

Sat. Oct 16, 2021

ROOM A

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

AM-2

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

11:00 AM - 12:15 PM ROOM A (ROOM A)

- [S01-01] Finite difference calculation of constant-Q seismic ground motion using Rayleigh damping
 ○ Kazuki KOKETSU¹, Hongqi DIAO² (1. Graduate School of Media and Governance, Keio University, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)
 11:00 AM - 11:15 AM
- [S01-02] Dependency of a priori information for radiation-corrected empirical Green's function in waveform inversion
 ○ Ritsuya Shibata¹, Genki Oikawa¹, Naofumi Aso¹, Junichi Nakajima¹, Satoshi Ide² (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)
 11:15 AM - 11:30 AM
- [S01-03] Evaluating errors in autocorrelation functions for reliable estimates of a reflection profile
 ○ Yuta MAEDA¹, Toshiki Watanabe¹ (1. Nagoya University)
 11:30 AM - 11:45 AM
- [S01-04] Passive seismic reflection imaging for local earthquakes: RTM application to MeSO-net data
 ○ Kazuya SHIRAI¹, Toshiki Watanabe² (1. JAMSTEC, 2. Nagoya University)
 11:45 AM - 12:00 PM
- [S01-05] Three-dimensional shear-wave velocity structure and shallow very-micro earthquakes above sea level in the Showa-shinzan volcano
 ○ Akiko TAKEO¹, Kiwamu Nishida¹, Motoko Ishise¹, Hiroshi Aoyama², Yosuke Aoki¹ (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University)
 12:00 PM - 12:15 PM

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

PM-1

chairperson: Tomoya Takano (Hiroshima University)

1:30 PM - 2:15 PM ROOM A (ROOM A)

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

comparison with the wave model WAVEWATCH III

○ Kiwamu NISHIDA¹, Ryota TAKAGI² (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

1:30 PM - 1:45 PM

- [S01-07] Seismic velocity response to tidal deformation at shallow crust in Japan
 ○ Tomoya TAKANO¹, Kiwamu NISHIDA² (1. Graduate School of Science and Technology, Hiroshima University, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)
 1:45 PM - 2:00 PM
- [S01-08] Seismic noise observed by an ocean bottom seismometer revealed glacier sliding velocity in Greenland
 ○ Yoshio MURAI¹, Evgeny A. Podolskiy², Naoya Kanna³, Shin Sugiyama^{4,2} (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.)
 2:00 PM - 2:15 PM

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

PM-1

chairperson: Kentaro Omura (NIED)

2:15 PM - 3:00 PM ROOM A (ROOM A)

- [S12-01] Regional stress field in the northern Kinki district investigated by dense seismic observation
 ○ Toshio Tanaka¹, Yoshihisa Iio², Hiroshi Katao², Masayo Sawada², Kazuhide Tomisaka² (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)
 2:15 PM - 2:30 PM
- [S12-02] In-situ stress at the basement under Osaka plain (3) - Re-evaluation using rock core samples with DCDA method -
 ○ Kentaro OMURA¹, Akio Funato², Takatoshi Ito³ (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Fukuda Geological Institute, 3. Institute of Fluid Science, Tohoku University)
 2:30 PM - 2:45 PM

[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 IWAGAKI¹, Tetsuro Hirono¹ (1.Department of Earth and Space Science, Graduate School of Science, Osaka University)
2:45 PM - 3:00 PM

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

AM-2

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

Sat. Oct 16, 2021 11:00 AM - 12:15 PM ROOM A (ROOM A)

- [S01-01] Finite difference calculation of constant-Q seismic ground motion using Rayleigh damping
○Kazuki KOKETSU¹, Hongqi DIAO² (1. Graduate School of Media and Governance, Keio University, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)
11:00 AM - 11:15 AM
- [S01-02] Dependency of a priori information for radiation-corrected empirical Green's function in waveform inversion
○Ritsuya Shibata¹, Genki Oikawa¹, Naofumi Aso¹, Junichi Nakajima¹, Satoshi Ide²
(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)
11:15 AM - 11:30 AM
- [S01-03] Evaluating errors in autocorrelation functions for reliable estimates of a reflection profile
○Yuta MAEDA¹, Toshiki Watanabe¹ (1. Nagoya University)
11:30 AM - 11:45 AM
- [S01-04] Passive seismic reflection imaging for local earthquakes: RTM application to MeSO-net data
○Kazuya SHIRAIISHI¹, Toshiki Watanabe² (1. JAMSTEC, 2. Nagoya University)
11:45 AM - 12:00 PM
- [S01-05] Three-dimensional shear-wave velocity structure and shallow very-micro earthquakes above sea level in the Showa-shinzan volcano
○Akiko TAKEO¹, Kiwamu Nishida¹, Motoko Ishise¹, Hiroshi Aoyama², Yosuke Aoki¹
(1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University)
12:00 PM - 12:15 PM

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

*Kazuki KOKETSU¹, Hongqi DIAO²

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

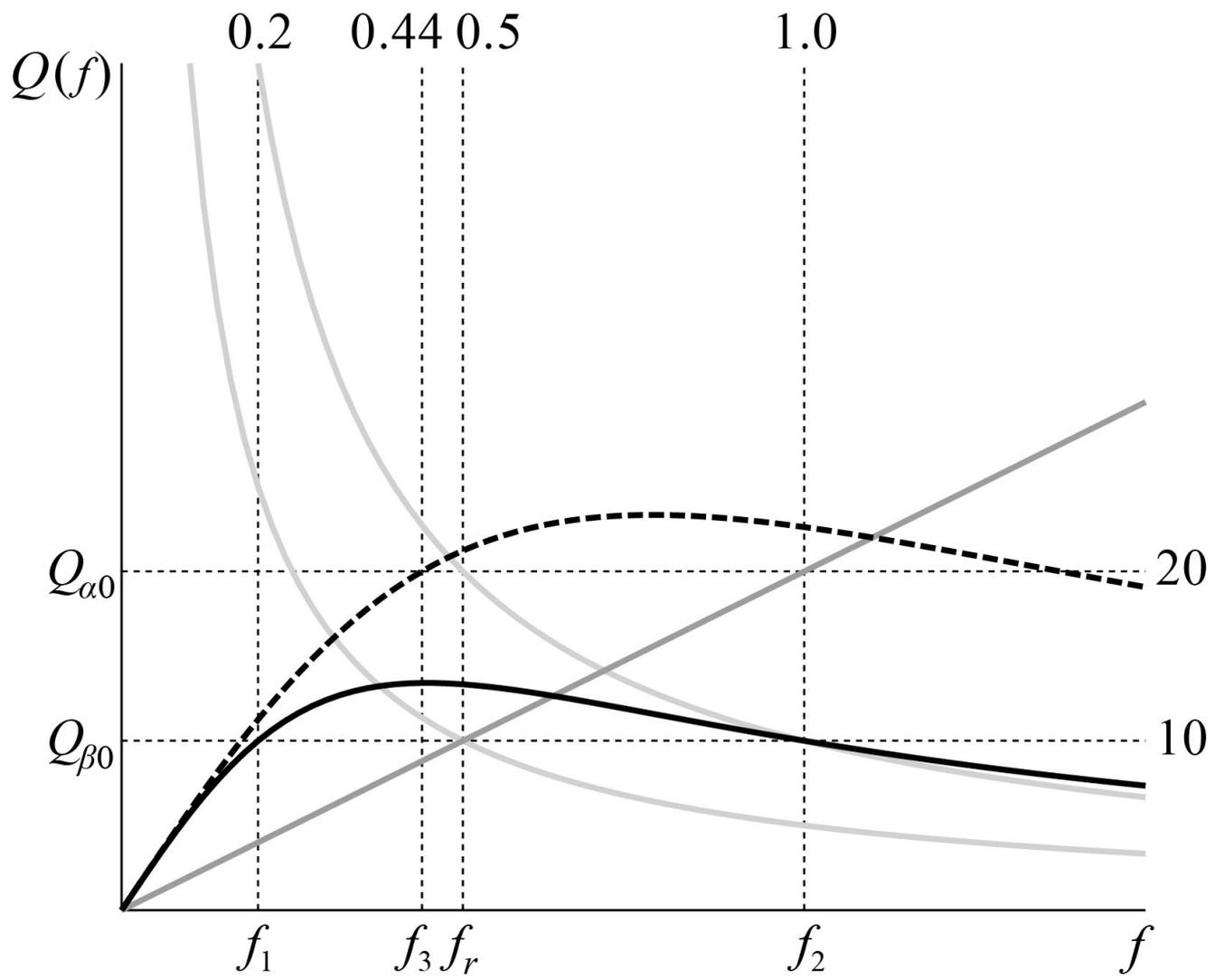
地震動を含む振動現象の減衰は、振動のエネルギー E が1周期の間に ΔE だけ変化するとき $Q^{-1} = -\Delta E/2\pi E$ と定義されるQ値で表される。1次元の減衰振動が(1) $u = A e^{i(\omega t - kx)} = a e^{-\eta t} e^{i(\omega t - kx)}$ と表されるならば、一般に E は A^2 に比例することから、 $t=0$ と $t=T$ (T は周期)の間のエネルギーとその変化は $E \propto A^2 \approx a^2$, $\Delta E \propto a^2 e^{-2\eta T} - a^2$ 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 に従って減衰するとした場合、(2) $u = a e^{-\gamma x} e^{i(\omega t - kx)}$ とすることが出来る。このとき、 E , ΔE 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 $\tau = \gamma^* \partial e/\partial t$ (γ^* 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 Γ に関係し、 Γ は γ (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 $\gamma = \omega^2 \Gamma/2v$ 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_ρ , w_γ 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 $u = a \exp\{-(w_\rho \eta/v + w_\gamma \gamma)x\} e^{i(\omega t - kx)}$ 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 $Q^{-1} = (w_\rho \eta/v + w_\gamma \gamma)v/\pi f$ 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 $Q_{\rho r}$, $Q_{\gamma r}$ とすると、 $Q(f) = 1/(w_\rho f_r/f Q_{\rho r} + w_\gamma f_r/f Q_{\gamma r})$ 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_α , w_β , 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_ρ , w_α , w_β を決めることができる。S波を重視して、周波数2つ f_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 $Q_{\alpha 0}$ に近づいている。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 Shibata¹, Genki Oikawa¹, Naofumi Aso¹, Junichi Nakajima¹, Satoshi Ide²

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ない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 MAEDA¹, Toshiki Watanabe¹

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る。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/m³)と基盤(P波速度5000 m/s、密度2600 kg/m³)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思われる。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 SHIRAIISHI¹, Toshiki Watanabe²

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 TAKEO¹, Kiwamu Nishida¹, Motoko Ishise¹, Hiroshi Aoyama², Yosuke Aoki¹

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。

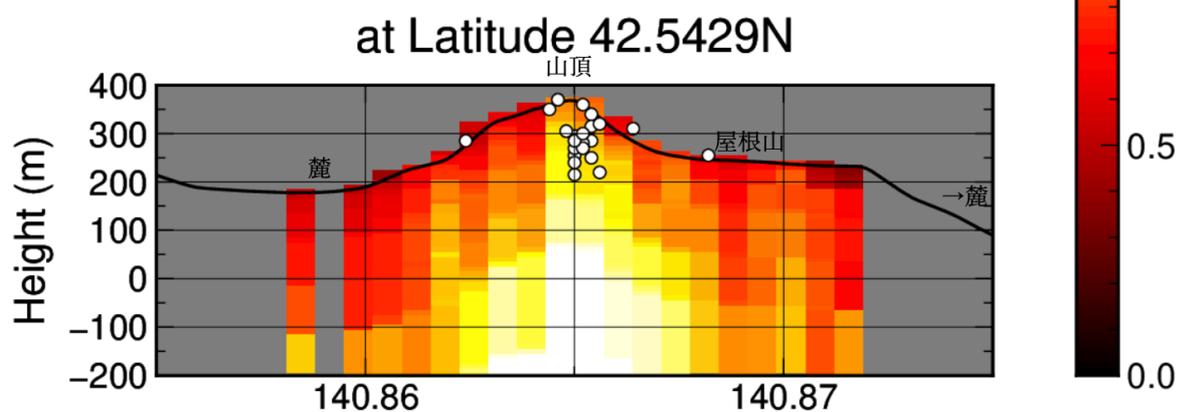
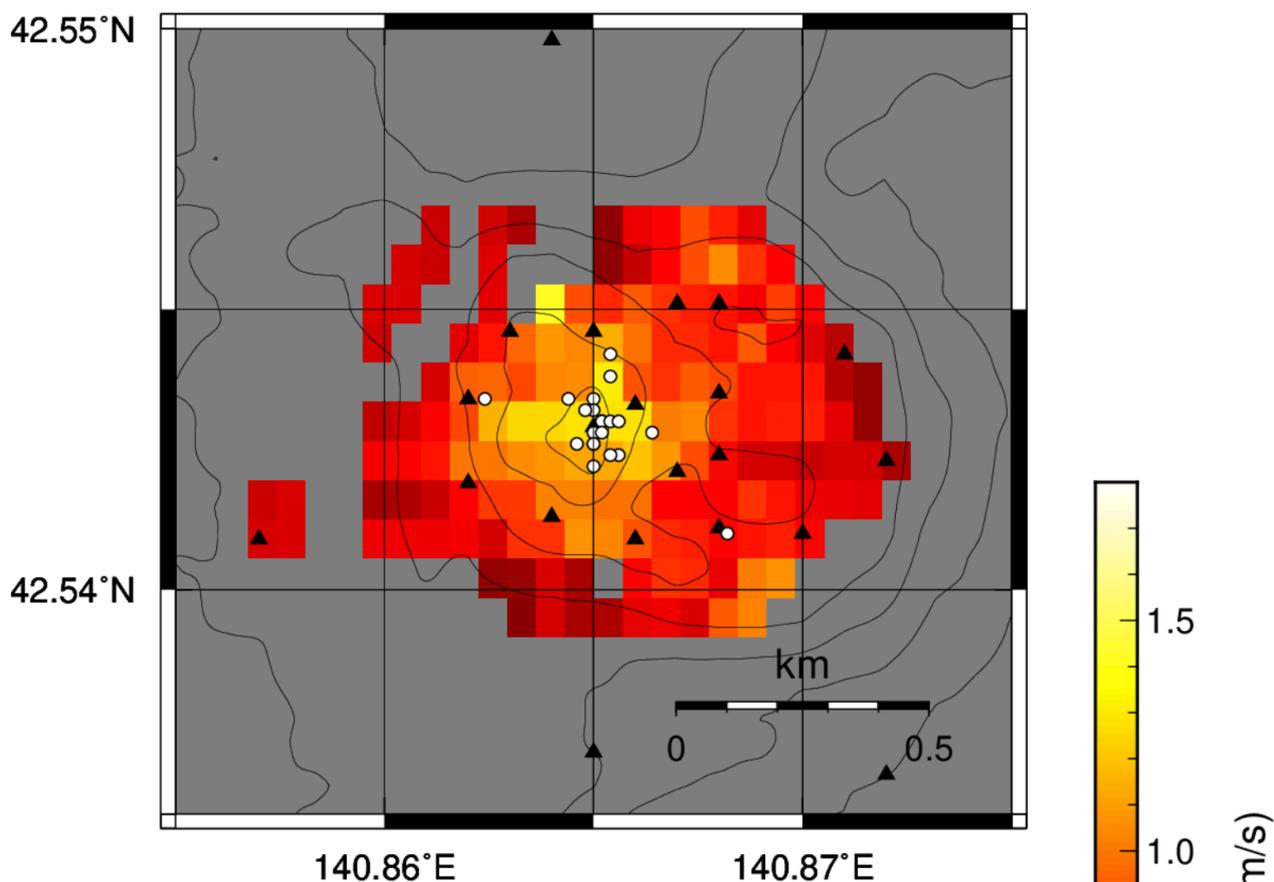
本研究では、この先行研究の手法を拡張し、3次元S波速度構造を推定した。まず、各観測点ペアの相互相関関数に対して波形フィッティングによって10層のS波速度構造を推定した。日中と夜間でノイズスペクトルの形が異なるため、毎日同時間台のデータを用いて24通りの相互相関関数を計算し、ブートストラップ法による誤差推定も行った。精度良く位相速度が推定できる周波数帯は上述のように観測点ペアによって異なるため、通常の表面波トモグラフィーの様に2次元位相速度分布のインバージョンを行うことは難しい。そこで、波形フィッティングで得られた観測点ペア毎のS波速度構造をパス平均の構造と見なして、2通りの方法で3次元構造推定を行った。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)。重みはパスの長さや測定精度によって定義した。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。

at Height 200 m



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

PM-1

chairperson:Tomoya Takano(Hirosaki University)

Sat. Oct 16, 2021 1:30 PM - 2:15 PM ROOM A (ROOM A)

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

○Kiwamu NISHIDA¹, Ryota TAKAGI² (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

1:30 PM - 1:45 PM

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

○Tomoya TAKANO¹, Kiwamu NISHIDA² (1.Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University, 2.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

1:45 PM - 2:00 PM

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

○Yoshio MURAI¹, Evgeny A. Podolskiy², Naoya Kanna³, Shin Sugiyama^{4,2} (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.)

2:00 PM - 2:15 PM

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

*Kiwamu NISHIDA¹, Ryota TAKAGI²

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波を対象とした。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。

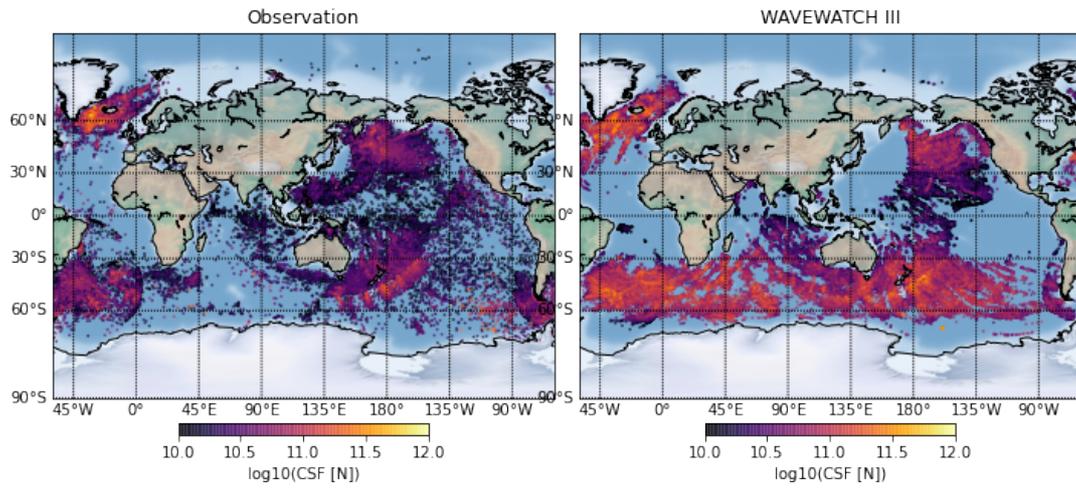
■WaveWatch IIIに基づくcentroid カタログの推定

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Arduin 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 TAKANO¹, Kiwamu NISHIDA²

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 MURAI¹, Evgeny A. Podolskiy², Naoya Kanna³, Shin Sugiyama^{4,2}

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べ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べ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べ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ため、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。

氷河がすべ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

PM-1

chairperson: Kentaro Omura(NIED)

Sat. Oct 16, 2021 2:15 PM - 3:00 PM ROOM A (ROOM A)

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

○Toshio Tanaka¹, Yoshihisa Iio², Hiroshi Katao², Masayo Sawada², Kazuhide Tomisaka²

(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)

2:15 PM - 2:30 PM

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

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

2:30 PM - 2:45 PM

[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 IWAGAKI¹, Tetsuro Hirono¹ (1.Department of Earth and Space Science, Graduate School of Science, Osaka University)

2:45 PM - 3:00 PM

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

*Toshio Tanaka¹, Yoshihisa Iio², Hiroshi Katao², Masayo Sawada², Kazuhide Tomisaka²

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、有馬一高槻断層帯、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、有馬一高槻断層帯は、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。有馬一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。

有馬一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、有馬一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、有馬一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、有馬一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 OMURA¹, Akio Funato², Takatoshi Ito³

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，Diometrical 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 IWAGAKI¹, Tetsuro Hirono¹

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。