JAEA-Research
2022-002
DOI:10.11484/jaea-research-2022-002

S 波スプリッティング解析を用いたスラブ起源流体の移行経路推定の試み

An Attempt to Estimate the Migration Pathway of Slab-derived Fluid Using Shear Wave Splitting Analysis

平塚 晋也　浅森 浩一　雑賀 敦

Shinya HIRATSUKA, Koichi ASAMORI and Atsushi SAIGA

核燃料・バックエンド研究開発部門
東濃地科学センター
地層科学研究部

Geoscientific Research Department
Tono Geoscience Center
Sector of Nuclear Fuel, Decommissioning and Waste Management Technology Development

June 2022

Japan Atomic Energy Agency　日本原子力研究開発機構

JAEA-Research

本レポートは国立研究開発法人日本原子力研究開発機構が不定期に発行する成果報告書です。
本レポートはクリエイティブ・コモンズ 表示 4.0 国際 ライセンスの下に提供されています。
本レポートの成果（データを含む）に著作権が発生しない場合でも、同ライセンスと同様の
条件で利用してください。（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/deed.ja）
なお、本レポートの全文は日本原子力研究開発機構ウェブサイト（https://www.jaea.go.jp）
より発信されています。本レポートに関しては下記までお問合せください。

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構　JAEA イノベーションハブ　研究成果利活用課
〒 319-1195　茨城県那珂郡東海村大字白方 2 番地 4
電話 029-282-6387, Fax 029-282-5920, E-mail:ird-support@jaea.go.jp

This report is issued irregularly by Japan Atomic Energy Agency.
This work is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License
(https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/deed.en).
Even if the results of this report (including data) are not copyrighted, they must be used under
the same terms and conditions as CC-BY.
For inquiries regarding this report, please contact Institutional Repository and Utilization Section,
JAEA Innovation Hub, Japan Atomic Energy Agency.
2-4 Shirakata, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken 319-1195 Japan
Tel +81-29-282-6387, Fax +81-29-282-5920, E-mail:ird-support@jaea.go.jp

© Japan Atomic Energy Agency, 2022

JAEA-Research 2022-002

S 波スプリッティング解析を用いたスラブ起源流体の移行経路推定の試み

日本原子力研究開発機構　核燃料・バックエンド研究開発部門
東濃地科学センター　地層科学研究部

平塚　晋也※、浅森　浩一*、雑賀　敦+

（2022 年 2 月 7 日受理）

日本列島の下に沈み込むスラブから脱水して上昇してくる深部流体は、高温かつ炭酸化学種に富むなどの特徴を有することから、その特徴や分布、地表への移行経路を把握することは高レベル放射性廃棄物の地層処分における調査・評価においても重要である。これらスラブ起源流体の移行経路としては、クラックが高密度に分布する領域が考えられ、こうした領域は周囲に比べてより強い地震波速度の異方性を示すと予想される。異方性媒質に入射した S 波は、振動する方向によって異なる速度で伝播する S 波偏向異方性を示すため、互いに直交する方向に振動し、異なる速度で伝播する 2 つの波に分裂する S 波スプリッティング現象が生じる。本報告書では、まず、S 波スプリッティング解析の原理について詳しく説明する。次に、和歌山県田辺市本宮町周辺を事例対象として、S 波スプリッティング解析を行った結果を示す。最後に、先行研究による温泉水及び遊離ガス中に含まれるヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）の分布や、本宮地域を横断する測線に沿って行われた二次元比抵抗構造解析の結果との比較に基づき、スラブ起源流体の移行経路の推定を試みた。検討の結果、温泉水及び遊離ガス中に含まれるヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）が高く、スラブ起源流体が上昇してきている可能性が高いとみなされる場合は、2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）も大きな値を示す傾向にあることが明らかとなった。また、二次元比抵抗構造解析の結果との比較によれば、高比抵抗領域においては、dt は小さい値を示す。それに対し、低比抵抗領域においては、dt は大きな値を示しており、本宮地域に対してスラブ起源流体は西側の深部から上昇してくるとする先行研究による解釈と調和的であることが分かった。

東濃地科学センター：〒509-5102　岐阜県土岐市泉町定林寺 959-31
＋　幌延深地層研究センター深地層研究部
※　特定課題推進員（2021 年 3 月まで）
＊　原子力発電環境整備機構へ出向中

JAEA-Research 2022-002

An Attempt to Estimate the Migration Pathway of Slab-derived Fluid Using Shear Wave Splitting Analysis

Shinya HIRATSUKA※, Koichi ASAMORI* and Atsushi SAIGA+

Geoscientific Research Department, Tono Geoscience Center
Sector of Nuclear Fuel, Decommissioning and Waste Management Technology Development
Japan Atomic Energy Agency
Izumi-cho, Toki-shi, Gifu-ken

(Received February 7, 2022)

Deep groundwater originates from dehydration of Pacific and Philippine Sea slab subducting beneath Japanese islands, which has characteristics of high temperature and is rich in carbonate species. In this respect, it is very important for geological disposal of high-level radioactive waste to estimate reservoir and migration pathway of deep groundwater. The region where cracks are densely distributed can be regarded as the migration pathway of slab-derived fluid. It is highly probable that the region has strong anisotropy. Shear wave propagating through anisotropic media splits into two mutually orthogonally polarized waves due to shear wave polarization anisotropy. In this report, we applied shear wave splitting analysis to Hongu area of Tanabe City, Wakayama Prefecture and estimated the spatial distribution of leading shear wave polarization direction (LSPD) and arrival time difference between leading and lagging shear waves (dt). Based on comparison with helium isotope ratio of ground water and bubbling gas samples and two-dimensional resistivity structure estimated by previous study, we attempt to estimate migration pathway of slab-derived fluid in Hongu area of Tanabe City, Wakayama Prefecture. The main results are summarized as follows. When helium isotope ratio of groundwater and bubbling gas samples is high, dt value tends to be large. Shear wave propagating through high and low resistivity anomaly zone show small and large dt values, respectively. Previous study suggested that slab-derived fluid migrates from deeper part of western side of Hongu area and wells out in Yunomine and Kawayu hot springs. This is consistent with spatial distribution of dt values estimated by this study.

Keywords: Slab-derived Fluid, Shear Wave Splitting Analysis, Shear Wave Polarization Anisotropy, Anisotropic Medium, Crack Density

---

＋ Horonobe Underground Research Department, Horonobe Underground Research Center
※ Special Topic Researcher (until March, 2021)
＊ On loan to Nuclear Waste Management Organization of Japan

目次

1. はじめに 1
2. Silver and Chan (1991)の手法に基づく S 波スプリッティング解析 3
2.1 概要 3
2.2 共分散行列分解法による φ 及び dt の推定 6
2.3 誤差の推定 9
2.3.1 Incoming polarization 9
2.3.2 ノイズ波形の計算 9
2.3.3 自由度の計算 10
2.3.4 φ 及び dt の 95%信頼区間の推定 10
3. 和歌山県田辺市本宮地域とその周辺を対象とした S 波スプリッティング解析 12
3.1 データ及び解析手法 12
3.2 解析結果 13
3.2.1 速い S 波の振動方向 13
3.2.2 2 つの波に分裂した S 波の到達時間差 16
3.2.3 Back azimuth と入射角の関数としての φ 及び dt の分布 17
3.3 議論 20
3.3.1 温泉水及び遊離ガス中に含まれるヘリウム同位体比（$^{3}He/^{4}He$）との比較 20
3.3.2 三次元地震波速度構造及び二次元比抵抗構造との比較 23
3.3.3 異方性係数及び異方性媒質の厚さの推定 27
3.3.4 クラック密度の分布 28
4. まとめ 33
謝辞 34
参考文献 35

Contents

1. Introduction ---------- 1
2. Shear wave splitting analysis based on Silver and Chan's (1991) method ---------- 3
2.1 Overview ---------- 3
2.2 Estimating of splitting parameters using the covariance matrix decomposition method ---------- 6
2.3 Estimating of error ---------- 9
2.3.1 Incoming polarization ---------- 9
2.3.2 Calculation of noise waveforms ---------- 9
2.3.3 Calculation of degree of freedom ---------- 10
2.3.4 The 95% confidence region of splitting parameters ---------- 10
3. Shear wave splitting analysis for the Hongu area of Tanabe City, Wakayama Prefecture -- 12
3.1 Data and method ---------- 12
3.2 Results ---------- 13
3.2.1 Leading shear wave polarization direction (LSPD) ---------- 13
3.2.2 Arrival time difference between leading and lagging shear waves (dt) ---------- 16
3.2.3 Spatial distribution of splitting parameters as function of back azimuth and incident angle to the station ---------- 17
3.3 Discussion ---------- 20
3.3.1 Comparison with helium isotope ratio of ground water and bubbling gas samples ---------- 20
3.3.2 Comparison with three-dimensional seismic velocity and two-dimensional resistivity structure ---------- 23
3.3.3 Estimation of coefficient of anisotropy and thickness of anisotropic medium ---------- 27
3.3.4 Spatial distribution of crack density ---------- 28
4. Summary ---------- 33
Acknowledgment ---------- 34
References ---------- 35

1．はじめに

スラブ起源流体は、日本列島の下に沈み込む太平洋スラブ、またはフィリピン海スラブから脱水した深部流体がマントルウェッジ内に続いて地殻内を通過し、地表付近にまで上昇してきたものである（風早ほか， 2014[1]）。これは、pH が低く、炭酸化学種に富み、高温のものも存在することから、地質環境が本来持ち合わせている閉じ込め機能に著しい影響を与えることが懸念されている（総合資源エネルギー調査会，2014[2]）。したがって、高レベル放射性廃棄物の地層処分にあたっては、スラブ起源流体が地表付近にまで上昇してくる際の移行経路を推定する技術の整備が重要となる。

地殻内におけるスラブ起源流体の移行経路としては、クラックが高密度に分布する領域が考えられ、そうした領域は、周囲に比べてより強い地震波速度の異方性を示すと予想される。S 波スプリッティングは、異方性媒質に入射した S 波が振動方向によって異なる速度で伝播する S 波偏向異方性と呼ばれる性質を示すために、互いに直交する方向に振動し、異なる速度で伝播する 2 つの波に分裂する現象である（Crampin, 1978[3]）。S 波偏向異方性を表すパラメータは、観測点に先に到達する速い S 波の振動方向（φ）及び 2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）の 2 つであり、これら 2 つのパラメータを推定することを S 波スプリッティング解析という。一般に、観測点に先に到達する速い S 波の振動方向（φ）は、クラックの長軸方向に平行になる。また、2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）は、クラック密度が高くなるほど大きくなる（Kaneshima, 1990[4]; Savage, 1999[5]）。したがって、S 波スプリッティング解析の結果に基づき、2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）や、クラック密度の分布を詳しく調査することにより、スラブ起源流体の移行経路を推定することができる可能性が期待される。

紀伊半島は、非火山性の地域であるにも拘らず、和歌山県田辺市本宮地域においては、源泉の温度が 92℃の湯の峰温泉や、73℃の川湯温泉といった非常に高温の温泉が湧出する。また、本宮地域を含め、紀伊半島においては、温泉水及び遊離ガスのヘリウム同位体比(^{3}He/^{4}He)の値が高い地点が多い（Morikawa et al., 2016[6]）。^{3}He は、地球が形成された当時に内部に取り込まれた始原的な成分に由来し、マントルの中に多く含まれるという特徴がある（Sano and Wakita, 1985[7]）。そのため、紀伊半島においては、沈み込むフィリピン海スラブから脱水した深部流体がマントルウェッジ内を通過する際に ^{3}He を獲得し、地殻を経て地表付近にまで上昇してきていると考えられている（例えば、Umeda et al., 2007[8]）。沈み込むフィリピン海スラブから脱水した深部流体は、沈み込むプレート境界面上の固着域と深部の安定すべり域との間の遷移領域において、スロー地震の一種である深部低周波微動（Obara, 2002[9]）を生じさせていると考えられている（小原, 2009[10]）。また、沈み込むフィリピン海スラブから脱水した深部流体がマントルウェッジ内に多量に存在することは、地震波トモグラフィー解析によってマントルウェッジ内に地震波速度の低速度異常域が推定されていることや、地磁気地電流（Magnetotelluric; MT）法により求められた二次元比抵抗構造に低比抵抗領域が認められることからも強く支持される（Umeda et al., 2006[11]; Kato et al., 2014[12]）。

地殻内を対象とした S 波スプリッティング解析の手法としては、2 つの波に分裂した S 波についての相互相関係数が最大となる場合の φ 及び dt を解として選択する手法（Ando et al., 1983[13]）や、S 波到達部分の水平動 2 成分の波形記録から共分散行列を計算し、共分散行列がもつ最小固有値 λ_2 の大きさが最小となる場合の φ 及び dt を解として選択する手法（Silver and Chan, 1991[14]）が挙げられる。しかし、Ando et al. (1983)[13]による手法に対しては、解析に使用するタイムウィンドウの終端時刻の設定の仕方によって解が変化し得ることや、必ずしも 2 つの波に分裂した S 波の波形が似た形とはならない場合があることが問題点として指摘されている（Crampin and

Gao, 2006[15])。そのため、本報告書では、Silver and Chan (1991)[14]の手法を用いて解析を行う。

次章では、まず、Silver and Chan (1991)[14]の手法を用いたS波スプリッティング解析の原理について詳しく説明する。次に、和歌山県田辺市本宮地域とその周辺の地域に対して、Silver and Chan (1991)[14]の手法を用いたS波スプリッティング解析を適用し、観測点に先に到達する速いS波の振動方向（φ）及び2つの波に分裂したS波の到達時間差（dt）の分布の推定を行う。最後に、先行研究による温泉水及び遊離ガス中に含まれるヘリウム同位体比（$^{3}He/^{4}He$）の分布や、本宮地域を横断する測線に沿って行われた二次元比抵抗構造解析の結果との比較に基づき、スラブ起源流体の移行経路の推定を試みる。本報告書の内容は、スラブ起源流体の移行経路の推定を目的としてS波スプリッティング解析を行う際に、手法や適用性に関する情報を知る上での基礎資料となることが期待される。

2. Silver and Chan (1991)[14]の手法に基づくS波スプリッティング解析

2.1 概要

図1は、2005年10月20日6時44分53.55秒に紀伊半島南部で発生したマグニチュード(M) 1.2の微小地震を東京大学の本宮観測点（E.HGU）で観測した地震波形データの例を示す。上から順に、上下動成分、南北動成分及び東西動成分を示す。図1によれば、P波は上下動成分に卓越し、S波は南北動成分及び東西動成分に卓越する。S波スプリッティング解析では、南北動成分及び東西動成分に記録されたS波到達部分をデータとして使用する。

地表面（観測点）に対する地震波（P波及びS波）の入射方向を鉛直下向きから水平に向かって測った角度を入射角という。S波の入射角が臨界角を超えると、S波からP波への変換波（SP変換波）が生じ、S波到達部分の記録に重なり合うため、S波到達時刻を正確に判断することは非常に困難になる。地表面におけるP波速度をV_P（km/s）及びS波速度をV_S（km/s）とすれば、臨界角（i_c）は、スネルの法則に基づき、下記のように求められる。

$$\frac{\sin i_c}{V_S} = \frac{\sin 90°}{V_P}$$

$$\sin i_c = \frac{V_S}{V_P}$$

$$i_c = \sin^{-1}\left(\frac{V_S}{V_P}\right)$$

一般に、地殻を構成する岩石のポアソン比（σ）は、σ＝0.25である。P波速度とS波速度の比（V_P/V_S比）とポアソン比（σ）との間には、

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}}$$

の関係が成り立つので、V_P/V_S比は、$V_P/V_S = \sqrt{3}$となる（宇津，2001[16]）。これを代入すると、臨界角（i_c）は、

$$i_c = \sin^{-1}\left(\frac{1}{\sqrt{3}}\right)$$

$$i_c = 35.26°$$

と求められる。したがって、S波スプリッティング解析に用いることができる地震は、地表面（観測点）に対するS波の入射角が35°を下回る地震のみに限られる（Booth and Crampin, 1985[17]）。

S 波到達部分の十分な S/N 比を確保するために、解析に使用する地震のマグニチュードは、M1.5以上とすることが推奨される。ただし、S/N比が十分に高く、S波到達時刻を正確に判断することができる場合はM1.0以上の地震を解析に使用することもできるとされている（Hiramatsu et al., 2010[18]）。一方、マグニチュードの上限については、特に制約はないと考えられるが、微小地震計（高感度地震計）で記録された地震波形データを解析に用いる場合は、M3程度が上限であると考えられる。

図2は、図1の地震波形データのS/N比を向上させ、S波到達部分をより正確に判断できるようにするために、地震波形データに対して1Hzから20Hzまでの帯域フィルターを適用し、S波到達部分を拡大して示したものである。これによると、S 波到達後の振幅が最大となる時刻（黒色の逆三角形の印）は、南北動成分の方が東西動成分に比べて早く、南北動成分と東西動成分の位相の変化の仕方にもずれが生じている。図3は、縦軸に南北動成分及び横軸に東西動成分をとり、図2に破線で示された時間帯におけるS波の振動の軌跡（パーティクルモーション）を描い

たものである。これによると、南北動成分と東西動成分の位相の変化の仕方にずれが生じているために、S 波は大きく円を描くように振動していることがわかる。一方、S 波スプリッティング現象が観測されない場合は、南北動成分と東西動成分の位相の変化の仕方にずれはなく、縦軸に南北動成分及び横軸に東西動成分をとった時のパーティクルモーションは、直線的な形状を示す。Hiramatsu et al. (1998)[19]は、S 波スプリッティング現象が観測された場合とそうでない場合の S 波到達部分の地震波形記録とパーティクルモーションの違いについて示しており、解析時に参考になる。S 波スプリッティング解析に適した地震波形データのみを選び出すためには、S 波到達部分のパーティクルモーションを示す図を作成し、S 波が円を描くように振動しているか否か確認することが重要である。

Ando et al. (1983)[13]によれば、南北動成分及び東西動成分に観測された S 波の到達部分を速い S 波の振動方向（φ）に平行な成分（φ 方向成分）とそれに直交する成分（φ + 90°方向成分）に回転させると、2 つの成分に見られる波形はよく似た形となる。また、2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）は、φ 方向成分と φ + 90°方向成分に見られる S 波到達時刻のずれに相当する。したがって、φ + 90°方向成分の波形の時間軸をちょうど dt 秒だけ進めれば、φ 方向成分と φ + 90°方向成分の位相の変化の仕方は一致するはずである。この時、縦軸に φ 方向成分及び横軸に φ + 90°方向成分をとり、S 波到達部分のパーティクルモーションを描くと、パーティクルモーションは直線的な形状を示すことが期待される。

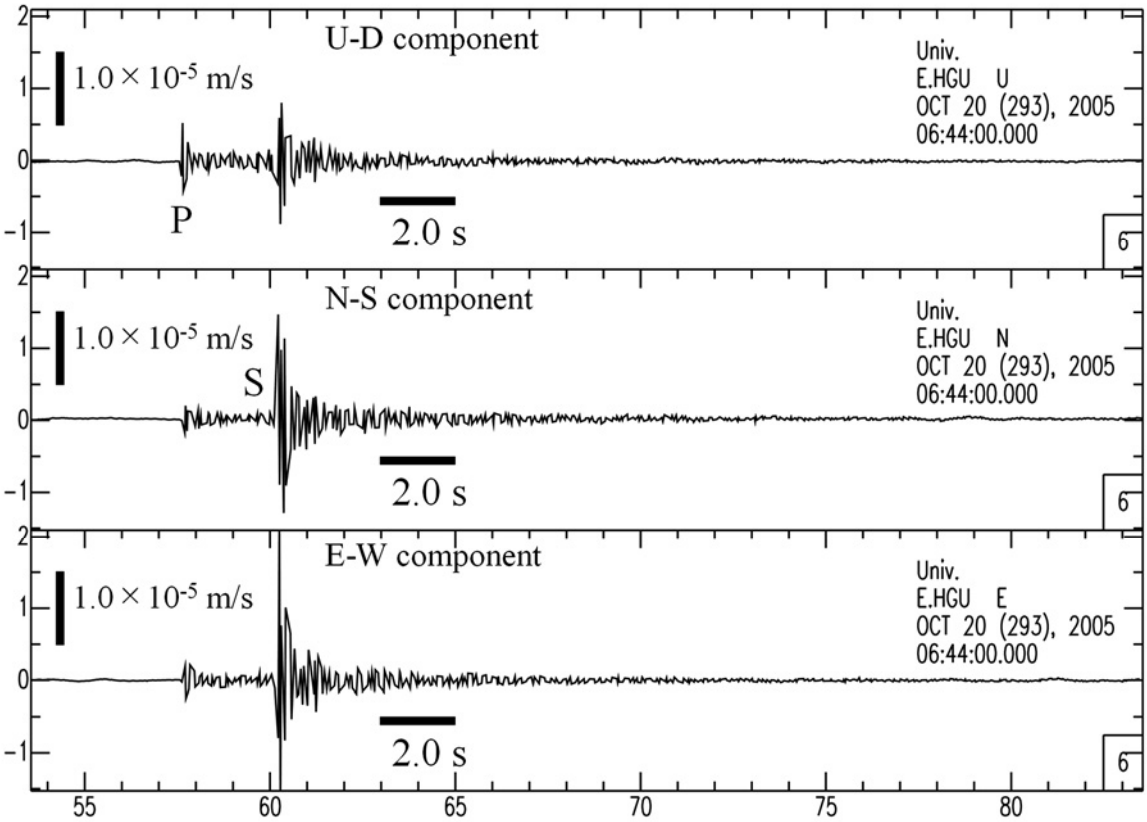

図 1　東京大学の本宮観測点（E.HGU）で観測された三成分の地震波形データの例

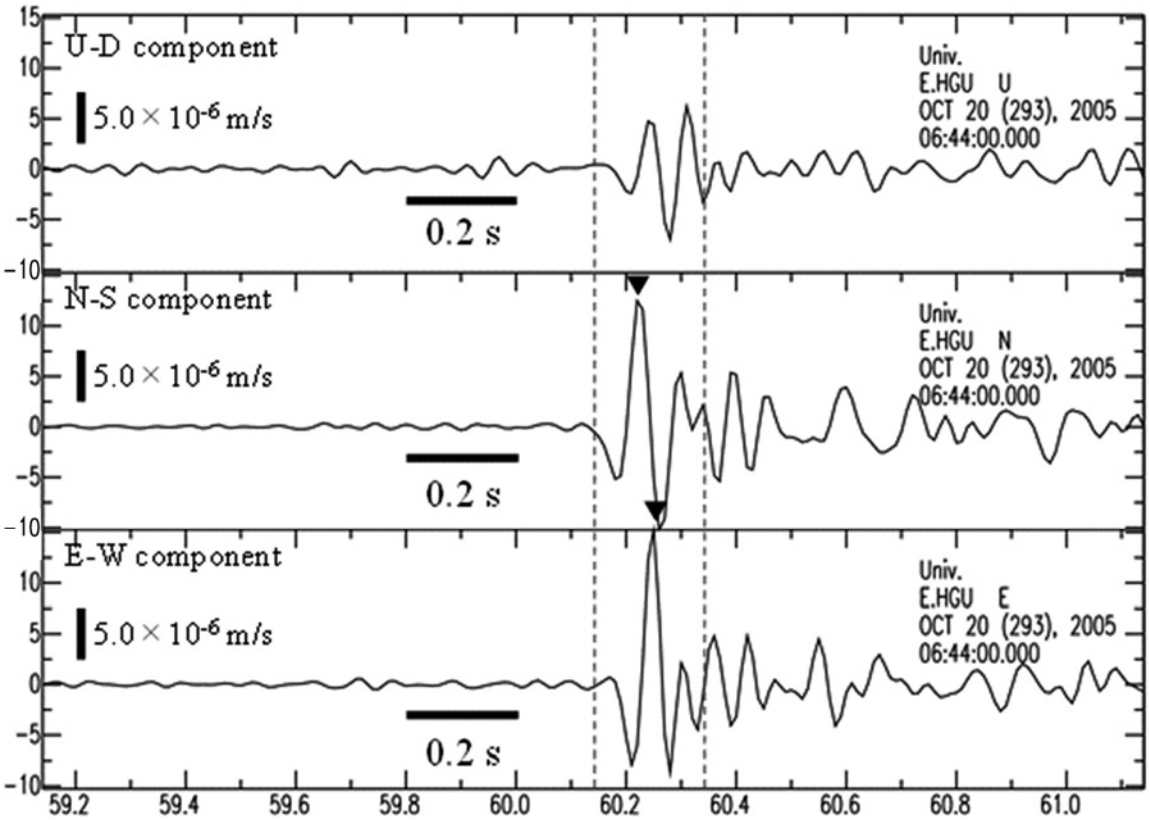

図 2　S 波到達部分の三成分の地震波形データ

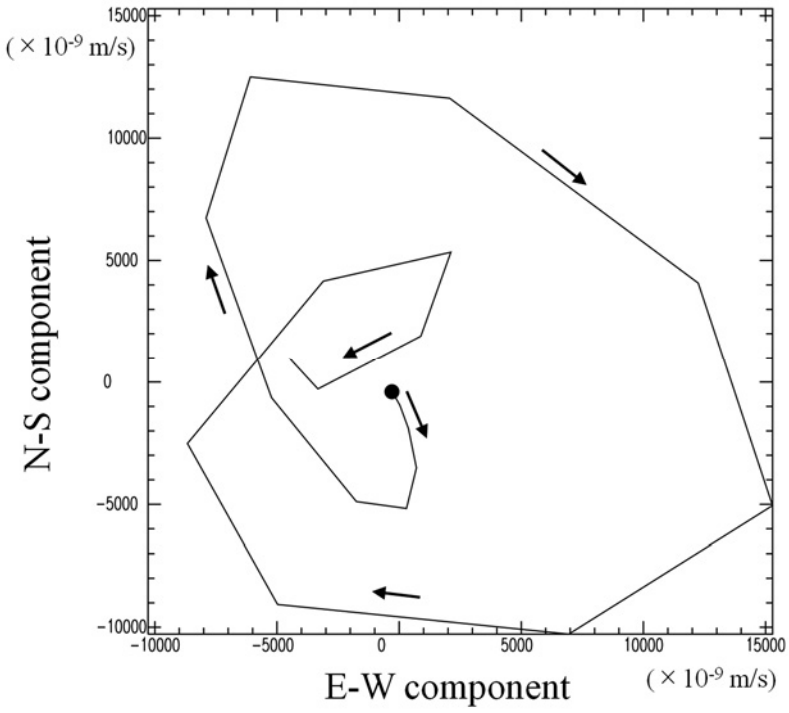

図 3　S 波到達部分のパーティクルモーション

2.2 共分散行列分解法による φ 及び dt の推定

Silver and Chan (1991)[14]の手法では、S 波到達部分の南北動成分及び東西動成分の記録から共分散行列を計算し、その最小固有値 λ_2 の大きさが最小となる場合の φ 及び dt を最適解として選択する。S 波到達部分の南北動成分及び東西動成分をそれぞれ時計回りに θ 度だけ回転させ、さらに、θ + 90°方向成分の時間軸を dt 秒だけ進めた時の振幅値データをそれぞれ Xi 及び Yi（i = 1 ～n）とする。n は、図 2 に破線で示された共分散行列を計算する時間帯に含まれる振幅値データの数である。この場合、共分散行列 A は、

$$A = \begin{pmatrix} A_{11} & A_{12} \\ A_{21} & A_{22} \end{pmatrix}$$

$$A_{11} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(X_i - \bar{X})^2$$

$$A_{12} = A_{21} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})$$

$$A_{22} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(Y_i - \bar{Y})^2$$

で定義される。ここで、$\bar{X}$は X_i の平均、$\bar{Y}$は Y_i の平均を示し、

$$\bar{X} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}X_i$$

$$\bar{Y} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}Y_i$$

である。共分散行列 A を分解し、大きさが異なる 2 つの固有値とそれらに対応する 2 つの固有ベクトルを計算する。図 4 は、共分散行列の 2 つの固有値及び固有ベクトルと S 波到達部分のパーティクルモーションとの関係を示す。これによると、最小固有値 λ_2 の大きさを最小にすることは、パーティクルモーションが描く楕円状の軌跡の厚みを減少させ、直線的な形状に近づける意味があることがわかる。なお、観測点に対して S 波がちょうど真下から入射した場合（入射角が 0°の場合）は、最大固有値 λ_1 と最小固有値 λ_2 の和は一定となるので、最小固有値 λ_2 の大きさを最小にすることは、最大固有値 λ_1 の大きさを最大化することに等しくなる。

図 5 は、図 2 に示した地震波形データに対する S 波スプリッティング解析の結果を示す。これによれば、速い S 波の振動方向（φ）は、φ = 134°及び 2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）は、dt = 0.02 秒と求められている。図 6 は、縦軸に N134°E 方向の成分及び横軸に N224°E 方向の成分をとり、図 5 に破線で示された時間帯（図 2 の場合と同じ時間帯）における S 波のパーティクルモーションを描いたものである。これによると、図 3 の場合とは対照的に、S 波のパーティクルモーションは直線的な形状を示す。このことから、φ 方向成分と φ + 90°方向成分の位相の変化の仕方が一致しており、φ 及び dt の最適な解が正しく推定されたことがわかる。

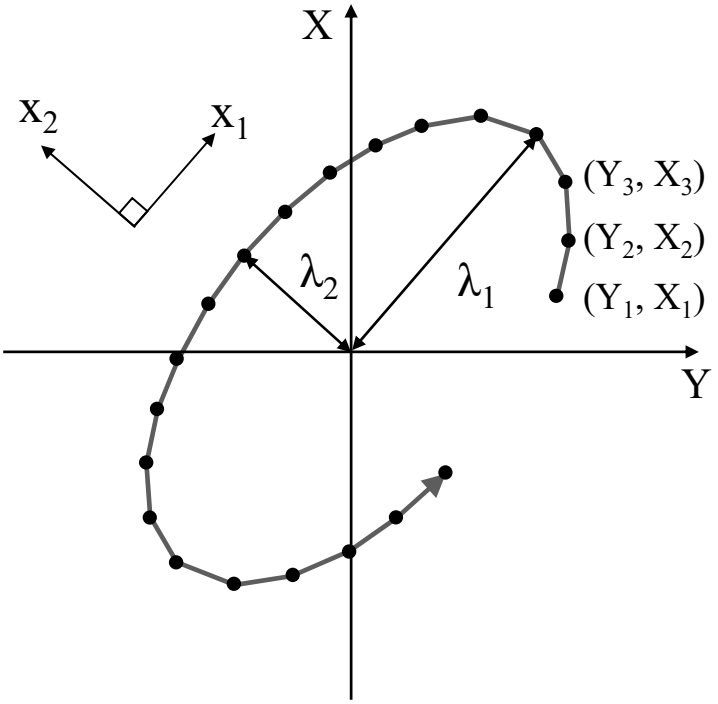

図 4　共分散行列の 2 つの固有値及び固有ベクトルと S 波到達部分のパーティクルモーションとの関係

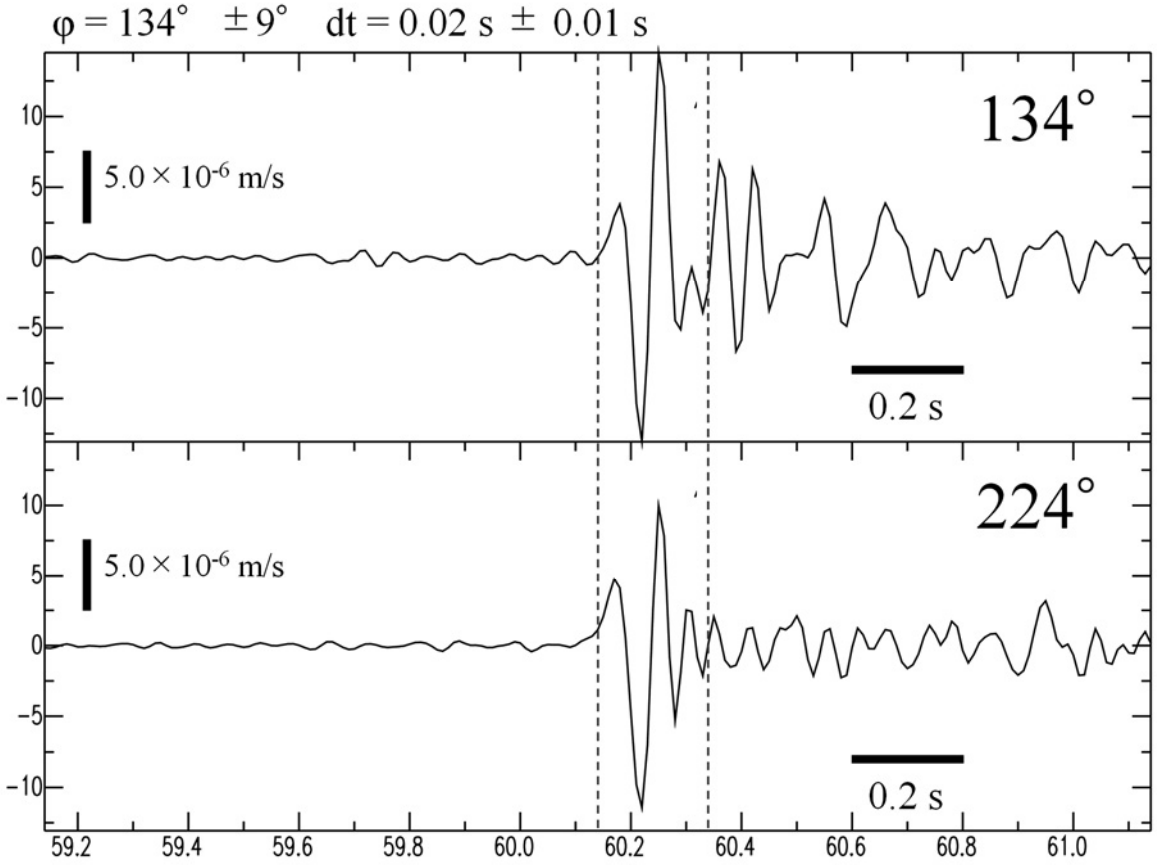

図 5　S 波スプリッティング解析の結果

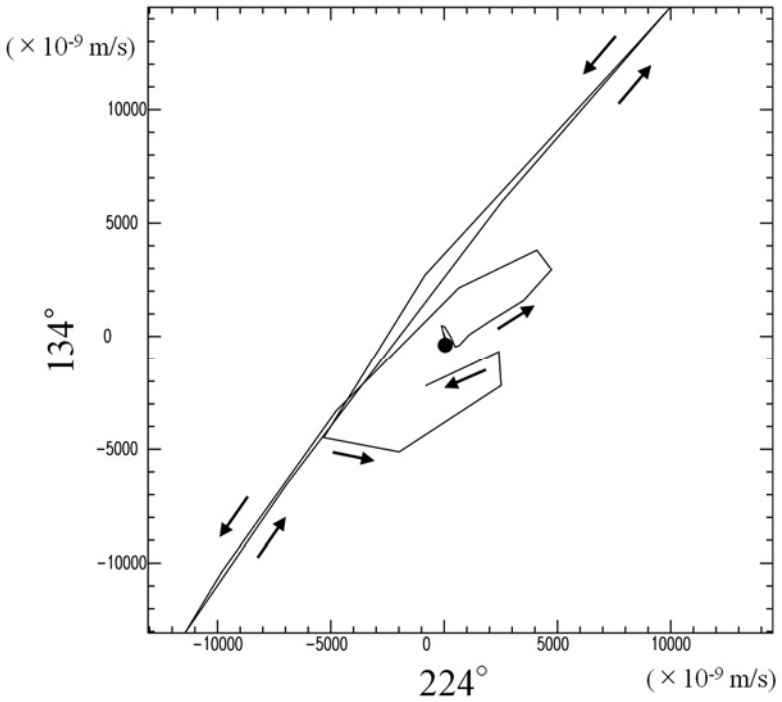

図 6　S 波スプリッティング解析後の S 波のパーティクルモーション

2.3 誤差の推定

φ 及び dt の誤差を推定するためには、S 波到達部分の波形記録から自由度の計算を行う必要がある。しかし、Silver and Chan (1991)[14]が示した自由度を計算するための式には誤りがあり、φ 及び dt の誤差が過小評価されるという問題があることが指摘されている（Walsh, 2013[20]; Walsh et al., 2013[21]）。以下では、Walsh (2013)[20]及び Walsh et al. (2013)[21]に基づき、S 波到達部分の波形記録から自由度を計算し、φ 及び dt の 95%信頼区間を推定する方法について説明する。

2.3.1 Incoming polarization

Incoming polarization は、異方性媒質に入射し、2 つの波に分裂する前の S 波がもともと振動していた方向のことである。この方向を真北から時計回りに測った方位角を α とすると、α と φ との間には、

$$\alpha = \varphi + \theta$$

の関係が成り立つ（図 7）。ここで、θ は、最大固有値 λ_1 に対応する固有ベクトル x_1 の第 1 成分を x_{11} 及び第 2 成分を x_{12} とした時、Fortran の組み込み関数 atan2 により、

$$\theta = atan2(x_{12}, x_{11})$$

で計算される角度である。

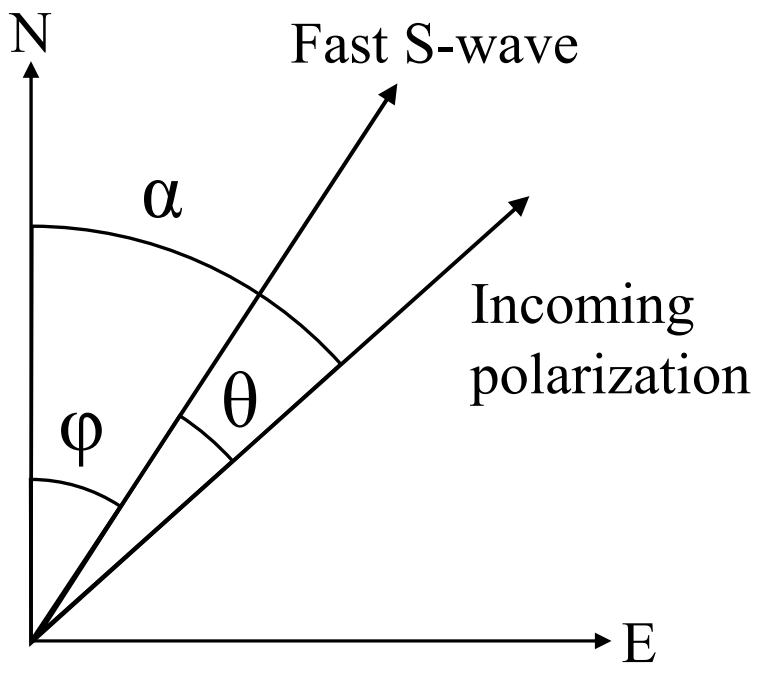

図 7　Incoming polarization と速い S 波の振動方向（φ）との関係

2.3.2 ノイズ波形の計算

図 5 に示したように、南北動成分及び東西動成分に観測された S 波到達部分（図 2）をそれぞれ時計回りに φ 度だけ回転させ、さらに φ + 90°方向成分の時間軸を dt 秒だけ進めることによって S 波到達時のずれを解消した波形をそれぞれ $R_1(t)$及び $R_2(t)$とする。それに対し、Incoming polarization に平行な成分を $\eta_1(t)$及びそれに直交する成分を $\eta_2(t)$とする。速い S 波の振動方向（φ）を時計回りに θ 度だけ回転させた方向が Incoming polarization に一致する方向となるの

で、

$$\begin{pmatrix}\eta_1(t)\\ \eta_2(t)\end{pmatrix}=\begin{pmatrix}\cos\theta & \sin\theta\\ -\sin\theta & \cos\theta\end{pmatrix}\begin{pmatrix}R_1(t)\\ R_2(t)\end{pmatrix}$$

の関係が成り立つ（図 7）。異方性媒質に入射する前の S 波は、もともとは Incoming polarization に平行な方向に振動しており、それに直交する成分の大きさは 0 であったはずである。したがって、上式の $\eta_2(t)$が本来は大きさが 0 になるべき成分であり、ノイズ波形に相当するものとなる。

2.3.3 自由度の計算

ノイズ波形の S 波到達部分に対して、離散的フーリエ変換を高速に行うアルゴリズムである高速フーリエ変換（Fast Fourier Transform; FFT）（例えば、大崎, 1994[22)]）を適用し、時間領域から周波数領域へと変換する。ただし、FFT には時系列データの数が 2 の累乗で表される数でなければならないという制約があるので、振幅値データの数が 2 の累乗で表される数にちょうど一致するよう、ノイズ波形の S 波到達部分から波形データの切り出しを行う。

離散的フーリエ変換では、切り出された時系列データがその前後で周期的に繰り返されるものであることを想定している。しかし、この想定が成り立たない場合、フーリエ変換を実行すると、もともとの時系列データには含まれない周波数成分が推定されるなどの悪影響が生じる。そのため、一般には、時間窓の両端に向かって振幅値が緩やかに 0 に近づく窓関数を時系列データに掛けることにより、その影響を軽減させることが行われる。ここでは、ノイズ波形の S 波到達部分から切り出した波形データに対して、時間窓の両端 10%ずつをコサイン関数としたコサインテーパーウィンドウを掛けることにする。

最後に、FFT を実行し、ノイズ波形の S 波到達部分から切り出した波形データを時間領域から周波数領域へと変換する。時間窓内に含まれる振幅値データの数を n とすると、スペクトルの対称性により、n/2 に等しい m 個の複素フーリエ係数が求められる。複素フーリエ係数の実数部分と虚数部分から複素フーリエ係数の絶対値を計算し、それらを C_i (i=1～m)とする。

ノイズ波形データのタイムウィンドウ内における自由度をνとすると、νは、

$$\nu=2\left(\frac{2E^2}{E_4}-1\right)$$

で与えられる。ここで、E と E_4 は、周波数 0 に対応する複素フーリエ係数の絶対値を C_1 及びナイキスト周波数に対応する複素フーリエ係数の絶対値を C_m とした場合に、それぞれ

$$E=\sum_{i=2}^{m-1}{C_i}^2+\frac{1}{2}\left({C_1}^2+{C_m}^2\right)$$

$$E_4=\sum_{i=2}^{m-1}{C_i}^4+\frac{1}{2}\left({C_1}^4+{C_m}^4\right)$$

で計算される。

2.3.4 φ 及び dt の 95%信頼区間の推定

φ 及び dt の 95%信頼区間に相当する最小固有値 λ_2 の値を$\lambda_2^{0.95}$とすると、$\lambda_2^{0.95}$は、

$$\lambda_2^{0.95}=\lambda_2^{min}\left(1+\frac{k}{\nu-k}F_{k,\nu-k}^{0.05}\right)$$

で計算される。ここで、λ_2^{min}は λ_2 の最小値、νは自由度及び k は未知数の数である。S 波スプリッティング解析の場合、φ 及び dt の 2 つが未知数であるので、k = 2 である。また、$F_{k,\nu-k}^{0.05}$は、F 分

布の上側確率 5%の表に示された第 1 自由度を k 及び第 2 自由度を$\nu - k$とした場合の値である。F 分布表については、統計学の書籍等に掲載されているものを参照することができる。

図 8 は、図 5 に示した S 波スプリッティング解析の結果に対して、縦軸に φ 及び横軸に dt をとり、$\lambda_2/\lambda_2^{0.95}$の値が等しい点を線で結んだコンターマップを描いたものである。青い×印の位置が最適解である φ = 134°及び dt = 0.02 秒に対応し、その位置を取り囲む$\lambda_2/\lambda_2^{0.95}$ = 1 のコンター線（太線）が φ 及び dt の 95%信頼区間を示す。

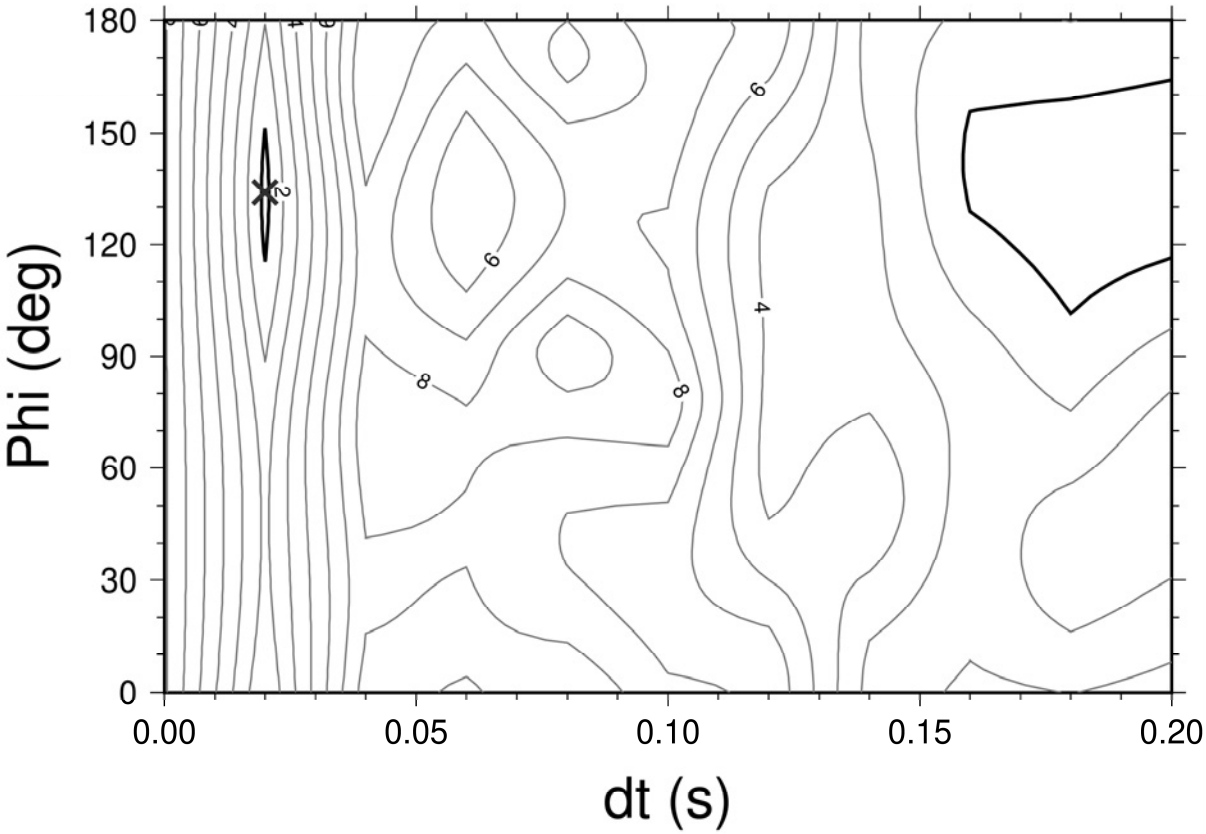

図 8　φ 及び dt の 95%信頼区間を示すコンターマップ

3. 和歌山県田辺市本宮地域とその周辺を対象としたS波スプリッティング解析

3.1 データ及び解析手法

図9は、S波スプリッティング解析に用いた地震の震源及び観測点の分布を示す。茶色の実線は、Miura (1999)[23]による熊野カルデラの位置を示す。青い四角印とそれに付けられた数字は、上原ほか (2005)[24]がMT法による二次元比抵抗構造解析を行った際の観測点の位置と観測点番号を示す。黒色の破線は、紀伊半島の下に沈み込むフィリピン海スラブ上面の深さの等深度線（Hirose et al., 2008[25]）を示す。解析に用いた地震は、2004年4月1日から2019年4月30日までの期間に発生した深さ30 km以浅の微小地震（1.0≦M≦3.5）であり、かつ観測点に対するS波の入射角が35°以内となる条件を満たすものである。入射角の計算は、Nakajima and Hasegawa (2007)[26]が地震波トモグラフィー解析の手法（Zhao et al., 1992[27]）を用いて推定した西南日本における三次元地震波速度構造から各観測点の位置における一次元S波速度構造を求め、WINシステム（卜部・東田, 1992[28]）に付属する震源決定プログラムhypomh（Hirata and Matsu'ura, 1987[29]）のサブルーチン副プログラムを利用して行った。解析の対象とした観測点は、日本原子力研究開発機構・電力中央研究所 (2021)[30]と同様、東京大学の本宮観測点（E.HGU）、産業技術総合研究所の本宮三越観測点（GS.HGM2）、気象庁の田辺中辺路観測点（TANABE）及び防災科学技術研究所の高感度地震観測網（High Sensitivity Seismograph Network Japan; Hi-net）(Okada et al., 2004[31]; Obara et al., 2005[32]; 汐見ほか, 2009[33]) の十津川西観測点（N.TKWH）の4つの観測点である。解析に使用した地震波形データは、Hi-netがウェブページ上で公開している連続波形データに対して、1Hzから20Hzまでの帯域フィルターをかけたものである。解析には、前述のSilver and Chan (1991)[14]の手法を用いた。

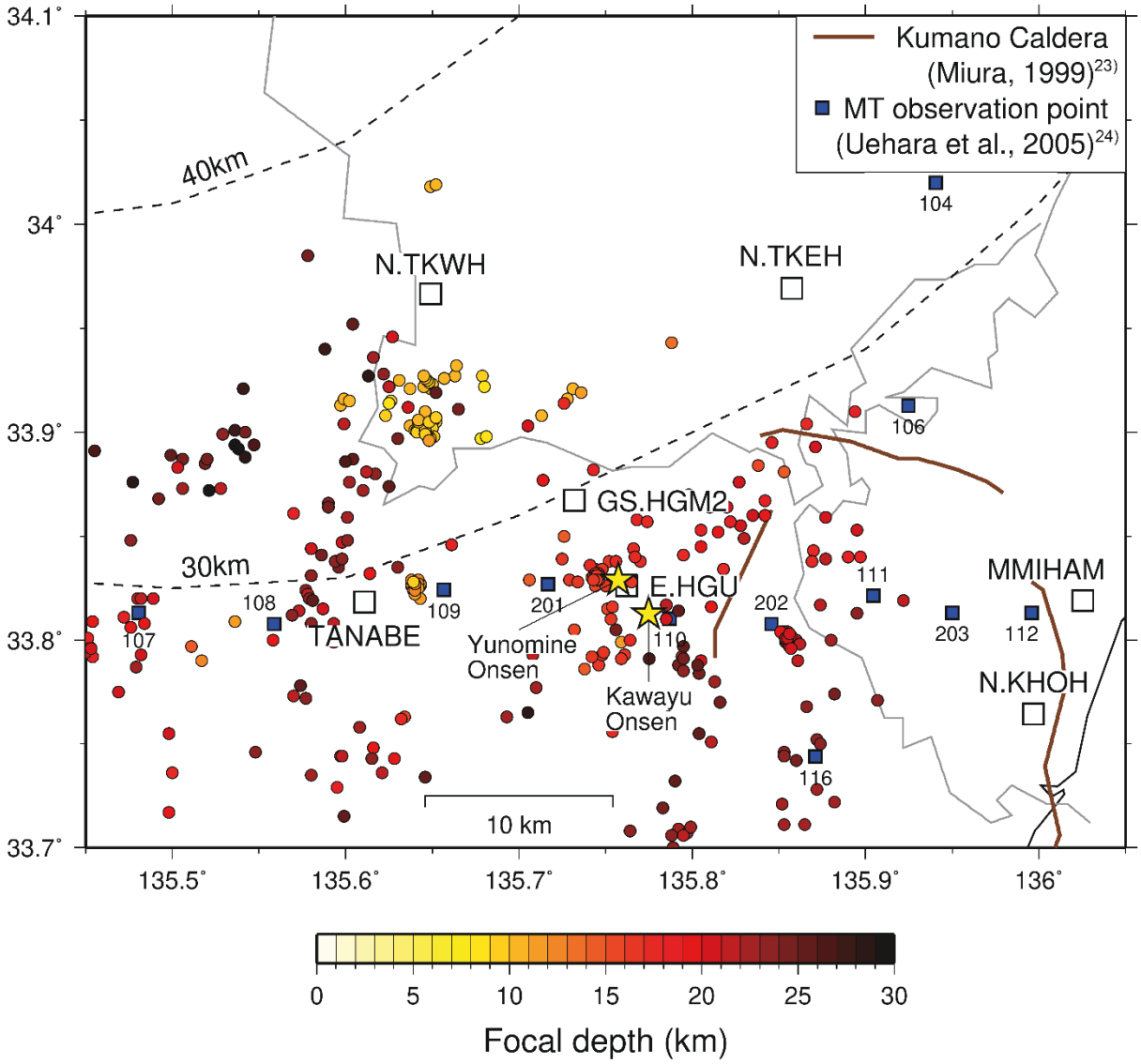

図 9　S 波スプリッティング解析に用いた地震の震源及び観測点の分布

3.2 解析結果

3.2.1 速い S 波の振動方向

図 10 は、速い S 波の振動方向（φ）の分布を示す。ローズダイヤグラムの伸びる向きが速い S 波の振動方向（φ）を示し、その長さは観測されたデータの数を示す。結果の表示には、φ 方向成分と φ + 90°方向成分の相関係数の絶対値が 0.9 以上であるデータのみを使用した。なお、解析に用いた地震のデータは、日本原子力研究開発機構・電力中央研究所（2021)[30]の場合と基本的には同じであるが、解析プログラムの見直しを行ったために結果は若干異なるものとなっている。緑色のバーは、Saiga et al. (2011)[34]が紀伊半島南部に分布する定常観測点を対象に、S 波スプリッティング解析を行って求めた速い S 波の振動方向（φ）の分布を示す。また、赤色のバーは、Saiga et al. (2013)[35]が臨時稠密アレイ観測で得られた微小地震の波形データを用いて、S 波スプリッティング解析を行って求めた速い S 波の振動方向（φ）の分布を示す。緑色で示された帯状の範囲は、深部低周波微動（Obara, 2002[9]）が生じている領域を表している。

本宮観測点（E.HGU）及び本宮三越観測点（GS.HGM2）においては、φ は北北西 - 南南東方

向を向く。Miyazaki and Heki (2001)[36]及び Ito and Hashimoto (2004)[37]は、国土地理院が運用する GNSS 連続観測システム（GNSS Earth Observation Network System; GEONET）で観測された地殻変動のデータを用いて、西南日本の下に沈み込むフィリピン海スラブの上面に沿ったプレート間カップリング（固着率）の分布を求めた。それによれば、紀伊半島の下に沈み込むフィリピン海スラブ上面の固着域の下限の深さは、約 30 km であると推定される。図 10 によれば、沈み込むフィリピン海スラブ上面の深さが 30 km の等深度線（Hirose et al., 2008[25]）は、本宮三越観測点（GS.HGM2）と十津川西観測点（N.TKWH）の間の領域を通過しており、本宮観測点（E.HGU）及び本宮三越観測点（GS.HGM2）は、沈み込むフィリピン海スラブ上面の固着域の直上に位置することがわかる。そのため、これらの観測点においては、沈み込むフィリピン海スラブ上面の固着に伴い、フィリピン海スラブの沈み込む方向に平行な北西 - 南東方向の圧縮応力が強く働いており、最大水平圧縮応力（σ_{Hmax}）の方位は北西 - 南東方向を向いている可能性が高い。一般に、地殻内における S 波偏向異方性は、最大水平圧縮応力（σ_{Hmax}）の方位に平行な方向に伸びるクラックの存在が原因であると考えられている（Kaneshima, 1990[4]; Savage, 1999[5]）。したがって、本宮観測点（E.HGU）及び本宮三越観測点（GS.HGM2）で観測された S 波偏向異方性は、沈み込むフィリピン海スラブ上面の固着により生じる北西 - 南東方向の最大水平圧縮応力（σ_{Hmax}）に平行な方向に伸びるクラックの存在が原因であると考えられる。

一方、十津川西観測点（N.TKWH）における φ の向きは、本宮観測点（E.HGU）及び本宮三越観測点（GS.HGM2）における φ の向きとはほぼ直交し、東北東 - 西南西方向を向いている。十津川西観測点（N.TKWH）は、本宮観測点（E.HGU）及び本宮三越観測点（GS.HGM2）の場合とは大きく異なり、固着域から北側に離れた場所に位置する。そのため、沈み込むフィリピン海スラブ上面の固着により生じる北西 - 南東方向の圧縮応力の大きさは、十津川西観測点（N.TKWH）においては限りなく小さいと考えられる。Miyazaki and Heki (2001)[36]は、GNSS 連続観測網（GEONET）で観測された地殻変動のデータから、沈み込むフィリピン海スラブの上面に沿った固着率の分布から理論的に計算される北西方向の変位ベクトルを差し引いた結果に基づき、新潟から神戸にかけて延びる新潟 - 神戸歪集中帯（Sagiya et al., 2000[38]）に沿って東北日本弧と西南日本弧の衝突が起こっており、東西方向の短縮運動が生じている可能性を示した。西南日本に発生した地震のメカニズム解データを用いた応力インバージョン解析（Townend and Zoback, 2006[39]; Yukutake et al., 2015[40]）によれば、西南日本における最大水平圧縮応力（σ_{Hmax}）の方位は、広域的に東西に近い方向を向くことが示されている。したがって、十津川西観測点（N.TKWH）に見られる S 波偏向異方性は、沈み込むフィリピン海スラブ上面の固着により生じる北西 - 南東方向の圧縮応力よりも、西南日本に対して広域的に作用する東西方向の圧縮応力に起因する可能性が高い。図 10 には、Saiga et al. (2011)[34]が P 波の初動極性データに基づく応力インバージョン解析（Abers and Gephart, 2001[41]）の結果から求めた本宮地域を含む和歌山県中部における最大水平圧縮応力（σ_{Hmax}）の方位を示す。その方位は、東西に近い方向を向くことが見てとれる。

Saiga et al. (2011)[34]が求めた φ の方向と本報告書による結果の比較によれば、本宮観測点（E.HGU）においてはどちらも北北西 - 南南東方向を向いており、両者は非常によく一致している。十津川西観測点（N.TKWH）においては、どちらも東北東 - 西南西方向を向いており、非常に近い結果が得られている。なお、本報告書では解析の対象としていない十津川東観測点（N.TKEH）においては、Saiga et al. (2011)[34]は φ の向きを北東 - 南西方向に求めている。Saiga et al. (2013)[35]が求めた φ の向きは、十津川西観測点（N.TKWH）のすぐ南側に位置する臨時観測点においては、東北東 - 西南西方向を向くが、それより西側に位置する臨時観測点においては、東西に近い方向を向くことがわかる。十津川西観測点（N.TKWH）のすぐ南側に位置する臨時観

測点の φ の方向は、本報告書により求められた十津川西観測点（N.TKWH）における φ の向きによく一致する。以上のことから、沈み込むフィリピン海スラブ上面の深さが 30 km の等深度線（Hirose et al., 2008[25]）を境に、これより南東側の地域における φ は北北西 - 南南東方向を向くのに対し、これより北西側の地域における φ は北東 - 南西から東西に近い方向を向くという一般的な特徴が見られることがわかる。

田辺中辺路観測点（TANABE）は、沈み込むフィリピン海スラブ上面の深さが 30 km の等深度線（Hirose et al., 2008[25]）よりも南側の地域に位置する。したがって、前述の考え方に基づけば、φ は北北西 - 南南東方向を向くことが期待される。しかし、田辺中辺路観測点（TANABE）における φ の向きは、北北西 - 南南東方向及び東北東 - 西南西方向の異なる 2 つの方向に求められている。この原因を明らかにするためには、S 波スプリッティング解析に使用された微小地震の分布に基づき、これらの φ の向きがそれぞれ観測点から見てどの方位に存在する S 波偏向異方性の特徴を捉えたものか詳しく調査する必要がある。この問題に関しては、後で詳しく検討する。

なお、S 波偏向異方性は、地質構造境界の存在にも影響を受ける場合がある（Kaneshima, 1990[4]; Savage, 1999[5]）。紀伊半島においては、熊野酸性岩類が分布する南東部を除き、地質構造境界はほぼ東西方向に延びており、それらは北向きに 30°から 40°の角度で緩く傾斜すると推定されている（Ito et al., 2009[42]）。しかし、この傾斜角は、S 波スプリッティング解析に使用する観測点に対する S 波の入射角の範囲とは重ならず、地質構造境界の存在が φ の推定結果に与える影響は小さいと考えられる（Saiga et al., 2011[34]）。

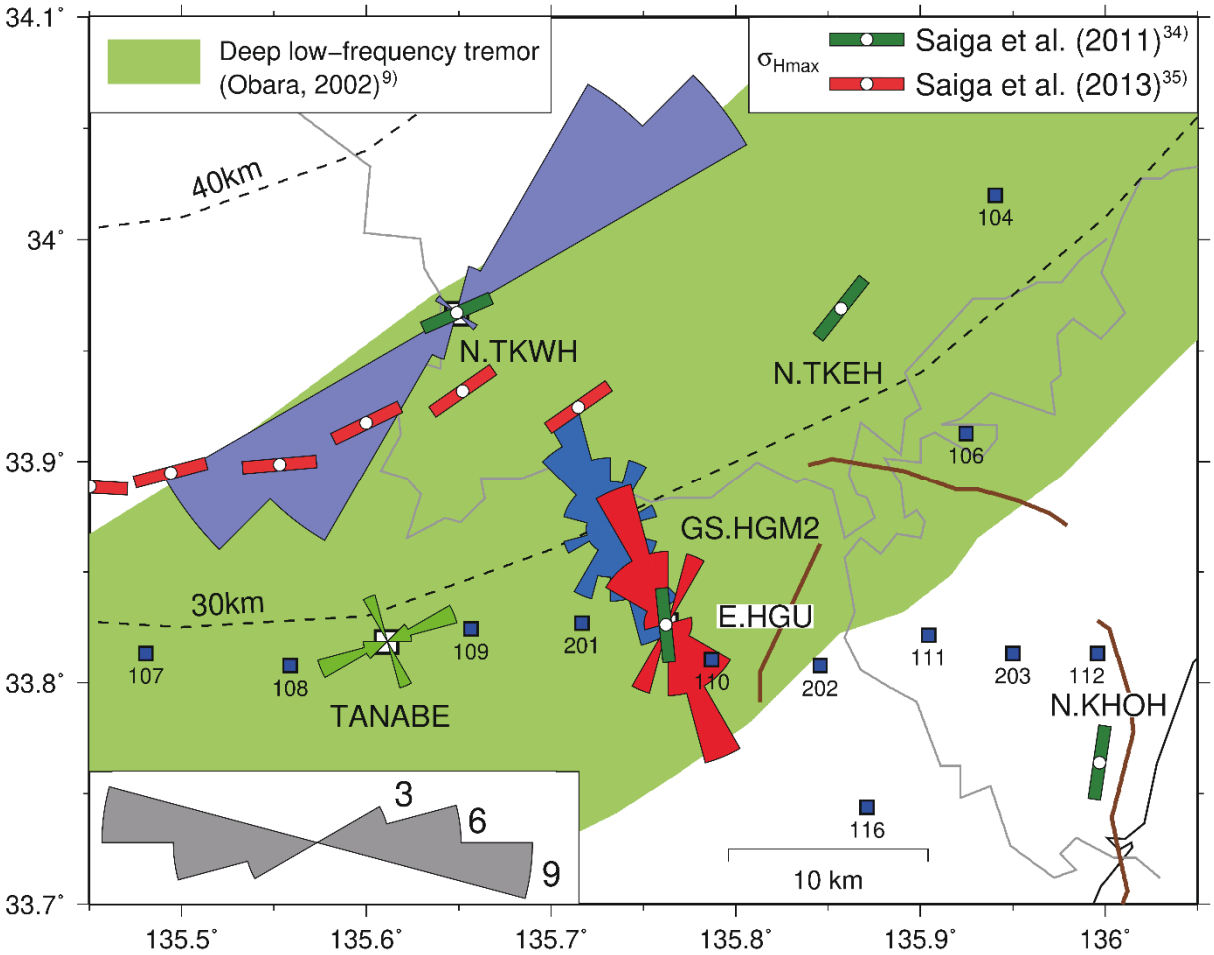

図 10　速い S 波の振動方向（φ）の分布

3.2.2 2 つの波に分裂した S 波の到達時間差

図 11 は、2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）の分布を示す。白丸は、解析に用いた地震の震源の位置を示し、震源と観測点を結ぶ実線の色は、その波線に対して求められた dt の値を示す。色付きの丸印及び四角印は、温泉水及び遊離ガス中に含まれるヘリウム同位体比（$^{3}He/^{4}He$）が調査された地点の位置を示し、それらの色は、その値を大気中における値（$= 1.4\times10^{-6}$）で規格化した場合の数値（Ra）を示す。これについては、後で詳しく検討する。田辺中辺路観測点（TANABE）から北西方向に延びる波線の dt が dt = 0.16 秒を示すことを除けば、dt の値は、全体的に 0.1 秒を下回る結果となっている。Saiga et al. (2011)[34]によれば、dt の値は、本宮観測点（E.HGU）においては dt = 0.04～0.05 秒を示すのに対し、十津川西観測点（N.TKWH）においては dt = 0.05～0.1 秒を示す。また、Saiga et al. (2013)[35]が臨時稠密アレイ観測で得られた微小地震の波形データを解析した結果によると、dt の値は 0.05 秒前後のものが卓越する。したがって、dt の値の大きさとしては、Saiga et al. (2011)[34]及び Saiga et al. (2013)[35]に概ね調和的な結果が得られたと言える。

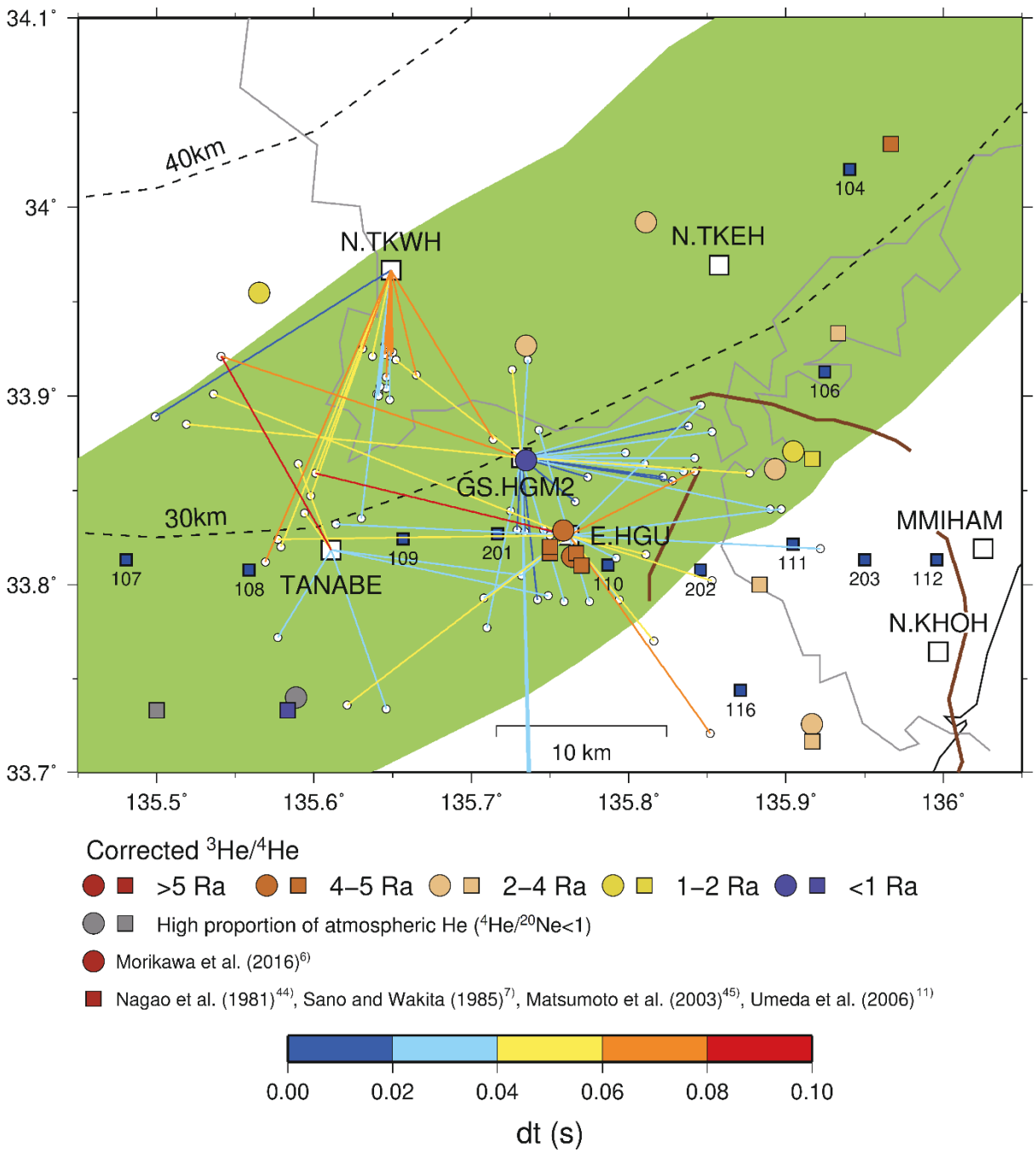

図 11　2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）の分布

3.2.3 Back azimuth と入射角の関数としての φ 及び dt の分布

図 12(a)～(d)は、観測点ごとに、速い S 波の振動方向（φ）及び 2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）の分布を観測点から震央を眺めた場合の方位角（以下、「Back azimuth」という）と観測点に対する S 波の入射角の関数として表現したものである。Stein and Wysession (2003)[43]によれば、震央の緯度と経度を（λ_E, φ_E）、観測点の緯度と経度を（λ_S, φ_S）とすると、震央、地球中心及び観測点の 3 点が成す中心角 Δ（rad）は、

$$\Delta = \cos^{-1}\{\sin\lambda_E \sin\lambda_S + \cos\lambda_E \cos\lambda_S \cos(\varphi_S - \varphi_E)\}$$

で求められる。これに地球の平均半径 6371 km を掛ければ、km 単位の震央距離となる。また、

震央から観測点を眺めた場合の方向を北から時計回りに測った方位角（ζ）は、

$$\cos\zeta = \frac{1}{\sin\Delta}\{\sin\lambda_S\cos\lambda_E - \cos\lambda_S\sin\lambda_E\cos(\varphi_S - \varphi_E)\}$$

$$\sin\zeta = \frac{1}{\sin\Delta}\cos\lambda_S\sin(\varphi_S - \varphi_E)$$

と表される。これらを Fortran の組み込み関数 atan2 に代入し、

$$\zeta = \mathrm{atan2}(\sin\zeta, \cos\zeta)$$

を計算すれば、方位角（ζ）が求められる。Back azimuth を求めるには、方位角（ζ）を 180°逆転させるか、もしくは、上記の$\cos\zeta$及び$\sin\zeta$に関する式における S と E の添え字を入れ替えた式を用いて、Back azimuth の計算を行えばよい。観測点に対する S 波の入射角は、円の中心からの距離によって表されており、円の中心から遠い位置ほど入射角が大きいことを示す。それぞれの震源に対応する位置に描かれたバーの向きが速い S 波の振動方向（φ）を示し、バーの色が 2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）を示す。

本宮観測点（E.HGU）（図 12(a)）においては、φ は北北西 - 南南東方向に卓越するが、観測点から見て北東側と東側から到来する波線の φ は、ばらつきが非常に大きい。後で詳しく述べるように、本宮観測点（E.HGU）より東側の地下深部には、1,000 Ωm 以上の高比抵抗領域の存在が推定されており（上原ほか, 2005[24]）、φ のばらつきが大きいことは、これらの波線が高比抵抗領域の内部を通過したものであることが原因である可能性がある。

本宮三越観測点（GS.HGM2）（図 12(b)）においては、本宮観測点（E.HGU）の場合と同様、φ は北北西 - 南南東方向に卓越するが、観測点から見て東側及び南側から到来する波線の φ は、ばらつきが非常に大きい。また、これらの波線の dt は全体的に小さな値を示す。このことは、本宮観測点（E.HGU）の場合と同様、これらの波線が高比抵抗領域の内部を通過してきていることが原因である可能性がある。それに対し、観測点から見て北側から西側にかけては、φ は東北東 - 西南西方向から北北東 - 南南西方向へと緩やかに変化するといった特徴が認められる。

十津川西観測点（N.TKWH）（図 12(c)）においては、φ が北東 - 南西方向に非常によくそろっていることが特徴である。後で詳しく述べるように、これらの波線は前述の高比抵抗領域より西側に位置する 100 Ωm を下回る低比抵抗領域（上原ほか, 2005[24]）の内部に分布する震源から到来したものであり、低比抵抗領域内のごく狭い範囲における S 波偏向異方性の特徴が捉えられたものと解釈される。

田辺中辺路観測点（TANABE）（図 12(d)）においては、観測点から見て東側から到来する波線の φ は北北西 - 南南東方向を向く。このことは、田辺中辺路観測点（TANABE）の東側に位置する本宮観測点（E.HGU）における φ の向きが北北西 - 南南東方向に卓越することに調和的である。それに対し、観測点から見て北側及び南側から到来する波線の φ は東北東 - 西南西ないし北東 - 南西方向を向く。このことは、田辺中辺路観測点（TANABE）の北側に位置する十津川西観測点（N.TKWH）における φ の向きが北東 - 南西方向に卓越することと矛盾しない。以上のことから、これらの互いに直交する φ は、観測点から見て異なる方向に存在する S 波偏向異方性の特徴が捉えられたものであり、地殻内における S 波偏向異方性は、最大水平圧縮応力（σ_{Hmax}）の方位に平行な方向に配列するクラックの存在に起因するものであるという考え方（Kaneshima, 1990[4]）に矛盾するものではないことがわかる。

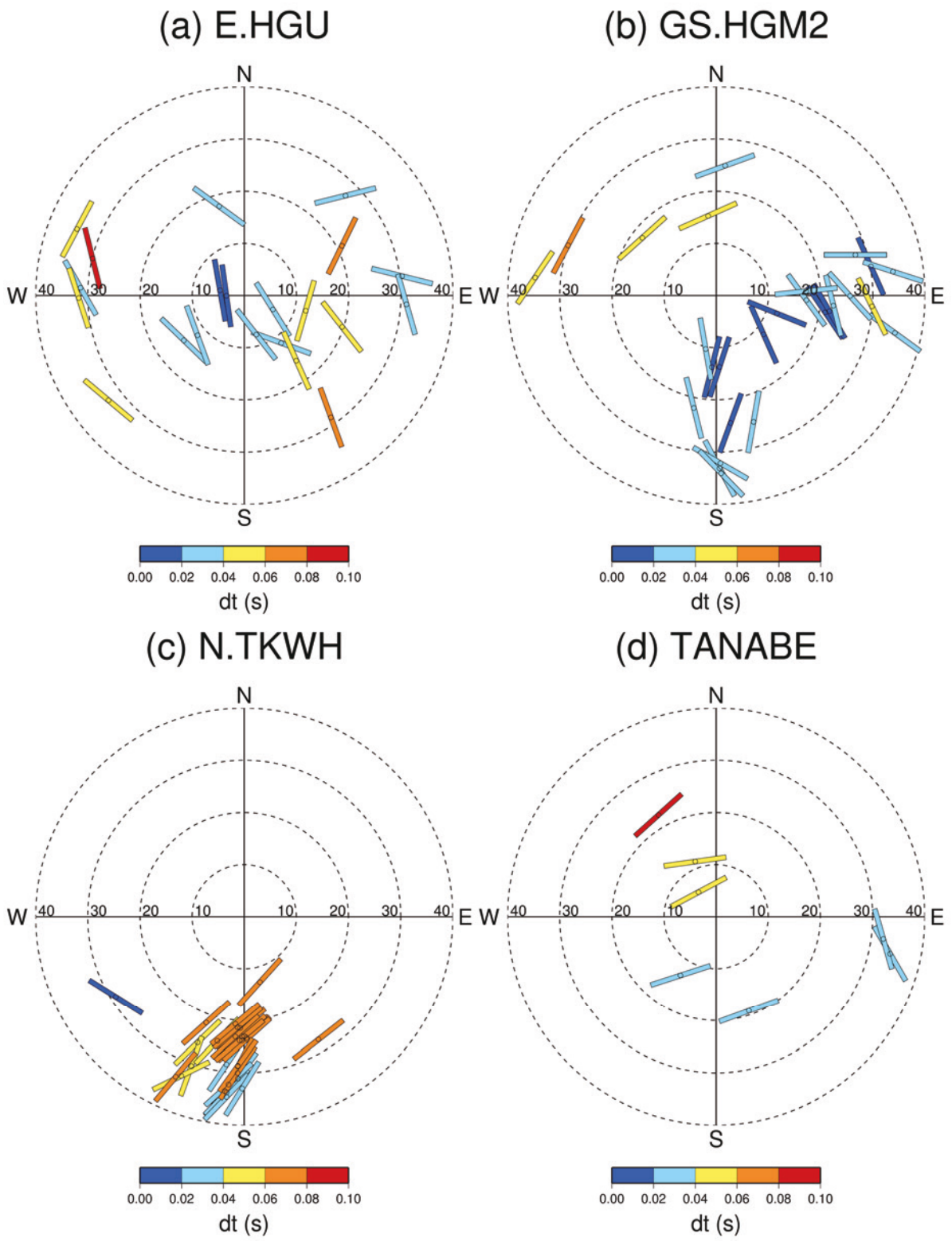

図 12　Back azimuth と観測点に対する S 波の入射角の関数としての速い S 波の振動方向（φ）及び 2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）の分布

3.3 議論

3.3.1 温泉水及び遊離ガス中に含まれるヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）との比較

図 13 は、温泉水及び遊離ガス中に含まれるヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）と 2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）の分布を比較したものである。ヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）は、大気中における値（$= 1.4\times10^{-6}$）で規格化した場合の数値（Ra）で表した。丸印とそれに付けられた数字は、Morikawa et al. (2016)[6]が調査を行った試料採取点の位置とその番号を示し、四角印とそれに付けられた数字は、1 番が Nagao et al. (1981)[44]、2 番が Sano and Wakita (1985)[7]及び 3 番が Matsumoto et al. (2003)[45]が調査を行った試料採取点の位置を示す。ただし、Nagao et al. (1981)[44]が調査を行った試料採取点の座標については、論文中に明記されておらず、図から座標値を読み取ることも困難であるため、草野ほか (2012)[46]がまとめた日本列島における地下水・温泉ガスのヘリウム同位体比データベースに記載されている値に従った。図 13 からわかるように、Sano and Wakita (1985)[7]及び Matsumoto et al. (2003)[45]は同一の地点においてヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）の調査を行っている。そのため、図 13 にはより新しい Matsumoto et al. (2003)[45]による調査結果を示した。

はじめに、ヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）が大気中における値（$= 1.4\times10^{-6}$）を下回っており、スラブ起源流体が上昇してきている可能性が低いとみなされる地点において、2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）の値を検討する。本宮三越観測点（GS.HGM2）から見て東南東方向には、Morikawa et al. (2016)[6]がヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）の調査を行った No. 50 の試料採取点が存在する。この地点におけるヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）は 0.224 Ra であり、大気中における値（$= 1.4\times10^{-6}$）を大きく下回る。これに対して、本宮三越観測点（GS.HGM2）から東南東方向に延び、No. 50 の試料採取点のごく近傍を通過する波線の dt は、dt = 0.01 秒を示しており、dt の値としては非常に小さい。

次に、湯の峰温泉付近を通過する波線の dt の値について検討する。湯の峰温泉の中心部（星印）付近には、Morikawa et al. (2016)[6]が湯の峰温泉のヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）の調査を行った No. 51 の試料採取点が存在する。この地点におけるヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）は 4.67 Ra であり、大気中における値（$= 1.4\times10^{-6}$）を大きく上回る。これに対して、No. 51 の試料採取点のすぐ南側には、本宮観測点（E.HGU）から西北西方向に延びる波線が通過しており、dt の値としては非常に大きい dt = 0.08 秒及び dt = 0.04 秒を示す。Nagao et al. (1981)[44]、Sano and Wakita (1985)[7]及び Matsumoto et al. (2003)[45]が湯の峰温泉のヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）の調査を行った試料採取点は、本宮観測点（E.HGU）から見ていずれも南西方向に位置する。これらの試料採取点におけるヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）は、4.08～4.69 Ra を示す。これに対して、本宮観測点（E.HGU）から南西方向に延び、これらの試料採取点の間を通過する波線は、dt = 0.05 秒及び dt = 0.02 秒を示す。なお、本宮三越観測点（GS.HGM2）から南南東方向に延びる波線も、これらの試料採取点の近傍を通過しており、dt = 0.02 秒を示す。これらの波線の dt の値は、No. 51 の試料採取点のすぐ南側を通過する波線の場合ほど大きくはないが、少なくともスラブ起源流体が上昇してきている可能性が低いとみなされる No. 50 の試料採取点の近傍を通過する波線の場合よりは大きい。

川湯温泉の中心部（星印）付近においては、本宮観測点（E.HGU）から南東方向に延びる dt = 0.06 秒、dt = 0.05 秒及び dt = 0.02 秒の波線が通過している。Morikawa et al. (2016)[6]が川湯温泉のヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）の調査を行った No. 52 及び No. 53 の試料採取点や、Nagao et al. (1981)[44]、Sano and Wakita (1985)[7]及び Matsumoto et al. (2003)[45]が調査を行った試料採取点は、本宮観測点（E.HGU）から見ていずれも南南東方向に位置する。Morikawa et al. (2016)[6]が調査を行った No. 52 及び No. 53 の試料採取点におけるヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）は、それ

ぞれ 4.47 Ra 及び 4.62 Ra を示す。なお、これらの試料採取点はほぼ同一地点であると考えられるため、図 13 には No. 53 の試料採取点による結果を示した。Nagao et al. (1981)[44]、Sano and Wakita (1985)[7]及び Matsumoto et al. (2003)[45]が調査を行った試料採取点におけるヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）は、4.04～4.53 Ra を示す。本宮観測点から南南東方向に延び、これらの試料採取点の間を通過する波線の dt は、dt = 0.03 秒を示す。

以上のことから、温泉水及び遊離ガス中に含まれるヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）が低く、スラブ起源流体が上昇してきている可能性が低いとみなされる場合は、dt は小さい値を示す。それに対し、温泉水及び遊離ガス中に含まれるヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）が高く、スラブ起源流体が上昇してきている可能性が高い場合は、dt も大きな値を示す傾向があることがわかる。今後は、こうした関係が他の地域の場合においても成り立つのかどうか詳しく調査することが必要であろう。

また、本報告書で解析の対象とした期間は、2004 年 4 月から 2019 年 4 月末までの約 15 年間にわたっており、この間にスラブ起源流体の移動量に時間的な変動が生じていた可能性も考えられる。Rial et al. (2005)[47]は、米国カリフォルニア州中部に位置する Coso 地熱地帯において、注水実験に伴う S 波偏向異方性の時間変化についての詳しい調査を行った。それによれば、2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）は、注水実験の開始とともに増大し、注水実験の終了後、直ちに注水前の値へと回復したことが示されている。これに基づけば、dt の値はスラブ起源流体の移動量が増加する場合は大きくなり、減少する場合は小さくなると予想される。将来的には、臨時稠密地震観測を実施し、解析に使用する微小地震の波形データの数を大幅に増加させることができれば、S 波スプリッティング解析の結果に基づき、スラブ起源流体の移動量の時間変化をモニタリングするといった研究も可能になるかもしれない。

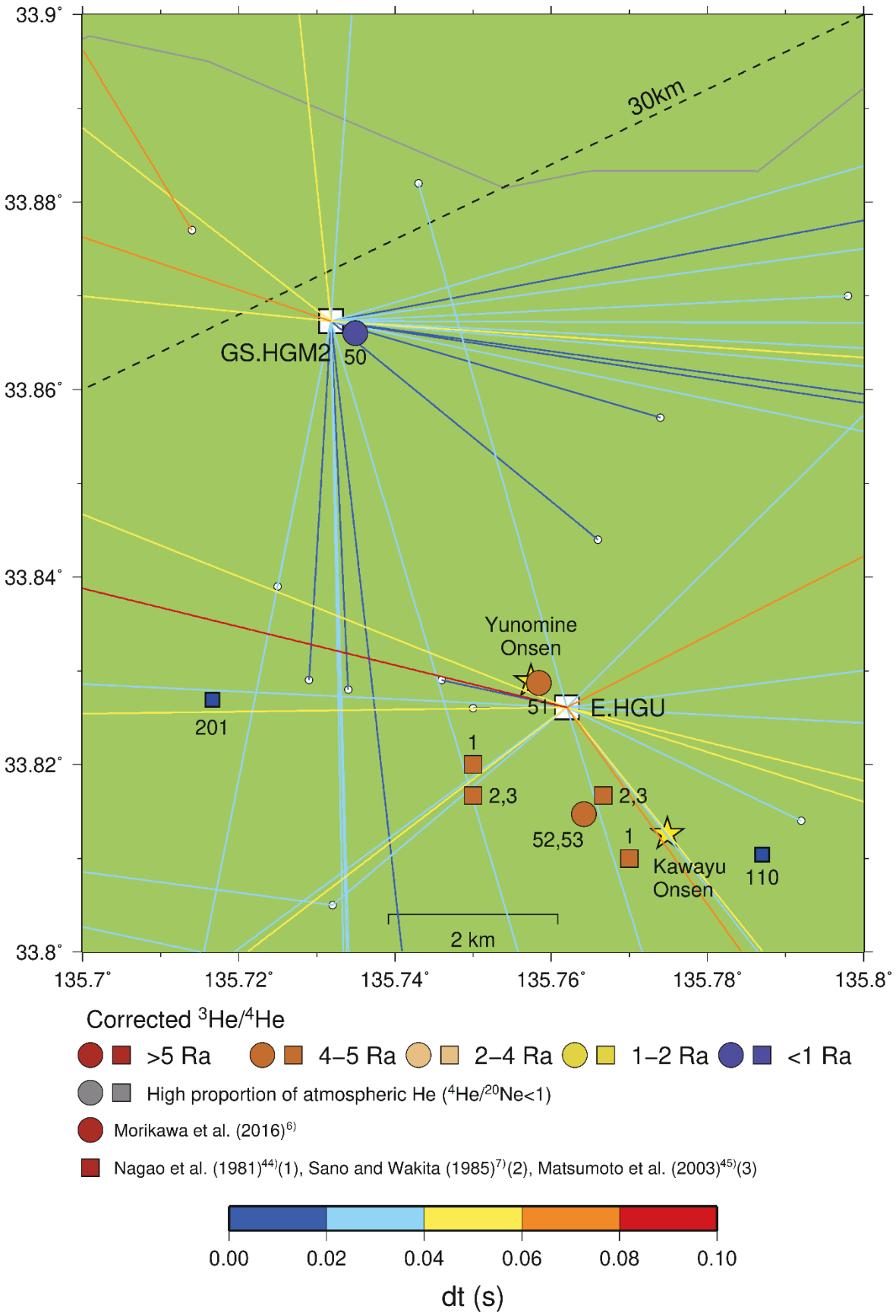

図 13　2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）とヘリウム同位体比（$^{3}He/^{4}He$）の分布の比較

3.3.2 三次元地震波速度構造及び二次元比抵抗構造との比較

上原ほか (2005)[24]は、Ogawa and Uchida (1996)[48]の手法を用いて、本宮地域を東西方向に横断する測線に沿った二次元比抵抗構造解析を行った。図 14 は、上原ほか (2005)[24]が推定した本宮地域を東西方向に横断する測線に沿った二次元比抵抗構造と 2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）の分布を比較したものである。図の背景の色は、Nakajima and Hasegawa (2007)[26]による P 波速度と S 波速度の比（V_P/V_S 比）の分布を示す。2 つの星印は、湯の峰温泉と川湯温泉の位置を示し、黒の逆三角形の印は、熊野カルデラ（Miura, 1999[23]）の位置を示す。灰色の実線は、沈み込むフィリピン海スラブ上面の形状（Hirose et al., 2008[25]）を示す。

V_P/V_S 比は、P 波速度及び S 波速度に比べて、流体やマグマの存在によってその値が大きく変化する（Christensen, 1996[49]; 趙, 2003[50]）。O'Connell and Budiansky (1974)[51]によれば、無水クラックの場合は、クラック密度が高くなるほど V_P/V_S 比は低下するのに対し、含水クラックの場合は、クラック密度が高くなるほど V_P/V_S 比は増加する傾向にある。これに基づけば、スラブ起源流体が豊富に存在する場所ほど、V_P/V_S 比はより高い値を示すことが期待される。図 14 によれば、湯の峰温泉及び川湯温泉の地下深部における V_P/V_S 比は、深さ 15 km 付近においては $V_P/V_S = 1.8$ の値を示すのに対し、沈み込むフィリピン海スラブ上面の直上付近においては $V_P/V_S = 1.86$ の値を示しており、深さとともに増加することが見てとれる。このことは、沈み込むフィリピン海スラブ上面の直上付近には、フィリピン海スラブから脱水した深部流体が豊富に存在すると考えられることに調和的である。しかし、Nakajima and Hasegawa (2007)[26]が西南日本を対象に、地震波トモグラフィー解析を実施した際のグリッド間隔は、中国四国地方を除き、緯度方向には 0.25° 及び経度方向には 0.3° である。また、深さ方向のグリッド間隔については、深さ 60 km 以浅においては 10～15 km 間隔であるのに対し、深さ 60 km 以深においては 20～40 km である。そのため、Nakajima and Hasegawa (2007)[26]に基づく V_P/V_S 比の分布と 2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）の分布の比較に基づき、スラブ起源流体の移行経路を推定することは非常に難しい。

上原ほか (2005)[24]によれば、湯の峰温泉及び川湯温泉の地下深部においては、1,000 Ωm 以上の高比抵抗領域（R_1）が存在する。彼らの解釈に基づけば、この高比抵抗領域（R_1）は裂罅に乏しく、透水性が低い大峰酸性岩類の地下岩体に相当するとみなされる。それに対し、高比抵抗領域（R_1）より西側及び東側の深さ 5 km から 15 km の範囲においては、100 Ωm を下回る低比抵抗領域（C_1）が存在する。この低比抵抗領域（C_1）は、温度が低下した深部流体からシリカ鉱物などが沈殿して難透水層を形成し、その下に深部流体が貯留した層であると解釈される。さらに、深さ 20 km 以深の領域は、全体的に 100 Ωm 程度の低い比抵抗の値を示すことが特徴として挙げられる。なお、Umeda et al. (2006)[11]は、上原ほか (2005)[24]と同じ東西方向の測線に沿って二次元比抵抗構造解析を行っている。それによれば、100 Ωm を下回る低比抵抗領域は、概ね 107 番の観測点と 110 番の観測点の間、深さ 25～35 km の範囲に推定されている。

dt の分布との比較によれば、高比抵抗領域（R_1）の内部を通過し、本宮観測点（E.HGU）及び本宮三越観測点（GS.HGM2）に入射する東傾斜の波線の dt は、dt = 0.03 秒を下回るものが多い。それに対し、高比抵抗領域（R_1）と西側の低比抵抗領域（C_1）の間を通過し、本宮観測点（E.HGU）に入射する西傾斜の波線や、西側の低比抵抗領域（C_1）の内部を通過し、十津川西観測点（N.TKWH）及び田辺中辺路観測点（TANABE）に対して、ほぼ真下から鉛直上向きに入射する波線の dt は、dt = 0.04 秒以上の大きな値を示す傾向にある。上原ほか (2005)[24]は、沈み込むフィリピン海スラブから脱水した深部流体は、高比抵抗領域（R_1）の上面に沿って西側の深部から上昇し、湯の峰温泉及び川湯温泉に湧出しているとの見方を示しており、dt の分布はその見方に調和的であるこ

とがわかる。なお、西側の低比抵抗領域（C_1）の内部に分布する震源から十津川西観測点（N.TKWH）に至る波線の dt は、dt = 0.06 秒の大きな値を示す。上原ほか（2005）[24]の解釈に基づけば、深部流体が貯留した層が S 波偏向異方性の強い領域として捉えられたのかもしれない。

図 15 は、本宮観測点（E.HGU）と本宮三越観測点（GS.HGM2）の間に位置する東経 135.75°に沿った南北断面に対して dt の分布を投影したものである。図の背景は、図 14 の場合と同様、Nakajima and Hasegawa (2007)[26]による V_P/V_S 比の分布を示す。2 つの星印は、湯の峰温泉と川湯温泉の位置を示し、黒の逆三角形の印は、東西方向の鉛直断面（図 14）との交点の位置を示す。灰色の実線は、沈み込むフィリピン海スラブ上面の形状（Hirose et al., 2008[25]）を示す。これによると、V_P/V_S 比のコンター線は、深さ 10 km 以深の範囲においては、沈み込むフィリピン海スラブ上面とほぼ平行になるように、北側に傾斜することが見てとれる。このことは、沈み込むフィリピン海スラブの上面に沿って深部流体が存在しているとする見方（上原ほか, 2005[24]）に調和的である。一方、深さ 10 km 以浅の範囲においては、V_P/V_S 比のコンター線は南側に傾斜することが見てとれる。このことは、紀伊半島における地質構造境界がほぼ東西方向に延びており、それらは北向きに 30°から 40°の角度で緩く傾斜すると推定されること（Ito et al., 2009[42]）に一見矛盾するが、その原因は明らかではない。

図 15 によれば、本宮観測点（E.HGU）からは dt = 0.08 秒、田辺中辺路観測点（TANABE）からは dt = 0.16 秒の北傾斜の波線が延びている。それに対し、十津川西観測点（N.TKWH）からは dt = 0.06 秒及び 0.04 秒の南傾斜の波線が延びていることが見てとれる。東西方向に沿った鉛直断面における dt の分布（図 14）も合わせて考慮すると、東西方向においては上原ほか(2005)[24]が MT 観測を行った 108 番の観測点から 109 番の観測点にかけての範囲、南北方向においては十津川西観測点（N.TKWH）から田辺中辺路観測点（TANABE）にかけての範囲がスラブ起源流体の賦存域となっている可能性が考えられる。

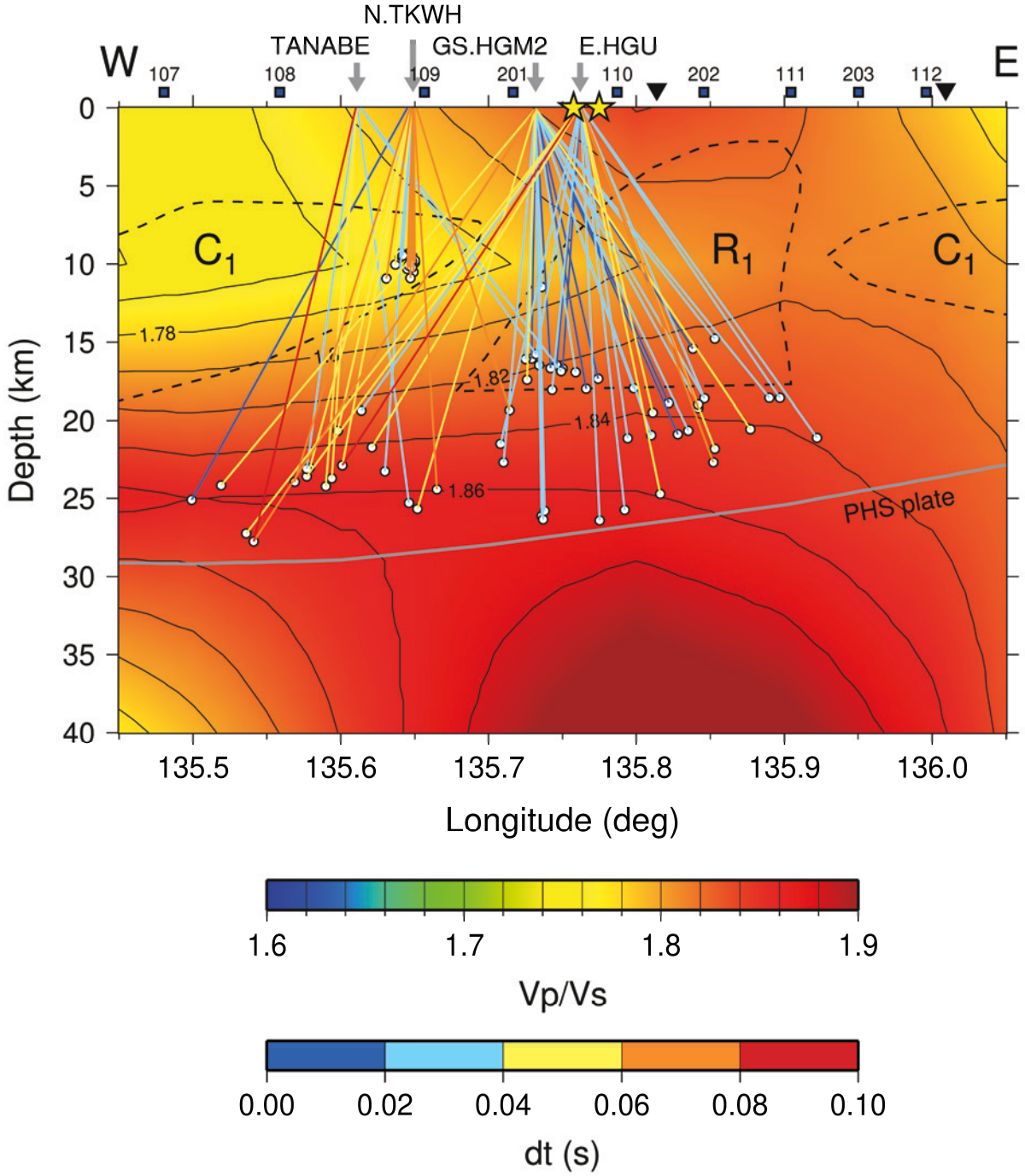

図 14　2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）と二次元比抵抗構造解析の結果（上原ほか, 2005[24]）及び Vp/Vs 比（Nakajima and Hasegawa, 2007[26]）との比較（東西断面）
R_1 は上原ほか (2005)[24]が推定した比抵抗値が 1,000 Ωm 以上の高比抵抗領域を示し、C_1 は比抵抗値が 100 Ωm を下回る低比抵抗領域を示す。

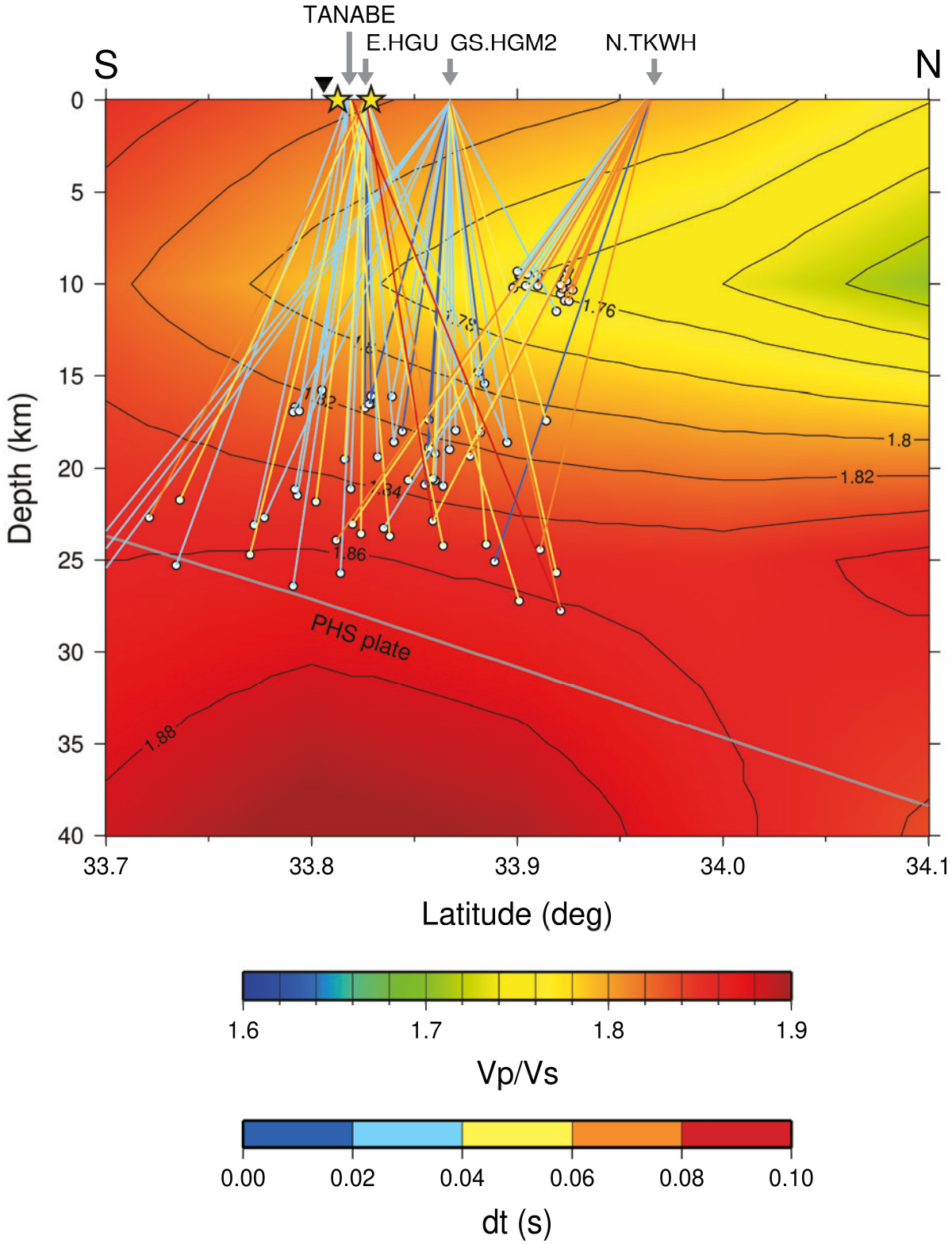

図 15　2 つの波に分裂した S 波の到達時間差(dt)と Vp/Vs 比(Nakajima and Hasegawa, 2007[26])との比較（南北断面）

3.3.3 異方性係数及び異方性媒質の厚さの推定

Saiga et al. (2003)[52]は、1986 年 12 月から 1999 年 8 月までの期間に東海地方に発生した微小地震の波形データを用いて、愛知県の犬山観測点（INU）及び新豊根観測点（STN）を対象に、Silver and Chan (1991)[14]の手法を用いた S 波スプリッティング解析を行った。Saiga et al. (2003)[52]によれば、2 つの波に分裂した S 波の速度をそれぞれ V_{S1} (km/s)及び V_{S2} (km/s) ($V_{S1}>V_{S2}$) とすると、異方性の強度を示す係数（k）は、

$$k = \frac{V_{S1} - V_{S2}}{V_{S1}} \tag{1}$$

と表される。また、異方性媒質の厚さを L (km)とすると、L (km)は、(1)式の k を用いて、

$$L = \frac{dtV_S}{k} \tag{2}$$

と表される。ここで、V_S は、地殻内における平均的な S 波速度を表し、V_S = 3.5 km/s である。Saiga et al. (2003)[52]は、1986 年 12 月 1 日から愛知県東部地震（震源の深さ 39 km、M5.7）の発生の前日である 1999 年 3 月 15 日までの期間に新豊根観測点（STN）で観測された微小地震の波形データを用いて、k を 0 から 2%まで 0.1%間隔及び L (km)を 0 km から 40 km まで 2 km 間隔で変化させるグリッドサーチを行い、2 つの波に分裂した S 波の到達時間差(dt)の観測値(dt_{obs})と(2)式から計算される理論値（dt_{obs}）との残差二乗和（Res^2）

$$Res^2 = \sum_{i=1}^{n} \frac{\left(dt_{obs}^{i} - dt_{syn}^{i}\right)^2}{{\sigma_{dt}^{i}}^2} \tag{3}$$

が最小になる場合の k 及び L (km)を求め、k = 0.6%及び L = 30 km の解を得ている。ここで、n はグリッドサーチに用いた微小地震の数を示し、σ_{dt}^{i}は i 番目の微小地震のデータに対する dt の推定誤差を示す。

図 16 は、Saiga et al. (2003)[52]と同じ方法を用いて、k 及び L (km)に関するグリッドサーチを行った結果を示す。赤色の実線及び破線は、グリッドサーチの結果に基づく dt の理論直線を示す。これによると、dt の値は、地表面から L (km)に等しい深さまでの範囲においては、深さとともに増加するが、それより深部においては一定となる。したがって、S 波偏向異方性が存在する深さの範囲は、地表面から L (km)に等しい深さまでとみなされる。より具体的には、本宮観測点（E.HGU）及び十津川西観測点（N.TKWH）においては、地表面から深さ 10 km まで、本宮三越観測点（GS.HGM2）においては、地表面から深さ 14 km までの範囲を異方性媒質が占めていることになる。Kaneshima (1990)[4]は、日本各地で行われた地殻内地震を用いた S 波スプリッティング解析の結果を取りまとめ、地表面から深さ 15 km までの範囲においては、深さとともに dt は増加するが、それより深部においては、dt の値に大きな変化はないことを示した。また、Crampin (1994)[53]は、世界各地で行われた地殻内地震を用いた S 波スプリッティング解析の結果に基づき、S 波偏向異方性が存在する深さの範囲は、地表面から深さ 10～15 km までと考えられると述べている。本宮観測点（E.HGU）、十津川西観測点（N.TKWH）及び本宮三越観測点（GS.HGM2）に対する L (km)の推定結果は、これらの研究に調和的である。

一方、田辺中辺路観測点（TANABE）の場合は、L は 10 km と求められたが、(3)式で定義される残差二乗和（Res^2）の値は、他の 3 つの観測点の場合に比べると非常に大きくなった。この原因は、図 16(d)から明らかなように、dt = 0.16 秒のデータが含まれているためとみなされる。図 16(d)に示された赤色の破線は、dt = 0.16 秒のデータを除いてグリッドサーチを行った場合の dt の理論直線を示す。この場合、Res^2 の値は有意に減少するが、L は 26 km と求められ、前述の Kaneshima (1990)[4]及び Crampin (1994)[53]とは明らかに矛盾する結果となる。そのため、田辺中

辺路観測点（TANABE）に関しては、k = 1.7%及び L = 10 km を解として採用する。

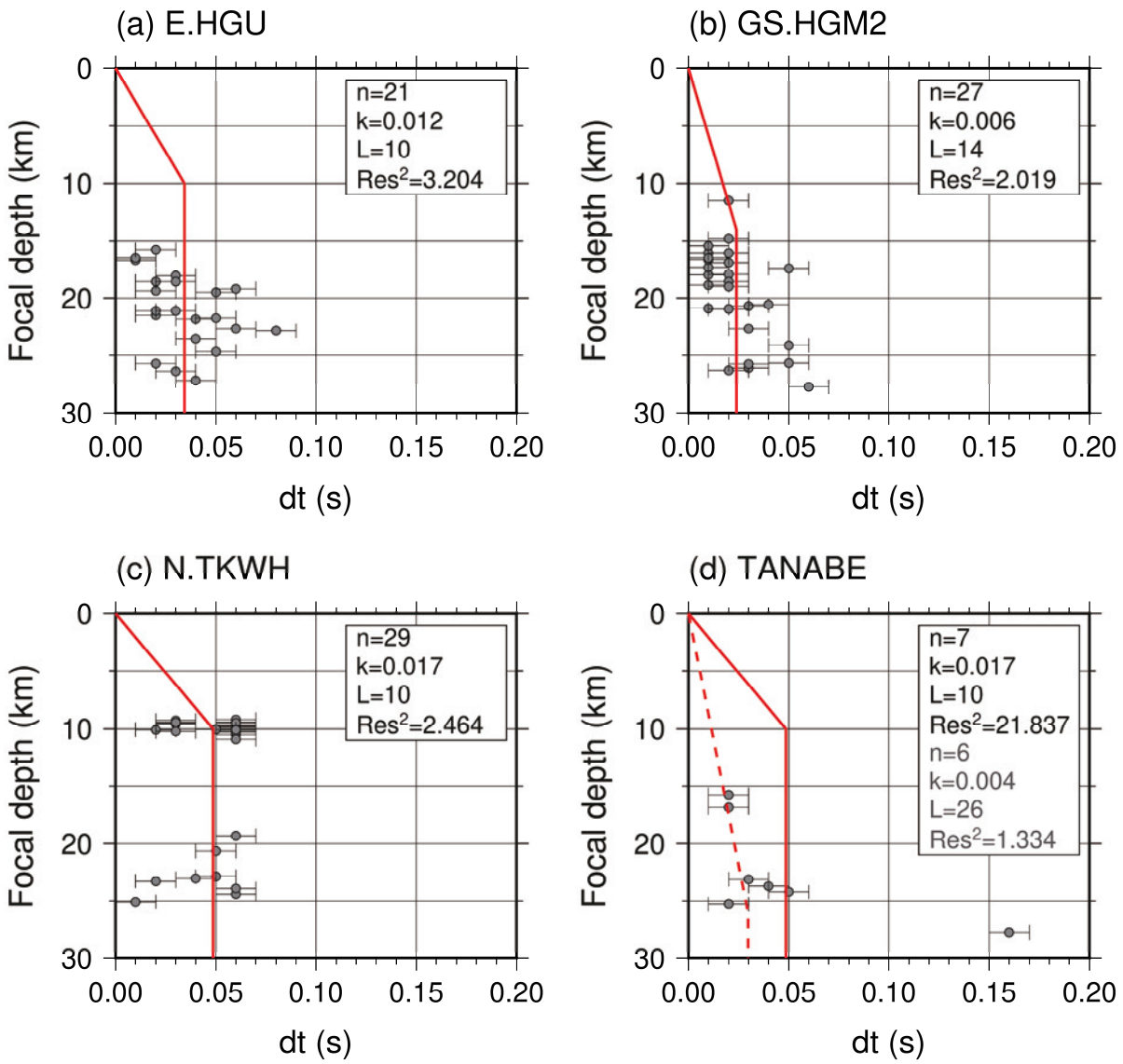

図 16　k 及び L (km)についてのグリッドサーチの結果

3.3.4 クラック密度の分布

クラック密度（ε）は、単位体積当たりに含まれる薄い円形クラックの数を N、クラックの平均半径を$\langle a \rangle$とすれば、$\varepsilon = N\langle a \rangle^3$と定義される（O'Connell and Budiansky, 1974[51]）。Hudson (1981)[54]は、異方性媒質の中に無水クラック、含水クラック、体積弾性率及び剛性率の小さい物質で満たされたクラックが存在する異なる 3 つの場合について、クラック密度（ε）と P 波速度（V_P）及び 2 つの波に分裂した S 波速度（V_{S1}, V_{S2}）との関係を表す式を示した。それによれば、含水クラックが存在する場合、クラック密度（ε）と 2 つの波に分裂した S 波速度（V_{S1}, V_{S2}）との関係は、

$$V_{S1}^2 = V_S^2\left[1 - \frac{16}{3}\varepsilon\left(\frac{\lambda + 2\mu}{3\lambda + 4\mu}\right)\cos^2\theta\right] \tag{4}$$

$$V_{S2}^2 = V_S^2\left[1 - \frac{16}{3}\varepsilon\left(\frac{\lambda + 2\mu}{3\lambda + 4\mu}\right)(\cos^2\theta - \sin^2\theta)^2\right] \tag{5}$$

と表される。ここで、Vs はクラックが存在しない等方性媒質における S 波速度（km/s）、λ 及び μ は、ラメの定数（宇津, 2001[16]）である。また、θ はクラックの法線方向とクラックに対する S 波の入射方向がなす角度である。

はじめに、クラック密度（ε）を計算するための式（Savage et al., 2010[55]）を導出する。まず、異方性媒質の中に複数の鉛直なクラックが存在し、それらのクラックが速い S 波の振動方向（φ）に平行な方向に伸びている状態を考える。また、S 波は異方性媒質に対して真下から鉛直上向きに入射するとみなす。この場合、(4)及び(5)式における θ は、θ = 90°となるので、これらの式は、

$$V_{S1} = V_S \tag{6}$$

$$V_{S2}^2 = V_S^2\left[1 - \frac{16}{3}\varepsilon\left(\frac{\lambda + 2\mu}{3\lambda + 4\mu}\right)\right] \tag{7}$$

となる。次に、等方性媒質のポアソン比（σ）を σ = 0.25 と仮定する。ポアソン比（σ）とラメの定数 λ 及び μ との間には、

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$$

の関係が成り立つので、λ = μ となる（宇津, 2001[16]）。この場合、(7)式は、さらに、

$$V_{S2} = V_S\sqrt{1 - \frac{16}{7}\varepsilon} \tag{8}$$

と簡単になる。最後に、前述の(1)及び(2)式から異方性の強度を示す係数（k）を消去し、(6)及び(8)式を代入すれば、

$$\frac{V_S - V_S\sqrt{1 - \frac{16}{7}\varepsilon}}{V_S} = \frac{dtV_S}{L}$$

となる。これを整理すると、

$$1 - \sqrt{1 - \frac{16}{7}\varepsilon} = \frac{dtV_S}{L}$$

$$\sqrt{1 - \frac{16}{7}\varepsilon} = 1 - \frac{dtV_S}{L}$$

$$1 - \frac{16}{7}\varepsilon = \left(1 - \frac{dtV_S}{L}\right)^2$$

$$1 - \frac{16}{7}\varepsilon = 1 - \frac{2dtV_S}{L} + \frac{dt^2V_S^2}{L^2}$$

となるが、dt の二乗の項は、微小な量であるとして無視すれば、

$$\frac{16}{7}\varepsilon = \frac{2dtV_S}{L}$$

$$\varepsilon = \frac{7dtV_S}{8L} \tag{9}$$

という関係式が導かれる。

図 17 は、本宮地域を東西方向に横断する測線に沿った二次元比抵抗構造（上原ほか, 2005[24]）

と(9)式を用いて計算したクラック密度（ε）の分布の比較を示す。図の背景の色は、図 14 の場合と同様、Nakajima and Hasegawa (2007)[26]による V_P/V_S 比の分布を示す。(9)式に基づけば、クラック密度（ε）は、2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）に比例する。そのため、図 14 と図 17 を比較すると、dt の大きい波線はクラック密度（ε）が高く、dt の小さい波線はクラック密度（ε）が低いという対応関係が認められる。

図 18 は、図 15 の場合と同様、本宮観測点（E.HGU）と本宮三越観測点（GS.HGM2）の間に位置する東経 135.75°に沿った南北断面に対して(9)式を用いて計算したクラック密度（ε）の分布を投影したものである。図の背景は、図 14 の場合と同様、Nakajima and Hasegawa (2007)[26]による V_P/V_S 比の分布を示す。図 15 と図 18 を比較した場合においても、dt の大きい波線はクラック密度（ε）が高く、dt の小さい波線はクラック密度（ε）が低いという対応関係が認められる。

Tadokoro et al. (1999)[56]は、1995 年兵庫県南部地震（M7.3）の余震域を対象に S 波スプリッティング解析を行った結果に基づき、Hudson (1981)[54]の式を用いて、異方性媒質の中に含水クラックが存在する場合のクラック密度（ε）を求めた。それによれば、クラック密度（ε）は、ε=0.006～0.029 の値を示す。また、彼らはクラック密度を求めたいくつかの先行研究を参照し、クラック密度（ε）は、ε＝0.01～0.05 の値を示すと述べている。図 17 及び図 18 と比較すると、先行研究によるクラック密度（ε）の値は、高比抵抗領域（R_1）と西側の低比抵抗領域（C_1）の間を通過し、本宮観測点（E.HGU）に入射する西傾斜の波線や、西側の低比抵抗領域（C_1）の内部を通過し、十津川西観測点（N.TKWH）及び田辺中辺路観測点（TANABE）に対して、ほぼ真下から鉛直上向きに入射する波線に対して求められたクラック密度（ε）の値に概ね対応することがわかる。

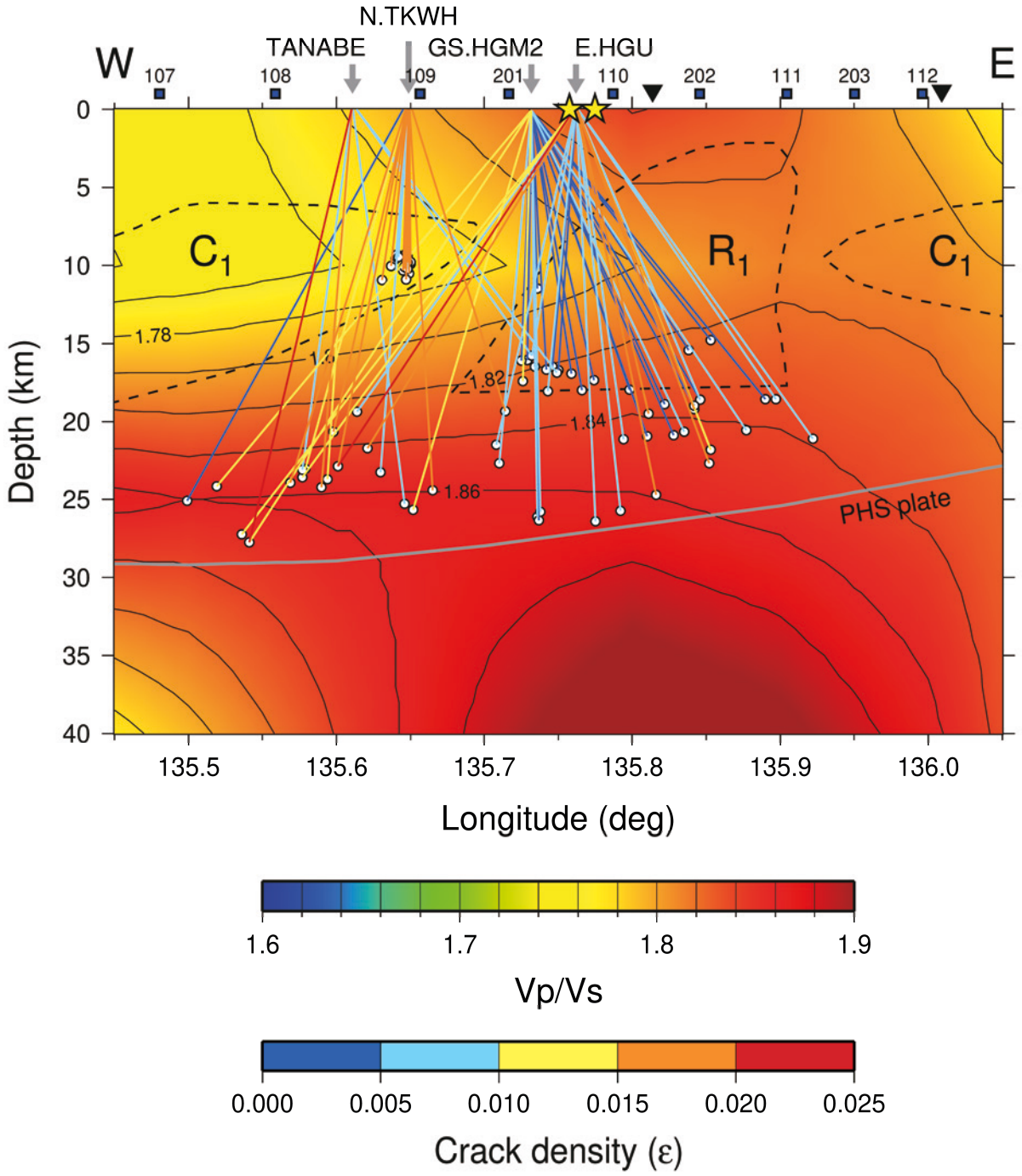

図 17　クラック密度（ε）と二次元比抵抗構造解析の結果（上原ほか, 2005[24]）及び V_P/V_S 比（Nakajima and Hasegawa, 2007[26]）との比較（東西断面）
R_1 は上原ほか (2005)[24]が推定した比抵抗値が 1,000 Ωm 以上の高比抵抗領域を示し、C_1 は比抵抗値が 100 Ωm を下回る低比抵抗領域を示す。

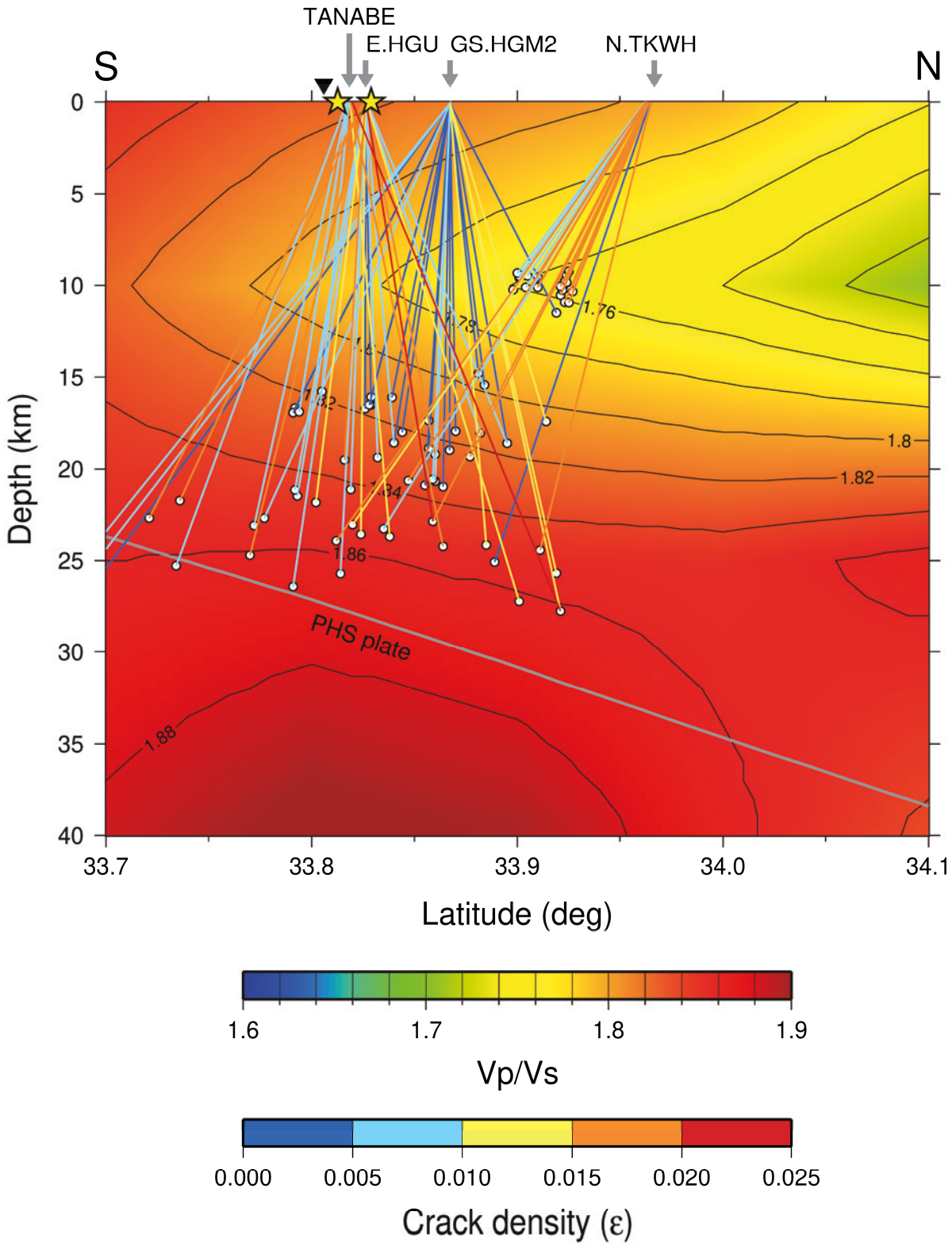

図 18　クラック密度（ε）と Vp/Vs 比（Nakajima and Hasegawa, 2007[26]）との比較（南北断面）

4. まとめ

本報告書では、Silver and Chan (1991)[14]の手法に基づくS波スプリッティング解析の原理について詳しい解説を行った。また、和歌山県田辺市本宮地域とその周辺を対象に、S 波スプリッティング解析を行った結果を示した。本報告書で得られた速いS波の振動方向（φ）及び2つの波に分裂したS波の到達時間差（dt）は、概ねSaiga et al. (2011)[34]及びSaiga et al. (2013)[35]による先行研究の結果と調和的である。

また、温泉水及び遊離ガス中に含まれるヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）の分布との比較によれば、ヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）が低く、スラブ起源流体が上昇してきている可能性が低いとみなされる地点においては、dtは小さい値を示す。それに対し、ヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）が高く、スラブ起源流体が上昇してきている可能性が高いとみなされる地点においては、dtは大きい値を示す傾向があることが明らかとなった。このことは、クラックが高密度に分布する領域がスラブ起源流体の移行経路の役割を果たしており、S波偏向異方性も強い（dtが大きい）との見方を支持する結果であると言える。

本宮地域を東西方向に横断する測線に沿った二次元比抵抗構造解析の結果（上原ほか, 2005[24]）との比較によれば、湯の峰温泉及び川湯温泉の地下深部に存在する高比抵抗領域の内部を通過し、本宮観測点（E.HGU）及び本宮三越観測点（GS.HGM2）に入射する東傾斜の波線のdtは小さい値を示す。それに対し、高比抵抗領域とそれより西側の低比抵抗領域の間を通過し、本宮観測点（E.HGU）に入射する西傾斜の波線や、西側の低比抵抗領域の内部を通過し、十津川西観測点（N.TKWH）及び田辺中辺路観測点（TANABE）に対して、ほぼ真下から鉛直上向きに入射する波線のdtは大きな値を示す傾向にある。このことは、湯の峰温泉及び川湯温泉の下の地殻には高比抵抗領域が存在し、スラブ起源流体は高比抵抗領域の上面に沿って西側の深部から上昇し、湯の峰温泉及び川湯温泉に湧出しているとの見方（上原ほか, 2005[24]）を支持する結果であると言える。

以上のように、S波スプリッティング解析によって得られる速いS波の振動方向や、2つの波に分裂したS波の到達時間差に関する情報は、スラブ起源流体の移行経路を把握する上で有用な手がかりとなり得ることが分かった。今後さらにスラブ起源流体などの深部流体分布域を対象とした解析事例を拡充し、手法の精度や信頼性の向上を図ることが望まれる。

謝辞

本報告書では、気象庁一元化震源データ及び防災科学技術研究所の高感度地震観測網（Hi-net）のウェブページ上で公開されている連続波形データを使用した。気象庁一元化震源データは、防災科学技術研究所、国立大学（北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学）、産業技術総合研究所、国土地理院、海洋研究開発機構、地震予知総合研究振興会、青森県、東京都、静岡県及び神奈川県温泉地学研究所などの関係機関から地震観測データの提供を受け、気象庁が文部科学省と協力してこれを整理したものである。

金沢大学理工研究域地球社会基盤学系の平松良浩教授には、Silver and Chan (1991)[14]の手法に基づく S 波スプリッティング解析の原理や、誤差の推定方法についてご教授頂いた。図の作成には、Generic Mapping Tools (GMT) version 4.5.18（Wessel and Smith (1998)[57]）を利用した。

本報告は、経済産業省資源エネルギー庁から委託された「令和 2 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業（地質環境長期安定性評価技術高度化開発）」(JPJ007597) の成果の一部である。

参考文献

1) 風早康平, 高橋正明, 安原正也, 西尾嘉朗, 稲村明彦, 森川徳敏, 佐藤 努, 高橋 浩, 北岡豪一, 大沢信二, 尾山洋一, 大和田道子, 塚本 斉, 堀口桂香, 戸崎裕貴, 切田 司, 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴, 日本水文科学会誌, vol.44, no.1, pp.3-16, 2014.

2) 総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会 地層処分技術 WG, 最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価-地質環境特性および地質環境の長期安定性について-, 61p., 2014.
https://www.meti.go.jp/committee/sougouenergy/denryoku_gas/genshiryoku/chisou_shobun_wg/report_001.pdf (参照：2021 年 12 月 2 日).

3) Crampin, S., Seismic-wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, vol.53, pp.467-496, 1978.

4) Kaneshima, S., Origin of crustal anisotropy: shear wave splitting studies in Japan, Journal of Geophysical Research, vol.95, no.B7, pp.11,121-11,133, 1990.

5) Savage, M. K., Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting?, Reviews of Geophysics, vol.37, pp.65-106, 1999.

6) Morikawa, N., Kazahaya, K., Takahashi, M., Inamura, A., Takahashi, H., Yasuhara, M., Ohwada, M., Sato, T., Nakama, A., Handa, H., Sumino, H. and Nagao, K., Widespread distribution of ascending fluids transporting mantle helium in the fore-arc region and their upwelling processes: Noble gas and major element composition of deep groundwater in the Kii Peninsula, southwest Japan, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.182, pp.173-196, 2016.

7) Sano, Y. and Wakita, H., Geographical distribution of $^{3}He/^{4}He$ ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism, Journal of Geophysical Research, vol.90, no.B10, pp.8729-8741, 1985.

8) Umeda, K., Sakagawa, Y., Ninomiya, A. and Asamori, K., Relationship between helium isotopes and heat flux from hot springs in a non-volcanic region, Kii Peninsula, southwest Japan, Geophysical Research Letters, vol.34, L05310, doi:10.1029/2006GL028975, 2007.

9) Obara, K., Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, Science, vol.296, pp.1679-1681, 2002.

10) 小原一成, フィリピン海プレート沈み込みに伴う西南日本のスロー地震群の発見, 地震第 2 輯, vol.61, pp.S315-S327, 2009.

11) Umeda, K., Ogawa, Y., Asamori, K. and Oikawa, T., Aqueous fluids derived from a subducting slab: Observed high ^{3}He emanation and conductive anomaly in a non-volcanic region, Kii Peninsula southwest Japan, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.149, pp.47-61, 2006.

12) Kato, A., Saiga, A., Takeda, T., Iwasaki, T. and Matsuzawa, T., Non-volcanic seismic swarm and fluid transportation driven by subduction of the Philippine Sea slab beneath the Kii Peninsula, Japan, Earth, Planets and Space, vol.66, 86, 2014.

13) Ando, M., Ishikawa, Y. and Yamazaki, F., Shear wave polarization anisotropy in the upper mantle beneath Honshu, Japan, Journal of Geophysical Research, vol.88, no.B7, pp.5850-5864, 1983.

14) Silver, P. G. and Chan, W. W., Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, Journal of Geophysical Research, vol.96, no.B10, pp.16,429-16,454, 1991.
15) Crampin, S. and Gao, Y., A review of techniques for measuring shear-wave splitting above small earthquakes, Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol.159, pp.1-14, 2006.
16) 宇津徳治, 地震学第 3 版, 共立出版, 376p., 2001.
17) Booth, D. C. and Crampin, S., Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free surface, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, vol.83, pp.31-45, 1985.
18) Hiramatsu, Y., Iwatsuki, K., Ueyama, S., Iidaka, T. and the Japanese University Group of the Joint Seismic Observations at NKTZ, Spatial variation in shear wave splitting of the upper crust in the zone of inland high strain rate, central Japan, Earth, Planets and Space, vol.62, pp.675-684, 2010.
19) Hiramatsu, Y., Ando, M., Tsukuda, T. and Ooida, T., Three-dimensional image of the anisotropic bodies beneath central Honshu, Japan, Geophysical Journal International, vol.135, pp.801-816, 1998.
20) Walsh, E., Measuring shear wave splitting using the Silver and Chan method, Master's thesis, Victoria University of Wellington, New Zealand, 164p., 2013.
21) Walsh, E., Arnold, R. and Savage, M. K., Silver and Chan revisited, Journal of Geophysical Research, vol.118, pp.5500-5515, 2013.
22) 大崎順彦, 新・地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会, 299p., 1994.
23) Miura, D., Arcuate pyroclastic conduits, ring faults, and coherent floor at Kumano caldera, southwest Honshu, Japan, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.92, pp.271-294, 1999.
24) 上原大二郎, 角田地文, 工藤 健, 梅田浩司, 小川康雄, 棚瀬充史, 武田祐啓, 千葉昭彦, 菊池昇, 鍵山恒臣, 紀伊半島南部地域の重力異常と深部比抵抗構造から推定される地熱構造, 地震第 2 輯, vol.57, pp.245-255, 2005.
25) Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A., Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, Journal of Geophysical Research, vol.113, B09315, doi:10.1029/2007JB005274, 2008.
26) Nakajima, J. and Hasegawa, A., Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: slab geometry and its relationship to arc magmatism, Journal of Geophysical Research, vol.112, B08306, doi:10.1029/2006JB004770, 2007.
27) Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S., Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath Northeastern Japan, Journal of Geophysical Research, vol.97, no.B13, pp.19,909-19,928, 1992.
28) 卜部 卓, 東田進也, win-微小地震観測網波形験測支援のためのワークステーション・プログラム（強化版）, 地震学会予稿集, p.331, 1992.
29) Hirata, N. and Matsu'ura, M., Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol.47, pp.50-61, 1987.

30) 日本原子力研究開発機構, 電力中央研究所, 令和 2 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発報告書, 317p., 2021.
31) Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H. and Yamamoto, A., Recent progress of seismic observation networks in Japan -Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net-, Earth, Planets and Space, vol.56, pp.xv-xxviii, 2004.
32) Obara, K., Kasahara, K., Hori, S. and Okada, Y., A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Review of Scientific Instruments, vol.76, 021301, doi:10.1063/1.1854197, 2005.
33) 汐見勝彦, 小原一成, 針生義勝, 松村 稔, 防災科研 Hi-net の構築とその成果, 地震第 2 輯, vol.61, pp.S1-S7, 2009.
34) Saiga, A., Kato, A., Sakai, S., Iwasaki, T. and Hirata, N., Crustal anisotropy structure related to lateral and down-dip variations in interplate coupling beneath the Kii Peninsula, SW Japan, Geophysical Research Letters, vol.38, L09307, doi:10.1029/2011GL047405, 2011.
35) Saiga, A., Kato, A., Kurashimo, E., Iidaka, T., Okubo, M., Tsumura, N., Iwasaki, T., Sakai, S. and Hirata, N., Anisotropic structures of oceanic slab and mantle wedge in a deep low-frequency tremor zone beneath the Kii Peninsula, SW Japan, Journal of Geophysical Research, vol.118, pp.1091-1097, 2013.
36) Miyazaki, S. and Heki, K., Crustal velocity field of southwest Japan: subduction and arc-arc collision, Journal of Geophysical Research, vol.106, no.B3, pp.4305-4326, 2001.
37) Ito, T. and Hashimoto, M., Spatiotemporal distribution of interplate coupling in southwest Japan from inversion of geodetic data, Journal of Geophysical Research, vol.109, B02315, doi:10.1029/2002JB002358, 2004.
38) Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T., Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, Pure and Applied Geophysics, vol.157, pp.2303-2322, 2000.
39) Townend, J. and Zoback, M. D., Stress, strain, and mountain building in central Japan, Journal of Geophysical Research, vol.111, B03411, doi:10.1029/2005JB003759, 2006.
40) Yukutake, Y., Takeda, T. and Yoshida, A., The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis, Earth and Planetary Science Letters, vol.411, pp.188-198, 2015.
41) Abers, G. A. and Gephart, J. W., Direct inversion of earthquake first motions for both the stress tensor and focal mechanisms and application to southern California, Journal of Geophysical Research, vol.106, no.B11, pp.26,523-26,540, 2001.
42) Ito, T., Kojima, Y., Kodaira, S., Sato, H., Kaneda, Y., Iwasaki, T., Kurashimo, E., Tsumura, N., Fujiwara, A., Miyauchi, T., Hirata, N., Harder, S., Miller, K., Murata, A., Yamakita, S., Onishi, M., Abe, S., Sato, T. and Ikawa, T., Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002, Tectonophysics, vol.472, pp.124-134, 2009.
43) Stein, S. and Wysession, M., An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure, Blackwell Publishing Ltd, 498p., 2003.

44) Nagao, K., Takaoka, N. and Matsubayashi, O., Rare gas isotopic compositions in natural gases of Japan, Earth and Planetary Science Letters, vol.53, pp.175-188, 1981.
45) Matsumoto, T., Kawabata, T., Matsuda, J., Yamamoto, K. and Mimura, K., $^{3}He/^{4}He$ ratios in well gases in the Kinki district, SW Japan: surface appearance of slab-derived fluids in a non-volcanic area in Kii Peninsula, Earth and Planetary Science Letters, vol.216, pp.221-230, 2003.
46) 草野友宏, 浅森浩一, 梅田浩司, 日本列島における地下水・温泉ガスのヘリウム同位体比データベースの作成, JAEA-Data/Code 2012-017, 19p., 2012.
47) Rial, J. A., Elkibbi, M. and Yang, M., Shear-wave splitting as a tool for the characterization of geothermal fractured reservoirs: lessons learned, Geothermics, vol.34, pp.365-385, 2005.
48) Ogawa, Y. and Uchida, T., A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, Geophysical Journal International, vol.126, pp.69-76, 1996.
49) Christensen, N. I., Poisson's ratio and crustal seismology, Journal of Geophysical Research, vol.101, no.B2, pp.3139-3156, 1996.
50) 趙 大鵬, 内陸の地震での水の関与, 笠原順三・鳥海光弘・河村雄行（編）「地震発生と水 地球と水のダイナミクス」, 東京大学出版会, pp.263-280, 2003.
51) O'Connell, R. J. and Budiansky, B., Seismic velocities in dry and saturated cracked solids, Journal of Geophysical Research, vol.79, pp.5412-5426, 1974.
52) Saiga, A., Hiramatsu, Y., Ooida, T. and Yamaoka, K., Spatial variation in the crustal anisotropy and its temporal variation associated with a moderate-sized earthquake in the Tokai region, central Japan, Geophysical Journal International, vol.154, pp.695-705, 2003.
53) Crampin, S., The fracture criticality of crustal rocks, Geophysical Journal International, vol.118, pp.428-438, 1994.
54) Hudson, J. A., Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, vol.64, pp.133-150, 1981.
55) Savage, M. K., Ohminato, T., Aoki, Y., Tsuji, H. and Greve, S. M., Stress magnitude and its temporal variation at Mt. Asama volcano, Japan, from seismic anisotropy and GPS, Earth and Planetary Science Letters, vol.290, pp.403-414, 2010.
56) Tadokoro, K., Ando, M. and Umeda, Y., S wave splitting in the aftershock region of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Journal of Geophysical Research, vol.104, no.B1, pp.981-991, 1999.
57) Wessel, P. and Smith, W. H. F., New, improved version of Generic Mapping Tools released, Eos Transactions, American Geophysical Union, vol.79, no.47, p.579, 1998.