

表面波位相速度から推定される沖縄トラフにおける1次元S波速度構造

One-dimensional shear-wave velocity structures beneath the Okinawa trough inferred from surface wave phase velocities

小林励司¹⁾・衛藤綾乃^{2)*}・田崎菜央子^{2)**}・福田圭佑²⁾

Reiji KOBAYASHI¹⁾, Ayano ETOH^{2)*}, Naoko TASAKI^{2)**}, Keisuke FUKUDA²⁾

Abstract: Structures beneath back-arc basins or marginal seas are as important as those beneath island arcs and forearcs to understand geodynamics in subduction zones. However a small number of studies focus on structures beneath back-arc basins and marginal seas because of few seismic stations there. The present study focused on the structure beneath Okinawa trough. The Philippine Sea plate is subducting along the Ryukyu trench, forming the Ryukyu arc. The Okinawa trough is a back-arc basin behind the Ryukyu arc and is considered to be a rift zone. We inferred one-dimensional shear-wave velocity structure of crust and uppermost mantle beneath the Okinawa trough. We also inferred one beneath the East China Sea continental shelf where is not a rift zone. We measured phase velocities of Rayleigh and Love waves. We then inverted the phase velocity dispersion curves for the one-dimensional shear-wave average structures along the paths by genetic algorithm. The shear wave velocities in the lower crust beneath the Okinawa trough is lower than that beneath the continental shelf. It may suggest magma intrusion in the lower crust. The shear wave velocities just below the Moho beneath the Okinawa trough is significantly lower than that beneath the continental shelf. It may suggest partial melting due to upwelling beneath the Okinawa trough. The SV velocities beneath the Okinawa trough are lower than SH velocities, while SV and SH velocities beneath continental shelf are similar to each other. These radial anisotropies beneath the Okinawa trough may be caused by the shape of the cracks or preferred orientations of mantle minerals.

Keywords: the Okinawa trough, back arc, rift zone, surface wave, shear-wave velocity structure

1. はじめに

背弧海盆や縁海下の地殻・上部マンツルの構造は、沈み込み帯のダイナミクスを理解する上で、島弧や前弧下の構造と同じくらい重要である。しかし、海域であることから観測が限られており、研究が少ない。

本研究では沖縄トラフに着目した。琉球海溝に沿ってフィリピン海プレートが沈み込み、琉球弧という島弧を形成している。その背弧には沖縄トラフがあり、現在拡大していると考えられている（例えば町田・他、2001）。

沖縄トラフ下の地殻・上部マンツルの構造の研究は乏しい。地殻構造に関しては、海上保安庁がマルチチャンネル地震探査を実施しており（例えば堀内・他、2011）、地殻のP波速度構造やモホ面の深さが求められている。モホ面は北部では約22 kmで、南にいくにしたがって薄くなり、最も薄いところは約10 kmと推定されている。

上部マンツルの構造に関しては、Nakamura et al. (2003) が沖縄トラフを含む琉球弧でのトモグラフィー

-
- 1) 鹿児島大学大学院理工学研究科地球環境科学専攻 〒890-0065 鹿児島市郡元1-21-35
Department of Earth and Environment Sciences
Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University
1-21-35 Korimoto, Kagoshima 890-0065, Japan
 - 2) 鹿児島大学理学部地球環境科学科 〒890-0065 鹿児島市郡元1-21-35
Department of Earth and Environment Sciences
Faculty of Science, Kagoshima University
1-21-35 Korimoto, Kagoshima 890-0065, Japan

* 現所属：加崎医院

** 現所属：海上自衛隊

を行い、P波、S波速度構造を求めている。これによると、P波・S波の低速度域が約50 kmの深さで沖縄トラフに沿って存在し、50 kmより深いところからの上昇流を示している可能性がある。他には中国の大陸構造の研究でその範囲の端として構造が求められているものもある（例えば Huang and Zhao, 2006）。しかし、沖縄トラフの構造が分かるほどには解像度は高くない。

本研究では、沖縄トラフの地殻・上部マントルを探る第1段階として、1次元S波速度構造を求めることを目的とした。比較のために、拡大する前の構造と考えられる、大陸棚の1次元S波速度構造も求めた。

沖縄トラフを含む東シナ海の海域には地震観測点がないが、周りの島や大陸に広帯域地震計の観測点がある。こうした条件において地殻・上部マントルの構造を求めるのには、対象領域を通過する表面波を使うことが適している。

今回は Rayleigh 波と Love 波の基本モードを使った。Rayleigh 波の位相速度は周期によって異なる深さの構造を反映している。Love 波の位相速度は地表面の影響を最も大きく受けるが、周期が長くなると深い構造の影響も少しずつ増してくる。また、Rayleigh 波は短周期において水深の影響を受けるが、Love 波はその影響を受けない。こうした Rayleigh 波と Love 波の特徴の違いによって、速度構造が良く拘束されることが期待される。

2. 手法とデータ

2観測点間の Rayleigh 波と Love 波の基本モードの位相速度を測定し、その分散曲線から1次元S波速度構造を推定した。

Rayleigh 波と Love 波の位相速度は古典的な2点法で測定した。2点法では周期 T での位相速度 $c_o(T)$ は以下の式で表される（例えば Lay and Wallace, 1995）。

$$c_o(T) = \frac{\Delta x}{\Delta t + T(n - \frac{\Delta\phi}{2\pi})}$$

Δx は2点間の距離、 Δt は時間窓の開始時間の差、 $\Delta\phi$ は位相差である。 n は整数値で、長周期側で標準的な地球モデルでの位相速度に近い位相速度を得られる n を決め、そこから位相速度の分散曲線がなめらかにつながるように短周期側の n をそれぞれの周期ごとに決める。

沖縄トラフの構造を求めるために、防災科学技術研究所の広帯域地震観測網 (F-net) の観測点 SIB, KYK, IGK, YNG を用い KYK-IGK と SIB-YNG の2ペアとした。比較のための大陸棚に関しては、Global Seismograph Network の観測点 INCN と China Digital Seismograph Network の観測点 SSE を用いた (図1)。

使用する地震は、2002–2013年に発生したマグニチュード7.0以上のものを対象とした。2点法では2つの観測点と震央がほぼ同じ大円上に乗る必要がある。今回は、震央から遠い方の観測点から見て、もう一方の観測点への方位と震央への方位との差が3度以内の地震を選んだ。この条件を満たす地震は、KYK-IGK で26個、SIB-YNG で18個、INCN-SSE で16個であった。

地震波形データに対して地震計特性の補正を行ったあと、東西成分と南北成分から radial 成分と transverse 成分に変換した。Rayleigh 波の位相速度は鉛直成分から、Love 波の位相速度は transverse 成分から求めた。

測定した位相速度のうち、分散曲線が明確に滑らかな線状になっている部分を採用した。位相速度測定で最終的に使用した地震の数はそれぞれ、KYK-IGK では Rayleigh 波で8個、Love 波で5個、SIB-YNG では Rayleigh 波で7個、Love 波で11個、INCN-SSE では Rayleigh 波で7個、Love 波で7個、となった。図2に使用した地震の震央と波線経路を示す。

分散曲線から1次元S波速度構造を求めるときの最適化手法として遺伝的アルゴリズムを採用した。これは生物の進化をモデルとしている (Goldberg, 1989)。0と1で表された遺伝子で構成される染色体を持つ個体が解の候補に対応する。まず、最初の世代の個体集合 (解の候補の集合) をランダムに発生させる。各個体の適応度に合わせて個体を選択し、突然変異と交叉を一定の割合で発生させて個体集合の世代を更

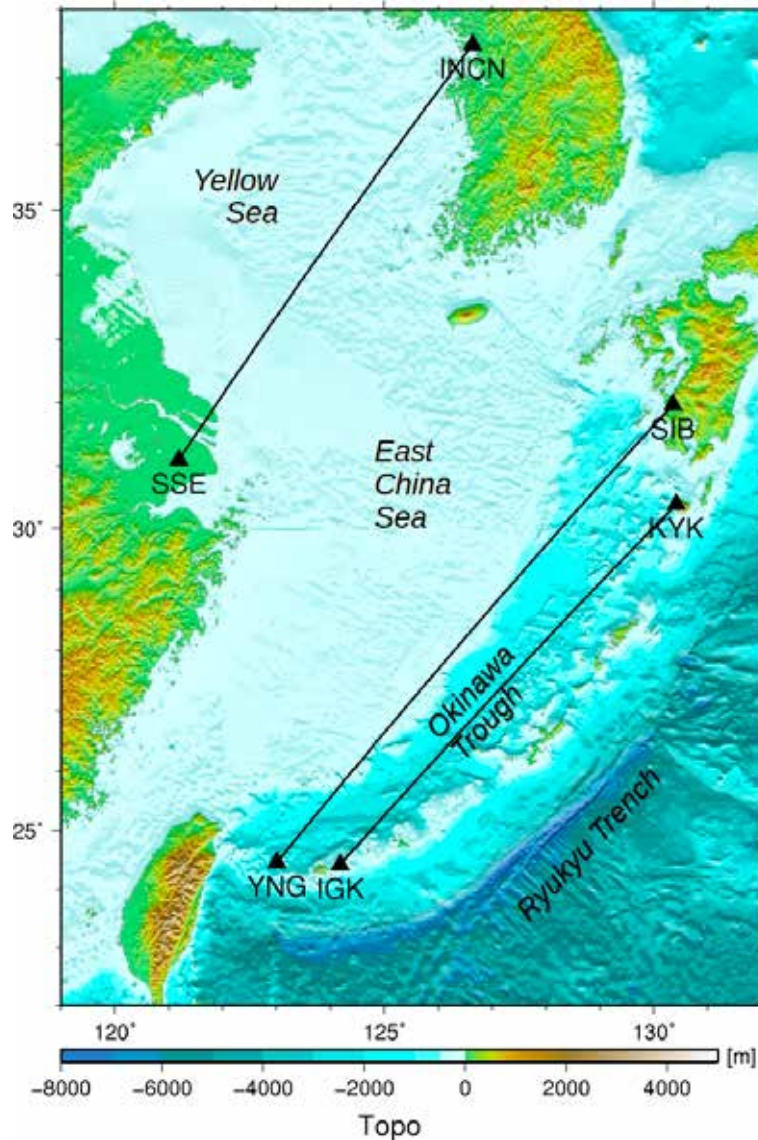


図1：使用した観測点の分布（三角）。実線は観測点ペアを示す。地形はETOPO1 (Amante and Eakins, 2009) による。

新する。これを繰り返して、最終的に優秀な個体（最適解）を残す。

本研究では、未知のパラメーターを、上部地殻、中部地殻、下部地殻のS波速度、モホ面の深さ、モホ面直下のSV波速度とSH波速度、120 kmでのSV波速度とSH波速度、210 kmでのS波速度、310 kmでのS波速度の10個とした。地殻および210 kmより下のマントルは等方性媒質、モホ面から210 kmはradial anisotropyを仮定した。

地殻の構造は2観測点の中間地点におけるCRUST2.0 (Bassin et al., 2000) を基準とした。しかし沖縄トラフにおいてはモホ面の深さが30 kmだったため、地震探査の結果(堀内・他, 2011)を参考にして20 kmとした。モホ面の深さは±20%の間で変化させ、上部地殻、中部地殻、下部地殻の厚さをそれに比例させた。地殻のS波速度については±10%の間で変化させた。

マントルの構造については、基本的に大陸棚であることから、平均的な大陸構造であるPEM-C (Dziewonski et al., 1975) を基準とした。モホ面直下および深さ120 kmのSV, SH波速度、深さ210 kmおよび310 kmのS波速度は±20%の間で変化させた。これらの深さの間の速度はスプライン関数で接続した。PEM-CではQ値が与えられていないため、PREM (Dziewonski and Anderson, 1981) のQ値を用いた。

遺伝的アルゴリズムにおいては、各パラメーターを6ビットとして、合計60ビットで個体を表現した。

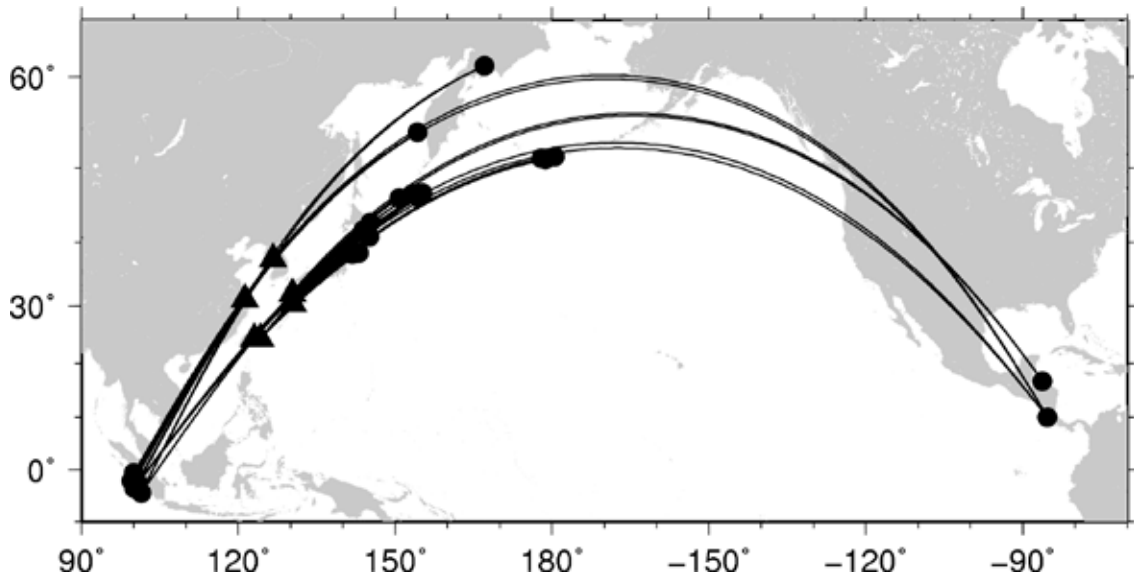


図2：使用した地震の震央分布（丸）と波線経路（実線）。三角は観測点を示す。

各世代の個体数は100，世代数は1000，突然変異の確率は0.017，交叉の確率は0.6とした。適応度は周期 $T_i (i = 1, 2, \dots, N)$ における観測値 $c_o(T_i)$ と計算値 $c_c(T_i)$ の差の二乗和平均の逆数 $(N / \sum_{i=1}^N (c_o(T_i) - c_c(T_i))^2)$ とした。位相速度の観測値は周期ごとの平均値を用いた。計算値は DISPER80 (Saito, 1988) を用いて求めた。

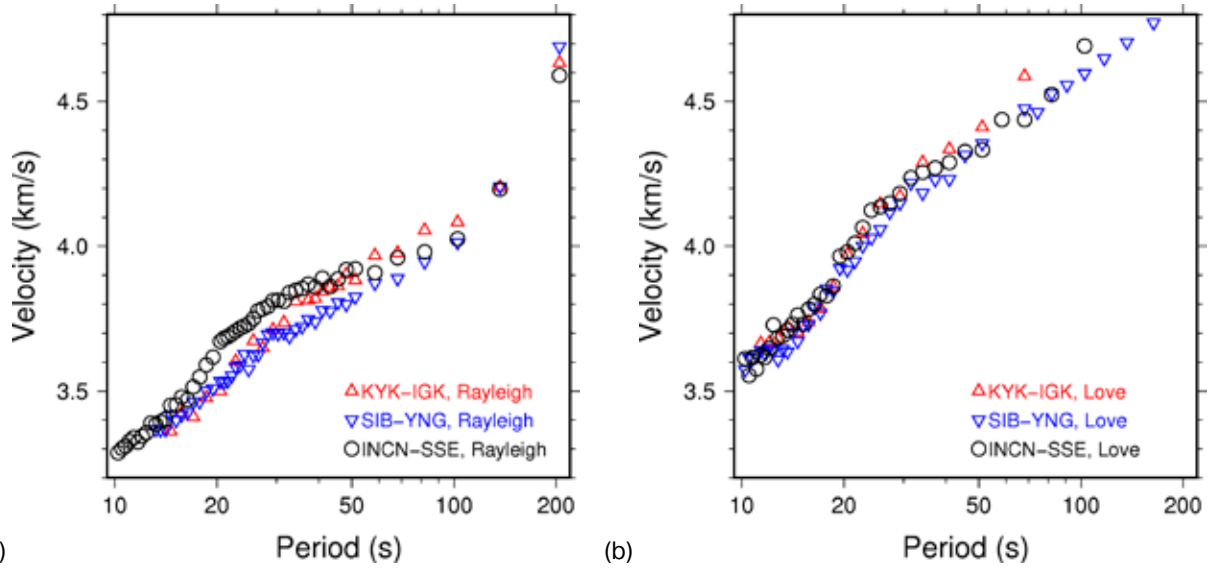
3. 結果と議論

測定された位相速度の分散曲線を図3に示す。Rayleigh 波の位相速度については，INCN-SSE は，KYK-IGK と SIB-YNG に比べ周期約15～50秒で高くなっている。また，KYK-IGK は SIB-YNG に比べ周期約30～100秒で高くなっている。Love 波の位相速度については，周期約50秒以下で SIB-YNG の位相速度が他よりも少し低く，周期40秒以上で KYK-IGK が他よりも少し高い。

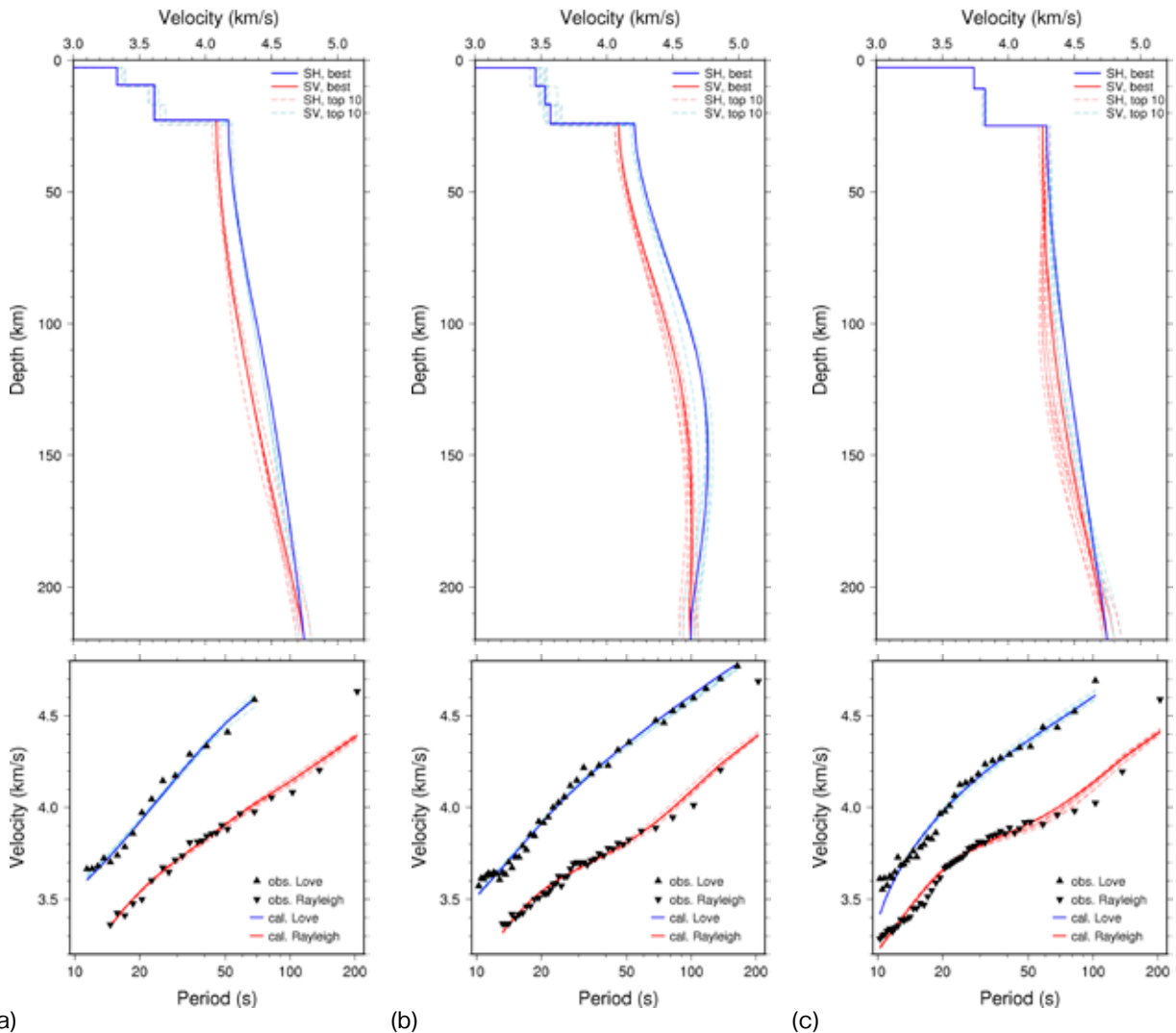
分散曲線から遺伝的アルゴリズムによって推定された1次元 S 波速度構造を図4に示す。最終世代で適合度が最も高い解と，それを含む上位10個の解を示している。上位10個の解は，どの程度解が良く拘束されているかを示している。どの構造も上位10個の解のばらつきは小さく，良く拘束されている。すべての観測点ペアの周期約200秒の Rayleigh 波と INCN-SSE の周期10～20秒の Love 波を除いて，位相速度の観測値と計算値は良い一致を示している。

周期約200秒の Rayleigh 波における不一致について，観測値は PREM に比べると20%ほど大きい。各観測点ペアにおいて観測値の地震によるばらつきは小さく，またすべての観測点ペアで共通してほぼ似た値をとっていることから，異常値とは考えにくい。観測値を再現するために，深さ210 km と310 km の変動幅を±40%として最適解を探したが，この観測値と計算値の差は大きいままであった。INCN-SSE での周期約10～20秒における Love 波位相速度の不一致については，地殻構造に対してより多くのパラメータを設定すれば，ある程度差が小さくなるかもしれない。しかし，大陸棚の地殻のより細かい構造は本研究の目的外であるので，パラメータを増やさなかった。

図5はすべての観測点ペアの構造を比較したものである。地殻の厚さの基準は，大陸棚で29 km と沖縄トラフで20 km としていたが，結果は INCN-SSE が24.8 km，KYK-IGK が22.4 km，SIB-YNG が21.1 km となった。Pasyanos et al. (2006) によると INCN-SSE での地殻の厚さは30 km 前後であり，CRUST2.0 とほぼ同じ厚さである。Pasyanos et al. (2006) は推定値の不確かさを5～6 km と見積もっており，本研究の結果はその範囲の下限となっている。



(a) (b)
 図3：観測された位相速度の分散曲線。(a) Rayleigh 波, (b) Love 波。赤い三角が KYK-IGK, 青い逆三角が SIB-YNG, 黒い丸が INCN-SSE。



(a) (b) (c)
 図4：遺伝的アルゴリズムにより推定された1次元S波速度構造（上）と位相速度の計算値と観測値の比較（下）。(a) KYK-IGK, (b) SIB-YNG, (c) INCN-SSE。赤がSV波, 青がSH波を示す。モホ面より浅い層と210 kmより下の層は等方性媒質で, 青で表されている。実線はベストの解。破線（実線も含む）は上位10個の解を示す。

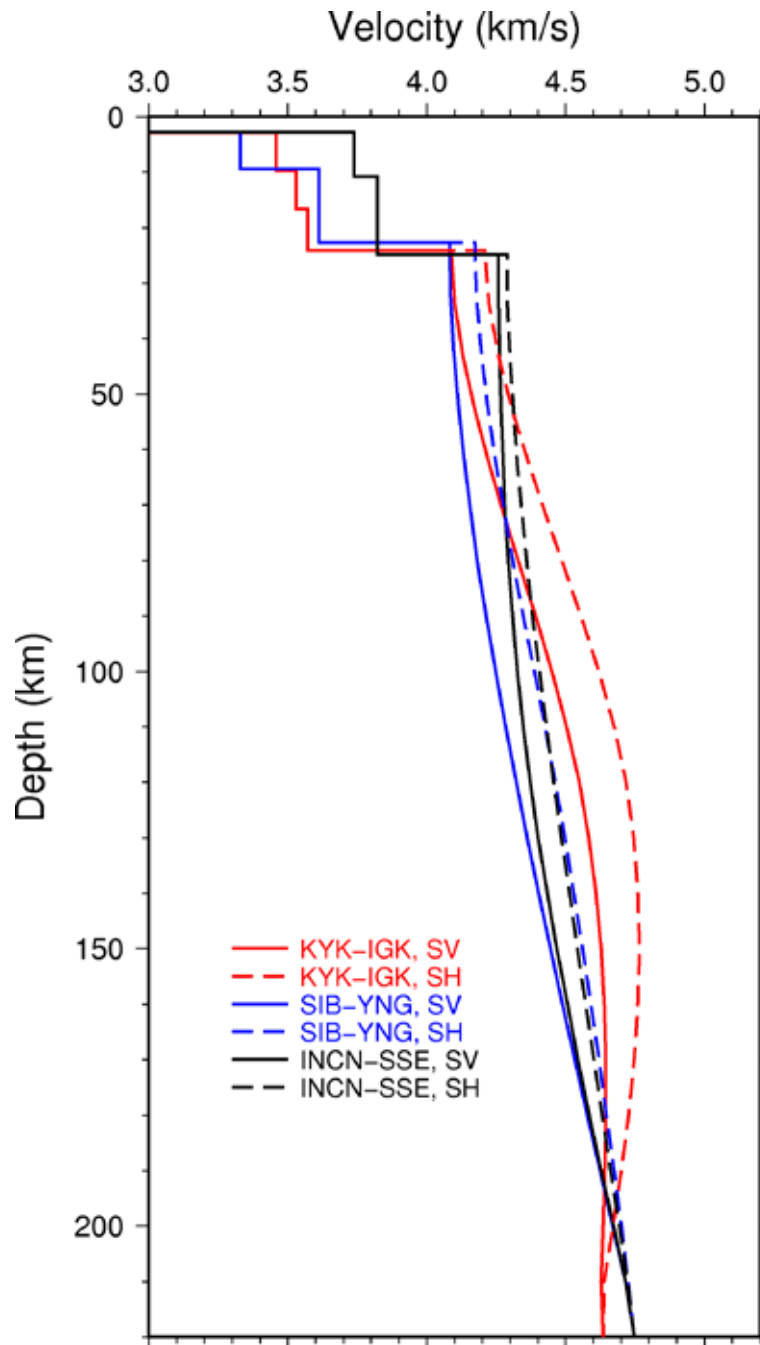


図5：すべての観測点ペアの構造の比較。SV波が実線，SH波が破線，赤がKYK-IGK，青がSIB-YNG，黒がINCN-SSEを示す。

沖縄トラフの地殻の厚さは、堀内・他（2011）によると、トラフ軸の下では北部で22 km 前後、中部で約19 km 前後で、南部では最も薄いところで約10 km となっている。これらに比べると本研究の結果は少し厚い。琉球弧南部で海溝からトラフにかけて行われたOBSを使った屈折法探査（金田，2012）によると、トラフ軸でもっとも地殻が薄く、トラフ軸から離れると急に厚くなっている。表面波の経路がトラフ軸から外れた場所も通っていることと表面波のFresnel zoneとを考慮すると、トラフ軸から外れた厚めの地殻の影響を受けて少し厚く推定されたと思われる。

地殻内およびモホ面直下のS波速度は大陸棚よりも沖縄トラフのほうが低速度であった。これはRayleigh波の位相速度において、周期約15-50秒で沖縄トラフのほうが遅くなっていることを反映してい

と思われる。

CRUST2.0における地殻内の S 波速度は、上部地殻が3.4 km/s、中部地殻が3.7 km/s、下部地殻が3.9–4.0 km/s である。上部地殻については、INCN-SSE で CRUST2.0の3.4 km/s よりも高速度になっているが、これは先述の周期10–20秒における Love 波位相速度の不一致によるものかもしれない。沖縄トラフの下部地殻においては、大陸棚や CRUST2.0の3.9 km/s に比べると顕著な低速度になっている。拡大に伴ってマグマが貫入しているのかもしれない。沖縄トラフにおいては、地殻熱流量が高く、火成活動にともなう活発な熱水循環があるとされており（例えば山野・他, 1988）、マグマの貫入の可能性を支持している。

モホ面直下の S 波速度に関して沖縄トラフにおいて低速度であることは Nakamura et al., (2003) による実体波トモグラフィの結果と整合的である。また、この特徴は KYK-IGK では深さ約70 km まで、SIB-YNG では深さ約200 km までであり、浅いところだけに限定されている。中央海嶺（例えば Turcotte and Schubert, 2002）と同様に、拡大によってマンツルの受動的な上昇流が生じ、部分熔融をしていると考えられる。

KYK-IGK の S 波速度は深さ100–150 km 付近で高速度のピークを持っている。これは KYK-IGK の Rayleigh 波の位相速度が SIB-YNG に比べ周期40–100秒で高くなっていることを反映していると思われる。KYK-IGK の下では、フィリピン海スラブが深さ約50–150 km にあるため（例えば Nakamura et al., 2003）、それによるものと考えられる。

Radial anisotropy については、SH 波速度と SV 波速度の比の最大値が KYK-IGK で1.037、SIB-YNG で1.033、INCN-SSE で1.019であった。KYK-IGK と SIB-YNG の異方性は PREM の1.049より少し小さいが、INCN-SSE の異方性は PREM ははるかに小さい。解のばらつきを考えると、INCN-SSE での異方性はない可能性がある。異方性の原因としては、鉱物結晶の格子選択配向や流体に満たされた扁平なクラックの並びが考えられる。格子選択配向はマンツルの流れを反映すると考えられる。拡大に伴って上昇流を反映するような格子選択配向がある可能性があるが、SH 波速度が SV 波速度よりも高いような格子選択配向を与える上昇流は考えにくい。一方、火成活動があり、拡大域であることから、クラックの並びも考えられるが、SH 波速度が SV 波速度よりも高いことを説明するためには、そのクラックが水平に扁平になって並んでいる必要がある。このようなクラックの並びも考えにくい。異方性の原因については今後の課題である。

4. まとめ

沖縄トラフ下の地殻・上部マンツル構造を調べるために、KYK-IGK 間と SIB-YNG 間の Rayleigh 波と Love 波の位相速度を2点法で測定した。位相速度の分散曲線から、遺伝的アルゴリズムを適用して1次元 S 波速度構造を求めた。モホ面直下から深さ210 km までは radial anisotropy を仮定した。比較のために、大陸棚を通る INCN-SSE 間の1次元 S 波速度構造も同様に求めた。

地殻の厚さは、沖縄トラフにおいては KYK-IGK が22.4 km、SIB-YNG が21.1 km となった。これはトラフ軸に沿って行われた地震探査の結果よりも少し厚い。本研究の結果はトラフ軸を外れたところの構造も影響していると考えられる。

下部地殻において、大陸棚よりも沖縄トラフのほうが低速度となった。これは沖縄トラフではマグマが貫入しているためと考えられる。また、モホ面直下においても大陸棚よりも沖縄トラフのほうが低かった。沖縄トラフではその拡大により受動的な上昇流が生じ、部分熔融が生じているものと考えられる。KYK-IGK の S 波速度は深さ100–150 km 付近で高速度になっており、沈み込んでいるフィリピン海スラブを示していると考えられる。

謝辞

本研究では、防災科学技術研究所広帯域地震観測網 (F-net)、Global Seismograph Network (GSN)、China

Digital Seismograph Network (CDSN) の地震波形データを使用いたしました。地震の検索と GSN, CDSN の地震波形データの取得には Incorporated Research Institutions for Seismology のサービスを利用いたしました。図の作成には Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1991) を使用いたしました。

参考文献

- Amante, C. and B. W. Eakins, 2009, ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. doi: 10.7289/V5C8276M [accessed 2015-10-10].
- Bassin, C., G. Laske, and G. Masters, 2000, The current limits of resolution for surface wave tomography in North America, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 81, F897.
- Dziewonski, A. M., A. L. Hales, and E. R. Lapwood, 1975, Parametrically simple earth models consistent with geophysical data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 10, 12–48.
- Dziewonski, A. M. and D. L. Anderson, 1981, Preliminary reference Earth model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25, 297–356.
- Goldberg, D. E., 1989, Genetic algorithms in search, optimization and machine learning, Addison-Wesley, Boston.
- Huang, J. and D. Zhao, 2006, High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions, *J. Geophys. Res.*, 111, B09305. doi: 10.1029/2005JB004066.
- 堀内大嗣・金田謙太郎・西澤あずさ・及川光弘, 2011, 沖縄トラフの地殻構造, 海洋情報部研究成果発表会.
- 金田謙太郎, 2012, 南西諸島海溝南部における沈み込み帯の速度構造, 海洋情報部研究成果発表会.
- Lay, T. and T. C. Wallace, 1995, Modern global seismology, Academic Press, California.
- 町田洋・太田陽子・河名俊男・森脇広・長岡信治, 2001, 日本の地形7九州・南西諸島, 東京大学出版会, 東京.
- Nakamura, M., Y. Yoshida, D. Zhao, H. Kato, and S. Nishimura, 2003, Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Ryukyu arc, *Tectonophysics*, 369, 121–143. doi: 10.1016/S0040-1951(03)00172-0.
- Pasyanos, M. E., G. A. Franz, and A. L. Ramirez, 2006, Reconciling a geophysical model to data using a Markov chain Monte Carlo algorithm: An application to the Yellow Sea–Korean Peninsula region, *J. Geophys. Res.*, 111, B03313, doi: 10.1029/2005JB003851.
- Saito M., 1988, DISPER80: a subroutine package for the calculation of seismic normal-mode solutions, in *Seismological Algorithms—computational methods and computer programs*, p. 469, ed. Doornbos D.J., Academic Press, London, 293–319.
- Turcotte, D. L. and G. Schubert, 2002, *Geodynamics* 2nd edition, Cambridge University Press, Cambridge.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1991, Free software helps map and display data, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 72, 441–446.
- 山野誠・上田誠也・木下正高, 1988, 中部沖縄トラフの地殻熱流量分布と熱水環境, *地球化学*, 22, 57–64.