

博士論文

南西諸島における地震波減衰構造の推定と
それに基づく地震動シミュレーションのための
広域地下構造モデルの構築

平成 30 年 9 月

小松 正直

岡山大学大学院
自然科学研究科

Estimation of seismic wave attenuation structure and construction of a regional structure model for simulations of seismic wave propagation, for the Ryukyu arc, Japan

Masanao Komatsu

Graduate School of Natural Science and Technology, Okayama University

Abstract

The quality factor Q expresses the degree of anelasticity of rocks and depends on the temperature and water in the Earth's interior. Q is very important information to discuss for the temperature and existence of fluids in the Earth. Seismologists have recently estimated three-dimensional seismic attenuation structures in Japan. However, in the Ryukyu arc, the estimation of Q structure and the construction of a regional structure model including Q have almost never implemented. In this thesis, I investigate the three-dimensional P- and S-wave attenuation (Q) structure in the Ryukyu arc, and construct a regional subsurface structure model to simulate seismic waves for the Ryukyu arc, Japan. I also examine the lateral variation of the stress drops of earthquakes occurring there. This thesis consists of the following three parts:

Part 1: A corner frequency included in a source spectrum is necessary to implement the seismic attenuation tomography. I estimate S-wave corner frequencies f_{cS} using the S-wave coda spectral ratio method. I select 4227 events (M_W 3.3~7.0), during the period from June 2002 to May 2017 in the Ryukyu arc, Japan, which the centroid moment tensor solutions were reported by the F-net, NIED. For 2189 events, assuming a circular crack model, I calculate the Brune's stress drop $\Delta\sigma$ from f_{cS} , the seismic moment M_0 and the shear wave velocity β at source for each event. The stress drops obtained from the corner frequencies range from 1 to 100 MPa. I find the strong lateral variations in stress drop for crustal earthquakes (depth ≤ 25 km). The stress drops of the events between the Ryukyu trench and the Okinawa trough decrease with distance from the Ryukyu trench to the epicentres. Low stress drop events have occurred in the Okinawa trough. The Okinawa trough is an active back-arc basin associated with the continental rifting. This region includes high heat flow area. High stress drop events occur along the Ryukyu trench and near Taiwan region. Area where the short-term slow slip events (SSEs) does not occur is consistent with very high stress drop region. This region might be a barrier for activity of the SSEs. Lateral variation of the stress drops may be useful and important information to improve ground motion predictions for the Ryukyu arc.

Part 2: I conduct the seismic attenuation tomography using f_{cS} of 2874 events. First, I estimate the path-averaged attenuation factor t^* from P- and S-wave spectra assuming frequency-dependence of Q . Frequency dependent Q may be represented as $Q = Q_0 f^\alpha$, where Q_0 is Q at 1 Hz. The frequency-dependent parameter α of P- and S-waves are determined to be 0.55 and 0.80, respectively. Next, I perform the seismic attenuation tomography using the estimated t^* data to evaluate spatial distribution of P- and S-wave Q^{-1} (Q_P^{-1} and Q_S^{-1}). To trace ray paths, I make a 3-D Moho discontinuity model by compiling the data from the recent reflection seismic surveys in the Ryukyu arc (e.g. Nishizawa et al. [2017]). For the top of the Philippine sea plate, I employ Iwasaki et al.'s [2015] model. Remarkable features for the estimated Q_P and Q_S distributions are as follows: very low- Q_P and - Q_S spots are located in several islands, which are covered with weak sedimentary rocks such as limestone. Low- Q_P and - Q_S regions

exist in the Okinawa trough and volcanic areas. These regions might be attributed to upwelling hot material or fluid from deeper depth to the crust. Low- Q_P and $-Q_S$ parts are distributed in the mantle wedge beneath Iriomote-jima island, where SSEs occurred. Low- Q_P and $-Q_S$ areas exist above the PHS slab where the short-term SSEs occur. This feature might suggest that the SSEs may be controlled by fluids supplied from the PHS slab. I calculate the averaged values of Q_{P0} and Q_{S0} at 1 Hz in each of the upper and the lower crusts, the mantle wedge and the Philippine Sea (PHS) slab, respectively. The averaged Q_{P0} in these layers are 188, 191, 498 and 814, respectively. The averaged Q_{S0} are 188, 201, 542, 834, respectively. The averaged Q_{P0} and Q_{S0} are almost identical there. I also set three region in the Ryukyu arc, Sakishima islands, Okinawa and Amami islands, and Tokara islands, and calculate the averaged Q_{P0} and Q_{S0} in each region. Q_0 in Tokara islands are lower than other regions.

Part 3: I construct a 3-D subsurface structure model for the Ryukyu arc, Japan to numerically simulate seismic wave propagation there. In the model, P- and S-wave anelastic attenuation (Q_P and Q_S) values in the upper and lower crusts, mantle, and the PHS slab are set to be 200, 220, 700 and 910 based on the result of seismic attenuation tomography, respectively. I employ the 3-D Moho discontinuity model and the top of the Philippine sea plate constructed in Part 2. I assume thickness subducting oceanic layers 2 and 3 as 2 and 5 km, respectively. I also adapt the Japan Seismic Hazard Information Station (J-SHIS) model as the sediment layer model (seismic velocity, density and Q_P and Q_S). For the land and ocean-bottom topography, I combine 250-m-mesh land model (Geospatial Information Authority of Japan) and JTOPO30v2 seafloor model. I conduct three-dimensional simulations of the long-period strong ground motions for the 1 March 2018 Iriomote-jima earthquake ($M_{JMA}5.6$) and the 26 September 2016 Okinawa earthquake ($M_{JMA}5.6$) to demonstrate the effectiveness of our structure model with the finite difference method. Target period of the simulations ranges from 2 to 50 s. The computed waveforms well reproduce the observed ones, which suggests the constructed model may be available for large-scaled seismic wave simulations such as strong-motion prediction in the Ryukyu arc.

要旨

地震波が伝播すると、球面波の広がりによる幾何減衰、地球内部の粘性による内部減衰、波が散乱することによる散乱減衰を生じる。このうち、内部減衰と散乱減衰は合わせて非弾性減衰と呼ばれ、無次元量 Q (Q^{-1} が大きいと高減衰) で表される。地球内部の Q を評価することは、地下の温度・流体の存在などを議論する上で重要である。近年、地震波減衰トモグラフィによって、 Q の 3 次元空間分布が調べられている。しかし、九州南端から沖縄県にかけての全長 1200 km におよぶ南西諸島における地震波減衰トモグラフィはこれまでほとんど行われていない。また、同地域では、地震動シミュレーションに必要な Q を含む地下構造モデルは地盤構造以外提案されていない。本論文の目的は、南西諸島における 3 次元地震波減衰構造を推定し、それに基づいて地震動シミュレーションのための地下構造モデルを構築することである。また、減衰構造推定のために必要な南西諸島周辺で発生した地震の震源スペクトルのコーナ周波数から応力降下量を求め、その地域性についても明らかにする。

地震波形に含まれる震源パラメータのひとつに、震源スペクトルのコーナ周波数 f_c がある。 f_c は地震ごとに異なり、地震波減衰トモグラフィを行うために必要なパラメータである。そこで、まず南西諸島で発生した地震の f_c を求めた。解析には規模の異なる地震でペアを組み、地震波の伝播経路の影響を受けない S 波コーダのスペクトル比を用いる方法を採用した。対象とする地震は 2002 年 6 月から 2017 年 5 月までの 15 年間に南西諸島で発生し、防災科学技術研究所の F-net によって Centroid Moment Tensor (CMT) 解が報告されている 4227 イベント ($M_W 3.3 \sim 7.0$) である。10 以上のイベント・ペアのスペクトル比より推定された 2189 イベントの f_c から応力降下量 $\Delta\sigma$ を算出した。その結果、南西諸島で発生した地震の $\Delta\sigma$ は概ね 1~100 MPa の間に分布していること、そして地殻内における $\Delta\sigma$ の分布には強い横方向の変化(地域性)が存在することが明らかになった。概して、琉球海溝沿いでは応力降下量が高く、海溝から離れるにつれて低くなる傾向が、背弧側に位置する沖縄トラフ手前付近まで見られる。沖縄トラフ内部で発生した地震は宮古海山直下を除いて応力降下量が非常に低く、地殻熱流量が高い地域に対応している。海溝付近の局所的に $\Delta\sigma$ の非常に高い領域が与那国島の南方沖と奄美大島の北東沖にあり、奄美大島北東沖は測地学的に推定されているトカラギャップの圧縮域に当たる。また、南西諸島で発生した短期的 slow slip event (SSE) は琉球海溝沿いの非常に高い応力降下量を示す領域では発生していないことから、これらの領域が SSE のバリアになっていると考えられる。本論文で明らかになった南西諸島における応力降下量の強い地域性は、将来発生が想定される巨大地震の強震動予測の高精度化に向けて役に立つ重要な情報である。

次に、3 以上のイベント・ペアのスペクトル比より推定された 2874 イベントの f_c を用いて、地震波減衰トモグラフィを実施した。地震波減衰トモグラフィの入力データは伝播経路上の Q の情報を含む減衰量 t^* である。まず、P 波と S 波のスペクトルから、それぞれの t^* を決定した。 Q は周波数 f に依存して変化することが知られており、1 Hz の Q_0 を用いて $Q = Q_0 f^\alpha$ と表現される。本論文においても Q の周波数依存性を考慮した t^* の決定を行い、P 波と S 波それぞれについて α の最適値を見積もった。その値は、P 波と S 波でそれぞれ 0.55 と 0.8 である。次に、 t^* をデータとして地震波減衰トモグラフィを行い、南西諸島域における P 波の $Q^{-1}(Q_P^{-1})$ と S 波の $Q^{-1}(Q_S^{-1})$ の空間分布を推定した。その際、波線追跡に必要なモホ面は公開されている最新の反射法探査の結果をコンパイルしてモデル化し、沈み込むフィリピン海 (PHS) プレート上面は最新のモデルを採用した。トモグラフィの結果、以下のことが分かった。一部の島において表層で強い高減衰領域 (Q^{-1} が大) が見られる。これは、軟弱な表層岩石(主に石灰岩)や断層の影響であると考えられる。先島諸島や鹿児島県西方沖において、沖縄トラフ内の大部分で高減衰領域が広がっている。これは地下から供給される高温物質や流体が原因と考えられる。先島諸島の西表島直下のマントル

ウェッジにおいても顕著な高減衰領域が見られる．この領域では短期的 SSE の発生が報告されている．さらに，沈み込む PHS プレートに沿った Q^{-1} の分布と南西諸島で発生した短期的 SSE の断層モデルを重ねると，プレートに沿った (PHS プレート直上の) 高減衰域と一致した．沈み込む PHS スラブから供給された流体 (例えば，脱水した水) が SSE に大きく関わっていると考えられる．また，トカラ列島から九州南端にかけての火山活動が活発な地域のマントルから地殻において，強い高減衰域が見られる．これは PHS スラブ直上から火山や沖縄トラフに向けた流体・高温物質の供給を表していると考えられる．また，上部地殻，下部地殻，マントル，スラブの 4 層に分けて P 波と S 波の Q (Q_P と Q_S) の平均値を求めたところ，周波数 1 Hz の Q の値 Q_0 は， Q_{P0} がそれぞれ 188, 191, 498, 814, Q_{S0} が，188, 201, 542, 834 となり， $Q_{P0} \approx Q_{S0}$ であることが分かった．また，南西諸島を先島諸島，沖縄・奄美諸島，トカラ列島の 3 地域に分割し，それぞれの地域で Q_P と Q_S の平均値を求めた．トカラ列島は他の 2 地域と比べて Q が低く，この地域で活発な火山活動が関与していると考えられる．

次に，南西諸島における広域の地震動数値シミュレーションのための地下構造モデルを構築した．上述の地震波減衰トモグラフィの結果から先島諸島と沖縄・奄美諸島の Q の平均値を計算し， $Q_P = Q_S$ の減衰モデル：上部地殻 200，下部地殻 220，マントル 700，スラブマントル 910 を設定した．コンラッド面，モホ面と沈み込む PHS プレート上面は地震波減衰トモグラフィの際に使用したモデルを採用し，PHS プレート内の海洋性地殻第 2 層と第 3 層は厚さ一定となるようにした．これらの地震波速度や密度は西南日本や東北日本において公開されている広域のモデル (例えば，全国 1 次地下構造モデル，地震調査研究推進本部) から決めた．上部地殻の上の地盤モデルには南西諸島域のモデルも公開されている J-SHIS モデル (防災科学技術研究所) を適用した．構築した構造モデルの有効性を調べるために，先島諸島と沖縄・奄美諸島の 2 領域において，それぞれ 2018 年に西表島で発生した $M_{JMA}5.6$ の地震，2016 年に沖縄本島近海で発生した $M_{JMA}5.6$ の地震を仮定して計算を仮定して，3 次元差分法を用いた地震動シミュレーションを行った．シミュレーションの対象とする周期帯域は 2~50 秒である．両地震ともに観測波形の特徴を概ね再現することができ，今回構築したモデルの有効性を確認した．

目次

I 序論	7
第1部 南西諸島における震源スケーリング	10
1 はじめに	10
2 データ	11
3 手法	14
4 結果	17
5 議論	22
6 結論	28
第2部 南西諸島における地震波減衰トモグラフィ	32
1 はじめに	32
2 データ	33
3 手法	34
3.1 t^* の推定	34
3.2 トモグラフィ	37
4 結果・議論	39
4.1 t^* の推定結果	39
4.2 Q_{\min}^{-1} の設定	44
4.3 トモグラフィに使用するパラメータの決定	44
4.4 解像度テスト	45
4.5 Q^{-1} の3次元分布	45
4.6 Q とスロースリップとの関係	60
4.7 Q の平均	60
5 結論	68
第3部 地震動シミュレーションのための南西諸島の地下構造モデルの構築	69
1 はじめに	69
2 モデルの構築	70
2.1 地形モデル	70
2.2 地盤構造モデル	71

2.3 地殻・スラブのモデル	73
2.4 Q 値	74
3 実地震の地震動シミュレーション	76
4 議論	102
5 結論	121
II まとめ	131
謝辞	133
参考文献	134

I 序論

地震波は地球内部を伝播する際、球面波の広がりによる幾何減衰、地球内部の粘性により波のエネルギーが熱へ変換することによる内部減衰、地球内部のランダム性により波が散乱することによる散乱減衰を生じる。後者は合わせて非弾性減衰と呼ばれる。幾何減衰以外の非弾性減衰は Q の逆数である Q^{-1} を用いて表現され、内部減衰 (IQ^{-1}) と散乱減衰 (ScQ^{-1}) の和として表わされる [例えば, Sato et al. (2012)]。波形記録から IQ^{-1} と ScQ^{-1} を分離して推定する研究も行われている [例えば, Hoshiba (1993) など]、後述する地震波減衰トモグラフィの多くは Q^{-1} を推定している。岩石中の内部減衰は含有される水や変動する温度に依存して変化することが知られており [例えば, Karato (2003)]、地殻浅部においてはクラックやそこに入り込む流体に依存した P 波と S 波の Q^{-1} の変化の違いが指摘されている [例えば, Winkler and Nur (1982)]。地球内部の温度状態や流体の分布を知る上で、 Q^{-1} の空間分布を推定することは重要である。

地震波には震源特性、上述の非弾性減衰を含む伝播特性、地盤増幅特性がたたみ込まれており、地震波形を解析することによって、地下の非弾性減衰の大きさを知ることができる。近年大量の地震波形データから伝播経路上の Q^{-1} を含む減衰パラメータを抽出し、それらを逆解析することによって Q^{-1} の 3 次元空間分布が調べられている。その手法として、地震波減衰トモグラフィがある。地震波のトモグラフィは Aki and Lee (1976) が走時データの逆解析により、三次元的に配置したブロック内の地震波速度の摂動を求めた地震波速度 (走時) トモグラフィが最初であり、その後世界中で解析が行われてきた。1980 年代以降、地震波速度とともに地震波減衰トモグラフィも行われるようになり、特に 2000 年代以降、地震波形記録の蓄積や計算機の発展とともにその研究例は増加している [Eberhart-Phillips and Chadwick (2002) など]。日本においても 2010 年代に入り、盛んに地震波減衰トモグラフィが行われている [Nakajima et al. (2013) など]。

南西諸島は鹿児島県南方沖から台湾東方沖にかけて全長約 1200 km におよぶ (Fig. 0-1)。フィリピン海プレートの沈み込みによって島弧および背弧海盆が発達している。島弧はその地形的特徴から北琉球弧、中琉球弧、南琉球弧に分けられ、それぞれの境にトカラギャップ、ケラマギャップがある。また、背弧海盆は沖縄トラフと言われ、活動的な伸張場であり、多数の正断層が分布している [Sibuet et al. (1987), Kamata and Kodama (1994)]。また、北琉球弧のトカラ列島は火山活動が活発であり、近年では 2015 年に口永良部島が噴火している。地震活動も非常に活発であり、1997 年から 20 年間に防災科学技術研究所の広帯域地震観測網 (F-net) によって震源の Centroid Moment Tensor (CMT) 解が推定された地震は 4600 以上で、同期間に西南日本 (九州地方から近畿地方にかけて) で推定された地震の 2 倍以上である。度々規模の大きな地震が発生しており、1771 年の八重山地震による津波など被害を及ぼしてきた (Fig. 0-2: 地震本部 Web サイトより)。そのため、南西諸島で将来発生が予想される地震における強震動の評価が重要な地域であると考えられる。

近年の南西諸島における地震学的な研究として、Kubo and Fukuyama (2003) はこの地域で発生した地震の CMT 解を用いて応力場の地域性を議論した。Nishimura et al. (2004) は地殻変動データを解析し、南西諸島における伸張域や圧縮域を明らかにした。Nishimura (2014) はこの地域で発生する 200 以上の短期的 slow slip event (SSE) の断層モデルを推定した。地震波速度トモグラフィは Sadeghi et al. (2000), Nakamura et al. (2003), Wang et al. (2008), Yamamoto et al. (2018) などで報告されており、沖縄トラフでの低速度異常、西表島直下における高ポアソン比と短期的 SSE の対応などが明らかになっている。しかし、南西諸島における地震波減衰トモグラフィはこれまでほとんど行われていない。また、この地域における地震動シミュレーションに必要な Q を含む地下構造モデルは地盤構造以外提案されていない。上述の通り、 Q の 3 次元空間分布は地下の温度状態や流体分布を知る上で重要である。それだけでなく、活発な地震活動の中で

大規模な地震が過去に発生しており，将来発生する地震による地震動の予測は重要である．

本論文は以下の3部で構成されている．第1部はSコード波のスペクトルを用いて，南西諸島で発生した地震のコーナ周波数および応力降下量を推定し，この地域の震源スケーリングについて議論する．第2部はP波およびS波の地震波減衰トモグラフィを実施し， Q の3次元不均質構造と南西諸島のテクトニクスについて議論する．第3部は地震波シミュレーションに必要な広域地下構造モデルを構築し，実際のシミュレーションを通してモデルの有効性を確認する．

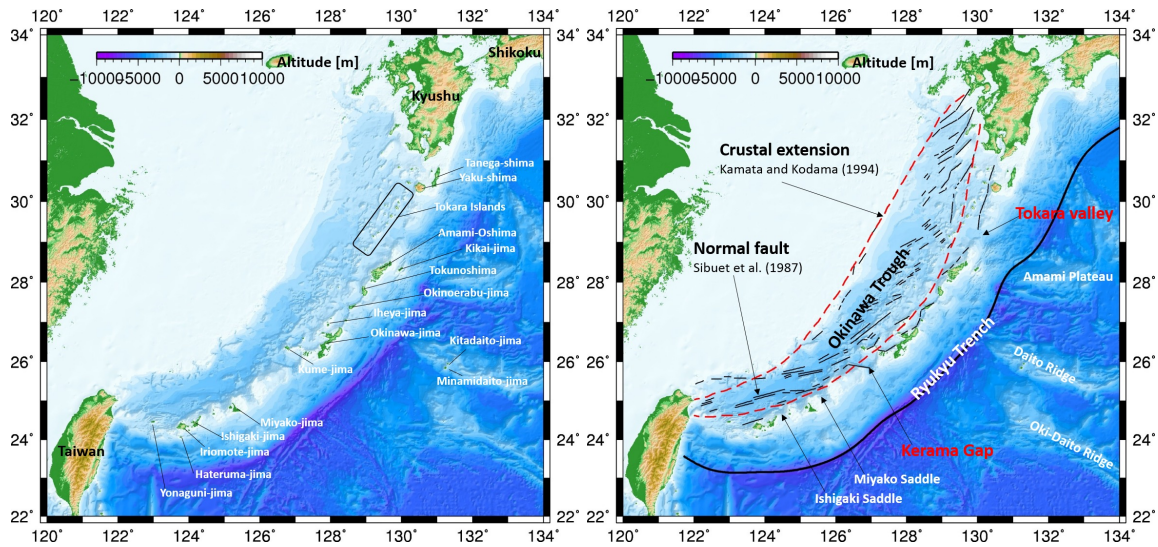


Fig. 0-1: Tectonic setting in the Rykyu arc.

第1部

南西諸島における震源スケーリング

1 はじめに

地震波には震源特性、伝播特性、地盤特性の3つの特性がたたみ込まれている。そのうち、震源特性について、そのスペクトルは低周波数側でフラットであり、そのレベルは震源での断層破壊の大きさを示す地震モーメント M_0 に比例する。このスペクトルはコーナ周波数 f_c を境に高周波数側で ω^{-2} 則に従って減少する [Aki (1967), Brune (1970, 1971)]。コーナ周波数は断層サイズ(半径)に反比例し、地震の規模が大きいほど(断層サイズが大きいほど)低周波数となる。断層破壊前後の応力変化を示す応力降下量 $\Delta\sigma$ は断層のすべり量と断層サイズの比に比例する [Eshelby (1957)]。応力降下量を一定とした場合、地震モーメントとコーナ周波数の間に $M_0 \propto f_c^{-3}$ の関係が成り立つ(自己相似 self-similar)。しかし、実際は上記の関係が成り立たないことも多い[例えば, Mayeda and Walter (1996)]。また、応力降下量にも地域性が見られる[例えば, Allmann and Shearer (2009)]。地震モーメントとコーナ周波数(つまり断層サイズ)の間の関係(震源スケーリング)や応力降下量の地域性について研究を行うことは、単に震源の理解だけでなく、将来発生する地震に対する強震動予測にも重要である。

震源スケーリングに関する研究は世界中で行われている。近年では Allmann and Shearer (2009) が世界中で発生した $m_b \geq 5.5$ の地震について、震源スペクトルをモデル・フィッティングし、コーナ周波数並びに応力降下量を推定した。日本においては、Oth (2013) が九州から東北にかけて K-NET および KiK-net で観測された強震波形を用いてコーナ周波数及び応力降下量を推定した。彼らは深さ 30 km より浅い地震を crustal earthquake, 深い地震を subcrustal earthquake と分類し、0.1~100 MPa という3桁に及ぶ応力降下量の変化の要因を検討するとともに、例えば、東日本では 0.1~1 MPa が卓越するのに対し、西日本では 1~10 MPa, 九州では 10 MPa 以上が卓越するなど、応力降下量の横方向の空間変化が大きいことを明らかにした。Tajima and Tajima (2007) や Somei et al. (2014) は日本における大地震とその余震におけるコーナ周波数を推定し、地震によるスケーリングの違いなどについて議論した。中でも Somei et al. (2014) はコーダ波のスペクトル比を用いた推定法[例えば, Mayeda et al. (2007)]を採用し、伝播特性の影響を受けずに安定にコーナ周波数の推定を行っている。

近年、コーナ周波数は震源スケーリングの研究以外でも地震波の減衰トモグラフィの研究で推定されている。スペクトルから地震波の伝播特性を抽出し、地震波の非弾性減衰に関するパラメータを得るために、震源特性や地盤特性を取り除く必要があるからである。特に震源特性と非弾性減衰はともに高周波数のスペクトルを減少させるため、両者の間にはトレード・オフ関係が指摘されている[例えば, Ko et al. (2012a)]。そこで、Nakajima et al. (2013) を始めとして、事前にコーナ周波数を推定し、計算された震源スペクトルを除いた上で、減衰パラメータを推定する研究が増えている。その多くはスケーリングの議論を行っていないが、Kita and Katsumata (2015) は北海道の減衰トモグラフィの際に推定したコーナ周波数を用いて、スラブ内の応力降下量について議論している。小松・小田 (2015) は西南日本において減衰トモグラフィを行う際、Somei et al. (2014) の解析手順を拡張して $M_{JMA} \geq 3.0$ の地震のコーナ周波数を推定をした。その結果、西南日本で発生した地震の応力降下量は 0.1~10 MPa の間であることを示した (Fig. 1-1)。

南西諸島については、Kubo and Fukuyama (2003) がこの地域で発生した地震のモーメント・テンソル解を使用し、応力場(特に応力軸)の地域性を議論している。しかし、応力降下量の地域性や震源スケーリングに関する研究はこの地域においてほとんど行われていない。第1部では、南

西諸島において減衰トモグラフィに必要な減衰パラメータを推定するために必要な震源スペクトルのコーナ周波数を推定する．南西諸島において観測されたイベントのS波コーダのスペクトル比を用いて，コーナ周波数を推定，応力降下量を算出し，スケーリングや地域性を議論する．

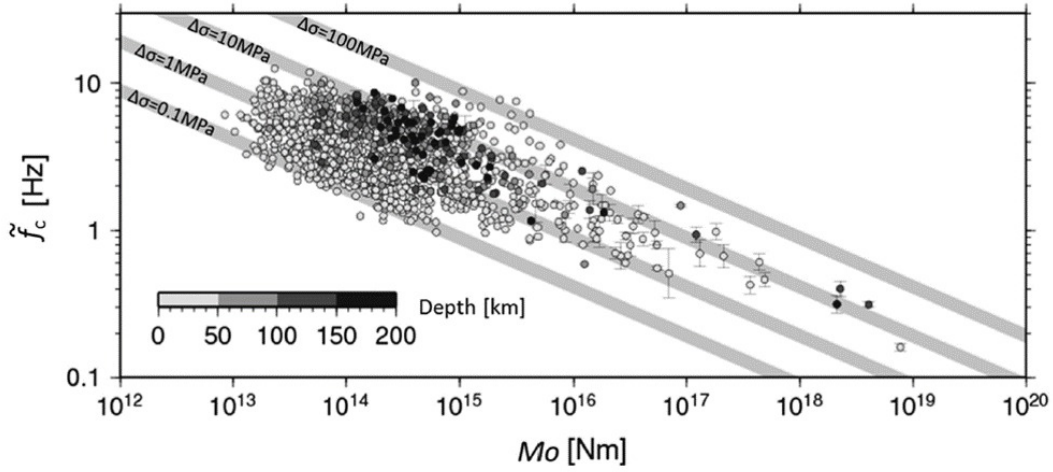


Fig. 1-1: S-wave corner frequency f_c versus the seismic moment M_0 for events in south west Japan [Komatsu and Oda (2015)]. Error bar of each event indicates the standard deviation of estimated f_c . Each of Gray thick lines shows a constant stress drop. Width of the line arises from the range of S-wave velocity in the vicinity of hypocenter.

2 データ

本研究では気象庁，防災科学技術研究所（高感度地震観測網：Hi-net），鹿児島大，九州大，高知大，京都大学防災研究所，東京大学地震研究所によって展開された173観測点の地震波形記録を解析した（Fig. 1-2の三角印）．対象とする地震は2002年6月から2017年5月までの15年間に南西諸島の北緯23度～32度，東経122度～132度の範囲で発生し，かつ防災科研の広帯域地震観測網（F-net）によってモーメントテンソル解が決定されたものである（Fig. 1-2の丸印）．計4326個の地震について，防災科研の高感度地震観測網（Hi-net）のデータ・ダウンロード・サイト（<http://www.hinet.bosai.go.jp/?LANG=ja>，2018年4月16日参照）で公開されているイベント波形データを収集した．このデータは気象庁一元化震源の震源決定に用いられた波形記録であり，Hi-netのみでなく日本で展開されている様々な観測網の波形記録が含まれている．収集したデータはWin32と呼ばれる形式のため，同サイトで公開されているソフトを使用し，アスキー形式に変換した．また，その際に波形が頭打ちしているデータは除去した．公開されていない，もしくはデータに不備のある地震を除いて，合計4227イベントが使用可能であった．なお，地震の震源情報は気象庁一元化震源を基本としているが，震源の深さのみF-netでメカニズム決定された際の深さを使用した．気象庁の走時によって決定された震源の深さは海域で決定精度が悪く，南西諸島の前弧側で異常に深い地震が複数存在してしまうためである（Fig. 1-3a, b）．一方，F-netは波形をフィッティングすることで震源のメカニズムと深さを決めており，前弧側も適切な深さで求まっている（Fig. 1-3c）．

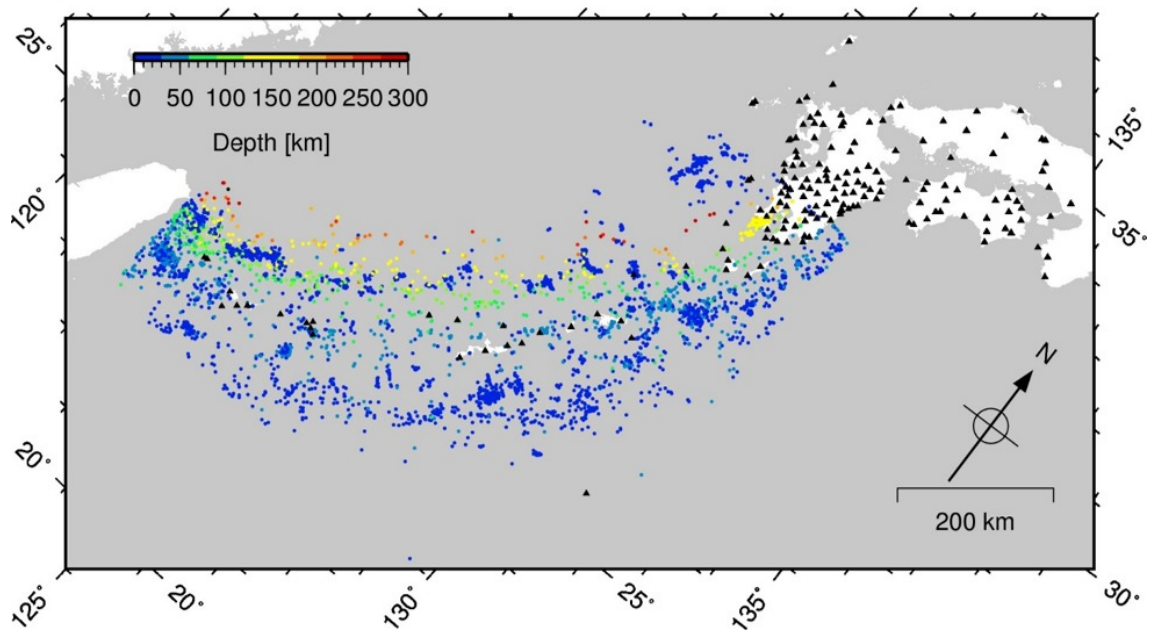


Fig. 1-2: Distribution of hypocenters and stations used in this study. Colored circles denote events used in this study, where the color variation shows with the focal depths. Black triangles indicate the stations used in this study.

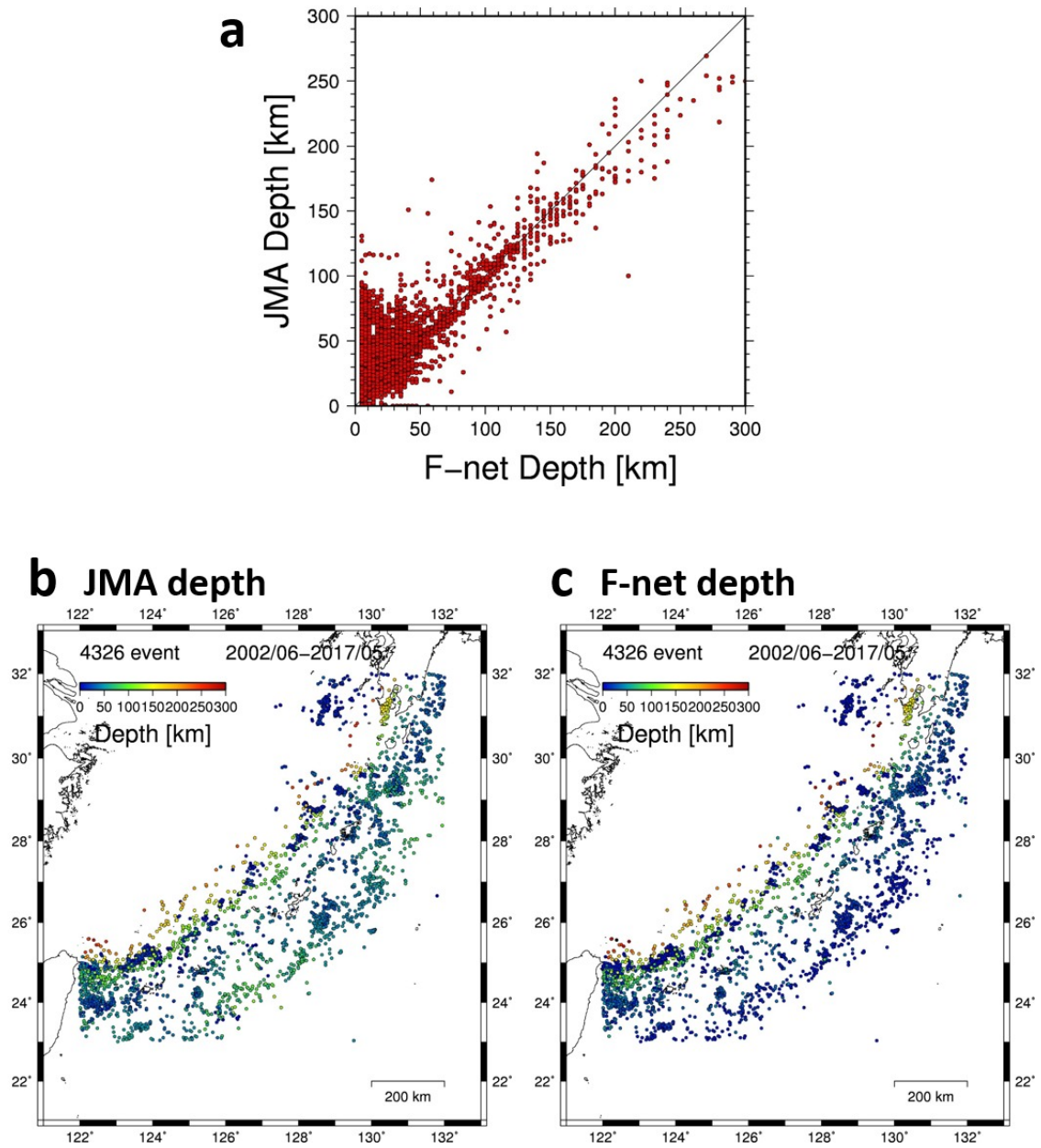


Fig. 1-3: Comparison between the focal depths determined by JMA and F-net.

3 手法

i 番目の地震について j 番目の観測点で観測された地震波のスペクトル $O_{ij}(f)$ は以下のように表現できる [例えば, Scherbaum (1990)],

$$O_{ij}(f) = \Omega_{0i} \cdot S_i(f) \cdot I_j(f) \cdot C_j(f) \cdot B_{ij}(f). \quad (1-1)$$

ここで, Ω_{0i} は周波数に依存しない量で, 震源の放射特性などが含まれる. $S_i(f)$ は震源スペクトルで ω^{-2} 則 [Brune (1970, 1971)] に従い, 以下の式で表される.

$$S_i(f) = \frac{M_{0i}}{1 + (f/f_{ci})^2}, \quad (1-2)$$

ここで, M_{0i} は地震モーメント, f_{ci} は震源スペクトルのコーナ周波数である. また, $I_j(f)$ は観測点の計器特性, $C_j(f)$ は観測点直下の地盤増幅特性, $B_{ij}(f)$ は伝播経路特性 (非弾性減衰 Q の影響) である. コーナ周波数などの震源パラメータを $S_i(f)$ から推定したいとき, $I_j(f)$ は補正可能だが, その他の項も無視することはできない. これまで, Q を仮定してスペクトルの補正を行った上で推定する方法 [例えば, Iio (1986)], 対数を用いて各項を分離して推定する方法 [例えば, 岩田・入倉 (1986), Oth (2013)], 震源がごく近傍の 2 つの地震におけるスペクトル比を用いて推定する方法 [例えば, 三宅・他 (1997)] などがある. 1 つ目の方法は Q を正しく仮定する必要がある. 2 つ目の方法は他の項とのトレード・オフに対する条件付けが必要である. 3 つ目の手法は 2 つの地震の波線経路を限りなく同じにすることで, 非弾性減衰などの伝播経路の影響をキャンセルすることができる. ただし, 2 つの震源が離れている場合は伝播特性が変わるため, 適用できない.

近年, コーダ波の性質を用いてコーナ周波数が推定されるようになった [例えば, Mayeda et al. (2007)]. Aki and Chouet (1975) によれば, S 波のコーダは地震波の散乱により伝播経路の影響を無視することができ, そのスペクトル $O_{ij}^C(f, t)$ は以下の式で表される.

$$O_{ij}^C(f, t) = S_i(f) \cdot I_j(f) \cdot P_{ij}^C(f, t), \quad (1-3)$$

ここで, $P_{ij}^C(f, t)$ はコーダ波の経過時間特性である. コーダ波の経過時間特性が地震の規模によらず同じである性質 [Aki and Chouet (1975)] を用いれば, 二つの地震, 地震 1 と地震 2 のコーダ波のスペクトル比 $SPR_{12j}(f)$ は

$$SPR_{12j}(f) = \frac{O_{1j}^C}{O_{2j}^C} = \frac{S_1(f)}{S_2(f)} = \frac{M_{01}}{M_{02}} \cdot \frac{1 + (f/f_{c2})^2}{1 + (f/f_{c1})^2} \quad (1-4)$$

となり, 震源スペクトルの比で表現される. つまり, コーダ波のスペクトル比を用いれば, 安定して二つの地震のコーナ周波数や地震モーメントの比を求めることができる. Mayeda et al. (2007) や Somei et al. (2014) はこの考え方に基づいてそれぞれアメリカ, 日本の地震を対象としてコーナ周波数を推定し, 震源スケーリングを考察した.

小松・小田 (2015), Komatsu et al. (2017) では, Somei et al. (2014) による方法を採用し, 以下の手順でコーナ周波数の推定を行った.

1. 2 つの地震のペアを選択する. その際, 2 つの地震のマグニチュード差 1.0 以上, 震源間距離 100 km 以内の条件を設定した.
2. 同一の観測点で, 3 成分波形の S 波コーダ波を 10 秒間ハニング窓で切り取り, FFT よりスペクトルを計算する. このとき, コーダ波の切り取り時刻 T_{Cij} は $T_{Cij} = 2T_{Sij} + T_{Di}$ とする. ここで, T_{Sij} は S 波走時である. T_{Di} は Ekström et al. (2005) による震源継続時間

で, $T_{Di} = 2.10 \times 10^{-8} (M_{0i} \times 10^7)^{1/3}$ である (M_{0i} の単位は Nm). ただし, 2つの地震の震源時を原点とした共通時間において, T_{c1j} と T_{c2j} を比べ, 遅い時刻を切り取り時刻とする (Fig. 1-4).

3. 大崎 (1994) のラグ・ウィンドウを用いて各成分のスペクトルを平滑化し, 3成分をベクトル合成する.
4. 2つの地震においてスペクトル比を全ての観測点で計算し, 周波数ごとにそれらの対数平均を計算する.
5. グリッドサーチにより, 1~10 Hz の区間において以下の評価式が最小となるときの2つのコーナ周波数を求める.

$$\sum_{k=1}^N \frac{\log |SPR_{12j}^{OBS}(f_k)| - \log |SPR_{12j}^{CAL}(f_k)|^2}{\log S.D.(f_k)} \times \frac{\log(f_{k+1}) - \log(f_{k-1})}{2} \rightarrow \min. \quad (1-5)$$

ここで, $f_k (k = 1, 2, \dots, N)$ は f を離散化した k 番目の周波数, $SPR_{12j}^{OBS}(f_k)$ は観測スペクトル比の対数平均, $S.D.(f_k)$ は $SPR_{12j}^{OBS}(f_k)$ の標準偏差, $SPR_{12j}^{CAL}(f_k)$ は式 (1-4) で計算された理論スペクトル比である.

6. 同じイベントで複数のコーナ周波数が推定された場合 (イベントペアが複数組まれた場合), その対数平均を採用する.

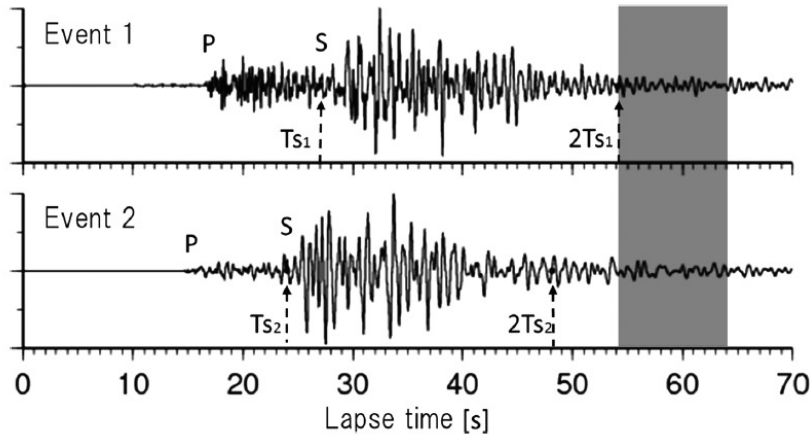


Fig. 1-4: Example of coda waves from Komatsu and Oda (2015). The lapse time is measured from the earthquake origin time. Ts_1 and Ts_2 denote the S-wave travel times for the Events 1 and 2. Shaded areas of seismograms are the coda waves, which are used for the spectral ratio analysis.

なお, 手順5の評価式を計算する周波数区間はS/N比などを参考に1~10 Hzとしている. この区間外でコーナ周波数が見積もられる場合について, 数値テストで検証しており, 最大10%程度の誤差で値が定まることが分かった [小松・小田 (2015) の Table 2]. Somei et al. (2014) では, 地震モーメントについてF-netで見積もられている値を使用しているが, 小松・小田 (2015), Komatsu et al. (2017) では地震活動が低調な中国・四国地方のF-netでモーメントテンソルが求まっていないマグニチュードの小さなイベントも扱うために, 以下の手順で作業を行っている.

1. 地震モーメントが報告されている地震同士でペアを組み、地震モーメント比を固定してコーナ周波数を推定.
2. 手順 1 で推定したコーナ周波数と報告されている地震モーメントを用いて、報告されていない地震の地震モーメントとコーナ周波数を推定.

しかし、本研究で対象とする南西諸島は全体で地震活動が活発で、地震モーメントが報告されている地震が多い. そのため、手順 1 のみでコーナ周波数の推定を行った.

本研究においても、以上の過程を基にしているが、以下の変更点がある.

- 地震のペアを組む際の条件を以下に変更した.
 - 2つのイベントの震央間距離が 100 km 以内.
 - 2つのイベントのマグニチュードの差が 0.5 以上
- Imanishi and Ellsworth (2006) を基に、時間窓 (10.24 秒間) を半分ずつずらしながら 4 本のスペクトルを計算する.
- スペクトルは 0.2~20 Hz の帯域において対数上で等間隔となるようにリサンプリングする.
- スペクトル比の平均はとらず、すべてのスペクトル比についての L1 ノルムを評価式とする.

同じ観測点の波形について、4 本のスペクトルを計算するのは、南西諸島では地震観測点が少なく、十分な数のデータを確保できないためである. リサンプリングは高周波数に評価が偏るのを防ぐためである. 具体的には $f_s \sim f_e$ Hz までの帯域において N 点リサンプリングする場合、

$$\Delta f = \frac{\log f_e - \log f_s}{N} \quad (1-6)$$

$$\log f_i = \log f_s + \Delta f \times (i - 1) \quad (1-7)$$

とし、1 番目のリサンプリング点において、周波数 $\log f_i \pm \Delta f$ の範囲でスペクトル振幅の対数平均をとり (ただし、 $S/N \geq 3.0$ の振幅のみを用いる)、周波数 f_i でのスペクトル振幅とした. ここで、 $f_s = 0.2$ Hz, $f_e = 20.0$ Hz であり、 $N=15$ とした. すると、 $\Delta f_c = 0.133$ となる. スペクトル比の平均をとらず、各スペクトル比の L1 ノルムをとるのは、スペクトル比の平均をとった際の外れ値の影響を軽減するためである [例えば、Menke (2016)]. 具体的には、以下の評価式を使用する.

$$\sum_{k=1}^N \sum_{j=1}^M |\log SPR_{12j}^{\text{OBS}}(f_k) - \log SPR_{12j}^{\text{CAL}}(f_k)| \rightarrow \min. \quad (1-8)$$

推定されたコーナ周波数を用いて応力降下量 $\Delta\sigma$ を以下の式から求める [Brune (1970, 1971), Oth (2013)],

$$\Delta\sigma = 8.5M_0 \left(\frac{f_c}{\beta} \right)^3 \quad (1-9)$$

ここで、 β は震源の S 波速度 (m/s) であり、本研究では気象庁の JMA2001 モデル [上野・他 (2002)] を使用する. なお、同式の地震モーメント M_0 の単位は Nm である.

4 結果

本研究では 268,064 個のイベントペアのうち、44,721 ペアについてコーナ周波数を推定することができた。この章では、同じイベントについて 10 個以上のペアによって推定された 2189 イベントのコーナ周波数を示す。Fig. 1-5 にコーナ周波数推定の例を示す。灰色の線は各観測点におけるスペクトル比で、赤線が式 (1-8) が最小となる時の理論スペクトル比である。式 (1-8) による L1 ノルムの評価により、スペクトルの外れ値の影響を小さくとどめていることが分かる。推定されたコーナ周波数と地震モーメントの関係を Fig. 1-6(a) に表す。各点の震源の深さに応じて色分けしている。また、式 (1-9) を用いて計算した応力降下量一定のラインを引いている。コーナ周波数は $M_W 3.3 \sim 6.7$ の範囲で、概ね応力降下量 1~100 MPa (メジアンは 10 MPa) の間に推定されていることが分かる (Fig. 1-6(b))。

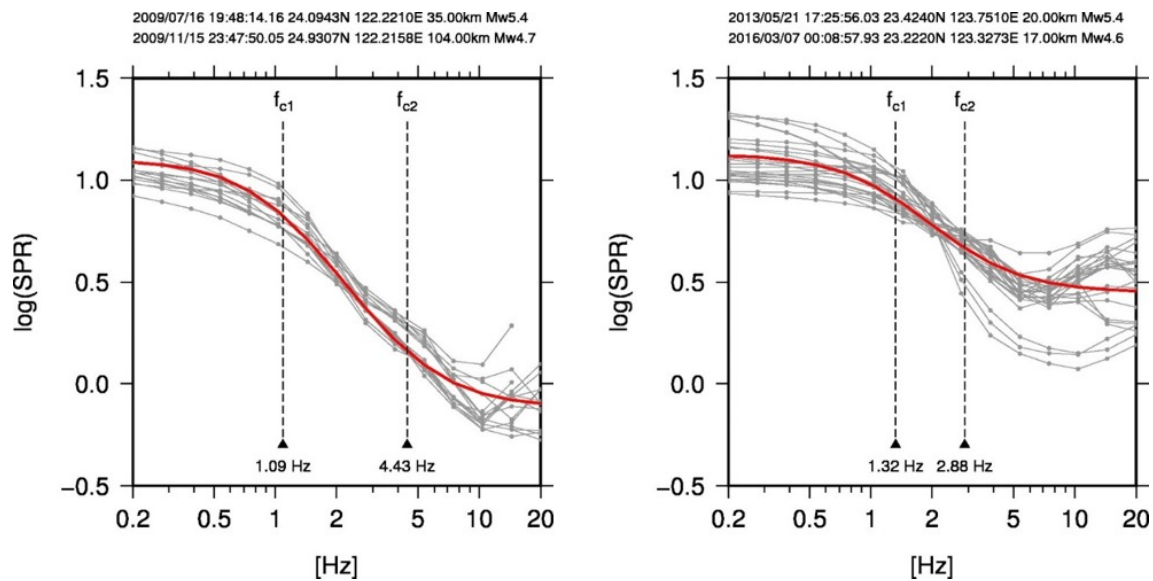


Fig. 1-5: Example of spectral ratio of S-coda waves from two earthquakes. Gray lines indicate the spectral amplitude ratios of S-coda waves recorded at the stations. Points on each line show the values of the spectral ratios at the collocated frequencies. Red thick line denotes the best-fitted theoretical spectral-ratio line.

Fig. 1-7(a) に応力降下量を地図上にプロットしたものを示す。このままでは空間的な値の変化や深さによる傾向がわかりにくいので、震源の深さ 25 km 以浅を crustal earthquake (以下, CE), それ以深を subcrustal earthquake (以下, SCE) として分けて、それぞれ以下のスムージングを行った。Oth (2013) の手順に従い、半径 50 km の円内の応力降下量を対数平均した。その際、円内のイベント数は 3 つ以上とした。この円を 0.1 度ずつ動かし、移動平均をとった。Fig. 1-7(b) と (c) にその結果を示す。CE について、横方向の変化 (すなわち、地域性) が強いことが分かる。傾向として、前弧、特に海溝側で応力降下量が高く、沖縄トラフ (Fig. 1-6 の青い破線の中の領域) において、応力降下量が低い。また、台湾側で応力降下量が高い。SCE について、前弧側 (PHS スラブが島弧マンタルの最上部に接している部分に対応) では応力降下量が低い地域が見られる。

Fig. 1-8 は琉球海溝からの最短距離で応力降下量を図示したものである。南西諸島をケラマギャップとトカラギャップを境にしてそれぞれ先島、沖縄、トカラの 3 地域に分割して色を分けた。傾向として、CE は海溝から沖縄トラフにかけて応力降下量が減少し、沖縄トラフ内でほぼ横ばいになる傾向がある。この分布の相関係数は -0.37 であり、弱い負の相関を示している。一方、SCE は背

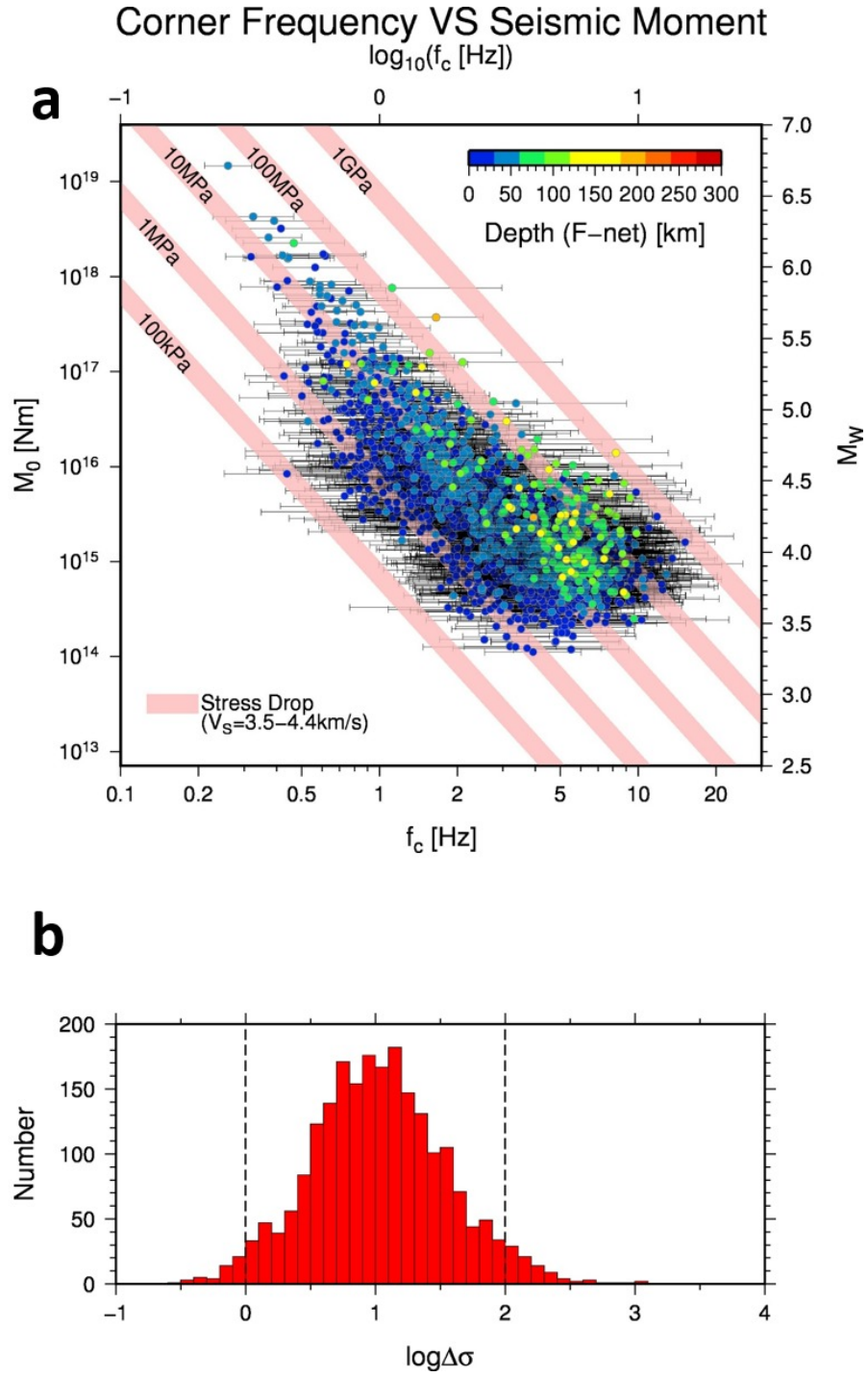


Fig. 1-6: (a) S-wave corner frequency f_c versus the seismic moment M_0 . Error bar indicates the standard deviation of f_c . Pink thick lines show a constant stress drop. Width of each line arises from the range of S-wave velocity in the vicinity of hypocenters. (b) Histogram of the stress drop distribution.

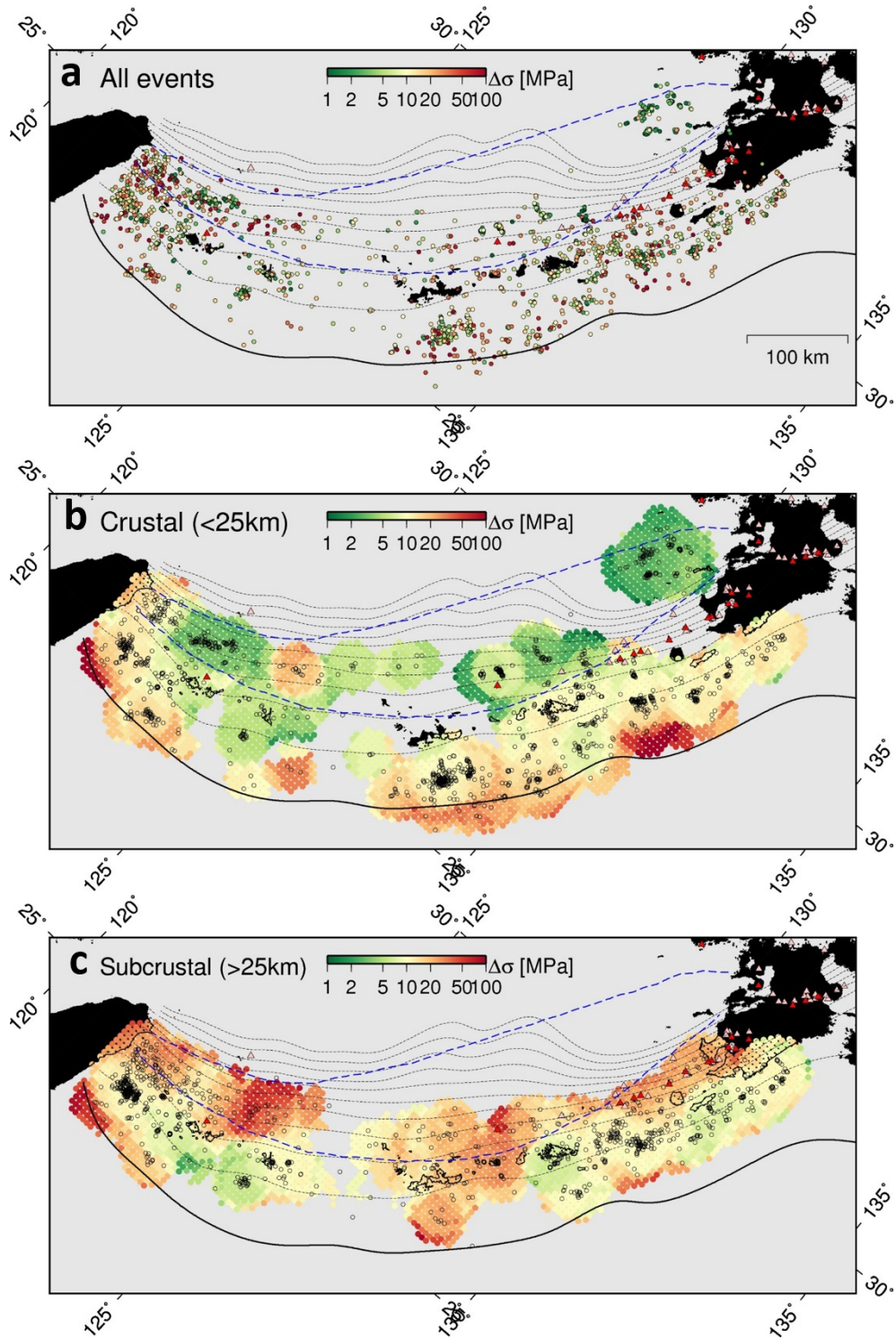


Fig. 1-7: Lateral variation of the stress drops. (a) Distribution of the stress drops. Spatially smoothed (b) crustal and (c) subcrustal earthquake stress drops. Black thick line indicates the Ryukyu trench. Black dashed lines are isodepth contours of the plate interface with a contour interval of 25 km. The area surrounded by blue dashed line is the Okinawa trough [Kamata and Kodama (1994)]. Black circles indicate the epicenters of the events whose stress drops have been estimated in this study. Red and peach triangles denote the active and the Quaternary volcanoes, respectively.

弧にかけて (震源が深くなるにつれ) あまり変動しない。

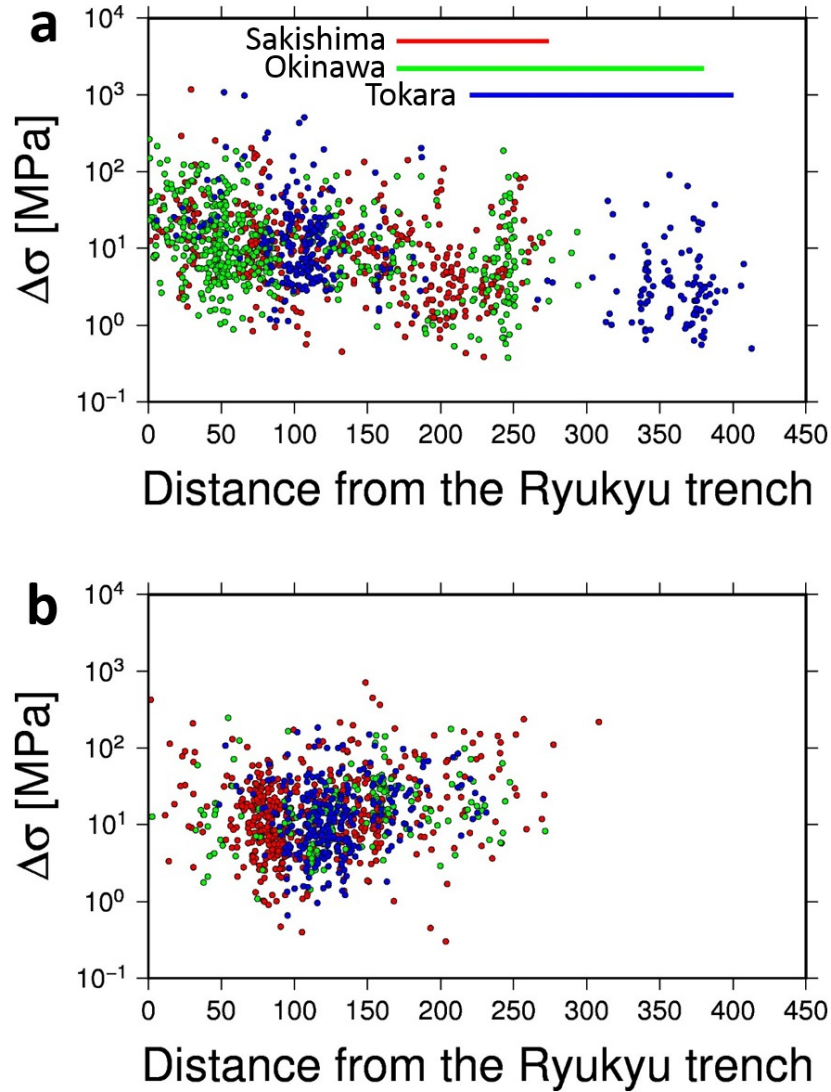


Fig. 1-8: Distribution of the stress drop along distance from the Ryukyu trench for (a) crustal events and (b) subcrustal events. Red, green and blue colored circles and lines indicate the events and position of the Okinawa trough in Sakishima, Okinawa, Tokara region, respectively.

Fig. 1-9 は震源の深さに対する応力降下量の変化を示している。平均値は深さ 40 km までほぼ横ばいで、深さ 40 km 以上で少し増大する。一見深さ依存性があるように見えるが、ばらつきが大きく、さらに深い地震のデータ数が少ないため、あまり明瞭ではない。同じ深さの地震において応力降下量は最大 2 桁の幅があり、CE を含む浅い地震において特に応力降下量の幅が広い。

Fig. 1-10 は、CE と SCE における地震モーメントと応力降下量の関係を示している。ばらつきがかなり大きく、地震モーメントの依存性を見るのは難しいが、SCE の分布の下限が $M_0^{1/4}$ のラインに近い。Mayeda and Walter (1996) はアメリカ西部の地震の応力降下量を推定し、地震モーメントとともに応力降下量が $M_0^{1/4}$ 増加することを示しており、この関係に近い。

Fig. 1-11 は f_c と M_0 の関係を地震発生域や震源メカニズムごとに示している。2189 イベント

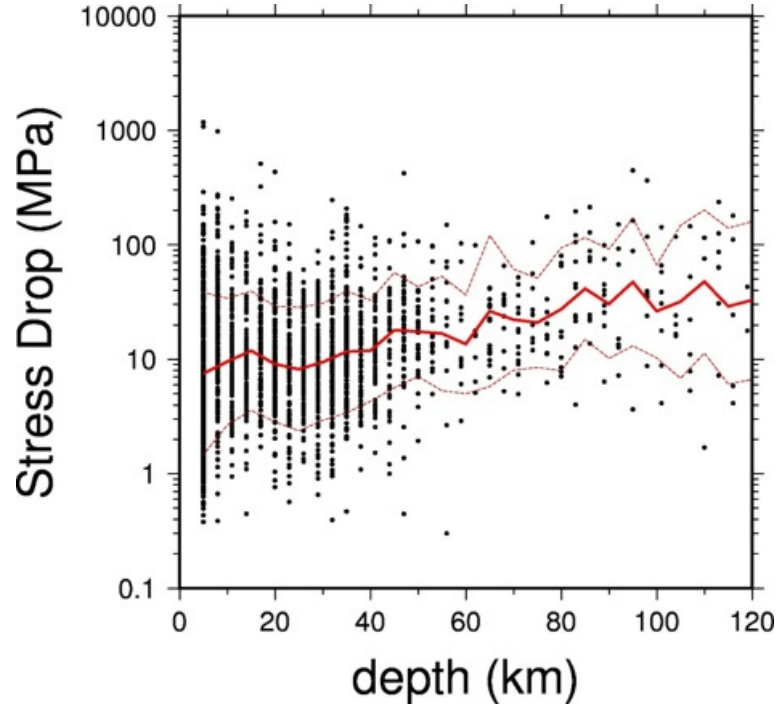


Fig. 1-9: Stress drops versus depth. Red line shows the log averaged values over 10 km depth bins. Red dashed lines show the log standard deviations.

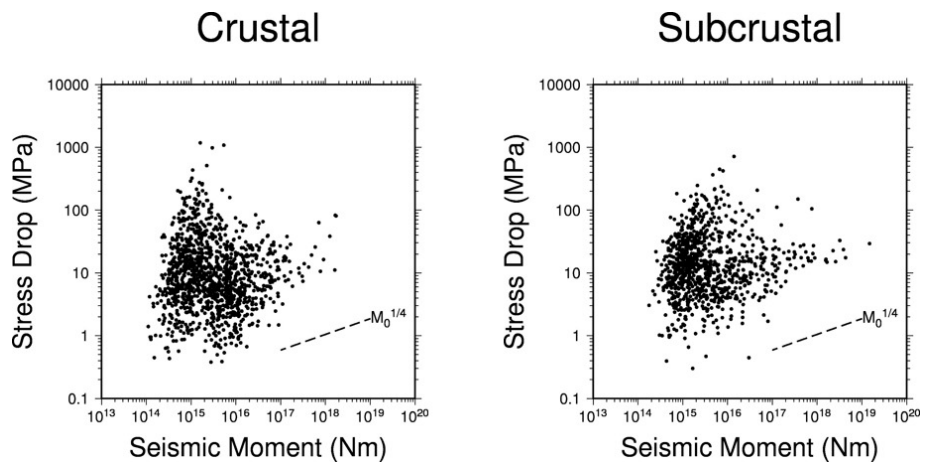


Fig. 1-10: Stress drop versus seismic moment. Black dashed line indicates $M_0^{1/4}$ line.

を以下のように分類した．なお，沖縄トラフで発生した地震は Fig. 1-12 のように分類している．

- crustal earthquake (CE)
 - － 沖縄トラフの内側で発生した地震 (Fig. 1-12 の赤丸)
 - － 沖縄トラフより外側で発生した地震 (Fig. 1-12 の緑丸)なお，両地域の境界は Kamata and Kodama (1994) による．
- subcrustal earthquake (SCE)

これらのカテゴリにおいて，さらに正断層タイプ，横ずれ断層タイプ，逆断層タイプに分類した．断層タイプは F-net で報告されている各イベントの断層すべり角を用いて Shearer et al. (2006) の方法で計算した範囲 $[-1, 1]$ のパラメータから， $[-1, 0.25]$ を正断層， $[-0.25, 0.25]$ を横ずれ断層， $[0.25, 1]$ を逆断層として分類した．Fig. 1-11 の赤い破線は $\log f_c$ と $\log M_0$ についての回帰直線で赤字で回帰式を表記した．さらに，Kanamori and Rieva (2004) より導入された ϵ というパラメータを求めた．これは， $M_0 \propto f_c^{-(3+\epsilon)}$ で定義され， $\epsilon = 0$ のとき self-similar なスケーリングで， ϵ が正だと地震モーメントとともに応力降下量が増大し，負だと減少することを意味する．Fig. 1-11 より，全ての場合において $\epsilon < 0$ で self-similar は成り立っていない．すなわち大きな地震ほど応力降下量が減少する傾向にある．これは Oth (2013) によって，九州でも同様の傾向が研究されている．しかし，次の章で示すように，この傾向は応力降下量の大きさの地域性による見かけのものである．

応力降下量と震源メカニズムの関係を Fig. 1-13 に示す．横軸の数値は Fig. 1-11 の分類と同様に Shearer et al. (2006) の計算方法で求めたものである．-1 は正断層型，0 は横ずれ型，1 は逆断層型を示す．応力降下量のばらつきが大きいので，メカニズムによる依存性ははっきり見られない．CE について沖縄トラフで発生した地震とそれ以外の地域で発生した地震に分けて表示すると，応力降下量が沖縄トラフ内で低く，それ以外で高い傾向が見られる．

5 議論

Fig. 1-6 より，本研究で推定されたコーナ周波数は概ね応力降下量 1~100 MPa (メジアンはほぼ 10 MPa) の範囲に分布していることが分かった．Fig. 1-7 から，応力降下量の横方向の空間変化が非常に強く，地域性があることが分かった．Tsai (1997) は台湾で発生した地震の加速度波形記録を解析し，コーナ周波数並びに応力降下量を推定している．その結果では，台湾で発生した M_0 が $10^{14} \sim 10^{20}$ Nm の地震の応力降下量は概ね 1~100 MPa の間に分布しており，本研究の結果と同程度ある．一方，Oth (2013) は日本列島で発生した地震についてスペクトルインバージョンを行い，求められた震源スペクトルから震源パラメータを推定した．深さ 30 km 以浅の crustal earthquake について推定された応力降下量は本州において主に 0.1~3 MPa，九州において主に 3~20 MPa であった．九州地方の応力降下量は本研究で推定されたトカラ列島から薩摩半島周辺の応力降下量 (Fig. 1-7) に近い．ただし，Tsai (1997) も Oth (2013) も応力降下量の推定方法が本研究で用いた方法と異なるので，その絶対値 (絶対レベル) を厳密に比較することはできない．本研究と同様の方法を用いて，日本全国で発生した大地震とその余震系列のスペクトル比からコーナ周波数を推定した Somei et al. (2014) の結果は応力降下量 0.02~26 MPa の間で推定されている．西南日本の減衰トモグラフィの際にコーナ周波数を推定した小松・小田 (2015) の結果は 0.1~10 MPa の間で推定されている．本研究で推定したコーナ周波数を Allmann and Shearer (2009) の Figure 8 にプロットした (Fig. 1-14)．Allmann and Shearer (2009) は世界中のやや規模の大きな地震を対象に解析しており，この図ではその他の既往研究の結果とともにプロットされている．

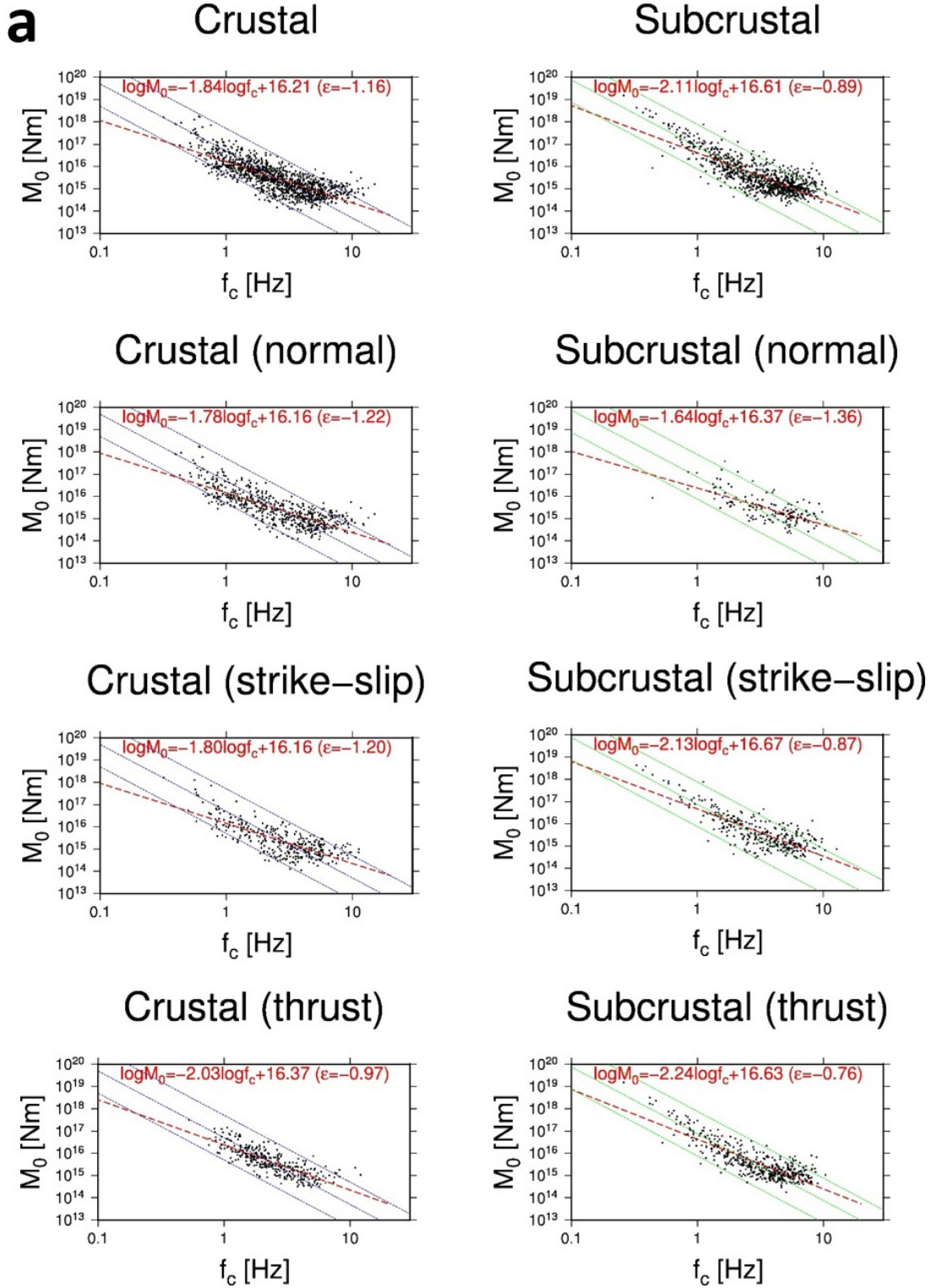
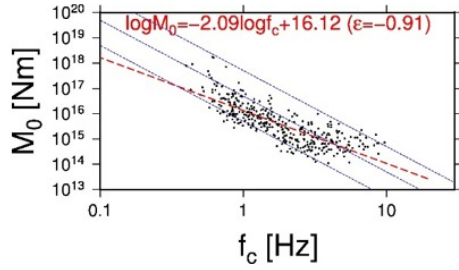


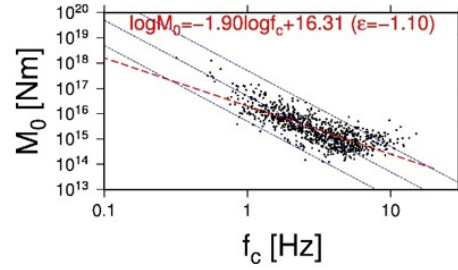
Fig. 1-11: S-wave corner frequency f_c versus the seismic moment M_0 for (a) crustal and subcrustal earthquakes and earthquakes (b) inside and outside of the Okinawa Trough. Blue and green lines show constant stress drops for 1, 10 and 100 MPa assuming V_s 3.5 and 4.0 km/s, respectively. Red dashed line is the regression line for $\log f_c$ and $\log M_0$.

b

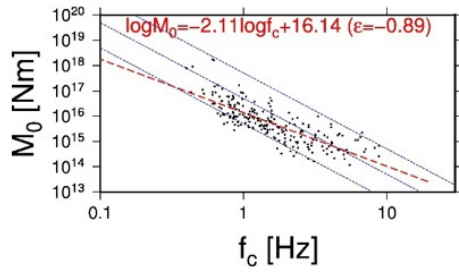
Inside of OT



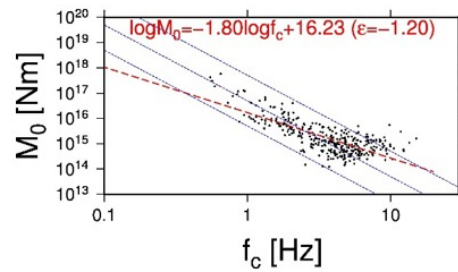
Outside of OT



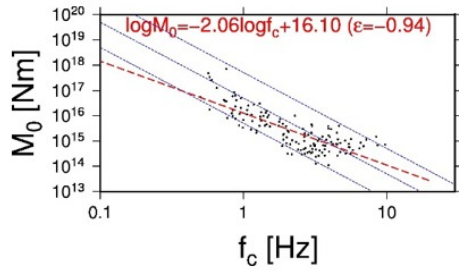
Inside of OT (normal)



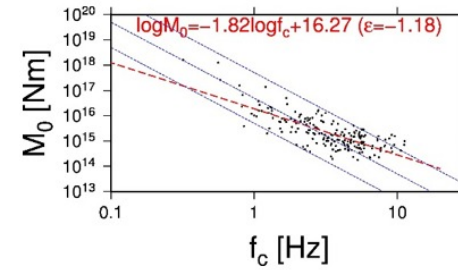
Outside of OT (normal)



Inside of OT (strike-slip)



Outside of OT (strike-slip)



Outside of OT (thrust)

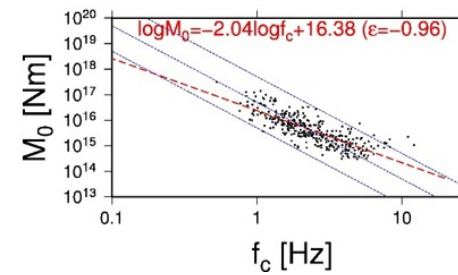


Fig. 1-11: (continued)

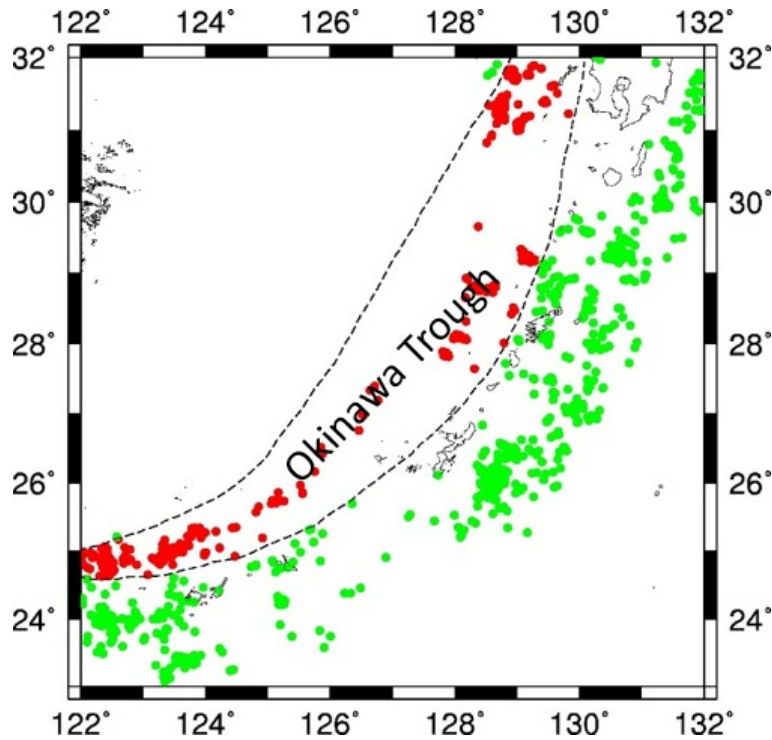


Fig. 1-12: Crustal earthquakes inside (red circles) and outside (green circles) of the Okinawa trough.

解析手法がそれぞれ異なるため、絶対値の比較は厳密には困難だが、 M_W 3~7 までは応力降下量は 0.1~100 MPa の 3 桁もの範囲で変動している。

推定した応力降下量の特徴をさらに詳しく見るために、地形データ、地殻熱流量 [田中・他 (2004)], 低周波イベントの分布、短期的スロースリップ (SSE) の断層分布 [Nishimura (2014)], 規模の大きな地震の分布をプロットした (Fig. 1-15). 気象庁震源で 1926 年以降に発生した $M_{JMA} \geq 6.5$ の地震を星印でプロットした. 地殻熱流量 (Fig. 1-15(b)) は背弧の沖縄トラフで高く、前弧では相対的に低い傾向にあり、応力降下量と逆比例している. Oth (2013) は本州の火山帯を中心とした応力降下量と地殻熱流量がよく対応しており、応力降下量の空間変化が地殻内の熱流量に制御されている (言い換えると、seismogenic zone の厚さに依存している) ことを指摘した。

低周波イベントに注目すると、Arai et al. (2016) によって推定された低周波地震の発生域 (図の太丸の範囲) では、それより深い SCE の応力降下量が低い. 1997 年から 2013 年にかけて発生した SSE の断層モデル [Nishimura (2014)] と比較すると、SSE が発生している場所と応力降下量に以下の関係が見られる. Fig. 1-15(c) に前弧側の特に応力降下量が高い領域を囲んだ. 特に奄美大島北東沖の領域は Nishimura et al. (2004) が測地的に推定したトカラ・ギャップの衝突域にあたる. これら応力降下量の高い領域では SSE が発生していない. 応力降下量の高い領域が SSE 発生域に対してバリアになっているように見える。

沖縄トラフ西部と台湾に接している地域で応力降下量が高く、大きな地震も多い. この地域では Lallemand et al. (2013) が、地震波速度構造からフィリピン海プレートとユーラシアプレートの複雑な沈み込みについて指摘しており、2つのプレートの衝突が高応力降下量に関係していると考えられる. 宮古島の北方の沖縄トラフ内で数少ない応力降下量の高い場所が存在する. この地域には宮古海山と言われる海山が存在し、また、 $M_{JMA} \geq 6.5$ の地震が 1926 年以降に 2 度発生している. この地域はブーゲー重力異常が沖縄トラフ内で最も高い正の異常を示しており [植田 (2005)],

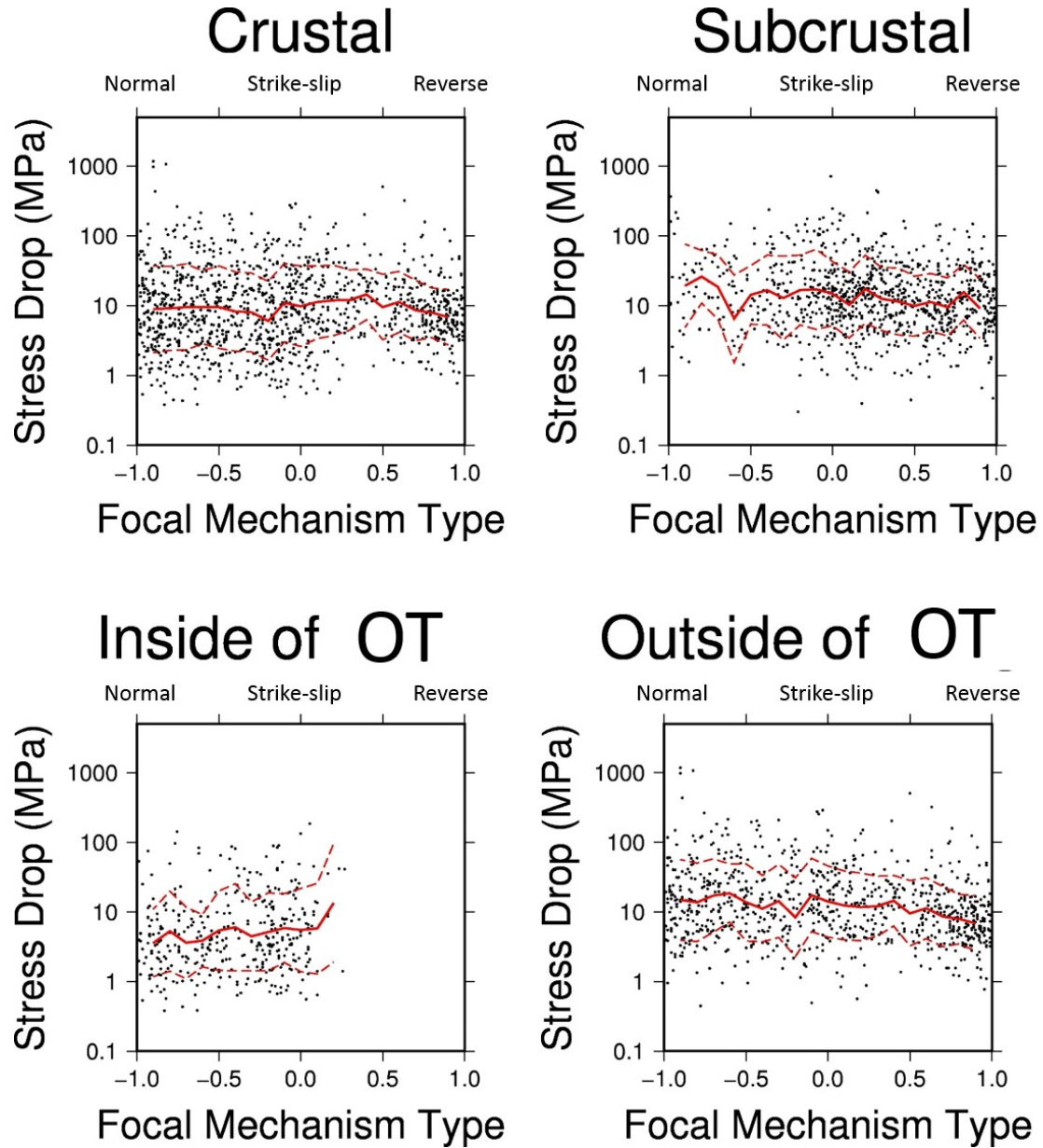


Fig. 1-13: Focal-mechanism type versus stress drop (upper panels) over the whole study area and (lower panels) inside and outside of the Okinawa trough. Red thick and dashed lines indicate the log-averaged and error of stress drop.

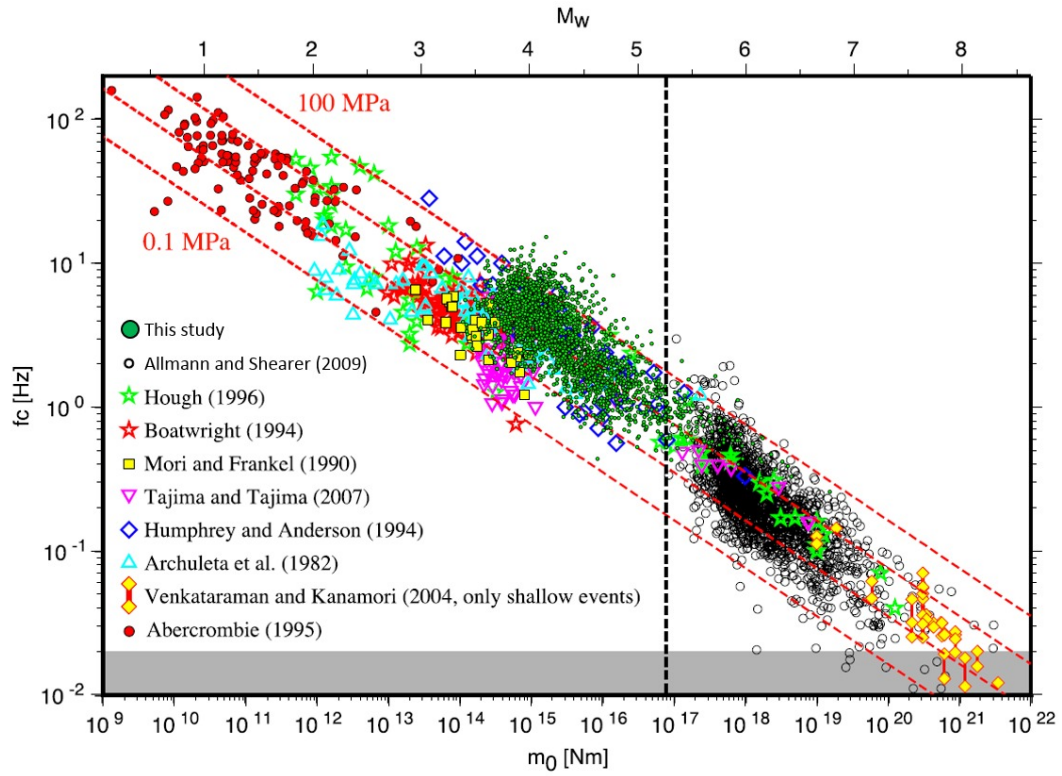


Fig. 1-14: Seismic moment M_0 versus S-wave corner frequency f_c in this study, which is superimposed on Allmann and Shearer's (2009) figure 8. The results of this study are plotted as green circles. Red dashed lines show the constant stress drops of 0.1, 1, 10 and 100 MPa.

高密度の岩体で構成されていることが示唆される。

Fig. 1-11 で、 M_0 と f_c のスケーリングに関する ϵ を求めた。その結果、地震の深さやメカニズムによらず $\epsilon < 0$ であり、地震の規模が大きいほど応力降下量が低いことが分かった。この図に着目すると、特に f_c が 10 Hz 近くになると、地震の規模が小さくなるとともに応力降下量が高くなっている。Fig. 1-16 に、各イベントの応力降下量とモーメント・マグニチュードを同時に地図上にプロットした。これから、特に前弧の海溝側において応力降下量が高くかつ規模が小さい地震が多いことが分かる。このことが、Fig. 1-10 で $\epsilon < 0$ となった原因であり、 $\epsilon < 0$ は応力降下量の地域性による見かけのものであることが分かる。

6 結論

第 1 部では南西諸島で発生した地震を対象に、震源スペクトルのコーナ周波数および応力降下量を推定した。推定したコーナ周波数は応力降下量 1~100 MPa(メジアンはほぼ 10 MPa) の範囲で推定され、その空間分布は水平方向に強い変化が存在することを明らかにした。琉球海溝から沖縄トラフにかけて応力降下量が低下する傾向にあり、沖縄トラフは台湾周辺や宮古海山を除いた地域で低く、地殻熱流量が高い場所に対応する。奄美大島北東沖などの応力降下量が特に高い領域は、短期的 SSE 発生域に対するバリアになっている。また、台湾に接している地域で応力降下量が高く、2つのプレートの複雑な沈む込みが関係していると考えられる。強震動予測をより高精度に行うために、応力降下量は重要なパラメータであり、その地域性を考慮することが必要であろう [Oth (2013)]。

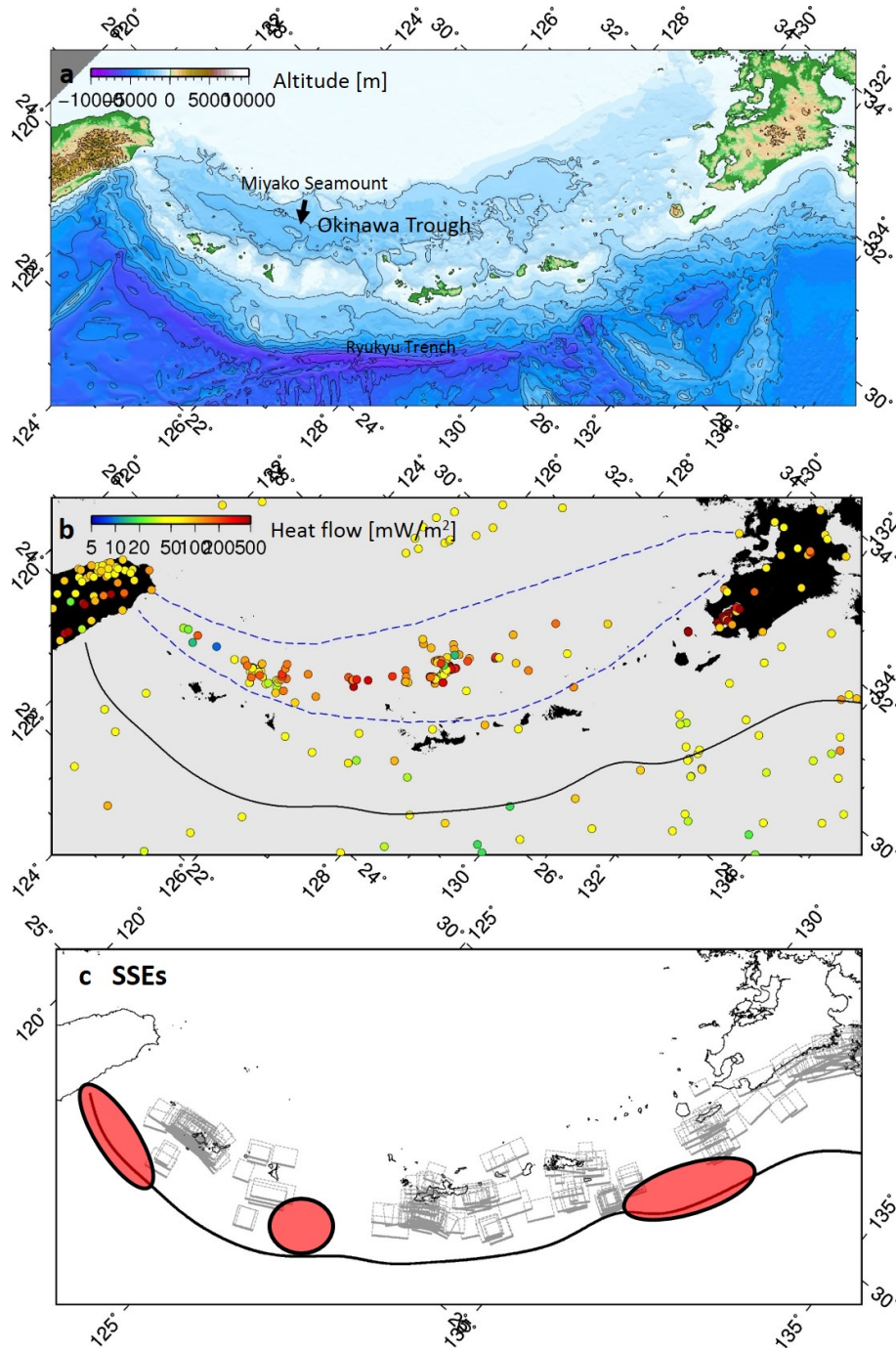


Fig. 1-15: (a) Bathymetric chart, (b) heat flow [Tanaka et al. (2004)], (c) distribution of SSEs [Nishimura (2014)], and distribution of stress drop for (d) crustal and (e) subcrustal earthquakes. Black thick line indicates the Ryukyu trench. Black dashed lines are contours of top of the PHS slab with intervals of 25 km. The region surrounded by blue dashed line is the Okinawa trough [(Kamata and Kodama (1999))]. Red and peach triangles denote the active and the Quaternary volcanoes, respectively. White star indicate the $M_{JMA} \geq 6.5$ earthquakes occurring in the period from 1926 to 2018. Black thick and dashed rectangles show a fault model of the 1771 Yaeyama tsunami earthquake [Nakamura (2009)] and the slow slip events (SSEs) occurring in the period from 1997 to 2013 estimated by Nishimura (2014). Black thick circles indicate the areas where low frequency earthquakes occurred [Arai et al. (2016)]. Light red circles denote high $\Delta\sigma$ regions.

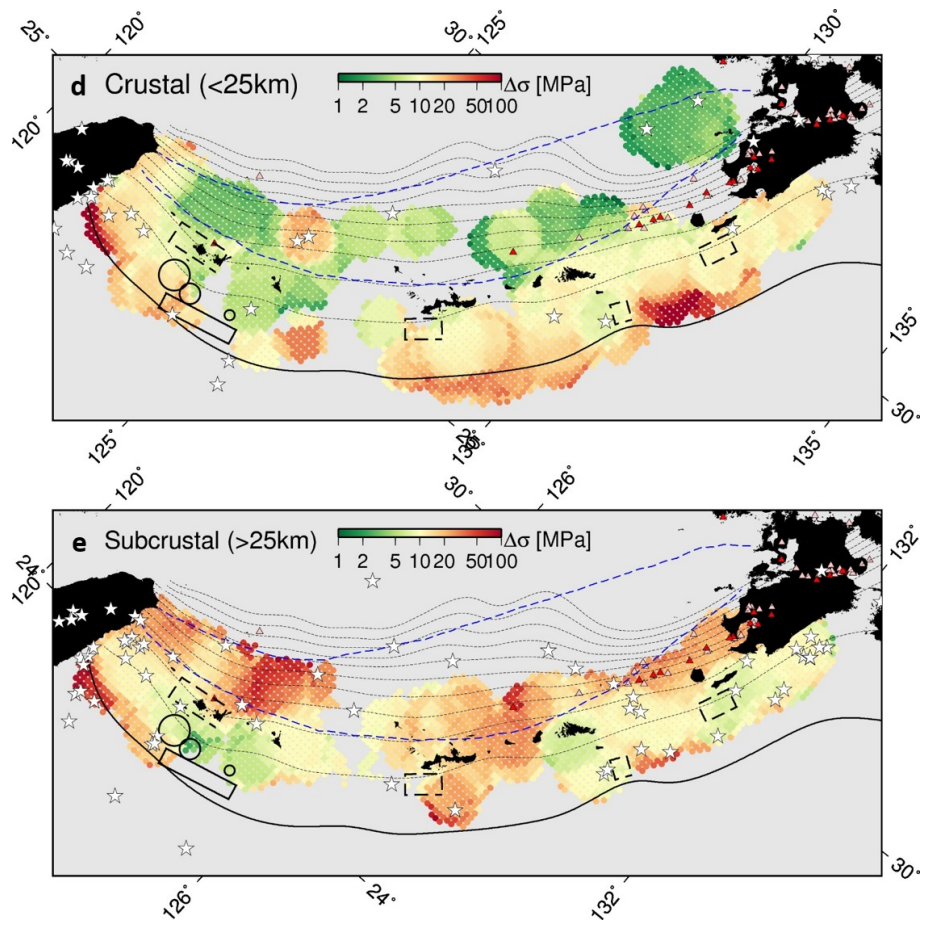


Fig. 1-15: (continued.)

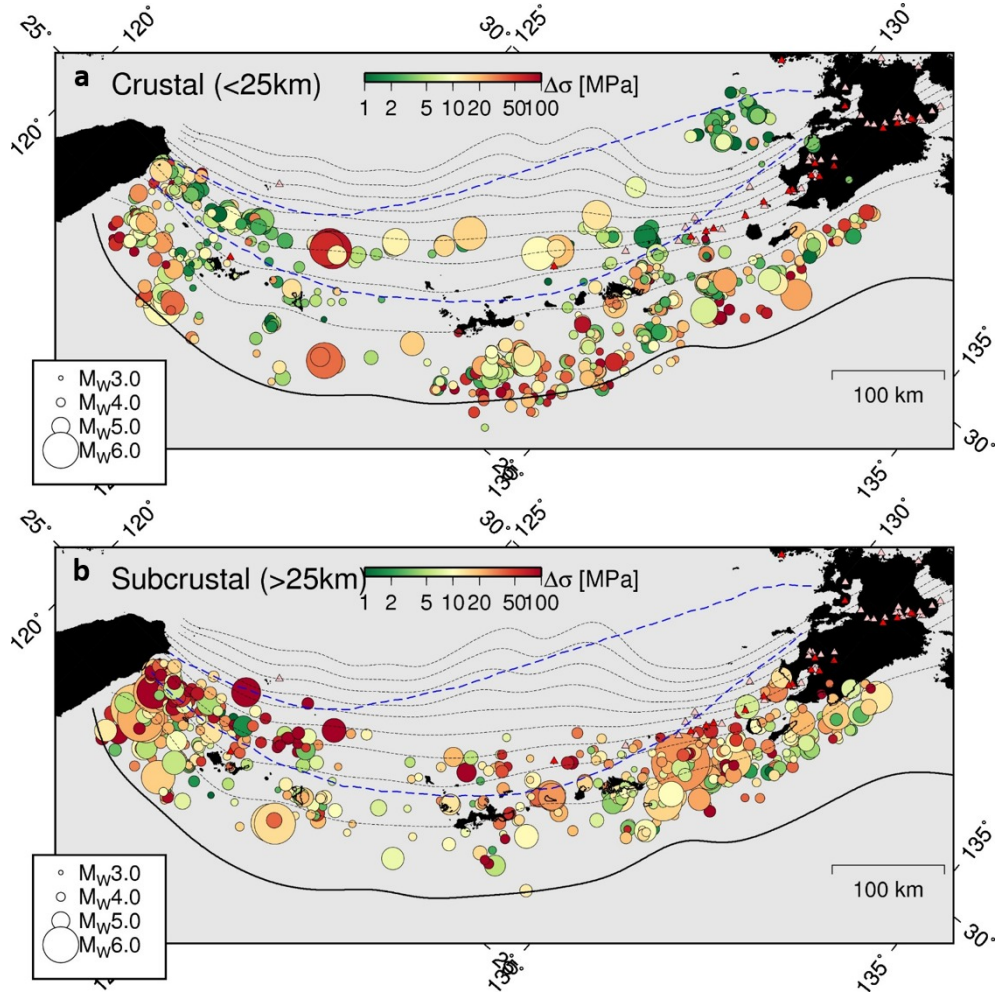


Fig. 1-16: Lateral variation of the stress drops for (a) crustal and (b) subcrustal earthquakes in terms of event size. Size of each circle increase with the moment magnitude M_W of the event. Black thick line indicates the Ryukyu trench. Black dashed lines are contours of top of the PHS slab with intervals of 25 km. The region surrounded by blue dashed line is the Okinawa trough [(Kamata and Kodama (1999))]. Red and peach triangles denote the active and the Quaternary volcanoes, respectively.

第2部

南西諸島における地震波減衰トモグラフィ

1 はじめに

日本を対象とした減衰トモグラフィを初めて実施したのは海野・長谷川 (1984) である。彼らは東北地方において、P 波と S 波のスペクトル比の傾きを用いて S 波の $Q(Q_s)$ 構造を推定し、火山フロント直下の高減衰 (低 Q) と低速度異常の対応を示した。Sekiguchi (1991) は同様の手法で関東地方の Q_p 構造を推定した。Hashida and Shimazaki (1984) は震度データを用いた減衰トモグラフィを提案し、Hashida and Shimazaki (1985) で関東地方を、Hashida (1987) で日本列島を対象としたトモグラフィを実施し、スラブの低減衰 (高 Q) と火山帯における高減衰 (低 Q) を示した。この研究は後に加震度データから速度波形データを用いる方法に発展して、日本列島下の強震動予測を目的とした減衰構造の推定のため、中村・植竹 (2012) によって適用された。Tsumura et al. (2000) は Q と震源パラメータの同時逆解析を行い、東北地方の Q 構造を推定した。Sekine (2005) は P 波、S 波到達 2 秒以内の最大振幅値をデータとして日本列島の Q 構造を推定した。

2010 年代に入り、東北大学の研究者を中心に日本各地域を対象とした減衰トモグラフィの研究が盛んになった。Nakajima et al. (2013) は東北地方を対象として、地震波スペクトルから周波数依存を考慮した減衰量 t^* を推定し、P 波減衰トモグラフィを実施し、マンツルの温度について議論している。その際、従来の手法 [例えば、Eberhart-Phillips and Chadwick (2002)] と異なり、震源スペクトルのコーナ周波数をコーダ波のスペクトル比を用いて独立に推定することでコーナ周波数と t^* のトレード・オフ問題 [例えば、Ko et al. (2012a)] を解消している。また、 t^* 推定の際に地盤増幅特性を同時に求めている。この手法を用いて Nakajima (2014) は関東地方を、Saita et al. (2015) は九州地方を、Nakajima and Matsuzawa (2017) は中部地方の減衰トモグラフィを実施している。

一方、Eberhart-Phillips and Chadwick (2002) の手法を基にして、Kita et al. (2014) は北海道の減衰トモグラフィを行った。彼女らは Nakajima et al. (2013) と同様にコーナ周波数を独立に推定している。さらに、Kita and Matsubara (2016) は西南日本の減衰トモグラフィを実施し、深部低周波微動との関係を議論している。Liu et al. (2014) は東北地方の減衰トモグラフィを実施し、2011 年東北地方太平洋沖地震の震源のすべり分布と減衰構造の比較から、 Q の分布と地震発生時の大すべり域の対応について議論した。

小松・小田 (2015) は同時期に西南日本 (九州から中国・四国地方にかけて) の P 波の $Q(Q_p)$ 構造を推定した。コーナ周波数をコーダ波のスペクトル比から推定し、その値を用いて減衰量 t^* を決定した。また、解析手法の妥当性について数値テストを用いて検証している。推定された Q_p 構造はスラブ内で低減衰、火山帯で高減衰を示し、さらに九州-パラオ海嶺の延長線上に位置する宮崎県で強い高減衰領域が存在する (Fig. 2-1)。さらに、気象庁マグニチュードと地震波速度からコーナ周波数を求める経験式を示し、コーダ波と経験式、それぞれのコーナ周波数を用いて見積もった t^* から推定された減衰構造に大きな違いがないことを示した。

地震の震源域における減衰構造の推定は先述の Liu et al. (2014) だけでなく、Rietbrock (2001) が 1995 年兵庫県南部地震について、Liu and Zhao (2014) が南海トラフの地震について、Wang et al. (2017) および Komatsu et al. (2017) が 2016 年熊本地震についてそれぞれ行っている。Komatsu et al. (2017) は、熊本地震の震源インバージョンによる大きなすべりの領域 (アスペリティ) [Asano and Iwata (2016)] と低減衰の対応を示し、また震源域の下部に流体の存在を示唆する高減衰が存在することを示した (Fig. 2-2)。アスペリティの低減衰はこの場所で断層が強くカッ

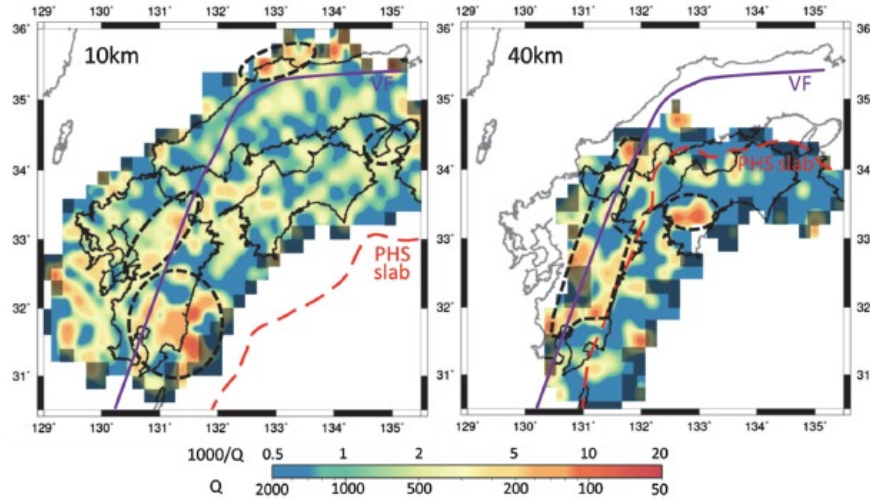


Fig. 2-1: Horizontal distribution of Q_P below southwest Japan by Komatsu and Oda (2015). Red dashed lines indicate the upper plane of PHS slab corresponding 10 and 40 km depths. Purple line denotes volcanic front. Black dashed lines point out significant low- Q zone.

プルしていることを示唆し、震源域下部の高減衰は地下の流体を示していると考えられる。流体を含む領域が大地震のトリガー領域となり、強くカップリングしている領域が大きくすべて強震動を生成したと考えられる。

ここまで紹介した減衰トモグラフィは多くの場合 Q の周波数依存がないと仮定している。しかし、一般的に Q は周波数依存することが知られている [例えば, Sato et al. (2012)]. Q の周波数依存性は周波数 1 Hz の Q を Q_0 とすると, $Q = Q_0 f^\alpha$ と表現される。Nakajima et al. (2013) はマントルかんらん岩に関する既往の実験的研究を基に $f^{0.27}$ で Q が変化すると仮定した。Eberhart-Phillips et al. (2008) は Q が 10 Hz 以降で周波数依存が弱くなるという Adams and Abercrombie (1998) の指摘を基に, 10 Hz までは $f^{0.50}$ で変化し, 10 Hz 以上は周波数依存しないと仮定してトモグラフィを行っている。Stachnik et al. (2004) は周波数依存 f^α の α の値を変えながら t^* を推定し, マントルウェッジ, 地殻で α の値が異なることを示した。トモグラフィ以外では, スペクトルインバージョンやコーダ波を用いた方法など多くの研究例があり, それらの結果が Sato et al. (2012) にまとめられている。 Q の周波数依存には地域性が見られるが, 1 Hz 以降の Q は α が概ね 0.5 から 1 の間で推定されている。

上述の通り, 2010 年代以降, 日本を対象とした地震波減衰トモグラフィが数多く実施されてきた。しかし, 九州以南の南西諸島についてはこれまでほとんど行われていない。トモグラフィ以外では, 野津・菅野 (2007) がスペクトル・インバージョンにより, 南西諸島の強震観測点におけるサイト増幅特性を見積もっており, その際に伝播経路の Q が推定されている。また, Ko et al. (2012b) は台湾と先島諸島の間の伝播経路に沿った Q を推定しており, 沖縄トラフの OBS 観測点までの経路で強い低 Q を示している。本論文の第 2 部では南西諸島を対象とした地震波減衰トモグラフィを行う。

2 データ

第 1 部で推定されたコーナ周波数のうち, 3 ペア以上で平均をとった 2955 イベントを対象とした。観測点は気象庁, 防災科研 (Hi-net), 鹿児島大の 64 観測点である (Fig. 2-3)。観測波形の上

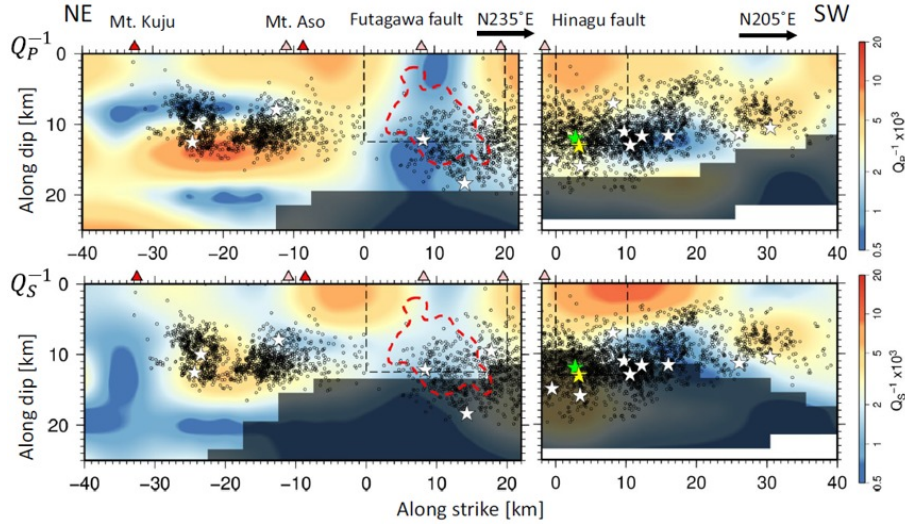


Fig. 2-2: Q_P and Q_S structures along the dipping planes including the fault planes of the 2016 Kumamoto earthquake by Komatsu et al. (2017). Circles and triangles indicate the aftershocks and the volcanoes. Red dashed line indicates large slip region estimated by Asano and Iwata (2016).

下動成分のP波の立ち上がりをコサインテーパで3秒間切り取り，FFTの後に振幅スペクトルの平滑化を行った．S波は同様に水平2成分を切り取り，transverse成分に変換し，FFT，スペクトルの平滑化を行った．S/N比の評価に使用するノイズはP波到達前の3秒間を切り取り，P波およびS波と同様に処理をした．

3 手法

3.1 t^* の推定

観測点 j ($j = 1, 2, \dots, M$) において観測された地震 i のP波もしくはS波の観測スペクトルは以下の式で表現される．

$$U_{ij}(f) = \frac{\Omega_{0ij}}{1 + (f/f_{ci})^2} \cdot I_j(f) \cdot G_j(f) \cdot \exp(-\pi f t_{ij}^*). \quad (2-1)$$

ここで， Ω_{0ij} は地震モーメントと幾何減衰を含む周波数に独立な量， f_{ci} は ω^{-2} 則を仮定した場合の震源スペクトルのコーナ周波数 [Brune (1970, 1971)] である． $I_j(f)$ は地震計の計器特性， $G_j(f)$ は観測点直下の地盤増幅特性， t_{ij}^* は震源と観測点間の減衰 Q を含む減衰量で，波線経路 s に沿った積分で以下のように表される [例えば，Scherbaum (1990)]．

$$t^* = \int_{raypath} \frac{ds}{Q_{(x,y,z)} V_{(x,y,z)}}. \quad (2-2)$$

ここで， V は経路に沿った地震波速度である．式 (2-1) を基に t_{ij}^* を求める方法としてこれまで様々な手法が採用されている．その際， f_{ci} を含む震源スペクトルと $\exp(-\pi f t_{ij}^*)$ はともに高周波数でスペクトル振幅を減少させる効果があるため，両パラメータの間にはトレードオフが存在することが知られている (例えば，Ko et al., 2012a)．Eberhart-Phillips and Chadwick (2002) は， f_{ci} を

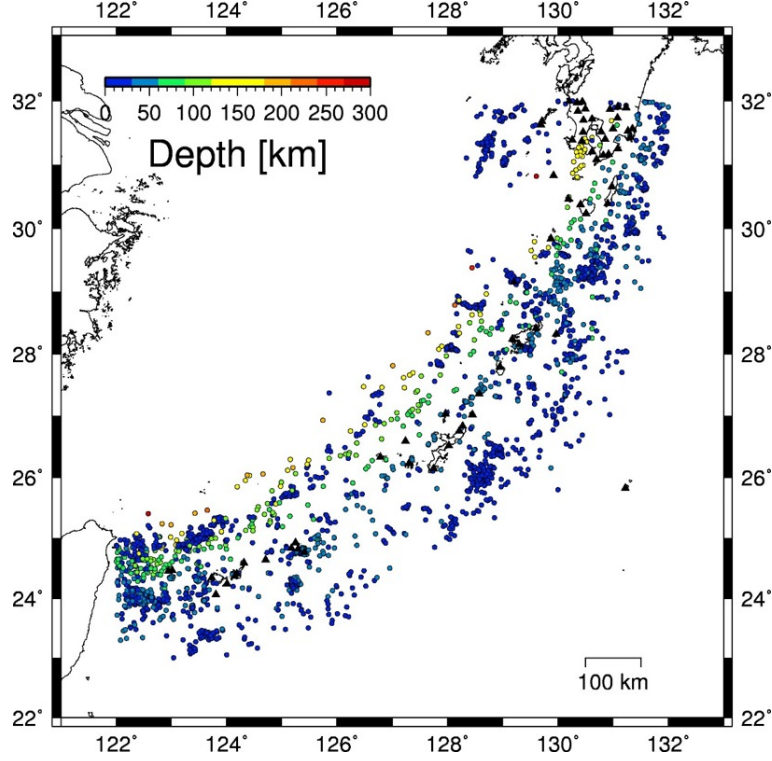


Fig. 2-3: Events and stations in this study. Colored circle and triangle indicate the epicenter and the station, respectively. Color of each circle denote the depth of the event.

グリッドサーチで与え、それぞれの f_{ci} における t_{ij}^* を見積もり、観測スペクトルと理論スペクトルの残差二乗和が最小となるときの f_{ci} と t_{ij}^* を採用した。

小松・小田 (2015) では、式 (2-1) より以下の手法で減衰量 t^* を抽出した。まず、 $I_j(f)$ は対象とした Hi-net 地震計の応答の振幅スペクトルが平坦な帯域を使用したため、無視した。 $G_j(f)$ はボアホール観測点を利用しているため、表層の影響が少ないと仮定し、無視した。このとき、以下の式が成り立つ。

$$U_{ij}(f) = \frac{\Omega_{0ij}}{1 + (f/f_{ci})^2} \cdot \exp(-\pi f t_{ij}^*), \quad (2-3)$$

両辺の常用対数をとると、

$$\log U_{ij}(f) = \log \Omega_{0ij} - \log(1 + (f/f_{ci})^2) + (-\pi f t_{ij}^* \log e) \quad (2-4)$$

コーナ周波数を与えて計算した震源スペクトルの項を差し引くことで

$$\log U'_{ij}(f) = \log U_{ij}(f) + \log(1 + (f/f_{ci})^2) = \log \Omega_{0ij} + (-\pi f t_{ij}^* \log e) \quad (2-5)$$

となり、 $\log U'_{ij}(f)$ の傾きから、最小二乗法を用いて t_{ij}^* を求めることができる。これは、古典的なフィッティング方法で、かつては加速度スペクトルにおいてコーナ周波数よりも高周波数の帯域でフィッティングを行った研究が存在した [例えば、Al-Shukri et al. (1990)]。

一方、Eberhart-Phillips and Chadwick (2002) は以下の式で t_{ij}^* を推定している。式 (2-3) と同様に、 j 番目の観測点で観測された i 番目の地震の速度振幅スペクトル $D_{ij}(f_k)$ を、

$$D_{ij}(f_k) = (2\pi f_k) \cdot \frac{\Omega_{0ij}}{1 + (f_k/f_{ci})^2} \cdot \exp(-\pi f_k t_{ij}^*), \quad (2-6)$$

と表した．ここで f_k ($k = 1, 2, \dots, N$) は離散化した周波数である． t_{ij}^* を推定するために，地震ごとに以下の計算を行った．地震 i について，コーナ周波数 f_{ci} をグリッドサーチで変化させ，各 f_{ci} について Ω_{0ij} と t_{ij}^* を求める．最終的に観測されたスペクトルと式 (2-6) を用いて計算した理論スペクトルの残差二乗和が最小となるときの f_{ci} ， Ω_{0ij} と t_{ij}^* を採用した． Ω_{0ij} と t_{ij}^* の計算には以下の式を用いる．

$$\Omega_{0ij} = \frac{\sum_{f_k < f_{ci}} D_{ij}(f_k) \cdot A_{ij}(f_k)}{\sum_{f_k < f_{ci}} A_{ij}(f_k) \cdot A_{ij}(f_k)}, \quad (2-7)$$

$$t_{ij}^* = \frac{\sum_{k=1}^N \ln(A_{ij}(f_k)) f_k - \sum_{k=1}^N \ln(D_{ij}(f_k)) f_k}{\pi \sum_{k=1}^N f_k^2}. \quad (2-8)$$

ここで， $A_{ij}(f_k)$ は式 (2-6) から計算した理論スペクトルであるが，式 (2-7) では t_{ij}^* の初期値を設定して， $\Omega_{0ij}=1$ として計算している．一方，式 (2-8) では $t_{ij}^*=0$ として計算している．

Kita et al. (2014) はコーナ周波数と t_{ij}^* のトレード・オフを避けるために，事前に推定したコーナ周波数を与え，式 (2-7) と式 (2-8) で Ω_{0ij} および t_{ij}^* を見積もった．その際，地盤応答を考慮して，観測点ごとに補正量 $C_j(f_k)$ を計算した．

$$C_j(f_k) = \exp\left\{-\frac{1}{N} \sum_i [\log D_{ij}(f_k) - \log A_{ij}(f_k)]\right\}. \quad (2-9)$$

ここで， $A_{ij}(f_k)$ は式 (2-6) から計算した理論スペクトルである．ただし，S/N 比が良いスペクトルのみを用いている．一度 Ω_{0ij} と t_{ij}^* を推定した後に，補正量 $C_j(f_k)$ を求め，その値を式 (2-6) に乗ずることで地盤応答の補正を行い，もう一度 Ω_{0ij} と t_{ij}^* を見積もった．

本研究では，Kita et al. (2014) の解析手法を採用し， t_{ij}^* の推定を行った．その際， t_{ij}^* の周波数依存性を導入するため，式 (2-8) を以下のように拡張した． Q の周波数依存性を $Q(f) = Q_0(\frac{f}{f_0})^\alpha$ と仮定すると， t_{ij}^* の周波数依存性は $t_{ij}^*(f) = t_{0ij}^*(\frac{f}{f_0})^{-\alpha}$ と表せるので [例えば，Eberhart-Phillips et al. (2008)]，式 (2-8) は，

$$t_{0ij}^* = \frac{\sum_{k=1}^N \ln(A_{ij}(f_k)) f_k^{1-\alpha} f_0^\alpha - \sum_{k=1}^N \ln(D_{ij}(f_k)) f_k^{1-\alpha} f_0^\alpha}{\pi \sum_{k=1}^N f_k^{1-\alpha} f_0^\alpha}. \quad (2-10)$$

ここで， α は周波数を定めるパラメータである．これまでの研究では，例えば Nakajima et al. (2013) は $f_0=1.0$ Hz， $\alpha=0.27$ としている．これは，マントルかんらん岩を対象とした Jackson et al. (2002) の実験結果を基にしている．また，Eberhart-Phillips et al. (2008) では $f_0=10$ Hz， $\alpha=0.5$ ($f_k < 10$ Hz のとき)， $\alpha=0.0$ ($f_k > 10$ Hz のとき) と仮定している．これは，ボアホール記録の解析による Adams and Abercrombie (1998) の研究により，10 Hz 以降は周波数依存が見られないという結果に基づいている．しかし， Q の研究結果をまとめた Sato et al. (2012) には， Q が 30 Hz くらいまで周波数依存していることを示されており，本論文では対象周波数 (1~20 Hz) で α を一定と仮定する．本研究では， α の値を 0.1 から 1.0 まで変化させながら t^* の推定を行い，以下の式の残差二乗和が最小となるときの α を採用した．

$$residual = \frac{1}{L} \sum_{i,j} \left\{ \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N (\ln A_{ij}(f_k) - \ln D_{ij}(f_k))^2 \right\} \quad (2-11)$$

ここで， L は t^* データの総数である．式 (2-6) の S 波コーナ周波数は第 1 部で推定したものを使用し，P 波のコーナ周波数は小松・小田 (2015) と同様にその 1.73 倍 [例えば，吉田・他 (1985)] とした．

減衰量 t_{ij}^* の推定の際，スペクトルの高周波数側に評価が偏るのを防ぐため，周波数 f_k ($k = 1, 2, \dots, N$) は対数で等間隔になるようリサンプリングを行った．第 1 部と同様の手法だが， $f_s \sim f_e$

Hz までの帯域において K 個サンプリングする場合,

$$\Delta f = \frac{\log f_e - \log f_s}{N} \quad (2-12)$$

$$\log f_k = \log f_s + \Delta f \times (k - 1) \quad (2-13)$$

とし, k 番目のサンプリング点において, 周波数 $\log f_k \pm \Delta f$ の範囲でスペクトル振幅の対数平均をとり (ただし, SN 比 ≥ 2.0 の振幅のみを用いる), 周波数 f_k でのスペクトル振幅とした. ここで, $f_s=1.0$ Hz, $f_e=20.0$ Hz であり, $N=12$ とした.

3.2 トモグラフィ

決定した P 波および S 波の t^* をデータとして, 地震波減衰トモグラフィを行う. 小松・小田 (2015) では, 以下の手順でトモグラフィを行った. 任意の点 (x, y, z) における物理量 $f(x, y, z)$ は, 地下に三次元的に格子点を配置すると, 点 (x, y, z) を取り囲む上下・水平 2 方向の計 8 個の格子点 $(x_i, y_j, z_k; i, j, k = 1, 2)$ の物理量 $f(x_i, y_j, z_k)$ を用いて, 以下の線形補間式で表現できる [Thurber (1983)].

$$f(x, y, z) = \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 f(x_i, y_j, z_k) \left(1 - \left|\frac{x - x_i}{x_2 - x_1}\right|\right) \left(1 - \left|\frac{y - y_j}{y_2 - y_1}\right|\right) \left(1 - \left|\frac{z - z_k}{z_2 - z_1}\right|\right). \quad (2-14)$$

小松・小田 (2015) はこの式を用いて式 (2-2) を離散化し, 各格子点における Q^{-1} を解いた. 式 (2-2) の $v_{(x,y,z)}$ と $Q_{(x,y,z)}^{-1}$ を離散化すると, 以下の観測方程式を立てることができる.

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}. \quad (2-15)$$

ここで, \mathbf{d} は t^* の全観測データを並べた縦ベクトル, \mathbf{m} は対象領域の全格子点における Q^{-1} を並べた縦ベクトルである. \mathbf{G} は各 t^* の震源・観測点間における走時を要素とする係数行列である. 小松・小田 (2015) では震源分布の空間的な偏りが減衰構造に与える影響を軽減するために, 以下の重みを要素とする対角行列 \mathbf{W} を左からかけた.

$$\mathbf{W}\mathbf{d} = \mathbf{W}\mathbf{G}\mathbf{m}. \quad (2-16)$$

\mathbf{m} の要素は, 以下のように決定した. 対象領域を緯度方向, 深さ方向に 0.2 度, 深さ方向に 10 km のブロックに分割し, ブロック内で発生した地震の数を数え, その逆数をブロック内で発生した地震に対する重みとした. 逆解析には Lawson and Hanson (1974) の非負の拘束条件付き最小二乗法 (NNLS) を使用し, Q^{-1} が負になるのを避けた. また, 逆行列を計算する際の不安定さを避けるために, 式 (2-16) にダンピング・パラメータ λ_d を含む式を追加した.

$$\begin{pmatrix} \mathbf{W}\mathbf{d} \\ 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{W}\mathbf{G} \\ \lambda_d \mathbf{I} \end{pmatrix} \mathbf{m}. \quad (2-17)$$

ここで, \mathbf{I} は単位行列である. 係数行列 \mathbf{G} の要素を計算するために, Zhao et al. (1992, 1994) の手法で波線追跡を行った. この手法は地震波速度不連続面を明示的に与えることにより, 高精度な波線追跡を行うことができる.

小松・小田 (2015) や Komatsu et al. (2017) では周波数依存性を考慮しなかったが, 本研究では周波数依存性を考慮するので, トモグラフィで用いるデータ t^* と求める Q^{-1} は前節の $f_0 = 1$ Hz としたときのそれぞれ t_0^* と Q_0^{-1} の値である. 以下, 本論文では混乱のない限り, t_0^* と Q_0^{-1} の添字

0 を省略し, t^* と Q^{-1} と記す. 本研究では, \mathbf{m} の要素として, Q^{-1} の値そのものではなく, Q^{-1} の最小値 Q_{\min}^{-1} (あらかじめ設定) からの正の摂動 δQ^{-1} として, 式 (2-17) を再構成し, NNLS で解くという手法の改良を図った. 式 (2-2) と同様に,

$$\delta t^* = t^* - t_{\min}^* = \int_{\text{raypath}} \frac{Q_{(x,y,z)}^{-1}}{V_{(x,y,z)}} ds - \int_{\text{raypath}} \frac{Q_{\min(x,y,z)}^{-1}}{V_{(x,y,z)}} ds = \int_{\text{raypath}} \frac{\delta Q_{(x,y,z)}^{-1}}{V_{(x,y,z)}} ds. \quad (2-18)$$

と表される. ここで, $\delta Q_{(x,y,z)}^{-1} = Q_{(x,y,z)}^{-1} - Q_{\min(x,y,z)}^{-1}$ である. 式 (2-17) の \mathbf{d} は観測 t^* と Q_{\min}^{-1} から計算された理論 t_{\min}^* との差 δt^* で, \mathbf{m} は Q_{\min}^{-1} からの摂動 δQ^{-1} である. 最終的に求めたい Q^{-1} は $Q^{-1} = Q_{\min}^{-1} + \delta Q^{-1}$ である. \mathbf{W} の要素は, 以下の 2 つの値の積の逆数とした.

- 対象領域を緯度方向, 深さ方向に 0.2 度, 深さ方向に 20 km のブロックに分割し, ブロック内で発生した地震の数
- t^* とその推定誤差 Δt^* の比 $\Delta t^*/t^*$ (全データの和が 1 になるように規格化する)

また, 解の空間的ななめらかさを導入するため, 式 (2-17) にスムージング・パラメータ λ_s を含む式を追加した.

$$\begin{pmatrix} \mathbf{W}\mathbf{d} \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{W}\mathbf{G} \\ \lambda_d \mathbf{I} \\ \lambda_s \mathbf{S} \end{pmatrix} \mathbf{m}. \quad (2-19)$$

ここで, \mathbf{S} はスムージングのための係数行列である.

波線追跡を行うために, 3 つの速度不連続面 (コンラッド面, モホ面, フィリピン海プレート上面) を設定した. 近年の反射法探査 [たとえば, Nishizawa et al. (2017)] によって南西諸島のいくつかの測線で最新のモホ面深度プロファイルが得られている. そこで, 本研究ではそれらと Nakamura and Umedu (2009) のモホ面深度をコンパイルして, Nakamura et al. (2003) で設定されたモホ面深度を修正した. 反射測線のモホ面深度を距離 20 km ごとにデジタイズし, Nakamura et al. (2003) の深度との残差をクリギングにより補間した. クリギングには Golden Software 社の可視化ソフト Surfer Ver. 11 を使用した. その際, 測線のない九州地方や東シナ海のモホ面深度を修正しないようにした. 修正したモホ面モデルを Fig. 2-4 に示す. デジタイズした反射測線は Iwasaki et al. (1990), Kodaira et al. (1996), Nakahigashi et al. (2004), Nishizawa et al. (2009, 2014, 2017), 西澤・他 (2015, 2017), Arai et al. (2016, 2017), Klingelhoefer et al. (2011) である. なお, コンラッド面は Nakamura et al. (2003) と同様, モホ面深度の半分とした. フィリピン海プレート上面は最新のモデル [Iwasaki et al. (2015)] を用いて設定した.

格子点は水平方向 0.2 度ごとに, 深さ方向に 5, 15, 25, 35, 45, 60, 75, 90, 105, 125, 150, 180, 215, 255, 300 km に配置した. 水平方向の格子点は北緯 26.5 度, 東経 127 度を基準に北から反時計回りに 42 度回転した座標を設定し, この座標上に震源, 観測点, 格子点を配置した (Fig. 2-5(a)). 南西諸島の震源及び観測点が集中する領域を選ぶことで, トモグラフィの分解能の向上が期待される. 震源, 観測点の緯度, 経度は以下の座標変換を行った. 地球を模した単位球を考える. x, y, z の各軸を Fig. 2-5(b) の (1) のように設定する. このとき, x 軸はグリニッジ子午線と赤道の交点を通り, z 軸は北極を通る. 基準点の経度, 緯度を (λ_0, θ_0) , 回転角を δ_0 とする. (2) オイラー角の回転を考えて, z 軸の周りに反時計回りに $\lambda_0 - \pi/2$ (ラジアン) 回転する. 回転後の軸を x', y', z' 軸とする. (2) x' 軸の周りに反時計回りに θ_0 回転する. 回転後の軸を x'', y'', z'' 軸とする. (3) y'' 軸の周りに反時計回りに δ_0 回転する. (1)~(3) について回転行列を計算し, 震源, 観測点の緯度, 経度を変換した.

波線追跡に必要な地震波速度は JMA2001 [上野・他 (2002)] を基に設定した (Fig. 2-6). 上部地殻と下部地殻はそれぞれ一定の速度であるとし, 地殻内の代表的な速度 (上部地殻: V_p 6.02 km/s,

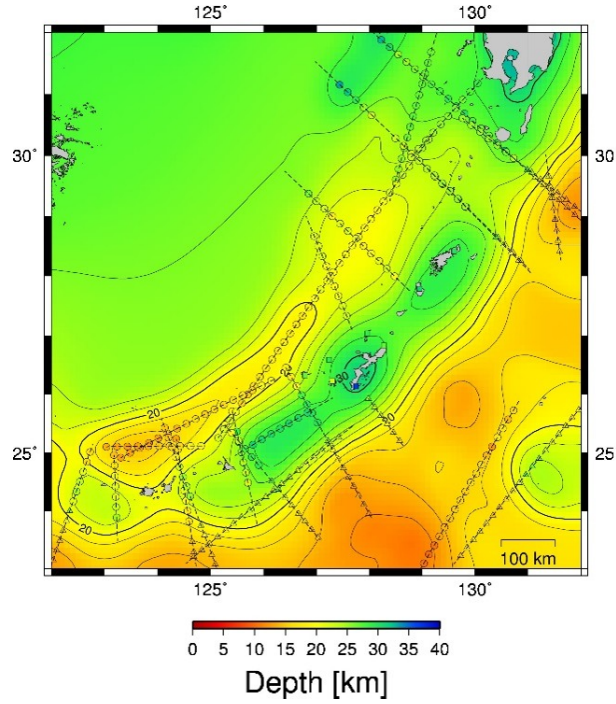


Fig. 2-4: Depth distribution of the Moho discontinuity model constructed in this study. Black dashed lines denote the measurement lines of the previous reflection surveys. Colored dots indicate the depth of the Moho estimated by the previous studies.

Vs 3.5 km/s ; 下部地殻 : Vp 6.7 km/s, Vs 3.8 km/s) とし, JMA2001 のマントル部分に接続した. このとき, モホ面からマントルの深さ 50 km までの速度は JMA2001 の 47.5~52 km の速度の回帰直線を用いた. フィリピン海スラブの速度は Nakamura et al. (2003) を参考に JMA2001 の速度を 2% 高速度にした. また, スラブの深さ 30 km 以下の速度は, JMA2001 の深さ 30~39.5 km の速度の回帰直線を用いた.

4 結果・議論

4.1 t^* の推定結果

まず, $f_0 = 1$ Hz とし, Q の周波数依存項の α を 0.1 から 1.0 まで変化させ, t^* の推定を行った. 各 α について式 (2-11) を用いて計算した residual を正規化したものが Fig. 2-7 である. residual 最小を 1 としている. P 波と S 波の α はそれぞれ 0.55 と 0.80 の時に残差が最小となった. Stachnik et al. (2004) は t^* の α を推定し, 地殻内の α は P 波が 0.6, S 波が 0.9 であった. これらは本研究の α と値や大小関係が似ている. また, 野津・菅野 (2007) はスペクトル・インバージョンによって地盤増幅を推定する際に, S 波の Q を推定しており, その周波数依存性 α は 0.70 であった. 本研究で推定された P 波と S 波の α はこの値に近い. α の最適値を用いたときの t^* の推定例を Fig. 2-8 に示す. また, 推定の際に式 (2-9) によって計算された補正項の全観測点における分布を Fig. 2-9 に示す. 64 観測点のうち, 60 観測点について補正項が推定され, t^* の推定に用いられた. トモグラフィには, 2874 イベントについて, 観測点が計算領域の端にある南大東島の観測点 MINAM2 を除く 59 観測点において, P 波では 24507 個, S 波では 21296 個の t^* をデータとした.

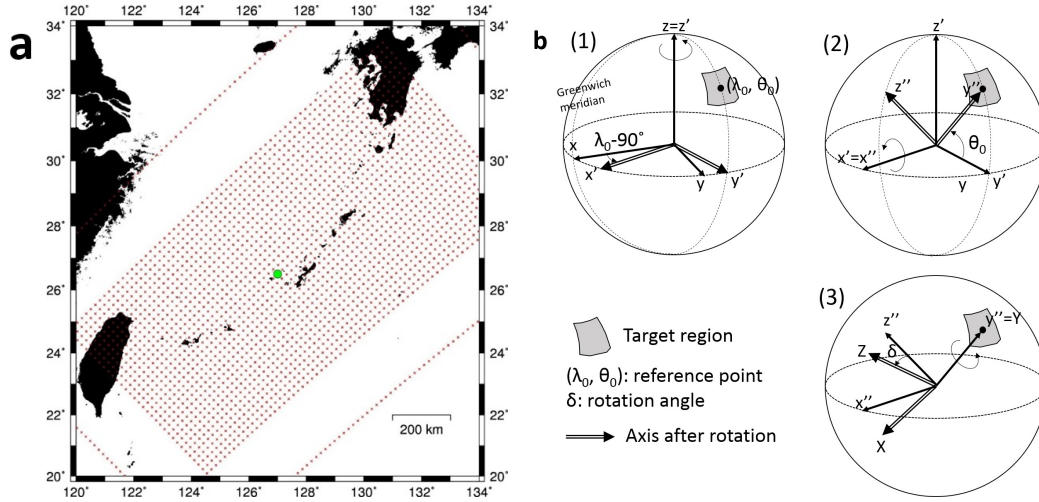


Fig. 2-5: (a) Grid distribution for the tomography in this study. Red crosses indicate the grid positions. Green circle denotes the reference point to rotate the target area. (b) Schematic view of this rotation procedure.

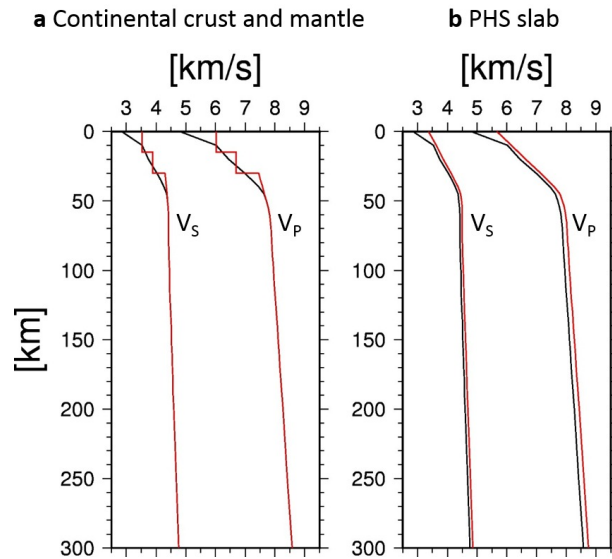


Fig. 2-6: 1-D velocity profiles in this tomography employed for (a) the continental crust, mantle, and for (b) the PHS slab. Brack lines indicate the original JMA2001 model. Red line denote the velocity profiles used in this study.

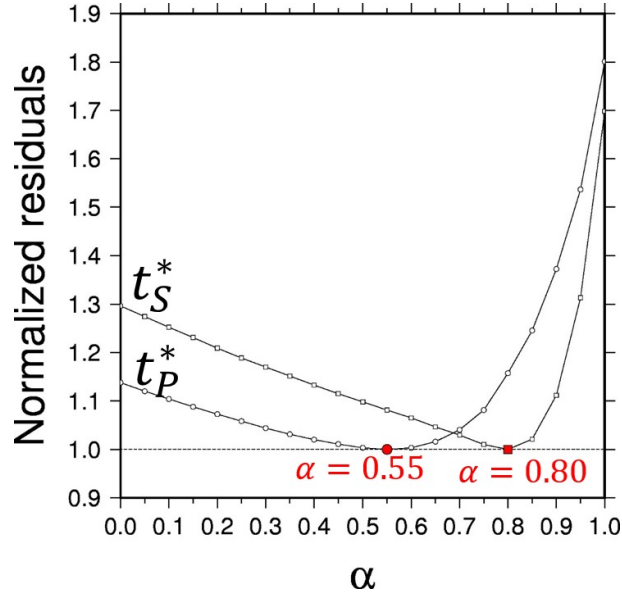


Fig. 2-7: Frequency-dependent factors α versus normalized residuals for t^* of P and S waves.

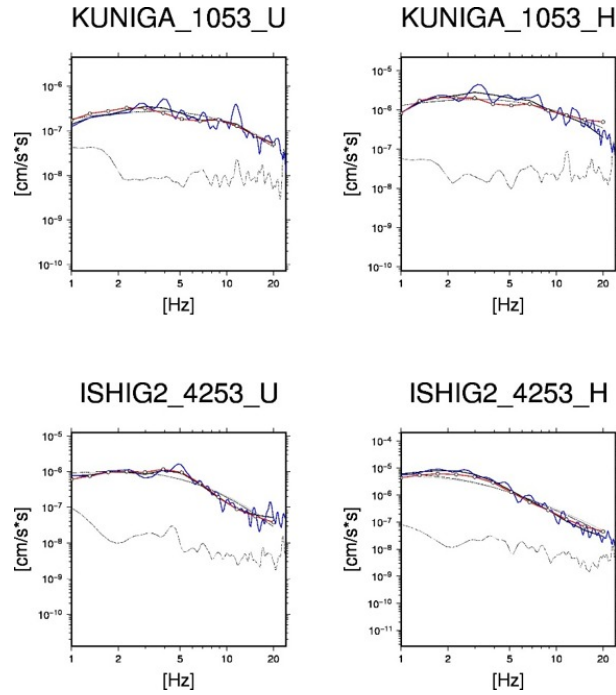


Fig. 2-8: Examples of spectral fitting for t^* . Blue line and black dashed line indicate signal and noise spectra, respectively. Black and red lines denote averaged spectra before and after applying correction factor.

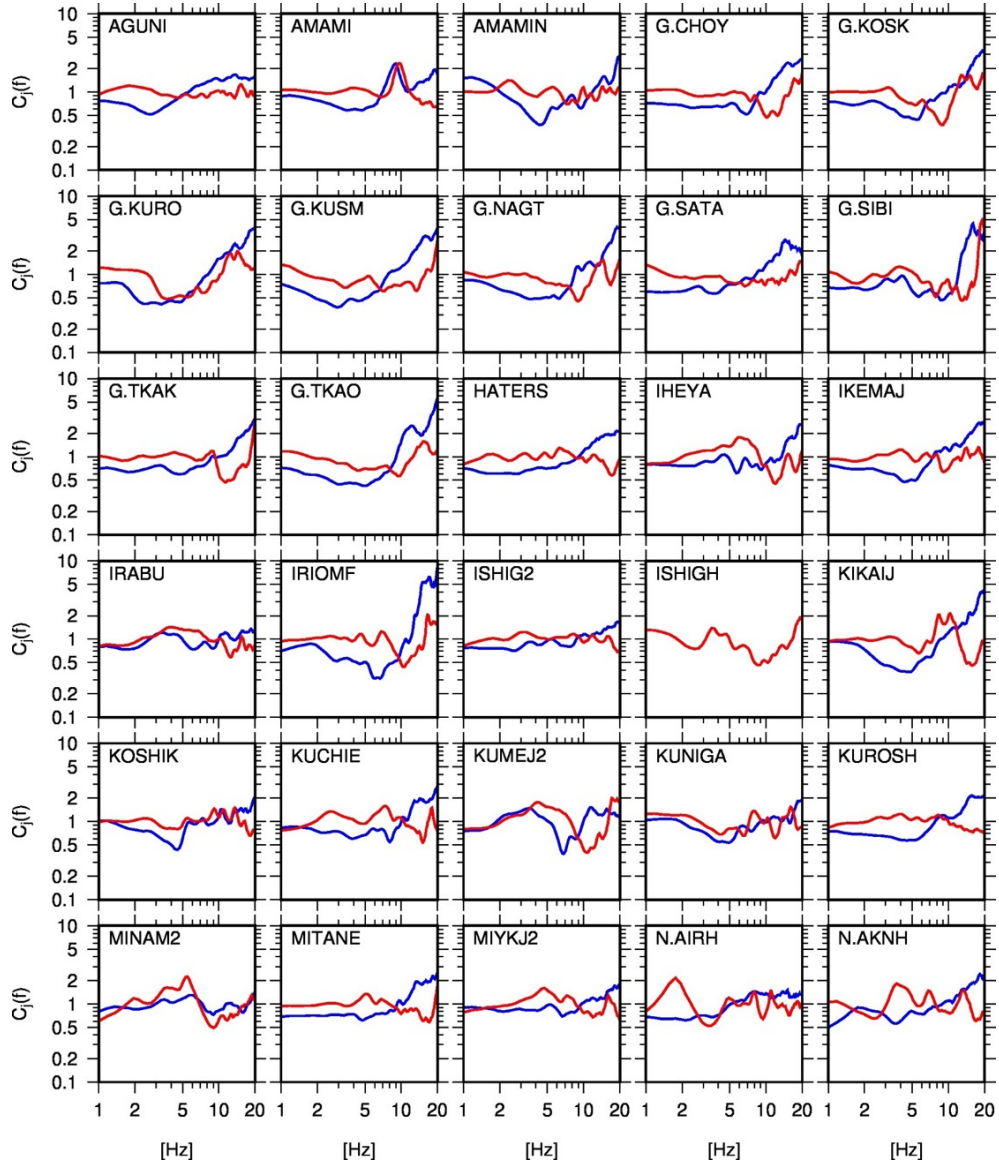


Fig. 2-9: Correction factors for the stations. Red and blue lines indicate the correction factors of P- and S-wave, respectively.

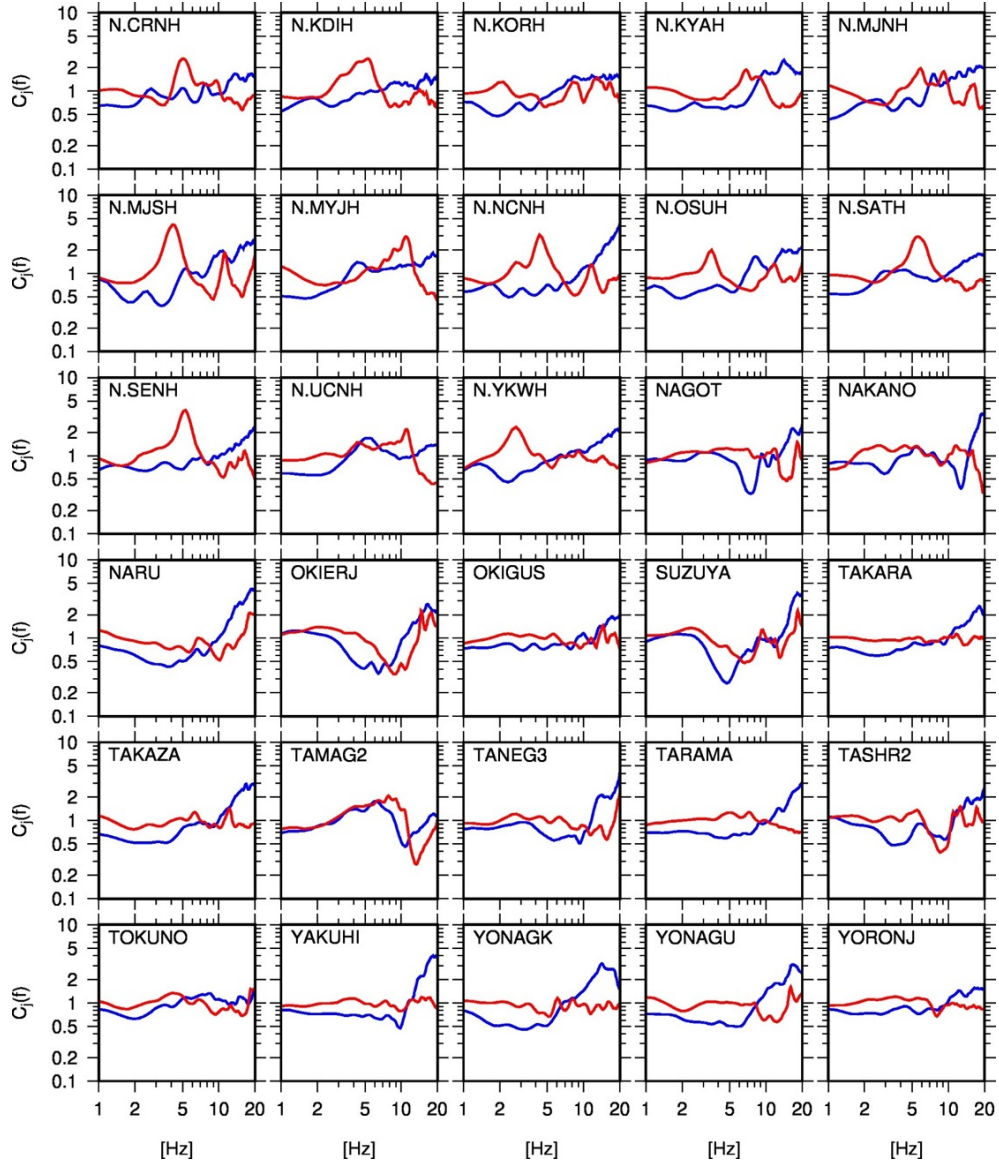


Fig. 2-9: (continued.)

4.2 Q_{\min}^{-1} の設定

トモグラフィの際に初期値として設定する Q^{-1} (正確には 1 Hz の Q^{-1}) の最小値 Q_{\min}^{-1} について考える. Q の周波数依存性を考慮していない過去のトモグラフィの研究 [例えば, Kita and Matsubara (2016) など] では共通してスラブは $Q > 1000$ として報告されている. 二重スペクトル比法によって東北地方の最上部マントルの Q を推定した Matsuzawa et al. (1989) は, 東北地方の西岸と東岸で 1500 以上の値を推定しており, その最大値は日本海側と太平洋側で推定された 2600 と 2500 である. 後者は沈み込むスラブの影響が考えられる. また, Q の周波数依存性を $\alpha = 0.2$ で考慮し, 伝播経路上の平均的な Q について議論している Shito et al. (2009) は太平洋スラブにおいて約 500~1000 と報告している. 以上のことから, Q の最大値 (つまり Q^{-1} の最小) は 1000 もしくは 2000 を超えることが分かる. 本研究では, まず Q_{\min}^{-1} を任意に設定して減衰トモグラフィを行い, 入力データ (δt^*) に関する RMS をプロットした (Fig. 2-10).

$$\text{RMS} = \sqrt{\frac{1}{L} \left[\sum_{l=1}^L (\delta t_l^{*\text{OBS}} - \delta t_l^{*\text{CAL}})^2 \right]}. \quad (2-20)$$

ここで, $\delta t^{*\text{OBS}}$ は入力したデータ, $\delta t^{*\text{CAL}}$ は解から計算された理論値である. すると, $Q_P^{-1} < 0.0005$, $Q_S^{-1} < 0.00033$ で残差が一定に近くなることがわかる. 以上を参考に, トモグラフィのための Q_P^{-1} の最小値を 0.0005 ($Q_P = 2000$), Q_S^{-1} の最小値を 0.00033 ($Q_S = 3000$) と設定した.

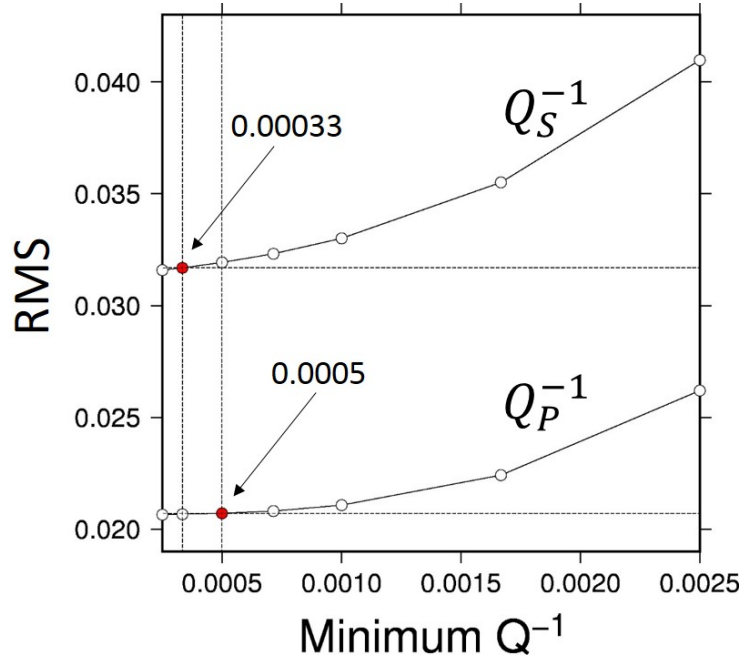


Fig. 2-10: RMS curve against minimum Q^{-1} values which are set initially for the tomographies. Red circles indicate the employed initial value for the tomographies.

4.3 トモグラフィに使用するパラメータの決定

トモグラフィを行う際, 3章で説明したダンピング・パラメータ λ_d とスムージング・パラメータ λ_s を決定しなければならない. 両パラメータを決めるのは容易ではない. 通常, λ_d もしくは λ_s が大きいと, 解の値は小さくなり, 格子間の解の変化もなめらかになる. しかし, データと解から

計算される理論値の差が大きくなる．一方，パラメータが小さいと，解の値は大きくなり，データと理論値の差も小さくなる．しかし，格子間の解のコントラストが激しくなる．このようなトレード・オフ問題を解消するために，Eberhart-Phillips (1986) や Liu et al. (2014) を参考に経験的に λ_d と λ_s の決定を行った．手順は以下の通りで，その結果を Fig. 2-11 に示す．

1. λ_d の決定

- (a) $\lambda_s = 0$ と固定し， λ_d の値を変えながら逆解析を行う．
- (b) 各 λ_d について，解の L_2 ノルムと式 (2-20) で計算した M 個の入力データ (δt^*) に関する RMS 値を出力し，両者の関係をグラフにする．
- (c) グラフを見て，2つの値がどちらも減少しているときの λ_d を採用する [Fig. 2-11(a) の赤丸]．

2. λ_s の決定

- (a) λ_d を 1(c) で採用した値とし， λ_s の値を変えながら逆解析を行う．
- (b) 1(b) と 1(c) と同様の手順を行い，最適な λ_s を決定する [Fig. 2-11(b) の赤丸]．

Fig. 2-11 より， λ_d は P 波，S 波ともに 5 を採用し， λ_s は P 波，S 波ともに 32 を採用した．

4.4 解像度テスト

トモグラフィによる解像度を評価するために，チェッカーボードテスト (CRTs; checkerboard resolution tests) を行った． $4 \times 4 \times 4$ グリッドごとに $Q^{-1}=0.002$ と $Q^{-1}=0.02$ を交互に与え，人工的な t^* を計算した．その際に，ノイズとして標準偏差 0.002 s の正規乱数を加えた．チェッカーボードの評価として，Zelt (1998) の Resolvability を用いる．これは速度トモグラフィの CRTs による摂動のセンブランスを取ることで評価しており，今回は Komatsu et al. (2017) による評価手順を用いた．それは，対象とする格子点を含む上下，水平方向計 7 点のセンブランスの合計を評価する方法で，与えた Q^{-1} の平均値からの摂動として評価している．本研究では Resolvability が 0.7 以上の値では解像度が良いと判断した．波線追跡の際の各格子点における波線カウント数の分布を Fig. 2-12 に，CRTs の結果を Fig. 2-13 で示す．領域の端を中心として，波線カウント数の少ない箇所で CRTs の結果が良くないことが分かる (Fig. 2-13 のハッチがかかった領域)．特に，深さ 15~45 km のトカラ列島・薩摩半島の西部において顕著である．

さらに，RRTs (restoring resolution tests) も行った．これは，減衰トモグラフィによって得られた Q^{-1} を入力モデルとして t^* を計算し，それをデータとしてトモグラフィを行って，解の再現性を見るものである．CRTs と同様に標準偏差 0.002 s の正規乱数をノイズとして加えた．また，空間のスミージングはこのテストでは行っていない．結果を Fig. 2-14 に示す．トモグラフィによって出力された構造は入力した構造の高減衰，低減衰の分布をよく再現している．

4.5 Q^{-1} の 3 次元分布

求まった周波数 1 Hz の Q^{-1} (Q_0^{-1}) の水平分布を Fig. 2-15 に示す．暖色系は高減衰 (低 Q)，寒色系は低減衰 (高 Q) を示す．浅部 (深さ 5 km) において，島嶼部は概ね高減衰であるが，一部の島で強い高減衰が見られる．これらの島々には共通して石灰岩質の堆積物が堆積している．南西諸島には多孔質な琉球石灰岩が広く分布しており，渡嘉敷・他 (2010) は琉球石灰岩の強度が空隙

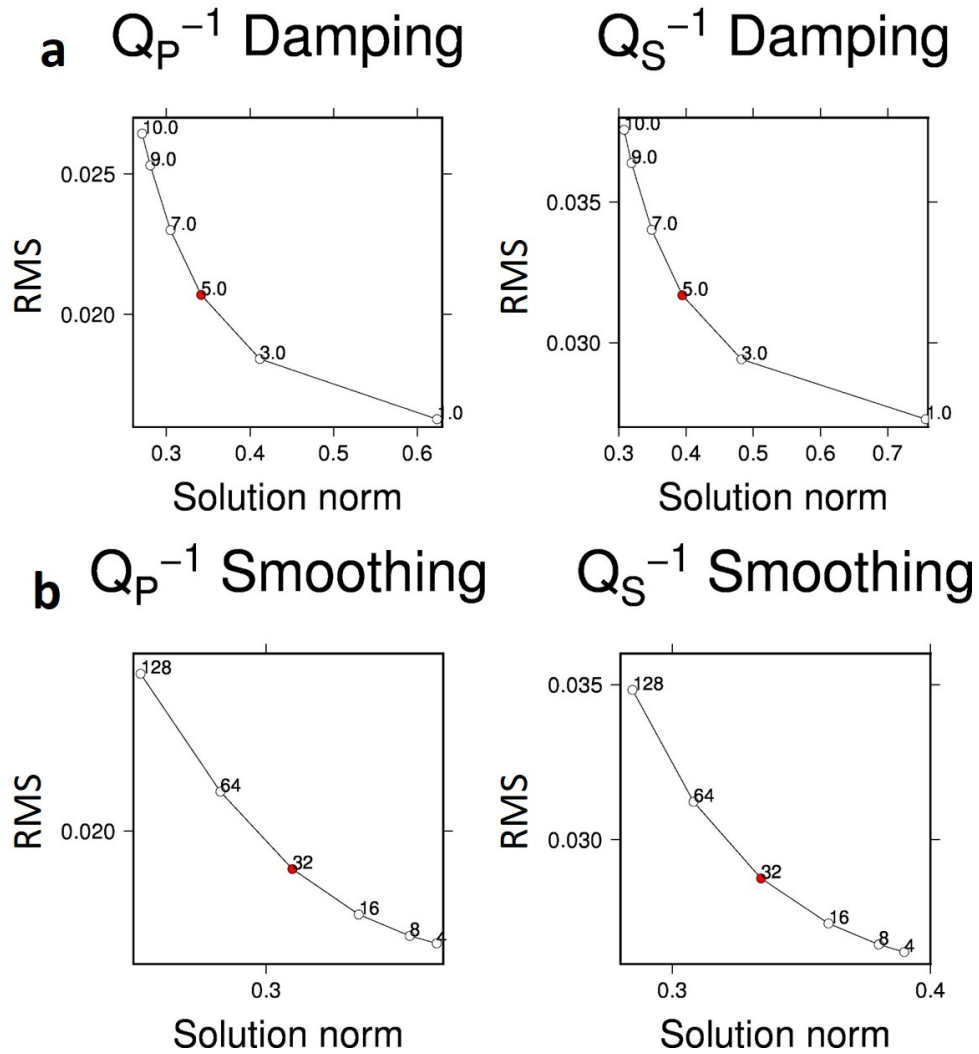


Fig. 2-11: Trade-off curves for (a) damping and (b) smoothing parameters for Q_P and Q_S inversions. Red circles indicate the values chosen for the final tomographies.

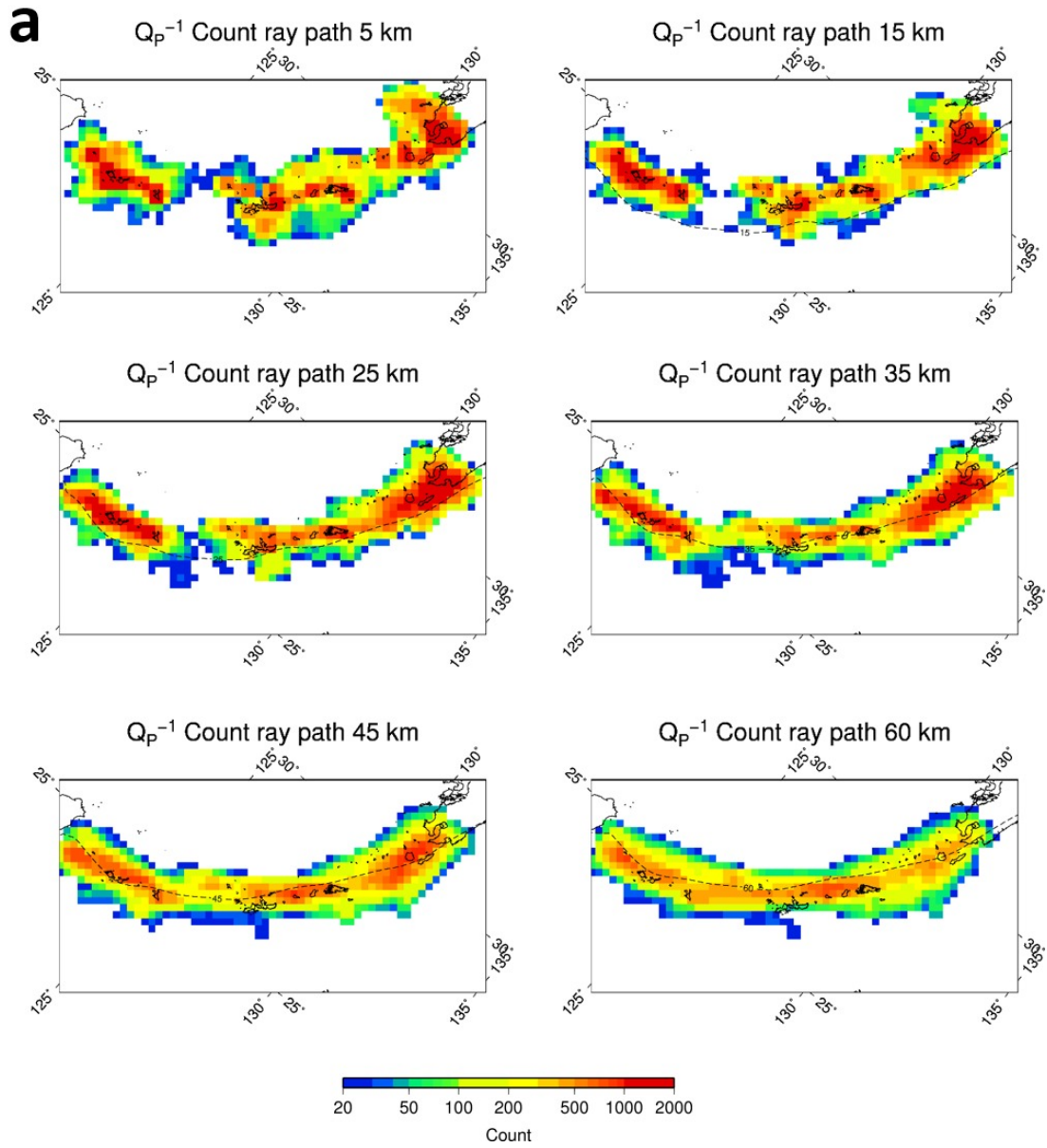


Fig. 2-12: P- and S-wave ray density distributions in the tomographies. Black dashed line indicates the location of the top of the PHS slab at each depth.

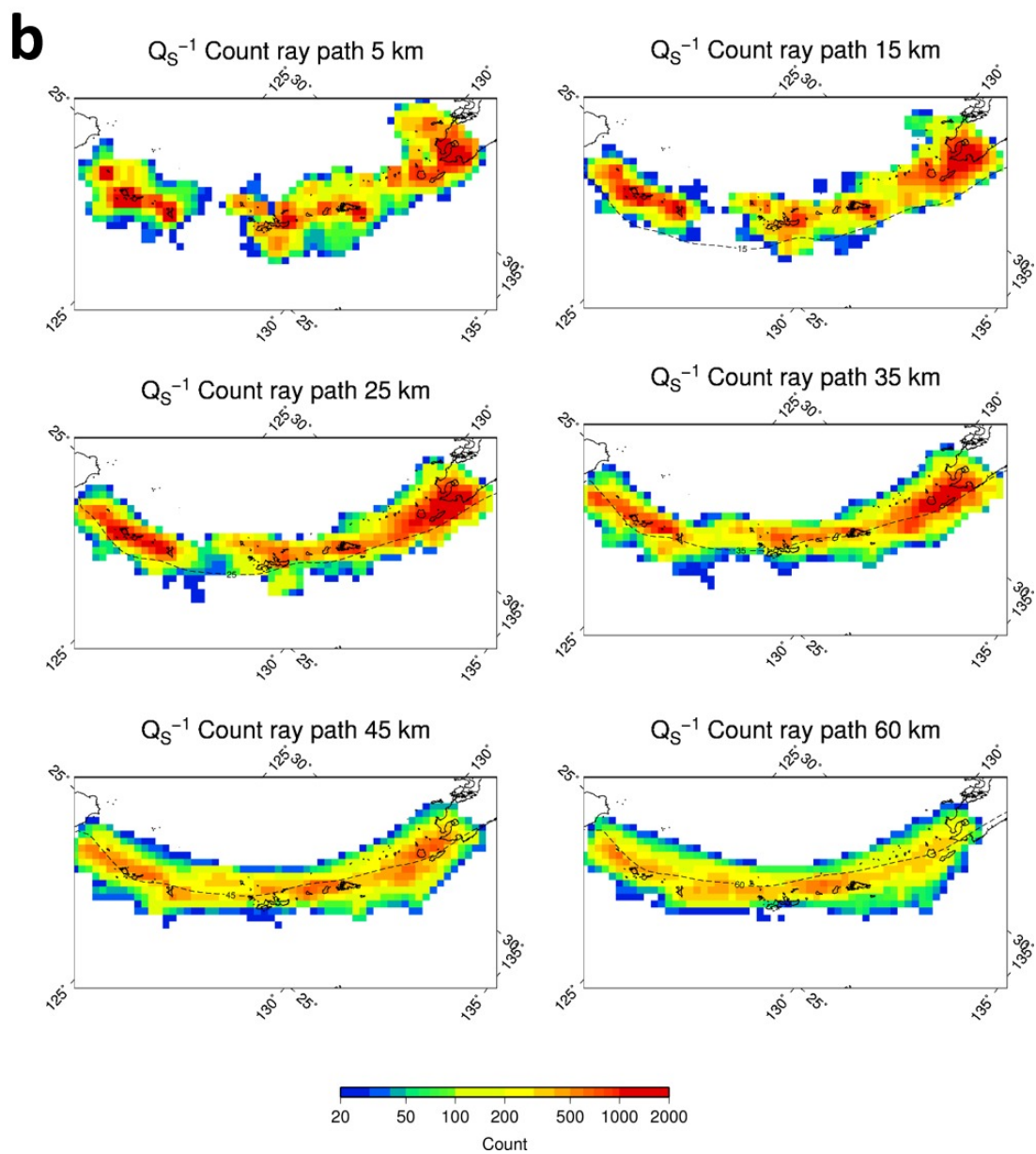


Fig. 2-12: (continued.)

a

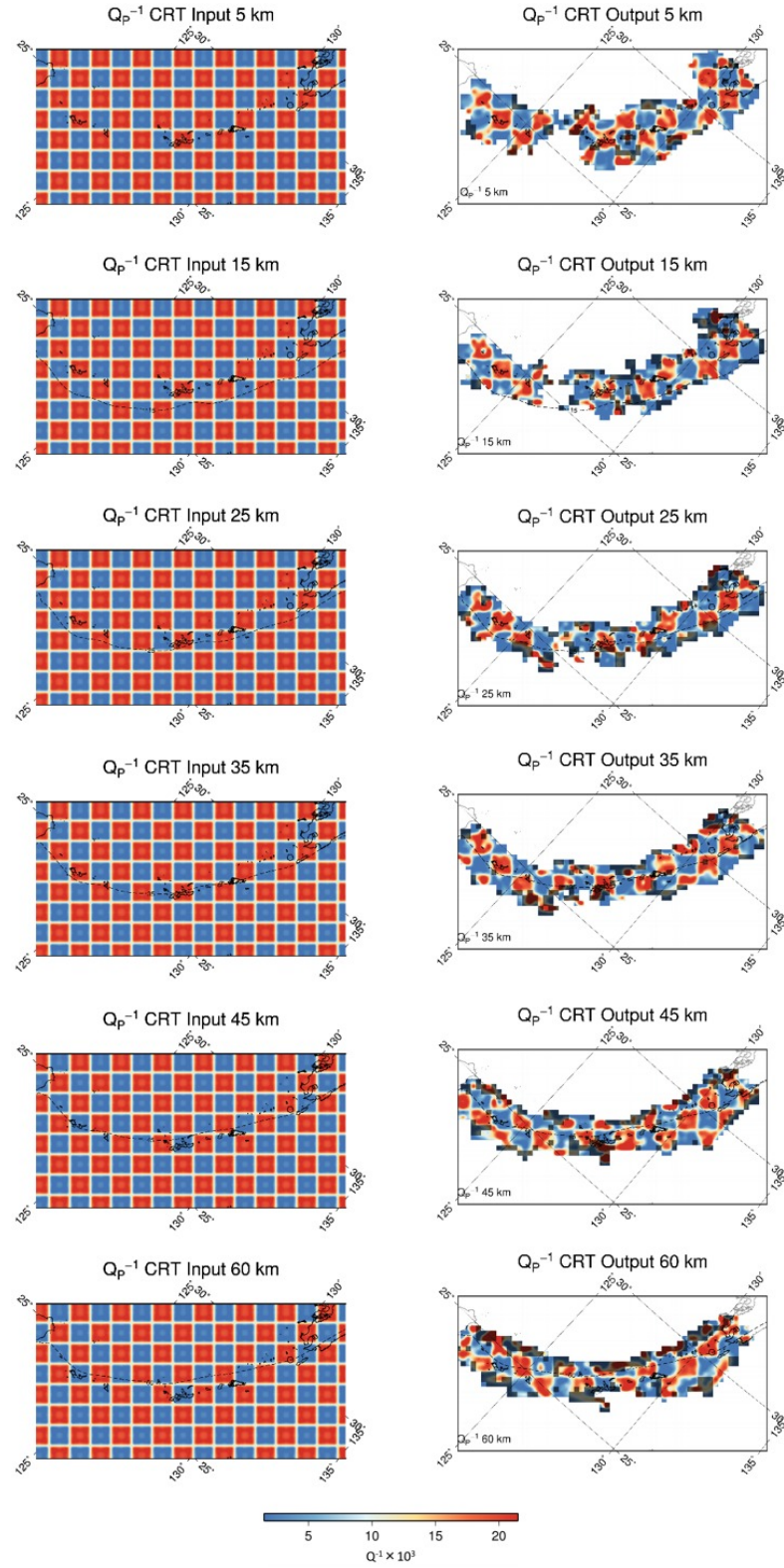


Fig. 2-13: Result of the CRTs. Black dashed line indicates the location of the top of the PHS slab at each depth. The region shaded by gray shows low resolution area, where the resolvability is smaller than 0.7.

b

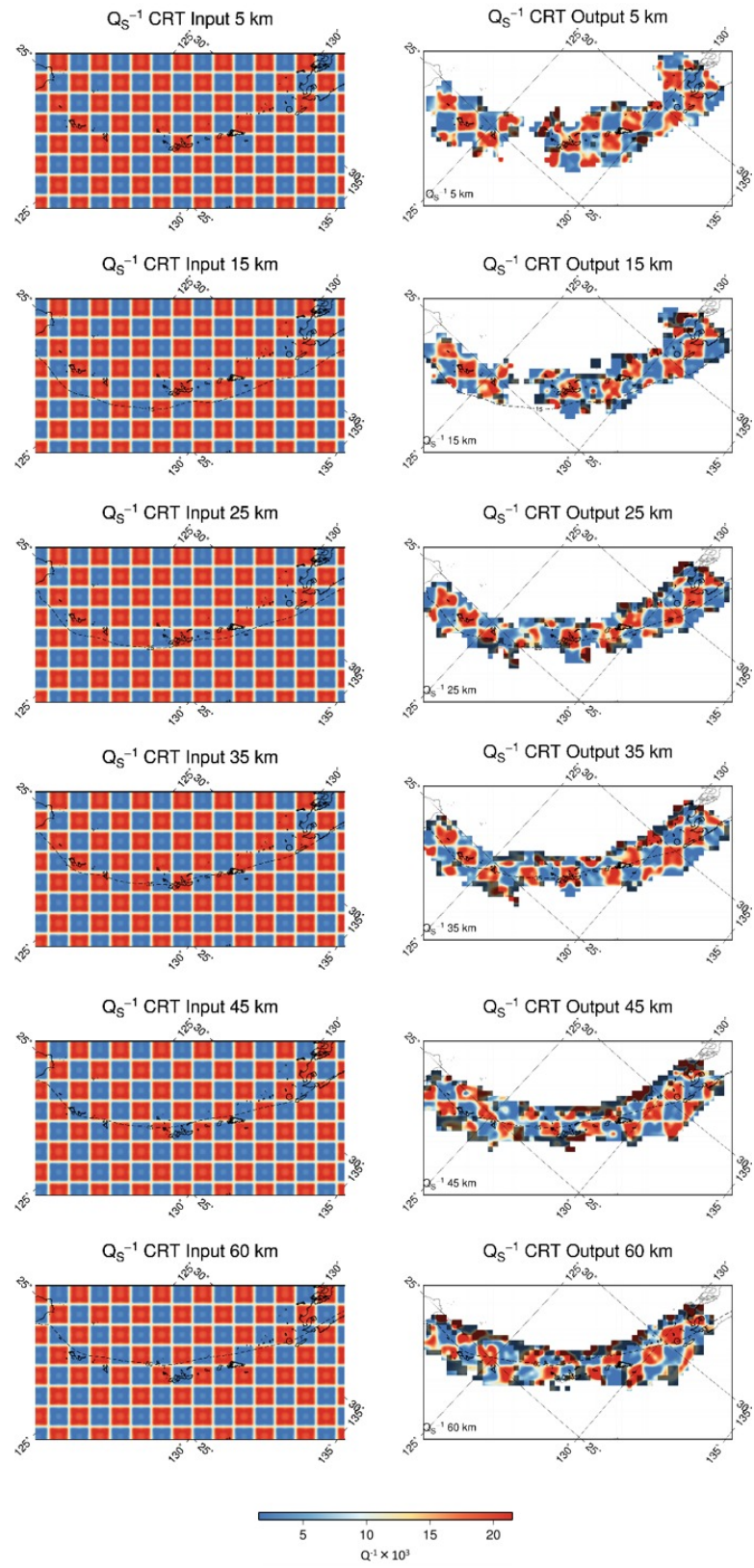


Fig. 2-13: (continued.)

a

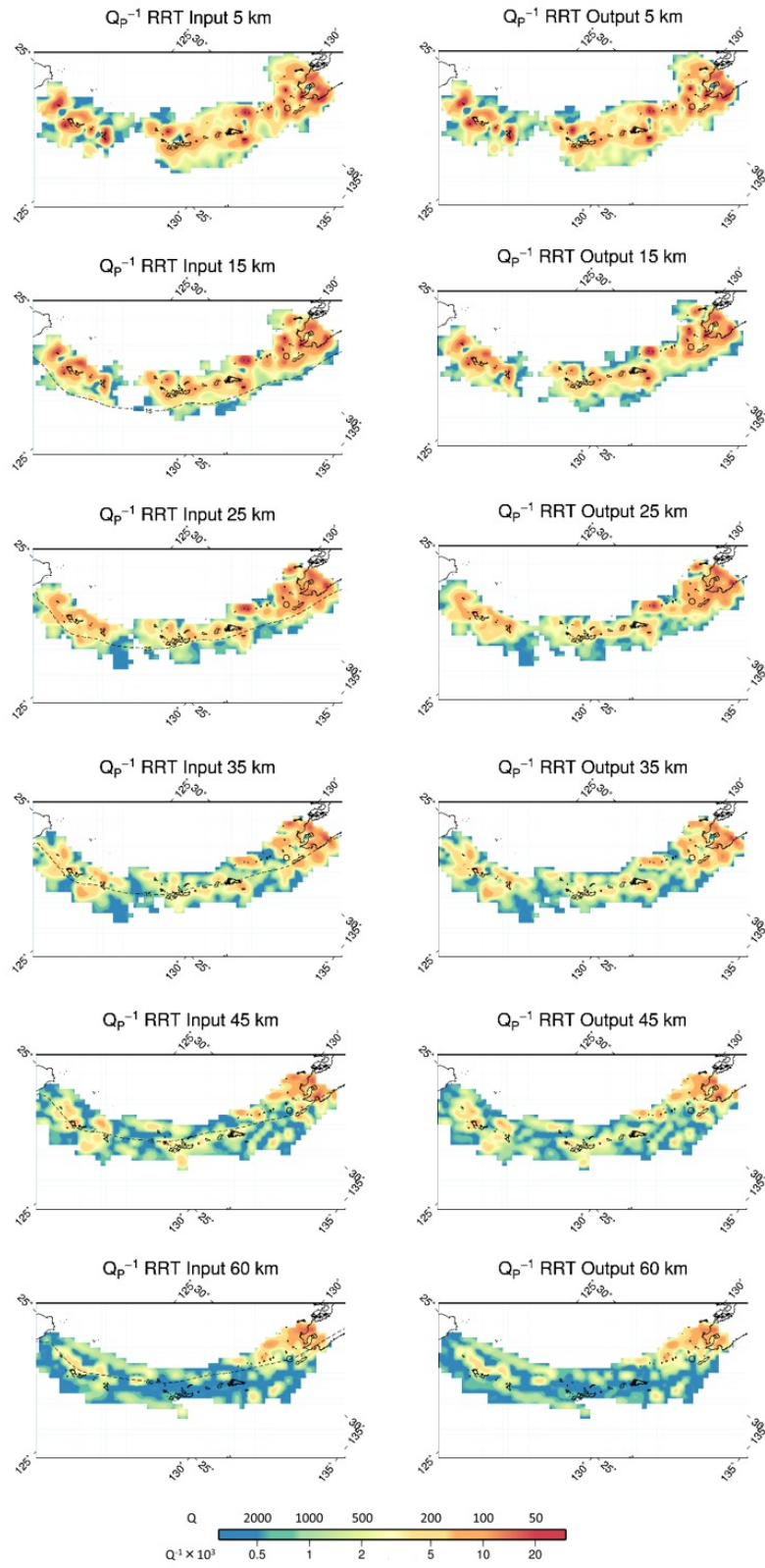


Fig. 2-14: Result of RRTs. Black dashed line indicates the location of the top of the PHS slab at each depth.

b

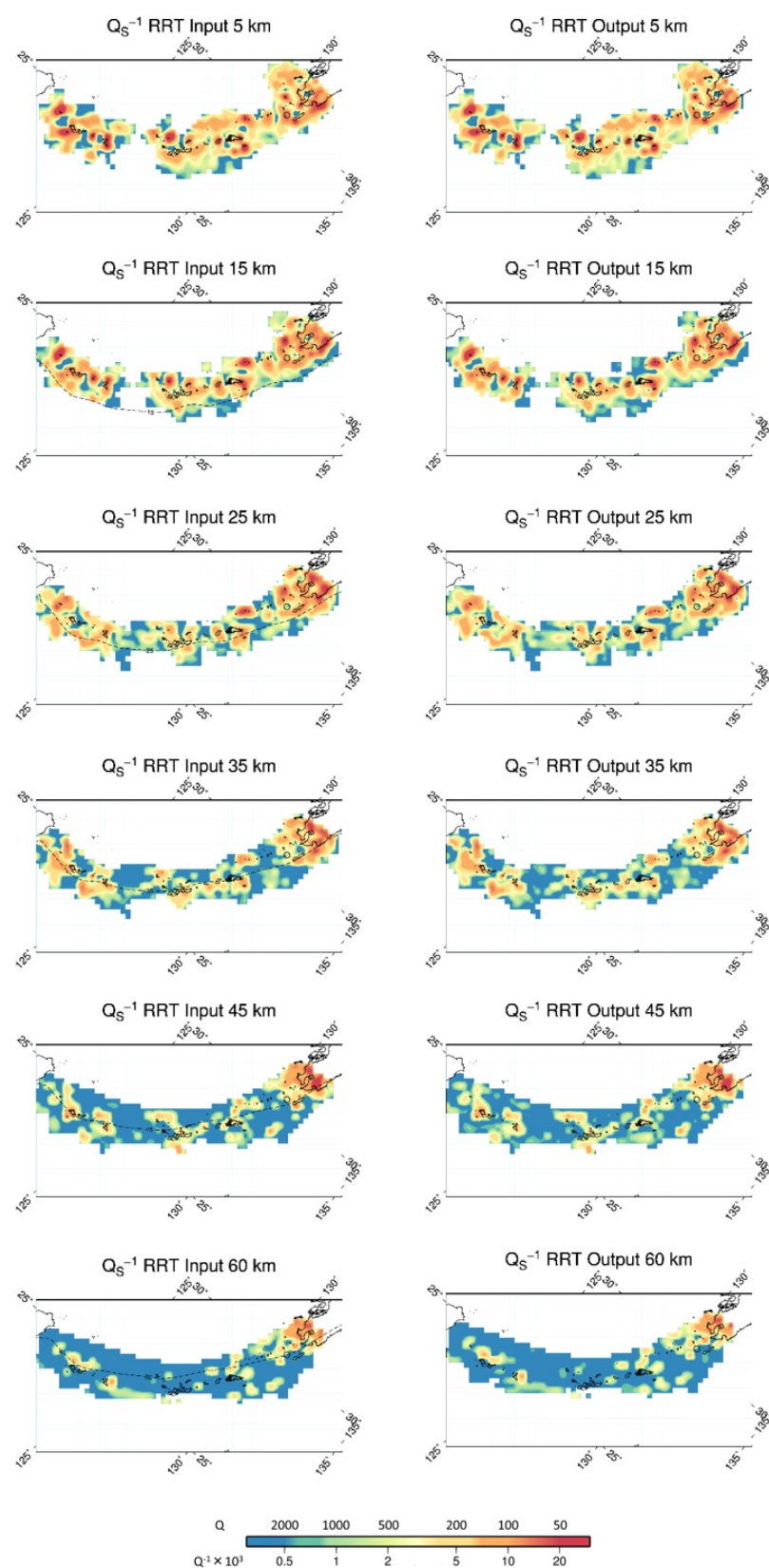


Fig. 2-14: (continued.)

により低下することを一軸圧縮実験で確かめた。また、宮古島では断層が多く [例えば、太田・堀 (1980)], クラックが発達していると考えられる。岩石中のクラック密度や空隙率の増加に伴い、減衰が大きくなる [例えば、O'Connell and Budiansky (1977), Peacock et al. (1994)]. これが上記の島々で強い高減衰の主な原因と考えられる。

沖縄トラフ (Fig. 2-15 の青い破線に囲まれた領域) やトカラ列島 (北緯 29 度より高緯度) において高減衰域が見られる。沖縄トラフは現在も拡大し続けている活動的な地域であり、正断層が発達している [例えば、Sibuet et al. (1987)]. 南西諸島における速度トモグラフィの結果 [Sadeghi et al. (2000), Nakamura et al. (2003), Wang et al. (2008)] より、沖縄トラフでは深部に渡って低速度異常が見られており、スラブからのマントル物質の上昇と解釈されている。トカラ列島は火山フロントに沿って活火山が並んでおり、強い高減衰領域が深部に渡って存在する。これはマグマなどの高温物質の影響であると考えられる。

Fig. 2-16 に示す測線における Q^{-1} の鉛直断面を Fig. 2-17 と Fig. 2-18 に示す。先島諸島の測線 A~E において、島嶼部のみでなく、背弧側の沖縄トラフ南部でも地殻内で高減衰領域が見られる。特に、測線 A において、深さ約 50 km から高減衰領域が地殻に向かってつながっている。測線 C は Arai et al. (2017) による反射法探査の測線に対応しており、深さ 100 km から高減衰領域が沖縄トラフの浅部に向かって延びている。この測線の距離 50 km 付近において、Arai et al. (2017) はマグマだまりの存在を示しており、その付近の地殻内は高減衰領域である。つまり、プレートからの脱水によってマグマが沖縄トラフに向かって供給されていると考えられる。この特徴は測線 C 近傍の測線 D においても顕著である。また、慶良間海裂 (ケラマ・ギャップ) 近傍における測線 E でも深部から浅部にかけて高減衰域が延びている。

測線 B の深さ 20 km から 50 km にかけてのマントルウェッジにおいて、スラブ直上に高減衰域が広がっている。この高減衰はスラブから供給された流体が主な原因と考えられる。この測線上の西表島周辺では短期的スロースリップが観測されている [Heki and Kataoka (2008), Nshimura (2014)]. 流体のスロースリップの発生と減衰への関与については、関東地方において Nakajima and Uchida (2018) によって指摘されている。彼らは、スロースリップ発生によって排出した流体が周囲の減衰を高めたと解釈し、スラブからスロースリップ発生域への流体の供給、スロースリップ発生による流体の排出、周囲の高減衰化という過程が繰り返し発生していると主張している。Fig. 2-17 で測線 B に存在すると考えられる流体もスロースリップに関係していると考えられる。

奄美大島を通る測線 F において、深さ約 100 km から第四紀火山直下に向けた高減衰の広がりがある。また、喜界島では上部地殻内で非常に強い高減衰域が見られる。トカラ列島における測線 H と I は共通して深部から火山帯直下への高減衰域の深さ方向の広がりが顕著である。これは火山への高温のマグマ等の流体の供給が反映されており、これまでの他の地域の減衰トモグラフィの研究においても同様の指摘がある [特に、九州では Saita et al. (2015), Liu and Zhao (2015), 小松・小田 (2015)]. また、マントルウェッジのコーナ部分で強い高減衰が見られる。これは Liu and Zhao (2015) が九州地方においてスラブからの脱水による蛇紋岩化と解釈したものと同一のものであると考えられる。Fig. 2-18 にプレート上面の等深度線に沿って引いた鉛直断面を示す。プレート上面深度が深くなるにつれて深部から浅部への高減衰域のつながりが明瞭になる。特に深さ 70 km 測線において、沖縄トラフに対応する横方向の距離 0~300 km の地域で高減衰域の上昇が見られる。また、深さ 70 km 測線と 90 km 測線において、トカラ列島周辺に対応する距離 900~1300 km の地域でも高減衰域の上昇が見られる。これらは地下からのマグマの上昇を反映していると考えられる。

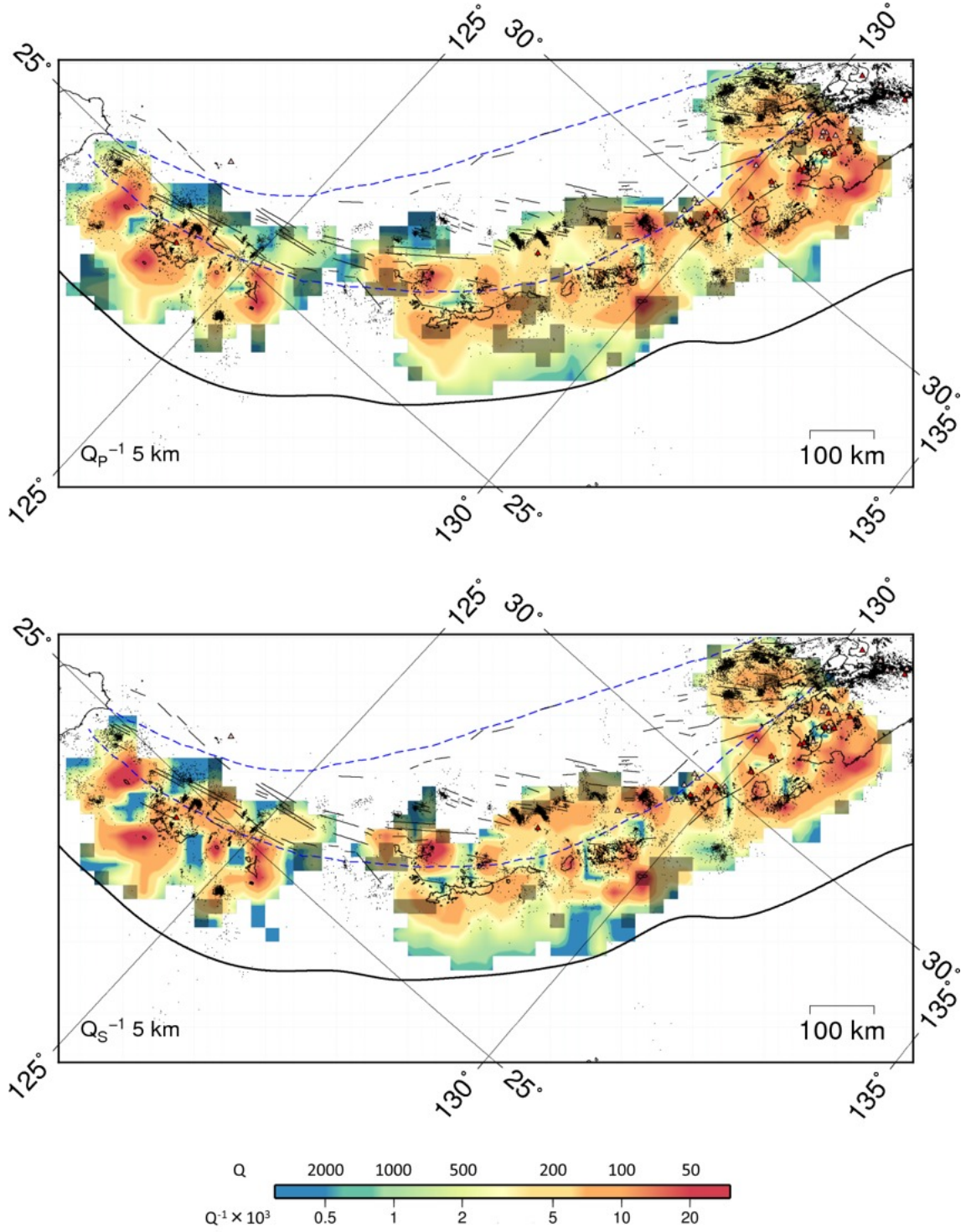


Fig. 2-15: Lateral distribution of estimated Q_P^{-1} and Q_S^{-1} at 1 Hz on depth levels of 5, 15, 25, 35, 45, and 60 km. The region shaded by gray shows low resolution area, where the resolvability is smaller than 0.7. Black dots indicate the epicenter of events of $M_{JMA} \geq 1.0$. Red and peach triangles show active and Quaternary volcanoes, respectively. Blue dashed line denotes the area of the Okinawa trough [Kamata and Kodama (1994)]. Black thin lines mainly shown in the Okinawa trough denote normal faults [Sibuet et al. (1987)]. Black thick line indicates the Ryukyu trench. Red dashed line indicates the location of the top of the PHS slab at each depth.

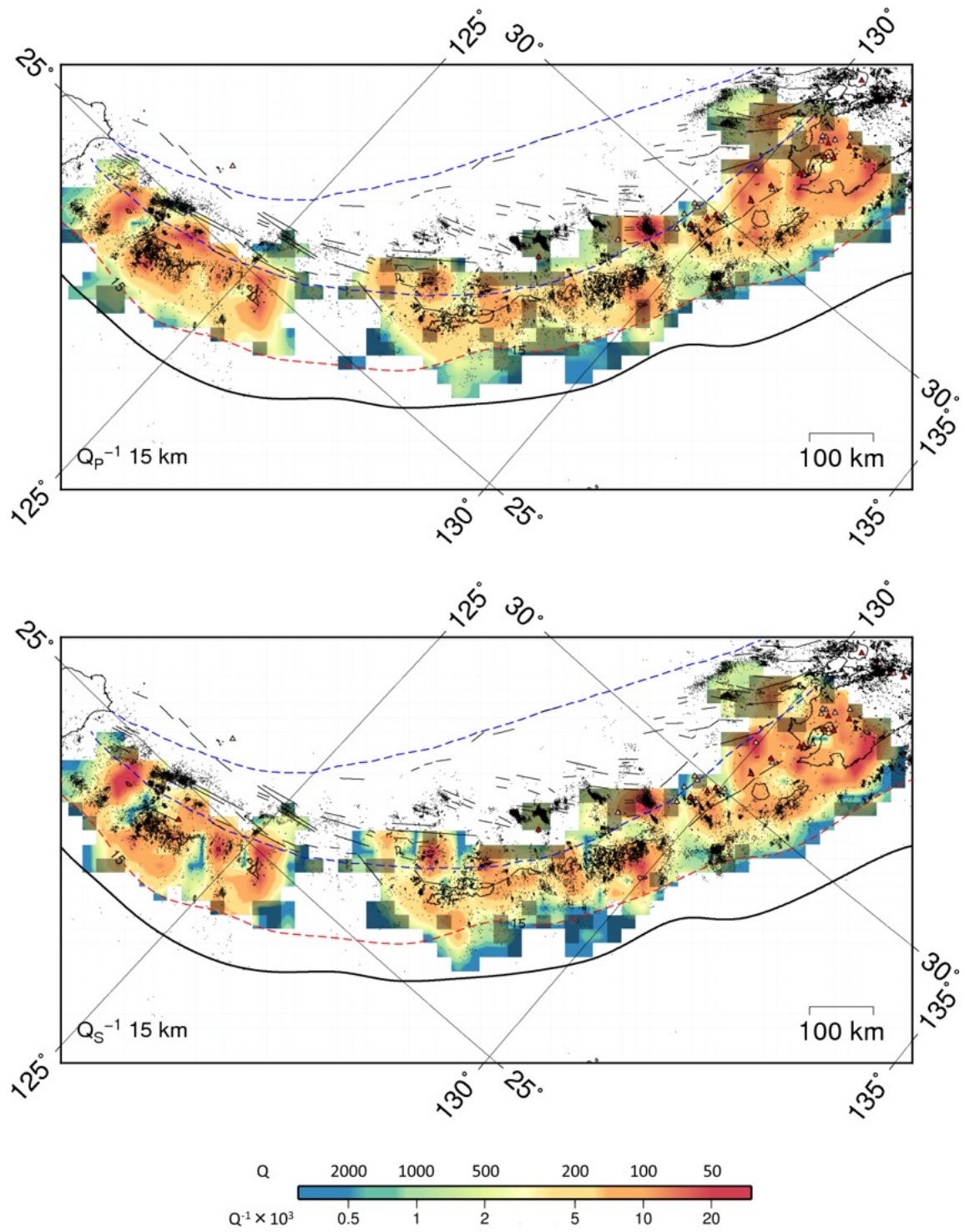


Fig. 2-15: (continued.)

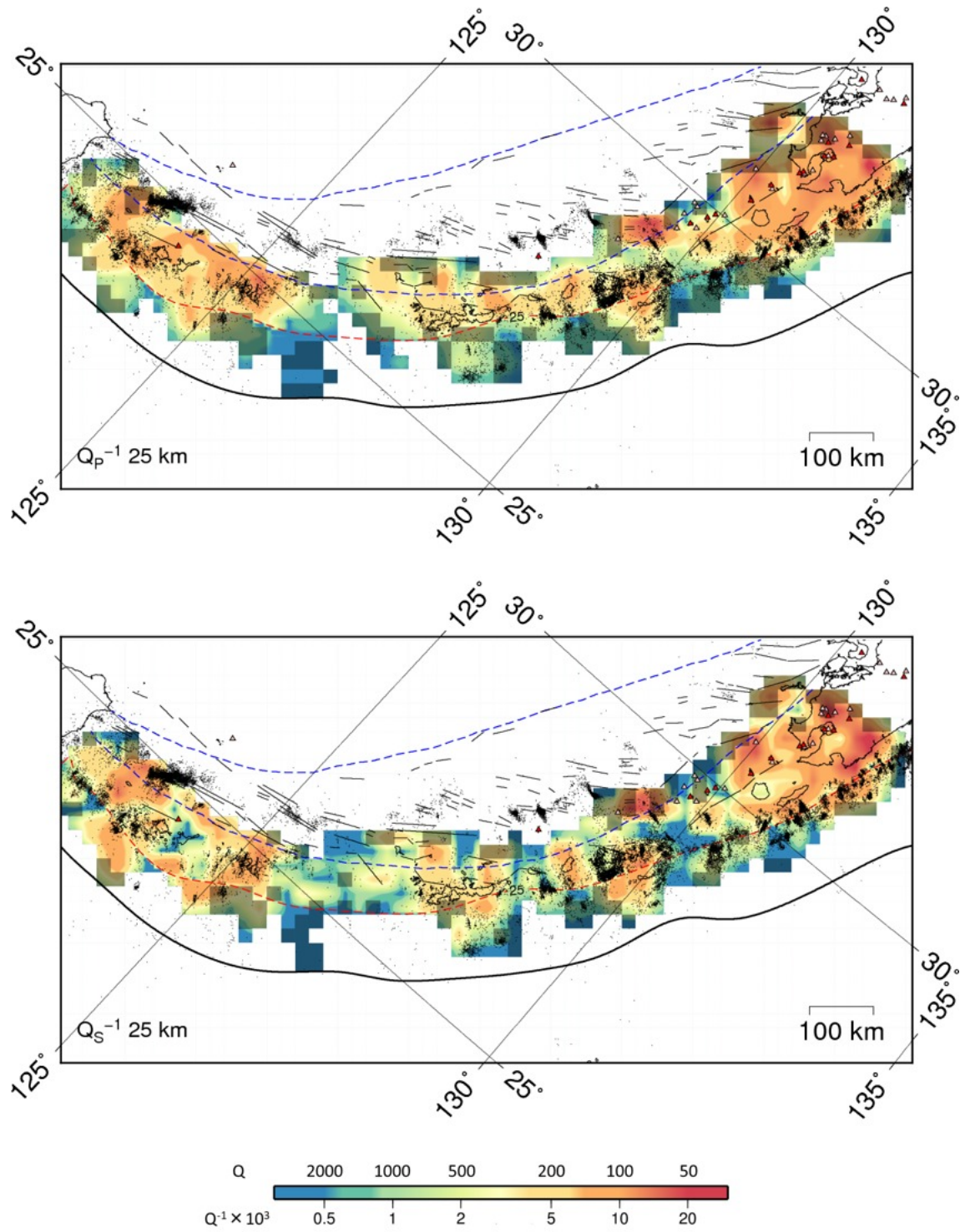


Fig. 2-15: (continued.)

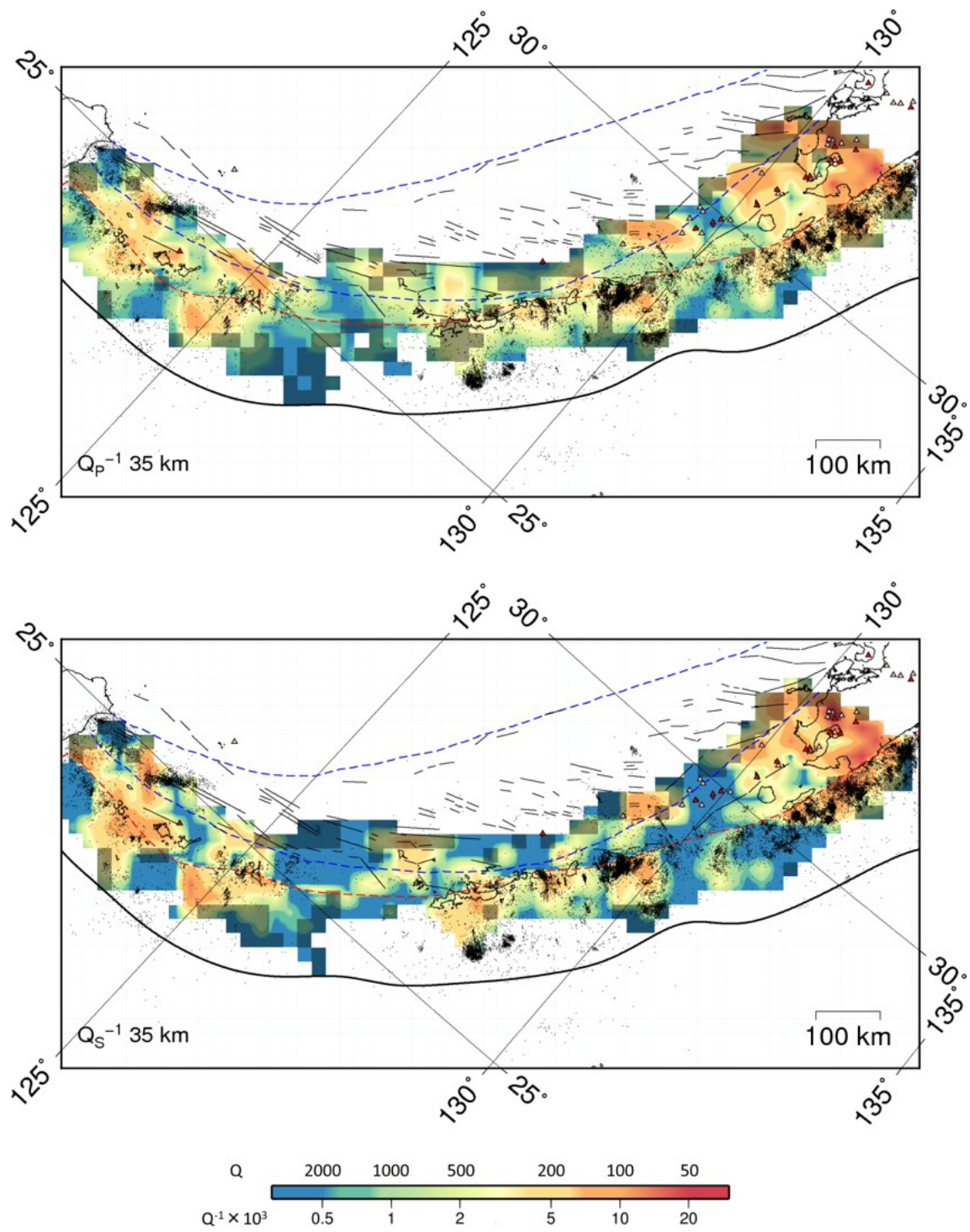


Fig. 2-15: (continued.)

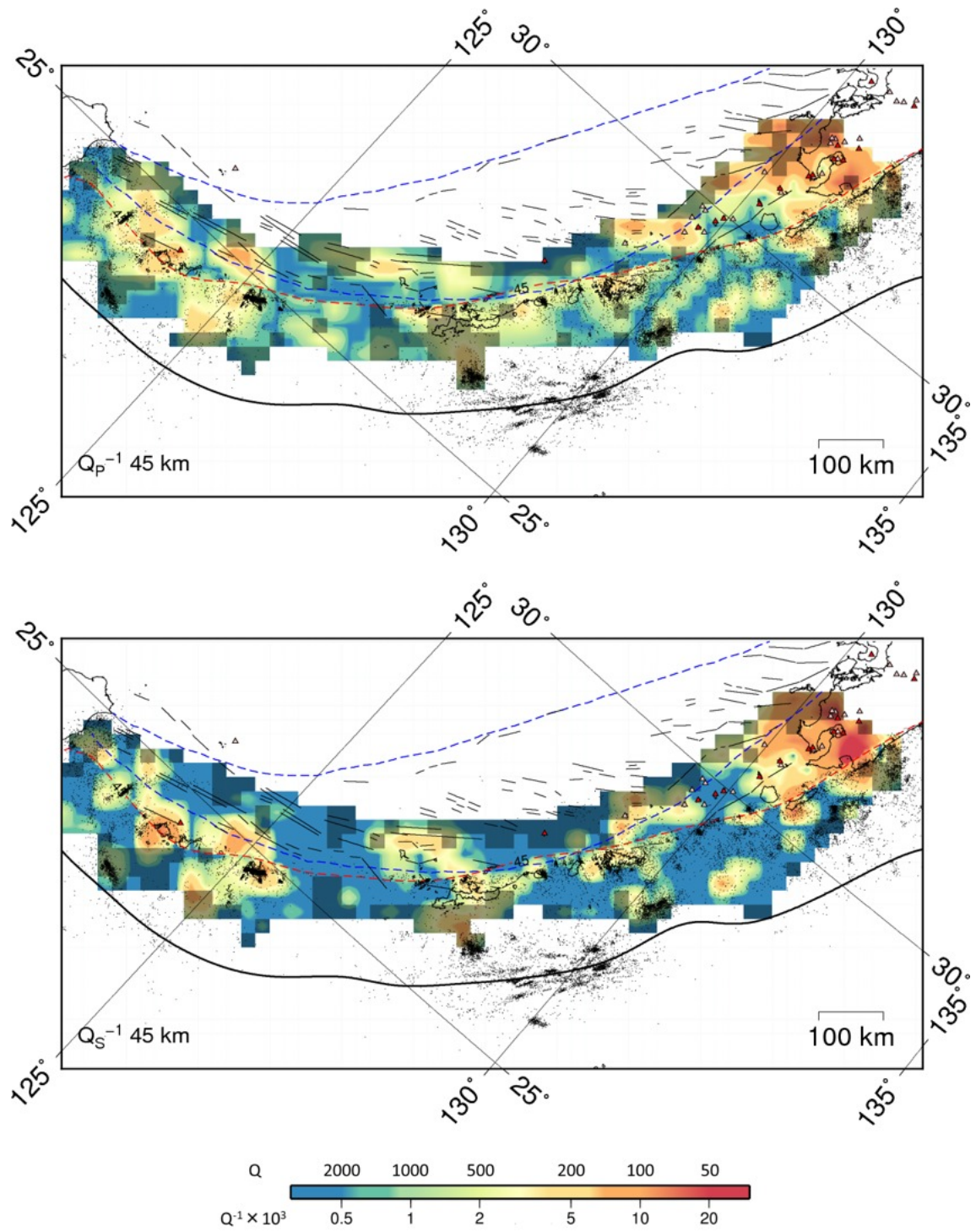


Fig. 2-15: (continued.)

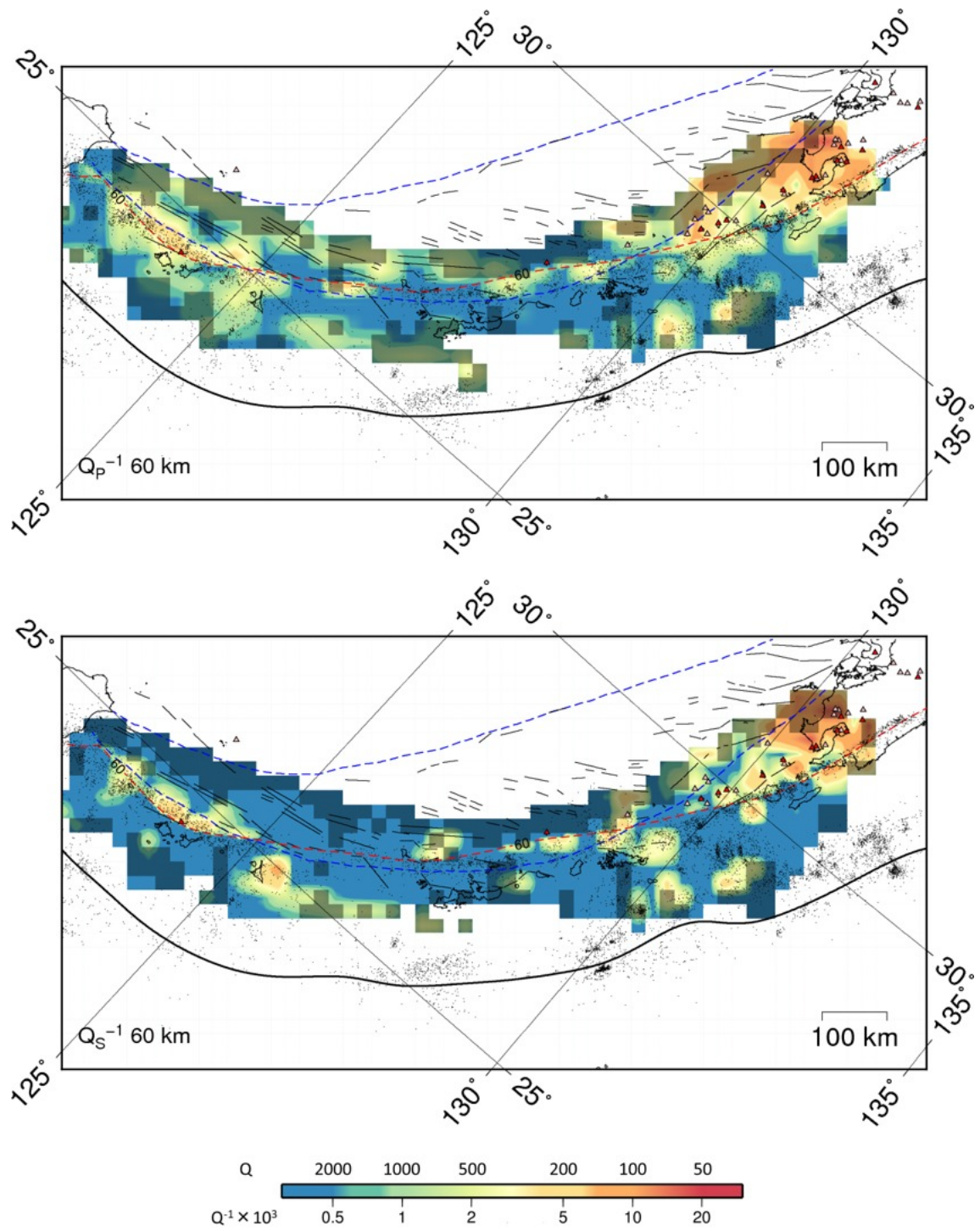


Fig. 2-15: (continued.)

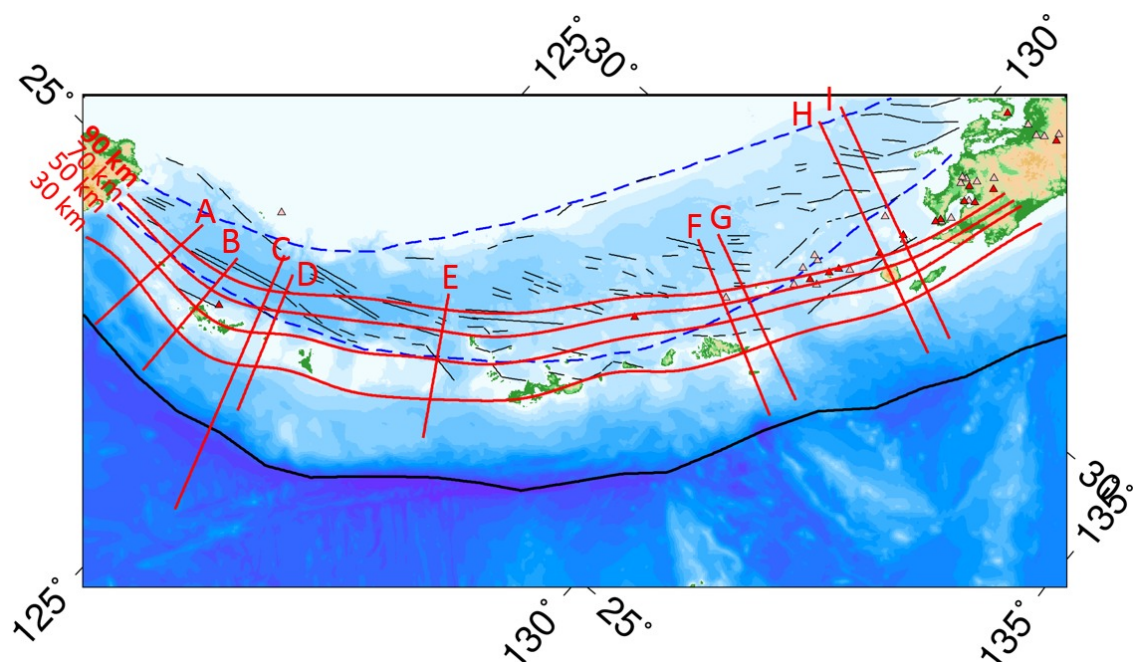


Fig. 2-16: Cross section lines along which vertical sections are shown in Fig. 2-17. Blue dashed line denotes the area of the Okinawa trough [Kamata and Kodama (1994)]. Black thin lines mainly shown in the Okinawa trough denote normal faults [Sibuet et al. (1987)]. Black thick line indicates the Ryukyu trench.

4.6 Q とスロースリップとの関係

Fig. 2-19 にフィリピン海プレート上面より 5 km 上の減衰構造を示す。図の灰色の四角は Nishimura (2014) が地殻変動データを用いて推定した短期的スロースリップの断層である。プレート上面に沿った高減衰域がスロースリップの活動域に明瞭に対応する。スロー地震はプレートとともに沈み込んだ水がその発生に関わっていると考えられており [例えば, 小原 (2007)], プレートに沿って存在する水が地震波の減衰に関与しているのかもしれない。

4.7 Q の平均

トモグラフィによって推定された Q (1 Hz の値) について, 上部地殻, 下部地殻, 最上部マントル, スラブの 4 層に分けて, その平均値を計算した結果を Table 2-1 に示す。Table 2-1 (a) の全領域の場合, 深部に向けて Q は高くなる傾向にあるが, 地殻は上部, 下部ともに同程度であることが分かる。 Q_P と Q_S の比を見ると, 1 Hz では 0.9~1.0 倍であり, Q_P と Q_S はほぼ等しいことが分かる。これは, Frankel (1982) によって (Q の周波数依存性を考慮していない結果からではあるが) 指摘されている Q_P と Q_S の関係と同じである。 Q_P と Q_S の周波数依存の違いを考慮すると, より高周波数側では $Q_S > Q_P$ となる。これは従来のトモグラフィの研究 [例えば, Eberhart-Phillips et al. (2014) など] で指摘されている傾向と同じである。また, ケラマ・ギャップとトカラ・ギャップを境にして 3 地域に分割し, それぞれの地域内で Q の平均を計算したところ, トカラ・ギャップより北側で全体的に Q の平均値が小さいことが分かった。これはこの地域における火山活動が影響していると考えられる。

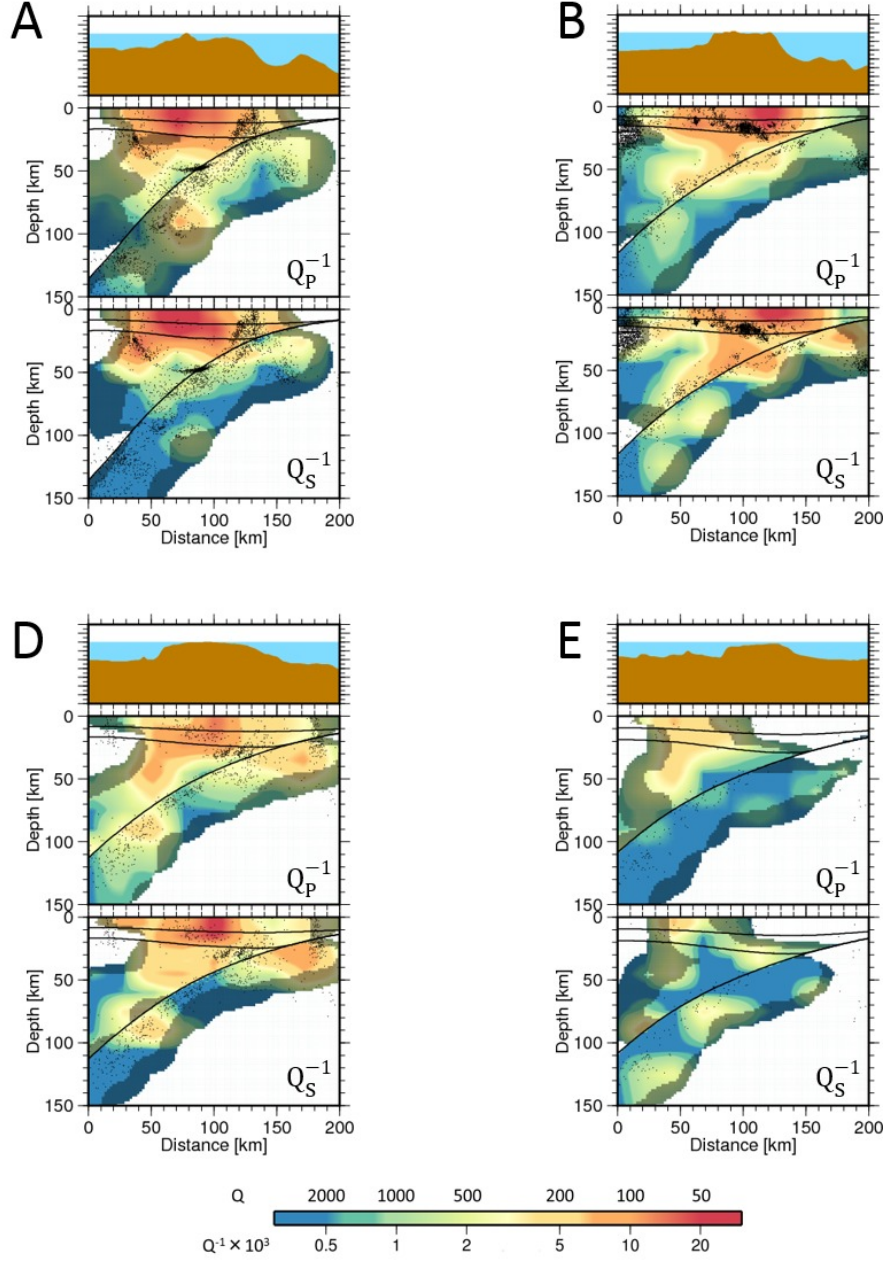


Fig. 2-17: Vertical cross sections for Q_P^{-1} and Q_S^{-1} . Thick lines indicate the Conrad, the Moho, and the top of the PHS slab. Black dots denote events of $M_{JMA} \geq 1.0$. Upper panel of each figure illustrates the topography of the corresponding section.

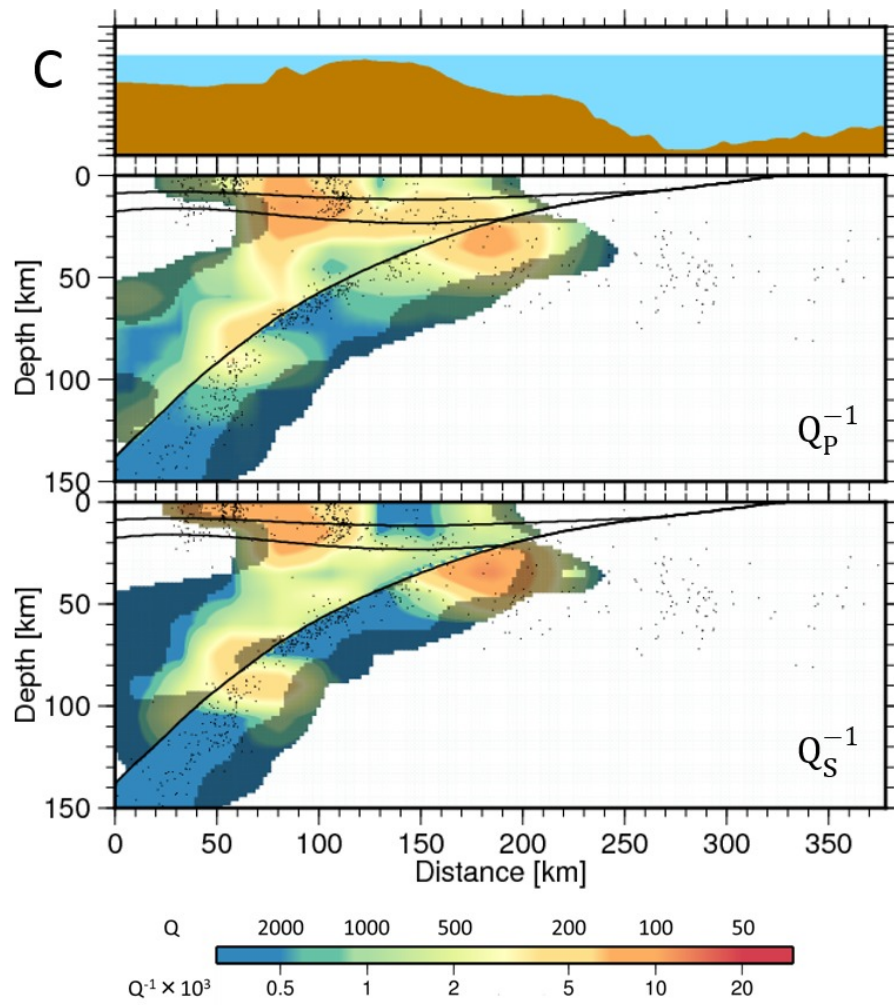


Fig. 2-17: (continued.)

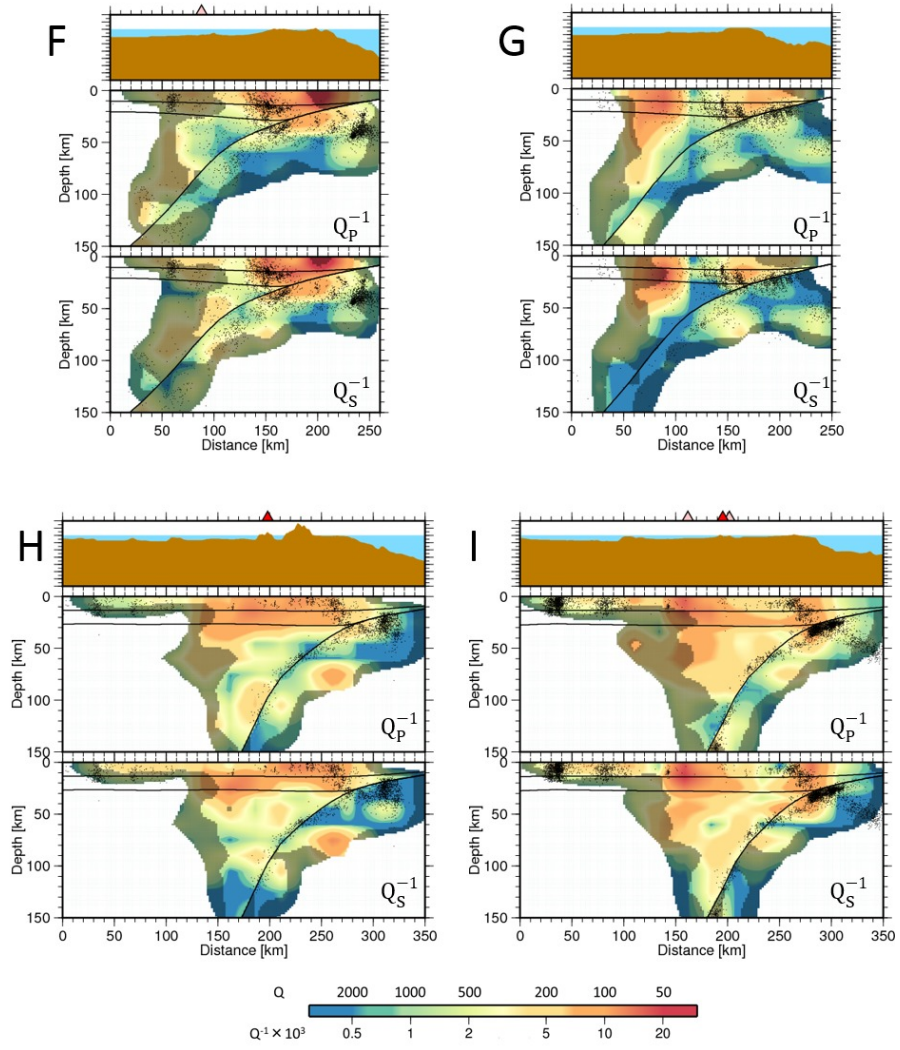


Fig. 2-17: (continued.)

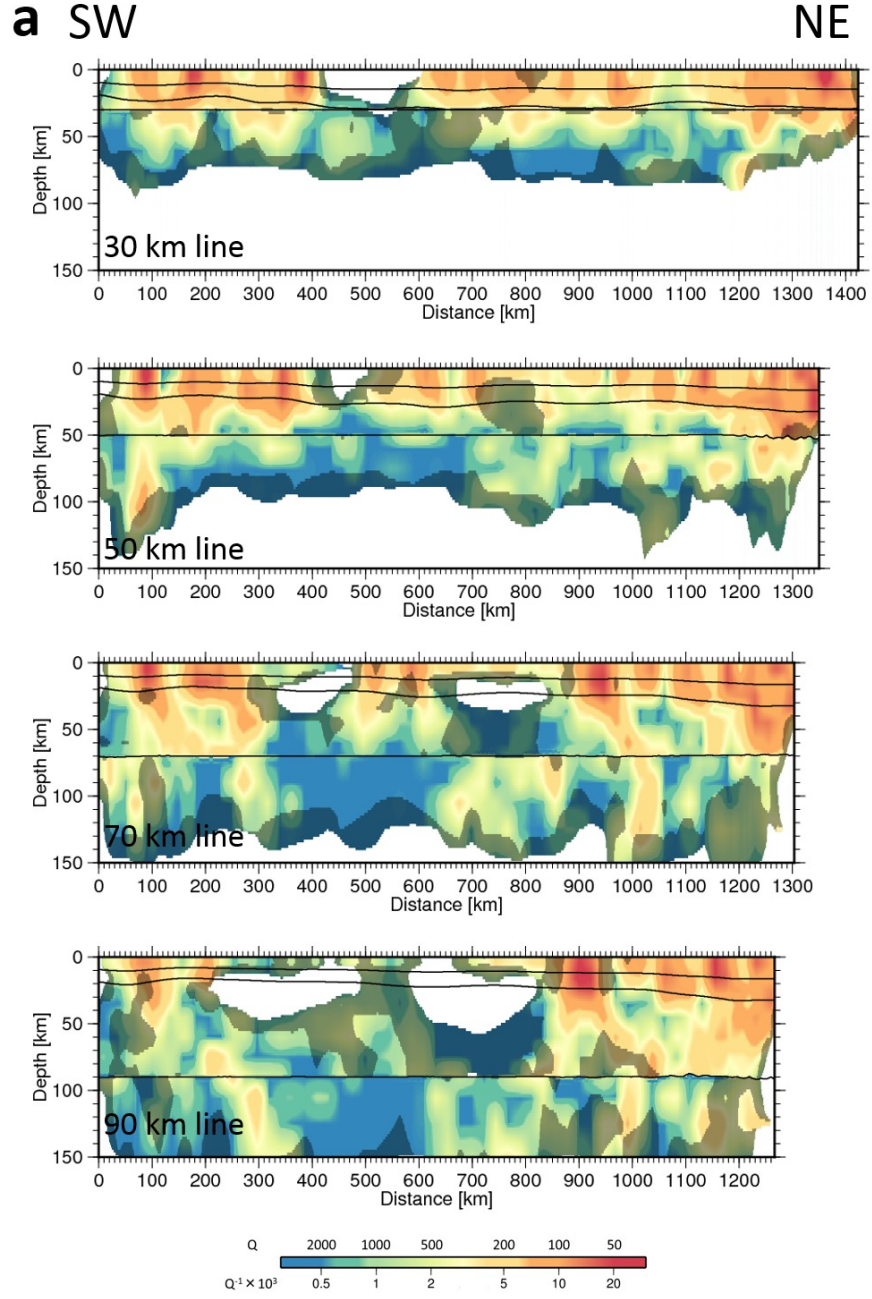


Fig. 2-18: Vertical cross sections for (a) Q_P^{-1} and (b) Q_S^{-1} along four constant-depth line of the PHS-slab top: 30 km, 50 km, 70 km, 90 km. Thick lines indicate the Conrad, the Moho, and the top of the PHS slab.

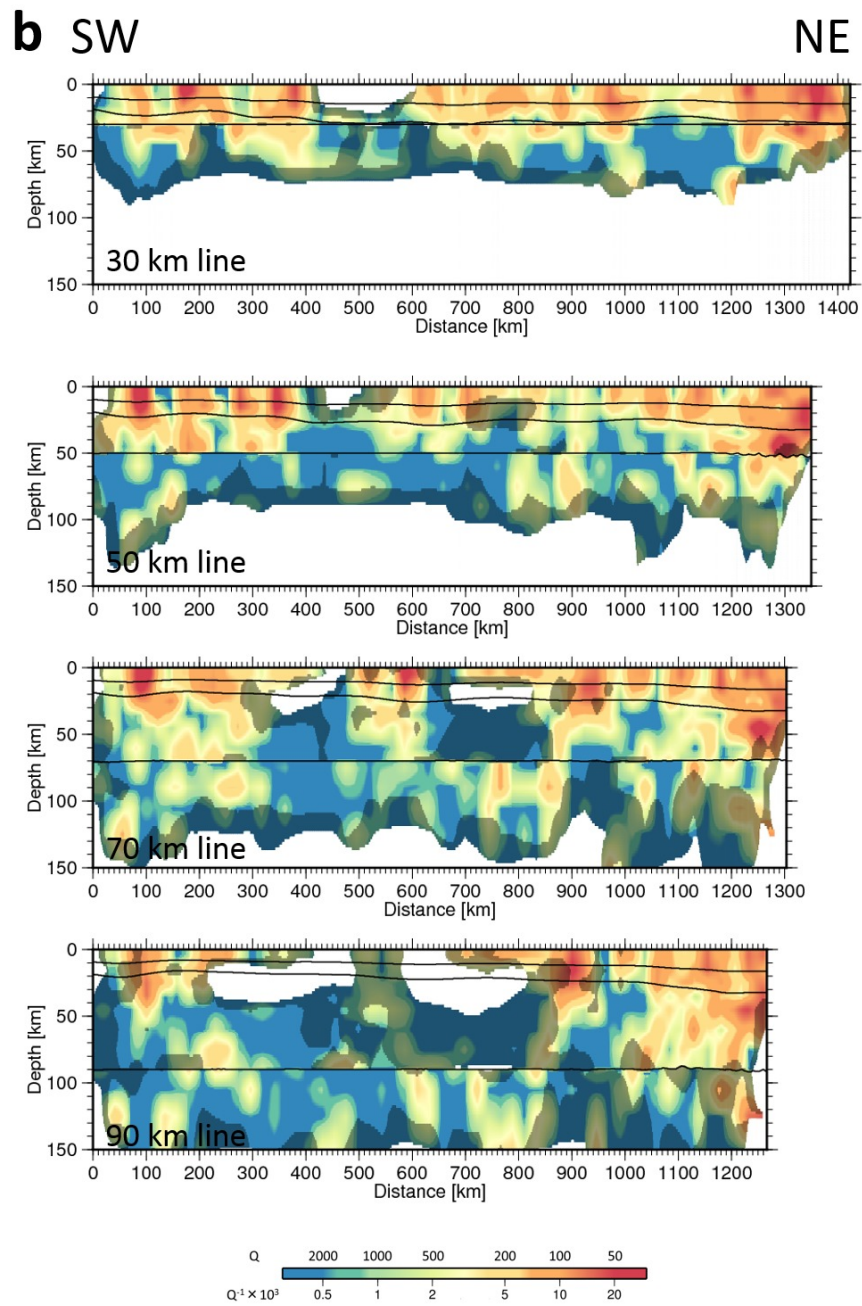


Fig. 2-18: (continued.)

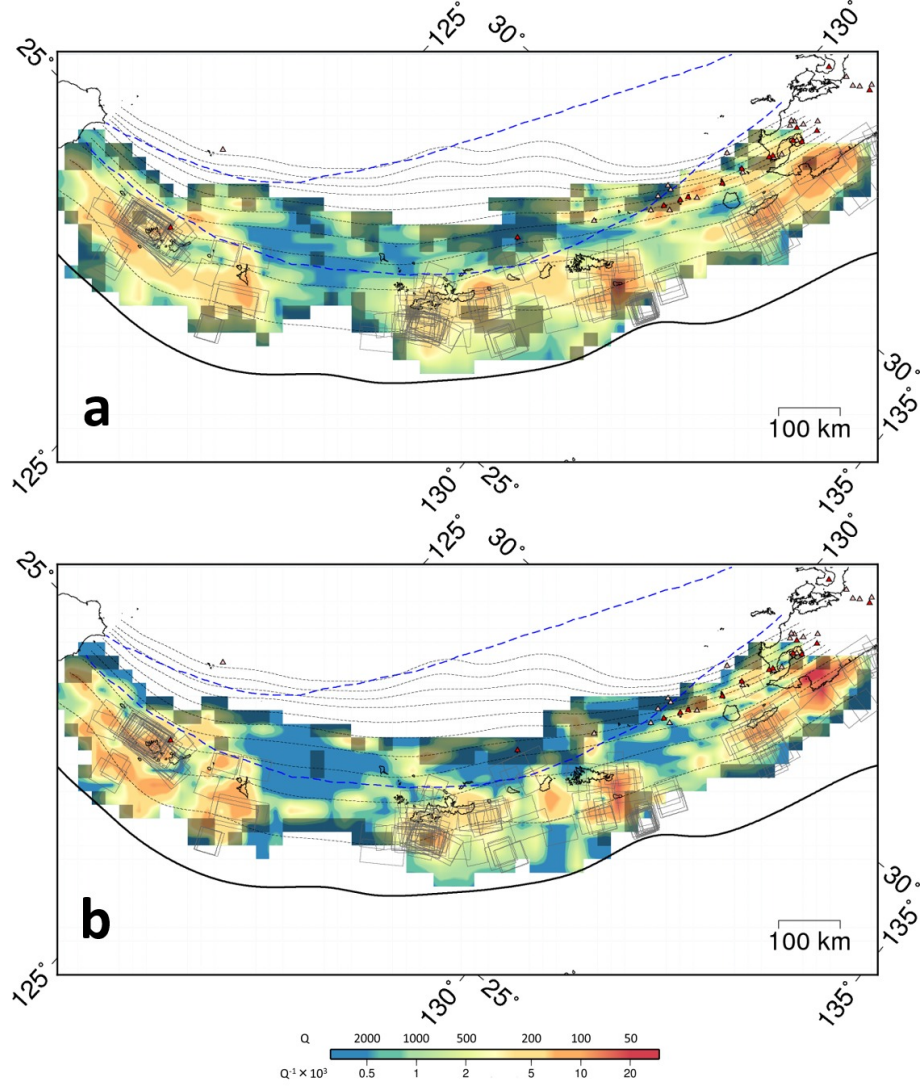


Fig. 2-19: (a) Q_P^{-1} and (b) Q_S^{-1} structures along a curved surface located 5 km above the Philippine Sea plate [Iwasaki et al. (2015)]. Black dashed lines are contours of top of the PHS slab with intervals of 20 km. The region surrounded by blue dashed line is the Okinawa trough [(Kamata and Kodama (1994)]. Red and pink triangles indicate active and Quaternary volcanoes, respectively. Gray rectangles show slow slip events occurring in the period from 1997 to 2013 estimated by Nishimura (2014)].

Table 2-1: Averaged Q values at 1 Hz for four layers from Q tomographies.

a Whole region

Layer	Averaged Q_p	Averaged Q_s	Q_p/Q_s
Upper crust	188	188	1.00
Lower crust	191	201	0.95
Mantle	498	542	0.92
Slab	814	834	0.98

b Sakishima region

Layer	Averaged Q_p	Averaged Q_s	Q_p/Q_s
Upper crust	208	187	1.11
Lower crust	212	218	0.97
Mantle	604	614	0.98
Slab	1000	901	1.11

c Okinawa & Amami Islands

Layer	Averaged Q_p	Averaged Q_s	Q_p/Q_s
Upper crust	208	211	0.98
Lower crust	219	247	0.89
Mantle	780	931	0.84
Slab	860	896	0.96

d Tokara Islands

Layer	Averaged Q_p	Averaged Q_s	Q_p/Q_s
Upper crust	162	169	0.96
Lower crust	156	161	0.97
Mantle	312	366	0.85
Slab	565	673	0.84

5 結論

第2部では、まず、第1部で推定したコーナ周波数を用いて地震波のスペクトルから減衰量 t^* を推定した。 Q の周波数依存を考慮した結果、最適な周波数依存項 α は P 波、S 波でそれぞれ 0.55, 0.80 となった。次に、得られた t^* を用いて減衰トモグラフィを行った結果、以下のことが認められた。沖縄トラフは高減衰であり、一部深部から浅部にかけて高減衰域が延びている。これは、深部からの高温物質の供給を反映していると考えられる。トカラ列島の火山帯において顕著な高減衰の深さ方向における広がりの確認でき、スラブからのマグマの供給を表している。PHS プレート上面に沿った (PHS 直上の) Q の分布を見ると、ちょうど高減衰域とスロースリップの発生域が対応しており、スラブとともに沈み込んだ水がスロースリップの発生に関与した可能性が考えられる。各層で Q_P と Q_S の平均値は $Q_P \approx Q_S$ であり、平均的な Q 値はほぼ等しく、周波数依存を考慮すると高減衰ほど $Q_S > Q_P$ の関係となる。

第3部

地震動シミュレーションのための南西諸島の地下構造モデルの構築

1 はじめに

南西諸島は地震活動が活発であり、古くから大地震による地震や津波の被害に遭ってきた。1771年には八重山諸島を震源とする地震で巨大津波が発生しており、多くの犠牲者が出た。1938年には宮古島北方沖を震源とする $M7.5$ の地震が発生している。また、喜界島周辺では1901年に $M7.5$ 、1911年に $M8.0$ 、1995年に $M6.5$ と 6.6 の地震が発生した。近年も2015年に沖縄トラフ北方(薩摩半島西方沖)を震源とする $M7.1$ の地震が発生するなど、大地震を無視できない地域である。

将来的に発生が予想される地震・津波の評価のため、地震動シミュレーションは必須であり、そのためには高精度な地形および地下構造モデルが必要である。西南日本および東日本を対象とした地域においては、文部科学省の地震調査研究推進本部が公開している全国1次地下構造モデル(暫定版)によって、地盤、地殻、マントル、スラブを含む統合的なモデルが提案されており、地震動シミュレーションに広く利用されている [Koketsu et al. (2012)]。しかし、このモデルは薩摩半島以南は対象外である。

既存の南西諸島の地下構造モデルとしては、地震波速度トモグラフィの際に、モホ面、コンラッド面が Nakamura et al. (2003) によって作られている。彼らのモホ面のモデルはアイソスタシーや反射法探査の結果から作られており、コンラッド面はその半分の深さとしている。また、近年南西諸島の海洋で多くの反射法探査がなされており [例えば、Nishizawa et al. (2009, 2014, 2017)]、各測線において、モホ面やスラブを含む詳細な速度構造が推定されている。フィリピン海プレート上面の深さ分布は中村・兼城 (2000) によって、地震の震源分布から見積もられたモデルも存在するが、最近 Iwasaki et al. (2015) によって南西諸島を含む日本全体のプレート上面深度モデルが構築されている。地盤速度構造には、防災科研の J-SHIS 深部地盤構造モデル [藤原・他 (2012)] がほぼ日本全域をカバーしており、最近南西諸島まで対象が広がった。

地震動シミュレーションの際、速度構造が重要となってくるが、非弾性減衰の効果も入れる必要がある。南西諸島を除く日本の全域を対象とする全国1次地下構造モデルにおいては、過去の研究成果を参考に Q の値が設定されているが、 $Q_P > Q_S$ の関係を用いている。しかし、地殻や最上部マントルを対象とした過去の研究において、異なる関係も報告されている。Frankel (1982) はカリブ海で発生した地震のスペクトルを解析し、5 Hz と 20 Hz のスペクトル振幅比から地殻及び上部マントルについて、 $Q_P = Q_S$ の関係を得ている。Modiano and Hatzfeld (1982) では地殻内で発生した地震について 2 Hz 以上のスペクトルを解析し、 $Q_S > Q_P$ の関係を示した。減衰トモグラフィの研究においても、例えば Eberhart-Phillips et al. (2014) において、1~32 Hz の帯域のスペクトルから求めた t^* を逆解析し、 $Q_S > Q_P$ の関係を得ている。

第3部では、第2部で推定した Q 構造の平均値に基づいて、南西諸島における地殻、マントル、スラブの Q モデルを構築する。さらに、速度構造についても南西諸島の最新の研究成果を用いて新たなモデルを構築する。さらに、構築したモデルを用いて地震動シミュレーションを行い、モデルの有効性を確認する。

2 モデルの構築

本章では、地下構造モデルの構築を、「地形」、「地盤」、「地殻・スラブ」、「Q 値」に分けて説明する。そのうち、「地形」、「地盤」、「地殻・スラブ」の概要を Fig. 3-1 にまとめた。

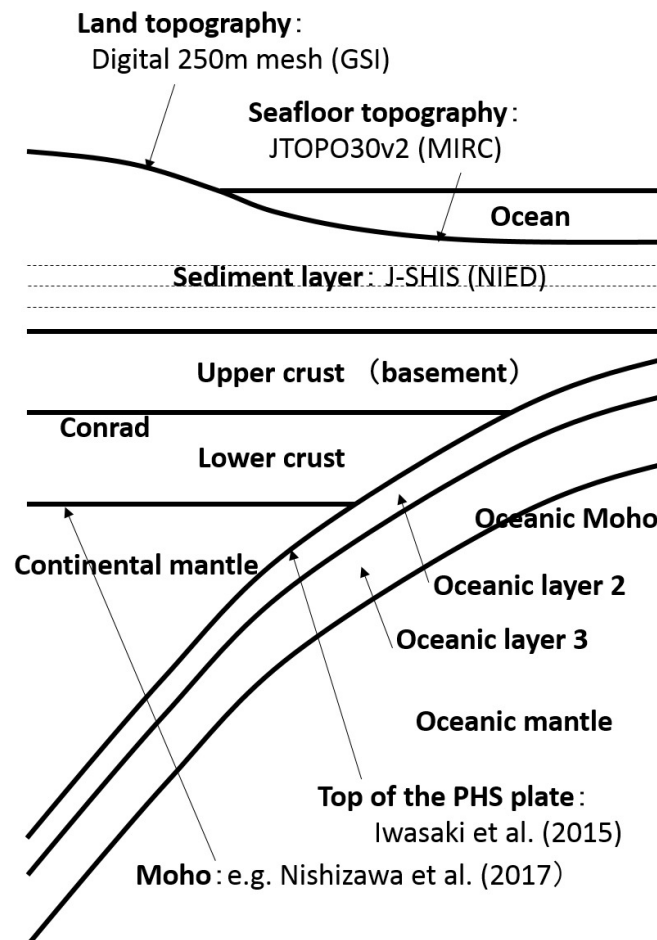


Fig. 3-1: Schematic figure for using structure model construction for seismic motion simulations.

2.1 地形モデル

本研究において、第2部と同じ南西諸島の東経122度～132度、北緯23度～32度の領域でモデル化を行う。まず地形について、陸上地形は国土地理院の250 mメッシュモデルを採用した (Fig. 3-2(a))。このモデルは旧来の日本測地系でマッピングされているが、ヘッダの後半に新しい世界測地系の座標が同梱されているので、これを用いた。このモデルは陸域しかないため、海底地形は海洋情報研究センターのJTOPO30v2の30秒メッシュモデルから海底部分のみを採用した (Fig. 3-2(b))。海底地形が若干粗いため、最終的に補間して両者を貼り合わせた。その際、海岸線を用いてJTOPO30v2の陸上地形を切り取る必要がある。一番簡単なのはGMTの`grdlandmask`コマンドを使用し、GMTで設定されている海岸線を使用することであるが、埋め立て地などの最新の海岸が反映されていないため、本来陸上なのに海域と見なしてしまう可能性がある。そこで、国土交通省の国土数値情報ダウンロードサービス (<http://nlftp.mlit.go.jp/ksj/>, 2018年7月8日参照) より、平成18年作成の海岸線用シェープファイルをダウンロードし、地理情報ソフトウェア

QGIS (<https://qgis.org/ja/site/>, 2018 年 7 月 8 日参照) を用いてテキスト化した。このテキストファイルを使用し, GMT の `grdmask` コマンドと `grdmath` コマンドを用いて海岸線を囲む領域を抜き出すことに成功した。最終的な地形モデルを Fig. 3-2(c) に示す。

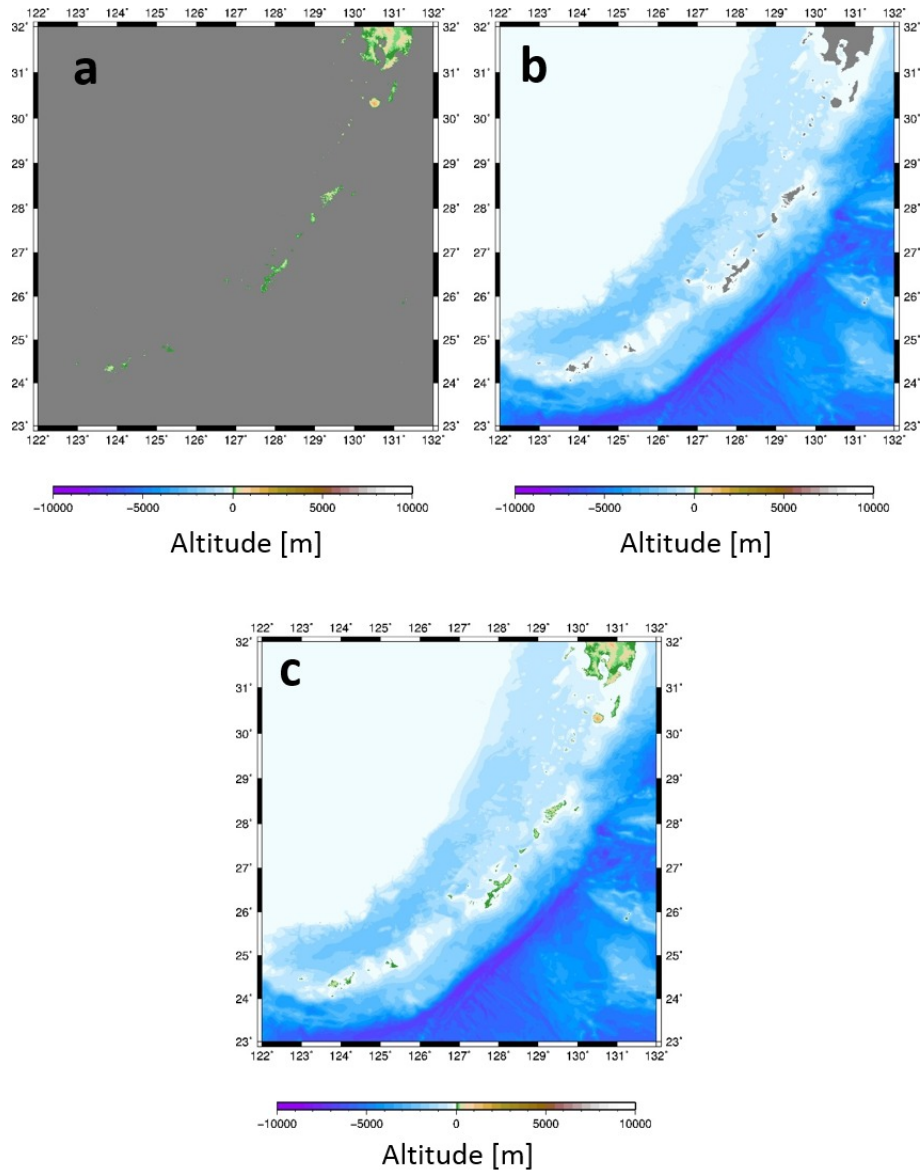


Fig. 3-2: Land and seafloor topography model. (a) Digital 250-m mesh map supported by the GSI. (b) JTOPO30v2 (without topography in islands). (c) The combined model of (a) and (b).

2.2 地盤構造モデル

本研究では, 防災科研の J-SHIS 深部地盤モデルのバージョン 2 [藤原・他 (2012)] を用いた。J-SHIS モデルでは対象地域で厚さを有する層が 6 層存在する (J-SHIS 第 6 層 (S 波速度 V_s 0.6 km/s), 第 15 層 (V_s 1.1 km/s), 第 21 層 (V_s 1.7 km/s), 第 26 層 (V_s 2.1 km/s), 第 30 層 (V_s 3.1 km/s), 第 32 層 (V_s 3.3 km/s))。本研究では一般的な地震基盤の定義である V_s 3 km/s 以上を基に, S 波速度 3.1 km/s である第 30 層を地震基盤と見なし, 第 6, 15, 21, 26 層を地盤とし

た．第 6 層，地震基盤 (第 30 層) の S 波速度は微動探査によって推定された速度構造 [例えば，山田・他 (2016)，山田・竹中 (2018)] を参考に，それぞれ S 波速度 V_s の値を 0.7 km/s, 3.4 km/s に修正し，P 波速度，密度についてもそれぞれの S 波速度に対応する J-SHIS モデルの物性値に修正した．

J-SHIS モデルが用意されている領域は本研究で対象とする範囲よりやや狭いため，モデルの端を対象領域の端まで水平に延長させた．また，J-SHIS モデルの測地系は日本測地系で設定されているため，国土地理院で公開された測地系変換ソフト TKY2JGD を使用して世界測地系に変換した．さらに，各層の下端深度は細かなノイズを含むため，Golden Software 社の可視化ソフト Surfer Ver. 11 を用いて 9 ノード平均を 10 回施し，平滑化した．最後に第 3-2 節で作成した地形モデルを加えて，標高データとした (Fig. 3-3)．

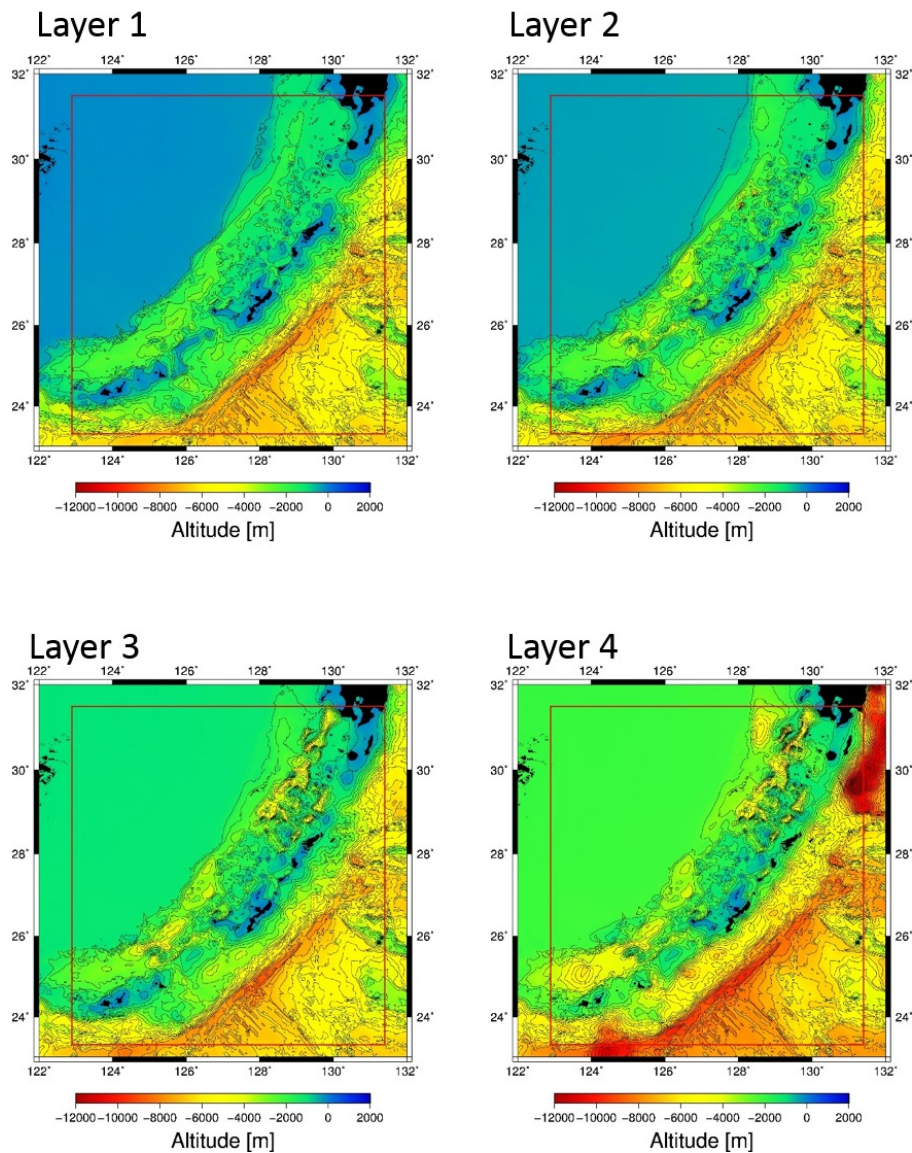


Fig. 3-3: Altitude at bottom of each layer selected from the J-SHIS model.

2.3 地殻・スラブのモデル

モホ面は第2部で用いた最新の反射法探査の結果等を参考に構築したモデル (Fig. 3-4(a)) を使用し, Nakamura et al. (2003) による地震波速度トモグラフィの際の設定を参考に, コンラッド面は海底・地上地形から大陸モホ面までの厚さの半分とした. フィリピン海スラブは Iwasaki et al. (2015) による最新のモデルを使用した (Fig. 3-4(b)). ただし, このモデルは海底地形が既に含まれているため, 海底地形のみ今回使用する JTOPO30v2 に貼り替えた. 海洋性地殻第2層と第3層の厚さについては, White et al. (1992) を参考に, それぞれ 2 km と 5 km とした. 沈み込むスラブに対してこの厚さを一定に保つために, それぞれの層の下端形状を以下のようにモデル化した. GMT の `grdgradient` コマンドを用いて傾斜方位および勾配を求め, これから計算されるスラブ上面の各点の法線方向に層厚一定となるように, 2つの層の下端深度を見積もった. ただし, 太平洋側の海洋性地殻第3層の下端 (海洋モホ) については, 太平洋側は Fig. 3-4(a) の深度に置き換えた. 地震波速度・密度は, 下部地殻とマントルについては全国1次地下構造モデル (暫定版) [Koketsu et al. (2012)] の値を採用した. なお, 島弧上部地殻は前節の地震基盤層である. フィリピン海 (PHS) スラブについては馬場・他 (2006) で報告されている以下の深さ依存の式を使用した. 海洋地殻第2層について,

$$V_p = 5.4 + 0.0055z, V_s = V_p/1.94, \quad (3-1)$$

ここで z は海水面からの深さ (km) である. 同様に, 海洋地殻第3層について,

$$V_p = 6.5 + 0.0055z, V_s = V_p/1.87, \quad (3-2)$$

海洋マントルについて,

$$V_p = 8.1 + 0.0053z, V_s = V_p/1.76. \quad (3-3)$$

PHS スラブ全3層の密度は P 波速度との関係式 [Brocher (2005)] を用いて

$$\rho = 1.6612V_p - 0.4721V_p^2 + 0.0671V_p^3 - 0.0043V_p^4 + 0.000106V_p^5 \quad (3-4)$$

とした.

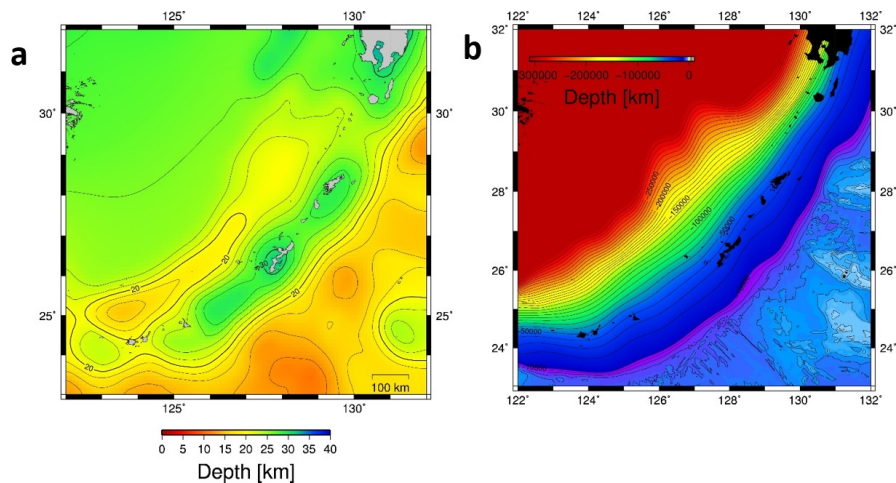


Fig. 3-4: Depth distribution of (a) the Moho and (b) the PHS slab models used in this study.

2.4 Q 値

地殻、マントル、スラブの Q について、第2部で減衰トモグラフィの結果から、 Q の平均値を計算した。南西諸島を3つの地域(先島、沖縄、トカラ)、それぞれの Q の平均値を比較すると、トカラ地域は他の2地域に比べて Q の平均値が非常に低い傾向にあった。次節の地震動シミュレーションは先島と沖縄地域について行うため、ここでは、先島・沖縄地域の Q の平均値 (Table 3-1) を構造モデルに採用した。周波数 1 Hz における平均的な Q の関係は $Q_P \approx Q_S$ である。本研究では、それぞれの層の Q_P と Q_S は等しいものとし、各層の Q_P と Q_S の調和平均を丸めた値 (上部地殻 200, 下部地殻 220, マントル 700, スラブ 910) をモデルに導入した。地震動数値シミュレーションのターゲット周波数は一般に 1 Hz 以下であるので、ここでは周波数 1 Hz 以下では Q は一定と仮定する。地盤の Q については J-SHIS で設定されている Q をそのまま用いた。最終的な地震波速度と Q のモデルについて、Table 3-2 にまとめる。以上、構築した構造について南西諸島の4カ所の鉛直断面図を Fig. 3-5 に示す。

Table 3-1: Averaged Q_P and Q_S from tomography for Sakishima and Okinawa.

Layer	Averaged Q_P	Averaged Q_S	Q_P/Q_S	Harmonic average
Upper crust	208	201	1.04	204
Lower crust	215	231	0.93	223
Mantle	670	715	0.94	691
Slab	930	899	1.03	914

Table 3-2: Seismic velocity, density, and Q model.

	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	Q_P	Q_S
Sediment 1 (J-SHIS 6th)	2.1	0.7	2	100	100
Sediment 2 (J-SHIS 15th)	2.5	1.1	2.15	150	150
Sediment 3 (J-SHIS 21th)	3.5	1.7	2.3	150	150
Sediment 4 (J-SHIS 26th)	4	2.1	2.4	200	200
Upper crust (J-SHIS basement)	6	3.4	2.75	200	200
Lower crust	6.4	3.8	2.8	220	220
Continental mantle	7.5	4.5	3.2	700	700
Oceanic crust (2nd layer)	※	※	※	220	220
Oceanic crust (3rd layer)	※	※	※	220	220
Oceanic mantle	※	※	※	910	910

※ Corresponding values vary with depth.

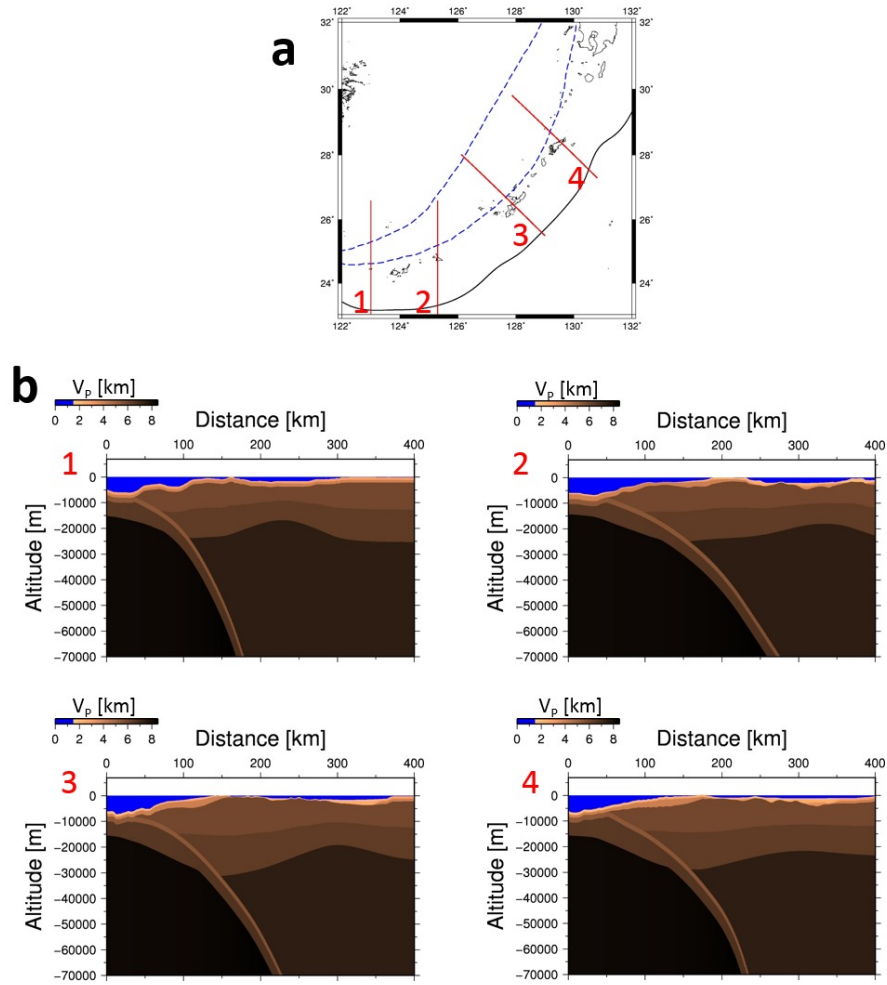


Fig. 3-5: (a) Map showing four cross section lines. (b) Vertical cross sections of the constructed velocity model (P-wave velocity) along the four lines. Black thick and blue dashed lines indicate the Ryukyu trench and the Okinawa trough, respectively.

3 実地震の地震動シミュレーション

2-1 節から 2-4 節まで構築した地下構造モデルについて、地震動シミュレーションによってその有効性を調べる。シミュレーションには時間領域スタガード格子差分法の HOTFDM [Nakamura et al. (2012)] を用いる。このコードは陸上・海底地形および海水を考慮することが可能である。差分は空間 4 次，時間 2 次精度である。計算領域の端は PML による吸収境界を導入している。Q 値は粘弾性を考慮したメモリ変数として導入するため，Blanch et al. (1995) の方法により周波数 0.01~2 Hz で一定となるようにパラメータを設定した。

南西諸島の東経 122 度~132 度，北緯 23 度~32 度の領域において，2 つの計算領域を切り出した。それぞれ「領域 1」(Fig. 3-6)と「領域 2」(Fig. 3-7)と呼ぶ。領域 1 は先島諸島を対象としており，与那国島から宮古島を含む南北 400 km，東西 500 km，深さ方向 50 km の領域である。領域 2 は沖縄本島および奄美大島を含む南北 400 km，東西 450 km，深さ方向 70 km の領域である。そのうち，深さ方向について，陸上地形を考慮するため，海面より上に空気層を含む 2.5 km を確保している。差分の格子間隔は南北，東西，深さ方向に各 100 m とした。これから，高周波数側の限界は周波数帯域は約 1 Hz となる。時間間隔は 0.005 秒で，時間ステップ数は 16001(80 秒分)である。計算は名古屋大学情報基盤センターの Fujitsu FX100 を利用した。計算の詳細を Table 3-3 に示す。MPI と OpenMP のハイブリッド並列計算により，領域 1 は 216 ノードを使用し 1 回の計算に約 70 分，領域 2 は 432 ノード使用し約 50 分を要した。

Table 3-3: Computation parameters.

	Sakishima	Okinawa & Amami
Nx, Ny, Nz	4001 × 5001 × 501	4001 × 4501 × 701
$\Delta x, \Delta y, \Delta z$	0.1 km × 0.1 km × 0.1 km	
Number of time step	16001	
Δt	0.005 seconds (for 80 seconds)	
Source time function	Cosine type pulse with a width of 0.5s	
Number of node	216	432
Number of process	432	864
Number of thread	16	
Computation time	71 minutes	48 minutes

対象とする地震は，領域 1 では 2018 年 3 月 1 日 22 時 46 分に西表島付近 (北緯 24.24 度，東経 123.8267 度，深さ 15 km) で発生した $M_W 5.2$ の地震で，気象庁の CMT 解は横ずれ成分を含む正断層として報告されている (震源・メカニズム情報: <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/cmt/fig/cmt20180301224226.html>, 2018 年 8 月 14 日閲覧)。領域 2 では 2016 年 9 月 26 日 14 時 19 分に沖縄本島近海 (北緯 27.4292 度，東経 128.6208 度，深さ 44 km) で発生した $M_W 6.1$ の地震で，防災科研の F-net CMT 解では逆断層タイプとして報告されている (震源・メカニズム情

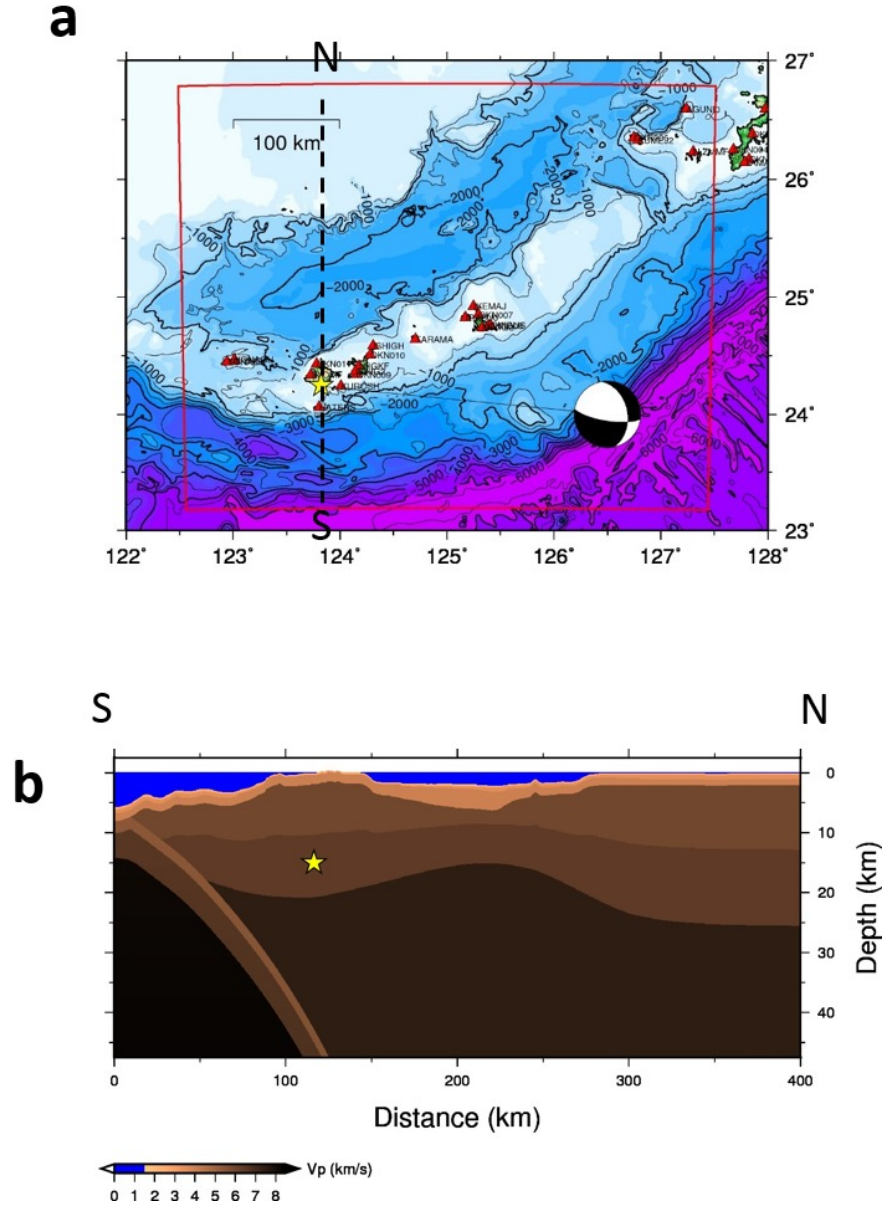


Fig. 3-6: (a) Location of simulation area for the 1 March 2018 Iriomote-jima earthquake in Sakishima region and (b) vertical cross section of the structure model across the hypocenter of event in Sakishima region. Red triangles indicate the stations (JMA, K-NET and F-net) used in this simulation. Yellow star denotes the source location. The JMA CMT solution is also shown.

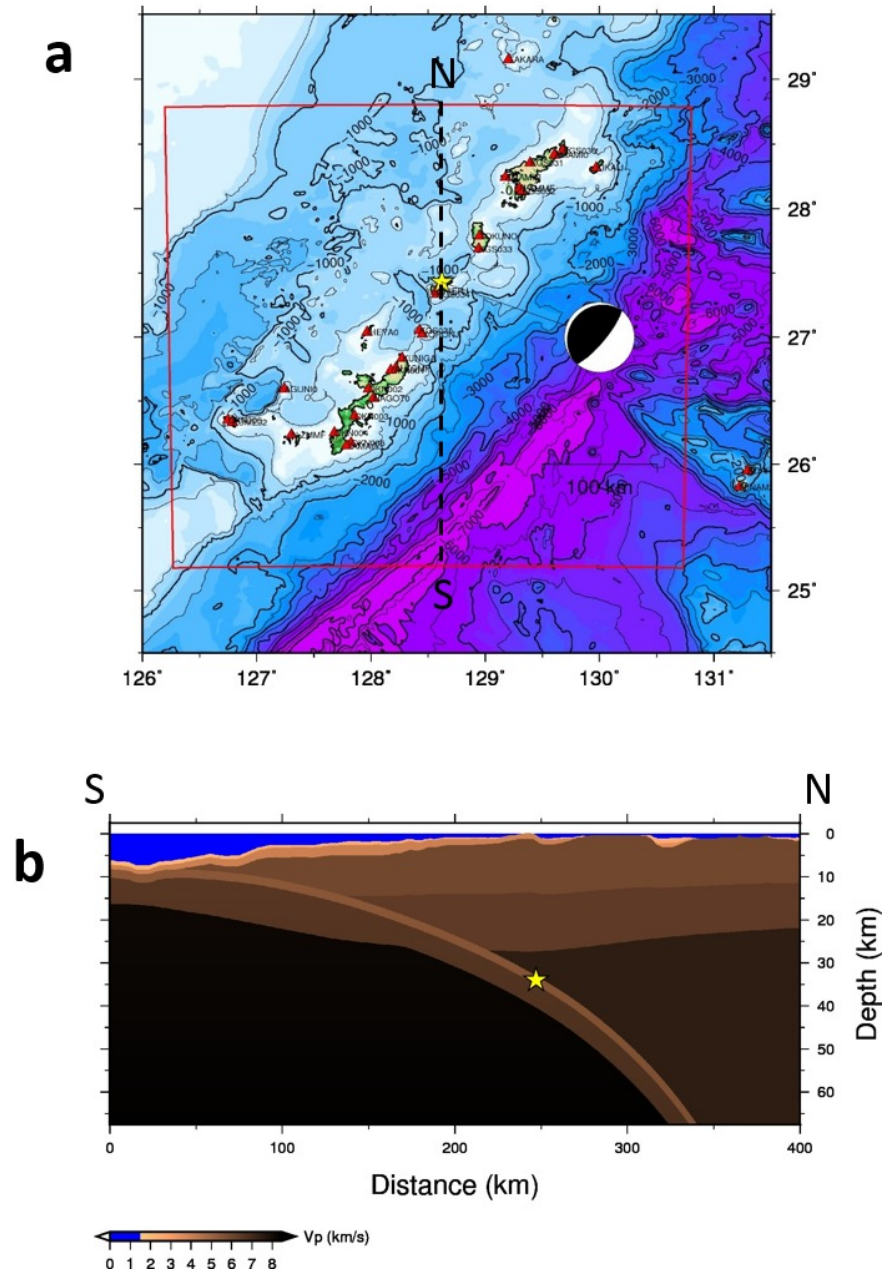


Fig. 3-7: (a) Location of simulation area for the 26 September 2016 Okinawa intermediate-depth earthquake in Okinawa region and (b) vertical cross section of the structure model across the hypocenter of event in Sakishima region. Red triangles indicate the stations (JMA, K-NET and F-net) used in this simulation. Yellow star denotes the source location. The F-net CMT solution is also shown.

報 : <http://www.fnet.bosai.go.jp/event/tdmt.php?id=20160926051900&LANG=ja>, 2018 年 8 月 14 日閲覧). この地震の F-net で報告された深さは海洋性マントルにあたるため, 海洋性地殻第 2 層中になるよう深さを 34 km に設定した. 震源時間関数のパルスは, とともにまず幅が 0.5 秒で面積 1 の疑似デルタ関数 (ベル型関数) [林田・他 (1999)] とし, 波形計算後に適切な時間幅になるようにある幅の (面積 1 の) ベル型関数を時間領域でたたみ込み積分することにした. 観測点は, 防災科研の強震観測網 (K-NET), 広帯域地震観測網 (F-net), 気象庁の震度計, 地震津波監視網の各観測網の観測点とし, 周期 2~50 秒の帯域の速度波形を比較対象とする.

領域 1(先島諸島) の 14 個の観測点 (Fig. 3-8) における計算波形と観測波形の比較を Fig. 3-9 (強震計) と Fig. 3-10 (短周期地震計) に示す. CMT インバージョンに用いられた速度構造と, 本モデルにおける速度構造の違いが地震モーメントに与える影響を考慮するため (ポテンシーを保つ) を考慮し, 両者の剛性率の比 (1.1) で計算波形の振幅を補正した. さらに, 計算波形について, F-net の N.IGKF と N.YNGK の観測変位波形の P 波初動のパルス幅を参考に, 震源時間関数の幅が 1.0 秒になるように面積 1 で幅が 0.5 秒のベル型関数をたたみ込んだ. 計算波形のうち, 気象庁の短周期地震計 (速度計) における計算波形には勝間田 (2008) の漸化式フィルタを用いて, 固有周期 1 秒, 減衰定数 0.50 の地震計特性を施した. 気象庁の短周期地震計 (速度計) は防災科研の K-NET や F-net の観測点 (強震計) と異なり, 周期 1 秒以下の短周期で振幅が減少する計器特性を持っているためである. Fig. 3-9 と Fig. 3-10 の赤線が観測波形, 青線が計算波形である. 全ての観測波形と計算波形それぞれに, 周期 2~50 秒のバンドパスフィルタをかけている.

波形の最大振幅や波群に注目すると, 領域 1 の計算波形は観測波形をよく再現できている. 仮定した地震の震源は地殻内にあるため, 地震波形は主に地殻や地盤の影響を強く受けていると考えられる. 従って, 特に今回構築した地殻や地盤のモデルは周期 2~50 秒の帯域で有効であると考えられる.

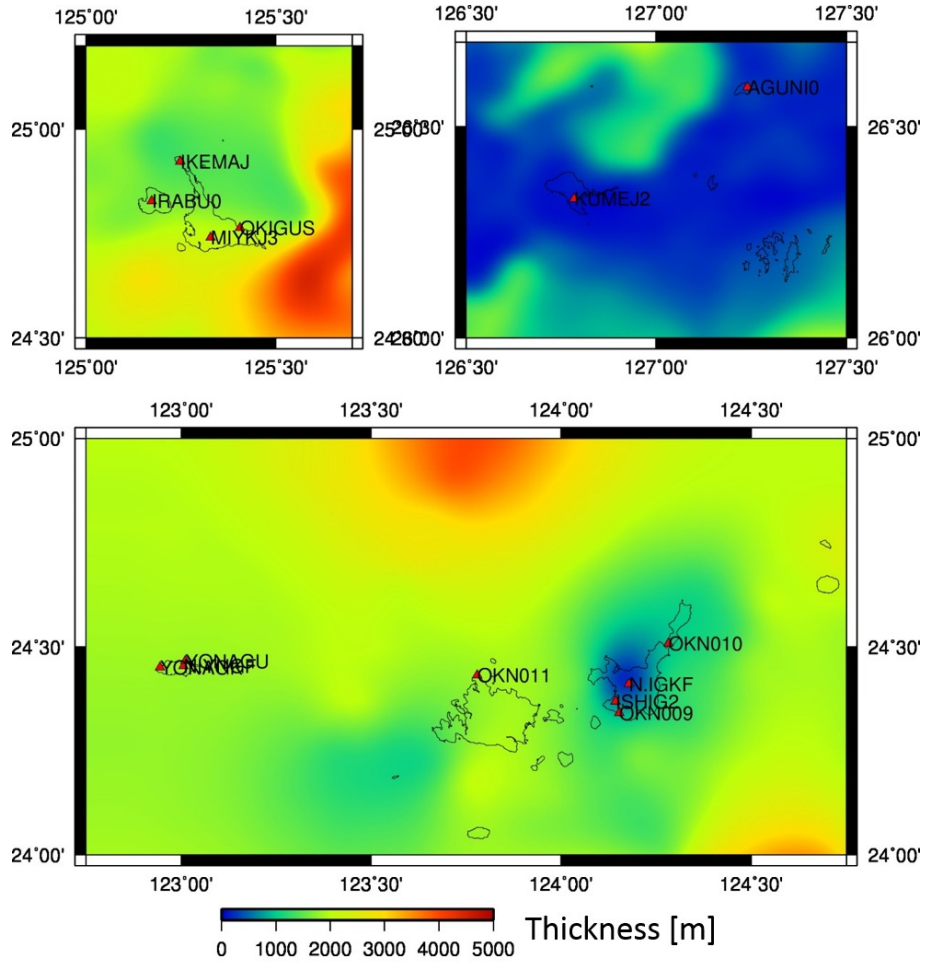


Fig. 3-8: Location of the stations where the computational waveforms are shown in Fig. 3-9. Colored variation is the thickness of the sedimentary layer on the basement in this constructed model.

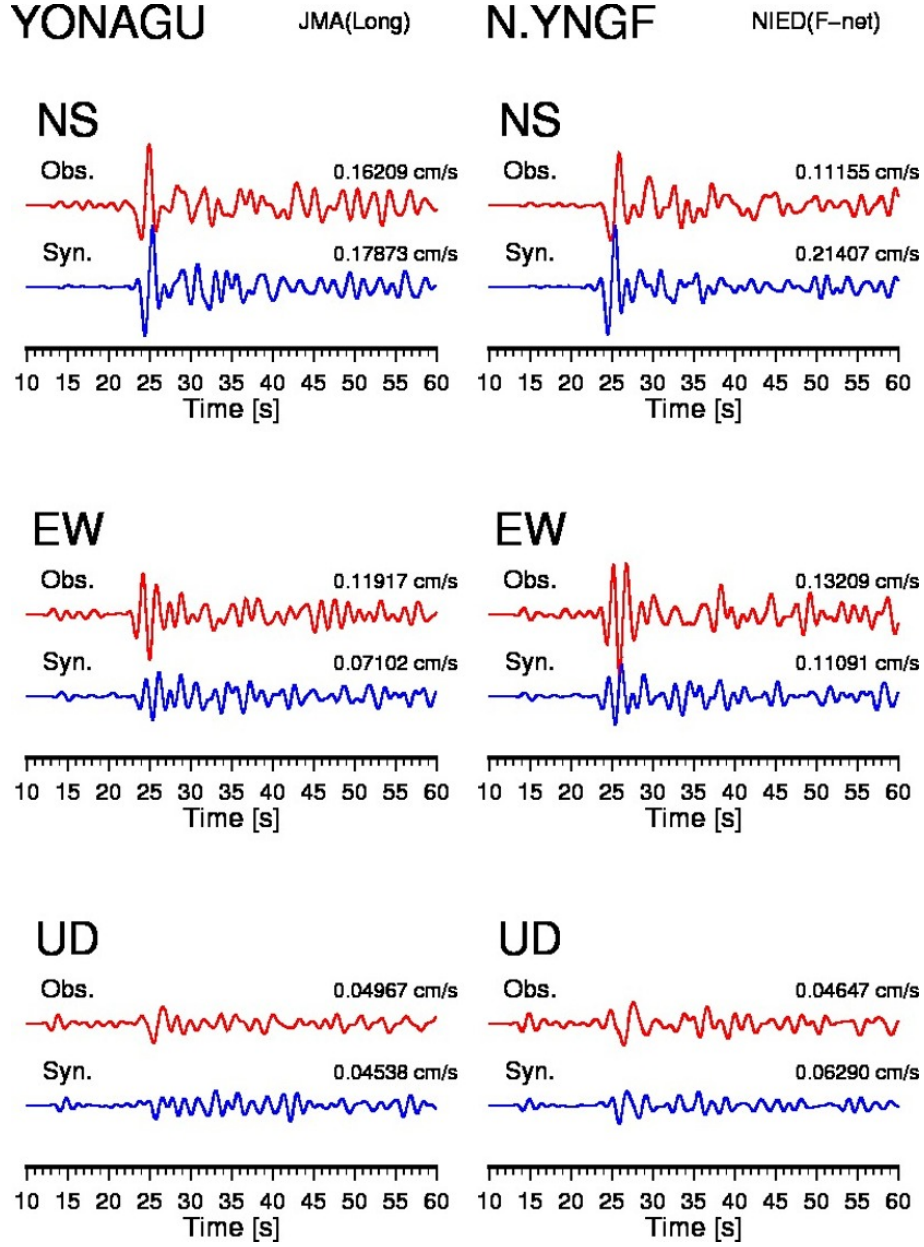
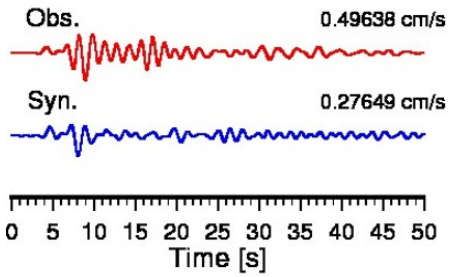


Fig. 3-9: Comparison of the observed and synthetic waveforms (particle velocity) observed at strong-motion stations for Iriomote-jima event. Red lines indicate the observed records. Blue lines denote synthetic ones. The number beside each trace indicates its maximum amplitude.

OKN011

NIED(K-NET)

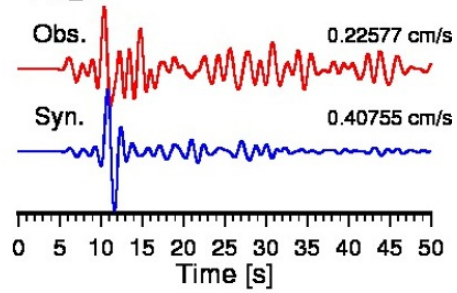
NS



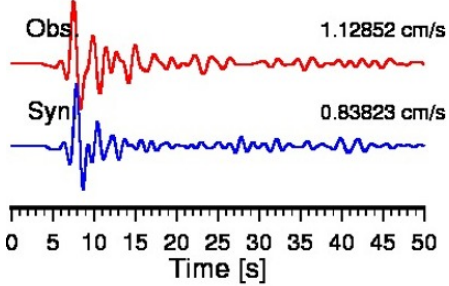
OKN009

NIED(K-NET)

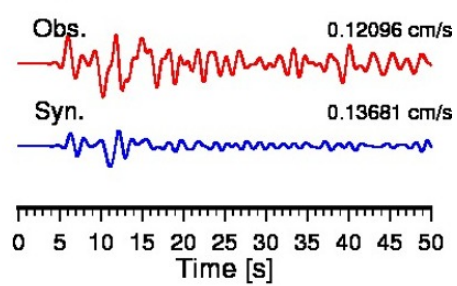
NS



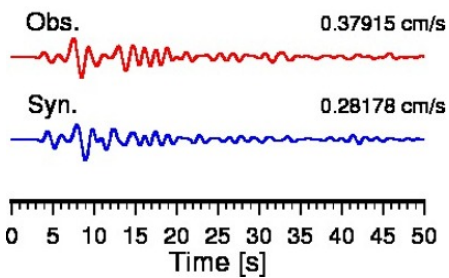
EW



EW



UD



UD

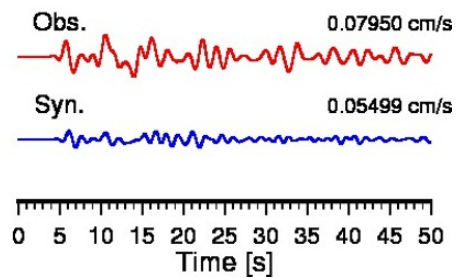


Fig. 3-9: (continued.)

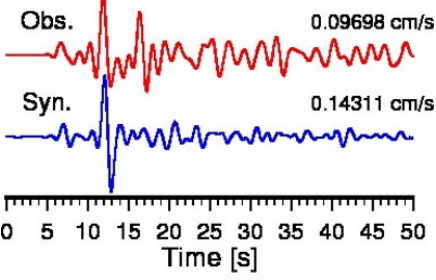
N.IGKF

NIED(F-net)

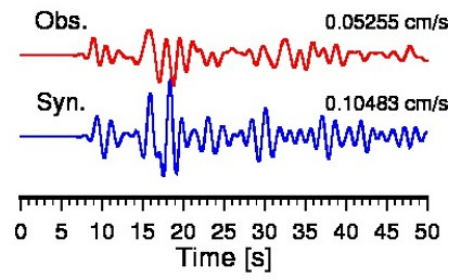
OKN010

NIED(K-NET)

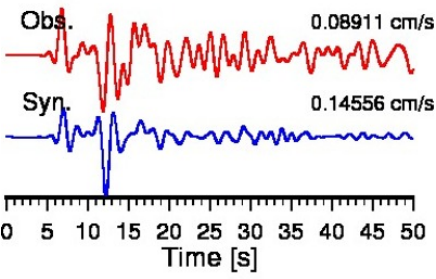
NS



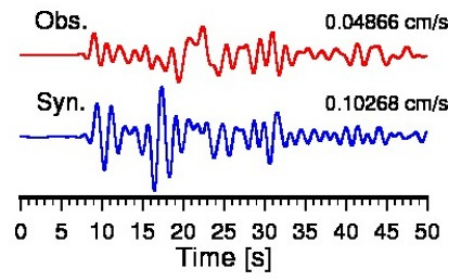
NS



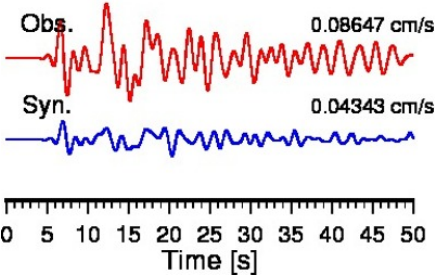
EW



EW



UD



UD

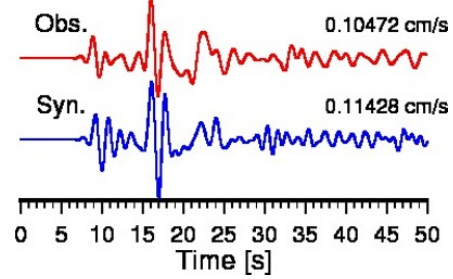


Fig. 3-9: (continued.)

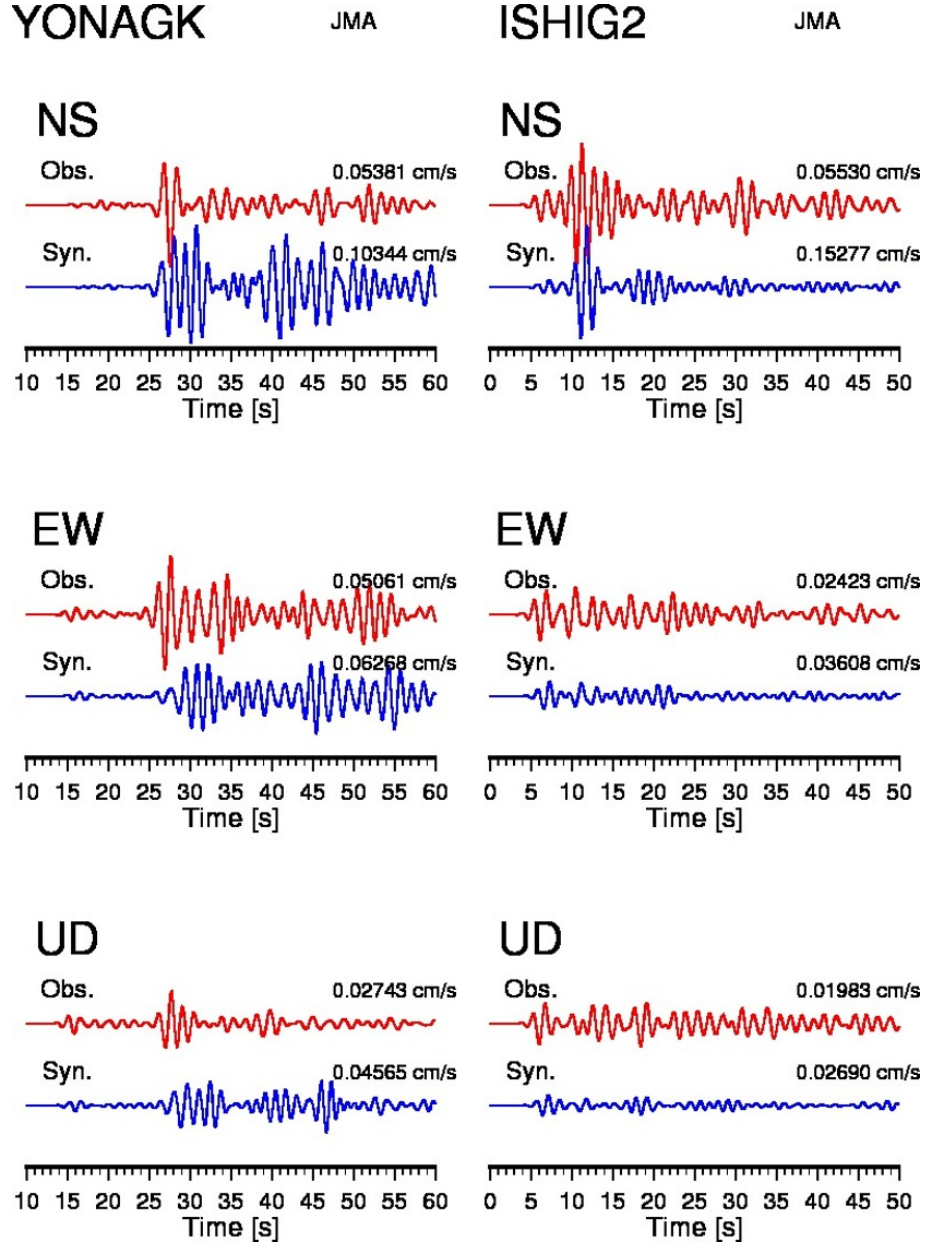


Fig. 3-10: Comparison of the observed and synthetic waveforms (particle velocity) observed at short period stations for Iriomote-jima event. Red lines indicate the observed records. Blue lines denote synthetic ones. The number beside each trace indicates its maximum amplitude.

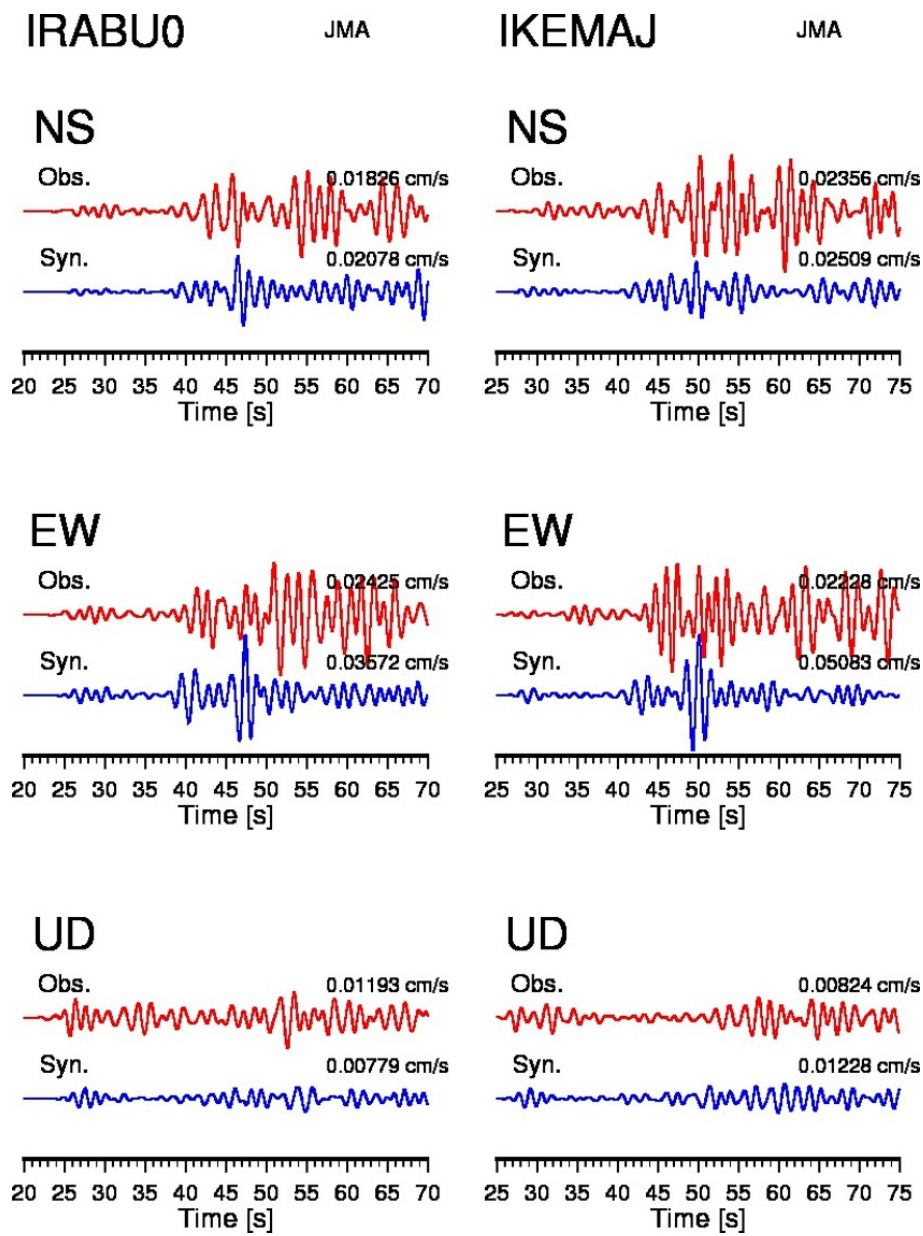


Fig. 3-10: (continued.)

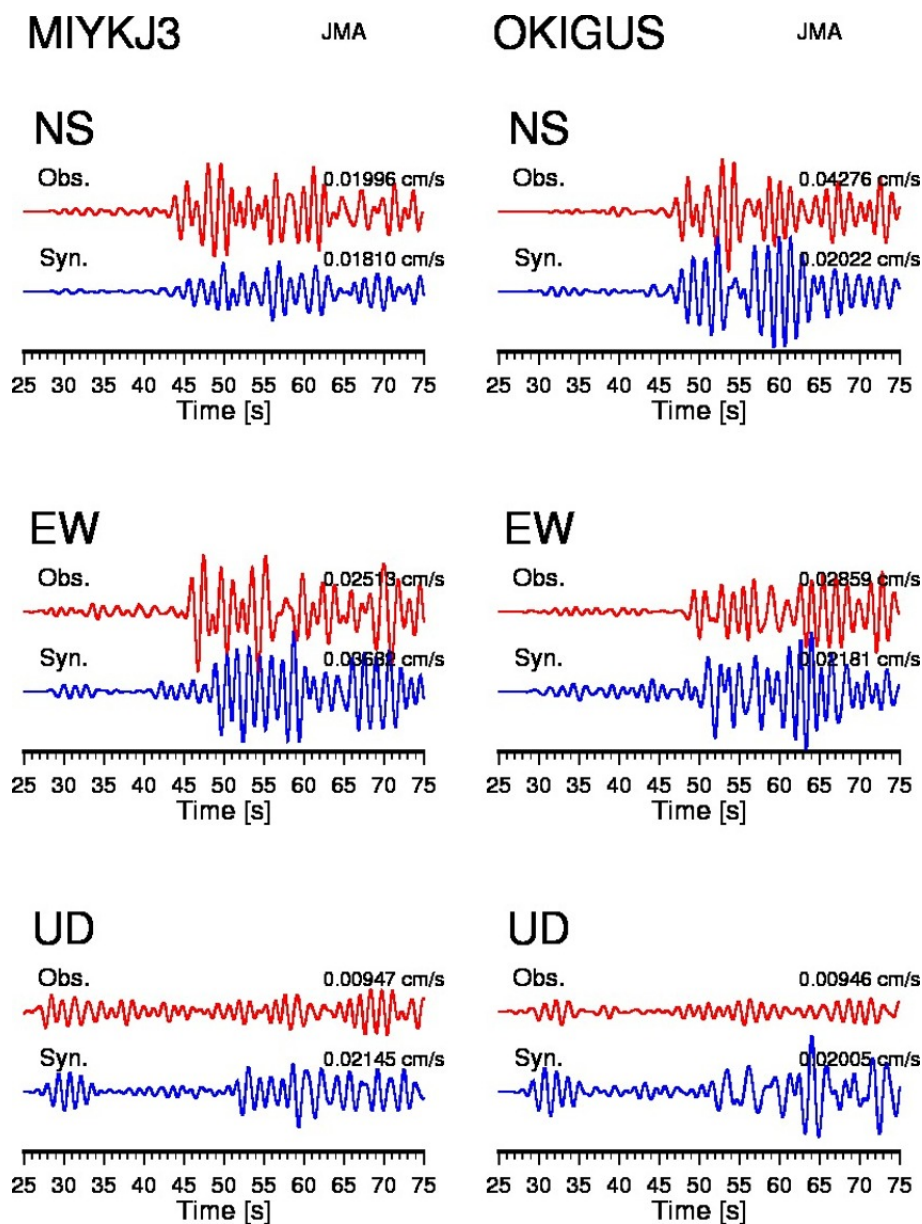


Fig. 3-10: (continued.)

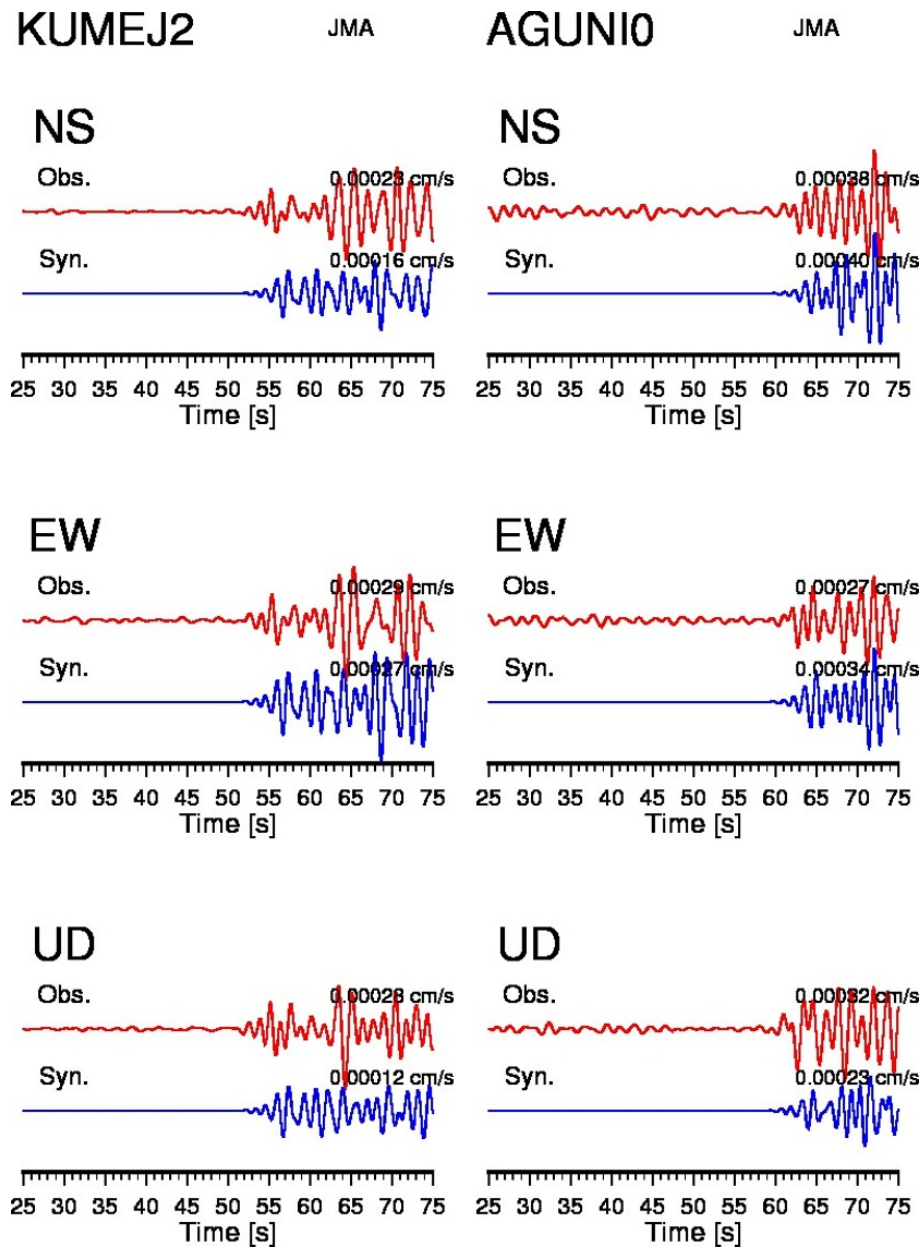


Fig. 3-10: (continued.)

領域 2(沖縄・奄美諸島) の 23 観測点 (Fig. 3-11) における計算波形と観測波形の比較を Fig. 3-12 (強震計) と Fig. 3-13(短周期地震計) に示す. 領域 1 と同様に CMT インバージョンに用いられた速度構造と, 本モデルにおける速度構造の違いが地震モーメントに与える影響 (ポテンシーを保つ) を考慮し, 両者の剛性率の比 (2.9) で計算波形の振幅を補正した. 震源の深さを PHS スラブの海洋性地殻第 2 層内に変更しているため, 剛性率の比が領域 1 の地震と比べて大きな値となる. さらに, 計算波形について, K-net の KGS033 と KGS035 の観測変位波形の P 波初動のパルス幅を参考に, 震源時間関数の幅が 1.5 秒になるように面積 1 で幅が 1.0 秒のベル型関数をたたみ込んだ. 領域 1 の時と同様に, 気象庁の短周期地震計における計算波形には短周期地震計の特性を施した. また, 全ての観測波形と計算波形それぞれに, 周期 2~50 秒のバンドパスフィルタをかけている.

波形を比較した結果, 観測波形をよく再現できている観測点が多いが, 以下の 4 つの震度観測点について計算波形の振幅が大きすぎるのが分かった. N.ZMMF, N.AMMF, KGS032, AMAMI0 である. 特に N.ZMMF は最大振幅だけでなく, フェーズも再現できていない. この観測点は沖縄本島の西方沖にある防災科研 F-net の観測点である. F-net の観測点は山中などの岩盤サイトに設置されている観測点である. しかし, この場所の J-SHIS モデルは地震基盤の上に 0.7 km/s の層が 200m 以上の厚さで設定されおり, そのために計算波形の振幅が大きくなったと考えられる. また, N.AMMF, KGS032, AMAMI0 は奄美大島の観測点であり, 特に N.AMMF は N.ZMMF と同様, 岩盤サイトである F-net の観測点である. J-SHIS モデルでは, 奄美大島は沖合の喜界島の地盤が非常に厚い影響で, 基盤の上に厚さ 1000 m を超える地盤が存在しており, これが振幅値を大きくする原因であると考えられる. 以上のことから, これらの観測点周辺地域における J-SHIS の地盤構造は改良の必要があると考えられる.

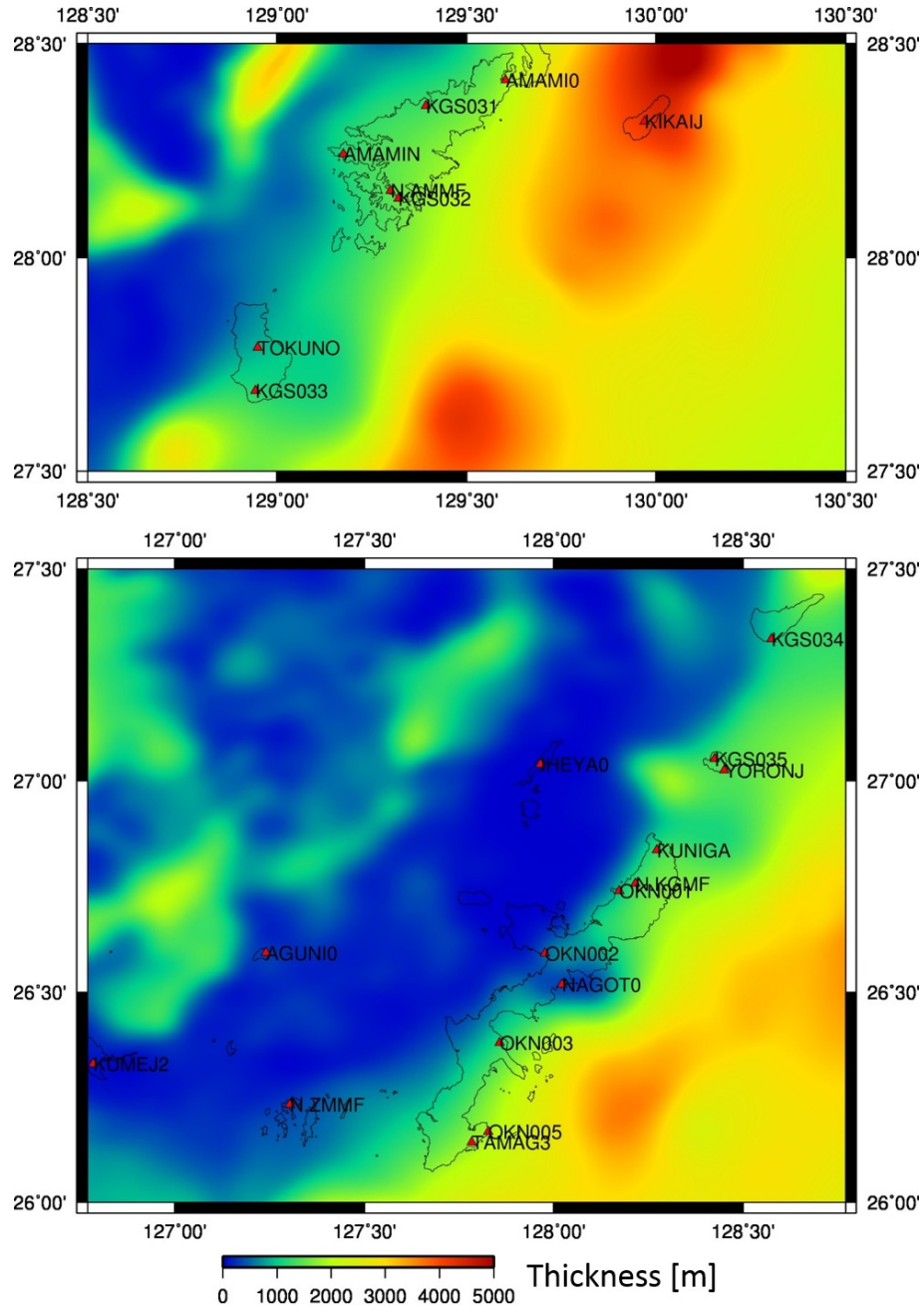


Fig. 3-11: Location of the stations where the computational waveforms are shown in Fig. 3-11. Colored variation is the thickness of the sedimentary layer on the basement in this constructed model.

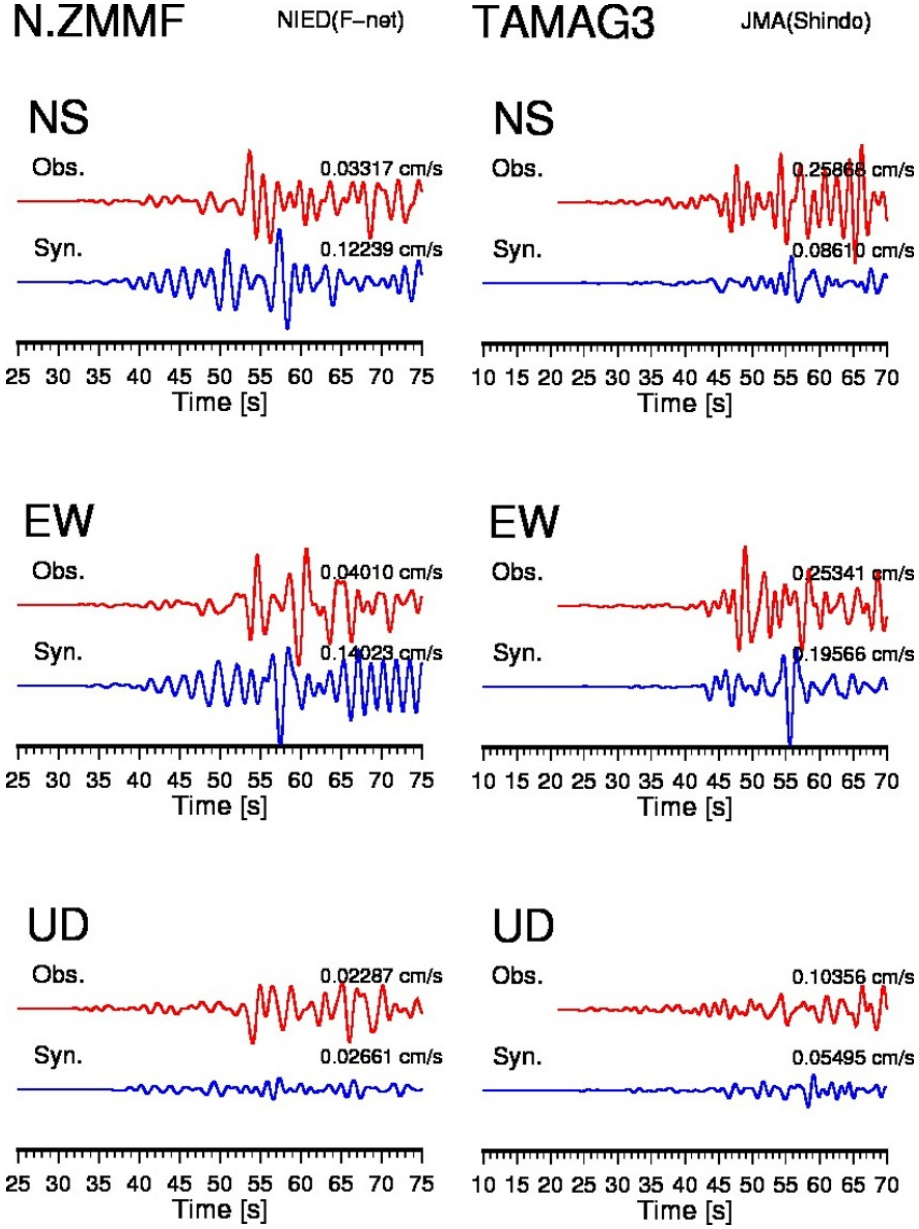
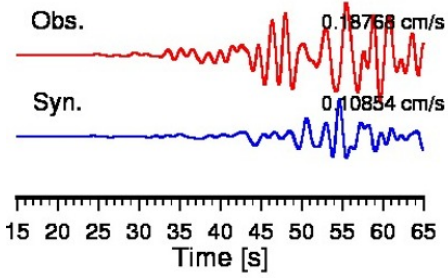


Fig. 3-12: Comparison of the observed and synthetic waveforms (particle velocity) observed at strong-motion stations for Okinawa event. Red lines indicate the observed records. Blue lines denote synthetic ones. The number beside each trace indicates its maximum amplitude.

OKN005

NIED(K-NET)

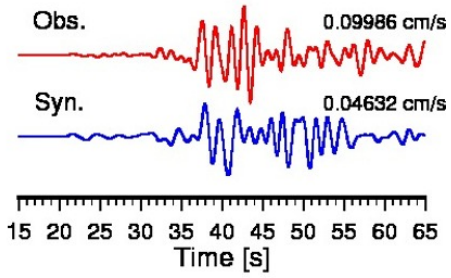
NS



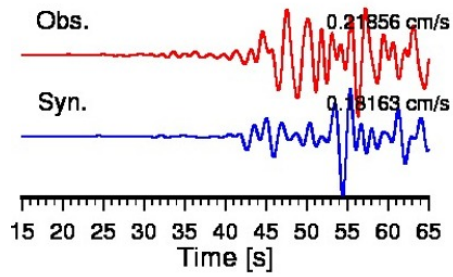
OKN003

NIED(K-NET)

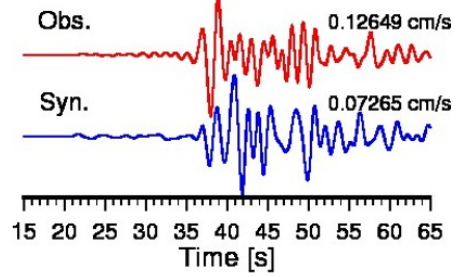
NS



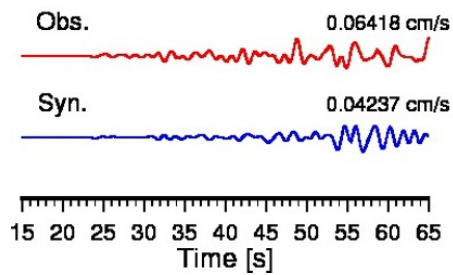
EW



EW



UD



UD

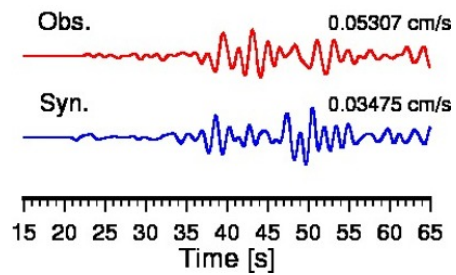


Fig. 3-12: (continued.)

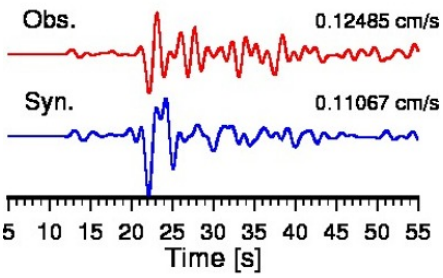
IHEYA0

JMA(Shindo)

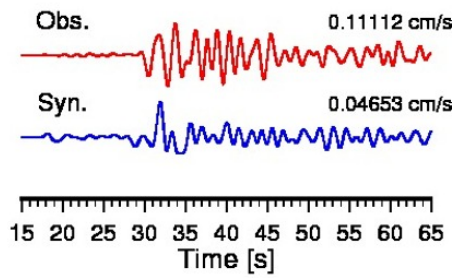
OKN002

NIED(K-NET)

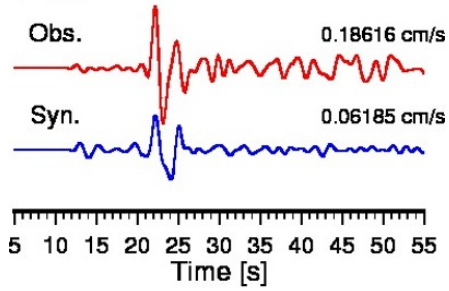
NS



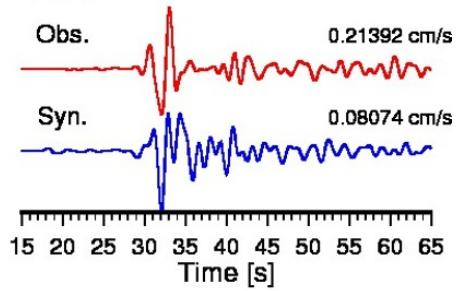
NS



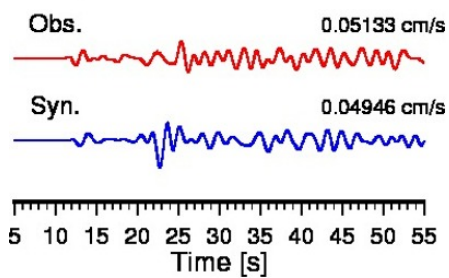
EW



EW



UD



UD

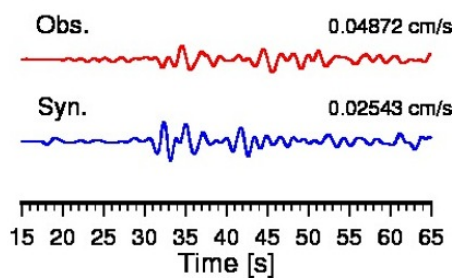


Fig. 3-12: (continued.)

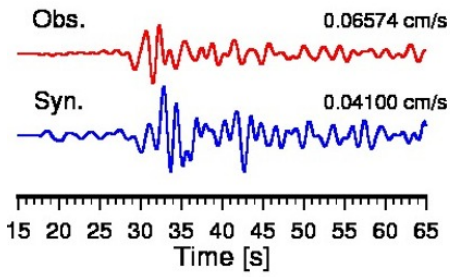
NAGOT0

JMA(Shindo)

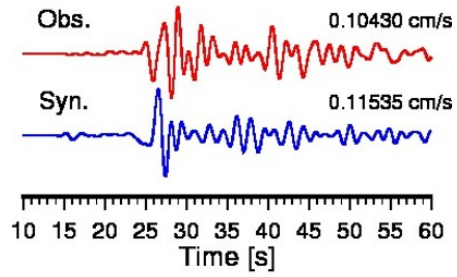
OKN001

NIED(K-NET)

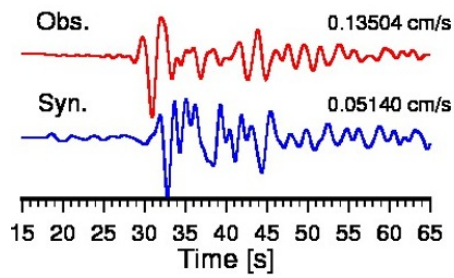
NS



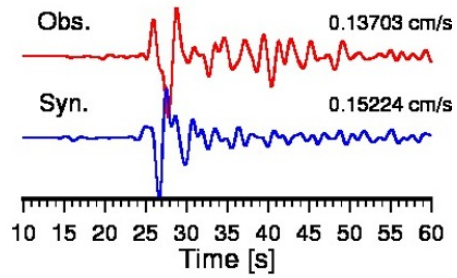
NS



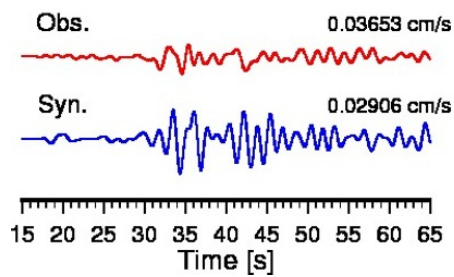
EW



EW



UD



UD

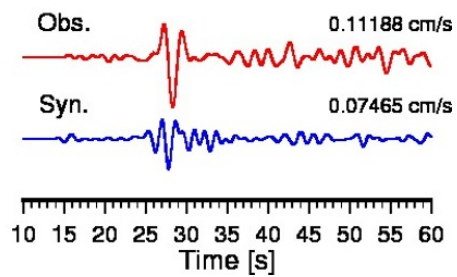


Fig. 3-12: (continued.)

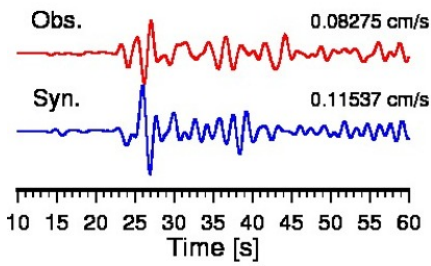
N.KGMF

NIED(F-net)

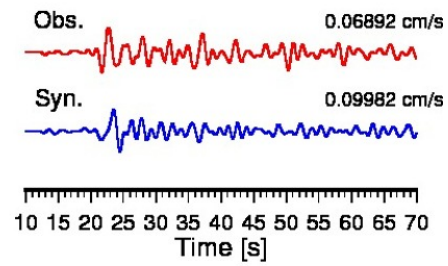
KUNIGA

JMA(Shindo)

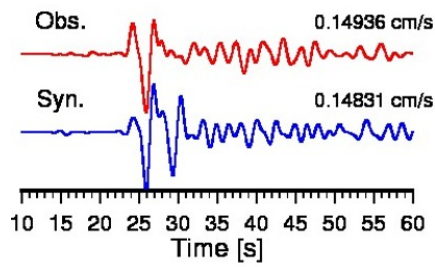
NS



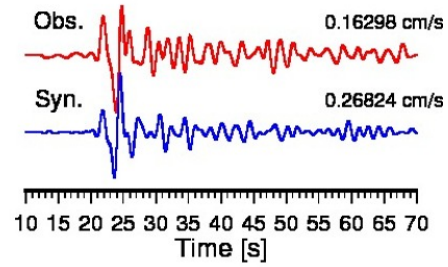
NS



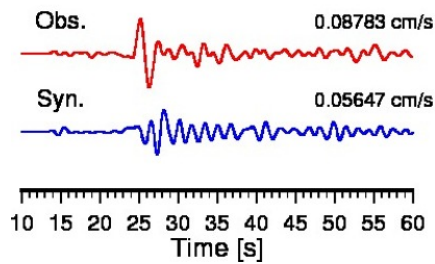
EW



EW



UD



UD

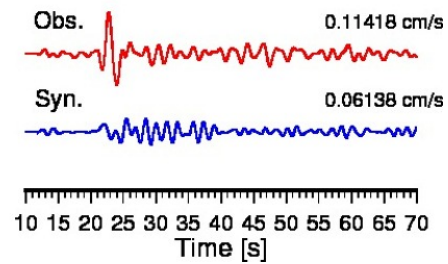


Fig. 3-12: (continued.)

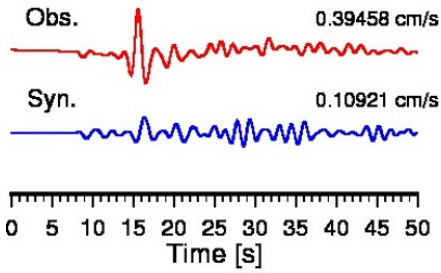
KGS035

NIED(K-NET)

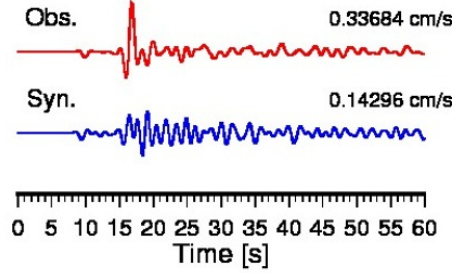
YORONJ

JMA(Shindo)

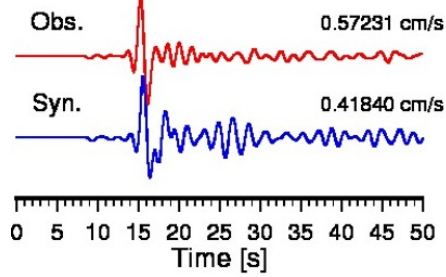
NS



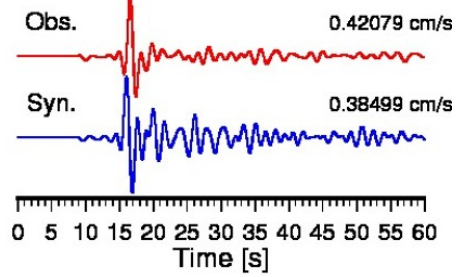
NS



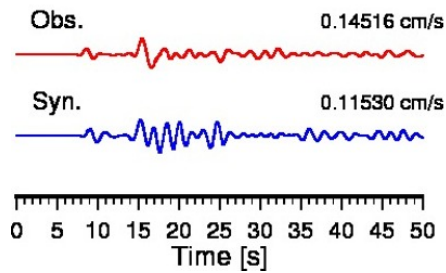
EW



EW



UD



UD

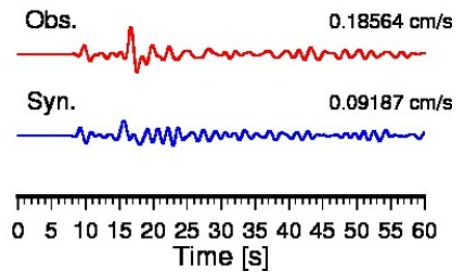
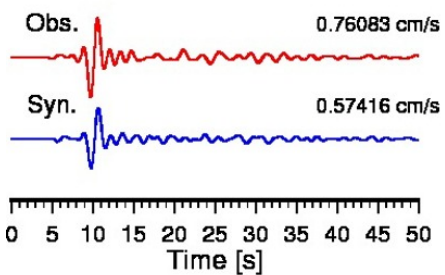


Fig. 3-12: (continued.)

KGS034

NIED(K-NET)

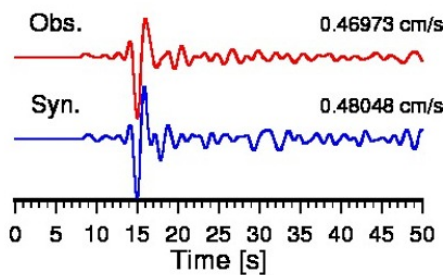
NS



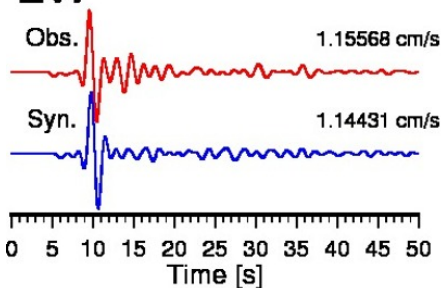
KGS033

NIED(K-NET)

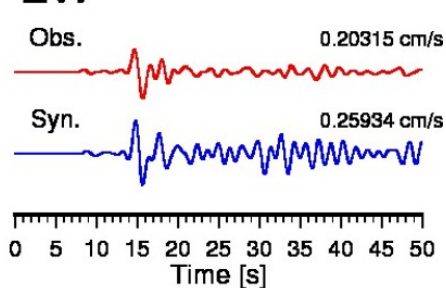
NS



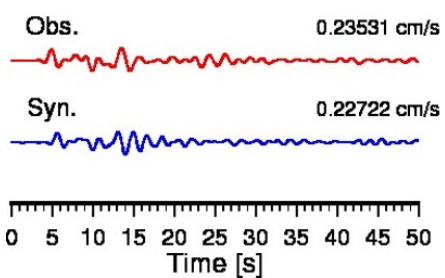
EW



EW



UD



UD

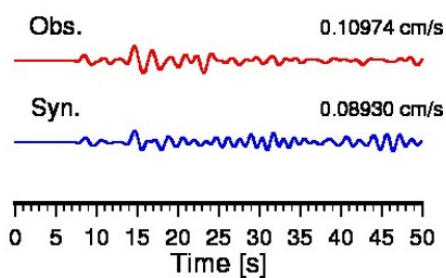


Fig. 3-12: (continued.)

AMAMIN

JMA(Shindo)

N.AMMF

NIED(F-net)

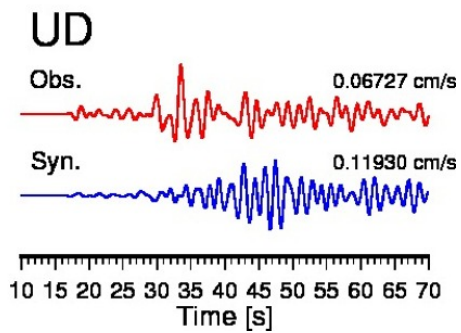
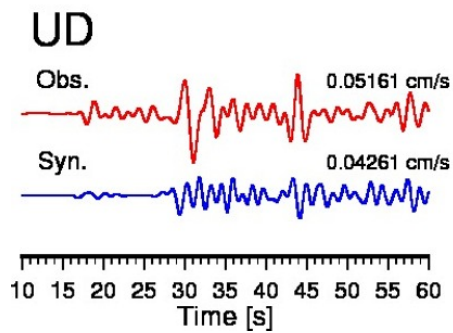
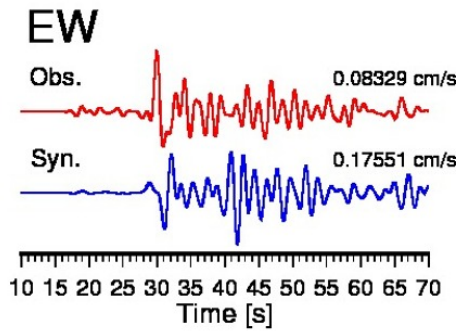
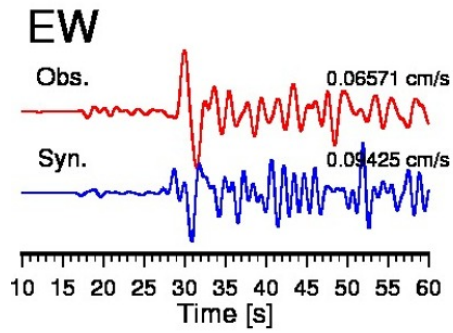
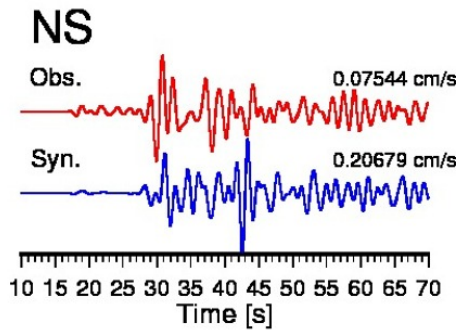
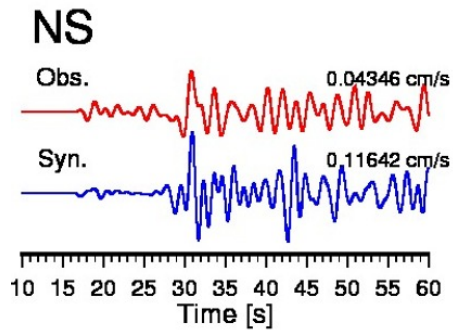
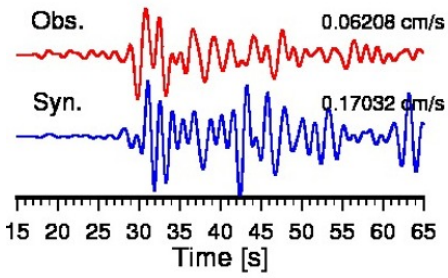


Fig. 3-12: (continued.)

KGS032

NIED(K-NET)

NS**KGS031**

NIED(K-NET)

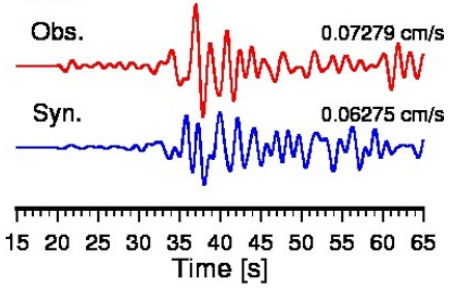
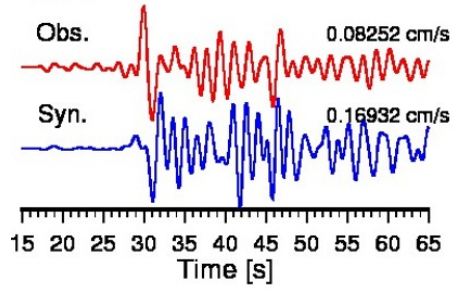
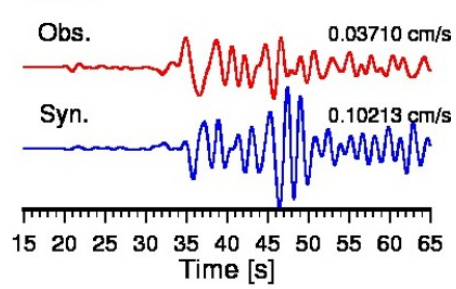
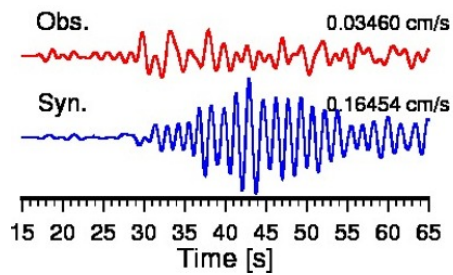
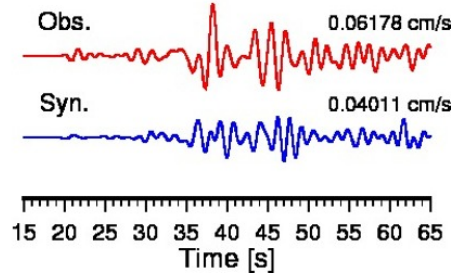
NS**EW****EW****UD****UD**

Fig. 3-12: (continued.)

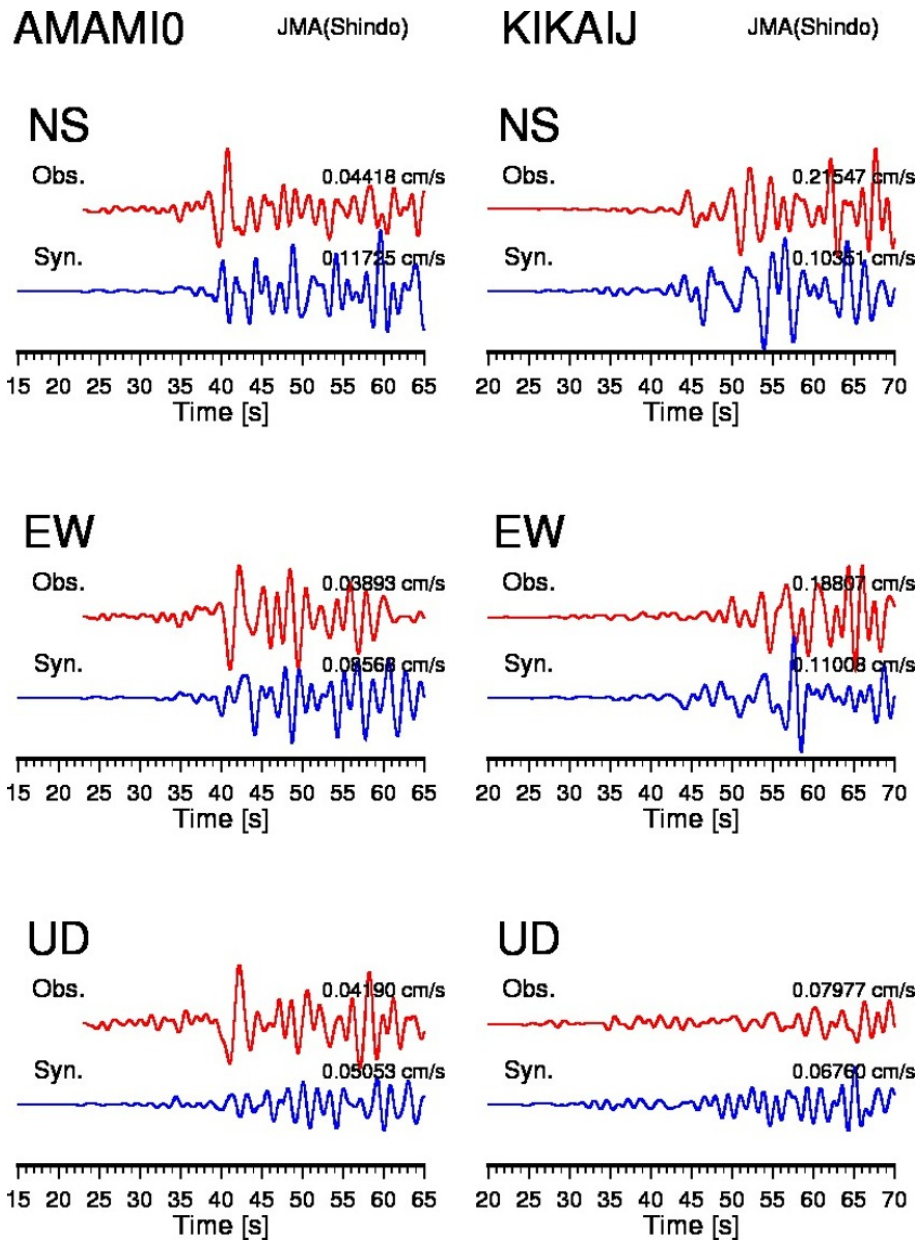


Fig. 3-12: (continued.)

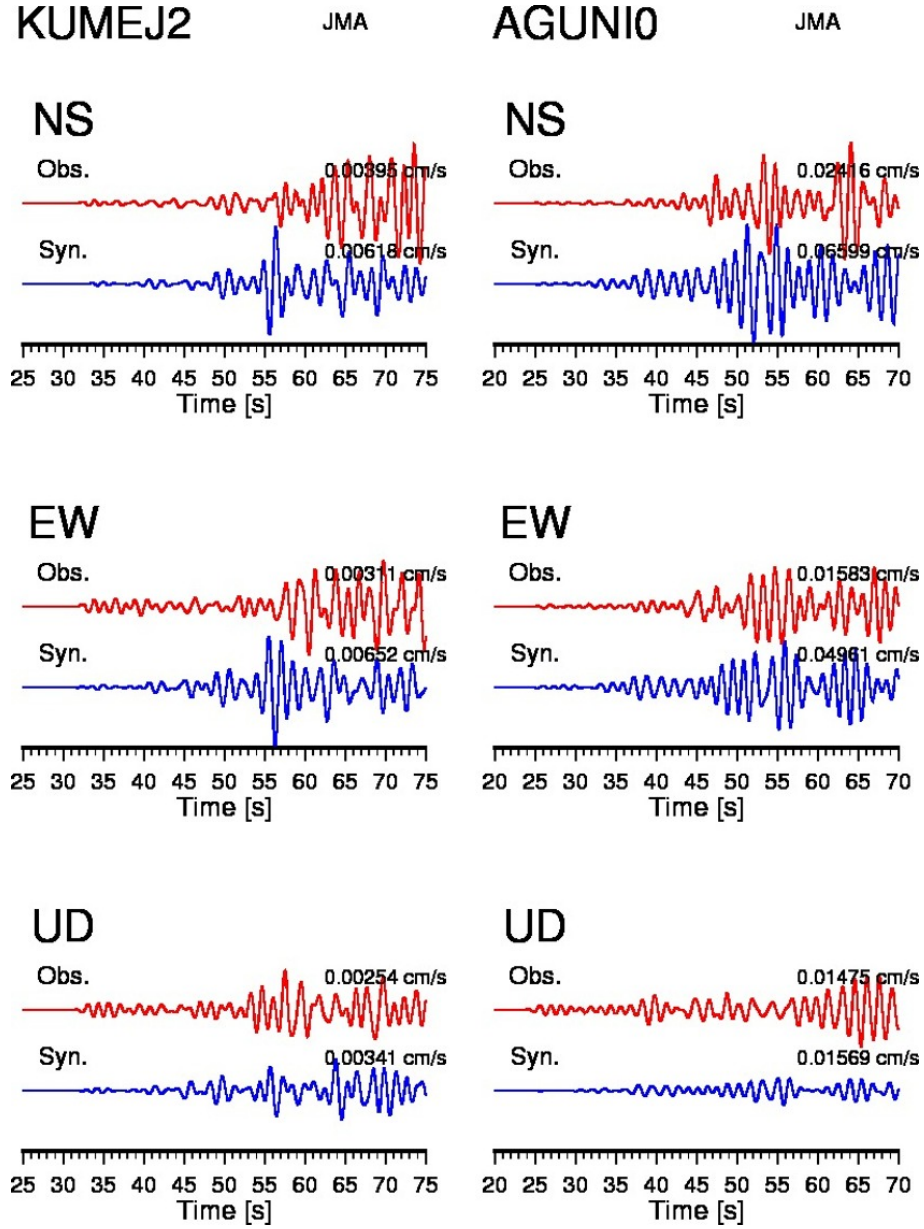


Fig. 3-13: Comparison of the observed and synthetic waveforms (particle velocity) observed at short period stations for Okinawa event. Red lines indicate the observed records. Blue lines denote synthetic ones. The number beside each trace indicates its maximum amplitude.

TOKUNO

JMA

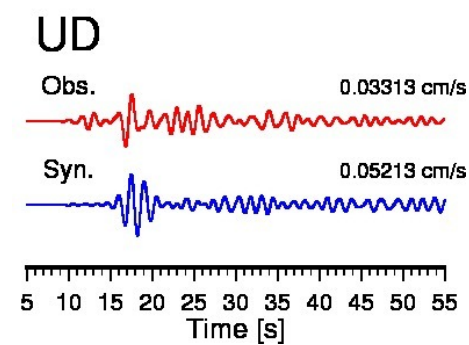
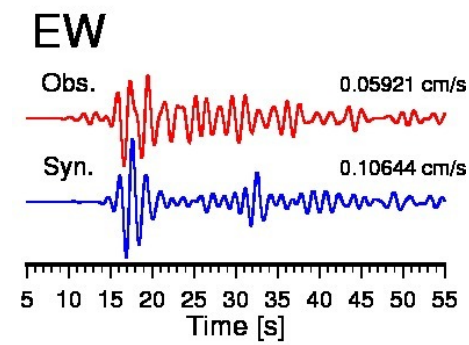
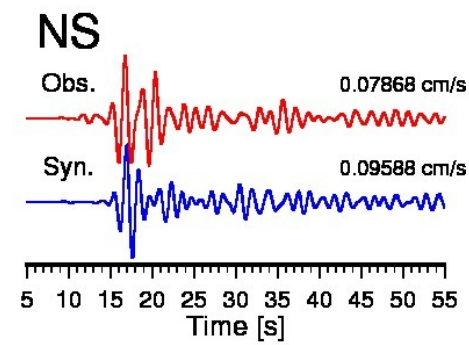


Fig. 3-13: (continued.)

4 議論

2つの領域について、実地震の地震動シミュレーションを行った結果、周期2~50秒の帯域において、観測波形を十分に再現できた観測点は7割程度であった(Figs. 3-9, 3-10, 3-12, 3-13). 観測波形と計算波形の最大振幅の比の頻度分布をFig. 3-14と3-15に示す. 周期5~20秒, 5~50秒, 10~50秒の3つの場合について頻度分布を求めたところ、領域1について(Fig. 3-14), 周期2~50秒では頻度分布のばらつきが大きく、周期5~50秒では平均値0.7を中心として分布が1以下である. 分布が系統的に1以下にシフトするのは、シミュレーションで仮定した地震モーメントが小さいためである. 周期2~50秒でばらつきが大きいのは震源以外の影響(地下構造の影響)であると考えられる. 領域2について(Fig. 3-15), 周期2~50秒と5~10秒ではばらつきが大きく、周期10~50秒では領域1と同じように分布の中心が1以下となっている. 本研究で仮定した地震モーメントは気象庁や防災科研のF-netにおいてCMT解として報告されている. これらは1次元地下構造モデルを用いて推定されており、本研究で用いた3次元速度構造との間の物性値の補正を計算波形に対して行っている. ただし、特に領域2の地震についてはF-netで報告された深さよりも約10km浅く設定しており、CMTが推定された深さとは異なっている. さらに、1次元地下構造モデルにはスラブの影響が考慮されていないが、3次元構造モデルにはPHSスラブが存在し、領域2のイベントは震源をPHSスラブの地殻内に仮定したので、その影響が強くあらわれていると考えられる. 以上の原因で、シミュレーションに適切な地震モーメントはF-net CMTのものと大きく異なる. また、波の周期が長いほど、深い構造の影響が強くなる. 領域1では周期5秒以降、領域2では周期10秒以降について、頻度分布のばらつきが小さくなるので、領域1の方がより浅い構造モデルまで正しく構築されているといえる. 少なくとも、領域1では周期5秒以降、領域2では周期10秒以降の波形を利用することができる.

異なる周期帯における波形の再現性を確認するために、各領域の震度観測点の波形について、周期2~50秒, 周期5~50秒, 周期10~50秒のバンドパスフィルタをかけ、比較を行った. 領域1における比較をFig. 3-16で、領域2における比較をFig. 3-17に示す. 各観測点について、長周期になるほどより観測波形を再現していることが分かる. つまり、地殻やスラブなど深部の構造を精度良く構築できていることを示している. 領域2のN.ZMMFは周期2~50秒の帯域で観測波形を再現できていないが、長周期になると波形の最大振幅やフェーズの対応が良くなる. つまり、この観測点直下の浅い構造(地盤構造)を改善する必要がある.

周期10秒以上の長周期で波形を再現できるという点を生かすと、ソース・インバージョンに適用することが可能である. 防災科学技術研究所のF-netで決定されているCMT解はマグニチュード $M3.9$ 以下で周期10~50秒, $M4.0\sim4.9$ の場合20~50秒, $M5.0$ 以上で20~100秒の帯域のバンドパスフィルタをかけ、CMTインバージョンを行っている[福山・他(1998)]. 今回構築したモデルもこうしたCMTインバージョンに適用するのに十分な精度を有している. F-netは1次元速度構造を用いて理論波形を計算しているのに対し、3次元地下構造を用いることでより精度良く震源位置を含むCMT解を推定することが可能となる. 例えば、Okamoto et al.(2017)は3次元地下構造モデルを用いてグリーン関数を計算し、2015年に薩摩半島西方沖で発生した大地震のCMTインバージョンを行った. 彼らは1次元速度構造と3次元速度構造、それぞれについてグリーン関数を計算し、インバージョンを行った. その結果、3次元地下構造モデルを使用した場合の方がはるかに観測波形の再現性が良いことと、震源位置を精度良く決定できることを示した. 南西諸島は地震活動が非常に活発な地域であり、規模の大きな地震も数多く発生している. そういった地震の震源位置とメカニズムを精度良く推定するために、本研究で構築した地下構造モデルは今のままでも十分に利用できる.

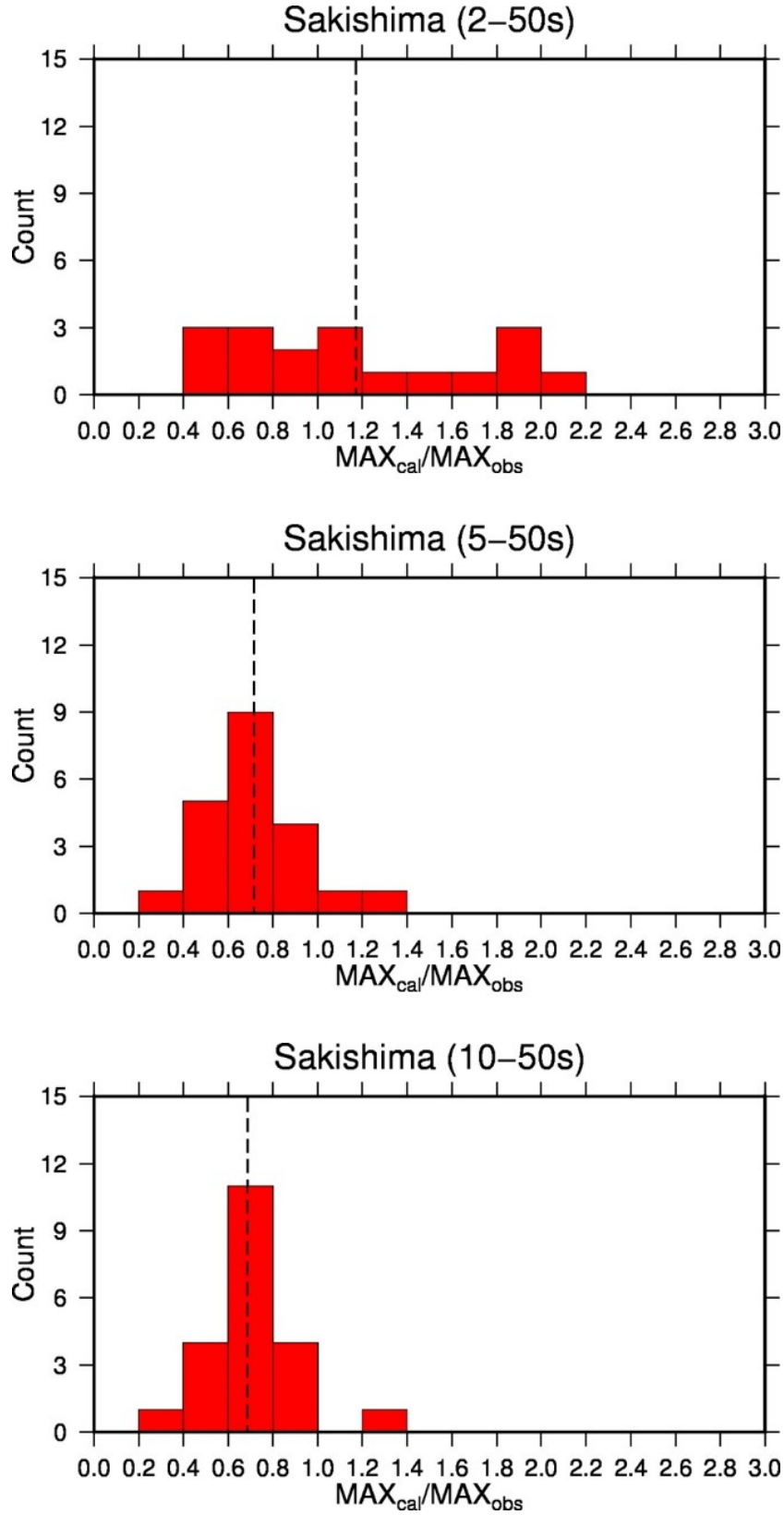


Fig. 3-14: Histograms of the ratios of synthetic and observed maximum amplitudes in the period range of (top) 2-50 s, (middle) 5-50s, and (bottom) 10-50 s for Sakishima event. Dashed lines indicate the averaged values.

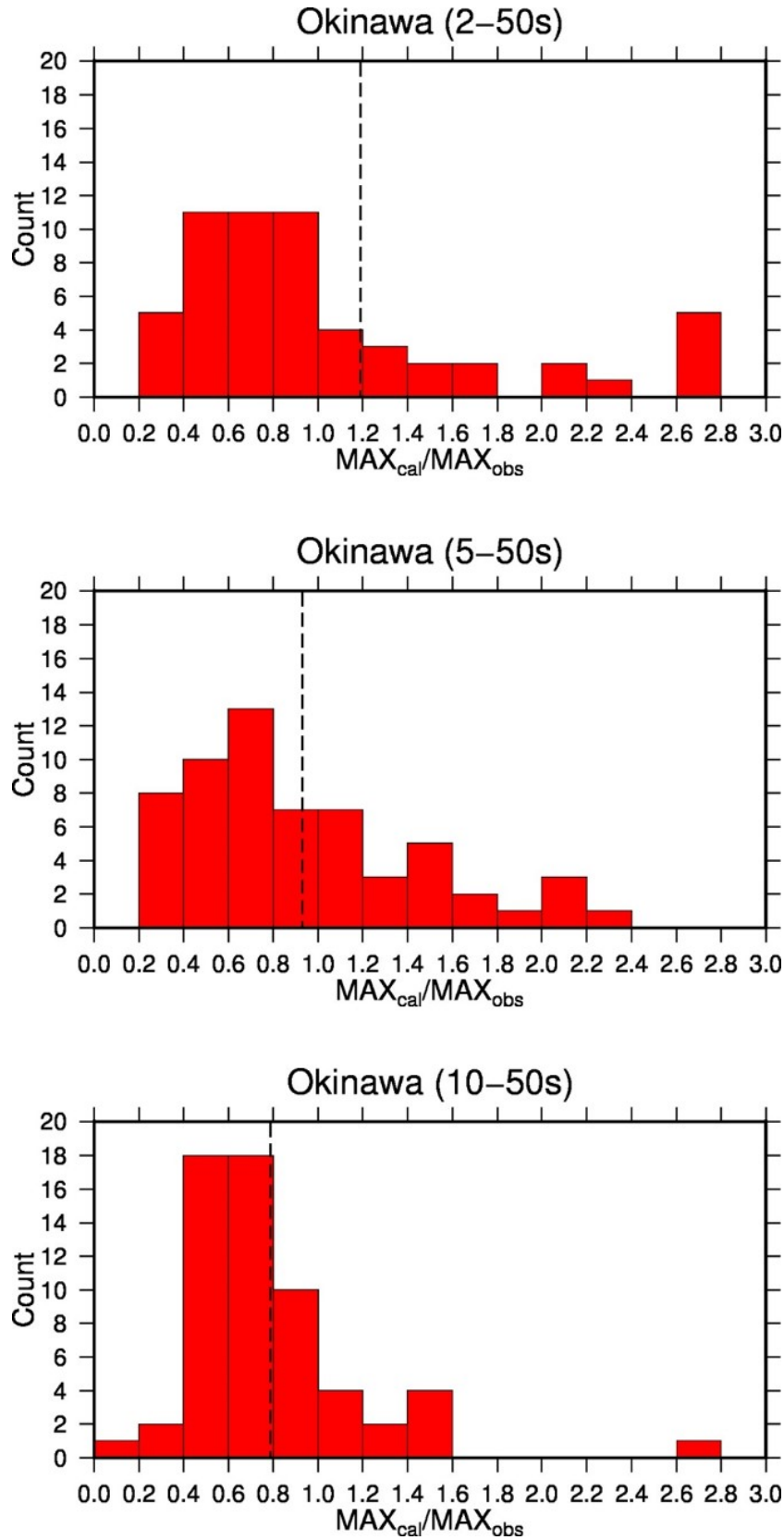


Fig. 3-15: Histograms of the ratios of synthetic and observed maximum amplitudes in the period range of (top) 2-50 s, (middle) 5-50s, and (bottom) 10-50 s for Okinawa event. Dashed lines indicate the averaged values.

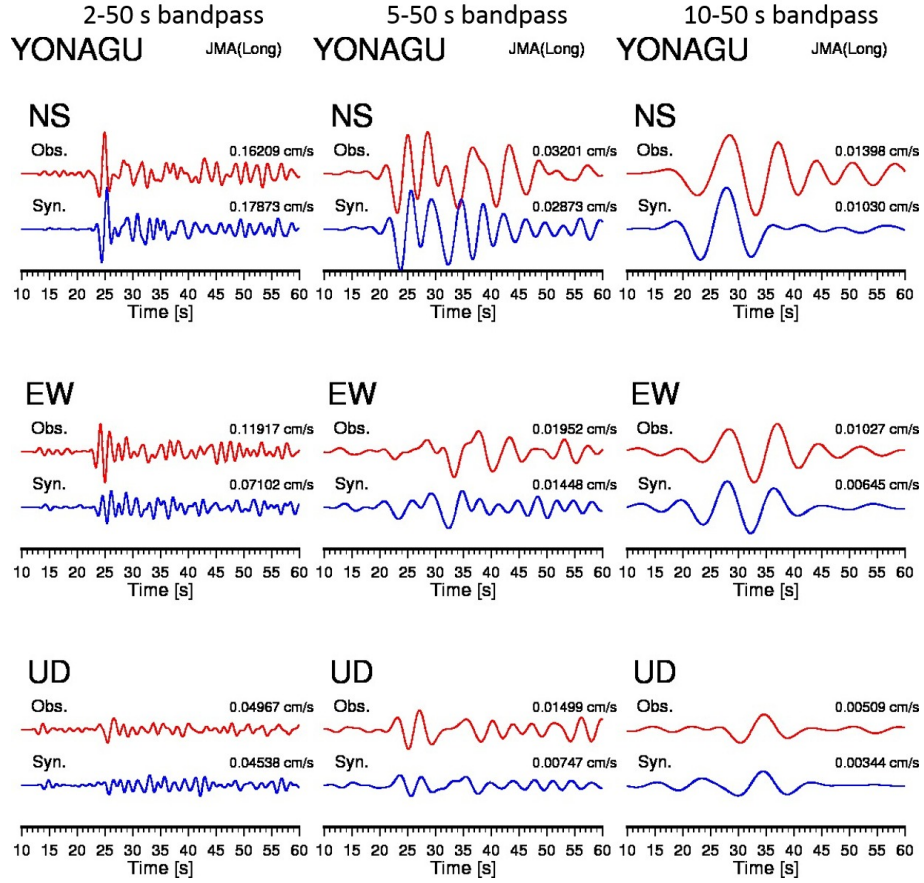


Fig. 3-16: Comparison of the observed and synthetic waveforms in different frequency ranges for the Sakishima event. Red lines indicate the observed records. Blue lines denote synthetic ones. The number beside each trace indicates its maximum amplitude.

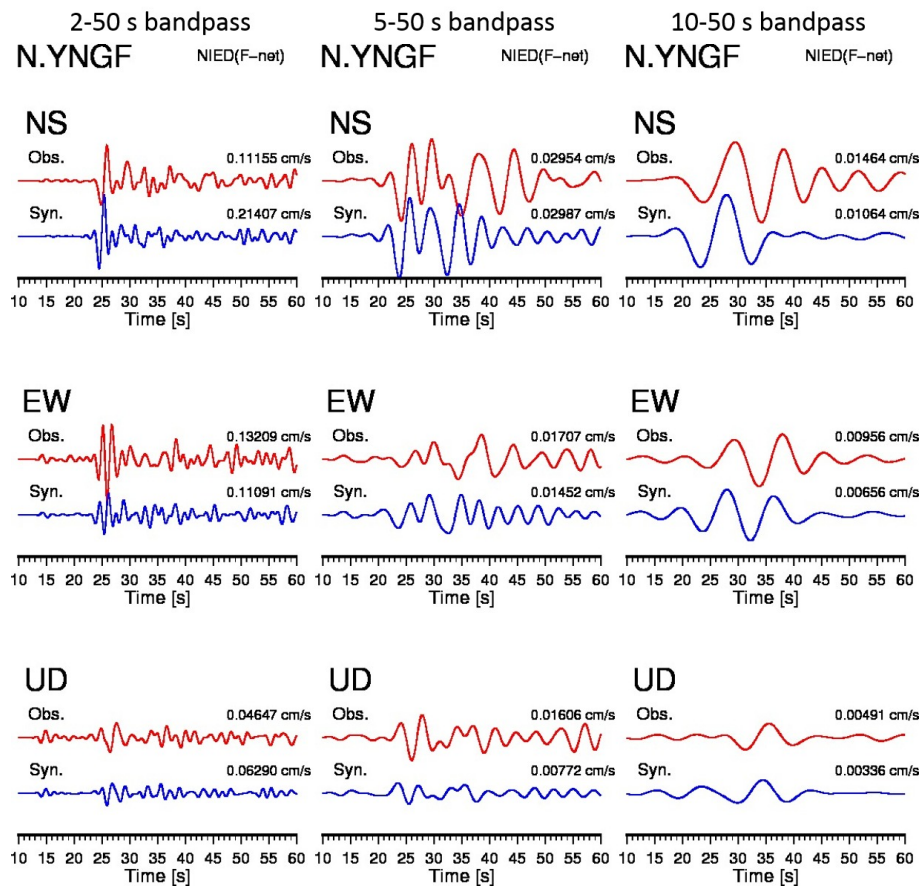


Fig. 3-16: (continued.)

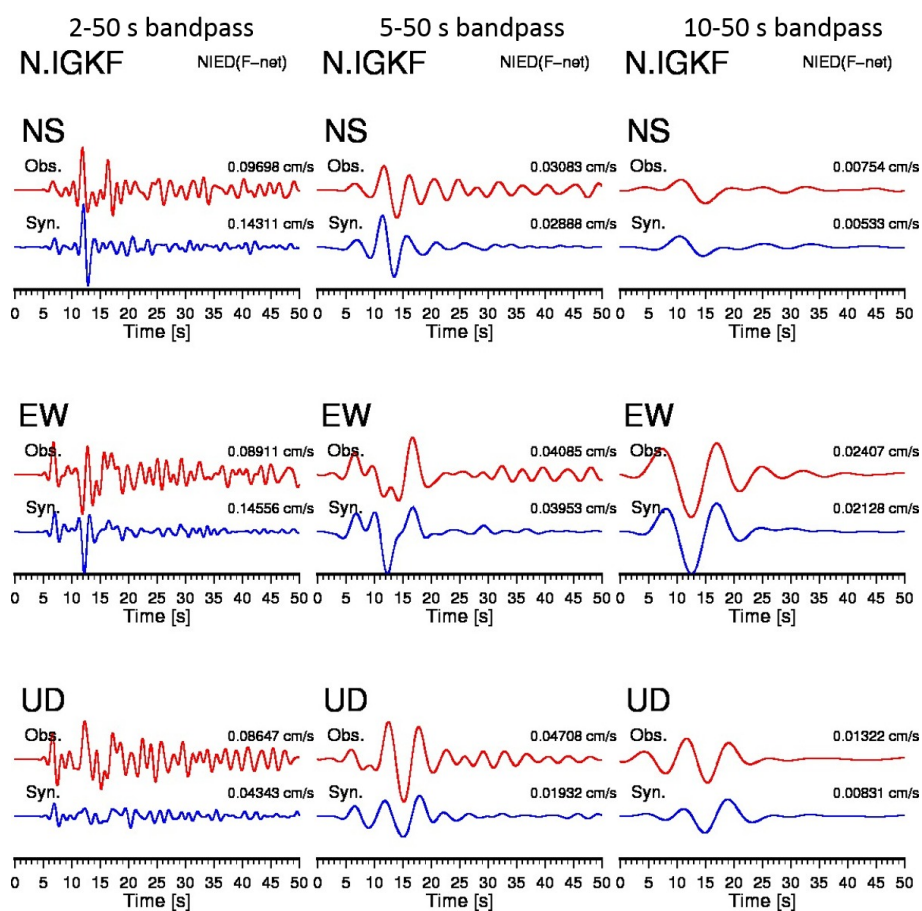


Fig. 3-16: (continued.)

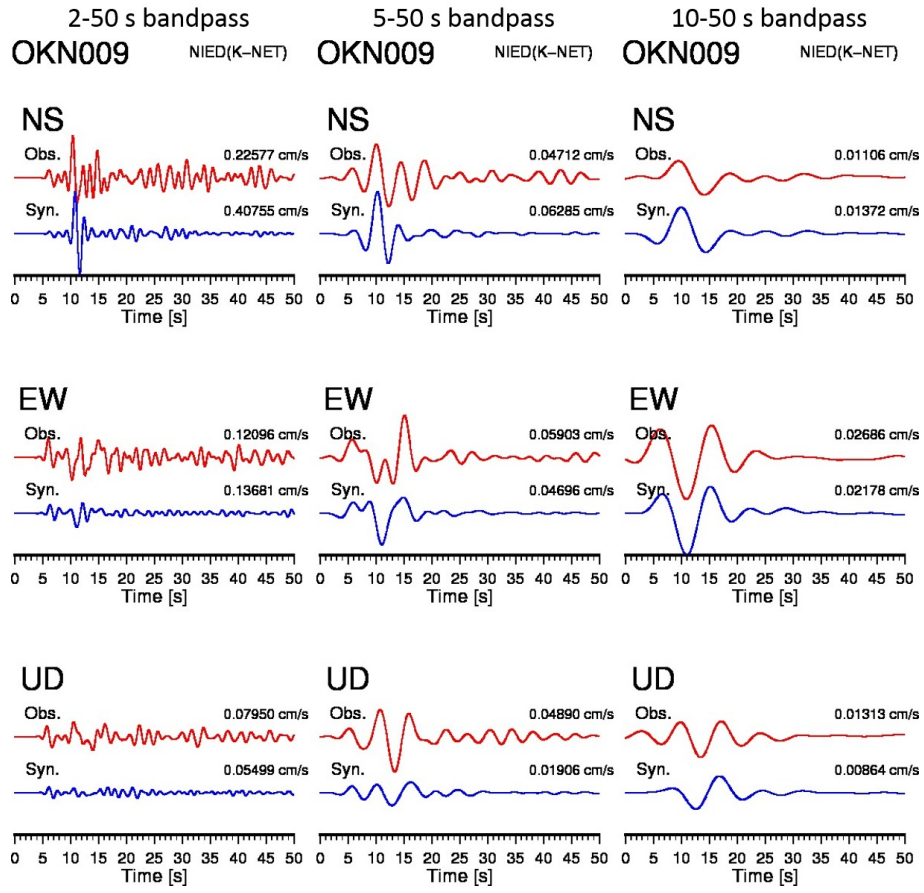


Fig. 3-16: (continued.)

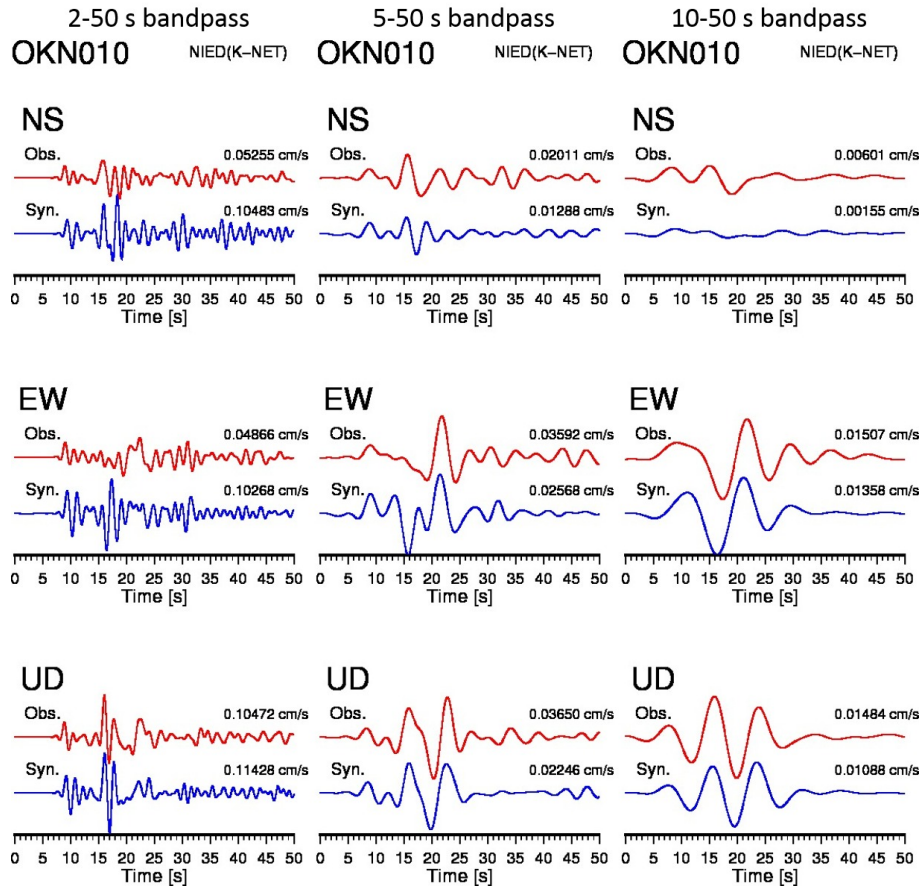


Fig. 3-16: (continued.)

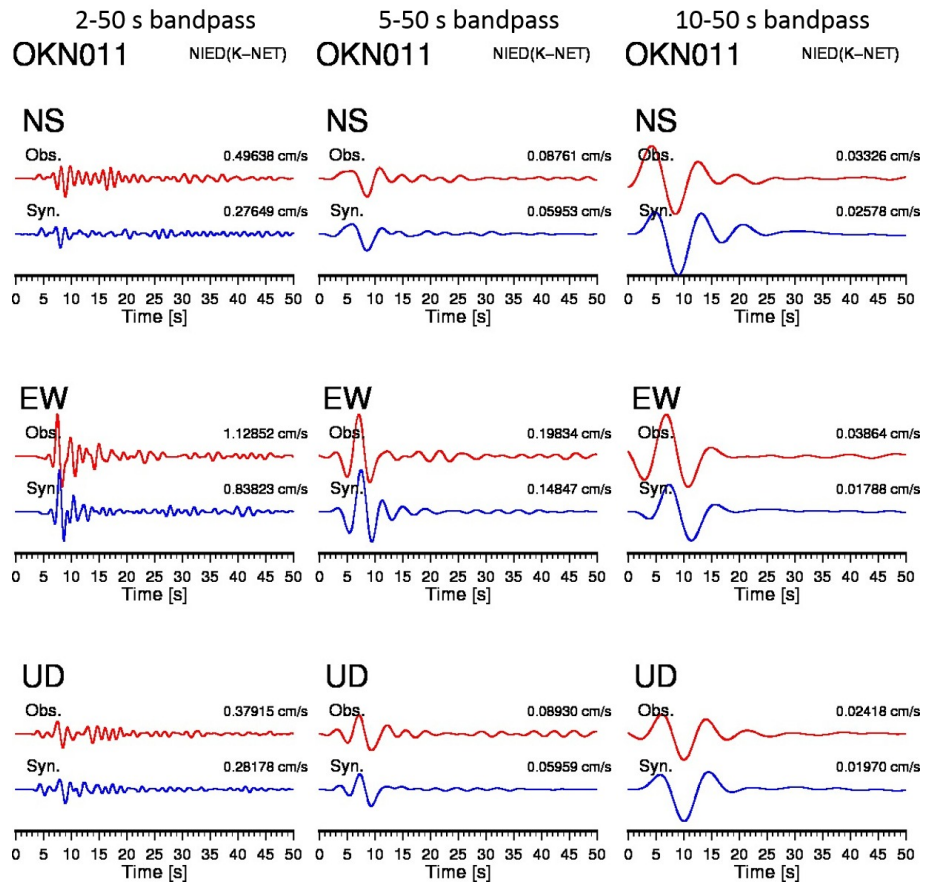


Fig. 3-16: (continued.)

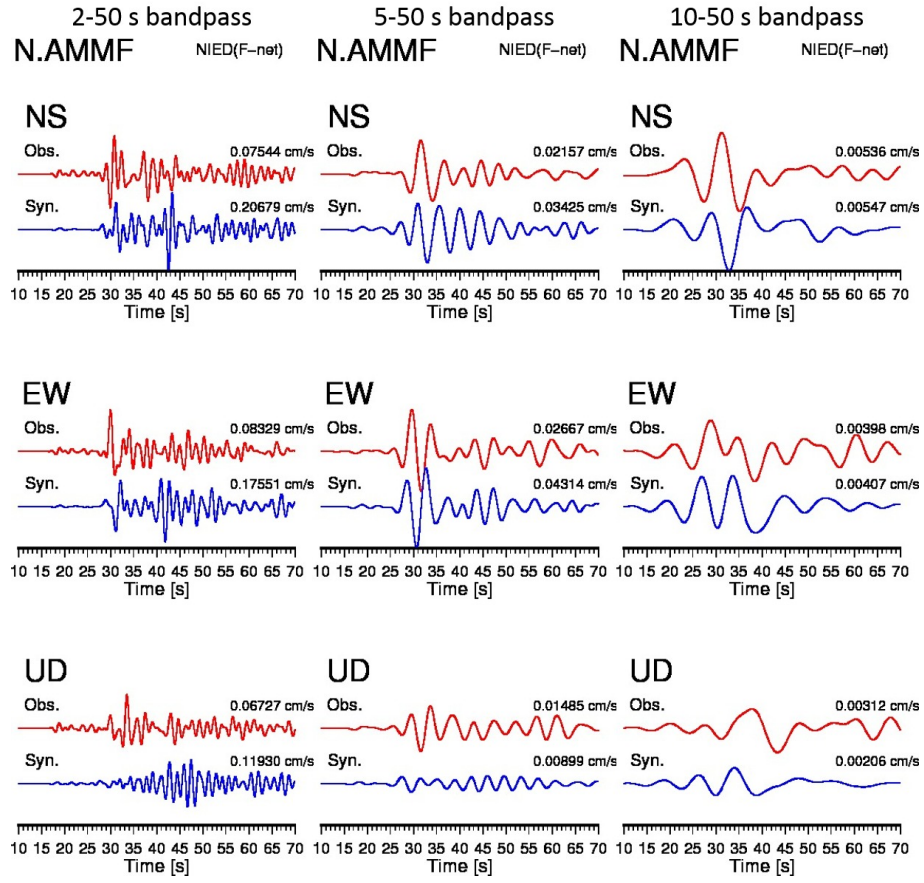


Fig. 3-17: Comparison of the observed and synthetic waveforms in different frequency ranges for the Okinawa event. Red lines indicate the observed records. Blue lines denote synthetic ones. The number beside each trace indicates its maximum amplitude.

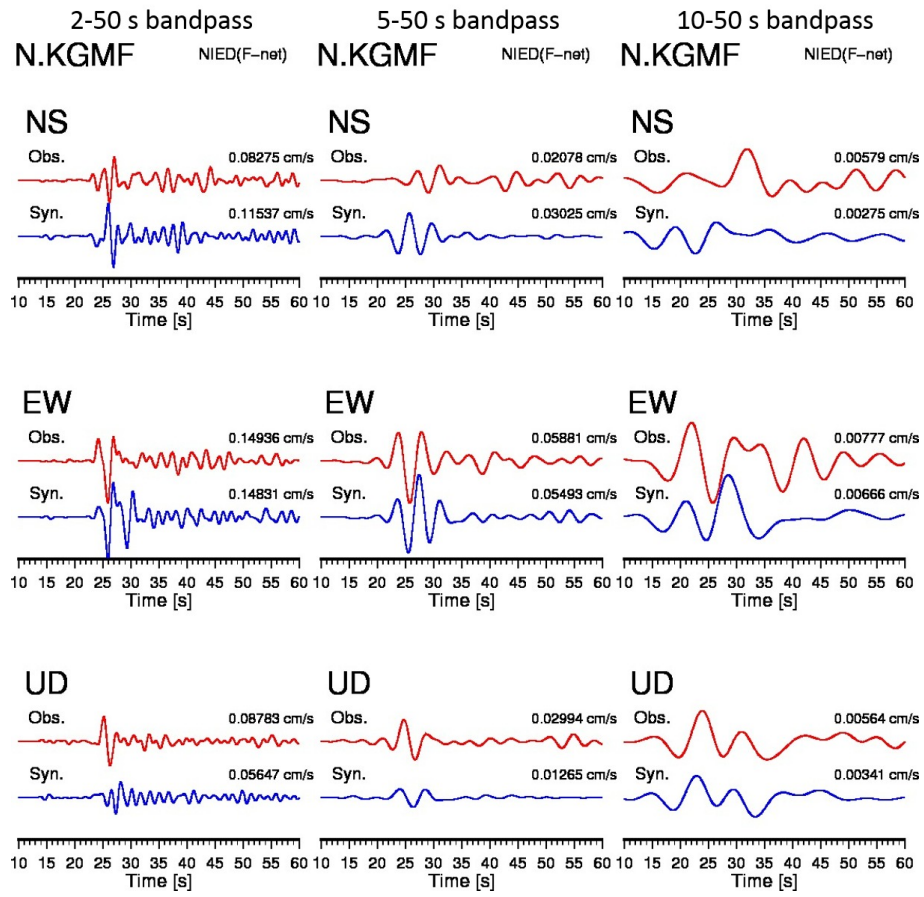


Fig. 3-17: (continued.)

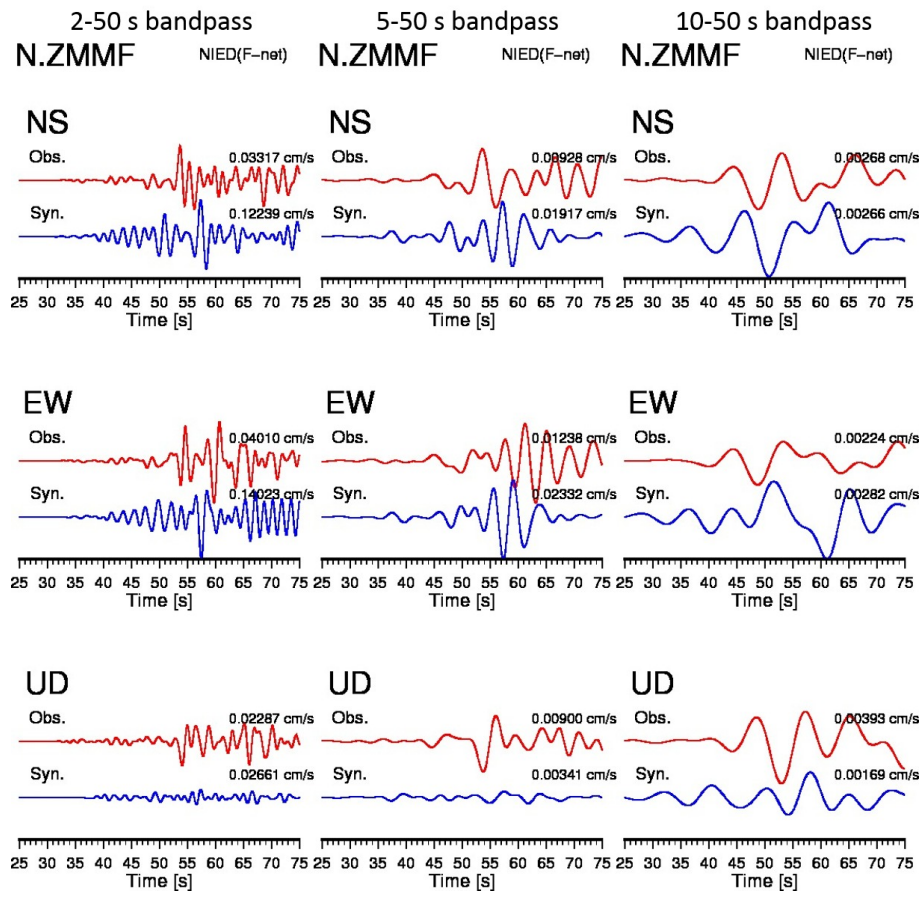


Fig. 3-17: (continued.)

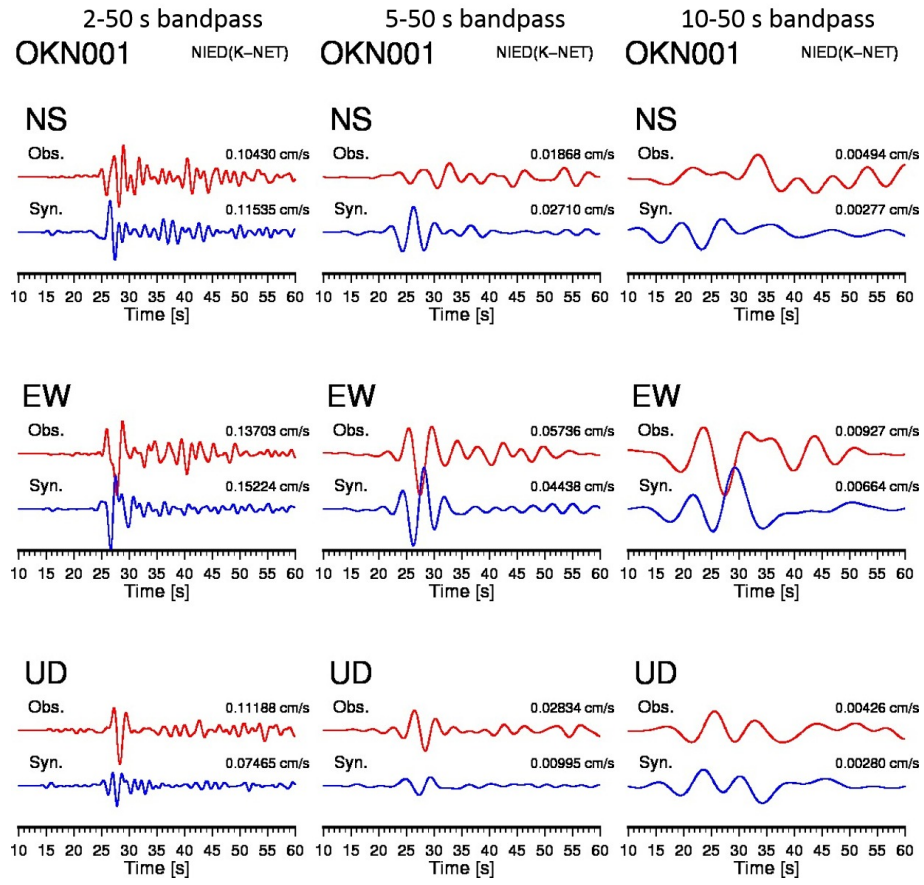


Fig. 3-17: (continued.)

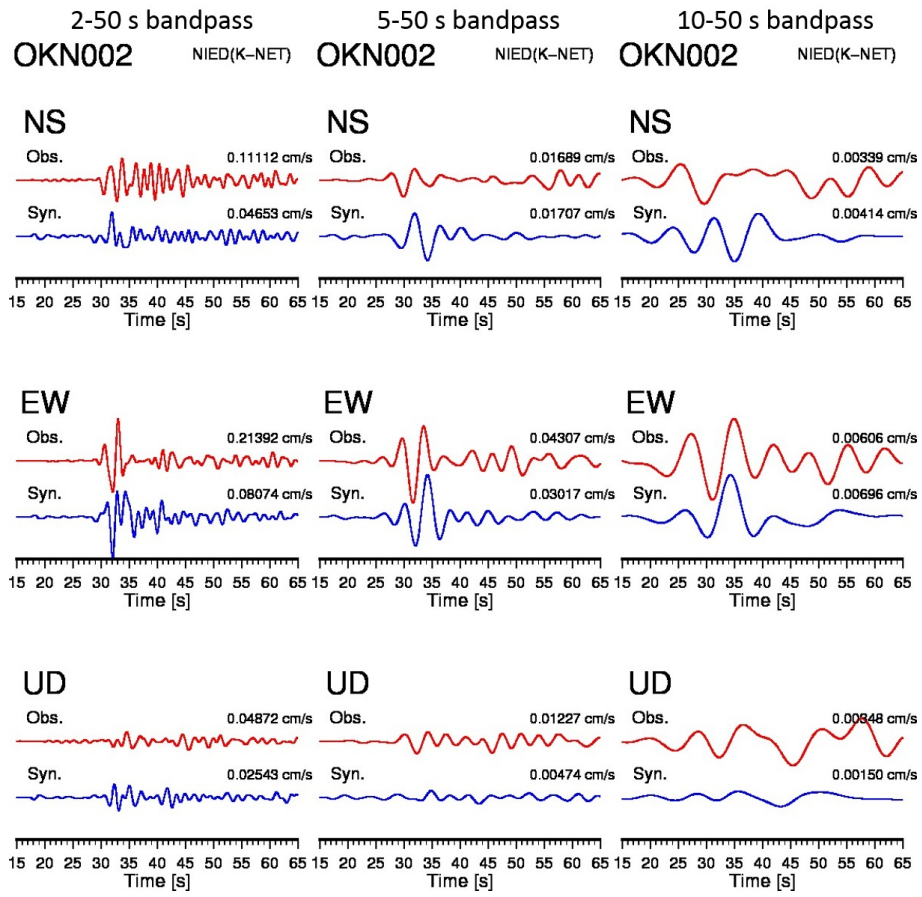


Fig. 3-17: (continued.)

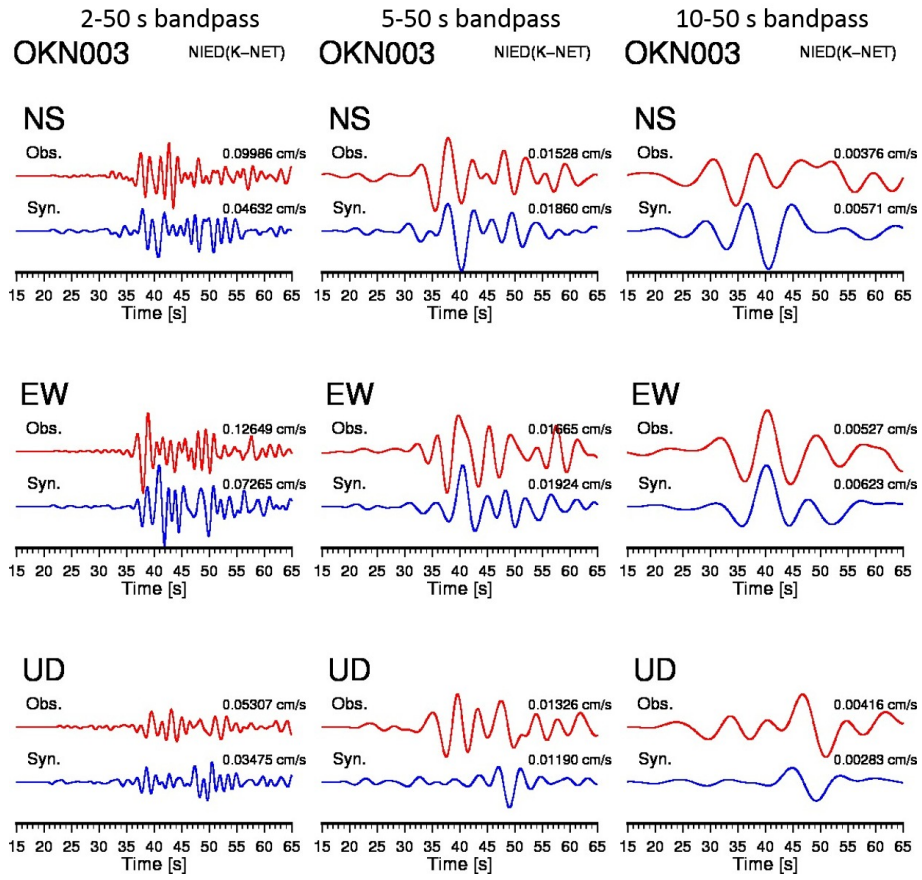


Fig. 3-17: (continued.)

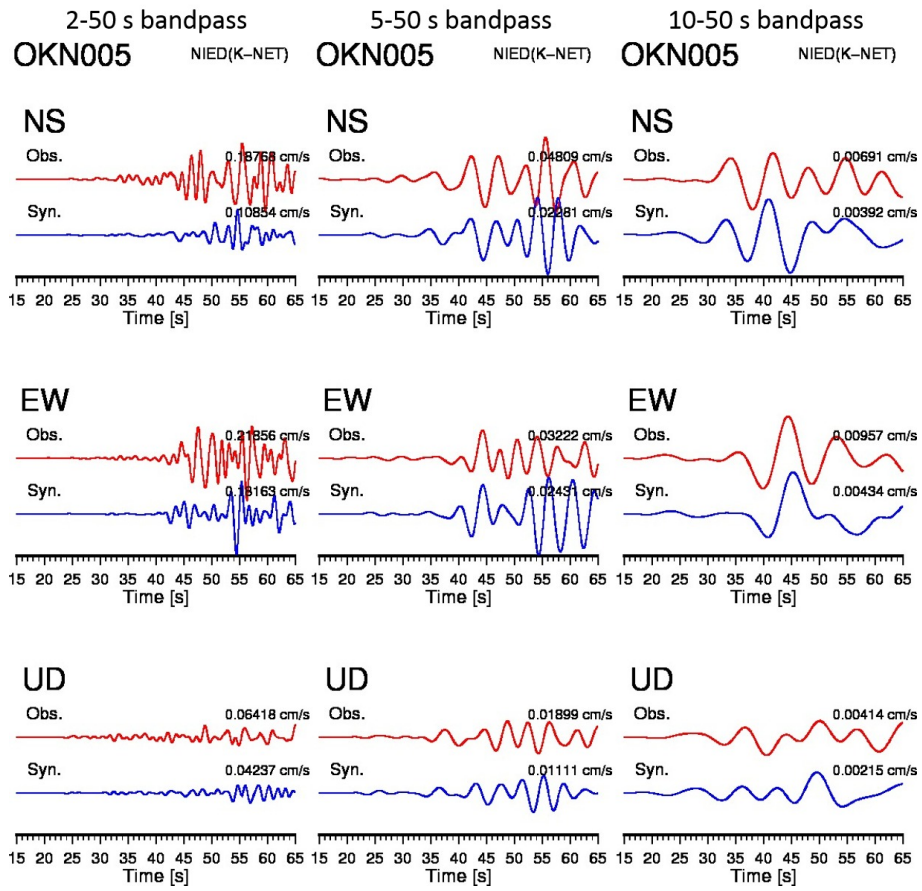


Fig. 3-17: (continued.)

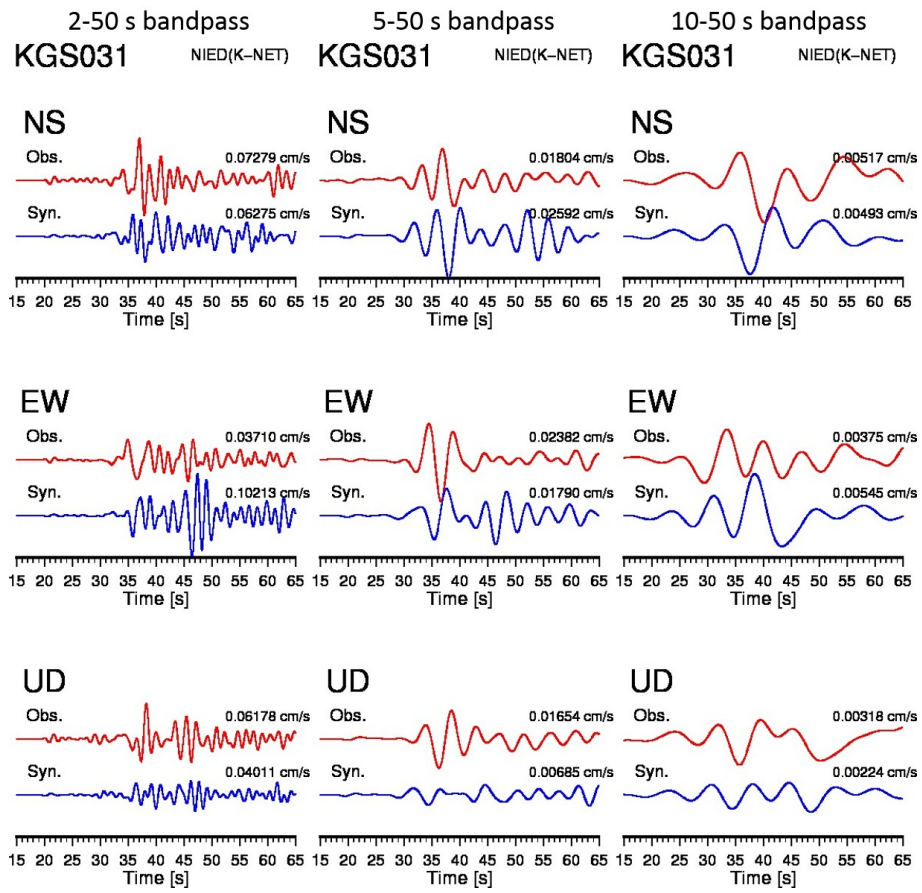


Fig. 3-17: (continued.)

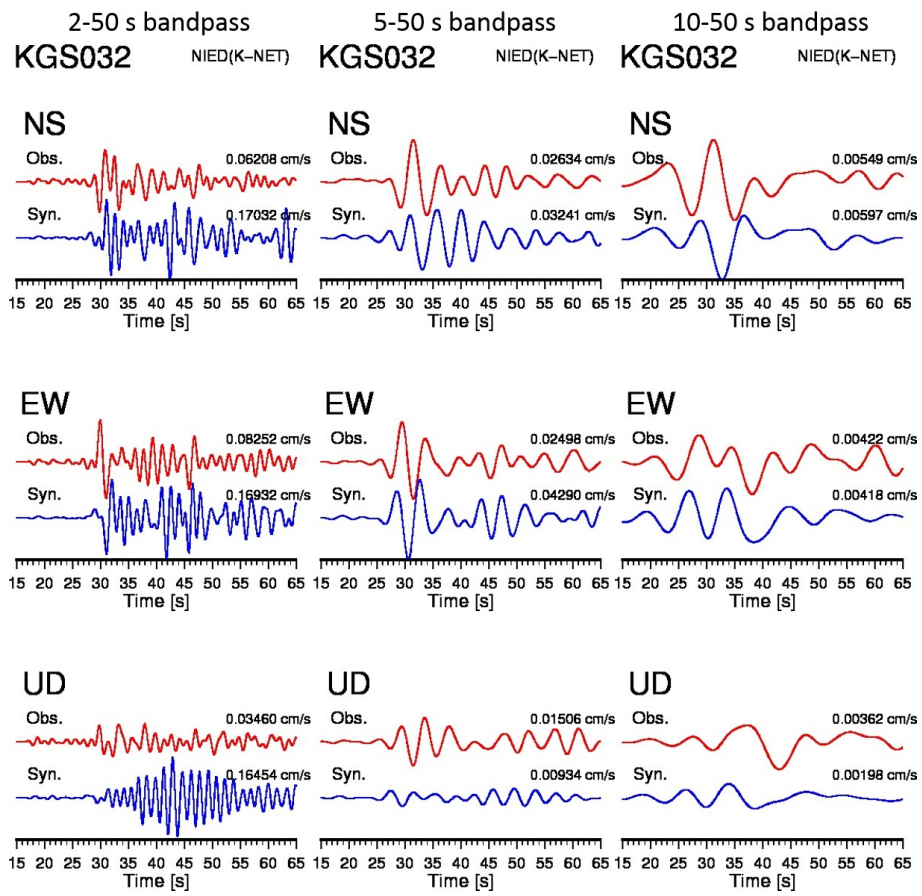


Fig. 3-17: (continued.)

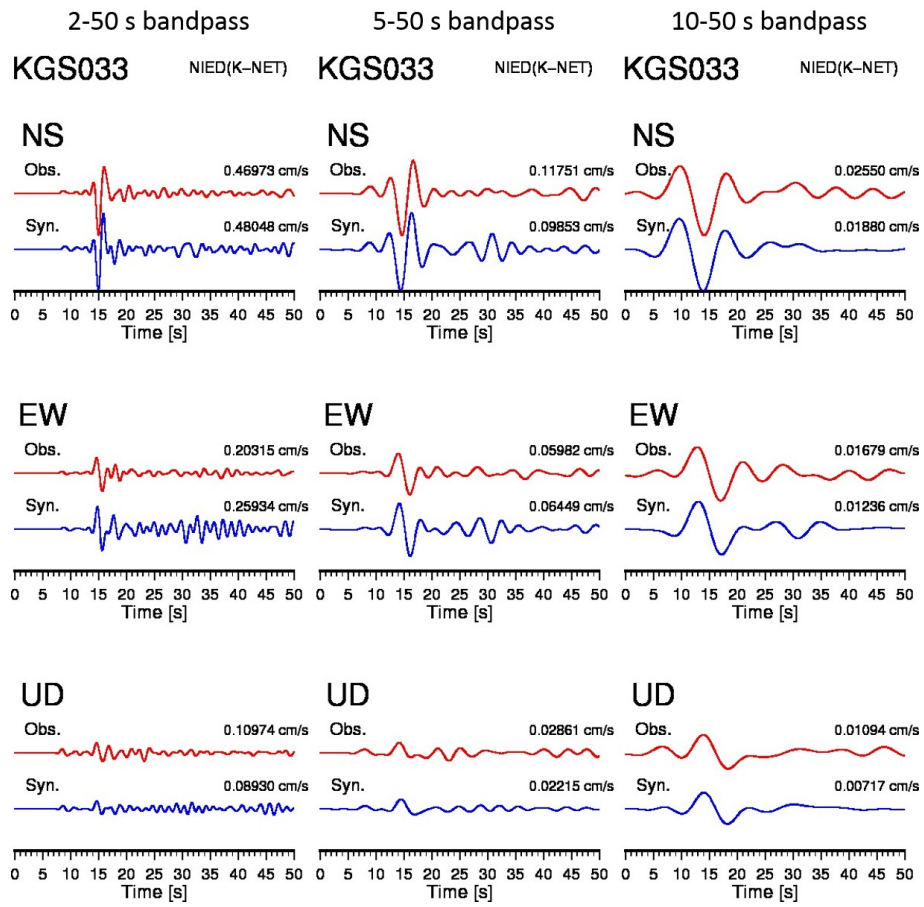


Fig. 3-17: (continued.)

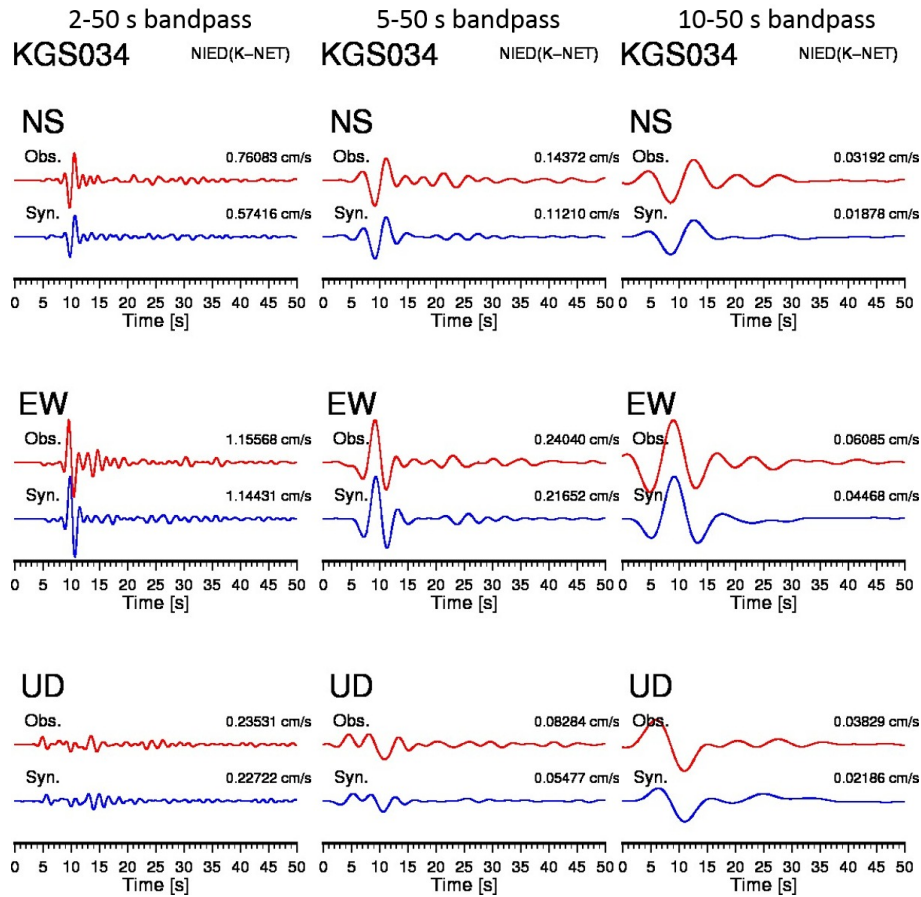


Fig. 3-17: (continued.)

5 結論

第3部では、地震動シミュレーションのための3次元地下構造モデルを構築し、実際にシミュレーションを行ってその有効性を確認した。最新の反射法探査などの研究成果を導入し、地殻、マントル、スラブのモデルを構築するとともに、第2部で推定した Q の平均値を非弾性減衰モデルとして導入した。南西諸島の2つの領域について実地震の地震動シミュレーションを行った結果、7割程度の観測点で観測波形を十分に再現できた。周期2~50秒の波形について、観測波形を再現できていない観測点も存在した。これらの観測点付近ではモデルに採用した地盤構造が実際と大きく異なる可能性がある。南西諸島においては山田・他(2016)や山田・竹中(2018)が微動アレイ探査を用いて地盤の速度構造を推定している。今後これら最新の研究結果を用いて地盤構造を改良していく必要がある。より長周期になると、観測波形が最大振幅、波群ともによく再現されており、領域1(先島諸島)では周期5秒以上、領域2(沖縄・奄美諸島)では周期10秒以上の波形がソース・インバージョンなどの実解析に有効である。本研究で構築したモデルを今後の大規模なシミュレーションや波形インバージョンに利用するとともに、これを基に地盤構造の改良をすすめることが期待される。

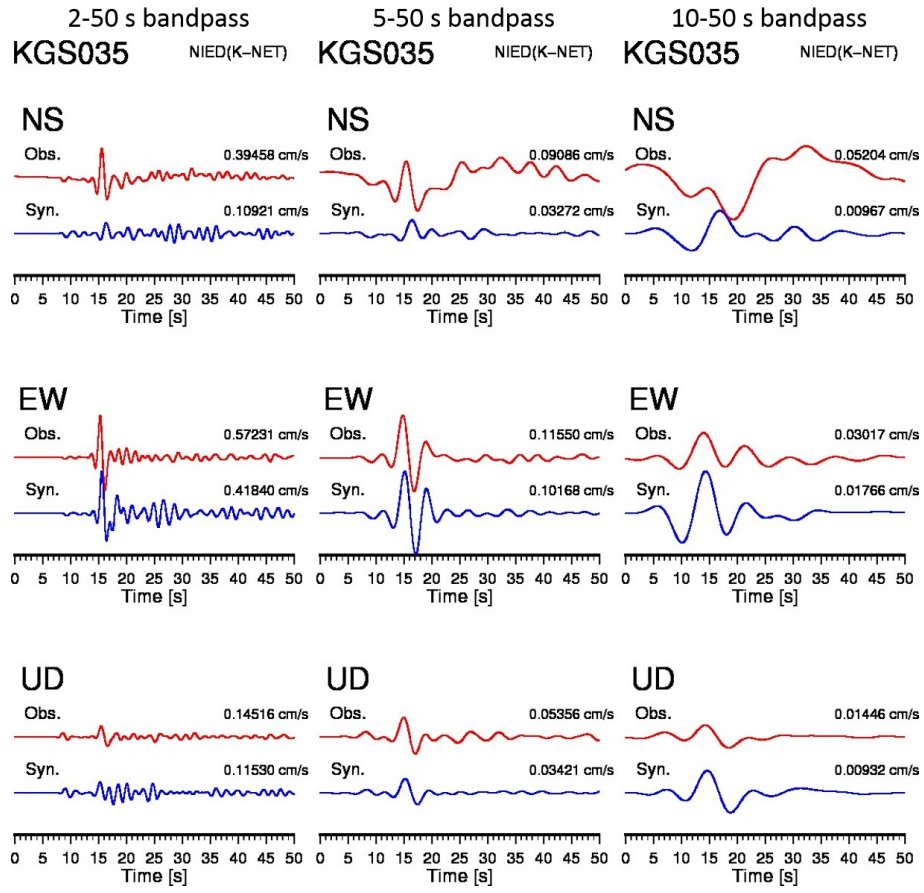


Fig. 3-17: (continued.)

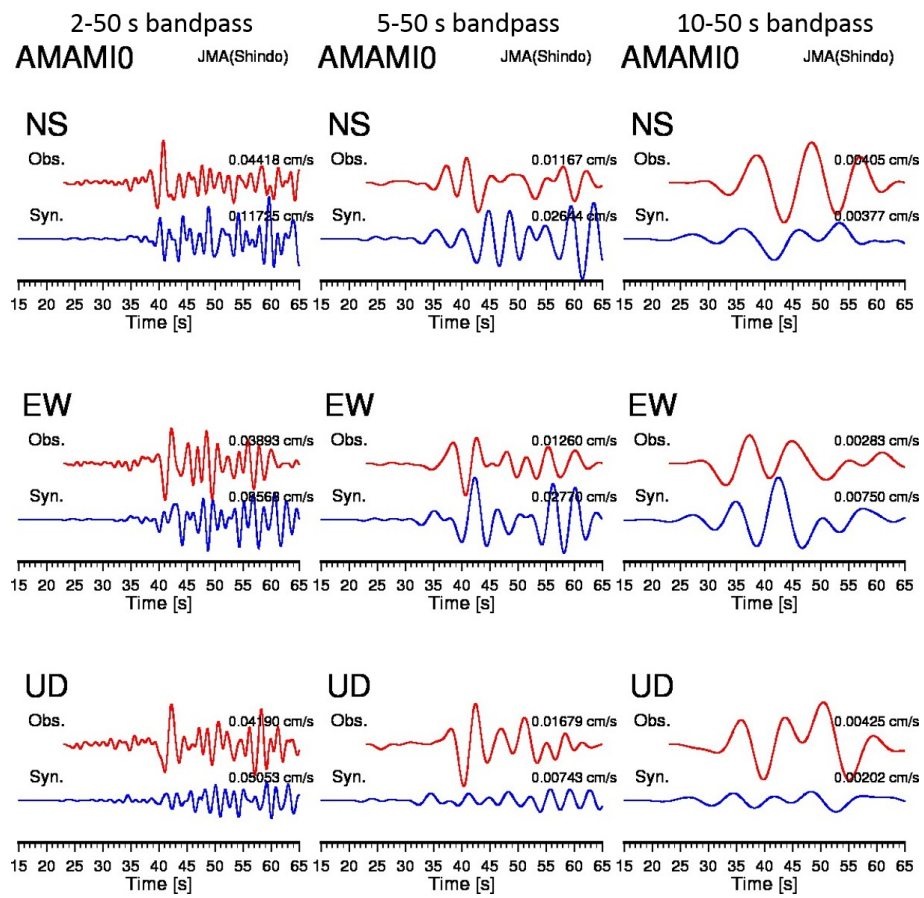


Fig. 3-17: (continued.)

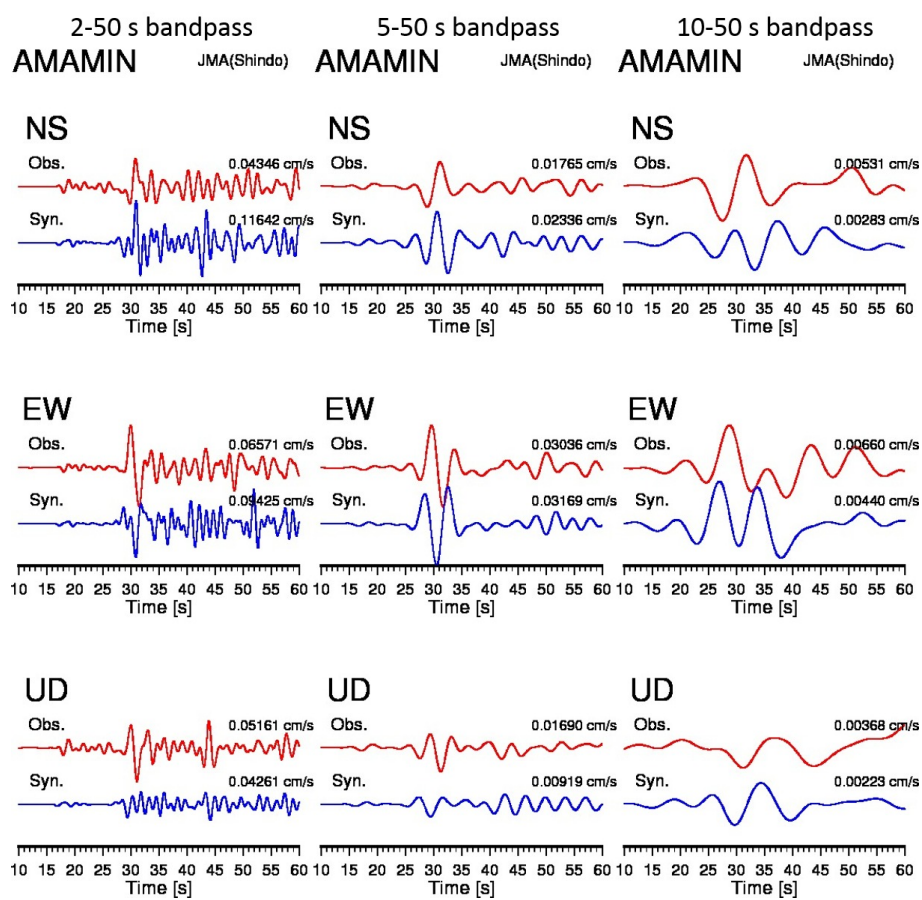


Fig. 3-17: (continued.)

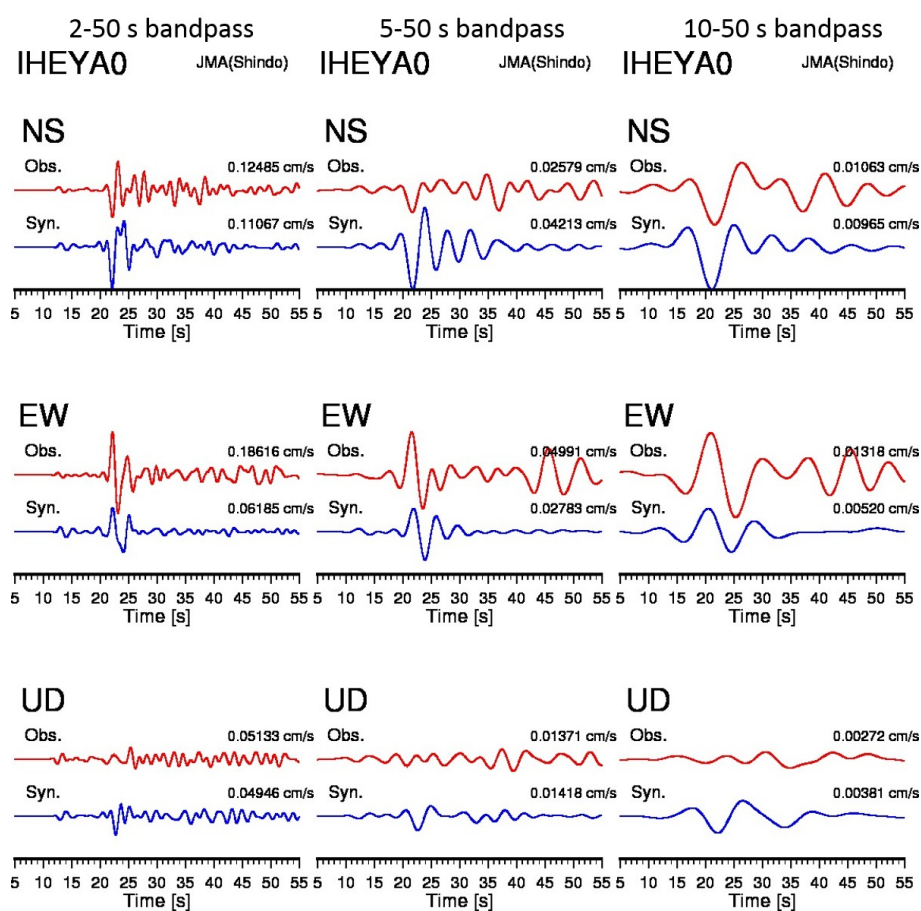


Fig. 3-17: (continued.)

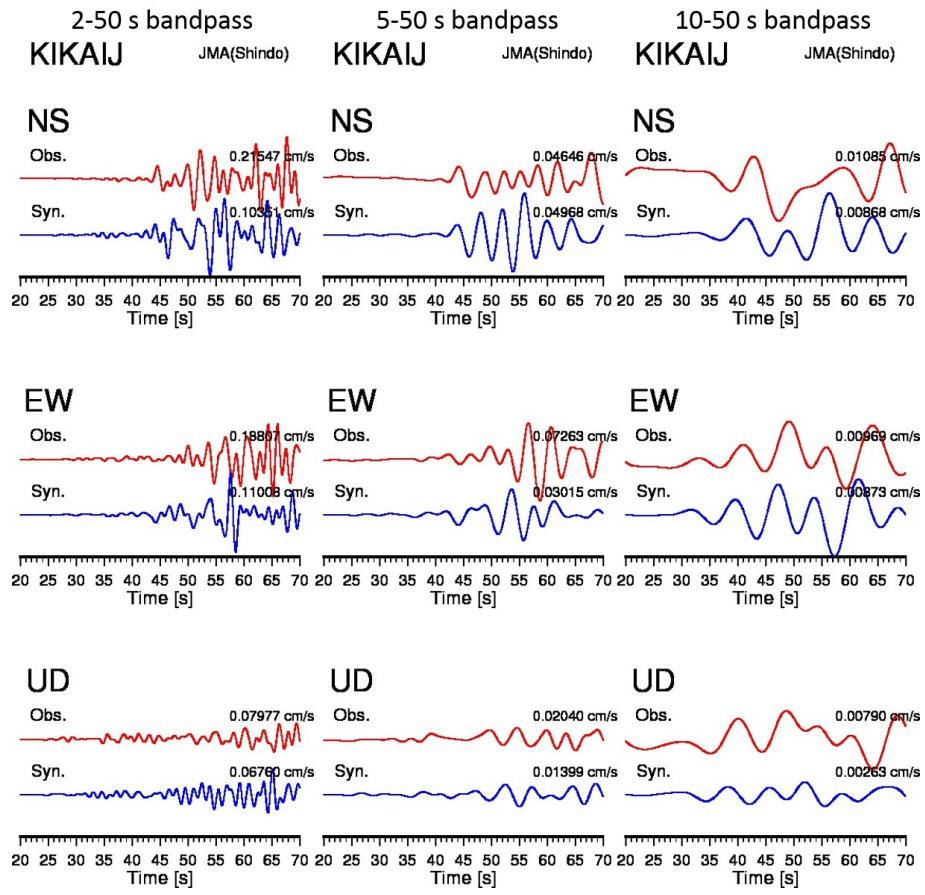


Fig. 3-17: (continued.)

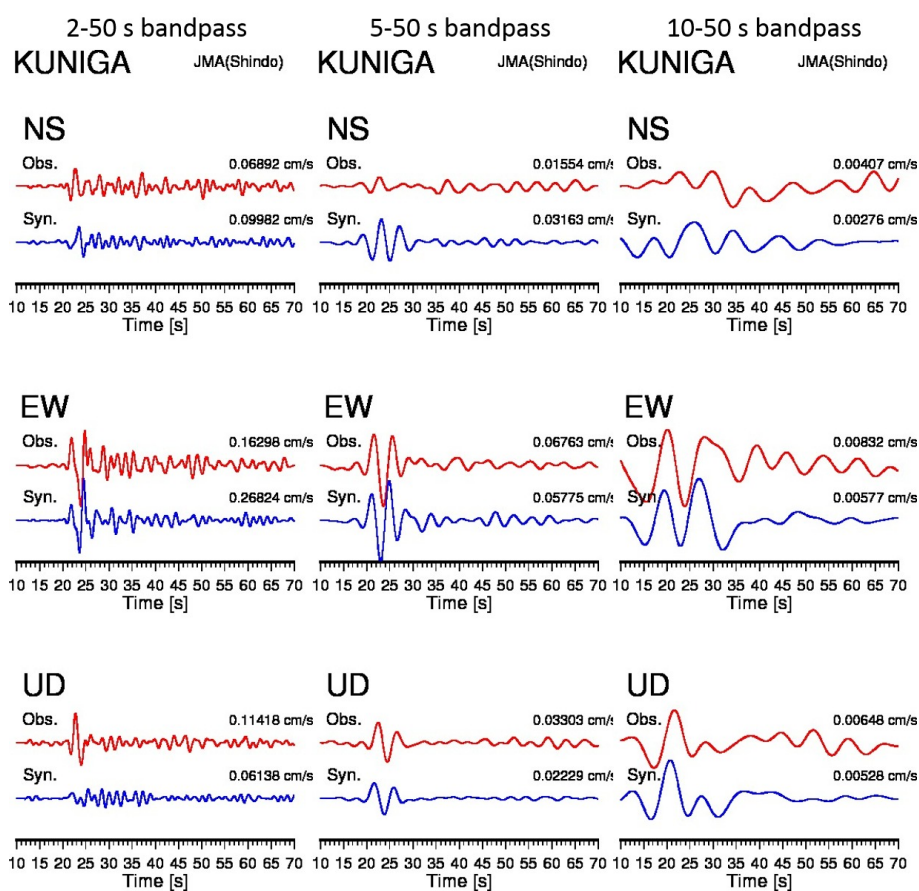


Fig. 3-17: (continued.)

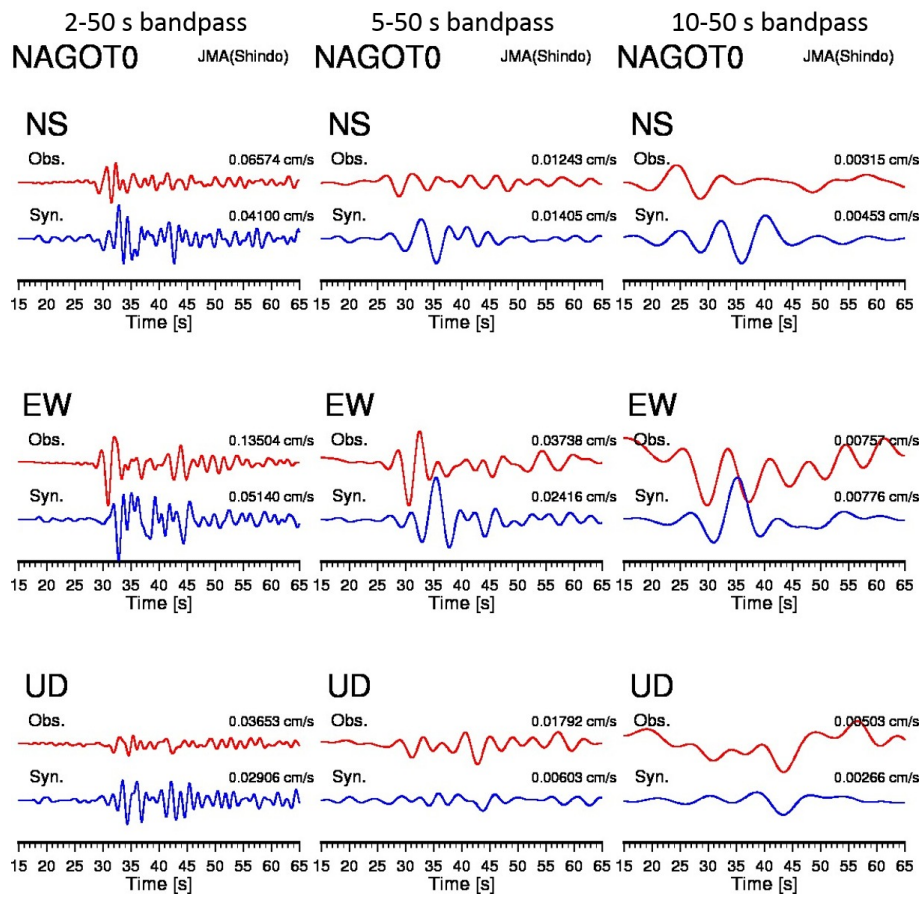


Fig. 3-17: (continued.)

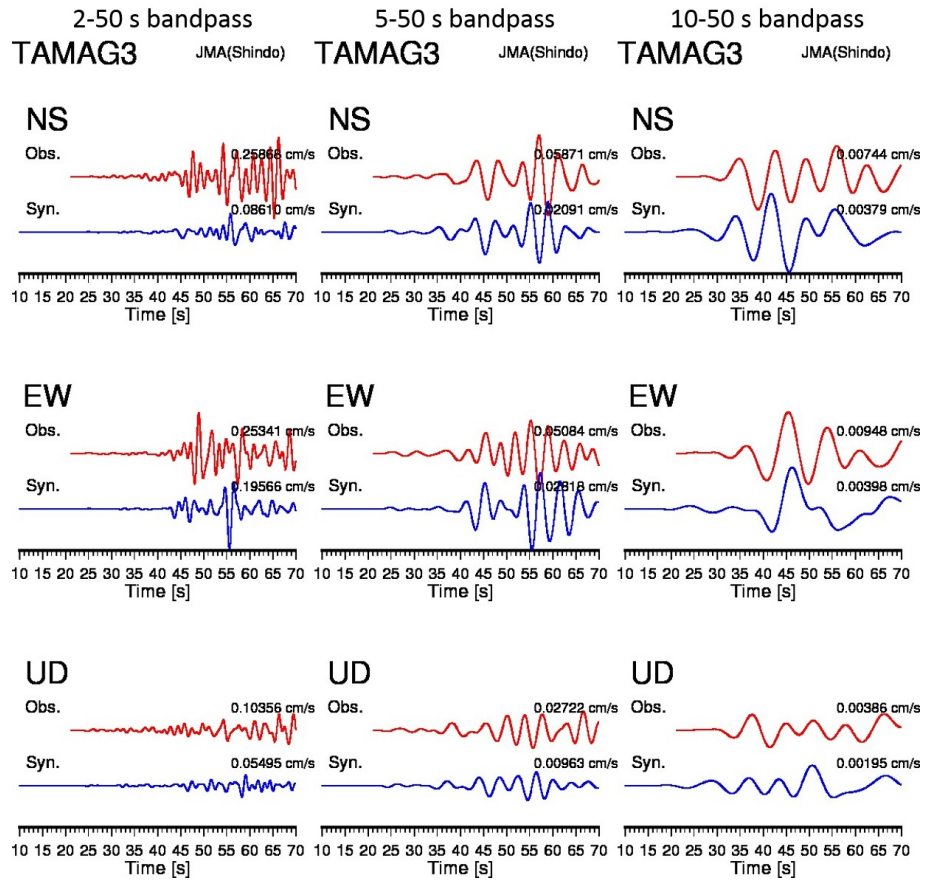


Fig. 3-17: (continued.)

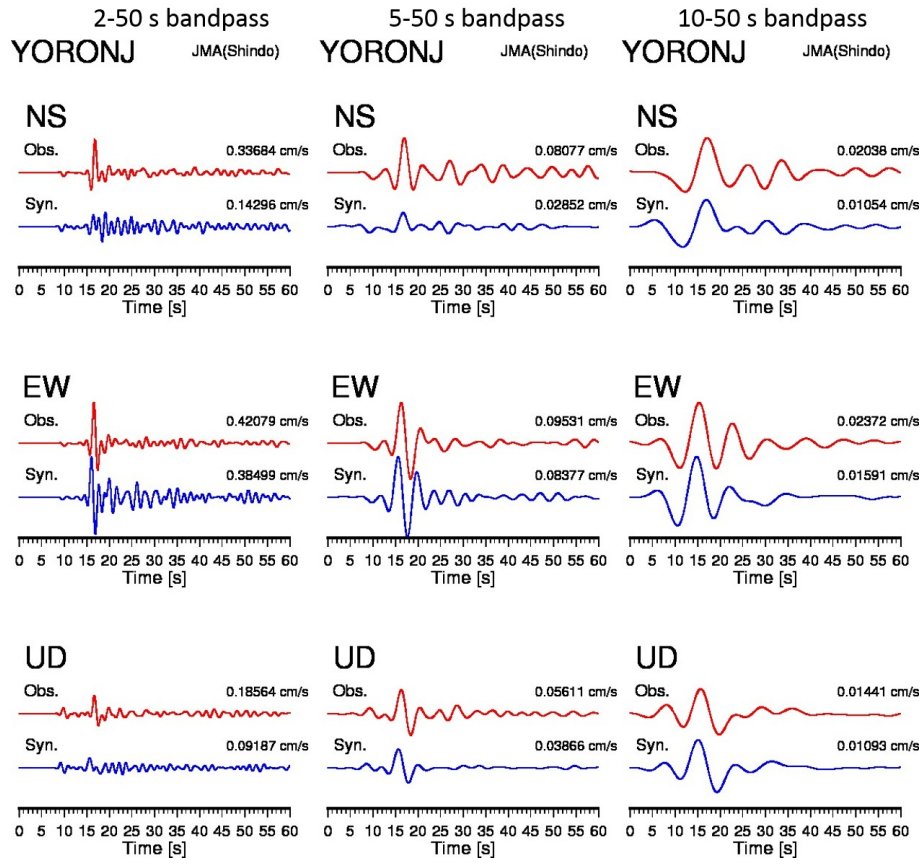


Fig. 3-17: (continued.)

II まとめ

本論文において、南西諸島における3次元地震波減衰構造を推定し、それに基づいて地震動シミュレーションのための地下構造モデルを構築した。また、減衰構造推定のために必要な南西諸島周辺で発生した地震の震源スペクトルのコーナ周波数から応力降下量を求め、その地域性を明らかにした。

まず、地震波減衰トモグラフィを行うために必要なパラメータである震源スペクトルのコーナ周波数を推定した。対象とする地震は南西諸島で2002年6月から2017年5月までの15年間に発生し、防災科研のF-netによってCMT解が報告されている4227個の地震である。解析には、異なる規模の地震についてペアを組み、伝播経路の影響を受けないS波コードのスペクトル比を用いる手法を採用した。26万個以上の地震ペアを処理し、コーナ周波数を推定した。そのうち2189イベントについて地震時の応力降下量を算出した。応力降下量の分布から、南西諸島において横方向の変化(地域性)が存在すること明らかになった。前弧側の琉球海溝周辺で発生した地震は応力降下量が高く、海溝から離れるに従い応力降下量が低くなる傾向が見られた。沖縄トラフ内で発生した地震の応力降下量は海溝側に比べて1桁低い。台湾側では背弧、前弧に関わらず応力降下量が高く、ユーラシアプレートとフィリピン海(PHS)プレートのぶつかる複雑なテクtonクスが主な原因と考えられる。また、南西諸島で発生した短期的slow slip event (SSE)は応力降下量の非常に大きな領域では発生せず、その周りで発生していることから、この領域がSSEのバリアになっていると考えられる。

次に、コーナ周波数を推定した地震のうち、2874イベントを対象としてP波ならびにS波のスペクトルから伝播経路上の Q の情報を含む減衰量 t^* を推定した。その際、従来から指摘されている Q の周波数依存性を考慮した。周波数依存は1 Hzの Q_0 を用いて $Q = Q_0 f^\alpha$ と表現され、このときの α の最適値を決定した。P波とS波の α の最適値はそれぞれ0.55と0.8と決定された。推定された t^* を用いて地震波減衰トモグラフィを行った。その際、波線追跡に必要な地震波速度構造、特にモホ面について、最新の反射法探査の結果を導入し、新たなモホ面のモデルを構築した。PHSプレート上面は公開されている最新の深度モデルを採用した。トモグラフィの結果、以下のことが分かった。一部の島において表層で強い高減衰領域が見られた。これらの島々に存在する軟弱な表層岩石(主に石灰岩)や断層の影響が考えられる。先島諸島や鹿児島県西方沖において、沖縄トラフ内で高減衰領域が広がっており、地下から供給される高温物質の影響が考えられる。先島諸島の西表島直下のマントルウェッジにおいて顕著な高減衰領域が見られた。この領域ではSSEの発生が報告されている。また、沈み込むフィリピン海スラブ直上の Q の分布から、高減衰域とSSEの断層モデルが一致した。以上のことから、沈み込むスラブから供給された流体がSSEに大きく関わっていると考えられる。トカラ列島から鹿児島県にかけて火山活動が活発な地域において、強い高減衰域が見られた。地下深部のスラブ直上から火山や沖縄トラフに向けた流体・高温物質の供給が考えられる。トモグラフィにより推定された1 Hzの Q_0 について、上部地殻、下部地殻、マントル、スラブの4領域に分けて平均値を計算した。すると、 Q_{P0} と Q_{S0} の値はほぼ同じであることが分かった。 t^* を決定した際の α の違いを考慮すると、高周波数では Q_S が大きく、従来指摘されている Q の大小関係と矛盾しない。また、南西諸島を先島諸島、沖縄・奄美諸島、トカラ列島の3地域に分割し、それぞれの地域について Q_0 を計算した。その結果、トカラ列島は他の2地域に比べて Q_0 が低く、この地域で活発な火山活動の影響が考えられる。

最後に、地震動シミュレーションのための地下構造モデルを構築し、実地震のシミュレーションを通してモデルの有効性を調べた。減衰トモグラフィによって推定した Q の平均値より、 $Q_P = Q_S$ として地殻、マントル、スラブの Q を設定した。モホ面やPHSプレート上面はトモグラフィの際に使用したモデルを採用し、PHSプレート内の海洋性地殻第2層と第3層は厚さ一定となるよう

にした．地盤については，南西諸島防災科研の J-SHIS モデルを採用した．以上により構築した構造モデルの有効性を確認するために，先島諸島と沖縄本島周辺でそれぞれ発生した実地震を仮定して，3次元差分法を用いた地震波シミュレーションを行った．その結果，多くの観測点で観測波形をよく再現しており，本研究で構築したモデルの有効性を確認することができた．

謝辞

本研究にあたり、竹中博士教授には終始ご指導をいただきました。地球内部構造のみだけでなく、地震波動シミュレーションや微動探査など、地震波動にまつわる様々な分野をご指導頂き、研究者としての幅広い視野へと導いてくださりました。小田 仁名誉教授には学部から博士前期課程にかけて、地球内部構造を専門とするための基礎をご指導頂きました。小松・小田 (2015) や Komatsu et al. (2017) の出版に当たっても共同著者として研究のとりまとめや論文の書き方をご指導頂きました。岡山理科大学技術科学研究所の西村敬一博士には地震学を専門的に学んでいく道筋をつけて頂きました。隈元 崇教授と松多信尚教授には本研究のまとめに際し、助言をいただきました。竹中研究室の畝岡 歩氏、秦 真平氏、小割啓史氏、鳥越友輔氏には第 1 部と第 2 部の地震波形データの収集において大変お世話になりました。東京大学地震研究所の椎名高裕博士には第 1 部と第 2 部の地震波形の処理において助言をいただきました。東北大学の趙 大鵬教授には波線追跡のコードをご提供頂き、第 2 部の減衰トモグラフィに活用しました。東北大学の豊国源知博士、防災科学技術研究所の中村武史博士、東京工業大学の岡元太郎博士には第 3 部の差分シミュレーションをはじめとして大変お世話になりました。竹中研究室のこれまでの卒業生ならびに在学生には世間話やゼミを通して精神的な支えとなりました。以上の方々とこれまで育ててくれた家族に深い感謝を申し上げます。

なお、解析において、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、京都大学防災研究所、東京大学地震研究所の観測波形データを利用しました。波線追跡には Zhao et al. (1992, 1994) のコードを使用しました。本研究で用いたプレート境界モデル [Iwasaki et al. (2015)] は、国土地理院の数値地図 250m メッシュ(標高)、日本海洋データセンターによる 500m メッシュ海底地形データ (J-EGG500, http://www.jodc.go.jp/data_set/jodc/jegg_intro_j.html) 及び Geographic Information Network of Alaska(アラスカ大学) の地形・水深データ [Lindquist et al. (2004)] から作成しました。陸上地形データは国土地理院の 250 m メッシュデータを海底地形には海洋情報研究センターの JTOPO30v2 を使用しました。地震波動シミュレーションには学際大規模情報基盤共同利用・共同研究拠点 (JHPCN) 平成 30 年度課題 (課題番号 jh180052-NAJ) のもとで名古屋大学情報基盤センターの超並列スパコン FX100 を利用しました。作図は GMT [Wessel and Smith (1995)] を利用しました。これらデータおよびソフトウェア提供元に記して感謝いたします。

参考文献

- [1] Abercrombie R., 1995, Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 M_L using seismograms recorded at 2.5 km depth, J. Geophys. Res., 100, 24,015 - 24,036.
- [2] Adams, D. A., and R. E. Abercrombie, 1998, Seismic attenuation above 10 Hz in southern California from coda waves recorded in the Cajon Pass borehole, J. Geophys. Res., 103, 24,257-24,270, doi:10.1029/98JB01757.
- [3] Aki, K., 1967, Scaling law of seismic spectrum, J. Geophys., Res, 72, 1217-1231.
- [4] Aki, K., W. Lee, 1976, Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, 1. A homogeneous initial model, J. Geophys. Res., 81, 4381-4399.
- [5] Aki K., B. Chouet, 1975 Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects, J. Geophys. Res., 80, 3322-3342.
- [6] Allmann B. P., and P. M. Shearer, 2009, Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes, J. Geophys. Res., 114, B01310.
- [7] Al-Shukri B. H. J., B. J. Mitchell, 1990, Three-dimensional attenuation structure in and around the new madrid seismic zone, Bull. Seismol. Soc. Am., 80, 615-632.
- [8] Arai R., T. Takahashi, S. Kodaira, Y. Kaiho, A. Nakanishi, G. Fujie, Y. Nakamura, Y. Yamamoto, Y. Ishihara, S. Miura, Y. Kaneda, 2016, Structure of the tsunamigenic plate boundary and low-frequency earthquakes in the southern Ryukyu Trench, NATURE COMMUNICATIONS, 7, 12255.
- [9] Arai R., S. Kodaira, T. Yamada, T. Takahashi, S. Miura, Y. Kaneda, A. Nishizawa, M. Oikawa, 2017, Subduction of thick oceanic plateau and high-angle normal-fault earthquakes intersecting the slab, Geophys. Res. Lett., 44, 6109-6115.
- [10] Archuleta R., E. Cranswick, C. Mueller, and P. Spudich, 1982, Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California, earthquake sequence, J. Geophys. Res., 87, 4595-4607.
- [11] Asano K, Iwata T, 2016, Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data. Earth Planets Space 68:147. doi: 10.1186/s40623-016-0519-9
- [12] 馬場俊孝・伊藤亜妃・金田義行・早川俊彦・古村孝志, 2006, 制御地震探査結果から構築した日本周辺海域下の3次元地震波速度構造モデル, 日本地球惑星科学連合2006年大会, S111-006.
- [13] Blanch J. O., J. O. A. Robertsson, W. W. Symes, 1995, Modeling of a constant Q: Methodology and algorithm for an efficient and optimally inexpensive viscoelastic technique, Geophysics, 60, 176-184.
- [14] Boatwright J., 1994, Regional propagation characteristics and source parameters of earthquakes in northeastern North America, Bull. Seismol. Soc. Am., 84, 1-15.

- [15] Brocher T. M., 2005, Compressional and ShearWave Velocity Versus Depth in the San Francisco Bay Area, California: Rules for USGS Bay Area Velocity Model 05.0.0, USGS open-file report 05-0317, pp. 58.
- [16] Brune J. N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. geophys. Res.*, 75, 26, 4997-5009.
- [17] Brune JN, 1971, Correction. *J Geophys Res* 76:5002.
- [18] Eberhart-Phillips D., 1986, Three-dimensional velocity structure in northern California coast ranges from inversion of local earthquake arrival times, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76, 1025-1052.
- [19] Eberhart-Phillips D., M. Chadwick, 2002, Three-dimensional attenuation model of the shallow Hikurangi subduction zone in the Raukumara Peninsula, New Zealand, *J. Geophys. Res.*, 107, B2, 2033-2047.
- [20] Eberhart-Phillips D., M. Chadwick, S. Bannister, 2008, Three-dimensional attenuation structure of central and southern South Island, New Zealand, from local earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 113, B05308.
- [21] Eberhart-Phillips D., S. Bannister, S. Ellis, 2014, Imaging P and S attenuation in the termination region of the Hikurangi subduction zone, New Zealand, *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1093/gji/ggu151.
- [22] Ekström M. G., A. M. Dziewonski, N. N. Maternovskaya, and M. Nettles, 2005, Global Seismicity of 2003: Centroid-Moment Tensor Solutions for 1087 Earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 148, 327-351.
- [23] Eshelby, J. (1957), The Determination of the Elastic Field of an Ellipsoidal Inclusion, and Related Problems, *Proc. R. Soc. London, Ser. A* 241, 376-396.
- [24] Frankel B. A., 1982, The effects of attenuation and site response on the spectra of microearthquakes in the northeastern Caribbean, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 1379-1402.
- [25] 藤原広行・河合伸一・青井真・森川信之・先名重樹・東宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田章, (2012), 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討, 防災科学技術研究所研究資料 第 379 号
- [26] 福山英一・石田瑞穂・D. S. Dreger・川井啓廉, 1998, オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, *地震* 2, 51, 149-156.
- [27] Hashida T., K. Shimazaki, 1984, Determination of seismic attenuation structure and source strength by inversion of seismic intensity data: Method and numerical experiment, *J. Phys. Earth*, 32, 299-316.
- [28] Hashida T., K. Shimazaki, 1985, Seismic tomography: 3-D image of upper mantle attenuation beneath the Kanto district, Japan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75, 403-409.

- [29] Hashida T, 1987, Determination of three-dimensional attenuation structure and source acceleration by inversion of seismic intensity data: Japanese Islands, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 62, 247-287.
- [30] 林田智宏・竹中博士・岡元太郎, 1999, 速度-応力型のスタガード格子差分法を用いた 2 次元及び 3 次元地震波動計算コードの作成, *九大理研報 (地球惑星)*, 20, 99-110.
- [31] Heki K, T. Kataoka, 2008, On the biannually repeating slow-slip events at the Ryukyu Trench, southwestern Japan, *J. Geophys. Res.*, 113, B11402.
- [32] Hoshioka M., 1993, Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the multiple lapse time window analysis of full seismogram envelope, *J. Geophys. Res.*, 98, 15809-15824.
- [33] Hough S., 1996, Observational constraints on earthquake source scaling: Understanding the limits in resolution, *Tectonophysics*, 261, 83-95.
- [34] Humphrey J., and J. Anderson, 1994, Seismic source parameters from the Guerrero subduction zone, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 1754-1769.
- [35] Iio Y., 1986, Scaling relation between earthquake size and duration of faulting for shallow earthquakes in seismic moment between 10^{10} and 10^{25} dyne \cdot cm, *J. Phys. Earth*, 34, 127-169.
- [36] Imanishi K., W. L. Ellsworth, 2006, Source scaling relationships of microearthquakes at Parkfield, CA, determined using the SAFOD pilot hole seismic array, *Geophysical Monograph Series* 170, 81-90.
- [37] Iwasaki T., N. Hirata, T. Kanazawa, J. Melles, K. Suyehiro, T. Urabe, L. Moller, J. Makris, H. Shimamura, 1990, *Geophys. J. Int.*, 102, 631-651.
- [38] Iwasaki, T., Sato, H., Shinohara, M., Ishiyama, T., Hashima, A., 2015. Fundamental structure model of island arcs and subducted plates in and around Japan, 2015 Fall Meeting, American Geophysical Union, San Francisco, Dec. 14-18, T31B-2878.
- [39] 岩田知孝・入倉孝次郎, 1986, 観測された地震波から, 震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, *地震*, 2, 39, 579-593.
- [40] Jackson, I., J. D. Fitz Gerald, U. H. Faul, and B. H. Tan, 2002, Grain-size sensitive seismic wave attenuation in polycrystalline olivine, *J. Geophys. Res.*, 107, 2360, doi:10.1029/2001JB001225.
- [41] 地震調査研究推進本部, 「九州・沖縄地方の地震活動の特徴」, https://www.static.jishin.go.jp/resource/regional_seismicity/kyushu-okinawa/okinawa-higaijishin.gif, 2018 年 8 月 15 日参照
- [42] Kamata H., and K. Kodama, 1994, Tectonics of an arc-arc junction: an example from Kyushu Island at the junction of the Southwest Japan Arc and the Ryukyu Arc, *Tectonophysics*, 233, 69-81.

- [43] Kanamori H., and L. Rivera, 2004, Static and dynamic scaling relations for earthquakes and their implications for rupture speed and stress drop, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94, 314-319.
- [44] Karato S., 2003, Mapping water content in upper mantle, in *Inside the Subduction Factory*, Geophys. Monogr. Ser., vol. 138, pp. 135-152.
- [45] 勝間田明男, 2008, 機械式地震計の周波数特性を持つ再起型デジタルフィルター, 験震時報, 71, 89-91.
- [46] Kita S, Nakajima J, Hasegawa A, Okada T, Katsumata K, Asano Y, Kimura T, 2014, Detailed seismic attenuation structure beneath Hokkaido, northeastern Japan: Arc-arc collision process, arc magmatism, and seismotectonics. *J Geophys Res* 119. doi:10.1002/2014JB011099
- [47] Kita S., and K. Katsumata, 2015, Stress drops for intermediate-depth intraslab earthquakes beneath Hokkaido, northern Japan: Differences between the subducting oceanic crust and mantle events, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16, 552-562.
- [48] Kita S., M. Matsubara, 2016, Seismic attenuation structure associated with episodic tremor and slip zone beneath Shikoku and the Kii peninsula, southwestern Japan, in the Nankai subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 121, doi:10.1002/2015JB012493.
- [49] Klingelhoefer F., T. Berthet, S. Lallemand, P. Schnurle, C.-S. Lee, C.-S. Liu, K. McIntosh, T. Theunissen, 2011, P-wave velocity structure of the southern Ryukyu margin east of Taiwan: Results from the ACTS wide-angle seismic experiment, *Tectonophysics*, 578, 50-62.
- [50] Ko Y., B. Kuo, S. Hung, 2012a, Robust determination of earthquake source parameters and mantle attenuation, *J. Geophys. Res.*, 117, B04304.
- [51] Ko Y., B. Kuo, K. Wang, S. Lin, S. Hung, 2012b, The southwestern edge of the Ryukyu subduction zone: A high Q mantle wedge, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 335-336, 145-153.
- [52] Kodaira S., T. Iwasaki, T. Urabe, T. Kanazawa, F. Egloff, J. Makris, H. Shimamura, 1996, Crustal structure across the middle Ryukyu trench obtained from ocean bottom seismographic data, *Tectonophysics*, 263, 39-60.
- [53] Koketsu, K., Miyake, H., Suzuki, H., 2012. Japan integrated velocity structure model version 1. In: *Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering*, Lisbon, Portugal, September 24-28.
- [54] 小松正直・小田 仁, 2015, 西南日本の三次元 P 波減衰構造, 地震第 2 輯, Vol. 67, No. 4, pp. 105-124, DOI: 10.4294/zisin.67.105.
- [55] Komatsu M., H. Takenaka, H. Oda, 2017, Three-dimensional P- and S-wave attenuation structures around the source region of the 2016 Kumamoto earthquakes, *Earth, Planets and Space*, Vol. 69, No. 101, DOI: 10.1186/s40623-017-0683-6.
- [56] Kubo A., E. Fukuyama, 2003, Stress field along the Ryukyu arc and the Okinawa trough inferred from moment tensor of shallow earthquakes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 210, 305-316.

- [57] Lawson L. L., R. J. Hanson, 1974, Solving least squares problems, Prentice-Hall INC. pp.340.
- [58] Lallemand S., T. Theunissen, P. Schnurle, C. Lee, C. Liu, Y. Font, 2013, Indentation of the Philippine Sea plate by the Eurasia plate in Taiwan: Details from recent marine seismological experiments, *Tectonophys.*, 594, 60-79.
- [59] Lindquist, K. G., K. Engle, D. Stahlke, and E. Price (2004), Global Topography and Bathymetry Grid Improves Research Efforts, *Eos Trans. AGU*, 85(19), 186. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2004EO190003/abstract>.
- [60] Liu X, Zhao D, Li S, 2014, Seismic attenuation tomography of the Northeast Japan arc: Insight into the 2011 Tohoku earthquake (Mw 9.0) and subduction dynamics. *J Geophys Res* 119:1094-1118. doi:10.1002/2013JB010591
- [61] Liu X, Zhao D, 2014, Structural control on the nucleation of megathrust earthquakes in the Nankai subduction zone. *Geophys Res Lett* 41:8288-8293. doi :10.1002/2014GL062002.
- [62] Liu X, Zhao D, 2015, Seismic attenuation tomography of the Southwest Japan arc: new insight into subduction dynamics. *Geophys J Int* 201:135-156. doi:10.1093/gji/ggv007
- [63] Matsuzawa T., A. Hasegawa, A. Takagi, 1989, Qp Structure beneath the Northeastern Japan Arc Estimated from Twofold Spectral Ratio Method, *Tohoku Geophys. Journ.*, 32, 1, 2, pp. 21-33.
- [64] Mayeda K., W. R. Walter, 1996, Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes, *J. Geophys. Res.*, 101, 11195-11208.
- [65] Mayeda K., L. Malagnini, W. R. Walter, 2007, A new spectral ratio method using narrow band coda envelopes: Evidence for non-self-similarity in the Hector Mine sequence, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L11303.
- [66] Menke W., 2016, Geophysical data analysis: discrete inverse theory, MATLAB edition, Academic Press, pp. 330.
- [67] 三宅弘恵・岩田知孝・入倉孝次郎, 1999, 経験的グリーン関数法を用いた 1997 年 3 月 26 日 (MJMA 6.5) 及び 5 月 13 日 (MJMA 6.3) 鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, *地震* 2, 51, 431-442.
- [68] Modiano T, Hatzfeld D, 1982, Experimental study of the spectral content for shallow earthquakes. *Bull Seism Soc Am* 72:1739-1758.
- [69] Mori J., and A. Frankel, 1990, Source parameters of aftershocks of the 1986 North Palm Springs earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 278-295
- [70] Nakahigashi K, M. Shinohara, S. Suzuki, R. Hino, H. Shiobara, H. Takenaka, M. Nishino, T. Sato, S. Yoneshima, T. Kanazawa, 2004, Seismic structure of the crust and uppermost mantle in the incipient stage of back arc rifting ? northernmost Okinawa Trough, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L02614.

- [71] Nakamura M., Y. Yoshida, D. Zhao, H. Katao, S. Nishimura, 2003, Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Ryukyu arc, *Tectonophys.*, 369, 121-143.
- [72] Nakamura M., 2009, Fault model of the 1771 Yaeyama earthquake along the Ryukyu Trench estimated from the devastating tsunami, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L19307.
- [73] 中村 衛・兼城昇司, 2000, 地震分布から求めた南西諸島における沈み込んだフィリピン海プレートの形状, *琉球大学理学部紀要*, 70, 73-82.
- [74] Nakamura M., and N. Umedu, 2009, Crustal thickness beneath the Ryukyu arc from travel-time inversion, *Earth Planets Space*, 61, 1191-1195.
- [75] Nakamura, M., K. Kakazu, 2017, Tidal sensitivity of shallow very low frequency earthquakes in the Ryukyu Trench, *J. Geophys. Res.*, 122, 1221-1238.
- [76] 中村亮一, 植竹富一, 2012, 地殻・上部マントルでの減衰トモグラフィ手法による Q 値評価とその利用一, *物理探査*, 65, 1 & 2, 67-77.
- [77] Nakamura T., H. Takenaka, T. Okamoto, Y. Kaneda, 2012, FDM Simulation of Seismic-Wave Propagation for an Aftershock of the 2009 Suruga Bay Earthquake: Effects of Ocean-Bottom Topography and Seawater Layer, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 102, 2420-2435.
- [78] Nakajima J., S. Hada, E. Hayami, N. Uchida, A. Hasegawa, S. Yoshioka, T. Matsuzawa, N. Umino, 2013, Seismic attenuation beneath northeastern Japan: Constraints on mantle dynamics and arc magmatism. *J. Geophys. Res.*, 118, 5838-5855.
- [79] Nakajima J., 2014, Seismic attenuation beneath Kanto, Japan: evidence for high attenuation in the serpentinized subducting mantle, *Earth Planets Space*, 66, 12.
- [80] Nakajima J., T. Matsuzawa, 2017, Anelastic properties beneath the Niigata-Kobe Tectonic Zone, Japan, *Earth Planets Space*, 69, 33.
- [81] Nakajima J., N. Uchida, 2018, Repeated drainage from megathrusts during episodic slow slip, *Nature Geoscience*, 11, 351-356, Doi: 10.1038/s41561-018-0090-z.
- [82] Nishimura S., M. Hashimoto, M. Ando, 2004, A rigid block rotation model for the GPS derived velocity field along the Ryukyu arc, *Phys. Earth Planet. Int.*, 142, 185-203.
- [83] Nishimura T., 2014, Short-term slow slip events along the Ryukyu Trench, southwestern Japan, observed by continuous GNSS, *Progress in Earth and Planetary Science*, 1, 22.
- [84] Nishizawa A., K Kaneda, M. Oikawa, 2009, Seismic structure of the northern end of the Ryukyu Trench subduction zone, southeast of Kyushu, Japan, *Earth Planets Space*, 61, e37-e40
- [85] Nishizawa A., K Kaneda, Y. Katagiri, M. Oikawa, 2014, Wide-angle refraction experiments in the Daito Ridges region at the northwestern end of the Philippine Sea plate, *Earth Planets Space*, 66, 25.
- [86] 西澤あずさ・金田謙太郎・及川光弘・堀内大嗣・藤岡ゆかり, 2015, 地震波速度構造から見る南部沖縄トラフ, 平成 26 年度海洋情報部研究成果発表会, P01.

- [87] 西澤あずさ・岡田千明・金田謙太郎・及川光弘・堀内大嗣・藤岡ゆかり, 2017, 地震波速度構造から見る北部・中部沖縄トラフ, 平成 28 年度海洋情報部研究成果発表会, P9.
- [88] Nishizawa A., K Kaneda, M. Oikawa, D. Horiuchi, Y. Fujioka, C. Okada, 2017, Variations in seismic velocity distribution along the Ryukyu (Nansei-Shoto) Trench subduction zone at the northwestern end of the Philippine Sea plate, *Earth Planets Space*, 69, 86.
- [89] 野津 厚・菅野高弘, 2007, スペクトルインバージョンに基づく南西諸島の強震観測地点におけるサイト増幅特性, 港湾空港技術研究所資料, 1149.
- [90] 大崎順彦, 1994, 新・地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会, pp. 299.
- [91] 太田陽子・堀 信行, 1980, 琉球列島の第四紀後期の地殻変動に関する一考察, 第四紀研究, 18, 221-240.
- [92] 小原一成, 2007, スロー地震と水, 地学雑誌, 116, 114-132.
- [93] O'Connell R.J., and B. Budiansky, 1977, Viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids, *J. geophys. Res.*, 82, 5719-5735.
- [94] Okamoto T., H. Takenaka, T. Nakamura, T. Hara, 2017, FDM simulation of earthquakes off western Kyushu, Japan, using a land-ocean unified 3D structure model, *Earth Planets Space*, 69, 88.
- [95] Oth A., 2013, On the characteristics of earthquake stress release variations in Japan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 377-378, 132-141.
- [96] Peacock S., C. McCann, J. Sothcott, and T. R. Astin, 1994, Experimental measurements of seismic attenuation in microfractured sedimentary rock, *Geophysics*, 59, 1342-1351.
- [97] Rietbrock A, 2001, P wave attenuation structure in the fault area of the 1995 Kobe earthquake. *J Geophys Res* 106:4141-4154. doi: 10.1029/2000JB900234.
- [98] Sadeghi H., S. Suzuki, H. Takenaka, 2000, Tomographic low-velocity anomalies in the uppermost mantle around the northeastern edge of Okinawa trough, the backarc of Kyushu, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 277-280.
- [99] Saita H, Nakajima J, Shiina T, Kimura J, 2015, Slab-derived fluids, forearc dehydration, and sub-arc magmatism beneath Kyushu, Japan. *Geophys Res Lett* 42:1685-1693. doi: 10.1002/2015GL063084
- [100] Sato H., M. C. Fehler, T. Maeda, 2012, *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth : Second Edition*, Springer, pp. 496.
- [101] Scherbaum F., 1990, Combined Inversion for the Three-Dimensional Q Structure and Source Parameters Using Microearthquake Spectra, *J. Geophys. Res.*, 95, B8, 12423-12438.
- [102] Sekiguchi S., 1991, Three-dimensional Q structure beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *Tectonophys.*, 195, 83-104.

- [103] Sekine S., 2005, Tomographic Inversion of Ground Motion Amplitudes for the 3-D Attenuation Structure beneath the Japanese Islands, Report of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 68, 137-174.
- [104] Shito A, H. Shiobara, H. Sugioka, A. Ito, Y. Takei, H. Kawakatsu, T. Kanazawa, 2009, Physical properties of subducted slab and surrounding mantle in the Izu-Bonin subduction zone based on Broadband Ocean Bottom Seismometer data, J. Geophys. Res., 114, B03308.
- [105] Somei K, Asano K, Iwata T, Miyakoshi K, 2014, Source scaling of inland crustal earthquake sequences in Japan using the S-wave coda spectral ratio method. Pure Appl Geophys 171:2747-2766. doi: 10.1007/s00024-014-0774-2
- [106] Shearer, P. M., G. A. Prieto, E. Hauksson, 2006, Comprehensive analysis of earthquake source spectra in southern California, J. Geophys. Res., 111, B06303.
- [107] Sibuet J., J. Letouzey, F. Barber, J. Charvet, J. Foucher, T. W. C. Hilde, M. Kimura, L. Chao, B. Marsset, C. Muller, and J. Stephan, 1987, Back arc extension in the Okinawa trough, J. Geophys. Res., 92, 14041-14063.
- [108] Stachnik J. C., G. A. Abers, D. H. Christensen, 2004, Seismic attenuation and mantle wedge temperatures in the Alaska subduction zone, J. Geophys. Res., 109, B10304.
- [109] Tajima R., and F. Tajima, 2007, Seismic scaling relations and aftershock activity from the sequences of the 2004 mid Niigata and the 2005 west off Fukuoka earthquakes (M_W 6.6) in Japan, J. Geophys. Res., 112, B10302.
- [110] 田中明子・山野 誠・矢野雄策・笹田政克, 2004, 日本列島及びその周辺域の地温勾配及び地殻熱流量データベース, 数値地質図 DGM P-5, 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
- [111] Thurber C., 1983, Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California, J. Geophys. Res., 88, 8226-8236.
- [112] 渡嘉敷直彦・アイダン オメル・大洞光央・赤木知之, 2010, 土木学会論文集 C, 66, 815-823.
- [113] Tsai C. P., 1997, Relationships of seismic source scaling in the Taiwan region, TAO, 8, 49-68.
- [114] Tsumura N., S. Matsumoto, S. Horiuchi, A. Hasegawa, 2000. Three-dimensional attenuation structure beneath the northeastern Japan arc estimated from spectra of small earthquakes. Tectonophysics 319, 241-260.
- [115] 植田義夫, 2005, 日本列島とその周辺海域のブーゲー重力異常 (2004 年版), 海洋情報部研究報告, 41, 1-26.
- [116] 上野寛, 畠山信一, 明田川保, 舟崎淳, 浜田信生, 2003, 気象庁の震源決定方法の改善—浅部速度構造と重み関数の改良—, 駿震時報, 65, 123-134.
- [117] 海野徳仁, 長谷川昭, 1984, 東北日本弧の三次元 Q_s 値構造, 地震 2, 37, 217-228.
- [118] Venkataraman A., and H. Kanamori, 2004, Observational constraints on the fracture energy of subduction zone earthquakes, J. Geophys. Res., 109, B05302, doi:10.1029/2003JB002549.

- [119] Wang Z., R. Huang, J. Huang, Z. He, 2008, P-wave velocity and gradient images beneath the Okinawa Trough, *Tectonophys.*, 455, 1-13.
- [120] Wang Z, Zhao D, Liu X, Li X, 2017, Seismic attenuation tomography of the source zone of the 2016 Kumamoto earthquake (M 7.3). *J Geophys Res* 122:2988-3007. doi:10.1002/2016JB013704
- [121] White, R. S., D. McKenzie, K. O'Nions, 1992, Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare Earth element inversions, *J. Geophys. Res.*, 97, 19683-19715.
- [122] Wessel P., W. H. F. Smith, 1995, New Version of the Generic Mapping Tools Released, *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, 76, 329.
- [123] Winkler K. W., A. Nur, 1982, Seismic attenuation: effects of pore fluids and frictional sliding, *Geophysics*, 47, 1-15.
- [124] 山田伸之・竹中博士・小松正直, 2016, 沖縄本島における深部地盤のS波速度構造, 物理探査学会第135回学術講演会論文集, P-4.
- [125] 山田伸之・竹中博士, 2018, 先島諸島(宮古諸島・八重山諸島)島嶼部における深部地盤S波速度構造, 日本地震工学会論文集, 18, 77-88.
- [126] 吉田満, 溝上恵, 千葉平八郎, 萩原弘子, 1985, 新潟県小地谷付近で起る微小地震の震源スペクトルと震源パラメータ, 地震研究所彙報, 60, 593-613.
- [127] Zelt CA, 1998, Lateral velocity resolution from three-dimensional seismic refraction data. *Geophys J Int* 135:1101-1112. doi: 10.1046/j.1365-246X.1998.00695.x
- [128] Zhao D., A. Hasegawa, S. Horiuchi, 1992, Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *J. Geophys. Res.*, 97, 19909-19928.
- [129] Zhao D., A. Hasegawa, H. Kanamori, 1994, Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, 99, 22,313-22,329.