全体の中で振幅の大きい位置を占め、これは前弧側での減衰が小さいことに対応している。それに対し、line01の震源距離が小さい観測点は、まさに上述の日高衝突帯西側の領域に対応するのだが、データセット全体の中で振幅が小さいグループをなしており、これは低Q値の媒質によって地震波の振幅が減衰したことを強く示唆している。line02は北海道の前弧側から背弧側に延びる測線であるが、測線の前弧側が日高衝突帯西側に位置し、背弧側のみならず前弧側も低Q値の媒質により高周波地震波が減衰を受けるといえる測線である。実際、距離減衰の図を見ても、測線上の観測点の黒丸は白丸で示されるデータセット全体の中で振幅の最も小さいグループをなしている。一方、主として東北日本弧の前弧側を通るline03の場合、地震波は前弧側の高Q値の媒質中のみを伝播するので、振幅はほとんど減衰しない。それを反映して、距離減衰の図の測線上の観測点の黒丸は、データセット全体の中で振幅の大きいグループをなしている。

(a)



(b)



(c)

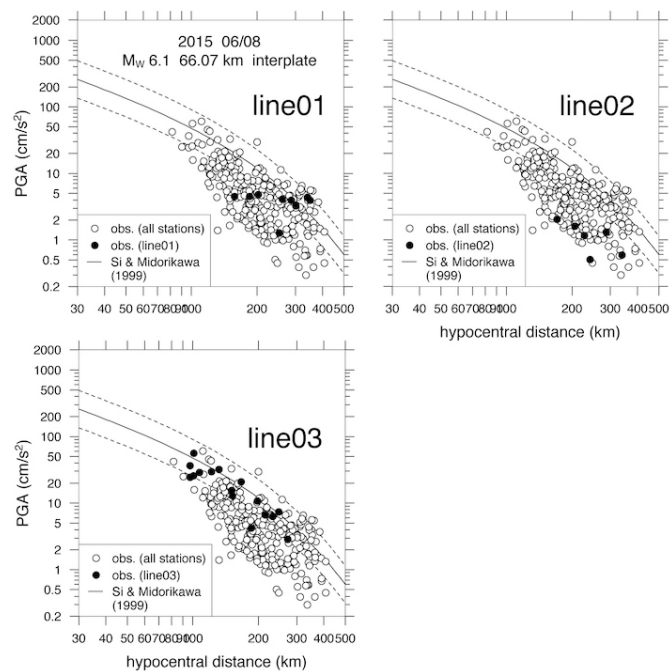


図. (a) 2つのeventのPGAの空間分布。(b) 3本の直線アレイ。(c) PGAの距離減衰(白丸:全データ, 黒丸:各直線アレイ上の観測点のデータ)。

# Long-Period Ground Motion Amplifications in the Hakodate Plain Based on Ground Motion Simulations Using a New 3D Velocity Model

\*KimiYuki ASANO<sup>1</sup>, Tomotaka IWATA<sup>1</sup>, Kunikazu YOSHIDA<sup>2</sup>, Naoto INOUE<sup>2</sup>, Kazuhiro SOMEI<sup>2</sup>, Ken Miyakoshi<sup>2</sup>, Michihiro OHORI<sup>3</sup>

1. DPRI, Kyoto Univ., 2. Geo-Research Inst., 3. RINE, Univ. of Fukui

函館平野は南側を津軽海峡に面し、東西を上磯山地と亀田半島に囲まれた堆積盆地であり、函館平野の西縁は、逆断層である函館平野西縁断層帯によって丘陵・段丘と低地との地形境界が形成されている〔太田・他, 1994〕。我々は日本海地震・津波研究プロジェクトのサブサブテーマ3.2として、北海道の函館平野において、小半径～大半径の微動アレイ探査（5地点）を実施し、既存の反射法探査結果〔石油公団, 1981; 佐藤・他, 2019〕も併せ、函館平野の三次元深部地盤速度構造モデルを作成した。函館平野の堆積盆地構造は、大局的には平野西縁に向かって深くなる構造をしている。第四系及び新第三系からなる堆積層の層厚は最深部で約3 kmである。また、2016年内浦湾の地震の地震動シミュレーション（＜2 Hz）を行うことで、速度構造モデルのパフォーマンスチェックも行った〔以上、浅野・他, 2020, 地震学会〕。

函館平野においては、函館平野西縁断層帯のほかにも、太平洋や日本海で発生する巨大地震による地震動が想定される。例えば、1968年十勝沖地震では函館港周辺や五稜郭の被害などが報告されている〔1968年十勝沖地震調査委員会, 1969〕。また、盆地としての深さも最大で3 km程度あり、大阪盆地などと比べても遜色のない規模を有していることから、長周期地震動についても発達しやすい環境にあると考えられる。本研究では、日本海地震・津波研究プロジェクトで作成した速度構造モデルに基づいて、函館平野における長周期地震動の伝播・増幅特性を検討した。理論的な地盤増幅特性に関する既往の多くの研究では、一次元構造の地盤速度構造モデルを与えて計算されることが多い。函館平野をはじめ活断層などで盆地形状が急変している地域などでは、地震動の三次元的な伝播による影響も考慮していく必要がある。また、実体波（S波）だけでなく、後続の表面波部分についても含めて考えなければならない。

本研究では、函館平野からある程度離れた位置に仮想的な点震源を配置し、それぞれの震源について、堆積盆地ありと堆積盆地なしの2通りの地震動シミュレーション（差分法）を実施し、水平2成分の全波（60秒間）のフーリエスペクトルの二乗和平方根を計算地震動のフーリエ振幅スペクトルとして得た。ここで堆積盆地なしモデルとは、堆積層各層の物性値をすべてS波速度2.7 km/sの層のものに置き換えたモデルである。今回は、震央8ケース、震源深さ2ケースを設定したので、全部で16ケースのシミュレーションを実施した。各ケースについて、堆積盆地ありとなしの計算地震動のフーリエ振幅スペクトル比を計算した。最後に、全16ケースのフーリエ振幅スペクトル比の対数平均と対数標準偏差を求めることにより、その地点の地震動増幅特性を推定した。

周期5秒では、平野南西部の沿岸付近（上磯周辺）を中心に増幅率5～6倍の領域が広がった。その領域を取り囲むような感じで、周期4秒の増幅率が大きい領域が広がっている。これらは、この地域で基盤深度が最も深くなっていることと対応している。周期3秒以下では平野のほぼ全域に増幅率4倍以上の領域が広がっている。周期1～2秒になると、平野内でかなり複雑な空間分布となるとともに、対数標準偏差が大きくなり、ケース間のばらつきが目立つようになる。周期1秒での増幅率の対数標準偏差は最大で0.3（つまり2倍）となった。この検討では、全波のフーリエスペクトルを計算していることから、周期が短くなると、入射方向によって後続動の励起や干渉に違いが生じるためと推測される。ただし、 $V_s < 600$  m/sの浅部地盤速度構造モデルについては作成されていない。このため、本検討はあくまでS波速度600 m/sの速度層上面での地震動増幅特性を議論していることに注意が必要である。函館平野での地震動予測の高度化においては、浅部地盤速度構造の適切なモデル化に資する調査や研究も今後実施されることが望まれる。

謝辞：本研究で使用した三次元深部地盤速度構造モデルは文部科学省科学技術試験研究委託「日本海地震・津波研究プロジェクト」（平成25～令和2年度、代表機関：東京大学地震研究所）による成果です。

## Joint analysis of receiver function and autocorrelation using strong motion for velocity structure profiling based on seismic interferometry

\*Kosuke CHIMOTO<sup>1</sup>

1. Kagawa University

地下構造探査では、遠地地震によるPs変換波を検出するためのレシーバー関数が多く使われている (Langston, 1979)。小林ほか(1998)は、堆積盆地において近地地震のレシーバー関数により、地震基盤面を推定している。大規模な堆積平野においては、PpPs変換波が卓越する (下村ほか, 2018)。近年、レシーバー関数法が、地震波干渉法により一般化されたものであることが示された (Tauzin et al., 2019)。それにより地震波干渉法による自己相関関数とレシーバー関数を同時に使用した解析が行われている (Mroczek and Tilmann, 2021)。本研究では、KiK-net成田において観測された強震記録のレシーバー関数と自己相関関数を計算し、それらの同時解析によりP波とS波速度構造の推定を行う。まず、全国一次地下構造モデルにより、理論レシーバー関数を計算した。モホ面によるPs変換波は、4秒以上で観測される一方で、地震基盤によるPs変換波は約0.8秒で観測され、さらに1.6秒程度でPpPs変換波が観測されることを確認した。さらに、モホ面によるPs変換波は、入射角と層の傾斜によって走時がそれぞれ1秒以上遅くなるが、地震基盤によるPs変換波はそれらによる変化はほとんど見られないことも確認した。KiK-net成田において、2008年以降に観測された1000以上の地震観測記録のP波部分のレシーバー関数と、上下動の自己相関関数を計算した。計算ではスペクトルホワイトニングを施し、周波数1-8Hzのバンドパスフィルタをかけた。レシーバー関数にはおよそ1秒と2秒においてPs変換波とPpPs変換波が明瞭に確認できた。さらに上下動の自己相関関数には、約1秒において反射波が確認できた。これらは、KiK-net成田の速度構造モデル (NIED, 2019) から計算されるものとよく合っている。さらに、S波のレシーバー関数を同様に解析したところSp変換波が確認できた。レシーバー関数によるPs変換波とPpPs変換波および自己相関関数の上下動とトランスバース成分によるP波とS波の反射を用いて、H-kスタック (Zhu and Kanamori, 2000) によりVpとVsの推定を行なった。Vsは適切にモデル化されているが、Vpは低くモデル化されていることがわかった。

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

📅 Fri. Oct 15, 2021 10:00 AM - 10:30 AM JST | Fri. Oct 15, 2021 1:00 AM - 1:30 AM UTC | 🏢 ROOM A

**AM-1**

chairperson:Yosuke Nagasaka(Port and Airport Research Institute), Kimiyuki Asano(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S16-01] A theoretical basis for the applicability of seismic interferometry

○Yosuke NAGASAKA<sup>1</sup>, Atsushi Nozu<sup>1</sup> (1.Port and Airport Research Institute)

---

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

[S16-02] Long-period later phases in the east of Fukushima prefecture during the M7.4 off Fukushima earthquake on Nov. 22, 2016

○Tomiichi UETAKE<sup>1</sup> (1.Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

# A theoretical basis for the applicability of seismic interferometry

\*Yosuke NAGASAKA<sup>1</sup>, Atsushi Nozu<sup>1</sup>

1. Port and Airport Research Institute

Sanchez-Sesma and Campillo (2006)やWapenaar and Fokkema (2006)は2地点の相互相関と厳密なグリーン関数を結びつけるための地震波干渉法の定式化を示しているが、そこでは波動場についていくつかの仮定が必要であり、その1つとして、S波とP波のエネルギー密度の比が $2(V_p/V_s)^3$ となるという仮定が用いられている。この仮定の妥当性については、過去にも研究がなされているが、未解明な点も残されている。Weaver(1982)は拡散波動場をある周波数周辺に固有周波数を持つ各モードが平均的に等しいエネルギーを持つような波動場と定義している。このとき、S波とP波のエネルギー密度比は各固有モードの数の比と等しくなり、これが $2(V_p/V_s)^3$ となることを説明している。しかし、エネルギー密度比が $2(V_p/V_s)^3$ でない状態から出発して最終的に $2(V_p/V_s)^3$ となるためには固有モード間のエネルギー交換が必要であり、このエネルギー交換が弾性方程式を満たしながらどのように行われるかについてはWeaver(1982)は示していない。一方、Ryzhik et al. (1996)やPapanicolaou et al. (1996)は弾性波の放射輸送方程式を用いて多重散乱によるS波とP波のエネルギー交換について調べた。その結果、ランダムな媒質の内部では多重散乱により初期条件に関わらずエネルギー密度比は最終的に $2(V_p/V_s)^3$ となることを示した。しかし、自由表面や媒質境界の影響については論じておらず課題であると述べている。自由表面の影響に最も迫った研究はEgle(1981)の研究である。Egle (1981)は自由表面を持つ一様弾性体を考え、拡散波動場を様々な方向に伝播するランダムな平面波の重ね合わせとして定義して考察している。Egle (1981)による拡散波動場の定義は、Weaver(1982)によるものと比べより直観的で分かりやすく、また、反射の影響を考慮しやすい形となっている。Egle (1981)は自由表面にランダムに入射する平面波がPS変換、SP変換を繰り返すことでエネルギー密度比が一定の値に収束することを示したが、Egle (1981)が数値的に求めた値は $2(V_p/V_s)^3$ とはわずかに異なっていた。Weaver(1982)はその違いを数値誤差によるのではないかと考えたが、その真偽は明らかとなっていない。そこで本研究では自由表面が弾性波のエネルギー密度equipartitionに与える影響をより厳密に理解することを目的とし、Egle(1981)の条件に従う波動場のS波とP波のエネルギー密度比が $2(V_p/V_s)^3$ に収束することを解析的に示す。媒質は自由表面に囲まれた一様弾性体とし、波動場はランダムな位相を持つ平面波の重ね合わせとして表現されるものとする。異なる進行方向、タイプ (S波, P波), 周波数を持つ平面波は互いに無相関とする。Egle(1981)の検討によれば、このとき、自由表面での反射によるモード変換を繰り返すことで、S波とP波のエネルギー密度比 ( $R$ とする) は $R = (\gamma_{LT} V_p) / (\gamma_{TL} V_s)$ で表される。ここで $\gamma_{LT}$ は単位時間あたりの自由表面への入射P波のエネルギーに対する反射S波のエネルギーの比率、 $\gamma_{TL}$ はその逆の変換におけるエネルギーの比である。 $\gamma_{LT}$ と $\gamma_{TL}$ はあらゆる入射角を考慮した平均的なモード変換の割合である。特に反射波については自由表面における反射係数の2乗を入射角について積分することが必要であり、解析的な検討がなされなかった理由の1つであると推測される。しかし、 $R$ を求めるには $\gamma_{LT}$ と $\gamma_{TL}$ の比率を求めればよく、それぞれを解析的に求める必要はない。本検討ではまずEgle(1981)で示されていなかった $\gamma_{LT}$ と $\gamma_{TL}$ の表現を求め、これらについて比較的単純な変数変換を行うことにより直接積分を行うことなく $R$ を積分を含まない形で表せること、それが $2(V_p/V_s)^3$ となることを示した。本検討により、自由表面をもつ一様弾性体内におけるランダムな平面波による波動場は地震波干渉法の定式化におけるエネルギー密度比に関する条件を満たすことが示された。自由表面での反射と多重散乱はS波とP波のエネルギー密度について同じ効果を持つことになる。自由表面での反射または散乱によりSP変換とPS変換が繰り返されることが本質的なメカニズムであると考えられる。従って自由表面を持つランダムな媒質内においても波動場は上記の比率を満たすことが期待できる。自由表面だけでなく異なる媒質の境界の影響についても検討を行う必要があり、これについては今後の課題である。

# Long-period later phases in the east of Fukushima prefecture during the M7.4 off Fukushima earthquake on Nov. 22, 2016

\*Tomiichi UETAKE<sup>1</sup>

1. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.

## 1. はじめに

2016年11月22日に福島県沖で発生したM7.4の地震は、地震規模が大きく、震源も浅い

(JMA:25km、F-net:11km) ため、広域でやや長周期地震動が観測された。特に震央に近い福島県東部の広野町では周期6秒が卓越した顕著な後続波群が三成分に認められた。本研究では、福島県東部における後続波群の伝播に注目し、広野で観測された後続波群の特徴を明らかにする。

## 2. 波群の伝播特性

福島県内のK-NET・KiK-netの記録を用いて、周期5秒以上の長周期速度波形を作成し、福島県東部域での波群の伝播性状を調べた。なお、水平動波形は、震央からの方位でRadial成分・Transverse成分に変換した。UD成分に見られる後続波は、浜通りの平野から双葉断層を越え、阿武隈山地、中通り、会津盆地まで追跡が可能である。見かけの群速度は、およそ3.0 km/sである。Radial成分にも同様な波群が認められた。一方、Transverse成分波形では、震央に近い海岸部での振幅は大きい、広域で連続性の良い後続波が認められない。

## 3. 海岸線沿いの波群の変化

各機関により福島県東部で行われている強震観測の記録をもちいて、広野町周辺での後続波群の変化を調べた。UD成分に見られる後続波群については、隣接する広野火力とFKS010での振幅がやや大きいものの、観測点間の連続性は広い範囲で良い。一方、広野火力での速度波形が振幅最大、継続時間最長となっている水平動の後続波群は、南北に延びる海岸線上では連続的に波形が変化しているが、やや内陸の観測点では後続波の振幅は小さく継続時間も短い。そのため、顕著な後続波群は海岸線にトラップされているように見える。なお、北側の海岸線では顕著な後続波は認められない。長周期地震動予測地図(暫定版)[Koketsu et al.(2012)]の地震基盤( $V_s=3.2$  km/s) 深さを見ると、深さ変化は海岸線と平行ではなく、海岸線に斜行する様に県南部が急激に深くなっている。構造変化の違いが後続波の励起に影響している可能性がある。

## 4. アレイ解析による伝播方向の推定

広野町周辺の強震観測点5点をアレイ観測点と見なし、周期6秒における波動の伝播性状を把握し、地下構造モデルから計算される表面波速度との対応を検討した。広野の地下構造モデルは、防災科研のJ-SHIS深部地盤モデル(Ver3.2)にKoketsu et al.(2012)の地震基盤( $V_s=3.2$  km/s)以深の構造を組み合わせた。UD成分のバンドパスフィルター波形(中心周期6秒)にセンブランス解析を適用すると、位相速度3.6 km/sでN61度E方向から伝播していると評価された。広野から見た震央の方位は約76度なので、ほぼ震央方向から伝播していると評価できる。構造モデルから計算されたRayleigh波速度と対比すると1次高調モードに対応する。水平動のフィルター波形を用いた解析からは、N21度Eの方角から伝播する3.8 km/sの波が抽出された。到来方向は、震央より北側となっている。波の到来方向に直交する振動成分を抽出しているため、この波はLove波の1次高調モードに対応する。

なお、阿武隈山中の観測点5点(F-net: HRO地点を含む)を用いてUD成分のアレイ解析を行い、周期6秒の波動の速度を求めると3.1 km/sであった。Koketsu et al.(2012)のモデルを用いると、この速度は、HROにおけるRayleigh波の基本モードに相当する。

## 5. まとめ

2016年11月22日福島県沖の地震(M7.4)により、福島県東部の広野周辺で観測された周期6秒の顕著な後続波

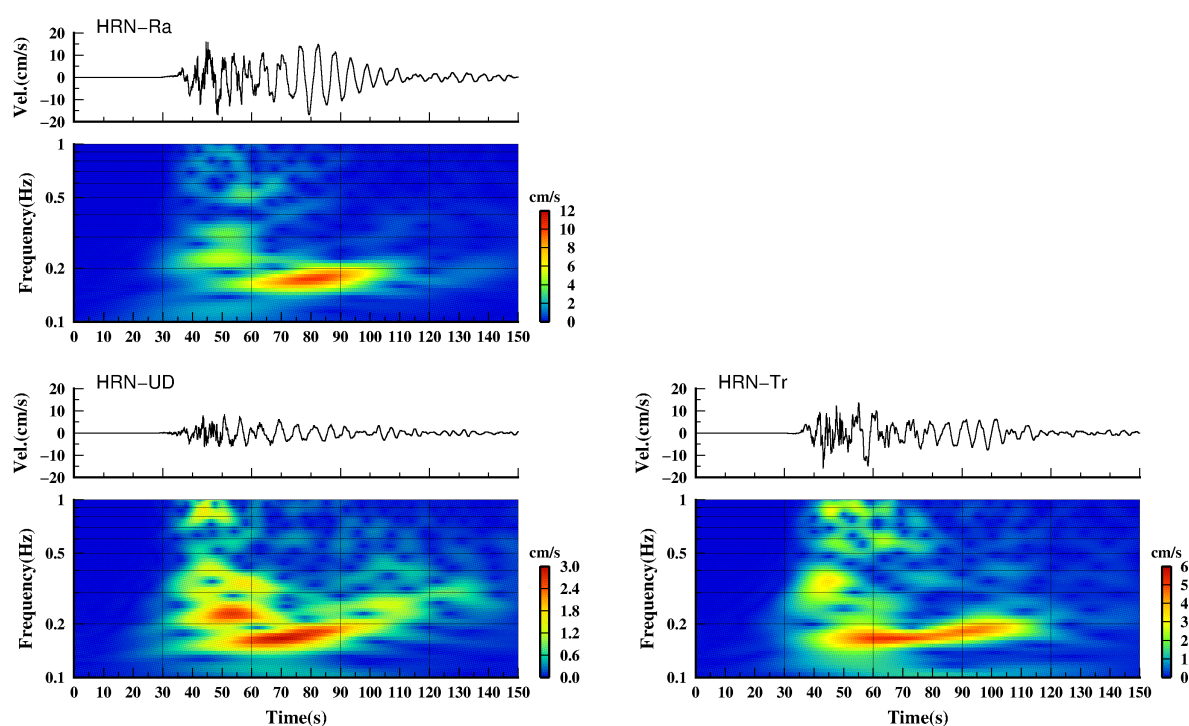
群について分析を行った。UD成分の後続波は、阿武隈山地の観測点とも連続性が良い。アレイ解析からは、広野周辺（海岸線付近）では一次高調モードのRayleigh波が、山地部では基本モードのRayleigh波が伝播していると考えられる。広野周辺の記録の水平動に顕著な後続波は、県の南半分の海岸線にトラップされたように見える。アレイ解析結果は、震央方向より北から伝播する一次高調モードのLove波の可能性を示唆している。ローカルな波群の生成・伝播には、地下構造の変化が影響していると考えられる。

#### 謝辞

次の機関による強震観測記録を使用致しました。記して感謝いたします。(国研)防災科学技術研究所、気象庁、(一財)電力中央研究所、(公財)地震予知総合研究振興会、東京電力HD(株)。

2016.11.22 05:59 Fukushima-oki Mj7.4 at Hirono Thermal Power Station

Multiple filter analysis 0.02–2.0 Hz



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

📅 Fri. Oct 15, 2021 11:00 AM - 12:15 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 2:00 AM - 3:15 AM UTC | 🏠 ROOM A  
**AM-2**

chairperson: Takumi Hayashida(IISEE, Building Research Institute), Kunikazu Yoshida(Geo-Research Institute)

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

[S16-03] Seismic velocity structure at NB-1 boring site, Nara city

○Tomotaka IWATA<sup>1</sup>, Koji YAMADA<sup>2</sup>, Motoki SAWADA<sup>2</sup>, Daisuke ISHIHARA<sup>2</sup>, Shigeru OKAMOTO<sup>2</sup>  
(1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Hanshin Consultants, Co. Ltd.)

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

[S16-04] Investigations of the 2020 seismic noise reductions in areas around Tokyo using MeSO-net seismic data traffic

○Takumi Hayashida<sup>1</sup>, Masayuki Yoshimi<sup>2</sup>, Haruhiko Suzuki<sup>3</sup>, Shinichiro Mori<sup>4</sup>, Takao Kagawa<sup>5</sup>, Masayuki Yamada<sup>6</sup>, Koji Ichii<sup>7</sup> (1.IISEE/BRI, 2.GSJ/AIST, 3.OYO Corporation, 4.Ehime Univ., 5.Tottori Univ., 6.NEWJEC Inc., 7.Kansai Univ.)

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

[S16-05] Phase velocity of the Love wave estimated based on array-derived rotation from the microtremor array records observed in the Wakayama plain, Japan

○Kunikazu Yoshida<sup>1</sup>, Hirotoishi Uebayashi<sup>2</sup>, Michihiro Ohori<sup>3</sup> (1.Geo-Research Institute, 2.Kyoto University, 3.University of Fukui)

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

[S16-06] Fundamental Study on Separation of Surface Waves and Application to Long-Period Ground Motions in the Kanto Plain

○Takuya Sato<sup>1</sup>, Hirotoishi Uebayashi<sup>2</sup>, Masayuki Nagano<sup>1</sup> (1.Tokyo university of Science, 2.Kyoto university)

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

[S16-07] Equivalent linear method with complex frequency for site response analyses to near-fault fling-step displacements

○Shuanglan WU<sup>1</sup>, Atsushi Nozu<sup>1</sup>, Yosuke Nagasaka<sup>1</sup> (1.Port and Airport Research Institute)

## Seismic velocity structure at NB-1 boring site, Nara city

\*Tomotaka IWATA<sup>1</sup>, Koji YAMADA<sup>2</sup>, Motoki SAWADA<sup>2</sup>, Daisuke ISHIHARA<sup>2</sup>, Shigeru OKAMOTO<sup>2</sup>

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Hanshin Consultants, Co. Ltd.

令和元年度より3年計画で実施している「奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測」では、当該断層帯の長期評価及び強震動評価の高度化を進めている。令和元年度には奈良盆地北部の奈良市高畑町から宝来町にかけて、奈良堆積盆地の基盤岩までを明らかにする測線長約7kmの反射法地震探査を行った（文部科学省・京都大学防災研究所，2020）。引き続き、この測線沿いの奈良本町において深度300mのオールコアボーリングを実施した（文部科学省・京都大学防災研究所，2021，三田村・他，2021）。このボーリング孔を使用したVSP探査等を行って、奈良堆積盆地の速度構造に関する情報を得た。

VSP調査はP波震源（油圧インパクト）及びS波震源（油圧式S波震源）と、孔中3成分地震観測を行い、P波及びS波の速度構造を推定した。孔中地震計は深度5mから300mまで5m間隔で測定を行った。初動解析から、深さ300mまでのP波及びS波の速度構造を推定した。地表極近傍を除いて、P波速度は1.8～2.0km/s、S波速度は0.34～0.75km/sに深さとともに漸増する速度構造が得られた。この深さまでの反射法解析に用いた速度解析結果とよい対応が得られていることもわかった。

反射法探査から、ボーリング地点の堆積層基盤面深度は約520mと推定されている。また、記録には、この基盤面からの反射波と考えられる相が得られていたことから、これらの相を利用して、深さ300～520mの堆積層下部の速度プロファイルを求めた。深さ300m以深のP波速度は2.0～2.3km/s、S波速度は0.8～0.85km/sと求められた。これらの値は、類似の堆積環境や堆積物で構成されている大阪平野や京都盆地南部のそれらと似通った値であった。

加えて、浅部の速度構造を詳しく知るため、深度25mまで、1mきざみで、カケヤによるP波及びS波起震を行っての速度構造調査も行った。発表では、これらの速度構造及び地震波減衰構造についても触れる予定である。これらの情報やこの地点の速度構造プロファイルを用いて、奈良堆積盆地の速度構造モデル（関口・他，2019）の高度化を進めている。

### 参考文献

三田村宗樹・高橋春菜・岩田知孝, 奈良東縁断層帯調査における奈良市三条本町NB-1ボーリングコアの概要, 日本地質学会第128年学術大会, 2021

文部科学省・京都大学防災研究所, 奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測, 令和元年度成果報告書, 198pp, 2020.

文部科学省・京都大学防災研究所, 奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測, 令和2年度成果報告書, 234pp, 2021.

関口春子・浅野公之・岩田知孝, 奈良盆地の3次元速度構造モデルの構築と検証, 地質学雑誌, 125(10), 715-730, 2019.

謝辞：本研究は、令和3年度文部科学省科学技術基礎調査等委託事業「奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測」によってなされました。ボーリング実施に関しては、奈良市都市整備公園緑地課のお世話になりました。記して感謝致します。

# Investigations of the 2020 seismic noise reductions in areas around Tokyo using MeSO-net seismic data traffic

\*Takumi Hayashida<sup>1</sup>, Masayuki Yoshimi<sup>2</sup>, Haruhiko Suzuki<sup>3</sup>, Shinichiro Mori<sup>4</sup>, Takao Kagawa<sup>5</sup>, Masayuki Yamada<sup>6</sup>, Koji Ichii<sup>7</sup>

1. IISSE/BRI, 2. GSJ/AIST, 3. OYO Corporation, 4. Ehime Univ., 5. Tottori Univ., 6. NEWJEC Inc., 7. Kansai Univ.

地震計によって測定される常時微動（雑微動、地動ノイズ：以下、微動と呼ぶ）のうち、1Hz以上のものは人間活動が主たる振動源であるとされている。2020年初頭、新型コロナウイルス感染症（Covid-19）の感染拡大を受けて都市封鎖が実施された都市において人間活動が著しく低下し、周辺の地震観測点で記録された微動の振幅が低下したという現象が世界中で数多く報告されている（例えば、Gibney, 2020; Lecocq et al., 2020）。日本国内においても、小中高校の休校措置・国や自治体による外出自粛要請等の社会的背景を反映したと思われる首都圏での微動振幅の低下が報告されている（Yabe et al., 2020）。これらの先行研究では微動のスペクトル特性の考慮や評価の対象周波数に違いがあるものの、振幅特性の経時変化の有無と増減に、人間の社会活動の消長を対応付けて検討していることが共通している。一方、首都圏を対象にYabe et al. (2020)が検討に用いた観測点の多くは代表的な繁華街付近に位置しており、用いた観測点数も限られていることから、微動の変化をもたらした主要因が何であったのか、その影響はどの範囲にまで及ぶのかなど、様々な解釈の余地が残されている。これらを適切に評価するためには、多地点、長期間のデータによる検討が必要であり、そのためには微動の振幅特性を総合的に示す簡易的な振幅指標があれば便利である。

東京大学地震研究所により設置され、現在、防災科学技術研究所によって運用されているMeSO-net観測点は、首都圏周辺の約300地点に展開されており、各点で地震動の連続観測が行われている。MeSO-netの波形データはWIN32形式によって圧縮されており、同形式ではデータ転送の高速化・効率化のために振幅情報を前タイムステップの振幅との差分情報として記録している（例えば、ト部・他、1990；ト部、1994）。このため、微動の振幅が大きい平日昼間の時間帯に波形データの容量が増加し、夜間や休日に低下するという特徴がある（岡田・小原、2000）。本研究ではこの特性に着目し、MeSO-netの波形データ容量の時系列変化（データトラフィック）を「微動レベルの簡易的な指標」とみなすことで2020年における微動振幅の推移を追った。我々は、東京都および近郊エリアの169点で2018年1月～2021年8月の期間に観測された連続観測記録を用いて、Covid-19蔓延に伴う人間活動の変化とデータトラフィックとの関係を検証した。本発表では、首都圏におけるデータトラフィックの時間帯毎の特徴を紹介するとともに、観測点が設置されている施設の種別や周辺環境、観測点周辺のモバイル人流データ、断面交通量データなど各種記録との比較検討を通じて、2020年の首都圏において微動の振幅低下をもたらした原因について考察する。また、各観測点における振幅スペクトルの時間推移についても併せて議論する。

謝辞：本研究は、国内の微動研究者および技術者から成る「微動の会」会員有志による研究プロジェクト（代表：愛媛大学 森伸一郎）の一環として実施したものです。また、同会会長である藤原広行博士（防災科学技術研究所）からは、本研究の着想を得る上で有益なご助言をいただきました。本研究の実施にあたり防災科学技術研究所のMeSO-net、Hi-netの観測記録を使用しました。記して感謝いたします。

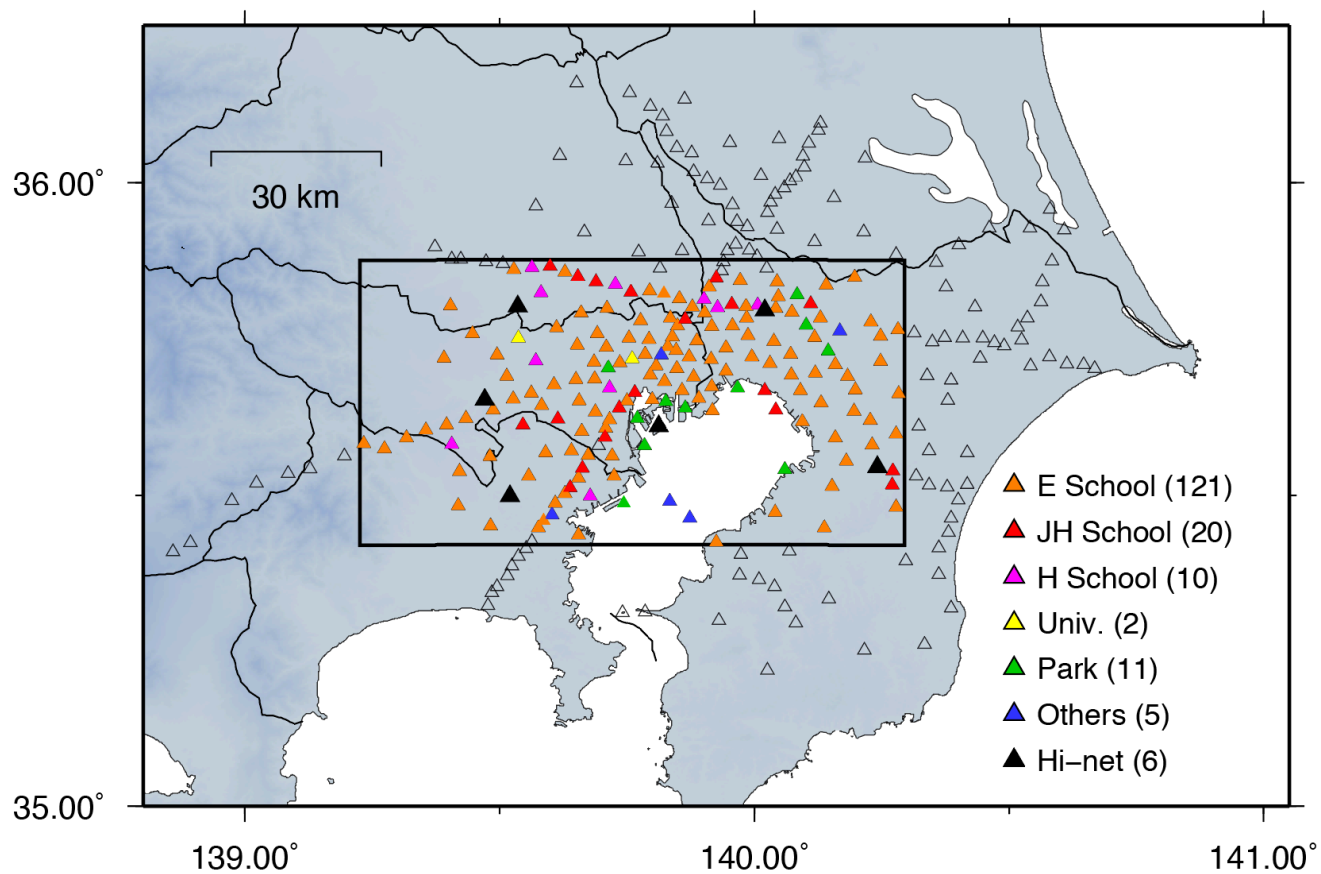


図. 検討に用いた観測点の分布

# Phase velocity of the Love wave estimated based on array-derived rotation from the microtremor array records observed in the Wakayama plain, Japan

\*Kunikazu Yoshida<sup>1</sup>, Hirotoshi Uebayashi<sup>2</sup>, Michihiro Ohori<sup>3</sup>

1. Geo-Research Institute, 2. Kyoto University, 3. University of Fukui

強震動予測に用いる地下構造モデルを作成する基礎データとして、微動アレー探査の結果がよく用いられる。これまでは鉛直成分をもとにしたレイリー波の位相速度が数多く用いられてきたが、水平成分を用いたラブ波の位相速度も考慮することによって地下構造モデルをより精度よく構築できることが期待される。ラブ波の位相速度の推定法として、回転成分を用いたものが最近提案されている（吉田・上林, 2018; Yoshida and Uebayashi, 2021）。本研究ではこの手法の妥当性を評価するため、上林・他（2018）により和歌山平野で観測された微動アレー記録の水平成分を用いてラブ波の位相速度を推定した。

本研究では、アレー記録から回転成分を求める際にゆがんだ三角形アレーにも対応できるように手法を改良した。回転成分を評価するアレーの基準点（原点） $P_0$ での地動を $u_0$ とし、 $P_i=(x_i, y_i)$ における観測点*i*における地動の $u$ 成分は、空間方向の微分をテイラー展開し2次以降の項を無視して

$$u_i = x_i \partial u / \partial x + y_i \partial u / \partial y + u_0$$

と表される。この式を*N*個の観測点に対し作り、行列で表記すれば、右辺の偏微分および $u_0$ を逆行列あるいは最小二乗法で求められる。水平2成分に対しこの計算を行い、ベクトルの回転の定義に従って回転成分を求めた。この改良した手法を観測記録に適用し、各サイトにおける回転成分を求めた。得られた回転成分波形から、空間自己相関法により位相速度を求めた。

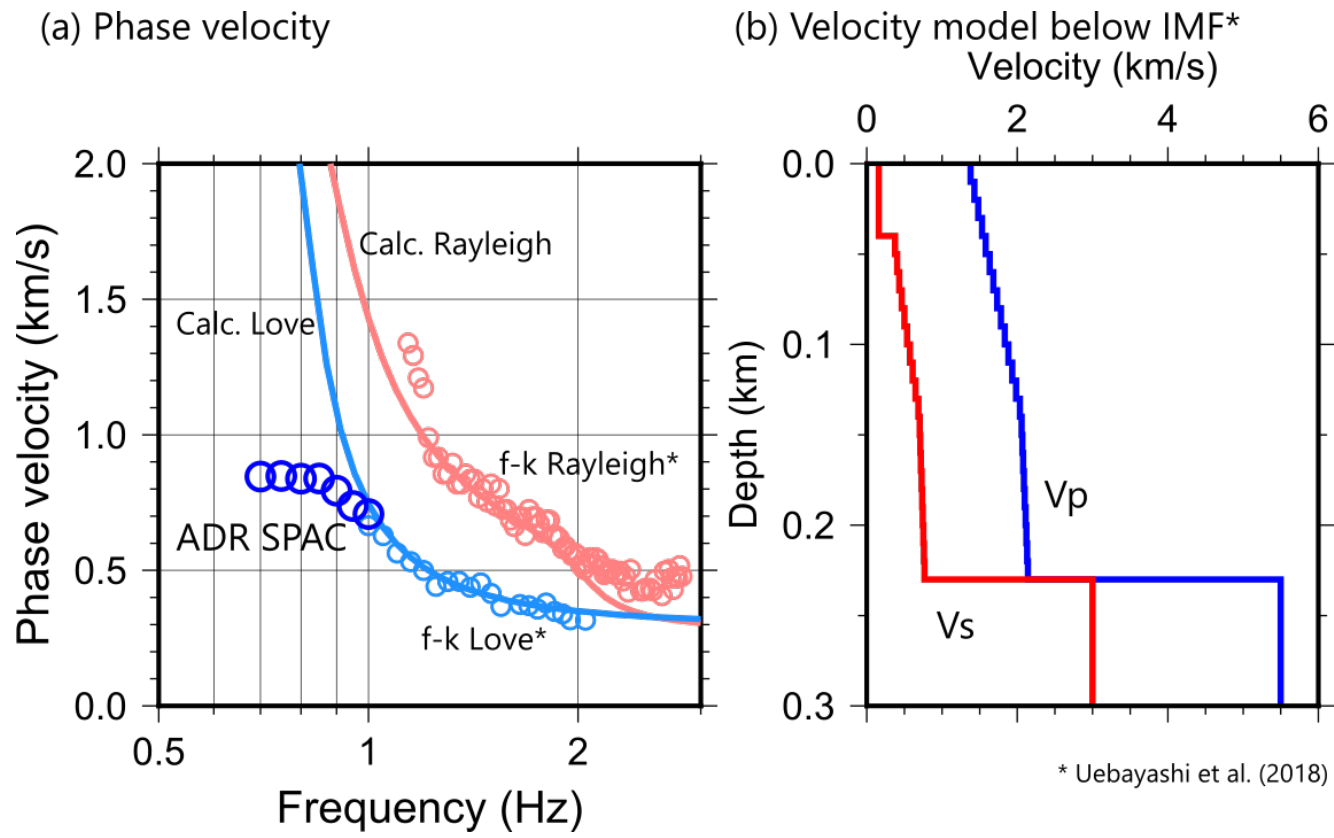
和歌山平野で行われた微動アレー観測では、半径200～600 mの7点二重三角形アレーが用いられた。位相速度の推定に先立ち、アレー記録からコヒーレンスとフェイズを求め、観測記録の水平成分の品質を確認した。

回転成分より得られた位相速度は、アレー半径などに応じて0.5～2 Hzで0.4～1.3 km/sで、ほとんどの観測サイトで正の分散性を示した。一例としてIMFサイトでの結果を図aに示す。回転成分の空間自己相関法（ADRS-SPAC）により推定したラブ波の位相速度と、大堀・他（2015）およびそれをまとめた上林・他（2018）による同じアレー記録を用いた水平成分のf-k法により求めたラブ波の分散曲線を比較すると、重複する周波数帯域でほぼ同じ値が得られた。また、空間自己相関法の方がf-k法よりも長周期側の位相速度を求めることができた。

ラブ波位相速度を求めたサイトのうち、IMFおよびJMAサイトについて微動記録から推定した位相速度と既往の3次元地下構造モデルから計算した理論位相速度を比較した。IMF（図b）では、理論と観測の位相速度はおおむね対応したが、JMAサイトでは差が見られた。JMAサイトについては発表までにさらに検討を進めたい。

謝辞 本研究は科研費・基盤研究(B)「強震動予測のための微動を用いた不整形地盤構造推定システムの構築」（課題番号：19H02287, 代表：上林宏敏）による。文部科学省委託研究業務「中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測」プロジェクトのデータおよび成果の一部を利用しました。

参考文献 大堀・他（2015）建築学会大会梗概集. 上林・他（2018）地震工学会論文集. 吉田・上林（2018）物理探査. Yoshida and Uebayashi (2021) BSSA.



# Fundamental Study on Separation of Surface Waves and Application to Long-Period Ground Motions in the Kanto Plain

\*Takuya Sato<sup>1</sup>, Hiroto Uebayashi<sup>2</sup>, Masayuki Nagano<sup>1</sup>

1. Tokyo university of Science, 2. Kyoto university

南海トラフを代表とするM 8～9クラスのプレート境界での巨大地震の発生が危惧される中、関東平野や大阪平野での地震動予測が多く行われている。このときの長周期地震動の計算には主に三次元差分法が用いられ、サイトと震源位置に依存して変化する波動の伝播特性や増幅特性が明らかとなっている。一方、検討対象地点の地震動の増幅特性を把握する際に、どのような表面波が堆積層内を伝播し、増幅するかを調べることは、波動伝播特性を考察するうえで必要である。上林 (2019)は、3次元波動場を波動ポテンシャルによりP, SV, SH波に分離する手法を提案し、簡易的な堆積盆地状の堆積地盤モデルに適用した。提案手法をAL法で得られたP, SV, SH波との比較により検証し、グリッド間隔による波形の精度などの検証を行った。本研究では、上林 (2019)で示された手法を用いて、簡易的な波動場での波動分離の精度を確認するとともに、3次元差分法に波動分離の式を直接組み込み、プレート境界から生じ関東平野に伝播する長周期地震動の波動分離に適用した。なお、本検討では、SH波(ラブ波)とそれ以外のP・SV波(レイリー波)の分離のみに着目し、水平2方向の波動成分のみを利用している。最初に、図1,2\_aに示すように、平面波の斜め入射場をイメージして水平方向に一定速度で伝播する面外波(SH波)と面内波(SV波)の波動場を擬似的に作成した。この結果、図1,2\_b,cに示すように、上記手法で精度よく波動分離が行われていることを確認した。次に、図3,4\_aに示すように、解析領域の中心部から同心円状に広がる波動場について、Radial方向、Travers方向に振幅を有する波動場を擬似的に作成し、波動分離を試みた。図3,4\_b,cに示す結果から、多少の誤差は見られるが、概ね精度よく波動分離が行われていることが分かる。最後に、関東平野を対象領域とし、茨城県沖で生ずる太平洋プレート境界の地震が関東平野における影響を数値計算により評価した。関東平野の堆積層やプレート境界の地盤構造を考慮した地震動評価には三次元差分法[永野(2004)]を利用し、そこに波動分離を組み込んだ。地盤モデルは全国1次地下構造モデルを使用し、最表層は第二層の物性値に置換した。グリッド間隔は250mとした。以上より、計算された速度波形および分離した波形について水平二方向の合成を行い、最大速度を評価した結果を図5に示す。これより、茨城県沖の震源に対しては、関東平野ではレイリー波が卓越して伝播することが分かった。図の作成にGMTを利用させて頂きました。

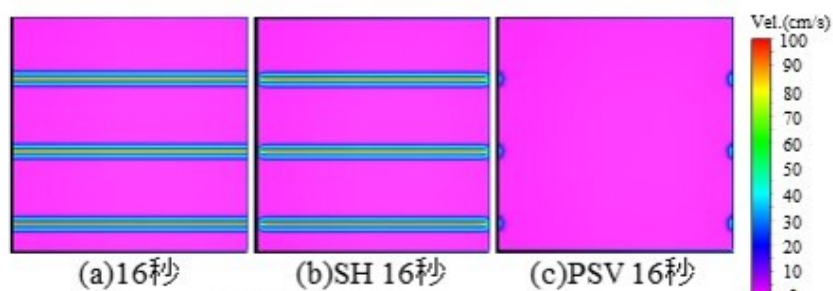


図1 面外波と分離波形のスナップショット

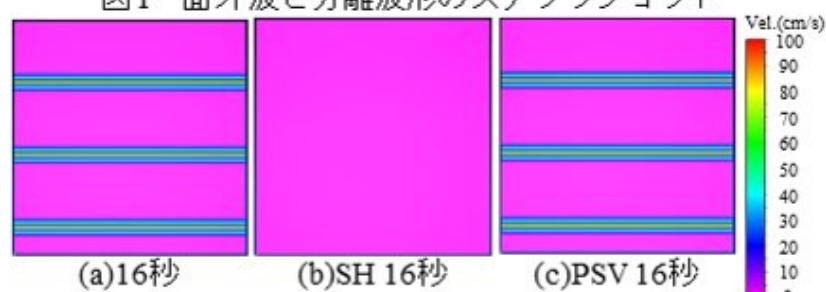


図2 面内波と分離波形のスナップショット

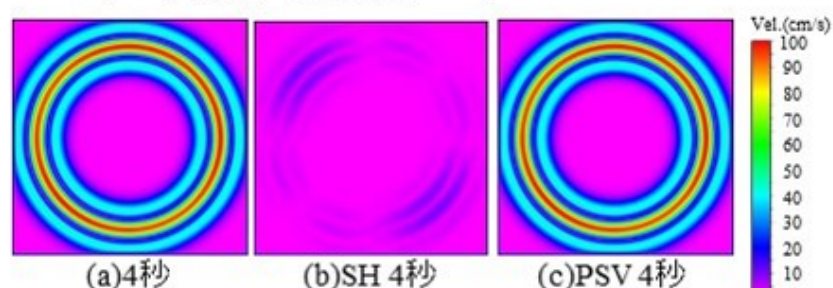


図3 Radial方向に振幅を有する波動場と分離波形のスナップショット

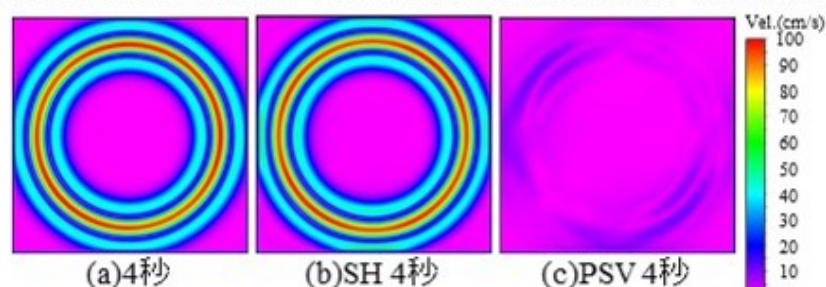


図4 Transverse方向に振幅を有する波動場と分離波形のスナップショット

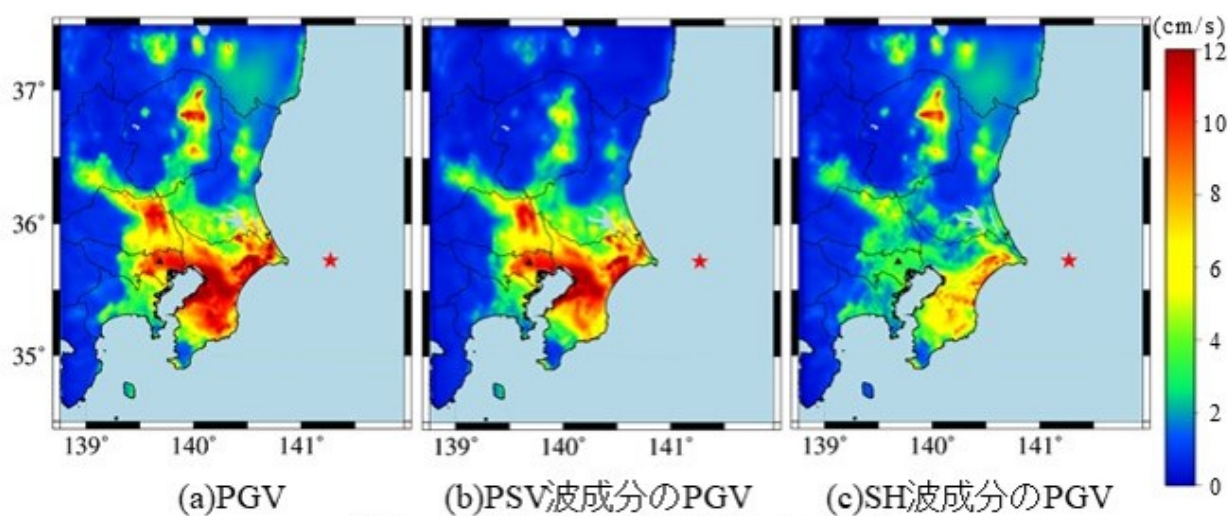


図5 水平二方向合成のPGV分布

# Equivalent linear method with complex frequency for site response analyses to near-fault fling-step displacements

\*Shuanglan WU<sup>1</sup>, Atsushi Nozu<sup>1</sup>, Yosuke Nagasaka<sup>1</sup>

1. Port and Airport Research Institute

The equivalent linear method is commonly used for site response analyses in engineering practice. However, it cannot evaluate the displacement response of the ground subject to fling-step displacements because the fling-step displacements are characterized by non-zero final values, making the application of ordinary Fourier transform with real frequency inappropriate. On the other hand, in seismology, the use of complex frequency is a well-established technique. It was proposed by Phinney [1] and has since been widely and successfully adopted in computational seismology for the calculation of ground motions including near-fault fling-step displacements with the discrete wavenumber (DWN) method [2, 3]. As pointed by Wu et al. [4], the use of complex frequency is essential in avoiding the inconsistency between the theoretical and discrete Fourier transforms when the DWN method is applied to a displacement waveform with a nonzero final value. Therefore, in this study, the complex frequency was introduced to the equivalent linear method for the seismic ground response analyses subjected to near-source fling-step displacements.

The newly developed method was applied for analyzing the recordings at the KiK-net KMMH16 vertical array during the mainshock of the 2016 Kumamoto earthquake sequence. The vertical array contains two acceleration sensors on the ground surface and in the borehole at a depth of 252 m (NIED Strong-motion Seismograph Networks). We adopted the soil profile including the PS logging data at KMMH16 provided by NIED. We also used the density profile re-evaluated by Goto (Personal communication). Moreover, we also adopted the nonlinear soil properties at KMMH16, i.e., the stiffness-strain and damping-strain relations, which were again estimated by Goto (Personal communication) based on Ramberg-Osgood model. In the following we will show the results for the EW-components. Based on Boore [5], the accelerograms were integrated in time domain after a baseline correction and the resultant velocity waveforms were corrected by subtracting linear functions. Then the corrected velocity waveforms were integrated again in time domain to obtain displacement time histories at GL-252m and GL-0m. The former was used as the input ground motion for the equivalent-linear analyses.

**Fig. 1** showed the results. **Fig. 1 (a ~ c)** shows good agreement between the synthetic and observed time histories for acceleration, velocity and displacement, respectively. In particular, the agreement is excellent for the displacement waveforms including the fling-step as well as the initial vibratory components. The maximum acceleration was underestimated but the phases were reproduced very well. **Fig. 1(d)** shows that the agreement between the observed and synthetic spectral ratio is excellent especially for the fundamental mode. **Fig. 1 (e ~ g)** show the peak acceleration, velocity and strain as a function of depth. The tendencies in the peak strain in **Fig. 1(g)** is similar to the results by Suetomi et al. [6] in a sense that the maximum strain occurred near GL-8m ~ 9m, even though different soil models were used in the analyses. The maximum strain is approximately 0.6%, which is less than 1%. These results well demonstrated that, the equivalent linear method with complex frequency is applicable to seismic ground response analyses subject to fling-step displacements.

## Acknowledgment

Strong motion data and the soil profile at KMMH16 were provided by the National Research Institute for

Earth Science and Disaster Resilience. The authors also express their appreciations to Hiroyuki Goto, Associate Professor of Kyoto University, for sharing his knowledge on the soil profile and dynamic soil properties at KMMH16, and suggestions regarding the application of the parameters.

## References

- [1] Phinney RA. *J. Geophys. Res.* 1965; 70(20): 5107-5123.
- [2] Bouchon M, Aki K. *Bull. Seismol. Soc. Am* 1977; 67(2): 259-277.
- [3] Bouchon M. A Review of the discrete wavenumber method. *Pure and applied geophysics* 2003; 160(3): 445-465.
- [4] Wu SL, Nozu A, Nagasaka Y. *Bull. Seismol. Soc. Am* 2020; 111(1): 309-320.
- [5] Boore DM. *Bull. Seismol. Soc. Am* 2001; 91(5): 1199-1211.
- [6] Suetomi I, Fukushima Y, Oshige J. Proc of the 36th JSCE earthquake engineering symposium, 2016: Tokyo, Japan. A23-1006.

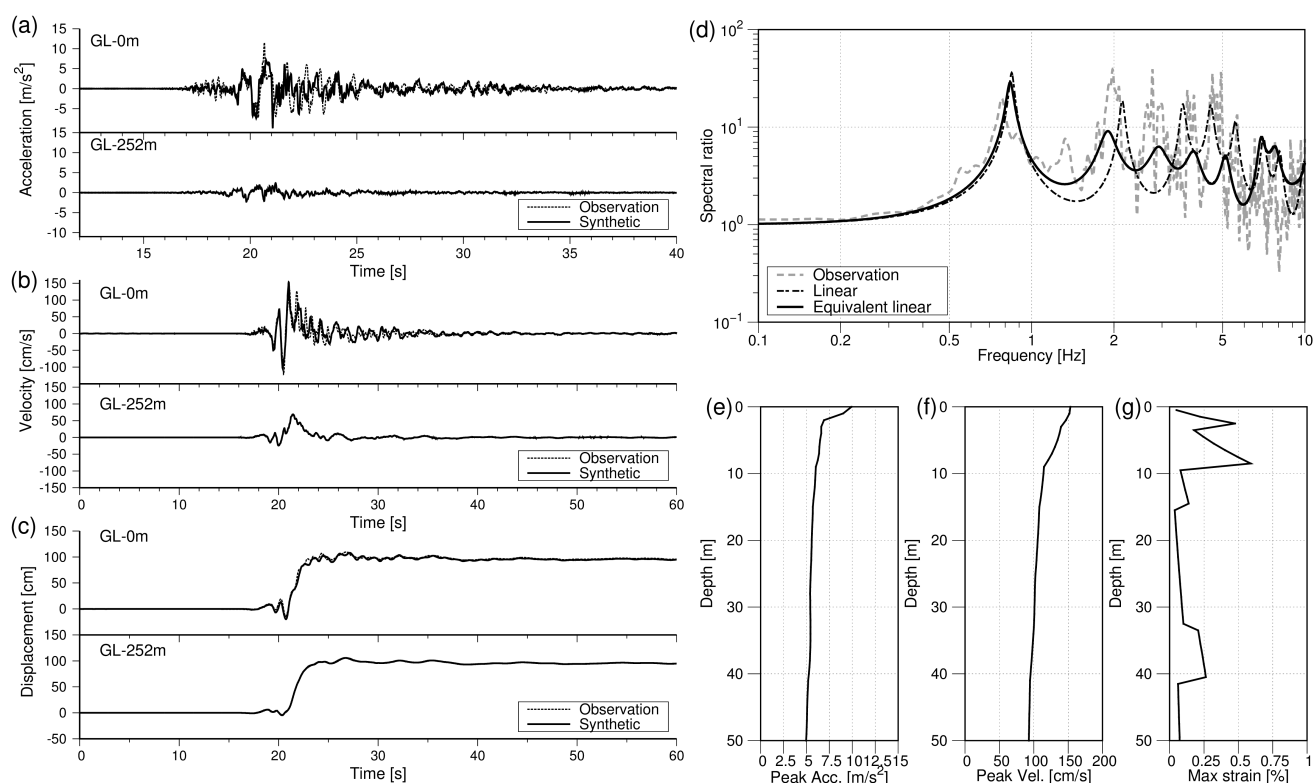


**Fig. 1** Observed and synthetic time histories for (a) acceleration, (b) velocity, and (c) displacement. Also plotted are the (d) spectral ratios and the peak responses along the depth for (e) acceleration, (f) velocity and (g) strain.

**Room A | Regular session : S04. Tectonics**

📅 Fri. Oct 15, 2021 1:30 PM - 2:45 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 4:30 AM - 5:45 AM UTC | 🏠 ROOM A ROOM A

**PM-1**

chairperson: Atsushi Nakao (JAMSTEC), Shinji Yoneshima (Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S04-01] Exploring the Geometry of the Philippine Sea Plate beneath Hokuriku region

○ Kazuki MIYAZAKI<sup>1</sup>, Junichi Nakajima<sup>1</sup>, Nobuaki Suenaga<sup>2</sup>, Shoichi Yoshioka<sup>2,3</sup> (1. Tokyo Institute of Technology, 2. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 3. Faculty of Science, Graduate School of Science, Kobe University)

---

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

[S04-02] Seismotectonics at off-Ibaraki region identified from dense earthquake source arrays and dense OBS arrays.

○ Shinji YONESHIMA<sup>1</sup>, Mochizuki Kimihiro<sup>1</sup> (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

---

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

[S04-03] 3-D seismic anisotropy structure of the Cascadia subduction zone

○ Dapeng ZHAO<sup>1</sup>, Y. Hua<sup>1</sup> (1. Research Center for Earthquakes & Volcanoes, Graduate School of Science, Tohoku University)

---

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

[S04-04] Regression analysis relating maximum earthquake magnitudes with subduction zone parameters

○ Atsushi NAKAO<sup>1</sup>, Tatsu Kuwatani<sup>1</sup>, Kenta Ueki<sup>1</sup>, Kenta Yoshida<sup>1</sup>, Taku Yutani<sup>1</sup>, Hideitsu Hino<sup>2</sup>, Shotaro Akaho<sup>3</sup> (1. Research Institute for Marine Geodynamics, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Department of Statistical Modeling, The Institute of Statistical Mathematics, 3. Human Informatics Research Institute, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology)

---

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

[S04-05] Triggering mechanism of volcanic eruptions by large earthquakes

○ Takeshi NISHIMURA<sup>1</sup> (1. Department of Geophysics, Graduate School of Science, Tohoku University)

## Exploring the Geometry of the Philippine Sea Plate beneath Hokuriku region

\*Kazuki MIYAZAKI<sup>1</sup>, Junichi Nakajima<sup>1</sup>, Nobuaki Suenaga<sup>2</sup>, Shoichi Yoshioka<sup>2,3</sup>

1. Tokyo Institute of Technology, 2. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 3. Faculty of Science, Graduate School of Science, Kobe University

西南日本下に沈み込んでいるフィリピン海プレートの形状は地震波トモグラフィーをはじめとした手法を用いて詳細に決定されており(例えばNakajima et al., 2009; Liu and Zhao, 2016など)、特に四国・中国地方下に沈み込むフィリピン海プレートは日本海下約400kmの深さまでイメージングされている。一方で、北陸地方下では約140kmまでしか形状が確認されておらず、現在理解されているフィリピン海プレートの沈み込み量は東西で大きく異なっている。四国海盆の拡大以降、フィリピン海プレートが一定の速度で西南日本下に沈み込み続けているとするモデル(Seno and Maruyama, 1984)に基づいて沈み込み量を推定すると、北陸地方下のフィリピン海プレートには未発見の部分が存在すると考えられる。この地域のフィリピン海プレート形状を新たに決定することによって、フィリピン海プレートの沈み込みの歴史や、陸上の火山との関連性、さらに太平洋プレートとの相互作用に伴うプレートの変形量から沈み込むプレートの物性について新たな知見を提供することができると期待される。

そこで、本研究では若狭湾から佐渡島にいたる北陸地方下におけるフィリピン海プレート形状を明らかにすることを目的とする。本研究では中部日本下の、太平洋プレートと地表に囲まれた領域の構造を求めるため、主に太平洋プレート内で発生する深発地震を用いた走時トモグラフィーを行なった。結果として、現在決定されているフィリピン海プレート形状より深部へと繋がる連続的な低速度構造がイメージングされた。また、太平洋プレートと接する一部の領域では、太平洋プレートの上に乗り上げるような低速度構造も見られた。次に、フィリピン海プレートと太平洋プレートの沈み込みにおける相互作用を二次元の粘性流体を仮定してシミュレーションしたところ、中部日本下に沈み込んだフィリピン海プレートが、より高速で沈み込む太平洋プレートによって深部に引き込まれるような結果が得られた。以上のことから、北陸地方下のフィリピン海プレートは、地下で太平洋プレートと衝突し相互作用を受けた結果、形状・温度ともに特異的な状態であると予想される。そのため、この領域のプレート形状をより詳細に決定するためには、様々なアプローチを用いる必要があると考えられる。また、本講演では、ScSp波とScS波の波形を用いて、走時とは独立に北陸地方下のフィリピン海プレート上面の形状を明らかにするとともに、粘性流体を仮定した数値シミュレーションにより沈み込んだフィリピン海プレートの温度構造を計算することで、トモグラフィーを行なった際にイメージされるフィリピン海プレートの速度偏差についても触れる予定である。

# Seismotectonics at off-Ibaraki region identified from dense earthquake source arrays and dense OBS arrays.

\*Shinji YONESHIMA<sup>1</sup>, Mochizuki Kimihiro<sup>1</sup>

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

## はじめに

茨城沖では、2011年に発生した東北沖地震の最大余震として本震発生からおよそ30分後に Mw7.9の最大余震が発生した。最大余震の発生に伴い、多くの余震としての微小地震が発生したが、最大余震震源域直情付近に設置されていたOBSの稠密アレーにより最大余震発生域から浅部にかけての海底微小地震記録を得ることができた。筆者らによるこれまでの地震活動の震源決定解析の結果、深さ約10~30km程度の領域にて、幾つかの複雑だが特徴のある地震活動の時空間分布が明らかになった。1つ目は、微小地震発生領域、大地震の発生領域、Tremor発生領域が空間的に相補関係にあるような分布を示していること。2つ目は、微小地震活動は大局的にはdowndipなトレンドを持つがローカルには変化の大きい3次元的な分布を示していること、などである。

## 目的・課題

こうした地震活動で見出された複雑だが特徴のある地震活動が、沈み込み帯のどの層あるいは層境界で発生しているかを高精度に把握することは、テクトニクスを理解するうえで重要であり、これが本研究の目的である。しかしながら、震源については比較的詳細な分布が得られた一方で地下構造については不明な点が多い。一般に陸側プレート、海洋プレートともに異なる岩相から構成されるためプレート境界の他にも複数の速度境界が存在することがよく知られているが、これに加え茨城沖では海山の沈み込みが報告されている。このため地下構造は3次元的に変化していると考えられるが茨城沖では今回の地震活動で得られたものと同程度の空間密度を持つ高密度な3次元構造は得られていない。だが地下構造を得るにも、自然地震を用いる地震波tomographyやレーバ関数などでは地下構造情報の解像度が不足している。他方、一般に解像度が高いと考えられる人工地震探査ではエネルギー不足による探査深度不足や、多重反射波などの影響により、海山を有するのSeismogenic zone付近での複雑な地下構造をイメージングすることは困難である。さらに仮に構造が得られたとしても、震源分布と地下構造は異なる手法、モデルで得られたものであり、互いの深度を一致させることは難しい。上記理由によりseismogenic zoneにおいては震源と構造を高精度でマッチングすることは技術的に大きな困難を伴うものであるというのがこれまでの現状であった。

## 方法

本研究では、こうした自然地震と構造の対応問題を解決するために、OBS観測網周辺で発生したローカルな微小地震のみを用いて、自然地震そのものから、震源位置周辺の速度境界や速度を抽出することを試み、自然地震の発生位置と速度境界とのマッチングを行う。具体的には以下の2アプローチを取った。

1. 震源アレー、特にVertical source arrayを用いることによりVSP-likeな処理を行い自然地震と速度構造境界とのマッチングをする。
2. OBSアレーによる自然地震掃除から屈折波速度解析を実施することにより震源近傍の速度構造を求める。まず1. の震源アレーでは後続波である特定の境界面からの反射波を抽出することで反射面位置を特定する。これにより反射面の深さと自然地震の深さを直接対応付けることが可能となる。また初動到達時刻よりVp, Vsの速度プロファイルを得ることができる。これらにより、Vertical source array周辺での震源深さと構造との対応を明らかにすることができると考えられる。ただし、このアプローチではSource array周辺のみの情報しか得られない。一方2. の屈折波解析では、震源と層境界の相対位置はわからないが、震源周辺にどのような層境界があるかの情報を得ることができる。さらにOBSネットワーク内の複数のOBS測線と震源を工夫して組み合わせることで、3次元的な見掛け屈折波速度分布を得ることができる。1と2を突合することで、OBSネットワーク周辺における微小地震の発生位置を相当程度制約することができると考え、現在解析を

進めている。

## 結果

現時点までで得られている震源分布および解釈図を図1に示す。プレート境界が複雑な形状をしていること、プレート境界より深部に反射面が存在し、LayerII/IIIの境界と解釈される。最大余震が発生したと考えられる深さ領域では、地震発生面は比較的シンプルな形状をしていることなどがわかってきた。発表では最新の解析結果および解釈結果を示し、最大余震—海山—Tremor含めたテクトニクスについての議論を行う。

## 参考文献

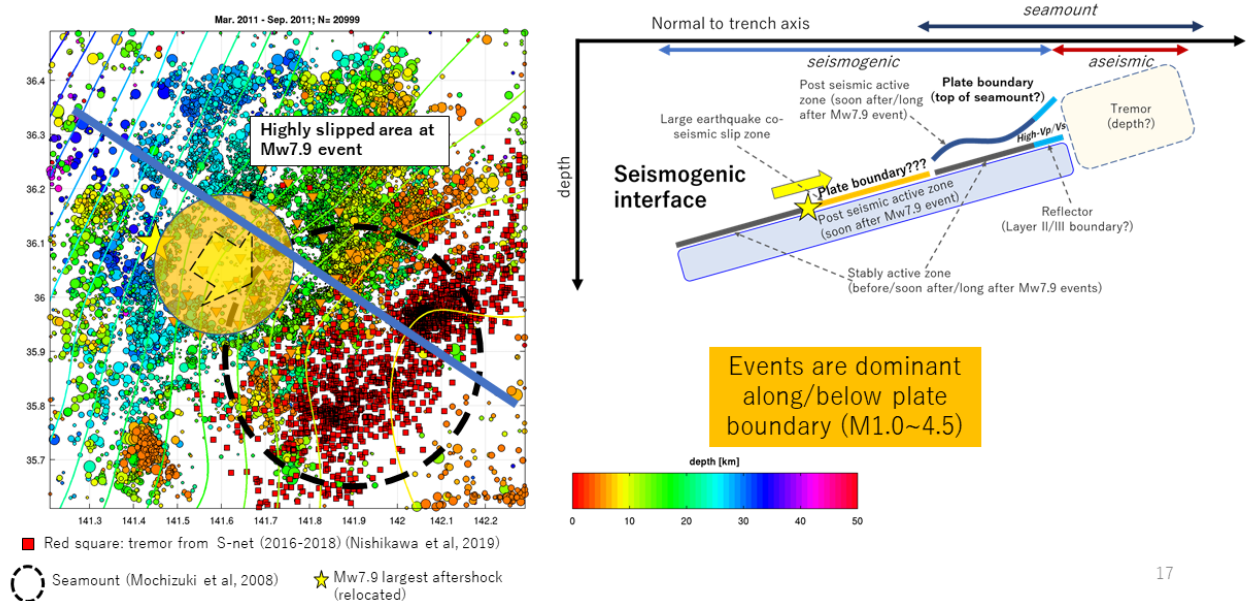
Mochizuki et al. (2008, Science)

Kubo et al. (2013, GRL)

Nishikawa et al. (2019, GRL)

図1：茨城沖OBSのデータ解析結果。左図：震源分布（丸）と最大余震（黄色のハッチ），海山（黒点線），Tremor（赤四角）。右図：深さ断面の解釈図（断面は左図の青測線）。

## Summary of Ibaraki-oki seismicity and other tectonic activities



## 3-D seismic anisotropy structure of the Cascadia subduction zone

\*Dapeng ZHAO<sup>1</sup>, Y. Hua<sup>1</sup>

1. Research Center for Earthquakes & Volcanoes, Graduate School of Science, Tohoku University

We determine the first P-wave tomography of 3-D azimuthal and radial anisotropy of the Cascadia subduction zone by inverting a great number of arrival-time data of local and teleseismic events. Fast-velocity directions (FVDs) of azimuthal anisotropy in the crust are generally trench-parallel, reflecting N-S compression along the Cascadia margin. Radial anisotropy (RAN) is negative (i.e.,  $V_{pv} > V_{ph}$ ) in the crust and upper-mantle wedge beneath the Cascadia volcanoes and back-arc area, reflecting hot and wet upwelling flows associated with fluids from dehydration reactions of the young and warm Juan de Fuca plate that is subducting toward the northeast. Trench-parallel FVDs occur in the subducting slab under the forearc, suggesting that the gently-dipping slab may still keep its original anisotropy produced at the mid-ocean ridge and modified at the outer-rise before subduction. The slab and subslab mantle exhibit the same RAN pattern: positive RAN in the Cascadia forearc whereas negative RAN under the Cascadia volcanoes and the back-arc. This feature suggests that the slab and the subslab asthenosphere are strongly coupled, and subslab mantle flow is formed by entrainment of the asthenosphere with the overriding slab. In northern Cascadia, NE-SW FVDs occur in a prominent subslab low-velocity zone that also exhibits negative RAN, reflecting thermally buoyant mantle materials derived from nearby oceanic hotspots, which flow toward the northeast and gradually accumulate under northern Cascadia, resulting in decompression melting.

### Reference

Zhao, D., Y. Hua (2021). Anisotropic tomography of the Cascadia subduction zone. *Phys. Earth Planet. Inter.* 318, 106767.

# Regression analysis relating maximum earthquake magnitudes with subduction zone parameters

\*Atsushi NAKAO<sup>1</sup>, Tatsu Kuwatani<sup>1</sup>, Kenta Ueki<sup>1</sup>, Kenta Yoshida<sup>1</sup>, Taku Yutani<sup>1</sup>, Hideitsu Hino<sup>2</sup>, Shotaro Akaho<sup>3</sup>

1. Research Institute for Marine Geodynamics, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Department of Statistical Modeling, The Institute of Statistical Mathematics, 3. Human Informatics Research Institute, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

## 1. 研究背景・研究目的

巨大地震は、海洋プレートが沈み込むプレート境界(沈み込み帯)でのみ発生する。その規模には地域差があり、チリ南部では過去にM9.5が観測された一方、ケルマデク諸島南部では最大M6.6しか記録されていない。近年、沈み込み帯に関する地球物理的データが充実してきたものの、各地域の最大マグニチュード $M_{\max}$ と明確に相関するパラメタは見つかっていない(Schellart & Rawlison, 2013)。本研究では、複数のパラメタの複合的な寄与を検討するため、後述する「沈み込み帯パラメタ」のうちから、 $M_{\max}$ を合理的に説明する変数を、複数の評価基準を用いた全数探索法により抽出する。

## 2. データ・解析方法

$M_{\max}$ の説明変数の候補として、データベース SubMap4.3 (Heuret & Lallemand, 2005; Heuret et al., 2011 ほか)等による世界の沈み込み帯169地点・17次元の観測データを用いる。用いたデータには、海洋底の年代、海底地形の荒さ、プレートの沈み込み角度、プレート・海溝の運動速度、上盤プレートの応力場、付加体の有無などが含まれる。「圧縮/中立/引張」や「有る/無し」といった名義尺度は、ダミー変数に変換する。これら17種のパラメタの線形和として目的関数 $M_{\max}$ を表現し、重回帰分析を行う。 $2^{17}$ 通りのパラメタの全組合せの内から、 $M_{\max}$ を最もよく説明するものを、LOOCV(一個抜き交差検証)による平均二乗誤差、AIC(赤池情報量規準)、BIC(ベイズ情報量規準)などの評価基準に基づいて決定する。

## 3. 結果・議論

LOOCV誤差・AIC・BICのいずれの評価基準においても、 $M_{\max}$ を最もよく説明する変数の組合せとして、上盤プレートの地殻の厚さ、海洋スラブの曲率半径、海溝の堆積物の厚さ、付加体の有無、海溝の深さの5つが選ばれ、いずれも $M_{\max}$ に対して正の寄与をする(付加体については、存在する方が $M_{\max}$ が大きくなる)ことがわかった。堆積物の厚い地域ほど大きな $M_{\max}$ が観測されるという結果は、過去の複数研究と整合的である(Heuret et al., 2012; Seno, 2017; Brizzi et al., 2018)。近年の数値シミュレーションでは、沈み込み角度が $M_{\max}$ を制御するパラメタであることが示唆されていたが(Brizzi et al., 2020; Muldashev & Sobolev, 2020)、本研究では曲率半径の方がより良い説明変数として採用された。上盤プレートの地殻の厚さが $M_{\max}$ の説明変数である点は新しい発見であり、広域スケールでプレート境界の面積が大きいことが、巨大地震の発生する上で重要であることが示唆される。本研究で得られた回帰モデルは、 $M_{\max}$ のおおよその傾向を再現できるものの、一部説明できない観測点もあり、考慮していない要素(海山の沈み込みなど)が影響している可能性がある。

## Triggering mechanism of volcanic eruptions by large earthquakes

\*Takeshi NISHIMURA<sup>1</sup>

1. Department of Geophysics, Graduate School of Science, Tohoku University

1707年の宝永地震（M8クラス）の発生から49日後に富士山が噴火したり（宝永噴火）、フィリピンではM7.8ルソン地震の約1年後に20世紀最大の噴火といわれる1991年ピナツボ噴火が発生したりしたように、大地震が発生すると近くの火山が噴火することはよく知られている。このような大地震による火山噴火の誘発現象は、過去の記録をもとにした調査から起こりうることが示され、そのメカニズムとして、大地震の応力解放に伴う火山体の静的膨張や収縮、あるいは、強震動が提案されている。これまで、様々な視点からこれらのメカニズムの可能性を指摘する研究が報告されてきたものの、必ずしも主要因は明らかとなっていない。今回、信頼性の高いカタログデータをもとに、大地震による静的・動的歪みの火山噴火への影響を調べ、噴火誘発の条件と噴火発生の可能性を明らかにしたので報告する。

地震のデータは、1976年から世界規模の地震観測によって整備されたGlobal CMTカタログを利用する。火山噴火は米国スミスソニアン博物館Global Volcanism Programの噴火カタログを使う。大地震発生前後10年間の噴火の誘発現象は調べるため、噴火データは1966年から2020年の55年間、地震のデータは1976-2010年の35年間を解析する。なお、漏れなく記録されている、マグニチュード5以上の地震、火山爆発指数（VEI）が2以上の中規模以上の噴火のみを解析対象とする。

噴火誘発のメカニズムとしては、これまで主要因のひとつとして提案されている動的歪み及び静的歪み（膨張／圧縮）を検討する。動的歪みは強震動と関係するので、地震のマグニチュードと火山までの距離などから求められる強震動予測式（司・翠川1999）を利用する。また、静的歪み場は、Okada（1992）の解を利用し、モーメントテンソル解をもとに火山下5kmでの体積ひずみを計算する。大地震の発生時刻を基準に経過時間を取り、静的歪みと強震動の大きさをもとに噴火発生数を調べた。その結果、強震動の大小の違いによっては、大地震の発生前後で噴火数には違いが見られないことがわかった。一方、強震動の大小にかかわらず、静的歪みが0.5micro strain 以上の膨張場となると、噴火発生数が大地震前の2-3倍になることがわかった。この噴火数の増大は、大地震発生から10年程度は続く。膨張場の形成により、気泡成長によってマグマの密度低下と浮力の獲得、火道の閉塞の緩和が促され、噴火が発生しやすくなったと考えられる。

噴火を誘発される火山の特徴を調べるため、火山の噴火履歴を調べた。その結果、噴火を頻繁に起こしている火山の方が誘発されやすい傾向があるものの、静穏期の長い火山でも噴火が誘発されることがわかった。また、大地震により静的歪みが0.5 micro strain以上の膨張場となるのは、世界で年間2-3火山であり、そのうちの15-25%でVEI 2以上の噴火が発生すると見積られた。この数はそれほど大きくないが、VEI 1の小規模な噴火の発生頻度はVEI2の約7倍であるので、大地震の発生により噴火が発生する可能性は、この見積もりよりは大きくなると考えられる。

## Room A | Regular session : S01. Theory and analysis method

📅 Sat. Oct 16, 2021 11:00 AM - 12:15 PM JST | Sat. Oct 16, 2021 2:00 AM - 3:15 AM UTC | 🏠 ROOM A

**AM-2**

chairperson: Akiko Takeo (ERI, University of Tokyo), Yuta Maeda (Nagoya University)

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

[S01-01] Finite difference calculation of constant-Q seismic ground motion using Rayleigh damping

○Kazuki KOKETSU<sup>1</sup>, Hongqi DIAO<sup>2</sup> (1. Graduate School of Media and Governance, Keio University, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S01-02] Dependency of a priori information for radiation-corrected empirical Green's function in waveform inversion

○Ritsuya Shibata<sup>1</sup>, Genki Oikawa<sup>1</sup>, Naofumi Aso<sup>1</sup>, Junichi Nakajima<sup>1</sup>, Satoshi Ide<sup>2</sup> (1. Department of Earth and Planetary Sciences, School of Science, Tokyo Institute of Technology, 2. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo)

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

[S01-03] Evaluating errors in autocorrelation functions for reliable estimates of a reflection profile

○Yuta MAEDA<sup>1</sup>, Toshiki Watanabe<sup>1</sup> (1. Nagoya University)

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

[S01-04] Passive seismic reflection imaging for local earthquakes: RTM application to MeSO-net data

○Kazuya SHIRAI<sup>1</sup>, Toshiki Watanabe<sup>2</sup> (1. JAMSTEC, 2. Nagoya University)

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

[S01-05] Three-dimensional shear-wave velocity structure and shallow very-micro earthquakes above sea level in the Showa-shinzan volcano

○Akiko TAKEO<sup>1</sup>, Kiwamu Nishida<sup>1</sup>, Motoko Ishise<sup>1</sup>, Hiroshi Aoyama<sup>2</sup>, Yosuke Aoki<sup>1</sup> (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University)

# Finite difference calculation of constant-Q seismic ground motion using Rayleigh damping

\*Kazuki KOKETSU<sup>1</sup>, Hongqi DIAO<sup>2</sup>

1. Graduate School of Media and Governance, Keio University, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

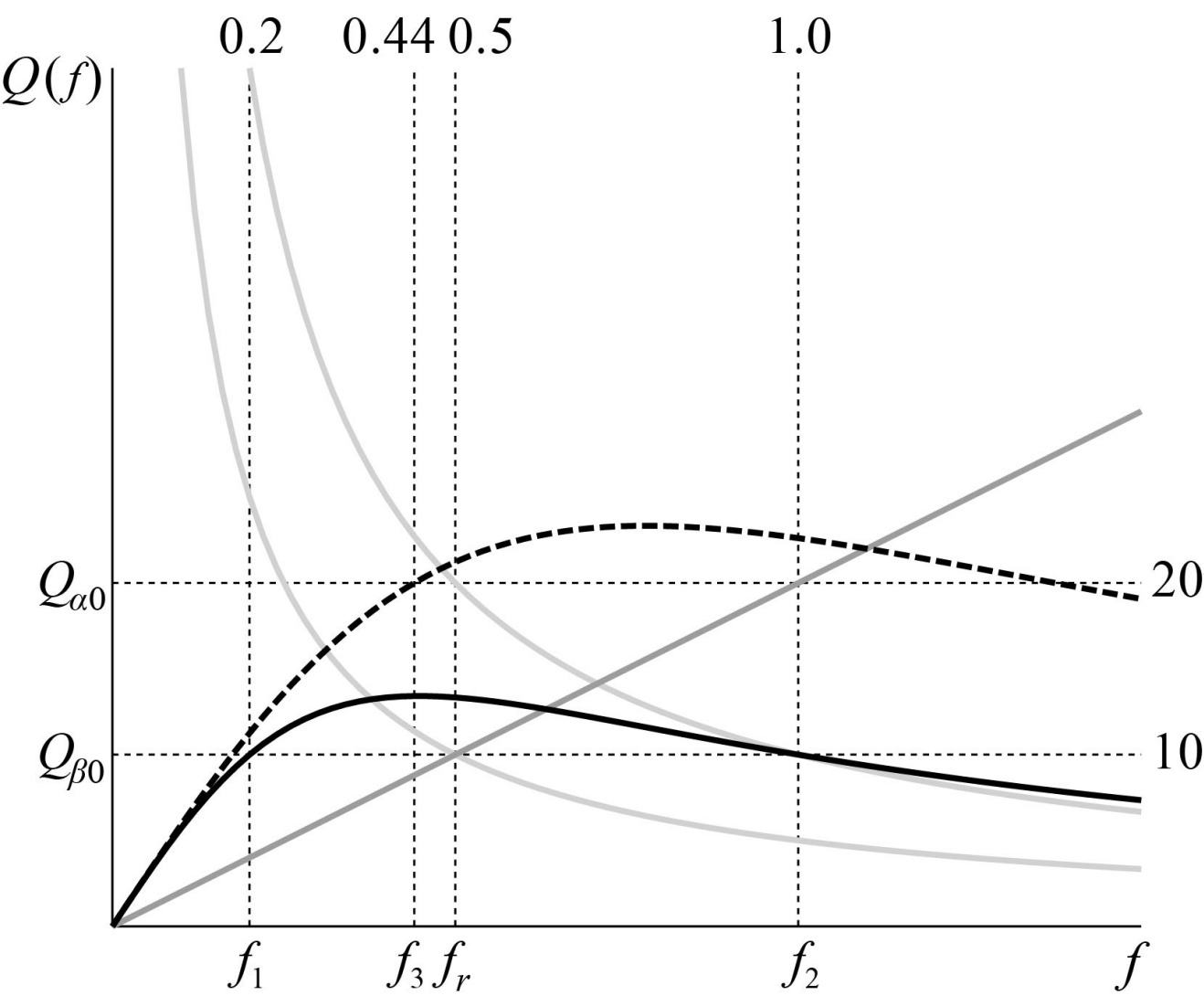
地震動を含む振動現象の減衰は、振動のエネルギー $E$ が1周期の間に $\Delta E$ だけ変化するとき $Q^{-1} = -\Delta E / 2\pi E$ と定義されるQ値で表される。1次元の減衰振動が(1)  $u = A e^{i(\omega t - kx)} = a e^{-\eta t} e^{i(\omega t - kx)}$ と表されるならば、一般に $E$ は $A^2$ に比例することから、 $t=0$ と $t=T$  ( $T$ は周期)の間のエネルギーとその変化は $E \propto A^2 \approx a^2$ ,  $\Delta E \propto a^2 e^{-2\eta T} - a^2$ になる。従って、 $Q^{-1} = (1 - e^{-2\eta T}) / 2\pi \approx \eta T / \pi = \eta / \pi f$ である。一方、 $t$ に従って減衰するのではなく、 $x$ に従って減衰とした場合、(2)  $u = a e^{-\gamma x} e^{i(\omega t - kx)}$ とすることができる。このとき、 $E$ ,  $\Delta E$ は $x=0$ と $x=L$  ( $L$ は波長)の間のエネルギーとその変化となり、 $L = v/f$ を用いると $Q^{-1} = \gamma v / \pi f$ である。

1次元媒質が完全弾性体ならば応力-ひずみ関係が $\tau = \gamma e$ と表わされるとする。減衰のためにその関係が $\tau = \gamma^* \partial e / \partial t$  ( $\gamma^*$ はコンボリューション)となるとき、運動方程式は(1)式を解とした減衰振動方程式となる。方程式の中の減衰係数は $2\pi f \rho / Q$ となるから、この減衰は質量比例減衰と呼ばれる(質量は密度を意味する)。上記から $Q^{-1} = \eta / \pi f$ で、参照周波数 $f_r$ においてQ値が $Q_r$ ならば $\eta = 1 / \pi f Q_r$ であるから、Q値スペクトルは $Q(f) = Q_r f / f_r$ になる(図の濃い灰色実線)。一方、応力-ひずみ関係を $\tau = \gamma e + \Gamma \partial e / \partial t$ とすると、運動方程式は(2)式を解とする減衰振動方程式となる。その減衰係数は $\Gamma$ に関係し、 $\Gamma$ は $\gamma$ (弾性定数、剛性とも呼ばれる)に比例すると考えられるので、この減衰は剛性比例減衰と呼ばれる。(2)式を代入した方程式を解いて得られる $\gamma = \omega^2 \Gamma / 2 v \gamma$ と上記の $Q^{-1} = \gamma v / \pi f$ から、 $Q^{-1} = 2\pi f \Gamma / \gamma$ となる。参照周波数 $f_r$ においてQ値が $Q_r$ ならば $\Gamma / \gamma = 1/2 \pi f_r Q_r$ であるから、Q値スペクトルは $Q(f) = Q_r f_r / f$ になる(図の薄い灰色実線)。

現実の地震動の減衰では、質量比例減衰と剛性比例減衰が、ある割合で組み合わせられて実現されるとする(Rayleigh 減衰)。1次元媒質の場合、この割合は、それぞれの減衰振動((1)式と(2)式)の中の減衰項の指数にかかる重み $w_\rho$ ,  $w_v$ で表わされるとする。その結果と $x = vt$ からRayleigh 減衰の減衰振動方程式は $u = a \exp\{-(w_\rho \eta / v + w_v \gamma) x\} e^{i(\omega t - kx)}$ と表わされるはずである。剛性比例減衰と同様の導出で、Rayleigh減衰のQ値が $Q^{-1} = (w_\rho \eta / v + w_v \gamma) v / \pi f$ と得られる。参照周波数 $f_r$ が与えられ、そこにおける質量比例減衰と剛性比例減衰のQ値をそれぞれ $Q_{\rho r}$ ,  $Q_{v r}$ とすると、 $Q(f) = 1 / (w_\rho f_r / f Q_{\rho r} + w_v f / f_r Q_{v r})$ が得られる。

以上を3次元媒質に拡張すると、Rayleigh 減衰の中の剛性比例減衰はP波とS波に分けられ、それらの減衰項の指数への重みを $w_\alpha$ ,  $w_\beta$ , 参照周波数におけるQ値を $Q_{\alpha r}$ ,  $Q_{\beta r}$ とする。目標とするQ一定減衰もP波とS波に分けられ、一定値を $Q_{\alpha 0}$ ,  $Q_{\beta 0}$ とすると、Q一定減衰がRayleigh 減衰で実現されるならば(3)  $Q_{\alpha 0} = Q_\alpha(f)$ ,  $Q_{\beta 0} = Q_\beta(f)$ が成り立つはずである。さらには $Q_{\alpha r} = Q_{\alpha 0}$ ,  $Q_{\beta r} = Q_{\beta 0}$ を仮定し、地震動は主にS波で構成されるので、質量比例減衰では $Q_{\rho r} = Q_{\beta 0}$ とする。3つの周波数 $f_1$ ,  $f_2$ ,  $f_3$ において(3)式のうちのひとつが成り立つとして3本の連立方程式を立てられれば、3つの重み $w_\rho$ ,  $w_\alpha$ ,  $w_\beta$ を決めることができる。S波を重視して、周波数 $2f_1$ ,  $f_2$ はS波の方程式に割り当てるとする。

池上(2009)が挙げている計算例から $Q_{\alpha 0}=20$ ,  $Q_{\beta 0}=10$ ,  $f_r = 0.5$  Hz,  $f_1 = 0.2$  Hz,  $f_2 = 1.0$  Hz,  $f_3 = 0.44$  Hzの場合を考えると、図の中に黒色の太い点線および太い実線で示されているP波Rayleigh減衰とS波Rayleigh減衰が得られる。後者は $f_1$ 以上で概ね $Q_{\beta 0}$ に近く、前者は $f_3$ 以上で概ね $Q_{\alpha 0}$ に近くなっている。このほか、重みを最小二乗法で決める計算例も行った。Rayleigh減衰を導入した2次元差分法を、標準線形固体1つまたは5つを導入した2次元差分法と比較すると、標準線形固体1つと同程度の計算時間で同5つと同程度の精度が得られた。



## Dependency of a priori information for radiation-corrected empirical Green's function in waveform inversion

\*Ritsuya Shibata<sup>1</sup>, Genki Oikawa<sup>1</sup>, Naofumi Aso<sup>1</sup>, Junichi Nakajima<sup>1</sup>, Satoshi Ide<sup>2</sup>

1. Department of Earth and Planetary Sciences, School of Science, Tokyo Institute of Technology, 2. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo

経験的グリーン関数(EGF; e.g. Hartzell, 1978)は、解析対象とする地震(Target event)の近傍で発生した、メカニズムが似ている地震(EGF event)の観測波形を、Target eventのグリーン関数とする手法である。EGFは、理論的な手法で要求されるような複雑な速度構造を仮定する必要があるという利点がある一方で、解析に適した地震が存在しないと使うことができないという制約がある。この制約を軽減するために、我々は放射パターンを補正した経験的グリーン関数(Radiation-corrected EGF)を導入した。Radiation-corrected EGFは従来のEGFの振幅を、Target eventとEGF eventの理論的な放射パターンの比を用いて補正することで得られる。しかし、本手法では、メカニズム解・震源位置・速度構造という3つの先験情報を与える必要があり、Radiation-corrected EGFの実データへの適用可能性を評価するためには、これらの先験情報の不確定さが結果に与える影響を調べることが不可欠である。そこで、本研究では先述の先験情報の影響を調べるために、波形インバージョンを用いた2種類のテストを行った。

本テストでは、日本の内陸部で発生した3つのM5クラスの地震に対して解析を行った。解析においては防災科学技術研究所(NIED)の設置しているKiK-netの地中観測点のうち、Target eventから震央距離45km以内の観測点を使用した。また、簡単のためTarget eventとEGF eventをそれぞれ点震源とみなせるように、解析周波数帯を0.1-1.0 Hzに設定した。放射パターンの計算には初期構造としてJMA2001(上野ほか, 2002)を与え、メカニズム解の初期値としてF-net (NIED)のCMTインバージョン解を、震源位置の初期値として気象庁カタログに記載された震源情報をそれぞれ設定した。また、波形インバージョンによる推定解は、波形の再現具合を表すVariance Reduction (VR)によって比較する。

まずは、みかけのメカニズムを直接的に回転させる要因となるメカニズム解・震源位置の誤差が解に与える影響を、実観測波形を用いて調べた。ここでは、先ほどの初期設定のうちメカニズム解(回転軸・回転角)と震源位置(移動方向・移動距離)にそれぞれ一様にランダムな摂動を加え、そのメカニズム解・震源位置において計算された放射パターンを用いて、インバージョンを行った。このテストの結果、メカニズム解の回転角・震源位置の移動距離が大きくなるにつれて、低VRを得る確率が高くなることが確認された。また、メカニズム解の回転の影響の方が、震源位置の移動による影響よりも大きいことが確認された。

続いて、速度構造の違いによる変換波や反射波などの直達波以外のフェーズが与える影響を、理論波形を用いて調べた。理論波形の計算には速度構造を除いて、実データの初期設定を用いている。速度構造については、JMA2001に堆積層を追加した構造を5種類用意し、各観測点にランダムに5種類の構造を割り当てる。以上の設定において理論波形を計算し、インバージョンを行った。ここで、放射パターンはオリジナルのJMA2001を仮定して計算を行っている。このテストの結果、堆積層が追加されたことによる変換波や反射波などの影響は周波数依存するものであり、本研究の解析周波数帯である0.1-1.0 Hzでは結果への寄与が小さいことが確認された。

本研究の結果、メカニズムの差異が認められる場合には、従来のEGFよりもRadiation-corrected EGFを適用する方がより良い推定解を得られることが、実データにおいても確認された。また、先験情報の不確定さが結果に与える影響は確認されたものの、その影響は地震ごとに異なるものである。このようなテストを行うことにより、各ケースにおけるradiation-corrected EGF適用の妥当性を論ずることができることも確認された。

# Evaluating errors in autocorrelation functions for reliable estimates of a reflection profile

\*Yuta MAEDA<sup>1</sup>, Toshiki Watanabe<sup>1</sup>

1. Nagoya University

## 1. はじめに

鉛直入射する地震波の自己相関関数を用いると地表の力源に対する同一地点での反射応答を疑似的に得ることができる(Claerbout, 1968)。この原理を用いた反射断面の推定が多数行われている(e.g., Tsutsui, 1992; Watanabe et al., 2011; Sun and Kennett, 2016; Chimoto and Yamanaka, 2020)。これらの研究において反射応答の誤差評価はあまり行われていない。反射応答の波形には多数の山と谷が含まれ、その中から真の反射波に対応するものを見分けるには誤差評価が有用であると思われる。そのための手法を考案し、検証を行ったので報告する。

## 2. 手法

観測点直下で発生した地震のP波の波形を使用する。この波形が地震による真のシグナルとランダムノイズの重ね合わせであると考え。平均が0でP波到着前のノイズ部分と等しい標準偏差を持つランダムノイズ波形を多数生成し、観測波形からこれらを差し引いたものを真のシグナルの候補とし、それらの自己相関関数を計算する。各観測点において、地震1つにつき生成したランダムノイズ波形と同数の自己相関関数が得られるので、その標準偏差が自己相関関数の誤差を表すと考え。次に各観測点においてすべての地震の自己相関関数を分散で重みづけしてスタッキングする。これにより観測点毎の自己相関関数を誤差評価付きで得ることができる。

## 3. 検証

首都圏地震観測網(MeSO-net)のデータに本手法を適用した。まずHi-net下総観測点に近接するMeSO-netのE.STHM観測点において詳細な検証を行った。下総観測点では掘削時の検層によって深さ2300 mまでの地震波速度・密度構造が求められており、堆積層(P波速度2000 m/s、密度2000 kg/m<sup>3</sup>)と基盤(P波速度5000 m/s、密度2600 kg/m<sup>3</sup>)の2層でよく近似できること、その境界が深さ1500 mにあることが知られている(太田他, 1978; 鈴木他, 1983)。MeSO-netのE.STHM観測点は下総観測点から水平距離1.6 kmと近接しているため、ほぼ同様の2層構造で近似できると考えられる。そこで本手法によって深さ1500 mに単一の反射面をイメージできるかを試した。その結果、10 Hz以下の周波数帯においては深さ1500 mからの反射波が標準偏差の3倍を有意に超える振幅で得られる一方、他の深さからの反射波振幅は標準偏差の3倍程度以内に収まるものであった。また、深さ1500 mからの反射波はスタッキング数を増やすと標準偏差に対する相対振幅が増大したが、他の深さに見られる振幅の小さな山や谷ではそのような傾向が見られなかった。このことから本手法で真の反射面を識別できると考えられる。一方、10 Hzよりも高周波では標準偏差の3倍をやや超える振幅の山や谷が様々な深さに現れ、深さ1500 mからの反射波振幅もそれらと同程度になり、識別は困難であった。次に他のMeSO-net観測点にも本手法を適用し、標準偏差の3倍以内の振動をマスクする色付けでプロットを行った。誤差を考慮せずにスタッキングとプロットを行う従来手法と比較した。その結果、本手法の方が全体的な縞模様を抑制でき、堆積層・基盤岩境界などの強い反射面をより強いコントラストで得ることができた。

## 4. 議論

Hi-net府中観測点、日高観測点においても掘削時に深部までの構造が得られており、近傍にMeSO-net観測点が存在する。しかしこれらの観測点では明瞭な反射波は得られなかった。原因として、府中観測点では3層構造で近似され、各層内も均質ではなく深さとともに速くなる傾向が顕著なこと、日高観測点では更に複雑な速度構造であることが考えられる。他のMeSO-net観測点においても全般に東関東では明瞭な反射面が得られたが西関東では不明瞭であった。このことから強いインピーダンスコントラストが無いと明瞭な反射面を得るの

は難しい可能性がある。また、高周波帯において不明瞭になる原因としては細かい不均質による多重反射等が考えられる。このように顕著な反射面が無い場合やスタック数の不足等によって十分なS/N比を実現できていない場合において、従来手法では反射波振幅の相対値しか分からないために有意でないシグナルを強調してしまう場合があるが、提案手法では標準偏差との比較に基づいて有意性を判断できる。これにより、信頼性の高い反射断面の描像を得ることに寄与すると考えられる。

#### 謝辞

本研究では首都圏地震観測網(MeSO-net)の波形データと気象庁一元化震源カタログを使用した。波形データのダウンロードにはHinet-Py (Tian, 2020)を用いた。本研究はJSPS科研費JP19K04016の助成を受けた。

## Passive seismic reflection imaging for local earthquakes: RTM application to MeSO-net data

\*Kazuya SHIRAISHI<sup>1</sup>, Toshiki Watanabe<sup>2</sup>

1. JAMSTEC, 2. Nagoya University

地震観測網の整備が進み、地震計の稠密展開や光ファイバーケーブルを用いた地震観測など、リアルタイム地震観測の機会とその重要性が増している。そのデータは、地震活動のモニタリングに加え、地震トモグラフィやレシーバ関数、雑微動解析など、地下構造の解析にも活用される。しかし、自然地震の反射波を用いた地下構造イメージングは一般的には行われていない。自然地震は地中を伝わるエネルギーが大きく、人工震源では調査の難しい深部の構造情報を得られる可能性がある。また、反射波を利用することで、地震波トモグラフィや同じ周波数帯を用いたレシーバ関数よりも高分解能な地下構造プロファイルの獲得が期待できる。そこで、自然地震記録に含まれる反射波を用いた地下構造のイメージングを目的として、これまでに、観測点の情報だけにに基づくイメージング手法を開発し、数値シミュレーションを通じて理論的検証を行ってきた

(Shiraishi, 2015; Shiraishi and Watanabe, 2021)。本研究では、首都圏地震観測網MeSO-netによる近地震の観測データへ適用し、関東地方の深部構造イメージングを試みる。

自然地震を対象とする受動的反射波イメージング (Shiraishi and Watanabe, 2021) では、地中で生じた地震波が地表面と地下の境界面の間で反射する波群を構造イメージングに利用する。反射法地震探査で用いられるリバースタイムマイグレーション (reverse time migration, RTM) を応用し、地表付近の観測点で得られた波形記録を入力にして、すべての観測点から時間の進む方向に順伝播させた波動場と、時間を巻き戻す方向に逆伝播させた波動場をそれぞれモデリングし、各時間ステップにおける波動場の相関結果を時間積分する。この方法では、正確な震源情報を必要とせず、地震イベント毎に得られる構造断面イメージを多数加算することにより、有意な反射境界が結像して地下構造プロファイルが得られる。

本研究では、陸上稠密地震観測網の一つであるMeSO-netにより観測された近地震データに対して提案手法を適用した。関東地方ではこれまでに、地震波トモグラフィやレシーバ関数解析を中心に、フィリピン海スラブと太平洋スラブの深度や形状ならびにそれらの相互関係、地殻内部の構造推定が行われてきたものの、反射波による深部構造の解析例は稀である。ここでは、MeSO-net観測点が概ね線形に配置されている西南西-東北東に190kmの解析測線を設定し、測線から5kmの距離範囲にある72観測点を利用した。まず、2017年4月から2020年3月までの気象庁一元化震源リストに基づき、観測点を含む180km×110kmの範囲内に震央がある、マグニチュード2.5以上の近地震722イベントを抽出し、そのうち信号ノイズ比の高い方から200イベントを選択して解析に用いた。次に、信号を含む60秒間の鉛直方向成分記録に対して、0.5H-3Hzのバンドパスフィルタと自動振幅補償を適用した。波形記録の中には、構造不均質に起因する反射波と考えられるコヒーレントな波群を初動以降に確認することができた。解析に用いる二次元モデルは、Matsubara et al. (2019)の三次元地震トモグラフィによるP波速度構造から、測線に沿って水平距離190km×深度100kmを抽出し、グリッド間隔100m×100mに空間内挿した。そして、P波反射波を解析対象とし、スカラー波動方程式の有限差分法による音響波RTMを適用した。

解析の結果、深度20-40kmに複数の連続的な反射面がイメージングされた。これらは、地震波トモグラフィによる速度構造と調和的であり、また、既往研究で報告されているフィリピン海スラブの深度域に対応することから、スラブに起因する反射面を含む深部地殻構造を示唆するものと考えられる。この結果は、近地震に含まれる反射波を利用することで、従来よりも高分解能な深部のイメージが得られ、詳細にスラブ形状の推定ができる可能性を示すものである。今後はイメージ品質の改善に向けた工夫や三次元的な解析により、自然地震を用いた従来の解析結果と相補的に、かつより詳細に深部構造の推定に貢献することが期待される。

謝辞：本研究はJSPS科学研究費基盤研究C (JP19K04028) の助成を受けたものです。また、気象庁一元化震源リストおよび防災科学技術研究所のMeSO-net観測データを解析に利用しました。

## Three-dimensional shear-wave velocity structure and shallow very-micro earthquakes above sea level in the Showa-shinzan volcano

\*Akiko TAKEO<sup>1</sup>, Kiwamu Nishida<sup>1</sup>, Motoko Ishise<sup>1</sup>, Hiroshi Aoyama<sup>2</sup>, Yosuke Aoki<sup>1</sup>

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

有珠火山の東に位置する昭和新山は1943-1945年の噴火及び隆起において形成された標高398mの火山である。最上部にはマグマが露出した溶岩ドームが存在し、標高約200mで比較的平らな屋根山と呼ばれる部分は植生が回復している(図)。現在でも山頂周辺では噴気が見られるほか、山体の収縮が続いている。昭和新山の形成・冷却過程を明らかにするため、本研究では先行研究の表面波解析手法を拡張して内部の3次元S波速度構造を推定し、内部で見つかった微小地震活動と合わせて解釈を行う。

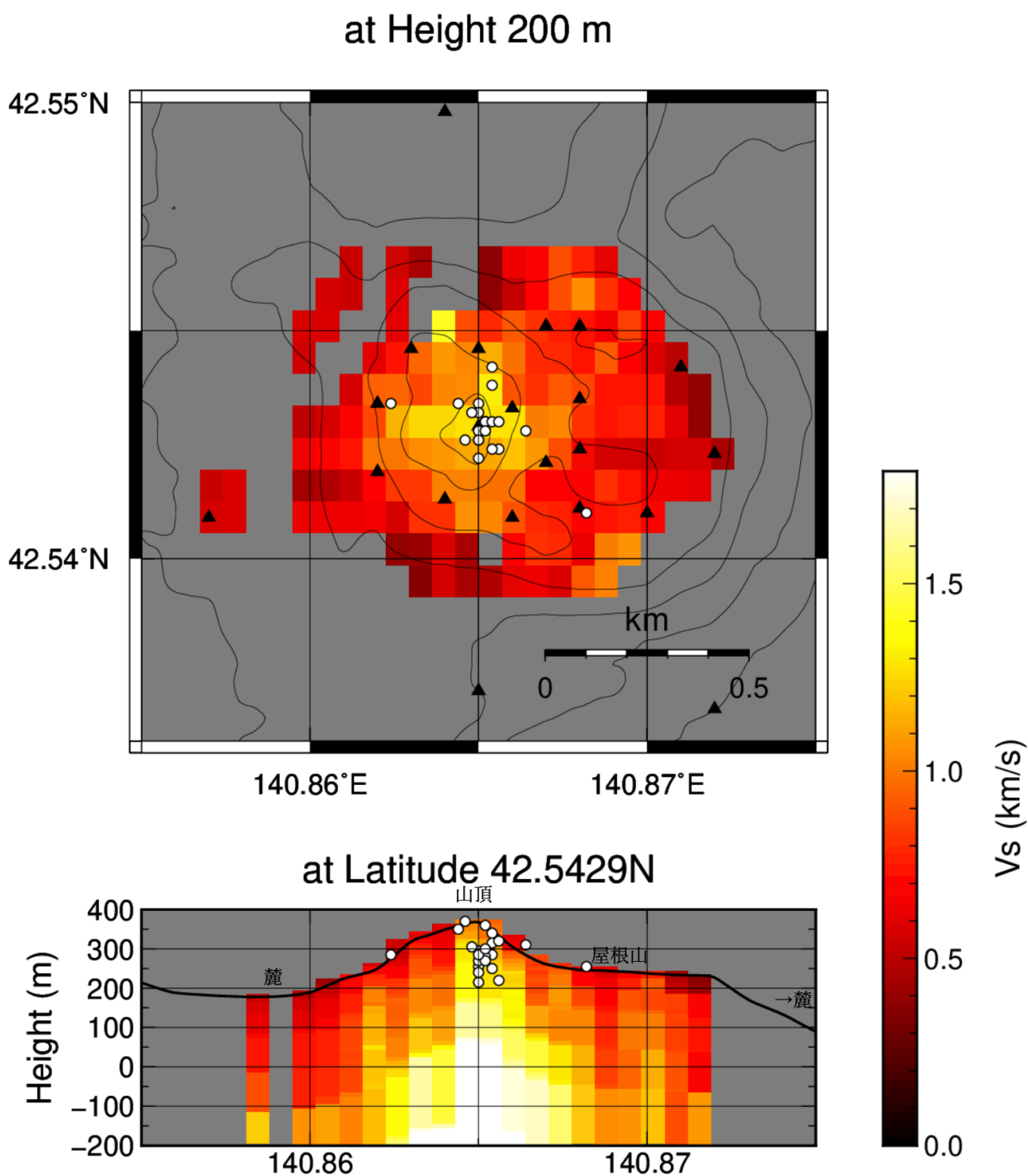
先行研究Takeo et al. (GJI改訂中)では、昭和新山上や周辺の22箇所(図の三角)に短周期地震計を1ヶ月設置した。地震波干渉法を用いてRayleigh波を解析し、山頂付近・屋根山・麓の3地域毎に平均的な1次元S波構造を推定した。位相速度を自動測定するため、全10層のS波速度をモデルパラメータとして地震波干渉法の相互相関関数を波形フィッティングする方法を開発した。波長と観測点配置の影響のため、位相速度が測定できる周波数帯域は地域毎に異なる。一方、地下構造が地域毎に異なるため、ある周波数のRayleigh波がS波速度構造に感度をもつ深さも地域毎に異なる。これらが組み合わさった結果、全地域共通の深さ範囲(地表から深さ約20-500 m)においてS波速度を推定することができた。

本研究では、この先行研究の手法を拡張し、3次元S波速度構造を推定した。まず、各観測点ペアの相互相関関数に対して波形フィッティングによって10層のS波速度構造を推定した。日中と夜間でノイズスペクトルの形が異なるため、毎日同時台のデータを用いて24通りの相互相関関数を計算し、ブートストラップ法による誤差推定も行った。精度良く位相速度が推定できる周波数帯は上述の様に観測点ペアによって異なるため、通常の表面波トモグラフィーの様に2次元位相速度分布のインバージョンを行うことは難しい。そこで、波形フィッティングで得られた観測点ペア毎のS波速度構造をパス平均の構造と見なして、2通りの方法で3次元構造推定を行った。1つ目は緯度・経度を0.0007度毎のグリッドに分け、各グリッドを通るパスのS波速度重み付き平均を標高毎に求めた(図)。重みはパスの長さで定義した。2つ目は、角周波数毎の位相速度分布推定で通常用いられている波線追跡法(Rawlinson and Sambridge 2003)を適用して地表からの深さ毎にインバージョンを行った。どちらの手法においても高低差が150mを超えるパスは取り除いた。

2通りの解析結果に共通して、山頂直下のS波速度は全ての深さで他の領域よりも速くもとまった。この結果は先行研究(Takeo et al. GJI改訂中)と調和的であり、噴火・隆起時の地下のマグマは水平方向に狭く分布したと解釈できる。加えて波線追跡インバージョン結果から山頂直下でも特に露出した溶岩ドームの東側でS波速度が速いことが明らかになった。当時の写真記録などから最も噴火活動が活発であった第四火口の火道に対応する可能性がある。先行研究では山頂直下のS波速度はNishiyama et al. (2017)が推定した密度と経験的なスケールリングで予想されるより約40%小さく推定されており、未だ溶岩ドーム内部が高温であることや空隙が存在することなどを低速度の原因として挙げている。本研究の結果は、溶岩ドーム内にも水平不均質が存在し、例えば溶岩ドーム東側は空隙が少なかったり低温であったりすることを示唆する。

この3次元構造推定には技術的な問題が2つ存在する。1つ目は周波数毎の位相速度分布推定で通常仮定する様な破線理論を本来適用してはいけないことである。2つ目は地形の影響を十分に考慮していないことである。本研究のように深さ毎にインバージョンするアプローチは他の火山地域にも応用できる可能性があり、今後新たな技術開発をしていく必要がある。

本研究では、以上の結果に加えて昭和新山内部ではほぼ毎日発生しているマグニチュード-3から-2.5の極微小地震活動(竹尾他 2020 JpGU)にも着目する。一様P波速度を仮定した暫定震源推定結果によると、溶岩ドーム直下の海拔200–350mすなわち深さ50–200m付近に位置している(図の白丸)。複数観測点の到達走時の違いから少なくとも2箇所以上で発生しており、今後3次元構造を仮定した震源決定や相対位置再決定などにより空隙・温度分布と地震活動の関係性など議論できると期待できる。



標高 200m および緯度 42.5429°N での S 波速度分布。  
三角は観測点、丸は極微小地震の暫定震源位置を示す。

**Room A | Regular session : S01. Theory and analysis method**

📅 Sat. Oct 16, 2021 1:30 PM - 2:15 PM JST | Sat. Oct 16, 2021 4:30 AM - 5:15 AM UTC | 🏠 ROOM A

**PM-1**

chairperson:Tomoya Takano(Hirosaki University)

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

[S01-06] A centroid catalog of P-wave microseisms: a comparison with the wave model  
WAVEWATCH III

○Kiwamu NISHIDA<sup>1</sup>, Ryota TAKAGI<sup>2</sup> (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo,  
2.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science,  
Tohoku University)

---

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

[S01-07] Seismic velocity response to tidal deformation at shallow crust in Japan

○Tomoya TAKANO<sup>1</sup>, Kiwamu NISHIDA<sup>2</sup> (1.Graduate School of Science and Technology, Hirosaki  
University, 2.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

---

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

[S01-08] Seismic noise observed by an ocean bottom seismometer revealed glacier sliding  
velocity in Greenland

○Yoshio MURAI<sup>1</sup>, Evgeny A. Podolskiy<sup>2</sup>, Naoya Kanna<sup>3</sup>, Shin Sugiyama<sup>4,2</sup> (1.Faculty of Science, Hokkaido  
Univ., 2.Arctic Research Center, Hokkaido Univ., 3.Atmosphere and Ocean Research Institute, Univ. of  
Tokyo, 4.Institute of Low Temperature Science, Hokkaido Univ.)

# A centroid catalog of P-wave microseisms: a comparison with the wave model WAVEWATCH III

\*Kiwamu NISHIDA<sup>1</sup>, Ryota TAKAGI<sup>2</sup>

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University

## ■はじめに

地動の脈動の存在自体は1940年代から知られている。励起源が海洋波浪であることは既に確立されており、その励起の特徴から約 0.07 Hz の卓越周期を持つ Primary microseisms と約 0.15 Hz の卓越周期をもつ secondary microseisms である。Secondary microseisms は海洋波浪のちょうど倍の卓越周波数を持ち、海洋波浪の非線形効果が励起に大きく寄与している事が知られている (Longuet-Higgins, 1950)。ともに海洋波浪が励起源のため表面波が卓越しているが、脈動の遠地実体波も観測される。

## ■解析手法

脈動の起源メカニズムを系統的に理解するためには理解するためには、脈動P波の重心位置のカタログ化は情報は重要である。本研究では、beamforming法の自然な拡張として、slowness ベクトルと波面の曲率の両方の情報を抽出できる新しい手法 (auto-focusing法) を適用した。

## ■解析

2004年から2018年までに防災科学技術研究所が運用によって展開されているHi-net (速度計 鉛直成分約750点) を解析した。機器応答は時間領域 で補正し (Maeda et al., 2011)、収録機器起源のコヒーレントなノイズは予め差し引いた (Takagi et al., 2015)。解析には、これら広帯域化した速度計記録を用いた。時系列を512秒ごとに切り出し、地震の影響を取り除いたセグメントは解析から除外した。遠地の地震はglobal CMTカタログ (Ekström et al., 2012) を用い除外し、近地の地震は平均自乗振幅の時間変化の大きさから判断し除外した。さらに、観測点ごとの平均自乗振幅の大きさに閾値を設定し、局所的なノイズの影響を受けているとして解析から除外した。選択したデータを用い、0.1-0.25Hzの帯域でcentroid single force (CSF) を推定した。解析はP波、PP波、PKP波、PKIKP波を対象とた。また3次元構造の補正を、3次元波線追跡プログラムLLNL (Simmons et al., 2012)を用いて行った。

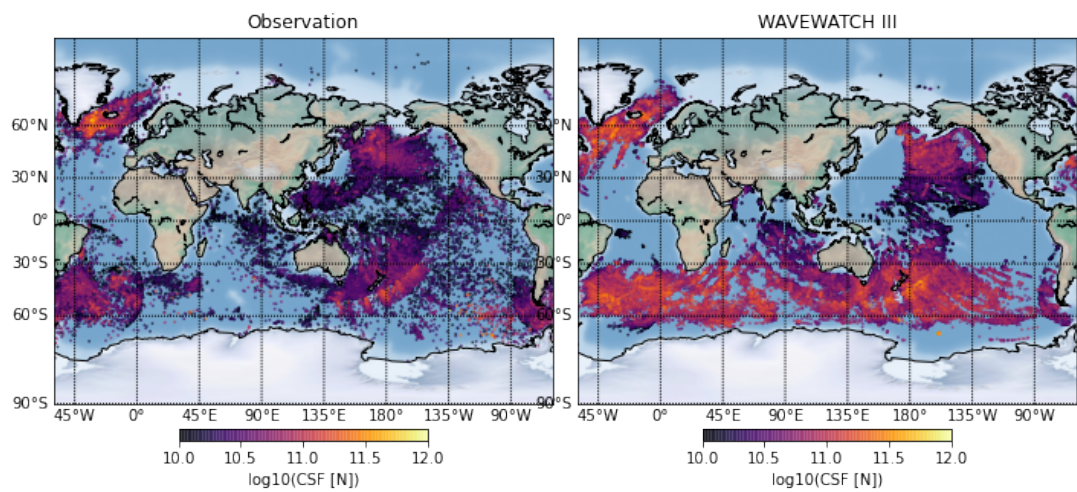
## ■WaveWatch IIIに基づくcentroid カタログの推定

より定量的に理論を検証するため、海洋波浪モデル (WAVEWATCHIII) を使ってP波の理論的な予想値と比較した (c.f., Nishida and Takagi, 2016)。海洋波浪による励起はArdhuin et al. (2011)に従い計算し、波線理論によるP波のGreen関数はFarra et al. (2016)に従った。

## ■解析結果とWaveWatch IIIの比較

Centroidの時空間分布を比較したところ、Hi-netによる解析結果とWAVEWATCH III は大局的に調和的であった。Centroidは北半球の冬の期間、主に北西太平洋・北大西洋に分布していた。南半球の冬の期間には、主に南太平洋・南極海に分布していた (図参照)。

本研究では、P波、PP波、コアフェイズを解析したが、PP波の検出数はWAVEWATCH III に比べて優位に少なかった。また、PP波によって決定したCSFの大きさも優位に小さいことが分かった。これは、PP波が浅部の不均質構造の影響をより強く受けるために、3次元構造の影響を補正しきれなかった事が原因だと考えられる。解析結果とモデルの間の最も大きな違いは、オーストラリア北部 (カーペンタリア湾) のP波脈動である。毎年夏に顕著な脈動活動が観測されている。この違いは、WAVEWATCHIIIがLonguet-Higginsメカニズムで重要となってくる海岸での波浪の反射を上手くモデリングできていない事に起因しているかもしれない。ただカーペンタリア湾は閉じた湾であるために、海洋波浪活動があまり活発でないことが知られている。また水深も約50mと浅いために、Longuet-Higginsメカニズムとは違った非線形効果を考える必要があるかもしれない。



# Seismic velocity response to tidal deformation at shallow crust in Japan

\*Tomoya TAKANO<sup>1</sup>, Kiwamu NISHIDA<sup>2</sup>

1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

地殻内の歪みの蓄積・解放過程を調べることは地震や火山活動の発生機構を理解する上で重要である。地殻内の歪み変化は、地殻を伝播する地震波速度の時間変化を観測することで調べることができる。観測された地震波速度変化から地殻構造の歪み変化を推定するためには、歪み変化に対してどのくらい地震波速度変化が生じるのか理解する必要がある。近年、歪み変化のみによる地震波速度変化を調べるために、高精度に理論計算できる地球潮汐に伴う地震波速度変化の検出が地震波干渉法により行われている。しかしながら、先行研究では限られた地域での観測結果しか報告されておらず、地球潮汐に伴う地震波速度変化の地域性などの空間的な特徴はまだよくわかっていない。そこで本研究では、Hi-net観測点で記録された常時微動を利用して、拡張カルマンフィルタに基づき地球潮汐による地震波速度変化のみを抽出し、日本全国における速度変化の潮汐応答の空間分布について調べる。

防災科学技術研究所のHi-net（速度計3成分，878観測点）において，2010年から2011年までに記録された連続記録を解析する。データロガーによるノイズの影響を除去した(Takagi et al., 2015)後に，時間領域で機器応答を補正し(Maeda et al., 2011)，20Hzにリサンプリングする。各観測点において，1時間ごとに常時微動の自己相関関数3成分（NN, EE, ZZ成分）と同一観測点での相互相関関数6成分（ZE, ZN, EN, EZ, NZ, NE成分）を計算する。得られた相関関数に対し0.2-0.5Hzの帯域でフィルターを適用する。Nishida et al., (2020)に基づき，線形化したストレッチング法に対して拡張カルマンフィルタを適用することで，1時間ごとの9成分の相関関数から潮汐に対応する地震波速度変化を抽出する。ここで，異なる周期の潮汐による速度変化をcosine関数の重ね合わせによりモデル化し，説明変数としてカルマンフィルタの中の状態-空間モデルに組み込む。カルマンフィルタの処理過程において，説明変数である地球潮汐による速度変化を最尤法により決定する。

分潮の中で振幅が最も大きいM2分潮に対する速度変化の空間分布を調べたところ，海洋荷重による歪み量の大きい湾周辺や島の観測点で速度変化が大きくなることがわかった。また，各観測点でのM2分潮に対する地震波速度変化とGOTIC2（Matsumoto et al., 2001）により計算した潮汐歪量を用いて，地震波速度変化の歪感度を推定した。地震波速度変化の歪感度は $10^3$ から $10^5$ の間で分布し，これまで先行研究で推定された速度変化の歪感度値と整合的であった。得られた歪感度値を地殻浅部におけるS波速度（Nishida et al., 2008）と比較したところ，速度変化の歪感度値はS波速度の低い領域において大きくなることがわかった。

本研究では，防災科学技術研究所のHi-netの連続データを使用させていただきました。記して感謝いたします。

## Seismic noise observed by an ocean bottom seismometer revealed glacier sliding velocity in Greenland

\*Yoshio MURAI<sup>1</sup>, Evgeny A. Podolskiy<sup>2</sup>, Naoya Kanna<sup>3</sup>, Shin Sugiyama<sup>4,2</sup>

1. Faculty of Science, Hokkaido Univ., 2. Arctic Research Center, Hokkaido Univ., 3. Atmosphere and Ocean Research Institute, Univ. of Tokyo, 4. Institute of Low Temperature Science, Hokkaido Univ.

### 1. はじめに

近年、地震波ノイズの励起に関して、地震波ノイズと海洋潮汐 [Becker et al. (2020)] や風による気圧変化 [Tanimoto and Wang (2021)] などとの関係が調べられている。Podolskiy et al. (2021)は、グリーンランド・ボードイン氷河直前の海底に海底地震計を設置して、地震波ノイズと氷河の流動速度を比較することによって、地震波ノイズパワーと流動速度の間に高い相関があることを発見した。このことから、地震波ノイズは氷河がすする時に生じる微動であると考えられ、地震波ノイズの観測から氷河の流動速度を推定できることが示された。氷が陸上から海に流入すると海水準が上昇するので、海底地震観測によって氷河から海に流入する氷と融け水をモニタリングできれば、地球温暖化による海面上昇の解明に役立つことが期待される。一方、氷河の流動では基盤上を氷がすする現象が重要であり、固体と固体の接触面での安定すべり実験と見なすこともできる。本研究では、Podolskiy et al. (2021)による観測結果をレビューし、氷河が流動する際に、どのようにして地震波が励起されるかについて地震学的に考察する。

### 2. 観測と解析結果

グリーンランド北西部のボードイン氷河は、海洋に流れ込む氷河の1つである。Podolskiy et al. (2021)では、2019年7月21日～8月6日の期間に、ボードイン氷河の氷河末端から約640 m離れたフィヨルドの海底に海底地震計1台を設置して観測を行った。センサーには、固有周波数4.5Hzの3成分速度計を使用した。また、氷河と陸上にもGPS受信機と速度型地震計を設置した。解析では、地震計の記録から機器特性を除去し、power spectral density (PSD)を計算した。PSDはいくつかの周波数帯で積分し、各周波数帯域での時系列を作成した。PSDの時系列はばらつきが大きかったので、PSDの最小値をノイズレベルの最小値として、氷河上のGPSで観測された氷河の流動速度との比較を行った。氷河の流動速度は約1 m/dayの速さで、海洋潮汐の影響による約12時間周期の変動に加えて、融解水が氷河の底に供給される夕方に速くなる傾向がある。地震波ノイズパワーの時系列は、3.5 Hz～14.0 Hzの周波数帯で氷河の流動速度との間に相関が見られ、特に海底地震計では、氷河上で発生する氷の破壊や強風によるノイズの影響を抑えることができたため、高い相関があることが明らかになった。以上のことから、地震波ノイズは氷河がすする時に生じる微動であると考えられる。

### 3. 解釈

なぜ微動振幅と氷河の流動速度との間に相関が見られるのか、その原因について考察する。ボードイン氷河では、氷に縦孔を掘削して氷内部の変形を直接調べたところ変形量が小さいことが明らかになっており、氷河の流動速度と氷河底面のすべり速度はほぼ同じと仮定できる。Aki and Richards (2002)の式(4.32)によると、断層すべりによる変位場の遠地項は、地震モーメントの時間微分に比例する。地震モーメントは断層すべりに比例するので、変位場はすべり速度に比例する。観測では速度型地震計を使用しているので、観測された地震波の速度場はすべり加速度に比例することになる。ここで、3.5 Hz～14.0 Hzの周波数帯での微動は、同じ周波数帯でのすべり加速度によって励起されることになるが、GPSから得られた氷河の流動速度は15分間の平均値から計算されたもので、微動のような高周波成分のすべり速度やすべり加速度は検出できないことに注意する必要がある。したがって、以下では定性的に議論する。

氷河がすする時に高周波の微動を励起するためには、氷河は滑らかに流動するのではなく、高周波の速度ゆらぎを伴いながら流動していると考えられる。そのような高周波の速度ゆらぎが、高周波のすべり加速度の原因となり、微動による速度場が励起される。その際、氷河の流動速度が速くなると、高周波の速度ゆらぎによるすべり加速度が大きくなるため、微動による速度場も振幅が増大してノイズレベルが上昇すると考える

と、観測結果を説明することができる。氷河の底面には氷河堆積物が付着していて、その中に含まれる砕屑岩が氷河の流動によって引きずられて、基盤の硬い部分を通過する時に氷河の流動速度にゆらぎが生じて、すべり加速度が発生し、微動が励起される。氷河の流動速度が速くなると、氷河の底面の砕屑岩が基盤の硬い部分をより頻繁に通過するようになるので、氷河の流動速度のゆらぎが大きくなり、強いすべり加速度と微動が励起されるのかもしれない。

#### 文献

Podolskiy et al., 2021, Nat. Commun., 12, doi:10.1038/s41467-021-24142-4.

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

📅 Sat. Oct 16, 2021 2:15 PM - 3:00 PM JST | Sat. Oct 16, 2021 5:15 AM - 6:00 AM UTC | 🏠 ROOM A

**PM-1**

chairperson: Kentaro Omura(NIED)

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

[S12-01] Regional stress field in the northern Kinki district investigated by dense seismic observation

○Toshio Tanaka<sup>1</sup>, Yoshihisa Iio<sup>2</sup>, Hiroshi Katao<sup>2</sup>, Masayo Sawada<sup>2</sup>, Kazuhide Tomisaka<sup>2</sup> (1.Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University, 2.DISASTER PREVENTION RESEARCH INSTITUTE KYOTO UNIVERSITY Research Center For Earthquake Prediction)

---

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

[S12-02] In-situ stress at the basement under Osaka plain(3) -Re-evaluation using rock core samples with DCDA method-

○Kentaro OMURA<sup>1</sup>, Akio Funato<sup>2</sup>, Takatoshi Ito<sup>3</sup> (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Fukada Geological Institute, 3.Institute of Fluid Science, Tohoku University)

---

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

[S12-03] Experimental evaluation under hydrous condition on thermal maturation of carbonaceous materials as a proxy of frictional heating in a fault during an earthquake

○Keita IWAGAKI<sup>1</sup>, Tetsuro Hirono<sup>1</sup> (1.Department of Earth and Space Science, Graduate School of Science, Osaka University)

## Regional stress field in the northern Kinki district investigated by dense seismic observation

\*Toshio Tanaka<sup>1</sup>, Yoshihisa Iio<sup>2</sup>, Hiroshi Katao<sup>2</sup>, Masayo Sawada<sup>2</sup>, Kazuhide Tomisaka<sup>2</sup>

1. Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University, 2. DISASTER PREVENTION RESEARCH INSTITUTE KYOTO UNIVERSITY Research Center For Earthquake Prediction

近畿地方の北部には、有馬－高槻断層帯、三峠・京都西山断層帯、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、日本で活断層が集中している有数の地域の一つである。これらのうち、有馬－高槻断層帯は、北側の北摂山地と、南側の大阪平野や六甲山地の境界部に沿って、ほぼ東北東－西南西に延びる活断層帯である。その長さは、高槻市街地北部から神戸市北区の有馬温泉西方まで、約55kmある。有馬－高槻断層帯の南西側には、兵庫県南部地震(1995 M7.3)を引き起こした六甲・淡路島断層帯があり、断層帯の近傍では、大阪府北部の地震(2018 M6.1)が発生した。

有馬－高槻断層帯の北側の丹波地域では、活発な微小地震活動が長期間継続している。この地震活動は大地震の後の余震活動とは異なっている。また、特定の断層の近傍で発生しているのではなく、広い範囲で発生している。地震活動には地殻内流体が関連していることが示唆されており、近畿地方北部における下部地殻内のS波の反射面の解析を通して、断層帯深部の地震学的構造の解明がなされてきている(Aoki et al., 2016 ; Katoh et al., 2018)。

近畿地方北部は近畿三角帯の西縁側の一部に位置し、また、新潟－神戸歪集中帯の南西端の一翼を担う場所でもある。したがって、広域のテクトニクスを考察する上でも重要な場所である。地殻の応力の状態をより正確に把握することは、考察を深めるために欠かせないだけでなく、将来の地震活動を予測する上でも極めて重要である。

琵琶湖西岸から丹波山地周辺には、2008年以降、満点システムと名づけられた、80点を超える稠密観測網が整備されてきている(三浦ほか, 2010)。平均観測点間隔は約5kmで、従来の定常観測網の約20kmと比較するとはるかに稠密である。近畿地方北部の応力場については、既に藤野・片尾(2009)や青木ほか(2012)により解析がなされているが、この満点システムから得られた多数のデータ、および周辺の高感度定常観測点から得られたデータを用いて、応力場の解析を行った。解析に用いた地震は北緯34.4～35.7°、東経134.5～136.6°の範囲内で2008年11月から2018年3月までに発生した約2万個の地震である。一つのメカニズム解を求める際に地震の観測点の下限は15とした。メカニズム解に複数の解がある場合は10個以下の場合のみを用いた。インバージョン解析においては、以下のパラメータなどで解析した。

Kagan角の最大値：35°、Score値の最小値：0.9、グリッド内の地震数：16以上50以下、グリッドの大きさ：x軸10km、y軸10km、z軸2.5km

これらのうち、z軸(鉛直)方向の距離については、応力の上下方向の変化を詳しく調べるために2.5kmに設定した。藤野・片尾(2009)は、深さ、東西、南北とも10kmの立方体を解析対象としたが、2.5km間隔で設定できたのは、稠密観測網により膨大な数の地震波形データが得られたからである。解析に際しては、変化の連続性を保つため、原則としてグリッドの大きさの半分ずつの距離を移動させ、各データを2回使用した。

地殻にはたらく最大主応力の方位は、西南日本では一般的に東西方向である。しかし、有馬－高槻断層帯の主部は、かなり東西に近い走向の横ずれ型の断層であり、広域的な応力場とは必ずしも調和的でないように見える(飯尾, 2020)。大阪府北部の地震の後の余震観測などによると、P軸の方位は、東－西方向だけでなく、南東－北西方向にも向いていることが計測されている(飯尾, 2020)。

本研究の結果、有馬－高槻断層帯付近にある、大阪府北部の地震の震源地付近の最大主応力の方位は、深度10kmの地点において、東－西方向から、南東－北西方向に、時計回りに20°回転していた。また、丹波地域でも角度は異なるが、時計回りに回転している場所があった。応力方位の上下方向での変化については、有馬－高槻断層帯周辺では、地震の発生深度が限られていて数も少ないので、推定は困難であった。一方、丹波地域ではより深い場所でも発生し数も多いので、上下方向での変化も推定できた。その結果、特徴的な変化を示す場所があることも分かった。一例として、大阪府北部の地震の震央点の北方40kmの地点から東方に20kmにわ

たる範囲の地域では、深度が7.5、10、12.5kmと深くなるにつれ、応力方位が時計回りに回転していた。角度は、東を基準として時計回りの方向を正とした場合、7.5kmでは-10または-15°、10kmでは10°、12.5kmでは15°であった。

最大主応力方位の角度の変化を引き起こす要因については、詳しい分析を今後継続して行う予定である。

## In-situ stress at the basement under Osaka plain(3) -Re-evaluation using rock core samples with DCDA method-

\*Kentaro OMURA<sup>1</sup>, Akio Funato<sup>2</sup>, Takatoshi Ito<sup>3</sup>

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 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100m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、一例として、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から、ボアホールブレイクアウトが観察され、すでに応力方位が推定されているが（小村，地震学会秋季大会2020），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再計測し，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することから，その弾性変形を計測し，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，コア変形法の適用できることが示されている。

大阪府の此花観測井(北緯34°39'45.92", 東経135°23'22.53", 掘削深度約2033m)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コアにおいて，採取後，10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。採取された岩石コアのP波速度，S波速度，密度測定から計算される弾性定数を適用し，応力値を求めたところ，～60 MPaから100MPaを越える差応力値となった。過去の，周辺の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。一方で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ある。大きな差応力に意味があるかどうか，今後，岩石コアの亀裂の存在の影響などを考慮していかなければならないと考える。

本結果をふまえ，一般に，観測井などの孔井掘削と岩石コア採取し，あわせて孔内検層実施し，条件が適合して，ボアホールブレイクアウトが観察されれば，原位置地殻応力の値と方位をとともに計測可能であることが示されたものといえる。

## Experimental evaluation under hydrous condition on thermal maturation of carbonaceous materials as a proxy of frictional heating in a fault during an earthquake

\*Keita IWAGAKI<sup>1</sup>, Tetsuro Hirono<sup>1</sup>

1. Department of Earth and Space Science, Graduate School of Science, Osaka University

地震性滑りの指標として、断層中に含まれる炭質物の熱熟成反応が挙げられる。この反応は断層中の摩擦発熱による温度上昇の推定に広く用いられる、温度上昇に伴う不可逆的な反応である。しかし、実際の地震発生時の断層は水で満たされているにもかかわらず、水が炭質物の熱熟成反応に及ぼす影響についてはこれまで精査されていない。そこで本研究では、初期熟成度の異なる2種の炭質物（褐炭、瀝青炭）を用い、水と共にガラス管に真空封入し、加熱処理を実施し、水の炭質物の熱熟成度の変化への影響を実験的に精査した。加熱実験では、炭質物-水量比（乾燥状態, 2:1, 1:4）、ターゲット温度（350, 700, 1050 °C）、最高温度保持時間（40 s, 1, 3, 5 h）を変化させて加熱を施し、その後、実験後試料において、赤外・ラマン分光分析による分子構造の解析を行った。その結果、炭質物-水量比が2:1における350, 700, 1050 °Cでの40秒~5時間の加熱、1:4における350 °Cでの1, 3, 5時間の加熱による官能基の離脱に、水の有無による有意な差が認められなかった。また、ラマン分光分析については現在解析中である。赤外分光分析の結果から、水は炭質物の熱熟成反応に影響を及ぼさないと言える。本発表ではさらに現在解析中のラマン分光分析の結果も踏まえ、これまで構築されてきた地震時の摩擦発熱指標としての炭質物の熱熟成反応を評価する。